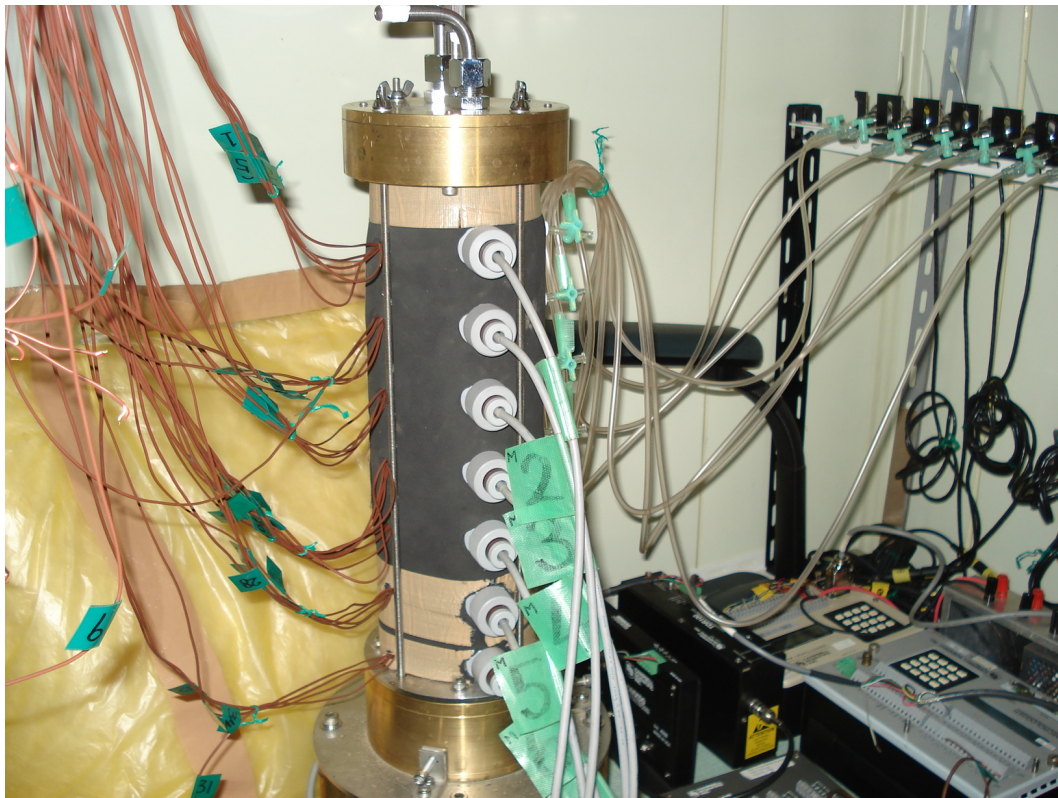


土壌の物理性

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

第116号

2010年 11月



土壌物理学会

Japanese Society of Soil Physics

土壌の物理性

第116号 2010年11月

目次

巻頭言

神 利博 ... 1

論 文

鉛直プローブによる成層土壌の平均電気伝導度の測定値評価

落合博之・登尾浩助・溝口 勝 ... 3

凍結面近傍の不凍水量変化に基づく凍土の水分特性曲線と不飽和透水係数の検討

渡辺晋生・紀藤哲矢・坂井 勝・取出伸夫 ... 9

総 説

エタノール廃液の農地還元が農地土壌環境におよぼす影響

宮本輝仁・亀山幸司・小林政広・陳 嬌・塩野隆弘 ... 19

特 集

水分・溶質移動モデル

土中への水の浸潤 4. 成層土

取出伸夫・渡辺晋生・中川絢子 ... 27

書 評

土と地球 土は地球の生命維持装置

臼井靖浩 ... 37

土粒子

土

千葉克己 ... 39

会務報告 41

編集後記 47

表紙図の説明

凍結実験の概要．カラム手前に TDR，右手にテンシオメータ，左手に熱電対が見える．カラム周囲のゴムシートと奥のガラスウールによりカラムを断熱し，カラム上下の金属セルで試料の温度を制御する．今号掲載の論文「凍結面近傍の不凍水量変化に基づく凍土の水分特性曲線と不飽和透水係数の検討」をご参照ください．

学会費納入のお願い（再）

土壌物理学会事務局

時下ますますご健勝のこととお慶び申し上げます。

さて、前号からお願いいたしております今年度（2010年度）会費の早期納入につきましては、多くの方々にご協力をいただきましたことに感謝申し上げます。

引き続き、未納の方には会費の納入にご協力いただきたく、再度案内申し上げました次第です。宜しくお願い申し上げます。

記

1. 会費の区分は、正会員 5,500 円、学生会員 3,000 円、賛助会員 22,500 円、購読会員 7,500 円となっております（学会会則第 5 条）。
2. 同封の振替用紙をご利用のうえ、会費をご入金ください。なお、誠に恐れ入りますが、手数料は各自でご負担ください。
3. 会員登録データ等の変更は、通信欄にご記入ください。
4. 前年度未納の方につきましては、今年度分と併せてご入金ください。また、通信欄にはその旨ご記入ください。
5. 何かご不明の点等ございましたら、会計幹事の森までご連絡ください。

問い合わせ先

土壌物理学会事務局（会計幹事）
〒690-8504 松江市西川津町 1060
島根大学 生物資源科学部
森 也寸志
Tel 0852-32-6550, Fax 0852-32-6499
E-mail: yasushim@life.shimane-u.ac.jp

会誌「土壌の物理性」の図表作成について（再）

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 1 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。

ものをはかる

榎 利博¹

私はこれまで幸運にもたくさんのプロジェクトで様々な物理量を現場や室内で計測する機会を得た。例えば、大深度地下坑道周辺の地下水圧や含水量の分布、全長 10 m を超える大型コンクリート梁の破壊実験における荷重 - 変位、砂粒の粒度や形状など、その種類やスケールも多種多様である。純理工系の自分にとって、目の前で起きている物理現象を計測することは楽しいものである。そのような計測をする際、いつも「測ろうとしている物理量を本当に測れているのだろうか？測れていると思込んではいないだろうか？」という疑問を自分自身に問いかける。

計測を成功させるには様々な要因があるが、1) 計測対象の境界条件が想定している状況を再現できているか、2) 計測機器の性能・特性をよく知り正しく設置しているか、3) 現象の複雑さに見合った解像度で計測できているかなどは特に重要ではないかと思う。

例えば、地下に掘削したトンネル周辺の地下水圧分布を知りたいとする。トンネル壁面からボーリング孔を掘削し深度別に圧力計を設置する。トンネルを掘削することで、その壁面において地下水圧は大気に解放される。本来、その影響を計測したいのであるが、それを計測するために更に計測用のボーリング孔を掘削する。局所的に見るとボーリング孔壁面においても地下水圧は大気に解放されることになる。そのためこの計測孔の影響をどれだけ小さくできるかで本来計測したい地下水圧の分布を測れるか、あるいは計測孔自体の影響を大きく受けた水圧分布を計測することになるかを左右する。計測装置の設置には計測対象の攪乱はつきものであるが、その影響をいかに最小限にとどめ想定している境界条件を再現するかは重要な要因である。

土壌水分計やテンシオメータなどの計測装置（以下、センサーという）は、大抵の場合それらが設置されたごく近傍の物理量を計測するものである。センサーにはそれぞれ特有の測定レンジ（測ろうとする物理量の測定可能範囲）や影響領域（どれくらいの領域の物理量を測っているかを表す指標）というものがある。これをよく理解せずに室内実験や現位置計測を実施すると不可解なデータが採れ、後にその解釈に困ることがある。例えば、地表面の土壌水分が知りたいからと土壌水分計を深さ 5 mm 程度の箇所に設置しても、地表の空気の影響を拾ってしまう。

地盤中にセンサーを設置する話をすると不均質な地盤ではどうするのかと聞かれることがよくある。弾性波トモグラフィのような物理探査的手法は計測対象の内部を推定するものである。一方、土壌水分計のようなセンサーはあくまでその影響範囲内の物理量を計測するものである。不均質地盤に多数のセンサーを設置して得られたデータを補間しその分布を推定することは可能であると思うが、不均質の度合いとセンサーの密度、つまり「空間的解像度」は重要な要素であろう。空間的解像度を上げ過ぎてセンサー自身が計測対象を乱さないように注意は必要であるが、いずれにしても 2 つのセンサー間の物理量の分布をどう推定するかは計測というより推測手法の問題だと思うのである。最近では、センサーによる点計測データおよび物理探査やリモートセンシングによる面計測などのようなスケールの違うデータを融合する技術が注目され始めている。

計測頻度も場合によっては重要な要素となる。ある学会で聞いた話であるが、アメリカのある小さな川で魚が死ぬ現象が発生した。水中に溶存酸素濃度計などのセンサーを設置し、数ヶ月間毎日データを計測した結果、魚の生態に影響を及ぼす影響は見られなかった。しかし、1 時間おきにデータを取得するようにしたところ意外な事実が判明した。毎朝、日の出直前に一時的に溶存酸素の濃度が、魚が生きられないほどのレベルにまで低下していることがわかったのである。前記のように、計測の解像度をセンサーを密にして空間的に上げることも大事であるが、計測を頻繁に実施し「時間的解像度」を適正に設定することも大事な現象を見逃さないために重要なのである。

以上、いろいろ勝手なことを述べた。センサーの数や計測回数を増やしてより多くのデータを取得すればよいように聞こえたかも知れないが、どのような計測にも予算というものがある。地盤調査では計測技術そのものが発展途中であるものも多く、その調査・試験法も日々進化している。しかし、いかに予算内の費用で最大限の情報を取得する計測を実施するかは、常にそれを使う技術者の経験や勘に大きく頼らなければならないのが現状である。余談であるが、技術者の「勘」は、日本でのゼネコン時代には「エイヤー」と表現していたが、渡米してからは「engineering judgment」というようになった。個人的には日本語の響きの方が人間味があるように思う。

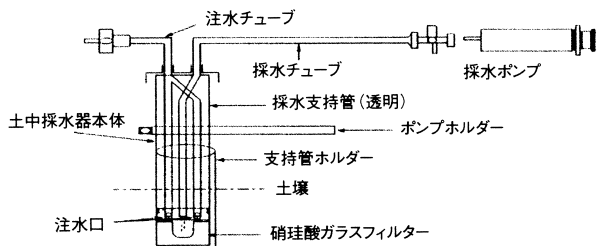
¹ Center for Experimental Study of Subsurface Environmental Processes (CESEP) and Geothermal Academy, Colorado School of Mines, USA

フジワラ

リン酸・ホウ素成分もとれる！ 土壌溶液の採取に！ 土壌採水器

特徴 ￥4,800～￥16,800

- ◆ホウ珪酸ガラス製フィルターにより、従来品では不可能だったリン酸成分も採取が可能！
- ◆石英製フィルターはさらにホウ素も採取可能に！
- ◆純水を注入することで、乾燥土壌でも採水可能！
- ◆30cm, 50cm, 1m等、支持管の長さが選べます。
- ◆ポット用には小型の土中採水器もあります！
- ◆便利な支柱金具付
- ◆水田等用に埋設型があります！



フジワラ

環境調査等に！ 新型！ 土壌採取器

特徴 特許出願中！

- ◆現場の土壌を乱すことなく250mmの深さまで土壌サンプルを採取できます。
- ◆土壌の構造破壊を最小限に抑えるために、コア先端を特殊形状（特許出願中）にしています。
- ◆オプションの透明樹脂円筒を使用することにより、土壌断面標本が作れます。



フジワラ

作物の生育は土壌管理で決まります！ 土をはかる 土壌管理&水まきシステム

◆圃場で簡単に計測ができる携帯用測定器

経時変化を簡単に計れる

セラミック土壌水分計



PF-33型
¥183,000
(2124センサー付)

現地で施肥管理

土壌用ECメーター



PK-33型
¥170,000
(2121センサー付)

堅牢で使いやすい

土壌挿入式pH計



PHS-120型
¥120,000
(補用品一式付)

土壌栄養診断に

土壌用硝酸イオンメーター



NOS-120型
¥150,000
(補用品一式付)



株式会社 藤原製作所

〒114-0024 東京都北区西ヶ原1-46-16
TEL: 03-3918-8111 FAX: 03-3918-8119
E-mail: info@fujiwara-sc.co.jp
ホームページ: http://www.fujiwara-sc.co.jp

鉛直プローブによる成層土壌の平均電気伝導度の測定値評価

落合博之¹・登尾浩助¹・溝口 勝²

Evaluating average electrical conductivity of a layered soil measured
with a vertically- installed time domain reflectometry probe

Hiroyuki OCHIAI¹, Kosuke NOBORIO¹ and Masaru MIZOGUCHI²

Abstract: Time domain reflectometry (TDR) has been popular to measure soil water content (WC) and electrical conductivity (EC) both in the field and the laboratory. Although a TDR probe detects average WC and/or EC along the probe length, a limited number of researches have been reported for the accuracy of averaging WC/EC in layered soils. We investigated the accuracy of averaging bulk EC in layered soils. A sandy soil and a loam were uniformly packed in three layers with various WC/EC in the constant temperature incubator. Each layer has a horizontally-installed three-rod TDR probe. Two vertical two-rod TDR probes were installed across the three layers of soil from the soil surface. We found that the vertically-probes average bulk EC of three layers with -9 to $+17$ % of accuracies. In addition, soil texture differences affected on different results of bulk EC between vertically- and horizontally-probes. However, we do not have to think differences of electrical conductivity between the vertically- and horizontally-probes because the differences in most of situation are less than ± 10 %.

Key Words : time domain reflectometry, electrical conductivity, layered soil, vertical TDR probe, horizontal TDR probe

1. はじめに

Time domain reflectometry (TDR) 法は、フィールド実験の際、土壌水分量や土壌溶液濃度の経時測定において頻繁に使われるようになってきている。TDR 法は、Hoekstra and Delaney (1974) による実験室内での土壌水分量の測定実験が起源と考えられている。その後、Dalton et al. (1984) によって TDR 法を用いた土壌水分量と電気伝導度の同時測定法が確立され、TDR 法の普及に拍車を掛けた。

鉛直 TDR プローブの普及は、Topp and Davis (1981) が、ロッド長さ 1100 mm、ロッド直径 12 mm、ロッド間隔 50 mm の 2 線式 TDR プローブを地表面から鉛直に挿

入して土壌水分量分布の測定を行ったのが始まりだと考えられているが、この TDR プローブは、不連続点を作って深さごとの水分分布の測定を試みたがうまくいかずほとんど普及しなかった。Rhoades et al. (1976) によって、理論的に土壌水分の増減も電気伝導度の増減に影響していることがわかった。それを基にして、Kachanoski et al. (1992) によって、圃場における電気伝導度の測定が単純な 2 線式の鉛直 TDR プローブで行われ、実際に土壌水分の増減も電気伝導度の増減に影響していることが報告された。Lee et al. (2001) は、ロッド直径 2.5 mm、長さ 200 mm の鉛直 TDR プローブを用いてカラム実験において溶質移動測定を行い、鉛直 TDR プローブで測定した電気伝導度が、溶液濃度を調整した土壌試料の排出液から求めた溶質濃度とほぼ等しいことを示した。また、Nadler et al. (1991, 2002) は、2 層からなる土壌を用いて、2 本の鉛直 TDR プローブ (直径 2 mm、長さ 150 mm、ロッド間隔 12.5 mm) で測定した電気伝導度の値と、3 本の水平 TDR プローブ (深さ 2.5, 7.5, 12.5 cm に挿入) の平均電気伝導度との値がほぼ等しくなることを明らかにした。しかし、落合ら (2009) が示すように、圃場では下層に蓄積された溶質が地表面に向けて上昇することがあるため、根群域では、浸潤前線や蒸発前線を含む層が形成される場合がある。そのため、鉛直 TDR プローブの長さによっては、3 層以上の溶質濃度の異なる層における電気伝導度測定を行わなければならない。そこで、これまでの既存研究で 2 層までしか研究されていない鉛直 TDR プローブによる電気伝導度の測定結果を 3 層以上で考える必要がある。以上のことから、本研究では豊浦砂と関東ロームを用いて、実験室内において土壌水分量と土壌溶液濃度を变化させた 3 層土壌に挿入した鉛直 TDR プローブの精度を評価した。

2. 実験方法

長さ 75 mm、直径 1.6 mm、ロッド間隔 10 mm のステンレスロッドで 2 線式 TDR プローブを作り、鉛直 TDR プローブとして用いた。水平 TDR プローブは、内径 76.5 mm、高さ 25 mm のアクリルカラムに長さ 77 mm、直径 1.6 mm、ロッド間隔 5.0 mm のステンレスロッド 3 本の両端をアクリルカラム壁で固定して 3 線式 TDR プローブとした、鉛直プローブと水平プローブのロッド片端に

¹Meiji University, School of Agriculture, 1-1-1 Higashimita, Tama, Kawasaki, Kanagawa 214-8571, Japan. Corresponding author: 落合博之, 明治大学農学部

²The University of Tokyo, Interfaculty Initiative Information Studies, Graduate School of Interdisciplinary Information Studies, 1-1-1 Yayoi, Bunkyo, Tokyo, 113-8657, Japan.

2010年5月19日受稿 2010年10月15日受理
土壌の物理性 116号, 3-8 (2010)

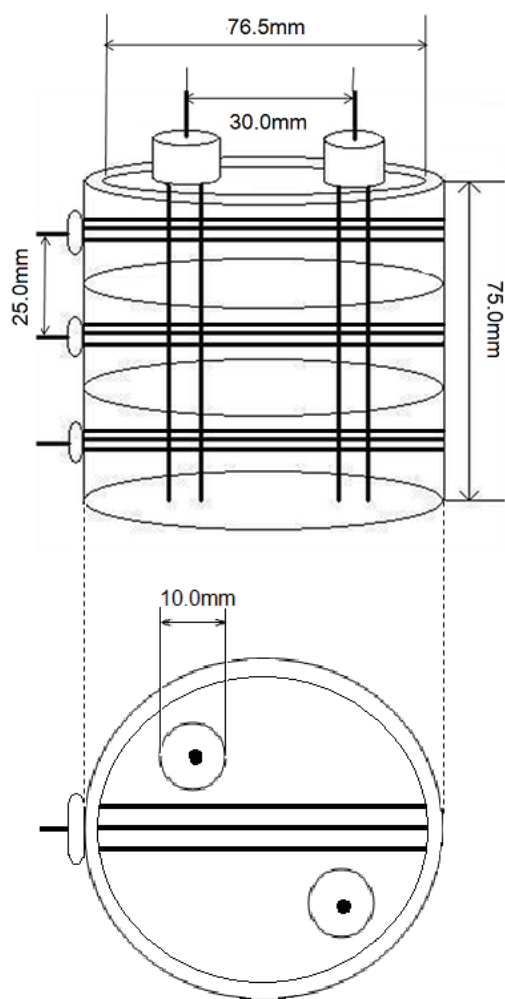


Fig. 1 実験見取り図.
Sketch.

はそれぞれ同軸ケーブル (RG-58A/U, 50 Ω) をハンダ付けした。TDR プローブ付きカラムに土壌水分量と土壌溶液濃度を調整した土壌をカラム一つずつそれぞれで充填してラッピングし、3つのカラムに土壌を充填したのちラッピングを取りはずし、3個重ねて鉛直 TDR プローブを挿して実験を行った。充填した土壌は、まず実験開始前にある量の風乾土壌を乾燥し、風乾土に含まれていた水分量を計測し、それを考慮して土壌水分量を決定した。ジッパー付き密封式ビニール袋内で逆浸透水を風乾供試土に加えて土壌水分量を、KCl 溶液 (0.1 mol L⁻¹) を風乾供試土に加えて土壌溶液量を調節したものをを用いた。3個重ねたカラムに2線式 TDR プローブを2本鉛直方向に挿入して実験を行った (Fig. 1)。見かけの電気伝導度の変化は、土壌水分量の変化と土壌溶液濃度の変化が、共に影響する (Rhodes et al., 1976) ことから、実験は、(1) 土壌水分量を一定 ($\theta = 0.18 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) にして土壌溶液濃度をカラムごとに変化させる (Table 1)、(2) 土壌溶液濃度を一定にして土壌水分量をカラムごとに変化させる (Table 2)、(3) 土壌水分量と溶液濃度の両方をカラムごとに変化させる (Table 3)、の3通りを行った。実験には豊浦砂と関東ロームを用いて行った。豊浦砂と

関東ロームの物理特性は、Table 4 に示した。全てのカラムにおいて乾燥密度が、豊浦砂では $1.50 (\text{Mg m}^{-3})$ 、関東ロームでは $0.75 (\text{Mg m}^{-3})$ となるように充填した (Table 4)。また、全ての実験は、20 °C 一定に保たれたインキュベーター内で行った。測定では、TDR プローブ間が短いことによる影響を考慮して (Castiglione et al., 2006)、SDMX50 は用いずにケーブルテスター TDR 装置 (テクトロニクス社製 1502C) を PC につなぎ、ソフトウェア WINTDR (Or et al., 1998) でデータをそれぞれ

Table 1 土壌水分量一定 ($\theta = 0.18 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) で各層の溶液濃度を変化。
Concentration differences in layers.

		Experimental number				
豊浦砂		S01	S02	S03	S04	S05
関東ローム		C01	C02	C03	C04	C05
Layer	Top	W	KCl	W	KCl	W
	Middle	W	W	W	W	KCl
	Bottom	W	W	KCl	KCl	W
Distribution (EC)			/	\	<	>

W: water, KCl: 0.1 mol L⁻¹ (EC = 120 dS m⁻¹) potassium chloride

Table 2 溶液濃度一定 (EC = 120 dS m⁻¹) で土壌水分量を変化。
Water content differences in layers.

		Experimental number				
豊浦砂		S06	S07	S08	S09	S10
関東ローム		C06	C07	C08	C09	C10
Layer	Top	0.18	0.18	0.18	0.27	0.10
	middle	0.18	0.27	0.10	0.10	0.18
	bottom	0.18	0.10	0.27	0.18	0.27
Distribution (water content)			>	<	<	\

(m³ m⁻³)

Table 3 土壌水分量と電気伝導度を共に変化。
Water content and concentration differences in layers.

		Experimental number						
豊浦砂		S11	S12	S13	S14	S15	S16	S17
関東ローム		C11	C12	C13	C14	C15	C16	C17
Layer	Top	KCl	KCl	W	KCl	W	W	W
	middle	0.18	0.18	0.27	0.10	0.18	0.27	0.27
	bottom	W	W	W	W	W	KCl	KCl
Distribution (EC)		0.27	0.10	0.18	0.18	0.10	0.18	0.10
		W	W	KCl	KCl	KCl	W	W
		0.10	0.27	0.10	0.27	0.27	0.10	0.18
Distribution (water content)		/	/	\	<	\	>	>
		>	<	/	\	<	/	<

Table 4 カラムに充填した豊浦砂と関東ロームの物理特性 .
Soil physical properties of Toyoura sand and Kanto loam packed in column.

	豊浦砂	関東ローム
土粒子密度 (Mg m^{-3})	2.650	2.875
乾燥密度 (Mg m^{-3})	1.50	0.75
飽和透水係数 (cm s^{-1})	2.3×10^{-2}	4.6×10^{-3}
50 % 粒径 D_{50}	0.225	0.110

れ採取して解析後に PC に保存した . 2 本の鉛直プローブと 3 本の水平 TDR プローブそれぞれで 3 回ずつ電気伝導度を測定した . 3 本の水平 TDR プローブで測定した電気伝導度の平均値と 2 本の鉛直 TDR プローブで測定した電気伝導度の平均を比較した .

異なる濃度の溶液を用いて EC メータによる測定値 ($EC_b \text{ dS m}^{-1}$) と WINTDR による見かけの値 ($EC_{WINTDR} \text{ dS m}^{-1}$) を比較して , 電気伝導度測定に対する各 TDR プローブの校正を (1) 式により行った (Heimovaara et al., 1995).

$$EC_b = aEC_{WINTDR} + b \quad (1)$$

ここで , a と b は実験定数を表し , 本研究で用いたすべての TDR プローブに対して決定した . 本研究では恒温槽 (20 °C 一定) で実験を行ったので , 電気伝導度の温度依存性は考慮しなかった .

3. 結果と考察

3.1 土壌水分量一定の場合

はじめに 3 つの層の土壌水分量を一定にし , 土壌溶液濃度を変化させて実験を行った . 豊浦砂での結果を S01 ~ S05 (Fig. 2 (a)) に , 関東ロームでの結果を C01 ~ C05 (Fig. 2 (b)) に示した . 豊浦砂と関東ロームに同様の傾向が見られた . 溶液濃度が一定 (S01 と C01) の場合は , 水平 TDR プローブと鉛直 TDR プローブによる EC_b 測定にほとんど差はなかった . このことから単一層の土壌においては鉛直 TDR プローブと水平 TDR プローブの EC 濃度の測定が等しくなることがわかった . しかし , 上部カラム内の溶液濃度が高い場合 (S02 と C02) は鉛直 TDR プローブによる測定値が , 水平 TDR プローブの測定値より豊浦砂では 7.5 ~ 14 % 高くなり関東ロームでは 3 ~ 5 % 高くなった , この結果は , これまで行われてきた Nadlar et al. (2002) によって行われた測定結果とは異なり , 2 層の土壌における鉛直 TDR プローブと水平 TDR プローブの EC 濃度測定の結果に差があることがわかった . また , 中央のカラム内の溶液濃度が両端のカラム内の溶液濃度より低いとき (S04 と C04) は , 鉛直 TDR プローブでの測定は水平プローブより豊浦砂で 9 % , 関東ロームで 3 % 小さくなったが , 逆に中央カラムの溶液濃度が最大のとき (S05 と C05) は鉛直 TDR プローブでの測定値は水平プローブより豊浦砂で 17 % ,

関東ロームで 5 % 大きくなった . 3 層の土壌においても , 2 層の土壌同様に鉛直 TDR プローブと水平 TDR プローブの EC 濃度測定に変化が出た . また , 豊浦砂を用いた実験では溶質量が等しい場合 , 特に水平 TDR プローブによる測定では電気伝導度が 35.70 ~ 36.69 (dS m^{-1}) とほぼ等しかったのに対して (S02, S03, S05) , 関東ロームでは濃度分布で 44.55 ~ 52.54 (dS m^{-1}) となった (C02, C03, C05) .

以上のことから , 土壌水分量を一定にし , 溶質濃度を变化させた場合は , 層の境界部分で電磁波の減衰量が突如大きく変化することで電気伝導度の値にも鉛直 TDR プローブと水平 TDR プローブでの測定に差が生まれると考えられ , Nadler et al. (2002) の研究と同じ結果が得られないことがわかった . さらに水平 TDR プローブによる電気伝導度測定の結果から , 関東ロームのほうが豊浦砂よりも溶質濃度を一定にすることが困難であることもわかった .

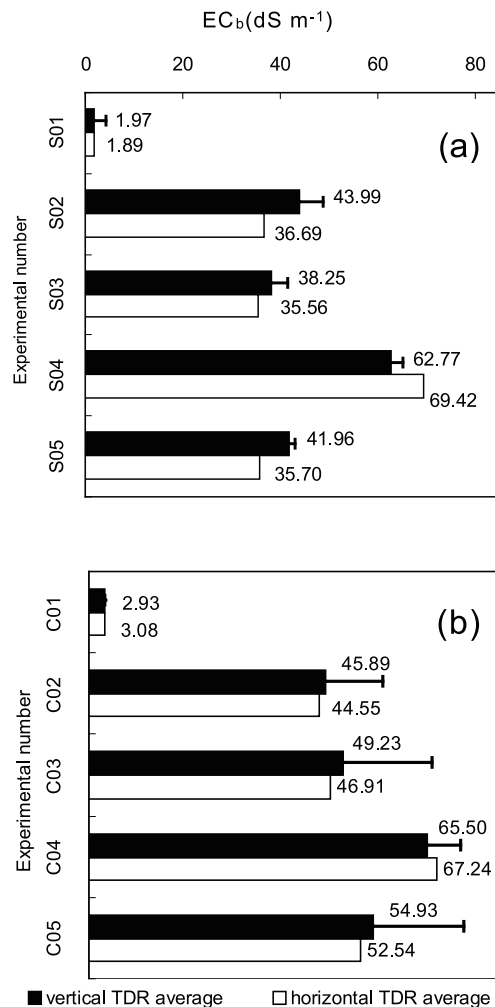


Fig. 2 (a) 豊浦砂、(b) 関東ロームにおいて土壌水分量一定 ($\theta = 0.18 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) で各層の溶液濃度を变化 (エラーバーは ± 1 標準偏差) .
Concentration differences in layers by (a)Toyouira sand and (b)Kanto loam (Bars indicate \pm one S.D.).

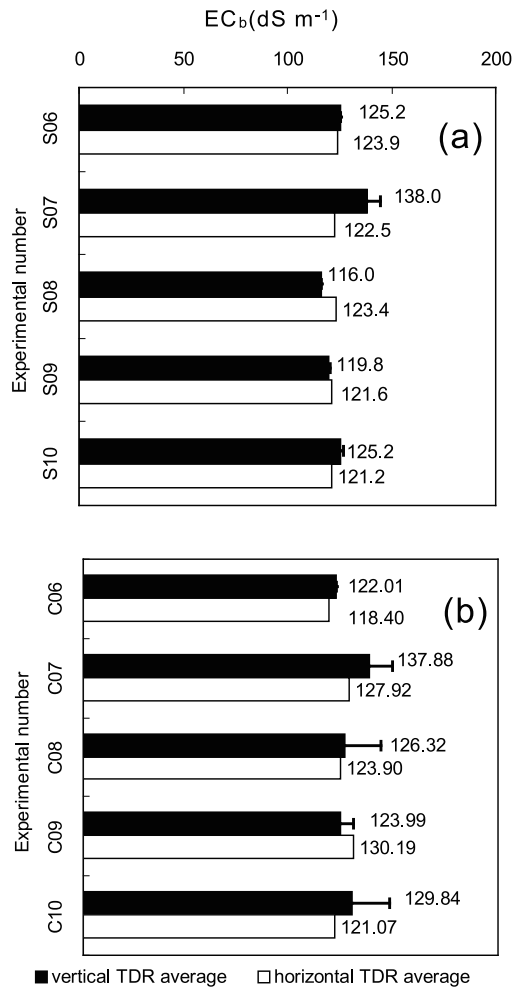


Fig. 3 (a) 豊浦砂、(b) 関東ロームにおいて溶液濃度一定 ($EC=122 dS m^{-1}$) で各層の土壌水分量を変化 (エラーバーは ± 1 標準偏差)。

Water content differences in layers by (a) Toyoura sand and (b) Kanto loam (Bars indicate \pm one S.D.).

3.2 土壌溶液濃度一定の場合

豊浦砂での結果を S06 ~ S10 (Fig. 3 (a)) に関東ロームでの結果を C06 ~ C10 (Fig. 3 (b)) に示した。土壌水分量と溶液濃度が一定 (S06 と C06) の場合は、鉛直 TDR プローブと水平 TDR プローブの測定値はほぼ等しかった。中央カラムの土壌水分量が最大 (S07 と C07) のとき、鉛直 TDR プローブでの測定値は水平プローブのそれより豊浦砂で 12%、関東ロームで 8% 大きくなった。一方、中央のカラムの土壌水分量が最小 (S08, S09, C08, C09) のときは豊浦砂で 1 ~ 5%、関東ロームで 2 ~ 5% 小さくなった。このことから溶質濃度が等しく土壌水分量の異なる 3 層の土壌では、中央の層の土壌水分量が高い時のほうが低い時に比べて差が大きくなることわかった。さらに、下部カラム内の土壌水分量を最大にし、上部カラム内を最小 (S10 と C10) にしたときは、鉛直 TDR プローブでの測定値は水平プローブのそれより豊浦砂で 3%、関東ロームで 7% 大きくなり、2 層の土壌より 3 層の土壌のほうがより大きな差となることがわかった。S07 ~ S10 と C07 ~ C10 が同一の添加水分量、溶質量であり、豊浦砂の測定における水平 TDR プ

ローブによる値が、関東ロームでの値より近い値であったことから、この実験においても豊浦砂での実験が関東ロームより正確に実験できたことがわかった。

3 層に分かれた土壌状態では中央の層の土壌水分量または溶液濃度が最大 (S05, S07, C05, C07) のときは、鉛直 TDR プローブの測定値は水平 TDR プローブの平均値に比べて小さくなり、逆に 3 層のうちの中央の層の土壌水分量または溶液濃度が最小となるときの (S04, S08, S09, C04, C08, C09) のときは、鉛直 TDR プローブは水平 TDR プローブの平均値を過大評価することがわかった。これらの主な原因は、電磁波の減衰量が層の境界で急激に変化することによって電磁波の増減が急激に起き、それによって電気伝導度に影響が出たと考えられる。中央の層が電磁波の減衰量が低くなるときはその後減衰量が増えることによって鉛直 TDR プローブでの測定値が低くなったと考えられ、逆に中央の層の電磁波の減衰量が高くなるときはその後の減衰量が下がることから鉛直 TDR プローブの測定値が高くなったと考えられる。

3.3 土壌水分量と溶液濃度が共に変化する場合

豊浦砂での結果を S11 ~ S17 (Fig. 4 (a)) に関東ロームでの結果を C11 ~ C17 (Fig. 4 (b)) に示した。土壌水分量が中央のカラムで最大となり溶液濃度が上方カラムで最大となったとき (S11 と C11)、鉛直 TDR プローブでの測定値は水平プローブのそれを豊浦砂で 15%、関東ロームで 7% 過大評価し、それぞれ S02 と S07、C02 と C07 の結果を反映した。S13, S16, C13, C16 でも同様に鉛直 TDR プローブによる測定値は水平プローブのそれに比べて大きくなった。

最後に土壌水分量の分布具合で EC を過大評価し (S07, S10, C07, C10)、溶液濃度の分布で過小評価する (S04 と C04) 組み合わせ、又は逆 (S02, S03, S05 と S08, S09 及び C02, C03, C05 と C08, C09 との組み合わせ) の場合である S12, S14, S15, S17 及び C12, C14, C15, C17 について検討した。豊浦砂では鉛直 TDR プローブでの測定値が、水平 TDR プローブの平均値を過大評価するとき (S12 と S14) と過小評価するとき (S15 と S17) があつた。関東ロームでは C12 と C14 はそれぞれ水平 TDR プローブの平均値とほぼ等しく、C15 は 2% 過大評価し C17 は 4% 過小評価した。このことから土壌水分量と水溶液濃度の分布具合によって鉛直 TDR プローブの測定値は変わってくると考えられる。

豊浦砂の結果と関東ロームの結果で関東ロームを用いての鉛直 TDR プローブによる測定値のほうが豊浦砂での測定値に比べて水平 TDR プローブ測定値により近い値を示した。特に S14 では豊浦砂では鉛直 TDR プローブでの平均値が水平 TDR プローブの平均値に比べて 9% 高かったのに対して C14 の関東ロームではほぼ等しくなった。さらに S15 の豊浦砂では鉛直 TDR プローブの平均値が水平 TDR プローブの平均値より 5% 低いのにに対して C15 の関東ロームでは 2% 高くなった。このように土性が異なることで鉛直 TDR プローブによる測

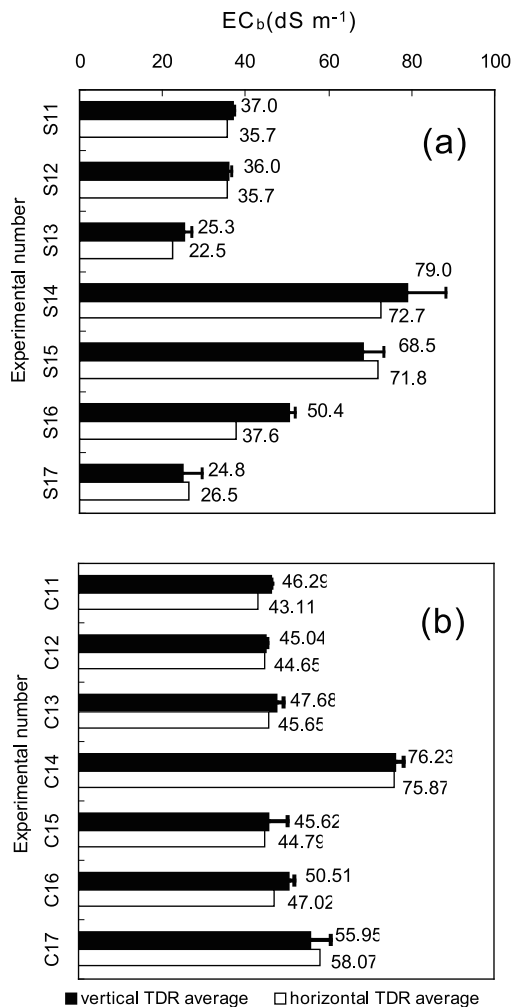


Fig. 4 (a) 豊浦砂、(b) 関東ロームにおいて土壌水分量と電気伝導度を共に変化(エラーバーは±1標準偏差)。
Water content and Concentration differences in layers by (a) Toyoura sand and (b) Kanto loam (Bars indicate ± one S.D.).

定値が、水平 TDR プローブの平均値を過大評価するときと過小評価するときがあることがわかったがほぼすべての測定で 10 % 以内の誤差に収まることがわかった。

4. まとめ

鉛直 TDR プローブを用いた 3 層の土壌における電気伝導度の測定は、土壌水分量と溶質濃度の分布によって過大評価や過小評価することが判明した。土壌水の土壌水分量もしくは溶液濃度のみを変化させたときは、中央のカラムが最大のとき鉛直 TDR プローブの測定は 5 ~ 17 % 水平 TDR プローブの測定値より過大評価し、誤差を考慮する必要があることがわかった。しかし、土壌水分量と溶液濃度の両方を変化させた場合は、そのほとんどが誤差 ±10 % 以内に収まることがわかり、圃場での測定の際は、土壌水分量が中央のカラムで最大となり溶液濃度が上方カラムで最大(7 ~ 15 % の誤差)といった特定の条件下以外では誤差を考慮する必要がないことがわかった。

加えて、土性が豊浦砂と関東ロームで異なると鉛直 TDR プローブによる測定値に影響を及ぼすことがわか

り、鉛直 TDR プローブを用いた電気伝導度測定において、関東ローム土壌で用いた結果が豊浦砂で用いた結果より、水平 TDR プローブの測定値に値に近いことがわかった。さらに、3 層からなる成層土壌において、関東ロームで鉛直 TDR プローブを用いた場合、すべての測定結果で誤差が 10 % 以内に収まったことから関東ロームの土壌では、鉛直 TDR プローブを用いた測定で正確な値が測定可能であることがわかった。

謝辞

本研究の一部は(財)日本宇宙フォーラム第 7 回選定宇宙環境利用に関する公募地上研究の助成により行った。

引用文献

- Castiglione, P., Shouse, J.P. and Wraith, M.J. (2006): Multiplexer-induced interference on TDR measurements of electrical conductivity. *Soil Science Society of American Journal*, 70: 1453–1458.
- Dalton, F.N., Herkelrath, W.N., Rawlins, D.S. and Rhoades, J.D. (1984): Time-domain reflectometry: Simultaneous measurement of soil water content and electrical conductivity with a single probe. *Science*, 224: 989–990.
- Heimovaara, T.J., Focke, A.G., Bouten, W. and Verstraten, J.M. (1995): Assessing temporal variations in soil-water composition with Time-Domain reflectometry. *Soil Science Society of American Journal*, 59: 689–698.
- Hoekstra, P. and Delaney, A. (1974): Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies. *Journal of Geophysical Research*, 79: 1699–1708.
- Kachanoski, R.G., Pringle, E. and Ward, A.L. (1992): Field measurement of solute travel times using time domain reflectometry. *Soil Science Society of American Journal*, 56: 47–52.
- Lee, J., Horton, R., Noborio, K. and Jaynes, D.B. (2001): Characterization of preferential flow in undisturbed, structured soil columns using a vertical TDR probe. *Journal of Contaminant Hydrology*, 51: 131–144.
- Nadler, A., Dasberg, S. and Lapid, I. (1991): Time domain reflectometry measurement of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Science Society of American Journal*, 55: 938–943.
- Nadler, A., Green, S.R., Vogeler, I. and Clothier, B.E. (2002): Horizontal and vertical TDR measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Science Society of American Journal*, 66: 735–743.
- 落合博之, 登尾浩助, 北直裕, 加藤高寛 (2009): 熱水土壌消毒時及びその後の土壌中における溶質動態. *土壌の物理性*, 112: 9–12.
- Or, D., Fisher, B., Hubscher, R.A. and Wraith, J. (1998): WinTDR 98 V.4.0 —Users Guide—. Department of Plants, Soil and Biometeorology, Utah State University, Logan, UT.
- Rhoades, J.D., Raats, P.A.C. and Prather, R.J. (1976): Effects of Liquid-phase electrical conductivity, water content, and sur-

face conductivity on bulk soil electrical conductivity. Soil Science Society of American Journal, 40: 651–655.
Topp, G.C. and Davis J.L. (1981): Detecting infiltration of wa-

ter through soil cracks by time-domain reflectometry. Geoderma, 26: 13–23.

要 旨

TDR 法は、土壌水分量と電気伝導度の両方を圃場や実験室内で同時に経時的に測定できることから頻繁に使われている。これまで TDR プローブ間の平均土壌水分量と平均電気伝導度に関するいくつかの研究がされている。そこで、本研究では 3 層からなる成層土壌での平均バルク電気伝導度の測定値の評価をした。実験は、豊浦砂と関東ロームを用いた。土壌水分量と土壌溶液濃度を層ごとで調節し、温度一定に保たれたインキュベーター内で行った。それぞれの層に水平 TDR プローブを、また地表面から鉛直 TDR プローブを埋設した。鉛直 TDR プローブでの平均バルク電気伝導度は $-9 \sim +17\%$ 誤差を生じることがわかった。しかし、ほぼすべての実験で 10% 以下の誤差だったことから鉛直 TDR プローブと水平 TDR プローブによる電気伝導度の測定は圃場においてほぼ等しく測定可能であることが判明した。

キーワード：TDR，電気伝導度，成層，鉛直 TDR プローブ，水平 TDR プローブ

凍結面近傍の不凍水量変化に基づく 凍土の水分特性曲線と不飽和透水係数の検討

渡辺晋生¹・紀藤哲矢¹・坂井 勝²・取出伸夫¹

Evaluation of hydraulic properties of a frozen soil based on observed unfrozen water contents
at the freezing front

Kunio WATANABE¹, Tetsuya KITO¹, Masaru SAKAI² and Nobuo TORIDE¹

Abstract: We evaluated hydraulic properties of a frozen soil based on the observed temperature, water content, and pressure head near the freezing front in a one-dimensional freezing column experiment for an unsaturated silty loam soil. Amount of unfrozen water near the freezing front was more than equilibrium amount of water according to the retention curve at the equivalent pressure head because freezing was a slow process. We proposed a modified- θ model to describe nonequilibrium amount of unfrozen water in the retention curve. Coupled heat and water flow equations were simulated with a modified- θ model as well as two other existing hydraulic property models: the classical Harlan model, and the modified- K model. The Harlan model overestimated water flow from the unfrozen region to the frozen region. Although the modified- K model well simulated water flow in a frozen soil, calculated pressure heads and liquid water content showed unrealistic changes at the freezing front due to the extremely large decrease in the hydraulic conductivity. The modified- θ model agreed well with observed liquid water contents and pressure heads in a frozen soil. The unsaturated hydraulic conductivity of a frozen soil based on the modified- θ model would be more physically feasible than other two hydraulic property models.

Key Words: frozen soil, unfrozen water, water retention curve, unsaturated hydraulic conductivity, nonequilibrium

1. はじめに

土中には、0°Cに冷やされても毛管力や表面力の効果により凍らない水が存在する。この凍土中の不凍水は、さらなる温度低下により氷に相変化して減少する。凍結面近傍においては、凍土中の不凍水の圧力が未凍土中の土中水の圧力より低いいため、未凍土から凍土への水分移動が生じる。氷と不凍水が共存する凍土中においても、

不凍水の圧力勾配により低温領域へ液状水が移動する (Hoekstra, 1966; Fukuda et al., 1980)。こうした土中水の再分布は、春先の農地の水分・施肥管理 (Baker and Spaans, 1997; Derby and Knighton, 2001) や地耐力、凍土下の土壤微生物の活性 (Watanabe and Ito, 2007)、融雪水による表土流亡 (Singh et al., 2009) などに影響を及ぼすため、凍結・融解過程における不飽和土中の水分・熱移動を予測することは重要である。

凍結にともなう不飽和土中の水分の再分布過程は、水の相転移を含みリチャーズ式と熱移動方程式により予測できる (たとえば、渡辺ら, 2007)。これらの移動式を解くためには、凍土の水分移動特性、すなわち、不凍水量と圧力水頭との関係を与える凍土の水分特性曲線と凍土の不飽和透水係数を適切に表現することが重要である。特に、凍結面近傍の水分移動特性は、未凍土から凍土への水分移動量に大きな影響を及ぼす。しかし、凍土の水分移動特性、とりわけ不飽和透水係数の測定は非常に難しい。既往の不飽和土の凍結実験 (たとえば、Fukuda et al., 1980; Jame and Norum, 1980; 溝口ら, 1986) においても、凍土中の不凍水量や不凍水圧力の測定の難しさから、凍結面近傍における液状水量や土中水の圧力変化の連続測定に成功した例はない。凍土の透水係数の測定も試みられているが (Burt and Williams, 1976; Horiguchi and Miller, 1986; McCauley et al., 2002)、測定可能な温度や水分量範囲は限られている。それゆえ、凍結面近傍の土の水分移動特性の検討は十分に行われていない。

未凍土中の水分・熱移動モデルを凍結過程に拡張するために、Harlan (1973) は、未凍土の水分量-圧力との関係が凍土の不凍水量-圧力との関係と等しいと仮定し、さらに未凍土の不飽和透水係数-液状水量との関係と凍土の不飽和透水係数-不凍水量との関係を同一の関係式で表現した (Harlan モデル: 木下, 1982)。不凍水の圧力は、クラウジウスクラペイロン式により凍土の温度から与えられる。このモデルは、未凍土の移動モデルを比較的単純に修正することで凍結過程の計算を可能にするが、未凍土から凍土への水分移動を過大評価することが指摘されている (Harlan, 1973)。そこで、氷量増加にともなう水みちの変化や氷による水みちの閉塞を考慮し、未凍土の

¹Graduate School of Bioresources, Mie University, 1577 Kurima-Machiya, Tsu, Mie 514-8507, Japan. Corresponding author: 渡辺晋生, 三重大学大学院生物資源学研究所

²Dept. Plants, Soils, and Climate, Utah State University, 4820 Old Main Hill, Logan, UT 84322-4820, USA
2010年9月23日受稿 2010年10月21日受理
土壌の物理性 116号, 9-18 (2010)

透水係数を抵抗係数と氷量の割合に基づく指数関数を用いて補正し、凍土の透水係数の低下を表現するモデルが提案されている (K 補正モデル: Jame and Norum, 1980; Lundin, 1990). しかし、このモデルは凍土の透水係数を液状水量の等しい未凍土の透水係数より数オーダー小さく与えることが多く、物理的に考えにくい (Watanabe, 2008). また、抵抗係数の決定法も明確に示されていない. 抵抗係数は、土質や水分量、さらには凍結面と地下水面の距離や凍結履歴によっても異なり、氷量のみで表現することの限界が指摘されている (Newman and Wilson, 1997). 不飽和透水係数は液状水量の影響を最も強く受けるため、アイスレンズや氷板の生じない不飽和凍土の透水係数は、氷量ではなく不凍水量の関数で表現する方が物理的には妥当である (Watanabe and Flury, 2008). このため、凍土の透水係数モデルの検討には、凍結面近傍における不凍水量の把握が重要である.

近年、氷量や表面力の効果を考慮した TDR の校正モデルがいくつか提案され (Bittelli et al., 2004; Watanabe and Wake, 2009; 渡辺, 2010), 凍土中の不凍水量測定の精度が向上している (Stähli and Stadler, 1997; Watanabe and Wake, 2008). そこで本研究では、不飽和土カラムの鉛直一次元凍結実験において、温度、テンシオメータによる土中水圧力、TDR による液状水量の連続的測定を行った. 凍結面近傍の凍土の土中水圧力の変化を温度とクラウドジウスクラペイロン式により推定し、凍結過程にある土の水分量と圧力の関係を求めた. 得られた凍結過程の水分量-圧力関係に Durner モデル (Durner, 1994) を適用し、未凍土と同様に凍土の不飽和透水係数を表現するモデルを提案した (θ 補正モデル). そして、従来の Harlan モデルや K 補正モデルと、ここで提案した θ 補正モデルを用いた水分・熱移動モデルを凍結過程の水分量変化の実測値と比較し、凍結面近傍の土の不飽和透水係数の検討を行った. なお、凍結過程の不飽和土中の水分・熱移動のそれぞれのモデルの数値計算には修正版 HYDRUS-1D (Hansson et al., 2004; 渡辺ら, 2007; Šimůnek et al., 2008) を用いた.

2. 凍結過程の土中の水分・熱移動モデル

2.1 水分・熱移動モデル

凍結をとまなう土中の水分、熱移動は、非等温下の水分、熱移動式に氷の相変化と潜熱項を加えて表される (渡辺ら, 2007). 水分量が比較的高く、水蒸気移動が無視できるときは、次式となる.

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{lh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{lh} + K_{IT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} - L_t \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_l q_l \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

ここで、 t は時間、 T は温度、 h は圧力水頭、 z は鉛直位置、 θ は体積含水率、 ρ は密度である. 添え字の l, i はそれぞれ液状水、氷を示し、 $\theta_l + \theta_i (= \theta)$ は全水分量で

ある. 以下、未凍土、凍土に関わらず、液状水量 (不凍水) は θ_l で表す. また、(1) 式の K_{lh} , K_{IT} は圧力勾配および温度勾配で移動する液状水の透水係数であり、 K_{IT} は通常 K_{lh} に土中水の表面張力の温度変化と促進係数を乗じて表現される (Noborio et al., 1996; 渡辺ら, 2007). (2) 式については、 C_p は熱容量、 q_l は水分フラックス、 L_f は水の凍結潜熱、 λ は熱伝導率である. 凍土について (1) 式と (2) 式を連立して解くためには、凍土の水分特性曲線 ($\theta_l - h$ 関係) と不凍水量曲線 ($\theta_l - T$ 関係)、透水係数が必要である. また、熱的性質 C, λ については、液状水量 θ_l だけでなく氷量 θ_i との関係もそれぞれ必要となる.

氷と水が共存する場合、二相共存系の状態方程式であるクラウドジウスクラペイロン式が成立する. 凍上が生じず、氷圧を大気圧と等しいとみなせる場合、凍土中の不凍水の圧力水頭 h と温度 T との関係は次式で与えられる.

$$h = \frac{L_f}{g} \ln \frac{T}{T_m} \quad (3)$$

ここで、 g は重力加速度、 T_m は融点である. そして、土中の水の固液界面と未凍土中の水の気液界面の幾何学的形状を同一とみなし (渡辺ら, 2007), 凍土の $\theta_l - h$ 関係が未凍土の水分特性曲線 ($\theta - h$ 関係) と等しいと仮定すると、(3) 式を用いて任意の温度 T の凍土の不凍水量 θ_l を推定できる (Williams, 1964; Koopmans and Miller, 1966). 温度平衡状態にある凍土へのクラウドジウスクラペイロン式の適用の妥当性は、カロリーメトリー法や核磁気共鳴法を用いた実験からも示されている (たとえば、Black and Tice, 1989).

2.2 水分移動特性と熱的性質

水分特性曲線は、van Genuchten モデル (van Genuchten, 1980) で与えた 2 種類の土の水分特性曲線の線形和で表す Durner モデル (Durner, 1994) を用いた.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = w_1 [1 + (\alpha_1 h)^{n_1}]^{-m_1} + w_2 [1 + (\alpha_2 h)^{n_2}]^{-m_2} \quad (4)$$

ここで、 S_e は有効飽和度、 θ_r は残留体積含水率、 θ_s は飽和体積含水率、 $\alpha, n, m = 1 - 1/n$ は水分特性曲線の傾きを与えるパラメータ、 w_1, w_2 は重み付けパラメータであり $w_1 + w_2 = 1$ である. Mualem (1976) のモデルに基づく閉形式の不飽和透水係数は、次式で与えられる (Priesack and Durner, 2006).

$$K_{lh}(\theta) = K_s (w_1 S_{e1} + w_2 S_{e2})^\ell \times \frac{\left[w_1 \alpha_1 \left\{ 1 - \left(1 - S_{e1}^{1/m_1} \right)^{m_1} \right\} + w_2 \alpha_2 \left\{ 1 - \left(1 - S_{e2}^{1/m_2} \right)^{m_2} \right\} \right]^2}{(w_1 \alpha_1 + w_2 \alpha_2)^2} \quad (5)$$

ここで、 K_s は飽和透水係数、 ℓ は間隙結合係数である. なお、 $w_2 = 0$ のとき、Durner モデルは単一な土となり、通常の van Genuchten モデルとなる.

液状水（不凍水）量 θ_l の凍土の透水係数 $K_{lh}(\theta_l)$ は、間隙水の成長にともなう水みちの変化などにより、 θ_l と等しい水分量の未凍土の透水係数 $K_{lh,unfrozen}(\theta_l)$ より低いと考え、未凍土の透水係数に対して氷量 θ_i の割合により指数関数的に減少する $K_{lh}(\theta_l)$ を仮定するモデルが提案されている (Jame and Norum, 1980; Lundin, 1990)。

$$K_{lh}(\theta_l) = K_{lh,unfrozen}(\theta_l) \times 10^{-\frac{\theta_i}{\theta} \Omega} \quad (6)$$

ここで、抵抗係数 Ω は経験的に与えられる定数である。(6)式に従えば、不凍水量 θ_l が等しい凍土であっても、全水分量 θ が異なれば氷量 $\theta_i (= \theta - \theta_l)$ も異なるため、 $K_{lh} - \theta_l$ 関係は一致しない。また、 Ω は氷の発生にともなう不凍水の流路の変化を与えるパラメータとみなせるが、砂やシルトでは 8 程度と非常に大きな値の報告もあり (Gosink et al., 1988)、詳細は不明な点が多い。

凍土の熱容量 C_p は、各相の熱容量とそれぞれの体積割合の積の総和として表される (渡辺ら, 2010)。一方、凍土の熱伝導率 λ は液状水量と氷量によって非線形に変化する。本研究では、Hansson et al. (2004) のモデルを用いた。

$$\lambda = C_1 + C_2(\theta + F\theta_i) - (C_1 - C_4) \exp\left[-\{C_3(\theta + F\theta_i)\}^4\right] \quad (7)$$

ここで、 C_1, \dots, C_4 は実験、あるいは固相率などの物性値からそれぞれの土に与えられる定数、 $F_1, F_2, F = 1 + F_1\theta_i^{F_2}$ は凍土の熱伝導率の非線形性を表現するパラメータである。(7)式は Campbell (1985) の未凍土の熱伝導率モデルに氷量の項を加えたモデルであり、渡辺ら (2010) はこれを実測値に基づき検討している。

3. 凍結実験

3.1 カラム実験

北海道十勝農業研究センター芽室研究拠点で採土した火山灰性のシルトローム（採土時の体積含水率 $\theta = 0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ）を、内径 7.8 cm、高さ 35 cm のアクリル鉛直カラムに、採土時の乾燥密度 ($\rho_b = 0.95 \text{ g cm}^{-3}$) に等しく下層より 2 cm ずつ順に充填した。カラム側面に 3 線式 TDR プローブ（線径 1.5 mm × 間隔 5 mm × 長さ 74 mm）とテンシオメータ（直径 6.5 mm × 長さ 10 mm）を 5 cm 間隔で、T 型熱電対（線径 0.08 mm）を 1 cm 間隔で挿入し、カラム壁面を厚さ 1 cm の発泡ゴムシートとグラスウールで断熱した。定容積採土円筒（100 mL）を用いた変水位透水試験により求めた試料の飽和透水係数は 18 cm d^{-1} だった。また、非常法で求めた試料の熱伝導率変化に適合した (7) 式のパラメータは、 $C_1 = 0.286$ 、 $C_2 = 1.26$ 、 $C_3 = 6.61$ 、 $C_4 = 0.172$ 、 $F_1 = 2.5$ 、 $F_2 = 1$ であった。

カラムを 4°C の恒温室に 24 h 静置したところ、カラム内の温度分布は $T = 4^\circ\text{C}$ で一定、水分分布は上端で $h = -340 \text{ cm}$ 、下端で -305 cm の直線分布になった。こ

の初期状態に対して、カラム上下端の温度制御セルに恒温冷媒を循環させることで、試料上端に -8°C 、下端に 2°C の温度境界条件を与え、試料を上端から下方へ凍結した。実験中、上下端はカラム内への給排水のない水分フラックスゼロの境界条件とした。試料の凍結過程において、比誘電率と土中水の圧力水頭、温度の経時変化を 5 分間隔で測定した。TDR 測定には TDR100 (Campbell Scientific, Inc.) を用いた。凍土の比誘電率は、液状水量のみならず、氷量や土粒子表面の吸着水量の影響を受ける。そこで、TDR で測定した比誘電率を、核磁気共鳴実験との比較をもとに作成した凍土用の検量式 (Watanabe and Wake, 2009; 渡辺ら, 2010) を用いて不凍水量 θ_l に換算した。実験は三連で行い、凍結開始前 (0 h) および凍結開始後異なる時間 (24, 48 h) に試料を 2.5 cm 間隔で切り分け、炉乾により各凍結時間の各深さの全水分量 θ を求めた。なお、各カラムにおいて温度と比誘電率分布の時間変化が一致することを確認した。また、同一高さにおけるカラム中心部と壁面近傍の温度差は 0.1°C 以内であり、土が一次的に凍結しているとみなした。

3.2 水分量と圧力の関係

Fig. 1 (a) に、 25°C の室温において吸引法 (HW)、加圧板法 (PP)、露点計測式水ポテンシャル計 (WP) (Campbell et al., 1973; Gee et al., 1992) で測定した試料の水分特性曲線を示す。Fig. 1 には、カラム凍結実験において TDR とテンシオメータで測定した各深さの液状水量 (0°C 以下では不凍水量) と圧力 (測定可能範囲: $h \geq -800 \text{ cm}$) の関係、および凍結後の TDR で測定した不凍水量と (3) 式を介して温度から換算した圧力の関係 (熱電対の測定誤差が圧力推定に影響しない範囲: $T < -0.08^\circ\text{C}$) を示した。Fig. 1 (a) の拡大図である Fig. 1 (b) の第 2 横軸には、(3) 式に基づく圧力に相当する凍土の温度を示した。圧力、温度軸は、それぞれ絶対値の指数軸を用いた。図は 0°C 以下の温度低下により不凍水量が減少すること、またそれにともない圧力も低下することを表している。また、図から (3) 式による凍結前後の土中水の圧力変化は、 -0.08°C 相当の -800 cm 付近においてテンシオメータの測定値と連続的な変化を示すことがわかる。テンシオメータと (3) 式のクラウジウスクラペイロン式による温度からの推定を併用すれば、凍結面近傍の圧力変化を連続的に測定可能である。

カラム実験開始時の未凍結試料の水分量と圧力の関係は、吸引法や加圧板法で求めた水分特性曲線と一致した。凍結面への水分移動により未凍土内の水分量が低下して圧力が $h = -500 \text{ cm}$ 程度以下に減少すると、カラム実験で測定された凍結面近傍の水分量は同じ圧力の室温の水分特性曲線から得られる水分量より高くなった。こうした傾向は、 $T > -1^\circ\text{C}$ の温度変化の速い凍結初期における凍土において見られ、とりわけカラム上部 (2.5, 7.5 cm) で顕著であった。一方、凍結速度の遅いカラム中央部 (12.5 cm) や、カラム上部においても、凍結が進行して温度の変化速度が遅くなる $T < -1^\circ\text{C}$ においては、凍土の水分量 θ_l と圧力 h の関係は、未凍土の水分特性曲線

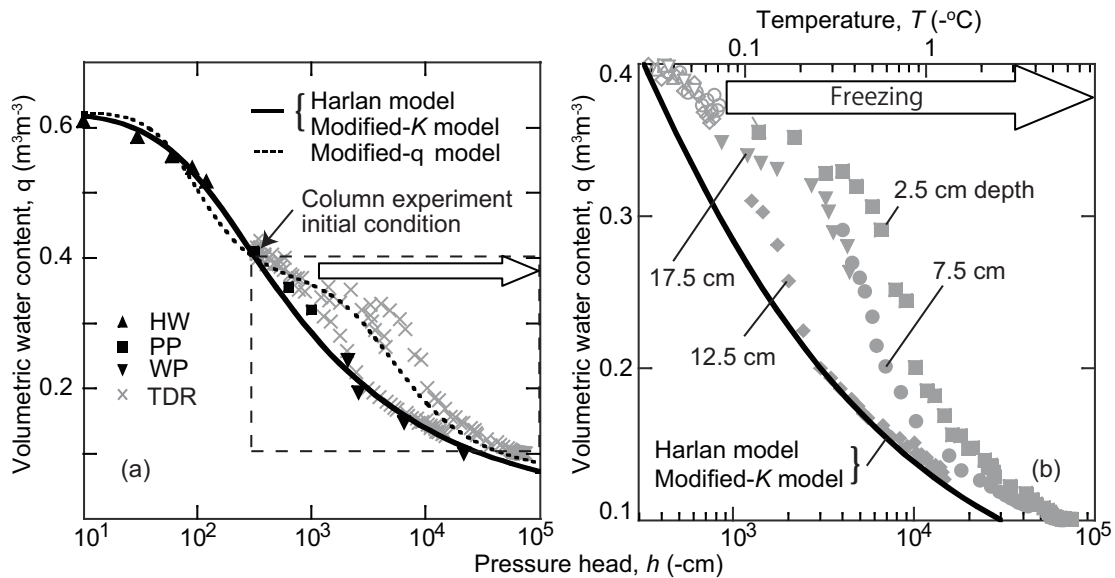


Fig. 1 (a)シルトロームの水分特性曲線．HW, PP, WP はそれぞれ室温における吸引法，加圧板法，露点計測式水ポテンシャル計の測定値．×印はカラム凍結実験における TDR による測定値．実線と点線は Table 1 のパラメータ値を用いた Durner モデルによる適合曲線．(b) は (a) の破線枠内の拡大図．カラム実験において TDR で測定した各深さの水分量に対応する圧力は， $h > -800$ cm はテンシオメータによる測定値（白抜プロット）， $T < 0^{\circ}\text{C}$ は (3) 式による推定値（灰塗プロット）．

(a) Water retention curves for the silt loam soil. HW, PP, and WP represent observed data at the room temperature using a hanging water column, a pressure plate, and the dew point potentiometer, respectively. Multiple marks are liquid water contents measured with TDR in a column freezing experiment. Solid and dotted lines are the fitted Durner model with parameter values shown in Table 1. (b) Enlargement of part of Fig. 1(a). Outline marks are observed pressure heads using tensiometers while gray marks are estimated values based on Eq. (3) for $T < 0^{\circ}\text{C}$.

Table 1 数値計算に用いた水分特性曲線 ((4) 式)，不飽和透水係数 ((5) 式) のパラメータ．
Soil water retention curve (Eq. (4)) and hydraulic conductivity (Eq. (5)) parameters used in numerical simulation.

	θ_r	θ_s	a_1 cm ⁻¹	n_1	w_2 cm ⁻¹	a_2	n_2	ℓ cm d ⁻¹	K_s	Ω
Harlan モデル	0.019	0.625	0.0101	1.35	0	—	—	-1	18	0
K 補正モデル	0.019	0.625	0.0101	1.35	0	—	—	-3	18	7
θ 補正モデル	0.085	0.625	0.0133	2.33	0.531	0.0003	1.85	1.42	40	0

に近くなった．温度制御開始後 48 h の凍結面にあたる 17.5 cm については，温度が 0°C から -0.3°C へと低下した (Fig. 1 (b) 第 2 横軸) が，温度の変動も激しかった．これは，熱電対の測定精度が $\pm 0.03^{\circ}\text{C}$ 程度あることや，潜熱の発生による温度の変動が原因である．そのため， 0°C から -0.3°C における 12.5 cm と 17.5 cm の温度から換算される圧力の逆転は，推定値の誤差の範囲とみなすのが妥当と考える．温度の低下速度に氷の成長速度が及ばない非平衡状態が生じると，不凍水量と圧力の関係は，平衡状態の水分特性曲線より高い液状水量を持つ．これが，凍結面近傍の凍土が温度平衡状態にある凍土より多くの不凍水を持つ原因と考えられる．一方，不凍水と氷が平衡状態に近づくと，不凍水の圧力と水分量の関係に対して未凍土の水分特性曲線が適用できると考えられる．

Fig. 1 の水分特性曲線と水分量-圧力関係に対して (4) 式の Durner モデルをエクセルのソルバーを利用して非線形最小二乗法により適合した．まず，室温で測定した未凍土の水分特性曲線は，圧力低下に対し水分量が単調に減少しているとみなし， $w_2 = 0$ とした van Genuchten モデルを適合した．一方，カラム凍結実験の水分量-圧力

関係については， -300 cm 以上の未凍土の水分特性曲線とカラム凍結実験で測定した 2.5, 7.5, 12.5, 17.5 cm の水分量-圧力関係の全ての測定値に対して Durner モデルを適合した．最適化したそれぞれのパラメータの値を Table 1 に示す．Fig. 1 には，適合した van Genuchten モデルを実線，Durner モデルを点線で示す．2 種類の土の水分特性曲線を重ね合わせる Durner モデルは，凍結過程の階段上の水分量-圧力関係を良く表現している．

3.3 数値計算

(1)~(3) 式の水・熱移動モデルに対して，次の 3 種類の水分移動特性モデルを適用し，凍結過程の水分分布の数値計算を行い，それぞれのモデルについて比較検討した．

- (1) Harlan モデル：未凍土の実測値に基づく水分特性曲線と (5) 式の不飽和透水係数．
- (2) K 補正モデル：未凍土の実測値に基づく水分特性曲線と (6) 式の抵抗係数 Ω で補正した凍土の不飽和透水係数．
- (3) θ 補正モデル：凍結初期の温度非平衡の不凍水量 θ_1 変化を考慮した非平衡水分特性曲線と (5) 式の不飽和透水係数．

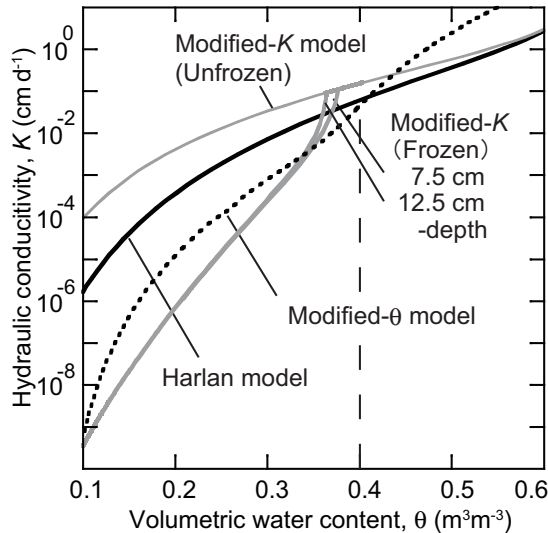


Fig. 2 3種類の水分移動特性モデルの不飽和透水係数. K 補正モデルは凍結時の水分量により, $K(\theta)$ 曲線の経路が異なる (図中 $\theta = 0.37$ 周辺).

Unsaturated hydraulic conductivities for three hydraulic property models.

ここで, Harlan モデルと K 補正モデルの未凍土の水分特性曲線は Fig. 1 中の実線の van Genuchten モデル, θ 補正モデルの非平衡水分特性曲線は点線の Durner モデルである. 以下の凍結過程の計算においては, 初期圧力以下の $h < -300$ cm の液状水を対象としている. そのため, $-300 < h < -80$ cm にみられる実線の van Genuchten モデルと点線の Durner モデルの違いは, 計算結果に影響を及ぼさない.

水分移動式, 熱移動式における初期条件と境界条件は, カラム実験の実測値を与えた. また, いずれのモデルにおいても, 凍土の土中水圧力は, 温度とクラウジウスクラペイロンの (3) 式により求め, 仮定した水分特性曲線により凍土の不凍水量 θ_l を与えた.

不飽和透水係数 K_{lh} のパラメータの間隙結合係数 ℓ , 飽和透水係数 K_s , 抵抗係数 Ω は, 水分分布の実測値を出来る限り再現するように試行錯誤で決定した (Table 1). その際, 未凍土内の水分分布は, 初期水分量の $\theta = 0.4$ $m^3 m^{-3}$ 付近の K_{lh} の影響を強く受けること, また, 凍土から未凍土への水分移動には, 凍結面近傍の $0.3 < \theta < 0.35$ $m^3 m^{-3}$ の K_{lh} の影響が大きいことの2点に特に留意しながら, それぞれのパラメータ値を試行錯誤により変化させた. また, θ 補正モデルでは, (5) 式の間隙結合係数 ℓ の増大は $K_{lh} - \theta$ 曲線の傾きを増加させ, 飽和透水係数 K_s の変化は $K_{lh} - \theta$ 曲線の値を平行移動させる点を考慮した.

Harlan モデルは, 水分分布の全領域に適合することができないため, 未凍土内の水分分布と適合するように間隙結合係数 ℓ を求めた. また, K_s には実測値を用いた. K 補正モデルは, 凍土内の水分分布と適合するように抵抗係数 Ω を決定しつつ, 未凍土内の水分分布にも適合するように ℓ を決定した. θ 補正モデルは, ℓ を適合パラメータとするだけでは全領域の透水係数を過小評

価した. これは, 未凍土から凍結面付近の $0.3 < \theta < 0.4$ $m^3 m^{-3}$ の領域の K_{lh} を ℓ のみで再現できないためである. そこで, $\theta_s = 0.63$ $m^3 m^{-3}$ の飽和透水係数 K_s に仮想的な値を与えることにより, $0.3 < \theta < 0.4$ $m^3 m^{-3}$ の領域の K_{lh} を変化させた. そして, 凍土と未凍土内の両水分分布に最も適合する K_s と ℓ を求めた. Fig. 2 に, それぞれのモデルについて, 不飽和透水係数 K_{lh} と水分量 θ (凍土については不凍水量 θ_l) の関係を示す. 図中, カラム実験の初期水分量 ($\theta = 0.4$ $m^3 m^{-3}$) を破線で示した. K 補正モデルにおける (6) 式の水量には, 数値計算で得られた各深さの水量を与えた. θ 補正モデルでは $K_{lh} - \theta$ 曲線の傾きが未凍土から凍土 ($\theta = 0.4 \rightarrow 0.3$ $m^3 m^{-3}$) にかけてなだらかに変化するのに対し, K 補正モデルでは未凍土と凍土の間で $K_{lh} - \theta$ 曲線の傾きが異なり, 凍土の K_{lh} の減少割合がいずれのモデルより大きくなった. また, K 補正モデルでは, 凍結初期の水量の違いにより, $K_{lh} - \theta$ 曲線が深さ毎で異なった. たとえば, Fig. 2 においては, 比較的高い水分量で凍結する 7.5 cm 深に対し, 凍結面への水移動により水分量が減少した後に凍結する 12.5 cm 深の透水係数は $\theta = 0.365$ において 1 オーダー小さくなった.

4. 結果と考察

4.1 温度分布と水分分布

Fig. 3 (a) に, 試料下端の温度制御開始後 0, 24, 48 h の温度分布を示す. 図中, プロットはカラム実験の測定値, 実線は計算値である. カラム実験では, 端面の温度制御を開始すると上端より凍結が進行し, 24 h で凍結面 ($-0.3 < T < 0$ °C) が約 11 cm, 48 h で約 17 cm まで達し, 凍結面の進行速度は時間の経過とともに遅くなった. 計算結果は, いずれの水分移動特性モデルを用いた場合も実測の温度分布と良く一致し, 水分特性曲線や凍土の透水係数モデルの影響は小さかった.

Fig. 3 (b) - (d) に 3 種類の水分移動特性モデルで計算した凍結過程の土中の水分分布を示す. 図中, 実線と点線は全水分量 θ と不凍水量 θ_l を示し, これらの差は水量 θ_l に相当する. 白抜プロットは炉乾による全水分量, 黒塗プロットは TDR による不凍水量の測定値をそれぞれ示す. カラム実験において, 土を上端から一次元凍結すると, 未凍土から凍結面へ上向きに水分が移動した. この結果, 全水分量は凍土 (上方) で増加し, 未凍土 (下方) で減少した. また, 凍結面は時間の経過とともに下方向へ進行した. この際, いずれの時間においても凍土内 (Fig. 3 (a) で $T < -0.3$ °C の領域) の全水分量はほぼ等しく, 初期水分量からの増加量はおよそ 0.05 $m^3 m^{-3}$ であった. また, 未凍土内 (Fig. 3 (a) で $T > 0$ °C の領域) の全水分量は全層でほぼ等しく, 減少速度もほぼ一様であった.

間隙結合係数を $\ell = -1$ とした Harlan モデルは, 未凍土内の高温端 (下端) の水分変化をよく表すが, 凍結面近傍の未凍土の水分量を過小に, そして凍土の全水分量

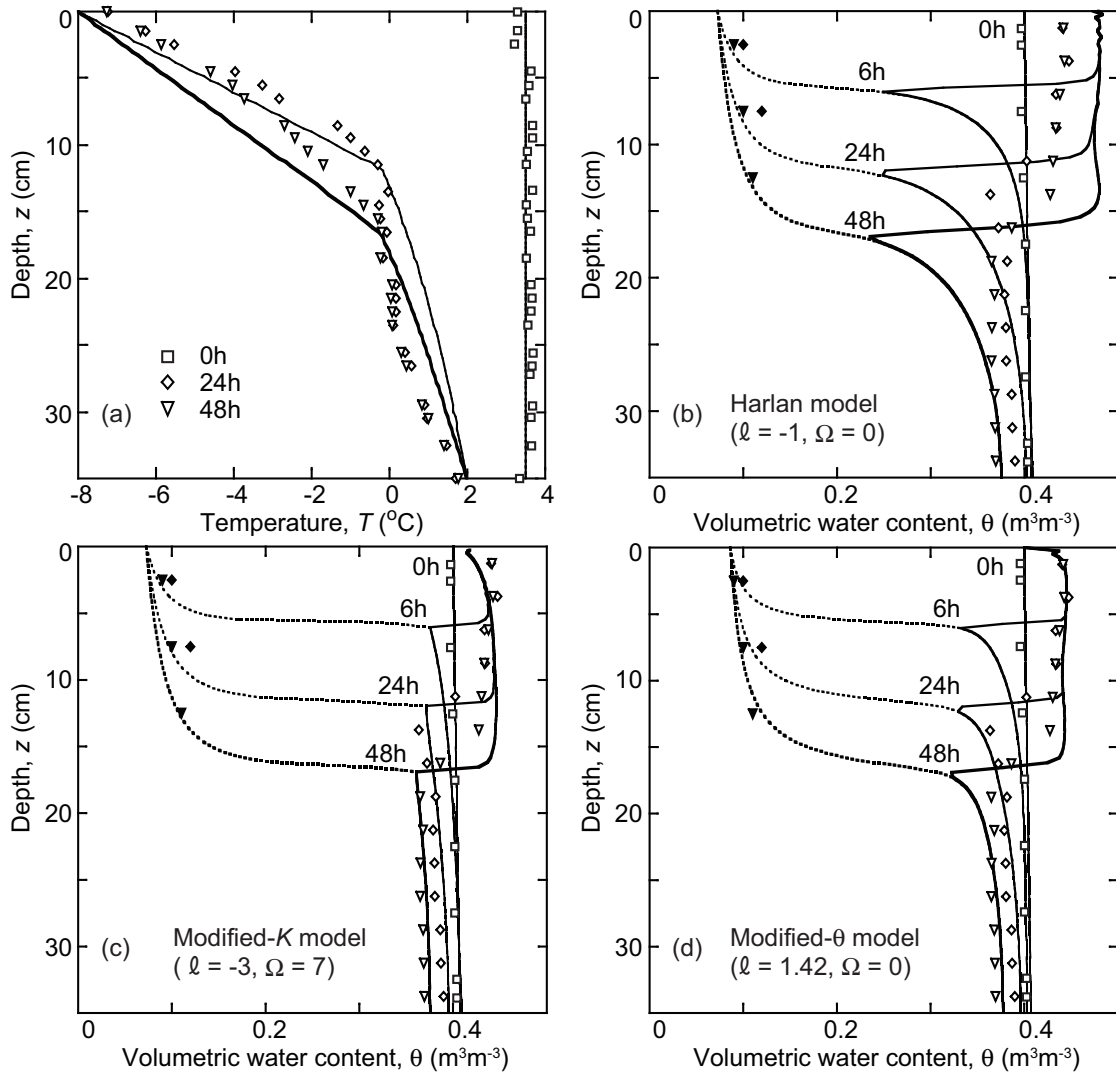


Fig. 3 凍結過程の (a)Harlan モデルによる温度分布．プロットは熱電対による測定値．(b) Harlan モデル，(c) K 補正モデル，(d) θ 補正モデルによる水分分布．白抜プロットは炉乾による全水分量の測定値．黒塗は TDR による不凍水量の測定値．実線と点線は全水分量と不凍水量の計算値．
 (a) Temperature profiles at 0, 24 and 48 h after freezing started. Plots are observed data in a freezing soil and solid lines are calculated with the Harlan model. (b)(c)(d) Soil water profiles. Solid and dotted lines are total and unfrozen water contents calculated with (b) the Harlan model, (c) the K -modified model, and (d) the θ -modified model.

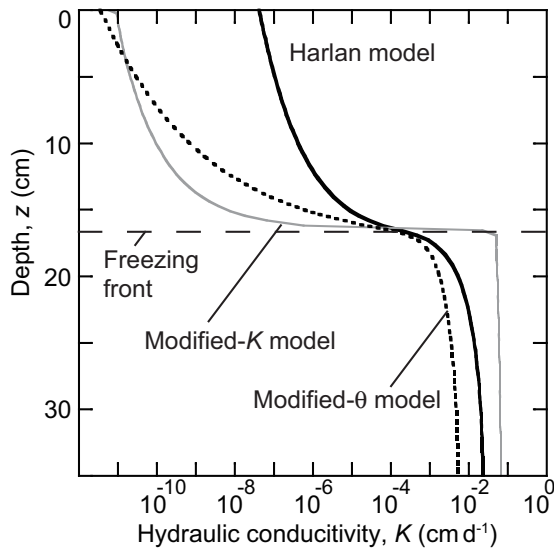


Fig. 4 48 h 凍結後における 3 種類のモデルの透水係数分布．Hydraulic conductivity profiles at 48h after freezing for three hydraulic property models.

を過大評価した (Fig. 3 (b)). これは、凍結面近傍の透水係数を過大評価しているため、未凍土から凍土へ過剰な水分移動が生じたことが原因である．そこで、より大きな l を与えることで凍結面近傍の透水係数を低下させたところ、凍土内の全水分量分布はずかにならなくなったが、同時に未凍土全体の透水係数も低下するため、未凍土内の水分移動量を過小評価し、高温側の下端周辺の水分分布を過大評価、凍結面近傍の未凍土の水分量を過小評価した．このことから未凍土の水分特性曲線を用い、凍結による不飽和透水係数の低下を考慮しない Harlan モデルでは、凍結過程の水分移動を十分に表現できないと言える．

K 補正モデルと θ 補正モデルについては、 $\theta \approx 0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の未凍土に対して $l = -1$ の Harlan モデルとほぼ等しい不飽和透水係数 K_{lh} を与えた上で、凍結面近傍の $0.3 < \theta < 0.35 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の凍土の K_{lh} を小さくする分布 (Fig. 2) を与えたところ、各時間の全水分量分布の実

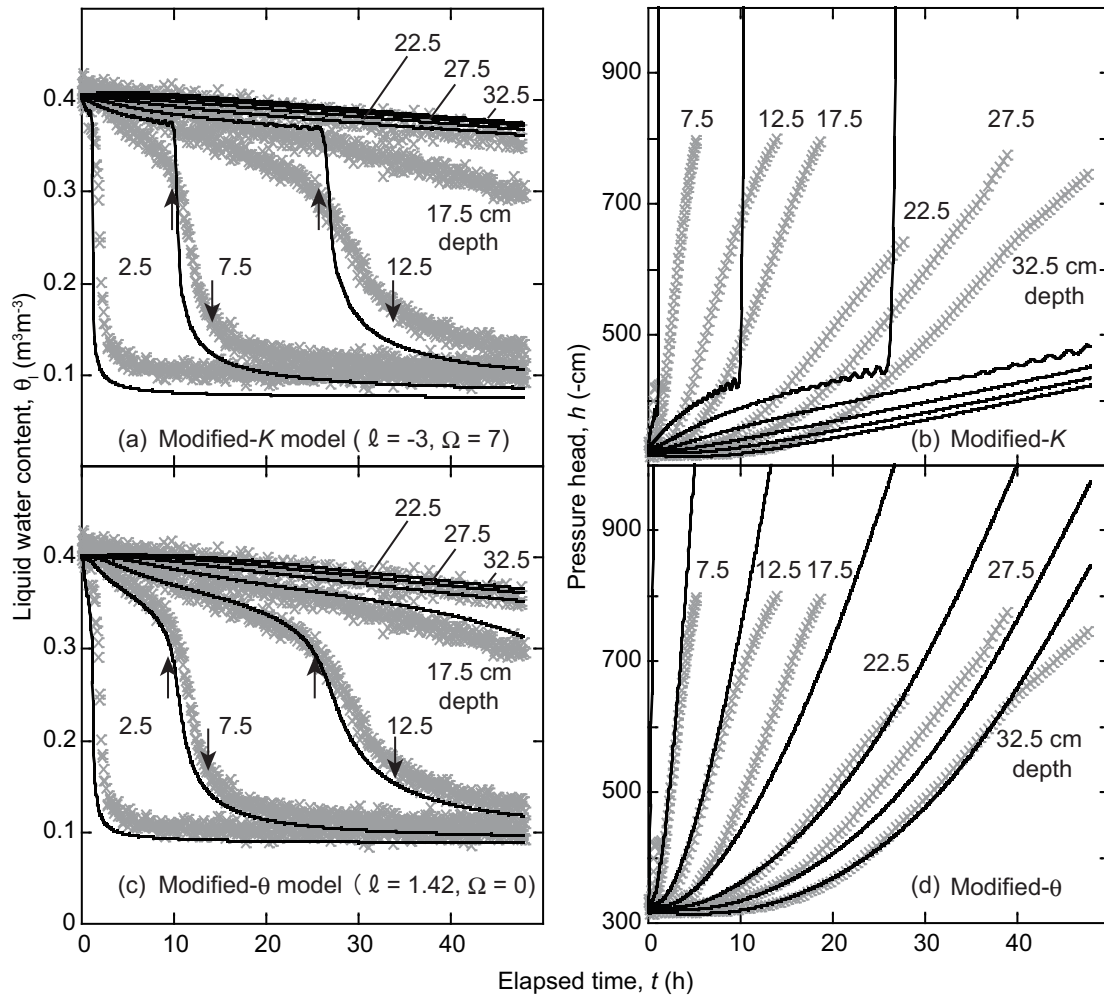


Fig. 5 K 補正モデルと θ 補正モデルによる凍結土中の異なる深さの (a)(c) 液状水量と (b)(d) 圧力水頭の経時変化．プロットは測定値． \uparrow と \downarrow は7.5 cm 深と12.5 cm 深においてそれぞれ -0.3°C と -1°C に達した時間．
 (a)(c) liquid water contents, and (b)(d) pressure heads as a function of time at different depths in a freezing soil simulated with the modified- K model and the modified- θ model. Plots are observed data in a freezing soil. Arrows indicate times reached -0.3°C and -1°C at 7.5 cm and 12.5 cm depths.

測値をよく表した (Fig. 3 (c),(d)). しかし、凍結面近傍の未凍土内における水分減少については、 K 補正モデルの方が少なかった。また、 K 補正モデルの液状水量は凍結面で急変するのに対し、 θ 補正モデルでは凍結面で未凍土の液状水量と凍土の不凍水量が滑らかに変化した。Fig. 4 に3つのモデルで計算した凍結開始後48 hの不飽和透水係数の分布を示す。 K 補正モデルの透水係数は、凍結面において $10^{-2} \text{ cm d}^{-1}$ から $10^{-8} \text{ cm d}^{-1}$ 近くまで急激に低下したのに対し、 θ 補正モデルの透水係数は凍結面近傍の未凍土内から凍土内にかけてなだらかに低下し、その低下量も K 補正モデルに比べ少なかった。Fig. 3 (c),(d) に見られる凍結面近傍の水分分布の違いは、こうした透水係数分布に対応した水分移動量の違いが原因である。Fig. 3 (c),(d) の -1°C 以下の凍土内の不凍水量分布については、いずれの水分移動特性モデルを用いた計算も実測値をよく表した。温度の変化速度の違い -1°C 以下の凍土については、水分特性曲線の差は少なく、未凍土の水分特性曲線と(3)式により温度から推定した液状水量が、不凍水量を妥当に表していると言える (Fig. 1 (b) の第2横軸参照)。

4.2 液状水量と圧力水頭の時間変化

未凍土から凍土への水分移動量は、凍結面近傍の圧力変化や液状水量変化にともなう透水係数の変化に最も強く影響を受ける。そこで、全水分量分布をよく表した K 補正モデルおよび θ 補正モデルについて、さらに詳細な検討を行った。Fig. 5 (a) – (d) は、異なる深さにおける土中の液状水量と土中水圧力水頭の経時変化である。Fig. 5 中、プロットは TDR による液状水量とテンシオメータによる圧力の測定値、実線は計算値である。Fig. 6 は、Fig. 5 に示した凍結面近傍の各深さにおける K 補正モデルと θ 補正モデルの不飽和透水係数の変化である。凍結面 ($0 < T < -0.3^\circ\text{C}$) は、凍結開始より約10 hで7.5 cm 深、25 hで12.5 cm 深に達しており (Fig. 5 の上向き矢印)、22.5 cm 以深の測点は常に未凍土内に位置した。液状水量の実測値は、未凍土内では時間とともに緩やかに減少し、 0°C 近くの凍土内では温度の低下にともない急激に減少した。また、温度変化が緩やかになった -1°C (Fig. 5 の下向き矢印) 以下の凍土内では液状水量 (不凍水量) はほぼ一定となった。圧力水頭は初期圧力から水分量の減少にともない低下した。 K 補正モデ

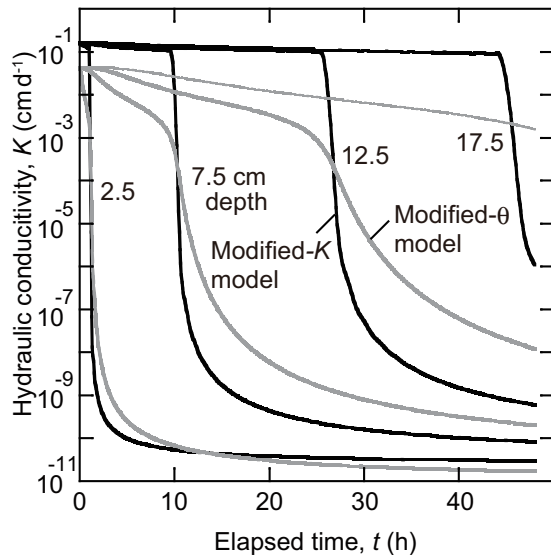


Fig. 6 K 補正モデルと θ 補正モデルによる凍結土中の異なる深さの不飽和透水係数の時間変化。

Unsaturated hydraulic conductivities as a function of time at different depths in a freezing soil simulated with the modified- K model and the modified- θ models.

ルでは、実測値に見られない液状水量と圧力水頭の極端な変化が凍結面を境に現れた (Fig. 5 (a), (b)). また、計算結果は、実測値に比べ 17.5 や 22.5 cm 深の未凍結時の水分や圧力が減少せず、 $0 \sim -1^\circ\text{C}$ の凍結時に不凍水量が急激に減少した。これは、氷の発生により不飽和透水係数 $K_{lh}(\theta_l)$ が、狭い領域で (Fig. 4) 短時間に (Fig. 6) 急減することに起因する非現実的な変化である。また、こうした K_{lh} の急激な変化は、凍結面近傍の数値計算に極端に小さな時間刻みと空間刻みを必要とし、解の収束に多大な時間を要したり、計算を不能としたりしやすい。

一方、 θ 補正モデル (Fig. 5 (c), (d)) では、Fig. 5 (a), (b) の K 補正モデルに見られた凍結時の液状水量と圧力水頭の凍結開始時の急変は現れず、実測値の滑らかな変化をよく再現した。透水係数の変化も、液状水量の変化同様、滑らかに変化しており (Fig. 6)、 K 補正モデルに比べてより現実的な変化を示していると思われる。また、数値的な評価が困難になることは少なく、計算時間も K 補正モデルに比べて短い利点を持つ。

本研究は、比較的速い速度で凍結する土において、不凍水量と圧力の関係を反映した非平衡状態の水分特性曲線 (θ 補正モデル) が評価できれば、より物理的に妥当な不飽和透水係数の評価が可能であることを示していると考えられる。凍土の不凍水量と圧力の関係に対して、土の深さや水分量、凍結速度、すなわち温度の変化速度が及ぼす効果についてはさらなる検証が必要である。また、本研究では、凍結過程の水分分布の実測値に適合して Durner モデルの K_s と l を決定したが、たとえば蒸発法やマルチステップ法などにより求められる未凍土の不飽和透水係数との比較も必要であると考えられる。また、未凍土の水分特性曲線に対しては van Genuchten モデルを用いた

が、Durner モデルにより未凍土の持つ団粒構造を考慮した水分特性曲線による検討も必要であろう (坂井・取出, 2007)。さらに、(1) ~ (3) 式の温度と圧力が平衡状態として与えられる水分移動モデルを、凍結速度を考慮した非平衡モデルへと改良することも今後の課題である。

5. おわりに

凍結過程にある土の水分特性曲線と不飽和透水係数の検討を目的に、不飽和シルトロームの一次元カラム凍結実験を行い、水分・熱移動モデルによる解析を行った。凍結面近傍の圧力水頭は、テンシオメータによる測定と凍土内のクラウジウスクラペイロン式に基づく温度からの推定により、連続的に測定できることを確認した。また、凍結速度が遅い際には、凍土の不凍水の圧力と不凍水量の関係が未凍土の水分特性曲線と一致したが、凍結速度が速い凍結面近傍においては、凍土は水分特性曲線から推定される水分量より過剰の不凍水を持つことが明らかになった。これは、温度の低下に対して氷の成長が瞬時には生じないことによる非平衡状態が原因と考えられた。

得られた水分量や圧力の実測値に対して、未凍土の水分特性曲線と不飽和透水係数を凍土にも拡張して用いる Harlan モデル、凍土の不飽和透水係数を水量と抑制係数で指数関数的に減少させる K 補正モデル、凍結初期の不凍水量変化を考慮した非平衡の水分特性曲線と不飽和透水係数を凍土と未凍土に用いる θ 補正モデルを用いて、凍結過程の透水係数の変化を検討した。Harlan モデルは、未凍土から凍土への水分移動を過大評価したが、 K 補正モデルと θ 補正モデルは凍結過程にある土中の水分分布を概ね表すことができた。この際、 K 補正モデルについては実測値に見られない液状水量と圧力水頭の極端な変化が凍結面を境に現れた。これは K 補正モデルの透水係数が凍結面を境に急激に変化することに起因する。一方、 θ 補正モデルは、凍結時の液状水量と圧力水頭の滑らかな変化をよく再現し、不飽和透水係数の変化も滑らかな減少を示した。比較的速い速度で凍結する土では、不凍水量と圧力の関係を表す非平衡状態の水分特性曲線が評価できれば、未凍土と凍土を同一の水分移動特性関数を用いることにより、より物理的に妥当な不飽和透水係数の評価が可能であると考えられる。その際、非平衡状態の水分移動特性関数には、自由度の高い曲線を与えることができる Durner モデルが有用である。今後は、凍結過程に加えて融解過程に対しても、異なる土質、初期水分量、凍結速度における水分特性曲線や凍結面近傍の透水係数の変化を検討することが課題である。

謝辞

試料の採土にあたって北海道農業研究センター (芽室研究拠点) の岩田幸良氏のご助力を頂いた。本研究の一部は、科学研究費補助金 (20589001) による。ここに記して謝意を表します。

引用文献

- Baker, J.M. and Spaans, E.J.A. (1997): Mechanics of meltwater movement above and within frozen soil. Symp. Physics, Chemistry, and Ecology of Seasonally Frozen Soils, Special Report 97-10, pp. 31-36, CRREL, Hanover.
- Bittelli, M., Flury, M. and Roth, K. (2004): Use of dielectric spectroscopy to estimate ice content in frozen porous media. *Water Resour. Res.*, 40: W04212.
- Black, P.B. and Tice, A.R. (1989): Comparison of soil freezing and soil water curve data for Windsor sandy loam. *Water Resour. Res.*, 25: 2205-2210.
- Burt, T.P. and Williams, P.J. (1976): Hydraulic conductivity in frozen soils. *Earth Surf. Processes*, 1: 349-360.
- Campbell, E.C., Campbell, G.S. and Barlow, W.K. (1973): A dew-point hygrometer for water potential measurement. *Agric. Meteorol.*, 12: 113-121.
- Campbell, G.S. (1985): *Soil physics with BASIC*, p. 150, Elsevier, New York.
- Derby, N.E. and Knightton, R.E. (2001): Field-scale preferential transport of water and chloride tracer by depression-focused recharge. *J. Environ. Qual.*, 30: 194-199.
- Durner, W. (1994): Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resour. Res.*, 30: 211-223.
- Fukuda, M., Orhun, A. and Luthin, J.N. (1980): Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in soils during freezing. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 3: 223-232.
- Gee, G.W., Campbell, M.D., Campbell, G.S. and Campbell, J.H. (1992): Rapid measurement of low soil water potentials using a water activity meter. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56(4): 1068-1070.
- Gosink, J.P., Kawasaki, K., Osterkamp, T.E. and Holty, J. (1988): Heat and moisture transport during annual freezing and thawing. Proc. 5th Int. Conf. Permafrost, pp. 355-360, Natl. Acad. Press, Washington, D.C.
- Hansson, K., Šimůnek, J., Mizoguchi, M., Lundin, L.C. and van Genuchten, M.Th. (2004): Water flow and heat transport in frozen soil: Numerical solution and freeze-thaw applications. *Vadose Zone J.*, 3: 693-704.
- Harlan, R.L. (1973): Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil. *Water Resour. Res.*, 9: 1314-1323.
- Hoekstra, P. (1966): Moisture movement in soils under temperature gradients with the cold-side temperature below freezing. *Water Resour. Res.*, 2: 241-250.
- Horiguchi, K. and Miller, R.D. (1983): Hydraulic conductivity of frozen earth materials. Proc. 4th Int. Conf. Permafrost, pp. 504-509, Natl. Acad. Press, Washington, D.C.
- Jame, Y.W. and Norum, D.I. (1980): Heat and mass transfer in freezing unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 16: 811-819.
- 木下誠一 (1982): 凍土の物理学, pp. 51-57, 森北出版, 東京.
- Koopmans, R.W.R. and Miller, R.D. (1966): Soil freezing and soil water characteristic curves. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 30: 680-685.
- McCaughey, C.A., White, D.M., Lilly, M.R. and Nyman, D.M. (2002): A comparison of hydraulic conductivities, permeabilities and infiltration rates in frozen and unfrozen soils. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 34: 117-125.
- 溝口 勝, 中野政詩, 白井清恒 (1986): 不飽和土の凍結における水分・溶質・温度分布の変化. *農土論集*, 122: 11-17.
- Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12: 513-522.
- Newman, G.P. and Wilson, G.W. (1997): Heat and mass transfer in unsaturated soils during freezing. *Can. Geotech. J.*, 34: 63-70.
- Noborio, K., McInners, K.J. and Heilman, J.L. (1996): Two-dimensional model for water, heat and solute transport in furrow-irrigated soil: I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60: 1001-1009.
- Priesack, E. and Durner, W. (2006): Closed-form expression for the multi-modal unsaturated conductivity function. *Vadose zone J.*, 5: 121-124.
- 坂井 勝, 取出伸夫 (2007): 砂質土と団粒土に対する水分移動特性の検討, 土壌の物理性. 107: 63-77.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., and van Genuchten, M.Th. (2008): The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, Version 4.0, HYDRUS Software Series 3, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside.
- Singh, P., Wu, J.Q., McCool, D.K., Dun, S., Lin, C-H. and Morse, J.R. (2009): Winter hydrologic and erosion processes in the U.S. Palouse region: Field experimentation and WEPP Simulation. *Vadose Zone J.*, 8: 426-436.
- Stähli, M and Stadler, D. (1997): Measurement of water and solute dynamics in freezing soil columns with time domain reflectometry. *J. Hydrol.*, 195: 352-269.
- van Genuchten, M.Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 892-898.
- Watanabe, K. (2008): Water and heat flow in a directionally frozen silty soil. Proc. 3rd HYDRUS workshop, pp. 15-22, Tokyo University of Agriculture & Technology, Tokyo.
- Watanabe, K and Flury, M. (2008): Capillary bundle model of hydraulic conductivity for frozen soil. *Water Resour. Res.*, 44: W12402.
- Watanabe, K. and Ito, M. (2007): In situ observation of the distribution and activity of microorganisms in frozen soil. *Cold Reg. Sci. Tech.*, 54: 1-6.
- 渡辺晋生, 大森陽介, 和気朋己, 坂井 勝 (2010): サーモ TDR による凍土の不凍水分量・熱伝導率の同時測定. *雪氷*, 72(3): 157-168.
- 渡辺晋生, 取出伸夫, 坂井 勝, Šimůnek, J. (2007): 凍結をとも

- なう土中の水分・熱・溶質移動モデル. 土壌の物理性, 106: 21–32.
- Watanabe, K. and Wake, T. (2008): Hydraulic conductivity in frozen unsaturated soil. Proc. 9th Int. Conf. Permafrost, pp. 1927–1932, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks.
- 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., 59: 34–41.
- Williams, P. (1964): Unfrozen water content of frozen soils and soil moisture suction. Geotechnique, 14: 231–246.

要 旨

不飽和シルトロームの一次元カラム凍結実験において土中の温度、水分量、圧力水頭の変化を測定し、凍土の水分特性曲線と不飽和透水係数の検討を行った。温度の低下速度が氷の成長速度を上回る凍結面近傍においては、凍土が未凍土の水分特性曲線より過剰の不凍水を持つ非平衡状態が生じた。この非平衡の水分特性曲線を用いる θ 補正モデルを提案し、水分・熱移動モデルによる凍結過程の水分移動を数値計算した。そして、未凍土の水分移動特性を凍土に拡張した Harlan モデル、凍土の不飽和透水係数を氷量と抑制係数で減少させる K 補正モデルと比較検討をした。Harlan モデルは、未凍土から凍土への水分移動を過大評価した。 K 補正モデルは、凍結過程の水分分布を概ね再現したが、凍結面における透水係数の急激な減少のため、実測値とは異なる液状水量と圧力水頭の極端な変化が凍結面に生じた。一方、 θ 補正モデルは、凍結時の液状水量と圧力水頭をよく再現し、より物理的に妥当な凍土の不飽和透水係数を評価することができた。

キーワード：凍土、不凍水、水分特性曲線、不飽和透水係数、非平衡

エタノール廃液の農地還元が農地土壌環境におよぼす影響

宮本輝仁¹・亀山幸司¹・小林政広²・陳 嬌¹・塩野隆弘¹

Effects of vinasse applications on the soil environmental issues: a review

Teruhito MIYAMOTO¹, Koji KAMEYAMA¹, Masahiro KOBAYASHI², Yan CHEN¹ and Takahiro SHIONO¹

1. はじめに

1970年代以降、化石燃料代替と地球温暖化防止を目的として、サトウキビやテンサイ、トウモロコシ等のバイオマスを原料とした燃料用エタノール（バイオエタノール）が注目され、その製造・利用に関する研究・実用化技術の開発が盛んに行われている。わが国においても2007年に国産バイオ燃料の大幅な生産拡大に向けた工程表を関係7府省において取りまとめ、バイオ燃料の開発および商業化に向けた取り組みを加速化している。

バイオエタノールはエタノール発酵により製造される。エタノール発酵はグルコースやフルクトースなどの糖質に酵母を加えて嫌気条件を維持することにより、糖質をエタノールと二酸化炭素に変化させるものである。このエタノール発酵は酒類、醸造食品の発酵に関連して古くから知られ利用されてきた。エタノール発酵によりアルコール分6～8%のもろみを得ることができる。もろみは濃縮装置によりアルコールと残液に分離される。この残液は、蒸留過程で排出される廃液と併せて「エタノール廃液」、「蒸留廃液」、「エタノール発酵母液」等と様々な名称で呼ばれている。また、英語でも“Distillery wastewater”, “Stillage”, “Vinasse”等の用語が使われている。本稿では、以後、「エタノール廃液」で統一する。

エタノール廃液は1Lのバイオエタノールを製造するに当たり10～20L前後排出される(Wilkie et al., 2000)。バイオエタノールに限らず、蒸留酒をエタノール発酵・蒸留を通じて製造する際には多くのエタノール廃液が排出される。そのため、エタノール廃液の処理は、バイオエタノールを含め、バイオマス資源を有効活用して循環型社会を構築していくための重要な課題である。

エタノール廃液に含まれる化学成分は原材料によって異なるが、窒素、リン酸、カリウムなどの肥料成分も含まれる。例えば、サトウキビやテンサイ由来のエタノール

廃液はカリウムが他の成分に比べて高く、木材などのセルロース系のエタノール廃液は窒素を多く含む(Wilkie et al., 2000)。このようにエタノール廃液には肥料成分も含まれるため、農地還元して作物栽培で有効利用することが検討されている。しかし、エタノール廃液は肥料成分を含むこと、pHが低いことや電気伝導度が高いこと、溶存有機物を多く含むことなど(Table 1)、多量に農地還元された場合、農地土壌環境へ大きなインパクトを与えることが懸念される。そのため、エタノール廃液を農地還元する際には、作物栽培と農地土壌環境の保全を両立させることが今後益々必要となる。

農地還元以外のエタノール廃液の処理方法については、飼料化して使用(例えば, Vaccarino et al., 1993)、メタン発酵の原料として使用(例えば, Wilkie et al., 2000)、機能性成分の抽出材料として使用(例えば, 須見, 2001)、高度な排水処理技術による方法等がある。特に排水処理技術に関しては優れた総説が既にいくつか発表されている(Sheehan and Greenfield, 1980; Wilkie et al., 2000; Satyawali and Balakrishnan, 2008)。

これまで、エタノール廃液の農地還元を主題とした総説はほとんどない。そこで、本稿ではエタノール廃液を作物栽培に利用するための農地還元に関する研究成果を概観するとともに、エタノール廃液の農地還元が農地土壌環境に与える影響について既存の研究成果を土壌の物理性、化学性、微生物特性の変化と不飽和土層内での窒素・炭素の動態の観点から概観する。

2. エタノール廃液を作物栽培に利用するための研究

灌漑用水や肥料の一部代替のためのエタノール廃液の農地還元について、1930年代から1970年代にかけて検討が行われ、年間の施用許容量について35～1280 m³ ha⁻¹の幅広い値が提案された(Sheehan and Greenfield, 1980)。エタノール廃液を作物栽培に利用するための研究は、1980年代以降も室内試験、ポット試験、圃場試験の各レベルで行われている。エタノール廃液を投与したときの植物の反応を観察するとともに、特に圃場試験では土壌分析を併せて行い、エタノール廃液の施用効果を検討している。

¹National Institute for Rural Engineering, National Agriculture and Food Research Organization, 2-1-6, Kannondai, Tsukuba, Ibaraki 305-8609, Japan. Corresponding author: 宮本輝仁, 農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究所

²Forestry and Forest Products Research Institute, 1 Matsunosato, Tsukuba, Ibaraki 305-8687, Japan

2010年8月11日受稿 2010年11月8日受理
土壌の物理性 116号, 19-25 (2010)

Table 1 原材料の異なるエタノール廃液の化学分析値 .

原材料	サトウキビ糖蜜	テンサイ糖蜜	ブドウ(ワイン)	サツマイモ(焼酎)
pH	4.28	4.9	4.2	4.2
EC (dS m ⁻¹)		—	5.2	3.92
COD (mg L ⁻¹)	81900–172000	—	50207	—
BOD (mg L ⁻¹)	50900	—	14542	—
有機物含量 (mg L ⁻¹)	—	497500	—	—
SS (mg L ⁻¹)	108000	—	12285	—
TOC (mg L ⁻¹)	55400	—	—	29400
TN (mg L ⁻¹)	1976	40625	104.9	2590
P (mg L ⁻¹)	335	375	118.4	750
Na (mg L ⁻¹)	508	26250	88	—
K (mg L ⁻¹)	17000	67500	354	3100
引用文献	陳・凌 (2010)	Tejada and Gonzalez (2006a)	Bustamante et al. (2005)	柯ら (1988)

室内試験では,コマツナ(柯ら,1988),クレス(Murillo et al., 1995),ライグラス(Murillo et al., 1995; Murillo et al., 1998),ヒマワリ(Murillo et al., 1995; Murillo et al., 1998)の種子の発芽試験や初期生育試験が行われている。柯ら(1988)は培養日数の異なるサツマイモ焼酎蒸留廃液添加土壌でコマツナの発芽試験を行い,廃液施用直後(0–3日)の播種で生育障害が起こったと報告した。Murillo et al.(1998)はテンサイ由来のエタノール廃液がヒマワリやライグラスの発芽や初期生育に与える影響を調べ,インピトロではエタノール廃液を濃度 0.15, 0.5% の水溶液で投与した場合,発芽指数(発芽率と根長を掛けた値から求められる指標であり,対照区を 100% としたときの割合)が小さくなる傾向を示したと報告した。

ポット試験では,エンドウ豆(Kadioğlu and Algur, 1990; Algur and Kadioğlu, 1992)やヒマワリ(Kadioğlu and Algur, 1990; Algur and Kadioğlu, 1992; Murillo et al., 1998),ライグラス(Murillo et al., 1998),シロツメクサ(Vassilev et al., 1996)にエタノール廃液を施用した栽培試験が行われている。Kadioğlu and Algur (1990)はエタノール廃液を濃度 1~50% の水溶液でエンドウ豆やヒマワリに施用したときの植物生長に関連する酵素や葉緑素,タンパク質含有量の違いを調べた。Algur and Kadioğlu (1992)はエタノール廃液を濃度 2.5% の水溶液で投与したとき,生育が最もよく,バイオマス量も最大となったと報告した。Vassilev et al. (1996)はテンサイ由来のエタノール廃液投与により黒色アスペルギルス発酵が進み,リン鉱石が溶け出し,植物生育が向上したことを報告した。Murillo et al. (1998)はテンサイ由来のエタノール廃液がヒマワリやライグラスの発芽や初期生育に与える影響についてポット試験を行い,原液を 2~3 t ha⁻¹ 与えても悪影響は無かったことを報告した。

圃場試験では,サトウキビ(Booth and Lightfoot, 1990; 古江・永田,1994)やキャベツ(上村ら,1993),綿(Gemtos and Lellis, 1997),テンサイ(Gemtos and Lellis, 1997),小麦(Gemtos et al., 1999; Tejada et al., 2006),トマト(陳・凌,2010),ダイコン(陳・凌,2010)にエタノール廃液を施用した栽培試験が行われている。また,試験

圃場から採取した土壌や土壌溶液を分析し,エタノール廃液の施用に伴う土壌の理化学性の変化が観察されている。栽培試験では概してエタノール廃液の施用により化学肥料の一部代替が可能であること(陳・凌,2010)や増収にも繋がること(Booth and Lightfoot, 1990)が報告されている。しかし,多量施用した場合,生長障害や茎長の伸長阻害が起こることがあり(上村ら,1993; 古江・永田,1994; Tejada et al., 2006; Tejada et al., 2007),より詳細な施用技術の開発が必要である。

また,エタノール廃液の農地施用方法について,Booth and Lightfoot (1990)は 300 m³ ha⁻¹ のエタノール廃液を灌漑用の送水組織を用いることにより,サトウキビ畑により経済的に散布できたことを報告した。

エタノール廃液を植物生長や植物病原菌のコントロールのための資材や窒素の無機化を促進させるための資材として利用するための研究も行われている。奥野・吉元(2002)はカンショ焼酎廃液からの抽出物に植物生長を制御する成分が含まれることを報告した。Santos et al. (2008)は3種類の原料の異なるエタノール廃液による植物病原菌コントロールの可能性を試験し,病原菌の種別の効果を報告した。また,Chaves et al. (2007)は有機性廃棄物を施用した土壌に,154日後,窒素の無機化を促進させるための資材としてエタノール廃液を施用する試験を行い,麦わらとの組み合わせで効果があったことを報告した。

エタノール廃液を他の有機性廃棄物と混合してコンポスト化し,農地還元する試みも行われている。Vaccari et al. (1999)は都市部から排出される有機性廃棄物にエタノール廃液を混合して発酵を促進し,農地還元ができるコンポストを製造した。製造されたコンポストを土壌有機物が少なく,保肥力も小さい粗間隙の発達した砂地でのイチゴ栽培試験で用いたところ,イチゴの生育の向上が確認された。また,コンポスト化する方法は直接エタノール廃液を農地施用するのに比べて5倍の量を還元できることを示した。Madejón et al. (2001)はテンサイからのエタノール廃液と2種類の異なる有機物(ブドウの搾りかすと綿織り機のごみ)を混合したものについて,温度,pH,無機態窒素の違いによる堆肥化過程への

影響とできた堆肥の理化学性や熟度について検討した。Tejada et al. (2006) はエタノール廃液、綿織り機のごみのコンポスト、およびこれらを混合したコンポストを4年間農地施用し、その間の土壌の物理性、化学性、バイオマス量、酵素活性および小麦の収量について調べた。Bustamante et al. (2008) はワイン製造時に排出される廃棄物を他の有機物と混合することにより7種類のコンポストを作り、微生物的指標や病原菌含有量について調べた。

3. 農地土壌環境に与える影響

3.1 土壌の物理性

土壌の物理性のうち主に土壌構造の安定度、乾燥密度、耐侵食性に関する研究が行われている。

エタノール廃液を土壌に施用すると、土壌の団粒構造を壊す恐れがある。Tejada et al. (2006), Tejada and Gonzalez (2006a, 2006b) は有機物量で 7.5 t ha^{-1} , 10 t ha^{-1} のエタノール廃液を施用した試験区では、1年後から土壌構造の安定度が低下し、試験を行った5年間、低下し続けたことを報告した。そして、彼らはエタノール廃液には高濃度のナトリウムイオンとフルボ酸が含まれることが原因と考察している。エタノール廃液の施用により交換性ナトリウム率 (ESP) が増加し、土壌分散や団粒崩壊を引き起こしたと考えられた。

土壌構造の崩壊は、乾燥密度の増加を引き起こす。Tejada and Gonzalez (2006b), Tejada et al. (2007) は毎年エタノール廃液を有機物量で 7.5 t ha^{-1} , 10 t ha^{-1} 施用した試験区では、施用後3年目から乾燥密度の増加が観察されたことを報告した。一方、Gemtos et al. (1999) は、エタノール廃液の施用量が 7 t ha^{-1} 以下のときは、エタノール廃液の施用量、施用時期の違いによる乾燥密度への影響は観察されなかったと報告した。

エタノール廃液には有機物が含まれるため、土壌構造が発達し、耐侵食性も高まると期待されたが、エタノール廃液を土壌に直接施用すると、耐侵食性が低下するようである。これもエタノール廃液に高濃度のナトリウムイオンとフルボ酸が含まれることにより、ESP が増加し、土壌分散や団粒崩壊を引き起こしたためと考えられた (Tejada and Gonzalez, 2006a)。

エタノール廃液の施用による土壌の物理性の変化は、主にエタノール廃液の化学性により土壌構造が変化することに起因している。土壌構造の変化は、ガスを含め、土壌中の物質移動特性に大きな影響を与える。そのため、エタノール廃液の施用が土壌中の物理現象の場をどのように変化させるのかを明らかにすることにより、土壌環境に配慮したエタノール廃液の施用技術の開発につながられるものと考えられる。

3.2 土壌の化学性

エタノール廃液の農地還元が土壌の化学性に与える影響について、pH の変化、炭素・窒素の無機化特性、陽イオン交換容量 (CEC) や土壌中の金属の移動性などが検討されている。

エタノール廃液は低い pH 値を示すため、農地施用された直後は土壌 pH が低下するが、その後、土壌 pH は上昇することが知られている。この土壌 pH の上昇は微生物活動に起因した有機物の酸化により起こる (Mattiazzo and de Glória, 1987)。しかし、土壌条件により土壌 pH の著しい上昇は確認されない場合も報告されている (Casarini et al., 1987; Bueno et al., 2009)。

エタノール廃液には多量の有機物が含まれるため、無機化特性に関する研究が行われている。特に、窒素の無機化特性はエタノール廃液を肥料代替として利用する場合に重要な情報である。Parnaudeau et al. (2008) は原材料 (テンサイ糖蜜、サトウキビ糖蜜) の違いや発酵過程、濃縮過程がエタノール廃液の有機物の質や無機化特性に与える影響について調べた。原材料の性質はエタノール廃液中の難分解性有機物の組成や量に大きく影響を与えること、テンサイ由来のエタノール廃液はサトウキビ由来のものに比べて窒素含量が高く、窒素の無機化速度も大きいこと、易分解性有機物の割合はテンサイ由来のエタノール廃液のほうが高いこと、また、濃縮されたエタノール廃液の組成にも原材料の性質が大きく影響するが、サトウキビ由来のエタノール廃液を濃縮した場合、易分解性有機物の割合が少なくなり、土壌施用直後に無機態窒素の減少 (窒素飢餓) が起こったこと等を報告した。エタノール廃液の窒素の無機化について、培養初期に無機態窒素の減少がしばしば観察されている (柯ら, 1988; 上村ら, 1993; Parnaudeau et al., 2006; 陳・凌, 2010)。これは C/N 比の高いエタノール廃液を土壌に施用した場合、エタノール廃液中の易分解性炭素化合物の分解に必要な窒素が不足し、土壌中に存在していた無機態窒素を利用することにより、無機態窒素の有機化が起こるためと考えられている。また、Tejada and Gonzalez (2005) は、エタノール廃液の多量施用 (20 t ha^{-1} 以上) の場合では、土壌構造の崩壊により土壌が嫌氣的になり、窒素無機化の抑制や脱窒が生じる可能性を示唆した。有機物の無機化特性は、原材料の性質、土壌や環境条件 (温度、水分等) により異なるため、利用条件に合わせた評価が必要である。エタノール廃液を含む有機性廃液の無機化特性を C/N 比を指標として分類することも試みられている (Parnaudeau et al., 2006)。

エタノール廃液には多量の溶存有機物が含まれる。Benke et al. (1998) によれば、サトウキビ糖蜜由来のエタノール廃液に含まれる炭素分の 79 ~ 92 % は溶存態である。このため、エタノール廃液に含まれる溶存有機炭素の土層内挙動に関する研究が行われている。Benke et al. (1999) はエタノール廃液中の溶存有機炭素の熱帯土壌、カオリナイト、Fe-oxides への吸着・脱着特性について調べた。 $688 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1}$ 相当のエタノール廃液を施用したときの吸着率が Ultisol の A 層では 7.1 % に対して Bt4 層では 27.4 % となり、深度に伴い吸着率が増加する結果を得た。また、主要粘土鉱物の Goethite と Hematite は吸着された溶存有機炭素のうち 28 ~ 35 % しか脱着されなかったと報告した。土壌への吸着・脱着過程を考慮

した溶存有機炭素の移動過程についてモデル化が試みられている (Kameyama and Miyamoto, 2010)。

エタノール廃液中の溶存有機物は殺菌剤の吸着・移動現象にも影響を与える。Andrades et al. (2004) は殺菌剤の土壌への吸着量を水中とエタノール廃液中で比較し、エタノール廃液中では殺菌剤の吸着量が増加したことを報告している。エタノール廃液中の溶存有機物が固相表面に吸着され殺菌剤の吸着体となるためと説明されている。また、殺菌剤が投与された土壌にエタノール廃液を与えると、疎水性の殺菌剤は土壌中に更に吸着され、親水性の殺菌剤は溶脱される量が増加したことも報告している。溶存有機物の量と性質、殺菌剤の性質、土壌等が複雑に関連して起きている現象であり、多くの実証的なデータを蓄積していく必要がある。

エタノール廃液の施用により土壌水分量の増加、酸素消費量の増加、土壌構造の崩壊などが起こり、土壌が還元状態になりやすくなる。そして、嫌気性菌の活動が活発になるとともにオキシ水酸化物の形態変化や粘土鉱物中に含まれる Fe や Mn の減少が起こる。そのため、エタノール廃液の施用による無機物の置換や金属の移動 (Lahlah et al., 2009), CEC の増加 (Renault et al., 2009) に関する研究が行われている。更に, Lahlah et al. (2009) は土壌にエタノール廃液を施用し 28 日間還元状態にした後、酸化状態にしても Fe や Mn は初期状態に戻らないことも明らかにした。エタノール廃液の投与は土壌の化学性の不可逆的变化を生じさせることが示唆された。

エタノール廃液を施用した土壌の化学特性に関する新たな検出方法も提案されている。Simabuco and Nascimento Filho (1994) はエタノール廃液を投与した土壌 (Podzolic soil と Latosol soil) における土層内での各種元素の動態解明にエネルギー分散型蛍光 X 線が有効であることを示した。また, Demattê et al. (2004) はエタノール廃液の投与量の異なる農地土壌のスペクトル特性について検討し、農地土壌中のエタノール廃液の残存をリモートセンシングにより把握するための周波数帯を見つけた。

長期間、エタノール廃液を農地還元した場合の土壌の化学性への影響を評価する研究も行われている。Cruz et al. (1991) はエタノール廃液を 5, 10, 15 年間施用した圃場を対象に 25, 75, 150 cm 深さから採取した土壌溶液中の有機物含量、肥料成分、pH 等の測定を行った。有機物含量は表層で増加したが、下層では変化がほとんど無かった。pH は各深さとも増加傾向を示した。カルシウム、硫黄、リンはエタノール廃液の施用により増加した。硝酸態窒素は溶脱により地下水中の濃度も増加したことを報告している。また, Rosabal et al. (2007) はエタノール廃液を灌漑用水として 40 年間灌水した圃場を対象に、土壌の理化学性や鉱物学的性質の変化について調べた。地表面下 1 m までの pH は低下していた。他方、エタノール廃液中には多量のカリウムが含まれているために EC 値は増加していた。また、有機物含量も増加していた。エタノール廃液の低 pH は土壌中の Fe や

Mn の含有量を減少させ、エタノール廃液中の有機物により重金属の可溶化が促進されたことを示した。

3.3 土壌中の微生物活動

土壌中の微生物活動に与える影響について、エタノール廃液施用に伴う土壌バイオマス量の変化や土壌微生物フロラの変化が調べられている。

土壌バイオマス量の変化について, Tejada et al. (2006) はエタノール廃液を原液またはコンポスト化して施用した小麦栽培試験区における土壌バイオマス量の年変化を調べた。原液の場合、対照区に比べて土壌バイオマス量は増加するが、経年的には土壌バイオマス量が減少した。これに対してコンポスト化した場合、施用量の増加とともに経年的にも土壌バイオマス量が増加した。原液には不安定な有機性の有毒成分が含まれていることや原液の添加により土壌の電気伝導度が高くなったことが要因として考えられた。試験期間を変えた栽培試験でも同様の結果が得られた (Tejada and Gonzalez, 2006a; Tejada and Gonzalez, 2006b; Tejada et al., 2007)。Crittter et al. (1994) はエタノール廃液を投与した土壌を含む 4 種類の土壌で、微生物活動によるグルコースの分解過程を微小熱量測定法で測定した。その結果、土壌バイオマス量の違いはエタノール廃液の投与の有無より土壌間の違いのほうが大きく関与することを報告した。

土壌微生物フロラの変化について, Casarini et al. (1987) はエタノール廃液投与により細菌や菌類の一時的な増加が確認されたこと、廃液投与初期において放線菌の繁殖が抑制されたことなどを報告した。

3.4 不飽和土層内での炭素・窒素の動態

圃場に施用されたエタノール廃液の環境への影響について, Cunha et al. (1987) は灌漑用水とともに $800 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1}$ のエタノール廃液を農地還元したときの養水分動態を把握する圃場試験を行い、農地施用後 6 ヶ月では、カリウムは 0.04%、硝酸態窒素は 0.13% しか 1.2 m 以深に溶脱しなかったと報告した。Gloeden et al. (1991) は $150 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1}$ または $300 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1}$ のエタノール廃液を農地還元したときの廃液成分の不飽和帯および飽和帯における動態を調査している。また, Parnaudeau et al. (2009) はエタノール廃液を含む有機性廃棄物を圃場に施用したときの窒素フラックス (無機化、揮散、脱窒、溶脱) を観測結果とモデルによる推定結果から評価を行っている。

エタノール廃液に含まれる有機物が土壌の炭素貯留に及ぼす影響についても研究が行われている。de Resende et al. (2006) は 16 年以上、収穫前の焼畑と窒素施用、エタノール廃液の施用を行ったサトウキビ畑の窒素収支と炭素貯留について調べた。Silva et al. (2007) は林地と栽培期間が 2, 18, 25 年のサトウキビ畑の調査を行い長期間のサトウキビ栽培が有機炭素量や土壌構造の安定性に与える影響について検討した。対象としたサトウキビ畑ではエタノール廃液も 1 作ごとに $400 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1}$ 施用された。栽培後 2 年では有機物含量が減少し、土壌構造も不安定化するが、その後有機物量は回復する。しか

し、土壌は圧密されやすい状態となることを観察した。更に、Galdos et al. (2009) はサトウキビの収穫時には従来から枯葉や先端部分を事前に焼き払うことが行われてきたが、サトウキビの葉が枯れる前に機械収穫する場合の炭素循環について CENTURY モデル (Parton et al., 1987; Parton and Rasmussen, 1994) を使って評価した。エタノール廃液の施用については相当量の炭素・窒素濃度の灌漑水が投与されるとして計算した。60 年間のシミュレーション結果は焼き払いが行われなければ土壌により多くの炭素貯留が可能であることを測定データとともに示した。

4. 土壌物理学から見た今後の課題

化石燃料の代替や地球温暖化に対する対策の一つとして、バイオマスの有効利活用が有望視されるが、農村地域における各種循環系を構成する要素である農地土壌内のバイオマス資材の動態に関する知見は今後益々重要な情報となる。上で概観したように、これまでの関連研究は、表土層内での微生物活動やエタノール廃液自体の化学性に起因する理化学性の変化を中心課題として行われてきている。しかし、不飽和帯や帯水層における環境影響を評価していくためには、相互に比較できる観測事例も少なく、既存モデルを用いたシミュレーションによる検討も始まったばかりである。今後、エタノール廃液による農地土壌環境への影響をより詳細に検討し、適切な農地還元を行うためには、エタノール廃液に含まれる肥料成分や溶存有機物の土壌中での保持・移動現象の解明が必要であろう。この点は、これまで土壌物理学が蓄積してきた知見の活用が大いに期待される。しかし、エタノール廃液は理化学性の面から単純な溶液と異なるため、以下のような視点も必要になってくるかもしれない。例えば、エタノール廃液はコロイド分を含むため、溶存態の物質とは異なる移動様式を示す可能性がある（例えば、未継ら, 2003）。また、エタノール廃液には土壌微生物の栄養分も含まれるため、土壌微生物活動が土壌水分保持特性・土の濡れ性・土壌中の物質移動現象に大きく関与することも考えられる（例えば、Or et al., 2007）。このように複雑な混合物を土壌に投与した際の土壌環境変化を予測することは非常に困難であるが、個別の現象解明に加え、土壌物理学と土壌化学的・生物的反応を結び付けた土壌を総体として捉える研究アプローチの両方を融合させることが、今後の研究の発展の鍵を握るものと思われる。

謝辞

本研究は科学研究費補助金（21380149）の助成を受けたものである。

引用文献

- Algur, Ö.F. and Kadioğlu, A. (1992): The effects of vinasse on the growth, biomass and primary productivity in pea (*Pisum sativum*) and sunflower (*Helianthus annuus*). *Agric. Ecosyst. Environ.*, 39: 139–144.
- Andrades, M.S., Rodriguez-Cruz, M.S., Sanchez-Martin, M.J. and Sanchez-Camazano, M. (2004): Effect of the addition of wine distillery wastes to vineyard soils on the adsorption and mobility of fungicides. *J. Agric. Food Chem.*, 52: 3022–3029.
- Benke, M.B., Mermut, A.R. and Chatson, B. (1998): Carbon-13 CP/MAS NMR and DR-FTIR spectroscopic studies of sugarcane distillery waste. *Can. J. Soil Sci.*, 78: 227–236.
- Benke, M.B., Mermut, A.R. and Shariatmadari, H. (1999): Retention of dissolved organic carbon from vinasse by a tropical soil, kaolinite, and Fe-oxides. *Geoderma*, 91: 47–63.
- Booth, R.J., and Lightfoot, C.J. (1990): The reticulation of ethanol stillage through irrigation systems and its use for fertilization of sugarcane in Zimbabwe. *Agric. Water Manage.*, 17: 49–58.
- Bueno, P.C., Martín Rubi, J.A., García Giménez, R. and Jiménez Ballesta, R. (2009): Impacts caused by the addition of wine vinasse on some chemical and mineralogical properties of a Luvisol and a Vertisol in La Mancha (Central Spain). *J. Soils Sediments*, 9: 121–128.
- Bustamante, M.A., Paredes, C., Moral, R., Moreno-Caselles, J., Pérez-Espinosa, A. and Pérez-Murcia, M.D. (2005): Uses of winery and distillery effluents in agriculture: Characterization of nutrient and hazardous components. *Water Sci. Technol.*, 51: 145–151.
- Bustamante, M.A., Moral, R., Paredes, C., Vargas-García, M.C., Suárez-Estrella, F. and Moreno, J. (2008): Evolution of the pathogen content during co-composting of winery and distillery wastes. *Bioresour. Technol.*, 99: 7299–7306.
- Casarini, D.C.P., Cunha, R.C. de A. and Maset Filho, B. (1987): Effects of irrigation with vinasse and the dynamics of its constituents in the soil: II — microbiological aspects. *Water Sci. Technol.*, 19: 167–176.
- Chaves, B., De Neve, S., Boeckx, P., van Cleemput, O. and Hofman, G. (2007): Manipulating nitrogen release from nitrogen-rich crop residues using organic wastes under field conditions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 71: 1240–1250.
- 陳嬌, 凌祥之 (2010): バイオエタノール蒸留残渣液の農業利用について — 土壌環境およびトマト・ダイコンの生育・品質に与える影響. *農工論集*, 265: 1–7.
- Critter, S.A.M., Simoni, J.A. and Airoidi, C. (1994): Microcalorimetric study of glucose degradation in some brazilian soils. *Thermochimica Acta*, 232: 145–154.
- Cruz, R.L., Righetto, A.M. and Nogueira, M.A. (1991): Experimental investigation of soil and groundwater impacts caused by vinasse disposal. *Water Sci. Technol.*, 24: 77–85.
- Cunha, R.C. de A., de Costa, A.C.S., Maset Filho, B. and Casarini, D.C.P. (1987): Effects of irrigation with vinasse and the dynamics of its constituents in the soil: I — physical and chemical aspects. *Water Sci. Technol.*, 19: 155–165.
- de Resende, A.S., Xavier, R.P., de Oliveira, O.C., Urquiaga, S., Alves, B.J.R. and Boddey, R.M. (2006): Long-term effects of pre-harvest burning and nitrogen and vinasse applications on yield of sugar cane and soil carbon and nitrogen stocks on a

- plantation in Pernambuco, N.E. Brazil. *Plant Soil*, 281: 339–351.
- Demattê, J.A.M., Gama, M.A.P., Cooper, M., Araújo, J.C., Nanni, M.R. and Fiorio, P.R. (2004): Effect of fermentation residue on the spectral reflectance properties of soils. *Geoderma*, 120: 187–200.
- 古江広治, 永田茂穂 (1994): サトウキビに対する黒糖焼酎廃液の施用効果. 鹿児島県農試報告, 23: 33–40.
- Galdos, M.V., Cerri, C.C., Cerri, C.E.P., Paustian, K. and van Antwerpen, R. (2009): Simulation of soil carbon dynamics under sugarcane with the CENTURY model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 73: 802–811.
- Gemtos, T.A. and Lellis, Th. (1997): Effects of soil compaction, water and organic matter contents on emergence and initial plant growth of cotton and sugar beet. *J. Agric. Engng. Res.*, 66: 121–134.
- Gemtos, T.A., Chouliaras, N. and Marakis, St. (1999): Vinasse rate, time of application and compaction effect on soil properties and durum wheat crop. *J. Agric. Engng. Res.*, 73: 283–296.
- Gloeden, E., Cunha, R.C.A., Fraccaroli, M.J.B. and Cleary, R.W. (1991): The behavior of vinasse constituents in the unsaturated and saturated zones in the Botucatu aquifer recharge area. *Water Sci. Technol.*, 24: 147–157.
- Kadioğlu, A. and Algur, Ö.F. (1990): The effect of vinasse on the growth of *Helianthus annuus* and *Pisum sativum*: Part I — The effects on some enzymes and chlorophyll and protein content. *Environ. Pollut.*, 67: 223–232.
- Kameyama, K. and Miyamoto, T. (2010): Retention and transport of dissolved organic carbon from sugarcane-molasses ethanol vinasse in soils. In Japan Geoscience Union Meeting 2010 abstracts [CD-ROM], Chiba, Japan, 23–28 May 2010. Japan Geoscience Union.
- 上村幸廣, 鳩野哲也, 西園直生子 (1993): 甘しょ焼酎廃液の農耕地還元技術. 鹿児島県農試報告, 22: 105–111.
- 柯貴城, 平井光代, 正田誠, 久保田宏 (1988): サツマイモ焼酎蒸留廃液の農地還元利用. 土肥誌, 59: 156–163.
- Lahlah, J., Renault, P., Cazevielle, P., Buzet, A., Hazemann, J.L., Womes, M. and Cambier, P. (2009): Geochemical resilience of a ferralsol subjected to anoxia and organic matter amendment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 73: 1958–1971.
- Madejón, E., Díaz, M.J., López, R. and Cabrera, F. (2001): Co-composting of sugarbeet vinasse influence of the organic matter nature of the bulking agents used. *Bioresour. Technol.*, 76: 275–278.
- Mattiazzo, M.E., and de Glória, N.A. (1987): Effect of vinasse on soil acidity. *Water Sci. Technol.*, 19: 1293–1296.
- Murillo, J.M., Cabrera, F., López, R. and Martín-Olmedo, P. (1995): Testing low-quality urban composts for agriculture: Germination and seedling performance of plants. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 54: 127–135.
- Murillo, J.M., Cabrera, F., López, R. and Martín-Olmedo, P. (1998): Sunflower response to the application of a concentrated beet vinasse. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.*, 29: 643–655.
- 奥野成倫, 吉元誠 (2002): レタス種子発芽に及ぼすカンショ焼酎廃液抽出物の影響. 九州農業研究, 64: 43.
- Or, D., Smets, B.F., Wraith, J.M., Dechesne, A. and Friedman, S.P. (2007): Physical constraints affecting bacterial habitats and activity in unsaturated porous media — a review. *Adv. Water Resour.*, 30: 1505–1527.
- Parnaudeau, V., Nicolardot, B., Robert, P., Alavoine, G., Pagès, J. and Duchiron, F. (2006): Organic matter characteristics of food processing industry wastewater affecting their C and N mineralization in soil incubation. *Bioresour. Technol.*, 97: 1284–1295.
- Parnaudeau, V., Condom, N., Oliver, R., Cazevielle, P. and Recous, S. (2008): Vinasse organic matter quality and mineralization potential, as influenced by raw material, fermentation and concentration processes. *Bioresour. Technol.*, 99: 1553–1562.
- Parnaudeau, V., Générmont, S., Hénault, C., Farrugia, A., Robert, P. and Nicolardot, B. (2009): Measured and simulated nitrogen fluxes after field application of food-processing and municipal organic wastes. *J. Environ. Qual.*, 38: 268–280.
- Parton, W.J. and Rasmussen, P.E. (1994): Long-term effects of crop management in wheat-fallow: II. CENTURY model simulations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58: 530–536.
- Parton, W.J., Schimel, D.S., Cole, C.V. and Ojima, D.S. (1987): Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51: 1173–1179.
- Renault, P., Cazevielle, P., Verdier, J., Lahlah, J., Clara, C. and Favre, F. (2009): Variation in the cation exchange capacity of a ferralsol supplied with vinasse, under changing aeration conditions. — Comparison between CEC measuring methods. *Geoderma*, 154: 101–110.
- Rosabal, A., Morillo, E., Undabeytia, T., Maqueda, C., Justo, A. and Herencia, Juan F. (2007): Long-term impacts of wastewater irrigation on Cuban soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 71: 1292–1298.
- Santos, M., Diánez, F., de Cara, M. and Tello, J.C. (2008): Possibilities of the use of vinasses in the control of fungi phytopathogens. *Bioresour. Technol.*, 99: 9040–9043.
- Satyawali, Y. and Balakrishnan, M. (2008): Wastewater treatment in molasses-based alcohol distilleries for COD and color removal: A review. *J. Environ. Manage.*, 86: 481–497.
- Sheehan, G.J. and Greenfield, P.F. (1980): Utilisation, treatment and disposal of distillery wastewater. *Water Res.*, 14: 257–277.
- Silva, A.J.N., Ribeiro, M.R., Carvalho, F.G., Silva, V.N. and Silva, L.E.S.F. (2007): Impact of sugarcane cultivation on soil carbon fractions, consistence limits and aggregate stability of a Yellow Latosol in Northeast Brazil. *Soil Till. Res.*, 94: 420–424.
- Simabuco, S.M. and Nascimento Filho, V.F. (1994): Study on vinasse dynamics in soil using energy dispersive X-ray fluorescence with radioisotopic excitation. *Sci. Agric. Piracicaba*, 51: 207–215.

- 末継淳, 佐藤孝, 金田吉弘, 佐藤敦 (2003): 土壌 - 水系におけるコロイド担体輸送. 農土論集, 228: 135-142.
- 須見洋行 (2001): 本格焼酎 - 泡盛の機能性. 日本醸造協会誌, 96(8): 513-519.
- Tejada, M. and Gonzalez, J.L. (2005): Beet vinasse applied to wheat under dryland conditions affects soil properties and yield. *Eur. J. Agron.*, 23: 336-347.
- Tejada, M., and Gonzalez, J.L. (2006a): Effects of two beet vinasse forms on soil physical properties and soil loss. *Catena*, 68: 41-50.
- Tejada, M., and Gonzalez, J.L. (2006b): The relationships between erodibility and erosion in a soil treated with two organic amendments. *Soil Till. Res.*, 91: 186-198.
- Tejada, M., García, C., Gonzalez, J.L. and Hernández, M.T. (2006): Organic amendment based on fresh and composted beet vinasse: Influence on soil properties and wheat yield. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 70: 900-908.
- Tejada, M., Moreno, J.L., Hernández, M.T. and García, C. (2007): Application of two beet vinasse forms in soil restoration: Effects on soil properties in an arid environment in southern Spain. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 119: 289-298.
- Vaccarino, C., Tripodo, M.M., Lo Curto, R.B. and Cimino, G. (1993) The effects of NaOH treatments of grape-marc, vinasse, and wheat-straw mixtures on their degradability *in vitro*. *Bioresour. Technol.*, 44: 197-202.
- Vaccari, G., Dosi, E., Mantovani, G. and Greselin, M. (1999): Use of vinasses for compost production. *Int. Sugar J.*, 101: 192-196.
- Vassilev, N., Franco, I., Vassileva, M. and Azcon, R. (1996): Improved plant growth with rock phosphate solubilized by *Aspergillus niger* grown on sugar-beet waste. *Bioresour. Technol.*, 55: 237-241.
- Wilkie, A.C., Riedesel, K.J. and Owens, J.M. (2000): Stillage characterization and anaerobic treatment of ethanol stillage from conventional and cellulosic feedstocks. *Biomass Bioenergy*, 19: 63-102.

要 旨

エタノール発酵・蒸留を通じてエタノールを製造する過程では、多量の廃液（エタノール廃液）が排出される。そのため、エタノール廃液の処理問題は循環型社会の構築のための重要な課題である。エタノール廃液の処理方法の一つとして農地還元が挙げられる。これはエタノール廃液に肥料成分が含まれるためである。しかし、pH が低いことや電気伝導度が高いこと、溶存有機物を多く含むことなど、多量に農地還元された場合、農地土壌環境へ大きなインパクトを与えることが懸念される。本総説では、作物栽培への利用のための試験研究に加え、エタノール廃液の農地還元による土壌の物理性、化学性、微生物特性の変化と不飽和土層内での窒素・炭素の動態に関する研究を概観した。そして、土壌物理学的視点からの今後の展開方向について提言を行った。

キーワード：土壌環境，物質循環，バイオエタノール，農地還元，廃液処理

■ 概要

FAST-Multi (ファスト マルチ) シリーズは、多チャンネル・マルチレンジタイプのデータロガーで、専用ソフトウェアにより接続するセンサに合わせたレンジ設定や演算機能を対話形式で設定でき、様々な計測システムにご利用いただける製品です。

優れた省電力機能と対応電源の豊富さで、無電源地域での気象観測システムなども構築できます。

また、携帯通信網を利用し、測定データをメール添付ファイルにて回収可能な「FAST-NET (ファスト ネット)」や測定値が予め設定した上下限值を超過したときに通報メールを送信する「FAST-Report (ファスト リポート)」など、遠隔計測/遠隔監視システムを構築可能な製品もご用意いたしております。



<気象観測システム例>

■ 特徴

- ・変換器なしで各種センサを接続可能
- ・大容量メモリ搭載で、長期計測に対応
- ・CFカードスロット標準装備で、データ回収が簡単
- ・プレヒート機能により、センサ毎の効率的な電源制御
- ・外部電源と組み合わせた無電源観測システムを構築可能

詳しくはホームページをご覧ください。

MCS FAST

で

検索

■ 主な仕様

項目	仕様				
対応レンジ	電圧(±10V/±5V/±2.5V/±1V/±500mV/±250mV/±100mV/±50mV/±25mV/±20mV/±10mV) 電流(±20mA), 抵抗(±100Ω/±10kΩ), ひずみ(120Ω/350Ω), ポテンションメータ(1kΩ~10kΩ), 温度(Pt100, T型熱電対, 当社オリジナルサーミスタ) パルス(1kHz以下)				
接続可能センサ例	気温/温度/湿度/日射/日照/光子/アルベド/風向/風速/土壌水分/気圧/pH/ECなど				
チャンネル数(物理ch)	型式	FAST-M4	FAST-M4P	FAST-M8	FAST-M8P
	アナログch	4	4	8	8
	パルスch	-	2	-	2
	合計	4	6	8	10
価格(税別)		170,000円	180,000円	190,000円	200,000円
記録要素数(論理ch)	最大20ch (センサ出力に対し、各種演算を行った上で記録できるデータ数)				
演算機能	インターバル間: 積算値, 最大値, 最小値, 平均値, 起時(発生時刻) 風向風速用 : 測定前10分平均風速, ベクトル平均風向, 風速標準偏差など				
その他標準機能	プレヒートタイム機能: 電源供給の必要なセンサに対し測定時刻前に電源をONにする機能 ※物理ch毎に設定可能(設定可能範囲 1~3600秒) 平滑化機能 : 測定時刻前に、設定された時間1秒毎にサンプリングし平均値記録 ※論理ch毎に設定可能(設定可能範囲 1~60秒) スケール機能 : 物理chおよび論理ch毎に一次変換式を設定し、物理単位などへ換算				
記録データ数	123,000回 チャンネル数による変動なし				
測定間隔	1~6, 10, 12, 15, 20, 30秒, 1~6, 10, 12, 15, 20, 30分, 1~4, 6, 8, 12, 24時間				
表示機能	キャラクタLCD 16桁×2行(バックライト付)				
CFカード機能	CFカードスロット(データ回収用) 最大対応サイズ 2GB ※カード別売				
インターフェース	RS-232Cシリアルインターフェース(38400bps)				
動作電源	カメラ用リチウム電池(CR-P2) 1パック標準添付 ACアダプタ(別売)/外部DC電源(DC8~18V)				
センサ電源供給	DC5VまたはDC12V 最大60mA (外部電源動作時はDC12Vのみ) ※外部電源動作時は、外部電源容量までの電源供給が可能				
使用環境	-25℃~+60℃				
外形寸法	175(W)×250(D)×75(H) ※突起部含まず				
ケース	ポリカーボネート樹脂				
設定用ソフトウェア	弊社サイトより無償でダウンロードいただけます。 ※メディアでのご提供時は有償となります。				



土中への水の浸潤 4. 成層土

取出伸夫¹・渡辺晋生¹・中川絢子¹

Infiltration into a soil profile: 4. Layered soils.

Nobuo TORIDE¹, Kunio WATANABE¹, Ayako NAKAGAWA¹

1. はじめに

ここまで、土中への水の浸潤について、均一な砂質ロームとシルトを対象に、一定フラックス条件と一定圧力条件（取出ら, 2009, 以下第1報）、初期水分量と Philip の浸潤モデル（取出ら, 2010, 以下第2報）、水平浸潤と鉛直浸潤における Green and Ampt モデル（取出ら, 2010, 以下第3報）について、鉛直一次元リチャーズ式に基づく土中の圧力水頭分布、不飽和透水係数分布、水分量分布の計算結果に焦点を当てて解説した。一方、成層土に水が浸潤して、表層とは異なる土性を持つ土中を浸潤前線が移動すると、浸潤速度や浸潤の形態は影響を受ける。とりわけ、成層土の境界では、土の性質としての水分移動特性が不連続に変化するため、境界部を境に土中水の流れの形態が変化する。

上層が細粒土、下層が粗粒土の乾燥している成層土への浸潤では、不安定流れ (unstable flow) が生じて、フィンガー流 (部分流) が生じやすいことが知られている (Jury and Horton, 2006)。そのため、成層土の浸潤は、フィンガー流の発生や浸潤前線の安定性に関する研究が多く行われてきた (たとえば長・井上, 2009)。土壌の物理性の「古典を読む」において、田淵 (2006) は、フィンガー流を最初に見つけた当時、欧米で発展したリチャーズ式に基づく解析の限界を議論したことを回想している。鉛直一次元リチャーズ式は、部分的な流れのフィンガー流は表現できない。しかし、一次元リチャーズ式の解として表現される成層土の浸潤現象の詳細を整理することは、これまでの浸潤前線の安定性に関する多くの研究を理解し、さらなる発展を行う上でも重要と考えた。

そこで今回は、砂質ロームとシルトの成層土を対象に、飽和浸潤と不飽和浸潤を取り上げた。それぞれの土の上下を逆転させた2種類の組み合わせの成層土に対して、境界条件として飽和湛水条件と一定負圧条件を与え、鉛直一次元のリチャーズ式に基づく数値実験により浸潤過程を検討した。それぞれの浸潤条件に対する浸潤速度、すなわち地表面フラックスの変化を整理し、土中の圧力水頭分布、水分量分布、不飽和透水係数分布に基づき、

成層土の浸潤形態を考察した。また、水分移動特性が不連続に変化する成層土の境界に注目して、不安定流れの生じる要因について考察した。用いた基礎方程式や境界条件、その他記号などすべて第3報までと同じである。浸潤分布の領域は、第1報 Fig. 3 の用語を用いた。計算には、今まで同様 HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008) を用いた。

2. 計算条件

水分移動式は、均一な土への浸潤と同じく鉛直一次元のリチャーズ式である (第1報 (2) 式)。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right) \right] + \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad (1)$$

初期条件は、土中水の圧力水頭 (以下、単に圧力と表記) 一定 (第1報 (10) 式) である。

$$h(z, 0) = h_i \quad (2)$$

境界条件は、地表面境界は、圧力一定条件 (第1報 (9) 式)、下端境界は、自由排水条件 (第1報 (11) 式) である。

$$h(0, t) = h_0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial h}{\partial z} \Big|_{z=-L} = 0 \quad (4)$$

成層土は、第1報の Table 1 に示した van Genuchten モデルの砂質ロームとシルトを対象とした。Fig. 1 には、第1報で示した水分保持曲線 $\theta(h)$ と不飽和透水係数 $K(h)$ を再掲する。砂質ロームとシルトの不飽和透水係数は、 $h = -31$ cm において大小関係が逆転することが注目点である。

成層土は、Fig. 2 に示すそれぞれの土の上下を逆転させた2種類の組み合わせに対して、上層の厚さ L_1 を変化させた条件を与えた。土層全体の長さ $L (= L_1 + L_2)$ は 100 cm を基本としたが、下端境界の影響を受けない条件での比較を行うために、浸潤前線が短時間で下層まで到達する条件では、 L を大きくして計算を行った。地表面境界圧力 (以下、地表面圧力) は、 $h_0 = -1$ cm と $h_0 = -55$ cm の2種類である。飽和浸潤の $h = 0$ cm は、飽和と不飽和の境界であるため、計算が不安定になりやすい (Rassam et al., 2004)。以下、計算を安定させ

¹Graduate School of Bioresources, Mie University, 1577 Kurima-Machiya, Tsu, Mie 514-8507, Japan. Corresponding author: 取出伸夫, 三重大学大学院生物資源学研究所
2010年11月1日受稿 2010年11月8日受理
土壌の物理性 116号, 27-35 (2010)

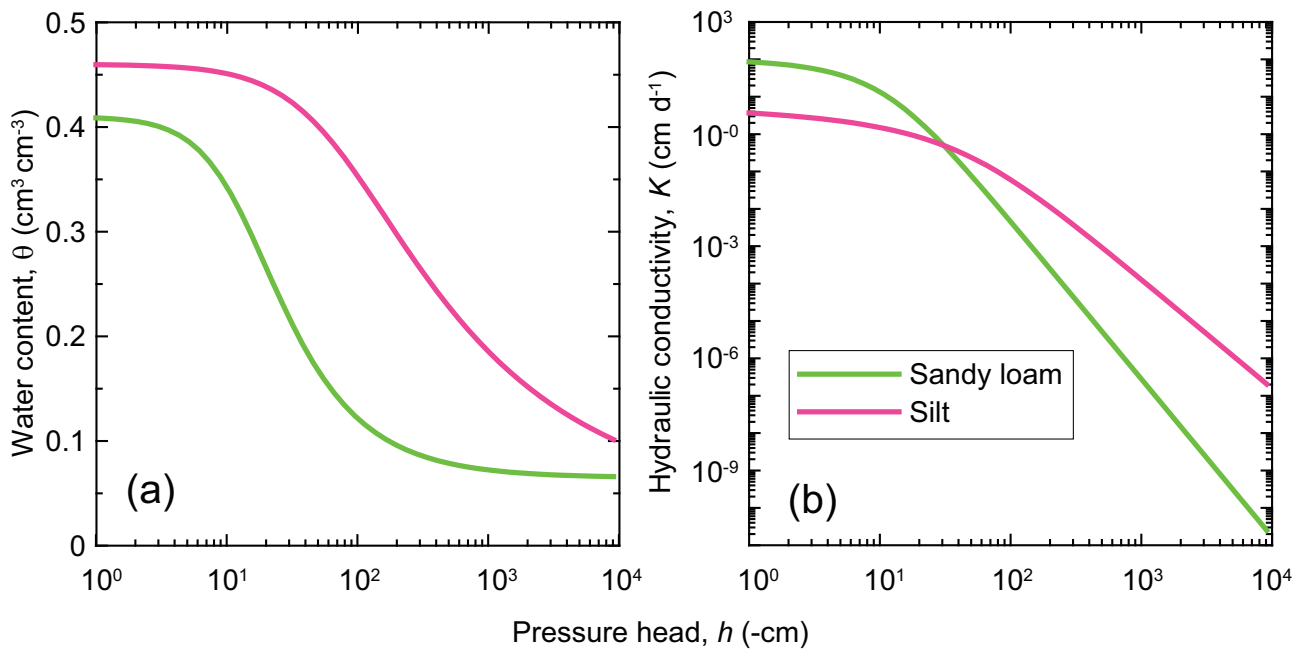


Fig. 1 砂質ロームとシルト (van Genuchten モデル) の (a) 水分保持曲線 $\theta(h)$ と (b) 不飽和透水係数 $K(h)$.

るために用いた $h_0 = -1$ cm は、湛水のない一定圧力の飽和浸潤の条件と見なす．すべての計算の初期条件は、 $h_i = -500$ cm である．Table 1 に砂質ロームとシルトの境界圧力 h_0 ，初期圧力 h_i ，および $h = 0$ cm と $h = -31$ cm における水分量と透水係数を示す．

砂質ロームとシルトの成層土は、長さ L の計算領域を 100 点から 200 点程度に離散化した節点に対して、それぞれの土の $\theta(h)$ と $K(h)$ の空間分布として与えた．バックingham-ダルシー則(第 1 報(1)式)に基づくりチャーズ式の解は、成層土の境界において圧力は連続するが、水分量 θ や不飽和透水係数 K は不連続である．成層土の境界において計算が不安定になりやすいため、境界面近傍では節点の密度を高めて計算を行った．なお、本解説において境界は地表面境界、成層土の境界、下端境界の 3 力所存在する．以下の議論においては、基本的にはそれぞれを区別した表記をするが、単に境界とよぶ場合には、成層土の境界を指す．

Table 1 砂質ロームとシルト (van Genuchten モデル) の体積含水率 $\theta(h)$ と不飽和透水係数 $K(h)$.

Soil type	h (cm)	$\theta(h)$ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	$K(h)$ (cm d^{-1})
Sandy loam	0	0.410	106.1
	-1	0.410	85.9
	-31	0.214	0.485
	-55	0.160	5.27×10^{-2}
	-500	0.079	5.25×10^{-6}
Silt	0	0.460	6.00
	-1	0.460	3.68
	-31	0.424	0.494
	-55	0.395	0.201
	-500	0.228	9.23×10^{-4}

3. 飽和浸潤

3.1 上層シルト-下層砂質ローム

はじめに、Fig. 2 左に示す厚さ L_1 のシルトが上層の成層土に地表面圧力 $h_0 = -1$ cm を与えた浸潤を考える．この条件は、地表面圧力 h_0 での透水係数が上層のシルトの方が下層の砂質ロームに比べて小さい $K_1(h_0) < K_2(h_0)$ であり、上層が水分移動の律速となる．Fig. 3 (a) は、シルト層の厚さ L_1 が異なる条件における地表面フラックスの絶対値 $|q_0|$ の変化である．シルト層が存在しない $L_1 = 0$ cm の均一な砂質ローム層と、下層の砂質ローム層が存在しない $L_1 = \infty$ cm の均一なシルト層の $|q_0|$ は点線で示した．成層土の $|q_0|$ は、点線の砂質ロームとシルトの変化の間の領域を変化する．上層にシルト層が存在すると、均一な砂質ローム層の浸潤に比べて $|q_0|$ は大きく低下する．シルト層の厚さが増すと、さらに大きくフラックスは低下する．シルト層の厚さが $L_1 = 0.5$ cm と薄い場合でも、均一な砂質ロームに比べて地表面フラックス $|q_0|$ が 50 % 以上の低下を示す．そして、 $L_1 = 5.1$ cm で均一なシルト層にほぼ近い変化を示す．さらにシルト層が厚い次の Fig. 4 に示す $L_1 = 10$ cm では、点線

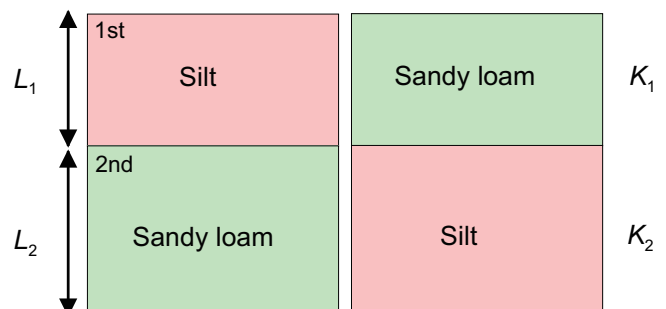


Fig. 2 砂質ロームとシルトの成層土 .

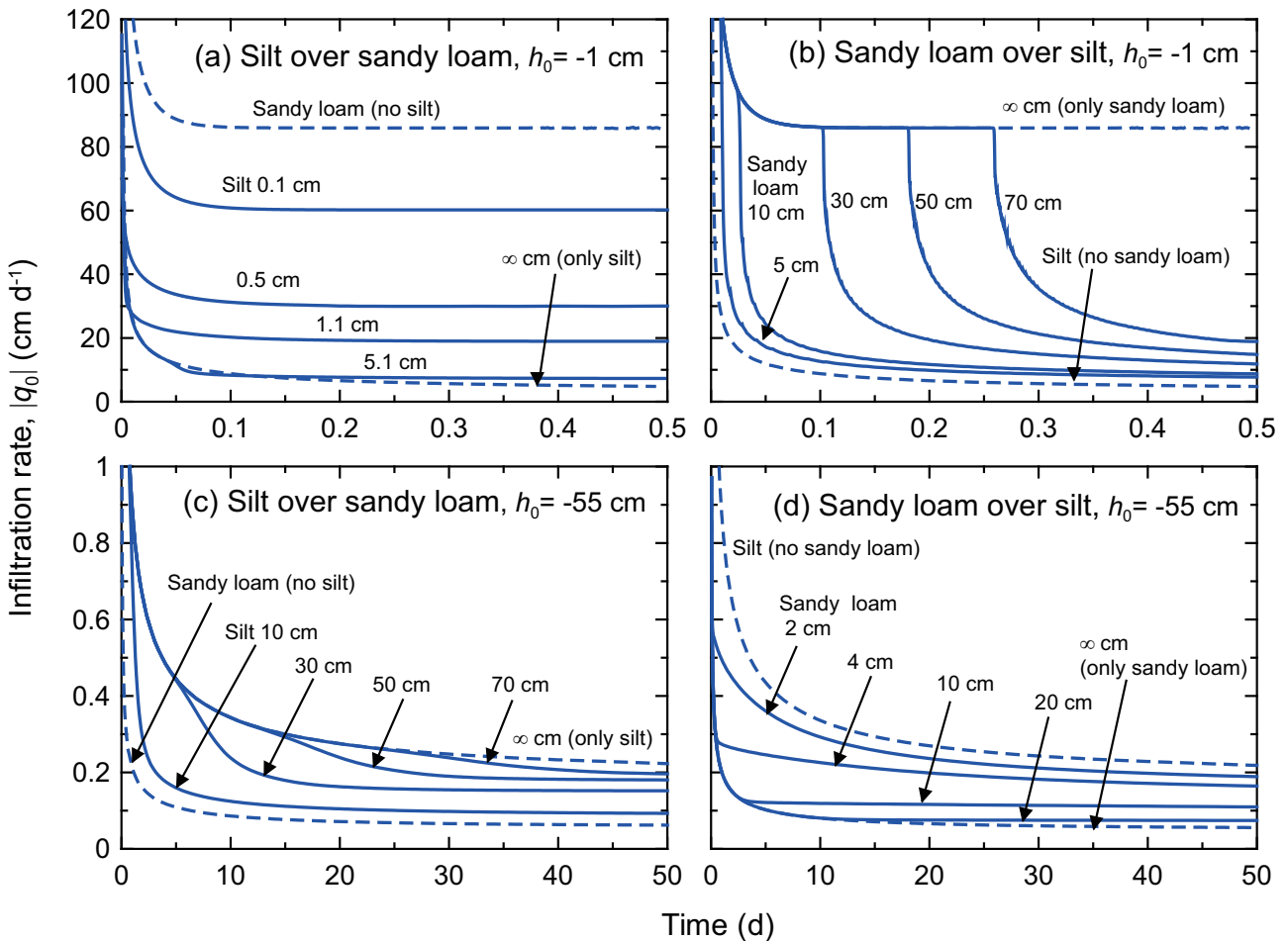


Fig. 3 上層土の厚さ L_1 の砂質ロームとシルトの成層土（初期圧力 $h_i = -500$ cm）の飽和浸潤 ($h_0 = -1$ cm) と不飽和浸潤 ($h_0 = -55$ cm) における地表面フラックス $|q_0|$ の変化． $L_1 = 0$ の下層土のみ， $L_1 = \infty$ の上層土のみの均一な土は点線で表示．(a) 上層シルト， $h_0 = -1$ cm，(b) 上層砂質ローム， $h_0 = -1$ cm，(c) 上層シルト， $h_0 = -55$ cm，(d) 上層砂質ローム， $h_0 = -55$ cm．

で示した均一なシルト層のフラックス変化と図では区別できない程に一致する．言い換えると，地表面フラックス $|q_0|$ の変化に関しては，下層土の砂質ロームの影響は， $L_1 = 10$ cm 程度以上では小さい．

Fig. 4 は，シルト層の厚さが $L_1 = 10$ cm のときの圧力 h ，水分量 θ ，不飽和透水係数 K について，表面から深さ 35 cm までの分布を示す．Fig. 4 (a) の圧力分布は，境界部の変化に注目するため， -100 cm $\leq h \leq 0$ cm の分布を示した．土中水の圧力は成層土の境界において連続しているが，浸潤前線が砂質ローム層に到達して境界圧力が $h > -31$ cm となる 0.2 d 以降では，境界で下方へ折れ曲がった分布となる． $K_1(h_0) < K_2(h_0)$ であるため，上層のシルト層が水分流れを制限し，下層の砂質ローム層には十分な水分が供給されない．そのため，成層土の境界へ向けて圧力が減少して水分が下層へと吸い込まれる「吸引型」の圧力分布を形成する（後述の Fig. 8 参照）．この点は，上層の飽和透水係数が下層に比べて小さい成層土の定常水分飽和流れにおいて，成層土の境界部に発生する負圧と同様である（Jury and Horton, 2006, 例題 3.6）．飽和の成層土においても，上層土内の圧力低下により下層土への水分フラックスを補っている．

地表面フラックスは，上層の圧力分布の変化がなくな

る段階で収束する．ここで示した条件では，Fig. 4 (a) の圧力分布が示すように，比較的短時間の 0.8 d で上層の圧力分布はほぼ定常となる．0.8 d では $|q_0| = 5.06$ cm d^{-1} であり，さらに時間が経過すると，下端が自由排水条件では $|q_0| = 5.0$ cm d^{-1} 程度に収束する．シルト層の厚さ L_1 がさらに厚くなると，下層土の存在はシルト層上部へ影響しなくなる．そして，地表面の圧力勾配はゼロに近づき，地表面付近では重力流れとなる．このとき，地表面フラックスの収束値は， $|q_0| = K_1(h_0) = 3.68$ cm d^{-1} である．

下層の砂質ロームに形成される圧力 h 分布は，成層土の境界である下層上端の h が浸潤前線の通過に伴い増加して，最終的には下層土上部においても重力流れとなる．このとき，成層土の境界圧力 h は，上層土から供給される水分フラックスに対して $|q_0| = K_2(h)$ を満たす値に収束する（Fig. 4 (a)）．浸潤前線が砂質ローム層に到達直後の 0.2 d の地表面フラックスは $|q_0| = 5.6$ cm d^{-1} であり，以降の地表面フラックスの低下は緩やかである．そのため，下層土に形成される分布の形状は，第 1 報の Fig. 5 で示した水分フラックス一定条件の分布に近い．砂質ローム内の圧力分布は，浸潤が進行すると圧力勾配が減少して，0.8 d では下層土上部の圧力勾配がゼロに近

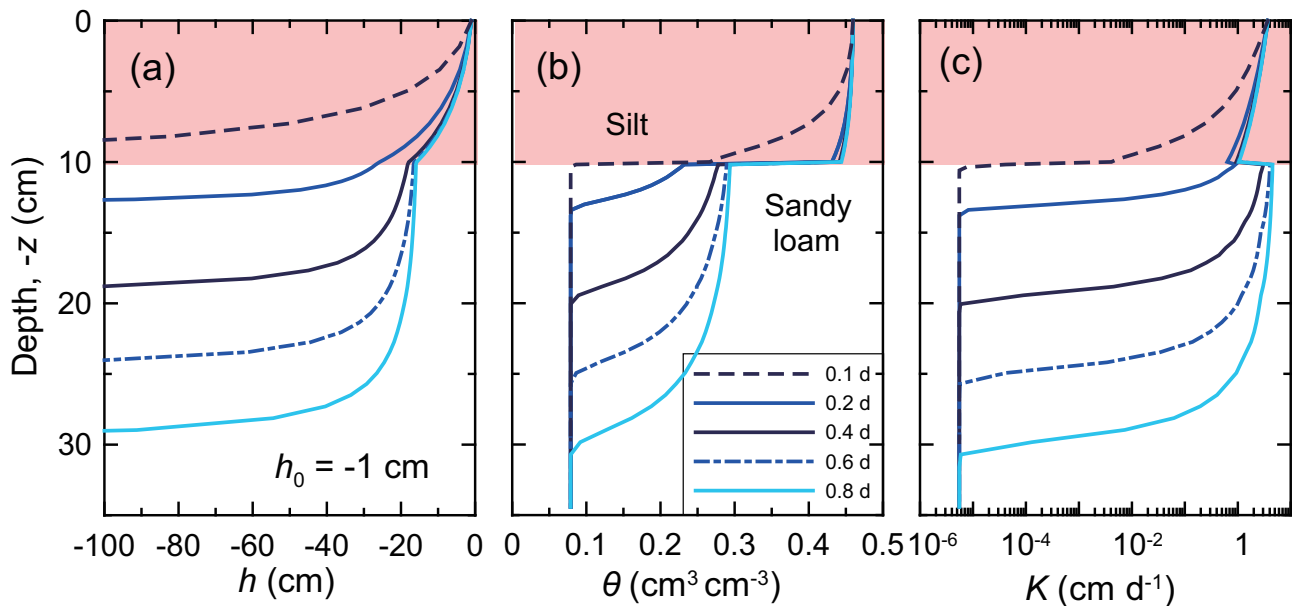


Fig. 4 上層シルト ($L_1 = 10$ cm) - 下層砂質ロームの成層土 (初期圧力 $h_1 = -500$ cm) の飽和浸潤 ($h_0 = -1$ cm) における (a) 圧力水頭分布 $h(z)$, (b) 体積含水率分布 $\theta(z)$, (c) 不飽和透水係数分布 $K(z)$.

い分布となっている．その後，下層土の下方へ向けて重力流れが卓越した領域が広がっていく．

一方，圧力分布に対応した Fig. 4 (b) の水分量 θ 分布と Fig. 4 (c) の不飽和透水係数 K 分布は，成層土の境界において不連続となるのが特徴である．浸潤前線が下層土に到達した 0.2 d においては，境界の圧力は $h = -25.8$ cm であり，不飽和透水係数の大小関係が逆転する $h = -31$ cm よりも大きく (Fig. 1 (a))，砂質ローム層上部の K が上層のシルト層より大きくなり始める．その後，砂質ロームの K はさらに増加し，上層下部と下層上部の K の違いは大きくなり，境界の圧力が $h = -15.8$ cm となる 0.8 d においては上層下部で $K = 1.1$ cm d⁻¹，下層上部で $K = 4.5$ cm d⁻¹ となる (後述の Fig. 8 (c) の点線も参照)．

$L_1 = 10$ cm の条件では，地表面フラックスの変化は均一なシルト層の変化とほぼ一致する (Fig. 3 (a))．浸潤前線が性質の異なる砂質土を通過するにもかかわらず，地表面フラックスへの影響が小さい点は興味深い．この点は，5 節において考察する．

3.2 上層砂質ローム - 下層シルト

次に，上下関係を逆にした Fig. 2 右に示す厚さ L_1 の砂質ロームが上層の成層土について，同じく地表面圧力 $h_0 = -1$ cm を与えた浸潤を考える．この条件は，地表面圧力 h_0 での透水係数が上層の砂質ロームに比べて下層のシルトが小さい $K_1(h_0) > K_2(h_0)$ であり，下層が水分移動の律速となる．Fig. 3 (b) は，砂質ローム層の厚さ L_1 が異なる条件における地表面フラックス $|q_0|$ の変化である．Fig. 3 (a) と同じく， $L_1 = 0$ cm の均一なシルト層と，下層のシルト層が存在しない $L_1 = \infty$ cm の均一な砂質ローム層の $|q_0|$ を点線で示した．

上層に砂質ロームが存在すると，均一なシルト層の浸潤に比べて $|q_0|$ は増加するが，シルト層の厚さが増すと，

さらに大きくフラックスは低下する．この上層がシルト層の条件では，地表面フラックス $|q_0|$ が $L_1 = 0.5$ cm の薄層で均一な砂質ロームに比べて 50 % 以上の低下を示し， $L_1 = 5.1$ cm で均一なシルト層にほぼ近い変化を示す．さらにシルト層が厚い次の Fig. 4 に示す $L_1 = 10$ cm では，点線で示した均一なシルト層のフラックス変化と図では区別できない程に一致する．

上層が砂質ローム層の場合，浸潤開始からある期間は均一な砂質ロームと等しい地表面フラックスの減少を示すが，浸潤前線が下層のシルト層に到達した段階で大きく減少する．上層の厚さ L_1 が小さいほど速やかにフラックスは減少する．Fig. 3 (b) に結果は示していないが， $L_1 = 1$ cm 程度の薄層の場合，均一なシルトのフラックス変化とほぼ等しく，Fig. 3 (a) の上層がシルトの場合ほど砂質ロームの影響は大きくない．一方， L_1 が大きい場合， L_1 の大きさにかかわらず，下層のシルト層に浸潤前線が到達した段階でフラックスが低下する．しかし， L_1 が大きいほど，フラックスの低下の割合が小さい．

Fig. 5 は，砂質ローム層の厚さが $L_1 = 30$ cm のときの圧力 h ，水分量 θ ，不飽和透水係数 K の深さ 100 cm までの分布である．Fig. 5 (a) の圧力分布は，成層土の境界部の変化に注目するため， -60 cm $\leq h \leq 40$ cm の範囲で示した．浸潤前線が下層のシルトに到達すると，境界の圧力は増加して正圧を示す． $K_1(h_0) > K_2(h_0)$ であるため，下層のシルトが水分流れを制限し，成層土の境界には水分が溜まっていく．そして，上層は完全に水分飽和して正圧が生じ，地表面圧力 $h_0 = -1$ cm から成層土の境界まで直線で増加する「湛水型」の圧力分布が形成される．この点も，上層の飽和透水係数が下層に比べて大きい成層土の定常飽和流れにおいて，上層中の圧力が下方に向けて直線で増加するのと等しい (Jury and Horton, 2006, 例題 3.5)．

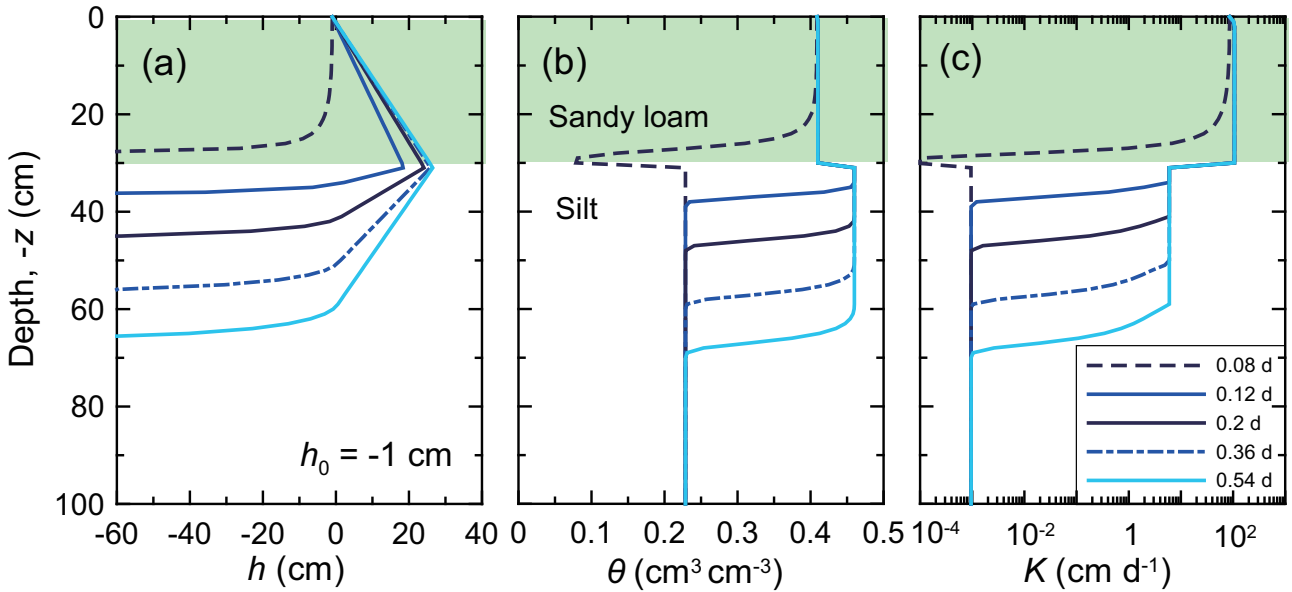


Fig. 5 上層砂質ローム ($L_1=30$ cm) – 下層シルトの成層土 (初期圧力 $h_i = -500$ cm) の飽和浸潤 ($h_0 = -1$ cm) における (a) 圧力水頭分布 $h(z)$, (b) 体積含水率分布 $\theta(z)$, (c) 不飽和透水係数分布 $K(z)$.

Fig. 5 (b) の水分分布は、浸潤前線が下層にすでに到達している 0.12 d 以降は、上層の砂質ロームは飽和水分量で一定である。また、下層のシルト層でも、境界から正の圧力が生じている浸潤前線上部までの伝達領域は水分飽和である (第 1 報 Fig. 3)。同様に、Fig. 5 (c) の透水係数は、上層の砂質ロームでは飽和透水係数 $K_s = 106.1$ cm d^{-1} で一定、下層のシルトも正圧が生じる伝達領域は $K_s = 6.0$ cm d^{-1} で一定である。

Fig. 3 (b) の地表面フラックス $|q_0|$ は、 L_1 の大きさにかかわらず、浸潤前線が下層土を進行するにつれて緩やかに減少する。フラックスの減少は、Fig. 5 (a) の上層、あるいは下層の圧力の直線分布における圧力勾配の変化に対応しているが、 K_s の大きい上層の砂質ロームでの圧力勾配の変化は下層のシルトの変化に比べて小さい。下層のシルトの直線部の圧力勾配は減少していくが、成層土の境界の圧力は、上層の厚さ L_1 が大きいほど大きい。すなわち、下層のシルト層に与えられる境界圧力が大きいため、 L_1 が大きいほど浸潤前線が下層のシルト層に到達した後の地表面フラックス $|q_0|$ の低下割合は小さい (Fig. 3 (b))。

なお、下層のシルト層内の圧力勾配は浸潤の進行に伴い減少するので、十分な時間が経過した後の最終的な $|q_0|$ の収束値は下端境界の条件に依存する。たとえば、シルト層の厚さ L_2 が無限大であれば下層の圧力勾配はゼロに近づき、 L_1 の大きさにかかわらず、 $|q_0|$ はシルトの飽和透水係数 $K_s = 6.0$ cm d^{-1} に近づく。あるいは、ある深さに地下水が存在する場合、成層土の境界圧力と地下水位置の下端境界 $h = 0$ cm の直線分布をもつ成層土の飽和定常流れになり、そのときの圧力勾配に応じたフラックスが収束値である。この場合、等しい地下水深さ L に対しては、上層厚さ L_1 が大きいほど境界圧力が高く、また圧力勾配が大きいため、収束するフラックスは大きい。

4. 不飽和浸潤

砂質ロームとシルトの不飽和透水係数は、 $h = -31$ cm において大小関係が逆転する (Fig. 1)。地表面圧力に $h_0 < -31$ cm の条件を与えると、飽和透水係数 $K(h_0)$ はシルトの方が砂質ロームより大きくなり、透水係数の相対的な関係は飽和湛水の場合とは逆転する。そこで、飽和湛水と同じ成層土 (Fig. 2) に対して、 $h_0 = -55$ cm の負圧条件を与えた。飽和浸潤の場合と同様に、上層の厚さ L_1 が異なる条件の地表面フラックス $|q_0|$ と浸潤過程の圧力、水分量、不飽和透水係数分布を示す。

4.1 上層シルト – 下層砂質ローム

上層シルトの成層土 (Fig. 2 左) に負の地表面圧力 $h_0 = -55$ cm を与えると、 $K_1(h_0) > K_2(h_0)$ であり、上層のシルトは下層の砂質ロームに比べて不飽和透水係数 K が大きい。Fig. 3 (c) は、シルト層の厚さ L_1 が異なる条件における地表面フラックス $|q_0|$ の変化である。シルト層が存在しない $L_1 = 0$ cm の均一な砂質ローム層と、下層の砂質ローム層が存在しない $L_1 = \infty$ cm の均一なシルト層の $|q_0|$ を点線で示した。飽和浸潤の場合とは逆に、均一なシルト層の $|q_0|$ が最も大きく、均一な砂質ローム層が最も小さい。上層がシルト層の場合、浸潤開始から一定期間は均一なシルトと等しい地表面フラックスの減少を示すが、浸潤前線が下層の砂質ローム層に到達した段階でフラックスが減少し始める。そのため、 L_1 が大きいほど、フラックスが低下し始める時間が遅い。これらの関係は、フラックスが小さい点を除き、砂質ロームが上層の飽和浸潤の場合 (Fig. 3 (b)) と等しい。

Fig. 6 は、シルト層の厚さが $L_1 = 30$ cm のときの圧力 h 、水分量 θ 、不飽和透水係数 K の深さ 100 cm までの分布である。Fig. 6 (a) の圧力分布は、 -200 $\text{cm} \leq h \leq 0$ cm の範囲で示した。浸潤前線が下層の砂質ロームに到達すると、成層土の境界の圧力は増加し、地表面圧力

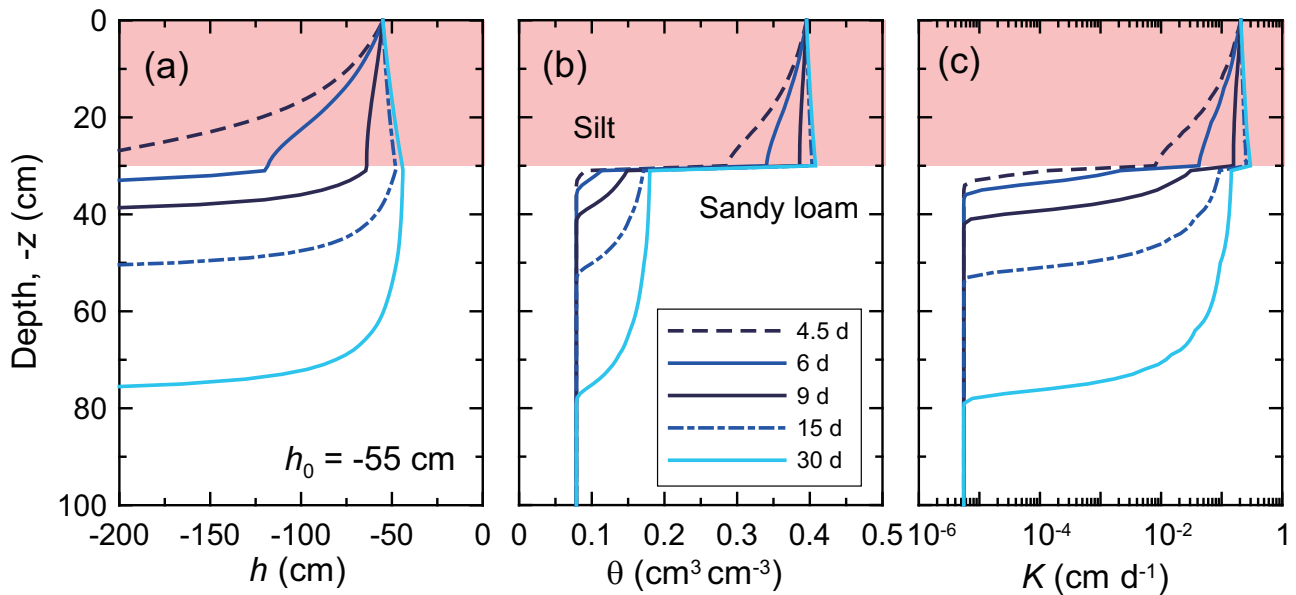


Fig. 6 上層シルト ($L_1 = 30$ cm) - 下層砂質ロームの成層土 (初期圧力 $h_i = -500$ cm) の不飽和浸潤 ($h_0 = -55$ cm) における (a) 圧力水頭分布 $h(z)$, (b) 体積含水率分布 $\theta(z)$, (c) 不飽和透水係数分布 $K(z)$.

$h_0 = -55$ cm から下方の境界へと圧力が増加する「湛水型」の圧力分布が形成される。これは、 $K_1(h_0) > K_2(h_0)$ であるため、下層の砂質ロームが水分流れを制限し、境界には水分が溜まるためである。上層土で圧力が増加する傾向は砂質ロームが上層の飽和湛水の場合 (Fig. 5 (a)) と等しいが、 $h_0 = -55$ cm では水分不飽和の負圧であり、上層内では水分量が下方へと増加し、圧力分布は直線ではない。また、下層の砂質ローム層も水分不飽和であるため、Fig. 5 (a) に見られた正圧の直線分布は下層内では形成されない。そして浸潤前線が進行していくと、圧力勾配ゼロに近い重力流れが卓越した領域が下方へと広がっていく。上層のシルト層内の圧力が下方へむけて増加するため、水分量 (Fig. 6 (b)) と透水係数 (Fig. 6 (c)) も境界部にむけて増加する。そして、境界部で水分量と透水係数が不連続に減少した分布となる。

4.2 上層砂質ローム - 下層シルト

一方、上層砂質ロームの成層土 (Fig. 2 右) における地表面圧力 $h_0 = -55$ cm の条件では、 $K_1(h_0) < K_2(h_0)$ であり、上層の砂質ロームは下層のシルトに比べて不飽和透水係数が小さい。Fig. 3 (d) は、砂質ローム層の厚さ L_1 が異なる条件における地表面フラックス $|q_0|$ の変化である。この場合も、点線で示した均一なシルト層 ($L_1 = 0$ cm) と砂質ローム層 ($L_1 = \infty$ cm) の変化の間の領域で $|q_0|$ が変化する。上層に砂質ローム層が存在すると、均一なシルト層の浸潤に比べて $|q_0|$ は低下する。この関係は、Fig. 3 (a) の上層がシルト層の飽和浸潤と類似であるが、上層の厚さ L_1 の増加によるフラックス低下割合は、 $h_0 = -55$ cm における砂質ローム層の方が小さい。 $L_1 = 20$ cm におけるフラックス変化は、均一な砂質ローム層の変化にほぼ近づき、地表面フラックス $|q_0|$ の変化に関しては、下層土のシルトの影響は小さい。

Fig. 7 は、砂質ローム層の厚さが $L_1 = 20$ cm のときの圧力 h , 水分量 θ , 不飽和透水係数 K の深さ 100 cm

までの分布である。浸潤前線が下層のシルトに到達すると、成層土の境界部で透水係数は不連続に増加する (Fig. 7 (c))。砂質ロームの K が低いいため、上層が水分流れを制限し、下層のシルト層には十分な水分が供給されない。そして、上層の砂質ローム層は、成層土の境界へ向けた大きな圧力低下を維持したほぼ一定の形状の「吸引型」の圧力分布を示し、下層のシルト層では境界の圧力の増加に伴い圧力勾配を減少させる。(Fig. 7 (a))。浸潤前線がシルト層に到達した 8 d の以降の地表面フラックスは、 $|q_0| \approx 0.08$ cm d⁻¹ 程度で一定であるため (Fig. 3 (d))、下層のシルト層に形成される分布は、水分フラックス一定条件の分布にほぼ等しい。この点も砂質ロームがシルトが上層の飽和浸潤の場合 (Fig. 4) と同様である。しかし、 $h_0 = -55$ cm の負圧浸潤では、下層のシルト層の圧力勾配の減少が小さく、飽和浸潤で見られた境界下部の圧力勾配がゼロに近い重力流れが卓越した領域 (Fig. 4 (a)) は、ここで示した時間内には形成されていない。この点は、第 1 報の Fig. 5 (c) に示した小さな水分フラックス一定条件のシルトにおいて、圧力勾配の減少に時間を要した点と等しい。

5. 不安定流れ

ここまで、成層土の浸潤について、鉛直一次元のリチャーズ式に基づく計算結果を検討した。示した結果は、あくまで与えた水分移動特性と初期・境界条件に対する数学的な解であり、現実の土への浸潤で起こり得る他の要因を考慮したものではない。上層が細粒土、下層が粗粒土の乾燥している成層土への浸潤においては、不安定流れが生じる可能性がある (Jury and Horton, 2006)。乾燥している粗粒土への浸潤では、層の境界において下層土の大きな間隙を水で満たすのに十分な水侵入圧まで圧力水頭が上昇しないと、水は粗粒土層へ浸入できない。もしこの圧力の上昇が何らかの要因で水平方向の位置に

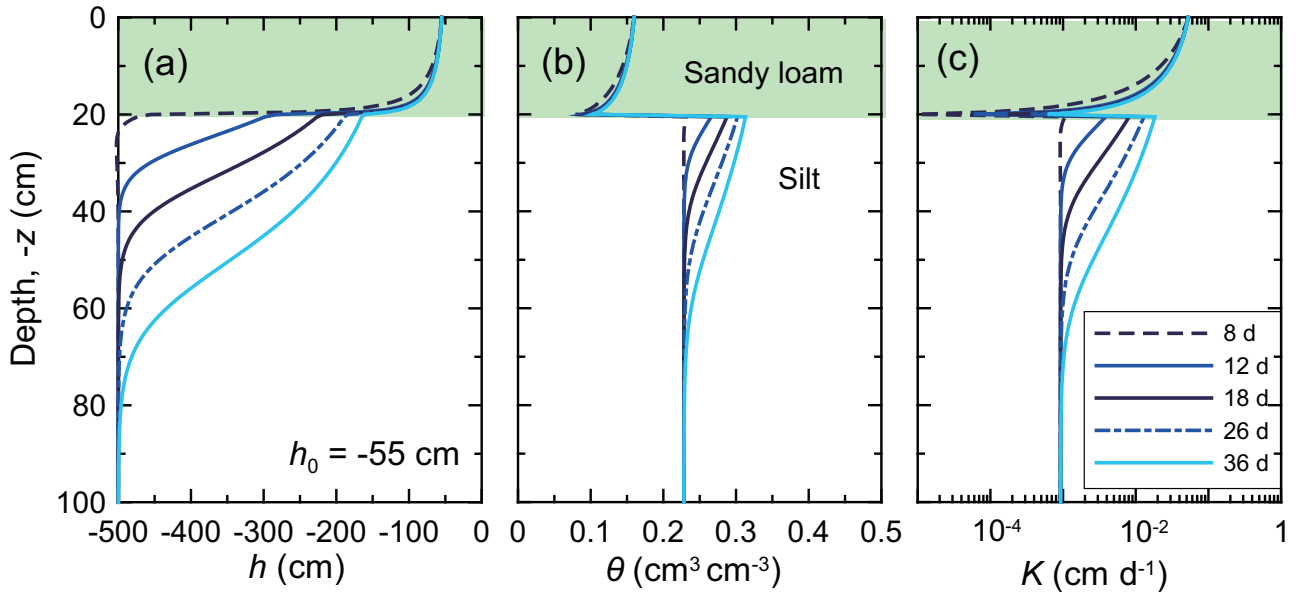


Fig. 7 上層砂質ローム ($L_1=20$ cm) – 下層シルトの成層土 (初期圧力 $h_i = -500$ cm) の不飽和浸潤 ($h_0 = -55$ cm) における (a) 圧力水頭分布 $h(z)$, (b) 体積含水率分布 $\theta(z)$, (c) 不飽和透水係数分布 $K(z)$.

において不均一であったり、水侵入圧に局所的なばらつきがあったりすると、粗粒土層に新しい水の経路ができ、上層からの浸入水に対する水みちの役割を果たすフィンガー流が形成される (安中, 2010, Fig. 1). この水平方向に不均一な局所的な流れは、少なくとも本解析で用いている鉛直一次元のリチャーズ式で表現することはできない。しかしここでは、今まで示した鉛直一次元の浸潤の計算結果から、不安定流れの生じる要因についての考察を試みる。

本解析で示した 4 条件の浸潤において、 $K_1(h_0) < K_2(h_0)$ となるのは、Fig. 4 の上層シルトの飽和浸潤 ($h_0 = -1$ cm) と Fig. 7 の上層砂質ロームの不飽和浸潤 ($h_0 = -55$ cm) である。どちらの条件においても、地表面から成層土の境界へ向けて圧力が低下して、下層に水分が吸い込まれる「吸引型」の圧力分布が形成される (Fig. 4 (a), Fig. 7 (a)). そして、下層土中を浸潤前線が下方に移動するにつれて、下層土上部の圧力勾配は減少し、圧力勾配がゼロに近い重力流れが卓越した領域が下方へ向けて広がる。この圧力勾配の減少は境界圧力 h_0 が大きいほど早く、Fig. 4 (a) の飽和浸潤の下層土では、前線が通過後、速やかに重力流れに近づく。Raats (1973) は、理論的に浸潤前線の伝達領域の圧力勾配が負である、すなわち、土中水圧力が表面方向に向かって減少することが浸潤前線における不安定化の条件であることを示した (Jury and Horton, 2006)。この条件によれば、飽和浸潤の吸引型の圧力分布で形成される下層土の圧力勾配がゼロに近い重力流れが卓越した領域では (Fig. 4 (a)), 成層土の境界においてわずかな圧力低下が生じると、負の圧力勾配が生ずるため、安定な流れの極限と考えることができる。

上層シルトの飽和浸潤に対して、第 1 報の Fig. 8 と同様に、水分フラックス分布に対するダルシー則の圧力勾配成分 (以下、圧力成分) と重力成分の寄与を Fig. 8

に示す。図では、今まで同様に下向きを正としたフラックスを示す。この重力成分の分布は、不飽和透水係数 K の分布である。Fig. 8 には、比較のため均一なシルト層の分布も併記した。このシルト層の水分フラックス分布は、第 2 報の Fig. 5 (a) と等しい条件である。

$L_1 = 10$ cm の成層土の表面フラックス $|q_0|$ は、均一なシルト層とほぼ等しい (Fig. 3 (a)). そのため、それぞれの時間における水分フラックスの分布もほぼ等しい。しかし、圧力成分と重力成分の寄与は、成層土の境界近傍において大きく異なる。均一なシルト層では、圧力勾配は浸潤前線部で支配的で、上部に向けて緩やかに減少する。そして、重力成分は地表面から前線先端部に向けて減少する。

一方、成層土の場合、浸潤前線が下層の砂質ロームに到達した直後の 0.2 d の成層土の境界において、圧力成分の不連続な減少と、重力成分の増加が見られる。その後、成層土の境界の圧力が増加すると、境界における砂質ローム層とシルト層の不飽和透水係数 K の違いは大きくなるが、水分フラックスは境界において連続する。この成層土の境界の水分フラックスの連続条件が、上層土と下層土のフラックスの成分に大きな違いを生じさせる。すなわち、上層土では、小さな重力成分を補って下層土の要求に応えるために、上層下部の圧力成分は Fig. 8 (f) の均一なシルトのように時間の経過に伴い減少せず、ほぼ一定な値を保つ (Fig. 8 (c)). 一方、下層土では、重力成分の増加を上層からの水分供給が満たせないため、圧力成分が減少していく (Fig. 8 (b), (c)). そして、ここでは示していないが、十分な時間が経過して下層土の上部の圧力勾配がゼロとなって圧力成分がゼロになると、上層土は定常流れとなり、下層土は重力成分のみの重力流れとなる。さらに浸潤が進むと、下層土の重力流れの領域は下方へと拡大していく。

鉛直一次元のリチャーズ式から求まる成層土の水分移

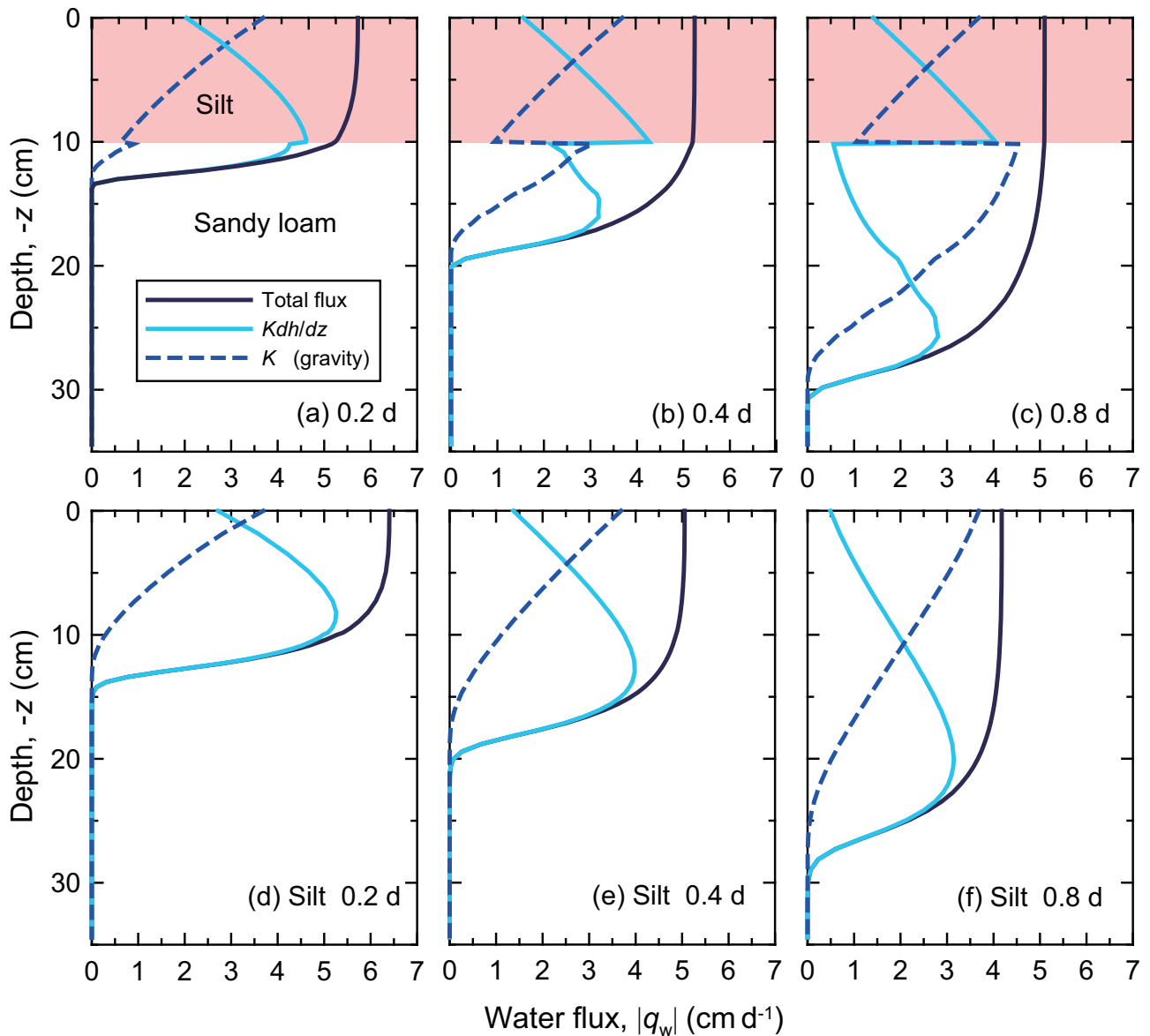


Fig. 8 (a)(b)(c) 上層シルト ($L_1 = 10$ cm) - 下層砂質ロームの成層土と (d)(e)(f) 均一なシルト (初期圧力 $h_i = -500$ cm) の飽和浸潤 ($h_0 = -1$ cm) における水分フラックス分布 $q_w(z)$ と圧力成分と重力成分の寄与.

動は、数学的には安定した解であり、不安定流れを表現するものではない。しかし、上層から下層への水分流れの収支を保つために生じる境界部における重力成分と圧力成分のそれぞれの不連続は、上層からの水の供給と下層からの水の要求の競合を反映していると考えられる。そして、下層土における圧力勾配ゼロの重力流れは、上層土と下層土の水の競合の釣り合いにより収束する流れである。しかし、実際の土においては、水平方向の微細な間隙分布は完全には均一ではない。たとえば、下層土の水侵入圧のばらつきが水平方向の重力成分の増加にばらつきをもたらすと、先に重力成分が増加した場所において上層からの水分の供給が追いつかず、成層土の境界下部で水分フラックスの圧力成分が上向きになる、すなわち土中水圧力が表面方向に向かって減少することが予測される。このとき、境界における圧力成分は、上層からは下向きのフラックス、下層からは上向きのフラックスが生じる。Raats (1973) の示した浸潤前線における

不安定化の条件の理論的な背景は、残念ながら筆者らには完全に理解することはできない。しかし、この成層土の境界における異なる方向の圧力成分フラックスの発生は、成層土の浸潤における不安定化の条件のもたらす現象であると考えられる。このとき、境界下部での水平方向の圧力が均一でなくなり、圧力の減少が生じた位置への水分の集積が始まる (Jury and Horton, 2006, Fig. 4.17)。また、Fig. 8 の成分の分布は、成層土における流れの不安定化は、浸潤前線が下層土に到達した直後ではなく、下層土の上部が重力流れに近づいた段階で起こり得ることを示唆している。

6. おわりに

砂質ロームとシルトのいずれかを上層と下層を持つ2種類の成層土を対象に、飽和浸潤と不飽和浸潤について、鉛直一次元のリチャーズ式に基づく数値実験により検討した。地表面の境界圧力条件として $h_0 = -1$ cm を与え

た飽和浸潤では、砂質ロームの方がシルトに比べて透水係数 $K(h_0)$ は大きい。一方、 $h_0 = -55$ cm の負圧境界条件の不飽和浸潤の $K(h_0)$ は、シルトの方が砂質ロームに比べて大きい。

上層がシルトの飽和浸潤では、上層のシルト層が水分流れを制限し、下層の砂質ローム層には十分な水分が供給されない。シルトの厚さが 0.5 cm の薄層では、均一な砂質ロームの地表面フラックスより 50 % 以上小さく、5 ~ 10 cm 程度で均一なシルト層の浸潤とほぼ等しい地表面フラックスの変化を示す。圧力分布は、成層土の境界へ向けて圧力が減少して水分が下層へと吸い込まれる「吸引型」の圧力分布を形成し、下層土では圧力勾配ゼロの重力流れとなる。一方、砂質ロームが上層の不飽和浸潤においても、「吸引型」の圧力分布を形成するが、下層土の圧力勾配の減少には飽和浸潤に比べて時間を要する。

上層が砂質ロームの飽和浸潤では、下層のシルト層が水分流れを制限し、成層土の境界には水が貯まっていく。上層は水分飽和し、地表面圧力 $h_0 = -1$ cm から成層土の境界まで直線的に増加する「湛水型」の圧力分布となる。地表面フラックスは、浸潤開始から一定期間は均一な砂質ロームと等しい減少を示すが、浸潤前線が下層のシルト層に到達した段階で大きく減少する。砂質ロームが上層の不飽和浸潤においても成層土の境界にむけて圧力の増加する「湛水型」の圧力分布を形成するが、水分量の変化を伴う。

上層が砂質ロームの飽和浸潤における水分フラックス分布では、成層土の境界において重力成分と圧力勾配成分がそれぞれ大きく不連続に分布する。鉛直一次元のリチャーズ式から求まる成層土の水分移動は、数学的には安定した解であり、不安定流れを表現するものではない。しかし、上層から下層への水分流れの収支を保つために生じるフラックス成分の不連続は、境界での上層からの水の供給と下層からの要求の競合を反映している。この緊張関係が何らかの要因で崩れると、流れが不安定化すると考えられる。

本報では 2 成層土を対象に水の浸潤を示したが、現

実の土層では、通常、複数の層で構成されている。そうした土層における浸潤現象は極めて複雑であるが、数値計算において土層の数や厚さを変化させることは容易である。様々な浸潤条件において、本報で示した地表面フラックス、土中の圧力水頭分布、不飽和透水係数分布、水分量分布、フラックス分布などにより、成層土の浸潤形態の詳細を観察することは重要と考える。

引用文献

- 安中武幸 (2010): 古典を読む: J.-Y. Parlange and D.E. Hill 著「土壌における浸潤前線不安定性の理論的解析」。土壌の物理性, 114: 81-86.
- Jury, W.A. and Horton, R. (2006): 土壌物理学—土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用— (取出伸夫 監訳: 井上光弘・長裕幸・西村拓・諸泉利嗣・渡辺晋生訳)。pp. 73-159, 築地書店, 東京.
- Raats, P.A.C. (1973): Unstable wetting fronts in uniform and nonuniform soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 37: 681-685.
- Rassam, D., Šimůnek, J. and van Genuchten, M.Th. (2004): HYDRUS-2D による土中の不飽和流れ計算 (取出伸夫・井上光弘 監訳)。pp. 1.1-1.52, 農業土木学会土壌物理研究部会 HYDRUS グループ, 東京.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M. and van Genuchten, M. Th. (2008): The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 4.0. HYDRUS Software Series 3, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside, CA, USA.
- 田淵俊雄 (2006): 古典を読む (我が国の研究): 部分流 (フィンガー流) の発見とその背景。土壌の物理性, 103: 113-118.
- 長裕幸, 井上光弘 (2009): 乾燥土壌への散水に伴う浸潤の不安定化に関する研究。土壌の物理性, 111: 53-60.
- 取出伸夫, 渡辺晋生, 坂井勝 (2009): 土中への水の浸潤 1. フラックス境界と圧力境界条件。土壌の物理性, 113: 31-41.
- 取出伸夫, 渡辺晋生, 森崎大樹 (2010): 土中への水の浸潤 2. 初期水分量の及ぼす影響。土壌の物理性, 114: 71-79.
- 取出伸夫, 渡辺晋生, 久行雄大, 坂井勝 (2010): 土中への水の浸潤 3. Green and Ampt モデル。土壌の物理性, 115: 51-60.

要 旨

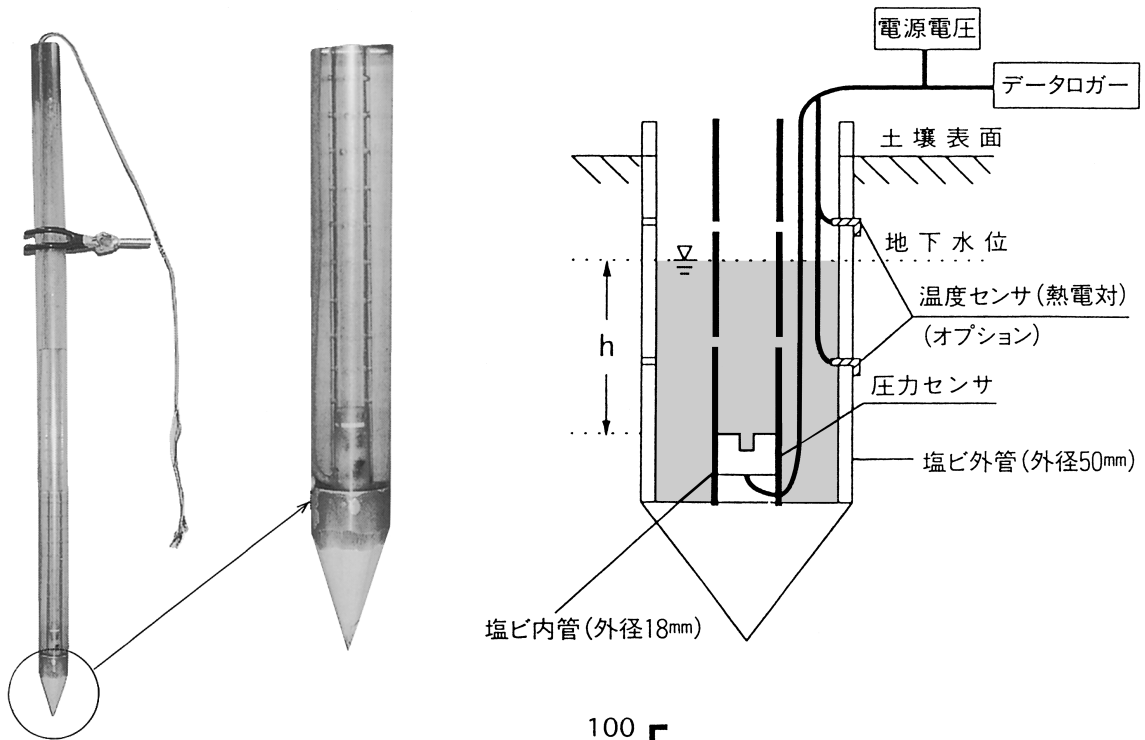
砂質ロームとシルトからなる成層土の飽和浸潤と不飽和浸潤について、鉛直一次元のリチャーズ式により求めた地表面フラックス、土中の圧力水頭分布、不飽和透水係数分布、水分量分布、フラックス分布の変化に基づき、浸潤形態を考察した。上層土の透水係数が下層土に比べて低い場合には、上層土が水分流れを制限し、下層土への水分フラックスを補うために成層土の境界の圧力が低下する。逆に上層土の透水係数が高い場合には、下層土が水分流れを制限し、成層土の境界に水分が溜まって圧力が増加する。上層が砂質ローム、下層がシルトの飽和浸潤では、成層土の境界において水分フラックスの重力成分と圧力勾配成分がそれぞれ不連続に分布して、上層から下層への水分流れの収支を保っている。この不連続な分布が、流れが不安定化する要因であると考えられる。

キーワード：浸潤，成層土，飽和，不飽和，不安定流れ

地下水の動きを迅速かつ容易に見る

圧力センサ式地下水位メータ (EN-GW-501)

1. 構成



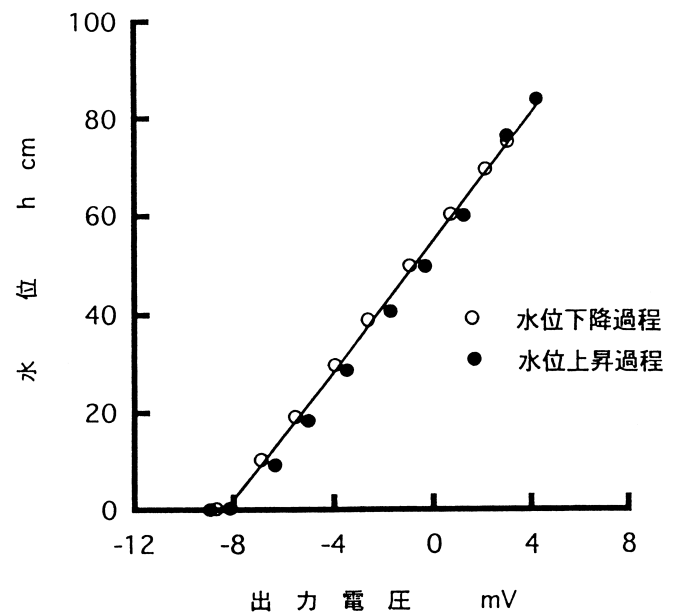
2. 圧力センサ (拡散型半導体圧力変換器)

1) 仕様

定格圧力	0~ 9.81×10^{-2} MPa (0~1000cmH ₂ O)
最大圧力	0.196MPa
動作精度	±0.3% FS (0~50℃)
ヒステリシス	定格圧力の1%以下
アナログ出力	
オフセット電圧	±5 mV (0 MPa)
スパン電圧	100 mV ±50mV
駆動電流	1.5 [mA]

2) 特性

圧力センサの出力電圧の初期値（水位 0 cm）によらず水位と出力電圧は直線関係を保ち、ヒステリシスは非常に小さい（直線性/ヒステリシス=±0.3%FS）



3. 地下水位メータ仕様

1) 標準仕様	外管・内管 1 m 延長ケーブル 5 m
2) オプション	外管・内管 1 m 以上 電源装置 埋設用オーガー

エンドウ理化

〒001-0910 札幌市北区新琴似10条7丁目3-16

☎ (011) 763-1088
FAX (011) 763-1667

土と地球 土は地球の生命維持装置

粕淵辰昭 著

学会出版センター 2010年5月10日発行

B6版 233頁 ISBN 978-4-7622-3063-9 定価本体 1,800円 + 税

本書は、当学会員であり、土壌の熱的性質を長年研究してこられた粕淵辰昭氏が、「土とは何か」をはじめて学ぼうとする人を対象として、高校生にも理解してもらえるように、わかりやすくまとめたものである。

本書は、第1章から第8章までと第9章から第12章までに分けられる。第8章までは、土がなぜ地球にしかないか、土が地球でどのような役割をしているのか、流れの場としての土の役割、土はどのように変化をするのかなどについて説明している。第9章から第12章までは、農地としての土の役割から人間は今後どのように土と向き合うかを論じている。

第1章から第8章の中で、著者は地球における土の役割について、「エネルギーと物質の流れる場」と定義づけている。地球規模からみると、土の層の厚さはわずかなものである。しかし、この薄い土の層を介するエネルギーや物質の流れを利用し、そこに根付く植物が動くことなく成長できるという著者の視点は斬新である。この「流れ」を植物が利用するというを「一本の苗木から1万個のトマトを実らせる実験」や「おけけコムギ」の例を挙げわかりやすく説明しているところは参考にするべき点であると感じられた。今後は、我々の研究を市民に広くわかりやすく伝えることが一層求められることを考えると、本書のように具体的な例を挙げつつ、専門に偏りすぎず伝える技術が必要となる。

第9章から第12章では、農地に焦点をあて、水田と畑地ではそれぞれ利用形態が異なる点をもとに、農地以前の生態系を積極的に利用する水田を人工共生系、畑地を人工系と呼びその生態的特徴について述べている。特に著者は、水田で生じている物理現象を柱として幾度となく強調している「流れ」について説明している。土壌の表面に薄く張った湛水層では絶えず対流が生じており、拡散の約1万倍もの速さで溶質の移動が可能となっている点やその流れが土壌表層に生息している光合成細菌などにも影響を与えている点である。溶存酸素や二酸化炭素は一日を通して変化し、溶存酸素にいたっては過飽和に達し、大気中に酸素を放出しており、水田は日中に限って言えば地球上で最も酸素濃度の高い場所であると

も言えそうだと述べている。本書では多様性には様々な生物がいることとそのバランスと述べているように、酸素が豊富な環境下だからこそ、そこに生息する動物が生きていくことを可能とさせているのではないだろうか。多様性を一つの指標として、そこに生じている多様性を維持するには「系(システム)」そのものを捉える必要があると述べているように、我々もフィールドを取り扱う際には、個別の対象のみならず「系(システム)」をもっと意識する必要があると感じられた。

全章を通して、著者の約40年にわたる土の研究としての知識および経験が、土壌の物理的性質のみならず化学的・生物的性質にいたるまで、わかりやすく丁寧に述べられている。なによりも著者の土への愛着が随所に現れている。各章のタイトルは次の通りである。

- 序 章 土にふれる
- 第1章 土は地球にしかない
- 第2章 土はエネルギーと物質の流れる場
- 第3章 土と水
- 第4章 流れる場の特徴
- 第5章 土の中の化学変化と物質の流れ
- 第6章 植物と土
- 第7章 気候と土 - 世界の土
- 第8章 石になる土
- 第9章 農地の土
- 第10章 農地生態系と自然生態系
- 第11章 土と人間
- 第12章 私たちは土とどのように向きあうか

本書は「土とは何か」をはじめて学ぼうとする人を対象としているが、「土」と隣接する分野を専門とする方々はもとより、本学会員の方々にもぜひ読んでいただきたい。「土」はエネルギー交換の場として、絶えず流れが生じており、時々刻々と「変化」している。この変化をモニタリング技術によって事象を把握し、予測する技術をなりわいとするのは土壌物理の専門の方々であり、最も得意とするところである。著者も時々刻々と変化する現象を同時に把握し、その相互関係を知り、複雑な系を複雑なまま捉える作業はむしろこれからであると述べている。複雑な系を有する農地(あるいは土壌)における作

物を、その生育や特性を専門とする方々と連携することで、時々刻々と変化する環境下での作物の生育や特性に関して、これまで以上に、わからなかった事象の解明に

つながるのではないかと思う次第である。

臼井靖浩（独立行政法人 農業環境技術研究所）

土 粒 子

土

千葉克己¹

私が初めて専門的に「土」を学んだのは大学2年生のときである。それが土壤物理学だった。当時、私が学んだのは、いわゆる土地改良のための土壤物理学で、教科書はなく、講義では毎回先生が自分で作ったプリントを配布してくれた。土の三相、透水性、コンシステンシー、ベーシックインテークレート、pF、団粒など、土と水と空気、そして作物の話が中心だった。熱についてはほとんど学ばず、とにかく土と水について教えられたのである。学部を出た後は、修士課程で耕作放棄水田をフィールドとした土壤物理の研究に取り組んだ。やりがいのあるおもしろい研究だったが、その対象もやはり土と水だった。

修士課程終了後、私は宮城県の職員になった。技術系職員として土地改良事業を担当し、また研究員として農業試験場で働いた。このとき、学生時代に学んだ土壤物理の知識はとても役にたった。知識の確認のために私はしばしば講義のプリントを読み返したものである。県の職員には土質力学に詳しい人は多かったが、土壤物理学に詳しい人はあまり多くなかったので私はときどき専門的なことを相談された。また、農業試験場には土壤化学の知識が豊富な人は多かったが、土壤物理学に関心のある人はあまりいなかったため、そういう他分野の人たちと一緒にいろいろな調査研究ができた。私は土壤物理学の専門家ではないが（私より詳しい人は世の中にたくさんいる）、その知識が少しあるために自分が行政や農業試験場である程度役に立っていると実感することができたのである。そしてそれはやはり技術者として、また専門家としてうれしいことだった。しかし、一方で私はある疑問を感じずにはいられなかった。それはなぜ農業関係の技術職員や研究員に土壤物理学の知識を持つ人が少ないのかということだった。農地の生産性を向上させるためには、土の化学性を検討することももちろん重要だが、物理性を検討することも同じくらい重要なのは言うまでもない。我々の分野では常識である。結局のところ、世間一般から見ると、土壤物理学はまだマイナーなのだとは私は思った。当時は学生向けの基礎的な専門書もほとんどなかった。実際、私は農業試験場で働いているとき、わかりやすい専門書を探すのに苦労し、わからないことは大学でお世話になった先生に何度も相談にのってもらったものである。そのため、5年程前、朝倉書店

から学部学生向けの「土壤物理学」が発刊されたときは、とても心強く思った。この本は自分の知識を再確認するのに大きく役立った。専門的な知識がほとんどなくても土壤物理学の知識が習得できる専門書が誕生したことはこの分野にとって本当に意義のあることだと思った。

農業試験場で働いた後、私は大学の教員になり、土について教えることになった。初めはなかなかうまく講義ができなかったが、しばらくして学生に土が身近な存在であることを伝えれば結構うまくいくことに気がついた。小学生か中学生のころ、国語辞典でいろいろな語句を調べて遊んだ人は多いと思うが、大人になって「土」を辞書で引いてみると、これがなかなかおもしろい。土が我々の身近な存在であることをあらためて気づかせてくれるのである。私が持っている辞書で「土(つち)」を引くと、「地球の外側の土石の総称。大地、岩石が分解して粉末状になったもの。土壌、地面」と書いてある。その後がなかなかおもしろい。地価がとても高いことのたとえは「土一升に金一升」、相撲で負けることは「土が付く」と書いてある。へえそんな諺があったのだと思う。また、確かに相撲で負けることを土が付くと言うよなと思う。他にも探してみると、「土弄り(つちいじり)」、「土忌み(つちいさみ)」、「土臭い(つちくさい)」、「土塊(つちくれ)」、「土付かず(つちつかず)」、「土踏まず(つちふまず)」などがある。「土忌み」以外は今でもなじみのある言葉ではなからうか。私もよくこの鰻は少し土臭いなどと使っている。「土(ど)」で辞書を引くとさらにおもしろい。「土(ど)」には、国、領地、故郷など、「土(つち)」よりも広い意味があり、熟語も多い。例えば、「土下座」、「土手」、「土語」、「土民」、「土木」、「土台」、「土用」、「土地」、「土音」、「土俗」、「土風」、「土葬」、「土質」、「土壌」などがある。「土星」という星まである。土星はローマ神話では農業の神様である。講義で学生に話すと、「へえ」という顔をしてくれる。漢和辞典で「土」にまつわる漢字を引いてみるのもおもしろい。「地」、「坪」、「域」などはすぐに連想できるが、私が少し意外だと思ったのは「塩」である。塩分の多い土地が語源になっているようだが、塩という和海を連想する人が大半なのではないだろうか。意外な身近なところにも土がある。

「土」という小説もある。農民文学の名作として有名な長塚節の小説である。この小説を批評した夏目漱石も書いているが、実際に読んでみるとかなりこの小説は読みづらい。物語性が軽視されていると思うくらい土語、土風、農民生活がこと細かく描写され、話がなかなか進

¹ 宮城大学食産業学部
2010年10月23日受稿 2010年10月25日受理
土壤の物理性 116号, 39-40 (2010)

まないのである。物語性が重視され、読みやすくおもしろい最近の小説とは違う。この小説の題名は「土(つち)」だが、私は「土(ど)」の方がしっくり来る。何度か読み直すと、この小説は「土(ど)」をこと細かに描写した結果、生まれたのではないかと思えてくる。また、登場人物も「土(ど)」の一部として画かれていることに気づか

される。村上春樹や伊坂幸太郎なども悪くないが、土を学ぶなら読んでおくべき小説だと学生に話している。

土が人間の身近な存在であることを一般の人々にどう伝えたらよいのか。そろそろじっくりと考えてみたいと思う。

会 務 報 告

I. 2010 (H22) 年度第 3 回事務局会議

日 時：2010 年 7 月 3 日 (土)
場 所：鳥取大学 附属図書館
出 席：井上会長，諸泉編集委員長，森会計幹事，
猪迫庶務幹事，木原庶務幹事
議 題：

1. 学会大会について
 - (1) シンポジウムタイトルの変更
 - (2) スケジュール (案)
 - (3) 大会関係の資料確認
2. 次期役員等について
3. 評議員選挙について
4. その他
 - (1) 学術振興会からの学会賞推薦依頼について意見交換
 - (2) 土壌肥料学会員との連携について意見交換

II. 2010 (H22) 年度第 4 回事務局会議

日 時：2010 年 9 月 17 日 (金)
場 所：鳥取大学 農学部
出 席：井上会長，諸泉編集委員長，森会計幹事，
猪迫庶務幹事，木原庶務幹事
議 題：

1. 学会大会について
 - (1) 発表原稿について
 - (2) 要旨集 & ポスターについて
 - (3) 学会賞選考委員会
 - (4) 評議員会と総会準備について
 - (5) 会場受付体制について
 - (6) シンポジウムについて
 - (7) 会場手配について
 - (8) 企業展示と要旨集の広告について
2. 評議員選挙について
3. 日本地球惑星科学連合の学協会長会議への対応について

III. 2010 (H22) 年度第 5 回事務局会議

日 時：2010 年 10 月 8 日 (金)
場 所：鳥取大学 農学部
出 席：井上会長，諸泉編集委員長，猪迫庶務幹事，
木原庶務幹事
議 題：

1. 大会準備について

IV. 2010 (H22) 年度第 1 回評議員会

日 時：2010 年 10 月 23 日 (土曜日)
場 所：鳥取大学 農学部

出 席：井上会長，諸泉編集委員長，筑紫学会賞選考
委員長
評議員 / 川本，塩沢，長，西村，登尾，
長谷川，原口，溝口，森，渡辺
幹事 / 猪迫，木原，藤巻
議 題：

1. 審議事項
 - (1) 2010 年度事業計画 (案) (庶務幹事)
 - (2) 2009 年度会計決算 (案)・監査報告 (会計幹事)・(会計監査)
 - (3) 2010 年度会計予算 (案) (会計幹事)
 - (4) 2010 年度学会大会 (プログラム) について (庶務幹事)
 - (5) 2010 年度学会賞 (論文賞) 候補者について (選考委員長)
 - (6) 総会議長について (庶務幹事)
上記 (1)~(6) まで審議の上，了承された。
 - (7) 平成 23~24 年度 土壌物理学会 次期役員 (案) (選挙管理委員長，庶務幹事)
会則第 6 条の (2) イに則り，15 名の評議員が選挙により選出されたことが確認・了承された。
次期会長，副会長，編集委員長の人事案が事務局より提示され，了承された。
今回案を提示できなかった評議員 (会長委嘱) および会計監査，幹事について，後日事務局より評議員へ提示し，持ち回り (電子) 評議員会で決定することが確認された。
 - (8) シニア会員の設置 (庶務幹事)
シニア会員の認定基準，会費について意見交換し，後日の持ち回り (電子) 評議員会で具体案を検討の上，決定することとした。
 - (9) その他
地球科学惑星連合 (JPGU) の年次大会におけるセッションの協賛について，学会として 1 セッションの協賛を了承した。学会費納入率の向上策について意見交換した。

2. 報告事項

- (1) 会員動向 (会計幹事)
- (2) 編集委員会報告 (編集委員長)
- (3) その他

V. 2010 (H22) 年度総会

日 時：2010 年 10 月 23 日 (土)
場 所：鳥取大学 農学部 大講義室

1. 議長選任
2. 2010 年度事業計画 (案)
3. 2009 年度会計決算 (案)・監査報告

4. 2010 年度会計予算(案)
5. 2010 年度 土壌物理学会大会(プログラム)
6. 2010 年度学会賞(論文賞)
 - 森本 聡 氏 DOWA エコシステム(株)
 - 永田 修 氏 北海道農業研究センター
 - 川本 健 氏 埼玉大学大学院 工学研究科
 - 長谷川周一氏 北海道大学大学院 農学研究科
「泥炭林土壌の温室効果ガスの生成と消失」
7. 平成 23～24 年度 土壌物理学会 次期役員(案)
8. その他
9. 議長解任

VI. 2010(H22) 年度第 2 回編集委員会

開催形式：電子会議

日 時：質疑応答・討論

2010 年 10 月 27 日～11 月 3 日

採決

2010 年 11 月 4 日～11 月 10 日

出席委員：諸泉利嗣，江口定夫，川本 健，北川 徹，
小杉賢一郎，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「土壌の物理性 116 号」発行計画が全会一致で承認された。
2. その他
 - (1) 日本地球惑星科学連合 2011 年大会における土壌物理学会共催セッション「地質媒体における物質移動と環境評価」の特集号を「土壌の物理性」で組みたいとの提案があった。

VII. 2009 年度会計収入・支出決算と会計報告

自 2009. 4. 1
至 2010. 3.31

収入の部

項 目	予算額	決算額	増 減	備 考
繰越金	3,612,267	3,612,267	0	
正会員会費	1,487,200	1,108,000	379,200	正会員 201 端数振込み 2500
学生会員会費	60,000	15,000	45,000	学生 5
賛助会費	180,000	240,000	60,000	賛助会員 8
外国会員会費	22,000	5,500	16,500	外国 1
出版物売上	350,000	261,863	88,137	購読会費 35
雑収入	488,533	810,973	322,440	184,000 シンポ参加費, 203,000 情報交換会費, 別刷り, 学術会議協賛金等
合 計	6,200,000	6,053,603	146,397	

: 収入減

支出の部

項 目	当年度予算	決算額	増 減	備 考
会誌製作費	1,950,000	1,847,435	102,565	会誌 111 (650 部, 75 万), 112-113 (500 部, 60 万円ずつ)
総会, シンポジウム費	1,200,000	554,212	645,788	総会, シンポジウム開催費, 評議員会等
通信費	60,000	33,576	26,424	バックナンバー, 請求書送付料等
文具費	100,000	524	99,476	事務文具など
賃金	100,000	48,000	52,000	業務, シンポジウム手伝料等
交通費	300,000	129,600	170,400	交通費等
会議費	250,000	0	250,000	事務局会議費
幹事手当	60,000	60,000	0	幹事 4 名分
編集委員会費	100,000	0	100,000	編集関係通信費等
広報関連費	20,000	0	20,000	院生・学生・若手研究者等への広報活動他 (2004 年度新設)
学会賞選考委員会費	50,000	35,290	14,710	学会賞選考委員会会議費, 賞状・記念品代等
企画準備委員会費	0	0	0	
選挙管理委員会費	0	0	0	
業務委託費	0	0	0	
予備費	2,010,000	16,785	1,993,215	
決算額合計	6,200,000	2,725,422	3,474,578	
次年度繰越金	—	3,328,181	—	
合 計	6,200,000	6,053,603	146,397	

: 当年度支出増

VIII. 2010 年度会計予算

自 2010. 4. 1

至 2011. 3.31

収入の部

項 目	予算額	備 考
繰越金	3,328,181	
正会員会費	1,478,400	$336 \text{ 人} \times 5,500 \text{ 円} \times 0.8 = 1,478,400 \text{ 円}$
学生会員会費	57,600	$24 \text{ 人} \times 3,000 \text{ 円} \times 0.8 = 57,600 \text{ 円}$
賛助会費	162,000	$9 \text{ 社} \times 22,500 \text{ 円} \times 0.8 = 162,000 \text{ 円}$
外国会員会費	22,000	$5 \text{ 人} \times 5,500 \text{ 円} = 27,500 \text{ 円} \times 0.8$
出版物売上	350,000	購読会費, バックナンバー売り上げ, 用語事典売り上げ
雑収入	651,819	広告料 (60,000), シンポ参加費 (約 90 人), 情報交換会費 (約 60 人), 別刷, 利息等
合 計	6,050,000	

支出の部

項 目	当年度予算	前年度予算	増 減	備 考
会誌製作費	1,800,000	1,950,000	150,000	会誌 114, 115, 116 号発行料等 (1 号 500 部 約 60 万円)
総会, シンポジウム費	1,200,000	1,200,000	0	総会, シンポジウム開催費, 評議員会等
通信費	60,000	60,000	0	バックナンバー, 請求書送付料等
文具費	100,000	100,000	0	封筒代等
賃金	100,000	100,000	0	業務, シンポジウム手伝料等
交通費	300,000	300,000	0	交通費等
会議費	250,000	250,000	0	事務局会議費
幹事手当	60,000	60,000	0	幹事 3 人分
編集委員会費	100,000	100,000	0	編集関係通信費等
広報関連費	20,000	20,000	0	院生・学生・若手研究者等への広報活動他 (2004 年度新設)
学会賞選考委員会費	50,000	50,000	0	学会賞選考委員会会議費, 賞状・記念品代等
企画準備委員会費	0	0	0	
選管委員会費	80,000	0	80,000	
業務委託費	0	0	0	
予備費	1,930,000	2,010,000	80,000	
合 計	6,050,000	6,200,000	150,000	

: 当年度減

IX. 2009 年度会計監査報告書



2010 年 4 月 8 日

土壌物理学会

会長 井上光弘 殿

土壌物理学会

会計監査

石黒 宗秀 
 増 永 二之 

会計監査報告

2009 年度、土壌物理学会会計の収入支出決算書ならびに関係帳簿類について、2010 年 4 月 8 日に厳正に監査を行った結果、それらの執行は適正であり、提出のとおり相違ないことを確認した。

X. 会員消息（2010 年 11 月 15 日まで）

入会 正 会 員 木村園子ドロテア

正 会 員 藤川 真治

正 会 員 柳井 洋介

正 会 員 石坂 信吉

正 会 員 白 艶梅

正 会 員 赤羽 幾子

学生会員 Pham Viet Dung

学生会員 三村 佳織

学生会員 窪田 慎一

学生会員 槇野 良介

学生会員 福島 未希

学生会員 矢野 ゆかり

学生会員 安永 敬吾

学生会員 竹下 尚志

学生会員 松田 亮二

学生会員 西崎 光

学生会員 西原 光俊

学生会員 東條 雅行

購読会員 秋田県立大学 図書・情報センター

(秋田キャンパス)

退会 正 会 員 永井 嘉和

正 会 員 在原 克之

正 会 員 加納 利博

正 会 員 斎藤 公三

正 会 員 細野 衛

正 会 員 梁 偉立

正 会 員 長野間 宏

正 会 員 金木 亮一

正 会 員 杉本 雄一

正 会 員 飯塚 健仁

正 会 員 村上 大亮 (変更届が無い
ため、退会処理)

現在会員数（2010 年 11 月 15 日現在）

正会員数（国内） : 331

同（海外） : 5

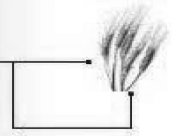
学生会員数 : 36

賛助会員数 : 9

小 計 : 381

購読会員数 : 48

合 計 : 429



土壌水分測定 ECH₂O プローブ

EC-5



プローブ長さ5cmのデュアルセンサーです。0~100%VWCまでの幅広いレンジで測定が可能です。塩分濃度の影響を最小限に抑えてあるので、あらゆるタイプの土壌水分測定に利用できます。

10HS



新しくラインアップされたプローブ長さ10cmのデュアルセンサーです。EC-5に比べ広い範囲の測定が行え、0~100%VWCまでの幅広いレンジで測定が可能です。塩分濃度の影響を最小限に抑えてあるので、あらゆるタイプの土壌水分測定に利用できます。

土壌水分・温度・電気伝導度測定 ECH₂O プローブ

EC-TM



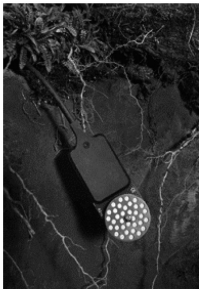
土壌水分と温度の同時測定が可能です。EC-5と同等の性能を有し、温室や塩類土壌の測定に適しています。

5TE



ECH₂O-TEがモデルチェンジしました。土壌水分と温度、電気伝導度 (EC) の同時測定が可能です。EC-5、EC-TMと同等の性能を有します。

水ポテンシャルセンサー



MPS-1 水ポテンシャルセンサーは、土壌中の水ポテンシャルを測定します。水の植物による利用可能性の決定、土壌ストレスの決定、灌漑スケジュールの決定などに利用することができます。データロガーとの接続で長期間の連続モニタリングが可能です。

葉濡れセンサー



葉濡れセンサー(LWS)は、誘電率から葉の濡れを測定する誘電率センサーです。水と氷の誘電率は空気より遙に高いので、センサー面の濡れ、又は霜の存在に強く反応します。高感度センサーは、センサー表面から約1cmの範囲の誘電率を測定し、わずかな量の水を検出する能力を持っています。また、省電力のセンサーは、長期間の測定を可能にし、センサーのキャリブレーションも必要としません。

データロガー



Em50 5チャンネルデータロガーはすべてのデカゴン社製センサーとの接続が可能です。全天候型のケースは、屋外での長期間の使用にも耐えられるように設計されています。また、低消費電力設計で、1時間の測定間隔で1500日の長期測定が可能です。

ハンドヘルドリーダー



プロチェックは、土壌水分センサーをはじめ、葉濡れセンサー、水ポテンシャルセンサーなど、すべてのセンサーの接続が可能な読取り装置です。測定データの保存、ダウンロード、各センサーのキャリブレーション式の設定ができます。

※デカゴン製品の総合カタログをお送りいたします。下記までお問い合わせください。

—編集後記—

先日、AGU (American Geophysical Union) からメールが届きました。AGU が刊行している学術誌の定期購読についてのお知らせで、電子ジャーナルへのアクセス権付きの印刷媒体購読サービスの提供は来年から停止する、というものでした。

このメールが届く 1 週間程前、AGU から送られてきた Water Resources Research (WRR) を見て驚きました。大きさは同じですが、レイアウトが横置きに変わっていたのです。これまでも乱丁があったとかで同じ巻が 2 度送られてきたこともありましたが、どうせ、印刷ミスか何かだろうと思って開いてみると、これまでの縦置き 2 ページ分を縮小して横置き 1 ページに収めてありました。字はかなり小さく、まだかろうじて遠視ではない私の目でもかなり読みにくい印象です。

同封されていた手紙には、「印刷費用の高騰に対処するために、このように体裁を変えた」というようなことが書いてありました。コストがかかる紙媒体による発行部数をできるだけ縮小し、電子ジャーナルにウェイトを移していくのでしょうか。

日本の学会については、研究講演会の要旨集は別として、紙媒体の論文集の発行を停止または縮小する、という話はあまり聞いたことがありません。しかし、電子ジャーナル化は進んでいるので、紙媒体の部数縮小の傾向は、いずれ国内でも進むだろうと思います。景気は悪いし、会員数は増えないし、賛助会員も寄付も減る一方... となれば、何らかの経費節減がさらに必要になるでしょう。お金がかかる印刷費の圧縮は効果的な対策です。

こういった論文集の電子ジャーナル化のおかげで、ここ数年、論文はずいぶんと手に入れやすくなりました。どの学術誌についてもバックナンバーも含めて電子ジャーナル化が急速に進み、PC からキーワードを打ち

込んで検索すれば、大概のものは見つかります。PDF ファイルがダウンロードできれば、保管スペースも節約できます。興味がある研究テーマの論文が出れば、メールアラートで知らせてくれます。

一方、大学の図書館は、海外の学術出版社が提供する電子ジャーナルサービスに莫大な契約料を支払っています。しかも、すべての論文集の論文をダウンロードできる訳ではありません。すぐにダウンロードできない論文は、他大学や他の研究機関に文献複写を依頼するか、個別の論文にお金を払ってダウンロードすれば入手できますが、一度電子ジャーナルの便利さを知ってしまうと、とてつもなく面倒くさく思えます。

契約料は年々高騰しており、今年読める電子ジャーナルが来年も読める保証はありません。一度お金を払って手に入れた紙媒体の論文集は、紛失や廃棄をしない限り永久に閲覧できます。しかし、電子ジャーナルは、もし契約料を支払えなくなれば、そのジャーナルは図書館から全て「消失」します。

個人で購入してきた WRR は、ある日突然読めなくなることが怖くて、毎年、紙媒体も送ってもらっていましたが、実際は、ほとんどの場合、電子ジャーナルにアクセスして読んでいます。来年以降は、紙媒体の購入は考え直す必要がありそうです。

「論文を読むこと」については、「利便性」と「確実に読めること」との二者択一になっては困ります。何とか「便利で確実に読める」対策を考えておく必要があります。

平成 14 年に、当時、岡山大学におられた成岡市先生にお誘いいただいて本学会に入会し早 8 年。今号では、土壤物理にはやや門外漢気味の私が編集後記の執筆を仰せつかりました。

雑文、お許しください。

近森秀高 (編集委員)

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

編集委員会

委 員 長
委 員

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)
藤巻 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)
斉藤 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)

- 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。

「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著者名のあとに一ら、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い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ではありません。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(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、評議会へ付議する。

土壌物理学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

土壌物理学会事務局（庶務幹事）

〒 690-8504 島根県松江市西川津町 1060

島根大学生物資源科学部 木原康孝 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116号(会員配布) 2010年11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/>)で最新の物を確認して下さい。

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. 116

November, 2010

Contents

Foreword	T. SAKAKI	...	1
Original Papers			
Evaluating average electrical conductivity of a layered soil measured with a vertically- installed time domain reflectometry probe	H. OCHIAI, K. NOBORIO and M. MIZOGUCHI	...	3
Evaluation of hydraulic properties of a frozen soil based on observed unfrozen water contents at the freezing front	K. WATANABE , T. KITO, M. SAKAI and N. TORIDE	...	9
Review			
Effects of vinasse applications on the soil environmental issues: a review	T. MIYAMOTO , K. KAMEYAMA, M. KOBAYASHI, Y. CHEN and T. SHIONO	...	19
Special Reports			
Water Flow and Solute Transport Models in Soils			
Infiltration into a soil profile: 4. Layered soils	N. TORIDE, K. WATANABE and A. NAKAGAWA	...	27
Book Review	Y. USUI	...	37
Readers' column	K. CHIBA	...	39
Announcements			41
Editor's Postscript			47

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/>