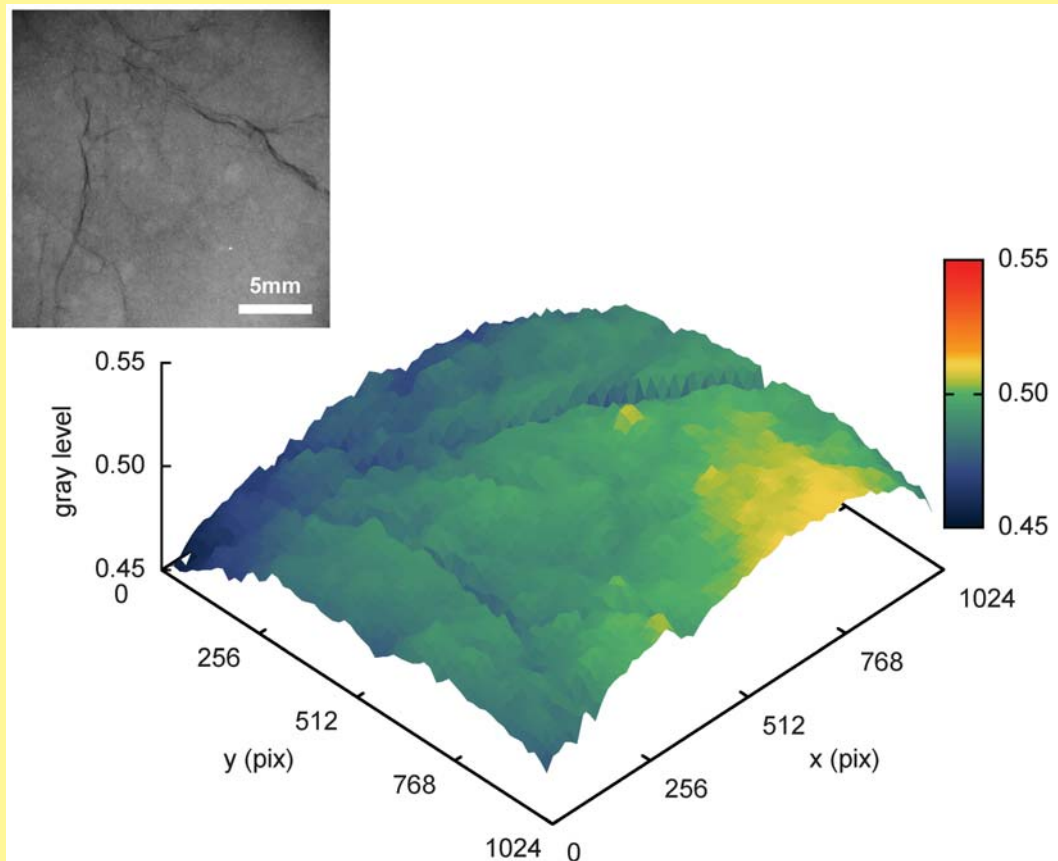


土壌の物理性

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

第 119 号

2011 年 12 月



土壌物理学会

Japanese Society of Soil Physics

土壌の物理性

第 119 号 2011 年 12 月

目 次

巻頭言

佐藤泰一郎 …… 1

論 文

- 土壌構造評価のための軟 X 線画像法 —軟 X 線画像法の開発とその適用例—
廣住豊一・黒澤俊人・成岡 市 …… 3
- 土壌構造評価のための軟 X 線画像法 —ガラスビーズおよび砂の粒径測定—
廣住豊一・黒澤俊人・成岡 市 …… 17
- 地下水位制御による土壌の酸化還元がダイズの生育収量およびカドミウム吸収
におよぼす影響
村上 章・佐々木長市・中川進平・太田誠仁 …… 29
- 砂質土壌の気相率と通気係数の音響測定法の開発と同手法を通して見た気相の構造
深田耕太郎・中村公人 …… 39

講 座

古典を読む

- J.R.Philip and D.A. de Vries 著「温度勾配下における多孔体中の水分移動」を
基にした研究展開
—液島モデルからマイクロ・ヒートパイプモデルへ—
粕淵辰昭・百瀬年彦・坂口 巖 …… 53

特 集

水分・溶質移動モデル

- 蒸発過程の土中水分移動 1. 土性の影響
齋藤広隆・取出伸夫 …… 65

書 評

- 土壌の誘電特性—計測原理と応用—
宮本輝仁 …… 75

土粒子

- 桜のかおりに思うこと
朝田 景 …… 77

会務報告 …… 79

編集後記 …… 81

表紙図の説明

シルト質の珪石粉末試料に対する軟 X 線画像法の適用例. 軟 X 線画像 (左上) を 16pix × 16pix の格子状に分割し, その格子内に含まれる画素の濃度階調値の平均値を求めて, 3次元座標上に表示した. 試料に形成された亀裂の特徴を良くとらえている.
今号掲載の廣住らの論文「土壌構造評価のための軟 X 線画像法 —軟 X 線画像法の開発とその適用例—」を参照ください.

第9回（2011年度）土壤物理学会（論文賞）選考結果

土壤物理学会 学会賞選考委員会
委員長 井上 光弘

学会賞選考委員会として下記論文を論文賞としてふさわしいと決定しました。

1. 渡辺晋生 (三重大学大学院生物資源学研究科)
紀藤哲矢 (三重大学大学院生物資源学研究科)
坂井 勝 (ユタ州立大学植物・土壌・気象学科)
取出伸夫 (三重大学大学院生物資源学研究科)

2. 対象論文

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, 土壌の物理性, 第116号, pp.9-18, 2010

3. 推薦理由

凍結に伴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って予測できるが、これらの移動式を解くためには、凍土の水分特性曲線と不飽和透水係数、特に凍結面近傍の水分移動特性を適切に表現することが重要である。本論文では、不飽和シルトロー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測定を行い、凍結面近傍では氷の成長速度が制約となって過剰の不凍水が存在し、非平衡状態にあることを見いだした。非平衡の水分特性曲線を用いる新しい水・熱移動モデル(θ 補正モデル)を提案し、従来のHarlanモデルやK補正モデルによる数値計算結果と比較した。凍結初期の温度非平衡の不凍水量変化を考慮した θ 補正モデルは、凍結時の液状水量と圧力水頭の変化をよく再現し、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。これらの結果は、凍土における水分・熱移動現象の理解と数値解析の精度向上に貢献するものである。

以上の理由により、本論文を第9回土壤物理学会賞（論文賞）に値するものと認め、ここに推薦する。

本結果は2011年10月27日に開催された評議員会ならびに28日に開催された総会にて全会一致で承認され、総会後に授賞式が開催されました。

第9回（2011年度）土壤物理学会（ポスター賞）受賞者

土壤物理学会 学会賞選考委員会
委員長 井上 光弘

開催日：2011年10月28日

会場：2011年度土壤物理学会大会ポスターセッション会場
（北海道大学大学院農学研究院 総合研究棟多目的室）

ポスターセッション参加者の投票ならびに学会賞選考委員会の最終選考により、下記の6氏が受賞されました。おめでとうございます。

矢崎友嗣（北海道農業研究センター）

拡張フォースレストモデルを用いた土壤凍結深制御による野良イモ防除作業「雪割り」の日程の検討

冠 秀昭（東北農業研究センター）

電磁探査法による海水浸水農地の電気伝導度の測定

常田雄生（岐阜大学大学院 応用生物科学研究科）

繊維質シート状資材における透水係数の推定法に関する研究

渡部慧子（京都大学大学院 農学研究科）

温度、水分条件がメタン発酵消化液施用水田土壤中の窒素動態に及ぼす影響

佐々木美奈子（北海道大学大学院 農学院）

泥炭土表層における二酸化炭素の生成と放出の年・日変化

辻 千草（宇都宮大学 農学部）

水溶性ガスを用いた土壤ガス拡散の測定

「シニア会員」の設立について

土壌物理学会事務局

2011年10月28日に開催されました土壌物理学会総会におきまして、シニア会員を新たに設立することが承認されました。シニア会員についての詳細は、同じく総会で変更が承認されました会則をご覧ください。シニア会員についての主な変更点は、以下の通りです。

- ・シニア会員の会費（会則第5条より）
年額 3,000円

- ・シニア会員に関する説明（会則の細則より）
 - 1) シニア会員は、これまで正会員であって60歳以上の常勤職に就いていない者。
 - 2) シニア会員への変更は、資格を有する会員からの申告を受け、評議員会の承認を受ける。原則として申告された年度から適応するが、当該年度中に有資格となった場合は、次年度から適応する。
 - 3) シニア会員の権利は正会員に準ずる。ただし、会則第6条で定める役員および第9条で定める委員会委員に就くことはできない。

116 号の訂正とお詫び

土壌物理学会編集委員長

渡辺らの論文「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」において下記のような誤りがありました。お詫びいたしますとともに訂正をお願いいたします。

Fig. 1 縦軸タイトル.

(誤) Volumetric water content, q (正) Volumetric water content, θ

Fig. 1 凡例.

(誤) Modified- q model (正) Modified- θ model

Table 1 以下に変更.

	θ_r	θ_s	α_1 cm^{-1}	n_1	w_2	α_2 cm^{-1}	n_2	ℓ	K_s cm d^{-1}	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

巻頭言

現地調査をしながら

佐藤泰一郎¹

土壤物理学会誌への投稿数が少ないそうである。特に、現場での調査実験に関する報告が減っているようだ。現地・現場での調査、実験は、さまざまな要因が作用するため、また当初考えていなかった因子が影響して、うまく行かないことがしばしばある。特に、農家の農地の一部を拝借しての調査実験では、試験研究機関の実験圃場とは異なり、管理が当初予定したものと異なることがある。これは、経済活動としての生産を行っている農家が、そのときの現場の状況の変化に対応した管理を行っているためである。最近の試験研究は、期限を区切って成果を出すことが求められるため、不安定な現地・現場を対象とする研究を積極的に行うことが困難になってきた。また、現地での調査実験のための予算獲得は、大型プロジェクトの一部としての位置付けとして行うことなどによって可能だが、それ以外は難しい状況にある。費用対効果という観点から考えると、現場での調査実験に関する報告が少なくなることは、自明である。

私たちの行っている研究のひとつの方向として、結果や成果を現場、現地に還元することが考えられる。そのために、フィールドでの試験、実験、調査、実験室での精密なモデル実験や分析、そして解析やシミュレーションが行われている。課題、問題の現状を把握するためや検証を行うための、現地、現場での調査を行うことによって、研究が進められる。しかし、先に述べたようにさまざまな要因が絡んでいるため、いまひとつ踏ん切りがつかないことがある。当たり前のことであるが、このようなときに学会誌に掲載されている報文が重要な情報となるものである。少々不謹慎であるが、学会誌の報文というのは、ぱらぱらとめくり記憶にとどめておくものである。最近、論文の検索機能が向上したために web 上でキーワードを使った検索して、必要とする論文を探し当てることが多い。でも、記憶にとどめてあった論文は、参考になる。また、ぱらぱらめくっていると、今まで未消化でもやもやとしていたものが一気に解消するような報文に出会える。特に現場での調査実験には、多くのヒントがあるものである。何年にもわたる継続的な研究には、著者の並々ならぬ努力の結果が伺える。これは、時間スケールでの努力の結果としてみるばかりでなく、調査実験の過程や執筆するために、さまざまな要因を考慮するために、どれほど悩み、工夫してまとめあげたのかを含めてという意味である。私たちは、新たに知ることによって、新しい悩みが生まれること知っている。そして、その悩みが解決したときに晴々とした清々しい気持ちになることも知っている。現場での調査実験研究には、それを強く感じる。

少し、話題がそれることになることをお許し願いたい。一昨年のことであるが、私が調査、実験をする圃場を無償で拝借していた、農家のご主人が亡くなられた。昭和一桁生まれの頑固一徹だが、うち懐に入るととてもやさしい包容力のある方だった。調査の帰りに奥様が入れてくれるコーヒーを土間でいただきながら、時には近所の人を交えて話しをするのが楽しみであった。終戦後から専業で農家を営み、はたからみると、悠々自適の生活を送っているように思えた。調査協力の依頼をしたときには少々面倒くさそうな顔をして、調査を見ても見ないともしていたが、こちらの農業に関する不勉強さを見抜き、質問に答えるだけでなく、だんだんとアドバイスや新たな提案をしてくれた。調査に関しては事前にそれとなく道具がそろえられていたり、なんとも頼もしい協力者であった。残念である。

農業は面白い！毎日毎回新しいことの発見だ！勉強することばかりだ！といいながら、農業は儲からないので自分の代で終わりだとも言っていた。80歳を迎えようとするときにトラクタを更新し、後継者がいなくなった農家の水田を耕し、1枚1枚の水田や畑それぞれの部分的な違いを考えながら夫婦で作業する姿は、頼もしくあった。このような具合であるので、私の調査の粗が見えてしかたがなかったのであろう。私の調査は、広範囲ではあるが、個々の農地を代表するものではないことを痛感させられた。私の研究のテーマについても、農家の立場から、地域の歴史を踏まえながら、ときには資料を持ち出してきてアドバイスをしてくれた。そして、経済活動としての農業のみならず、地域の活性化や振興について強い気持ちがあったのであろう。亡くなられる前年の秋にお会いしたときに、ご自宅の前の水田で稲刈り後に、全てコスモス畑にして、近所の人達と花見をして楽しんだことを、自慢げに話していた。農業は生産することばかりではなく、楽しみをみなで共有することを教えていただいたような気がする。研究は、私たちにとって真理の探究、知的好奇心を満たすもの、社会の要求に応えるもの、職業、学業であったりするものであろう。当たり前のことなのかもしれないが、私も研究を楽しみ、みなで共有することことに努めたい。現在は、近くに住むご息女一家が跡を継いで農業が続けられている。きっと、ご本人が一番喜んでいることであろう。

¹ 高知大学教育研究部自然科学系農学部門

土壌構造評価のための軟 X 線画像法 —軟 X 線画像法の開発とその適用例—

廣住豊一¹・黒澤俊人²・成岡 市¹

Soft X-ray Digital Radiography for Soil Structure: Development and Trial

Toyokazu HIROZUMI¹, Toshihito KUROSAWA² and Hajime NARIOKA¹

Abstract : Soil structure consists of a lot of soil particles, aggregates and their arrangements. Soft X-ray Digital Radiography (SXDR) was developed. SXDR is a methodology for evaluation of soil structure from a view point that a soft X-ray image of soil has information of soil structure. In this paper, overview of new methodology SXDR, and some examples of information of soil structure by using this methodology were indicated. In the SXDR, an analog image taken by using soft X-ray radiography was converted to a digital one, and the digital image was analyzed with image processing such as statistical analysis, Semivariogram and Fourier Transform. Some results by using the SXDR were examined on information of soil structure. Some results appeared to be related to soil structure. The SXDR provided to evolution of the studies on soil structure by using soft X-ray.

Key Words : Soft X-ray Digital Radiography (SXDR), soil structure, primary structure, image processing, statistical analysis

1. はじめに

土壌内部の団粒構造や間隙など土壌構造単位の形状・大きさは、排水・保水のような土壌水の移動、およびそれらにともなう溶質の移動などに大きな影響を与える。このことから、土壌中の物質移動現象の理解には、適切な土壌構造評価法の確立が求められる。

土壌構造は、無機物あるいは有機物の粒子が幾重にも折り重なり、集合体となって形成された固相部分と、それらの隙間に形成された様々な形状や大きさの間隙部分からなる。そのため、土壌構造は極めて複雑な様相を呈し、その全容を詳述することが難しい。

これに対して、多くの研究者は、さまざまな土壌の物理的指標を用いて、土壌構造の特徴を表現しようとしてきた。たとえば、乾燥密度・三相分布・土性などの基礎的な項目のほか、粒度分布・間隙径分布・比表面積など

があげられる。これらの測定法には、水分特性曲線による間隙径分布測定（土壌物理研究会，1979；Childs and Collis-George，1950）、水銀圧入型ポロシメーターによる間隙径分布測定（佐藤ら，1992；山口・池永，1993）、空気圧入法による間隙径分布測定（神谷ら，1996；宇野ら，1998）、BET法による比表面積測定（馬場，1994a；馬場，1994b）、気体吸着法および空気透過法による比表面積・粒径・間隙径測定（宇野ら，1993）などがあげられる。しかし、これらの測定値は、土壌構造を直接投影したのではなく、土壌構造の特徴のある側面から切り出したものであるため、土壌構造の実体として得られた測定値とは言い難い。

一方、土壌構造の実体を直接観察する代表的な方法として、土壌を固化・研磨し作製した薄片を顕微鏡などで観察する微細形態分析法がある（日本第四紀学会，1993）。この分析法は、土壌の一次粒子や団粒等の形状・寸法・配列様式など土壌構造に関する数多くの情報を得ることができる。しかし、土壌薄片の作製には、専門的な技能を要し、相応の時間と手間がかかる。

これに対して、X線を用いた土壌内部構造の非破壊観察・測定法がある。たとえば、土壌用造影剤を見出した粗間隙構造の観察法（徳永ら，1984；徳永ら，1985）、間隙の立体構造の測定法（成岡，1987；成岡・本間，1991；岩間ら，1994；岩間ら，1996）などがある。また、画像解析による粗間隙構造の定量評価も試みられた（森ら，1997）。これらの方法によって、間隙構造が排水性に与える影響（Mori et. al., 1999）、粗孔隙の構造と雨水の透過性（成岡ら，1988）、粗孔隙の透水・通気・排水機能（成岡ら，2000）、乾燥密度と団粒間隙、細・粗間隙の分化程度（成岡・駒村，2000a）、管状孔隙群の深さ方向の分布と状態（成岡・駒村，2000b）、土壌動物の活動による管状孔隙および団粒の形成過程（成岡・川田，2001）、火山灰土における排水性粗孔隙の存在と大径粗孔隙およびこれに連結した小径粗孔隙の機能（岩田・成岡，2002）などが明らかにされた。しかし、これらの軟 X 線による土壌構造の観察・測定法は、土壌粗間隙の形状に関する幾何学的な観察・評価にとどまり、現状では土壌構造の構成単位として重要な要素である固相部分に対しての研究はまだまだ途上にあるといえる。

そこで筆者らは、土壌に軟 X 線を透過して得られた

¹Graduate School of Bioresources, Mie University, 1577 Kurimamachiya-cho, Tsu-shi, Mie, 514-8507 Japan. Corresponding author : 廣住豊一, ¹三重大学大学院生物資源学研究所

²Life Science Research Center, Mie University, 1577 Kurimamachiya-cho, Tsu-shi, Mie, 5148507 Japan

2011年6月6日受稿, 2011年10月24日受理
土壌の物理性 119号, 3-15 (2011)

影像が、土壌の粒子および団粒の配列様式、またはそれらの重畳様式を投影した構造情報であることに着目し、軟 X 線影像をデジタル画像に変換し、それを解析することで土壌の固相部分を評価する「軟 X 線画像法」を新たに開発した。本法の確立によって、土壌構造の分析とその中で生起する諸現象の解明に関して、さらに多くの可能性を期待できる。

本論では、筆者らが新たに開発した軟 X 線画像法の理論と方法を論ずるとともに、本法の開発にあたって得られた知見を整理し、また本法をいくつかの試料に適用して得られた実例を示す。

2. 軟 X 線の基礎知識

2.1 軟 X 線の定義

X 線は光と同じ電磁波の一種である。X 線は物体を透過する能力を持ち、その波長によってエネルギーおよび透過能力が異なる。X 線の中でも波長の長いものを軟 X 線と呼び、波長の短い硬 X 線に比べてエネルギーおよび透過能力が低いという特徴がある。軟 X 線および硬 X 線といった分類は相対的・便宜的な区分であり、使用される分野によってその定義は異なる。たとえば、材料工学の分野では、軟 X 線の波長は 0.5 ~ 10nm の範囲で、そのエネルギー領域は 0.1 ~ 2keV としている (桜井, 2009)。また、医療放射線の分野では、およそ 30keV 以下のエネルギー領域の X 線を軟 X 線としている (医療放射線辞典編集委員会, 2000)。

2.2 軟 X 線の吸収原理

X 線は、可視光線と同様に直進性があり、物体を透過する際にその状態に応じて減弱する性質を持つ (御園生ら, 1982)。物体に照射された X 線は、その一部が物体内部で吸収または散乱され、残りが物体を透過する。このときの X 線の透過量は、X 線のエネルギーと、物体を構成する物質の原子番号・密度・質量割合などによって変化し、この透過量の差が X 線の投影像となって可視化される。ここで、ある物体に対して単一エネルギーの X 線を照射した際の X 線の透過量は次式で表される (三枝ら, 2001)。

$$I = I_0 e^{-\mu d} \quad (1)$$

I : 物体を透過した X 線量 (光子数), I_0 : 物体に照射した X 線量 (光子数), μ : 線減弱係数 (m^{-1}), d : 物体の厚さ (m)

物体に照射された X 線の減弱は、おもに光電効果、コンプトン散乱、電子対生成による相互作用によって発生するもので、線減弱係数 μ は次式で表される (飯田, 2006)。

$$\mu = N(\tau + \sigma + \kappa) \quad (2)$$

τ : 光電効果の原子断面積 (m^2), σ : コンプトン散乱の原子断面積 (m^2), κ : 電子対生成の原子断面積 (m^2), N : 単位体積あたりの原子数 (m^{-3})

軟 X 線を含む 0.1 ~ 0.5MeV 以下のエネルギー領域では光電効果による減弱がおもな作用で、その他の作用については無視できる。光電効果の原子断面積 τ は、次式で近似できる (日本アイソトープ協会, 1992)。

$$\tau \approx \frac{Z^4}{E^3} \quad (3)$$

Z : 原子番号, E : 光子のエネルギー (eV)

物体が化合物または混合物の場合は、原子番号 Z に実効原子番号 Z_{eff} を用いる。実効原子番号 Z_{eff} は、次式により近似的に求めることができる (三枝ら, 2001)。

$$Z_{\text{eff}} = \sqrt[3.45]{a_1 Z_1^{3.45} + a_2 Z_2^{3.45} + a_3 Z_3^{3.45} + \dots + a_n Z_n^{3.45}} \quad (4)$$

$a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$: 物体の全電子数に対する各元素の電子数の割合, $Z_1, Z_2, Z_3, \dots, Z_n$: 物体を構成する各元素の原子番号

これらより、ある物体に対して X 線を照射した際の透過量は、物体の厚み、物体を構成する元素とその構成割合、照射する X 線のエネルギーなどに影響を受けることがわかる。

2.3 軟 X 線の発生原理

X 線は、X 線管内の陰極側で発生させた電子を、高電圧で加速させ、陽極側のターゲットに衝突させることによって発生させる。

このとき発生する X 線の最大エネルギーは X 線管電圧に等しく、最短波長 λ_{min} は次式のデュエヌ・フント (Duane-Hunt) の法則から換算できる (飯田, 2006)。

$$\lambda_{\text{min}} = \frac{1.24}{v} \quad (5)$$

λ_{min} : X 線の最短波長 (nm), v : X 線管電圧 (kV)

また、発生する X 線強度は一般に次式で表される (青柳ら, 1998)。

$$X = Kv^2iT \quad (6)$$

X : 発生する X 線強度, v : X 線管電圧 (kV), i : X 線管電流 (mA), T : X 線管のターゲット金属の原子番号, K : 定数

3. 軟 X 線画像法の開発

3.1 軟 X 線画像法の手順

軟 X 線画像法の手順を Fig. 1 に示す. 主要な流れは, ①試料の準備, ②軟 X 線撮影, ③軟 X 線影像のデジタル化, ④画像解析の順である.

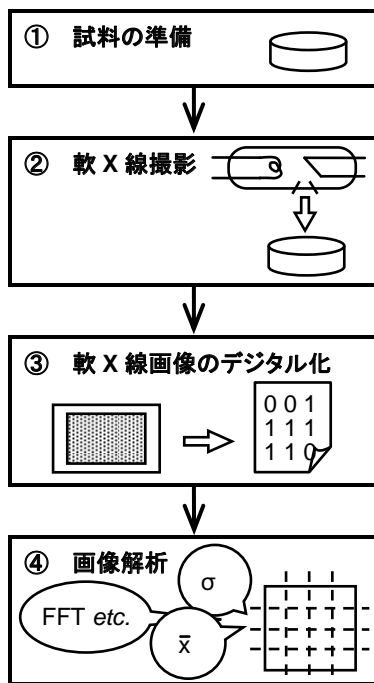


Fig. 1 軟 X 線画像法の手順.
Procedure of Soft X-ray Digital Radiography.

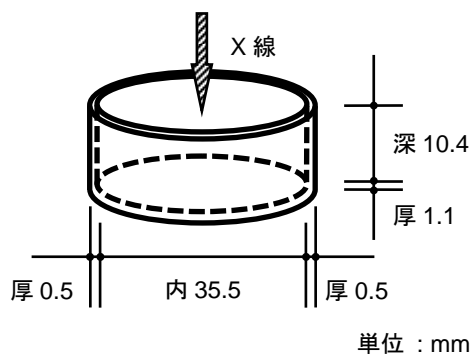


Fig. 2 試料容器の形状および寸法.
Figure and dimension of specimen container.

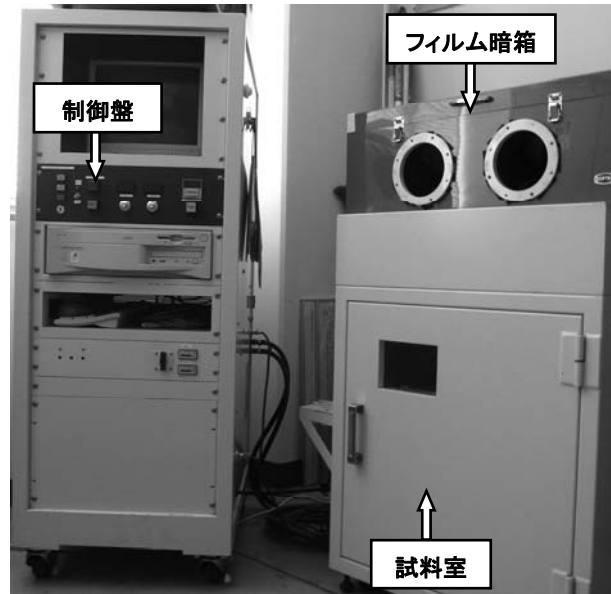


Photo 1. 軟 X 線照射装置 DCTS-7003.
Soft X-ray generation apparatus SOFTEX DCTS-7003.

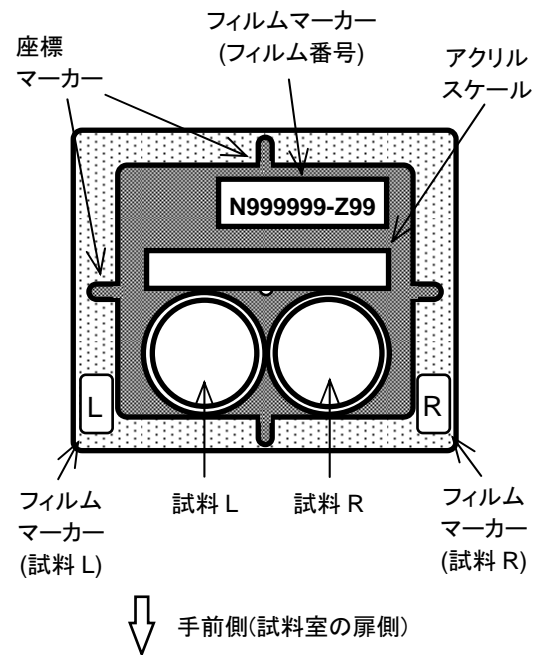


Fig. 3 撮影時の試料容器などの配置.
Layout of specimen containers on film platform.

3.2 試料の準備

試料を充填する容器には, 軟 X 線を透過しやすいポリスチレン製のシャーレを使用した. このシャーレの形状および寸法を Fig. 2 に示す.

試料は, 試料厚・充填密度・体積含水率を変えて試料容器に充填し, これを軟 X 線撮影した.

3.3 軟 X 線撮影

軟 X 線撮影では, 軟 X 線照射装置にソフテックス社製 DCTS-7003 を, 透過影像の検出器にフジフィルム社

製工業用 X 線フィルム IX FR (以下, 「フィルム FR」とする) をそれぞれ使用した. DCTS-7003 は, インバータ制御方式による直流型の X 線照射装置である. X 線管のターゲットはタングステン, X 線照射窓はベリリウムである. DCTS-7003 の外観を Photo. 1 に示す.

透過影像の検出器には, X 線フィルム, イメージングプレート, デジタル X 線センサなどいくつかの種類があり, 特徴が異なる. X 線フィルムは, 安価で解像力 (空間分解能) が高い. イメージングプレートは, 放射線強度分解能および検出感度が高い (飯田, 2006). デジタル X 線センサは, 大量・連続撮影に適する. 本論では, 解像力および費用を考慮して, X 線フィルムを用いた.

軟 X 線撮影時の試料の位置関係を Fig. 3 に示す. フィルム FR を装填した試作揺動型撮影台 (成岡, 1987) を, 撮影台中央と照射される X 線束の中心が合致するように DCTS-7003 の試料室内に設置し, 軟 X 線撮影を行った. 試作揺動型撮影台の外観を Photo. 2 に示す. 軟 X 線撮影では, 同時に 2 つの試料を撮影することで, 撮影回数を減らし作業を効率化できた. しかし, 距離の逆 2 乗則によって, X 線強度は線源からの距離の 2 乗に反比例して弱くなるため, 撮影台上に到達した X 線は, X 線束の中心に対して同心円状の強度分布を持つ (荒川ら, 2000). また, ヒール効果によって, X 線束の中心から陰極側での強度変化に比べて陽極側での強度変化が大きくなる (荒川ら, 2000). さらに, X 線束の中心からの距離に応じて試料に対する X 線の入射角が大きくなるため, X 線束の中心から離れるほど X 線が透過する試料厚が増加する. その結果, 軟 X 線撮影によって得られる試料影像是照射される X 線束の中心, すなわち撮影台中央を中心として左右対称の濃度分布の偏りを持つ. 1 つの試料を撮影台中央で撮影した場合, すべての試料影像が同一の濃度分布の偏りを持つのに対し, 2 つの試料を同時に撮影した場合, 試料の配置によって試料影像の濃度分布の偏りが異なる. そこで, 試料容器が撮影台の手前側 (試料室の扉側) に接するように, また左右それぞれの試料容器が撮影台中央で接するように配置した. このように, 撮影台中央を中心として左右対称に試料を配置し, 撮影した軟 X 線影像を反転することで, 試料影像の濃度分布の偏りをすべて同一に調整できた. 試料は, 撮影者から見て右側の試料を「試料 R」, 左側の試料を「試料 L」とし, 試料近傍にフィルムマーカーを設置することによって, 撮影台の左右どちら側で撮影されたものであるかを識別できた. 撮影台中央には, 濃度階調の指標とするために試作したアクリル製スケールを配置した.

軟 X 線撮影の照射条件は, FFD (Focus-Film Distance : X 線管焦点とフィルム間の距離) を 500mm に固定し, 管電圧・管電流・照射時間を適宜調節した. 撮影したフィルム FR の現像には, ニックス社製自動現像機 Hi-RHEIN RH-9001 を使用した. この現像条件は, 同装置指定現像液の温度を 28°C, 現像時間を 180s に固定し, 可能な限り現像ムラを減らした.

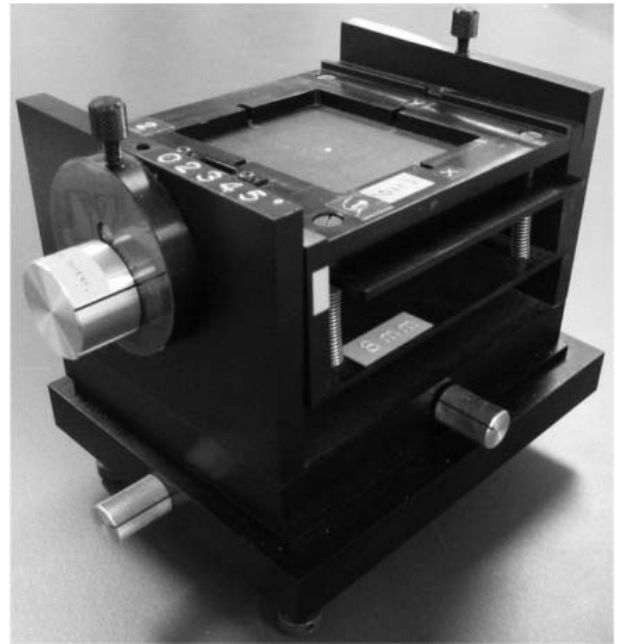


Photo. 2 試作揺動型撮影台.
Film platform (prototype) .

3. 4 軟 X 線画像のデジタル化

一般に, X 線フィルムは透過光による読影に対して最適化されているため, 反射光による読み取りでは十分なコントラストを得ることができない. そこで, 本論では, フィルム FR 上に投影された軟 X 線影像のデジタル化に, 厚紙を加工して試作した簡易透過フィルムユニット (以下, 「透過フィルムユニット」とする), コクヨ社製ライトボックス TY-LT13 (以下, 「ライトボックス TY-LT13」とする), エプソン社製のフラットベッドスキャナ GT-X750 (以下, 「スキャナ GT-X750」とする) および同社製のスキャナドライバ EPSON Scan ver.3.24J を使用し, 画像解析に十分なコントラストを持つ画像を得る方法を考案した.

スキャン時のフィルム FR などの配置方法を Fig. 4 に示す. まず, 透過フィルムユニットに設けたフィルム窓にあわせて, フィルム FR を貼り付けた (Fig. 4-①). 次に, フィルム FR がスキャナ GT-X750 の透明ガラス面に密着するように透過フィルムユニットを配置した (Fig. 4-②). このとき, フィルム FR の表面およびスキャナ GT-X750 の透明ガラス面に付着した埃や油脂などの汚れを除去することによって, 画像解析時の誤差を低減できた. また, 透過フィルムユニットとスキャナ GT-X750 の位置を合わせることで, 正確な画像位置を得ることができた. そして, 光源となるライトボックス TY-LT13 を, 光量を最大にして透過フィルムユニット全体を覆うように載せ, その透過光から画像を読み取るようにスキャンした (Fig. 4-③).

軟 X 線影像をデジタル画像化する際のスキャン条件は, 画像解像度を 1200dpi に, カラーモードを 16 ビットグレースケールに, 画像の保存ファイル形式を TIFF 形式に設定した.

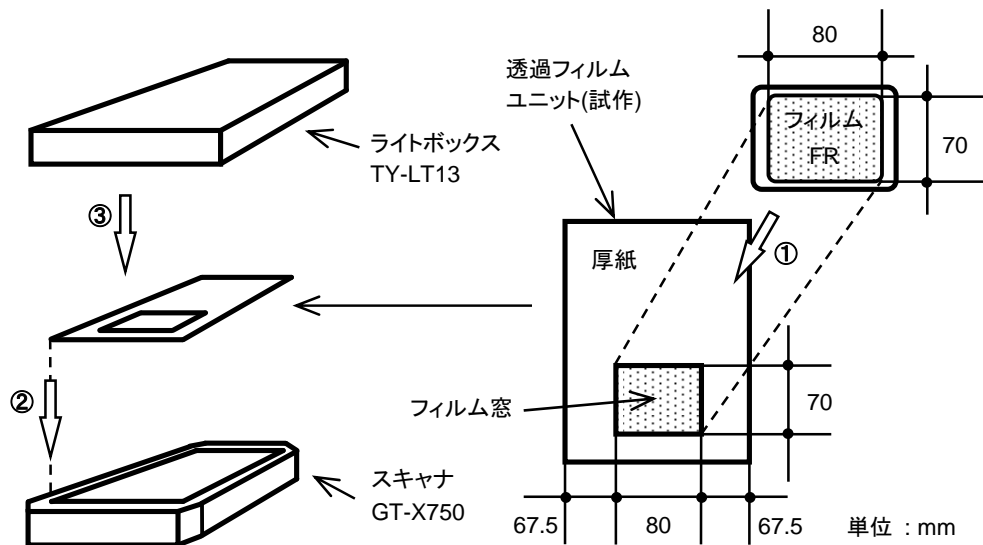


Fig. 4 フィルム FR スキャン時の配置.
Layout of X-ray film FR on digital image scanner.

X 線フィルムは、一般に 20 LP mm^{-1} 以上の解像力があるとされている。 LP mm^{-1} は写真フィルムの解像力（空間分解能）の単位で、その写真フィルムに記録できる識別可能な線の対（LP, Line Pair）の数を示す。この解像力は次式で表される（荒川ら、2000）。

$$u = \frac{1}{2d} \quad (7)$$

u : 解像力 (LP mm^{-1}), d : 線幅および線間の寸法 (mm)

すなわち、解像力が 20 LP mm^{-1} の X 線フィルムは、1mm に 20 対の線を記録することができる。このときの線幅は 0.025 mm で、これを画像解像度に換算するとおおよそ 1000dpi である。そこで本論では、X 線フィルムの解像力相当以上となる 1200dpi で処理した。カラーモードについては、軟 X 線画像が濃度階調のみで表現され色情報を必要としないこと、また、画像解析に必要なコントラスト分解能を確保する必要があることから、65,536 段階で画素濃度を表現できる 16 ビットグレースケールに設定した。画像の保存ファイル形式には、16 ビットグレースケール画像の保存ができる TIFF 形式を選定した。軟 X 線撮影したフィルム影像をスキャナ GT-X750 でデジタル化した画像例を Photo. 3 に示す。

デジタル化した軟 X 線画像は、試料の中心を画像の中心と合致させ、一辺の長さが 1024pix（約 21.7mm）の正方形になるように切り取り処理を行い、これを画像解析に供した。軟 X 線画像の処理には、16 ビットグレースケール画像の編集および保存ができる Corel Paint-Shop Photo Pro X3 を使用した。

アクリルスケールの軟 X 線画像

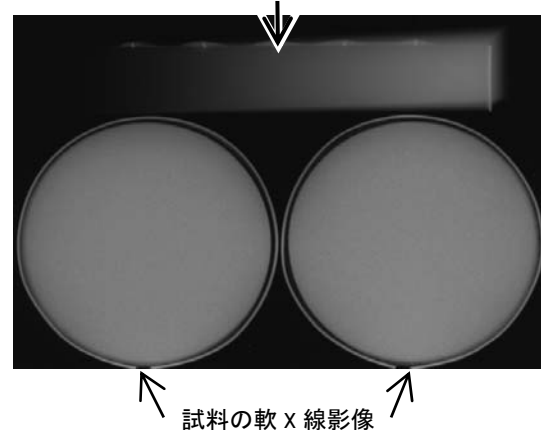


Photo. 3 デジタル化した軟 X 線画像の例。
A sample of soft X-ray digital image.

3.5 画像解析

画像解析では、供試画像の画素濃度（画素の白黒濃淡）に対して解析を行ういくつかのプログラムを試作した。このプログラムの試作には、INRIA（Institut National de Recherche en Informatique et Automatique, フランス国立情報学自動制御研究所）の数値計算システム Scilab-4.1.2（以下、「Scilab」とする）、および、Ricardo Fabbri 氏が開発した Scilab 用画像処理ツールボックス SIP-0.4.0（以下、「SIP」とする）を援用した。画素濃度は、黒を最小値の 0、白を最大値の 1 とし、その間の濃度の変化を 16bit すなわち 65,536 段階に分割して処理した。Scilab には、統計処理および高速フーリエ変換を行う関数が内蔵されており、SIP の追加によって 16 ビットグレースケールの TIFF 画像の処理が可能となるため、解析プログラムの試作にかかる時間を短縮できた。

試作した画像解析プログラムの処理内容を以下に示す。

(1) 全画素濃度に対する統計処理

供試画像に含まれるすべての画素の濃度階調値に対して統計処理を行い、平均値・中央値・標準偏差・変動係数を求めた。

(2) 格子分割法

供試画像を所定の寸法の正方形の格子に分割し、その格子内に含まれる画素の濃度階調値に対して統計処理を行い、それぞれの格子における画素濃度の平均値・中央値・標準偏差・変動係数を求めた。さらに、この格子の寸法を増減させ、それぞれの格子の画素濃度に対して行った統計処理の結果を観察した。この格子分割法の処理手順を Fig. 5 に示す。

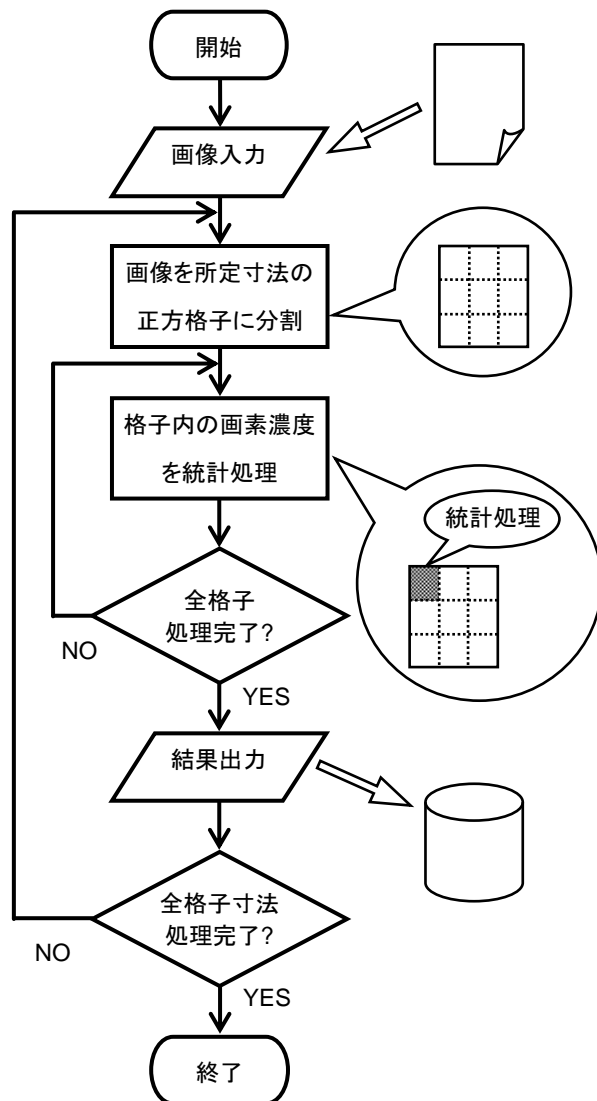


Fig. 5 「格子分割法」の処理手順。
Procedure of Grid Partitioning Analysis.

(3) 高速フーリエ変換・セミバリオグラム解析

供試画像に走査線を設定し、その走査線上にある画素

の濃度階調値に対して高速フーリエ変換およびセミバリオグラム解析を行った。高速フーリエ変換には Scilab に内蔵された関数を、セミバリオグラム解析には自作の関数を用いた。走査線は、供試画像の中心を横断するように、供試画像の左端から右端に向かって引いた。

なお、セミバリオグラムは、データの空間的な相関を表現し、次式で表される。

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N_h} \sum_{i=1}^{N_h} \{Z(x_i) - Z(x_{i+h})\}^2 \quad (8)$$

$\gamma(h)$: セミバリオグラム, $Z(x_i)$: ある点 x_i におけるデータ, $Z(x_{i+h})$: x_i から距離 h 離れた点 x_{i+h} におけるデータ, N_h : $Z(x_i)$ と $Z(x_{i+h})$ の組み合わせの総数

なお、フーリエ変換は、時間の関数を周波数の関数に変換し、次式で表される。

$$H(f) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t) e^{-i2\pi ft} dt \quad (9)$$

t : 時間, f : 周波数

このフーリエ変換によって、ある信号波形に含まれる周波数成分を抽出することができる。本論では、走査線上の各画素の濃度階調値の増減を信号波形とみなし、これを入力信号として高速フーリエ変換を行うことによって、濃度階調値の変化に含まれる周期性を評価した。

4. 軟 X 線画像法の適用例

4.1 試料

試料に、蒸留水 (以下、「水」とする)、呼び粒径が 0.2mm および 0.6mm のソーダ石灰ガラス製のガラスビーズ (以下、「ガラスビーズ A」および「ガラスビーズ B」とする)、セメント用の川砂 (以下、「砂」とする)、ならびに三栄シリカ社製の珪石粉末 SP-35 (以下、「シルト」とする) を供した軟 X 線画像法の適用例を示す。

本論の目的は軟 X 線画像法の確立であるため、試料にはできるだけ材質・形状などが均質なものを使用した。これらの試料の一覧を Table 1 に示す。

軟 X 線画像法に供した試料画像のうち、ガラスビーズ A および B, 砂, シルトについて、その充填条件および軟 X 線撮影条件とあわせて、Photo. 4 にそれぞれ 1 例ずつ示す。

Table 1 試料一覧.
Specimens.

試料	仕様	粒径
水	蒸留水	—
ガラスビーズ A	ソーダ石灰ガラス製ガラスビーズ	呼び径 0.2mm
ガラスビーズ B	ソーダ石灰ガラス製ガラスビーズ	呼び径 0.6mm
砂	セメント用川砂	0.074 ~ 0.250mm
シルト	三栄シリカ製珪石粉末 SP-35	呼び径 0.023mm

4.2 試料厚および体積含水率と平均濃度階調値

水を試験材料とした場合の試料厚（水深）と平均濃度階調値の関係を Fig. 6 に示す。軟 X 線の照射条件は、管電圧 30kV、管電流 0.5、2.0mA の 2 段階、照射時間 60s に設定した。

いずれの管電流においても、試料厚の増加とともに平均濃度階調値の増加がみられた。とくに管電流 0.5mA において、その傾向が特に顕著であった。

ガラスビーズ A を試験材料とした場合の試料厚と平均濃度階調値の関係を Fig. 7 に示す。軟 X 線の照射条件は、管電圧 40kV、管電流 0.5、1.5mA の 2 段階、照射時間 60s に設定した。

いずれの管電流においても、試料厚の増加とともに平均濃度階調値が増加した。ただし、管電流 0.5mA では試料厚の増加とともに平均濃度階調値の増加率が減少したが、1.5mA ではほぼ直線的に増加した。(6) 式で示したように、管電流と照射される X 線量との間には直線的な比例関係があるため、この 0.5mA においてみられた濃度階調値の増加率の減少は検出器であるフィルム FR の黒化特性によると考えた。

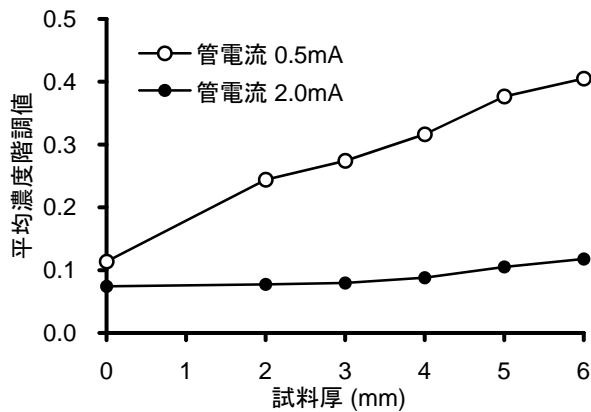


Fig. 6 蒸留水における試料厚と平均濃度階調値。管電圧 30kV、照射時間 60s。
Thickness and average of gray level of pixels in soft X-ray digital image (water). X-ray tube voltage 30kV, irradiation time 60s.

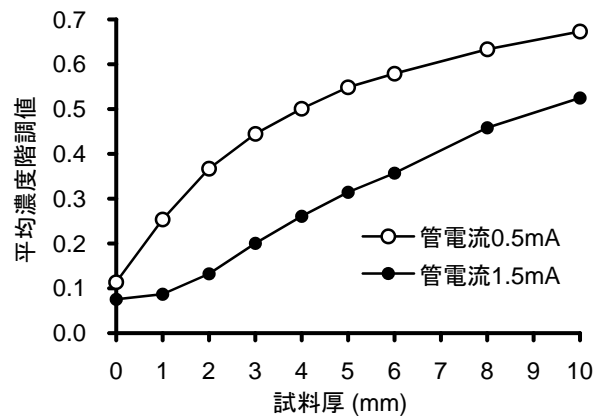


Fig. 7 ガラスビーズにおける試料厚と平均濃度階調値。管電圧 40kV、照射時間 60s。
Thickness and average of gray level of pixels in soft X-ray digital image (glass beads). X-ray tube voltage 40kV, irradiation time 60s.

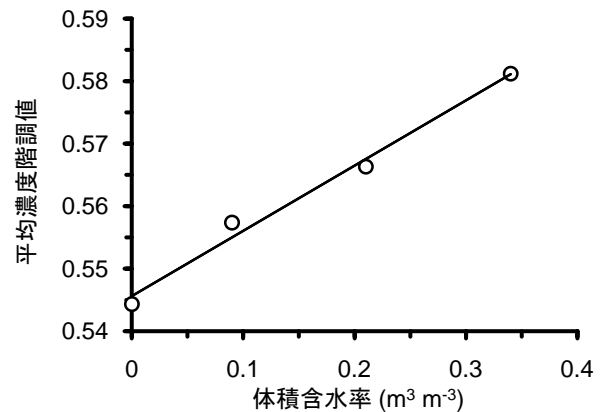


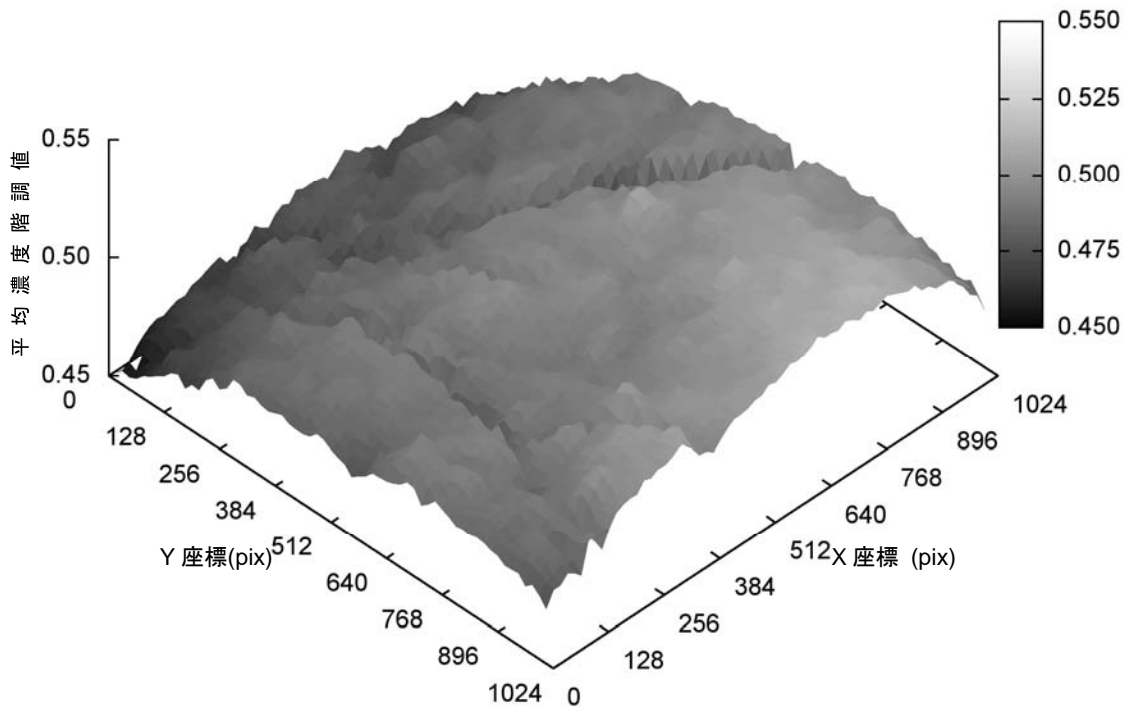
Fig. 8 ガラスビーズにおける体積含水率と平均濃度階調値。管電圧 40kV、管電流 1.5mA、照射時間 60s、試料厚 10.4mm。
Volumetric water content and average of gray level of pixels in soft X-ray digital image (glass beads, thickness 10.4mm). X-ray tube voltage 40kV, X-ray tube current 1.5mA, irradiation time 60s.

ガラスビーズ A を試験材料とした場合の体積含水率と平均濃度階調値の関係を Fig. 8 に示す. 軟 X 線の照射条件は, 管電圧 40kV, 管電流 1.5mA, 照射時間 60s に設定した. 試料厚は 10.4mm に固定した.

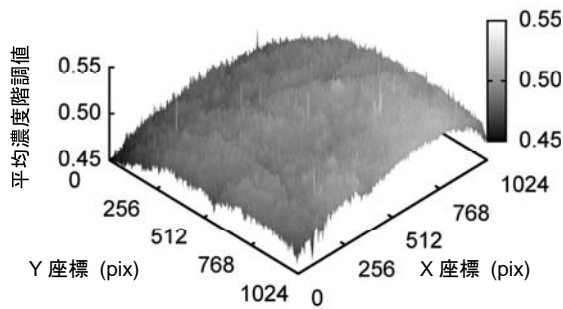
体積含水率の増加とともに平均濃度階調値が増加する傾向がみられ, その関係は次式で近似できた.

$$\bar{gl} = 0.1044\theta + 0.5456 \quad (R^2 = 0.988) \quad (10)$$

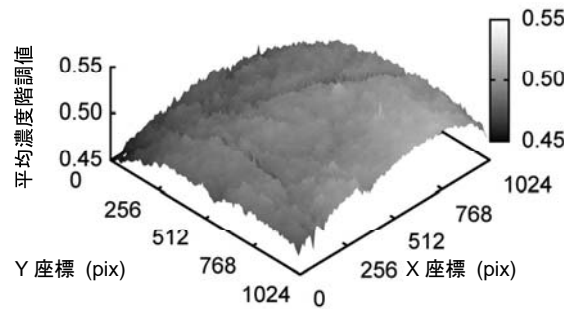
\bar{gl} : 平均濃度階調値, θ : 体積含水率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)



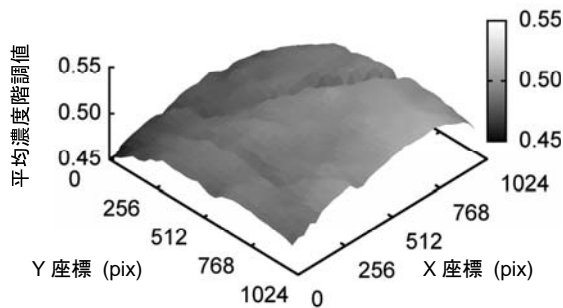
(a) 格子寸法(64pix × 64pix)



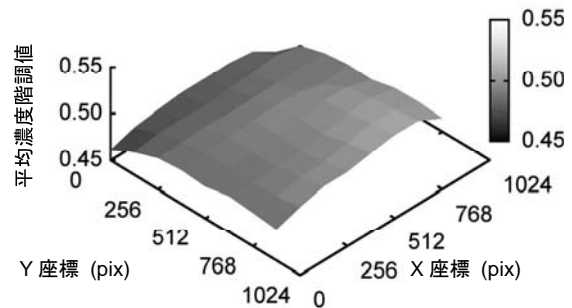
(b) 格子寸法(2pix × 2pix)



(c) 格子寸法(8pix × 8pix)

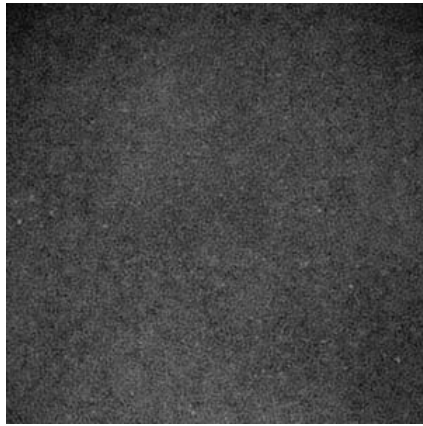


(d) 格子寸法(32pix × 32pix)



(e) 格子寸法(128pix × 128pix)

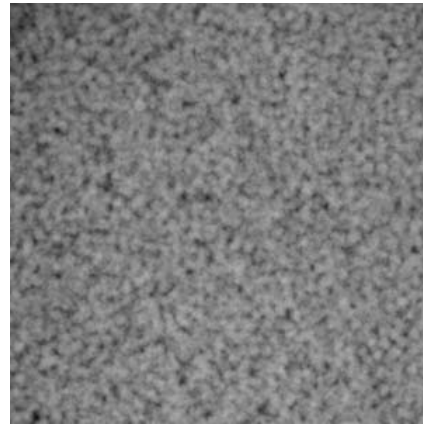
Fig. 9 格子分割法による解析結果. 試料はシルト (写真4-(d)).
Result of Grid Partitioning Analysis. specimen: silica powder (photo.4-(d)).



5mm

試料厚 10.4 mm, 乾燥密度 1.59 Mg m^{-3} , 体積含水率 $0.21 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; 撮影条件 : 40 kV, 1.5 mA, 60 s

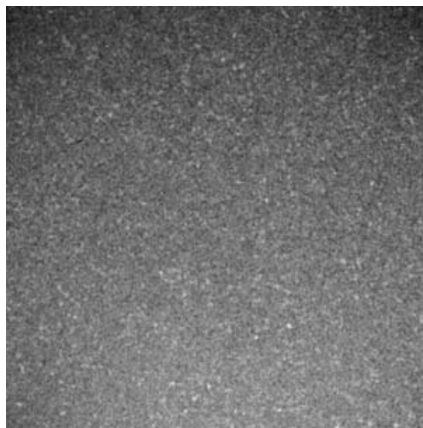
(a) ガラスビーズ A



5mm

試料厚 10.4 mm, 乾燥密度 1.59 Mg m^{-3} , 体積含水率 $0.34 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; 撮影条件 : 40 kV, 1.5 mA, 60 s

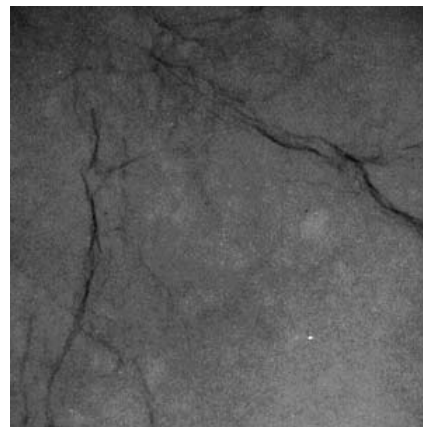
(b) ガラスビーズ B



5mm

試料厚 10.4 mm, 乾燥密度 1.51 Mg m^{-3} , 体積含水率 $0.22 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; 撮影条件 : 40 kV, 1.5 mA, 60 s

(c) 砂



5mm

試料厚 10.4 mm, 乾燥密度 1.36 Mg m^{-3} , 体積含水率 $0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; 撮影条件 : 40 kV, 1.5 mA, 60 s

(d) シルト

※これらの画像は印刷時の視認性を高めるためコントラストを強めに調整した。

Photo. 4 供試画像の例.
Soft X-ray digital images of specimens.

風乾時の平均濃度階調値は 0.54, 体積含水率 $0.34 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 時の平均濃度階調値は 0.58 であった. ガラスビーズの試料厚の変化による平均濃度階調値の変化は 0.1 から 0.6 までであったのに対し, 体積含水率の変化による平均濃度階調値の変化は極めて小さかった.

ガラスビーズを構成するケイ素やカルシウムなどの元素は, 水を構成する水素や酸素に比べて, より高い原子番号を持つ. (3) 式より, 線減弱係数 μ は, 原子番号が大きいほど大きくなる. また, (1) 式より, 線減弱係数 μ が大きいほど, X 線の透過量は減少する. すなわち,

水に比べてより高い原子番号の元素で構成されたガラスビーズは, その存在量の変化が X 線の透過量に与える影響が大きく, これが平均濃度階調値の変化範囲の差としてあらわれたと考えた.

4.3 格子寸法の影響

格子分割法によって各格子の画素濃度の平均値を求め, 3次元座標上に表示したものを Fig. 9 に格子寸法ごとに示す. 供試画像には, シルトを試料とした Photo. 4 - (d) を用いた. X 座標は供試画像左端からの距離を, Y 座標は供試画像上端からの距離を各々画素数 (pix) で

示す。縦軸は各格子の画素濃度の平均値を示す。

格子寸法を変更することで強調される画像の特徴が変化し、各々以下の傾向がみられた。

- (1) 2 pix × 2pix の格子寸法では、撮影・現像などで生じた雑音とみられる細かな濃度階調の変化が現れた (Fig. 9-(b))。
- (2) 8 pix × 8pix の格子寸法では、2pix × 2pix の格子寸法にくらべて雑音が軽減され、粒子の重畳によるものとみられる濃度階調の変化が強調された (Fig. 9-(c))。
- (3) 32pix × 32pix の格子寸法では、亀裂による濃度階調の変化が明瞭にみられた (Fig. 9-(d))。
- (4) 64pix × 64pix の格子寸法では、粒子の重畳や亀裂による濃度階調の変化のいずれについてもよくとらえていた (Fig. 9-(a))。
- (5) 128pix × 128pix の格子寸法では、粒子の重畳や亀裂による濃度階調の変化が不明瞭になり、試料の全体的な濃度階調の変化の傾向を示した (Fig. 9-(e))。

また、いずれの格子寸法においても、全体的な濃度階調の変化は湾曲形状を示した。これは、試料の充填が不均一で、試料厚および乾燥密度の一方または両方が、試料中央部の方が試料側縁部に比べて大きくなったためであると考えた。

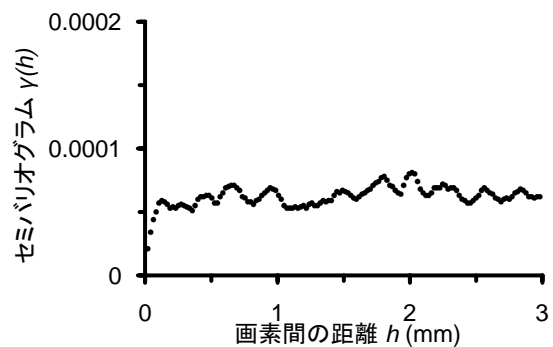
4.4 セミバリオグラム

ガラスビーズA(Photo. 4-(a))およびB(Photo.4-(b))ならびに砂 (Photo. 4-(c)) に対してセミバリオグラムを適用した結果を Fig. 10 に示す。Fig. 10 において、横軸は画素間の距離 h を、縦軸はその距離 h における画素の濃度階調値に対するセミバリオグラム $\gamma(h)$ を示す。ガラスビーズ A (Fig. 10-(a)) および B (Fig. 10-(b)) ならびに砂 (Fig. 10-(c)) のいずれにおいても、ある h まで $\gamma(h)$ が急激に増加し、その後 $\gamma(h)$ が緩やかに増減を繰り返す類似の傾向があった。セミバリオグラムでは、この $\gamma(h)$ の急激な増加が終息する h をレンジ、そのときの $\gamma(h)$ をシルと呼ぶ。レンジはデータの相関性がなくなる距離を示している。いずれの試料においても、シルが大きいほどレンジが大きくなる傾向があった。また、シルおよびレンジは、ガラスビーズ A、ガラスビーズ B、砂の順に大きくなった。

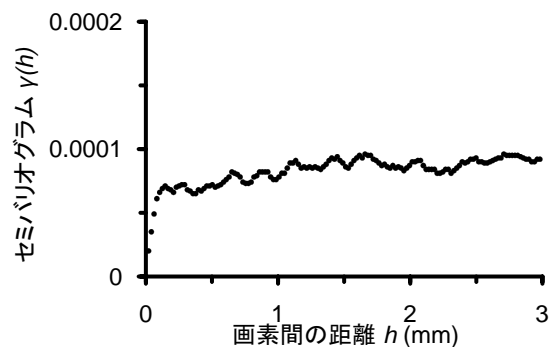
4.5 高速フーリエ変換

ガラスビーズA (Photo. 4-(a)) および B (Photo. 4-(b))、砂 (Photo. 4-(c)) ならびにシルト (Photo. 4-(d)) に対して高速フーリエ変換を適用した結果を Fig. 11 に示す。Fig. 11 において、横軸は濃度階調値の増減が繰り返される周期を、縦軸はその周期のフーリエ振幅スペクトルを示す。フーリエ振幅スペクトルは、その周期が濃度階調値の増減の周期性に与える影響の大きさを示す。ガラスビーズ A (Fig. 11-(a)) および B (Fig. 11-(b))、砂 (Fig. 11-(c)) ならびにシルト (Fig. 11-(d)) のいずれにおいても、周期の変化に応じてフーリエ振幅スペクトルが増減を繰り返す傾向があった。全体的な傾向として、短い周期に小さいフーリエ振幅スペクトルが、

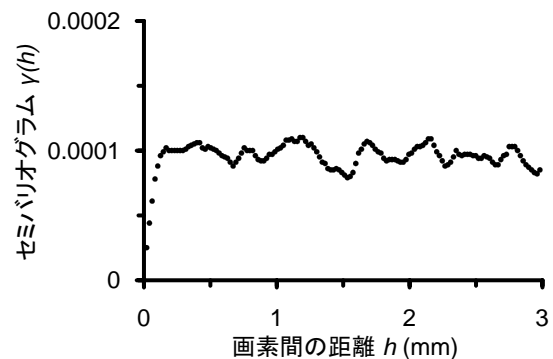
長い周期に大きいフーリエ振幅スペクトルが多くみられた。また、試料によって、大きいフーリエ振幅スペクトルが集中する周期が異なった。ガラスビーズ A および B は、砂に対して、大きいフーリエ振幅スペクトルを持つ周期がより顕著にあらわれた。これは、粒径が均一なガラスビーズに比べて、粒径がより広い範囲に分布する砂の方が、より複雑な周期性成分を持つためであると考えた。シルトでは、より長い周期に高いフーリエ振幅スペクトルが多くみられた。これは、亀裂のような大きな構造が影響しているものと考えた。



(a) ガラスビーズA (写真4-(a))



(b) ガラスビーズB (写真4-(b))



(c) 砂 (写真4-(c))

Fig. 10 セミバリオグラムによる解析結果.
Result of Semivariogram analysis.

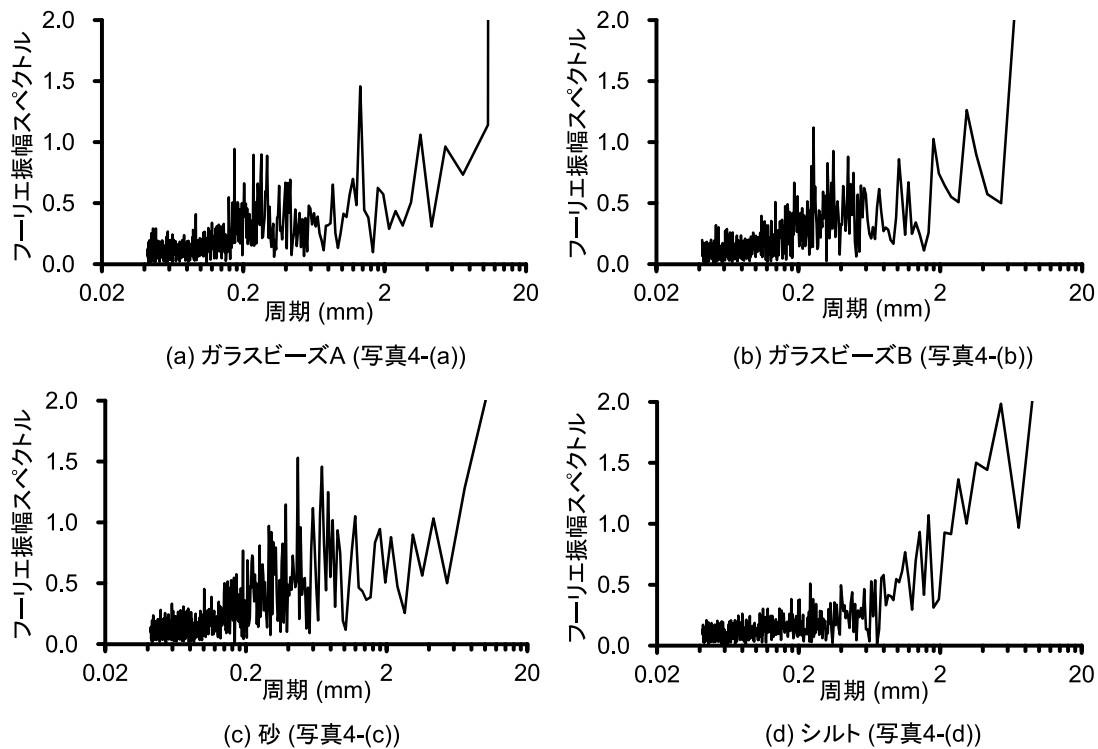


Fig. 11 高速フーリエ変換による解析結果.
Result of FFT analysis.

5. おわりに

本論では、筆者らが新たに開発した土壌構造評価のための軟 X 線画像法について、その理論と方法を明らかにした。また、本法の開発にあたって得られた知見を操作段階ごとに示した。さらに、ガラスビーズ、セメント用の川砂およびシルト質の珪石粉末を試料とした本法の適用事例を示した。

軟 X 線画像法は、軟 X 線撮影によって得られた試料の軟 X 線画像をスキャナでデジタル画像化し、その軟 X 線画像に含まれる各画素の濃度階調値に対して、統計処理・セミバリオグラム・フーリエ変換などの画像解析を行うことで、土壌構造を定量的に評価する方法である。本法の開発にあたって得られた知見は以下のように整理できた。

- (1) 軟 X 線撮影では、撮影台の中央を中心として試料を左右対称に配置することで、作業効率の向上と誤差の低減を両立できた。また、軟 X 線フィルムの現像条件を一定に保つことで、現像ムラを低減できた。
- (2) 軟 X 線画像のデジタル化では、試作した透過フィルムユニットとライトボックスを活用することで、十分なコントラストを持つ画像を得ることができた。また、フィルムおよびスキャナの透明ガラス面に付着した油脂や埃などを丁寧に除去することで、スキャン時に混入する誤差を低減できた。
- (3) 軟 X 線画像の解像度は、1200dpi に設定することで、フィルムの解像力相当以上を確保できた。また、カラーモードは、16 ビットグレースケールに設定することで、画像解析に必要なコントラスト分解能を確

保できた。

- (4) 画像解析プログラムの試作には、各種統計処理が組み込み関数として用意されている数値計算システム Scilab を援用することで、開発効率を向上できた。また、Scilab 用画像処理ツールボックス SIP を援用することで、16 ビットグレースケール TIFF ファイル形式の画像を扱うことができた。

軟 X 線画像法では、各操作段階で誤差の要因となる雑音が入ることがあるため、これらの雑音をできるだけ取り除くことによって、より良い精度の評価を行うことができる。

また、ガラスビーズ、セメント用の川砂およびシルト質の珪石粉末に対して軟 X 線画像法を適用し、本法によって得られる土壌構造の情報を以下のように整理できた。

- (1) 軟 X 線画像に含まれる画素の平均濃度階調値が試料厚および体積含水率の変化をとらえることがわかった。
- (2) 軟 X 線画像を格子状に分割し、この格子寸法を変化させることで、特徴を抽出できる土壌構造単位の大きさが変化することがわかった。
- (3) 軟 X 線画像に対してセミバリオグラムおよび高速フーリエ変換による解析を行うことで、試料ごとに異なる結果が得られることがわかった。この解析結果には、試料の構造情報が含まれることが考えられた。

本論では、土壌の軟 X 線画像が固相部分における粒子の配列および重畳様式を投影した構造情報であるということを示し、新たに軟 X 線画像法を開発することによって、これまで粗間隙構造が主な測定対象であった軟 X 線による土壌構造測定法に対して、新たな展開の可能性を示した。

今後は、軟 X 線画像法で評価できる土壌構造情報の探索を進めるとともに、その解析結果が土壌構造のいかなる情報を反映したものであるかという理論面の整理をあわせて行っていく必要がある。

謝辞

軟 X 線照射装置の開発・試作に関して、ソフテック株式会社のご協力を賜った。ここに謝意を表する。

引用文献

- 青柳泰司, 安部真治, 小倉泉, 清水悦雄 (1998): 放射線機器工学. p.25, コロナ社, 東京.
- 荒川哲, 伊藤忠, 九島博, 志村一男, 山口晃, 山田稔, 坂上恵, 須長祥浩, 高尾慶人, 坂田義明 (2000): 新しい放射線写真学・改訂2版. p.66, p.75, p.208, 富士フィルムメディカル, 東京.
- 馬場秀和 (1994a): H₂O ガスならびに N₂ ガスを用いた各種土の比表面積測定結果とその発現機構について—細粒土の比表面積・細孔容積と物理性に関する研究 (I)—, 農業土木学会論文集, 171: 1-6.
- 馬場秀和 (1994b): N₂ ガスを用いた比表面積の測定誤差ならびに各種土の比表面積の比較—細粒土の比表面積・細孔容積と物理性に関する研究 (II)—, 農業土木学会論文集, 171: 7-12.
- Childs, E.C. and Collis-George, N. (1950): The Permeability of Porous Materials. Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences, 201 (1066): 392-405.
- 土壌物理研究会 (1979): 土の物理学—土質工学の基礎—, pp.231-233, 森北出版, 東京.
- 飯田博美編 (2006): 放射線概論—第1種放射線試験受検用テキスト—. p.31, p.108, pp.354-355, 通商産業研究社, 東京.
- 医療放射線辞典編集委員会 (2000): 医療放射線辞典第3版. p.359, 共立出版, 東京.
- 岩間憲治・丸山利輔・渡辺紹裕 (1994): 軟 X 線ステレオ画像を用いた疑似孔隙の画像処理による立体表示. 農業土木学会論文集, 171: 99-105.
- 岩間憲治, 堀野治彦, 丸山利輔, 渡辺紹裕 (1996): 土壌孔隙構造の3次元分布解析と孔隙特性の定量化. 農業土木学会論文集, 182 (64-2): 103-108.
- 岩田幸良, 成岡市 (2002): 畑利用淡色黒ボク土と沖積水田土における排水性粗孔隙の異方性について. 土壌の物理性, 89: 15-24.
- 神谷浩二, 宇野尚雄, 松島健之 (1996): 「空気圧入法」による砂質土の間隙径分布の計測. 土木学会論文集. III, 541 (35): 189-198.
- 御園生圭輔, 宮川正, 田坂皓, 坂井悠二, 秋貞雅祥, 平松慶博, 鈴木宗治, 蜂屋順一, 斎藤達雄, 野辺地篤郎, 土井修, 西岡清春, 三田迪哉 (1982): X 線診断学. p.1, 文光堂, 東京.
- 三枝健二, 入船寅二, 福土政広, 齋藤秀敏, 中谷儀一郎 (2001): 放射線基礎計測学. p.22, p.138, 医療科学社, 東京.
- 森也寸志・渡辺紹裕・丸山利輔 (1997): フーリエ変換を用いた土壌粗孔隙の構造解析. 農業土木学会論文集, 187 (65-1): 49-57.
- Mori, Y., Maruyama, T., and Mitsuno, T. (1999): Soft X-ray Radiography of Drainage Patterns of Structured Soils. Soil Science Society of America Journal, 63 (4): 733-740.
- 成岡市 (1987): 軟 X 線映像による土壌孔隙の立体計測法. 農業土木学会誌, 55 (9): 29-35.
- 成岡市, 本間秀明 (1991): 土壌構造と軟 X 線. 農業土木学会誌, 59 (2): 1-6.
- 成岡市, 駒村正治, 高須俊行 (1988): 立川ロームにおける管状孔隙が地下水涵養に果たす役割. 土壌の物理性, 56: 2-14.
- 成岡市, 岩田幸良, 駒村正治 (2000): 関東ローム下層土における粗孔隙の透水・通気および排水機能. 農業土木学会論文集, 208: 63-71.
- 成岡市, 駒村正治 (2000a): 固相配列と排水特性からみた関東ローム表層黒ボク土の粗孔隙の特徴. 農業土木学会論文集, 210: 19-27.
- 成岡市, 駒村正治 (2000b): 武蔵野台地関東ローム層の深さ方向に発達している管状孔隙群について. 農業土木学会論文集, 208: 99-105.
- 成岡市, 川田日出夫 (2001): 関東ローム表土においてミミズが形成した粗孔隙および団粒について. 農業土木学会論文集, 213: 129-136.
- 日本アイソトープ協会編 (1992): 放射線・アイソトープ講義と実習. pp.25-27, 丸善, 東京.
- 日本第四紀学会 (1993): 第四紀試料分析法. pp.98-103, 東京大学出版会, 東京.
- 桜井健次 (2009): X 線反射率法入門. p.1, 講談社, 東京.
- 佐藤健, 曾場昭之, 桑山忠, 宇野尚雄 (1992): 水銀圧入式ポロシメーターによる粒状材料の間隙径分布の測定. 土木学会論文集. III, 445 (18): 139-142.
- 徳永光一, 成岡市, 深谷高俊 (1984): 重液浸入法の開発とそれによる土壌孔隙の軟 X 線透写像についての考察—X 線透写像による土壌と孔隙に関する研究 (I)—, 農業土木学会論文集, 114: 61-68.
- 徳永光一, 佐藤照男, 菊地宏, 今和則 (1985): 粘質水田土の粗孔隙の実態と透水性について—X 線透写像による土壌と孔隙に関する研究 (II)—, 土壌の物理性, 51: 49-62.
- 宇野尚雄, 神谷浩二, 田中宏路 (1998): 「空気圧入法」と「水分法」による砂の間隙径分布. 土木学会論文集 III, 603(44): 35-44.
- 宇野尚雄, 杉井俊夫, 神谷浩二 (1993): 比表面積測定に基づく土粒子物性と透気性・透水性の考察. 土木学会論文集, 469 (III-23): 25-34.
- 山口晴幸, 池永均 (1993): 土構造評価への水銀圧入型ポロシメーター装置の利用. 土と基礎, 41 (4): 15-20.

要 旨

本論では、筆者らが新たに開発した軟 X 線画像法の理論および方法について明らかにした。本法は、土壌に軟 X 線を照射して得られた軟 X 線画像が土壌の粒子および団粒の配列様式、またはそれらの重畳様式を投影した構造情報であるということに着目して開発したもので、軟 X 線影像をデジタル画像に変換し、それを解析することによって、土壌構造の評価を行う手法である。本論は、本法の手順を示し、その各段階において得られた知見や留意点について整理した。また、いくつかの試料に対して軟 X 線画像法の試行実験を行い、軟 X 線画像法によって得られる情報について考察し、これまでの粗空隙構造に対する観察・測定が研究対象であった軟 X 線による土壌構造測定法について、軟 X 線画像法による新たな展開の可能性を示した。

キーワード：軟 X 線画像法, 土壌構造, 一次構造, 画像処理, 統計解析

土壤構造評価のための軟 X 線画像法 —ガラスビーズおよび砂の粒径測定—

廣住豊一¹・黒澤俊人²・成岡 市¹

Soft X-ray Digital Radiography for Soil Structure: Measuring of Particle Size of Glass Beads and Sand

Toyokazu HIROZUMI¹, Toshihito KUROSAWA² and Hajime NARIOKA¹

Abstract : Particle size is one of the most important factors to determine soil structure. In this paper, measuring of particle size of soil by using Soft X-ray Digital Radiography (SXDR) was examined. Soft X-ray image of glass beads and sand of some kinds of particle size were taken, and analyzed by statistical methods. Arithmetic mean, median, standard deviation and coefficient of variation of gray levels of pixels in the image were calculated. As a result, it was observed that d , particle size of samples, affected σ_{gl} , standard deviation of gray levels of pixels in the image. The σ_{gl} increased with increasing the d . In addition, correlation between the d and the σ_{gl} was affected by the number of pixels which was used to calculate σ_{gl} . This fact provides us measuring of particle size of soil by using SXDR. To measure of particle size by using the method, sufficient size of image was demanded.

Key Words : Soft X-ray Digital Radiography (SXDR), soil structure, primary structure, glass beads, sand

1. はじめに

土壤構造は、保水性・通気性・地耐力など土壤の物理的な諸特性に大きな影響を与える。したがって、その適切な評価法の確立は、土壤における諸現象を理解するうえで極めて重要である。

筆者らは、従来の軟 X 線による土壤構造の測定法を改良し、デジタル化した軟 X 線画像を解析することで土壤構造を定量的に評価できる「軟 X 線画像法」を開発した(廣住ら, 2011)。本法は、土壤の軟 X 線画像が土粒子および団粒の配列様式またはそれらの重畳様式を投影した構造情報であることに着目し、土壤の骨格構造である固相部分の評価を行うもので、これまで土壤の粗間隙に対する定性的な観察・評価が中心であった軟 X 線による土壤構造測定法に新たな可能性を与えた。

土壤構造は、土粒子の一次粒子およびそれらが集合し

た二次粒子から形成された固相部分と、その隙間に形成された間隙部分からなり、この両者の割合や分布によって特徴づけられる。すなわち、土壤構造は土粒子の形状や大きさと、それらの配列様式によって決定されるといえる。とくに、土粒子の大きさは土壤構造を決定する重要な要素であり、土壤を構成する土粒子の大きさの分布、すなわち粒度分布は土壤構造を表すひとつの指標に用いられる。

土壤の粒度分布測定には、日本工業規格による比重計法 (JIS A1201) およびピペット法 (JIS Z8820-2) などが用いられる(木庭・青山, 2005; 宮崎・西村, 2011)。土壤以外の粉体に対する粒度分布測定では、レーザ回折・散乱法、遠心沈降法、電気的検知帯法、FFF 法および動的光散乱法などが実用化されている(羽多野ら, 2003)。レーザ回折・散乱法は、取り扱いが簡便で、測定に要する時間が短く、 $10^{-5} \sim 10^2$ mm の広範囲の粒径を測定できるため、粉体の粒度分布測定の主流となっている。また、レーザ回折・散乱法を土壤の粒度分布測定への応用することも検討されている(栗原ら, 1999)。しかし、これらの測定法は、試料を液中に分散させるなど破壊的な方法を用いるため、土壤構造を維持したまま測定することが難しい。

一方、筆者らが開発した軟 X 線画像法は、試料を非破壊で測定できるため、土粒子の重畳や配列様式などを維持し、土壤の内部構造をありのままの姿で映し出せる。たとえば、軟 X 線画像法による土壤の粒度分布測定ができれば、土壤構造の測定に新たな可能性を見出すことができる。

そこで本論では、軟 X 線画像法による土壤の粒度分布測定の足掛かりとするため、粒径が比較的大きく均一なガラスビーズおよび砂を対象とし、本法による解析結果と試料粒径との関係について考察し、これらの結果から、軟 X 線画像法による粒径測定が可能であることを示す。

2. 軟 X 線画像法による粒径測定の理論

X 線は直進性および透過性があり、物体を透過する際に物体の状態に応じて減弱する性質を持つ(御園生ら, 1982)。物体に対して照射された X 線は、物体による吸収または散乱によって減弱し、その残りが物体を透過す

¹Graduate School of Bioresources, Mie University, 1577 Kurimamachiya-cho, Tsu-shi, Mie, 514-8507 Japan. Corresponding author: 廣住豊一, ¹三重大学大学院生物資源学研究所

²Life Science Research Center, Mie University, 1577 Kurimamachiya-cho, Tsu-shi, Mie, 514-8507 Japan.

2011年6月6日受稿, 2011年10月24日受理
土壤の物理性 119号, 17-28 (2011)

る。この減弱の程度は、X線のエネルギーと、物体を構成する物質およびその構成比率などで変化する。軟X線のような低エネルギー領域のX線では、土壌基質を構成する主要な物質であるケイ素やアルミニウムによって減弱されるX線量の方が、土壌間隙を構成する土壌水や土壌空気によって減弱されるX線量に比べてより大きい(成岡・本間, 1991)。すなわち、土壌試料に対して軟X線を照射したとき、試料各部において、軟X線の透過方向に間隙部分が多い場所は、固相部分が多い場所よりも、より多くの軟X線が透過する。このとき、間隙部分によるX線の減弱量が、固相部分によるX線の減弱量に比べて、無視できるほど小さいとすると、試料を透過するX線量は次式で表すことができる(三枝ら, 2001)。

$$I = I_0 e^{-\mu(T-D)} \quad (1)$$

I : 試料を透過するX線量, I_0 : 試料に照射されたX線量, μ : 固相部分の線吸減弱数 (m^{-1}), T : 試料厚 (m), D : 厚みに換算した間隙量 (m)

ここで、土粒子を均一な球形の粒子と仮定し、これを不規則に充填した土壌構造モデルを考える。このとき、粒子の大きさ、すなわち試料粒径の異なる2つの土壌構造モデルに対してX線を照射したときの模式図をFig. 1に示す。試料粒径の大きい土壌構造モデルは、試料粒径の小さい土壌構造モデルに比べて、充填した粒子間に形成される間隙が大きい。それぞれの土壌構造モデルから、固相部分が多い場所と間隙部分が多い場所を取り出し、X線透過方向の固相と間隙の割合を比較したとき、試料粒径の大きい土壌構造モデルの方がその差は大きい。(1)式で示したように、X線の透過量は、その透過方向における固相と間隙の割合によって異なる。このX線の透過量は軟X線画像の濃度階調値として得られる。すなわち、試料粒径が大きいほど、軟X線画像の濃度階調値がより大きく変動すると考えられる。ただし、この理論は、粒子が不規則に充填されることで生ずる間隙分布の不均一性を利用している。試料が厚くなると、そこに含まれる粒子数も増えるため、この間隙分布の不均一性が平均化され、試料粒径の大きさによる違いが出にくくなると考えられる。

以上を踏まえ、本論では、軟X線画像法を用いて、軟X線画像に含まれる画素の濃度階調値の変化量、変化の

周期性および分布状態などを解析し、これらの解析結果と試料粒径との関係を調べ、本法を用いた試料粒径の測定の際に必要な測定項目および測定条件などについて検討した。

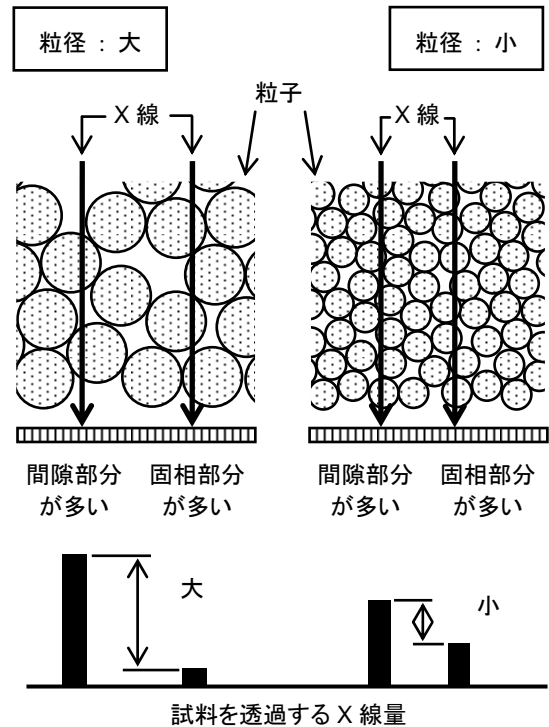


Fig. 1 試料の粒径とX線の透過様式。 Model of X-ray transmission of different particle size specimens.

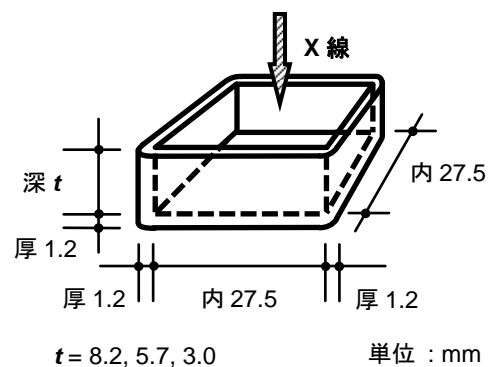


Fig. 2 試料容器の形状および寸法。 Figure and dimension of specimen container.

Table 1 試料の一覧。 Specimens.

名称	仕様	粒径 (mm)
ガラスビーズ	ソーダ石灰ガラス製ガラスビーズ	0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0
川砂	セメント用川砂	0.074~0.106, 0.106~0.250, 0.250~0.425, 0.425~0.850, 0.850~2.000

3. 材料と方法

3.1 試料

試料には、9種類の粒径のソーダ石灰ガラス製のガラスビーズ（以下、「ガラスビーズ」とする）および5段階の粒径範囲に篩い分けたセメント用の川砂（以下、「川砂」とする）を供した。試料の一覧を Table 1 に示す。

各試料は、よく風乾させたのち、深さの異なる3種類のポリスチレン製の矩形容器（以下、「試料容器」とする）に均一充填し、これを軟 X 線撮影した。試料容器の形状および寸法を Fig. 2 に示す。

3.2 実験方法

軟 X 線撮影には、照射装置にソフテックス社製の直流型 X 線照射装置 DCTS-7003 を、影像の検出器にフジフィルム社製の工業用 X 線フィルム IX FR（以下、「フィルム FR」とする）を使用した。撮影方法は、造影剤を使用しない単純撮影とした。撮影条件は、管電圧 40kV (X 線の最短波長 $3.105 \times 10^{-11}\text{m}$)、管電流 1.5mA、照射時間 60s、FFD500mm に設定した。フィルム FR の現像には、ニックス社製の自動現像機 Hi-RHEIN RH-9001 を使用した。この現像条件は、同装置指定現像液の温度を 28°C、現像時間 180s に設定した。

フィルム FR に投影された試料の軟 X 線画像は、エプソン社製のフラットベッドスキャナ GT-X750 および同社製のスキャナドライバ EPSON Scan ver.3.24J を使用して、デジタル画像化した。スキャナ GT-X750 によるスキャンの際には、コクヨ社製のライトボックス TY-LT13、および試作した透過フィルムユニットを使用し、画像解析に十分なコントラストを確保した（廣住ら、2011）。スキャン条件は、カラーモードを 16ビットグレースケールに、解像度を 1200dpi（1画素の一辺の長さ約 0.0212mm）に設定した。デジタル化した試料の軟 X 線画像は、その中心が試料の中心と合致するように縦 1024pix（21.7mm）×横 1024pix（21.7mm）の正方形に切り抜き、これを画像解析に供した。

画像解析については、供試画像に含まれる画素濃度（画素の白黒濃淡）に対して数値計算を行う解析プログラムを試作した。これらの解析プログラムの試作には、INRIA（Institut National de Recherche en Informatique et Automatique、フランス国立情報学自動制御研究所）の数値計算システム Scilab-4.1.2 および Ricardo Fabbri 氏が開発した Scilab 用画像処理ツールボックス SIP-0.4.0 を援用した。試作した解析プログラムでは、画素の濃度について、黒を最小値の 0、白を最大値の 1 とし、その間の濃度の変化を 65,536 段階（16bit）に分割して表現する濃度階調値として処理した。画像解析の解析内容は以下のとおりとした。

(1) 供試画像の濃度変化の観察

供試画像の画素の濃度階調値の変化を面的および線的に観察した。

面的な観察では、平面座標上に画素の位置を、縦軸に画素濃度をそれぞれとり、3次元座標として表

示し、その増減の特徴を調べた。

線的な観察では、供試画像に走査線を設定し、この走査線上にある画素の濃度階調値を表示し、その増減の特徴を調べた。走査線は、供試画像の左端から右端に向かって、供試画像の中央部を横断するように引いた。走査線の設定方法を Fig. 3 に示す。

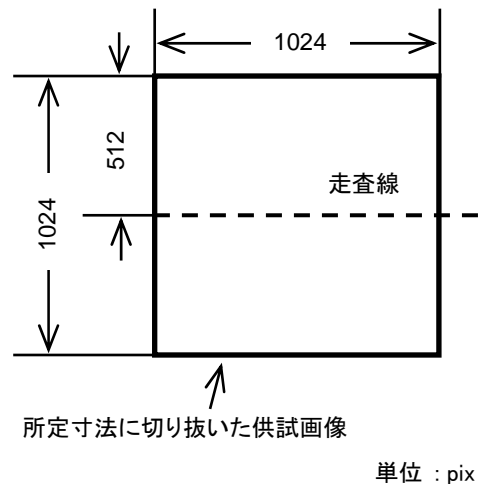


Fig. 3 走査線の設定方法。

A scanning line on soft X-ray digital image.

(2) 高速フーリエ変換による濃度変化の周期性評価

前述の走査線上にある画素の濃度階調値の増減を信号波形とみなし、これを入力信号として高速フーリエ変換の適用を行い、濃度階調値の変化の周期性を調べた。

(3) セミバリオグラム解析による画素間の距離と濃度階調値の関連性の評価

前述の走査線上にある画素の濃度階調値の増減に対してセミバリオグラム解析を行い、画素間の距離と濃度階調値の関係を調べた。

(4) 供試画像の濃度階調値の統計解析

供試画像内に正方形の解析対象範囲を設定し、その解範囲内に含まれる画素に対して統計解析を行い、平均値・中央値・標準偏差・変動係数などを求めた。また、解析対象範囲の大きさを変化させ、解析結果の変化を調べた。このとき解析対象範囲の中心は供試画像の中心に合致させた。この解析プログラムのアルゴリズムを Fig. 4 に示す。

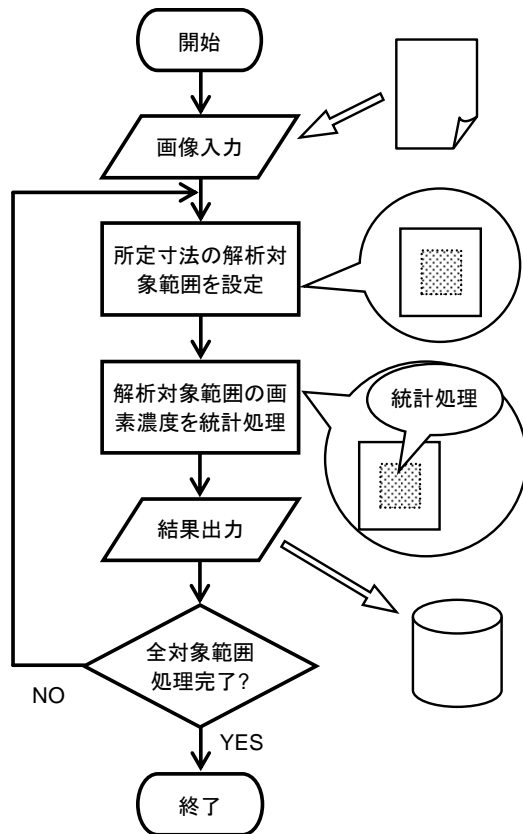


Fig. 4 画像解析プログラムのアルゴリズム.
Algorithm of soft X-ray digital image analysis program.

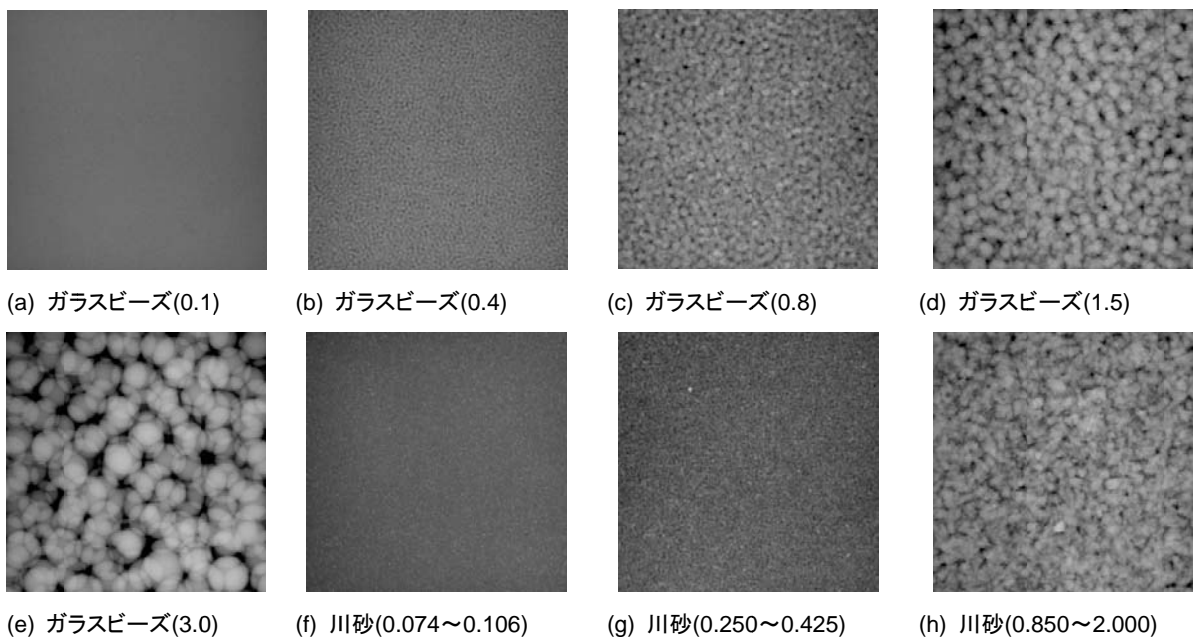
4. 結果と考察

4.1 試料粒径と画素濃度の変動範囲

深さ 8.2mm の試料容器に充填した各試料の軟 X 線画像の一部を Photo. 1 に、その供試画像の画素濃度階調値の変化を面的に観察したグラフを Fig. 5 に、線的に観察したグラフを Fig. 6 にそれぞれ示す。Fig. 5-(a)~(h) のすべてのグラフにおいて、平面座標上に画素の位置を、縦軸にその画素の濃度階調値を示す。平面座標の X 座標は供試画像左端からの距離を、Y 座標は供試画像上端からの距離をそれぞれ示す。また、Fig. 6-(a)~(h) のすべてのグラフにおいて、横軸に走査線上の画素の位置 x を、縦軸にその画素の濃度階調値 gl_x を示す。 x は、走査線の左端を始点とし、走査線の左端からの距離として示す。

Fig. 5-(a)~(h) および Fig. 6-(a)~(h) のいずれのグラフにおいても、 gl_x は 0.4 ~ 0.5 付近を中心に増減を繰り返す傾向があった。濃度階調値の増減の大きさについては、試料粒径が大きいほど、その範囲が大きくなった。たとえば、粒径 0.1mm のガラスビーズ (Fig. 6-(a)) では、 gl_x は 0.45 ~ 0.50 の範囲であったが、粒径 3.0mm のガラスビーズ (Fig. 6-(e)) では、 gl_x は 0.35 ~ 0.55 の範囲であった。同様に、粒径 0.074 ~ 0.106mm の川砂 (Fig. 6-(f)) では、 gl_x は 0.40 ~ 0.50 の範囲であったが、粒径 0.850 ~ 2.000mm の川砂 (Fig. 6-(h)) では、 gl_x は 0.35 ~ 0.55 の範囲であった。

以上のことから、試料の軟 X 線画像の濃度階調値は 0.4 ~ 0.5 付近を中心に増減を繰り返す傾向があり、試料粒径が大きいほど、この増減の変動範囲が大きいたことがわかった。



※()内の数値はいずれも粒径(mm)を示す。

※これらの画像は印刷時の視認性を高めるためコントラストを強めに調整した。

Photo. 1 画像解析に供した試料の軟 X 線画像。試料厚 $t=8.2$ mm.

Soft X-ray digital images of specimens. tickness $t=8.2$ mm.

5mm

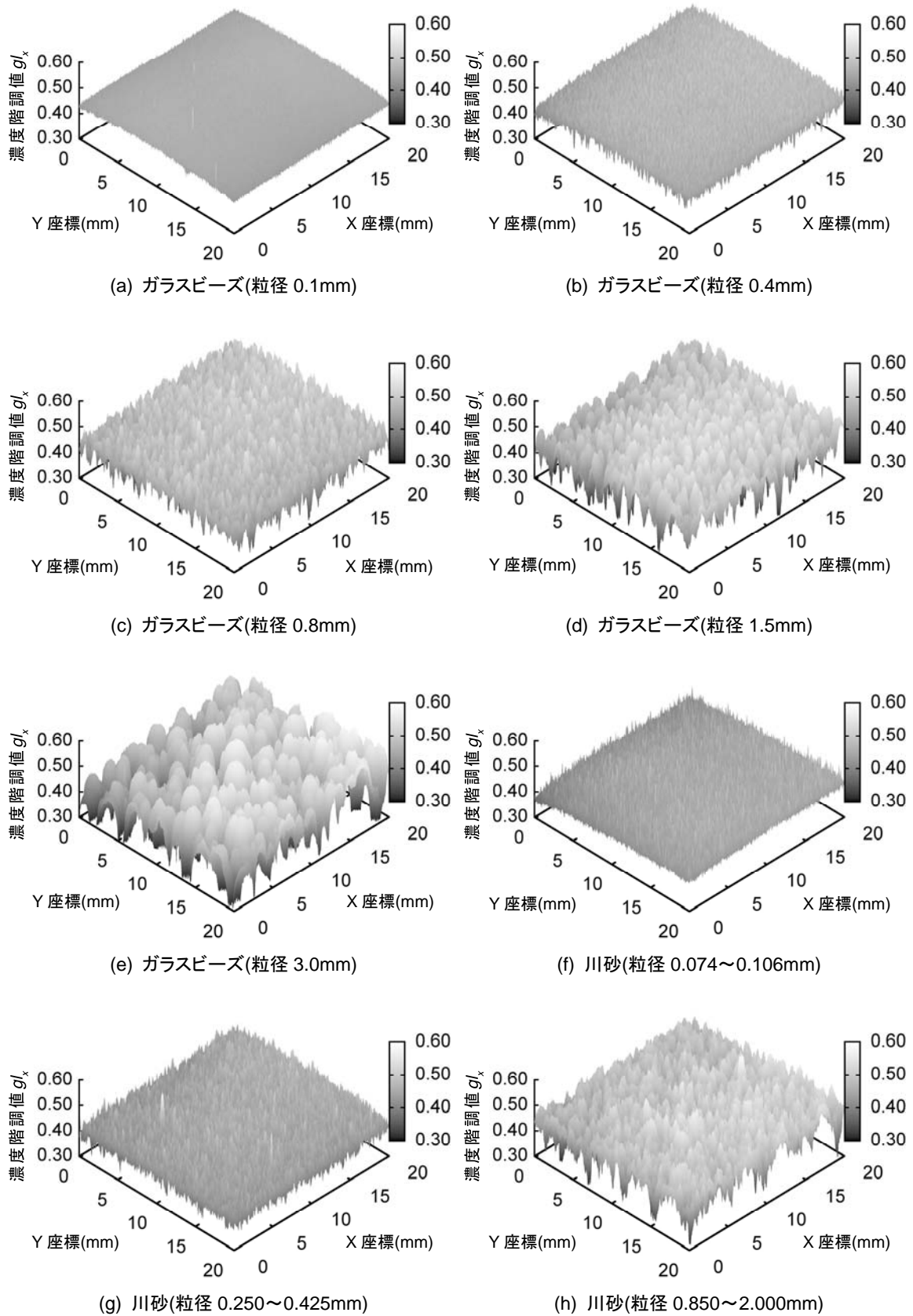


Fig. 5 供試画像全体の画素の濃度階調値の変化. 試料厚 $t=8.2\text{mm}$.
 Gray level of pixels in soft X-ray digital image. tickness $t=8.2\text{mm}$.

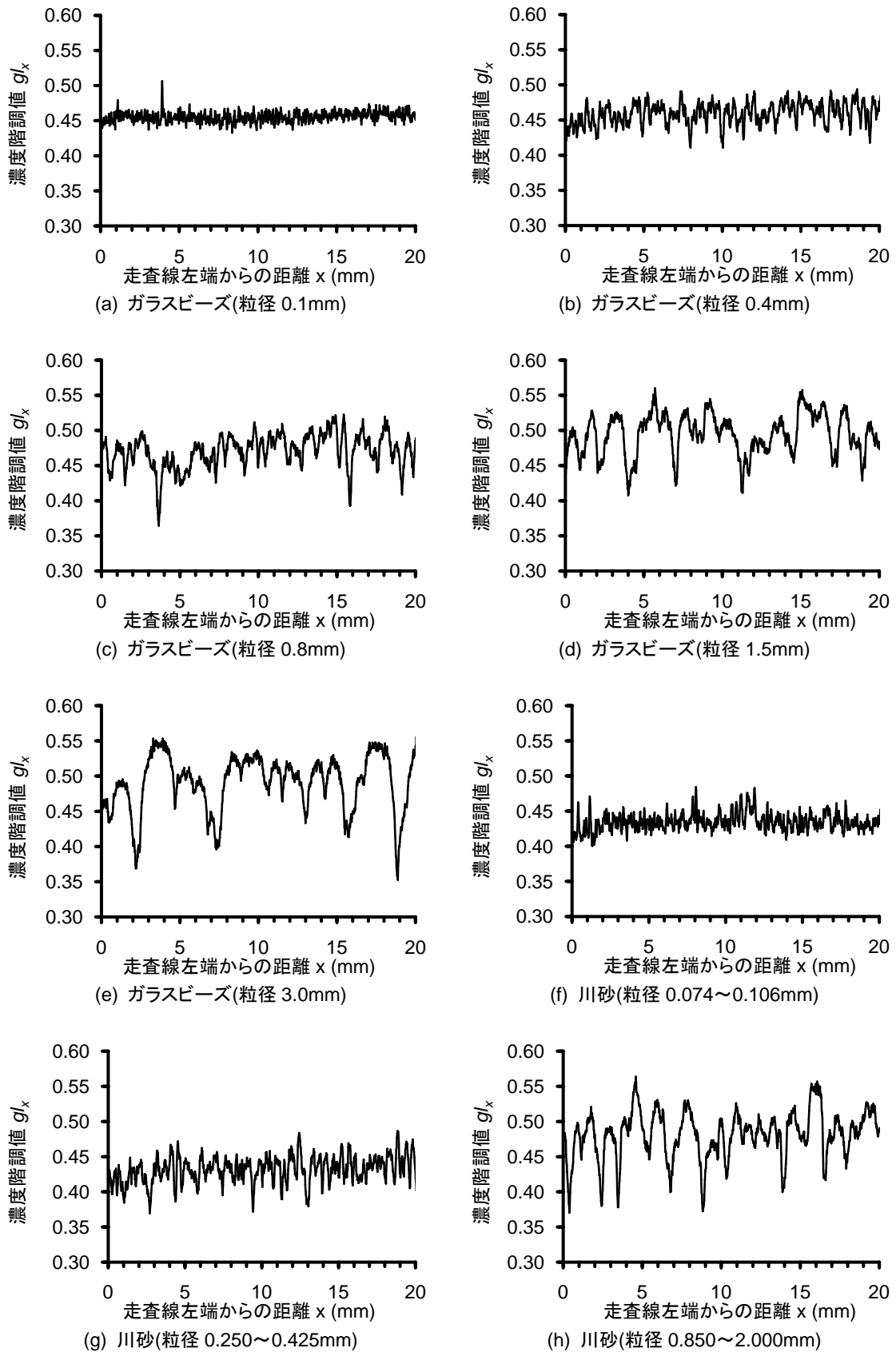


Fig. 6 走査線上の画素の濃度階調値の変化. 試料厚 $t=8.2\text{mm}$.
Gray level of pixels on scanning line on soft X-ray digital image. tickness $t=8.2\text{mm}$.

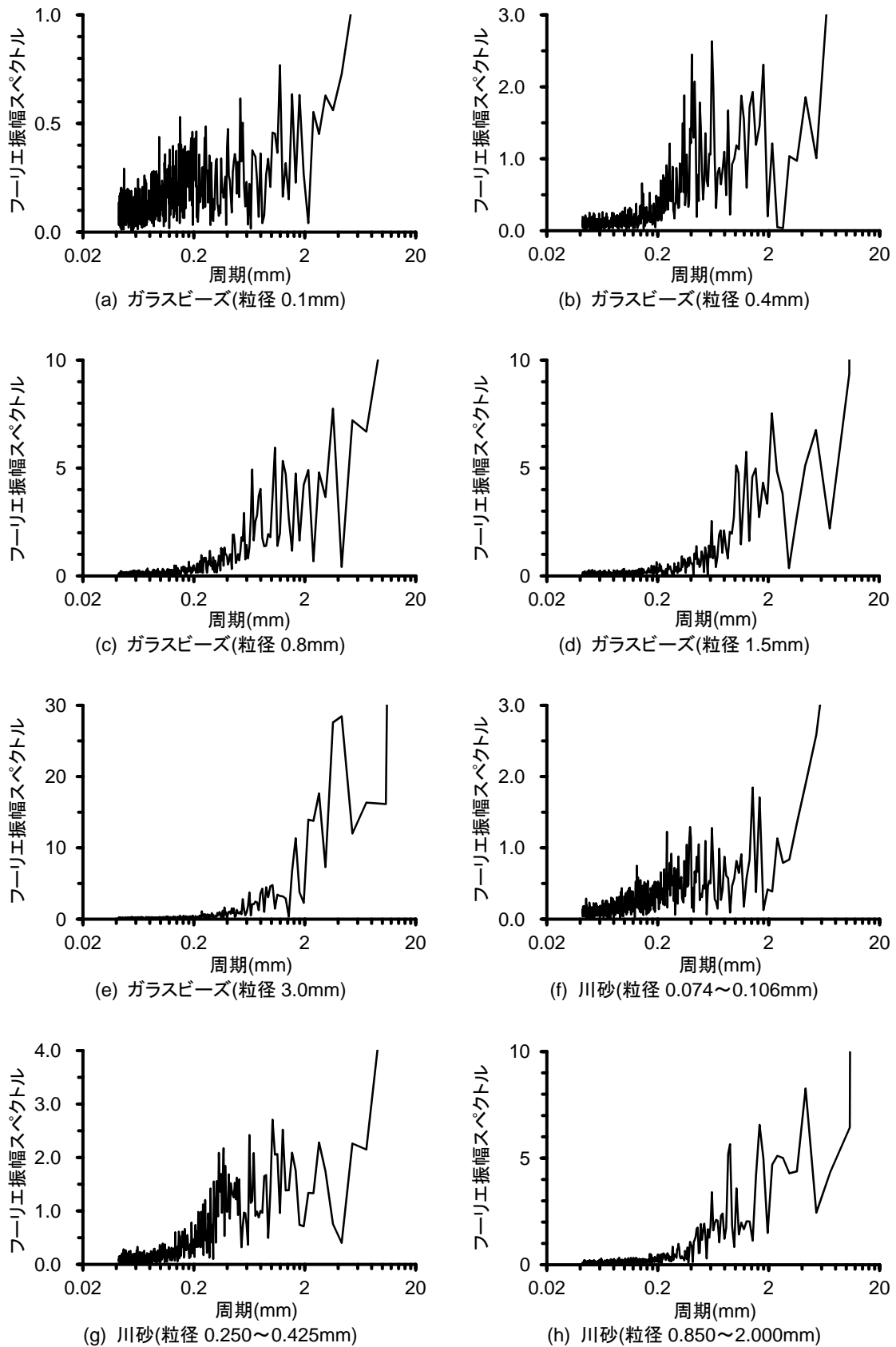


Fig. 7 走査線上の画素の濃度階調値に対する高速フーリエ変換の適用結果. 試料厚 $t=8.2\text{mm}$.
Result of FFT analysis of gray level of pixels on scanning line. tickness $t=8.2\text{mm}$.

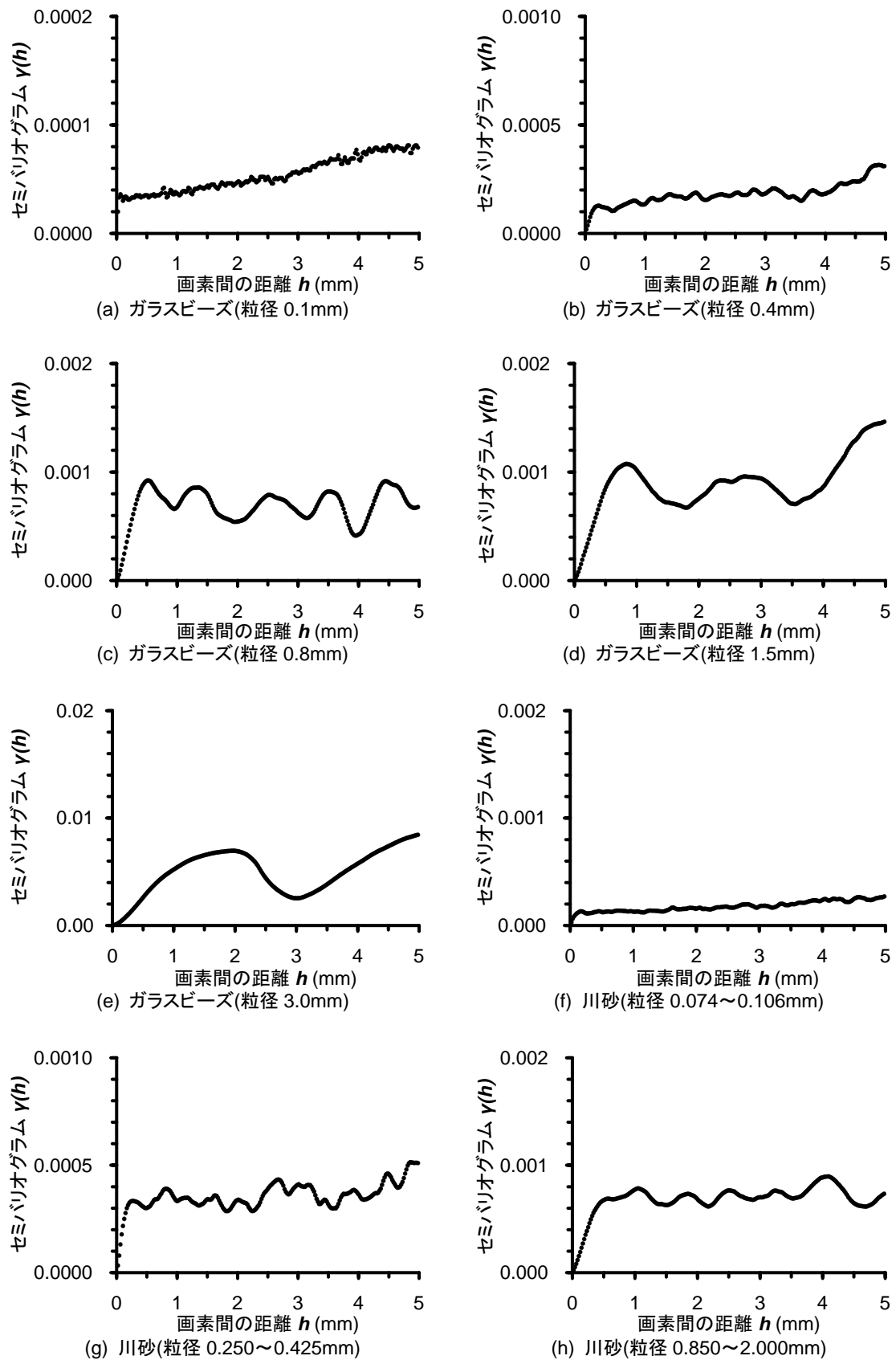
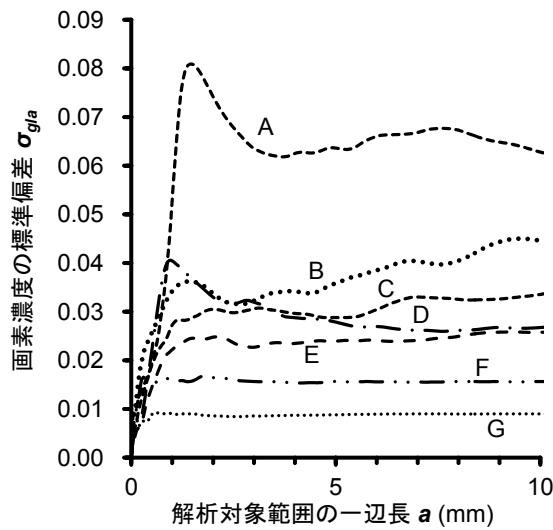
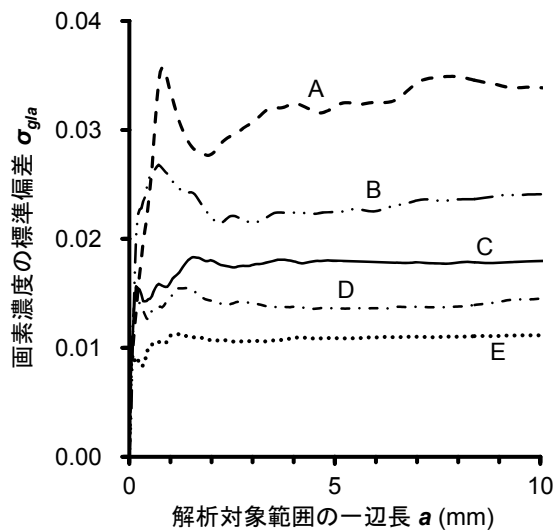


Fig. 8 走査線上の画素の濃度階調値に対するセミバリオグラムの適用結果. 試料厚 $t=8.2\text{mm}$.
Result of Semivariogram analysis of gray level of pixels on scanning line. tickness $t=8.2\text{mm}$.



A: 粒径 3.0mm, B: 粒径 2.0mm, C: 粒径 1.5mm,
D: 粒径 1.0mm, E: 粒径 0.8mm, F: 粒径 0.4mm,
G: 粒径 0.2mm

(a) ガラスビーズ (試料厚 $t=8.2$)



A: 粒径 0.850~2.000mm, B: 粒径 0.425~0.850mm,
C: 粒径 0.250~0.425mm, D: 粒径 0.106~0.250mm,
E: 粒径 0.074~0.106mm

(b) 川砂 (試料厚 $t=8.2$)

Fig. 9 解析対象範囲の一辺の長さ a と画素濃度の標準偏差 $\sigma_{gl/a}$.

A, length of each side of analyzed area, and $\sigma_{gl/a}$ standard deviation of gray levels of pixels in this area.

4.2 試料粒径と画素濃度の変動周期

Fig. 6 に示した走査線上の画素における濃度階調値の増減の周期性については、径 0.1mm のガラスビーズ(Fig.

6-(a))および粒径 0.074 ~ 0.106mm の川砂(Fig. 6-(f))のような粒径が小さい試料では明瞭ではなく、粒径 3.0mm のガラスビーズ (Fig. 6-(e)) および粒径 0.850 ~ 2.000mm の川砂 (Fig. 6-(h)) のような粒径が大きい試料では明瞭であった。

そこで、この濃度階調値の増減の周期性について評価するため、Fig. 6-(a)~(h) の濃度階調値の変化に対して高速フーリエ変換を適用した結果を Fig. 7 に示す。Fig. 7-(a)~(h) のすべてのグラフにおいて、横軸に周期 (mm) を、縦軸にその周期におけるフーリエ振幅スペクトルを示す。

ガラスビーズについては、試料粒径付近の周期において、高いフーリエ振幅スペクトルが集中する傾向がみられた。たとえば、粒径 0.4mm (Fig. 7-(b)) では周期 0.4mm 付近に、粒径 3.0mm (Fig. 7-(e)) では周期 3.0mm 付近に、それぞれフーリエ振幅スペクトルのピークがみられた。しかし、粒径 0.1mm (Fig. 7-(a)) では、周期 0.1mm 付近におけるフーリエ振幅スペクトルは、それ以外の周期におけるフーリエ振幅スペクトルと大きな差はみられなかった。また、川砂についても、ガラスビーズと同様に試料粒径付近の周期において、高いフーリエ振幅スペクトルが多くみられる傾向があったが、ガラスビーズに比べてより広い周期に高いフーリエ振幅スペクトルが分布していた。たとえば、粒径 0.250 ~ 0.425mm (Fig. 7-(g)) では周期 0.2 ~ 3.0mm において、粒径 0.850 ~ 2.000mm (Fig. 7-(h)) では周期 0.5 ~ 3.0mm において、高いフーリエ振幅スペクトルが多くみられた。

以上のことから、試料の軟 X 線画像の濃度階調値の増減には周期性があり、その周期は試料粒径が大きいほど大きく、試料粒径に近いことがわかった。また、川砂は、ガラスビーズと比較して、濃度階調値の増減により多くの周期性成分を含んでいることがわかった。これは、ガラスビーズがほぼ均一な粒径の粒子からなるのに対し、川砂はある範囲に分布した粒径の粒子からなるためであると考えた。

4.3 画素間の距離と濃度変化の相関性

Fig. 6-(a)~(h) の濃度階調値の変化に対してセミバリオグラム解析を適用した結果を Fig. 8 に示す。Fig. 8-(a)~(h) のすべてのグラフにおいて、横軸に画素間の距離 h (mm) を、縦軸にそのときのセミバリオグラム $\gamma(h)$ を示す。

セミバリオグラム解析によって得られたシルおよびレンジについては、それぞれ粒径が大きくなるほど大きくなった。レンジについて、ガラスビーズでは、粒径 0.1mm (Fig. 8-(a)) でおおよそ 0.05mm、粒径 0.4mm (Fig. 8-(b)) でおおよそ 0.15mm、粒径 0.8mm (Fig. 8-(c)) でおおよそ 0.45mm、粒径 1.5mm (Fig. 8-(d)) でおおよそ 0.75mm、粒径 3.0mm (Fig. 8-(e)) でおおよそ 1.85mm となり、粒径の 1/3 ~ 2/3 の値をとった。また、川砂では、粒径 0.074 ~ 0.106mm (Fig. 8-(f)) でおおよそ 0.1mm、粒径 0.250 ~ 0.425mm (Fig. 8-(g)) でおおよそ 0.2mm、粒径 0.850 ~ 2.000mm (Fig. 8-(h)) でおおよそ 0.5mm

であった。川砂では、粒径の増加にともなうレンジの増加割合が、ガラスビーズに比べて小さかった。

セミバリオグラム解析によって得られるレンジは、画素間の濃度階調値に類似性がなくなる画素間の距離を表している。ガラスビーズおよび川砂のいずれにおいても、試料粒径が大きいほどレンジが大きくなることから、試料粒径が大きいほど、濃度階調値に近い値を持つ画素間の距離が長いことがわかった。

4.4 解析対象範囲の大きさと濃度階調値の標準偏差

深さ 8.2mm の試料容器に充填した各試料における解析対象範囲の大きさとその解析対象範囲内の画素濃度の標準偏差との関係を Fig. 9 に示す。Fig. 9-(a), (b) のすべてのグラフにおいて、横軸は解析対象範囲として設定した正方形の一辺長 a を、縦軸はその解析対象範囲内に含まれるすべての画素の濃度階調値の標準偏差 σ_{gl} を示す。

ガラスビーズ (Fig. 9-(a)) および川砂 (Fig. 9-(b)) のいずれの粒径の試料でも、ある値までの増加とともに急激に増加し、その後の値は増減を繰り返しながらゆるやかに推移した。この急激な増加は、 $a < 2\text{mm}$ の範囲でみられ、試料粒径が大きいほどの急激な増加が継続するの値も大きくなった。さらに、ガラスビーズ (Fig. 9-(a)) では $a > 5\text{mm}$ で、川砂 (Fig. 9-(b)) では $a > 2\text{mm}$ で、変動の幅が小さくなりその値がほぼ安定し、また、試料粒径の大きさとその大きさの順序が一致するようになった。

以上のことから、ガラスビーズではおよそ $5\text{mm} \times 5\text{mm}$ 以上、川砂ではおよそ $2\text{mm} \times 2\text{mm}$ 以上の寸法を持つ供試画像に対して、そこに含まれる画素の濃度階調値の標準偏差を求めることで、試料粒径を推定できると考えた。

4.5 画素濃度の標準偏差による試料粒径の測定

供試画像に含まれる画素の濃度階調値の標準偏差から試料粒径を推定できるか調べるため、試料粒径ごとに供試画像全面に含まれるすべての画素の濃度階調値の標準偏差を求め、両者の関係を調べた。供試画像の寸法は $21.7\text{mm} \times 21.7\text{mm}$ であるため、試料画像全面の画素を解析対象範囲とすることで、ガラスビーズおよび川砂の

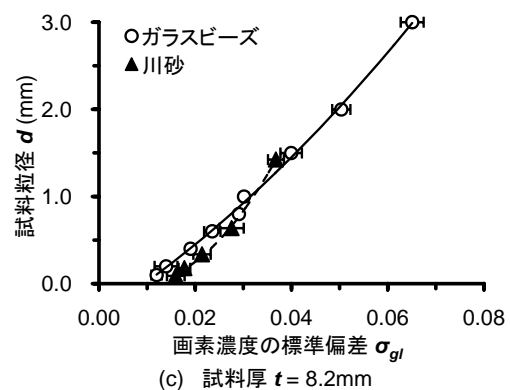
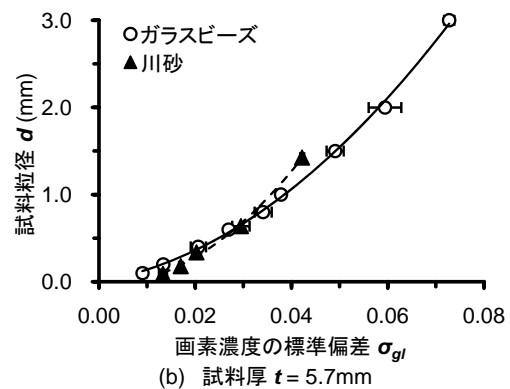
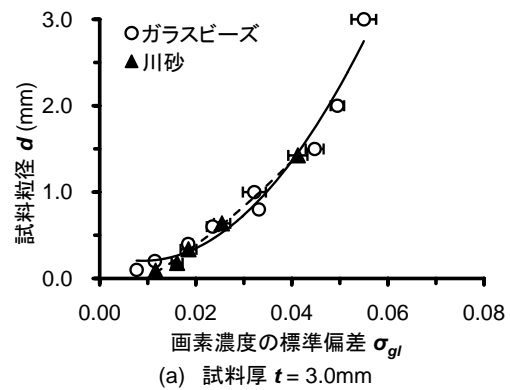


Fig. 10 試料の粒径 d と供試画像の画素濃度の標準偏差 σ_{gl} . 画像寸法は $21.7\text{mm} \times 21.7\text{mm}$.
D, particle size of specimens, and σ_{gl} , standard deviation of gray levels of pixels in soft X-ray digital image. image size: $21.7\text{mm} \times 21.7\text{mm}$.

Table 2 試料の粒径 d と供試画像の画素濃度の標準偏差 σ_{gl} の関係式.

Approximation between d , particle size of specimens, and σ_{gl} , standard deviation of gray levels of pixels in soft X-ray digital image.

試料	試料厚 $t(\text{mm})$	近似式	決定係数 r^2
ガラスビーズ	3.0	$d = 1206.8\sigma_{gl}^2 - 21.853\sigma_{gl} + 0.3032$	0.9689
	5.7	$d = 431.57\sigma_{gl}^2 + 9.2048\sigma_{gl} + 0.0059$	0.9985
	8.2	$d = 251.36\sigma_{gl}^2 + 34.976\sigma_{gl} - 0.3500$	0.9977
川砂	3.0	$d = 372.97\sigma_{gl}^2 + 26.278\sigma_{gl} - 0.2896$	0.9968
	5.7	$d = 835.44\sigma_{gl}^2 - 0.8111\sigma_{gl} - 0.0352$	0.9971
	8.2	$d = 1679.2\sigma_{gl}^2 - 25.560\sigma_{gl} + 0.0909$	0.9985

いずれの試料粒径の推定にも十分な画像寸法を確保できると判断した。また、試料の厚さは供試画像の画素濃度の変化に影響するため、試料厚の違いによる試料粒径と画素濃度の標準偏差の関係の変化についても調べた。

試料粒径と供試画像の画素濃度の標準偏差との関係を試料容器の深さ、すなわち試料厚ごとに Fig. 10 に示す。Fig. 10-(a)~(c) のすべてのグラフにおいて、横軸はその試料の供試画像に含まれるすべての画素の濃度階調値の標準偏差を、縦軸は試料粒径を示す。なお、川砂については、粒径範囲の中央値をとした。

Fig. 10-(a)~(c) のすべてにおいて、ガラスビーズおよび川砂のいずれの試料でも、 d の増大とともに σ_{gl} が増加した。ただし、 d の増大にともなう σ_{gl} の増加量は、試料の種類および試料厚 t に応じて異なった。たとえば、ガラスビーズでは、 $t=8.2\text{mm}$ において d の増大にともなう σ_{gl} の増加量はほぼ一定であった (Fig. 10-(c)) が、 $t=3.0\text{mm}$ においては d の増大とともに σ_{gl} の増加量が減少する傾向があった (Fig. 10-(a))。一方、川砂では、 $t=3.0\text{mm}$ において d の増大にともなう σ_{gl} の増加量はほぼ一定であった (Fig. 10-(a)) が、 $t=8.2\text{mm}$ においては d の増大とともに σ_{gl} の増加量が減少する傾向があった (Fig. 10-(c))。 d と σ_{gl} の関係は、Table 2 に示す式でそれぞれ近似でき、いずれも極めてよく適合した。

以上のことから、試料粒径の増大とともに、試料の軟 X 線画像の画素濃度の標準偏差が増加し、両者は極めて密接に関係していることがわかった。また、この関係は、2 次関数を用いることによって近似でき、この近似式は極めてよく適合した。この近似式を用いることによって、試料の軟 X 線画像から試料粒径を測定できることが明らかになった。

5. おわりに

本論では、新たに開発した軟 X 線画像法による土壌の粒度分布測定の見掛けとすること、粒径が比較的大きく均一なガラスビーズおよび砂を用いて、軟 X 線画像法による粒径測定について検討した。

まず、軟 X 線が直進性および透過性を持ち物質によって減弱される程度が異なる性質を利用し、均一な球形の粒子を充填した土壌構造モデルから、本法による粒径測定の理論を示した。そして、この理論に基づき、試料粒径と、軟 X 線画像の濃度階調値の変化量、変化の周期性および分布状態などとの関係を調べ、軟 X 線画像法による粒径測定に必要となる測定項目および測定条件などを選定した。

その結果以下のことが明らかになった。

(1) 試料粒径が大きいほど、試料の軟 X 線画像の濃度階調値の増減の変動範囲および周期が大きいことがわかった。

(2) 試料粒径が大きいほど、濃度階調値が類似性を持つ画素間の距離が長いことがわかった。

(3) 軟 X 線画像に設定した解析対象範囲に含まれる画素濃度の標準偏差は、ある値まで解析対象範囲の寸法の増加とともに急激に増加し、その後、増減を繰り返しながらゆるやかに推移することがわかった。また、解析対象範囲の寸法がある程度大きくなると、この標準偏差はある値にほぼ安定することがわかった。

(4) 軟 X 線画像に含まれる画素濃度の標準偏差と試料粒径との間には極めて密接な関係があり、画素濃度の標準偏差の増加とともに試料粒径が増加することがわかった。また、両者関係は 2 次関数によって近似できることがわかった。

これらのことから、十分な画像寸法を確保した軟 X 線画像に含まれる画素濃度の標準偏差を測定することによって、ガラスビーズおよび川砂の試料粒径を測定できることが明らかとなった。

本論では、粒径が比較的大きく均一なガラスビーズおよび砂を対象として、軟 X 線画像法による粒径測定ができることを示した。今後はさらに粒径が小さく形状も複雑なシルトおよび粘土などに対する本法の可能性を検討したい。また、その結果を踏まえて、土粒子の粒度分布の測定やその配列様式の評価など、総合的な土壌構造の測定法に発展させたい。

謝辞

本論で行った実験にあたって、三重大学流域保全学教育研究分野専攻生諸氏のご助力を賜った。ここに記し謝意を表す。

引用文献

- 羽多野重信, 森英利, 浅井信義 (2003): 図解粉体技術最新線 .pp.104-112, 工業調査会, 東京.
- 廣住豊一, 黒澤俊人, 成岡市 (2011): 土壌構造評価のための軟 X 線画像法—軟 X 線画像法の開発とその適用例—. 土壌の物理性, 119: 3-15.
- 木庭元晴, 青山千彰 (2005): ピベット法による粒度分析再考. 関西大学博物館紀要, 11: A1-A19.
- 御園生圭輔, 宮川正, 田坂皓, 坂井悠二, 秋貞雅祥, 平松慶博, 鈴木宗治, 蜂屋順一, 齋藤達雄, 野辺地篤郎, 土井修, 西岡清春, 三田迪哉 (1982): X 線診断学 .p.1, 文光堂, 東京.
- 三枝健二, 入船寅二, 福土政広, 齋藤秀敏, 中谷儀一郎 (2001): 放射線基礎計測学 .p.22, 医療科学社, 東京.
- 宮崎毅, 西村拓編著 (2011): 土壌物理実験法 .pp.39-54, 東京大学出版会, 東京.
- 成岡市, 本間秀明 (1991): 土壌構造と軟 X 線. 農業土木学会誌, 59 (2): 131-136.
- 栗原宏彰, 北川靖夫, 伊丹勝彦 (1999): レーザー回折法による土壌粒度分布測定. 日本土壌肥科学会講演要旨集, 45: 419.

要 旨

筆者らが新たに開発した軟 X 線画像法による土壌の粒度分布測定の手掛かりとするため、ガラスビーズおよび砂に対して軟 X 線画像法による画像解析を行い、その解析結果と試料粒径との関係について検討した。その結果、試料粒径とその軟 X 線画像の画素濃度の標準偏差との間には密接な関係があり、この関係を用いることで軟 X 線画像法による粒径測定ができることを示した。また、その際には、試料の粒径の大きさに応じて必要とする画像の大きさがあることを明らかにした。

キーワード：軟 X 線画像法, 土壌構造, 一次構造, ガラスビーズ, 砂

地下水位制御による土壌の酸化還元がダイズの生育収量 およびカドミウム吸収におよぼす影響

村上 章¹・佐々木長市²・中川進平¹・太田誠仁²

The influence of the oxidation-reduction state in soil by groundwater level control on the growth and the yields of soybeans and the uptake of cadmium

Shou MURAKAMI¹, Choichi SASAKI², Shimpei NAKAGAWA¹ and Nobuhito OTA²

Abstract : This research aimed at clarifying the influence of the oxidation-reduction state in soil by groundwater level control on the growth and the yields of soybeans and the uptake of cadmium in soybean seeds. We cultivated soybeans in three devices which could control groundwater levels. In the first and second devices, the groundwater levels were fixed at 10 cm and 40 cm, respectively. In the third device the groundwater level could be altered between 10 cm and 40 cm by using a flexible overflow relief well. All three devices were filled with the same 80 % pulverizability soil and the experiment was conducted for three years from 2007 to 2009.

1) In all the three devices, the soil above the groundwater was in an oxidation state (>300 mV) throughout the cultivation period, and soil under the groundwater level was in a reduction state (<300 mV). In the third device, redox potential in the soil changed quickly when the groundwater level was altered.

2) The volumes of roots in the three devices were the largest between the surface and the 10 cm depth. At a depth lower than 10 cm, the volumes of roots decreased. Many rootlets were found spread laterally at the 0-10 cm depth in the first and the third devices. In the second device, thick roots existed at as low as the 40 cm depth. In the third device, the volume of roots at a depth lower than 10 cm was less than that in the second device, but they extended down to the 40 cm depth.

3) The yield of the first device was less than those of the others. In the second and third devices, the growth of the soybean plants was similar up to the beginning of the blooming phase. But the yield of the third device was lower than that of the second one.

4) The concentration of cadmium in soybean seeds in the first and third devices was lower than in those in the second device.

5) Our experiment suggested that the groundwater level control after blooming was effective on the control of cadmium uptake.

Key Words : Soybean, flexible overflow relief well, groundwater level control, oxidation-reduction potential (Eh), uptake control of cadmium

1. はじめに

近年、地下灌漑機能を持った地下水位制御システム FOEAS が開発された (藤森, 2003, 2005). この技術は農業新技術 2008 (農林水産省, 2008) として普及推進が図られ、若杉・藤森 (2009) により普及状況について報告されている。また、既存の暗渠に用水を取り入れる用水閘と排水側に簡易に排水位を調節できる伸縮性越流水閘を設置することで、排水位を制御できる廉価な地下水灌漑装置も開発され、利用されている (村上ら, 2007)。

地下水位条件を変えた試験報告は、世古ら (1987) や Shimada et al. (1995, 1997) をはじめ数多くある。これらでは、生育収量あるいは根の生育には土層の酸化還元状態が重要であることは認識されているが、酸化還元電位 (以下「Eh」と記す) の値による実態の検討はなされていない。

ダイズは、発芽時には過剰水分状態を嫌い、開花期から最大繁茂期にかけて多くの水分を必要とするが、ダイズの根系は酸素不足に弱く、かつ、土壌下層の根により水不足が緩和されることが知られている (有原, 2000; 御子柴, 1990)。これらのことから、生育時期に応じて地下水位を制御することで下層からの水分供給を行い、収量の安定あるいは増収の可能性が考えられる。

村上ら (2007) は、地下灌漑装置を用いて圃場試験を行い、根域環境に影響を与える Eh を明確にしつつ、地下水位制御を圃場条件下で行った。しかし、圃場レベルでの精密な地下水位制御は不十分であった。

本研究では、室内で精密な地下水位制御による栽培を行い、土壌の酸化還元層が生育収量におよぼす影響について明らかにすることを第 1 の目的とした。

また、国内外では、食品中のカドミウム規格基準が厳しくなり、食の安全安心に対する社会的ニーズが高まる

¹Akita Agriculture Forestry and Fisheries Research Center, Agricultural Experiment Station, 34-1 Genpachizawa, Aikawa, Yuwa, Akita, Akita 010-1231, Japan. Corresponding author: 村上章¹, 秋田県農林水産技術センター農業試験場

²Faculty of Agriculture and Life Science, Hirosaki University, 3 Bunkyo-cho, Hirosaki, Aomori 036-8561, Japan.

2011年5月16日受稿 2011年11月15日受理
土壌の物理性 119号, 29-38 (2011)

中で、従来よりも広い地域を対象として、水稻を始めとして畑作物や野菜にまで拡大したより厳密なカドミウム汚染対策技術が求められている。ダイズは、わが国にとって重要な作物であることから、カドミウム吸収抑制の栽培技術開発は極めて必要性が高い。

そこで、地下水位制御による土壤還元化に伴うカドミウム難溶化で水稻のカドミウム吸収を抑制する考え (Pongpattanasiri ら, 2005) をダイズ栽培に応用し、地下水位制御がカドミウム吸収におよぼす影響について明らかにすることを第2の目的とした。

モデル栽培試験では、根の Eh 環境を明確にしつつ、栽培上良好とされる地下水位 40 cm (汎用耕地化のための技術指針編集委員会, 1979 ; 山根ら, 1984), 根域のほとんどが飽和状態となる地下水位 10 cm および生育時期に応じて地下水位を制御させる3試験区について3カ年検討を行った。

2. 試験方法

2.1 試験装置

試験には、有効体積 0.08 m³ (縦 41 cm × 横 61 cm × 高さ 30 cm) のポリプロピレン (PP) 製コンテナを3段重ねた、高さ 90 cm の試験装置 (以下「ダイズ栽培模型」と記す) を用いた。なお、重ねたコンテナ間の境目は、地下水位上昇時の漏水を防止するためシリコン製のコーティング剤で接着した。ダイズ栽培模型の底には市販の礫を厚さ 5 cm に敷き詰め、その上に調整した砕土率 (篩目 2 cm 未満の土塊の重量割合) 80 % の土壤を充填した。また、地表面下 5 cm, 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm および 50 cm の位置に Eh 電極を差し込むための孔 (直径 2.0

cm) と、温度センサー孔をそれぞれ6個ずつ設けた。さらに、地表面下 80 cm の位置に、排水孔 (直径 2.0 cm) を2個設け、1つの孔には、ポリエチレン (PE, 直径 0.7 cm) 管を貫通させたゴム栓を接続した。この PE 管に塩化ビニル製チューブを接続し、地下水位計測板に固定したガラス管と接続した。もう1つの排水孔には、地下水の一定水位が維持されるように排水越流部を設けた。また、排水孔と同様にダイズ栽培模型背面にマリオットタンクからの地下水供給孔 (直径 2.0 cm) を設けた。地下水供給に使用したマリオットタンクは、十分に水供給ができるように 20 L 容量のタンクを用い、PE 管 (直径 0.7 cm) と塩化ビニル製チューブを用い、ダイズ栽培模型と接続した。地下水位の設定は、計画 (地下水位 10 cm から 40 cm) に応じて調節した。なお、地表面下 50 cm に位置する給水口と地表面下 80 cm に位置する排水口のフィルターは、土壤充填後に設置することが困難であったため、土壤充填作業と並行して行った (Fig. 1)。

2.2 供試土壌

供試土壌は、秋田県農林水産技術センター農業試験場 (以下「秋田農試」と記す) の水田圃場の作土 (地表面下 0 cm から 15 cm, 細粒強グライ土) を 2007 年, 2008 年 および 2009 年に採取し用いた。この土壌の理化学性は Table 1 に示した。供試土壌は粒径 4 cm 以上, 4 cm から 3 cm, 3 cm から 2 cm, 2 cm から 1 cm, 1 cm 以下の 5 区分に篩分けを行い、土塊の粒径ごとに生土で保管した。栽培に適した砕土率は 70 % 以上であるが (日本土壤肥料学会, 1979), 本栽培は十分に栽培に適した砕土率 80 % として、保管した土塊は Table 2 に示した割合で調整した。各ダイズ栽培模型は、砕土率 80 % の土壤を用いて、供試

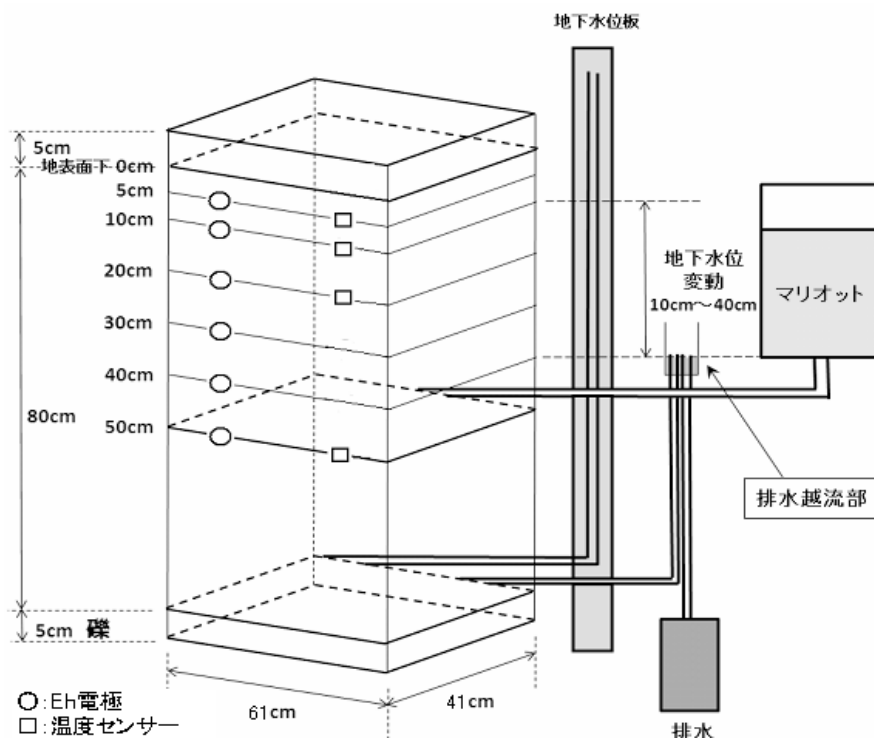


図1 ダイズ栽培模型概要

Fig. 1 Schema of the device with soybean culture

表1 ダイズ栽培供試土壌の理化学性
Table 1 Chemical properties of field soil

作年	三相分布		乾燥密度 (Mg m^{-3})	透水係数 (cm s^{-1})	pH	EC	可溶性酸 (P_2O_5) (Mol-L^{-1})	全窒素 (%)	全窒素 C/N 比	陽イオン 交換容量 ($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$)			交換性陽イオン (mg kg^{-1})			塩基飽和度 (%)	0.1M 塩酸可溶性 濃度 (mg kg^{-1})		
	固相 (%)	液相 (%)								固相 (%)	液相 (%)	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O		Cd	Cu	Zn
2007	31.3	62.9	5.8	$5.8 \times 10^{-3} \sim 3.2 \times 10^{-4}$	5.2	4.7	0.22	4.0	0.33	12.1	21.3	2999	607	184	147	68.5	-	-	-
2008	36.1	59.2	4.8	$5.1 \times 10^{-2} \sim 8.0 \times 10^{-3}$	5.0	4.6	0.49	3.2	0.30	10.6	22.3	2462	574	201	113	55.8	-	-	-
2009	-	-	-	-	5.7	5.0	0.08	3.6	0.31	11.6	23.0	3155	628	213	101	66.8	0.27	4.7	2.2

圃場の乾燥密度 0.8 Mg m^{-1} と同じになるようにダイズ栽培模型底部より地表面下 20 cm まで 10 cm ごとに秤量し、突き固め充填した (佐々木ら, 1998). 地表面下 0 cm から 20 cm には, 基肥施肥量としてダイズ専用 2 号 (N-P₂O₅-K₂O = 5-15-15 %) を用い, 窒素成分で 100 kg ha^{-1} と, 同じくよりん 800 kg ha^{-1} を供試土壌に混和した. また, 一般に水田土壌には根粒菌が不足しているため, 根粒菌の入った土壌 50 cm^3 を混和した. なお, 3 カ年ともに追肥および培土は実施しなかった.

2.3 栽培方法

栽培は, 2007 年に秋田農試ガラス室内 (秋田市) と 2008 年並びに 2009 年には弘前大学農学生命科学部ガラス室内 (弘前市) で行った. 品種は秋田県奨励品種である「リュウホウ」を用いて, 播種はダイズ栽培模型の条間 30 cm, 株間 20 cm の 4 ヶ所に 3 から 4 粒播種した. 試験区は, 地下水位を地表面下 10 cm で収穫期まで管理した地下水位 10 cm の固定区 (以後「10 cm 区」と記す). 播種後に地下水位 10 cm に 12 時間維持した後, 地下水位を地表面下 40 cm で収穫期まで管理した地下水位 40 cm の固定区 (以後「40 cm 区」と記す), および開花期まで地下水位を 40 cm 区と同様に設定し, 開花期から子実肥大期間を村上ら (2007) の圃場試験の条件と同様に地下水位 10 cm として水不足の影響を回避し, これ以降は地下水位 40 cm とする地下水位制御区 (以後「40-10-40 cm 区」と記す) の 3 区 (反復なし) とした. 散水は降水量 10 mm に相当する量を 4 日毎に行なった. 播種は 3 カ年ともに 6 月 1 日, 6 月 8 日に発芽を確認し, その後 2 日から 3 日後に間引により 1 株に 2 個体の合計 4 株とした. 栽培管理は秋田県ダイズ指導指針 (秋田県農林水産部, 2004) に基づき実施し, 病害虫の防除管理は秋田県農作物病害虫・雑草防除基準 (秋田県植物防疫協会, 2007) に準じて行った.

2.4 測定項目および方法

2.4.1 地下水位

地下水位は地下水位計測板から読み取りした.

2.4.2 地温および気温

ガラス室内の地温と気温の計測は RT-II (エスベックミック株式会社製) を用い, 測定は地表面下 5 cm, 10 cm, 20 cm および 50 cm で行った.

2.4.3 土壌の Eh

土壌の Eh 測定は, 地表面下 5 cm, 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm および 50 cm に設置した, ガラス電極 (本体: UC-23 型, ORP 電極: 702E 型, セントラル科学社製) を用いて計測した.

2.4.4 生育調査

生育調査は, 主茎長と葉緑素計値 (以下「葉色値」と記す) について生育時期ごとに 4 株の 8 個体を測定した. 葉色値は, ミノルタ社製の葉緑素計 SPAD-502 を用いて, 完全展開葉の 1 葉前 (n-1 葉) を計測した.

2.4.5 収穫後の深さ別の根重割合

根の採取は, 収穫後のダイズ栽培模型の 4 株を等分になるように区分けし, 地表面下 10 cm ごとの深さで根と

表2 ダイズ栽培に用いた土壌の粒径割合
Table 2 Clods size distribution of 80 % pulverizability soil

	粒径 (cm)				
	~ 1	1 ~ 2	2 ~ 3	3 ~ 4	4 ~
砕土率 80 %	59 (80)	21	11	6	3

()は合計値

土壌を採取し、根洗いにより土壌を洗い落として行った。1株の根は2個体の根が入り組んでいるため、そのまま風乾して秤量した。

2.4.6 収量および収量構成要素

収量および収量構成要素については、3カ年ともに子実重および収量構成要素を調査した。子実重は、篩で選別した粒厚0.55 cm以上の種子を対象に測定した。

2.4.7 ダイズ子実のカドミウム含有率

ダイズ子実のカドミウム含有率は、粉碎試料0.3 gから0.4 gを秤量し、濃硝酸7.0 mLおよび過酸化水素水0.5 mLを加えてマイクロウェーブ分解(鈴木・安井, 1997)後、適当な濃度に希釈し、Varian社製SpectrAA-880を用いて電気加熱原子吸光分析法(日本工業規格, K0121, 3, e)で測定した。

3. 結果と考察

3.1 地下水位

2009年の地下水位を3カ年の代表としてFig. 2に示した。10 cm区の地下水位は、作付け期間をとおして10 cmが維持され、40 cm区の地下水位についても同様に作付け期間をとおしておおむね40 cmで、10 cm区に比べ

て地下水位のふれはやや大きかった。40-10-40 cm区では、播種後から開花期までの地下水位は 40.0 ± 1.6 cmであった。開花期から子実肥大期は 10.1 ± 1.4 cmであり、それ以降は 39.8 ± 0.8 cmであった。

よって、ほぼ目標の地下水位が維持できたと判断された。2007年と2008年についても2009年とほぼ同様に各試験区とも地下水位を維持することができた。

3.2 地温および気温

6月1日から9月30日のガラス室温は、秋田市の2007年が $23.7 \pm 2.2^\circ\text{C}$ で、弘前市の2008年が $23.4 \pm 3.1^\circ\text{C}$ 並びに2009年が $22.9 \pm 3.1^\circ\text{C}$ で、2007年と2008年はほぼ同じ気温で、2009年の気温がやや低かった。また、3試験区による地温の違いは認められず、40-10-40 cm区の開花期から子実肥大期の10 cm地温については、2007年が $25.1 \pm 2.0^\circ\text{C}$ で、2008年が $24.6 \pm 2.0^\circ\text{C}$ 並びに2009年が $24.0 \pm 2.0^\circ\text{C}$ であった。50 cm地温は、2007年が $25.9 \pm 1.7^\circ\text{C}$ で、2008年が $25.9 \pm 2.0^\circ\text{C}$ 並びに2009年が $25.2 \pm 1.9^\circ\text{C}$ と、気温とほぼ同じ傾向にあった。

これらのことから、ガラス室栽培は、2007年の秋田市と2008年並びに2009年の弘前市では地温の傾向に大きな違いはないものと考えられた。

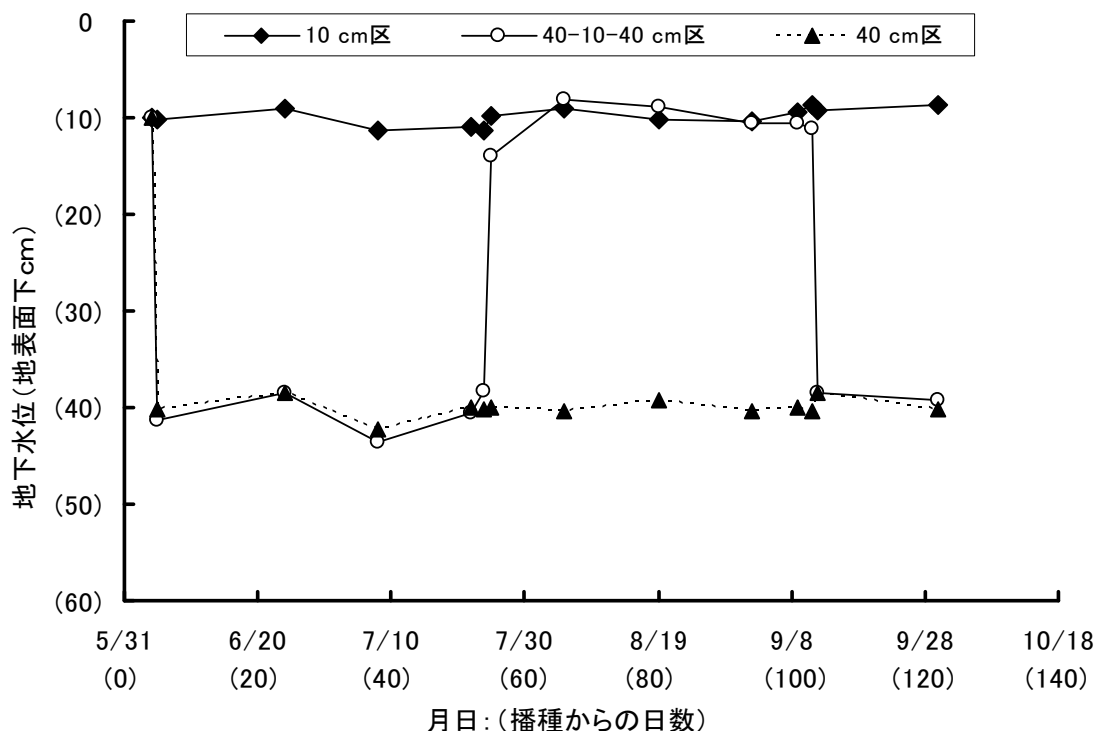


図2 ダイズ栽培模型の地下水位 (2009年)

Fig. 2 Groundwater level with soybean culture devices

3.3 根域の Eh

2009年の根域の Eh について Fig. 3 に示した。土壌の酸化状態および還元状態の判別は 300 mV 以上を酸化状態、これに満たない場合を還元状態とした (山根, 1982)。

10 cm 区は、土壌充填時で各地表面下の Eh は 550 mV を超えた酸化状態であったが、播種日からおよそ 35 日で 290 mV の還元状態となった。この還元状態は収穫日まで維持され、かつ、3 カ年とも同様だった。この一因は、土壌充填時は酸化状態となったが、地下水位が上昇したことにより、封入された空気が抜け、さらには、土壌中の微生物により酸素が消費されたためであると考えられた。

40-10-40 cm 区では、初期の設定地下水位 40 cm 以下が播種日からおよそ 20 日で還元状態となった。また、地表面下 5 cm, 10 cm, 20 cm および 30 cm は実験開始時より酸化状態であった。開花期に地下水位を 10 cm に上昇させたことで、地表面下 10 cm, 20 cm および 30 cm は、上昇から 1 日から 2 日間で急激に還元状態となった。開花期から子実肥大期の地表面下 10 cm は酸化状態と還

元状態を繰り返す傾向が見られた。子実肥大期後の地下水位を 40 cm に下降した場合にも、地表面下 10 cm, 20 cm および 30 cm は、下降から 1 日から 2 日間で急激に酸化状態となった。地下水位の上昇下降で、地下水位付近の土壌は短期間で酸化状態や還元状態に変化することがわかった。これらの傾向は 3 カ年ともほぼ同様であった。

40 cm 区では、40-10-40 cm 区と同様に播種日からおよそ 15 日で地下水位 40 cm 以下が還元状態となり、収穫日まで維持できた。この現象も 3 カ年とも同様に観察された。

このように 3 カ年 10 cm 区, 40-10-40 cm 区および 40 cm 区で、同じ Eh の傾向が得られ、各地下水位の設定により、酸化状態や還元状態を確認できた。

3.4 生育状況および収量, 収量構成要素

3.4.1 生育状況

開花期は、3 カ年をとおして 3 試験区ともおむね 7 月 20 日であった。40-10-40 cm 区の開花期から子実肥

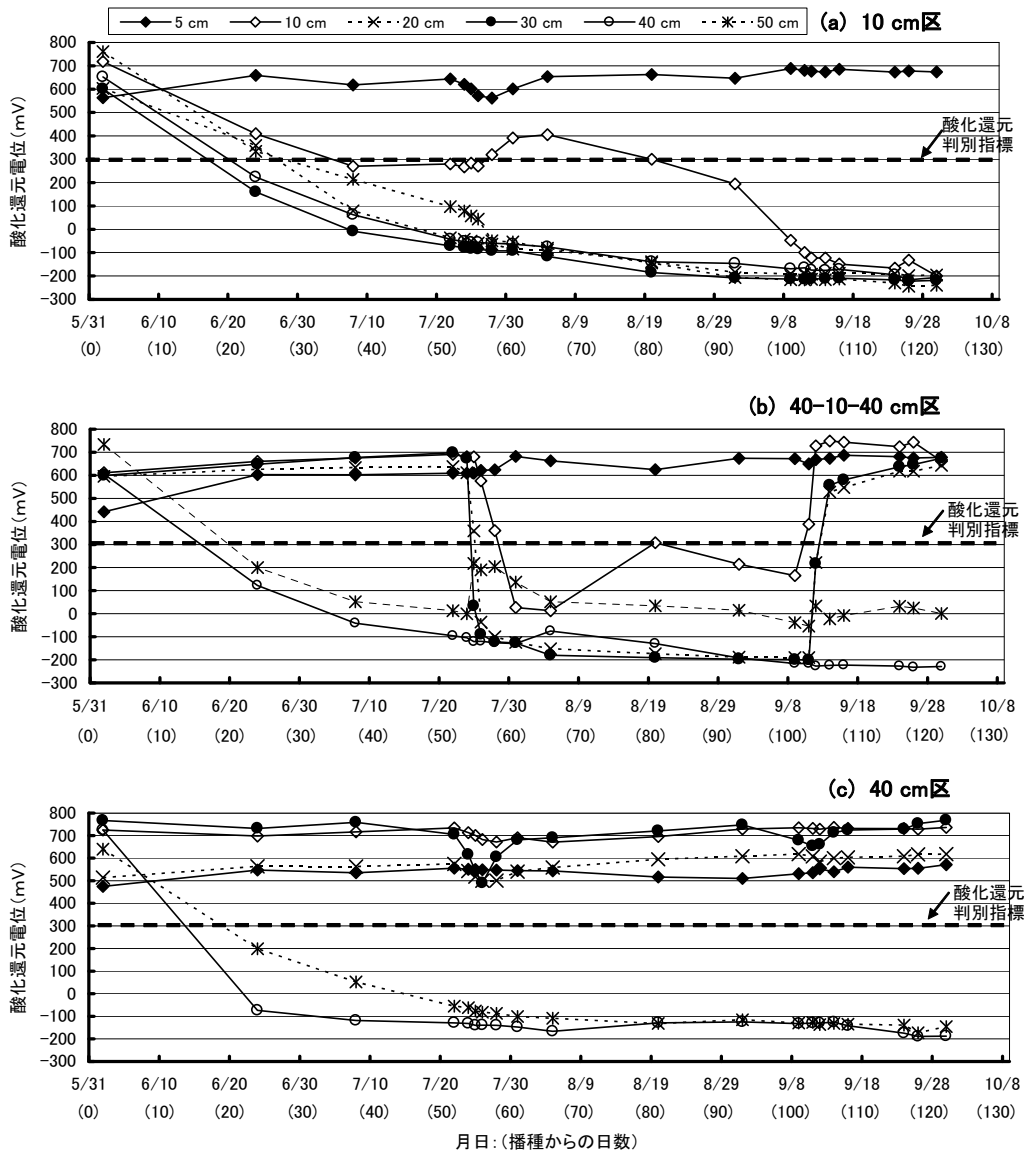


図3 ダイズ栽培模型の (Eh) 酸化還元電位 (2009年)
 Fig. 3 Eh values in the soybean culture devices

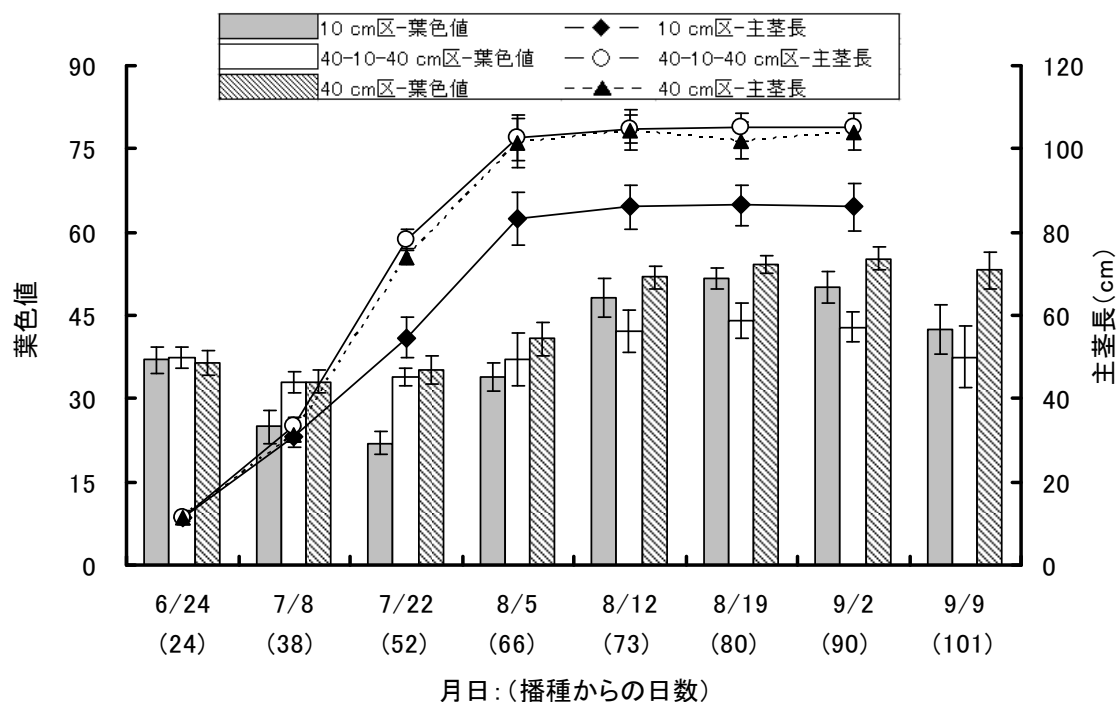


図4 タイズの主茎長および葉緑素値 (2009年)
Fig. 4 Main stem length and chlorophyll values of soybeans

大期の地下水位制御期間は、2007年では7月21日から9月9日までの50日間、2008年では7月22日から9月13日までの53日間および2009年では7月24日から9月11日までの50日間とした。収穫期は10 cm区が10月1日(播種後123日)頃で、40-10-40 cm区と40 cm区が10月13日(播種後135日)頃であった。

2009年の主茎長および葉色について Fig. 4 に示した。10 cm 区の主茎長は、およそ38日前後を境にして、40 cm 区と40-10-40 cm 区との差が生じ、これは前述の10 cm 区の地下水位10 cm 以下のEhが還元状態となった日とほぼ同じであった。3カ年ともに40 cm 区と40-10-40 cm 区の主茎長は、10 cm 区の値に比べ長くなった。初期生育においては主茎長の測定はできなかったが、草丈では、出芽直後から10 cm 区が40-10-40 cm 区や40 cm 区に比べ低く、この傾向は3カ年とも確認された(データ省略)。

葉色では、3カ年ともに10 cm 区で播種日から開花期頃まで、葉色値の下降傾向が見られた。マメ科作物は、一般に過湿土壌では酸素不足で発芽率が低下しやすく、その生育は発芽直後から劣り、最終的には子実収量を低下させると述べられている(有原, 2000)。このことより、10 cm 区では、過湿による酸素不足による生育低下が推察された。さらに、その後の地下水位10 cm 以下のEhが還元状態を示したことから、主茎長や葉色値で40 cm 区や40-10-40 cm 区に比べ、10 cm 区が低い状態となったと考えられた。40-10-40 cm 区では3カ年ともに、地下水位を10 cm に上げた日から20日目頃以降から、葉色値が10 cm 区を下回った。これは地下水位を10 cm に上げた直後から地下水位10 cm 以下のEhが還元状態を示

したことから、伸長した根の機能が低下したことによって葉色値は微増になり、開花期前までの生育状態を維持できなかったと考えられた。その結果40 cm 区より低い収量となった。これらのことから、50日程度の地下水位を10 cm とした処理は収量の増加に寄与しないと考えられた。また、10 cm 区の収穫期が早かったのは、地下水位が継続的に高いことによる根や根粒の活力の低下によるものと推察された(阿江・仁紫, 1983; 桑原, 1988; 杉本・佐藤, 1990; Shimada et al., 1995)。

これらのことから、地下水位が高い場合は、全期間をとおして主茎長や葉色が劣り、さらに、子実収量が低下することがわかった。

3.4.2 収穫後の区間別の根重割合

Table 3 には、各試験区の地表面下10 cm 区間ごとの根重割合の3カ年の平均を示した。根重割合は、各試験区ともに地表面下0 cm から10 cm の区間で根の占める割合が最も多かった。根重割合が地表面下0 cm から10 cm の区間でほとんどを占め、地下水位の状況でその割合が異なることは、柴田・遠藤(1976)、中島ら(1983)、桑原(1988)、御子柴(1990)、Shimada et al.(1995)および小柳(1998)などにより報告されている。本試験結果でも同様に、地表面下0 cm から10 cm の区間でほとんどの根が存在していた。10 cm 区はその割合が最も高く99%以上であった。同区は深度方向に根重割合が減少し、地表面下20 cm の区間まで根跡が認められる程度であった。0 cm から10 cm 深では細い根がマット状に広がっていた。40 cm 区では太い根が地下水位のある深さ40 cm まで伸びていた。40-10-40 cm 区では深さ10 cm までの根がマット状に広がり、さらに根跡は初期の設定地

表3 収穫後の深さ別の根重割合
Table 3 The rate of root weight in every 10 cm layer

試験区	深さ (cm)				
	0 ~ 10	10 ~ 20	20 ~ 30	30 ~ 40	40 ~ 50
10 cm 区	99.8 ± 0.23	0.2 ± 0.23	—	—	—
40-10-40 cm 区	95.0 ± 5.77	4.0 ± 4.97	0.7 ± 0.44	0.3 ± 0.35	0.1 ± 0.04
40 cm 区	70.3 ± 10.25	14.4 ± 2.66	9.7 ± 3.97	5.4 ± 4.68	0.2 ± 0.12

2007年から2009年の3カ年の平均である。
±の数値は標準偏差を示す。

地下水位 40 cm まで直根が確認でき、側根は痕跡を認める程度で、根重は 40 cm 区よりも少なかった。3.4.1 で述べた生育状況では、40-10-40 cm 区で 20 日目頃以降から、葉色値が 10 cm 区を下回っていることから、地下水位を上げた時期から 0 cm から 40 cm の区間の根の機能は急速に低下したものと考えられた。そのため、生育環境の変化に対応し、0 cm から 10 cm の区間の根が増加したものと推測した。

各試験区ともに本装置は、汎用水田において問題となる耕盤を破碎した条件を考えておこなったが、酸化的な土壌領域において、根が旺盛に分布することがわかった。40-10-40 cm 区が 40 cm 区と 10 cm 区の両方の特徴を併せ持った形態をしているのは、開花期前までは 40 cm 区と同条件で栽培管理されていたので根域も深かったが、開花期以降に地下水位 10 cm となったことにより、地下水位 10 cm より浅い根域が長い期間水分が飽和状態になり、生育不適な環境下となったと推測された。そのため、伸長した直根は機能が低下し、かつ、側根は痕跡を認める程度まで減退して、10 cm 区と同様の酸化的な土壌領域の表面に根の大部分が分布するようになったと考えられた。汎用耕地化のための技術指針編集委員会 (1979) は、地下灌漑水の上昇の高さは作物根群域を目標にし、間隙が水で飽和状態になる深さは有効土層下端として、根系を長い時間飽和状態にしておくことは望ましくないとしている。本試験では、地下水位が高いことや地下水位を大きく制御させることによる酸化的な土壌領域の制限が生じ、このことが、根域分布の制限につながり、生育の優劣に生じたものと考えられた。

3.4.3 収量および収量構成要素

2007 年では、1 個体当たりの莢数と子実重で有意に 40 cm 区が最も多く、次いで 40-10-40 cm 区となり、10 cm 区が最も劣った (Table 4)。その他の収量構成要素では主茎長、茎太および百粒重で 10 cm 区が有意に劣り、分枝数は 40 cm 区と 10 cm 区が 40-10-40 cm 区に比べ有意に優った。

2008 年の 1 個体当たりの莢数と子実重では有意に 40 cm 区が最も多く、次いで 10 cm 区、40-10-40 cm 区の順位となった。7 月下旬に 10 cm 区で立枯病害により 1 個体枯れて欠損した。さらに、8 月中旬にかけてウコンノメイガが発生し、特に 40-10-40 cm 区での被害が著しく、莢数に影響をおよぼして減収となった。また、40 cm 区が 40-10-40 cm 区と 10 cm 区に比べ分枝数と 1 莢

内粒数で有意に多く、40 cm 区と 40-10-40 cm 区が茎太で有意に 10 cm 区より太かった。

2009 年の 40 cm 区は、40-10-40 cm 区と 10 cm 区に比べ 1 個体当たりの莢数と子実重で有意に増収となり、40-10-40 cm 区と 10 cm 区では有意差はなかったもののダイズ栽培模型当たりの総莢数や総子実重では 40-10-40 cm 区が 10 cm 区より多い傾向であった。その他の収量構成要素では百粒重で 40 cm 区と 10 cm 区が、40-10-40 cm 区よりも有意に重かった。主茎長は 40 cm 区と 40-10-40 cm 区が 10 cm 区に比べ有意に長く、茎太で 40-10-40 cm 区が有意に太かった。

3 カ年をとおして 1 個体当たりの莢数と子実重は、40 cm 区が 40-10-40 cm 区と 10 cm 区に比べ有意に多く、ダイズ栽培模型当たりの総莢数や総子実重でも増収となり、世古ら (1987) や Shimada et al. (1995) の報告と同様の結果であった。10 cm 区は 3 試験区で最も生育が劣り、かつ、減収となった。40-10-40 cm 区のように地下水位を 40 cm から 10 cm に上げた場合は、ダイズに嫌氣的ストレスを与えることになり、伸長した根を減退させ、酸化状態である深さ 10 cm までの層において細根が広がるものの根域が制限された。しかし、開花期前の地下水位 40 cm とした期間の生育により、10 cm 区より総莢数および総子実重で多くなる傾向であった。

このことから、開花期以降の多量の水供給を確保して水不足の影響を回避することを目的とした生育時期に応じた地下水位制御は、酸化状態である深さまでの層に根域が制限されることがわかった。

3.5 カドミウム含有率

収穫時の子実のカドミウム含有率は、2007 年では 40 cm 区、40-10-40 cm 区および 10 cm 区の順で高い傾向であった (Fig. 5)。2008 年では、40 cm 区が 40-10-40 cm 区と 10 cm 区に比べ有意に高い含有率となり、2 カ年続けて 40 cm 区が高くなった。2009 年では 40 cm 区と 10 cm 区で同じ含有率となり、40-10-40 cm 区に比べ有意に高い含有率となった。しかし、3 カ年をとおして 10 cm 区と 40-10-40 cm 区は、40 cm 区に比べ低い傾向であった。

2009 年の地表面下 5 cm は、10 cm 区、40-10-40 cm 区および 40 cm 区で作付け期間をとおして酸化状態で、これは 3 カ年ともに同様の結果であった。開花期から子実肥大期の地表面下 10 cm については、40-10-40 cm 区では、Eh が 300 mV から 0 mV の範囲で期間のほとん

表4 収量および収量構成要素
Table 4 Growth, yield and yield component

作付年	試験区	主莖長 (cm)	分枝 (本)	莖太 (mm)	1 莖内粒数 (粒 莖 ⁻¹)	莖数 (莖 個体 ⁻¹)	総莖数 (莖)	百粒重 (g)	子実重 (g 個体 ⁻¹)	総子実重 (g)	同左比 (%)
2007	10 cm 区	80.3 ± 6.3	7.1 ± 0.8	9.1 ± 0.5	1.90 ± 0.05	61.9 ± 11.3	495	33.1 ± 2.0	36.8 ± 6.6	294	62
	40-10-40 cm 区	99.9 ± 2.9	5.9 ± 0.8	10.9 ± 0.9	1.97 ± 0.06	84.0 ± 16.3	672	37.8 ± 1.7	59.0 ± 11.6	472	(100)
	40 cm 区	94.8 ± 3.5	7.5 ± 1.2	10.9 ± 0.5	1.92 ± 0.09	105.4 ± 10.5	843	37.4 ± 1.5	71.1 ± 9.3	569	121
2008	10 cm 区	99.2 ± 4.1	4.6 ± 0.5	9.7 ± 1.5	2.05 ± 0.07	65.0 ± 12.5	455	35.2 ± 1.8	45.0 ± 6.0	315	99
	40-10-40 cm 区	103.0 ± 5.4	4.6 ± 0.5	11.5 ± 1.6	2.05 ± 0.08	57.9 ± 13.5	463	34.0 ± 2.3	39.7 ± 9.5	318	(100)
	40 cm 区	99.8 ± 3.9	6.8 ± 1.2	10.7 ± 0.9	1.92 ± 0.11	124.5 ± 18.3	996	36.0 ± 2.1	83.2 ± 14.4	660	208
2009	10 cm 区	86.4 ± 4.9	4.8 ± 1.6	9.8 ± 1.4	2.00 ± 0.05	65.3 ± 16.2	522	39.6 ± 0.9	51.1 ± 12.5	409	95
	40-10-40 cm 区	105.1 ± 3.5	5.4 ± 1.1	12.2 ± 1.7	1.95 ± 0.07	74.1 ± 6.2	593	37.5 ± 2.1	53.8 ± 4.7	430	(100)
	40 cm 区	104.6 ± 4.8	6.3 ± 1.4	10.5 ± 0.9	1.94 ± 0.09	120.1 ± 20.4	961	40.8 ± 0.9	91.8 ± 16.2	734	171

危険率5%でTukey検定を行い、表中の異なる英小文字の符号は各年度試験区間に有意差があることを示す。各試験区は4株の合計8個体の平均である。但し、2008年の10 cm区のみ7個体の平均である。±の数値は標準偏差を示す。総莖数および総子実重は、8個体の合計である。但し、2008年の10 cm区については7個体の合計である。百粒重、子実重および子実率は、15%水分換算値である。

どが還元状態であり、40 cm区は、期間をとおしてEhが酸化状態を示した。これらに対して、10 cm区のEhは300 mVから400 mVと酸化状態であった期間が長かった。このことが原因で40 cm区と10 cm区で同じカドミウム含有率となったものと推測された。

水稻ではカドミウムの吸収抑制技術として、土壤中のEhを-130 mVないし-160 mV以上に管理することでカドミウムが難溶化することから(伊藤・飯村, 1975), 出穂の前後3週間のカドミウムが吸収されやすい期間に圃場を湛水状態として還元状態に維持することが指導されている(秋田県農林水産技術開発推進会議, 2003)。

Pongpattanasiriら(2005)は、地下水位に違いはあっても、水稻根は深部まで伸びて深さごとの根重分布には差がないことから、酸化還元状態の相違によるカドミウムの難溶化が吸収量の差をもたらしていると考察している。

ダイズの場合は、深部への根の伸長は制御され、これによりカドミウムの吸収抑制がもたされる可能性があり、ダイズのカドミウム吸収を抑制させるためには、水稻の吸収抑制とは異なる方法が必要であると考えられた。すなわち、ダイズにおいては、開花期から最大繁茂期は多量の水分を必要とする時期であることから、カドミウムが吸収されやすい時期である(織田ら, 2004; 箭田ら, 2004)。この開花期以降の地表面下10 cmの土壤Ehが、300 mV未満から0 mVもしくはそれよりも低い値の還元状態であれば、カドミウム吸収が抑制されると推測された。また、武田ら(2010)は客土法と遮根シートを用いて根域制限することで、葉菜類の収量を確保し、カドミウムの吸収は抑制できることを報告している。よって、地下水位の変化に対し土壤Ehはすみやかに反応することから、地下水位制御により開花期以降に土壤を還元状態にすることは、ダイズのカドミウム吸収を抑えられる技術であると考えられた。

今後は、カドミウム含有量が高い土壤での地下水位制御による土壤の酸化還元状態や深度別の根の生理的な役割に着目したカドミウム吸収抑制技術の検討が必要である。

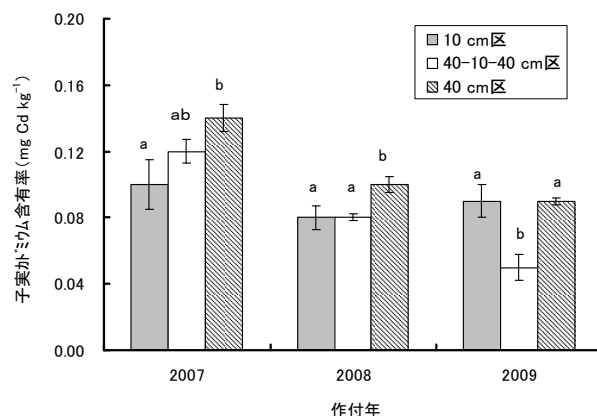


図5 ダイズ子実のカドミウム含有率
Fig. 5 Cadmium concentration of the soybeans grain

4. まとめ

本研究は、地下水位制御によるダイズ栽培で土壌の酸化還元層が生育収量および子実中のカドミウム吸収におよぼす影響について明らかにすることを目的にモデル栽培試験を行った。モデル栽培試験は、碎土率 80 % の水田土壌を用いて、これまでの研究で不明確であった根の Eh 環境を明確にしつつ、栽培に良好とされる地下水位 40 cm 区、根域のほとんどが飽和状態となる地下水位 10 cm 区および生育時期に応じて地下水位制御する 40-10-40 cm 区について、栽培試験を 3 カ年行った。

地表面下 5 cm の Eh は、作付け期間をとおして 3 試験区ともに酸化的に推移した。10 cm 区では、地表面下 10 cm より下部は作付け期間をとおして還元状態となった。40 cm 区は、作付け期間をとおして地下水面より上部が酸化状態で下部が還元状態となった。40-10-40 cm 区では、10 cm, 20 cm, 30 cm 深の測定値は地下水位の下降上昇で酸化還元状態が大きく変わるが、40 cm と 50 cm 深の値は測定開始約 20 日目より還元状態となった。本試験は、地下水位制御による酸化状態や還元状態を明らかにしつつ栽培実験ができたと判断された。

10 cm 区は、40 cm 区に比べ全期間をとおして主茎長や葉色で劣り、子実収量が低くなった。40-10-40 cm 区は、開花期から子実肥大期にかけて地下水位を 10 cm に上げたことで、地下水位より下部の土壌の還元により生育不良となり、開花期以前の生育状態を維持できなかった。

収穫期の根量割合は、各試験区ともに地表面下 0 cm から 10 cm の区間で根重割合が最も多く、深くなるにつれ割合が減少した。40 cm 区では太い根が地下水位 40 cm まで伸びていた。40-10-40 cm 区は深さ 10 cm までの根がマット状に広がり、さらに根跡も初期の設定地下水位である深さ 40 cm まで見られた。10 cm 区は、地表面下 20 cm までに根跡が見られるが、根重割合の 99 % 以上が 0 cm から 10 cm の区間に存在し、かつ、マット状に広がった細い根であった。40-10-40 cm 区の根は、40 cm 区と 10 cm 区の両方の特徴を併せ持った形態をしていた。

40 cm 区は、3 カ年ともに 1 個体当たりの莢数と子実重で 40-10-40 cm 区と 10 cm 区に比べ有意に多く、ダイズ栽培模型当たりの総莢数や総子実重でも増収となった。10 cm 区は 3 試験区で最も生育が劣った。40-10-40 cm 区は、地下水位を 10 cm に上げる開花期前の生育により 10 cm 区より総莢数および総子実重では多い傾向であった。

収穫時の子実の 40-10-40 cm 区並びに 10 cm 区のカドミウム含有率は、40 cm 区に比べ低い傾向であった。

40-10-40 cm 区のダイズは、地下水位の変化に対し Eh はすみやかに反応し、生育期間中の地下水位の過度な上昇は、根の多くを枯死させたため、40 cm 区よりも収量は劣った。しかし、地下水位制御により開花期以降に土壌を還元状態にすることは、カドミウム吸収抑制とい

う面からは、有用な技術であることが推測された。地下水位制御による土壌の酸化還元状態や深度別の根の生理的な役割に着目したカドミウム吸収抑制と収量を維持する栽培技術には多くの検討事項があることがわかった。

謝辞

本研究を遂行するにあたり、栽培管理では弘前大学農学生命科学部地域環境工学科学生の高橋拓生さん並びに林えりかさんには多大の協力を受けた。また、秋田県農林水産技術センター農業試験場生産環境部の職員には試料分析にあたり多大の協力を受けた。記して各位に謝意を表します。

引用文献

- 阿江教治, 仁紫宏保 (1983): ダイズ根系の酸素要求特性および水田転換畑における意義. 土肥誌, 54: 453-459.
- 秋田県農林水産部 (2004): 大豆指導指針. pp. 113-115.
- 秋田県農林水産技術開発推進会議 (2003): カドミウムの吸収抑制に対する湛水管理の効果. 平成 14 年度秋田県実用化できる試験研究成果, 21-22.
- 秋田県植物防疫協会 (2007): 秋田県農作物病害虫・雑草防除基準. pp. 41-47.
- 有原文二 (2000): ダイズ安定多収の革新技術. pp. 1-235, 農文協, 東京.
- 藤森新作 (2003): 低コスト地下灌漑システム「FOEAS」. 農業技術体系, 作物編 8, 追録 25. pp. 技 1028 の 2-1028 の 7, 農文協, 東京.
- 藤森新作 (2005): 低コストで操作が容易な地表・地下水位制御システムの開発. 圃場と土壌, 37: 20-24.
- 汎用耕地化のための技術指針編集委員会 (1979): 汎用耕地化のための技術指針. (社) 農業土木学会, pp. 1-120.
- 伊藤秀文, 飯村康二 (1975): 土壌の酸化還元状態の変化と水稲のカドミウム吸収応答. 土肥誌, 46: 82-88.
- 桑原真人 (1988): 大豆根の伸長・分布および根粒活性と土壌水分. 土壌の物理性, 57: 15-21.
- 小柳敦史 (1998): 深さの定量化による作物根系の新しいとらえかた. 日作紀, 67: 3-10.
- 御子柴公人監修 (1990): 写真図解転作ダイズ 400 キロどり. pp. 36-41, 農文協, 東京.
- 村上章, 佐々木長市, 安中武幸 (2007): 汎用水田におけるダイズ多収を目指した地下水位制御の試み. 土壌の物理性, 107: 45-55.
- 中島征志郎, 石橋祐二, 松原徳行, 陣野久好 (1983): 転換畑の地下水位が作物の生育および土壌の理化学性におよぼす影響. 長崎県総合農林試験場研究報告, 11: 35-73.
- 日本土壌肥料学会 (1979): 水田転作 - 田畑の高度利用. pp. 65-80, 株式会社博友社, 東京.
- 農林水産省 (2008): 農林水産省ホームページ. <http://www.saffrc.go.jp/docs/pdf/2008.pdf>
- 織田久男, 箭田(蕪木) 佐衣子, 川崎晃 (2004): 水耕栽培ダイズの生育時期別に曝露したカドミウムの子実への移行特性. Biomedical Research on Trace Elements, 15: 289-291.

- Pongpattanasiri, S., 佐々木長市, 松山信彦, 野田香織, 殿内暁夫 (2005): カドミウム汚染水田の浸透型が物質動態および水稲に及ぼす影響. 土壌の物理性, 101: 17-26.
- 佐々木長市, 江成敬次郎, 小関恭, 中山正与 (1998): 開放浸透層を心土層にもつ水田モデル土層における物質動態. 土壌の物理性, 78: 3-10.
- 世古晴美, 佐村董, 加護谷栄章, 二見敬三, 吉倉惇一郎, 沢田富雄, 青山喜典 (1987): 排水改良転換畑における大豆栽培の多収安定化第 3 報地下水位の高低と灌水の影響. 兵庫県農業総合センター研究報告, 35: 21-23.
- 柴田倬次, 遠藤武男 (1976): 転換畑における地下水位の相違によるダイズの生育反応. 東北農業研, 18: 104-107.
- Shimada, S., Kokubun, M. and Matsui, S. (1995): Effects of Water Table on Physiological Traits and Yield of Soybean. I. Effects of water table and rainfall on leaf chlorophyll content, root growth and yield. Jpn. J. Crop Sci., 64: 294-303.
- Shimada, S., Kokubun, M. and Matsui, S. (1997): Effects of water Table on Physiological Traits and Yield of Soybean. II. Effects of water table and rainfall on leaf water potential and photosynthesis. Jpn. J. Crop Sci., 66: 108-117.
- 杉本秀樹, 佐藤亨 (1990): 水田転換畑におけるダイズの過湿障害第 4 報湿害発生時における根粒の役割について. 日作紀, 59: 727-732.
- 鈴木忠直, 安井明美 (1997): 食品試料中の無機元素定量のための密閉系マイクロ波システムによる迅速湿式分解. 食糧研報, 61: 9-14.
- 武田悟, 伊藤正志, 中川進平, 金和裕 (2010): 根域制限と客土法を組み合わせたコマツナのカドミウム吸収抑制技術の実証. 土肥誌, 81: 391-393.
- 若杉晃介, 藤森新作 (2009): 水田の高度利用を可能とする地下水位制御システム FOEAS. 農業農村工学会学会誌, 77: 7-10.
- 箭田(蕪木) 佐衣子, 織田久男, 川崎晃 (2004): 水耕栽培ダイズの生育初期に曝露したカドミウムの子実への移行径路. Biomedical Research on Trace Elements, 15: 292-294.
- 山根一郎 (1982): 水田土壌学. pp. 132-180, 農文協, 東京.
- 山根一郎, 浜田竜之介, 吉永長則, 浅見輝男, 松田敬一郎, 佐久間敏雄, 小林達治, 湯村義男 (1984): 土壌学. pp. 192-195, 文永堂出版, 東京.

要 旨

地下水位制御によるダイズ栽培で土壌の酸化還元層が生育収量および子実中のカドミウム吸収におよぼす影響について明らかにすることを目的とした. 水位を制御できる 3 試験装置を設けて大豆を栽培した. 試験装置は, それぞれ地下水位を 10 cm と 40 cm で固定した試験区および開花後約 50 日間のみ地下水位を 40 cm から 10 cm に上昇固定した試験区 (40-10-40 cm 区) で行った. これらの試験装置は同じ碎土率 80% の水田土壌を用い, 試験は 2007 から 2009 までの 3 カ年行った.

1) 3 試験区は, 作付け期間をとおして設定した地下水位の上部土壌は酸化状態で, 地下水位の下部土壌は, 還元状態であった. 40-10-40 cm 区は, 設定した地下水位の上下により短期間で酸化状態や還元状態に変化した.

2) 3 試験区の根重は, 酸化状態である 0 cm から 10 cm の区間で最も多く, 深度方向に減少した. 40-10-40 cm 区と 10 cm 区は, 深さ 10 cm まで根毛状の細根がマット状に広がっていた. 40 cm 区は太い根が 40 cm 深まで認められた. 40-10-40 cm 区は, 深さ 10 cm 以下に根は少なかったが, 40 cm 深まで存在が確認された.

3) 10 cm 区の収量は, 40-10-40 cm 区や 40 cm 区に比べ低くなった. 40-10-40 cm 区と 40 cm 区は, 開花前までは同様な生育あったが, 40-10-40 cm 区は, 40 cm 区より生育が劣り減収した.

4) 収穫時の子実のカドミウム含有率は, 10 cm 区と 40-10-40 cm 区は, 40 cm 区に比べ低い傾向であった.

5) 地下水位制御により開花期以降に土壌を還元状態にすることは, カドミウムの吸収抑制に有効であることが示唆された.

キーワード: ダイズ, 伸縮性越流水閘, 地下水位制御, 酸化還元電位 (Eh), カドミウム吸収抑制

砂質土壌の気相率と通気係数の音響測定法の開発と 同手法を通して見た気相の構造

深田耕太郎¹・中村公人¹

Acoustic method for measuring volumetric air content and air conductivity of sandy soil and its application
to the evaluation of air phase structure

Kotaro FUKADA¹ and Kimihito NAKAMURA¹

Abstract : Developments in acoustic theory of soil have allowed acoustic methods to be used to investigate soil physical properties. There have been few studies on the measurement of air conductivity. In addition, some research has suggested that the characteristic scale of the air phase structure of soil could be evaluated using acoustic methods; however, there is little understanding of its value and the relationship to the soil water condition. Therefore, our study objectives were to develop an acoustic method for measuring air conductivity and provide the characteristic scale of the air phase structure using acoustic measurements. Combining acoustic theory with the relationship between volumetric air content and tortuosity, we determined the formulae to calculate volumetric air content and air conductivity from acoustic impedance. The Tottori dune sand was used as sample. The results showed that the estimate of the volumetric air content obtained by the acoustic method was less than 15% of that obtained by the traditional gravimetric method over the range of 14-34%. The estimates of conductivity were within 3-fold that obtained by traditional air conductivity measurement. The results also showed that, in some cases, a sand sample can be regarded as an assembled mass of air, which has a characteristic scale of about 0.6-3.7cm and roughly proportional to the volumetric air content.

Key Words : sound wave, soil air, volumetric air content, air conductivity

1. はじめに

音波は有用な非破壊測定のためのツールであり、ソナーや超音波検査など応用範囲は広い。近年では、土壌の気相率、通気性、屈曲度 (Sabatier et al., 1990; Moore and Attenborough, 1992)、大気と連続した空気量 (深田ら, 2010) あるいは水分量 (Mohamed and Horoshenkov, 2009) の測定に対して音波を用いた方法が研究されている。

音波を記述する量は位相速度と音響インピーダンスである。土壌の物理性の推定においてはこれらの音響パラメータを測定し、気相率や通気性などを導く必要がある。音響インピーダンスを測定するには、大気中にマイクをおいて土壌に向けて音をあて、直接到達音と反射音の干渉によって生じる音場を観測する。この観測を細長いパイプで行うと定在波法 (Yaniv, 1973; Chu, 1986)、自由大気中で行うと自由音場法 (Nocke et al., 1997) となる。自由音場法では、大気中の2地点に置いたマイクから得た音の強度の差 (レベル差) を音響パラメータとして扱うものが多く (例えば Hess et al., 1990)、レベル差法とよばれている。また、位相速度は、土壌中にマイクを埋めて大気中から音を当て透過音を測定することによって得られる (Sabatier et al., 1996)。

音響パラメータと土壌の物理性の関係に注目した研究について見てみると、繊維質材料に対して Delany and Bazley (1970) が得た経験則がある。この経験則では波数と音響インピーダンスの実部と虚部それぞれが流れ抵抗と周波数の比のべき乗で表されている。ここで流れ抵抗とは、圧力勾配と流速の比である。理論的なモデルでは、Attenborough (1983, 1985) が、円管内を伝わる音波の理論を基礎として、気相率、屈曲度、流れ抵抗、間隙の形状パラメータから波数および音響インピーダンスを表す式を導出した。レベル差のスペクトルに対する Attenborough (1983, 1985) のモデルの有効性が、Hess et al. (1990)、Sabatier et al. (1993) によって示されている。他にも、Stinson and Champoux (1992) が長方形や三角形の断面を持つチューブに屈曲度の概念を組み込んで導いたモデルなどがある。

以上のような測定法とモデルの研究成果を組み合わせ土壌の物理性を推定した研究では、Bolen and Bass (1981)、Embleton et al. (1983)、Martens et al. (1985) が、Delany and Bazley (1970) の経験則を土壌に適用したとき、流れ抵抗を過小評価することを指摘した。これに対し、Sabatier et al. (1990)、Moore and Attenborough (1992) は砂質、粘土質、シルト質土壌に対しレベル差と地中の透過音から Attenborough (1983, 1985) のモデルを用いて気相率を推定し、試料の密度試験から別途求めた気相率とよくあっていることを示し

¹Graduate School of Agriculture, Kyoto University, Kitashirakawa Oiwake-cho, Sakyo Ward, Kyoto Prefecture, 606-8502, Japan.
Corresponding author : 深田耕太郎, 京都大学農学研究科
2011年8月12日受稿, 2011年11月22日受理
土壌の物理性 119号, 39-52 (2011)

た. しかし, 通気性の推定値は通気試験によって別途求めた値の1/2~1/9程度になった. 他に通気性の推定に注目した研究はない. このことから通気係数の音響測定法に関する研究はまだ不十分だと考えられる.

気相の物理性に視点をおいている上記の研究に対して, 次に述べる研究は土壌水分に視点をおき, 水分が音響インピーダンスの空間的な変化をもたらすことで音響測定に影響を与えることを示している.

Dickinson and Doak (1970) は体積含水率0~10%の砂に定在波管を挿して音響インピーダンスを測定し水分によって流れ抵抗が増すことを確認した. Crammond and Don (1987) は体積含水率35%までの草地と裸地を対象に, 自由音場法を用いて同様の結果を得た. しかし彼らは, 体積含水率35%程度のとき土壌表面より1~2cm下で音波が反射して大気中へ戻ってくると述べている. これは土壌中に反射をもたらす音響インピーダンスの不連続面が存在することを意味している. Horoshenkov and Mohamed (2006), Mohamed and Horoshenkov (2009) は充填した砂試料を吸引板にのせ水分調整を行いながら, 定在波管による音響測定を行った. 実験結果に対して Horoshenkov and Mohamed (2006) は, ある水分量の不飽和砂質土は水で閉ざされた気相と大気に開かれ連続した気相が複雑に組み合わさった状態になっていて, それは音響インピーダンスが空間的にどこまでも一樣な媒質ではなく, 有効な厚みをもった層のように捉えられると述べている. この考察は, 音響測定で求まる気相率や通気係数が一樣とみなせる深さが存在することを意味する. しかし, このような気相の一樣性を特徴付けるスケールの値そのものや水分条件との関係などは明らかになっていない.

以上のような背景から本研究は主に二つの目的を設定した. 1つは音響測定法と土壌の音響モデルに関する過去の成果を組み合わせて音響インピーダンスから気相率と通気係数を推定する手法を提案し, その測定精度を明らかにすること, もう1つは, 気相の特徴的スケールを求め, 気相率との関係を明らかにすることである.

深田ら (2010) は, 音響測定によって連続空気量と通

気係数を推定できることを示したが, 測定方法は試料底部からの反射波が試料表面の音響インピーダンスに影響を与える場合にしか適用できない. 本研究では, 底部からの反射波が表面の音響インピーダンスに影響を与えないように試料を長くした. このとき, 試料内に反射波がない場合の音響インピーダンスと試料内のどこかで反射が生じるような場合の音響インピーダンスの2つの異なるものが得られる可能性があり, それぞれの場合を区別することで, 気相率と通気係数の推定について, そして, 反射地点の推定を通して気相の特徴的スケールについて検討することができる.

2. 土壌の音響理論

土壌の特性音響インピーダンス Z_b (Pa s m^{-1}) と位相速度 c_b (m s^{-1}) は,

$$Z_b = \frac{Z_a}{\sqrt{\gamma}} \left(\frac{Aq^2}{\Omega^2} + \frac{i\rho_w g}{\omega\rho_{a0}\Omega\kappa_a} \right)^{1/2} \quad (1)$$

$$c_b = \frac{c_a}{\sqrt{\gamma}} \left(Bq^2 + \frac{i\rho_w g\Omega}{\omega\rho_{a0}\kappa_a} \right)^{-1/2} \quad (2)$$

で与えられる (Frederickson et al., 1996; 付録 A.1, A.3). ここで, Z_a は大気音響インピーダンス (413 Pa s m^{-1}), c_a は大気中の位相速度 (344 m s^{-1}), $i = \sqrt{-1}$, $\gamma = 1.40$, $A = 1.41 \sim 1.64$, $B = 0.99 \sim 1.21$, ρ_{a0} は大気の密度 (1.2 kg m^{-3}), ρ_w は水の密度 (1000 kg m^{-3}), g は重力加速度 (9.8 m s^{-2}), q は屈曲度 (通気の経路長と試料の厚さの比, > 1 , 無次元), Ω は気相率, κ_a は通気係数 (m s^{-1}), ω は角周波数 (rad s^{-1}) である.

Z_b, c_b が空間的にどこまでも一樣として土壌をモデル化すると, 土壌表面で測定される音響インピーダンスは Z_b となる. このときの試料内の音波は Fig. 1a に示すように減衰して消えてゆく曲線で表現できる. これより音波が十分減衰する距離の指標として指数減衰距離 d (m) を定義できる (付録 A.2).

$$d \equiv [2\text{Im}(k_b)]^{-1} \quad (3)$$

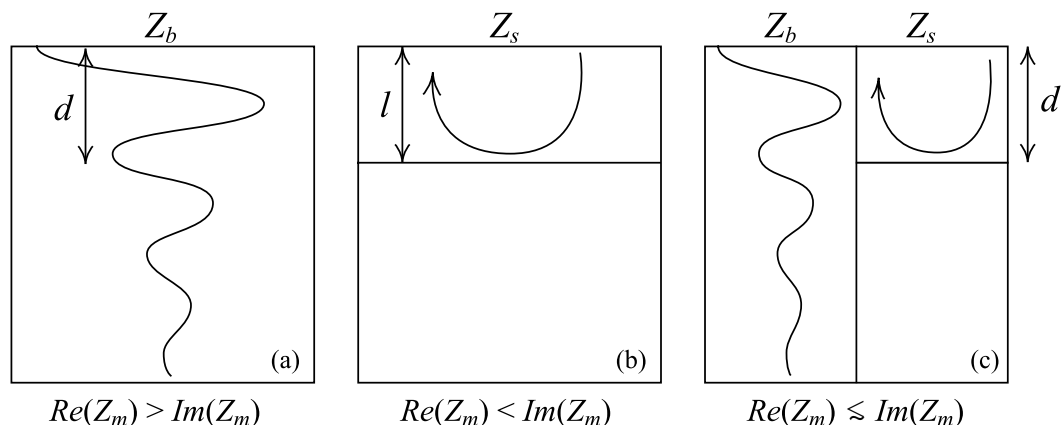


Fig. 1 音響インピーダンスのイメージ. a. Z_b , b. Z_s , c. Z_b と Z_s の混合モデル. Image of acoustic impedance. a. Z_b , b. Z_s , c. Mixed model of Z_b and Z_s .

ここで、 $Im(k_b)$ は土壌における波数 k_b (m^{-1}) の虚部である。指数減衰距離は音波の存在する深さであり、土壌表面における音響インピーダンスの測定値に影響を与えるおおよその範囲である。

Z_b, c_b で表される媒質が長さ l (m) だけ続き、固定端で終端するモデルでは、土壌表面で測定される音響インピーダンス Z_s は

$$Z_s = \rho_w g \kappa_a^{-1} \frac{l}{3} + i \frac{p_0}{\omega \Omega l} \quad (4)$$

で与えられる(付録 A.2)。ここで p_0 は大気圧 (101300 Pa) である。このときの試料内の音波の様子は、固定端で生じた反射音波が土壌表面に戻ってくるものとなる (Fig.1b)。

Z_b では $Re(Z_b) > Im(Z_b)$, Z_s には $l < d$ のとき $Re(Z_s) < Im(Z_s)$ の関係がある (付録 A.1, A.2)。ここで $Re(\)$ と $Im(\)$ は括弧内に示す複素数の実部と虚部である。そこで、測定した音響インピーダンス Z_m が $Re(Z_m) > Im(Z_m)$ ならば $Z_m = Z_b$, $Re(Z_m) < Im(Z_m)$ ならば $Z_m = Z_s$ とみなした。

音響インピーダンスから気相率と通気係数を求めるために屈曲度の気相率依存性 $q^{-2}(\Omega)$ を与える必要がある。音響測定された流れの屈曲度と気相率にはべき乗の関係 $q^{-2} = \Omega^{1/2} \sim \Omega$ が認められる (Johnson and Sen, 1981; Johnson et al., 1982)。また Attenborough (1983, 1985) は $q^{-2} = \Omega$ が音響インピーダンスのスペクトルをよく説明するとした。一方で $q^{-2}(\Omega)$ が分かれば、 $\Omega q^{-2}(\Omega)$ が通気係数の気相率依存性となる (式 (27) など)。土壌物理学では全気相と連続気相を区別する点に注意し、既存の通気係数の推定式に注目すると、連続気相率のべき乗で表されるもの (Marshall, 1958; Millington and Quirk, 1961)、ある閾値と全気相率の差分のべき乗かそれを含む式で表されるもの (Brooks and Corey, 1966; Fischer et al., 1997) などがある。そのべき指数はおおよそ 1 ~ 3 程度であり、全気相率 vs. 通気係数の曲線は線形軸上で上に凸にはならないという点で意見は一致している。後者のモデルは経験的に全気相を用いて連続気相を評価しようとした結果と考えられるため、大雑把に言って $\Omega q^{-2}(\Omega) = \Omega^{1-3}$ 、つまり $q^{-2} = \Omega^{0-2}$ となり、音響学における推定式と同様の結果を得る。ガス拡散で用いられる屈曲度の気相率依存性に注目しても、ほとんどが全気相率あるいは連続気相率のべき乗で表され、べき指数は 0 ~ 2 程度である (Currie, 1960; 遅沢, 1998; Kristensen et al., 2010)。以上より本研究では、

$$q^{-2} = \Omega \quad (5)$$

が適当であると判断した。

Z_b から $\Omega \kappa_a$ を推定する式は式 (1) より、

$$\Omega \kappa_a = \frac{Z_a^2 \rho_w g}{\gamma \omega \rho_{a0}} Im^{-1}(Z_b^2)$$

$$= \frac{\rho_w g p_0}{\omega} Im^{-1}(Z_b^2) \quad (6)$$

で与えられる。さらに式 (1) と式 (5) を合わせると、 Z_b から気相率 Ω 、通気係数 κ_a を推定する式、

$$\Omega = \left[A \frac{Z_a^2}{\gamma} Re^{-1}(Z_b^2) \right]^{1/3} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \kappa_a &= \frac{Z_a^2}{\gamma} \frac{1}{\Omega} \frac{\rho_w g}{\omega \rho_{a0}} Im^{-1}(Z_b^2) \\ &= A^{-1/3} \left(\frac{Z_a^2}{\gamma} \right)^{2/3} \frac{\rho_w g}{\omega \rho_{a0}} \frac{Re^{1/3}(Z_b^2)}{Im(Z_b^2)} \end{aligned} \quad (8)$$

を得る。本研究では $A = 1.5$ とした (付録 A.3)。 Z_s の場合は l を導入したため Ω や κ_a の推定式は得られないが、両者の積 $\Omega \kappa_a$ の推定式は式 (4) より、

$$\Omega \kappa_a = \frac{2 \rho_w g p_0}{3 \omega} Im^{-1}(Z_s^2) \quad (9)$$

となる。

3. 試料と方法

3.1 試料

鳥取砂丘砂を含水比 2.5 ~ 14% の範囲において 0.5% の間隔で所定の含水比になるように水分調整した。内径 2.5cm、長さ 7.5cm の塩化ビニルパイプの底を閉じ、数回に分けて充填し、締め固め、最後に表面を均した。一回の水分調整につき 4 個の試料を作り、試料の総数は 84 個である。鳥取砂丘砂の粒径の約 90% は 0.2 ~ 0.4mm にある。また土粒子密度は 2640 $kg\ m^{-3}$ であった。試料の乾燥密度は 1620 ~ 1650 $kg\ m^{-3}$ 、空隙率は 37 ~ 38% となった。

3.2 音響試験

Miller and Spiekermamn (1992a,b) の方法を参考にし、定在波管を用いた共鳴法により音響インピーダンスを測定した。測定システムは、上記の充填試料、定在波管 (内径 2.5cm、長さ 1m の塩化ビニルパイプで試料の容器と同じ材料)、定在波管と試料のコネクタ、スピーカー (Microspeaker 334495, Foster)、マイク (ECM-44B, Sony)、アンプ (KU-5EA-CA, エクレア)、パソコンから構成される (Fig. 2)。

はじめにパイプの一端を塩基板で閉じて基準状態を作り、スピーカーから 5 ~ 200Hz、1150 ~ 1350Hz の音を順次掃引してマイクで同時に録音し、共鳴曲線 (周波数と音圧の関係) を得た。このときパイプ内の音圧分布 $p(x,t)$ は次式で与えられる。

$$p(x,t) = D \frac{\cos \beta x}{\cos \beta L} e^{-i\omega t} \quad (10)$$

ここで D は定数 (Pa)、 β は伝播定数 (m^{-1}) とよばれ、波数 k (m^{-1}) と減衰定数 a (m^{-1}) よりなる複素量 ($\beta = k + ia$) である。 L はパイプの有効長さ (m)、 x と t は

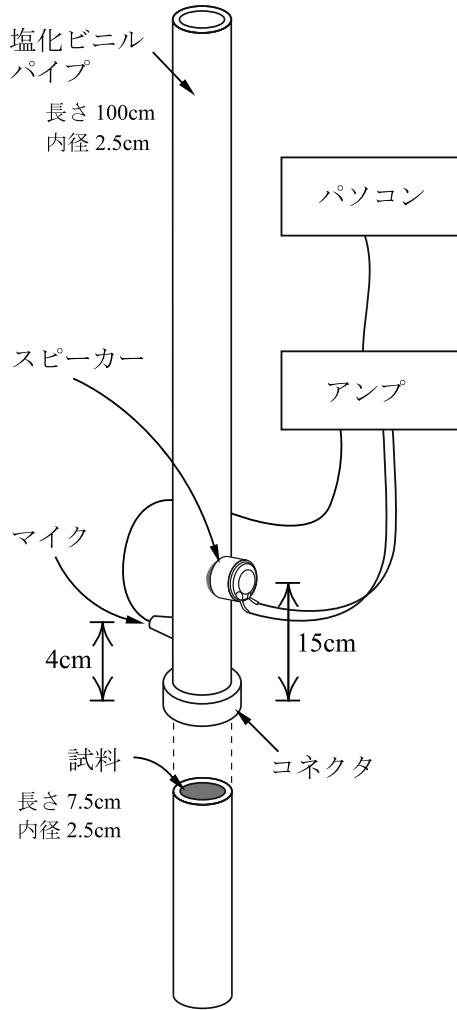


Fig. 2 音響測定装置。
Acoustic measurement system.

試料表面からの距離 (m) と時間 (s) である。5 回測定し平均した共鳴曲線に $|p^2(k)|$ がうまく当てはまるよう、曲線が最大となる周波数 (共鳴周波数) を中心に最大値の半分になるまでの範囲 (共鳴幅) に対して最小 2 乗法を適用し、 D , a , L を決定した。このとき、 $x = 0.04\text{m}$ (マイクの位置) を与えた。

次にパイプを閉じていた塩ビ板をはずし、前節で述べた試料の上に Fig. 2 のようにパイプを載せた。このときパイプの断面と試料容器が接する部分に薄くグリースを塗って気密性を高めた。そして同様の操作によって共鳴曲線を得た。このときパイプ内の音圧分布は次式で与えられる。

$$p(x,t) = D \frac{iZ_m \cos \beta x - Z_a \sin \beta x}{iZ_m \cos \beta L - Z_a \sin \beta L} e^{-i\omega t} \quad (11)$$

ここで、 Z_m は試料の音響インピーダンス (Pa s m^{-1}) である。基準状態の測定から得た D , a , L を用いて、式 (11) より共鳴曲線 $|p^2(k)|$ を描き、5 回分の測定を平均した共鳴曲線に当てはめ Z_m を求めた。5 回分の共鳴曲線のばらつきは 0.1Hz より小さい。また 1 回の測定時間は約 5 秒である。

$|Z_m| \gg Z_a$ のとき式 (11) から近似式、

$$F - F_0 = c_a Z_a / (2\pi L Z_m) \quad (12)$$

を得る (深田ら, 2010)。ここで F は共鳴幅の半分を実部 (Hz), 共鳴周波数を虚部 (Hz) にもつ複素数, F_0 は基準状態における F (実部虚部ともに Hz) である。これより $F - F_0$ の測定誤差 $\Delta(F - F_0)$ と Z_m の推定誤差 ΔZ_m の間に、

$$|\Delta Z_m| / |Z_m| = |\Delta(F - F_0)| / |F - F_0| \quad (13)$$

が成り立つ。単純のために共鳴幅の情報を捨て、共鳴周波数のみに注目すると、上記より $\Delta(F - F_0)$ は 0.1Hz 程度であり、これは $F - F_0$ に強く依存しなかった。したがって $|\Delta Z_m| / |Z_m|$ は $F - F_0$ が小さいほど (Z_m が大きいほど) 大きくなる。例えば、長さ 2.5cm の乾燥試料では $F - F_0 = 5\text{Hz}$ で、このとき $|\Delta Z_m| / |Z_m| = 1/50$ となるが、飽和に近い試料で $F - F_0 = 0.1\text{Hz}$ と観測された場合、 $|\Delta Z_m| / |Z_m| = 1$ となる。また式 (7) より、

$$|\Delta\Omega| / |\Omega| = |\Delta Re^2(Z_b)| / |3Re^2(Z_b)| \quad (14)$$

となり ($\Delta\Omega$, $\Delta Re^2(Z_b)$ はそれぞれ Ω , $Re^2(Z_b)$ の推定誤差), 右辺は $Re(Z_b) \approx Im(Z_b)$ のとき近似的に $|\Delta Z_m| / |3Z_m|$ に等しいとおけるため、 $\Delta\Omega$ は最大で Ω の 1/3 になる。同様の議論によって $\Delta(\Omega\kappa_a)$ の最大値は $2\Omega\kappa_a$ である。本研究では基準曲線から 0.1Hz のずれに相当する音響インピーダンス ($2 \times 10^5 \text{ Pa s m}^{-1}$) を閾値とし、実部または虚部が閾値を越えたものは考察の対象から外した。したがって、以上の議論が大雑把であることを考慮しても、考察に用いた Ω や $\Omega\kappa_a$ の最小値付近において $|\Delta\Omega| / |\Omega|$ や $|\Delta(\Omega\kappa_a)| / |\Omega\kappa_a|$ が最大になると予想できる。

式 (1) や式 (22)~(29) における議論から、周波数をゼロに近づけると Z_b^2 は純虚数に近づくことが分かる。このとき Z_b の実部と虚部が等しくなるため、推定できる土壌物理パラメータは 1 つ ($\Omega\kappa_a$) しかない。 Ω を推定するためには、周波数を上げ、 Z_b^2 を純虚数からずらす必要がある。本研究では、今回用いた定在波管の最低モード (80Hz) から最高モード (約 3000Hz) までに存在する共鳴の中から、比較的左右対称でピークの鋭かった 80Hz と 1250Hz の共鳴を選んだ。例えば、乾燥した砂丘砂の値として通気係数 $\kappa_a = 3\text{cm s}^{-1}$, 気相率 $\Omega = 40\%$ とし、Attenborough (1983) などより q^2 の典型的な値として 2 (無次元) を与えると、80Hz の共鳴曲線を用いた場合、式 (1) より、 Ω の推定において Z_b の実部と虚部の差を各大きさの 1/100 程度で議論しなければならないが、1250Hz の共鳴曲線を用いた場合は 1/10 程度で議論できる。したがって 1250Hz は 80Hz よりも Ω の推定に適していると考えられる。

3.3 通気試験

Grover (1955) の方法を用いて別途通気係数を測定した。音響試験後、試料に載せていた定在波管をはずし、土壌通気性測定器（大起理化工業）の通気チューブにつきなぎ換え、0.1～0.2Lの空気を約0.2～0.7（無次元）の圧力水頭勾配で30秒～30分程度かけて通気した。その後試料を炉乾燥して質量を測定した。

4. 結果と考察

4.1 音響インピーダンスの測定例

80Hz および 1250Hz 近傍の共鳴曲線の測定例と式(10), (11)を用いて計算したものをそれぞれ Fig. 3a,b に示す。測定した共鳴曲線と計算で描いたものは、ピーク付近で一致し、すその部分でずれている。これは共鳴幅の範囲のみで最小2乗法を用いたためである。若干のずれの原因としては、マイクやスピーカー固定用の穴の存在を考慮しなかったことが挙げられる。例で示した試料の音響インピーダンスは80Hzの場合、 $Z_m = 12600 + 11200i$ (Pa s m⁻¹)、1250Hzの場合、 $Z_m = 4300 + 1770i$ (Pa s m⁻¹) となった。このようにして各試料の音響インピーダンスを求めると、2つの周波数において音響インピーダンスの実部が虚部より大きい場合とその逆の場合が観測された。つまりそれぞれの大小によって4つの組み合わせがある。各ケースの測定例を2例ずつ Table 1 に示す。合わせて、実部と虚部の大小から Z_b か Z_s かを判断し、 Z_b の場合は式(6)～(8)より Ω , κ_a , $\Omega\kappa_a$ を推定した結果、 Z_s の場合は式(9)より $\Omega\kappa_a$, 式(4)と重量法の気相率より κ_a を推定した結果、および重量法の気相率、通気試験で求めた通気係数、それらの積の値も示している。閾値を超えた試料は3個あった。

4.2 気相率と通気係数の推定

$Re(Z_m) > Im(Z_m)$ を示した音響インピーダンスについて、 $Z_m = Z_b$ とみなし、 $\Omega\kappa_a$, Ω , κ_a を計算したものを Fig. 4a～f に示す。Fig. 4の横軸は重量法による気相率、通気試験による通気係数およびそれらの積であり、

以降これらを「従来法」とよぶ。Fig. 4aより80Hzにおける $\Omega\kappa_a$ の推定値は従来法で求めた値とよく一致したことがわかる。1250Hzの場合は0.04cm s⁻¹以下でばらつきが大きくなった (Fig. 4d)。Fig. 4bより80Hzにおける Ω の推定値は平均的に15%程度過小評価し、従来法による気相率で20～24%付近は大きくばらついたが、従来法とある程度一致した推定値もある（全ての測定値に対して決定係数0.48）。Fig. 4eより1250Hzにおける Ω の推定値は気相率の小さいものほど大きくばらつき、最大で15%程度の差が生じた（決定係数0.50）。 κ_a の推定値は $\Omega\kappa_a$ を Ω で割ったものであるため、 $\Omega\kappa_a$ と Ω の推定値の特徴を反映している (Fig. 4c,f)。

Fig. 4b,eに示した Ω のばらつきは Ω の大きさと同程度であり、3.2節で推定した共鳴法の精度より悪い。したがってこのばらつきは、重量法で同じ気相率であっても連続気相率が異なったためと考えられる。しかし、乾燥した砂丘砂では全気相率は連続気相率に等しい(深田ら, 2010) ため、重量法の気相率30～35%付近で見られる5%程度のばらつきが、実際の測定法の精度と考えられる。気相率の過小評価の一因として、測定時における共鳴曲線のずれが挙げられる(4.1節)。屈曲度の気相率依存性は $\Omega\kappa_a$ の推定には必要ないが Ω の推定には必要であるから、その影響は大きい。また、重量法の気相率20%以下では音響測定において無効となる封入空気の影響がある(深田ら, 2010)。

次に1250Hzにおいて $\Omega\kappa_a = 0.05$ cm s⁻¹ 付近や $\kappa_a = 0.2 \sim 0.5$ cm s⁻¹ 付近で推定値が従来法による値と10倍以上離れた要因について考察してみると、高周波数と小さな通気性の影響で音波の指数減衰距離が極端に短くなり、推定値が試料内の表層に存在した通気性のよい気相の影響を受けたことが要因として挙げられる。したがって従来法の結果に近い推定をするためにはある程度長い指数減衰距離が必要と推測できる。式(34)および角周波数 ω と周波数 f の関係 $\omega = 2\pi f$ より、指数減衰距離が $(\kappa_a/f)^{1/2}$ に比例することに注目し、Fig. 4fより $\kappa_a = 1$ cm s⁻¹ のときはほぼ推定値と従来法の結果が一致し

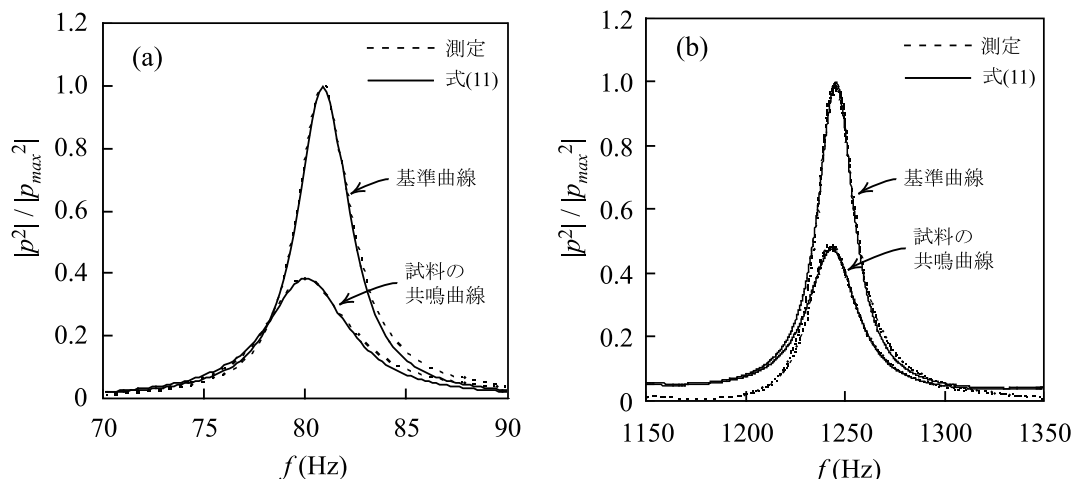


Fig. 3 共鳴曲線. a. $\Omega = 30.7\%$, $\kappa_a = 1.91$ cm s⁻¹, 80Hz 付近. b. $\Omega = 30.7\%$, $\kappa_a = 1.91$ cm s⁻¹, 1250Hz 付近.
Resonance curve. a. $\Omega = 30.7\%$, $\kappa_a = 1.91$ cm s⁻¹, around 80Hz. b. $\Omega = 30.7\%$, $\kappa_a = 1.91$ cm s⁻¹, around 1250Hz.

Table 1 音響インピーダンス測定値, 従来法による気相率と通気係数, 音響測定による気相率と通気係数の推定値の例.
Measurement examples of acoustic impedance, volumetric air content and air conductivity obtained by traditional measurement and acoustic measurement.

試料 No.	従来法				音響 (80Hz)				音響 (1250Hz)			
	Ω %	κ_a cm s ⁻¹	$\Omega\kappa_a$ cm s ⁻¹	Z_m Pa s m ⁻¹	Z_b と Z_s の区別	Ω (式7) %	κ_a cm s ⁻¹	Z_m Pa s m ⁻¹	Z_b と Z_s の区別	Ω (式7) %	κ_a (式8) cm s ⁻¹	$\Omega\kappa_a$ (式6) cm s ⁻¹
1	19.2	0.26	0.05	43800 + 37600 i	Z_b	7.8	0.71	14600 + 1560 i	Z_b	10.4	2.61	0.27
2	34.3	2.47	0.85	9930 + 9050 i	Z_b	24.2	4.18	2940 + 2040 i	Z_b	37.5	2.75	1.03
3	19.6	0.08	0.02	81800 + 98700 i	Z_s	-	0.04	29200 + 11100 i	Z_b	6.9	0.28	0.02
4	21.9	0.16	0.03	44100 + 53600 i	Z_s	-	0.12	19800 + 10400 i	Z_b	9.4	0.32	0.03
5	17.3	0.15	0.03	63300 + 46600 i	Z_b	5.1	0.61	13800 + 15900 i	Z_s	-	-	-
6	23.5	0.47	0.11	57600 + 32600 i	Z_b	4.7	1.03	9360 + 16600 i	Z_s	-	-	-
7	16.1	0.09	0.01	106000 + 123000 i	Z_s	-	0.03	17000 + 24700 i	Z_s	-	-	-
8	18.8	0.17	0.03	46800 + 51200 i	Z_s	-	0.14	10400 + 14500 i	Z_s	-	-	-

ていることから, (1cm s⁻¹ / 1250 Hz)^{1/2} 程度が必要な指数減衰距離を与えるとすると, この指数減衰距離は $\Omega = 25\%$ で約 0.5cm となる. この推測を 80Hz の場合に適用してみると, 80Hz のときは 80/1250 = 0.07cm s⁻¹ 程度まで κ_a を推定できる計算になり, 実際 Fig. 4c はその可能性を示している. つまり低い周波数ほど小さな通気係数を推定できるということである.

Fig. 4b において気相率が 20 ~ 24% 付近で比較的良好一致した結果は, 式 (7) より, $Re(Z_b^2)$ が他のものより小さく評価されたためであることが分かる. $Re(Z_b^2) = [Re^2(Z_b) - Im^2(Z_b)] = [Re(Z_b) + Im(Z_b)] \times [Re(Z_b) - Im(Z_b)]$ より, これは Z_b の実部と虚部の差が小さかったことを意味している. 実部と虚部の差を小さくするものとして反射波の影響があることから, 測定された音響インピーダンスは $Re(Z_m) > Im(Z_m)$ より Z_b に分類したが, 実際には Z_b と Z_s の混合と考えられる. 従来法の結果に近かった推定値から 5 つを選び, 次節でさらに考察する.

$\Omega\kappa_a$ の推定は 80Hz の方のばらつきが小さく, Ω の推定は 1250Hz の方が従来法の結果に近い. そこで 80Hz で求めた $\Omega\kappa_a$ を 1250Hz で求めた Ω で割って得られた κ_a の推定値を Fig. 4g に示す. 推定は主に 0.2 ~ 3cm s⁻¹ の範囲に対して 3 倍も変わらない程度である. Fig. 4c.f.g における従来法と共鳴法のずれを評価するために $\kappa_{a音} / \kappa_{a従来} > 1$ の試料に対して $\kappa_{a音} / \kappa_{a従来}$ の平均を求めると, Fig. 4c.f.g それぞれ 2.6, 4.1, 1.5 となり, Fig. 4g における従来法と共鳴法のずれは Fig. 4c.f に比べて小さい. 二種類の周波数を用いることが従来法に近い通気係数の推定値を得るための一般的な方法かどうかは明らかでないが, 気相率の推定精度を上げることによって通気係数の推定精度を向上させることができることが分かる. 例えばフルートのように金属の共鳴筒を用いて鋭い共鳴を得ることや, 高周波数における音響インピーダンスを複数個利用することなどは気相率の推定精度の向上につながると考えられる. また, 屈曲度の気相率依存性を正確に把握することは, 音響インピーダンスから気相率を推定するために必要である.

4.3 気相の特徴的スケール

今回調べた気相率の範囲を 4 つに分け, それぞれの範囲における試料数に対して $Re(Z_m) < Im(Z_m)$, つまり試料内部で反射波が生じた試料の個数と割合を Table 2 にまとめた. 気相率が高くなると反射波の影響を示す試料は少なくなる. また, 80Hz の方が反射波の影響を示す試料が多いが, これは 80Hz の指数減衰距離が長いためである. Table 2 は反射波の影響を示す試料がある確率で現れることを示している. 試料を充填したときに試料の内部で水分が気相の連続性を絶ち, それによる音響インピーダンスの変化が反射波をもたらしたと考えられる.

80Hz で $Re(Z_m) < Im(Z_m)$ を示した結果 (20 個) に前述の Z_m の実部と虚部の差が小さかった 5 つの試料の結果を合わせた計 25 個について, $Z_m = Z_s$ とみなし, 式 (4) を用いて音響インピーダンスの虚部から Ωl を

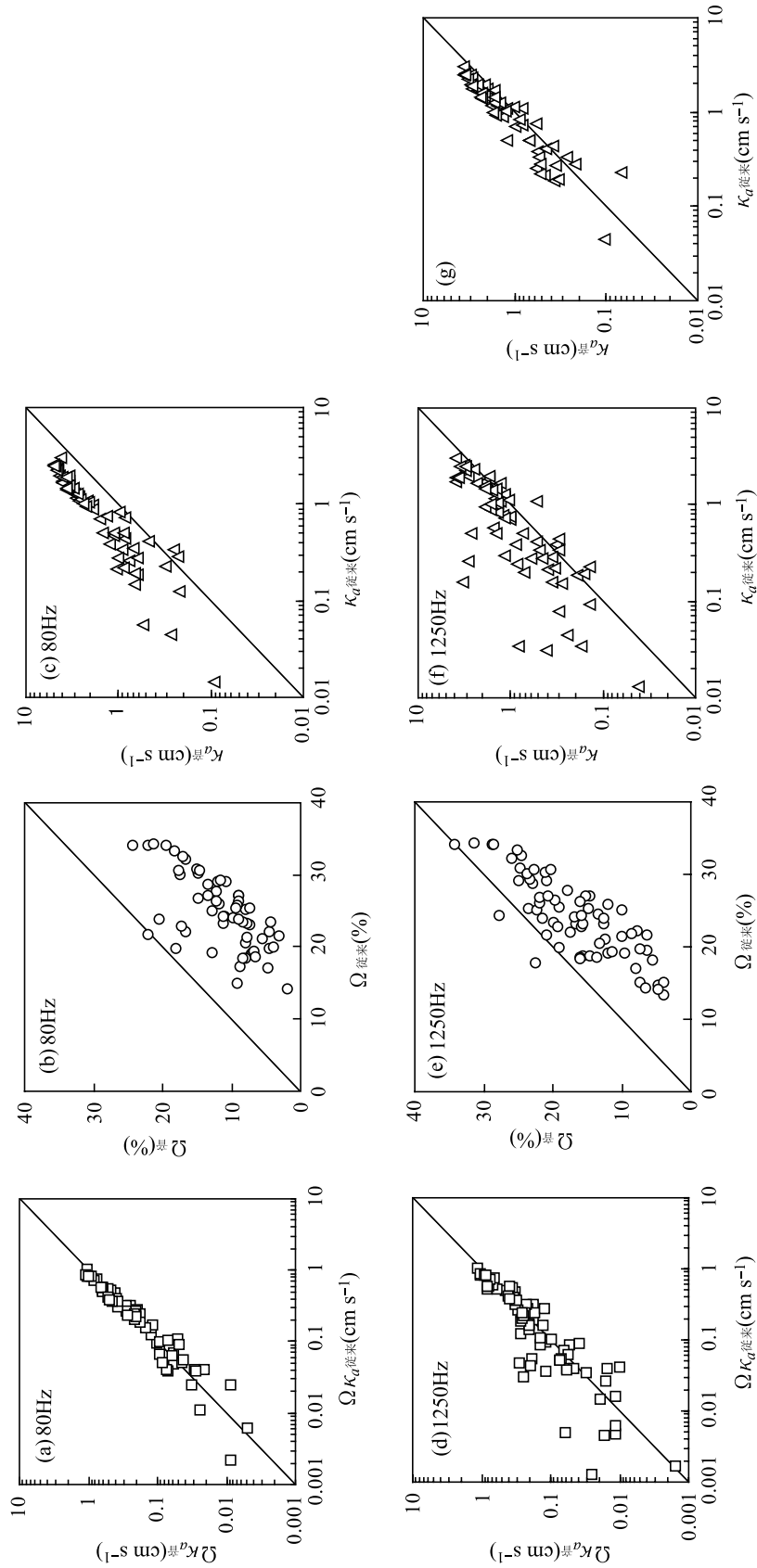


Fig. 4 $Re(Z_m) > Im(Z_m)$ の音響インピーダンスから計算した試料の気相率 Ω 、通気係数 κ_a 、およびその積 $\Omega\kappa_a$ の推定値と従来法との比較。a. $\Omega\kappa_a$ の推定値 (80Hz), b. Ω の推定値 (80Hz), c. κ_a の推定値 (80Hz), d. $\Omega\kappa_a$ の推定値 (1250Hz), e. Ω の推定値 (1250Hz), f. κ_a の推定値 (1250Hz), g. κ_a の推定値 (a と e の結果より)。
 Comparisons of volumetric air content Ω , air conductivity κ_a and those product $\Omega\kappa_a$ obtained from the acoustic impedance in the case of $Re(Z_m) > Im(Z_m)$ and those obtained by the traditional method. a. Estimates of $\Omega\kappa_a$ (80Hz), b. Estimates of Ω (80Hz), c. Estimates of κ_a (80Hz), d. Estimates of $\Omega\kappa_a$ (1250Hz), e. Estimates of Ω (1250Hz), f. Estimates of κ_a (1250Hz), g. Estimates of κ_a (from a and e).

Table 2 $Re(Z_m) < Im(Z_m)$ を示した試料の個数とその割合.
Number and proportion of samples showing $Re(Z_m) < Im(Z_m)$.

気相率 %	サンプル数 総数 個	$Re(Z_m) < Im(Z_m)$ (80Hz)		$Re(Z_m) < Im(Z_m)$ (1250Hz)	
		個	%	個	%
13.4-18.3	13	9	69	3	23
18.5-23.5	32	9	28	4	13
24.0-28.8	21	2	10	0	0
29.1-34.5	15	0	0	0	0
合計	81	20		7	

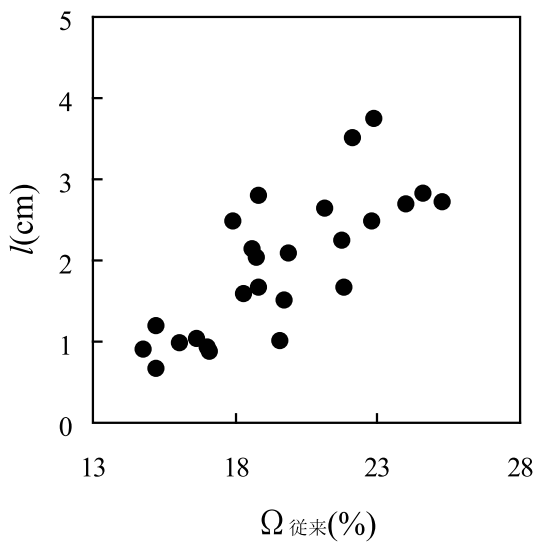


Fig. 5 試料の気相の特徴的スケール l と従来法による気相率 Ω の関係.

Relationship between characteristic scale of air phase l and volumetric air content Ω obtained by the traditional method.

計算し、重量法の気相率で割ったものを Fig. 5 に示す。 l は 0.6 ~ 3.7 cm の間にばらつき、気相率に対しておおよそ比例した。重量法の気相率が 10% 程度のとき $l=0$ となる傾向は連続気相率がゼロとなる傾向（深田ら、2010）と一致していることから、気相の連続性が切れて反射波が生じた様子がうかがえる。また気相率に対する l の増加傾向は、気相率の増加によって指数減衰距離が伸び、かつ音響インピーダンスの空間的な一様性が増すことで音波が深い範囲の反射地点に応答できるようになったことを示している。前段落の確率の議論とあわせて、気相率が小さいとき反射地点が数多く密に存在する状態から気相率の増加とともに数少なくまばらになる、つまり Z_s から Z_b に近づくイメージを描くことができる。

Fig. 6a,b の□と△は式(9)から推定した $\Omega\kappa_a$ と、式(4)と前述の l から計算した κ_a を示したものである。一部を除いてどちらの値も従来法に比べて小さめである。こ

こでもし音響インピーダンスを Z_s ではなく Z_b とみなして $\Omega\kappa_a$ を計算すると式(9)ではなく式(6)を用いると、二つの推定式は係数が 2/3 だけ異なるため、式(6)による推定値は式(9)による推定値の 3/2 倍になり通気試験の結果に近づくものが増えるはずである。つまり $\Omega\kappa_a$ を推定するという点では Z_b とみなすほうがよい。試料の内部では気相の連続性が途切れることで局所的に反射波が生じ音響インピーダンスに影響を与える。つまり Z_b に Z_s が混ざったような状態と考えられる。そして反射地点までの距離として求めた l は気相率や通気係数がおおよそ一様とみなせる平均的なスケールを表していると考えられる。そこで、混合状態の単純な表現として平均、つまり試料表面の半分が Z_b 、残り半分が Z_s となる状況 (Fig. 1c) を考え、平均から導出した $\Omega\kappa_a$ の推定式と Z_b や Z_s の場合の推定式 (式(6)と(9)) との比較を行う。その際、比較を容易にするために、以下のようにして、式(4)で表した Z_s の式を用いて Z_b を表すことを試みた。式(35)とその近似式(4)を用いて Z_s を十分長い l まで表すと分かるように (Fig. 7)、 Z_s の実部と虚部は $l=0$ 付近においてそれぞれ l に比例、反比例し、式(4)によって近似できるが、 l の増加にともない近似からずれて Z_b の実部と虚部に漸近する。式(4)による二つの曲線が交差する、つまり $Re(Z_s) = Im(Z_s)$ となる l は、式(4)と(34)より $\sqrt{6}d$ である (d は指数減衰距離)。Fig. 7 より、 $Re(Z_b)$ を近似的に表す方法として、式(4)の実部を、 $\sqrt{6}d$ より少し大きい l 、例えば $3d$ によって評価するという方法が考えられる。 $Im(Z_b)$ は逆に、 $\sqrt{6}d$ より少し小さい l 、例えば $2d$ における $Im(Z_s)$ で近似できる。つまり $Z_b \equiv Re[Z_s(l=3d)] + i Im[Z_s(l=2d)]$ である。そこで、反射の影響を表す典型的な音響インピーダンスとして $Z_s(l=d)$ を選び、上式の Z_b との平均をとると、式(4)より、

$$\begin{aligned}
 Z'_s &\equiv \frac{1}{2} \left[\rho_w g \kappa_a^{-1} \frac{d}{3} + i \frac{p_0}{\omega \Omega d} \right] + \frac{1}{2} \left[\rho_w g \kappa_a^{-1} \frac{3d}{3} + i \frac{p_0}{2\omega \Omega d} \right] \\
 &= \rho_w g \kappa_a^{-1} \frac{2d}{3} + i \frac{p_0}{\omega \Omega} \frac{3}{4d}
 \end{aligned} \tag{15}$$

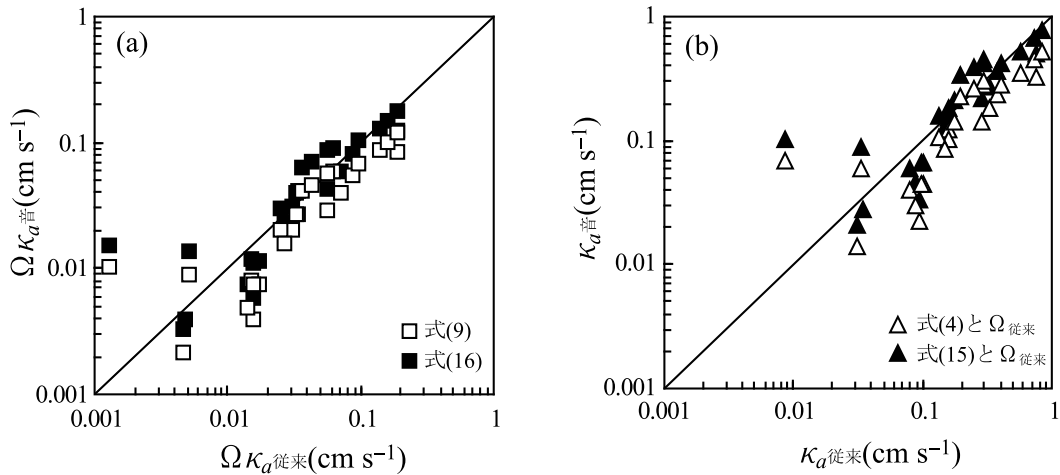


Fig. 6 80Hzにおいて反射波が存在する場合における Z_s からの推定値と混合モデルを用いた推定値. a. 気相率と通気係数の積 $\Omega\kappa_a$. b. 通気係数 κ_a .
 Estimates obtained employing Z_s and mixed model when sound reflected in the sample. a. Product of volumetric air content and air conductivity $\Omega\kappa_a$. b. Air conductivity κ_a .

となる. $Re(Z_s) < Im(Z_s)$ の影響によって $Re(Z'_s) < Im(Z'_s)$ となるため, 式(15)は $Re(Z_m) < Im(Z_m)$ の結果に適用できる. さらに, 式(15)から求めた $\Omega\kappa_a$ の推定式は,

$$\Omega\kappa_a = \frac{\rho_w g p_0}{\omega} Im^{-1}(Z_s'^2) \quad (16)$$

となり, Z_b から求めた式(6)と同じものを得る. 式(16), (15)を用いた $\Omega\kappa_a$ と κ_a の推定値 (Fig. 6a,bの■と▲)は単純に Z_s とみなした場合の推定値 (□と△)より大きく, 多くが従来法による結果に近い. これは, これらの試料が Fig. 1b のようにある深さに反射面をもつわけではなく, Fig. 1c のように試料内の一部に反射地点を持つ, つまり混合モデルの妥当性を示していると考えられる.

吸水や排水によって水分調整することで, あらかじめ水分調整したものを充填した今回の試料とは異なる気相の連続性をもつ試料を作れる可能性があるため, そのような試料を音響測定することで反射波の生じる確率や l の意味がより明確になると考えられる.

5. まとめ

本研究では音響インピーダンスから気相率と通気係数を推定する手法を提案し, その測定精度を明らかにすること, そして, 気相の均一性を特徴づけるスケールを求め, 気相率との関係を明らかにすることを目的とした. これまでの土壌の音響理論に気相率と屈曲度の関係を組み合わせ, 音響インピーダンスの測定から気相率と通気係数を求められるようにした. 結果, 気相率の推定誤差は14~34%の範囲において最大15%程度(1250Hzの場合), 通気係数の推定誤差は0.2~3 cm s^{-1} の範囲において最大3倍程度であることが分かった. この方法を通して, 試料全体にわたって音響インピーダンスを均一とみ

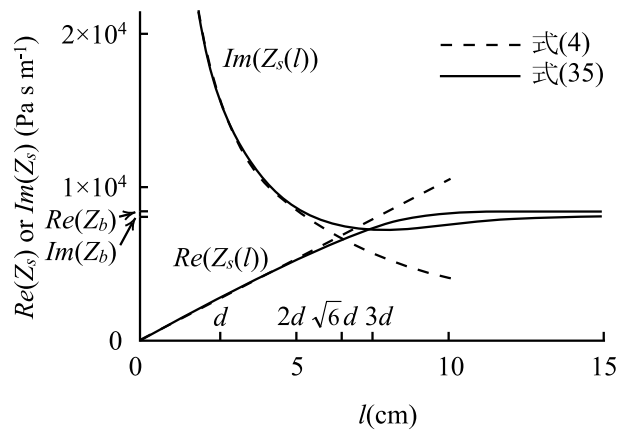


Fig. 7 式(4)と式(35)による表面音響インピーダンス Z_s , 特性音響インピーダンス Z_b , 反射地点 l , 指数減衰距離 d の関係 (気相率 $\Omega=40\%$, 通気係数 $\kappa_a=3\text{cm s}^{-1}$, 周波数 $f=100\text{Hz}$ の場合).

Relationship between surface acoustic impedance Z_s , characteristic acoustic impedance Z_b , reflection point l , and exponential decay length d in the case of volumetric air content $\Omega=40\%$, air conductivity $\kappa_a=3\text{cm s}^{-1}$, and frequency $f=100\text{Hz}$ using equations (4) and (35).

なせない確率は気相率が高いほど小さく, 80Hzにおいて気相率16%付近で6割以上, 気相率30%付近ではほぼゼロであり, そのような気相の特徴的スケールは0.6~3.7cmであり, おおよそ気相率に比例することが明らかとなった.

気相率と通気係数の測定法に関しては, 気相率, 屈曲度, 通気係数をパラメータとする特性音響インピーダンスと, それがある深さで無限大の音響インピーダンスに接続した場合に得られる表面音響インピーダンスを利用できる. 音響インピーダンスの測定値は複素数となり, 実部が虚部より大きい場合, 屈曲度と気相率の関係を仮定することで, 特性音響インピーダンスから気相率と通気係数を推定できる. 逆に虚部が実部より大きい場合は気相率や通気係数を単独で推定できないが両者の積は表

面音響インピーダンスから推定できる。そのとき試料内部の反射波の影響が認められることを利用し、従来法による気相率の測定と組みあわせることで、気相の特徴的スケールを求めることができる。後者の計算では屈曲度と気相率の関係は必要ない。

謝辞

本研究は、鳥取大学乾燥地研究センター共同利用研究(自由研究)に基づき実施され、同センターの井上光弘教授のご協力を得た。また、岐阜大学の西津貴久准教授には音響測定装置の作成に関して貴重なアドバイスをいただき、パソコンを用いた録音、音データの解析のために自作のソフトをご提供いただいた。ここに記して感謝いたします。

付録式(1),(2),(4)の導出

A.1 土壌の特性音響インピーダンス Z_b

土壌の固相、封入空気を含む液相を剛体のフレームとみなし、音の伝播は連続気相のみに生じると仮定する。実際には入射音波によって土壌を構成する固体と流体の両方が振動するが、この単純化の妥当性は Sabatier et al. (1986), Attenborough et al. (1986), Sabatier (1993) によって示されている。Hickey and Sabatier (1997) は固相と気相の振動を観測し、気相の振動が支配的な領域は地表より下 15cm 内であることを示した。この程度の範囲において音響インピーダンスと位相速度は実質上、連続気相の物理性で決まる。

一般的な特性インピーダンスとは波の復元力パラメータ T_0 (Pa) と慣性パラメータ ρ_0 (kg m^{-3}) の組み合わせ、

$$Z = \sqrt{\rho_0 T_0} \quad (17)$$

で表される量 (Pa s m^{-1}) である。音波において復元力パラメータは体積 V (m^3) に対する圧力 p (Pa) の変化の割合、

$$T_0 = -V_0 \left(\frac{dp}{dV} \right)_0 \quad (18)$$

で表される。添え字の 0 は平衡点での値であることを示す。大気中の音波の場合は断熱気体の法則 $pV^\gamma = p_0 V_0^\gamma$ より、

$$V_0 \left(\frac{dp}{dV} \right)_0 = -\gamma p_0 \quad (19)$$

ここで、 γ は定圧比熱と定積比熱の比で値は 1.4 (無次元)、 p_0 は大気圧 (101300 Pa) である。慣性パラメータとして大気の平衡時の密度 ρ_{a0} (1.2 kg m^{-3}) を与えると大気特性音響インピーダンス Z_a (Pa s m^{-1}) は式(17)~(19)より、

$$Z_a = \sqrt{\gamma p_0 \rho_{a0}} \quad (20)$$

となる。値は 413 Pa s m^{-1} である。

土壌中の音波の場合は、伝熱および粘性の影響を考慮し、さらに気相率と屈曲度を用いて気相で起きている現象を固液相を含めた全体(バルク)の視点で記述する。

伝熱の影響とは、気相の圧縮膨張にともなう生じる熱が固液相に伝わるため、気相は一定温度に保たれると考えることである。そのためバルクの復元力 T_{b0} はボイルの法則より得られる。

$$T_{b0} = -V_{b0} \left(\frac{dp}{dV} \right)_0 = \frac{p_0}{\Omega} \quad (21)$$

ここで、平衡点での気相体積 V_0 (m^3) が、試料のバルク体積 V_{b0} (m^3) と気相率 Ω の積であることを利用した。

次に粘性の影響とは、振動速度に比例した抵抗力を考慮することである。運動方程式より、

$$-\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{q^2}{\Omega} \left(\rho_{a0} \frac{\partial v}{\partial t} + R_x v \right) \quad (22)$$

q は屈曲度で通気の経路長と試料の厚さの比 (> 1 , 無次元) である。また、 v は振動速度 (m s^{-1})、 R_x は流れ抵抗 (Pa s m^{-2})、 x と t は位置 (m) と時間 (s) である。ここで、 x 軸上で見たとき試料内部の通気経路が試料の厚さに比べて q 倍だけ長く、速度 v が q/Ω 倍だけ大きくなるため、因子 q^2/Ω が現れている。次に、振動の時間依存性を角周波数 ω を用いて $e^{-i\omega t}$ と表すと式(22)は、

$$-\frac{\partial p}{\partial x} = -i\omega \rho_{b0} v \quad (23)$$

となる。ここで i は虚数単位、 ρ_{b0} (kg m^{-3}) は、

$$\rho_{b0} = \frac{q^2}{\Omega} \left(\rho_{a0} - \frac{R_x}{i\omega} \right) \quad (24)$$

で表される量である。式(17)、(21)、(24)より土壌の特性音響インピーダンスは、

$$Z_b = \left[\frac{p_0}{\Omega} \frac{q^2}{\Omega} \left(\rho_{a0} - \frac{R_x}{i\omega} \right) \right]^{1/2} \\ = \frac{Z_a}{\sqrt{\gamma}} \frac{q}{\Omega} \left(1 + \frac{iR_x}{\omega \rho_{a0}} \right)^{1/2} \quad (25)$$

となる。式中の複素数 $1 + iR_x/(\omega \rho_{a0})$ は第一象限にあり、その平方根の偏角は 45° より小さくなるため、 $Re(Z_b) > Im(Z_b)$ である。

式(19)において $\omega \rightarrow 0$ の極限をとると、

$$-\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{q^2}{\Omega} R_x v \quad (26)$$

となり，ダルシーの法則を得る．単位水頭勾配におけるフラックス（通気係数） κ_a (m s^{-1}) はこれより，

$$\rho_w g \kappa_a^{-1} = \frac{q^2}{\Omega} R_x \quad (27)$$

で与えられる．

ここで， ρ_w は水の密度 (kg m^{-3})， g は重力加速度 (m s^{-2}) である．位相速度 c (m s^{-1}) は次式で与えられる．

$$c = \sqrt{\frac{T_0}{\rho_0}} \quad (28)$$

前述と同様の議論により，大気中の音波においてこれは，

$$c_a = \sqrt{\frac{\gamma p_0}{\rho_{a0}}} \quad (29)$$

となる．値は 344m s^{-1} である．土壌中では式 (21)，(24) より，

$$c_b = \left[\frac{\frac{p_0}{\Omega}}{\frac{q^2}{\Omega} \left(\rho_{a0} - \frac{R_x}{i\omega} \right)} \right]^{1/2} \\ = \frac{1}{q} \frac{c_a}{\sqrt{\gamma}} \left(1 + \frac{iR_x}{\omega \rho_{a0}} \right)^{-1/2} \quad (30)$$

となる．また角波数 k_b (m^{-1}) は，

$$k_b = \frac{\omega}{c_b} = q \frac{\omega \sqrt{\gamma}}{c_a} \left(1 + \frac{iR_x}{\omega \rho_{a0}} \right)^{1/2} \quad (31)$$

で与えられる．

ある通気係数と周波数の組み合わせにおいて， $R_x \gg \omega \rho_{a0}$ が成り立つ場合，式 (25)，(31) によれば， Z_b^2 ， k_b^2 は事実上純虚数である． i の平方根が $2^{-1/2} (1+i)$ であることを用いると，

$$Z_b \cong \frac{Z_a}{\sqrt{\gamma}} \frac{q}{\Omega} \frac{(1+i)}{\sqrt{2}} \sqrt{\frac{R_x}{\omega \rho_{a0}}} \quad (32)$$

$$k_b \cong q \frac{\omega \sqrt{\gamma}}{c_a} \frac{(1+i)}{\sqrt{2}} \sqrt{\frac{R_x}{\omega \rho_{a0}}} \quad (33)$$

が得られる．

平面波の強度は複素振幅の絶対値の2乗に比例するから，それは距離とともに $\exp[-2 \text{Im}(k_b) x]$ の因子で減衰する（例えば Crawford, 1973）．ここで， $\text{Im}(k_b)$ (m^{-1}) は k_b の虚部である．強度が e^{-1} だけ減衰する距離 $d \equiv [2 \text{Im}(k_b)]^{-1}$ は式 (33) によって，

$$d \cong \left[2q \frac{\omega \sqrt{\gamma}}{c_a} \left(\frac{R_x}{2\omega \rho_{a0}} \right)^{1/2} \right]^{-1}$$

$$= \left[\frac{2\omega \gamma \Omega \rho_w g}{\rho_{a0} c_a^2 \kappa_a} \right]^{-1/2} \quad (34)$$

で与えられる．例えば， $\kappa_a = 3 \text{cm s}^{-1}$ ， $\Omega = 40\%$ ， $f = 100 \text{Hz}$ を与えると $d = 2.5 \text{cm}$ となる．すなわち，試料の表面から 2.5cm 進行した時点で音波の強度は 37% まで減衰する．同じ通気係数で周波数を 1000Hz に上げると，指数減衰距離は 0.8cm まで縮む．

A. 2 表面音響インピーダンス Z_s

音波が十分減衰する前に固定端にぶつかり，発生した反射波が共鳴筒内に戻ってきた場合に測定される音響インピーダンスは表面音響インピーダンスとよばれ，

$$Z_s = Z_b \coth(-ik_b l) \quad (35)$$

によって与えられる (Meyer and Neumann, 1972; Beranek, 1942; Attenborough, 1985)．ここで l (m) は表面から反射地点までの距離である． \coth の変数が 1 に比べて小さいときはさらに次の近似が有効である．

$$Z_s \cong Z_b (1/(-ik_b l) + (-ik_b l)/3) \quad (36)$$

式 (25)，(31) を代入し整理して，

$$Z_s \cong \frac{q^2}{\Omega} R_x \frac{l}{3} + i \left(\frac{p_0}{\omega \Omega l} - \frac{q^2 \rho_{a0}}{\Omega} \omega \frac{l}{3} \right) \quad (37)$$

を得る． l が小さくなるほど虚部が大きくなるため， Z_s には $\text{Re}(Z_s) < \text{Im}(Z_s)$ の特徴がある．

周波数 $f = 100 \text{Hz}$ ， $l \equiv d = 2.5 \text{cm}$ のときは，式 (37) の虚部の第1項が第2項の 400 倍程度になる．そこで虚部第2項を捨て，式 (27) を代入して，

$$Z_s \cong \rho_w g \kappa_a^{-1} \frac{l}{3} + i \frac{p_0}{\omega \Omega l} \quad (38)$$

を得る (2章の式 (4))． $f = 1000 \text{Hz}$ のときは第2項を捨てられない．反射波の影響を観測するためには，音波が減衰し消えてしまうまでに反射して表面に戻る必要があるから， l は d と同程度か d より小さくしなければならない．底を閉じた十分短い試料を用いることで気相率に関係なく式 (38) を使えるようにしたのが深田ら (2010) の研究である．それに対し本研究では十分長い試料を用いることで式 (25) を使うことを意図している．式 (35) と (38) に $\kappa_a = 3 \text{cm s}^{-1}$ ， $\Omega = 40\%$ ， $f = 100 \text{Hz}$ を与え， Z_s を l の関数で表したものを Fig. 7 に示す．

A. 3 厳密解を考慮した Z_b の修正

上記の k_b ， Z_b は次の2点を仮定しているため近似式となっている．一つ目に，復元力が断熱的か等温的かは周波数によるがここでは等温的としている．次に，間隙内の速度分布を考えていない．ある間隙の形状に対し，

正確な速度分布とその周波数依存性を求めることで、 ρ_0 、 T_0 の厳密な周波数依存性を求めることができる。正確な解が得られている間隙断面には、円 (Zwikker and Kosten, 1949)、長方形、三角形 (Stinson and Champoux, 1992) などがある。また、任意の形状への拡張 (Attenborough, 1983) や間隙径が対数正規分布数する場合に必要な補正関数の導入 (Horoshenkov et al., 1998; Horoshenkov and Swift, 2001) なども検討されている。

例えば、円管内の音波を特徴づける慣性パラメータ ρ_0 は、

$$\rho_0 = \rho_{a0} \left[1 - \frac{2}{y} \frac{J_1(y)}{J_0(y)} \right]^{-1} \quad (39)$$

で与えられ (Zwikker and Kosten, 1949)、この中の変数 y (無次元) は、

$$y = \sqrt{\frac{-i\omega\rho_{a0}}{\mu}} r \quad (40)$$

で与えられる。ここで、 r は円管の半径 (m)、 μ は粘性係数 (18.2×10^{-6} Pa s)、 J_0 と J_1 はそれぞれ0次、1次の第1種ベッセル関数である。そして $|y| \ll 1$ (低周波数) のとき式 (39) の近似として、

$$\rho_0 \cong \frac{4}{3} \rho_{a0} - \frac{1}{i\omega} \frac{8\mu}{r^2} = \frac{4}{3} \rho_{a0} - \frac{R_x}{i\omega} \quad (41)$$

が成り立つ。これに q^2/Ω をかけてバルクへ拡張したものは、式 (24) と実部の係数が $4/3$ だけ異なり虚部は変わらない。円管に限らず厳密解が知られている間隙断面について、厳密解の低周波数近似の慣性パラメータは、式 (41) のような形で表され実部の係数が異なる。その結果、音響インピーダンスと位相速度の低周波数近似式は式 (25)、(30) から次のように修正される。

$$Z_b = \frac{Z_a}{\sqrt{\gamma}} \frac{q}{\Omega} \left(A + \frac{iR_x}{\omega\rho_{a0}} \right)^{1/2} \quad (42)$$

$$c_b = \frac{1}{q} \frac{c_a}{\sqrt{\gamma}} \left(B + \frac{iR_x}{\omega\rho_{a0}} \right)^{-1/2} \quad (43)$$

ここで、 $A=1.41\sim 1.64$ 、 $B=0.99\sim 1.21$ である (Frederickson et al., 1996)。 A の中に式 (41) で示した値 $4/3 \cong 1.33$ が含まれないのは、修正式に粘性に加えて伝熱の影響が考慮されているからである。最終的に式 (42)、(43) に式 (27) を代入し、2章の式 (1)、(2) を得る。

ここで、通気係数が $\kappa_a = 3\text{cm s}^{-1}$ ($R_x = 6.5 \times 10^4 \text{Pa s m}^{-2}$) となるように半径約 0.05mm の円管の束を考えて、低周波数近似が成り立つ周波数範囲 ($y < 1$) を求めると、式 (40) より、

$$\sqrt{\omega} < \frac{\sqrt{\mu/\rho_{a0}}}{r},$$

$$f < \frac{\mu/\rho_{a0}}{2\pi r^2} = \frac{R_x/\rho_{a0}}{16\pi} = \frac{6.5 \times 10^4/1.2}{16 \times 3.14} \cong 1100$$

となる。ここで $R_x = 8\mu/r^2$ (円管の場合) および式 (27) を用いた。Hess et al. (1990) も $100\sim 1000\text{Hz}$ 程度において低周波数近似が有効だとしている。本研究では 80Hz 付近と 1250Hz 付近の音波を用いるが、どちらに対しても低周波数近似を用いて結果を考察している。

シンボルリスト

シンボル	説明	(単位)
A	定数	(無次元)
B	定数	(無次元)
c	位相速度	(m s^{-1})
c_a	大気中の位相速度	(344 m s^{-1})
c_b	土壌中の位相速度	(m s^{-1})
d	指数減衰距離	(m)
D	定数	(Pa)
F	(共鳴幅/2) - i (共鳴周波数)	(Hz)
F_0	基準状態における F	(Hz)
g	重力加速度	(9.8 m s^{-2})
i	虚数単位	(無次元)
$Im()$	括弧内の虚部	(括弧内の単位)
J_0	0次第1種ベッセル関数	(無次元)
J_1	1次第1種ベッセル関数	(無次元)
k	波数	(m^{-1})
k_b	土壌中の波数	(m^{-1})
l	土壌表面から反射面までの距離	(m)
L	パイプの有効長さ	(m)
p	圧力、音圧	(Pa)
p_0	大気圧	(101300 Pa)
q	屈曲度	(無次元)
r	円管の半径	(m)
$Re()$	括弧内の実部	(括弧内の単位)
R_x	流れ抵抗	(Pa s m^{-2})
t	時間	(s)
T_0	復元力パラメータ	(Pa)
T_{b0}	土壌の復元力パラメータ	(Pa)
v	振動速度	(m s^{-1})
V	体積	(m^3)
V_0	平衡時の体積	(m^3)
V_{b0}	土壌の体積	(m^3)
x	位置	(m)
y	ベッセル関数 J_0, J_1 の変数	(無次元)
Z	特性インピーダンス	(Pa s m^{-1})
Z_a	大気の音響インピーダンス	(413 Pa s m^{-1})
Z_b	土壌の特性音響インピーダンス	(Pa s m^{-1})
Z_m	音響インピーダンス測定値	(Pa s m^{-1})
Z_s	表面音響インピーダンス	(Pa s m^{-1})
a	減衰定数	(m^{-1})

β	伝播定数	(m^{-1})
γ	定圧比熱と定積比熱の比	(1.4, 無次元)
κ_a	通気係数	(m s^{-1})
μ	粘性係数	($18.2 \times 10^{-6} \text{ Pa s}$)
ρ_0	慣性パラメータ	(kg m^{-3})
ρ_{b0}	土壌の慣性パラメータ	(kg m^{-3})
ρ_{a0}	大気密度	(1.2 kg m^{-3})
ρ_w	水の密度	(1000 kg m^{-3})
ω	角周波数	(rad s^{-1})
Ω	気相率	(無次元)

Sci. Soc. Am. J., 61: 1348-1354.

Frederickson, C. K., Sabatier, J. M., and Raspet, R. (1996) : Acoustic characterization of rigid-frame air-filled porous media using both reflection and transmission measurements. J. Acoust. Soc. Am., 99: 1326-1332.

深田耕太郎, 三野徹, 中村公人 (2010) : 音波の共鳴現象を利用した砂の連続空気量と通気係数の測定. 土壌の物理性, 115: 3-13.

Grover, B. L. (1955) : Simplified air permeameters for soil in place. Soil Sci. Soc. Proc., 19: 414-418.

Hess, H. M., Attenborough, K. and Heap, N. W. (1990) : Ground characterization by short-range propagation measurements. J. Acoust. Soc. Am., 87: 1975-1986.

Hickey, C. J. and Sabatier, J. M. (1997) : Measurements of two types of dilatational waves in an air-filled unconsolidated sand. J. Acoust. Soc. Am., 102: 128-136.

Horoshenkov, K. V., Attenborough, K. and Chandler-Wilde, S. N. (1998) : Pade approximants for the acoustical properties of rigid frame porous media with pore size distributions. J. Acoust. Soc. Am., 104: 1198-1209.

Horoshenkov, K. V. and Swift, M. J. (2001) : The acoustic properties of granular materials with pore size distribution close to log-normal. J. Acoust. Soc. Am., 110: 2371-2378.

Horoshenkov, K. V. and Mohamed, H. A. (2006) : Experimental investigation of the effects of water saturation on acoustic admittance of sandy soils. J. Acoust. Soc. Am., 120: 1910-1921.

Johnson, D. L. and Sen, P. N. (1981) : Multiple scattering of acoustic waves with application to the index of refraction of fourth sound. Phys. Rev. B, 24: 2486-2496.

Johnson, D. L., Plona, T. J. and Scala C. (1982) : Tortuosity and acoustic slow waves. Phys. Rev. Lett., 49: 1840-1844.

Kristensen, A. H., Thorbjorn, A., Jensen, M. P., Pedersen, M. and Moldrup, P. (2010) : Gas-phase diffusivity and tortuosity of structured soils. J. Contam. Hydrol., 115: 26-33.

Marshall, T. J. (1958) : A relation between permeability and size distribution of pores. J. Soil Sci., 9: 1-8.

Martens, M. J. M., van der Heijden, L. A. M., Walthaus, H. H. J. and van Rens, W. J. J. (1985) : Classification of soils based on acoustic impedance, air flow resistivity, and other physical soil parameters. J. Acoust. Soc. Am., 78: 970-980.

Meyer, E. and Neumann, E. G. (1972) : Physical and applied acoustics: An introduction. pp.1-38, Academic press, New York.

Millington, R. J. and Quirk, J. P. (1961) : Permeability of porous solids. Trans. Faraday Soc., 57: 1200-1207.

Mills, C. A. and Spiekermann, C. E. (1992a) : Evaluating acoustic absorption coefficients by comparative analysis-Theory part. J. Acoust. Soc. Am., 91: 696-703.

Mills, C. A. and Spiekermann, C. E. (1992b) : Evaluating

引用文献

Attenborough, K. (1983) : Acoustical characteristics of rigid fibrous absorbents and granular materials. J. Acoust. Soc. Am., 73: 785-799.

Attenborough, K. (1985) : Acoustical impedance models for outdoor ground surfaces. J. Sound Vib., 99: 521-544.

Attenborough, K., Sabatier, J. M., Bass, H. E. and Bolen, L. N. (1986) : The acoustic transfer function at the surface of a layered poroelastic soil. J. Acoust. Soc. Am., 79: 1353-1358.

Beranek, L. L. (1942) : Acoustic impedance of porous materials. J. Acoust. Soc. Am., 13: 248-260.

Bolen, L. N. and Bass, H. E. (1981) : Effects of ground cover on the propagation of sound through the atmosphere. J. Acoust. Soc. Am., 69: 950-954.

Brooks, R. H. and Corey, M. A. (1966) : Properties of porous media affecting fluid flow. J. Irrig. Drain. Div. Amer. Soc. Civil Eng. 92 (IR2) : 61-88.

Chu, W. T. (1986) : Transfer function technique for impedance and absorption measurements in an impedance tube using a single microphone. J. Acoust. Soc. Am., 80: 555-560.

Cramond, A. J. and Don, C. G. (1987) : Effects of moisture content on soil impedance. J. Acoust. Soc. Am., 82: 293-301.

Crawford, Jr., F. S., 高橋秀俊監訳 (1973) : パークレー物理学コース3 波動 (上), pp.337-344, 丸善, 東京.

Currie, J. A. (1960) : Gaseous diffusion in porous media. Part 2. - Dry granular materials. Brit. J. Appl. Phys., 11: 318-324.

Delany, M. E. and Bazley, E. N. (1970) : Acoustical properties of fibrous absorbent materials. Appl. Acoust., 3: 105-116.

Dickinson, P. J. and Doak, P. E. (1970) : Measurements of the normal acoustic impedance of ground surfaces. J. Sound Vib., 13: 309-322.

Embleton, T. F. W., Piercy, J. E., and Daigle, G. A. (1983) : Effective flow resistivity of ground surfaces determined acoustical measurements. J. Acoust. Soc. Am., 74: 1239-1244.

Fischer, U., Dury, O., Fluhler, H. and van Genuchten, M. T. (1997) : Modeling nonwetting-phase relative permeability accounting for a discontinuous nonwetting phase. Soil

- acoustic absorption coefficients by comparative analysis-Experimental part. *J. Acoust. Soc. Am.*, 91: 704-712.
- Mohamed, M. H. A. and Horoshenkov, K. V. (2009) : Airborne acoustic method to determine the volumetric water content of unsaturated sands. *J. Geotech. Geoenviron. Eng.*, 135: 1872-1882.
- Moore, H. M. and Attenborough, K. (1992) : Acoustic determination of air-filled porosity and relative air permeability of soils. *J. Soil Sci.*, 43: 211-228.
- Nocke, C., Mellert, V., Waters-Fuller, T., Attenborough, K. and Li, K. M. (1997) : Impedance deduction from broad-band, point-source measurements at grazing incidence. *Acustica*, 83: 1085-1090.
- 遅沢省子 (1998) : 土壌中のガスの拡散測定法とその土壌診断やガス動態解析への応用. 農業環境技術研究所報告, 15: 1-66.
- Sabatier, J. M., Bass, H. E., Bolen, L. N., Attenborough, K. and Sastry, V. V. S. S. (1986) : The interaction of airborne sound with the porous ground: the theoretical formulation. *J. Acoust. Soc. Am.*, 79: 1345-1352.
- Sabatier, J. M., Hess, H., Arnott, W. P., Attenborough, K., Romkens, M. J. M. and Grissinger, E. H. (1990) : In situ measurements of soil physical properties by acoustical techniques. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54: 658-672.
- Sabatier, J. M., Raspet, R. and Frederickson, C. K. (1993) : An improved procedure for the determination of ground parameters using level difference measurements. *J. Acoust. Soc. Am.*, 94: 396-399.
- Sabatier, J. M., Sokol, D. C., Frederickson, C. K., Romkens, M. J. M., Grissinger, E. H. and Shipps, J. C. (1996) : Probe microphone instrumentation for determining soil physical properties: testing in model porous materials. *Soil Tech.*, 8: 259-274.
- Stinson M. R. and Champoux, Y. (1992) : Propagation of sound and the assignment of shape factors in model porous materials having simple pore geometries. *J. Acoust. Soc. Am.*, 91: 685-695.
- Yaniv, S. L. (1973) : Impedance tube measurement of propagation constant and characteristic impedance of porous acoustical material. *J. Acoust. Soc. Am.*, 54: 1138-1142.
- Zwikker, C. and Kosten, C. W. (1949) : Sound absorbing materials. pp.1-51, Elsevier, Amsterdam.

要 旨

土壌の音響理論の発展にともない土壌の物理性の音響測定法が研究されてきたが、通気係数の測定法に関する研究は不十分である。またその発展段階で土壌の気相構造を特徴づけるスケールを音波によって評価できる可能性が指摘されたが、その値や水分条件との関係は明らかになっていない。そこで本研究では、通気係数の測定を完成させ、気相率と通気係数の音響測定を通して気相構造の特徴的スケールを求めることを目的とした。音響理論に気相率と屈曲度の関係を組み合わせ、音響インピーダンスから気相率と通気係数を計算する式を導出した。試料として鳥取砂丘砂を用いた。結果、気相率の推定誤差は14～34%の範囲において最大15%程度、通気係数の推定誤差は $0.2 \sim 3\text{cm s}^{-1}$ の範囲において最大3倍程度となった。また、試料には特徴的スケールを持つ気相の集まりとみなせるものが存在し、その値は $0.6 \sim 3.7\text{cm}$ 程度で、おおよそ気相率に比例することが明らかとなった。

キーワード：音波, 土壌空気, 気相率, 通気係数

古典を読む

J. R. Philip and D. A. de Vries 著
「温度勾配下における多孔体中の水分移動」を基にした研究展開
—液島モデルからマイクロ・ヒートパイプモデルへ—粕渕辰昭¹・百瀬年彦²・坂口 巖³

Development of Research based on Philip, J. R. and de Vries, D. A. (1957) : Moisture movement in porous materials under temperature gradients

— From the liquid island model to the micro heat pipe model —

Tatsuaki KASUBUCHI¹, Toshihiko MOMOSE² and Iwao SAKAGUCHI³

1. はじめに

—エネルギー輸送と物質移動—

土中におけるエネルギー輸送と物質移動とは分かちがたく結びついている。

私たちはこれまで土中の熱伝導のメカニズムや熱伝導率測定を応用した水分量の推定などに関心をもって取り組んできた。そのため、物質移動現象については当初から十分関心があったわけではなかった。しかし、自然と物質移動にも着目せざるをえなくなった。

その端緒になったのは、土の熱伝導率の温度依存性である (Hiraiwa and Kasubuchi, 2000)。物質の熱伝導率は相が単一の状態では温度依存性はあまり大きくない。とくに気体は温度依存性が小さく、固体や液体もそれほど大きくない。ところが、土の熱伝導率は温度依存性が大きい (Fig. 1)。図からも明らかのように土の熱伝導率は温度と水分量に影響され、温度が高くなるにつれて大きくなり、適度に水分が存在するときに温度依存性は最も大きくなる。これらのことから、土の熱伝導率の温度依存性には水の相変化が影響していると考えられた。すなわち、液体→気体→液体という変化であり、水分移動によって潜熱が移動し、その結果として温度依存性が生じると考えられた。また、この温度依存性は熱伝導率から水分量を推定するうえで避けては通れない課題でもあった。(なお、潜熱による輸送は、厳密には熱伝導ではない。“見かけの熱伝導率”というのがより正確であるがここでは慣行的に熱伝導率とさせていただいた。)

土中の水分移動と熱輸送のつながりをわかりやすく説明したのは、Philip and de Vries (1957) の液島モデルであった。土壌物理の教科書にはたいして紹介されているほどよく知られている。この液島モデルを最初に発表した論文は、本誌の「古典を読む」で詳細に紹介されている (坂井・取出, 2006)。

もう1つ取り上げなければならないのは、Philip らの5年前に出された論文 Gurr, Marshall and Hutton (1952) “Movement of water in soil due to a temperature gradient” である。彼らは温度勾配下における液状水移動のトレーサーとして塩化物を用いて、さまざまな水分条件下で塩化物と水分の分布を詳細に調べた。これは熱と水の同時輸送についての記念碑的論文であり、実験データは今も参考になる。

他にもエネルギー輸送と物質移動に関連する論文は多い。これらのうち、1950年代から70年代にかけての一連の熱・水同時輸送に関する諸論文については、上記の2つの論文を含め、宮崎毅氏による優れた総説「温度勾配下の不飽和水分移動」(1976) が本誌に掲載されている。氏の20歳代後半の力作である。それまでの熱・物質同時移動現象を整理し、問題点を指摘したこの総説には現在も学ぶべきことが多い。

1970年代以降は熱・水同時輸送に関して多くの実験的、理論的な取り組みが行われてきた。その際、得られた結果に対する主要な説明の1つが液島モデルである (例えば、Cass et al., 1984)。

一方、私たちは液島モデルと Gurr らの実験結果および結論には問題点があると考えた。

そこでここでは、その問題点とそれを克服するために私たちが取り組んだ内容を中心に報告する。すなわち、土中での熱と水との同時移動を「ヒートパイプ」現象として捉え、これをどのように実験的に証明し、論文として公表したかの試行錯誤のプロセスである。

そのため、本報告はこれまでの「古典を読む」とはかなり趣を異にしている。「古典を読む」のジャンルに必ず

¹Faculty of Agriculture, Yamagata Univ., 1-23, Wakaba-machi, Tsuruoka. 997-8555, Japan. Corresponding author : 粕渕辰昭, 山形大学農学部

²Department of Hydrogeology, Barvarian Environment Agency, Hans-Hogn-Str. 12, Hof 95030, Germany.

³Ecotopia Science Institute, Nagoya University, Nagoya 464-8603, Japan.

2011年8月12日受稿, 2011年11月22日受理
土壌の物理性 119号, 53-64 (2011)

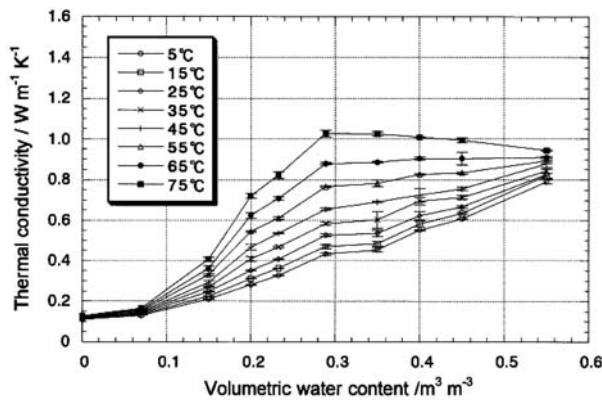


Fig. 1 土 (火山灰土) の熱伝導率の温度依存性 (Hiraiwa and Kasubuchi, 2000)

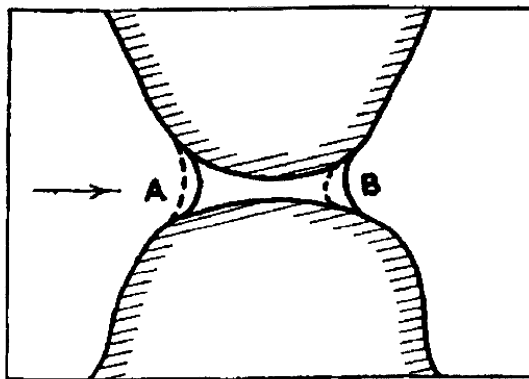


Fig. 2 液島モデル (原図) (Philip et al., 1957)

しも合致しているとは思えない。むしろ甚だしくはずれているとさえ言えるであろう。しかし、敢えて書かせていただくことにした。最初にその点を読者の皆様にご理解を得ておきたい。

2. 液島モデルへの疑問

液島モデルは、一見して分かりやすい。しかも、図に示すように、ドミノ倒しのように面白い (Fig. 2)。しかし、よくよく考えてみると、このモデルに関して次のような疑問が生じる。

疑問①：土粒子を覆う水膜を無視することはできないのではないか

土中では気体と接する土粒子の表面には少なくとも1分子層以上の水膜が存在する。水膜厚さは水ポテンシャルによって決まる。メニスカスが存在する液体表面では、当然、そのメニスカスに連結した水膜も土粒子周辺に存在する。

水分子はランダムに液状水から飛び出す。当然、飛び出す方向はメニスカスのあるところへとは限らない。液体の表面に到達した気体の水分子はそこに吸収されるか反射される。温度にもよるが気体の平均自由行程はごく短い。例えば、常温の水蒸気の平均自由行程は 10^{-4} mmのオーダーである。土の間隙内の水分子が、土粒子を取りまく水膜にも出入りしていることは容易に想像できる。

ところが、この図には水膜が描かれていない。彼らも水膜の存在は認識していたので、メニスカスにおける水分移動を強調するために敢えて書かなかったのではないかと思われる。しかし、水蒸気移動を論じる場合、固体粒子をとりまく水膜の存在を無視することはできない。

疑問②：水蒸気移動が最大になるときの初期水分量の決定の仕方は妥当なのか

土中の水分が増えるに従い、低温側から高温側への液

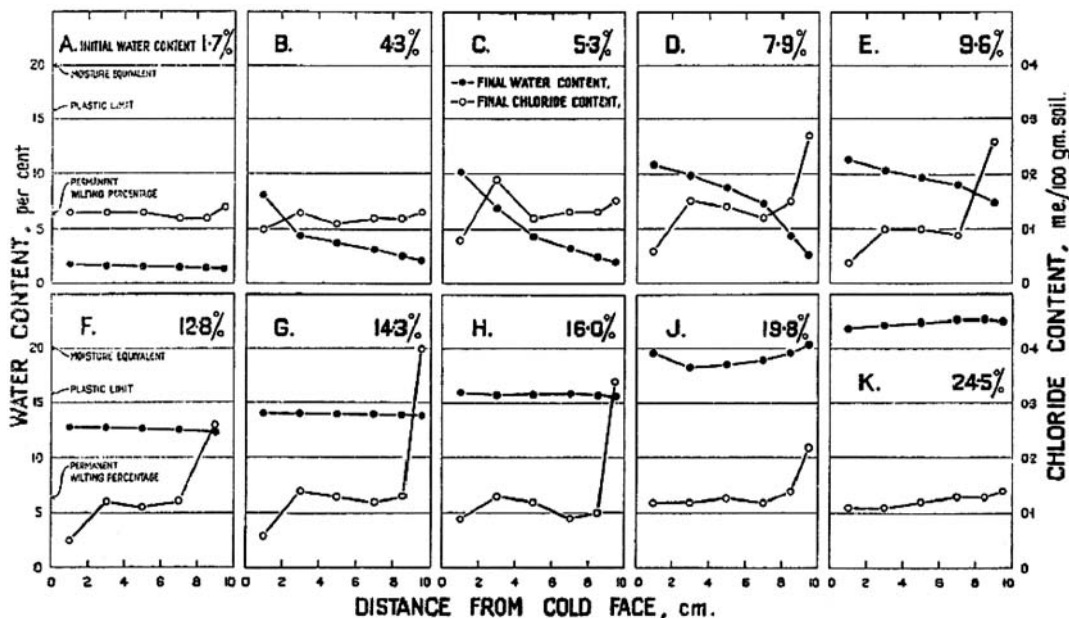


Fig. 3 Gurr らによる実験結果 (Gurr et al., 1952). 図中の数字 (%) は初期水分量。

状水の戻りが始まる。Philip らは、この水の戻りが始まる初期水分量付近で、水蒸気移動が最も大きくなると述べている。

はたして、そうだろうか。

私たちはここで、Philip らの主張が、Gurr らの実験結果と矛盾していることを見出した。

Gurr らの結果 (Fig. 3) をみでみる。Philip らの言う”液状水の戻り”が始まる水分量とは、カラム C・Dあたりであろう。カラム C よりも乾燥した水分量では、塩化物量の分布はほぼ一定であるのに対し、カラム D の塩化物量は、高温側で増加し低温側で減少する。塩化物量の増加は、当然、低温側からの液状水の戻りによってもたらされる。Philip らによれば、カラム C・D あたりで最大の水蒸気移動が起こることになる。

私たちは、C、D の pF 値がそれぞれ 4.5、3.9 (−3000 ~ −800J/kg) と比較的大きい (ポテンシャルは小さい) ことに注目した。後ほど示すように、私たちの実験で最大の熱伝導率を示したのは −600 ~ −6J/kg であった。最大の水蒸気移動は C、D ではなく、水分勾配の無くなった F、G、H であろうと私たちは考えた。

さらに、私たちはカラム G で高温側と低温側の塩化物量の差が最も大きくなっていることにも着目した。先にも述べたが、高温側の塩化物量の増加は低温側からの水の戻りによってもたらされる。つまり、カラム G は水の戻りが多い。水の戻りが多いということは、定常条件であるため、高温側から低温側への水蒸気移動も大きいはずである (水の戻りは液状水移動であるので、高温側から低温側への水移動は、水蒸気移動が主体になるであろう)。なおかつ、Gurr らのデータをよく見てみると、カラム E・F における塩化物量の高温側の測定点が、他に比べ 1 つ少ないことに気がつく。何らかの理由で測定できなかったのかも知れないが、高温側 2 点の平均値をとったようにも見える。もし、カラム E・F の塩化物量の測定点数が他と同じであったならば、カラム E・F の塩化物量の差が最も大きくなっていたのではないだろうか。

Philip らはこうした塩化物量の差について、ほとんど議論していない。そして、カラム C、D で水蒸気移動が最も大きくなるという Gurr らの結論を踏襲し、そのメカ

ニズムを液島モデル (Fig. 2) として発表した。

液島モデルの発表後、温度勾配下における水分移動に関する研究のほとんどが、水分勾配が形成される水分量、いわゆる低水分量を対象にしている。研究者たちにとって、水分勾配が形成されないような中・高水分量は、あまり関心がなかったのかもしれない。しかし、私たちは中・高水分量にこそ温度勾配下の水蒸気移動が最大になるメカニズムが隠されていると考えた。

では、液島モデルに代わるものは何だろうか。

これに関して、ヒートパイプである可能性の指摘 (粕測・中野, 1989) や、空隙内における水の循環流の仮説 (塩沢, 1991) など、かなり以前から指摘されてきていた。これらに続いて、私たちも土がヒートパイプとして機能する現象の解明へと取り組みを進めていくことになった。

3. 土がヒートパイプ現象をもつことの確信

3.1 ヒートパイプとは

ヒートパイプは、密閉したパイプの中に揮発性の作動液 (例えば水) を封入したものであり、パイプの内壁にはウイックという毛細管構造が貼り付けられていることが多い (Fig. 4)。このパイプの一端を加熱するとそこで作動液が蒸発し、その分子は低温側のもう一方の端に向かって音速で進み、そこで液化 (凝縮) する。このとき、凝縮熱が発生する。液化した作動液は毛細管を伝わり再び蒸発した高温側に移動する。この時、高温側から低温側に熱が輸送される。工業的に利用されているヒートパイプのなかには、固体では最も熱伝導率の大きい銀の千倍以上にも達するものもある。高温端と低温端近くを除いて、ヒートパイプ内の温度は恒温であり、その値は高温端と低温端の中間にある。また、近年ではパイプの長さが 1 mm 未満のものも開発されている。

3.2 減圧条件下の温度・水分依存性の実験

私たちが減圧下で熱伝導率を測ろうと考えたのは、1997 年に山形県天童市で行われた熱物性学会の東北支部例会に粕測が招かれたときである。この例会で土の熱伝導率の温度依存性などについて話したあとの質疑応答が契機になった。そこで「温度依存性はヒートパイプ現象によるものではないか」という質問が出されたが、十分

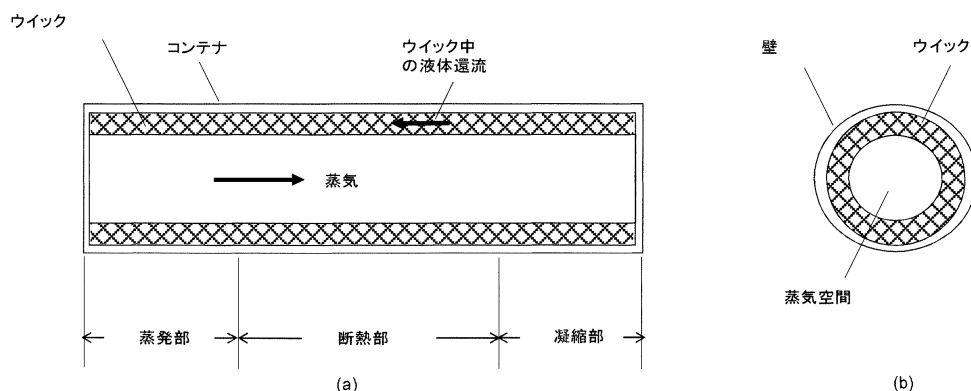


Fig. 4 ヒートパイプの概要図 (Dunn and Reay, 1978)

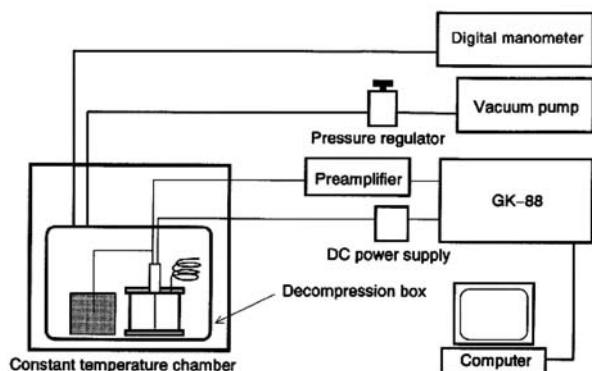


Fig. 5-1 減圧下の非定常熱伝導率測定システム (全体) (Momose and Kasubuchi, 2002)

答えることができなかった。その帰り、会場の駐車場で行った粕瀨と百瀬との会話のなかで、もし、ヒートパイプなら土を減圧すればもっと温度依存性は大きくなるのではないかと、ということになった。土の中でも空気の大部分は窒素と酸素である。これらを減らすことにより、水蒸気の流れがスムーズになるであろう。実際に、ヒートパイプでは減圧して作動液を注入している。望月ら (1998) が減圧下で熱伝導率が大きくなることを報告していたことも思い出した。

また、当時、私たちは減圧下における固気二相系の土の熱伝導率測定にも取り組んでいた (Momose and Kasubuchi, 2004)。このため、減圧の実験に取り組みやすかったことも幸いした。

百瀬はさっそくその実験に取り組んだ。

問題は、減圧にした場合、真空ポンプへの土からの水分の蒸発をどのように抑えるのか、もう一つは気圧を正確に一定にしなければならないことであった。

蒸発を抑えるのには、パスツールの「白鳥の首」の実験がヒントとなった。パスツールの無生物から生物は生まれないということを証明したとされる「白鳥の首」は、殺菌したブイヨンを入れたフラスコの首を毛細管にまで引き伸ばし、湾曲させて大気と通じさせたものである。この結果、大気中の菌はブイヨンに届くことなく、大気のみ交換させることができた。菌の拡散による侵入が毛細管によって遮断されたのである。水の分子も菌と同じく屈曲した長い毛細管では拡散移動は抑えられるだろう、そう考えて手元にあった内径0.5mmのステンレスチューブ約1mを直径5cm程度に巻きつけたものを作った。このチューブによって長時間真空ポンプで減圧しても土が乾燥しないことを実験で確かめることができた。この方法はその後、他のさまざまな実験に用い重宝した。

真空の圧を調整するには、井上光弘氏からアメリカ製の圧力調整器があることを教えていただいた。実に優れものだった。これにデジタル圧力計をつないで制御することにした (Fig. 5)。

こうして、百瀬が実験装置を製作し集中的に実験した。予想したように減圧すると熱伝導率は増加し、設定温度の飽和水蒸気圧近くまで減圧すると熱伝導率は劇的に上昇した (Fig. 6)。

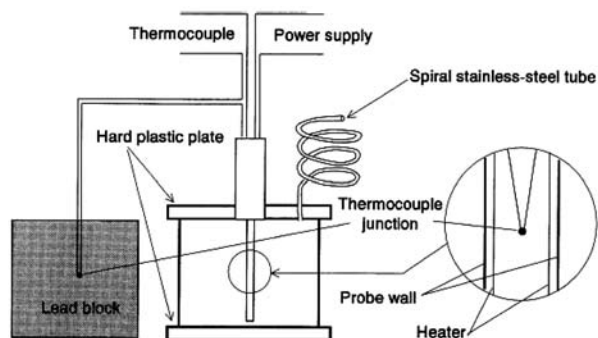


Fig. 5-2 減圧下の熱伝導率測定システム (センサー部分) (Momose and Kasubuchi, 2002)

この減圧に伴う熱伝導率の劇的な上昇は、土の間隙内の水蒸気移動の増加に起因すると考えられた。大気圧下の土の間隙内は、酸素や窒素がそのほとんどを占める。例えば、常温 (25°C) では、間隙内の気体分子の約97%が酸素や窒素である。また、酸素や窒素分子は、水分子に比べ重い。このため、常温・大気圧下では、土の中の水蒸気移動は酸素や窒素によって妨げられている。減圧とともに、酸素や窒素の気体密度は減少するのに対し水蒸気密度は一定である。その結果、水蒸気は移動しやすくなる。

熱輸送の面から土の中の水蒸気移動を考えると、以下のような過程を繰り返していると思われる。(1) 高温側で潜熱を得た液状水は、水蒸気となり、低温側へ移動する。(2) 水蒸気は、土粒子を取り巻く低温側の水膜で液状水に変わり、潜熱を放出する。(3) 放出された熱は、土粒子や液島を通じて、さらに温度の低い方へ伝導する。(4) 別の間隙内での水蒸気移動を引き起こす。

土の中では、こうした水蒸気の相変化が繰り返されることによって、熱が輸送されると考えられる。減圧下では、水蒸気は移動しやすくなるため、より多くの熱輸送が可能となる。この結果、土の熱伝導率が大きくなったと考えられた。

土の中の水蒸気移動が最大になる水分率、つまり、土の熱伝導率の気圧依存性が最大になる水分率 (水分ポテンシャル) は、火山灰土で $0.30 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (-600 Jkg^{-1})、赤黄色土で $0.25 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (-100 Jkg^{-1})、豊浦砂で $0.19 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (-6 Jkg^{-1}) であった。これらの水分率は、Hiraiwa and Kasubuchi (2000) が示した、熱伝導率の温度依存性が最も大きくなる水分率とも一致した。

しかし、減圧下における熱伝導率の劇的な上昇は、すべての水分量で生じるわけではない。Philip らが最大の水蒸気移動が生じると考えた水分量 (水分ポテンシャル $-3000 \sim -800 \text{ Jkg}^{-1}$) では、熱伝導率の気圧依存性はほとんどない。つまり、液島が存在すると言われる水分条件下、水蒸気がスムーズに動ける減圧条件下でさえ、熱伝導率は大きくならなかった。私たちは、熱伝導率の劇的な上昇 (水蒸気移動が最大になるメカニズム) はヒートパイプ現象だと確信し始めた。

しかし、ヒートパイプ現象であることを証明するには、

熱伝導率が大きくなるだけでは不十分である。その熱伝導率の上昇の原因となる蒸発する水が発熱源に還流してくることを証明しなければならない。

3.3 液状水移動の測定

私たちは液状水の還流に関係する水分移動の測定に関して十分な知識と経験を持ち合わせていなかった。とくにノウハウの多い複雑な実験は、文献を読むだけで再現することは難しい。細かい部分は論文には書ききれないからである。実際にやってみせてもらうことによって初めて正しく理解し使うことができる。実験科学では文献だけではなく、人から人へ直接の情報の伝達も不可欠である。

不飽和の水分移動に関わる測定については百瀬が農業環境技術研究所に訪問研究員として短期間滞在させていただき、長谷川周一氏から懇切な指導を受けた。研修後も引き続きOne-step法による水分拡散係数測定(長谷川, 1998)について教えていただいた。

こうして、どの土に関しても非定常ヒートプローブ法で得られた減圧下の高い熱伝導率は、水分拡散係数が $10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ を超える水分域で得られることが明らかとなった(Fig. 7)。高い熱伝導率は液状水の大きい移動性と関係していたのである。これで、高温側から低温側への水蒸気移動が大きくなる現象が、低温側から液状水が戻るときに起こっている可能性を指摘することができる。私

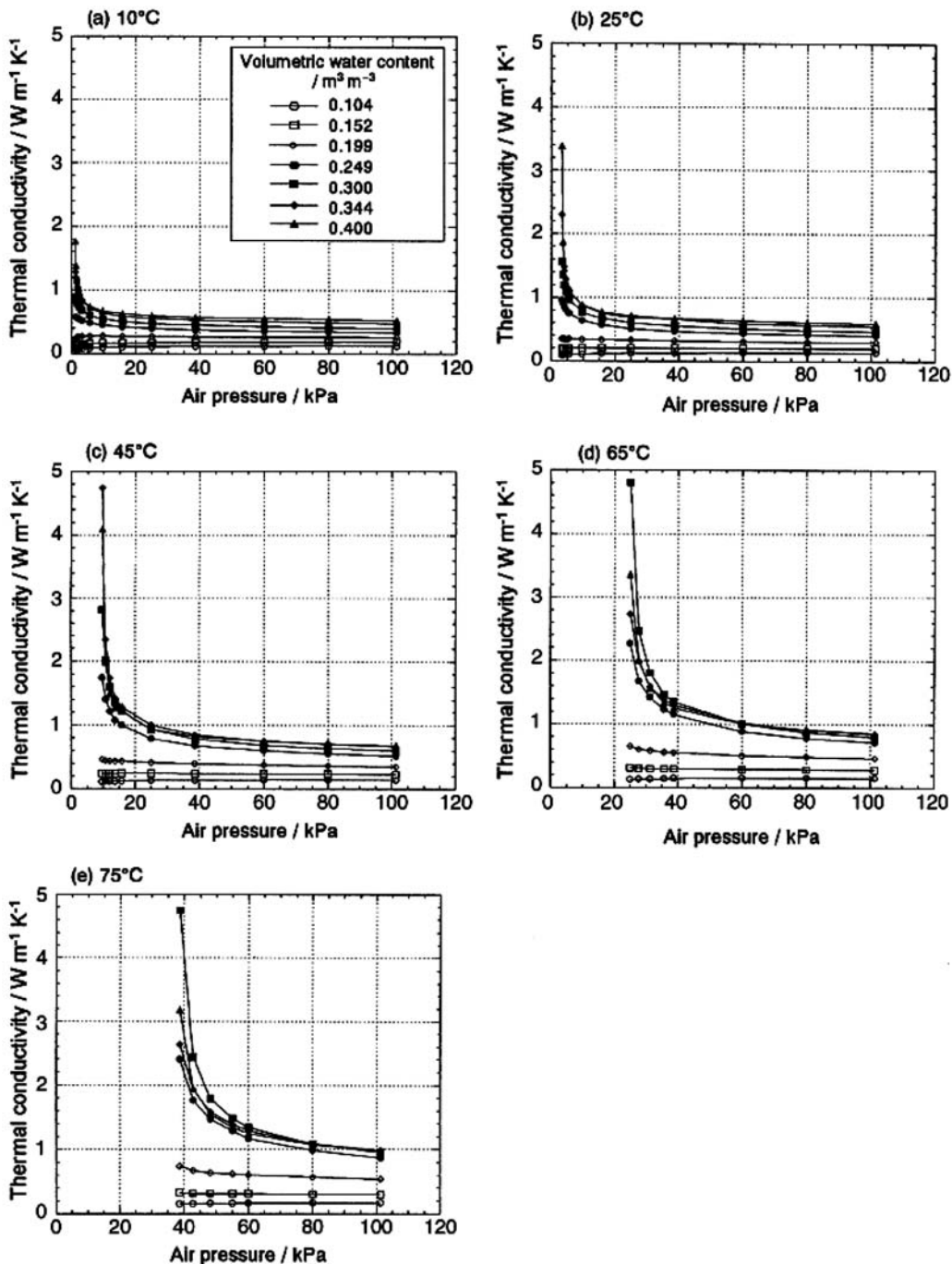


Fig. 6 減圧下の各温度条件を変えたときの火山灰土の熱伝導率 (Momose and Kasubuchi, 2002)

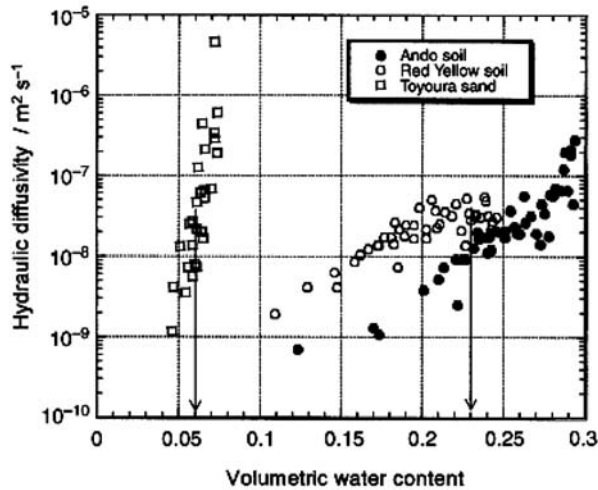


Fig. 7 体積水分率と水分拡散係数との関係 (Momose and Kasubuchi, 2002)

たちは、熱伝導率の温度依存性は、ヒートパイプ現象の結果であると確信した。

私たちがヒートパイプ現象の結果だと確信したのは、他にも理由があった。

一つは、熱伝導率測定のための試料を作っているときに偶然みつかった。熱伝導率測定のための試料づくりは、水分や固相率など均一に充填することがポイントである。低水分量の試料は、乾燥した土と水とをビニル袋に入れ、よく混ぜ合わせ、それを試料容器に充填する。ところが、この方法で高水分量の試料をつくると、土が団子状になってしまい、均一にカラムに充填することができない。そこで、高水分量の試料をつくるときには、はじめに乾燥した土を試料容器に充填し、そこに水を入れラップし、電子レンジにかけける方法を使った。このアイデアは、Horton et al. (1982) の方法を参考にしたものである。この方法は、電子レンジの加熱によって、強制的に液状水を水蒸気にし、水蒸気移動を引き起こす。水蒸気は、密度の小さいところ、すなわち、乾いたところに飛んでいき、そこで凝縮する。何回か電子レンジにかけると、最終的に水分が均一になるというユニークな仕組みである。百瀬は低水分量の試料づくりにもこの方法を使おうと考えた。電子レンジを使う方がはるかに容易だからである。電子レンジを数回かけ、外見上水分が均一になっていることを確認した後、土の中の水分分布がどうなっているのかを調べた。結果は予想を大きく外れていた。試料内部は、明らかに乾燥していたのである。

電子レンジにかけた直後の土は、全体が高温になっている。それを室温で冷やすと、外側から徐々に冷える。この過程で、容器壁面に水が集積する。この集積した水は内部へ戻らない。このため、内部が乾燥したと考えられた。低水分量の土には、電子レンジは使えなかったのである。ところが、高水分量の土は、水分分布が均一になる。これは、冷却過程で、試料内部から試料壁面に向かう水蒸気移動量と同じ量の液状が試料内部に戻るからである。まさにヒートパイプ現象であった。そして、電

子レンジが使える水分量域は、減圧下で高い熱伝導率が得られる水分量域と一致することを突き止めた。そのため、私たちは、ここからもヒートパイプ現象だと確信できた。

もう一つは、熱伝導率が大きくなる水分量の土を厚さ 6 cm 直径 30 cm という大きめの円盤型容器に充填した実験から見いだした。この円盤型試料の中心にヒートプローブを設置し、プローブに数時間通電・加熱し続け、そのときのプローブの温度変化を記録した。熱をかけ続けると当然プローブ周辺の水分は移動し、熱伝導率が低下することも予想された。しかし、プローブの温度上昇は時間の対数軸に線形で表された。つまり、熱伝導率は一定となることがわかった。水分の還流をこれからも確信した。

しかし、こうした内容は、論文には書かなかった。

3.4 “ヒートパイプ現象” 論文のリジェクト

最初に EJSS (European Journal of Soil Science) に投稿した原稿では、結論に「これはヒートパイプ現象」である、と書いた。表題も “Heat pipe phenomenon in soil” と自信をもって投稿した。

しかし、査読者からはあっさりと「その結論は受け入れられない。もし、そのことを主張するのなら、査読者とかかなりの論議が必要である。実験事実だけの論文としてなら掲載に同意するが」とのコメントが帰ってきた。論議が長引きそうなことが予測された。悩んだ末に、最終的にこの提案を受け入れ、ヒートパイプ現象であるとの結論は削除した。

削除したのは、実験事実だけでも論文として意義があると考えたこと、もう一つは、ヒートパイプ現象であるという確固たる「事実」が提出できていないことであった。熱伝導率の測定法が非定常法であるということも納得が得られない理由の一つであった。つまり、定常的なヒートパイプ現象ではなく、一過性の単なる蒸発を測っているのではないか、という懸念もあったと思う。すなわち、定常温度勾配下の減圧状態で熱流量が大きくなり、同時に低温部から高温部への液状水の移動量も大きくなることを「実験事実として」示していないという点であった。

私たちは、このとき、それならヒートパイプ現象を「実験事実」として証明してみよう、と決意した。そして論文の最後に近い部分で、

“We should need to measure the heat and water fluxes in a steady state under reduced air pressure” と書いた (Momose and Kasubuchi, 2002)。

このことに関連して、かつて、何かの機会に岩田進午氏から聞いた話を思い出した。それはヨーロッパ学派とアメリカ学派の相違についてである。氏は、「ヨーロッパ、とくにイギリスはジョン・ロック以来の経験主義 (empiricism) が伝統的に強く、実験事実に基づき厳密に解析する傾向が強い。一方、アメリカはプラグマティズム (pragmatism) の影響が強い」と話しておられた。私たちは、この経験主義を受け入れることになった。

4. 実験的証明

ヒートパイプ現象であることを実験的に証明するには、定常温度勾配下で大きな熱流が生じていること、水が循環していることの2つを示す必要があった。

もしGurrらが土のカラム内のどこか1ヶ所に熱流板を設置して、熱流量を測定していたならば、ヒートパイプ現象と同様の現象を観測していたはずである。彼らが熱流量測定を行わなかったのはなぜだろうか。熱輸送にまで思慮が及んでいなかったのか、あるいは測ろうとしたが測れなかったのか。

とにかく、一つひとつ実験してみるしかない。そう考えて実験を開始した。以下はその経過である。

4.1 装置開発の2つの問題点

さっそく熱流板を作ることにした。2002年の夏である。卒論のテーマにも取り上げ、開始した。しかし、これは思いのほか難題だった。熱流板そのものは容易に作ることができる。すなわち、一定の熱伝導率を有する板（普通はアクリルなどのプラスチック板。この時は熱流量が大きくなることが予想されたため、熱伝導率が比較的大きなステンレス板を選んだ）を熱の流れる方向に垂直に置き、金属板の両面の温度差を求めれば可能である。物理の実験書にはそのように書かれている。

結果から言うとなれなかった。理由は、2つあった。1つは、カラム周辺の環境温度（周辺温度）を一定にしなければならないが、土のカラムをGurrらのように10 cmと長くすると、断熱材で覆っても、カラムと周囲との間に温度差が生じ、複雑な熱流が生じることである。

最初、その温度をカラムに接する高温側と低温側の平均値（中間値）にした。その後、周辺温度を高温端や低温端の温度に設定する実験も行った。

その結果わかったのは、周辺温度を平均値にした場合、高温に近いカラムの部分からは熱が流れ出し、低温に近い部分には熱が流入していた。そのためカラムの温度勾配が場所によらず一定にならなかった。カラムを断熱しようとしても、実際は完全な断熱はできないからである。

もう1つは、熱流板の位置によっても異なるが、試料と熱流板との間に熱の接触抵抗が生じることである。このため熱流板両面の温度差は測れてもカラムの正確な熱流量が得られない。

4.2 問題点の解決

最初の問題であるカラムと周囲との間に生じる複雑な熱損失・熱流入については、試料箱を金属板（ステンレス）で覆うことで切り抜けることができた。この金属箱の両端を熱源（ヒートソースとヒートシンクの両者）に直接接触させることで、金属板に一定の温度勾配を生じさせ、金属板と試料との温度分布をほぼ同じにすることを考えた。これによって、土のカラムに線形の温度分布を生じさせることが可能になった。

しかし、2つ目の課題、すなわち、接触抵抗によって生じる温度差（とくに、高温側における）を避けることはどうしてもできなかった。この難問は、しばらくして

百瀬の「サーモモジュールに通電して熱流板として使う」という逆転の発想によって解決することができた。すなわち、サーモモジュールを副次的な熱源として利用する方法である。

サーモモジュールは数センチ角、厚さ数ミリで、半導体の集合体（熱電対の集合体である熱電堆と原理は同じ）であり、両端を薄いセラミックで覆ったものである。両面の温度差1度あたり数mVの出力が得られるので、温度差を測定するためのプリアンプを必要としない。逆にサーモモジュールに電気を流して温度差を作り出すことも可能である（直流を使った冷蔵庫、温蔵庫にはサーモモジュールが使われている）。

百瀬の提案は、サーモモジュールを温度差を測る熱流板（ゼーベック素子）として使うのではなく、発熱体（ペルチェ素子）として使う方法であった。具体的にはサーモモジュールの1面を熱源に接着し、もう一方の面に熱伝導率が高い銅板を貼り付け、土のカラムと接触させる。銅板にサーミスタを貼り付け温度を測定し、サーモモジュールの両端の温度が同じになるようにサーモモジュールに通電する。この時の電流量を記録する。つまり、サーモモジュールの両端を常に同じ温度にするために熱抵抗のあるモジュールの本体部分を発熱させる。こうすることで土の試料が熱抵抗なしに直接熱源と接している状態を作り出す。もちろん、サーモモジュールの電気抵抗値が測定温度によって変化しないことを確かめた上である。理論上、この時の発熱量が試料への熱流量と一致する。なぜなら、定常流であるなら、どこでも熱流量は同じとなるからである。

4.3 装置の様々な工夫

最初から熱源（ヒートソース、ヒートシンクとも）には十分注意を払った。熱源は銅の箱を用い、この中に一定の温度の水を流す方法をとった。水温を一定にするために大きめの断熱水槽を用いた。熱容量が小さいと温度変動が大きくなるからである。また、熱源となる銅の箱には水流が層流となって土との接触面に温度分布が生じないよう、箱内に邪魔板を入れ、乱流を生じさせた。これは、熱源について相談した萩原清市氏（東京理工）からいただいたアドバイスであり、同社に特注して製作していただいた。

水分がどのように分布しているかは、ヒートパイプ現象の重要なポイントである。破壊して測定することも可能だが、繰り返し実験するためには非破壊計測が不可欠である。この測定にはキャンベルのTDR装置を使った。長さ5 cmの電極2本からなる小さなセンサーを作成し、縦・横5 cm、長さ10 cmのカラムの長さ方向に2 cm間隔で5ヶ所にセンサーを垂直方向に挿入した。センサーそれぞれをキャリブレーションし、少なくとも1%以下の精度で水分が測定できることを確認した。これにより試料を破壊することなく繰り返し正確に水分を追うことができた。TDRセンサーの2本の電極の片方に温度測定のための熱電対を組み込んだ（Fig. 8）。

4.4 百瀬と坂口の交代, そして新しい装置による実験の開始

装置を作り上げ, ようやく測定できるようになった2004年の春, 百瀬は就職するために大学を離れることになった. このとき, 入れ替わるように坂口が博士課程に入学した. そこで百瀬の就職先に無理にお願いして, 1ヶ月だけ就職を延期してもらうことにした. この間を利用して坂口と百瀬の間で装置の詳細な引継ぎを行うことが

できた.

坂口は修士課程まで過ごした鳥取大学で熱の取り扱いや解析に必要な知識と経験をかなり有していたので, 引継ぎは比較的容易であった. 引き継いだ彼は, 3年間, 徹底して計測と解析に没頭した. おそらく, 研究室で過ごした時間が最も長かった一人ではないだろうか. そのため, 坂口に粕測はいつでも会うことができた.

彼の緻密な実験結果が次々にもたらされ, 大きな熱流

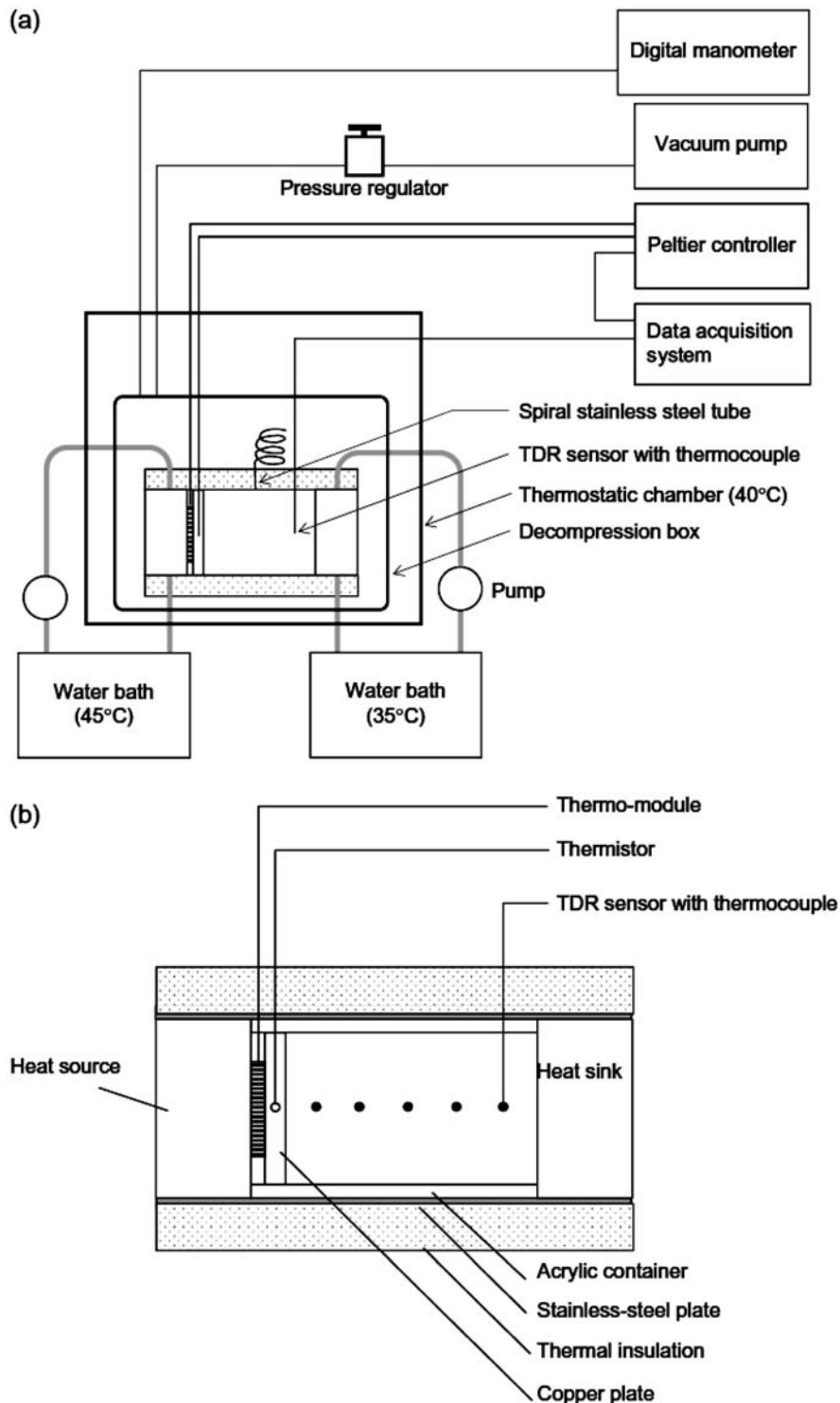


Fig. 8 減圧条件下の定常熱フラックス測定システム (Momose et al., 2008)

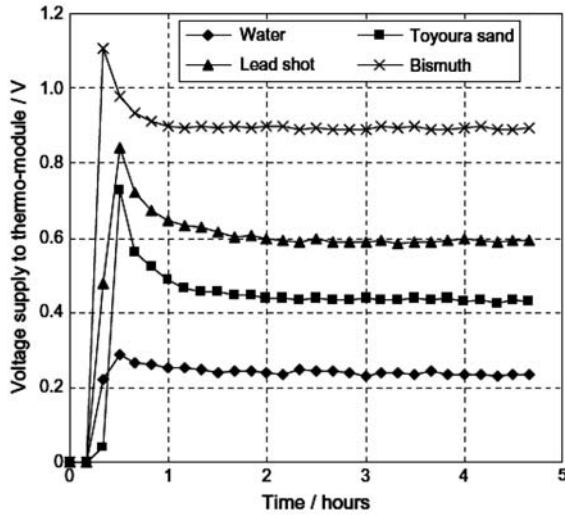


Fig. 9 減圧条件下の各種試料におけるサーモジュールへの供給電圧の時間変化。
(熱フラックスはこの供給電圧の2乗に比例している.)
(Momose et al.,2008)

が定常的に生じること、そのときの温度勾配とフラックスとから得られた熱伝導率が、非定常法で測定した熱伝導率と一致することを確認することができた。また、水分分布がカラム全体で均一になっていること、これが長時間継続すること、すなわち土がヒートパイプとして機

能していることを実験によって確かめることができた (Fig. 9, 10)。

実験そのものも決してスムーズに進んだわけではなかったが、論文として受理されるためにはさらに5年が必要であった。

5. 論文としてのとりまとめ

—装置開発の論文化—

論文として発表できるためにもいくつかの問題を解決しなければならなかった。論文を発表する雑誌は最初からEJSSと決めていた。それまでに掲載された一連の論文の経過があること、さらに、編集長や査読者とフェアで真摯なやり取りが可能であることを実感していたからである。ときにはレフリーから表現法、句読点にいたるまで論文の細部にわたり鉛筆で細かく（とても読みづらかったが）指摘を受けることもできた。

装置開発の論文と、ヒートパイプの証明の論文の2つにすることにした。1報では長すぎて収まりきらなかったからである。装置に関する論文は百瀬が、ヒートパイプの論文は坂口がそれぞれレスポンスオーバーになった。

最初の難関は、測定装置の論文化であった。装置の論文が通らなければ、ヒートパイプ現象を説明することはできない。しかし、この装置は複雑であり、これに先行する論

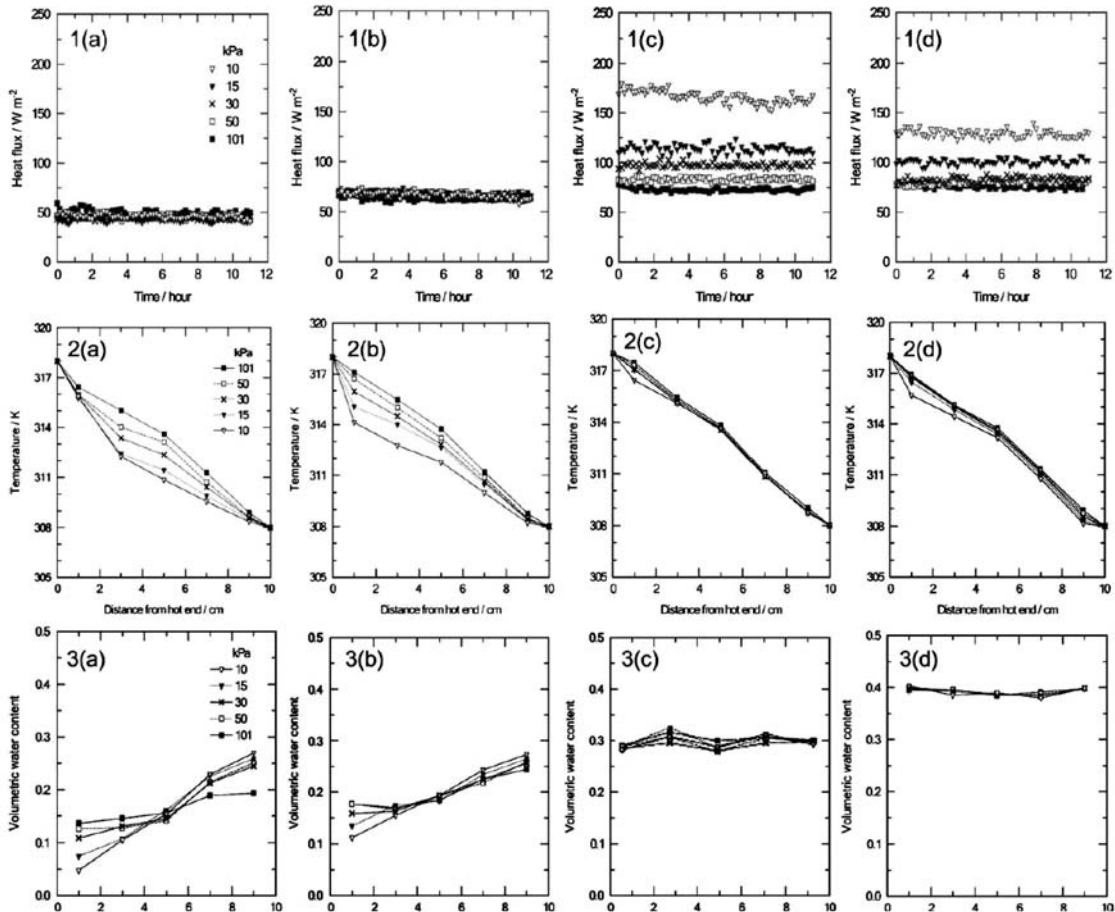


Fig. 10 定常温度勾配下の減圧状態の、1: 熱フラックス、2: 温度、3: 水分量の変化。
(初期水分 a:0.15, b:0.20, c:0.30, d:0.40) (Sakaguchi et al., 2009)

文がないため、どのような構成にするかに手間取った。

最初、装置の開発の経緯をそのまま論文にして投稿した。しかし、レフリーの理解が全く得られなかった。ほぼ却下で返ってきた。論文の意図が不明と取られたのである。

そこで、論文の構成を根本から変え、定常熱伝導測定装置である Guarded-hot-plate method (ASTM-C177) (ASTMは日本のJISに相当するアメリカ材料試験協会の規格)を減圧下の土の定常熱伝導率を測定するために改良したという構成にして再投稿した。実際は、最初から ASTM-C177 の存在を知っていたのではなかった。しかし、いろいろ調べていくうちにこの規格に出会い、やや、強引ではあるがこの規格を改良したという筋書きにすれば、納得が得られるのではないかと考えたからである。

論文の結論部分には、Gurrらの実験結果を液島モデルでは説明できないことを書き、併せて次の論文への伏線も忘れずに入れた。

“These experimental facts are entirely at odds with the interpretation by Gurr et al. (1952), although they obtained similar results to ours. In their conclusion, the maximum vapour transfer occurred when the largest gradient of water content was formed. Their misunderstanding may have been the result of not having a heat flux measurement. In addition, we found that the liquid island theory did not explain the maximum vapour transfer in the soil. The mechanism of vapour transfer requires further examination.”

こうして、ようやくこの論文は受理された (Momose et al., 2008)。最初に投稿してから3年が経過した。百瀬から論文が受理されたというメールがポスト先のカナダから届いた。百瀬はこの間に退職し、新たな展開を目指してセントメリーズ大の Vloděk Tarnawski 教授の下にいた。長い3年間であった。

6. ヒートパイプ現象の証明と論文化

先にも述べたように、この装置を使って、辛抱強く精密な実験を繰り返したのは坂口である。彼は、この実験に博士課程の大半を費やした。この論文だけでなく、関連した興味ある実験結果を投稿して受理されている (Sakaguchi et al., 2007)。

この論文も液島モデルに疑問を投げかける重要な視点の1つとなった。通常、土の熱伝導率は、Fig.1に示したように、温度上昇に伴って増加する。ところが、低水分状態の砂では、温度が上昇するほど熱伝導率が低下するという、これまでの常識とは逆の実験結果を得た (この現象は、砂のみにみられるものであり、ほんの少しの粘土(このときはカオリンを重量比3%)を混合しただけで、その現象はみられなくなる)。その現象が生じた低水分状態とは、水分率 $0.03-0.05\text{m}^3\text{m}^{-3}$ 付近 (水分ポテンシャルで -10Jkg^{-1} 付近) であり、液島の存在が十分に考えられる水分域であった。つまり、液島が存在する条件下でも、水蒸気移動が大きくなることを見いだした。Sakaguchi et al. (2007) ではこの現象と、液島よりも土粒子表面の水膜を重視したメカニズムについて報告した。

ヒートパイプ現象であることの証明の論文構成をどうするか、長い時間をかけて論議した。タイトルは簡潔に、“Heat pipe phenomenon in soil under reduced air pressure” とした。

6.1 マイクロ・ヒートパイプ・モデル

論文を書き進めるうちに、土がヒートパイプのように機能するという説明に1点だけ矛盾があることに気付いた。それは、前述したようにヒートパイプでは高温端と低温端を結ぶ中間領域では、温度がほとんど変化しない。一方、土のカラムでは、高温端と低温端の間で温度が線形に低下していることである。この矛盾は、土がマイクロヒートパイプの連続体であるということによって説明できる

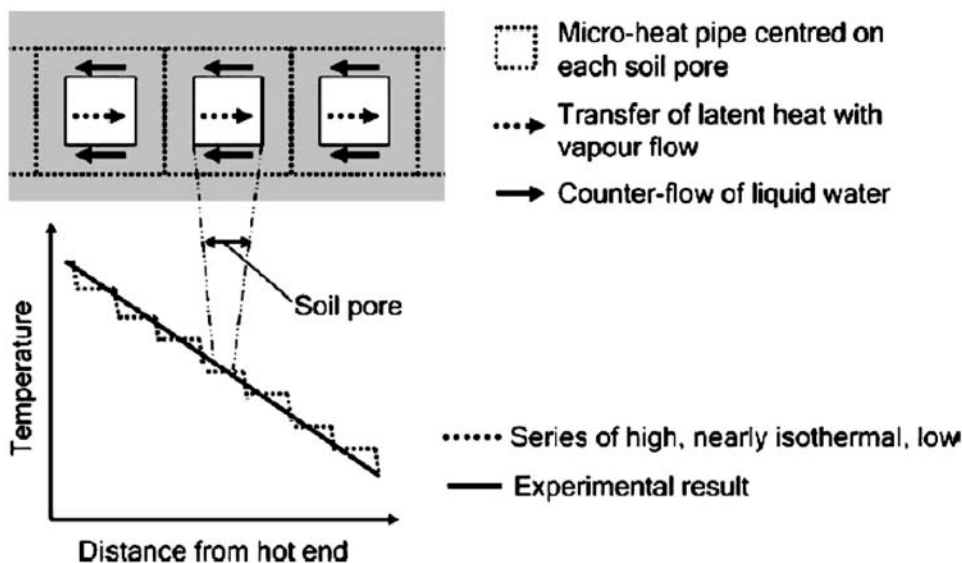


Fig. 11 マイクロ・ヒートパイプモデルの概念図 (Sakaguchi et al., 2009)

と考えた。土の小さな間隙の一つひとつがヒートパイプであり、その小さなヒートパイプが連続したものが土である、という説明である (Fig. 11)。

6.2 最後の難問

投稿した論文のレフリーとのやり取りが終ったあと、エディターから最後の難問が提起された。それは、「減圧という実験条件と現存する土との関わりは何なのか」という問題だった。これに答えなければ受理できないというのである。正直、このような設問を受けることは予想もしていなかった。減圧下で熱伝導率が大きくなる事実があり、それを証明できたのであればそれで十分ではないか、と考えたからである。しかし、答えなければ通らない。そこで、思い切って火星の土 (レゴリス) の解析にも使えるかも知れない、とイントロ部分で書くことにした。

“The experimental changes in air pressure that we used reflect those that might be experienced by regoliths on planets such as Mars.”

結果は、即、OKであった。

こうして、ようやく論文は受け入れられた (Sakaguchi et al., 2009)。長い道のりであった。論文は2009年1月に電子版に掲載され、2月に印刷出版された。

7. 終わりに

「古典を読む」ことから出発して、そこにある矛盾を明らかにし、その矛盾をどう克服することができたのかという、いわば内輪話を紹介させていただいた。

液島モデルが出てから50年以上が経過した。そしてようやくそのモデルを克服するマイクロ・ヒートパイプ・モデルに到達することができた。その間に計測装置の基本部分であるサーモモジュール、TDR法、データロガーなどが進歩したことにより、私たちの取り組みが初めて可能になったといえよう。

しかし、これで終わりではなく、むしろ新たなスタートと考えている。

たとえば、この実験は減圧ということもあり、密閉に近い状態で得られた。しかし、現実の土は密閉状態ではなく、大気と接しているオープンシステムである。このシステムのなかでどのようなエネルギーと物質の輸送現象が生じ、それが地球環境のなかでどのように機能しているのだろうか。さらに、土が持っているヒートパイプとしての機能をより発揮させる技術開発も可能ではないだろうか。一方、ここで示したようにヒートパイプ現象は土のすべての水分域で生じているわけではなく、液島モデルを完全に否定したわけでもない。あらためて液島モデルの再評価も必要になるであろう。また、温度勾配下の現象は熱力学的平衡 (熱平衡) 状態ではない。この条件下で熱平衡を仮定したこれまでの水分ポテンシャルの考え方では扱いきれない部分も生じているであろう。このため非平衡の理論・方法の導入も不可欠であろう。すべて今後に残された課題だと考えている。

多くの方々のご協力をいただいたこともあらためて記

しておきたい。

圧力調整機を教えていただいた鳥取大の井上光弘氏、水分拡散係数の測定法をご教示いただいた長谷川周一氏 (現・北大名誉教授)、装置の改良にご協力いただいた東京理工 (株) の萩原清市氏、私たちの知らなかった多くの論文を紹介していただいたセントメリーズ大の Vloděk Tarnawski 教授、失敗の多い実験に果敢に挑戦してくれた多くの卒業研究生のみなさん、などなど。

また、論文を書くなかで出会ったすばらしいレフリーの方たちへも心から感謝したい。かな釘流の下手な英語を見違えるように直していただいたり、中には関連する論文を送っていただいた方もあった。編集長以外、名前はすべて不明である。編集長とともにレフリーの方々からは著者と一緒に科学を発展させようという、あつい志を感じることができた。

最後に蛇足になるが、単純な「わかりやすさ」は、時に危険な落とし穴を内包していることがある、とつくづく思う。これをいったん受け入れてしまうと、長い間混乱が継続する。それは、ここで紹介した液島モデルに限らない。とくにそれが“著名”な研究者によって提案される場合である。その落とし穴から抜け出すには、どうしたらいいのか。私たち一人ひとりが考えるべき大切な課題だと思う。

引用文献

- ASTM C177 (2004) : Standard Test Method for Steady-State Heat Flux Measurements and Thermal Transmission Properties by Means of the Guarded-Hot-Plate Apparatus. ASTM International. West Conshohocken, PA [WWW document]. URL <http://www.astm.org>
- Cass, A., Campbell, G.S. and Jones, T.L. (1984) : Enhancement of thermal water vapor diffusion in soil. *Soil Science Society of America Journal*, 48:25-32.
- Dunn, P.D. and Reay, D.A. (1978) : Heat pipes, 伊藤謹司訳, p.3, 学献社, 東京
- Gurr, C.G., Marshall, T.J. & Hutton, J.T. (1952) : Movement of water in soil due to a temperature gradient. *Soil Science*, 74:335-345.
- 長谷川周一 (1998) : 畑作土の -0.1MPa 以下の透水係数の値, *土壤肥料学会誌*, 第70巻:194-197.
- Hiraiwa Y. and Kasubuchi T. (2000) : Temperature dependence of thermal conductivity of soil over a wide range of temperature (5-75°C). *European Journal of Soil Science*, 51:211-218.
- Horton, R., P.J. Wierenga, and D.R. Nielsen (1982) : A rapid technique for obtaining uniform water content distributions in unsaturated soil columns. *Soil Science*.133:397-399.
- 粕測辰昭, 中野政詩 (1989) : 講座「土の中の物質移動 (その9)」 - 熱エネルギーと物質移動との関係 - . *農業土木学会誌*, 57:237-241.
- 宮崎毅 (1976) : 温度勾配下の不飽和水分移動. *土壤の物理性*,

- 34:21-31.
望月秀俊, 宮崎毅, 中野政詩 (1998) : 豊浦砂の熱伝導率の塩類依存性, 農業土木学会論文集, 198:41-46.
- Momose, T. and Kasubuchi, T. (2002) : Effect of reduced air pressure on soil thermal conductivity over a wide range of water content and temperature. *European Journal of Soil Science*, 53:599-606.
- Momose, T. and Kasubuchi, T. (2004) : Estimation of the thermal separation of soil particles from the thermal conductivity under reduced air pressure. *European Journal of Soil Science*, 55:193-199.
- Momose, T., Sakaguchi, I. and Kasubuchi, T. (2008) : Development of an apparatus for measuring one-dimensional steady-state heat flux of soil under reduced air pressure. *European Journal of Soil Science*, 59:982-989.
- Philip, J.R. and de Vries, D.A. (1957) : Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Transactions of the American Geophysical Union*, 38 : 222-232.
- Sakaguchi, I., Momose, T. and Kasubuchi, T. (2007) : Decrease in thermal conductivity with increasing temperature in nearly dry sandy soil. *European Journal of Soil Science*, 58:92-97.
- Sakaguchi I., Momose T. Mochizuki H. and T. Kasubuchi (2009) : Heat pipe phenomenon in soil under reduced air pressure *European Journal of Soil Science*, 60:110-115.
- 坂井 勝, 取出伸夫 (2006) : J.R. Philip and de Vries 著「温度勾配下における多孔質体中の水分移動について」. 土壌の物理性, 103:105-112.
- 塩沢 昌 (1991) : 米国での水と熱の移動の研究, 土壌物理部会集会報告集 : 1-16.

要 旨

Philip ら (1957) の提案した液島モデルのもつ問題点を, Gurr らの実験データ (1952) とあわせて検討し, 液島モデルには, ①土粒子を覆う水膜がないこと, ②水蒸気移動が最大になるときの初期水分値が低いことを示した. この問題点を克服するには, 土がヒートパイプ現象を有することを明らかにする必要がある. そのため最終的に, 減圧下で定常温度勾配を与えた土の熱流量と水分量とを同時に測定できる定常熱フラックス測定装置を開発するとともに, それを用いて火山灰土について気圧, 水分量を変えた実験を行った. この結果, 中・高水分量域において, 土がヒートパイプとして機能することを明らかにし, マイクロ・ヒートパイプモデルとして表現した.

キーワード : 液島モデル, 温度勾配下の物質移動, 定常熱フラックス測定, マイクロ・ヒートパイプモデル

蒸発過程の土中水分移動 1. 土性の影響

齋藤広隆¹・取出伸夫²

Unsaturated water flow during evaporation from the soil surface: Effects of soil type

Hiroataka SAITO¹ and Nobuo TORIDE²

1. はじめに

これまで、土中の不飽和水分移動として土中への水の浸潤現象について解説した（取出ら，2009，2010a，2010b，2010c）。不飽和土中の水分フラックスは、バッキンガム-ダルシー則により、圧力勾配成分（以下、圧力成分）と重力成分の和で与えられる（後述（1）式）。下方への水の浸潤過程においては、圧力成分と重力成分のいずれも下方への水分移動の駆動力となる。そして、土性、境界条件、初期条件などの条件に加えて、位置と時間に依存して圧力成分と重力成分の相対的な大きさが変化し、浸潤の形態が決まることを示した。一方、地表面からの水分蒸発過程の土中水分移動は、表層の乾燥に伴い発達した圧力勾配による圧力成分が、下方への重力成分に逆らいながら生じる上方向の移動である（溝口ら，1988）。この蒸発過程の水分移動も浸潤過程の水分移動と同様に、土性、境界条件、初期条件などの条件の影響を受けるが、浸潤過程が古くから多くの研究が行われてきたのに対して、その詳細な検討事例は比較的少ない。この一つの要因は、浸潤過程に比べて蒸発過程については、リチャーズ式の解析解や近似解が少なく、水分移動の解析には数値解法が必要である点も影響していると思われる。

地表面からの水分蒸発を決定する主な要因は、気温、湿度、風速などの気象条件と土がもつ水分供給能力である。土の外部から与えられる気象条件により、大気蒸発能、すなわち、大気への自由水面からの蒸発速度である可能蒸発速度が決まる。十分に湿った土では、この可能蒸発速度で蒸発が進行する。一方、土の水分供給能力は、土性、土中の水分分布、給水の有無などの条件によって異なる。実際の地表面蒸発速度は、可能蒸発速度と土の水分供給能力のうち小さい方によって決まる。Fig. 1は、可能蒸発速度が一定のときの湿った土からの蒸発速度の時間変化の模式図である（Hillel, 2001）。十分に湿っ

た状態では、土の水分供給能力が大気蒸発能を満たし、可能蒸発速度で蒸発が進行する乾燥の第1段階（恒率乾燥段階）である。土の乾燥が進むと、水分供給能力が低下して大気蒸発能を満たすことができなくなり、蒸発速度は低下していく乾燥の第2段階（減率乾燥段階）となる。さらに乾燥が進むと、低い蒸発速度をほぼ維持する乾燥の第3段階となる。この段階では、土の水分量は低下し、土中の水蒸気移動が液状水移動に対して卓越していく。

このような地表面からの蒸発速度の評価は、土中の液状水・水蒸気・熱エネルギーの地表面までの移動と、地表面から大気への水蒸気の拡散移動を考慮した物理モデルが必要である（たとえば Saito et al., 2006）。一方、水蒸気移動を考慮せず、通常の液状水のリチャーズ式に対して、地表面境界条件として可能蒸発速度 E_p と許容最小圧力（以下、最小圧力） h_A を与える工学的な方法がある（Fayer, 2000; Šimůnek et al., 2008）。この境界条件は、恒率乾燥段階を可能蒸発速度の一定フラックス条件で与え、減率乾燥段階を最小圧力 h_A の一定圧力条件として与える。そして、気象条件が蒸発速度を制限する恒率乾燥段階と、土の水分供給能力が制限要因となる減率乾燥段階について、土中水分移動を液状水の移動式により評価することが可能である。

本解説ではこの工学的な境界条件を適用し、土中への水の浸潤過程と同様に、蒸発過程の土中水分移動について、土性、境界条件、初期条件の及ぼす影響について解

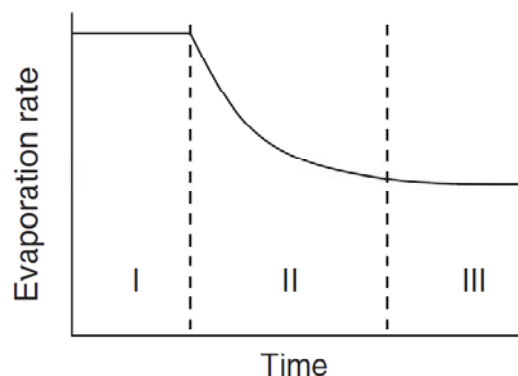


Fig. 1 蒸発速度の時間変化。図中ローマ数字は乾燥過程の3段階を示す（Hillel (2001)）。

¹Tokyo University of Agriculture and Technology, Graduate School of Agriculture 3-5-8 Saiwai-cho, Fuchu, Tokyo, 183-8509, Japan. Corresponding author: 齋藤広隆,¹東京農工大学大学院農学研究院
²Mie University, Graduate School of Bioresources 1577 Kurimamachiya-cho, Tsu, Mie, 514-8507, Japan.

2011年11月9日受稿, 2011年11月28日受理
土壌の物理性 119号, 65-74 (2011)

説する。今回は、水分飽和したシルトおよび砂質ロームの単層土層を対象に、下端からの給排水がない条件の蒸発過程を取り上げる。同一の初期条件・境界条件に対しては、土の水分供給能力は土性に依存する。そこで、特にそれぞれの土の水分保持曲線と不飽和透水係数の観点から、蒸発過程における土中水分移動の形態を比較検討する。

2. 不飽和水分移動式と境界条件

等温条件下の土層内における鉛直1次元の水分フラックス q_w (cm d^{-1}) は、バッキンガム-ダルシー則 (以降ダルシー則) で与えられる (取出ら, 2009, (1) 式)。

$$q_w = -K(h) \frac{\partial h}{\partial z} - K(h) \quad (1)$$

ここで、今までの解説と同様に、 $K(h)$ は不飽和透水係数 (cm d^{-1})、 h は土中水の圧力水頭 (cm) (以下、単に圧力と表記)、 z は土層上端の地表面を $z = 0$ とした上向き正の位置 (cm) である。ダルシー則の右辺第1項は圧力勾配 dh/dz に基づく圧力勾配成分 (以下、圧力成分) であり、第2項は重力による重力成分である。なお、上層で圧力が低下する乾燥過程では、上向き正の z に対して dh/dz は負の値をとる。しかし、水分フラックスの駆動力の大きさは、 dh/dz の絶対値である。そのため、以降、駆動力としての圧力勾配の大小には絶対値を用い、混乱をさけるために $|dh/dz|$ と表記する。ダルシー則を水分の保存則に代入すると、鉛直1次元非定常水分流れの水分移動式としてのリチャーズ式が得られる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right) \right] + \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad (2)$$

ここで、 θ は体積含水率 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)、 t は時間 (d) である。今回は、下端からの給排水のない長さ L (cm) の水分飽和した土カラムからの蒸発を検討した。すなわち、下端を閉じたバケツに均一に土を充填し、土全体を完全に飽和させて地表面に地下水が存在する状態を想定した。このときの初期条件と下端境界条件は次式で与えた。

$$h(z, 0) = -(z+1) \quad (3)$$

$$-K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=-L} = 0 \quad (4)$$

なお、土層全体が飽和となると計算が不安定となりやすいため、地表面 $z = 0$ cm をわずかに負圧の $h = -1$ cm とした静水圧分布を初期状態とした。

上端境界には、恒率乾燥段階から減率乾燥段階の地表面フラックスを再現する境界条件として、可能蒸発速度 E_p (cm d^{-1}) と許容最小圧力 h_A (cm) (以下、最小圧力) を与える条件を用いた (Fayer, 2000; 齋藤ら, 2006; Šimůnek et al., 2008)。

$$\begin{cases} -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=0} = E_p \quad (h(0, t) > h_A) \\ h(0, t) = h_A \end{cases} \quad (5)$$

この境界条件では、地表面圧力 $h(0, t)$ が h_A より大きいときは ($h(0, t) > h_A$)、恒率乾燥段階の一定フラックス条件として E_p を与える。しかし、地表面蒸発が進行して $h(0, t)$ が h_A まで低下した段階で、境界圧力が h_A の一定圧力条件に切り替える。この一定圧力条件下の蒸発速度 E は、地表面における (1) 式のダルシー則により与えられる。そして、 E が減少する減率乾燥段階は、 $K(h_A)$ は一定であるため、下方への乾燥の進行に伴う地表面の $|dh/dz|$ の減少により表現する。

本解説では、蒸発開始から恒率乾燥が維持される恒率乾燥期間、すなわち一定フラックス条件から一定圧力条件へ切り替わる時間を t_0 (d) とする。なお、 h_A によって t_0 の長さはある程度変化する。水蒸気移動を考慮しない移動式における h_A の値の厳密な根拠と物理的意味を与えることは難しいが、ある程度以下の h_A では t_0 は一定値に収束する (Rassam et al., 2004)。そこで、今回の計算においては、 h_A が t_0 へ与える影響が十分に小さい $h_A = -15000$ cm を用いた。 t_0 は土の水分状態によって変化する地表面への水分供給フラックスに依存するため、(5) 式の境界条件は、圧力やフラックスを与える「独立型境界条件」に対して、「系依存型境界条件」と分類される (齋藤ら, 2006)。

計算には浸潤の解説同様、Table 1 に示すパラメータ値を持つ van Genuchten モデルのシルトおよび砂質ロームを用いた ((6), (7) 式)。

$$\frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = S_e = (1 + |ah|^n)^{-m} \quad (6)$$

$$K(S_e) = K(h) = K_s K_e^\ell \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (7)$$

Table 1 砂質ロームとシルトの van Genuchten モデルのパラメータ値。

Soil type	θ_r ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	θ_s ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	a (cm^{-1})	n (-)	K_s (cm d^{-1})
Sandy loam	0.065	0.41	0.075	1.89	106.1
Silt	0.034	0.46	0.016	1.37	6.0

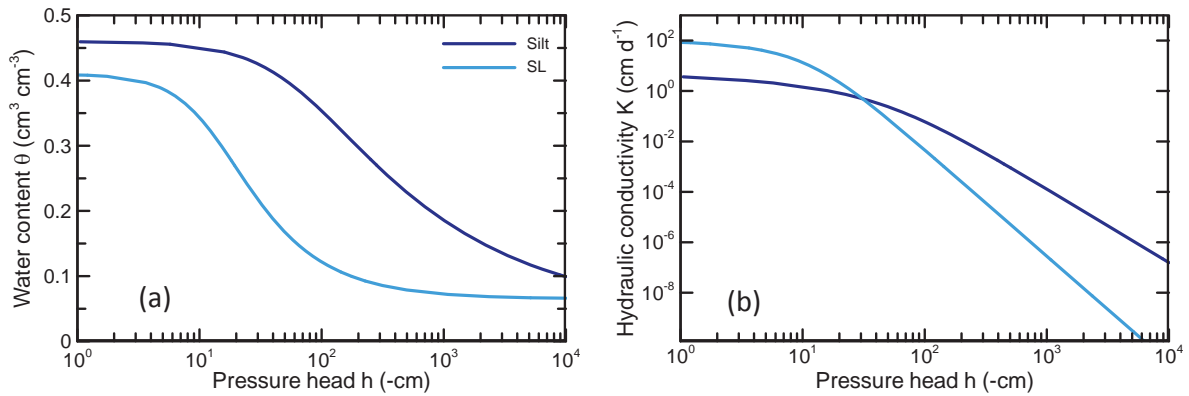


Fig. 2 シルトと砂質ローム (van Genuchten モデル) の (a) 水分保持曲線 $\theta(h)$ と (b) 不飽和透水係数 $K(h)$.

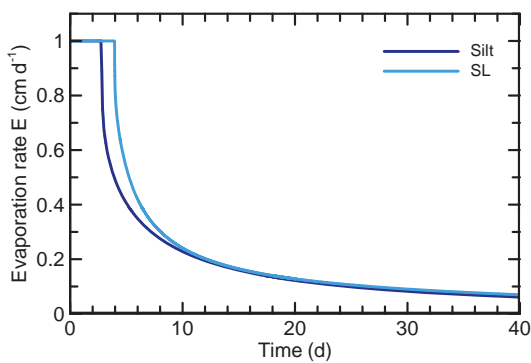


Fig. 3 シルト (Silt) と砂質ローム (SL) の、恒率乾燥段階から減率乾燥段階における蒸発速度 E の時間変化.

ここで、 θ_r は残留体積含水率 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)、 θ_s は飽和体積含水率 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)、 S_e は有効飽和度 (-)、 a (cm^{-1})、 n (-)、 $m (= 1 - 1/n)$ は水分保持曲線の形状を与えるパラメータ、 K_s は飽和透水係数 (cm d^{-1})、 ℓ は間隙結合係数 (-) である。透水係数モデルでの間隙結合係数 ℓ については、今までと同様に広く用いられる $\ell = 0.5$ とした。Fig. 2 は、それぞれの土の水分保持曲線 $\theta(h)$ と透水係数 $K(h)$ である。また、(6) 式の van Genuchten モデルの水分保持曲線を h で微分して得られる水分容量 C_w は、単位圧力変化に対する水分変化量を表し、次式で与えられる (Jury and Horton, 2006, (3.85) 式)。

$$C_w(h) = \frac{\partial \theta}{\partial h} = \frac{a^n (\theta_s - \theta_r) (n-1) (-h)^{n-1}}{[1 + a (-h)^n]^{2-1/n}} \quad (8)$$

砂質ロームとシルトの $C_w(h)$ は、取出ら (2009) の Fig. 2 に示されている。

計算は、 $L = 50 \text{ cm}$ の土層、 E_p は 1.0 cm d^{-1} を基本条件とした。そして、リチャーズ式を有限要素法を用いて数値計算するために、長さ L の計算領域に対して節点間隔を 0.5 cm とし、分散化した。計算には、これまで同様 HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008) を用いた。蒸発過程では地表面付近の圧力が深さ方向に対して指数

関数的に急激に変化するため、蒸発速度を厳密に検討する場合には、節点間隔の慎重な検討が必要である。しかし本解説では、異なる条件の土中水分移動の比較検討を目的とするため、節点間距離を 0.5 cm で一定として計算を行った。

3. 地表面蒸発過程の土中水分移動

3.1 地表面蒸発速度

Fig. 3 は、シルト (Silt) および砂質ローム (SL) に対して、可能蒸発速度 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ を与えたときの蒸発速度 E の時間変化である。恒率乾燥期間 t_0 は、シルトは $t_0 = 2.80 \text{ d}$ 、砂質ロームは $t_0 = 3.95 \text{ d}$ であり、シルトの方が短い。しかし減率乾燥段階における E の低下は、砂質ロームの方がシルトよりも大きく、約 10 d で蒸発速度はほぼ同じ値となる。Fig. 3 の 40 d では明らかではないが、さらに乾燥が進行して全層にわたり砂質ロームの透水係数 K がシルトより小さくなると、大小関係は逆転して砂質ロームの E がより小さくなる。

恒率乾燥期間 t_0 は、その土が持つ地表面への水分供給能力に依存するので、同じ条件の土層では、 E_p が大きいほど短い。そこで、 E_p を変化させて同様の計算を行った。Fig. 4 は、異なる E_p に対するシルトと砂質ロームの積算蒸発量の時間変化である。 $E_p = 2.0$ または 5.0 cm d^{-1} のとき、積算蒸発量が直線的に増加する t_0 は $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ に比べて短くなるが、積算蒸発量は時間が経過すると $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ にほぼ一致する。また、 $E_p = 0.5 \text{ cm d}^{-1}$ の場合も、積算蒸発量は $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ の値に近づいていく。これは、 E_p の違いは蒸発初期には影響を与えるが、時間の経過とともに E_p の影響は小さくなることを示す。

このように積算蒸発量が E_p に依存しないことは、地表面の環境が大きな蒸発を促す環境であっても、土層内部の乾燥の進行を大きくは促進しないことを示唆している。中野 (1979) は、 E_p の大小で土中の水分分布の変化を考察しているが、さらに地表面への水分供給能力に影響を及ぼす土性、水分量など土の状態に着目した議論が必要である (溝口ら, 1988)。そこで、次節以降、 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ としてここまで示した下端を閉じ給排水

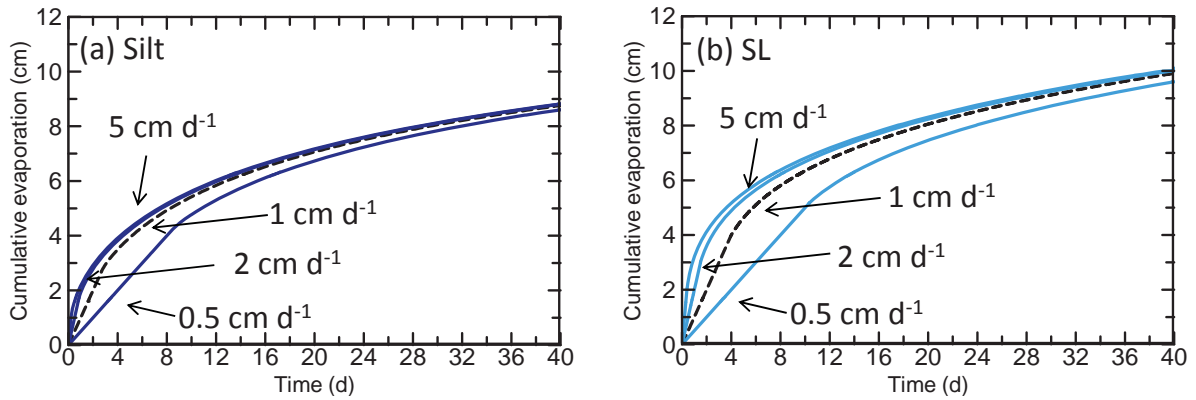


Fig. 4 (a) シルトおよび (b) 砂質ロームにおける可能蒸発速度 E_p が積算蒸発量に与える影響.

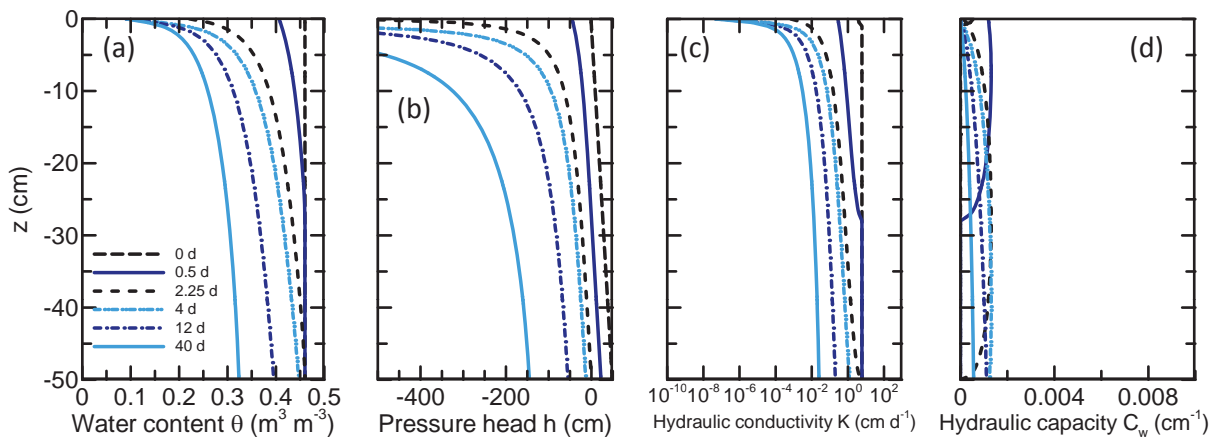


Fig. 5 シルトの蒸発過程における (a) 体積含水率分布 $\theta(z)$, (b) 圧力水頭分布 $h(z)$, (c) 不飽和透水係数分布 $K(h)$, (d) 水分容量 $C_w(h)$. ここで水分容量の横軸は, Fig. 8 (d) の砂質ロームの横軸と範囲としている.

のない条件下で水分飽和したシルトと砂質ロームについて, 蒸発過程の土中水分移動について詳細な検討を行う.

3.2 シルト土層内の水分移動

Fig. 5 は, シルトにおける蒸発進行時の水分量 (体積含水率) θ , 圧力 h , 透水係数 K , 水分容量 C_w の地表面から土層下端までの分布の時間変化である. 圧力分布は, 地表面付近で急激な減少を示すため, -500 cm までの範囲の分布を示した.

初期の θ 分布は全層にわたって飽和体積含水率 θ_s で一定であるが, 蒸発に伴って乾燥が進行すると, 地表面から水分量が減少しながら, 飽和領域が減少していく. そのため, ここで扱う蒸発過程は, 乾燥の進行に伴い地下水面が下方に移動する過程である. そこで本解説では, $h = 0$ cm となる地点を地下水面として着目して議論を進める. また, 地表面フラックスである蒸発速度 E は, 地表面における K と圧力勾配 dh/dz によって決められるが, 地表面における h , dh/dz , K は, 最も変化が大きい. 計算では節点間隔を 0.5 cm として離散化しているので, 上端の2節点である地表面と深さ 0.5 cm について, Fig. 6 に蒸発開始後 20 d までの圧力および2点間の圧力勾配 $|\Delta h/\Delta z|$ の時間変化, Fig. 7 に同様に 20 d までの K の時間変化を示す. 厳密には2点間の $|\Delta h/\Delta z|$ は節点間距離に依存し, 実際の地表面の $|dh/dz|$ より小

きな値となるが, ここでは地表面の $|dh/dz|$ の近似値として示した.

シルトの場合, 0.5 d に地下水面が深さ 27.5 cm に到達し, 表層に向かって θ が減少する分布となる (Fig. 5 (a)). その後, 表層では乾燥に伴い θ が減少する一方, 地下水面は下層へと低下を続け, 2.25 d で下端 (深さ 50 cm) に達する. その時点で全層が不飽和 (負圧) となり, θ 分布は上向きに凸で地表面に向かって急激に減少する形状を示す. なお, 地表面圧力 $h(0)$ が最小圧力 h_A の -15000 cm に達するのは 2.80 d である (Fig. 6 (a)). その後の減率乾燥期間では, 乾燥の進行に伴って全層の θ がほぼ均等に減少し, 地表面への水分供給が全層において生じる (Fig. 5 (a)).

一方, h 分布も θ 分布と同様に, 表層から深さ数 cm までは大きく低下し, さらに下端までの下層では緩やかな勾配の分布全体がゆっくりと減少する (Fig. 5 (b)). 地表面圧力 $h(0)$ は, 約 2 d までは緩やかに減少し, その後 2.80 d までの短期間で最小圧力 h_A の -15000 cm まで急減する (Fig. 6 (a)). 2.80 d 以降の減率乾燥段階では, (5) 式の境界条件により $h(0) = -15000$ cm で一定になる. 深さ 0.5 cm の $h(0.5)$ は, $h(0)$ 同様に約 2 d までは緩やかに減少するが, $h(0)$ よりわずかに大きな値を維持する. 恒率乾燥段階に $h(0.5)$ は約 -1300 cm

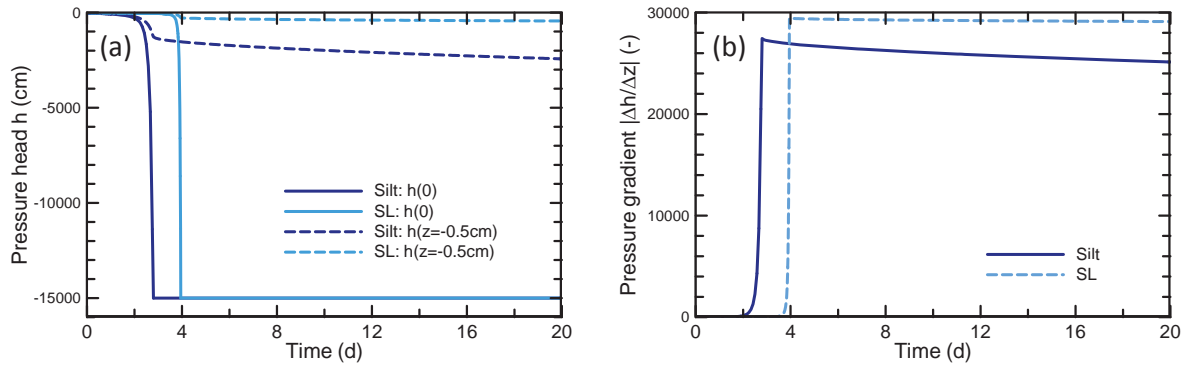


Fig. 6 シルトおよび砂質ロームの、蒸発開始後 20 d までの地表面および深さ 0.5 cm での (a) 圧力および (b) 2 点間の圧力勾配 $|\Delta h/\Delta z|$ の変化。

まで減少するが、 $h(0)$ に比べると低下の割合は小さい。減率乾燥段階では、表層の圧力が一定値となるため、深さ 0.5 cm において圧力低下は急激に抑制され、減少割合は緩やかになる。恒率乾燥段階の 2 点間の $|\Delta h/\Delta z|$ は、 $h(0)$ の変化とほぼ等しい傾向で初期の緩やかな増加とその後の急激な増加を示す (Fig. 6 (b))。その後、減率乾燥段階で $h(0)$ は変化せずに $h(0.5)$ のみ低下するため、 $|\Delta h/d\Delta z|$ は緩やかに減少する。

Fig. 5 (c) の K 分布は、 h 分と布同様に地表面の浅い位置から表層に向かって急激に小さくなる形状を示す。そして、乾燥の進行に伴い全層の K が減少していく。地表面の K は、恒率乾燥段階に初期値と比較して 9 オーダーほど減少する (Fig. 7)。とりわけ、前述の圧力が急激に低下する 2 d 以降の短期間で減少が著しい。このような K の急減は、Fig. 2 (b) のシルトの K が圧力 -100 cm 付近から圧力の減少に対して大きく低下することに対応する。2.80 d 以降の減率乾燥段階では、 h_A に対応する $K = 4.8 \times 10^{-8} \text{ cm d}^{-1}$ で一定である。

恒率乾燥段階では、可能蒸発速度 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ を維持するために、地表面での K の低下 (Fig. 7) を $|dh/dz|$ の増加で補う (Fig. 6)。とりわけ、2 d 以降の K の急激な減少は、 $h(0)$ の急激な低下による $|dh/dz|$ の増加で補われる。しかし、この K の減少を $|dh/dz|$ で補填する作用は、 $h(0)$ が速やかに h_A に到達するため長くは続かない。一方、減率乾燥段階では、地表面において $K = 4.80 \times 10^{-8} \text{ cm d}^{-1}$ で一定となり、また $|dh/dz|$ が緩やかに減少するため、 E は減少していく。

一方、水分容量 C_w は、たとえば 0.5 d では深さ 10 cm 付近、2.25 d では深さ 25 cm 付近に最大値を持つが、全体に深さ方向に広がり、明瞭なピーク値を持たない分布を示す (Fig. 5 (d))。水分保持曲線 $\theta(h)$ の傾きであるシルトの C_w は、 $h = -24 \text{ cm}$ で最大となり、このとき $\theta = 0.43$ 、 $K = 0.68 \text{ cm d}^{-1}$ である (取出ら, 2009, Fig. 2)。すなわち、Fig. 5 の分布の C_w のピーク位置では、これらの θ 、 h 、 K の値を持つ。このピーク位置より下方では h の増加に伴い C_w は減少し、地下水面位置でゼロとなる。乾燥に伴ってピーク位置は下方に移動し、その位置が下端に到達後は、 C_w の値は全体的に小さくなる (Fig. 5 (d))。土層全体に広がった C_w の分布となるシルトの

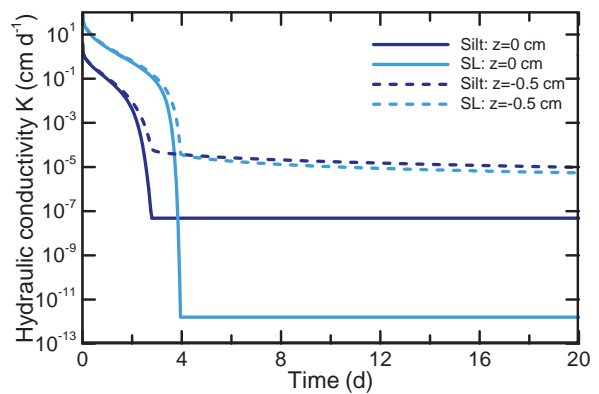


Fig. 7 シルトおよび砂質ロームの、蒸発開始後 20 d までの地表面 (実線) と深さ 0.5 cm (破線) の透水係数 $K(h)$ の変化。

場合、それぞれの位置の単位圧力低下に対する水分放出量、すなわち水分供給可能量の大きさが小さく、結果として土層全体の水分供給により地表面からの蒸発要求量に対応する。

3.3 砂質ローム土層内の水分移動

Fig. 8 は、砂質ロームの蒸発進行時の水分量 θ 、圧力 h 、透水係数 K 、水分容量 C_w の分布の時間変化である。 h 分布は、シルトと同じ -500 cm までの範囲の分布を示した。また、Fig. 6 に地表面と深さ 0.5 cm の圧力および 2 点間の圧力勾配 $|\Delta h/\Delta z|$ の変化、Fig. 7 に K の変化をシルトの結果と併せて示す。以下、主にシルトの蒸発過程との違いに着目して議論する。

Fig. 8 (a) の砂質ロームの θ 分布は、地表面付近の乾燥が進行し、シルトが層全体で均等に θ が減少する分布を示すのに対して、地表面から地下水面に向かって θ が増加する形状を維持する。0.5 d では、地表面の $\theta = 0.31$ から深さ約 10 cm の地下水面の $\theta_s = 0.41$ まではほぼ直線的に増加する。3.95 d 以降の減率乾燥段階では、地表面は $\theta_s = 0.065$ で一定になり、地下水面は下方へ移動していく。2.25 d で地下水面が下端に到達したシルトに比べて地下水面の低下は遅く、地下水面が下端に到達するのは 19 d である。Fig. 5 (a) のシルトの θ 分布は上向きに凸の形状で全層に渡って均等に θ が減少するが、地表面から地下水面に向かって θ が大きくなる分布を維持する

のが砂質ロームの特徴である。

圧力 h は、地表面で 3.95 d に最小圧力 h_d に達するが (Fig. 6 (a)), 大きな圧力低下は表層数 cm に限定される (Fig. 8 (b)). 土層全体での圧力低下はシルトと比べると小さく、40 d に深さ 5 cm の位置で -80 cm, 下端で -8.7 cm までしか低下しない。地表面圧力 $h(0)$ は、約 3.5 d までは緩やかに低下する (Fig. 6 (a)). それ以降約 0.5 日で -15000 cm まで急激に低下する。この圧力が急激に低下する期間は、シルトよりもさらに短い。また、深さ 0.5 cm では表層からわずかに遅れて圧力低下が始まるが、2 点間の圧力差はシルトよりさらに大きい。これは、 h の低下に対する K の低下が砂質ロームの方が大きいため (Fig. 2 (b)), より大きな $|dh/dz|$ を地表面に形成するためである。そして、圧力低下に伴う K の低下 (Fig. 7) を大きな $|dh/dz|$ が補うことにより $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ を維持している。減率乾燥段階では、表層の K は $1.6 \times 10^{-12} \text{ cm d}^{-1}$ とシルトよりも小さい。また、深さ 0.5 cm の地点の h は、恒率乾燥段階に引き続きシルトの深さ 0.5 cm の h よりも大きな値を維持し、地表

面にシルトよりも大きな $|\Delta h/\Delta z|$ を保つ (Fig 6 (b)).

透水係数 K 分布は、乾燥の進行に伴って上層から小さくなっていくが、 θ 分布と同様に地下水面の位置の飽和透水係数 K_s から表層に向かって減少する分布となる (Fig. 8 (c)). 地表面の K は、恒率乾燥段階に初期値の 86 cm d^{-1} から 13 オーダー以上小さい $1.6 \times 10^{-12} \text{ cm d}^{-1}$ まで低下するが、シルトと比較して著しく大きな低下である (Fig. 7).

一方、 C_w 分布は、シルトの場合と大きく異なり、地下水面の位置から約 10 cm 上部に明瞭なピークを持つ (Fig. 8 (d)). 砂質ロームの C_w は、 $h = -9 \text{ cm}$ のとき最大になり、このとき $\theta = 0.36, K = 16.3 \text{ cm d}^{-1}$ である (取ら, 2009, Fig. 2). 砂質ロームのピーク値は、シルトのピーク値の 0.0013 cm^{-1} と比べて約 7 倍の 0.0091 cm^{-1} であり、地表面からの蒸発に対する水分供給可能量が格段に大きいことを示している。ピーク位置より下方では、 h の増加に伴い C_w は急激に減少し、地下水面位置でゼロとなる。このような C_w の急激な減少は、Fig. 2 (a) の水分保持曲線 $\theta(h)$ に明瞭な空気侵入値を持つ砂質土

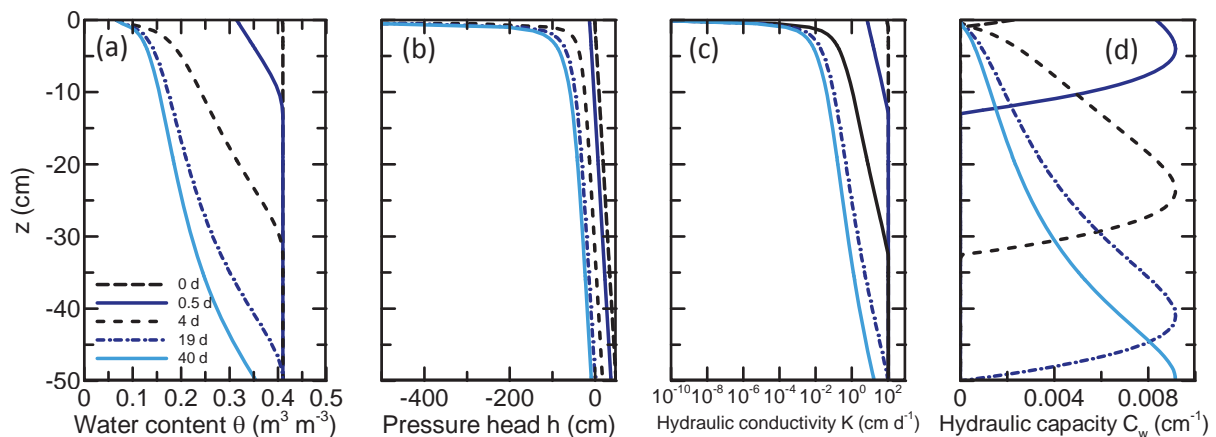


Fig. 8 砂質シルトの蒸発過程における (a) 体積含水率分布 $\theta(z)$, (b) 圧力水頭分布 $h(z)$, (c) 不飽和透水係数分布 $K(h)$, (d) 水分容量 $C_w(h)$.

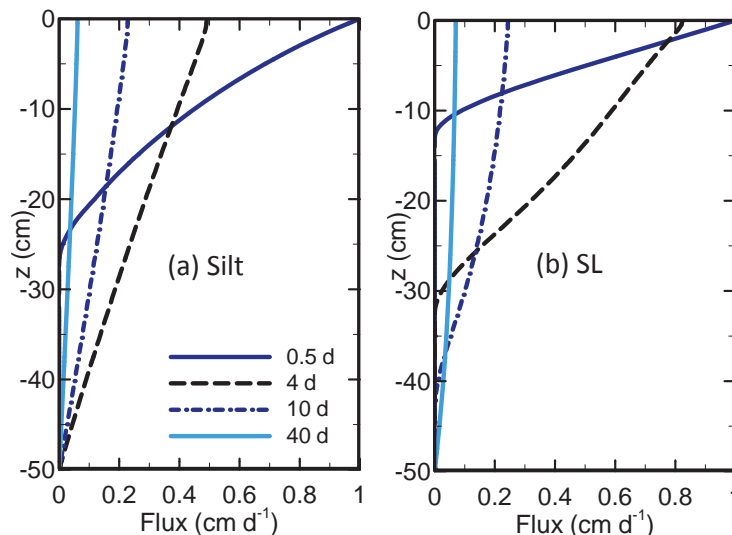


Fig. 9 (a) シルトと (b) 砂質ロームの、蒸発過程における水分フラックス分布の時間変化。

の特徴である。また、ピーク位置の K は、シルトに比べて 20 倍以上大きい。そのため、 C_w が小さなシルトに比べて、小さい圧力低下でより多くの水分を地表面に供給することができ、また、より小さな $|dh/dz|$ により水分要求を満たすことができる。そして、 C_w ピーク地点周辺が圧力低下の緩衝帯となり、それより下層での圧力低下を抑制する。さらに、3.95 d 以降の減率乾燥段階では、蒸発速度 E の減少により地表面からの水分要求量が小さくなり、地下水面付近での圧力低下は一層小さくなる。これが、砂質ロームの地下水面の移動速度がシルトに比べて小さく、 θ 分布が地表面から地下水面まで増加する形状を維持する原因である。一方、シルトでは、前述したように C_w が明瞭なピークをもたない分布となり、土層全体から水分供給を行うため、砂質ロームに比べて地下水面が速やかに下方に移動し、また全層にわたり θ がほぼ均等に減少する。

3.4 土中水分フラックス分布による比較

ここでは、シルトと砂質ロームの土層内の水分移動の違いについて、水分フラックス q_w の土層内の分布を用いて考察する。 q_w は (1) 式のバッキンガム-ダルシー則で与えられ、右辺第 1 項の圧力勾配による成分 q_h と第 2 項の下向きに働く重力成分 q_g の和である。

Fig. 9 は、シルトと砂質ロームの q_w の時間変化である。 q_w 分布は、地表面の値は蒸発速度 E に等しく、下方へむけて減少する。水分の連続式より $\partial\theta/\partial t = -\partial q_w/\partial z$ となるが、右辺のフラックス勾配は乾燥過程のように上層に向かってフラックスが増加する場合は正の値をとる。したがって、フラックス勾配の大きい領域では水分量 θ の減少割合が大きく、また逆にフラックス勾配の小さな領域では減少割合が小さい。

恒率乾燥段階である 0.5 d では、 E は可能蒸発速度 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ であり、地下水面付近のフラックスゼロの位置に向かって q_w が減少する。このときの q_w 分布は、緩い上に凸な形状であり、上層の方で q_w の勾配が大き

い。また、シルトと砂質ロームでは、砂質ロームの方が土中のフラックス勾配が大きい。蒸発が進行し、ともに減率乾燥段階となる 4 d では、シルトは地下水面が下端に到達し、地表面から下端へほぼ直線で減少する分布となる。このとき砂質ロームは、地表面から q_w がゼロとなる地下水面に向かって緩やかにやや下に凸な分布となる。シルトのように深さ方向に q_w の勾配が一定な分布は、深さ方向で均等に水分量が減少していることを示す。一方、下に凸な砂質ロームの場合は、勾配が急になる地下水面より約 10 cm 上部の地点でより大きな水分量変化が生じる。これは、Fig. 8 (d) の水分容量 C_w のピーク位置における大きな水分供給量に対応する。乾燥が進んだ 40 d において、シルトと砂質ロームともに E は小さくなるが、シルトではほぼ直線分布、砂質ロームでは緩やかな下に凸な分布を維持している。

次に、 q_w 分布に対するダルシー則の重力成分の絶対値 $|q_g|$ と圧力成分 q_h について、シルトを Fig. 10、砂質ロームを Fig. 11 に示す。ここで示した $|q_g|$ の分布は、下向き重力成分フラックスの大きさを表し、Fig. 5 (c) と Fig. 8 (c) に示した K 分布に等しい。この $|q_g|$ は、砂質ロームの飽和に近い領域において q_w より 2 オーダー大きくなるため、横軸のフラックスは対数軸で表示した。蒸発過程では上向きの q_w が生じているため、下向きの $|q_g|$ を上回る上向きの q_h が生じる。そのため、(1) 式より上向きの水分移動が生じている領域の圧力勾配は $|\partial h/\partial z| > 1$ である。また、 q_h と $|q_g|$ の差、すなわち、Fig. 10 と Fig. 11 における q_h の線と $|q_g|$ の線に囲まれた領域が全フラックスとしての q_w と等しい。

透水係数 K 分布に等しい $|q_g|$ の分布は、乾燥が進行している地表面から水分飽和している地下水面に向けて増加する。そして、 $|q_g|$ の大きさが q_w と等しく $q_w = |q_g| = K(h)$ となる地点では、(1) 式より $|\partial h/\partial z| = 2$ である。Fig. 5(b) と Fig. 8(b) の蒸発過程の h 分布は、地表面では $|dh/dz|$ が著しく大きく (Fig. 6、

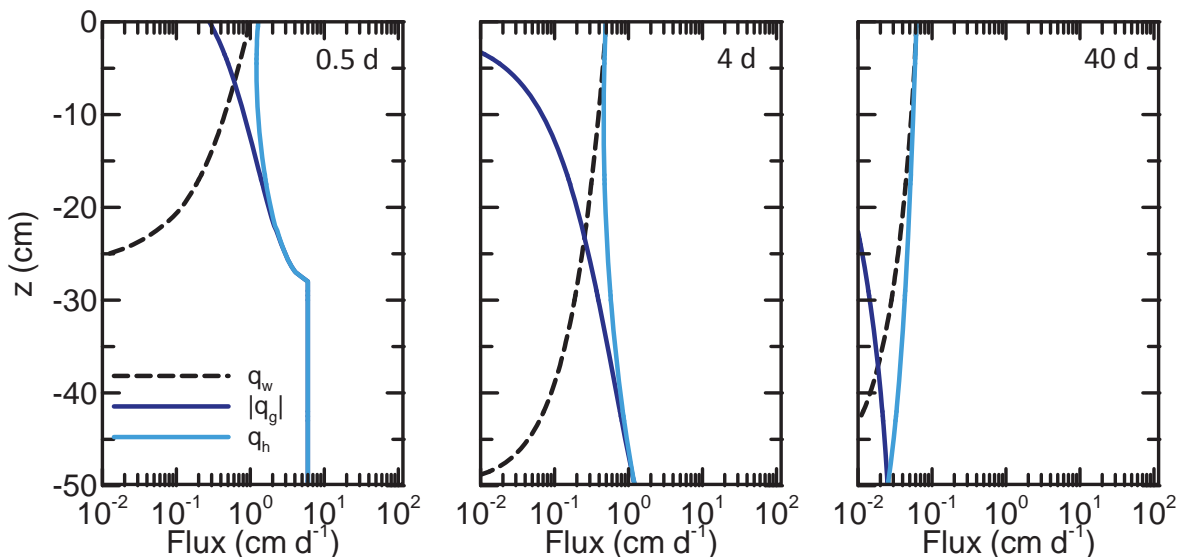


Fig. 10 シルトの蒸発過程における水分フラックス分布 q_w と重力成分 $|q_g|$ と圧力成分 q_h の寄与。

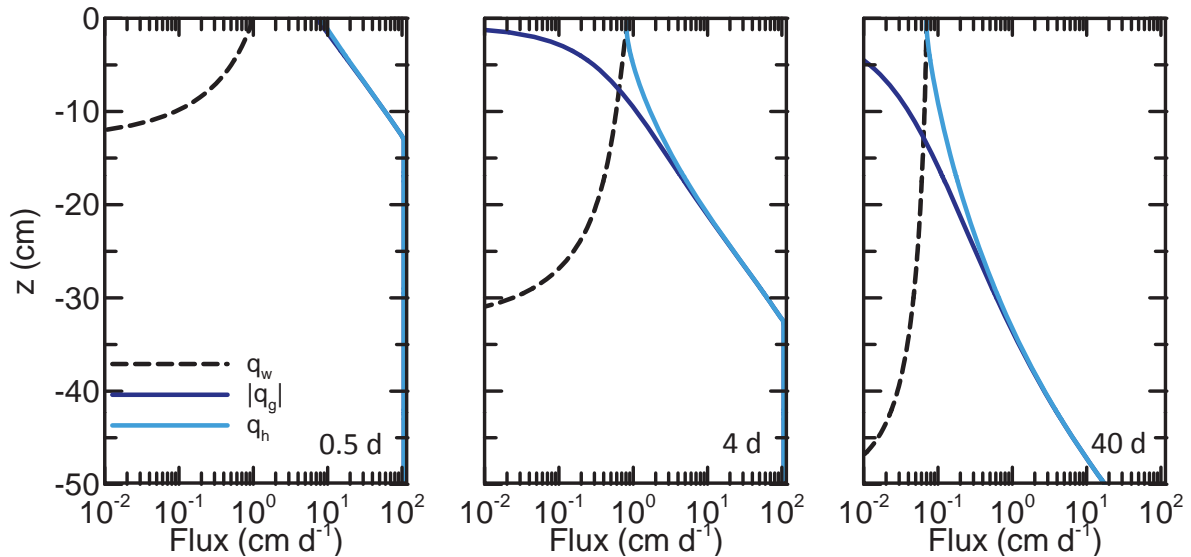


Fig. 11 砂質ロームの蒸発過程における水分フラックス分布 q_w と重力成分 $|q_g|$ と圧力成分 q_h の寄与.

$|\partial h/\partial z| \gg 2$), また下層においては $|dh/dz|$ が1に近づく ($|\partial h/\partial z| \approx 1$). すなわち, $|\partial h/\partial z| \gg 2$ である上層部においては, q_h が $|q_g|$ より卓越した領域である. そして, 前節で述べたように, q_h おける地表面に向けての K の急激な減少は, $|dh/dz|$ の急激な増加で補われる. 一方, $1 < |\partial h/\partial z| < 2$ の下層部では, $|q_g|$ は q_w 以上の大きさを持つ. q_w が上向きのため, q_h は $|q_g|$ よりわずかに大きくなるが, 地下水面上で $q_h \approx |q_g|$, すなわち $q_w \approx 0$ となる. また, 本解説では下端を閉じ給排水のない土層を対象としているため, 地下水面以下では平衡静水圧分布が維持されて q_w はゼロとなる.

恒率乾燥段階である 0.5 d のシルトでは, 地下水面の位置する深さ 27.5 cm から表層に向かって q_h は鉛直な分布となり値が大きく変わらないのに対して, $|q_g|$ は表層に向かって小さくなる (Fig. 10). このとき, 地表面において $h(0) = -45$ cm, $K = 0.28$ cm d⁻¹ であり, $q_w = E_p = 1.0$ cm d⁻¹, $|q_g| = 0.28$ cm d⁻¹ であるため, (1) 式より $q_h = 1.28$ cm d⁻¹, また地表面の圧力勾配は $|dh/dz| = 4.57$ となる. 一方, 同じく恒率乾燥段階の砂質ロームの 0.5 d の場合, 地表面から地下水面までの q_h および $|q_g|$ の値は, q_w より 1~2 オーダー大きく, q_w と $|q_g|$ は交点を持たない (Fig. 11). 地表面においては, $h(0) = -13.3$ cm, $K = 6.4$ cm d⁻¹ であり, E_p の 6.4 倍である. $|q_g| = 6.4$ cm d⁻¹ であるため, (1) 式より $q_h = 7.4$ cm d⁻¹ であり, 地表面の圧力勾配は $|dh/dz| = 1.16$ となる. これは, 静水圧分布の勾配 $|dh/dz| = 1$ よりわずかに大きな勾配である.

乾燥が進行した 4 d では, いずれの土も減率乾燥段階であり, 地表面圧力は最小圧力 $h_A = -15000$ cm である. このときシルトの地表面では $q_w = E = 0.4$ cm d⁻¹ に対して, $|q_g| = K = 4.8 \times 10^{-8}$ cm d⁻¹ であり, 重力成分の寄与は無視できるほど小さい. また, 地下水面は既に下端に到達しているため, 地下水面は存在しない. 下端に向かって $|q_g|$ は増加し, 下端における q_h との差は 0.002

cm d⁻¹ と非常に小さい. 一方, 砂質ロームの 4 d では $q_w = E = 0.82$ cm d⁻¹ であり, 地下水面は深さ 32.5 cm に存在する. このとき, 地表面において $|q_g| = K = 1.6 \times 10^{-12}$ cm d⁻¹ であり, 地表面水分フラックス $q_w (= E)$ より 10 オーダー以上も小さく, シルト以上に $|q_g|$ の寄与は小さい. そのため, $q_h \approx E = 0.82$ cm d⁻¹ となるが, このとき Fig. 6 の $|\Delta h/\Delta z| = 5.1 \times 10^{11}$ であり, 極端に大きな圧力勾配が地表面に形成される. また, q_w と $|q_g| (= K)$ が等しくなる地点は, シルトでは深さ 23 cm 付近であるのに対して, 砂質ロームでは深さ 8 cm 付近であり, 砂質ロームの方がこの地点の下方への移動が遅い.

シルトの 40 d では, 各フラックス成分の大きさが小さくなっている以外は, q_h と $|q_g|$ の値が下端でほぼ等しくなる分布がそのまま維持され, 土層全体で均等に乾燥が進行していることがわかる. しかし, 4 d の時点で下端の K が E を上回っていたのに対し, 土層全体で乾燥が進行した結果, 40 d では下端の $|q_g| = K$ が E を下回り, q_h 分布が上層に向かって増加している. 一方, 砂質ロームの 40 d では, 地下水面が下端に到達し, $q_h = |q_g| (= K)$ の位置が下端まで移動している. しかし, シルトと比べて土層全体の乾燥の進行が遅いため, 下端の $|q_g| = K$ が E よりも数オーダー大きく, q_h , $|q_g|$ ともに上層に向かって大きく減少する分布である.

4. おわりに

地表面からの水分蒸発過程の土中水分移動は, 下方への重力に逆らいながら表層の乾燥に伴い発達する圧力勾配により生じる上方向の移動である. 本解説では, 水分飽和して下端を閉じて給排水のない土層長さ $L = 50$ cm のシルトおよび砂質ローム層を対象に, 地表面からの蒸発過程における土中水分移動形態について比較検討した. 恒率乾燥段階から減率乾燥段階の地表面フラックスを再現する境界条件として, 可能蒸発速度 E_p と最小圧力 h_A を地表面の上端境界条件として与え, リチャーズ

式に基づく数値実験を行った。この計算方法は、水蒸気移動を考慮しない工学的な手法であるが、水蒸気移動が卓越する乾燥が進行した状態を除く蒸発過程について、地表面からの蒸発フラックスが与えられたときの土中水分移動の検討には有用である。

はじめに、 E_p の影響について、 E_p の違いは蒸発初期の恒率乾燥段階の長さには影響を与えるが、積算蒸発量の時間変化には影響が小さいことを示した。これは、地表面の環境が大きな蒸発を促す環境であっても、土層内部の乾燥の進行をあまり促進しないことを意味する。また、土中の水分分布の変化に対しては、 E_p の大小よりも、地表面への水分供給能力の重要性を示している。

次に、 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ のときのシルト層と砂質ローム層について、土中の水分量 θ 、圧力水頭 h 、不飽和透水係数 K 、水分容量 C_w 、水分フラックス q_w 分布の変化に基づき比較した。水分容量 C_w の小さいシルトでは、単位圧力低下に対する土が放出可能な水分量が土層全体に小さい。そのため、砂質ロームに比べて地下水面が速やかに下方に移動し、 θ 分布は全層にわたりほぼ均等に水分量が減少した。一方、 $h = -9 \text{ cm}$ に C_w の大きなピーク値を持つ砂質ロームでは、地下水面の上部での地表面からの圧力低下に対する水分供給可能量が大きい。そのため、砂質ロームの地下水面の移動速度はシルトに比べて小さく、 θ 分布は地表面から地下水面に向かって増加する形状を維持した。さらに、 q_w 分布における圧力勾配成分 q_h と重力成分 $|q_g|$ について検討したところ、恒率乾燥段階の砂質ロームでは、地表面から地下水面までの $|q_g|$ の値は q_w より 1~2 オーダー大きく、ほぼ静水圧分布を維持した状態の蒸発であった。減率乾燥期間においては、地表面付近では q_w に対する $|q_g|$ の寄与はほとんどなく、逆に地下水面付近で q_w より $|q_g|$ が卓越した分布を示した。この傾向は、砂質ロームの方が著しい。

本解説では土層下端からの水分の給排水がない条件について、蒸発過程の土中水分移動を検討した。しかし、地下水が存在し土層への水分供給がある場合には、蒸発過程の土中水分移動形態は大きく異なる。また、単層土と成層土層においても、水分移動形態は大きく異なる(取出ら, 2010c)。そこで次報では、下端境界の水分蒸発に及ぼす影響として、地下水位置について検討する。また、成層土における蒸発過程の水分移動についても解説する予定である。今後の課題としては、今回用いた E_p と h_A を与える液状水移動の地表面境界条件の適用条件について、より現実的な地表面の熱収支を考慮した境界条件と水蒸気移動を考慮した水分移動式を用いて詳細な検証も必要である。

引用文献

- Fayer, M.J. (2000) : UNSAT-H version 3.0: Unsaturated soil water and heat flow model. Theory, user manual, and examples. Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA.
- Hillel, D. (2001) : 環境土壌物理学 III 環境問題への土壌物理学の応用—耕地生産力の向上と地球環境の保全 (岩田進午・内嶋善兵衛監訳), 第22章, pp159-176, 農林統計協会, 東京.
- 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), pp154-157, 築地書店, 東京.
- 溝口勝, 藤井克己, 宮崎毅, 中野政詩 (1988) : 土の中の物質移動 (その3) —土中水の蒸発, 消費および凍結 (上方移動のメカニズム) —, 農土誌, 56 (9) :75-81.
- 中野政詩 (1979) : 土の物理学, pp.260-265, 土壌物理研究会編, 森北出版, 東京.
- 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), 農業土木学会土壌物理研究部会 HYDRUS グループ, 東京.
- Saito, H., Šimůnek, J. and Mohanty, B.P. (2006) : Numerical analysis of coupled water, vapor and heat transport in the vadose zone, Vadose Zone J., 5: 784-800.
- 斎藤広隆, 坂井勝, Jiri Šimůnek, 取出伸夫 (2006) : 不飽和土中の水分移動モデルにおける境界条件, 土壌の物理性, 104:63-73.
- Šimůnek, J., Sejna, 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.
- 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 (2010a) : 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 (2010b) : 土中への水の浸潤 3. Green and Ampt モデル, 土壌の物理性, 115: 51-60.
- 取出伸夫, 渡辺晋生, 中川絢子 (2010c) : 土中への水の浸潤 4. 成層土, 土壌の物理性, 116: 27-35.

要 旨

下端からの水分補給のない水分飽和したシルト層と砂質ローム層を対象に、地表面蒸発過程の土中水分移動の形態について、土中の水分量、圧力水頭、不飽和透水係数、水分容量、水分フラックス分布の変化に基づき検討した。また、恒率乾燥段階と減率乾燥段階の水分フラックス分布において、上向きと下向きの圧力勾配成分と下向きの重力成分の役割を定量的に評価した。地表面からの蒸発速度は、地表面の可能蒸発速度以上に土層内部の水分供給可能量に依存する。水分容量の小さいシルトでは、圧力低下に対する水分供給可能量が小さいため、砂質ロームに比べて地下水面が速やかに下方に移動し、水分量は全層にわたりほぼ均等に減少した。一方、飽和近傍に水分容量の大きなピーク値を持つ砂質ロームでは、地下水面上部の水分供給可能量が大きいため、地下水面の移動速度は小さく、水分量分布は地表面から地下水面まで直線的な形状を維持した。

キーワード：地表面蒸発、可能蒸発速度、恒率乾燥段階、減率乾燥段階、水分容量

土壌の誘電特性

—計測原理と応用—

マックス・A・ヒルホースト [著]

九州大学生物環境調節センター [監修]

筑紫二郎 [訳]

九州大学出版会 2010年3月31日発行

B5版 136頁 ISBN 978-4-7985-0017-1 定価 本体3,400円+税

本書は、ワーゲニンゲン大学で博士号を取得したHilhorst博士の学位論文の翻訳である。訳者がオランダに行く機会を得て、ワーゲニンゲン大学のFeddes教授を訪問したときに入手したものである。Feddes教授はHilhorstの主旨導教官である。わが国でもTDR (Time Domain Reflectometry) が土壌水分計測法として急速に普及しつつあった頃、欧米では土壌の誘電特性についての理解もかなり進んでいたようである。事態を重く見た訳者は、欧米に遅れを取るまいとして本書の訳出に励まれたようである。

著者Hilhorstについて紹介しよう。電気技師の資格を持つ著者は1972年から1983年までオランダ宇宙研究機構で、ノイズが極めて低いアナログ機器の研究開発に従事した後、ワーゲニンゲンにあるオランダ農業研究所農業研究部の物理技術研究課に所属し、誘電式水分センサーの開発に関する研究を行ってきた。今日、TDRは標準的な土壌水分計測法として確立され、一般の研究者の間でかなり普及しているが、著者の問題意識としては、一般に、TDR装置は正確であるが、高価であり、熟練技師を要し、農業には適していない。したがって、現場でのルーチン的な使用に対して誘電率計測技術を適用するには重大な障害があるために、農業の実際の場面において利用に適した低コストの誘電センサーの開発が必要であった。著者はこの問題を解決するために、電気回路にシステムを組み込んだ小さなチップを開発した。また、一度、開発したチップを組み込んだ誘電式土壌水分センサーが使えるようになると、多くの面で応用が進むことが明らかとなった。本書には、これらを背景に著者が行った土壌の誘電特性の計測と応用に関わる研究がまとめられている。

第1章では、TDRやFD(Frequency domain)センサーなど電磁波を使った誘電率測定に基づく土壌水分計測の開発の歴史が記述されている。また、本研究の目的と概要も述べられている。第2章では、誘電率の土壌への適

用に関する一般的理論がまとめられている。TDRとは異なった周波数を用いる新しいセンサーでは、誘電率が用いる周波数帯に依存するという課題も出てくる。そのため、土壌の誘電特性に対する結合水の影響、コロイドおよび気泡の周囲で起こりうる電気二重層、Maxwell-Wagner効果と土性、脱分極係数に基づく新しい誘電混合式など、土壌の誘電特性を理解するうえで有益な計測原理の情報がまとめられており、今後の研究テーマとしても興味深いものが並んでいる。第3章では、著者が開発した新しいセンサーについて示されている。この誘電式土壌水分センサーでは、TDRと同様、一つのセンサーで誘電率と電気伝導度(EC)が計測できる。これはセンサーに組み込まれている集積回路が一つのチップで4つのチャンネルを持つベクトル電圧計だからである。センサーに組み込む集積回路の設計とセンサーの電極設計に関する一般的考え方について書かれた部分は、電気工学の専門家向けの記述となっており、われわれエンドユーザーにはやや難しい。開発された誘電式土壌水分センサーは、現在、Delta-T Devices社からWET-2として販売されている。第4章では、新しいセンサーを用いた土壌水分計測および土壌溶液のEC計測への応用、汚染土層の検出、コンクリート硬化過程の誘電特性の変化など、農業現場での利用のみならず広い応用場面を想定した試験結果が示されている。この章は、土壌物理研究者にとっても馴染みのある内容で理解しやすい。特に、誘電率とECの同時計測から汚染土層を検出する試みは、わが国でも応用できそうである。また、コンクリートの硬化過程で示される誘電挙動には、材料の微細構造、イオン濃度、結合水が密接に関係しており、その類似性から土壌の誘電挙動を調べるのに有効であることも示されている。このような視点も、今後の研究活動の中で活かしていきたいところである。第5章は要旨と結論であり、将来の研究方向の提言も行なわれている。

最近、「土壌の物理性」でもセンサー特集が組まれるなど、土壌物理学会員からの誘電式土壌水分センサーの利用に関する研究成果発表が増えてきている。また、現地観測等で誘電式土壌水分センサーを使用する研究者も

増えてきており、土壌物理学大会講演会等では、学会員間で活発な情報交換がなされている。現在、土壌の誘電特性を利用した様々な土壌水分センサーが開発され、今後、フィールド科学が益々発展することが期待される。また、誘電式土壌水分センサーの原理・背景に視点を向

けると、また新たな土壌科学の研究テーマと出会うことができるだろう。本書は土壌の誘電特性の計測原理・応用の両面から参考になる有益な情報を提供する書として、土壌物理学会員にお勧めしたい一冊である。

宮本輝仁（農研機構農村工学研究所）

桜のかおりに思うこと

朝田 景¹

つくば市にきて1年ほどになる。通勤時は農林団地内を15分ほど歩く。この道は農林さくら通りと呼ばれる桜の名所であり、圧倒的な桜並木と黄色の葉の花との色のコントラストを楽しむ人々で毎年大いににぎわう。しかし、花が散り始め、葉桜となりやがて若葉が目まぶしい季節になると、毛虫が登場する。小さくて丸くて黒い“毛虫のふん”が道一面を覆うようになる。新鮮な桜の葉は桜の香り（いわゆる桜餅の香り）をあまりさせないが、降雨後に“ふん”でぐちゃぐちゃした道を歩くと、桜の甘い香りが漂う。桜の香りはクマリンという物質による。この物質は、新鮮な葉ではo-クマル酸グルコースとして液胞内に存在しているが、破碎や吸水などにより細胞が壊されると液胞外の酵素と反応し、香りを発する。なるほど、毛虫の体内を通して分解を受けることで、葉に含まれる物質の存在形態は変化した。このようなことは、アスファルトの上に落ちた“ふん”だから目立つのであって、土中では特筆すべきことはないのかもしれない。しかし、私には印象的に思えた。

現在、微生物バイオマスの存在（微生物代謝プロセス）を考慮した炭素・窒素の動態予測モデルに取り組む日々を送っている。形態変化を伴うこうしたモデルは、1980年代後半から欧米を中心に農業利用を目的として開発され始め、複数モデルの結合や改良を繰り返しながら現在に至っている。各モデルには長所と短所があり、どれも完璧ではないため、使用者が目的に応じて選択する。

作物残渣や堆肥などが土壌に施用されると、これらは土壌有機態炭素プール（以下有機物プール）として扱われる。各有機物プールの分解過程は単純化され、およそ一次反応式で表現される。また、有機物の種類による分解特性の違いは、分解速度定数の大小にのみ依存している。有機物プールからの分解産物は、一部CO₂として放出され、一部より安定な有機物（腐植など）となり、残りは微生物バイオマスとして有機物プールにリサイクルされる。現在私が扱っているLEACHMモデル(Hutson, 2005)では、微生物バイオマスは有機物プールに内在し自身のプールを持たない。しかし、その存在によってモデルは有機態窒素の形態変化を間接的に説明できる。例えば、微生物バイオマスのCN比は、窒素の有機化・無機化を切り替えるスイッチとなる重要なパラ

メータの一つである。

モデル計算では、微生物バイオマスのCN比をどのように設定するのかひとつについても頭を悩ませる。多くのモデルではCN比10をデフォルト値としている。一方、実測値はというと、Wardle (1992)によるさまざまな生態系下の土壌で測定された微生物バイオマス炭素・窒素のレビューがある。それをもとにすると、微生物バイオマスのCN比は5から14(平均8くらい)に分布している。このことを考慮すると、パラメータの感度を確認した上で、土壌ごとに異なるCN比を使うべきかどうか、その場合どのような土壌特性値（粘土含量など）を反映させるべきかなどの検討事項が生じ、試行錯誤しながらパラメータの設定を行う。このようにして設定した値は、異なるモデルにも共通して使用できるはずである。先達の地道な室内・ほ場試験で得られた結果をパラメータ設定に生かしたり、モデルに取り入れたいりする。微生物代謝過程に伴う土中の現象を正しく理解した上で、測定データを適切にモデルに反映させていきたい。

設定したパラメータや改良したモデルの検証には、研究協力者の方々が長期間（ここでは3年以上）にわたって炭素や窒素の動態を調べたモニタリングの測定結果を利用させていただく。利用可能な長期モニタリングデータの有無は、モデルの信頼性に大きく影響する。近年、そのような長期試験の停止のお知らせをよく目にする。貴重な測定結果を使用している側からいえば、大変残念であり継続を願うが、私自身もそのような状況を経験したことがあり、人手不足や求められる研究課題の変化などによる試験継続のたいへんさも重々承知している。しかし、今回の原発事故後、ツイッターを通じて多く的一般の方々の目にも触れることになった駒村ら(2006)の放射能汚染に関する資料を見ると、物質動態の長期モニタリング調査の価値を再認識する。

“毛虫のふん”から匂い立つ桜の香りをモデルで表現することを想像してみると、必要となる膨大なモニタリングデータに気が遠くなりそうである。しかしながら、ライシメータや実験ほ場での炭素・窒素動態の試験については、長い歴史と質のよいデータの蓄積がある。研究者の方々の苦勞を思いながら、これからもご提供いただくデータを大切に使用していきたい。そして、このことが、長期モニタリング調査の重要性をさらに高めることを願っている。

最後に、執筆の機会を与えていただいた編集委員会の皆様に感謝いたします。

¹ 独立行政法人 農業環境技術研究所 物質循環研究領域
2011年10月19日受稿 2011年10月19日受理
土壌の物理性 119号, 77 (2011)

会 務 報 告

I. 2011 (H23) 年度 第1回評議員会

開催形式：電子会議

日 時：2011年6月22日～7月4日

出 席：波多野会長，柏木庶務幹事
評議員／柏木，岩田，安中，江口，川本，
登尾，宮本，吉田，取出，成岡，小杉，
中村，石黒，長，中野，井上，中辻，猪迫

議 題：

1. 2011 (H23) 年度土壤物理学学会大会について
2. 編集委員の追加について
3. 2011 (H23) 年度土壤物理学学会大会における評議員会について

上記，1～3が了承された。

II. 2011 (H23) 年度 第2回事務局会議

日 時：2011年10月7日（金）

場 所：北海道大学 農学部

出 席：波多野会長，志賀副会長，中辻編集委員長，
柏木庶務幹事，倉持会計幹事，岩田編集幹事

議 題：

1. 2011年度大会について
 - (1) プログラムと準備状況
 - (2) 評議員会と総会
2. シニア会員の設置とそれに伴う会則等の変更について
3. 「土壌の物理性」の編集作業
4. その他
 - (1) 課税に関する報告と今後の方針
 - (2) 2012年度大会について
 - (3) ホームページの移行について

III. 2011 (H23) 年度 第2回評議員会

日 時：2011年10月27日（木）

場 所：北海道大学 農学部

出 席：波多野会長，志賀副会長，中辻編集委員長，
井上学会賞選考委員長
評議員／柏木，岩田，江口，宮本，吉田，
取出，成岡，中村，石黒，中野，井上，中辻，
猪迫
会計監査／石黒
幹事／柏木，倉持，岩田
オブザーバー／森前会計幹事

議 題：

1. 審議事項
 - (1) 2011年度事業計画（案）（庶務幹事）
 - (2) 2010年度会計決算（案）・監査報告（会計幹事・会計監査）
 - (3) 2011年度会計予算（案）（会計幹事）
 - (4) 2011年度土壤物理学学会大会（プログラム）

（庶務幹事）

- (5) 2011年度学会賞（論文賞）（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，予算を修正することです承された。
- (7) シニア会員の設置と会則などの改正（庶務幹事）
シニア会員の設置案が事務局より提案され了承された。それに伴った土壤物理学学会会則の改正案について検討され，シニア会員の資格等について細則として会則に盛り込むことです承された。
- (8) 課税に関する報告と今後の方針（会計幹事）
本学会からの個人への支払い金に対して，学会が源泉徴収を行い納税する義務があること，またその場合の納税手続き等について説明された。今後は，指定された期限内に納税手続きを取ることにし，課税の対象となる幹事手当を当面の間凍結することが了承された。
- (9) 「土壌の物理性」の編集作業（編集委員長）
会誌作成費用や編集作業の観点から，版下作成方法を，当面の間従来の Post Script 方式にすることが提案され，審議の上，了承された。
- (10) その他・次年度大会について（庶務幹事）
次年度大会は10月中下旬に札幌にて開催することが了承された。また農業農村工学会土壤物理研究部会との連日開催に向けて調整することとした。
 - ・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（庶務幹事）
2セッションの協賛が了承された。
 - ・ホームページサーバーの移行について（庶務幹事）
東京大学のサーバーへ移行する方針が了承された。
 - ・その他
会員の減少に歯止めをかけるために，学会誌の充実を図るなどの対策が必要であることが確認された。

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

IV. 2011 (H23) 年度総会

日 時：2011年10月28日（金）

場 所：北海道大学 農学部

議 題：

1. 議長選任
2. 2011年度事業計画（案）（庶務幹事）
3. 2010年度会計決算（案）・監査報告（会計幹事・

会計監査)

4. 2011 年度会計予算 (案) (会計幹事)
5. 2011 年度 土壌物理学会大会 (プログラム)
(庶務幹事)
6. 2011 年度学会賞 (論文賞) (選考委員長)
渡辺晋生 氏 三重大学大学院生物資源学研究所
紀藤哲矢 氏 三重大学大学院生物資源学研究所
坂井 勝 氏 ユタ州立大学植物・土壌・気象学科
取出伸夫 氏 三重大学大学院生物資源学研究所
「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」
7. シニア会員の設置と会則などの改正 (庶務幹事)
資料参照
8. その他
(1) 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 (庶務幹事)
(2) ホームページサーバーの移行について
(庶務幹事)
9. 議長解任

V. 2011 (H23) 年度 第3回編集委員会

開催形式：電子メールによる持ち回り会議

日時：質疑応答・討論・採決

2011 年 11 月日～11 月日

出席委員：中辻敏朗 飯山一平 木村園子ドロテア 古
賀伸久 竹内晴信 永田修 丹羽勝久 花山奨 早川敦
笛木伸彦 宮本輝仁 森昭憲 山本忠男 渡辺晋生
(委員 14 名中 13 名参加：成立)

議事内容

1. 議題

編集委員長と編集幹事から、論文・研究ノート・
総説・解説・講座の1ページ目のレイアウトの変更
に関する提案がなされた。編集委員の意見を集約
し、編集委員長と編集幹事で作成したいくつかの案
から、編集委員の投票により多数決で最終的なレイ
アウトが選出された。新しいレイアウトを119号か
ら適用することが承認された。

VI. 2011 (H23) 年度 第4回編集委員会

開催形式：電子会議

日時：質疑応答・討論

2011 年 11 月 16 日～11 月 21 日

採決

2011 年 6 月 22 日～6 月 25 日

出席委員：中辻敏朗 飯山一平 木村園子ドロテア
古賀伸久 竹内晴信 永田修 丹羽勝久 花山奨 早川
敦 笛木伸彦 宮本輝仁 森昭憲 渡辺晋生 (委員 14
名中 13 名参加：成立)

議事内容

1. 議題

- (1) 編集委員長より提案のあった「土壌の物理性
119号」の発行計画が全会一致で承認された。

2. 報告

- (1) 編集委員長より、現在企画中の企画・特集「東
日本大震災による被災農地復興に向けて」と「広
域における生態系炭素窒素動態の予測－実験室
スケールから全球スケールの研究をつなぐ－
(仮)」の内容や掲載までのスケジュール等が報
告された。

VII. 会員消息 (2011 年 12 月 5 日まで, 敬称略)

入会	正会員	多田 康一郎
	正会員	矢崎 友嗣
	学生	佐々木 美奈子
	学生	福山 厚子
	学生	工藤 祐亮
	学生	伊東 雄樹
	学生	白井 朗
	学生	宮本 珠未
	学生	山本 哲也
	学生	河原 まどか
	学生	北川 麻
	学生	青木 伸輔
	学生	植松 慎一郎
	学生	石倉 究
	学生	柄崎 仁志
	学生	小宮 秀治郎

現在会員数 (2011 年 12 月 5 日現在)

正会員 (国内)	: 329
正会員 (海外)	: 5
学生会員 (国内)	: 46
学生会員 (海外)	: 2
賛助会員数	: 9
小 計	: 391
講読会員	: 47
合 計	: 438

—編集後記—

「なってみて初めてわかる親の気持ち」を地で行くような編集作業でした。安易な気持ちで引き受けた編集委員の業務でしたが、学会誌を世に送り出すというのは、論文執筆者、読者、そして陰で支える編集者の三位一体の成果であることを改めて実感させられました。振り返れば、中途半端な論文を投稿して読者のみならず編集委員の皆様にもご迷惑をおかけしてきた我が身を省みて赤面の思いです。

さて、特に公設試の研究者や技術者にとって、成果すなわち現場技術の出難い土壤物理分野の研究は、ますます持つて敬遠される傾向にあり、論文投稿もジリ貧なのではないでしょうか。

私も、農家を相手に土壤の特徴について話をする機会を持ちますが、「では、その土をどのようにすれば、もっと良くなるんだい」という問いかけに窮する場面が度々あります。莫大な資金の投入を必要とするような改良は現実的ではなく、かといって、「その土壤が持つ能力はその程度なのだから、それで満足して下さい」、と内心

では思いつつも、そうは言えない我身が少々情けなくもあるわけです。

有機、無機を問わず施肥技術の進歩は、土壤をしてより良い養分供給の場へと変えてきました。その勢いで土壤研究者はより良い物質循環の場として土壤を捉え、そのための管理対策を示そうとしています。

このように、現象の理解の先には、より高度な利用法、という大きな課題が待ち構えており、生産性を安定化あるいは向上させるという大前提の下に、「じゃあ、どうしたら良いのか？」の答えを導かねばなりません。

本誌第114号の編集後記で、農環研の江口氏が本誌の過去の設立目的等を紐解き、「ヘテロな集団を構成することそのものがこの小さな学会の設立目的であり、今も一番の存在意義と考えてみる」と書かれています。このことに心を強くし、在野の技術者も現場の中でつかんだ現象とデータを基に改善方策をひねり出し、広く発表の場を開いている本誌を通じて世に問うていくこともまた、学会の駆動力となり得るのであると思っています。

竹内晴信（編集委員）

土壤物理学会

事務局構成	会長	波多野 隆介	(北海道大学)
	副会長	志賀 弘行	((地独)北海道立総合研究機構)
	庶務幹事	柏木 淳一	(北海道大学)
	会計幹事	倉持 寛太	(北海道大学)
	編集幹事	岩田 幸良	((独)農業・食品産業技術総合研究機構)
	会計監査	井上 京	(北海道大学)
		中村 和正	((独)土木研究所)
		中辻 敏朗	((地独)北海道立総合研究機構)
		飯山 一平	(宇都宮大学)
		木村園子	(東京農工大学)
編集委員会	委員長	古賀 伸久	((独)農業・食品産業技術総合研究機構)
	委員	竹内 晴信	((地独)北海道立総合研究機構)
		永田 修	((独)農業・食品産業技術総合研究機構)
		丹羽 勝久	((株)ズコーシャ)
		花山 奨	(山形大学)
		早川 敦	(秋田県立大学)
		笛木 伸彦	((地独)北海道立総合研究機構)
		宮本 輝仁	((独)農業・食品産業技術総合研究機構)
		森 昭憲	((独)農業・食品産業技術総合研究機構)
		山本 忠男	(北海道大学)
	渡辺 晋生	(三重大学)	

土壌物理学学会会則

- 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、討論会及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、シニア会員（これまで正会員であって60歳以上の常勤職に就いていない者）、学生会員及び賛助会員、購読会員の5種とする。学会への入会または退会の際は、本学会に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 |
| シニア会員 | 年額 | 3,000 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 | 7,000 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、シニア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。
〒060-8589 北海道札幌市北区北9条西9丁目 北海道大学大学院農学研究院
 - (2) 本会則は、2011年4月1日より施行する。
(2011. 10. 28 改正)
- 細則
- (1) シニア会員
 - 1) シニア会員は、これまで正会員であって60歳以上の常勤職に就いていない者
 - 2) シニア会員への変更は、資格を有する会員からの申告を受け、評議員会の承認を受ける。原則として申告された年度から適応するが、当該年度中に有資格となった場合は、次年度から適応する。
 - 3) シニア会員の権利は正会員に準ずる。ただし、会則第6条で定める役員および第9条で定める委員会委員に就くことはできない。
(2011. 10. 28 制定)

「土壌の物理性」投稿規定

1. 筆頭著者は本学会会員であること。
 2. 投稿原稿の区分と規定ページは下記による。
 - 1) 「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。
 - 2) 「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。
 - 3) 「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。
 - 4) 「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。
 - 5) 「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。
 - 6) 「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。
 - 7) 「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。
 - 8) 「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。
 - 9) 「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。
 - 10) 「書評」(Book reviews)：規定ページを刷り上がり2ページ以内とする。
 - 11) 「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。
3. 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名の読者を選んで読読を依頼する。ただし、「土粒子」、「書評」、「巻頭言」については、この限りでない。
 4. 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。
 5. 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。
 6. 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。
 7. 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。
 8. 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済みの原稿は返さない。
 9. 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。
 10. 本誌に掲載された原稿の著作権は土壌物理学学会に帰属する。

(2009.12. 1 改正)

「土壌の物理性」原稿執筆要領

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

- (Nakamura and Suzuki, 1981)). 著者が3名以上の場合は第1著者名のあとに—ら、またはet al.をつける（例：山田ら(1978), (Taylor 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 _c kg ⁻¹ , cmol _c 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ています。

- 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（そのまま掲載可）の場合には、閲読結果を受け取った日付で原稿を受理（掲載決定）します。
- 2) 1名の総合判定はA、もう1名はB（指摘の点が修正されれば掲載可）の場合、または2名ともBの場合には、指摘事項について著者に比較的小さな修正を求めます。修正原稿が提出され、編集委員会が修正内容を確認した時点で受理します。
- 3) 1名の総合判定はB、もう1名はC（指摘の点が修正された後、再閲読する必要あり）の場合、または2名ともCの場合には、指摘事項について著者にやや大きな修正を求めます。提出された修正原稿は再び閲読を行います。
- 4) 1名の総合判定がD（掲載不適）の場合には、第3の閲読者に判定を依頼することを含め、編集委員会が対応を判断します。
- 5) 2名の総合判定ともDの場合には、その理由を付けて著者へ返稿します。
- 6) 閲読は2回までとし、再閲読においてもCまたはDの判定がある場合には、編集委員会が対応を判断します。

- (4) 閲読結果の総合判定をDとする理由は次のようなものです。

- 1) 既発表とみなされるもの。
- 2) 重要な部分に根本的な誤りがあるもの。
- 3) 事実に基づいた内容ではなく、単なる主観が述べられているに過ぎないもの（論文、研究ノートの場合）。
- 4) 通説が述べられているだけで、新しい知見が全くないもの（論文、研究ノートの場合）。
- 5) 修正を要する根本的な指摘事項を多く含んでいるもの。
- 6) 連載形式で構成されており、1編ごとに独立したものと認めがたいもの。
- 7) 全体構成や文章が粗雑で、内容の判定ができないもの。

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

6. その他

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

(2004. 6.29 改正)

「土壌の物理性」閲読の手引き

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

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

土壌物理学学会賞規定

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

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

(2002.11.23 制定 2009.10.24 改正)

土壌物理学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) 土壌物理学学会賞選考に関するその他の事項。
3. 構成 委員会は委員長 1 名および委員 5 程度を持って構成する。
 - (1) 委員会は正会員より構成される。
 - (2) 委員は評議員会の推薦に基づき総会で決定する。
 - (3) 任期は 2 年とする。ただし、再任はさまたげない。
 - (4) 委員長は委員の互選により選出する。
 - (5) 若干名の専門委員をおくことを認める。
4. 開催 委員会は年 3 回程度開催する。

(2002.11.23 制定 2003.11.22 改正)

原稿送り状

受付番号（本会で記入）：

発送年月日	年 月 日	受付年月日（本会で記入）	年 月 日
区 分	論文 研究ノート 総説 解説 資料 研究紹介 土粒子 書評		
表題（和文）			
表題（英文）			
キーワード （日本語：5語以内）			
キーワード （英語：5語以内）			
著者名1 ローマ字		所属	本会 会員・非会員
著者名2 ローマ字		所属	本会 会員・非会員
著者名3 ローマ字		所属	本会 会員・非会員
連絡先氏名			
住 所 電話・FAX 番号 E-mail	〒 TEL. : FAX. : E-mail		
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/>）

土壤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で）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

土壤物理学会事務局（庶務幹事）

〒060-8589 札幌市北区北9条西9丁目

北海道大学大学院農学研究院 柏木淳一 宛

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

複写される方に

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

〒107-0052 東京都港区赤坂9-6-41 乃木坂ビル 学術著作権協会

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

Notice about Photocopying

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

Japan Academic Association for Copyright Clearance (JAACC)

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

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

土壌の物理性 第119号 (会員配布) 2011年12月20日発行

発行 土壌物理学会

〒060-8589 札幌市北区北9条西9丁目
北海道大学大学院農学研究院内

電話 011-706-3641

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

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

銀行口座 北洋銀行北七条支店 (店番312)

普通 3963234 土壌物理学会 会計 倉持寛太

郵便振替 口座番号: 01350-2-40943

加入者名: 土壌物理学会

会費など会計に関する問い合わせ先 E-mail spkaikei@ml.affrc.go.jp

編集委員会事務局 (投稿原稿送付先)

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

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

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. 119

December, 2011

Contents

Foreword	T. SATO ...	1
Original Papers		
Soft X-ray Digital Radiography for Soil Structure: Development and Trial	T. HIROZUMI, T. KUROSAWA and H. NARIOKA ...	3
Soft X-ray Digital Radiography for Soil Structure: Measuring of Particle Size of Glass Beads and Sand	T. HIROZUMI, T. KUROSAWA and H. NARIOKA ...	17
The influence of the oxidation-reduction state in soil by groundwater level control on the growth and the yields of soybeans and the uptake of cadmium	S. MURAKAMI, C. SASAKI, S. NAKAGAWA and N. OTA ...	29
Acoustic method for measuring volumetric air content and air conductivity of sandy soil and its application to the evaluation of air phase structure	K. FUKADA and K. NAKAMURA ...	39
Lecture series		
Reviewing classical studies in soil physics		
Development of Research based on Philip, J.R. and de Vries, D.A. (1957): Moisture movement in porous materials under temperature gradients – From the liquid island model to the micro heat pipe model –	T. KASUBUCHI, T. MOMOSE and I. SAKAGUCHI ...	53
Topics		
Water flow and solute transport models in soils		
Unsaturated water flow during evaporation from the soil surface: Effects of soil type	H. SAITO and N. TORIDE ...	65
Book Review	T. MIYAMOTO ...	75
Readers' column	K. ASADA ...	77
Announcements		79
Editor's Postscript		81

Published by

Japanese Society of Soil Physics

Research Faculty of Agriculture, Hokkaido University

Kita9 Nishi9, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido 060-8589 Japan

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