



凍結をともなう網走地域の農地におけるマトリックポテンシャルの 季節変動 —誘電水ポテンシャルセンサの利用と 凍土における浸透ポテンシャルの吟味—

鈴木伸治¹・葛城拓也^{2,4}・三井ともみ^{2,5}・伊藤博武³・岡澤 宏¹

Seasonal changes in soil matric potential in an agricultural field in Abashiri region with soil freezing:
Use of dielectric water potential sensors and examination on osmotic potential of frozen soil.

Shinji SUZUKI¹, Takuya KATSURAGI^{2,4}, Tomomi MITSUI^{2,5}, Hirotake ITO³ and Hiromu OKAZAWA¹

1. はじめに

Abstract: The matric potential of soil water was monitored continuously for 2 years in an upland field in Abashiri region where the soils freeze in winter. Dielectric water potential sensors (MPS-1) were installed at depths of 0.05, 0.35, and 0.45 m, respectively, and the matric potentials of frozen soil were calculated as a function of soil temperature. The effect of osmotic potential on lowering the water potential of unfrozen water in frozen soil was negligible for the soil under field condition ($EC_{1:5} = 0.16 \text{ dS m}^{-1}$), hence the water potential of the unfrozen water was able to be regarded as the matric potential. The relationship between the output value of MPS-1 and the matric potential measured by a tensiometer indicated that the calibration equations provided by the manufacturer underestimated the matric potential and resulted in precise measurement by the MPS-1. The annual maximum soil frost depths were around 0.3 m. The matric potentials observed during frozen periods were significantly lower than the matric potentials observed during unfrozen periods. Soil water mostly moved downward between 0.35 m and 0.45 m depths during the unfrozen period, while moving upward during the frozen period for 2 to 3 months. However, even during unfrozen periods, once or twice a year, the matric potential at a depth of 0.05 m fell to near the depletion of soil moisture content for optimum growth (-100 kPa). Consequently, matric potentials below the measurement range of the tensiometer were able to be observed in the present study.

Key Words : frozen soil, water potential, thermodynamics, dielectric soil water sensor, soil water dynamics

北海道の東部に位置し、オホーツク海に面した網走地域は、畑作や酪農の大規模経営が盛んであり、また我が国で最も降水量の少ない地域の1つである。近年、干天発生回数の増加が報告されるとともに（早野ら, 2001）、将来において、この地域周辺では夏季（7月）の降水量が減少する可能性が示されている（気象庁, 2005）。一方、年最大日雨量が増加しているとの報告もある（杉山・佐渡, 2006）。そのため網走地域の農地土壌では今後、乾湿の変化が著しくなることが懸念される。

網走地域を含む北海道の道東地方ではさらに、冬季には土壌が凍結する。土壌が凍結すると、凍土層下層の土壌水が凍土層へ供給され、氷の量を増加させる（Iwata and Hirota, 2005; Tokumoto et al., 2010; 渡辺ら, 2010）。また凍結の発達にともなって透水性が低下するため、融雪水の浸透が妨げられる（Hardy et al., 2001; Iwata et al., 2010a）。そのため道東地方では、融雪水が地表に停滞することによる春の農作業開始の遅れや、表面流去による河川への土砂の流出、および水質負荷の増大が懸念されてきた（土谷・松田, 1984; 秀島ら 2002; 鶴木ら, 2003）。しかし道東地方では近年、積雪時期が早まったことにより土壌が断熱され、凍結深が著しい減少傾向を示すようになった（Hirota et al., 2006; 原田ら, 2009）。その結果、ほとんど全ての融雪水が、停滞せずに土壌中に浸透したという報告がある（Iwata et al., 2010a; Iwata et al., 2010b）。

このように、道東地方、とくに網走地域においては、気候の変動が年間を通した農地の水文環境の変化を引き起こしていることが推察される。このような状況に応じて農地の水管理を適切に行うためには、水文環境の変化に関する知見の蓄積が必要であるが、冬季に土壌が凍結する網走地域では、マトリックポテンシャルの通年観測が困難であった。

¹Faculty of Regional Environment Science, Tokyo University of Agriculture, 1-1-1 Sakuragaoka, Setagaya, Tokyo 156-8502, Japan. Corresponding author : 鈴木伸治, 東京農業大学地域環境科学部生産環境工学科

²Graduate School of Tokyo University of Agriculture.

³Faculty of Bio-Industry, Tokyo University of Agriculture.

⁴Present address: Itabashi City Office, Tokyo, Japan.

⁵Present address: Kanagawa Prefectural Government, Japan.
2013年8月23日受稿 2014年3月16日受理

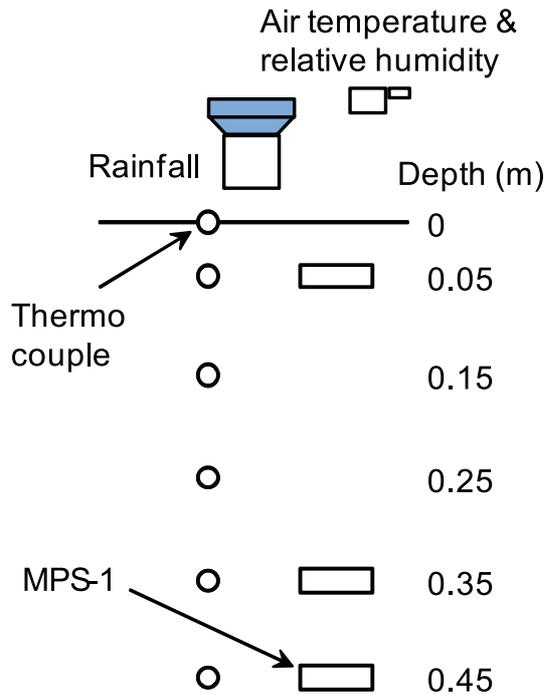


Fig. 1 野外観測における機材の配置.
Layout of the instruments used in field observation.

マトリックポテンシャルは、土壌の乾湿の程度を表す指標であると同時に、2地点間のマトリックポテンシャルの差が、位置（重力）ポテンシャルと合わせて不飽和土壌中における水移動の駆動力となる。野外におけるマトリックポテンシャルの測定には、テンシオメータが最も広く用いられている。Iwata and Hirota (2005) は、断熱したテンシオメータを開発して凍土層下層のマトリックポテンシャルを測定し、下層の水フラックスの定量化に成功した (Iwata et al., 2010a)。

一方、Decagon Device 社は、誘電特性を利用してマトリックポテンシャルを測定するセンサ (MPS-1) を開発した (Decagon Devices, 2008)。MPS-1 のセンシング部は、回路基板を2枚のセラミック円盤（直径 32 mm, 厚さ 8 mm）が挟み、さらにその外側を、ステンレス円盤（直径 32 mm, 厚さ 1 mm）が挟むという構造をしている (Decagon Devices, 2008; Malazian et al., 2011)。ステンレス円盤により、計測時にセンサの周辺に生じる電磁気界の広がりが抑えられ、センサの測定範囲がセラミック円盤に集中する (Knight et al., 1997; Malazian et al., 2011)。MPS-1 は、セラミック円盤の誘電率の大きさに相当した電圧を出力する。元来、誘電率は体積含水率に比例するが、一方でセラミック円盤のマトリックポテンシャルは、セラミック円盤の体積含水率に依存するため、セラミック円盤の誘電率（その大きさに対応した電圧）によってセラミック円盤のマトリックポテンシャルがわかり、その結果、セラミック円盤と平衡した土壌のマトリックポテンシャルが分かるという仕組みになっている (Decagon Devices, 2008)。そのため MPS-1 は、メーカーによって定められた較正式を用いることで、土壌の種類によらず、湿潤側では -10 kPa まで、乾燥側では -500 kPa まで、土壌のマトリックポテンシャルを

測定することができる（Decagon Devices, 2008）。

しかし、Malazian et al. (2011) は MPS-1 の特性について調べた結果、1年半以上センサの品質が劣化しなかったものの、センサの較正は必要であると述べている。このことは、MPS-1 の出力値にはセラミック円盤だけでなく、周辺の土壌の水分状態が影響することを示唆している。網走地域には火山灰土壌が広く分布しており (Shoji, 1990)、火山灰土壌は特異な誘電特性を示すことから (宮本・筑紫, 2000)、MPS-1 の使用に際し、較正が必要であると考えられる。

一般に土壌水の化学ポテンシャルは純水よりも低いため、凝固点が下がり、土壌が凍結した後も土壌水の一部は液体のまま存在する (Iwata et al., 1995)。凍土中に含まれるこのような液状水を不凍水と呼ぶ。大気圧下の凍土において、氷と平衡している不凍水の水ポテンシャル (ψ_w , MPa) と温度 (T , °C) の間には、Clausius-Clapeyron の式に基づき、以下の関係がある (Mizoguchi, 1993; Iwata et al., 1995)。

$$\psi_w = 1.23T = \psi_m + \Pi \quad (1)$$

ここに、 ψ_m と Π はそれぞれ、マトリックポテンシャルおよび浸透ポテンシャルであり、単位は共に MPa である。(1) 式は同時に、水ポテンシャルが ψ_w にある土壌水の凝固点 (T) を表す式でもあり、Suzuki (2004) は (1) 式を凝固点降下度法に応用し、その有効性を確かめた。土壌凍結にともなう下層からの上向きの水移動は、(1) 式に示すように、温度の低下によって不凍水の水ポテンシャルが減少する際に、不凍水のマトリックポテンシャルの低下を引き起こし、凍結前線を挟んだ凍土側と未凍土側に非常に大きなマトリックポテンシャル勾配が発生することに起因する。同様に、凍土内の高温側から低温側にかけても、不凍水を介した水移動が起こる (Iwata et al., 1995; 劉ら, 2003; 渡辺ら, 2010)。野外における観測において、不凍水のマトリックポテンシャルは、テンシオメータでは測定ができない。MPS-1 も、凍土での使用については不明な点が多い (Decagon Devices, 2008)。そこで、(1) 式を用いて凍土の地温からマトリックポテンシャルを求めることが有効であると考えられるが、そのためには (1) 式に示すように、浸透ポテンシャルの寄与を取り除く必要がある。

以上のことより本研究では、網走地域の畑圃場を対象に、年間を通したマトリックポテンシャルの季節変化を明らかにすることを第1の目的とした。その際、非凍結期間中における表層土の観測と下層土の通年観測には MPS-1 を使用し、その較正を行った。また、凍土の不凍水の水ポテンシャルを、凍土の地温から (1) 式を用いて求めた。そこで MPS-1 について、メーカーによって定められた較正式との相違や測定可能範囲等の特性を明らかにすること、さらに観測圃場の土壌について、水ポテンシャルの低下に対する浸透ポテンシャルの影響

Table 1 観測区における土壌の物理性.
Physical properties of soil in the study site.

Depth (m)	Bulk density (Mg m ⁻³)	Porosity (m ³ m ⁻³)	Particle size distribution ^a (g kg ⁻¹)			Saturated hydraulic conductivity (cm s ⁻¹)	EC _{1:5} ^b (dS m ⁻¹)	EC _{sat} ^c (dS m ⁻¹)
			Clay	Silt	Sand			
0–0.10	0.97	0.61	100	300	600	2.1 × 10 ⁻⁴	0.14	-
0.10–0.20	1.05	0.57	131	257	612	4.8 × 10 ⁻⁴	0.16	0.53
0.20–0.30	1.03	0.60	158	242	600	2.3 × 10 ⁻³	0.15	-
0.30–0.40	1.15	0.56	206	257	537	5.8 × 10 ⁻⁴	0.10	-
0.40–0.50	1.20	0.54	220	225	555	1.9 × 10 ⁻⁴	0.17	-

a: International Society of Soil Science (ISSS) classification. b: Electrical conductivity measured on soil and deionized water ratio of 1:5. c: Electrical conductivity measured on saturated solution.

について吟味することを、第2、第3の目的とした。

2. 試料および方法

2.1 観測区の概要と観測機器

東京農業大学網走寒冷地農場 (N 43° 55' 09", E 144° 23' 6", Alt. 12 m) に観測区を設置した (Fig. 1). 本圃場はなだらかな丘陵地となっているが、観測は丘陵の頂上部で行った。土壌は淡色黒ボク土であり (伊藤ら, 2008), 土性は壤土～埴壤土, 飽和透水係数が 10⁻⁴ cm s⁻¹ 程度で、排水性の比較的良好な畑地である (Table 1).

2009年7月18日に、観測区の中央に土壌断面を設け、熱電対を地表面、および深さ 0.05, 0.15, 0.25, 0.35, 0.45 m に、また MPS-1 を 0.35 m と 0.45 m の深さにそれぞれ埋設した。MPS-1 のステンレス円盤には、直径 3 mm の穴が多数開いているため、その穴を通して土壌がセラミック円盤と密着するように注意した。これらのセンサと転倒ます式雨量計 (TR525M, Texas Electronics, Inc.) をデータロガー (CR10X, Campbell Scientific, Inc.) に接続して 10 分間隔で測定を行った。MPS-1 の励起電力は 2,500 mV とした。気温は別途、データロガー付き温湿度センサ (TR-3100, TR72-Ui, T& D) によって 1 時間間隔で観測した。土壌断面を埋め戻した後、地表面を水平に整地し、表面流出及び周囲からの流入を防ぐため、測器を埋設した個所を囲む 1 m × 1 m の周囲を 0.15 m 程度盛土した。さらに 2010 年 7 月 10 日からは、MPS-1 を深さ 0.05 m にも埋設し、出力値をデータロガー (Em50, Decagon Devices, Inc.) に 10 分間隔で記録した。観測期間中、観測区を裸地として管理した。

2.2 水ポテンシャルの低下に対する浸透ポテンシャルの影響の検討

浸透ポテンシャルの大きさは、溶質の濃度によって変化する。本研究では、乾土と脱イオン水の質量比 1:5 で測定した電気伝導度 (EC_{1:5}, dS m⁻¹) および飽和抽出液の電気伝導度 (EC_{sat}, dS m⁻¹) を溶質濃度の指標とした。浸透ポテンシャルを推定する方法としては、EC_{sat} を用いた例がいくつかあるが (たとえば Spaans and Baker, 1996; Or and Wraith; 2002), Rhoades (1996) は、この方法はあくまでも概算であると述べている。一方で、水

分保持特性の測定方法のうち、加圧板法と遠心法はともに、マトリックポテンシャルを測定し (長谷川, 1999; 劉ら, 2003), 凝固点降下法は水ポテンシャルを測定する (Suzuki, 2004)。そこで、加圧板法および遠心法によって求めたマトリックポテンシャルに対する水分特性曲線と、凝固点降下法で求めた水ポテンシャルに対する水分特性曲線を比較することによって、(1) 式、すなわち凝固点の低下に対する浸透ポテンシャルの寄与を検討した。

まず、土壌が凍結すると予想された、地表から深さ 0.40 m までの土壌のうち、EC_{1:5} の値が最も大きかった深さ 0.10 ~ 0.20 m より採取した攪乱土壌試料 (EC_{1:5} = 0.16 dS m⁻¹, Table 1) を実験室内にて風乾、2 mm ふるいを通過させて (以下、風乾 2 mm ふるい通過試料とする) プラスチック容器に入れ、脱イオン水を土壌が十分に浸るまで加えて飽和させた。次に、試料の含水比が 0.16 ~ 0.30 kg kg⁻¹ となるよう、約 20 °C の室温で蒸発によって調節した。その際に、試料内の水分分布が均一になるように試料を適宜攪拌した。その後、乾燥密度が野外の状態 (Table 1) と等しくなるよう、直径 50 mm, 高さ 51 mm のステンレス製円筒容器に充填し、プラスチックフィルムで密封して供試体とした。供試体にサーミスタ温度計 (TMC6-HD, Onset Computer Co.) を垂直に挿入して、-20 °C に温度を設定した冷凍庫に入れ、凍結過程の温度変化をデータロガー (HOBO U12-006, Computer Co.) に 10 秒間隔で記録し、凝固点を求め、(1) 式に代入して水ポテンシャルを求めた (Suzuki, 2004)。その後 (供試体を冷凍庫に入れてから約 2 時間後)、供試体を取り出して 105 °C で 24 時間乾燥させ、供試体の体積含水率を測定した。さらに、同じく深さ 0.10 ~ 0.20 m の風乾 2 mm ふるい通過試料を、脱イオン水の代わりに 1.34 × 10⁻² mol kg⁻¹ の塩化カリウム溶液で飽和させ、上記の操作で水ポテンシャルを測定することにより、溶質量を増加させた場合における水ポテンシャルの変化について検討した。塩化カリウム溶液で飽和させた土壌試料の EC_{1:5} は 0.33 dS m⁻¹, EC_{sat} は 1.35 dS m⁻¹ であった。なお凝固点降下法で測定した供試体の数は、脱イオン水と塩化カリウム溶液の両方で水分調節した場合ともに、設定した水分量ごとに 1 つずつである。

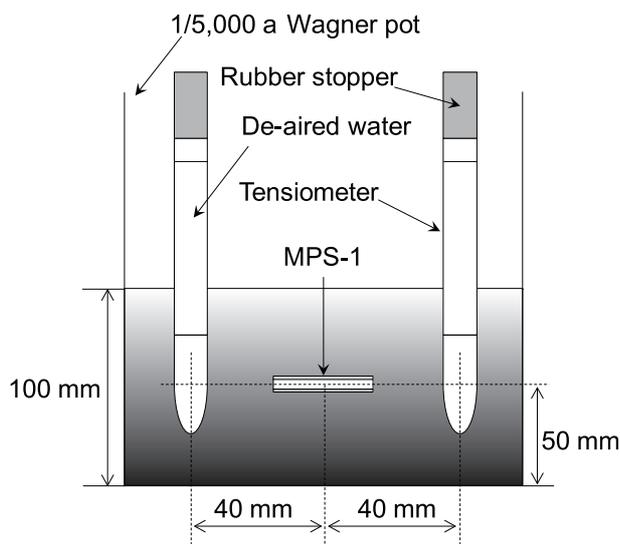


Fig. 2 誘電水ポテンシャルセンサ (MPS-1) 較正の模式図.
Experimental setup for the calibration of dielectric water potential sensor (MPS-1).

これらの凝固点降下法に用いた供試体はすべて、蒸発によって水分量を調整したため、水分量に変化しても溶質量は変化せず、水分量の減少にともなって土壌水中の溶質濃度が増加する。実際の土壌においても、凍結する際に、氷の増加（不凍水量の減少）にともなって不凍水中の溶質濃度が増加することが考えられる。本研究では以上の方法によって、凍結の際に溶質が濃縮される場合を模した。また、使用したサーミスタ温度計について、事前に $0 \sim 0.8 \text{ mol kg}^{-1}$ に調節した塩化カリウム溶液の凝固点を測定することで、凝固点測定の誤差を求めたところ、 0.014°C であった。(1) 式の T にこの誤差を代入して水ポテンシャルの測定誤差に換算すると、 17.2 kPa となる。

深さ $0.10 \sim 0.20 \text{ m}$ の風乾 2 mm ふるい通過試料を用い、加圧板法 ($-0.10, -0.25 \text{ MPa}$) および遠心法 ($-0.32, -0.79, -1.38 \text{ MPa}$) でマトリックポテンシャルを調節した。その際加圧板法では、試料を直径 50 mm 、高さ 51 mm のステンレス製円筒容器に、Table 1 に示す乾燥密度になるよう充填して供試体とし (6 反復)、遠心法では、乾土質量で 5 g 程度に相当する試料を脱水が可能な遠心管に入れ (6 反復)、ともに脱イオン水によって毛管飽和させた後に測定に供した。マトリックポテンシャルの調節後、加圧板法では炉乾によって供試体の体積含水率を求め、遠心法では炉乾によって供試体の含水比を求めた後、Table 1 に示す乾燥密度を乗じ、さらに水の密度 (1.00 Mg m^{-3}) で除して体積含水率に変換することにより、水分特性曲線を作成した。

2.3 誘電土壌水ポテンシャルセンサの較正

MPS-1 について、実験室内において以下の方法で較正を行った。まず、野外観測区から採取した深さ $0.05, 0.35, 0.45 \text{ m}$ の風乾 2 mm ふるい通過試料に、含水比が約 0.30 kg kg^{-1} となるように脱イオン水を加えて攪拌した。これは次の手順に示すように、野外と等しい乾燥密度で土壌を充填し、MPS-1 と土壌を密着させやすくする

ためである。試料内の水分分布が均一になるよう 1 日程度静置した後に、Table 1 に示す各深さの乾燥密度に合わせて、それぞれ $1/5,000 \text{ a}$ のワグネルポットに土壌を充填した。土壌の充填高さを 100 mm とし、中心となる深さ 50 mm の位置に MPS-1 を水平方向に埋設した (Fig. 2)。土壌を充填する際には、乾燥密度が均一になるように、ワグネルポットの下部からまず厚さ $20, 20, 10 \text{ mm}$ の順に土壌を充填し、土壌面の中央に MPS-1 を水平に設置して、その後再び、厚さ $10, 20, 20 \text{ mm}$ の順に土壌を充填した。野外観測の際と同様に、MPS-1 のセラミック円盤と土壌が密着するように注意した。土壌を充填して MPS-1 を埋設したワグネルポットに、2 本のテンシオメータを、それぞれ MPS-1 から水平方向に 40 mm 程度離し、ポーラスカップの長さの中心が、MPS-1 を埋設した深さ (ワグネルポットの土壌表面および底からともに 50 mm) となるよう、鉛直に挿入した (Fig. 2)。

深さ 0.05 m から採取した土壌で較正を行う MPS-1 は Em50 に、また深さ 0.35 m および 0.45 m から採取した土壌で較正を行う MPS-1 は CR10X (励起電力 $2,500 \text{ mV}$) に接続し、 10 分毎に MPS-1 からの出力値を記録した。ワグネルポットとテンシオメータ全体を覆うようにビニール袋を被せ、数日間室温にて静置した後、ワグネルポット内の土壌表面から脱イオン水を注いだ。脱イオン水は、土壌への浸透が止み、土壌の表面に 1 mm 程度湛水するまで注いだ。その後、蒸発を防ぐためワグネルポットをビニール袋で覆った。水を注いだ直後は、MPS-1 の出力値が大きく変動するが、時間の経過にともなって変動が小さくなる。約 2 日後、出力値の変動が無くなった事を確認した後にビニール袋をとり外し、約 20°C の室温で水分を蒸発させる事で、土壌を徐々に乾燥させていった。その後、長谷川・粕淵 (1988) を参考に、1 日に 1 回程度、テンシオメータにデジタルマノメータ (PG-100N-102R, 日本電産コパル電子) を装着し、マトリックポテンシャルを測定した。蒸発が進み、テンシオメータで測定したマトリックポテンシャルが -87 kPa を下回った所で測定を終了した。

以上のように求めた 2 本のテンシオメータのマトリックポテンシャルの平均値と、同時刻における MPS-1 の出力値の関係について整理するとともに、以下に示す、メーカーによって定められた較正式 (Decagon Devices, 2008) と比較した。

$$\psi_m = -\exp(6.43 \times 10^{-6} \text{raw counts}^2 - 3.10 \times 10^{-2} \text{raw counts} + 39.45) \quad (2)$$

$$\psi_m = -\exp(4.80 \times 10^{-5} V^2 - 8.46 \times 10^{-2} V + 39.45) \quad (3)$$

ここに、*raw counts* は Em50 を用いた場合の MPS-1 の出力値であり (単位なし)、 V (mV) は CR10X を用いた場合の出力値である。 ψ_m の単位は kPa である。Malazian et al. (2011) は、MPS-1 の出力値の温度依存性や、吸水、

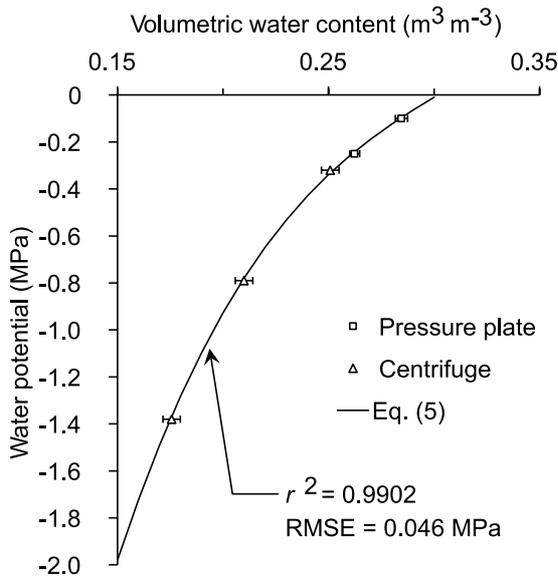


Fig. 3 加圧板法および遠心法による水分特性曲線. エラーバーは標準偏差を示す. r^2 および RMSE はそれぞれ決定係数と平方平均二乗誤差を示す.

Soil water characteristic curve determined by pressure plate and centrifuge methods. Horizontal bars denote \pm one standard deviation of the mean. r^2 and RMSE represent coefficient of determination and root mean square error, respectively.

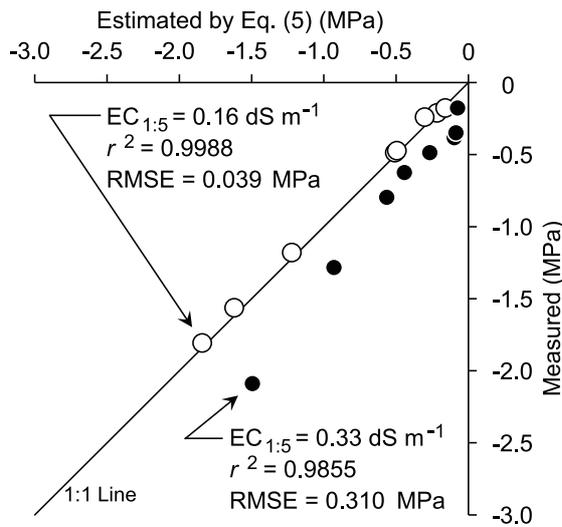


Fig. 4 凝固点降下度法により求めた水ポテンシャルと (5) 式による推定値との比較. r^2 および RMSE はそれぞれ決定係数と平方平均二乗誤差を示す.

Comparison between water potential measured by freezing point depression method and that estimated by Eq. (5). r^2 and RMSE represent coefficient of determination and root mean square error, respectively.

脱水過程間のヒステリシスが小さいと述べていることから、本研究ではこれらについては考慮しなかった。

2.4 野外観測データの解析

本研究では、2009年11月～2011年10月に野外観測で得られたデータを解析の対象とした。そこで、2009年11月～2010年10月を第1期、2010年11月～2011年10月を第2期とした。凍土は、「0℃以下の土壌」と定義されていることから（日本雪氷学会、1990）、第1、2期ともに、0℃以下の地温が連続的に観測されていた期

間を凍結期、その他の期間を非凍結期とした。本研究で用いた雨量計は冬季の降雪水量を測定する事は出来ないため、降雨量のみを解析の対象とした。そのため11月から翌年4月までの間は、小倉（1999）を参考に、(i) 日平均気温が0℃以下、(ii) 日平均気温が0～2℃で、かつ相対湿度が50～90%、(iii) 日平均気温が2～4℃で、かつ相対湿度が50～70%、(iv) 日平均気温が4～5℃で、かつ相対湿度が50～60%、のいずれかの場合には、ロガーに雨量計の出力値が記録されていても降雪によるものとみなし、降雨に含めなかった。観測区では積雪深の連続観測を行わなかったが、観測区から2.2 km離れた網走市音根内地区における日本気象協会北海道支社のマメダスデータを引用した。第1、2期のそれぞれで数日ずつ、観測区周辺の積雪深を定規で測定したところ、音根内マメダスデータの積雪深より0.02 m程度少ない値であった。土壌凍結深については、地温の鉛直分布において、0℃をまたぐ深さの地温を直線で結んだときに0℃となる深さを凍結深とした。

野外観測におけるMPS-1の測定値に、2.3で求めた較正式を当てはめてマトリックポテンシャルを導き、深さ0.35 mと0.45 mのマトリックポテンシャル（それぞれ ψ_{m35} と ψ_{m45} , kPa）をもとに、以下の式で深さ0.35～0.45 mの動水勾配（ J , 無次元）を算出した。

$$J = \frac{(\psi_{m35} - \psi_{m45}) \times 10^3}{\rho g \Delta z} + 1 \quad (4)$$

ここに、 ρ は水の密度 ($1,000 \text{ kg m}^{-3}$)、 g は重力加速度 (9.81 m s^{-2})、 Δz は2点間の距離 (0.10 m) である。 J が正のとき、水移動は下向きであることを示す。

3. 結果および考察

3.1 水ポテンシャルに対する浸透ポテンシャルの影響

野外観測区の深さ0.10～0.20 mより採取した土壌について、加圧板法と遠心法によって求めた水分特性曲線をFig. 3に示す。Fig. 3は、 $\Pi = 0$ としたときの水ポテンシャルと体積含水率の関係に等しい。水ポテンシャルを体積含水率 (θ , $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) との関係で近似したところ、以下のようなになった。

$$\psi_m = 274.6\theta^3 - 257.6\theta^2 + 85.8\theta - 9.98 \quad (\Pi = 0) \quad (5)$$

決定係数 (r^2) と平方平均二乗誤差 (RMSE) はそれぞれ、0.9902 および 0.046 MPa であった。なお (5) 式に表記している係数の有効数字は、まとめる際に RMSE が 1 kPa 以上変化しない桁でまとめている。

次に、凝固点降下度法で測定した水ポテンシャルについて、実測値と、供試体の体積含水率より (5) 式によって推定した値との比較を Fig. 4 に示す。自然な状態、すなわち土壌の $EC_{1.5}$ が 0.16 dS m^{-1} の場合、実測値と

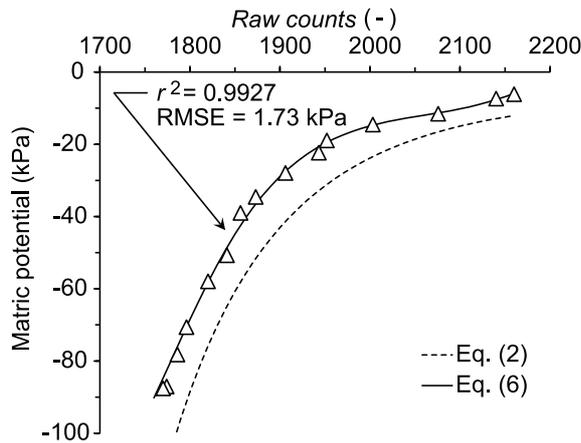


Fig. 5 深さ 0.05 m の土壌におけるマトリックポテンシャルと MPS-1 の出力値 (raw counts) との関係. データロガーは Em50 を使用. r^2 および RMSE はそれぞれ決定係数と平方平均二乗誤差を示す.

Matric potential of soil at a depth of 0.05 m as a function of output value (raw counts) of MPS-1. Em50 was used as datalogger. r^2 and RMSE represent coefficient of determination and root mean square error, respectively.

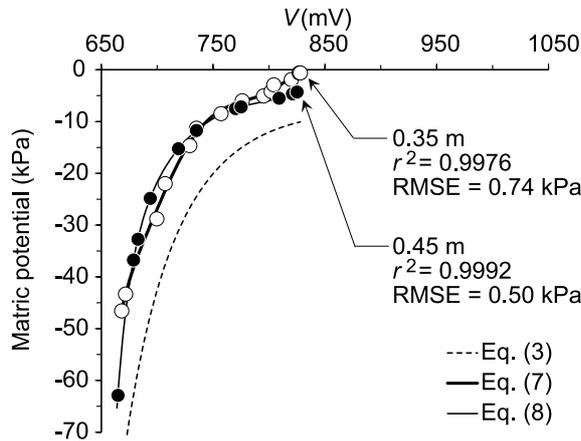


Fig. 6 深さ 0.35 m および 0.45 m の土壌におけるマトリックポテンシャルと MPS-1 の出力値 (V) との関係. データロガーは CR10X を使用. r^2 および RMSE はそれぞれ決定係数と平方平均二乗誤差を示す.

Matric potential of soil at depths of 0.35 m and 0.45 m as a function of output value (V) of MPS-1. CR10X was used as data logger. r^2 and RMSE represent coefficient of determination and root mean square error, respectively.

推定値は非常によく一致し, r^2 と RMSE はそれぞれ, 0.9988 および 0.039 MPa となり, (5) 式 ($\Pi = 0$ の条件で得た水ポテンシャルと体積含水率の関係) を求めた際の RMSE (0.046 MPa, Fig. 3) とほぼ同等となった. 一方, 土壌の $EC_{1:5}$ が 0.33 dS m^{-1} の場合, (5) 式は水ポテンシャルを一様に (0.1 ~ 0.6 MPa 程度) 過大評価し, その結果, r^2 は 0.9855 と比較的大きい値であったものの, RMSE が 0.310 MPa となった. これは土壌に塩化カリウム溶液を加えたことによって, さらに試料の水分量を調整した際に, 土壌水中の溶質濃度が増加したことによって, 浸透ポテンシャルの分だけ水ポテンシャルが低下したためである. これらの傾向は, Fig. 3 を指数関数等で近似して比較した場合でも同じであったことから,

本研究における観測圃場での土壌の溶質濃度 ($EC_{1:5} = 0.16 \text{ dS m}^{-1}$ 以下) では, 浸透ポテンシャルは水ポテンシャルの低下にほとんど影響を及ぼさない, つまり, (1) 式において $\Pi \approx 0$ とみなしてよく, 本土壌における不凍水の水ポテンシャルの低下はおもに, マトリックポテンシャルの低下によるものと考えられる.

観測を開始して以降, 観測区は裸地として管理され, 施肥や有機物の投入等を行わなかったため, 土壌中の溶質は増加しなかったものと考えられる. そこで野外観測における不凍水のマトリックポテンシャルは, (1) 式において $\Pi = 0$ として凍土の地温から求めた.

3.2 誘電土壌水ポテンシャルセンサの較正結果

野外観測区の各深さ (0.05, 0.35, 0.45 m) から採取した土壌における MPS-1 の出力値とマトリックポテンシャルの関係を Fig. 5, 6 に示す. 図には, メーカーによって定められた較正曲線 ((2) および (3) 式) も示した. これによると, (2) および (3) 式はテンシオメータによる実測値に比べ, 与えられた MPS-1 の出力値に対してマトリックポテンシャルを一様に (5 ~ 77 kPa 程度) 過小評価した. Decagon Devices (2008) には, (2) 式と (3) 式がいかなる土壌を用いて求めたものであるか記載はないが, 誘電率と体積含水率の関係において, 火山灰土壌は一般に, 非火山灰土壌に比べ, 与えられた誘電率に対して大きい体積含水率を示す (宮本・筑紫, 2000). 体積含水率の多寡は結局, マトリックポテンシャルの大小に依存する. 結果から, MPS-1 の測定は, セラミック円盤だけでなく, その周囲の土壌の影響を受けており, 本研究で対象とした土壌が火山灰土壌であったことから, テンシオメータを用いて得られた MPS-1 の出力値とマトリックポテンシャルの関係が, (2) および (3) 式に比べ, 与えられた MPS-1 の出力値に対し, マトリックポテンシャルを高く示したものと考えられる. そのため, Decagon Devices (2008) には MPS-1 のマトリックポテンシャル測定の上限值が -10 kPa と記載されているのに対し, 本研究では, -10 kPa 以上の範囲においても (最大で -1 kPa まで), マトリックポテンシャルの変化に対して MPS-1 の出力値が連続的に変化する様子が認められた (Figs. 5, 6).

各深さの較正式は以下のようになった. 式中における係数の有効数字は, まとめる際に RMSE が 0.1 kPa 以上変化しない桁でまとめた.

深さ 0.05 m ;

$$\begin{aligned} \psi_w = & -\exp(-7.46575 \times 10^{-13} \text{raw counts}^5 \\ & + 6.90353 \times 10^{-9} \text{raw counts}^4 \\ & - 2.54265 \times 10^{-5} \text{raw counts}^3 \\ & + 4.662 \times 10^{-2} \text{raw counts}^2 - 42.55348 \text{raw counts} \\ & + 1.54756 \times 10^4) \end{aligned} \quad (6)$$

$(r^2 = 0.9927, \text{RMSE} = 1.73 \text{ kPa})$

深さ 0.35 m ;

$$\begin{aligned} \psi_w = & -\exp(-4.440003 \times 10^{-10}V^5 + 1.6196325 \times 10^{-6}V^4 \\ & - 2.3600075 \times 10^{-3}V^3 + 1.7170712V^2 \\ & - 6.2382097 \times 10^2V + 9.0545 \times 10^4) \end{aligned} \quad (7)$$

($r^2 = 0.9976$, RMSE = 0.74 kPa)

深さ 0.45 m ;

$$\begin{aligned} \psi_w = & -\exp(-1.578234 \times 10^{-10}V^5 + 5.879515 \times 10^{-7}V^4 \\ & - 8.755187 \times 10^{-4}V^3 + 6.5148227 \times 10^{-1}V^2 \\ & - 2.4228555V \times 10^2 + 3.60378 \times 10^4) \end{aligned} \quad (8)$$

($r^2 = 0.9992$, RMSE = 0.50 kPa)

Fig. 6 において、深さ 0.35 m と 0.45 m の土壌における較正曲線 ((7), (8) 式) の間にの大きな違いが認められなかった。これは、土壌の粒径分布や乾燥密度が類似していたためと考えられる (Table 1)。また Decagon Devices (2008) には、MPS-1 の精度は、マトリックポテンシャルが $-50 \sim -10$ kPa の範囲で ± 5 kPa、 -50 kPa 以下では測定値の $\pm 20\%$ と記載されているが、(6) ~ (8) 式の RMSE が $0.50 \sim 1.73$ kPa となったことから、(6) ~ (8) 式を用いることにより、高い精度での観測が期待できる。なお較正の際、ワグネルポットに設置した 2 本のテンシオメータにおけるマトリックポテンシャルの測定値の差は、常に 1 kPa 未満であった。さらに、実験室内での測定の際に認められたこととして、セラミックディスクに亀裂や破壊が生じると、測定値の変動が著しく大きくなり、安定した値が得られなかった。

3.3 マトリックポテンシャルの季節変化

以上のように整理された (1) 式における浸透ポテンシャルの検討結果と、MPS-1 の較正式 ((6) ~ (8) 式) をもとに、野外におけるマトリックポテンシャルの観測結果 (日平均値) について、降雨量 (日積算値) や気温 (日平均値)、積雪深、地温 (日平均値)、土壌凍結深 (地温の日平均値より算出)、深さ 0.35 ~ 0.45 m の動水勾配 (ψ_{m35} と ψ_{m45} の日平均値から (4) 式より算出) と合わせて Fig. 7 に示す。以降では、とくに非凍結期と凍結期の比較、さらに表層と下層の比較に焦点を当てて述べる。なお野外観測では、Em50 で記録した深さ 0.05 m における MPS-1 の raw counts について、乾燥側では 1670、湿潤側では 2230 まで観測され、室内の測定で得られた範囲を超えた値が得られた。(6) 式では、raw counts が 1670 および 2230 のとき、マトリックポテンシャルはそれぞれ -122 kPa および -1 kPa となる。本研究では、MPS-1 が -1 kPa 程度まで測定しうること (Fig. 6)、また (6) 式は、raw counts が 2060 のときに曲線の傾きが穏やかになるものの、raw counts が 1670 から 2230 の間では傾きが逆転せず、常に正であることから、深さ 0.05 m における MPS-1 の測定では、(6) 式を補外してマトリックポテンシャルを求めた。また Fig. 7 の地温は、凍

土との関連において示したため凍結期間のみのものとした。

3.3.1 非凍結期

土壌は降雨の有無によって乾湿を繰り返し、マトリックポテンシャルは、深さ 0.05 m で $-117 \sim -1$ kPa (平均 -17 kPa)、深さ 0.35 m で $-31 \sim -2$ kPa (平均 -6 kPa) を推移した (Fig. 7a, f, h)。深さ 0.45 m では、深さ 0.35 m よりも平均して 2 kPa 程度マトリックポテンシャルが低かった。そのため非凍結期のほとんどにわたって 0.35 ~ 0.45 m の深さにおける動水勾配が正であり、下向きの水移動が続いた (Fig. 7h, i)。しかし連続した無降雨による乾燥が続くと (第 1 期では 2010 年 6 月 16 日と 2010 年 10 月 4 日、第 2 期では 2011 年 6 月 9 日と 2011 年 8 月 14 日、各日の前後)、深さ 0.05 m のマトリックポテンシャルが大きく減少したのにもなって、深さ 0.35 m と 0.45 m のマトリックポテンシャルの大小が逆転した (Fig. 7a, f, h)。これにより、0.35 ~ 0.45 m の深さにおける動水勾配が負となって、上向きの水移動が 3 ~ 15 日程度生じたことが示されたが、その後の降雨によって水移動の方向が下向きに転じた (Fig. 7i)。2010 年 10 月 3 日と 2011 年 8 月 14 日に観測された深さ 0.05 m のマトリックポテンシャルは、それぞれ -96 kPa および -117 kPa と、生長阻害水分点 (-100 kPa) に近い値であり、多くのテンシオメータでは観測できないマトリックポテンシャルの低下を MPS-1 で追うことができた。

3.3.2 凍結期

第 1 期、第 2 期ともに、11 月末 ~ 12 月初旬に土壌が凍結し始め、4 月上旬に完全に融解した。最大土壌凍結深は、第 1 期で 0.33 m、第 2 期で 0.32 m であり、両年で大きな違いは認められなかった。凍結前線が深さ 0.05 m に到達した後のマトリックポテンシャル (Fig. 7g) は、(1) 式によって求めているため、同深さにおける凍土の地温の変動 (Fig. 7e) と連動している。地温が最も低下した際に、第 1 期では -2.6 MPa、第 2 期では -2.3 MPa まで低下した (Fig. 7g)。これは、非凍結期に最も低下した値の 20 倍低い値である。これらは凍結期間の初期に記録され (第 1 期では 2009 年 12 月 20 日、第 2 期では 2011 年 1 月 16 日)、その後マトリックポテンシャルが増加した (Fig. 7g)。これは、気温の低下にもなって凍結前線が下方へ進行 (凍結深が増加) したのに合わせ、凍土内の地温が低下した後、地表面が雪に覆われて地温が上昇したためである (Fig. 7b, c, d, e)。一般に雪の熱伝導率は非常に小さく (水の熱伝導率の半分以下)、積雪深の増加によって地表面から大気への熱の放出が抑制される一方で、凍結期間中、凍土層下層からはほぼ一定の上向きの熱フラックスが絶えず供給される (Iwata, et al., 2008)。本研究においても、地表面や深さ 0.05 m で凍結初期に最も低い地温が記録された後、積雪によって地温の低下が抑えられた一方で、深さが深くなるほど地温が高い状態が続いた (Fig. 7e)。その結果、第 1 期では 2009 年 12 月 20 日以降、第 2 期では 2011 年 1 月 22 日以降、深さ 0.05 m のマトリックポテンシャルは

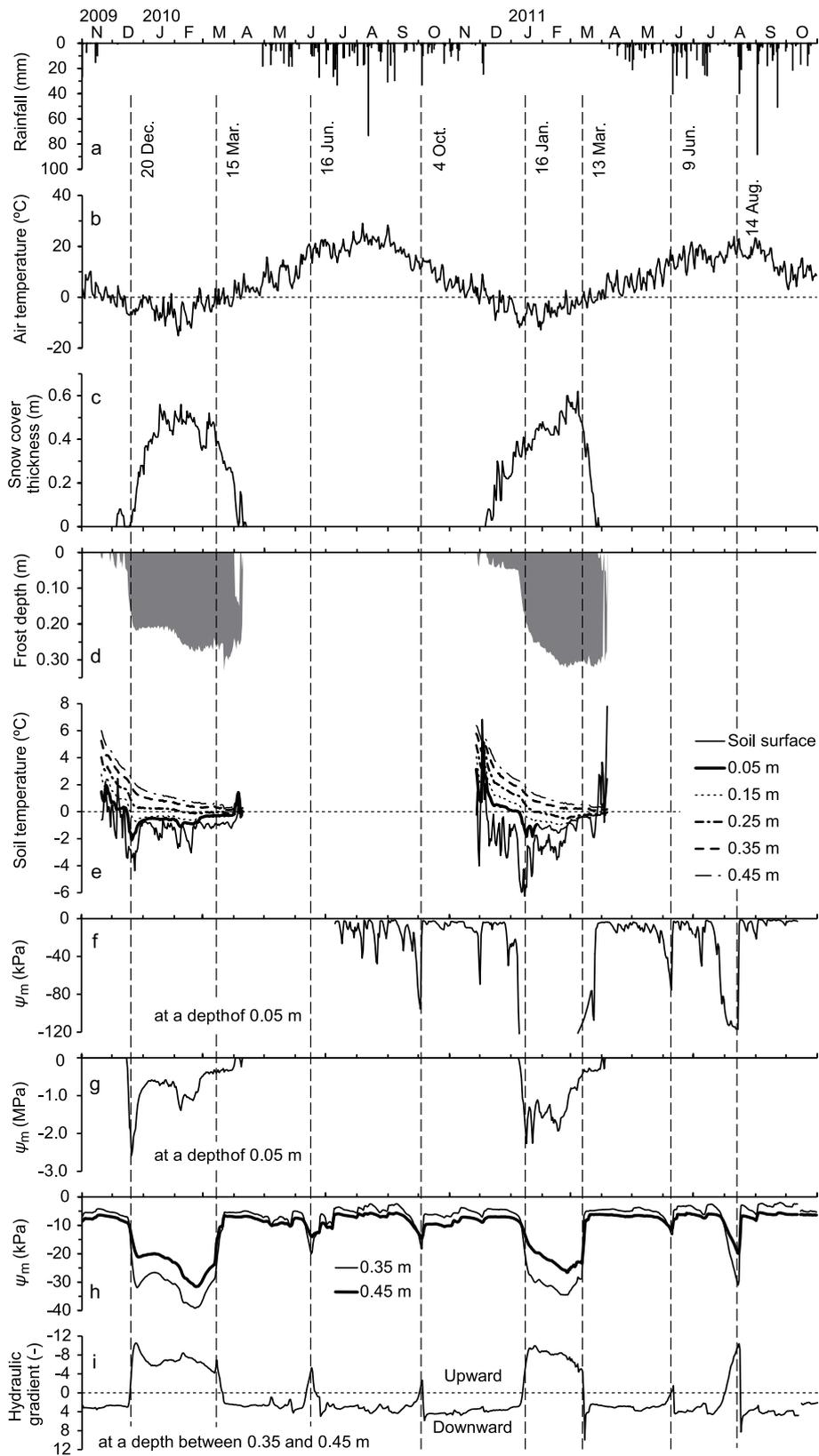


Fig. 7 降水量 (a), 気温 (b), 積雪深 (c), 凍結深 (d), 地温 (e), MPS-1 で測定した深さ 0.05 m のマトリックポテンシャル (f), (1) 式より求めた深さ 0.05 m のマトリックポテンシャル (g), MPS-1 で測定した深さ 0.35 と 0.45 m のマトリックポテンシャル (h), 深さ 0.35 ~ 0.45 m の動水勾配 (i).

Time series of rainfall (a), air temperature (b), snow cover thickness (c), frost depth (d), soil temperature (e), matric potential at a depth of 0.05 m measured by MPS-1 (f), matric potential at a depth of 0.05 m calculated by Eq. (1) (g), matric potential at depths of 0.35 m and 0.45 m measured by MPS-1 (h), and hydraulic gradient between depths of 0.35 m and 0.45 m (i).

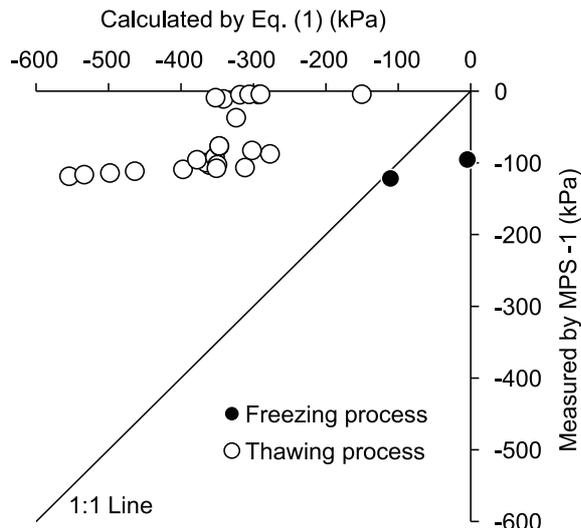


Fig. 8 凍土の不凍水のマトリックポテンシャルの測定における Eq. (1) による計算値と MPS-1 による測定値の比較.
Comparison between matric potential of unfrozen water of frozen soil calculated by Eq. (1) and that measured by MPS-1.

-2.0 MPa を下回らなかった。凍結期間中の深さ 0.05 m のマトリックポテンシャルは、平均して第 1 期では -0.8 MPa、第 2 期では -1.0 MPa であった (Fig. 7g)。

深さ 0.35 m と 0.45 m のマトリックポテンシャルは、凍結の開始とともに急激に減少し、0.35 ~ 0.45 m の深さにおける動水勾配が負 (上向き) に転じた (Fig. 7h, i)。このマトリックポテンシャルの低下と動水勾配の変化は、深さ 0.05 m に次いで生じていたことから、土壤の凍結によって引き起こされたものであることを表している。深さ 0.05 m のマトリックポテンシャルが、凍結期間の初期に最低値を示し、その後増加したのに対し、深さ 0.35 m と 0.45 m のマトリックポテンシャルは、凍結期間の中盤を過ぎるまで減少を続け、その最低値は深さ 0.35 m で -39 kPa (第 1 期) と -35 kPa (第 2 期)、0.45 m では -32 kPa (第 1 期) と -27 kPa (第 2 期) となり、非凍結期に無降雨が続いた際よりも低かった (Fig. 7h)。深さ 0.35 ~ 0.45 m の動水勾配は、凍結期間中、第 1 期では 2009 年 12 月 18 日から 2010 年 3 月 19 日までの 92 日間、第 2 期では 2011 年 1 月 12 日から 2011 年 3 月 12 日までの 60 日間に負の値を示しており、下層の水移動の方向が上向きであった期間が長期にわたっていた (Fig. 7i)。このように長期にわたって水移動が上向きとなることは非凍結期にはなく、凍結期間のマトリックポテンシャルの変化やそれによって生じる水移動が極めて特徴的であることが明らかとなった。

第 1 期では 2010 年 3 月 14 日、第 2 期では 2011 年 3 月 13 日を境に、深さ 0.35 m と 0.45 m のマトリックポテンシャルが急増し、0.35 ~ 0.45 m の深さにおける動水勾配が急激に正 (下向き) に転じた (Fig. 7h, i)。同時期には、日平均気温が 0 °C を上回るようになって積雪深の減少が始まり (Fig. 7b, c)、また凍土の地温が 0 °C 付近まで上昇していた (Fig. 7e)。そのため、深さ 0.35 m と 0.45 m のマトリックポテンシャルや水移動の方向

の急激な変化は、融雪が始まった一方で、凍土では融雪水の浸透に対する抵抗が弱まっていたため、融雪水が凍土層を貫いて下層まで浸透したことを示しているものと考えられる (Iwata et al., 2010a; Iwata et al., 2010b)。

ところで凍結期間中も、深さ 0.05 m では MPS-1 によるマトリックポテンシャルの観測が続けられた。しかし凍結期間のほとんどにおいて、Em50 に記録された深さ 0.05 m の MPS-1 の raw counts は 1670 を示したまま変化しなかった (図には示していない)。これは、凍土を対象とした際の Em50 による MPS-1 測定の下限であったためと考えられる。前述の通り、MPS-1 が出力する raw counts が 1670 のときのマトリックポテンシャルは -122 kPa に相当する。凍結開始時と、凍土が完全に融解する前の数日間、MPS-1 で測定した深さ 0.05 m のマトリックポテンシャルは -122 kPa 以上であったが、(1) 式によって求めたマトリックポテンシャルと一致せず、凍結開始時には MPS-1 の測定値の方が低く、融解時には MPS-1 の方が高かった (Fig. 7f, g および Fig. 8)。これは、(1) 式によって求めたマトリックポテンシャルは、熱電対を埋設した極めて限られた個所の値であったのに対し、MPS-1 による測定では、凍結開始時には MPS-1 の上部が凍結しており、融解時には MPS-1 の上部が融解し、また融雪水の浸透が起こっていたことから、MPS-1 の測定値が周囲の不均一な状態を反映していたものと考えられる。このことから MPS-1 は、セラミックディスクだけでなく、周囲の土壤のマトリックポテンシャルの大きさを反映した出力値を示すものと考えられる。なお、深さ 0.05 m に埋設した MPS-1 では、セラミックディスク内の水分の凍結による体積膨張や、アイスレンズの発達等に起因する亀裂や破壊が生じることが懸念されたが、凍土の融解後も安定した値が得られていたことから、MPS-1 の故障はなかったものと考えられる。

3.3.3 マトリックポテンシャルの鉛直分布

最後に、凍結期間中に表層のマトリックポテンシャルが最も小さくなった 2009 年 12 月 20 日と、凍結期間中に下層のマトリックポテンシャルが最も小さくなった 2010 年 2 月 19 日、および非凍結期間中に表層のマトリックポテンシャルが最も小さくなった 2011 年 8 月 14 日のそれぞれにおける、マトリックポテンシャルの鉛直分布 (日平均値) を Fig. 9 に示す。凍土層内のマトリックポテンシャルは、深さ 0.05 m 以外の深さについても (1) 式により地温から算出した。Fig. 9 より、凍結が発達している期間には、非凍結期に表層が大きく乾燥したとき以上に、下層から地表面にかけて連続した上向きのポテンシャル勾配が形成されていた。しかも、地表から深さ 0.10 m まで -1 MPa を下回るほどであった。下層では、非凍結期に無降雨日が連続する場合に匹敵するほどのポテンシャル勾配が生じ得ることが認められた。このように土壤の凍結は、マトリックポテンシャルの低下という意味において、表層、下層ともに極めて強い乾燥に曝されることを意味する。凍結期と、非凍結期で無降雨日が連続する時期における下層土の水分動態の類似性

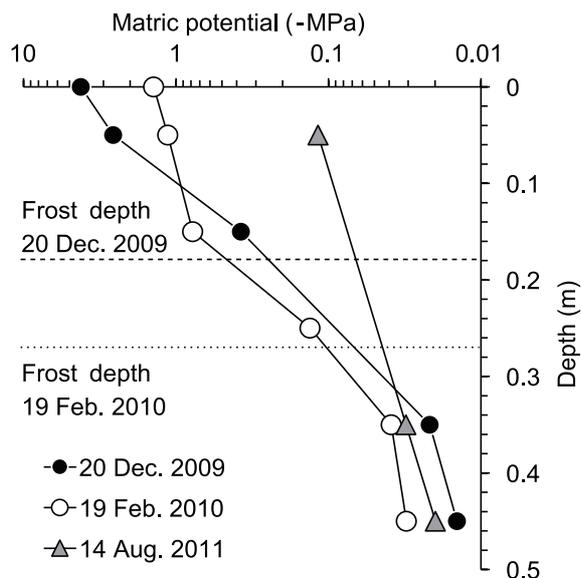


Fig. 9 マトリックポテンシャルの鉛直分布.
Profiles of matric potential.

については、体積含水率と水フラックスを中心に比較した Iwata et al. (2010b) の報告例があるが、本研究では、凍土層も含めたマトリックポテンシャルの観点からその様子を明らかにすることができた。

4. まとめ

本研究では、土壤凍結をともなう網走地域の畑圃場を対象に、マトリックポテンシャルの通年観測を行った。凍土層内の不凍水のマトリックポテンシャルは、(1)式を用いて地温から算出した。その際、水ポテンシャルの低下を引き起こす要因について検討したところ、自然な状態 ($EC_{1.5} = 0.16 \text{ dS m}^{-1}$) では、浸透ポテンシャルの影響は無視しうるほどに小さく、観測区の土壤における不凍水の水ポテンシャルの低下はおもに、マトリックポテンシャルの低下によるものとみなせた。観測区の深さ 0.05, 0.35, 0.45 m では、誘電水ポテンシャルセンサ (MPS-1) を使用した。テンシオメータを用いて MPS-1 を較正したところ、メーカーが定めた較正式に比べ、与えられた出力値に対して高いマトリックポテンシャルを示したが、観測区の土壤に適合した較正式を用いることにより、高い精度での観測が可能となった。

観測区では、最大土壤凍結深が 0.3 m 程度であり、凍土層、および下層のマトリックポテンシャルが非凍結期間よりも下がった。凍結期に深さ 0.05 m で観測されたマトリックポテンシャルの最低値は -2.6 MPa となり、非凍結期に観測された最低値よりも 20 倍低かった。また地表面から深さ 0.10 m まで -1.0 MPa を下回った。そのため深さ 0.35 ~ 0.45 m の水移動の方向は、非凍結期ではおおむね下向きであったのに対し、凍結期では、2 ヶ月から 3 ヶ月程度上向きが続いた。このようなマトリックポテンシャルの変化は、凍結をともなう農地の大きな特徴である。ただし非凍結期間であっても、年に 1 ~ 2 回程度、無降雨日の連続によって、深さ 0.05 m のマ

トリックポテンシャルが生長阻害水分点 (-100 kPa) に達するほど低下した。このように本研究では、凍土層を含めた通年観測によって、テンシオメータでは観測できない乾燥の様子を明らかにすることができた。なお、観測区の深さ 0.05 m に埋設した MPS-1 は、凍結期間中に出力値が下限値を示して一定となったために測定ができなかったが、凍結による破損はなかった。

土壤凍結をともなう農地では、極めて大きなマトリックポテンシャルの変動 (乾湿の変化) が生じていることが明らかになった。水フラックスの定量化など、水収支の詳細な評価が今後の課題である。本研究で対象とした網走地域は、我が国で最も降水量の少ない地域の 1 つであり、降水パターンや土壤凍結深の変化が懸念されているため、適切な水管理を行うためには、気候変動にともなう農地環境の変化について、今後も注意深く観測を続ける必要があると考えられる。

謝辞

本研究の一部は、科学研究費補助金 (若手研究 (B)、課題番号 20780178) および東京農業大学大学院高度化推進事業の補助を受けた。また本研究の遂行にあたって、白波瀬幸男氏、久保歩氏、飯塚圭子氏、宮本伸夫氏の協力を頂いた。さらに高橋悟教授、渡邊文雄教授より、原稿に対して貴重な助言を賜った。これらの方々と、マメダスデータを提供いただいた日本気象協会北海道支社、およびその使用許可をいただいた JA オホーツク網走に記して謝意を表します。

引用文献

- Decagon Devices (2008): MPS-1 Dielectric Water Potential Sensor Operator's Manual. Version 2.0. p.24, WA.
- 原田裕介, 土谷富士夫, 武田一夫, 宗岡寿美 (2009): 長期観測に基づく積雪下の土の凍結融解特性. 雪氷, 71 (4): 241-251.
- Hardy, J.P., Groffman, P.M., Fitzhugh, R.D., Henry, K.S., Welman, A.T., Demers, J.D., Fahey, T.J., Driscoll, C.T., Tierney, G.L. and Nolan, S. (2001): Snow depth manipulation and its influence on soil frost and water dynamics in a northern hardwood forest. *Biogeochemistry*, 56: 151-174.
- 長谷川周一 (1999): 畑作土の -0.1 MPa 以下の透水係数の値. 日本土壤肥料学雑誌, 70 (2): 194-197.
- 長谷川周一, 粕淵辰昭 (1988): 携帯型デジタルマノメータ利用による土壤水分吸引圧の測定. 土壌の物理性, 58: 49-51.
- 早野美智子, 岸井徳雄, 葛葉泰久 (2001): 農学的視点による無降水期間の評価. 水工学論文集, 45: 199-204.
- 秀島好昭, 大野 隆, 中村和正, 小野寺勝, 渡辺慎吾 (2002): 火山灰土壌が分布する積雪寒冷地流域の浮流土砂流出抑止に関する研究: II. 農耕地を広く抱える小流域での浮流土砂流出の特徴. 水文・水資源学会誌, 15: 187-195.
- Hirota, T., Iwata, Y., Hayashi, M., Suzuki, S., Hamasaki, T., Sameshima, R. and Takayabu, I. (2006): Decreasing soil-frost depth and its relation to climate change in Tokachi, Hokkaido,

- Japan. Journal of the Meteorological Society of Japan, 84: 821–833.
- 伊藤博武, 横田和哉, 吉田穂積, 小松輝行 (2008): 根系分布の品種間差異からみたテンサイの萎れ現象. 根の研究, 17: 91–98.
- Iwata, S., Tabuchi, T. and Warkentin, B.P. (1995): Soil-Water Interactions, 2nd ed., pp.107-125, Dekker, New York.
- Iwata, Y. and Hirota, T. (2005): Monitoring over-winter soil water dynamics in a freezing and snow-covered environment using a thermally insulated tensiometer. Hydrological processes, 19: 3013–3019.
- Iwata, Y., Hayashi, M. and Hirota, T. (2008): Effects of snow cover on soil heat flux and freeze-thaw processes. Journal of Agricultural Meteorology, 64 (4): 301–309.
- Iwata, Y., Hayashi, M., Suzuki, S., Hirota, T. and Hasegawa, S. (2010a): Effects of snow cover on soil freezing, water movement, and snowmelt infiltration: A paired plot experiment. Water Resources Research, 46: W09504.
- Iwata, Y., Hirota, T., Hayashi, M., Suzuki, S. and Hasegawa, S. (2010b): Effects of frozen soil and snow cover on cold-season soil water dynamics in Tokachi, Japan. Hydrological Processes, 24: 1755–1765.
- 気象庁 (2005): 地球温暖化予測情報. 第 6 巻, 東京.
- Knight, J.H., Ferre, P.A., Rudolph, D.L. and Kachanoski, R.G. (1997): A numerical analysis of the effects of coatings and gaps upon relative dielectric permittivity measurement with time domain reflectometry. Water resources research, 33: 1455–1460.
- Malazian, A., Hartsough, P., Kamai, T., Campbell, G.S., Cobos, D.R. and Hopmans, J.W. (2011): Evaluation of MPS-1 soil water potential sensor. Journal of Hydrology, 402: 126–134.
- 宮本輝仁, 筑紫二郎 (2000): 土壌の体積含水率-比誘電率関係への混合誘電特性モデルの適用. 農業土木学会論文集, 206: 193–198.
- Mizoguchi, M. (1993): A derivation of matric potential in frozen soil. Bulletin of Faculty of Bioresources, Mie University, 10, 175–182.
- 日本雪氷学会 (1990): 雪氷辞典. 古今書院, 東京.
- 小倉義光 (1999): 一般気象学 (第 2 版). pp. 96–99, 東京大学出版会, 東京.
- Or, D. and Wraith, J.M. (2002): Soil water content and water potential relationships. In Soil physics companion (ed. A.W. Warrick), pp 49–84, CRC Press, Boca Raton, Florida.
- Rhoades, J.D. (1996): Salinity: electrical conductivity and total dissolved solids. In Methods of Soil Analysis, part 3, Chemical methods (ed. D.L. Sparks), pp. 417–435, Soil Science Society of America and American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- 劉 霞, 天谷孝夫, 赤江剛夫, 西村直正 (2003): 遠心法による凍土および未凍土の不飽和透水係数測定. 農業土木学会論文集, 223: 39–46.
- Shoji, S., Hakamada, T. and Tomioka, E. (1990): Properties and classification of selected volcanic ash soils from Abashiri, Northern Japan — transition of Andisols to Mollisols. Soil Science and Plant Nutrition, 36 (3): 409–423.
- Spaans, E.J.A. and Baker, J.M. (1996): The soil freezing characteristic: Its measurement and similarity to the soil moisture characteristic. Soil Science Society of America Journal, 60: 13–19.
- 杉山一郎, 佐渡公明 (2006): 北海道内 22 気象官署における降水量の非定常頻度解析. 水工学論文集, 50: 187–192.
- Suzuki, S. (2004): Verification of freezing point depression method for measuring matric potential of soil water. Soil Science and Plant Nutrition, 50: 1277–1280.
- Tokumoto, I., Noborio, K. and Koga, K. (2010): Coupled water and heat flow in a grass field with aggregated Andisol during soil-freezing periods. Cold Regions Science and Technology, 62: 98–106.
- 土谷富士夫, 松田 豊 (1984): 畑地の土壌凍結について — 寒冷地域における冬季の農地工学的研究 (I) —. 農業土木論文集, 110: 51–57.
- 鶴木啓二, 山本忠男, 井上 京, 長澤徹明, 岡澤 宏. (2003): 少雪寒冷な酪農流域における融雪融凍期の水質水文環境. 農業土木学会論文集, 71: 733–739.
- 渡辺晋生, 紀藤哲矢, 坂井 勝, 取出伸夫 (2010): 凍結面近傍の不凍水量変化に基づく凍土の水分特性曲線と不飽和透水係数の検討. 土壌の物理性, 116: 9–18.

要 旨

冬季に土壌が凍結する網走地域の畑圃場において、マトリックポテンシャルの通年観測を行った。深さ 0.05, 0.35, 0.45 m では誘電水ポテンシャルセンサ (MPS-1) を用い、凍土のマトリックポテンシャルは地温の関数で求めた。凍土の不凍水について、水ポテンシャルの低下を引き起こす要因を検討したところ、自然な状態 ($EC_{1:5} = 0.16 \text{ dS m}^{-1}$) では浸透ポテンシャルの影響は無視できるほど小さく、水ポテンシャルはマトリックポテンシャルに等しいとみなせた。MPS-1 について、メーカーが定めた較正式はテンシオメータによる実測値に比べ、マトリックポテンシャルを過小評価したが、較正の結果、高い精度での観測が可能となった。凍結期間中、最大土壌凍結深は 0.30 m 程度であり、非凍結期間よりもはるかにマトリックポテンシャルが下がる様子が観測された。そのため深さ 0.35 ~ 0.45 m の水移動の方向は、非凍結期ではおおむね下向きであったのに対し、凍結期では、2 ヶ月から 3 ヶ月程度上向きが続いた。ただし非凍結期間であっても、年に 1 ~ 2 回程度、深さ 0.05 m のマトリックポテンシャルが生長障害水分点 (-100 kPa) に達するほど低下した。このように本研究では、テンシオメータでは観測できないマトリックポテンシャルの低下 (すなわち乾燥) の様子を明らかにすることができた。

キーワード：凍土、水ポテンシャル、熱力学、誘電土壌水分センサ、水分動態