J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 102, p. 19〜30（2006）

黒ボク土畑圃場における水移動と硝酸塩の溶脱

江　口　定　夫*

Water Flow and Nitrate Leaching in an Andisol Field

Sadao Eguchi*

* National Institute for Agro-Environmental Sciences,
Kannondai 3-1-3, Tsukuba, Ibaraki 305-8604

1. はじめに

作物生産のために農地へ施与された窒素肥料の一部は，作物に利用されることなく，鉛直下方への浸透水と共に根群域から硝酸塩（NO_3^-）として溶脱し，地下水汚染を引き起こす。農業由来の窒素による地下水・表面水の硝酸塩汚染は広く知られているが，地表面での窒素負荷の発生後，土壌中をどれだけの窒素が NO_3^- として輸送されていくのか，また，どれだけの時間をかけて地下水・表面水へと流出するのかについては，ほとんど解明されていない。

硝酸塩による地下水・表面水汚染を防ぐため，1999 年には，公共用水域及び地下水における硝酸性窒素及び亜硝酸性窒素の水質環境基準（10 mg N L^{-1} 以下）が設定された。しかし，環境省の地下水水質調査（環境省環境管理局水環境部，2004）によれば，この環境基準の超過率は毎年 5〜6% 以上と他の項目に比べ格段に高いだけでなく，年々わずかに上昇する傾向にある。また，霞ヶ浦では，1985 年以降，水質保全計画が実施されてきたが，例えば西浦への流入河川中の全窒素濃度はほとんど低下していない（田渕，2004）。一方，流域を対象とした窒素負荷算定モデル（Takeuchi *et al.*, 2005；板橋・竹内，2005）による解析では，流域内での窒素流出負荷ポテンシャルに比較して河川を通じた実際の流出負荷量は流域によりほぼ一致する場合と小さい場合があること，流出負荷量のピーク年は発生負荷量のピーク年より数年から数十年遅れること等が示されている。これらの現象の詳細を明らかにするためには，まず，土壌中及び地下水中での窒素の輸送にかかる時間と輸送中の形態変化を定量的に把握する必要がある。

土壌中の NO_3^- 輸送媒体は水であり，水移動を正確に把握することが，NO_3^- 輸送・溶脱現象の理解には必要不可欠である。しかし，圃場条件下での土壌中の水移動は一般に非常に不均一であり，定量化が困難であることが多い。例えば，土壌構造が発達した粘土質土壌では，降雨のほとんどは亀裂内を流下するバイパス流によって排水され，亀裂面から土壌マトリックス内への水平浸潤はほとんど生じない（Hoogmoed and Bouma, 1980）。このような土壌では，選択流（水移動または溶質輸送が土壌の一部分を通じて選択的に行われる現象）が水移動の主体であり，均質な多孔質媒体を仮定した鉛直一次元の Darcy 式による水フラックスの定量化は困難である。

これに対して，黒ボク土畑の下層土では，鉛直下方への水移動の主体は，水平方向のバラつきが小さく鉛直一次元の Darcy 式で表すことが出来るマトリックス流であった（Hasegawa and Sakayori, 2000；Hasegawa and Eguchi, 2002）。このような土壌では，圃場条件下での鉛直下方への溶質輸送についても水平方向のバラつきが小さく，比較的均一なものかもしれない。もしもそうだとすると，本来，均質な多孔質媒体に対してのみ適用できる理論やモデルを用いて，圃場条件下の NO_3^- 輸送・溶脱現象を説明できる可能性がある。

本稿では，黒ボク土畑圃場を対象として，まず，土壌水分状態の長期観測結果に基づき，深さ 1 m を横切る水の流れを定量化した結果について述べる。次に，地表浸入水が土壌中の水を均一に鉛直下方へ押し出していくと仮定し，体積含水率変化と深さ 1 m からの積算浸透水量を用いて，施肥日に施肥深さから移動し始めた水（または非反応性溶質）の任意の期間後の到達深さを求めると共に，その到達深さの位置と液相中 NO_3^- 濃度変化との対応関係に基づき，土壌中の NO_3^- 輸送・溶脱現象を説明した事例について紹介する。

* 農業環境技術研究所　〒305-8604 茨城県つくば市観音台 3-1-3
キーワード：体積含水率，マトリックス流，選択流，陰イオン吸着，黒ボク土

2. 方　　法

2.1. 調査地

調査地は，茨城県つくば市南西部の稲敷台地上に位置する農業環境技術研究所（北緯36°01′，東経140°07′）内の畑圃場に設定した。標高は約25 mであり，地表面は平坦である。土壌は淡色黒ボク土（Hydric Hapludand）であり，深さ0〜20 cmが作土層，20〜30 cmが耕盤層，30 cmから下は下層土である。土性は軽埴土〜重埴土であり，アロフェンを主体とする非晶質粘土鉱物に富む。土壌構造は，耕盤層では板状，下層土では柱状の構造が見られる（江口・長谷川，2002）が，構造の発達度はいずれも弱い。下層土には直径1〜2 mmの根成孔隙が多く観察され（成岡ら，2000；岩田・成岡，2002），下層土の空気侵入値は−8〜0 cm（酒寄ら，1998）である。大雨の後，土壌表面の乾燥過程で土壌表面に深さ数cm程度の亀裂が生じる場合があるが，それより下の土壌断面内に亀裂は見られない。浅層地下水面は，通常，深さ2 m前後にある。

2.2. 土壌水分状態と NO_3^- 濃度の測定

土壌水分状態の観測方法の詳細はHasegawa and Sakayori（2000）が報告しており，ここでは概略を述べる。1995年6月より，TDR（Time Domain Reflectometry）によって，深さ0〜30（θ_{0-30}）及び0〜100 cm（θ_{0-100}）の平均体積含水率を3連で測定した。1997年1月より，深さ100 cmにおける体積含水率（θ_{100}）を長さ30 cmのTDRプローブを用いて2連で，また，深さ90（Ψ_{90}）及び110 cm（Ψ_{110}）の圧力ポテンシャルをテンシオメータ法により3連で測定した。テンシオメータは，深さ90及び110 cmのものを一組として設置し，両者の間の水平距離を20 cm，各組の間の水平距離を100 cmとした。深さ90〜110 cmにおける動水勾配J_{90-110}は，各組毎に算出した。土壌水分状態の測定は，いずれも30分間隔で行った。

深さ100，150及び200 cmの土壌水をポーラスカップ吸引法により，それぞれ，5，3及び3連で，数週間毎に採取した。土壌水中のNO_3^-濃度は，イオンクロマトグラフ法により測定した。金属製円筒（先端刃先の内径27.5 mm）を用いて，地表面から深さ100 cm以上までの不攪乱土壌を毎月1回，2〜4連で採取し，深さ10 cm毎の土層に分割した。各土層中のNO_3^-含量は，固液比1：100で0.01 M NaOHを加えて振とうし，その抽出液中のNO_3^-濃度を定量することにより求めた。

2.3. 肥培管理

作物は，毎年，スイートコーン（*Zea mays* L. var. *saccharata* Sturt.）とハクサイ（*Brassica pekinensis* Rupr.）を，それぞれ，夏と秋に栽培した。収穫残渣は，基本的にすべて鋤込んだ。冬は，間作作物としてコムギ（*Triticum aestivum* L.）またはイタリアンライグラス（*Lolium multiflorum* Lam.）を無施肥で栽培し，翌春，栄養生長期のうちに緑肥としてすべて鋤込んだ。ただし，1995〜1996及び1997〜1998の冬は作付けせず，裸地とした。

1995〜2002年における1年当たりの平均窒素施与量は，化成肥料（尿素及びアンモニウム塩）によるものを359 kg N ha^{-1}，有機質資材（主として稲わら堆肥，C/N比の平均値は19）によるものを139 kg N ha^{-1}とした。

各作物の収穫時（間作作物については鋤込み時）には，作物体の部位別乾物蓄積量と全窒素含量を測定し，単位面積当たりの作物体中窒素蓄積量V_N及び窒素についての収穫指数HI_N（＝収穫部位の窒素蓄積量/作物体中窒素蓄積量）を求めた。

2.4. マトリックス流と選択流

鉛直一次元のDarcy式によって近似できるような，水平方向のバラつきの小さい鉛直方向の水の流れをマトリックス流と定義し，深さ100 cmを横切るマトリックス流q_mを次式で算出した。

$$q_m = -K(\theta_{100})\left(\frac{\Psi_{110}-\Psi_{90}}{L}-1\right) \qquad [1]$$

ここで，K（θ_{100}）は深さ100 cmの体積含水率θ_{100}の関数としての不飽和透水係数，Lは深さ90〜110 cmの距離（20 cm）である。不飽和透水係数は，深さ100 cmから採取した直径10 cm，高さ4 cmの不攪乱土壌を用いて，定常法（Hasegawa and Sakayori, 2000）により測定した。飽和付近の不飽和透水係数については，同じ圃場の下層土を用いた他の研究者による飽和透水係数の実測値（酒寄ら，1998；成岡ら，2000；岩田・成岡，2002）も参考にして，できるだけ圃場を代表する値を得るようにした。不飽和透水係数は，体積含水率（0.6〜0.8 $m^3\,m^{-3}$）の関数として表した。両者の関係にヒステリシスは見られなかった。

降雨開始から降雨直後までの期間，鉛直方向の水の流れが鉛直一次元のDarcy式では近似できない（土層の水収支が合わない）場合，水の流れはマトリックス流と選択流の和であるとみなした。すなわち，深さ100 cmを横切る選択流は，降雨中から降雨直後の期間に限って発生しうると考え，この期間の正味の表面流去水量，土壌面からの蒸発量及び根吸水量は相対的に無視できると仮定し，深さ0〜100 cmの土層内水収支から積算選択流量D_pを算出した。

$$D_p = P - (D_m + \Delta S_{0-100}) \quad [2]$$

ここで，P は積算降水量，D_m は積算マトリックス流量，ΔS_{0-100} は深さ 0〜100 cm の土層内保水量変化である。深さ 100 cm を横切る選択流は，積算選択流量 D_p がその推定誤差 SE［D_p］を上回った場合のみ，発生したと判断した。推定誤差 SE［D_p］の算出には，TDR 及びテンシオメータによる測定値の反復間のバラつきと各センサーの測定精度を考慮した。

2.5.　水（または非反応性溶質）の到達深さ z_p

地表から新たに浸入した水が土壌中にある水を鉛直下方へ均一に押し出していくと仮定すると，施肥日に施肥深さ z_f から移動し始めた水（または非反応性溶質）の任意の期間後の到達深さ z_p は，次式により求められる。

$$\int_{z_f}^{z_p} \theta_n dz = P - E - (U_{0-z_p} + \Delta S_{0-z_p}) \quad [3]$$

ここで，θ_n は，施肥から任意の期間後の体積含水率，P は積算降水量，E は土壌面からの積算蒸発量，U_{0-z_p} は根による深さ 0〜z_p の土層内における積算吸水量，ΔS_{0-z_p} は深さ 0〜z_p の土層内における保水量変化である。土壌面からの蒸発量 E と根吸水量 U_{0-z_p} については，作物生育期間中は $E=0$ を仮定することにより，また，裸地期間中は $U_{0-z_p}=0$ であることから，注目する期間の土層内水収支から算出した。深さによる根吸水量の違いは，Molz and Remson（1970）のモデルに従って推定した。ただし，ハクサイの根の深さは 30 cm，スイートコーンとコムギの根の深さは 90 cm で一定と仮定した。

2.6.　窒素収支に基づく土壌水中 NO_3^- 濃度の推定

農地へ投入された窒素のうち，収穫により圃場外へ持ち出された窒素量を除き，圃場内に残った窒素がすべて NO_3^- として土壌水中へ均一に溶け込むならば，浸透水量と地表面における窒素収支から，浸透水中の NO_3^- 濃度を推定することが出来る。

$$C^*_{NO3\text{-}N} = \frac{\mathrm{SurplusN}}{D} \quad [4]$$

ここで，$C^*_{NO3\text{-}N}$ は浸透水中 NO_3–N 濃度の推定値，D は積算浸透水量（注目する期間中の積算マトリックス流量と積算選択流量の和），SurplusN は単位面積当たりの余剰窒素量であり，次式で定義した。

$$\mathrm{SurplusN} = F_{Nchem} + F_{Norg} - \mathrm{HI_N} V_N \quad [5]$$

ここで，F_{Nchem}，F_{Norg} 及び V_N は，それぞれ，単位面積当たりの化成肥料由来 N 投入量，有機肥料由来 N 投入量及び作物体中 N 蓄積量であり，$\mathrm{HI_N}$ は窒素についての収穫指数である。

一般に，稲わら堆肥等の有機質資材中の窒素は化成肥料中の窒素に比べて分解が遅いことから，浸透水中の NO_3^- 濃度へ及ぼす影響は化成肥料中の窒素よりも小さい可能性がある。そこで，化成肥料中の窒素のみが作物への窒素供給源であるとみなした場合の余剰窒素量（$\mathrm{SurplusN_{chem}}$）及びそのときの浸透水中 NO_3-N 濃度の推定値（$C^*_{NO3\text{-}Nchem}$）を，それぞれ，［6］及び［7］式を用いて算出した。

$$\mathrm{SurplusN_{chem}} = F_{Nchem} - \mathrm{HI_N} V_N \quad [6]$$

$$C^*_{NO3\text{-}Nchem} = \frac{\mathrm{SurplusN_{chem}}}{D} \quad [7]$$

3.　結果と考察

3.1.　土壌水分状態の変動

観測期間中の年降水量は，987〜1,531 mm の間で変動した。1995〜1999 年の 5 年間（図-1）では，日降水量が 50 mm を超えたのは 13 回，100 mm を超えたのは 1 回のみであった。これに対して，地表面から深さ 100 及び 30 cm までの保水量（図-1）は，それぞれ，主として 500〜650 及び 100〜150 mm の範囲内にあった。このことは，仮に降水のすべてが地表から浸入し土壌中の水を鉛直下方へ均一に押し出していくとすると，深さ 1 m までの土壌水を完全置換するには半年前後かかること，また，100 mm の大雨によって置換される土壌水は深さ数十 cm 程度までであることを示す。深さ 100 及び 30 cm までの保水量は，多雨期ほど変動幅が小さくほぼ一定に保たれていた。

深さ 90 及び 110 cm における圧力ポテンシャル（図-2）は，主として−150〜−50 cm の範囲内にあり，湿潤期間ほど変動が小さかった。深さ 100 cm における体積含水率（図-2）は，地下水位が深さ 1 m 近くまで上昇したとき（1999 年 7 月）を除けば，降水量の多少に関わらずほぼ一定に保たれており，主として 0.65〜0.70 $m^3\,m^{-3}$ の範囲内にあった。このことは，この土壌中のマトリックス流を［1］式で計算する場合，体積含水率が 0.65〜0.70 $m^3\,m^{-3}$ の範囲内における不飽和透水係数の値が，実用上最も重要となることを示している。

3.2.　大雨時の水移動特性

図-3 は，約 1 日半の間に 95.9 mm の降雨があったときの深さ 0〜100 cm の土層内水収支を表している。マトリックス流量 D_m と土層内保水量変化 ΔS_{0-100} の和は，時間経過と共に徐々に積算降水量 P より小さくなり，降雨終了直前には，D_p の値がその推定誤差 SE［D_p］を上回った。このことから，この降雨イベントでは選択流が発生したと判断した。選択流は，合計 22.2 mm 発生し，

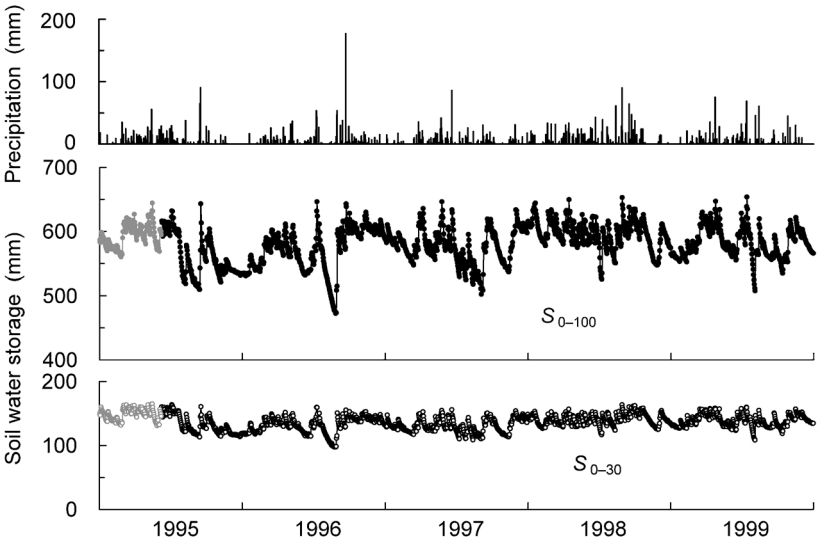


図-1 日降水量と深さ100及び30 cmまでの日平均保水量の変動（1995〜1999年）．灰色のプロットは，隣接した圃場における観測値（Hasegawa, 1997）に基づき推定した値．

Fig. 1 Daily precipitation and the changes in the daily average storage water to depths of 100 and 30 cm during the period of 1995–1999.

選択流終了時までの積算マトリックス流量は35.8 mmであった。

図-3の降雨イベントでは，降雨強度は最大でも1時間当たり7〜8 mm程度であり，圃場での観察では，表面湛水は生じなかった。このことは，もし，ここで算出した選択流が，圧力ポテンシャルがゼロに近い粗孔隙流であるならば，その発生源は地表面ではなく，地表面下の土層内であったことを示唆する。例えば，耕盤層の透水性が作土層に比べて低い場合，耕盤層から下方への排水フラックスが作土層からの供給水フラックスを下回れば，耕盤層上の圧力ポテンシャルが空気侵入値以上まで高まり粗孔隙流の発生源となる可能性がある。

図-4は，図-3と同じ降雨イベントにおける圧力ポテンシャル及び動水勾配の変化である。テンシオメータ値の反復間のバラつきは小さく，浸潤前線の到達に対応した反応時間の差は2〜3時間程度であった。また，圧力ポテンシャルの最大値の反復間差は，深さ90 cmでは2〜3 mm以内と良く一致し，深さ110 cmにおいても7〜8 cm

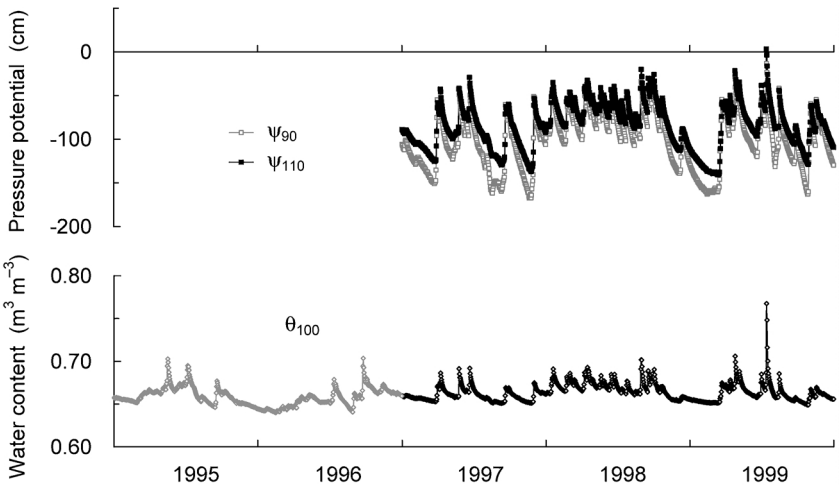


図-2 深さ90及び110 cmの圧力ポテンシャルと深さ100 cmの体積含水率の日平均値（1995〜1999年）．体積含水率の灰色のプロットは，深さ0〜100及び0〜30 cmの体積含水率と浅層地下水位を用いた経験式（重回帰式）に基づき推定した値．

Fig. 2 Daily average pressure potentials at depths of 90 and 110 cm and volumetric water content at a depth of 100 cm during the period of 1995–1999.

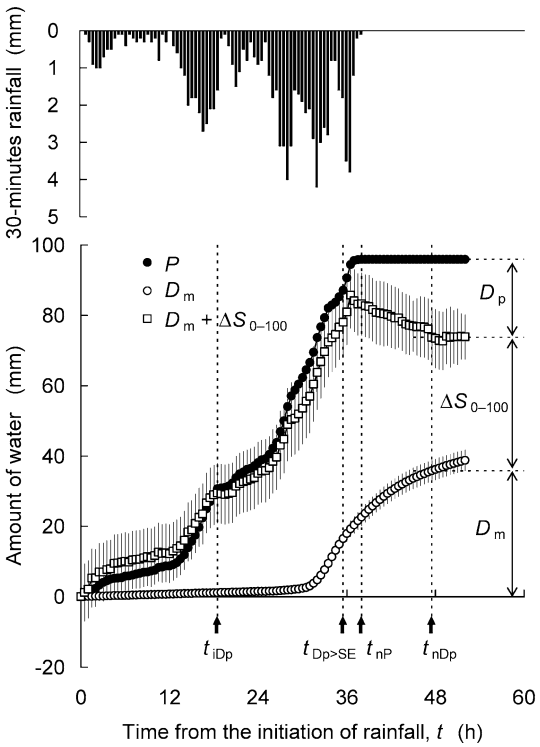


図-3　大雨時の積算マトリックス流量と積算選択流量（1999年4月23～25日）．P は積算降水量，D_m は積算マトリックス流量，ΔS_{0-100} は深さ0～100 cm土層内保水量変化，D_p は積算選択流量，t は降雨開始からの時間であり，t_{iDp}, $t_{Dp>SE}$, t_{nP} 及び t_{nDp} は，それぞれ，D_p が1 mmを超えた時間，D_p がその推定誤差SE［D_p］を超えた時間，降雨が終了した時間及び選択流が終了した時間を表す．

Fig. 3　Cumulative amounts of the matrix flow and the preferential flow across a depth of 1 m during and shortly after a heavy rain event.

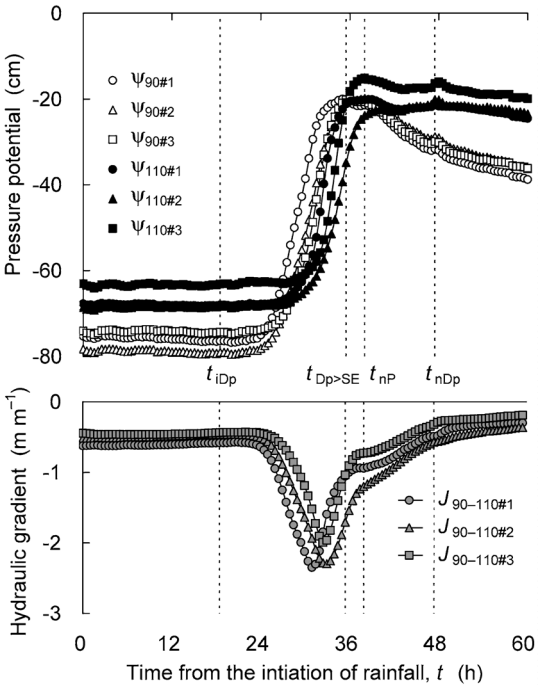


図-4　大雨時（図-3）の圧力ポテンシャル及び動水勾配の変化．Ψ_{90} 及び Ψ_{110} は，それぞれ，深さ90及び110 cmの圧力ポテンシャル，J_{90-110} は深さ90～110 cmの区間の動水勾配を表し，下付き文字＃1，＃2及び＃3は，それぞれ，3連で設置した各センサーに付けた番号に対応する．

Fig. 4　Changes in the pressure potentials and the hydraulic gradient during the heavy rain event shown in Fig. 3.

以内に過ぎなかった。動水勾配（図-4）についても，その最小値は－2.3～－2 mm^{-1}の範囲にあり，ほぼ等しい。体積含水率（図-5）についても反復間のバラつきは小さく，低水分時よりも高水分時の方が，バラつきがより小さくなる傾向にあった。これらの結果は，選択流が発生するような大雨時の浸透過程においても，土壌マトリックス内の土壌水分状態は水平方向にほぼ均一であったことを示しており，選択流が，マトリックス流のバラつきのみに由来するとは考えにくいことを示唆する。しかし，これについては，深さ1 mの不飽和透水係数 K の圃場内のバラつきを考慮した上で更に検討する必要がある。

深さ1 mを横切る選択流は，深さ1 m付近の圧力ポテンシャル（図-4）が空気侵入値（－8～0 cm）よりも低い（最大値が－20～－15 cm）土壌水分条件下で生じた。このことは，深さ1 m付近の土層が粗孔隙流を発生するような水分状態になかったことを示す。すなわち，もし，選択流の正体が粗孔隙流であったとすれば，その発生源は，深さ1 mよりも上層にあったと考えられる。深さ90 cmの圧力ポテンシャル（図-4）は，最大値に到達後，速やかに低下する傾向にあったが，深さ110 cmでは，ほぼ一定の値が継続した。このことは，深さ110 cmから鉛直下方への排水が深さ90 cmと比べて相対的に滞っていたことを示唆しており，選択流を伴う上層からの大きな浸透水フラックスが，この原因の一つとなったと考えられる。

深さ100 cmにおける体積含水率 θ_{100}（図-5）は，選択

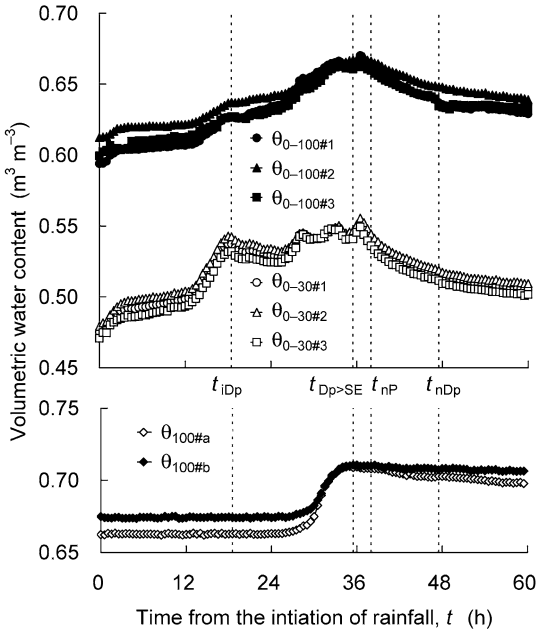


図-5 大雨時（図-3）の深さ0〜100及び0〜30 cm土層と深さ100 cmにおける体積含水率の変化．下付き文字＃1，＃2及び＃3は，それぞれ，3連で設置したセンサー番号に対応し，＃a及び＃bは，それぞれ，2連で設置したセンサー番号に対応する．

Fig. 5 Changes in the volumetric water contents from the soil surface to depths of 100 and 30 cm, and at a depth of 1 m during the heavy rain event shown in Fig. 3.

流の発生期間中，0.66〜0.71 $m^3 m^{-3}$の範囲にあった。この値は，年間を通しての主な変動幅0.65〜0.70 $m^3 m^{-3}$（図-2）と比較して，突出して高い水分量ではない。すなわち，選択流が生じたときとそうでないときの体積含水率θ_{100}の値に大きな違いはなく，選択流は，極端に高い水分条件下で生じたのではないことが分かる。また，このことは，不飽和透水係数Kと体積含水率θ_{100}の関係Kを選択流が生じた大雨時の土壌水分状態変化に基づき逆解析によって求めたとしても，それは他の時期には適用できないK（θ_{100}）であることを示している。なぜならば，次節で述べるように，本研究で算出した年間の水収支は妥当なものであり，本研究で用いたK（θ_{100}）を例えば数倍程度（降雨開始から選択流終了までの全浸透水量D_p+D_mは，多くの場合，D_mの1.5〜4.5倍だった）高く設定することは，年間のマトリックス流量を数倍程度高く見積もることにつながり，年蒸発散量を大きく過小評価することになるためである。すなわち，年間の水収支が妥当なものである以上，θ_{100}が0.65〜0.70 $m^3 m^{-3}$の範囲のK（θ_{100}）については，これを大きく変えることは出来ない。

3. 3. マトリックス流と選択流が年間の水収支に及ぼす影響

黒ボク土畑の深さ100 cmを横切る浸透水フラックスは，鉛直一次元のDarcy式で近似できるマトリックス流が主体であり（Hasegawa and Sakayori, 2000；Hasegawa and Eguchi, 2002），年浸透水量の約3/4〜5/6を占めた。マトリックス流は主として鉛直下向きであった（図-6）が，鉛直上向きの流れも年間に5〜60 mm程度生じており，乾燥年ほどその値は大きくなる傾向に

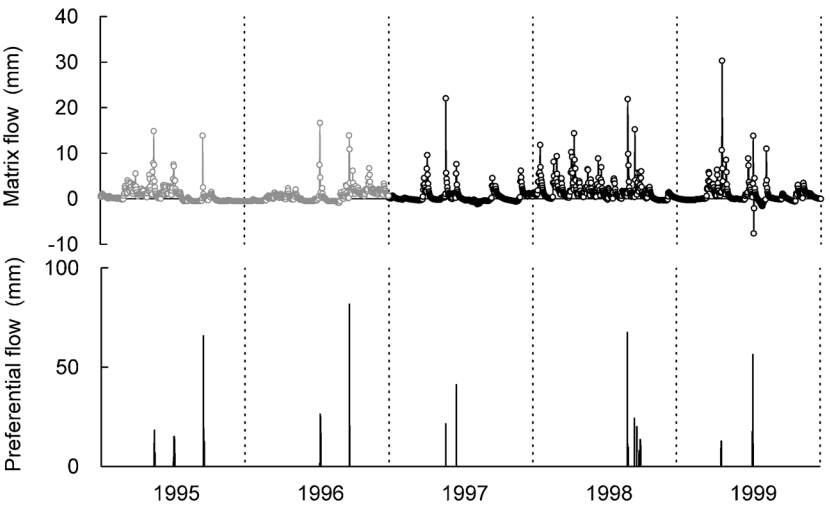


図-6 マトリックス流及び選択流による日浸透水量（1995〜1999年）．マトリックス流の灰色のプロットは，深さ0〜100 cm土層の日平均保水量と1日当たりのマトリックス流量の関係（1997〜2003年）から作成した多項式により推定した値．

Fig. 6 Daily water drainage from a depth of 1 m as matrix flow and preferential flow during the period of 1995-1999.

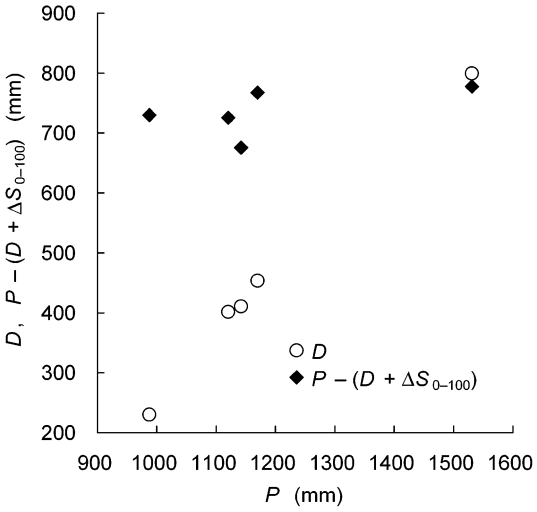


図-7　年間の積算降水量 P と深さ 1 m からの積算浸透水量 D の関係．年間の積算浸透水量 D は，年間の積算マトリックス流量及び積算選択流量の和，ΔS_{0-100} は年毎の深さ 0〜100 cm の土層内保水量変化である．

Fig. 7　Annual drainage from a depth of 1 m as a function of annual precipitation.

あった。マトリックス流の日浸透水量は，最大で 30 mm 程度だったが，日選択流量は 50 mm 以上に達した（図-6）。そのため，選択流は年に数回程度しか発生しないにも関わらず，年浸透水量の約 1/6〜1/4 を占めた。選択流は，土壌の初期水分含量が高く大雨が降った場合に生じやすかった（江口・長谷川，2001）。

深さ 100 cm からの年間の正味の降下浸透水量 D（年間の積算マトリックス流量と積算選択流量の和）は，年間の積算降水量 P にほぼ比例して増加した（図-7）。年間のマトリックス流量と選択流量の割合は年により変化したが，年降水量と年浸透水量の間の比例関係にはほとんど影響しなかった。年間の蒸発散量を $P-(D+\Delta S_{0-100})$ により推定したところ（図-7），その値は，年降水量に関わらず 700〜800（1995〜1999 年の平均値は 735）mm でほぼ一定であった。この値は，これまでに多く報告されているライシメータによる黒ボク土畑の水収支観測結果とほぼ一致する。例えば，松下ら（1969），上村（1977）および藤嶋（1984）による各ライシメータ試験の全処理区についての年蒸発散量の平均値を求めると，それぞれ，769（1965〜1967 年），721（1966〜1975 年）および 783 mm（1967〜1976 年）であった。このことから，この圃場の水収支は，精度良く算出できたと考えられる。

年間の水収支が妥当であることは，鉛直一次元の Darcy 式を適用する限りにおいては，少なくとも今回 TDR 及びテンシオメータを設置した場所の深さ 1 m における現場の不飽和透水係数については，不攪乱試料を用いて室内で測定した不飽和透水係数を適用できること，また，大雨時の土層内水収支から算出される選択流が不飽和透水係数の見積もりの誤差によって生じたものではないことを示している。

3. 4.　土壌中の均一な水移動を基準とした NO_3^- 移流速度の説明

施肥日に施肥深さから移動し始めた水（または非反応性溶質）の任意の期間後の到達深さ z_p（[3] 式）が深さ 1 m に達する時期は，深さ 100 cm における液相中 NO_3^- 濃度ピーク出現時期とほぼ一致した（図-8）。例えば，1995 年秋〜1996 年秋にかけて 1 回の施肥窒素量が 200 kg ha^{-1} を超えたときに施肥深さ（7.5 cm）から移動し始めた水は，1997 年春〜冬に深さ 1 m 付近に到達し，このとき深さ 100 cm における液相中 NO_3^- 濃度は最大値を示した。このことは，見かけ上，施肥窒素が NO_3^- として水とほぼ同じ速さで土壌中を下方移動したこと，また，1997 年に見られる液相中 NO_3^- 濃度の大きなピークが，施肥日の異なる窒素に由来する NO_3^- の複数のピークの重ね合わせによって形成されていることを示している。

これに対して，陰イオン吸着を考慮し，NO_3^- の土壌固相への線形吸着を仮定して，深さ 90〜100 または 100〜110 cm の土壌中 NO_3^- 含量 M, NO_3^- の固液分配係数 K_d, 深さ 100 cm の体積含水率 θ_{100} 及び乾燥密度 ρ_d を用いて推定した液相中 NO_3^- 濃度 $M/(K_d+\theta_{100}/\rho_d)$ は，実測値 C とほぼ一致した（図-8 b）。ここで用いた NO_3^- 固液分配係数 K_d の値（1.06×10^{-3} m^3 kg^{-1}）は，実測した土壌中 NO_3^- 含量及び液相中 NO_3^- 濃度の関係（1997〜2002 年）に基づき求めたものであり，NO_3^- の半分近くが吸着態であったことを示す。この圃場の下層土を均一に充填した不飽和土壌カラム中では，NO_3^- は土壌固相へ吸着されるため水移動に対して遅延することが知られている（Katou *et al.*, 1996）。しかし，圃場条件下では，NO_3^- はその半分近くが土壌固相に吸着されているにも関わらず，見かけ上，水移動に対して遅延することなく下方移動していた。このことから，大雨時に発生する選択流等が，下層土中の NO_3^- の移流を倍近く速めていたことが示唆される。

線形吸着を仮定した液相中 NO_3^- 濃度の推定値と実測値がほぼ一致したこと（図-8 b）は，また，圃場内の多地点で時期別に採取した土壌中 NO_3^- 含量と定点観測による液相中 NO_3^- 濃度の関係が高い正の相関関係にあったことを示す。もし，圃場内の土壌中 NO_3^- 含量および液相中 NO_3^- 濃度が水平方向に大きくバラつくならば，両

者の間に明瞭な正の関係を見出すことはできない。すなわち，圃場内での土壌中 NO_3^- 含量および液相中 NO_3^- 濃度の水平方向のバラつきは，少なくとも深さ1 m 付近については，比較的小さかったといえる。このことは，深さ1 m を横切る水移動がマトリックス流主体であることと考え併せると，NO_3^- の移流についても，近似的には，水平方向に均一と考えてよいことを示す。

以上のように，この土壌では，NO_3^- の輸送・溶脱現象を鉛直一次元で考えることが可能であり，体積含水率変化と積算浸透水量に基づく均一な水移動（[3] 式）を基準とすれば，NO_3^- 移流速度の説明・予測ができる。この結果は，NO_3^- の輸送媒体である水の流れの主体が鉛直一次元の Darcy 式で近似できるマトリックス流であることと強く関係していると考えられる。従って，他の土壌についても，水移動が鉛直一次元の Darcy 式で近似できるマトリックス流であるならば，鉛直一次元での考え方に基づき，NO_3^- 輸送・溶脱現象を説明・予測できる可能性がある。

3. 5.　窒素収支に基づく浸透水中 NO_3-N 濃度の推定

地表面での窒素収支（1995年4月12日～2002年12月17日）を表-1に示す。作物別に見ると，スイートコーンへの化成肥料N施与量 F_{Nchem} はハクサイよりも少ないが，化成肥料に対する余剰窒素量 $SurplusN_{chem}$ はスイートコーンの方が多かった。これは，スイートコーンは，作物体中N蓄積量 V_N がハクサイより少ない上に，窒素についての収穫指数 HI_N も小さかったためである。この期間中の $SurplusN_{chem}$ は1,706 kg N ha^{-1} に達し，毎年，平均200 kg N ha^{-1} 以上の化成肥料由来窒素が，見かけ上，余っていたことになる。なお，同期間中の深さ1 m までの土層内 NO_3-N 含量の増加は，270 kg N ha^{-1} であった。

表-1の結果を用いて，[4]～[7] 式に基づき，浸透水中の NO_3-N 濃度を推定したところ（表-2），有機肥料由来Nの投入量を全く考慮しなくても，推定濃度 $C^*_{NO3\text{-}Nchem}$ は実測した期間平均濃度 $C_{NO3\text{-}N}$（深さ100 cm は34 mg N L^{-1}）の1.5倍近い値（50 mg N L^{-1}）となった。なお，同じ期間について，浸透水量によって重み付けをした深さ100 cm における平均 NO_3-N 濃度は36 mg N L^{-1} であり，期間平均値とほぼ同じであった。また，この期間中の土層内 NO_3-N 含量変化270 kg N ha^{-1} を $SurplusN_{chem}$ 1,706 kg N ha^{-1} から差し引いても，推定濃度は42 mg N L^{-1} と算出され，実測濃度の1.2倍に相当した。

これらのことから，余剰窒素の一部は NO_3^- として浸透水中に溶け込んで溶脱したが，残りの窒素は，脱窒によって大気中へ放出されたか，有機態として土壌中に残存しているかのどちらかと考えられる。しかし，調査圃場近くの黒ボク土畑で測定された脱窒速度の値（Nishio *et al.*, 2002）は，年間の窒素収支から考えると相対的に無視できるほど小さいことから，脱窒による影響とは考

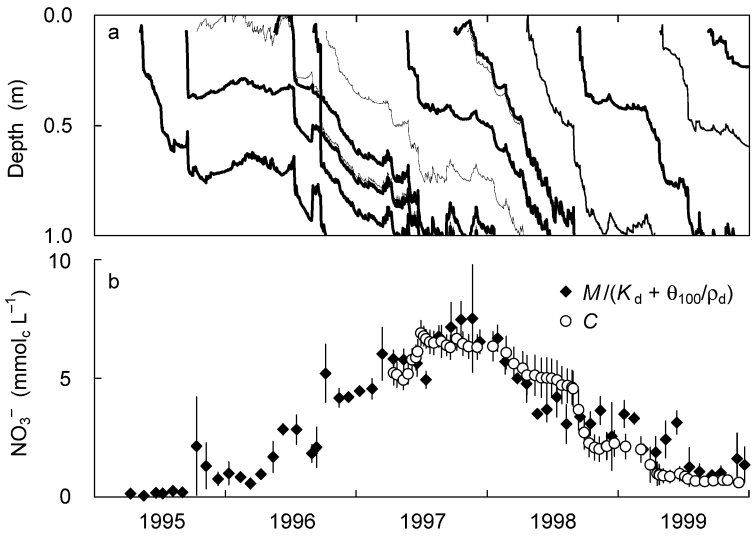


図-8　黒ボク土畑における（a）施肥深さ（7.5 cm）から移動し始めた水（非反応性溶質）の到達深さ z_p（[3] 式）と（b）深さ1 m における液相中 NO_3^- 濃度の変動．（a）の図中の線は z_p を表す．線の太さの違い（3種類）は施肥N量に対応し，太い方から順に，基肥N量＞200，≦200及び追肥30～35 kg N ha^{-1} を示す．（b）の C は深さ100 cm から吸引採取した土壌水中の NO_3^- 濃度，M は深さ90～100または100～110 cm の土壌中 NO_3^- 含量，K_d は NO_3^- の固液分配係数，θ_{100} は深さ100 cm の体積含水率，ρ_d は深さ100 cm の乾燥密度を表す．

Fig. 8　Changes in (a) penetration depth of water, z_p, starting from the fertilized depth of 7.5 cm, and (b) liquid phase concentration of NO_3^- at a depth of 1 m.

表-1　農地表面における窒素収支（1995年4月12日～2002年12月17日）

Table 1　Nitrogen balance on the soil surface during the period of 12 April 1995 to 17 December 2002.

	F_{Nchem} (kg N ha^{-1})	F_{Norg} (kg N ha^{-1})	V_N (kg N ha^{-1})	HI_N	SurplusN (kg N ha^{-1})	$SurplusN_{chem}$ (kg N ha^{-1})
Sweet corn	1341	74	759	0.47	1058	984
Chinese cabbage	1531	1039	1143	0.68	1791	752
Winter crops/Bare soil	0	0	509	0.00	0	0
Total	2873	1113	2411	0.47	2849	1706

スイートコーンとハクサイは，毎年，それぞれ，夏と秋に栽培した．冬は，無作付けで裸地とした1995～1996及び1997～1998年の冬を除き，コムギまたはイタリアンライグラスを栽培し，春に緑肥としてすべて鋤込んだ．F_{Nchem}は化成肥料N, F_{Norg}は有機肥料N, V_Nは作物体中蓄積N, HI_NはNについての収穫指数，SurplusNは全施肥Nに対する余剰N, $SurplusN_{chem}$は化成肥料Nに対する余剰Nを表す．

表-2　土壌水中NO_3-N濃度の実測値Cと推定値C^*

Table 2 Measured (C) and estimated (C^*) concentrations of NO_3-N in the soil water.

$C_{NO3\text{-}N}$			$C^*_{NO3\text{-}N}$	$C^*_{NO3\text{-}Nchem}$
100 cm (mg N L^{-1})	150 cm (mg N L^{-1})	200 cm (mg N L^{-1})	(mg N L^{-1})	(mg N L^{-1})
34	35	22	83	50

深さ100 cmの実測値は，1995年4月15日～2002年12月28日の期間平均値．深さ150及び200 cmの実測値は，1997年6月16日～2002年12月28日の期間平均値．$C^*_{NO3\text{-}N}$及び$C^*_{NO3\text{-}Nchem}$は，NO_3^-として溶脱しうる窒素の供給源が，それぞれ，施肥された全窒素及び化成肥料窒素であると仮定した場合の推定値．

えにくい。従って，この土壌では，少なくともこの7年半以上の間，稲わら堆肥中の窒素は，見かけ上，全く無機化されずに，あるいは，地下水汚染を引き起こさないほど十分に無機化速度の遅い有機態窒素の形態をとって，土壌中に残存していたと考えて良いことになる。また，化成肥料のみを窒素供給源と仮定した場合でも，黒ボク土畑からのNO_3^-溶脱量を予測するためには，作土層中の窒素有機化・無機化速度の把握が必要不可欠であるといえる。地球温暖化を防ぐ手段の一つとして，土壌中への炭素の封蔵（carbon sequestration）が考えられているが，本研究の結果は，炭素と同様に，窒素についても，有機物の種類，土壌の性質，肥培管理及び気象条件等によっては，長期間にわたってこれを土壌中へ封蔵できる可能性があることを示している。

4. おわりに

圃場条件下での土壌中の水移動と溶質輸送は，様々な要因の影響を受けるため，非常に複雑な現象とみなされる。しかし，複雑であるからこそ，できるだけ基本的かつ単純な理論・法則を用いた解析が，現象の理解・説明に最も役立つように思う。今回の解析結果は，土壌中における選択的な水の流れの定量化や，選択流がNO_3^-の移流に及ぼす効果の定量的評価において，鉛直一次元での単純な解析手法が有用であることを示す。ただし，ここでは現象の見かけ上のつじつま合わせをしただけであり，今後の課題は多い。降雨時の水収支から算出した選択流の実態は，ほとんど何も分かっていない。また，深さ1 mでは年に数回程度しか生じないような選択的な水の流れが，NO_3^-の移流を倍近くも速めることができるのかについて，他にこれを検証するデータがない。今後，マトリックス流を遮断することなく選択流だけを直接採取・定量する方法の開発や，選択流中のNO_3^-濃度測定等が必要である。また，耕盤層及び下層土には，それぞれ，板状及び柱状構造が見られ，これらの土壌構造がNO_3^-の移流に及ぼす影響を定量的に評価する必要がある。

謝　　辞

本研究を実施するにあたり，ご指導いただいた北海道大学大学院農学研究科の長谷川周一氏，統計解析上の有益なご助言をいただいた農業環境技術研究所の三輪哲久氏，圃場観測データの整理及び土壌分析等にご協力いただいた農業環境技術研究所の郷原弘美氏に感謝の意を表します。

引 用 文 献

江口定夫・長谷川周一（2001）：黒ボク土畑におけるバイパス流の発生について．土肥要旨集，**47**：6.

江口定夫・長谷川周一（2002）：畑地黒ボク土の土壌構造と溶質濃度分布の関係．土肥要旨集，**48**：3.

藤嶋哲男（1984）：鹿児島県の火山灰畑地土壌の生産性と無機成分の溶脱について．鹿児島茶試特別研報，pp. 1–116，鹿児島県茶業試験場.

Hasegawa, S. (1997) : Evaluation of rainfall infiltration characteristics in a volcanic ash soil by time domain reflectometry method. Hydrol. Earth Syst. Sci., **1** : 303–312.

Hasegawa, S. and Eguchi, S. (2002) : Soil water conditions and flow characteristics in the subsoil of a volcanic ash soil : Findings from monitoring from 1997 to 1999. Soil Sci. Plant Nutr., **48** : 227–236.

Hasegawa, S. and Sakayori, T. (2000) : Monitoring of matrix flow and bypass flow through the subsoil in a volcanic ash soil. Soil Sci. Plant Nutr., **46** : 661–671.

Hoogmoed, W.B. and Bouma, J. (1980) : A simulation model for predicting infiltration into cracked clay soil. Soil Sci. Soc. Am. J., **44** : 458–461.

板橋　直・竹内　誠（2005）：窒素負荷算定モデルを用いた地目連鎖系評価．波多野隆介・犬伏和之編，続・環境負荷を予測する―モニタリングとモデリングの発展―，日本土壌肥料学会監修，pp. 80–94，博友社，東京.

岩田幸良・成岡　市（2002）：畑利用淡色黒ボク土と沖積水田土における排水性粗孔隙の異方性について．土壌の物理性，**89**：15–24.

上村春美（1977）：斜面ライシメータにおける水収支の研究（Ⅰ）．農土試技報 A14，pp. 1–16，農林水産省農業土木試験場.

環境省環境管理局水環境部（2004）：平成15年度地下水質測定結果．pp. 18–24，環境省.

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.

松下研二郎・藤嶋哲男・宇田川義夫（1969）：鹿児島県における火山灰土壌畑地の生産力と各種成分の溶脱について―ライシメーター試験（第1報）―．土肥誌，**40**：337–343.

Molz, F.J. and Remson, I. (1970) : Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. Water Resour. Res., **6** : 1346–1356.

成岡　市・岩田幸良・駒村正治（2000）：関東ローム下層土における粗孔隙の透水，通気および排水機能．農土論集，**208**：63–71.

Nishio, T., Li, X. and Komada, M. (2002) : Comparison of fate of nitrogen applied to 4 different kinds of soils with particular reference to denitrification. Soil Sci. Plant Nutr., **48** : 307–313.

酒寄貴範・長谷川周一・中野明正・加藤英孝・河野英一（1998）：負圧浸入計を用いた畑土壌の不飽和透水係数の測定．土肥誌，**69**：386–394.

田渕俊雄（2004）：霞ヶ浦水質保全をめぐる最近の課題．応用水文，**17**：16–25.

Takeuchi, M., Itahashi, S. and Saito, M. (2005) : A water quality analysis system to evaluate the impact of agricultural activities on N outflow in river basins in Japan. Science in China Ser. C., **48**, supp. I : 100–109.

要　　旨

農地からの硝酸塩（NO_3^-）の溶脱を水移動と関係づけて説明するため，黒ボク土畑圃場を対象に，土壌の体積含水率と圧力ポテンシャルを経時観測すると共に，土壌中 NO_3^- 含量と液相中 NO_3^- 濃度を定

期的に測定した。深さ 1 m を横切る水の流れは，鉛直一次元の Darcy 式で近似できるマトリックス流が主体であり，選択流は，年に数回程度，大雨時に生じた。深さ 1 m 付近では，土壌中 NO_3^- 含量及び液相中 NO_3^- 濃度の水平方向のバラつきは小さく，NO_3^- の半分近くは吸着態だった。これに対して，NO_3^- は，見かけ上，水移動に対して遅延することなく下方移動していた。これは，選択流が NO_3^- の移流を倍近く速めたことを示唆する。以上の結果は，この黒ボク土畑では，圃場条件下における NO_3^- の輸送・溶脱現象を鉛直一次元の解析を基準として説明・予測できることを示す。

受稿年月日：2005 年 12 月 15 日
受理年月日：2006 年 1 月 22 日

江口定夫氏講演に関する質疑

中原　治（北海道大学農学研究科）：

有機化による有機態窒素の増大は長期的に見て意味のある窒素のシンクタンクになりえるか。長期的に見た場合無機化と硝化の増大によって相殺されることはないか。

江口：

この圃場では稲ワラ堆肥を入れているが，黒ボク土の畑で，稲ワラ堆肥を入れなかったとしても，残渣を常に鋤き込む状況であれば，窒素のシンクとして機能するくらい無機化速度は遅いと思う。この圃場でも，有機物を蓄積する余裕はまだ十分あるのではないかと思う。

中原：

根吸水フラックス×硝酸態窒素濃度で推定できるマスフローによる硝酸態窒素吸収量は作物の窒素吸収の何割程度になるのか。

江口：

土壌中の硝酸イオン濃度の高低にかかわらず，植物の吸う窒素量はほとんど変わらなかった。植物にとって必要な量だけ吸っていると理解している。最も濃度が高いときは，量的には見かけ上マスフローだけで説明できるかもしれない。

岩田幸良（北海道農業研究センター）：

バイパス流がおきているときに下層1 m の圧力水頭はどの程度なのか。深さ1 m の圧力水頭がどの程度だとバイパス流が起きるといえるのか。

江口：

深さ1 m 付近の圧力水頭では選択流の発生が説明できなかった。ただし，選択流が発生したときの深さ1 m 付近の圧力水頭は，主として－40 cm 以上であった。選択流の主体が粗孔隙流であるとすると，深さ1 m よりも上層で発生した選択流が下方移動する過程でその一部または全てが土壌マトリックス内へ吸収されるため，下層土がある程度湿っていないと深さ1 m まで選択流が到達しなかったと考えている。

谷山一郎（農業環境技術研究所）：

黒ボク土でも選択流が発生するとのことだが，降雨強度や地形，あるいは土壌構造との関係はないか。調査地点には何か特徴があるか。

江口：

調査圃場の特徴は，耕盤層が深さ20～30 cm にあること，下層土に柱状構造の弱い発達が見られること。耕盤層は，通常，多くの畑で見られ，柱状構造は，関東ローム層の立川ローム層中ではよく見られる。