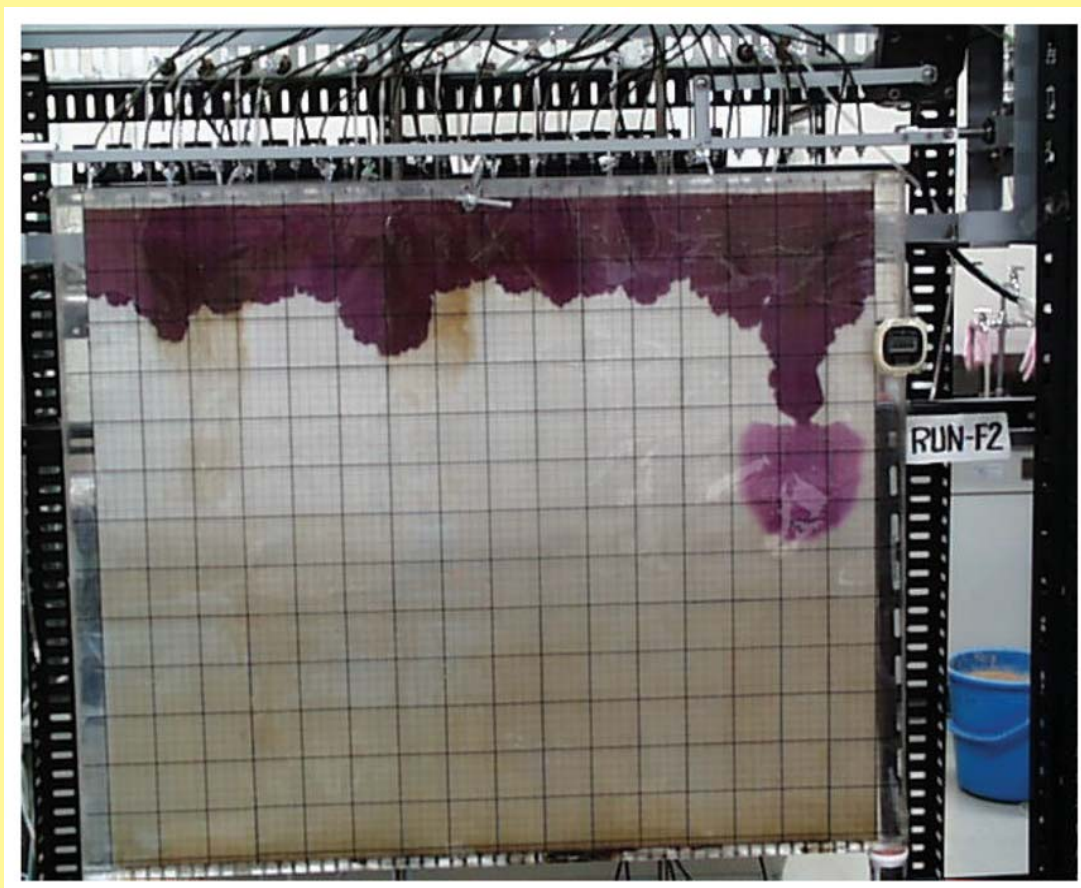


土壌の物理性

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

第111号

2009年3月



土壌物理学会

Japanese Society of Soil Physics

土壌の物理性

第 111 号 2009 年 3 月

目 次

巻頭言

長 裕幸 … 1

特 集

水循環系プロジェクトにおける土壌物理研究の役割

CEOP・GEOSS・地球環境観測衛星ミッションの土壌水分観測

開発一郎・小池俊雄・玉川勝徳・太田 哲・藤井秀幸 … 5

ヒノキ林小流域の水文過程における土壌撥水性の役割

宮田秀介・小杉賢一朗・五味高志 … 9

下水処理水および道路排水の土壌浸透処理による水質変化とそのリスク評価

古米弘明・村上道夫・中田典秀・高田秀重 … 17

資 料

第 50 回土壌物理学学会シンポジウム総合討論

長 裕幸 … 25

論 文

TDR による表層土壌水分計の開発とその有効性の評価

伊藤祐二・筑紫二郎・宮本英揮 … 35

Effects of gypsum addition on sedimentation characteristics of Tondano Lake clay, Indonesia

Meldi T.M. SINOLUNGAN, F. KONDO and T. KOUMOTO … 43

乾燥土壌への散水に伴う浸潤の不安定化に関する研究

長 裕幸・井上光弘 … 53

特 集

水分・溶質移動モデル

水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性モデル

坂井 勝・取出伸夫 … 61

土粒子

ため池研究雑感

吉迫 宏 … 75

会務報告 ……………… 77

編集後記 ……………… 78

表紙写真の説明

散水浸潤実験における浸潤前線の発達とフィンガー流の発生（チャンパー底面に設定した地下水面から発達した毛管水帯にフィンガー流が到達した直後、浸潤が拡散的に広がっている）。今号掲載の長・井上の論文「乾燥土壌への散水に伴う浸潤の不安定化に関する研究」を参照下さい。

学会誌の A4 版 Tex 化にあたって

土壌物理学会 事務局
会長 筑紫二郎

弥生の候、会員の皆様におかれましては益々ご健勝のこととお慶び申し上げます。

本号をご覧になってお分かりのように、学会誌を従来の B5 版から A4 版へと大きなサイズにするとともに、表紙の体裁の変更をさせていただきました。変更にあたっては、長い間親しまれてきた「黄表紙」を維持する一方、表紙に写真を新たに掲載することによって視覚的に魅力あるものに改めさせていただきました。

このような学会誌の変更に至った経緯を簡単に述べさせていただきます。本学会は、学会の会員数漸減による収入減と学会誌のページ数増加による支出増により、ここ数年財政が慢性的に逼迫しておりました。この問題の解消に向け持ち上がりました案が学会誌の A4 版 Tex 化による編集です。この案は、昨年の評議員会および総会で了承され、前号でご案内を差し上げ、本号での実現に漕ぎ着けた次第です。ただし、前号でお約束のロゴの表紙記載については、適切なロゴが定まらず今回は記載なしとなりましたことをお詫び申し上げます。

A4 版 Tex 化の編集は多大の労力が必要ですが、個々の記事の体裁が統一され、版下による編集に比べはるかに綺麗に仕上がります。本誌への投稿の仕方は従来通りで、編集の変更によって煩雑になることはありませんが、将来編集作業の効率化のため原稿執筆要領を多少改めさせていただくかもしれませんのでご了承願います。

本号は、完璧なものとは思っておりません。今後、読者からの意見を収集し、少しずつ改善を図ってまいりたいと思っています。

最後に、Tex 化の編集作業のご尽力いただきました編集委員会の関係諸氏ならびに献身的な Tex 化技術のご協力をいただきました三重大学の渡辺晋生先生に深く感謝申し上げます。

第 6 回（2008 年度）土壌物理学会賞（論文賞）選考結果

土壌物理学会 学会賞選考委員会
委員長 長谷川周一

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いたしました。

1. 吉迫 宏（（独）農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究所 主任研究員）

2. 論文賞の表題

地温探査によるため池堤体の漏水調査

3. 業績（題名、「土壌の物理性」巻号，ページ，発行年）

地温探査によるため池堤体の漏水調査，土壌の物理性，108号，pp.67~80，2008年

4. 推薦理由

堤体からの漏水は，ため池の機能低下につながるため，改修が必要とされている．しかし，漏水箇所への把握は堤体表面の目視による観察などに頼っており，堤体内部を直接探査する容易かつ信頼のおける方法が必要とされている．本論文は，地中の温度を連続的に測定しその温度分布から，地下水の流れや透水層を調べる温度検層という物理探査技術のアイデアを，堤体の漏水把握に適用したものである．堤体の低いため池では深さ 1m の地温を測定することにより，漏水経路の幅と深度を推定できることを，実測データおよびさまざまな条件下での数値計算との比較から明らかにしたもので，研究成果の価値は高いといえる．

以上のように本研究は，土壌の熱伝導現象をため池の漏水問題の解析に適用出来ることを明らかにしており，土壌物理学会賞（論文賞）にふさわしいと判断した．

本結果は，2008年10月18日に開催された評議委員会ならびに総会にて全会一致で承認され，同日授賞式が開催されました．

第6回（2008年度）土壌物理学会賞（ポスター賞）受賞者

開催日：2008年10月18日

会場：第50回土壌物理学会シンポジウム・ポスターセッション

ポスター会場参加者の投票ならびに学会賞選考委員会の最終審査により、下記の5氏が受賞されました。おめでとうございます。

伊藤祐二（九州大学生物環境調節センター）

時間領域反射法に基づく表層土壌水分計測のための多線式プロファイルプローブの開発と有効性の検討

深田耕太郎（京都大学大学院農学研究科）

音波の共鳴特性値を利用した土壌空気量の測定

西田和弘（東京大学大学院農学生命科学研究科）

根の吸水に伴う塩類集積に関する実験と数値計算

濱本昌一郎（埼玉大学大学院理工学研究科）

砂と団粒土のガス分散長に関する研究

冠 秀昭（宮城県古川農業試験場）

粘土質転換畑における暗渠内水位調節—転換畑作物の安定生産に向けた土壌水分制御手法—

4月1日から原稿投稿先が変わります

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

〒700-8530 岡山県岡山市津島中3-1-1
岡山大学 環境理工学部内 土壤物理学会編集委員会
編集委員長 諸泉 利嗣
E-mail kibyosi@ml.affrc.go.jp

4月1日から土壤物理学会事務局の連絡先が変わります

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

〒690-8504 島根県松江市西川津町1060
島根大学 生物資源科学部内 土壤物理学会事務局
庶務幹事 木原 康孝
Tel. 0852-32-6557 Fax 0852-32-6499
E-mail kihara@life.shimane-u.ac.jp

巻頭言

「Risk-free」な研究を防ぐための「何故？」

長 裕幸¹

まず、この機会をお借りして、土壌物理学会事務局の庶務幹事として、2007年4月から2年間における学会の事務局運営に対し、会員皆様のご協力に深く感謝の意を表する次第であります。特に、2007年と2008年に福岡と三重で開催しました土壌物理学会シンポジウムでは、遠隔地にもかかわらず多数の皆様にご参加頂き、盛況の内に終了することができました。講演者の皆様、運営に協力して頂いた方々をはじめ、役員の皆様、ポスター発表者の皆様に心よりお礼申し上げます。また、本号から「土壌の物理性」がA4版化され、装丁も一新されました。ボランティアでこの作業にあたり、完全版下化にご尽力いただいた方々にも、深くお礼を申し上げる次第であります。

この号の発行をもちまして事務局が移行するわけですが、私自身、事務局に入る前は、本学会活動に対し関心が薄く、単に研究発表を行い交流する場としてのみの認識でした。これは、例えば職場の労働組合と同じで、役員として参加しない限り、その活動内容の詳細を理解することは困難であると思われまます。空気のようなもので必要なときだけその存在に気づくといったわけです。会員にとっては、幾つかの所属学会の一つに過ぎず、こだわりが無くても当然なのかも知れません。構成員にしても、専門が土壌物理だといっばいばからない人達だけが入会しているのではなく、この分野に幾らかでも関わりがあり、情報を得るために入会している会員が圧倒的多数であり、会員数460名足らずで、専任職員のいない、本小規模学会が成立しているわけです。

現在、新公益法人法の施行とともに、全国1700学協会では各自の団体区分を明確にする必要に迫られており、その中で本学会は任意団体に区分され、もちろん法人化とは無縁です。しかし、これを機に各学会のランク分けが進み、統廃合、再編の方向に進む危険性は常に存在していると思われまます。今後、そのような環境の中で、本学会を存続し、発展させていくためには、役員の皆様における危機認識、会員個々の皆様における、本学会に対する帰属意識といったようなものが不可欠になってくると考えまます。組織は、中身の新陳代謝無くして、その存在を維持することはできないわけですが、本学会も財政基盤確立のため、今回、完全版下化に伴い学会誌装丁の全面的な改訂に踏み切りました。これは、その決意の一端であると思ひまます。次期事務局におかれましても、会員に愛される学会を目指して、この変革の荒波に対する舵取りを宜しくお願い申し上げます。

さて、前置きが長くなりましたが本題に入らせていただきます。編集委員長から執筆を依頼されたのは、大学においてちょうど卒研の真最中でした。そこで、毎年の卒論発表（学会の講演会も同様なのですが）を聞きながら、いつも気になっていたことについて一言述べさせて頂きたいと思ひまます。私の所属学科は、旧来の農業工学に属しており、発表の内容は、環境に関する新しい材料や工法といったものが多く、室内および屋外での計測、水質や土壌の化学分析が主体であります。結果は様々ですが、総体に、各研究のスポンサーに対し、成果を強調する意図が感じられます。外部資金の獲得が大学の至上命題となっている昨今、企業や官公庁からの委託研究も多く、ポジティブな成果がもめられるのは当然でしょう。従って、結論も、研究のメリット(advantage)を強調し、デメリット(disadvantage)な結果は省略する方向にあります。近年、そのような発表を耳にする機会が多くなってきたのですが、いつも頭に浮かぶ一言は、「Risk-free」です。これは、10年以上前、当時U.S.Salinity Lab.のLeij博士が漏らした言葉なのですが、それ以来、脳裏に焼き付いています。実際は、意図的な「Risk-evasion」も多いのですが、せつかくの研究が「Risk-free」から入っていくと、その後の展開が非常に難しそうに見えます。報告書だけならいいのかも知れませんが、実際、論文との境目がはっきりしていないのが現実です。

そこで、卒論発表を聞きながら、「どうすれば同じテーマで「Risk-free」でなくすことができるのだろうか」と考えたとき、ふと浮かんだことがあります。それは、「全ては否定から始まる」ではないのですが、もしその発表がメリットの強調ではなく、デメリットの追求、しかもそのデメリットができるだけ致命的であれば、さらにインパクトは大きいと思うのですが、それに対する解決法の模索となれば、その研究は「Risk-free」と言われたいのではということなんです。いつも報告書を読む際に目にとまる所は、そのプロジェクトのネガティブな面に関する記載です。よく考えてみると、非常に単純なのですが、そこには「何故？」が存在するからです。つまり、動機が「何故？」から始まっているかどうかが決める手なのかも知れませんが、以前、学会に行く機中で読んだ中公新書「科学者という仕事」に引用されていた、「ふしぎだと思ふこと、これが科学の芽です。よく観察して確かめ、そしてよく考えること、これが科学の

¹ 佐賀大学農学部

茎です。そして最後になぞがとける、これが科学の花です。」という朝永振一郎博士の文章が思い出されます。振り返って、今になっても時間に追われ、「Risk-free」な報告書を書いてしまいがちな自分で、偉そうなことは言えないのですが、やはり「科学の花」を咲かせていかなければと、卒論発表会場で一人反省していました。

若い研究者の方達と話す機会も多いのですが、近年の厳しい研究環境の中、皆、論文の製作に集中しエネルギーを注いでおられます。せっかくの研究が「Risk-free」にならないようにするためには、まずスタートを間違えないこと、「何故？」に立ち戻ることなのではないかと思います。「科学の花」を咲かすのは大変かも知れませんが、まず、芽を育て茎にしていくことから始めればいいのではないのでしょうか。

最後に、このような執筆の機会を与えて頂きました編集委員長に対し、心より感謝申し上げます。

「特集：水循環系プロジェクトにおける土壌物理研究の役割」

編集委員長 原口暢朗¹

土壌物理学会では、2008年度（第50回）シンポジウムを「水循環系プロジェクトにおける土壌物理研究の役割」をテーマとして、2008年10月18日に三重大学三翠ホールにて開催した。

水の循環は、気候の形成、河川や地下水の涵養などを通じて、人類を含む地球上の生命体に多大な影響を及ぼす。人口の増加に伴い、安全な飲料水や食料生産のための用水の確保など、いわゆる水資源問題は全世界的な問題となっている。加えて、人類の諸活動に伴う地球温暖化による気候変動は、世界各地で降水量とその分布に変化をもたらし、水資源の安定的確保と適切な配分計画を一層困難にしている。

水の循環に関わる問題において、量の確保のみならず、水質の確保も重要である。我が国において、飲料水の水源となっている湖沼や地下水の水質改善に莫大な費用と労力が投入されていることは周知の事実である。

水の循環に関わる問題は、地球規模から自治体に至るまで、大小様々なスケールで生じる。地球規模の水循環においては海洋の役割が重要であるが、陸域でのよりローカルな水資源問題や防災においては、土壌や植生の役割が重要性を増す。土壌面からの蒸発、土壌中への浸透・貯留、土壌を介した溶質の移動など、土壌物理学になじみの深い諸現象が、陸域での水循環と水質の形成に大きな役割を果たす。森林の伐採と洪水発生との関係、都市域における雨水浸透の積極的な導入、環境保全型農業と地下水の水質など、多くの応用例を挙げることができる。

かような背景により、現在水循環に関わる様々な研究

プロジェクトが多様な分野の研究者によって推進されている。本シンポジウムでは、水循環に関わる研究プロジェクトに参画されている異なる分野の4名の研究者に、ご専門の立場から研究の最前線をご講演頂いた。開發一郎氏（広島大学）には、地球規模水循環に関わる土壌水分計測の重要性と地球環境観測衛星による土壌水分観測事例について、宮田秀介氏（東京農工大学）には、ヒノキ林における土壌の撥水性が降雨-流出過程に及ぼす影響を植生、スケールの異なる複数のプロットで観測した事例について、若月利之氏（近畿大学）には、アフリカにおける水田農業定着に係る自然科学的・社会的な諸問題と土壌物理分野の役割について、古米弘明氏（東京大学）には、都市域における飲料水確保を目指した都市排水の土壌浸透に伴う水質変化とそのリスク評価について、それぞれご講演いただいた。

これらの貴重なご講演の内容を広く学会員に情報提供するため、学会事務局では講演者に講演内容をベースとした詳細な原稿を依頼し、ここに「特集：水循環系プロジェクトにおける土壌物理研究の役割」として掲載するものである。なお、諸般の事情により、若月利之氏の原稿を次号に掲載する予定である。

また、シンポジウムでは、例年通りポスターセッション「土壌物理研究の最前線」が設けられ、電磁波計測に関わる内容を含む35件の発表があった。同セッションでは、例年通り、活発な議論が行われた。

¹National Agricultural Research Center for Kyushu Okinawa Region, National Agriculture and Food Research Organization, 2421 Suya, Koshi, Kumamoto 861-1192, Japan

CEOP・GEOSS・地球環境観測衛星ミッションの土壌水分観測

開発一郎¹・小池俊雄²・玉川勝徳²・太田 哲²・藤井秀幸³

Soil moisture observations in CEOP, GEOSS and earth observation satellite missions

Ichiro KAIHOTSU¹, Toshio KOIKE², Katsunori TAMAGAWA², Tetsu OHTA², and Hideyuki FUJII³

Abstract: Soil moisture plays an important role in climate change, water-energy cycle and vegetation change. This study mentioned the current conditions of soil moisture observations in CEOP, GEOSS and earth observation satellite missions and then discussed some results of ground-based soil moisture observation in the study area of AMPEX/MAVEX/CEOP in the Mongolian plateau and AMSR-E soil moisture estimation in Asia. We got that it is very important and useful for CEOP and GEOSS to monitor soil moisture by ground-based stations and earth observation satellites.

Key Words : CEOP, GEOSS, earth observation satellite, AMSR-E, soil moisture

1. はじめに

1990年代に世界気候計画 (World Climate Research Program) の副計画 GEWEX (Global Energy and Water cycle Experiment) のアジアモンスーン版, GAME (GEWEX Asia Monsoon Experiment) が始まった. GAME では地表面状態のエネルギー・水循環に与える影響が重要視され, 土壌水分や植生の観測及びパラメーターとしての研究が積極的に行われるようになり, その結果, 東アジアの複数の地点での土壌水分や植生の長期モニタリングやデータセットの構築がなされた. その後, GEWEX の一プロジェクトである CEOP (Coordinated Enhanced Observing Period) で 2001 年–2004 年に世界規模で長期の土壌水分モニタリングが行われた. さらに, GEOSS (Global Earth Observing System of Systems) では「水」トピックにおいて土壌水分の重要性が議論されてきている.

地球環境としての土壌水分を考えると, 点から面への観測, つまり地上観測からリモートセンシング技術を駆使した航空機や衛星による土壌水分観測が不可欠となってきている (Engman and Gurney, 1991).

本論文ではこのような国際的で主要な地球環境観測お

よび主要な地球環境観測衛星の土壌水分観測の実態を明らかにし, そこで得られた土壌水分観測の成果を基に土壌水分観測の意義と国際的な土壌水分観測の重要性について水循環・水資源の観点から議論するものである.

2. CEOP・GEOSS の地上土壌水分観測

2.1 CEOP

CEOP は GEWEX の GHP (GEWX Hydrometeorology Panel) プロジェクトの一つであり, GHP の目的である「水資源・土壌水分の季節・年変動の予測技術の立証」のために地球規模の長期地上水循環モニタリングサイト (Reference Site) を世界 35 ケ所に設置し, 新世代地球環境観測衛星と共に高品質データセットを作製することを特色としている. 特に GHP のために高品質の土壌水分データセットを提供することを具体的で重要な課題としている. CEOP は 2001 年–2004 年が最初の活動期であり, 現在は CEOP II (CEOP II は「Coordinated Energy and Water Cycle Observations Project」と改称) が 2007 年から実施され, 2011 年までを予定している.

CEOP の具体的な成果は, URL [<http://www.ceop.net>] で常時見られ, 誰でも自由に Reference Site, モデル出力, 衛星のアーカイブデータが入手できる (要登録).

2.2 GEOSS

2002 年 8 月に南アのヨハネスブルグで開かれた「持続可能な開発に関する世界首脳会議」で全球地球観測システム (GEOSS) が発案され, 第 3 回地球観測サミット (2005 年 2 月, ブリュッセル) で GEOSS 構築のための「全球地球観測システム (GEOSS) 10 年実施計画」が採択された. GEOSS は地球温暖化や自然災害他の地球規模の問題解決のための地球観測を実施するものであり, 地球観測に関する政府間会合 (GEO: Group on Earth Observations) の 73 の参加国・機関が設立したシステムであり, より精度が高い情報を収集・発信し, 政府間機関から地方政府および個人に至る各レベルの政策立案者を支援するために既存の技術と新しい技術を結集する国際協力の取り組みである. 世界気象機関 (WMO) や国際連合教育科学文化機関 (UNESCO) 他も参加している. 日本においては, GEOSS は総合科学技術会議において「地球観測の推進戦略」(2004 年 12 月) として取りまとめられている.

¹Graduate School of Integrated Arts and Sciences, Hiroshima University, 1-7-1 Kagamiyama, Higashihiroshima 739-8521, Japan. Corresponding author: 開発一郎, 広島大学大学院総合科学研究科

²Department of Civil Engineering, The University of Tokyo, 7-3-1 Bunkyo-ku, Tokyo 113-8656, Japan

³Earth Research Observation Center, JAXA, 2-1-1 Sengen, Tsukuba 305-8505, Japan

2008 年 11 月 30 日受稿 2009 年 2 月 2 日受理
土壌の物理性 111 号, 5–8 (2009)

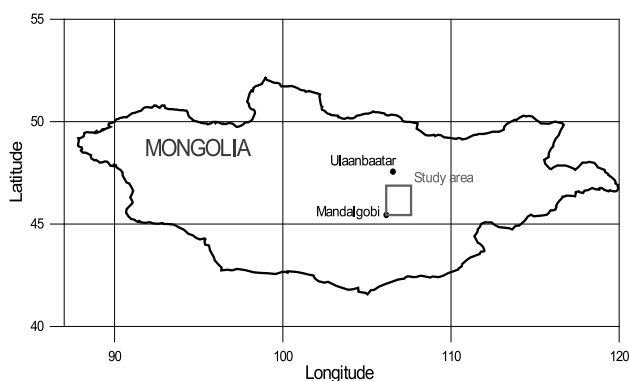


Fig. 1 モンゴル高原試験域。
Study area in the Mongolian plateau.

GEOSS の具体的な課題は「全地球での観測，データの処理・プロダクトと配信のサービス」にあり，観測対象分野（公共的・利益分野）は災害，健康，エネルギー，気候，水，気象，生態系，農業，生物多様性の九つである．これらの中で「水トピック」は重要であり，具体的な計画として特に土壌水分と植物水分モニタリングを組み込んだ高機能地上水循環観測ネットワークの整備や衛星土壌水分モニタリングが挙げられている．GEOSS の構築・実施のためには，CEOP は重要で実際的なプロジェクトである．

3. 地球環境観測衛星による土壌水分観測

近年，リモートセンシング技術の進歩により，センサーを人工衛星に搭載して土壌水分をモニタリングできるようになってきた．実際の土壌水分観測にはマイクロ波が有効であり，センサーには能動型と受動型がある（Engman and Gurney, 1991）．前者は合成開口レーダー，後者はマイクロ波放射計が代表的なセンサーである．それぞれ短所と長所があるが，広域土壌水分の観点からではマイクロ波放射計が有効である．

2002 年から AQUA の AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS) による地球規模の土壌水分測定が行なわれている．このマイクロ波放射計の AMSR-E の地表面観測は，広域場の土壌水分・水循環研究および水文災害や水循環数値シミュレーションの地表面パラメータの決定のために有用であり，JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency: 宇宙航空研究開発機構) の衛星観測標準プロダクトとして世界規模で日単位の土壌水分データが公開されている．この AMSR-E 標準土壌水分プロダクトは後述の小池ほか (2004) の測定アルゴリズム（小池アルゴリズム）によるものであり，毎年その検証（Kaihotsu, 2005）が行なわれ，できるだけ高品質の土壌水分データが提供されている．

マイクロ波放射計は地表面からの電磁エネルギーを受信し，その輝度温度から土壌水分を推定する．輝度温度は以下の放射伝達方程式で表される（小池ほか，2004）．

$$T_b = \exp(-\tau_c) \cdot E_s \cdot T_s + [1 - \omega_c][1 - \exp(-\tau_c)] T_c \quad (1)$$

ここで， T_b ：マイクロ波放射輝度温度（衛星で観測）， τ_c ：植生層の光学的厚さ（測定周波数波長と植物水分量の関数）， E_s ：土壌放射率（土壌水分に依存）， T_s ：地表面土壌温度， ω_c ：植生層の単一散乱アルベド（ $=0$ と仮定）， T_c ：植生層物理温度である．これに基づいた土壌水分指標（SWI）と植生指標（PI）による土壌水分アルゴリズムは，2002 年に打ち上げられた AQUA の AMSR-E の JAXA 土壌水分測定標準アルゴリズムとして採択されている．

4. 観測結果

4.1 モンゴル試験域の土壌水分

半乾燥地域のモンゴル高原において地球観測衛星 AQUA と ALOS (Advanced Land Observing Satellite) 他の検証サイトとして国際検証試験域が設置されている (Fig. 1)．その大きさは東西 160 km で南北 120 km の非常に平坦な草地（ステップ）であり，年降水量は 100 mm から 200 mm である (Batima and Dagvadorj, 2000)．2001 年と 2002 年に，この試験域内に 4 つの AWS（自動気象観測ステーション）と 12 の ASSH（自動土壌水分ステーション）を 20–30 km 密度でそれぞれ設置した (Kaihotsu, 2005)．土壌水分測定には TDR 土壌水分計 (TIME-IT, IMKO) を使い，AWS については深度 3 cm から深度 1 m までの 4 深度，ASSH は深度 3 cm と 10 cm の 2 深度で土壌水分モニタリングを現在まで連続して行っている．この試験域は，AMPEX (ADEOS II Mongolian Plateau Experiment for ground truth) / MAVEX (MAVEX: Mongol AMSR-2 / AMSR-E / ALOS Validation Experiment) 試験域であり，モンゴル CEOP レفرنスサイトとしても登録されている．尚，地上モニタリングデータの一部はすでに前述の CEOP の Web サイトで公開され，近い将来全てのデータが公開される予定である．

本試験域での MGS（マンダゴビ サイト）の日平均土壌水分と降水量のモニタリング結果（2000 年–2006 年）を Fig. 2 に示す．土壌水分は深度 3 cm，10 cm，40 cm，100 cm までの 4 深度の結果である．降水量は，年変化としてはわずかながら減少気味であり，深度 3 cm と 10 cm の土壌水分は降水イベントによく応答しているが，深度 40 cm と 100 cm のそれには細かな応答はなく，

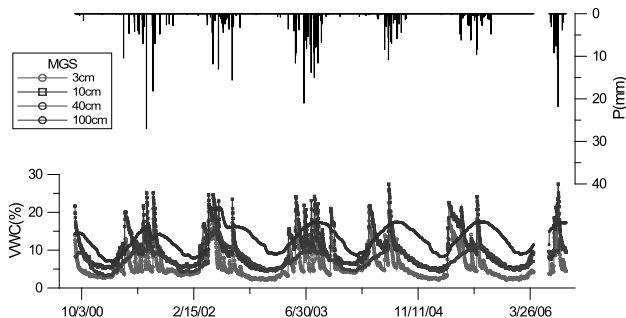


Fig. 2 MGS（マンダゴビ サイト）の AWS モニタリング結果（VWC: 日平均の土壌体積水分量，P: 降水量）の時系列．
A time series of AWS monitoring results at MGS (VWC: volumetric water content of daily mean soil moisture, P: precipitation).

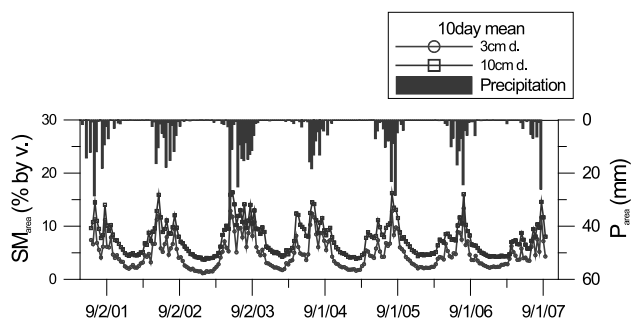


Fig. 3 全ステーションの10日平均面積水分量 (SMarea) と面積降水量 (P) の時系列.

A time series of ten day mean of area-averaged soil moisture (SMarea) and area precipitation (P).

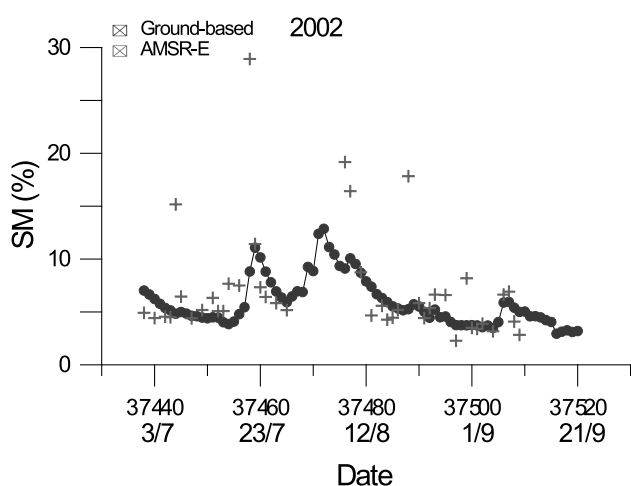


Fig. 4 試験域地上ステーションの日平均面積水分 (Ground-based) と AMSR-E 土壌水分の比較.

Comparison of daily mean area-averaged soil moisture (Ground-based) with AMSR-E soil moisture estimation.

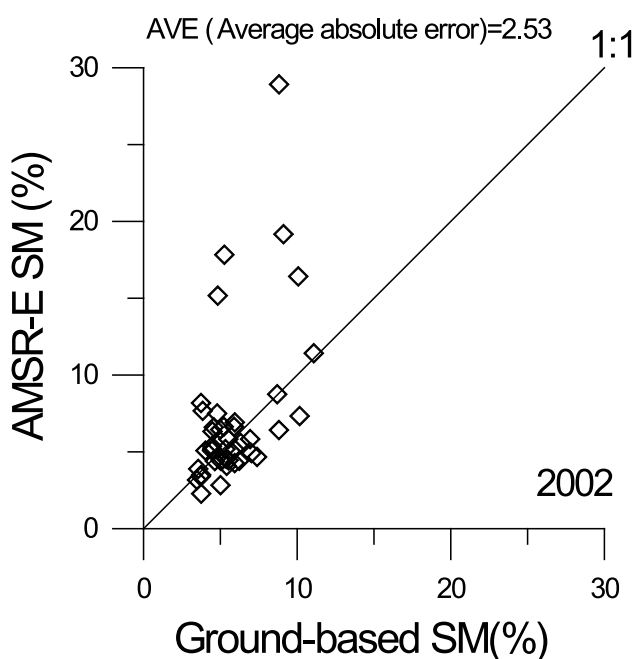


Fig. 5 試験域地上ステーションの日平均面積水分 (Ground-based) と AMSR-E 土壌水分の関係.

Relationship between daily mean area-averaged soil moisture (Ground-based) and AMSR-E soil moisture estimation.

大体6月から7月にかけて最大値を有しながら年サイクル的な変動パターンがみられる。但し、10月中旬から翌年4月上旬までは、土壌は凍結しており、TDRの測定原理から考えると土壌水分の値は正確に測定されているとはいえない。

Fig. 3は、全ステーションの深度3 cmと10 cmの10日平均土壌水分を算術平均したいわゆる面積土壌水分と面積降水量(全AWS降水量の平均値)を表したものである。深度10 cmの土壌水分の方が少し量的に多いが、その変化パターンに両者の違いはみられない。Fig. 2とFig. 3の結果は、降水があまり深い深度に達せず、結果として表面近くの土壌にとどまりながら蒸発していく可能性を示唆している。

4.2 AMSR-E 土壌水分の推定

AMSR-Eの土壌水分モニタリングは、2008年11月現在、ほぼ地球上の全ての陸地で毎日行われており、JAXAのEORC(Earth Observation Research Center:地球観測研究センター)は、前述の小池アルゴリズムを用いて土壌水分の標準プロダクトを全世界に提供している。

Fig. 4は前述のモンゴル高原試験域の全ステーションの土壌水分(SM:体積水分率)のモニタリングデータによる地上面積土壌水分(Ground-based)とAMSR-Eの土壌水分標準プロダクト(Ver. 5.0)の土壌水分量との比較、いわゆる検証結果を表している。両者の変動のタイミングはよく合っている上、値としても約15%を越えるスパイク的な変動値を除けば、比較的その差は小さい。時折みられるAMSR-Eのスパイク的な変動値は、地表面の草などにトラップされている一時的な水分に反応したものであり、実際の土壌水分ではないと考えられる。地上面積土壌水分(Ground-based)とAMSR-Eの土壌水分の相関(Fig. 5)をみてみると、このスパイク的な変動値の影響もあるが、少しAMSR-Eが過大評価していることが分かる。しかし、(2)式によるAVE(平均絶対誤差)は小さく、全体的に検証結果は良いといえる。

$$AVE = \frac{1}{n} \cdot \sum |\theta_{AMSR-E} - \theta_{ground-based}| \quad (2)$$

ここで n は自然数、 Σ は1から n までのサンメンションである。いずれにしても、さらに種々の地表面条件下での検証を重ね、土壌水分測定アルゴリズムの改良が必要があるが、本アルゴリズムの有用性が高いと考えられる。

この結果を踏まえ、実際にアジア地域の土壌水分量の推定を試みた。Fig. 6は、2005年の6月上旬と7月下旬の10日平均のAMSR-E土壌水分の分布を示している。この図は土壌水分量が60%以下、植物水分量が 2 kg m^{-2} (NOAA AVHRRのNDVI値から推定)の条件下の推定結果である(計算範囲外のところは灰色で示されている)。AMSR-Eの測定深度は土壌水分量に依存し、その範囲は地表面から深度数cmであり、本アルゴリズムの空間分解能は悪くて43 kmである。

モンゴル、インドおよび中国北東部において、6月か

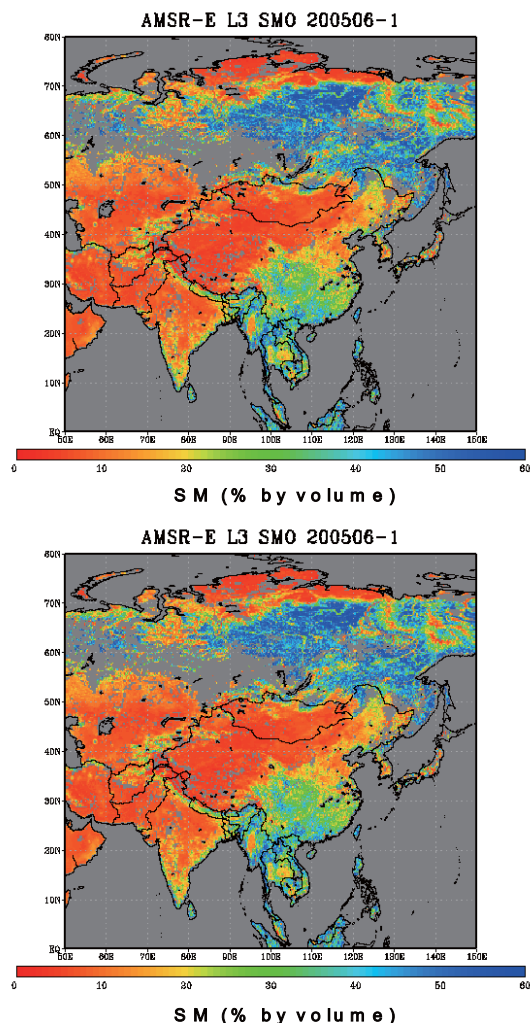


Fig. 6 アジア大陸における 2005 年の 6 月上旬 (上図) と 7 月下旬 (下図) の 10 日平均の AMSR-E 土壌水分の分布。
Ten day mean estimation of soil moisture by AMSR-E in early June (upper figure) and late July (lower figure) in Asia.

ら降水量が増加し、それに伴って 7 月下旬に土壌水分量が顕著に増したことが読み取れる。つまり夏のモンスーンの影響を良く表している。この結果は、広域場での地球観測衛星土壌水分モニタリングの有用性が高いことを示唆しており、CEOP や GEOSS の推進においても衛星土壌水分モニタリングは大きな威力を発揮すると期待される。

5. おわりに

本研究では CEOP と GEOSS の土壌水分観測の意味について論じ、地球観測衛星の土壌水分モニタリングの有用性について述べた。具体的には、モンゴル高原での地球観測衛星検証 / CEOP 試験域での土壌水分モニタリング結果および AMSR-E の土壌水分測定アルゴリズムの検証結果を考察し、CEOP や地球観測衛星の土壌水分モニタリングの意義が高いことを示唆した。

GEOSS においても CEOP の土壌水分モニタリングは不可欠であり、世界各地で長期の地上土壌水分モニタリングの実施が重要である。また、AMSR-E をはじめとした複数の地球観測衛星が土壌水分観測を実施し、地球規模での土壌水分変動を把握してきており、地上と衛星の土壌水分観測の統合は実際的で非常に有効である。

引用文献

- Batima, P. and Dagvadorj, D. (2000): Climate changes and its impacts in Mongolia. JEMR Pub, 227p.
- Engman, E.T. and Gurney, R.J. (1991): Remote sensing in Hydrology, pp.127-154, Chapman and Hall, London.
- Kaihotsu, I. (2005): Grand truth for evaluation of soil moisture and geophysical / vegetation parameters related to ground surface conditions with AMSR and GLI in the Mongolian plateau, pp.5-21, JAXA.
- 小池俊雄, 中村佳照, 開発一郎, Gombo Davaa, 松浦直人, 玉川勝徳, 藤井秀幸 (2004):改良型高性能マイクロ波放射計 (AMSR-E) による土壌水分・植生水分観測手法の開発, 水工学論文集, 48 巻, 1 号, 217-222.

要 旨

本研究では、CEOP や GEOSS などの国際的な地球環境観測活動および主要な地球環境観測衛星の土壌水分観測の現況を明らかにし、そこで得られた土壌水分観測の成果から、土壌水分観測の意義と国際的な土壌水分観測の重要性について水循環・水資源の観点から議論した。具体的には、モンゴル高原での地球観測衛星検証 / CEOP 試験域での土壌水分モニタリング結果および AMSR-E の土壌水分測定アルゴリズムの検証結果を考察し、CEOP や地球観測衛星の土壌水分モニタリングの意義の高さを示し、地上と衛星の土壌水分観測の統合は実際的で非常に有効であることを示唆した。

キーワード：CEOP (協調観測強化期間), GEOSS (全地球観測システム), 地球環境観測衛星, 改良型高性能マイクロ波放射計 (AMSR-E), 土壌水分

ヒノキ林小流域の水文過程における土壤撥水性の役割

宮田秀介¹・小杉賢一朗²・五味高志¹

Roles of soil water repellency on hydrological processes in a small catchment covered by a Japanese cypress plantation

Shusuke MIYATA¹, Ken'ichirou KOSUGI², and Takashi GOMI¹

Abstract: We examined effects of soil water repellency on hydrological processes in various scales from small plot to catchment in a Japanese cypress plantation. We measured soil water repellency and infiltration rate along a hillslope transect, and monitored overland flow at small plots (1 × 2 m) with sparse and dense fern cover and a large plot (8 × 25 m) and stream discharge at the outlet of a small catchment (0.43 ha). Strong water repellency in surface soil horizon was partially associated with Hortonian overland flow, which volume potentially depended on severity of water repellency. Relationships between matric potential and soil water content indicate that changes in the soil water repellency and consequently runoff coefficient of overland flow could occur during a single storm event. Greater amounts of overland flow at small plots compared to ones at large plot suggests that overland flow generated in hillslope was discontinuously transferred. Higher infiltration rate at the bottom of hillslope likely caused little contribution of overland flow on catchment runoff. Despite the substantial overland flow generated in hillslope due to soil water repellency, water repellency was not a dominant factor accelerating runoff directly at the small catchment scale.

Key Words : hydrophobicity, Horton-type overland flow, hydrological processes, spatial distribution of infiltration capacity

1. はじめに

日本の森林面積の44%は人工林で占められており、日本の水資源の多くは人工林に依存しているといえる。近年、木材価格の下落などにより林家の労働力および意欲が低下し、人工林の管理放棄が広がっている。間伐作業が行われていない人工林では樹冠が閉鎖し、林内照度が低下するために下層植生が生育できなくなる。そのために林床の保護が不十分となり、水源涵養機能や洪水緩

和機能が低下することが危惧されている(恩田, 2008)。

人工林の代表的な樹種の一つであるヒノキ(*Chamaecyparis obtusa*)のリターは容易に鱗片化し、数ヶ月のうちに表層土壌と混合するか(酒井ら 1987)、流亡するため(服部ら, 1992)、ヒノキ林地においては下層植生による林床の保護がより重要となる。このような林床被覆の乏しいヒノキ林斜面では、雨滴衝撃により地表面に難透水性のクラストが形成されホートン型表面流が発生する可能性が指摘されている(湯川・恩田, 1995)。表面流は、土壌中の地下水面が地上に達して発生する飽和型表面流(復帰流)とホートン型表面流に分類されるが、本研究ではホートン型表面流について扱う。ここでホートン型表面流とは、降雨強度が浸透強度を上回る降雨余剰により発生する表面流である。一方、ヒノキ林土壌は強い撥水性を示すことが知られている(小林ら, 2006; Kobayashi and Shimizu, 2007)。乾燥地などにおける土壤撥水性に起因する表面流発生と同様に(例えば, Burch et al., 1989; Doerr et al., 2003)、ヒノキ林斜面においてもホートン型表面流の発生が報告されている(小杉, 2005; Miyata et al., 2007; Gomi et al., 2008a, 2008b)。

管理放棄されたヒノキ林において表面流の発生が指摘されてきているものの、表面流の流域の降雨流出に対する寄与については検討が必要である。そのためには斜面で発生した表面流がどれだけ溪流に到達するかを明らかにする必要がある。また、表面流発生と最も関連するパラメータである浸透能は、一般的には空間的に不均質であり(Bonell and Williams, 1986)、浸透能の空間分布は表面流による降雨流出への寄与を検討する上で非常に重要と考えられる。しかしながら、浸透能の空間分布による、表面流の流出プロセスを含めた降雨流出への影響についてはほとんど明らかとなっていない。

そこで本研究は、管理放棄されたヒノキ林流域において表面流の発生要因と表面流が小流域の降雨流出過程に及ぼす影響を明らかにすることを目的として研究を行った。土壤撥水性の測定、土壤浸透強度の空間分布、現地水文観測を組み合わせることで、従来の森林水文研究では着目されていなかった降雨-流出過程の中での土壤撥水性の働きに着目して研究を行った。

¹Division of International Environmental and Agricultural Science, Graduate School of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology, 3-5-8, Saiwai-cho, Fuchu Tokyo 183-8509, Japan. Corresponding author: 宮田秀介, 東京農工大学大学院 農学府

²Division of Forest and Biomaterial Sciences, Graduate School of Agriculture, Kyoto University, Kitashirakawa-cho, Sakyo-ku, Kyoto 606-8502, Japan

2008年11月27日受稿 2009年1月26日受理
土壤の物理性 111号, 9-16 (2009)

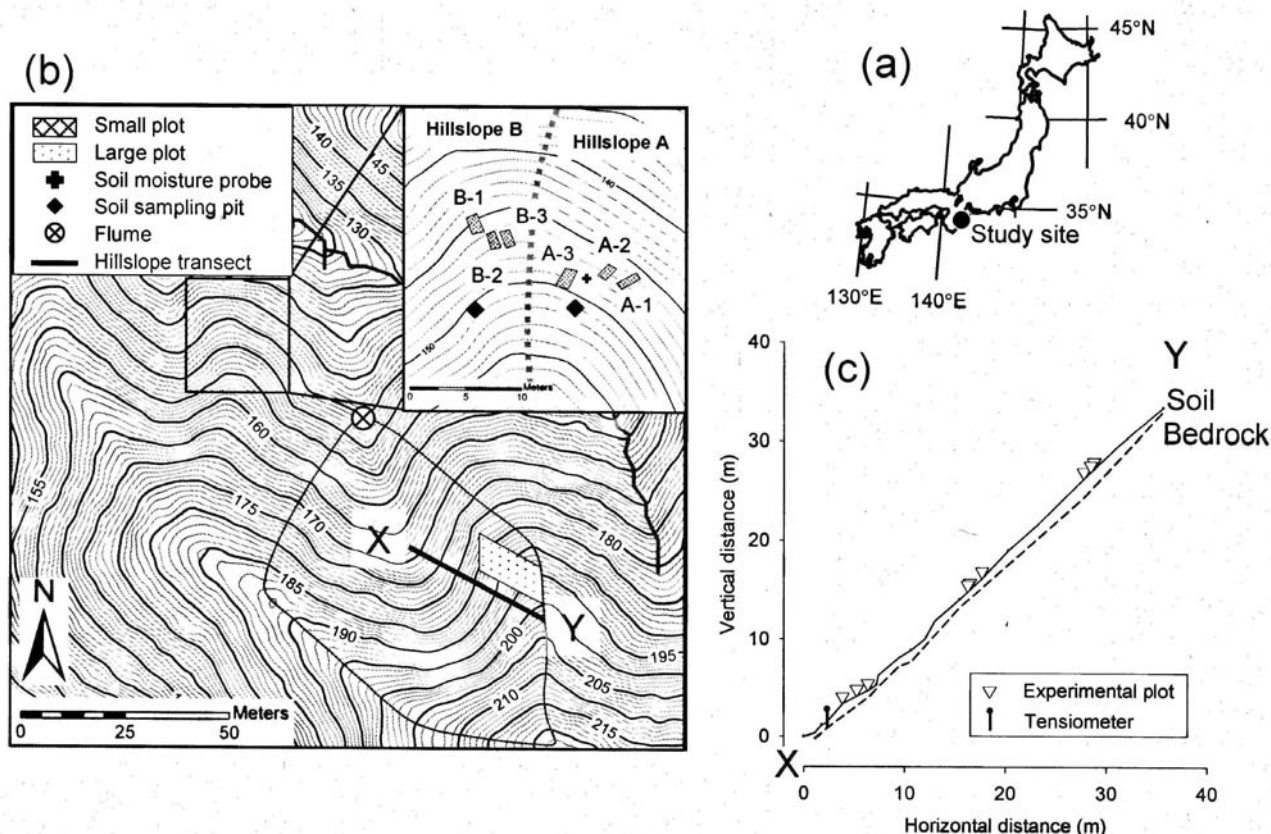


Fig. 1 観測地の (a) 位置, (b) 地図, および (c) 斜面測線 X-Y の縦断面図。
(a) Location, (b) topographic map of the study site, and (c) profile of hillslope transect X-Y.

2. 方法

2.1 試験地概要

本研究は、三重県会郡大紀町の約 40 年生ヒノキ林内の隣接する 2 斜面および小流域 (流域面積: 0.43 ha) において行った (Fig. 1)。試験地から約 9 km 離れたアメダス粥見における最近 25 年間の年平均降水量および年平均気温はそれぞれ 2094 mm, 14.4 °C と、温暖で多雨な地域である。本試験地は、最近 15 ~ 20 年間は間伐などの維持管理施業が行われておらず、立木密度は約 3500 本 ha⁻¹ であった。

尾根 (Fig. 1b 中太点線) をはさんで隣接する 2 斜面の斜面勾配は約 40° であり、一方は下層植生がまったく生育せず林床が裸地化していた (斜面 A)。もう一方ではシダ (ウラボシ科: *Gleichenia japonica*) が繁茂し土壌を完全に覆っていた (斜面 B)。観測を行った小流域は尾根の一部を除いて下層植生が生育せず、表層土壌の保護は非常に乏しい。

2.2 土壌撥水性の測定方法

面 A および B において不攪乱土壌サンプルを採取し (Fig. 1b)、土壌撥水性を測定した。土壌サンプルは深度 0, 5, 15, 25, 35, 45 cm でそれぞれ各 3 サンプルを 100 cc サンプラーにより採取した。土壌の撥水性は、エタノールの表面張力が小さく撥水性土壌にも浸透しやすい性質を利用する CST (Critical Surface Tension) 試験 (Watson and Letey, 1970) により測定した。マイクロピ

ペットを用いて様々な濃度のエタノール溶液 (0.3 ml) をサンプルに滴下し、浸透に要する時間を測定した。エタノール濃度が高いほど早く浸透することから、与えられた濃度のエタノール溶液が 5 秒以内にサンプルに浸透しない場合には、より高い濃度のエタノール溶液を滴下する、という手順を繰り返した。浸透に要する時間が 5 秒以内のエタノール濃度最小値を撥水性強度の指標とした。したがって、結果のエタノール濃度が高いほど、そのサンプルの撥水性強度が強いことを示す。測定には、体積濃度で 0, 1, 3, 5, 8.5, 13, 18, 24, 36 % のエタノール溶液を用いた。

2.3 浸透強度の測定方法

斜面での浸透強度の空間分布を明らかにするために、斜面測線 X-Y において簡易な浸透強度測定を行った。測線は谷部から尾根に設定し、斜面長は 49 m であった (Fig. 1b)。斜面測線の上 (尾根付近)・中・下部 (谷部) にそれぞれ 3 ヶ所ずつ 0.3 × 0.3 m の実験区画を設置した (Fig. 1c)。この実験区画に対して噴霧器を用いて一定強度で散水し (1 分間; 2.1–5.4 mm min⁻¹)、区画下端に設けた厚さ約 3 mm のビニールシートにより表面流を集めて計量した。散水強度は、あらかじめキャリブレーションを行って求めた。地表面の微小な凹凸による貯留の影響を排除するために 1 分間の予備散水を行い、その後に実験を行った。散水量から表面流出量を差し引くことで浸透量を求め、浸透強度に換算した。測定は各区画で 2 回繰り返して行い、浸透強度がほぼ同じであることを確かめた上で 1 回目の結果を各区画の浸透強度とした。ま

た、測定の前直前に TDR 式土壤水分計 (CS620, Campbell Scientific 社製) を用いて各区画の体積土壤含水率を測定した。さらに CST 試験により各区画において土壤表面の撥水性を現場で測定した。本測定では 0, 1, 5, 10, 15,

25, 35, 50 % のエタノール溶液を用いた。これらの測定は、2005 年 5 月から約 1 ヶ月ごとに計 15 回 (撥水性測定は 2005 年 11 月から 10 回) 行った。

2.4 現地水文観測

林床被覆度の異なる斜面 A および B にそれぞれ 3 ヶ所ずつ設置した小プロット (それぞれ A-1, 2, 3, B-1, 2, 3 とする) において表面流出量の観測を行った (Fig. 1b)。小プロットの上端と両端は波板により仕切られており、幅 1 m × 斜面長 2 m でいずれも勾配は約 40° であった。プロットの下端に取り付けた厚さ約 3 mm のビニールシートにより表面流を樋に集め、転倒マス式流量計を用いて表面流出量を測定した。樹木による雨水の集中 (樹幹流・樹冠通過雨) が表面流発生に重要と考えたため、各小プロットの上端にヒノキ立木が含まれるように設定した (Miyata et al., 2007)。また、斜面 A に埋設した土壤水分計 (Easy AG, Sentek 社製) により体積土壤含水率を測定した (Fig. 1b)。

小流域内の斜面測線 X-Y に隣接する平行斜面に設置した大プロットにおいて表面流出量を観測した (Fig. 1b)。大プロットは幅 8 m, 斜面長 25 m, 平均斜面勾配は 43° であった (Gomi et al., 2008b)。大プロット上端を尾根とし、左右の境界は仕切らず、表面流は等高線に直交する方向に流れるとして集水面積を算出した。プロットの下端では土壤の深度約 1 cm にアルミ板を差し込み、表面流を樋に導いた。樋の出口に設けた V ノッチ式流量堰において 5 分間隔で水位を測定し、流出量に換算した (Gomi et al., 2008b)。また、斜面土壤中の水移動を調べるために、斜面測線の下端にテンシオメータを土壤-岩盤境界面である深度 60 cm に設置し、マトリックポテンシャルを観測した (Fig. 1c)。

流域末端の流路にパーシャルフリュームを設置し (Fig. 1b)、5 分間隔で水位を観測することで流域からの流出水量に換算した (Miyata et al., 2009)。雨量は、試験地から約 500 m 離れた開けた場所において転倒マス式雨量計を用いて観測した。現地水文観測は 2004 年 10 月から 2006 年 10 月 (小プロット A, B は 2006 年 2 月) まで行った。

3. 結果

3.1 土壤撥水性

斜面 A および B において採取した土壤サンプルの撥水性測定結果を Fig. 2 に示す。両斜面とも深度 0 cm では 3 サンプルのエタノール濃度平均値は斜面 A, B でそれぞれ 19.7, 13.7 % と ‘非常に強い’ 撥水性であった。深度 5 cm では両斜面ともに ‘極度に強い’ 撥水性を示した。一方、15 cm 以深ではいずれのサンプルも親水性 (非撥水性) であることが示された。林床の被覆に関係なく、深度 0–5 cm の表層土壤が強い撥水性を示し、そ

の下の土壤は親水性であった。

3.2 斜面測線での浸透強度の空間分布

斜面測線の上・中・下部にてそれぞれ 3 区画で測定された平均体積土壤含水率と平均浸透強度の関係を Fig. 3a に示す。斜面上・中・下部の平均浸透強度はそれぞれ 11.3–80.6, 32.9–74.3, 56.0–107 mm h⁻¹ (平均: 48.6, 54.0, 82.2 mm h⁻¹) であり、斜面下部において浸透強度が有意に高かった ($p < 0.01$)。また、各斜面部位において土壤水分と浸透強度は弱い正の相関を示したが、いずれの土壤水分状態においても斜面下部では浸透強度が高かった。次に、Fig. 3b に上・中・下部の各 3 区画で測定された平均体積土壤含水率と土壤撥水性 (平均エタノール濃度) の関係を示す。土壤含水率が 25.3 % 以上のときには撥水性は示されず、それを下回ると土壤が乾燥するほど撥水性が強い傾向が見られた。

3.3 現地観測結果

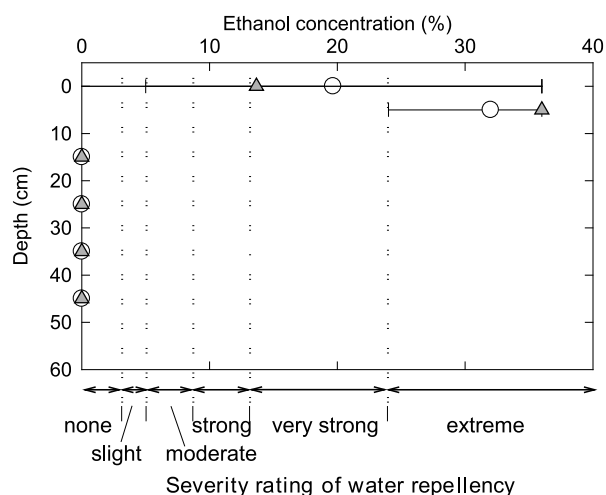


Fig. 2 CST 試験による土壤撥水性測定結果。Soil water repellency indicated by volumetric ethanol concentrations obtained by the CST test.

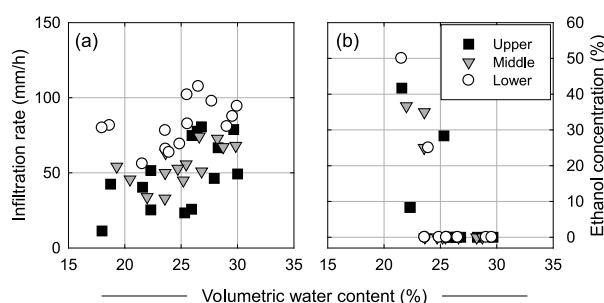


Fig. 3 斜面上・中・下部で測定した土壤含水率と (a) 浸透強度、(b) CST 試験によって測定した土壤撥水性の関係。図中のプロットは各斜面部位のそれぞれ 3 区画での測定値の平均を表す。

Relationships between volumetric soil water content and (a) infiltration rate and (b) soil water repellency measured by the CST test at upper, middle, and lower part of hillslope transect. Symbols indicate average of results obtained at three replicated plots in each part of hillslope transect.

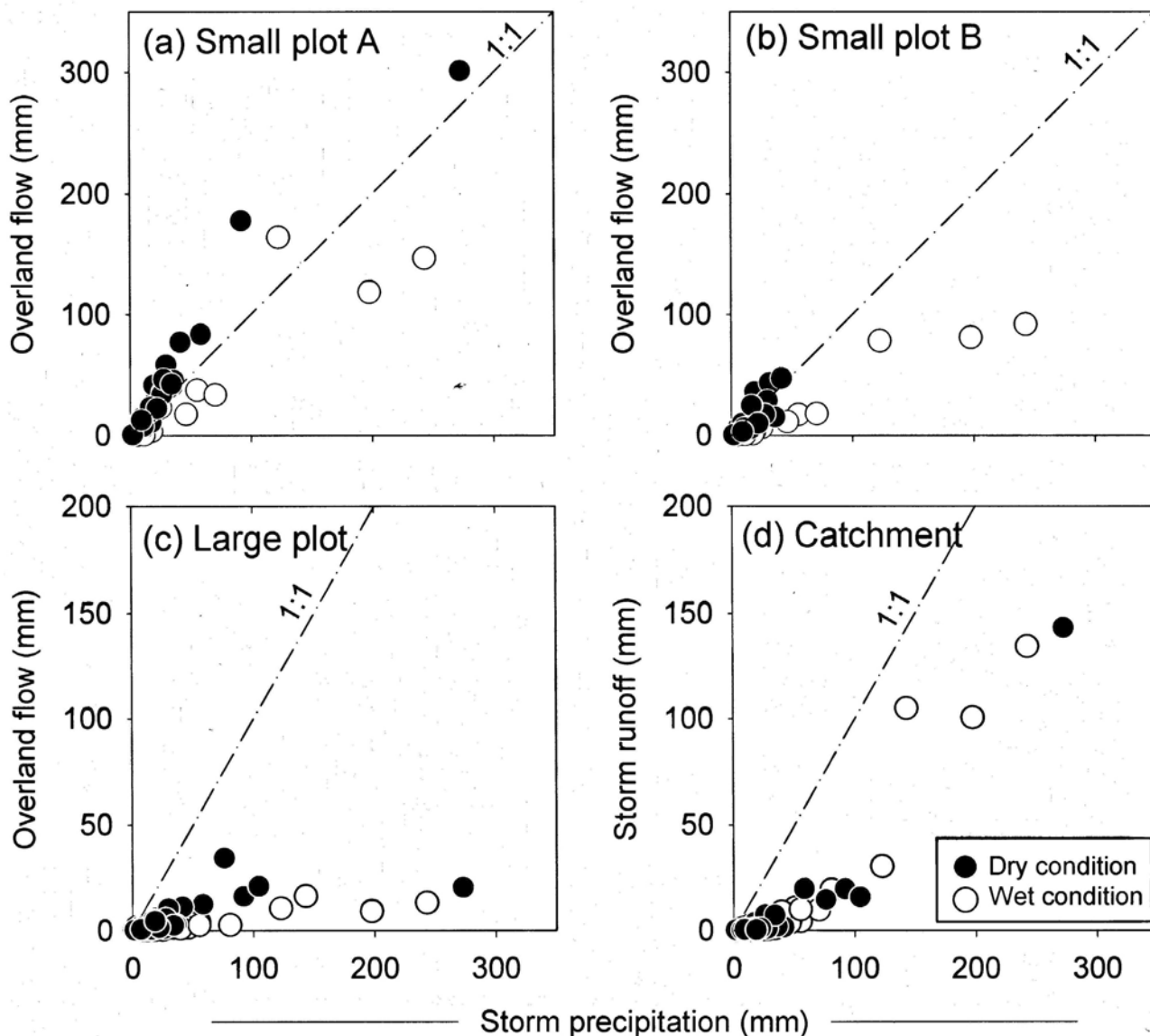


Fig. 4 イベント降雨量と (a) 小プロット A, (b) 小プロット B, (c) 大プロットにおける表面流量および (d) 小流域の降雨流出量の関係。降雨直前の体積土壌含水率が 20% 未満の場合を乾燥条件, 20% 以上の湿潤条件として分類した。

Relationships between total precipitation and overland flow at (a) Small-plot A, (b) Small-plot B, (c) Large-plot and (d) stream discharge of small catchment for each rainfall event. Based on initial volumetric soil water content, results were classified into dry (< 20%) and wet conditions ($\geq 20\%$).

降雨イベントごとの小プロット A, B と大プロットにおける表面流出量と流域からの降雨流出量を Fig. 4 に示す。本研究では, 12 時間以上の無降雨期間を含まない総降雨量 2 mm 以上の降雨を 1 降雨イベントとした。本試験流域では降雨終了後に流域からの流出量が減少し, 数日以内には 0 となる。そのため本研究では, 降雨開始から降雨終了後に流出量が 0 となるまでの合計を, 降雨流出量とした。

林床が裸地化した小プロット A においてはイベント降雨量と同程度, ときには降雨量より多い表面流出量が観測された (Fig. 4a)。各プロット (A-1, A-2, A-3) のイベントごとの平均表面流出率 (表面流出量/林外雨量) は, それぞれ 1.24, 0.61, 0.46 であった。本研究では小プロット内に立木が入っているために, 樹幹流や樹幹通過雨がプロット内に集中し, 表面流の林外雨に対する流出率が 1.0 を超えたと考えられた。一方, シダで地表面

が覆われた小プロット B においても表面流が観測されたが (Fig. 4b), B-1, B-2, B-3 のイベントごとの平均表面流出率は 0.12, 0.41, 0.58 と小プロット A よりも小さい傾向が見られた。大プロットにおいても表面流が発生していたが, その量は小さく, 平均表面流出量は 0.094 となった (Fig. 4c)。小プロット及び大プロットにおける表面流出量は, イベント降雨量の増加に伴って増加する傾向が見られた。

小流域の降雨流出量は, 降雨量 50 mm 以下のイベントでは平均流出率が 0.041 と降雨に対してもほとんど流出量が増加しなかった (Fig. 4d)。一方, 降雨量 50 mm 以上の比較的大規模なイベントに対しては流出量が大きく増加し, 平均流出率は 0.30 となった。このように小流域の降雨流出量は, イベント降雨量 50 mm をしきい値として応答が大きく異なった。

降雨イベント中の小プロット A の表面流出量, 土壌水

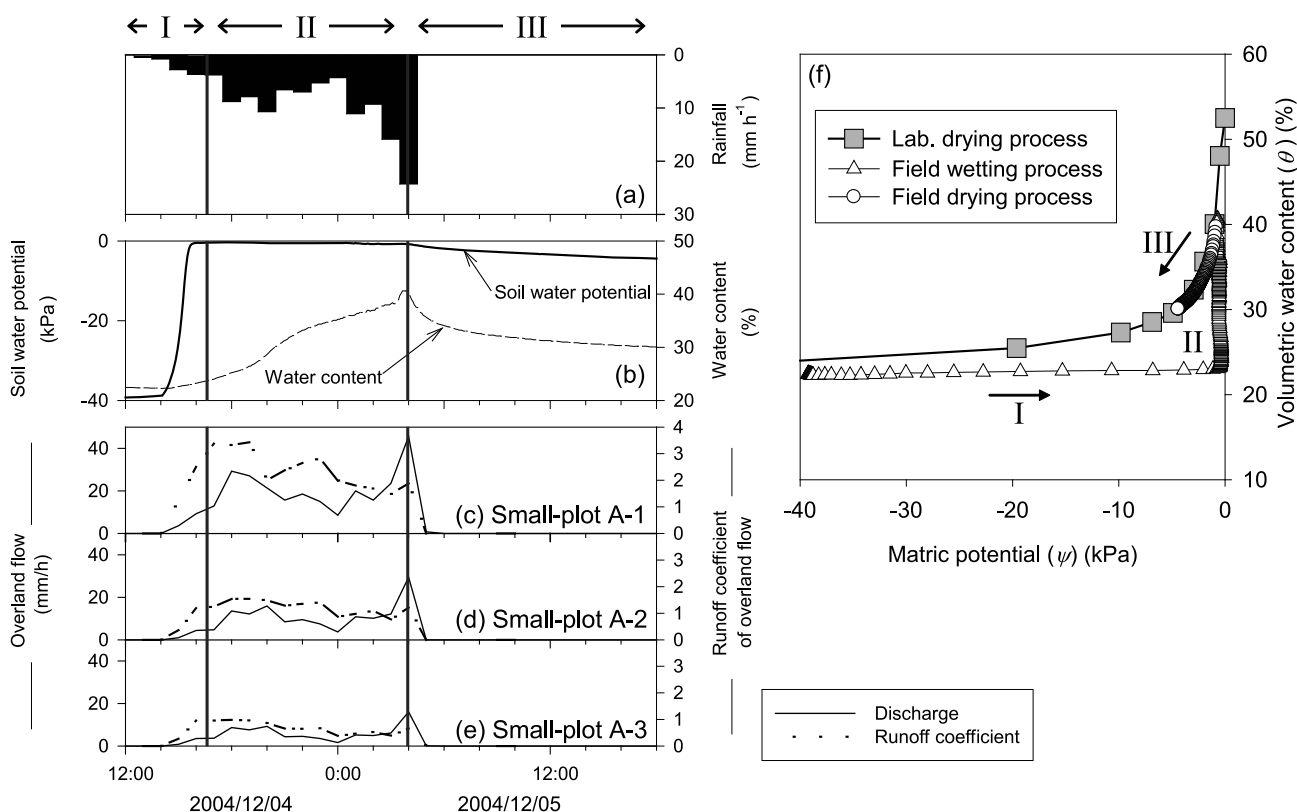


Fig. 5 降雨イベント中の (a) 降雨, 小プロット A における降雨中の (b) 深度 5 cm のマトリックポテンシャルと体積土壌含水率, (c-e) 表面流出量の変動および (f) 現場と土壌サンプルの水分特性曲線の比較. 土壌サンプルの水分特性曲線は, Miyata et al. (2007) により斜面 A の深度 5 cm において 100 cc サンプラーを用いて採取された土壌サンプルの測定結果を用いた. Temporal changes in (a) rainfall, (b) matric potential and volumetric water content at 5 cm depth, (c-e) overland flow at Small-plot A during a rainfall event, and (d) comparison between water retention curves obtained by the field observation and undisturbed soil samples collected in the study site. The water retention curve of soil samples was obtained by Miyata et al. (2007), who collected the samples at 5 cm depth in Hillslope A using 100 cc core samplers.

分, マトリックポテンシャルの変動を Fig. 5 に示す. 本イベントは, 総降雨量 123 mm, 最大時間降雨強度 26.0 mm h^{-1} , 降雨継続時間 21 時間, 初期土壌水分 22.4 % の比較的湿潤な条件であった. A-1, A-2, A-3 における表面流出量はいずれも降雨波形に良く対応していた (Fig. 5c-e 中実線). 一方, 1 時間ごとの流出率はいずれのプロットでも降雨初期に高く, 降雨の継続とともに減少する傾向が見られた (Fig. 5c-e 中点線). また深度 5 cm のマトリックポテンシャルは, 降雨初期に飽和付近 (0 kPa) まで急激に上昇した後は降雨終了までほとんど変化しなかったが, 同深度の体積土壌含水率は, 降雨に伴ってゆっくりと上昇し, 降雨終了後に減少に転じた.

Fig. 6 に降雨イベント中の大プロットにおける表面流出量, 流域の流出量, 斜面測線下端部での土壌-岩盤境界面でのマトリックポテンシャルの変動を示した. 対象とした 2006 年 4 月の降雨イベントは, 総降雨量 143.5 mm, 最大時間降雨強度 26.3 mm h^{-1} , 降雨継続時間 38 時間, 初期土壌含水率 25.4 % の湿潤な状態での降雨であった. 表面流は降雨強度に対して鋭敏な応答を示した一方で, 流域の流出量は降雨開始からの累積雨量が 50 mm を超えた 4 月 11 日 13:00 の時点から急激に流量が増加した. その後, 降雨ピークから遅れずに流出量もピークとなり, 降雨終了後にはすばやく流量が低減した. 土壌-岩盤境界面におけるマトリックポテンシャルは,

降雨の継続とともに上昇し, 累積雨量が 58.4 mm となった 4 月 11 日 14:00 から 11 日 23:00 まで正圧を示した.

4. 考察

4.1 表面流の発生要因

森林土壌は孔隙に富むため透水性が高いため, 下層植生などで地表面が被覆されている場合には表面流が起らないと考えられてきた. しかしながら, 小プロット B の深度 5 cm で 100 cc サンプラーを用いて採取した土壌サンプルで測定された飽和透水係数は 900 mm h^{-1} 以上と非常に大きく (Miyata et al., in review), 地表面がシダで覆われた小プロット B においても表面流が発生していた (Fig. 4b). 小プロット B の表層土壌 (深度 0 ~ 5 cm) が '非常 ~ 極度に' 強い撥水性を持つことから (Fig. 2), 表層土壌の撥水性が, 林床植生で被覆されたヒノキ林斜面における表面流発生の一因であると考えられた. Miyata et al. (2007) は, 本研究の浸透強度測定と同様にヒノキ林斜面において $0.3 \times 0.3 \text{ m}$ の測定区画に対して水と濃度 36 % エタノール溶液, 濃度 100 % エタノールを噴霧して表面流出量を測定した結果, 水, 濃度 36 %, 濃度 100 % エタノールの表面流出率はそれぞれ 0.53, 0.21, 0 であった. これらの結果も撥水性が表面流発生に重要な役割をもつことを示している.

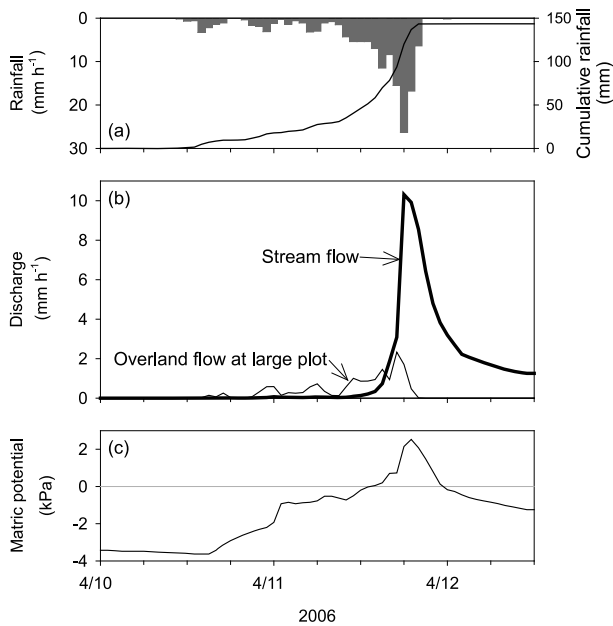


Fig. 6 降雨中の (a) 降雨, (b) 大プロットにおける表面流出量と流域からの流出量, (c) 斜面測線下端の深度 60 cm のマトリックポテンシャルの変動。

Temporal changes in (a) rainfall, (b) overland flow at Large-plot and stream flow, and (c) matric potential at 60 cm depth of bottom part of hillslope transect.

林床被覆の乏しい小プロット A においても小プロット B と同様に土壌の飽和透水係数が 500 mm h^{-1} と非常に高いにも関わらず (Miyata et al., in review), 表層土壌は強い撥水性を示したことから (Fig. 2), 土壌の撥水性が表面流発生の一因の一つであると考えられる。しかしながら, 小プロット A では小プロット B よりも大きな表面流が発生していた (Fig. 4)。これは土壌撥水性に加えて, 小プロット A では地表面が保護されていないためにクラストが形成されることや (湯川・恩田, 1995), 下層植生がなく地表面粗度が小さいこと (Gomi et al., 2008a) などの要因による考えられる。

4.2 土壌撥水性が表面流発生と雨水浸透に及ぼす影響

小プロット A, B および大プロットにおける表面流出量を降雨直前の土壌水分状態で分類すると, いずれのプロットにおいても乾燥条件で流出量が大きくなる傾向が見られた (Fig. 4)。Fig. 3b に示されたように, 土壌撥水性は土壌が乾燥するほど撥水性が強く発現する水分依存性を示し, このような撥水性の水分依存性は多く報告されている (例えば, 小林ら, 2006; Kobayashi and Shimizu, 2007)。このために土壌が乾燥した条件では撥水性が強く, 表面流出量が大きかったと考えられた。これらの観測結果から, 水分依存性をもつ撥水性強度が表面流出量を規定することが示唆された。

次に, 降雨イベント中の土壌撥水性と表面流および雨水浸透の関係を検討する。Fig. 5 に示されたように, 小プロット A の表面流出量は降雨波形に良く対応していたが, 1 時間ごとの流出率は降雨の継続にともなって減少した。また Fig. 5b に示した深度 5 cm のマトリックポ

テンシャルと体積土壌含水率の観測結果を現場の土壌水分特性曲線とすると, 明瞭なヒステリシスを描くことがわかる (Fig. 5f)。乾燥過程では不攪乱の 100 cc サンプルで測定した水分特性曲線 (Miyata et al., 2007) と現場での結果が非常に良好に一致したが, 湿潤過程ではポテンシャルから遅れて含水率が上昇した。このように撥水性土壌の水分特性曲線がヒステリシスを描くことは, 撥水性土壌に関する既往研究の知見と一致する (例えば, van Dam et al., 1996; Bauters et al., 2000)。

これらの観測結果から, 土壌撥水性による表面流発生と雨水浸透への影響は以下のように考えられた。降雨初期の土壌が乾燥した状態では撥水性が発揮され, 雨水が大孔隙からしか浸透できないためにポテンシャルは上昇するが含水率はほとんど変化しない。そして土壌全体としての浸透強度は低く, 表面流が発生する (Fig. 5 中 I)。その後, 大孔隙から土壌マトリクスに浸透水が浸潤することにより土壌水分が上昇する。浸透水により徐々に撥水性が弱められることで土壌の浸透強度が上昇し, 表面流出量は減少していく (Fig. 5 中 II)。降雨終了後には撥水性がおおむね除去されており, 土壌サンプルと同様の排水過程を示す (Fig. 5 中 III)。このように, 撥水性と表面流発生, 雨水浸透は相互に関連することが示唆された。

4.3 表面流の流下と浸透

小プロット A と大プロットにおける表面流出量の比較により, 斜面で発生した表面流の流下と浸透過程を検討する。両プロットの林床被覆条件はほぼ同じであったが, 小プロット A に比べて大プロットでは明らかに単位面積当たりの表面流出量が小さかった (Fig. 4)。降雨イベントごとの小プロット A の平均表面流出量と大プロットの表面流出量の比を求めると, 2.5 ~ 292 であった (平均 29.7; 降雨イベント数 37)。両プロット内で均一に表面流が発生し, その全てがプロット下端に到達する場合には両プロットの単位面積当たりの表面流出量は同じになるはずである。しかし実際には, 小プロットにおいて樹幹流と樹冠通過雨が集中していたことを考慮に入れても, 小プロットと大プロットで観測された表面流出量には大きな隔たりがあった。このことは, 発生した表面流は斜面を流下する過程で一部が土壌に浸透している, すなわち, 表面流の流れは不連続であることを示している。一般的に, 森林土壌は浸透強度が空間的に不均質である (Bonell and Williams, 1986)。加えて, 現地染色実験などにより, 撥水性土壌では鉛直浸透が大孔隙に限定され, 不均質となることが多く報告されている (例えば, Dekker and Ritsema, 2000; Kobayashi and Shimizu, 2007)。このように鉛直浸透が空間的に不均質であることが, 表面流の不連続性の要因の一つと推測された。

既往研究では, 設置および観測が容易な小プロットスケールでの観測をもとに, 表面流が流域の降雨流出に及ぼす影響について検討されてきた (例えば, Doerr et al., 2003)。しかし, 本研究での観測結果から, 小プロットの表面流観測結果を斜面全体もしくは流域全体などの大

きなスケールに単純に拡張して表面流出量を求めることが難しいことが示された。したがって、プロット長が短い小プロットは、表面流による降雨流出過程での役割を検討する目的には適当でなく、現象の傾向（例えば、植生など場の条件による表面流発生への影響）を抽出、検討するために用いるのがよいと考えられる。

4.4 流域の降雨流出に対する表面流の寄与

Fig. 4 に示したように、大プロットにおける表面流出量が降雨量の増加に対して線形に増加したのに対し、小流域からの降雨流出量は降雨量が 50 mm を超えると急激に増加する非線形な応答を示した。さらに、土壤水分条件による流出への影響に着目すると、大プロットでは乾燥条件で表面流出量が大きかった。一方、小流域では初期土壤水分条件による流出への顕著な差が見られなかった。この結果から、大プロットで観測される表面流が流域の降雨流出には直接的に寄与せず、土壤撥水性は直接的には流域の降雨流出に影響を及ぼしていないことが考えられる。

そこで Fig. 6 に示した降雨イベント中の大プロットにおける表面流出量、流域の流出量、斜面測線下端部での土壤マトリックポテンシャル観測結果から表面流による流域の降雨流出について詳しく検討する。降雨イベントの前半（累積雨量 50 mm まで）では、表面流出量が降雨に対応した流出を示したのに対して、流域からの流出量の増加はほとんど見られなかった (Fig. 6b)。したがって降雨の前半には、斜面で発生した表面流は、ほとんど渓流水として流出しなかったと考えられる。一方、降雨後半には流域の流出量が大きく増加し、表面流出量を大きく上回った。この流域からの流出量の急激かつ大きな増加は、斜面下端の土壤-岩盤境界面のマトリックポテンシャルが正となる、すなわち飽和帯が形成されたタイミングとほぼ一致した (Fig. 6)。したがって、このような流域の流出水の大きな増加は表面流よりもむしろ土壤中の飽和側方流によるものと推察された。

このように、大プロットにおいて観測された表面流が流域の降雨流出に寄与しなかった一因は、斜面下部において浸透が卓越したためと考えられる。Fig. 3 に示したように、斜面下部においては、斜面上・中部に比べて常に浸透強度が高かった。そのため、斜面下部では表面流の発生量が抑制されることに加えて、斜面上・中部で発生した表面流の浸透も促すことで表面流は斜面末端に位置する溪流に到達しなかったと考えられる。これらの結果から、斜面上～中部に設置された大プロットでの表面流観測結果を斜面全体の表面流出としては扱うことができず、斜面下端まで到達する表面流は非常に少なく降雨流出には直接寄与しないことが示唆された。

土壤が撥水性を示す流域で行われた既往研究においても、撥水性の影響によって表面流出量は増加するが、流域スケールの流出量が顕著に増加することはないという本研究と同様の結果が報告されている（例えば、Prosser and Williams, 1998; Doerr et al., 2003）。しかし同時に、乾燥した撥水性が強く発現する条件では流域の流出応答

が早くなることが示されている (Doerr et al., 2003)。一方、本研究において観測を行った小流域の流出は、Fig. 6 で示されたように湿潤条件においても降雨から流出までの遅れ時間は非常に短かった。このような違いは、土壤撥水性に関する既往研究が半乾燥地の比較的勾配が小さい場所を対象としていたのに対し、本研究の小流域は平均勾配が約 35° と非常に急峻であり土壤中の側方流が速いことが原因と考えられる。このように、流域の地形や土層深、土壤物理特性によって撥水性の降雨流出に対する影響が変わる点に留意する必要がある。

5. 結論

ヒノキ林流域の降雨-流出過程における土壤撥水性の影響を検討するために、撥水性の測定、斜面での浸透強度測定、林床被覆の異なる小プロットでの表面流観測、大プロットでの表面流観測、流域の流出水量観測を行った。ヒノキ林表層土壤の強い撥水性が表面流発生の一因であり、さらに撥水性の強度によって表面流出量が変動していた。降雨中には撥水性が徐々に弱くなり、それに伴って表面流出量の減少と雨水の鉛直浸透の形態が変化するという、撥水性と表面流発生、雨水浸透の相互関係が示された。また小プロットと大プロットの比較から、大プロットスケールでは表面流の流れが不連続であり、そのためにプロットサイズが大きいほど表面流出量が小さくなると考えられた。さらに流域スケールでは、斜面下部では斜面上・中部に比べて浸透が卓越するために斜面末端すなわち溪流まで到達する表面流は非常に少なく、降雨流出における表面流の寄与は小さく土壤中の側方流が支配的であることが示唆された。

本研究で示された表面流発生と水分特性曲線のヒステリシスなどの土壤撥水性による影響を組み込むことで、実際の水移動現象に即した水文モデルの構築に貢献すると思われる (小杉, 2005)。本試験流域では、プロットスケールでは表面流が観測されたが、その流域からの降雨流出への寄与は限定的であった。しかしながら本流域では、表面流発生にともなう表層土壤の侵食 (Fukuyama et al., 2008; Miyata et al., in review)、栄養塩流出 (Zhang et al., 2007) が報告されており、持続的な森林管理を考える上で表面流の抑制は重要な要素であると考えられる。なお本研究は、科学技術振興機構 (JST) の戦略的創造研究推進事業 (CREST) 「森林荒廃が洪水・河川環境に及ぼす影響の解明とモデル化 (代表: 筑波大学・恩田裕一)」および科学研究費補助金 (18-2862) により行いました。

引用文献

- Bauters, T.W.J., Steenhuis, T.S., DiCarlo, DA., Neiber, J.L., Dekker, L.W., Ritsema, C.J., Parlange, J.-Y., and Haverkamp, R. (2000): Physics of water repellent soils. *Journal of Hydrology*, 231-232: 233-243.
- Burch, G.J., Moore, I.D., and Burns, J. (1989): Soil hydrophobic effects on infiltration and catchment runoff. *Hydrological Processes*, 3: 211-222.

- Bonell, M. and Williams, J. (1986): The generation and redistribution of overland on massive oxic soil in a eucalypt woodland within the semi-arid tropics of north Australia. *Hydrological Processes*, 1: 31–46.
- Dekker, L.W. and Ritsema, C.J. (2000): Wetting patterns and moisture variability in water repellent Dutch soils. *Journal of Hydrology*, 231-232: 184–164.
- Doerr, S.H., Ferreira, A.J.D., Walsh, R.P.D., Shakesby, R.A., Leighton-Boyce, G., and Coelho, C.O.A. (2003): Soil water repellency as a potential parameter in rainfall-runoff modelling: experimental evidence at point to catchment scales from Portugal. *Hydrological Processes*, 17: 363–377.
- Fukuyama, T., Onda, Y., Takenaka, C., and Walling, D.E. (2008): Investigating erosion rates within a Japanese cypress plantation using Cs-137 and Pb-210ex measurements. *Journal of Geophysical Research*, 113, F02007, doi:10.1029/2006JF000657.
- Gomi, T., Sidle, R.C., Miyata, S., Kosugi, S., and Onda, Y. (2008a): Dynamic runoff connectivity of overland flow on steep forested hillslopes: scale effects and runoff transfer. *Water Resources Research*, 44, W08411, doi:10.1029/2007WR005894.
- Gomi, T., Sidle, R. C., Ueno, M., Miyata, S., and Kosugi, K. (2008b): Characteristics of overland flow generation on steep forested hillslopes of central Japan. *Journal of Hydrology*, 361 (3-4): 275–290.
- 服部重昭, 阿部敏夫, 小林忠一, 玉井幸治 (1992): 林床被覆がヒノキ人工林の侵食防止に及ぼす影響. 森林総合研究所研究報告, 362 : 1–34.
- 小林政広, 釣田竜也, 伊藤優子, 加藤正樹 (2006): ヒノキ人工林および隣接する落葉広葉樹林における土壌の撥水性の空間分布. 日本森林学会誌, 88 (5) : 354–362
- Kobayashi, M. and Shimizu, T. (2007): Soil water repellency in a Japanese cypress plantation restricts increases in soil water storage during rainfall events. *Hydrological Processes*, 21: 2356–2364.
- 小杉賢一朗 (2005): 森林における水循環研究への土壌物理学の応用. 土壌の物理性, 100 : 15–26.
- Miyata, S., Kosugi, K., Gomi, T., Onda, Y., and Mizuyama, T. (2007): Surface runoff as affected by soil water repellency in a Japanese cypress forest. *Hydrological Processes*, 21: 2365–2376.
- Miyata, S., Kosugi, K., Nishi, Y., Gomi, T., Sidle, R.C., and Mizuyama, T. (2009): Spatial pattern of infiltration rate and its effect on hydrological processes in a small headwater catchment. *Hydrological Processes* (accepted).
- Miyata, S., Kosugi, K., Gomi, T., and Mizuyama, T. (2009): Effects of forest floor coverage on overland flow and soil erosion on hillslopes in Japanese cypress plantation forests. *Water Resources Research* (in review).
- 恩田裕一編 (2008): 人工林荒廃と水・土砂流出の実態. 岩波書店, 東京.
- Prosser, I.P. and Williams, L. (1998) The effect of wildfire on runoff and erosion in native Eucalyptus forest. *Hydrological Processes*, 12: 251–265.
- 酒井正治, 井上輝一郎, 岩川雄幸 (1987): 粗大有機物の土壌への混入量 (III) — 斜面位置の違いによるヒノキ葉混入量 —. 第 98 回日本林学会論文集 : 193–196.
- van Dam, J.C., Wosten, J.H.M., and Nemes, A. (1996): Unsaturated soil water movement in hysteretic and water repellent field soils. *Journal of Hydrology*, 184: 153–173.
- Watson, C.L. and Letey, J. (1970): Indices for characterizing soil-water repellency based upon contact angle-surface tension relationships. *Soil Science Society of America Proceedings*, 34: 841–844.
- 湯川典子, 恩田裕一 (1995): ヒノキ林において下層植生が土壌の浸透能に及ぼす影響 (I) 散水型浸透計による野外実験. 日本林学会誌, 77(3) : 224–231.
- Zhang, Z., Fukushima, T., Onda, Y., Gomi, T., Fukuyama, T., Sidle R.C., Kosugi, K., and Matsushige, K. (2007): Nutrient runoff from forested watersheds in central Japan during typhoon storms: implications for understanding runoff mechanisms during storm events. *Hydrological Processes*, 21: 1167–1178.

要 旨

ヒノキ林流域の水流過程における土壌撥水性の影響を検討するために、撥水性の測定、斜面での浸透強度測定、林床被覆の異なる小プロットでの表面流観測、大プロットでの表面流観測、渓流量観測を行った。その結果、ヒノキ林表層土壌の撥水性が表面流発生の一因となり、土壌水分に依存する撥水性の強度により表面流出量が変動することが示された。降雨中には撥水性が徐々に弱められ、それに伴う表面流出量の減少と雨水の鉛直浸透の形態が変化した。また小プロットと大プロットの比較から、大プロットでは表面流の流れが不連続となり、観測スケールが大きいほど表面流出量が小さくなることが明らかとなった。さらに流域スケールでは、斜面下部において浸透が卓越するために降雨流出に対する表面流の寄与は小さく、流域スケールでは土壌撥水性の降雨流出に対する影響は小さいことが示唆された。

キーワード：土壌撥水性，ホートン型表面流，降雨－流出過程，浸透能空間分布

下水処理水および道路排水の土壌浸透処理による水質変化と そのリスク評価

古米弘明¹・村上道夫²・中田典秀³・高田秀重⁴

Water quality change of road runoff and secondary effluent by soil aquifer treatment and their risk evaluation

Hiroaki FURUMAI¹, Michio MURAKAMI², Norihide NAKADA³, and Hideshige TAKADA⁴

Abstract: In order to establish the sustainable urban water cycle, it is necessary to evaluate potentials of utilizing secondary effluent and road runoff as self-owned water resources in urban areas. Groundwater replenishment by infiltration of secondary effluent and rainwater is a promising option to secure self-owned water resource in urban area. Therefore, it is expected to understand the dynamic change of their water quality and to assess the risk and the acceptability for water use. In this study, we conducted soil infiltration column tests for secondary effluent and road runoff to evaluate the treatment performance. Furthermore, we proposed the comparative representation of water qualities of percolating water with those of rivers throughout Japan so that citizens could understand their water quality risk and acceptability for water use.

Key Words: soil aquifer treatment, water quality purification, road runoff, secondary effluent, water quality evaluation

1. はじめに

大都市圏の用水が流域外からの取水に大きく依存しており、河川上流におけるダムや堰などの建設を含む水源の開発に伴い、河川水量の平滑化及び取水後の流量低下、中下流域における各種都市排水による水質汚濁といった問題が顕在化している。水循環系の健全化への対応は喫緊の課題である（水循環系再生構想検討委員会, 2003）。持続可能な水資源を確保するために、現行のフロー型水利用システムから、循環型水利用システムへと改変する必要性が高まっている。特に、都市内の貴重な自己水資

源である地下水の涵養促進に基づいた水環境管理が期待されている。その地下水涵養の対象となる水として、屋根雨水だけでなく下水処理水や道路排水などが考えられる。

下水処理水や道路排水の涵養では、その「質」の動態変化を理解した上で、都市内における水利用の観点から水質を評価することが必要である（古米, 2006）。特定施設である下水処理場からの処理水を地下に涵養することは、わが国では水質汚濁防止法によって原則的に禁じられているが、例えばカリフォルニア州のように水資源不足の地域では、下水処理水の涵養は自己水源を確保するための有望な選択肢の一つとなっている。雨水流出抑制型下水道システムとして、屋根雨水だけでなく道路排水を地下浸透させる施設の導入は、石神井川や白子川流域において 1980 年代に導入され、その流出抑制や地下水涵養の効果が立証されている（村上ら, 2008）。しかしながら、下水処理水には有機物、窒素、リン、重金属類に加えて、医薬品類、合成洗剤成分、女性ホルモン類が含まれており、道路排水にはカーワックスなどに由来するフッ素系界面活性剤といった微量汚染物質が含まれていることも知られている（真名垣ら, 2005; Han et al., 2006; Nakada et al., 2006; Murakami et al., 2009）。土壌には粒子に付着した汚染物質を物理的に除去するだけでなく、微生物による有機物分解やリンや重金属の吸着などにより水質を浄化する能力があることが知られているが（高井・三好, 1977; Yong et al., 1992）、下水処理水や道路排水を土壌浸透することで、地下水汚染を引き起こす危険性もあり、浸透過程における水質浄化能を正しく理解する必要がある。

我々は、下水処理水や道路排水に対する水質浄化能を土壌カラムによる浸透処理を通じて検討した結果を既に報告してきた（篠原ら, 2006; Nakada et al., 2007; Murakami et al., 2008a）。

本報では、下水処理水や道路排水を用いた土壌カラム実験の結果を比較することで、多様な汚染物質に対する土壌浸透処理の有効性を評価した。さらに、土壌浸透処理を行った下水処理水や道路排水の間接的な水利用を想

¹Research Center for Water Environment Technology, School of Engineering, The University of Tokyo, 7-3-1 Hongo, Bunkyo, Tokyo 113-8656, Japan. Corresponding author: 古米弘明, 東京大学大学院工学系研究科 附属水環境制御研究センター

²"Wisdom of Water" (Suntory), Corporate Sponsored Research Program, Organization for Interdisciplinary Research Projects, The University of Tokyo, 7-3-1 Hongo, Bunkyo, Tokyo 113-8656, Japan

³Research Center for Environmental Quality Management, Kyoto University, 1-2 Yumihama, Otsu, Kyoto 520-0811, Japan

⁴Laboratory of Organic Geochemistry (LOG), Institute of Symbiotic Science and Technology, Tokyo University of Agriculture and Technology, Fuchu, Tokyo 183-8509, Japan

2008年12月6日受稿 2009年2月10日受理
土壌の物理性 111号, 17-24 (2009)

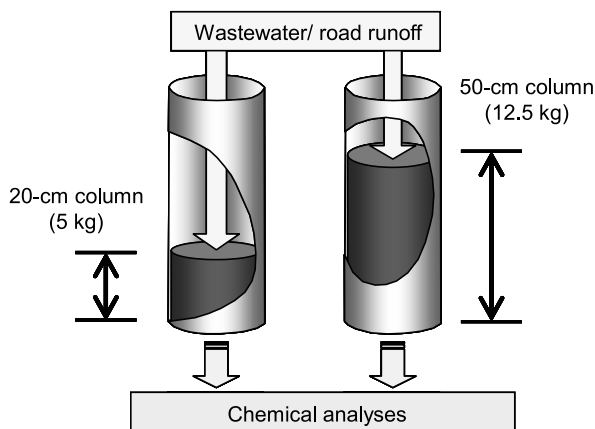


Fig. 1 土壌カラム実験装置。
Soil infiltration column test setup.

定して、浸透水の水質リスクを評価検討した事例を紹介する。

2. 実験方法

2.1 実験材料

元農地であった児童公園内で GL $-0.9 \sim -1.2$ m 範囲の関東ローム土壌を採取し、カラム実験土壌として使用した。採取土壌は、自然乾燥後、ステンレス製の篩を用いて土壌粒径 $75 \mu\text{m} \sim 2 \text{mm}$ に分別した。 $75 \mu\text{m} \sim 2 \text{mm}$ の範囲に分別した土壌を直径 200 mm、高さ 600 mm のステンレス製カラム (Fig. 1) に土壌の厚さ 20 cm 及び 50 cm となるように充填した (それぞれ 20 cm カラム、50 cm カラム)。破過しやすいような物質は、土壌量の少ない 20 cm カラムにおいて除去率の顕著な低下が見られることを期待した。土壌の pH は 6.1、灼熱減量は 14.8 %、全有機炭素量は 18 mg g^{-1} 、全窒素は 1.3 mg g^{-1} 、全リンは 0.40 mg g^{-1} であった。

土壌カラムに浸透させる都市排水は、下水処理水、道路排水の 2 種類とした。下水処理水は、原則的に 1 週間に 1 回の頻度で標準活性汚泥法による二次処理水を採水し、塩素を添加してから少なくとも 24 時間以上経過したものを用いた (篠原ら, 2006; Nakada et al., 2007)。塩素添加を施し、土壌カラムに通水するまでは 5°C で保管した。道路排水は、首都高速道路から採取した塵埃と地下水 (静岡県志太郡大井川町) とを固液比 25 L kg^{-1} にて 6 時間混合させ、15 時間以上静置した上澄み液を模擬的な排水として実験に供した (Murakami et al., 2008a)。

2.2 浸透実験条件

下水処理水および道路排水を通水する前に、カラム充填土壌中に蓄積された汚染物質の溶出を行うために静岡県志太郡大井川町から採水した地下水を通水した。下水処理水を用いた実験では、地下水を流量 100 mL min^{-1} (3.3 mm h^{-1}) で 10 日間、道路排水を用いた実験では、流量 150 mL h^{-1} (5 mm h^{-1}) で 14–15 日間、通水した。

通水はベリスタポンプ (東京理化機械株式会社製) により行った。実験に使用する器材は溶存する物質の容器による吸着等の影響を避けるために、ステンレス製のものを用いることとし、送液ポンプローラー部配管につ

いてはタイゴンチューブ (サンゴバン株式会社製) を用いた。

下水処理水および道路排水の通水流量は 300 mL h^{-1} (10 mm h^{-1}) とした。

また、道路排水では、浸透条件により土壌吸着能が変化するかを検証するため、50 cm カラムを用いて連続的に浸透させるケースと 24 時間間欠で浸透させるケースの 2 条件で実験を行った。

実験期間は、下水処理水の場合は 80 日間、道路排水の連続浸透の場合では 79 日間、間欠浸透の場合で 157 日間であった。なお、79 日間の連続浸透や 157 日間の間欠浸透による道路排水の浸透量は、土壌浸透面積に対して約 11–12 年分の降水量に相当する。

2.3 分析項目

カラム流入水 (下水処理水および道路排水) 及び流出水をそれぞれ採取し、その溶存態を分析に供した。両実験において、有機物 (COD_{Mn}, DOC)、窒素類 (全窒素 (T-N), 亜硝酸態窒素 (NO₂-N), 硝酸態窒素 (NO₃-N), アンモニア態窒素 (NH₄-N)), リン類 (全リン (T-P), リン酸態リン), 重金属類 (Cu, Zn, Ni, Mn など), 女性ホルモン様活性を測定した。また、下水処理水を用いた実験では、医薬品類 (triclosan, crotamiton, carbamazepine, diethyltoluamide など), 蛍光増白剤 (4,4'-bis[(4-anilino-6-morpholino-1,3,5-triazin-2-yl)amino]stilbene-2,2'-disulfonate (DAS1), 4,4'-bis(2-sulfostyryl)biphenyl (DSBP)), 直鎖アルキルベンゼンスルホン酸塩 (LAS)) も測定した。道路排水を用いた実験では、アルカリ土類金属 (Mg, Sr, Ba), フッ素系界面活性剤 (perfluorooctane sulfonate (PFOS), perfluorooctane sulfonamide (FOSA)) も測定した。有機物、窒素類, リン類, 重金属類およびアルカリ土類金属の分析方法の詳細は、日本工業標準調査会 (1998) に、女性ホルモン様活性については中田ら (2006) に、医薬品類については Nakada et al. (2006) に、蛍光増白剤については Hayashi et al. (2002) に、LAS については真名垣ら (2005) に、フッ素系界面活性剤については Murakami et al. (2008b) に記載した。

3. 結果と考察

3.1 下水処理水の土壌浸透実験

Fig. 2 に下水処理水を流入水として用いた際の 20 cm, 50 cm カラムでの除去率変化の例を示す。除去率 RE は、次式のように定義した。

$$RE = 1 - C_{\text{out}}/C_{\text{in}}$$

C_{out} : カラム流出水中濃度

C_{in} : カラム流入水中濃度

なお、毎週 1 回大量に採水した下水処理水を冷蔵庫に保管し流入させたことから、除去率の算出にはこの流入水濃度と各経過日数における流出水濃度を用いた。

DOC 除去率の変動は大きく、実験開始から 10 ~ 40 日間では除去率 20–40 % と小さかったものの、通水開始 40 日後以降で安定となり、80 % 程度まで上昇した。

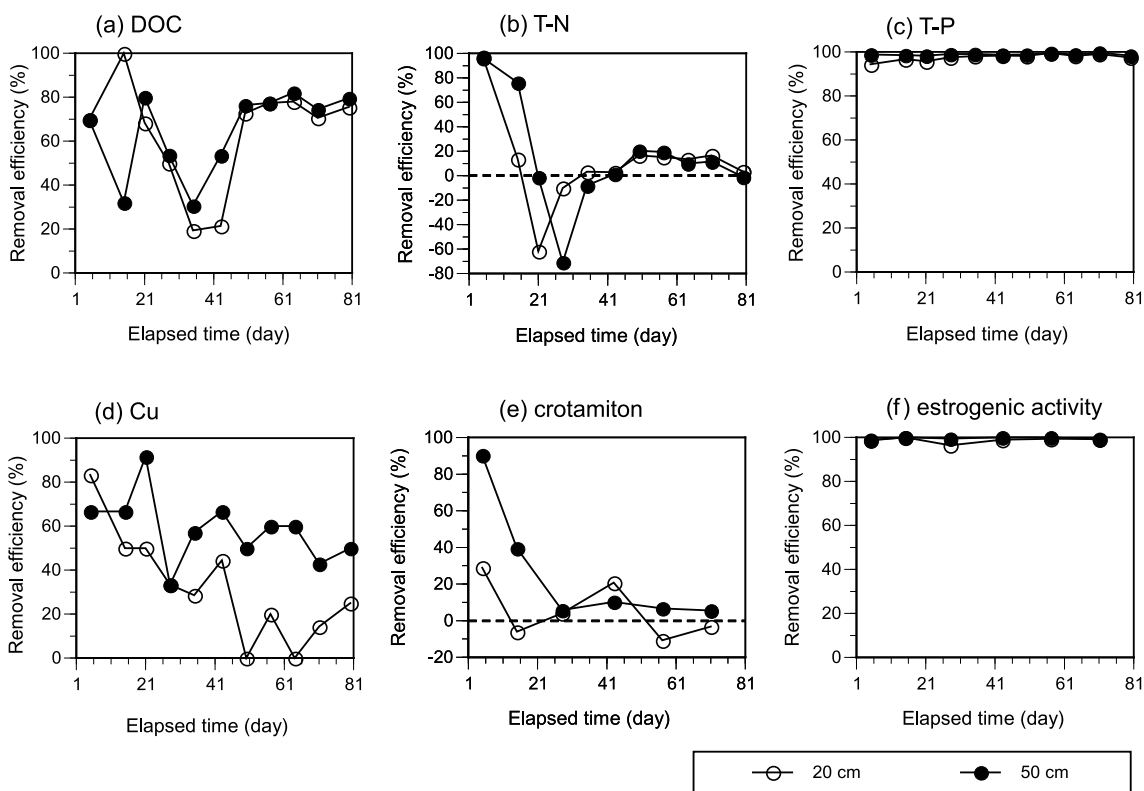


Fig. 2 下水処理水中汚染物質の土壌浸透処理による除去率の変化. (a) DOC, (b) T-N, (c) T-P, (d) Cu, (e) crotamiton, (f) 女性ホルモン様活性.
Changes of removal efficiencies of pollutants in wastewater effluents by soil aquifer treatment. (a) DOC, (b) T-N, (c) T-P, (d) Cu, (e) crotamiton, (f) estrogenic activity.

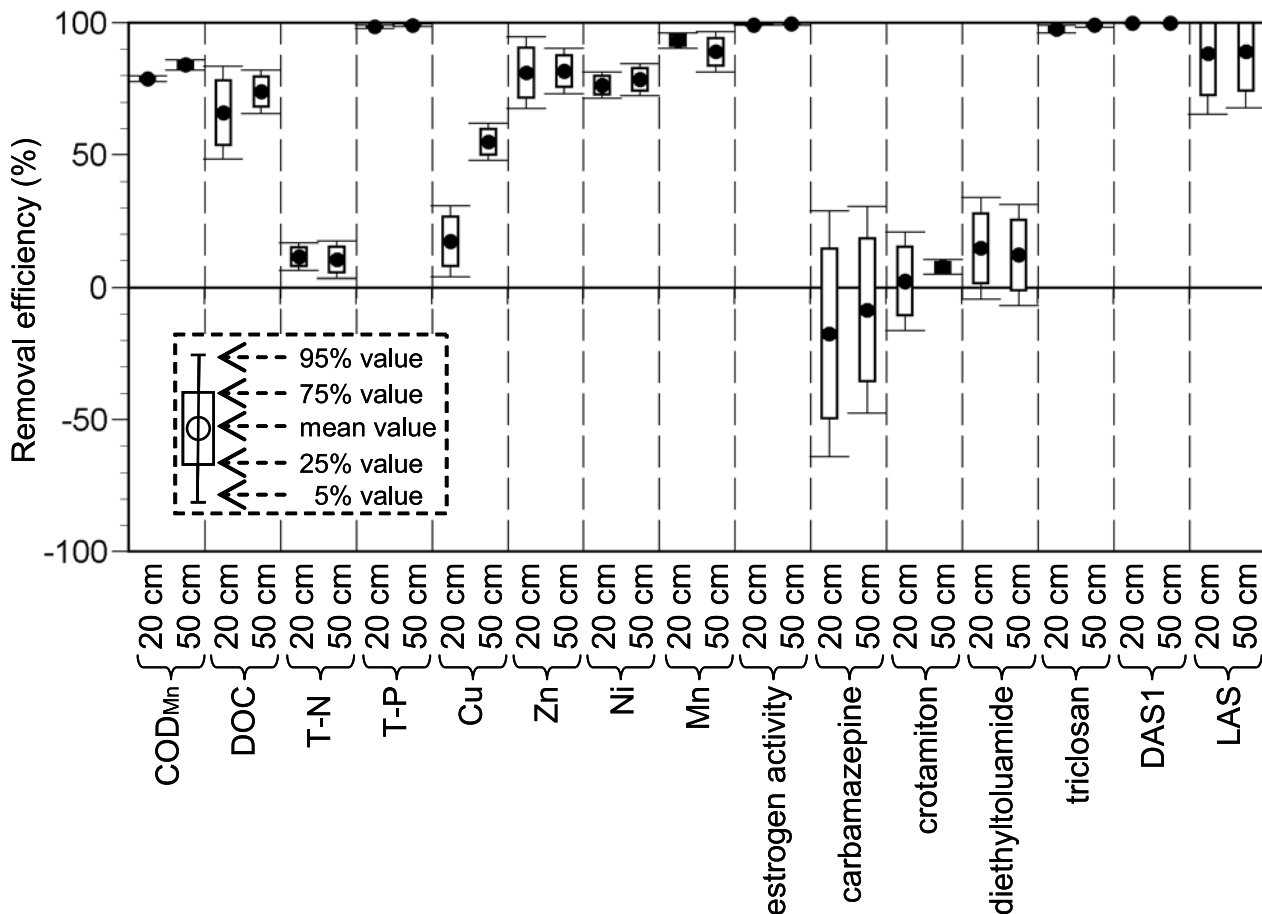


Fig. 3 実験後期における下水処理水中汚染物質の土壌浸透処理による除去率.
Removal efficiencies of pollutants in wastewater effluents by soil aquifer treatment in the late stage.

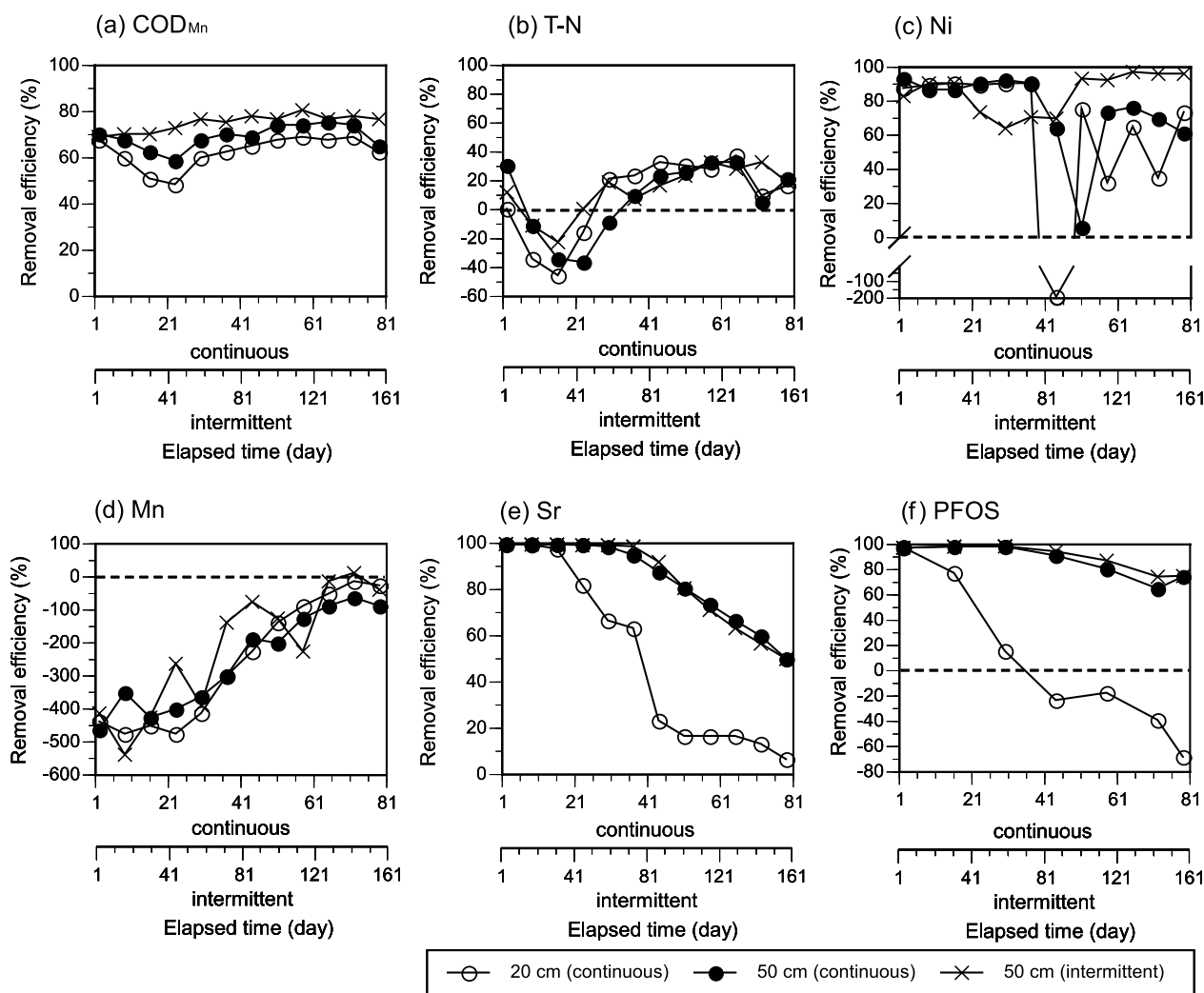


Fig. 4 道路排水中汚染物質の土壌浸透処理による除去率の変化. (a) COD_{Mn}, (b) T-N, (c) Ni, (d) Mn, (e) Sr, (f) PFOS.
Changes of removal efficiencies of pollutants in road runoff by soil aquifer treatment. (a) COD_{Mn}, (b) T-N, (c) Ni, (d) Mn, (e) Sr, (f) PFOS.

流出水窒素濃度の変動として、NH₄-N が浸透開始後しばらくすると急激に低下するものの、NO₃-N が増加することが確認された。これは、土壌微生物による硝化作用によるものと推察された。硝化は進行したものの数十日経過後でも T-N の除去率は 20 % 以下であり、脱窒は進まず窒素除去は必ずしも期待できないことが分かった。また、T-N の除去率は通水開始 21–35 日後で負となった。これは、実験初期に一時的にアンモニアが土壌に吸着され、その硝化に伴い溶出されたのか、充填した土壌自体の有機物の分解に伴う窒素溶出が生じたものと推察された。

Cu 以外の重金属類およびリン、女性ホルモン様活性については、実験期間を通じて安定的な除去効率が確認された。カラム流出水の Cu の濃度は徐々に上昇するという典型的な破過現象が見られた。特に、土壌量の少ない 20 cm カラムにおいて濃度上昇が顕著であり、破過が生じたことが裏付けられた。

Crotamiton などの一部の医薬品は、土壌による除去率が低かった。これらの成分はオクタノール / 水分配係数 (K_{ow}) も微量有機成分の中では相対的に低く、下水処理でも除去されにくいという特徴があった (Nakada et al.,

2006)。これらの成分は難吸着性、難微生物分解性のため、土壌による除去に限界があったと考えられる。

実験後期 (43–80 日) における除去率の平均値、5 % 値、25 % 値、75 % 値、95 % 値を Fig. 3 に示す。下水処理水を用いた土壌浸透処理では、有機物、リン、Cu を除く重金属類、女性ホルモン類、triclosan などの一部の医薬品類、蛍光増白剤、LAS の除去に有効であった。一方、窒素、Cu、carbamazepine、crotamiton、diethyltoluamide などの医薬品類の除去率は低く、これらの成分が地下水へと到達しやすいことが示唆された。

3.2 道路排水の土壌浸透実験

Fig. 4 に道路排水を流入水として用いた際の各カラムでの除去率の変化例を示す。除去率はさきほど同じように定義した。なお、カラム流入水である道路排水は道路塵埃と地下水による人工的に混合して作成していることから、実験期間中に 3–4 回の分析値の平均を、カラム流入水中濃度とした。

下水処理水の場合と同様に、有機物、リン、女性ホルモン様活性については概ね良好な除去率を示した。連続、間欠の浸透条件の違いによる土壌浄化能については、有機物指標である COD_{Mn} において顕著な違いが見られ、

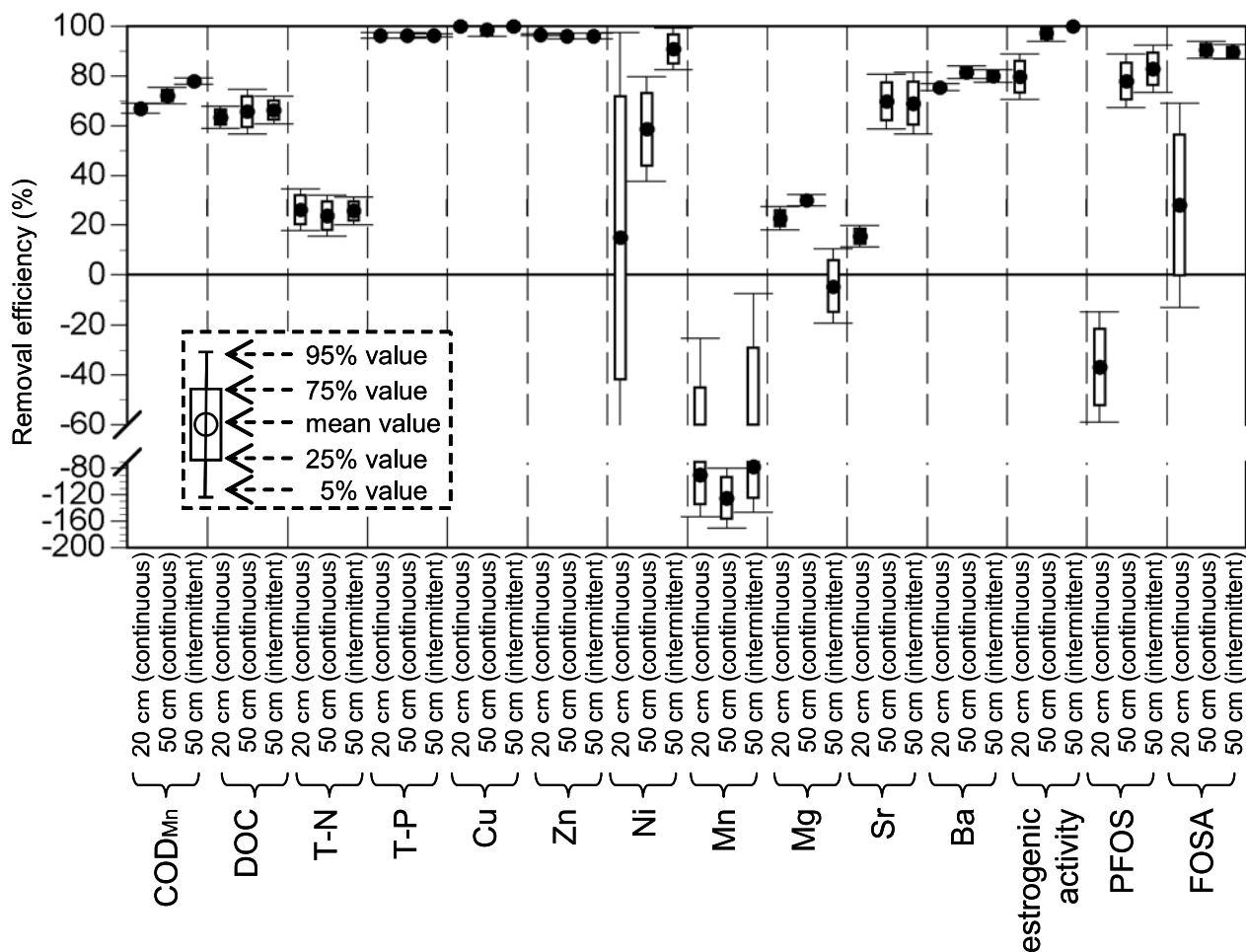


Fig. 5 実験後期における道路排水中汚染物質の土壌浸透処理による除去率。
Removal efficiencies of pollutants in road runoff by soil aquifer treatment in the late stage.

間欠浸透により相対的に良好で安定した除去が期待できることが明らかとなった。これは、間欠浸透は結果的に2倍の反応時間であることに加え、酸素供給に有利であるためと考えられる。

窒素は、下水処理水の場合と同様に十分には除去されず、実験開始時から低い除去率となった。道路排水中の無機態窒素は、ほとんどがNO₃-Nであり、浸透後徐々に増加していることから土壌中で有機態窒素が無機化され、硝化されるものと考えられる。

CuやZnなど重金属類の多くは除去されたものの、アルカリ土類金属の除去率は徐々に低下した。特に20 cmカラムでの除去率の低下が顕著であり、破過が生じたことが裏付けられた。また、Niも連続浸透条件で、44日目以降に除去率の低下が見られた。間欠浸透条件の除去率の方が高かった理由として、土壌に吸着された有機物がNiに対して新たな吸着サイトを提供した可能性が考えられる。Mnは実験開始時から除去率が負となり、土壌からの溶出が確認された。嫌気条件下においてFe酸化物やAsとともにMn酸化物が土壌から溶出されることが知られている(Takahashi et al., 2004)が、本研究では土壌からFeやAsは溶出されなかった。下水処理水と道路排水との間でCu, Ni, Mnの除去率に違いがあった原因のひとつとして、各試料における金属の存在形態が

異なることが考えられる。有機物との錯体形成といった存在形態によって、土壌中での重金属類の移動性が異なることが報告されており(Murakami et al., in press)、重金属類に対する土壌浸透処理による水質浄化能を考慮する際には、形態別に評価することが重要と考えられた。

フッ素系界面活性剤は、実験初期には除去されたものの、20 cmカラムからの流出水の濃度が徐々に上昇した。特に、PFOS濃度は実験後期には20 cmカラム流出水の方が流入水の濃度よりも高かった。これは、前駆物質が微生物分解されることでPFOSが生成されたものと考えられる。

実験後期(連続浸透:44-79日、間欠浸透:87-157日)における除去率をFig. 5に示す。道路排水を用いた土壌浸透処理では、有機物、リン、CuやZnといったほとんどの重金属類、女性ホルモン類の除去に有効であった。一方、窒素、Ni、アルカリ土類金属、フッ素系界面活性剤の除去率は低く、これらの成分が地下水へと到達しやすいことが示唆された。

3.3 浸透水の水質リスク評価

下水処理水、道路排水、およびそれらの土壌浸透水の水質リスクを評価するために、水道水質基準値および環境基準値との比較を行った(Table 1)。有機物、リン、Znに関しては、土壌浸透処理によりこれらの基準値を満足

Table 1 土壌浸透処理水の水質と水質基準との比較 (平均値 ± 標準偏差; 浸透処理水の水質は実験後期における平均値). Comparison in water qualities between percolating effluent and quality standard in Japan. (Arithmetic mean ± standard deviation; Water qualities in 20-cm column effluents: Arithmetic mean values in the late stage).

| | | Secondary effluent | | Road runoff | | Water quality standard |
|--|-----------------------|--------------------|-----------------------|-------------------|-----------------------|--|
| | | Column influent | 20-cm column effluent | Column influent | 20-cm column effluent | |
| DOC | [mg L ⁻¹] | 5.4 ± 0.4 | 2.2 ± 1.3 | 5.8 ± 4.2 | 2.1 ± 0.3 | < 5 ^b |
| (NO ₂ + NO ₃)-N | [mg L ⁻¹] | 0.04 ± 0.03 | 25 ± 2 | 2.1 ± 1.6 | 2.5 ± 0.6 | < 10 ^{bc} |
| T-N | [mg L ⁻¹] | 35 ± 3 | 30 ± 3 | 4.3 ± 1.8 | 3.2 ± 0.5 | < 0.1-1 ^d |
| T-P | [mg L ⁻¹] | 0.20 ± 0.05 | 0.003 ± 0.001 | 0.059 ± 0.038 | 0.002 ± 0.001 | < 0.005-0.1 ^d |
| Cu | [mg L ⁻¹] | 0.006 ± 0.002 | 0.005 ± 0.001 | 0.037 ± 0.006 | < 0.001 | < 1 ^b |
| Zn | [mg L ⁻¹] | 0.021 ± 0.004 | 0.004 ± 0.003 | 0.13 ± 0.04 | 0.004 ± 0.001 | < 1 ^b , < 0.03 ^d |
| Mn | [mg L ⁻¹] | 0.022 ± 0.003 | 0.002 ± 0.001 | 0.008 ± 0.007 | 0.015 ± 0.006 | < 0.05 ^b |
| Crotamiton | [ng L ⁻¹] | 410 ± 40 | 400 ± 40 | n.a. ^a | n.a. | n.a. |
| Triclosan | [ng L ⁻¹] | 300 ± 30 | 7.4 ± 4.3 | n.a. | n.a. | n.a. |

^a Not available

^b Drinking-water quality standard

^c Environmental quality standards for human health (public water body and groundwater)

^d Environmental quality standards for conservation of the living environment (lake water)

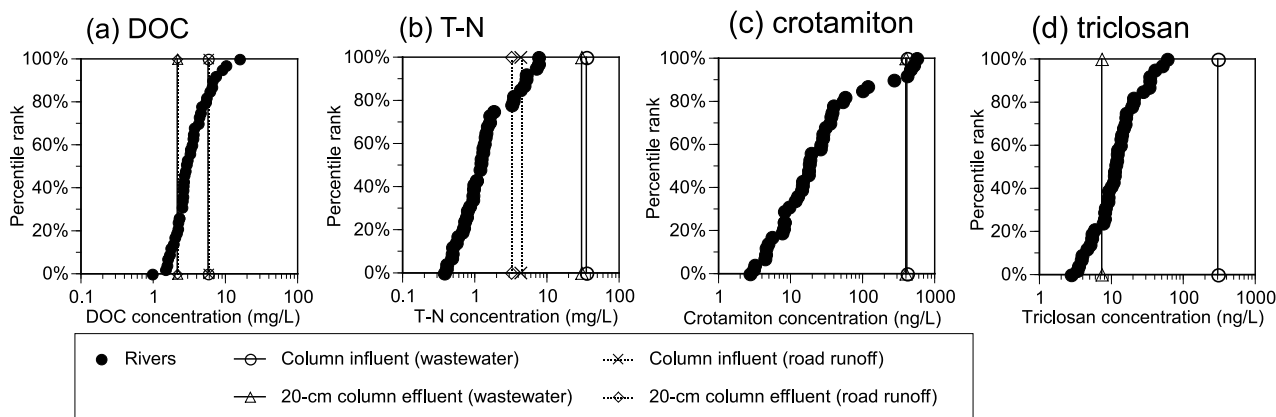


Fig. 6 土壌浸透処理水の水質と一級河川水質との比較 (浸透処理水の水質は実験後期における平均値). (a) DOC, (b) T-N, (c) crotamiton, (d) triclosan.

Comparison in water qualities between percolating water and the first grade rivers. Water qualities in 20-cm column effluents: Arithmetic mean values in the late stage. (a) DOC, (b) T-N, (c) crotamiton, (d) triclosan.

するレベルまで水質が改善されたことが確認された。その一方で、下水処理水の土壌浸透水において、水道水質基準や水質環境基準の健康項目となっている亜硝酸態および硝酸態窒素の濃度については、それらの基準値を超過していた。また、医薬品類については水道水質基準や水質環境基準がないため、その評価を行うことはできない。

さらに、我が国の河川水質との相対的な比較評価を行うことを試みた。一級河川は全国的にもよく知られた存在であることや水質データの蓄積があることから、下水処理水や道路排水の土壌浸透水のような再生水の水質リスクを相対的に評価する上で有効だと判断した。また、河川では実際に多様な水利用が行われていることから、医薬品類のように現行の水質基準や安全性の判定基準のない様々な成分に対しても、そのリスクについての物差しとして適用できるという利点がある。

まず、109の全国一級河川から各地方から4河川ずつ、全36河川を選択した。109河川と選択した36河川との間に、流域面積やT-Nといった一般水質項目の測定値の分布に大きな差がなかったことから、十分な代表性があると判断した(原田ら, 2006)。

下水処理水および道路排水の土壌浸透処理による各水質濃度の変化について、河川の水質累積頻度分布(小松ら, 2007; Nakada et al., 2008)と比較した結果をFig. 6に示す。下水処理水や道路排水のDOC濃度は河川のパーセンタイル順位約80%に相当していたが、土壌浸透処理により、約20%まで低下していた。医薬品のひとつであるtriclosanも、下水処理水のパーセンタイル順位は100%を超過していたが、土壌浸透処理によって約20%まで低下していた。このことは、下水処理水を土壌浸透処理することで、良好な一級河川の水質並みに改善されることを示している。

逆に、T-Nやcrotamitonは水質レベルの改善が見られなかった。特に、T-Nは、下水処理水の土壌浸透処理後においても、パーセンタイル順位は100%を超過していた。全国的に知られた河川の水質累積頻度分布と比較することにより、下水処理水の土壌浸透水が極端に汚染されていることが容易に判断できる。下水処理水のT-Nのように、土壌浸透による除去率が低く、一級河川の水質と比較して汚染が顕著な項目に対しては、土壌浸透前に前処理の導入といった対策が必要であると考えられた。下水処理水のT-Nのように、土壌浸透による除去率が

低く、一級河川の水質と比較して汚染が顕著な項目に対しては、土壤浸透前に前処理の導入といった対策が必要であると考えられた。

4. おわりに

土壤カラム実験の結果から、土壤浸透処理は、有機物、リン、ほとんどの重金属類、女性ホルモン類、蛍光増白剤、LAS といった様々な汚染物質の除去には十分に有効に機能するものの、窒素、Cu, Mn, Ni, アルカリ土類金属、carbamazepine, crotamiton, diethyltoluamide などの医薬品、フッ素系界面活性剤の除去には限界があることが明らかとなった。

さらに、我が国で知られた一級河川の水質と相対比較することで、都市内自己水源の水質リスクを理解しやすい形で提示する可能性を示した。特に、下水処理水を土壤浸透処理しても、硝酸態および亜硝酸態窒素濃度は水質基準を超過し、一級河川の水質と比較してもその汚染は顕著であることが示された。下水処理水の地下水涵養や再生水の確保においては、涵養前に窒素除去を導入する必要があることが明らかとなった。

謝辞

本研究成果は、JST（独立行政法人科学技術振興機）の戦略的創造研究推進事業（CREST）の研究課題「リスク管理型都市水循環系の構造と機能の定量化」（代表：古米弘明教授）で得られたものである。ここに記して、謝意を表します。

引用文献

- 古米弘明 (2006): 都市水循環系における汚濁物の流れと持続的水利用. 環境科学会誌, 19: 425–434.
- Han, Y.H., Lau, S.L., Kayhanian, M. and Stenstrom, M.K. (2006): Correlation analysis among highway stormwater pollutants and characteristics. *Water Sci. Technol.*, 53(2): 235–243.
- 原田新, 中田典秀, 山下尚之, 佐藤修之, 伊藤光明, 鈴木穰, 田中宏明, 古米弘明 (2006): 全国河川水質分布との相対比較による都市再生水の水質評価. 環境工学研究論文集, 43: 501–508.
- Hayashi, Y., Managaki, S. and Takada, H. (2002): Fluorescent whitening agents (FWAs) in Tokyo Bay and adjacent rivers: Their application as anthropogenic molecular markers in coastal environments. *Environ. Sci. Technol.*, 36: 3556–3563.
- 小松俊哉, 真部良章, 姫野修司, 原田新, 村上道夫, 古米弘明 (2007): 全国河川水の変異原性生成能の分布及び一般水質項目・河川特性との関連性. 水環境学会誌, 30: 433–440.
- 真名垣聡, 小嶋早和香, 原田新, 中田典秀, 田中宏明, 高田秀重 (2005): 高速液体クロマトグラフィー質量分析計による直鎖アルキルベンゼンスルホン酸塩および分解産物の分析方法の開発と環境試料への応用. 水環境学会誌, 28: 621–628.
- 水循環系再生構想検討委員会 (2003): 健全な水循環系構築に関する関係省庁連絡会議報告書「健全な水循環系構築のための計画づくりに向けて」について <http://www.Mlit.Go.Jp/tochimizushigen/mizsei/junkan/>
- Murakami, M., Fujita, M., Furumai, H., Kasuga, I. and Kurisu, F. (in press): Sorption behavior of heavy metal species by soak-away sediment receiving urban road runoff from residential and heavily trafficked areas. *J. Hazard. Mater.*
- 村上道夫, 古米弘明, 中島典之, Haltota K.P.K. Jinadasa, Rupak K. Aryal (2008): 降雨特性の異なる 66 降雨における雨水浸透施設からの浸透量の評価. 用水と廃水, 50: 227–233.
- Murakami, M., Sato, N., Anegawa, A., Nakada, N., Harada, A., Komatsu, T., Takada, H., Tanaka, H., Ono, Y. and Furumai, H. (2008a): Multiple evaluations of the removal of pollutants in road runoff by soil infiltration. *Water Res.*, 42: 2745–2755.
- Murakami, M., Imamura, E., Shinohara, H., Kiri, K., Muramatsu, Y., Harada, A. and Takada, H. (2008b): Occurrence and sources of perfluorinated surfactants in rivers in Japan. *Environ. Sci. Technol.*, 42: 6566–6572.
- Murakami, M., Shinohara, H. and Takada, H. (2009): Evaluation of wastewater and street runoff as sources of perfluorinated surfactants (PFSs). *Chemosphere*, 74: 487–493.
- 中田典秀, 東谷忠, 宮島潔, 小森行也, 鈴木穰 (2006): 下水および河川水試料に含まれるエストロゲン様物質の検出手法の検討. 環境化学, 16: 389–401.
- Nakada, N., Kiri, K., Shinohara, H., Harada, A., Kuroda, K., Takizawa, S. and Takada, H. (2008): Evaluation of pharmaceuticals and personal care products as water-soluble molecular markers of sewage. *Environ. Sci. Technol.*, 42: 6347–6353.
- Nakada, N., Tanishima, T., Shinohara, H., Kiri, K. and Takada, H. (2006): Pharmaceutical chemicals and endocrine disruptors in municipal wastewater in Tokyo and their removal during activated sludge treatment. *Water Res.*, 40: 3297–3303.
- Nakada, N., Yamashita, N., Miyajima, K., Suzuki, Y., Tanaka, H., Shinohara, H., Takada, H., Sato, N., Suzuki, M., Ito, M., Nakajima, F. and Furumai, H. (2007): Multiple evaluation of soil aquifer treatment for water reclamation using instrumental analysis and bioassay. In: Furumai, H., Kurisu, F., Katayama, H., Satoh, H., Ohgaki, S., Thanh, N.C., editor. *Southeast Asian Water Environ.*, 2: 303–310.
- 日本工業標準調査会 (1998): 工場排水試験方法, JIS K 0102
- 篠原裕之, 村上道夫, 真名垣聡, 小嶋早和香, 高田秀重, 佐藤修之, 鈴木穰, 中田典秀 (2006): 土壤浸透過程における水溶性微量有機物質の除去. 環境科学会誌, 19: 435–444.
- Takahashi, Y., Minamikawa, R., Hattori, K.H., Kurishima, K., Kihou, N. and Yuita, K. (2004): Arsenic behavior in paddy fields during the cycle of flooded and non-flooded periods. *Environ. Sci. Technol.* 38: 1038–1044.
- 高井康雄, 三好洋 (1977): 土壤通論. 朝倉書店, 東京.
- Yong, R.N., Mohamed, A.M.O., Warkentin, B.P. (1992): Principles of contaminant transport in soils. Elsevier, Amsterdam.

要 旨

都市域における持続可能な水利用システムを構築するためには、都市内自己水源の利用の可能性を評価することが必要である。都市内自己水資源を確保するために、下水処理水や雨水等を地下水涵養することは有望なオプションとして期待される。そのためには、その「質」の動態変化を理解し、水利用用途の視点からその許容性を含めた検討が求められる。本報では、下水二次処理水と道路排水を対象として、関東ローム土壌への浸透による水質浄化能をカラム実験によって調査し、その結果を比較することで多様な汚染物質に対する土壌浸透処理の有効性を評価した。さらに、水利用の観点から、一級河川の水質と相対比較することで、土壌浸透水の水質リスクを理解しやすい形で提示した。

キーワード : 土壌浸透処理, 水質浄化, 道路排水, 下水二次処理水, 水質評価

第 50 回土壌物理学会シンポジウム総合討論

長 裕幸¹ (シンポジウム企画担当者)

Discussion at the 50th symposium on role of soil physics in research projects on water cycle processes, JSSP

Hiroyuki CHO¹

1. はじめに

2008年10月18日に三重大学三翠ホールで開催された「第50回土壌物理学会シンポジウムー水循環系プロジェクトにおける土壌物理研究の役割ー」における各講演者の講演直後に行われた質疑応答と午後に行われた総合討論(座長:井上光弘,諸泉利嗣の両氏)の様様をとりまとめたので,今後の研究活動の資料としてここに報告する。

2. シンポジウム講演直後における質疑応答

今回,開発一郎氏,宮田秀介氏,若月利之氏の講演直後における質疑応答は,時間の都合により省略された。

古米弘明氏講演に関する質疑応答

質問,取出(三重大学):

実験では関東ロームを使っていますが,土壌の特異性が結構あるのではないのでしょうか.浸透特性も,土によってかなり違うと思います.特に関東ロームの場合,日本では一般的な火山灰土ですが,世界的に見るとかなり特殊な土だと思われまます.このような土を用いると,結果が地域によってかなり異なってくると思うのですが,どのようにお考えでしょうか.

回答:

特性を認識した上で,この実験結果は,この土壌の結果であったとして考えております.この実験結果が,例えば「アジアの水問題」で考えています,バンコクであるとか,ハノイなどに適用できるかというところではないでしょうか.土壌によって処理できる物質もあれば,できない物質もあると思います.私達としては,このような土壌の違いに関する議論を進展できる情報を提供できればいいと考えています.このプロジェクトは,浸透処理をするというのがメインのターゲットではなくて,浸透処理によって出てきた違いをどう評価するのかとい

た,管理型のプロジェクトとすることができます.従って,このような情報を提供することによって,実際に各土壌について実験を行っているグループとタッグを組んで,浸透のメカニズムを理解し,土粒子の表面特性や透水特性等を明らかにし,最終的にアジアの水質問題を解決していきたいと考えております.

質問,溝口(東京大学):

現地の土壌は,地下水位との関係で水分状態が変化していると思うのですが,例えば,今,考えている1mの深さですと,地下水位の変化に伴って,水分が侵入したり乾燥したりといった過程を繰り返すと思います.現実の問題としては,20cmと50cmのカラムの中において,窒素であれば,乾燥により脱窒を起こしたりして,生成とか消滅が生じてくると思うのですが,そこまで考慮されているのでしょうか.

回答:

今の質問の内容は,二つに分けることができると思います.一つは,浸透が行われるときに地下水位はどのようになっているか,水の流れは地下水位によりどう変わるかという点,もう一つは,浸透の間に起こる,乾燥や湿潤などの環境条件の変化によって,水質や反応がどう変化するかという点ではないかと思ひます.まず,後者に関して,連続的に水を入れる場合と間欠的に水を入れる場合とで実験を行っています.結果としては,今回の20-50cmのカラム実験条件だと脱窒は起こりにくいということが分かっていますが,あくまでも関東ロームの話で,もう少し有機質の多い土では起こり得るかも知れまません.次に前者に関しては,地下水位の変化によって水分状態が変化することはあり得ると思ひますが,浸透処理を行う場合,地下水位が高いと浸透が不安定になりますので,そのような場所への導入はまず考えないということです.

今回の実験に用いた土壌を採取した場所は,地下水位が地表から10mぐらいの所であり,浸透状況が大きく変化することはありません.しかし,地下水位の高い場所で,降雨により水分状態が大きく変化する場合では,浸透が悪いとかえって嫌氣的になりやすく脱窒が進むことがあるかも知れまません.厳密には,その現場の条件を再現できるようなカラム実験を行う必要があると思ひます.

¹Saga University, 1 Honjou, Saga, 840-8502. 佐賀大学農学部
キーワード:水循環系プロジェクト,土壌水分研究,土壌撥水性,アフリカ水田開発,土壌浸透処理
2009年2月9日受稿 2009年2月20日受理
土壌の物理性 111号, 25-33 (2009)



Photo. 1 開発一郎氏の講演風景.

3. 総合討論

司会 (井上) :

ただ今から総合討論に入らせて頂きます。司会は鳥取大学乾燥地研究センターの井上と岡山大学の諸泉です。まず、各講演者に、たくさんの質問票が来ていますので、それにお答えしていただく形で進めていきたいと思えます。では、最初に開発さんへの質問です。

長谷川 (北海道大学) : 土壌水分の測定深は、何故 3 cm とか 10 cm のように決定されたのでしょうか、また、衛星から測定される土壌水分の深さとはどの程度なのでしょう。

開発 :

非常に本質的な問題で、衛星に関する話だと思います。まず、3 cm とか 10 cm というのは、衛星からは、その程度の浅い所しか測れないということです。衛星のマイクロ波の場合、乾燥している場合、数 cm 程度の深さまで見ることができます (周波数に依存) が、体積水分量で 20 % を超えますと、表面の水分だけしか計っていないと考えることができます。従って、測定深が土壌水分によって異なるということになります。モンゴルの様な地域だと、ほとんどが上向きのフラックスですので、逆に、土壌表面の水分測定だけでもフラックスを推定することができると思えます。

谷山 (農業環境研究所) :

植物水分量はどのようにして把握するのでしょうか。

開発 :

私たちが使っています小池モデルでは二つのパラメータを使っており、土壌水分量と同時に植物水分量を理論的にもとめることができます。ただし、残念ながら偏波で測るというやり方をしており、植物の水分量は、せいぜい高いか低いといった程度しか分かりません。今後、アルゴリズムを改良して、土壌水分量と植物水分量を同時に測れるようにしたいと考えています。植物水分量の影響をどのように除いているかという点、実際には、NDVI により推定 (土壌水分計算条件を判断) していますが、一般的な関係ではありません。

甲斐 (三重大学大学院) :

気候モデルや水循環モデルにおける土壌水分の実体は何なのでしょう。

開発 :

気候モデルや水循環モデルでは、地表面の境界条件として土壌水分を与えますが、気候モデル屋さんの考え方では、実体をよく理解しているとは思えません。これは、私の専門ではないのですが、いつも気になっているところです。昨年、土壌水分をキーワードにして、そこに関係している他分野の方々に来て頂いて、ワークショップを開いています。今年も 3 月 28 日に東京で開催しましたが、そこでは、気候モデルをやっている方とか、植物で発芽とホルモンをされている方とか、もちろん土壌水分測定や観測をやっている方も含めてディスカッションを行いました。次は、気候モデルと土壌水分と言ったセッションを設けたいと思っていますので、そちらの方に是非参加して頂いて、理解を深めて頂きたいと思えます。気象学会に行ってもいつも実体がよく解らないままで、私もお答えできかねるのですが、物理過程を入れるに当たって、土壌水分を大事にしなければいけないという認識は皆さんお持ちのようです。

甲斐 (三重大学大学院) :

土壌水分移動モデルの気候・水循環モデルへの組み込みによる実用化について教えてください。

開発 :

これは、多分、実用化されているのではないのでしょうか。来年の 6 月から 7 月にかけて欧州宇宙機構から SMOS という衛星が打ち上がります。この衛星では、合成開口レーダーではなく、合成開口放射計で測定する世界で最初の衛星です。例えば、イギリスにある ECMWF (欧州中期気象予報センター) が SMOS の土壌水分データと土壌水分移動モデル SVATS を用いて、土壌水分の変化を公開する予定にしています。日本においては、そこまではやっていませんが、気象庁が行っている数値予報モデルの中には土壌水分移動モデルが組み込まれている (JMA-Sib モデル) と思えますので、実用化に近い形で使用されているのではないのでしょうか。

甲斐 (三重大学大学院) :

国際的なモニタリングの意味と、今後の展開について教えてください。

開発 :

私の話の中で、国際的に地上における土壌水分の測定ネットワークを作る動きがあると言ったのですが、これは、GEOSS の一環でして、土壌水分が重要なので、ネットワーク作りが必要だということです。例えば、私が行っています中央アジアの方では、土壌水分の違いにより牧草の植生が異なり、遊牧方法が州毎に異なってきます。そういう意味で、現地でネットワークを作り、広域で情報を交換し合うというのは意味があると思えます。また、そのデータは、先ほどから言っています気候モデルなどに直接組み込まれて、計算が行われています。また、衛星もたくさん上がっていますので、衛星データのキャリブレーションやグローバル化に非常に



Photo. 2 宮田秀介氏の講演風景。

役に立つと思われま。

司会（井上）：

開發さん、どうもありがとうございました。引き続き、宮田さんへの質問票が来ていますので、それにお答えしていただきたいと思ひます。

濱田（筑波大学）：

撥水性の発現様式は、乾燥した土壤ではさらに乾燥し、湿潤な土壤ではさらに湿潤化するという、ポジティブフィードバックとして作用することになると思ひます。このような性質は、有機成分を供給した植物や微生物、あるいは両者が共生する生態系に対して、表面的には不利に働くように思われま。不利ではあるが影響が小さいので許容しているのか、あるいは、何か表面的にはわからない利点があるのか、お考えがありましたらお聞かせ下さい。

宮田：

現在、いろいろな人が撥水性の起源になる物質について、その由来や特定について研究を行っていますが、なかなか「この物質」といった特定はできていないのが現状です。ヒノキ林に関しては、ヒノキから物質が出てると考えられていますが、そのような物質によって土壤を乾燥させるということが、ヒノキにとって有利なのかどうかといったことはよくわかりません。

石黒（岡山大学）：

撥水性物質と、その土壤表面における状態について教えてください。

宮田：

おそらくは、両親媒性有機物で疎水基と親水基を持ち合わせている物質だといわれています。乾燥時は土壤粒子（鉱物粒子自身は親水性）の方に親水基が向き、疎水基が外側に向くので、水をはじくような感じになり、その後、水によって次第に配列が乱され、親水基が外側に向くように配列されることで親水性になっていくのではないかとされていますが、確かめられたわけではなく概念的なものです。

小林（森林総合研究所）：

流域スケールの流出量は、湿潤条件下では大きくなり、

プロットスケールの表面流とは逆の傾向になっていたと思いますが、ハイドログラフの立ち上がり位置や、ピークの位置も湿潤条件下のほうが早くなるのでしょうか。

宮田：

流域全体におけるハイドログラフの立ち上がり位置を見ると、それほど顕著に湿潤時に遅くなるとか、乾燥時に早くなるといった傾向はこの流域では見られませんでした。小さい雨ですと、表面流起源であるかどうかはわかりませんが、早い流出が増加するといったものが見られました。

小林（森林総合研究所）：

流出水の水質への影響等は同じプロジェクトで扱ってはいないのでしょうか。

宮田：

水質に関しては、水質の方で研究されている人がいます。そこでは、撥水性に関係があるといわれています。蛍光 UV/DOC という指標を使っています。流域からの流出におけるその指標の経時変化の測定では、流出初期に多く出ているという観測結果が得られており、撥水性に起因する表面流が流出初期に寄与していると考察されています。撥水性に関しては、他の水質については測定されておりません。あとは、水質分析によって、溪流の水がどこから来たかという研究等が行われています。

小林（森林総合研究所）：

考察の中で、撥水性により上方で発生した表面流が、斜面下部で土壤に浸透していくという報告をされていましたが、これにより、地下水面が上昇して斜面下部が飽和し、崩壊が起きやすくなるといったことは考えられないのでしょうか。

宮田：

この流域だけなのかどうかはわからないのですが、ヒノキ林の今回観測した場所では、土層厚が1 m 弱ぐらいで、そんなに厚くなく、下部が飽和して崩壊が起りそうか、といわれるとそうでもなくて、起り得るかもしれないといったところですね。

加治佐（三重大学）：

復帰流に注目した、変動流出寄与域といった概念がありますが、復帰流による河川近くにおける飽和域のエリアの伸縮に関して、何かお考えはありますでしょうか。

宮田：

ご質問の変動流出寄与域というのは、河道の周りが飽和し、そこに降った雨とか、流れきれなくなって表面に滲出してきた地下水が、復帰流といった形で現れ、それが洪水流出のメインとなる成分ではないかという概念だと思ひのですが、ここではテンシオメータで圧力を測定しています。その結果、わりと大きな雨でも、完全に表面まで飽和してしまうというのは、本当に斜面の一番下のほんのわずかな部分で、この流出変動寄与域の概念でいうとほとんどその問題がでてこないといえます。その理由としては、斜面勾配が非常に急なので、問題が見えにくかったのではないかと思ひます。



Photo. 3 若月利之氏の講演風景.

西村 (東京大学):

溪流の流量に関してですが、降雨開始後土壤中の側方流フラックスが上昇し、その後一定だったのが、溪流の流量ピークと同じ頃から土壤中の側方流フラックスの値が漸減していたように思います。この変化についてもう少しご説明いただけないでしょうか。また、 ϕ の測定場所と溪流との位置関係はどのようになっていたのでしょうか

宮田:

少し、発表では説明を端折ってしまったのですが、発表で示した流量との関係における ϕ の値は、直接の結果ではなくて、斜面の一番末端での測定値と、やや上部での測定値における圧力水頭、および位置水頭からもとめた、単位幅あたりの土壤中における側方の水フラックスを計算した結果です。生データの ϕ の値で見ると、確かに溪流の流水域と同時にピークをむかえており、大きな雨の時には、流出ピーク時に溪流の周りには地下水ができていますが、表面まではなかなか飽和にならないということでした。次に ϕ の測定位置については、同じ流域内で計っていますが、流域の末端 (流量観測点) から 20 m ~ 30 m ぐらい内側でした。

井上:

どうもありがとうございました。では、引き続き、若月先生の方に質問票が来ていますので、ご回答よろしくお祈りします。

溝口 (東京大学):

アフリカ水田における土壌物理的な貢献について、もう少し具体的にご説明いただけないでしょうか。

若月:

例えば、私がアクションリサーチとして実施している、ナイジェリア中部のビダ市を中心とするヌベ地域は、300 万 ha ぐらいの砂岩地帯です。このうちの 10% ぐらいの面積が低地で、水田開発適地になります。この地域は、自然の巨大な地下ダムになっておりまして、雨が降り初めて 2 ヶ月後ぐらいから、低地とアップランドの境界の湧水線に沿って、いろいろな所で泉が湧いてきます。10 月には、降雨はストップするのですが、1 月ぐらいまで泉の水が流れ、時には 3 月ぐらいまで流れ続けた

ります。ほとんどは砂地ですが粘土質の部分もあります。アップランドの土地利用や管理法によって、降水がどの程度天然の地下ダムしみこんで、最終的に湧水や河川水としてどれぐらいの水が、どのような季節的な変化で流れ出し、低地全体に水が来るか、それをどのように有効に利用できるかということが中心的な目標になります。砂質であるという部分は不利になるのですが、水文学的にはヌベ地域はアフリカの中では例外的に水田的な土地利用に適した低地が広く分布しています。しかし、その他の地域のアフリカでは、集水域の低地にいかにも水の流れながら利用するかという、基本的な土地利用方法と土壌の性質と水文の関係について、ほとんど研究されていませんのでやってほしいということです。

比較でいきますと、熱帯アジアでは、土地面積が 10 億 ha 程度の広さですが、雨がアフリカの 5 倍ぐらい降ります。アフリカでは 25 億 ha で、雨が 5 分の 1 しか降りません。しかし、低地の面積でいうと、アジアは約 1.5 億 ha ぐらい、全体の面積の 10% 強が低地です。しかしアフリカは 10% でも 2.5 億 ha という巨大な低地面積があります。しかし、アップランドが 25 億 ha、低地が 2.5 億 ha ですから、アジアですと、メリハリの効いた地形変化の中に、山があつて低地があつてという関係で、山の土地利用と、山の土の種類とか植生といったことで、どの程度水が浸透し、どの程度低地に水が流れてくるかといったこととなります。しかし、アフリカの場合ですと、その低地の 2.5 億 ha とアップランドの 25 億 ha は緩やかな起伏で連続する地形面の低地であり、はっきりした地形変化を認識しにくいのです。アジア人の目から見るとほとんどが平坦な低地と見えるのですが、そういうところでも、1 m から 3 m 程度の高低差が続いており、非常に微妙な地形差があります。しかし、水は 0.1 mm の高低差でも流れます。雨の非常に多い沿海部では、年間 2000 mm 以上降り地形もかなりの起伏があるので、そのあたりはアジアと似ていますが、サハラに近くなりますと、ほとんど平らです。降雨は 500mm 以下です。しかし、低地の貯まる場所は貯まって湿地帯をつくるかといったことで、非常に微妙な地形差と土の性質と植生の違いによって水が貯まる所と貯まらない所が生じます。そういったところはかなり広域なスケールの仕事が必要になり、衛星による調査が必要になります。

やはり大事なのは、現場での地形や土および植生等を見ながら、集水域の中で低地の方にいかに水を供給し、保全しながら利用するかといったところが、重要な研究だと思えます。つまり、広いところに降った雨をいかに有効に利用するか、低地の全面積 2.5 億 ha のさらに 10 分の 1、最終的には全陸地面積の 1% の水田開発に適する土地、それでも 2000 万 ha の面積になります。低地の中の適地に水を供給し、いかに持続的に利用するかといったことは、非常にやりがいのある研究だと思えます。また、低地に水が来た時、水の量は少ないが来る所には来る、そこでは集約的な水管理をしなければなりません。水は少ないし、低地の面積は広いので、ワジという現象



Photo. 4 古米弘明氏の講演風景.

が起きます。田んぼを上流の方に作りすぎますと、下流の方に水が流れてこない。従って、上流から下流までの非常に広い面積の中で、ベストの場所に水田を開発し、うまく水を流すことによって、広い面積の低地を集約的に使うことができます。逆にいえば、その他の広大な面積は、森林に戻してやることも可能になり、このアフリカの広い面積というのは、地球温暖化に対して、炭素固定や炭素隔離といったようなことで非常に貢献できる可能性があります。しかし、この低地の中の適地と推定される 2000 万 ha の面積に、うまく水を流して使うための水田システムについてあまり研究が行われていませんので、こういったところで、土壌物理の人に期待するところが大きいわけです。

藤巻（筑波大）：

適切な施肥と補給灌漑を行えば、陸稲でも生産性はそれほど変わらないのではないのでしょうか。造成コストが高く、浸透損失が大きく、脱窒による窒素損失が大きい水稲に、特に優位性があるとは思えません。水田にこだわらなくてもいいのではないのでしょうか。

若月：

これは、元々養分の少ない土であるということと、地形的に高低差はそれほど無いのですが、水は最終的に集水域の低い方に流れ、1%の低地に水が集まります。そうしますと、たとえ少ない 100 mm の雨量でも 10000 mm 相当の水が低地には自然に集まるので、圧倒的に水田の方が有利です。又、低地に集まる水は養分に富む培養水でもあります。さらに、侵食されたアップランドの表土も低地に貯まります。畑地ですと持続的な生産性という面で、肥料や水を継続的に与え、コストをかけて管理しなければなりません。低地ですと自然の水の循環で水も貯まるし、養分や土も貯まることになります。低地におけるこれらの養水分の増加を地質学的施肥と呼んでいます。また、水管理と適切な施肥をすることによって窒素固定も行われます。脱窒が問題になるのは施肥がかなりの量に達した場合です。アフリカのように低施肥下の水田では窒素固定機構が優先します。リン酸の可給性の増加や塩基類やケイ酸、あるいは微量元素の供給性の強化等、天然の養分供給能の強化機構の存在も、アフリ

カのようなところでは水田のメリットになります。発表の中で水田仮説 (2) として述べた集約的な持続可能な生産性は、畑作の概略 10 倍に達するといった事実があります。日本を含めアジアの水田地帯の人口密度が高く持続されてきたのは、この水田仮説 (2) によって説明可能です。これは定性的な話なのですが、集水域における土と水と養分の動態を定量的に測定し、土壌物理学的な精緻な研究で実証してもらいたいと期待しております。

石黒（岡山大学）：

アフリカの水田研究から展望して、今後の日本およびアジアの持続的な水田農業のあり方について、考え方を聞かせてください。

若月：

日本の場合は減反の開始により、40 年前に水田の価値を捨ててしまったということになります。日本ではかつて 300 万 ha の水田があったわけですが、現在では 150 万 ha に減少しています。減った 100 万 ha が宅地や道路などに、残りが放棄水田になっているわけです。アジアでは、これから日本と同様に経済発展に伴って水田面積が減るだろうと予測されます。これは、日本およびアジアでは、水田システムの価値に対する認識への理解が、国際政治の政策レベルにまで及んでいないからです。つまり、水田システムの価値認識がアジアの稲作国内で終わっており、グローバル化していないということです。土壌物理学会がアカデミックな学会であれば、こういったところでももう少しグローバルになっていってもいいのではないかと思われるし、農業土木関係でも同様だと思われれます。水田の価値というのは、多面的な機能ということでいろいろと研究されているわけですが、本質的な機能として、畑地に比べて集約的な持続性が非常に高いということです。これは、歴史的に見て、畑作主体の欧米の国は、人口増を補うために、グローバル化して地球全域を植民地化して、解決したわけですが、アジアではこれだけの人口、60～70 億に対して、あえて欧米のように外に拡大することなく、持続的に生産が可能であったわけです。これは、集水域での水田システムの非常に高い持続的な生産性によるところが大きいわけです。これからのグローバルな環境問題、地球の人口は 90 億程度まで増加するでしょうが、そのとき、食料生産や環境保全を持続的にやっていくためには、集水域での水利用が重要になってきます。

従いまして、日本では、水田を里山地域まで含めると、すでに崩壊してしまった里山の修復が必要になってくるでしょうし、アジアでは水田とか里山システムの保全が重要になってくるでしょう。これらの重要性を気づかせてくれるのがアフリカで水田を造る、あるいはアフリカで里山創造をすることによって、現在、食糧問題とか環境問題が赤裸々な問題になっているところで、水田の価値というものを世界に示すことができれば、翻って日本の里山、水田農業の回復、修復、アジアの里山、水田農業の保全が可能になっていくと思います。



Photo. 5 総合討論の各講演者。

井上：

どうもありがとうございました。引き続き、古米先生の方にも、たくさん質問票が来ていますので、ご回答よろしくをお願いします。

甲斐（三重大学）：

関東ローム層は、古い年代から下末吉ローム、武蔵野ローム、立川ロームと深さ方向によって堆積物が違い、水分特性が異なります。今回採取した土はどの層に該当しているのでしょうか。

古米：

私自身は、どのローム層なのかを即答できませんが、採取してきたのは練馬区で、深さ 1 m 以下のものです。

石黒（岡山大学）：

検出されているノニルフェノールの起源は何でしょうか。

古米：

下水処理水の中に含まれているノニルフェノールの起源は、どういった排水を下水が受けているかによって変わりますけれども、今回は、都市活動水由来もあるでしょうが、生活排水由来の洗剤や界面活性剤が主な起源だと考えています。

渡部（京都大学大学院）：

水田や畑の場合は、栽培管理や水管理の季節変化が大きく、土壌中の物質動態も季節によって大きく変化しますが、都市の土壌、あるいは排水も季節変化を受けるのでしょうか。

古米：

これは、実際の維持管理等にも係わってきますが、浸透処理は地表面ではなく、浸透施設の下と比較的深いところの土壌での反応が想定されますので、そんなに低温になる場所ではないということです。従って、反応速度への影響は少ないと思います。

古米：

以上が、個別に出されている質問へのお答えです。その他、岡山大学の石黒さん、東京大学の西村さん、三重大学の加治佐さん、明治大学の登尾さん、北海道大学の長谷川さん、鳥根大学の森さんから質問をいただい

ます。内容的に共通していると思われるので、これらのご質問に対しては、「どんなイメージをもって今回紹介した浸透処理システムを導入するのか」と言ったこととお話することで答えになるかと思います。

大きく分けて、まず、道路排水として、降った雨が道路を伝って地下浸透する場合、基本的に道路の雨水浸透施設が入口となります。例えば、トレンチを使うとか浸透ますを用いた場合、その施設からの浸透水が出て行ったときに土壌に到達しますので、施設の中で保持される物質もあれば、保持されない物質もあります。その場合、今のような浸透施設ではなくて、こちらが管理できる施設を造ることが重要になってきます。つまり、年に一度は大掃除をしてやるといったことです。そこで、いったん除去できるものは取り、吸着して蓄積したものは管理をしてやるということです。それでもなお、自然の雨でやってくるので、それでも取りきれないで通過した物は、下の土壌の能力を用いて、最後のフェイルセーフ的な扱いで行うということです。フェイルセーフがあったとしても、取れない物があるということが今回の重要な知見ですので、土壌があったとしても、とれないものは事前にちゃんと取ってほしいし、十分に保持できないような場合は、浸透施設のところで吸着剤とか吸着能のあるレイヤーを人為的に設けて、年に 1 回なのか 2 回なのか分かりませんが、地域の住民の方で形成する自治体のグループで管理し、汚染物質をトラップし、下の土壌層に負荷をかけないようにしようと、そうしないとサステイナブルではないというふうには道路排水では考えています。

次に、下水処理水についてですが、下水処理水というのは基本的に下水処理場にありますが、例えば、東京には 10 箇所程度ありますが、大体が海岸付近や河川の下流部に立地しています。こういった状態で、私のアイデアを適用すると、海岸線なので地下水位が高く、浸透しにくい場所にありますので適用することができません。このアイデアを使うとすれば、中・上流部側で 500 人だとか 1000 人ぐらいのコミュニティの下水に関して、高度に処理をして、そこに浸透させる施設を設ける。地下水は、そのコミュニティの人たちが、そのコミュニティで浸透させた量だけ使う。言い換えれば、そのコミュニティでどのぐらい水利用があるのかを考えていただいて、その量だけを処理するといった適用を考えています。どのぐらいの規模になるのかといった具体的な話になると、例えば、1000 人の人が住んでいると、東京の場合ですと人口密度が高くなりますが、人口密度から何 ha ぐらいの土地に住んでいることがわかります。その土地の 1% ぐらいの面積があれば、10 mm の浸透速度であれば、その土地で使う生活水の 20~30% 分、場合によっては 50% 分にもなります。従って、散水に使う水であるとか都市の中で使うような別の水は 10% や 15% もないと思っていますので、そのような水は、生活用水の中でわざわざ水道から使わないで、浸透して入れた分だけの地下水で使おうと考えています。



Photo. 6 総合討論の司会者および各講演者。

道路排水の浸透施設を使って道路の雨水が入ってきますが、処理水となると話が別で、処理施設の近くに浸透施設を造って、数 100 平方メートルの施設になるかもしれませんが、そこに浸透させる。そうなってくると、その施設においては、表層の方は砂地にするとか、あるいは植物を植えるといったように、それ自体にもう少し処理能力を植え付けるようなシステムを考える必要があります。私が実施したのは、そのような処理能力がなくても、下の土壌がフェイルセーフな機能を想定して、下水処理水に含まれるものがどの程度土壌だけで除去できるかどうかを調べたわけです。例えば医薬品はとれないものもあるので、そういうものが入っているのであれば、最初に医薬品をオゾン処理などで分解除去した上で入れてくださいということを、プロジェクトとしては最終的に提案しています。そういう意味では、フェイルセーフとしての最後の土壌で取れないものを明示したことに意義があるわけですし、もっと除去能の高い土壌であれば安心なわけです。いったん地下水とか土壌を汚染してしまうと、それを取り返すのは大変になりますので、管理できるところで、土壌ではとれないものはとるといったポリシーで、あとは、管理自体をコミュニティレベルでやっていくということを非常に重要視しています。下水処理場のように、行政側が造って、管理してやっていくのではなくて、コミュニティの人たちが使う水だけを、自分達が使った水を浄化して出す。そういうことによって、自分達が使った水を地下水にするのであれば、処理自体も負担にならないような水の使い方を考えるであろうし、自分達の水の使い方に対して非常にセンシティブなコミュニティをつくるということになるでしょう。

あと一つ、講演要旨の文章の中で誤解が無いように説明しておきますと、最後に「都市の自己水源の水質リスクを、理解しやすい形で提示する可能性を示した」とまとめましたが、これは、関東ローム層の土壌を使い、カラム実験をやって、この程度とれますよという結果をもってして、そのような結論を書いたわけではありません。大事な点というのはリスクの表示ということで、こんな水もあるし、元々の水もありますよということで、全国河川の水質で同じように測って相对比较することに

よって、利用する人たちにとって、その水質がどの程度であるのかが分かるように表示したということの結論として、カラム実験の水質のデータから分かり易い形で表示したということではありません。

要点をまとめますと、土壌の有する吸着サイトで汚濁物質を除去することはできますが、長持ちしないので、管理できる部分の浸透施設で管理する。それと、下水処理場に関してはコンパクトに分散型にし、30 年先、50 年先の水の問題を考えるのであれば、大型の下水処理場を造るのではなくて、コミュニティレベルで、今回使ったような活性汚泥の二次処理ではなくて、メンブレンリアクターといった膜リアクターを使ってさらに高度に処理した水を浸透させるとか、あるいはオゾン処理をして入れるようなことを考えて、より安全な水を作って浸透させる。それが、何故可能になるかということ、全部を浸透させる必要がないからです。その人達が使うのは、自分の生活の中で 5% とか 10% と決めていただければ、その分だけ高度に処理をして地下に入れ、それをもう一度使う。自己責任とは言いませんが、それをある程度技術的に誘導させていくシステムが、私が想定している処理水の土壌涵養であり、尚かつ、市街地のある程度汚染物質を含んでいる道路排水を、どこまでうまく地下涵養して、水循環系を健全にし、都市の中で地下水を活用する可能性を上げていくかということです。

井上：

たくさん質問へのご回答、どうも有り難うございました。今までは、質問票に書かれていた内容についてお答えいただいたわけですが、次に、質問票以外で、会場の方から、何か質問がございましたらお願いします。

宮崎（東京大学）：

若月先生に一つ質問させていただきたいのですが、アフリカでの水田開発と言うことで夢の技術をお話いただいたわけですが、一つだけ疑問を感じました。気候帯によっては、蒸発散と降雨との収支によって、一年間の土壌水分が上向きか下向きかというのはどのような技術を適応してもコントロールできないと思います。アフリカのような気候帯では、通常は、上向きのフラックスが卓越するような気候条件のところにあると思われ、そこで水田の開発をするために水を集めたりすると、塩類集積の問題がどうしても避けられないではないかと思えます。水田を開発し生産が行われても、その周辺では地下水が上がって、塩類集積の問題が懸念されないかと思ったのですが、その辺の見解をお聞かせ願えないでしょうか。

若月：

塩類集積が問題になるところはあります。特にサヘル帯に関しては、粘土質土壌であり、大規模な数千 ha の開発を行うと塩類集積が起こるところがあります。しかし、そういうところの水田開発ポテンシャル面積は少なく、全面積の大体 0.1%（全水田適地の 10% 弱）ぐらいであろうと考えています。大部分はサヘルから南のスーダン及びギニアサバンナ帯、あるいは森林移行帯、森林

帯となります。サヘル帯の南のスーダンサバンナ帯でも塩類集積は問題になるところはあると思います（全水田適地の 10% 強）。

私たちが想定しているアフリカの水田の生態環境が一番近いところは、東北タイのイメージになります。水田の有無を除けば地形、土壌、作物種等、殆ど共通です。東北タイでは、塩類集積はありますが、それはもともと岩塩層がたまっているところで、そこを除いた東北タイのイメージが一番近いと思いますので、意外と塩類集積が起こる面積としては、そんなに多くはありません。大体、降雨量でいきますと、1200 mm から 2000 mm 以上の所を想定しています。面積で言うと、2000 万 ha の中の 80% ぐらいです。塩類集積に対して注意しなければいけないのは事実ですが、水田開発のターゲットとしては、塩類集積を生じない所をしています。特に、私たちが当面ターゲットにしている内陸小低地は日本の里山低地に類似の地形面でした。降雨は確かに少ないのですが、低地に集まる水の量は蒸発散量を上回り、また砂質であることもあり、塩類集積の問題は回避しやすいと考えております。

井上（近畿中国四国農業研究センター）：

古米先生にお聞きしたいのですが、あるコミュニティで地下に浸透させてその地下水をまた利用するというシステムだと思うのですが、地下水はオープンシステムで動きますので、下流のコミュニティがそれを嫌がるというか、何か影響が出るといったことはないのでしょうか。

古米：

基本的に、ある程度広がりを考えて、その地域全体で共通的に使う水として、下流で取水をして使うような発想がでてきますので、明確に、排出者自体が浸透させた処理水を使うと言ったことではなくて、その広がりを持ったコミュニティの中で使うということでご理解いただけるかと思いますが、もう一つは、可能性があるのは、地下に浸透したものが地下水として使われるケースと、もう少し高度な処理をして、例えば池だとか、貯水池みたいなものを積極的に造っておいて、処理水が浸透してそこに出てくるようなシステムが、もし造れるような場所があればそれが下流側にあつて、その水をベースにして地域で使うといった発想も可能かと思えます。入れた人自身が個別の過程の中で使うというレベルになると、それぞれの建物単位、ブロック単位で、非常に高度な個別の処理をすることになりますが、「浸透することはある程度下流側へのひろがりをもったコミュニティの中で共通的な水利用に使う」というような形で責任を持つというふうにご理解いただけるかと思えます。

井上：

宜しいでしょうか。では、他にございませんか。

吉川（近畿中国四国農業研究センター）：

香川県の多度津町の下水処理施設を見学に行きましたときに、町長さんの話を伺うことができました。そこでは、下水処理した水の一部を上の方に持って行って、そ

れを農業用水に使ったりして、一部は非常にきれいにしたものを飲料水にしようと取り組んでいました。その事業は、国の補助を受けて大々的に行っていました。多度津町は海の近くに位置しますが、下水処理を他の市町村のものまでやっているということで、多分、古米先生のイメージもそういうことだと思うのですが、このように実践されている例があるということをご報告しておきたいと思います。少しお金はかかるけれども、町の人の意向をまとめ上げて取り組んでおられました。

古米：

有り難うございます。この会場で多度津町の話がでるとは思いもしませんでした。他の例で申し上げると、沖繩の方では、処理水の塩分濃度が問題になっておりますが、処理水自身を農業用水として利用しています。このように、下水処理水を新しい水源として扱う、プロジェクトベースのものはたくさんあり、いろいろ紹介されています。

個人的には、多度津町の場合は、エネルギーを使って上流側に上げているということで、長い目で見たときに、どこまで付加価値を出すために CO₂ を出すのかということに、若干疑問をもっています。そういう意味で、素直に地下に入れる方がいいのですが、しかし、地下に入ればメリットがあるというわけではなくて、地下に入れた分は、また、ポンプアップするためにエネルギーを使うので、どちらがいいのかということを考えなくてははいけません。われわれのプロジェクトの中でも、そのシステムがどのぐらいのエネルギーロスと CO₂ を出すのかとか、あるいはどのぐらいのコストがかかるのかといった社会経済的な面も検討すべきだと認識しておりました。5年目の研究プロジェクト評価会のときにも、提案技術のサステナビリティはどうですかという指摘を受けています。私の答えとしては、もうあと5年間分研究費をいただければ答えを出せると申しました。プロジェクト最後の1年は、確かに、CO₂ を計算して、雨水を地下に入れるデメリットがポンプアップすることによって上がるとか、どれぐらいのコミュニティサイズだと、先ほどのご質問にもありましたが、ポンプアップがいいのか地下に入れる方がいいのか、また、もう少しコストとエネルギーをかけて、地下に入れないでそのまま使うことはできないのかといった議論をしました。

もう一つ紹介しますと、シンガポールは非常に水不足であり、マレーシアから水を買っています。今現在、すでに高度処理した水を貯水池に5%入れて、それが水源になっています。そういった事例がどんどんできていますので、下水処理水をどこまで活用するかと言ったことはホットな話題ですし、どのぐらい高度な処理を、エネルギーやコストをかけないでやっていくかということになります。私は、土壌の能力を最大限に活かした方が、CO₂ やエネルギーが少なくすむ、また、その中でいいバランスをとることが重要な課題であると考えています。

井上：

どうも有り難うございました。時間も参りましたので、総合討論はこの辺りにしたいと思います。本日は、「水循環系プロジェクトにおける土壌物理研究の役割」ということで、4 課題の発表をしていただきました。この 4 課題の方をそのまま結びつけるというまとめ方は難しいのですが、それぞれが、今回、会場に来ておられる、土

壌物理に関心のある方々とつながりがもてたのではないかと思います。今後、会場の皆さん一人一人が、自分に関心のあるプロジェクトについて、積極的に交流を深めていけたらいいのかなと考えております。今回は、そういう貴重な機会を得ることができたと言うことで終わらせていただきたいと思います。

TDR による表層土壌水分計の開発とその有効性の評価

伊藤祐二¹・筑紫二郎¹・宮本英揮²

Development and effectiveness of TDR probe to measure near-surface soil moisture distribution

Yuji ITO¹, Jiro CHIKUSHI¹, and Hideki MIYAMOTO²

Abstract: To establish a method to monitor the vertical profile of volumetric water content (θ) near soil surface, a multi-wire profile probe (MWP probe) was designed and applied to the θ -profile observations during the evaporation processes in sand and decomposed granite soil. The probe consists of eight sets of the 3-wire TDR (time domain reflectometry) probes, which are attached to a print-circuit board with a low permittivity, and is capable of measuring relative permittivity (ϵ_{mwp}) at intervals of 3 mm. The relationship between ϵ_{mwp} and θ for sand did not agree with one derived from Topp equation because the board had the influence on the ϵ_{mwp} measurements. Thus, we calibrated the probes for sand with different moisture conditions and found that the probes can determine θ within acceptable accuracy. In the evaporation processes, the observed θ -profiles showed that the moisture contents for sand at 3 and 6 mm depths locally decreased in the initial stage of the process, while the moisture contents for decomposed granite soil uniformly decreased at any depth. We concluded that the designed MWP probe would be useful for millimeter-interval measurements of vertical θ -profiles near soil surface.

Key Words :time domain reflectometry (TDR), relative permittivity, Topp equation, vertical soil water content profile, soil surface evaporation

1. はじめに

地表面付近の土壌水分量は、表面流出、土壌面からの蒸発、植物による蒸散、栄養塩の循環などの物質循環過程に影響をおよぼす (Nielsen et al., 1995; Hebrard et al., 2006)。とりわけ地表面から深さ 0 ~ 5 cm の土壌水分量が地表面付近の水循環におよぼす影響は大きく (Wigneron et al., 2003)、たとえば蒸発による水蒸気輸送を考えた場合、地表面での土壌水分が液相から気相へと状態変化する深度は、表面から 2 cm 以内の領域にあるといわれている (Kondo and Xu, 1997)。したがって、地表面直下 (たとえば、地表面から深さ 2 cm 以内の領域)

の鉛直水分プロファイルを定量的に評価することは、地表面付近で生じる蒸発散、表面流出、地下水涵養などの時空間スケールの異なる水文循環過程を明らかにするうえで重要である。

土壌水分量の計測法には、誘電特性を評価する時間領域反射法 (Time domain reflectometry: TDR)、静電容量法、マイクロ波リモートセンシング、地中レーダーなどがあり、これらの計測法は地表面付近の土壌水分測定法として広く利用されている (たとえば、Inoue et al., 2001; Huisman et al., 2002; Wigneron et al., 2003; Moret et al., 2006; Bogaen et al., 2007)。なかでも、近年の TDR の普及により、土壌水分量を非破壊かつ高精度で測定することが可能になった。

TDR は、土中に埋設したプローブにステップパルスを与え、パルスの伝播速度から評価される比誘電率より、土の体積含水率を決定する技術である (登尾, 2003; Robinson et al., 2003)。比誘電率に基づく体積含水率の評価には、以下の Topp et al. (1980) の実験式が広く用いられる。

$$\theta = 4.3 \times 10^{-6} \epsilon^3 - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon^2 + 2.92 \times 10^{-2} \epsilon - 5.3 \times 10^{-2} \quad (1)$$

ここで、 θ は土の体積含水率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)、 ϵ は土の比誘電率である。上式を有機質土壌や火山灰土壌に適用することは困難であるが (波多野ら, 1995; Miyamoto et al., 2001)、多くの土に対して、1.3 % 以内の誤差で θ を評価することができる (Topp et al., 1980)。

TDR における比誘電率測定用のプローブには、これまで用途に応じて、多彩な機能を持つプローブが開発されているが (たとえば、Selker et al., 1993; Inoue et al., 2001; 宮本・筑紫, 2006)、一般に金属棒を平行に配置した 2 線式または 3 線式のプローブが用いられる。土中の鉛直水分プロファイルは、複数のプローブを土壌に水平に挿入することで計測可能であるものの、設置したプローブ同士の干渉を防ぐために、プローブの挿入間隔は最低でも数センチメートルとすることが多い (Inoue et al., 2001; Suleiman and Ritchie, 2003)。ところが、シルトや粘土のような細粒分を含まない砂などの粗大な土粒子から構成される土壌の蒸発過程では、地表面直下に急勾配の水分プロファイル、すなわち局所的な乾燥層が形成され、その層が地表面流出や地下浸透などのマクロな水

¹Biotron Institute, Kyushu University, 6-10-1 Hakozaki, Higashi-ku, Fukuoka 812-8581, Japan. Corresponding author: 伊藤祐二, 九州大学生物環境調節センター

²Faculty of Culture and Education, Saga University, 1 Honjo-machi, Saga 840-8502, Japan

2008年9月3日受稿 2008年11月22日受理
土壌の物理性 111号, 35-41 (2009)

移動を支配する可能性がある。したがって、地表面直下での局所的な水分変化の状況を捉えるためには、少なくとも地表面から深さ数ミリメートルの範囲の水分変化を把握する必要があり、そうした微小間隔で水分プロファイルを計測できる小型プロファイルプローブの開発が不可欠である。

以上の背景から、本研究では、8組の TDR プローブを 3.2 mm 間隔に取り付けたプロファイルプローブ（以下、MWP プローブと記す）を作製し、珪砂およびマサ土を対象に蒸発実験を実施した。作製した MWP プローブによって地表面から深さ 2.5 cm 以内の鉛直水分プロファイル測定し、その経時変化のモニタリングを試みるとともに、表層土壌水分計測に対する同プローブの有効性について検討した。

2. 実験材料および方法

2.1 MWP プローブおよび比誘電率測定システム

Fig. 1 は、著者らが自作した多線式プロファイルプローブ (MWP プローブ) の模式図である。本研究で用いた MWP プローブは、長さ 105 mm、幅 30 mm、厚さ 2 mm のガラスとエポキシ樹脂との積層基板に、長さ 100 mm、幅 0.2 mm、厚さ 0.01 mm の電極銅線を 1.4 mm の間隔で埋め込んだものである。同プローブは、金属棒の代わりに銅線を用いた 3 線式プローブを 8 組並列した構造 (Fig. 1 の P1 ~ P8) となっている。最大の特徴は、3 線式の隣合うプローブ同士が両端の銅線をシールド線として共用することにより、8 組のプローブの一体化と高密度化を実現した点にある。プローブ同士の干渉を検討するために宮本・筑紫 (2006) と同様の方法で別途実施した電場シミュレーションによれば、各プローブのサンプリング体積は、中央の電極銅線から概ね 1 ~ 2 mm の範囲内に限定された。したがって、MWP プローブを土壌に水平方向に挿入することにより、土壌水分量を各プローブの中央の銅線の間隔、すなわち 3.2 mm 間隔の計 8 点で測定することが可能である。

本研究における TDR プローブを用いた比誘電率の測定では、プローブに対するステップパルスの送受信装置に 1502C 型ケーブルテスター (Tektronix) を使用した。MWP プローブにおいては、8 組のプローブを SDMX50 型マルチプレクサー (Campbell Scientific) を介してケーブルテスターに接続した。また、波形解析・計測制御ソフト WinTDR (Or et al., 2004) を用いて TDR 波形の計測ならびに解析を行った。解析で得られる電磁パルスの伝播速度に基づいて、比誘電率は次式により評価される (登尾, 2003)。

$$\varepsilon = \left(\frac{L_a}{LV_p} \right)^2 \quad (2)$$

ここで、 L_a は電磁パルスの伝播速度から評価される見かけのプローブ長、 L は実際のプローブ長、 V_p はケーブルテスターで設定する同軸ケーブル内における電磁パルスの相対伝播速度 (= 0.99) である。

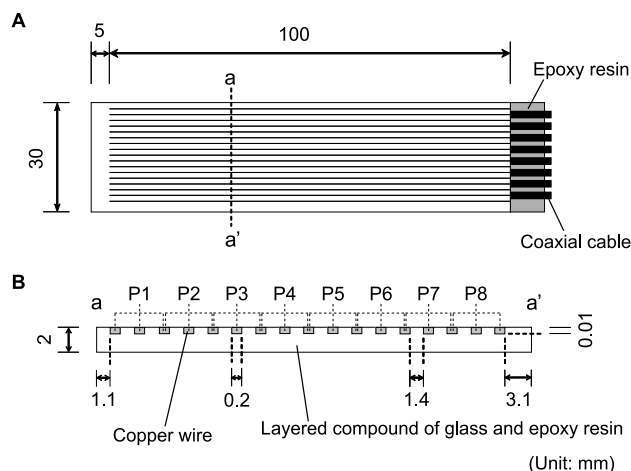


Fig. 1 MWP プローブの模式図 (図 B は図 A の a-a' 断面図)。Schematic diagram of the MWP probe (Diagram B shows a cross section at the a-a' line in diagram A).

2.2 流体の比誘電率測定

MWP プローブの誘電特性を明らかにするために、9 種の流体に対して比誘電率の測定を行った。測定用の流体として、本実験では、約 24 °C の蒸留水、濃度の異なるエタノール、エタノールと植物性油の混合液、植物性油、空気を用いた。濃度の異なるエタノールとして、蒸留水との質量混合比の違いによって 20 %、40 %、60 %、80 %、100 % の 5 つのサンプルを用意し、エタノールと植物性油の混合液については、両者の質量比を 1 : 1 とした。

内径 7.5 cm、高さ 15 cm の円筒型容器に 9 種の流体を満たし、容器中央部に MWP プローブを固定した。P1 ~ P8 の 8 組のプローブにより各流体の比誘電率を 3 回測定し、それらの算術平均値を各流体に対する比誘電率値としてプローブ毎に記録した。また、比較のために長さ 100 mm、直径 1.2 mm のステンレス製電極棒を有す 3 線式プローブにおいても同様の計測を行った。

2.3 砂の水分計測および校正

MWP プローブを用いて砂の体積含水率を測定するために、内径 5 cm、高さ 13 cm のアクリル製円筒型カラム内の中央部にプローブを固定し、その内部に風乾の珪砂 (粒径 0.15 ~ 0.6 mm: 6 号, 西戸崎興産) (以下、砂と記す) を均一に充填した。砂の表面に蒸留水を霧吹きで噴霧し、蒸留水が均様に拡散するのを待った後、MWP プローブ上の 8 組のプローブで比誘電率を計測した。同時に、カラム全質量を計量し、充填した砂および噴霧した蒸留水の質量から、砂の体積含水率を評価した (以降、この手法を重量法と称す)。一連の加湿ならびに計測を繰り返すことにより、広範な水分条件における砂の比誘電率と体積含水率との関係を調べた。

2.4 蒸発実験

砂およびマサ土の蒸発過程における地表面直下の鉛直水分プロファイルの経時変化を調べるために、縦 10 cm、横 20 cm、高さ 4 cm の塩化ビニール製の直方体容器に MWP プローブの P1 を上面、P8 を底面に向けて固定した。その後、蒸留水を加えながら砂を容器上面まで充

Table 1 3 線式プローブと MWP プローブにより測定した蒸留水, 濃度の異なるエタノール, エタノールと植物油の混合液, 植物油, 空気の比誘電率.
Relative permittivities of distilled water, ethanol with different concentrations, ethanol-oil mixture, vegetable oil, and air measured by the 3-wire and the MWP probes.

| Fluid | Relative permittivity | | | | | | | | | |
|----------------------|----------------------------|-------------------------|--------------------------|------|------|------|-----|------|-----|------|
| | Measured with 3-wire probe | Measured with MWP probe | | | | | | | | |
| | | Average* | Differences from average | | | | | | | |
| | | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 | P7 | P8 | |
| distilled water | 80.1 | 43.7 | -1.0 | -0.6 | -0.3 | 0.0 | 0.5 | -1.1 | 2.0 | 0.4 |
| 20%-ethanol solution | 68.1 | 37.1 | -0.7 | -0.7 | -0.4 | 0.0 | 0.6 | -0.9 | 1.8 | 0.3 |
| 40%-ethanol solution | 54.3 | 30.3 | -0.7 | -0.5 | -0.2 | 0.1 | 0.5 | -0.9 | 1.4 | 0.3 |
| 60%-ethanol solution | 41.3 | 23.4 | -0.5 | -0.4 | -0.2 | 0.0 | 0.3 | -0.8 | 1.3 | 0.2 |
| 80%-ethanol solution | 30.3 | 17.7 | -0.5 | -0.4 | -0.1 | 0.1 | 0.4 | -0.7 | 1.1 | 0.1 |
| Ethanol | 20.8 | 12.1 | -0.4 | -0.2 | -0.1 | 0.1 | 0.3 | -0.6 | 0.8 | 0.0 |
| Ethanol-oil mixture | 9.2 | 8.2 | -0.2 | -0.3 | -0.2 | -0.1 | 0.4 | -0.4 | 0.8 | -0.1 |
| Vegetable oil | 3.5 | 4.8 | -0.2 | -0.1 | 0.0 | 0.1 | 0.2 | -0.3 | 0.5 | 0.0 |
| Air | 1.5 | 3.6 | -0.1 | -0.1 | 0.0 | 0.1 | 0.1 | -0.3 | 0.3 | 0.0 |

* Average is a mean value of the relative permittivities measured by P1 to P8. Ethanol solutions were made by mixing different mass of ethanol in distilled water. Ethanol and vegetable oil were mixed in same mass when the mixture was made.

填し, 水分飽和試料とした. 飽和試料の表面を大気に開放して水分の蒸発を促し, MWP プローブ上の 8 組のプローブで, 蒸発過程における比誘電率分布の経時変化を 5 分間隔で測定した. また, 砂との比較のために, マサ土 (粒径 0.106 mm 以下が 9 %, 0.106 ~ 0.85 mm が 63 %, 0.85 ~ 2 mm が 28 %) においても同様の計測を行った. 砂およびマサ土に対する実験期間の気温は, それぞれ約 27 °C および約 32 °C であった. なお, 8 組のプローブの測定値は, 各プローブ中央の電極銅線の位置, すなわち表面から深さ 0.28, 0.6, 0.92, 1.24, 1.56, 1.88, 2.2, 2.52 cm の体積含水率を代表するものとした.

マサ土について, 別途実施した粒度分析の結果によれば, 今回使用したマサ土は, 細粒分を含む砂土に相当し, 砂や砂質土などに適用可能な Topp 式の適用範囲にあることが明らかとなった. 既往の研究 (林ら, 2001) によれば, マサ土は砂と同様の誘電特性を有することが知られており, 本研究で用いた砂とマサ土も同様の誘電特性を有するものと考えられる. また, 土壌の比誘電率と体積含水率との関係は, 比表面積が大きい有機質土壌や火山灰土壌を除けば, 土壌の構造や土性の影響を受けないことから (波多野ら, 1995; 登尾, 2003), 本研究におけるマサ土の体積含水率の評価には, 後述する砂で得られた校正式を用いた.

3. 結果と考察

3.1 流体を用いたプローブの特性

Table 1 に, 3 線式プローブと MWP プローブで測定した蒸留水, 濃度の異なるエタノール, エタノールと植物油の混合液, 植物油, 空気の比誘電率を示す. 表中の MWP プローブの結果は, P1 ~ P8 で測定した各流体に対する比誘電率 (3 回の測定に対する算術平均値) の平均値, およびその平均値と各プローブの測定値との残差 (以下, 測定差と記す) を示す.

3 線式プローブで測定した蒸留水の比誘電率は, 一般に報告されている水の比誘電率 80.4 (水温 20 °C におけ

る値) (国立天文台, 2008) と一致した. 濃度の異なるエタノールおよび空気の測定値も, 宮本・筑紫 (2006) の測定結果と概ね一致した. したがって, 本実験の 3 線式プローブによる測定値は, 各流体の比誘電率を概ね再現しているものと考えられる.

一方, MWP プローブによる各流体の比誘電率は, エタノールと植物油の混合液, 植物油, 空気を除けば, 3 線式プローブによる測定値の半分程度と小さかった. これは, MWP プローブの電極銅線と接着している低誘電性のガラス・エポキシ樹脂積層基板が電極周辺の電場特性に影響をおよぼしたためと考えられる. 同様の結果は, 銅線とアクリル基板の接着型プローブを用いた既往の実験 (宮本・筑紫, 2006) においても報告されている. また, プローブ毎に評価した各流体に対する測定差の平均 Bias (Cosh et al., 2005) は, -0.43 (P1), -0.32 (P2), -0.14 (P3), 0.05 (P4), 0.30 (P5), -0.59 (P6), 0.98 (P7), 0.14 (P8) であった. P1 ~ P8 の構造は概ね等しいものの完全に一致しないため, 各々のプローブの個性が測定差に反映されたものと考えられる. ただし, 各プローブの測定差は, プローブ毎に校正を行うことにより, 後述の比誘電率や体積含水率の測定に影響しないものと考えられる.

3.2 比誘電率と体積含水率との関係

Fig. 2 は, MWP プローブで測定した砂の比誘電率と体積含水率との関係, および Topp 式による計算値を示す. MWP プローブの結果に対して, Fig. 2 では, 前述の流体実験において測定差が最も小さかった P4 と測定差が最も大きかった P7 (Table 1) に対する結果を示した.

MWP プローブで測定した砂の比誘電率は, 体積含水率が約 0.12 を越えると, Topp 式で評価される比誘電率よりも小さくなり, Topp 式との差異は水分量の増加とともに大きくなった. 逆に, 体積含水率が約 0.12 よりも小さくなると, MWP プローブで測定される比誘電率は, Topp 式で評価される比誘電率よりも大きくなり, その差異は砂の水分量の減少とともに大きくなった. 同様の傾

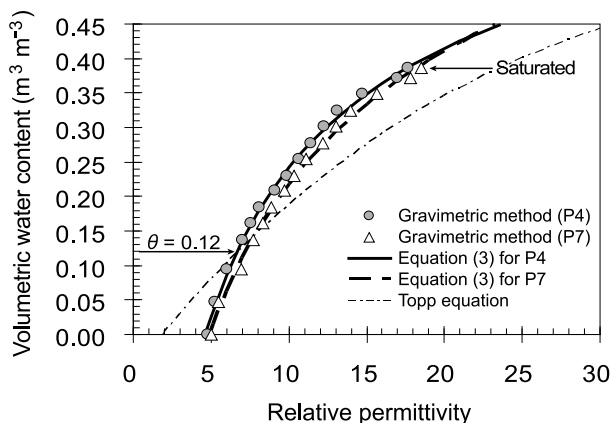


Fig. 2 砂に対する比誘電率と体積含水率との関係。
Relation between relative permittivity and volumetric water content for sand.

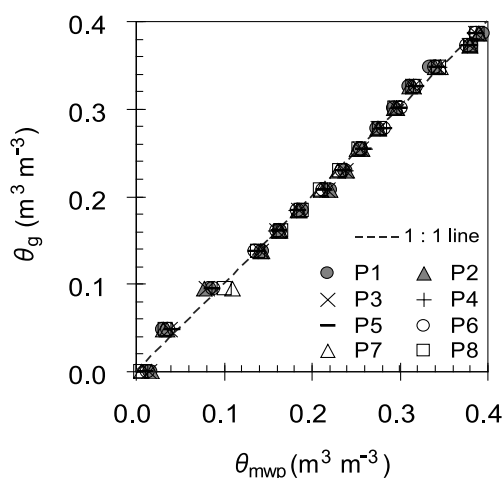


Fig. 3 重量法 (θ_g) と MWP プローブ (θ_{mwp}) により評価した砂の体積含水率の比較。
Comparison of volumetric water content of sand measured by the gravimetric method (θ_g) and the MWP probe (θ_{mwp}).

向は、割愛した他の 5 組のプローブにも認められたことから、Topp 式を用いて体積含水率を評価することは困難である。したがって、Topp 式に代わる MWP プローブに対する校正式として、本研究では、測定された比誘電率と体積含水率との関係を次式で表した。

$$\theta_{mwp} = a(\log \varepsilon_{mwp})^2 + b \log \varepsilon_{mwp} + c \quad (3)$$

ここで、 ε_{mwp} は MWP プローブで測定される土の比誘電率、 a 、 b 、 c はフィッティングパラメータであり、 θ_{mwp} は MWP プローブで測定される比誘電率を用いて (3) 式より評価される体積含水率である。本研究では、測定された砂の比誘電率と体積含水率との関係に基づいて、P1 ~ P8 のパラメータ a 、 b 、 c を非線形最小二乗法により最適化し、各プローブに対する校正式 (Fig. 2 における実線および破線) を得た。なお、(3) 式の数式は、多項式などの別の近似式に比べて実測値との一致度が最も高く、かつパラメータを決定する際の実測値のばらつきに対する影響が小さかった。

3.3 体積含水率の評価

Fig. 3 は、重量法で評価した砂の体積含水率 θ_g と (3) 式より評価した体積含水率 θ_{mwp} の比較を示す。体積含水率が $0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ のとき各プローブで評価した体積含水率は若干ばらついたものの、それを除けば広範な水分領域で 1:1 線上に分布し、重量法による結果とよく一致した。P1 ~ P8 に対する体積含水率の平均二乗誤差の平方根 RMSE (Root Mean Square Error) は、全プローブに対する平均値で $0.007 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ であった。したがって、各プローブで評価される体積含水率の再現性は高いといえる。

3.4 蒸発過程における水分プロファイルの変化

Fig. 4 は、砂に対する蒸発実験から得た深さ 0.28, 0.6, 0.92, 1.24, 1.56, 1.88, 2.2, 2.52 cm の体積含水率の経時変化を示す。深さ 0.28 および 0.6 cm の体積含水率は、蒸発開始から約 2 時間の間に急速に低下し (Fig. 4a)、初期水分の約半分が蒸発により失われた。一方、深さ 1.56 ~ 2.52 cm の体積含水率は、2 時間後においても変化が小さく (Fig. 4b)、蒸発による水分減少は小さかった。また、水分プロファイル (Fig. 4b) においては、蒸発開始以降、表面から順に体積含水率が低下し、表層から下層に向けて乾燥前線が進行する様子が確認された。12 時間後以降、全体的に乾燥が進行し、168 時間後 (1 週間後) には全深度の体積含水率が 0 付近で一定となった。

Fig. 5 は、砂との比較のために行ったマサ土に対する蒸発実験の結果を示す。マサ土の体積含水率は、各深度においてほぼ一様に低下し (Fig. 5b)、砂で観察された下方への乾燥前線の進行は観察されなかった。蒸発開始から 12 時間後までの砂とマサ土の体積含水率を比較すると (Fig. 4a, Fig. 5a)、表面に比較的近い 0.28 ~ 1.24 cm の深度 (グレー線) では、砂の方が急速に水分を失う傾向にあるが、1.56 cm 以深 (黒線) では、両者に大きな差異は認められなかった。一方、実験開始から 12 ~ 24 時間後の水分の減少量は、マサ土の方が大きい傾向を示した。

土による蒸発過程の違いを比較検討した既往の研究では、地表面直下の詳細な検討は行われていないものの、微細な土粒子から構成される粘土やロームに比べて、砂の水分量は表面近くで局所的に減少し、逆に深い位置では、粘土やロームの水分減少が大きい傾向にあることが示されている (Hillel, 1977)。また、表面の水分が急速に減少した後 (本研究では、5 ~ 12 時間以降) の土壌水分の減少速度は、砂よりもロームの方が速い傾向にあることが報告されている (Suleiman and Ritchie, 2003)。本研究における砂とマサ土の蒸発実験では、実験時の気温や湿度の違いにより両者の表面境界条件が異なり、その影響もいくらか含まれると考えられるが、計測された水分プロファイルの経時変化は、既往の研究で述べられた砂とそれよりも微細な土粒子から構成される土壌の一般的な経時変化の特徴を反映しているものと考えられる。表面付近の水分プロファイルの計測に関する既往の研究 (たとえば、Richards et al., 1956; Bruckler et al., 1988; Inoue et

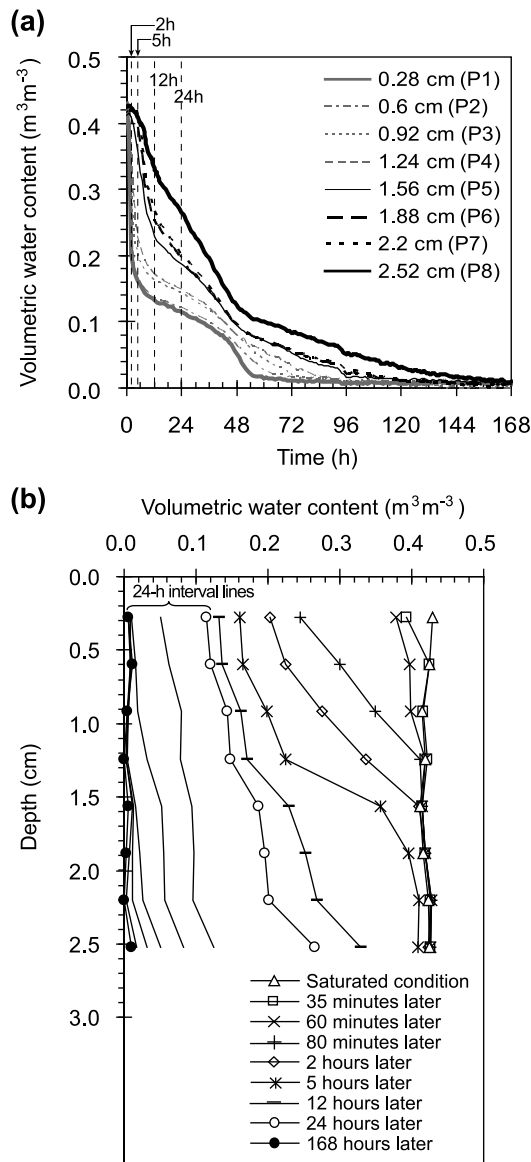


Fig. 4 砂に対する体積含水率の鉛直プロファイルの経時変化. (a) 深度別体積含水率, (b) 鉛直水分プロファイル. Temporal change in vertical volumetric water content profiles in sand. (a) Volumetric water content in every depth, (b) Vertical water content profile.

al., 2001; Suleiman and Ritchie, 2003) では、地表面からの深さ数センチメートルから数十センチメートルの領域を対象としているものが多い。そのため、地表面に極めて近い深さ 0.28 ~ 2.52 cm の領域を対象とした本研究の結果は、既往の研究に比べより地表面に近い領域の水分プロファイルの特徴を示しているものと考えられる。本研究で示したミリメートル間隔の水分プロファイルの計測結果から、地表面直下の水分動態の把握に MWP プローブが有用であると考えられる。

4. おわりに

本研究では、地表面直下の鉛直土壌水分プロファイルを明らかにするために、8 組の 3 線式 TDR プローブを 3.2 mm 間隔に配置した多線式プロファイルプローブ (MWP プローブ) を作製し、砂およびマサ土の水分プロ

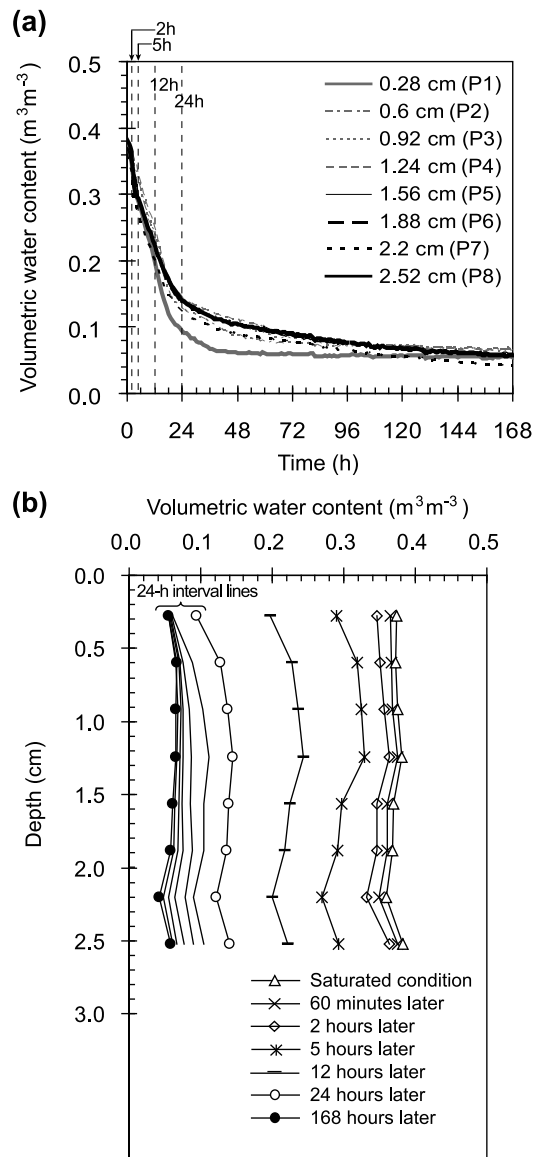


Fig. 5 マサ土に対する体積含水率の鉛直プロファイルの経時変化. (a) 深度別体積含水率, (b) 鉛直水分プロファイル. Temporal change in vertical volumetric water content profiles in decomposed granite soil. (a) Volumetric water content in every depth, (b) Vertical water content profile.

ファイル計測に対する有効性を検討した。

MWP プローブにおいては、比誘電率を測定するための電極銅線が低誘電性のガラスとエポキシ樹脂との積層基板に接着されているため、その基板材が対象とする媒体の誘電率測定に影響をおよぼした。測定した土の比誘電率と体積含水率との関係は、Topp 式で評価される両者の関係と一致しなかったことから、MWP プローブで測定した比誘電率を Topp 式に適用することはできなかった。したがって、Topp 式に代わる体積含水率の評価式として、本研究では、MWP プローブで測定した砂の比誘電率と体積含水率の実測値との関係に基づいて対数校正式を導いた。得られた校正式に基づいて砂の体積含水率を評価した結果、MWP プローブで測定した体積含水率は、8 組のプローブすべてにおいて重量法による結果と一致した。

MWP プローブで測定される比誘電率と対数校正式に基づいて砂およびマサ土の地表面直下の鉛直水分プロフィールを評価した結果、実験初期に飽和状態にあった両試料の水分は、時間の経過とともに蒸発によって失われ、水分プロフィールは、それぞれ特異的な経時変化を示した。すなわち、マサ土においては、各深度での水分減少は同様であったが、砂においては、表面から深さ方向に向かって順次乾燥していく様子が観察された。特に、砂における深さ 0.28 および 0.6 cm の土壌水分は、短時間で急激な減少を示した。

MWP プローブの使用においては、プローブ埋設時に 8 本の同軸ケーブルが測定領域周辺の土中水の移動に影響をおよぼさないように注意が必要であったり、プローブが精密で測定領域が微小であるため、目的とする測定位置に正確に設置する必要があるため、従来の TDR プローブでは軽視できたプローブと土壌との接触具合についても十分な注意を要する。また、正確な水分計測を実現するためには、測定する土壌に対して 8 組のプローブの校正が必要である。しかし、機器の性能を維持できる環境において、各プローブに校正を施し、本研究と同様の測定システムを導入すれば、これまで室内実験においても測定困難とされてきたミリメートル間隔での水分プロフィールの計測が可能であり、対象とする土壌の体積含水率を概ね $0.007 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の精度で評価できる。また、先述の点に注意すれば、現地観測においても測定間隔 3.2 mm という高密度での鉛直水分プロフィールの計測に MWP プローブが適用できるものと考えられる。

引用文献

- Bogena, H.R., Huisman, J.A., Oberdorster, C., and Vereecken, H. (2007): Evaluation of a low-cost soil water content sensor for wireless network applications. *Journal of Hydrology*, 344: 32–42.
- Bruckler, L., Witono, H., and Stengel, P. (1988): Near surface soil moisture estimation from microwave measurements. *Remote Sensing of Environment*, 26: 101–121.
- Cosh, M.H., Jackson, T.J., Bindlish, R., Famiglietti, J.S., and Ryu, D. (2005): Calibration of an impedance probe for estimation of surface soil water content over large regions. *Journal of Hydrology*, 311: 49–58.
- 波多野隆介, 長谷川周一, 佐久間敏雄 (1995): TDR 土壌水分計のキャリブレーション. *日本土壌肥科学雑誌*, 66(6): 678–680.
- Hebrard, O., Voltz, M., Andrieux, P., and Moussa, R. (2006): Spatio-temporal distribution of soil surface moisture in a heterogeneously framed Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 329: 110–121.
- Hillel, D. (1977): Computer simulation of soil-water dynamics: a compendium of recent work. pp.94–101, International Development Research Centre, Ottawa.
- Huisman, J.A., Snevangers, J.J.J.C., Bouten, W., and Heuvelink, G.B.M. (2002): Mapping spatial variation in surface soil water content: comparison of ground-penetrating radar and time domain reflectometry. *Journal of Hydrology*, 269: 194–207.
- Inoue, Y., Watanabe, T., and Kitamura, K. (2001): Prototype time-domain reflectometry probes for measurement of moisture content near the soil surface for applications to "on-the-move" measurements. *Agricultural water management*, 50: 41–52.
- 国立天文台編 (2008): 理科年表. p.412, 丸善, 東京.
- Kondo, J. and Xu, J. (1997): Seasonal variations in the heat and water balances for nonvegetated surfaces. *Journal of Applied Meteorology*, 36: 1676–1695.
- 林 為人, 山岡 博, 杉田信隆, 高橋 学 (2001): 砂の比誘電率および比抵抗に及ぼす間隙水の塩分濃度の影響. *応用地質*, 42(3): 140–148.
- 宮本英揮, 筑紫二郎 (2006): 誘電混合モデルによるカラム内壁面接着型 TDR プローブのキャリブレーション. *土壌の物理性*, 104: 5–12.
- Miyamoto, T., Kobayashi, R., Annaka, T., and Chikushi, J. (2001): Applicability of multiple length TDR probes to measure water distributions in an andisol under different tillage systems in Japan. *Soil and Tillage Research*, 60: 91–99.
- Moret, D., Arrue, J.L., Lopez, M.V., and Gracia, R. (2006): A new TDR waveform analysis approach for soil moisture profiling using a single probe. *Journal of Hydrology*, 321: 163–172.
- Nielsen, D.C., Lagae, H.J., and Anderson, R.L. (1995): Time-domain reflectometry measurements of surface soil water content. *Soil Science Society of America Journal*, 59: 103–105.
- 登尾浩助 (2003): 実践 TDR 法活用 — 土壌中の水分・塩分量の同時測定—. *土壌の物理性*, 93: 57–65.
- Or, D., Jones, S.B., VanShaar, J.R., Humphries, S., and Koberstein, L. (2004): WinTDR —Users Guide— for Ver. 6.1, Department of Plants, Soil and Biometeorology, Utah State University, Logan Utah, USA, Available at <http://soilphysics.usu.edu/wintdr/index.htm>.
- Richards, L.A., Gardner, W.R., and Ogata, G. (1956): Physical processes determining water loss from soil. *Soil Science Society of America Journal*, 20: 310–314.
- Robinson, D.A., Jones, S.B., Wraith, J.M., Or, D., and Friedman, S.P. (2003): A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. *Soil Science Vadose Zone Journal*, 2: 444–475.
- Selker, J.S., Graff, L., and Steenhuis, T. (1993): Noninvasive time domain reflectometry soil moisture measurement probe. *Soil Science Society of America Journal*, 57: 934–936.
- Suleiman, A.A. and Ritchie, J.T. (2003): Modeling soil water redistribution during second-stage evaporation. *Soil Science Society of America Journal*, 67: 377–386.
- Topp, G.C., Davis, J.L., and Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16(3): 574–582.
- Wigneron, J.-P., Calvet, J.-C., Pellarin, T., Van de Griend, A.A., Berger, M., and Ferrazzoli, P. (2003): Retrieving near-surface soil moisture from microwave radiometric observations: current status and future plans. *Remote Sensing of Environment*, 85: 489–506.

要 旨

自作した多線式プロファイルプローブ（MWP プローブ）を用いて、砂とマサ土の地表面直下の鉛直水分プロファイルを測定した。8組の3線式 TDR プローブを 3 mm 間隔に配置した MWP プローブにおいては、プローブに用いた低誘電性の基板材が比誘電率の測定に影響をおよぼした。同プローブで測定した比誘電率を Topp 式に用いることはできなかったが、その測定値を本研究で得た対数校正式に用いることで、砂の体積含水率を精度よく評価することができた。水分飽和状態の砂とマサ土に対して、蒸発過程における土壌水分減少量を表層の 8 点で測定した結果、マサ土では各深度での水分減少は同様であったが、砂では深さ 3～6 mm で生じる局所的な水分減少の状況が観察された。MWP プローブを用いることで、これまで測定困難とされてきた土壌のごく表層（0～2.5 cm）の鉛直水分プロファイルをミリメートル間隔で計測できることを明らかにした。

キーワード：時間領域反射法 (TDR), 比誘電率, Topp 式, 鉛直土壌水分プロファイル, 土壌面蒸発

Effects of gypsum addition on sedimentation characteristics of Tondano Lake clay, Indonesia

Meldi T.M. SINOLUNGAN¹, Fumiyoshi KONDO² and Tatsuya KOUMOTO²

Abstract: A laboratory experiment was carried out to investigate the sedimentation characteristics of Tondano lake clay and effect of gypsum addition, included the settling patterns as the previous experiments. Firstly, the flocculation and dispersion characteristics, which are evaluated by turbidity, are substantially influenced by pH and salinity. Then, it was found that the addition of 5 % gypsum to this clay influenced the settling pattern and settling/consolidation rate. In the region in which consolidation settling does not occur (above 3000 % water content), the effects of gypsum addition on the settling patterns are significant; whereas in cases that the consolidation settling occurs (under 2000 % water content), the effects of gypsum addition are not so much significant. The greater water content of the clay suspension could induce a higher degree of flocculation, thus explaining sedimentation characteristics induced by gypsum treatment.

Key Words : Tondano Lake, sediment, gypsum, flocculation and dispersion, sedimentation

1. Introduction

Tondano Lake is one of the important and strategic natural resources for the people of North Sulawesi's life. This lake has multifunction, like source of fresh drinking water, washing and bathing, hydroelectric power, fish aquaculture, wet-rice field/agriculture and tourism. It is situated 693 m above sea level with an area of 4,638 ha, and Tondano River (41,100 m length) is its outlet, flowing into Manado Bay (Sinolungan et al., 2008). The Tondano attracts a lot of attention from a variety of societies, government and scientists because the condition of this lake tends to be deteriorated. Some problems of Tondano Lake are: 1) Shallowing the lake basin due to high erosion and sedimentation; 2) Decreasing the water flow at the outlet (Tondano River); 3) Blooming the aquatic plants; 4) Decreasing the habitats or species of fishes. The shallowing phenomenon may be seen from decreasing the water volume in dry mon-

soon, whereas in rainy monsoon the flood comes over the lake and its environs (Kemur, 1998). The Tondano is being a receiver of waste passing through the catchment's basin. For example, the Toliang Oki River carries an estimated annual sediment load of 63.01 t ha⁻¹, comprised from a variety form of land uses (Natural Resources Management Program, 2001).

Sedimentation phenomena have been the subjects of many decades of research, and while much insight has been gained concerning the hydrodynamics of sedimentation processes, comparatively little is known about the role of particle attractive forces in settling and sediment consolidation (Nasser and James, 2006). The ability of fine particles to settle rapidly is made possible by the process of particle flocculation (Kranck, 1973, 1980). Dispersion is also influenced by clay type, and cation concentration and composition as reported by Agassi et al. (1980). Ahmad and Karube (2005) found that kaolinite coagulated below pH 6 and dispersed well above that for both Na- and Ca-type of clays after it was dialyzed. At pH 8, the critical coagulation concentration for kaolinite, which was higher than for montmorillonite, was substantially influenced by the small size of particles. Kondo and Torrance (2005) demonstrated that, the presence of high-swelling smectite to low activity-mineral-dominated Leda clay increased the salinity and water content ranges above levels which consolidation settling and zone settling could occur. These settling rate patterns change with time in a manner that is dependent on the settling mode, water content and salinity.

The settling behavior of clay suspension is determined by interactions among particles as they are influenced by various aspects of the depositional environment. Understanding the depositional characteristics of soil suspension has practical applications related to the settling behavior during flocculating treatment of waste water, land reclamation by using dredged mud (Kondo and Torrance, 2003), and lake sediment formation. In this study, gypsum was used as a representative additive material in analyzing the effect of sedimentation characteristics of Tondano Lake clay, due to the fact that it dissolves over time in water.

Gypsum is found most commonly in nature as a sparingly soluble salt (CaSO₄·2H₂O) (Nettlejohn et al., 1982;

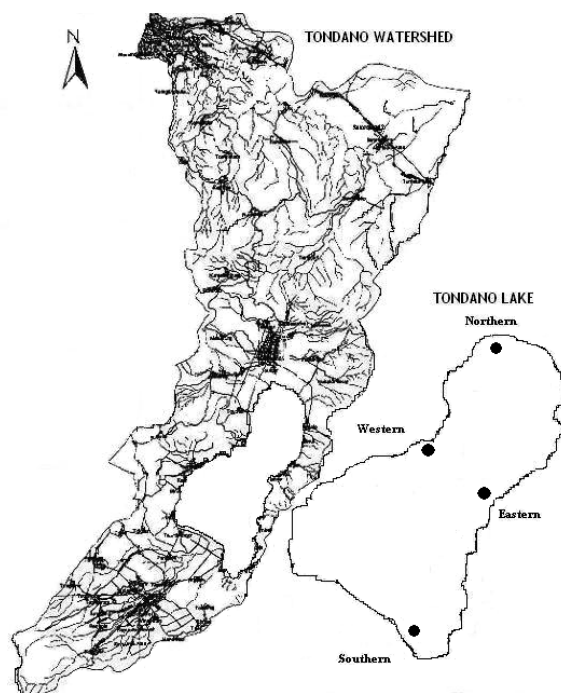
¹The United Graduate School of Agricultural Sciences, Kagoshima University / Sam Ratulangi University, 1-21-24 Korimoto, Kagoshima 890-0065, Japan / Kampus Unsrat-Bahu, Manado 95115, Indonesia. Corresponding author: Meldi T.M. SINOLUNGAN

²Dept. of Environmental Sciences, Faculty of Agriculture, Saga University, 1 Honjo-machi, Saga 840-8502, Japan

2008年5月22日受稿 2008年12月8日受理
土壤の物理性 111号, 43-51 (2009)

Table 1 Analytical characteristics of Tondano Lake clay.

| KIND OF PROPERTIES | WEST | EAST | NORTH | SOUTH |
|--|-----------|-----------|--------|------------------|
| Physical properties: | | | | |
| Atterberg limits | | | | |
| Liquid limit, w_L (%) | 197.0 | 253.0 | 304.5 | 141.2 |
| Plastic limit, w_p (%) | 131.0 | 135.2 | 180.8 | 79.5 |
| Plasticity index, I_p | 66.0 | 117.8 | 123.8 | 61.7 |
| Particle density (g/cm^3) | 2.32 | 2.18 | 2.16 | 2.44 |
| Grain size distribution | | | | |
| Sand (> 0.075 mm) (%) | 3.0 | 3.0 | 10.5 | 23.0 |
| Silt (5μ m- 0.075 mm) (%) | 36.5 | 28.5 | 37.5 | 34.5 |
| Clay ($< 5\mu$ m) (%) | 60.5 | 68.5 | 52.0 | 42.5 |
| Chemical properties: | | | | |
| pH (1:5, soil: water extract) | 6.3 | 6.4 | 6.6 | 6.5 |
| CEC ($cmol\ kg^{-1}$) | 29.8 | 27.1 | 30.8 | 25.0 |
| Organic matter (%) | 12.8 | 14.3 | 14.7 | 8.0 |
| C/N ratio (%) | 8.8 | 8.5 | 9.1 | 8.2 |
| Total heavy metal concentration (mg/kg): | | | | |
| Cd (United State-SQG = 1.2 ; Canada-SQG= 0.24) | 2.25 | 0.51 | 0.63 | 0.52 |
| Cr (United State-SQG = 81.0 ; Canada-SQG= 106.0) | 11.32 | 10.68 | 11.85 | 15.36 |
| Cu (United State-SQG = 34.0 ; Canada-SQG= 39.3) | 54.92 | 81.64 | 26.23 | 30.07 |
| Ni (United State-SQG = 20.9 ; Canada-SQG= 49.3) | 24.75 | 13.30 | 28.67 | 22.06 |
| Pb (United State-SQG = 46.7 ; Canada-SQG= 21.9) | 6.72 | 5.46 | 7.44 | 0.74 |
| Zn (United State-SQG = 150.0 ; Canada-SQG= 172.0) | 89.74 | 134.45 | 22.04 | 38.43 |
| Principal clay minerals | Kaolinite | Kaolinite | Illite | Illite, smectite |

**Sampling areas :****Kind of activities :**

- Northern → sewage disposals, clearing forest, paddy farming,
 Western → floating net, tourism, mixture crops/paddy
 Eastern → clove plantation, paddy field, floating net
 Southern → fishing/duck husbandry, sand mine material, paddy

Fig. 1 Sampling sites of Tondano Lake clay, Indonesia (● = Sampling area).

Verhaye and Boyadgiev, 1997). The concentration of a saturated gypsum solution is about 15 mM (Stumm and Morgan, 1970). Akae (1994) has examined that, gypsum application rate of 30 kg / 10a in the puddled water of paddy

fields was sufficient to decrease the suspended solid (SS) concentration under 0.1 % in 12 hours, and basalt fertilizer was also found to promote flocculation to some extent and did not hinder the flocculation by gypsum.

The use of a number of amending materials including traditional agricultural products such as natural gypsum has been suggested for this purpose. The practical application of such a material would provide a better understanding of sedimentation characteristics in Tondano clay as prelude research. In the present work, the sedimentation characteristics of Tondano clay are experimentally examined in relation to the influence of gypsum addition.

2. Materials and methods

2.1 Stock material and sampling sites

Tondano clay material was collected from the bottom of Tondano Lake in September 2006. The sample was taken up by an Eckman grab sampler and its messenger in four different areas of the lake, as follows: 1) the northern outlet area in Tondano sub-district, 2) the eastern area in Eris sub-district, 3) the southern inlet area in Kakas sub-district, and 4) the western area in Remboken sub-district, which are shown in Fig.1. Each sampling area was determined by a distance of 50 meters, as counted from the margin line of the lake. This figure also illustrates the various activities in each area.

2.2 Physical and chemical properties of Tondano clay

Analytical characteristics of Tondano clay, which consist of some physical properties and chemical properties,

are listed in Table 1. The physical properties consist of: plastic limit, liquid limit, plasticity index, particle density, and grain size distribution. Plasticity index was measured by plastic limit and liquid limit values, where the highest value (123.8) was at North clay. The highest particle density (2.4 g cm^{-3}) was at South clay. Grain size distribution was analyzed by a Hydrometer procedure and classified with a particle size of ASTM. Tondano Lake sediment was dominated by clay in all areas, and the eastern area had the highest clay content (68.5 %).

The chemical properties consisted of: pH, CEC, organic matter, C/N ratio, total heavy metal concentration, and clay mineralogy. Compared with the Japanese Agriculture Water Standard (2008), the pH value of Tondano clay, which has ranged from 6.3 to 6.6, was still suitable for all areas. The highest contents of CEC, organic matter, and C/N ratio were observed in the North clay. The content of heavy metals from Tondano clay has been compared with the Sediment Quality Guidelines (SQG) of the United States of America (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2000) and Canada (National Research Council Canada, 1993). Some selected heavy metals, which contained in this clay, were: Cd, Cr, Cu, Ni, Pb, and Zn. Compared with the Japanese standard (Cu: 125 mg kg^{-1} , Zn: 140 mg kg^{-1}), the contents of Cu and Zn in Tondano clay were less (Ministry of the Environment of Japan, 1993). Clay mineralogy was determined by X-ray analysis procedure (Wada, 1966). Some clay minerals of Tondano clay were found. The mineralogy was dominated by illite (2:1-type) at North and South, kaolinite (1:1-type) at West and East, as well as a small amount of smectite (2:1-type) at South (Fig. 2). A clear peak can not be detected in those minerals due to the high organic matter content of the soils.

2.3 Experimental methods

2.3.1 Flocculation and dispersion measurement

The stock material (in diameter $425 \mu\text{m}$ -sieved) has been modified by the addition or removal of components, as described below, in order to test the nature of influences from various material factors on the sedimentation process. In order to clarify the effects of pH and salinity on the characteristics of flocculation and dispersion, all samples were Na saturated. Na-saturation was achieved for each experimental sequence by first washing the appropriate material both with 1M (58.5 g L^{-1}) sodium chloride (NaCl) solution and then twice with 30 g L^{-1} of the same sodium solution. The sodium saturated Tondano clay served as control material. The control material was treated into a vacuumed-condition, and the test-tube experiment (internal diameter of test tube = 15 mm; water content = 6000 %; volume of test tube = 20 mL) was done as shown below: (1) natural condition (with salinities from 30 to 2 g L^{-1} and deionized water) and 0.1 M NaOH / 0.1 M HCl

solution (2, 4, 6, 8, 10 mL, respectively with salinity 30 g L^{-1}). The salinity of this experiment was controlled by using the NaCl solution; (2) alkaline and acid conditions in experimental sequences by 0.1M NaOH / 0.1 M HCl; 0.01 M NaOH / 0.01 M HCl; and 0.001 M HCl (2, 4, 6, 8, 10 mL, respectively with deionized water). Values of pH, salinity (converted from conductivity), and turbidity were measured with a pH meter, electrical conductivity meter, and turbidity meter.

According to the Japanese Industrial Water Standard (2008), the turbidity (suspended solid, SS) value is 15 g L^{-1} , whereas the Japanese Agriculture Water Standard (2008) is less than/equal 100 g L^{-1} . This figure has, therefore, shown that the flocculation and dispersion patterns of our results are divided into dispersion pattern (turbidity $> 100 \text{ g L}^{-1}$); intermediate pattern (turbidity between 16–99 g L^{-1}); and flocculation pattern (turbidity $< 15 \text{ g L}^{-1}$).

2.3.2 Sedimentation experiment

The preparation of a sedimentation experiment was conducted using a 1 L plastic bottle for each test series with the appropriate initial water contents (w_0) which ranged from 1000 to 8000 %. After these suspensions were left for one day, the soil was removed into a 6 cm diameter and 26 cm high acrylic cylinder which was then filled to 20 cm with the appropriate suspensions. For each test condition, the sedimentation processes were monitored for 14 days. The experiments for each initial water contents began from each kind of Tondano clays (West, South, East, and North). This sedimentation experiment was done with two kind of treatments, which were: 1) no added gypsum (as the control), and 2) with 5 % added gypsum. Throughout the experiments, sedimentation data were monitored by measuring electrical conductivity, turbidity, and pH of the suspensions after one day. All experiments were conducted in a laboratory at a room temperature of 27–29 °C. Sedimentation measurement (up to 48 h settlement) was carried out until an equilibrium position of the sediment-supernatant interface was attained. Subsequently the depth of interface was recorded with the settling time (Nasser and James, 2006).

Natural gypsum powder was added to the stock material to produce sub samples with the desired gypsum content with a weight of 5 % from the total dry-soil weight. The material was thoroughly homogenized using a household mixer. The gypsum content in the suspensions are 5.0, 2.5, 1.3, and 0.63 g L^{-1} for initial water contents of 1000, 2000, 4000, and 8000 %, respectively. Subsequently, insoluble gypsum powder remained in the suspensions below the water content of 2000 %, because the solubility is generally known as 2.1 g L^{-1} at 25 °C. Akae (1992) has demonstrated that the 0.25–1.0 g L^{-1} gypsum addition is very effective for flocculation of the puddled suspension. The 5

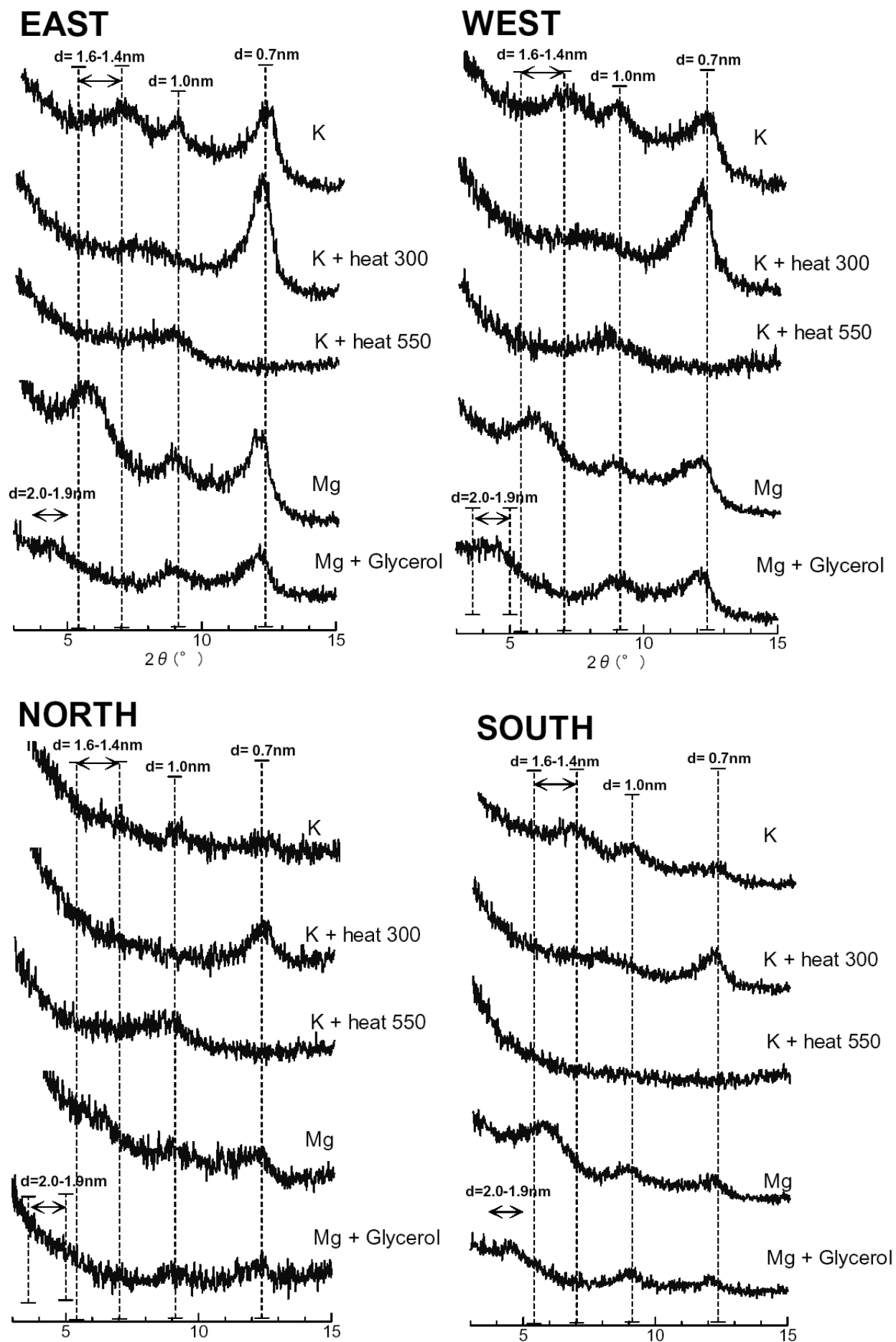


Fig. 2 X-ray diffraction patterns of Tondano clays.

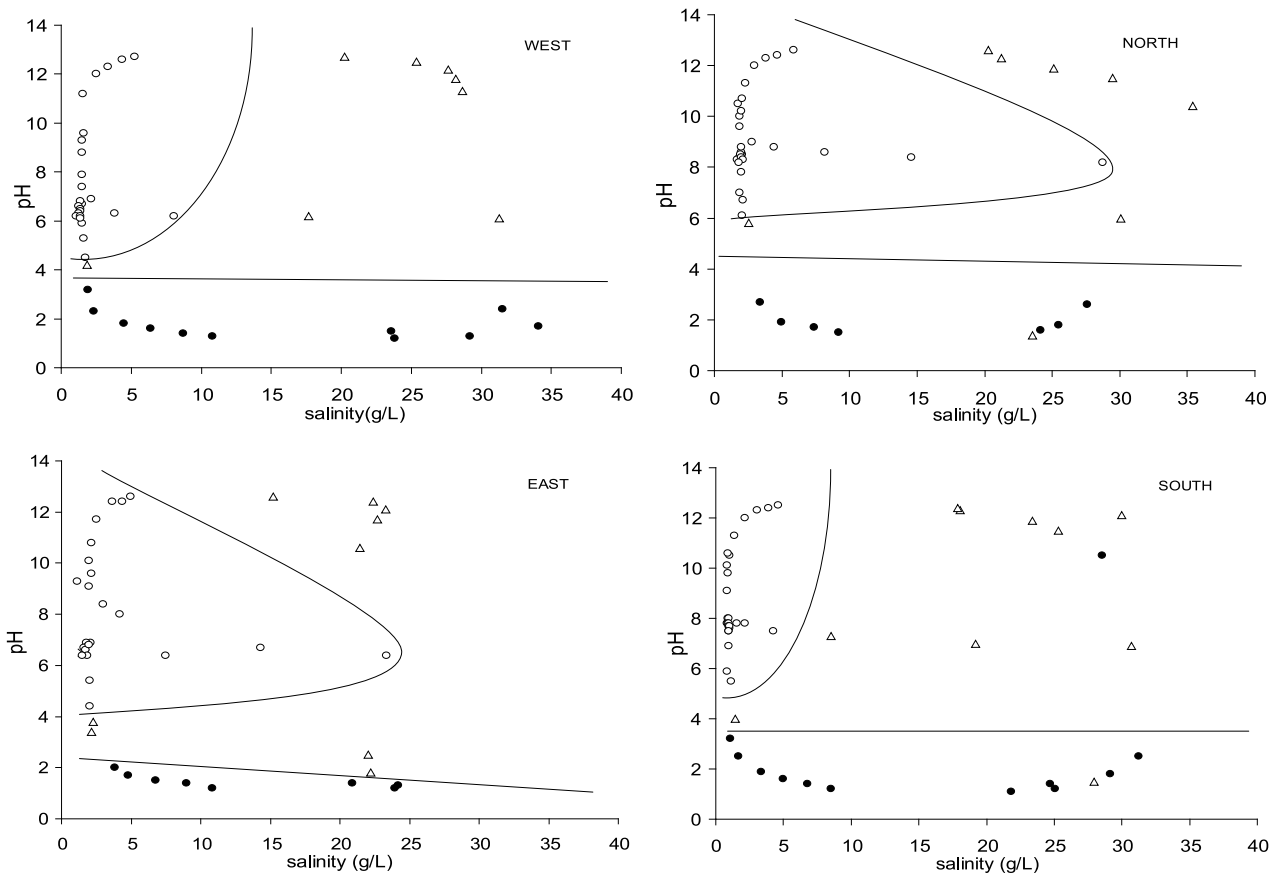


Fig. 3 Flocculation and dispersion patterns of Tondano clay. (○ = dispersion (turbidity > 100 g L⁻¹), △ = intermediate (turbidity 16–99 g L⁻¹), ● = flocculation (turbidity < 15 g L⁻¹), Solid lines distinguish the flocculation and dispersion patterns)

% gypsum addition for dry soil assumed to be enough for Ca adsorption to clay particles, and useful for flocculation of Tondano clay. But the further research is still needed to realize the most appropriate gypsum content.

2.3.3 Sedimentation pattern determination

The sedimentation pattern of our results has been determined according to the settling pattern of clay suspensions by Imai (1980), that, when the water content (or, particulate concentration) is selected as the physical condition of the suspension and the salinity is selected as the chemical descriptor of sedimentation environment, these patterns can be classified into four types: (1) dispersed free settling (DFS); (2) flocculated free settling (FFS); (3) zone settling (ZS) and (4) consolidation settling (CS). In dispersed free settling, no significant interaction between particles occurs and particles settle individually at rates according to their respective sizes; in flocculated free settling, larger flocs settle faster than smaller ones and the boundary between clear water and settling flocs is not sharp; in zone settling, flocculation occurs and the flocs settle in parallel creating a sharp interface above which the water is clear; and in consolidation settling, flocs are not formed, but rather the whole suspension gels into an interconnected flocculation that extends throughout the total volume, it then commences to consolidate (dewater) under its own weight.

These settling types are widely observed, not only with clay suspensions but generally with suspensions of fine particulate materials (Fitch, 1979).

3. Results and discussion

3.1 Flocculation and dispersion characteristics of Tondano clay

Fig. 3 shows the flocculation and dispersion patterns of the Na-saturated material. Both flocculation and dispersion patterns were a part of the sedimentation characteristics. These patterns were determined by their turbidity value. Boundaries between the flocculation and dispersion patterns for Tondano clay represent the result of interactions between suspended particles under the specific conditions imposed. The extent of both dispersion and flocculation patterns is influenced by the pH and salinity of clay suspension. Below some pH levels, at flocculating salinities, the particles are sufficiently close together that flocculation occurs very quickly and extends throughout the whole volume creating a gel.

Examination of the Fig. 3 for Na-saturated Tondano clay shows that, dispersion is the dominant pattern at < 10 g L⁻¹ salinity for West and South clays. However, the peak salinity which the dispersion pattern can be seen for North and East clays has been found at approximately pH 6–8. It

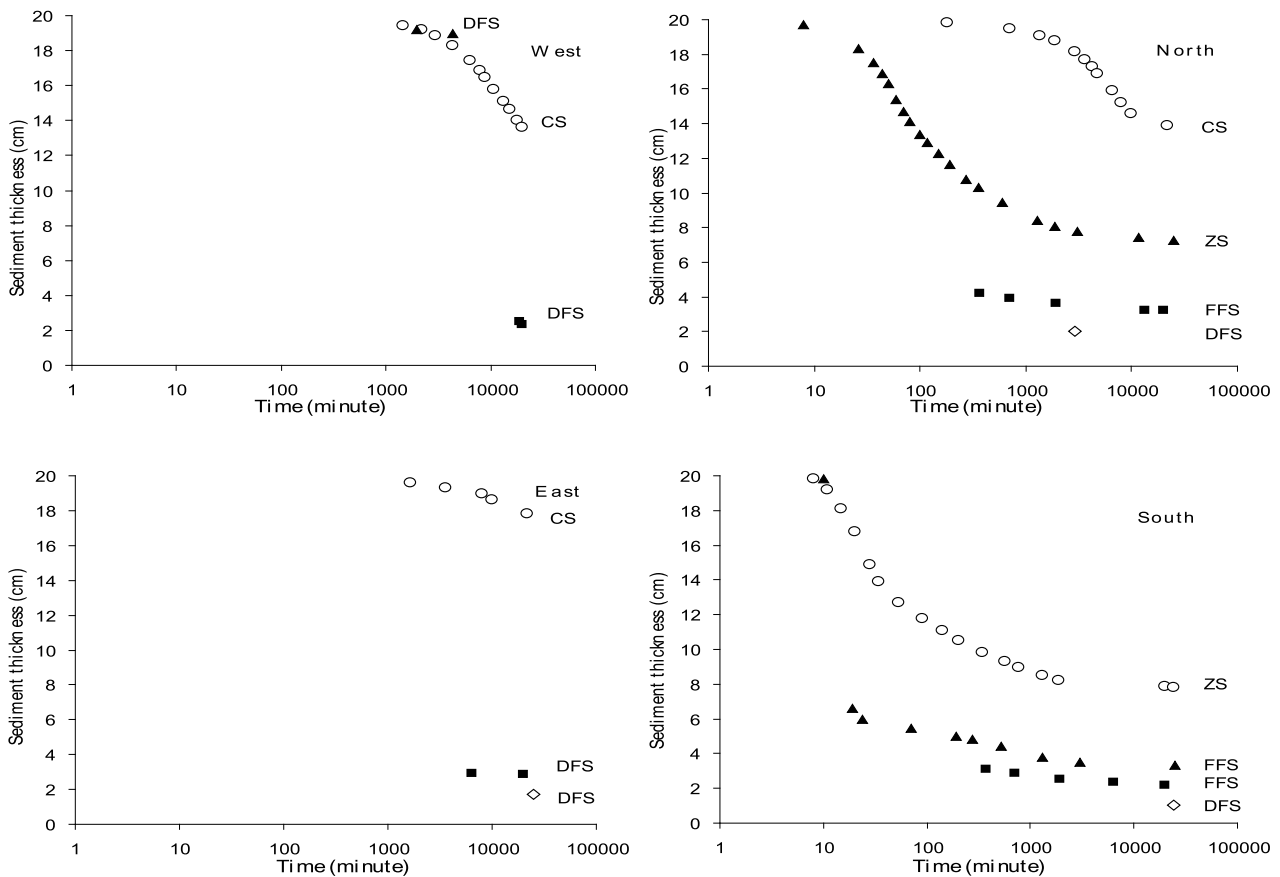


Fig. 4 Time-sediment thickness curves for control material. (Initial water content: ○ = 1000 %, ▲ = 2000 %, ■ = 4000 %, ◇ = 8000 %).

has been concluded that the salinity at which a dispersion pattern occurs as the pH of the suspension approximately constant in all salinity ranges. At higher salinities, only patterns that involve flocculation and intermediate occur for all clays. Flocculation is also observed at low pH in spite of salinity range.

Because of the salinity and pH of each experimental condition can be readily identified from the graphs, the results will be identified by the alteration of experimental conditions from the standard (Na-saturated material) conditions. It is also possible to assess why the specific change occurred. As related to the clay mineralogy, kaolinite (1:1-type) is a pH-dependent mineral, whereas illite (2:1-type) is not a pH-dependent mineral. According to Brady and Weil (2002), kaolinite has mostly variable (pH-dependent) negative charges and exhibits modest positive charges at low pH values. Other factors which would affect the flocculation and dispersion patterns are organic matter and grain size distribution. Flocculation can occur easily when organic matter is low and grain-size distribution is not dominated by clay, however, dispersing activity of added organic matter inhibited the processes of flocculation and sediment accumulation (Kondo and Torrance, 2003).

3.2 Sedimentation characteristics of Tondano clay

3.2.1 Sedimentation patterns of Tondano clay with no added gypsum

Settling (time-sediment thickness) curves for selected water content of the natural material at selected areas of Tondano clay are presented in Fig. 4. This figure represents the control response to which gypsum-addition experiments are compared. The "sediment thickness" in all figures represents the thickness between the bottom of sediment and the lower zone of water which is free, or almost free, of particulate material, and the zone of high particulate concentration, where this interface can be definitively identified. The first point plotted for water content represents the earliest time that a sediment interface between clear or almost clear water and settling flocs or accumulating sediment can be identified. This does not always represent the upper boundary of the accumulated sediment because, in some cases, it is apparent that it represents the upper boundary of a large mass of settling flocs.

In the previous part of this paper it was explained by Imai (1980) that, there were various types of settling patterns such as: dispersed free settling (DFS), flocculated free settling (FFS), zone settling (ZS), and consolidation settling (CS). All settling types were observed with the ex-

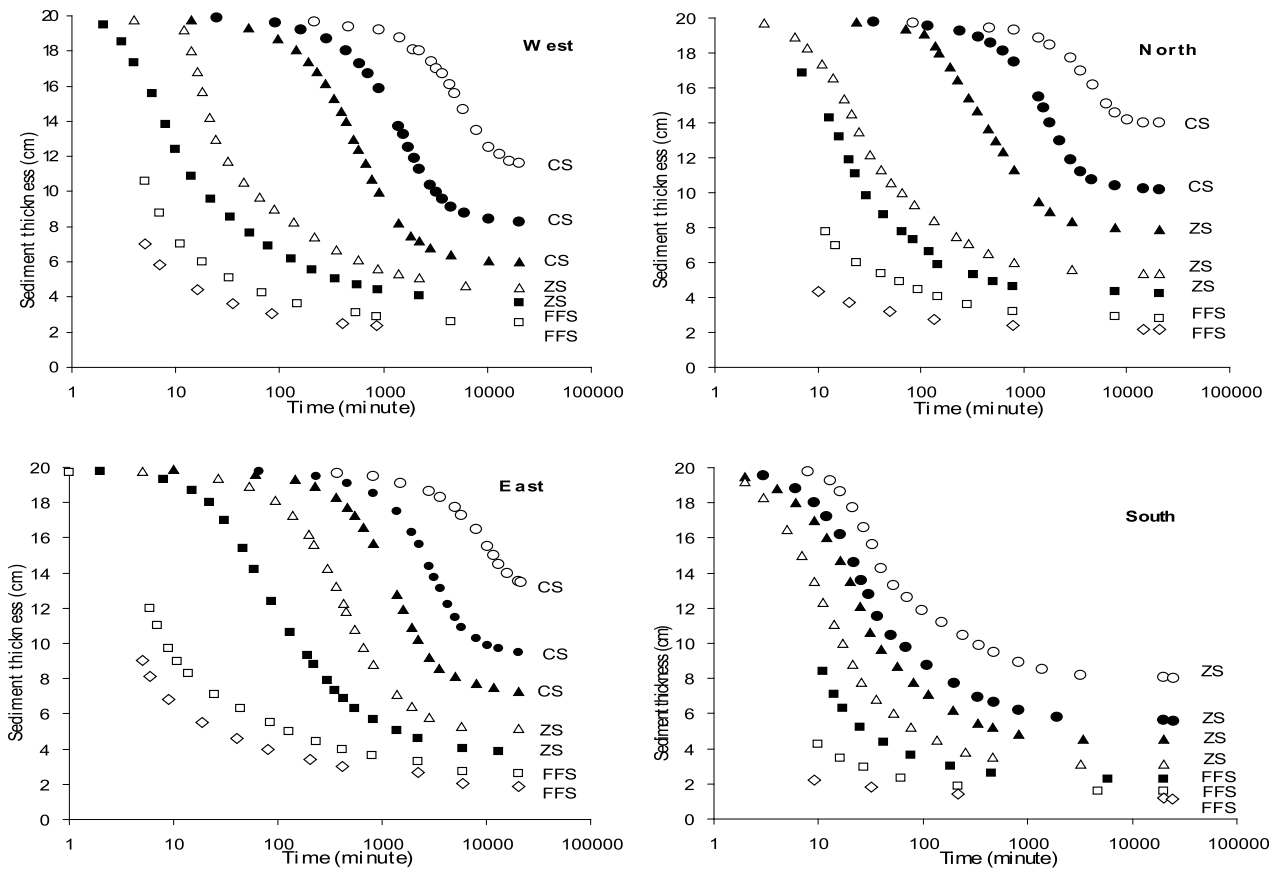


Fig. 5 Time-sediment thickness curves for 5 % gypsum added material. (Initial water content: :○ = 1000 %, :● = 1500 %, ▲ = 2000 %, △ = 3000 %, ■ = 4000 %, □ = 6000 %, ◇ = 8000 %).

perimental materials, but all types were not represented in all water contents/suspended particle concentrations. In these control experiments: in North clay, CS occurred at 1000 % water, ZS at 2000 % water, and FFS at 4000 % water, and DFS at 8000 % water; in South clay, CS did not occur and the ZS boundary occurred at 1000 % water, FFS at 2000 % and 4000 % water, and DFS at 8000 % water. Only mixed CS and DFS occurred in West and East clays for 1000-8000 % water. The differences in these patterns were due to the difference in clay content among sampling sites. For example, West and East soils have more than 60 % clay particles and their huge numbers per unit weight lead to a decrease in average inter-particle distance. This is probably a dominant factor and also explains the upward shifting of boundaries between CS and ZS (at North and South) where the environment is strongly flocculating, and depends on water content. The differences between these cases can be explained by an increased tendency towards flocculation in natural material.

The interpretation placed on these results is that a settling pattern is determined by interplay among the particles as influenced by the sedimentary characteristics of Tondano clay, such as the differences of physical and chemical properties (Table 1). Understanding depositional characteristics of soil suspension has practical applications re-

lated to flocculation treatment of lake sediments. At West and East clays with low particle concentrations, the conditions are not favorable for flocculation.

3.2.2 Sedimentation patterns of Tondano clay with gypsum addition

The settling patterns of Tondano clay supplemented with 5 % gypsum (Fig. 5) differ sharply from those of Tondano clay alone. The main differences are that DFS occurs in both West and East clays (in control group), however, when gypsum is added to all the clays, a DFS pattern does not occur. In this figure, the boundaries between the CS and ZS, and between ZS and FFS shift to a higher water content in East, West and North clays. However the CS does not occur in the South clay, but occurs directly on the ZS boundary starting at 1000-3000 % water, FFS occurs at 4000-8000 % water. These trends for CS behavior to occur at a lower water contents, and for the CS–ZS boundary and the ZS–FFS boundary to shift to higher water content increase as the gypsum has added.

Table 2 has shown that as the salinity increased according to the gypsum addition, the turbidity decreased for all clays (from 8000 to 2000 % water content). However, from 1500 to 1000 % water content, the turbidity increased. It was due to that their water content were low, so the consolidation settling were occurred, consequently

Table 2 Experimental properties on turbidity of Tondano clay with 5 % gypsum addition and the control.

| <i>WEST</i> | | Clay + 5 % Gypsum | | | | | | | Control | | | |
|--|---------|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|
| Items | $w_0 =$ | 1000% | 1500% | 2000% | 3000% | 4000% | 6000% | 8000% | 1000% | 2000% | 4000% | 8000% |
| Gypsum concentration (g L ⁻¹) | | 5.0 | 3.3 | 2.5 | 1.7 | 1.3 | 0.8 | 0.6 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Turbidity (1 day, g L ⁻¹) | | 73.1 | 22.0 | 12.6 | 19.2 | 36.6 | 65.9 | 90.4 | 631.2 | 92.8 | 155.3 | 332.4 |
| pH after 1 day | | 4.2 | 3.1 | 5.2 | 5.2 | 5.5 | 4.9 | 4.8 | 6.0 | 5.7 | 5.0 | 5.4 |
| Electric conductivity (1day, mS cm ⁻¹) | | 3.8 | 3.2 | 2.5 | 1.80 | 1.43 | 1.06 | 0.83 | 0.48 | 0.175 | 0.112 | 1.14 |
| <i>EAST</i> | | Clay + 5 % Gypsum | | | | | | | Control | | | |
| Items | $w_0 =$ | 1000% | 1500% | 2000% | 3000% | 4000% | 6000% | 8000% | 1000% | 2000% | 4000% | 8000% |
| Gypsum concentration (g L ⁻¹) | | 5.0 | 3.3 | 2.5 | 1.7 | 1.3 | 0.8 | 0.6 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Turbidity (1 day, g L ⁻¹) | | 177.5 | 27.7 | 23.4 | 17.3 | 27.2 | 64.4 | 69.6 | - | 58.0 | 94.3 | 443.1 |
| pH after 1 day | | 3.7 | 3.5 | 3.1 | 3.7 | 4.6 | 4.6 | 4.7 | 5.4 | 5.6 | 4.9 | 4.7 |
| Electric conductivity (1day, mS cm ⁻¹) | | 3.3 | 3.1 | 2.5 | 1.78 | 1.43 | 1.05 | 0.83 | 0.67 | 0.35 | 0.23 | 1.37 |
| <i>NORTH</i> | | Clay + 5 % Gypsum | | | | | | | Control | | | |
| Items | $w_0 =$ | 1000% | 1500% | 2000% | 3000% | 4000% | 6000% | 8000% | 1000% | 2000% | 4000% | 8000% |
| Gypsum concentration (g L ⁻¹) | | 5.0 | 3.3 | 2.5 | 1.7 | 1.3 | 0.8 | 0.6 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Turbidity (1 day, g L ⁻¹) | | 36.5 | 6.2 | 8.9 | 69.4 | 89.1 | 114.8 | 150.7 | 40.8 | 85.1 | 41.0 | 179.3 |
| pH after 1 day | | 6.4 | 6.3 | 6.2 | 6.2 | 6.1 | 6.0 | 6.1 | 6.1 | 5.9 | 7.9 | 6.3 |
| Electric conductivity (1day, mS cm ⁻¹) | | 3.3 | 3.0 | 2.5 | 1.86 | 1.47 | 1.09 | 0.87 | 0.95 | 0.63 | 0.36 | 0.22 |
| <i>SOUTH</i> | | Clay + 5 % Gypsum | | | | | | | Control | | | |
| Items | $w_0 =$ | 1000% | 1500% | 2000% | 3000% | 4000% | 6000% | 8000% | 1000% | 2000% | 4000% | 8000% |
| Gypsum concentration (g L ⁻¹) | | 5.0 | 3.3 | 2.5 | 1.7 | 1.3 | 0.8 | 0.6 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Turbidity (1 day, g L ⁻¹) | | 22.6 | 17.8 | 12.6 | 19.2 | 36.6 | 65.9 | 26.7 | 271.2 | 27.1 | 45.2 | 342.8 |
| pH after 1 day | | 6.2 | 6.0 | 5.2 | 5.2 | 5.5 | 4.9 | 5.8 | 6.2 | 5.8 | 7.3 | 5.8 |
| Electric conductivity (1day, mS cm ⁻¹) | | 2.9 | 2.7 | 2.2 | 1.64 | 1.31 | 0.94 | 0.76 | 0.54 | 0.31 | 0.25 | 0.109 |

the gypsum addition was not affected effectively. In the region in which consolidation settling does not occur (above 3000 % water content), the effects of gypsum addition on the settling patterns are significant; whereas, in cases that the consolidation settling occurs (under 2000 % water content), the effects of gypsum addition are not so much significant. Gypsum is always used for calcium addition to sodic soils in aggregation and improvement of permeability without changing pH value. However, the pH values of West and East clays were decreased down to approximately 3–4 with decreasing water content. The reason for this may be attributed to the mineralogy of West and East clays, which were kaolinitic. More experiments are needed to address this result because the Tondano clays mainly contain organic matter, and also the interactions between organic matter and gypsum are not fully clarified at current stage.

Regarding the gypsum content, with clays and water content combinations where ZS and FFS settling occurred, the maximum settling rate and the earliest timing for the maximum rate occurred in the higher water content sample (Fig. 5). This is related to the process of floc formation in the different environmental clays and a degree of interference with the flocs in suspension. Once the settling process has ended and only the consolidation process is active, the rate of water loss decreases rapidly, and continues to decrease for the duration of the experiment. For the Tondano clay control group (Fig. 4), the consolidation settling has occurred at West, North, and East clays with 1000 % water content.

The greater water content of the clay suspension could induce a higher degree of flocculation, thus explaining sedimentation characteristics induced by gypsum treatment. Therefore, the effectiveness of a gypsum addition on the sedimentation characteristics of Tondano clay in improving the lake condition is well demonstrated by this paper as the preliminary results have shown.

4. Conclusion

The experimental results demonstrate that the presence of gypsum in relatively modest concentration has a substantial effect to the sedimentation characteristics of suspensions of fine-grained soil material over a wide range of water contents.

Although the Tondano clay control exhibited full-volume gelation and consolidation has occurred at North clay, the presence of 5 % gypsum greatly extended the water content range over which this behavior was exhibited. In the region in which consolidation settling does not occur (above 3000 % water content), the effects of gypsum addition on the settling patterns are significant; whereas, in cases that the consolidation settling occurs (under 2000 % water content), the effects of gypsum addition are not so much significant. The greater water content in the clay suspension could also induce a higher degree of flocculation, thus explaining the greater sedimentation characteristics induced by gypsum treatment.

The results of these controlled experiments provide guidance as to the effect of specific soil properties upon

the sedimentation characteristics of high particulate suspensions such as the dredging of fine-grained lake sediments. They should prove useful in assessing what may account for differences in the sedimentation characteristics of suspensions of natural materials. The applicability of this conclusion to Tondano Lake clays awaits further experimental results for those clays.

Acknowledgements

We wish to thank Professor Masami Ohtsubo of the Faculty of Agriculture at Kyushu University, Japan for his cooperation in analyzing some properties of Tondano Lake soils.

References

- Akae, T. (1992): Selection of the most suitable flocculation aid of puddle water and test of applying method — Clarification method of puddle suspension by calcium salt addition (2). *Soil Phys. Cond. Plant Growth*, 64: 45–52.
- Akae, T. (1994): Field test of gypsum application effect on clarification of puddled water — Clarification method of puddled suspension by Ca salt addition (3). *Soil Phys. Cond. Plant Growth*, 69: 3–10.
- Agassi, M., Shainberg, I. and Morin, I. (1980): Effect of electrolyte concentration and soil sodicity on the infiltration rate and crust formation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45: 848–851.
- Ahmad, M. and Karube, J. (2005): Comparison of critical coagulation concentration between kaolinite and montmorillonite under different pH conditions. *Trans. Jpn. Soc. Irrigat. Drainage Reclam. Eng.*, 237: 7–12.
- Brady, N. and Weil, R.R. (2002): *The nature and properties of soils*, 13th edition. pp. 336–340, Prentice Hall, New Jersey.
- Fitch, B. (1979): Sedimentation of flocculent suspensions. *AIChE J.*, 25 (6): 913–930.
- Imai, G. (1980): Settling behavior of clay suspension. *Soils Found*, 19 (2): 61–77.
- Japanese Agriculture Water Standard (2008): <http://keea.or.jp/qkan/water16.html>, Japan.
- Japanese Industrial Water Standard (2008): <http://env.go.jp/kijun/wt2-1-2.html>, Japan.
- Kemur, A.R. (1998): Final Report: Pekerjaan desain sempadan sungai dan danau Tondano. Departemen Pekerjaan Umum Propinsi Sulawesi Utara. Manado. 118p.
- Kondo, F. and Torrance, J.K. (2003): Physical, chemical and mineralogical influences on the settling patterns of thoroughly disturbed soft marine clay. *Trans. Jpn. Soc. Irrigat. Drainage Reclam. Eng.*, 223: 89–97.
- Kondo, F. and Torrance, J.K. (2005): Effects of smectite, salinity and water content on sedimentation and self-weight consolidation of thoroughly disturbed soft marine clay. *Paddy Water Environment*, 3: 155–164.
- Kranck, K. (1973): Sediment deposition from flocculated suspensions. *Nature*, 246: 348–350.
- Kranck, K. (1980): Experiments in the significance of flocculation in the settling of fine-grained sediment in still water. *Can. J. Earth Sci.*, 17: 1517–1526.
- Ministry of the Environment of Japan (1993): Japanese Environmental Standard of Polluted Soils. http://home.hiroshima-u.ac.jp/er/EV_D_K1.html, Japan.
- Nasser, M.S. and James, A.E. (2006): Settling and sediment bed behaviour of kaolinite in aqueous media. *J. Separation Purification Tech.*, 51: 10–17.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (2000): *Sediment Quality Guidelines developed for the National Status and Trends Program* (updated 6/28/99). USA.
- National Research Council Canada (1993): *Marine sediment reference materials for trace elements and other constituents*. Institute for Environmental Research and Technology, NRC-CNRC. Canada.
- Natural Resources Management Program (2001): *Identification of environmental threats to the Tondano watershed*, Discussion Paper, Proposed Follow-up activities through September, 2001. EPIQ Sponsored by the US Agency for International Development.
- Nettlejohn, W.D., Nelson, R.E., Brasher, B.R. and Derr, P.S. (1982): Gypsiferous soils in the western United State. *Sil Sci. Soc. Am. Proc.*, 10: 147–168.
- Sinolungan, M.T.M., Soeroto, B., Kondo, F. and Koumoto, T. (2008): The geochemical characteristics of sediment in Tondano Lake, Indonesia: heavy metals and organic matter contents, and grain size distribution. *Paddy Water Environ*, 6 (3): 341–348.
- Stumm, W. and Morgan, J.J. (1970): *Aquatic chemistry*. Wiley-Interscience. New York, pp. 349–424.
- Verhaye, W.H. and Boyadgiev, T.G. (1997): Evaluating the land use potential of gypsiferous soils from field pedogenic characteristics. *J. Soil Use Management*, 13: 97–103.
- Wada, K. (1966): Identification and quantification of clay minerals (in Japanese). *Jap. J. Soil Sci. Plant. Nutr.*, 37: 9–17.

乾燥土壌への散水に伴う浸潤の不安定化に関する研究

長 裕幸¹・井上光弘²

Surface water flux dependent stability of flow in initially dry soil

Hiroyuki CHO¹ and Mitsuhiro INOUE²

Abstract: In initially dry coarse soil, it is noted that a uniform and nonponding surface water flux causes an unstable wetting front when the flux rate (q_0) is less than the saturated hydraulic conductivity (K_s). To investigate the relationship between q_0 and the pressure gradient with time ($\partial h/\partial t$) in the wetting layer under the condition of unstable water flow, we carried out one-dimensional infiltration experiments by applying non-ponding water fluxes to the surface of soil packed homogeneously in an acrylic tube. We filled the tube with four different soils; sand, volcanic clay soil, loam and silt and installed microtensiometers to measure pressures in these materials. The results showed that (1) negative pressure head gradients with space ($\partial h/\partial z$) and time ($\partial h/\partial t$) appeared clearly only for sand and Eq. (1) derived by Cho et al. (2005) agreed well to the pressure measurement with time, (2) the $\partial h/\partial t$ was provided as a quadric function of q_0 shown as Eq. (4) and fitted well the experimental data for sand. From this equation, it was found that the smaller q_0 becomes, the closer $\partial h/\partial t$ approaches 0 and the flow becomes more stable. This trend could explain the experimental results of Yao and Hendrickx (1996).

Key Words: unstable flow, wetting front instability, non-ponding infiltration, induction zone, dynamic water entry suction

1. はじめに

強度に乾燥した砂質土壌に対し、継続的な水分供給を行うと、浸潤前線が不安定化しやすく、フィンガー流などの選択流を引き起こす可能性が高くなることが指摘されている (Yao and Hendrickx, 1996). このような選択流の発生は、灌漑計画を組み立てる上での障害になるばかりでなく、肥料や汚染物質等の溶液成分を土壌に吸着させることなく速い速度で地下水面にまで輸送し、地下水汚染を発生させる原因の一つとなっている。

このような乾燥した土壌表面における継続的な水分供給に伴う浸潤前線の不安定化は、過去多くの実験で確認されているように、浸潤前線が降下する際に前線で生じ

る水侵入圧の特徴に依存する所が大きい (Annaka and Hanayama, 2005; Geiger and Durnford, 2000). 近年、解析的に、Richards 式に対し、浸潤前線の前後における圧力分布を任意に与えることにより、実験で得られるような圧力及び水分分布の再現を試みる研究が行われているが、従来の水分特性曲線の関数形で表現される静的な水分と圧力の関係を用いた Richards 式では、浸潤は常に安定化することが証明されている (van Dujin et al., 2004; Nieber et al., 2005; DiCarlo et al., 2008). つまり、Shiozawa and Fujimaki (2004) や Annaka and Hanayama (2005) が提唱しているように、水侵入圧に達した後の浸潤前線の降下は、粒子レベルにおける個々の浸潤ジャンプで構成されていると考えられ、その解析的な表現は、現象が動的であるが故に非常に難しいと思われる。数値的には、過去、水侵入圧を前線の先端に与えたり、それと同等の水分特性曲線を作成することにより、1 次元的には実測値の水分・圧力分布の再現に成功してきたし (Shiozawa and Fujimaki, 2004), 2 次元的にも、フィンガー流の発生を実現させている (Nieber, 1996). それらの研究の過程で明らかになってきたことは、(1) 初期水分量が残留水分量 (residual water content) 以下において、浸潤の不安定化が顕著になる傾向にある (Nieber et al., 2005). (2) 水侵入圧は、地表面における給水フラックスの大きさによって変化する傾向にある。(3) 給水フラックスが大きいと浸潤前線は安定化する傾向にある、等々である。Geiger and Durnford (2000) に代表されるような、近年行われている 1 次元での実験は、浸潤期間中に 2 次元あるいは 3 次元的なフィンガー流が発生しないように、発生しうるフィンガーの径よりも小さな管径の装置を用いて行われており、地表面で与えた定常浸潤フラックスを境界条件として、浸潤前線先端での水侵入圧を維持しながら装置下端まで浸潤を継続させることができる。その際、水分量の鉛直分布の時間的変化は Shiozawa and Fujimaki (2004) や DiCarlo (2004) で与えられているように、浸潤前線直上部では飽和に近い水分量を保ち、それが、上部に向かってしばらく伸びた後、地表面で供給される飽和透水係数よりも小さなフラックスに対応した不飽和の水分量に変化する。浸潤前線が降下しても、浸潤前線後背部の飽和に近い水分量から不飽和の水分量に至るまでの水分分布は同じ形状を保ち、浸潤前線と共に降下する。

¹Faculty of Agriculture, Saga University, 1 Honjo-machi, Saga 840-8502, Japan. Corresponding author: 長裕幸, 佐賀大学農学部

²Arid Land Research Center, Tottori University, 1390 Hamasaka, Tottori 680-0001, Japan

2008 年 11 月 25 日受稿 2009 年 1 月 21 日受理
土壌の物理性 111 号, 53-60 (2009)

地表面における浸潤フラックスが定常であるにもかかわらず、浸潤前線から地表面に向けて水分量が単調に増加せず、浸潤前線の後背部でいったん飽和に近づいた後、水分量が減少し、その分布が維持される現象は、近年、解析の対象となってきた。これは、上部の境界条件である定常浸潤フラックスに対し、動的な水侵入圧を有する浸潤前線の上部に過剰に水分が保たれた状態とも見ることができ、DiCarlo (2004) は、水分の overshoot という表現を用いている。

これらの 1 次元的な浸潤の不安定性に関する研究にたいし、従来、2 次元あるいは 3 次元的な実験において、浸潤の不安定性は浸潤前線の不安定化と同義であった。つまり、不安定な流れとは、水平方向に一樣な浸潤前線を持つ流れではなく、フィンガー流に代表されるような凹凸の発達した流れを意味し、解析的には、Philip (1975) が示したように、境界面に与えられた擾乱が流れと共に発達する流れであり、その境界条件として圧力の逆勾配（流れ方向に向かって圧力が高くなっている）が必要条件であった。このような条件を満たす環境として、均一な供試材で、空気の逃げ場のない領域における上方からの一樣な浸潤（筑紫, 1981）、あるいは浸潤後の水分の再分配時（Wang et al., 2003; Jury et al., 2003）等が考えられ、多くの研究がなされてきた。これに対し、Hillel は、重力流れにおいて、地表からの供給水量が少なく、浸潤フラックスが飽和透水係数よりも小さいと、浸潤は不安定化しフィンガー流の発達要因となることを示した（Hillel, 1987; Hillel and Baker, 1988）。実験としては、従来から用いられてきた 2 成層（上層が細土、下層が粗土）湛水降下浸潤による、2 次元あるいは 3 次元の実験が多く行われ、飽和透水係数よりも小さな定常浸潤フラックスの供給を上層の細土により実現させた（Baker and Hillel, 1990; Cho and de Rooij, 1999; de Rooij and Cho, 1999; de Rooij et al., 2001; Cho and de Rooij, 2002）。

Cho et al. (2005) は、単層土に関し、地表面において、飽和透水係数よりも小さな定常フラックスを供給する条件下で 2 次元的な実験を行い、フィンガー流が発生するまでの浸潤領域内の圧力の時間的変化を明らかにし、浸潤の不安定性と浸潤前線の不安定化について物理的な考察を行った。初期、非常に乾燥している土壌で水侵入圧の効果が卓越するケースで、浸潤フラックスが飽和透水係数よりも小さい場合、すなわち地表面での給水フラックスが制限されている条件下では、圧力勾配は負になり、浸潤前線に生じた擾乱が発達する条件を満足する。また、水侵入圧の効果により、浸潤前線後背部に存在する高い飽和度の水分は、水平方向に生じるわずかな圧力勾配でもその大きな透水係数により移動するため、擾乱部に流れ込み、最終的にフィンガー流が形成される。つまり、浸潤の不安定性は、結果的に浸潤前線の不安定化をもたらすことになる。また、Cho et al. (2005) は、フィンガー流が形成されるまで地表面から発達する浸潤層内部の圧力分布の時間的な変化について、Green-Ampt 的な水分分布を仮定し、浸潤前線における水侵入圧、地表面

における給水フラックスを境界条件として与え、解析的に解を与えた。この結果は、Geiger and Durnford (2000) の実験結果とうまく適合しているばかりでなく、Annaka and Hanayama (2007) が示しているように、フィンガー流内部の圧力分布にも適用できた。

初期、強度に乾燥した粗粒土における、給水フラックスの大きさと浸潤前線の安定化との関係については、フィンガー流に関して実験的な検証が成されており、 $q_0 < K_s$; q_0 は地表面の給水フラックス、 K_s は飽和透水係数、の条件下において、 q_0 が増加すると発生するフィンガーの数が増加し、最終的にはフィンガー同士の融合により安定した浸潤前線が出現することが示された。また、粗粒土の粒径が小さくなるほど発生するフィンガーの径は大きくなった（長, 1995; 1996）。

しかし、給水フラックスの減少と浸潤前線の安定化に関する実証的な研究は数が少なく、Yao and Hedrickx (1996) に代表される。彼らは、直径 30 cm と 1 m の塩ビ管に詰められた砂について、地表に散水を行い、給水フラックスが減少するにつれ、フィンガーの発生が止まり、浸潤前線が安定化していくことを示した。

従来、浸潤前線の安定化に関する実験的な検証は、初期水分量の値の違いについて多く成されてきたし、解析的な検証もこれらの実験結果を証明することを目的としてきた。従って、給水フラックスの大きさと浸潤前線の安定化に関する理論的な説明は、まだ十分に成されていないとは言えない。

本論文では、未だ明確には説明されていない「給水フラックスの減少により浸潤前線が安定化する傾向」に関して焦点を当て、Cho et al. (2005) で得られた解を用いて、実験的に検証し、明らかにすることを試みた。

2. 理論

Cho et al. (2005) は、初期、乾燥した土壌において、非湛水条件下で土壌表面に給水を行なう場合、フィンガー流が発生するまでの間、地表面から下方に発達していく湿潤層（遷移領域 (induction zone)) に関する浸潤現象の解析を試みた。ここでは、浸潤前線で明確な水侵入圧が存在する、Green-Ampt 型の浸潤を仮定し、浸潤前線から地表面までの湿潤層について、ダルシー則と質量保存則より、層内の圧力分布を導き以下の式で与えた。

$$h(z,t) = \frac{q_0}{\theta_{we} - \theta_{ini}} \left(\frac{q_0}{K_{we}} - 1 \right) t + \left(1 - \frac{q_0}{K_{we}} \right) z + h_{we} \quad (1)$$

ここで、 h は浸潤前線上部の湿潤層内の圧力、 z は地表面からの深さで下向きに正、 q_0 は土壌表面に与えられた水分フラックス、 θ_{we} は浸潤前線における水分量、 θ_{ini} は土壌内の初期水分量、 K_{we} は浸潤前線における透水係数である。 h_{we} は水侵入圧で、水分が容易に土壌間隙に侵入できる圧力であるが、静的と動的な場合では大きさが異なることが示されており、ここで扱う h_{we} は動的な値である。(1) 式から分かるように不安定な流れの条件下、 $q_0 < K_{we}$ では、湿潤層内のどの点においても、湿潤層の

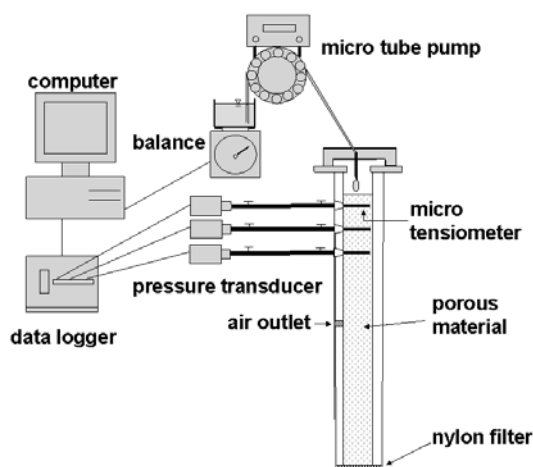


Fig. 1 1次元散水浸潤実験装置の概要.
Experimental set-up.

厚さが大きくなると共に、圧力は時間的に減少する。ま

た z の値が大きくなり、深くなるにつれて圧力は増加する。後者は、Philip (1975) が著した不安定性の条件を表している。また、前者の結果は、新しい見解であったが、2次元モデル実験で実証された。また前述したように、Annaka and Hanayama (2007) によって行われた実験の中でも成立していることが示された。一般に、(1)式が成立する条件は、 $q_0 < K_{we}$ の条件下では、 $h_0(t) (= h(0,t))$ が h_a (空気侵入圧) に到達するまでの範囲に限定される。しかし、2次元以上の現象であれば、 $h_0(t)$ が h_a に到達する程度まで湿潤層が発達する以前に、フィンガー流が発生し、湿潤層内ではフィンガー流に向かう水平方向の流れが卓越し始め、湿潤層の発達が止まる。従って、(1)式は成立しなくなる。また、安定した流れ、 $q_0 > K_{we}$ の場合、 $h_0(t)$ は増加し、0 に近づく。

(1)式より湿潤層内における圧力勾配は、次式で与えられる。

$$\frac{\partial h}{\partial z} = \left(1 - \frac{q_0}{K_{we}}\right) \quad (2)$$

浸潤前線が不安定化する必要条件として、逆圧力勾配(地表面に向かって圧力が減少)の出現、つまり、(2)式より $q_0 < K_{we}$ が与えられる。この条件は、(1)式より得られる次式において、圧力の時間的な減少を伴い、圧力の時間変化は湿潤層内のどの点においても一定であることが分かる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{q_0}{\theta_{we} - \theta_{ini}} \left(\frac{q_0}{K_{we}} - 1\right) < 0 \quad (3)$$

これは、浸潤前線の不安定化の必要条件として、従来から示されている空間的な逆圧力勾配の値と同時に、時間的な圧力の減少も満足する必要があることを意味しており、圧力の時間勾配の大きさが浸潤前線の不安定化の指標となり得ることを示す。

そこで、本研究では、(3)式において、時間勾配に対し q_0 が2次の関係になっていることに着目し、次式で

表す。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{(\theta_{we} - \theta_{ini}) K_{we}} \left(q_0 - \frac{1}{2} K_{we}\right)^2 - \frac{1}{4} \frac{K_{we}}{(\theta_{we} - \theta_{ini})} \quad (4)$$

(4)式より、圧力の時間勾配が最大値を示すのは、 q_0 の大きさが K_{we} の半分の大きさになるときであり、その値より q_0 が大きくても小さくても時間勾配の値は減少し、0 に近づく。空間的な逆圧力勾配の成立条件は、(2)式より $0 < q_0 < K_{we}$ であり、従来、 $q_0 = 0$ に近づくにつれ、逆圧力勾配は大きくなるため、不安定性は増加すると考えられていた。しかし、動水勾配が小さくなり、相対的に重力の影響が小さくなることによって流れが安定化することが考えられる。この影響は(2)式だけでは表すことができない。つまり、(4)式で表される時間勾配の大きさは、流れの不安定性をより正確に表すことができると言える。これは、浸潤前線が不安定化する必要条件である、(2)式から得られる逆圧力勾配の成立条件、 $0 < q_0 < K_{we}$ において、(4)式で与えられる時間的な圧力勾配の値は、 $q_0 < K_{we}$ ばかりでなく $q_0 = 0$ に近づくにつれても0に近づくため、浸潤前線は安定化していくということである。そこで、本研究では、初期乾燥している土壌に対し、地表面に与えるフラックスの値を変化させたときに、(1)式が成立するのか、その場合、異なるフラックスの値に対し(4)式も成立するのか、について検証を行う目的で、4種類の供試土について散水実験を行い、湿潤層内部の圧力の時間的な変化を測定した。

3. 実験装置および実験方法

実験装置の概要を Fig. 1 に示す。まず、供試土壌を直径 2 cm、長さ 30 cm、厚さ 1 mm のアクリル製パイプに各土壌に対し一定の乾燥密度でできるだけ均一になるように詰め固定した。

散水はマイクロチューブポンプ (BVK MS/CA8-6, ISMATEC 社製) を使用して、供試土壌の飽和透水係数を考慮して、 $q_0 = 1.05 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1} \sim 1.59 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$ の範囲内で土壌表面に供給した。圧力は、地表から 1 cm、3 cm、5 cm の深さに設置した、直径 1 mm、長さ 1 cm のマイクロテンシオメータ (Cho and de Rooij, 2002 に詳細を記載) を通して圧力トランスデューサ (HTV-0P5N, Hi-Techs 社製) によって測定し、データロガー (CR23X, キャンベル社製) に記録した。供試土壌として鳥取砂丘砂 (Sand)、九州大学付属久住高原農場で採取したクロボク土 (Andisol)、佐賀県背振山地で採取されたマサ土 (Loam)、中国黄土高原で採取した黄土 (Silt) を用いた。乾燥密度は、各供試土に対し、 1.56 g cm^{-3} (Sand)、 0.80 g cm^{-3} (Andisol)、 1.45 g cm^{-3} (Loam)、 1.42 g cm^{-3} (Silt) とした。

散水実験前に、各供試土に対し、飽和透水係数及び飽和体積水分量の測定を行った (中野ら, 1995)。各供試土に対する実験条件を Table 1 に示す。

Table 1 散水実験における各実験の実験条件.

Properties of soils tested in the infiltration experiments and water fluxes supplied by the micro tube pump.

| Run | Soil | q_0 (cm s ⁻¹) | K_s (cm s ⁻¹) | θ_s | q_0/K_s |
|-----|---------|-----------------------------|-----------------------------|------------|-----------|
| 1 | Sand | 2.27×10^{-3} | 2.28×10^{-2} | 0.40 | 0.100 |
| 2 | Sand | 4.59×10^{-3} | 2.28×10^{-2} | 0.40 | 0.201 |
| 3 | Sand | 6.96×10^{-3} | 2.28×10^{-2} | 0.40 | 0.305 |
| 4 | Sand | 9.08×10^{-3} | 2.28×10^{-2} | 0.40 | 0.398 |
| 5 | Sand | 1.05×10^{-2} | 2.28×10^{-2} | 0.40 | 0.461 |
| 6 | Sand | 1.23×10^{-2} | 2.28×10^{-2} | 0.40 | 0.539 |
| 7 | Sand | 1.56×10^{-2} | 2.28×10^{-2} | 0.40 | 0.684 |
| 8 | Sand | 1.87×10^{-2} | 2.28×10^{-2} | 0.40 | 0.820 |
| 9 | Sand | 2.06×10^{-2} | 2.28×10^{-2} | 0.40 | 0.904 |
| 10 | Sand | 2.23×10^{-2} | 2.28×10^{-2} | 0.40 | 0.978 |
| 11 | Andisol | 1.59×10^{-5} | 2.64×10^{-3} | 0.71 | 0.006 |
| 12 | Andisol | 8.53×10^{-5} | 2.64×10^{-3} | 0.71 | 0.032 |
| 13 | Andisol | 5.57×10^{-4} | 2.64×10^{-3} | 0.71 | 0.211 |
| 14 | Loam | 1.59×10^{-5} | 4.48×10^{-4} | 0.42 | 0.035 |
| 15 | Loam | 2.59×10^{-5} | 4.48×10^{-4} | 0.42 | 0.058 |
| 16 | Loam | 8.53×10^{-5} | 4.48×10^{-4} | 0.42 | 0.190 |
| 17 | Loam | 1.49×10^{-4} | 4.48×10^{-4} | 0.42 | 0.333 |
| 18 | Silt | 2.59×10^{-5} | 2.10×10^{-4} | 0.45 | 0.123 |
| 19 | Silt | 7.25×10^{-5} | 2.10×10^{-4} | 0.45 | 0.345 |
| 20 | Silt | 8.53×10^{-5} | 2.10×10^{-4} | 0.45 | 0.406 |
| 21 | Silt | 1.49×10^{-4} | 2.10×10^{-4} | 0.45 | 0.710 |

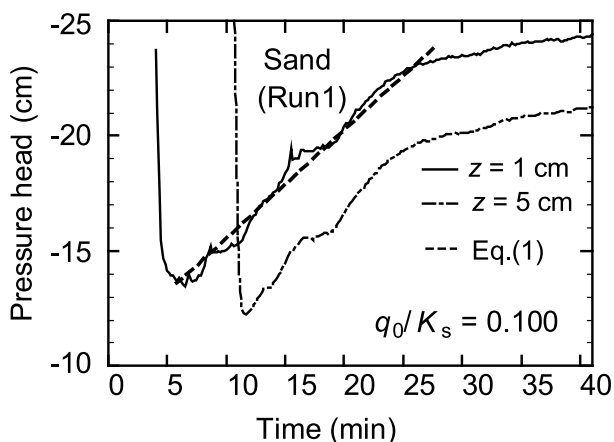


Fig. 2 Run1 (Sand) における圧力の時間的変化の実測値と、(1)式による圧力の計算結果 ($z = 1$ cm, $t = 5.8$ min において $h_{we} = -13.65$ cm を使用)。

Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for Tottori Dune Sand (Run1) and pressure head trends calculated using the Eq. (1).

4. 結果および考察

Fig. 2~6 に、砂に関して供給フラックスの大きさを変えて行った 10 種類の実験の内、5 つのケースについて、地表面からの深さ $z = 1$ cm と 5 cm における圧力の時間的な変化の測定結果を示す。10 種類の実験では、Fig. 6 に示す、供給フラックスが最も大きなケース Run10 をのぞいて、明瞭な負の圧力勾配が観測された。Run10 では、観測初期において、 $z = 1$ cm で負の圧力勾配が現れたが、空間的な逆圧力勾配には至らず、安定化した流れ

に近いといえる。時間的に負の圧力勾配が観測された測定について、(1)式において各実測値における圧力の最大値を h_{we} とし、 $K_{we} = K_s$, $\theta_{we} = \theta_s$, $\theta_{ini} = 0$ とおいて、得られた計算値を同じ図に示す。図からわかるように、(1)式において q_0 の値が異なっても直線部については非常によく合っていることが理解できる。この実験で用いた鳥取砂丘砂は、Geiger and Durnford (2000) が行った実験と違い、2 mm でふるった以外は採土したものを風乾し、そのまま用いており、自然の状態に近いのではないかと考える。従って、実際の現場では、非常に乾燥した条件下において、散水後このような圧力変化が生じているといえる。

異なるフラックスに対し、(1)式が成立すれば、当然、(4)式も成立することが予想できる。そこで、Fig. 2~6 において (1) 式の計算を行った方法で、砂に関して異な

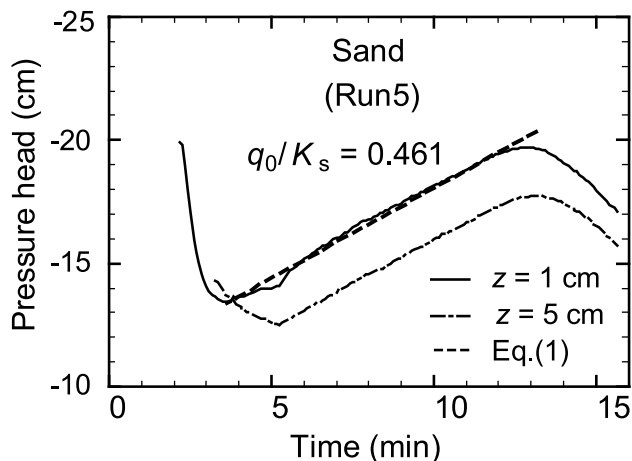


Fig. 3 Run5 (Sand) における圧力の時間的変化の実測値と、(1)式による圧力の計算結果 ($z = 1$ cm, $t = 3.5$ min において $h_{we} = -13.45$ cm を使用)。

Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for Tottori Dune Sand (Run5) and pressure head trends calculated using the Eq. (1).

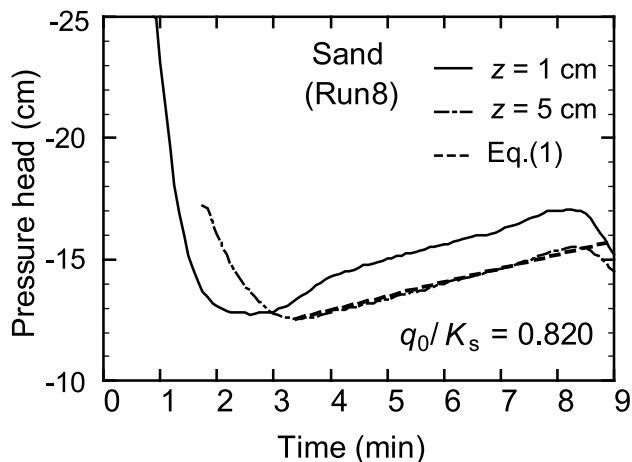


Fig. 4 Run 8 (Sand) における圧力の時間的変化の実測値と、(1)式による圧力の計算結果 ($z = 5$ cm, $t = 3.5$ min において $h_{we} = -12.55$ cm を使用)。

Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for Tottori Dune Sand (Run8) and pressure head trends calculated using the Eq.(1).

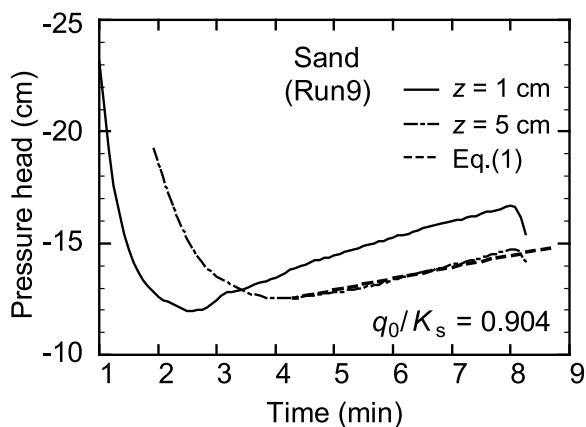


Fig. 5 Run 9 (Sand) における圧力の時間的変化の実測値と、(1) 式による圧力の計算結果 ($z = 5 \text{ cm}$, $t = 4 \text{ min}$ において $h_{we} = -12.50 \text{ cm}$ を使用)。
Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for Tottori Dune Sand (Run9) and suction head trends calculated using the Eq.(1).

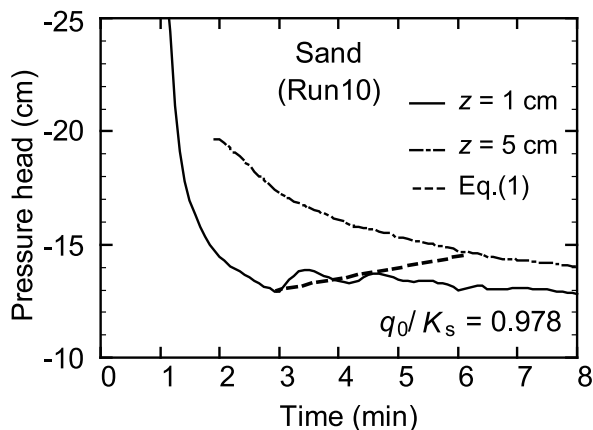


Fig. 6 Run 10 (Sand) における圧力の時間的変化の実測値と、(1) 式による圧力の計算結果 ($z = 1 \text{ cm}$, $t = 2.9 \text{ min}$ において $h_{we} = -12.95 \text{ cm}$ を使用)。
Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for Tottori Dune Sand (Run10) and suction head trends calculated using the Eq.(1).

る q_0 における 10 種類の実験値に対し、直線部の $\partial h/\partial z$ の値をもとめ、 q_0 に対しプロットし、Fig. 7 に示す。図中の実線は、 $K_{we} = K_s = 0.0228 \text{ cm s}^{-1}$, $\theta_{we} = \theta_s = 0.4$, $\theta_{ini} = 0$ として計算した (4) 式の値である。 $\theta_s = 0.4$ は静的な飽和実験でもとめた値であるので、実際は多少小さいことが推測される。そこで、同図には、 $\theta_s = 0.35$, 0.30 の場合の計算値をプロットした。実測値は、ばらついてはいるが $\theta_s = 0.40 \sim 0.35$ の範囲ではほぼ計算値と適合していることがわかる。従って、供給フラックスの値を減少させていった場合、圧力の時間勾配は小さくなり、最終的に 0 に近づき、流れは安定化していくものと考えられる。これは、Yao and Hedrickx (1996) が砂について行った実験において、給水フラックスの減少に伴い、フィンガーの発生がなくなり、一様な浸潤断面が現れたとする結果と同じであり、浸潤前線の安定化に対する一

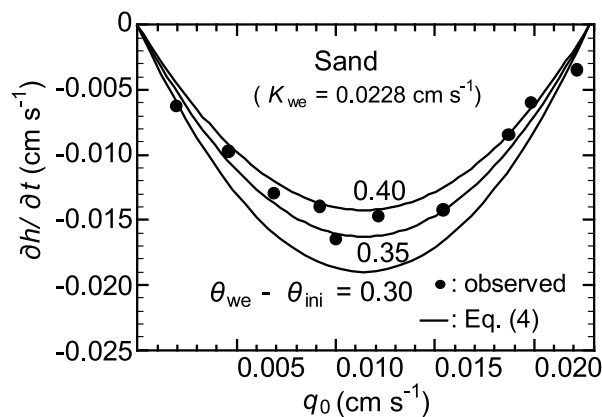


Fig. 7 Sand 10 回の実験で得られた各 q_0 に対する圧力の時間勾配の値と、(4) 式において $K_{we} = K_s$ と近似した場合の計算値との比較。

The comparison between calculated pressure gradient vs. q_0 by the Eq. (4) using a fixed K_{we} for sand and observed (●) from the Run 1 to 10.

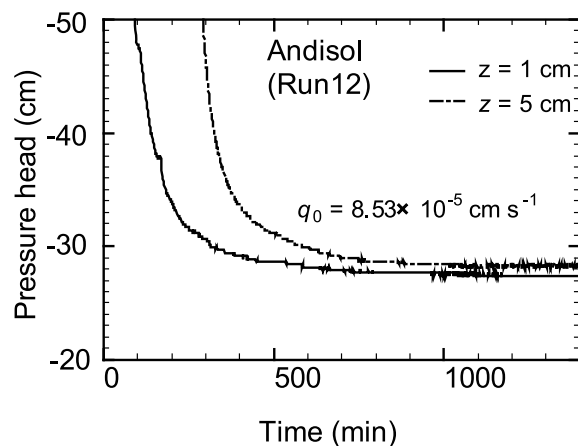


Fig. 8 Run 12 (Andisol) における圧力の時間変化の実測値。Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for the Andisol (Run12).

つの理論的な説明として考えることができる。

次に、砂以外の土について、このような現象が起こり得るのかという点について、クロボク土 (Andisol), マサ土 (Loam), 黄土 (Silt) を用いて行った、同様の実験の結果について、結果の一例を Fig. 8 ~ 10 に示す。これより、クロボク土については、圧力が増加し、時間的な圧力の差が 0 という状態は続いたが、負になることはなく、空間的にも逆転は生じなかった。また、マサ土については、空間的には、わずかながら圧力の逆勾配が生じた。しかし、時間的には、差が 0 になるところまでは観測されたが、負になるという結果は得られなかった。黄土に至っては、圧力は時間的に単調増加し、安定した流れと言えた。

基本的に、(1) 式が成立する前提としては、浸潤過程が

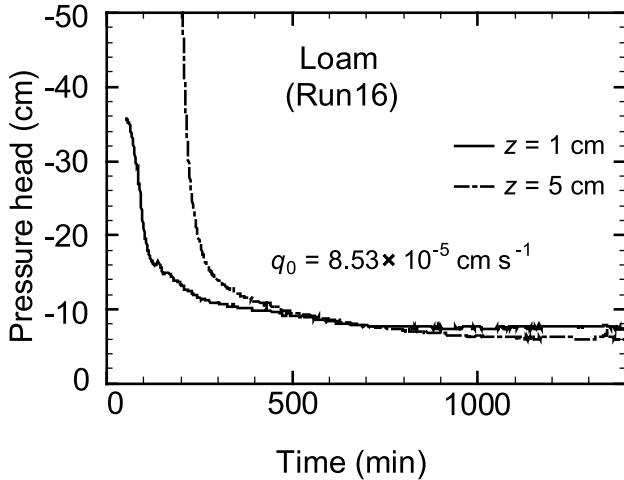


Fig. 9 Run16 (Loam) における圧力の時間的変化の実測値。
Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for the Loam (Run16).

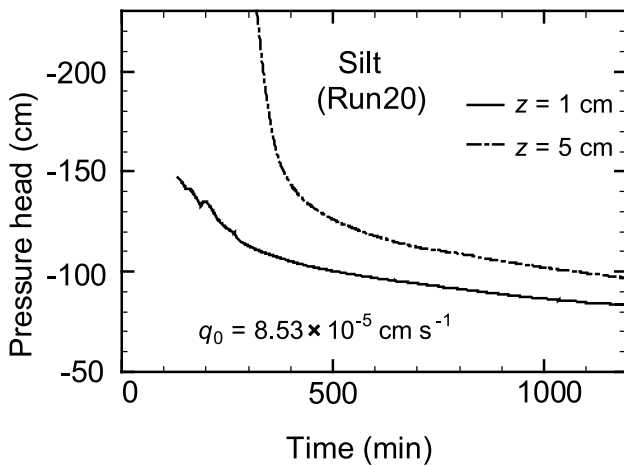


Fig. 10 Run20 (Silt) における圧力の時間的変化の実測値。
Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for the Silt (Run20).

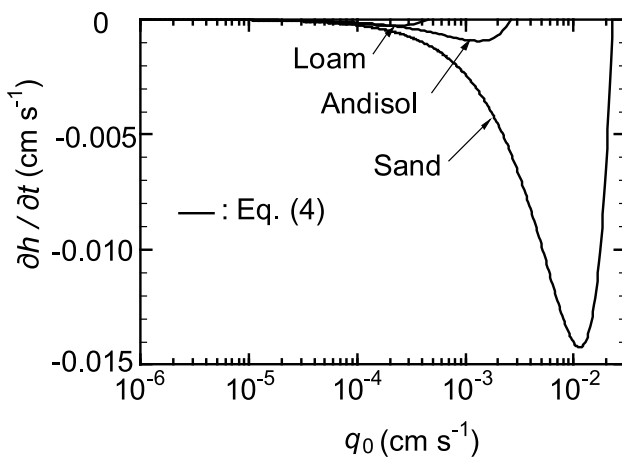


Fig. 11 Sand, Andisol および Loam について、 $K_{we} = K_s$, $\theta_{we} = \theta_s$, $\theta_{ini} = 0$ とおいて (4) 式で計算した圧力の時間勾配と q_0 との関係。

Estimated relationships between pressure gradients and q_0 values calculated by the Eq.(4) for three different soils.

Green-Ampt 型であることが必要となる。この浸潤型が成立する厳密な条件は、動的水侵入圧の値が解析的に与えられていない現時点では不明確であるが、経験的には、明瞭な浸潤前線を有している場合であるといえる。砂質土に関しては、従来、この浸潤型の適用が可能な土壌であるとされるが、他の土壌であっても、初期乾燥した条件下における散水浸潤では、明確な浸潤前線の確認は可能であり、(1) 式が成立する可能性はあるといえる。そこで、マサ土とクロボク土に関し鳥取砂丘砂同様に、実験で得られた、 K_s , θ_s を用いて (4) 式の値を計算し、Fig. 11 にプロットした。時間勾配の最大値は、(4) 式において $q_0 = K_{we}/2$ で発生し、 q_0 がその値より大きくても小さくても、その値は小さくなり、流れは安定化していくと考えられる。つまり、各土壌において不安定化のリスクが最も大きい散水フラックスは、近似的にその土壌の飽和透水係数の半分であるということになるが、Fig. 11 の計算結果からも分かるように、現実的な散水条件や、ピーク時の時間的な圧力勾配の大きさ等を考慮すると、砂質土以外での観測は難しいことが推測される。実際に、継続的な $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$ のフラックスが供給される条件としては、湛水成層（上層が細、下層が粗）条件下での下層における浸潤が考えられるが、これについては、過去、多くの実験的な研究が行われてきた。成層条件下では、2 成層の境界面が (1) 式における $z = 0 \text{ cm}$ に相当し、もし、上下層の境界面から下層へ一定の浸潤フラックス q_0 が与えられるならば、下層に発達する遷移領域内の圧力は (1) 式で表すことが可能であると思われる。しかし、境界面 ($z = 0$) における圧力の変動は、当然、上層内部におけるフラックスの値に影響を与えるため、現象は複雑になると考えられる。従って、この問題に関しては今後の検討課題の一つであると考えられる。

5. まとめ

初期、乾燥している土壌への散水灌漑について、Yao and Hedrickx (1996) に代表される研究によって明らかにされた、地表面に供給される水分フラックスが減少していく場合にも、浸潤前線は安定化していくという現象について、遷移領域内における圧力の時間勾配の観点から実験および考察を行った。Cho et al. (2005) が提示した (1) 式は、鳥取砂丘砂を用いた 1 次元の散水浸潤実験において、 q_0 が異なる各条件下で実測値とよく適合することが明らかになった。また、圧力の時間勾配の大きさは、(4) 式で示した q_0 の 2 次式で表現できることが示され、実験的にその傾向を明らかにすることができた。この結果、 q_0 が小さくなる場合も、圧力の時間勾配は 0 に近づき、流れは安定化していくことを説明することができた。

Yao and Hedrickx (1996) が行ったような、直径が数 10 cm にも及ぶフィンガー流を発生させることのできる大規模な散水実験の実施は難しく、浸潤前線の不安定化お

よびフィンガー流の発生に対する(4)式の直接的な検証はできなかったが、一つの解析的な考察を提示することはできたと考ええる。

謝辞

本研究は、科学研究費補助金基盤研究(C)「不安定な浸潤とフィンガー流の発生に関する総合的な理論の構築に関する研究」(代表 長 裕幸)および平成20年度鳥取大学乾燥地研究センター共同利用研究の研究成果の一部である。

引用文献

- Annaka, T. and S. Hanayama (2005): Dynamic water-entry pressure for initially dry glass beads and sea sand. *Vadose Zone Journal*, 4: 127–133.
- Annaka, T. and S. Hanayama (2007): Pressure head profile within growing fingers in initially dry glass beads. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 71: 901–908.
- Baker, R.S. and D. Hillel (1990): Laboratory tests of a theory of fingering during infiltration into layered soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54: 20–30.
- 筑紫二郎 (1981): 成層土壌における不飽和浸透流に関する研究。鳥取大学農学部研究報告, 33 別冊: 1–38.
- 長 裕幸 (1995): フィンガリング流の3次元的な形態について—2成層湛水条件下で発生するフィンガリングに関する研究(I)—。農土論集, 179: 11–20.
- 長 裕幸 (1996): 下層条件の違いがフィンガーに及ぼす影響について—2成層湛水条件下で発生するフィンガリングに関する研究(II)—。農土論集, 181: 1–10.
- Cho, H. and G.H. de Rooij (1999): Fingering flow: the role of the induction zone below the soil surface and the capillary fringe. In: M.Th. van Genuchten et al. (ed.) *Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media. Part 1. Proc. Int. Workshop, Riverside, California, 22-24 Oct. 1997. Univ. of California, Riverside, U.S.A.*, 423–432.
- Cho, H. and G.H. de Rooij (2002): Pressure head distribution during unstable flow in relation to the formation and dissipation of fingers. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6: 763–771.
- Cho, H., G.H. de Rooij and M. Inoue (2005): The pressure head regime in the induction zone during unstable nonponding infiltration: theory and experiments. *Vadose Zone Journal*, 4: 908–914.
- de Rooij, G.H. and H. Cho (1999): Modelling solute leaching during fingering flow by integrating and expanding various theoretical and empirical concepts. *Hydrological Sciences Journal*, 44: 447–465.
- de Rooij, G.H., H. Cho, M. Inoue, and N. Toride (2001): Finger formation and its relation to lateral flow in the induction zone. In: A. Shirmohammadi (ed.) *Preferential flow. Water movement and chemical transport in the environment. Proc. Int. Symp., 2nd, Honolulu, Hawaii, 3-5 Jan. 2001. American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, Michigan*, 173–176.
- DiCarlo, D.A., R. Juanes, T. LaForce and T. P. Witelski (2008): Nonmonotonic traveling wave solutions of infiltration into porous media. *Water Resour. Res.*, Vol. 44, W02406, doi: 10.1029/2007WR005975.
- DiCarlo, D.A. (2004): Experimental measurements of saturation overshoot on infiltration, *Water Resour. Res.*, Vol 40, W04215, doi: 10.1029/2003WR002670.
- Geiger, S.T. and D.S. Durnford (2000): Infiltration in homogeneous sands and a mechanistic model of unstable flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64: 460–469.
- Hillel, D. (1987): Unstable flow in layered soils: a review. *Hydrological Processes*, 1: 143–147.
- Hillel, D. and R.S. Baker (1988): A descriptive theory of fingering during infiltration into layered soils. *Soil Sci.*, 146: 51–56.
- Jury, W.A., Z. Wang and A. Tuli (2003): A conceptual model of unstable flow in unsaturated soil during redistribution. Available at www.vadosezonejournal.org. *Vadose Zone J.*, 2: 61–67.
- 中野政詩, 宮崎 毅, 塩沢 昌, 西村 拓 (1995): 土壌物理環境測定法. 東京大学出版会, 25–102.
- Nieber, J.L. (1996): Modeling finger development and persistence in initially dry porous media. *Geoderma*, 70: 209–229.
- Nieber, J.L., R.Z. Dautov, A.G. Egorov and A.Y. Sheshukov (2005): Dynamic capillary pressure mechanism for instability in gravity-driven flows; review and extension to very dry conditions, *Transp. Porous Med.*, 58: 147–172.
- Philip, J.R. (1975): Stability analysis of infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39: 1042–1049.
- Shiozawa, S. and H. Fujimaki (2004): Unexpected water content profiles under flux-limited one-dimensional downward infiltration in initially dry granular media. *Water Resour. Res.*, 40, W07404, doi: 10.1029/2003WR002197.
- Wang, Z., A. Tuli and W.A. Jury (2003): Unstable flow during redistribution in homogeneous flow. Available at www.vadosezonejournal.org. *Vadose Zone J.*, 2: 52–60.
- VanDuijn, C.J., G.J.M. Pieters and P.A.C. Raats (2004): Steady flows in unsaturated soils are stable. *Transp. Porous Med.*, 57: 215–244.
- Yao, T. and J. M. H. Hendrickx (1996): Stability of wetting fronts in dry homogeneous soils under low infiltration rates. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60: 20–28.

要 旨

初期、強度に乾燥した粗粒土壌に対し、地表面への継続的な水分供給を行うと、供給フラックスの値が土壌の飽和透水係数より小さな条件下において、流れは不安定化し、フィンガー流などの選択流を引き起こす可能性が報告されている。本研究では、4種類の土壌に対し、流れが不安定化する条件下で1次元の散水実験を行い、圧力の時間的な変化を測定した。その結果、時間的、空間的に負の圧力勾配を明確に観測できたのは、鳥取砂丘砂だけであった。その圧力の時間的变化は、測定圧力の最大値を動的水侵入圧として、(1)式でうまく表現することができた。また、圧力の時間勾配は(4)式で与えられ、供給フラックスの2次関数で表されたが、砂の実測値はこの式にほぼ適合しており、フラックスが小さくなるにつれ、流れが安定化していくことが分かった。

キーワード：不安定な流れ，浸潤前線の不安定性，散水浸潤，遷移領域，動的水侵入圧

水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性モデル

坂井 勝¹・取出伸夫²

Hydraulic property models for water retention and unsaturated hydraulic conductivity

Masaru SAKAI¹ and Nobuo TORIDE²

1. はじめに

土の保水性を表す水分保持曲線と、土の透水性を表す不飽和透水係数は、不飽和土中の水分移動特性を与える重要な物性値である。特に、リチャーズ式を数値解析して不飽和土中の水分移動を予測するためには、適切な境界条件（斎藤ら, 2006）と初期条件を与えることに加え、水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性を適切な数式モデルで与える必要がある。この数式モデルは水分移動特性モデル (hydraulic property model) とよばれる。

体積含水率と土中水圧力の関係を表す水分保持曲線は、これまで様々なモデルが提案されており（たとえば, Brooks and Corey, 1964; van Genuchten, 1980; Campbell, 1987; Kosugi, 1994）、通常、水分保持曲線の実測値に対してモデルを適合して用いられる。一方、測定が難しい不飽和透水係数については、Mualem (1976) の間隙径分布モデルに代表される不飽和透水係数推定モデルを用いて、水分保持曲線から推定する方法が広く用いられている。特に水分保持曲線の数式モデルから不飽和透水係数の関数が得られる場合は、水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデル（以下、連結モデル）とよばれ、水分保持曲線と不飽和透水係数を共通のパラメータを用いた関数で表現できるため、非常に有用性が高い。

水分保持曲線と不飽和透水係数の連結モデルのパラメータを推定する方法として、水分移動特性と相関のある土性、粒度分布、乾燥密度、有機物含量などの基礎的な土の物性値とデータベースの情報からモデルのパラメータ値を推定するペドトランスファー関数 (pedo transfer function) がある (Schaap et al., 1998)。また、近年、排水や蒸発などの非定常不飽和水分移動過程の土中水圧力や水分量の実測値に基づき、逆解析によってパラメータを推定する手法 (Eching and Hopmans, 1993; Šimůnek et al., 1998; 坂井・取出, 2007a, b) が注目されている。この逆解析手法は、水分保持曲線と不飽和透水係数を同時に推定できる利点を持つ。しかし、いずれの方法において

も、適切な水分移動特性モデルを選択することが、精度の高い推定のための条件である。

一方、水分変化の大きい水分移動を対象に予測を行なう場合は、湿潤状態から比較的乾燥した状態までの幅広い水分領域に適合した水分移動特性モデルが必要である。しかし、水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデルに対して、実測値の得やすい水分保持曲線に比べて不飽和透水係数の検討が十分でない場合が多い。また、水分保持曲線をほぼ表現できるモデルであっても、飽和に近い領域や乾燥領域の水分量のわずかな違いが不飽和透水係数の大きな違いとなる場合がある。たとえば、坂井・取出 (2007b) は、砂質土からの蒸発過程に対して VG モデルを用いた計算では水分移動を再現できない理由を、低水分領域における不飽和透水係数の過小評価であるとしている。そのため、不飽和透水係数の特性の視点から連結モデルの検討を行ない、適切なモデルを選択することが重要である。

そこで本解説では、Mualem の不飽和透水係数推定モデルによる代表的な連結モデルである Brooks and Corey (1964), van Genuchten (1980), Kosugi (1996) のモデルを取り上げた。そして、水分保持曲線、不飽和透水係数に対するそれぞれの寄与を表す間隙半径の確率密度関数を定義し、各モデルの特徴、モデルを適用する上での注意点について整理した。さらに、Mualem のモデルが原因で生じる水分飽和付近の大きな透水係数変化に対する修正 van Genuchten モデル (Vogel and Cislserova, 1988)、水分保持曲線の残留体積含水率を補正した Fayer and Simmons (1995) のモデル、また異なる複数の保水と透水形態を van Genuchten モデルの重ね合わせで表現する Durner (1994) のモデルを示し、モデルの特徴とその適用について解説した。

2. Mualem の不飽和透水係数推定モデル

体積含水率 θ と土中水圧力 h の関係である水分保持曲線は、吸引法や加圧板法などによって比較的容易に測定することができる。一方、不飽和透水係数は、水分フラックスの制御と測定が困難であり、正確な測定は難しい。そのため、間隙半径の分布、間隙の連結性、屈曲度などを考慮した間隙径分布モデルに基づき、水分保持曲線から不飽和透水係数を推定する方法が主流である (Burdine, 1953; Mualem, 1976)。現在、最も広く用いら

¹Dept. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, 900 University Avenue, Riverside, CA 92521, USA. Corresponding author: 坂井勝, カリフォルニア大学リバーサイド校環境科学科

²Graduate School of Bioresources, Mie University, 1577 Kurima-Machiya, Tsu, Mie 514-8507, Japan
2009年1月20日受稿 2009年2月20日受理
土壌の物理性 111号, 61-73 (2009)

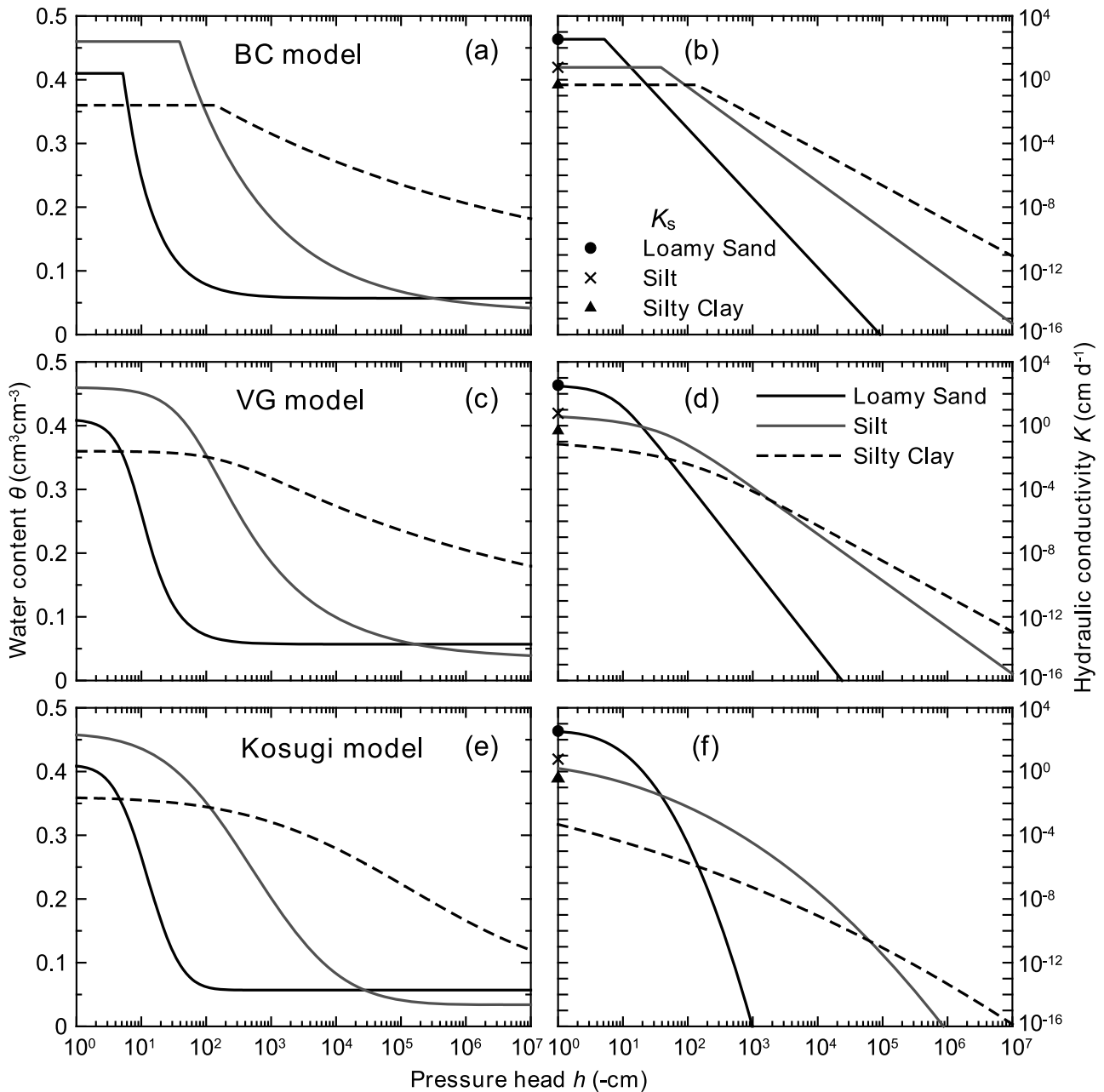


Fig. 1 Brooks and Corey モデル (BC モデル), van Genuchten モデル (VG モデル), Kosugi モデルの水分移動特性: (a), (c), (e) 水分保持曲線 $\theta(h)$; (b), (d), (f) 不飽和透水係数 $K(h)$. 黒実線はローム質砂, 灰色実線はシルト質土, 黒点線はシルト質粘土.

れている不飽和透水係数推定モデルは, 次の Mualem (1976) のモデルである.

$$K(h) = K_s S_e^\ell \left[\int_0^{S_e} \frac{1}{h(S_e)} dS_e / \int_0^1 \frac{1}{h(S_e)} dS_e \right]^2 \quad (1)$$

ここで, K は不飽和透水係数 ($L T^{-1}$), K_s は飽和透水係数 ($L T^{-1}$), S_e は有効飽和度 (-), h は土中水圧力 (L), ℓ は間隙結合係数 (-) である. (1) 式中の水分保持曲線 $h(S_e)$ に対して, van Genuchten モデル (van Genuchten, 1980) に代表される関数を代入すると, 不飽和透水係数が h または θ の関数として得られる. なお, (1) 式の括弧に含まれない S_e^ℓ は, Mualem モデルから導かれる透水係数に共通して現れる項である.

(1) 式の積分の解析解は閉形式 (closed-form) 解とよばれ, 水分保持曲線と不飽和透水係数を共通のパラメータで表現できるため, 広く用いられている. 本報では, Mualem (1976) の連結モデルで閉形式解が得られる代表的な水分移動特性モデルについて解説する. なお, Mualem (1976) に関しては, 小杉 (2007) に詳細が解説されている.

2.1 代表的連結モデル

不飽和透水係数の閉形式解を持つ連結モデルとしては, 以下に示す Brooks and Corey モデル (以下, BC モデル), van Genuchten モデル (以下, VG モデル), Kosugi モデルの 3 種類の水分移動特性モデルが代表的である. なお, こうした Mualem の連結モデルは, Mualem の名前を併記して, たとえば Mualem-van Genuchten モデルとよばれることも多いが, 本解説では, 単に BC モデ

Table 1 VG モデル, BC モデル, Kosugi モデルのパラメータ.

| van Genuchten model | θ_r (cm ³ cm ⁻³) | θ_s (cm ³ cm ⁻³) | α (cm ⁻¹) | n (-) | K_s (cm d ⁻¹) |
|------------------------|--|--|------------------------------|---------------|-----------------------------|
| Loamy Sand | 0.057 | 0.41 | 0.124 | 2.28 | 350.2 |
| Silt | 0.034 | 0.46 | 0.016 | 1.37 | 6 |
| Silty Clay | 0.07 | 0.36 | 0.005 | 1.09 | 0.48 |
| Sand | 0.045 | 0.43 | 0.145 | 2.68 | 712.8 |
| Brooks and Corey model | θ_r (cm ³ cm ⁻³) | θ_s (cm ³ cm ⁻³) | h_e (cm) | λ (-) | K_s (cm d ⁻¹) |
| Loamy Sand | 0.057 | 0.41 | -5.2 | 0.95 | 350.2 |
| Silt | 0.034 | 0.46 | -38.7 | 0.32 | 6 |
| Silty Clay | 0.07 | 0.36 | -139.5 | 0.085 | 0.48 |
| Kosugi model | θ_r (cm ³ cm ⁻³) | θ_s (cm ³ cm ⁻³) | h_0 (cm) | σ (-) | K_s (cm d ⁻¹) |
| Loamy Sand | 0.057 | 0.41 | -12.5 | 0.95 | 350.2 |
| Silt | 0.034 | 0.46 | -510.6 | 2.48 | 6 |
| Silty Clay | 0.07 | 0.36 | -140538 | 4.49 | 0.48 |

ル, VG モデルと簡略化して表記する. Fig. 1 にローム質砂, シルト質土, シルト質粘土に対して適合した BC, VG, Kosugi モデルの水分保持曲線 $\theta(h)$, および不飽和透水係数 $K(h)$ を示す. ここで, ローム質砂, シルト質土, シルト質粘土は Carsel and Parrish (1988) が示した VG モデルのパラメータに基づくものであり, BC モデルと Kosugi モデルについては, VG モデルの水分保持曲線に対して非線形最小二乗法で適合してパラメータを定めた (van Genuchten et al., 1991). 各モデルのパラメータは Table 1 に示す. なお, 間隙結合係数 ℓ は 0.5 で一定とした (2.3 節参照).

2.1.1 Brooks and Corey モデル

(2) 式の Brooks and Corey (1964) の水分保持曲線モデルの場合, 不飽和透水係数の閉形式解は (3) 式で与えられる.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} (h_e/h)^\lambda & h < h_e \\ 1 & h \geq h_e \end{cases} \quad (2)$$

$$K(S_e) = K_s S_e^{\ell+2+2/\lambda} \quad (3)$$

ここで, θ は体積含水率 (L³ L⁻³), θ_r は残留体積含水率 (L³ L⁻³), θ_s は飽和体積含水率 (L³ L⁻³), h_e は空気侵入圧 (L), $\lambda (> 0)$ は水分保持曲線の形状を与えるパラメータ (-) である. なお, 指数関数で表現した Campbell (1987) の水分保持曲線モデルは, (2) 式の θ_r を 0 とした場合と等しい.

Fig. 1(a) に BC モデルの水分保持曲線, Fig. 1(b) に不飽和透水係数 K を示す. なお, 水分保持曲線の縦軸は, S_e ではなく θ とした. また, グラフの左端の $h = -1$ cm の位置にそれぞれの土の K_s をプロットした. (2) 式の BC モデルの水分保持曲線の大きな特徴は, 空気侵入圧をパラメータ h_e として与える点であり (ローム質砂 $h_e = -5.2$ cm, シルト質土 $h_e = -38.7$ cm, シルト質粘土 $h_e = -139.5$ cm), $h > h_e$ に対して飽和体積含水率 θ_s で一定となる. そのため, 明確な空気侵入圧を持つ粒径が均一な砂質土の水分保持曲線に対し適合がよい. BC モデルのパラメータ λ は水分保持曲線の傾きに影響を

与えるパラメータであり, 大きな値ほど急な傾きとなり (ローム質砂で 0.95), 小さな値ほど緩やかな傾きとなる (シルト質粘土で 0.085). 低土中水圧力領域では残留体積含水率 θ_r で一定となり, それ以上の乾燥は生じないと仮定している. これは, 同じく θ_r を用いる VG モデルや Kosugi モデルも同様である. 乾燥領域の θ_r を最小水分量として定義することで生じる問題は 3.2 節で取り上げる. (3) 式の BC モデルの K は, 空気侵入圧 h_e 以上の土中水圧力では水分量が θ_s で一定であるため, K_s で一定であり, h_e 以下では両対数グラフ上で直線的に低下する.

BC モデルは, パラメータの数も少なく, 最も単純な関数で表される水分移動特性モデルである. また, それぞれのパラメータの物理的な意味や関数型に与える効果も明確である. しかし, 空気侵入圧以上では水分保持曲線の傾きが 0 になり, θ_s に対応する h が定まらないため, 数値計算が不安定になる場合がある点は注意が必要である.

2.1.2 van Genuchten モデル

van Genuchten (1980) が提案した連結モデルは, 次式で与えられる.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = (1 + |\alpha h|^n)^{-m} \quad (4)$$

$$K(S_e) = K_s S_e^\ell \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (5)$$

ここで, α (L⁻¹), n (-), $m (= 1 - 1/n)$ は曲線の形状を与えるパラメータである. 異なる土の水分保持曲線に適合するための自由度が高く, 滑らかな曲線を与える VG モデルは, 最も広く用いられている水分移動特性モデルである. (4) 式の右辺の 1 を省くと h のべき乗関数となり, (2) 式の BC モデルと同様な関数型となる. そのため, h の絶対値の大きい低土中水圧力領域では, VG モデルは BC モデルとほぼ等しくなる.

Fig. 1(c) に VG モデルの水分保持曲線, Fig. 1(d) に不飽和透水係数 K を示す. (4) 式の VG モデルの水分保持曲線は, S 字型の滑らかな曲線で残留体積含水率 θ_r

に漸近する形状を示す。VG モデルのパラメータ $n (> 1)$ は、BC モデルのパラメータ λ と同様に水分保持曲線の傾きに影響を与えるパラメータである。ローム質砂 (黒実線) のように傾きの急な粗粒な土では n は大きくなり ($n = 2.28$), シルト質粘土 (黒点線) のように傾きが緩やかな細粒な土では n は小さくなる ($n = 1.09$)。また、パラメータ α ($0 < \alpha < 1$, Table 1) は、その逆数 ($-1/\alpha$, 砂質土 -6.9 cm, シルト質土 -62.5 cm, シルト質粘土 -200 cm) が空気侵入圧に対応した値を示すため、粗粒な土ほど α は大きい。

小杉 (2007) は、VG モデルの形状を特徴付けける指標としてパラメータ n, α の代わりに $m (= 1 - 1/n)$ と変曲点 $\psi_0 (= -m^{1-m}/\alpha)$ の 2 つを挙げている。これは、パラメータ n の範囲が $1 < n < \infty$ であるのに対し、 m は $0 < m < 1$ の範囲で変化し、 $m \rightarrow 1$ の無限大の急勾配から $m \rightarrow 0$ の勾配 0 の範囲で水分保持曲線の傾きを変えるため、 m の大きさと曲線形状の関係が評価しやすいためである。また、パラメータ α の逆数値は必ずしも空気侵入圧と一致しない。一方、水分保持曲線の変曲点である ψ_0 は、S 字型を示す VG モデルの形状を特徴付け、さらに後述の (11) 式で示す比水分容量 ($= d\theta/dh$) が最大になるときの h として、不飽和水分移動に対する物理的な意味も持つ。

(5) 式の VG モデルの K は、水分飽和から空気侵入圧付近までの緩やかな水分低下に対応して緩やかに減少し、空気侵入圧より低土中水圧力領域では $K-h$ の両対数グラフにおいて直線的な低下を示す。水分保持曲線の傾きが急なローム質砂においては、 K は水分飽和近傍では K_s にほぼ近い値を示し、 $h < -4$ cm で急激に低下する。一方、シルト質粘土では、全土中水圧力領域に対して緩やかに K が低下する。また、水分飽和近傍において K_s からの大きな減少 ($K_s = 4.8$ cm d⁻¹ 対し、 $h = -1$ cm で $K = 0.11$ cm d⁻¹) を示す。この飽和近傍における大きな K の低下については、3.1 節で取り上げる。

2.1.3 Kosugi モデル

BC モデルや VG モデルは、水分保持曲線の実測値への適合を考慮したモデルであるのに対し、Kosugi (1994, 1996) は、土中の間隙径分布に対数正規分布を仮定し、毛管保水に基づく水分保持曲線を提案した (Kosugi モデル)。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\frac{\ln(h/h_0)}{\sqrt{2}\sigma} \right] \quad (6)$$

ここで、パラメータ $\alpha (> 0)$ は後述の (16) 式の間隙半径の対数正規分布の幅を表す無次元パラメータ (-), h_0 は有効飽和度 S_e が 0.5 となるメジアン間隙径 r_m (中央値) に対応する土中水圧力 (L), $\operatorname{erfc}(x)$ は余誤差関数 ($= 2/\sqrt{\pi} \int_x^\infty \exp(-u^2) du$) である。このとき、(1) 式に基づく Kosugi モデルの不飽和透水係数は次式で与えられる。

$$K(S_e) = K_s S_e^\ell \left\{ \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\frac{\ln(h/h_0)}{\sqrt{2}\sigma} + \frac{\sigma}{\sqrt{2}} \right] \right\} \quad (7)$$

Fig. 1(e) に Kosugi モデルの水分保持曲線、Fig. 1(f) に不飽和透水係数を示す。(6) 式の Kosugi モデルの水分保持曲線は、VG モデルと同様に S 字型で滑らかに残留体積含水率 θ_r に漸近する形状を示す。 σ は水分保持曲線の傾きに影響を与えるパラメータであり、小さい値ほど傾きが急になり (ローム質砂で 0.95), 大きい値ほど緩やかになる (シルト質粘土で 4.49)。また、 h_0 は有効飽和度 S_e が 0.5 となる土中水圧力であり、粗粒土ほど高土中水圧力に位置し (ローム質砂で -12.5 cm), 細粒土ほど低土中水圧力に位置する (シルト質粘土で -140538 cm)。Kosugi モデルは VG モデルとほぼ同様の形状を示すが、残留体積含水率 θ_r への漸近は Kosugi モデルの方が早く、この特徴は σ が大きく傾きが緩やかな細粒土ほど顕著になる。

(7) 式の Kosugi モデルの不飽和透水係数 K は、 $K-h$ の両対数グラフにおいて上に凸型の形状を示し、低土中水圧力ほど K の低下率が大きくなるのが特徴である。そのため、直線的な減少を示す BC モデルや VG モデルに比べ、低土中水圧力領域の K は小さくなる。また、VG モデルと同様に、水分保持曲線の傾きが急なローム質砂のような粗粒土では、水分飽和近傍は K_s にほぼ近い値を示す。一方、 K の低下が緩やかなシルト質粘土では、高水分量の高土中水圧力領域でも緩やかな透水係数の変化が見られ、飽和近傍においても K_s よりも極端に小さな値 ($K_s = 4.8$ cm d⁻¹ 対し、 $h = -1$ cm で $K = 4.8 \times 10^{-4}$ cm d⁻¹) を示す。この飽和近傍における K_s からの減少は、VG モデルよりも大きい。

2.2 間隙径密度関数

連結モデルの比較や土性による違いを検討するとき、保水と透水の間隙径分布モデルに用いられる間隙半径の密度分布を用いると、それぞれの特徴をわかりやすく示すことができる。しかし、毛管保水に基づく水分保持曲線と毛管内のポアズイユ流れに基づく不飽和透水係数では、間隙半径の与える効果がそれぞれ異なる。そのため、間隙半径の寄与を考慮した密度分布を保水と透水のそれぞれに対して定義する必要がある。

2.2.1.2 種類の密度関数の定義

水分保持曲線における間隙半径の密度分布は、半径 r の間隙に保持される体積含水率の割合に基づいて定義する。有効飽和度 S_e は、最小間隙径 $r_{\min} = 0$ で 0, 最大間隙径 r_{\max} で 1 となることを考慮し、 S_e を r で微分した関数を、水分保持曲線に対する半径 r の間隙の寄与を示す確率密度関数 $p_1(r)$ として定義する。

$$p_1(r) = \frac{dS_e}{dr} = \frac{1}{\theta_s - \theta_r} \frac{d\theta}{dr} = \frac{f(r)}{\theta_s - \theta_r} \quad (8)$$

ここで、Mualem (1976), Kosugi (1994) と同様に $f(r) = d\theta/dr$ とすると、半径が $r \sim r + dr$ の範囲における単位

体積の土中の水分量 $d\theta$ は、 $f(r)dr$ で与えられるので、半径 r 以下の間隙の水分量は次式で表される。

$$\theta(r) = \int_0^r f(r)dr + \theta_r \quad (9)$$

また、間隙半径 r と土中水圧力 h の関係式は、毛管保水のヤング–ラプラスの式で与えられる。

$$h = -\frac{2\gamma\cos\beta}{\rho_w g r} \quad (10)$$

ここで、 γ は水の表面張力 ($= 0.0727 \text{ J m}^{-2}$)、 β は水と土粒子の接触角 ($\approx 0^\circ$)、 ρ_w は水の密度 ($= 998 \text{ kg m}^{-3}$)、 g は重力加速度 ($= 9.8 \text{ m s}^{-2}$) である。

$f(r)$ に (10) 式を代入すると次の関係が導かれる。

$$f(r) = \frac{d\theta}{dh} \frac{dh}{dr} = C_w(h) \frac{dh}{dr} = C_w(h) \frac{2\gamma}{\rho_w g r^2} \quad (11)$$

ここで、 $C_w(h)$ は水分保持曲線の微分で表現される比水分容量 ($= d\theta/dh$) である。BC モデルの $C_w(h)$ と $p_1(r)$ は、(2) 式をそれぞれの関係式に代入すると得られる。

$$C_w(h) = \begin{cases} -\frac{\lambda(\theta_s - \theta_r)}{h_c} \left(\frac{h_c}{h}\right)^{\lambda+1} & h < h_c \\ 0 & h \geq h_c \end{cases} \quad (12)$$

$$p_1(r) = \begin{cases} -\frac{2\gamma\lambda}{\rho_w g r^2 h_c} \left(\frac{h_c}{h}\right)^{\lambda+1} & r < -\frac{2\gamma}{\rho_w g h_c} \\ 0 & r \geq -\frac{2\gamma}{\rho_w g h_c} \end{cases} \quad (13)$$

同様に VG モデルでは、

$$C_w(h) = \frac{\alpha^n (\theta_s - \theta_r) mn (-h)^{n-1}}{[1 + (-\alpha h)^n]^{m+1}} \quad (14)$$

$$p_1(r) = \frac{2\gamma}{\rho_w g r^2} \frac{\alpha^n mn (-h)^{n-1}}{[1 + (-\alpha h)^n]^{m+1}} \quad (15)$$

また、この確率密度関数 $p_1(r)$ に対数正規分布を仮定したのが Kosugi モデルである。

$$p_1(r) = \frac{1}{\sigma r \sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (16)$$

このとき、 $C_w(h)$ は次式で与えられる (Kosugi, 1994)。

$$C_w(h) = \frac{\theta_s - \theta_r}{\sigma(-h)\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{[\ln(h/h_0)]^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (17)$$

一方、(1) 式の Mualem モデルの不飽和透水係数に対

する間隙半径 r の寄与は、水分保持曲線の場合とは異なる。(1) 式の導出過程で r と $f(r)$ の積の関数で表現される不飽和透水係数 (Mualem, 1976; 小杉, 2007) を、比透水係数 $K_r(-)$ に関して示すと次式となる。

$$K_r = \frac{K(r)}{K_s} = S_e^\ell \left[\frac{\int_0^r r f(r) dr}{\int_0^{r_{\max}} r f(r) dr} \right]^2 = S_e^\ell P(r) \quad (18)$$

ここで、括弧の 2 乗の項を $P(r)$ とする。 S_e^ℓ は間隙の配置と屈曲の影響を補正する項であり、(8)–(10) 式から r の関数として表される。ここで、 $K_r(0) = 0$ 、 $K_r(r_{\max}) = 1$ であることを考慮して、 K_r を r で微分した関数 $p_2(r)$ を、半径 r の間隙の不飽和透水係数に対する寄与を示す分布関数として定義する。

$$p_2(r) = \frac{dK_r}{dr} = S_e^\ell \frac{dP}{dr} + \ell S_e^{\ell-1} \frac{dS_e}{dr} P \quad (19)$$

この $p_2(r)$ は、 $p_1(r)$ と同様に 0 から r_{\max} まで積分した値は 1 であり、確率密度関数の性質を持つ。なお、Mualem の間隙径分布モデルは、単純な異なる間隙径の毛管束モデルではないため、ここで定義した 2 種類の間隙径密度関数 $p_1(r)$ 、 $p_2(r)$ は、ある半径の間隙の本数の確率密度ではなく、あくまで保水性と透水性への寄与率を示す分布である。

2.2.2 各モデルの間隙径密度分布

Fig. 2 に、前述の Fig. 1 に対応する水分保持曲線 $\theta(h)$ に対する間隙半径 r の寄与を表す確率密度関数 $p_1(r)$ 、不飽和透水係数 $K(h)$ に対する r の寄与を表す確率密度関数 $p_2(r)$ を示す。ここで、(19) 式の $P(r)$ に含まれる積分は、 $f(r)$ の計算値を用いて台形則で数値的に行なった。Kosugi モデルは、(8) 式で定義した確率密度関数 $p_1(r)$ に (16) 式の対数正規分布を仮定して、水分保持曲線と不飽和透水係数を導出している。そこで、間隙半径 r の分布と水分移動特性の関係が明解である Kosugi モデルから先に取り上げる。Fig. 2(e) に水分保持曲線に対する確率密度分布 $p_1(r)$ 、Fig. 2(f) に不飽和透水係数 K に対する確率密度分布 $p_2(r)$ を示す。対数正規分布である $p_1(r)$ は、対数軸の r に対して左右対称な正規分布を示す。ここでは、ローム質砂、シルト質土、シルト質粘土を比較するために、縦軸 $p_1(r)$ にも対数軸を用いた。

Kosugi モデルの $p_1(r)$ の形状は、対数正規分布のパラメータである σ (Table 1) と μ で決まり、 σ と μ から求まる統計量で特徴付けられる。ローム質砂、シルト質土、シルト質粘土のモード (mode)、メジアン (median)、平均値 (mean)、分散 (variance)、標本変動係数 (coefficient of variation, CV) を Table 2 に示す。なお、それぞれの統計量と σ と μ の関係は表中に示した (Jury and Horton, 2006)。

細粒土であるほど大きな σ と小さなメジアン半径 r_m を持つことから、モードは小さく、また分散は大きい。特に、粘質土に対しては、 σ は 4 を超えるため、極端に小

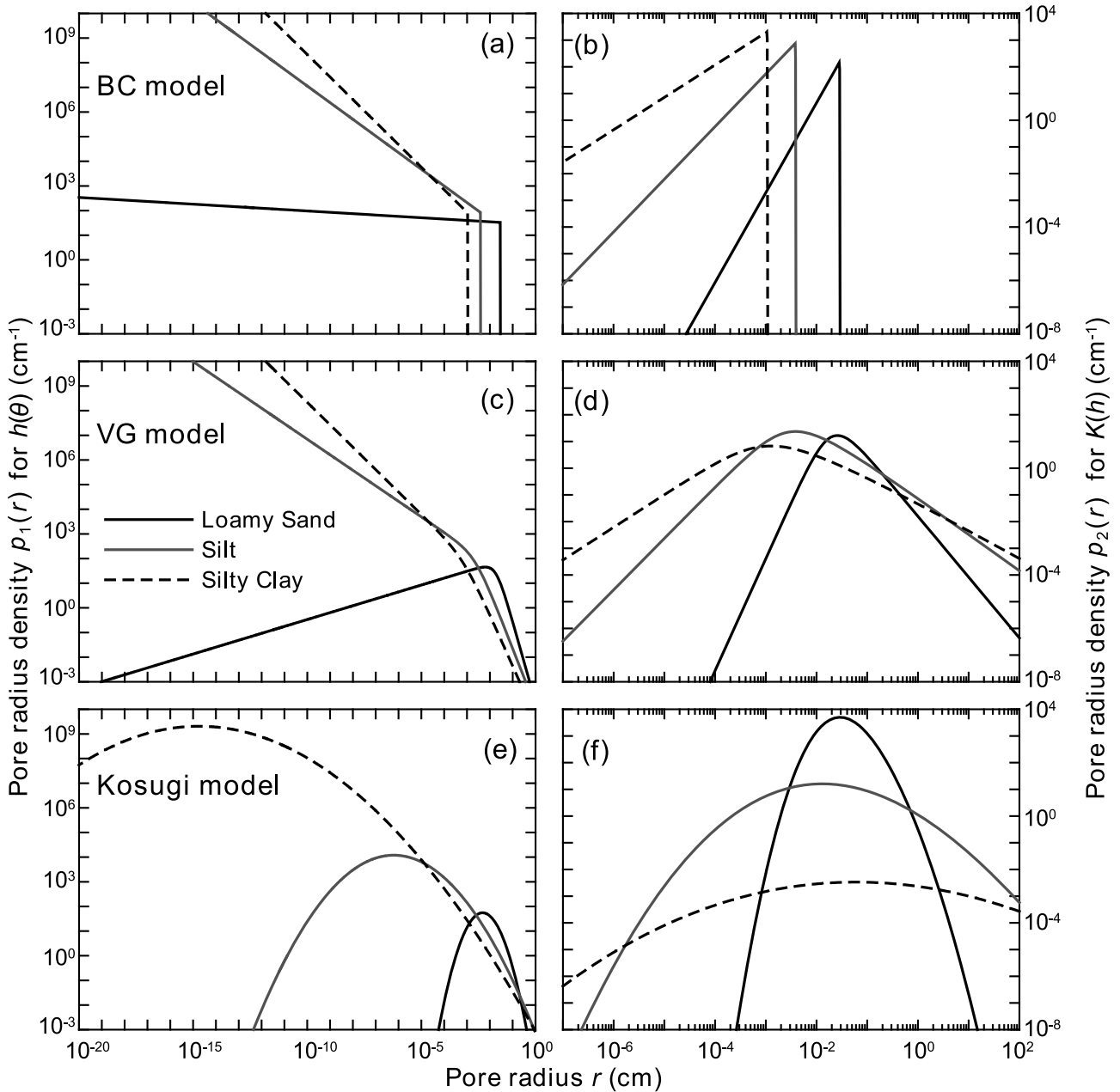


Fig. 2 Brooks and Corey モデル (BC モデル), van Genuchten モデル (VG モデル), Kosugi モデルにおける半径 r の間隙の寄与に関する確率密度関数: (a), (c), (e) 保水性に対する寄与 $p_1(r)$; (b), (d), (f) 透水性に対する寄与 $p_2(r)$. 黒実線はローム質砂, 灰色実線はシルト質土, 黒点線はシルト質粘土.

さいモードに著しく大きなピーク値を持つ. 逆に粗粒土であるほど σ は小さくなるため, モードは大きく, また分散は小さくなり, ピークの値は小さくなる. 縦軸, 横軸ともに対数軸で示しているため, 小さい r の領域が強調して表現されているが, 土性に関わらず密度関数 $p_1(r)$ で囲まれる面積は 1 である. 正規分布では, モード, メジアン, 平均値はすべて等しい値となるが, 対数正規分布では, モード < メジアン < 平均値の順の大きさになる. これは, 対数正規分布が, 通常の軸に対して平均値よりも小さい領域に偏りを持つ非対称な分布であることを示し, σ が大きい細粒土ほどこの非対称性が顕著になる. $p_1(r)$ の分布は, 細粒土ほど CV が極端に大きく, 粗粒土ほど CV が小さくなる. これらの統計量から, 細粒

土ほど小さな間隙を中心に広範囲の間隙径が水分保持に寄与していること, 粗粒土ほど大きな間隙のみが水分保持に寄与していることを示している. そのため, 細粒土ほど傾きが緩やかな水分保持曲線を示し, 粗粒土ほど傾きが急な水分保持曲線を示す. なお, Fig. 2(e) は, 水分子の大きさ (およそ 1.5×10^{-8} cm) よりもはるかに小さい $r = 10^{-20}$ cm の間隙も水分を保持することを示すが, これは, すべての水分が (10) 式に基づき毛管保水されるという仮定による結果である.

Kosugi モデルの $p_2(r)$ は, r の対数軸に対して山型の形状となる. この $p_2(r)$ を 0 から間隙半径 r まで積分した値が, 比透水係数 K_r である. それぞれの土のモードは, ローム質砂で 0.03 cm, シルト質土で 0.01 cm, シルト質粘土で 0.06 cm となり, $p_1(r)$ のモードに比べて大き

Table 2 Kosugi モデルにおける間隙径分布 $p_1(r)$ の統計量.

| | mode (cm) $\exp(\mu - \sigma^2)$ | median (cm) $2\gamma/\rho_w g h_0$ | mean (cm) $\exp(\mu + \sigma^2/2)$ | variance (cm ²) $[\exp(\sigma^2) - 1] \exp(2\mu + \sigma^2)$ | CV (%) $[\exp(\sigma^2) - 1]^{1/2}$ |
|------------|-------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---|--|
| Loamy Sand | 4.83×10^{-3} | 1.19×10^{-2} | 0.0187 | 5.11×10^{-4} | 121 |
| Silt | 6.21×10^{-7} | 2.91×10^{-4} | 0.00631 | 1.85×10^{-2} | 2163 |
| Silty Clay | 1.86×10^{-15} | 1.06×10^{-6} | 0.0252 | 3.62×10^5 | 2386218 |

な r に位置する. 特に, シルト質粘土の $p_1(r)$ のモードは 1.06×10^{-6} cm (Table 2) であり, 細粒土ほどこの違いは大きい. これは, ポワズイユ流れの仮定から透水性が間隙半径の 2 乗に比例することや, 異なる半径の間隙の配置や屈曲に対する Mualem モデルの仮定から, 保水性の場合に比べ, 大きな間隙の透水性への寄与が小さい間隙に比べてはるかに大きくなるためである. 一方, 大きな r ほど存在確率は小さいため, このバランスから $p_2(r)$ のピークが生じる. また, $p_2(r)$ は $p_1(r)$ と同様にシルト質粘土のような細粒土ほど広範囲の r に分布する. そのため, 小さな r にも $p_2(r)$ が広がりを持つシルト質粘土では, K の低下は緩やかになり (Fig. 1(f)), $p_2(r)$ が狭い範囲の r に限定されるローム質砂では K の低下は急になる. また, シルト質粘土の $p_2(r)$ は, モードが大きな r に存在し, さらに幅広く小さな r から大きな r にも分布を持つことから, 粗大間隙の透水性に対する寄与は他の土性に比べて相対的に高い. シルト質粘土に対する Kosugi モデルにおいて, 飽和近傍で大きな K の低下 (Fig. 1(f)) が生じるのは, 水分保持に対して無視できる存在量の $r = 100$ cm 以上の粗大間隙 (Fig. 2(e)) まででも, 透水性には大きな影響を与えるためである.

Fig. 2(c) に VG モデルの $p_1(r)$, Fig. 2(d) に $p_2(r)$ を示す. ローム質砂の $p_1(r)$ は小さい間隙半径に広がりを持つ山型となり, Kosugi モデルに比べて, 保水性に影響する小さい間隙半径の存在確率が高くなる. 一方, シルト質土とシルト質粘土の $p_1(r)$ は, 小さい r に対して無限大に発散する形状を示す. (15) 式より dp_1/dr を求めると, ローム質砂のような $n > 2$ を持つ傾きが急な水分保持曲線では $r \rightarrow 0$ で $p_1(r) \rightarrow 0$ に収束し, シルト質土やシルト質粘土のような $n < 2$ を持つ傾きが緩やかな水分保持曲線では $r \rightarrow 0$ で $p_1(r) \rightarrow \infty$ に発散することがわかる. 限りなく小さな間隙の存在確率が無限になることは矛盾しているように感じられるが, (9) 式において $r \rightarrow 0$ で $\theta \rightarrow \theta_r$ であるため, 水分保持量に対しては物理的に問題ない. 一方, VG モデルの $p_2(r)$ は, $r \rightarrow 0$ で $p_1(r) \rightarrow \infty$ であるシルト質土やシルト質粘土についても, ピークを持つ山型の形状を示す. 小さい r に対する VG モデルの $p_2(r)$ は, Kosugi モデルに比べ大きくなり, これに基づき低土中水圧力の K も大きな値となる. また, Kosugi モデルと同様に, シルト質粘土のように広範囲の r に $p_2(r)$ が広がる場合, 水分保持には寄与しない大きな r に対しても $p_2(r)$ が分布するため, 飽和近傍で大きな K の低下が生じる (Fig. 1(d)).

Fig. 2(a) に BC モデルの $p_1(r)$, Fig. 2(b) に $p_2(r)$ を示す. BC モデルでは, その空気侵入圧に対応した間隙半

径が最大間隙半径 r_{max} となり (ローム質砂 0.029 cm, シルト質土 0.0038 cm, シルト質粘土 0.0011 cm), $r \geq r_{max}$ で $p_1(r) = 0$ となる. また, 小さい r に対する $p_1(r)$ は, いずれの土も無限大に発散する. これは VG モデルと同様に $p_1(r)$ の関数型の性質であり, (13) 式より dp_1/dr を求めると, $\lambda > 1$ では $r \rightarrow 0$ で $p_1(r) \rightarrow 0$ に収束し, $\lambda < 1$ のときは $r \rightarrow 0$ で $p_1(r) \rightarrow \infty$ に発散することがわかる.

いずれの土に対しても乾燥領域に対応する小さい r の $p_1(r)$ は, BC モデル, VG モデル, Kosugi モデルの順に大きい. そのため, 小さい間隙の寄与の大きさに反映して, 残留体積含水率 θ_r への漸近は BC モデルが最も緩やかであり, 続いて VG モデル, Kosugi モデルの順となる. BC モデルの $p_2(r)$ は, $p_1(r)$ と同様に空気侵入圧に対応する r_{max} 以上では $p_2(r) = 0$ となり, 透水係数に影響を与えない. そのため, Kosugi モデルや VG モデルで生じた飽和近傍での K が大きく低下する問題は BC モデルでは生じない.

2.3 間隙結合係数 ℓ

間隙径分布モデルに含まれる間隙結合係数 ℓ は, 土中間隙の屈曲による影響と間隙同士の連結確率を与える空間的配置の相関を補正する係数である (Mualem, 1976; 小杉, 2007). Mualem は 45 種類の土に対して最も良い適合度を与える値として $\ell = 0.5$ を提示している. そのため, 多くの土を対象にした数値計算においても $\ell = 0.5$ が使われることが多い. しかし, Mualem 自身も ℓ は負の値も取り得るとしており, また Schuh and Cline (1990), Yates et al. (1992) も, 土によって大きく異なることを示している. Schaap and Leij (2000) は, 235 種類の土に対

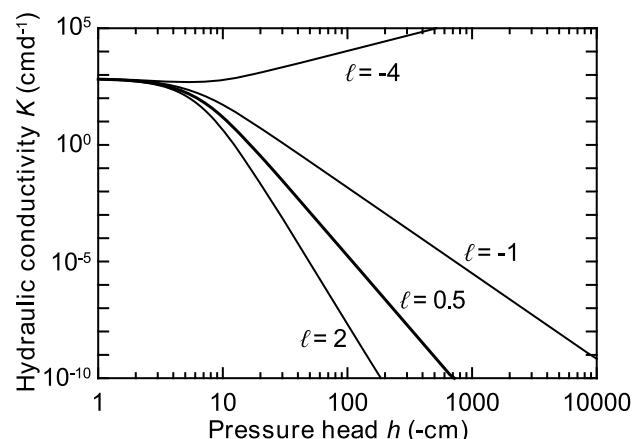


Fig. 3 VG モデルの砂質土における異なる間隙結合係数 ℓ に対する不飽和透水係数.

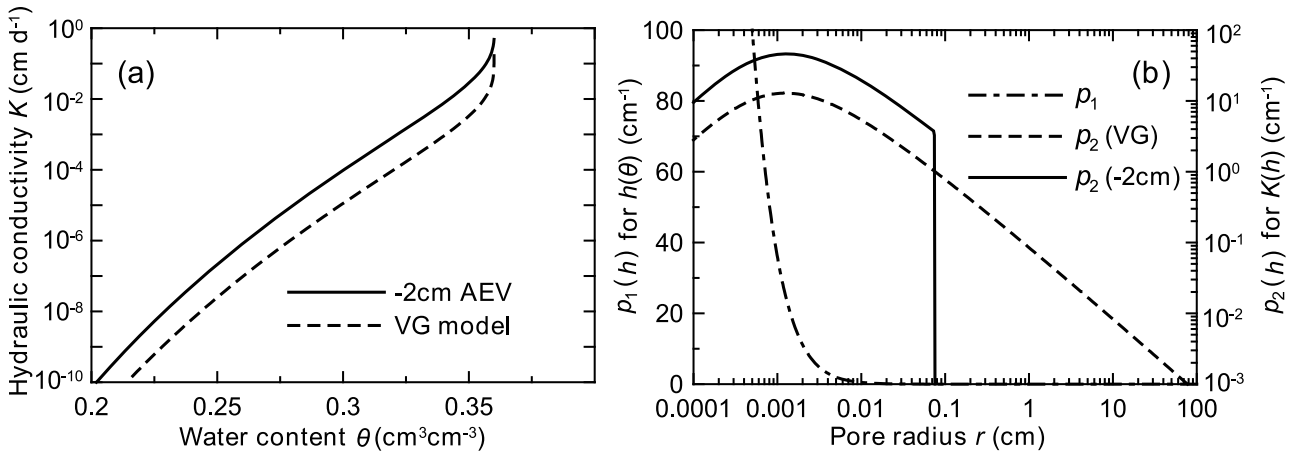


Fig. 4 修正 VG モデルに -2cm の空気侵入値を与えたシルト質粘土の (a) 不飽和透水係数; (b) 透水性に対する確率密度関数 $p_2(r)$. 点線は VG モデル.

して $l = -1$ が最も良く適合することを示している.

Fig. 3 は, Table 1 に示す VG モデルの砂質土において, 異なる l の値に対する不飽和透水係数 K である. l の値が大きいくほど両対数軸上の K の傾きが大きくなり ($l = 2$), K は小さい. 逆に l が小さいほど傾きが小さくなり ($l = -1$), K は大きい. しかし, n が大きく ($n = 2.68$), また極端に l が小さいとき ($l = -4$) のように, パラメータ値の組み合わせ次第で K が増加し得る点は注意が必要である.

また, (1) 式の Mualem モデルにおいて, 飽和透水係数 K_s と l は, 水分保持曲線と独立して与えるパラメータであり, それぞれの土が固有の値を持つ. そのため, 何らかの方法で実測, あるいは推定する必要がある. 特に, マルチステップ法や蒸発法のような逆解析手法では, 水分保持曲線のパラメータ (VG モデルでは $\theta_r, \theta_s, n, \alpha$) に加えて, K_s と l も推定の対象とするべきである (坂井・取出 2007b). また, K の実測データがなく, 第一近似として $l = 0.5$ を用いるときは, Fig. 3 に示すように, l の値によって K のオーダーが大きく変化することは認識する必要がある.

3. 改良モデル

Mualem モデルに基づく水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデルは, 水分保持曲線から不飽和透水係数が推定可能であるため, 広く用いられている. しかし, 粘質土の水分飽和近傍で生じる大きな透水係数変化の問題点が知られている. また, ここまで示した 3 種類の水分保持曲線モデルは, 水分量が単調に減少し, 残留体積含水率 θ_r に漸近する関数である. そのため, 体積含水率が 0 に近づく乾燥領域を含む水分領域への適合や, 水分保持曲線が階段状になる団粒構造の発達した土への適合には問題がある. こうした問題の多くは 3 種類の連結モデルに共通する問題であるため, ここでは主に VG モデルについて, 問題点とその修正モデルについて述べる.

3.1 修正 van Genuchten モデル

水分保持曲線の傾きが緩やかな粘質土に対して VG モデルを適用した場合, (4) 式の n は小さい. このとき, (5) 式で表される不飽和透水係数は, 土中水圧力が 0 cm に近い水分飽和近傍で大きく低下する (Fig. 1(d)). Fig. 4(a) は, $n = 1.09$ であるシルト質粘土の不飽和透水係数 K と体積含水率 θ の関係である. このシルト質粘土の場合, $h = 0$ cm, $\theta_s = 0.36$ の飽和透水係数 $K_s = 0.48$ cm d⁻¹ が $h = -2$ cm, $\theta = 0.3599$ において $K = 0.058$ cm d⁻¹ に低下する. しかし, 実際の粘質土の場合, 飽和近傍での土中水圧力変化による水分量変化は極めて小さいため, 不飽和透水係数の変化も小さい. そのため, この飽和近傍の透水係数の大きな変化は, 物理的に妥当ではない. この不飽和透水係数の水分量に対する著しい非線形性は, 乾燥した土への湛水浸潤などの数値計算を不安定にし, 収束を困難にする (Rassam et al., 2004).

Fig. 4(b) に, シルト質粘土の水分保持に対する間隙半径 r の確率密度関数 $p_1(r)$, および透水性に対する間隙密度関数 $p_2(r)$ を示す. 水分保持に対する密度関数 $p_1(r)$ (一点鎖線) は, 間隙半径 $r = 0.01$ cm において 0 に漸近しており, $r > 0.01$ cm の粗大間隙はわずかな水分しか保持していない. ただし, $p_1(r)$ を対数正規分布で与える Kosugi モデルの場合と同様に, VG モデルにおいても $r \rightarrow \infty$ で $p_1(r) \rightarrow 0$ の性質を持ち, 極端に大きい r の存在確率は 0 ではない.

一方で, 透水性に対する密度関数 $p_2(r)$ (黒点線) は, 間隙半径 $r > 0.1$ cm の粗大間隙も透水に寄与することを示している. このように, 空間的にはわずかな存在量である粗大間隙が透水性に対して大きな影響を与えるのは, (18) 式の Mualem モデルの性質により, 大きな間隙半径の寄与が相対的に大きくなるためである. シルト質粘土のように水分保持曲線の傾きが緩やかな場合 (VG モデルでは小さい n 値の場合), 砂質土に比べて相対的に粗大間隙の存在確率が高いために, $p_2(r)$ の分布は広範囲の間隙半径に広がり, 粗大間隙が飽和近傍の透水性

に大きく寄与する．そのため，Fig. 4(a) に示した飽和近傍の著しい透水係数の低下が生じる．同様の問題は，同じく末広がりな $p_2(r)$ の形状を持つ Fig. 2(f) の Kosugi モデルにも見られる．なお，空気侵入圧以上では飽和体積含水率で一定な BC モデルでは，この問題は生じない (Fig. 2(b)).

この飽和近傍の透水係数の急減の問題は，BC モデルのように最大の間隙径を設定する，すなわち空気侵入圧を設けることで回避することができる．Vogel and Cislerova (1988) は，空気侵入圧を持つ修正 VG モデルを提案している．

$$\theta = \begin{cases} \theta_r + (\theta_m - \theta_r)(1 + |\alpha h|^n)^{-m} & h < h_e \\ \theta_s & h \geq h_e \end{cases} \quad (20)$$

$$K(S_e) = \begin{cases} K_s S_e^\ell [F(\theta)/F(\theta_s)]^2 & h < h_e \\ K_s & h \geq h_e \end{cases} \quad (21)$$

$$F(\theta) = \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_m - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \quad (22)$$

ここで， h_e は空気侵入圧 (L)， θ_m は仮想的な飽和体積含水率 ($L^3 L^{-3}$) であり，(20) 式上段の式において $\theta = \theta_s$ を与える h が h_e となる．HYDRUS (Šimůnek et al., 2008) では特に，仮想的な空気侵入圧を -2cm とするオプションがある (Rassan et al., 2004)．Fig. 4(a) に -2cm の空気侵入圧を持つ修正 VG モデルの不飽和透水係数 K を示し，Fig. 4(b) に $p_2(r)$ を示す．このとき，間隙半径 r は $h_e = -2\text{cm}$ に対応する 0.074cm で最大となり，それより大きな r は存在しないため，飽和体積含水率 ($\theta_s = 0.36$) 近傍における K の低下は解消される．仮想的な -2cm の空気侵入圧を与えることで -2cm までの水分量は θ_s となるが，この変化はわずかであり ($\theta_m = 0.3602$ ， $\theta_s = 0.36$)，水分保持曲線の形状にはほとんど影響を与えない．ただし，Fig. 4(a) に示すように，空気侵入圧を設定した修正 VG モデルの K は，VG モデルに比べて全水分領域において 1 オーダー近く大きな値となる点は注意が必要である．

修正 VG モデルでは，飽和近傍の K の極端な非線形性が回避されるため，飽和領域を含む水分移動の数値計算を安定して行なうことができる．しかし， K を大きく変化させる仮想的な空気侵入圧 h_e を決定する物理的根拠を与えることは難しい．現状では，修正 VG モデルを粘質土の K の実測値に適合する場合や，逆解析法で修正 VG モデルのパラメータを推定する場合は， h_e を -2cm 程度で固定し，飽和透水係数 K_s や間隙結合係数 ℓ を推定することが妥当であると考えられる．

3.2 Fayer and Simmons モデル

多くの水分保持曲線は，体積含水率 θ がある一定の最小値に漸近する形状を示す．そのため，ここまでに示した BC モデル，VG モデル，Kosugi モデルでは，残留体

積含水率 θ_r を最小水分量として定義する．しかし，実際の乾燥領域の水分保持特性は， θ_r よりさらに低下して絶乾状態で 0 となる．また，有効飽和度 S_e の関数である (1) 式から導いた透水係数は， θ_r 以下の水分量は透水に関与しない不動水と見なす．すなわち， θ_r 以下の水分量の透水を無視する．しかし，実際には乾燥領域であっても，水蒸気移動以外にも土中水圧力勾配により液状水移動が生じるため， θ_r を定義することは低水分領域の不飽和透水係数を過小評価する (坂井・取出, 2007a)．そのため，この仮想的な漸近値である θ_r は，水分保持曲線の形状を決めるパラメータであるが，さらに透水係数も変化させるパラメータである (小杉, 2007)．

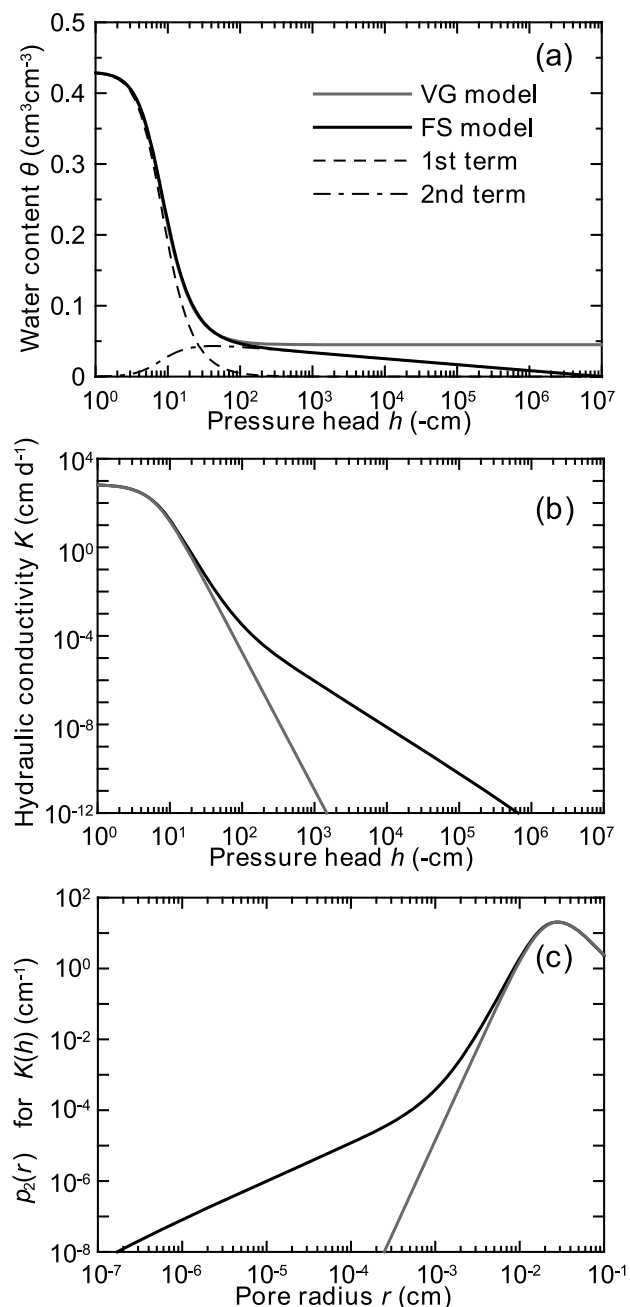


Fig. 5 砂質土に対する FS モデルの (a) 水分保持曲線; (b) 不飽和透水係数 (黒実線); (c) 透水性に対する確率密度分布 $p_2(r)$. 点線は (24) 式右辺第 1 項，一点鎖線は第 2 項，灰色実線は VG モデル．

Fayer and Simmons (1995) は、高水分領域の間隙保水に対して、低水分領域の土粒子表面の吸着保水を考慮し、炉乾燥に対応する土中水圧力 $h = -10^7$ cm で $\theta = 0$ となるように VG モデルと BC モデルの θ_f を修正したモデルを提案した。VG モデルを修正したモデルは次式で表される (以下、FS モデル)。

$$S_e = \frac{\theta}{\theta_s} = \left(1 - \chi(h) \frac{\theta_a}{\theta_s}\right) (1 + |\alpha h|^n)^{-m} + \chi(h) \frac{\theta_a}{\theta_s} \quad (23)$$

ここで、 θ_a は水分保持曲線の形状を与えるパラメータ ($L^3 L^{-3}$) であり、 $\chi(h) = 1 - \ln(-h)/\ln(-h_m)$ である。 h_m は 105 ~ 110 °C で相対湿度 50 % の乾燥炉に対応する土中水圧力として -10^7 cm を与える (Rossi and Nimmo, 1994)。パラメータ θ_a は、 $h = -1$ cm に対して (23) 式の右辺第 2 項が示す体積含水率であり、低土中水圧力における水分保持曲線の傾きに影響を与えるパラメータである。Fig. 5(a) は、Carsel and Parrish (1988) が示す砂質土に対する VG モデルの水分保持曲線 (Table 1)、およびパラメータ θ_s , α , n を固定し、 $h > -100$ cm 程度で VG モデルと一致するように θ_a を決めた Fayer モデルの水分保持曲線である ($\theta_s = 0.43$, $\theta_a = 0.059$, $\alpha = 0.145$, $n = 2.68$)。VG モデルが低土中水圧力領域において $\theta_f = 0.045$ で一定となるのに対し、FS モデルの θ は、 h の対数軸に対して $h = -60$ cm 程度から直線的に減少する形状となる。

また、(23) 式は、2 種類の吸着形態の成分に分離して表現できる (坂井・取出 2007b)。

$$S_e = \frac{\theta}{\theta_s} = (1 + |\alpha h|^n)^{-m} + \left[1 - (1 + |\alpha h|^n)^{-m}\right] \chi(h) \frac{\theta_a}{\theta_s} \quad (24)$$

ここで右辺第 1 項は $\theta_f = 0$ とした VG モデルの間隙保水の成分を表し (Fig. 5(a), 点線)、高土中水圧力領域で支配的であり、 $h = -100$ cm 程度で 0 となる。また、右辺第 2 項は表面吸着保水の成分を表し (Fig. 5(a), 一点鎖線)、低土中水圧力領域で支配的となり、対数軸上での直線的な減少を表現する。

Fayer and Simmons (1995) は、(23) 式を (1) 式の Mualem モデルに代入して積分し、閉形式の不飽和透水係数を示している (解は原著論文を参照)。Fig. 5(b) に FS モデルの不飽和透水係数を示す。不飽和透水係数は、 $K-h$ の両対数軸上で直線的に減少する VG モデルに対し、 $h = -100$ cm 程度で傾きが変化し緩やかになる形状となる。Tuller and Or (2001) は、高水分領域の間隙流による透水に対して、 θ_f に近い低水分領域では膜流による透水が卓越するため、不飽和透水係数-土中水圧力の両対数グラフ上の傾き ($\log_{10} K / \log_{10} h$) が異なることを示している。FS モデルは、残留体積含水率 θ_f を補

正するために提案されたモデルであり、ここで導かれた FS モデルの不飽和透水係数は、Mualem モデルに基づくため、実際に低水分領域の膜流の効果を反映してはいない。しかし、Mualem モデルによる不飽和透水係数が、2 種類の異なる透水形態を反映した Tuller and Or (2001) のモデルと同様の形状を示す点は興味深い。坂井・取出 (2007b) は、砂質土の水分蒸発過程に対して FS モデルを適用して逆解析を行ない、間隙結合係数 l を含めた推定を行なうことで、VG モデルに比べて低水分領域の不飽和透水係数の推定を大きく向上できることを示している。また、乾燥した砂質土への水蒸気凝縮過程に対する数値解析からも、FS モデルの有用性が示されている (Sakai et al., 2009)。

Fig. 5(c) は、(19) 式から導かれる FS モデルと VG モデルの透水性に対する間隙径密度関数 $p_2(r)$ と間隙半径 r の関係である。FS モデルにおいては、 $\theta_f = 0$ として (19) 式を計算した。 $r > 0.005$ cm の大きな間隙の透水性への寄与は VG モデルと FS モデルの間に差は見られない。しかし、FS モデルの小さな間隙は、VG モデルに比べてその存在確率が高いため、小さな間隙の寄与が支配的になる低土中水圧力領域で、透水係数の低下が緩やかになる。

乾燥領域では、液状水移動に加え水蒸気移動も生じるが、極端に乾燥した領域以外での液状水移動は水蒸気移動に比べて小さくはなく、不飽和透水係数の正しい推定は依然として重要である (Sakai et al., 2008)。水分保持曲線のみを比較した場合、VG モデルと FS モデルの間に大きな体積含水率の違いはないが、透水係数では大きな差が生じる。たとえば、 $h = -1000$ cm における水分量の差は 0.01 程度だが、透水係数では 10^5 倍もの差として現れる。高水分領域のみを対象とした数値計算では VG モデルを用いることに問題ないが、水分変化が $h = -1000$ cm 程度の低水分領域を含む広範囲である場合は、低水分領域の水分保持曲線への適合も検討して水分移動特性モデルを選択する必要がある。特に、比較的高土中水圧力で θ_f に近づく砂質土に対して、FS モデルは適したモデルである。

3.3 Durner モデル

ここまで示した水分移動特性モデルは、水分保持曲線が単調に減少し、一部の条件で密度関数 $p_1(r)$ が無限大に発散する場合も含めて、水分保持曲線および透水係数における間隙径密度関数 $p_1(r)$ と $p_2(r)$ が単一なピーク値を持つ山型モデルである (unimodal モデル)。一方、マクロポアや団粒構造が発達している土においては、異なる複数の間隙構造が存在し、BC モデル、VG モデル、Kosugi モデルなどの山型モデルでは表現できない。たとえば、団粒構造が発達した土では、団粒があたかも大きな一つの土粒子の様に振る舞い、団粒間隙にも高土中水圧力で水分が保持される。そのため、大きな団粒間隙と小さな団粒内間隙に大別される 2 つの異なる領域に水分が保持され、2 段階、あるいは多段階の階段状の水分保持曲線を示すことが知られている (徳本ら, 2005)。

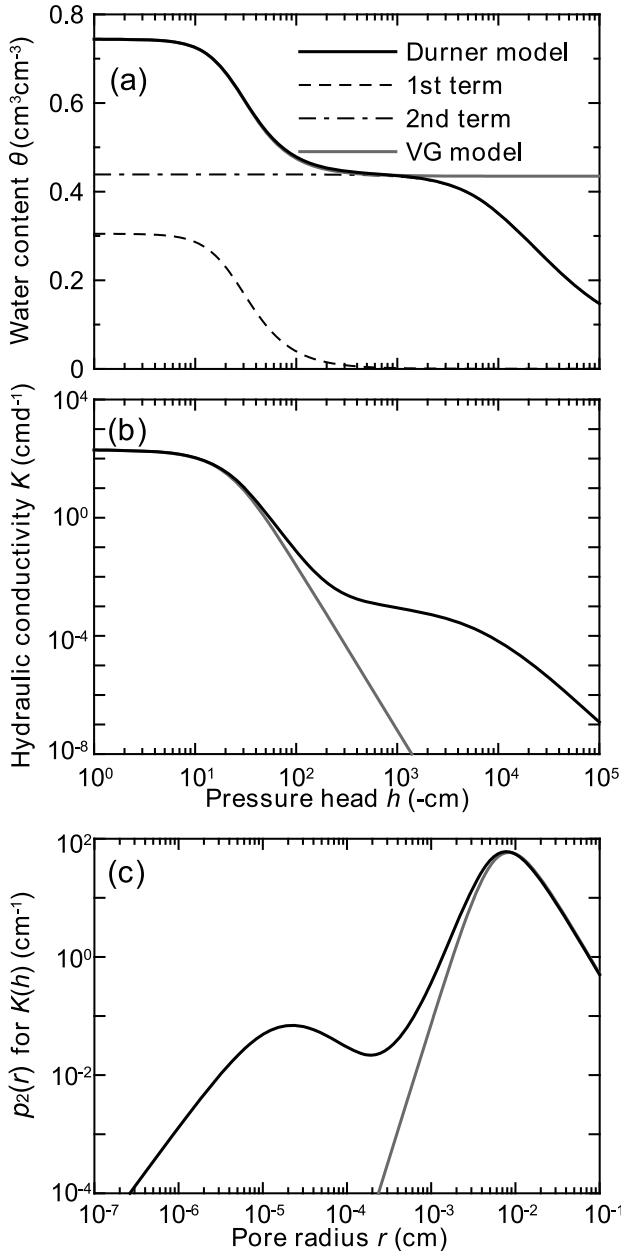


Fig. 6 Durner モデルの (a) 水分保持曲線; (b) 不飽和透水係数; (c) 透水性に対する確率密度分布 $p_2(r)$. 点線は (25) 式右辺第 1 項, 一点鎖線は第 2 項, 灰色実線は VG モデル.

Durner (1994) は、複数の VG モデルを足し合わせることで、階段状の水分保持曲線モデルを提案した (multimodal モデル). ここでは特に、団粒内外の 2 種類の保水形態を想定し、2 つの VG モデルを結合した Durner モデル (あるいは bimodal モデル) を示す.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = w_1 (1 + |\alpha_1 h|^{n_1})^{-m_1} + w_2 (1 + |\alpha_2 h|^{n_2})^{-m_2} \quad (25)$$

ここで、 α_i (L⁻¹), n_i (-), $m_i (= 1 - 1/n_i)$ は曲線の形状を与えるパラメータ, 下添え字 1, 2 はそれぞれの相を指し, w は重み係数で $w_1 + w_2 = 1$ である.

Fig. 6(a) に Durner モデルによる水分保持曲線の例を (25) 式の右辺第 1 項と第 2 項と共に示す ($\theta_s = 0.744$,

$\theta_r = 0.001$, $\alpha_1 = 0.041$, $n_1 = 2.44$, $\alpha_2 = 0.0001$, $n_2 = 1.47$, $w_2 = 0.59$). 第 1 項の VG モデルは、空気侵入圧 $h = -25$ cm 程度 ($\approx 1/\alpha$) と比較的大きな n_1 値による急な勾配を持つ団粒間の大きな間隙における間隙保水を表し、 $h = -200$ cm 程度までですべての水分が排水する. 一方、第 2 項は団粒内保水を表し、 $h = -10^4$ cm 程度 ($\approx 1/\alpha$) から排水が始まり、また比較的小きな n_2 値による緩やかな勾配を持つ保水曲線を与える. そして、これらを重ね合わせることで、2 段の階段状の水分保持曲線を表現する.

Priesack and Durner (2006) は、(25) 式を (1) 式の Mualem モデルに代入し、次式の閉形式解を導いた.

$$K(S_e) = K_s (w_1 S_{e1} + w_2 S_{e2})^\ell \times \frac{\left\{ w_1 \alpha_1 \left[1 - \left(1 - S_{e1}^{1/m_1} \right)^{m_1} \right] + w_2 \alpha_2 \left[1 - \left(1 - S_{e2}^{1/m_2} \right)^{m_2} \right] \right\}^2}{(w_1 \alpha_1 + w_2 \alpha_2)^2} \quad (26)$$

Fig. 6(b) は、Fig. 6(a) の水分保持曲線に対して $K_s = 200$ cm d⁻¹, $\ell = 0.5$ としたときの不飽和透水係数 K である. また、Fig. 6(c) は、他のモデルと同様に (19) 式の透水性に対する間隙径密度関数 $p_2(r)$ と間隙半径 r の関係を示す. 不飽和透水係数は水分保持曲線に対応して階段状を示し、また、 $p_2(r)$ は $r = 0.008$ cm と $r = 2 \times 10^{-5}$ cm 付近において 2 つのピークを持つ. これは、高土中水圧力領域 ($h > -200$ cm) では団粒間の大きな間隙が支配的に透水性に影響を与え、低土中水圧力領域 ($h \leq -200$ cm) では団粒内の小さな間隙が支配的であることを反映している.

対象とする団粒土の水分移動が比較的湿潤な範囲に限られるとき、高水分領域のみに適合した VG モデルを用いることは、一見妥当に思われる. Fig. 6(a) には、Durner モデルの 1 段目の水分保持領域のみに VG モデルを適合した結果を併記した ($\theta_s = 0.744$, $\theta_r = 0.435$, $\alpha = 0.041$, $n = 2.44$). 団粒内保水に対応する 2 段目の水分量を θ_r として与えると、VG モデルは $h = -1000$ cm 程度までの高土中水圧力領域の水分保持曲線にはよく適合する. しかし、Fig. 6(b) の不飽和透水係数は $h = -40$ cm 以下で Durner モデルよりも小さくなり、団粒間隙の排水した $h = -200$ cm 以下では、さらに Durner モデルとの差が拡大する. Fig. 6(c) の透水性に対する間隙径密度関数 $p_2(r)$ を見ると、団粒内間隙に対応する小さな半径の間隙が、VG モデルの方が極端に少ない. 3.2 節で示した様に、VG モデルは、砂質土の θ_r に近い領域において過小な不飽和透水係数を与え、団粒土の場合には、団粒内を不動水とみなすため、団粒間保水が支配的な範囲における不飽和透水係数を著しく過小に与える.

このように、高水分領域の水分保持曲線の適合のみがよくても、連結モデルの与える不飽和透水係数とその水分領域で適切であるとは限らない. 前述 3.2 節の砂質土に対する FS モデルと同様に、不飽和透水係数を正しく

推定するためには、低水分領域を含む広水分範囲の水分保持曲線を正確に測定し、それに良く適合する水分保持曲線のモデルを選択する必要がある。パラメータが多い Durner モデルは、それぞれのパラメータの決定が難しい問題は残るが、様々な形状の水分保持曲線に対して柔軟に適合できる優れたモデルである。そのため、Durner モデルは、前述の VG モデルや FS モデルなども包括するモデルと位置づけることもできる。

4. おわりに

数値計算を用いて土中の水分移動を正しく予測するためには、対象となる土性、水分領域に適した水分保持曲線と不飽和透水係数を与える水分移動特性モデルの選択が必要不可欠である。本解説では、間隙径分布に基づく Mualem の不飽和透水係数推定モデルから導かれる代表的な水分保持曲線—不飽和透水係数連結モデルについて解説を行なった。

BC モデルは、空気侵入圧をパラメータで与えるモデルであるため、明確な空気侵入圧を示す粒径が均一な土の水分保持曲線に対して適合がよい。ただし、飽和領域で水分保持曲線の傾きが 0 であるため、数値計算が不安定になり得ることは注意する必要がある。VG モデルと Kosugi モデルの水分保持曲線は、ともに S 字型で滑らかな形状を示し、多くの土に対して適合がよい。VG モデルと Kosugi モデルの違いは、主に低土中水圧力領域に見られ、Kosugi モデルに比べ VG モデルの方が残留体積含水率 θ_r への漸近が緩やかであり、その領域の不飽和透水係数は大きくなる。

それぞれの連結モデルの特性を比較検討するため、水分保持曲線と不飽和透水係数に対する間隙半径 r の寄与を表す 2 種類の確率密度関数を定義した。特に、保水性の確率密度関数 $p_1(r)$ に対数正規分布を仮定する Kosugi モデルに対しては、分布の統計量を求めて検討した。粗粒土は、大きな間隙のみが水分保持に寄与するのにに対して、細粒土では、小さな間隙を中心に広範囲の間隙径が水分保持に寄与している。透水性の確率密度関数 $p_2(r)$ は、透水性が r の 2 乗に比例するポワズイユ流れの性質と異なる半径の間隙の配置や屈曲に対する Mualem モデルの仮定から、保水性に比べ大きな r の寄与がはるかに大きいことを反映した分布となる。一方、大きな r ほど存在確率は小さいため、この両者のバランスから $p_2(r)$ には、比較的大きな r 値にピークが生じる。

水分保持曲線から不飽和透水係数が推定可能である連結モデルは、利用しやすく、広く用いられているが、いくつかの問題点も指摘されているため、その改良モデルについて示した。粘質土に対する VG モデルや Kosugi モデルでは、水分飽和近傍に現実的でない不飽和透水係数の大きな低下が生じる。修正 VG モデルは、最大間隙半径を設定し、仮想的な空気侵入圧を設けることでこの問題を解決しているため、細粒土に対して適したモデルである。一方、残留体積含水率 θ_r に漸近するモデルでは、低水分領域の不飽和透水係数を過小評価する。FS モデ

ルは、絶乾状態で体積含水率が 0 となるように VG モデルの残留体積含水率 θ_r を修正することで、低水分領域での透水係数の低下を緩やかにすることを実現している。そのため FS モデルは、高土中水圧力で水分が低下して θ_r に近づく粗粒土に対して適したモデルである。2 段の階段状の水分保持曲線を示す団粒土に対しては、Durner モデルを解説した。Durner モデルでは、できる限り広水分範囲の水分保持曲線の測定値に適合し、保水性に関するパラメータを決定する必要がある。また、水分保持曲線に対して良い適合が得られると、団粒内外の透水性を反映し、不飽和透水係数の推定精度も向上することができる。

Carsel and Parrish (1988) は、USDA (アメリカ農務省) の区分法による各種の土性について、VG モデルのパラメータ (θ_r , θ_s , α , n , K_s) の平均値をまとめている。これらの既に用意されているパラメータは、たとえば数値計算で異なる土性による違いを試算する上で非常に便利である。また、Rosetta Lite (Schaap et al., 1998) のように、土壤データベースに基づいて VG モデルのパラメータを推定するペドトランスファー関数による方法もある。しかし、これらはアメリカ国内の土壤データベースに基づいた平均的なものであり、必ずしも我が国の土に対応するものではないことは注意が必要である。さらに、マルチステップ法や蒸発法のような逆解析法や、ペドトランスファー関数による推定においても、対象とする土に応じて適切な水分移動特性モデルを選択することが重要である。

引用文献

- Brooks, R.H., and Corey, A.T. (1964): Properties of porous media affecting fluid flow. *J. Irrig. Drainage Div., ASCE Proc.* 72(IR2): 61–88.
- Burdine, N. T. (1953): Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, 198: 71–77.
- Campbell, G.S. (1987): パソコンで学ぶ土の物理学 (中野政詩, 東山勇監訳), 鹿島出版会, 東京.
- Carsel, R.F. and Parrish, R.S. (1988): Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics, *Water Resour. Res.* 24: 755–769.
- Durner, W. (1994): Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resour. Res.*, 30: 211–223.
- Eching, S.O. and Hopmans, J.W. (1993): Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57: 1167–1175.
- Fayer, M.H. and Simmons, C.S. (1995): Modified soil water retention functions for all matric suctions. *Water Resour. Res.*, 31: 1233–1238.
- Jury, W.A. and Horton, R. (2006): 土壌物理学—土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用— (取出伸夫 監訳: 井上光弘・長裕幸・西村拓・諸泉利嗣・渡辺晋生訳), pp.290–292, 築地書店, 東京.

- Kosugi, K. (1994): Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. *Water Resour. Res.*, 30: 891–901.
- Kosugi, K. (1996): Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 32: 2697–2703.
- 小杉賢一朗 (2007): 古典を読む: Y. Mualem 著「不飽和多孔質体の透水係数を推定する新たなモデルについて」ならびに M. Th. van Genuchten 著「不飽和土壌の透水係数を推定する閉形式解について」, *土壌の物理性*, 106: 105–112.
- Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12: 513–522.
- Priesack, E. and Durner, W. (2006): Closed-form expression for the multi-modal unsaturated conductivity function. *Vadose zone J.*, 5: 121–124.
- 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.
- Rossi, C. and Nimmo, J.R. (1994): Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness. *Water Resour. Res.*, 30: 701–708.
- 斎藤広隆, 坂井 勝, J. 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.
- 坂井 勝, 取出伸夫 (2007a): 蒸発法における不飽和水分移動特性推定の最適条件の検討, *土壌の物理性*, 106: 33–46.
- 坂井 勝, 取出伸夫 (2007b): 砂質土と団粒土に対する水分移動特性関数の検討, *土壌の物理性*, 107: 63–77.
- Sakai, M., Toride, N., and Šimůnek, J. (2009): Water and vapor movement with condensation and evaporation in a sandy column. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 73: 707–717.
- Schaap, M.G., and Leij, F. J. (1998): Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Sci.*, 163: 765–779.
- Schaap, M.G., and Leij, F.J. (2000): Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64: 843–851.
- Schuh, W.M., and Cline, R.L. (1990): Effect of soil properties on unsaturated hydraulic conductivity pore-interaction factors. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54: 1509–1519.
- Šimůnek, J., Wendroth, O., and van Genuchten, M.Th. (1998): Parameter estimation analysis of the evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62: 894–905.
- Šimůnek, J., M. Šejna, H. Saito, M. Sakai, and M. Th. van Genuchten, 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.
- Tuller, M. and Or, D. (2001): Hydraulic conductivity of variably saturated porous media. *Water Resour. Res.*, 37: 1257–1276.
- 徳本家康, 取出伸夫, 井上光弘 (2005): 団粒構造を持つ黒ボク土の溶質分散について, *水文・水資源学会誌*, 18 (4): 401–410.
- van Genuchten, M.Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 892–898.
- van Genuchten, M.Th., Leij, F.J., and Yates, S.R. (1991): The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils, Report No. EPA/600/2-91/065, R. S. Kerr Environmental Research Laboratory, U. S. Environmental Protection Agency, Ada, OK.
- Vogel, T. and Cislerova, M. (1988): On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from moisture retention curve. *Transport in Porous Media*, 3: 1–15.
- Yates, S.R., van Genuchten, M.Th., Warrick, A.W., and Leij, F.J. (1992): Analysis of measured, predicted, and estimated hydraulic conductivity using the RETC computer program. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56: 347–354.

要 旨

水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性モデルについて, Mualem の水分保持曲線–不飽和透水係数連結モデルによる代表的なモデルを解説した。まず, Brooks and Corey モデル, van Genuchten モデル, Kosugi モデルを取り上げ, 水分保持曲線, 不飽和透水係数に対する間隙半径の寄与を表す 2 種類の確率密度関数を定義し, 各モデルの特徴, モデルを適用する上での注意点について整理した。さらに, 水分飽和近傍の不飽和透水係数を修正した修正 van Genuchten モデル, 残留体積含水率を補正して低水分領域の不飽和透水係数を改良した Fayer and Simmons モデル, 団粒土の階段状の水分保持曲線を表現した Durner モデルについて示し, 各モデルの特徴や適用範囲について解説した。

キーワード: 水分保持曲線, 不飽和透水係数, 間隙径密度関数, 数値計算

ため池研究雑感

吉迫 宏¹

私とため池研究とのかかわりは現在の農研機構近畿中国四国農業研究センター四国研究センターの前身、四国農業試験場に研究員として1990年10月に赴任したことに遡る。

当時の四国農試において、ため池研究がどのように位置付けられていたか、すなわちため池に関する研究計画を研究機関としてどのように持っていたかの記憶は、今となっては定かでない。ただ、傾斜地農業研究を看板とし、全国に六つあった地域農業試験場の一つとして茶業と蚕糸以外の分野の研究を網羅的に展開していた当時の四国農試では、所属研究室も農業土木分野を全般的に扱うものとされていたこと、ため池改修技術に関する研究課題が「特別研究」と呼ばれた研究プロジェクトの一環として翌年度から始まることがほぼ決まっていたこと、そして着任草々に四国農試構内の大麻山斜面にある”展望台”から見た讃岐平野は”ため池だらけ”であったことを覚えている。いずれにせよ、研究室を挙げて当時取り組んでいたジオテクスタイル施工斜面の造成試験の合間に、ため池に関する様々な話を研究室長だった山下恒雄さん（現・朝日テクノ（株））や先輩研究員だった原口暢朗さん（現・農研機構九州沖縄農業研究センター）から聞くことで私のため池研究との関わりは始まった。

研究プロジェクトの研究課題はため池堤体の漏水調査手法の開発と改修工法の体系化の2つの柱から構成されていた。漏水調査手法の開発は堤体からの漏水量を簡便・迅速に測定する手法の開発を目標としていた。ちょうど四国農試構内に、堤体に漏水を生じている研究フィールドとして手頃なため池があった。このため池や同様に漏水を生じている近隣のため池をフィールドとして、山下さん、そして原口さんの後任研究員として四国農試に着任した堀俊和さん（現・農研機構農村工学研究所）と一緒に様々な調査や実験を行った。

私自身も漏水調査手法の開発の一環として、赤外線温度解析装置で撮影した熱画像の解析により、堤体表面の漏水浸出範囲の把握ができることを明らかにした。この成果は”目新しさ”があったのだろう。テレビや新聞にまで取り上げられた。しかし、熱画像で把握できるのは堤体表面の漏水浸出範囲である。これは肉眼でもわかる情報である。デジカメやビデオカメラのような安価かつ一般に普及している機器ではない、高額な赤外線温度解析

装置をわざわざ用いて計測する情報ではない。ため池に関わる最初の仕事は「研究トビックス」作りに貢献しただけで、実用に資する技術開発としては失敗、学術的にも何ら深めることもできずに終わった。

漏水を生じているため池堤体の改修は前刃金工法により堤体全面に鋼土（刃金土）を貼り付けることが一般的である。しかし、余裕高不足や断面変形が生じていない堤体において、パイピングなどにより局所的な漏水が生じている場合には漏水経路を特定し、グラウトなどによる局所的な改修を施せばよいのではないか。こんな問題意識に基づき、次の研究プロジェクトでは小規模ため池堤体内部における漏水経路探査法の開発に取り組むこととなった。

小規模ため池堤体を対象にするのであれば、探査に多額の費用を費やすことは困難であろう。そこで温泉熱源や地下水流脈の探査法として用いられている1m深地温探査法をため池堤体内部の漏水経路探査に適用することを考えた。

パイピングによってため池堤体中に生じる”水みち”は、従来1m深地温探査法が対象としてきた温泉熱源や地すべり斜面の地下水流脈に比べ、あきらかに小さい。まずは堤体天端に設定した測線上から漏水による地温異常、すなわち漏水によって生じる1m深地温と通常の1m深地温の差を捉えることができるかどうかを確かめることから研究をはじめた。地温異常の把握が可能であることを確認できた頃、一つのことに思い当たった。既往の1m深地温探査法は地盤中の熱源・地下水流脈を円柱状、地盤を半無限に広がる平面と見なし、定常熱伝導方程式の近似解を求め、1m深地温から熱源や地下水流脈の規模や深度を求める手法である。とすれば、明らかに半無限平面でもないため池堤体において、一意に漏水を円柱状と想定することも適当でないため池堤体内部の漏水探査に既往の1m深地温探査法をそのまま適用してよいのだろうか？境界条件となる堤体表面の温度環境も、大気に接する側と貯水に接する側では大きく異なるではないか？と。

1996年に行われた四国農試の組織再編や研究計画の改訂などに伴い、私は野外フィールドで調査や実験をする立場から主にパソコンやサーバの相手をする立場となっていた。十分なとりまとめが出来ないまま、研究プロジェクトの終了と共に私はため池研究から離れることとなった。近畿中国四国農業研究センター発足後もため池研究には縁がなく、再び私がため池研究に携わるのは

¹ 独立行政法人農業・食品産業技術総合研究機構農村工学研究所
2009年2月15日受稿 2009年2月20日受理
土壌の物理性 111号, 75-76 (2009)

現在の職場に転勤した後である。

転勤後の最初の仕事は谷池型ため池群流域の広域洪水流出モデルの解析シミュレータに必要な GIS データ作成技術の開発であった。そして「農村地域における健全な水循環系の保全管理技術の開発」を枕詞に、再び小規模ため池堤体の漏水経路探査法の開発に取り組むようになった時、パソコンの性能向上は有限要素法による三次元熱伝導シミュレーションを身近なものとしていた。そこで、1 m 深地温の測定に対して三次元熱伝導シミュレーションによる逆解析を行い、測線直下の漏水経路の幅と深度を推定する手法を研究論文「地温探査によるため池堤体の漏水調査」としてとりまとめ、「土壌の物理性」に投稿した。この論文は第 108 号に掲載されると共に、学会賞（論文賞）を頂いた。

昨今の米価の低迷と農家や地域社会の高齢化はため池管理にも大きな影響を与え、管理放棄ため池も生じている。食糧自給力の確保や地域社会で求められる多面的機能の発揮に向けて、今後誰が、どの様にため池を管理するのか問われることだろう。全国のため池の多くは市町村や土地改良区といった公的組織ではなく、農家によって管理が担われている。今後管理上の問題が生じるおそれの強い中小ため池は大規模ため池に比べて整備も遅れており、より低コストな整備技術の開発も必要である。土壌物理学で培われた学術的な知見は技術開発の素材、基礎である。逆に、ため池に生ずる現象の解明を行う中で、土壌物理学の新たな知見も生み出され得るだろう。今までの遅々とした研究の歩みを反省しつつ、今後ともため池を巡る技術開発と土壌物理学研究にささやかであって貢献していきたい。

会 務 報 告

I. 2008 (H20) 年度第 3 回編集委員会

開催形式：電子会議

日 時：質疑応答・討論

2009 年 1 月 23 日～2 月 3 日

採決

2009 年 2 月 5 日～10 日

出席委員：原口暢朗 石黒宗秀, 川本健, 中村公人, 取出
伸夫, 猪迫耕二, 坂西研二, 久保寺秀夫 (委
員 8 名中 8 名参加：成立)

○ 議事内容：

1. 編集委員会事務局より提案のあった「土壌の物理
性 111 号」の発行計画が全会一致で承認された。

II. 2008 (H20) 年度第 2 回評議員会

日 時：2009 年 2 月 10 日～13 日

開催形式：電子会議

出 席：筑紫会長, 井上副会長, 原口編集委員長
評議員 / 長谷川, 粕淵, 軽部, 谷山, 溝口, 加
藤, 西村 (拓), 坂西, 塩沢, 取出, 成岡, 中
村 (公), 井上 (光), 諸泉, 原口, 森, 小野
寺 (旧姓 東), 藤卷
幹事 / 長, 近藤, 宮本 (輝)

議 題：次期 (2009-2010 年度) 学会事務局・評議
員会, 編集委員会体制について

III. 2009-2010 年度 学会事務局・評議員会, 編集委員会 体制

2 月 10 日～2 月 13 日に開催された電子メールによる持
ち回りの評議員会において, 2009-2010 年度の学会事務
局・評議員会, 編集委員会体制について, 下記のとおり
承認された。

会長 井上 光弘
副会長 加藤 英孝
編集委員長 諸泉 利嗣
事務局 (庶務幹事：庶務) 木原 康孝
事務局 (庶務幹事：会長付) 猪迫 耕二
事務局 (会計幹事) 森 也寸志
事務局 (編集幹事) 藤卷 晴行
会計監査 増永 二之
会計監査 石黒 宗秀
評議員 (複数地区は五十音順)
北海道 長谷川 周一
東 北 安中 武幸
関 東 加藤 英孝, 川本 健, 塩沢 昌, 谷山
一郎, 西村 拓, 溝口 勝, 宮本 輝仁
中 部 足立 一日出, 渡辺 晋生
近 畿 小杉 賢一朗

中四国 森 也寸志, 諸泉 利嗣

九 州 原口 暢朗

会長推薦 筑紫 二郎, 長 裕幸, 登尾 浩助

選挙管理運営委員長 木原 康孝

学会賞選考委員長 筑紫 二郎

編集委員 (地域順)

江口 定夫

北川 巖

中矢 哲郎

川本 健

斎藤 広隆

鈴木 伸治

藤川 智紀

取出 伸夫

小杉賢一朗

中村 公人

望月 秀俊

近森 秀高

原口 暢朗

事務局

島根大学 生物資源科学部

〒 690-8504 島根県松江江西川津町 1060

Tel. 0852-32-6557 Fax 0852-32-6499

E-mail kihara@life.shimane-u.ac.jp

(この事務局連絡先は, 本会会則附則 (1) に入れ替え, (2)
の施行日を 2009 年 4 月 1 日とする)

IV. 会員消息 (2009 年 2 月 13 日まで)

入会 正 会 員 森塚 直樹

正 会 員 遠藤 明

学生会員 林 祐妃

学生会員 落合 博之

学生会員 Ardiansyah

退会 正 会 員 河野 恭廣

学生会員 Ahmed Al-Busaidi

学生会員 Komariah

購読会員 筑波大学中央図書館雑誌受入係

現在会員数 (2009 年 2 月 13 日現在)

正会員数 (国内) : 357

同 (海外) : 5

学生会員数 : 27

賛助会員数 : 10

小 計 : 399

購読会員数 : 49

合 計 : 448

—編集後記—

不肖、2年間編集委員長を務めさせて頂いた。この間、投稿原稿の閲読作業、依頼原稿の執筆依頼等に関して、会員の皆様に多大なご協力を賜った。一面識もない方に閲読をお願いしたケースや短い執筆時間で原稿を依頼したケースもあったが、快く対応して頂いた。ここに厚く御礼申し上げます。また、当方のチェックの甘さからご迷惑お掛けした点もあり、紙面を借りてお詫び申し上げます。

諸般の事情により、本号より会誌「土壌の物理性」の体裁が一新された。会員の皆様には、新たな気分で会誌をご愛読頂ければありがたい。また、今期は規約改正な

ど水面下では色々なことがあったが、投稿・閲読に関する諸手続きはこれまでと何ら変わりはない。会誌は会員の積極的なご投稿によってサポートされており、引き続き会員各位の積極的なご投稿をお待ち申し上げます。

また、学会誌は会員の投稿の場であるとともに、専門分野からの情報発信の場でもあると考える。当方の能力不足により、今期は情報発信について十分な対応ができなかった。今後、本会誌を使った積極的な情報発信がなされることを期待する。当方も及ばずながらサポートしたいと考えている。

原口暢朗（編集委員長）

土壌物理学会

| | | | | |
|-------|-------|-----|----|-----------------------|
| 事務局構成 | 会 長 | 筑紫 | 二郎 | (九州大学) |
| | 副 会 長 | 井上 | 光弘 | (鳥取大学) |
| | 庶務幹事 | 長 | 裕幸 | (佐賀大学) |
| | 会計幹事 | 近藤 | 文義 | (佐賀大学) |
| | 編集幹事 | 宮本 | 輝仁 | ((独) 農業・食品産業技術総合研究機構) |
| | 会計監査 | 大坪 | 政美 | (九州大学) |
| 編集委員会 | 委 員 長 | 甲本 | 達也 | (佐賀大学) |
| | | 原口 | 暢朗 | ((独) 農業・食品産業技術総合研究機構) |
| | 委 員 | 石黒 | 宗秀 | (岡山大学) |
| | | 猪迫 | 耕二 | (鳥取大学) |
| | | 川本 | 健 | (埼玉大学) |
| | | 久保寺 | 秀夫 | ((独) 農業・食品産業技術総合研究機構) |
| | | 取出 | 伸夫 | (三重大学) |
| | | 中村 | 公人 | (京都大学) |
| | | 坂西 | 研二 | ((独) 農業環境技術研究所) |

土壌物理学会会則

「土壌の物理性」投稿規定

- 第1条 本学会は土壌物理学会 (Japanese Society of Soil Physics) と称する。
- 第2条 本学会は土壌物理に関する研究の進歩と普及を図り、農業技術及び環境科学の発展に貢献することを目的とする。
- 第3条 本学会はその目的を達成するために次の事業を行う。
 (1) 研究発表会、討論会および見学会などの開催
 (2) 学会誌「土壌の物理性 (Journal of the Japanese Society of Soil Physics)」並びにその他の印刷物の発行
 (3) 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
 (4) 優れた論文に対する表彰
 (5) その他、本学会の目的を達成するために必要な事業
- 第4条 本学会の会員は、正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種類とする。会員となるには、評議員会の承認を受けなければならない。退会するには、その旨を本学会に書面により届け出なければならない。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- | | | |
|-----------|------|---------|
| 正会員 | 年額 | 5,500円 |
| 学生会員 | 年額 | 3,000円 |
| (大学院生を含む) | | |
| 賛助会員 | 一口年額 | 22,500円 |
| 購読会員 | 会誌年額 | 7,500円 |
| 広告料 | 賛助会員 | 15,000円 |
| 賛助会員以外 | | 22,500円 |
- 第6条 本学会に次の役員をおく。任期は2年とする。ただし、3期連続の重任は認めない。選出方法は次による。
 (1) 会長1名、副会長1名、編集委員長1名
 正会員の中から評議員会によって選出される。
 (2) 評議員
 イ 15名 正会員の中から選挙によって選出される。
 ロ 3名以内を会長が正会員の中から委嘱する。
 (3) 会計監査2名
 正会員の中から評議員会によって選出される。
 (4) 幹事若干名
 若干名の庶務、会計、編集の幹事を会長が委嘱する。
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
 (1) 総会は本学会の最高議決機関であって、事業計画、予算・決算、会則の変更等を決定する。総会は正会員及び学生会員で構成される。
 (2) 評議員会は、会員の選挙によらない役員の選出、総会議案、その他の重要事項を検討する。評議員会の議長は会長がこれにあたる。
 (3) 総会及び評議員会の議決は委任状を含む多数決とする。ただし、会則の変更は、総会出席者の3分の2以上の賛成を要する。
- 第8条 本学会の会務は、評議員会及び総会の議を経て、会長、副会長、編集委員長及び幹事がこれを執行する。会務執行に必要な規程は別に定める。
- 第9条 本学会に次の委員会をおく。
 (1) 選挙管理委員会
 正会員の中から評議員会によって選出され、本学会の評議員選挙を管理する。
 (2) 編集委員会
 正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会誌その他の印刷物の編集に当たる。
 (3) 学会賞選考委員会 正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会賞を選考する。
- 第10条 本学会の経費は会費その他の収入を持ってあてる。本学会の会計年度は毎年4月1日に始まり翌年3月31日に終わる。
- 附則
 (1) 本学会の連絡先は、これを当分の間次に置く。
 〒840-8502 佐賀市本庄町1番地
 佐賀大学農学部生物環境科学学科 内
 (2) 本会則は、2007年4月1日より施行する。
 (2006.10.14 改正)

- 筆頭著者は本学会会員であること。
- 投稿原稿の区分と規定ページは下記による。
 - 「論文」(Original papers): 独創性があり、土壌の物理性に関する研究および技術の進歩に寄与すると見なされるもの。一編ごとに論文としての構成を整えていて、他誌に未発表のものに限る。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「研究ノート」(Notes): 土壌の物理性に関する新しい事実や研究方法の改良などの短い報告で、独創性があり他誌に未発表のもの。規定ページを刷り上がり4ページ以内とする。
 - 「総説」(Reviews): 土壌の物理性に関する主題について、それまでの研究を総括し、今後の発展方向を展望するもの。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「解説」(Lectures): 土壌の物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説、ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介など。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「研究紹介」(My research): 現在行っている研究、他の学会誌等に掲載された論文、研究上の工夫などについての平易な紹介。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「資料」(Miscellaneous): 広く会員の参考となる報告や情報。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「土粒子」(Readers' column): 「土壌の物理性」周辺のことについての随想や意見など。規定ページを刷り上がり2ページ以内とする。
 - 「講座」(Lecture series): 「解説」と本質的な違いはないが、特に編集委員会が企画して複数回にわたって行うものを指す。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「特集」(Topics): 「解説」、「総説」、「論文」が混在したもので、特に編集委員会が企画して複数回にわたって行うものを指す。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 「書評」(Book reviews): 規定ページを刷り上がり2ページ以内とする。
 - 「巻頭言」(Foreword): 規定ページを刷り上がり2ページ以内とする。
 なお、上記区分において、編集委員会が会員または会員以外に投稿依頼することがある。
- 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は、「論文」および「研究ノート」については2名、その他の投稿原稿には1名の閲読者を選んで閲読を依頼する。ただし、「土粒子」、「書評」、「巻頭言」については、この限りでない。
- 投稿原稿が2. に記す規定ページを越える場合には、1ページあたり15,000円を著者負担とする。また、カラー印刷の場合は実費を著者負担とする。
- 投稿する場合は、正原稿1部、コピー2部の計3部に原稿送り状(別紙書式)をつけて編集委員会宛に提出する。ただし、編集委員会が別途指示した場合はこの限りではない。
- 投稿原稿を受け付けた場合、編集委員会は速やかに受付番号と受付日付を明示した電子メールまたは書状を投稿者に送る。また、投稿原稿の掲載を決定した場合、最終原稿を受領したのちに受理日付を明示した書状を著者に送付する。
- 著者に対して修正を求めた原稿が、特別な事情なく6ヶ月以内に再提出されないときは取り下げと見なす。
- 著者校正は初校のみとする。また、特に申し出がない限り印刷ずみの原稿は返さない。
- 掲載された原稿のPDFファイルを著者に贈呈する。また、著者は別刷りを印刷業者から購入することができる。
- 本誌に掲載された原稿の著作権は土壌物理学会に帰属する。

(2007.12. 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著者名のあとに一ら、またはet al.をつける（例：山田ら(1978), (Tayler et al., 1945)).
26. 引用文献は、本文のあとに著者名のABC順に書く。未発表、私信は引用文献として記載しない。
 27. 引用文献の書き方は以下のようにする。
Bouma, J. and Dekker, L. W. (1978): A case study on infiltration into dry clay soil, I. Morphological observations. *Geoderma*, 20: 27-40.
FAO (1988): Revised legend of the FAO-UNESCO Soil Map of the World. p.119, FAO, Roma.
(雑誌のページにはp. やpp. をつけない。本の単数ページを示す場合にはp., 複数ページを示す場合にはpp. をつける)
 28. 本要項のほか、科学技術情報流通技術基準(SIST)に準拠する。

(2004. 6.29 改正)

【土壌物理分野のSI使用例】

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

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

(2000. 3.10 改正)

「土壌の物理性」投稿案内

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

3. 投稿原稿の受付

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

4. 閲読の目的と姿勢

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

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

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

5. 閲読の手順と投稿原稿の採否

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

8) 内容が本誌の趣旨に合わないもの。

9) その他、本誌に掲載する原稿としてふさわしくないもの。

6. その他

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

(2004. 6.29 改正)

「土壌の物理性」閲読の手引き

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

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

土壌物理学学会賞規定

1. 種類 学会賞に論文賞と優秀ポスター賞をおく。
2. 募集 論文賞の募集は年 1 回行い、学会誌「土壌の物理性」に公示する。
3. 推薦
 - (1) 論文賞は正会員 1 名以上により推薦されたものを候補とする。
 - (2) 推薦は所定の書類を必要部数揃え、学会事務局へ提出する。
 - (3) 優秀ポスター賞については推薦を必要としない。
4. 選考 学会賞の審査並びに選考は、選考委員会において行う。
5. 表彰 論文賞は通常総会において表彰を行う。

6. その他
 - (1) 論文賞の推薦がない場合も、選考委員会が適格論文の中から選考することができる。
 - (2) 論文賞に該当する論文は、「土壌の物理性」に、原則として受賞の前年 4 月 1 日から受賞年の 3 月 31 日までに掲載された原著「論文」を対象とする。
 - (3) 優秀ポスター賞の対象者は、土壌物理学学会シンポジウムのポスター発表者（本人）とする。なお学生に限り会員外であっても対象に含める。
(2002.11.23 制定 2003.11.22 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://www.soc.nii.ac.jp/jssp3/>)

土壌物理学会会員登録用紙 [入会・退会・登録事項変更]

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

土壌物理学会事務局（庶務幹事）

〒 840-8502 佐賀県佐賀市本庄町 1 番地

佐賀大学農学部生物環境科学科 長 裕幸 宛

Tel/Fax.0952-28-8757

E-mail choh@cc.saga-u.ac.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111号 (会員配布) 2009年3月20日発行

発行 土 壌 物 理 学 会

〒840-8502 佐賀市本庄町1番地
佐賀大学農学部生物環境科学科内
電 話 0952-28-8757
E-mail spsyomu@ml.affrc.go.jp
URL <http://wwwsoc.nii.ac.jp/jssp3/>
銀行口座 佐賀銀行 水ヶ江支店 (店番号607)
普通 1462074 土壌物理学会 会計 近藤文義
郵便振替 口座番号: 01350-2-40943
加入者名: 土壌物理学会

編集委員会事務局 (投稿原稿送付先)

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

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

印 刷 創文印刷工業株式会社
〒116-0011 東京都荒川区西尾久 7-12-16

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

No. 111

March, 2009

Contents

| | | |
|---|--|----|
| Foreword | H. CHO | 1 |
| Special Reports | | |
| Role of Soil Physics in Research Projects on Water Cycle Processes | | |
| Soil moisture observations in CEOP, GEOSS and earth observation satellite missions | I. KAIHOTSU, T. KOIKE, K. TAMAGAWA, T. OHTA and H. FUJII | 5 |
| Roles of soil water repellency on hydrological processes in a small catchment covered by a Japanese cypress plantation | S. MIYATA, K. KOSUGI and T. GOMI | 9 |
| Water quality change of road runoff and secondary effluent by soil aquifer treatment and their risk evaluation | H. FURUMAI, M. MURAKAMI, N. NAKADA and H. TAKADA | 17 |
| Miscellaneous | | |
| Discussion at the 50th symposium on role of soil physics in research projects on water cycle processes, JSSP | H. CHO | 25 |
| Original Papers | | |
| Development and effectiveness of TDR probe to measure near-surface soil moisture distribution | Y. ITO, J. CHIKUSHI and H. MIYAMOTO | 35 |
| Effects of gypsum addition on sedimentation characteristics of Tondano Lake clay, Indonesia | Meldi T.M. SINOLUNGAN, F. KONDO and T. KOUMOTO | 43 |
| Surface water flux dependent stability of flow in initially dry soil | H. CHO and M. INOUE | 53 |
| Special Reports | | |
| Water Flow and Solute Transport Models in Soils | | |
| Hydraulic property models for water retention and unsaturated hydraulic conductivity | M. SAKAI and N. TORIDE | 61 |
| Readers' column | H. YOSHISAKO | 75 |
| Announcements | | 77 |
| Editor's Postscript | | 78 |

Published by
Japanese Society of Soil Physics

Department of Environmental Sciences
 Faculty of Agriculture, Saga University
 1 Honjo-machi, Saga, 840-8502 Japan

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