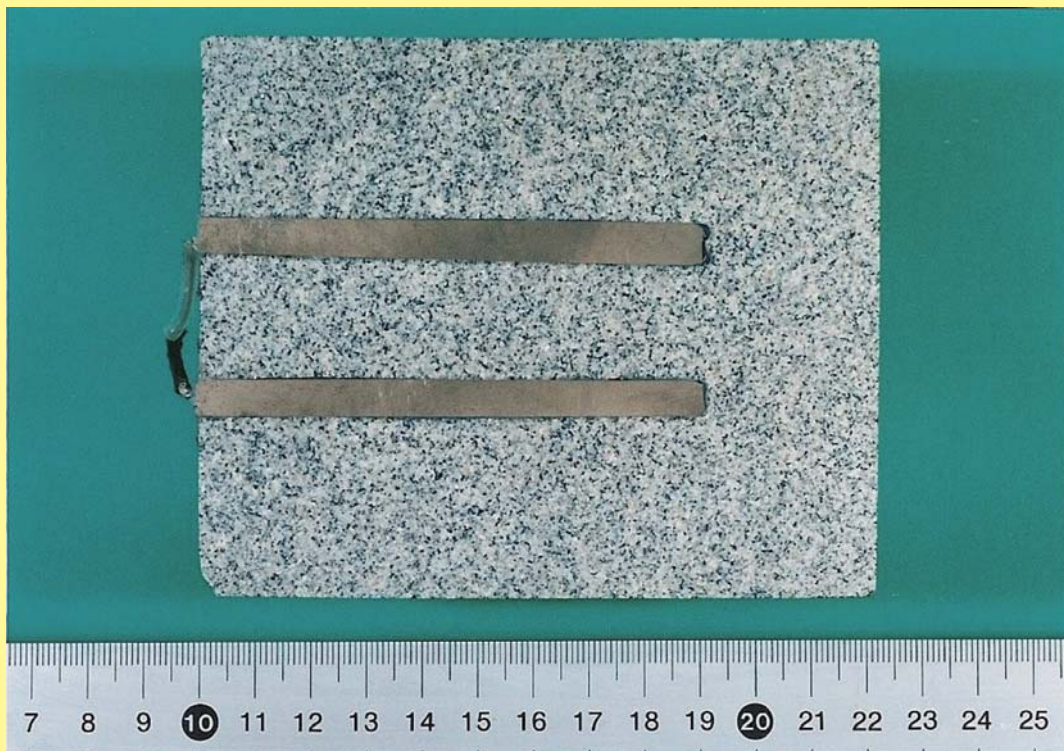


土壌の物理性

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

第117号

2011年3月



土壌物理学会

Japanese Society of Soil Physics

土壌の物理性

第 117 号 2011 年 3 月

目 次

巻頭言

笹川英夫 ... 1

論 文

Effect of gaps around a TDR probe on water content measurement
: Experimental verification of analytical and numerical solutions

Toshihiro SAKAKI ... 3

土壌凍結深や地温が融雪水の下方浸透に与える影響

岩田幸良・長谷川周一・鈴木伸治・根本 学・廣田知良 ... 11

資 料

第 52 回土壌物理学会シンポジウム総合討論

猪迫耕二 ... 23

土粒子

学生時代を振り返って

森本 聡 ... 31

会務報告 33

編集後記 35

表紙写真の説明

花崗岩に TDR のロッドを 2 本設置して、実験終了後に花崗岩を半分に切断し隙間の有無を調べたところ、今号掲載の論文「Effect of gaps around a TDR probe on water content measurement: Experimental verification of analytical and numerical solutions」をご参照ください。

第 8 回（2010 年度）土壌物理学会（論文賞）選考結果

土壌物理学会 学会賞選考委員会
委員長 筑紫二郎

学会賞選考委員会として下記論文を論文賞としてふさわしいと決定しました。

1. 森本 聡 (DOWAエコシステム (株))
永田 修 (北海道農業研究センター)
川本 健 (埼玉大学大学院 工学研究科)
長谷川周一 (北海道大学大学院 農学研究科)

2. 対象論文

泥炭林土壌の温室効果ガスの生成と消失，土壌の物理性，第 113 号，pp. 3~12，2009 年

3. 推薦理由

陸域面積の 3% を占める泥炭は全土壌の 1/3 に相当する炭素を含有しているといわれている。近年，その炭素含有量の多さから，湿地における温室効果ガスの発生が大きく注目されるようになっており，様々な研究が展開されている。しかし，既往の研究の多くは農耕地化された土壌での研究であり，不飽和帯を有する泥炭林や湿地林の土壌が温室効果ガスの給源 / 放出源のどちらに機能するかについて研究した事例は少ない。本研究は，そのような泥炭林土壌における温室効果ガスの挙動を原位置でかつ長期にわたり調査している。表層のみならず，土壌を含む泥炭林における 3 種の温室効果ガスの動態ならびに収支に関する貴重なデータが得られており，今後の地球温暖化研究に大きく貢献するものである。

以上の理由により，本論文を土壌物理学会賞（論文賞）にふさわしいと判断した。

本結果は 2010 年 10 月 23 日に開催された評議員会ならびに総会にて全会一致で承認され，同日授賞式が開催されました。

第8回（2010年度）土壤物理学会賞（ポスター賞）受賞者

土壤物理学会 学会賞選考委員会
委員長 筑紫二郎

開催日：2010年10月23日

会場：2010年度土壤物理学会シンポジウム・ポスターセッション

ポスターセッション参加者の投票ならびに学会賞選考委員会の最終選考により、下記の5氏が受賞されました。おめでとうございます。

西脇 淳子（明治大学 研究・知財戦略機構）

ライシメータでの水管理による水稻生育，および温室効果ガスフラックスへの影響

落合 博之（明治大学 研究・知財戦略機構）

深海における TDR 法を用いたメタンバブル発生堆積物中のガス体積の測定

田川 堅太（佐賀大学大学院 農学研究科）

大型多線式 TDR プローブを用いた面的な表層土壌水分量・電気伝導度の計測

柳井 洋介（（独）農業・食品産業技術総合研究機構，日本学術振興会）

凍結融解土壌における土壌中 N_2O 濃度の変化と表層土壌のガス拡散性

猪迫 耕二（鳥取大学 農学部）

土壌カラム実験による表層吸引溶脱法の除塩性能の評価

会誌「土壌の物理性」の図表作成について（再々）

土壌物理学会編集委員長

会員の皆様には、日頃より学会の運営ならびに会誌「土壌の物理性」へのご投稿、誠にありがとうございます。

学会誌の A4 版 Tex 化による編集に移行してから 2 年が経過いたしました。皆様のご協力もあって編集作業は円滑に進むようになりましたが、図表の作成に関してはまだ十分とは言えません。そこで、Tex 化による編集作業をさらに効率的に進めるにあたり、図表の作成に関しまして、現行の原稿執筆要領に加えて、下記の点にご留意いただきますようお願い申し上げます。

○図に関して

- ・図は原則としてそのまま組製版されるので、鮮明なものを提出する。
- ・図は印刷サイズ（カラム幅 80 mm または ページ幅 170 mm）で作成する。
- ・図中の全ての「線」は 1 pt 以上とする（hairline は使わない）。
- ・図中のフォントは、大きすぎず、小さすぎないサイズとし、全ての図でサイズを概ね統一する。なお、本文は 10 pt、図の説明は 9 pt で組版されます。
- ・図中のフォントは、日本語については標準的なゴシック系フォントとする。英数字については Arial, Helvetica, Symbol, あるいは Times 系フォントのみとする（Helvetica の使用を推奨する）。
- ・可能な場合、最終原稿の図は EPS 形式で提出する。

○表に関して

- ・縦罫線は原則として用いない。
- ・最終原稿の表はワープロソフトあるいは MS-Excel などの表計算ソフトで作成し、図としては貼り込まない。
- ・表は、印刷サイズ（カラム幅 80 mm または ページ幅 170 mm）で製版される。ページサイズを超える大きな表は避けること。

現在、原稿執筆要領の改訂を準備しつつありますが、もう暫く時間がかかりそうです。そこで、上記のようなご協力をお願いする次第です。

会員皆様のご理解とご協力を宜しくお願い申し上げます。

4月1日から原稿投稿先が変わります

現在の学会事務局の任期終了に伴い、4月1日から編集委員会事務局の場所が変わり、原稿の投稿先が下記のように変更になります。

〒069-1395 北海道夕張郡長沼町東6線北15号
（地独）北海道立総合研究機構中央農業試験場内 土壤物理学会編集委員会
編集委員長 中辻 敏朗
E-mail kibyosi@ml.affrc.go.jp

4月1日から土壤物理学会事務局の連絡先が変わります

現在の学会事務局の任期終了に伴い、4月1日からそのメンバーが替わります。それに伴い、土壤物理学会事務局の連絡先が下記のように変更になります。

〒060-8589 札幌市北区北9条西9丁目
北海道大学大学院農学研究院 土壤保全学研究室
庶務幹事 柏木淳一
Tel. 011-706-3641 Fax 011-706-2494
E-mail spsyomu@ml.affrc.go.jp

百見は一触にしかず

笹川 英夫¹

言葉遊びのような表題で恐縮である。なぜ、このような表題になったか、経緯を簡単に述べよう。昨秋日本土壤肥料学会の2010年度大会が北海道大学で開かれた。学会発表の合間を利用して、前々から行ってみたいと思っていた近傍施設を見学を訪れるのが学会参加の1つの楽しみである。今回訪れたのは、ニッカウキスキー 余市蒸溜所であった。創建当時の建物が広大な敷地の中に点在する美しさと、創業者竹鶴政孝のウイスキーにかける思いについて話すガイド嬢の素晴らしい説明に感動して帰ってきた。その夜に、旧友と一献傾ける機会があり、ニッカの蒸溜所はまさに「百聞は一見にしかず」だったと話をしたら、すかさず彼から「一见」よりももっとパワフルなのは、「一触」だと教えられた。なるほど、土などはまさに百回見るよりも一度触って、その感触を肌で感じた方がうんと効果的ということである。確かに、幼子は土いじりや砂遊びが大好きである。彼らは無意識に土を触り、肌でそのおもしろさを感じているのであろう。甲子園球児が戦い敗れて、悔し涙を流しながら甲子園の土を集めて持ち帰る姿にわれわれは感動するが、選手にとっては、土に触れ、自らの手で土を集めた行為そのものが、来年に向けての雪辱を期す糧になっていると思われる。

私の主たる研究分野は、共生生物窒素固定である。土壤中に存在する微生物と植物とのインタラクションを研究課題にしている関係で、講義は植物栄養、植物生理・生化学、土壤学まで担当している。土壤学の講義で、三角図による土性区分を説明する時に、必ず思い出して学生に話すことがある。40年近く前のことだが、私が大学院生だった時に、静岡大学農学部に加藤芳朗先生の集中講義を聴く機会があった。講義が終わって、大学校内の土を見に行くことになったので私も参加した。晩秋の冷雨が降る中を、親指と人差し指、中指で土をちょっとつまみ、これは埴壤土で粘土は何%、砂が何%と1時間以上もかけて、“指で触れる教育”をしていただいた。先生には申し訳ないが、教室での講義の中味はほとんど記憶にない。しかし、“指で触れる教育”で体験させていただいた土の感触は今でも忘れないでいる。

触って覚えるという行為は何も土に限ったことではない。昨年末、秋田県田沢湖だけに生息し、約70年前に絶滅したとされる淡水魚クニマスが富士五湖の西湖で見つかった。本物であることを確認した京都大学総合博物館の中坊徹次先生は、「魚の見分け方は、本で勉強するより実物の魚を“触って”覚えました」とおっしゃっている。車のボディーのなめらかな曲線は、手で触って確認するのが最も確かという話しも聞いたことがある。職人肌の物作りの名人になればなるほど、指先の感覚（触覚）は視覚の何倍も何十倍も確かな感覚となるのだろう。学生実験や実習の指導にも似たようなことが言える。グループで実験・実習をさせると、手を下してやる学生とそうでない学生が必ずできる。学生実験や実習では、個人が実験器具や装置に触れ、自らの感触として実験・実習の全体像を把握させるのが重要と思っている。したがって、私は、可能な限りそのよう実験・実習のプログラムを組むようにしている。

昨今、「食育」という言葉が盛んに使われているが、「食育」とは「食」に関する知識と「食」を選択する力を習得し、健全な食生活を実践することができる人間を育てることである。「土育」という言葉があるかどうかは知らない。ましてや、「触育」という言葉があるとはとても思えない。しかし、思えば6、7年前に、土（砂と粘土と言うべきか）を絞りながら丹念に球体を作り上げていくと、ついには表面のどこにも凸凹がない球体ができ、さらに「さら粉」（土に含まれる乾燥した粘土鉱物）を表面にまんべんなくすり込んでいくと、土とは思えない輝きを放つ、「光る泥だんご」ができるというのがあった。あちこちの幼稚園で実践教育として取り入れられ、園児の教育に一役買ったことを覚えておられ方も多かろう。このような教育が、まさに「土育」、「触育」と言えるのではなかろうか。

生命と環境を育む土の重要性については、土壤に関係する学会等で折に触れ啓蒙活動がなされている。また、土壤観察会が企画され、肌で土の魅力や重要性を伝える取り組みもなされている。土との関わりが希薄になる10代、20代の若者に、ぜひこのような企画に参加してくれることを願いたい。一方、土壤研究にたずさわる側には、魅力ある「土壌教育」に関する体系作りが求められよう。私はあと1年で退職するが、土に直接触れて土の魅力や重要性を伝えるような「土壌教育」に貢献できる機会があれば、可能な限り関わりたいと思っている。

¹ 岡山大学大学院自然科学研究科（農学系）

Effect of gaps around a TDR probe on water content measurement: Experimental verification of analytical and numerical solutions

Toshihiro SAKAKI¹

Abstract: When installing TDR probes to rock, void spaces (gaps) between the probe rods and rock may be encountered. In this study, the dielectric constants of water and air were measured with various controlled gaps and effects of the gaps were experimentally investigated. We focused on a two-rod probe for which analytical and numerical solutions were available. Symmetric longitudinal gaps (identical uniform gaps along both rods), non-symmetric longitudinal gaps (uniform gaps along only one rod), and end gaps beyond the end of the rods were considered. For the symmetric cases, measured dielectric constant values of water and air were compared with analytical and/or numerically simulated values, and a close agreement was observed. For the non-symmetric cases, such agreement was seen only when the gap width was relatively small. As the gap widths increased, the dielectric constant of water was underestimated compared to the numerically estimated values. Such underestimation was more significant when the gaps were along the rod connected to the center conductor, suggesting that the sensitivities of the two rods were uneven. The effect of the end gaps was very limited whereas the longitudinal gaps, e.g., due to loose guide holes or soil shrinkage can lead to significant measurement errors.

Key Words : water content, dielectric constant, time domain reflectometry, gap effects, measurement errors

1. Introduction

After the work by Topp et al. (1980), time domain reflectometry (TDR) has been widely used since the early 1980's for soil water content measurement in various problems in soil science, agriculture, environmental and geotechnical applications. The standard device consists of a pulse generator, a probe and a data logger. The method requires the probe to be embedded into the material of interest. The probe is usually made of two or three metal rods connected to a coaxial cable. The transmission velocity of an electromagnetic step pulse along the probe is measured and converted into water content (e.g., Topp et al., 1980).

When applying TDR to rock, guide holes must be drilled prior to the probe installation. Hokett et al. (1992) reported that the probe must be in good contact with rock in order to obtain accurate measurements of moisture content. Even when slightly undersized guide holes are used, it is difficult to eliminate the longitudinal and end gaps around the probe completely, because the guide holes are not drilled with a perfectly-matching diameter, nor are they exactly as long as the probe rods. Sakaki et al. (1998) showed a couple of photographs in which these gaps are clearly visible.

Annan (1977) considered the case of non-concentric gaps, which coincided with a bipolar coordinate system (Morse and Feshbach, 1953) centered at the probe locations, and derived an analytical expression for the apparent dielectric constant (K_a). Knight (1992) analytically showed that the highest measurement sensitivity occurs in the vicinity of the probe rod surface. This implies that if slight void spaces or gaps exist between the rod and the material, the measurement accuracy may be affected. This is especially true if the gaps are filled with material that has a smaller dielectric constant than that of the surrounding medium. Ferré et al. (1996) and Knight et al. (1997) used numerical simulations of the Laplace equation to estimate the influence of gaps on apparent dielectric constant. They showed that for small gaps, the analytical results of Annan (1977) were valid even for concentric gaps. Sakaki et al. (1998) and Sakaki and Rajaram (2006) presented extensive data on the application of TDR to water content (θ) measurement on rocks. The data of Sakaki et al. (1998) were obtained using probes hammered into slightly undersized guide holes. The K_a - θ data could not be explained without invoking the potential role of air-filled gaps around the probe rods, which was eliminated later by filling the gaps with electrically conductive silicone (Sakaki and Rajaram, 2006). Despite the above mentioned works for identifying the effect of gaps, to our best knowledge, the gap effects have never been experimentally "measured" in a quantitative fashion under well-controlled conditions, and the analytical and numerical approaches for quantifying the gap effects have never been verified against experimental data.

The objectives of this study were; (1) to experimentally

¹Environmental Science and Engineering Division, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, U.S.A. Corresponding author: Toshihiro Sakaki

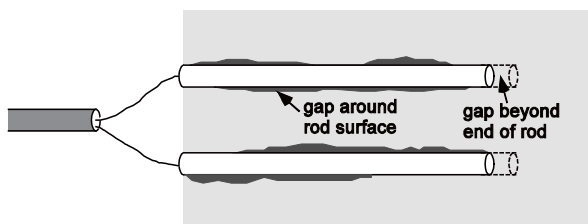
2011年1月27日受稿 2011年3月8日受理
土壤の物理性 117号, 3-9 (2011)

demonstrate the influence of gaps on errors in estimates of K_a under well-controlled conditions, (2) to verify the analytical and numerical solutions for the gap effects and (3) to quantitatively illustrate the magnitude of potential errors in moisture content estimates, resulting from gaps around TDR probe rods in soils/rocks based on analytical/numerical calculations for some practically relevant situations. We considered gaps along the rod surfaces (hereafter referred to as the “longitudinal gaps”) and gaps beyond the end of the rods (hereafter referred to as the “end gaps”). Because the analytical and numerical solutions were available for the longitudinal gaps along a two-rod probe, we focused only on the two-rod probe. The experimental results were compared to theoretical estimates, where available, obtained using the analytical solution as well as numerical solution of the Laplace equation, with specified potential on the rod surfaces, and incorporating the influence of longitudinal gaps.

2. Material and methods

We considered uniform longitudinal gaps around the rods and end gaps beyond the end of the rods to mimic the gaps that are expected in the field applications as shown in Fig. 1(a). When fully saturated, the gaps are filled with water whereas the gaps are likely to be filled with air when unsaturated. The typical pore size in the rock matrix is usually smaller than the size of the gaps, causing a larger suction in the matrix. Therefore, water tends to be retained in the matrix due to its larger suction, which consequently makes the gaps fill with air.

(a) Gaps around a probe



(b) Probe configuration

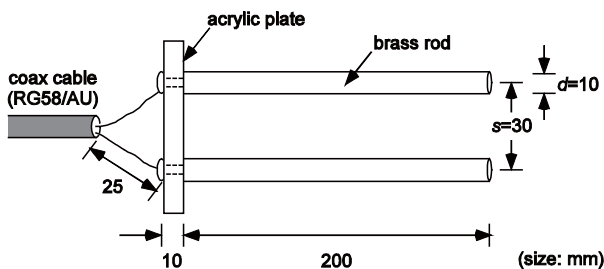


Fig. 1 Two-rod TDR probe; (a) Longitudinal and end gaps when installed into rocks, (b) Tested configuration in the experiments.

2.1 Probe configuration

The TDR probe used in this study was the two-rod type as shown in Fig. 1(b) and is a practical configuration for application to rocks. A couple of spade tongues were soldered to the split end of a 50 Ω coaxial cable (RG58/AU), which were screwed to an acrylic plate having dimensions of 60 \times 100 \times 10 mm. Brass rods with a diameter $d = 10$ mm, center-to-center spacing $s = 30$ mm, and length $l = 200$ mm, were attached to the screws above. The cable was, in turn, connected to a commercially available time domain reflectometer TDR100 (Campbell Scientific, Inc., Logan, Utah). The reflectometer emits an electromagnetic step-pulse with a voltage of 250 mV and a 10 \sim 90 % rise time of 200 picoseconds (frequency spectrum roughly up to 1.75 GHz, Tektronix, Inc., 1987), which is transmitted along the coaxial cable and probe. The TDR traces were processed by software PCTDR (Campbell Scientific, Inc., Logan, Utah) and apparent dielectric constant K_a was calculated.

2.2 Longitudinal gaps

2.2.1 Experimental setup for longitudinal gaps

In reality, the longitudinal gaps may vary in space as in Fig. 1(a) but those cannot be quantified. Therefore, in the context of quantifying the effects of longitudinal gaps around a TDR probe, we considered *equivalent* uniform widths. In order to mimic air-filled gaps with thin but uniform thickness in water, polyvinyl chloride (PVC) tape with a uniform thickness was used. The dielectric constant of PVC is substantially smaller than that of water ($K_{PVC} = 2.9 \ll 81$) (e.g., Converting Technology Institute, 1997) thus, its effect is analogous to air-filled gaps in unsaturated rock, which is considered to be the most likely situation in the field. The PVC tape was carefully wound to the rod surface to create uniform-thickness gaps. The PVC gap thicknesses (δ) considered were; 0.0 (no gap), 0.107, 0.160, 0.317, 0.475, 0.636, 0.792 and 0.950 mm. The PVC tape was applied up to 6 layers so that the gap width (thickness of the entire PVC layer) was approximately 1 mm (10 % of the rod diameter), which seemed to be large enough for the investigation of gap effects in a practical sense. The values of gap width were obtained by measuring the diameter of the rod with and without the PVC tape using a digital caliper, taking the difference of the two, and were considered the “actual” thickness of the PVC tapes when the measurements were taken. For each gap width, uniform identical gaps along both rods (hereafter “symmetric cases”) and uniform gaps only along one rod (hereafter “non-symmetric cases”) were considered. The non-symmetric cases were further divided into two categories; uniform gap along the rod connected to the center conductor (hereafter “center rod” or CT), and uniform gap only

along the rod connected to the shield (hereafter “shield rod” or SH).

2.2.2 Analytical solution for longitudinal gap effect

Using the bipolar coordinate system (Morse and Feshbach, 1953), Annan (1977) first derived the analytical solution for the longitudinal gap effect for a two-wire probe with non-concentric gaps around the rods. Based on his solution, the analytical solution for the apparent dielectric constant K_a of water measured by a two-rod probe with non-concentric circular gaps is;

$$K_a = \frac{K_{\text{gap}}\xi_0}{K_{\text{material}}(\xi_0 - \xi_1) + K_{\text{gap}}\xi_1} K_{\text{material}} \quad (1)$$

where, K_{gap} is the dielectric constant of the gap material, K_{material} is the true dielectric constant of the material of interest, ξ_0 and ξ_1 are the radial bipolar coordinates that can be calculated from rod radius, gap width, and the half-distance between bipolar foci (see Annan, 1977 for details).

2.2.3 Numerical solution for longitudinal gap effect

Unfortunately, use of equation (1) is limited to symmetric cases where identical uniform gaps exist along both rods. If the gaps exist only partially, or more generally, if the medium surrounding the probe is heterogeneous, a numerical method must be employed.

Assuming that the TDR probe rods have an infinite length, the electrostatic potential field in the plane perpendicular to the rods is described by the Laplace equation. Knight et al. (1997) showed that the apparent relative dielectric constant K_a could be calculated by the following equation.

$$K_a = \frac{\int_{S_1} K_{\text{gap}} \left(\frac{\partial \phi}{\partial n} \right) ds}{\int_{S_1} \left(\frac{\partial \phi_0}{\partial n} \right) ds} \quad (2)$$

where, K_{gap} is the dielectric constant of gap material, ϕ is the electrostatic potential for non-homogeneous case (with gaps), ϕ_0 is the electrostatic potential for homogeneous case (without gaps), n is the outward pointing unit normal vector on the boundary, S_1 is the internal boundary for a rod.

Knight et al. (1997) showed that concentric gaps completely surrounding both rods could be modeled reasonably accurately using the analytical solution for non-concentric gaps. Thus, in this study, “concentric” gaps were defined in the finite element mesh around the rods of a two-rod probe. The dimensions of the domain were approximately $20s$ in the x -direction and $12s$ in the y -direction, where s was the center-to-center rod separation that was 30 mm

in this case. The diameter of both rods was $d = 10\text{ mm}$. A no-flux boundary was imposed on the outer boundary (S_3) on the domain. The nodes on one rod (S_1) were set to a constant potential of -1 , the potentials on the other rod (S_2) were set to 1 (see Knight et al., 1997 for details). PVC-filled gaps were incorporated by assigning $K_{\text{PVC}} = 2.9$ to appropriate elements whereas $K_{\text{water}} = 81$ was given to all the other elements. The finite element mesh was constructed so that the thickness of the gaps could be varied from 0.01 mm to 10 mm . To confirm the accuracy of the model, the symmetric cases were computed first and the results were compared to the analytical solution. Then, the non-symmetric cases were simulated. It should be noted that in the numerical simulation, both rods were identical and the possible uneven contribution between the center and shield conductors was not taken into account in the model.

2.3 Experimental setup for end gaps

For the investigation of the end gap effect, a solid PVC rod was used to establish gaps at the end of rods. A cylindrical piece of PVC rod with a diameter equal to the rod diameter of 10 mm sliced to have a pre-specified length was directly glued to the end face of each rod. The thickness of the glue was kept as thin as possible so that its effect was minimized. Since PVC has a dielectric constant of 2.9 , it should act like air when measured in water. The end gap lengths considered were; $0, 1, 1.5, 2, 3, 4, 5, 7.5, 10, 15$ and 20 mm .

3. Results and discussion

3.1 Effect of longitudinal gaps

Fig. 2 shows the experimental, analytical, and numerical results of the dielectric constant of water with the longitudinal PVC gaps. For each gap thickness, five measurements were taken and averaged. In the analytical and numerical calculations, $K_{\text{water}} = 81$ was used (von Hippel, 1995). For the symmetric cases, the experimental results (large solid circles) agreed closely with the analytical and numerical results. As can be intuitively inferred, the larger the gap widths δ , the larger their effects. In this case, since $K_{\text{gap}} < K_{\text{water}}$, the dielectric constant of water was more underestimated as δ increased. For comparison, the effects of “air”-filled gaps were also calculated using equation (1) and shown in Fig. 2 by a gray solid line. It caused more underestimation than PVC-filled gaps. This was expected because the dielectric constant of air was less than that of PVC. For the typical gap width range of $0.1 \sim 0.3\text{ mm}$ (Sakaki et al., 1998), PVC-filled and air-filled gaps caused up to 46% and 71% underestimation in the K_a values, respectively, when measured in water with the probe configuration tested. In this study, a relatively large rod diameter was used so that we were able to investigate gap effects for

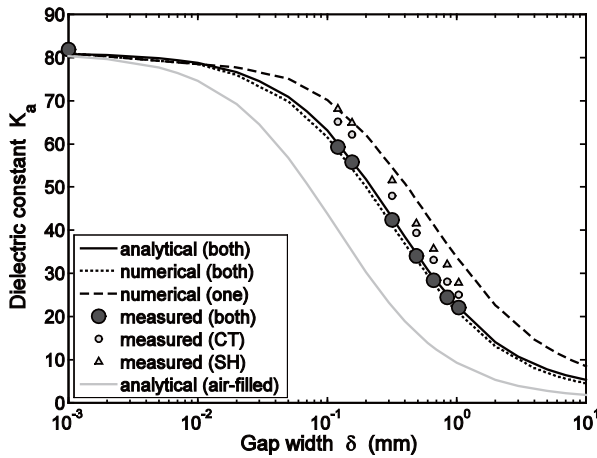


Fig. 2 Effect of PVC- filled gaps in water ($d = 10$ mm, $s = 30$ mm). The thick solid line denotes the analytical dielectric constant calculated using equation (1) when gaps are filled with PVC ($K_{PVC} = 2.9$). The dashed lines are the results from numerical simulation and equation (2) for the symmetric and non-symmetric cases. Data for the no gap are plotted at $\delta = 0.001$ mm. Note that the uneven contribution between the CT and SH rods was not taken into account in the numerical model.

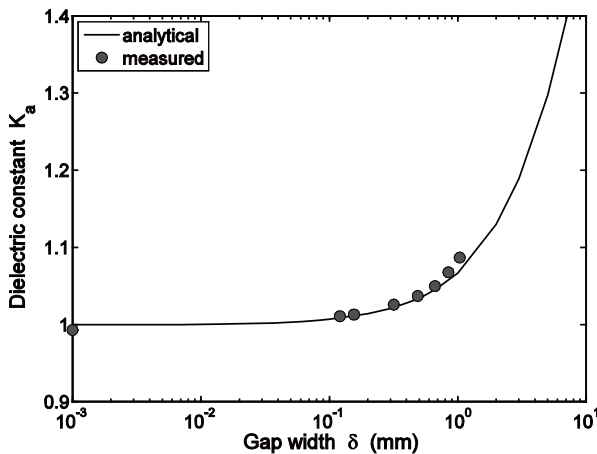


Fig. 3 Effect of PVC-filled gap in air ($d = 10$ mm, $s = 30$ mm). The solid line denotes the analytical dielectric constant calculated using equation (1) when gaps are filled with PVC ($K_{PVC} = 2.9$). The result for the no gap case is plotted at gap = 0.001 mm.

small δ/d ratios. However, it must be noted that equation (1) implies that for a probe with a smaller rod diameter, the underestimation will be even more significant.

For the non-symmetric cases, the K_a values were closer to 81 than those obtained for the symmetric cases. This observation was expected because only one rod had the gaps, thus, the effect was less. Two SH cases with $\delta = 0.107$ and 0.160 mm on the shield rod, where δ was small and within the typical range, agreed well with the numerical results. In other SH cases with $\delta = 0.317 \sim 0.950$ mm on the shield rod, the experimental results tend to show lower K_a values than numerical results. All CT cases with gaps on the center rod showed smaller K_a values than those in the SH cases.

Fig. 3 shows the results for PVC-filled gaps measured in air (gaps on both rods only). The analytical values

calculated by equation (1) are denoted by a solid line. Although the measured dielectric constant values were slightly higher than the analytical values, their behavior was well explained by equation (1). For the typical gap width of $0.1 \sim 0.3$ mm as Sakaki et al. (1998) observed, the overestimation of the dielectric constant in air due to the PVC-filled gaps was up to 2 % and not as significant as the 46 % underestimation observed in water.

3.2 Effect of end gaps

The results for the end gap effects are plotted in Fig. 4. As there are no analytical and numerical solutions available for this case, only experimental results are presented. For each end gap length, ten measurements were taken. The effects were relatively small compared to those for the longitudinal gaps presented in the previous section. The obtained K_a values were normalized by 81 so that the end gap effects were seen in terms of relative errors. Baker and Lascano (1989) reported that sensitivity ends abruptly at the end of the probe, i.e., changes in water content just beyond the end of the rods have no effect on the signal. Our data showed that the presence of void space filled with air caused a slight underestimation of the apparent dielectric constant and that the effect was almost constant regardless the size of the void space. For an infinite transmission line, the electromagnetic pulse transmits in the simplest mode referred to as TEM (transverse electromagnetic wave), where the electric field, magnetic field, and direction of propagation are perpendicular to each other (Kraus, 1991). Near the end of rods, the wave is transmitted in higher modes, which has possibly been affected by the presence of air and caused the slight underestimation of the dielectric constant. This is probably limited to a very small region at the end of the rods and thus the effect is as much as ~ 2 % regardless the size of the void space. Although the results are probably unique for the probe dimensions shown here, it is recommended that the void length be minimized as much as possible.

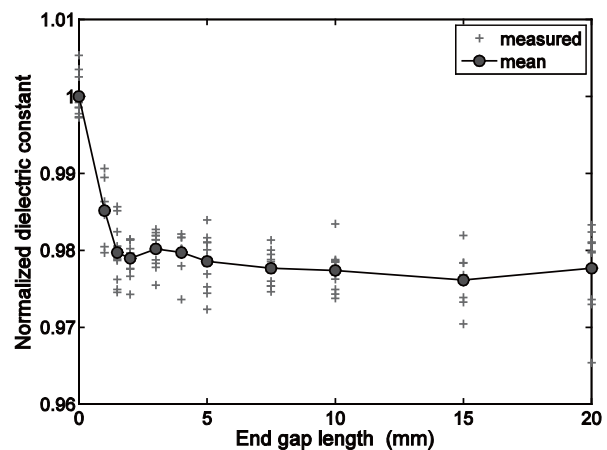


Fig. 4 Normalized dielectric constant of water measured with various end gap lengths.

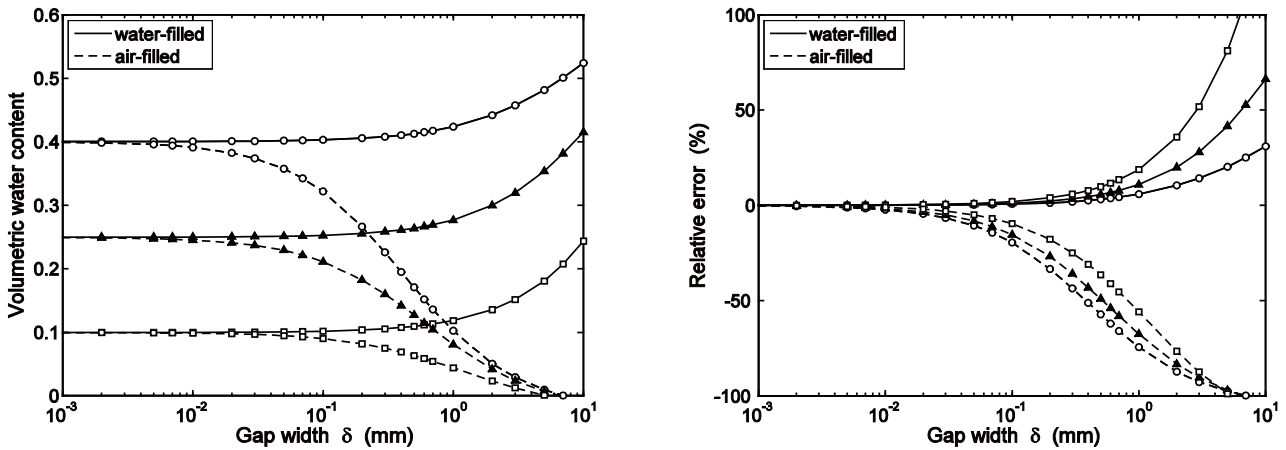


Fig. 5 Calculated water content and relative error with water- and air-filled gaps in a hypothetical rock with true water content of 0.1 (squares), 0.25 (triangles), and 0.4 (circles). Probe dimensions; $d = 10$ mm, $s = 30$ mm.

3.3 Gap effects on water content in soils and rocks

In the previous sections, the gap effects were investigated using limited materials such as water, air, and PVC. The combination of these materials resulted in somewhat different contrast of dielectric constants than that of our interest, i.e., rock and air-filled gaps, rock and water-filled gaps and so on. Similar relationships for apparent dielectric constant K_a vs. gap width δ were calculated using equation (1) for both air- and water-filled gaps in a hypothetical rock material. The dimensions of the two-wire TDR probe were assumed to be $d = 5$ mm, $s = 30$ mm which are typical for commercially available probes ($d = 2.4 \sim 4.8$ mm, $s = 14 \sim 40$ mm, TRIME system, IMKO, Inc., Ettlingen, Germany; $d = 3.2 \sim 4.8$ mm, $s = 30 \sim 45$ mm, Campbell scientific, Inc., Logan, Utah; $d = 3$ mm, $s = 12.5 \sim 37.5$ mm, TRASE system, Soilmoisture Equipment Co., Santa Barbara, California). For demonstration purposes, it was assumed that Topp's equation (Topp et al., 1980) to relate K_a and θ was valid for the hypothetical rock material.

The apparent dielectric constant K_a of the rock (including air and water phases) was assumed to be 5.9, 13.4, and 25 that correspond to water content of 0.1, 0.25 and 0.4 using Topp's equation. For the probe configuration mentioned above, the apparent dielectric constant was computed using equation (1), and converted into water content. The calculated water content as well as relative errors are plotted in Fig. 5.

4. Discussion and conclusions

The effects of longitudinal and end gaps were experimentally investigated and, where available, the results were compared to the analytical and numerical solutions. Although the end gaps showed very little effects, the longitudinal gaps lead to significant errors. For the symmetric longitudinal gaps, where uniform identical longitudinal gaps were on both rods, the experimentally measured data

showed good agreement with the analytical and numerical solutions. For the non-symmetric cases, where the longitudinal gaps exist along one rod only, the results were not as straightforward. The cases with gaps on the center rod showed more effect than those with gaps on the shield rod. When an electromagnetic step pulse propagates along a coaxial transmission line, the center conductor carries the signal and the shield conductor is ground; i.e., "un-balanced" signal. In a transmission line consisting of two parallel conductors, both conductors carry a signal, equal in magnitude but opposite in sign with the ground potential in the center plane; this is referred to as "balanced" with respect to ground. For a two-rod TDR probe, the electrical field will gradually change from unbalanced to balanced (without using a balanced-unbalanced transformer, e.g., Spaans and Baker, 1993), which often leads to higher sensitivity on the rod connected to the center conductor. The uneven contribution of each rod leads to a difference in the trace data depending on whether the gaps are on the CT or the SH rod as shown in Fig. 6. If the balanced electrical field cannot be obtained within the length of the probe, the

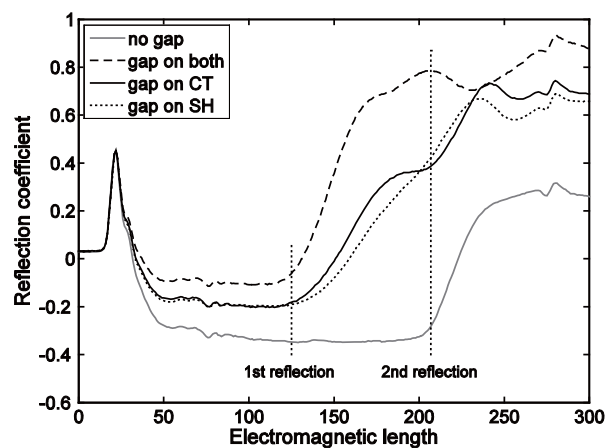


Fig. 6 Example traces with $\delta = 0.636$ mm obtained in water. Longitudinal gaps are on CT rod only, SH rod only, and both rods. Trace with no gap is also shown for comparison.

CT rod will carry more signal than the SH rod. Therefore, when measured in water, the gap effect is expected to be more distinct when PVC-filled gaps are present along the CT rod, which resulted in more underestimation in K_a in this case. The trace with gaps on the CT rod shows two reflections; one from the CT rod, and another from the SH rod without gaps that indeed corresponds to the reflection point of the no gap case. For the trace with gaps on the SH rod, the second reflection disappeared. Overall, the experimental data revealed that the analytical and numerical solutions were valid to quantify the effect of symmetric longitudinal gaps. Because of the uneven contribution of the rods, the numerical solution tends to somewhat underestimate the effects when the longitudinal gaps are not symmetric.

When applying TDR to unsaturated rocks, it is likely that the gaps are filled with air rather than with water due to larger suction in the surrounding matrix. Thus, the results imply that much attention should be paid to minimize gaps around the probe rods when applying TDR to rocks, as air-filled gaps are the potential cause for significant underestimation of K_a values of the rocks, thus, water content. An electrically conductive material may be used to fill such gaps to minimize their effects on the measurement accuracy (Sakaki and Rajaram, 2006). Moreover, gaps can arise not only for rocks but also for soils if sufficient care is not taken when packing soil around the probes (Decagon Devices, 2010), if the sensor is dislocated inside the soil, or when soil shrinkage occurs. Therefore, maximum attention has to be paid to ensure good contact between the probe and the material of interest when installing probes in soils or rocks.

We have experimentally shown that the center rod is more sensitive than the shield rod. Limsuwat et al. (2009) showed similar non-symmetric characteristics in the commercially available capacitance sensors. Even when there is no gap, the non-symmetric characteristics can lead to some implications. For example, if a probe is aligned such that the rods experience a large water content difference between the two, the measurement may be biased. When measuring a wetting front migration and one of the rods is in the wet region and the other is in the dry region, the resulting K_a is likely to be affected more when the center rod is in the dry region.

Acknowledgements

This research was partially supported by Japan Nuclear Cycle Development Institute (JNC Cooperative Research Scheme on the Nuclear Fuel Cycle).

References

- Annan, A.P. (1977): Time domain reflectometry — Air-gap problem for parallel wire transmission lines. Report of Activities, Part B, Pap. 77-1B, pp. 59–62, Geol. Surv. of Canada, Ottawa, Ont. Canada.
- Baker, J.M. and Lascano, R.J. (1989): The spatial sensitivity of time domain reflectometry. *Soil Science*, 147: 378–384.
- Converting Technology Institute (1997): The material guidebook for converting 1997/98. pp. 333–334, (in Japanese).
- Decagon Devices Inc. (2010): Why does my soil moisture sensor read negative? Decagon Devices Virtual Seminar Series.
- Ferré, P.A., Rudolf, D.L. and Kachanoski, R.G. (1996): Spatial averaging of water content by time domain reflectometry: Implications for twin rod probes with and without dielectric coatings. *Water Resour. Res.*, 32: 271–279.
- Hokett, S.L., Chapman, J.B. and Russell, C.E. (1992): Potential use of time domain reflectometry for measuring water content in rock. *J. Hydrol.*, 138: 89–96.
- Knight, J.H. (1992): Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resour. Res.*, 28: 2345–2352.
- Knight, J.H., Ferré, P.A., Rudolph, D.L., Kachanoski, R.G. (1997): A numerical analysis of the effects of coatings and gaps upon relative dielectric permittivity measurement with time domain reflectometry. *Water Resour. Res.*, 33: 1455–1460.
- Kraus, J.D. (1991): *Electromagnetics* : Fourth edition. p. 850, McGraw-Hill, New York.
- Limsuwat, A., Sakaki, T. and Illangasekare, T.H. (2009): Experimental quantification of bulk sampling volume of ECH₂O soil moisture sensors. Proceedings of the 29th Annual American Geophysical Union Hydrology Days, March 25–27, 2009, ed. J.A. Ramirez, pp. 39–45, Colorado State University, Fort Collins, CO.
- Morse, P.M. and Feshbach, H. (1953): *Methods of theoretical physics. Part II*, McGraw-Hill, New York.
- Sakaki, T., Sugihara, K., Adachi, T., Nishida, K. and Lin, W.R. (1998): Application of time domain reflectometry to determination of volumetric water content in rock. *Water Resour. Res.*, 34: 2623–2631.
- Sakaki, T. and Rajaram, H. (2006): Performance of different types of time domain reflectometry probes for water content measurement in partially saturated rocks. *Water Resour. Res.*, 42, W07404, doi:10.1029/2005WR004643.
- Spaans, E.J.A. and Baker, J.M. (1993): Simple balun in parallel probes for time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57: 668–673.
- Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, 16: 574–582.
- Tektronix, Inc. (1987): Tektronix metallic TDR's for cable testing, Application Note. pp. 1–16, Beaverton, Oregon.
- von Hippel, A. (Ed.) (1995): *Dielectric Materials and Applications*. p. 438, Artec House, Norwood, Mass.

要 旨

TDR プローブを岩石に設置する際にはプローブと岩石試料との間に隙間が発生することがある。本研究では、既知の隙間を持つプローブを用いて水と空気の比誘電率を計測し隙間の影響を評価した。隙間の影響に関する理論解および数値解が存在する 2 ロッド型プローブについて、両ロッドに対称に隙間がある場合、片方のロッドのみに隙間がある場合、そしてロッド先端以深に隙間がある場合について検討した。対称な隙間のケースでは、水と空気の比誘電率の計測値は理論解および数値解とよく一致した。非対称のケースでは隙間幅が比較的小さい場合は数値解と一致したが、隙間幅が大きくなるとともに実験結果の方が数値解より大きな影響を示した。実験結果および数値解の差異は隙間が同軸ケーブルの芯線に接続したロッドにある場合により顕著に見られ、ロッド間で感度が異なることがわかった。ロッド先端部以深の隙間の影響は小さかったが、ガイド孔が緩い場合やプローブ周辺の土壌で乾燥収縮が発生するような場合には含水率が過小評価される可能性があることが示された。

キーワード：含水率, 比誘電率, 時間領域反射率法, 隙間の影響, 計測誤差

土壌凍結深や地温が融雪水の下方浸透に与える影響

岩田幸良¹・長谷川周一²・鈴木伸治³・根本 学⁴・廣田知良⁴

Effects of soil frost depth and soil temperature on downward soil water movement during snowmelt period

Yukiyoshi IWATA¹, Shuichi HASEGAWA², Shinji SUZUKI³, Manabu NEMOTO⁴ and Tomoyoshi HIROTA⁴

Abstract: Frozen soil layer sometimes impedes the snowmelt infiltration into deep soil layer, which decreases the amount of soil water recharge and delay the transportation of nitric acid to deep soil layer. To investigate the relationship between soil frost and snowmelt infiltration, three years field observation was conducted at the arable field located in Tokachi region in northernmost island of Japan. Two plots were prepared and snow on the one plot was removed for approximately one month to enhance the soil freezing. As a result, soil frost depths at the beginning of snowmelt period were ranged between 0.1 and 0.5 m. The amount of infiltrated water into below 0.5 m depth during snowmelt period was calculated from the field data. The strong relationship between the frost depth and the ratio of snowmelt infiltration to the available snowmelt water (infiltration ratio) was obtained, whereas there were no clear relationships between the infiltration ratio and soil temperature at 0.05 m depth just before the beginning of snowmelt period. Thus, the frost depth is one of the most important factors to estimate the amount of snowmelt infiltration into deep soil layer when the frost depth is relatively shallow. We explained the process of the decrease in the snowmelt infiltration with the increase in the soil frost depth using a conceptual model.

Key Words : frozen soil layer, snow cover, soil water movement, infiltration ratio, snow-removal treatment

1. はじめに

土壌は凍結すると透水係数が低下する (e.g., Miller, 1980; Watanabe and Flury, 2008). そのため、融雪期に凍結層が存在すると融雪水の浸透が抑制され、表面流出量が増加することで、土壌侵食 (Øygarden, 2003) や河川の流量の増加 (Shanley and Chalmers, 1999; 鶴木ら,

2003) を引き起こす場合がある。融雪水の土壌への浸透により、土壌中の硝酸態窒素も下層に移動する (西尾ら, 1988; Derby and Knighton, 2001). そのため、北海道のように積雪水量の多い地域では、春の施肥設計や、耕地の表層から地下水への硝酸態窒素の移動量を評価する上で、融雪水の下方浸透量の適切な評価が必要とされる。

最大土壌凍結深が 0.5 m 以上になる北米や北欧では、融雪期における土壌凍結層の水分量や地温が、融雪水の浸透量の多少に大きな影響を与えることが指摘されている (Granger et al., 1984; Stähli et al., 1996; Zhao et al., 1997). 一方、最大土壌凍結深、もしくは融雪期直前の土壌凍結深が浅い地域では、ほとんど全ての融雪水が土壌中に浸透したという報告例がある (Iwata et al., 2008). Komarov and Makarova (1973) も、凍結層中の水の量のほか、土壌凍結深が浅くなることで融雪水の浸透量が増加することを指摘している。しかし、土壌凍結深が比較的浅い地域で土壌への融雪水の浸透量を評価した事例は少ない。

筆者らは、冬の降水量が 300 mm 程度と世界的にみると比較的降雪量の多い北海道の十勝地域に観測サイトを設置し、土壌水分量の観測や深さ 0.50 m の水フラックスの推定をおこなった。同地域では、1990 年代前半までは、年によって最大土壌凍結深が 0.4 m よりも深くなった。しかし、現在は多量の降雪により、土壌が冷たい空気から断熱される時期が早期化したことで、深さ 0.2 m 程度までしか土壌が凍結しなくなった (Hirota et al., 2006). そこで、自然積雪条件の試験区 (対照区) のほか、除雪をすることで土壌凍結を発達させる試験区 (除雪区) を設置し、2005 年 11 月から 2006 年 4 月まで観測を実施した。その結果、対照区と除雪区の土壌凍結深はそれぞれ 0.1, 0.4 m 程度になり、対照区ではほとんど全ての融雪水が融雪期に土壌に浸透したのに対し、除雪区では融雪期において土壌水の下方浸透が抑制されたことを報告した (Iwata et al., 2010a). このように、土壌凍結深が極端に異なる場合には、融雪期における下方浸透量が大きく異なる可能性がある。しかし、土壌凍結深と融雪水の下方浸透量の関係を定量的に評価した研究はほとんど無い。

融雪期には冬の間地面に堆積した降水が短期間に地表面に供給されるため、最大土壌凍結深の浅い近年の十勝地域では融雪期に最も土壌水分量が多くなり

¹National Agricultural Research Center for Hokkaido Region, NARO; Sinnei, Memuro, Kasai-gun, Hokkaido, 082-0081, Japan. Corresponding author: 岩田幸良, (独) 農研機構 北海道農業研究センター

²Field Science Center for Northern Biosphere Hokkaido University; Kita 11 Nishi 10, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido, 060-0811, Japan.

³Department of Bioproduction and Environment Engineering, Tokyo University of Agriculture; 1-1-1 Sakuragaoka, Setagaya, Tokyo, 156-8502, Japan.

⁴National Agricultural Research Center for Hokkaido Region, NARO; Hitsujigaoka 1, Toyohira-ku, Sapporo, Hokkaido, 062-8555, Japan.

2010 年 5 月 12 日受稿 2011 年 3 月 23 日受理
土壌の物理性 117 号, 11-21 (2011)

(Hirota et al., 2009), 一年で最も土壌水の下方浸透が卓越することが知られている (Iwata et al., 2010b). そこで本研究では, 同観測サイトにおいて上記の期間を含む3年間の長期観測を行い, 融雪期直前の土壌凍結深が0.11~0.52 mの範囲にあるときの融雪期の下層(0.50 m以深)への土壌水の浸透量を定量的に評価した. 本研究の目的は, 融雪期直前の土壌凍結深や融雪期以前の地温と, 融雪期における下方浸透量との関係を評価し, 土壌凍結深が深くなることで融雪水の浸透が抑制されるメカニズムを提示することにある.

2. 材料と方法

2.1 試験圃場と観測項目

北海道十勝地域の中部に位置する北海道農業研究センター芽室研究拠点の試験圃場(42°53' N, 143°05' E)に観測サイトを設置した. 観測圃場から約5 km西に位置する気象庁の観測地点(アメダス芽室)で1979~2000年に観測された1月と7月の平均気温は, それぞれ-9°Cと18°Cである(気象庁, 2010). また, 同観測地点において1979~2000年に観測された12~2月の積算降水量と年降水量の平均値は, それぞれ117 mmと969 mm, 1月の最大積雪深の平均値は0.61 mである(気象庁, 2010). 試験圃場は台地上に位置し, 土壌は淡色黒ボク土である(農耕地土壌分類委員会, 1995). 地下水位は8 m程度と低く(岡, 2000), 深さ1 mまでの土層の飽和透水係数は 10^{-4} ~ 10^{-6} m s⁻¹と高い.

試験圃場に5 m×5 mの2つの試験区を1 mの間隔において設置した. 除雪区では約1ヶ月間の除雪処理を行い, 土壌凍結を促進させた. 目標とする凍結深に到達してから, 除雪を終了した. 試験圃場の土層構造や各土層の基本的物理性, 試験区のレイアウトの詳細についてはIwata et al. (2010a)を参照されたい. 観測期間は2005年11月から2008年4月である. 2005~06年には目標とする土壌凍結深(0.4 m)に到達してから除雪区に雪を被せ, 積雪深が対照区と同じになるようにした. それ以外の年については, 雪を被せる作業は行わなかった. 対照区では積雪に対する処理を行わなかった. 試験期間中は, 除草剤により植生がない状態で地表面を管理した.

計測機器設置のため, 各試験区のほぼ中央に深さ1.5 mの試坑を掘った. 深さ0.05 mから1.05 mまで, 0.1 m間隔でロッド長0.3 mのTDRプローブ(CS605, Campbell社)を鉛直断面に水平方向に挿入し, TDR水分計(TDR100, Campbell社)により土壌水分量のプロファイル測定した. 各土層から攪乱土を採取し, TDR水分計で計測される比誘電率を体積含水率に換算する多項式を求めた. この試験の際, TDR水分計の影響範囲が直径80 mmの範囲内に納まっていること, 温度変化によるTDRの出力値の変化(Wraith and Or, 1999)は無視できるほど小さいことを確認した. なお, TDRで計測される凍土の液状水量は, 凍結前の水分量の影響を受ける場合があることが報告されているが(Suzuki, 2004; Watanabe and Wake, 2009), 今回の観測では, 土壌が凍結する直前

の深さ0.05 mの土壌水分量に極端な差がみられなかったことから(3.1節参照), この影響を無視しても問題ないと考えた. 土壌水分計の他, 除雪区は深さ0.40 mまで, 対照区は深さ0.20 mまでの土層に0.02~0.05 m間隔で熱電対を埋設し, これらの土層より下の層には0.10 m間隔で熱電対を埋設し, 深さ1.00 mまでの地温プロファイル測定した. これらのセンサーを設置後, 試坑を丁寧に埋め戻した. 測定深さの間の地温を線形補完により推定し, 0°C以下の深さを凍土と仮定して土壌凍結深を計算した(融雪期後期の対照区では, 表層の地温がほぼ0°Cの期間が数日間続く年があったが, このときも地温が0°Cの土壌は凍結していると判断した). 水分計・地温計を埋設した地点から2 m程度離れた試験区内の地点に深さ1.5 mの試坑を掘り, 深さ0.90 mと1.00 mにテンシオメータを埋設した. 埋設したテンシオメータは, 断熱材と小さな熱源を用いて計測機器内の脱気水の凍結を防止し, 土壌凍結条件でも凍結層より下の非凍結土壌の圧力水頭を長期間計測できる特徴をもつ(Iwata and Hirota, 2005a, b). また, 高さ1.20 mに超音波積雪深計(SR-50, Campbell社)を設置した. これらのデータは10秒間隔でサンプリングし, 10分間隔でデータロガー(CR23X, Campbell社)に記録した. 他の観測要素よりも計測に時間を要する土壌水分量については, 独立したデータロガー(CR1000, Campbell社)により, 10分間隔で計測したデータを記録した.

気温は, 試験圃場から100 m程度離れた気象観測露場において, 高さ1.90 mに設置した通風筒の中の温度計(HMP45A, Vaisala社)により計測した. 降水量は, 同露場において高さ1.40 mに設置した, 雪の捕捉率を上げるためのフェンス(RT-4)がついた溢水式降水量計(B071-20, 横河電機)により測定した. これらのデータもデータロガー(CR10X, Campbell社)に10分間隔で記録した. 冬期の降水が雪であるか雨であるかを目視により判断した.

1週間に2度, 定規で積雪深を測定し, 超音波積雪深計の値を補正した. このとき, スノーサンプラーにより積雪水量も測定した. 試験圃場では, 雪面からの蒸発量は通常, 0.5 mm d⁻¹未満であり(Hayashi et al., 2005), 融雪期の積雪水量の減少(1~15 mm d⁻¹)に比べて少なかった. そこで, 雪面蒸発による積雪水量の減少は無視できると仮定し, 計測された積雪水量の減少量と降水量から融雪水量を計算した(岩田ら, 2010).

2.2 融雪期の下方浸透量の評価

試験圃場は平坦な地形のため, 深さ1.00 mまでの土層の水の流れを鉛直次元のみと仮定し, 水収支の計算により融雪期の下方浸透量を推定した. ダルシーの法則を不飽和まで拡張した以下のリチャーズ式により深さ0.95 mの水フラックス($q_{0.95}$; m s⁻¹)を計算した.

$$q_{0.95} = -k(\psi_{0.95}) \times (\psi_{0.90} - \psi_{1.00} + L) / L \quad (1)$$

ここに, $k(\psi_{0.95})$ は深さ0.95 mの圧力水頭($\psi_{0.95}$ (m))

に対する同深さの不飽和透水係数 (m s^{-1}), $\psi_{0.90}$ と $\psi_{1.00}$ はそれぞれ深さ 0.90 m と 1.00 m の圧力水頭 (m), L は圧力水頭測定地点間の距離 (= 0.10 m) である. 土壤水が鉛直上向きに移動する時, $q_{0.95}$ は正の値をとる. 深さ 0.95 m を含む土層 (3C 層) から, 直径 113 mm, 高さ 50 mm の円筒試料を採取した. この試料を実験室に持ち帰り, 圧力水頭 (ψ) が高いとき ($0 \geq \psi \geq -1.40$ m) には定常法により (Hasegawa and Sakayori, 2000), 定常法では精度の高い測定が難しかった圧力水頭が低いとき ($-1.40 \text{ m} > \psi$) には非定常法 (One Step 法; Doering, 1965) により, 不飽和透水試験を行った. 実験により得られた不飽和透水係数と圧力水頭の間を次式で近似した (Iwata et al., 2010a).

$$\begin{aligned} \log(k(\psi)) &= -3.93|\psi|^3 + 13.3|\psi|^2 - 14.9|\psi| - 3.63 \\ &\quad (0 \text{ m} \geq \psi \geq -1.40 \text{ m}) \\ &= 1.62 \times 10^{-4}|\psi|^6 - 7.50 \times 10^{-3}|\psi|^5 \\ &\quad + 0.121|\psi|^4 - 0.935|\psi|^3 + 3.74|\psi|^2 \\ &\quad - 7.46|\psi| - 4.44 \\ &\quad (\psi < -1.40 \text{ m}) \end{aligned} \quad (2)$$

$\psi_{0.90}$ と $\psi_{1.00}$ の平均値として計算した $\psi_{0.95}$ と, 式 (2) から, 各水分状態における透水係数を計算した. 融雪期には, 融雪水の浸透により土壤が湿潤化するため, ヒステリシスの影響が大きいと考えられる高水分領域 ($0 \geq \psi \geq -1.40$ m) の近似式は, 定常法による湿潤過程の透水試験により求めた.

灌漑計画を立てる際の有効土層が地表面から深さ 0.50 ~ 0.60 m までの土層とされることから (駒村, 1992), 消雪後に深さ 0 ~ 0.50 m に含まれる水や窒素肥料は作物に有効に利用される可能性が高いと考えられる. また, 本試験で採用した TDR 土壤水分計による凍土中の水分量の測定値は, 土壤の全体積に対する液状水の割合に相当し, 凍土中の水の量は反映されない. そのため, 観測データから土壤水分移動量を水収支法で評価する際には, 氷の融解や液状水の凍結による水分計の出力値の増減が誤差要因になる. そこで, 本論文では, 観測期間中に土壤が凍結しなかった 0.50 m 以深を対象とした, 次の水収支式により, 深さ 0.50 m における融雪期の水フラックス ($q_{0.50}$; m s^{-1}) を計算した.

$$q_{0.50} = q_{0.95} - \Delta S_{0.50-0.90} / \Delta t \quad (3)$$

ここに, $\Delta S_{0.50-0.95}$ は単位時間 (Δt ; ここでは 1 日 = 86400 s) における TDR 水分計の出力値から計算される深さ 0.50 ~ 0.95 m の水分貯留量の増加量 (m) である. 計算された $q_{0.50}$ を積分し, 符号を逆転させて (すなわち, 鉛直下向きの水移動を正として), 融雪期に深さ 0.50 m を浸透した水の量 ($INF_{0.50}$; mm) を計算した. なお, 本論文では, 1 日の融雪水量が 1 mm 以上になり, かつそ

の後に 3 日間以上の連続的な融雪が認められた日から消雪日の前日までを融雪期とした. 強風による雪の再分配で試験区内の積雪水量が減少することが 1 ~ 2 月にあったため, 雪の再分配の有無を目視で確認し, 融雪期間の判定を誤らなようにした. 融雪期には雪の再分配は確認されなかった.

土壤凍結層により融雪水の浸透が多少抑制されても, 融雪期間が長期化し融雪水量が多ければ, $INF_{0.50}$ の値が大きくなると考えられる. また, 深さ 0 ~ 0.50 m の土層中の水分量が少ないほど, 融雪水はこの土層の水分量を増加させるために使用され, 0.50 m 以深への浸透に寄与しない融雪水の量が増加すると考えられる. そこで, これらの影響を考慮した以下の式により, 融雪期における相対的な浸透割合 (IR) を評価した.

$$IR = INF_{0.50} / (\Sigma M - \Delta S_{Sw}) \quad (4)$$

ここに, ΣM は融雪水量 (mm), ΔS_{Sw} は深さ 0 ~ 0.50 m の水分貯留量が少なかった年に, 同土層の土壤水分量の増加に使われ, 0.50 m 以深には浸透しない融雪水量 (mm) である. ΔS_{Sw} の計算には, 次の二つの時期における深さ 0 ~ 0.50 m の水分貯留量を用いた: ①土壤凍結層が融雪水の浸透を抑制せず, 十分な融雪水が土壤に浸透した年の, 消雪日の前日の水分貯留量 (S_b); ②各年の各試験区における融雪期直前の水分貯留量 (S_x). 土壤凍結層が存在しなくても, 消雪日の前日には深さ 0 ~ 0.50 m の水分貯留量が S_b になる. そこで, S_x が S_b よりも小さい場合は, 凍結層が存在しなくても両者の差分だけ融雪水が土壤水分量の増加に使用され, 0.50 m 以深には浸透しないと考え, 次式により ΔS_{Sw} を計算した.

$$\Delta S_{Sw} = S_b - S_x \quad (5)$$

試験圃場では, 融雪期直前の土壤凍結深が 0.10 m 程度であれば, 融雪水のほとんどが土壤に浸透することが知られている (Iwata et al., 2008, 2010a, b). 2005 ~ 06 年の対照区の融雪期直前の土壤凍結深は 0.11 m であり, かつ融雪水量は 90 mm であった (3 章参照). そこで, この年の対照区の消雪日直前の深さ 0 ~ 0.50 m の水分貯留量を S_b とした. この年の消雪日直前にはまだ土壤凍結層が残っており, 土壤水分量の測定深さのうちで最も浅い 0.05 m 深の土壤は凍結していたと考えられる. この深さの TDR 水分計が氷の量を評価できないことで S_b が過小評価されることを避けるため, 次の融雪期における水収支式により S_b を計算した.

$$S_b = S_{2006CO} + \Sigma M_{2006CO} - INF_{0.50-2006CO} \quad (6)$$

ここに, S_{2006CO} , ΣM_{2006CO} , $INF_{0.50-2006CO}$ はそれぞれ 2005 ~ 06 年の融雪期直前の深さ 0 ~ 0.50 m の水分貯留量 (mm), 融雪期の総融雪水量 (mm), 融雪期の深さ 0.50 m における総下方浸透量 (mm) である.

Table 1 各冬の各処理区における最大土壌凍結深・融雪期間・融雪水量. 表中の ΔS_{sw} は、深さ 0 ~ 0.50 m の土層の水分量が少ない年に、深さ 0.50 m 以深に浸透する水分量が減少することを考慮するための補正值である (詳細は本文参照). 式 (4) により計算される融雪水の浸透割合 (IR) と融雪期直前に計測された地温プロファイルの最低値 ($T_{S_{min}}$) も表中に示した. 2006 ~ 07 年の除雪区の浸透割合は、融雪水量が極端に少なかったために計算の対象からはずした.

Annual maximum soil frost depth, snowmelt period, amount of snowmelt during snowmelt period, infiltration ratio calculated from Eq. (4) (IR), and lowest soil temperature at the beginning of snowmelt period ($T_{S_{min}}$). ΔS_{sw} is snowmelt water not to infiltrate below 0.50-m depth, which is caused by the dry soil condition to the depth of 0.50 m (see text for detail). The data at the treatment plot in the winter of 2006 – 07 was not calculated due to the very small amount of snowmelt water.

年	試験区	土壌凍結深 (m)	融雪期間	融雪水量 (mm)	ΔS_{sw} (mm)	IR	$T_{S_{min}}$ (°C)
2005 ~ 06	除雪区	0.43	3/10 ~ 3/21 (12 日間)	111	0	0.14	- 0.2
	対照区	0.11	3/10 ~ 3/21 (12 日間)	90	7	1	0
2006 ~ 07	除雪区	0.52	3/16 ~ 3/24 (9 日間)	49	0	0	- 1.8
	対照区	0.27	3/17 ~ 4/ 6 (21 日間)	143	0.4	0.37	-0.4
2007 ~ 08	除雪区	0.51	2/29 ~ 3/ 5 (6 日間)	9	5.6	-	- 3.6
	対照区	0.22	3/ 2 ~ 3/10 (9 日間)	50	11.1	0.26	- 0.5

式 (5) の S_x と式 (6) の S_{2006CO} は、土壌が凍結を開始してから融雪期の直前までの次の水収支式により計算した.

$$S_x = S_a + UF \quad (7)$$

ここに、 S_a は土壌凍結層が形成される直前 (初冬) の深さ 0 ~ 0.50 m の水分貯留量 (mm), UF は土壌凍結層が発達するときに下層から深さ 0 ~ 0.50 m の土層に供給される水分量 (mm) である. 深さ 0.05 ~ 0.45 m の土壌水分量の測定値から S_a を計算した. UF は式 (3) により計算される深さ 0.50 m の水フラックスを積分して求めた.

なお、2005 ~ 06 年の除雪区では、式 (5) の ΔS_{sw} が -4 mm であった. これは、融雪期以前に土壌凍結層に多量の水が存在したことを意味している. TDR 水分計から計算した融雪期直前の深さ 0 ~ 0.50 m の液状水量 (166 mm) は、 S_b (240 mm) よりもかなり少なく、過剰な水は氷として存在したことがわかる. ΔS_{sw} の計算で導出された 4 mm も氷として存在し、土壌凍結層の融解と共に 0.50 m 以深に浸透すると考えられる. しかし、2005 ~ 06 年の除雪区では、消雪日まで土壌凍結層の不凍水量に顕著な変化はみられず、融雪期に土壌凍結層の顕著な融解はなかったと考えられる. そこで、この年の除雪区で氷として存在した過剰水が融雪期に下層に浸透することはなかったと考え、このときの ΔS_{sw} を 0 mm とした.

3. 結果

3.1 積雪深・土壌凍結深・土壌水分量の推移

観測期間の冬期における気温、積雪深、土壌凍結深、深さ 0.05 m と 0.55 m の土壌水分量 (以下、それぞれ $\theta_{0.05}$ と $\theta_{0.55}$; 土壌が凍結した場合は液状水量を意味する) の推移を Fig. 1 に示す. また、冬期の各処理区における最大土壌凍結深、融雪期の期間、融雪水量を Table 1 に

示す.

いずれの年も、11 月下旬から 12 月上旬の間に日平均気温がマイナスになり (Fig. 1a), 対照区・除雪区ともに土壌凍結深が増加した (Fig. 1c). 対照区では、12 月下旬から 1 月上旬の間の積雪により積雪深が 0.20 m を超え、それ以降は土壌凍結深がほぼ一定で推移した. 一方、除雪区では、除雪処理をおこなったことで土壌凍結深がその後も増加した (Fig. 1b, 1c). その結果、年最大土壌凍結深は対照区で 0.11 ~ 0.27 m であったのに対し、除雪区では 0.43 ~ 0.52 m となり、処理区間で大きな差がみられた (Table 1). 2005 ~ 06 年は目標とする土壌凍結深を 0.4 m とし、これに達した後に人工的に雪を被せて積雪深を対照区と同じにする処理をおこなった. 一方、2006 ~ 07 年と 2007 ~ 08 年は、除雪処理後に雪を被せる処理を除雪区で行わなかったため、対照区に比べ除雪区の融雪水量が少なくなった (Table 1).

土壌凍結層が形成されると、液体の水が凍結することで $\theta_{0.05}$ が急激に減少した (Fig. 1d). 下層から凍結層へと水が鉛直上向きに移動したことで (Iwata et al., 2010a), 土壌凍結深が深くなるにつれて $\theta_{0.55}$ も減少した (Fig. 1e). 除雪処理を行う前までは、両処理区の $\theta_{0.55}$ は同等であった. しかし、深さ 0.3 m 以上の積雪により対照区で土壌凍結深の増加が停止すると、対照区の $\theta_{0.55}$ は、除雪区よりも緩やかに減少した. 対照区では、土壌凍結の発達が進んだことで凍結前線の水ポテンシャルの減少が抑えられ、凍結前線よりも下層の鉛直上向きの水フラックスが減少したと考えられる. 一方、除雪区では、除雪処理により土壌凍結深が増加し続けたため、下層から凍結層に向かう水フラックスが減少しなかったと考えられる. その結果、両試験区の $\theta_{0.55}$ の差はどの冬も最大で $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 程度になった (Fig. 1e).

2006 ~ 07 年には、12 月下旬の気温の上昇 (Fig. 1a の ①) と 12 月 27 日の 33.5 mm の降雨により、降雨直後に $\theta_{0.05}$ と $\theta_{0.55}$ が増加した (Fig. 1d, 1e). しかし、その後、土壌凍結深が再び増加すると、 $\theta_{0.05}$ と $\theta_{0.55}$ が急速

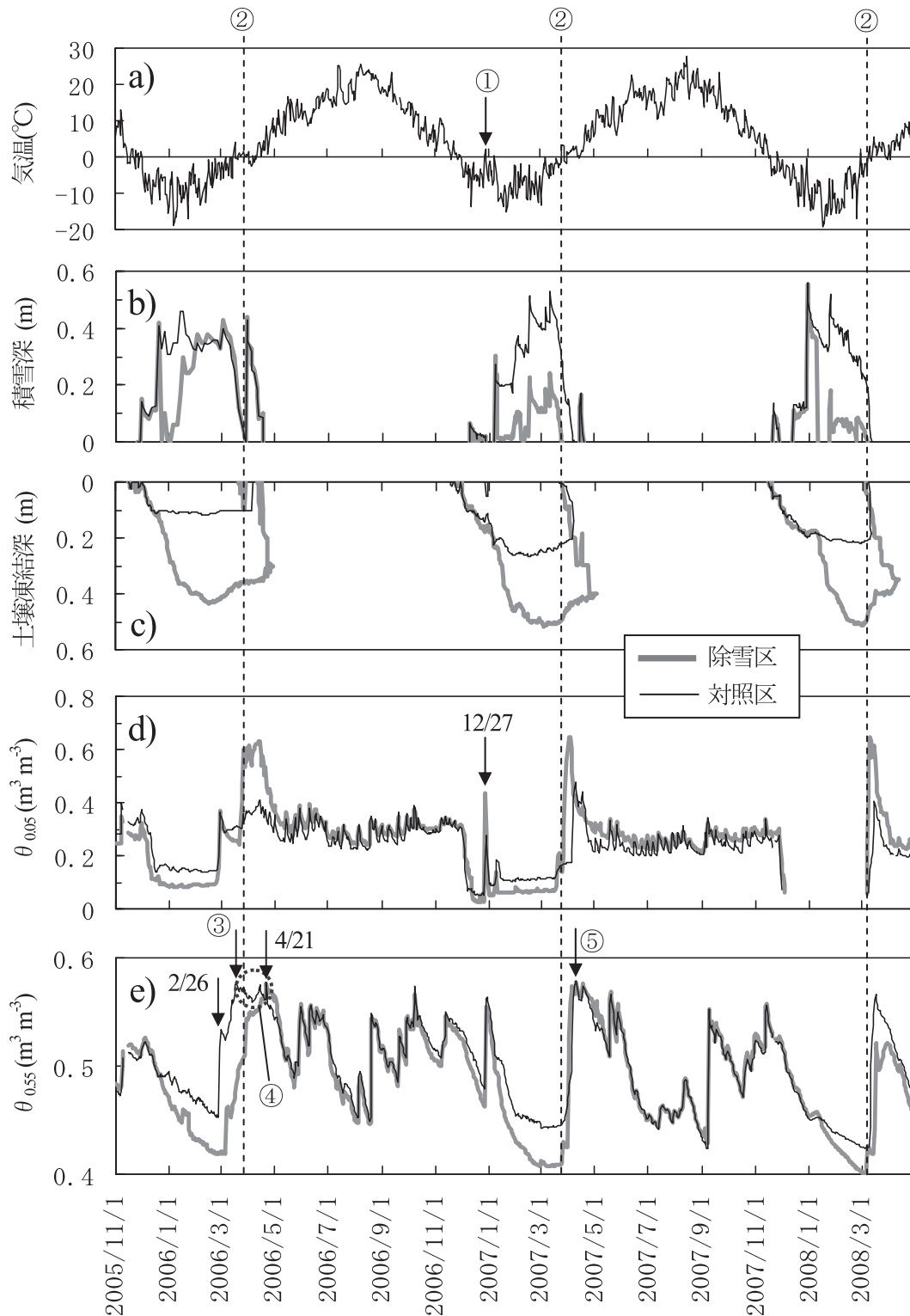


Fig. 1 観測期間中の (a) 気温 (b) 積雪深 (c) 土壤凍結深 (d) 深さ 0.05 m と (e) 0.55 m の土壤水分量 (それぞれ $\theta_{0.05}$ と $\theta_{0.55}$; $\theta_{0.05}$ は凍結時には液状水量) の推移. 積雪深は午前 9 時の値, それ以外は日平均値である. 2007 年 12 月上旬から 3 月上旬の $\theta_{0.05}$ は凍上によりプローブと土壤との密着が悪くなり, 出力がほぼ 0 であったため, 欠測とした. 図 c で融雪期以降に土壤凍結深の線が 2 本あるのは, 大気側からの熱供給により, 地表面から下層へと凍土が融解するためである (すなわち, 地表面に近い方の線は, 凍土の融解深を意味する).

(a) air temperature, (b) thickness of snow cover, (c) soil frost depth, (d) soil water content at the depth of 0.05 m ($\theta_{0.05}$), and (e) soil water content at the depth of 0.55 m ($\theta_{0.55}$). Snow cover was measured at 9:00 am. Other data were daily mean values. The data gaps in $\theta_{0.05}$ were caused by very low water content which was probably due to the insufficient contact of TDR probe with ambient soil resulting from severe frost heaving. Upper lines in panel (c) mean the melting depth of frozen soil caused by the heat supplied from the soil surface.

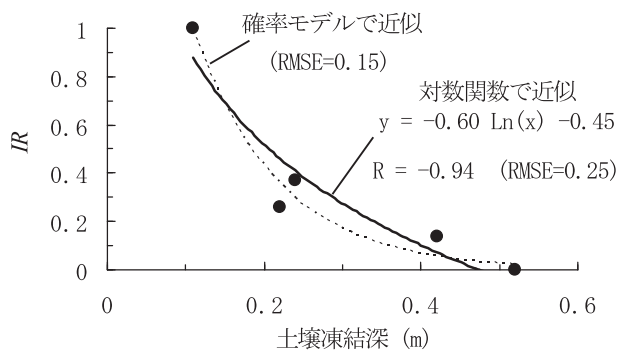


Fig. 2 融雪期直前の土壌凍結深と式 (4) により計算された 0.50 m 以深への融雪水の浸透割合 (IR) の関係と、両者の関係を対数関数で近似した曲線 (実線) と確率モデル (式 (9)) により近似した曲線 (破線). 図中の RMSE は、対数関数による近似式ならびに確率モデルによる計算値と、式 (4) によって推定された浸透割合との間の平均自乗誤差を意味する.

Relationship between soil frost depth at the beginning of snowmelt period and infiltration ratio (IR) calculated from Eq. (4). The fitting curve of logarithmic function (solid line) and root mean square errors (RMSE) between the infiltration ratios calculated from this function and Eq. (4) are also shown in this figure. The broken line means the infiltration ratio which was estimated by using Eq. (9). The parameters in Eq. (9) were determined to minimize RMSE between values calculated from Eqs. (4) and (9).

Table 2 各深度における期間最低地温ならびに融雪期直前の地温と、ロジスティック変換した浸透割合との間の P 値と相関係数 (括弧内の数字).

P values and correlation coefficient (values in parentheses) between infiltration ratios and annual minimum daily mean soil temperatures at given depths. Those between infiltration ratios and soil temperatures at the beginning of snowmelt period were also shown in this table.

深さ (m)	最低地温	融雪期直前の地温
0.05	0.01* (0.99)	0.69 (0.31)
0.1	0.12 (0.88)	0.54 (0.46)
0.15	0.21 (0.79)	0.14 (0.86)
0.2	0.16 (0.84)	0.08# (0.92)
0.3	0.14 (0.86)	0.08# (0.92)

* 有意水準 5%, # 有意水準 10 %

に減少し、2006～07年の $\theta_{0.05}$ と $\theta_{0.55}$ の最低値は、その他の観測年度の値と同等であった。

観測年度ごとに融雪水量が大きく異なったが (Table 1), 各観測年度ともに除雪区の $\theta_{0.05}$ は消雪日 (Fig. 1の線②)の前後に急激に増加し、間隙率 ($0.68 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)に近くなった (Fig. 1d). 各観測年度ともに、除雪区では消雪後に湛水が確認されたことから、厚い土壌凍結層が融雪期の下方浸透を抑制し、表層が飽和状態になったことがわかる. 一方、土壌凍結深が浅かった対照区でも、融雪期に $\theta_{0.05}$ が増加したが、その最大値は除雪区よりも $0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 程度低かった (Fig. 1d). なお、対照区において、自然積雪条件で最深積雪深に顕著な差がみられなかったにもかかわらず (Fig. 1b), 融雪水量が観測年

度毎に大きく異なった (Table 1). この理由として、融雪水量が最も多かった2006～07年は、暖冬のため雪の全層密度が他の年よりも高かったこと、融雪水量が最も少なかった2007～08年は、1～2月の強風による雪の再分配により対照区の積雪水量が減少したことが挙げられる.

最大土壌凍結深が0.11 mと浅かった2005～06年の対照区 (Fig. 1c)では、2月26日の降雨とその後の融雪により、 $\theta_{0.55}$ が消雪日より前に最大値に達し (Fig. 1eの③), その後、ほぼ一定で推移した (Fig. 1eの④). 深さ0.55 mに到達した融雪水量と、より下層に浸透した水分量とが釣り合ったため、対照区では融雪期後期に $\theta_{0.55}$ が一定で推移したと考えられる. 一方、除雪区の $\theta_{0.55}$ は、対照区の $\theta_{0.55}$ が一定になった後も増加を続け、2度目の積雪がなくなった4月21日に最大値に達した (Fig. 1e). 2006～07年と2007～08年の融雪期については、除雪区の $\theta_{0.55}$ が顕著に増加するのはいずれの年も消雪後であった (Fig. 1eの線②以降). 一方、2006～07年、2007～08年ともに、対照区では消雪日より前に $\theta_{0.55}$ が連続的な増加を開始した (Fig. 1b, 1e).

3.2 融雪水の下層 (0.50 m 以深) への浸透と土壌凍結深、地温との関係

上記のように、観測期間中の全ての融雪期において、 $\theta_{0.05}$ と $\theta_{0.55}$ の推移が除雪区と対照区で異なったことから、融雪水の下層への浸透は土壌凍結深が深くなることで抑制されることが示唆された. そこで、式 (4) により計算した浸透割合 (IR) と融雪期直前の土壌凍結深との関係の評価した. なお、2007～08年の融雪期には、除雪区の融雪水量が9 mmと少なかったため、この年のデータは解析対象から除外した.

融雪期直前の土壌凍結深と IR との関係を Fig. 2に示す. 土壌凍結深の増加に伴って IR が急激に減少しており、その関係は対数関数で近似された. 両者の関係を回帰分析したところ、5%水準で有意であった. なお、式 (4) により計算された IR は下方浸透量と融雪水量の補正值との比であるため、 $IR = 0$ の2006～07年の除雪区のデータ (Table 1)を除き、ロジット変換 (Crowley, 2005)した IR と土壌凍結深の対数との回帰分析をおこなったところ、この関係も5%水準で有意であった.

土壌への融雪水の浸透量が多いほど、深さ0.50 mにおける下方浸透量も多くなると考えられる. そこで、凍土への融雪水の浸透速度と関係があるといわれる融雪期の地温 (Zhao et al., 1997) と IR の相関関係を調べた. 上記の土壌凍結深の場合と同様に、 $IR = 0$ であった2006～07年の除雪区のデータ (Table 1)を除き、ロジット変換した IR と、融雪期直前の深さ0.05～0.30 mの日平均地温との回帰分析を行ったところ、浅層ほど地温と IR との間のP値が高く、相関係数が低かった (Table 2). 一方、土壌凍結深が最大になる所に記録された同深さの日平均地温の最低値 (以下、最低地温) とロジット変換した IR との関係は、最も浅い0.05 mのP値が最も低く、5%水準で有意な相関が認められた (Table 2). ま

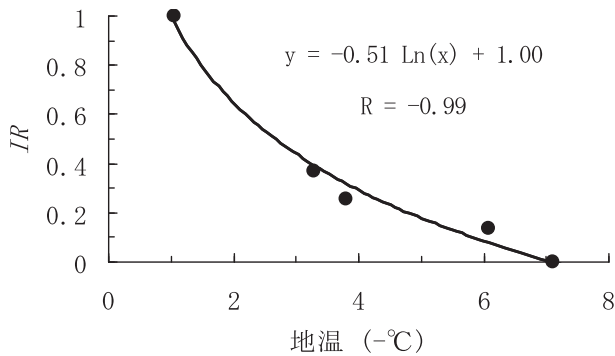


Fig. 3 深さ 0.05 m の日平均地温の最低値と式 (4) により計算された 0.50 m 以深への融雪水の浸透割合 (IR) の関係。

Relationship between annual minimum daily mean soil temperature at the depth of 0.05 m and infiltration ratio (IR) calculated from Eq. (4).

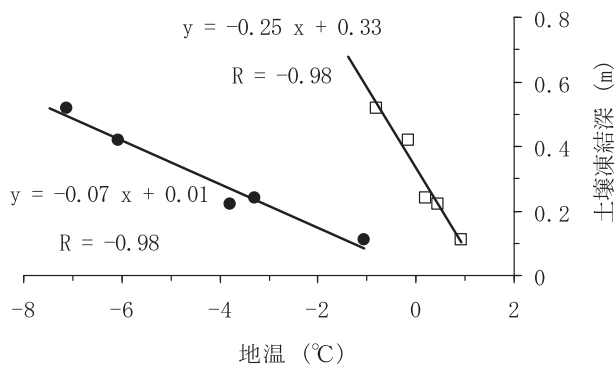


Fig. 4 融雪期直前の土壌凍結深と、観測期間における深さ 0.05 m の日平均地温の最低値 (●) ならびに融雪期直前の深さ 0.30 m の日平均地温 (□) との関係。

Relationship between soil frost depth at the beginning of snowmelt period and annual minimum daily mean soil temperature at the depth of 0.05 m (solid circle). Relationship between soil frost depth and soil temperature at 0.30 m depth at the beginning of snowmelt period (open square) was also shown in this figure.

た、0.10 m 以深の P 値には深さ方向に明確な違いは認められず、統計的に有意でもなかった (Table 2). このように、最低地温と IR の関係は、上記の融雪期直前の地温と IR の関係とは大きく異なっていた。深さ 0.05 m について、最低地温の絶対値と IR の関係をプロットしたところ、融雪期直前の土壌凍結深の場合と同様に、両者の関係は対数関数で近似された (Fig. 3).

4. 考察

4.1 融雪期直前の土壌凍結深が 0.11 ~ 0.52 m のときに融雪水の下方浸透量に關与するパラメータ

融雪期直前の土壌凍結深と融雪水の浸透割合 (IR) との間には高い負の相関がみられた (Fig. 2). また、冬期における深さ 0.05 m の最低地温と IR との間にも、高い相関関係が認められた (Table 2; Fig. 3).

Fig. 1b, 1c から、積雪深が一定の深さ以上になると、それ以降は土壌凍結深に顕著な変化がみられないため、融雪期直前の土壌凍結深は最大土壌凍結深と同程度であ

ることがわかる。十勝地域では、積雪深が 0.20 m に到達するまでの積算寒度と最大土壌凍結深との間に高い相関があることが報告されている (Hirota et al., 2006; 原田ら, 2009). これらのことから、融雪期直前の土壌凍結深は、多量の積雪により土壌が大気と断熱される以前の気温を反映していることがわかる。土壌凍結深と同様に、表層の地温も積雪深が浅いときの気温を反映した値であるため、深さ 0.05 m の最低地温と融雪期直前の土壌凍結深との関係を調べたところ、両者の間に強い負の相関関係が認められた (Fig. 4). これらのことから、融雪期よりも 1 ヶ月以上前の 1 月に記録された深さ 0.05 m の最低地温と IR との間に高い相関がみられた理由として、最低地温と融雪期直前の土壌凍結深との相関が高いことが挙げられる。

一方、融雪期直前の地温と IR の間に、5% 水準で有意な相関は認められなかった (Table 2). 土壌凍結層の地温が低い場合、凍結層で融雪水が再凍結する (Stähli et al., 1996; Zhao et al., 1997). 地温が低いほど融雪水の再凍結量が多く、下層への浸透量が少なくなることから、融雪期直前の土壌凍結層の地温は IR に影響を与えると考えられる。しかし、実際の融雪期直前の地温と IR の関係は、表層では無相関に近く、深さ 0.20 m や 0.30 m の地温と IR の関係の方がむしろ高かった (Table 2). 表層の地温は、積雪深の増加や気温の上昇によって大きく変化する。例えば、融雪期直前の深さ 0.05 m の地温と、そのときの土壌凍結深との間の相関係数の -0.71 に比べ、深さ 0.30 m の地温と土壌凍結深との間の相関係数は -0.98 と高く、後者に明確な相関関係が認められることがわかる (Fig. 4). このように、融雪期直前の地温は、深層ほどそのときの積雪や気温の影響を受けにくく、融雪期直前の土壌凍結深との関係が強くなるため、浅層よりも深層で地温と IR の間に高い相関関係がみられたと考えられる。

以上の議論から、土壌凍結深が 0.50 m 以下と比較的浅い場合には、土壌凍結深が融雪水の下層への浸透に大きな影響を与えることが示唆される。一方、最大土壌凍結深が 0.50 m を越える地域では、融雪期以前の土壌凍結層の全水分量 (氷 + 水) に応じて土壌への融雪水の浸透量が変化することが報告されている (Kane and Stein, 1983; Granger et al., 1984; Stähli et al., 1996; Zhao et al., 1997; Gray et al., 2001). これら既往の報告に比べて土壌凍結深が浅い本論文の試験圃場でも、土壌凍結層の水分量の多少が下層への融雪水の浸透量に影響を与えたであろうか? 2006 ~ 07 年において、土壌凍結深が 0.14 m の 12 月 27 日に、一時的な低温の緩みによって 33.5 mm の降雨が発生し、翌日以降の低温により再び急速に土壌凍結深が深くなった。このイベントにより、表層付近に多量の氷が存在したと考えられる。しかし、観測期間中最も土壌が乾燥し、融雪期直前の深さ 0 ~ 0.50 m の全水分量が最も少なかった 2007 ~ 08 年の対照区よりも、2006 ~ 07 年の対照区の IR は小さかった (Table 1). また、式 (7) により計算した深さ 0 ~ 0.50 m の融雪期直

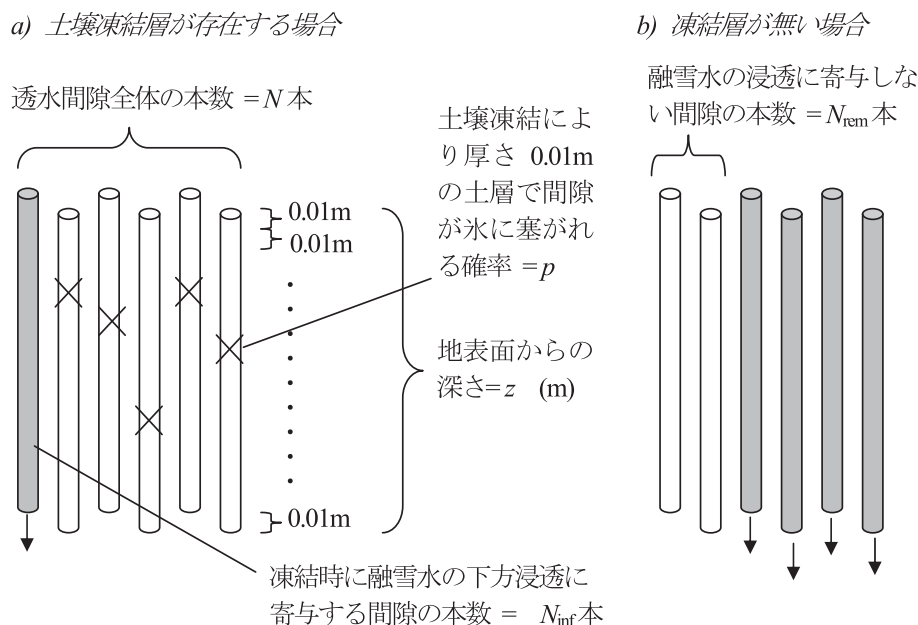


Fig. 5 直管パイプによる融雪期の透水間隙モデルの模式図. a) 土壌凍結層が存在する場合に、氷の発生により各深さの間隙がある一定の確率で閉鎖されると仮定したときの、融雪水の浸透のイメージ. b) 土壌凍結層が存在しないときの融雪水の浸透のイメージ.

Schematic diagram of permeable tubular soil pores having same diameter which was closed by the ice (a). The ice formation in each depth was assumed to be determined by a certain probability in this model. Schematic diagram of water flow in unfrozen soil during snowmelt period in our experimental field was also shown in this figure (b).

前の全水分量 (S_x) とロジット変換した IR の間には有意な関係がみられなかった (P 値 = 0.51). これらのことから、今回の試験では、表層の土壌水分量の多少が融雪期における 0.50 m 以深への融雪水の浸透に与えた影響は少なかったと考えられる. ただし、本試験の S_x の最大値と最小値の差は、 S_x の平均値の 6% と小さかった. 試験圃場は排水性が良好であるため、前述のような降雨があっても供給された水が速やかに排水され、融雪期直前の土壌水分量に年次較差が生じにくいのもかもしれない. 本試験圃場よりも排水性の悪い圃場では、土壌水分量も融雪水の深層への浸透量を制御するパラメータになるかもしれない. また、今回の試験では深さ 0.50 m の下方浸透量を対象としたが、土壌凍結深が浅い条件でも、地表面から土壌に浸透した融雪水量は表層の土壌水分量の多少に影響されるかもしれない. これらのことは、今後の課題として残されている.

4.2 土壌凍結層が厚くなることで IR が低下するメカニズム

上記のように、融雪期直前の土壌凍結深が 0.50 m よりも浅い場合には、土壌凍結深が 0.50 m よりも深くなる地域では考慮されてこなかった土壌凍結深が、融雪水の浸透に大きな影響を与えることが明らかになった. 凍土に水が浸透する場合、地温が十分に低ければ、凍結層の地温の上昇により融雪水から潜熱が奪われることで、融雪水の再凍結が生じる. しかし、ほとんどの年の凍結層の地温は、雪の断熱効果や気温の上昇により、融雪期の直前にはほぼ 0°C になっていた (Table 1). このことから、凍結層に浸透した水の再凍結はほとんど発生しなかったと考えられる. そこで、試験圃場では地温が低くても、凝固点降下により水が凍結しない小さな間隙だけ

ではなく、土壌凍結層内の比較的大きな間隙も透水間隙として機能すると仮定した. この仮定の下、透水性への寄与が大きい、直径が等しい N 本の管状の間隙が土壌中に分布するようなモデル (Fig. 5) を考案し、土壌凍結深の増加により融雪水の浸透が抑制されるメカニズムの説明を試みた.

Fig. 5 に示した N 本の間隙について、単位厚さ (ここでは 0.01 m) の土層が凍結したときにアイスレンズ等の水で間隙が遮蔽される確率を p とすると、任意の深さ (z m) における透水に寄与する間隙の本数 (N_{inf}) は次式で表わされる.

$$N_{inf} = N(1 - p)^{100z} \quad (8)$$

土壌凍結深が 0.11 m であった 2006 年の対照区では、融雪期にほとんど全ての融雪水が下層に浸透した (Table 1). このときの深さ 0.05 m の液状水量は間隙率よりかなり低い値であった (Fig. 1d). このことから、対象圃場では浸透能が融雪水量を大きく上回るため、透水間隙の一部を使うだけで全ての融雪水が土壌に浸透すると考えられる. 0 ~ 0.50 m の土層に多量の透水間隙が含まれることは、この土層の飽和透水係数が $4.0 \times 10^{-5} \sim 7.0 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ (Iwata et al., 2010a) であることからわかる. 飽和透水係数の最低値である $7.0 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ から、粗間隙による位置ポテンシャルが卓越した流れを想定して動水勾配を 1 と仮定し、浸透速度を計算すると、 605 mm d^{-1} となる. 一方、観測期間中の融雪速度を計算したところ、最大でも 15 mm d^{-1} であった. 融雪期の気温は日中に高く、夜は低いため、昼間の融雪速度は 15 mm d^{-1} よりも高かったと考えられる. しかし、両者が

オーダーレベルで異なっていることから、本試験圃場では非凍結時において、Fig. 5b に示すように透水間隙の一部に空気が存在し、全ての透水間隙が機能しなくても、全ての融雪水が浸透すると考えられる。そこで、非凍結時に融雪水相当量の水が浸透しても透水には寄与しない間隙の本数を N_{rem} とし、次式により N_{inf} を規格化した。

$$N_n = N_{inf} / (N - N_{rem}) \quad (9)$$

ここで N_n は、融雪水が浸透するために必要な間隙の本数に対する土壤凍結時に透水に寄与する間隙の本数の割合である。式 (8) から、土壤凍結層が存在しない（すなわち $z = 0$ m）場合には $N_{inf} = N$ となる。一方、 N_{inf} は実際に透水している間隙の本数ではなく、透水が可能な間隙の本数である。土壤の飽和透水係数が低く、 N が少ないために $N_{rem} = 0$ となるような圃場では、 $z = 0$ m のときに $N_n = 1$ になる。しかし、上述のように試験圃場は飽和透水係数が高いため、 $z = 0$ m のときに N_{rem} は 0 よりも大きい値をとる。そのため、式 (9) の性質上、凍結深が浅い場合には N_{inf} が融雪水を全て浸透させるのに必要な間隙量である $N - N_{rem}$ よりも大きくなり、 N_n は 1 を超える。これに対し、式 (9) では N_n が 1 を超えるような土壤凍結深のときにも、融雪期において 0.5 m 以深に浸透する水分量と融雪水量の比である IR (式 (4)) は 1 を超えることがない。このように、土壤凍結深が浅い場合には N_n と IR が一致しない。しかし、 N_n が 1 以下の値をとるときには、 N_{inf} が実際に透水に寄与する間隙の本数と同等になるため、融雪水量に対する下方浸透量の割合である IR は N_n と同等と考えてよい。そこで仮に N を 100 本とし、Fig. 2 の散布図で平均自乗誤差が最小となるように式 (8) の p と式 (9) の N_{rem} を決定した結果、 $p = 0.088$ 、 $N_{rem} = 63.3$ 本（すなわち、全透水間隙の 63%）となり、 N_n と実測した IR との平均自乗誤差である 0.15 は、 IR を対数関数で近似した場合の 0.25 よりも小さくなった (Fig. 2)。前述のように、深さ 0 ~ 0.50 m の土層には全ての融雪水を浸透させるのに必要な間隙よりもさらに多くの間隙が存在すると考えられる。式 (9) の N_{rem} は 63.3 本であり、透水係数の高い圃場では、全透水間隙のうちの 37% のみの間隙が機能すれば、全ての融雪水が下層に浸透することが示唆される。

実際の土壤は複雑なネットワーク構造をもち (岩田と成岡, 2002)、凍結土壤中の氷の分布も一様ではない。しかし、このように単純なモデルでも土壤凍結深と IR の関係が近似されることから、鉛直方向の透水間隙の連続性が氷により切断される確率が、土壤凍結深の増加とともに上昇することで、土壤凍結深の増加とともに IR が減少すると考えられる。

5. 結論

試験圃場では、融雪期直前の土壤凍結深が 0.11 ~ 0.52 m と比較的浅い場合には、土壤凍結深が融雪水の下層

(0.50 m 以深) への浸透量に大きな影響を与えることが明らかになった。本試験地と同様に、土壤凍結深が比較的浅い地域では、土壤凍結深が深くなるほど、土壤凍結層中に含まれる氷により間隙の鉛直方向の連続性が失われ、融雪水の下層への浸透量が減少する。そのため、土壤凍結時の融雪水の下層浸透量を評価するためには、0.50 m より深くまで土壤が凍結する地域における研究では指摘されてこなかった、融雪期の土壤凍結深を考慮する必要がある。

謝辞

本研究を進めるにあたり、カルガリー大学の林正貴氏、北海道農業研究センターの柳井洋介氏（現野菜茶業研究所）、農業環境技術研究所の井上聡氏（現北海道農業研究センター）、北海道大学の有馬純一氏、桑尾和伸氏から貴重なご助言をいただいた。藤原政光氏をはじめ北海道農業研究センター業務第 3 科の皆様には計測機器の設置や圃場管理で協力いただいた。北海道農業研究センターの菊池幸氏、相馬しずか氏、高杉恵美子氏、得字久子氏には試験圃場の除雪とデータ整理についてご協力いただいた。(株) クリマテックの寄崎哲弘氏、飛田雄二氏、田中浩二氏（現 (株) プリード）、早坂理工株式会社の郷司尚之氏（現 (株) クリマテック）と山岸充氏、ならびに太陽計器株式会社の藤田親亮氏（現東京大学）には、観測サイトの立ち上げとメンテナンスの面でご協力いただきました。編集委員と 2 名の査読者の建設的なコメントにより、この論文の質が向上した。ここに、記して感謝いたします。本研究の一部は、環境省地球環境保全費、環境省地球環境総合推進費 (A-0807)、ならびに農林水産省新たな農林水産政策を推進する実用技術開発事業 (22079) の補助をうけて実施した。

References

- Crawley, M.J. (2005): 統計学：R を用いた入門書, 野間口健太郎・菊地泰樹訳, p. 344, 共立出版, 東京.
- Derby, N.E. and Knighton, R.E. (2001): Field-scale preferential transport of water and chloride tracer by depression-focused recharge. *J. Environ. Qual.*, 30: 194–199.
- Doering, E.J. (1965): Soil-water diffusivity by the one-step method. *Soil Sci.*, 99: 322–326.
- Granger, R.J., Gray, D.M. and Dyck, G.E. (1984): Snowmelt infiltration to frozen Prairie soils. *Can. J. Earth Sci.*, 21: 669–677.
- Gray, D.M., Toth, B., Zhao, L., Pomeroy, J.W. and Granger, R.J. (2001): Estimating areal snowmelt infiltration into frozen soils. *Hydrol. Processes*, 15: 3095–3111.
- 原田祐介, 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: 241–251.
- Hasegawa, S. and Sakayori, T. (2000): Monitoring of matrix flow and bypass flow through the subsoil in a volcanic ash soil. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 46: 661–671.

- Hayashi, M., Hirota, T., Iwata, Y. and Takayabu, I. (2005): Snowmelt energy balance and its relation to foehn events in Tokachi, Japan. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 83: 783–798.
- 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. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 84: 821–833.
- Hirota, T., Iwata, Y., Nemoto, M., Hamasaki, T., Sameshima, R. and Hayashi, M. (2009): Seasonal and annual water balance of agricultural land in Tokachi, Hokkaido, Japan. *J. Agric. Meteorol.*, 65: 69–76.
- Iwata, Y. and Hirota, T. (2005a): Development of tensiometer for monitoring soil-water dynamics in a freezing and snow covered environment. *J. Agric. Meteorol.*, 60: 1065–1068.
- Iwata, Y. and Hirota, T. (2005b): Monitoring over-winter soil water dynamics in a freezing and snow covered environment using thermally insulated tensiometer. *Hydrol. Processes*, 19: 3013–3019.
- 岩田幸良, 成岡市 (2002): 畑利用淡色黒ボク土と沖積水田土における排水性粗孔隙の異方性について. *土壌の物理性*, 89: 15–24.
- Iwata, Y., Hayashi, M. and Hirota, T. (2008): Comparison of snowmelt infiltration under different soil-freezing conditions influenced by snow cover. *Vadose Zone J.*, 7: 79–86.
- Iwata, Y., Hayashi, M., Suzuki, S., Hirota, T. and Hasegawa, S. (2010a): Effects of snowcover on soil freezing, water movement and snowmelt infiltration: A paired plot experiment. *Water Resour. Res.*, 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. *Hydrol. Processes*, 24: 1755–1765.
- 岩田幸良, 廣田知良, 井上聡 (2010): 雪として貯留された水の総量 (積雪水量) を観測する方法. *農業農村工学会誌*, 78: 330–331.
- Kane, D.L. and Stein, J. (1983): Water movement in seasonally frozen soils. *Water Resour. Res.*, 19: 1547–1557.
- 気象庁 (2010): 気象統計情報. <http://www.data.jma.go.jp/bd/stats/etrn/index.php> (2010年7月1日アクセス).
- 駒村正治 (1992): IV. 畑地の灌漑・排水. 穴瀬真, 安富六郎, 多田敦編, 新版農地工学. pp.109–139, 文永堂出版, 東京.
- Komarov, V.D. and Makarova, T.T. (1973): Effect of the ice content, temperature, cementation, and freezing depth of the soil on meltwater infiltration in a basin. *Soviet Hydrology: Selected Papers*, 3: 243–249.
- Miller, R.D. (1980): Freezing phenomena in soils. pp. 254–299, In Hillel D (ed.) *Applications of Soil Physics*, Academic Press, New York.
- 西尾 隆, 金森哲夫, 藤本堯夫 (1988): 北海道の火山灰畑土壌における施肥窒素の秋季～春季間の挙動. 北海道農業試験場研究報告, 149: 45–55.
- 農耕地土壌分類委員会 (1995): 農耕地土壌分類第3次改訂版. 農業環境技術研究所資料, 17: 1–79.
- 岡 孝雄 (2000): 十勝平野中央部地域地質図及び説明書. 十勝支庁農業振興部.
- Øygarden, L. (2003): Rill and gully development during an extreme winter runoff event in Norway. *Catena*, 50: 217–242.
- Shanley, J.B. and Chalmers, A. (1999): The effect of frozen soil on snowmelt runoff at Sleepers River, Vermont. *Hydrol. Processes*, 13: 1843–1857.
- Stähli, M., Jansson, P.-E. and Lundin, L.-C. (1996): Preferential water flow in a frozen soil — a two-domain model approach. *Hydrol. Processes*, 10: 1305–1316.
- Suzuki, S. (2004): Dependence of unfrozen water content in unsaturated frozen clay soil on initial soil moisture content. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 50: 603–606.
- 鷗木啓二, 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, 228: 9–15.
- Watanabe, K. and Flury, M. (2008): Capillary bundle model of hydraulic conductivity for frozen soil. *Water Resour. Res.*, 44: W12402, doi:10.1029/2008WR007012.
- Watanabe, K. and Wake T. (2009): Measurement of unfrozen water content and relative permittivity of frozen unsaturated soil using NMR and TDR. *Cold Reg. Sci. Tech.*,
- Wraith, J.M. and Or, D. (1999): Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development. *Water Resour. Res.*, 35: 361–369.
- Zhao, L., Gray, D.M. and Male, D. (1997): Numerical analysis of simultaneous heat and mass transfer during infiltration into frozen ground. *J. Hydrol.*, 200: 345–363.

要 旨

土壤凍結層が形成されると融雪水の浸透が抑制され、農地の水や肥料成分の移動に影響を与える場合がある。そこで、北海道の十勝地域に観測サイトを設置し、土壤凍結層の発達に融雪期の下層（0.5 m 以深）への浸透量に与える影響を評価した。自然積雪状態の試験区と、積雪期間中に除雪をおこなって土壤凍結を促進させる試験区を設置した。土壤水分量や地温、積雪水量等の観測を3年間実施し、最大土壤凍結深が0.1～0.5 mのときの融雪期の0.5 m以深への浸透量を水収支法により計算した。計算結果を融雪水量等で補正した値（浸透割合）と、融雪期直前の土壤凍結深との間に、明確な負の相関関係がみられた。一方、浸透割合と融雪期直前の深さ0.05 mの地温との間には、明確な相関関係はみられなかった。土壤凍結深が増加するほど融雪水の下層への浸透が抑制されるメカニズムを概念的なモデルにより説明し、土壤凍結深が融雪水の下方浸透量を評価するための重要なパラメータの一つであることを明らかにした。

キーワード：土壤凍結, 積雪, 土壤水分移動, 浸透割合, 除雪処理

第 52 回土壌物理学学会シンポジウム総合討論

猪迫 耕二¹ (シンポジウム企画担当者)

Discussion at the 52nd symposium on countermeasures against soil salinization problem in arid land,
JSSP

Koji INOSAKO¹

1. はじめに

2010年10月23日に鳥取大学農学部1号館大講義室で開催された「第52回土壌物理学学会シンポジウム 乾燥地における塩類化の問題と対策—世界の現場からの報告—」における総合討論(座長:石黒宗秀,西村拓の両氏)の模様を取りまとめたので,今後の研究活動の資料としてここに報告する.当日,時間の都合で議論できなかった質問事項も下記の総合討論の中で回答していただいた.なお,発表要旨中の図表に関する議論が本文中で展開されているが,これらの図表については本誌第115号シンポジウム特集に掲載している資料を参照されたい.

2. 総合討論

今回,講演直後の質疑応答については時間の都合により省略された.

司会(西村):

演者の皆様どうもありがとうございました.会場から寄せられた質問票をもとに総合討論を始めたいと思います.それでは講演の順番通りで行きたいと思います.まず,山本さんへの質問です.

岩田(北海道農業研究センター):

農家の一戸当たりの面積はどれくらいでしょうか.

山本:

当地の圃場の一区画の面積は1km²で,基本的に一区画が一つの農家ということになっています.この管区内の灌漑面積は648km²で,灌漑区内の水利用者は約1300戸とされていますので,単純に考えると一戸当たり0.5km²となります.しかし,複数の区画を所有する農家もあれば,一つの区画を複数の農家でシェアしている場合もあります.

塩沢(東京大学)

井戸水の価格(水価)はどれくらいでしょうか.また,井戸水を配分するような組織はあるのでしょうか.

山本:

水の価格は,それほど高価なものではなかったと記憶していますが,具体的な数字は覚えておりません.この井戸水の管理ですが,基本的には州政府が行っています.各々の井戸に水量計がついています.一年間に使用できる水量の上限が定められており,農家はそれを超えないように水量計をチェックしながら水を使用します.また,一年に一回,それぞれの井戸の水質検査が行われています.検査項目にはSalinityから陽イオン組成まで含まれています.これはすべて無償で行われています.

井戸水の管理は,Comisión Nacional del Aguaという組織が担当しています.

岩田(北海道農業研究センター),長(佐賀大学):

農家が水を潤沢に使える理由は何でしょうか.水価が低いからでしょうか.

山本:

水価はそんなには高くありませんので,それも一因とは思いますが.それに加えて,もう一つの理由として,技術指導があると思います.この地域を含んだメキシコ北西部一帯の灌漑技術というのは主に本土(カリフォルニア半島)から来ています.本土で展開されている灌漑農



Photo. 1 総合討論の様子.

¹Tottori University, 4-101 Koyama-cho, Tottori, 680-8553 Japan. 鳥取大学農学部
キーワード:塩類集積,リーチング,アルカリ化,灌漑
2011年3月2日受稿 2010年3月8日受理
土壌の物理性 117号, 23-30 (2011)



Photo. 2 山本定博氏の講演風景。

地は、水源である河川がセツトになっており、たくさん水をを使うというものです。当地では、そのような「水を使う」感覚を身につけた技術者が技術指導を行っており、それが「水は使うものだ」という意識を農家に与えているということが背景にあるのではないかと思います。

西脇（明治大学）：

塩類集積が深刻ではないということで作物も障害に合わずに栽培できるということですが、このまま収支を取れるようにして現状維持で行くような状況なのでしょう。塩類除去を積極的に行おうという方向には向いていないのでしょうか。

山本：

灌漑地区の地域によって深刻さが異なります。地下水の塩分濃度の高い北部では、塩類集積が深刻で、アルファルファなど作物の収量が大きく低下しています。除塩に用いる水源が限られており、かつ、その水質が悪いため、リーチングによる積極的な除去は困難です。不定期ですが、時々ある豪雨が塩類集積の状況を緩和していると考えられます。積極的な塩類集積対策としては、灌漑水量を減少させ、付加される塩の量を軽減させることです。

筑紫（九州大学）：

土壌断面を評価したわけですが、目視や触診で塩類化土壌とアルカリ化土壌を区別するような方法があれば教えていただけないでしょうか。

山本：

塩類が溜まりやすいか、溜まりにくいというリスクを現地で判定するために、私どもは対象地域で次のような方法を用いています。

まず、深さ 20～50 cm の層の土をぐっと握って、その湿り具合をチェックします。湿り具合をチェックすることによって、その排水性の良し悪しとか、そういった諸々の情報が伝わってきます。それと同時に、水を多少加えて指で土をこねて土性を判定します。野外土性ですね。現地で、それが砂質なのか、粘土質なのか、その中間のローム質なのかという 3 段階評価で判定し、例えば、

粘土質だったらちょっと高い点数を付加して、塩類化に大きく寄与するという形で判定していきます。そういった指標をいくつか組み合わせ、フィールドで塩類化を促進する要因として点数化していくという方法です。これに加えて、指で押してみてもその硬さをみます。硬さと土性とかから、「こういう感じだから、この土の透水性はいいよね、悪いよね」といった所を半定量的に読み取って、それも点数化して評点をつけます。さらに、地形が窪んでいるとか、雨が降った時に水が溜まりやすい・溜まりにくいといった情報と、そこに灌漑している水の電気伝導度 (EC) を点数化します。さらに、灌漑方法や総灌漑水量も点数化し、それぞれを全部足して、スコア化します。これを基に、塩が溜まるリスクが高いと判定された圃場の所有者である農家にその判定理由を説明します。

この方法では、現場で土に触って感じる情報が塩害の危険性を評価する上で重要な意味を持っています。基本的には下層の 20～25 cm の部分が粘質であれば、かなり高い頻度で塩が溜まってきます。そこが例えば、ロームとか砂質という風に判定されますと、塩はあまり溜まりませんが、逆に塩組成がリーチングとともに変化して、pH が高くなる、あるいは、ソーダ質化という形で SAR も高くなり更に困った状態に変わっていく危険性があることを予測できます。

当地は、下方から地下水として上昇してくる分がほとんどなく、比較的シンプルな系ですので、こういった形で評価できるということです。

筑紫（九州大学）：

地下数十 cm の硬い土層が炭酸カルシウムの集積によるものと説明されていましたが、アルカリ化によるものとは考えられないでしょうか。要旨の Fig. 7 (山本, 2010) では下層で SAR が大きくなっている例もあるようですが。

山本：

この灌漑地区を代表する土壌は、硬化した炭酸カルシウム集積層を有し、これは自然の土壌生成過程の結果できあがったもので、アルカリ化によるものではありません。Fig. 7 (山本, 2010) の土壌の一つ (低塩類濃度の地下水を粘質土壌に灌漑している圃場) は、深さ 1 m 付近の SAR が非常に高くなっています。これは、ご指摘のとおり、二次的なソーダ質化の結果です。塩分濃度は低いですが、炭酸ナトリウムを主体とする地下水を多量に灌漑したためです。この層は、SAR が高く、かつ、EC が低いので、粘土が分散性を最も高めており、不透水層になっています。この圃場では、下層がソーダ質化の結果、灌漑水から付加された塩が除塩されにくくなり、表層が塩性化し、作物生育が不能になっています。ソーダ質化と塩性化が複合的に生じているわけです。

鈴木（東京農業大学）：

コメントです。土壌断面の調査で、粗孔隙が発達している様子を見せていただきました。水の流れや塩類集積で粗孔隙の流れと土塊 (マトリクス) への集積に違いが生じるように感じられますので水の流れを飽和透水係数

だけでは表せないのではないかと思います。興味ある発表をありがとうございました。

永淵（九州大学）：

まとめの部分で一提言として資本・エネルギーなどに先進的な技術を加えるといった話がありましたが、これについて何か構想があればコメントをお願いします。

山本：

水をいかに使わないようにするかという工夫、知恵をどう技術として実現させるかという所だと思います。そのためには資金も必要ですし、エネルギーも必要だと思います。エネルギーに関して言えば、ここは日射や風といった再生可能なエネルギーの豊富な所です。これらを当地の農業生産に活用できれば、と考えています。

当地は、近くに大きな市場を持っていて、半島内でも大きないくつかのリゾート地があります。すなわち、かなり付加価値の高い農産物を要求するような背景があるといえます。農業も一つの産業としてそこで活性化していかなければなりませんので、そういった所も鑑みながら、集約的かつ先端的、先進的といいますか、水を本当に最小限使いながら、高付加価値の農産物を作ってというような灌漑農業、現代的、先進的オアシス農業のようなものを再生可能エネルギーの利用などの先端技術を加味して確立する。まだ漠然としています。何かそのようなことをイメージしています。

永淵（九州大学）：

わかりました。ありがとうございました

長谷川（北海道大学）：

地下水の涵養源は灌漑水ですか、それとも背後に広がっている山の地下水ですか。

山本：

地下水の供給源は、東側にある山がメインになると思います。ちょうど山脈が東側にずれて位置していますので、西側斜面に降った雨が、この西側のこのエリアの地下水を涵養していると思われるのですが、詳細なメカニズムは良く分かりません。

長谷川（北海道大学）：

蒸発量が2000 mm/年以上で非常に大きいのですが、測定はどのようにして行われたのでしょうか。

山本：

蒸発量は一般的な計器蒸発計法です。大きなパン蒸発計を置いて実測されています。

宮崎（東京大学）：

最良のシナリオと最悪のシナリオという話がありましたが、最悪としては、この対象地域ではどんなものが想定できるのでしょうか。

山本：

水の枯渇、地下水の枯渇ということになると思います。土壌、農地に関しては、水がなくなれば、そこで農業は営めないわけです。植物が育たないようなレベルになるまで土壌が塩類化する前に、おそらく、水の方が底をついてしまうと思います。水がなければ、もう、手がつけ

られない状態になるわけで、放置するか、何か別な形での利用を考えるかということになると思います。

もし、裸地の状態で、そこがかなり長時間維持されるとすれば、風の強い所ですので、風食などによる周辺環境への問題というの付随的に起きてくると思われる。現地の研究者によると、人が農業での土地利用などを始めてから、大気中のダスト量が若干増えてきた。それにとまって、とくに子供の呼吸器系の疾患が増えてきているそうです。最悪の状態がどのくらいシビアなものになるかというのは想定していませんが、今お話ししたような状況をイメージしていました。

司会（西村）：

山本先生ありがとうございました。では、次に北村先生に出ている質問に移りたいと思います。

岩田（北海道農業研究センター）：

水田と畑が混在しているという話でしたが、現地のカザフスタンの農家は、日本のように散在している農地を持っていて、隣接する圃場の所有者が異なるということが多いのでしょうか。

北村：

本日紹介しました所は、もともとコルホーズという集団農場のところ。それがソ連崩壊後、民営化され農業企業に改編されたということですね。しかしながら、実態は当時の所長が経営の主導権を握り、旧構成員は農業労働者として働くという、旧コルホーズ時代の生産構成、内部組織がそのまま維持された形で、農場経営が行われています。

八年輪作システムを導入しているということがありまして、各構成員の意向で営農するのではなく、サブブロック毎に営農計画を立てて、それに基づいて、ほぼ計画的に、今年はこのサブブロックは稲作、隣のサブブロックは牧草、あるいは休閒という風に割り当てていきます。ただし、これはあくまで水の状況にもよります。営農上の問題として、ちゃんとした時期に水を引くことができるかどうか、これによってずいぶん違ってきます。と言いますのは、本地域は大陸性の気候下にありますので、農作物を栽培できる期間が非常に限られています。ですから、時期を逸しますと、結局そこで作付しても収穫までこぎつけることができないということもあります。その場合は、計画を変更して休閒にするとか、あるいは牧草にするということをしします。つまり、農場での耕起・均平作業の進捗状況や灌漑水の農場到達時期によって、本来のルールが修正されることもあります。そういうことで、個々の構成員が今年に牧草にしたいというようなことよりも、むしろ、全体的な圃場の配置の状況から割り当てをしていくというのが現地の実態ということになると思います。

登尾（明治大学）：

小アラル海を保全するために大アラル海に流れ込んでいる水を堤防でせき止めるという話でしたが、大アラル海の崩壊、劣化がますます進むと言う懸念はないのでしょうか。



Photo. 3 北村義信氏の講演風景。

北村：

これは明らかにあります。現地の判断としては、今の状態が続けば、小アラル海も大アラル海もダメになってしまうということですね。ですから、どちらかを可能な限り保全しようという観点から、このような選択がとられたということです。1992年頃に同様の構想がありました。小アラル海と大アラル海に分かれたのが1988年ですが、それ以降は別水系になってしまっています。水系全体の管理としても分けてしまった方が管理しやすい、ということもあります。そういうことで、1992年頃から何度か堤防が建設されましたが、施工状態が悪かったため、嵐のたびに決壊していました。その後、2003年から世銀の融資を受けて、現在のコカラルダム建設に本格的に取り掛かったわけです。アラル海自体はカザフスタンとウズベキスタンにまたがっていますが、両国の合意のもとに進められたということです。小アラル海で、シルダリア川の流入水が明らかに余っている場合には、余水吐がありますから、大アラル海の方に水を移すことは可能で、現に、そういう措置はとられています。基本的に小アラル海は海面を海拔42mという状態で維持管理していくという管理方針が定められています。もっとも、1960年代の海面は海拔53mですので、現在、いい形で保全されつつあるといいながらも、当時と比べると11mも海面が低い状態ということになります。それでも、1990年代の終わり頃の最悪の状態に比べますと、随分、小アラル海の方はよくなってきています。水の塩類濃度もずいぶん低くなってきて、現在はもう14g/Lくらいまで下がってきているのではないかと思います。1960年代の水質に戻ってきている。そうしますと、魚や他の生物も戻って来ますので、漁業の復活も夢ではないという状態になってきています。

ただし、反面、大アラル海は非常に危機的な状態になっています。現在、西側の方に南北方向に長い湖がありますが、おそらく、その部分を保全するのがせいぜいだと思います。そのあたり、現地関係者は苦渋の選択をしたわけですが、やはり、客観的に考えて最良の選択であったと私は考えています。

長（佐賀大学）：

シャメーフ農場における塩分収支が年間について入力より出力の方が小さいということでしたが、これは根群域内に蓄積されているのでしょうか、下方損失とか地下水への流出などは測定できるものでしょうか。また、地下水への出力を大きくすると、下流への影響が大きくなると思いますが、最終的には流域としてどのように塩分を処理しようと考えておられるのでしょうか。

北村：

私たちが対象としていた灌漑ブロックでの塩収支を検討する際に、どうしても明らかにできない、実測不能なものが、地下水での塩の移動です。あの灌漑ブロックの周辺地域に地下水流出という形で出ていきますので、そういった所で、周辺地域にとどまるものも必ずあります。私たちが今日簡単に紹介した塩類収支は、地表水として入ってくるもの、地表水として出ていくもの、それからあとは推定ですが水路ロスとして地中に入っていくもの等、塩類収支を構成する要素で計算できるものは全て計算しています。結局、求めたものは灌漑ブロックとその周辺地域に留まった塩類量です。これは、灌漑ブロックそのものに留まったものに加えて、地下水流動により周辺に流れ出ていくものも留まったものとしてカウントしています。

水稻栽培をしている圃場でははっきりいって塩の貯留量に変化はありません。むしろ減る方向にあります。しかし、畑状態で栽培しているところに塩が移っている、あるいは、周辺地域に移っている、ということはありません。つまり、根群域に留まったというよりも、地区内で横移動が起っているとと言えます。今までの調査から、土壌中の塩というのは単に湛水状態を保っても抜けないということがわかりました。やはり、本格的に塩を圃場から排除しようとする暗渠排水しかないと思います。明渠を深くしても限界があります。やはり、この地域で塩を本格的に除去しようとする暗渠排水しかない。ただし、それは、長先生も心配しておられましたが、下流域に問題を転嫁することになりますので、これについては、「流域内に何点かチェックポイントを設け、許容最大塩類濃度を協議によって決め、この値を超えないように上流側の水利権者は取水・排水管理を行う」といったようなルールを流域レベルで作っていく必要があると思います。個別に排水改良事業をやる場合は、下流域に及ぼす影響は明らかに出てくると思います。

長谷川（北海道大学）：

二次的塩類集積とはどのようなことですか。

北村：

自然に起こる塩類集積（一次的塩類集積：Primary salinization）に対して、人間活動によって起こる塩類集積を二次的塩類集積（Secondary salinizationあるいはHuman-induced salinization）と呼んでいます。灌漑農地で起こる塩害がその代表であり、Irrigation-induced salinizationと呼んでいます。

宮崎（東京大学）、長谷川（北海道大学）：

要旨集の Table 2（北村・清水，2010）とスライドでお話になった数値の符号が逆になっていましたが，これはどういうことでしょうか。

北村：

スライドでは，ブロックへの流入塩類およびブロック内の溶出塩類源を負値とし，ブロック内および周辺部への集積塩類と流出塩類を正值としています。すなわち，スライドの塩類収支を構成する 6 項目の合計（① + ② + ③ + ④ + ⑤ + ⑥）は 0 となります。したがって，集積塩類の増分 = ② + ③ + ④ + ⑤ = -（① + ⑥）となります。

一方，要旨集の Table 2（北村・清水，2010）ではすべての項目の値を正值として扱っていますので，集積塩類の増分 = (7) = (1) - (6) = (3) + (5) - (2) - (4) となります。

宮崎（東京大学）：

シャメーノフ農場の地下水位データは存在するのでしょうか。あれば示していただけると幸いです。

北村：

私たちが測定したのは，灌漑期間とその前後約 10 日間だけで，対象圃場はほぼ湛水状態にありましたので，観測井ではなくピエゾメータを 0.6 m 深，1.15 m 深，1.8 m 深，3.0 m 深に設置し，各深さの土中水圧を測定したことになります。その内容については，私どもの論文（Kitamura et al., 2006）を参照いただければと思います。

長谷川（北海道大学）：

干上がったアラル海の湖底から人間活動の跡が見つかったという話がありますが，それを考えると，アラル海とその流域の水文環境というのは長い歴史の中で大きく変動しているのでしょうか。必ずしも灌漑だけが現在の状況の原因ではないということはあるのでしょうか。

北村：

これは私自身が実際調べたことではないのですが，シルダリア川，アムダリア川というのは河状係数が大きく非常に暴れやすく蛇行しやすい川で，ちょっとしたことで大きく流れが変わる可能性もあります。ヘロドトスによれば，アムダリア川は一時期，カスピ海の方に流れていたようであり，その時期にはアラル海へはシルダリア川だけが流入していたようです。つまり，非常に平坦な地域では，ちょっとした地形の変化（自然的であれ，人為的であれ）で水の流れが変わる可能性はあるということです。長い歴史の中で，アラル海の底が干上がっていた時期もあり，そのときに人が生活していたということだと思います。最近見つかった遺跡は，その時代の名残であると思います。シルダリア川，アムダリア川の源流は氷河に覆われた山岳地域ですので，温暖化あるいは寒冷化が進んで気温が高く（低く）なれば，それだけ氷河が融解（凍結）して河川流量が大きく（小さく）なるといったこともあります。このような変化で，カスピ海に流れ込んでいた水が再びアラル海に戻ってきたとい

うところではないかと私自身は推測しています。

ただ，20 世紀以降だけについて見てみますと，明らかに 1960 年代の自然大改造計画，主に灌漑開発ですが，これによる影響が大きく，アラル海の縮小をもたらしたということは間違いのないと思います。

司会（西村）：

北村先生ありがとうございました。それでは，赤江先生への質問に移りたいと思います。

西脇（明治大学）：

要旨の中で，ナトリウムリスクは低いと示されているのですが，その根拠やリスクの評価基準のようなものがあれば教えていただけないでしょうか。

赤江：

これは相対的なものです。ナトリウムがたくさん溜まっているブロックと，そうでないブロックとで単位面積当たりのナトリウムの集積量を考えて，相対的に評価したものです。特に基準があるわけではありません。

吉田（東京大学）：

灌漑方法を変えない限り，洗脱効果を高めるためには，洗脱効果係数をマトリックス中心型にしなければ，無駄な灌漑水が必要になると思います。この観点から，マクロポア流を減らしつつも，全体の透水性を下げない土層管理が有効と思われるのですが，このような方向の技術開発の余地はありますか。

赤江：北村先生も言及しておられましたが，やはり暗渠排水が有効だと思います。バイパス流の中，粗間隙水とか，マトリックスを通らないと区分された水の中には，過剰に取水してしまい，圃場に入れずに排水してしまう場合もあります。まず，そういった無駄な水をなくすということです。それから，土の中にできるだけ有効に通して，排水に導くことが重要です。そのためには暗渠排水が有効だと思います。また，下層に透水性の悪い層がある場合は，その層を破碎すればより抜けやすくなると思っています。また，石膏を客入して土壌を凝集させ，透水係数を高めることも試験的に行われています。具体的に考えられる措置としてはそういったところじゃない

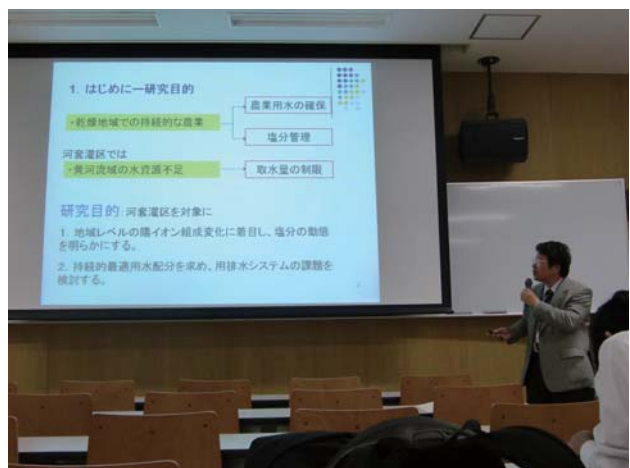


Photo. 4 赤江剛夫氏の講演風景。



Photo. 5 総合討論で回答する山本氏.

でしょうか。

宮崎 (東京大学) :

「地下水の蒸発率」という概念がよくわかりません。物理的にはどの現象を指しているのでしょうか。また、洗脱効果を改善するのに洗脱効果係数を考慮すると良いということですが、土壌の保水性や透水性と洗脱効果係数との関連性は、この理論の中では扱わないで良いのでしょうか。

赤江 :

「地下水の蒸発率」とは、地下水として排水路に流入する水が平均的に何 % の蒸発を経験したかを表しています。また、洗脱効果係数は排水へ至る水量のうち、どれだけの量が土壌マトリックスを通過したかを表す機能的なパラメータです。もちろん、洗脱効果係数には保水性や透水性のような物理定数が関係します。これらの影響を含んだ機能的なパラメータとご理解下さい。

司会 (西村) :

本日、話題提供して下さった皆さんにご意見をいただきたいという要望が2つ出ています。最後にそれらを取り上げたいと思います。

長谷川 (北海道大学) :

粘質な土は塩がたまりやすいという話がありましたが、土性と塩のたまりやすさという点について皆さんからご意見をいただけないでしょうか。

赤江 :

そうですね。塩を抜くためには水が動かなければなりません。やはり粘質な土というのは水が動きにくい。そのため、粘質な土では除塩が困難になります。また、ナトリウム塩がたまった場合、分散して水が動きにくくなります。それが成層していると不透層となり、さらに塩が抜けなくなってしまいます。このように、たしかに粘質な土から塩を抜くのは非常に難しいと感じています。

司会 (西村) :

北村先生、お願いします。

北村 :

そうですね。私もやはり赤江先生の仰るとおりだと思います。カザフスタンの水稻栽培圃場で湛水状態を維持

しても全く変化がなかった、というところから見てもやはり抜きにくいと言えます。ですから、塩を抜くためには、排水をうまくやるということが一つのポイントであろうと思います。

また、カザフスタンの大規模な圃場で気がついたことの一つとして、非常に粘質な土壌の水田の中に部分的に透水性の良い土壌があるような場合に、塩害はそういう所で起きやすいという点があります。透水性の高い部分では、下方に堆積している塩類が上昇しやすいのではないかと感じました。特に、同じ圃場でありながら、スポット状に塩が集積している部分が所々にあって、そこでの生育状態は非常に悪い。土壌を掘り返してみると比較的透水性の良さそうな土壌でそういった被害が出ているということを感じました。様々な土壌が同じ圃場の中に混在している場合、粘質の土壌の方が塩類の上昇速度を遅く抑えられる。逆に、透水性の良いところに高濃度な地下水が上がってきやすくなり被害を受けやすい。そういった現象があるように思います。そのような圃場では、むしろ、周りと同じ土壌に置き換えてやるのが塩害を防ぐ方法になるのではないのでしょうか。実は、これは一つの研究テーマとして実証したいと長年思っているのですが、なかなか現場に出る機会がなくなってしまっていて、実証できていません。このあたりを会場においでどなたかがやってくれることを熱望しています。

司会 (西村) :

山本先生お願いします。

山本 :

溜まりやすいってというのは、先ほど、お二人の先生がおっしゃったように抜けにくいということが一つの原因だと思います。溜まった塩を水で洗い流すわけですが、このときに、どんな水を使うのかというのが、さらに抜けにくさに関わってくると思っています。Salinityの低い、塩分濃度の低い、かつ、炭酸イオン、重炭酸イオンをたくさん含むような水で除塩を行いますと、結局、土壌が除塩時に重炭酸ナトリウム溶液で飽和されるような状態になります。そのような場合、粘土鉱物表面の陽イ



Photo. 6 総合討論で回答する北村氏.



Photo. 7 総合討論で回答する赤江氏。

オンの吸着状態というのがナトリウム優占的な状態に変わっていくわけですが、いわゆる **Sodicitation** というのが進行します。そして、それによってますます水が抜けにくくなっていく。ですから、除塩によって、確かに塩は多少抜けるかもしれませんが、実は、かえって水が抜けにくい環境というのを作り上げてしまっている。そういうものの繰り返しの中で作られた抜けにくい環境で、塩がますます溜まっていくという状況が作られていくものと思います。ですから、水質をどう評価するかが問題となります。除塩時は、塩分濃度の高い水が良い場合もあり、塩分濃度の低い水が不適切なケースもあります。

ナトリウムが特に粘土の分散性に大きく関わってきますが、マグネシウムも同様に同じような効果を持つと言われていて、これについては様々な報告がなされています。ユーラシア大陸の内陸を流れる河川の水や地下水では、結構マグネシウム濃度が高くなっています。そのような水、すなわち、マグネシウムの相対的な割合が高い水では、**Salinity** は逆に低くなります。**SAR** で評価すると分母が大きくなるので、**SAR** も低くなります。そこで、これは良質の水だと思って灌水してやると、結果的に土壌のマグネシウム飽和度が高くなって、透水性が極めて悪化していくということになります。このようなケースもありますので、粘質な土壌を扱う場合には水質を十分に考慮した上で、どのような方法がベストなのかというのを考えていく必要があると思います。

司会（西村）：

ありがとうございました。では最後の質問票に移ります。

西田（東京大学）：

不適切な灌漑や水管理システムが、塩害や塩類集積の原因になるわけですが、各サイトで最も不適切だったものは何でしょうか。具体的に教えていただけないでしょうか。また、それが改善されない理由は何なのか、例えば、土壌や水文といった自然的原因なのか、それとも社会経済的な原因なのかといった点についてコメントをお願いできないでしょうか。

山本：

なかなか難しい質問ですね。まず一つ、不適切な灌漑についてですが、事例というのを申し上げれば、下層に非常に透水性が悪い粘質な層がある圃場に、かなり塩分濃度の高い地下水をかけつづけた事例があります。灌漑には点滴チューブを使っていますが、バルブ全開モードで灌水していますので、特に節水的にはなっていません。その農地は標高のちょっと高い所と低い所があったのですが、そこにたくさんの水を灌漑しましたので、その結果、窪地に可動性の高いナトリウムが集まって過度にソーダ質化した部分ができました。一方、やや標高の高い所には非常にシビアな塩類集積が発生しました。一枚の圃場の中でまったく違う塩類集積の状態が作られたというケースです。これが、メキシコのカリフォルニア半島でみた最も不適切な事例です。これも基本的には水質のチェックとともに、水を不用意にかけてしまった結果と思っています。

さて、これが改善されない理由についてですが、その答えを得るのは非常に難しいと言えます。先ほど話の中で、農家の意識のことを繰り返し強調していましたが、「水が不足して農作物が育たなかったらどうしよう」という農家の気持ちはよくわかります。その農家の立場では、基本的には不足しないように作物に水を与えるというのがそのスタンスになります。そういうときは、ある水準があるとしたら、それ以上の水をやりつづけてしまうという所が一つの問題になると思います。ですから、解決策としては、どこまで灌漑水量を減らせるかを明確に示してあげることが、意識を変える上で重要ではないかと考えています。実際に、カリフォルニア半島で出会った何人かの農家で非常に節水意識の高い方は、自分でトライアルした結果として、周辺の農家の1/2～1/4くらいの灌漑水量で十分問題のない生産をあげています。そのような情報を農家の皆さんがシェアできれば、大きく変わっていくのではないかと思います。

研究の成果として技術が組み上げられても、それが現場に適用されなければ意味がありません。そのジョイントをどう取っていくかというのがすごく重要ではないかと思っています。

司会（西村）：

山本先生ありがとうございました。それでは北村先生お願いします。

北村：

まず広域的にみた場合、例えば、シルダリア川全体でみた場合ですと、上流側から、キルギスタン、ウズベキスタン、タジキスタン、再度ウズベキスタンを経て、カザフスタンとなるわけですが、上流側ではどちらかというと綿花栽培をやっています。その排水は必ず元の河川に戻ってきます。したがって、河川水の塩類濃度をみますと、上流のキルギスタンのあたりですと、塩類濃度が300 mg/L程度で、これは非常に良質な水といえます。これがウズベキスタンに入ってきますと1000～1500 mg/Lになってしまう、さらに、カザフスタンの下流側に行く



Photo. 8 会場からの質問風景。

と、それが 2000 ~ 2500 mg/L 位になってしまいます。日本などでは、上流からの排水を下流側で再利用する流域内の反復利用は、流域水資源の有効利用の観点から、非常に良いモデルだと言えますが、乾燥地でそれをやる場合は、どうしても下流側の塩類濃度が高くなってしまいますから、下流側に塩害問題を転嫁してしまうこととなります。この辺りからまず解決していくことが大事だと思います。そのためには国際水利協定といったレベルで水の使い方、排水の仕方を明確に決めていく、水質の管理を各地点地点でやっていくといったような取り組みが第一にあるべきだと思います。それに加えて、各圃場レベルでは水稲作をやっているというのが塩害の一番の問題だと思います。短期的にみれば、蓄積された塩を洗い流すということで、問題を先送りしていることになる所は若干あります。しかし、サステイナブルな形で農業をやっていくためには、水稲作自体はある程度制限すべきではないかと私は思います。水稲栽培をやる、そのために水をたくさん入れる、周辺地域にウォーターロギングをまねく、塩類集積につながる。この連鎖が問題解決に至らない一つの元凶ではないかと思えます。しかしながら、現地の人にとってみれば「一番作りたい作物」は、やはり水稲であるわけです。しかも、あれだけ塩が溜まってしまうと、水稲栽培しか選択の余地がないという点もあります。水を溜めて塩を少しでも押し下げて作物を作るしかない。したがって、水稲作から抜けきれない、という非常に苦しい悪循環に陥っているという面があります。やはり、改善していくためには、少しずつ水稲作においても、それほどの水を必要としないような形に改善していくしかない。あとはやはり水管理ですね。システム内をスムーズに水が動くような形に改善していくことが重要であると思えます。

司会 (西村) :

ありがとうございます。河套灌区は若干改善しつつあるという話だったかもしれないのですが、赤江先生コメントをお願いします。

赤江 :

改良しながら、農地を拡大しているという状況です。

先ほどの水稲についていえば、河套灌区も当初ですね水稲を作っていたそうですが、これは数年で駄目になって切り替えたと聞いています。やはり水稲というのは、乾燥地のような蒸発の多い所で生育させるのは難しいと私も考えています。河套灌区の場合は、計算結果で示しましたように、現在対象地域 9 ブロックで 35.6 億トンくらい使っています。これを最適化しますと 25.2 億トンとなります。これには送水損失も含めています。これは過剰な灌漑といえます。ただし、最適化の前提として、その計算通りに水が配分されるという前提があります。計画的に配分されればそこまで減らせるが、実態として 35.6 億トン使っている。その理由としては、平坦な地形などいろいろ自然的な条件もあるかと思いますが、計画通り配水されていないことが反映して、現状ではこれだけの水を使っているということだと思います。

農家としては安心のためにたくさん水を取っておきたい、かけたいという心理があるようです。先ほど、横方向に水が移動し、そこで蒸発が起って集積するという話がありました。農家は小さな圃場でお互い接しながら水を使っています。隣の圃場がたくさん灌水する、自分の圃場は少ない。このような状況では、自分の圃場で蒸発と塩分集積が起こってしまうわけです。水価が安いということもありまして、そういう心理が働き、自分の圃場の安心のためにどうしてもかけ過ぎてしまうのではないかと思います。末端としてはそういうことが起きています。それから、灌漑のスケジュールですね。例えば、今年はお麦ができなくて、そのための水は不要のだけれども送水元からは、当初定めたスケジュールに従って送水されてくる。そうした水は圃場に灌漑されずに排水として落ちてしまう。こういうケースです。広い所ですから難しいのかもしれませんが、きめ細かいスケジューリングができれば、ロスは少なくなるのではないかと思います。このように、改善されない理由はいっぱいあると考えています。

司会 (西村) :

ありがとうございました。ちょうど終了時間が来てしまいました。それでは本日ご講演いただいた演者の皆様にもう一度拍手をして終了したいと思います。

引用文献

- 北村義信・清水克之 (2010) : カザフスタンにおける灌漑農地の塩類化の現状と対策. 土壌の物理性, 115 : 37-42.
- Kitamura, Y., Yano, T., Honna, T., Yamamoto, S. and Inosako, K. (2006): Causes of farmland salinization and remedial measures in the Aral Sea basin — Research on water management to prevent secondary salinization in rice-based cropping system in arid land. *Agricultural Water Management*, 85(1-2): 1-14.
- 山本定博 (2010) : メキシコ・カリフォルニア半島コモンドウ地域における灌漑農地の土壌塩類化の実態と要因解析. 土壌の物理性, 105 : 31-36.

学生時代を振り返って

森本 聡¹

私のようなものが執筆をしても良いものかと悩んでいたが、このような機会はそうそうないと思い、勢いでお受けすることにしてしまった。かといってまだまだ知識も経験も浅く、皆様の参考となるようなことを書くことはできないので、自分の学生時代を振り返っての内容としたい。仕事や研究の合間にも読んで頂ければ幸いだ。

北海道を大学に選んだのは、北の大地へのあこがれと農学部なら広大なフィールドで勉強したい、という単純な動機からだ。今思い返しても北海道へいったことは非常に良かったと思える。厳しい季節の移り変わりを感じながら、様々な農地やフィールドへいくことができ北海道でしかできないことができた。しかしながら当初は〇〇になりたいとか、〇〇をしたいといった定まった目標がなく、ずいぶん遊びに夢中になる日々が続き、進級も綱渡りのできるような状態であった。何を専攻とするか決められないでいた頃、土壌物理学という授業に出会った。恩師である長谷川周一先生の授業である。噂では内容もテストも厳しいということを聞いていたので、身構えて臨んだが、自分には授業は難しくあきらめかけていた。しかし、ある日の授業で土の透水係数がでてきた際、この性質が自分の中で非常に引っかかった。透水係数は土が乾燥状態になるほど値は小さくなることは当然いえることであるが、いやそんなはずはない、土が乾燥状態ほど空間は多くなって水も通りやすいではないか。と考え、そこから抜け出せなくなってしまった。それまでの自分ならそこで努力しようとしなかったものだが、透水係数自体はイメージしやすいものにかかわらず理解できないことが情けなく、なんとか理解しようと授業のプリントや教科書をじっくり読むようになった。そしてある時、何がきっかけか覚えていないが、突然ふっと理解できた時があった。そうすると不思議なことに、それまで分からなかったポテンシャル理論、水分特性曲線やダルシーの法則などが面白いように理解できるようになり、土壌物理学の世界がぐっと近くなったと感じた。この経験が土壌物理学を専攻とする大きな理由となった。

大学4年生では不飽和透水係数の実測値と予測モデル値との比較を行うテーマに取り組んだ。定常法での不飽和透水係数の測定は、土壌物理学の各理論を目で確認で

き、理解を深めるのに大変良かったと思える。測定では、動水勾配が安定しない、水が逆流する、気泡がでて水が流れないなど多くの失敗があったが、その原因を考えるのも楽しかった。

同テーマがひと段落し、修士課程では何を研究するか考えていた時、土壌中のガスについての研究ができるという話を耳にした。当時の研究室では、ガスは誰も扱っていなかったため、人と違うことができるということ、そして温室効果ガスについての知識を得るいい機会であると思えたので、ガスの研究をすることに決めた。調査地は札幌から車で一時間半の美唄湿原となった。大学の研究室にはガス分析の装置がなかったため、サンプリングしたものは、調査地の研究センターで分析させてもらうこととなった。さらに調査には毎回先生や先輩に車で連れていってもらおうという多大な迷惑をかけての研究であった。そうして月2回程度の調査を続けるうち、ある程度年間傾向がつかめてきたが、内容がやや物足りない。そこで融雪期に焦点を置いて、融雪期間中の変化を一つのテーマとしようと考えた。美唄も冬は厳しく積雪は1mを超え、気温は -10°C 以下というのもめずらしくない。このような厳しい冬から春にかけてならば、短期間の間に何か面白いことが起こっているのではないか。融雪期の3月中旬から4月にかけてはほぼ毎日調査に向かう計画を立て、いざ始めらんとした矢先、感染性胃腸炎にかかってしまい融雪期の2週間近くを棒に振ることになった。修士課程は2年間だが、融雪期は1回しかチャンスがない。貴重な2週間を失い、修士論文が形になるのか落ち込んだこともあった。しかしながら多くのお力添えをいただき、結果的にはこうして学会紙に掲載して頂くこともできた。ガスは動きが全く見えないため、何がどうなっているのかはサンプルを分析しデータを解析するまでわからない。しかしデータと理論が噛み合えば、見えない現象が「見えて」くる。研究をやっている最も面白い瞬間であった。

現在は汚染土壌の浄化事業を業務とした職に就いている。運良く学生時代に学んだことを活かせる良い職に巡り合えたが、当然求められる知識は多く、全てにおいてまだまだ未熟だ。土壌に対する知識を深めながら、世界で活躍できるような技術者になるよう頑張っていきたいと思っている。

¹ DOWA エコシステム (株)

2011年1月27日受稿 2011年2月2日受理
土壌の物理性 117号, 31 (2011)

会 務 報 告

I. 2010 (H22) 年度第 2 回評議員会

日 時：2011 年 3 月 18 日～25 日

開催形式：電子会議

出 席：井上会長，木原庶務幹事

評議員 / 長谷川，安中，溝口，加藤，西村 (拓)，
谷山，塩沢，川本，宮本 (輝)，渡辺，足立，
小杉，諸泉，森 (也)，原口，筑紫，長，登尾

議 題：

1. 土壤物理学会・次期役員 (事務局・評議員・編集委員) について
2. シニア会員について

上記，1,2 が了承された。

II. 2011～2012 年度 学会事務局・評議員会，編集委員会体制

3 月 18 日～3 月 25 日に開催された電子メールによる持ち回りの評議員会において，2011～2012 年度の学会事務局・評議員会・編集委員会体制について，下記のとおり承認された。

会 長 波多野隆介
副会長 志賀 弘行
編集委員長 中辻 敏郎
庶務幹事 柏木 淳一
会計幹事 倉持 寛太
編集幹事 岩田 幸良
会計監査 井上 京
会計監査 中村 和正

評議員 (複数地区は五十音順)

北海道 岩田 幸良，柏木 淳一

東 北 安中 武幸

関 東 江口 定夫，川本 健，登尾 浩助，

宮本 輝仁，吉田修一郎

中 部 取出 伸夫，成岡 市

近 畿 小杉賢一朗，中村 公人

中四国 石黒 宗秀

九 州 長 裕幸，中野 恵子

会長委嘱 井上 久義，猪迫 耕二，中辻 敏郎

学会賞選考委員長 井上 光弘

編集委員 (地域順)

岩田 幸良

永田 修

古賀 伸久

竹内 晴信

笛木 伸彦

丹羽 勝久

山本 忠男

早川 敦

花山 奨

宮本 輝仁

森 昭憲

飯山 一平

木村園子ドロテア

事務局

北海道大学大学院農学研究院 土壤保全学研究室

〒060-8589 札幌市北区北 9 条西 9 丁目

Tel. 011-706-3641 Fax 011-706-2494

E-mail spsyomu@ml.affrc.go.jp

この事務局連絡先は，本会会則附則 (1) に入れ替え，(2) の施行日を 2011 年 4 月 1 日とする。

III. 2010 (H22) 年度第 3 回編集委員会

開催形式：電子会議

日 時：質疑応答・討論

2011 年 3 月 18 日～3 月 24 日

採決

2011 年 3 月 25 日～3 月 31 日

出席委員：諸泉利嗣，江口定夫，川本 健，北川 巖，
小杉賢一朗，斉藤広隆，鈴木伸治，近森秀高，
取出伸夫，中村公人，中矢哲郎，原口暢朗，
藤川智紀，望月秀俊，渡辺晋生
(委員 15 名中 15 名参加：成立)

○ 議事内容

1. 編集委員会事務局より提案のあった「土壤の物理性 117 号」発行計画が全会一致で承認された。
2. その他

IV. 会員消息 (2011 年 3 月 31 日まで)

入会 正 会 員 中村 和正

正 会 員 片柳 薫子

正 会 員 宮崎 憲二

正 会 員 伊藤 洋

正 会 員 有田 敬俊

正 会 員 早川 敦

正 会 員 山本 忠男

正 会 員 榊 利博

学生会員 Abul Hashat Md.Shamin

退会 正 会 員 吉岡 良太郎

正 会 員 久保田 徹

正 会 員 坂西 研二

正 会 員 田中 正

学生会員 Ardiansyah

現在会員数 (2011 年 3 月 31 日現在)

正会員数 (国内)	: 337
同 (海外)	: 6
学生会員数	: 34
賛助会員数	: 9
<hr/>	
小 計	: 386
購読会員数	: 48
<hr/>	
合 計	: 434

—編集後記—

本号を作成中に東北地方太平洋沖地震を発端とする未曾有の東日本大震災が発生しました。犠牲者の方々に謹んで哀悼の意を表すとともに、被災されたすべての皆様に心よりお見舞い申し上げます。さて、2年前に編集委員長を引き継いだときの最大の課題は、「Tex化に伴う執筆要領の改正」でした。三重大学の渡辺編集委員が、すぐに改正案のたたき台を作成されたにもかかわらず、その後の作業が遅々として進まず、結局、今期中に間に合わせる事ができませんでした。会員の皆様にはご迷惑をおかけしまして、誠に申し訳ありませんでした。

このたび2年間務めさせていただきました編集委員長を退任いたします。全く頼りにならず、編集委員の方々のご尽力で何とか年3回の学会誌の発行は遂行することができました。また、編集作業での確かなアドバイスをしていただいた渡辺編集委員ならびに版下作成を依頼したSOILWATERには、随分と助けられました。ご協力いただいた方々に深く御礼申し上げます。学会誌は会員の皆様が作り上げていくものです。新しい編集委員会のもとで、本誌がますます充実した学会誌となり、土壤物理学会とともに発展していくことを期待しています。

諸泉利嗣（編集委員長）

土壤物理学会			
事務局構成	会 長 副 会 長 庶務幹事 庶務幹事 (会長付き) 会計幹事 編集幹事 会計監査	井上 光弘 (鳥取大学) 加藤 英孝 ((独) 農業環境技術研究所) 木原 康孝 (鳥根大学) 猪迫 耕二 (鳥取大学) 森 也寸志 (鳥根大学) 藤卷 晴行 (鳥取大学) 石黒 宗秀 (岡山大学) 増永 二之 (鳥根大学) 諸泉 利嗣 (岡山大学) 江口 定夫 ((独) 農業環境技術研究所) 川本 健 (埼玉大学) 北川 巖 ((独) 農業・食品産業技術総合研究機構) 小杉 賢一朗 (京都大学) 齊藤 広隆 (東京農工大学) 鈴木 伸治 (東京農業大学) 近森 秀高 (岡山大学) 取出 伸夫 (三重大学) 中村 公人 (京都大学) 中矢 哲郎 ((独) 農業・食品産業技術総合研究機構) 原口 暢朗 ((独) 農業・食品産業技術総合研究機構) 藤川 智紀 (東京農業大学) 望月 秀俊 ((独) 農業・食品産業技術総合研究機構) 渡辺 晋生 (三重大学)	
編集委員会	委 員 長 委 員		

- 第1条 本学会は土壌物理学会 (Japanese Society of Soil Physics) と称する。
- 第2条 本学会は土壌物理に関する研究の進歩と普及を図り、農業技術及び環境科学の発展に貢献することを目的とする。
- 第3条 本学会はその目的を達成するために次の事業を行う。
 (1) 研究発表会、討論会および見学会などの開催
 (2) 学会誌「土壌の物理性 (Journal of the Japanese Society of Soil Physics)」並びにその他の印刷物の発行
 (3) 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
 (4) 優れた論文に対する表彰
 (5) その他、本学会の目的を達成するために必要な事業
- 第4条 本学会の会員は、正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種類とする。会員となるには、評議員会の承認を受けなければならない。退会するには、その旨を本学会に書面により届け出なければならない。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- | | | |
|-----------|------|---------|
| 正会員 | 年額 | 5,500円 |
| 学生会員 | 年額 | 3,000円 |
| (大学院生を含む) | | |
| 賛助会員 | 一口年額 | 22,500円 |
| 購読会員 | 会誌年額 | 7,500円 |
| 広告料 | 賛助会員 | 15,000円 |
| 賛助会員以外 | | 22,500円 |
- 第6条 本学会に次の役員をおく。任期は2年とする。ただし、3期連続の重任は認めない。選出方法は次による。
 (1) 会長1名、副会長1名、編集委員長1名
 正会員の中から評議員会によって選出される。
 (2) 評議員
 イ 15名 正会員の中から選挙によって選出される。
 ロ 3名以内を会長が正会員の中から委嘱する。
 (3) 会計監査2名
 正会員の中から評議員会によって選出される。
 (4) 幹事若干名
 若干名の庶務、会計、編集の幹事を会長が委嘱する。
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
 (1) 総会は本学会の最高議決機関であって、事業計画、予算・決算、会則の変更等を決定する。総会は正会員及び学生会員で構成される。
 (2) 評議員会は、会員の選挙によらない役員の選出、総会議案、その他の重要事項を検討する。評議員会の議長は会長がこれにあたる。
 (3) 総会及び評議員会の議決は委任状を含む多数決とする。ただし、会則の変更は、総会出席者の3分の2以上の賛成を要する。
- 第8条 本学会の会務は、評議員会及び総会の議を経て、会長、副会長、編集委員長及び幹事がこれを執行する。会務執行に必要な規程は別に定める。
- 第9条 本学会に次の委員会をおく。
 (1) 選挙管理委員会
 正会員の中から評議員会によって選出され、本学会の評議員選挙を管理する。
 (2) 編集委員会
 正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会誌その他の印刷物の編集に当たる。
 (3) 学会賞選考委員会 正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会賞を選考する。
- 第10条 本学会の経費は会費その他の収入を持ってあてる。本学会の会計年度は毎年4月1日に始まり翌年3月31日に終わる。
- 附則
 (1) 本学会の連絡先は、これを当分の間次に置く。
 〒690-8504 鳥根県松江市西川津町 1060
 鳥根大学生物資源科学部 内
 (2) 本会則は、2009年4月1日より施行する。
 (2008.10.18 改正)

- 筆頭著者は本学会会員であること。
- 投稿原稿の区分と規定ページは下記による。
 - 「論文」(Original papers): 独創性があり、土壌の物理性に関する研究および技術の進歩に寄与すると見なされるもの。一編ごとに論文としての構成を整えていて、他誌に未発表のものに限る。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「研究ノート」(Notes): 土壌の物理性に関する新しい事実や研究方法の改良などの短い報告で、独創性があり他誌に未発表のもの。規定ページを刷り上がり4ページ以内とする。
 - 「総説」(Reviews): 土壌の物理性に関する主題について、それまでの研究を総括し、今後の発展方向を展望するもの。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「解説」(Lectures): 土壌の物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説、ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介など。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「研究紹介」(My research): 現在行っている研究、他の学会誌等に掲載された論文、研究上の工夫などについての平易な紹介。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「資料」(Miscellaneous): 広く会員の参考となる報告や情報。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「土粒子」(Readers' column): 「土壌の物理性」周辺のことについての随想や意見など。規定ページを刷り上がり2ページ以内とする。
 - 「講座」(Lecture series): 「解説」と本質的な違いはないが、特に編集委員会が企画して複数回にわたって行うものを指す。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「特集」(Topics): 「解説」、「総説」、「論文」が混在したもので、特に編集委員会が企画して複数回にわたって行うものを指す。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「書評」(Book reviews): 規定ページを刷り上がり2ページ以内とする。
 - 「巻頭言」(Foreword): 規定ページを刷り上がり2ページ以内とする。
 なお、上記区分において、編集委員会が会員または会員以外に投稿依頼することがある。
- 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は、「論文」および「研究ノート」については2名、その他の投稿原稿には1名の閲読者を選んで閲読を依頼する。ただし、「土粒子」、「書評」、「巻頭言」については、この限りでない。
- 投稿原稿が2. に記す規定ページを越える場合には、1ページあたり15,000円を著者負担とする。また、カラー印刷の場合は実費を著者負担とする。
- 投稿する場合は、投稿原稿(本文、図表含む)および原稿送り状(別紙書式)のPDFファイルを編集委員長宛に提出する。ただし、編集委員会が別途指示した場合はこの限りではない。
- 投稿原稿を受け付けた場合、編集委員会は速やかに受付番号と受付日付を明示した電子メールまたは書状を投稿者に送る。また、投稿原稿の掲載を決定した場合、最終原稿を受領したのちに受理日付を明示した書状を著者に送付する。
- 著者に対して修正を求めた原稿が、特別な事情なく6ヶ月以内に再提出されないときは取り下げと見なす。
- 著者校正は初校のみとする。また、特に申し出がない限り印刷ずみの原稿は返さない。
- 掲載された原稿のPDFファイルを著者に贈呈する。また、著者は別刷りを印刷業者から購入することができる。
- 本誌に掲載された原稿の著作権は土壌物理学会に帰属する。

(2009.12. 1 改正)

「土壌の物理性」原稿執筆要領

1. 原稿は、日本語または英語で執筆する。
2. 日本語の原稿は、A4判、25字、23行とし、上下左右に30mm以上の余白をとる（4枚で1ページになる）。
3. 日本語の投稿原稿（ただし、書評は除く）は、はじめに日本語で表題、著者名を書き、そのあとに英語で表題と著者名（フルネーム）、所属機関、所在地を書いてから本文を書き始める。また、第1ページ下の脚注に、日本語で所属機関と所在地、5個以内のキーワードを書く。
4. 日本語の論文および研究ノートは、英語による所属機関・所在地表記と本文の間に英語で175 words程度のAbstractと5個以内のKey wordsを入れる。
5. 日本語の投稿原稿（ただし、資料と土粒子、書評を除く）は、本文の後に日本語で350字程度の要旨をつける。
6. 英語の原稿は、A4判、ダブルスペースで作成する（約600 wordsで1ページになる）。
7. 英語の投稿原稿（ただし、書評は除く）は、はじめにManuscript title, Full names of authors, Address of institutions of authorsを書いてから本文を書き始める。
8. 英語の投稿原稿（ただし、資料と土粒子、書評を除く）は、Address of institutions of authorsと本文の間に175 words程度の英文Abstractと5個以内の英語のKey wordsを入れる。
9. 英語の投稿原稿（ただし、書評は除く）は、本文の後に日本語で表題と著者名、所属機関、所在地、350字程度の要旨、5個以内のキーワードをつける。なお、著者が外国人のみのために日本語部分の作成が困難な場合、英語部分からの和訳により、編集委員会の責任でこれらを作成する。
10. 原稿には、閲読作業の効率化を図るため、本文に行番号を5行毎に書き入れる。
11. 英語の適正化はすべて著者の責任において行うこと。自然科学論文の執筆や校正に経験のある英語のネイティブスピーカーによってチェックされている事が望ましい。
12. 閲読終了後に最終原稿を提出するときには、編集委員会が指示する形式・媒体の文書ファイルを同時に送付する。
13. 本文は、章の見出しを1., 2., 3., 節の見出しを1.1, 1.2, 1.3, 項の見出しを1.1.1, 1.1.2, 1.1.3のようにする。
14. ゴシック、イタリック等の字体や上付き、下付き文字など、まぎらわしい文字は、誤植防止のため鉛筆で指定する。
15. 略語、略号を使うときには、はじめにそれが出たときに正式名称とともに示す（例：陽イオン交換容量(CEC)）。
16. 単位の使い方は、国際単位系(SI)による。
17. 日本語の原稿では、図、表、写真の番号は図1、表2、写真3のように書く。英語を並記する場合は、Fig. 1, Table 2, Photo. 3のように書く。英語の原稿では、図・写真ともFig. 1, 表はTable 2のように書く。
18. 日本語の論文、研究ノートの場合、図、表、写真の題名には英語を併記する。
19. 図、表、写真は必要最小限度とし、同一事項を表と図に重複して表示する事は避ける。
20. 図、表、写真は1枚毎にA4判で作成するか、またはA4判の紙に貼り付ける。余白に著者名と図表等の番号を鉛筆で記す。
21. 図と写真はそのまま製版されるので、鮮明なものを提出する。
22. 図は1/2倍などとおよその縮小率を指定し、2倍くらいに大きく書く。図の線の太さや文字の大きさは、刷り上がりの大きさを考慮して決める。
23. 地図や顕微鏡写真には定尺をつけ、縮尺や倍率はつけない。
24. 図、表、写真の番号と題名は、別紙にまとめて一覧表とする。
25. 本文中で文献を引用する場合は、著者名（西暦）、または（著者名、西暦）とする（例：Tanaka (1994),

- (Nakamura and Suzuki, 1981)). 著者が3名以上の場合は第1著者名のあとに—ら、またはet al.をつける（例：山田ら(1978), (Tayler et al., 1945)).
26. 引用文献は、本文のあとに著者名のABC順に書く。未発表、私信は引用文献として記載しない。
 27. 引用文献の書き方は以下のようにする。
Bouma, J. and Dekker, L. W. (1978): A case study on infiltration into dry clay soil, I. Morphological observations. Geoderma, 20: 27-40.
FAO (1988): Revised legend of the FAO-UNESCO Soil Map of the World. p.119, FAO, Roma.
(雑誌のページにはp.やpp.をつけない。本の単数ページを示す場合にはp., 複数ページを示す場合にはpp.をつける)
 28. 本要項のほか、科学技術情報流通技術基準(SIST)に準拠する。
(2004. 6.29 改正)

「土壌物理分野のSI使用例」

国際単位系(SI)については多くの出版物で解説されているので、ここには、土壌物理に特に関連の深い単位の使用例を示す。

	推奨される単位	認められる単位
含水比	kg kg ⁻¹	*
体積含水率	m ³ m ⁻³	
体積	m ³	L, cm ³ , mL
密度	kg m ⁻³ , Mg m ⁻³	
濃度	kg m ⁻³ , Mg m ⁻³	g L ⁻¹ , mg L ⁻¹
モル濃度	mol m ⁻³	mol L ⁻¹
力	N	
水分ポテンシャル	J kg ⁻¹	kPa, m, cm, **
透水係数	m s ⁻¹	cm s ⁻¹
イオン交換容量	mol, kg ⁻¹ , cmol, kg ⁻¹	
回転数	s ⁻¹	min ⁻¹
収量	kg m ⁻²	kg ha ⁻¹ , Mg ha ⁻¹ , t ha ⁻¹

- * %表示は、原則として分母と分子の内容が同じものの場合にだけ用いる。
** cm H₂Oは使わない。
その他、疑問のあるものについては意見を聞いて編集委員会で検討する。
(2000. 3.10 改正)

「土壌の物理性」投稿案内

1. 投稿原稿に対する基本方針
編集委員会は常に会員からの自主投稿を歓迎すると共に、投稿された原稿をなるべく早く、できるだけ掲載する方向で処理したいと考えています。ただし、「土壌の物理性」に掲載する原稿は読者にとって有益かつ完成したものであることが必要です。編集委員会は、投稿原稿が「土壌の物理性」に掲載するのにふさわしい内容を持つ原稿であるかどうかを基準として、掲載の可否を判断します。なお、他誌との二重投稿は認められません。
2. 投稿原稿に求められるもの 投稿に当たっては、「投稿案内」と共に「投稿規定」「原稿執筆要領」をよく読んでそれに従うと共に、閲読者が多忙な中で時間を割くことをよく理解して最大限に努力して完成した原稿としてから投稿して下さい。投稿原稿に求められるものは下の通りです。
 - (1) 内容について
 - 1) オリジナリティーがあること（論文、研究ノートの場合）。
 - 2) 本誌の読者にとって有益であること。
 - 3) 導入、研究手法から結論に至る過程に論理性があること。
 - (2) 表現について
 - 1) 原稿全体の構成が整っていること。
 - 2) 表題が適切であること。
 - 3) 文章表現が適切であること。
 - 4) 英文アブストラクトや和文要旨が適切であること。
 - 5) SI単位や記号の使い方が適切であること。
 - 6) キーワードが適切であること。
 - 7) 英語の表現が適切であること。

3. 投稿原稿の受付
編集委員会は投稿原稿が体裁上最小限必要とする条件を満たしていることを確認した後、原稿を受け付けます。条件を満たしていない場合には、著者への問い合わせ、もしくは原稿を受け付けずそのまま返稿する場合があります。

4. 閲読の目的と姿勢

編集委員会は受け付けた投稿原稿が「土壌の物理性」へ掲載するのにふさわしいかどうかを判定する資料を得るために閲読を行います。編集委員会は適任の閲読者を選定し、閲読を依頼します。編集委員会は閲読者に対して特に次の点について注意をお願いします。

- 1) 原稿の内容に対する責任は著者にあること。また、原稿の価値は読者が判断するものであること。
- 2) 閲読は内容の批判や討議を行うものではないこと。従って、見解の相違は掲載不適の理由にならないこと。
- 3) 閲読者は投稿者に対して研究指導する立場にないこと。従って、新たな実験や計算の追加要求などは極力避けること。
- 4) 閲読依頼期限を厳守すること。

閲読者から出された問題点について、編集委員会は原稿が投稿原稿に求められるものを満たすために必要に応じて著者に修正を求めます。ただし、これは著者に対する指導や助言ではありません。原稿の内容に対する責任はあくまで著者にあります。

5. 閲読の手順と投稿原稿の採否

- (1) 編集委員会は論文、研究ノートについては2人、その他の区分の投稿原稿については1人の適任者へ閲読を依頼します。
- (2) 閲読者は「2」の投稿原稿に求められる各項目について投稿原稿を評価し、閲読結果を全体意見および個別指摘事項と共に編集委員会へ報告します。
- (3) 編集委員会は閲読結果を審議し、投稿原稿の採否を決定します。この際、論文・研究ノートについては原則として下のように取り扱います。
 - 1) 閲読者2名とも総合判定がA（このまま掲載可）の場合には、閲読結果を受け取った日付で原稿を受理（掲載決定）します。
 - 2) 1名の総合判定はA、もう1名はB（指摘の点が修正されれば掲載可）の場合、または2名ともBの場合には、指摘事項について著者に比較的小さな修正を求めます。修正原稿が提出され、編集委員会が修正内容を確認した時点で受理します。
 - 3) 1名の総合判定はB、もう1名はC（指摘の点が修正された後、再閲読する必要あり）の場合、または2名ともCの場合には、指摘事項について著者にやや大きな修正を求めます。提出された修正原稿は再び閲読を行います。
 - 4) 1名の総合判定がD（掲載不適）の場合には、第3の閲読者に判定を依頼することを含め、編集委員会が対応を判断します。
 - 5) 2名の総合判定ともDの場合には、その理由を付けて著者へ返稿します。
 - 6) 閲読は2回までとし、再閲読においてもCまたはDの判定がある場合には、編集委員会が対応を判断します。
- (4) 閲読結果の総合判定をDとする理由は次のようなものです。
 - 1) 既発表とみなされるもの。
 - 2) 重要な部分に根本的な誤りがあるもの。
 - 3) 事実に基づいた内容ではなく、単なる主観が述べられているに過ぎないもの（論文、研究ノートの場合）。
 - 4) 通説が述べられているだけで、新しい知見が全くないもの（論文、研究ノートの場合）。
 - 5) 修正を要する根本的な指摘事項を多く含んでいるもの。
 - 6) 連載形式で構成されており、1編ごとに独立したものと認めがたいもの。
 - 7) 全体構成や文章が粗雑で、内容の判定ができないもの。

- 8) 内容が本誌の趣旨に合わないもの。
- 9) その他、本誌に掲載する原稿としてふさわしくないもの。

6. その他

- 1) 共著者は全員が原稿に責任を負って下さい。共著者がいるにもかかわらず、その共著者が原稿を読んでないと判断されるような基本的なミスがある場合には、閲読を中止して返稿することがあります。
- 2) 修正原稿を返送する場合には、修正結果がすぐに分かるような回答書（指摘事項に対応した修正箇所・内容一覧）を作成し、添付して下さい。
- 3) 原稿は一度印刷公表されると未永く評価と批判の対象になります。閲読意見に対しては極力冷静かつ慎重に対処して下さい。誤解があった場合には、その誤解を解くだけでなく、誤解を受けないような書き方に改める努力が求められます。
- 4) 「掲載不適」で返稿された原稿を再投稿する場合は新規投稿扱いとなります。「掲載不適」とした理由を十分に確認・検討の上、再投稿して下さい。

(2004. 6.29 改正)

「土壌の物理性」閲読の手引き

1. 閲読依頼期限の厳守をお願い致します。万一、期限内に閲読が困難な場合には、速やかに編集委員会事務局へ連絡して下さい。
2. 「投稿案内」において、下のものを投稿原稿に求めています。閲読においても、これらをその基準とします。
 - (1) 内容について
 - 1) オリジナリティーがあること（論文、研究ノートの場合）。
 - 2) 本誌の読者にとって有益であること。
 - 3) 導入、研究手法から結論に至る過程に論理性があること。
 - (2) 表現について
 - 1) 原稿全体の構成が整っていること。
 - 2) 文章表現が適切であること。
 - 3) 表題が適切であること。
 - 4) 英文アブストラクトや和文要旨が適切であること。
 - 5) SI単位や記号の使い方が適切であること。
 - 6) キーワードが適切であること。
 - 7) 英語の表現が適切であること。
3. 「掲載不適」とする理由としては、下のようなものが挙げられます。
 - 1) 既発表とみなされるもの。
 - 2) 重要な部分に根本的な誤りがあるもの。
 - 3) 事実に基づいた内容ではなく、単なる主観が述べられているに過ぎないもの（論文、研究ノートの場合）。
 - 4) 通説が述べられているだけで、新しい知見が全くないもの（論文、研究ノートの場合）。
 - 5) 修正を要する根本的な指摘事項を多く含んでいるもの。
 - 6) 連載形式で構成されており、1編ごとに独立したものと認めがたいもの。
 - 7) 全体構成や文章が粗雑で、内容の判定ができないもの。
 - 8) 内容が本誌の趣旨に合わないもの。
 - 9) その他、本誌に掲載する原稿としてふさわしくないもの。
4. 原稿の内容に対する責任はあくまで著者にあります。また、原稿の価値は読者が判断するものです。
5. 閲読は内容の批判や討議を行うものではありません。従って、見解の相違は掲載不適の理由にはなりません。
6. 閲読者は投稿者に対して研究指導する立場にありません。よって、新たな実験や計算の追加要求などは極力避けて下さい。
7. 閲読者は著者と直接折衝をしないで下さい。著者との交渉はすべて編集委員会の責任で行います。

8. 閲読者として知り得た印刷前の原稿の内容はいかなる形でも利用・引用等出来ません。厳にご注意下さい。
 9. 著者に修正を求めた後に再閲読で総合判定を D (掲載不適) とすることは、閲読者にとっても著者にとっても非生産的です。完成度の低い原稿などにおいては、修正を求め再閲読を行うよりも「掲載不適」として練り直してから新たに投稿するよう促した方がよい場合があります。その場合には、「掲載不適」の理由（「3」参照）を明示して下さい。個別指摘事項への意見は不要です。
 10. 閲読者から編集委員会へ意見等がある場合は、必ず「編集委員会への意見」として別紙への記入をお願いします。
- (2003. 5.28 改訂)

土壌物理学会学会賞規定

1. 種類 学会賞に論文賞と優秀ポスター賞をおく。
2. 論文賞の選考 論文賞は、年 1 回、以下の手順により論文賞選考委員会「以下、選考委員会」で審査し、評議員会で決定する。
 - (1) 賞の対象とする論文は、「土壌の物理性」に、原則として前年度（前年 4 月 1 日から翌年の 3 月 31 日まで）に掲載された原著「論文」とする。
 - (2) 審査対象とする論文は、以下のいずれかとする：
 - 1) 選考委員会が (1) に該当する論文の中から第 1 次審査として選考したもの、
 - 2) (1) に該当する論文の中から正会員 1 名以上により推薦（自薦もしくは他薦）されたもの。
 - (3) (2)-(2) に記す論文の推薦は、学会誌「土壌の物理性」に公示された募集を受け、所定の書類を必要部数揃え、期日までに学会事務局へ提出しなければならない。
 - (4) 選考委員会は、(2) に該当する論文の中から、第 2 次審査として受賞候補論文（以下、候補論文）を審査・選考し、評議員会へ付議する。

- (5) 評議員会では、候補論文が受賞に適格かどうかを判定する。
 3. 優秀ポスター賞の選考 優秀ポスター賞（以下、ポスター賞）は、年 1 回、以下の手順により決定する。
 - (1) 選考の対象は、当該年度の土壌物理学会大会において発表されたポスターであって、筆頭者は会員とする。ただし、ポスターの筆頭者が学生の場合に限り、会員外であっても選考の対象に含める。
 - (2) ポスター賞は、(1) に該当するポスターの中から、選考委員会および会員の投票により選考する。（5 件以下）
 4. 表彰
 - (1) 論文賞は、通常総会において表彰を行う。また、会誌上に公表する。
 - (2) ポスター賞は、土壌物理学会大会において表彰を行う。また、会誌上に公表する。
- (2002.11.23 制定 2009.10.24 改正)

土壌物理学会学会賞選考委員会規定

1. 目的 学会賞選考委員会（以下委員会という）は、論文賞及び優秀ポスター賞の選考を行うことを目的とする。
 2. 業務 委員会はつぎの業務を行う。
 - (1) 学会賞規定に基づく論文賞及び優秀ポスター賞の選考。
 - (2) 土壌物理学会学会賞選考に関するその他の事項。
 3. 構成 委員会は委員長 1 名および委員 5 程度を持って構成する。
 - (1) 委員会は正会員より構成される。
 - (2) 委員は評議員会の推薦に基づき総会で決定する。
 - (3) 任期は 2 年とする。ただし、再任はさまたげない。
 - (4) 委員長は委員の互選により選出する。
 - (5) 若干名の専門委員をおくことを認める。
 4. 開催 委員会は年 3 回程度開催する。
- (2002.11.23 制定 2003.11.22 改正)

原稿送り状

受付番号（本会で記入）：

発送年月日	年 月 日	受付年月日（本会で記入）	年 月 日
区 分	論文 研究ノート 総説 解説 資料 研究紹介 土粒子 書評		
表題（和文）			
表題（英文）			
キーワード （日本語：5語以内）			
キーワード （英語：5語以内）			
著者名1 ローマ字		所属	本会 会員・非会員
著者名2 ローマ字		所属	本会 会員・非会員
著者名3 ローマ字		所属	本会 会員・非会員
連絡先氏名			
住 所 電話・FAX 番号 E-mail	〒 TEL. : E-mail	FAX. :	
本文原稿枚数	A4：（ 枚） ・ 400字詰原稿用紙（ 枚）		
表 枚	図 枚	写真 枚	
別刷り	30部 ・ 50部 ・ 100部 ・ 150部 ・ 200部 ・ 300部		

付記：投稿の宛先は土壤物理学会ホームページを参照のこと（<http://wwwsoc.nii.ac.jp/jssp3/>）

土壌物理学学会会員登録用紙 [入会・退会・登録事項変更]

必要事項をご記入の上、このまま下記宛先に（郵便、FAX、E-mail の添付ファイルなど）お送りください。

届出内容	入会 ・ 退会 ・ 登録事項変更
申込年月日	西暦 年 月 日
会員種別	正 ・ 学生 ・ 購読 ・ 賛助
氏名	
同上ローマ字読み	
性別	男 ・ 女
生年月（西暦年・月）	西暦 年 月
勤務先	
勤務先所在地	〒
勤務先電話番号 / FAX 番号	
勤務先 e-mail	
自宅住所	〒
自宅電話番号 / FAX 番号	
自宅 e-mail	
会誌の送付先	勤務先 ・ 自宅
本学会以外の主な所属学会	

本会記入

受付年月日：

承認年月日：

送付先・問い合わせ先

土壌物理学学会事務局（庶務幹事）

〒060-8589 札幌市北区北9条西9丁目

北海道大学大学院農学研究院 土壌保全学研究室 柏木淳一 宛

E-mail spsyomu@ml.affrc.go.jp

複写される方に

本誌に掲載された著作物を複写したい方は、(社)日本複写権センターと包括複写許諾契約を締結されている企業の従業員以外は、著作権者から複写権等の行使の委託を受けている次の団体から許諾を受けて下さい。著作物の転載・翻訳のような複写以外の許諾は、直接本会へご連絡下さい。

〒107-0052 東京都港区赤坂 9-6-41 乃木坂ビル 学術著作権協会

TEL : 03-3475-5618 FAX : 03-3475-5619 E-mail : kammori@msh.biglobe.ne.jp

Notice about Photocopying

In order to photocopy any work from this publication, you or your organization must obtain permission from the following organization which has been delegated for copyright for clearance by the copyright owner of this publication.

Japan Academic Association for Copyright Clearance (JAACC)

41-6 Akasaka 9-chome, Minato-ku, Tokyo 107-0052, Japan

TEL : 81-3-3475-5618 FAX : 81-3-3475-5619 E-mail : kammori@msh.biglobe.ne.jp

土壌の物理性 第117号 (会員配布) 2011年3月20日発行

発行 土壌物理学会

〒690-8504 島根県松江市西川津町 1060

島根大学生物資源科学部内

電話 0852-32-6557

E-mail spsyomu@ml.affrc.go.jp

URL <http://wwwsoc.nii.ac.jp/jssp3/>

銀行口座 山陰合同銀行 島大前支店 (店番 100)

普通 3732697 土壌物理学会 会計 森 也寸志

郵便振替 口座番号：01350-2-40943

加入者名：土壌物理学会

編集委員会事務局 (投稿原稿送付先)

所在地はホームページ (<http://wwwsoc.nii.ac.jp/jssp3/>) で最新のものを確認して下さい。

E-mail kibyosi@ml.affrc.go.jp

印刷 創文印刷工業株式会社

〒116-0011 東京都荒川区西尾久 7-12-16

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

No. 117

March, 2011

Contents

Foreword	H. SASAKAWA ...	1
Original Papers		
Effect of gaps around a TDR probe on water content measurement : Experimental verification of analytical and numerical solutions	T. SAKAKI ...	3
Effects of soil frost depth and soil temperature on downward soil water movement during snowmelt period	Y. IWATA, S. HASEGAWA, S. SUZUKI, M. NEMOTO and T. HIROTA ...	11
Special Reports		
symposium		
Discussion at the 52nd symposium on countermeasures against soil salinization problem in arid land, JSSP	K. INOSAKO ...	23
Readers' column	S. MORIMOTO ...	31
Announcements		33
Editor's Postscript		35

Published by

Japanese Society of Soil Physics

Department of Regional Development

Faculty of Life and Environmental Science, Shimane University

1060 Nishikawatsu-cho, Matsue-shi, Shimane 690-8504 Japan

<http://wwwsoc.nii.ac.jp/jssp3/>