

## 凍結にともなう凍土中への溶質の集積と土中氷からの吐き出し

## Solute condensation in unfrozen water during soil freezing

清本 翼・〇渡辺晋生

Tsubasa Kiyomoto and Kunio Watanabe

## はじめに

土壌の凍結にともなう土中水分の移動は未凍土から凍土へ硝酸態窒素 ( $\text{NO}_3\text{-N}$ ) などの溶質を輸送し、土中に特有の溶質分布を形成する。こうした溶質分布を理解することは、寒冷地の農地の施肥管理や地下水への  $\text{NO}_3\text{-N}$  流出を考える上で重要である。土中の溶質濃度の変化は、凍土の凝固点や不凍水量を変え、凍結深や未凍土から凍土への水分移動量に影響を与える。しかし、こうした影響を定量的に評価した例は少ない。また、溶液が凍結する際、一般に氷は不純物を吐き出しながら成長するが、凍土中で氷と不凍水にそれぞれの程度溶質が分配されるかは分かっていない。そこで、本研究ではカラム実験に基づき土中の  $\text{NO}_3\text{-N}$  濃度と凍結深や凍結時の水分移動量の関係を明らかにするとともに、土中氷からの  $\text{NO}_3\text{-N}$  の吐き出し過程の評価を試みた。

## 試料と方法

試料には、岩手大学農場で採取した黒ボク表土の 2 mm 篩通過分を用いた。試料を体積含水率が  $0.40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 、土中水の初期  $\text{NO}_3\text{-N}$  濃度  $C_0$  が 0, 3, 10, 30 cM となるように  $\text{KNO}_3$  溶液と混合し、内径 78 mm、高さ 350 mm のアクリルカラムに、乾燥密度  $1.0 \text{ Mg m}^{-3}$  で詰めた。カラム側面より熱電対を 10 mm 間隔で、水分量と EC 測定用の TDR センサとテンシオメータを 50 mm 間隔で挿入した。なお TDR センサは凍土の不凍水量や EC を測定できるよう検量した。カラムを  $2^\circ\text{C}$  の低温室に静置し、カラム上下端に設置した温度制御装置を 48 時間  $2^\circ\text{C}$  に保持することで試料に初期温度分布と水分

分布を与えた。そして、下端の温度制御装置を  $2^\circ\text{C}$  に保ちつつ、上端の制御装置の温度を 1 h に  $1^\circ\text{C}$  ずつ低下することで  $-8^\circ\text{C}$  まで低下し、試料を上端より 48 h 一次元的に凍結した。この際、試料上下端からの水や溶質の流入出はなしとした。凍結過程において、各深さの温度、水分量 (液状水量) と EC、吸引圧をモニタした。また、任意の時間にカラムを解体し、炉乾法により各深さの全水量 (液状水量 + 氷量) を測定するとともに、土中水を抽出し、吸光光度計を用いて  $\text{NO}_3\text{-N}$  濃度を測定した。

## 結果と考察

Fig.1 に  $C_0$  が 0, 30 cM の試料中の冷却開始後 0, 12, 48 h の温度と 0, 48 h の体積含水率の分布を示す。試料の冷却を始めると地温が上端から徐々に低下した。端面の温度を強制的に制御したため、 $C_0$  が異なっても温度分布に顕著な差は見られなかった。しかし、凝固点が異なるため、48 h の凍結深は  $C_0$  が 0, 3, 30 cM の試料でそれぞれ 175, 145, 125 mm と  $C_0$  が高いほど浅くなった。また、同じ深さでも凝固点に達するまでの時間が遅くなった。凍土層の液状水量 (不凍水量) は氷の形成により低下した。全水量は凍土層で増加し、未凍土層で凍結面に近いほど減少した (Fig. 1b)。この際、 $C_0$  が高いほど同じ温度でも凍土中の全水量と不凍水量がともに増加した。 $C_0$  が高いほど凝固点降下により凍結面の進行速度が遅くなり、相対的に水分が移動しやすくなったためと考えられる。Fig. 2 に冷却開始後 48 h の土中の  $\text{NO}_3\text{-N}$  量  $\theta C$  と土中水中の  $\text{NO}_3\text{-N}$  濃度  $C$  の分布を示す。図は  $\theta C$  を初期の値  $\theta_0 C_0$  で除して

相対化した (Fig. 2a).  $\theta C$  は凍土層で高く、未凍土層で低くなった. また,  $C_0$  が高いほど凍土と未凍土の  $\theta C$  の差が大きくなった. 水分移動によって未凍土中の  $\text{NO}_3\text{-N}$  が凍土に移動したと言える.  $C$  については, 土中水の抽出時に試料を融解したため,  $\text{NO}_3\text{-N}$  が氷中にどの程度含まれていたのかは分からない. そこで, 氷にも不凍水にも同濃度で  $\text{NO}_3\text{-N}$  が含まれていたとすると, いずれの  $C_0$  の試料でも凍土中の  $C$  は未凍土中の  $C$  と変わらなかった (Fig. 2b 点線). 一方, 氷が  $\text{NO}_3\text{-N}$  を完全に吐き出し純氷として析出したとすると, いずれの  $C_0$  の試料でも不凍水中の濃度が未凍土中の 4 倍程度となった (Fig. 2b 破線). Fig. 3 に各試料の 2.5 cm 深で測定した不凍水量と温度の関係を示す. 温度は  $-2^\circ\text{C}$  までは約  $1^\circ\text{C}/\text{h}$ ,  $-4^\circ\text{C}$  以下では約  $0.03^\circ\text{C}/\text{h}$  で低下しており, 不凍水の減少速度は凍結初期に速く, 温度低下にともない緩やかになった. Fig. 3 には保水曲線からクラペイロン式を介して算出した不凍水量曲線も実線で示した.  $C_0$  が  $0\text{ cM}$  の不凍水量は保水曲線から算出した不凍水量曲線とよく一致した.  $C_0$  が高くなると, 不凍水量は増加した. そこで, 各  $C_0$  の不凍水量の増加分を  $\text{NO}_3\text{-N}$  による凝固点降下に起因すると仮定し, モル凝固点降下式から各時間の不凍水中の  $\text{NO}_3\text{-N}$  濃度  $C$  を求めた (Fig. 4). 凍結初期の不凍水中の  $C$  は  $C_0$  と等しいものの, 時間の経過とともに徐々に氷から不凍水への  $\text{NO}_3\text{-N}$  の吐き出しが進み, 48 h 後には 2.5 cm 深で  $C$  が  $C_0$  の 3.6 倍, 7.5 cm 深で 1.7 倍に濃縮された. そこで, こうして求めた  $C$  の分布を Fig. 2b に実線で示した.  $C$  は溶質が氷から不凍水中に完全に吐き出された場合 (Fig. 2b 破線) と取り込まれた場合 (Fig. 2b 点線) の間となった. 凍土中では初期に凍結した地表ほど  $\text{NO}_3\text{-N}$  が不凍水中に濃縮される一方, 凍結面近傍の溶質濃度は  $C_0$  に概ね等しいことが明らかになった.

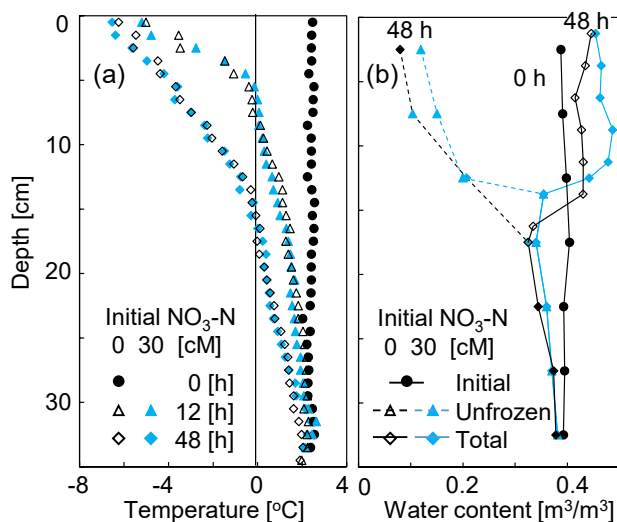


Fig.1 (a) Temperature and (b) soil water profiles

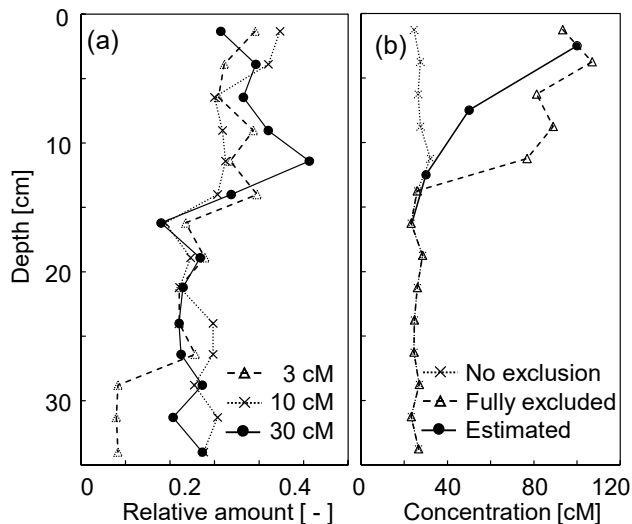


Fig.2 Profiles of  $\text{NO}_3\text{-N}$  (a) in soil and (b) in water

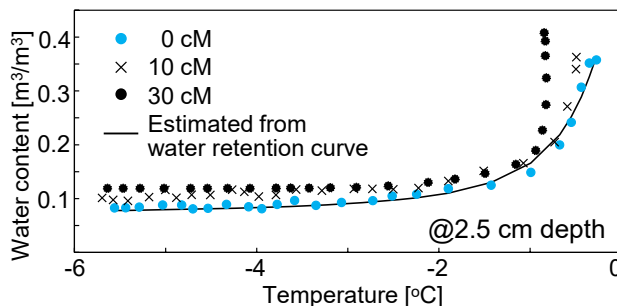


Fig.3 Unfrozen water curve

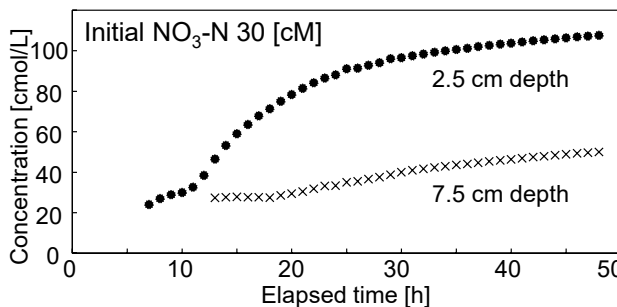


Fig.4  $\text{NO}_3\text{-N}$  condensation within unfrozen water