

# 土壌の物理性

第101号

2005年11月

---

巻頭言	井上 久義	1
論文		
シリンダーに充填した土壌の熱拡散係数を簡易に推定する方法	登尾 浩助・徳本 家康・向井田善朗	5
鉛直に挿入した TDR プローブを使って測定した土壌の溶質輸送特性	登尾 浩助・徳本 家康・向井田善朗	11
カドミウム汚染水田の浸透型が物質動態および水稻に及ぼす影響	Pongpattanasiri Sukthai・佐々木長市・松山 信彦・野田 香織・殿内 暁夫	17
自動サクション制御による不飽和砂質土壌中の下方浸透水採取装置の開発	東 直子・森 也寸志・井上 光弘	27
土壌ガス拡散係数予測モデルの提案と国内土壌への適用	川本 健・小松登志子・Per Moldrup・吉川 省子・藤川 智紀	37
研究ノート		
ポラスプレート・テンションライシメータ法による土壌水の年移動量の測定	釣田 竜也・吉永秀一郎・阿部 俊夫	51
講座		
古典を読む		
講座「古典を読む」をはじめるにあたって	取出 伸夫	57
G.I. Taylor 著「毛管内をゆっくりと流れる溶媒中における溶質分散について」	石黒 宗秀・取出 伸夫	59
土粒子		
北海道立農業試験場から見た土壌物理性に対する要求度	北川 巖	69
書評		
「土壌物理学」	古賀 潔	71
会務報告		73
編集後記		78

---

## 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られる。本学会の会計年度は毎年4月1日に始まり翌年3月31日に終わる。
- 附則
- (1) 本学会の連絡先は、これを当分の間次に置く。  
〒060-8589 札幌市北区北9条西9丁目  
北海道大学大学院農学研究科  
土質改善学分野 内
  - (2) 本会則は、2005年4月25日より施行する。  
(2005.4.23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へ送る。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る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倍などとおよその縮小率を指定し、2倍くらいに大きく書く。図の線の太さや文字の大きさは、刷り上がりの大きさを考慮して決める。
23. 地図や顕微鏡写真には定尺をつけ、縮尺や倍率はない。
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 <sup>-1</sup>	*
体積含水率	m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	
体積	m <sup>3</sup>	L, cm <sup>3</sup> , mL
密度	kg m <sup>-3</sup> , Mg m <sup>-3</sup>	
濃度	kg m <sup>-3</sup> , Mg m <sup>-3</sup>	g L <sup>-1</sup> , mg L <sup>-1</sup>
モル濃度	mol m <sup>-3</sup>	mol L <sup>-1</sup>
力	N	
水分ポテンシャル	J kg <sup>-1</sup>	kPa, m, cm, **
透水係数	m s <sup>-1</sup>	cm s <sup>-1</sup>
イオン交換容量	mol. kg <sup>-1</sup> , cmol. kg <sup>-1</sup>	
回転数	s <sup>-1</sup>	min <sup>-1</sup>
収量	kg m <sup>-2</sup>	kg ha <sup>-1</sup> , Mg ha <sup>-1</sup> , t ha <sup>-1</sup>

\*%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 H<sub>2</sub>O は使わない。

その他、疑問のあるものについては意見を聞いて編集委員会で検討する。

(2000.3.10 改正)

## 「土壌の物理性」投稿案内

### 1. 投稿原稿に対する基本方針

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

### 2. 投稿原稿に求められるもの

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

#### (1) 内容について

- 1) オリジナリティーがあること（論文、研究ノートの場合）。
- 2) 本誌の読者にとって有益であること。
- 3) 導入、研究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) 表題が適切であること。
  - 3) 文章表現が適切であること。
  - 4) 英文アブストラクトや和文要旨が適切であること。
  - 5) SI単位や記号の使い方が適切であること。
  - 6) キーワードが適切であること。
  - 7) 英語の表現が適切であること。

### 3. 投稿原稿の受付

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

### 4. 閲読の目的と姿勢

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

編集委員会は閲読者に対して特に次の点について注意をお願いします。

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

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

### 5. 閲読の手順と投稿原稿の採否

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

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、下のを投稿原稿に求めています。閲読においても、これらをその基準とします。
  - (1) 内容について
    - 1) オリジナリティーがあること(論文、研究ノートの場合)。
    - 2) 本誌の読者にとって有益であること。
    - 3) 導入、研究手法から結論に至る過程に論理性があること。
  - (2) 表現について
    - 1) 原稿全体の構成が整っていること。
    - 2) 文章表現が適切であること。
    - 3) 表題が適切であること。
    - 4) 英文アブストラクトや和文要旨が適切であること。
    - 5) SI単位や記号の使い方が適切であること。
    - 6) キーワードが適切であること。
    - 7) 英語の表現が適切であること。
3. 「掲載不適」とする理由としては、下のようなものが挙げられます。
  - 1) 既発表とみなされるもの。
  - 2) 重要な部分に根本的な誤りがあるもの。
  - 3) 事実に基づいた内容ではなく、単なる主観が述べられているに過ぎないもの(論文、研究ノートの場合)。
  - 4) 通説が述べられているだけで、新しい知見が全くないもの(論文、研究ノートの場合)。
  - 5) 修正を要する根本的な指摘事項を多く含んでい

- るもの。
- 6) 連載形式で構成されており、1編ごとに独立したものと認めがたいもの。
- 7) 全体構成や文章が粗雑で、内容の判定ができないもの。
- 8) 内容が本誌の趣旨に合わないもの。
- 9) その他、本誌に掲載する原稿としてふさわしくないもの。
4. 原稿の内容に対する責任はあくまで著者にあります。また、原稿の価値は読者が判断するものです。
5. 閲読は内容の批判や討議を行うものではありません。従って、見解の相違は掲載不適の理由にはなりません。
6. 閲読者は投稿者に対して研究指導する立場にありません。よって、新たな実験や計算の追加要求などは極力避けて下さい。
7. 閲読者は著者と直接折衝をしないで下さい。著者との交渉はすべて編集委員会の責任で行います。
8. 閲読者として知り得た印刷前の原稿の内容はいかなる形でも利用・引用等出来ません。厳にご注意下さい。
9. 著者に修正を求めた後に再閲読で総合判定をD(掲載不適)とすることは、閲読者にとっても著者にとっても非生産的です。完成度の低い原稿などにおいては、修正を求め再閲読を行うよりも「掲載不適」として練り直してから新たに投稿するよう促した方がよい場合があります。その場合には、「掲載不適」の理由(「3」参照)を明示して下さい。個別指摘事項への意見は不要です。
10. 閲読者から編集委員会へ意見等がある場合は、必ず「編集委員会への意見」として別紙への記入をお願いします。

(2003.5.28改訂)

## 土壌物理学会学会賞規定

1. 種類 学会賞に論文賞と優秀ポスター賞をおく。
  2. 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)

## 土壌物理学会学会賞選考委員会規定

1. 目的 学会賞選考委員会(以下委員会という)は、論文賞及び優秀ポスター賞の選考を行うことを目的とする。
  2. 業務 委員会はずきの業務を行う。
    - (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) 土壌物理学会学会賞選考に関するその他の事項。
  3. 構成 委員会は委員長1名および委員5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）

  〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

  三重大学生物資源学部 成岡 市 宛

  Tel/Fax. 059-231-9574

  e-mail : spsyomu@ml.affrc.go.jp

## 小さな学会の大きな役割

井上久義\*

現在、私たちの研究を巡る環境は非常に厳しいものがある。我々の国立研究機関では平成13年(2001年)に身分は公務員のままではあるものの独立法人化が行われた。現在、それから5年が経過し、来年からの第2期中期目標・計画の策定に向けて目下準備が進められている。その中で言われていることは、国立研究所を非公務員型とすること、課題はプロジェクト型中心とすること、研究予算は経常研究費的なものはなくし重要課題に重点的に配分すること、研究評価を本格的に処遇や研究資源配分に活用すること、任期付任用など研究員の流動化を進めること等々である。大学においては平成16年(2004年)に国立大学法人化が行われ、既に同様のことが進められているものと考えられる。

こうした流れは、昨日今日始まったものではなく、20年以上にわたって我が国の科学技術政策の根幹として着々と準備され着実に遂行されてきたものである。昭和59年(1984年)科学技術会議11号答申「新たな情勢変化に対応し、長期的展望に立った科学技術振興の総合的基本方針について」が示され、それに基づき昭和61年(1986年)に科学技術政策大綱が閣議決定された。これは、今後の政策の基本方針として「創造性豊かな科学技術の振興」を機軸として位置付け、基礎的・先導的科学技術の推進に重点を置いた政策を展開していくことを求め、重点的に振興を図るべき重要研究開発分野について研究開発基本計画を逐次策定することを決定したもので、行政レベルでのその後の科学技術政策の方向を示すものであった。そして、その具体的な方策として、昭和62年(1987年)に科学技術会議13号答申「国立試験研究機関の中長期的あり方について」が示され、所長裁量の発揮、研究評価の実施、研究交流の促進、ライフステージに応じた人事運営等研究運営の改善等の実施および経費・人員についての重点的、効率的推進等が改善のための目標として謳われた。平成4年(1992年)には科学技術会議18号答申「新世紀に向けてとるべき科学技術の総合的基本方針について」に基づいて科学技術政策大綱が改正され、研究者の流動化を促進するための制度改善、競争的な環境の下で提供される多様な研究資金の拡充、研究評価に基づく優秀な研究者の厚遇等の推進、要員、資金等の研究資源の重点的な投入、大学、国立試験研究機関等が果たすべき多様で重要な役割を踏まえた所要の見直しの推進等が具体的施策として示された。その後、平成7年(1995年)科学技術基本法の施行、平成8年(1996年)の第I期科学技術基本計画の閣議決定を経て、平成9年(1997年)には「国の研究開発評価の全般に共通する評価の実施方法の在り方についての大綱的指針」が決定され、評価制度の試行が開始されると共に、国立研究機関への任期付任用制度の導入が行われた。以降、平成13年(2001年)第II期科学技術基本計画の決定にあわせて、平成13年(2001年)国立研究機関の独立行政法人化、平成16年(2004年)国立大学法人化が相次いで行われ現在に至っている。このように非常に長い年月をかけて我が国の科学技術政策が推し進められてきた。この流れの中で一貫して進められているのは、課題の重点化、プロジェクト化、予算の集中化、競争的研究環境の導入、研究評価の導入、研究員の流動化などである。つまり、政府が重要と考える問題について研究資金と研究者を集中し「有用な成果」を効率的に生産しようという

\* 近畿中国四国農業研究センター 〒765-0053 香川県善通寺市生野町 2575



システムを構築することが国の科学技術政策の根幹として着実に進められている。そして来年度からは農水省の国立研究機関ではいよいよ本格的にかかるシステムが稼働することとなる。

このことの功罪についてはここで細かく議論することはしないが、ここで一番の問題となることは研究者をどのように育成していくかということではないかと考えられる。問題解決型のプロジェクト研究を成功させるためにはその問題に関する色々な分野での専門家としての研究者の存在が不可欠となる。また、これから生じるであろう色々な問題に問題解決型のプロジェクトで対処していくためにはそれを支える多くの専門的な研究者の存在が必須となろう。これをどのように準備し、育てていくのが大きな問題となる。科学技術基本計画などにも若手研究者育成の重要性が説かれてるが、そこでは、「競争的資金の倍増の中で、若手研究者を対象とした研究費を重点的に拡充するとともに、競争的資金一般においても、若手研究者の積極的な申請を奨励する」とされている。ただ、これはあくまでプロジェクト内での対応であり、問題はそれ以前の専門的な研究者をどのように育成していくかにある。

プロジェクトのような研究手法を「問題解決型」とするならば、これに対して、自分の知識や知的好奇心などに基づき課題を設定し、仮説、考察、検証のサイクルを繰り返しながら研究を進める「問題創造型」とでもいうべき研究手法が対置される。「問題創造型」の研究は、わざわざ分類するまでもなく研究が本来取るべき姿であり、こうした研究を通じてこれまで色々な発見や新たな理論などが示されてきた。これは、専門的な研究者として成長していくためには通らなければならない道筋であるが、現在これを行うことが二つの面から難しくなっている。一つは、研究を行うための議論の場の不足である。「創造型」の研究は、その性格上遂行するにあたって非常に大きな不安に曝されることになる。山登りにたとえると、頂上がああたりにあると想定し歩き始めるが、いつまでも頂上が見えず、本当にこの道であっているのかという焦燥、頂上は別のところのあるのではないかという不安に苛まれる場合が多く見られる。また、突然大きな岩壁が現れ、これを迂回すべきかそのまま登坂すべきか迷うこともある。こうした不安を少しでも解消し「創造型」の研究を継続していくためには、信用できる仲間との議論のなかでの示唆や批判が不可欠となる。しかしながら、現在、職場では、プロジェクトなどで各人が切り離されて各々が奔走せざるを得ない状況があり、自分の持つ問題意識、研究の進め方などについてゆっくりと話し合える機会が極めて少なくなってきた。また、そのような議論の場として有効に機能していた職場内での自主的なゼミも定期的開催することが難しくなってきた。このような状況にあって学会の持つ役割が非常に大きくなってきているように思える。特に、土壌物理学会のような小さな学会では、各研究者との面識が取りやすく、各研究者の研究内容も把握しやすく、お互いにつながりを持ちやすいという利点がある。加えて、シンポジウムの折にはポスターセッションが開催され、これは研究内容についての有効な議論の場として活用されうものとして期待される。科学技術基本計画では学会の役割として「日進月歩に進展する科学技術に関する情報を広く社会に発信し、産学官及び外国との研究者レベルの交流を促進し、科学技術政策への提言を行うとともに、研究システム改革を推進する役割を果たすことが期待されている」と述べられているが、それだけではなく研究内容についての忌憚のない意見交換の場として、議論の場としての役割が大いに期待される場所である。特に小さな学会ではより身近に互いに接することが可能であるが故に、集会時だけでなく日常的な議論や共同研究に発展しうる可能性も高く、「創造型」研究を支える重要な役割を担って行くべきものとして大いに期待している。

「創造型」の研究を行う上での障害となる他の問題としては、研究予算の重点化や研究評価の面か

ら、成果の出にくいかかる研究が極めて行いづらくなっていることである。これは研究分野の将来を考える上でフェイタルな問題となる。ただ、第3次科学技術基本計画（2006-2010年度）の中間報告\*\*には、これまでの反省を踏まえ「研究者の自由な発想に基づく研究は、研究者が旺盛な知的好奇心により、思考、仮説、検討・検証のサイクルを繰り返すことから無限の可能性を秘めた芽が育つ萌芽段階に始まり、成長期、発展期の段階に至ると考えられる。……基盤的経費は、日常的な教育研究活動を支える資金として、研究者や研究支援者の人件費、最低限の研究費、研究基盤の整備費（施設整備費、設備費等）として支弁される。……競争的資金制度のみでは研究の多様な芽が生み出されてこない。すなわち、基盤的経費の役割は、萌芽期から、成長期、発展期までの研究段階を一貫・継続して支えることであり、競争的資金制度（間接経費を含む）で代替することはできない」として基礎的資金と競争的資金のデュアルサポート制を進めるものと聞いている。このような研究資金体制は大いに歓迎すべきことであり、これがある分野のみに偏ることなく、研究分野遍く適用されることを祈るのみである。

いずれにしても、長いスパンで研究というものを考える時、今後、今まで以上に専門的な研究者をどう育てていくか、またその研究をどう継続・発展していくかということが問われるようになるものと考えられる。その中であって、学会の果たす役割には大きなものがあると思われるが、特に小回りのきく小さな学会の果たす大きな役割には個人的に大きな期待を寄せている。

---

\*\* 第3期科学技術政策の重要施策（中間取りまとめ）、科学技術・学術審議会基本計画特別委員会、2005.4

## シリンダーに充填した土壌の熱拡散係数を 簡易に推定する方法

登尾浩助\*・徳本家康\*\*・向井田善朗\*\*\*

### Estimating Thermal Diffusivity of Soil Packed in a Cylinder Using an Analytical Solution

Kosuke NOBORIO\*, Ieyasu TOKUMOTO\*\* and Yoshiaki MUKAIDA\*\*\*

\*\*\* Faculty of Agriculture, Iwate University, Morioka 020-8550, Japan

\*\* United Graduate School, Iwate University, Morioka 020-8550, Japan

\* Present address : School of Agriculture, Meiji University, Kawasaki 214-8571, Japan

#### Abstract

Soil thermal properties are critical to many processes. For example, germination, crop growth, and nitrification depend on soil temperature, which is determined by thermal properties. Thermal properties are usually measured in situ using specially designed probes that enclose a heat source. Here we propose and validate an alternative method for estimating soil thermal diffusivity, based on changes in temperature at the center of a soil core subjected to changing thermal boundary conditions. This method formerly required numerical analysis because no analytical solution was known; here we present an analytical solution. Estimates of thermal diffusivity of an Andisol at various moisture levels, obtained using the new method, compared favorably to results derived with the conventional probe method, showing that the new method constitutes a viable alternative.

**Key words** : Andisol, thermal properties, cylinder method, probe method, analytical solution

#### 1. はじめに

土壌の熱的性質を測定することは、様々な分野から重要である。例えば、農業においては種子の発芽や作物の生長は地温に大きく左右される。また、硝化・脱窒等の微生物学的化学反応も地温の影響を受ける。更に、土壌に廃棄された汚染物質の移動や反応も地温の影響を受けると予想される。地温の変化は土壌の熱的性質によって決定される。

土壌の熱伝導率の測定には、単一プローブ法 (Shiozawa and Campbell, 1990) およびその改良型の子型プローブ法 (Kasubuchi, 1978) が、また、熱伝導率、体積熱容量、熱拡散係数の測定には双子型熱パルスプロ

ブ法 (Bristow *et al.*, 1994) が用いられることが多い。近年、望月ら (2003) は種々のプローブ法による熱伝導率測定値の比較を報告している。また、登尾 (2005) は、双子型熱パルスプローブ法と TDR (time domain reflectometry) 法を組み合わせたサーモ TDR 法を使った土壌中の汚染物質濃度検出法を提案している。これらのプローブ法は、プローブに内蔵したヒーターを既知の電力によって加熱する必要があるため、特殊なプローブを使わなくてはならない。しかし、データ解析は比較的単純である。

Riha *et al.* (1980) は土壌に挿入した加熱あるいは冷却したアルミニウム棒の温度変化を、また Noborio and McInnes (1993) はアルミニウムシリンダーに充填した

\*\*\* 岩手大学農学部 〒020-8550 盛岡市上田 3丁目 18-8

\*\* 岩手大学大学院連合農学研究科

\* 現住所：明治大学農学部 〒214-8571 川崎市多摩区東三田 1-1-1

キーワード：黒ボク土、熱的性質、シリンダー法、プローブ法、解析解

土壌の温度変化を測定することによって熱拡散係数を測定した。彼等の実験装置は非常に単純であるが、解析に数値解法を使った逆解析を行う必要がある。しかし、数値解法による逆解析では、解析に時間がかかったり、適当なソフトウェアが入手しにくかったりする。

学部学生用の実験において土壌の熱的性質を測定する際には、実験装置と解析法の両方が簡単であることが望ましい。本研究では、シリンダーに充填した土壌の温度変化を測定し、解析解を使ってデータを処理することで熱拡散係数を推定する方法を紹介する。

## 2. 実験材料と方法

土壌試料には、岩手大学下台圃場から採取した黒ボク土(砂 43.3%, シルト 28.5%, 粘土 28.2% : 軽埴土)を風乾後、2 mm フルイを通ったものを使った。密閉式プラスチックバッグの中で体積含水率 ( $\theta$ ) を風乾, 0.1, 0.2,  $0.3 \text{ m}^3/\text{m}^3$  に調整して良く混合した後、室温と平衡に達するように1時間ほど放置した。

### 2.1 シリンダー法

ここでは Noborio and McInnes (1993) が報告した実験法に倣った。含水率を調整した土壌をアルミニウム製シリンダー(半径  $a=5 \text{ cm}$ , 長さ  $24 \text{ cm}$ ) に均等になるように充填した。このときの乾燥密度は  $1.0 \sim 1.1 \text{ Mg}/\text{m}^3$  であった。シリンダーの両端はゴム栓で密封して恒温水槽(約  $33^\circ\text{C}$ ) にシリンダー全体を浸した。シリンダーの長さ方向と直径方向の中心部には T 型熱電対を配置して、土壌温度  $T$  ( $^\circ\text{C}$ ) を 15 秒ごとに測定した(図-1)。測定にはデジタル温度計(横河 M & C (株) 社製 TX1001)を使用した。シリンダー内の土壌温度  $T$  ( $^\circ\text{C}$ ) が恒温水槽の水温  $T_0$  ( $^\circ\text{C}$ ) とほぼ等しくなるまで土壌温度を記録した。恒温水槽と土壌の初期温度の差は、約  $10^\circ\text{C}$  であった。

無限長シリンダー内における温度変化は、

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \left( \frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} \right) \quad (1)$$

と表され、ここで  $T$  は温度 ( $^\circ\text{C}$ )、 $\kappa$  は熱拡散係数 ( $\text{m}^2/\text{s}$ )、 $r$  はシリンダー中心からの距離 ( $\text{m}$ )、 $t$  は時間 ( $\text{s}$ ) である (Carslaw and Jaeger, 1959)。土壌の初期温度  $T = T_i$  ( $^\circ\text{C}$ ) とし、シリンダーの外側の温度が一定であるという境界条件  $T = T_0$  ( $^\circ\text{C}$ ) で式(1)を解くと次のような解析解を得る (Carslaw and Jaeger, 1959, p.199)。

$$T_r = \frac{T - T_i}{T_0 - T_i} = 1 - 2 \sum_{n=1}^{\infty} \exp\left(-\beta_n^2 \frac{\kappa t}{a^2}\right) \frac{J_0(r\beta_n/a)}{\beta_n J_1(\beta_n)} \quad (2)$$

ここに、 $T_r$  はシリンダー中心部の相対土壌温度、 $a$  はシ

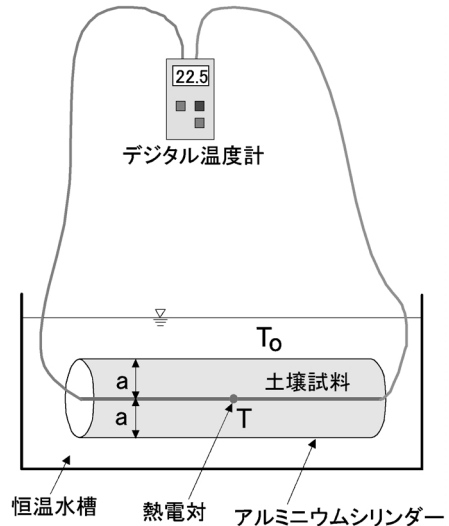


図-1 シリンダー法による土壌温度変化の測定。ここで、 $T$  は土壌温度 ( $^\circ\text{C}$ )、 $T_0$  は恒温水槽の水温 ( $^\circ\text{C}$ )、 $a$  はシリンダーの半径 ( $\text{m}$ ) である。

Fig. 1 Measuring changes in soil temperature using a cylinder packed soil method where  $T$  is the soil temperature ( $^\circ\text{C}$ ),  $T_0$  the temperature of a water bath ( $^\circ\text{C}$ ), and  $a$  the radius of a cylinder ( $\text{m}$ ).

リンダーの中心から境界までの距離(即ち、シリンダー半径) ( $\text{m}$ )、 $J_0$  と  $J_1$  はそれぞれ 0 階と 1 階の第 1 種ベッセル関数、また、 $\beta_n$ ,  $n=1, 2, \dots, \infty$  で  $J_0(\beta) = 0$  の解である。シリンダー中心部(即ち、 $r=0$ )における相対土壌温度  $T_r$  の変化は、Carslaw and Jaeger (1959) の図 24 (p.200) から表-1 のように表される。表-1 に示される  $T_r$  の値になる測定時間  $t$  から  $t/a^2$  を計算し、そのときの  $\kappa t/a^2$  の値に対して  $y = \alpha x$  で直線回帰する。この回帰直線の傾き  $\alpha$  が熱拡散係数  $\kappa$  である。直線回帰には、表計算ソフト (Microsoft Excel 2000) を使用した。

### 2.2 プローブ法

水分調整した土壌試料を乾燥密度が  $1.0 \sim 1.1 \text{ Mg}/\text{m}^3$  となるようピーカーに充填した。ヒーターと T 型熱電対をステンレスチューブ(直径  $1.5 \text{ mm}$ , 長さ  $100 \text{ mm}$ ) に内蔵した単一プローブ(ノースハイテック社製 IDL-1600)を土壌表面から鉛直方向に挿入した。ヒーター抵抗は  $16 \Omega$  であった。ヒーターに電圧  $3 \text{ V}$  を  $100$  秒間印加して、プローブの温度変化を  $10$  秒間隔でデジタル温度計を使って測定した。

Fontana *et al.* (2001) は、単一プローブを用いて熱伝導率に加えて熱拡散係数を測定する次のような方法を提

表-1 Carslaw and Jaeger (1959) の図 24 から読み取った相対温度  $T_r$  と  $\kappa t/a^2$  の関係。ここで、 $\kappa$  は熱拡散係数 ( $\text{m}^2/\text{s}$ )、 $t$  は経過時間 (s)、 $a$  はシリンダー半径 (m) である。

**Table 1** Relationships, read from Fig. 24 of Carslaw and Jaeger (1959), between relative temperature,  $T_r$ , and  $\kappa t/a^2$  where  $\kappa$  is the thermal diffusivity ( $\text{m}^2/\text{s}$ ),  $t$  the elapsed time (s), and  $a$  the radius of a cylinder (m).

$T_r = \frac{T - T_i}{T_o - T_i}$	$\frac{\kappa t}{a^2}$
0.005	0.04
0.03	0.06
0.084	0.08
0.152	0.10
0.338	0.15
0.50	0.20
0.72	0.30
0.843	0.40
0.95	0.60
0.985	0.80

案した。

$$T - T_i = \frac{q}{4\pi\lambda} \left[ \ln(t) - \gamma - \ln\left(\frac{R^2}{4\kappa}\right) \right] \quad (3)$$

ここに、 $q$  はヒーターに与えた熱量 (W/m)、 $\lambda$  は熱伝導率 (W/m/K)、 $\gamma$  はオイラー定数 (0.5772)、 $R$  はプローブ半径 (m) である。式(3)に類似の式は Shiozawa and Campbell (1990) やその他でも紹介されている。Fontana *et al.* (2001) は、式(3)がゼロになるときの右辺に着目して、式(3)を

$$\ln(t_0) = \gamma + \ln\left(\frac{R^2}{4\kappa}\right) \quad (4)$$

と変形している。ここで、 $\ln(t_0)$  は  $\ln(t)$  に対する  $T - T_i$  をグラフにプロットした際、 $T - T_i = 0$  となるときの  $\ln(t)$  である。式(4)中の  $R$  を本実験では 0.0008 m と仮定した。

### 3. 実験結果と考察

$\theta = 0.023 \text{ m}^3/\text{m}^3$  の風乾土壌をシリンダーに充填して得られた相対温度の変化に対応する実測した  $t/a^2$  値とそのときの  $\kappa t/a^2$  値 (表-1) の関係を図-2 に示す。図-2 において、切片をゼロとした時の回帰直線の傾きが  $\kappa$  値である。 $\theta = 0.023 \text{ m}^3/\text{m}^3$  に対しては有意な直線関係 (相関係数  $r = 0.986$ , 有意水準  $P < 0.001$ ) が得られた。他の体積含水率に対する  $t/a^2$  と  $\kappa t/a^2$  の関係においても、図-2

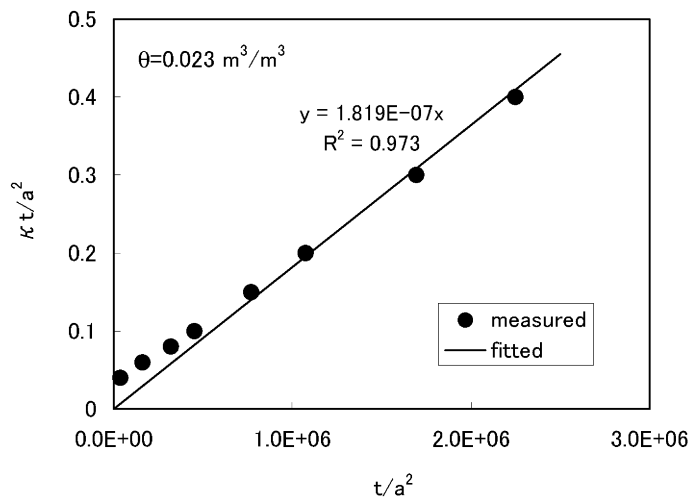


図-2 シリンダー法により測定した相対土壌温度  $T_r$  に対応する  $\kappa t/a^2$  値 (表-1) とそのときの  
実測した  $t/a^2$  値の関係。切片=0 の回帰直線の傾きが  $\kappa$  である。

**Fig. 2** Relationship between  $\kappa t/a^2$  values (Table 1) corresponding to relative soil temperature and  $t/a^2$  values measured in a cylinder. The slope of a regression line with a zero intercept value is  $\kappa$ , thermal diffusivity.

と同様に有意な直線関係が得られた。図-2では8個の測定点を使って計算した。この例のように、早めにデータ収集を取りやめた為に10個のデータが取得できない場合が生じた。

そこで計算に使用するデータ数が与える熱拡散係数の計算値に対する影響を検討した(図-3)。ここでは、測定開始時刻からデータを取り始めて、 $T_r=1.0$ になるまで取り続けることを想定した。そして、データ数の減少は、 $T_r < 1.0$ において測定時間不足によって測定点が欠落するために生じると仮定した。データ数が減少するに従って、予想通り誤差が大きくなった。データ数が7個の場合は、実質的には8個のデータの場合と同等の精度が得られる。6個以下のデータ数になると急に誤差が大きくなる傾向にあった。従って、図-3を見る限りにおいては、1~2%以下の誤差で $\kappa$ 値を得るためには、7個以上(即ち、 $T_r \geq 0.72$ )のデータが必要であると考えられる。

次にプローブ法による風乾土( $\theta=0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$ )に対する測定結果の例を図-4に示す。測定値を式(3)で当てはめると、極めて有意な直線関係が得られた( $r=0.9998$ ,  $P < 0.001$ )。式(3)に当てはめた直線を外挿して $T-T_i=0$ となる $\ln(t)$ を式(4)左辺の $\ln(t_0)$ とした。この時の温度変化は $10^\circ\text{C}$ 程度あり、シリンダー法による温度変化と同程度であった。しかし、Shiozawa and Campbell (1990)は、プローブ法での温度変化は $< 2^\circ\text{C}$ であることが望ましいと提案している。

最後に体積含水率の変化に対する熱拡散係数の関係を図-5に示す。シリンダー法とプローブ法を比較すると、どちらも同じような値を得た。特に、風乾状態である $\theta=0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 程度では両測定法による測定結果は極めて良く一致している。しかし、 $\theta > 0.12 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ではプローブ法の方がシリンダー法による測定結果よりもばらつきが大きくなる傾向が見られた。図-5に示される測定結果から両測定法を比較すると、本報で提案した解析解によるシリンダー法は妥当な熱拡散係数を提供できると考えられる。また、Ren *et al.* (1999)が報告した軽埴土に対する測定値と比較しても、図-5に示される値は妥当であると考えられる。

#### 4. おわりに

特殊な実験装置や複雑な計算によらないシリンダー法と解析解を使うことによって、土壌の熱的性質の一つである熱拡散係数を測定することが可能となった。学部学生実験などの講義に適した安価な測定法であると思われる。

#### 謝 辞

本研究の一部は、日本学術振興会科研費(基盤研究(B)(2)15380160)からの研究助成による。データ収集にご協力を賜った岩手大学大学院農学研究科の藻寄まなみ、日景郁江、および岩手大学農学部農林環境科学科

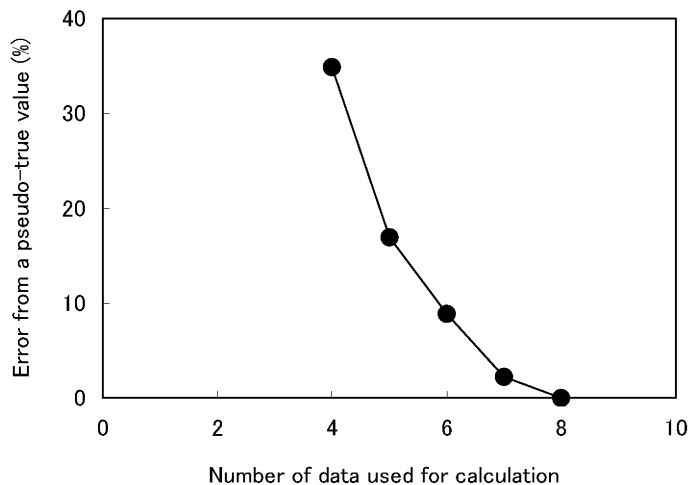


図-3 シリンダー法の計算に使用したデータ数と仮の真値に対する誤差。表-1で示された8個のデータを使って計算した熱拡散係数を仮の真値と仮定した。

Fig. 3 Errors, from a pseudo-true value, associated with the number of data used for calculating thermal diffusivity. The pseudo-true value was assumed to be the thermal conductivity calculated with an eight data set as shown in Table 1.

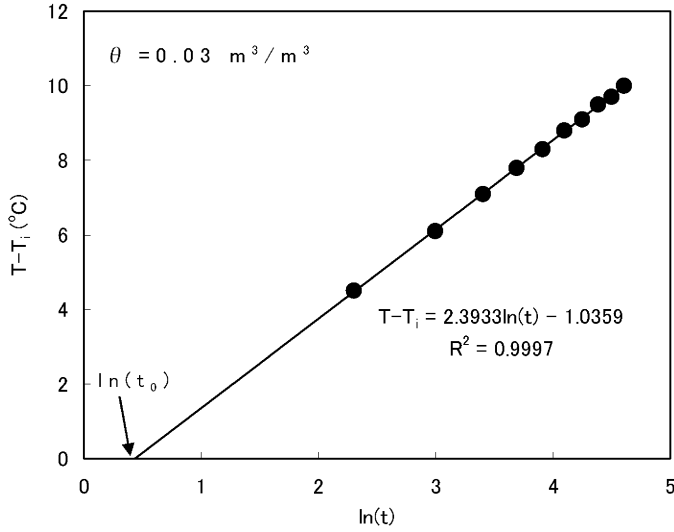


図-4 プローブ法によって測定されたプローブ温度の初期温度からの経時変化。直線は測定値の式(3)への当てはめを示し、 $T - T_i = 0$ と直線の交点が  $\ln(t_0)$  (式(4))で表される。

Fig. 4 Temporal changes in probe temperature measured. A line indicates the regression line of measured data to Eq. 3, and  $\ln(t_0)$  indicates a value in Eq. 4.

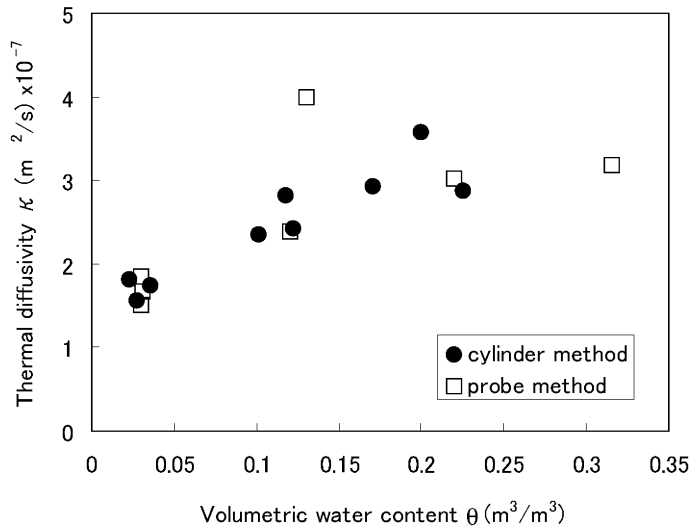


図-5 体積含水率  $\theta$  に対する熱拡散係数  $\kappa$  の測定値。●はシリンダー法により、□はプローブ法により求めた値を示す。

Fig. 5 Thermal diffusivity,  $\kappa$ , measured against volumetric water content,  $\theta$ . Symbols ● and □ indicate measured data using a cylinder method and a probe method, respectively.

の紙谷淳, 熊谷徹, 兒島聖恵, 小林朝子, 今野高行, 佐藤正明, 吉田良子, 渡部憲吾の各氏に深謝いたします。また、読者の大変適切なご指示に感謝いたします。

### 引用文献

Bristow, K.L., White, R.D. and Kluitenberg, G.J. (1994) : Comparison of single and dual probes for meas-

- uring soil thermal properties with transient heating. *Aust. J. Soil Res.*, **32** : 447-464.
- Carslaw, H.S. and Jaeger, J.C. (1959) : Conduction of heat in solids. 2<sup>nd</sup> ed. Oxford University Press, New York.
- Fontana, A.J., Wacker, B., Campbell, C.S. and Campbell, G.S. (2001) : Simultaneous thermal conductivity, thermal resistivity, and thermal diffusivity measurement of selected foods and soils. ASAE meeting Paper No. 01-6101. St. Joseph, MI.
- Kasubuchi, T. (1977) : Twin transient-state cylindrical-probe method for the determination of the thermal conductivity of soil. *Soil Sci.*, **124** : 255-258.
- 望月秀俊・坂口 巖・井上光弘 (2003) : 土壌の熱伝導率測定法の比較. *土壌の物理性*, **93** : 47-50.
- 登尾浩助 (2005) : サーモ TDR プローブによる不飽和土壌中の汚染物質濃度の測定. *土木論集*, 783/VII-34 : 33-38.
- Noborio, K. and McInnes, K.J. (1993) : Thermal conductivity of salt-affected soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57** : 329-334.
- Ren, T., Noborio, K. and Horton, R. (1999) : Measuring soil water content, electrical conductivity and thermal properties with a thermo-time domain reflectometry probe. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **63** : 450-457.
- Riha, S.J., McInnes, K.J., Childs, S.W. and Campbell, G.S. (1980) : A finite element calculation for determining thermal conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44** : 1323-1325.
- Shiozawa, S. and Campbell, G.S. (1990) : Soil thermal conductivity. *Remote Sens. Rev.*, **5** : 301-310.

## 要 旨

土壌の熱的性質を知ることがは様々な分野において重要である。例えば、農業の分野では種子の発芽や作物の生長あるいは硝化作用は、熱的性質の影響を受ける土壌温度に依存する。従来、土壌の熱的性質は単一あるいは双子型のプローブで測定するのが一般的であるが、特殊なプローブが必要である。一方、土壌コアの中心部の温度変化を測定することでも土壌の熱的性質を推定するためのデータを提供できる。しかし、この方法ではこれまで数値計算が要求されていた。そこで本報では、土壌コアで収集した温度変化のデータを解析解から得られた係数に当てはめることによって土壌の熱拡散係数を推定する方法を提案した。黒ボク土を様々な土壌水分に調整して測定した熱拡散係数は、従来のプローブを使った方法から得た値と良く一致した。従って、ここで提案した測定法は従来法の代替となると思われる。

受稿年月日 : 2005年 3月 22日  
 受理年月日 : 2005年 6月 22日



## 鉛直に挿入した TDR プローブを使って測定した 土壌の溶質輸送特性

登尾浩助\*・徳本家康\*\*・向井田善朗\*\*\*

Solute Transport Properties of Soil Measured with a Vertically-Installed Time Domain Reflectometry Probe

Kosuke NOBORIO\*, Ieyasu TOKUMOTO\*\* and Yoshiaki MUKAIDA\*\*\*

\*\*\* Faculty of Agriculture, Iwate University, Morioka 020-8550, Japan

\*\* United Graduate School, Iwate University, Morioka 020-8550, Japan

\* Present address : School of Agriculture, Meiji University, Kawasaki 214-8571, Japan

### Abstract

It is crucial to know transport properties of solute in soil when contaminants are spilled into soil. In 1990's a procedure using a vertically-installed time domain reflectometry (TDR) probe was developed to estimate solute transport properties for the input of the Dirac delta function. We proposed a procedure for a step function input, equivalent to a contaminant breakthrough in case of a broken barrier at a final deposal site. With soil column experiments with sand, relative concentrations measured with TDR and effluent were analyzed to estimate the retardation factor,  $R$ , and the diffusion coefficient,  $D$ . For the step function input,  $R$  and  $D$  values estimated with TDR agreed well with those from effluent. For the Dirac-delta function, the  $R$  value estimated with TDR agreed with that from effluent. The proposed procedure using a vertical TDR probe to measure solute properties of soil was validated under the step function input.

**Key words** : break through curve (BTC), electrical conductivity, diffusion coefficient, retardation factor, time domain reflectometry (TDR)

### 1. はじめに

土壌中に漏洩した汚染物質や圃場に還元された家畜ふん尿の土壌中における動態を把握するためには、土壌中における溶質の移動特性である拡散係数や遅延係数を知る必要がある。これらの係数の推定には、原位置においては直接採土により得られた土壌水や素焼きカップ吸引法を使って採水した土壌水の濃度を経時的に測定することで行われる。採土による方法は破壊的でしかも多大な労力を要するので、多くの地点における測定には不向きである。一方、素焼きカップ吸引法では、非破壊的な経時測定が可能であるが、土壌のマトリックポテンシャル

が一般に $-30$  kPa以上である(即ち、圃場含水量より湿っている)必要がある(Rhoades and Oster, 1986)。

Kachanoski *et al.* (1992) は、土壌水分量と電気伝導度の非破壊的な測定が可能な TDR (time domain reflectometry) 法を使って、溶質フラックスを測定する方法を開発した。彼らは、地表面から鉛直方向に挿入した TDR プローブを使って、定常水分フラックス条件下で測定を行った。近年では、彼らの開発した測定法は、非定常水分フラックス条件下での溶質フラックス測定に拡張されている (Noborio *et al.*, 2005)。これらの測定では、溶質はディラックのデルタ関数として地表面に入力されると仮定している。鉛直に挿入した TDR プローブ

\*\*\* 岩手大学農学部 〒020-8550 盛岡市上田 3-18-8

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

\* 現住所: 明治大学農学部 〒214-8571 川崎市多摩区東三田 1-1-1

キーワード: 破過曲線 (BTC), 電気伝導度, 拡散係数, 遅延係数, TDR 法

を使ったデルタ関数入力による溶質移動において、TDR ロッド長さ  $L$  の下端から流出する溶質の相対濃度は、ステップ関数入力による溶質が長さ  $L$  の土壌カラムから流出する相対濃度を 1 から差し引いた値と等価であることが Elrick *et al.* (1992) によって証明されている。

ところが、鉛直に挿入した TDR プローブを使ってステップ関数入力による溶質移動を測定した例は報告されていない。ステップ関数入力による溶質移動は、ごみ最終処分場の遮水シートが損傷して汚染物質を含む溶液が土壌中に漏洩した場合に相当する。従って、この場合の解析法を検討しておくことは重要であると思われる。本研究では、定常水分フラックス条件下で土壌カラムを用いた室内実験を行い、鉛直に挿入した TDR プローブを使ってステップ関数入力による溶質移動を解析した。

## 2. 測定原理

### 2.1 排出溶液による測定

従来、土壌の溶質移動特性は、土壌カラムを用いて溶質投入口から一定距離における溶液濃度、一般的には排出溶液濃度の変化を測定することによって得られる。定常水分フラックス条件下におけるデルタ関数入力に対して、溶質入力口から  $x$  (cm) 離れた位置での溶液の相対濃度の経時変化  $C_{r,\delta}(t)$  は、次式で表される (Skaggs and Leij, 2002)。

$$C_{r,\delta}(t) = \frac{x}{2\sqrt{\pi Dt^3/R}} \exp\left[-\frac{(Rx-vt)^2}{4DRt}\right] \quad (1)$$

ここで、 $D$  は溶質の拡散係数 ( $\text{cm}^2/\text{min}$ )、 $R$  は遅延係数、 $t$  は経過時間 (min)、 $v$  は間隙水流速 ( $\text{cm}/\text{min}$ ) で、 $J_w/\theta$  で表される。 $J_w$  は水分フラックス ( $\text{cm}/\text{min}$ ) で給水量  $Q$  ( $\text{cm}^3$ ) を土壌カラム断面積  $A$  ( $\text{cm}^2$ ) と経過時間  $t$  (min) の積で除した値であらわされる。さらに  $\theta$  は土壌の体積含水率 ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ) である。

一方、ステップ関数入力に対する  $x$  (cm) 位置における相対濃度の経時変化  $C_{r,s}(t)$  は、

$$C_{r,s}(t) = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{Rx-vt}{2\sqrt{DRt}}\right) + \frac{1}{2} \exp\left(\frac{vx}{D}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{Rx+vt}{2\sqrt{DRt}}\right) \quad (2)$$

と表される (Skaggs and Leij, 2002)。ここで、 $\operatorname{erfc}$  は余誤差関数である。

### 2.2 鉛直 TDR プローブによる測定

TDR 法では、パルス発生器から放出された電磁波が測定対象物質に埋設されたプローブと呼ばれるアンテナ線の先端まで行って測定器に戻って来る往復の伝播時間から物質の比誘電率を、また電磁波の減衰具合から物質

の電気伝導度を測定する。測定原理の理論背景については堀野・丸山 (1992) に詳しい。また、実践的な測定法に関しては登尾 (2003) を参照されたい。

土壌表面から鉛直に土壌に挿入した TDR ロッド長さ  $L$  内に存在する土壌溶液によるバルク電気伝導度の経時的な相対変化  $C_r(t)$  は次式で表される (Kachanoski *et al.*, 1992)。

$$C_r(t) = \frac{\sigma(t) - \sigma_i}{\sigma_o - \sigma_i} \quad (3)$$

ここで、 $\sigma(t)$  は経過時間  $t$  における TDR プローブで測定した土壌のバルク電気伝導度 ( $\text{mS}/\text{m}$ )、 $\sigma_i$  は初期状態における土壌のバルク電気伝導度 ( $\text{mS}/\text{m}$ )、 $\sigma_o$  は溶液交換後に平衡値に達したときの土壌のバルク電気伝導度 ( $\text{mS}/\text{m}$ ) である。

デルタ関数入力に対する TDR ロッド長さ  $L$  内の土壌中における溶液の相対質量変化  $M_\delta(t)$  は、Elrick *et al.* (1992) と van Genuchten and Wierenga (1986) の研究から、次式のような解析解で表される

$$M_\delta(t) = 1 - \left[ \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{RL-vt}{2\sqrt{DRt}}\right) + \frac{1}{2} \exp\left(\frac{vL}{D}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{RL+vt}{2\sqrt{DRt}}\right) \right] \quad (4)$$

ここに、 $L$  は TDR プローブのロッド長さ (cm)。

一方、ステップ関数入力に対する TDR ロッド長さ  $L$  内の土壌中における溶液の相対質量変化  $M_s(t)$  は、式 (2) を 0 から TDR ロッド長さ  $L$  まで積分することで得られる。

$$M_s(t) = \frac{1}{L} \int_0^L \left[ \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{Rx-vt}{2\sqrt{DRt}}\right) + \frac{1}{2} \exp\left(\frac{vx}{D}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{Rx+vt}{2\sqrt{DRt}}\right) \right] dx \quad (5)$$

式 (3) の  $C_r(t)$  と式 (4) の  $M_\delta(t)$  あるいは式 (5) の  $M_s(t)$  は、一定土壌水分条件下における比較的薄い溶液に対しては等価であると仮定できる (Kachanoski *et al.*, 1992)。既存のデータから濃度差が約 10 倍以内の範囲 (例えば、 $0.005 \leq C \leq 0.1 \text{ mol}/\text{kg}$ ) であれば、溶液濃度  $C$  ( $\text{mol}/\text{kg}$ ) と溶液電気伝導度  $\sigma$  ( $\text{mS}/\text{m}$ ) の間には線形関係がある (日本化学会, 1975)。したがって、溶質の分散係数  $D$  と遅延係数  $R$  は、式 (3) で表される測定データに式 (4) または式 (5) を適合することで推定可能である。また、式 (1) および式 (2) の相対濃度も排出水の電気伝導度を測定することによって同様に推定可能である。

### 3. 実験材料と方法

供試土として豊浦砂 (KS-63, 豊浦珪石鉱業, 山口県) を使った。土粒子密度は  $2.65 \text{ Mg/m}^3$  であった。内径 3.5 cm, 長さ 13.9 cm のプラスチック製円筒土壌カラムに風乾供試土を高さ 10.8 cm まで充填した後, カラム下方から逆浸透膜 (RO) 水をゆっくり供給して供試土を飽和させた。使用した RO 水の電解質含量は, 電気伝導度で  $8.2 \mu\text{S/m}$  相当であった。その後, 土壌表面から 2 線式 TDR プローブ (ロッド長さ 8.9 cm, ロッド直径 1.6 mm, ロッド間隔 1.5 cm) を鉛直に挿入した。TDR ケーブルテスター (テクトロニクス社製 1502C) は, PC 上で動作するソフトウェア WinTDR (Or *et al.*, 2004) を使って制御し, 3 分毎に体積含水率とバルク電気伝導度を測定した。また, カラム下端からの排水はフラクションコレクターで 3 分毎に採水し, 採水の質量と電気伝導度を測定した。カラム上部からは定流量ポンプを使って RO 水を供給した。土壌カラム内の水分フラックスが定常状態に達した後, デルタ関数入力に際しては, シリンジで土壌表面に  $0.1 \text{ mol/L NaCl}$  溶液 5 mL を瞬時に供給した。また, ステップ関数入力に際しては, 定流量ポンプの RO 水タンクを  $0.1 \text{ mol/L NaCl}$  の溶液タンクに交換した。

TDR で測定した相対濃度データに式 (4) または式 (5)

を, また, 排水水から得られた相対濃度データに式 (1) または式 (2) を非線形最小二乗法で適合して,  $R$  と  $D$  の値を推定した。非線形最小二乗法による当てはめは, Mathcad ver. 12 (Mathsoft, 2004) を使った。

### 4. 実験結果

図-1 にディラックのデルタ関数として溶質を入力した際に得られた相対濃度の時間変化を示す。鉛直に挿入した TDR プローブ (●印) と排出溶液 (○印) によるデータである。非線形最小二乗法から得られた  $R$  と  $D$  を使って描いた曲線も併せて示した。Kachanoski *et al.* (1992) の理論どおり,  $t > 15 \text{ min}$  に TDR ロッド長さから溶質が漏れ始めると, TDR で測定した相対濃度の減少が始まり, それと同時に排出溶液の相対濃度が増加し始めた。非線形最小二乗法による当てはめ曲線と測定値は, どちらのデータに対しても良く一致している。

次に, ステップ関数を入力した際に鉛直に挿入した TDR プローブで測定した相対濃度と排出溶液の相対濃度の時間変化を示す (図-2)。ここでは, 式 (5) を TDR で測定した相対濃度データに, 式 (2) を排出溶液から得られた相対濃度データに対して非線形最小二乗法を適用して  $R$  と  $D$  を得た。TDR はロッド長さ  $L$  内の溶質分布状態に関わりなく, ロッド長さ  $L$  内に存在する溶質を総量

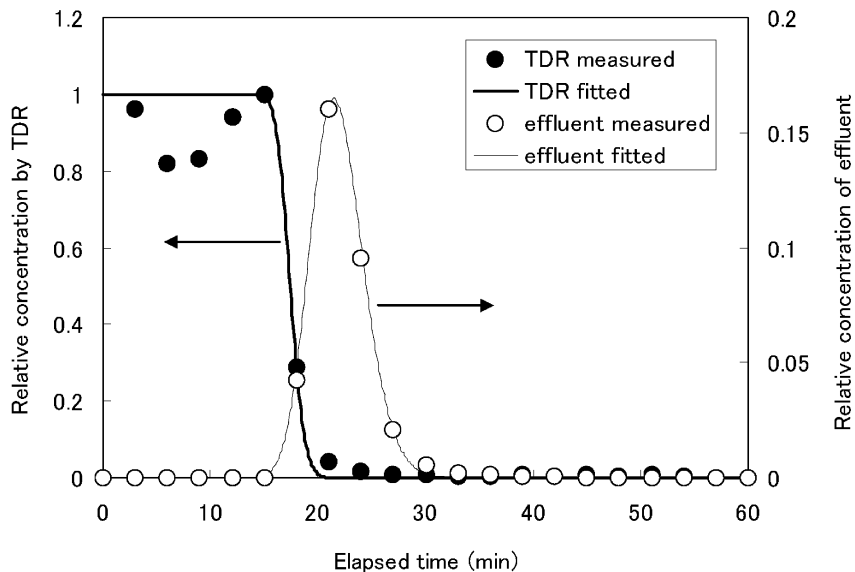


図-1 鉛直に挿入した TDR プローブと排出溶液から得たディラックのデルタ関数入力に対する相対濃度の経時変化. 矢印は対応する y 軸の方向を示す。

Fig. 1 Temporal changes in relative concentration measured with a vertically-installed TDR probe and effluent for a Dirac-delta function input. Arrows indicate the direction of corresponding y axes.

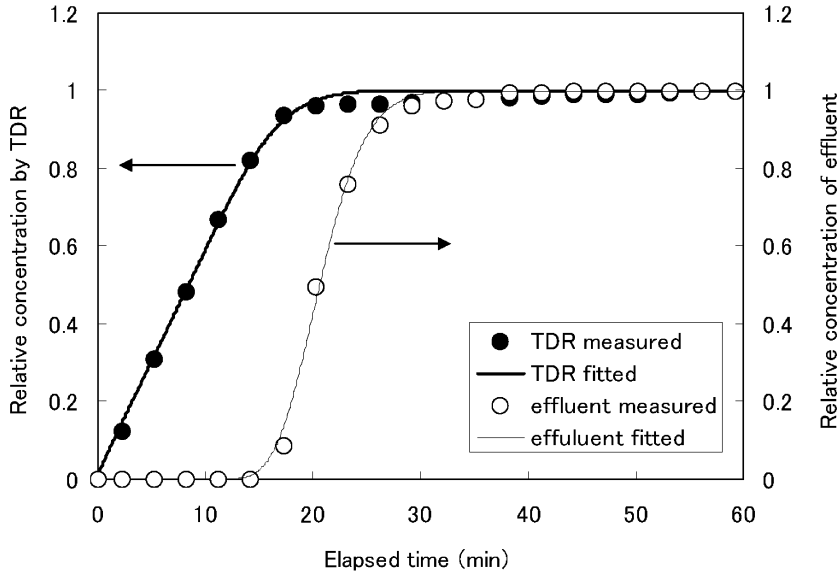


図-2 鉛直に挿入した TDR プローブと排出溶液から得たステップ関数入力に対する相対濃度の経時変化。矢印は対応する y 軸の方向を示す。

Fig. 2 Temporal changes in relative concentration measured with a vertically-installed TDR probe and effluent for a step function input. Arrows indicate the direction of corresponding y axes.

として測定する性質がある。従って、ステップ入力した溶質に対しては、 $t < 15$  min において時間の経過とともに相対濃度が線形的に増加した。また、入力した溶質が TDR ロッド長さ  $L$  内から漏洩することによって線形的増加からずれ始めた時間は、排出溶液の相対濃度が増加し始めた時間と一致している。

表-1 では、TDR と排出溶液の相対濃度変化から得られた  $R$  と  $D$  の値を比較した。 $R$  と  $D$  は、デルタ関数入力とステップ関数入力により得たデータに対して非線形最小二乗法を適用して計算した。デルタ関数入力では、TDR と排出溶液による  $R$  の推定値がそれぞれ 1.75 と 1.81 となり、比較的良く一致している。一方、 $D$  の推定値は、TDR では 0.014、排出溶液では 0.061 ( $\text{cm}^2/\text{min}$ ) となり、TDR による推定値は排出溶液による値の約 1/4 になった。ステップ関数入力に対しては、TDR と排出溶液による  $R$  の推定値は、それぞれ 1.42 と 1.40 と極めて良く一致した。また、 $D$  の推定値においても 0.134 と 0.102 ( $\text{cm}^2/\text{min}$ ) と TDR と排出溶液による大きな違いは認められなかった。

### 5. 考 察

ディラックのデルタ関数入力に対して排出溶液法で使った式(1)中の拡散係数  $D$  の変化は、図-1 で示されるパルスのピーク高さの変化として表される。 $D$  が 10%

表-1 ディラックのデルタ関数とステップ関数入力に対して、TDR と排出溶液による相対濃度変化から推定した遅延係数  $R$  と拡散係数  $D$  の比較。

Table 1 Retardation factor,  $R$ , and diffusivity,  $D$ , for Dirac-delta and step functions input, estimated using changes in relative concentration measured with TDR and from effluent.

procedure	input function		
	Dirac-delta	step	
	$\theta$ ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )	0.39	0.36
	$v$ ( $\text{cm}/\text{min}$ )	0.89	0.72
TDR	$R$	1.75	1.42
	$D$ ( $\text{cm}^2/\text{min}$ )	0.014	0.134
effluent	$R$	1.81	1.40
	$D$ ( $\text{cm}^2/\text{min}$ )	0.061	0.102

大きくなるとピーク高さは約 5% 小さくなる。一方、TDR 法に使った式(4)では 10% の  $D$  の変化は同一時刻において最大でも 1.7% 程度の変化としてしか現れない。従って、排出溶液による  $D$  の推定では、ピーク付近でのデータ数や溶液濃度の測定精度の影響を受けやすい

と思われる。この事が、表-1において排出溶液(式(1))と鉛直 TDR プローブ(式(4))を使って推定した  $D$  値に約 4 倍の差が生じた一因であると考えられる。

図-2 に示すステップ関数入力に対しては、排出溶液法に使った式(2)では、10%の  $D$  の変化に対して同一時刻における出力波形に最大 1.7% 程度の差が生じる。式(2)は、基本的には式(4)と同じである。TDR ロッド長さ  $L$  について積分した本提案式(式(5))では、10%の  $D$  の変化に対して同一時刻における出力波形に最大 0.2% の変化が生じる。従って、測定した出力波形から  $D$  を逆解析した際にも、式(2)と式(5)による  $D$  の推定値間に大きな差が生じなかったと考えられる。

遅延係数  $R$  の推定値は、ディラックのデルタ関数入力とステップ関数入力のどちらの入力に対しても、従来法である排出溶液法と鉛直 TDR プローブ法に大きな差が生じなかった。表-1のような条件下では、10%の  $R$  の変化に対して式(1)ではピーク発生時刻に、また式(2)と式(4)では  $C_r=0.5$  の発生時刻に 3 秒程度の明瞭な差が生じる。また、式(5)では図-2 で示される直線の傾きに明らかな違いが生じる。従って、本研究のように明瞭な測定データを使って逆解析を行った場合には、 $R$  の大きな違いにならなかったと考えられる。

$D$  の推定法については、ディラックのデルタ関数入力に対する排出溶液を使った従来法の方がデータ質の影響を受けやすい。ここでデータ質は、採取した測定データに含まれる雑音の大小などを含むデータの信頼性の指標と定義した。一方、データ質の影響を受け難いのは、ステップ関数入力条件下における鉛直 TDR プローブ用いた本提案法であることが分かった。 $R$  の推定については、どちらの入力に対してもどちらの方法も同程度の感度を有すると思われる。

## 6. おわりに

円筒カラムに充填した土壌試料に鉛直に挿入した TDR プローブを使って溶質輸送の測定を行った。遅延係数  $R$  の値は、ディラックのデルタ関数入力、ステップ関数入力の区別なく、TDR と排出溶液による推定値が良く一致した。ところが拡散係数  $D$  の値は、デルタ関数入力に対しては、TDR による値は排出溶液による値の 1/4 程度となった。ステップ関数入力に対しては、 $D$  の値は両方の測定法による大きな違いは認められなかった。従って、本報で提案したステップ関数入力に対する TDR を使った解析は有効であると考えられる。今後は、データの質と逆解析によって求まる  $D$  及び  $R$  の関係を詳細に調べる必要がある。

## 謝 辞

本研究の一部は、2004 年度岩手大学農学部活性化経費「教育研究設備充実費」と日本学術振興会科研費(基盤研究(B)(2)15380160)からの研究助成によった。データ収集にご協力を賜った岩手大学大学院農学研究科の藻寄まなみ、日景郁江、および岩手大学農学部農林環境科学科の紙谷淳、熊谷徹、兒島聖恵、小林朝子、今野高行、佐藤正明、吉田良子、渡部憲吾の各氏に、そして 1502C ケーブルテスターを貸与していただいた岩手大学農学部の颯田尚哉先生に深謝いたします。

## 引用文献

- Elrick, D.E., Kachanoski, R.G., Pingle, E.A. and Ward, A.L. (1992): Parameter estimates of field solute transport models based on time domain reflectometry measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **56**: 1663-1666.
- 堀野治彦・丸山利輔 (1992): TDR による土壌の体積含水率および電気伝導度の測定について。土壌の物理性, **65**: 55-61.
- Kachanoski, R.G., Pingle, E. and Ward, A. (1992): Field measurement of solute travel time using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **56**: 47-52.
- Mathsoft (2004): Mathcad 12 ユーザーズガイド。マソフト・エンジニアリング・アンド・エデュケーション・インク。
- 日本化学会編 (1975): 化学便覧基礎編 II 改訂 2 版。丸善(株)。
- 登尾浩助 (2003): 実践 TDR 法活用—土壌中の水分・塩分量の同時測定—。土壌の物理性, **93**: 57-65; **95**: 94.
- Noborio, K., Kachanoski, R.G. and Tan, C.S. (2005): Solute transport measurement under transient field conditions using time domain reflectometry. *Vadose Zone J.* (印刷中)。
- Or, D., Jones, S.B., VanShaar, J.R., Humphries, S. and Koberstein, L. (2004): WinTDR Users guide. Ver. 6.1, Soil Phys. Group, Utah State Univ. Logan, UT, U.S.A.
- Rhodes, J.D. and Oster, J.D. (1986): Solute content. In A. Klute (ed.) *Methods of soil analysis. Part 1.* 2nd ed. *Agron. Monogr.* 9. pp. 985-1006. American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Madison, WI, U.S.A.

- Skaggs, T.H. and Leij, F.J. (2002) : Solute transport : Theoretical background. In W.A. Dick and G.C. Topp (ed.) Methods of soil analysis. Part 4. Physical methods. SSSA Book Ser. No. 5. pp. 1353–1380. Soil Science Society of America, Madison, WI, U.S.A.
- van Genuchten, M. Th., and Wierenga, P. (1986) : Solute dispersion coefficients and retardation factors. In A. Klute (ed.) Methods of soil analysis. Part 1. 2nd ed. Agron. Monogr. 9. pp. 1025–1054. American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Madison, WI, U.S.A.

## 要 旨

土壌中における汚染物質などの溶質移動を把握するためには、溶質の拡散係数などを知る必要がある。1990年代に土壌表面から鉛直に挿入した TDR (time domain reflectometry) プローブを使った方法が開発され、ディラックのデルタ関数入力に溶質に対して非破壊的に溶質の移動特性を推定することができるようになった。本報では、最終処分場の遮水膜が損傷した場合に相当するステップ関数入力の溶質に対する解析法を提案した。豊浦砂を充填したカラムを用いた実験により、TDR と排出溶液により推定した遅延係数  $R$  と拡散係数  $D$  を比較した。 $R$  の値は、デルタ関数とステップ関数入力に対して、TDR と流出水による推定値が良く一致した。 $D$  の値については、ステップ関数入力に対して両推定法からの値は良く一致した。従って、本報で提案したステップ関数入力に対する TDR を使った解析は有効であると考えられる。

受稿年月日 : 2005 年 3 月 28 日  
受理年月日 : 2005 年 6 月 22 日

## カドミウム汚染水田の浸透型が物質動態 および水稲に及ぼす影響

Pongpattanasiri SUKTHAI\*・佐々木長市\*・松山信彦\*・  
野田香織\*\*・殿内暁夫\*

### Influence of a Percolation Pattern on the Removal of Soluble Elements in Downward Water and Rice Plant with Models of Cadmium Polluted Paddy Fields

Pongpattanasiri SUKTHAI\*, Choichi SASAKI\*, Nobuhiko MATUYAMA\*,  
Kaori NODA\*\* and Akio TONOUTI\*

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

\*\* Faculty of Science and Technology, Hirosaki University,  
3 Bunkyo-cho, Hirosaki-shi, Aomori 036-8561, Japan

#### Abstract

We investigated the influence of the percolation pattern on the removal of soluble elements and rice plant under inundation during the cultivation with models of stratified layers of cadmium polluted paddy fields. At that models, plow layer and plowsole consisted of cadmium polluted soil but gravel filled subsoil is not polluted. These models had different percolation pattern in the plowsole and subsoil. In the closed system model, every layer had water flow in a closed system while the open system model had water flow in an open system in plowsole and subsoil over the groundwater.

The following results were obtained. At low groundwater levels, plow sole and subsoil over the groundwater had water flow an open system and hence oxidized layers. On the contrary, at high groundwater level, every layer had water flow in a closed system and hence reduced layers. The electrical conductivity values of water flow in a closed system were larger than those in water flow in an open system. In the same way, concentrations of iron, calcium and manganese in water flow in a closed system became larger than those in water flow in an open system. Plant height, number of stems and dry matter weight of rice plants under the closed system model are larger than those of open system model. But no significant difference is recognized while considering leaf age and heading. The total weight of grains and filled grain ratio of rice plants under closed system treatment were better than those in open system. The root elongation depth of plants under both the models were about 60 cm. Cadmium concentration in the brown rice of plants grown under open system models are about ten times higher than that of plants grown under closed system.

The above results made it clear that under inundation conditions during the cultivation period, the removal of the soluble elements, concentration of cadmium in brown rice, growth and yield of rice plant were affected by the percolation patterns.

\* 弘前大学農学生命科学部

\*\* 弘前大学理工学部

キーワード: カドミウム汚染水田模型, 生育収量, 玄米中のカドミウム濃度, 浸透型

**Key words :** Model of polluted paddy field with cadmium, Growth and yield of rice plant, Concentration of cadmium in the brown rice, percolation pattern

## 1. 緒 言

日本における土壌汚染の問題は、昭和40年代に顕在化し、昭和45年には農用地の土壌汚染防止等に関する法律が制定された(飯村康二, 2001)。この対象となった汚染物質の一つが鉱山からの排水に含まれるカドミウムである。カドミウムを含む灌漑水利用により土壌が汚染(徳永ら, 1975)され、このような水田で生産される玄米を食ベイタイ病などの健康被害がもたらされた。そのため、玄米中のカドミウム濃度が $1\text{ mg kg}^{-1}$ 以上のものが法律で汚染米と指定されている。しかし一方ではこの値が高すぎるという批判もある(浅見, 1975)。農林水産省のホームページ(2002)では、pH調整および出穂前後常時湛水栽培が汚染米防止対策として公開されている。吸収抑制対策としては、還元状態やアルカリ側でのカドミウムの不溶化が考えられてきた(浅見, 1997, 陽, 1993)。最近では、コストが安く、低濃度で広範囲の重金属を除去できるファイトレメデイエーションによる方法も注目されている(王ら, 2004)。しかし、安定してカドミウムを低濃度に抑える対策としては客土が中心で、その層厚は20 cm~30 cm(徳永ほか, 1977, 浅見, 1997, 直原, 2001)が妥当とされている。この農業土木的対策による汚染水田の更生法は今日まで実施されてきている。

しかし、最近FAO/WHO合同食品規格委員会(通称コーデックス委員会)は、1996年に米(精米)のカドミウム安全基準値を0.1 ppmとする案を提案し、日本でもこれまでの基準値の見直しに迫られている(浅見, 2004)。これまでの汚染米の基準値1 ppmが仮に0.2 ppmへ変更された場合、約8万 haの汚染水田対策が予想されている(畑, 2003)。こうした背景のもと、国や県等の関係機関で全国的な水田等の更生対策が検討されている(農環研, 2004)。

これまで、汚染土層厚が30 cmと厚い場合、汚染土の一部がすき床層になり、還元力が弱い場合は酸化状態となり、常時湛水栽培を維持しても下層からのCdの吸収があり汚染米の発生があるのではと懸念されていた(徳永ほか, 1977)。これまでの試験は、ポットに栽培する試験が中心(Jiangou *et al.* 2003)で、現地における試験も下層の酸化還元状態の重要性は十分認識されず、客土厚のみが問題とされていた。沓瀬原の水田断面調査時には、同一断面に鉄の集積層が2層以上散見される場合がある。この集積現象は、洪水時の土砂の堆積下に発生

しており、自然の客土と推測される(佐々木・小関, 1996)。また、一般に水稻根は40~50 cm深まで到達する。このことより考えるならば、常時湛水条件下で稲を栽培しても、下層が酸化層となる場合はカドミウムの玄米への蓄積の危険性が予測される。また、佐々木ら(1999)および小関・佐々木(2004)により、すき床層および心土層は、浸透型の相違により、開放浸透となり、酸化層となること等が証明されている。このことより、下層からのカドミウムの吸収が懸念された。

本研究の目的は、これまでカドミウム汚染水田で実施されてきた常時湛水栽培が浸透型との関係でどのような影響を受けるのかを検討することとした。具体的な検討は汚染土厚が厚い水田のモデルを作製し、常時湛水を維持した。この条件下で稲を栽培して、作土層より下層の浸透型が異なる場合の物質動態、稲の生育収量およびカドミウム吸収にどのような影響をもたらすかを究明した。

なお、本研究は円筒中にカドミウム汚染水田より採取した土を充填し行った。

## 2. 実験方法

### 2.1 実験計画および供試試料

カドミウム汚染水田のモデルは、Table 1に示すような条件で各2本作製した。実験①では、作土層は閉鎖浸透、耕盤層および心土層の排水位より上部を開放浸透、排水位より下部を閉鎖浸透とした。実験②では、排水位を高く維持し全層閉鎖浸透とした。ゆえに、浸透型の相違による水稻および物質動態への影響は耕盤層および心土層内で起こると考えられる。浸透量は、最適減水深20~30 mm/dを目標にした。浸透量は初期には30 mm/d台であったが終期には20 mm/d前後に低下した。しかし、得られた全期間の平均値はいずれの円筒実験でもほぼ20 mm/dとなった。供試試料は、第I・II層で鉱山の排水で汚染された水田作土を用いた。ただし、肉眼で確認できる水稻根は除去した。第III層には、岩木川の礫を用い、河川周囲に広がる砂礫水田を想定した。なお、第III層の支持のため第IV層を砂で作製した。

供試試料の基本的理化学性はTable 2に示した。一般にカドミウム汚染水田(乾土中)の全カドミウム含有量が $1.5\sim 2\text{ mg kg}^{-1}$ 以上であると言われている(渋谷, 1980)。薬品等を混入して実験する方法もあるが、本研究では汚染地の水田から採取した土で、かつ全カドミウム濃度は $3.93\text{ mg kg}^{-1}$ のものを用いた。このことにより、



現地 conditions に少しでも近い環境となると考えた。カドミウムの分析は、土壌は 50℃ の通風乾燥機を用いて乾燥の後、2 mm 篩を通過したものをを用いた。抽出はジエチルジチオカルバミン酸でキレートを生じさせた後、メチルイソブチルケトンで行ったものを原子吸光法で定量した（農水省農産園芸局, 1979）。全鉄、全マンガンは、熱塩酸溶出法（船引・青峰, 1953）で、交換性塩基（CaO,

MgO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O）は、置換性成分の測定法および原子吸光法で測定した（土壌養分測定法委員会編, 1970）。全窒素は、ケルダール法、有効態リン酸はモリブデン比色法（ブレイ第Ⅱ法）を用いた。有機物含有量の測定には、重クロム酸法（土質工学会, 1982）を用いた。

2.2 実験装置および作製方法

実験①および②の模型は、塩ビ性の円筒（内径 0.30 m, 高さ 1.20 m, 肉厚 0.01 m）内に、試料を充填し作製した。模型は、第Ⅰ層（作土層）を 0.10 m 厚、第Ⅱ層（すき床層）を 0.125 m 厚、第Ⅲ層（心土層）を 0.70 m 厚、第Ⅳ層（支持層）を 0.05 m 厚とした。はじめに、第Ⅱ層上部（透水制限部、長さ 0.025 m, 乾燥密度：0.88 Mg m<sup>-3</sup>）を突固め作製し、その後第Ⅱ層下部を乾燥密度：0.63 Mg m<sup>-3</sup> に作製した。このときの土の含水比はほぼ 60%、土粒子は、2 mm～10 mm 篩に残ったものをを用いた。その上に代かき状にした土（乾燥密度：0.65 Mg m<sup>-3</sup>）をのせて第Ⅰ層とした。第Ⅲ層は礫（粒径 2～4.76 mm）を乾燥密度が 1.40 Mg m<sup>-3</sup> となるように突固め作製した。同じく第Ⅳ層も乾燥密度が 1.44 Mg m<sup>-3</sup> となるよう砂を用い、突固め作製した。

稲は、円筒中心部に 4 株（各 1 本, 中苗, 品種：つがるおとめ）植え、2 週間ほどして生育の正常なものを 2 本残した。田植えは、2003 年 5 月下旬とした。円筒での中干しは、実施しなかった。肥料は、各模型に成分量で窒素、リン酸、カリウムをそれぞれ 1g, ケイ酸を 6g 施肥した。各肥料は全層施肥とした。この装置は、ビニルハウス内にセットし、供試水には、大学構内圃場の井戸水を使用した。供試水の測定期間中の平均濃度と変動係数を Table 3 に示した。

表-1 土層構成と浸透型  
Table 1 The composition of soil layers and the percolation pattern

実験名	土柱浸透実験	
	①	②
成層状態	10～35 mm/d*	
第Ⅰ層・作土 (代かき, 0-10 cm)	閉鎖浸透・Cd 汚染土	
第Ⅱ層・すき床 (突固め, 10-22.5 cm)	開放浸透・閉鎖浸透 Cd 汚染土・透水制限層	
第Ⅲ上層・心土 (突固め, 22.5-57.5 cm)	開放浸透・閉鎖浸透 礫	
第Ⅲ下層・心土 (突固め, 57.5-92.5 cm)	閉鎖浸透・礫	
第Ⅳ層・支持層 (突固め, 92.5-97.5 cm)	閉鎖浸透・砂	

実験①, ②は異なる土柱を使用した。\*は実測の日流水深の範囲を示す。湛水深は 0.01-0.05 m とした。

表-2 供試試料の理化学性  
Table 2 Physical and chemical properties of samples

測定項目 試料	真比重	土性	全鉄 *	K <sub>2</sub> O *	CaO *	MgO *	Na <sub>2</sub> O *	T-N *	T-P *	Cd *	有機物含有量 (%)
沖積土	2.453	L	2,820	311	2,909	496	114	4,020	1,514	3.39	9.4
礫	2.681	—	2,223	58	540	150	18	—	—	0.05	0.0

土性は国際土壌学会区分による。\*は mg/乾土 1 kg を示す。礫径 (mm) は 2-4.75 である。

表-3 供試水の水質  
Table 3 Water quality using the experiment

測定値	項目 DO mg/L	EC (mS/m)	pH	Fe (mg/L)	Cd (mg/L)	K (mg/L)	Na (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	T-N (mg/L)	T-P (mg/L)
平均値	6.6	16.1	8.3	0.17	0.00	> 4.06	20.06	8.45	3.07	0.62	0.02
変動係数 (%)	13.4	5.1	20.1	97.9	—	70.6	6.7	36.6	25.2	68.5	82.0

圧力水頭測定および土壤水の採水には、円筒側壁にガラスフィルタ（長さ 0.035 m, 外径 0.007 m）をセットして行った。圧力水頭はフィルタにガラス管を接続し、採水は厚肉採水ガラス管（長さ 0.70 m, 内径 0.003 m, 外径 0.009 m）を連結し行った。採水は約 3 時間を目安に終了した。円筒側壁には深度別の酸化還元電位 (Eh) を測定できるように ORP 電極を取り付けた。円筒側壁には、ORP 電極と対称に孔（径 0.01 m）を設け、円筒内への通気孔とした。なお、この通気孔は負圧浸透時には開放し、正圧時は閉じた。第IV層下端からの排水は、浸透型の制御のため、実験①では、第I層上面から約 0.60 m 下、実験②では約 0.20 m 下とした。

2.3 測定項目および方法

測定項目は、大きく2つになる。一つは、円筒模型内の諸条件の項目であり、他方は稲の生育収量の項目である。

円筒模型内の測定項目は、降下浸透水の圧力水頭、酸化還元電位および浸透水の水質などで、これらの測定は深度別に実施した。採水は採水側のフィルタに吸引圧を作用させる吸引脱水方式とした。降下浸透水中の各種成分濃度は、鉄 (Fe) は原子吸光分析法、カリウム (K)、ナトリウム (Na) は炎光分析法で測定した。Eh および pH の測定には、pH/ORP メータを、DO 測定には同じく DO メータを使用した。電気伝導度 (EC) の測定には

導電率メータを用いた。

浸透型の判別指標である限界負圧の測定は、大型円筒を用いた佐々木の方法 (1994) で実施した。その結果、第II層下半部は、約 5 cm, III層の限界負圧はほぼ 2.0 cm となった。日減水深はノギスを用い測定し、水温・地温の測定には自記計を使用した。

水稻生育の測定項目として草丈、葉齡、葉色、株数、出穂期、根量を、収量測定項目として総藁重、穂数、玄米重、登熟割合を選定した。調査方法は、岩手農試 (1981) の作物調査基準に準じた。また、玄米試料のカドミウム濃度は硝酸および硫酸で分解後、原子吸光法で定量した (農水省農産園芸局, 1979)。

減水深、採水および生育の調査等は月に 2~3 回とした。

3. 結果および考察

得られた結果は Fig. 1 および 2 に示した。図には、濃度変化の比較のために実験初期と実験終了間近の値を掲載した。

3.1 圧力水頭分布と浸透型

実験①の圧力水頭分布は、第I層では正圧であるが、第II層では正圧から負圧へ変化した。第III上層の圧力水頭は-3 cm 以下に分布し、かつ動水勾配がほぼ 1 の状態となった。しかし第III下層ではほぼ 45 度勾配の正圧と

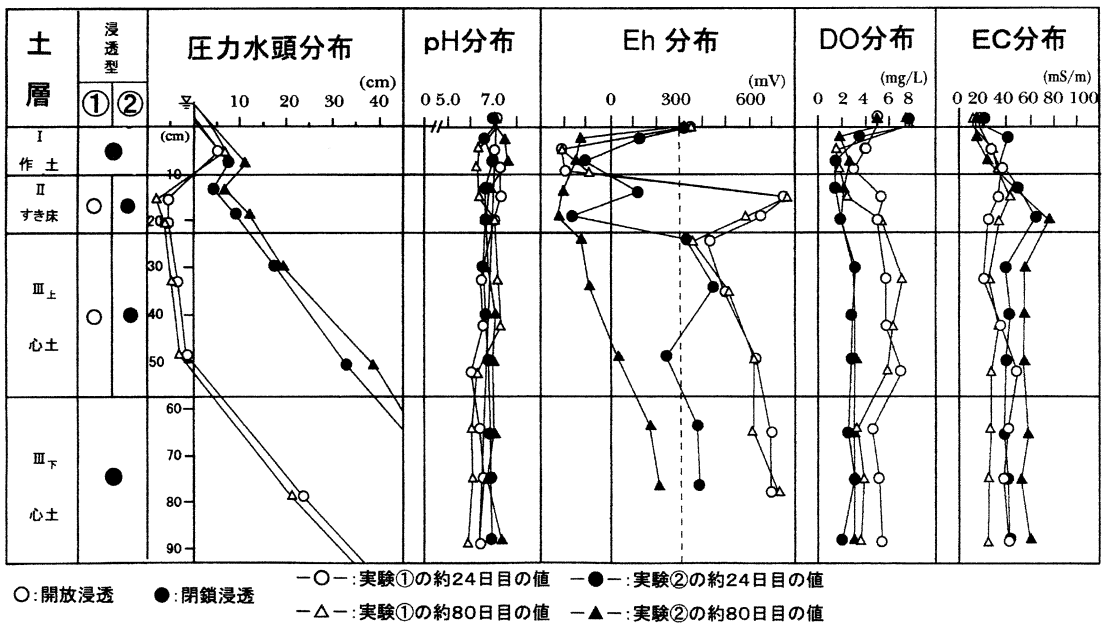


図-1 カドミウム汚染水田の圧力水頭, pH, Eh, DO, EC 分布

Fig. 1 Distribution of hydraulic head profile, pH, Eh, DO and EC on stratified paddy field with polluted soil of cadmium

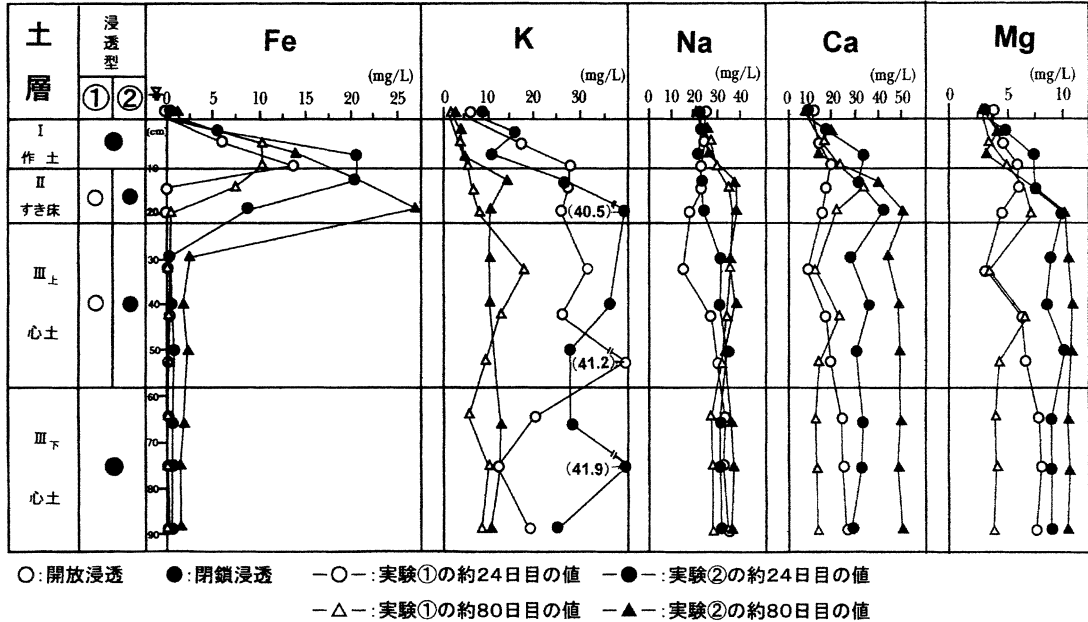


図-2 降下浸透水中の Fe, K, Na および Mg 濃度

Fig. 2 Concentration of Fe, K, Ca and Mg elements in downward water in these model columns

なった。この分布パターンは観測期間中ほぼ変化がなかった。第Ⅱ層および第Ⅲ上層の圧力水頭は、各層の限界負圧より小さな値であり、開放浸透と判断された(宮崎毅, 1991)。故に、実験①の浸透型は、上方から閉鎖浸透、開放浸透、閉鎖浸透というモデルとなった。実験②では排水の排水水位を上昇させ地表下約22 cmとしたため全層正圧浸透となった。従って、全層閉鎖浸透と判断された。

この結果より、本実験は第Ⅱ層および第Ⅲ上層で開放浸透となる場合と同層が閉鎖浸透となる場合のモデルとなり、浸透型の違いによる物質動態および水稻へ及ぼす影響の比較検討が可能となった。

### 3.2 pH, Eh, DO および EC

#### 3.2.1 pH

実験①および実験②の湛水の pH 値は、実験期間中ほぼ7となった。第Ⅰ層～第Ⅲ層の値は両実験とも5.5～7.5の範囲となった。湛水の値に比べ、作土層以下で値が低くなる傾向は、佐々木ら(1999)の成層砂礫水田モデルでも認められていた。この一因として本研究では、供試水の pH が7以上と高かったことがあげられる。本結果からは浸透型の相違による、明確な差異はないと判断される。

#### 3.2.2 Eh

実験①の第Ⅰ層の値は、マイナスの値となり、還元層となっている。しかし、第Ⅱ層および第Ⅲ上層では300 mV以上の値を示し、酸化層と判断される。第Ⅲ下層は酸化層となったままで、還元化の進行は明確ではない。礫層では微生物活性も低く、かつ第Ⅲ上層からの酸素濃度の高い浸透水の供給下となり還元化は進みたいと推測される。これに対し、実験②では、第Ⅰ～Ⅱ層ともマイナスの値を示す還元層となった。しかし、初期の第Ⅲ層の値は300 mV前後でやや酸化的であったが、封入空気等の除去によりこの値も300 mV以下となった。礫のような有機物含有量の少ない層では、微生物による酸素消費も少なく還元化は緩慢であると考えられる。

以上の結果より、実験①では第Ⅰ層は閉鎖浸透で還元層、第Ⅱ層および第Ⅲ上層は開放浸透層でかつ酸化層、第Ⅲ下層は閉鎖浸透であるが酸化層と判断される。これに対し、実験②では全層閉鎖浸透層でかつ全層還元となったといえよう。

#### 3.2.3 DO

実験①および②の DO 値は、湛水で5 mg L<sup>-1</sup>以上、第Ⅰ層で2～4 mg L<sup>-1</sup>となり、湛水に比べ作土層内で低下した。実験②では、第Ⅱ～Ⅲ層まで第Ⅰ層と同様の値となった。これに対し実験①の第Ⅱ層および第Ⅲ上層の

値は、 $5\text{ mg L}^{-1}$ と第I層に比べ上昇したままとなった。開放浸透という酸素供給環境であることより、酸化層が醸成されたと考えられる。第III層の閉鎖浸透層では、酸素濃度の低下が観測された。この結果より、降下浸透水の酸素濃度は、浸透型に対応した増減があると判断される。

### 3.2.4 EC

実験期間中の湛水のEC値は、両実験とも $20\text{ mS m}^{-1}$ 前後となった。両実験の第I層の値は、 $20\sim 40\text{ mS m}^{-1}$ でかつ下部ほど値が高まる傾向となった。実験②の第II層下部～第III層末端までは、 $40\text{ mS m}^{-1}$ 以上で変動の少ない値となった。実験①では、ほぼ $40\text{ mS m}^{-1}$ 未満の値となった。第II層以下では開放浸透に比べ閉鎖浸透で値が高まるということが認められた。これらの原因としては、後述するが鉄やカルシウム等の浸透水中の濃度が高かったことによると推測された。また、同様の結果はこれまでの佐々木ら(1999)の模型実験でも示されているが、作土および耕盤層に使用した土壌の違いが濃度の大小を変化させているようである。

## 3.3 降下浸透水の各種成分濃度

### 3.3.1 Fe, K, Na, Ca および Mg 濃度

得られた結果は Fig. 2 に示した。

① **Fe 濃度** 実験①および②の湛水のFe濃度は、実験期間中ほぼ $2\text{ mg L}^{-1}$ 以下となった。しかし、両実験とも第I層で下方ほど濃度が増加し、実験終了時には約 $20\text{ mg L}^{-1}$ となった。実験①の第II層では、急激に濃度を低下させ $0\text{ mg L}^{-1}$ に近くなった。第III層もほぼ同じ濃度となった。この原因は層内へ疎通した空気中の酸素と浸透水中の鉄が酸化層で沈殿あるいは溶解度を低下させるためと考えられる。実験②の第II層は、上層に比べ実験初期には値が低下したが、実験終期には $25\text{ mg L}^{-1}$ 以上の値まで上昇した。第III層では、鉄の検出はなされるが、第II層に比べ著しく低下した。佐々木(1994)の砂および礫を第III層に用いた模型実験でも同じ現象が確認され、閉鎖条件でかつ還元状態でも有機物の少ない材料では鉄の移動が遅いと推察された。この現象には、鉄酸化菌等の微生物が関与していると考えられるが詳細説明は今後の課題である。

② **K および Na 濃度** 実験①および②の実験期間中のK濃度は、湛水で $10\text{ mg L}^{-1}$ 以下となった。初期の値が高い一因としては、施肥の溶出の影響が大きいと考えられる。両実験の初期の値は、第I層および第II層では $10\sim 40\text{ mg L}^{-1}$ でかつ下方にゆくほど値が高くなった。湛水に比べ値が増加した原因は、速効性の施肥による濃度上昇のためと推察される。しかしこの値も、実験終了時には、 $10.0\text{ mg L}^{-1}$ 前後となった。両実験の第III層の値

は、実験初期も終期も第II層の値とほぼ類似した。この原因は礫層であり、同層からの供給がないためと推測される。

Na濃度は、実験①も②も $20\sim 40\text{ mg L}^{-1}$ の値に分布し、かつ全期間類似した値となった。深度による相違および浸透型の相違による変化は明確とはならなかった。二価鉄イオンが土中で多量に存在するようになることと土壌の交換性塩基と置換が起こるといふこれまでの知見(山根, 1982)より推定するならば、両成分とも顕著な増加は認められない結果である。

以上の結果より、KもNaの濃度も浸透型の相違による顕著な差異は認められないと判断された。

③ **Ca および Mg 濃度** 湛水のCa濃度は、両実験とも試験の初期および終期に関係なくほぼ $10\text{ mg L}^{-1}$ となった。同じく両実験の作土層中の値は $10\sim 30\text{ mg L}^{-1}$ と下部ほど上昇した。実験①の第II層の値は、 $20\sim 30\text{ mg L}^{-1}$ となるが下層ほど低下傾向となった。これに対し、実験②の同層の値は、下部ほど上昇し、II層下端で $40\sim 50\text{ mg L}^{-1}$ となった。Ca濃度は前述した山根の知見(1982)の指摘のとおり鉄の濃度の増加に対応し置換溶出したと考えられる。第III層の値は、両実験とも第II層下端の濃度と同じ値で末端まで経過した。この傾向は、礫層内からの供給がないことを示唆しているであろう。

両実験のMg濃度は、湛水で $5\text{ mg L}^{-1}$ 未満、第I層で $2\sim 8\text{ mg L}^{-1}$ となり、下方ほど濃度が上昇した。第II層は、Ca濃度と同じく、開放浸透で低下傾向となり、閉鎖浸透では上昇する傾向となった。第III層の値はほぼ第II層末端の値と同様になった。これらの増減の原因もCaの場合と同じと考えられる。

以上の結果より、浸透型の相違による濃度差は、両成分とも存在することがわかった。

## 3.4 生育収量へのカドミウムの影響

生育収量へのカドミウムの影響は、既に伊藤・飯村(1976)により試験がなされている。これはポットで中干し状態をつくり全層酸化状態あるいは常時湛水栽培で還元状態をつくるという試験である。本結果は、この知見と比較しつつ検討する。なお、得られた結果は Table 4 および 5 に示した。

### 3.4.1 生育

① **草丈** 実験①の各ポットの平均草丈(2株)は開放浸透をもつ円筒で $94.6\text{ cm}$ と $95.0\text{ cm}$ 、閉鎖浸透をもつ円筒で $106.8\text{ cm}$ と $109.2\text{ cm}$ となり、閉鎖浸透をもつ円筒の稲の草丈が高くなる結果となった。伊藤・飯村(1976)の水耕栽培による実験では、カドミウムの濃度( $0.01\sim 3.0$ の範囲で試験)が高くなるに従い草丈が低下し、草丈が $3.0\text{ mg L}^{-2}$ 区で対照区の6割に低下してい

表-4 供試稲の生育収量

Table 4 Growth and yield of the rice plant using the experiment

実験名	円筒名	草丈 (cm)	茎数 (本/株)	葉齢 (葉)	出穂期 (日)	葉重 (g/株)	穂数 (本/株)	籾重 (g/株)		玄米千粒重 (g)
								稈実籾	不稈実籾	
実験①	A	94.6	23.5	14.0	64.0	32.1	18.0	12.9	1.2	20.3
	B	95.0	21.0	14.0	64.5	32.3	16.5	10.4	1.1	19.8
実験②	C	106.8	24.0	14.0	63.5	36.8	21.5	21.2	1.3	20.2
	D	109.2	24.5	14.0	64.5	41.1	22.5	33.2	1.9	20.0

A～Dの供試円筒の値は2株の平均値である。葉齢は出穂期の値である。出穂期は円筒へ稲移植後の経過日数である。

表-5 玄米中のカドミウム含有量

Table 5 Cadmium concentration in the brown rice

	開放浸透円筒	閉鎖浸透円筒
含有量 (mg/kg)	0.167	0.018

る。本研究でも開放浸透をもつ円筒に比べ閉鎖浸透をもつ円筒で草丈が約13%程上昇し、同様な現象が発生したと判断される。

② **葉齢** 実験①および②のいずれの円筒でも出穂期には14齢となり、差異は認められなかった。また、8月末頃までの葉色（スパット値）にも差異は検出されなかった。この結果も、伊藤ら（1976）の結果と同じになった。しかし、第13葉齢の葉色変化（光合成能力の持続期間）には差異が認められた。稲刈り時（10月中旬）の全葉長に占める黄変した部分の割合は、開放浸透をもつ稲で30%程度、全層閉鎖層となる稲で80%以上となった。このことより、葉の機能はむしろ開放浸透の方がよいと判断された。このように長い期間光合成能力を持つことは、冷害年の収量回復等に寄与すると推察される。この現象は既に Sasaki *et al.* (2000) より確認されており、開放浸透と閉鎖浸透の特徴の一つと考えられる。これらの現象は、すき床層がカドミウムに汚染されているにもかかわらず観測される現象であるといえよう。本実験では速効性肥料を用いたので、下層における窒素濃度の差異は出穂期頃には少なくなっていると推察される。故に、下層に伸長した根の吸収力の差が今回の葉色の差異に重要、つまり根に酸化的環境をもたらす浸透型による影響が大きいと推測している。

③ **出穂期および茎数** 両実験円筒とも出穂期は8月上旬となった。田植えからの日数に直すと約64日目で差異は認められなかった。渋谷（1980）はカドミウムの存在が生育抑制をもたらす、出穂の遅れが生じるとしている

が、本試験のように作土層全体を中干しのように酸化状態にしないことが、差異をなくしたものと考えられる。

茎数は実験①の円筒の平均が22.3本/株、実験②の値が24.3本/株と、実験②の方がやや多くなった。生育環境は実験②、つまり全層閉鎖の方が良好という結果と判断される。しかしこれらの実験は、ハウスという良好な条件下のデータであり、圃場の環境とは異なる。しかしながら差異は生じると推察される。

③ **根** 実験終了後、円筒を解体し根の観察および根量調査を実施した。

根量は各層を輪切りにし、根量を乾物重で測定した。実験①の円筒も②の円筒も作土は約9～10g、第Ⅱ層は2～3g、第Ⅲ上層で1～3gとなった。第Ⅰ層から第Ⅲ上層では根量にははっきりした差異は認められなかった。森（1959）は出穂期には45cm深まで根が伸びることを確認している。このことから考えるならば、出穂期というカドミウムを吸収しやすい時期に下層の汚染土中に根は存在すると推測される。第Ⅲ下層の根量は、実験①の2円筒の（地表から約60cm以下）では0.02～0.05g、実験②では0.005g以下と差異が認められた。このことより、浸透型の相違により根の伸長深に違いが生じることも予想される。

以上のことより、根は確実にカドミウム汚染土層内に侵入し、Cdなどの成分を吸収する可能性があるといえよう。

根色は実験②では全層鉄錆色となることが確認された。実験①では第Ⅰ層は実験②の同層と同じ色であったが、第Ⅱ層は白い根色となった。この原因として、降下浸透水中の鉄含量の違いが根から放出される酸素との反応による根表面への鉄沈殿量に差を生み、この沈殿による被膜の存在が根色の差となったと考えられる。第Ⅰ層から第Ⅱ層にのびる一本の根でも、第Ⅰ層で赤い鉄錆色、第Ⅱ層内では白い色に変化した。佐々木（1995）のこれまでの円筒実験で共通して認められた現象と同じ傾

向となった。根色は土壌水中の鉄と反応し鉄錆色が形成されるとされてきた (Kohnke, 1968) が、本研究で降下浸透水中の鉄含有量に影響を受けることが明らかとなった。

### 3.4.2 収量

① **総葉重** 葉乾物重は、実験①の2円筒の平均が32.2g/株、実験②の円筒の平均値は39.0g/株となった。実験②に比べ実験①円筒の値は約83%に減少した。伊藤・飯村 (1976) の試験でも根が酸化状態のポットは還元状態ポットに比べ低下傾向は認められているが、本研究でもその傾向が確認された。

② **穂数** 穂数は実験①の2円筒の平均が18.8本/株、実験②のそれが22.3本/株と実験①に比べやや多くなった。カドミウムの影響で穂数が減少することも伊藤・飯村 (1976) の論文で明らかになっている。この論文では、カドミウム含有量が3mg L<sup>-1</sup>のポット試験区での成熟期穂数がカドミウムを含まないポット試験区の二分の一の値となっている。このことより推測するならば、下層のみが吸収条件となっている場合は、被害穂の割合が2割弱で根全体が酸化条件に比べ軽減されるといえる。

③ **玄米重** 全玄米重の値は、実験①の2円筒の平均で12.8g/株、実験②では28.8g/株と差異が生じた。籾の登熟の善し悪しを登熟した籾 (登熟籾) とそうでない籾 (不登熟籾) の重さで示した。登熟した籾の重さは、実験①の円筒で約12g/株、これに対し実験②の円筒では約27g/株と2倍以上の差となった。不登熟籾の重量は、閉鎖浸透層をもつ円筒が開放浸透層に比べやや大きな値を示した。不登熟籾の重量差はあるが、全籾重に対する不登熟籾の比率で考えると、開放浸透層をもつ円筒が約10%、閉鎖浸透層をもつ円筒が約5%と倍の差となる。このように登熟の割合が低い現象は伊藤・飯村 (1976) も認めている。この原因は、植物体から玄米への養分の転流阻害であるとして、全玄米重を総葉重で除した値の差をもって転流阻害の程度を比較している。本データから転流阻害値を計算するならば、実験①の円筒の平均は約40%、実験②の円筒では約73%と30%強の差となった。伊藤・飯村 (1976) の差に比べ、10%弱値が低くなった。本研究で確認されたように根も下層まで伸長しているが、吸収根の全体が酸化的か下層のみ酸化的かの相違により、転流阻害が低くなったと推測される。このことより、すき床層の酸化還元状態は、登熟に大きく影響すると考えられる。登熟時の窒素量等も生育収量に影響するが、速効性肥料を用い、追肥をしなかったことより、すき床層における窒素の影響は低いと考えられる。むしろ、根の活力が高く養分の吸収が旺盛

なため、Cdを多く吸収し、被害穂の数が多くなったと推察される。

④ **玄米千粒重** この値は、浸透型の相違によらず、ほぼ20g/株となった。千粒重での差異は認められない結果となった。

⑤ **玄米中のカドミウム濃度** 玄米中のカドミウム濃度は、実験①が0.167mg kg<sup>-1</sup>、実験②が0.018mg kg<sup>-1</sup>と9倍強の差となった。両円筒とも作土層及びすき床層のCd濃度は同じで、かつ両層中への根の侵入量は近似している。ゆえに、Cd濃度の差は、すき床層からの吸収量の差によると考えられる。0.167mg kg<sup>-1</sup>という値は低い値とも感じられるが、タイ王国等の許容値 (畑, 2003) が0.1mg kg<sup>-1</sup>であることから考えれば、決して低いとはいえないであろう。また、浅見 (1975) は、0.14mg kg<sup>-1</sup>以下の値に押さえることを腎障害回避のために必要であると主張している。故に、0.167mg kg<sup>-1</sup>という値は、低すぎるとはいえないであろう。

この結果は、すき床層が汚染土でその厚さが10cmに作製した結果であるが、現実にはもう少し汚染土が厚く吸収範囲が広がる場合が想定される。そうした場合は、根の分布範囲が心土層まで及ぶことより判断し、さらに高い値となることが懸念される。

以上の結果より、カドミウムを含む作土層以下の層のおかれている酸化還元環境の相違は、稲の生育や収量に大きく影響するといえるであろう。

## 4. 要 約

カドミウムで汚染された成層水田の模型を作製 (作土およびすき床層が汚染土、心土層は非汚染礫層) し、常時湛水栽培条件下ですき床層および地下水面上部に位置する心土層の浸透型を開放浸透および閉鎖浸透に制御した場合の物質動態および水稲の生育収量への影響を調査した。

その結果、常時湛水条件下でも地下水位が低い場合は、すき床層および地下水面上部の心土層が開放浸透となり、かつ酸化層となった。これに対し、地下水位が高い場合は両層とも閉鎖浸透でかつ還元層となった。

EC値は、開放浸透層の値に比べ同層が閉鎖浸透層の値が大きくなった。同様に、鉄、カルシウムおよびマグネシウム濃度も、開放浸透層に比べ閉鎖浸透層の値が大きくなった。草丈、茎数および総葉重は、全層閉鎖浸透層の模型の方が開放浸透部をもつ模型より大きくなったが、葉齢および出穂期には差異は認められなかった。総籾重および登熟歩合は開放浸透をもつ模型に比べ全層閉鎖浸透の模型の方が良好となった。実験終了後の根の調査より、いずれの模型でも、約60cm深まで根が到達

していた。玄米中のカドミウム濃度は、全層閉鎖浸透層の模型に比べ開放浸透層をもつ模型の値が約10倍高くなった。

以上の結果より、常時湛水条件下でも浸透型の相違により物質動態に差異を生じ、かつ生育収量および玄米中のカドミウム濃度に影響を及ぼすことが判明した。今後は、このような作土層下の土層の酸化還元状態を視点にいたれた対策が進められるべきであろう。

## 謝 辞

本研究の遂行にあたっては、東北工業大学土木工学科江成敬次郎教授、小浜明子助手および宮城県農業短期大学小関 恭教授の協力を得た。また、カドミウムの分析は、茨城大学農学部久保田亜矢教授の協力を得た。記して各位に謝意を表します。

## 引用文献

浅見輝男 (1975) : 玄米中のカドミウム許容基準について, 農土誌, **43** (10) : 42-45.

浅見輝男・山根一郎ほか (1997) : 土壌学, pp. 196-204, 文永堂出版, 東京.

浅見輝男 (2004) : CCFAC による食品中カドミウム濃度最大基準値案に対する日本政府の対案, 人間と環境, **30** (1) : 30-34.

土壌養分測定法委員会編 (1972) : 土壌養分分析法, pp. 171-296, 406-418, 養賢堂, 東京.

土質工学会編 (1983) : 土の試験実習書, pp. 95-102, 土質工学会, 東京.

船引眞吾・青峰重範 (1953) : 土壌実験法, pp. 91-98, 養賢堂, 東京.

畑 明夫 (2003) : カドミウム汚染国日本, 週間金曜日, No. **469** : 9-15.

飯村康二 (日本土壌肥料学会編) (2001) : 土壌の有害金属汚染, pp. 5-42, 博友社, 東京.

伊藤秀文・飯村康二 (1976) : 水稲によるカドミウムの吸収・移行および生育障害, 北陸農試報, **19** : 71-139.

Jiangou Liu, Kunquan Li, Jiankuan Xu, Jiansheng Liang, Xiaolog Lu, Jianchang Yang and Qingsen Zhu (2003) : Interaction of Cd and five mineral nutrients for uptake and accumulation in different rice cultivars and genotypes, Field crops research, **83** (3) : 271-281.

Kohnke, H (1968) : Soil Physics, p. 67, McGraw-Hill Book Company, New York.

小関 恭・佐々木長市・Pongpattanasiri Sukthai・諸

泉利嗣 (2004) : 砂礫水田心土層における酸素および二酸化炭素の変動, 農土論集, **229** : 15-22.

陽 捷行 (松井 健・岡崎正規編著) (1993) : 環境土壌学, pp. 134-142, 朝倉書店, 東京.

宮崎 毅 (1991) : 閉鎖浸透・開放浸透, 農土誌, **59** (8) : 75.

森 敏夫 (1959) : 水稲根における組織の分化と発達に関する解剖学的考察, 東北大農研彙報, **11** : 159-203.

直原 毅 (日本土壌肥料学会編) (2001) : 土壌の有害金属汚染, pp. 59-88, 博友社, 東京.

農業環境技術研究所 (2004) : 主要作物のカドミウム吸収・蓄積を制御するための総合管理技術の開発, 試験研究成績書, pp. 1-4.

農林水産省農産園芸局農産課 (1979) : 土壌環境基礎調査における土壌, 水質及び作物体分析法, 土壌保全調査全国協議会, pp. 113-115.

農林水産省農産園芸局農産課 (1979) : 土壌環境基礎調査における土壌, 水質及び作物体分析法, 土壌保全調査全国協議会, p. 176.

農林水産省 (2002) : 食品中のカドミウムに関する情報, <http://www.maff.go.jp/cd/index.html>

佐々木長市 (1994) : 成層砂礫水田の浸透型が物質の移動集積に及ぼす影響, 農土論集, **172** : 9-16.

佐々木長市 (1995) : 水田土層における浸透型と層内諸現象に関する研究, 宮城農大紀要, **8** : 98-99.

佐々木長市・小関 恭 (1996) : 成層土水田の浸透型が物質の移動集積に及ぼす影響, 農土論集, **182** : 77-87.

佐々木長市・稲垣元昭・江成敬次郎・小関 恭 (1999) : 砂礫水田の浸透型が水稲栽培条件下の物質動態に及ぼす影響, 農土論集, **204** : 77-84.

Sasaki, C., Koseki, K., Matuyama, N., Enari, K. and Sato, K. (2000) : Studies on the correlation between percolation pattern and soluble elements in downward water using a stratified paddy field model, PROCEEDINGS OF THE XIV MEMORIAL CIGR WORLD CONGRESS 2000 (IN JAPAN), 1184-1189.

佐々木長市 (2003) : 砂礫水田の浸透型が水稲栽培条件下の物質動態に及ぼす影響, 農土論集, **204** : 77-84.

渋谷政夫・小山雄生・渡辺久男 (1980) : 重金属測定法, pp. 24-32, 博友社, 東京.

徳永光一・馬場秀和・石川武男・石幡 信・石川昌男 (1975) : カドミウム汚染水田の更生工法について, 農土誌, **43** (10) : 24-30.

- 徳永光一・馬場秀和・佐藤裕一・古賀 潔・石川武男・王 莉・東 照男・藤村達人 (2004) : 水耕栽培下でのアブラナ科 (*Brassica*) 植物によるカドミウムと無機養分の吸収特性, 日土肥誌, **75** (3) : 329-337.
- 平山 力・石川昌男・吉原 貢 (1977) : カドミウム汚染水田の更生工法について (続), 農土誌, **45** (12) : 23-31.
- 山根一郎 (1982) : 水田土壌学, pp. 29-30, 農文協, 東京.

## 要 旨

本研究では、カドミウム汚染水田より採取した土を用いて成層水田の模型を作製し、常時湛水条件下で降下浸透水の浸透型と同層水中の物質動態及び稲への影響を調査した。この模型では、作土及びスキ床層は汚染土、心土層は非汚染の礫とした。

その結果、地下水位が高い条件の模型では、全層閉鎖浸透となりかつ全層還元層となった。地下水位が低い条件の模型では、スキ床層と地下水面上の心土上部のみが開放浸透となり、かつこれらの層のみ酸化層となった。降下浸透水中の EC, 鉄, カルシウム及びマグネシウム濃度は、閉鎖浸透層の値が開放浸透層の値より大きくなった。草丈, 茎数, 乾物重, 玄米重及び籾の稔実割合は、開放浸透層をもつ模型より、閉鎖浸透層のみの模型のほうが良好となった。根の伸張深さは約 60 cm であった。玄米中のカドミウム濃度は、開放浸透層を持つ模型の値は、全層閉鎖浸透の模型の約 10 倍高い値となった。

受稿年月日 : 2005 年 5 月 2 日

受理年月日 : 2005 年 6 月 26 日



## 自動サクション制御による不飽和砂質土壌中の 下方浸透水採取装置の開発

東 直子\*・森也寸志\*\*・井上光弘\*

### Development of Automated Suction Controlled Flux Sampler for Unsaturated Sandy Soil

Naoko HIGASHI\*, Yasushi MORI\*\* and Mitsuhiro INOUE\*

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

\*\* Faculty of Life and Environmental Science, Shimane University,

1060 Nishikawatsu, Matsue 690-8504, Japan

#### Abstract

A sandy field has the potential hazard of nitrate contamination because of its low fertilizer holding capacity. A suction controlled flux sampler (SCFS) consisting of an automated vacuum system and a sampling filter device has been developed for accurate measurement of water flux from the root zone. Knowing that water content in sandy field was highly sensitive to suction change, a buffer container was placed between the pump and a sampling bottle to apply moderate suction and avoid accidental over-sucking. A sampling device with a glass filter was placed in a dune sand column and infiltration experiments were conducted. A moderate suction was achieved and the resulting water-collecting efficiency was from 94 to 109% under continuous rainfall. It showed that SCFS collected infiltrated water effectively without disturbing the infiltration streamline.

**Key words** : dune sand, suction control, unsaturated soil, water-collecting efficiency.

#### 1. はじめに

酸性雨や農薬等化学物質の土壌への投与などにより、様々な化学物質が土壌水と共に移動して土壌や地下水が汚染されていくことに対し、近年大きな関心が寄せられている。1982年に環境庁が実施した全国の地下水質測定結果において、最も検出率の高かった物質は硝酸性および亜硝酸性窒素であることが報告された(小川, 2000)。そして、施肥などによる環境への負荷が懸念される地域や環境的に重要な地域を中心に土壌・水質のモニタリングの強化(長谷川ら, 2002)が図られている。近年は灌漑・施肥技術の発達によって、有機物に乏しく、保肥性・保水性に劣る砂質土壌でも営農活動が可能になっている(松本, 1993)。また世界的に見れば、蒸発散量は多

いが灌漑・排水の条件さえ整えば高い収量が期待できる乾燥・半乾燥地域(環境土壌学編集委員会, 1998)の土性は砂質土壌であることが多い。その砂質土壌は透水性が高く、肥料の溶脱リスクも高いため厳格な水管理と施肥管理が求められ、特に根群域下に流出する浸透水の管理が必要と考えられる。実際、砂質土壌への多量の施肥後の灌水あるいは降雨によって下層へのイオン集積が引き起こされ、土壌イオンの損失や地下水へのイオン負荷の増大という問題につながる可能性が明らかにされている(中村ら, 2003)。したがって、砂質土壌に注目した下方浸透水の管理技術を確立しておくべきである。

降雨に伴う地下水位の応答は一般的には日単位で現われることが多く(日本地下水学会編, 2001)、地下水の水質分析結果のみから物質の排出負荷量を算出して対策を

\* 鳥取大学乾燥地研究センター 〒680-0001 鳥取市浜坂 1390

\*\* 島根大学生物資源科学部 〒690-8504 松江市西川津町 1060

キーワード: 砂丘砂, サクション制御, 不飽和土壌, 採水効率

講じるには限界がある(鈴木・志賀, 2004)。そのため、下方浸透水を直接採水し、根群域からの浸透水の水量および水質を正確に把握するための装置が開発されてきた。しかし、パンライシメータ法を適用した大型設備や簡易型ライシメータの設置により浸透水を採取し硝酸態窒素の動態を解析した実験では、測定器具の設置工事時に土壌を攪乱し、土壌構造・透水性の変化が測定結果に影響していること(小川, 2000)、費用が高額であること、降水量に対する採水率が火山砂放出物の未熟土で特に低い(長谷川ら, 2002)などという問題があった。

流線を乱すことなく最も効率よく採水する方法として、フィルターにかかるサクシオンを制御することにより、土壌中の下方浸透水量と同水量を採取できるサクシオンコントロールサンプラーが開発されている。これは採水装置のサクシオンを周囲の土壌と等しく制御することで周囲のポテンシャルプロファイルを乱さず、つまり、浸透水の流線を自然状態から変えずに採水することを目指した装置である。van Grinsven *et al.* (1988) は砂壤土において、定常・非定常降雨下でフィルター直上とその周辺土壌のマトリックポテンシャルの差が10%未満になるようサクシオンを制御するシステムを報告し、小杉(2000)は豊浦砂を用いた室内実験や森林土壌の屋外実験において、土壌水分状態の攪乱を最小限に抑えた採水が可能な装置を開発している。しかし、いずれの研究でも、採水用フィルターの選定は行われておらず、また、サクシオンの制御方法を土壌の種類ごとに細かく変更するような工夫も為されていない。そのため、現在のところ様々な土壌に適用可能な下方浸透水の直接的な採水方法は確立されていない。特に、砂質土壌は僅かなサクシオン変化に対して土壌水分量が大きく変化し

てしまうため、既存のサクシオンコントロールサンプラーを用いるには砂質土壌に適したフィルターの選定や厳密なサクシオン制御を行う必要がある。

本研究の目的は、既存のサクシオンコントロールサンプラーを改良して、砂質土壌で下方浸透水の流線を乱すことなく定量的な採水が可能な装置を開発することである。室内カラム実験で異なる降雨強度に対する採水性能を評価し、サクシオンをかけて採水を行う条件判定と弱いサクシオンをかける工夫について特記した。採水効率の向上を目指し、フィルターサクシオンを自動制御するシステムのうち、砂質土壌での採水のために留意すべき改良点を示した。

## 2. 実験装置及び方法

### 2.1 サクシオンコントロールフラックスサンプラー

砂質土壌での吸引採水のために改良した圧力制御の吸引判定値や採水容器の大きさなどについては、次節2.2および結果3.1で詳細を述べる。ここでは、まず改良の結果を反映させたサクシオンコントロールフラックスサンプラー(Suction Controlled Flux Sampler; 以後SCFS)の概略図を図-1に示し、装置全体について概説する。

van Grinsven *et al.* (1988) や Inoue and Dirksen (2000) の報告を基に作製されたSCFSは、採水フィルター(Sampling Filter Device; 以後SFD)と圧力を自動制御する部分(Automated Vacuum System; 以後AVS)から成る(図-1)。土壌中に埋設するSFDには、透水性の高い砂質土壌における採水に適するフィルターを選択した。吸引採水に耐え得る空気侵入値を持ち且つ透水性が高く、目詰まりしにくく、圃場での取り扱いが

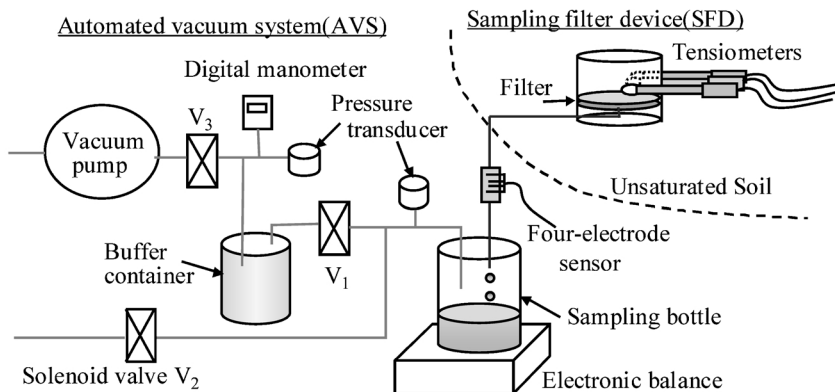


図-1 サクシオンコントロールフラックスサンプラー (SCFS) の概略図

Fig. 1 Schematic of the suction controlled flux sampler (SCFS).

容易であるガラスフィルター（光信理化学製作所製）を用いた（東・井上，2003；東ら，2004）。ガラスフィルターの詳細は表-1のとおりである。SFDには，AVSによる制御の乱れが少々あったとしても採水フラックスを確保できるように高さ4 cmの側壁を設け，それを通してフィルターの2.5 cm上にテンシオメータ1本を挿入した。このテンシオメータが測定するフィルター直上のマトリックポテンシャル ( $h_c$ ) と，同深度の自然土壌中のマトリックポテンシャル ( $h_L$ ,  $h_R$ ) の3分間の平均値がそれぞれ記録される。 $h_c$ とフィルター外のマトリックポテンシャルの平均値 ( $h_{LR}$ ) から吸引判定を行い，AVSによりフィルターにかかるサクシオンを制御した。SFDから採水容器へと続く採取チューブ内は水理学的連続が保たれており，途中で挿入した自作の4極塩分センサーで採取した水溶液の電気伝導度 (EC) をモニターした。なお，このEC値は本研究の範囲では考察に使われていない。

AVSは吸引判定用テンシオメータ，真空ポンプ，電磁弁，圧力変換器，バッファ容器，採水容器，および電子天秤で構成され，一台のデータロガー (CR10X；Campbell Scientific社製) が5分を1サイクルとするプログラムで制御している。弱いサクシオンを実現するためのバッファ容器は，真空ポンプと電磁弁  $V_3$  によって常に80 cm以上のサクシオンが保たれている。実際には次のようなタイミングで採水を行った。

下方浸透の無い場合は， $(h_c - h_{LR}) = -5$  cmで平衡となる。これは，次章3.1.1で詳述する実験結果から得られたものであり，すなわち， $(h_c - h_{LR}) = -5$  cmがAVSによる吸引判定の基準である。したがって，フィルター深度に浸透水が到達し， $(h_c - h_{LR}) > -5$  cmとなると，電磁弁  $V_1$  が10秒間開き，バッファ容器と採水容器を接続することでフィルターにサクシオンをかけ，採水する。一方，フィルター直上が設定値以上に乾燥した ( $h_c - h_{LR}) \leq -5$  cmの場合，電磁弁  $V_2$  を10秒間開いて採水容器を大気に開放し，フィルターサクシオンが大気圧

に近づくことで徐々に採水が行われなくなる。以上のようにして自然状態のポテンシャルプロファイルを維持し，流線を乱すことなく浸透水を採取するようにした。

## 2.2 自動圧力制御システムの改良

### 2.2.1 吸引判定値

本実験で使用した鳥取砂丘砂の土壌水分特性曲線を描くと，図-2に示すように僅かなサクシオンの変化で大きな水分移動が生じてしまうことが明らかであった。したがって，サクシオンの制御をより厳密に行うこととし，二次元土中水分・塩分移動予測汎用プログラムであるHYDRUS-2D (ver. 2.05；Šimůnek *et al.*, 1999；取出・井上，2004) を利用してシミュレーションを行い，その結果から吸引判定値を検討した。なお，シミュレーションでは，SCFSのようにフィルターサクシオンを自動制御するような条件選定が不可能であることを考慮し，以下のような設定とした。

縦50 cm×横20 cmの砂質土壌の鉛直二次元断面を作成し，4 cmの側壁を設けたフィルターが砂質土壌中に埋設されているとした。フィルター内外には，吸引判定用のテンシオメータのように観測点を設け，その地点のマトリックポテンシャルの経時変化を注視した。フィルターサクシオンは50 cm一定，フィルター外側の境界条件もサクシオン50 cm一定とした。HYDRUS-2Dで入力した物質の各パラメータ (van Genuchten-Mualem Model) は，砂質土壌： $\theta_r = 0.0486$ ， $\theta_s = 0.4132$ ， $\alpha = 0.03$  cm $^{-1}$ ， $n = 5.5$ ， $K_s = 760.48$  cm d $^{-1}$ ， $l = 0.5$ ，採水フィルター： $\theta_r = 0.0283$ ， $\theta_s = 0.33$ ， $\alpha = 0.01$  cm $^{-1}$ ， $n = 5.0$ ， $K_s = 50.97$  cm d $^{-1}$ ， $l = 0.5$ である。初期の水分条件を飽和とし

表-1 ガラスフィルターの規格

Table 1 Specification of the glass filter

Filter No.	G4
Diameter (cm)	10
Thickness (cm)	0.8
Pore size ( $\mu$ m)	5~10
Air entry value (cm)	90~130
Saturated hydraulic conductivity (cm s $^{-1}$ )	$5.8(\pm 0.3) \times 10^{-4}$

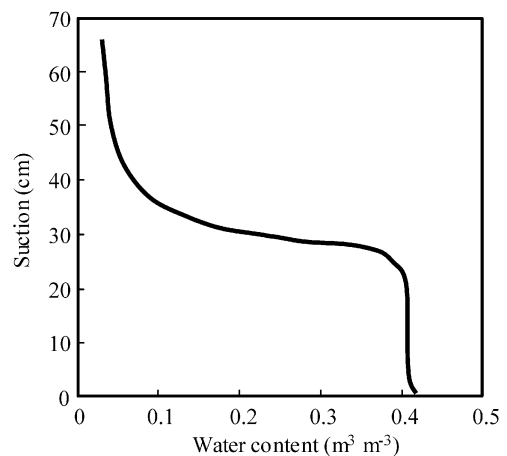


図-2 鳥取砂丘砂の水分特性曲線

Fig. 2 Water retention curve of the Tottori dune sand.

て1日自然排水させた後、降雨強度  $20 \text{ mm h}^{-1}$  の連続降雨が1日発生したと仮定し、その2日間の計算を行った。

### 2.2.2 バッファ容器の採用と採水容器の大きさ

短いサイクルでフィルター内外のマトリックポテンシャルをモニターし、強いサクシオンを瞬間的に適用させる採水方法 (Kosugi and Katsuyama, 2004) が森林土壌では功を奏している。しかし、砂質土壌で採水するためには弱いサクシオンをかける必要があり (中尾ら, 2003), 強いサクシオンをかけることは許されない。微妙なサクシオンを制御できるポンプの採用も考えられるが、システムを安価に仕上げるために、ここではバッファ容器を採用することにした。すなわち、ポンプと採水容器との間にバッファ容器を設置し (図-1), その容器内が常に弱いサクシオンを保つように制御した。これにより、ポンプ稼動時にしばしば見られる過剰な運転と、それに伴う過剰なサクシオン変化を防ぐことができる。今回使用した容積  $3,500 \text{ cm}^3$  のバッファ容器を、真空ポンプによって15秒間吸引すると最高到達サクシオンは  $300 \text{ cm}$  であった。また、鳥取砂丘砂の土壌水分量の減少がほとんど起こらなくなるサクシオンは  $80 \text{ cm}$  (図-2 参照) と考えられる。そこで、フィルターサクシオンを  $0 \sim 80 \text{ cm}$  で制御するため、フィルターにかかるサクシオンは  $80 \text{ cm}$  が上限となるよう、バッファ容器のサクシオンは  $80 \sim 300 \text{ cm}$  に調整した。実際には、ポンプが稼動してサクシオン  $300 \text{ cm}$  になったバッファ容器は、採水容器に接続される毎にそのサクシオンを減じ、サクシオン  $80 \text{ cm}$  を下回ったところで再びポンプが稼動し、 $300 \text{ cm}$  まで吸引されるということを繰り返す。

バッファ容器を採用した場合、採水容器がバッファ容器より大きすぎると採水に十分なサクシオンをフィルターに反映できず、さらに、採水容器には採取した浸透水を貯留させる役目もあることを考えると容器が過小でも採水が困難となる。このように採水容器の大きさについて検討する必要があると考えられた。そこで、 $630, 1,500, 3,500, 4,300, 6,600 \text{ cm}^3$  の密閉可能な容器を用意し、予めサクシオン  $80$  あるいは  $300 \text{ cm}$  に保たれたバッファ容器と10秒間接続した際に、各容器が到達するサクシオンを測定し、最適な容積の採水容器を選出した。

### 2.3 室内土壌カラム実験

図-3に室内土壌カラム実験の概略を示す。内径  $20 \text{ cm}$ , 高さ  $105 \text{ cm}$  のPVCカラムに  $0.85 \text{ mm}$  の篩に通した鳥取砂丘砂を乾燥密度  $1.55 \text{ Mg m}^{-3}$  となるよう湿式充填した。目詰まりを防ぐためカラムの底 (深度  $105 \text{ cm}$ ) から深度  $70 \text{ cm}$  までは洗浄砂を用い、 $70 \text{ cm}$  以上は洗浄して

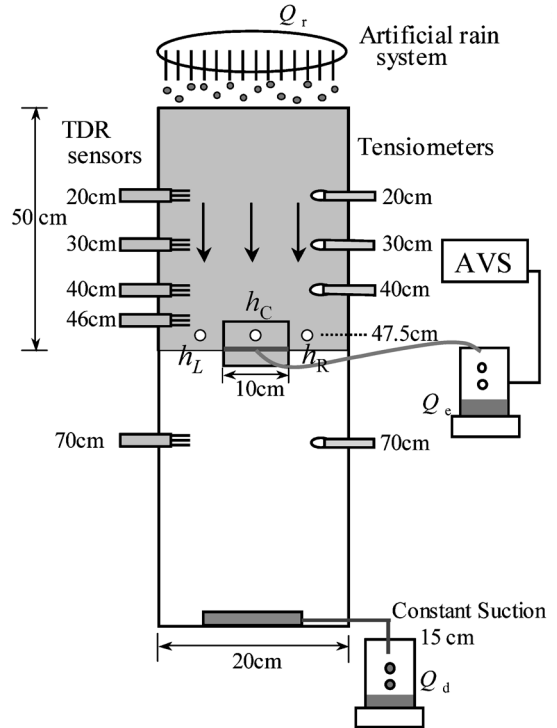


図-3 室内土壌カラム実験概略図。色付は深度  $50 \text{ cm}$  までの水分貯留量変化 ( $q_s$ ) の算出対象とした部分。

Fig. 3 Schematic of the soil column experimental set up. Upper part of the column indicates the area of the  $q_s$  for WCE estimation.

いない風乾砂を使用した。SFDのフィルター表面が深度  $50 \text{ cm}$ , 吸引判定用のテンシオメータ3本は深度  $47.5 \text{ cm}$  になるよう設置した。カラム内の不飽和流や土壌水分量変化を観察するため、予め校正したTDRセンサー (プローブ直径  $1.8 \text{ cm}$ , ロッド長  $6 \text{ cm}$ , ロッド数3本: サンケイ理化製) を深度  $20, 30, 40, 46, 70 \text{ cm}$  に、マイクロテンシオメータ (UNUC: サンケイ理化製) を深度  $20, 30, 40, 70 \text{ cm}$  に挿入した。カラムの底にも表-1に示したガラスフィルターと同じものをアクリルセルで固定して設置し、そのサクシオンを  $15 \text{ cm}$  一定とした。定流量ポンプに接続した人工降雨装置を用いて、カラム上部から降雨強度 ( $q_i$ ) が2あるいは  $10 \text{ mm h}^{-1}$  となるよう蒸留水を供給した。Run-1は  $q_i = 2 \text{ mm h}^{-1}$  の連続降雨で飽和に近い定常状態であり、SCFSのAVSを使用せず、フィルターサクシオンは  $15 \text{ cm}$  に固定した場合とした。Run-2およびRun-3は、それぞれ  $q_i = 2 \text{ mm h}^{-1}$ ,  $10 \text{ mm h}^{-1}$  の連続降雨でフィルターサクシオンをAVSにより制御した効果を調べた。SCFSの採水チュー

ブの滴下点はフィルターの深度と同じ 50 cm に設置し、採水チューブによってフィルターにかかるサクシオンはゼロとしたため、フィルターサクシオンは採水容器内のサクシオンに等しくなる。

## 2.4 採水効率の算出

本研究では雨水もしくは灌漑水の下方浸透水をどれほど自然に近い状態で採水できるかを焦点に置いているため、フラックスを比較し、SCFS の採水性能を以下のように採水効率 (Water-Collecting Efficiency ; 以後 WCE) を求めることにより評価した。まず、降雨・採水条件の異なる Run ごと (1Run は 12 時間) の積算降雨量  $Q_r$  ( $\text{cm}^3$ ) をカラム面積および Run 時間で除して降雨フラックス  $q_r$  ( $\text{cm h}^{-1}$ ) とする。また、SCFS からの積算採水量  $Q_e$  ( $\text{cm}^3$ ) を採水フィルター面積と Run 時間で除して採水フラックス  $q_e$  ( $\text{cm h}^{-1}$ ) を算出する。一方、これらの値は土壌中の水分貯留量に影響されるため、TDR センサーにより求められる深度別の土壌水分量の変化から、カラム内の 0~50 cm 深 (図-3 の上部色付部分) における単位時間の水分貯留量変化  $q_s$  ( $\text{cm h}^{-1}$ ) を算出した。この  $q_s$  を考慮に入れ、SCFS の WCE を (1) 式により求めた。

$$\text{WCE}(\%) = 100 \times q_e / (q_r - q_s) \quad (1)$$

WCE が 100% 未満の時は浸透水の流線が SFD を避けるように乱されて採水量が少なくなったと考えられ、逆に 100% 以上の場合には SFD の範囲外から土壌水を多く集めてしまったと考えられる。なお、カラム底部からの積算排水量を  $Q_d$  ( $\text{cm}^3$ ) とし、雨量に対する採水および排水量の割合を、カラム内全体の水分貯留量の増減を示す値 (Change of Water Storage in the column ; 以後 CWS) として以下の (2) 式により算出し、参考値として付記した。CWS が 100% 未満であればカラム内全体の水分貯留量が増加、CWS が 100% を超えるとそれが減少していることになる。

$$\text{CWS}(\%) = 100 \times (Q_e + Q_d) / Q_r \quad (2)$$

## 3. 結果および考察

### 3.1 砂質土壌に適した自動圧力制御システム

#### 3.1.1 吸引判定値

これまでに、吸引判定値を  $(h_c - h_{LR}) = \pm 0.5 \text{ cm}$  とする案 (Inoue and Dirksen, 2000) や、 $h_c$  と  $h_{LR}$  が全く同じになるように制御する案 (小杉, 2000) が報告されていた。いずれの場合も、 $(h_c - h_{LR}) = 0$  が平衡であることが前提である。しかし、HYDRUS-2D によるシミュレーションの結果、図-4-a のように、連続降雨下で  $h_c$  と  $h_{LR}$  は一定の差を保って平衡となり、 $(h_c - h_{LR}) = 0$  とならな

いことが明らかとなった。砂質土壌内に設置した採水フィルターに周辺土壌と同等のサクシオンがかかっていると、前の浸透水の通過後にできた不飽和部分が残ったまま (図-4-b) 次の浸透が起こるため、浸透水とフィルターとの間に空気の封じ込めが起こっている (図-4-c)。今回掲載したシミュレーション結果 (図-4-a) において、 $h_c$  と  $h_{LR}$  の差はおおよそ 2.5 cm であるが、物質のパラメータや境界条件の設定値を変化させると差も大きくなった。シミュレーションで  $20 \text{ mm h}^{-1}$  という非常に高い降雨強度を想定した場合でさえも、フィルター直上は周囲よりも乾燥した状態で平衡となった。したがって、カラム実験で設定したような降雨強度で、もし吸引判定基準を  $(h_c - h_{LR}) = 0 \text{ cm}$  としていると、浸透水が到達しているにもかかわらず、いつまでも採水命令が出ないことになってしまう。これらのことから、本実験では吸引判定の際に  $h_c$  と  $h_{LR}$  を全く同じに合わせるのではなく、フィルターには周囲よりも 5 cm 程度強めのサクシオンをかけて採水することが最良の結果を与えると判断し、吸引判定値を  $(h_c - h_{LR}) = -5 \text{ cm}$  と決定した。一般には周囲の土壌と全く同じ値が採水基準として考えやすいが、浸潤前線または排水後退線の移動の結果、不飽和部分がフィルター上に取り残される場合があることが明らかとなった。

#### 3.1.2 バッファー容器の効果と採水容器の大きさ

最高到達サクシオンが 700 cm もあるような真空ポンプを使用した場合でも、容積  $3,500 \text{ cm}^3$  のバッファー容器を 15 秒吸引することで予め 80~300 cm のサクシオンを保ち、これと採水容器とを接続して間接的にフィルターにサクシオンをかけることにより、微妙な圧力制御が可能となった。図-5 には、最高サクシオン 300 cm、あるいは最低サクシオン 80 cm で採水容器に接続したときに実現できるサクシオンを示した。サクシオン 300 cm のときはいずれの容器でも十分な吸引能力を示したが、80 cm の時は容器が大きくなると十分なサクシオンを発揮できなかった。

土壌水分特性曲線 (図-2) から、可動水採水のためにはサクシオン 50 cm までは必要と考え、バッファー容器がサクシオン 80 cm の場合でも採水可能な 50 cm が反映される採水容器の容積を探ると、図-5 から明らかのように 630 および  $1,500 \text{ cm}^3$  と判断できた。採取した浸透水の貯留のためには採水容器は大きい方がよいこと、取り扱いの容易さも考慮し、容積  $1,500 \text{ cm}^3$  の容器が採水容器として最適と判断した。また、採水容器とバッファー容器との接続時間は 10 秒間で充分であることを確認した。

#### 3.1.3 バッファー容器と採水容器の接続時間

AVS に指示を与えるデータロガーのプログラムは図-

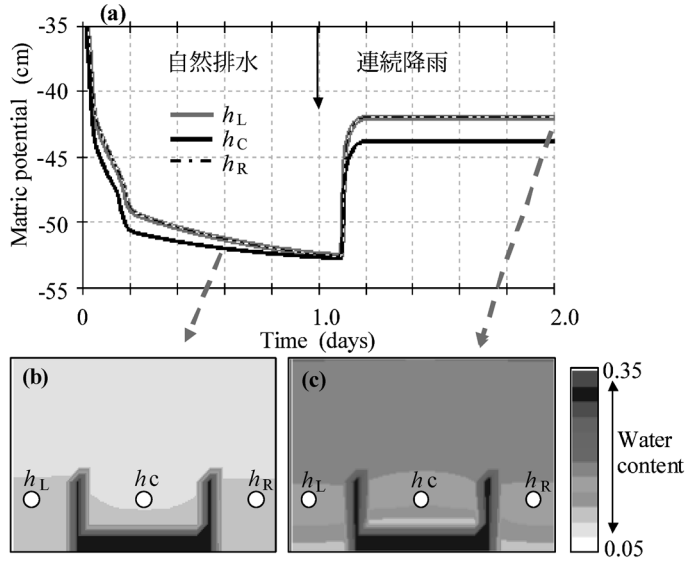


図-4 HYDRUS-2Dによるフィルターサクション 50 cm 固定時のシミュレーション結果  
 a: SFD内外のマトリックポテンシャルの変化。  
 b: 自然排水時の土壤水分分布。  
 c: 20 mm h<sup>-1</sup>連続降雨下の土壤水分分布。

Fig. 4 Results of the calculation by HYDRUS-2D with 50 cm constant suction at the filter.  
 a: Changes of the matric potential inside and outside of the SFD.  
 b: Soil water content under free drainage.  
 c: Soil water content under continuous rainfall with 20 mm h<sup>-1</sup>

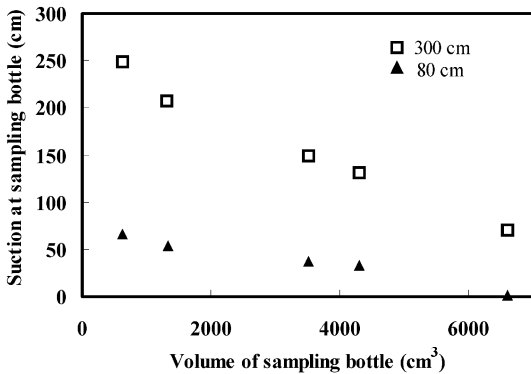


図-5 予めサクション 80 cm (▲) と 300 cm (□) を保ったバッファー容器と、異なる容積の採水容器とを 10 秒間接続した際の到達サクション

Fig. 5 Maximum suction in different sampling bottles connected with the buffer container.

6 になっている。Flag2 が ON の間は吸引判定用のテンシオメータによる測定が行われ、Count2 が 400 のとき (1 カウント 0.5 秒) に判定が行われる。ここで

フィルターにサクションをかける場合は  $V_1$  が Count1 の 115 から 135 の間、つまり 10 秒間開き、逆にフィルターを大気圧にする場合は  $V_2$  が 10 秒間開く。また、バッファー容器内を何秒吸引するかは  $V_3$  を開閉するカウント (図-6 では Count1 の 200~230, 15 秒) で決定される。本実験で使用した AVS で鳥取砂丘砂に対して下方浸透水採取を行う場合は、上述のようにサクション 80~300 cm のバッファー容器と 1,500 cm<sup>3</sup> の採水容器を 10 秒間接続することが最も効率の良い採水システムとなった。① バッファー容器の有無とその大きさ、② 採水容器の大きさと接続時間、③ どの電磁弁を何秒開くかのカウント指定という 3 点を変更させることにより、さまざまな吸引条件を作り出すことができる。土壌水分特性曲線の勾配が急で、おそらく最も吸引採水が難しいと考えられる砂丘砂において、後述するように効率よく採水可能であったことから、条件を変えることで様々な土壌に AVS を適用させることが可能と考えられる。

### 3.2 SCFS の採水効率

室内土壌カラム実験中の SCFS の採水状況を図-7 に、算出した WCE を表-2 に示す。Run-1 では  $q_i = 2 \text{ mm h}^{-1}$

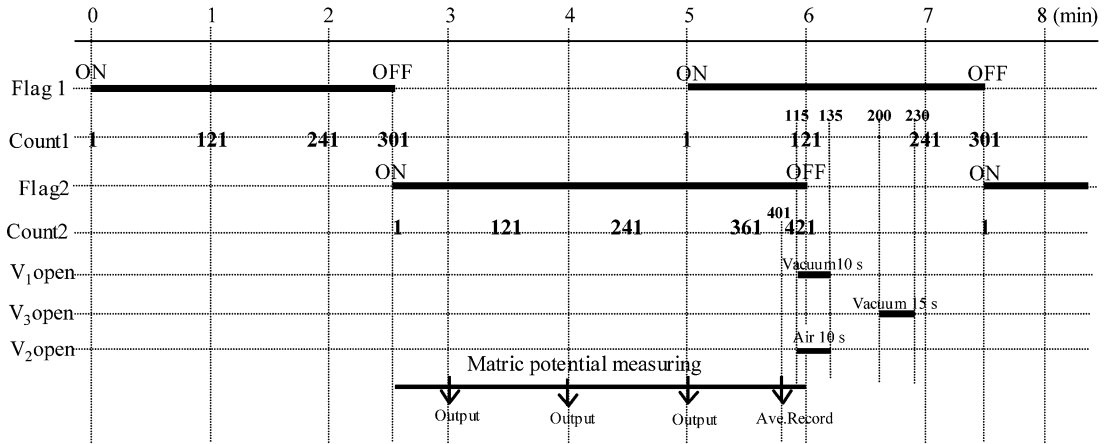


図-6 AVS による圧力制御プログラム

Fig. 6 Time schedule for the suction control by the AVS.

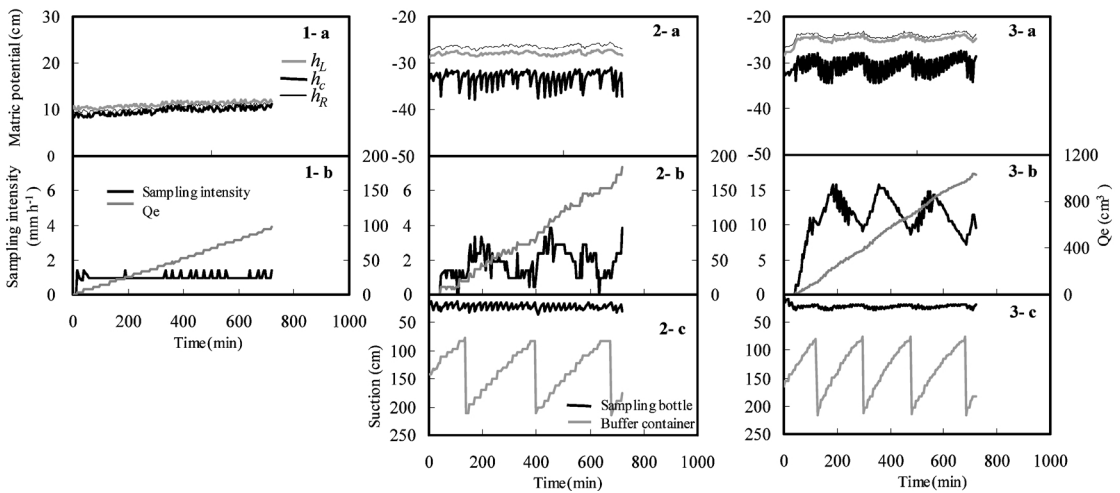


図-7 連続降雨条件下の SCFS による浸透水採水状況

- a: 吸引判定用テンシオメータで測定したマトリックポテンシャルの変化。
- b: 採水強度と積算採水量。
- c: 採水容器とバッファ容器内のサクシオン変化。

Fig. 7 Infiltration water sampling by SCFS under continuous rainfall.

- a: Matric potential for suction control.
- b: Sampling intensity and cumulative amount of sampled water.
- c: Suction in the sampling bottle and the buffer container.

の連続降雨によってカラム内の0~50 cm 深までの平均土壌水分量が  $\theta = 0.33 \pm 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  となった。CWS は 114% であり、フィルター以深で排水がやや過剰であったことになる。 $h_c$  と  $h_{LR}$  にほとんど差は認められず(図-7-1-a), WCE は 56.5% であった(表-2)。WCE の低さ

は、浸透水がフィルターを避けてしまったためと考えられた。これが AVS を使ってサクシオンを自動制御し、流線を乱さない採水を目指す理由である。

Run-2 では、CWS が 111%、0~50 cm 深の平均土壌水分量は  $\theta = 0.19 \pm 0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  となり、WCE は 93.6%

表-2 様々な降雨条件下での SCFS の採水効率

Table 2 Water-collecting efficiency under various rainfall conditions

Run	1	2	3
$q_i$ (mm h <sup>-1</sup> )	2	2	10
$Q_r$ (cm <sup>3</sup> )	753.6	753.6	3768.0
$Q_d$ (cm <sup>3</sup> )	760.6	652.7	2237.8
$Q_e$ (cm <sup>3</sup> )	97.5	183.7	1031.0
CWS (%)	113.9	111	86.8
$q_s$ (cm h <sup>-1</sup> )	0.017	-0.008	-0.008
$q_r$ (cm h <sup>-1</sup> )	0.2	0.2	1.0
$q_e$ (cm h <sup>-1</sup> )	0.104	0.195	1.094
Standard deviation (mm h <sup>-1</sup> )*	---	0.79	2.07
WCE (%)	56.5	93.6	108.5

\* Standard deviation of sampling intensity (mm h<sup>-1</sup>) under steady state condition.

であった (表-2)。同じ降雨強度にも関わらず Run-2 が Run-1 よりも高い WCE となったのは、AVS を用いて自動でフィルターサクションを制御した効果といえる。Run-2 の WCE は 100% 未満になったことから、わずかにフィルターを避けるような浸透水の流れが発生していたことが推察される。実験中に  $h_c$  は、 $h_L$  や  $h_R$  と 5 cm の差を保って同じように変化しており (図-7-2-a)、プログラムどおりの圧力制御が行われていることを示した。降雨強度 2 mm h<sup>-1</sup> に対し、採水強度は 0~4 mm h<sup>-1</sup> で変化した (図-7-2-b)。採水容器内のサクションは AVS によって頻繁に制御され、最高サクションは 35 cm であった (図-7-2-c)。

Run-3 では、0~50 cm 深の平均土壌水分量は  $\theta=0.22 \pm 0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  となり、AVS はフィルターサクションを最高 27 cm で制御した (図-7-3-c)。WCE は Run-3 でも 108.5% と高くなった (表-2) が、Run-3 は Run-2 と反して WCE が 100% を超え、僅かではあるがフィルターの外から浸透水を多く集めたことが推察された。降雨強度 10 mm h<sup>-1</sup> に対し、採水強度は 0~15 mm h<sup>-1</sup> で変化した (図-7-3-b)。なお、Run-3 では降雨強度が高く、実験期間の最後にはカラム底部が飽和に近い状態となったため、CWS が 100% に至らなかった (表-2)。高さ 105 cm の砂質土壌カラムで一樣な水分プロファイルを作ることはほぼ不可能であるため、カラム底部で土壌水分量が高くなったが、フィルターを通過する時点での採水効率は Run-2、3 とともに 100% 近くを実現しているので目的は達成できていると判断した。

AVS 制御を行わなかった Run-1 においては採水強度

が安定していた (図-7-1-b) のに対し、Run-2、3 では明らかに採水強度に大きな差が認められ、降雨強度を超えるときもあった (図-7-2-b, 7-3-b)。そこで採水強度のばらつきについて検討した。実際の砂質圃場で定常浸潤状態となることは無いが、室内のカラム実験の場合は Run-2 および Run-3 のような連続降雨を行うことにより、定常状態を作り出すことができた。深度別に挿入した TDR センサーの測定値からカラム内の 0~50 cm 深の水分貯留量の変化が少ないことを確認し、この定常状態で採水強度の標準偏差を比較した (表-2)。Run-2 よりも Run-3 の方が採水強度のばらつきが大きい、これは降雨強度の影響を受けていると考えられた。降雨強度が異なった場合でも、吸引判定に用いる  $h_c$  の変動 (図-7-2-a, 7-3-a) に応じてフィルターサクションの制御をより頻繁に行うことにより、Run-2、3 共に高い採水効率を得ている。AVS は離散的に制御を行うために採水強度にばらつきがでるが、採水効率は確保されており、フィルターサクションの自動制御の効果を確認することができた。

#### 4. おわりに

サクションをかけて採水することが難しい砂質土壌において、下方浸透水を高い採水効率で採水可能な装置を開発した。その結果、採水吸引判定値 ( $h_c-h_{LR}$ ) を周囲と同じというよりは僅かに (5 cm) 乾燥側に設定すること、土壌組成 (本実験の場合は砂) の違いに応じ、バッファ容器を設けることによってフィルターにかけるサクションを調整できること、これらの結果を反映させた採水装置 SCFS は砂質土壌で 94~109% の高い採水効率をあげることが明らかとなった。SCFS やセンサー技術を併用した環境負荷物質の下方浸透モニタリングを行うための基礎となる成果を提供できた。土壌や地下水汚染を引き起こす前に予防的な措置を施す際や、効率的で適切な灌漑および施肥管理のあり方を提案する際の一助となるシステムであると考えている。今後は SCFS を用いて砂質圃場での長期にわたる採水実験を行い、実際の下方浸透水の水質を分析する。

#### 謝 辞

フィルターの選定に関して鳥取大学農学部の猪迫耕二助教授より有益な助言を頂いた。圧力制御システムは鳥取大学乾燥地研究センター 国外客員教授 (1999~2000 年) であった C. Dirksen 博士によって製作されたものを基に改良した。本研究は科学研究費補助金 (基盤研究 B; 16380159) および 21 世紀 COE プログラムの補助を受けた成果である。記して謝意を表する。



## 引用文献

- 長谷川周一・波多野隆介・岡崎正規編著 (2002) : 環境負荷を予測する. p. 23, pp. 42-44, 博友社, 東京.
- 東 直子・井上光弘 (2003) : 自動土壌溶液サンプラーの実用化に関する研究—砂丘砂に適用するフィルターの選定—. 第 55 回農業土木学会中国四国支部講演会, 62-63.
- 東 直子・森也寸志・猪迫耕二・井上光弘 (2004) : 自動土壌溶液サンプラーの砂丘畑不飽和土壌への適用. 平成 16 年度農業土木学会講演要旨集, 376-377.
- Inoue, M. and Dirksen, C. (2000) : An Automatically operated soil water flux meter of improved design. 平成 12 年度農業土木学会講演要旨集, 636-638.
- 環境土壌学編集委員会 (1998) : 豊かな土づくりをめざして—環境土壌学—. pp. 98-99, 農業土木学会, 東京.
- 小杉賢一朗 (2000) : 不飽和土壌中の鉛直浸透水の不攪乱採取手法の開発. 水文・水資源学会誌, 13 (6) : 462-471.
- Kosugi, K. and Katsuyama, M. (2004) : Controlled-suction period lysimeter for measuring vertical water flux and convective chemical fluxes. Soil Sci. Soc. Am. J., 68 : 371-382.
- 松本 聰 (1993) : 砂丘土壌における有機物施用の意義. 日本砂丘学会誌, 40 (2) : 77-80.
- 中村公人・三野 徹・廣野祐平 (2003) : 畑地における窒素の挙動とその制御 (3) —畑地土壌中の浸透過程における窒素動態—. 畑地農業, 536 : 2-9.
- 中尾友紀・猪迫耕二・井上光弘・田熊勝利 (2003) : フラックスメータによる砂中降下浸透水の採取効率. 平成 15 年度農業土木学会講演要旨集, 334-335.
- 日本地下水学会編 (2001) : 雨水浸透・地下水涵養. pp. 50-57, 理工図書, 東京.
- 小川吉雄 (2000) : 地下水の硝酸汚染と農法転換. p. 25, pp. 66-82, 農山漁村文化協会, 東京.
- Šimůnek, J., Sejna, M. and van Genuchten, M. Th. (1999) : The HYDRUS-2D software package for simulating the two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 2.0. IGWMC-TPS-53, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colorado.
- 鈴木慶次郎・志賀弘行 (2004) : 浸透水の硝酸性窒素濃度から見た網走地域の黒ボク土畑における投入窒素限界量. 日本土壌肥科学雑誌, 75 (1) : 45-52.
- 取出伸夫・井上光弘監訳 (2004) : Modelling variably saturated flow with HYDRUS-2D (Japanese translation). HYDRUS-2D による土中の不飽和流れの計算. pp. 1.1-1.53, 農業土木学会土壌物理研究部会 HYDRUS グループ.
- van Grinsven, J.J.M., Booltink, H.W.G., Dirksen, C., van Breemen, N., Bongers, N. and Waringa, N. (1988) : Automated in situ measurement of unsaturated soil water flux. Soil Sci. Soc. Am. J., 52 : 1215-1218.

## 要 旨

土壌・地下水の汚染過程を解明するためには、根群域からの下方浸透水の水量および水質を正確に把握する必要がある。フィルターの圧力を調整することで、土壌中の下方浸透水量の流線を乱すことなく採取できる装置を、肥料の溶脱リスクも高い砂質土壌に適用させるため、フィルターサククションの自動制御システムの改良を行った。選出したガラスフィルターに、予めサククションを保った状態のバッファ容器から間接的にサククションをかけることで、僅かなサククション変化で土壌水分量が大きく変化する砂質土壌において下方浸透水の効率良い採水が可能となった。室内カラム実験で連続降雨時の採水性能を評価し、94~109%の高い採水効率で採水可能な装置を開発することができた。

受稿年月日：2005年2月28日

受理年月日：2005年7月12日

## 土壌ガス拡散係数予測モデルの提案と国内土壌への適用

川本 健\*・小松登志子\*\*・Per Moldrup\*\*\*・吉川省子\*\*\*\*・藤川智紀\*\*\*\*\*

### Development and Tests of Predictive Soil-Gas Diffusivity Models for Japanese Undisturbed Soils

Ken KAWAMOTO\*, Toshiko KOMATSU\*\*, Per MOLDRUP\*\*\*, Seiko YOSHIKAWA\*\*\*\*  
and Tomonori FUJIKAWA\*\*\*\*\*

\* Faculty of Engineering, Saitama University, 255 Shimo-okubo, Sakura-ku,  
Saitama 338-8570, Japan

\*\* Graduate School of Science and Engineering, Saitama University, 255 Shimo-okubo,  
Sakura-ku, Saitama 338-8570, Japan

\*\*\* Department of Life Sciences, Section for Environmental Engineering, Aalborg University,  
Sohngaardsholmsvej 57, DK-9000 Aalborg, Denmark

\*\*\*\* Department of Hilly Land Agriculture, National Agricultural Research Center  
for Western Region, 2575 Ikano, Zentsuji, Kagawa 765-0053

\*\*\*\*\* Department of Regional Resources, National Institute for Rural Engineering,  
2-1-6 Kannondai, Tsukuba-shi, Ibaraki, 305-8609, Japan

#### Abstract

Accurate description of gas diffusivity in undisturbed soil is required for predicting oxygen transport in cultivated soil and the fate of greenhouse gases and volatile organic chemicals. Based on measured data for 51 undisturbed soils, we developed three types of pedotransfer models for soil-gas diffusivity: (i) a model including the effect of pore-size distribution (Campbell type soil-water characteristic, SWC); (ii) a model including the effect of pore-size distribution and inactive (isolated) air-filled pore space; and (iii) a simple power function model for use in case limited SWC data are available. The influence of selecting the reference air-filled porosity at either  $-100$  and  $-63$  cm of matric potentials ( $\epsilon_{100}$  and  $\epsilon_{63}$ ) on predicting soil-gas diffusivities was also examined. The new models were compared with recent predictive models such as the Millington-Quirk (MQ) model, the Buckingham-Burdine-Campbell (BBC) model, and Macroporosity-dependent (MPD) model.

The widely-used MQ model generally underpredicted data. The new models as well as the BBC model and MPD model well predicted the measured soil-gas diffusivities, with the BBC model performing slightly better. There was no significant effect of including an inactive pore space term on predicted soil-gas diffusivities. In the new models, there was a tendency that the equations using  $\epsilon_{100}$  as a reference point gave a better prediction of soil-gas diffusivities compared to the equations using  $\epsilon_{63}$ .

**Key words**: soil-gas diffusivity, air-filled porosity, pore-size distribution, undisturbed soil

\* 埼玉大学工学部 〒338-8570 埼玉県さいたま市桜区下大久保 255

\*\* 埼玉大学大学院理工学研究科 〒338-8570 埼玉県さいたま市桜区下大久保 255

\*\*\* オルボー大学生命科学科 オルボー, デンマーク

\*\*\*\* 近畿中国四国農業研究センター 四国研究センター 〒765-0053 香川県普通寺生野町 2575

\*\*\*\*\* 農業工学研究所 地域資源部 〒305-8609 茨城県つくば市観音台 2-1-6

キーワード: 土壌ガス拡散係数, 気相率, 間隙径分布, 不攪乱土壌

## 1. はじめに

土壌通気の主たるメカニズムはガス拡散であり、土壌におけるガス拡散係数の正しい把握や適切な予測は耕地土壌のガス循環や通気不良の解明にとって不可欠である(安田, 1972; 長谷川, 1994; 藤川ら, 2003)。さらに、近年環境問題として取り上げられる二酸化炭素やメタンなどの温室効果ガスの土壌からの排出量推定(Osozawa and Hasegawa, 1995; Hillel, 1998; Kruse *et al.*, 1996)、土壌汚染で問題となる揮発性有機化合物の挙動解明や運命予測(Jury *et al.*, 1990; Petersen *et al.*, 1996; El-Farhan *et al.*, 1998; Poulsen, *et al.*, 1999; Gamst *et al.*, 2003)にも、ガス拡散係数の把握は重要な役割を果たす。

土壌のガス拡散係数の予測モデルは、一般に、土壌ガス拡散係数  $D_p$  を大気中のガス拡散係数  $D_0$  で除した相対土壌ガス拡散係数  $D_p/D_0$  と気相率  $\varepsilon$  の関係として表され、これまでいくつかの実験式や半理論式が提案されている(Penman, 1940; Millington and Quirk, 1961; Moldrup *et al.*, 1999; Moldrup *et al.*, 2000)。これらの予測モデルの大半は欧米土壌を対象として提案されたものであり、国内土壌の実測データを基に提案されたモデルは少ないのが現状である。例えば、Buckingham-Burdine-Campbell モデル(BBC モデル, Moldrup *et al.*, 1999) や Macroporosity-dependent モデル(MPD モデル, Moldrup *et al.*, 2000) は、ヨーロッパ土壌の実測データを基に構築された予測モデルである(モデルの詳細は後述)。

Moldrup *et al.* (2003) は、日本の黒ボク土 18 試料および灰色低地土 4 試料の実測データに対して、BBC モデルと MPD モデルを含む既存の予測モデルを適用し、実測値との適合性を検証した。この中で、BBC モデルや MPD モデルは、Penman (1940) モデルや Millington and Quirk (1961) モデル(MQ モデル)と比較して、予測値と実測値の間に十分な適合性を有するものの、これらの予測モデルは実測値をやや過小評価する傾向があることを示した。彼らはこの原因として、MPD モデルの記述式の中で使われている  $D_{p,100}/D_0$  と  $\varepsilon_{100}$  の関係式( $\varepsilon_{100}$ : マトリックポテンシャル  $\phi = -100$  cm (pF=2.0) における気相率,  $D_{p,100}/D_0$ : 同 pF における相対土壌ガス拡散係数) がヨーロッパ土壌を基に提案された式であり、これが日本土壌の  $D_{p,100}/D_0$  の実測データを過小評価するためであると指摘した。

また、BBC モデルや MQ モデルの記述式の中には全間隙率が含まれる。これらの予測モデルの構築・検証に用いられた土壌は、全間隙率は  $0.4-0.6 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  程度の砂質やローム質土壌が中心であり、日本の黒ボク土のよ

うな大きな全間隙率 ( $0.7-0.8 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  程度) を有する土壌とは異なる。このようなモデル構築に用いられた土壌の全間隙率の違いは、国内の多数の黒ボク土を対象として予測モデルを適用した場合、その適合性に影響を与える可能性が考えられる。

以上のように、国内土壌に対して土壌ガス拡散係数の予測モデルの適合性を向上させるためには、既存モデルの記述式に用いられる関係式(MPD モデルの  $D_{p,100}/D_0$  と  $\varepsilon_{100}$ ) を国内土壌の実測データを用いて改良することが有効であると思われる。さらに、予測モデルの改良にあたり、国内と欧米土壌の間で定義の異なる物理量(圃場含水量や粗大間隙率)などを考慮し、これらの違いが土壌ガス拡散係数の予測にどのような影響を及ぼすのかを検討することは重要であると考えられる。

そこで本研究では、国内土壌の土壌ガス拡散係数を測定した後、国内土壌の実測データを用いて既存のガス拡散係数予測モデルを改良し、3 タイプの予測モデルを提案した。そして、これらのモデルと既存モデルを用いて予測値と実測値との適合性を検証し、その評価を行った。

## 2. 試料

土壌ガス拡散係数の測定には、国内の1都6県より採取した不攪乱試料を用いた(表1)。試料採取は、畑地を中心に、未耕地、水田、牧草地の深さ0-108 cmの表層土壌から行った。試料総数は51で、黒ボク土が37試料、黄色土が9試料、灰色低地土が5試料である。試料は直径5.0 cm、高さ5.1 cmの体積  $100 \text{ cm}^3$  のステンレス製コアサンプラーで採取した。なお、表1の土壌試料の実測データのうち、試料 No. 6-10, 38-39, 42 は遅沢(1998)、試料 No. 16-19 は Osozawa and Hasegawa (1995) から引用した。また、試料 No. 1-5, 11-15, 32-37, 40-41, 44 は Moldrup *et al.* (2003)、試料 No. 45-51 は Moldrup *et al.* (2004) の中で予測モデルの検証のために用いられている。

各試料の飽和からの脱水過程における水分特性曲線を吸引法と加圧法の組み合わせにより測定した(中野ら, 1995)。そして、水分特性曲線より土壌間隙分布を表現する物理パラメータである Campbell の保水係数  $b$  を求めた。ここで、 $b$  は Campbell の水分特性モデル(Campbell, 1974)

$$\phi/\phi_e = (\theta/\theta_s)^{-b} \quad (1)$$

の係数であり、(1)式の両辺を常用対数表示した pF (=  $\log(-\phi) - \log \theta$ ) 関係の傾きとして求まる。ただし、(1)式の  $\phi$  はマトリックポテンシャル (cm)、 $\phi_e$  は空気侵

表-1 土壌ガス拡散係数の測定に用いた試料（黒ボク土 37, 黄色土 9, 灰色低地土 5）

Table 1 Soil materials for measuring soil-gas diffusivities (37 Andosols, 9 Yellow soils, and 5 Gray Lowland soils).

No.	Site	Soil*	Layer	Depth cm	Particle density Mg m <sup>-3</sup>	Bulk density Mg m <sup>-3</sup>	Labeled soil name in the reference
1	Gunma	Andosol, H	Plowed soil	0-5	2.47	0.57	Tsumagoi 3 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
2	(Tsumagoi)	(Cultivated)	Plow pan	20-25	2.46	0.73	Tsumagoi 1 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
3			Subsurface soil	44-49	2.41	0.61	Tsumagoi 2 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
4		Andosol, H	Surface soil	25-30	2.39	0.40	Tsumagoi 6 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
5		(Non-cultivated)	Subsoil	76-81	2.82	0.69	Tsumagoi 7 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
6		Andosol	Plowed soil	0-20	2.57	0.57	— (Osozawa, 1998)
7		(Cultivated)	Plow pan	20-40	2.57	0.76	— (Osozawa, 1998)
8			Subsurface soil	40-60	2.55	0.72	— (Osozawa, 1998)
9		Andosol	Plowed soil	0-16	2.56	0.63	— (Osozawa, 1998)
10		(Cultivated)	Plow pan	16-21	2.56	0.77	— (Osozawa, 1998)
11	Kanagawa	Andosol, H	Plowed soil	0-5	2.51	0.79	Miura 1 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
12	(Miura)	(Cultivated)	Plowed soil	30-35	2.50	0.71	Miura 2 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
13			Subsurface soil	50-55	2.68	0.49	Miura 3 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
14		Andosol	Plowed soil	0-5	2.66	0.67	Miura 4 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
15		(Cultivated)	Plow pan	30-35	2.52	0.62	Miura 5 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
16	Ibaraki	Andosol, H	Plowed soil	0-20	2.57	0.75	Ap 1 (Osozawa & Hasegawa, 1995)
17	(Tsukuba)	(Cultivated)	Plow pan	20-37	2.28	0.71	Ap 2 (Osozawa & Hasegawa, 1995)
18			Subsurface soil	37-79	2.75	0.55	2B1 (Osozawa & Hasegawa, 1995)
19			Subsurface soil	79-108	2.75	0.57	3B21 (Osozawa & Hasegawa, 1995)
20	Tokyo	Andosol	Plowed soil	5-10	2.61	0.77	—
21	(Nishi)	(Cultivated)	Plowed soil	5-10	2.61	0.79	—
22	Tokyo)		Plowed soil	5-10	2.61	0.80	—
23			Subsurface soil	45-50	2.68	0.51	—
24			Subsurface soil	45-50	2.68	0.52	—
25			Subsurface soil	45-50	2.68	0.60	—
26		Andosol	Plowed soil	10-15	2.73	0.67	—
27		(Cultivated)	Plowed soil	10-15	2.63	0.62	—
28			Plowed soil	10-15	2.66	0.62	—
29		Andosol	Surface soil	5-10	2.61	0.84	—
30		(Pasture)	Surface soil	5-10	2.56	0.80	—
31			Surface soil	5-10	2.60	0.76	—
32	Kumamoto	Andosol, H	Plowed soil	4-9	2.45	0.74	Kyushu 1 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
33		(Cultivated)	Plowed soil	25-30	2.59	0.56	Kyushu 2 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
34			Plowed soil	45-50	2.62	0.52	Kyushu 3 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
35		Andosol, H	Plowed soil	3-8	2.53	0.61	Kyushu 4 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
36		(Cultivated)	Plowed soil	17-22	2.58	0.81	Kyushu 5 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
37			Plowed soil	45-50	2.58	0.75	Kyushu 6 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
38		Yellow soil	Plowed soil	3-8	2.69	1.33	— (Osozawa, 1998)
39		(Cultivated)	Subsurface soil	15-20	2.79	1.58	— (Osozawa, 1998)
40		Gray Lowland soil	Plowed soil	5-10	2.68	1.07	KyuGL 1 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
41		(Cultivated)	Plow pan	22-27	2.68	1.37	KyuGL 2 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
42			Gley horizon	73-78	2.67	0.95	— (Osozawa, 1998)
43			Buried humic soil	78-83	2.42	0.32	KyuGL 3 (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
44	Saitama (Kounosu)	Gray Lowland soil (Paddy field)	Plowed soil	0-5	2.69	1.05	KounosuGL (Moldrup <i>et al.</i> , 2003)
45	Aichi	Yellow soil	Plowed soil	0-18	2.66	1.24	Yellow 1 (Moldrup <i>et al.</i> , 2004)
46	(Toyohashi)	(Cultivated)	Plowed soil	18-36	2.66	1.52	Yellow 2 (Moldrup <i>et al.</i> , 2004)
47			Plowed soil	36-70	2.66	1.37	Yellow 3 (Moldrup <i>et al.</i> , 2004)
48		Yellow soil	Plowed soil	0-13	2.64	1.17	Yellow 4 (Moldrup <i>et al.</i> , 2004)
49		(Cultivated)	Plowed soil	13-20	2.66	1.45	Yellow 5 (Moldrup <i>et al.</i> , 2004)
50			Subsurface soil	20-27	2.68	1.45	Yellow 6 (Moldrup <i>et al.</i> , 2004)
51			Subsurface soil	27-60	2.61	1.38	Yellow 7 (Moldrup <i>et al.</i> , 2004)

\*H=highly humic soil.

入ポテンシャル (cm),  $\theta$  は体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ),  $\theta_s$  は飽和体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) である。

図1に  $pF (= \log(-\psi)) - \log \theta$  の関係例を示した。今回測定した水分特性曲線はいずれも(1)式で良く回帰でき、 $b$  は黒ボク土で4.7-40.8, 黄色土で7.4-29.0, 灰色低地土で13.5-28.3となった(表2)。

### 3. 土壌ガス拡散係数の測定

土壌ガス拡散係数は、遅沢・久保田 (1987) と Rolston and Moldrup (2002) に従い、次の非定常法で測定した。コアサンプラーと連結した拡散容器に窒素ガスを充填し、試料を通して大気と窒素ガスを相互拡散させる。大気より試料を通して拡散容器内へ拡散してくる酸素濃度の経時変化を求める。そして、測定時の初期・境界条件における拡散方程式 (Fick の第2法則) の解に、酸素濃度の経時変化を当てはめることにより、土壌ガス拡散係数  $D_p$  ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ ) を決定する。

本研究では、 $\psi = -10, -32, -63, -100, -316, -1.00 \times 10^3, -3.16 \times 10^3, -1.58 \times 10^4$  cm の8段階 ( $pF = 1.0, 1.5, 1.8, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.2$ ) に水分調整を行った試料を用いて  $D_p$  測定を行った。また、 $D_p$  を大気中の酸素拡散係数  $D_0$  で除した相対土壌ガス拡散係数  $D_p/D_0$  を求め、気相率  $\varepsilon$  の関数として表した。

図2に全試料より得られた  $D_p/D_0$  と  $\varepsilon$  の関係を示した。実測データの上限は  $D_p/D_0 = \varepsilon^{1.6}$ , 下限は概ね  $D_p/D_0 = \varepsilon^3$  に位置した。また、黒ボク土の実測データは黄色土と灰色低地土に比べて広い気相率の範囲に分布した。

### 4. 土壌ガス拡散係数の予測モデル

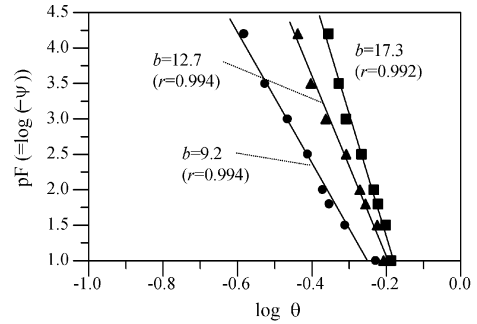
#### 4.1 既存の予測モデル

相対土壌ガス拡散係数  $D_p/D_0$  の予測モデルは、実験式で表現される Penman モデル (Penman, 1940), 理論式で表現される Millington and Quirk モデル (MQ モデル, Millington and Quirk, 1961), 半理論式で表現される Buckingham-Burdine-Campbell モデル (BBC モデル, Moldrup *et al.*, 1999), Macroporosity-dependent モデル (MPD モデル, Moldrup *et al.*, 2000) などがこれまでに提案されている。

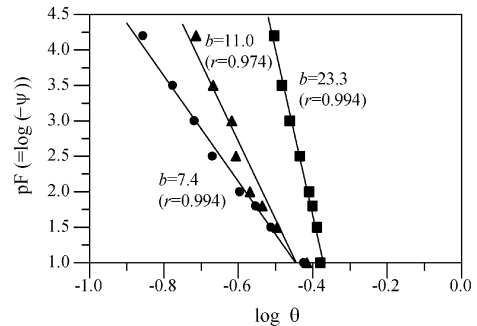
MQ モデルは全間隙率  $\Phi$  ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) を用いて次式で表される：

$$D_p/D_0 = \varepsilon^{10/3} / \Phi^2 \quad (2)$$

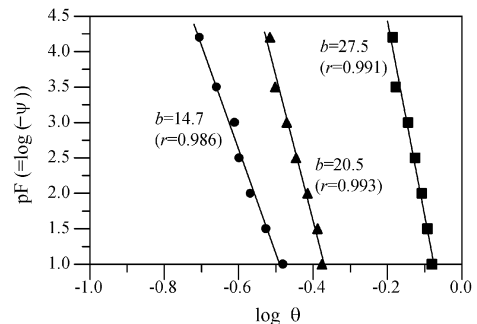
BBC モデルは、土壌ガス拡散係数予測モデルの1つである Buckingham (1904) モデル ( $D_p/D_0 = \Phi^2$ ) と Burdine (1953)-Campbell (1974) の不飽和透水係数モデル (Moldrup *et al.*, 1992) を組み合わせたモデルで、



(a) Andosol (Gunma) ●No.6 ▲No.7 ■No.8



(b) Yellow soil (Aichi) ●No.48 ▲No.49 ■No.50



(c) Gray Lowland soil (Kumamoto) ●No.40 ▲No.41 ■No.43

図-1  $pF (= \log(-\Psi))$  と  $\log \theta$  の関係  
図中の実線は Campbell (1974) の水分特性曲線モデルによるデータの回帰、 $b$  はモデルの係数、 $r$  は相関係数

Fig. 1 Relationship between  $pF (= \log(-\Psi))$  and  $\log \theta$ .

Solid lines are the Campbell's soil water characteristic model (1974) fitted to data. Values of model parameter Campbell  $b$  and correlation coefficients  $r$  for each soil are given.

次式で表される：

$$D_p/D_0 = \Phi^2 (\varepsilon / \Phi)^{2+3/b} \quad (3)$$

表-2 試料の土壌物理パラメータ

Table 2 Soil physical parameters for soil materials.

No.	Site	Soil*	Depth	Total porosity $\Phi$	$\varepsilon_{100}$	$\varepsilon_{63}$	Campbell $b$
				$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	
1	Gunma	Andosol, H (Cultivated)	0-5	0.77	0.34	0.32	8.5
2	(Tsumagoi)		20-25	0.71	0.08	0.08	18.5
3			44-49	0.75	0.06	0.05	13.9
4		Andosol, H	25-30	0.83	0.28	0.26	10.8
5		(Non-cultivated)	76-81	0.76	0.17	0.17	34.7
6		Andosol (Cultivated)	0-20	0.78	0.35	0.34	9.2
7			20-40	0.71	0.17	0.15	12.7
8			40-60	0.72	0.13	0.12	17.3
9		Andosol (Cultivated)	0-16	0.75	0.36	0.34	7.7
10			16-35	0.70	0.17	0.14	16.3
11	Kanagawa	Andosol, H (Cultivated)	0-5	0.69	0.22	0.10	9.4
12	(Miura)		30-35	0.72	0.27	0.18	7.7
13			50-55	0.82	0.23	0.18	15.1
14		Andosol (Cultivated)	0-5	0.75	0.32	0.23	9.3
15			30-35	0.75	0.28	0.22	9.3
16	Ibaraki	Andosol, H (Cultivated)	0-20	0.71	0.29	0.27	8.3
17	(Tsukuba)		20-37	0.69	0.20	0.16	9.0
18			37-79	0.80	0.16	0.13	23.7
19			79-108	0.79	0.15	0.13	17.3
20	Tokyo	Andosol (Cultivated)	5-10	0.71	0.11	NM**	10.1
21	(Nishi Tokyo)		5-10	0.70	0.14	NM**	13.4
22			5-10	0.69	0.14	NM**	11.8
23			45-50	0.81	0.20	NM**	12.3
24			45-50	0.81	0.19	NM**	14.0
25			45-50	0.78	0.24	NM**	10.1
26		Andosol (Cultivated)	10-15	0.75	0.31	0.29	7.6
27			10-15	0.76	0.34	0.32	7.2
28			10-15	0.77	0.36	0.34	4.7
29		Andosol (Pasture)	5-10	0.68	0.12	0.10	16.8
30			5-10	0.69	0.14	0.12	16.2
31			5-10	0.71	0.19	0.17	12.0
32	Kumamoto	Andosol, H (Cultivated)	4-9	0.70	0.14	NM**	12.7
33			25-30	0.78	0.09	NM**	40.8
34			45-50	0.80	0.10	NM**	28.0
35		Andosol, H (Cultivated)	3-8	0.76	0.37	NM**	10.1
36			17-22	0.69	0.20	NM**	14.4
37			45-50	0.71	0.20	NM**	12.4
38		Yellow soil (Cultivated)	3-8	0.50	0.08	NM**	20.0
39			15-20	0.43	0.07	NM**	29.0
40		Gray Lowland soil	5-10	0.60	0.33	NM**	14.7
41		(Cultivated)	22-27	0.49	0.10	NM**	20.5
42			73-78	0.64	0.09	NM**	28.3
43			78-83	0.87	0.07	NM**	27.5
44	Saitama (Kounosu)	Gray Lowland soil (Paddy field)	0-5	0.61	0.21	NM**	14.0
45	Aichi	Yellow soil (Cultivated)	0-18	0.54	0.31	0.29	8.0
46	(Toyohashi)		18-36	0.43	0.15	0.14	14.3
47			36-70	0.49	0.20	0.18	12.9
48		Yellow soil (Cultivated)	0-13	0.56	0.30	0.28	7.4
49			13-20	0.46	0.19	0.17	11.0
50			20-27	0.46	0.07	0.06	23.3
51			27-60	0.47	0.10	0.09	14.3

\*H=highly humic soil. \*\*NM=not measured.

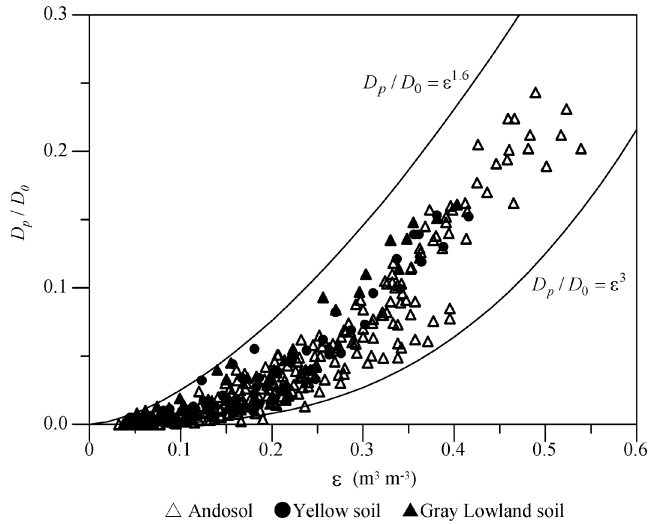


図-2 相対土壌ガス拡散係数  $D_p/D_0$  と気相率  $\varepsilon$  の関係  
試料数 51, 測定数 361 (黒ボク土 259, 黄色土 69, 灰色低地土 33)

**Fig. 2** Relative soil-gas diffusivity  $D_p/D_0$  as a function of air-filled porosity  $\varepsilon$ .  
Data for 51 soils and 361 measurements (259 Andosols, 69 Yellow soils, and 33 Gray Lowland soils).

ここで、右辺指数部  $(2+3/b)$  は Campbell の保水係数  $b$  を含み、土壌の間隙径分布特性を表すパラメータとなる。

MPD モデルは、ヨーロッパ土壌 126 個の不攪乱試料の実測データを基に構築されたモデルであり、 $\phi = -100$  cm ( $pF=2.0$ ) における気相率  $\varepsilon_{100}$  ( $m^3 m^{-3}$ ) と同  $pF$  における相対土壌ガス拡散係数  $D_{p,100}/D_0$  を用いて次式で表される：

$$D_p/D_0 = (D_{p,100}/D_0) (\varepsilon/\varepsilon_{100})^{2+3/b} = \{2.00(\varepsilon_{100})^3 + 0.04(\varepsilon_{100})\} (\varepsilon/\varepsilon_{100})^{2+3/b} \quad (4)$$

ここで、 $D_{p,100}/D_0 = 2.00(\varepsilon_{100})^3 + 0.04(\varepsilon_{100})$  は、実測データより得られた  $D_{p,100}/D_0 - \varepsilon_{100}$  関係を多項式で回帰することにより求まる。MPD モデルは土壌の粗大間隙率を  $\varepsilon_{100}$  とし、この気相率を基準気相率 (Moldrup *et al.*, 1996) としてモデルに用いている。また、(4) 式は BBC モデルと同様に、指数部  $(2+3/b)$  によって土壌の間隙径分布特性を表す。

#### 4.2 予測モデルの改良

既存モデルは、一般に次の記述式で整理できる：

$$D_p/D_0 = A(\varepsilon/\varepsilon_*)^B \quad (5)$$

ここで、 $\varepsilon_*$  は基準気相率、 $A$  は  $\varepsilon = \varepsilon_*$  における  $D_p/D_0$  の関数形、 $B$  は土壌間隙分布特性を表すパラメータとな

る。 $\varepsilon_*, A, B$  の一覧を表 3 に示した。本研究では、国内土壌の実測データに基づく回帰式、無効間隙率の影響、土壌間隙分布特性を考慮して、(5) 式の  $\varepsilon_*, A, B$  を新たに設定することにより、3 タイプの予測モデル (モデル I, II, III) を提案した。さらに、基準気相率  $\varepsilon_*$  は、 $\varepsilon_{100}$  と  $\phi = -63$  cm ( $pF=1.8$ ) における気相率  $\varepsilon_{63}$  ( $m^3 m^{-3}$ ) の 2 通りを用いた。ここで、 $\phi = -63$  cm は国内土壌を対象とした研究において粗大間隙率や圃場含水量を定めるために広く用いられているポテンシャルであり (例えば、久馬ら, 1984; Hasegawa *et al.*, 1994),  $\phi = -100$  cm における  $\varepsilon_{100}$  と比較するために用いた。 $\varepsilon_* = \varepsilon_{100}$  のモデルに  $a$ ,  $\varepsilon_* = \varepsilon_{63}$  のモデルに  $b$  を添字することにより両者を区別した (表 3)。表 2 に各試料の土壌物理パラメータ、 $\Phi$ ,  $\varepsilon_{63}$ ,  $\varepsilon_{100}$  および保水係数  $b$  の一覧を示した。

モデル I-a および I-b では、MPD モデルと同様に、実測データより得られた  $D_{p,100}/D_0 - \varepsilon_{100}$  および  $D_{p,63}/D_0 - \varepsilon_{63}$  関係を多項式回帰することにより  $A$  を求めた。図 3 (a) に  $D_{p,100}/D_0 - \varepsilon_{100}$ 、図 3 (b) に  $D_{p,63}/D_0 - \varepsilon_{63}$  の関係を示した。図中の点線が多項式回帰曲線であり、モデルの記述式は以下となる：

$$\text{モデル I-a: } D_p/D_0 = \{1.92(\varepsilon_{100})^3 + 0.06(\varepsilon_{100})\} (\varepsilon/\varepsilon_{100})^{2+3/b} \quad (6)$$

表-3 相対土壌ガス拡散係数モデル式  $D_p/D_0 = A (\epsilon/\epsilon_*)^B$  の  $\epsilon_*$ ,  $A$ ,  $B$

Table 3 A list of  $\epsilon_*$ ,  $A$ , and  $B$  of model expressions for relative soil-gas diffusivities  $D_p/D_0 = A(\epsilon/\epsilon_*)^B$ .

	$\epsilon_*$	$A$	$B$
MQ model*	$\Phi$	$\Phi^{4/3}$	10/3
BBC model**	$\Phi$	$\Phi^2$	2+3/b
MPD model***	$\epsilon_{100}$	$2.00\epsilon_{100}^3 + 0.046\epsilon_{100}$	2+3/b
Model I-a	$\epsilon_{100}$	$1.92\epsilon_{100}^3 + 0.06\epsilon_{100}$	2+3/b
Model I-b	$\epsilon_{63}$	$1.65\epsilon_{63}^3 + 0.05\epsilon_{63}$	2+3/b
Model II-a	$\epsilon_{100}$	$2.35 (\epsilon_{100} - 0.05)^3 + 0.13 (\epsilon_{100} - 0.05)$	2+3/b
Model II-b	$\epsilon_{63}$	$1.98 (\epsilon_{63} - 0.05)^3 + 0.11 (\epsilon_{63} - 0.05)$	2+3/b
Model III-a	$\epsilon_{100}$	$1.92\epsilon_{100}^3 + 0.06\epsilon_{100}$	2.2
Model III-b	$\epsilon_{63}$	$1.65\epsilon_{63}^3 + 0.05\epsilon_{63}$	2.2

\*Millington and Quirk (1961) \*\*Buckingham-Burdine-Campbell model (Moldrup *et al.*, 1999)

\*\*\*Macroporosity-dependent model (Moldrup *et al.*, 2000)

$$\begin{aligned} \text{モデル I-b: } D_p/D_0 &= \{1.65(\epsilon_{63})^3 + 0.05(\epsilon_{63})\} (\epsilon/\epsilon_{63})^{2+3/b} \end{aligned} \quad (7)$$

(6), (7)式は MPD モデルや BBC モデルと同様に、土壌の間隙径分布特性を指数部 (2+3/b) で表現している。

モデル II-a および II-b では、図 3 (a), (b) の  $D_{p,100}/D_0$ ,  $D_{p,63}/D_0$  が実質的に 0 となる間隙率 0.05 をガス拡散に寄与しない間隙率 (無効間隙率) と定めて、それ以外の有効間隙率 ( $\epsilon - 0.05$ ) の範囲で多項式回帰 (図中の実線) を行った。ここで、無効間隙率 0.05 は図 3 (a), (b) から読み取った。モデルの記述式は以下となる：

$$\begin{aligned} \text{モデル II-a: } D_p/D_0 &= \{2.35(\epsilon_{100} - 0.05)^3 + 0.13(\epsilon_{100} - 0.05)\} (\epsilon/\epsilon_{100})^{2+3/b} \end{aligned} \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \text{モデル II-b: } D_p/D_0 &= \{1.98(\epsilon_{63} - 0.05)^3 + 0.11(\epsilon_{63} - 0.05)\} (\epsilon/\epsilon_{63})^{2+3/b} \end{aligned} \quad (9)$$

(5)式の  $B$  は、モデル I-a および I-b と同様に指数部 (2+3/b) によって表現される。このモデルで考慮した無効間隙率の存在は幾つかの研究で指摘されており、土壌を含む多孔質媒体では 0-0.15 の値を示すことが報告されている (Troeh *et al.*, 1982)。本研究で定めた無効間隙率 0.05 は、過去に砂質土壌 (Lai *et al.*, 1976) や粘土質土壌 (Blake and Page, 1948) を用いた実験結果と一致する。

モデル III-a および III-b は、モデル I-a および I-b と多項式回帰曲線は同じであるが、(6), (7)式の指数部 (2+3/b) に本試料の平均値 2.2 を用いたモデルであり、以下

で記述される：

$$\begin{aligned} \text{モデル III-a: } D_p/D_0 &= \{1.92(\epsilon_{100})^3 + 0.06(\epsilon_{100})\} (\epsilon/\epsilon_{100})^{2.2} \end{aligned} \quad (10)$$

$$\begin{aligned} \text{モデル III-b: } D_p/D_0 &= \{1.65(\epsilon_{63})^3 + 0.05(\epsilon_{63})\} (\epsilon/\epsilon_{63})^{2.2} \end{aligned} \quad (11)$$

ここで、平均値 2.2 は本実験に用いた 51 試料の Campbell の保水係数  $b$  の平均値 (=14.9) より計算した。モデル III-a および III-b は、個々の試料の Campbell の保水係数  $b$  の値を必要としないことから、水分特性曲線が得られていない土壌試料に対して土壌ガス拡散係数を推定する際に有効であると思われる。

#### 4.3 予測モデルと実測データの適合性評価

適合性の評価には二乗平均平方根誤差 (Root Mean Square Error, 以下 RMSE) とバイアス (bias) を用いた。RMSE は次式で表される：

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d_i^2} \quad (12)$$

ここで、 $d_i$  は予測値と実測値との差、 $n$  は測定数である。RMSE は 0 に近いほど予測値と実測値との差が小さくなり、両者の適合性が良いことを意味する。バイアスは次式で表される：

$$\text{bias} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d_i \quad (13)$$

バイアスは、値が正の場合は予測値が実測値を過大評価し、逆に負の場合は予測値が実測値を過小評価する。

以上、本研究では国内土壌の実測データに基づく回帰



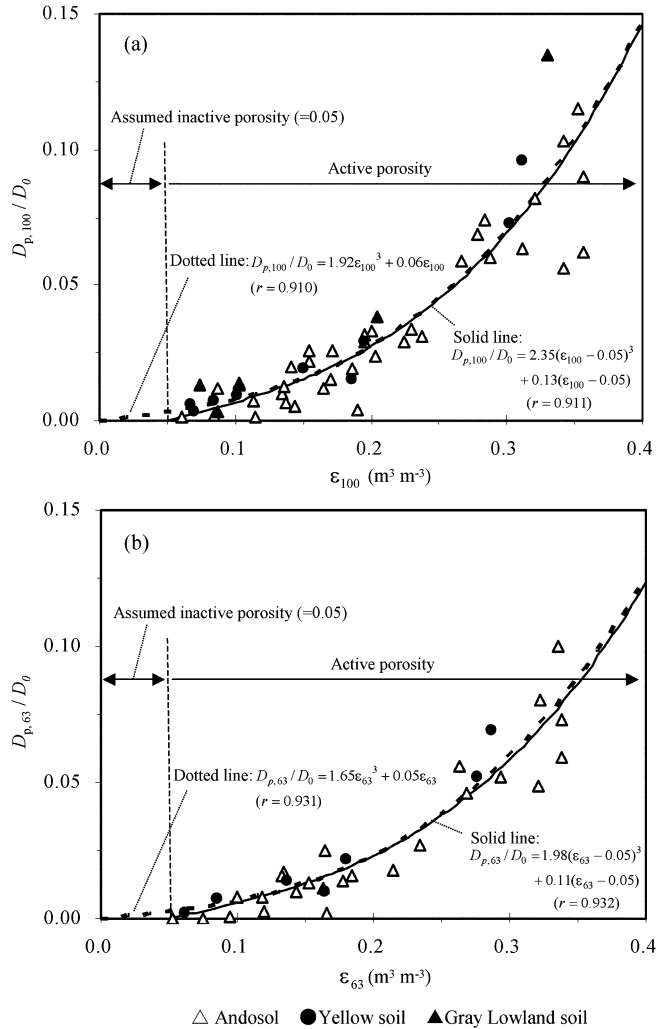


図-3 (a)  $\Psi = -100 \text{ cm}$  における相対土壌ガス拡散係数  $D_{p,100}/D_0$  と気相率  $\epsilon_{100}$  の関係  
 測定数 51 (黒ボク土 37, 黄色土 9, 灰色低地土 5)

(b)  $\Psi = -63 \text{ cm}$  における相対土壌ガス拡散係数  $D_{p,63}/D_0$  と気相率  $\epsilon_{63}$  の関係  
 測定数 32 (黒ボク土 25, 黄色土 7)

点線はモデル I-a および I-b, 実線はモデル II-a および II-b の多項式回帰曲線

Fig. 3 (a) Relative soil-gas diffusivity  $D_{p,100}/D_0$  as a function of air-filled porosity at  $\Psi = -100 \text{ cm}$   $\epsilon_{100}$ , 51 measurements (37 Andosols, 9 Yellow soils, and 5 Gray Lowland soils), and (b) relative soil-gas diffusivity  $D_{p,63}/D_0$  as a function of air-filled porosity at  $\Psi = -63 \text{ cm}$   $\epsilon_{63}$ , 32 measurements (25 Andosols and 7 Yellow soils).

Dotted and solid lines are polynomial regression curves for Model I-a, I-b and II-a, II-b, respectively.

式, 無効間隙率の影響, 土壌間隙分布特性を考慮して構築した3タイプの予測モデル(モデル I, II, III)と, MQモデル, BBCモデル, MPDモデルの既存のモデルに対して予測モデルと実測データの適合性の評価を行った。なお, 既存モデルと今回提案したモデルの適合性の

比較は,  $\epsilon_{100}$  が得られている全 51 試料の実測データに対して行い, 無効間隙率と基準気相率が予測モデルの適合性に与える影響は,  $\epsilon_{100}$  と  $\epsilon_{63}$  の両方が得られている 32 試料の実測データに対して行った。

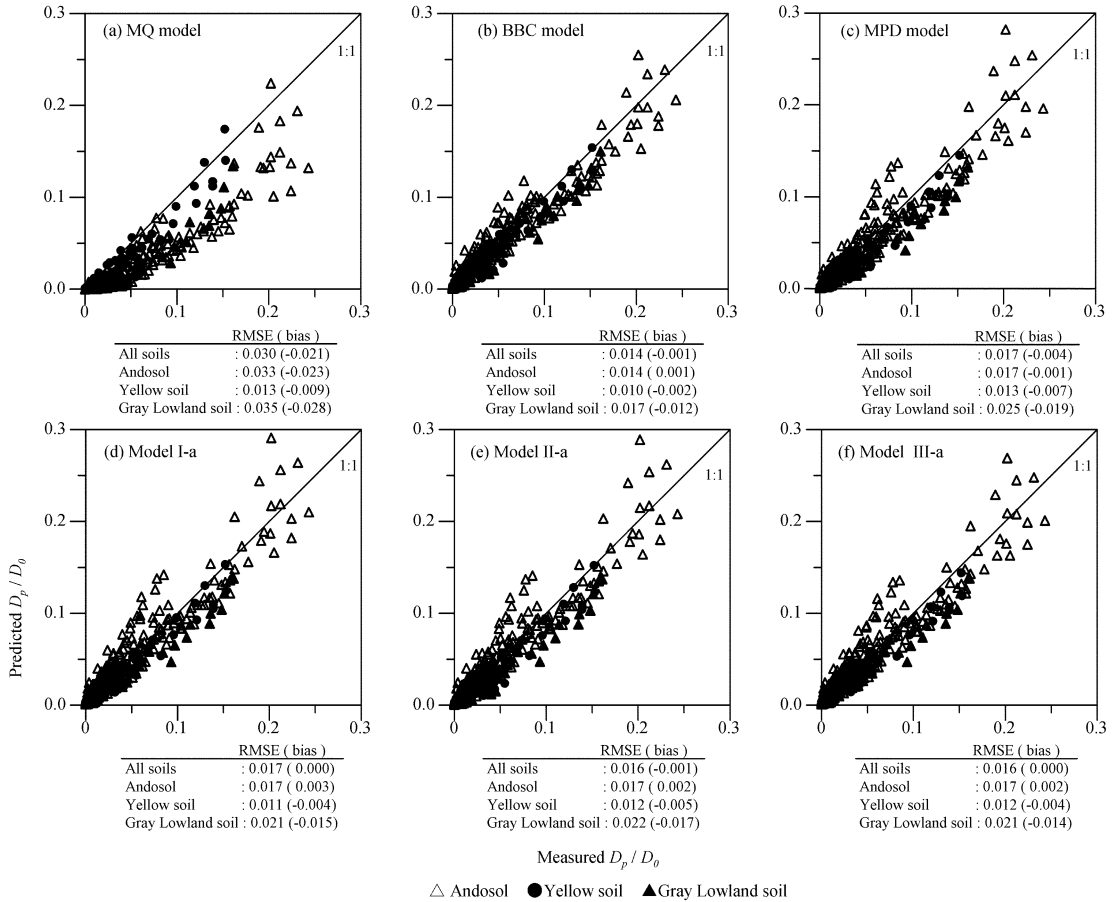


図4 各モデルによる予測値と実測値の比較

(a) MQ モデル, (b) BBC モデル, (c) MPD モデル, (d) モデル I-a, (e) モデル II-a, (f) モデル III-a  
測定数 371 (黒ボク土 259, 黄色土 69, 灰色低地土 33)

Fig. 4 Scatterplot comparison of predicted and measured soil-gas diffusivities for each model.  
(a) MQ model, (b) BBC model, (c) MPD model, (d) Model I-a, (e) Model II-a, (f) Model III-a  
371 measurements (259 Andosols, 69 Yellow soils, 33 Gray Lowland soils)

## 5. 予測モデルの適合性評価

### 5.1 全試料および各土壌に対する予測モデルの適合性

図4に各モデルの予測値と実測値との比較を示した。また、同図には全土壌試料と黒ボク土, 黄色土, 灰色低地土の各土壌に対して得られたRMSEとバイアスを示した。

MQモデルを除き, 今回提案した予測モデル(モデル I-a, II-a, III-a), BBCモデル, MPDモデルは, 全土壌に対するRMSEが0.014から0.020の範囲にあり, 実測データとの間に良い適合性があることが分かる。RMSE

に注目すると, BBCモデル(図4(b))が0.014と最も良い適合性を与えた。この理由として, 黒ボク土との適合性が良い点(RMSE=0.014)が挙げられる。今回予測モデルの検証を行った総測定数は371で, この中の約7割となる259が黒ボク土であった。このため, 黒ボク土のRMSEが全土壌との適合性を左右したのと言える。

次に, ヨーロッパ土壌126試料の実測データを基に構築されたMPDモデル(図4(c), (4)式)と, 本研究の国内土壌51試料の実測データを基に構築されたモデル I-a(図4(d), (6)式)を比較する。両モデルの違いは $D_{p,100}/D_0$ の回帰式(表3のA)の違いで表現され, 両モデルのRMSEを比較することにより, モデル構築に用

いたヨーロッパ土壌と国内土壌の実測データの違いが、予測モデルの適合性にどのような影響を与えたかが判断できる。

黄色土と灰色低地土では、国内土壌を用いたモデル I-a の方が MPD モデルよりもやや小さな RMSE を与えるものの、全土壌および黒ボク土では、両モデルの RMSE は同じ値 (RMSE=0.017) を示した。一方 MPD モデル (図 4 (c)) のバイアスはすべて負の値を示し、予測値は実測値を過小評価していることが分かる。これに対し、モデル I-a (図 4 (d)) は、MPD モデルよりもバイアスが 0.004 程度増加し、値が 0 に近づいている。以上のように、国内土壌のデータを用いてモデルを構築することにより、土壌ガス拡散係数の予測に関して若干の向上が見られるものの、現時点では今回提案したモデルと既存の MPD モデルの間に顕著な差はないと言える。今回モデル I-a の構築に用いた国内土壌の試料数は 51 と、MPD モデルの 126 試料に比べて少ないことから、今後国内土壌の実測データを増やし、再度モデル I-a における  $D_{p,100}/D_0$  の帰帰式を検討する必要があると思われる。

モデル III-a (10 式) は、土壌間隙分布特性を表すパラメータ ((5 式) の  $B$ ) として、国内土壌 51 試料の平均値 2.2 を用いた。このモデルは、個々の試料の保水係数  $b$  を必要としないことから、水分特性曲線が得られていない土壌の  $D_p/D_0$  予測への適用が容易である。III-a (図 4 (f)) の RMSE は 0.016 となり、モデル I-a (図 4 (d))、RMSE=0.017) やモデル II-a (図 4 (e))、RMSE=0.016) とほぼ同じ値を示した。このことから、水分特性曲線が得られていない国内土壌について土壌ガス拡散挙動を推定する際には、 $B=2.2$  を用いたモデル III が妥当であると判断できる。

## 5.2 個々の試料に対する予測モデルの適合性

次に、個々の試料 (表 1) について RMSE を求め、予測モデルの適合性を評価した。図 5 に予測モデルと実測値の比較例として、6 試料 (黒ボク土 4 試料、黄色土と灰色低地土各 1 試料) についての  $D_p/D_0$  関係を示した。図には、前述の全土壌に対して最も良い適合性を与えた BBC モデルと、今回提案したモデル I-a、II-a、III-a を示した。

各サイトの黒ボク土の RMSE に注目すると、群馬 (試料 No. 1-10) は、BBC モデルとモデル II-a が実測値との間に良い適合性を与え、両者はほぼ同じ RMSE を示した (図 5 (a))。神奈川 (試料 No. 11-15)、茨城 (試料 No. 16-19)、熊本 (試料 No. 32-37) は、いずれのモデルもほぼ同じ RMSE を示した (図 5 (b), (c))。また、東京 (試料 No. 20-31) は、今回提案したモデル I-a、II-a、

III-a の方が小さな RMSE を与え、BBC モデルよりも僅かではあるが良い適合性を示した (図 5 (d))。一方、バイアスに注目すると、神奈川 (試料 No. 11-15) は 1 試料を除いて負の値を示したことから、予測値が実測値を過小評価する傾向が見られる。これに対し、東京 (試料 No. 20-31) のバイアスは全て正の値を示し、予測値が実測値を過大評価することが分かる。群馬 (試料 No. 1-10)、茨城 (試料 No. 16-19)、熊本 (試料 No. 32-37) では正負のバイアスが混在した。このように、今回測定した黒ボク土では、各サイトにおいて予測モデルの適合性の傾向やバイアスの正負の発現に違いが見られた。

黄色土 (試料 No. 38-39, 45-51) と灰色低地土 (試料 No. 40-44) は、今回提案したモデル I-a、II-a、III-a、および BBC モデルともに、ほぼ同じ RMSE を示し (図 5 (e), (f))、バイアスは負の値が大半を示した。

## 5.3 無効間隙率の影響

図 6 に  $\varepsilon_{100}$  と  $\varepsilon_{63}$  の両方が得られている 32 試料の実測データを対象に、今回提案した 6 つのモデルの予測値と実測値との比較を示した。また、同図には全土壌試料と黒ボク土、黄色土の各土壌に対して得られた RMSE とバイアスを示した。

モデル II-a と II-b は、 $D_{p,100}/D_0$  や  $D_{p,63}/D_0$  が実質的に 0 となる間隙率 0.05 をガス拡散に寄与しない間隙率、無効間隙率としてモデル式 (8)、(9 式) を導いた。無効間隙率が予測モデルの適合性に与える影響は、モデル II-a と II-b (図 6 (b), (e)) を、無効間隙率を考慮していないモデル I-a と I-b (図 6 (a), (d)) と比較することにより判断できる。

基準気相率が  $\varepsilon_{100}$  の場合、モデル II-a の全土壌に対する RMSE は 0.016 と、モデル I-a の 0.019 に比べて僅かに小さくなっている。しかし、基準気相率が  $\varepsilon_{63}$  の場合、モデル II-b の全土壌に対する RMSE は 0.019 と、モデル I-b の 0.018 に比べて僅かに大きくなっている。このことから、今回検討した 32 試料については、無効間隙率が予測モデルの適合性に及ぼす影響は小さいものと言える。

## 5.4 基準気相率の影響

基準気相率  $\varepsilon_{100}$  と  $\varepsilon_{63}$  の違いが予測モデルの適合性に与える影響は、モデル I-a (図 6 (a)) とモデル I-b (図 4 (d))、モデル II-a (図 4 (b)) とモデル II-b (図 4 (e))、およびモデル III-a (図 4 (c)) とモデル III-b (図 4 (f)) の、a と b を添字したモデルを比較することにより判断できる。全土壌、各土壌のいずれの比較においても、RMSE は  $\varepsilon_{100}$  の予測モデルの方が  $\varepsilon_{63}$  の予測モデルよりも小さく、前者の方がより良い適合性を与えることが分かる。

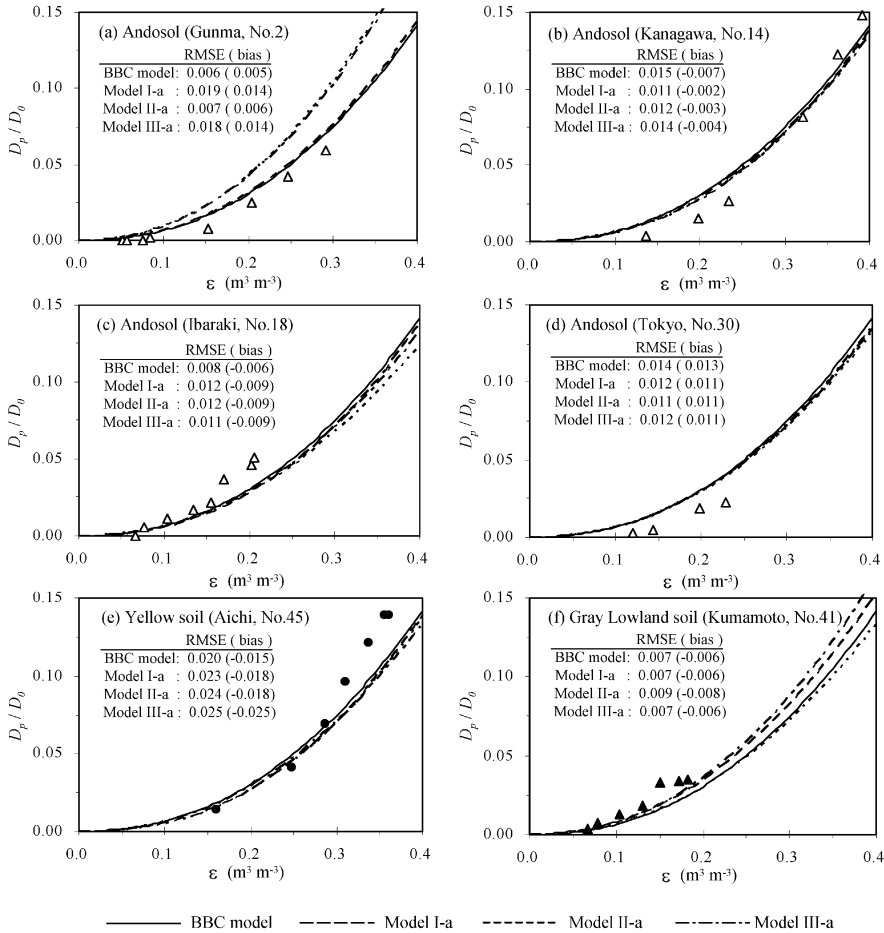


図-5 個々の試料における土壌ガス拡散係数の予測モデルと実測値の比較

Fig. 5 Comparison of four predictive models for soil-gas diffusivities with measured data.

$\epsilon_{100}$  の予測モデルの方が良い適合性を与えた理由は明らかではないが、 $D_p/D_0$  の実測データの分布範囲と  $D_{p,100}/D_0$ 、 $D_{p,63}/D_0$  の位置関係が予測モデルの適合性に影響を与えたものと思われる。 $\epsilon_{100}$  の予測モデル (I-a, II-a, III-a) と  $\epsilon_{63}$  の予測モデル (I-b, II-b, III-b) は、それぞれ、 $(\epsilon_{100}, D_{p,100}/D_0)$  と  $(\epsilon_{63}, D_{p,63}/D_0)$  を固定点として曲線形状が変化することから、これらの固定点が  $D_p/D_0$  の分布範囲の中心に近いほど予測モデルと実測データとの間に良い適合性を与えるものと考えられる。基準気相率の影響を検討した 32 試料の  $\epsilon_{100}$  と  $\epsilon_{63}$  の平均値はそれぞれ 0.22, 0.19 となり、これらの気相率における  $D_p/D_0$  を、モデル I-a と I-b の予測モデル (6 式, 7 式) を例にして計算すると、それぞれ 0.034, 0.022 となる。これらの値、 $(\epsilon_{100}, D_{p,100}/D_0) = (0.22, 0.034)$ 、 $(\epsilon_{63}, D_{p,63}/D_0) = (0.19, 0.022)$ 、を  $D_p/D_0 - \epsilon$  上で見ると、 $\epsilon_{100}$

の方が  $\epsilon_{63}$  よりも僅かではあるが  $D_p/D_0$  の分布範囲の中心 ( $\epsilon_{100}$  の場合は  $D_p/D_0 = 0.050$ 、 $\epsilon_{63}$  の場合は  $D_p/D_0 = 0.039$ 、図 2 の実測データの上限 ( $D_p/D_0 = \epsilon^{1.6}$ ) と下限 ( $D_p/D_0 = \epsilon^3$ ) より計算) に近いところに位置することが分かる。

一般に、土壌の拡散現象は土壌間隙の分布や屈曲度、土壌水の保水形態 (団粒内外の間隙水) などに左右され、土壌構造の発達にともない拡散現象は複雑なものとなる (Moldrup *et al.*, 2001)。今後はより詳しく土壌間隙構造の違いに注目して、土壌における物質拡散現象の解明、物理モデルの構築を目指す予定である。

## 6. まとめ

本研究では、国内土壌の実測データを用いて 3 タイプの予測モデルを提案した。そして、これらのモデルと既

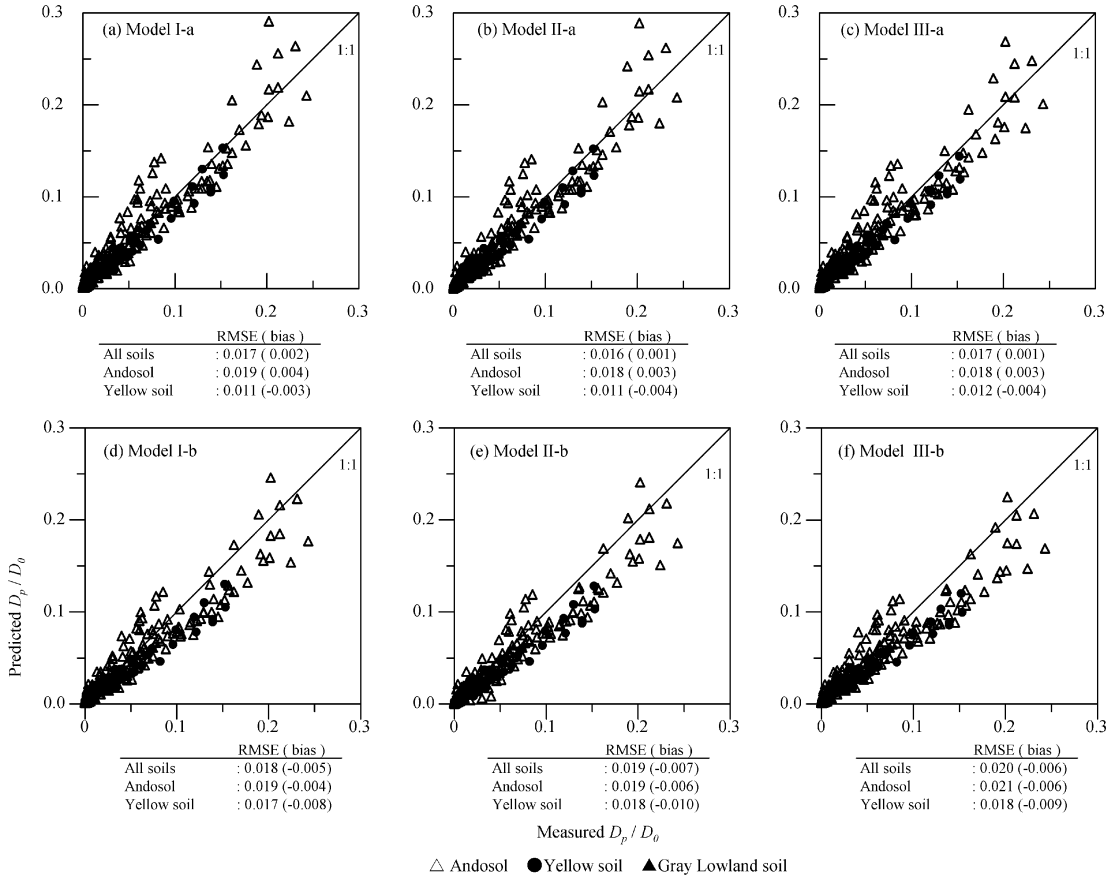


図-6 各モデルによる予測値と実測値の比較  
 (a) モデル I-a, (b) モデル II-a, (c) モデル III-a, (d) モデル I-b, (e) モデル II-b, (f) モデル III-b  
 測定数 235 (黒ボク土 179, 黄色土 56)

Fig. 6 Scatterplot comparison of predicted and measured soil-gas diffusivities for each model.  
 (a) Model I-a, (b) Model II-a, (c) Model III-a, (d) Model I-b, (e) Model II-b, (f) Model III-b  
 235 measurements (179 Andosols, 56 Yellow soils)

存モデルを用いて予測値と実測値との適合性を検証し、その評価を行った。

MQ モデルは実測値を大きく過小評価した。BBC モデルが実測値との間に最も良い適合性を示したが、MPD モデルと今回提案した予測モデルも実測値との間に十分な適合性を有した。また、予測モデルと実測値との適合性に無効間隙率 0.05 の影響は見られず、基準気相率  $\epsilon_{100}$  を用いたモデルの方が  $\epsilon_{63}$  を用いたモデルよりも良い適合性を示す傾向が見られた。

謝 辞

本実験の遂行にあたり、埼玉大学工学部建設工学科の宮内 健氏の協力を得た。また、試料採取にあたり、東

京大学大学院農学生命科学研究科附属農場の協力を得た。本研究は埼玉大学 21 世紀総合研究機構研究プロジェクトの補助を受けた。ここに記して厚くお礼申し上げます。

引用文献

Blake, G.R. and Page, J.B. (1948) : Direct measurement of gaseous diffusion in soils, Soil Sci. Soc. Am. Proc., **13** : 37-41.  
 Buckingham, E. (1904) : Contributions to our knowledge of the aeration of soils, U.S.D.A. Bur. Soil Bull. : 25.  
 Burdine, N.T. (1953) : Relative permeability calcula-

- tions from pore size distribution data, *Trans. AIME* : 71-77.
- Campbell, G.S. (1974) : A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data, *Soil Sci.*, **117** : 311-314.
- El-Farhan, Y.H., Scow, K.M., de Jonge, L.W., Rolston, D.E. and Moldrup, P. (1998) : Coupling transport and biodegradation of toluene and trichloroethylene in unsaturated soils, *Water Resour. Res.*, **34** : 437-445.
- Gamst, J., Moldrup, P., Rolston, D.E., Scow, K.M. and Komatsu, T. (2003) : Comparison of naphthalene diffusion and nonequilibrium adsorption-desorption experiments, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **67** : 765-777.
- 長谷川周一 (1994) : 作物の水・酸素要求に対する土壌の供給力, *土壌の物理性*, **69** : 55-66.
- Hasegawa, S., Osozawa, S. and Ueno, H. (1994) : Measurement of soil water flux in Andisols at a depth below a root zone of about 1 meter, *Soil Sci. Plant Nutr.*, **40** : 137-147.
- Hillel, D. (1998) : *Environmental Soil Physics*. pp. 302-304, Academic Press, San Diego, California.
- 藤川智紀・宮崎 毅・井本博美 (2003) : 耕盤層を有する土壌中の CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub> ガス挙動に関する研究, *農土論集*, **225** : 111-118.
- Jury, W.A., Russo, D., Streile, G. and El Abd, H (1990) : Evaluation of volatilization by organic chemicals residing below the soil surface, *Water Resour. Res.*, **26** : 13-20.
- Kruse, C.W., Moldrup, P. and Iversen, N., (1996) : Modeling diffusion and reaction in soils : II. Atmospheric methane diffusion and consumption in a forest soil, *Soil Sci.*, **161** : 355-365.
- 久馬一剛・庄子貞雄・鍬塚昭三・服部 勉・和田光史・加藤芳郎・和田秀徳・大羽 裕・岡島秀夫・高井康雄 (1984) : *新土壌学*. pp. 112-114, 朝倉書店, 東京.
- Lai, Sung-ho, Tiedje, J.M. and Erickson, A.E. (1976) : In situ measurement of gas diffusion coefficient in soils, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **40** : 3-6.
- Millington, R.J. and Quirk, J.P. (1961) : Permeability of porous solids, *Trans. Faraday Soc.*, **57** : 1200-1207.
- Moldrup, P., Rolston, D.E., Hansen, J. AA. and Yamaguchi, T. (1992) : A simple, mechanistic model for soil resistance to plant water uptake, *Soil Sci.*, **153** : 87-93.
- Moldrup, P., Kruse, C.W., Rolston, D.E. and Yamaguchi, T. (1996) : Modeling diffusion and reaction in soils : III. Predicting gas diffusivity from the Campbell soil-water retention model, *Soil Sci.*, **161** : 366-375.
- Moldrup, P., Olsen, T., Yamaguchi, T., Schjonning, P. and Rolston, D.E. (1999) : Modeling diffusion and reaction in soils : IX. The Buckingham-Burdine-Campbell equation for gas diffusivity in undisturbed soil, *Soil Sci.*, **164** : 542-551.
- Moldrup, P., Olsen, T., Schjonning, P., Yamaguchi, T. and Rolston, D.E. (2000) : Predicting the gas diffusion coefficient in undisturbed soil from soil water characteristics, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **64** : 94-100.
- Moldrup, P., Olsen, T., Komatsu, T., Schjonning, P. and Rolston, D.E. (2001) : Tortuosity, diffusivity, and permeability in the soil liquid and gaseous phases, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **65** : 613-623.
- Moldrup, P., Yoshikawa, S., Olsen, T., Komatsu, K. and Rolston, D.E. (2003) : Gas diffusivity in undisturbed volcanic ash soils : Test of soil-water-characteristic-based prediction models, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **67** : 41-51.
- Moldrup, P., Olsen, T., Yoshikawa, S., Komatsu, K. and Rolston, D.E. (2004) : Three-porosity model for predicting the gas diffusion coefficient in undisturbed soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **68** : 750-759.
- 中野政詩・宮崎 毅・塩沢 昌・西村 拓 (1995) : 土壌物理環境測定法, pp. 74-87, 東京大学出版会, 東京.
- 遅沢省子・久保田徹 (1987) : 土壌ガス拡散係数の測定法, *土肥誌*, **58** : 528-535.
- 遅沢省子 (1998) : 土壌中のガスの拡散測定法とその土壌診断やガス動態解析への応用, *農業環境技術研究所報告*, **15** : 36-48.
- Osozawa, S. and Hasegawa, S. (1995) : Diel and seasonal changes in carbon dioxide concentration and flux in an Andisol, *Soil Sci.*, **160** : 117-124.
- Penman, H.L. (1940) : Gas and vapor movements in soil : The diffusion of vapors through porous solids, *J. Agric. Sci.*, **30** : 437-462.
- Petersen, L.W., El-Farhan, Y.H., Moldrup, P., Rolston,

- D.E. and Yamaguchi, T. (1996) : Transient diffusion, adsorption, and emission of volatile organic vapors in soils with fluctuating low water contents, *J. Environ. Qual.*, **25** : 1054-1063.
- Poulsen T.G., Moldrup, P., Yamaguchi, T., Schjønning, P. and Hansen, J.A. (1999) : Predicting soil-water and soil-air transport properties and their effects on soil-vapor extraction efficiency, *GROUND WATER MONITORING & REMEDIATION*, **19** : 61-70.
- Rolston, D.E. and Moldrup, P. (2002) : *Methods of Soil Analysis Part 4-Physical Methods*, SSSA Book Series No. 5, Soil Science Society of America : 1113-1139.
- Troeh, F.R., Jabro, J.D. and Kirkham, D. (1982) : Gaseous diffusion equations for porous materials, *Geoderma*, **27** : 239-253.
- 安田 環 (1972) : 土壌空気に関する研究 (第3報) 白金電極法による酸素拡散速度 (ODR) の測定法とその作物培地への応用, *土肥誌*, **43** : 223-230.

## 要 旨

土壌通気の主たるメカニズムはガス拡散であり、土壌におけるガス拡散係数の把握や予測は、耕地土壌の通気不良の解明や土壌汚染で問題となる揮発性有機化合物の運命予測に重要となる。本研究では、国内土壌の実測データに基づき、土壌間隙分布特性、無効間隙率、基準気相率の違いを考慮して、3タイプの土壌ガス拡散係数予測モデルを提案した。そして、これらのモデルと既存の Millington & Quirk (MQ) モデル、Buckingham-Burdine-Campbell (BBC) モデル、Macroporosity-dependent (MPD) モデルを用いて、予測値と実測値との適合性を検証し、予測モデルの評価を行った。

今回提案した予測モデルと、BBC モデル、MPD モデルは実測値との間に十分な適合性を有した。この中でも BBC モデルが最も良い適合性を示した。また、MQ モデルは実測値を大きく過小評価した。予測モデルと実測値との適合性に無効間隙率の影響は見られず、基準気相率として  $\epsilon_{100}$  (pF2.0 における気相率) を用いたモデルが良い適合性を示す傾向が見られた。

受稿年月日: 2005年 5月 9日  
 受理年月日: 2005年 9月 1日

## ポラスプレート・テンションライシメータ法による 土壌水の年移動量の測定

釣田竜也\*・吉永秀一郎\*・阿部俊夫\*

Annual Soil Water Flux through Forest Soil Measured  
by Porous Plate Tension Lysimeter Method

Tatsuya TSURITA\*, Shuichiro YOSHINAGA\* and Toshio ABE\*

\* Forestry and Forest Products Research Institute, Ibaraki 305-8687, Japan

### Abstract

A Porous Plate Tension Lysimeter (PPTL) method was used to measure the vertical water flux through a forest soil where the use of electric power is restricted. The PPTL was installed at the depth of 0.9 m in the upper, middle, and lower slopes of Katsura Headwater Catchment, and soil water flux was measured throughout the year. The vacuum pressure of PPTL was adjusted manually once a week to a target value determined by the matric potential of the adjacent natural soil profile measured by tensiometer. Annual soil water flux was 275, 608, and 601 mm for the upper, middle, and lower slopes, respectively, showing similar fluxes to annual runoff rate in the middle and lower slopes. This result shows that the PPTL method is applicable to measure annual soil water flux.

**Key words** : forest soil, soil water flux, porous plate, lysimeter, Katsura Headwater Catchment

### 1. はじめに

森林土壌や畑地土壌における水分と養分の保持・流出機構を理解するためには、土壌水とともに溶存物質の土壌中における移動量を把握する必要がある。そのため、土壌水を直接採水して移動量を測定する手法が試みられてきた。このような手法として従来、テンションフリーライシメータ法(有光, 1982), キャピラリーライシメータ法(Holder *et al.*, 1991; Maeda *et al.*, 1999), マイクロライシメータ法(徳地ら, 1991), テンションライシメータ法(加藤ら, 1995)などが用いられてきた。しかし、これらの手法は、不飽和で移動する土壌水の量を測定する手法としては、それぞれ一長一短がある(小杉, 2000)。

そこで、ライシメータの吸引圧を同一深度の自然土壌のマトリックポテンシャルに基づいて制御して土壌水を採取する手法が開発された(Duke and Haise, 1973; van Grinsven *et al.*, 1988; Brye *et al.*, 1999; 小杉,

2000; 尾崎ら, 2003; Lentz and Kinkaid, 2003)。これらは、ライシメータの直上の土壌のマトリックポテンシャルと、同一深度の自然土壌のマトリックポテンシャルが等しくなるようにライシメータの吸引圧を制御することによって、自然土壌中での水の移動量に相当する水量を採取する手法である。この中で、小杉(2000)は直径27 cmのポラスプレート直上の土壌のマトリックポテンシャルと、同一深度の自然土壌のマトリックポテンシャルが同じになるように、ポラスプレートの吸引圧を交流電源下で自動制御するシステムを持つ手法を開発した。Kosugi and Katsuyama(2004)は、この手法をControlled-suction period Lysimeter method(CSPL法)とし、平地林の深さ30 cmにおける400日間の土壌水の日単位の移動量を明らかにした。

これらの手法により、従来の手法よりも土壌水の移動量の実態を明らかにすることが可能となった。しかし、一般に人家より遠く離れた林地においては、吸引圧の自動制御のための交流電源を確保することが困難である。

\* 森林総合研究所 〒305-8687 茨城県つくば市松の里1

キーワード: 森林土壌, 土壌水の移動量, ポラスプレート, ライシメータ, 桂試験地



そこで本研究では、ポーラスプレートを用いて、週単位で吸引圧を手動調整することによって下向きの土壤水の移動量を測定する手法について検討した。この手法はCSPL法を簡便化したものであり、本稿ではポーラスプレート・テンションライシメータ (PPTL) 法と呼ぶことにする。本稿では、PPTL法を用いて森林土壤中の年間を通じた下向きの土壤水の移動量を測定し、その結果の有効性を検証する。

## 2. 調査地と方法

### 2.1 調査地

PPTL法による土壤水の移動量の測定は、茨城県東茨城郡城里町の桂試験地でおこなった (図1)。桂試験地は一次谷の源流部に設定されており、流域面積は2.3 haである。地質は中生層堆積岩で、火山灰層で厚く覆われている。土壤型は褐色森林土である。植生は尾根部から斜面中腹がアカマツの混在する落葉広葉樹二次林、斜面中腹から下部が39年生スギ人工林である。

### 2.2 方法

#### 2.2.1 PPTLの設置

桂試験地内の斜面の上部、中部、下部から地表面のかく乱のないところを各1地点選定し、PPTLを設置した (図1)。小杉 (2000) に従い、直径27 cmのポーラスプレート (soilmoisture社製、1950B.5) を土壤断面のB層下部に相当する深さ90 cmに埋設した (図2)。A層の厚さは上部、中部、下部でそれぞれ12, 8, 37 cmであり、また、3地点とも根系の大部分は深さ30 cmまでに分布し、90 cm以深にはほとんど存在しなかった。なお、3地点とも樹冠および草本類に覆われているため、降水の一部は遮断される。

#### 2.2.2 吸引圧の調整

CSPL法ではAC電源を用いて、吸引圧を3秒間隔で制御している。これに対して、PPTL法では手動式のポンプで吸引するため、調査頻度を考慮して概ね週一回の頻度で吸引圧を調整することにした。実際には、地上部にある採水容器を兼ねた約6 Lの減圧容器内を、以下の式で求まる吸引圧  $P_c$  (kPa) に調整した。

$$P_c = -1 \times \phi_{90} + H \quad (1)$$

$\phi_{90}$  は自然土壌における深さ90 cmのマトリックポテンシャル (kPa) である。本研究では、調整直前の自然土壌の深さ80 cmと100 cmのマトリックポテンシャルの平均値を  $\phi_{90}$  とした (図2)。 $H$  (kPa) はポーラスプレートと減圧容器の間の位置ポテンシャルの差に相当する吸引圧であり、その高低差  $h$  (cm) に0.098を乗じて求めた。土壤水のマトリックポテンシャルは電圧出力式のテンシ

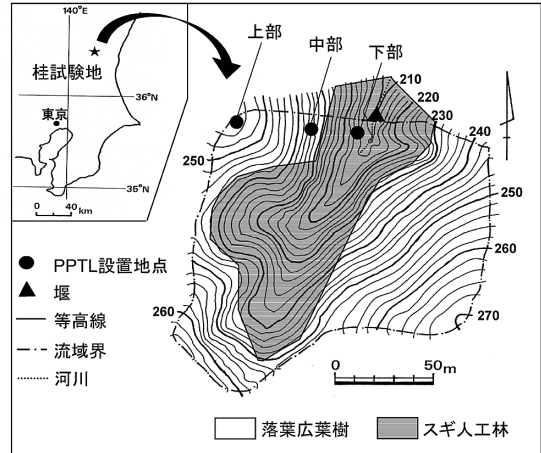


図-1 調査地の概況

Fig. 1 Topographic map of study site.

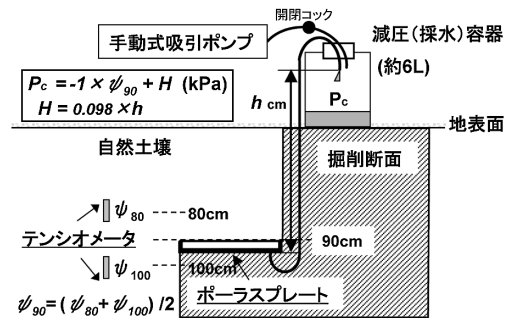


図-2 ポーラスプレート・テンションライシメータ法の概略図

Fig. 2 Schematic diagram of porous plate tension lysimeter method.

オメータ (圧力センサーはコパル電子社製 PS7) で測定した。なお、採水に伴い吸引圧は低下する。このため、予備観測期間における一週間後の吸引圧の低下量を考慮し、実際には  $P_c$  より 3 kPa 程度大きい吸引圧に調整した。

#### 2.2.3 降水量、流出水量、土壤水の移動量の測定

降水量は調査地から約400 m下流にある露場で転倒マス型雨量計を用いて測定した。流出水量は試験地下端に設置された量水堰において測定し、水深単位で示した。土壤水の移動量も採水量をポーラスプレートの面積で除して水深単位で示した。降水量、流出水量、土壤水の移動量の観測期間は2003年4月8日から2004年4月6日までの約1年間であり、全観測期間の総量を以下そ

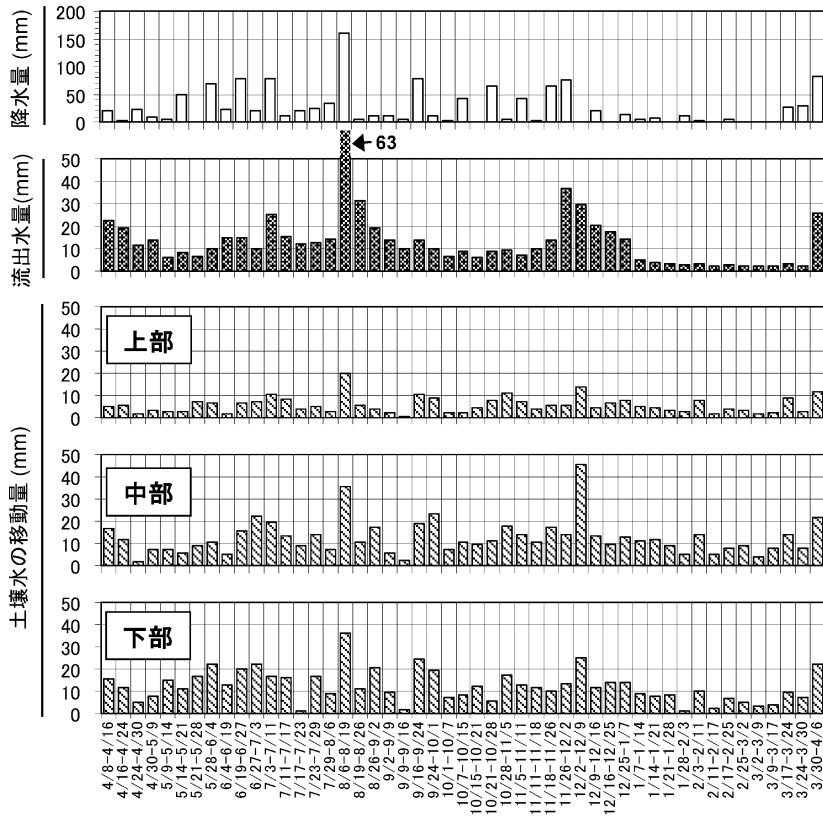


図-3 週単位の降水量，流出水量および土壌水の移動量

Fig. 3 Weekly precipitation, weekly runoff rate, and weekly soil water flux.

それぞれ，年降水量，年流出水量，土壌水の年移動量とする。

### 3. 結 果

#### 3.1 土壌水のマトリックポテンシャル，吸引圧の変化

全観測期間中の深さ 90 cm のマトリックポテンシャル ( $\phi_{90}$ ) は上部，中部，下部でそれぞれ  $-16.1 \sim -3.6$ ， $-5.8 \sim -1.8$ ， $-12.7 \sim -1.6$  kPa の範囲で変動し，平均値は上部，中部，下部でそれぞれ  $-7.0$ ， $-3.4$ ， $-4.1$  kPa であった。上部の  $\phi_{90}$  の下限値 ( $-16.1$  kPa) は，9 月 5 日から 11 日間継続した無降雨期間の末期の 9 月 16 日に得られた。この時の中部，下部の  $\phi_{90}$  はそれぞれ  $-5.5$ ， $-4.1$  kPa であり，上部の  $\phi_{90}$  は中部，下部に比べて無降雨期に小さい傾向を示した。なお， $\phi_{90}$  算出に用いた深さ 80 cm と 100 cm のマトリックポテンシャルの差は，3 地点とも全観測期間を通じて  $1 \sim 2$  kPa 程度であった。

一週間後の吸引圧は 3 地点の全観測期間の平均値で， $P_c$  より  $4.0$  kPa 小さく，地点別では，上部の吸引圧の低

下量が最も小さかった（全観測期間の平均値で  $1.7$  kPa）。

#### 3.2 週単位の土壌水の移動量

3 地点において，年間を通じた継続的な土壌水の移動が観測された（図 3）。その量は個々の期間あたり  $1 \sim 46$  mm であり，同期間の降水量とは必ずしも量的な関係が認められない。しかし全観測期間を通じては降水量の変化と類似した移動量の変化が観測された。

6 月から 11 月は降雨が多く，同期間には土壌水の移動量が大きい傾向を示した。また，全観測期間中で最大の降雨（総雨量  $160$  mm）があった 8 月 6～19 日の期間には，上部，中部，下部で，13 日間でそれぞれ  $20$ ， $35$ ， $36$  mm の土壌水の移動量が観測された。この量は同期間の降水量の  $1/8 \sim 1/4$ ，流出水量（ $63$  mm）の  $1/3 \sim 3/5$  であった。しかし土壌水の移動量は次の期間（総雨量  $5$  mm）も継続して大きく，上部，中部，下部で，7 日間でそれぞれ  $5$ ， $11$ ， $11$  mm であった。このように，降水が観測された期間に，その降水量に見合った土壌水の移動

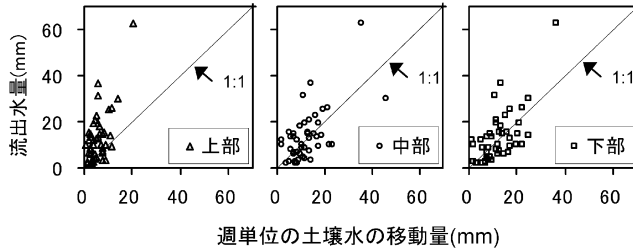


図-4 週単位の土壌水の移動量と流出水量との関係

Fig. 4 Relationship between weekly soil water flux and weekly runoff rate.

表-1 土壌水の年移動量および年流出水量に対する割合

Table 1 Annual soil water flux and ratio of annual soil water flux to annual runoff rate

	土壌水の 年移動量 (a) (mm)	(a) の年流出水量 (628 mm) に対する割合
上部	275	0.44
中部	608	0.97
下部	601	0.96

量が観測されず、次の期間に降水量より大きな土壌水の移動量が観測される例は多かった。

一方、12月から3月は降雨が少なく、特に2月25日～3月17日は3週間にわたる無降雨期間であった。しかし、3月9～17日の期間でも、土壌水の移動量は上部、中部、下部で、8日間でそれぞれ1.4、4.0、3.1 mmであった。これは同期間の流出水量の2.5 mmとほぼ同等であった。

土壌水の移動量と流出水量の間には、ばらつきはあるものの、土壌水の移動量が大きいと流出水量も大きい傾向が認められた(図4)。

### 3.3 土壌水の年移動量

土壌水の年移動量は上部、中部、下部でそれぞれ275、608、601 mm、年降水量は1,250 mm、年流出水量は628 mmであった(表1)。年降水量から年流出水量を減じた損失量は622 mmであり、これは九州を除く関東以南の森林の蒸発散量の600～900 mm(塚本編, 1992)の間であった。土壌水の年移動量は年降水量よりも小さく、また中部と下部の土壌水の年移動量は年流出水量と同等の値を示した。土壌水の年移動量の年流出水量に対する割合は、上部、中部、下部でそれぞれ0.44、0.97、0.96であった。

## 4. 考 察

桂試験地の水収支から算出される損失量は流域水収支からみて妥当な値であり、ほぼ蒸発散量を示していると考えられる。本研究において、PPTLを設置した深さ90 cmは根系の分布の下限に相当することから、同深度を通過する水は蒸発散による損失を免れ、流出に寄与するとみなすことができる。

一方、中部、下部の土壌水の年移動量は、年流出水量と同等であった。このことは、PPTL法により本試験地における流出に寄与した土壌水の移動量を測定できたことを示している。また、中部と下部の土壌水の移動量の積算値の変化は流出水量の積算値の変化とほぼ一致していることも(図5)、土壌下層における下向きの水移動が河川流出に寄与していることを示している。

本研究では週単位ではあるが、降水量の変化と類似した土壌水の移動量の変化が観測された。しかし、両者の量的な関係は明瞭ではなく、降水が観測された期間に、その降水量に見合った土壌水の移動量が観測されず、次の期間に降水量より大きな土壌水の移動量が観測されることも多かった。これは、不飽和浸透過程において地表への降水の供給と深さ90 cmへの土壌水の到達との間に時間差が生じたためと考えられる。

また、3地点とも、深さ80 cm、100 cmのマトリックポテンシャルは観測期間を通じて負の値を示しており、土壌中における水移動は不飽和浸透が卓越している。斜面方向の成分を有する不飽和側方流が発生した可能性は高いが、PPTL法では手法上、側方流を測定することは不可能であり、その下向き成分しか測定できない。しかし、フラックスの大きい側方流の発生する場所は、降雨時に飽和帯を形成する場所であり(太田ら, 1985)、本研究の観測場所とは条件が異なる。また、降雨時およびその直後は不飽和土壌では鉛直浸透が主体となる(太田ら, 1985; 窪田・鈴木, 1988)。したがって、本研究の観測地点においては、年単位の土壌水の移動量を測定する

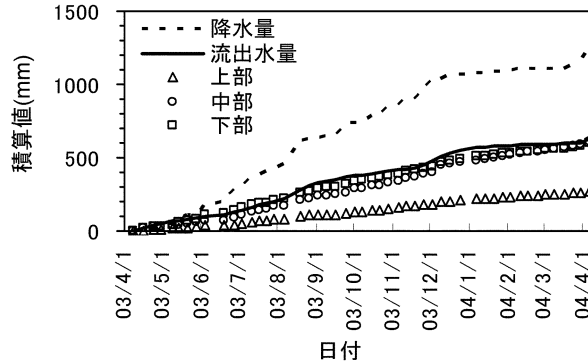


図-5 降水量，流出水量および土壌水の移動量の積算値の変化

Fig. 5 Cumulative precipitation, runoff rate, and soil water flux.

上での側方流量の寄与は小さいと考えられる。

なお，上部においては，中部，下部に比べて少ない移動量しか観測できなかった。上部は斜面のほぼ頂上に位置しており，蒸発散量，側方流量などが他の地点と異なった可能性がある。これらの要因が土壌水の移動量に与える影響の評価については今後の課題である。

## 5. ま と め

PPTL 法による斜面の上部，中部，下部の深さ 90 cm における土壌水の年移動量はそれぞれ 275, 608, 601 mm であった。これらの値は特に中部と下部で流域水収支からみて妥当な値であることが明らかになった。PPTL 法は交流電源の確保が困難な調査地において，年単位の下向き土壌水の移動量を評価する手法として有効であると考えられる。

## 謝 辞

関東森林管理局茨城森林管理署および森林技術センターの方々にご協力をいただいた。森林総合研究所土壌特性研究室の三浦 覚氏（現在，森林総合研究所東北支所），相澤州平氏，岡本 透氏，伊藤優子氏には，機器の設置にご協力いただいた。京都大学大学院農学研究科の小杉賢一朗氏には貴重なご助言をいただいた。ここに謝意を表します。本研究は，森林総合研究所交付金プロジェクト 200003「森林・農地・水域を通ずる自然循環機能の高度な利用技術の開発」および森林技術センター技術開発課題「森林流域における窒素等の動態と収支の解明」によって行った。

## 引用文献

有光一登 (1982) : 森林土壌の水分動態に関する研究 (第

2 報), 森林土壌の水分および溶存成分の動態. 林誌研報, **318** : 11-78.

Barzeger, A.R., Herbert, S.J., Hashemi, A.M. and Hu, C.S. (2004) : Passive pan sampler for vadose zone leachate collection. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **68** : 744-749.

Brye, K.R., Norman, J.M. and Gower, S.T. (1999) : An Equilibrium tension lysimeter for measuring drainage through soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **63** : 536-543.

Duke, H.R. and Haise, H.R. (1973) : Vacuum extractors to assess deep percolation losses and chemical constituents of soil water. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **37** : 963-964.

Holder, M., Brown, K.W., Thomas, J.C., Zabcik, D. and Murray, H.E. (1991) : Capillary-wick unsaturated zone soil pore water sampler. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **55** : 1195-1202.

加藤正樹・小野寺真一・小林政広 (1995) : 源頭部森林小流域における土壌溶液と湧水の硝酸態窒素の動態. *日林誌*, **77** : 516-626.

小杉賢一朗 (2000) : 不飽和土壌中の鉛直浸透水の不攪乱採取手法の開発. *水文・水資源学会誌*, **13** : 462-471.

Kosugi, K. and Katsuyama, M. (2004) : Controlled-suction period lysimeter for measuring vertical water flux and convective chemical fluxes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **68** : 371-382.

窪田順平・鈴木雅一 (1988) : 山腹斜面における 2 次元土壌水分ポテンシャル分布とフラックスの実態. *ハイドロロジー*, **18** : 62-73.

- Lents, R.D. and Kincaid, D.C. (2003) : An automated vacuum extraction control system for soil water percolation samplers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **67** : 100-106.
- Maeda, M., Liyanage, B.C. and Ozaki, Y. (1999) : Water collection efficiency of wick samplers under steady state flow conditions. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **45** : 485-492.
- 太田猛彦・塚本良則・城戸 毅 (1985) : 丘陵性自然斜面における雨水移動の実証的研究 (II) 斜面内地中流の実態. *日林誌*, **67** : 383-390.
- 尾崎保夫・前田守弘・関口浩昭 (2003) : 畑地からの窒素溶脱量モニタリングのためのテンションキャピラリーライシメーターの試作. *土肥誌*, **74** : 773-780.
- 徳地直子・黒田幸夫・岩坪五郎 (1991) : 森林生態系における溶存物質濃度・量の垂直的变化 (I) スギ人工林における塩素イオンとナトリウムイオンと土壌水の垂直的移動. *日林誌*, **73** : 135-144.
- 塚本良則編 (1992) : 森林水文学. p. 97, 文永堂出版, 東京.
- van Grinsven, J.J.M., Booltink, H.W.T., Dirksen, C., van Breemen, N., Bongers, N. and Waringa, N. (1988) : Automated in situ measurement of unsaturated soil water flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **52** : 1215-1218.

## 要 旨

電源の確保が困難な森林斜面の上部, 中部, 下部において, PPTL法により年間を通じた下向き of 土壌水の移動量を測定した。PPTL法では, 自然土壌のマトリックポテンシャルに基づいてポーラスプレート of 吸引圧を週一回, 手動で調整する。土壌水の年移動量は上部, 中部, 下部でそれぞれ, 275, 608, 601 mm であり, 年降雨量の 1,250 mm よりも小さく, 中部と下部では年流出水量 of 625 mm と同等であった。PPTL法は年単位の下向き of 土壌水の移動量を評価する手法として有効である。

受稿年月日: 2005年 3月 1日

受理年月日: 2005年 7月 7日

## 講座「古典を読む」をはじめるとあって

講座「古典を読む」担当

取出伸夫\*

「土壌の物理性」の100号の歴史を振り返ってみると、国内外において、土壌物理の研究手法、対象、また取り巻く研究環境が大きく変化していることに改めて気がつかされる。土壌物理に限ったことではないが、新たな計測手法、自動計測システム、計算手法は、より精度の高いデータを数多く得ることを可能にし、また多くの情報をもたらしている。たとえば TDR 装置の普及により、市販の測定装置を用いて、高い精度での水分量と電気伝導度のモニタリングが可能となった。パーソナルコンピュータの著しい能力の向上は、2次元、3次元における土中の水分や溶質移動のシミュレーションや計算結果の視覚的な整理を可能にし、土壌物理の研究や教育に大きな変革をもたらしている。

一方、土壌物理の対象も、灌漑や排水といった農地の水管理問題からから、より広く土壌環境圏の物質移動問題へと広がってきた。それに伴い、土壌中の溶質や熱移動の重要性が相対的に増している。さらに研究を取り巻く社会が変化して、研究の成果を短期的に求められる時代になっている。応用分野にありながら基礎的な課題の多い土壌物理の研究は、古くから「役に立たない」、「おもしろいから研究の価値がある」といった議論がされてきたように思う。しかし昨今研究を取り巻く状況は、そうした議論をする余裕もなく、成果ばかりが求められているような気にすらさせられる。

土壌物理の研究は、飽和流れのダルシーの法則に始まり、バッキンガム、リチャーズらによって不飽和流れの定式化へと発展し、その後いくつかの歴史に残る研究と共に発展してきた。しかし理論構築の多くは、1960年代までの土壌物理の発展段階に行われており、その後は、そうした理論の応用と検証が中心であったと思われる。この歴史的な経緯が、土壌物理の周辺分野に土壌物理を応用する研究者が増加する一方、土壌物理を研究の中心に据える研究者の数が減少する要因となっているのではないだろうか。

土壌物理の新たな展開を考えると、改めて土壌物理の歴史に残る古典を振り返ることの意義を痛感したことが、この講座を始めるきっかけである。とりわけ、これからの土壌物理の発展に対して中心的な役割を担う若手研究者、大学院生には、歴史に残る研究の洞察力の鋭さを再認識して頂き、この講座が今後の研究の手がかりを提供できればと願っている。

取り上げる論文は、バッキンガム、リチャーズらの不飽和流れの定式化に対する一連の論文、Childs & Collis George に始まる透水理論、Miller & Miller の相似則、Philip & de Vries の水蒸気移動の定式化と液島理論、Nielsen & Biggar の一連の溶質移動実験などを予定している。第1回は、溶質分散の理論的基礎を築いた Taylor の論文を取り上げた。また我が国における土壌物理の歴史に残る研究についても、可能であればご本人、あるいは近い研究者の方に、研究のエピソード、背景について、解説して頂く予定である。各号について1-2報程度の掲載として、とりあえず2年間程度のシリーズを予定している。しかし、読者の皆さんの要望に応えながら、息の長いシリーズを目指したいというのが我々の願いである。取り上げたい論文、その他ご意見、ご要望を編集委員会にお寄せ頂ければ幸いである。

\* 三重大学生物資源学部

古典を読む

G.I. Taylor 著

「毛管内をゆっくりと流れる溶媒中における溶質分散について」

石黒宗秀\*・取出伸夫\*\*

Reviewing classical studies in soil physics

“Dispersion of Soluble Matter in Solvent Flowing Slowly through a Tube.”

By G.I. Taylor

Proc. Roy. Soc. Ser. A219, No. 1137, 186-203 (1953)

Munehide ISHIGURO and Nobuo TORIDE

## 1. Taylor と論文の背景

Taylor の名は、20 世紀における流体力学の建設者として、Prandtl と共にあげられる。Taylor の名がつけられた理論等は、1. Taylor 渦、2. Taylor 数、3. Proudman-Taylor の定理、4. Taylor カラム、5. Taylor の凍結乱流の仮説、6. Taylor の最小渦径、7. Taylor 型拡散、8. Taylor フェイズ等があげられ、流体力学の教科書ではお馴染みの名前である（日野、1992）。

本論文は、毛管内の溶質移動を対象としており、流体力学の本流から少しはずれるように見受けられるかもしれない。しかし、流体力学者 Batchelor (1975) が、Taylor を回顧する随筆の中で、この論文の内容を最初にあげていることから分かるように、この論文は、次に記すような Taylor の基本的な研究スタイルを示す好例と言える。Taylor は、優れた物理的洞察力を持ち、数学を自在に操りながら、単純明瞭な手作りの実験装置を用いて現象の本質を明らかにしていった。数学的にせよ実験的にせよ、複雑なテクニックは避け、出来る限り単純な方法を好んだようだ。

溶質が毛管内をゆっくりと移動する際、平均流速で動く点を中心にして対称に拡がる現象は、Griffiths (1911) が既に観察していた。毛管内の流速分布が、中心軸上で最大、壁面で 0 の非対称であるにもかかわらず、溶質の平均移動距離を中心に前後に対称に拡がるのである。この現象の機構が不明のまま残されていた。この論文において Taylor は、数学と実験によって、何故そのように

なるのかを明らかにし、どのような場合にどのように拡がるのかを定量的に示した。つまり、層流条件における毛管内流れにおいて、不均一な流速分布は対称な溶質分布の原因となること、分子拡散が流速分布に起因する溶質の拡がりを縮小し、正規分布を示す分散現象をもたらすことを初めて明らかにした。

土壌は、その間隙構造が複雑多様であり、多くの場合、1 本の毛管内の現象をそのまま土壌中の溶質移動現象に適用することは出来ない。しかし、単純なモデル中の現象を理解することは、自然現象の本質を把握する上で貴重である。この論文は、毛管内における溶質分散という具体的な物理現象の本質を把握するために、Taylor が用いた単純明瞭な研究方法の記録であり、自然現象への科学的アプローチの方法は、多くの土壌学者にとっても示唆に富むものである。

## 2. 毛管内の溶質濃度分布

Taylor は、Fig. 1 の毛管試験装置を考案した。最初に毛管内を純水で満たし、毛管の流入口から過酸化マンガンを着色した溶液を定常流で流し、着色液が拡がったところで流れを止め、色の濃淡から濃度分布を測定している。着色溶液を流し続けるステップ状の投入と、初期のみ流して、すぐに純水に切り替えるパルス状あるいは矩形の投入の両条件で実験を行っている。

Fig. 2 は、比較的速く流した場合の毛管中の濃度分布の実測結果である。横軸  $x$  は流入口からの毛管の距離である。ステップ状に溶質を流した場合（次章で解説する

\* 岡山大学環境理工学部 〒700-8530 岡山市津島中 3-1-1

\*\* 三重大学生物資源学部 〒514-8507 津市栗真町屋町 1577

キーワード：分散，分子拡散，移流，溶質移動，移流分散方程式

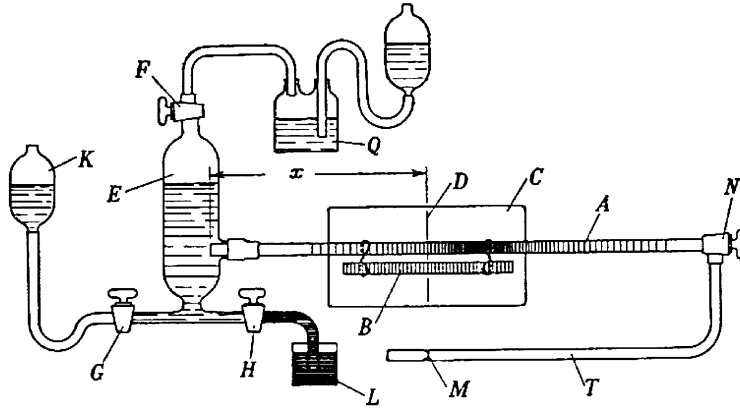


図-1 Taylorの毛管実験装置. 初期に毛管 A を純水で満たす. 容器 E に着色溶液を入れて, コック N を調整して溶液を毛管内に流し入れる. 矩形の溶液投入では, E を溶液から純水に入れ替えて使用する. (Taylor 1953, Figure 2)

Fig. 1 Taylor's experimental setup. Initially pure water is supplied in the tube A. A colored solution is poured into the bottle E, and introduced into the tube by adjusting with cock N. In case of rectangular step solute input pure water is introduced into the bottle B after the solute. (Taylor 1953, Figure 2)

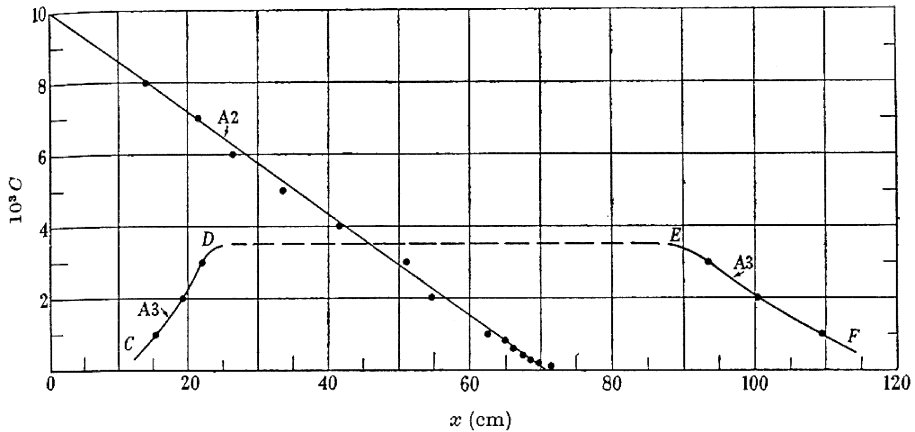


図-2 速く流した場合の測定溶質濃度分布. A2 はステップ状投入, A3 は矩形投入の結果. 毛管直径 1 mm, 流入開始から 1.5 秒後の状態. (Taylor 1953, Figure 3)

Fig. 2 Measured solute concentration distributions at faster velocity. The result A2 is for a step input and the result A3 is for a rectangular step input. The tube diameter is 1 mm. 1.5 sec. after introduction. (Taylor 1953, Figure 3)

Fig. 9 の条件 A2 に対応), 流入口 ( $x=0$ ) から溶質移動先端まで濃度が直線状に減少する. また矩形投入の場合 (次章 Fig. 9 の条件 A3 に対応), 流入端と先端で直線状の増減が生じ, その間は一定濃度となる.

ところが, 遅く流した場合, ステップ投入で Fig. 3,

パルス投入で Fig. 4 のように, 全く異なる濃度分布を示す. この分布は正規確率分布に他ならない. また, ステップ投入において, 流速が同じでも, 溶質の平均移動距離 (溶質が毛管内の平均速度で移動すると考えた場合の移動距離) を基準 1 とした相対距離で濃度分布を表



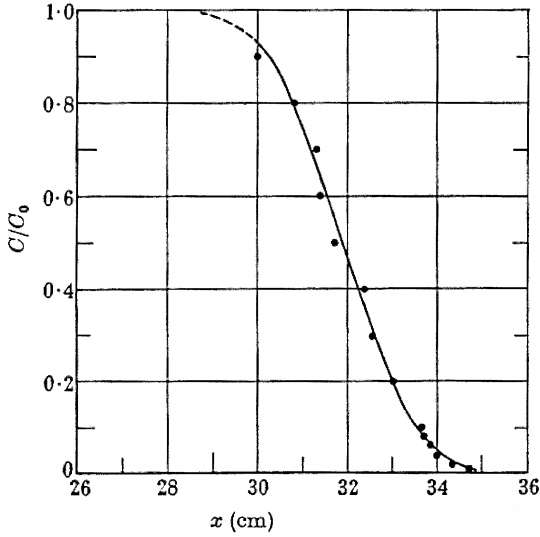


図-3 ステップ状投入で遅く流した場合の測定溶質濃度分布. 毛管直径 0.504 mm, 流入開始から 187 分後の状態. (Taylor 1953, Figure 4)

Fig. 3 Measured solute concentration distribution at slower velocity with a step input. The tube diameter is 0.504 mm. 187 min. after introduction. (Taylor 1953, Figure 4)

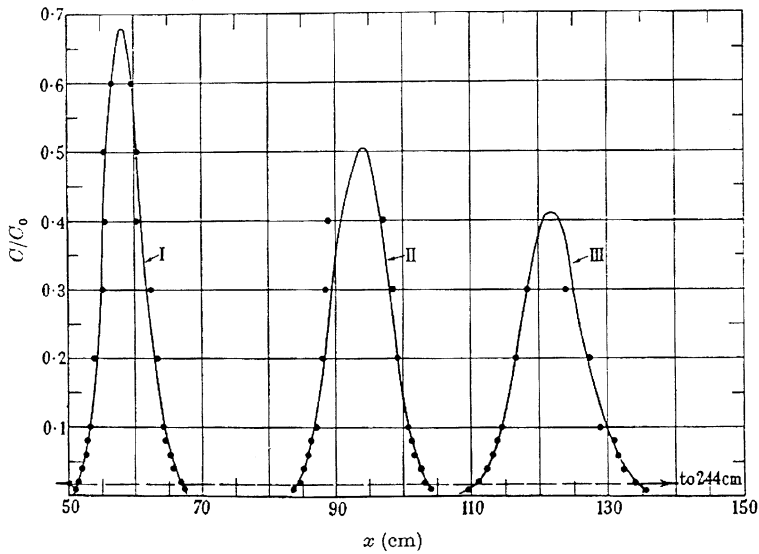


図-4 矩形投入で遅く流した場合の測定溶質濃度分布. 毛管直径 0.504 mm, 流入開始から I. 29 分後, II. 29+36 分後, III. 29+36+5.5 分後の状態. 破線は, 分子拡散が無い場合の III に対応する予測濃度分布. (Taylor 1953, Figure 8)

Fig. 4 Measured solute concentration distribution at slower velocity with a rectangular step input. The tube diameter is 0.504 mm. I. 29 min. after introduction, II. 29+36 min after introduction, and III. 29+36+5.5 min. after introduction. Broken line shows the predicted distribution for III when molecular diffusion is neglected. (Taylor 1953, Figure 8)

すと、時間が経過するほど拡がりが増加される (Fig. 5)。このような、十分な時間の経過による直線型濃度分布から正規確率分布型への変化の原因が、毛管の中心軸に対

して垂直な方向 (Fig. 6 等で示す  $r$  方向) への分子拡散の影響であることを Taylor は理論的に示している。つまり、中心軸上の溶質分子が毛管半径  $a$  の距離を分子拡

散 (分子拡散係数を  $D$  と置く) で移動するのに要する時間  $t_1$ ,

$$t_1 = \frac{a^2}{3.8^2 D} \quad (1)$$

よりも短時間の観測であれば、分子拡散の影響は小さく、移流による Fig. 2 のような直線型濃度分布となり、 $t_1$  より長時間後の観測であれば、分子拡散により Fig. 3, Fig. 4 のような正規確率分布型になる。

これを図解的に見てみよう。移流のみで溶質分子が移動する場合は、Fig. 6 に示すように、分子は最初の  $x=0$  の位置で水塊に乗って、一定速度で毛管の中心軸と平行に進む。つまり、流線に沿って移動する。毛管内に速度

分布があるため、中心に位置する溶質分子は最も速く進み、壁面に近い粒子ほど遅い。移動中に、溶質分子の分子拡散による断面方向の移動が無視できなくなる程度の時間が経過すると、Fig. 7 に示すように、分子はそれぞれの流線上に止まっておらず、近傍の流線上へ分子拡散によって移動する。分子拡散は、ランダムな熱運動だから、液体中をどの方向にもランダムに移動する。 $r$  方向について見ると、分子拡散によって、分子はそれまでの流速よりも速い流速の位置に席替えしたり、それまでの流速よりも遅い流速の位置に席替えしたりする (Fig. 7)。何れにせよ、分子拡散により、これまでの移動速度と異なる移動速度になり、時間の経過と共に個々の分子

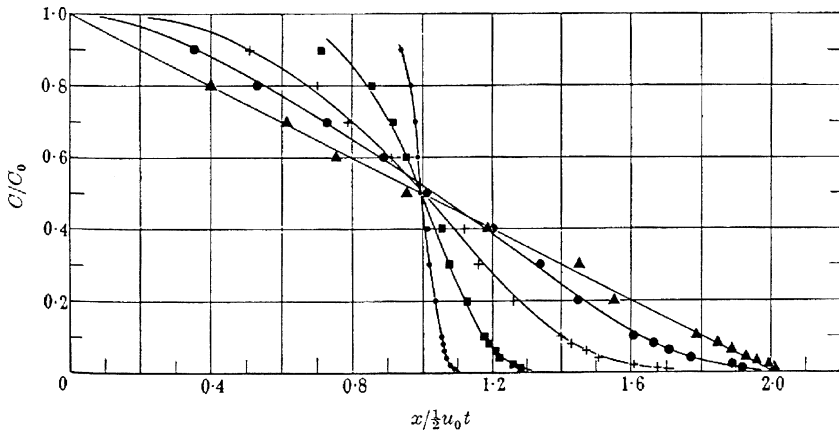


図-5 平均移動距離  $x = u_0 t / 2$  を基準にして相対距離で表した測定溶質濃度分布。  
凡例：●11220秒後、■240秒後、+12秒後、●4秒後、▲1.5秒後。毛管直径0.504mm。  
1120秒後のみ毛管直径1mm。(Taylor 1953, Figure 5)

Fig. 5 Measured solute concentration distributions shown by the relative distance which is standardized by mean flow distance  $x = u_0 t / 2$ . ●after 11220s, ■after 240s, +after 12s, ●after 4s, ▲after 1.5s. The tube diameter is 0.504 mm. For the result at 1120s the diameter is 1 mm. (Taylor 1953, Figure 5)

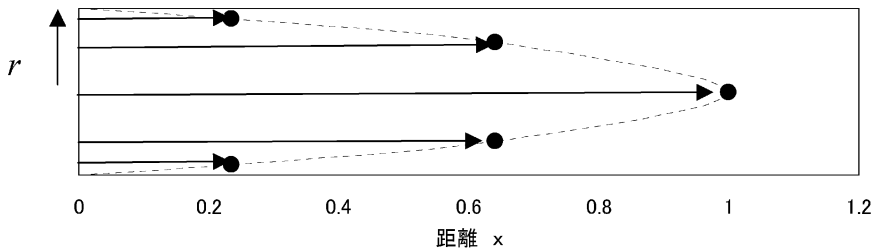


図-6 移流のみによる溶質分子 (●) の移動。中心軸上の分子が最も速く、壁面に近づくほど遅くなる。  
Fig. 6 Movement of solute molecules (●) only with convection. That in the center of the tube flows fastest. The flow becomes slower when it is closer to the tube wall.

の平均速度の差は縮小されて行く。移流のみで移動する場合は、速く移動する分子は常に速く移動し、遅く移動する分子は常に遅く移動するから、毛管中を直線状に長く広がる濃度分布 (Fig. 5, ▲) を取るのだが、分子拡散が影響し始めると、それぞれの溶質分子の平均速度の差異が減少し、時間の経過と共に、濃度の拡がりは平均移動距離の周辺に縮小される (Fig. 5, ●)。

次に、Taylor の数学的解法を見て行こう。

### 3. 移流のみによる分散

#### 3.1 移流による溶質塊の分布

毛管中の流速分布は、次式の様に中心軸で最大値  $u_0$ 、壁面で 0 の放物面型をとる。

$$u = u_0(1 - r^2/a^2) \quad (2)$$

ここで、 $u$  は中心軸から  $r$  の距離の流速、 $a$  は毛管半径。中心軸から距離  $r$  に位置する溶質分子は、移流により常に流速  $u$  で動き、時間  $t$  に比例して拡がる。層流では流

線は交わらないから、各溶質分子は常に中心軸と平行に移動する。中心軸上の溶質分子が最も遠距離まで移動し、壁面上の溶質分子は元の位置に止まったままになる。 $r$  の位置にある溶質分子は、 $t$  時間後には次の距離  $x$  だけ進む。

$$x = u_0 t (1 - r^2/a^2) \quad (3)$$

従って、毛管断面を見ると、Fig. 8 に示すように、移流による移動後も溶質塊中と純水の間に混合がないため、溶質塊中の濃度は変化せず、毛管中の濃度は 0 か  $C_0$  の 2 値のみをとる。実験では、純水相と溶液相の重なりを観測するので、中心軸に垂直な断面の平均濃度  $C_m$  を測定している。

#### 3.2 溶質濃度分布の定量化

パルス状に濃度  $C_0$  の溶質を投入した場合、つまり  $t=0$  で  $0 \leq x \leq X$  にのみ濃度  $C_0$  の溶質が存在する Fig. 8 のような場合を考えよう。ただし、 $X$  は、非常に短い距離とする。流れている間溶質分子は中心軸に平行に移動す

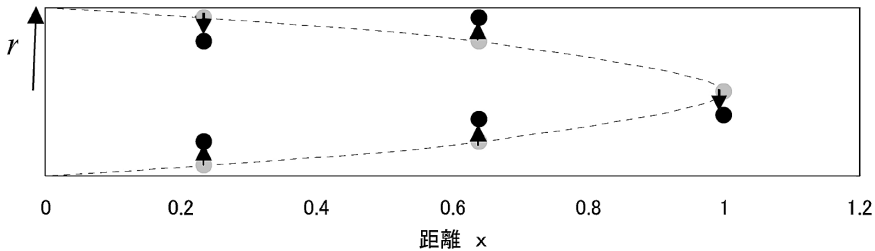


図-7 ゆっくりと溶液が流れる場合、 $r$  軸方向の分子拡散により、溶質分子 (●) は異なる速度の流線上 (●) にランダムに乗り移る。

Fig. 7 When the flow is slower, solute molecules (●) change to neighbor streamlines (●) of different velocities with molecular diffusion of  $r$  direction randomly.

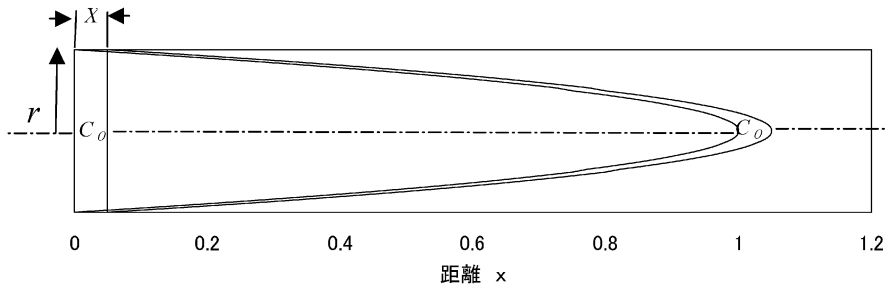


図-8 移流のみによる溶質の拡がり。初期に  $X$  の幅の溶質塊は、 $t$  時間後に移流により放物型の形状となって拡がる。

Fig. 8 Solute spread only with convection. Initial solute mass with width  $X$  spreads and takes parabolic shape after time  $t$ .

るから、管中の半径  $r \leq r \leq r + \delta r$  の間に存在する全溶質量は不変で、 $2\pi r C_0 X \delta r$  である。この量は、

$$2\pi r C_0 X dr \frac{\delta x}{dx} = 2\pi C_0 X \delta x \frac{a^2}{2u_0 t} \quad (4)$$

$$\left( \because (3) \text{式を微分して} \frac{r dr}{dx} = -\frac{a^2}{2u_0 t} \right)$$

だから、 $x \leq x \leq x + \delta x$  の間の平均溶質濃度  $C_m$  は、(4)式 右辺を体積  $\pi a^2 \delta x$  で割って、

$$C_m = \frac{C_0 X}{u_0 t} \quad (5)$$

となる。従って、 $0 < x < u_0 t$  の間で  $C_m$  は  $C_0 X / (u_0 t)$ 、 $x < 0$  と  $x > u_0 t$  で 0 の値を取る (Fig. 9, A1)。

一定濃度  $C_0$  の溶質をステップ状で流入させる場合は、上記パルス状の場合の結果における (Fig. 9, A1) 濃度分布薄片の重ね合わせをイメージして、Fig. 9, A2 の結果を得る。溶質が  $X$  の距離にわたって存在する矩形状の溶質投入の場合は、次の初期条件でのステップ状投入の重ね合わせと同じ。

$$\left. \begin{aligned} C &= C_0, & x < X \\ C &= 0, & x > X \end{aligned} \right\} \text{ かつ } \left. \begin{aligned} C &= -C_0, & x < 0 \\ C &= 0, & x > 0 \end{aligned} \right\}$$

従って、Fig. 9, A3 の分布を取る。

ちなみに、移流のみで溶質が拡がるこれらの場合は、後述する 1次元移流分散方程式では近似出来ない。

#### 4. 分子拡散が影響する分散現象

##### 4.1 分子拡散が影響する条件

分子拡散が無視できない場合、溶質移動の基礎方程式

は、質量保存則と Fick の拡散方程式を用いて次式で表せる。

$$D \left( \frac{\partial^2 C}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial C}{\partial r} + \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \right) = \frac{\partial C}{\partial t} + u_0 \left( 1 - \frac{r^2}{a^2} \right) \frac{\partial C}{\partial x} \quad (6)$$

ここで、 $D$  は分子拡散係数。溶質塊の分散現象に対しては、 $r$  方向の拡散の影響に比べて、 $x$  方向の拡散の影響が小さく無視できるから、左辺第 3 項を省略する。そして、 $r$  方向距離を  $z = r/a$  で置き換えると、(6)式は次のようになる。

$$\frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + \frac{1}{z} \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{a^2}{D} \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{a^2 u_0}{D} (1 - z^2) \frac{\partial C}{\partial x} \quad (7)$$

分子拡散によって  $r$  方向の濃度分布がどの程度の時間で一樣になるか、その条件を求めよう。 $r$  方向のみについて考えるから、ここでは、 $x$  方向に濃度  $C$  の変化がないとして ( $\partial C / \partial x = 0$  として)、つまり、 $x$  方向は無視して、(7)式は、

$$\frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + \frac{1}{z} \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{a^2}{D} \frac{\partial C}{\partial t} \quad (8)$$

となる。

$$C = R(z) T(t) \quad (9)$$

と置く。ここで  $R(z)$ 、 $T(t)$  は、それぞれ  $z$  と  $t$  のみを変数とする関数。(9)式を(8)式に代入し、変数分離法を用いると、

$$C = B(\alpha) e^{-\alpha t} J_0(\alpha a^{1/2} D^{-1/2} z) \quad (10)$$

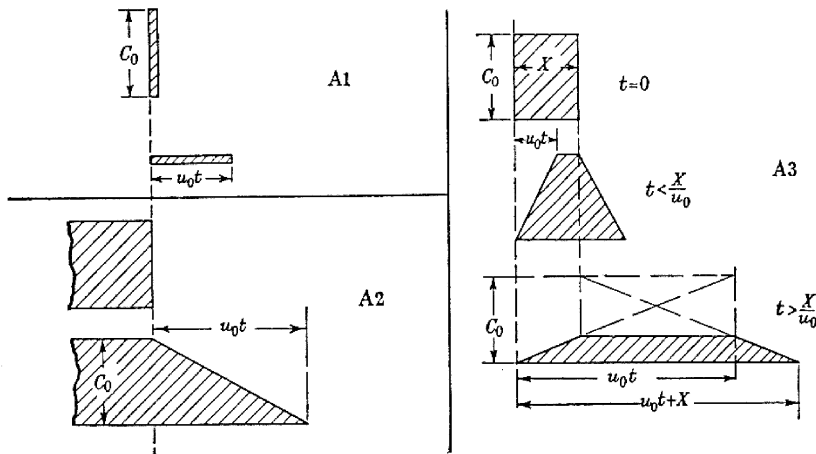


図-9 分子拡散の影響がなく、移流のみで溶質が移動する場合の断面平均濃度分布. (Taylor 1953, Figure 1)

Fig. 9 Distribution of cross sectional mean concentration due to convection in absence of molecular diffusion. (Taylor 1953, Figure 1)

$$\alpha \equiv \mu^2 \frac{D}{a^2}$$

を得る。ここで、 $B(\alpha)$  は定数、 $\mu$  は任意定数、 $J_0$  は 0 次のベッセル関数。壁面の境界条件は、 $z=1$  において

$$\frac{\partial C}{\partial z} = 0 \quad (11)$$

だから、(10) 式を  $z$  で微分した結果にこの条件を当てはめれば、

$$J_1(\alpha a^{1/2} D^{-1/2}) = 0 \quad (12)$$

を得る。ここで  $J_1$  は 1 次のベッセル関数。(12) 式を満たし、0 次のベッセル関数のうち最も大きな初項のみを取ると、 $C$  の近似値は、(10) 式に

$$\alpha a^{1/2} D^{-1/2} = 3.8 \quad (13)$$

を代入した値となる。

$C$  の初期値は、(10) 式に  $t=0$  を代入した値 ( $=B(\alpha) \cdot J_0(\alpha a^{1/2} D^{-1/2} z)$ ) だから、この初期濃度が  $1/e$  に減衰して  $C=e^{-1}B(\alpha)J_0(\alpha a^{1/2} D^{-1/2} z)$  となるのに要する時間  $t_1$  は(10)式を用いて、

$$e^{-1}B(\alpha)J_0(\alpha a^{1/2} D^{-1/2} z) = B(\alpha)e^{-\alpha t_1}J_0(\alpha a^{1/2} D^{-1/2} z) \quad (14)$$

となる。よって、 $t_1=1/\alpha$  となる。これに(13)式を用いて、2章で取り上げた(1)式を得る。従って、先述のように、この時間  $t_1$  よりも長時間経過すれば、分子拡散の影響が明らかに現れる。

#### 4.2 1次元の分散方程式

溶質移動の基礎方程式(7)式を、1次元の式に近似しよう。平均流速  $u_0/2$  で移動する断面における移流について考えればよい。つまり、 $x$  距離軸を、次の  $x_1$  距離軸に置き換える。

$$x_1 = x - \frac{1}{2}u_0t \quad (15)$$

そうすると(7)式は次のようになる。

$$\frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + \frac{1}{z} \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{a^2}{D} \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{a^2 u_0}{D} \left( \frac{1}{2} - z^2 \right) \frac{\partial C}{\partial x_1} \quad (16)$$

位置  $x_1$  は平均流速で移動しているので、その断面を横切る平均流速は 0。従って、その面を移動する溶質量は、 $z$  方向の  $C$  のばらつきにのみ依存する。分子拡散によって  $z$  方向に十分溶質が拡散した条件下での、 $z$  方向の微少な  $C$  のばらつきについて見てみる。つまり、 $z$  方向の微少な  $C$  のばらつきがこの条件において溶質移動に最も影響する。その点に着目するために、 $C$  は各点でほとんど時間変化せず、 $x$  に対して独立とみなして、(16)式の右辺第 1 項を消去する。 $z=1$  において  $\partial C/\partial z=0$  の条件を

満足するこの式の解は、

$$C = C_{x1} + A \left( z^2 - \frac{1}{2}z^4 \right) \quad (17)$$

ここで、 $C_{x1}$  は  $z=0$  における  $C$  の値、 $A$  は定数。(17)式を、右辺第 1 項を消去した(16)式に代入すると、

$$A = \frac{a^2 u_0}{8D} \frac{\partial C}{\partial x_1} \quad (18)$$

となる。この解(17)式を、断面を通過する溶質量を示す方程式に代入する。

$$Q = -2\pi a^2 \int_0^1 u_0 \left( \frac{1}{2} - z^2 \right) C z dz \quad (19)$$

そうすると、次式を得る。

$$Q = -\frac{\pi a^4 u_0^2}{192D} \frac{\partial C_{x1}}{\partial x_1} \quad (20)$$

ここで  $C_{x1}$  は  $z=0$  における  $C$  の値。 $C_{x1} \equiv C_m$  だから、 $C_m$  に置き換えることが出来る。連続式を用いて、次の 1 次元分散の式を得る。

$$\frac{\partial C_m}{\partial t} = k \frac{\partial^2 C_m}{\partial x_1^2} \quad (21)$$

$$k = \frac{a^2 u_0^2}{192D} \quad (22)$$

これは拡散型の偏微分方程式だから、パルス状に溶質を投入すると平均移動距離の前後で正規分布することがわかる。元の  $x$  座標軸に戻せば、お馴染みの移流分散方程式となる。

#### 5. 土壌中の溶質移動現象への展開

この研究の応用分野として、執筆当時 Taylor は、血管中の溶解性塩類の輸送のような生理学方面や、分子拡散係数の測定法を念頭に置いていた。しかし土壌学分野において、この研究は、土壌中の溶質移動現象の基本としてその後の研究に大きな影響を与えている。溶質移動が移流による運搬を基本とし、移流速度の分布と分子拡散の相互関係に規定されることは土壌中の現象に共通することであり、また、3次元の溶質移動基礎方程式を、いわゆる 1次元移流分散方程式に近似できることを示した点は、後の研究の基本的な考え方として引き継がれている(例えば、Saffman, 1959; Bear, 1972; Jury and Horton, 2004; 大井・岩田, 1988)。

分子拡散による混合の生じる毛管中の分散係数は、(22)式に示したように平均流速の 2 乗に比例するのに対し、間隙中の分岐・合流に伴う溶質混合が生じる多孔質体では平均流速の 1 乗に比例し(Saffman, 1959; Bear, 1972; )

大井・岩田, 1988), 分散メカニズムが基本的に異なる。一方, 団粒土の場合, 団粒外部と団粒内部の溶質混合が分子拡散で生じるため, 分散係数は, 式と同様に平均流速の2乗に比例する (Valocchi, 1985; 徳本ら, 2005)。また, Taylor の用いた移流と分子拡散の相互関係を均質構造の不飽和土壌中に対して適用することや (Iwata and Ishiguro, 1990), 粗間隙中を溶質が選択的に移動しながら微細間隙中に拡散する場合に対して, 拡散の影響を見る尺度としての時間に(1)式を適用し, 1次元移流分散方程式の適否の検討が行われている (Ishiguro, 1991; 石黒, 1994)。さらに, 圃場レベルの不均一な溶質移動における断面方向の平均溶質移動に対しても, Taylor の毛管中の分散と同様の考えを用いて溶質挙動が整理されている (Jury and Horton, 2004; 取出, 1997)。Taylor 論文は, 土壌への直接的な適用もさることながら, 先述したように, 複雑な土中の溶質移動現象・自然現象を明らかにする上で1つの本質的捉え方を示してくれる点に素晴らしさがあると言える。

晩年, Taylor は, 流体力学の今後にとって重要な課題は何かと問われ, 地下水等多孔質体中の溶質分散現象を挙げている (Batchelor, 1975)。そして, この課題は, 学術的に未知な部分が多いと同時に, 汚染物質の拡がりのような環境研究の応用としても重要であることを指摘している。また, 実験による検証や自然現象との比較検討を伴う, 具体的な課題設定が研究を進展させる基本だと述べている。流体力学者 Taylor が, その当時において, 我々土壌関連の研究者が直面する今日的課題に注目していたことは驚きである。Taylor は長寿であったが, 更に健在であれば, 土壌物理学分野への貢献はより大きなものとなったかも知れない。

## 引用文献

- Batchelor, G.K. (1975): An unfinished dialogue with G.I. Taylor, *J. Fluid Mechanics*, **70** (4): 625-638.
- Bear, J. (1972): *Dynamics of fluids in porous media*, Dover, New York, 579-663.
- 日野幹雄 (1992): 流体力学, 朝倉書店.
- Ishiguro, M. (1991): Solute transport through hard pans of paddy fields: 1. Effect of vertical tubular pores made by rice roots on solute transport, *Soil Science*, **152** (6): 432-439.
- 石黒宗秀 (1994): 土壌中の溶質移動におよぼす粗間隙の影響, *日土肥誌*, **65** (3): 349-356.
- Iwata, S. and Ishiguro, M. (1990): Characteristics of solute transport under unsaturated conditions, *Transactions, American GeoPhysical Union*, **71** (28).
- Jury, W.A. and Horton, R. (2004): *Soil physics*, 6<sup>th</sup> ed., pp. 225-267, Jhon Wiley & Sons, New York.
- 大井節男・岩田進午 (1988): 土の中の化学物質の移動, *農土誌*, **56**: 1115-1121.
- Saffman, P. (1959): A theory of dispersion in a porous medium, *J. Fluid Mechanics*, **6** (3): 321-349.
- 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.
- 取出伸夫 (1997): 不均一な土中水の流れを伴う圃場中の溶質移動, *水文・水資源学会誌*, **10** (5): 485-497.
- Valocchi, A.J. (1985): Validity of the local equilibrium assumption for modeling sorbing solute transport through homogeneous soils. *Water Resour. Res.*, **21**: 808-820.

## 要 旨

毛管内での溶質分散に関する Taylor の名著を解説した。Taylor は、簡易な毛管実験装置を用いて、毛管内の層流条件での溶質分散現象を測定すると共に、分散現象のメカニズムを理論的に明らかにした。毛管内に投入された溶質の拡がりは、分子拡散と管内の流速分布に規定される。比較的速い流れでは、毛管内の流速分布の影響により直線的濃度分布で幅広く拡がり、遅い流れでは拡がりは縮小され正規確率分布に一致した。溶質移動を偏微分方程式で表し、これを解いて、分子拡散の影響が重要なことを示した。つまり、溶質分子が毛管半径方向に十分拡散出来ない短時間経過後の観測では前者の分布を取り、十分拡散できる長時間経過後の観測では後者の分布となることを示した。後者の溶質移動現象を1次元分散方程式で近似し、拡散型偏微分方程式になることを示した。

受稿年月日 : 2005 年 7 月 12 日

受理年月日 : 2005 年 8 月 16 日

## 北海道立農業試験場から見た土壌物理性に対する要求度

北川 巖\*

北海道立農業試験場における土壌物理性との関わりは雪解けとともに始まる。年に一度、土壌に関係する部門の研究者は、北海道営による農業農村整備事業の予定地で、必要となる土地改良を判断するための調査として土壌断面調査、土壌の物理性と化学性の分析を手分けして行う。北海道では年に40地区程度の調査となる。農耕地土壌図が網羅された今、農業試験場の研究者にとってこの調査は、土壌調査や土壌分析の質を維持する上で、重要な調査の一つである。また、土壌の理化学分析の結果を実際に活用することから、今後も続けていきたい調査でもある。

以前、この土壌調査結果を事業の担当部局が、ほかの案件に活用することは希であった。しかし、最近では、地域の農業方針に対応した農地整備の方向性を設定する場面などが増え、化学性より手間がかかり、一般的な土壌診断で分析しない物理性について、過去の結果を集約して活用する例が増えている。また、この土地改良のための土壌調査に、農業者自身が参加する地域も増えている。つい最近までは、自分の圃場の土壌断面を見たことがないと平気で言っていた農業者が多いと感じたが、土壌断面の横にきて、所有している農地の土壌について話す機会が増えている。

北海道立農業試験場においては、耕耘の方法とその適期、作物生育と耕盤層の管理や改善、土壌の排水性と保水性を維持・改善するための対応策などを中心に、現地指導やこれらに関連する試験が増加している。このことは、農業生産地で土壌物理性の要求度が高まりつつあることを感じさせる。

これまでの土壌に関連する農業生産研究は、土壌肥沃度の向上、土壌の化学性不良を排除するための土壌改良資材や化学肥料の施用法、また、機械作業に立脚した農業生産体系の構築を中心に進展してきた。その結果、飛躍的に農業生産性と農作業性を向上させた。しかしながら、現在の農業生産地では、資材やエネルギーの多投入傾向による弊害、大型機械化農業により土壌物理性悪化などが現実のものとなっている。また、環境へ配慮する意識の高まり、さらに、農産物の差別化に代表される有機農業の認知度も影響し、土壌の役割は再認識されてき

ている。

その中で、土壌改良資材や肥料により改善される土壌の化学性と異なり、物理性の改善は容易でない。そのため、早急な対応策として施しにくい側面があった。我が国で土壌管理のための作業機の開発や改良がなされ、土壌や目的にあわせ多様化するなど進展している。大がかりで困難であった土壌物理性の改善策が多様化し、比較的容易になってきたことは、農業生産地での土壌物理性の認識を高めている一因になっている。さらに、土壌物理性の要求度の高さを裏付けるように土壌診断の項目に土壌三相や土壌硬度などの土壌物理性の項目を加えた地域の土壌分析機関もある。その利用者は畑作地帯で多いこともあげられる。このように、農業生産地域において土壌物理性を維持・管理していく要求度は高まってきており、これまでの土壌物理性の知見を活用していくことが北海道立農業試験場の重要な役割となっている。

このように農業生産地で土壌物理性の要求度が高まっていることは、農耕地の土壌物理性が変化したことにより対応が必要になってきたことだけではなく、農業を取り巻く周辺環境や農業の動向による影響も大きいと思われる。また、土壌物理性が必要な、あるいは応用すべき分野は、地域の環境保全などへ広がりを見せ、多くの関連の中で土壌物理性が活用される場面はさらに広がると考える。

最近の北海道では、農業指導機関による土壌物理性に対する取り組みが、地道ながらも多くなっている。土壌物理性に関する多様な取り組みは、今までも行われており、多くの提案がなされている。しかし、これからは、技術の提案だけでなく、その土壌物理性改善のメカニズムや、それが農業生産にとってどういう意義があるのかを、的確かつ明瞭に説明する術も高め、農業者や関係機関の方に理解してもらうことがより必要となる。そうしなければ、土壌の物理性の役割や重要性を理解してもらえないまま、この土壌物理性の要求度の高まりは一時的なものとなることが懸念され、留意すべき点と考え、自戒したい。

受稿年月日：2005年9月9日

受理年月日：2005年9月14日



# 土壌物理学

宮崎 毅・長谷川周一・粕渕辰昭 著

朝倉書店 2005年5月発行

A5判 138ページ ISBN4-254-43092-2 定価本体2,900円+税

あの Water Flow in Soils (Marcel Dekker, 1993) を著し、わが国を含む土壌物理研究の最先端の成果を世に紹介したトリオが、今度は学部学生向けの土壌物理学教科書を出版した。本書は大学1年生～3年生向けに教室で使えるやさしい教科書を意図して執筆された。このため、初校のでき上がった段階で大学院生や若手の助手に目を通してもらい、意見を取り入れたとのことである。確かに、土壌物理の参考書といえば、山崎不二夫監修の「土壌物理」(養賢堂, 1969)、八幡敏雄著の「土壌の物理」(東京大学出版会, 1975)の他、ダニエル・ヒレルの訳書(土壌物理学概論, 岩田監修, 養賢堂, 1984; 環境土壌物理学 I, II, III, 岩田・内嶋監訳, 農林統計協会, 2001)など優れたものがあるが、学部学生には内容的にも価格的にもやや敷居が高いものであった。本書はようやく出た学生向けの教科書である。

本書の構成は教科書として使いやすいものとなっている。「1. 土とは何か」で土の物理的な成り立ちについての必要最小限の知識を要領よくまとめている。「2. 土の保水性」、「3. 土の中の水移動」、「4. 土の中の溶質移動」、「5. 土の中の熱移動」、「6. 土の中のガス移動」では各テーマの各論をコンパクトに解説している。書評子は土壌物理学を教室で教えた経験はないが、最近の学生の多様化に対応して、1～6までを丁寧に教えれば、この辺で時間切れになることもあり得る。その場合でも、授業の目的は満たされるであろう。続く「7. 土の中の移動現象を表す基礎方程式」は本書の特徴といえる。すなわち、初めに連続の式を導き、これに飽和・不飽和の水の流れ、溶質濃度、熱、ガス濃度などの物理量を代入して、それぞれの移動現象を表す基礎方程式を統一的方法で誘導させてみせている。このあたりの爽快感は、大学院生や研究者も引きつける内容である。「8. 土壌物理の測定原理とその活用」では、よく学生から質問が出る事柄を重点的に解説している。最後に「9. 環境問題と土壌物理学」では初めに土壌物理学の歴史を概観し、環境問題として塩害、硝酸汚染を取り上げ、続いて土の不均一性の問題を紹介し、最後に土壌侵食問題で締めくくっている。この章はまとまりに欠けるのであるが、授業を進める過程で適宜引用して具体的な土壌物理の問題を紹介す

ることにより、学生の興味を引き出すことができるものと思われる。

全章にわたって、はじめに導入部分があり、その章で学ぶ内容や位置づけを概説している。この部分で、「実際に野外で何が起きているのか」をもう少し付け加えることができれば、学生の興味もさらに増すことであろう。各章末には演習問題と丁寧な解説付きの解答が付されており、教科書として大変優れた点である。

本書で扱う土壌物理学は農業工学系の教育課程で主に教えられていることを考えると、関連する科目としては土質力学系科目や灌漑排水系科目、農地工学系科目などがある。書評子は土質力学を教えており、その立場から細かいことだが本書に注文を付けると、例えば密度について本書では $\rho_b, \rho_{soil}$ の記号を用いているが、土質力学では $\rho_d, \rho_t$ が一般である。可能なものについては統一してゆくことが、学生の理解を容易にすることであろう。その他に、フラックスの定義は、初めて出たところより丁寧に行う必要を感じた。

全体として、学部学生に適した教科書に仕上がっている。学生が購入しうる価格設定も魅力である。

はじめに

1. 土とは何か
2. 土の保水性
3. 土の中の水移動
4. 土の中の溶質移動
5. 土の中の熱移動
6. 土の中のガス移動
7. 土の中の移動現象を表す基礎方程式
8. 土壌物理の測定原理とその活用
9. 環境問題と土壌物理学

参考文献

付録 本書に使われた記号

索引

古賀 潔 (岩手大学農学部)

受稿年月日: 2005年8月5日

受理年月日: 2005年8月5日

I. 投稿原稿等の閲読体制の変更について

2005年7月22日(金)までに行った電子メールによる議論の結果、閲読体制を変更することを確認し、実施に移した。主な変更点は、下記の通りである。

旧体制:

編集委員長が全ての原稿に対して閲読者の選任、閲読状況の確認、閲読原稿の最終確認等を行っていた。それに伴う事務的な手続き(閲読者と著者への連絡指示(閲読の依頼、閲読結果の収受・取纏め、原稿修正の依頼、修正原稿の収受と再閲読の依頼、再閲読結果の収受・取纏め、原稿再修正の依頼等の、各文書の作成や収受・発送))を編集幹事が行っていた。

新体制:

各原稿(但し、巻頭言、土粒子、書評、シンポジウム紹介及び講座を除く)について、編集委員長が閲読担当編集委員1名を編集委員の中から選任する。閲読担当編集委員は当該原稿についての、① 閲読者の選定、② 閲読者と著者への連絡指示(閲読の依頼、閲読結果の収受・取纏め、原稿修正の依頼、修正原稿の収受と再閲読の依頼、再閲読結果の収受・取纏め、原稿再修正の依頼等の、各文書の作成や収受・発送)、③ 閲読原稿の最終確認等、の最終原稿が提出されるまでの全ての手続きを行う。なお、編集幹事は全体の進捗の把握、最終原稿の整理及び出版社との調整を行い、編集委員長は掲載の最終確認を行う。

新しい体制での閲読作業を、2005年8月1日(月)から開始した。

II. 2005 (H17) 年度第2回編集委員会

開催形式: 電子会議

日時: 質疑応答・討論

2005年6月23日~6月29日

採決

2005年6月30日~7月4日

出席委員: 石渡輝夫 柏木淳一 加藤邦彦 北川 巖  
 三枝俊哉 取出伸夫 永田 修 中辻敏朗  
 中原 治 橋本 均 横濱充宏(委員11名中  
 11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100号」の発行計画が全会一致で承認された。
- (2) 「土壌の物理性」100~105号の巻頭言、土粒子、編集後記の執筆者について編集委員長より提案があり、全会一致で承認された。

2. その他

学会誌掲載、および取り下げ・掲載不可の確定から6カ月を経過した編集関係資料(原稿や閲読資料等)については、会務運営上必要と考えられるものを除き、編集委員長・編集幹事の責任で破棄することが全会一致で承認された。

III. 2005 (H17) 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

2005年9月13日~9月16日

採決

2005年9月17日~9月21日

出席委員: 石渡輝夫 柏木淳一 加藤邦彦 北川 巖  
 三枝俊哉 取出伸夫 永田 修 中辻敏朗  
 中原 治 橋本 均 横濱充宏(委員11名中  
 11名参加: 成立)

○議事内容

編集幹事より提案のあった「土壌の物理性101号」の発行計画が全会一致で承認された。

IV. 第47回土壌物理学会シンポジウムと土壌物理学会総会の開催

日時: 2005年10月15日(土) 9:00-17:35

場 所: 北海道大学農学部大講堂・中講堂

内 容: 「土壌中の窒素の挙動」(シンポジウム)

「土壌物理研究の最前線」(ポスターセッション)

土壌物理学会総会

プログラム:

9:00-9:30 受付

9:30-9:35 開会挨拶 長谷川会長

シンポジウム「土壌中の窒素の挙動」(午前の部)

座長: 三木直倫(北海道立根釧農業試験場)

坂西研二(農業環境技術研究所)

9:40-10:25

土壌中の窒素動態の土壌タイプによる違いと有機質資材施用の影響について

西尾 隆(東北農業研究センター)

10:25-11:10

農耕地土壌における水移動と硝酸塩の溶脱

江口定夫(農業環境技術研究所)

11:10-11:25 休憩

ポスター・セッション「土壌物理研究の最前線」

11:25-12:00 ポスター発表内容紹介

進行: 中原 治(北海道大学)

- (12:00-12:45 昼食)
- (12:45-13:15 土壤物理学会総会, 学会賞(論文賞)授与)
- 13:15-14:45 ポスター発表(コアタイム)
- シンポジウム「土壤中の窒素の挙動」(午後の部)
- 座長: 三木直倫(北海道立根釧農業試験場)
- 坂西研二(農業環境技術研究所)
- 14:45-15:30
- 亜熱帯島嶼における窒素の地下水への流出と制御
- 中西康博(東京農業大学)
- 15:30-16:15
- 面源からの窒素流亡とその対策
- 鶴木啓二(北海道開発土木研究所)
- 16:15-16:30 休憩
- 総合討論「土壤中の窒素の挙動」
- 司会: 三木直倫(北海道立根釧農業試験場)
- 坂西研二(農業環境技術研究所)
- 17:15-17:30 ポスター賞授与
- 17:30-17:35 閉会挨拶 谷山副会長

#### V. 会員消息(2005年10月4日まで)

入会	正会員	三木 直倫
	正会員	大倉 玉圭
	正会員	廣住 豊一
	正会員	大坪 政美
	学生会員	星 透
	学生会員	浅井 修
	学生会員	佐野 勝俊
退会	正会員	吉田 隆

#### 現在会員数(2005年10月4日現在)

正会員数	(国内): 383
同	(海外): 4
学生会員数	: 17
賛助会員数	: 10
<hr/>	
小計	: 414
購読会員数	: 51
<hr/>	
合計	: 465

第19期日本学術会議農業総合科学研究連絡委員会の活動と今後の日本学術会議に対する期待  
(第19期の総括にかえて)

2005年6月25日 農業総合科学研究連絡委員会

1. 農業総合科学研究連絡委員会は、日本学術会議第13期(1984年)に立ち上げられた。現在の日本農業の抱える問題は、細分化された個別農学だけでは解決できないという見解に立ち、個別農学を総合化し、かつ政治・経済・社会との連携をもった農業研究の再構築を考える。このような観点から、現在の農学が直面している問題、「農学の統合・総合化の問題」、さらに日本農業が直面している象徴的な問題、「中山間地農業が抱えている問題」を解明し、国内の農業研究者と国民に問う活動を行ってきた。
2. 農業総合科学研究連絡委員会は、シンポジウムおよび出版活動を行ってきた。(下記資料参照)
3. 日本学術会議は第20期に新しい体制に移行し、新しい活動を開始する。それに当たって、農業総合科学の観点にもとづいた活動の推進が重要であると考え。第19期日本学術会議農業総合科学研究連絡委員会は、新日本学術会議において今後も総合的な立場に立った農業科学の継承・発展が図られることを強く期待する。

シンポジウム「農業科学における総合化への道」  
開催の経過

〔第13期〕

「農業科学の特質と専門研究分野間の連携協力」  
(開催日)1986年11月21日 (開催場所)日本学術会議  
講師:坂本慶一, 中島征夫, 貝沼圭二, 小出 進  
「農業における技術・人間・環境」

1987年11月22日 日本学術会議  
講師:鈴木芳夫, 都留信也, 石川武男, 内嶋善兵衛  
「“みどりと人間”を考える」

1989年11月7日 日本学術会議  
講師:酒井憲一, 永田恵十郎, 弘中義夫, 筒井迪夫  
〔第14期〕

「21世紀農業と先端技術のあり方」  
1990年10月26日 日本学術会議  
講師:梶井 功, 中島哲夫, 法橋信彦, 三浦恭志郎  
「農業技術における21世紀に向けての反省と展望」

1991年7月2日 日本学術会議  
講師:佐久間俊雄, 都留信也, 米村純一, 高瀬国雄  
〔第15期〕

「技術と経済から持続的農業の可能性を探る」

1992年11月18日 日本学術会議  
講師:今村奈良臣, 林 健一, 西尾道徳

「農林水産業における資源管理の新たな課題」

1993年6月10日 三重大学生物資源学部  
講師:木谷 収, 飛岡次郎, 松宮義晴, 浦城晋一  
〔第16期〕

「中山間地域の農業問題 農業総合化への道」

1995年2月 日本学術会議  
日本林業の課題と展望 南雲秀次郎  
中山間地域の水田圃場整備 木村和弘  
家族制農業における担い手問題と日本の課題 藤田康樹  
中山間地農業はいかに生き残るか 中島征夫  
「中山間地域の農業問題 農業総合化への道」(その2)

1996年1月 日本学術会議  
中山間市町村の実態と活性化戦略 藤森新作  
大家畜畜産による農村景観の保全管理 高橋佳孝  
山村における野生動物との共生と被害 山根明臣  
新たな農業戦略と

地域農業イントラネットの構築 田上隆一  
〔第17期〕

「中山間地域の農業問題 農業総合化への道」(その3):  
水源地域としての中山間地

1998年6月 日本学術会議  
農業総合化への道

—中山間地のための農学を 大久保忠旦  
水源地域としての中山間地と森林 太田猛彦  
涵養域としての水質負荷問題 増島 博  
棚田の役割と保全 長谷川周一  
水源林の経済的評価と費用負担問題 矢部光保

「中山間地域の農業問題 農業総合化への道」(その4):  
中山間地の価値と暮らし

1999年11月 日本学術会議  
中山間地の農業問題 田淵俊雄  
ヨーロッパの山間地域

における公的支援の経験 是永東彦  
中山間地域等直接支払制度について

—行政の立場から 小風 茂  
「山村に吹く風」

—中山間地の住民の立場から 栗田和則  
中山間地域の自立的発展のために  
—農業工学を学ぶ者として 千賀裕太郎

〔第18期〕  
「中山間地域の農業・農村の振興—その多面的な利活用に向けて—」

2001年11月 日本学術会議

中山間地域対策の現状と展開方向 齋藤仁志  
 農業生産力向上への技術課題 石川文武  
 農・林・畜の融合，連携の推進を訴える 菅野 茂  
 人，動物，そして自然のふれあいの場 林 良博  
 「中山間地域農林業のこれから—持続型社会と夢のある  
 生活を求めて」  
 2003年6月 岩手県遠野市  
 21世紀農業は生命総合産業，  
 農村はその創造の場 今村奈良臣  
 豊かな食と新しい環境の創造 近藤恒夫  
 ハピネスな農村生活—癒しの里・遠野— 江川幸男  
 都市と農村の共生—遠野市に期待して— 土屋正忠

トオノピアプランの新展開 岡田秀二  
 〔第19期〕  
 「都市と農山村の共生による新しいライフスタイル」  
 2005年6月 名古屋大学野依記念学术交流館  
 森林における様々なライフスタイル 永田 信  
 心豊かな里作りによる都市住民との交流 高橋幸照  
 食と緑が支える豊かなくらし 林 錡  
 素人たちが再生する山村の暮らしと農林業 丹羽健司

出版  
 1999年までのシンポジウムの成果本として，「中山間地  
 と多面的機能」（農業統計協会，2001）を出版した。

土壌物理学会 役員・委員 (2005.4.1～2007.3.31)

会長		長谷川周一	北海道大学
副会長		谷山 一郎	農業環境技術研究所
編集委員長		石渡 輝夫	北海道開発土木研究所
評議員	北海道	石渡 輝夫	北海道開発土木研究所
	北海道	長澤 徹明	北海道大学
	北海道	波多野隆介	北海道大学
	東北	安中 武幸	山形大学
	東北	柏淵 辰昭	山形大学
	関東	軽部重太郎	茨城大学
	関東	登尾 浩助	明治大学
	関東	宮崎 毅	東京大学
	中部	取出 伸夫	三重大学
	中部	成岡 市	三重大学
	近畿	中村 公人	京都大学
	中・四国	石黒 宗秀	岡山大学
	中・四国	井上 久義	(独)農業・生物系特定産業技術研究機構
	中・四国	吉川 省子	(独)農業・生物系特定産業技術研究機構
	九州	長 裕幸	佐賀大学授
会長委嘱	赤江 剛夫	岡山大学	
会長委嘱	竹内 晴信	北海道立中央農業試験場	
会長委嘱	坂西 研二	農業環境技術研究所	
会計監査		矢沢 正士	北海道大学
		渡辺 治郎	(独)農業・生物系特定産業技術研究機構
幹事	庶務(会長付)	倉持 寛太	北海道大学
	庶務(総務)	成岡 市	三重大学
	会計	柏木 淳一	北海道大学
	編集	岩田 幸良	(独)農業・生物系特定産業技術研究機構
選挙管理委員会	委員長	相馬 尅之	北海道大学
編集委員会	委員長	石渡 輝夫	北海道開発土木研究所
	委員	柏木 淳一	北海道大学
		加藤 邦彦	(独)農業・生物系特定産業技術研究機構
		北川 巖	北海道立中央農業試験場
		三枝 俊哉	北海道立根釧農業試験場
		取出 伸夫	三重大学
		永田 修	(独)農業・生物系特定産業技術研究機構
		中辻 敏朗	北海道立中央農業試験場
		中原 治	北海道大学
橋本 均	北海道立中央農業試験場		
横濱 充宏	北海道開発土木研究所		
学会賞選考委員会	委員長	藤井 克己	岩手大学
	委員	赤江 剛夫	岡山大学
		石渡 輝夫	北海道開発土木研究所
		井上 久義	(独)農業・生物系特定産業技術研究機構
		柏淵 辰昭	山形大学
		波多野隆介	北海道大学
宮崎 毅	東京大学		

## 一編 集 後 記

食の安全や安心に対する消費者の関心の高まりにつれて、堆肥などの有機質資材を使って栽培した作物に対するニーズが増加してきています。この動きの根底には、化学肥料や化学農薬の過剰投入が原因と考えられる環境汚染や健康に対する害への反省や反発があるように思われます。たしかに、農地への適度な有機物投入は地域における物質循環を促進し、また土壌の肥沃度を維持するために重要です。それゆえ、消費者が有機物に目を向け始めていることは大いに歓迎すべきでしょう。ただし、有機物の施用がなぜ大切かということが、消費者だけでなく生産者にも良く理解されないまま、単に「有機物なら安心」というムードだけが先行している気がしてなりません。

農地への有機物投入は本当に良いことばかりをもたらすのでしょうか。一般に、有機物に含まれる養分には速

効性の画分が少ないため、化学肥料と同等の肥効を期待しようとすると、かなりの量を施用する必要があると思います。多量施用を継続すれば、当然、有機物は土壌へ蓄積し、硝酸や亜酸化窒素などの環境負荷物質の給源となり得ます。その一方、有機物の施用は土壌への炭素固定という側面もあるので、地球温暖化抑制には効果的という意見もありますし、少量の施用では土壌の炭素含量は増えないという話も聞かれます。

有機物施用の意義や影響を土壌の物理性、化学性、生物性それぞれ単独の観点からだけでなく、プラスとマイナスの両面をあらゆる方向から総合的に評価することが必要ではないでしょうか。そんな企画を考案中です。会員の皆様からご意見をいただけますと幸いです。

(編集委員 中辻敏朗)

### 土壌物理学会

事務局構成	会 長	長谷川周一 (北海道大学)
	副 会 長	谷山 一郎 ((独) 農業環境技術研究所)
	庶務幹事 (庶務)	成岡 市 (三重大学)
	〃 (会長付き)	倉持 寛太 (北海道大学)
	会計幹事	柏木 淳一 (北海道大学)
	編集幹事	岩田 幸良 ((独) 農業・生物系特定産業技術研究機構)
	会計監査	矢沢 正士 (北海道大学)
	〃	渡辺 治郎 ((独) 農業・生物系特定産業技術研究機構)
編集委員会	委 員 長	石渡 輝夫 ((独) 北海道開発土木研究所)
	委 員	柏木 淳一 (北海道大学)
		加藤 邦彦 ((独) 農業・生物系特定産業技術研究機構)
		北川 巖 (北海道立中央農業試験場)
		三枝 俊哉 (北海道立根釧農業試験場)
		取出 伸夫 (三重大学)
		永田 修 ((独) 農業・生物系特定産業技術研究機構)
		中辻 敏朗 (北海道立中央農業試験場)
		中原 治 (北海道大学)
		橋本 均 (北海道立中央農業試験場)
		横濱 充宏 ((独) 北海道開発土木研究所)

土壌の物理性 第101号 (会員配布) 2005年11月20日発行

発行 土 壌 物 理 学 会

〒060-8589 札幌市北区北9条西9丁目  
北海道大学大学院農学研究科  
土質改善学分野内

電 話 011-706-3641

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

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

銀行口座 北洋銀行 北七条支店 (店番号312)  
普通 3783627 土壌物理学会 会長 長谷川周一

郵便振替 口座番号: 01350-2-40943

加入者名: 土壌物理学会

編集委員会事務局 (投稿原稿送付先)

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

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

印 刷 創文印刷工業株式会社

〒116-0011 東京都荒川区西尾久7-12-16

## 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



# Journal of the Japanese Society of Soil Physics

No. 101

November 2005

---

## Contents

<b>Foreword</b> .....	H. INOUE	1
<b>Original Papers</b>		
Estimating Thermal Diffusivity of Soil Packed in a Cylinder Using an Analytical Solution .....	K. NOBORIO, I. TOKUMOTO and Y. MUKAIDA	5
Solute Transport Properties of Soil Measured with a Vertically-Installed Time Domain Reflectometry Probe .....	K. NOBORIO, I. TOKUMOTO and Y. MUKAIDA	11
Influence of a Percolation Pattern on the Removal of Soluble Elements in Downward Water and Rice Plant with Models of Cadmium Polluted Paddy Fields .....	S. PONGPATTANASIRI, C. SASAKI, N. MATUYAMA, K. NODA and A. TONOUTI	17
Development of Automated Suction Controlled Flux Sampler for Unsaturated Sandy Soil .....	N. HIGASHI, Y. MORI and M. INOUE	27
Development and Tests of Predictive Soil-Gas Diffusivity Models for Japanese Undisturbed Soils .....	K. KAWAMOTO, T. KOMATSU, P. MOLDRUP, S. YOSHIKAWA and T. FUJIKAWA	37
<b>Notes</b>		
Annual Soil Water Flux through Forest Soil Measured by Porous Plate Tension Lysimeter Method .....	T. TSURITA, S. YOSHINAGA and T. ABE	51
<b>Lectures</b>		
<b>Reviewing classical studies in Soil Physics</b>		
<b>Introduction</b> .....	N. TORIDE	57
"Dispersion of Soluble Matter in Solvent Flowing Slowly through a Tube." By G.I. Taylor .....	M. ISHIGURO and N. TORIDE	59
<b>Readers' column</b> .....	I. KITAGAWA	69
<b>Book review</b> .....	K. KOGA	71
<b>Announcements</b> .....		73
<b>Editor's Postscript</b> .....		78

---

## Japanese Society of Soil Physics

Division of Environmental Resources  
Graduate School of Agriculture, Hokkaido University  
Sapporo, 060-8589 Japan