A－0807　気候変動に対する寒地農業環境の脆弱性評価と積雪・土壌凍結制御による適応策の開発
（２）異なる積雪・土壌凍結条件下の土壌中の硝酸態窒素を含む陰イオン移動の定量的評価

北海道大学　農学研究院 環境資源学部門　長谷川周一

〈研究協力者〉
日本学術振興会特別研究員(農研機構　北海道農業研究センター寒地温暖化研究チーム)
柳井洋介

平成20～22年度 合計予算額：6,751千円　（うち、平成22年度予算額：2,495千円）
予算額は、間接経費を含む。

［要旨］　多雪地帯である北海道・石狩地方の札幌市と土壌凍結地帯である北海道・十勝地方の芽室町の北海道農業研究センター試験圃場においてA-0807(1)と共通の試験区を設け、土壌および土壌水の 採取が困難な土壌凍結期および融雪期を含む農地の硝酸イオン(NO_3)の動態を明らかにした。試験圃場に施肥相当量の窒素を硝酸カリウムで散布し、TDR(Time domain reflectometry)法により土壌水分と土壌の電気伝導度(ECa)の通年測定を行った。また、室内試験によりECaと土壌溶液の電気伝導度を実測(ECw)することによりECaをECwに変換するモデルを構築した。一方、圃場で採取した土壌水のECw値とNO_3濃度の関係をもとに、圃場で測定されたECa値から土壌水のNO_3を予測した。その結果、札幌および芽室の両サイトとも2年間にわたり土壌水のNO_3の挙動を追跡することが可能であった。芽室サイトの下層土ではNO_3の移動距離は水の移動距離の半分以下であることが室内実験より明らかになったが、圃場では確認することができなかった。また、北海道農業研究センター芽室研究拠点内の試験圃場ならびに十勝地方の更別町農家圃場に試験区を設置し、除雪や圧雪により土壌凍結深を発達させた試験区で土壌凍結前と消雪後のNO_3の鉛直分布を調査し自然積雪状態で凍結深が浅い試験区と比較した。その結果、土壌の凍結深が深くなるにつれ、冬期に作土に残存しているNO_3が融雪後にも多く保持される傾向にあることが実証された。

［キーワード］　土壌凍結、硝酸態窒素、陰イオン吸着、電気伝導度、モニタリング

１．はじめに

北海道十勝地方では、1980年代後半以降の20年間で土壌凍結の顕著な減少が続いている。十勝地方の畑では、秋の収穫時に窒素肥料が必ずしも作物に全て取り込まれず土壌中に残ることがあり、また越冬性のコムギを播種する初秋期に施肥するため、窒素肥料がNO_3の形態で冬期間にも畑に存在する場合がある。従来のように土壌凍結が深い場合は、融雪水の浸透が凍結層により阻害されるため、表面流去が生じ土壌中のNO_3は流出しない場合が多かったと考えられる。一方、現在のように年最大凍結深が0.20 m未満となると、凍結層が融雪水の浸透を抑制せず、表層土壌のNO_3は融雪水とともに深層に浸透すると考えられる。このような、冬期・融雪期の水収支項の大きな変化により、過去よりも現在のほうが畑のNO_3が地下水に流入しやすくなったと考えられる。しかし土壌凍結と農地の物質循環の関係やそれが周辺環境に与える影響は不明である。そこで、土壌

凍結深の減少が環境や農業生産活動に与える影響を評価し、その対策を提案することが求められる。

２．研究目的

土壌中に残存したNO_3の冬期、融雪期の移動形態と移動量を土壌凍結深の相違と関連づけて明らかにする。この目的のため、本課題では3つの側面から研究をおこなった。日本の代表的な畑地土壌である黒ボク土のNO_3の移動は水移動に比べて遅延することが知られている。そこで第一に、実際に生じるNO_3濃度の範囲で遅延を定量化することである。第二に、TDR(Time domain reflectometry)により土壌水の電気伝導度を求め、NO_3の動態を連続的に追跡する手法を確立することである。サブテーマ(1)では、土壌凍結深が深いほど融雪水の浸透が抑制される傾向にあることが明らかになった。NO_3は水とともに移動するため、土壌凍結深の増加に伴い冬期（融雪期）のNO_3の下層への移動量も抑制される可能性がある。そこで第三に、除雪・圧雪といった積雪処理を行なうことで人為的に土壌凍結深を発達させた試験区を設け、圃場で土壌凍結が発達する前と消雪後の春先の土壌中のNO_3の鉛直分布を調査し、自然積雪状態で土壌凍結深の浅い対照区と比較することで、土壌凍結深の違いが冬期のNO_3の移動に及ぼす影響を評価する。

３．研究方法

（１）黒ボク土の陰イオン吸着によるNO_3移動遅延

１）供試土壌

芽室、札幌の両サイトとも黒ボク土に分類されるが、腐植が多いA層では陰イオン吸着が起こらないため、対象は下層土とした。試験区を設けた札幌サイトでは下層土は海成段丘により生成された野幌層呼ばれ、非火山性土であったため、陰イオン吸着による遅延の影響は考慮する必要は無いと考えられる。一方、もう一つの試験区である芽室サイトでは下層土が黒ボク土であり、土壌水分移動と溶質の移動を評価するためには陰イオン吸着によるNO_3の移動遅延を評価する必要がある。対象地域である北海道十勝平野には黒ボク土が広く分布している。さらに、日本の畑の多くの土壌が黒ボク土である。そこで、試験圃場のみならず、より一般的に遅延を評価するため、北海道を中心に道外の黒ボク土を含めて水移動に対する遅延を表すのに必要なパラメータである遅延係数の測定を行った。用いた土壌は芽室、札幌羊ヶ丘

表1 遅延係数を求めるために用いた黒ボク土

地点	母材	ρ_d	θ	分配係数	遅延係数
羊ヶ丘	恵庭岳火山灰a	1.00	0.69	0.39	1.60
芽室	樽前山火山灰d	0.73	0.56	0.76	2.17
八雲	駒ケ岳古期火山灰	0.87	0.66	0.29	1.28
	駒ケ岳火山灰d	0.73	0.61	0.38	1.49
静内	支笏火山灰1	0.85	0.60	0.52	1.72
厚床	摩周火山灰f	0.55	0.52	0.65	2.08
つくば	立川ローム	0.55	0.55	0.58	1.96
岩手	岩手山	0.90	0.52	1.01	2.57
鹿児島	鬼界カルデラ	0.70	0.50	1.57	3.15

ρ_b:乾燥密度(Mg m^{-3}), θ: 流出試験中の体積含水率 ($m^3 m^{-3}$)

（ラウレナイ川南の森林）、北里大学八雲牧場（渡島支庁八雲町）、北海道大学静内研究牧場（日高支庁新ひだか町）、道東の民間牧場（根室支庁厚床）、岩手大学下台圃場（盛岡市上田）、農業環境技術研究所（つくば市観音台）、鹿児島県農業開発総合センター大隅支場（鹿屋市串良町）のアカホヤ層である。9地点とも下層土である。表1に、9地点の土壌の起源とNO_3流出実験条件等を示す。なお八雲牧場では、駒ケ岳古期火山灰と駒ケ岳d火山灰由来の2種類の黒ボク土を採取し、以降、「八雲古」、「八雲d」と分けた。

２）NO_3吸着等温線

水溶性の塩類を除去するため、前処理として内径4 cm、長さ20 cmのカラムに0.84 mmの篩を通過した風乾土を現場乾燥密度で充填し、飽和後に脱塩水を8ポアボリューム(*PV*)流した。その後、土壌を風乾し、再び0.84 mmメッシュの篩を通して、実験に供した。

濃度が0～7 mmol L^{-1} の$Ca(NO_3)_2$溶液（NO_3濃度として0～14 mmol L^{-1}）を、20段階に調整した。このNO_3濃度範囲は、黒ボク土畑圃場下層土で観測されるNO_3濃度をカバーするように設定した。10 mL容の遠沈管に風乾土2 gを精秤し、$Ca(NO_3)_2$溶液を6 mL添加し、30分間往復振とう機で振とうした。その後、遠心分離（3000 rpm, 10分）して、上澄み溶液を採取した。上澄み溶液は孔径0.45 μmのメンブレンフィルターを通した後、陰イオンと陽イオン濃度を測定した。

添加溶液と平衡溶液の濃度差から各イオンの吸着量及び脱着量を求めた。イオン*i*の吸着量及び脱着量は次式で計算した。

$$Q_i = \frac{C_i^{\mathrm{add}} V^{\mathrm{add}} - C_i^{\mathrm{eq}} \left(V^{\mathrm{add}} + M_{\mathrm{s}} \omega \right)}{M_{\mathrm{s}}} \qquad (1)$$

ここで、Q_iはイオン*i*の吸着量（脱着量）($mmol_c\ kg^{-1}$)、C^{add}は添加溶液のイオン濃度($mmol_c\ L^{-1}$)、V^{add}は添加溶液量(L)、C^{eq}は平衡溶液のイオン濃度($mmol_c\ L^{-1}$)、M_sは乾土重(kg)、ωは含水比($kg\ kg^{-1}$)を表わす。Q_iの値は正ならば吸着、負ならば脱着を意味する。

最も単純な吸着モデルは、土壌溶液中の溶質の濃度と吸着量が直線関係を示す場合、次式で表される。

$$C_a = K_{\mathrm{d}} C_l \qquad (2)$$

ここで、K_d は分配係数(L kg^{-1})、C_aは溶質の吸着量(mol kg^{-1}) 、C_lは土壌溶液中の溶質濃度(mol L^{-1})である。

３）NO_3流出

流出実験装置を図1に示す。内径4 cm、厚さ1 cmのアクリルリングを20個重ねた長さ20 cmの解体式のカラムに、風乾土

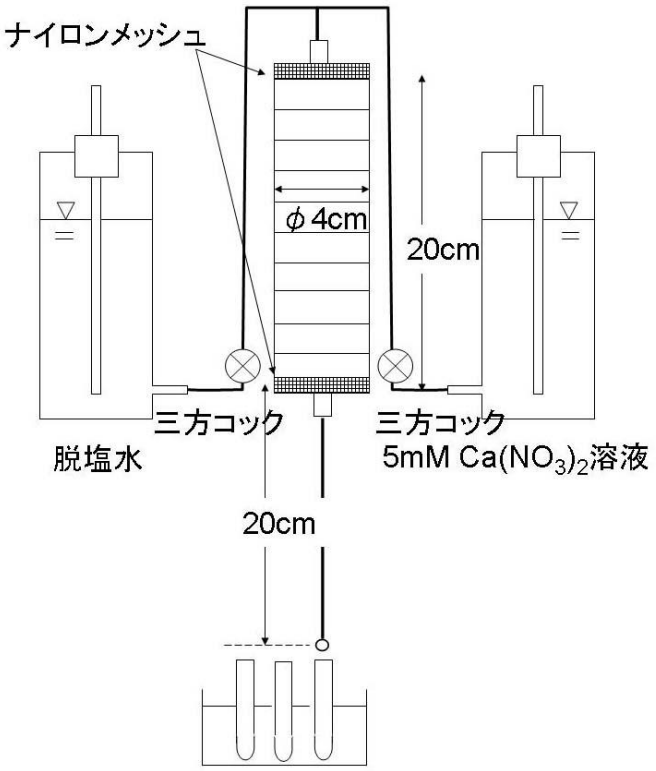

図1　NO_3流出試験装置

を表1に示す乾燥密度で充填し、上端と下端にナイロンメッシュを敷いた後、カラム下端から脱塩水を約2日間かけて供給し、試料を毛管飽和させた。マリオット管と流出口は20 cmのサクションをカラムに与えるように設置し、定水位で脱塩水を8*PV*流した後に、5 mmol$_c$ L^{-1} Ca$(NO_3)_2$溶液に切り替えて8*PV*通水し、流出溶液を約0.1*PV*毎に採取した。試験終了後、直ちにカラムを2 cmごとに解体し、含水比を測定した。NO_3移動の遅延の程度は、遅延係数*R*(非吸着性溶質の移動速度に対する注目する溶質の移動速度の比)で評価した。

表2 KNO_3散布量と散布日

札幌			芽室		
年月日	散布量 (kg N ha^{-1})	降水量 (mm)	年月日	散布量 (kg N ha^{-1})	降水量 (mm)
2008/10/30	70		2008/10/16	70	
		850			778
2009/7/21	75		2009/8/13	100	
		263			230
2009/11/4	100		2009/10/29	100	
		623			560
2010/6/9	100		2010/6/28	100	
		650			555
2010/10/31			2010/10/31		

土壌中の溶質移動の予測には、一般的に移流分散方程式が用いられる。吸着を考慮した1次元定常水移動の移流分散方程式は次式で表される。

$$R\frac{\partial C_l}{\partial t} = D\frac{\partial^2 C_l}{\partial x^2} - u\frac{\partial C_l}{\partial x} \qquad (3)$$

ここで、*R*は遅延係数、*t*は時間(s)、*D*は拡散分散係数(m^2 s^{-1})、*x*は位置(m)、*u*は平均間隙流速(m s^{-1})、C_lは土壌溶液中の溶質濃度(mol L^{-1})である。遅延係数*R*は分配係数K_d と次式の関係がある[1)2)]。

$$R = 1 + \left(\frac{\rho_b}{\theta}\right)K_d \qquad (4)$$

ここで、K_d は分配係数(L kg^{-1})、ρ_bは乾燥密度(Mg m^{-3})、θ は体積含水率(m^3 m^{-3})である。溶質が吸着される場合には$R > 1$となる。

遅延係数は、NO_3^-流出濃度曲線の実測データと式(3)の移流分散方程式の解析解を用いて、Excelのソルバーツールによる非線形最小二乗法によって、最も実測値と適合する値を採用した。

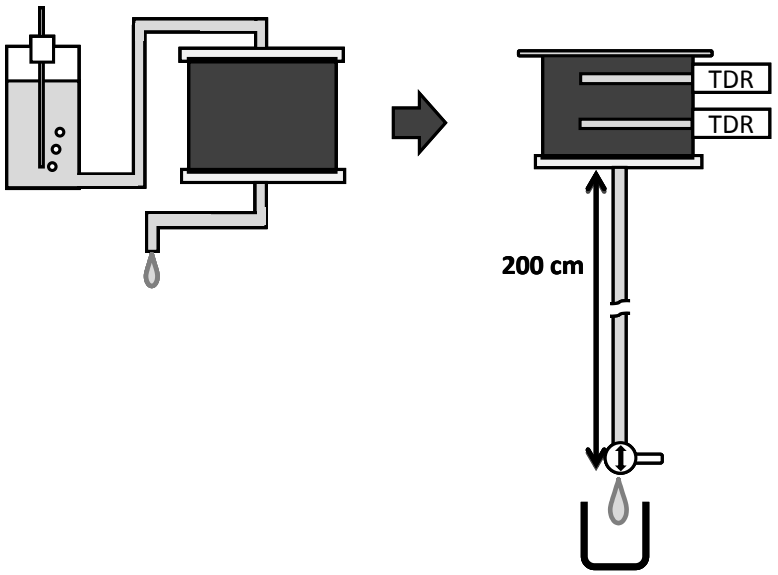

図2 ECaとECwの関係を得るための試験装置

（２）土壌の電気伝導度のモニタリングから土壌溶液中のNO_3濃度を推定する手法の確立

１）土壌の誘電率、電気伝導度と土壌溶液の陰イオン濃度の測定

土壌の誘電率と電気伝導度を計測するTDR(Campbell製CS605)を札幌と芽室に設定した溶質移動区の異なる深さ（札幌は深さ0.10, 0.20, 0.40, 0.60 m；芽室は深さ0.10～0.80 m まで0.10 m 間隔）に埋設し、2008年10月から2010年10月まで連続計測した。また、NO_3の移動を明らかにするため、表2に示すように粉末状態のKNO_3を2008年10月以降4回散布した。さらに、 TDRに隣接して、TDR埋設深と同一の深度に埋設した素焼カップを用い、土壌溶液を適宜採取して主要陰イオンをイオンアナライザー(TOA 1A-100) により、土壌溶液の電気伝導度を電気伝導度計(Horiba, B-173)により測定した。

２）土壌の電気伝導度(ECa)と土壌溶液の電気伝導度(ECw)

ECaとECwとの関係は室内試験に基づいてモデル化を行った。2 mmメッシュの篩を通過した札幌および芽室の各層位の土壌を現場乾燥密度で直径11.4 cm、高さ10 cmのカラムに充填し、図2左に示すように上下のフィルターメンブレンを通し、流出液の電気伝導度（ECメータで測定）が流入液の電気伝導度に等しくなるまで既知のKNO_3溶液を流した。その後、図2右のように、上部のフィルターメンブレンを外して溶液の流入を止め、カラム側壁にTDR(TDR640)を高さ2.5と7.5 cmに挿入した。次いで、下部のフィルターメンブレンの排水口をカラムから200 cm下方に設定し、排水量が5 mL毎に土壌の誘電率と電気伝導度を測定した。このようにしてほぼ飽和水分状態からマトリックポテンシャルが-200 cmの水分状態までの誘電率と電気伝導度の値をTDRにより得た。KNO_3溶液の電気伝導度の値は0.1, 0.3, 0.5, 0.7, 0.9 dS m^{-1}の5段階とした。実験は全て25℃の恒温状態で行った。

３）電気伝導度と温度との関係

電気伝導度は温度の影響を受ける。特に、畑の深さが浅い部分では温度変化が大きい。そこで、TDR640をビーカーに入れ、水温を0.4℃から20℃まで変化させて電気伝導度を測定し、電気伝導度と温度の関係を関数化した。こうして、圃場における電気伝導度の値は全て20℃に変換した。

（３） 土壌凍結深の違いがNO_3の溶脱に与える影響の評価

北海道農業研究センター芽室研究拠点内の試験圃場において、2009年9月から2010年8月に慣行の施肥体系に準じてコムギを栽培した。この圃場において、冬期に圧雪して土壌凍結を発達させる試験区と、自然積雪状態で土壌凍結深が浅い対照区を設置し、両試験区において、土壌凍結前と消雪後に土壌（0-0.4 m）をオーガーで採取し、NO_3の鉛直分布を調査した。また、同研究拠点の1 ha程度の圃場を2つに分割し、片方を圧雪して土壌凍結深を発達させ、片方を自然積雪状態で管理した。秋に畑に残留する窒素を模擬するために、硫酸アンモニウム50 kg ha^{-1} を散布し、土壌凍結前と消雪後に土壌（最大で0-1.0 m、後述）を採取し、両試験区の秋と春先のNO_3の鉛直分布を比較した。

十勝地方更別村において夏作としてバレイショを栽培し、後作にコムギを栽培している畑およびマメ栽培を予定している畑を2008-2009年、2009-2010年とも2箇所選定し、凍結前と融雪後のNO_3の深さ別濃度分布から除雪処理がNO_3溶脱に及ぼす影響を調べた。マメ栽培を予定している畑は除雪処理を行って凍結深が深く、隣接するコムギ畑は除雪を行っていないため凍結深が浅い。コム

ギ畑ではバレイショ収穫後に施肥を行っており、マメ栽培予定の畑では施肥を行っていないため、除雪処理が硝酸溶脱に及ぼす影響は凍結前と融雪後のNO_3濃度分布の相違から判定した。

北海道農業研究センターの試験圃場・農家圃場ともに、土壌試料は直径4.6 cm長さ100 cmの鋼鉄製の円筒をパーカッションハンマーで打ち込み、円筒内の土壌を10 cm毎に採取した。北海道農業研究センターの試験圃場から採取した土壌は、採取した翌日にKClにより抽出し、フローインジェクションメーター（BL-TEC QuAAtro2-HR）によりNO_3濃度を測定した。同分析機器は同時にアンモニア態窒素も測定可能である。アンモニア態窒素はほとんど含まれていなかったことから、硝酸化成がほぼ完全に進行していたことが確認された。農家圃場から採取した土壌については、土壌は採取翌日には低温状態で札幌まで輸送し、水抽出した後に孔径0.45 μmのメンブレンフィルターでろ過し、溶液を分析までは氷点下で保存した。解凍後に純水を加えて希釈し、イオンアナライザー（TOA 1A-100）によりNO_3濃度を定量した。

４．結果・考察

（１） 黒ボク土の陰イオン吸着による移動の遅延

１）NO_3吸着等温線

実験に供した6試料の$Ca(NO_3)_2$溶液添加による各イオンの吸着量及び脱着量の変化を図3に示す（Na^+, K^+, Cl^-は、脱着量が1 $mmol_c$ kg^{-1}未満と低かったため省略した）。全ての試料において、平衡溶液のNO_3濃度とNO_3吸着量の関係は、原点を通る直線で表すことができた。そこで、式(2)に従って原点を通る一次式でNO_3吸着データを回帰し(図3)、その傾きを分配係数とした。全ての試料の分配係数を表1にまとめた。芽室の分配係数は0.76 L kg^{-1}であり、これは冬期下層土の平均体積

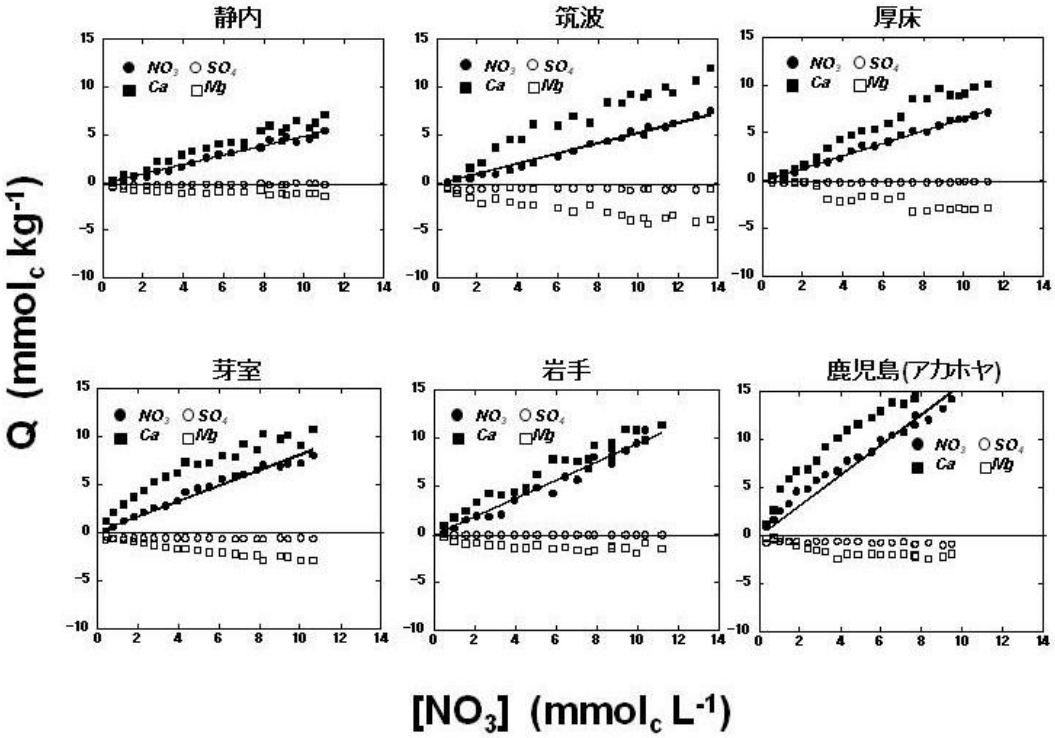

図3　溶液濃度と吸着量の関係

含水率0.45 m^3 m^{-3}を仮定すると、下層土に流入したNO_3量の55%は土粒子に吸着されていることを意味する。本研究で得た分配係数は、0.29～1.57 L kg^{-1}であり、黒ボク土下層土の体積含水率の範囲を0.4～0.7 m^3 m^{-3}とすると、本研究の分配係数の範囲から、黒ボク土下層土ではNO_3の約2.5～8割程度が固相に吸着して存在していると推定される。

２）NO_3流出

図4に、9地点の土壌のNO_3の流出濃度曲線を示す。点線は、溶質の遅延が全く無く、土壌水分移動が理想的なピストン流の場合の曲線である。図示はしていないが、試験区を設けた札幌の野幌層の流出濃度曲線はこの曲線とほぼ一致した。NO_3吸着データから得られた分配係数（表1）が大きい土壌ほど、NO_3流出が遅れる結果となった。

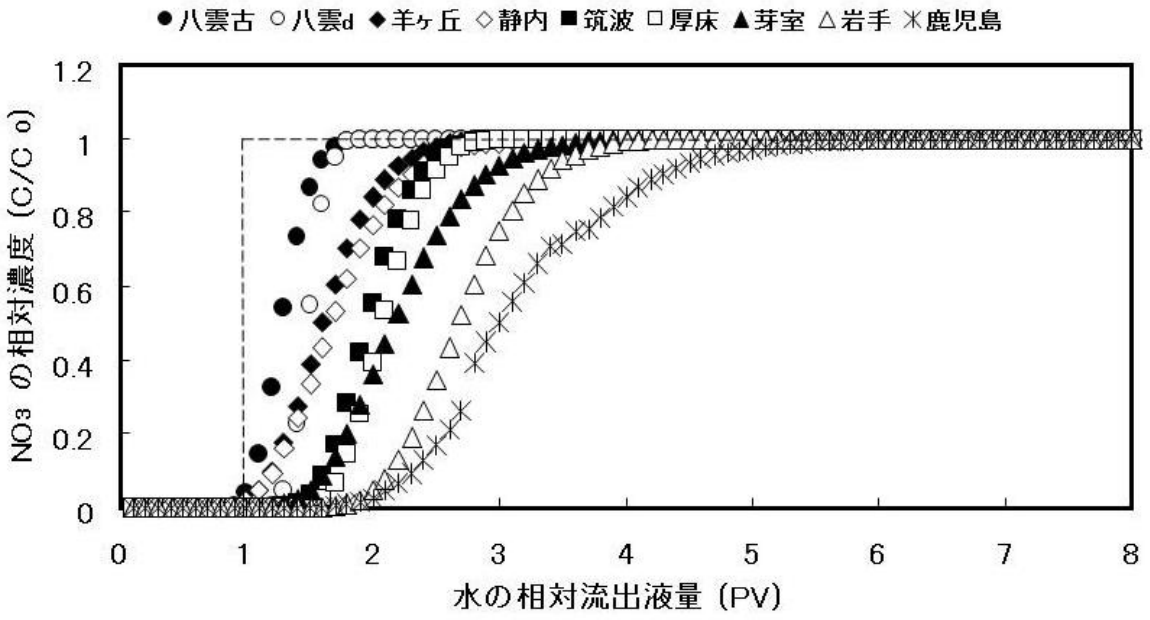

図4　硝酸イオンの流出濃度曲線

次いで、NO_3流出濃度曲線に式(3)の移流分散方程式の解を適用して遅延係数を推定した。遅延係数の値は表1に示すように最小値は1.28、最大値は3.15となった。芽室の遅延係数は2.17であり、この場合、下層土で水が0.10 m進むとき、NO_3は0.046 m移動することになる。今回実験に用いた黒ボク土全てを対象にすると、黒ボク土下層土中では、水が1 m進む際に、NO_3は約0.8 mから0.3 m程度しか移動しないと見積もられた。NO_3吸着データから得た分配係数と、式(3)から推定した遅延係数（表1）との関係は、以下の1次式で表された($r = 0.98$, $p < 0.00001$)。

$$R = 1 + 1.45 K_d \qquad (5)$$

式(5)は、式(4)と同等の関数型である。直線の勾配は、式(4)からρ_b/θを表す。今回の実験では、ρ_bは現場乾燥密度付近で充填したため、表1に見るようにρ_b、θとも土壌により異なるが、遅延係数Rと分配係数K_dの関係が直線で近似できた。黒ボク土の遅延係数が第一近似として、式(5)で表せたことから、この式が広く黒ボク土のNO_3移動遅延の予測に適用できる可能性がある。

以上の結果を用いると、NO_3吸着データから得られる分配係数K_dを実験室で求めることで、透水性が比較的良く選択流の発生頻度が少ない黒ボク土下層土でNO_3移動の遅延が予測出来る。

（２）土壌の電気伝導度のモニタリングから土壌溶液中のNO_3濃度を推定する手法の確立

１）土壌の電気伝導度(ECa)と土壌溶液の電気伝導度(ECw)

図5aは札幌Ap層を対象にして、TDRで測定した土壌の電気伝導度(ECa)とECメーターで測定した土壌溶液の電気伝導度(ECw)の関係が、土壌水分領域が0.48 m^3 m^{-3}（近飽和）から0.40 m^3 m^{-3}（-200 cm）の範囲内で直線関係にあることを示している。ECa－ECwの勾配は、水分量の増加につれて大きくなっており、図5bは図aの勾配を0.40から0.48 m^3 m^{-3}の範囲で体積含水率の関数として表している。また、図5cは図aの切片が一定であることを示している。そこで、勾配と切片を用いてECaとECwの関係を表すと次式となる。

$$EC_a = (1.133\theta - 0.2769)ECw + 0.11 \qquad (6)$$

Rhoades et al. [3]は以下の式を提案している。

$$EC_a = T\theta EC_w + EC_s \qquad (7)$$

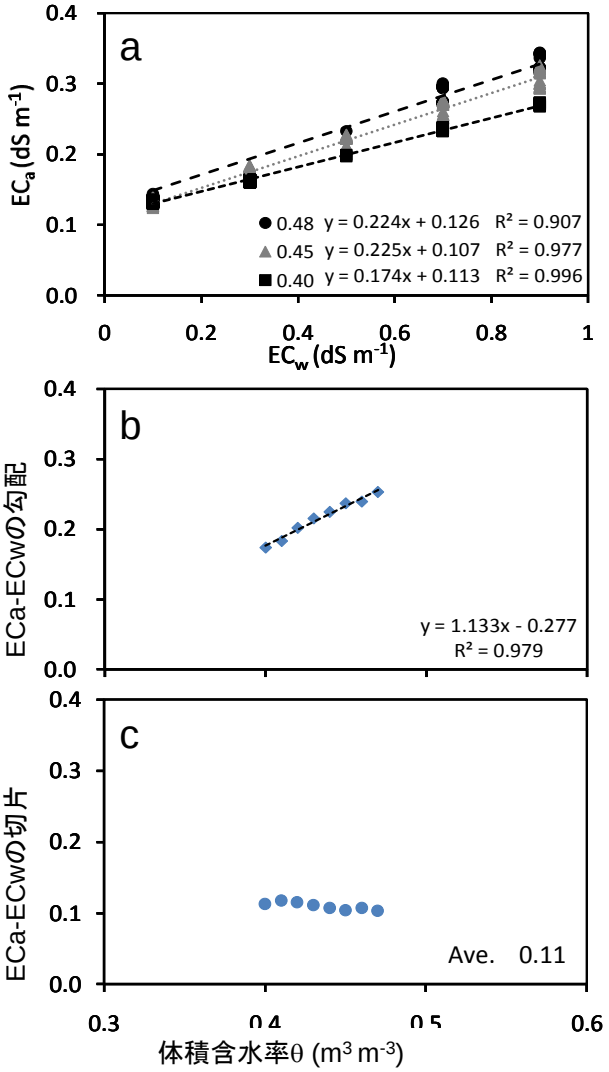

図5　ECa-ECwの関係（札幌Ap層）

ここで、T は伝達係数で体積含水率θの関数、ECs は土の固相の電気伝導度である。(6)式と(7)式は類似しているが、(6)式では土壌水分がゼロとなってもECwはゼロとならないという点で両者は異なっている。したがって、(6)式は土壌水分領域が0.40から0.48の範囲で成り立つ単純な回帰式である。札幌および芽室の全ての層位のECa、ECwおよびθの関係は以下のモデルで近似できた。

表3　(8)式の勾配と切片

層位	深さ (cm)	水分領域θ (m^3 m^{-3})	a	b	勾配のR^2	c ±標準偏差 (dS/m)
Sapporo Ap	0-30	0.40-0.47	1.133	-0.277	0.9789	0.11±0.074
Sapporo Cg	30-80	0.40-0.53	0.653	-0.031	0.8195	0.21±0.0098
Memuro Ap	0-30	0.42-0.60	0.712	-0.168	0.9163	0.05±0.0039
Memuro 1C	30-60	0.45-0.58	1.624	-0.576	0.9744	0.07±0.0065
Memuro 2C	60-90	0.42-0.68	1.143	-0.301	0.9829	0.05±0.0042

$$EC_a = (a\theta + b)EC_w + c \qquad (8)$$

ここで、係数a，b，cは室内実験を行った水分領域では表3に示すように一定である。
圃場における土壌溶液の電気伝導度は、TDRによって求めたECaとθを用い、(8)式で表されるモデルを適用して土壌溶液の電気伝導度(ECw)を計算した。

２）温度が電気伝導度に与える影響

温度がT ℃ のときの電気伝導度は次式のように基準温度T_o ℃ に変換して表される。

$$EC_a(T_o) = f(T) \times EC_a(T) \qquad (9)$$

ここで、T_o は20 ℃であり、$f(T)$ は実験結果より以下のように表すことができた。

$$f(T) = \frac{1}{1 + 0.024(T - 20)} \qquad (R^2=0.876) \qquad (10)$$

圃場で計測された全てのECaのデータおよび実験室で得られたデータは(10)式を用いて20 ℃の電気伝導度に変換した。

３）圃場におけるECwと土壌溶液組成

素焼きカップを用いて圃場の各深さで採水しECメーターにより測定したECwと土壌溶液組成の関係を用いて、(8)式のモデルを用いて予測されるECwをNO_3に変換した。主要な陰イオンはNO_3，ClとSO_4であった。土壌溶液のClとSO_4濃度の和は芽室Ap層で0.81 $mmol_cL^{-1}$と小さかったが札幌を含むその他の層位では1.37から1.64 $mmol_cL^{-1}$の範囲であった。図6は札幌Ap層のECw-NO_3および$ECw-NO_3+Cl+SO_4$の関係を示している。図から、ECwが0.16 dSm^{-1}になるとNO_3濃度がゼロになることが分かる。このことは、NO_3濃度の予測精度は他の陰イオン濃度に依存し、NO_3の濃度が低いと精度が下がることを示している。

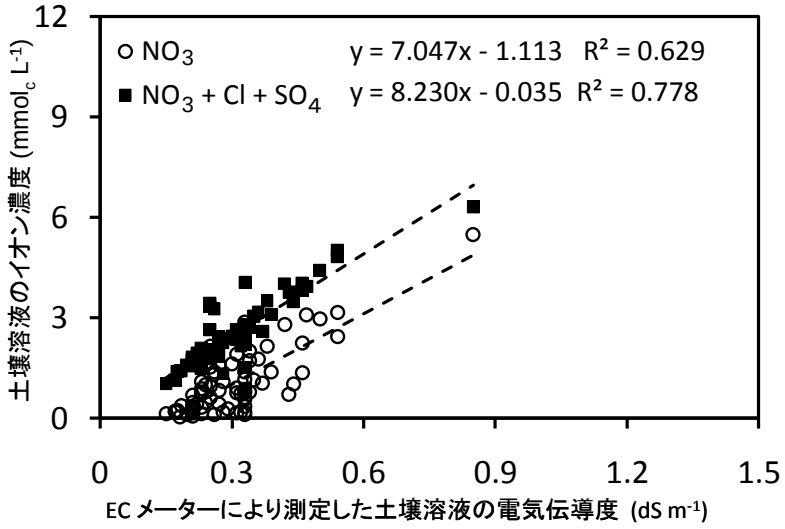

図6　イオン濃度と電気伝導度との関係（札幌Ap層）

４）モデルによるNO_3濃度の予測

モデルを圃場の溶液の電気伝導度の予測に用いるための条件は、土壌水分領域が室内実験の範囲であることと、前節で述べたようにNO_3濃度が0.16 dS m^{-1}以上（札幌Ap層の場合）であることに限定されるが、ここでは、NO_3濃度が負とならない範囲では室内試験よりも低水分状態にもモデルを適用した。図7は札幌における2008年11月から2010年10月の期間における深さ別の土壌溶液のNO_3濃度と深さ0.60 mまでの全量を月別降水量とKNO_3散布量との対応で示している。図中の実線がモデルによる予測値、○が素焼カップで採水した溶液のNO_3濃度である。深さ0.10 mの土壌水分量は観測期間のほとんどで室内実験の水分量よりも少なかったので0.10 mのデータは除いた。深さ0.10 mから0.70 mに含まれるNO_3の全量を深さ0.20, 0.40, 0.60 mの土壌水分量とNO_3濃度より計算した値を図の最下部に示す。対象とした期間中に投入した窒素量は345 kg ha^{-1}で降水量は2386 mmであった（表2）。

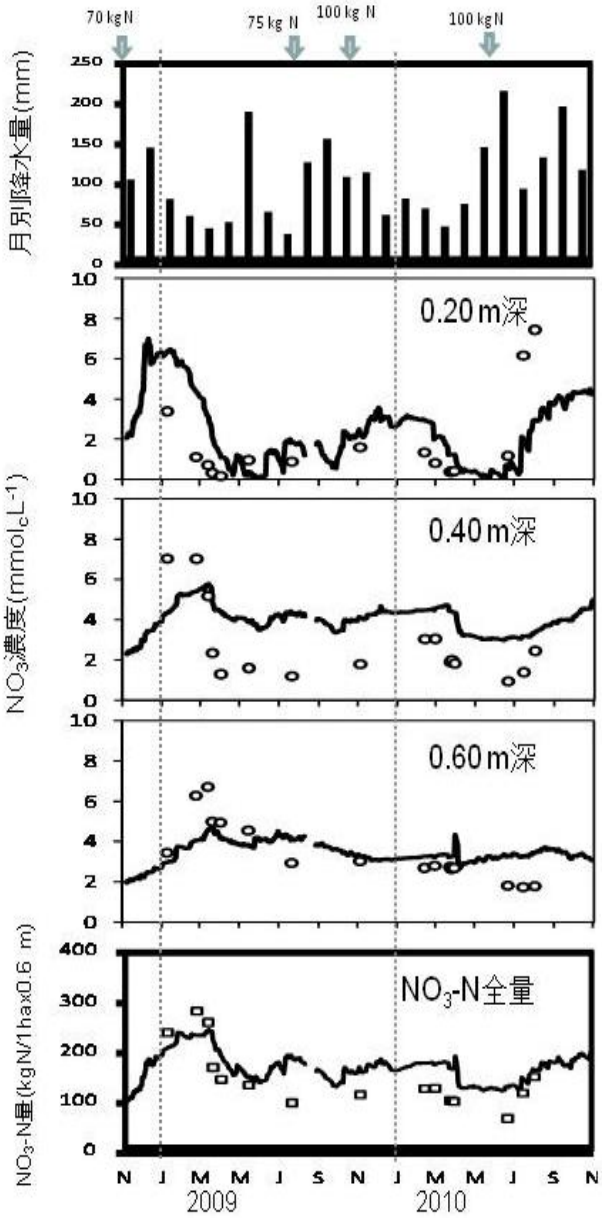

図7　札幌サイトのNO_3濃度の予測

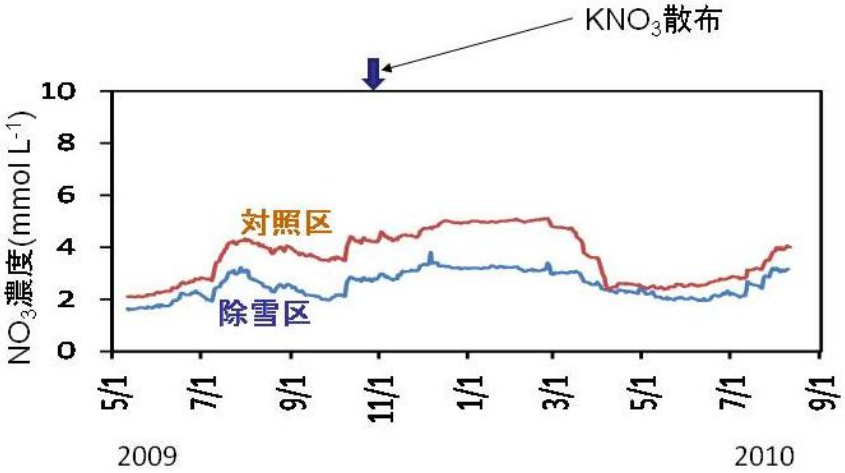

図8　除雪区と対照区のNO_3濃度の違い（札幌サイト深さ0.40 m）

TDRによる予測値と採水データによる測定値を比較すると、NO_3濃度は必ずしも一致していないが両者の傾向は類似している。2つの方法による濃度の違いの原因としては測定領域が指摘できる。TDRのロッド長は30 cmあり、その平均のECを測定している[4)]のに対し、素焼カップ法では約2mlの土壌水を分析していることである。NO_3濃度は第1回目と4回目のKNO_3散布直後に顕著に増加しているが、第2および3回の散布では濃度増加は明らかでない。このような違いがどうして生じたのかは明らかにすることができなかった。深さ0.10 mから0.70 mまでに含まれるNO_3量は、観測開始時は100 kg ha^{-1}未満であり、観測終了時は200 kg ha^{-1}が残留していた。このことは、約250kg ha^{-1}のNO_3が0.70 m深から溶脱したことを示している。札幌サイトの積雪冬期の浸入速度は約1 mm d^{-1}であり、融雪期の約2週間に大量の水が浸入する。図7のNO_3全量をみると、12月から3月までのNO_3量はほぼ一定であり、3月から4月の融雪期には大きく低下していることが分かる。

図8は札幌サイトにおいて除雪して凍結深を発達させた除雪区と対照区の深さ0.40 mのNO_3濃度の比較である。この図から、雪解けの2010年4月に対照区のNO_3濃度が大きく低下していることが分かる。2009-2010年冬期は除雪区で氷板が発達したため、除雪区のNO_3濃度の低下が少ない原因の一つは融雪水の浸入水量が少なかったためである。図9は芽室サイトの降水量、0.20から0.80 mまでのNO_3濃度と0.15から0.85 mまでに含まれるNO_3の量を表している。深さ0.10 mでは冬期に土壌が凍結したことにより除いた。モデルにより予測した値は採水により得られた濃度に比べて変動が激しく浅い層位では値が大きい。深さ0.20 mをみるとKNO_3の散布に対応して値が大きくなっていない。しかし、2009年11月に0.20 m深にみられたNO_3の最大値は時間の経過とともに下方に移動しながらピークの値が低下していることが読み取れる。モデルから得られた値と採水から得られた値の不一致については明らかにすることはできなかったが、札幌サイトと同様にサンプリングサイズの問題が考えられる。

以上、TDRによる土壌水分と土壌の電気伝導度から土壌水の電気伝導度およびNO_3濃度を予測するモデルを考案した。札幌・芽室の両サイトで同じ形のモデル式で表された。モデルを2年間にわたって土壌溶液のNO_3濃度のモニタリングを行った。NO_3の溶脱が激しい融雪期は多水分状態であり、モデルの値は信頼性が高いと考えられる。また、採水データとモデル値と必ずしも一致しなかった点については両者の測定サイズが異なることに加え、次のようなことが考えられる。それは、

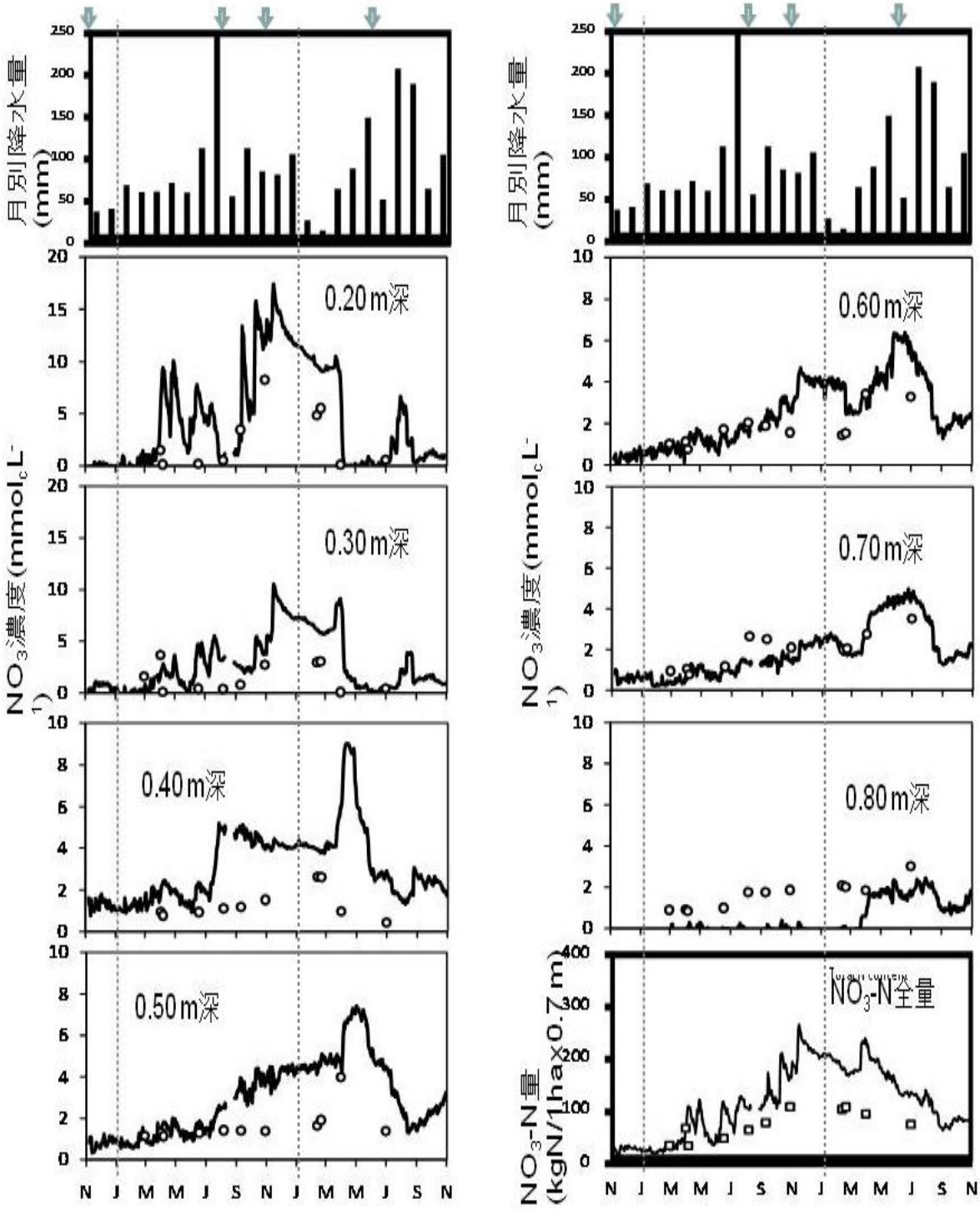

図9　芽室のNO_3濃度の予測

特に融雪期のように大量の水が浸入する場合、水の移動は粗孔隙を主体に流れるため、採水用の素焼カップやTDRの埋設場所により不均一性の影響を強く受けることである。このように考えると、今回のモデルによる推定値が採水データと一致しなくても、モデルの値はそれなりに信頼性があると考えられる。その証拠の1つは、深さ数十cmまでの土層を対象とした場合、NO_3の全量が妥当な

範囲に入っていることである。

（３）土壌凍結深の違いが実際の農家圃場のNO_3の溶脱に与える影響の評価

最近の芽室における積雪水量は約200 mmである[4)]。黒ボク土を対象としていることから、融雪期の平均体積含水率を0.5 m^3 m^{-3}とし、融雪水が均一に侵入すると仮定すると侵入水の前線は0.40 mとなる。したがって、融雪水が均一に侵入すれば、作土層（厚さ0.30 m）NO_3は溶脱され、融雪水が不均一に侵入すればNO_3は作土層に多く残ることになる。そこで、冬の初めに作土層に蓄えられていたNO_3量Q1と融雪後に残留したNO_3量Q2を用い、縦軸に Q1/Q2、横軸に最大凍結深を取り、除雪処理が融雪後の作土に残留するNO_3の評価に用いた。凍結深は0.02～0.03 mと浅い畑と約0.60 mと深い畑までみられたが、凍結深の増大が作土のNO_3存在量に明確な影響を及ぼしているとは言えなかった。農家圃場では、収穫後に残渣を剥き込むが、残渣が局所的に存在することで、秋の凍結前に作土層に存在したNO_3の圃場内でのバラツキが大きいと考えられる。また、サブテーマ（１）で説明したように、農家における除雪処理は、①最初に等間隔に除雪し、除雪した雪は山になって列状に残り、②除雪部分に土壌凍結が適度に入ってから、山部の雪を割って、雪山があった部分の雪を除雪する、という手順で除雪をおこなう。そのため、農家圃場の土壌凍結深は均一にはならなかった可能性がある。そこで、北海道農業研究センター芽室研究拠点の試験圃場の、播種と同時に筋状に施肥を行ったコムギ圃場、ならびに模擬的に全面施肥を行った試験区において、圧雪により土壌凍結深を全面的に発達させた試験区（圧雪区）と、自然積雪状態を維持した対照区を設置し、秋と春のNO_3の変化を検討した。コムギ試験圃場における結果を図10に示す。最大土壌凍結深が0.20 m以下の場合は秋に残存したNO_3のほとんどが消雪後にはなくなっていた。一方、最大土壌凍結深が0.20 m以上の試験区では、秋のNO_3含量に対する春のNO_3含量が深さ0.20 m以下の場合に比べて明らかに増加しており、土壌凍結深が深くなることで多量のNO_3が作土層に残留したことが明らかになった。裸地に模擬的に窒素肥料を施肥し、自然積雪状態の対照区と圧雪により

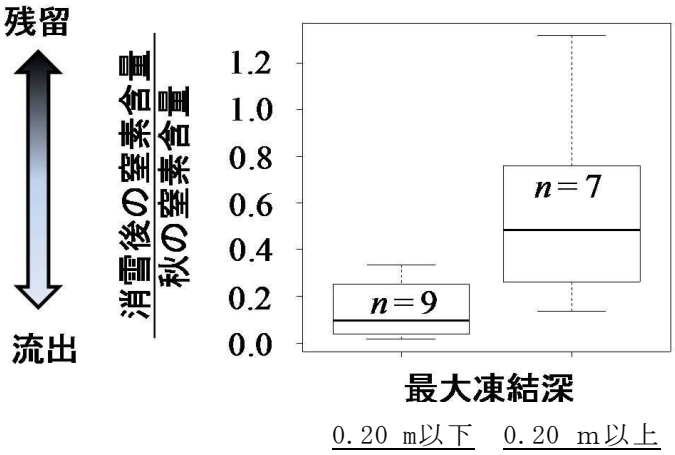

図10　北海道農業研究センター芽室研究拠点コムギ生育試験圃場における土壌凍結深と深さ0～0.40 mの土層に残留したNO_3の関係。深さ0.40 mまでの土層に残留したNO_3は、秋（土壌凍結発達前）と消雪後の土壌中NO_3含量の比で評価した。図中のエラーバーの上下は、最大値・最小値を、箱中の横線は平均値を、箱の上下端は第3・第1四分位点を表す。

土壌凍結深を深く発達させた試験区の秋（凍結前）と春（融解後）のNO_3の鉛直分布を図11に示す。土壌凍結深が最大で0.05 mであった対照区では融解後に硝酸態窒素が深さ1 mまでの土層にほとんどみられなかったのに対し、土壌凍結深が0.45 mまで発達した圧雪区では、秋に存在した窒素のほとんどが春先にも残存していた。これらの結果と、サブテーマ（１）の土壌凍結深の増加と共に融雪水の浸透が抑制されるという結論から、土壌凍結層が深くなるほど、融雪水の浸透が抑制されることで、窒素の残存量が多くなると考えられる。

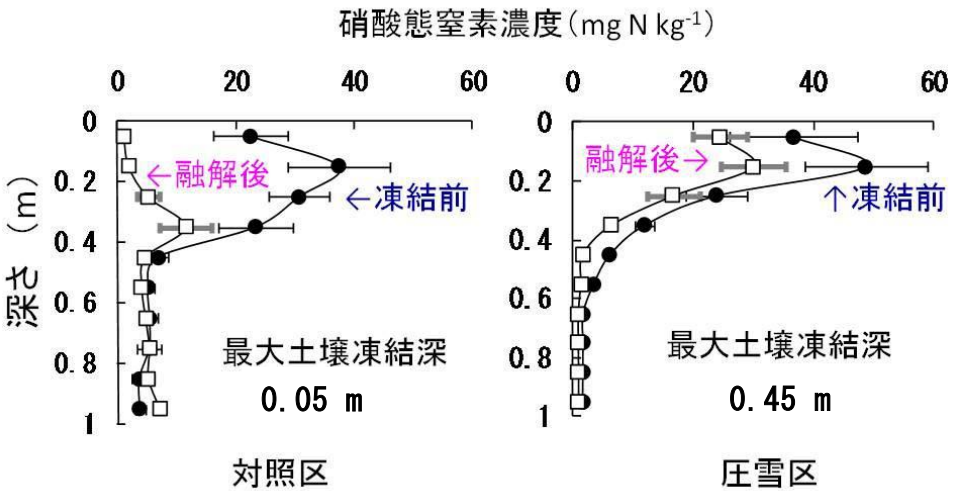

図11　北海道農業研究センター芽室研究拠点の裸地圃場における対照区と圧雪処理により土壌凍結深を深くした試験区の秋（凍結前）と春（融解後）に採取した土壌のNO_3の鉛直分布。図中のエラーバーはの標準誤差（n=6）を意味する。

５．本研究により得られた成果

（１）科学的意義

圃場における硝酸イオン（NO_3）濃度を土壌の電気伝導度をもとにモデル化し、その動態を長期にわたって追跡した例は我が国ではなく、TDRが土壌水分ばかりでなく、土壌中のNO_3濃度の監視にまで応用できた研究レベルは高い。しかし、黒ボク土の特性である陰イオンの移動遅延をNO_3の経時変化から明らかにすることはできなかった点が今後の課題として残された。

土壌凍結深が厚くなると作土に残留していたNO_3は保全される傾向が認められる。これは、凍結深が深くなることで融雪水の侵入がより局所的になり、浸入水量の少ない多くの部分でNO_3の溶脱が少ないことに起因するためと考えられた。

（２）地球環境政策への貢献

温暖化による凍結深の減少は融雪期の硝酸イオン（NO_3）の溶脱を促進する可能性が高いことから，水系の硝酸性窒素濃度に変化があれば，越冬作物の施肥方法の見直しに結びつく。

６．引用文献

1)　Wild, A., 1981. Mass flow and diffusion. *In* D. J. Greenland., and M. H. B. Hayes (ed.) The chemistry of soil process, John Wiley and Sons., New York. 37-80.

2) Wong, M.T.F., Hughes, R., Rowell, D.L., 1990. Retarded leaching of nitrate in acid soils from the tropics. Journal of Soil Science, 41, 655-663.
3) Rhoades, J.D., Raats, P.A.C., Prather, R.J., 1976. Liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity, Soil Science Society of American Journal, 40, 651-655.
4) Iwata, Y., Nemoto, M., Hasegawa, S., Yanai, Y., Kuwao, K., Hirota, T., 2011. Influence of rain, air temperature, and snow cover on subsequent spring-snowmelt infiltration into thin frozen soil layer in northern Japan. Journal of Hydrology, 401, 165-176.

７．国際共同研究等の状況

特に記載すべき事項はない

８．研究成果の発表状況

（１）誌上発表

田村和杏・中原治・田中正一・加藤英孝・長谷川周一：日本土壌肥料学雑誌 82, 121-129 (2011)

“見かけの塩吸収によるアロフェン質黒ボク土下層土の硝酸イオン吸着と移動遅延”

（２）口頭発表

1) 桑尾和伸，岩田幸良，根本学，長谷川周一：日本土壌肥料学会2009年京都大会 (2009)
「TDRを用いた土壌の電気伝導度のモニタリング」

2) 柳井洋介，岩田幸良，古賀伸久，根本学，大久保晋治郎，廣田知良：日本土壌肥料学会北海道支部秋季大会，B-09 (2010)
「コムギ畑への土壌凍結促進処理が収量・窒素動態に及ぼす影響」

（３）出願特許

なし

（４）シンポジウム、セミナーの開催

なし

（５）マスコミ等への公表・報道等

なし

（６）その他

特に記載すべき事項はない