

土壌の物理性

第107号

2007年11月

巻頭言	小前 隆美	1
論文		
Field Evaluation of Compost, Sawdust and Rice Straw Biomass on Soil Physical and Hydraulic Properties	M.K. EUSUFZAI, T. MAEDA and K. FUJII	3
農地連鎖系集水域における浅層地下水の水文特性解析—栄養塩類の周辺水系への流出リスク評価に向けて—	飯山 一平・松森 堅治・藤原 英司・中島 泰弘	17
トレーサー流速が Partitioning Interwell Tracer Test (PITT) による NAPL 体積推定精度に与える影響	西脇 淳子・宮崎 毅・溝口 勝・駒井 武	27
イモゴライトの混合がモンモリロナイトおよびカオリナイトの分散凝集特性に及ぼす影響	馬 玉露・軽部重太郎	37
汎用水田におけるダイズ多収を目指した地下水位制御の試み	村上 章・佐々木長市・安中 武幸	45
資料		
乾いた粒子の均一充填をめぐる	安中 武幸	57
特集		
水分・溶質移動モデル		
砂質土と団粒土に対する水分移動特性関数の検討	坂井 勝・取出 伸夫	63
裸地土中の水分・温度長期変動予測—近似した気象データによる表面境界条件の設定—	斎藤広隆・J. ŠIMŮNEK・取出 伸夫	79
講座		
古典を読む		
S. Takagi 著「2 成層土壌を降下する水の流れの解析」	筑紫 二郎	97
土粒子		
小さな発見と失敗の積み重ね	鈴木 伸治	107
書評		
Forest Environments in the Mekong River Basin	釣田 竜也	109
会務報告		111
編集後記		116

土壌物理学学会会則

- 第1条 本学会は土壌物理学会（Japanese Society of Soil Physics）と称する。
- 第2条 本学会は土壌物理に関する研究の進歩と普及を図り、農業技術及び環境科学の発展に貢献することを目的とする。
- 第3条 本学会はその目的を達成するために次の事業を行う。
- (1) 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
 - (2) 学会誌「土壌の物理性（Journal of the Japanese Society of Soil Physics）」並びにその他の印刷物の発行
 - (3) 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
 - (4) 優れた論文に対する表彰
 - (5) その他、本学会の目的を達成するために必要な事業
- 第4条 本学会の会員は、正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種とする。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を選出、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、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科 内
 - (2) 本会則は、2007年4月1日より施行する。
- (2006.10.14改正)

「土壌の物理性」投稿規定

1. 筆頭著者は本学会会員であること。ただし、編集委員会が依頼した場合はこの限りではない。
 2. 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。
 3. 投稿原稿の区分は下記による。
 - 1) 「論文」(Original papers)：独創性があり、土壌の物理性に関する研究および技術の進歩に寄与すると見なされるもの。一編ごとに論文としての構成を整えていて、他誌に未発表のものに限る。
 - 2) 「研究ノート」(Notes)：土壌の物理性に関する新しい事実や研究方法の改良などの短い報告で、独創性があり他誌に未発表のもの。
 - 3) 「総説」(Reviews)：土壌の物理性に関する主題について、それまでの研究を総括し、今後の発展方向を展望するもの。
 - 4) 「解説」(Lectures)：土壌の物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説、ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介など。
 - 5) 「研究紹介」(My research)：現在行っている研究、他の学会誌等に掲載された論文、研究上の工夫などについての平易な紹介。
 - 6) 「資料」(Miscellaneous)：広く会員の参考となる報告や情報。
 - 7) 「土粒子」(Readers' column)：「土壌の物理性」周辺のことについての随想や意見など。
 - 8) 「書評」(Book reviews)
4. 投稿原稿は刷り上がり6ページ以内とし、それを越える場合には1ページあたり9,000円を著者負担とする。また、カラー印刷の場合は実費を著者負担とする。
 5. 依頼原稿として「巻頭言」(Foreword)、「講座」(Lecture series)、および「シンポジウム紹介」(Symposium reviews)をおく。「講座」は「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。「シンポジウム紹介」は土壌物理学学会シンポジウムの紹介記事とする。

6. 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。
7. 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。
8. 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。
9. 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。
10. 別刷りは30部を著者に贈呈する。それ以上を希望する場合は実費を申し受ける。
11. 本誌に掲載された原稿の著作権は土壤物理学会に帰属する。

(2004.7.1 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倍などおおよその縮小率を指定し、2倍くらいに大きく書く。図の線の太さや文字の大きさは、刷り上がりの大きさを考慮して決める。
23. 地図や顕微鏡写真には定尺をつけ、縮尺や倍率はつけない。
24. 図、表、写真の番号と題名は、別紙にまとめて一覧表とする。
25. 本文中で文献を引用する場合は、著者名(西暦)、または(著者名, 西暦)とする(例: Tanaka (1994), (Nakamura and Suzuki, 1981)). 著者が3名以上の場合は第1著者名のあとに…ら、またはet al.をつける(例: 山田ら(1978), (Tayler et al., 1945)).
26. 引用文献は、本文のあとに著者名のABC順に書く。未発表、私信は引用文献として記載しない。
27. 引用文献の書き方は以下のようにする。
Bouma, J. and Dekker, L.W. (1978): A case study on infiltration into dry clay soil, I. Morphological observations. Geoderma, 20: 27-40.
FAO (1988): Revised legend of the FAO-UNESCO Soil Map of the World. p. 119, FAO, Roma.
岩田進午(1970): 土壌物理とペドロロジー. ペドロジスト, 14: 28-33.
山崎不二夫監修(1969): 土壌物理. p. 55, 養賢堂, 東京.
(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. 本要領のほか、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、ここでは、土壌物理に特に関連の深い単位の使用例を示す。

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

* %表示は、原則として分母と分子の内容が同じもの場合にだけ用いる。

** cm H₂O は使わない。
その他、疑問のあるものについては意見を聞いて編集委員会で検討する。

(2000.3.10 改正)

「土壌の物理性」投稿案内

1. 投稿原稿に対する基本方針

編集委員会は常に会員からの自主投稿を歓迎すると共に、投稿された原稿をなるべく早く、できるだけ掲載する方向で処理したいと考えています。ただし、「土壌の物理性」に掲載する原稿は読者にとって有益かつ完成したものであることが必要です。編集委員会は、投稿原稿が「土壌の物理性」に掲載するのにふさわしい内容を持つ原稿であるかどうかを基準として、掲載の可否を判断します。なお、他誌との二重投稿は認められません。

2. 投稿原稿に求められるもの

投稿に当たっては、「投稿案内」と共に「投稿規定」「原稿執筆要領」をよく読んでそれに従うと共に、読者が多忙な中で時間を割くことをよく理解して最大限に努力して完成した原稿としてから投稿して下さい。投稿原稿に求められるものは下の通りです。

(1) 内容について

- 1) オリジナリティーがあること（論文、研究ノートの場合）。
- 2) 本誌の読者にとって有益であること。
- 3) 導入、研究手法から結論に至る過程に論理性があること。
- (2) 表現について
 - 1) 原稿全体の構成が整っていること。
 - 2) 表題が適切であること。
 - 3) 文章表現が適切であること。
 - 4) 英文アブストラクトや和文要旨が適切であること。
 - 5) SI単位や記号の使い方が適切であること。
 - 6) キーワードが適切であること。
 - 7) 英語の表現が適切であること。

3. 投稿原稿の受付

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

4. 閲読の目的と姿勢

編集委員会は受け付けた投稿原稿が「土壌の物理性」へ掲載するのにふさわしいかどうかを判定する資料を得るために閲読を行います。編集委員会は適任の閲読者を選定し、閲読を依頼します。

編集委員会は閲読者に対して特に次の点について注意をお願いしています。

- 1) 原稿の内容に対する責任は著者にあること。また、原稿の価値は読者が判断するものであること。
- 2) 閲読は内容の批判や討議を行うものではないこと。従って、見解の相違は掲載不適の理由にならないこと。
- 3) 閲読者は投稿者に対して研究指導する立場にないこと。従って、新たな実験や計算の追加要求などは極力避けること。
- 4) 閲読依頼期限を厳守すること。閲読者から出された問題点について、編集委員会は原稿が投稿原稿に求められるものを満たすために必要に応じて著者に修正を求めます。ただし、これは著者に対する指導や助言ではありません。原稿の内容に対する責任はあくまで著者にあります。

5. 閲読の手順と投稿原稿の採否

- (1) 編集委員会は論文、研究ノートについては2人、その他の区分の投稿原稿については1人の適任者へ閲読を依頼します。
- (2) 閲読者は「2」の投稿原稿に求められる各項目について投稿原稿を評価し、閲読結果を全体意見およ

び個別指摘事項と共に編集委員会へ報告します。

- (3) 編集委員会は閲読結果を審議し、投稿原稿の採否を決定します。この際、論文・研究ノートについては原則として下のように取り扱います。

- 1) 閲読者2名とも総合判定がA（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末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、研究方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 委員会はずきの業務を行う。
 - (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名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)

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）お送り下さい。

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内 長 裕幸 宛

Tel/Fex. 0952-28-8757

E-mail : choh@cc.saga-u.ac.jp

学会費納入について、再度のお願い

土壤物理学会事務局

時下ますますご健勝のこととお慶び申し上げます。

さて、前号（106号）の本ページで今年度（平成19年度）の学会費納入のお願いを掲載致しました。しかしながら、10月15日現在の納入状況は約3割に止まっており、会計に支障を来しております。

現在、学会の財務収支状況は逼迫しており、円滑な運営を行うためにも、会費の早期納入に係る皆様のご協力が不可欠であります。つきましては、今年度（平成19年度）または過去の累積会費未納の方におかれましては速やかに入金していただきますよう、重ねてお願い申し上げます。

記

1. 会費の区分は、正会員 5,500 円、学生会員 3,000 円、賛助会員 22,500 円、購読会員 7,500 円となっております（学会会則第 5 条）。
2. 前号（106 号）に同封、または郵便局に備え付けの振替用紙をご利用のうえ、学会の郵便振替口座（ゆうちょ銀行）へ会費をご入金ください。なお、誠に恐れ入りますが、手数料は各自でご負担ください。
3. 会員登録データ等の変更は、通信欄にご記入ください。
4. 過年度未納の方につきましては、今年度分と併せてご入金ください。また、通信欄にはその旨ご記入ください。
5. 過年度の会費納入状況等、何かご不明の点がございましたら、会計幹事の近藤までご連絡ください。

問い合わせ先

土壤物理学会事務局（会計幹事）
〒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
近藤文義
Tel 0952-28-8761, Fax 0952-28-8709
E-mail: kondof@cc.saga-u.ac.jp

運営経費削減に係る投稿規定の改正等について

土壌物理学会事務局・同編集委員長

近年の会員の減少や会誌制作費の増加等により、学会の会計財政収支状況は逼迫し、猶予ならない状況となっております。このため、現事務局では、運営費削減に係る諸方策について検討しているところです。この一環として、会誌の編集作業等に関連する以下の3つの方策を10月13日の評議員会・総会に提出し、決定されました。これらは、投稿規定の一部改正を伴っております。規定の改正日は12月1日です。

会員の皆様におかれましては、ご不便をお掛けしますが、ご協力方よろしくお願い申し上げます。

1. 投稿時の電子ファイルの提出

編集委員会関連経費削減のため、電子メールを利用した編集作業について、約1年間の試行を行います。試行期間においてルールを確立した後、現行投稿規定6の改正を行う予定であります。

つきましては、2007年12月1日以降当分の間、原則として、投稿者は、投稿原稿（本文、図表含む）および投稿票のPDFファイルを編集委員長宛に提出して下さい。PDFファイルのサイズが2MBを越える場合、原則として、これを分割して一つのファイルのサイズを2MB以下として下さい。PDFファイルにpasswordを付し、このファイルに基づき、閲読作業および著者と編集委員会とのやりとりを行います。

ご不明な点がございましたら、お手数ですが、ご投稿の際に編集委員長まで直接お問い合わせ下さい（連絡先は、学会ホームページ参照）。

2. 別刷り贈呈の廃止

別刷り贈呈を廃止いたします。これに伴い、2007年12月1日以降、投稿規定10を別添のとおり改正しますので、会員の皆様におかれてはご了承下さい。

3. 各種原稿に対する超過ページ負担の明記と超過ページ負担額の見直し

各種原稿区分の見直し、規定ページの明記、および超過ページ負担額の見直しを行います。これに伴い、2007年12月1日以降、投稿規定1～5を別添のとおり改正しますので、会員の皆様におかれてはご了承下さい。

※なお、本号（107号）では、スケジュールの関係で、改正前の投稿規定が印刷されたままになっておりますので、ご注意ください。改正された投稿規定は、正式には次号（108号）以降に掲載致します。

別添 投稿規定改正（新旧対応：改正日2007年12月1日）

※下線は、改正部分
 ※「シンポジウム紹介」を廃止し、代わりに「特集」とする

現 行	改 正 後 (2007.12.1 以降)
<p>1. 筆頭著者は本学会会員であること。ただし、編集委員会が依頼した場合はこの限りでない。</p> <p>2. 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ついては1名の閲読者を選んで閲読を依頼する。</p> <p>3. 投稿原稿の区分は下記による。</p> <p>1) 「論文」(Original papers)・・・(後略)・・・</p> <p>2) 「研究ノート」(Notes)・・・(後略)・・・</p> <p>3) 「総説」(Reviews)・・・(後略)・・・</p> <p>4) 「解説」(Lectures)・・・(後略)・・・</p> <p>5) 「研究紹介」(My research)・・・(後略)・・・</p> <p>6) 「資料」(Miscellaneous)・・・(後略)・・・</p> <p>7) 「土粒子」(Readers' Column)・・・(後略)・・・</p> <p>8) 「書評」(Book reviews)</p> <p>4. 投稿原稿は刷り上がり 6 ページ以内とし、それを越える場合には1ページあたり 9,000 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。</p> <p>5. 依頼原稿として「巻頭言」(Foreword)、「講座」(Lecture series)、「シンポジウム紹介」(Symposium reviews)をおく。「講座」は「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。「シンポジウム紹介」は土壌物理学会シンポジウムの紹介記事とする。</p> <p>10. 別刷り 30 部を著者に贈呈する。それ以上を希望する場合は、実費を申し受ける。</p>	<p>1. 筆頭著者は本学会会員であること。</p> <p>2. 投稿原稿の区分と規定ページは下記による。</p> <p>1) 「論文」(Original papers)：・・・(中略)・・・規定ページを刷り上がり 6 ページ以内とする。</p> <p>2) 「研究ノート」(Notes)：・・・(中略)・・・規定ページを刷り上がり 4 ページ以内とする。</p> <p>3) 「総説」(Reviews)：・・・(中略)・・・規定ページを刷り上がり 6 ページ以内とする。</p> <p>4) 「解説」(Lectures)：・・・(中略)・・・規定ページを刷り上がり 6 ページ以内とする。</p> <p>5) 「研究紹介」(My research)：・・・(中略)・・・規定ページを刷り上がり 6 ページ以内とする。</p> <p>6) 「資料」(Miscellaneous)：・・・(中略)・・・規定ページを刷り上がり 6 ページ以内とする。</p> <p>7) 「土粒子」(Readers' Column)：・・・(中略)・・・規定ページを刷り上がり 2 ページ以内とする。</p> <p>8) 「講座」(Lecture series)：・・・(中略)・・・規定ページを刷り上がり 6 ページ以内とする。</p> <p>9) 「特集」(Topics)：・・・(中略)・・・規定ページを刷り上がり 6 ページ以内とする。</p> <p>10) 「書評」(Book reviews)：規定ページを刷り上がり 2 ページ以内とする。</p> <p>11) 「巻頭言」(Foreword)：・・・(中略)・・・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。</p> <p>3. 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は、「論文」および「研究ノート」については2名、その他の投稿原稿については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。</p> <p>4. 投稿原稿が 2 に記す規定ページを越える場合には、1 ページあたり 15,000 円を著者負担とする。また、カラー印刷の場合は実費を著者負担とする。</p> <p>(以下、改正後の 5.～8.は、旧規定の 6.～9.に準ずる)</p> <p>9. 掲載された原稿の PDF ファイルを著者に贈呈する。また、著者は別刷りを印刷業者から購入することができる。</p> <p>(以下、改正後の 10.は、旧規定の 11.に準ずる)</p>

不均一場の認識と地下水流動系

小 前 隆 美*

10年以上も前のことである。環境庁(当時)のプロジェクト研究予算を獲得し、不均一場の地下水流動と汚染の広がりに関する研究をした。研究に外部評価が導入され始めた頃で、環境庁において成果発表と評価の場が設けられ、私たちの研究成果にも3名の評価者が付いた。成果発表が終わると、「スケールの問題ですね。」と一人の評価者が発言した。

研究成果はビーカーレベルの実験で得た多孔質球体内外の流れ、室内モデル実験で得たフィンガーリング現象、野外実験で得た旧河道中の高速な流れで構成され、人間生活の近場で起こっている不均一な地下水流動現象の実態を捉えようとするものであった。その評価者の指摘は、「3つのケースはスケールが違うだけで移流や分散のメカニズムは共通しており、研究成果に科学的新規性はない。」という意味かと思った。しかし、科学的新規性もあれば実用性も高い成果であり、そもそも実用性の高さが求められる予算制度であることから、その様な指摘ではなかったようだ。不均一場を前提とした解析によって初めて水環境汚染の対策が可能になることを説明したが、受け入れられず、「精緻なスケールで解析することは無意味。」と言わんばかりで、指摘の本質が理解できないまま終わった。結局、他の2名からは高い評価が得られたが、発言した評価者による評価は低かった。その評価者が地球規模のスケールで地質を扱う海洋地質の専門家であることがわかったのは、後のことである。

自然科学は、自然に属する諸対象を取り扱い、その法則性を明らかにする学問である。そういう意味で、微細な不均一性を無視しうるスケールで地層の透水性を表現する法則を整理したダルシーの業績は偉大である。この普遍的な法則は、地層の透水性を調査するとき、根や小石の混入を避けて均質なマトリクス部分から試験コアを採取しようとしたり、実験結果の整理にあたって最大値や最小値を外して平均する手法を正当化した。確かに、降水が少ない時期の土中水の移動を解析する場合には、このようにして得られた透水性を用いて現象は正しく表現できる。しかしながら、降水が多い時期の不飽和帯の浸透現象や地下水面下の地下水流動現象では、マクロポア等連続する粗孔隙を通じた分散の小さい移流が主体になる。法則性を明らかにする科学とは別に、汚染物質の挙動を取り扱う現場では、その到達時期と濃度を推定できる技術が求められているのだ。

対象とする流動系の規模に応じて不均一場の扱いが異なる事例として、花崗岩でできた山体の地下水を考えてみよう。花崗岩体には割れ目があり、表層と割れ目近傍は風化によってマサ化している。強引に言ってしまうと、ルービック・キューブのような構造を想像してもらえばよい。地下水はこのような割れ目を満たし緩やかに移動する。単位キューブに比較して十分大きな山体を対象にすれば、山体は細かくヒビが入った均一な多孔質体に近似させることができる。そして、定常的な広域流動系は山体の垂直断面に描いた等ポテンシャル線と、それに直交し山腹から山体内部を経て

* (独)農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究所 〒305-8609 つくば市観音台 2-1-6

谷に向かう流線で表現することができる。

しかしながら、表層の地下水はそう簡単ではない。マサに浸入した水は斜面に沿って流下する。そのうち一つの割れ目系に入り、割れ目が谷川に露頭したところで湧出する。正しくは、露頭に直結する局所的流動系が地表近傍の浸透水を集める流れを形成しているということだ。このように、局所的流動系は割れ目の存在が支配要素となり、広域流動系から独立している。

山体の割れ目系に類似する不均一場として、平場には旧河道がある。河川近傍の農地の直下には旧河道が網の目のように潜在し、自然の地下排水路を形成している。古い地形図には農地の形状に旧河道の姿が残されているが、大区画に整備された今日の農地や盛り土された宅地の下に潜在する旧河道は、古地図に依らなければどこにあるかわからない。

山であれ平場であれ、局所的流動系では無視できない不均一場があるということである。

地下水流動によって形成される不均一場にも触れておこう。山腹からしみ出る水は、地質のわずかな不均一性に基づいて集束し、湧水となる。やがて流れは地中の細粒成分を湧出口から排出し、湧出口から地中に連続する粗孔隙系を形成する。孔に向かうフラックスが増大し、孔壁の崩落も加わって、孔空間が縦横に成長していく。このような現象は、崖に蛇口をつけたような地下水の大量湧出、地すべり地でのボラの形成、舗装道路の陥没、排水路等コンクリート構造物の裏込め流亡など、身近によく見受けられる。排出口さえあれば地下深部でも同じ現象が起こっており、揚水ポンプの出力を上げると一気に地中の砂を吐き出す排砂現象は、井戸屋の世界では常識である。

以上、農村の地下水を相手に調査研究をしていた時代を思い出しながら、不均一場の取り扱いに苦しんだ話を紹介した。それこそスケールの違う現象を強引に一まとめにしており、土壌物理学から、土質力学、応用地質学までをまたぐ世界である。

今年のノーベル賞は、自然科学系3分野で実用的な研究業績が対象となった。科学者には学術の進歩への貢献とともに、科学技術を以て社会問題の解決に貢献することが期待されている。土壌物理学には基礎科学としての確実な発展はもとより、社会に環境保全技術を提示する応用科学の側面も強化してもらいたいと、私は考えている。普遍的な法則の追究はもとより、不均一場の存在を前提にスケールの問題を乗り越え、極端な事象の出現も視野に入れた環境科学としての役割も担ってもらいたいと願っている。

そういう意味で、拙文が環境問題に関心のある会員に対してスケールの違う世界の技術的課題をイメージしてもらおう機会となれば幸いである。

ちなみに、私には日本地質学会が開催する地下水汚染対策の研修会で、行政部局やコンサルタント会社の技術者を対象に不均一場の地下水流動系の実態を語り続けた時期がある。地方自治体の議員であった受講生の一人は、受講した知識を基に地元で地下水調査を継続し、環境汚染リスクが大きな工場の立地計画を変更するなど、地域の一万世帯の水源を守る活動を展開した業績が認められ、朝日新聞社から「明日への環境賞」を授与されている。日本の各地で水環境問題は待ったなしの状態である。

Field Evaluation of Compost, Sawdust and Rice Straw Biomass on Soil Physical and Hydraulic Properties

Moniruzzaman Khan EUSUFZAI*, Takeki MAEDA** and Katsumi FUJII**

* The United Graduate School of Agricultural Sciences, Iwate University,
3-18-8 Ueda, Morioka, Iwate 020-8550, Japan

** Dept. of Environmental Sciences, Faculty of Agriculture, Iwate University,
3-18-8 Ueda, Morioka, Iwate 020-8550, Japan

Abstract

A field experiment was carried out to investigate the effects of compost, sawdust and rice straw biomass on soil three-phase composition, soil resistance to penetration, bulk density, near-saturated hydraulic conductivity, $K(h)$, and soil water retention characteristics. The experimental design involved ten split blocks such that the non-amended one plot was considered as control and other nine plots were under each of compost, sawdust and straw treatments at application rates of 0.1, 0.2 and $0.3\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ of apparent soil volume. Addition of compost, sawdust and straw showed potential for improvement of surface soil physical and hydraulic properties, then its effectiveness was partly dependent on amendment types and application rates. Three-phase composition of all amended soils showed solid-phase reductions and increase of total porosity. Generally, soil resistance and bulk density at all amendment plots were decreased, which was likely due to reduction in soil solid phases. A good correlation between soil resistance and bulk density was also observed. Except for sawdust applied at higher rate, the $K(h)$ generally increased at any level of compost and straw incorporations, and this was attributed to the reduction in solid phase of amended soils. Soil water content was relatively high at higher suction for compost amended soils, while improvement in soil water retention was limited at lower suction for sawdust, and gradually increased from low to high suction for straw amended soils, respectively.

Key words : Biomass, bulk density, near-saturated hydraulic conductivity, soil resistance, soil three-phase composition, soil water retention

1. Introduction

Application of crop and plant biomass for improving soil organic matter (SOM) and enhancing soil quality is well recognized in sustainable agriculture (Carter *et al.*, 1998 ; Kay, 1998). Although these biomasses are often regarded as agricultural wastes, development of agricultural conservation practices aimed at enhanced soil quality, however, have resulted in very diverse methods of organic residue management. Recycling of these surplus agri-

cultural byproducts has the advantage to meet nutrient requirements for the crop and expanded use as effective soil amendments. Manure and composted manure have been studied for long time as the organic amendments. Due to labor shortages as well as increasing farm mechanization, application of manure and composted manure has been gradually decreased over the last few decades. At the same time, direct application of crop and plant biomass as soil amendments has received considerable interest. Among these types of biomass, com-

post, sawdust and rice straw can be used as effective soil amendments. Rice straw is usually left in the field after harvest and is subsequently burnt or used as animal feed. Sawdust obtained as byproducts of lumber mill is usually thrown into the ground or simply burned up.

During the last several decades, much attention has been paid to the utilization of crop and plant residues as soil amendments, as well as to evaluate the effects of existing organic matters on soil physical properties such as soil structure and aggregate stability (Tisdal and Oades, 1982; Oades, 1984; Martens and Frankenberger, 1992; Carter and Stewart, 1996; Deboz *et al.*, 2002), porosity and pore size distribution (Pagliai *et al.*, 1987; Boyle *et al.*, 1989; Martens and Frankenberger, 1992; Schjonning *et al.*, 1994; 2002; 2005), bulk density (BD) (Gupta *et al.*, 1977) and water holding capacity (Khaleel *et al.*, 1981; Miller *et al.*, 2002; Rawls *et al.*, 2003). Addition of organic matter decreases bulk density due to the dilution effect of added organic matter with the denser mineral fraction (Gupta *et al.*, 1977). From their report, yearly addition of 450 t ha^{-1} of anaerobically digested sewage sludge for two consecutive years decreased the bulk density of field coarse sandy soils by 28%. The effect of residue management on soil bulk density and soil resistance expressed as cone index has been found to be variable (Mandal *et al.*, 2004). On the contrary, Bhagat and Verma (1991) observed that incorporation of rice straw at an application rate of $5 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ to a wheat-rice crop sequence, reduced field bulk density from 1.32 to 1.25 Mg m^{-3} . Deboz *et al.* (2002) reported the 25% increase in water stable aggregates of sandy loam soil amended with household compost at constant temperature (10°C). Several studies demonstrated with biosolids and composted biosolids suggested increased soil water retention and aggregate stability in silt loam soils (Epstein, 1975; Epteien *et al.*, 1976; Wei *et al.*, 1985; Lindsay and Logan, 1998). For evaluating the effects of manure addition on pore-size distribution, Schjonning *et al.* (1994) observed that farmyard manure or slurry sig-

nificantly increased the volume of pores for < 0.2 and 0.2 to $0.3 \mu\text{m}$ within 20 cm depth from the soil surface while they noticed no effect on pores for $> 30 \mu\text{m}$. In another study, Pagliai *et al.* (1987) reported that poultry manure increased pores for 30 to $500 \mu\text{m}$ and those for $> 500 \mu\text{m}$. Addition of animal manure has greater effect on macroporosity and conductivity in subsoil below plowing layer compared to plow layer (Schjonning *et al.*, 2005). For a long-term manure amended soil, Miller *et al.* (2002) reported that soil water retention was significantly increased by 5 to 48% (0–5 cm and 10–15 cm soil depths) compared with the control at different matric potentials between 0 and -1500 kPa .

The increased SOM with organic amendments applied to agricultural fields, as indicated by Boyle *et al.* (1989), improves the soil aggregation, and this improvement of soil structure favors the downward soil water flow. Although manure and composted manure as organic amendments have been addressed in several studies, very little research has been done in order to observe the effects of sawdust and straw as soil amendments on soil physical properties. To date there is little information on the effect straw and sawdust soil amendments on the hydraulic conductivity of soils (Garnier *et al.*, 2004). In particular, there might have not been any reported field studies for evaluating the unsaturated hydraulic conductivity under straw and sawdust application. For optimal land application of these biomasses as soil amendments, understanding of the influence of these amendments on soil physical and hydraulic properties is essential. Therefore, the purpose of this study was to evaluate the effects of compost, sawdust and straw incorporated as amendments on the three-phase composition of soil, bulk density and soil resistance, the hydraulic conductivity and soil water retention characteristics.

2. Materials and Methods

2.1 Site Description and Experimental Design

The experiment was conducted in an upland fallow field at the Iwate University Experimental Station, Morioka, Japan. The field was not subject to under tillage practices during the last two decades. Before cultivation the field was prepared to cut tall grass down to ground level. The soil is volcanic ash soil, andisol and clay loam in texture (43.8% sand, 42.1% silt & 14.1% clay). The average values of soil properties measured at the beginning of the experiment within 0–5 cm soil depth were as follows : particle density 2.71 Mg m^{-3} ; bulk density 1.20 Mg m^{-3} ; total carbon 106 g kg^{-1} ; and total nitrogen 1.68 g kg^{-1} (dry soil basis).

The rectangular field of approximately 100 m^2 was arranged as a split block design. Total ten plots each comprising an area of 1.5 by 2.0 m were established in this study. Amendment types and rates were considered as treatments in nine plots and the other one non-amended control plot was used for measurement and result comparison purposes. Field experiment was performed from July 2005 to June 2006. Amendments were applied once in the middle of July 2005 to these nine plots. We did not cultivate any crop but periodical weeding management was performed in every three months interval. Sampling and measurements of soil physical and hydraulic properties were carried out in June 2006, i.e. at the end of one year.

2.2 Amendment Types and Application Rates

Amendment types applied to treatment plots included three different biomasses : compost, sawdust and fresh rice straw. Compost used as soil amendment in this study was a mixture of rice straw, cow excrement and wood bark. Sawdust obtained from a lumber mill was predominantly Japanese cedar waste, and used as soil amendment in this study. Water content and particle density of compost and sawdust was 0.75 kg kg^{-1} , 2.70 Mg m^{-3} and 0.43 kg kg^{-1} ,

1.71 Mg m^{-3} , respectively. Rice straw (*Japonica*) was collected from the farm at Takizawa, a neighboring village of Morioka. Straw was air-dried and then cut into 1–2 cm pieces. The values of water content and particle density of rice straw were 0.19 kg kg^{-1} and 1.60 Mg m^{-3} . Water content was measured on dry-weight basis.

All soil amendments using compost, sawdust and rice straw were applied on apparent soil volume basis and spread manually over each amendment treatment plot. The amendment volume was calculated for each plot by multiplying the plot area with a constant incorporation plow depth of 15 cm. Amendments were applied on a random basis to all nine treatment plots. Each of compost, sawdust and straw incorporated amendments was applied to three treatment plots. Three application rates expressed as 0.1, 0.2 and $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ of the soil volume (apparent) were assigned to these three treatment plots of each amendment, respectively. Briefly, we calculated the apparent soil volume of each plot by multiplying the area to the depth of incorporation. Then we incorporated each biomass (volume basis) to the 0.0, 0.1, 0.2 and $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ of apparent soil volume of each plot. A small tractor implemented with a rotavator was used to incorporate amendments into the top 15 cm of the soil profile. The non-amendment control plot was also tilled to the same soil depth as the treatment plots. As our study was limited to the changes of physical and hydraulic properties due to compost, sawdust and straw amendment, therefore, we did not investigate crop yield response to these amendments.

2.3 Measurement of Soil Physical and Hydraulic Properties

Bulk density for all plots was determined from soil core samples. Samples were collected from top 5 cm of each plot, by commercial core samplers of 5 cm diameter, and 5.1 cm in length. However, for each plot bulk density were not measured for several sample series. Collected samples were dried in a force-vent oven at 105

°C for 24 h and dry weights were recorded for bulk density computations. In-situ soil resistance was measured for each plot within the top 5 cm soil depth using a Yamanaka hand-held cone penetrometer, and measurements were taken at five points following on a circular array. For each plot, changes in the phase composition of soil matrix were estimated from collected undisturbed soil cores. Approximately 1 cm of the topsoil was scraped and one undisturbed core was taken at the top 6 cm soil depth for each plot. Disturbed soil samples were also collected at the same time for gravimetric water content measurements. Collected samples were weighted immediately and were oven-dried for determining the solid mass. The mass of solid, water and amendments were estimated for 100 cm³ total soil sample using the average water content obtained from disturbed soil samples. This mass weight was converted to volume proportion of solid, water and organic amendments by using the particle density of soil amendments mixture. Subtracting the volume of solid, water and amendments from the total sample volume of 100 cm³ resulted in an estimate of the gas phase volume. The volume proportion of solid, water, gas and amendments was then converted into percentage.

In this study, the near-saturated hydraulic conductivity was determined for all plots. A disc permeameter (Perroux and White, 1988) was used for *in-situ* measurements of the unsaturated hydraulic conductivity, referred to as $K(h)$ (cm s⁻¹), where h is the suction (cm). The advantage of disc permeameter is that, the instrument is relatively simple, minimal disturbance of soil and *in situ* estimation of hydraulic conductivity is possible at or near saturated condition. The disc permeameter consisted of a reservoir tower, a bubble tower with movable air-entry point and a disc (20 cm in diameter), covered with a highly permeable nylon membrane. The air-entry tube allowed to impose the constant pressure head conditions with a pressure head being below the atmospheric

pressure. A thin layer of highly permeable coarse sand was used to ensure good hydraulic contact between the disc and the soil. Since removal of surface crust, soil clods and roots from the soil surface was reported effective for achieving a leveled surface for tension infiltrometer (Ankeney, 1992), the top 1 cm soil was removed before the measurement of infiltration. Infiltration was recorded by measuring the water level drop in the reservoir for a sequence of preset time step. The time step was set at 15 seconds for few initial readings and at the end water levels in the reservoir tower were recorded for every 5-minute intervals until the steady state condition was attained. Steady state flow rates, Q (cm³s⁻¹), were determined for successive suctions of -8, -4, -2 cm and 6 mm of water, because these suctions were reported to be best for describing biological activities in soils (White *et al.*, 1992; Murphy *et al.*, 1993). However, as the suctions approached close to saturation it was very difficult to notice, because the steady state condition prevailed during very short run time. Therefore, data observed at suctions of -2 cm and 6 mm of water were not presented in this study.

The $K(h)$ was determined using steady state flow data from the disc permeameter under the different suctions applied (Reynolds and Elrick, 1991). According to their study, the piecewise slope and intercept can be described by :

$$\alpha_{xy} = \frac{\ln(Q_x/Q_y)}{(h_x - h_y)} \quad (1)$$

$$K_{xy} = \frac{G_d \alpha_{xy} Q_x}{r(1 + G_d \alpha_{xy} \pi r)(Q_x/Q_y)P} \quad (2)$$

where $P = h_x/(h_x - h_y)$; K_{xy} is the piecewise intercept (cm s⁻¹); α_{xy} (cm⁻¹) is the piecewise slope of the plots of $\ln Q$ against h ; Q is the flow rate (cm³s⁻¹); G_d is the dimensionless shape factor for tension infiltration from a surface disc and is equal to 0.25; and r is the radius of the disc (cm). The values x ($=1, 2, 3, \dots$) and y ($=x+1$) are integers, which are used to denote piecewise sequences. By assuming a simple

exponential relationship between the hydraulic conductivity and pressure head (Gardner, 1958), the $K(h)$ is given by :

$$K(h) = K_{xy} \exp(\alpha_{xy} h) \quad (3)$$

The $K(h)$ was calculated as the average of -8 and -4 cm of water of applied suction. Steady State flow rate (Q) for each suction were ob-

tained as the slope of the curve of cumulative infiltration volume versus elapsed time, which is shown in Fig. 1. Assuming that the sorptive number α is constant over the interval between the two successive suction, the piecewise linear regression analysis were carried out which is shown in Fig. 2. The slope and intercept value of piecewise regression plot were taken

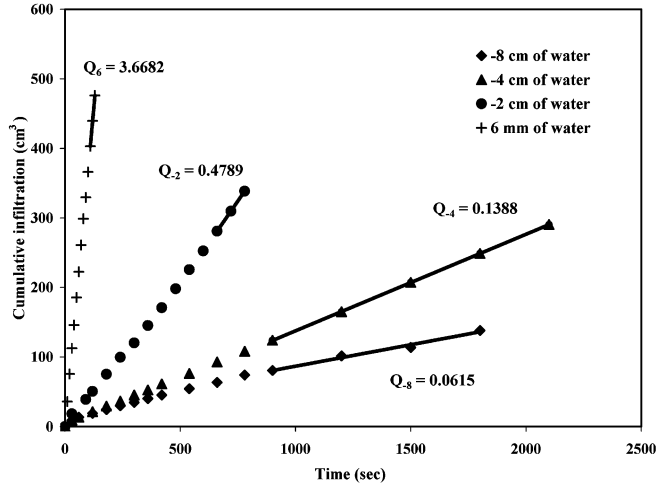


Fig. 1 Cumulative infiltration at successive supply pressure head measured at each treatment plot using disc permeameter. Steady state flow rate (Q) is taken as slope of the linear portion of the curve.

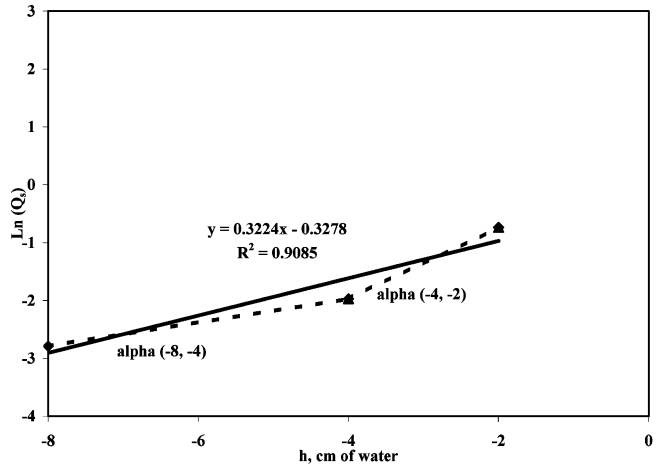


Fig. 2 Natural logarithm of steady state flow rate (Q) versus supply pressure head (h) for obtaining the α based on the piecewise exponential relationship expressed in the Eq.3. The values of α and K_{xy} in Eq.3 are the slope and intercept of two successive pressure heads, respectively.

as equal to the value of α_{xy} and K_{xy} in Eq.1 and Eq.2. Unsaturated hydraulic conductivity, $K(h)$ were calculated using Eq.3 as the average of -8 and -4 cm of water of applied suctions.

Soil water retention characteristics for each plot were determined from the undisturbed core samples (5.1 cm length and 5.0 cm diameter) using the hanging water column and centrifuge method. It is to be mentioned that, water retention characteristics were not measured for several sample series. Saturated cores were transferred to the hanging water column and placed on a porous ceramic plate. Lowering a hanging water column connected to the plate induced a step change in suction at the bottom of the plate. The water column was setup as lower as at 4.5 cm, 50.1 cm and 96.0 cm measured from the mid-point of the sample. High suctions such as 5.0×10^2 , 1.0×10^3 and 2.5×10^3 cm were applied by centrifuge and suctions at 3.16×10^5 and 1.0×10^7 cm were taken as air dry and oven dry condition. Volumetric water content at fully saturated condition was calculated from the three-phase composition such that the soil matrix is perfectly saturated with water, and then assumed as 0 cm suction. So the air volume at each mixing level was assumed to be zero and the volumetric soil water content was calculated by subtracting the solid volume from the total volume.

3. Results and Discussion

3.1 Three-Phase Composition of Soil

Compared to the non-amended control plot (represented by 0.0 application rate), soil three-phase compositions (solid, water and air) of compost, sawdust and rice straw amended plots incorporated at application rates of 0.1, 0.2 and $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (volume basis) were shown in Fig. 3, Fig. 4 and Fig. 5, respectively. Despite application rates of compost, sawdust and straw incorporation, the soil phase composition, as shown in Figs. 3-5, generally changed in all amended treatment plots compared to the control. However, the most distinct change of solid, water and air phases was observed in

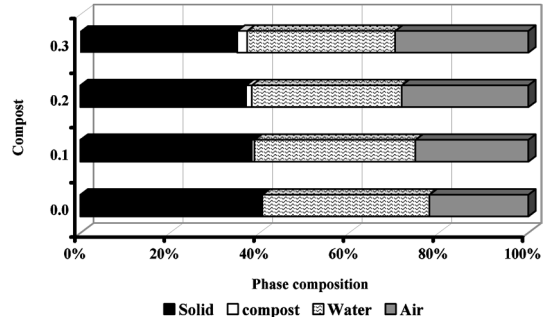


Fig. 3 Soil three-phase composition of compost incorporated plots at 0.1, 0.2 and $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ of apparent soil volume

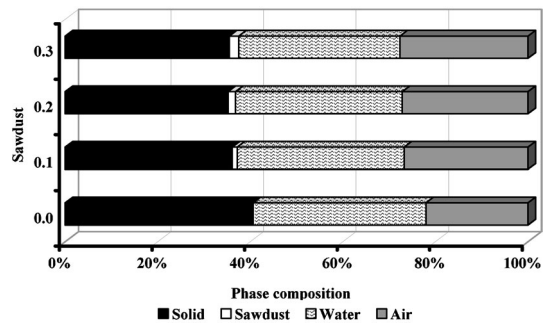


Fig. 4 Soil three-phase composition of sawdust incorporated plots at 0.1, 0.2 and $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ of apparent soil volume

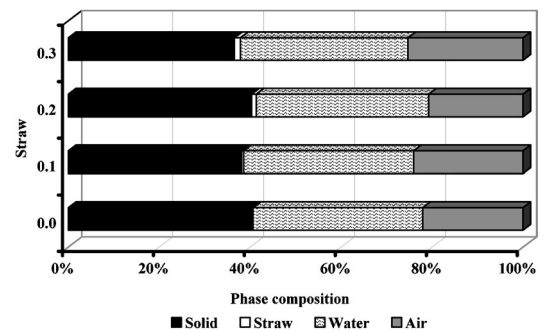


Fig. 5 Soil three-phase composition of straw incorporated plots at 0.1, 0.2 and $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ of apparent soil volume

compost incorporated amended plots. The solid phase was markedly reduced with the application rate of compost incorporation (Fig. 3)

For compost, application rate at $0.3\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ yields 2.20% composition of the total volume. At this application rate the solid phase reduced up to 5.60%, while the air phase increases to 7.64% (Fig. 3). This may be attributed to the composition of compost, which was made of straw, cow excrement and wood bark. Generally cow excrement is more decomposable than straw and wood bark ; as a result it may leave a blend of fibrous materials that occupies more pore space.

Sawdust amended at 0.1, 0.2 and $0.3\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$, shown in Fig. 4, indicated the similar trend as compost incorporations. However, the reduction of the soil solid phase at $0.3\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ level of incorporation was slightly less. The $0.3\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ of sawdust incorporation corresponded to 2.02 % of the total volume, which causes 5.16% reduction in the soil solid phase. The air phase of sawdust-amended soils also increases to 5.62 % compared to the control plot. For straw amendments, the trend of phase changes varied abruptly at different level of incorporation. As shown in Fig. 5, the soil solid phase decreased by 2.50% (from 40.6% to 38.1%) at $0.1\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ incorporation level ; remained almost constant (40.6% to 40.3%) at $0.2\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ and then reduced to 5.10% (from 40.6% to 35.5%) at $0.3\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ level of straw incorporation.

3.2 Soil Resistance and Bulk Density

Table 1 showed values of soil resistance and bulk density at different level of compost, sawdust and straw amendment. Soil resistance and bulk density generally decreased due to compost, sawdust and straw amendments,

compared to the non-amended soil. Average soil resistance decreased from 572 kPa to 376 kPa, and bulk density decreased from 1.20 Mg m^{-3} to 0.95 Mg m^{-3} as affected by the incorporation of $0.1\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ compost (Table 1). Similarly, soil resistance and bulk density for the incorporation of $0.3\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ compost decreased sharply to 86.0 kPa and 0.84 Mg m^{-3} , respectively, compared with the control plot.

Soil resistance and bulk density did not decreased gradually for different level of sawdust incorporation (Table 1), compared to the control plot. For instance, both soil resistance and bulk density decreased to 288 kPa and 1.06 Mg m^{-3} at $0.1\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ sawdust, and to 109 kPa and 0.84 Mg m^{-3} at $0.2\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ sawdust incorporations, respectively. On the contrary, soil resistance and bulk density increased to 376 kPa and 0.98 Mg m^{-3} , respectively, for the addition of $0.3\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ sawdust. As shown in Table 1, addition of straw at any level, sharply decreased soil resistance and bulk density. For instance, both soil resistance and bulk density decreased to 67.5 kPa and 0.73 Mg m^{-3} , respectively, at of $0.3\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ incorporation level.

Figures 6, 7 and 8 showed the relationships between soil resistance and bulk density for all treatment plots derived from simple linear regression analysis, indicating a good correlation between soil resistance and bulk density at all applied amendments. For compost and straw amendments soil resistance decreased gradually with the decrease in bulk density at any level of incorporation. However, sawdust incorporated at $0.2\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ application rate re-

Table 1 Average soil resistance and bulk density for compost, sawdust, and straw incorporation

Application rate (%)	Soil resistance (kPa)				Bulk density (Mg m^{-3})			
	Control	Compost	Sawdust	Straw	Control	Compost	Sawdust	Straw
0	572 (67.0)	—	—	—	1.2	—	—	—
10	—	376 (83.6)	288 (71.0)	400 (170)	—	0.95	1.06	0.98
20	—	116 (73.3)	109 (31.0)	79.0 (10.0)	—	0.92	0.84	0.90
30	—	86.0 (33.0)	376 (84.0)	67.5 (26.0)	—	0.84	0.98	0.73

Values in parentheses are standard deviation of the sample mean

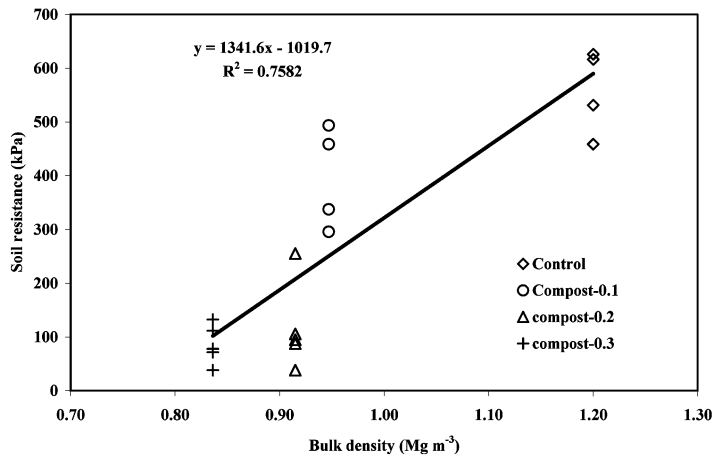


Fig. 6 Relationship between soil resistance and bulk density for compost amended soils incorporated at application rates of 0.1, 0.2 and 0.3 m³ m⁻³.

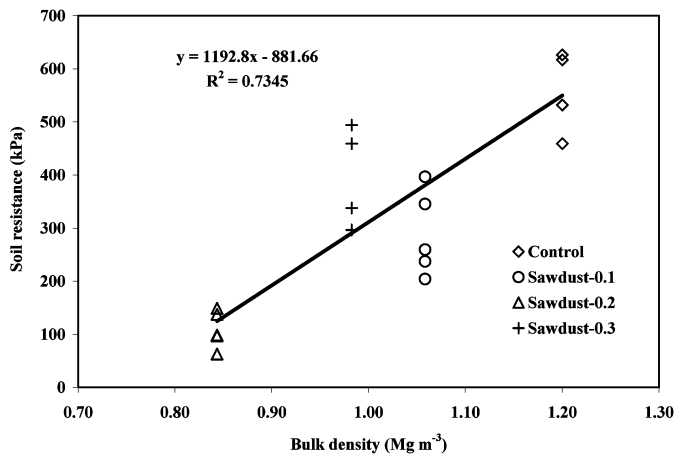


Fig. 7 Relationship between soil resistance and bulk density for sawdust amended soils incorporated at application rates of 0.1, 0.2 and 0.3 m³ m⁻³.

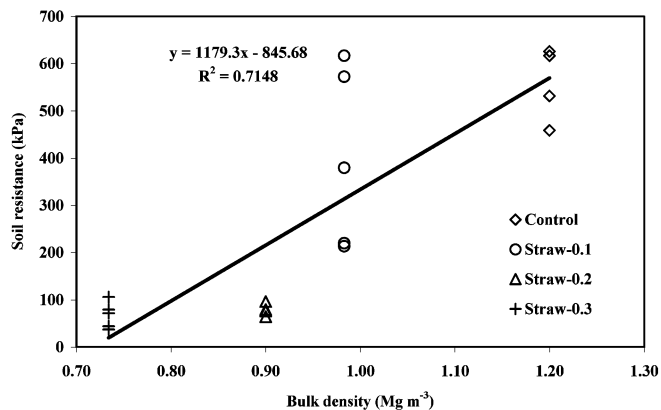


Fig. 8 Relationship between soil resistance and bulk density for rice straw amended soils incorporated at application rates of 0.1, 0.2 and 0.3 m³ m⁻³.

sulted the maximum reduction in soil resistance and bulk density values compared to other $0.1\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ and $0.3\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ of sawdust incorporations. Relatively better correlation ($R^2 = 0.7148$) between soil resistance and bulk density obtained for straw amended soils. Variations in the reduction of soil resistance and bulk density values for compost, straw and sawdust amended soils may be explained from the changes of their phase compositions at different level of incorporations (section 3.1). Bulk density is inversely proportional to total porosity (Carter and Ball, 1993), which provides a measure of the total pore space left in the soil for air and water movement. Lower bulk density generally reduces the soil resistance because of relatively less unconfined compressive strength of the soil. The reduction in the solid phase at any level of compost, sawdust and straw incorporations was higher than the non-amended control soils. The decrease in solid phase increased the air phase resulted a subsequent increase in total porosity. For instance, at $0.3\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ additions as compost, sawdust and straw incorporations reduced soil solid phases by 5.60, 4.08 and 5.16%, and thereby increasing the total porosity by 4, 3 and 4%, respectively. In addition, decomposition rates

of these biomasses may be a reason of variable soil resistance and bulk density of amended soils, which is evident in sawdust amendments.

3.3 Near-Saturated Hydraulic Conductivity

The effect of compost, sawdust and straw incorporations on near-saturated hydraulic conductivity, $K(h)$, was shown in Fig. 9. Since the similar trend was observed under different applied suctions, the effect of compost, sawdust and straw incorporation on near-saturated hydraulic conductivity, $K(h)$, at -6 cm of water suction (average of -8 and -4 cm suction) was demonstratively shown. The ability of soil to transmit water depends on the porosity and the arrangement of soil particles. Addition of organic amendments usually leads to an increase in soil aggregation and porosity, therefore, $K(h)$ is expected to be greater in organic matter amended soils. As shown in Fig. 9, both compost and straw incorporations increased $K(h)$ remarkably at different application rates though significant difference in data among treatment variables were not tested. For compost amended soils, the $K(h)$ sharply increased to 25.4 cm d^{-1} at level of $0.1\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ incorporation and then gradually increased to maximum 40.4 cm d^{-1} at $0.3\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ addition (compared to

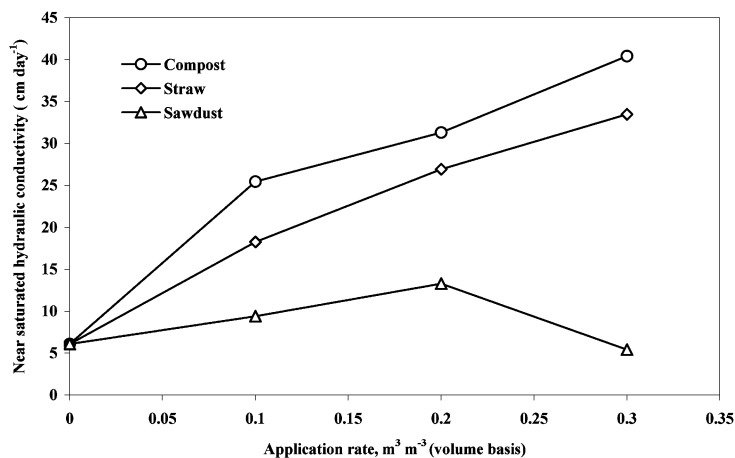


Fig. 9 Effect of the different incorporation rates of compost, sawdust and straw amendments on the near-saturated hydraulic conductivity of the soil, $K(h)$, observed at a suction of 6 cm of water.

the non-amended control plot). Straw incorporations showed the similar trends. Compared to the control plot, a steep increase of the $K(h)$ was observed at $0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ straw incorporation (18.3 cm d^{-1}) and then exhibited the maximum 33.5 cm d^{-1} at $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ incorporation. In contrast, the trends of the $K(h)$ increments with increasing sawdust additions were not consistent. As shown in Fig. 9, the $K(h)$ gradually increased from 6.10 cm d^{-1} (control plot) to 9.40 and to 13.3 cm d^{-1} at $0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and $0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ incorporation levels, respectively, and then suddenly decreased to 5.40 cm d^{-1} at $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ incorporation level. This sudden decrease in the $K(h)$ for sawdust amended soil at higher application rate may be attributed to either measurement error or at higher rate applied and suspended solids or microorganisms which may likely to block the water conducting pores (McAuliffe *et al.*, 1982; Lehrsch *et al.*, 1996). Notably, as shown in Fig. 9, $K(h)$ values for sawdust amended soils was also lower than compost and straw amended soils incorporated at $0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and $0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ rates.

Incorporations of compost, sawdust and straw to soils generally decreased the solid phase and increased the water and gas phase (Fig. 3, Fig. 4, and Fig. 5, respectively). Hence, the total porosity increased with the increase in incorporation rates. The increase in the total porosity might have an effect on the increasing trend of the $K(h)$ for compost, straw and sawdust amended soils. As water flow rates in soil pores (cylindrical) is proportional to the fourth power of the radius, near saturated porosity would account for most of the water movement in unsaturated condition (Brady, 1974). The total porosity ratio for compost, straw and sawdust amended soils at $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ incorporation was 1.06, 1.05 and 1.06, respectively, compared with control plot. At the same level of incorporation, the $K(h)$ increased by 6.6, 5.5 and 0.9 times than non amended soil, thus indicating that the $K(h)$ change was much higher than the porosity expansion. Therefore, it is clear that the effect of organic matter incorporations

on the $K(h)$ may be attributed to the porosity along with pore radius expansion.

3.4 Soil Water Retention Characteristics

Soil water retention curves for different application rates of compost, sawdust and straw amended soils compared to the control plot were presented in Fig. 10, Fig. 11, and Fig. 12, respectively. Compared to the control plot, compost incorporation at higher application rate retained larger amount of water than sawdust and straw. For instance, the $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ incorporation of compost caused $0.06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (from $0.47 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ to $0.53 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) increase in water content at a low suction (at 4.5 cm); remained almost constant at $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (from $0.35 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ to $0.40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) at $5.0 \times 10^2 \text{ cm}$ suction, and then increased to $0.14 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (from $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ to $0.29 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) at $3.16 \times 10^5 \text{ cm}$ suction (Fig. 10). However, sawdust incorporation effect was limited to relatively at low suction. As shown in Fig. 11, at $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ sawdust incorporation level, water content increased by $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (from $0.48 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ to $0.52 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) at 4.5 cm ; remained constant $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ($0.35 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ to $0.39 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) at $5.0 \times 10^2 \text{ cm}$ and then decreased by $0.01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ($0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ to $0.16 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) at $3.16 \times 10^5 \text{ cm}$ suction. For straw amended soils (Fig. 12) increments in water content was lower than compost amended soils at higher suction. However, at relatively lower suction, volumetric water content of straw and compost amended soils were almost same. For instance, addition of straw at the $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ incorporation level increased water content by $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ at 4.5 cm , remained constant at $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ at $5.0 \times 10^2 \text{ cm}$, and then increased to $0.06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ at $3.16 \times 10^5 \text{ cm}$ suction, respectively.

The effect of compost, sawdust and straw incorporations on changes in soil water retention behaviors may be explained from the capillary pore size and porosity expansion considerations of amended soils. Assuming that the soil is behaving as a bundle of capillary tubes, then capillarity would be sufficient to describe the relationships between the capillary pressure head and soil pore radii. According to the

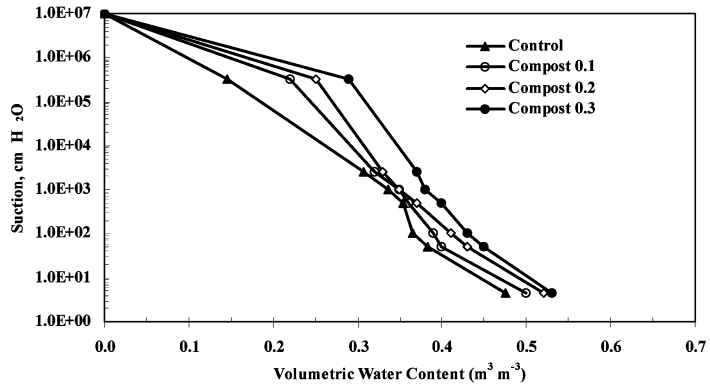


Fig. 10 Soil water retention curve of compost amended treatment plots at different suctions.

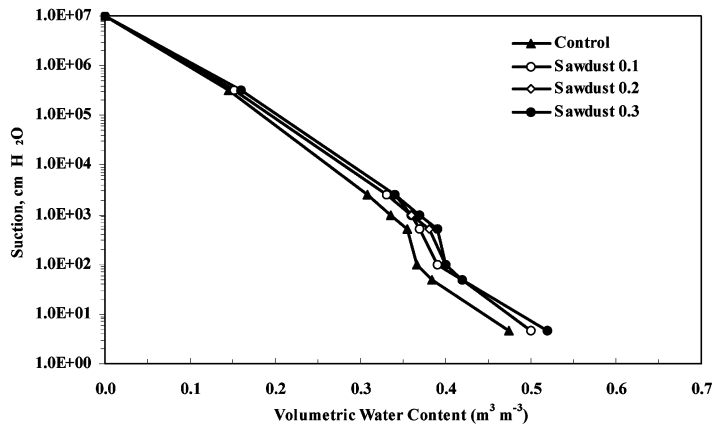


Fig. 11 Soil water retention curve of sawdust amended treatment plots at different suctions.

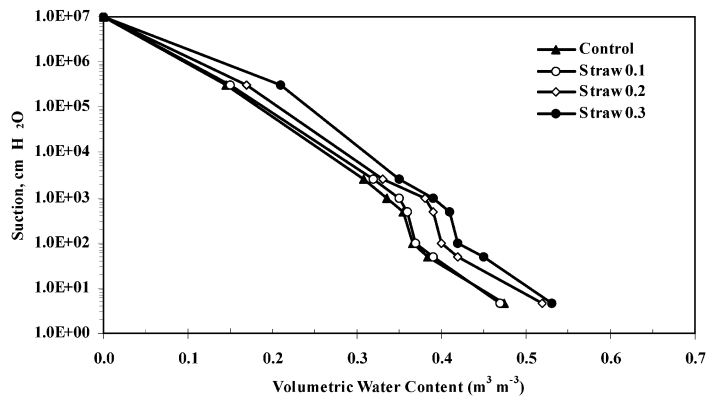


Fig. 12 Soil water retention curve of straw amended treatment plots at different suctions.

Young-Laplace equation, the capillary pressure head in a capillary tube is proportional to the height of h above the free water surface and inversely proportional to the capillary radius r , which is given as follows :

$$h_c = \frac{2\gamma \cos \alpha_v}{g(\rho_1 - \rho_g)r} \quad (4)$$

where ρ_g is the density of gas (generally neglected), ρ_1 is the density of water, γ is the surface tension, g is the acceleration due to gravity and α_v is the contact angle. The equivalent capillary tube radius r_c at different suctions can be estimated using this Young-Laplace, such as $r_c = 0.24$ mm for 4.5 cm, and $1.45 \mu\text{m}$ for 5.0×10^2 cm suction. However, at high suction such as at 3.16×10^5 cm, the equivalent capillary radius drops down to 2.35 nm, which is not an actual capillary size but surface adsorption scale that forms a hydration envelope over the particle surface. As the soil was predominantly clay in this study, the incorporation effect of organic matters appears in fine pore system of nm scales, and enlarges its porosity to at least 1.74%. The porosity expansion is also evident from three-phase compositions of compost and sawdust amended soils (Fig. 3 and Fig. 4, respectively), such that, the $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ incorporation caused 3.40% and 3.13% increase in the porosity, respectively. In contrast, straw incorporation at the same $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ application rate increased the porosity to 2.74%. Among three biomasses incorporated to the clay soils in this study, compost and sawdust amendments showed an increase in capillary pore sizes of the soil.

4. Conclusion

The field experiment conducted in this study showed that additions of plant and composted biomass such as compost, sawdust and rice straw at different application rates of 0.1, 0.2, and $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (apparent soil volume basis) to clay loam soils led to a substantial improvement of soil physical and hydraulic properties. The extent of their effectiveness for improving soil physical and hydraulic properties was par-

tially dependent on application rate ; in such as way that higher application rate of these biomasses provided greater improvement in soil properties. Compared to the control plot, three-phase compositions of compost, sawdust and straw amended soils showed the reduction in soil solid phases, and thereby increased the total porosity. Additions of all amendments also decreased soil resistance and bulk density, which were likely due to the reduction in solid phases of amended soils. A good correlation between soil resistance and bulk density was observed for all amended plots. Except for sawdust addition only at higher application rate, near-saturated hydraulic conductivity, $K(h)$, increased for all application rates of compost and straw incorporations. The increment in the $K(h)$ might be attributed to the reduction in solid phases of compost, sawdust and straw amended soils and thus the increase in the total porosity. Improvements in soil water retention were varied among amendment types and application rate. Compost amended soils retained large amount of water even at higher suctions. However, improvement in soil water retention characteristics for sawdust-amended soils was limited at lower suction. For straw amended soils, water retention capacity increased steadily from low to high suction.

This field study showed that compost, sawdust and straw had different interactions to the basic soil physical and hydraulic properties when incorporated to clayey loam soil. Although different agricultural practices and crop yields under applied biomass incorporations have not been considered as indicators, results concerned with the effect of incorporated compost, sawdust and straw biomass amendments on soil physical and hydraulic properties investigated and presented in this study will extend our ideas for the effective application of these biomasses in order to improve soil quality.

Acknowledgments

We would like to express our appreciation to the Ministry of Education, Science, Sports and Culture, Japan for proving the scholarship, which lead to this study.

References

- Ankeny, M.D. (1992) : Methods and theory for unconfined infiltration measurements. p. 123-142. In G.C. Topp *et al.* (ed.) *Advances in measurement of soil physical properties : Bringing theory into practice.* SSSA, Madison, WI.
- Bhagat, R.M. and Verma, T.S. (1991) : Effects of rice straw management on soil physical properties and wheat yield. *Soil Sci.*, **152** : 108-115.
- Boyle, M., Frankenberger, Jr. W.T. and Stolzy, L.H. (1989) : The influence of organic matter on soil aggregation and water infiltration. *J. Prod. Agric.*, **2** : 290-299.
- Brady, N.C. (1974) : *The nature and properties of soils.* MacMillan Publ. Co., New York.
- Carter, M.R. and Ball, B.C. (1993) : Soil Porosity. p. 581-588. In M.R. Carter (ed.) *Soil sampling methods of soil analysis.* Lewis Publ. Boca Raton, FL.
- Carter, M.R. and Stewart, B.A. (1996) : 'Structure and organic matter storage in agricultural soils.' (CRC Press : Boca Raton.)
- Carter, M.R., Gregorich, E.G., Angers, D.A., Donald, R.G. and Bolinder, M.A. (1998) : Organic C and N storage and organic C fractions, in adjacent cultivated and forested soils of eastern Canada. *Soil Tillage Res.*, **47** : 253-261.
- Debosz, K., Petersen, S.O., Kure, L.K. and Ambus, P. (2002) : Evaluating effects of sewage sludge and house hold compost on soil physical, chemical and microbiological properties. *App. Soil Ecol.*, **19** : 237-248.
- Epstein, E. (1975) : Effect of sewage sludge on some soil physical properties. *J. Environ. Qual.*, **4** : 139-142.
- Epstein, E., Taylor, J.M. and Chaney, R.L. (1976) : Effects of sewage sludge and sludge compost applied to soil on some soil physical and chemical properties. *J. Environ. Qual.*, **5** : 422-426.
- Gupta, S.C., Dowdy, R.H. and Larson, W.E. (1977) : Hydraulic and thermal properties of a sandy soil as influenced by incorporation of sewage sludge. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **4** : 601-605.
- Gardner, W.R. (1958) : Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, **85** : 228-232.
- Garnier, P., Ezzine, N., De Gryze, S. and Richard, G. (2004) : Hydraulic properties of soil-straw mixtures. *Vadose Zone Journal*, **3** : 714-721.
- Kay, B.D. (1998) : Soil structure and organic carbon : A review. p. 169-197. In R. Lal *et al.* (ed.) *Soil processes and the carbon cycle.* CRC Press. Boca Raton, FL.
- Khaleel, R., Reddy, K.R. and Overcash, M.R. (1981) : Changes in soil physical properties due to organic waste additions : A review. *J. Environ. Qual.*, **10** : 133-141.
- Lehrsch, G.A. and Robbins, C.W. (1996) : Cheese whey effects on surface soil hydraulic properties. *Soil Use & Management.*, **12** : 205-208.
- Lindsay, B.J. and Logan, T.J. (1998) : Field response of soil physical properties to sewage sludge. *J. Environ. Qual.*, **27** : 534-542.
- McAulliffe, K.W., Scotter, D.R., Macgregor, A.N. and Eari, K.D. (1982) : Casien whey waste water effect on soil permeability. *J. Environ. Qual.*, **11** : 31-34.
- Mandal, K.G., Misra, A.K., Hati, K.M., Bandyopadhyay, K.K., Ghosh, P.K. and Manoranjan, M. (2004) : Rise Residue-management options and effects on soil properties and crop productivity. *Food, Agriculture & Environment*, **2** (1) : 224-231.
- Martens, D.A. and Frankenberger, Jr. W.T. (1992) : Modification of infiltration rates in an organic-amended irrigated soil. *Agron.*, **J. 84** : 707-717.
- Miller, J.J., Sweetland, N.J. and Chang, C. (2002) : Hydrological properties of a clay loam soil after long-term cattle manure application. *J. Environ. Qual.*, **31** : 989-996.
- Murphy, B.W., Koen, T.B., Jones, B.A. and Huxedurp, L.M. (1993) : Temporal variation of hydraulic properties for some soils with fragile structures. *Australian Journal of Soil Research*, **31** : 179-197.
- Oades, J.M. (1984) : Soil organic matter and structural stability : Mechanisms and implication for management. *Plant Soil*, **76** : 319-337.
- Pagliai, M., Marca, La M. and Lucamante, G. (1987) : Changes in soil porosity in remolded soils treated with poultry manure. *Soil Sci.*, **144** : 128-140.
- Perroux, K.M. and White, I. (1988) : Design for disc permeameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **52** : 1205-1215.
- Rawls, W.J., Pachepsky, Y.A., Ritchie, J.C., Sobecki, T.M. and Bloodworth, H. (2003) : Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geo-*

- darma, **16** : 61-76.
- Reynolds, W.D. and Elrick, D.E. (1991) : Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **55** : 633-639.
- Schjonning, P., Christensen, B.T. and Carstensen, B. (1994) : Physical and chemical properties of a sandy loam receiving animal manure, mineral fertilizer or no fertilizer for 90 years. *Eur. J. Soil Sci.*, **45** : 257-268.
- Schjonning, P., Munkholm, L.J., Moldrup, P. and Jacobsen, O.H. (2002) : Modelling soil pore characteristics from measurements of air exchange : the long-term effects of fertilization and crop rotation. *Eur. J. Soil Sci.*, **53** : 331-339.
- Schjonning, P., Iversen, B.V., Munkholm, L.J., Labourel, R. and Jacobsen, O.H. (2005) : *Soil Use and Management*, **21** : 265-275.
- Tisdall, J.M. and J. M. Oades. (1982) : Organic matter and water stable aggregate in soils. *J. Soil Sci.*, **33** : 141-163.
- Wei, Q.F., Lowery, B. and Peterson, A.E. (1985) : Effect of sludge application on physical properties of a silty clay loam. *J. Environ. Qual.*, **14** : 78-180.
- White, I., Sully, M.J. and Perroux, K.M. (1992) : Measurement of surface-soil hydraulic properties : disc permeameter, tension infiltrometers and other techniques. In 'Advances in measurement of soil properties : bringing theory in practice'. *Soil Science Society of America Special Publication No. 30*. pp. 69-103. (*Soil Science Society of America, Madison, WI*)

植物やコンポスト化したバイオマスの施用が土壌の物理的・水理的特性に及ぼす影響—圃場での評価

モニルザマーン カーン ユスフザイ*・前田武己**・藤井克己**

* 岩手大学大学院連合農学研究科, 〒020-8550 盛岡市上田 3-18-8

** 岩手大学農学部, 〒020-8550 盛岡市上田 3-18-8

要 旨

コンポスト, 木くず, 稲わらというバイオマス資材を圃場の土に混入したとき, これが土の三相分布, 硬度, 保水性や透水性に及ぼす影響を実験的に検討した。岩手大学内圃場(クロボク土)に見かけの体積比で, 10:1, 10:2, 10:3となるように各資材をすき込んだ。混入して約1年後, 全区画から各3個の試料を100cc サンプラーにて採取し, 変水頭透水試験の後, 吸引法, 遠心法により水分特性曲線を求めた。また各成分の密度を用いて, 試料の三相分布と乾燥密度を得た。一方, 現地区画での土壌硬度を山中式硬度計により求めた。

一般的に, バイオマス資材の混入により全区画で土壌硬度と乾燥密度は低下し, これは試料中の固相率減少によることが分かった。また土壌硬度と乾燥密度のデータ間にも良い相関関係が見られた。透水係数についても多くの場合, 混入率の増加に応じて増大した。これも固相率の減少に起因するものと考えられる。同様の理由により水分特性曲線も影響を受け, 体積含水率は増加した。ただしその変化の程度と傾向は資材の種類により異なるものであった。

キーワード : バイオマス, 土壌の三相分布, 土壌硬度と乾燥密度, 近飽和での透水係数, 土壌水分サクシオン

受稿年月日 : 2007年1月24日

受理年月日 : 2007年6月11日

農地連鎖系集水域における浅層地下水の水文特性解析

—栄養塩類の周辺水系への流出リスク評価に向けて—

飯山一平*・松森堅治**・藤原英司*・中島泰弘*

Analysis on Hydrological Aspects of Shallow Groundwater
in a Catchment with an Agricultural Toposequence
—An Implication for a Risk Assessment of Excess Nutrient
Discharge to Surrounding Water Body—

Ippei IYAMA*, Kenji MATSUMORI**, Hideshi FUJIWARA* and Yasuhiro NAKAJIMA*

* National Institute for Agro-Environmental Sciences, Kannondai 3-1-3,
Tsukuba, Ibaraki, 305-8604, Japan

** National Institute for Rural Engineering, Kannondai 2-1-6, Tsukuba, Ibaraki, 305-8609, Japan

Abstract

In a series of agricultural land uses over a toposequence comprised of upland crop fields and lowland paddy fields, hydrological aspects are essential to an understanding of impacts of agricultural managements on groundwater environment. The objective of this study was to evaluate amounts and flow paths of shallow groundwater discharging from an agricultural catchment using a physical model.

About 61% of the shallow groundwater percolated into the deeper aquifer and exited the catchment without passing through the paddy fields. Only the rest of the shallow groundwater, which was within 70m of the paddy fields, reached the paddy fields after 14 years of travel. These results indicated that in a convergent-shaped catchment a large part of leached nutrients from upper crop fields can leave the catchment without being consumed in lowland paddy field area.

We defined a risk of excess nutrient discharge from the catchment as a probability that 95% of the recharged groundwater bypasses the paddy fields, assuming that the most influential parameter falls within an uncertainty range of two orders of magnitude around the value giving the model's deterministic solution. The evaluated risk came to 44.8% even when the uncertainty range would include 99% of the whole population of the parameter.

Key words : nitrate nitrogen, physical model, parameter uncertainty, shallow groundwater, toposequence

1. はじめに

営農活動による集水域の地下水環境への影響が顕在化するまでの時間は、水文特性により数年から数十年以上になる。よって、営農管理やその変化の影響評価には、

浅層地下水の流出量や経路といった、集水域の水文学的な特徴を知る必要がある。そして、水文特性の把握は有限の測定地点や測定頻度から得た地下水位や水質、流出量などのデータを基に行われるため、限られた情報を補うために集水域のモデル化が必要となる。

* 農業環境技術研究所 〒305-8604 つくば市観音台 3-1-3

** 農村工学研究所 〒305-8609 つくば市観音台 2-1-6

キーワード : 硝酸性窒素, 物理モデル, パラメータ不確実性, 浅層地下水, 地形連鎖

硝酸性窒素 ($\text{NO}_3\text{-N}$) と集水域の水文特性との関係については、集水域からの負荷量は浅層地下水が表流水と混合する場所での脱窒等の生化学的变化に影響される (Hedin *et al.*, 1998) ことや、 $\text{NO}_3\text{-N}$ の除去は、地表と浅い不透水層とに挟まれた有機物含有量の高い土層で顕著であり (Hill, 1996)、難透水層までの深さや不飽和層厚が大きい場合など、地下水の流線が $\text{NO}_3\text{-N}$ 除去地帯をやり過ごす場合に低下する (Bohlker and Denver, 1995; Devito *et al.*, 2000; Hill *et al.*, 2000) ことが知られている。

台地や中山間地の多い日本では、上述の例に比べ小規模な土地利用が連なった集水域が想定され、特に、台地上から低地への農地連鎖系集水域では、栄養塩類負荷の水田領域での緩衝が期待されている (小川・酒井, 1984; 尾崎, 1993 など)。水田の $\text{NO}_3\text{-N}$ 除去能力は、圃場レベル (田淵ら, 1983; 田淵ら, 1987; 田淵ら, 1996) や集水域レベル (田淵・黒田, 1991 など) で確認されており、流出負荷算定のためのモデルも提案されている (田淵, 1998)。一方で、集水域の地下水動態は評価が難しく、解析事例の増加が期待される。

そこで本報では、農地連鎖系小集水域における栄養塩類の流出リスク評価の基礎として、実測の土壤物理パラメータを適用した物理モデルにより浅層地下水流動を解析した。

2. 対象集水域および測定

2.1 調査地

調査地は、茨城県石岡市石川地区内の 2.1 ha の集水域である。集水域境界は、光波式測量機により 10×10 m グリッドで求めた地表面標高分布を基に、等高線に沿った集水域出口部分、斜面中の主勾配方向部分および分水嶺部分で囲むように設定した (図-1)。地表面標高は 15.6 ~ 25.5 m であった。地表面勾配は平均 3.1%、最大 15.3% であった。標高 20 ~ 25 m ではダイコン、バレイショ、トマト、花卉類等の多肥作物が栽培されていた。標高 18 m 以下は水田領域であり、斜面からの湧水のみを水源としていた。

2.2 調査地における土壤類型および土壤層位

集水域を含む一帯の土壤を、層位構成により類型区分した。まず、空中写真の判読に基づき微地形区分し、次に、ボーリング (17 地点) および検土杖 (107 地点) による調査結果を基に類型化した。図-1 に示した範囲には 11 種類の土壤類型が存在し、図-2 のように分布していた。

図-3 に、11 種類の土壤類型から 4 類型を選び、土壤層位を示した。図-2 中の 11 類型に見られた土壤層位を網羅していることや、斜面内における立地の代表性により、これら 4 類型を 11 種類の代表と判断した。土壤層位区分に用いた記号は、日本ペドロジー学会 (1997) に

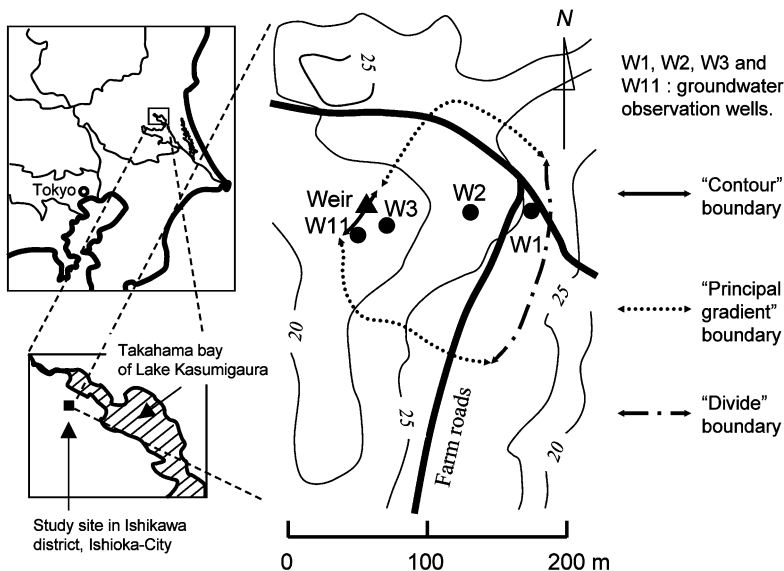


図-1 調査対象地の立地および集水域の定義。

Fig. 1 Location of the study site and the definition of the catchment.

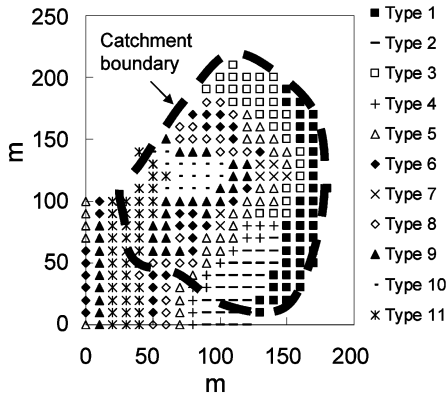


図-2 集水域内の土壌類型分布.

Fig. 2 Soil types in the catchment.

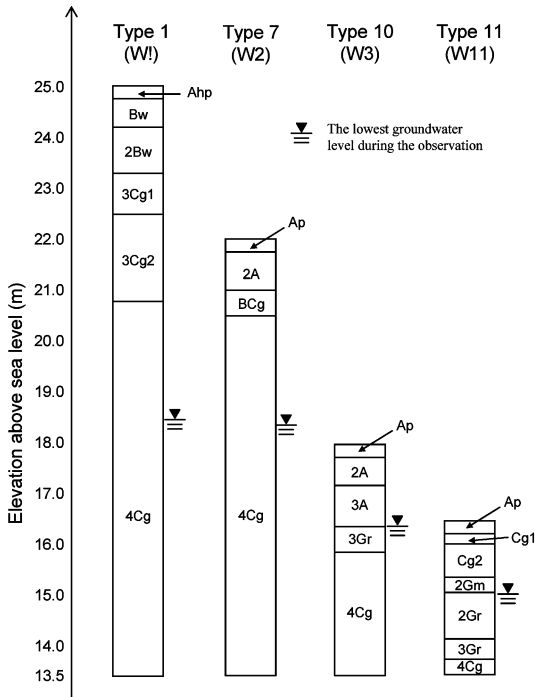


図-3 集水域内の土壌層位 (土壌層位記号は日本ペドロロジー学会 (1997) に準拠).

Fig. 3 Soil horizons observed in the catchment.

従った。W1, W2, W3 および W11 の 4 つの地下水位観測井 (図-1) はボーリング跡に設置したため、図-3 の 4 類型がすなわち各観測井の土壌層序であった。

A 層および B 層は黒ボク土から成り、色や触感の違いを母材や堆積年代の違いによるものと判断した場合に 2

A や 2Bw 等とした。C 層は、図-3 中の 3Cg2 層に常総粘土層が、4Cg 層に成田層内の最上部の細砂層が、それぞれ対応した。低地部では、常総粘土層に代わり、粘土と細砂の混合した堆積層 (Cg 層および Gr 層) が見られた。4Cg 層は、これよりも透水性が劣ると見られる成田層内のシルト層を覆っていた。4Cg 層以深に到達したボーリング孔は低地部のみであり、この孔で観察された深度が海拔 13.5 m であった。集水域内の他地点におけるこの深度の層位構成については不明であり、本研究では、近似的な取り扱いとして集水域内の 4Cg 層下端の標高を海拔 13.5 m で単一の値とした。

2.3 野外試験

地下水位は、斜面主勾配沿いの地点 W1, W2, W3, および水田領域内の W11 で測定した (図-1)。土壌類型区分のためのボーリング跡に、W2 のみ直径 8.5 cm, 他は直径 10 cm の PVC 管を埋設し観測井とした。埋設深さは、W1, W2, W3 および W11 のそれぞれで、6.1, 3.3, 1.9, 2.0 m であった。各 PVC 管は開放底とし、さらに側面に、W1 および W2 では管底から 1.5 m までの範囲で、W3 および W11 では管底から 1.0 m までの範囲で、それぞれストレナ部分を設けた。測定は、自記式水位計により 1995 年 9 月から 1997 年 11 月まで 10 分間隔で行った。

斜面からの一日あたり湧水量を、1996 年 11 月から 1997 年 5 月まで観測した。測定は、斜面からの湧出水を、水田領域縁の自然水路を利用して集水域末端に設けた三角堰へ誘導し、自記式水位計を用いて行った。対象地の水田はいずれも灌漑排水施設を備えておらず、自然水路への流入水は基本的に湧水が占めたが、強雨時には地表流の混入が見られた。

さらに、ボーリング採掘時に得られた層位毎の不攪乱試料を用い、飽和透水係数 (表-1) を変水頭法により、土壌水分特性曲線 (図-4) を砂柱法 (-4.9 kPa まで) および加圧板法 (-49 kPa まで) により、それぞれ測定した。

3. 対象集水域の浅層地下水流の解析

集水域の地下水位分布の経時変化を、実測 4 地点の地下水位分布変化を基に、以下の式を用いて再現した。

$$S \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[(H-B) K_s \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[(H-B) K_s \frac{\partial H}{\partial y} \right] - p + r \quad (1)$$

ここで、 x および y : 集水域内の水平位置 [L], t : 時刻 [T], H : 地下水面標高 [L], S : 比水分容量 [$L^3 L^{-3}$], B : 4Cg 層底面標高 [L], K_s : 飽和透水係数 [$L^3 L^{-2}$]

表-1 土壌層位ごとの透水係数 (松森ら, 1997).

Table 1 Saturated hydraulic conductivity values for soil horizons in the study site (after Matsumori *et al.* 1997).

Type 1		Type 7		Type 10		Type 11	
Soil horizon	k_s (m/d)	Soil horizon	k_s (m/d)	Soil horizon	k_s (m/d)	Soil horizon	k_s (m/d)
Ahp	1.90×10^1	Ap	3.72×10^0	Ap	3.72×10^0	Ap	9.50×10^0
Bw	3.37×10^0	A2	4.41×10^0	2A	2.25×10^0	Cg1	2.59×10^0
2Bw	2.76×10^0	BCg	3.54×10^{-2}	3A	3.28×10^0	Cg2	1.04×10^0
3Cg1	1.81×10^{-3}	4Cg	3.54×10^{-1}	3Gr	4.06×10^{-2}	2Gm	7.78×10^{-3}
3Cg2	9.50×10^{-5}			4Cg	3.54×10^{-1}	2Gr	8.64×10^{-4}
4Cg	3.54×10^{-1}					3Gr	8.29×10^{-4}
						4Cg	3.54×10^{-1}

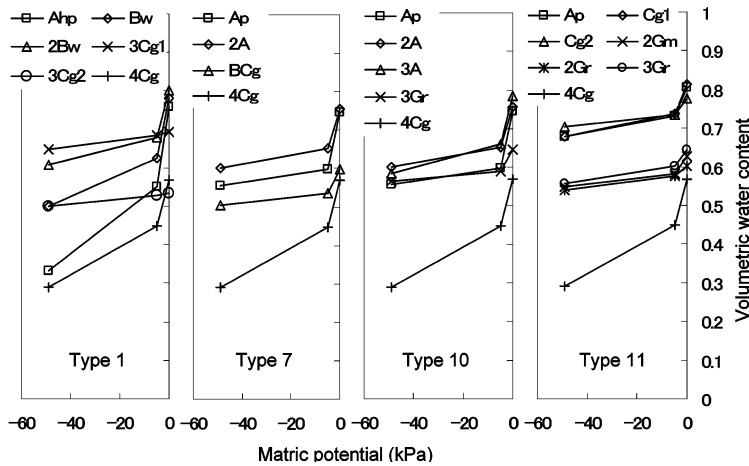


図-4 土壌層位ごとの水分特性曲線 (松森ら 1997).

Fig. 4 Soil water characteristic curves for soil horizons in the study site (after Matsumori *et al.* 1997).

T^{-1}], p : 4Cg 層底面以深への深部浸透量 [$L^3 L^{-2} T^{-1}$], r : 浅層地下水涵養量 [$L^3 L^{-2} T^{-1}$] である。集水域を図-5 のように離散化し, 式(1)に有限要素法を適用した。解析は12時間刻みで1995年9月から1997年12月を対象に行った。 S, B, K_s, p, r は, 以下に述べる方法で導出した。

S は, 地下水位が単位高さ変動する際に当該地点に出入りする単位面積あたりの水量であり, 層位ごとの実測水分特性曲線 (図-4) から導いた。まず, 当該地点における深さ方向の水圧分布を, 地下水位と平衡した線形分布と仮定し, 層位ごとの水分特性曲線を用いて含水率分布に換算した。次に, 当該地点における単位面積あたりの含水量を, 体積含水率分布を深さ方向に積分して求

め, 地下水位の関数として表した。そして, これを地下水位によって微分し, S を算出した。

B は 4Cg 層下面の標高であり, 2.2 節末尾で言及したごとく, 集水域内で 13.5m の単一値を適用した。

K_s は, 各土壌層位の飽和透水係数 (表-1) を層位厚 (図-3 参照) で重みづけし, 深さ方向の平均値を求めた。他層位に比べ著しく低い透水係数を持つ常総粘土層の扱いについては, 筑波台地における自由水面が主に関東ローム層・常総粘土層内に形成されることやボーリング調査で得た試料に土壤パイプ等の構造が見られないことを根拠に不透水層とする, 安原ら (1990) のような立場が存在する一方, 佐藤ら (1988) のように, 粘土層の破れを経由した, 粘土層上の宙水層から粘土層下の帯水層

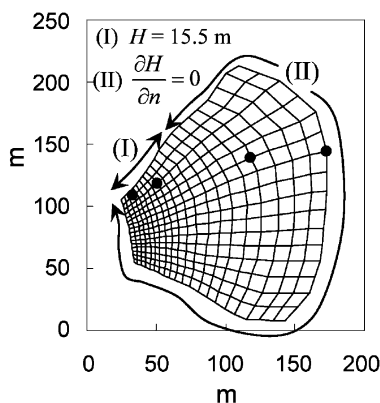


図-5 解析領域の離散化と境界条件(I)および(II) (境界条件(II)の n は境界直交外向き座標).

Fig. 5 Discretization of the catchment with the boundary conditions (I) and (II). n indicates a normal outward coordinate defined at any point on the catchment boundary.

への水移動の存在を支持する立場も存在する。本調査対象地では、地下水面が常総粘土層(3Cg)よりも下の成田層細砂層(4Cg)に位置することが多く、これが降雨に対し速い応答を見せていたことから、3Cg層は地下水の鉛直通過を許すという立場をとった。

p は、4Cg層底面の水文条件が明らかでなかったため、試行錯誤によりフラックスを決定する方法(Cloke *et al.*, 2003; de Vos *et al.*, 2002; Batelaan *et al.*, 2003)がよいと判断し、Batelaan *et al.* (2003)同様、底面境界からの流出フラックス p は底面境界にかかる静水圧に比例する、という以下の式を用いた。

$$p = a(H - B) \quad (2)$$

(2)の係数 a は、地下水涵養量が0であった1995年11月25日から1996年1月19日までのW1における地下水位低下挙動を用いて、前段落までで求めた S, B, K_s の下で逆解析を行い、 $0.00012 [\text{day}^{-1}]$ という値を得た。W1の選定理由は、水平方向の動水勾配が小さく、側方に影響されずに p を較正できたことにある。

r は、実測値の参照や推測による特定ができなかったことから、実測水位変動を再現する上でのフィッティングパラメータとし、解析の時間刻みごとに集水域内で一律の値を求めた。フィッティングの収束条件は、4地点の実測地下水位について部分的な欠測があったことから、「W1, W2, W3およびW11のいずれかで、計算地下水位が実測地下水位から30 cm以内に近づいた場合

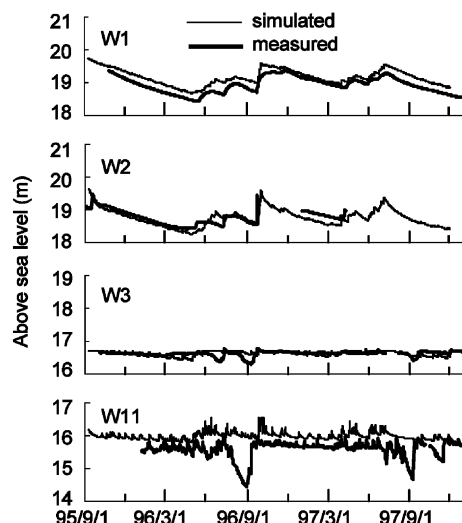


図-6 実測地下水位(太線)と計算により再現された地下水位(細線)との比較.

Fig. 6 Comparisons of changes in numerically-reproduced groundwater levels (thin lines) with measured ones (thick lines).

に次の時間刻みへ移行する」とした。

境界条件は、(I)集水域出口の水田部分、および(II)分水嶺部分もしくは主勾配方向部分、の2種類を設定した(図-5)。(I)には水位一定条件、(II)には境界直交方向(座標 n として定義)の動水勾配が0の条件を与えた。

初期条件は、排水過程を模した $r=0$ の条件の下で式(1)を解き、定めた。ここまでで定めたパラメータ値および境界条件の下で、測定期間の最初である1995年8月末から9月上旬の実測地下水位分布の再現を意図し、解析領域の飽和状態から計算を開始した。そして、まだ実測値の存在しなかったW11を除く他3地点での実測水位と計算水位の二乗和が最小となった時点を以て、地下水位分布の初期条件とした。

解析の間、水位が地表面よりも高くなった地点では、地表面上の水分量を湧水量として計上し、水位を地表面に戻して次の時間刻みに移行する、というアルゴリズムを用いた。当該格子点を囲む有限要素の中心を閉曲線で結び、これに囲まれる面積を当該格子点が代表する面積とし、これに各格子点で得られた計算水位と地表面標高との差に乗じて、湧水量を求めた。

4. 結 果

図-6は、実測水位変動の再現結果である。地下水位は

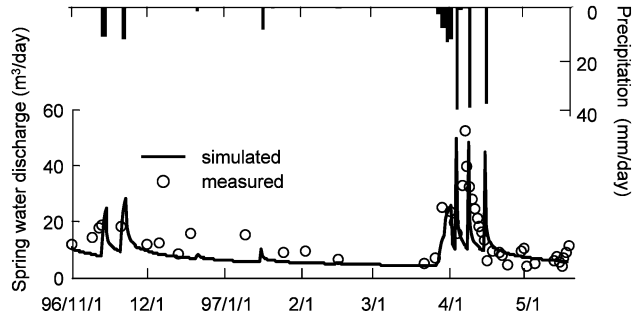


図-7 1996年11月から1997年5月の湧水流量。円が実測値，細線が予測値。

Fig. 7 Spring water discharge rate in the period from November 1996 to May 1997. Circles denote the measured data while the thin line shows the predicted one.

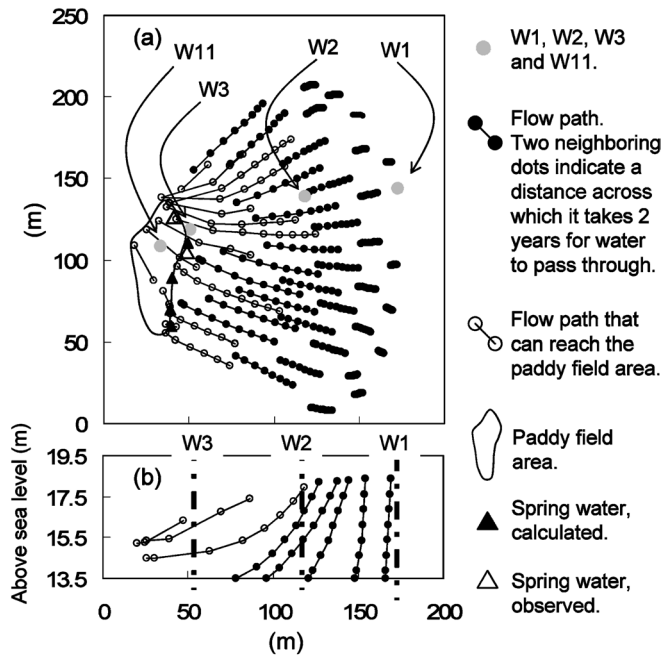


図-8 集水域流線網。(a)は俯瞰図，(b)は観測井ラインW1～W3に沿った鉛直断面図。

Fig. 8 Simulated flow paths of the shallow groundwater in the study site. (a) Horizontal section over the study site. (b) Vertical section along the line passing through W1, W2 and W3.

主に、W1 および W2 で 4Cg 層、W3 および W11 で Cg 層に位置した。水位変動幅に直接影響を及ぼす S は 4Cg 層と Cg 層とではほぼ等しかったが、W3 の水位変動は比較的安定していた。この理由は、W3 に隣接する格子点が湧水頻発地点と評価され (次章 5. 考察の図-8 (a))、前章末で述べたアルゴリズムを用いた結果、W3 の水位が地表面付近で安定したことによる。

図-7 は、湧水流出量の計算値と実測値との比較である。実測値は、機器の不調が疑われた部分を省いて図示した。設計と計算による湧水流出量は、平時での $5 \text{ m}^3/\text{d}$ 程度への漸近や、1996 年 11 月中旬、および 1997 年 3 月下旬から 4 月中旬のピーク挙動への一致など、全般に実測挙動を予測した。また、解析による湧出地点は、実際の湧水発生地点同様、水田領域の辺縁に観察された (図-

表-2 解析期間における井戸ごとの流速（実測値は松森ら（1998）による）。

Table 2 Time-averaged velocities of the shallow groundwater flow at the four measurement wells. (a measured value was from Matsumori *et al.* (1998)).

	W1	W2	W3
Mean (m/d)	7.12×10^{-4}	9.17×10^{-3}	2.73×10^{-2}
S.D. (m/d)	2.01×10^{-4}	2.53×10^{-3}	1.13×10^{-2}
C.V.	0.282	0.276	0.413
Measured* (m/d)	—	5.69×10^{-3}	—

*松森ら（1998）

8 (a)。

表-2は、各井戸の平均地下水流速である。W2の計算値は 9.17×10^{-3} m/dであり、実測値である 5.67×10^{-3} m/d（松森ら、1998）に近い値を示した。

5. 考 察

5.1 解析結果から想定された対象集水域の水文特性

浅層地下水の流線網を、解析の時間刻みごとの流速ベクトル分布を解析期間で平均し、描いた（図-8）。時間刻みごとの流速ベクトル分布は、まず、時間刻みごとに各有限要素の中心における体積含水率、動水勾配、式(2)の p および透水係数を、要素を囲む4格子点上の値を内挿して求めた。そして、水平方向成分を、透水係数と動水勾配の積を体積含水率で除して求め、鉛直方向成分を、式(2)の p を体積含水率で除して求めた。各格子点上の体積含水率は、3章で飽和透水係数を導いた方法を層位ごとの飽和体積含水率（図-4のマトリックポテンシャル0の点）に適用し、深さ方向の平均値として導出した。

流線は概ね等高線に直交した。水田に到達する流線の始点は水田領域から70m程度の範囲に存在し、滞留時間は14年程度であった。よって、この集水域では溶脱した栄養塩類の多くが4Cg層底面を越えて深層へ輸送されると考えられた。また、解析領域からの3つの流出経路、(1)4Cg層下への深部浸透流出、(2)境界(I)からの地下水流出、(3)湧水流出をそれぞれ解析期間で平均したところ、(1)は $11.08 \text{ m}^3/\text{d}$ （3者総計の61%、以下括弧内同様）、(2)は $2.13 \text{ m}^3/\text{d}$ （12%）、(3)は $4.98 \text{ m}^3/\text{d}$ （27%）であった。

これらの結果から、集水域内の浅層地下水へ溶脱した余剰栄養塩類の多くは、この集水域内の水田領域で浄化することが難しく、溶脱量そのものの低減が重要と示唆された。同時に、集水域外の河川水質への影響評価には、

深層地下水の監視および解析が必要であり、より広域の集水域を想定した水文特性の把握の必要性が示唆された。さらに、深部浸透流出の卓越は、深部浸透流出の通水断面積が境界(I)（図-5）を經由する側方流出の通水断面よりも遥かに大きいという地形的特徴にも由来しており、類似の地形の他集水域においても見られることが予想された。

図-8(b)は、W1, W2, W3に沿ったラインの鉛直断面図である。W1, W2, W3は流線をほとんど共有しなかった。よって、上流側井戸の観測値と下流側井戸の観測値の間の因果関係を想定することは難しいと考えられた。

5.2 感度解析

前節までで、流出量の61%は水田領域を経ずに深部浸透流出する、と評価した。しかし、この評価値には本来、入力パラメータの不確かさに起因する幅が存在する。そこでまず、式(1)への入力パラメータ S, K_s, p, r について、図-6を得た際の値を基準値とし、基準値を中心とした変動を想定して感度解析を行った。

図-9(a)では、主要透水層である4Cg層の S を0.1倍から2倍の範囲で変化させた。その結果、流出挙動は深部浸透流出、地下水流出、湧水流出の3者ともほぼ横ばいとなった。この理由は、 S の変化は、図-4中の4Cg層の水分特性曲線の傾きのみを変えて飽和体積含水率を変化させずに起こしたものであり、その結果、側方流の通水断面が変化しなかったことによる。

図-9(b)では、主要透水層である4Cg層の透水係数 K_s を、基準値の0.1倍から10倍の範囲で変えた。深部浸透流出量が K_s の増加に伴い微減した一方、湧水流出量および地下水流出量とも、基準値の10倍程度になると深部浸透流出量を上回った。 K_s の増加による側方流による流出の促進が集水域内の平均地下水位を低下させ、その結果、深部浸透量が式(2)に従って微減した。

図-9(c)では、 p を表す式(2)の係数 a を2オーダー変化させた。係数 a の流出特性への影響は、この a を比例係数として p が増加する関係から、最も大きかった。 a が基準値の4倍から5倍になると湧水流出量、地下水流出量とも0に漸近し、深部浸透流出量が卓越した。

図-9(d)は、地下水涵養量 r の変化に対する流出量の感度解析結果である。 r の基準値の解析期間での平均は $389.43 \text{ mm}/\text{yr}$ であった。3つの流出成分は r の増加とともに全て増加したが、その感度は他のパラメータに比べて低かった。 r の変動幅は、土浦市の過去30年間の年間降水量が解析対象期間の平均値 $1025 \text{ mm}/\text{yr}$ の0.7倍から1.8倍の範囲にあったことを参考に、これを包括する範囲として基準値の0.25倍から2.0倍を想定した。

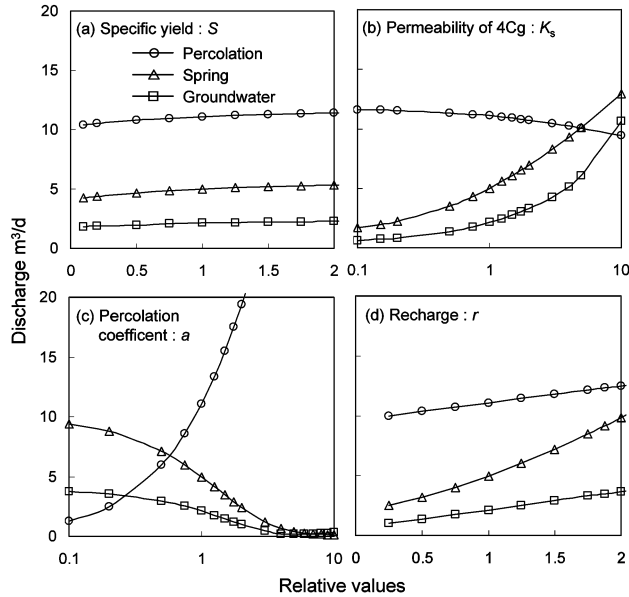


図-9 流出3成分の感度解析。(a)比水分容量, (b)4Cg層透水係数, (c)深部浸透係数, (d)涵養量。横軸はいずれも、実測地下水位再現時の値を1とした相対値。

Fig. 9 Sensitivities of the model outputs to the changes in such input parameters as (a) specific yield S , (b) saturated hydraulic conductivity K_s of 4Cg horizon, (c) percolation coefficient a in eq.(2) and (d) recharge r . Horizontal axis of graphs show the ratios of the parameter values to those determined through reproducing the measured groundwater level changes.

以上、各パラメータの変動に対する出力の感度の比較から、式(1)への入力パラメータのうち最も出力に影響するものは、式(2)の a と判断した。

5.3 集水域からの流出が水田領域を経由しない確率の検討

次に、前節の結果を基に、栄養塩類の流出リスクを、集水域へ涵養された浅層のうち水田領域を経ずに流出する割合がある閾値を超える確率、と定義して評価した。以下では、具体的な閾値として「95%」を想定し、第一次近似として、前節でモデルからの出力の感度が最も高いと判断された a の不確実性のみを対象に検討した。

まず、 a の母集団を表す確率密度関数について、以下の2つの仮定をおいた。(i)「 a の母集団は対数正規分布に従う」。この仮定では、「 a は負の値をとらず、かつ、大きな値ほど期待しにくい」との予想に基づき、値の大きな側に裾を引く分布形状として対数正規分布を仮定した。そして、(ii)「 a の標本平均は、5.2節で基準値として言及した、図-6の地下水位変動再現時に得られた値(以降、 a_0 と表記)である」。

仮定 (i) および (ii) から、 a の母集団を表す確率密度

関数を以下の式で表した。

$$f(a) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma a} \exp\{-\frac{(\log a - a_0)^2}{2\sigma^2}\} \tag{3}$$

そして、 a の不確実性領域を「 a_0 を中心とした2オーダーの範囲」と定義し、 a の母集団の中でこの不確実性領域内に存在する a の割合 α を、以下のように定義した。

$$\alpha \equiv \int_{0.1a_0}^{10a_0} f(a) da \tag{4}$$

図-10に、 α が0.80, 0.95, 0.99の下で同定した式(3)をそれぞれ描いた。横軸の p は、 a を図-9(c)によって換算し、集水域面積で除して単位を mm/day に揃えた。「深部浸透流出量が涵養量の95%以上になる確率」は、実測地下水位変動の再現過程で得た平均涵養量 389.43 mm/yr の95%以上、即ち図-10の曲線を $p \geq 1.01$ mm/day で積分した値に等しく、 α が0.80, 0.95, 0.99の場合でそれぞれ、72.0, 56.9, 44.8%であった。よって、 a の母集団のうちの80, 95, 99%が不確実性領域内に存在する場合、求める確率はそれぞれ72.0, 56.9, 44.8%であ

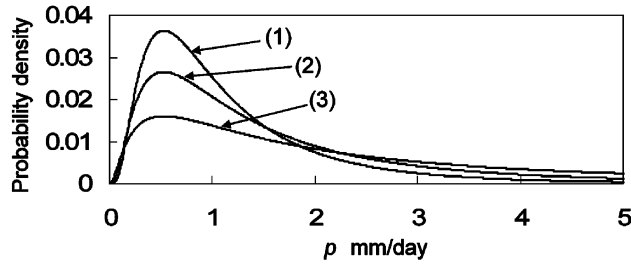


図-10 深部浸透流出量 p の確率密度関数. p が区間 $0.1p_0 \leq p \leq 10p_0$ に (1) 99%, (2) 95%, (3) 80% の確率で存在する場合. p_0 は a_0 に対応.

Fig. 10 Probability density functions for deep percolation rate p which takes values between $0.1p_0$ and $10p_0$ with probabilities of (1) 99%, (2) 95% and (3) 80%. p_0 corresponds to a_0 .

り、パラメータのとりうる範囲の確かさの増加に伴うリスク評価値の減少傾向が定量化された。

以上の評価では、第一次近似として a の不確かさのみを対象に検討した。より一般的な検討を行う場合は、式 (3) を複数のパラメータを引数に持つ確率密度関数とし、式 (4) の信頼係数を複数のパラメータによる多次元積分として求める必要がある。

6. おわりに

農地連鎖系小集水域における栄養塩類の動態把握を目的とし、実測の土壌物理パラメータに基づいた物理モデルにより浅層地下水流動を解析し、以下の知見を得た。

解析から得た流線網から、水田に到達する流線の始点は水田領域から 70 m 程度の範囲にあり、集水域からの流出量の 61% は水田領域を経ず深部浸透流出すると評価された。よって、水田領域より離れた地点から溶脱した栄養塩類は深部浸透経路で直接系外へ流出している可能性が示唆され、集水域外の河川水質への影響評価における深層地下水の監視および解析が重要と考えられた。また、深部浸透流出の卓越は、深部浸透流出の通水断面積が側方流出の通水断面よりも遥かに大きい地形的特徴に由来したことから、類似の地形の他集水域においても予想された。

さらに、モデルが最も高い感度を示したパラメータの不確かさ領域を「実測値への最適解の前後 2 オーダー以内」と設定し、集水域からの栄養塩類の流出リスクを「涵養された地下水の 95% が水田領域をバイパスする確率」と定義して求めた。その結果、不確かさ領域がパラメータの母集団のうちの 99% を包含する場合でも、流出リスクは 44.8% 存在する、と評価された。

謝 辞

本研究での数値解析実行にあたり、農林水産研究計算センターの NEC SX-8 および SGI Altix3700 を使用させていただきました。

引用文献

- Batelaan, O., De Smedt, F. and Triest, L. (2003) : Regional groundwater discharge : phreatophyte mapping, groundwater modeling and impact analysis of land-use change. *Journal of Hydrology*, **275** : 86-108.
- Bohlker, J.K. and Denver, J.M. (1995) : Combined use of groundwater dating, chemical, and isotopic analyses to resolve the history and fate of nitrate contamination in two agricultural watersheds, Atlantic coastal plain, Maryland. *Water Resources Research*, **31** : 2319-2339.
- Cloke, H.L., Renaud, J.P., Claxton, A.J., McDonnell, J. J., Anderson, M.G., Blake, J.R. and Bates, P.D. (2003) : The effect of model configuration on modeled hillslope-riparian interactions. *Journal of Hydrology*, **279** : 167-181.
- Devito, K.J., Fitzgerald, D., Hill, A.R. and Aravena, R. (2000) : Nitrate dynamics in relation to lithology and hydrologic flow path in a river riparian zone. *Journal of Environmental Quality*, **29** (4) : 1075-1084.
- de Vos, J.A., Raats, P.A.C. and Feddes, R.A. (2002) : Chloride transport in a recently reclaimed Dutch polder. *Journal of Hydrology*, **257** : 59-77.
- Hedin, L. O., von Fischer, J.C., Ostrom, N.E., Kennedy,

- B.P., Brown, M.G. and Robertson, G.P. (1998): Thermodynamic constraints on nitrogen transformations and other biogeochemical processes at soil-stream interfaces. *Ecology*, **79** (2): 684-703.
- Hill, A.R. (1996): Nitrate removal in stream riparian zones. *Journal of Environmental Quality*, **25**: 743-755.
- Hill, A.R., Devito, K.J., Campagnolo, S. and Sanmugadas, K. (2000): Subsurface denitrification in a forest riparian zone: Interactions between hydrology and supplies of nitrate and organic carbon. *Biogeochemistry*, **51**: 193-223.
- 松森堅治・藤原英司・阿部 薫・前田守弘・今川俊明 (1998): 台地小流域の地下水の流向流速. 農業環境技術研究所資源・生態管理化研究集録, **14**: 13-20.
- 松森堅治・藤原英司・今川俊明 (1997): 台地小集水域の保水容量と地下水の変動. 農業環境技術研究所資源・生態管理化研究集録, **13**: 23-30.
- 日本ペドロロジー学会 (1997): 土壌調査ハンドブック—改訂版—. p. 51, 博友社, 東京.
- 小川吉雄・酒井 一 (1984): 畑地から水田内へ流入した硝酸態窒素の動向—水田における窒素浄化機能に関する研究-1—. 日本土壌肥科学雑誌, **55** (6): 533-538.
- 尾崎保夫 (1993): 農耕地における肥料成分の動態と制御 (2) —農業産地における地形作目連鎖形の活用—, 農業及び園芸, **68** (6): 657-662.
- 佐藤賢司・稲生義彦・楡井 久 (1988): 地下水汚染の現場から—汚染機構の解明と対策の確立のために—. *URBAN KUBOTA*, **27**: 58-60.
- 田淵俊雄 (1998): 水田除去機能付き窒素流出モデル—農業集水域の窒素流出解析に関する研究 (1) —. 土壌の物理性, **78**: 11-18.
- 田淵俊雄・黒田久雄 (1991): 台地と谷津田の農業集水域の窒素流出構造—面源主体の農業集水域からの流出負荷に関する研究 (Ⅲ) —. 農業土木学会論文集, **154**: 65-72.
- 田淵俊雄・志村もと子・尾野充彦 (1996): 休耕田における窒素除去試験の結果と実用性の検討. 農業土木学会誌, **64** (4): 27-32.
- 田淵俊雄・末正奈緒希・高梨めぐみ (1987): 水田湛水による硝酸態窒素の除去試験. 農業土木学会誌, **55** (8): 53-58.
- 田淵俊雄・鈴木誠治・高村義親 (1983): 非稲作期の谷津田における畑地流出水中の $\text{NO}_3\text{-N}$ の除去について. 農業土木学会論文集, **104**: 9-15.
- 安原正也・丸井敦尚・田中 正・石井武政 (1998): 筑波台地浅層部の土壌物理性と地下水鉛直流動—つくば市東における事例研究—. 地質調査所月報, **41** (9): 507-516.

要 旨

台地上畑から低地水田へと続く農地連鎖系集水域において、営農活動の地下水環境への影響を評価するには、集水域の水文特性を知る必要がある。そこで、農地連鎖系小集水域からの地下水流出特性を明らかにすることを目的に、物理モデルにより浅層地下水流動を解析した。

その結果、水田に到達する流線の始点は水田領域から70m程度の範囲に限られ、集水域からの流出の61%は深部浸透流出していると評価された。よって、浅層地下水へ溶脱した栄養塩類の6割強が水田領域を経ずに流出している可能性が示唆された。この、深部浸透流出の卓越は、深部浸透流出の通水断面積が側方流出の通水断面よりも遥かに大きい地形的特徴に由来したことから、類似の地形の他集水域においても予想された。

さらに、モデルが最も高い感度を示したパラメータの不確実性領域を「実測値への最適解の前後2オーダー以内」と設定し、集水域からの栄養塩類の流出リスクを「涵養された地下水の95%が水田領域をバイパスする確率」と定義して求めた。その結果、不確実性領域がパラメータの母集団の99%を包含する場合でも、流出リスクは44.8%存在する、と評価された。

受稿年月日: 2007年3月1日
受理年月日: 2007年7月9日

トレーサー流速が Partitioning Interwell Tracer Test (PITT) による NAPL 体積推定精度に与える影響

西脇淳子*・宮崎 毅**・溝口 勝**・駒井 武*

Effects of Tracer Flow Velocity on Partitioning Interwell Tracer Test (PITT) for Estimating the Volume of Non-Aqueous Phase Liquids

Junko NISHIWAKI*, Tsuyoshi MIYAZAKI**, Masaru MIZOGUCHI** and Takeshi KOMAI*

* National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Institute for Geo-Resources and Environment, Geo-analysis Research Group

** Graduate School of Agricultural and Life Sciences, The University of Tokyo

Abstract

Partitioning Interwell Tracer Test (PITT), which is used for the chromatographic separation of Break through curves (BTCs) of tracers, is useful to quantify the volume of Non-Aqueous Phase Liquids (NAPL) in contaminated aquifer. Since this separation is based on the partition law, it is most important to determine the partitioning coefficients of the tracers. However, the accuracy of the PITT would be influenced not only by the partitioning coefficient, but also by the tracer velocity. The effect of the latter factor on the accuracy has not been confirmed sufficiently yet, due to the lack of the basic research compared with the practical requirement. In this study, the effect of the tracer velocity on the accuracy of PITT was examined in laboratory column experiments. As a result from the experiments where five tracer velocities were set up, the accuracy of PITT was more improved as the velocity was lower. It would be caused by non-equilibrium partition of partitioning tracers into NAPL when the tracer velocity was higher, on the other hand, the more sufficient partition was achieved when the velocity was lower.

Key words : Partitioning Interwell Tracer Test (PITT), tracer velocity, trichloroethylene (TCE), laboratory column experiment

1. はじめに

1.1 背景

近年の産業発展にともない、世界中で、ガソリンや油、有機溶剤等の難水溶性物質 (NAPL ; Non-Aqueous Phase Liquids) による地下水・土壌汚染問題が広範化している。NAPL のうち、とくに第二種特定化学物質 (土壌汚染対策法) に指定されているトリクロロエチレン (TCE) やテトラクロロエチレン (PCE) は、発ガン性が懸念されるために早急な対策が必要である。これらの物質は水よりも比重が大きいため Dense NAPL

(DNAPL) と呼ばれる。また、NAPL は難水溶性という特徴を持つため、一度地表下に浸透すると地下水中に徐々に溶解し、長期にわたる地下水汚染源となる。

汚染土壌を適切に浄化するためには、NAPL による汚染の範囲や存在体積を正確に把握する必要がある。地下に存在する NAPL の体積を過大評価すると浄化終了までの時間やコストの面で問題が生じ、過小評価すると NAPL が完全には除去されないという問題が生じる。したがって、浄化・対策を適切に行うためには、概況調査を行い、NAPL による汚染範囲、あるいは NAPL の移動範囲、および正確な NAPL の体積を把握することが

* 独立行政法人産業技術総合研究所 〒305-8569 つくば市小野川 16-1

** 東京大学大学院農学生命科学研究科 〒113-8657 文京区弥生 1-1-1

キーワード : Partitioning Interwell Tracer Test (PITT), トレーサー流速, トリクロロエチレン, カラム実験

最重要課題となる。

1.2 PITT に関する研究

上述の背景を受け、近年 Partitioning Interwell Tracer Test (PITT) という NAPL 体積の推定手法 (Jin *et al.*, 1995) が注目を集めてきた。PITT の原型は、1970 年代の石油工業分野で地下埋蔵石油量を推定するために発達してきた手法である。現場で PITT を行う際にはまず、NAPL による汚染範囲を囲むように一対以上の注入井と抽出井を配置し、注入井からトレーサーの混合水溶液を流す。トレーサーの混合水溶液は、NAPL に分配せずに水相のみを移動するトレーサー (非分配トレーサー) と NAPL に分配しながら移動するトレーサー (分配トレーサー) からなる。トレーサー混合水溶液の投入後、抽出井でトレーサーの濃度変化を観測する。ここで分配トレーサーは、NAPL 内へ分配している時間分、すなわち NAPL の存在体積に比例して、非分配トレーサーからの遅延を生じる。抽出井で得られるトレーサーの濃度変化曲線、すなわち破過曲線上での、非分配トレーサーに対する分配トレーサーの遅延を解析することで、注入-抽出井間に存在する NAPL 体積を推定する。この手法はコア・サンプリングや物理検層と比較して一度に広範囲の汚染調査ができること (Mayer and Miller, 1992)、原位置・非破壊で調査ができること、またクロマトグラフの確立された原理を用いていることから関心を集めてきた。PITT はまず界面活性剤の浄化プロジェクト (U.S. EPA, 1997) に組み込まれてフィールドへ適用され (e.g., Nelson and Brusseau, 1996; Annable *et al.*, 1998a)、その後室内実験による裏付けがなされ (e.g., Jin *et al.*, 1995; Wilson and Mackay, 1995)、その有効性が検証されてきた。

1.3 PITT の理論および検討課題

PITT で得られる重要な情報は NAPL 飽和度 S_N (–) である。ここで NAPL 飽和度は土壌中の全空隙のうち NAPL が占める割合と定義され、飽和帯では NAPL 体積を水と NAPL の体積の総和で除したものである ($S_N = \text{NAPL の体積} / (\text{NAPL の体積} + \text{水の体積}) = V_N / V_p$; V_N は NAPL の体積 (cm^3), V_p は空隙体積 (cm^3))。 S_N は PITT における分配トレーサーの非分配トレーサーに対する遅延から算出され、トレーサーの遅延係数 R と S_N の関係は以下の式で与えられる (Jin *et al.*, 1995):

$$R = 1 + \frac{K_{N,w} S_N}{(1 - S_N)} = \frac{\bar{t}_p}{\bar{t}_n} \quad (1.1)$$

ここで、 \bar{t}_p は分配トレーサーの平均滞留時間 (min), \bar{t}_n は非分配トレーサーの平均滞留時間 (min), $K_{N,w}$ はトレーサーの NAPL-水分配係数である。各トレーサーの平均滞留時間は、PITT で得られる破過曲線の 1 次モー

メント解析で求められ、以下の式であらわされる (Jin *et al.*, 1995; Young *et al.*, 1999):

$$\bar{t}_i = \left(\frac{\int_0^\infty C_d \cdot t dt}{\int_0^\infty C_d dt} \right) - \frac{t_{in}}{2} \quad (1.2)$$

ここで添え字 i は分配 (partitioning) を意味する p , または非分配 (non-partitioning) を意味する n である。 C_d は抽出井で観測された濃度を無次元化した値 $(C - C_0) / (C_m - C_0)$ であり、 C_0 , C_m はそれぞれ、バックグラウンドとなる地下水中のトレーサーの初期濃度 (mg L^{-1}), および投入トレーサー濃度 (mg L^{-1}), また C は抽出井で観測されたトレーサー濃度 (mg L^{-1}) である。さらに、 t は時間 (min), t_{in} はトレーサーの投入時間 (min) である。米国ではこの手法の価値が認められ、1999 年までに 40 以上のフィールドに適用されている (Dwarakanath *et al.*, 1999)。

しかし PITT が NAPL 体積の推定に有効であるとはいえ、問題とされる点もいくつかある。具体的には、(1) PITT 期間中の NAPL の減少、(2) PITT 期間中の NAPL の構成成分の変化、(3) 土壌中有機物や鉱物によるトレーサーの吸着 (Jin *et al.*, 1997)、(4) 不適切なトレーサー流速の設定や NAPL が高を持つために生じる分配トレーサーの NAPL への非平衡分配などが挙げられる。したがって、PITT による NAPL 体積の推定精度を向上させるには上述の問題を解決する必要がある。

PITT における NAPL 体積の推定は、(1.1) 式を用いた、NAPL へのトレーサーの分配にともなう分配トレーサーの非分配トレーサーに対する遅延の解析で行われる。NAPL 体積の推定ではバッチ試験で求められる平衡時の分配係数 $K_{N,w}$ が用いられるが、実際の PITT ではトレーサーの NAPL への分配が平衡に達しないこともあり得る。したがって、トレーサーの NAPL への非平衡分配を生じさせる要因を解明すること、また、その要因を除去することが、PITT による NAPL 体積の推定精度を向上させるために重要である。しかし、NAPL へのトレーサーの非平衡分配が PITT へ与える影響、また非平衡な分配を生じさせるメカニズムに関する知見は十分とは言えない。とくにトレーサー流速と PITT による NAPL 体積の推定精度とを関係づけた実験的研究はほとんどない。トレーサー流速の影響をみるために、Willson *et al.* (2000) は異なる 3 種類の流速を用いたカラム実験を行った。彼らは、流速が大きいと NAPL へのトレーサー分配において抵抗が増加し吸着律速が生じたが、NAPL 体積の推定精度にはほとんど影響しないと報告した。また西脇ら (2004) は、室内実験を行い、トレーサー流速が小さすぎる場合に得られた破過曲線の形状は滑らかではなく、PITT による NAPL 体積の推定精度が低かった

ことを示した。しかし、実験は多孔質体の存在しない水相中でのトレーサー移動を示すものであった。さらに、Willson *et al.* (2000) は不均質な流れを避けるために、実際の PITT で用いられるパルス状のトレーサー注入ではなく階段状の注入で実験を行った。また、西脇ら (2004) はトレーサーの注入はパルス注入としたが、設定した流速は2種類のみであった。したがって、実際の PITT に近いかたちで行われた実験による、一連の流速の変化にともなう PITT への影響は報告されていない。

本研究の目的は、トレーサー流速が PITT による NAPL 体積の推定精度に与える影響を明らかにすることである。とくに、PITT で得られる破過曲線の形状に着目して、流速の違いにより生じたトレーサーの NAPL への分配現象の違いを推察し、NAPL 体積の推定精度を低下させる要因を解明するために、室内カラム実験を行った。

2. 実験試料と方法

2.1 供試試料およびトレーサー物質

現場の DNAPL による汚染を模擬するために、NAPL として TCE を用いた。また、非分配トレーサーとしてイソプロピルアルコール (IPA)、分配トレーサーとして4-メチル-2-ペンタノール (4M2P) と5-メチル-2-ヘキサノール (5M2H) を用いた。NAPL、およびトレーサー類の物性値を表-1 に示す。供試土壌は豊浦砂 (土壌粒子の密度 2.64 Mg m^{-3}) である。

トレーサー類の TCE-水、および豊浦砂-水分分配係数をバッチ試験で測定した。その結果、IPA、4M2P、および 5M2H の TCE-水分分配係数はそれぞれ 0, 6.51, および 27.51 であった。また、各トレーサーの豊浦砂への吸着は無視できることが確認された。

2.2 実験条件

カラムの個体差により流速を完全に制御するのは難しいため、実験中の平均的なフラックスを用いて流速を5種類に分類した。フラックス $0.012 \text{ cm min}^{-1}$ の条件下で行った実験を VTCE1, $0.020 \text{ cm min}^{-1}$ の条件下で行った3反復の実験を VTCE2~VTCE4, 0.065, 0.088, および $0.091 \text{ cm min}^{-1}$ の条件下で行った実験をそれぞれ VTCE5, VTCE6, および VTCE7 とする。また対照実験として、TCE を注入しない非汚染の条件下で行った実験を VTCE0 とする。VTCE0 は平均フラックス $0.014 \text{ cm min}^{-1}$ で行った (表-2)。ここで、実験名の頭文字 V は流速に関する実験、続く TCE は使用した汚染物質を表現するために用いた。

2.3 トレーサー物質の分析

トレーサーの定量分析にはガスクロマトグラフ GC-FID (島津 GC-17A) を用いた。分析は、2段階昇温プログラムで、 70°C で2分間保持した後に $15^\circ\text{C min}^{-1}$ で 170°C まで昇温させ、 170°C で3分間保持して行った。注入、および検出温度は 200°C である。サンプルの注入量は $1 \mu\text{L}$ とし、水相を直接注入した。検出限界値はおおよそ 0.5 mg L^{-1} であった。

表-1 NAPL とトレーサー類の物性値

Table 1 NAPL and alcohol tracers properties

物質名	化学式	分子量	飽和溶解度	沸点 (°C)	融点 (°C)	オクタノール-水分分配係数** $\log P_{ow}$	比重	出典
トリクロロエチレン (TCE)	$\text{ClCH}=\text{CCl}_2$	131.39	$0.11 \text{ g}/100 \text{ g}$ (25°C)	$b_{p760} = 86.90^*$	-73	2.42	$d_{25,4}^{20} = 1.4642^{***}$ $d_{25,4}^{25} = 1.4559^{***}$	1
イソプロピルアルコール (IPA)	$\text{CH}_3\text{CHOHCH}_3$	60.09	混和する	$b_{p760} = 82.5^*$	-88.5	0.05	$d_{25,4}^{20} = 0.78505^{***}$ $d_{25,4}^{25} = 0.78084^{***}$	1
4-メチル-2-ペンタノール (4M2P)	$(\text{CH}_3)_2\text{CHCH}_2\text{CH}(\text{OH})\text{CH}_3$	102.17		132			0.802	2
5-メチル-2-ヘキサノール (5M2H)	$(\text{CH}_3)_2\text{CHCH}_2\text{CH}_2\text{CH}(\text{OH})\text{CH}_3$	116.2		148-150			0.810	2

* b_{p760} : 760 mmHg での沸点 (°C)

** オクタノール-水分分配係数は物質の親水性・疎水性を判断するための数値であり、一定量の化学物質の1-オクタノール相と水相中への分配濃度比の常用対数であらわす

*** $d_{25,4}^{20}$: 4°Cの水を基準とした20°Cの比重

1) Budavari, S., (Ed), The Merck Index 13th.

2) 関東科学総合カタログ No. 23, 2004

表-2 実験名および実験条件

Table 2 Experimental summary

実験名	投入濃度 (mg L ⁻¹)			投入トレーサー水溶液量 (g)	乾燥密度 (Mg m ⁻³)	残留 TCE 飽和度 S _{N-real} (-)	平均フラックス (cm min ⁻¹)
	IPA	4M2P	5M2H				
VTCE0	1531	1306	1557	7.78	1.65	0.00	0.014
VTCE1	1504	1503	1548	6.11	1.64	0.11	0.012
VTCE2	1490	1541	1586	5.08	1.63	0.31	0.020
VTCE3	1494	1548	1487	5.86	1.77	0.10	0.020
VTCE4	1500	1499	1554	6.37	1.64	0.10	0.020
VTCE5	1433	1496	1526	6.04	1.64	0.09	0.065
VTCE6	1505	1424	1588	7.21	1.66	0.12	0.088
VTCE7	1476	1427	1584	7.85	1.64	0.12	0.091

2.4 実験手順

図-1 に実験装置の模式図を示す。まず、内径 2 cm、長さ 13 cm の円筒カラムを垂直に立てて下方からペリスタポンプで純水を供給しながら豊浦砂を水中充填し、カラム内に飽和帯を模擬した。乾燥密度はおおよそ 1.63 Mg m⁻³ である。豊浦砂の流出を防ぐためにカラム両端にスチールウール、およびステンレス製のフィルターをストッパーとして封入して栓をした。

円筒カラムに土壌を充填した後、土壌間隙中に保持されて移動しない残留状態の TCE による汚染状況を作成した。まず、カラム内の間隙体積のおよそ 20% 分となる TCE の原液をガラスシリンジでカラム上部から注入した。その後カラム上部を給水タンクに接続し、ペリスタポンプを用いて純水を通水した。通水操作では、後に行う実験で設定した流速の倍以上の流速で、カラム内の全間隙体積に対して 2 倍以上の体積の水を流した。この操作により、水とともに移動性の TCE をカラム下方から排出させた。よって、カラム内に残留する TCE は固定相であり、後に行う実験中に移動するのは水相のみと考えられる。したがって、今後使用するポア・ボリューム (pv) という表現は、カラム内の全間隙のうち残留 TCE を含まない間隙に対して用いる。

汚染カラムの作成後、カラム下方をフラクションコレクタに接続して実験を開始した。カラム上端から 3 方コックを介してトレーサー類の混合水溶液をおおよそ 0.2 pv 流した。その後、コックを切り替えて純水を連続供給した。純水への TCE の溶解は無視できると仮定した。投入トレーサー水溶液の濃度を およそ 1,500 mg L⁻¹ に設定して作成したが、濃度は実験毎に異なった。各実験における投入トレーサー濃度 (mg L⁻¹)、投入トレーサー水溶液量 (g)、土壌の乾燥密度 (Mg m⁻³)、残留 TCE 飽和度 S_{N-real} (-)、実験期間を通しての平均的なフラック

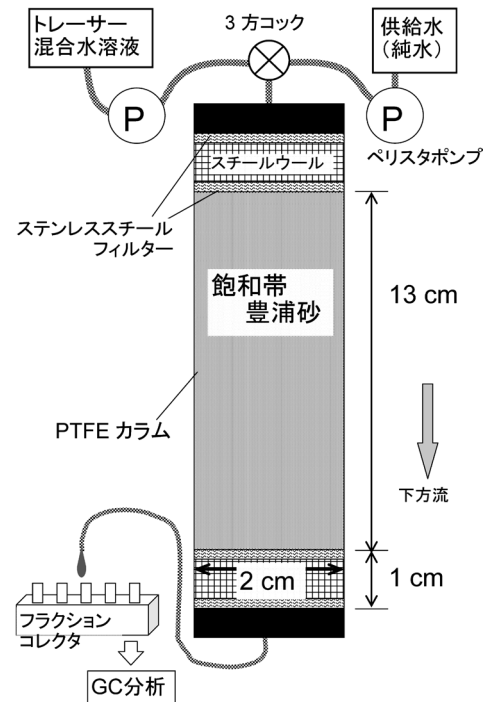


図-1 実験装置模式図

Fig. 1 Schematic diagram of experimental setup

s (cm min⁻¹), 各実験でのカラム内の間隙体積 (cm³), およびそれぞれの実験名を表-2 に示す。ここで、残留 TCE 飽和度は、汚染カラムの作成時に注入した間隙体積のおよそ 20% 分となる TCE 体積と、TCE の注入後にポンプを用いて排出させた TCE 体積との差である。また、投入トレーサー濃度は、1.3 で前述した C_m である。

2.5 トレーサーの回収と分析

トレーサー回収率は、トレーサーの回収体積を投入体

積で除した値（回収体積/投入体積）で定義される。ここで、トレーサーの回収体積は排出水の重量測定と測定トレーサー濃度から算出し、投入体積は投入したトレーサー水溶液の重量と測定トレーサー濃度から算出した。どちらも比重を用いて体積に換算した。投入したトレーサーの総体積は、カラムからの排出水中の積算体積とカラム内の残留体積の和に等しいので、排出時間が長いほど回収率は高くなる。トレーサーの回収率を表-3に示す。

実験中は、カラム下端からの排出水をフラクションコレクタでバイアルに一定時間ごとに採水した。フラックスは採水試料を重量測定して算出した。一連の実験を、採水試料中のトレーサー濃度が分析装置の検出限界値以下になるまで継続した。採水試料を適宜密閉して冷蔵保存し、GC-FIDでトレーサー濃度を分析した。

3. 結 果

3.1 トレーサー回収率

非分配トレーサーである IPA の回収率は 1 に近いものが多く、実験精度が高いことが示されたが、VTCE2 と VTCE6 では 0.33 および 0.56 という低い値となった。これらは、トレーサー濃度が観測されている期間中の排出水の一部が欠損した実験の結果であるが、3.3以降での破過曲線の形状評価には利用できると考えて採用した。排出水の一部欠損は、本実験遂行上の技術的困難性に伴うものであり、不注意などに起因するものではない。実験技術の向上により回収率を高めたい。一方、分配トレーサーである 4M2P と 5M2H の回収率は、最高値でも 0.61、最低値は 0.12 と、著しく低い値となった。これらの値は、すべての排出水を採水した実験での結果

であるため、分配トレーサーは多量にカラム試料中に残留したと考えられる。4M2P と 5M2H とを比較すると、5M2H の回収率が特に低かったが、事前のバッチ試験では、これらいずれのトレーサーも豊浦砂への吸着は無視できるほど小さいことが確認されている。

3.2 PITT 精度

本研究では、PITT による TCE 体積の推定精度を議論するために、PITT 精度を定義する。ここで PITT 精度とは、PITT の結果からの推定 TCE 飽和度 (S_{N-est}) を、カラム作成時の残留 TCE 飽和度 (S_{N-real}) で除した値 (S_{N-est}/S_{N-real}) とする。残留 TCE 飽和度は、カラム作成時における TCE の投入体積と排出体積との差で、推定 TCE 飽和度は、PITT で得られる破過曲線から (1.1) 式を用いて算出した値である。ここで、移動性の TCE は、2.4 で前述したように、汚染カラムの作成時に排出させた。また、実験中に観測された排出水中の TCE の濃度は数 $mg L^{-1}$ と残留量に対して少なかった。よって、実験中の TCE の排出は本研究ではほとんど影響しないと考えて無視した。各実験における残留 TCE 飽和度を表-2に、推定 TCE 飽和度、および PITT 精度を表-3に示す。

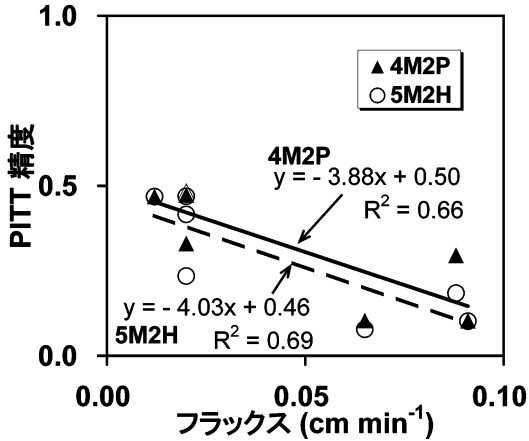
図-2 にトレーサーの平均フラックス ($cm min^{-1}$) と、4M2P および 5M2H をそれぞれ分配トレーサーとして用いた場合の PITT 精度との関係を示す。フラックスを $0.020 cm min^{-1}$ として行った 3 反復の実験で、PITT 精度は一致しなかった。しかし、フラックスを $0.020 cm min^{-1}$ 以下とした実験の方が $0.065 cm min^{-1}$ 以上の実験よりも良く、平均的なフラックスの減少により PITT 精度が向上する傾向が確認された。ここで、PITT 精度

表-3 PITT 結果とトレーサー回収率

Table 3 Summary of the results from the experiments for studying the effects of tracer velocities on PITT

実験名	推定飽和度 (S_{N-est})		PITT 精度*		トレーサー回収率		
	4M2P	5M2H	4M2P	5M2H	IPA	4M2P	5M2H
VTCE0	0.00	0.00	—	—	0.92	0.61	0.37
VTCE1	0.05	0.05	0.47	0.47	0.93	0.48	0.21
VTCE2	0.15	0.13	0.49	0.42	0.33	0.18	0.15
VTCE3	0.05	0.05	0.47	0.47	0.80	0.26	0.12
VTCE4	0.03	0.02	0.33	0.23	1.02	0.59	0.30
VTCE5	0.02	0.01	0.10	0.08	0.83	0.56	0.38
VTCE6	0.04	0.02	0.30	0.18	0.56	0.46	0.32
VTCE7	0.03	0.03	0.10	0.10	0.88	0.48	0.29

*ここで PITT 精度とは、PITT 結果からの推定飽和度 (S_{N-est}) を、カラム作成時の残留 TCE 飽和度 (S_{N-real}) で除した値 (S_{N-est}/S_{N-real}) とする。



* ここで、縦軸の PITT 精度とは、PITT 結果からの推定飽和度 (S_{N-est}) を、カラム作成時の残留 TCE 飽和度 (S_{N-real}) で除した値 (S_{N-est} / S_{N-real}) とする。

図-2 トレーサーフラックスと PITT 精度との関係

Fig. 2 The relation between the accuracy of PITT and tracer velocity

は最高でも 0.49 であった。

3.3 破過曲線の形状差

図-3 に VTCE0～VTCE7 で得られた破過曲線を示す。グラフの縦軸は、観測されたトレーサー濃度 (C) を投入トレーサー濃度 (C_{in}) で除したトレーサーの相対濃度 (C/C_{in}) の対数である。一方、横軸はポア・ボリューム ($-$) である。グラフ上の直線は、傾きがほぼ等しいと考えられる一連のデータについて指数近似した直線である。ここで、VTCE2 の破過曲線の横軸が他の実験結果よりも大きな値であるのは、VTCE2 の残留 TCE 飽和度が 0.31 (表-2) と大きく、移動相である水相の割合が小さかったことによるものである。また、存在する TCE の体積が大きく分配トレーサーが TCE へ分配されやすかったことも原因と考えられる。さらに、VTCE2 において非分配トレーサーである IPA のピークが 1 よりも遅れて観測されたのは、濃度ピーク時付近の試料の一部が欠損したために、破過曲線上では実際のピーク点よりも後の濃度が最高濃度として表されているためである。よって、VTCE2 では定量評価は行えないが、破過曲線の形状に関して傾向をとらえることは可能である。

これらのグラフから、i) TCE による汚染の有無、および ii) フラックスの違いで各トレーサーの破過曲線の形状が異なることが読み取れる。とくに、ピーク時間、および濃度上昇部分と減少部分の傾きが異なっている。

i) TCE による汚染の有無に関して、非汚染の VTCE0 ではどのトレーサーも同様の移動を示した。一

方、汚染実験である VTCE1～VTCE7 では、トレーサー間で破過曲線の形状差異が確認された。とくに汚染実験で得られた破過曲線の濃度減少部分において、分配トレーサーに明らかな 2 段階の傾きが生じて、pv の増加とともに非分配トレーサーからの分離が大きくなった。

ii) フラックスの違いによる破過曲線の形状差異について、汚染実験である VTCE1～VTCE7 を比較する。VTCE4 は例外であるが、フラックス $0.020 \text{ cm min}^{-1}$ 以下の実験では、トレーサーの流出開始時点から分配トレーサーの傾きが非分配トレーサーの傾きに比べて緩やかで、トレーサー間でピーク時間差が生じた。一方、フラックスが $0.065 \text{ cm min}^{-1}$ 以上の実験では、濃度上昇部分のトレーサー間の分離、およびピーク時間差は確認されなかった。しかし、ピーク以降の濃度減少部分で分配トレーサーが 2 段階の傾きを示した。ここで、VTCE4 では同様のフラックス $0.020 \text{ cm min}^{-1}$ の条件下で行った VTCE2、VTCE3 と異なる形状を示した理由としては、本実験を夏から秋にかけて温度制御の困難なドラフト内で行ったために、温度変化による接続チューブの収縮が起こったこと、また、トレーサーの流路が異なり NAPL を迂回したことが考えられる。実験の再現性を向上させるためには、温度制御と排気の可能な実験環境を検討する必要がある。

4. 考 察

4.1 トレーサー回収率

VTCE2 と VTCE6 以外のすべての排水水を採水した実験では、IPA の回収率が 1 に近い値、すなわち投入した IPA のほぼすべてが回収された。よって、本実験で用いたカラム、および手順は適当と考えられる。

しかし、非汚染の VTCE0 も含めてすべての実験で、4M2P と 5M2H の回収率がそれぞれ 0.61 以下、0.38 以下であった。トレーサーの回収率を低下させる要因としては、トレーサーの i) 揮発、ii) 土壌吸着、および iii) 微生物による分解などが考えられる。ここで、トレーサーの沸点やヘンリー定数を考慮して揮発の影響はないと考えられる。また、別途行ったバッチ試験ではトレーサーの豊浦砂への吸着がほとんどないことが確認された。iii) に関しては、Divine *et al.* (2004) が記したように、微生物分解が生じたことを示すいくつかのフィールドデータが存在することから、本実験での微生物による分解はないとは言えない。しかし Annable *et al.* (1998b) や Brooks *et al.* (2002) は、直鎖のアルコールの回収率が低かった原因として分解を考えているが、枝分かれのあるアルコールの回収率は良かったと報告している。本実験では直鎖のアルコールである IPA の回収率が良く、

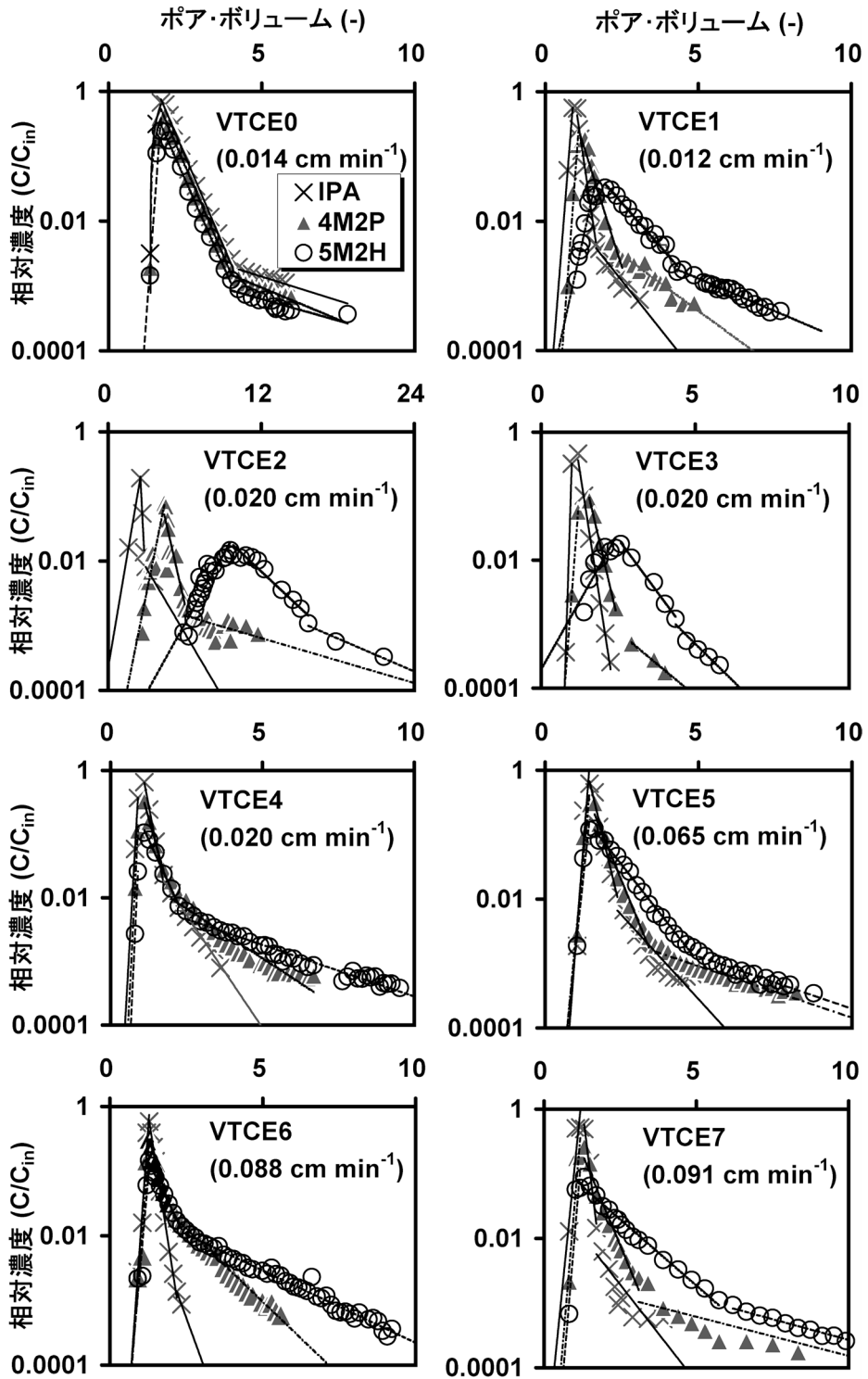


図-3 トレーサの濃度変化

Fig. 3 Breakthrough curves of IPA, 4M2P and 5M2H

枝分かれのある4M2Pおよび5M2Hの回収率が低かった。よって、微生物分解が生じたとしても、本実験での回収率の低下をすべて説明することは困難と考えられる。実際の現場で行われたPITTでは、4M2Pと5M2Hで回収率がそれぞれ0.61以下、0.38以下という低い値は報告されていない。したがって、本実験系であるカラム内で、各トレーサーの移動が異なるような状況が生じたことが考えられる。実際の現場では、2次元、3次的に井戸を配置してトレーサーを回収する。本実験で用いた豊浦砂のカラムでは、粒径の比較的粗い砂質土を用いた実験で一般に見られるように、一部分の流路が卓越してほかの部分での流れが滞留する可能性がある。よって、同じ流路に乗らないトレーサーがカラム内で異なる移動をすることが推測される。本実験で観測されたトレーサー回収率の低下は、各トレーサーで流路が異なり、トレーサーによってはカラム内に残留する成分があるために生じたと予測される。

4.2 PITT 精度

図-2より、平均的なフラックスの減少によりPITT精度が向上する傾向が確認された。そこで、破過曲線(図-3)の形状差を解析することでPITT期間中に生じたトレーサーの分配現象を推察し、フラックスとPITT精度との関係を以下のように考察する。

4.3 破過曲線の形状差

図-3に示したフラックスと破過曲線の形状差に関して考察する。非汚染のVTCE0ではどのトレーサーも同様の移動を示した一方で、汚染実験では分配トレーサーの濃度減少部分に2段階の傾きが生じ、非分配トレーサーとは明らかに異なる形状を示した。このことから、汚染実験で観察された分配トレーサーの2段階の傾きはTCEの存在により生じたことがわかる。2段階の傾き、すなわちテーリングを生じさせる原因として、一般に2種類の要因が考えられる。第1に吸・脱着や残留した成分の遅延、第2に異なる2相間における物質交換に基づく律速である。トレーサー類の豊浦砂への吸着は、別途行ったバッチ試験でほとんどないことが確認されている。したがって、汚染実験で観察された2段階の傾きに関して、濃度減少部分で傾きが変化する前までは、水相中での移流-分散現象が律速要因、傾きの変化後は、TCEへ分配したトレーサーが水相に再分配する際の分配速度が律速要因であったと推測される。

一方、非汚染の実験ではどのトレーサーにも2段階の傾きが観察されたが、非分配トレーサーと分配トレーサー間で差異がなかった。また、いくつかの汚染実験では非分配トレーサーにも2段階の傾きが見られた。しかし、その傾きの変化は顕著ではなかったことから、これ

らは分配の影響ではなく、不均一な流れにより滞留したトレーサーが、少しずつ排出されたものと考えられる。

また、フラックスが $0.020 \text{ cm min}^{-1}$ 以下の実験では濃度上昇部分から非分配トレーサーと分配トレーサーの破過曲線が分離し、一方の $0.065 \text{ cm min}^{-1}$ 以上の実験ではピーク時まで各トレーサーが見かけ上分離しなかった。この原因は、フラックスが小さい条件下ではトレーサーのTCEへの分配が生じやすく、初期の排出水中で観察されたトレーサーも水相-TCE相間での局所的な分配平衡が成立していたためと予測される。また、フラックスが大きい場合には、トレーサーのTCEへの分配が非平衡となり、流出の初期ではTCEに分配しないトレーサーが流出したことが推察される。

以上の、破過曲線より推測されたPITT中のトレーサーの分配現象をもとに、PITT精度を低下させる要因は以下のように考察される。図-2で示したPITT精度が低下した原因として、フラックスの増加によってトレーサーのカラム内での滞留時間が短くなり、TCEへの分配が平衡に達しないうちに分配トレーサーが流出したことが考えられる。また、トレーサー流速の増加により、水相よりも屈曲の大きなNAPL内部への分配が抑制されたこと(Willson *et al.*, 2000)が考えられる。これは、PITTを行う際には適切な流速の設定が必要であることを意味する。

ここで図-2で示した、フラックスを $0.020 \text{ cm min}^{-1}$ とした3反復の実験でのPITT精度の不一致に関しては、以下のように推察される。VTCE4はフラックスを $0.020 \text{ cm min}^{-1}$ とした実験であるが、PITT精度(図-2)がフラックス $0.020 \text{ cm min}^{-1}$ 以下で行った他の実験より低かった。図-3の破過曲線に見られるように、VTCE4は濃度減少部分で各トレーサーが分離したのみで、ピーク時間差は生じなかった。よって、フラックスの影響だけでは説明できないPITT精度の低下要因があると予測される。したがって、PITTを行う際には、得られた破過曲線の形状にも着目すべきと考えられる。

さらにPITT精度が最高でも0.5程度であったことから、トレーサー流速以外にPITTによるNAPL体積の推定精度に影響を与える要因が存在することが推測される。この要因として、トレーサーのNAPL迂回、NAPLの形状や存在位置の不均一性にとまなうトレーサーの非平衡分配などが考えられるが、詳細についてはさらなる検討が必要である。

5. 結 論

本研究では、PITTのモデル実験を行い、トレーサー流速の違いがPITTに与える影響を調べた。その結果、

1) トレーサー流速が低い方が PITT による NAPL 体積の推定精度が良いことが確認された。また, 2) トリクロロエチレン (TCE) の存在で, 分配トレーサーである 4M2P と 5M2H の片対数グラフ上の濃度減少部分に 2 段階の傾きが観測され, 3) トレーサー流速が小さいと破過曲線上の濃度上昇部から各トレーサーで分離が生じることがわかった。また, トレーサー間でピーク時間差が観測され, 4) トレーサー流速が大きいと, 各トレーサーで破過曲線の濃度上昇部での分離とピーク時間差は観測されずに, 濃度減少部で非分配トレーサーと分配トレーサーとの分離が観測された。したがって, 現場で PITT を行う際は, 適切な流速の設定が重要であり, 今回採用した実験系では $0.020 \text{ cm min}^{-1}$ 以下のフラックスを設定する必要があることがわかった。今後は, トレーサー流速以外にも存在すると考えられる各種の要因, すなわち PITT による NAPL 体積の推定精度へ影響を与える要因を解明することが課題である。

謝 辞

本研究を行うにあたり, 東京大学の西村拓准教授, 関勝寿助教, 技術専門職員である井本博美氏, 金沢大学の川西琢也准教授には研究全般において一方ならぬご指導をいただきました。深く感謝致します。

引用文献

- Annable, M.D., Jawitz, J.W., Rao, P.S. C., Dai, D.P., Kim, H. and Wood, A.L. (1998a) : Field Evaluation of Interfacial and Partitioning Tracers for Characterization of Effective NAPL-Water Contact Areas, *GROUND WATER*, **36** (3) : 495-502.
- Annable, Michael D., Rao, P.S.C., Hatfield, K., Graham, W., Wood, A.L. and Enfield, C.G. (1998b) : PARTITIONING TRACERS FOR MEASURING RESIDUAL NAPL : FIELD-SCALE TEST RESULTS, *Journal of Environmental Engineering*, **124** : 498-503.
- Brooks, M.C., Annable, M.D., Rao, P.S.C., Hatfield, K., Jawitz, J.W., Wise, W.R., Wood, A.L. and Enfield, C.G. (2002) : Controlled release, blind tests of DNAPL characterization using partitioning tracers, *Journal of Contaminant Hydrology*, **59** : 187-210.
- Divine, C.E., McCray, J.E., Wolf, L.M., Blanford, W.J., Blitzer, D.J. and Boving, T.B. (2004) : Partitioning tracer test, DNAPL characterization, remediation assessment, sourcezone investigation, *Remediation Journal*, **14** (2) : 7-31.
- Dwarakanath, V., Deeds, N. and Pope, G.A. (1999) : Analysis of Partitioning Tracer Tests, *ENVIRONMENTAL SCIENCE & TECHNOLOGY*, **33** (21) : 3829-3836.
- Jin, M., Butler, G.W., Jackson, R.E., Mariner, P.E., Pickens, J.F., Pope, G.A., Brown, C.L. and McKinney, D.C. (1997) : Sensitivity Models and Design Protocol for Partitioning Tracer Test in Alluvial Aquifers, *GROUND WATER*, **35** (6) : 964-972.
- Jin, M., Delshad, M., Dwarakanath, V., McKinney, D. C., Pope, G.A., Sepehrnoori, K. and Tilburg, C.E. (1995) : Partitioning Tracer Test for Detection, Estimation and Remediation Performance Assessment of Subsurface Nonaqueous Phase Liquids, *WATER RESOURCES RESEARCH*, **31** (5) : 1201-1211.
- Mayer, A.S. and Miller, C.T. (1992) : The influence of porous medium characteristics and measurement scale on pore-scale distributions of residual nonaqueous-phase liquids, *Journal of Contaminant Hydrology*, **11** : 189-213.
- Nelson, N.T. and Brusseau, M.L. (1996) : Field Study of the Partitioning Tracer Method for Detection of Dense Nonaqueous Phase Liquid in a Trichloroethene-Contaminated Aquifer, *ENVIRONMENTAL SCIENCE & TECHNOLOGY*, **30** (9) : 2859-2863.
- 西脇淳子・唐 常源・佐倉保夫・溝口 勝・宮崎 毅 (2004) : 滞留 NAPL 量推定のための分配トレーサー試験 (PITT) の適用性について, *土壌の物理性*, **97** : 13-24.
- U.S. Environmental Protection Agency (1997) : Technology Practices Manual for Surfactants and Cosolvents.
- Willson, C.S., Pau, O., Pedit, J.A. and Miller, C.T. (2000) : Mass transfer rate limitation effects on partitioning tracer tests, *Journal of Contaminant Hydrology*, **45** : 79-97.
- Wilson, R.D. and Mackay, D.M. (1995) : Direct Detection of Residual Nonaqueous Phase Liquid in the Saturated Zone Using SF6 as a Partitioning Tracer, *ENVIRONMENTAL SCIENCE & TECHNOLOGY*, **29** (5) : 1255-1258.
- Young, C.M., Jackson, R.E., Jin, M., Londergan, J.T.,

Mariner, P.E., Pope, G.A., Anderson, F.J. and Houk, T. (1999) : Characterization of a TCE DNAPL Zone in Alluvium by Partitioning Tracers, Ground

Water Monitoring and Remediation, **19** (1) : 84-94.

要 旨

近年、ガソリンや有機溶剤等の Non-Aqueous Phase Liquids (NAPL) による土壌・地下水汚染が広範化し、Partitioning Interwell Tracer Test (PITT) という残留性の NAPL 体積の推定手法が注目されてきた。PITT における NAPL 体積の推定は、NAPL へ分配したトレーサーの遅延の解析というクロマトグラフの確立された原理を用いており、トレーサーの NAPL への分配は平衡状態であると仮定される。しかし実際には分配平衡が成立せず、NAPL 体積の推定精度が低い場合がある。本研究では、トレーサー流速の違いが PITT による NAPL 体積の推定精度へ与える影響を調べるために室内カラム実験を行った。その結果、トレーサー流速の減少とともに NAPL 体積の推定精度が向上する傾向が確認された。また破過曲線の形状差から、流速が小さいと分配トレーサーの TCE への分配が生じやすいが、流速が大きいと分配が平衡に達しにくかったために推定精度が低下したことが考えられた。

受稿年月日 : 2007 年 3 月 22 日

受理年月日 : 2007 年 7 月 20 日

イモゴライトの混合がモンモリロナイトおよび カオリナイトの分散凝集特性に及ぼす影響

馬 玉露*・軽部重太郎**

Effects of Imogolite Addition on Colloidal Stability of
Montmorillonite and Kaolinite

Yu Lu MA* and Jutaro KARUBE**

* United Graduate School of Agricultural Science, Tokyo University of Agriculture and
Technology, 3-21-1 Chuo, Ami-machi, Ibaraki-ken, 300-0393, Japan

** Faculty of Agriculture, Ibaraki University, 3-21-1 Chuo, Ami-machi,
Ibaraki-ken, 300-0393, Japan

Abstract

Effects of imogolite addition on colloidal stability of montmorillonite and kaolinite were examined to clarify the colloidal properties of imogolite which coagulates in alkaline condition. One to one mixture of montmorillonite and imogolite coagulated at any pH. Observation through transmission electron microscope revealed that montmorillonite and imogolite, including the mixture with lower imogolite concentration, mutually flocculated (formed a domain) at any pH. Non-deferrated kaolinite coagulated below pH 5.9 and dispersed above pH 6.0, whereas 5% imogolite added sample showed the opposite stability. Deferrated kaolinite dispersed above pH 4.2, whereas 10% imogolite added sample coagulated at any pH. All the imogolite added samples microscopically flocculated both under acidic and alkaline conditions. In acidic conditions, it was attributed to the electrostatic attraction between permanent negative charge of crystalline clay minerals and variable positive charge of imogolite. In alkaline conditions, it was considered to be resulted by the neutralized surface charge of imogolite.

Key words : imogolite, montmorillonite, kaolinite, colloidal stability, charge characteristics

1. はじめに

イモゴライトは酸性で分散しアルカリ性で凝集するユニークな粘土鉱物である (Horikawa, 1975; Harsh *et al.*, 1992; Karube, 1998)。イモゴライトは電荷ゼロ点 (PZNC) が pH 6.0 付近にあり, それより高い pH では負電荷が卓越する (Clark and McBride, 1984; 軽部, 2003)。それにもかかわらず凝集する。この特異な凝集の原因について, Horikawa (1975) はイモゴライトの負電荷がチューブの内表面に発現し, アルミナ八面体を隔てた外表面ではその影響が弱まるためと考察した。また,

Harsh *et al.* (2002) および Tsuchida *et al.* (2005) は正イオンがチューブ内部に入って負電荷を中和する可能性があるとして述べている。

軽部ら (1998) はアロフェンにイモゴライトを 10% 混合するとアルカリ性でのアロフェンの分散性が低下することを報告した。それは, イモゴライトがアルカリ性で他の粘土鉱物を凝集させる機能を持つことを示唆する。そこで, ここではモンモリロナイトとカオリナイトにイモゴライトを添加して, その分散性に及ぼす影響を調べることによりイモゴライトの性質を明らかにしようとした。

* 東京農工大学大学院連合農学研究科 〒300-0393 茨城県稲敷郡阿見町中央 3-21-1

** 茨城大学農学部 〒300-0393 茨城県稲敷郡阿見町中央 3-21-1

キーワード: イモゴライト, モンモリロナイト, カオリナイト, 分散凝集特性, 荷電特性

モンモリロナイトは平坦面に永久負電荷を持ち、pH 6.5付近で結晶端の変異電荷が変化する (Ahmad and Karube, 1998) が、塩濃度が低い場合にはすべての pH で分散する。カオリナイトは基本的に平坦面に電荷を持たないと考えられているが、実際には少しの負電荷が存在する場合もある (中原, 2003) ため、アルカリ性で結晶端に変異負電荷が発現するとよく分散する。また、pH が低下すると変異電荷が正になり凝集し易くなる。このように、モンモリロナイトとカオリナイトは異なる特徴を持つとともに、アルカリ性で分散するという点でイモゴライトとは反対の性質を持つ。そこで、これら二つの粘土鉱物にイモゴライトを混合したときの分散凝集特性の変化から、イモゴライトの性質を調べた。

2. 実 験

2.1 実験試料

イモゴライトとして脱鉄処理および2%炭酸ナトリウム処理をした北上イモゴライト (Karube, 1998) を用いた。モンモリロナイトとしてはクニピアF (クニミネ工業) の負電荷を Na^+ で飽和したモンモリロナイト (Ahmad and Karube, 1998) を用いた。カオリナイトとしては入来カオリン (岩本鉱産) の粒径 $< 1.2 \mu\text{m}$ 以下の負電荷を Na^+ で飽和したものを用了。なお、カオリナイトについては、和田 (2001) の方法に準じて脱鉄処理および常温で5%炭酸ナトリウム処理をした試料も用いた。いずれの試料も透析して平衡外液濃度が 1 mS m^{-1} 以下になったものを用了。

2.2 実験方法

2.2.1 濁度による粘土の分散性の測定

濃度 0.2 kg m^{-3} のモンモリロナイトとイモゴライト懸濁液を用意し、容積割合1:0, 1:0.1, 1:0.5, 1:1, 0:1で混合した。混合割合は質量割合と同じである。

カオリナイトは少量のイモゴライトで凝集したので、カオリナイトの濃度を常に 80 g m^{-3} とし、カオリナイトとイモゴライトの質量割合が1:0, 1:0.05, 1:0.1, 0:1となるようにイモゴライトを添加した。イモゴライトだけの場合の濃度は 8 g m^{-3} とした。

混合試料を 50 cm^3 スクリュー瓶にとり、少量の HCl または NaOH で pH を変えた。それ以外の電解質は一切加えなかった。試料の一部を取って pH を測定し、各試料を手で1分間よく振ってから15分間超音波をかけ、再び1分間よく振って24時間静置することを3回繰り返した。pH が安定してから24時間静置した試料の液表面層部をピペットで約 10 cm^3 取り、タンゲン光使用の卓上濁度計 (東京光電製 MODEL TY-4D) で側面から散乱光強度を測定した。濁度測定後に試料の pH を測定し

た。確認のため、一部の試料については設定を変えて透過光強度でも濁度を測定した。

2.2.2 イオン交換法によるカオリナイトの荷電特性の測定

軽部ら (1998) の方法に準じてカオリナイトに Na^+ と Cl^- を吸着させ、それを KNO_3 で交換抽出した。 50 cm^3 スクリュー瓶に約 1 g の粘土試料を取り、濃度が全体で 0.02 M になるように 0.4 M の NaCl を 2 cm^3 加え、HCl と NaOH で pH を調整した後、全体を 40 cm^3 にした。そして24時間振とう後、試料の一部を取って pH を測定した。遠心管の質量を測っておき、試料を遠心管に移して、遠心沈殿させて、上澄み液を 50 cm^3 のスクリュー瓶に採取した (飽和液)。試料全体の質量を沈殿管に入ったまま測定した後、 1 M KNO_3 を加えて遠心分離し、その上澄み液を 100 cm^3 スクリュー瓶にとることを3回繰り返した (抽出液)。この飽和液と抽出液の Na^+ の濃度を原子吸光法で、 Cl^- の濃度をチオシアン酸水銀法 (II) で定量した。定量した Na^+ と Cl^- の総量から間隙水中の各イオン量を差し引いて、イオン交換容量 (CEC と AEC) を求めた。

2.2.3 電子顕微鏡観察

分散凝集特性を測定した試料と同じものを濃度約 0.04 kg m^{-3} にして別に作成し、軽く攪拌した後カーボン補強コロジオン膜貼付メッシュに約 1 mm の厚さに付着させ、乾燥後透過型電子顕微鏡で観察した。

3. 実験結果と考察

3.1 モンモリロナイトとイモゴライトの混合試料

3.1.1 分散凝集特性

モンモリロナイトにイモゴライトを混合した試料の分散凝集特性を図-1に示す。モンモリロナイトはすべての pH で分散した。モンモリロナイトに対するイモゴライトの1:0.1混合試料は pH 2.7以下で凝集し、pH 3.0以上で分散した。ただし、分散は不完全で比濁度がモンモリロナイトより低くなり、容器底部にわずかに沈殿物が見られた。1:0.5混合試料は pH 3.3以下で凝集し、pH 3.5以上で不完全に分散した。この場合、1:0.1混合試料と比べると比濁度が低く、多くの沈殿物が見られた。

1:1混合試料はすべての pH で凝集した。酸性ではイモゴライトが正の電荷を発現するため、モンモリロナイトの永久負電荷との相互引力により凝集したと考えられる。アルカリ性で凝集した理由に関しては3.2.2でまとめて考察する。

3.1.2 電子顕微鏡観察結果

モンモリロナイトに対するイモゴライト1:0.5混合試料の電子顕微鏡写真を写真-1に示す。酸性 (pH 4.4)

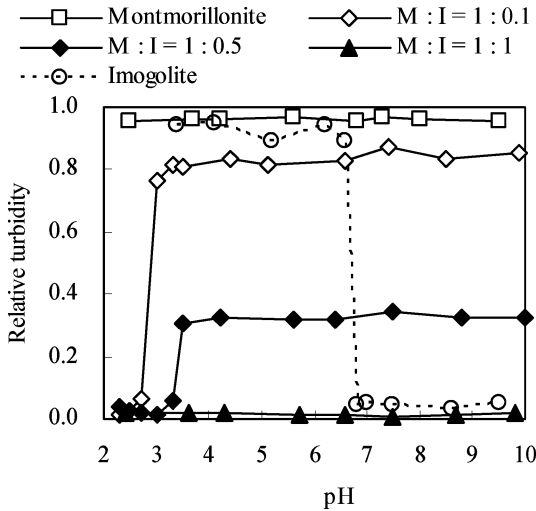


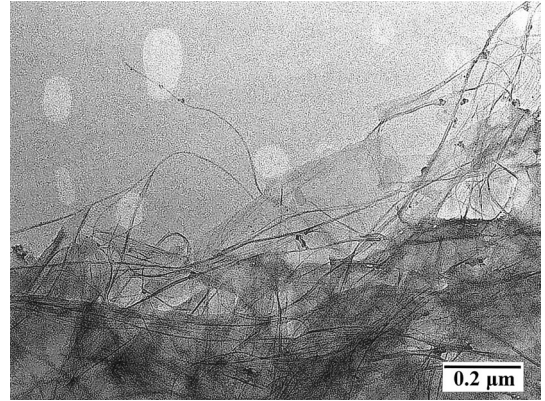
図-1 モンモリロナイトとイモゴライト混合試料の分散凝集特性（散乱光による， $c=0.2\text{ kg m}^{-3}$ ）
M：モンモリロナイト，I：イモゴライト
比濁度は，試料が分散すると1に，凝集すると0に近づく。

Fig. 1 Colloidal stability of montmorillonite, imogolite, and their mixtures. (measured using scattered light, $c=0.2\text{ kg m}^{-3}$)
M: montmorillonite, I: imogolite
Relative turbidity approaches 1 when dispersed and 0 when coagulated.

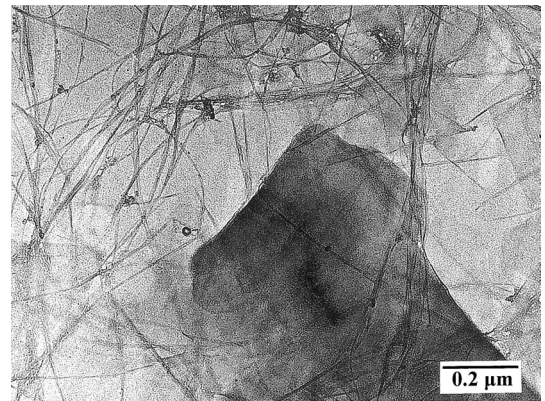
でイモゴライトの繊維状粒子が細くなっていることから，イモゴライトが分散する（Karube, 1998）ことが分かる。同時に，イモゴライトがモンモリロナイトの面の部分に貼り付いて凝集することが分かる。

アルカリ性（pH 9.4）でイモゴライトの繊維状粒子が太くなった状態でモンモリロナイトの面の部分に貼り付いていることから，イモゴライト同士の凝集がモンモリロナイトとの凝集に優先して進行すると思われる。もしイモゴライトがモンモリロナイトの面に優先的に貼り付いた場合，イモゴライトは太くならないと考えられるからである。

イモゴライトの混合割合を変えた電子顕微鏡観察によれば，イモゴライトとモンモリロナイトは，混合割合にかかわらず酸性でもアルカリ性でも凝集した。図-1で1:0.5, 1:0.1混合試料が不完全に分散したのは，マイクロには凝集しても凝集体が十分大きくならない場合，モンモリロナイトの影響が大きいため，測定時間内に沈殿しないことによると考えられる。



M:I=1:0.5 pH 4.4



M:I=1:0.5 pH 9.4

写真-1 モンモリロナイトとイモゴライト混合試料の電子顕微鏡写真

Photo 1 Transmission electron micrographs of montmorillonite-imogolite mixtures.

3.2 カオリナイトとイモゴライトの混合試料

3.2.1 分散凝集特性と荷電特性

カオリナイト非脱鉄試料は，pH 5.9以下で凝集し，pH 6.0以上で分散した（図-2）。pH 6.0以上で分散するのは，pHが高くなると負電荷が増大し，正電荷がゼロに近づくためである（図-3）。pH 5.9以下で凝集するのは，カオリナイトの負電荷が相対的に減少し，正電荷が発現するためである。ただし，正電荷は負電荷と比べれば少ない。カオリナイト非脱鉄試料にイモゴライトを約5%混合すると，酸性で分散しアルカリ性では凝集した（図-2）。酸性で分散したのは，イモゴライトの正電荷のためと考えられる。さらに1:0.1混合試料では，酸性側の濁度がアルカリ性でのカオリナイトのそれよりも高くなった。この場合，加えたイモゴライトの濃度は濁度として感知できないほど低いので，この濃度増加はイモゴ

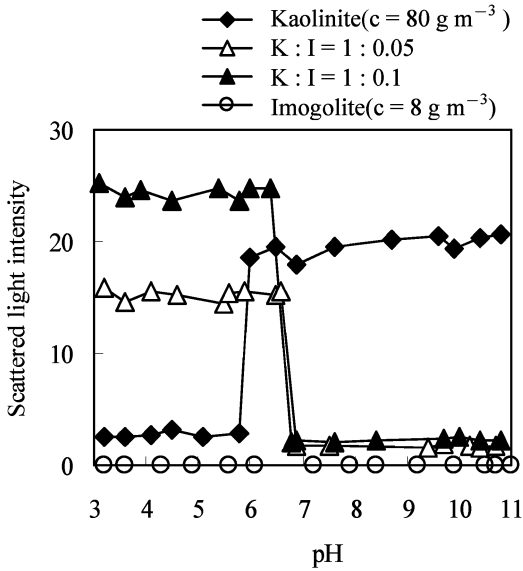


図-2 カオリナイト（非脱鉄）とイモゴライト混合試料の分散凝集特性（散乱光による）
 K：カオリナイト，I：イモゴライト
 散乱光強度は、試料が分散すると高くなる。イモゴライトは酸性で分散するが、混合時の濃度が低いため散乱光強度が感知されなかった。

Fig. 2 Colloidal stability of kaolinite (non-deferrated) and kaolinite-imogolite mixtures (measured using scattered light).
 K : kaolinite, I : imogolite
 Scattered light intensity increases when dispersed. Although imogolite disperses in acidic conditions, scattered light was imperceptible due to low concentration.

ライトを加えたための濃度増加によるものではなく、実際にカオリナイトがよく分散したためと考えられる。

このことに関して、図-2 で用いた散乱光強度は試料の濃度によっては濃度と一価関係にならないことがあるため、透過光強度を用いてこの関係を確認した (図-4)。その結果、透過光強度でも基本的に同じ結果になること、つまり、カオリナイトにイモゴライトを約10%加えると、酸性でアルカリ性のカオリナイトよりもよく分散することが確かめられた。

カオリナイト脱鉄試料は pH 4.2 以上で分散した (図-5)。脱鉄試料は非脱鉄試料に比べてすべての pH で負電荷が大きくなるためである (図-3)。酸性では正電荷が発現するが、負電荷と比べれば小さい。これにイモゴライトを約10%混合するとすべての pH で凝集した (図-5)。酸性で凝集したのは、脱鉄処理で全般に負電荷が増加し

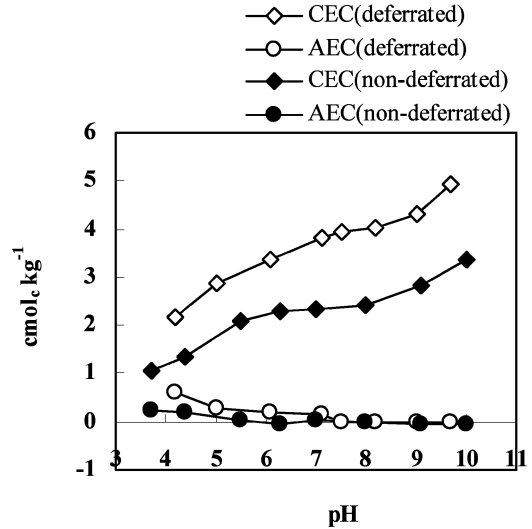


図-3 カオリナイト（非脱鉄と脱鉄）の荷電特性 (0.02 M NaCl で測定)

Fig. 3 Charge characteristics of kaolinite (non-deferrated and deferrated) (measured with 0.02 M NaCl).

たことにより、イモゴライトの正電荷との間の相互引力が優勢になったためと考えられる。アルカリ性で凝集する原因については以下の電子顕微鏡観察結果で考察する。

3. 2. 2 電子顕微鏡観察結果

カオリナイト非脱鉄試料に対するイモゴライト 1 : 0.5 混合試料の電子顕微鏡写真を写真-2 に示す。pH 4.4 (分散状態) でも pH 10.4 (凝集状態) でもイモゴライトがカオリナイトの面の部分に貼り付いていた。このことから、ミクロに見るとカオリナイトとイモゴライトは常に凝集すると考えられる。pH 4.4 では、カオリナイトの面の部分に弱い永久負電荷が存在すると考えられるのに対し、イモゴライトは正の変異電荷を持つからである。

pH 10.4 で凝集する理由としては、イモゴライトの表面が電気的に中性になり、粒子間のファン・デル・ワールス引力が優勢になるためと考えられる。イモゴライトが永久正電荷をもつ可能性を仮定する報告 (Gustafsson, 2001) もあるが、アルカリ性でイモゴライト同士が凝集することを考慮すれば、電気的に中性になると考えるのが順当と思われる。もしアルカリ性でイモゴライトの表面に正電荷の影響があるとすれば、イモゴライトは太くなる前にカオリナイトや、特に永久負電荷をもつモンモリロナイトの面に貼り付くと考えられる。

マクロに見ると pH 4.4 では分散した。これは、図-6

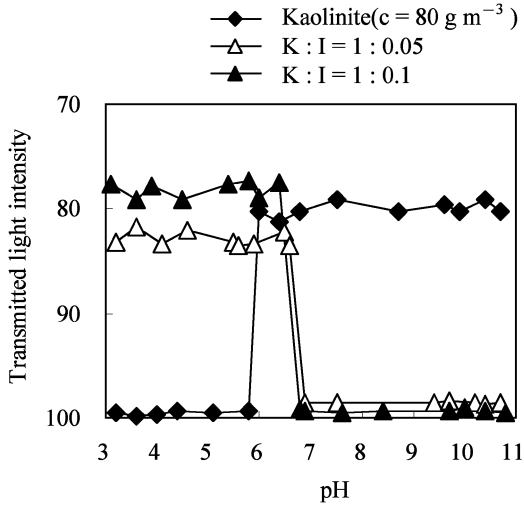


図-4 カオリナイト（非脱鉄）とイモゴライト混合試料の分散凝集特性（透過光による）
K：カオリナイト，I：イモゴライト
光透過率は，試料が分散すると低くなる．図-2との対比のため縦軸を反転した．

Fig. 4 Colloidal stability of kaolinite (non-deferrated) and kaolinite-imogolite mixtures (measured using transmitted light).
K : kaolinite, I : imogolite
Transmitted light intensity decreases when dispersed. Ordinate was inverted for comparison with Fig. 2.

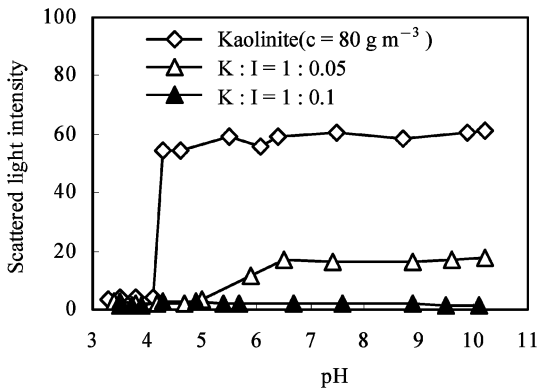
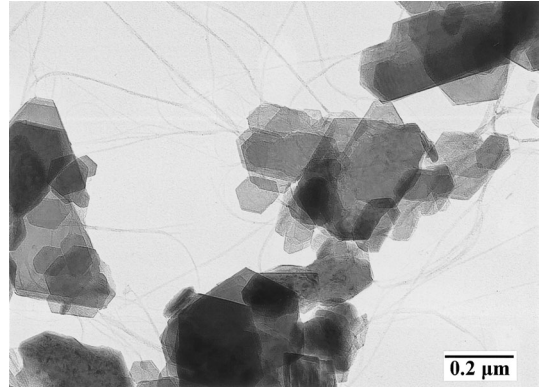
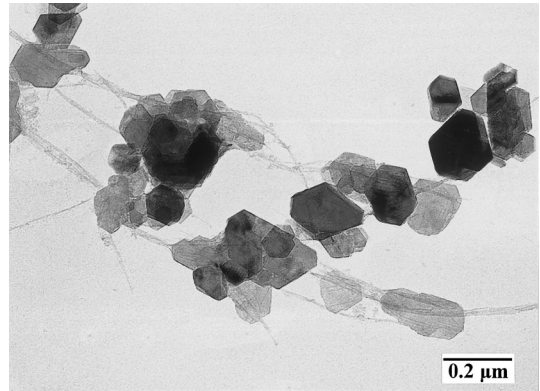


図-5 カオリナイト（脱鉄）とイモゴライト混合試料の分散凝集特性（散乱光による）

Fig. 5 Colloidal stability of kaolinite (deferrated) and kaolinite-imogolite mixtures (measured using scattered light).



K : I = 1 : 0.1 pH 4.4 (dispersed)



K : I = 1 : 0.05 pH 10.4 (coagulated)

写真-2 カオリナイトとイモゴライト混合試料の電子顕微鏡写真

Photo 2 Transmission electron micrographs of kaolinite-imogolite mixtures.

のように，凝集した粒子の外に広がっているイモゴライトが互いに正電荷を発現して反発するからと考えられる。pH 10.4でマクロに見ても凝集する理由は，凝集した粒子の外側に広がったイモゴライト粒子の表面が電気的に中性であるため，イモゴライトが互いに凝集することによって考えられる。

4. ま と め

(1) モンモリロナイトはすべての pH で分散するが，イモゴライトを 1 : 1 で混合したモンモリロナイトは，すべての pH で凝集した。イモゴライトの混合割合が低く不完全に分散する場合も，電子顕微鏡観察によれば，モンモリロナイトとイモゴライトはすべての pH で相互に凝集した。酸性で凝集するのは，モンモリロナイトの永久負電荷とイモゴライトの変異正電荷の引力のためと考えられた。

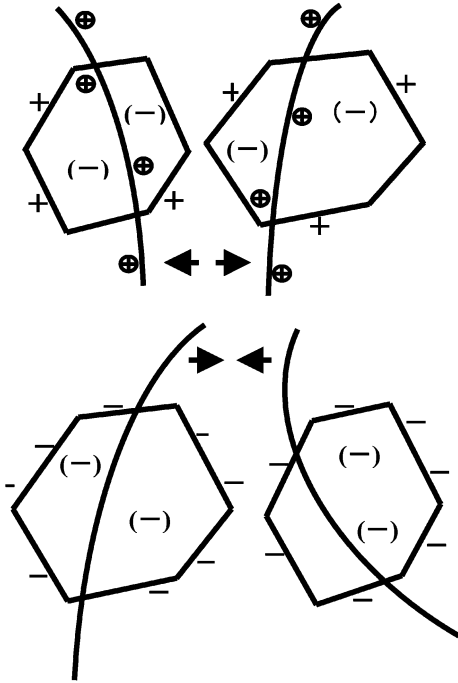


図-6 カオリナイトとイモゴライト混合試料の電子顕微鏡写真の説明図

(上：酸性；ミクロには凝集，マクロには分散する)
(下：アルカリ性；ミクロにもマクロにも凝集する)

Fig. 6 Illustrations explaining the transmission electron micrographs of kaolinite-imogolite mixtures.

(upper : acidic ; flocculated in microscopic and dispersed in macroscopic observation)
(lower : alkaline ; flocculated both in microscopic and macroscopic observation)

(2) カオリナイト非脱鉄試料は、pH 5.9 を境にして酸性で凝集しアルカリ性で分散した。イモゴライトを約5%加えると、逆に酸性で分散しアルカリ性で凝集した。酸性で分散したのは、イモゴライトの変異正電荷が優勢になったためと考えられた。ただし、この場合もミクロに見るとイモゴライトはpHにかかわらずカオリナイトの面に貼り付いて凝集した。

(3) カオリナイト脱鉄試料は非脱鉄試料より全体に負電荷が大きくなり、pH 4.2 以上で分散した。これにイモゴライトを約10%加えるとすべてのpHで凝集した。酸性で凝集したのは、脱鉄処理によってカオリナイトの負電荷がやや増加したことにより、イモゴライトの変異正電荷との間の引力が優勢になったためと考えられた。

(4) ミクロに見ると、すべてのイモゴライト混合試料

は酸性でもアルカリ性でも相互に凝集した。酸性ではイモゴライトの変異正電荷と結晶性粘土鉱物の永久負電荷の引力のためであり、アルカリ性ではイモゴライトの表面が電気的に中性になるためと考えられた。

引用文献

- Ahmad, M.M. and Karube, J. (1998) : Effects of salts and pH on the critical coagulation concentration of montmorillonite. *Trans. Jpn. Soc. Irrig. Drain. Reclam. Eng.*, **195** : 93-99.
- Clark, C.J. and McBride, M.B. (1984) : Cation and anion retention by natural and synthetic allophane and imogolite. *Clays and Clay Minerals*, **32** : 291-299.
- Gustafsson, J.P. (2001) : The surface chemistry of imogolite. *Clays and Clay Minerals*, **49** : 73-80.
- Harsh, J.B., Chorover, J. and Nizeyimana, E. (2002) : Allophane and imogolite. pp. 291-322. In J.B. Dixon and D.G. Schulze (ed.) *Soil mineralogy with environmental applications*. SSSA Book Series No. 7. SSSA, Madison, WI.
- Harsh, J.B., Traina, S.J., Boyle, J. and Yang, Y. (1992) : Adsorption of cations on imogolite and their effect on surface charge characteristics. *Clays and Clay Minerals*, **40** : 700-706.
- Horikawa, Y. (1975) : Electrokinetic phenomena of aqueous suspensions of allophane and imogolite. *Clay Science*, **4** : 255-263.
- Karube, J. (1998) : Hysteresis of the colloidal stability of imogolite. *Clays and clay minerals*, **46** : 583-585.
- 軽部重太郎・杉本英夫・藤平雅巳・中石克也 (1998) : アロフェンとイモゴライトの分散凝集と荷電特性. *農業土木学会論文集*, **196** : 103-110.
- 軽部重太郎 (2003) : イモゴライトの荷電特性と分散凝集. *農業土木学会講演会*, 286-287.
- 中原 治 (2003) : 土のコロイド現象. 学会出版センター, p 34.
- Tsuchida, H., Ooi, S., Nakaishi, K. and Adachi, Y. (2005) : Effects of pH and ionic strength on electrokinetic properties of imogolite. *Colloids and Surfaces A : Physicochemical and Eng. Aspects*, **265** : 131-134.
- 和田信一郎 (2001) : 風化浮石からのアロフェンの分離精製法. *粘土科学*, **4** : 242-248.

要 旨

アルカリ性で凝集するイモゴライトの性質を明らかにするため、モンモリロナイトとカオリナイトの分散凝集特性に対するイモゴライト添加の影響を調べた。イモゴライトを1:1で混合したモンモリロナイトはすべてのpHで凝集した。電子顕微鏡観察によれば、イモゴライトとモンモリロナイトは、イモゴライトの混合割合が低い場合を含めてすべてのpHで相互に凝集した。非脱鉄カオリナイトはpH 5.9以下で凝集しpH 6.0以上で分散したが、約5%のイモゴライト添加で分散凝集特性が逆転した。ミクロに見ると、すべてのイモゴライト混合試料は酸性でもアルカリ性でも凝集した。その理由は、酸性ではイモゴライトの変異正電荷と結晶性粘土鉱物の永久負電荷の引力のため、アルカリ性ではイモゴライトの表面が電氣的に中性になるためと考えられた。

受稿年月日：2007年4月20日

受理年月日：2007年9月7日

汎用水田におけるダイズ多収を目指した地下水位制御の試み

村上 章*・佐々木長市**・安中武幸***

Test of a Groundwater Level Control Scheme for Higher Soybean Yield in Multi-purpose Paddy Fields

Shou MURAKAMI*, Choichi SASAKI** and Takeyuki ANNAKA***

* Akita Agriculture, Forestry and Fisheries Research Center, Agricultural Experiment Station,
34-1 Genpachizawa, Aikawa, Yuwa, Akita, Akita, 010-1231, Japan

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

*** Faculty of Agriculture, Yamagata University,
1-23 Wakaba-machi, Tsuruoka, Yamagata, 997-8555, Japan

Abstract

In this study, we examined a groundwater control scheme to increase soybean yield in multi-purpose paddy fields. In a multi-purpose paddy field with a box connecting the irrigation canal to underdrain system and a flexible overflow relief well (denoted "the experimental plot"), the groundwater level was aimed to keep at 10 cm below the soil surface of the field during the blossom and maximum luxuriance stages, i.e. in August when much water is required for soybean growth. On the other hand, in another multi-purpose paddy field with a horizontal relief well (denoted "the conventional plot"), the outlet of the relief well was kept at 80 cm below the soil surface and was always opened. The study was conducted for two years on these plots. The actual groundwater level in the field, soil water content in the topsoil and the soybean yield were measured. In the first year, the actual groundwater level in the experimental plot in August was kept higher (13.4 ± 5.0 cm below the soil surface) as compared to that in the conventional plot (22.9 ± 7.5 cm). Soybean yield in the former was 25% higher than that in the latter, indicating the effect of the groundwater level control scheme. In the second year, the actual groundwater level in the experimental plot in September was kept higher (from 30 to 40 cm below the soil surface) as compared to that in the conventional plot (from 60 to 70 cm), and soybean yield in the former was 16% higher than that in the latter. Hydraulic conductivity in the plow layer and subsoil was found to become higher through the soybean cultivation. These results showed the possibility of higher yield in the soybean cultivation in multi-purpose paddy fields by adapting the groundwater level control scheme. It was also suggested that the groundwater level should be managed properly throughout the year to maintain low permeability of the subsoil.

Key words : Soybean, flexible overflow relief well, multi-purpose paddy field, blossom stages, groundwater level control

* 秋田県農林水産技術センター農業試験場（岩手大学大学院連合農学研究科生物環境科学専攻）〒010-1231 秋田県秋田市雄和相川字源八沢 34-1

** 弘前大学農学生命科学部 〒036-8561 青森県弘前市文京町 3

*** 山形大学農学部 〒997-8555 山形県鶴岡市若葉町 1-23

キーワード：ダイズ，伸縮性越流水閘，汎用水田，開花期，地下水位制御

1. はじめに

わが国のダイズ生産面積は、平成17年度には13万4千haで、そのうち水田転作が11万haと82%を占めている(農林水産省, 2006)。水田転作では、前作付け履歴が土壌の物理性や作物の生育に大きく影響する。秋田県を初め北東北の日本海側は排水不良のグライ土壌が多く、特に畑転換初年目は、排水性や砕土率などの土壌条件が悪いことから、収量・品質が不安定になりやすい。このため、水田転作で第1に対処しなければならないことは排水対策であり、基盤整備による暗渠排水施設の整備が実施されている。さらに第2の対処は、灌漑管理で畑作物の安定的な栽培や多収を図ることである。ダイズ栽培の水供給は天水依存であるため、梅雨後の寡雨時には、土壌の乾燥により生育不良となる恐れがある(有原, 2000)。水不足を回避するためには、水田の用水を利用した畦間灌水法(松下・浅生, 1988)、暗渠施設を利用した地下灌水法(例えば、友広, 1982; 伊藤・大西, 1988; 福本ら, 1992)などの灌漑管理がある。特に、地下灌水法は管理上、設備費などの点で一長一短があり、十分に普及されていないのが現状である。

有原(2000)はダイズ栽培と土壌水分の関わりの特徴に次の3点を指摘している。第1に発芽時のダイズは過剰水分状態を嫌うということである。それは土壌の還元状態による急激な酸素濃度の低下による発芽不良、およびそれ以降の生育障害をきたすからである。第2にダイズは、他の作物に比べて要水量が高い作物で(農林省農林水産技術会議編, 1972)、特に開花期～最大繁茂期にかけては多量の水分を必要とすることである。この期間は全体の70%以上の窒素を吸収する急激な生育時期にあたるためである。また、開花盛期までの窒素吸収は硝酸態窒素が多く吸収され、それ以降は硝酸還元酵素の活性が急速に低下するので吸収が抑制され、アンモニア態窒素の吸収が多くなる。第3に、根粒菌の活性は子実の肥大が始まるころから急激に低下してくるので、この活性を維持するための土壌の水分や通気性の管理が必要となることである。すなわち、ダイズ多収の栽培を実現するためには、根群域の土壌水分を生育ステージに応じて好適に制御する必要がある。

生育ステージに応じて地下水位を設定した灌漑試験は、世古ら(1987)やShimada *et al.* (1995, 1997)があるものの硝化抑制などの観点や大区画圃場での試験報告は見あたらない。また、これまでの地下水位の目安は常時水位が地表面下40cm前後であり(汎用耕地化のための技術指針編集委員会, 1979; 山根ら, 1997)、これ以上の高さにすることは収量を減らすとされてきた。また、

従来の地下水位調節は水閘の開放か閉鎖で、各作物が生育期別に必要とする地下水位を簡易に設定することはできなかった。

最近、藤森(2003)により地下水位調節システム「FOE-AS」(フォアス)が開発された。これは用水供給と排水機能を備えた用排水ボックスと地下水位を調節する水位制御機を配置したものである。またH社は、既存の暗渠に用水を取り入れる用水閘と越流水位を任意に調節できる越流水閘(安富ら, 2001)を開発した(以後「伸縮性越流水閘」と記す)。

本研究では、圃場整備された大区画汎用水田にH社製の用水閘と伸縮性越流水閘を設置し、農家栽培管理のもとでダイズ多収を目指す地下水位制御を試みた。具体的には、開花期以降～最大繁茂期に地表面に近い高排水位を設定してダイズ栽培試験を行い、生育時期に応じた地下水位コントロールの可能性、土壌水分の保持、従来の土壌水分制御に比べ過湿気味なコントロールによる多収の可能性および圃場の地下水位の周年管理の必要性について知見を得た。

2. 試験方法

2.1 圃場および栽培の概要

2.1.1 圃場概要

ダイズ栽培は2003年および2004年に行った。供試圃場は、秋田県仙北平野南東部の美郷町(旧山南村)に設置した。この地区は、2001年には圃場整備がされ、その際、緑肥としてエンバクが作付けされた。2002年には水稻が作付けされ、同年冬に暗渠が施工された。2003年のダイズ栽培は、暗渠に用水を供給する用水閘と排水側に伸縮性越流水閘(H社製)を設置した圃場(以後「試験区」と記す、面積0.8ha)と水平水閘を用いた暗渠排水口を作付期間を通して開放状態にした圃場(以後「慣行区」と記す、面積1.0ha)で行った。栽培前に試験区は、排水性を良くするために籾殻補助暗渠を施工(地表面下10cm～45cmの厚さ35cm、幅10cmに籾殻を充填、本暗渠と直交させ5m間隔に実施)した(図-1)。これらの圃場の土壌は細粒グライ土である。土壌の化学性(耕起直後に採取)は表-1に示したとおりである。なお分析は、土壌環境分析法(土壌環境分析法編集委員会編, 1997)により行った。

2.1.2 栽培概要

初年目(2003年)の基肥施肥量は試験区、慣行区ともに大豆専用2号(N-P₂O₅-K₂O=5-15-15%)を用いて窒素成分で10kg ha⁻¹を側条施肥した。2年目(2004年)は、基肥を試験区、慣行区ともに硫加燐安12号(N-P₂O₅-K₂O=13-17-12%)を用いて窒素成分26kg ha⁻¹を初年目と

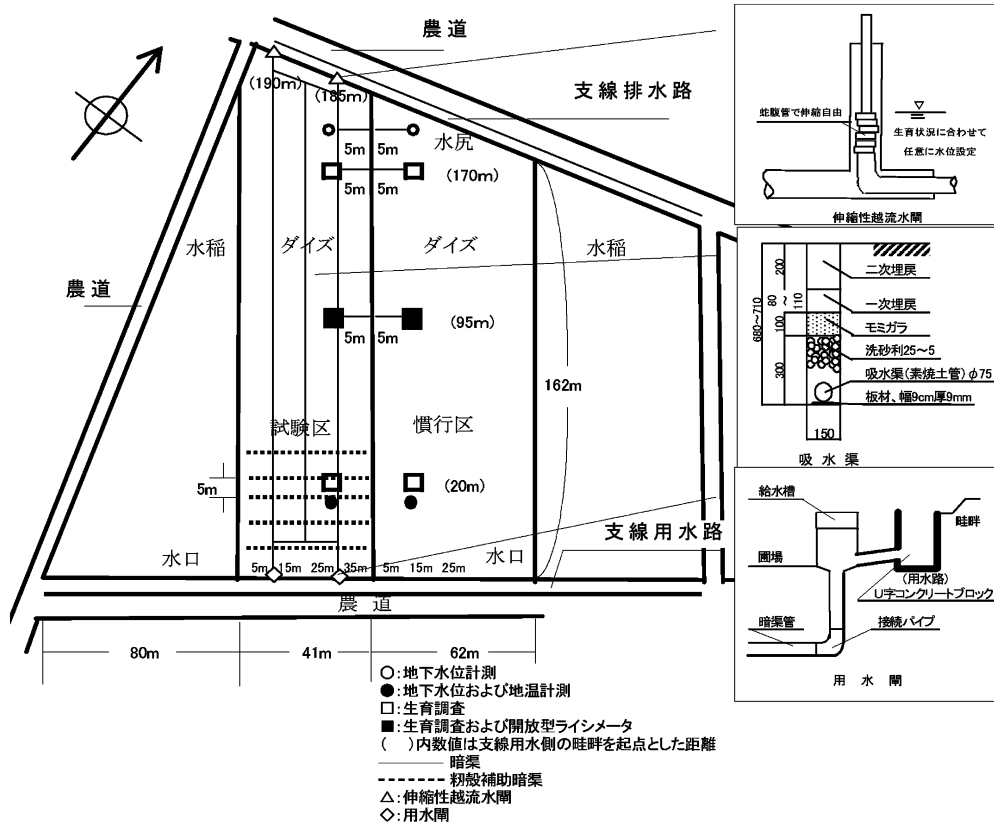


図-1 供試圃場
Fig. 1 Test field

表-1 供試圃場の土壌の化学性

Table 1 Chemical properties of field soil

年 区	層位置 (cm)	pH		EC (mScm ⁻¹)	可給態磷酸 (トルオーグ) (mg kg ⁻¹)	全炭素 (T-C) (%)	全窒素 (T-N) (%)	C/N 比	陽イオン 交換容量 (cmol kg ⁻¹)	交換性陽イオン			塩基 飽和度 (%)
		H ₂ O	KCL							CaO	MgO	K ₂ O	
2003年 5/2採取	0-14 (作土)	5.1	4.1	0.06	117	3.9	0.33	11.8	31.6	3631	883	320	56.9
	試験区 14-24 (スキ床)	5.3	4.5	0.13	10	6.6	0.42	15.8	35.0	5002	1181	113	68.3
	24-35 (心土)	5.7	4.8	0.08	10	2.6	0.19	13.2	28.4	4657	1226	132	80.8
	慣行区 0-15 (作土)	5.1	4.2	0.06	130	4.2	0.34	12.4	31.4	3511	871	221	55.0
	15-29 (スキ床)	4.8	4.1	0.13	71	4.8	0.34	13.9	33.0	3491	1038	108	53.9
	29-44 (心土)	4.7	4.0	0.20	24	5.4	0.36	15.2	33.1	3163	1010	160	50.1
*目標値 (作土)		6.0-6.5	5.5-6.0		200 以上				20 以上				80.0

*大豆指導指針 (秋田県農林水産部, 2004)

同様に側条施肥した。追肥は、両年ともに開花期に試験区および慣行区へ硫酸 (N=21%) を窒素成分で 42 kg ha⁻¹ を施用した。品種は初年目、2年目ともに秋田県奨励品種であるリュウホウ (秋田県農林水産部, 2004) を用いた。播種は、条間 85 cm, 株間 20 cm の平畝 1 粒播

きである。

耕起は、初年目では 5月30日および 6月3日に行い、2年目は 6月3日に実施した。播種は、初年目では 6月3日、2年目は 6月5日であった。中耕は、初年目が 7月6日と 7月23日、2年目は 7月3日に実施した。培土

は、初年目が7月29日で2年目は8月3日に実施した。また除草および病害虫の防除管理は本地区の農家慣行で行った。

気温および積算降雨量は、試験圃場に最も近い大仙市のアメダスデータによると以下のとおりであった。ダイズ栽培期間(5月~10月)の平均気温は、平年(18.5°C)に比べ初年目ではやや低く(18.2°C)、2年目は高い年(19.2°C)であった。積算降雨量は5~6月では初年目で平年(月平均降雨量127 mm)の53%減で、2年目は43%増で、7~9月は、初年目で平年(月平均降雨量181 mm)とほぼ同じで、2年目は26%増となった。また2年目は、8月6日の台風11号から変わった熱帯低気圧、8月20日の台風15号、8月31日の台風16号、9月8日の台風18号および9月30日の台風21号が秋田県に接近し、これらの影響を受けた。

2.1.3 ダイズ多収を目指す地下水制御の概要

多収ダイズ栽培を実現するためには、播種直後の圃場の水分過剰を抑えるために地下水を下げることと、開花期~最大繁茂期および子実肥大期にかけての急激な生長期間に水分供給をするために地下水を上げることの2点が重要と考えられる。このことから、地下水制御のイメージ概要を図-2に示した。

播種直後に土壌の乾燥程度で発芽に水供給が必要な場合は、用水閘による給水を行い、伸縮性越流水閘を地表面近くにあげる。その後、水分過剰を抑えるために伸縮性越流水閘を下げて、栽培の良好条件である地下水位とするため、地表面下40 cmを目標とする。この条件を開花期まで行う。開花期以降~最大繁茂期(おおむね8月の1カ月)は、伸縮性越流水閘を上げて、用水閘からの給水により地下水位を根域のほとんどを占める地表面

下10 cmを目標に維持する。用水の供給最終日以降は、土壌の乾湿状態による伸縮性越流水閘を下げて排水を促し、収穫機の稼働に支障のない地耐力の維持に務めることとし、これらを地下水制御の基本とした。これに対し一般農家の栽培は、作付け期間を通して暗渠排水口を開放した状態で行われている。

2.2 測定項目および方法

2.2.1 地下水位

地下水位は、圧力センサ式地下水位センサ(エム・シー・エス社製)を、水口側から20 mの水口と170 mの水尻の地点に塩ビパイプ(φ15 cm×150 cm)を地上から90 cmの深さまで埋めた(図-1)。この塩ビパイプの地中90 cmから40 cm間には5 cm毎にφ10 mmの穴を周当たり4穴の合計40穴を開けた。なお初年目は水口部の1地点のみで、2年目はさらに水尻部を加えた2地点で測定パイプを設置した。比較検討には午前9時のデータを用いた。

また同じ位置に、地温計測のため温度計測データロガー(TR71S(株)ティアンドディ社製)を設けた。測定深は、初年目には地表面下5 cm、10 cmおよび20 cmに、2年目は地表面下5 cm、10 cm、20 cmおよび50 cmとした。

開放ライシメータ(佐々木ら、1998)による酸化還元電位(Eh)の調査を2年目に行った。装置は、6月14日に圃場の水口側から95 m地点に畦畔を挟んで対称位置(5 m)に設置した(図-1)。Ehメータ測定用電極(本体:UC-23型, ORP電極:702 E型, セントラル科学社製)を、地表面下5 cm、10 cm、20 cmおよび35 cmに設置した。

2.2.2 土壌の水分分布

土壌の水分分布は、TDR 土壌水分測定器(中村理工

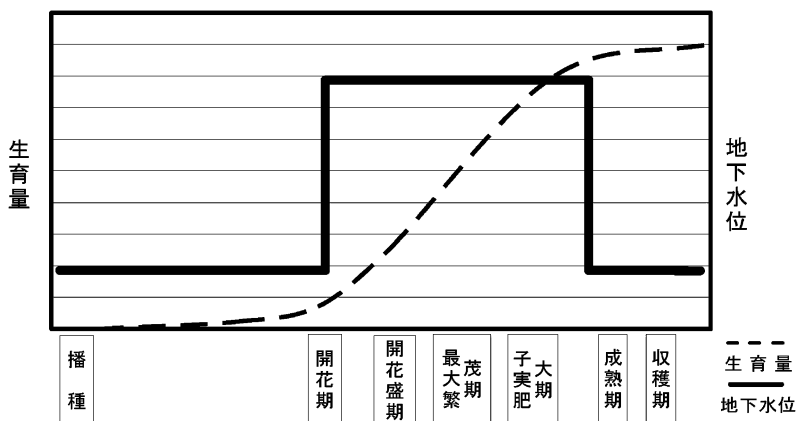


図-2 多収ダイズのための地下水制御の考え方

Fig. 2 Schematic diagram of groundwater control to increase soybean harvests

業製)を用いて、初年目に実施した。センサのロッド長は10 cmに加工し、測定深は0 cm~10 cmである。圃場を20 m×5 mの格子状に区分し、その中心部の地点毎に3回繰り返し計測し平均値を求めた。計測は5月2日と6月9日に行った。5月2日は耕起前の計測で、6月9日は、播種後(6月3日)に降雨がなかったために6月7日に行った用水閘の給水後の計測である。

2.2.3 土壌の物理性

供試圃場の土壌の物理性として、三相分布、粗孔隙、乾燥密度および透水係数を測定した(土壌環境分析法編集委員会編, 1997)。

2.2.4 生育状況、収量および収量構成要素

生育調査は、主茎長と節数について生育時期別に平均的な20株を測定した。収量および収量構成要素の調査

は、初年目に慣行区は10月14日、試験区は10月20日に各々2 m×3 畝を圃場中央部から採取し、2年目は10月8日に2 m×3 畝を水口部、中央部および水尻部の3ヵ所から採取し、子実重および収量構成要素を調査した。両年とも篩で選別した粒厚5.5 mm以上の種子を対象に子実重を測定した。

3. 結果と考察

3.1 地下水位の変化

初年目および2年目の地下水位の変化を図-3に示した。初年目の圃場は、6月3日の播種以降に降雨がなかったため、6月7日に用水閘による給水をした。その際、伸縮性越流水閘を地表面下10 cmに設定した。給水時間は約8時間であった。その後、伸縮性越流水閘の設

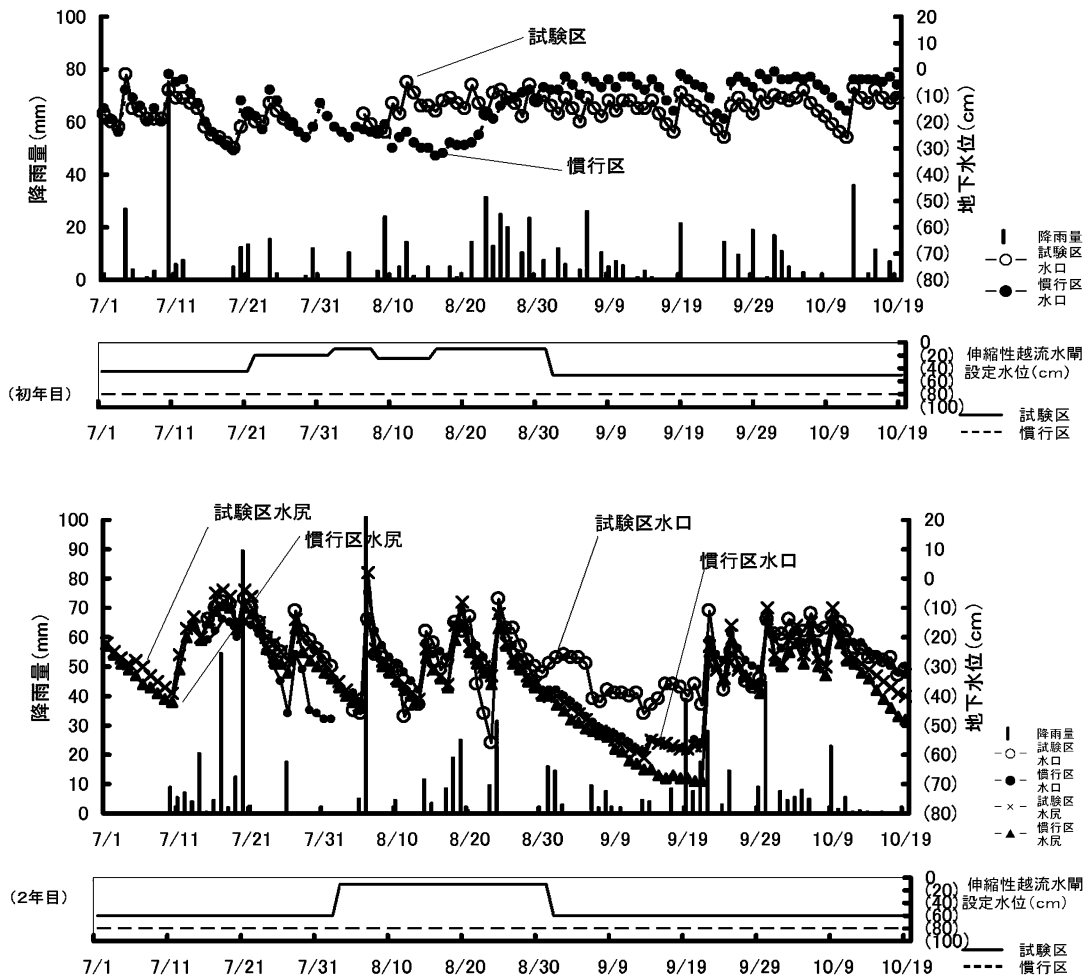


図-3 地下水位の変化

Fig. 3 Changes of groundwater level in test field

定を圃場の凹凸を考慮して45 cmとし、開花期の7月22日～7月31日は20 cmとした。その期間の地下水位は、7月1日～7月21日では試験区が 18.0 ± 6.8 cmで慣行区が 16.1 ± 8.2 cmであった。7月22日～7月31日では、試験区が 18.2 ± 3.1 cm (7月25～8月5日はデータ欠損)で慣行区が 18.5 ± 5.9 cmであった。8月1日～8月31日の試験区は、伸縮性越流水閘を地表面下10 cmまたは25 cmに設定し、8月1日、8日、10日、16日、19日、23日および31日に用水閘による給水を行った。給水時間は8時間程度であった。この期間の地下水位は試験区が 13.4 ± 5.0 cmで慣行区の 22.1 ± 7.5 cmに比べ高く推移した。このことから、必要な時期に地下水位を上げることや根圏の位置までは水位を維持できる可能性のあることがうかがえた。この一因として、難透水性の細粒グライ土の存在により損失水量が少ないことが考えられた。8月23日～8月29日にかけての総雨量123.5 mmにより、慣行区の地下水位は10 cm程度まで上昇し、9月以降は試験区に比べ地下水位は高い状態となり、収穫までのこの期間の試験区は 14.9 ± 4.2 cmで、慣行区は 6.4 ± 4.1 cmとなった。以上のことから両区ともに十分に排水性を得ることができず、暗渠および柵殻補助暗渠の機能が十分に果たせていないことが分かった。

2年目は、播種時に降雨があったので播種直後の用水閘による給水は行わなかった。初年目は、排水性不良により地下水位が高く経過したことから、伸縮性越流水閘を60 cmとして排水を促し、8月1日まで維持した。7月1日の水尻での地下水位は、試験区で22 cm、慣行区で23 cmであったが、7月10日の降雨まで低下し続け、7月10日の地下水位は試験区39 cm、慣行区42 cmとなり、栽培の良好条件である地下水位40 cmの圃場となった。このような地下水位の低下は、7月27日～8月5日および8月6日～8月13日でもみられた。降雨によって地下水位の変動が生じることが確認された。8月3日～8月31日は、伸縮性越流水閘を10 cmに設定し、用水閘による給水を行ったが、台風や降雨により8月3日、13日、21日および24日と給水回数は少なくなった。この期間の地下水位は、試験区の水口が 29.2 ± 12.4 cmで、水尻が 29.6 ± 10.5 cmであった。慣行区は水口が 26.3 ± 9.2 cmで、水尻が 32.0 ± 8.1 cmとなった。天候の不順にもかかわらず、地下水位を10 cmに維持することができなかった。8月24日以降、各区ともに地下水位は下がり、試験区水尻、慣行区水口および水尻で徐々に低くなり、特に慣行区水口では、9月12日～9月21日には塩ビパイプ内の水が枯れた。9月1日～9月21日の最大繁茂期～子実肥大期にかけて、水口、水尻のいずれでも試験区が慣行区に比べ高い地下水位となった。特に試験区水口

は36 cm～46 cmを維持した。9月19日～9月22日の総降雨量92 mm以降は、収穫期まで両区の水口、水尻で地下水位に大きな違いはなくなった。このように2年目は、初年目の排水性の悪い圃場から排水性の改善された圃場となった。これは、ダイズ作付けによる深部まで侵入した腐朽根穴の増加 (Nyle and Ray, 2002) および心土層にいたる亀裂が入ったためと考えられた。

以上のことから、初年目は排水性の悪い圃場条件であったので地下水位を上げることおよび維持することが可能であり、2年目は排水性の改善された圃場となったために地下水位を上げることや維持することが困難であったと考えられた。しかし、2カ年ともダイズの開花期以降～最大繁茂期や子実肥大期に地下水位の差が生じる栽培となり、収量への影響の検討が可能と推察された。また、年間を通した圃場の地下水位管理が重要で、心土層へ亀裂を生じさせない周年管理が必要と考えられた。

3.2 地温の変化

初年目の8月6日～8月31日の地温は、地表面下5 cmで試験区 22.5 ± 1.4 °C、慣行区 22.7 ± 1.5 °Cと差は認められなかった。10 cmでも試験区 22.3 ± 1.2 °C、慣行区 22.4 ± 1.2 °C、20 cmでも試験区 22.0 ± 0.8 °C、慣行区 22.0 ± 0.9 °Cと差異はなかった。これは2年目でも初年目と同じ傾向であった。また、作付け期間中の各深さで、試験区、慣行区の地温に大きな差異はなかった。これらのことから、この圃場では地下水位の違いで根域地温に大きな違いはないものと考えられた。

3.3 Ehの変化

地下水位の変動は、土中の気相率の変動をもたらし、土中の酸素濃度およびEhへの影響が考えられる。さらには、土壤窒素の硝酸化成や根および根粒菌の活性へも影響すると考え、2年目には開放ライシメーターを設置し、根域のEhの変化を調査した。6月16日～10月10日(収穫日)の試験区の地表面下5 cmの測定値は309 ± 149 mVで、同様に10 cmでは 266 ± 173 mVとなった。同期間の慣行区の5 cmでは 437 ± 81 mVで、10 cmでは 358 ± 162 mVと両区とも酸化に変化した。今回の結果では、慣行区が試験区に比べやや酸化還元電位は高かった。両区とも酸化的原因は、地下水位が下がり空気層への進入があったためと推察される。また、収穫期の根の観察では、両区とも根腐れは認められなかった。

以上のことから、両区の根圏は常時酸化的に保たれ、土壤還元による根への危険性が少ないことが判明した。なお土壌は常時酸化的で土壤窒素の硝酸化成が懸念された。地下水位のコントロールによる土壤窒素の硝酸化成

抑制の可能性については、今後の課題であった。

3.4 土壌の水分分布

耕起前の5月2日では、両区に差異のない土壌水分分布であった(図-4(a))。播種時期に少雨で圃場が乾燥気味の場合、灌漑により安定出芽が図られる(井上ら, 1986)。初年目は、播種(6月3日)以降に降雨がなかったため、用水閘による給水(6月7日)を行い、その後の体積含水率を計測した。その結果、試験区が慣行区に比べ高い水分分布を示した(1%水準で有意差あり、図-4

(b))。これまでも指摘されているように吸水渠埋設部分から土壌の亀裂を通して地表側へ水分が供給され、かつその保持が良好なためと思われた(友広, 1982; 長谷川, 1986; 福本ら, 1992)。特に試験区において、5mと15m列が高くなっていた。これらのことは、用水閘からの給水により暗渠を通じて十分に水が供給され土壌水分を維持できると考えられた。

3.5 土壌の物理性

供試圃場の土壌の物理性を表-2に示した。初年目の作

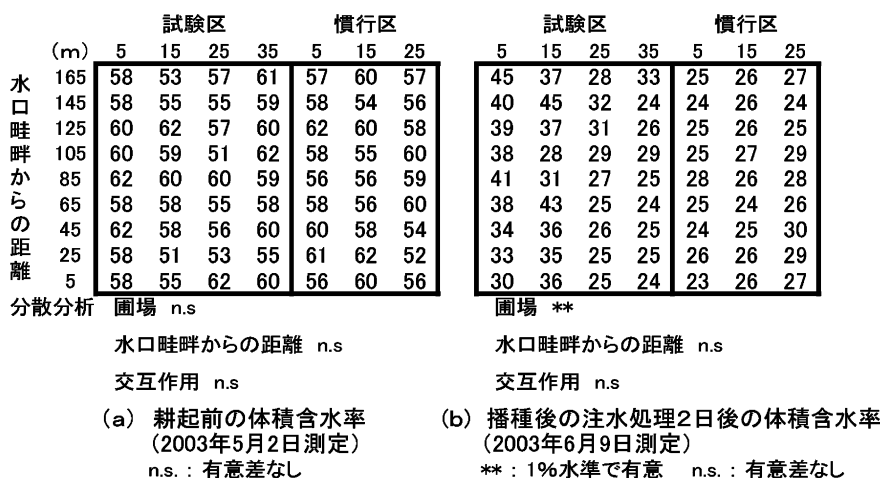


図-4 試験区と慣行区の表層土(0~10cm深)における体積含水率分布

Fig. 4 Spatial distributions of volumetric water content for surface soil (0-10 cm)

表-2 供試圃場の土壌の物理性

Table 2 Physical properties of field soil

作付年度	区	層位置 (cm)	固相率	液相率	気相率	粗孔隙*	乾燥密度	透水係数
			(%)	(%)	(%)	(%)	(Mgm ⁻³)	(cms ⁻¹)
初年目	試験区	0-14 (作土)	33.8±2.3	57.5±1.7	8.7±4.0	10.0±3.8	0.84±0.03	1.9×10 ⁻³ ~1.2×10 ⁻⁴
		14-24 (スキ床)	29.0±0.5	66.3±0.5	4.6±0.1	3.5±0.4	0.76±0.01	2.0~3.3×10 ⁻⁴
		24-35 (心土)	27.2±1.5	69.9±4.0	2.9±2.9	10.9±2.3	0.94±0.10	2.8×10 ⁻⁴ ~8.4×10 ⁻⁸
	慣行区	0-15 (作土)	36.6±3.6	56.6±3.9	6.7±0.7	7.8±1.7	0.84±0.02	1.5×10 ⁻⁴ ~4.2×10 ⁻⁶
		15-29 (スキ床)	37.2±5.1	58.7±2.0	4.0±3.3	2.0±4.3	0.85±0.03	3.0×10 ⁻⁴ ~2.6×10 ⁻⁵
		29-44 (心土)	27.9±1.6	70.8±1.8	1.2±0.3	9.5±0.4	0.80±0.06	3.3×10 ⁻⁵ ~3.0×10 ⁻⁷
2年目	試験区	0-16 (作土)	23.8±2.2	52.1±3.0	23.9±3.4	30.4±2.7	0.75±0.04	3.2~6.4×10 ⁻²
		16-28 (スキ床)	34.8±0.8	62.1±1.0	3.1±0.7	0.4±0.8	0.82±0.03	1.8×10 ⁻⁴ ~3.7×10 ⁻⁷
		28-39 (心土)	15.3±0.3	80.7±0.9	3.9±0.7	13.5±0.6	0.59±0.03	4.2×10 ⁻⁴ ~2.9×10 ⁻⁵
	慣行区	0-16 (作土)	25.0±1.8	56.1±0.7	18.8±2.5	24.0±2.9	0.79±0.04	1.6~2.4×10 ⁻²
		16-26 (スキ床)	31.8±5.8	65.8±6.0	2.3±0.8	0.8±1.5	0.73±0.17	3.3×10 ⁻⁴ ~2.0×10 ⁻⁷
		26-38 (心土)	18.2±0.7	78.6±0.9	3.2±0.2	11.4±0.1	0.61±0.05	6.0×10 ⁻⁴ ~6.9×10 ⁻⁶

初年目: 作付け前, 試料採取日 2003年5月2日

2年目: 作付け後, 試料採取日 2004年11月5日

*粗孔隙=飽和~pF 1.8 (6.2 kPa)

土は標準誤差を示す (n=3)

付け前の作土層は、試験区が慣行区と比べ気相率と粗孔隙で高く、固相率で低かった。第2層のスキ床層については、試験区が慣行区に比べ、液相率と粗孔隙で高く、固相率と乾燥密度で低かった。第3層の心土層では、気相率、粗孔隙および乾燥密度で試験区が高かった。

ダイズ2年作付け後の両区の作土層は、気相率と粗孔隙で初年目の作付け前よりも高くなり、畑地化が進んだと判断された。スキ床層は、気相率と粗孔隙で初年目に比べ両区とも低くなった。心土層は初年目に比べ、液相率、気相率および粗孔隙で試験区が高く、固相率で慣行区が高くなった。透水係数は、初年目に比べ2年目では両区ともに作土層で透水性は良好となり、スキ床層では大きな違いはなく、心土層は透水性のある層位となった。

以上のことから、ダイズ連作により作土層の畑地化が進み、心土層の透水性も改善されたために、土壤水分や地下水位の制御を難しくする結果となった。

土壤の水分をコントロールするには、透水性の良い作土層を作ることと、心土層を初年目のような透水性不良状態に維持することが必要と考えられた。一般に作付け以後の暗渠は開放状態で管理されることから、地下水位管理は作付け期間に限らず年間を通じて管理することの重要性が考えられた。

3.6 生育状況、収量および収量構成要素

3.6.1 生育状況

生育状況について、図-5に示した。初年目の主茎長

は、8月1日および9月9日では両区で差はなかったが、収穫期には試験区が54.1cmで、慣行区が56.8cmと試験区がやや低かった。節数では、収穫期には試験区が13.3、慣行区が13.6となった。成熟期の生育は、試験区が慣行区に比べ黄葉になるのが約1週間遅く、登熟期間の延長が観察された(写真-1)。根の調査については今回実施しなかったが、酸化的な環境での根の活性は高いといわれている(有原, 2000; 金田ら, 2004)。9月以降の地下水位は、試験区が慣行区に比べ低い状態となった。このことより、粉穀補助暗渠による排水性改良の効果が根の活性の維持につながったと考えられた。

2年目の主茎長は、生育初期から慣行区が、試験区に比べやや高く変化し、収穫期では、試験区が40.0cmで、慣行区が42.3cmとなった。節数では、両区に差異はなく、収穫期には試験区が10.9、慣行区が11.4となった。主茎長、節数ともに初年目に比べ両区の生育は劣った。これは、開花期以降の水供給が十分でないために生育が劣ったと推察された。これらのことから、生育状況では両区に大きな違いは認められないと判断された。

3.6.2 収量および収量構成要素

表-3には収穫期における子実重と主な収量構成要素を示した。初年目、2年目ともに、茎太は試験区が太く、1英内粒数は試験区が慣行区に比べて多くなった。莢数についてみると初年目は、試験区では515莢 m^{-2} と慣行区の439莢 m^{-2} に比べ17%多かった。2年目は試験区502莢 m^{-2} で、慣行区の447莢 m^{-2} に比べ12%多かっ

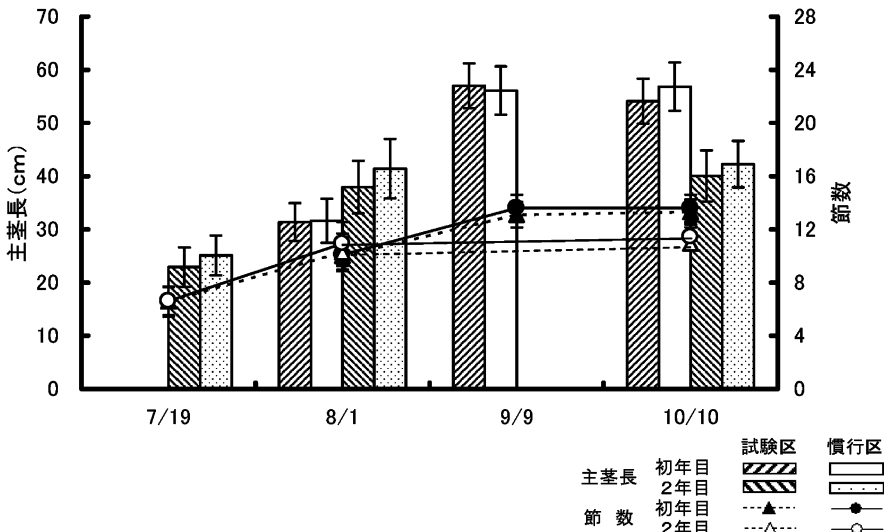


図-5 生育状況 (主茎長および節数)

Fig. 5 Development of main stem length and node per plant



写真-1 成熟期（9/30）の生育状況（左：慣行区，右：試験区）

Photo 1 The appearance of soybeans at maturing stage (30 September)

表-3 収量および収量構成要素

Table 3 Growth, yield and yield component

年	試験区	成熟期の形態		収量及び収量構成要素					
		分枝 (本)	茎太 (mm)	全重 (kgm ⁻²)	子実重 (kgm ⁻²)	同左比 (%)	百粒重 (g)	1 莢内粒数 (粒莢 ⁻¹)	莢数 (莢 m ⁻²)
初年目	試験区	5.6	8.3	0.57	0.28	125	32.5	1.82	515
	慣行区	5.5	7.0	0.46	0.23	(100)	31.7	1.74	439
2年目	試験区	4.8±0.1	6.5±1.1	0.44±0.08	0.26±0.05	116	28.0±0.2	1.81±0.04	502±83
	慣行区	5.0±0.4	5.6±0.5	0.37±0.04	0.22±0.02	(100)	28.1±0.6	1.75±0.04	447±48

初年目：播種日（6月3日），開花期（7月22～28日），収穫日（慣行区10月14日，試験区10月20日）

2年目：播種日（6月5日），開花期（7月25日～8月1日），収穫日（10月8日）

2年目は，各調査項目について Tukey 法によりそれぞれ有意差はなかった。±の数値は標準偏差を示す（n=3）。

た。その結果子実重は，初年目では試験区が 0.28 kg m^{-2} と慣行区の 0.23 kg m^{-2} に比べ 25% 増収した。2年目は試験区が 0.26 kg m^{-2} で慣行区の 0.22 kg m^{-2} と 16% の増収となった。収穫位置では試験区は水口部，中央部，水尻部の順に多くなり，慣行区は水口部と水尻部が同量で次いで中央部となった。

莢数は，開花期～最大繁茂期および子実肥大初期初めにかけて決定されるといわれている。初年目は8月の開花期以降～最大繁茂期，2年目は子実肥大初期にかけての試験区が慣行区に比べ高い地下水位で，水の供給が優れていることが増収の要因の一つと考えられた。

これらの結果は地下水位以外に大きな違いのない条件での生育収量と推察した。今後，地下水位の相違による室内実験で細密調査を実施する予定である。

4. おわりに

本暗渠および柵殻補助暗渠を施工した農家の大区画汎用水田で，用水閘と自由に排水位を設定できる伸縮性越流水閘を設置し，ダイズ多収を目指す地下水位制御を試みた。試験圃場（試験区）は，多くの水分を必要とする開花期以降～最大繁茂期（おおむね8月の1カ月）に地表面下 10 cm の排水位に設定し，慣行の暗渠圃場（慣行

区)でダイズ栽培を行い、圃場環境および生育収量について検討した。

初年目は、開花期以降～最大繁茂期の試験区の地下水位は、試験区が 13.4 ± 5.0 cmで慣行区の 22.1 ± 7.5 cmに比べ高かった。初年目圃場は水田からの転換初年目にあたり、排水性の悪い、容易に高い地下水位となった。2年目は土壌の畑地化が進み排水性の改善された圃場となり地下水位の変動が大きく、この期間の地下水位を上げることや維持することは困難であった。しかし、多くの水を必要とする最大繁茂期～子実肥大期にかけて試験区が慣行区に比べ高い地下水位となり、水の供給が優っていた。2カ年とも、両区で地下水位の差が一定期間認められる条件下での栽培となった。

初年目の播種後の用水閘からの給水による体積含水率は、試験区が慣行区に比べ高い水分分布で、用水閘からの給水により暗渠を通して十分に水が供給され、土壌水分を維持できることがうかがえた。

ダイズ2年作付け後の試験区と慣行区の作土層では、気相率と粗孔隙で初年目の作付け前よりも高く、スキ床層は、気相率と粗孔隙で初年目に比べ両区とも低くなった。心土層では、液相率、気相率および粗孔隙で試験区が高く、固相率で慣行区が高くなった。透水係数は、両区ともに作土層で透水性は良好となり、スキ床層では大きな違いはなく、心土層は透水性の高い層位となった。

根域の地温は、試験区、慣行区で両年とも地下水位の違いで大きな差異はなかった。

2年目の地表面下5 cm, 10 cmの栽培期間中のEhは、試験区、慣行区で大きな違いは認められず根圏は常時酸化的に保たれ、土壌還元による根への危険性が少ないことが分かった。

収穫期の主茎長は、2年間とも試験区が慣行区に比べてやや低く、節数では同程度であった。主茎長、節数ともに初年目に比べ両区の生育は劣った。茎太および莢数は、2カ年とも試験区が慣行区より優っていた。子実重は、試験区が慣行区より初年目で25%、2年目は16%の増収となった。

以上の結果より、用水閘と排水位を自由に、設定できる用水閘を用いた農家圃場でのダイズ多収を目指す地下水位制御の試みは、地下水位を生育時期でコントロールができる可能性のあること、地下水位以外に大きな違いのない条件での栽培から土壌水分の保持、従来の土壌水分制御に比べ過湿気味なコントロールによる多収の可能性が指摘された。地下水位制御は、透水性の良い作土層と、心土層を難透水性に維持する圃場条件が重要であり、圃場の地下水位の周年管理の必要性が示唆された。

謝 辞

本研究を遂行するにあたり、現地圃場の農家の方、ホーネン(株)、秋田県仙北地域振興局普及指導課から協力をいただいた。また、秋田県農林水産技術センター農業試験場(旧秋田県農業試験場)の職員には、現地圃場の籾殻補助暗渠の施工、現地調査、試料分析に助力を受けた。記して各位に謝意を表します。

引用文献

- 秋田県農林水産部(2004):大豆指導指針, pp. 8-10.
 有原丈二(2000):ダイズ安定多収の革新技術, pp. 1-235, 農文協, 東京.
 土壌環境分析法編集委員会編(1997):土壌環境分析法, pp. 21-24, pp. 48-69, pp. 195-197, pp. 202-204, pp. 208-211, pp. 215-216, pp. 222-231, pp. 267-269, 博友社, 東京.
 藤森新作(2003):低コスト地下灌漑システム「FOEAS」, 農業技術体系, 作物編8, 追録25, pp. 技1028の2-1028の7), 農文協, 東京.
 福本昌人・深山一弥・小川茂男(1992):粘土質転換畑における地下灌漑の適用性, 土壌の物理性, **64**: 11-20.
 汎用耕地化のための技術指針編集委員会(1979):汎用耕地化のための技術指針, (社)農業土木学会, pp. 1-120.
 長谷川周一(1986):転換畑土壌中の水分移動, 土壌の物理性, **53**: 13-19.
 井上浩一郎・曳野玄三夫・須藤健一・加護谷栄華・澤田富野・中尾政輝(1986):汎用化圃場における大豆の生育, 収量, 第2報播種期・播種密度ならびに灌水の効果, 兵庫県農業総合センター研究報告, **34**: 37-40.
 伊藤邦夫・大西 将(1988):大豆作における地下かん水法. 農業技術, **43**: 127-129.
 金田吉弘・佐藤 孝・古田規敏・生野みどり・小林ひとみ・太田 健・進藤勇人・佐藤 敦(2004):重粘土転換畑における土壌水分環境がダイズの根圏活性に及ぼす影響. 土肥誌, **75**: 185-190.
 松下真一郎・浅生秀孝(1988):転換畑大豆における畦間かん水の効果. 農業技術, **43**: 125-127.
 農林省農林水産技術会議編(1972):畑地かんがい, pp. 19-22.
 農林水産省(2006):農林水産統計データ, <http://www.maff.go.jp/www/info/index.html>.
 Nyle C Brady and Ray R Well(2002): The Nature and

- Properties of Soil Thirteenth Edition : pp. 152-159.
- 佐々木長市・小関 恭・富田道久・小黒仁司・谷口 健 (1998) : 開放ライシメータを用いた水田土壌の酸化還元電位および土壌溶液の調査, 土壌の物理性, **80** : 33-40.
- 世古晴美・佐村 董・加護谷栄章・二見敬三・吉倉惇一郎・沢田富雄・青山喜典 (1987) : 排水改良転換畑における大豆栽培の多収安定化 第3報地下水位の高低と灌水の影響. 兵庫県農業総合センター研究報告. **35** : 21-23.
- Shimada, S., Kokubun, M. and Matsui, S. (1995) : Effects of Water Table on Physiological Traits and Yield of Soybean. I. Effects of water table and rainfall on leaf chlorophyll content, root growth and yield. *Jpn. J. Crop Sci.*, **64** : 294-303.
- Shimada, S., Kokubun, M. and Matsui, S. (1997) : Effects of Water Table on Physiological Traits and Yield of Soybean. II. Effects of water table and rainfall on leaf water potential and photosynthesis. *Jpn. J. Crop Sci.*, **66** : 108-117.
- 友広啓二郎 (1982) : 水田と転換畑における地下かんがい技術, 農業および園芸, **57** : 779-783.
- 山根一郎・浜田竜之介・吉永長則・浅見輝男・松田敬一郎・佐久間敏雄・小林達治・湯村義男 (1997) : 土壌学, pp. 192-195, 文永堂出版, 東京.
- 安富六郎・多田 敦・山路永司編 (2001) : 農地工学, pp. 42-45, 文永堂出版, 東京.

要 旨

本研究では、大区画汎用水田でダイズの多収を目指し地下水位のみを制御した栽培試験を試みた。試験圃場（試験区、伸縮性越流水閘使用）は、多くの水分を必要とする開花期以降～最大繁茂期（8月）に地下水位を地表面下10cmに設置し、慣行圃場（慣行区、水平水閘使用）は、地表下80cmで水閘を周年開放とした。

その結果、初年目では、8月の試験区の地下水位は慣行区に比べ高くなった。2年目は8月末から9月にかけて試験区が慣行区に比べ高い地下水位となった。ダイズ2年作付け後の両区の作土層の気相率と粗孔隙は初年目の作付け前よりも高く、畑地化が進んでいた。透水係数は、経年的に両区ともに作土層および心土層が良好となり、スキ床層では大きな違いは認められなかった。ダイズの生育は、両年も生育期間を通して、主茎長、節数で慣行区がやや優っていたものの、子実重は試験区が慣行区に比べ初年目で25%の増収となった。2年目は16%の増収となった。

以上のことから、一般圃場で簡易に地下水位を生育時期でコントロールができる可能性のあること、従来の土壌水分制御に比べ過湿気味なコントロールによる増収の可能性が指摘された。また、地下水位制御においては、透水性の良い作土層と、心土層を難透水性に維持する圃場条件が重要であり、圃場の地下水位の周年管理の必要性が示唆された。

受稿年月日：2007年7月10日

受理年月日：2007年9月21日

乾いた粒子の均一充填をめぐる

安 中 武 幸*

On Homogeneous Packing of Dry Particles

Takeyuki ANNAKA*

* Faculty of Agriculture, Yamagata University, 1-23 Wakaba-machi,
 Tsuruoka, Yamagata, 997-8555, Japan

1. はじめに

筆者はこれまで、浸潤前線不安定性に起因するフィンガー流のメカニズムを明らかにする目的で、ガラスビーズと砂を用いた実験的検討を行ってきた (Annaka and Hanayama, 2005, 2007; 安中・川島, 2006)。これらの実験では、円筒や2次元チャンバーに乾いた試料を均一に充填することが不可欠である。当初用いたガラスビーズでは、ロートを用いて落下充填し、時おり円筒・チャンバーの側面に打撃を加えてやれば浸潤実験を問題なく実施できた。しかし試料を砂に変えたとき、困難に直面した。乾いた砂をガラスビーズと同じ方法で充填すると、明らかに不均一な構造の形成が認められ、浸潤実験がうまくいかなかった。また、撥水处理砂と無処理砂との混合砂をチャンバーに充填する際、側面に打撃を加えると撥水处理によって着色した粒子と無処理の白い粒子が分離し、縦じま模様が生じることも観察された。

乾いた砂を充填する際に生じたこれらの事態は、微視的成層化 (micro-layering) や偏析 (segregation) として知られている現象が原因である (例えば, Lebron and Robinson, 2003)。これらを軽減するために、ランドマイザー (randomizer) (Glass *et al.*, 1989) を用いた充填が有効であった。本資料では、乾いた粒子を充填する際に問題となる、試料調整や充填方法による充填密度の変動性、乾いた粒子を落下充填する際に生じる微視的な不均一性の事例と、それを改善する手段であるランドマイザーの構造と効果を紹介する。

2. 充填密度の変動性

2.1 充填方法と密度

表-1 は、粒径 0.3~0.6 mm の乾いた海砂 (和光純薬工

業) を、内径 1.7 cm のアクリル円筒にロートを通して落下充填した時の密度を示したものである。「3層で振動なし」から「少量ずつで振動なし」の4つの方法を比較した (それぞれ3反復)。「3層」とは、試料を3回に分けて充填したという意味であり、試料の3分の1量を加えた後の振動回数を変えた。また、「少量ずつ」とは、文字通り砂粒子を少しずつゆっくりと落下充填させることである。この結果が示していることは明らかである。すなわち、① 充填方法が異なれば密度は異なる、② その際、充填方法が同じである限り密度の変動は非常に小さい、③ 振動には密度を大きくする効果があり、回数と密度には正の相関がある、④ 少量ずつゆっくり充填すると大きな密度が得られる、⑤ 少量ずつ落下させる方法は、振動を与えずとも、一度に多量の試料を落下させ振動を与える方法より高い密度が得られる。

ここで注目すべきことは、振動を多く加えるとより大きな密度が得られるが、粒子を落下させる速さがそれ以上に重要な要因となっていることである。容器に注ぎ込まれた粒子層に振動 (打撃) を加えることは、重力による粒子移動を阻害する摩擦力を軽減するという意味を持つ。そのため、砂の最大充填密度を得るための試験法として打撃 (振動) を加えることが一般的に行われている (地盤工学会, 2000)。また、空気中での落下充填に関して、落下高さや充填にかかる時間、すなわち充填速度が充填密度に影響し、特に「時間」が短いと密度が小さく、長いと密度が大きくなることは古くから知られている実験事実である (Kolbuszewski, 1948)。この事実は、砂質土の力学的特性を測定するための供試体作成技術に応用されてきた (Miura and Toki, 1982; Rad and Tumay, 1987)。

2.2 試料の調整方法の影響

表-2 は、同じ海砂について、試料の調整方法が落下充

表-1 乾いた砂の充填方法と密度の関係

Table 1 Bulk densities of differently packed, dry sand.

充填方法	充填密度 (g cm^{-3})	
	平均	標準偏差
3層で振動なし	1.277	0.006
3層×10回振動	1.413	0.006
3層×20回振動	1.443	0.006
少量ずつで振動なし	1.530	0.010

- ・ 粒径 0.3 mm ~ 0.6 mm の海砂 (粒子密度 2.65 g cm^{-3} ; 無処理) 使用
- ・ 内径 1.7 cm 高さ 25 cm のアクリル円筒の上端から、ロートを通して試料高さ 20 cm まで落下充填
- ・ 3 反復

表-2 調整方法の異なる乾いた砂の充填密度

Table 2 Bulk densities of differently prepared, packed dry sand.

処理方法	年度	反復	充填密度 (g cm^{-3})	
			平均	標準偏差
無処理	2004	27	1.551	0.026
	2005	15	1.510	0.015
水洗い	2004	36	1.575	0.019
	2005	18	1.582	0.013
H_2O_2 処理	2004	55	1.556	0.022
	2005	35	1.523	0.021

「無処理」とは購入した海砂をそのまま風乾したもの、「水洗い」とは水道水および蒸留水でよく洗ったもの、「 H_2O_2 処理」とは水洗い後 5% H_2O_2 水で有機物分解したものの

充填密度に与える影響を示したものである。無処理・水洗い・ H_2O_2 処理砂について、内径 1.7 cm のアクリル円筒に少量ずつゆっくりと落下充填した。この結果は、水洗い砂が無処理と H_2O_2 処理より充填密度が若干大きいことを示唆している。また、年度による平均の違いが認められるとともに、同一年・同一試料での変動が表-1と比較して大きい。このことは、測定を行なう日の違いが変動要因となっていること、すなわち、試料・容器の状態に影響を与え得る温度・湿度や試験者の操作が全く同じではないことを反映しているものと考えられる。

2.3 充填容器の影響

図-1 は、内径 1.7 cm のアクリル円筒への充填密度と幅 10 cm × 奥行 0.6 cm のアクリルチャンバーへの充

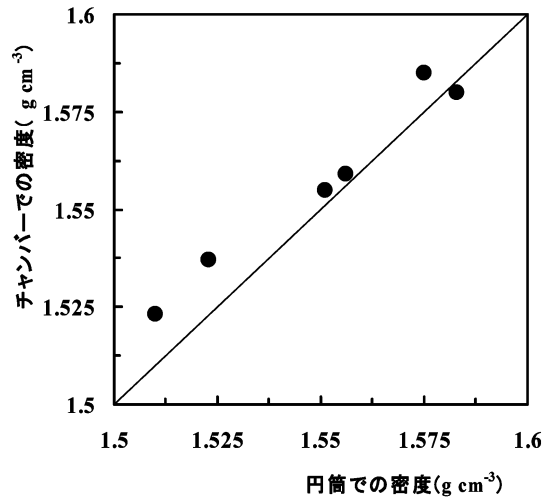


図-1 乾いた砂の円筒およびチャンバーへの落下充填密度の比較

年度および調整方法により 6 グループに分け平均を求めて作成

Fig. 1 Comparison of sand bulk densities packed in the column and chamber.

填密度を比較した散布図である。表-2 で示した様に、年度および調整方法で試料を 6 グループに分け、それぞれの充填密度の平均を用いてプロットした。図中の直線は両者が等しい場合を示している。全体的にチャンバーへの充填密度が大きめとなっているが、その差は小さいものである。用いた海砂の粒径は 0.3 ~ 0.6 mm なので、2 つの容器とも断面の大きさは粒子に対して十分大きいため、特に違いが生じなかったものと考えられる。

3. 充填層の微視的不均一性

3.1 浸潤時に可視化する微視的不均一性

乾いた砂層への浸潤実験では、充填密度の再現性のみならず、充填時に形成する微視的な不均一性の解決が重要である。図-2 は、0.4 mm ガラスビーズと 0.3 ~ 0.6 mm 海砂を幅 10 cm × 高さ 30 cm × 奥行き 1.0 cm のアクリルチャンバーに充填した後、点滴給水した時の流路形成を示したものである。この時の充填のしかたは、ロートを通して乾いた試料を落下させ適宜チャンバー側面をたたいて振動を与えるというものであった。ガラスビーズでは、ロートを通じた落下 + 振動でほぼ均一な充填が可能であったことが、流路の状況から判断できる。しかし海砂では、浸潤過程で前線が一時停滞して水が水平方向に広がることしばしば生じ、図のような流路が形成された。これは、落下充填時に微視的な成層が形成され、相

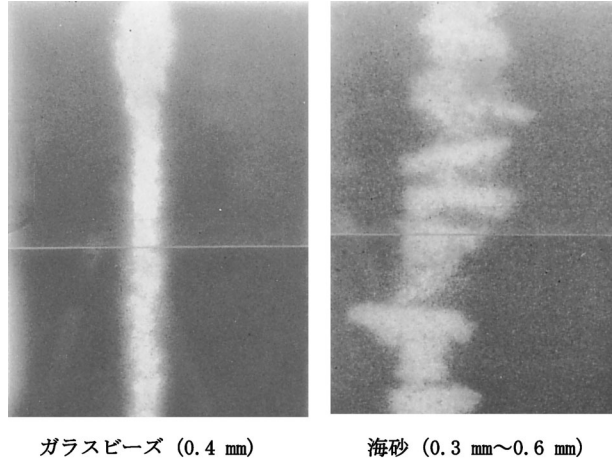


図-2 ガラスビーズと砂の充填層への浸潤時の微視的不均一性の可視化
ガラスビーズ充填層では浸潤時に特に問題はないが、海砂充填層
では浸潤時に微視的な不均一性が可視化される。

Fig. 2 Visualized heterogeneity of packed glass beads and sand

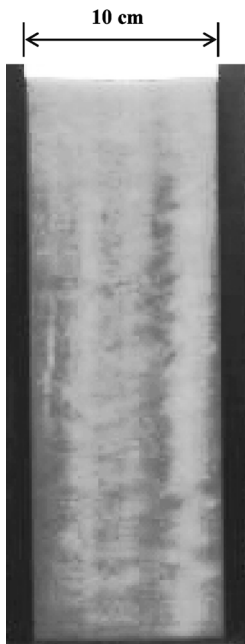


図-3 混合砂偏析の様子
明暗の縦じま模様が認められる。
暗い部分にはOTS処理砂が多い
ものと考えられる。

Fig. 3 Segregation of mixed sand.

対的に水が浸入しやすいところとしにくいところが生じたことを示唆している。

3.2 混合砂の充填に伴う偏析

図-3は、撥水処理砂と無処理砂の混合砂をチャンバーに充填した際に形成された縦じま模様を示したものである（暗い部分に撥水処理砂が多い）。この時には、微視的な成層化を防ぐために、後述のランドマイザーを用いている。しかし、粒子の落下を促すためにランドマイザー側面に打撃を加えたことが、この様な結果をもたらしたと思われる。

粒径や形状などが異なる2種類以上の粒子を混合した試料を充填する際に、微視的成層化（micro-layering）および偏析（segregation）が生じることは良く知られている（田口, 1995; Makse *et al.*, 1997; Lebron and Robinson, 2003）。図-3に示されている縦じま模様は、異なる粒子が分離する現象である偏析によるものである。これに関しては、径や形の異なる粒子が回転円筒内で縦じま模様に分離する「大山の円筒」(Oyama, 1939)が有名であるが、そのメカニズムはいまも良く分かっていない（デュラン, 2002）。

4. 「ランドマイザー」について

乾いた砂の落下充填時に斜面が形成されると、粒子が斜面に沿って移動し、微視的成層化および偏析がこの過程で生じる。このことは、チャンバーの堆積断面全体に一樣な速さで粒子を堆積させ斜面を形成しないように充填ができれば、微視的不均一性の形成を防止し得ることを示唆している。そのため的手段がランドマイザー（randomizer）である。筆者が作成し、実験に用いたラ

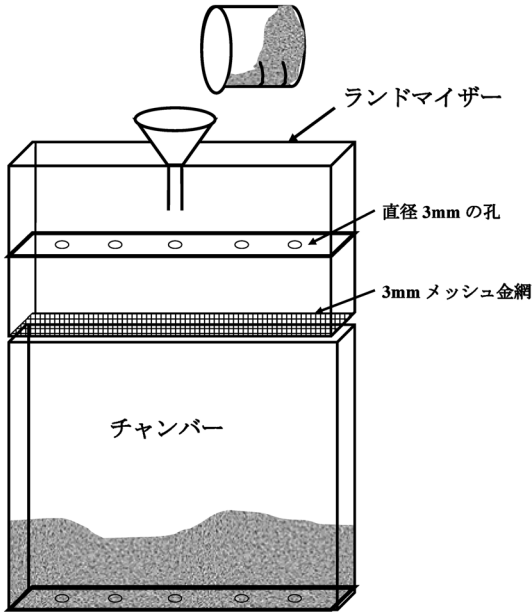


図-4 ランドマイザーの例とそれをを用いた充填
 Fig. 4 Illustration of the randomizer used in the chamber experiment.

ンドマイザーを、例として図-4 に示した。丸孔のあいた板(上段)と金網(下段)が2段式のスクリーンを構成している。これに砂を注ぎ込むことにより、チャンバーの断面全体に様な速さで堆積させることが可能となる。

図-5 は、ランドマイザーを用いた充填によって微視的な成層の形成がどれ位抑えられたかを示す例である。ランドマイザーを用いないロートを通しての落下充填層への浸潤では、流路の形状に微視的な成層が可視化されている。一方、ランドマイザーを用いた落下充填の場合微視的な成層は認められず、浸潤前線が滑らかな曲線となっている。

フィンガー流の研究においてランドマイザーを最初に用いたのは Glass *et al.* (1989) である。彼らは、乾いた砂を用いたチャンバー浸潤実験を実施したが、実験方法の説明において“Filling and Packing Apparatus”を非常に詳しく丁寧に記述している。それは、チャンバーに乾いた砂を充填する際に生じる不均一さがフィンガー流路の形状に多大な影響を及ぼすからであった。すなわち、供試砂は同じ大きさの粒子だけから構成されておらず一般に粒径分布を持っているため、落下充填の際に偏析と微視的な成層化を生じることが問題となったのである。また Glass *et al.* (1990) では、3次元カラム実験で

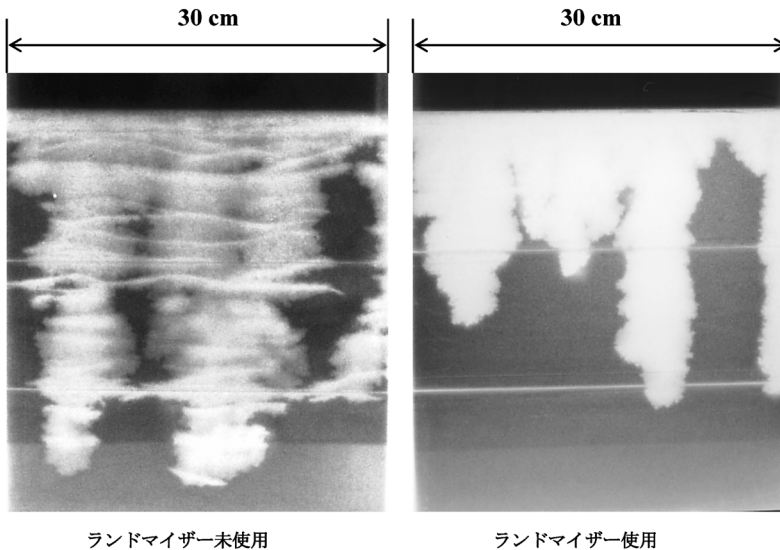


図-5 ランドマイザー使用有無による微視的均一性の違い
 海砂 (0.3 mm~0.6 mm) 充填層に生じたフィンガー流。左図はランドマイザーを用い
 ず落下充填した場合であり微視的な成層化の影響が顕著である。右図はランドマイザー充
 填の場合であるが、滑らかな浸潤前線を生じており均一な充填を示唆している。

Fig. 5 Effect of a randomizer on packing homogeneous sand layer.

用いたランドマイザーの構造を図解している。ところで、Geiger and Durnford (2000) は、ランドマイザーの典拠として Rad and Tumay (1985) を引用しているが、そこでは“raining”と呼ばれる供試体作成時の砂充填方法についての系統的な実験的検討がなされていた。この“raining”に関しては、既に Kolbuszewski (1948) が「均一で、望まれる相対密度の供試体作成、かつ自然の堆積層における粒子配列構造に近いものを模擬しようする方法として優れている」充填方法であると報告している。

最後に、ランドマイザー使用上の問題として、粒子の大きさに合わせてスクリーンの隙間の大きさを調整する必要があることを指摘しておく。スクリーンの隙間は粒径に対して小さすぎても大きすぎてもうまくいかない。それが粒径の6倍より小さいと目詰まりを起こしやすい(田口, 1995)。一方大きすぎると、注ぎ込んだ位置にすばやく落下してしまうため、粒子の様な堆積を実現できない。また、上段の丸孔より下段の金網の隙間を小さくしてはならない。下段に目詰まりを生じてしまうからである。

5. おわりに

マクロポアや成層の存在により土壌が不均一であることは常識となっている。土壌の中では、砂層は均一で単純なものとしてとらえられてきたと思う。しかし、乾いた砂の落下充填における微視的不均一性の形成しやすさを考慮すると、自然の砂層が果たして均一ととらえられるのか疑問である。また、撥水性を示す砂が多く報告されているが、これによる表層砂層の不均一さもこの疑問を助長する。実態を丁寧に観察・把握することが求められる。

引用文献

- 安中武幸・川島麻里枝 (2006) : 砂層のみかけの接触角が降雨浸潤時に形成するフィンガー流路の性状に及ぼす影響. 農業土木学会論文集, **241** : 149-150.
- Annaka, T. and Hanayama, S. (2005) : Dynamic water-entry pressure for initially dry glass beads and sea sand. *Vadose Zone J.*, **4** : 127-133.
- Annaka, T. and Hanayama, S. (2007) : Pressure head profile within growing fingers in initially dry glass beads. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **71** : 901-908.
- デュラン著 中西 秀・奥村 剛訳 (2002) : 粉粒体の物理学. pp. 205-244, 吉岡書店, 京都.
- Geiger, S.L. and Durnford, D.S. (2000) : Infiltration in homogeneous sands and a mechanistic model of unstable flows. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **64** : 460-469.
- Glass, R.J., Steenhuis, T.S. and Parlange, J-Y. (1989) : Wetting front instability : 2. Experimental determination of relationships between system parameters and two-dimensional unstable flow field behavior in initially dry porous media. *Water Resour. Res.*, **25** : 1195-1207.
- Glass, R.J., Cann, S., King, J., Baily, N., Parlange, J-Y. and Steenhuis, T.S. (1990) : Wetting front instability in unsaturated porous media : A three-dimensional study in initially dry sand. *Transport in Porous Media*, **5** : 247-268.
- 地盤工学会 (2000) : 土質試験の方法と解説 (第一回改訂版). 第8章 砂の最大密度・最小密度試験. pp. 136-145, 東京.
- Kolbuszewski, J.J. (1948) : An experimental study of the maximum and minimum porosities of sands. *Proc. 2nd International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering vol. 1, London* : 158-165.
- Lebron, I. and Robinson, D.A. (2003) : Particle size segregation during hand packing of coarse granular materials and impacts on local pore-scale structure. *Vadose Zone J.*, **2** : 330-337.
- Makse, H.A., Havlin, S., King, P.R. and Stanley, E. (1997) : Spontaneous stratification in granular mixtures. *Nature*, **379** : 379-382.
- Miura, S. and Toki, S. (1982) : A sample preparation method and its effect on static and cyclic deformation-strength properties of sand. *Soil and Foundations*, **22** : 61-77.
- Oyama, Y. (1939) : The motion of binary particle in a horizontally rotating tube. *Bull. Inst. Phys. Chem. Res. Jpn. Rep.*, **18** : 600-639.
- Rad, N.S. and Tumay, M.T. (1985) : Factors affecting sand specimen preparation by raining. *Geotechnical Testing J.*, **10** : 31-37.
- 田口善弘 (1995) : 砂時計の七不思議. 中央公論社, 東京.

受稿年月日 : 2007年8月29日
受理年月日 : 2007年10月5日

砂質土と団粒土に対する水分移動特性関数の検討

坂井 勝*・取出伸夫*

Soil Water Hydraulic Functions for a Sandy Soil and an Aggregated Soil

Masaru SAKAI* and Nobuo TORIDE*

Abstract

The Fayer and Durner models, which modified the water retention curve of the van Genuchten (VG) model, combined with the statistical pore-size distribution model of Mualem were used to predict unsaturated hydraulic conductivity functions of Tottori dune sand and aggregated Kumamoto Andisol. Parameters of the Fayer and Durner models, as well as the VG model, were inversely estimated with the evaporation method. The Fayer model well described unsaturated hydraulic conductivity for the dune sand reflecting pore water retention for higher water contents and absorbed water retention on the surface of soil particles for lower water contents. The Durner model was suitable to the Andisol whose hydraulic properties were strongly affected with the distinct the aggregated structure. The Mualem model can predict unsaturated hydraulic conductivity for a wide range of soil water pressure when an appropriate model is used for the water retention curve and the pore-connectivity coefficient, l is estimated. Furthermore, it was also suggested that we need to use an appropriate soil water retention function to predict unsaturated hydraulic conductivity for much smaller pressure heads than the minimum pressure head observed during the evaporation experiment.

Key words : soil water hydraulic function, Mualem model, Fayer model, Durner model, evaporation method

1. はじめに

土の水分移動特性は、体積含水率 θ と土中水圧力 h (以下、圧力) の関係である水分保持曲線と、 θ や h の関数である不飽和透水係数で与えられる。リチャーズ式に初期条件、境界条件を与え、数値計算によって土中の不飽和水分移動を予測する場合、水分保持曲線と不飽和透水係数をそれぞれ連続的な関数で表現する必要がある。この水分保持曲線と不飽和透水係数の両者を数理モデルにより表現した関数は、水分移動特性関数 (soil water hydraulic function) とよばれている (Jury and Horton, 2006)。

水分保持曲線については、多くのモデルが提案されている。広く知られたモデルである Brooks and Corey (1964) の水分保持曲線関数は、明確な空気侵入圧を示す。また、van Genuchten (1980) のモデルは、S 字型

のなめらかな形状を示すため、実測値に対する適合性が高く、最も広く用いられている。Kosugi (1996) は、対数正規分布で表現した間隙径分布の毛管保水に基づく物理的なモデルを示している。

水分保持曲線が比較的容易に測定できるのに対し、不飽和透水係数の測定は、多くの労力と時間を要する。特に、低水分領域の不飽和透水係数の測定は非常に困難である。そこで、古くから水分保持曲線に基づいて不飽和透水係数を推定する試みが行われてきた。その多くは、土の保水性を土の間隙径分布と毛管保水で表現し、さらに毛管内のポワズイユ流れを仮定することにより不飽和透水係数を推定する間隙径分布モデルである (Childs and Collis-George, 1950; Burdine, 1953; Mualem, 1976; Jury and Horton, 2006)。このような水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデルは、不飽和透水係数の情報が限られている場合においても物理的根拠に基づいた

* 三重大学大学院生物資源学研究所 〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

キーワード: 水分移動特性関数, Mualem モデル, Fayer モデル, Durner モデル, 蒸発法

不飽和透水係数の推定を可能にする上、水分保持曲線関数と不飽和透水係数関数を別個に与える場合に比べて少ないパラメータ数で土の水分移動特性関数を表現できるため、有用性が高い(小杉, 2007)。特に、近年広く用いられているマルチステップ法や蒸発法といった水分移動特性関数の逆解析手法においても、少ないパラメータ数で水分移動特性を表現することは、解の収束性という点で重要である(Eching and Hopmans, 1993; Šimůnek *et al.*, 1998; 坂井・取出, 2007)。

Mualem (1976) の提案した間隙径分布モデルは、モデル中の積分から解析解が得やすいように数学的利便性を求めて工夫された関数型で表現されている(小杉, 2007)。van Genuchten (1980) は、水分保持曲線関数を Mualem モデルに代入し、不飽和透水係数関数を解析的な閉形式解 (closed-form) により表現した。この van Genuchten の導いた水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデル (以下 VG モデル) は、他のモデルに比べて単純な関数であり、また、数値計算に相性のよいなめらかな関数であるため、最も広く用いられている(小杉, 2007)。

しかし、VG モデルの不飽和透水係数に関してもいくつかの問題点が指摘されており、修正モデルが提案されている。VG モデルの水分保持曲線関数は、残留体積含水率 θ_r を定義し、圧力の低下に伴い θ_r に漸近する関数型で表現される。 θ_r は水分移動に関与しない不動水と仮定しているため、VG モデルは θ_r に近づいた低水分領域において、不飽和透水係数を過小評価することが指摘されている(Tuller and Or, 2001; 小杉, 2007)。特に、高い土中水圧力で水分が急激に低下して θ_r に漸近する砂質土では、VG モデルが不飽和透水係数を正しく評価できる圧力範囲は非常に狭い。Fayer and Simmons (1995) は、乾燥領域において θ_r に漸近するのではなく、圧力が -10^7 cm のときに水分量が 0 となるように、VG モデルの残留体積含水率 θ_r を修正した水分移動特性関数を示した。

また、水分保持曲線が S 字型の形状を示す VG モデルでは、保水性と透水性を適切に表現できない土も存在する。たとえば、団粒構造が発達した土では、団粒間隙と団粒内間隙における水分保持特性が異なるため、2 段階の階段状の水分保持曲線(徳本ら, 2005)を示すことが多い。Durner (1994) は、団粒土のように異なる土性から構成される土を対象に、複数の VG モデルを足し合わせることで、階段状を示す水分保持曲線関数を表現した。

Fayer and Simmons のモデル、および Durner のモデルについても、Mualem モデルを適用した水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデルが示されている(以下、そ

れぞれの連結モデルを Fayer モデル、Durner モデルとよぶ)。しかし、比較的最近提案されたため適用事例が少ない Fayer モデルと Durner モデルに関しては、不飽和透水係数の検討がまだ十分に行なわれていない。また、実際の土中の水分移動現象を対象に Fayer モデルや Durner モデル適用して数値計算を行なった事例も少ない。

そこで本研究では、砂質土と団粒構造の発達した黒ボク土に対して水分蒸発実験を行ない、蒸発法により Fayer モデル、Durner モデルのパラメータを推定した。そして、水分保持曲線と蒸発過程の圧力変化に対して、実測値と逆解析で得たパラメータによる計算値を比較することにより、それぞれのモデルの不飽和透水係数関数の砂質土および団粒土への適用性について検討した。

2. 水分移動特性関数

2.1 Mualem モデル

Mualem (1976) は、不飽和透水係数関数を推定する間隙径分布モデルとして次式を与えた。

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

ここで、 K は不飽和透水係数 ($L T^{-1}$)、 K_s は飽和透水係数 ($L T^{-1}$)、 K_r は K_s に対する比透水係数 (-)、 S_e は有効飽和度 (-)、 l は間隙結合係数 (pore-connectivity coefficient) (-)、 h は土中水圧力 (L) である。Mualem (1976) は、45 種類もの土試料に対して適用し、その平均値として $l=0.5$ を示している。(1) 式の Mualem モデルに対して水分保持曲線関数 $h(S_e)$ を与えると、 K を h あるいは S_e の関数として表すことができる。この水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデルにより、保水性と透水性を同じパラメータを用いた関数で表現することができる。

2.2 水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデル

2.2.1 van Genuchten モデル

現在、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の中で最も広く利用されているものが、van Genuchten (1980) が提案した van Genuchten (VG) モデルである。VG モデルは、水分保持曲線関数を次式で与える。

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = S_e = (1 + |\alpha h|^n)^{-m} \quad (2)$$

ここで、 θ は体積含水率 ($L^3 L^{-3}$)、 θ_r は残留体積含水率 ($L^3 L^{-3}$)、 θ_s は飽和体積含水率 ($L^3 L^{-3}$)、 α (L^{-1})、 n (-)、 m ($=1-1/n$) は水分保持曲線の形状を与えるパ

ラメータである。(2)式を(1)式の Mualem モデルに代入すると、次の不飽和透水係数関数の閉形式解が得られる。

$$K(S_e) = K_s S_e^2 [1 - (1 - S_e^m)^2] \quad (3)$$

2.2.2 Fayer モデル

VG モデルでは、残留体積含水率 θ_r として表現される水分量が水分移動に関与しないと仮定するため、低水分領域の不飽和透水係数を過小評価する (Tuller and Or, 2001; 小杉, 2007)。Fayer and Simmons (1995) は、土粒子表面の吸着保水を考慮し (Campbell and Shiozawa, 1992)、炉乾に対応する土中水圧力で水分量が 0 となるように VG モデルの θ_r を修正したモデルを提案した。

$$\begin{aligned} \theta/\theta_s = S_e &= (1 - \chi(h)\theta_a/\theta_s) \\ [1 + |ah|^n]^{-m} + \chi(h)\theta_a/\theta_s \end{aligned} \quad (4)$$

ここで、 θ_a は水分保持曲線の形状を与えるパラメータであり、 $\chi(h) = 1 - \ln(-h)/\ln(-h_m)$ である。 h_m は $\theta = 0$ となる炉乾に対応する土中水圧力を示す。Rossi and Nimmo (1994) は、105~110°C で相対湿度 50% の乾燥炉に対応する圧力として $h_m = -10^7$ cm を示しているが、本研究では鳥取砂丘砂の実測値に対する適合性を考慮して、 $h_m = -10^6$ cm を用いた (後述, 4.1 節)。さらに(4)式を書き直すと次式が得られる。

$$\begin{aligned} \theta/\theta_s = S_e &= [1 + |ah|^n]^{-m} \\ &+ \{1 - [1 + |ah|^n]^{-m}\} \chi(h)\theta_a/\theta_s \end{aligned} \quad (5)$$

図-1 (a) に、後述の表-1 に示す鳥取砂丘砂のパラメータを用いた(5)式の水分保持曲線を示す。また図には、(5)式右辺の第1項と第2項についても示した。右辺第1項は、 $\theta_r = 0$ とした VG モデル ((2)式) であり、高土中水圧力領域において排水する間隙保水に相当する成分を表す。一方、右辺第2項は、 $h < -40$ cm の低土中水圧力領域において h の対数軸に対して S_e が直線的に減少する形状を表現している。すなわち、第1項の VG モデルで不動水と仮定していた低土中水圧力領域の保水成分を補正する項である。

Fayer and Simmons の水分保持曲線関数 ((4)式) を Mualem モデル ((1)式) に代入すると次の不飽和透水係数関数が得られる。

$$K(S_e) = K_s S_e^2 [\Gamma_s(h)/\Gamma_{max}]^2 \quad (6)$$

ここで、 $\Gamma_s(h)$ と Γ_{max} の定義は付録1に示す。以下、(4)式と(6)式で示される水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデルを Fayer モデルとする。

2.2.3 Durner モデル

VG モデルの水分保持曲線は S 字型の形状を示すため、団粒構造の発達した土にみられる2段の階段状の水分保持曲線は表現できない。Durner (1994) は、複数の VG モデルを線形結合することで、多段の水分保持曲線を表現した。本研究では、団粒の内外の間隙における2つの保水形態を想定し、2つの VG モデルを結合したモデルを対象とする。このとき水分保持曲線関数は、次式で表される。

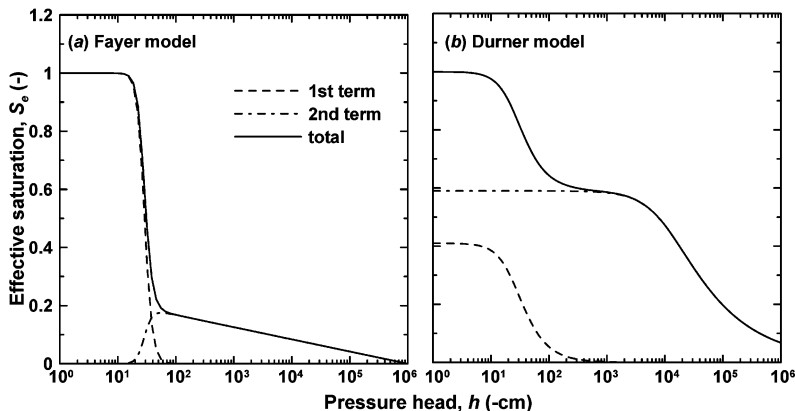


図-1 (a) Fayer モデル ((4)式) と (b) Durner モデル ((7)式) の水分保持曲線関数が表す 2つの保水形態：点線は右辺第1項，一点鎖線は右辺第2項，実線は2項の和 (左辺)。

Fig. 1 Two different regions for water retention of (a) the Fayer model (eq. (4)) and (b) the Durner model (eq. (7)): dashed and chain lines indicate the first and second terms of the right-hand side of the equations, respectively, and solid lines indicate the sum of the two terms (left-hand side).

表-1 水分保持曲線の実測値に対する水分移動特性パラメータの適合値, および飽和透水係数 K_s の実測値と Mualem (1976) による間隙結合係数 l の提唱値.

Table 1 Soil water hydraulic parameters of the VG, Fayer, and Durner models fit to the observed soil water retention curves, the observed saturated hydraulic conductivity K_s , and the pore-connectivity coefficient l presented by Mualem (1976).

Tottori dune sand	θ_r	θ_a	θ_s	α (cm ⁻¹)	n	w_2	α_2 (cm ⁻¹)	n_2	K_s (cm d ⁻¹)	l
VG model	0.030	—	0.341	0.035	5.20	—	—	—	550	0.5
Fayer model	—	0.085	0.336	0.036	7.06	—	—	—	550	0.5
Durner model	0.002	—	0.337	0.036	6.63	0.02	9.96×10^{-4}	1.5	550	0.5
Andisol										
VG model	0	—	0.769	0.192	1.14	—	—	—	200	0.5
Fayer model	—	0.754	0.724	0.040	14.92	—	—	—	200	0.5
Durner model	0	—	0.744	0.041	2.44	0.59	1.01×10^{-4}	1.47	200	0.5

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = S_e$$

$$= w_1 [1 + |\alpha h|^n]^{-m} + w_2 [1 + |\alpha_2 h|^{n_2}]^{-m_2} \quad (7)$$

ここで, w は重み係数で, $w_1 + w_2 = 1$ である。図-1 (b) には, 後述の表-1 に示す熊本黒ボク土のパラメータを用いた(7)式の水分保持曲線を示す。また図には, 図-1 (a) の Fayer モデルと同様に, (7)式右辺の第1項と第2項についても示した。右辺第1項は, 団粒間の大きな隙間における間隙保水を表し, およそ $h = -1,000$ cm までにすべての水分が排水する。一方, 右辺第2項は, 小さな隙間の団粒内保水を表し, 空気侵入圧が $h = -1,000$ cm 程度の保水特性を示す。(5)式の Fayer モデルにおいては, 圧力範囲によってそれぞれの項が卓越するのに対して, Durner の水分保持曲線関数は, 飽和の水分量を2分割し, 2つの異なる保水特性の足し合わせとして表現するため, 2つの項の水分保持曲線に対する役割はそれぞれのモデルで異なる。しかし, 両モデルとも異なる2つの保水形態の和として土の保水性を表現したモデルである点は共通である。さらに, パラメータ数の多い関数である Durner のモデルは様々な水分保持曲線の形状を表すことが可能であり, Fayer モデルの低水分領域を直線で表現した形状を表すこともできる。

Durner の水分保持曲線関数 ((7)式) を Mualem モデル ((1)式) に代入すると, 次の不飽和透水係数関数の閉形式解が得られる (Priesack and Durner, 2006)。

$$K(S_e) = K_s (w_1 S_{e1} + w_2 S_{e2})^l$$

$$\times \frac{(w_1 \alpha [1 - (1 - S_{e1}^l)^m] + w_2 \alpha_2 [1 - (1 - S_{e2}^{l/m_2})^{m_2}])^2}{(w_1 \alpha + w_2 \alpha_2)^2} \quad (8)$$

以下, (7)式と(8)式で示される水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデルを Durner モデルとする。

3. 蒸発法

3.1 蒸発実験

試料には鳥取砂丘砂と熊本の黒ボク土を用いた。図-2のプロットは, 吸引法, 加圧板法, 蒸気圧法で測定した水分保持曲線である。砂丘砂の水分保持曲線は, $-20 \geq h \geq -50$ cm で水分量が急激に低下し, $h < -50$ cm では緩やかに低下する特徴を示す。低土中水圧力領域においてやや階段状の形状が見られるが, この主な原因は, $h \geq -1,000$ cm は加圧板法 (中野ら, 1995) で測定し, $h < -1,000$ cm は蒸気圧法 (藤井・中野, 1984) で測定したため, 測定時に完全な平衡状態でなかった可能性も含めて測定法の違いに起因すると考えられる。一方, 黒ボク土は明瞭な2段の水分保持曲線を示す。黒ボク土においては, $h < -150$ cm の範囲はすべて加圧板法で測定した。

蒸発実験では, 砂丘砂 (乾燥密度 $\rho_b = 1.62$ g cm⁻³) と黒ボク土 ($\rho_b = 0.48$ g cm⁻³) を, それぞれ内径 3.8 cm で高さ 8 cm, 内径 7.8 cm で高さ 18.6 cm のアクリルカラムに充填し, マリオット管を用いて地下水位を徐々に上げ, 3日間かけて毛管飽和した。毛管飽和後, マリオット管を切り離して試料下端を閉鎖し, 試料表面に小型ファンを用いて一定の風をあてながら蒸発を促進させた。砂丘砂には深さ 0.5, 1, 2, 3, 5 cm, 黒ボク土には深さ 5.5, 10.5, 15.5 cm の位置にテンシオメータを水平方向に挿入し, 圧力変換器を用いて土中水圧力を測定した。同時に, カラム全体を電子天秤の上に設置し, 重量変化から積算蒸発量を求めた。圧力変換器, 電子天秤は Campbell 社のデータロガー CR1000 に接続し, 試料内の土中水圧

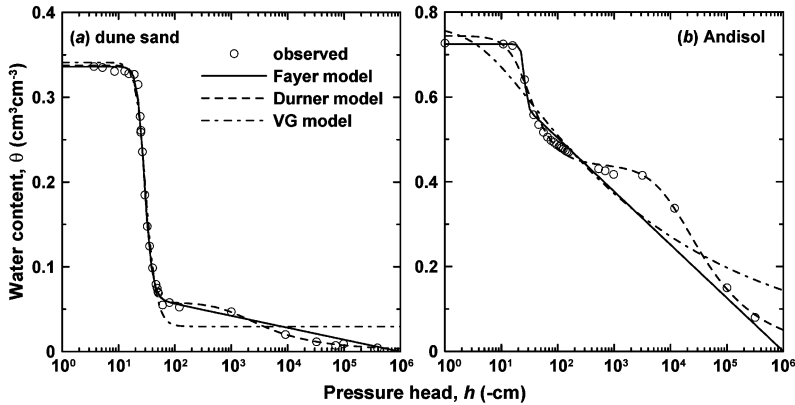


図-2 (a) 鳥取砂丘砂, (b) 熊本黒ボク土の水分保持曲線: プロットは実測値, 実線, 点線, 一点鎖線はそれぞれ Fayer モデル, Durner モデル, VG モデルによる適合曲線。

Fig. 2 Water retention curves for (a) Tottori dune sand and (b) Kumamoto Andisol: open circles are the observed data, and solid, dashed, and chain lines describe the fitted curves described with the Fayer, Durner, and VG model, respectively.

力, 積算蒸発量を自動計測した。試料の上部が乾燥し, 最上部のテンシオメータが測定不能になった段階で, 実験を終了し, カラムを解体して炉乾法で試料の平均体積含水率 θ_{ave} を測定した。なお, 黒ボク土の表層付近の圧力は, テンシオメータの不良により, 今回は解析の対象から外した。

3.2 逆解析

3.2.1 水分移動式

水分飽和した長さ L の土カラムの地表面からの水分蒸発過程を対象に, 以下の水分移動式を解析に用いた。鉛直 1 次元で水蒸気移動を考慮しない不飽和土中の水分移動は, 下記のリチャーズ式で表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (9)$$

ここで, t は時間 (T), z は上向き正の空間座標 (L) であり, 地表面で 0 である。また, 水蒸気移動を含むリチャーズ式は次式で表される (Philip and de Vries, 1957; 坂井・取出, 2006)。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} \right] \quad (10)$$

K_{vh} は圧力勾配による水蒸気透過係数 ($L T^{-1}$) であり, 詳細は付録 2 に示す。なお本解析では, 蒸発実験における温度は一定とみなし, 温度勾配による水蒸気フラックスは無視した。

数値計算の初期条件は, 圧力分布 $h_i(z)$ を与えた。

$$h(z, 0) = h_i(z) \quad (11)$$

カラム下端は水分フラックスが生じないように閉じてい

るので, 下端境界条件にはゼロフラックス境界条件を与えた。

$$-K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=-L} - K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} \Big|_{z=-L} = 0 \quad (12)$$

ここで, L は試料長 (L) である。水蒸気移動を考慮しない計算においては, 左辺第 2 項は 0 である。

試料表面からの蒸発を表すために, 上端境界条件には次の地表面蒸発モデルを用いた (Rassam *et al.*, 2004; 斎藤ら, 2006)。

$$\begin{cases} -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=0} - K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} \Big|_{z=0} = E(t) \\ h(0, t) > h_A \end{cases} \quad (13)$$

$$h(0, t) = h_A$$

ここで, 水蒸気移動を考慮しない計算においては, 左辺第 2 項は 0 である。(13) 式は, 地表面の土中水圧力 $h(0, t)$ が許容最小圧力 h_A (L) より大きいときは, 可能蒸発速度 E ($L T^{-1}$) の一定フラックス境界条件を与えて恒率蒸発段階を表現し, 地表面の乾燥が進行して $h(0, t)$ が h_A に達した段階で $h(0, t) = h_A$ の一定圧力境界条件を与えて減率蒸発段階を表現するモデルであり, 可能蒸発速度 E は一定値で与えるのが一般的である。しかし, 蒸発法によるパラメータの推定では, 地表面の境界フラックスを, 蒸発実験に忠実に再現することが重要である。そこで本解析では実測の蒸発速度 E を時間変動条件として与えた。許容最小圧力 h_A には, 安定した計算が行なえる範囲のできる限り小さい値として, $h_A = -10^6$ cm を与えた。そのため, 計算期間の大半で $h(0, t) > h_A$ であり, 変動フラックス $E(t)$ によって現実の恒率蒸発, 減

率蒸発段階を表現した。

3.2.2 パラメータの推定

逆解析において最小化する目的関数 Φ は、土中水圧力の時間変化、実験終了時の平均体積含水率 θ_{ave} (砂丘砂は63時間後で $0.069 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 、黒ボク土は208時間後で $0.46 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)、積算蒸発量の時間変化 $E_{cum}(t_i)$ のデータ、水分保持曲線の実測値 (図-2) を用いて定義した。

$$\begin{aligned} \Phi = & \sum_{j=1}^m v_{p,j} \sum_{i=1}^{n_j} w_p [p_j^*(t_i) - p_j(t_i)]^2 \\ & + w_\theta [\theta_{ave}^* - \theta_{ave}]^2 \\ & + v_E \sum_{i=1}^{n_E} w_E [E_{cum}^*(t_i) - E_{cum}(t_i)]^2 \\ & + v_{\theta(h)} \sum_{i=1}^{n_{\theta(h)}} w_{\theta(h)} [\theta(h)^* - \theta(h)]^2 \end{aligned} \quad (14)$$

ここで、上付*の有無はそれぞれ実測値と計算値を示し、 $p_j(t_i)$ は観測地点 j の時刻 t_i における土中水圧力、 m は観測地点の数、 n_j は観測地点 j におけるデータの数、 $E_{cum}(t_i)$ は時刻 t_i における積算蒸発量である。 w_p 、 w_θ 、 w_E 、 $w_{\theta(h)}$ はそれぞれ、圧力、平均体積含水率、積算蒸発量、水分保持曲線のデータに与える重み成分である。異なる2地点の圧力データを組み合わせるパラメータを推定することで、パラメータの信頼度は向上する (坂井・取出, 2007)。そこで本解析では、最上部と最下部の2点の測定点 (鳥取砂丘砂では深さ 0.5 cm と 5 cm, 黒ボク土では深さ 5.5 cm と 15.5 cm) を用いた。また θ_{ave} は、推定された水分保持曲線の θ 軸上の位置を決める情報であるため、必ず目的関数に入れる必要がある (Šimůnek *et al.*, 1998)。また、前節で述べたように、計算の過程において地表面圧力 $h(0, t)$ が許容最小圧力 h_A に達し、蒸発速度の計算値が実測値に基づく蒸発速度 $E(t)$ よりも小さくなり、マスバランスを満たせなくなることがある。この問題を最小限にするため、積算蒸発量の時間変化 $E_{cum}(t_i)$ のデータを目的関数に加えて、可能な限り蒸発速度を再現するようにした。本解析では w_p を 1 とし、水分保持曲線の実測値と蒸発実験における水収支を特に信頼できるデータとして重視するために、 $w_{\theta(h)}$ 、 w_θ 、 w_E をそれぞれ 10 とした。また、 v は絶対値やデータ数が大きく違う、異なる種類のデータを正規化する重み係数である。たとえば、砂丘砂の深さ 0.5 cm の土中水圧力は $0 > h > -700 \text{ cm}$ で変化するのに対し、水分保持曲線の実測値は $0 < \theta < 0.35$ のため、変動の大きさが異なる。 v は各データの変動の大きさを表す標本分散 σ^2 、およびそのデータ数 n を用いて次式で定義される。

$$v = \frac{1}{n\sigma^2} \quad (15)$$

たとえば、(14)式右辺第3項に含まれる v_E は、積算蒸発量

の実測値の標本分散 σ_E^2 とそのデータの数 n_E を用いて $v_E = 1/(n_E\sigma_E^2)$ で定義される。非線形最小2乗法に基づく Levenberg-Marquardt 法 (Marquardt, 1963) により、目的関数 Φ を最小とするパラメータの最適化を行なった。

砂丘砂、黒ボク土に対し、それぞれ Fayer モデル (θ_a , θ_s , α , n , K_s , l)、Durner モデル (θ_r , θ_s , α , n , w_2 , α_2 , n_2 , K_s , l) のパラメータを逆解析により推定した。このとき、飽和体積含水率 θ_s は、封入空気量に依存する飽和度の違いにより変化するため (坂井・取出, 2007)、水分保持曲線の実測値に基づく値 (後述, 4.1 節) で固定せず、推定パラメータとした。このため、(14)式の目的関数 Φ における水分保持曲線の実測値も、飽和近傍のデータは除外し、空気侵入圧付近以下のデータのみ (砂丘砂、黒ボク土ともに $h \leq -30 \text{ cm}$) を用いた。同様に、飽和透水係数 K_s も飽和度に依存して変化するため、変水位透水試験による実測値 (後述, 4.1 節, 表-1) で固定せず、推定パラメータとした。間隙結合係数 l は、水分保持曲線の形状とは独立して不飽和透水係数の圧力依存性を与える重要なパラメータであるため、推定パラメータとした。また、VG モデルについても同様にパラメータ (θ_r , θ_s , α , n , K_s , l) の推定を行なった。

逆解析によるパラメータの推定では、初期値の組み合わせ次第で、目的関数の最小値ではなく極小値に収束することがある。このため、適切な初期値を与えることが不可欠である (Rassam *et al.*, 2004)。本解析では、推定パラメータの初期値には、水分保持曲線の実測値に各水分保持曲線関数をあてはめて得たパラメータ値を用いた (後述, 4.1 節, 表-1)。また、飽和透水係数 K_s の初期値には変水位透水試験で得た値 (砂丘砂は $K_s = 550 \text{ cm d}^{-1}$ 、黒ボク土は $K_s = 200 \text{ cm d}^{-1}$)、間隙結合係数 l の初期値には Mualem (1976) の推奨値 ($l=0.5$) を用いた。

試料長、観測地点の深さを蒸発実験と等しく与え、(11)式の初期圧力には、各深さの測定値を線形補間して与えた。(13)式の上端境界条件に対しては、実測した積算蒸発量の変化に基づき蒸発速度 $E(t)$ を与えた。なお、水分移動の数値計算と逆解析は、不飽和水分移動汎用プログラム HYDRUS-1D (Šimůnek *et al.*, 2005) を用いて行なった。

4. 結果と考察

4.1 水分保持曲線関数

図-2 (a) に鳥取砂丘砂の、図-2 (b) に熊本黒ボク土の水分保持曲線の実測値に対する Fayer モデル (実線)、Durner モデル (点線)、VG モデル (一点鎖線) の適合曲線を示す。実測値に対するモデルの適合は非線形

最小2乗法で行なった。黒ボク土では、低水分領域の水分保持曲線の実測値数が少ないことから、非線形最小2乗法が収束しなかったり、階段状の形状が得られなかったりした。そのため、Durnerモデルを適合する場合は、パラメータに $\theta_r > 0$, $\alpha_2 < 10^{-3}$, $w_2 > 0$ といった制限範囲を設けて、最適化を行なった。適合によって得られたパラメータを表-1に示す。砂丘砂にFayerモデルを適合した場合、低圧力領域で θ が h の対数軸に対して直線的に減少する形状であるため、全圧力領域で実測値とよく適合した。またDurnerモデルは、低圧力領域においてやや階段状を示す実測値の傾向もほぼ完全に再現した。黒ボク土にFayerモデルを適合した場合、高圧力領域($h \geq -200$ cm)では実測値とよく一致するが、低圧力領域($h < -200$ cm)では水分量が直線的に減少するため、階段状の実測値を表現できなかった。Durnerモデルを用いた場合は、全圧力領域において階段状の水分保持曲線に非常によく適合した。一方、砂丘砂にVGモデルを適合した場合、高圧力領域の水分量の急激な低下をよく表現するが、一定値である残留体積含水率 θ_r ($=0.03$)に漸近する形状のため、 $-80 \geq h \geq -10,000$ cmでは実測値を過小評価し、 $h \leq -10,000$ cmでは過大評価した。また、黒ボク土に対しては、階段状を示す実測値を平均化するような緩やかな曲線となり、適合度は低かった。この表-1のパラメータ値を、蒸発法の逆解析における初期値として用いた。

4.2 鳥取砂丘砂

図-3に鳥取砂丘砂の蒸発過程の圧力変化の実測値を

示す。地表面に近い深さ0.5 cmの実測値は、蒸発による乾燥に伴いおよそ40時間後から大きく低下し、 $h = -700$ cm程度にまで達した。一方で、深さ5 cmの圧力低下は緩やかであり、 $h = -60$ cm程度しか低下しなかった。このように、表層付近で乾燥が進行するのが砂質土の蒸発過程の特徴である。

4.2.1 砂丘砂に対する水分移動特性関数

ここでは、まず水蒸気移動を含まない水分移動式を用いて逆解析を行ない、それぞれのモデルを比較検討した。図-3にFayerモデル、Durnerモデル、VGモデルをそれぞれ用いて逆解析したときの蒸発過程の圧力変化の計算結果を示す。また、図-4には得られた水分保持曲線と不飽和透水係数を示し、それぞれのパラメータの推定値は表-2に示した。

Fayerモデルの場合、圧力変化の計算値は、表層付近のみで大きく低下する実測値の傾向をよく再現した(図-3)。また、水分保持曲線の推定値も実測値をよく再現した(図-4(a))。不飽和透水係数が h の対数軸に対して直線的に単調減少するVGモデルに対し、Fayerモデルは、 $h < -80$ cmで折れ曲がり、減少が緩やかになる形状を示す(図-4(b))。Mualemモデルでは、有効飽和度 S_e の関数として不飽和透水係数が導かれる(1)式)。残留体積含水率 θ_r に漸近するVGモデルに対して、 $h_m = -10^6$ cmで $\theta = 0$ となるFayerモデルでは、低水分領域の有効飽和度 S_e が大きい。このため、不飽和透水係数の低下の割合が小さく、VGモデルに比べて大きな値となり、不飽和透水係数を過小評価するVGモデルの問題点

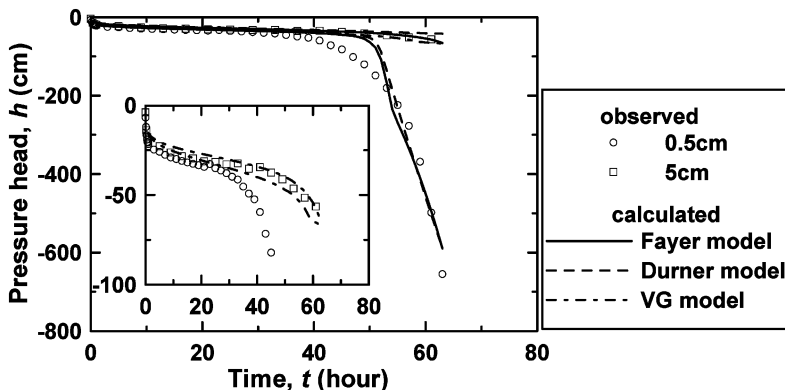


図-3 蒸発過程における鳥取砂丘砂の土中水圧力変化：プロットは実測値、実線、点線、一点鎖線はそれぞれFayerモデル、Durnerモデル、VGモデルによる計算値。

Fig. 3 Pressure heads change during the evaporation process for Tottori dune sand : plots are the observed data, and solid, dashed, and chain lines indicate predicted pressure head changes using the Fayer, Durner, and VG model, respectively.

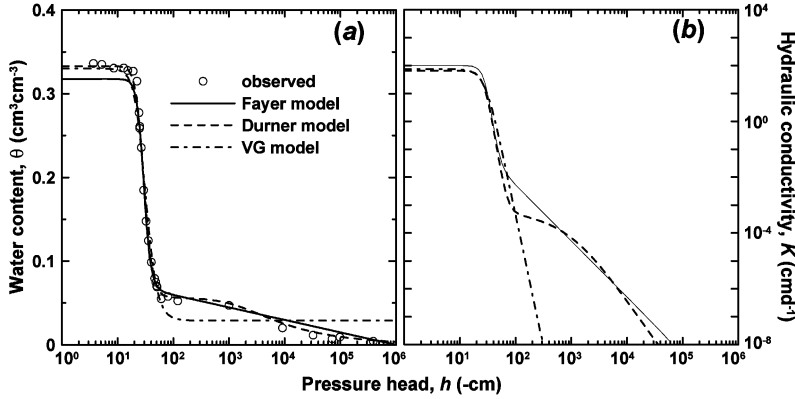


図-4 蒸発法で推定した鳥取砂丘砂の (a) 水分保持曲線, (b) 不飽和透水係数と土中水圧力の関係: プロットは実測値, 実線, 点線, 一点鎖線はそれぞれ Fayer モデル, Durner モデル, van Genuchten モデルによる推定値.

Fig. 4 (a) Water retention curve and (b) unsaturated hydraulic conductivity as a function of the pressure head for Tottori dune sand estimated with the evaporation method: open circles are the observed retention data, and solid, dashed, and chain lines are those predicted with the Fayer, Durner, and VG model, respectively.

表-2 蒸発法による鳥取砂丘砂, 熊本黒ボク土の水分移動特性パラメータの推定結果.

Table 2 Soil water hydraulic parameters for Tottori dune sand and Kumamoto Andisol obtained inversely with the evaporation method.

Tottori dune sand	θ_r	θ_a	θ_s	α (cm ⁻¹)	n	w_2	α_2 (cm ⁻¹)	n_2	K_s (cm d ⁻¹)	l
VG model	0.0290	—	0.330	0.034	4.72	—	—	—	74.88	2.59×10^{-3}
Fayer model	—	0.089	0.317	0.035	7.44	—	—	—	98.88	2.83×10^{-4}
Durner model	0	—	0.333	0.035	6.42	0.17	6.73×10^{-4}	1.42	65.24	3.30×10^{-3}
Fayer (with vapor)	—	0.089	0.319	0.035	7.34	—	—	—	100.46	0.15
Fayer (with K data)	—	0.089	0.313	0.035	7.60	—	—	—	781.94	1.18
Andisol										
VG model	0.0004	—	0.686	0.086	1.14	—	—	—	843.6	-0.092
Durner model	0.0108	—	0.678	0.030	2.29	0.63	1.11×10^{-4}	1.42	49.5	0.87

が改善されている。折れ曲がった形状の不飽和透水係数は、物理的には、高水分領域では間隙流、低水分領域では土粒子表面に沿った膜流と水分量に応じて流れの形態が異なると考えられるため、不飽和透水係数の土中水圧力依存性が圧力範囲によって異なることを示していると言える (Tuller and Or, 2001)。Fayer モデルでは、全圧力範囲に対して水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデルとして毛管保水の空隙流に基づく Mualem モデルを用いており、不飽和透水係数の推定では流れの形態の違いを考慮していない。しかし、この圧力変化の計算結果は (図-3)、Fayer モデルにより低水分領域の水分保持

特性を適切に表現し、さらに空隙結合係数 l を推定すると、蒸発過程の圧力変化をよく再現する低水分領域の不飽和透水係数が推定できることを示している。

また、Durner モデルを適用した場合も、土中水圧力の時間変化 (図-3)、水分保持曲線の実測値 (図-4 (a)) をよく再現した。Durner モデルの不飽和透水係数は、その関数型から 2 段の階段状を示すが、Fayer モデルとほぼ等しい低水分領域で低下が緩やかになる形状を示した (図-4 (b))。Durner モデルは、2 つの VG モデルを結合して階段状の水分保持曲線を表現するモデルである。パラメータ数が多く自由度の高いため、Fayer モデルを

ほぼ包括することができ、図-4の推定結果がよく一致したと考えられる。しかし、推定パラメータ数が多い場合、逆解析による解の一意性が低くなる可能性がある。Fayer モデルは、VG モデルの低水分領域の問題を解消する上で、パラメータ数が少ない点で有利である。なお、VG モデルを用いて最適化を行なった場合、深さ 0.5 cm の圧力の計算値は 60 時間後においても -70 cm 程度までしか低下せず、実測値を再現することができなかった(図-3)。これは、VG モデルが砂丘砂の低水分領域の不飽和透水係数を正しく表現できないことが原因である。

4.2.2 水蒸気移動を考慮した推定

砂丘砂の蒸発過程では、地表面付近の乾燥が進行すると水蒸気移動が卓越する。このため、水蒸気移動を考慮すると、より精度の高い不飽和透水係数の推定が可能となると考えられる。図-5に、(10)式により水蒸気移動を考慮して推定した Fayer モデルの不飽和透水係数(灰色実線)を、水蒸気移動を考慮しない場合の結果(点線)と併せて示す。図中では重なっているため判別できないが、両結果とも $h \geq -20$ cm の高水分領域ではおよそ $K = 100 \text{ cm d}^{-1}$ の一定値、そして $-20 > h > -70$ cm において 0.01 cm d^{-1} まで低下と一致した。パラメータの推定結果は表-2に示す。水分保持曲線を表すパラメータ $\theta_0, \theta_s, \alpha, n$ の推定値は、水蒸気移動の有無に関わらず、ほぼ同じ値となった。また、水蒸気を考慮した圧力変化の計算値も、図-3の液状水のみでの計算結果とほぼ一致した。一方、間隙結合係数 l の推定値は、水蒸気移動を考慮しない場合は $l = 2.83 \times 10^{-4}$ であるのに対して、水蒸気を考慮した場合はやや大きい $l = 0.15$ であった。この l の推定値の違いにより、 $h \leq -60$ cm の範囲で水蒸気移動を考慮した場合の方が不飽和透水係数はやや小さな値となった。しかしその違いは小さく、蒸発法によりパラメータを推定する上で、水蒸気移動の影響は小さいと言える。

図-6に63時間後の地表面付近の水分分布を示す。水蒸気移動を考慮した計算においては、地表面から深さ 0.2 cm 付近に乾燥層が形成されている。土中の水分フラックスは、液状水フラックスと水蒸気フラックスの和として表されるが、水分量が非常に低い乾燥層では、水蒸気移動が支配的に生じる。一方、水蒸気移動を考慮しない計算においては、表面付近で大きく水分量が減少する分布となっている。これは、(13)式の条件では ($K_{wb} = 0$)、液状水のみでの移動で地表面蒸発速度を満たすために、仮想的な大きな圧力勾配を地表面付近に与えるためである(斎藤ら, 2006)。このように表層付近の水分と圧力分布は、水蒸気移動を考慮するかどうかにより異なるが、乾燥層の下部(深さ 0.5 cm 以下)の圧力変化から推

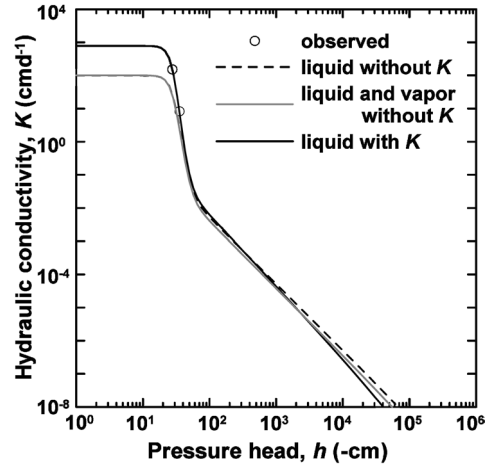


図-5 水蒸気移動、および高水分領域における不飽和透水係数の実測値が、鳥取砂丘砂の不飽和透水係数の推定に与える影響：プロットは実測値、点線、灰色実線、黒実線はそれぞれ、水蒸気移動、実測値を考慮しない場合、水蒸気移動を考慮した場合、実測値を考慮した場合の Fayer モデルの推定値。

Fig. 5 Impacts of accounting for vapor flow and the observed unsaturated hydraulic conductivity data for higher water content on the estimation of hydraulic conductivity of Tottori dune sand: open circles are the observed hydraulic conductivity data, and dashed, gray, and black solid lines describe predicted hydraulic conductivity using the Fayer model without neither vapor flow nor the observed data, with vapor flow, and with the observed data, respectively.

定する水分移動特性が、水蒸気の有無に関わらずほぼ一致する点は興味深い。この結果は、水分移動特性の推定に対しては、水蒸気移動の考慮よりも、地表面水分境界フラックスを正しく与えることの重要性を示していると考えられる。また、砂丘砂の蒸発過程では、土中水分移動に対する水蒸気移動の影響は他の土性に比べ大きい。そのため、他の多くの土性においても、蒸発法による不飽和透水係数の推定に対して、(13)式の境界条件を用いて蒸発速度を与えれば、水蒸気移動を考慮することによる効果は小さいと考えられる。

4.2.3 高水分領域の不飽和透水係数の推定

砂丘砂の蒸発実験において、深さ 5 cm の土中水圧力の実測値は、実験開始後 3 時間で $h = -22$ cm まで低下する。水分飽和状態から始まる蒸発実験では、飽和近傍

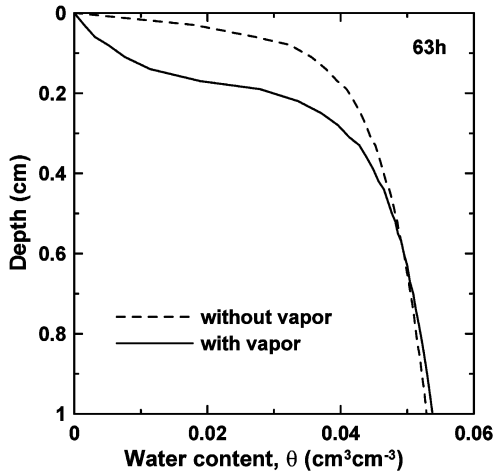


図-6 地表面付近における水分分布の計算値：点線、実線はそれぞれ水蒸気移動を考慮しない場合と考慮した場合の計算値。

Fig. 6 Calculated water content profiles near the soil surface with (solid line) and without (dashed line) considering vapor flow.

の高土中水圧力領域の不飽和透水係数が影響するのは、実験開始後数時間の間だけであり、そのため、蒸発法を砂質土に適用する際、飽和透水係数 K_s は他のパラメータに比べて推定が難しいパラメータになる。 K_s が他のパラメータと相関が高く推定が難しいことは、蒸発過程の圧力変化に対する2次元応答曲面を用いたパラメータの感度解析からも示されている (Šimůnek *et al.*, 1998; 坂井・取出, 2007)。本解析において推定した鳥取砂丘砂の K_s も、実測値 ($K_s = 550 \text{ cm d}^{-1}$) に比べて小さな値である (たとえば、Fayer モデルの推定値 $K_s = 98.88 \text{ cm d}^{-1}$)。そこで、定常法 (中野ら, 1995) によって測定した不飽和透水係数の実測値 ($h = -27.7 \text{ cm}$ における $K = 152.16 \text{ cm d}^{-1}$, $h = -35.5 \text{ cm}$ における $K = 8.23 \text{ cm d}^{-1}$) を目的関数 (14式) に代入し、逆解析により Fayer モデルのパラメータの推定を行なった。不飽和透水係数の実測値にける重み成分は $w = 10$ とし、計算は水蒸気移動を考慮せずに行なった。図-5 に、不飽和透水係数の実測値を与えて逆解析した推定結果 (実線) を実測値とともに示し、パラメータの推定結果を表-2 に示す。不飽和透水係数の実測データを加えた場合、飽和透水係数の推定結果は $K_s = 843.6 \text{ cm d}^{-1}$ となり、実測値に近づいた。このとき、不飽和透水係数の実測値を加えても、蒸発過程の圧力変化の計算値に違いは見られず、また、 $h < -40 \text{ cm}$ では、両条件の不飽和透水係数はほぼ一致してい

る。このことは、砂質土の飽和付近の透水性が蒸発過程に及ぼす影響が小さいことを示唆している。これは、飽和透水係数の大きい砂質土における蒸発法で、飽和領域の不飽和透水係数を精度良く推定するためには、飽和近傍の不飽和透水係数の情報を与えるとよいことを意味している。また、飽和透水係数の実測値に十分な信頼が持てる場合、その実測値を (14式) の目的関数に重みをつけて代入することによっても、飽和近傍の不飽和透水係数推定の精度を向上させることができると考えられる。

4.3 熊本黒ボク土

図-7 に黒ボク土の蒸発過程の土中水圧力変化の実測値を示す。深さ 5.5 cm, 15.5 cm の土中水圧力変化の測定値は、蒸発による試料の乾燥により、実験開始から約 170 時間後までは同時に緩やかに低下した。170 時間以降は、表面に近い深さ 5.5 cm の測定値が -400 cm 程度まで急激に低下し、一方で深さ 15.5 cm の測定値は -150 cm 程度まで緩やかに低下した。

図-7 には、水蒸気移動を含まない Durner モデルと VG モデルによって最適化した土中水圧力変化の計算結果を示す。また、図-8 に水分保持曲線と不飽和透水係数の推定結果、表-2 にパラメータの推定値を示す。なお、Fayer モデルを用いた逆解析では、計算が不安定となり、パラメータが推定不能となった。これは、低土中水圧力領域の水分保持曲線を直線で表す Fayer モデルが、2 段の階段状を示す黒ボク土の水分保持曲線を適切に表現できないことが原因であると考えられる。

Durner モデルの場合、圧力変化の計算値は実測値とよく一致し (図-7)、また、階段状の水分保持曲線の実測値をよく再現した (図-8 (a))。Durner モデルの不飽和透水係数は、水分保持曲線に対応して階段状を示し、 $h = -200 \text{ cm}$ 付近で折れ曲がる形状を示した。これは、団粒間隙と団粒内間隙の透水性の圧力依存性が異なることを反映している。すなわち、 $h > -100 \text{ cm}$ の高水分領域の急激な不飽和透水係数の低下は、団粒間の粗間隙における水分の減少に伴う透水性の変化を示しており、 $h \leq -100 \text{ cm}$ の低水分領域での不飽和透水係数の緩やかな低下は、団粒内間隙の透水形態が支配的になったことを示していると解釈できる。黒ボク土の階段状の水分保持曲線によく適合し、団粒内外の透水性を反映した現実的な不飽和透水係数を表現できる Durner モデルは、黒ボク土中の水分移動を計算する上で適した水分移動特性関数であると言える。

一方、VG モデルを用いて最適化を行なった場合、土中水圧力変化の実測値をある程度再現するものの、深さ 5.5 cm の 170 時間以降の急激な低下は再現できない (図-7)。水分保持曲線は階段状の実測値をなだらかにした形

状を示し、不飽和透水係数もそれに対応した単調に減少する形状を示した(図-8)。このように水分移動特性関数の適合が悪いため、VGモデルは黒ボク土中の圧力変化を適切に再現できなかったと考えられる。

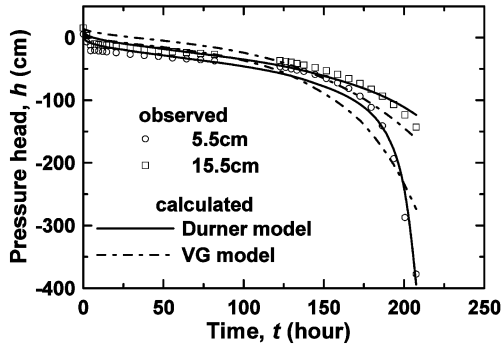


図-7 蒸発過程における熊本黒ボク土の土中水圧力変化：プロットは実測値，実線，一点鎖線はそれぞれ Durner モデル，VG モデルにより最適化した計算値。

Fig. 7 Pressure heads change during the evaporation process for Kumamoto Andisol: plots are the observed data, and solid and chain lines indicate predicted pressure head changes using the Durner and VG models, respectively.

4.4 不飽和透水係数の信頼性

Mualem モデルは、毛管保水と毛管内のポワズイユ流れを仮定して、土の不飽和透水性を表現したモデルである。砂丘砂においては、低水分領域の土粒子表面に沿った膜流は、高水分領域の間隙を満たした流れとは透水形態が異なる。そのため厳密には、Mualem モデルは、全水分範囲の流れの抵抗則を統一しては表現できないと考えられる。また、団粒土においても、団粒内外で厳密には流れの抵抗則が異なる可能性がある。しかし、本研究において、2種類の保水形態を反映した水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデルである Fayer モデルと Durner モデルは、砂丘砂や黒ボク土の蒸発過程を良く表現することができ、それぞれの土の不飽和透水係数を適切に表現していると考えられた。

一方、Mualem モデルにおける間隙結合係数 l は、屈曲度の影響を表すパラメータとして解釈されるが、Mualem 自身も 45 種類の試料の平均値として $l=0.5$ を示しているに過ぎない (Mualem, 1976)。そのため l には、物理的な性格以上に、水分保持曲線とは独立して不飽和透水係数と土中水圧力の関係を与えるフィッティングパラメータとしての性格が強い。広い圧力範囲の水分保持曲線に対して適合性の高い Fayer モデルや Durner モデルにおいて、さらに間隙結合係数 l を推定パラメータとして用いることにより、Mualem モデルによる水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデルの利便性を失うこ

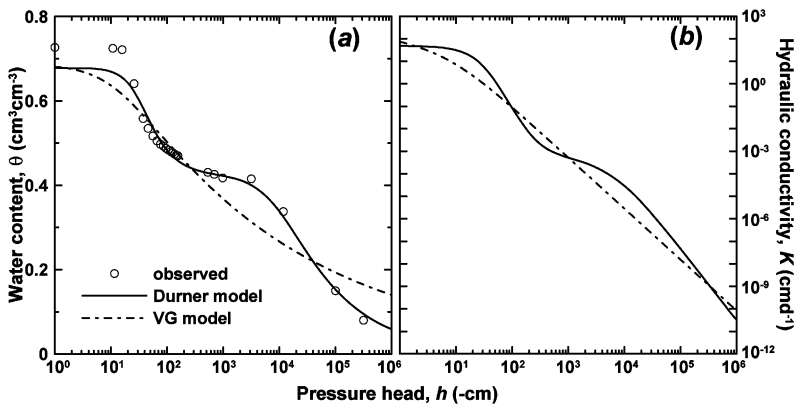


図-8 蒸発法で推定した黒ボク土の (a) 水分保持曲線，(b) 不飽和透水係数と土中水圧力の関係：プロットは実測値，実線，一点鎖線はそれぞれ Durner モデル，VG モデルによる推定値。

Fig. 8 (a) Water retention curve and (b) unsaturated hydraulic conductivity as a function of the pressure head for Kumamoto Andisol estimated with the evaporation method: open circles are the observed retention data, and solid and chain lines indicate those predicted with the Durner and VG model, respectively.

となく、飽和から乾燥領域までの広い圧力範囲の不飽和透水係数が表現できたと考えられる。

蒸発法による水分移動特性の推定の信頼範囲は、土中水圧力の測定範囲(本解析における砂丘砂では $h > -700$ cm)とされている(Simůnek *et al.*, 1998)。しかし、圧力の測定範囲を超えた領域の不飽和透水係数の信頼性は、用いた水分移動特性関数、言い換えると、Mualemモデルによる水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデルの信頼性に依存する。蒸発法に代表される逆解析手法での水分移動特性関数の推定において、推定結果の信頼性を厳密に論じることは難しい。しかし、本研究においては、砂丘砂の水分保持曲線によく適合するFayerモデルは、蒸発過程の圧力変化の実測値をよく再現し、吸着保水が卓越する低水分領域の不飽和透水係数もよく表現していると考えられた。同様に、団粒構造を反映した水分保持曲線によく適合するDurnerモデルは、団粒内間隙保水に対応する低水分領域の不飽和透水係数も適切に表現していると考えられた。こうした結果は、水分保持曲線を広範囲にわたり表現できるモデルを用いることの重要性を示している。

現在までの研究において、毛管内のポワズイユ流れ以外の仮定を用いた水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデルは、実用上利用できるものは存在しない。前述の本解析の結果に基づけば、Mualemモデルにおける間隙結合係数 l は、流れの抵抗則の不完全さを補正するパラメータとして位置づけることが可能であろう。このようにMualemモデルの実用上の利便性に加えて、低水分領域における流れの抵抗則に対する妥当性が裏付けられると、蒸発実験の測定範囲よりも低い圧力領域においても、水分保持曲線を正確に表現できれば、信頼度の高い不飽和透水係数の推定が可能であると考えられる。そのため、VGモデルの低水分領域を修正したFayerモデルとDurnerモデルは、実用上、非常に有用なモデルであると考えられる。

5. おわりに

本研究では、VGモデルの残留体積含水率 θ_r を修正したFayerモデルと、2つのVGモデルを結合することで2段の階段状の水分保持曲線を表現したDurnerモデルをMalemモデルに代入して導いた不飽和透水係数関数について、砂質土および団粒土への適用性を検討した。そのために、鳥取砂丘砂と熊本黒ボク土に対する水分蒸発実験、蒸発法によるFayerモデル、Durnerモデルのパラメータの推定を行ない、水分保持曲線と蒸発過程の圧力変化について、実測値と各モデルの計算値との比較を行なった。

鳥取砂丘砂に対してFayerモデルを適用した場合、計算値は水分保持曲線の実測値によく適合するとともに、蒸発過程の圧力変化をよく再現し、その不飽和透水係数関数は、 $h < -80$ cm で不飽和透水係数の低下が緩やかになる形状を示した。 $h_m = -10^6$ cm で体積含水率 $\theta = 0$ となるFayerモデルでは、低圧力領域でも有効飽和度 S_0 が大きな値を持つことで、 θ_r 付近で不飽和透水係数を過小評価するVGモデルの問題点が修正された。折れ曲がった形状の不飽和透水係数は、高水分領域の間隙流と低水分領域の土粒子表面における膜流の2つの異なる透水形態を反映していると考えられた。Durnerモデルは、Fayerモデルを包括するが、パラメータ数が多いため解の一意性が低いことから、砂丘砂に対してはFayerモデルが有利である。

砂丘砂については、水蒸気移動を考慮したリチャーズ式を用いたパラメータの推定も行なったが、水蒸気移動の考慮による不飽和透水係数の推定結果の違いは小さかった。これは、水蒸気フラックスを無視し、液状水フラックスのみで境界フラックスを表現した場合でも、蒸発実験の蒸発速度を正しく与えることの重要性を示している。乾燥層が形成される砂丘砂の蒸発過程は、他の土性に比べて水蒸気移動の影響は大きい。そのため、他の土を用いた蒸発法による不飽和透水係数の推定に対しても、境界条件としての蒸発速度を正しく与えれば、水蒸気移動を考慮する効果は小さいと考えられた。

黒ボク土に対してDurnerモデルを適用した場合、水分保持曲線の実測値によく適合するとともに、蒸発過程の圧力変化をよく再現した。Durnerモデルの不飽和透水係数関数は階段状を示し、 $h = -200$ cm 程度で折れ曲がる形状を示した。これは、団粒間隙と団粒内間隙の異なる2つの透水形態を反映していると考えられた。水分保持曲線によく適合し、より現実的な不飽和透水係数を表現できるDurnerモデルは、黒ボク土中の水分移動の計算に適した水分移動特性関数であることが示された。広い圧力範囲の水分保持曲線に対して適合性の高いFayerモデルやDurnerモデルにおいて、さらに間隙結合係数 l を推定パラメータとして用いることにより、Mualemモデルによる水分保持曲線-不飽和透水係数連結モデルの利便性を失うことなく、飽和から乾燥領域までの広い圧力範囲の不飽和透水係数が表現できた。また、蒸発法による水分移動特性推定の信頼範囲は、測定された圧力範囲とされている。しかし、砂質土に対するFayerモデルや黒ボク土に対するDurnerモデルのように、低水分領域の実測値を正確に表現できていれば、蒸発法で得られる不飽和透水係数は、測定した圧力範囲を超えても信頼度が高いと考えられた。そのため、VGモ

デルの低水分領域を修正した Fayer モデルと Durner モデルは、実用上、非常に有用なモデルであると考えられた。

本研究に際し、黒ボク土に関する貴重なデータを提供して頂きました岩手大学大学院連合農学研究所（当時）の徳本家康氏に感謝申し上げます。

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. and Shiozawa, S. (1992) : Prediction of hydraulic properties of soils using particle size distribution and bulk density data, in *International workshop on indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*, University of California Press, Berkeley, 1992.
- Childs, E.C. and Collis-George, N. (1950) : The permeability of porous materials. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, **201** : 392-405.
- 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.
- 藤井克己・中野政詩 (1984) : ベントナイト吸着水の化学ポテンシャルについて. *農業土木学会論文集*, **112** : 43-53.
- 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. 89-93, 107-108, 築地書店, 東京.
- 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.
- Marquardt, D.W. (1963) : An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *SIAM J. Appl. Math.*, **11** : 431-441.
- Millington, R.J. and Quirk, J.M. (1961) : Permeability of porous solids. *Trans. Faraday Soc.*, **57** : 1200-1207.
- Mualem, Y. (1976) : A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, **12** : 513-522.
- 中野政詩・宮崎 毅・塩沢 昌・西村 拓 (1995) : 土壌物理環境測定法. pp. 115-136, 東京大学出版会, 東京.
- Philip, J.R. and de Vries, D.A. (1957) : Moisture movement in porous media under temperature gradients. *Eos Trans. AGU*, **38** (2) : 222-232.
- Priesack, E. and Durner, W. (2006) : Closed-form expression for the multi-modal unsaturated conductivity function. *Vadose zone J.*, **5** : 892-898.
- 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・Jiri Šimůnek・取出伸夫 (2006) : 不飽和土中の水分移動モデルにおける境界条件, 土壌の物理性, **104** : 63-73.
- 坂井 勝・取出伸夫 (2006) : 古典を読む : J.R. Philip and D.A. de Vries 著「温度勾配下における多孔質体中の水分移動について」, 土壌の物理性, **103** : 105-112.
- 坂井 勝・取出伸夫 (2007) : 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.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. and Šejna, M. (2005) : The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 3.0. HYDRUS Software Series 1, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside, CA.

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.

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.

Tuller, M. and Or, D. (2001): Hydraulic conductivity of variably saturated porous media. *Water Resour. Res.*, **37**: 1257-1276.

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.

付 録

付録 1

(6) 式中の $\Gamma_s(h)$, および Γ_{\max} の定義を以下に示す (Fayer and Simmons, 1995)。まず, (4) 式は次式に書き直すことができる。

$$S_e(X+\gamma)S_a + [1-(X+\gamma)S_a][1+(-ah)^n]^{-m} \quad (A1)$$

ここで, $S_a = \theta_a/\theta_s$, $X = 1 - \ln(-ah)/\ln(-h_m)$, $\gamma = \ln(\alpha)/\ln(-h_m)$ である。Mualem モデル (1) 式の分子部分の積分は次式で表される。

$$\Gamma_s(h) = I_1(w)\alpha(1-\gamma S_a - S_a) + \frac{\alpha S_a}{\ln(-h_m)} \left[I_2(h, w) + \frac{I_3(w)}{n} \right] \quad (A2)$$

ここで, $w = [1+(-ah)^n]^{-1}$ であり, $I_1(w)$, $I_2(h, w)$, $I_3(w)$ の定義は以下に示す通りである。

$$I_1(w) = (1-w_m)^m - (1-w)^m \quad (A3)$$

$$I_2(h, w) = \frac{1}{\alpha} \left(\frac{1}{h} - \frac{1}{h_m} \right) + (1-w_m)^{(m-1)} - (1-w)^{(m-1)} \quad (A4)$$

$$I_3(w) = I_{3a}(w) + I_{3b}(w_0) \quad w > w_0 \quad (A5)$$

$$I_3(w) = I_{3b}(w) \quad w \leq w_0$$

ここで, w_m は土中水圧力 h_m に対する w の値であり, w_0 は 10^{-10} である。(A5) 式中の $I_{3a}(w)$, $I_{3b}(w)$ は次式で表される。

$$I_{3a}(w) = (1-w_0)^m \left[\ln \left(\frac{1-w_0}{w_0} \right) - \frac{1}{m} \right] - (1-w)^m \left[\ln \left(\frac{1-w}{w} \right) - \frac{1}{m} \right] + G(1-w) - G(1-w_0) \quad (A6)$$

$$I_{3b}(w) = m[(m-w_m) + w_m \ln(w_m) - w \ln(w)] \quad (A7)$$

また, (A6) 式中の $G(w)$ は次式で表される。

$$G(w) = G_s(W_0) + H(1-W_0) - H(1-w) \quad w > W_0 \quad (A8)$$

$$G(w) = G_s(w) \quad w \leq W_0$$

ここで, $W_0 = 0.9$ であり, $H(w)$, $G_s(w)$ はそれぞれ,

$$H(w) = \ln(w) - mw + m(m-1)\frac{w^2}{4} - m(m-1)(m-2)\frac{w^3}{18} \quad (A9)$$

$$G_s(w) = W^{m+1} \sum_{k=0}^{100} \frac{w^k}{m+1+k} \quad (A10)$$

である。また, Mualem モデル (1) 式の分母部分の積分は次式で表される。

$$\Gamma_{\max} = \Gamma_s(h_0) + \Gamma_{0c} \quad (A11)$$

ここで, h_0 は (A2) 式を評価することができる最大の土中水圧力を示し, およそ $0.025/\alpha$ で表すことができる。また $\Gamma_{0c}(h)$ は,

$$\Gamma_{0c} = \alpha \left(1 - \gamma S_a - S_a + \frac{S_a}{n \ln(-h_m)} \right) \left[(-ah_0)^{(n-1)} - (-ah_c)^{(n-1)} \right] + \frac{\alpha S_a}{\ln(-h_m)} \left[(-ah_0)^{(n-1)} \left(\ln(-ah_0) - \frac{1}{n-1} \right) - (-ah_c)^{(n-1)} \left(\ln(-ah_c) - \frac{1}{n-1} \right) \right] \quad (A12)$$

である。 h_c は (A2) 式が数値的に 1 を示す最小の土中水圧力を示し, 本研究では -10^{-7} cm を用いた。

付録 2

圧力勾配による水蒸気透過係数 K_{vh} の定義を以下に示す。

$$K_{vh} = \frac{D}{\rho_w} \rho_{vs} \frac{Mg}{RT_{ads}} - H_r \quad (B1)$$

ここで, D は土中の水蒸気拡散係数 ($L^2 T^{-1}$), ρ_w は液状水密度 ($ML^{-3} = 1 - 7.37 \times 10^{-6} \times (T-4)^2 + 3.79 \times 10^{-8} \times (T-4)^3 \text{ kg m}^{-3}$), T は相対温度 (K, 本研究では 20°C で一定), ρ_{vs} は飽和水蒸気密度 ($ML^{-3} = T^{-1} \times 10^{-3} \times \exp(31.37 - 6014.79 T^{-1} - 7.92 \times 10^{-3} T) \text{ kg m}^{-3}$), M は水の分子量 ($M\text{mol}^{-1} = 0.018015 \text{ kg mol}^{-1}$), g は重力加速度 ($LT^{-2} = 9.81 \text{ m s}^{-2}$), R は気体定数 ($ML^2 T^{-2} \text{ mol}^{-1} \text{ K}^{-1} = 8.341 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T_{abs} は絶対温度 (K), H_r は相対湿度である。土中の水蒸気拡散係数 D は次式で導かれる。

$$D = \tau_a \theta_{air} D_a \quad (B2)$$

ここで、 θ_{air} は気相率 ($L^3 L^{-3}$)、 D_a は大気中の水蒸気拡散係数 ($L^2 T^{-1} = 2.12 \times 10^{-5} (T_{abs}/273.15)^2 m^2 s^{-1}$) である。 τ_a は気相の屈曲度で、次式で示される (Millington and Quirk, 1961)。

$$\tau_a = \frac{\theta_{air}^{7/3}}{\theta_s^2} \quad (B3)$$

相対湿度は次式で導かれる (Philip and de Vries, 1957)。

$$H_r = \exp \left[\frac{hMg}{RT_{abs}} \right] \quad (B4)$$

要 旨

van Genuchten (VG) モデルを修正した水分移動特性関数である Fayer モデル、Durner モデルについて、砂質土および団粒土への適用性を、特に不飽和透水係数に注目して検討した。鳥取砂丘砂、熊本黒ボク土に対して、蒸発法によるモデルのパラメータの推定を行なった。Fayer モデルは砂丘砂の間隙保水と表面吸着水、Durner モデルは黒ボク土の団粒間と団粒内の異なる保水形態を表現する。これにより、水分量によって異なる2つの透水形態を反映し、VG モデルに比べてより現実的な不飽和透水係数を示した。Mualem モデルは、水分保持曲線に対して適合性の高いモデルを用い、さらに間隙結合係数 l を推定することにより、低水分領域も含めた広い圧力範囲の不飽和透水係数を適切に表現できた。信頼度の高い不飽和透水係数を推定するためには、広い圧力範囲に適合する水分保持曲線関数を用いることが重要である。

受稿年月日：2007年8月22日

受理年月日：2007年10月16日

裸地土中の水分・温度長期変動予測

—近似した気象データによる表面境界条件の設定—

斎藤広隆*・Jiri Šimůnek**・取出伸夫***

Prediction of Long-term Changes in Soil Water Content and Temperature
in Bare Soils : Determining Surface Boundary Conditions
from Estimated Meteorological Information

Hirotaka SAITO*, Jiri ŠIMŮNEK** and Nobuo TORIDE***

1. はじめに

乾燥地や半乾燥地での農業、とりわけ限られた水資源の有効利用を目指した精密な農法において、作物の育成に最適な灌漑を行うためには、地表面付近における水分量の数ヶ月から1年程度の長期間の変動の正しい把握が必要不可欠である。この表層付近の水分は、蒸発散や降雨のみならず、特に気温の日変化が激しい乾燥地や半乾燥地では、熱の移動やそれに伴う水蒸気移動にも強く影響される (Saito *et al.*, 2006)。そのため、表層付近の水分量の長期変動予測には、液状水に加えて、水蒸気および熱の移動を同時に考慮する必要がある。

土中の液状水・水蒸気・熱同時移動計算を行う場合、適切な境界条件および初期条件を設定する必要がある。等温条件下で液状水のみを対象とする場合、境界条件はフラックス、圧力、あるいは圧力勾配のいずれかで与える (斎藤ら, 2006)。しかし、液状水に加えて水蒸気と熱移動を考慮する場合、それぞれの成分についての境界条件を設定する必要がある。特に、大気と土の境界面である地表面境界においては、境界は土の水分量や温度に依存し、時間と共に変化する系依存型境界条件となる (斎藤ら, 2006)。また、地表面を横切る液状水・水蒸気・熱が相互に依存し連動しているため、液状水・水蒸気・熱の各々で独立して境界条件を導くことはできない。通常、地表面境界条件は、水収支式とエネルギー収支式を解くことで導くことができる。

エネルギー収支式は、土だけでなく大気や地表面の状態にも依存するため、正確な境界条件の設定のためには、気象データも不可欠となる。一般に大気温・湿度・

風速などの気象データは、気象観測所や簡易気象観測装置などから入手可能であるが、様々な理由から必ずしも計算に必要な時間スケールの気象データが入手可能であるとは限らない。特に、長期間の気象データが必要となる場合に、機械の不具合などでデータに空白期間が生じたり、測定間隔が予定よりも長くなったりすることは、頻繁に起こりうる。そうした場合、計算に必要な気象データを限られた気象データから補間法などにより近似し、土中の水分・温度変動予測に用いなければならない。また、土中の水分や温度の中期あるいは長期変動予測には、多くのパラメータを決定する必要があるが (Saito *et al.*, 2006)、より精度の高い土中水分・温度変動予測のためには、何をどの程度の精度で計測するかの決定は非常に難しい。

本報では、地表面境界が裸地である場合について、灌漑計画などに必要な数ヶ月から1年程度の中期間あるいは長期間の土中水分および地温の変動を予測する上で、液状水・水蒸気・熱同時移動計算に必要な境界条件を求める方法について解説する。特に、エネルギー収支式により境界条件を設定する際に、時間的に粗い間隔で観測されたデータを使って近似した連続的な気象データを用いることが、土中水分および地温の変化予測に与える影響について示す。1年に及ぶ水・熱の移動予測を行う場合、例えば1時間以下の短い時間間隔で測定した気象データを用いると、データの整理や入力への準備にかかる労力も大きく、また計算に対する負荷も大きい。そのため、信頼のおける限られた情報を補間式を用いて連続データにするなど、計算結果に大きな影響の出ない範囲で、不必要な手間を軽減する必要がある。こうした視点

*東京農工大学共生科学技術研究院 〒183-8509 府中市幸町 3-5-8

**カリフォルニア大学リバーサイド校環境科学部

***三重大学大学院生物資源学研究所 〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

キーワード：エネルギー収支，温度勾配，圧力勾配，数値計算

は、技術や手法を実際の農家や現場の技術者への普及を考える際には非常に重要であるが、これまで研究者があまり関心を払ってこなかった点である。本報では、具体的には、気温・湿度・風速の日データから、連続的な変化を簡単な式で補間し、エネルギー収支式の各エネルギー成分を求め、土中の水分・温度変化予測に用いた。様々な環境計測で、正確かつ精密なデータ収集が求められている現状で、果たしてどの程度精密な測定がどの項目に対して必要なのか、この解説を通して、読者に議論する機会を提供することも本報の目的の一つである。

エネルギー収支式内の各熱エネルギー成分を気象データなどから求めるために、これまで様々なモデル式が経験則、あるいは物理則により提案されている。しかし、ある特殊な気候条件、あるいはある現場でのデータにのみ適合するモデル式も多く、目的に応じたモデル式を決定するのは非常に難しい。そこで本報では、標準的なモデル式を用いてエネルギー収支式の各成分を求めた。なお地表面に植生がある場合は、蒸発だけでなく蒸散を考慮する必要があり、蒸発散における蒸発と蒸散の分離が必要である。蒸発散を考慮するモデルと適用事例については、今後このモデル特集で取り上げる予定である。

計算には、地表面での境界の取り扱いを可能にした修正版不飽和水分移動汎用プログラム HYDRUS-1D (Šimůnek *et al.*, 2005) を用いた (Saito *et al.*, 2006)。なお、以降の議論では、鉛直1次元水分・熱移動を対象とし、鉛直上向きを正とする。また計算事例では、アメリカ合衆国テキサス州の低レベル放射性廃棄物処分場候補地に設置された、遮水工 (カバー) 内の水分および温度の長期変動予測に関して、限られた気象データから境界条件を導き、液状水・水蒸気・熱同時移動計算に適用した例を紹介する。

2. 液状水・水蒸気・熱同時移動計算

2.1 非等温条件下の不飽和水分移動基礎方程式

非等温条件下では液状水に加えて、水蒸気密度勾配によって移動する水蒸気の移動も考慮する必要がある。非等温条件下での土中の水分移動は、Philip and de Vries (1957) により定式化された。なお、水蒸気移動理論の成り立ちについては、坂井・取出 (2006) に詳しい。土中の液状水フラックスおよび水蒸気フラックスは、それぞれ温度勾配と圧力勾配を駆動力とする2成分に分離できる。このとき、鉛直1次元の液状水フラックス q_L と水蒸気フラックス q_v は、次式で表すことができる。

$$q_L = q_{Lh} + q_{LT} = -K_{Lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) - K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1)$$

$$q_v = q_{vh} + q_{vT} = -K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} - K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

ここで、 h は圧力水頭 (以降圧力) [m]、 z は深さ [m]、 T は温度 [K]、 q_{Lh} と q_{LT} はそれぞれ圧力勾配および温度勾配による液状水フラックス [m s^{-1}]、 K_{Lh} [m s^{-1}] と K_{LT} [$\text{m}^2 \text{K}^{-1} \text{s}^{-1}$] はそれぞれ圧力勾配および温度勾配に依存する不飽和透水係数である。また、 q_{vh} と q_{vT} はそれぞれ圧力勾配および温度勾配による水蒸気フラックス [m s^{-1}]、 K_{vh} [m s^{-1}] と K_{vT} [$\text{m}^2 \text{K}^{-1} \text{s}^{-1}$] はそれぞれ圧力勾配および温度勾配に依存する水蒸気拡散係数である。これら各フラックス成分を不飽和土中の水の保存則に代入すると、鉛直1次元非定常液状水・水蒸気移動の基礎方程式が得られる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{Lh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{Lh} + K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] - S \quad (3)$$

ここで、 θ は全体積含水率 [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$] で、液相率 θ_L と水蒸気相率 θ_v の和となる。また S は植物根による吸水などの吸い込み項 [s^{-1}] である。

2.2 土中の熱移動基礎方程式

水分移動と同様に、体積の変化しない土において鉛直1次元熱移動の基礎方程式は、熱エネルギーの保存則より導かれる。不飽和土中の熱エネルギーの保存則は、熱エネルギーの流出入量と吸い込み量の収支に基づき次式で与えられる。

$$\frac{\partial S_h}{\partial t} = -\frac{\partial q_h}{\partial z} - Q \quad (4)$$

ここで S_h は土中の熱量 (熱エネルギー) [J m^{-3}]、 q_h は熱フラックス [$\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$]、 Q は熱損失、つまり熱の吸い込み項 [$\text{J m}^{-3} \text{s}^{-1}$] である。土中の熱量 S_h は、一般に次式で与えられる。

$$S_h = C_n T \theta_n + C_w T \theta_L + C_v T \theta_v + L_0 \theta_v \\ = (C_n \theta_n + C_w \theta_L + C_v \theta_v) T + L_0 \theta_v = C_p T + L_0 \theta_v \quad (5)$$

ここで、 T は土の温度 [K]、 θ_n は固相率 [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]、 C_n 、 C_w 、 C_v 、 C_p はそれぞれ固相、液相、水蒸気相の体積熱容量 [$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$]、 C_p は体積分率によって重み付けられた各相の体積熱容量の和である土の体積熱容量 [$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$]、 L_0 は水の蒸発潜熱 [J m^{-3}] である。なお、土の体積熱容量において、気相は体積熱容量が他の構成物質と比べても非常に小さいので無視することができる。また各物質の体積熱容量は、各物質の密度と比熱 (単位質量当たりの熱容量) の積で与えられる。Jury and Horton (2006, 表-5.5) は、様々な土の構成物質の比熱をまとめている。水の蒸発潜熱 L_0 は、水の密度 ρ_w と単位質量当

たりの蒸発潜熱 L の積である。

水蒸気移動を考慮した熱フラックス q_h は、顕熱の伝導による移動、液状水および水蒸気による顕熱輸送、そして水蒸気移動による潜熱輸送の和で表される。

$$q_h = -\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} + C_w T q_L + C_v T q_v + L_0 q_v \quad (6)$$

ここで $\lambda(\theta)$ は伝導および対流による熱伝導を考慮した見かけ熱伝導率 [$\text{J m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{K}^{-1}$] で、含水率の関数となっている。(4)式に、(5)、(6)式を代入すると、土中の熱移動の基礎方程式が得られる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_p T}{\partial t} + L_0 \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] \\ - C_w \frac{\partial q_L T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_0 \frac{\partial q_v}{\partial z} - C_w S T \end{aligned} \quad (7)$$

右辺最後の項は、植物根による吸水などの吸い込み S [s^{-1}] による熱損失を表している。

土中の水分および熱移動の(3)式、(7)式を数値的に解くには、それぞれの係数に適当な値を与えることが必要

となる。液状水の圧力勾配に依存する不飽和透水係数は、広く使われている van Genuchten-Mualem モデル (van Genuchten, 1980) を用いた。また、本報の計算に用いた非等温条件下の不飽和透水係数および水蒸気拡散係数のモデル式を表-1 に、熱伝導率のモデル式を表-2 にまとめた。

非等温下での土中の水分移動の基礎方程式 (3)式 および熱移動の基礎方程式 (7)式 から明らかのように、水分移動と熱移動は相互依存して連動している。したがって、液状水・水蒸気・熱同時移動計算は、それぞれの成分について独立して解くことはできない。そのため多くの数値解析プログラムでは、任意の時間ステップで、まず水分移動に関する基礎方程式を解き圧力分布を求め、続いて熱移動に関する基礎方程式を解き温度分布を求め (あるいは逆)、解が収束するまで反復を行う手法を用いている (Šimůnek *et al.*, 2005)。

2.3 地表面境界

液状水・水蒸気・熱同時移動計算での地表面境界条件

表-1 非等温条件下の液状水不飽和透水係数 K_{LT} および水蒸気拡散係数 K_{vh} と K_{vT} のモデル式

水分移動係数	パラメータ	詳細	値	
K_{LT}	$G_{wT}[-]$	水分特性曲線の温度依存性を表す係数 (Nimmo and Miller, 1986)	7.0	
	$K_{Lh} \left(h G_{wT} \frac{1}{\gamma_0} \frac{d\gamma}{dT} \right)$	$\gamma_0 [\text{g s}^{-2}]$	25°C での土中水の表面張力	71.89
		$\gamma [\text{g s}^{-2}]$	土中水の表面張力 ($= 7.56 - 0.1425T - 2.38^{-4}T^2$)	—
K_{vh}	$\frac{D}{\rho_w} \rho_{sv} \frac{Mg}{RT} H_r$	$D [\text{m}^2 \text{s}^{-1}]$	土中の水蒸気拡散係数 ($= \tau \theta_a D_a$)	—
		$\rho_{sv} [\text{kg m}^{-3}]$	飽和水蒸気密度	—
		$M [\text{kg mol}^{-1}]$	水のモル質量	0.018015
		$g [\text{m s}^{-2}]$	重力加速度	9.81
		$R [\text{J mol}^{-1} \text{K}^{-1}]$	気体定数	8.314
		$H_r [-]$	相対湿度	—
		$\tau [-]$	屈曲度 ($= \frac{\theta_a^{7/3}}{\theta_s^2}$)	—
		$D_a [\text{m}^2 \text{s}^{-1}]$	大気中の水蒸気拡散係数 ($= 2.12 \cdot 10^{-5} \left(\frac{T}{273.15} \right)^2$)	—
K_{vT}	$\frac{D}{\rho_w} \eta H_r \frac{d\rho_{sv}}{dT}$	$\theta_a [\text{m}^3 \text{m}^{-3}]$	気相率	—
		$\eta [-]$	促進係数 ($= 9.5 + 3 \frac{\theta}{\theta_s} - 8.5 \exp \left\{ - \left[\left(1 + \frac{2.6}{\sqrt{f_c}} \right) \frac{\theta}{\theta_s} \right]^4 \right\}$)	—
		$f_c [-]$	粘土含量 (質量比)	0.02

表-2 伝導および対流による熱伝導を考慮した見かけ熱伝導率のモデル式

見かけ熱伝導率		パラメータ		参考文献
$\lambda(\theta)$	$\lambda_0(\theta) + \beta C_w q _l$	λ_0	熱伝導率 ($= b_1 + b_2\theta + b_3\theta^{0.5}$)	Chung and Horton, 1987
		b_1, b_2, b_3	実験定数	
		β [m]	熱分散係数	Hopmans <i>et al.</i> , 2002

は、水分移動と熱移動の基礎方程式のそれぞれに設定する必要がある。水分移動については、地表面を横切る全水分フラックス、すなわち液状水フラックスと水蒸気フラックスの和が境界条件となる。通常、地表面境界での液状水フラックスは、降雨強度や灌漑強度によって与えられる。そして、過剰な水分により湛水が生じる場合、境界条件はフラックス境界条件から湛水深に基づく圧力境界条件へと変化する(斎藤ら, 2006)。また、地表面が水分不飽和の場合、水蒸気移動についても考慮しなければならない。一般に、地表面境界での水蒸気フラックスは、土中の水蒸気密度と表層付近の大気中の水蒸気密度の差から与えられる。このようにして求められた液状水フラックスと水蒸気フラックスの和が、(3)式の不飽和水分移動基礎方程式の地表面境界条件である。

(7)式の土中熱移動基礎方程式に対しては、境界条件として熱フラックス、あるいは温度を与える(Šimůnek *et al.*, 2005)。地表面境界においては、大気と土の間で熱エネルギー交換が行われ、次のエネルギー収支に基づき地表面熱フラックスが決まる。

$$R_n - H - LE - G = 0 \tag{8}$$

ここで、 R_n は純放射 [$W m^{-2}$]、 H は顕熱フラックス [$W m^{-2}$]、 L は水の蒸発潜熱 [$J kg^{-1}$]、 E は蒸発速度 [$kg m^{-2} s^{-1}$]、 LE は地表面からの水分の蒸発に伴う潜熱フラックス [$W m^{-2}$]、 G は地表面熱フラックス [$W m^{-2}$]であり、この地表面境界を横切る熱フラックス G が境界条件として与えられる(van Bavel and Hillel, 1976; Noborio *et al.*, 1996; Fayer, 2000など)。またここで用いられる、蒸発速度 E は水蒸気移動の上部境界条件である。(8)式では、 R_n と G が下向き正、 H と LE が上向き正であるが、定義により符号は変わるので注意が必要である。また、各熱フラックス成分の大きさや向きは、1日のうちで昼と夜では異なる。図-1は、晴天日における典型的な昼の各熱フラックス成分の向きを示す(Jury and Horton, 2006)。日中は、純放射により地表面に届いた熱エネルギーの一部が熱フラックス G (下向き)として土を暖める。一方、夜間は G が上向きで、日中に暖められ

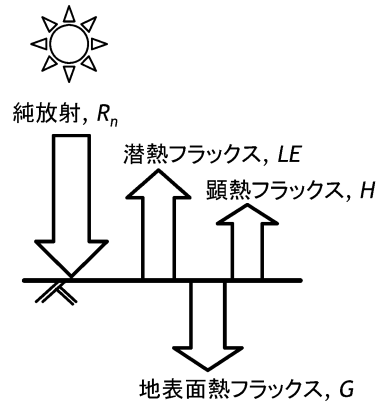


図-1 日中の典型的な太陽放射エネルギーの分配。

た土から熱エネルギーが大気へ放出され、土が冷却される。このエネルギー収支式は、時間刻みに関係なく成立するエネルギー保存則であり、1日あたりの平均熱フラックスや、連続的な任意の時間での熱フラックスまで、目的に合わせて求めることができる。

エネルギー収支式から地表面熱フラックス G を求めるためには、他の項目(R_n, H, LE)について、目的の時間間隔に適した値を与える必要がある。しかし、必要な時間間隔のデータが利用できない場合や測定困難な場合も多く、そうした場合、測定が容易な大気温度や湿度から、間接的に推定する方法が用いられる。次の適用事例において、限られた気象データから、エネルギー収支式の各項目求める方法について解説する。

3. 適用事例

適用事例として、本報でとりあげるのは、アメリカ合衆国テキサス州西部のチワワ砂漠(Chihuahu Desert)の、低レベル放射性廃棄物処理候補地に設置された厚さ約3mの遮水工内の12ヶ月間にわたる水分・地温の変動予測である。ここでは、遮水工内で深さごとに測定された地温の実測データ(Scanlon *et al.*, 2005)に対して、液状水・水蒸気・熱同時移動の数値計算との比較を示

表-3 遮水工の各層の土性および水分移動特性 (Scanlon, *et al.*, 2002)

層	厚さ (m)	土性	透水係数 (cm/day)	θ_s	θ_r	$\alpha(\text{cm}^{-1})$	n
1	0.3	Sandy clay loam	41	0.45	0.00	0.027	1.276
2	1.7	Sandy clay loam	20	0.35	0.00	0.010	1.167
3	0.3	Sand loam	639	0.40	0.00	0.020	1.464
4	0.3	Muddy gravel	10	0.14	0.00	0.007	1.188
5	0.3	Gravel	159840	0.51	0.00	10.95	1.722
6	0.15	Sand	587	0.38	0.00	0.050	1.774

$\theta_s, \theta_r, \alpha, n$ は van Genuchten モデルパラメータ (van Genuchten, 1980)

す。

1997年に設置されたこの遮水工は、地表から約2mの深さに砂層のキャピラリーバリアを備えており、水の浸入はこのキャピラリーバリアまでに制限されている。また、このような遮水工は表面の植生の蒸散により水分を除去することで、水貯留能を高めることもできる。しかし、今回用いたデータが測定された時点では、遮水工表面は裸地状態で植生はなかったため、本報告では蒸散は解析の対象に含めない。厚さ3.05mの遮水工は、6層に分かれており、各層の厚さ、土性、物理性は、表-3にまとめた。地温および土中の水分量は、表層から0.15, 0.3, 0.6, 0.9, 1.2, 1.5, 2.0mの計7地点で1997年10月1日から数年に渡って連続測定された (Scanlon *et al.*, 2002)。

数値計算は、鉛直1次元の6層からなる3.05mの計算領域を対象として行い、実測データのある7観測点を対象に地温と水分量を求めた。計算領域は103節点に分割し、節点間の距離は表層付近で0.2cm、層境界で2cm、深層部で15cmとした (Scanlon *et al.*, 2002)。そして、鉛直1次元液状水・水蒸気・熱移動式により、各観測点で1997年10月1日 (DOY274) から365日間の計算を行った。便宜上1998年に対しても1997年の通日 (DOY) を適用したので、計算はDOY639 (1998年9月30日) までの365日間とした。初期体積含水率および地温分布は、測定データを線形補間して求めた。なお、現場の気象観測所では、降雨、風速、相対湿度、気温、太陽放射、純放射が1時間毎に測定されているが、土中水分と地温の長期変動の予測計算には、日データから近似した連続気象データを使用し、時間毎の測定データは、検証に用いた。

3.1 気象データ

地表面のエネルギー収支式 ((8)式) における純放射や顕熱、潜熱の熱フラックスは、土中の水分や熱の状態だけでなく、大気的水分や熱、また風の状態に影響される。

大気中の水分量 (湿度)、温度、風力および風向は、通常、簡易気象測定装置を用いて測定するが、近くの気象観測所から入手することもできる。連続的な気象データが必要であるが、時間間隔が短い1時間ごとのデータが入手できない場合は、1日ごとのデータを補間して、連続的な値を近似する必要がある。例えば1日の最高・最低気温から、任意の時間 t の気温 T_a を求めるには、通常、次式を用いて1日の気温の周期変化を近似する (Kirkham and Powers, 1972)。

$$T_a = \bar{T} + A_t \cdot \cos \left[2\pi \left(\frac{t - t_{\max}}{24} \right) \right] \quad (9)$$

ここで、 \bar{T} は1日の平均気温 [°C]、 A_t は1日の最高気温と最低気温の差から求まる余弦関数の振幅 [°C]、 t_{\max} は最高気温の時刻 [h] を表す。例えば気温が午後1時 (13時) に最高となるとすると、 t_{\max} は13となり、12時間後の午前1時に最低となる。図-2に対象現場の1時間ごとの気温変化の実測値と、(9)式に基づき日最高・最低気温データから求めた気温の変動を示す。長期的な変動予測を行う場合、最高・最低気温データのみが利用可能な場合であっても、このように近似した連続的な気温変動を用いて、エネルギー収支式における熱フラックスの連続的な値を求めることができる。

地表面付近の風は、熱の輸送や大気と地表面の境界層を効果的に攪拌すること、また不規則な気流の乱れにより、風速や風向は時間とともに大きく変動することが知られている (Campbell, 1977)。ところが、実際の顕熱や潜熱などの輸送の計算には、風速・風向の連続的なデータ値が必要であるにも関わらず、1日の平均風速のデータのみが利用可能な場合がある。そのような場合、気温と同様に1日の平均風速 \bar{U} [m s⁻¹] のみから連続的な風速の変化を近似する必要があり、次式で定義される風速の最大最小比 U_r を用いる方法が知られている。

$$U_r = \frac{U_{\max}}{U_{\min}} \quad (10)$$

ここで、 U_{\max} と U_{\min} [m s^{-1}] は風速の最大・最小値である。もし1日平均風速のみが与えられた場合は、この比の値を既存のデータなどから推定しなければならない。風速の最大値 U_{\max} および最小値 U_{\min} は、この比 U_r と平均風速 \bar{U} を用いて次式で表現する。

$$U_{\max} = \frac{2U_r}{1+U_r} \bar{U}, \quad U_{\min} = \frac{2}{1+U_r} \bar{U} \quad (11)$$

FAO (1999) は、以上のように求められた最大値および最小値を、それぞれ日中(午前7時から午後7時)および夜間(午後7時から翌朝7時)の風速として用いた。一方 Gregory (1989) は、風速 U_h の周期的な変化を考慮して、三角関数を用いて以下の式から任意の時間 t の風速を求めた。

$$U_h = \bar{U} + (U_{\max} - \bar{U}) \cdot \cos \left[2\pi \left(\frac{t - t_{\max}}{24} \right) \right] \quad (12)$$

ここで t_{\max} は1日のうち風速が最も大きくなる時刻 [h] を表す。図-3に、気温同様、対象現場での風速の実測値と、FAO (1999) および Gregory (1989) による方法で求めた風速の時間変化と、日平均風速を示す。ここで、最大最小比 U_r を3として求めた。(11), (12)式は、風速が日中に最大となり、夜間に最小となる傾向を表すことはできるが、風速特有のランダムな変化は再現できない。

相対湿度についても、気温や風速と同様に1日で周期的な変化するので、(9)式と同じく三角関数を使って任意の時間 t における相対湿度 H_h が得られる (Gregory *et al.*, 1994)。

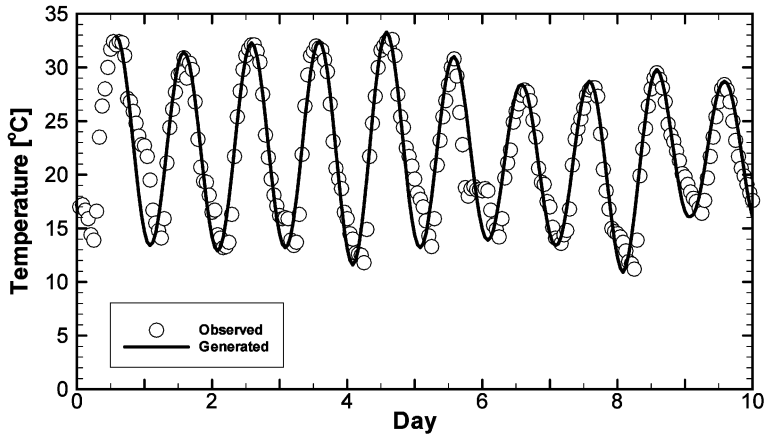


図-2 1日の最高・最低気温から近似式を使って求めた気温変化(実線)と現場の時間毎実測値(○)の比較。

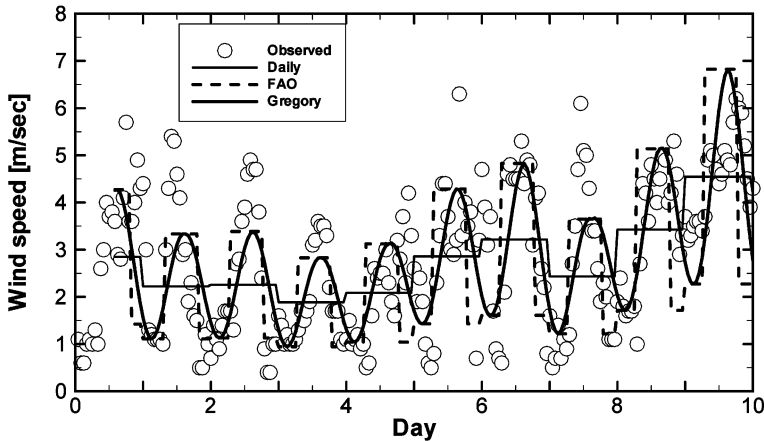


図-3 1日平均風速データ(細い実線)に基づき近似式を使って求めた風速変化(実線と破線)と現場の時間毎実測値(○)との比較。

$$H_h = \bar{H} + A_r \cdot \cos \left[2\pi \left(\frac{t - t_{\max}}{24} \right) \right] \quad (13)$$

ここで、 \bar{H} は1日の平均相対湿度[-]、 A_r は1日の最高相対湿度と最低気温の差から求まる余弦関数の振幅[-]、 t_{\max} は1日のうち相対湿度が最も高くなる時刻[h]を表す。一般に相対湿度は、気温と風速が最大となる昼間にもっとも低くなり、Gregory *et al.* (1994) は、テキサス州ラボック (Lubbock) における相対湿度が午前5時と6時の間に最大となることを示した。(10)、(11)式の風速の場合と同様に1日平均の相対湿度のみから連続的な変化を近似する場合、振幅 A_r は、相対湿度の最大最小比に基づく最大値と最小値により与えられる。図-4は、対象現場における1時間毎の相対湿度の実測値と日平均から(13)式より求めた湿度である。最大最小比 H_r は、2および3として比較を行った。このデータの場合、 $H_r=3$ の方がやや再現がよいが、いずれの H_r の場合でも、実測の相対湿度の時間変化の特徴を表している。

ここでは、土中水分・温度の中期あるいは長期変動予測のため必要な、大気温度・風速・大気湿度の連続的な変化を、日データから簡単な関数を使って求める方法を示した。より複雑な関数を用いる試みも多くの研究でなされている(例えば Ephrath *et al.*, 1996)。しかし、計算の対象期間に対して、どの程度の精度の気象データが、どの時間間隔で必要となるのかはいまだ未解明であり、今後の研究課題である。

3.2 純放射

エネルギー収支式(8式)の純放射 R_n は、一般に大気を通過した太陽放射(短波放射)の地上到達分から地表

面で反射した分を差し引いた純短波放射 R_{ns} [W m^{-2}]と、大気からの熱放射(長波放射)から大気へ放出される熱放射(長波放射)を差し引いた純長波放射 R_{nl} [W m^{-2}]の和として与えられる(Jury and Horton, 2006 など)。

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} = (1-a)S_t + (\epsilon_s R_{ld\downarrow} - R_{lu\uparrow}) \quad (14)$$

ここで、 a は短波放射の地表面での反射率を表すアルベド[-]、 S_t は全天放射 [W m^{-2}]、 ϵ_s は長波放射の地表面での反射を考慮した射出率(同時に吸収率でもある)[-]、 $R_{ld\downarrow}$ は地表面での大気や雲からの下向き熱放射(長波放射) [W m^{-2}]、 $R_{lu\uparrow}$ は地表面(植物や土)から大気へ放出される熱放射(長波放射) [W m^{-2}]を表す。

地球上の任意の場所、時間における全天放射 S_t は、太陽の位置を考慮して与えられる(Campbell, 1987)。

$$S_t = \max(G_{sc} T_t \sin e, 0) \quad (15)$$

ここで、 G_{sc} は地表面の単位面積に垂直に入射する短波放射量(約 $1,366$ [W m^{-2}])で、太陽定数よばれている。 T_t は大気透過係数[-]であり、大気圏外の日射量(潜在日射量)に対して、実際に地表面に届く日射量の割合である。(15)式中の e は太陽高度[rad]を表し、次式で与えられる(Monteith and Unsworth, 1990)。

$$\sin e = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \frac{2\pi}{24}(t - t_0) \quad (16)$$

ここで、 δ は太陽赤緯[rad]、 ϕ は緯度[rad]、 t は時間、 t_0 は南中時刻を表す。なお、太陽赤緯とは、太陽の赤道からの高さ(角度)をあらわし、夏至と冬至でそれぞれ最大値 23.5° と最小値 -23.5° をとる。

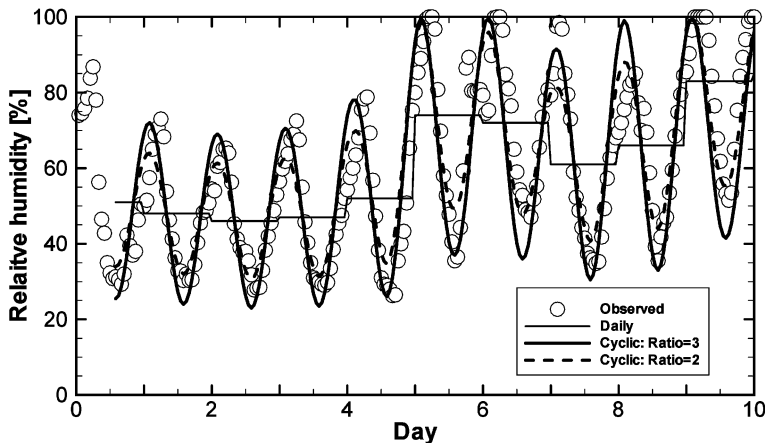


図-4 1日平均相対湿度データ(細い実線)に基づき近似式を使って求めた相対湿度変化(実線と破線)と現場の時間毎実測値(○)との比較。

(14)式内の地表のアルベド a は地表面の状態に大きく依存し、一般に雪面などは太陽放射 (全天放射) をよく反射し ($a \approx 0.4 - 0.95$), 地表面の温度上昇が抑えられる (長野・大政, 2005)。また, 植物がある場合などはアルベドの値は小さくなるが, 太陽放射は直接地表面まで届かず, 熱エネルギーは葉の表面からの水分の蒸発などに使われ (潜熱), 地表面の温度上昇は抑えられる。一方, 裸地の場合は地表面の含水率によりアルベドの値は $0.05 - 0.4$ と大きく変わり, 高含水率では小さい傾向がある。アルベドを地表面の含水率の関数として求める経験式はいくつか提案されている (Kondo *et al.*, 1992; van Bavel and Hillel, 1976 など) が, 本報では van Bavel and Hillel (1976) による次の関係式を用いた。

$$\begin{aligned} a &= 0.25 & \theta_0 < 0.1 \\ a &= 0.35 - \theta_0 & 0.1 \leq \theta_0 < 0.25 \\ a &= 0.10 & \theta_0 \geq 0.25 \end{aligned} \tag{17}$$

ここで, θ_0 は, 地表面の体積含水率 [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$] である。(17)式によると, 乾燥あるいは潤潤領域ではアルベドは一定であり, 中間領域では体積含水率の上昇により線形に減少する。アルベドの実測データがある場合は, 実測データを再現する関数を用いることが望ましいが, 十分なデータがない場合には, 上記のようなモデル式を用いることができる。

純長波放射 R_{nl} は, (14)式に示したように, 上向き (地表面から大気) と下向き (大気から地表面) の長波放射の和で与えられる。ある表面温度 T (K) の物体からの長波放射 (熱放射) 量 Σ [W m^{-2}] は, ステファン・ボルツマンの法則に基づき, 射出率 ε の関数として与えられる (例えば Jury and Horton, 2006)。

$$\Sigma = \varepsilon \sigma T^4 \tag{18}$$

ここで, σ はステファン・ボルツマン定数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ or $4.89 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ d}^{-1}$) である。射出

率 ε は黒体の場合 1, その他の物体では $\varepsilon < 1$ となり, 黒体に対する放射量の比をあらわす。以上より, 純長波放射 R_{nl} は次式で与えられる。

$$R_{nl}(t) = \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \tag{19}$$

ここで, 下付き文字 s と a は土と大気をそれぞれ表している。地表面の土の射出率 ε_s は, 地表面の植生や土の含水率に依存する。植生のある地表面での射出率に対しても多くの経験式が提案されているが, いずれもその値は $0.9 \sim 0.98$ と 1 に近い (例えば Ortega-Farias *et al.*, 2000; Fuchs and Tanner, 1966)。本報の対象現場は裸地であるが, 裸地の射出率も経験式がいくつか提案されている (Noborio *et al.*, 1996b; van Bavel and Hillel, 1976 など)。本報では van Bavel and Hillel (1976) に従い, 地表面の体積含水率 θ_0 の関数として射出率を与えた。

$$\varepsilon_s = 0.90 + 0.18\theta_0 \tag{20}$$

(20)式では, 乾燥している裸地での射出率が 0.9, また飽和体積含水率が 0.45 の土の地表付近が飽和しているときは射出率が 0.98 となり, 乾燥時と飽和時では 0.1 程度の違いが生じる。大気からの長波放射は単に大気放射ともよばれ, 主に大気中の水蒸気と二酸化炭素からの熱放射である。大気の射出率 ε_a は, 大気温度や湿度などの関数として与えられる。一般に, 地上で受ける大気からの長波放射は, その約半分が地上約 100 m にあるガスからの熱放射であり, 90% が地上約 1 km にあるガスからの熱放射である (Monteith and Unsworth, 1990)。したがって, 大気温度および湿度の高さ方向 1 km の分布が分かれば, 大気の射出率は正確に得られるが, 実際には十分な情報が得られることは稀である。そのため, 容易に入手可能な地表面付近の大気温度と湿度から, 水蒸気圧 e_a [kPa] や水蒸気密度 ρ_{va} [kg m^{-3}] を求め (表-4), 大気の射出率を推定するモデル式が数多く提案されている (Brunt, 1932; Chung and Horton, 1987;

表 4 気温と相対湿度の関数で表された蒸気圧 e_a および水蒸気密度 ρ_a

熱特性係数		パラメータ		参考文献
e_a	$0.611 \cdot e^{\frac{17.27(T_a - 273.15)}{T_a - 35.85}} \cdot H_h$	H_h [-]	相対湿度 $\left(= \exp\left[\frac{hMg}{RT}\right] \right)$	Philip and de Vries, 1957
		T_a [K]	大気温度	—
ρ_{va}	$10^{-3} e^{\frac{31.3716 - \frac{6014.79}{T} - 7.92495 \cdot 10^{-3} T}{T}} \cdot H_h$	T [K]	温度	—

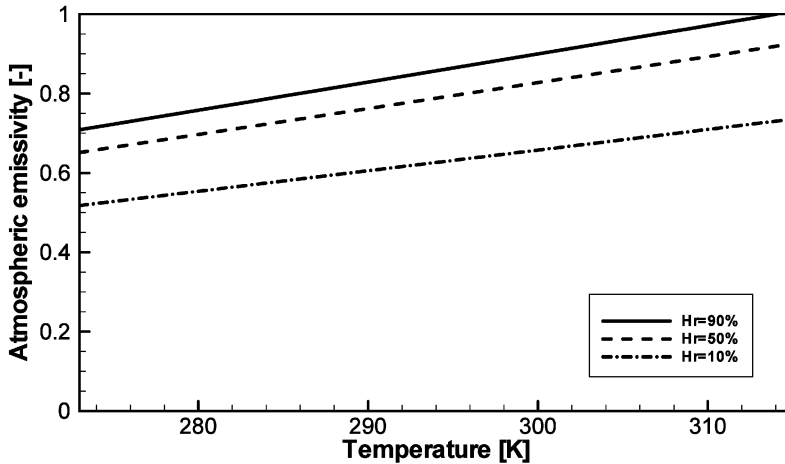


図-5 異なる相対湿度 (10, 50, 90%) における 275 K から 325 K の Brutsaert 式による大気の射出率。

Brutsaerts, 1975 など)。本報では、広く用いられている Brutsaert (1975) による、べき関数を使ったモデルを用いた。

$$\epsilon_a = 1.24 \cdot \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{1/7} \quad (21)$$

ここで、 T_a は地表面付近の大気温度 [K] である。図-5 に Brutsaert (1975) による大気の射出率を示す。射出率は大気温度と湿度の両方の関数であるため、相対湿度がそれぞれ 10, 50, および 90% の場合について、射出率を大気温度の関数として求めた。 ϵ_a は気温の上昇とともに、大気湿度の上昇とともに、その値が上昇する。

図-6 (a) に、日気象データから求めた、DOY274 から 100 日間の純放射の連続的変化と、1 時間ごとに測定された純放射を示す。なお、アルベドや地表面射出率は地表面体積含水率 θ_0 の関数であり、純放射の計算は水分・熱同時移動計算の進行と同時にを行うため、各時間ステップで繰り返し計算をしなければならない。DOY300 前後の実測値は機械の不具合により計算値との比較はできないが、それ以外の期間においては、計算値は実測値の変動、特に純放射のピーク値をよく再現している。図-6 (b) は、もう少し短い期間 (DOY500 から DOY520 まで) における計算値と実測値である。1 日の純放射のピークの値とその時刻は正確に求められているが、夜間の純放射については、全体に過大評価 (負に大きい) している。また、夜間の純放射の計算値は凹型であるが、実測値は凸型となっている。同様の現象は、Saito *et al.* (2006) でも報告されている。夜間は、太陽放射がない時間帯であり、雲や霧などを含めて様々な要素が純放射の値の決定に寄与しているため、計算による予測が難しく

なっているためと考えられる。夜間の負の純放射は、熱エネルギーの大気への放出を表している。

3.3 顕熱・潜熱フラックス

エネルギー収支式 (8 式) の顕熱と潜熱フラックスは、空気の乱流によって空気の塊が上下と交換することで運ばれる熱エネルギーである。顕熱フラックス H と蒸発速度 E は、バルク式とよばれる以下の式より求めることができる (van Bavel and Hillel, 1976; Camillo and Gurney, 1986)。

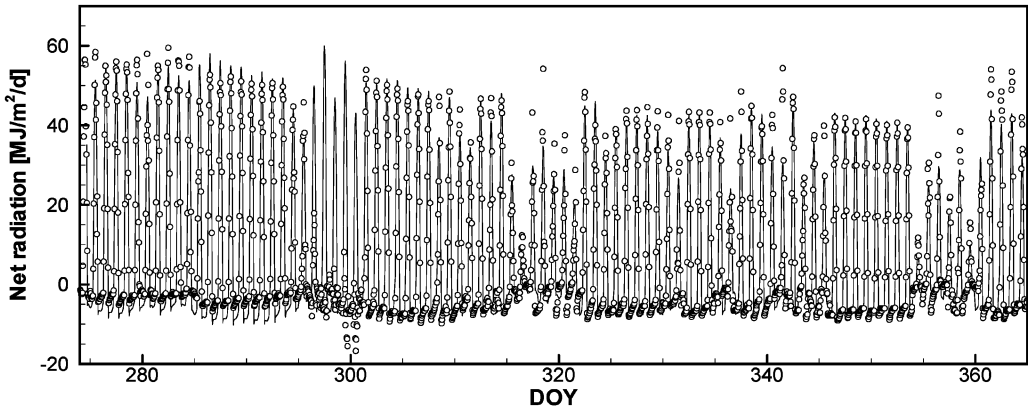
$$H = C_a \frac{T_s - T_a}{r_H} \quad (22)$$

$$E = \frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{r_v + r_s} \quad (23)$$

ここで、 C_a は空気の単位体積あたりの熱容量 [$J m^{-3} K^{-1}$]、 T_s および T_a はそれぞれ地表面および大気温度 [K]、 r_H は顕熱輸送の空力学的抵抗 [$s m^{-1}$]、 ρ_{vs} は地表での水蒸気密度 [$kg m^{-3}$]、 ρ_{va} は大気の水蒸気密度 [$kg m^{-3}$]、 r_v および r_s はそれぞれ水蒸気移動に対する空力学的抵抗と地表面抵抗 [$s m^{-1}$] である。なお、一般に顕熱輸送の空力学的抵抗 r_H と潜熱輸送の空力学的抵抗 r_v はほぼ等しいので、以降、 $r_H = r_v = r_a$ として、空力学的抵抗 r_a を用いる。この空力学的抵抗は、大気の安定性が熱フラックスに与える抵抗を表し、その逆数をコンダクタンスとよぶ。一方、水蒸気移動の地表面抵抗は、水蒸気が発生源から地表面に抜ける際に水蒸気フラックスに対する抵抗を表している。

空力学的抵抗 r_a は、地表面付近の大気の状態や地表面の形状などから求められるが、風速や大気の渦状態などによって決まり、風速 u の関数として以下の式で与えら

(a)



(b)

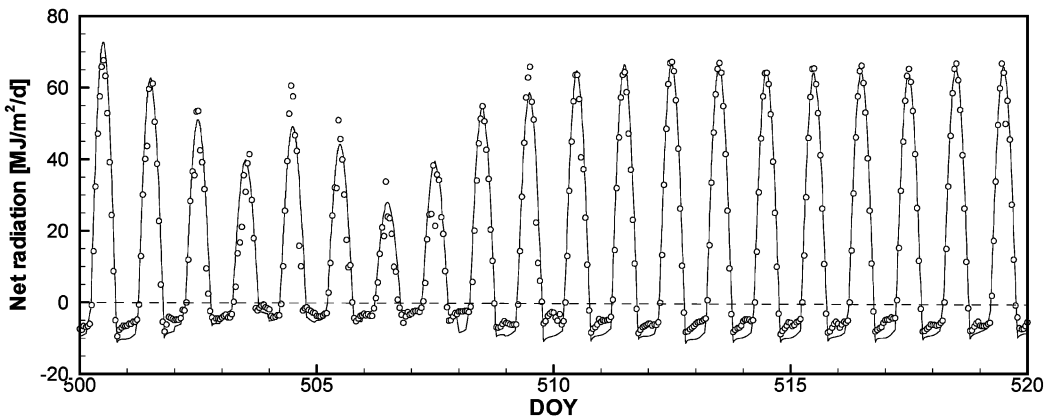


図-6 アメリカ合衆国テキサス州現場における日気象データを用いた純放射計算値(実線)と実測値(白丸): (a) 1997年10月1日(DOY274)~12月31日(DOY365), (b) 1998年5月13日(DOY500)~1998年6月2日.

れる (Campbell, 1987 など)。

$$r_a = \frac{1}{uk^2} \left[\ln \left(\frac{z_{ref} - d + z_H}{z_H} \right) + \Psi_H \right] \cdot \left[\ln \left(\frac{z_{ref} - d + z_m}{z_m} \right) + \Psi_m \right] \quad (24)$$

ここで $k (=0.4)$ はカルマン定数, z_{ref} は気温および風速の観測位置 [m], u は高さ z_{ref} での風速 [$m s^{-1}$], d はゼロ面変位 [m] であり, 風に対する地表面の基準が建物や植生により不明瞭な場合の見かけ上の地表面の高さをあらわす。 z_H および z_m はそれぞれ熱および風に対する地表面の(空力学的)粗度 [m], Ψ_H および Ψ_m は熱および風に対する安定度補正量 [-] である。風に対する粗

度 z_m とは, 風速を横軸に, 高度の対数を縦軸にとって直線状に並んだデータを延長して, 風速がゼロとなる高度である。そして, 熱に対する粗度 z_H は, 同様に温度プロットしたときに, 直線を延長して地表面温度と等しくなる高度を指す (近藤, 1994)。また安定度補正量とは, 地表面加熱時 ($T_a < T_s$) に大気が不安定となり, 乱流の発生により顕熱・潜熱の鉛直方向の輸送が盛んになるようなときや, 地表面冷却時 ($T_s < T_a$) に大気が安定となり, 大気の混合が抑えられるときに対して, 空力学的抵抗に加える補正項である。地表温度と大気温度の差が小さい ($|T_s - T_a| < 0.1$) ときは, 大気の安定度は中立であり, 補正量はともにゼロとなる (Camillo and Gurney,

1986 など)。ここで裸地の場合、ゼロ面変位 d は 0 であり、観測地点 z_{ref} は地上 1.5 m から 2 m となり、裸地の粗度である 0.005~0.001 m (Oke, 1978; 近藤, 2000) と比べて十分大きい ($z_{ref} \gg z_H, z_m$) ので、(24) 式は次のように簡素化できる。

$$r_a = \frac{1}{uk^2} \left[\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_H}\right) + \Psi_H \right] \cdot \left[\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_m}\right) + \Psi_m \right], z_{ref} \gg z_H, z_m \quad (25)$$

安定度補正量を求めるためには、乱流状態の度合い、つまり大気の安定度を定める必要がある。通常リチャードソン数 (Richardson number) R_i やモニン・オブコフのスケール長 L (Monin-Obukhov あるいは MO length) を使い、大気の安定度の度合いを決め、補正量は R_i か L の関数として求めることができる (近藤, 2000)。本報では、次式で与えられるモニン・オブコフのスケール長 L より安定度の判定を行った (van de Griend and Owe, 1994 など)。

$$L = \frac{\rho_a C_a T_a u^{*3}}{kgH} \quad (26)$$

ここで、 u^* は摩擦速度であり、

$$u^* = uk \left[\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_m}\right) + \Psi_m \right]^{-1} \quad (27)$$

と定義され、風速の次元をもつ。摩擦速度は、風速を縦軸に、高度の対数を横軸としたときの、風速分布の傾きであり、摩擦速度が大きいほど乱流が強いことを示す。

モニン・オブコフのスケール長 L を安定度の指標に使う場合には、安定度に依存している変数 (例えば (26) 式内の顕熱フラックス H) から安定度を推定せねばならず、繰り返し計算が必要となる。安定度の評価には、実際は無次元化した高度 $\zeta (= z_{ref}/L)$ を使い、 $\zeta < 0$ で不安定、 $\zeta > 0$ で適度に安定、 $\zeta > 1$ でかなり安定となる。また $\zeta = 0$ で中立となり、安定度補正量はゼロとなる。安定な場合、安定度補正量は次式によって与えられ、

$$\Psi_h = \Psi_m = \begin{cases} 5 \cdot \zeta & 0 < \zeta < 1 \\ 5 & \zeta > 1 \end{cases} \quad (28)$$

不安定な場合は次式で与えられる (Camillo and Gurney, 1986)。

$$\Psi_h = -2 \ln\left(\frac{1 + \sqrt{1 - 16\zeta}}{2}\right) \quad (29)$$

$$\Psi_m = -2 \ln\left(\frac{1 + (1 - 16\zeta)^{0.25}}{2}\right) - \ln\left(\frac{1 + \sqrt{1 - 16\zeta}}{2}\right) + 2 \arctan\{(1 - 16\zeta)^{0.25}\} - \frac{\pi}{2} \quad (30)$$

安定度補正量は、他にも R_i を使って与える方法なども

あるが (van Bavel and Hillel, 1976)、本報では上述の Camilo and Gurney (1986) による安定度補正量を用いて、顕熱・潜熱フラックスを求めた。

水蒸気移動に関する地表面抵抗 r_s は、土の土性と構造に大きく依存する。例えば、van de Griend and Owe (1994) は、地表面が乾燥すると抵抗が増すとして、地表面抵抗と地表面の水分量との関係を、指数関数を使い経験的に求め次式を提案した。

$$r_s = \begin{cases} r_0 \cdot \exp(35.63(0.15 - \theta_0)) & \theta_0 \leq 0.15 \\ r_0 & \theta_0 > 0.15 \end{cases} \quad (31)$$

ここで、 $r_0 (= 10)$ は理論的には自由水面からの水蒸気の分子拡散に対する抵抗と等しく、地表面の抵抗の最低値であり、35.63 はフィッティングパラメータ、 θ_0 は地表 1 cm の体積含水率である。他にも、線形モデル (Camillo and Gurney, 1986) やべき関数モデル (Kondo *et al.*, 1990) などが提案されているが、いずれも地表面の体積含水率 θ_0 の関数となっている。

3.4 地表面熱フラックス

ここまで、土中の水分・熱移動問題における地表面境界条件としての地表面熱フラックス G を求めるために、一般的に使われるエネルギー収支式の各項目の推定法を示した。図-7 に、DOY280 から DOY300 までのエネルギー収支式の各成分の計算値を示す。純放射 R_n 、顕熱フラックス H 、および潜熱フラックス LE は上述の方法から求め、地表面フラックス G はエネルギー収支式を解いて求めた。日中、純放射として地表面に降り注がれた熱エネルギーの一部は顕熱フラックスとして再び大気へ放射され、残りは地表面フラックスとなり地中に貯留され、地温の上昇に使われる。DOY296, 297, 299 日に降雨があった以前は乾燥しており、潜熱フラックスは日中、夜間を通して非常に小さい。DOY296 以降、日中の潜熱フラックスは大きくなり、顕熱フラックスはそれ以前に比べて小さくなっている。このようにして求めた地表面フラックス G は、土中の熱移動の基礎方程式 (7) 式) に対する表面フラックス境界条件として用いた。また、蒸発速度 E は、水蒸気移動の上部境界条件として用いた。

3.5 地温・水分長期変動予測

3 点の深さ (地表面から 0.15, 0.6, 1.2 m) における、365 日間 (1 年間) の地温の計算値および実測値を図-8 に示す。また図-9 には、DOY450 から 25 日間の各深さの地温変化を表示した。気温の日変化の影響をほとんど受けない深さ 0.6 m と 1.2 m の地温は、計算値は実測値の年変化をよく再現している (図-8)。深さ 0.6 m では、実測値の細かな変動についても計算値はよく再現してい

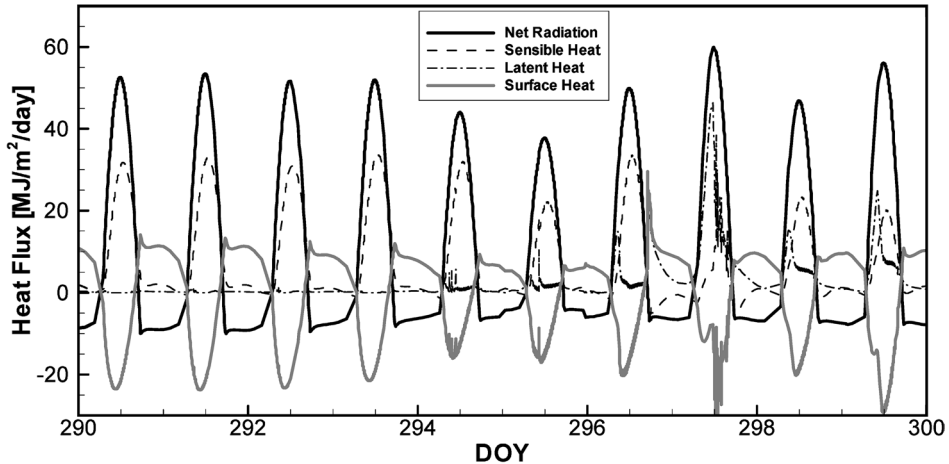


図-7 アメリカ合衆国テキサス州現場における1997年10月15日(DOY290)から1997年10月25日(DOY300)のエネルギー収支式の各熱フラックス成分(純放射, 顕熱フラックス, 潜熱フラックス, 地表面熱フラックス)。

る。一方、地表面に近い深さ0.15mの地温は、気温の日変化の影響により1日の変化は大きい。一部期間を拡大表示した図-9では、計算値が1日の変化をほぼ再現するが、ピーク温度を全体に過大評価していることがわかる。この事例では、土の水分移動特性や熱特性に関してキャリブレーションを行わず文献値をそのまま用いているにも関わらず、365日後の誤差が両深さとも最大で5℃、平均して1~2℃程度に収まった。

図-10に、各深さでの圧力水頭および体積含水率の計算値を示す。深さ0.15mの含水率は、降雨や蒸発の影響により含水率が大きく変化するが、0.6m以下の含水率はほとんど変動していない。DOY600以降は、ほぼ毎日降雨があったため、表層付近は飽和に近い湿潤状態となっている。深さ2mでの圧力水頭が飽和に近いのは、深さ2m付近にキャピラリーバリアがある影響であると考えられる。

本報では、最大値と最小値に代表される気象の日データを簡単な関数で補間して近似的に得られた気象データを用い、熱収支式より境界条件を導き出した。そして、地温の中期あるいは長期変動予測を十分な精度で行えることを示した。このことは、地温の予測を大きく改善するために、単純に一部の気象データの精度を高め、また時間的に密に測定してデータ数を増やすことが必ずしも効果的でないことを示唆している。しかも、長期間にわたる時間的に密な気象データを必要以上に用いることは、データの加工や整理に大変な労力を必要とする上、計算に対する負荷も大きく、望ましくない。さらに、よく知られているように、土中の水分量や地温を決定する

要素は数多く、またそれぞれが互いに依存しあっている。したがって、土中の水分量や地温の長期変動予測のためには、これら要素を求めるために必要な気象データについて、どれか限られた項目を正確に求めることよりも、それぞれの項目を釣り合いのとれた精度で求めることの方がより重要であるといえる。

3.6 地温・水分分布

ここまで示してきたように、地表面における水分と熱の境界条件を適切に与えることができると、土中の水分や地温分布の詳細について計算することができる。図-11と12は、降雨の少ないDOY400と降雨の多かった時期のDOY600における、地温と体積含水率分布の24時間変化である。DOY400では、含水率の変化は地表面下約1cmのみで生じていて、約1cmの乾燥層が形成された。それ以深では含水率はほとんど変化しない。乾燥層内では、昼間(DOY400.6)に乾燥がさらに進み、地表面付近で蒸発起こったことが分かる。夜間にかけて再び含水率が上昇するのは、表層付近の乾燥や冷却に伴い、上向きの圧力勾配と温度勾配が形成され、地表面に向けた水分移動が促されたためである。冷却された地表面に向かった水蒸気も、凝縮して水分量増加にも寄与する(宮崎, 1976)。図-11のDOY400では、含水率の変化は表面1cm程度に限られるが、地温変化は深さ50cm付近まで日変動が生じている。これは、伝導による熱移動の成分が、水分移動に伴う潜熱移動よりも卓越していることが原因である。圧力勾配の日変動は全体的に小さいが、常に上向きの勾配となり、上向きの等温液状水および水蒸気フラックスが形成される。一方、温度勾配は日

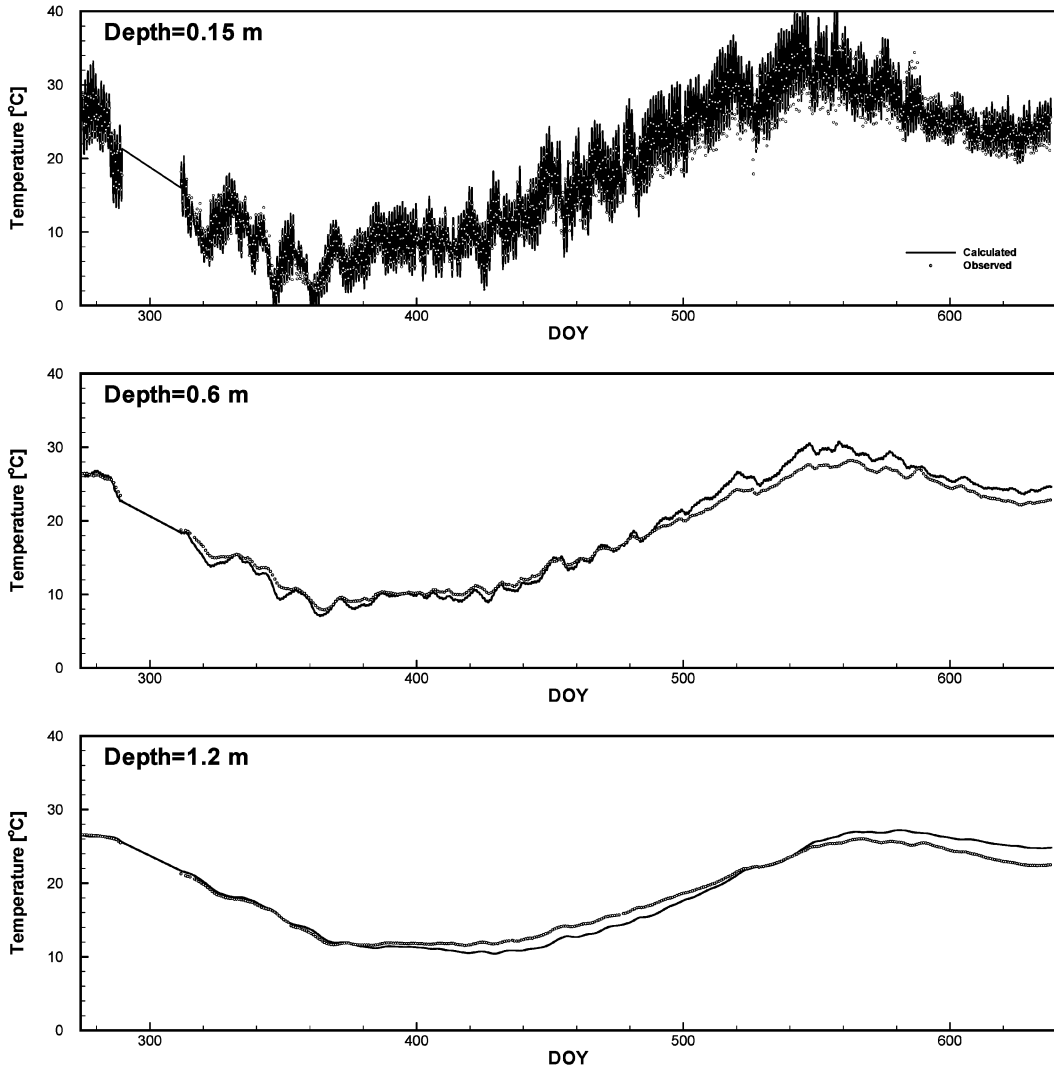


図-8 1997年10月1日（DOY274）から1998年9月30日（DOY639）の遮水工内深さ0.15、0.6、1.2 mにおける地温の計算値（実線）と実測値（シンボル）の比較。

変動が大きく、日中と夜間ではその向きが逆転するため、熱移動および温度勾配による水分移動の向きも同時に逆転する。通常、日中は地表面が暖められるため、地表面付近では地温の下向きの勾配が生じるが、夜間は地表面が冷やされ、地表面付近で上向きの温度勾配が生じている。温度勾配による、液状水フラックスは常に無視できるほど小さいが、地表面に大きな温度勾配が形成されると、大きな非等温水蒸気フラックスが生じる。

一方、図-12のDOY600は、日中（DOY600.4頃）降雨があったため、体積含水率は深さ約5 cm付近まで増加している。しかし、乾燥の進行も早く、DOY601には、

降雨による浸透は再分布して、表層付近が再び乾燥し、上向きの圧力勾配が形成されている。また、DOY400が冬であったのに対し、DOY600は夏であるため、地温が全体的に15°C近く高い。地表面付近の地温変動も、DOY400では10°C前後だったのに対し、DOY600では15°C以上となっている。

液状水・水蒸気・熱同時移動計算を行うことで、このような動的な水分・地温の鉛直分布の時間変化を求めることができる。そして、(1)、(2)、(6)式から、液状水・水蒸気、熱フラックスを定量的に評価することが可能であり、等温条件下における液状水のみ移動計算では得ら

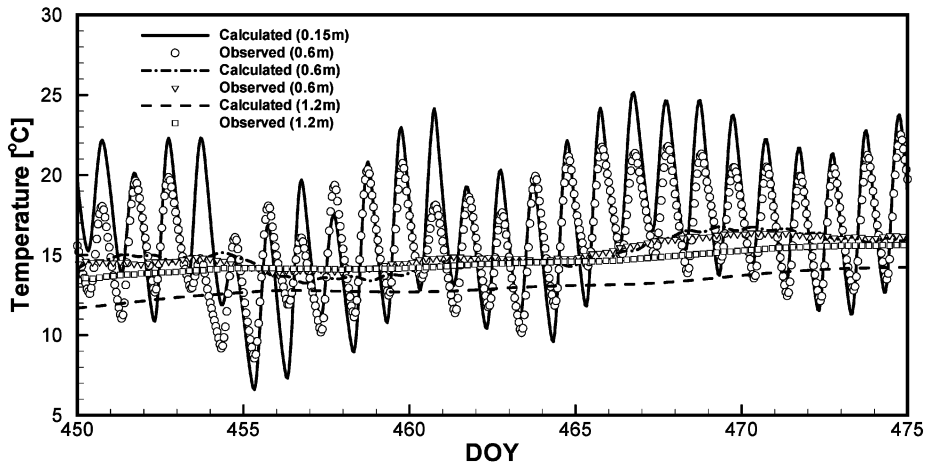


図-9 1998年3月24日(DOY450)から1998年4月18日(DOY475)の遮水工内深さ0.15, 0.6, 1.2 mにおける地温の計算値(実線)と実測値(シンボル)の比較。

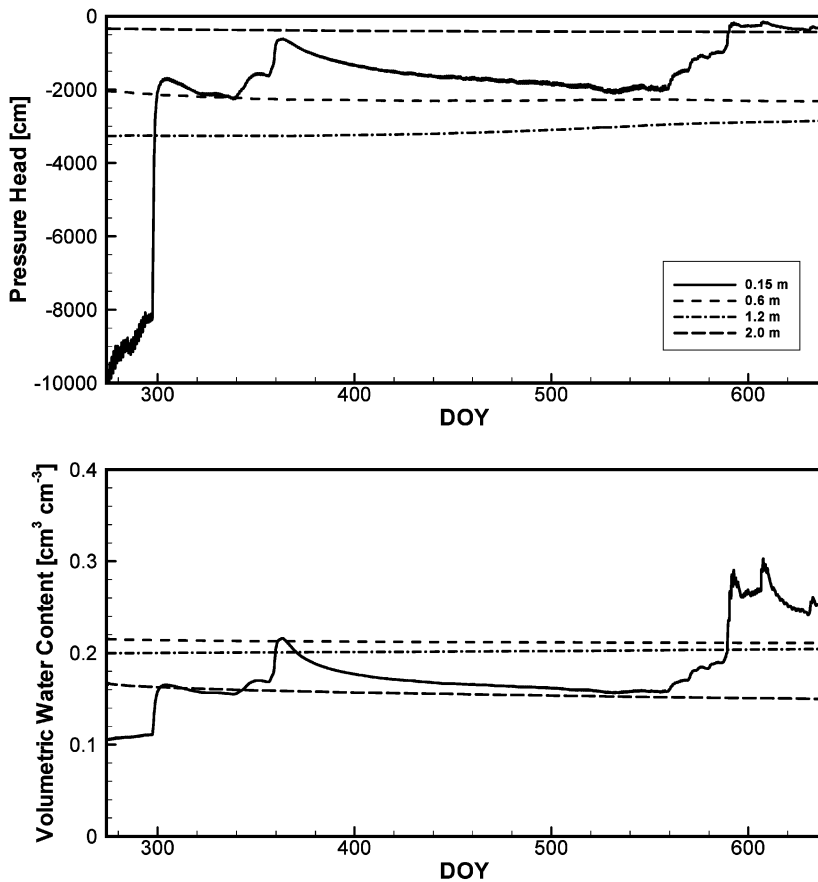


図-10 1997年10月1日(DOY274)から1998年9月30日(DOY639)の遮水工内深さ0.15, 0.6, 1.2, 2.0 mにおける圧力変化(上図)と体積含水率変化(下図)の計算値。

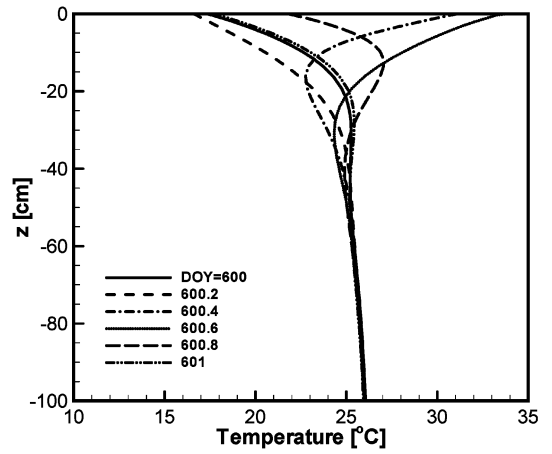
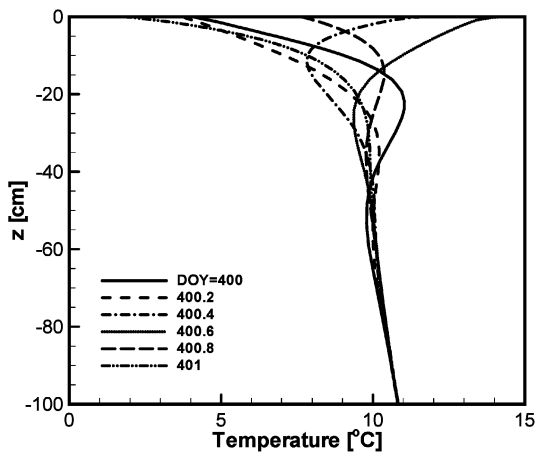
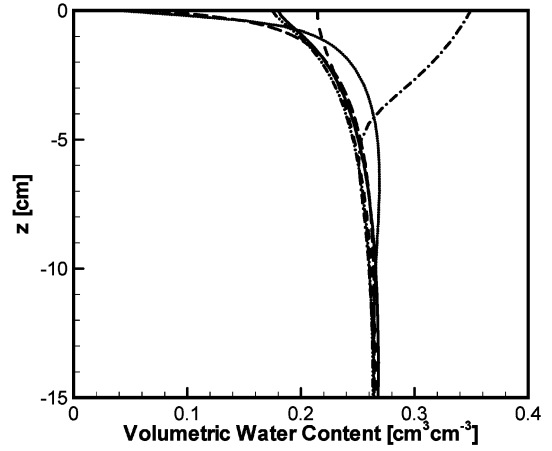
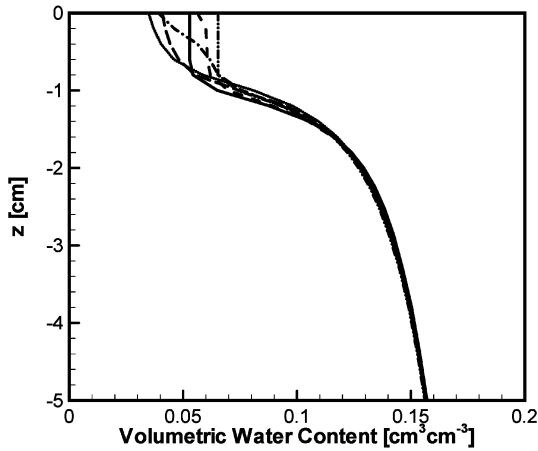


図-11 1998年2月3日 (DOY400) 午前0時から2月4日 (DOY401) 午前0時の4.8時間毎の体積含水率 (上図) および地温 (下図) の鉛直分布。

図-12 1998年8月21日 (DOY600) 午前0時から8月22日 (DOY601) 午前0時の4.8時間毎の体積含水率 (上図) および地温 (下図) の鉛直分布。

れない水分移動と熱移動の相互作用を詳しく観察することができる。

4. おわりに

乾燥地や半乾燥地で、土中の水分・温度の長期変動を予測するために、液状水・水蒸気・熱の同時移動計算を行う場合、それぞれの成分についての境界条件を設定する必要がある。本報では特に、大気と土の境界面である地表面を境界の一つとするような場合について、限られた気象データから、地表面でのエネルギー収支式を解き、境界条件を導く方法について、実例を用いて解説をした。

気温・湿度・風速などの気象データは、必ずしも計算

に必要な精度と時間間隔で入手が可能とは限らない。そこで、日データから補間法などを使って気象データの連続的な変化を近似し、それを使いエネルギー収支式内の純放射・顕熱フラックス・蒸発に伴う潜熱フラックスを推定する方法を示した。このようにして求めた各熱エネルギーフラックスを使ってエネルギー収支式を解き、地表面熱フラックスを求め、熱移動の境界条件とした。そして土中水分量および地温の1年間の変動の計算を行い、アメリカ合衆国テキサス州内の遮水工での実測データとの比較を行った。その結果、簡単な関数で近似した気温・湿度・風速を使って、境界条件を求めた場合でも、深さ約2mまで土中の長期間に渡る温度変化を十分に受け入れ可能な精度で予測できることが示せた。

本報で解説した適用事例は、灌漑計画を立てる上で必要な土中の水分量や温度の中期あるいは長期にわたる変化の予測には、標準的な日気象データが手に入れば可能であることを示している。このことは、地温の予測を大きく改善するために、単純に一部の気象データの精度を高め、また時間的に密に測定してデータ数を増やすことが必ずしも効果的でないことを示唆している。さらに、時間的に密な気象データを必要以上に使うことは、特に長期予測を行う場合においては、データの加工や整理に大変な労力を必要とする上、計算に対する負荷を増大させる。本報で示した日気象データを用いる手法は、長期予測であっても計算の負荷は大幅に軽減される利点がある。そして、地温や水分量の中期あるいは長期変動予測のためには、一部の気象データの精度を高めるだけでなく、すべての要素を釣り合いの取れた精度で求めることも同様に重要である。もちろん、正確かつ精密な環境計測は、否定されるものではない。しかし、あくまでも目的に対して釣り合いの取れた精度の測定が必要なことを、常に念頭に置く必要がある。

なお、計算はすべて、修正版 HYDRUS-1D を用いて行ったが、現段階 (2007年11月時点) では、修正版は公開には至っていない。修正版 HYDRUS-1D には、ここでは示さなかった近似モデルも多く含まれている。今後、様々な適用事例を増やすことにより、計算の信頼性や汎用プログラムとして必要なモデルを確認した上で、公開を行う予定である。多くのユーザーの協力が不可欠であるので、データの解析、さらには解析結果に基づいた将来予測に関して、ここで示した解析が必要な際には、著者らに連絡を取っていただければ幸いである (hydrus-grp@bio.mie-u.ac.jp)。

謝 辞

貴重なフィールドデータを提供していただいた、テキサス大学の Scanlon 博士に心より感謝する。

引用文献

- Brunt, D. (1932) : Notes on radiation in the atmosphere. *Quart. J. of the Royal Meteor. Soc.*, **58** : 389-418.
- Brutsaert, W. (1975) : On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.*, **11** : 742-744.
- Camillo, P.J. and Gurney, R.J. (1986) : A resistance parameter for bare-soil evaporation models. *Soil Sci.*, **141** : 95-105.
- Campbell, G.S. (1977) : *An Introduction to Environmental Biophysics*. Springer-Verlag, New York.
- 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.
- Chung, S.-O. and Horton, R. (1987) : Soil heat and water flow with a partial surface mulch. *Water Resour. Res.*, **23** : 2175-2186.
- Ephraïm, J.E., Goudriaan, J. and Marani, A. (1996) : Modelling diurnal patterns of air temperature, radiation, wind speed and relative humidity by equations from daily characteristics. *Agricultural Sys.*, **51** : 377-393.
- FAO. (1990) : FAO Penman-Monteith Formula. In Report : Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirement. May 28-31. Rome, Italy.
- Fayer, M.J. (2000) : UNSAT-H version 3.0 : Unsaturated soil water and heat flow model. Theory, user manual, and examples. Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA.
- Fuchs, M. and Tanner, C.B. (1966) : Infrared thermometry of vegetation. *Agronomy J.*, **58** : 597-601.
- Gregory, J.M. (1989) : Wind data generation for Great Plains locations. In : Proceedings of American Society of Agricultural Engineers, International Winter Meeting. New Orleans, LA.
- Gregory, J.M., Peterson, R.E., Lee, J.A. and Wilson, G. R. (1994) : Modeling wind and relative humidity effects on air quality. *International Conferences on Air Pollution from Agricultural Operations*. Midwest Plan Service, Ames, IA, p183-190.
- Hopmans, J.W., Simunek, J. and Bristow, K.L. (2002) : Indirect estimation of soil thermal properties and water flux using heat pulse probe measurement : Geometry and dispersion effects. *Water Resour. Res.*, **38** (1) doi : 10.1029/2000WR000071.
- 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), 築地書店, 東京.
- Kirkham, D. and Powers, W.L. (1972) : *Advanced Soil Physics*. John Wiley & Sons, New York.
- Kondo, J., Saigusa, N. and Sato, T. (1990) : A parameterization of evaporation from bare soil surface. *J. of App. Meteor.*, **29** : 385-389
- Kondo, J., Saigusa, N. and Sato, T. (1992) : A model and experimental study of evaporation from

- bare-soil surfaces. *J. of App. Meteo.*, **31** : 304-312.
- 近藤純正 (1994) : 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, 東京.
- 近藤純正 (2000) : 地表面に近い大気科学, 東京大学出版会, 東京.
- 宮崎 毅 (1976) : 温度勾配下の砂における水蒸気の凝縮と移動, *農業土木学会論文集*, **61** : 1-8.
- Monteith, J.L. and Unsworth, M.H. (1990) : *Principles of Environmental Physics*, Second Edition. Edward Arnold, London.
- 長野敏英・大政謙次 (2005) : 新農業気象・環境学, 朝倉書店, 東京.
- Nimmo, J.R. and Miller, E.E. (1986) : The temperature dependence of isothermal moisture vs. potential characteristics of soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **50** : 1105-1113.
- Noborio, K., McInnes, K.J. and Heilman, J.L. (1996) : Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil : I. Theory. *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, **60** : 1001-1009.
- Noborio, K., McInnes, K.J. and Heilman, J.L. (1996b) : Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil : II. Field evaluation. *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, **60** : 1010-1021.
- Oke, T.R. (1978) : *Boundary Layer Climates*. Methuen & Co Ltd, London.
- Ortega-Farias, S., Antonioletti, R. and Olioso, A. (2000) : Net radiation model evaluation at an hourly time step for Mediterranean conditions. *Agronomie*, **20** : 157-164.
- Philip, J.R. and de Vries, D.A. (1957) : Moisture movement in porous media under temperature gradients. *Eos Trans. AGU*, **38** (2) : 222-232.
- Saito, H., Šimůnek, J. and Mohanty, B.P. (2006) : Numerical analysis of coupled water, vapor and heat transport in the vadose zone, *Vadose Zone J.*, **5** : 784-800.
- 斎藤広隆・坂井 勝・Šimůnek, J.・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, 土壤の物理性, **104** : 63-73.
- 坂井 勝・取出伸夫 (2006) : 古典を読む : J.R. Philip and D.A. de Vries 著「温度勾配下における多孔質体中の水分移動について」, 土壤の物理性, **103** : 105-112.
- Scanlon, B.R., Christman, M., Reedy, R.C., Porro, I., Šimůnek, J. and Flerchinger, G.N. (2002) : Inter-code comparisons for simulating water balance of surficial sediments in semiarid regions. *Water Resour. Res.*, **38** (12), 1323.
- Scanlon, B.R., Reedy, R.C., Keese, K.E. and Dwyer, S.F. (2005) : Evaluation of evapotranspiration covers for waste containment in arid and semiarid regions in the southwestern USA. *Vadose Zone J.*, **4** : 55-71.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. and Sejna, M. (2005) : The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 3.0. HYDRUS Software Series 1, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside, CA.
- van Bavel, C.H.M. and Hillel, D.I. (1976) : Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. *Agri. Meteo.*, **17** : 453-476.
- van de Griend, A.A. and Owe, M. (1994) : Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions. *Water Resour. Res.*, **30** : 181-188.
- van Genuchten, M.T. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, **44** : 892-898.

要 旨

土中の水分・温度の中期または長期変動を液状水・水蒸気・熱の同時移動計算に基づき予測するとき、大気と土の境界面における境界条件は、地表面で水収支式とエネルギー収支式を解くことで導くことができる。本報では、エネルギー収支式の各エネルギー成分を計算する際に、気温、湿度、風速の日データから簡単な補間式を用いて得られた連続データを使う方法を、乾燥地における裸地への適用実例を用いて解説した。求めた地表面熱フラックスを境界条件として用いたところ、高い精度で地温の長期変動予測が行うことができた。これより、地温の予測を大きく改善するために、単純に一部の気象データの精度を高めたり、また時間的に密に測定してデータ数を増やすことが必ずしも効果的でないことが示唆された。エネルギー収支式を解いて求められた境界条件を使う場合、地温や水分量を決定する様々な要素を、釣り合いのとれた精度で与えることが重要である。

受稿年月日：2007 年 9 月 15 日

受理年月日：2007 年 10 月 16 日

古典を読む

S. Takagi 著

「2 成層土壌を降下する水の流れの解析」

筑 紫 二 郎*

Reviewing classical studies in soil physics

“Analysis of the vertical downward flow of water through a two layered soil”

By S. Takagi

Soil Sci., 90 (2) : 98-103 (1960)

Jiro CHIKUSHI*

* Biotron Institute, Kyushu University, Hakozaki 6-10-1, Higashi-ku, Fukuoka 812-8581, Japan

Key words : layered soil, unsaturated water flow, pressure profile, open system, closed system

1. ま え が き

表題の論文に出会ったのは、筆者が大学院時代に成層土壌における不飽和浸透に関する研究を手がけた頃であった。当時、成層浸透に関する研究文献は少なく、貴重であったことを記憶している。著者である Takagi の経歴は定かでない。日本人研究者でありながら、日本での活躍はほとんどなく、土壌中の浸透については本論文以外目立った論文は見当たらない。表題の論文は、日本ではさほど評価されているとは思えないが、欧米ではその論文を基に、成層土壌における水分移動への関心が高まった形跡がある。本稿では、Takagi (1960) 論文に焦点を当て、この論文が書かれた背景および論文発表後の研究の進展を概説することによって、論文の真価を浮き彫りにすることを試みる。

2. 背 景

1940 年から 1950 年代にかけて、日本では成層浸透の研究が一種のブームになった。水田には耕盤と呼ばれる密度の高い層が形成されており、水の浸透は成層土壌を考慮する必要があったからである。上層が細かく、下層が粗い土壌の系を扱った室内実験では、2 層の境界面を中心に不飽和浸透の領域が発生することが明らかにされていた (図-1)。図-1 において、とくに 2 層の境界から下方に伸びる部分は圧力がほぼ一定であるため一定負

圧域と呼ばれてきた。しかし、後述するようにこの部分を一定負圧域 (図-1a) と見なすか、厳密には一定負圧域でなく遷移域の一部 (図-1b) と見なすかで解析法が異なることになる。

山崎 (1958) は、上層が下層に比べて透水性が小さい 2 成層の湛水条件下の浸透で生じる不飽和浸透 (以下、このような条件下の流れを単に成層浸透と呼ぶことにする) の状況が層によって異なり、不飽和域内の空気が大気とは遮断された状態にある上層 (閉鎖系) と、大気と連結した状態にある下層 (開放系) とでは流れのメカニズムが異なることを見出した。富士岡 (1954) は、不飽和浸透流に対して Navier-Stokes の式で説明を試み、成層浸透で発生する圧力分布の説明に適用したが、その適用範囲は限られており、不飽和透水係数が負圧 (又は水分) の関数である概念は取り入れてないため、その説明は十分に説得を与えるものでなかった。

ここで、成層浸透における開放系と閉鎖系の違いについて述べておこう。成層浸透のカラム実験を行う場合、開放系ではカラムの壁に細かい孔を穿ち、その孔を通して外気が自由に出入りできるようにするので、カラム内の水圧は大気圧と平衡する。一方、閉鎖系では、これらの孔が無く、カラム内の水は外気と接することはできない。

日本の研究者は、系によって不飽和の発生原因が異なるため、それらの系の現象の違いを明確に区別してい

*九州大学生物環境調節センター 〒812-8581 福岡市東区箱崎 6-10-1

キーワード : 成層土壌, 不飽和浸透流, 圧力分布, 開放系, 閉鎖系

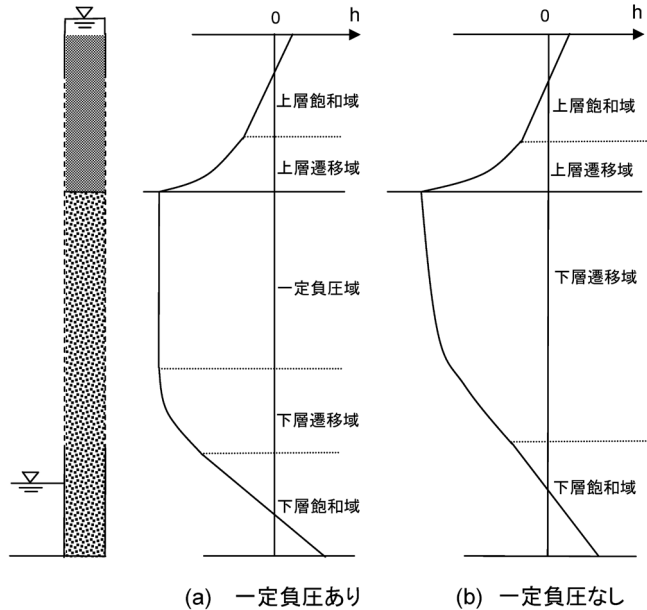


図-1 開放系における2成層の定常不飽和浸透の圧力分布

Fig. 1 Water pressure profiles in two-layered soil under steady flow of water in unsaturated condition in open system, (a) with and (b) without the constant pressure zone.

た。不飽和の発生は、開放系では土壤水の毛管圧の平衡によってもたらされたものであり、閉鎖系では主に浸透水中の溶存空気の析出によってできたものである。一方、欧米の研究者は閉鎖系の概念を当時でも現在でも持っていないため、彼らの研究は当初から開放系を前提としている。もちろん、Takagi 論文もこの前提に基づいて解析を進めている。

欧米でも、成層浸透に関する研究が日本とほとんど同時期に行われた。地下水涵養や下水処理などの状況において、土壌表面が長時間にわたり湛水に覆われることがあるという理由で、研究が進められている。そのきっかけとなる研究は Day and Luthin (1953) によるものである。彼らはカラムを使って2成層の浸透実験を行い、定常浸透のとき境界面を最大負圧とする圧力分布が生じ、それがダルシー式で説明できることを示した。しかし、この段階では負圧の発生は示しているものの、不飽和あるいは不飽和浸透についてまでは言及されていない。成層浸透の特質を明らかにし、解析的説明を与えた最初の研究者は Kisch (1959) である。その発表は、Takagi 論文発表のほんの1年前のことである。Kischの研究では、不飽和浸透の存在を認め、拡張されたダルシー式(不飽和透水係数と毛管水頭との関係)を用い、理論的解析を

進め、浸透の諸特性を明らかにするとともに、浸透に与える地下水位の影響や土の膨潤の影響についても論及している。

不飽和浸透について歴史をたどると、Buckingham の時代にまで遡らなければならない。その辺の事情については、Narasimhan (2005) に詳しいので、それに従って説明する。1822年フーリエが熱拡散モデル(熱流束が温度勾配に比例)を確立して以来、いろいろな分野でそのモデルのアナロジーとして物質移動式が開発された。代表的なものとして、電流の流れを表すオーム式や溶質の拡散を表すフィック式があるが、水分移動のダルシー式もそのひとつである。Buckingham の時代、ダルシー浸透式がすでに存在していたが、その妥当性は飽和浸透に限られていた。Buckingham は土壤物理学者として農地で生じる物理現象とりわけ土壌水分移動に興味を持っていた。彼が扱った、マルチの蒸発抑制効果や乾燥地における土壌の蒸発抑制効果に関する問題も重要であるが、最も重要な研究は以下に述べる毛管水分移動に関するものである。

Buckingham は、熱拡散流の類似性に基づいて、不飽和浸透流の概念を確立した。すなわち、毛管電導度と毛管ポテンシャルを定義し、不飽和土壌中の水分フラックス

が毛管電導度と毛管ポテンシャル勾配との積であるとした。これは、結果的にはダルシーの法則の不飽和流への拡張であるが、Buckingham は、不飽和流のダルシー式は飽和流の場合と違って非線形となり、複雑なものであることに気づいていた。また、式を実験によって立証することは、当時不可能と思われていた。それは、毛管電導度は水分の関数であって、実験では一定の低水分を維持した境界条件を設定する必要があるし、しかも平衡するには多大の時間を必要とするといった理由からである。その後、Buckingham の概念は Richards によって引き継がれ、非線形の不飽和水分移動式が生まれた (Richards, 1931)。Richards 自身はこの式を解こうとはしなかった。しかも Buckingham の概念の立証不可能ということがその後の研究の進展を拒み続けた。

不飽和浸透流の解析研究が動き出したのは、1950 年代に Philip (1957) や Klute (1952) によって解が導かれ、彼らの研究が評価され始めた 1960 年代以降である (Narasimhan, 2005; Raats and van Genuchten, 2006)。したがって、Takagi の論文が出た時代は、すでに Buckingham の式や Richards の式、さらには Philip や Klute の業績は知られていたが、ダルシーの法則は飽和流に対してのみ妥当性が認められていたものの、不飽和流に対する妥当性は一般的に認められない状況にあったと推察される。

3. Takagi の解析的研究

成層浸透で生じる不飽和浸透に関して、畑地を対象とする欧米と水田を対象とする日本とでは認識は異にしていた。前述のように、水田の成層土壌における浸透流では、上層が密で閉鎖系、下層が粗で開放系をなし、これら 2 つの系では浸透解析は扱いを異にすべきであると考えられていた (山崎, 1958)。Takagi は一般理論に基づいた成層浸透解析の必要性を主張し、その解析法の確立を試みたのである。

浸透解析を進めるに当たって 2 つの障害があり、Takagi がそれに神経を募らせている様子が前書きの部分で察せられる。ひとつは、浸透形態には開放系と閉鎖系があり、透水係数 k が圧力 p の関数というのが成立するのは開放系のみであり、閉鎖系では成立しないことを欧米の研究者に認識させることである。Takagi の解析においては、開放系を扱っていることを明確に仮定している。もうひとつの障害は、不飽和浸透におけるダルシー式の適用である。Takagi はその適用に当たってその式の妥当性を仮定している。この仮定は、当時の状況から判断して大変勇気が要ることであったと推察する。Takagi の論文に先立って、1 年前に Kisch (1959) の論文が発表さ

れている。この発表は Takagi にとって不運と幸運の両方をもたらしたと想像する。不運な面は、2 成層浸透の解析のプライオリティを取られたことであり、幸運な面は不飽和浸透における Darcy 式の適用 (Kisch はその妥当性を仮定している) に自信をもたらしたことである。

Takagi の論文における問題の設定は、図-2 に示す成層土壌の定常浸透を解析することである。具体的には、上層の厚さ H_1 と下層の厚さ H_2 の土層において、上端に湛水 H_0 、下端で湛水 H_3 の条件で、水が定常浸透するとき土層内の圧力分布を求めることである。開放系において図-1a のような圧力分布が形成されることは、田淵 (1960) による部分流の研究から明らかにされていた。

まず、Takagi は水分または圧力の違いによって成層土層を 5 つの領域に分けている。つまり、上層の飽和域、上層の (圧力の) 遷移域、一定負圧域、下層の遷移域、下層の飽和域である。各領域に対して、ダルシー式を適用し積分を求めている。

ダルシー式は

$$v = -k \frac{\partial \varphi}{\partial y} \quad (1)$$

で表される。ここで、 v は単位面積、単位時間あたりの通過水量、 k は透水係数、 y は下方に正の鉛直座標、 φ は水理水頭 [原著では、速度ポテンシャルとなっている] である。 φ は

$$\varphi = \frac{p}{\rho g} - y \quad (2)$$

である。ここで、 p 、 ρ 、 g はそれぞれ圧力、水の密度、重力加速度である。

上層の飽和域では、 $y=0$ で $\varphi=H_0$ の条件で (1) 式を積分すると、

$$\varphi = -\frac{v}{k_1} y + H_0 \quad (3)$$

または、

$$\frac{p}{\rho g} = -\left(\frac{v}{k_1} - 1\right) y + H_0 \quad (4)$$

ここで、 k_1 は上層の飽和透水係数である。下層の飽和域では、

$$\varphi = \frac{v}{k_2} (H + H_3 - y) - H \quad (5)$$

または、

$$\frac{p}{\rho g} = -\left(1 - \frac{v}{k_2}\right) (H + H_3 - y) + H_3 \quad (6)$$

である。ここで、 k_2 は下層の飽和透水係数、 $H=H_1+H_2$ である。 $y=y_B$ および $y=y_E$ では、 $p=0$ であるから、

$$\left(\frac{v}{k_1} - 1\right) y_B = H_0 \quad (7)$$

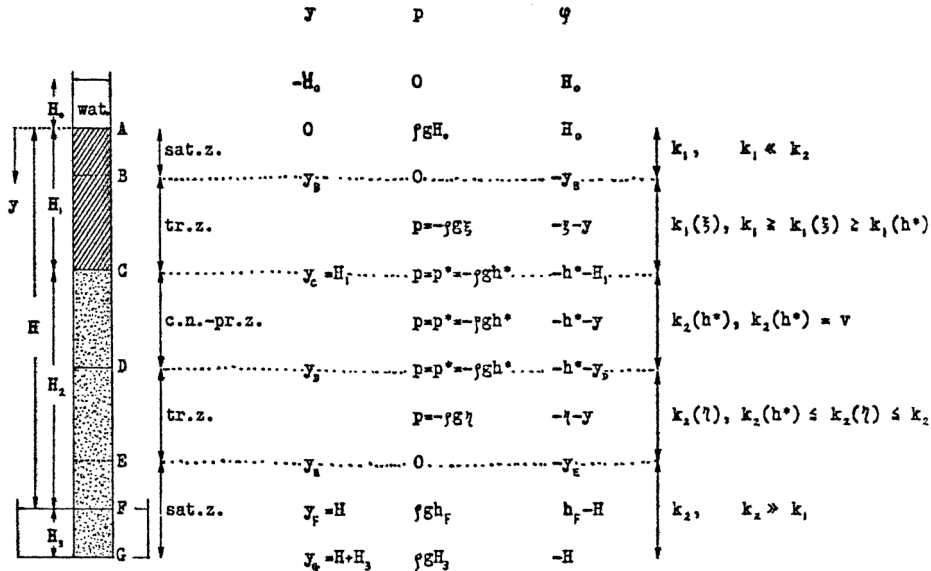


図-2 Takagi が解析した成層土壌における水の流れ (Takagi, 1960)

Fig. 2 Water flow system that Takagi analyzed in a two-layered soil (after Takagi, 1960).

および

$$\left(1 - \frac{v}{k_2}\right)(H + H_3 - y_E) = H_3 \quad (8)$$

一定負圧域では、 $p = p^* = -\rho g h^*$ および $\varphi = -h^* - y$ であるから、

$$v = k_2(h^*) \quad (9)$$

ここで、() 付きの k_1 , k_2 , すなわち $k_1(\xi)$, $k_2(\eta)$, は不飽和透水係数を表す。上層遷移域では、

$$\frac{d\xi}{dy} = \frac{v}{k_1(\xi)} - 1 \quad (10)$$

ここで、 $p = -\rho g \xi$ である。上式を積分すると、

$$\int_0^{\xi} \frac{d\xi}{v/k_1(\xi) - 1} = y - y_B \quad (11)$$

C点では $\xi = h^*$ となり、(7)式を用いると、

$$\int_0^{h^*} \frac{d\xi}{v/k_1(\xi) - 1} = H_1 - \frac{H_0 k_1}{v - k_1} \quad (12)$$

(9)式を用いて、 v を置き換えると、

$$\int_0^{h^*} \frac{k_1(\xi) d\xi}{k_2(h^*) - k_1(\xi)} + \frac{H_0 k_1}{k_2(h^*) - k_1} = H_1 \quad (13)$$

下層の遷移域では、

$$\frac{d\eta}{dy} = \frac{v}{k_2(\eta)} - 1 \quad (14)$$

境界条件 $y = y_E$ で $\eta = 0$ であるから

$$\int_0^{\eta} \frac{d\eta}{1 - v/k_2(\eta)} = y_E - y \quad (15)$$

ここで、 $p = -\rho g \eta$ である。D点では $\eta = h^*$ であるから

$$\int_0^{h^*} \frac{d\eta}{1 - v/k_2(\eta)} = y_E - y_D \quad (16)$$

である。この式から、一定負圧域と下層遷移域との境 y_D が求まる。Gardner (1958) の式を用いた(16)式の計算は、Zaslavsky (1967) によって示されている。ただし、(16)式

の計算において、Takagi は収束条件として、 $1 - \frac{v}{k_2(\eta)}$ が $(h^* - \eta)^\alpha$ (ここで、 $\alpha < 1$) に比例することとしている。

以上の結果を整理すると、上層の飽和域は(4)式、上層の遷移域は(11)式 (y_B は(7)式から代入)、一定負圧域は(12)式、下層遷移域は(15)式 (y_E は(8)式から代入)、下層飽和域は(6)式からそれぞれ圧力分布が得られる。

Takagi は解析結果から成層浸透の2つの特徴を導き出している。そのひとつは、浸透速度の大きさについてである。(7), (8)式の左辺の括弧内はともに正であること、また(12)式の左辺は正であることから、

$$k_2 > v > k_1 \left(1 + \frac{H_0}{H_1}\right) \quad (17)$$

の関係を示している。

他のひとつは、一定負圧域についてである。図-1においては、一定負圧域の位置を勝手に仮定しているが、一定負圧域が存在するとすればこの仮定の状況しかないことを示している。つまり、一定負圧域は上層まで伸びることもないし、2層境界面より下の位置からこの領域が

始まることもないということである。

4. ポスト Takagi 論文

Takagi 論文が発表された後、成層浸透流に関連する研究が続けて発表されている。まず、Behnke and Bianchi (1965) はストレーンゲージをテンシオメータと接続した計測器を用い、成層土壌のカラム実験から圧力分布を求めている。その結果、一定負圧域を含む圧力分布 (図-1) が再確認されたことになる。

Zaslavsky (1963) は、Takagi の示した圧力分布は湛水深によって影響されるとし、飽和浸透から不飽和浸透への移行条件および不飽和浸透から飽和浸透への移行条件を調べた。前者 (H_0 下降過程) の場合、土壌の限界毛管水頭または空気侵入値 h_c を考慮し、飽和浸透から始まり、図-1 のような型の不飽和浸透が生じる条件を導いた。〔原著 (8) 式〕

$$H_0 < H_1 \left(\frac{k_2}{k_1} - 1 \right) - h_c \left(\frac{k_2}{k_1} \frac{H_1}{H_2} + 1 \right) \quad (18)$$

一方、後者 (H_0 上昇過程) の場合、〔原著 (15) 式〕

$$H_0 > H_1 \left(\frac{k_2}{k_1} - 1 \right) - h_c \quad (19)$$

これらの間にはヒステリシスがあり、 $h_c = 0$ のときこれらの式は一致するとしている。

このような不飽和浸透の発生条件は、地表湛水時の浸透速度および下層における横方向への浸透の発生と関連していることが考えられた。しかし、解析を進めて、不飽和条件では浸透速度は湛水深 H_0 に比例しないが、 H_0 が大きくなるにつれて比例するようになること、地下水位が 2 層の境界付近まで上昇しない限り浸透速度は地下水位に影響されないこと、透水性の低い上層が存在しても下層においては水平への流れは生じないことを明らかにしている (Zaslavsky, 1967)。

Srinilta *et al.* (1969) は、Takagi (1960), Kisch (1959), Zaslavsky (1963, 1967) で得られた成果の検証を行うため、つまり成層浸透に対する上下層の厚さ、湛水深、流出端の圧力、ヒステリシスの影響を調べるため定量的な実験を行っている。Srinilta *et al.* の実験結果は、定常流では流速が上層の飽和透水係数より大に下層の飽和透水係数より小になるという Takagi の理論の一つの結果と一致している。また、定常流速は下層の浸透特性には依存せず、湛水深の増大とともに増大し、上層の厚さの増大とともに減少するという Kisch の結論とも一致している。

また、Srinilta *et al.* は下層の遷移域が 2 層の境界面まで伸びた状態を取り扱っている (図-1b)。このような状態は下層の厚さが短い場合や流出端の圧力が高い場合

に相当する。この場合、(11) 式と (15) 式から連立方程式として h^* と v を決定し圧力分布を求めることができる。具体的には、まず上層の空気侵入値を h_{01} とし、負圧域での飽和部分を考慮して [(11) 式で H_0 の代わりに $H_0 - h_{01}$ を用いる]、(7) と (11) 式上層遷移域の深さ y と圧力水頭 h との関係は、〔原著 (4) 式〕

$$\int_{h_{01}}^h \frac{k_1(h)dh}{k_1(h)-v} = y - \frac{k_1(H_0-h_{01})}{v-k_1} \quad (20)$$

同様に、下層遷移域では、空気侵入値を h_{02} とし、下層負圧域での飽和部分を考慮して [(15) 式で H_3 の代わりに $H_3 - h_{02}$ を用いる]、〔原著 (5) 式〕

$$\int_h^{h_{02}} \frac{k_2(h)dh}{k_2(h)-v} = H_1 + H_2 - \frac{k_2(H_3-h_{02})}{k_2-v} - y \quad (21)$$

である。これらの式では、圧力水頭 h は Takagi 論文の ξ や η に相当することに注意。 (20) と (21) 式を用いて圧力分布を計算するには未知変数を決定する必要がある。 $y = H_1$ で $h = h^*$ と置き、(20)、(21) 式を連立方程式として解いて未知変数 h^* と v が求まり、結局 y に対する h が計算できる。このように、Srinilta *et al.* は地下水位が高い場合、上下層の遷移域が接触し、一定負圧域が消滅する現象について解析法を示している。さらに、Takagi が提示した $k_2(h)$ に対する Gardner 型の関数 ($k_2(h) = ab/[b + (h - h_c)^a]$) 〔原著 (9) 式〕; ここで、 a , b , α は定数) とその制限 $0 < \alpha < 1$ を用いると、(16) 式の積分が収束しないことを見つけ、一定負圧域そのものが存在しないと結論付けている。定常流速に関しては、上層の飽和透水係数より大きく、下層の飽和透水係数より小さくなるという結果 ((17) 式) は Takagi の理論との一致を示している。

Srinilta *et al.* の研究から 20 年ほど遅れて、Warrick and Yeh (1990) は、Takagi, Zaslavsky, Srinilta *et al.* の解析法を利用し、成層土壌からの蒸発に対する解析を含めた一般解に拡張している。

5. 閉鎖成層浸透の展開

上述の不飽和の成層浸透は、開放形を対象にしていた。日本では、これら開放系の研究と並行して閉鎖系の研究も行われてきた。

黒田 (1966) は閉鎖系の実験を行い、不飽和域が下層の上端 (2 層の境界面) から発生し、それが下方に進行し、下層に一定負圧域が形成されることを観察している。さらに、一定負圧域が伸長するにつれて、圧力値が上昇し、やがて平衡して最終的に開放系に似た圧力分布 (図-1a) を呈することを認めている。これらの結果は、別に行われた中村 (1969) や筑紫 (1981) の結果とも一致している。

このように閉鎖系の圧力分布は開放系の分布に似ているが、それらの違いは、例えばカラム下端の圧力水頭を上昇させることによって明確になる。図-3に示すように、開放系では一定負圧域が十分に発達しているとき、一定負圧域の圧力水頭および浸透流速は下端の水頭が多少上昇しても変化しない (Kisch, 1959; 田辺ら, 1974) が、閉鎖系では下端の水頭上昇に伴い圧力分布全体が上昇することになる (筑紫, 1981)。

閉鎖浸透の場合、土中の空気は浸透水からの気泡の発生と深い関わりがある。閉鎖系における気泡の発生に関しては、巽 (1953) や八幡 (1960) による先駆的な研究がある。巽は浄水工学の立場から浸透槽における溶存空気の析出に関する研究を進めた。浄水で行われる砂濾過浸透においては、浸透水に含まれるガスの一部が遊離して気泡となり流路を防ぐことによって流れを阻止する現象 (air binding) が把握されていた。巽は気泡の発生が Henry の法則に基づくものとして、温度および圧力の変化に伴う遊離空気量の計算法を示すと共に、遊離した空気の気泡が小さい間、気泡の膨大によって蒸気圧が急増するが、気泡が大きくなるにつれて蒸気圧の増加が極めて小さくなることを提示している。そのことから、気泡の増加は主に新たな遊離空気量の増加によるものであり、水の負圧の進行に伴い気泡内の圧力も低下すること

から気泡の大きさが大きくなると結論づけている。

八幡は図-4のようなガラス製の模型孔隙を作製し、水を流して気泡の発生位置、気泡量、気泡の発生・成長過程を観察した。その結果、気泡は孔隙の拡大部に生じやすいこと、発生部において気泡の体積が増すにつれて流

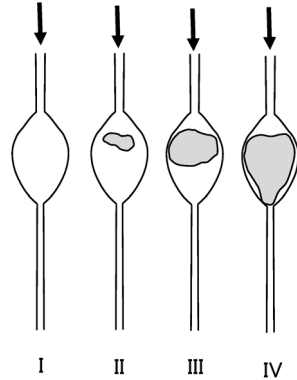


図-4 拡幅ガラス管に水を流した場合の気泡の発生状況 (八幡, 1960)

Fig. 4 Emergence of air bubbles in the expanded zone during water flow through the glass pipe. Time elapses from I to IV. (after Yahata, 1960)

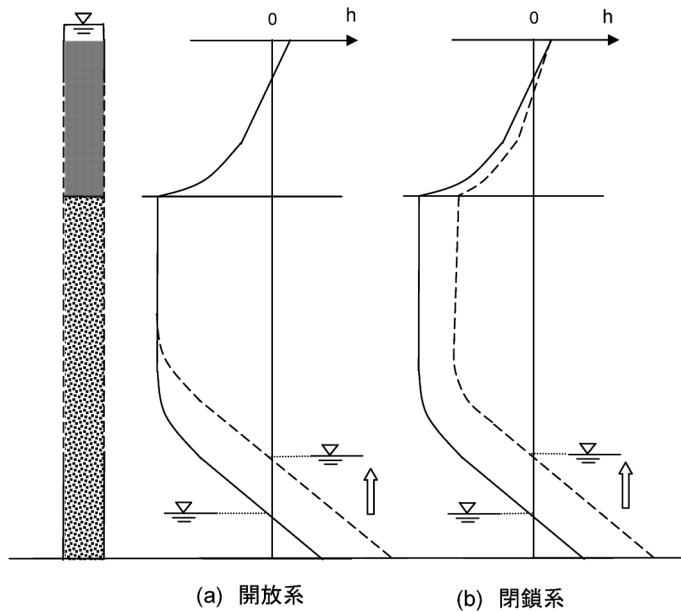


図-3 カラム下端の水位上昇による開放系と閉鎖系の圧力分布の相異

Fig. 3 Changes in water pressure profiles due to the elevation of outflow pressure in (a) open system and (b) closed system.

量が減少すること、気泡は孔隙中を浮上したり、気泡同士で合併したりして気泡の成長が終わり、流量が一定値に安定することを示した。さらに、八幡が示した気泡発生 の主要な 3 つの条件は、低圧、攪乱 (agitation)、核の存在である。これらはビールや炭酸水を容器からコップに空けるときに観察される気泡の変化を見れば明らかである。八幡は示していないが、温度も重要な要素であることは論をまたない。

黒田 (1966) は、浸透負圧層において生じる、遊離した空気による透水係数の変化に対してヘンリーの法則およびボイル-ゲイ・リュサックの法則を適用し、遊離空気量、飽和度、透水係数の関係をモデル表示した。さらに、自ら考案した、一定負圧の浸透装置を用いて実験を行い、モデルの妥当性を示した。その後、筑紫 (1981) は黒田の成果 (Henry の法則を用いた気泡量の推定法) を踏まえて閉鎖系の成層浸透流の圧力分布に対する、一つの解析モデルを提示している。

6. 不飽和透水係数

Takagi の論文発表時期は不飽和透水係数の関数表示が次第に発表されてきた時代でもあった。Gardner (1958) は理論解析から関数 $k(\Psi)$ (ここで、 $\Psi(=-p/(\rho g))$ はマトリックポテンシャル) を提示した。一方で 1950 年代から、土壌の間隙分布密度関数とポアズイユの毛管流速の式に基づいて統計的に $k(\theta)$ (ここで、 θ は体積含水率) を関数表示する研究開発が行われ、Childs and Collis-George (1950) から Mualem (1976) に至る一連の研究を経て van Genuchten (1980) の関数式が導かれた。著者らは断っていないが、これらの研究は開放系における水分移動に限定していることに注意を要する。

そもそも、テンシオメータは不飽和条件下におけるマ

トリックポテンシャルを測定するものであるが、閉鎖系においても開放系と同様に使用されてきた。それが妥当であるかどうかはまだ立証されておらず、従来からあまいにされてきた。

図-5 のようにテンシオメータの先端の多孔材質と土壌との接触を考える。開放系の場合、土壌水の水圧が変化すると、大気と接する水分のメニスカスの曲率半径が変化し、水分量の変化が生じる。この水分量の変化はテンシオメータの示す圧へと影響する (図-5a)。一方、閉鎖系の場合、土壌水圧の変化はテンシオメータ圧へと伝わるが、気泡の大きさへの影響はどれほどになるか推測がつかない。つまり、 Ψ と θ の関係が定まらない (図-5c)。このことについて、田淵 (1950) は解説し、「開放系では不飽和≡毛管膜≡負圧の関係が成り立っているが、閉鎖系では不飽和であっても空気が気泡の状態であるため毛管膜はできない」と述べている。より一般に観察される状況は、図-5b に示す、開放系と閉鎖系を含む場合である。このような不飽和の状況の違いは透水係数の評価にも影響する可能性がある。

閉鎖系の場合、上述した Gardner, Brooks and Corey (1964), van Genuchten 等の関係式は通用しない。閉鎖系の浸透流について研究された当時、閉鎖系の Ψ と θ の関係は立証されておらず、それらと k との関係も明確でなかった。そのため、閉鎖系における $k(\theta)$ あるいは $k(\Psi)$ をどのように表示すべきかが課題となっていた。そんな中、黒田 (1966) は次の Irmay (1954) の式を見だし、閉鎖系の解析に利用している。〔原著 (14) 式〕

$$k(\theta) = k_s \frac{(S - S_0)^3}{(1 - S_0)^3} \tag{22}$$

ここで、 k_s は飽和透水係数、 $S (= \theta/n; \text{ここで、} n \text{ は間隙率})$ は水分飽和度、 S_0 は限界水分飽和度 ($= \theta_0/n; \theta_0$

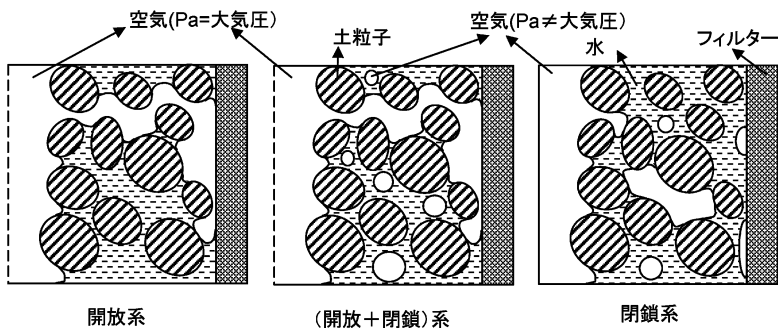


図-5 開放系および閉鎖系における不飽和状況とテンシオメータとの関係

Fig. 5 Unsaturated conditions contacting with tensiometer filter depending on the type of air : (a) atmospheric air, (b) atmospheric and entrapped air, and (c) entrapped air.

は流れに関与しない死水部分を指す) である。Irmay は Wyckoff and Botset (1936) の実験結果 (図-6) に基づいてこの式の妥当性を実証している。Wyckoff and Botset の実験 (図-7) では、電解質溶液 (NaCl) の浸透液量測定、CO₂ の浸透ガス量測定、電気抵抗計測による飽和度

の測定、カラム壁面のスクリーン部分と接合した水銀マノメータによる圧力測定が行われている。また、浸透液は CO₂ で飽和されており、浸透層内のガス量の調節はカラムの一方の端にあるボンベからの CO₂ ガス供給量を調節して行われる。この実験の場合、浸透槽内の空気は封入空気 (閉鎖系) と見なされ、閉鎖系浸透流に対する 2 式の適用の妥当性が認められる。

ところで、水銀マノメータは何の圧力を計測しているのでしょうか。おそらく空気圧と水圧の平均化された値であると思われる。気泡が存在する状況 (図-5c) でこの平均化された圧力と飽和度とは一価の関係が成り立つとは思えない。飽和度の変化は気泡の体積の変化によってもたらせるが、圧力が異なってもそれほど空気体積が変わらないことがあるからである。メニスカスの平衡関係は気液の圧力差に依存しているため、仮に水圧が Δp 上昇しても空気圧も Δp 上昇すれば、体積 (メニスカス) に変化はないはずである。このように、図-5 に示す不飽和の形態によって不飽和透水係数と水分量との関係がどう変化するのは現在でも関心深い問題である。

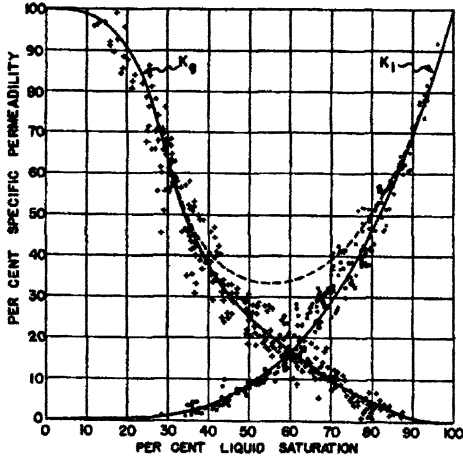


図-6 砂おける相対透過度と飽和度との関係

Fig. 6 Relative specific permeabilities of air and water depending on water saturation in sand (after Wyckoff and Botman, 1936)

7. あとがき

浸透流の研究の発展過程を考えると、まず均一な土壌を取り扱い、次第に複雑な系を扱うようになってきた。最近では不均一土壌を対象とする研究が数多く見られるよ

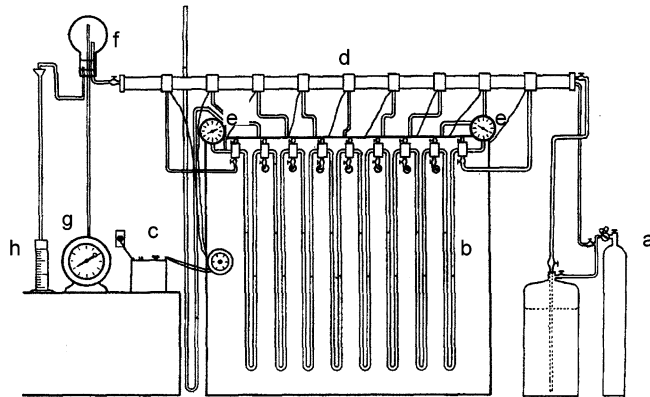


図-7 Wyckoff and Botset (1936) が用いた実験装置. a. CO₂ ボンベ; b. 水銀マノメータ (圧力計測); c. 電気抵抗メータ (水分計測); d. 土壌カラム+リング (圧力タップ (b) に接続) とスクリーン (c) に接続) を含む); e. ガス・液供給調整器; f. ガス・液分離器; g. ガスメータ; h. メスシリンダ. (原図に符号加筆)

Fig. 7 Apparatus used by Wyckoff and Botset (1936)'s experiment. a. CO₂ gas cylinder; b. mercury manometer; c. electric resistance meter; d. soil column plus ring, including pressure tap, connected with b, and wire screen, connected with c; e. gas and liquid supply regulator; f. gas and liquid separator; g. gas meter; h. graduated cylinder. (with alphabetical marks to the original figure)

うになったが、最も単純な不均一系は成層土壌である。扱った土壌を均一から不均一土壌にすることによって、いろいろな付随する現象が発生する。それらには、選択流、不飽和、負圧域の発生などが含まれる。Takagi 論文はこの複雑な成層土壌系の解析に向けて第 1 歩を記したものである。本稿で述べたように、開放系の研究とともに閉鎖系の研究があり、それらは当然対比され、現象的に明確に区別されるべきである。したがって、Takagi が扱った解析内容の周辺には様々な面で研究の余地があったし、未決の問題も多い。

Takagi 論文は世界の土壌物理学研究に金字塔を樹立するような業績ではない。しかし、成層浸透に対する興味を世界的に高め、滞っていた Buckingham の概念の理解を推し進めるきっかけを作った研究者の一人として、Takagi は評価されよう。さらに、今日、日本の土壌物理学の若き研究者達が盛んに国際誌に投稿するようになったが、その先駆者が Takagi であったことも評価できよう。

引用文献

- Behnke, J.J. and W.C. Bianchi (1965) : Pressure distribution in layered sand columns during transient and steady-state flow. *Water Resour. Res.*, **1** (4) : 557-562.
- Brooks, R.H. and A.T. Corey (1964) : Hydraulic properties of porous media. In : *Hydrology paper 3*. Fort Collins, CO : Colorado State Univ., pp. 27.
- 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.
- Childs, E.C. and N. Collis-George (1950) : The permeability of porous materials. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A* **201** : 392-405.
- Day, P.R. and J.N. Luthin (1953) : Pressure distribution in layered soils during continuous water flow. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **17** (2) : 82-91.
- 富士岡義一 (1954) : 土壌の鉛直降下浸透における負圧発生機構に関する研究 (I), *農業土木研究*, **21** (6) : 8-13.
- Gardner, W.R. (1958) : Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, **85** : 229-232.
- Irmay, S. (1954) : On the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Trans. Amer. Geophys. Union.*, **35** (3) : 463-467.
- Kisch, K. (1959) : The theory of seepage from clay-blanketed reservoir. *Geotechnique*. **9** : 9-21.
- Klute, A. (1952) : A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. *Soil Sci.*, **73** : 105-116.
- 黒田正治 (1966) : 溶解気体による不飽和浸透の発生とその浸透性に関する研究。九大農芸誌, **22** (3) : 225-300.
- Mualem, Y. (1976) : A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, **12** (3) : 513-522.
- 中村忠春 (1969) : 土の毛管浸透についての基礎的研究。愛媛大農紀要, **14** (1) : 106.
- Narasimhan, T.N. (2005) : Buckingham, 1907 : An appreciation. *Vadoze Zone J.*, **4** : 434-441.
- Philip, J.R. (1957) : The theory of infiltration : 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.*, **83** : 345-357.
- Raats, P.A.C. and M.Th. van Genuchten (2006) : Milestones in soil physics. *Soil Sci.*, **171** (1) : S21-S28.
- Richards, L.A. (1931) : Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, **1** : 318-333.
- Srinilta, S., D.R. Nielsen. and D. Kirkham (1969) : Steady flow of water through a two-layer soil. *Water Resour. Res.*, **5** (5) : 1053-1063.
- 田淵俊雄 (1950) : 負圧浸透について。土壌の物理性, **1** : 9-16.
- 田淵俊雄 (1960) : 浸潤とそれに続く浸透 II。一乾燥ガラス粒の成層におけるタン水降下実験一。農土研別冊 (1) : 13-19.
- Takagi, S. (1960) : Analysis of the vertical downward flow of water through a two layered soil. *Soil Sci.*, **90** (2) : 98-103.
- 田辺邦美・田中 明・大沢敏彦・辻 勝年・大東光一 (1974) : 水稲田の浸透水管理に関する実験的研究。九大農芸誌, **28** (2) : 105-113.
- 巽 巖 (1953) : 砂ろ過床における空気の遊離について。水道協会誌, **225** : 2-11.
- Van Genuchten, M.Th. (1980) : A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44** : 892-898.
- Warrick, A.W. and T.C.J. Yeh (1991) : One-dimensional, steady vertical flow in a layered soil profile. *Adv. Water Resour.*, **13** : 207-210.
- Wyckoff, R.R. and H.G. Botset (1936) : The flow of gas-liquid mixtures through unconsolidated sands.

- Physics, **7** : 325-345.
- 山崎不二夫 (1958) : 成層土壌の降下浸透に関する研究.
東大農地工, 研究の資料と記録, **6** : 1-30.
- 八幡敏雄 (1960) : エアー・バインディングによる土の
透水性の低下について. 東大農地工, 研究の資料と
記録, **10** : 1-32.
- Zaslavsky. D. (1963) : Theory of unsaturated flow into
a non-uniform soil profile. Soil Sci., **97** (6) : 400-
410.
- Zaslavsky. D. (1967) : Saturation-unsaturation transi-
tion in infiltration to a non-uniform soil profile.
Soil Sci., **107** (3) : 160-165.

要 旨

水田圃場のように湛水が生じた条件下の成層土壌では、負圧浸透あるいは不飽和浸透になることが知られていた。その解析的扱いは、浸透系が開放系か閉鎖系かによって異なるが、1960年、Takagiは開放系の成層浸透について解析解を示した。この研究の発表後、欧米では成層浸透の研究に関心が高まりいろいろな議論が行われた。一方、日本では開放系の研究と並行して閉鎖系の成層浸透流の研究が進んだ。閉鎖系の研究では、気泡の発生、不飽和透水係数の評価等、現在でも検討すべき問題がある。

受稿年月日 : 2007年 6月 11日

受理年月日 : 2007年 10月 2日

小さな発見と失敗の積み重ね

鈴木 伸 治*

The Accumulation of Small Discovery and Error

Shinji Suzuki*

* Faculty of Regional Environment Science, Tokyo University of Agriculture,
1-1-1 Sakuragaoka, Setagaya, Tokyo, 156-8502, Japan

論文は、研究のまとめとして発表するものであるが、誰にでも、論文には書き込まれないような小さな発見や発展、あるいは失敗があり、また時には、そのような経験が別の機会に役に立つということがあろう。大学院に入ってすぐに、私は土壌の熱伝導率の測定を始めた。マイクロボルトメーターの出力をデータロガーで記録しようと試みたのだが、ヒートプローブの温度変化を示す曲線がひどく歪になり、きれいな曲線を描くことができなかった。当初、ヒーターへの電力供給量や、測定機器の異常が原因ではないかと考え、測定の手順を一つ一つ確認し、何週間も悩みに悩んでノイズの原因を考えていたが、一向に問題は解消されなかった。ある日、しかも深夜に、研究室の先輩に相談していたところ、データロガーの代わりにチャートレコーダーでデータを取ってみたいかどうかという話になり、早速、研究室の隅に保管してあったチャートレコーダーを引っ張り出して計測してみた。その結果、ヒートプローブの温度は見事に綺麗な曲線を描いた。結局、データロガーでノイズを拾っていたのは、ケーブルのシールド線をマイクロボルトメーターとロガー両者のグラウンドに繋いでいたためであった。チャートレコーダーにはグラウンドの端子がなかったため、偶然にノイズが生じない接続になっていたのである。この出来事は、デジタルとアナログの本質的な違いに起因するものではなかったが、結果的にアナログな機器に助けられた。先日、野外における観測システムの大掛かりな改修作業を行っていたところ、一緒に作業をしていたある技術者から、2つの機器を接続するケーブルのシールド線は、片方の機器のグラウンドにのみ接続すればよい（両者のグラウンドに繋いではならない）ということを改めて教えていただき、9年前にまさにそのことで悩んでいた私は大きく領けた。

さらにその後、TDR で不凍水量を測定し始めた時、TDR 機器とデータロガーに個別の電源から電力を供給

したところ、データがノイズだらけになってしまった。この問題は、TDR に供給する電源のマイナス側を、ロガーのグラウンドに落とすことによって解決された。電子機器を用いた測定や観測を行う際には、ノイズについてのノウハウをきちんと勉強しておくことが必須なのかもしれないが、怠慢ゆえにやっていない。ノイズは今でもなお悩みのタネになっている。

ポスドクとして初めて赴任した国際水管理研究所では、荒廃土壌の改良が研究テーマの一つであった。これは先に栽培や土壌化学の研究者が野外試験をしていたところに、私が赴任したことによって物理性の改善効果を調べるというものであった。試験区は完全乱塊法で設定され、分散分析を行って結果を最小有意差で評価しなければならなかった。実験計画は当然身につけておかなければならない知識であった。博士課程の時にわずかながら独学で勉強していたので助かったが、分散分析程度なら、学部か、少なくとも修士課程で学んでおくべきだと思う。最小有意差を理解する際に得た知識は、2回目のポスドク先である北海道農業研究センターに赴任した際、気候の長期変動傾向を Mann-Kendall の順位相関で解析するのに役立った。ちなみに、分散分析や最小有意差を開発した Sir R. Fisher が、ローザムステッド農業試験場の人であったことを知ったのは最近のことである。科学のいろいろな分野で扱われている統計的手法が農学から興ったものであることが、何だか感慨深い。

私の未熟さを露呈してしまう内容となってしまったが、記憶の中にしまっておくだけではいずれ消えてしまうので文章にしてみた。大学院時代、もっぱら実験室の中に閉じこもった研究をしていたが、その後フィールドを対象とする機会が増えた。このように見る対象のスケールが変化しても、上に述べたような経験は、実験や観測を通して現象を解明しようとする際の方法論や、定量的な表現に努めようという心がけ、「なぜ？どうして？」と考

える姿勢のきっかけになっていると思う。大学院やポストドクでは、早いうちにいろいろな測定手法を身につけ、思考の「引き出し」や、その中に入れる「道具」の数を増やすべきだろう。小さな発見や失敗の積み重ねが、研

究に工夫を加えることにつながるのだと思う。

受稿年月日：2007年10月3日

受理年月日：2007年10月5日

Forest Environments in the Mekong River Basin

H. Sawada, M. Araki, N.A. Chappell, J.V. LaFrankie, A. Shimizu (Eds.)

Springer, 2007 ISBN 978-4-431-46500-3

本書は、2005年にカンボジアのプノンペンにおいて開催された国際森林研究機関連合（IUFRO）の研究集会「メコン川などの大陸河川流域を対象とする森林環境に関する国際研究集会」の成果を一冊の本にまとめたものである。全体としては、長期にわたる内戦などの影響で森林に関するデータの空白地帯となっていたカンボジアにおける最新の研究成果を中心に、インドシナ半島のメコン川流域の森林環境に関する幅広い成果が網羅された内容となっている。

本書は、第1部：森林水文（全12章）、第2部：森林管理（全4章）、第3部：森林生態（全10章）の3部からなり、それぞれの章は独立した1つの論文で構成されている。第1部では、カンボジアの高さ60mのタワーサイトで行われた気象観測、流出観測、土壌水分観測などに基づいて、対象地域の水文特性に関する成果を中心に報告されている。その他、タイの森林の蒸散特性やタイの3流域における流出特性のスケール依存性に関する成果なども報告されている。

第2部では、衛星画像の解析による、カンボジアの特定地域の詳細な土地利用の分類手法やメコン川流域全体の最近20年の植生変化に関する成果を中心に報告されている。その他、タイの森林流域の植生変化と土砂移動量の関係についても報告されている。

第3部では、カンボジアの特定地域を対象に行われた植生調査、土壌調査、土壌水分観測、地下水位観測に基づいて、植生型の分布と土壌型の分布の対応に関する成果を中心に報告されている。その他、ベトナムの森林植生と土壌との関係についても報告されている。

このように、本書は「メコン川流域の森林環境」という大きなテーマの下に集められた、学術的な基礎データを多く含む論文集としての性格が強い。このような本の

場合、個々の章（論文）の独立性が強くなることは避けられない。しかし本書には、メコン川流域全体を対象とする、立地要因と流出過程の関係についての総括的なレビュー（N.A. Chappell氏）や、蒸発散量の評価（S. Sawano氏）や、土地被覆の長期的な変遷（H. Saito氏）などの研究成果があり、これらが個々の章の全体の中での位置付けを明確にする役目を果たしている。

例えば、N.A. Chappell氏は、東南アジア地域における3つの主要な土壌型（Ferralsol, Acrisol, Alisol）は透水性が明瞭に異なることを示し、これらの土壌型と非固結堆積物層と基岩の組み合わせにより、各流域の大局的な流出過程が特徴付けられるという概念モデルを提示している。そして既存情報を概観して、土壌型と非固結堆積物層の分布や水理特性に関する情報が不十分であることを指摘している。これにより、第3部で示される、様々な土壌型での土壌の水理特性や土層厚分布とそこでの土壌水分や地下水位の変動の実態、さらには土壌型と植生型との分布の対応に関する成果などが、現段階でいかに基盤の情報として重要であるかを理解することができる。

以上のように、本書は、メコン川流域の水資源の有効利用という命題にとって必要不可欠な森林環境の情報を提供してくれるとともに、今後取り組むべき課題についても示唆に富んだ内容となっている。さらに、巻頭の全8ページにわたる、植生や河川や土壌断面のカラー写真も、カンボジアの森林環境の理解の一助となる。カンボジアやメコン流域に限らず、東南アジア地域の森林水文に興味のある人々に広く購読を勧めたい。

釣田竜也（森林総合研究所九州支所）

受稿年月日：2007年9月14日

受理年月日：2007年9月18日

I. 2007 年度第 3 回事務局会議

日 時：2007 年 6 月 23 日（土）
 場 所：九州大学 生物環境調節研究センター
 出 席：筑紫会長，長庶務幹事，近藤会計幹事，原口編
 集委員長

議 題：

1. 平成 19 年度土壌物理学会シンポジウムについて
 - (1) テーマ，ポスター作成等の事務打ち合わせ
 - (2) 会場下見
2. 編集委員会報告
3. 学会員動向
4. 国立大学教育研究評価委員会専門委員候補者の推薦

II. 2007 年度第 4 回事務局会議

日 時：2007 年 7 月 22 日（日）
 場 所：九州大学 生物環境調節研究センター
 出 席：筑紫会長，長庶務幹事，近藤会計幹事，原口編
 集委員長

議 題：

1. 平成 19 年度土壌物理学会シンポジウムについて
 - (1) シンポジウム準備状況と今後のスケジュール打ち
 合わせ
2. 学会収支逼迫への対応策検討（別刷の廃止等）

III. 2007 年度第 5 回事務局会議

日 時：2007 年 9 月 1 日（土）
 場 所：九州大学 生物環境調節研究センター
 出 席：筑紫会長，長庶務幹事，近藤会計幹事，原口編
 集委員長

議 題：

1. 平成 19 年度土壌物理学会シンポジウムについて
 - (1) 要旨集作成
 - (2) 評議員会，総会資料の内容について

IV. 2007 年度第 6 回事務局会議

場 所：九州大学 生物環境調節研究センター
 出 席：筑紫会長，長庶務幹事，近藤会計幹事，原口編
 集委員長

日 時：2007 年 9 月 15 日（土）

1. 平成 19 年度土壌物理学会シンポジウムについて
 - (1) シンポジウム当日準備等

V. 2007 (H19) 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

2007 年 9 月 14 日～20 日

採決

2007 年 9 月 21 日～26 日

出席委員：原口暢朗，川本 健，中村公人，石黒宗秀，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. 議 題

- (1) 編集幹事より提案のあった「土壌の物理性 106
 号」の発行計画が全会一致で承認された。
- (2) 編集委員長より提案のあった「電子メールを用い
 た投稿・閲読（案）」が全会一致で承認された。
- (3) 編集委員長より提案のあった「“依頼原稿”等に係
 る超過ページ負担を，“投稿原稿並み”という扱い
 で規定に明記」が全会一致で承認された。

(4) その他

- ・上記の(2)および(3)については，事務局会議を経
 て，評議員会資料に掲載する方向
- ・「電子メールを用いた投稿・閲読」等に係る内規
 の整備

VI. 2007 年度第 7 回事務局会議

場 所：九州大学 生物環境調節研究センター
 出 席：筑紫会長，長庶務幹事，近藤会計幹事，原口編
 集委員長

日 時：2007 年 9 月 29 日（土）

1. 平成 19 年度土壌物理学会シンポジウムについて

- (1) シンポジウム当日準備等
- (2) 参加者動向，要旨集印刷等

VII. 2007 年度第 8 回事務局会議

場 所：九州大学 生物環境調節研究センター
 出 席：筑紫会長，長庶務幹事，近藤会計幹事，原口編
 集委員長，その他 1 名（中野恵子氏）

日 時：2007 年 10 月 6 日（土）

1. 平成 19 年度土壌物理学会シンポジウムについて

- (1) シンポジウム当日の搬入物品およびスケジュール・
 役割分担最終打ち合わせ
- (2) 評議員会，総会資料の内容確定

VIII. 2007 (H19) 年度第 1 回評議員会

日 時：2007 年 10 月 13 日（土）12：30-13：25
 場 所：九州大学 西新プラザ 多目的室
 出 席：筑紫会長，井上副会長，原口編集委員長，長谷
 川学会賞選考委員長

評議員/長谷川, 谷山, 溝口, 加藤 (英), 西村 (拓), 坂西, 取出, 成岡, 中村 (公), 井上 (光), 諸泉, 原口, 森, 東, 藤巻
幹事/長, 近藤, 宮本 (輝)

議 題:

1. 審議事項

- (1) 2007 年度事業計画 (案) (庶務幹事)
 - (2) 2006 年度会計決算 (案)・監査報告 (会計監査 (当日欠席), 会計幹事)
 - (3) 2007 年度会計予算 (案) (会計幹事)
 - (4) 第 49 回シンポジウム (プログラム) の承認 (庶務幹事)
 - (5) 2006 年度学会賞 (論文賞) 者の承認 (選考委員長)
 - (6) 投稿規定の改正 (案) とその背景説明 (編集委員長)
 - ・投稿・閲読等の電子メール利用 (試行, 会告に掲載)
 - ・別刷贈呈の廃止と PDF ファイルの贈呈 (原稿規定 10 の改正)
 - ・原稿に係る規定ページの明記および超過ページ負担額見直し (原稿規定 1~5 の改正)
 - (7) 総会議長について (庶務幹事)
 - (8) その他
- 学会予算逼迫への対応について, 新規 (特に学生会員)

の加入促進, 投稿料の導入, 企業展示負担, 完全版下原稿の導入等について, 意見交換がなされた。

2. 報告事項

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

IX. 2007 (H19) 年度第 1 回総会

日 時: 2007 年 10 月 13 日 (土) 13:30-14:00

場 所: 九州大学 西新プラザ 大会議室

1. 議長選任
2. 2007 年度事業計画 (案)
3. 2006 年度会計決算 (案)・監査報告
4. 2007 年度会計予算 (案)
5. 第 49 回シンポジウム (プログラム)
6. 投稿規定の改正 (案) とその背景説明
7. 2006 年度学会賞 (論文賞) 表彰
 - 望月秀俊氏 (独立行政法人農業・食品産業技術総合研究機構 近畿中国四国農業研究センター)
「ナタネ油を混合した洗浄鳥取砂丘砂の熱伝導率とそのモデル化」
8. その他
9. 議長解任

X. 2006 年度会計収入・支出決算と会計報告

自 2006. 4. 1

至 2007. 3. 31

収入の部

項 目	予算額	決算額	増 減	備 考
繰 越 金	2,745,590	2,745,590	0	
正 会 員 会 費	1,636,800	1,996,000	359,200	
学 生 会 員 会 費	43,200	75,000	31,800	
賛 助 会 費	405,000	450,000	45,000	
外 国 会 員 会 費	35,200	0	▲ 35,200	
出 版 物 売 上	400,000	183,660	▲ 216,340	購読会費
雑 収 入	734,210	1,184,259	450,049	121,000 シンポ参加費, 192,000 情報交換会費, 別刷り, 学術会議協賛金等
合 計	6,000,000	6,634,509	634,509	

▲: 収入減

支出の部

項目	当年度予算	決算額	増 減	備 考
会誌製作費	3,600,000	3,481,937	118,063	会誌 102, 103, 104 号発行料等
総会, シンポジウム費	900,000	896,009	3,991	総会, シンポジウム開催費, 評議員会等
通信費	150,000	42,400	107,600	請求書送付料等
文具費	50,000	33,636	16,364	封筒代等
賃金	100,000	57,000	43,000	業務, シンポジウム手伝料等
交通費	500,000	247,860	252,140	会計監査, 事務引継等
会議費	50,000	11,570	38,430	
幹事手当	60,000	60,000	0	幹事 4 名分
編集委員会費	200,000	67,220	132,780	編集関係通信費等
広報関連費	0	0	0	院生・学生・若手研究者等への広報活動他 (2004 年度新設)
学会賞選考委員会費	50,000	3,129	46,871	賞状・記念品代等
企画準備委員会費	0	0	0	土壌の物理性 100 号記念号および測定法に 関する企画の準備
選挙管理委員会費	250,000	123,610	126,390	
業務委託費	0	0	0	会誌発行業務, 会員管理事務委託費等
予備費	90,000	0	90,000	
決算額合計	6,000,000	5,024,371	975,629	
次年度繰越金	—	1,610,138	—	
合計	6,000,000	6,634,509	634,509	

▲：当年度支出増

XI. 2007 年度会計予算

自 2007. 4. 1
至 2008. 3. 31

収入の部

項目	予算額	備 考
繰越金	1,610,138	
正会員会費	1,619,200	368 人×5,500 円=2,024,000×0.8
学生会員会費	57,600	24 人×3,000 円=72,000 円×0.8
賛助会費	198,000	11 社×22,500 円=247,500 円×0.8
外国会員会費	26,400	6 人×5,500 円=33,000 円×0.8
出版物売上	360,000	購読会費, バックナンバー売り上げ, 用語事典売り上げ
雑収入	828,662	広告料 (60,000), シンポ参加費 (約 90 人), 情報交換会費 (約 60 人), 別刷, 利息等
合計	4,700,000	

支出の部

項目	当年度予算	前年度予算	増減	備考
会誌製作費	2,700,000	3,600,000	▲900,000	会誌 105, 106, 107 号発行料等 (1 号 650 部 約 90 万円)
総会, シンポジウム費	900,000	900,000	0	総会, シンポジウム開催費, 評議員会等
通信費	100,000	150,000	▲50,000	バックナンバー, 請求書送付料等
文具費	50,000	50,000	0	封筒代等
賃金	100,000	100,000	0	業務, シンポジウム手伝料等
交通費	100,000	500,000	▲400,000	交通費等
会議費	50,000	50,000	0	事務局会議費
幹事手当	60,000	60,000	0	幹事 4 人分
編集委員会費	150,000	200,000	▲50,000	編集関係通信費等
広報関連費	0	0	0	院生・学生・若手研究者等への広報活動他 (2004 年度新設)
学会賞選考委員会費	50,000	50,000	0	学会賞選考委員会会議費, 賞状・記念品代等
企画準備委員会費	0	0	0	
選管委員会費	0	250,000	▲250,000	
業務委託費	0	0	0	
予備費	440,000	90,000	350,000	
合計	4,700,000	6,000,000	▲1,300,000	

▲: 当年度減

XII. 2006 年度会計監査報告

土壌物理学会

会長 長谷川 周一 殿

土壌物理学会

会計監査

渡辺 治郎 (印)

矢沢 正士 (印)

会計監査報告

2006 年度, 土壌物理学会会計の収入支出決算書ならびに関係帳簿類について, 2007 年 4 月 16 日に厳正に監査を行った結果, それらの執行は適正であり, 提出のとおり相違ないことを確認した。

XIII. 会員消息 (2007 年 10 月 19 日まで)

入会 正会員 原 晴彦
 正会員 相澤 泰造
 正会員 大津 善雄
 正会員 井本由香利
 正会員 龍野 栄子
 正会員 大貫 靖浩

正会員 深見公一郎

正会員 中川 啓

正会員 福田 哲郎

学生会員 趙 宇清

学生会員 古田 智弘

学生会員 梁 偉立

学生会員 杉本 雄一

学生会員 平田 大貴

学生会員 百瀬 年彦

学生会員 濱本昌一郎

学生会員 平井 優也

賛助会員 アイネクス株式会社

退会 正会員 風間 秀彦

正会員 矢部 勝彦

正会員 富田平四郎

正会員 辻村 真貴

正会員 古畑 哲

正会員 Pongpatanasiri Sukthai

学生会員 高橋 千穂

学生会員 石濱 嘉夫

学生会員 佐野 勝俊

現在会員数（2007年10月19日現在）

正会員数（国内）：371

同（海外）：6

学生会員数：25

賛助会員数：11

小計：413

購読会員数：48

合計：461

—編集後記—

学会誌の価値は何で決まるのでしょうか。「そんなの掲載されている論文の質に決まっている！」論文の質が学会誌にとって最重要であることに何の異論もありません。したがって、質の高い論文を集め、会員に送り届けることが編集委員の大きな仕事であると思います。

しかし、一方で、学会誌の価値は論文だけではないだろうとも思います。私が「土壌の物理性」に出会ったのは、大学院生の時代でした。もちろん、きっかけは自分の研究の参考になる論文を探してのことだったのですが、その際に読んだ「土粒子」に深く感銘を受けたことを覚えています。

実は、研究者の端くれとして禄を食むようになった今も、自分の興味とは異なる論文ばかり掲載されている号では、論文は読まず、論文以外の部分を熟読しているこ

ともあります。時には目から鱗が落ちるような経験もしています。

要するに、会員にとってあらゆる意味で有益な情報を提供し続けられるか否かが、学会誌の価値を決めるのだろうと思います。

これまで専ら読者として本誌に関わってきましたが、縁あって、第106号より編集作業に携わることになりました。送り手となったわけですが、編集委員として自分に与えられた役割を実直にこなし、微力ながらも本誌の発展に貢献したいと思っています。

会員の皆様には閲読などをお願いすることも多々あると思いますが、先任の編集委員同様、ご理解とご協力のほどをよろしくお願いいたします。

(編集委員 猪迫耕二)

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)
編集委員会	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)
	“	甲本 達也 (佐賀大学)
	委 員 長	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)	

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107号(会員配布) 2007年11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://www.soc.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://www.soc.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. 107

November 2007

Contents

Foreword	T. KOMAE	1
Original Papers		
Field Evaluation of Compost, Sawdust and Rice Straw Biomass on Soil Physical and Hydraulic Properties	M.K. EUSUFZAI, T. MAEDA and K. FUJII	3
Analysis on Hydrological Aspects of Shallow Groundwater in a Catchment with an Agricultural Toposequence — An Implication for a Risk Assessment of Excess Nutrient Discharge to Surrounding Water Body	I. IYAMA, K. MATSUMORI, H. FUJIWARA and Y. NAKAJIMA	17
Effects of Tracer Flow Velocity on Partitioning Interwell Tracer Test (PITT) for Estimating the Volume of Non-Aqueous Phase Liquids	J. NISHIWAKI, T. MIYAZAKI, M. MIZOGUCHI and T. KOMAI	27
Effects of Imogolite Addition on Colloidal Stability of Montmorillonite and Kaolinite	Y.L. MA and J. KARUBE	37
Test of a Groundwater Level Control Scheme for Higher Soybean Yield in Multi-purpose Paddy Fields	S. MURAKAMI, C. SASAKI and T. ANNAKA	45
Miscellaneous		
On Homogeneous Packing of Dry Particles	T. ANNAKA	57
Special Reports		
Water Flow and Solute Transport Models in Soils		
Soil Water Hydraulic Functions for a Sandy Soil and an Aggregated Soil	M. SAKAI and N. TORIDE	63
Prediction of Long-term Changes in Soil Water Content and Temperature in Bare Soils — Determining Surface Boundary Conditions from Estimated Meteorological Information	H. SAITO, J. ŠIMŮNEK and N. TORIDE	79
Lectures		
Reading of Classical Study Series		
“Analysis of the Vertical Downward Flow of Water through a Two Layered Soil” By S. Takagi	J. CHIKUSHI	97
Readers' column	S. SUZUKI	107
Book review	T. TSURITA	109
Announcements		111
Editor's Postscript		116

Japanese Society of Soil Physics

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