

科学研究費助成事業 研究成果報告書

平成 26 年 5 月 21 日現在

機関番号：14101

研究種目：基盤研究(C)

研究期間：2011～2013

課題番号：23580328

研究課題名(和文) 土壌凍結層の発達・融解浸潤にともなう土中の水分・窒素移動の解明と予測

研究課題名(英文) Estimation of soil water, heat and nitrate dynamics during soil freezing and thawing with meltwater infiltration

研究代表者

渡辺 晋生 (Watanabe, Kunio)

三重大学・生物資源学研究科・准教授

研究者番号：10335151

交付決定額(研究期間全体)：(直接経費) 4,100,000 円、(間接経費) 1,230,000 円

研究成果の概要(和文)：様々な黒ボク土について、低水分領域の水分保持曲線と凍土の不凍水量曲線を精密にそれぞれ測定し、その相同性やヒステリシスを評価した。また、凍土中の水ポテンシャルの直接測定に成功し、クラウジウスクラペイロン式で凍土の水ポテンシャルを推定することの妥当性と氷の非平衡成長による不整合を検証した。次に、一次元カラム実験を行い、凍結・融解浸潤過程における水分・熱移動と窒素動態を明らかにした。そして、これらの実験結果や現場観測のデータを数値解析した。さらに、地表面近傍の酸化還元電位と溶存酸素分布をサブミリスケールで観察し、浸潤水の流下にともなう還元層の発達と表面酸化層の形成過程に及ぼす流速の影響を示した。

研究成果の概要(英文)：We simultaneously measured soil water retention and soil freezing curves and investigated their similarity and hysteresis. We succeeded in direct measurement of soil water potential in frozen soils to confirm the relationship estimated by Clausius-Clapeyron equation, and noted the effect of non-equilibrium growth of ice crystal in soil pores. We also performed directional column freezing experiments and showed the water, heat and nitrate transport during soil freezing/thawing and meltwater infiltration into frozen soils. Furthermore, we microscopically observed profiles of redox potential and dissolved oxygen near soil surface, and showed formation of reduced and reoxidized layers in soil columns under various infiltration rates.

研究分野：農学

科研費の分科・細目：農業工学・農業土木学・農村計画学

キーワード：凍土 浸潤 水・熱移動 窒素動態 不凍水 水分特性曲線 不飽和透水係数 数値解析

1. 研究開始当初の背景

地表が 0 以下に冷やされると、土中水が凍結面近傍に引き寄せられ凍結する。地表に形成された凍土の透水性は低く、春先の融雪水の一部は湛水、あるいは地表を流去する。また、凍土層の消失期には、年最大規模の急激な下方浸透が観測されることも珍しくない。こうした凍結・融解期の土中水の再分布は、土中の栄養塩移動を伴い、農地の水分・施肥管理や地耐力に影響を及ぼすのみならず、地盤改良や廃棄物処理への凍土利用にも深刻な被害を及ぼす。また、凍土融解期の表面流去水は、農地の土壌浸食の主要因となるだけでなく、河川の増水にも寄与する。さらに、凍土への水の浸潤量は凍土下の微生物活性を律則し、特に春先の急激な浸潤は硝酸態窒素の地下水帯への流出や地表への温室効果ガスの放出を誘起する。このため、凍結・融解浸潤過程の土中の水分・窒素移動機構を明らかにし、気温や積雪などの変化に応じた土壌環境の変化を予測する必要がある。

こうした要求の下、地表付近の水収支の観測が精力的に行われており、データベース化が進んでいるが、国内の更新が遅れている。

不飽和凍土中の水分移動モデルについては、欧州の SOIL/COUP、TOUGH、米国の WEPP、HYDRUS など各国において数値モデルの開発が進められており、比較的単純な凍結過程の数値解析が可能となりつつある。申請者らも、詳細な実験に基づき HYDRUS の凍結モデルの改良に取り組んできた。しかし、凍結層を持つ土への浸潤過程やその際の溶質移動については未だ不明な点が多く、いくつかの先駆的な試みはあるものの、既存のモデルはこれらを十分に表現するに至っていない。また、寒冷地のメタンや硝酸ガス生成の一因として、凍結層による通気の阻害に伴う土の還元が近年示唆されているが、凍結や浸潤に伴う還元状態や、微生物活性、ガス生成量の変化については、今のところほとんど分かっていない。

2. 研究の目的

本研究では、凍結層の発達と融解および浸潤の進行に伴い土中の酸化還元電位や窒素各態の濃度、微生物量や活性が凍結面や浸潤面近傍、流出水中でどのように変化するかを、実験に基づき明らかにすることを目的とする。特に凍結過程については、凍土中の不凍水(0 以下でも凍らない水)の量と圧力(水分保持曲線)の関係が、凍結速度や水分量により平衡の水分保持曲線と異なるといかに異なるかを明らかにする。融解浸潤過程については、初期水分量依存性に加え、浸潤量や浸潤前線の形状、窒素各態の分布の土の凍結深、温度環境、浸潤水の溶質濃度依存性を定量化する。凍結層下の酸化還元については、その基礎機構を検討すべく、まずは未凍結状態で水の流れや溶存酸素、基質との関係を調べる。そして、これらの実験結果に基づき、凍土の

融解浸潤や溶質再分布過程を扱えるよう土の凍結モデルの改良を目指す。また、実験結果や数値解析結果を国内外の現場観測と比較し、現場レベルへの応用やモデルの問題点を検証し、今後の土の凍結モデルの応用展開を模索する。

3. 研究の方法

土壌の凍結層の発達・融解に伴う凍結面近傍の水分・溶質移動、凍結層下の酸化還元電位の変化や窒素各態の濃度変化を調べることを目的に、異なる水分飽和度、凍結速度、溶質濃度の不飽和土の一次元凍結実験を行う。試料の凍結・融解および凍結面近傍の微視的観察には一方向凍結カラムを用い、凍土中の不凍水量のその場測定には混相誘電率モデルと NMR 法で検量した TDR 法を用いる。この際、不凍水中の溶質濃度測定にも TDR 法を活用すべく、現状の不凍水量測定モデルや未凍土の溶質濃度測定モデルに基づき、溶質濃度測定モデルを構築する。また、任意の凍結・融解時間に土中溶液を採取し、窒素各態の濃度を測定する。試料には熊本、三重、岩手、北海道の黒ボク土など、実際の耕地の土を用い、これまで得てきた砂やシルトの実験結果と比較検討する。

これらの実験に先立ち、まずは凍土中の液状水量と圧力の関係(水分保持曲線)と液状水(不凍水)量と温度の関係(不凍水量曲線)を明らかにする。土中水の圧力と温度の測定には自動水分吸脱着測定装置 VSA や極小の鏡面冷却式露点計 FINEDEW を活用し、それぞれの曲線の凍結速度や全水分量依存性、ヒステリシスを測定する。そして、多孔質体中の氷成長の速度論についてエール大の Dr. Wettlaufer と討議の上、凍結による非平衡過程を表現する水分特性関数の実用的且つ妥当なパラメータの決定法を提案する。

現場については、実際に凍結・融解に晒される岩手大近郊の実験圃場において、凍結期から融解浸潤期にかけて、水分・地温・溶質分布および浸潤量をモニターするとともに、凍結前と融解直後に試孔を掘り、窒素各態と微生物分布を測定する。また、各地に埋もれて霧散の危機にある凍結深分布のデータを掘り起こし、データベース化を進める。そしてこれらの実験から得られた知見に基づき、HYDRUS の凍結モデルを改良し、実験や観察結果、データベースの記録を解析することで、現状の数値モデルの問題点や、凍土の融解浸潤機構を整理する。

土の酸化還元については、不明な事が多いため、別にカラム実験を行う。この際、100 μm の精度で酸化還元電位と溶存酸素を測定できるセンサーを地表から挿入しつつ測定を繰り返すことで、水分移動にともなう酸化層の形成機構やそれに与える基質や流速、温度の効果を明らかにする。そして、凍結層下で生じる酸化や還元の進行と微生物活性の変化、融解浸透水の影響を検討する。

4. 研究成果

(1) 水分特性曲線と不凍水量曲線の測定とヒステリシスの検討

まず、様々な黒ボク土について、VSA、WP4、加圧板法、吸引法で水分保持曲線を測定した。図1に25で測定した熊本黒ボク土の水分保持曲線を示す。VSAでマトリックポテンシャル水頭 $h = -3 \times 10^6$ cmから吸水した水分保持曲線は常に同一の曲線を描いた。これは吸水の主曲線とみなせる。脱水過程については、試料の初期水分状態に応じて様々な走査曲線が得られた。湿潤試料(図中黒実線)の脱水後吸水過程の水分保持曲線をVSAで測定すると、両過程の水分保持曲線は大きく異なっていた。初期 h を調整した試料をVSAで脱水すると、それぞれ図中矢印から水分保持曲線が測定され、その後湿潤試料の水分保持曲線に重なった。また、湿潤試料の脱水過程の水分保持曲線は飽和土を用いて吸引法や加圧板法で測定した脱水過程の水分保持曲線(図中と)とも一致した。黒ボク土であっても、産地が異なるとそれぞれ異なる水分保持曲線を描いたが、いずれも特徴的なヒステリシスを示した。VSAは従来法との組合せにより、脱水の主曲線の測定にも有用といえる。

ここで、異なる層間イオンに調整したベントナイトの吸水主曲線をVSAで測定した(図2)。Cs型やRb型のベントナイトの水分保持曲線は直線的だった。これは、粘土粒子の層間が強く結合しており、低水分領域では水分が粘土の外表面のみに吸着したためと考えられる。Li型のベントナイトの水分保持曲線も直線的であったが、Cs型やRb型より含水比が全体に高かった。これはLiイオンの水和の影響とみなせる。一方、K型、Na型、Ca型のベントナイトの水分保持曲線は $h = -1.5 \times 10^6$ cmで急激に変化した。これは層間への水の侵入によると考えられる。この際に形成される層間の水膜の厚さは2分子程度と見積もられた。また、高水分領域ではCa型よりNa型の方が多く膨潤することが知られているが、低水分領域の水分量はNa型よりCa型の方が高くなった。これはCaとNaイオンの水和性の違いによる。

相平衡の状態方程式クラウジウスクラペイロンの式によりマトリックポテンシャルを温度に換算すれば、未凍土の水分保持曲線を凍土の不凍水量曲線に変換可能である。すなわち、黒ボク土や粘土の凍結を考える場合、こうした水分保持曲線の特徴やヒステリシス、層間イオンの違いを考慮する必要があるといえる。

次に、FINEDEWを用いて、凍土の温度とマトリックポテンシャルを測定した。試料の周辺温度を変えると、試料の温度は30分以内に一定値に達したが、マトリックポテンシャルが一定値に達するには2~6時間程度を要した。また、大きな温度変化を与えたとき程、あるいは0近くである程、一定値に達するまでの時間が長くなった。これは、凍

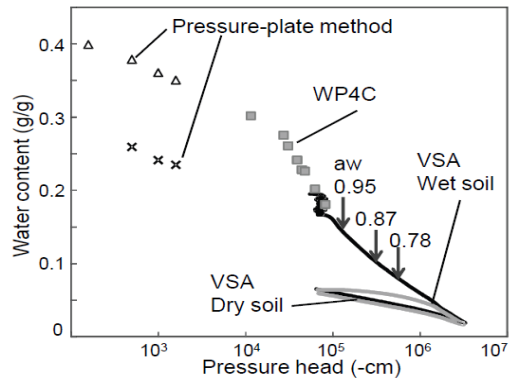


図1 熊本黒ボク土の水分保持曲線

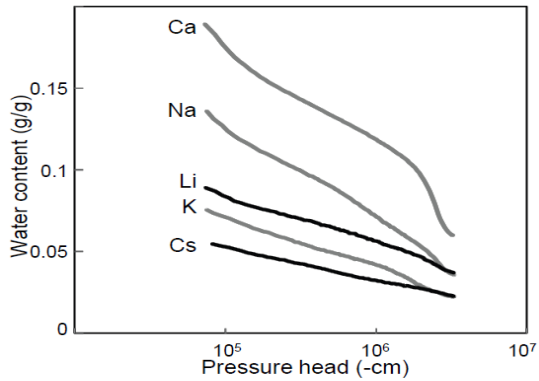


図2 異なる層間イオンのベントナイトの給水過程の水分保持曲線

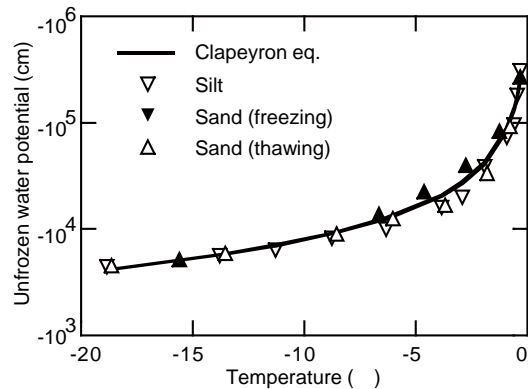


図3 凍土の水ポテンシャルと温度の関係

土中の氷の相変化が瞬時には生じないことに起因すると考えられ、不凍水量曲線の見掛け上の(非平衡の)ヒステリシスの要因の一つと思われる。図3に各温度で測定したシルトと砂の平衡時のマトリックポテンシャルを示す。いずれのマトリックポテンシャルも0近くで急激に減少し、その後、温度低下にともない徐々に低下した。毛管保水を主とする砂と表面保水を主とするシルトでは、温度とマトリックポテンシャルの関係に差が見られなかった。また、いずれの試料のマトリックポテンシャルにも凍結・融解過程における違いは見られなかった。図3にはクラウジウスクラペイロンの式も併記したが、これは実測値よく一致した。

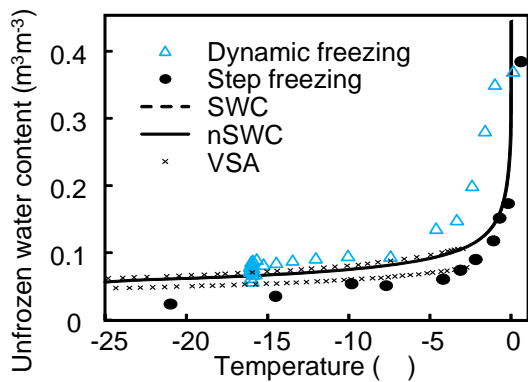


図4 黒ボク土の不凍水量曲線

ここで、 -20 に凍結した試料を凍結・融解 (Step: 試料の温度を段階的に上下した後 0.5 日以上一定に維持; Dynamic: 異なる速度で連続的に試料の温度を変化) し、試料の不凍水量曲線を測定した (図 4)。不凍水量は緩冷時には -17 で $0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 程度、急冷時には $0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 程度と凍結速度が遅いと少なくなった。急冷速度が多少異なっても不凍水量曲線に違いは見られなかった。緩冷時と急冷時の違いは、団粒内間隙水の凍結の有無や間隙水の結晶粒の大きさ、溶質の氷からの吐出量の違いによると考えられる。このため、急冷した試料についても、その後一定温度が続けば、間隙水が平衡状態まで成長し、不凍水量が Step と同程度まで減少する可能性がある。そこで、 -17 に急冷した試料の温度を 1.5 時間一定に維持したところ、不凍水量が増減を繰り返しながら $0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ から $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ まで低下した。増減を繰り返すのは潜熱の放出と再凍結を繰り返すためであろう。また、不凍水量の低下速度は次第に遅くなるため、平衡に近づくには半日から 1 日は要すると考えられる。また、 $-3 \sim 0$ では、Dynamic は不凍水量を過小評価し、融解速度をさらに上げると、正温になっても氷が土中に残存した。氷の融解が全体の温度変化に追いつかない非平衡状態にあると見なせる。Dynamic の凍結曲線と融解曲線を比べると、不凍水量曲線がヒステリシス様に異なった。これは、凍結時にも融解時と同様な非平衡過程が生じたためと考えられる。こうした凍結・融解状態の土には、相平衡の状態方程式であるクラペイロンの式 (図中 SWC, nSWC) の適用に注意が必要である。

以上の知見に基づき、氷の非平衡成長を考慮できるよう水分移動特性モデルのパラメータを調整し、HYDRUS の土の凍結モデルに適合した。

(2) 凍土の溶質濃度測定モデルの開発

TDR 法で測定した試料の見かけの比誘電率 ϵ を温度と電磁波強度、氷量に基づき補正した。そして、補正した ϵ から凍土中の液状水量 θ_u を混相モデルを応用して推定した。0 以

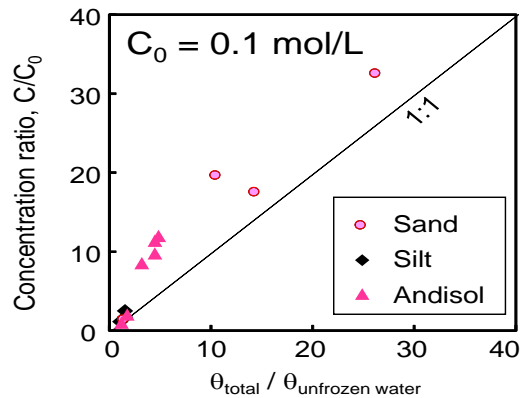


図5 凍結割合 θ_u/θ_{tot} と溶質の濃縮割合 C/C_0

下になると、 θ_u は温度とともに減少した。また、 θ_u は砂 < 黒ボク土 < シルトの順に大きくなった。凍土の見かけの電気伝導度 EC_a も、0 以下になると急激に小さくなった。シルトの EC_a は他の土より大きかった。これは、固相の電気伝導度 EC_s と不凍水量の差によるのだろう。ところで、常温では土中水の電気伝導度 EC_w を (1) 式で表せ、 EC_w から C を推定できる。

$$EC_w = (EC_a - EC_s) / \theta T_c \quad (1)$$

しかし、式 (1) では凍土をうまく表現できなかった。そこで、凍結の影響を考慮し、式 (1) を以下のように修正した。

$$EC_w = [(EC_a - (\theta_{tot} - \theta_u) EC_i - EC_w) / \theta T_c] \quad (2)$$

そして測定した EC_a から不凍水の EC_w を求め、 C を推定した。ここで、 T_c は土固有の伝達係数である。 EC_i は氷の電気伝導度、 θ_{tot} は全水量である。砂や黒ボク土が凍結すると、 C は氷量が多いほど高くなった。これは氷からの吐出にともなう不凍水中への溶質の濃縮によると考えられる。そこで、凍結による溶質の濃縮率 C/C_0 を求めた (図 5)。凍結時に溶質が全て吐き出されるとすると、濃縮率は全水量に対する液状水の割合の逆数になる (図中実線)。 $C_0 = 0.1 \text{ mol/L}$ の場合、濃縮率に土質の違いはあまり見られず、 C/C_0 は θ_{tot}/θ_u と一致した。しかし、 C_0 が小さくなると濃縮率は高くなった。これは土粒子に吸着されていた溶質が凍結により叩き出されたためと考えられる。また、黒ボク土の濃縮率が高くなったのも同様の理由であろう。

(3) 土の凍結層の発達と、融解浸潤にともなう土中の硝酸態窒素分布の変化

鉛直カラムに黒ボク土を詰め、上方から凍結した。48 h で凍結面が上端から 12.5 cm まで進行した。また、下方の未凍土からの水分移動により凍結層の全水量が増加した。ここで、試料の凍結を止め、異なる濃度の KNO_3 溶液を上端より浸潤した。凍結層全層が 0 になると、凍土が上下端から融解し、浸潤が開始した。しかしながら、浸潤の進行速度は凍結層がない場合の 1/10 程度であった。また、溶質濃度が異なっても、浸潤抑制期間の長さや浸潤速度はあまり変わらなかった。

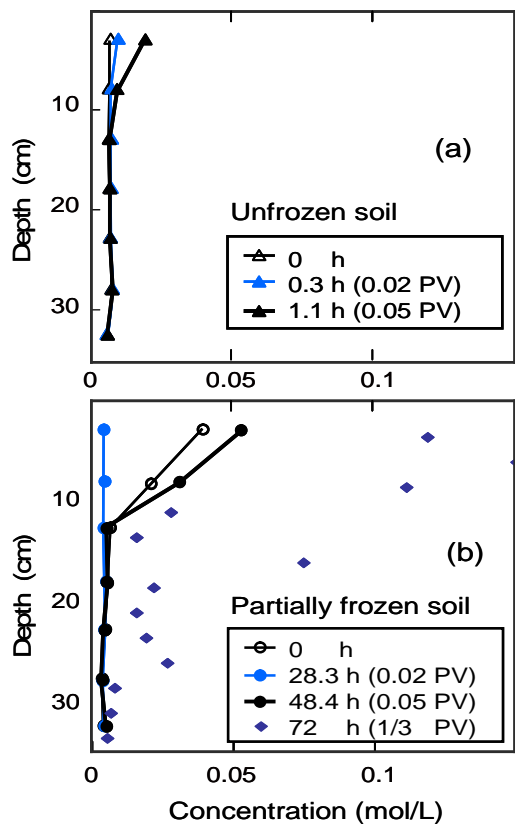


図 6 未凍結および凍結層を持つ試料に KNO_3 溶液を浸潤した時の土中の溶質濃度分布

図 6 に未凍結の試料と凍結層を持つ試料に 0.5 mol/L の KNO_3 溶液を浸潤させた際の試料内の土中水の溶質濃度分布をそれぞれ示す。凍結前の試料の溶質濃度分布は 0.006 mol/L で概ね一定だった(図 6a の 0 h)。試料が凍結すると、氷から溶質がはき出されることで、凍結層内に残された不凍水の溶質濃度が初期の 7 倍程度まで上昇した(図 6b の 0 h)。未凍結の試料では 0.3 h で 0.4 cm (0.02 PV) の溶液が浸潤し、浸潤前線は 7.5 cm 深に達した。この際の試料内の溶質濃度の変化は、土中水との混合によりわずかであった(図 6a の 3 h)。凍結層がある場合、等量の水が浸潤するのに 28.3 h を要した。これは、浸潤抑制期間に相当し、浸潤前線は 3 cm と凍結層内上部に位置した。この際、温度上昇(全層 0°C) にとまなう不凍水量の増加により、凍結層内の土中水の溶液濃度は初期濃度近くまで低下した(図 6b の 28.3 h)。 1 cm (0.05 PV) の溶液が浸潤するのに、未凍結の試料では 1.1 h を、凍結層を持つ試料では 48.4 h を要した。このとき、凍結層を持つ試料の浸潤前線の位置は 20 cm 深と $8 \sim 11 \text{ cm}$ 深に残る凍結層より下方にあり、未凍結の試料の浸潤前線の位置と一致した。一方、濃度分布については、未凍結試料では 7.5 cm より表層の土中水の溶質濃度が浸潤水の $1/10$ 程度まで増加したのに対し、 $8 \sim 11 \text{ cm}$ 深に凍結層を持つ試料では凍結層を含む広い範囲の溶質濃度の増加が観察された。 2.7 cm 深で比べてみると、未凍

結試料では溶質濃度が徐々に増加するのに対し、凍結層があると、凍土の融解による初期の希釈後、急激に溶質濃度が増加した。下方の凍結層により浸潤前線の形状や、溶質の分散に違いが生じたと考えられ、こうした違いが浸潤前線の位置が等しい両試料(図 6a の 1.1 h と 6b の 48.4 h) の溶質濃度分布の違いを形成したと考えられる。

(1) の知見を適用した HYDRUS を用いて以上の実験と現場データを解析した。凍結課程については概ね現象をよく表せたが、融解浸潤過程で凍土が 0 を維持する傾向やその際の透水係数の評価に課題が残された。

(4) 土中の酸化層や還元層の進展に水の浸透や溶存酸素、基質が与える影響の評価

試料や圧力勾配が等しくても、カラムへの浸透速度は実験毎に異なった。そこで、浸透速度が 0.02 cm/d で一定だった実験を Flux_L、4 日以降に浸透速度が上昇し 10 cm/d となった実験を Flux_H とする。Flux_L と Flux_H について湛水後の土中各深さの酸化還元電位 Eh の経時変化を調べた。いずれの実験でも、 2.5 cm 以深の Eh は飽和後 300 mV 以下まで急降下し、しばらく安定した後に上昇し、3 日以降に再び下降した。これは有機物分解による電子の放出と H_2 ガスの発生、酸化物の還元それぞれに対応する。一方、表層 0.2 cm 深の Eh は 2.5 cm 深より比較的高く不安定で、浸透速度によって異なった。Flux_L の表層の Eh は 100 mV で安定したが、Flux_H の表層の Eh では 5 日以降から 300 mV まで上昇し酸化的になった。

ここで 1、2、12 日後の酸化還元電位 Eh と溶存酸素 DO のプロファイルを調べた(図 7)。初期の Eh は全層で 300 mV 以下と還元的で、DO も 0.1 mg/L 以下と嫌氣的だった。通水から 1 日後では、Flux_L では変化が見られなかったが、Flux_H では表面近傍の Eh と DO がやや上昇した。通水を 10 日以上継続させても Flux_L の Eh と DO の分布は通水 1 日後からほとんど変化が見られなかった。Flux_H では土壌表面近傍に Eh が 400 mV 以上で DO も 2 mg/L 以上の酸化的で好氣的な層が 0.6 cm 形成された。

Flux_H と Flux_L において積算浸透量に違いが見られたのは、有機物分解過程で発生した水素ガスによる土中間隙の目詰まりの違いによると考えられる。また、浸透速度の違いによって表面酸化層の形成に有無が生じたのは、DO の供給量によると考えられる。すなわち、還元土に水が浸透すると DO により一度 Eh が上昇する。しかし、浸透速度が遅いと酸素の供給量が微生物の消費量に及ばず酸化層は発達しない。一方、浸透速度が速いと酸素が十分に流下し、微生物が消費しきれなかった DO により表面に酸化層が形成されると考えられる。また、それゆえ酸化層の有無や厚さは浸透速度と残存する有機物量に依存すると思われる。

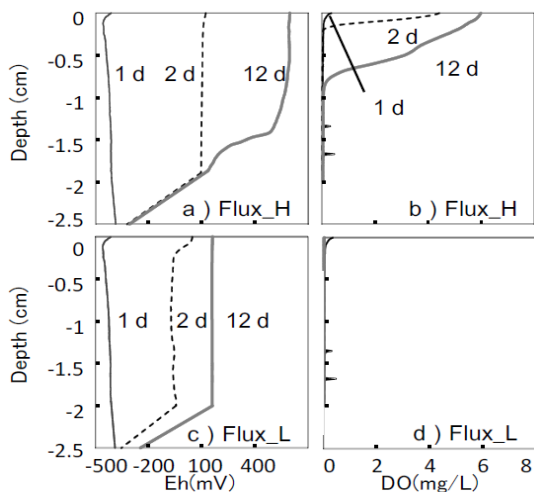


図7 Eh と DO 分布の時間変化

5. 主な発表論文等

(研究代表者、研究分担者及び連携研究者には下線)

[雑誌論文](計14件)

Kuncoro, P. H., Koga, K., Satta, N. and Muto, Y., A study on the effect of compaction on transport properties of soil gas and water I: Relative gas diffusivity, air permeability, and saturated hydraulic conductivity. Soil & Tillage Research, 2014, 査読有, 掲載確定

doi:10.1016/j.still.2014.02.006

Kuncoro, P. H., Koga, K., Satta, N. and Muto, Y., A study on the effect of compaction on transport properties of soil gas and water II: Soil pore structure indices. Soil & Tillage Research, 2014, 査読有, 掲載確定

doi:10.1016/j.still.2014.02.008.

Kurylyk, B. and Watanabe, K., The mathematical representation of freezing and thawing processes in variably-saturated, non-deformable soils, Advances in Water Resources, 査読有, 60, 2013, 160-177

doi:10.1016/j.adwatres.2013.07.016

渡辺晋生, 和気朋己, 凍結過程にある不飽和砂中の水分移動と透水係数に溶質移動が及ぼす影響, 雪氷, 査読有 75(5), 2013, 253-261

渡辺晋生, 長田友里恵, 坂井勝, 取出伸夫, 水分級脱着測定装置“ AquaLab VSA ”を用いた低水分領域の水分保持曲線の測定, 土壌の物理性, 査読有, 124, 2013, 43-49

武藤由子, 加藤希枝, 渡辺晋生, 蒸発過程にある土中の酸化還元電位の変化, 農業農村工学会論文集, 査読有, 284, 2013, 23-29.

Watanabe, K., Kito, T., Dun, S. Wu, J. Q., Cory Greer, R. and Flury, M., Water infiltration into a frozen soil with simultaneous melting of the frozen layer, Vadose Zone Journal, 査読有, 12, 2013, doi:10.2136/vzj2011.0188.

山口悟, 渡辺晋生, 石井吉之, 積雪内部の水分移動に関する実験的研究, 日本水文科学会誌, 査読有, 42(3), 2012, 89-99.

Watanabe, K., Takeuchi, M., Osada, Y. and Ibata, K., Micro chilled-mirror hygrometer for measuring water potential in relatively dry and partially frozen soils. Soil Science Society of American Journal, 査読有, 76, 2012, 1938-1945, doi:10.2136/sssaj2012.0070

Yamaguchi, S., Watanabe, K., Katsushima, T., Atsushi Sato, and Toshiro Kumakura, Dependence of the water retention curve of snow on snow characteristics, Annals of Glaciology, 査読有, 53, 2012, 6-12, doi:10.3189/2012AoG61A001.

Akagawa, S., Iwahana, G., Watanabe, K., Chuvilin, E.M. and Istomin, V.A., Improvement of pulse NMR technology for determination of unfrozen water content in frozen soils, Permafrost, 査読有, 2012, 21-26.

[学会発表](計30件)

渡辺晋生, 水の流れがある土中の凍結過程の観察, 土壌物理学会, 2013年10月26日, 福島大学(福島市)

Watanabe, K., Kito, T., Toride, N. and van Genuchten, M.Th., Evaluation of hydraulic properties of a frozen soil based on observed unfrozen water contents at the freezing front. 2011 ASA-CSSA-SSSA Annual Meetings, October 16-19, 2011, San Antonio, TX, USA.

[図書](計1件)

渡辺晋生(編集委員・分担執筆), 古今書院, 新版 雪氷辞典, 2014, 307 (32, 167, 214)

6. 研究組織

(1)研究代表者

渡辺 晋生(WATANABE, Kunio)

三重大学・大学院生物資源学研究所・准教授

研究者番号: 10335151

(2)研究分担者

武藤 由子(MUTO, Yoshiko)

岩手大学・農学部・講師

研究者番号: 60436053