水文・水資源学会誌
J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.
Vol. 10, No. 2 (1997) pp. 154-160

降雨に伴う谷部飽和帯の拡大と溪流水の NO_3^- -N濃度の変動

The Effect of Expansion of the Saturated Soil Zone on NO_3^- -N Concentration in Streamwater During a Rainfall Event

木平英一*

Eiichi KONOHIRA

(東京農工大学大学院連合農学研究科)

United Graduate School of Agric. Sci., Tokyo Univ. of Agric. and Technol.

窪田順平**・塚本良則***

Jumpei KUBOTA・Yoshinori TSUKAMOTO

(東京農工大学農学部)

Fac. of Agric., Tokyo Univ. of Agric. and Technol.

The variation of NO_3^- -N concentrations in streamwater and in soil solutions on the valley floor was measured during two rainfall events different in total rainfall amount. The 0.52ha catchment located in the Hakyuuchi in Hachioji City, Tokyo is covered by a broad-leaved forest. By the 109mm rainfall, saturated soil zone expanded to surface soil layer and the NO_3^- -N concentration in streamwater increased remarkably. On the other hand, the 44.5mm rainfall kept surface soil layer unsaturated and didn't vary the NO_3^- -N concentration in streamwater. These results show that the increase of NO_3^- -N concentration in streamwater was caused by saturation of surface soil layer, which was rich in NO_3^- -N and had high hydraulic conductivity. Subsurface flow in the surface soil layer was the dominant source of streamwater when it was saturated. Subsurface flow also brings the variation of NO_3^- -N concentration in soil solution. This variation occurs by the congruence of concentrations of soil solutions in the direction of subsurface flow.

Key words: NO_3^- -N, Streamwater, Rainfall event, Subsurface flow

総降水量の異なる2回の降雨イベントについて、溪流水および谷部土壌溶液の NO_3^- -N濃度を経時的に測定した。試験流域は、東京都八王子市東京農工大学波丘地内に設定した。流域面積は0.52ha、落葉広葉樹の森林流域である。総降水量109mmの降雨の場合、降雨に伴い谷部飽和帯が表層土壌まで拡大し、溪流水の NO_3^- -N濃度が大きく上昇した。一方、総降水量44.5mmの降雨では、飽和帯が大きくは拡大せず、溪流水の NO_3^- -N濃度はほとんど変動しなかった。2回の降雨ともに、谷部表層土壌には濃度が高い土壌溶液が存在しており、この表層土壌に飽和帯が拡大した場合に溪流水の NO_3^- -N濃度が上昇することが明らかになった。表層土壌は、不飽和であれば流出に寄与しないのに対し、飽和した場合透水係数が大きいため主要な流出経路となるためと考えられる。また、土壌溶液の NO_3^- -N濃度も、飽和帯が表層まで拡大した場合に降雨に伴い大きく変動した。この濃度変動は飽和側方流によるものと考えられ、飽和側方流の流動方向に NO_3^- -N濃度が均一化する傾向を示した。

キーワード: NO_3^- -N, 溪流水, 降雨イベント, 飽和側方流

I. はじめに

近年、農耕地における窒素肥料の投与などによって、湖沼、河川の窒素分が過剰となっている。水域へ供給される有機、無機の窒素は汚濁物質ととらえ

ることができる。森林流域から流出する溪流水も窒素分を含み、湖沼への窒素負荷源となっている(福島, 1989)。

降雨に伴う出水時には、溪流水の NO_3^- -N濃度は変動し、多くの場合濃度上昇が認められる。(堤・福

*東京農工大学大学院連合農学研究科 〒183 府中市幸町3-5-8

United Graduate School of Agric. Sci., Tokyo Univ. of Agric. and Technol., 3-5-8 Saiwai-cho, Fuchu-shi, Tokyo, 183

**東京農工大学農学部 〒183 府中市幸町3-5-8

Faculty of Agric., Tokyo Univ. of Agric. and Technol., 3-5-8 Saiwai-cho, Fuchu-shi, Tokyo, 183

***現在、東京農工大学名誉教授

嵐, 1983; Duysings *et al.*, 1983; Muraoka and Hirata, 1988; 大類ほか, 1992; 鈴木, 1995; 生田ほか, 1995)。出水時に濃度が高くなるため、降雨に伴って多量の NO_3^- -Nが下流水域へ付与されている。森林からの窒素負荷を考える上で、降雨に伴って渓流水の NO_3^- -N濃度が上昇するメカニズムを明らかにする必要がある。

NO_3^- -Nは、表層土壌の有機物の分解を起源としており、表層土壌溶液に高濃度で存在する物質である。降雨に伴う渓流水の NO_3^- -N濃度の上昇は、土壌の浅い部分からの流出によって起こる(Muraoka and Hirata, 1988)。降雨時には平水時と異なる流出経路をとり、このことが渓流水の NO_3^- -N濃度を上昇させる要因となっている。したがって、降雨に伴う渓流水の NO_3^- -N濃度の変動は、流出経路(水文学的要因)からの検討が不可欠である。

日本の森林流域の場合、地表流の発生は希であり、洪水流出機構として飽和側方流の役割が重視される(例えばTsukamoto and Ohta, 1988)。太田(1988)は、土壌内の飽和領域の拡大縮小が洪水流出量を支配する考え方を示している。

本研究では、飽和側方流の生起場である谷部土壌内において、土壌溶液の NO_3^- -N濃度を降雨期間中経時的に測定した。そして、降雨時に渓流水の NO_3^- -N濃度が変動する過程を、飽和領域の拡大という水文学的視点から考察した。

II. 試験地の概要および調査方法

試験地は、多摩丘陵(東京都八王子市)に位置する東京農工大学波丘地利用実験実習施設内の0.52haの小流域である。湧水点直下に量水堰を設置したため、流域内に河道は存在しない。標高は163m~183m、斜面長約50mの南東向きの斜面である。植生は、クヌギ、コナラを中心とする落葉広葉樹の二次林で林冠はほぼ閉鎖している。地質は上部から多摩ローム層、御殿峠礫層、連光寺互層である。測定を行った谷部には、崩積土が堆積している。

調査は、1993年7月24日~26日および1993年9月3日~4日の降雨について行った。

降水量(林外雨量)は、試験流域から約200m離れた露場において転倒マス型雨量計により測定した。渓流水の流出量は、試験流域下端に設置した60°Vノッチを持つ量水堰において測定した。図-1に示す流域谷部に位置するA~D地点において地下水位の測定を行った。測定用の井戸は、直径85mmの塩化ビ

図-1 流域の地形と観測地点

ニールパイプに、下端から40cmまでストレーナー加工を施したものである。地下水位は地表面からの深さとし、地表面はリター層を取り除いて定義した。

NO_3^- -N濃度測定用試料は、林内雨、土壌溶液、渓流水である。以下の通り採取を行った。林内雨は、流域内3箇所(図-1)において三角フラスコにローートを接続した装置により採取した。採取装置は降雨直前に設置し、降雨終了後直ちに試料を回収した。土壌溶液は、A~D地点(地下水位測定用井戸近傍)で採取した。ポラスカップによる採水器を用い、-45cmHgの吸引圧とした。本研究では、不飽和土壌溶液、飽和土壌溶液(地下水)ともポラスカップを用いて採取している。採取の深さは測定地点によって異なるが、各地点とも4~5(1993年9月の降雨は6~8)の深さで採取した。採取間隔は、採取量が50mlとなるのを目安になるべく短い間隔で採取するようにし、6~24時間間隔となった。渓流水は、量水堰において直接ポリビンに採取した。採取の間隔は、流量の変動が大きい期間は1~2時間程度、流量低減時の流量変動が小さい場合は12~24時間程度である。

採取した試料は、0.45 μm のメンブランフィルターで濾過後、イオンクロマトグラフィーで NO_3^- -N濃度を定量した。

III. 結果

測定を行った2回の降雨の概要を表-1に示す。2回の降雨共に、観測前にまとまった降雨があり、降雨前の土壌内は非常に湿潤な状態であったと考え

られる。また、7月の降雨(イベント1)は、9月の降雨(イベント2)に対し総降水量が2倍以上であった。したがって、流出量の増加はイベント1で顕著であった。

図-2にイベント1における降水量、流出量、溪流水の NO_3^- -N濃度の経時変化を示す。降雨に伴っ

表-1 観測降雨の概要

Date	Total Rainfall (mm)	Maximum Rainfall Intensity (mm/h)	Peak Discharge (mm/h)	Antecedent Rainfall (mm, 10days)	
Event 1	24-26, Jul, 1993	109	12.5	0.9	41
Event 2	3-4, Sep., 1993	44.5	8.5	0.2	165

図-2 降水量、流出量、溪流水の NO_3^- -N濃度の経時変化(イベント1)

て溪流水の NO_3^- -N濃度は急激に上昇した。また、 NO_3^- -N濃度の変動は流量の変動と極めて良く対応しており、流量のピークと NO_3^- -N濃度のピークは一致した。

流量ピーク時における溪流水の NO_3^- -N濃度は 2.1mg/l であった。林内雨の NO_3^- -N濃度は3箇所所で採取した平均で 0.5mg/l であり、溪流水と林内雨の対応関係は認められない。したがって、溪流水に対し地表流の寄与はほとんどなく、土壌内からの流出によって溪流水の NO_3^- -N濃度が変動したと考えられる。

図-3に降雨開始時(7/24, 18:00)における、A～D地点の土壌溶液の NO_3^- -N濃度を示す。各地点とも表層で濃度が高く、深さとともに濃度が急激に低下していた。したがって、不飽和の土壌溶液は、飽和土壌溶液と比べ NO_3^- -N濃度が高かった。不飽和

図-3 降雨開始時の土壌溶液の NO_3^- -N濃度(イベント1)

図-4 地下水位と土壌溶液の NO_3^- -N濃度の経時変化(イベント1)

注:(a) A地点, (b) B地点, (c) C地点, (d) D地点

の土壤溶液で比較すると、谷部上部(D地点)で濃度が高かった。

図-4にA地点、B地点、C地点、D地点における地下水位と土壤溶液の NO_3^- -N濃度の経時変化を示す。土壤溶液の濃度は、採取開始時刻と終了時刻の中間の時刻の濃度として示した。また、渓流水との対応関係を検討するため渓流水の NO_3^- -N濃度も示した。

各地点とも、降雨に伴い地下水位は上昇し、流量ピーク時には地表面付近まで達した。表層土壤まで飽和したため、すべての土壤溶液の採取地点は飽和帯内となった。 NO_3^- -N濃度は、ほとんどの地点、深さで上昇する傾向を示し大きく変動した。各地点とも、流量ピーク時(渓流水の NO_3^- -N濃度のピーク時)には表層ほど高い濃度を示した。その後、次第に表層部分と深部で濃度差がなくなり、流量低減時に濃度が均一になる傾向があった。地下水位が表層付近まで上昇した場合、谷部飽和帯は深さによって NO_3^- -N濃度が異なり、表層ほど濃度が高くなることを示している。

渓流水と比較した場合、降雨前の渓流水の NO_3^- -N濃度は、降雨前の飽和土壤溶液の濃度に対応した。しかし、降雨開始以後は各地点の最も表層の土壤溶液の濃度に近い値を示した。特に、流域下端A地点表層の土壤溶液の濃度変動は、渓流水の濃度と極めて良く一致していた。谷部の地下水位が表層付近まで拡大した場合、降雨前よりも NO_3^- -N濃度の高い飽和帯が表層付近に形成される。そして、表層付近からの流出量が多いため、渓流水の濃度が上昇したと考えられる。表層付近からの流出が卓越するのは、表層土壤の飽和透水係数が大きいためである。本試験流域の飽和透水係数の鉛直分布を図-5に示す(片桐, 1990)。B地点近傍の谷部で測定されたものである。地表面下15cmの土壤の飽和透水係数は、40cm、70cmより1オーダー大きな値である。

図-6にイベント2における降水量、A~D地点の地下水位、流出量、渓流水の NO_3^- -N濃度の経時変化を示す。イベント1と比較した場合、流出量の増加、渓流水の NO_3^- -N濃度の上昇とも顕著には起きなかった。地下水位は、A地点ではほとんど変動せず、B~D地点では20cm程度の上昇であった。

図-7にA地点、B地点、C地点、D地点における土壤溶液の NO_3^- -N濃度の経時変化を示す。B、C地点の10cmで濃度が低下した以外は、顕著な濃度変化は起きなかった。降雨期間を通じ不飽和であった

図-5 谷部土壤の飽和透水係数(片桐, 1990より)

図-6 降水量、地下水位、流出量、渓流水の NO_3^- -N濃度の経時変化(イベント2)

深さを太線で示した。各地点とも、表層付近は飽和した深度に対し濃度が高いが、降雨期間を通じて不飽和であった。飽和帯が表層付近まで拡大しない場合には、表層の土壤溶液は流出に寄与せず、渓流水

図一七 土壌溶液の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の経時変化(イベント2)

注: (a) A地点, (b) B地点, (c) C地点, (d) D地点. 太線は, 降雨期間を通じて不飽和の深さを示す。

の濃度も変動しなかったと考えられる。

IV. 考 察

1. 飽和帯の拡大が渓流水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度に及ぼす影響

観測を行った2回の降雨イベントにおいて, 降雨前の谷部土壌溶液の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度は表層ほど濃度が高かった。イベント1, イベント2ともに, 表層土壌溶液の流出は, 渓流水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の上昇をもたらすと考えられる。しかしながら, イベント1でのみ渓流水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度が上昇し, イベント2では顕著な渓流水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の変動は認められなかった。この違いは, 表層土壌は不飽和であれば流出に寄与しない(イベント2)のに対し, 飽和した場合には隙間に富み, 飽和透水係数が高いために主要な流出経路となる(イベント1)ためである。イベント1における渓流水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の変動は, 谷下端部A地点表層(20cm)の土壌溶液の濃度変動と一致しており(図一八), 表層土壌が主要な流出経路であることを示している。降雨に伴う渓流水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の上昇は, 表層土壌に高濃度の土壌溶液が存在し, 飽和帯が表層土壌まで拡大することによって起こる。

したがって, 地表流が発生しない限り, 飽和帯が顕著に拡大する大きな出水ほど, 渓流水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の上昇は大きくなると考えられる。これは, 4回の降雨について渓流水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度を測定した大類ほか(1992)の結果と一致する。

図一八 渓流水とA地点表層土壌溶液(20cm)の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の関係(イベント1)

2. 飽和側方流が土壌溶液の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度に及ぼす影響

降雨に伴う土壌溶液の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の変動は, イベント1とイベント2で異なった。イベント2では, 表層土壌は降雨期間を通じて不飽和であった。この場合, A地点以外では表層10cmの土壌溶液の濃度が大きく低下し, 反対に20cm以深の不飽和土壌で濃度が上昇する傾向があった(図一七)。10cmの濃度低下は降水による希釈と考えられる。また, 降雨前の土壌溶液は表層ほど濃度が高い傾向にあり, 20cm以深の濃度上昇は, 鉛直方向に土壌溶液が押し出されたためと考えられる。イベント2における土壌溶液の濃度変動は, 降雨に伴う不飽和鉛直浸透によるものであり, この場合20cm以深の濃度変動はわずかであった。

これに対し, 飽和帯が表層まで拡大した場合(イベ

図一9 A～D地点、40cm(a)、60cm(b)の土壤溶液の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の経時変化(イベント1)

注：C地点の40cmは、測定を行っていない。

ント1), 土壤溶液の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度は大きく変動した(図一4)。A地点を例に挙げると、降雨に伴いすべての深さで $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の上昇が認められた。ここでは、降雨前から飽和していた40, 60cmの濃度が変動した要因について考察する。飽和土壌内では、鉛直方向に水理ポテンシャルが等しくなるため、鉛直方向の移流の影響は小さいと考えられる。また、表層付近は、降雨に伴い飽和したため、不飽和から飽和という段階で鉛直方向に土壤溶液が移動したと考えられる。しかしながら、この影響も常に地下水面より下の深さ(40, 60cm)に対しては小さいと考えられる。さらに、短い期間に大きな濃度変動を示すため、拡散の影響や $\text{NO}_3\text{-N}$ 生成とも考えにくい。以上のことから、この40, 60cmの土壤溶液の濃度変動は、側方からの移流、飽和側方流の影響であると考えられる。

イベント1の場合、すべての観測地点において地下水位は地表面付近に達した。この場合、不圧地下水の流動方向は地表面と平行である。したがってA～D地点の同じ深さの観測点は、飽和側方流の流動方向にあたる。土壤溶液の濃度変化を示した図一4から、各観測地点の40cmおよび60cmの測定値を同一グラフ上に示した(図一9, (a), (b))。降雨前谷部上部のD地点に $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の高い土壤溶液が存在した。そして、水位上昇に伴い飽和側方流の流動方向に位置するC, B, A地点の土壤溶液の濃度を上昇させ、飽和側方流の流動方向に濃度が均一化したことを示している。

飽和側方流の流動速度は、不飽和鉛直浸透の流動速度に対し大きい。このため、イベント2よりもイベント1において、土壤溶液の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度が大きく変動したと考えられる。

V. 結 論

降雨に伴う渓流水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の変動について、降雨中の谷部土壤溶液の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の測定結果から以下の点について明らかにした。

- ① 降雨に伴う渓流水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の上昇は、谷部の表層土壌に飽和帯が拡大することによって起こる。表層には濃度の高い土壤溶液が存在し、飽和した場合透水係数が大きい主要な流出経路となるためである。
- ② 土壤溶液の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度は、飽和帯が表層まで拡大した場合に、降雨に伴い大きく変動する。この濃度変動は、飽和側方流によるものであり、飽和側方流の流動方向に $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度が均一化する傾向を示す。

観測、分析に関し、東京農工大学波丘地の安部喜也教授、富沢実技官にお世話になった。また、本稿をまとめるにあたり、東京農工大学農学部中村浩之教授、東京農工大学波丘地楊宗興助手には助言頂いた。お礼申し上げる。

引用文献

- Duysings, J.J.H.M., Verstraten, J.M., and Bruynzeel, L. (1983): The identification of runoff sources of a forested lowland catchment, A chemical and statistical approach, *J. Hydrol.*, **64**, pp. 357-375.
- 福島武彦(1989): 河川汚濁のモデル解析, pp. 193-206, 技報堂出版。
- 生田和義・藤山英保・長井武雄(1995): 森林小流域からの降雨時窒素流出の解析, *土肥誌*, **66**, pp.

396-403.

片桐 真(1990): 林地斜面土層が持つ透水特性の実験的研究, 平成元年度東京農工大学修士論文.

Muraoka, K. and Hirata, T. (1988): Streamwater chemistry during rainfall events in a forested basin, *J. Hydrol.*, **102**, pp. 235-253.

大類清和・生原喜久雄・相場芳憲(1992): 降雨イベントでの溪流水の溶存物質の流出特性と流出成分の分離, *日林誌*, **74**, pp. 203-212.

太田猛彦(1988): 森林山腹斜面における雨水の流出

について, *水・水学会誌*, **1**, pp. 75-82.

鈴木啓介(1995): 融雪時における溪流水のpH低下, *水・水学会誌*, **8**, pp. 568-573.

Tsukamoto Y. and Ohta T. (1988): Runoff process on a steep forested slope, *J. Hydrol.*, **102**, pp. 165-178.

堤 利夫・福嶋義宏(1983): 森林の水収支と流出水質に与える影響, *環境科学研究報告集, 森林の環境調節作用*, **3**, pp. 15-20.

(1996年7月30日受付, 1996年12月18日受理)