

土壌の物理性

第109号

2008年7月

巻頭言	山田 一郎	1
論文		
多周波数電磁探査法による土壌環境モニタリング		
平井 優也・森 也寸志・宗村 広昭・江草 直和・森澤 太平		3
誘電率水分計の温度依存性の校正	齊藤 忠臣・藤巻 晴行・安田 裕	15
人工降雨下で形成された水田転換畑作土のクラストの性質と土壌の諸特性の関係		
小原 洋・高橋 智紀・細川 寿		27
研究ノート		
Analysis of Surface Runoff in a Sloping Sandy Soil in Northeast Thailand Using Soil Water Storage Capacity	H. HAMADA, H. WATABE, T. MOROIZUMI and S. SUKCHAN	45
田面水の対流速度を測定する装置の改良	花山 奨・粕渕 辰昭・安中 武幸	51
TDR法による水田湛水深の経時測定	矢崎 友嗣・庄子 侑希・登尾 浩助	57
土の粒度試験における沈降分析の誤差の修正方法	小宮 康明・新城 俊也	67
講座		
古典を読む		
L. A. Richards 著「多孔質体を通る液体の毛管伝導」	登尾 浩助	75
土粒子		
デジタル土壌学—土壌情報の新時代	溝口 勝	81
会務報告		83
編集後記		85

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の選出、総会議案、その他の重要事項を検討する。評議員会の議長は会長がこれにあたる。
 - (3) 総会及び評議員会の議決は委任状を含む多数決とする。ただし、会則の変更は、総会出席者の3分の2以上の賛成を要する。
- 第8条 本学会の会務は、評議員会及び総会の議を経て、会長、副会長、編集委員長及び幹事がこれを執行する。会務執行に必要な規程は別に定める。
- 第9条 本学会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会
正会員の中から評議員会によって選出され、本学会の評議員選挙を管理する。
 - (2) 編集委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会誌その他の印刷物の編集に当たる。
 - (3) 学会賞選考委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会賞を選考する。
- 第10条 本学会の経費は会費その他の収入を持ってあてる。本学会の会計年度は毎年4月1日に始まり翌年3月31日に終わる。
- 附則
- (1) 本学会の連絡先は、これを当分の間次に置く。
〒840-8502 佐賀市本庄町1番地
佐賀大学農学部生物環境科学科 内
 - (2) 本会則は、2007年4月1日より施行する。
(2006.10.14改正)

「土壌の物理性」投稿規定

1. 筆頭著者は本学会会員であること。
2. 投稿原稿の区分と規定ページは下記による。
 - 1) 「論文」(Original papers): 独創性があり、土壌の物理性に関する研究および技術の進歩に寄与すると見なされるもの。一編ごとに論文としての構成を整えていて、他誌に未発表のものに限る。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 2) 「研究ノート」(Notes): 土壌の物理性に関する新しい事実や研究方法の改良などの短い報告で、独創性があり他誌に未発表のもの。規定ページを刷り上がり4ページ以内とする。
 - 3) 「総説」(Reviews): 土壌の物理性に関する主題について、それまでの研究を総括し、今後の発展方向を展望するもの。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 4) 「解説」(Lectures): 土壌の物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説、ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介など。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 5) 「研究紹介」(My research): 現在行っている研究、他の学会誌等に掲載された論文、研究上の工夫などについての平易な紹介。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 6) 「資料」(Miscellaneous): 広く会員の参考となる報告や情報。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 7) 「土粒子」(Readers' column): 「土壌の物理性」周辺のことについての随想や意見など。規定ページを刷り上がり2ページ以内とする。
 - 8) 「講座」(Lecture series): 「解説」と本質的な違いはないが、特に編集委員会が企画して複数回にわたって行うものを指す。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 9) 「特集」(Topics): 土壌の物理性に関する主題について、学会(事務局)もしくは編集委員会が企画して行うものを指す。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
 - 10) 「書評」(Book reviews): 規定ページを刷り上がり2ページ以内とする。
 - 11) 「巻頭言」(Foreword): 規定ページを刷り上がり2ページ以内とする。
なお、上記区分において、編集委員会が会員または会員以外に投稿依頼することがある。
3. 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は、「論文」および「研究ノート」については2名、その他の投稿原稿には1名の読者を選んで閲読を

依頼する。ただし、「土粒子」、「書評」、「巻頭言」については、この限りでない。

4. 投稿原稿が2. に記す規定ページを越える場合には、1ページあたり15,000円を著者負担とする。また、カラー印刷の場合は実費を著者負担とする。
5. 投稿する場合は、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。
6. 投稿原稿を受け付けた場合、編集委員会は速やかに受付番号と受付日付を明示した電子メールまたは書状を投稿者に送る。また、投稿原稿の掲載を決定した場合、最終原稿を受領したのちに受理日付を明示した書状を著者に送付する。
7. 著者に対して修正を求めた原稿が、特別な事情なく6ヶ月以内に再提出されないときは取り下げと見なす。
8. 著者校正は初校のみとする。また、特に申し出がない限り印刷済みの原稿は返さない。
9. 掲載された原稿のPDFファイルを著者に贈呈する。また、著者は別刷りを印刷業者から購入することができる。
10. 本誌に掲載された原稿の著作権は土壤物理学会に帰属する。

(2007.12.1改正)

「土壌の物理性」原稿執筆要領

1. 原稿は、日本語または英語で執筆する。
2. 日本語の原稿は、A4判、25字、23行とし、上下左右に30mm以上の余白をとる(4枚で1ページになる)。
3. 日本語の投稿原稿(ただし、書評は除く)は、はじめに日本語で表題、著者名を書き、そのあとに英語で表題と著者名(フルネーム)、所属機関、所在地を書いてから本文を書き始める。また、第1ページ下の脚注に、日本語で所属機関と所在地、5個以内のキーワードを書く。
4. 日本語の論文および研究ノートは、英語による所属機関・所在地表記と本文の間に英語で175 words程度のAbstractと5個以内のKey wordsを入れる。
5. 日本語の投稿原稿(ただし、資料と土粒子、書評を除く)は、本文の後に日本語で350字程度の要旨をつける。
6. 英語の原稿は、A4判、ダブルスペースで作成する(約600 wordsで1ページになる)。
7. 英語の投稿原稿(ただし、書評は除く)は、はじめにManuscript title, Full names of authors, Address of institutions of authorsを書いてから本文を書き始める。
8. 英語の投稿原稿(ただし、資料と土粒子、書評を除く)は、Address of institutions of authorsと本文の間に175 words程度の英文Abstractと5個以内の英語のKey wordsを入れる。
9. 英語の投稿原稿(ただし、書評は除く)は、本文の後に日本語で表題と著者名、所属機関、所在地、350字程度の要旨、5個以内のキーワードをつける。なお、著者が外国人のみのために日本語部分の作成が困難な場合、英語部分からの和訳により、編集委員会の責任でこれらを作成する。
10. 原稿には、閲読作業の効率化を図るため、本文に行番号を5行毎に書き入れる。
11. 英語の適正化はすべて著者の責任において行うこと。自然科学論文の執筆や校正に経験のある英語のネイティブスピーカーによってチェックされている事が望ましい。
12. 閲読終了後に最終原稿を提出するときには、編集委員会が指示する形式・媒体の文書ファイルを同時に送付する。
13. 本文は、章の見出しを1., 2., 3., 節の見出しを1.1, 1.2, 1.3, 項の見出しを1.1.1, 1.1.2, 1.1.3のようにする。
14. ゴシック、イタリック等の字体や上付き、下付き文字など、まぎらわしい文字は、誤植防止のため鉛筆で指定する。

15. 略語、略号を使うときには、はじめにそれが出たときに正式名称とともに示す(例:陽イオン交換容量(CEC))。
16. 単位の使い方は、国際単位系(SI)による。
17. 日本語の原稿では、図、表、写真の番号は図1, 表2, 写真3のように書く。英語を並記する場合は、Fig. 1, Table 2, Photo. 3のように書く。英語の原稿では、図・写真ともFig. 1, 表はTable 2のように書く。
18. 日本語の論文、研究ノートの場合、図、表、写真の題名には英語を併記する。
19. 図、表、写真は必要最小限度とし、同一事項を表と図に重複して表示する事は避ける。
20. 図、表、写真は1枚毎にA4判で作成するか、またはA4判の紙に貼り付ける。余白に著者名と図表等の番号を鉛筆で記す。
21. 図と写真はそのまま製版されるので、鮮明なものを提出する。
22. 図は1/2倍などとおよその縮小率を指定し、2倍くらいに大きく書く。図の線の太さや文字の大きさは、刷り上がりの大きさを考慮して決める。
23. 地図や顕微鏡写真には定尺をつけ、縮尺や倍率はつけない。
24. 図、表、写真の番号と題名は、別紙にまとめて一覧表とする。
25. 本文中で文献を引用する場合は、著者名(西暦)、または(著者名, 西暦)とする(例: Tanaka (1994), (Nakamura and Suzuki, 1981)). 著者が3名以上の場合は第1著者名のあとに…ら、またはet al.をつける(例: 山田ら(1978), (Taylor et al., 1945)).
26. 引用文献は、本文のあとに著者名のABC順に書く。未発表、私信は引用文献として記載しない。
27. 引用文献の書き方は以下のようにする。
Bouma, J. and Dekker, L.W. (1978): A case study on infiltration into dry clay soil, I. Morphological observations. Geoderma, 20: 27-40.
FAO (1988): Revised legend of the FAO-UNESCO Soil Map of the World. p. 119, FAO, Roma.
岩田進午(1970): 土壌物理とペドロロジー. ペドロジスト, 14: 28-33.
山崎不二夫監修(1969): 土壌物理. p. 55, 養賢堂, 東京.
(雑誌のページにはp. やpp. をつけない。本の単数ページを示す場合にはp., 複数ページを示す場合にはpp. をつける)
28. 本要領のほか、科学技術情報流通技術基準(SIST)に準拠する。

(2004.6.29改正)

[土壌物理分野のSI使用例]

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

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

*%表示は、原則として分母と分子の内容が同じもの場合にだけ用いる。

**cm H₂O は使わない。

その他、疑問のあるものについては意見を聞いて編集委員会で検討する。

(2000.3.10改正)

「土壌の物理性」投稿案内

1. 投稿原稿に対する基本方針

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

2. 投稿原稿に求められるもの

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

(1) 内容について

- 1) オリジナリティーがあること（論文、研究ノートの場合）。
- 2) 本誌の読者にとって有益であること。
- 3) 導入、研究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ています。

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

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

5. 閲読の手順と投稿原稿の採否

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

び個別指摘事項と共に編集委員会へ報告します。

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

- 1) 閲読者2名とも総合判定がA（このまま掲載可）の場合には、閲読結果を受け取った日付で原稿を受理（掲載決定）します。

- 2) 1名の総合判定はA、もう1名はB（指摘の点が修正されれば掲載可）の場合、または2名ともBの場合には、指摘事項について著者に比較的小さな修正を求めます。修正原稿が提出され、編集委員会が修正内容を確認した時点で受理します。

- 3) 1名の総合判定はB、もう1名はC（指摘の点が修正された後、再閲読する必要あり）の場合、または2名ともCの場合には、指摘事項について著者にやや大きな修正を求めます。提出された修正原稿は再び閲読を行います。

- 4) 1名の総合判定がD（掲載不適）の場合には、第3の閲読者に判定を依頼することを含め、編集委員会が対応を判断します。

- 5) 2名の総合判定ともDの場合には、その理由を付けて著者へ返稿します。

- 6) 閲読は2回までとし、再閲読においてもCまたはDの判定がある場合には、編集委員会が対応を判断します。

- (4) 閲読結果の総合判定をDとする理由は次のようなものです。

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

6. その他

- 1) 共著者は全員が原稿に責任を負って下さい。共著者がいるにもかかわらず、その共著者が原稿を読んでないと判断されるような基本的なミスがある場合には、閲読を中止して返稿することがあります。

- 2) 修正原稿を返送する場合には、修正結果がすぐに分かるような回答書（指摘事項に対応した修正箇所・内容一覧）を作成し、添付して下さい。

- 3) 原稿は一度印刷公表されると末永く評価と批判の対象になります。閲読意見に対しては極力冷静かつ慎重に対処して下さい。誤解があった場合には、その誤解を解くだけでなく、誤解を受けないような書き方に改める努力が求められます。

- 4) 「掲載不適」で返稿された原稿を再投稿する場合は新規投稿扱いとなります。「掲載不適」とした理由を十分に確認・検討の上、再投稿して下さい。

(2004.6.29改正)

「土壌の物理性」閲読の手引き

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

(2003.5.28 改訂)

土壌物理学学会学会賞規定

1. 種類 学会賞に論文賞と優秀ポスター賞をおく。
 2. 募集 論文賞の募集は年1回行い、学会誌「土壌の物理性」に公示する。
 3. 推薦
 - (1) 論文賞は正会員1名以上により推薦されたものを候補とする。
 - (2) 推薦は所定の書類を必要部数揃え、学会事務局へ提出する。
 - (3) 優秀ポスター賞については推薦を必要としない。
 4. 選考 学会賞の審査並びに選考は、選考委員会において行う。
 5. 表彰 論文賞は通常総会において表彰を行う。
 6. その他
 - (1) 論文賞の推薦がない場合も、選考委員会が適格論文の中から選考することができる。
 - (2) 論文賞に該当する論文は、「土壌の物理性」に、原則として受賞の前年4月1日から受賞年の3月31日までに掲載された原著「論文」を対象とする。
 - (3) 優秀ポスター賞の対象者は、土壌物理学学会シンポジウムのポスター発表者(本人)とする。なお学生に限り会員外であっても対象に含める。
- (2002.11.23 制定 2003.11.22 改正)

土壌物理学学会学会賞選考委員会規定

1. 目的 学会賞選考委員会(以下委員会という)は、論文賞及び優秀ポスター賞の選考を行うことを目的とする。
 2. 業務 委員会はつぎの業務を行う。
 - (1) 学会賞規定に基づく論文賞及び優秀ポスター賞の選考。
 - (2) 土壌物理学学会学会賞選考に関するその他の事項。
 3. 構成 委員会は委員長1名および委員5名程度を持って構成する。
 - (1) 委員会は正会員より構成される。
 - (2) 委員は評議員会の推薦に基づき総会で決定する。
 - (3) 任期は2年とする。ただし、再任はさまたげない。
 - (4) 委員長は委員の互選により選出する。
 - (5) 若干名の専門委員をおくことを認める。
 4. 開催 委員会は年3回程度開催する。
- (2002.11.23 制定 2003.11.22 改正)

土壌物理学会会員登録用紙 [入会・退会・登録事項変更]

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

届 出 内 容	入会・退会・登録事項変更
申 込 年 月 日	西暦 年 月 日
会 員 種 別	正・学生・購読・賛助
氏 名	
同上ローマ字読み	
性 別	男・女
生年月（西暦年・月）	西暦 年 月
勤 務 先	
勤務先所在地	〒
勤務先電話番号/FAX 番号	
勤務先 E-mail	
自 宅 住 所	〒
自宅電話番号/FAX 番号	
自宅 E-mail	
会誌の送付先	勤務先・自宅
本学会以外の主な所属学会	

本会記入

受付年月日：

承認年月日：

送付先・問い合わせ先

土壌物理学会事務局（庶務幹事）

〒840-8502 佐賀県佐賀市本庄町1番地

佐賀大学農学部生物環境科学科内 長 裕幸 宛

Tel/Fex. 0952-28-8757

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

2008 年度学会費納入のお願い（再）

土壌物理学事務局

時下ますますご健勝のこととお慶び申し上げます。

さて、前号にてお願い致しました今年度（2008 年度）会費の早期納入につきましては、多くの方々にご協力をいただきましたことに感謝申し上げます。

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

記

1. 会費の区分は、正会員 5,500 円、学生会員 3,000 円、賛助会員 22,500 円、購読会員 7,500 円となっております（学会会則第 5 条）。
2. 前号（108 号）に同封、または郵便局に備え付けの振替用紙をご利用のうえ、会費をご入金ください。なお、誠に恐れ入りますが、手数料は各自でご負担ください。
3. 会員登録データ等の変更は、通信欄にご記入ください。
4. 過年度未納の方につきましては、今年度分と併せてご入金ください。また、通信欄にはその旨ご記入ください。
5. 過年度の会費納入状況等、何かご不明の点がございましたら、会計幹事の近藤までご連絡ください。

問い合わせ先

土壌物理学会事務局（会計幹事）

〒840-8502 佐賀市本庄町 1 番地

佐賀大学 農学部生物環境科学科内

近藤文義

Tel 0952-28-8761, Fax 0952-28-8709

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

第 50 回 土壤物理学会シンポジウム（ご案内）

と き：2008 年 10 月 18 日（土曜日）

ところ：三重大学 三翠ホール

参加費：2,000 円（講演要旨集代）

1. シンポジウム/テーマ「水循環系プロジェクトにおける土壤物理研究の役割」

水の循環は、気候の形成、水資源涵養、農業生産、などに関わる重要な過程である。近年、地球温暖化に関わる水循環変動や水資源問題への対応などに関して、複数の研究分野が参画したプロジェクトによる研究活動が活発化している。これらの研究において、土壤中の水分や溶質のモニタリングおよびそれらの移動解析は重要な役割を担っている。

土壤物理学分野では、従来、不飽和水分移動の定式化、土壤水分測定法の開発などを通じ、土壤中の物質移動に関する多くの研究蓄積を有し、これらのプロジェクトにおいても大きな貢献が期待できる。本シンポジウムでは、水循環系プロジェクトの中で積極的に活動されている、複数の異なる分野の研究者から、ご自身の専門に関わる研究についてご講演をいただき、互いの情報交換や議論を通じて、水循環系プロジェクトにおける土壤物理研究の役割について会員の認識を深めたい。ご講演いただく方々と演題は、次のとおりである。

1) 開発 一郎 広島大学大学院 総合科学研究科 教授

「CEOP・GEOS-5・地球環境観測衛星系の土壤水分研究」

2) 宮田 秀介 東京農工大学大学院 農学府 国際環境農学専攻 産学官連携研究員

「ヒノキ林斜面の水文過程における土壤撥水性の役割」

3) 若月 利之 近畿大学農学部 教授

「水田農業の普及によるアフリカの緑の革命実現と土壤物理学的問題点」

4) 古米 弘明 東京大学大学院 工学系研究科 水環境制御研究センター 教授

「土壤浸透処理による都市排水の水質変化とそのリスク評価」

2. ポスター・セッション

「土壤物理研究の最前線 Challenges in Soil Physics」

個人会員が土壤物理に関する最新、最先端の研究成果をポスター・セッション形式で発表するプログラムです。皆様の積極的な参加を歓迎いたします。発表様式などの詳細については、学会ホームページをご覧ください。

3. 企業展示

土壤の状態と変化を計測する技術の開発は、土壤物理学が貢献すべきテーマの一つです、そこで、土壤物理学会に協賛頂いている企業の方々、あるいは関係企業の方々に参加を呼びかけ、最新の計測機器やセンサーなどを紹介して頂き、理論と実際の隙間を埋めるような土壤物理の計測技術に関する情報交換の場を提供いたします。

4. 情報交換会

5. 参加・発表申し込み方法、プログラム（学会ホームページに掲載します）

問い合わせ先

土壌物理学会事務局（庶務幹事）

〒840-8502 佐賀市本庄町1

佐賀大学 農学部生物環境科学科内

長 裕幸

Tel/Fax. 0952-28-8757/E-mail : choh@cc.saga-u.ac.jp

学会ホームページ

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

第 6 回（2008 年度） 土壌物理学会賞候補の推薦（公募）

土壌物理学会では、下記の要領で学会賞候補（推薦）を公募いたします。

記

学会賞種類：論文賞

対象論文：2007（平成 19）年度に「土壌の物理性」（第 106, 107, 108 号）
に掲載された論文（original paper）

推薦期限：2008（平成 20）年 8 月 31 日（日曜）、消印有効

推薦書様式：詳細は、下記の事務局幹事までお問い合わせ下さい

表 彰：2008（平成 20）年 10 月

土壌物理学会 学会賞選考委員会

問い合わせ先：

土壌物理学会事務局（庶務幹事） 長 裕幸

学会ホームページ：<http://wwwsoc.nii.ac.jp/jssp3/>

E-mail：choh@cc.saga-u.ac.jp

学会賞候補の推薦に当たっては、「学会賞規定」「学会賞選考委員会規定」（本誌冒頭に黄色ページに掲載）をご確認下さい。

土壌診断での土壌物理性の役割

山田 一郎*

作物生産を行う場合に土壌の状態を診断することの意義は持続的な環境保全型農業を実践するために益々大きくなっている。農業現場での土壌診断は土壌の化学性に関わる項目（pH, EC, 交換性塩基, 可給態リン酸等）が主体で、現場で活用できる簡易なやり方も数多く開発され、普及している。これらの値は土壌の養分状態を示しており、各項目ごとに土壌別, 作物別の基準値が設定されている。基準値を外れた場合は、資材による土壌改良や施肥により調整されるが、この化学性改善は個々の農家で行われることが多い。一方、土壌の物理性に関わる項目には、作土厚, 有効土層, 粒径組成, 土壌硬度, 三相組成, 仮比重, 保水性, 透水性等があり、これらの項目に関しても、土壌別, 作物別の基準値が設定され、基準値を外れる場合は、基準値内にするように指導され、改善の手法についてもアドバイスを受ける。土壌の物理性の改良は、コストと時間がかかるので事業としてなされることも多く、作物生産の基盤づくりである。そして、土壌物理性診断は作物根の正常な生育のための必須条件である。しかし、個々の農家レベルでの土壌物理性診断は土壌化学性診断に比べてなされていない。今後、持続的作物生産を行う場合、健全な根の生育の基になる土壌物理性の簡易診断は重要であり、そのためにどのようなことを実践していく必要があるだろうか。

先の土壌物理性の項目のうち、現場で比較的容易に調査できるのは作土厚, 有効土層である。その調査には圃場に 50 cm 程度の深さまで土を掘る必要があるが、その際のスコップからの感触で土の大凡の硬さも実感できる。また、これで根の状況も観ることができる。現在、農家で土中の状態を観る人は極めて少ないので、まずこの作業を行ってもらいたい。次に、土壌硬度も硬度計で測ることができ、特に下層土改良の必要について知ることができる。海外の土壌調査関係者と土壌調査を行うと土壌硬度計に大いに興味を示すが値段を教えるとびっくりされる。有効であるが、農業現場に持ち込む場合は低コスト化の必要がある。次いで、土塊の重さや形や孔隙性の観察もできる。これらは定性であるが、土壌の物理性を知る大事な情報である。かつて各県には多くの土壌調査を行う方がいたが、これらの調査は専門的な土壌調査経験がなくても現場で手軽に土壌物理性診断として行えるので、定性的な基準を作成し、現場で使ってもらう工夫が求められる。また、作物根と土壌の接触を観ると、根は団粒や構造を持つ土塊と複雑に絡み合っている。作物根は、絡み合う土塊を保持したり土塊から溶けた養分を吸収している。この養分との関わりでは土壌の化学性診断そして施肥の仕方とも密接な関係を持っており、観察により土壌の物理性と土壌の他性質との関連を実感できる。

現在、我が国の農業は、従事者の高齢化、より安全な食物生産のための持続的農業の実践、外国農産物との競争、量販店主導の買い付け、石油・飼料・肥料等の急激な価格高騰、国際的な食料困り込み対応など構造的な大きな転換期を迎えている。作物生産現場の息吹を浴びながら農業生産のための時代を担った土壌物理性診断の役割は大きい。

* 農業・食品産業技術総合研究機構 九州沖縄農業研究センター

多周波数電磁探査法による土壌環境モニタリング

平井優也*・森 也寸志*・宗村広昭*・江草直和*・森澤太平**

Soil Environment Monitoring by Multi-frequency Electromagnetic Sounding

Yuuya HIRAI*, Yasushi MORI*, Hiroaki SOMURA*, Naokazu EGUSA* and Taihei MORISAWA**

* Faculty of Life and Environmental Science, Shimane University,
1060 Nishikawatsu, Matsue 690-8504, Japan

** The United Graduate School of Agricultural Sciences, Tottori University,
4-101 koyama-minami, Tottori 680-8553, Japan

Abstract

Surface soil environment was surveyed and characterized using a multi-frequency electromagnetic wave (EM) sensor. Traditional resistivity method needs multiple point electrodes in the field to investigate the deeper points, however, this method uses broadband electromagnetic data to obtain the apparent conductivity from different depth, i.e., the higher the frequency, the shallower data we can obtain. It is non-invasive and rapid, therefore, appropriate for wide area environmental survey. Five frequencies of 2310, 3870, 7950, 24510 and 47970 Hz were applied so that we obtained vertical profile of the domain. Forest under different management, winter-ponded paddy field, orchard and tea farm in hilly mountainside and orchard in plain field were investigated using a broadband electromagnetic wave sensor sounding. Surface electrical conductivity (EC) obtained by Wenner array has the highest correlation with 47970Hz data, showing it is the appropriate frequency for surface soil investigation. Moreover, EC in the order of several tens milli-Siemens obtained by EM sounding corresponded very well with the EC obtained by traditional method. Conductivity data successfully showed management induced changes in soil environment by conductivity map along with vertical conductivity profile, which is advantage of broadband EM survey. Water content changes in forest after rainfall, effect of ponding management in paddy field, and the differences in fertilizer application practice in hilly farm, were clearly demonstrated by the broadband EM sensor.

Key words : Electromagnetic wave sounding, nondestructive investigation, Electrical conductivity.

1. はじめに

土壌・地盤・地下水を取り扱う分野では、対象とする媒体の中を見ることが出来ないという根本的な課題から、しばしば非破壊検査が望まれる。地下水および地熱・温泉調査では比抵抗法探査の割合が高く、土木・建築に関する調査では弾性波探査の割合が高い。従来、電磁探査法は主に深部探査に用いられてきたが、土木分野を対象とした浅部探査機器が開発され、適用分野に広が

りを見せている（中里・黒田，1999）。

本研究では、物理探査が望まれる一つの場面として、森林や農地の管理を考えた。健全な水循環と持続可能な水利用は科学技術基本計画（総合科学技術会議，2006）にもあげられた重要課題で、河川水質のみならず、流域全体の特性を調査・管理することが望まれる。河川水は一般に採水調査によってその特性を把握することができるが、面源負荷源である森林、畑地、水田では土壌調査のためにその土地に入らなければならない。しかし、こ

* 島根大学生物資源科学部 〒690-8504 松江市西川津町 1060

** 鳥取大学大学院連合農学研究科 〒680-8553 鳥取市湖山町南 4 丁目 101

キーワード：電磁探査法，非破壊探査，電気伝導度

これらのフィールドは一般に私有地であるため、鉛直立坑を掘るなど破壊的調査は望まれない。また、同じ物理探査でも、多数の電極を打ち込み、その距離を変えながら多深度を探査する比抵抗法は多数のフィールド調査には向かない。電磁探査を利用すれば、多点における土壌採取という労力は改善されるが、塩類集積調査等で使用される単周波数調査(例えば Corwin *et al.*, 2003)は、一深度のデータしか得られず、水分や肥料成分の鉛直方向への影響を調べることが出来ない。

そこで本研究では、多周波数電磁探査法による調査を考えた。電磁波は周波数が低いほど地中深い部位まで到達し、逆に高周波は地中浅い部位にしか到達しない(2.1測定原理を参照)。従っていくつかの周波数を連続的に発生させて地盤内に発射し、2次的に発生する電磁場を計測すれば、電極間距離を変えずに多深度の土壌環境を同時に計測できる。すなわち水平方向への可動性という点で比抵抗法より、また、鉛直方向への多深度調査という点で単深度電磁探査より有利である。もし、土壌の水分状態や、施肥管理の影響が非破壊で迅速に得られるならば、フィールド調査の一つのツールとして大変有効である。

電磁探査を行う場合、電磁波の到達深度や得られたデータの妥当性をボーリング調査などによって検証することが多い。これまでに、人工地盤内において地盤への漏水という水分量の大きな違いを抽出するために電気伝導度約 100 mS m^{-1} の変化を探査する実験が行われている(光畑ら, 2005)。また、海岸平野における高塩濃度地帯の電磁探査では、塩水と真水といった可溶性塩類の濃度の大きな違いを検出するために、電気伝導度約 $1,000 \text{ mS m}^{-1}$ の変化について探査が行われている(Mitsuhashi *et al.*, 2006)。本研究で対象とする農地や森林は電気伝導度が数十 mS m^{-1} 以下で、これまで報告されてきた現場よりずっと塩濃度が低く、その水分の変動幅も小さい。また、地質学分野で扱われる数十から百mというオーダーよりも1m未満の表層の土壌に注目する必要がある。従って、電磁波の探査深度や電気伝導度の絶対値の正確さなど、土壌環境の保全や管理に有用な情報をどのように抽出できるか吟味する必要もある。

本研究の目的は、多周波数電磁探査法によって、農地や森林を調査し、流域の面源負荷削減を目指した環境評価・維持・管理のための非破壊土壌環境モニタリング技術の可能性を探ることである。具体的には、①土壌表層探査のための適正周波数の評価、②土壌電気伝導度の正確さの評価、③電磁探査における土地利用毎の特性の抽出、を行った。

2. 方 法

2.1 測定原理

本研究では電磁探査システムとして米国 Geophex 社の GEM-2 broadband EMI sensor を使用した。この測定システムは、小さな送信コイルと受信コイルを用いて、土壌中の電気伝導度や帯磁率分布を計測することができる。送信ループから変動磁界を発生させると、土壌中にレンツの法則により起電力が発生し、土壌の比抵抗に応じて誘導電流(渦電流)が発生する。その誘導電流によって新たに生じる二次磁場 H_s と一次磁場 H_p を受信ループにて地表からのセンサー高さ h で観測し、その値から地下の電気伝導度や帯磁率の値を推定する(ループ・ループ法, 図-1)。送信・受信ループ間隔 r は 1.66 m で、同一の板に固定されており、 $330 \text{ Hz} \sim 47,970 \text{ Hz}$ の最大15の周波数の送受信が可能である。一般的に、3~5の周波数を用いて測定する(光畑ら, 2005)。

電磁探査法の探査深度は、使用する電磁波の周波数 f と大地の透磁率 μ 、導電率 σ に依存する。高周波数ではより浅層の情報が、低周波数ではより地下深部の情報が得られる。導電媒質中の電磁波は $e^{-\alpha z}$ (α : 減衰定数 z : z 軸方向距離)で減少する。この値が $e^{-1} = 0.368$ になる z の値(電磁場の強さが地表面の $1/e$ (約37%)になる深度)を δ と表し、表皮深度(skin depth)と呼ぶ。表皮深度(skin depth) δ は、

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu \sigma}} \quad \omega = 2\pi f \quad (1)$$

で求められる(Huang, 2005)。ここで、 δ : 表皮深度(m)、 ω : 角周波数(rad s^{-1})、 μ : 透磁率(H m^{-1})、 σ : 導電率(S m^{-1})、 f : 周波数(Hz)である。この式から、周波数 f が高いほど、透磁率 μ が大きいほど、また、導電率 σ が大きいほど、電磁波が伝わる深度は浅くなることわかる。この表皮深度は理論的なものであり、実際の探査深度(depth of investigation, DI)は、目的とする媒体の状態によって異なるため、多分に経験的なものになる。Huang (2005)はこの経験的な探査深度を図解的に求め、

$$DI = \alpha \delta^\beta \quad (2)$$

とした。ここに α, β は経験的係数でそれぞれ $0.94, 0.53$ であるとしている。本研究では式(1), (2)を使って探査深度と考えた。

次いで得られるデータについて考える。電磁探査機と地面が水平状態で、コイル間隔 r 、センサー高さ h の場合、垂直な均一半空間に一次磁場 H_p をかけると、渦電流

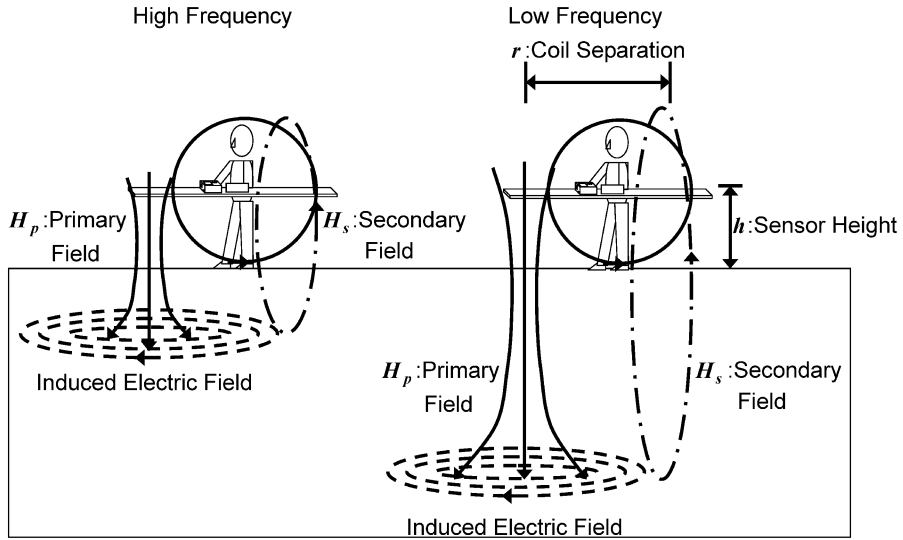


図-1 多周波数電磁探査法の測定原理

Fig. 1 Schematic representation of multi-frequency electromagnetic wave sensor measurement.

が生じ、その渦電流からさらに二次磁場 H_s が発生し、それが検出器で検出される (図-1)。これは次式で表される (Won *et al.*, 1996)。

$$\frac{H_s}{H_p} = r^3 \int_0^{\infty} \lambda^2 R(\lambda) \exp(-2\lambda h) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3)$$

$$R(\lambda) = \frac{\lambda - \sqrt{\lambda^2 + i2\pi f \mu \sigma}}{\lambda + \sqrt{\lambda^2 + i2\pi f \mu \sigma}} \quad (4)$$

ここで、 H_s ：受信コイルでの二次磁場、 H_p ：受信コイルでの一次磁場、 r ：コイル間隔 (m)、 h ：センサー高さ (m)、 J_0 ：ゼロ次のベッセル関数、 f ：制御装置周波数 (Hz)、 μ ：透磁率 (H m^{-1})、 σ ：電気伝導度 (S m^{-1}) である。

上の方程式を解くと μ と σ が未知数として残るが、Huang and Won (2000) は低周波を使用すると伝導成分に影響されない透磁率が計測されることを示し、ここから地盤の透磁率を求め、次いで伝導度成分を計測する方法を紹介している。実際はこの計算はソフトウェア的に行われ、ユーザーは変換後の電気伝導度を読み取るようになっている。なお、このとき計測される実数成分を In-phase、虚数成分を Quadrature とよんでおり、同様にデータの中に表示されるようになっている。これらが周波数、透磁率、電気伝導度の関数となることから、感度の高いデータ値を得るために、伝導度成分の求め方がいくつか考案されている (Huang and Won, 2000)。

2.2 調査概要

農地や森林等の環境評価・管理のための非破壊土壌環境モニタリング技術として、土壌水分状態や施肥の多寡の指標となりうる電気伝導度に注目し、様々な土壌環境が多周波数電磁探査法でどのようにモニタリングされるのかを検証した。調査対象としたのは、森林2斜面、水田、果樹園2面、茶畑である。

本研究における表層土壌の対象深度は、表層から約1~2m程度である。表層土壌を含む多深度調査を行うため、測定深さがおよそ10m未満となるように、前述の表皮深度と探査深度 (式(1)、(2)) を用いて、多周波数電磁探査機の調査周波数を2,310, 3,870, 7,950, 24,510, 47,970 Hzの5つに設定した。これらの電磁波は1秒以内にすべて段階的に自動発生、自動データ取得されるため、ユーザは探査機を肩にかけて圃場をゆっくり歩くだけでよい。水田など定形を持つ圃場については、2,3メートル間隔でラインを描くように歩き、不定形の果樹園や山林ではGPS (BR-355, SiRFstarIII, GlobalSat) を使って位置情報と併せてデータを取得するようにした。取得したデータはCSVファイルとして提供されるため、RS-232Cを通じてこれをパソコンに取り込み、専用ソフトで変換の後、グラフデザインソフト (Surfer8, Golden software) で電気伝導度および帯磁率の等高線図を作成し、土壌環境の評価を行った。また併せて土壌硬度 (山中式) も調査した。

電磁探査の妥当性を評価するための土壌調査として、

表-1 調査圃場の土壌物理性

Table 1 Soil physical properties of examined field.

Land Management	Forest West	Forest South	Paddy field	Tea farm	Orchard (hilly)	Orchard (plain)
Soil	Brown forest soils	Brown forest soils	Gley paddy soils	Red-Yellow soils	Red-Yellow soils	Red-Yellow soils
Sampling point	20	21	21	25	21	12
Sampling Depth (cm)	10	10	10	10	10	10
EC _{1:5} (mS m ⁻¹)	14.73 (4.66)	17.82 (1.73)	15.07 (3.29)	41.53 (4.96)	11.84 (0.37)	3.05 (0.09)
Moisture ratio (g g ⁻¹)	0.38 (0.18)	0.46 (0.10)	0.41 (0.05)	0.53 (0.16)	0.31 (0.01)	0.33 (0.04)
VWC (m ³ m ⁻³) ⁺	0.39 (0.14)	0.43 (0.11)	0.42 (0.11)	0.58 (0.15)	0.29 (0.05)	0.32 (0.04)
Bulk density (Mg m ⁻³)	1.07	0.95	1.42	0.95	0.95	1.08
Soil Hardness (kg cm ⁻²)	1.09 (0.65)	1.97 (0.92)	—	1.66 (0.46)	3.62 (1.44)	5.36 (1.42)

+ VWC ; Volumetric water content

() ; Standard Deviation

不攪乱土壌を採取し、含水率、含水比、乾燥密度、1:5法土壌溶液電気伝導度を計測した。また、1:5法によって得られた土壌抽出水をイオンクロマト (PIA-1000, Shimadzu) によって分析し、肥料成分の多寡の参考とした。さらに電磁探査と同時に、Wenner array (1916)法により深度5~10 cm程度の土壌の電気伝導度を調査し、データ比較が行えるようにした。各調査地点の土壌の特性は表-1に示すとおりで、各サイトの調査方法を以下に記す。

(a) 森林調査

島根県松江市宍道町馬鞍山の西側斜面と南側斜面の隣接する人工林にて降雨前後の森林土壌環境モニタリング調査を行った。森林調査の目的として、①森林土壌環境の特徴抽出、②隣接する人工林二斜面 (西側, 南側)での土壌環境の差異のモニタリング、③降雨前・後の土壌環境の変化の抽出、の3点について検証を行うこととした。

(b) 水田調査

島根県安来市宇賀荘町には渡り鳥が飛来する水田があり、特にコハクチョウのために冬の間湛水管理を行っている。そこで湛水前 (10月30日)と湛水後 (12月11日)、渡り鳥飛来後 (1月22日)、渡り鳥北帰行直前 (2月21日)の4つの状態の水田土壌調査を行った。湛水期には筏をつくり、その上に探査機を搭載して、水田面を曳航させて電磁探査を行った。水田調査の目的は、①湛水・非湛水の違いの検出、②湛水による土壌環境の変化の検出、また、③渡り鳥の飛来が水田土壌環境に及ぼす影響を検証した。水田は、長辺108m、短辺65mであり、前述したように2、3m間隔の平行のラインを描くように歩いて、また筏を曳航させて調査した。

(c) 果樹園・茶畑調査

島根県松江市本庄町にある島根大学生物資源科学部附

属生物資源教育研究センターの果樹園 (カキ・ウメ畑)と茶畑においても森林や水田と同様の調査を行った。果樹園・茶畑調査の目的は、①施肥環境の異なる果樹園と茶畑の土壌環境の違いを検出すること、②それらと森林、水田との違いの検出、すなわち土地利用の違いが土壌環境に与える影響を調査すること、の2点である。果樹園と茶畑においては、電磁探査ではGPSユニットと一体になった調査を行い、位置情報を簡便に取り込める工夫をした。

また、上記2圃場は丘陵地にあるが、島根大学内における平地果樹園においても電磁探査を行い、比較対象とした。

3. 結果と考察

3.1 表皮深度による探査深度

多周波数電磁探査においては、前述した5つの周波数で現場を走査しているので、それぞれの周波数について対応した探査深さがある。式(1)によって理論的な電磁波の到達深度を、また式(2)から経験的に探査深度を推定することができるが、農地のような電気伝導度の低いサイトで、これらの式が適用できるという保証はない。

そこでまず、表層土壌の調査と最も相関の強い探査周波数を抽出するために、各圃場で行った従来法であるWenner array法と多周波数電磁探査法による電気伝導度を比較し、図-2にまとめた。また、それぞれの周波数について、従来法であるWenner array法と多周波数電磁探査法の相関を表す決定係数をグラフ隅に示した。図-2では、調査サイトに関係なく周波数毎に従来法との相関を表している。低周波数ではプロットがまとまらず、高周波になるに従って徐々にひとつの近似直線で代表されるグラフに近づくことがわかる。代表として47,970 Hzについて回帰直線を描画した。決定係数0.9750から

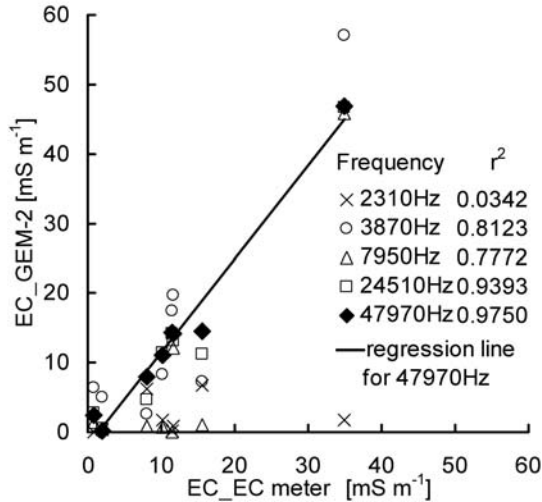


図-2 表層土壌探査のための適正周波数の評価

Fig. 2 Appropriate frequency for surface soil monitoring.

47,970 Hz が最も強い相関を示すことが明らかになった。また、低周波数になるに従って決定係数が小さくなっており、表層の伝導度の影響を徐々に受けなくなっていることがわかる。すなわち表皮深度（式(1)）から、低周波ほど深い部位にまで到達するため、表層の影響が小さくなると解釈できる。本装置において、表層土壌の特徴を捉えるためには、周波数 47,970 Hz を用いることが最も妥当であると判断した。

さらに各周波数をもつ電磁波が探査する深さについて考察する。図-2の縦軸は各サイトにおける電磁探査の結果得られた電気伝導度である。この値と使用した各周波数を使って、式(1)、(2)から計算上の探査深度を算出し表-2に示した。数十メートルまでを対象とする地質学の理論的な計算からは 47,970 Hz は探査深度 3~5 m（森林をのぞく）と計算されるが、決定係数 0.9750 から考えると 1 m 未満の表層土壌の影響をかなり受けながら値が得られていると考えられる。従って電磁波が到達する深度は計算値に近いにしても、環境計測としてはより表層に視点を置いても合理性を失わない。すなわち本探査機を使って表層土壌環境を適切にモニタリングできると判断した。また森林土壌については電気伝導度が小さいため電磁波の到達深度が深く表層の探査とは言い難い。

表層土壌探査の情報としては 47,970 Hz で妥当と判断したが、地盤の電気伝導度によってこの値は変わるため、後に示す鉛直方向の探査マップでは周波数を表示し、括弧内に探査深度を記載することにした。

3.2 多周波数電磁探査法と従来法によって得られた電気伝導度の比較

現場では、従来法である Wenner array 法と電磁探査による電気伝導度調査を同じ場所で行っている。そこで表層探査として妥当と判断された 47,970 Hz の探査データと従来法伝導度調査データをそれぞれの場所で比較し、図-3に描画した。グラフは各圃場で横方向に散乱する形を見せており、図中に示した標準偏差から判断して、従来法である Wenner array 法によるばらつきが大きい場合が多いとわかる。また、ポイントごとにおける比較は相関が高いとは言えない。ここで従来法である Wenner array 法において明らかに異常値と見られる 2, 3 点を排除して算術平均を取る（図-3の◆）と非常に相関の良いグラフとなった。すなわち電磁探査は、ポイントレベルでは従来法である Wenner array 法と相関がとれないものの各圃場毎に平均化すれば相関のとれた計測が出来ていることがわかった。むしろ電極と土壌間の接触の影響を受ける Wenner Array 型の従来型電気伝導度計測にばらつきが見られると考えられた。森林については、表-2に示したように探査深度が 10 m 内外であるため、調査地点の直下としての土壌内データは必ずしも表層と一致しない可能性がある。ただし森林土壌から得られる数 mS m^{-1} 未満の値は非常に小さく、絶対値が一致することはそもそも難しいと考える。

総じて、前述した従来成果である海水と真水、空隙への漏水などといった違いよりはずっと小さな値の違いを議論することが可能であると考えられた。従来法とのば

表-2 土壌の伝導度計測から推測される探査深度

Table 2 Depth of investigation estimated from soil conductivity.

Land Management Electrical conductivity (mS m ⁻¹)	Forest West	Forest South	Paddy field	Tea farm	Orchard (hilly)	Orchard (plain)
	0.21	2.36	13.18	14.59	7.90	46.82
Frequency (Hz)	Unit : m					
47970	13.83	7.26	5.27	4.60	4.48	3.29
24510	16.52	8.67	6.29	5.50	5.35	3.93
7950	22.27	11.68	8.48	7.41	7.21	5.29
3870	26.95	14.14	10.26	8.96	8.72	6.41
2310	30.89	16.21	11.77	10.28	10.00	7.34

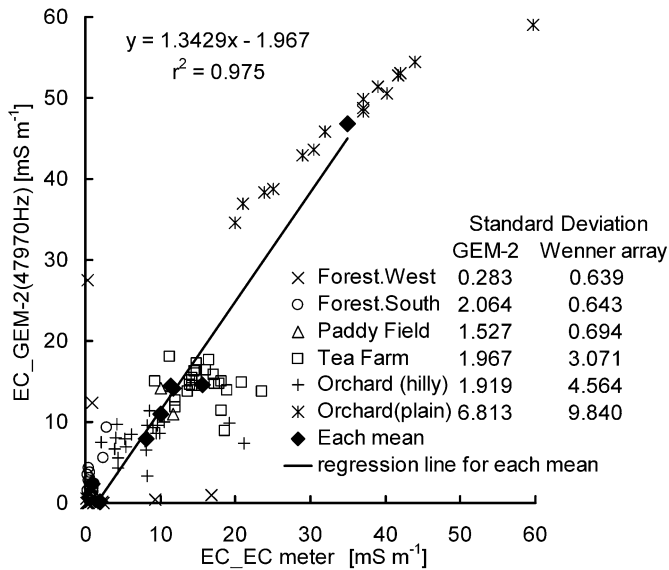


図-3 従来法と電磁探査法の電気伝導度の比較

Fig. 3 Comparison of EC between traditional Wenner array measurement and multi-frequency EM survey

らつきの程度に注意する必要があるものの中央値としての比較は良好な相関を得ている。電気伝導度について数十 mS m⁻¹ 以下の低濃度の値を持つ農林地で従来法とのデータの一致を見た例はおそらく初めてで、多周波数電磁探査機による土壌環境計測へ可能性を示すことが出来た。

3.3 平面的な土壌環境評価

送信・受信コイル間隔が近い本探査機では、多周波数のデータはそのまま点のデータと解釈できるので、電極間を大きく取る比抵抗法などとは違って、作図の際には、最適化同定による点データの逆解析などは必要がない。図-4に各圃場の47,970 Hzの調査結果を示した。(先のグラフでも現れたように平地果樹園だけは伝導度が非

常に高かったので別のスケールを使った。)一般的な電気伝導度の大小は、森林<丘陵地果樹園<水田<茶畑<平地果樹園となった。イオンクロマトによる陰イオン分析結果と照らし合わせると概略、平地果樹園の場合を除いて、おおよそ施肥状況の多寡が反映された結果と判断することが出来る。従来法であるWenner array法と47,970 Hzにおける電磁探査の圃場毎の平均が、決定係数0.9750という極めて良い相関にあることから、これら圃場毎の多周波数電磁探査結果としての濃度の違いは実際の現場の値の違いを示していると考えて良い。

3.4 森林土壌環境

森林では水源涵養効果が重視されるので、鉛直断面での水分分布がわかると非常に有効である。図-5には多周

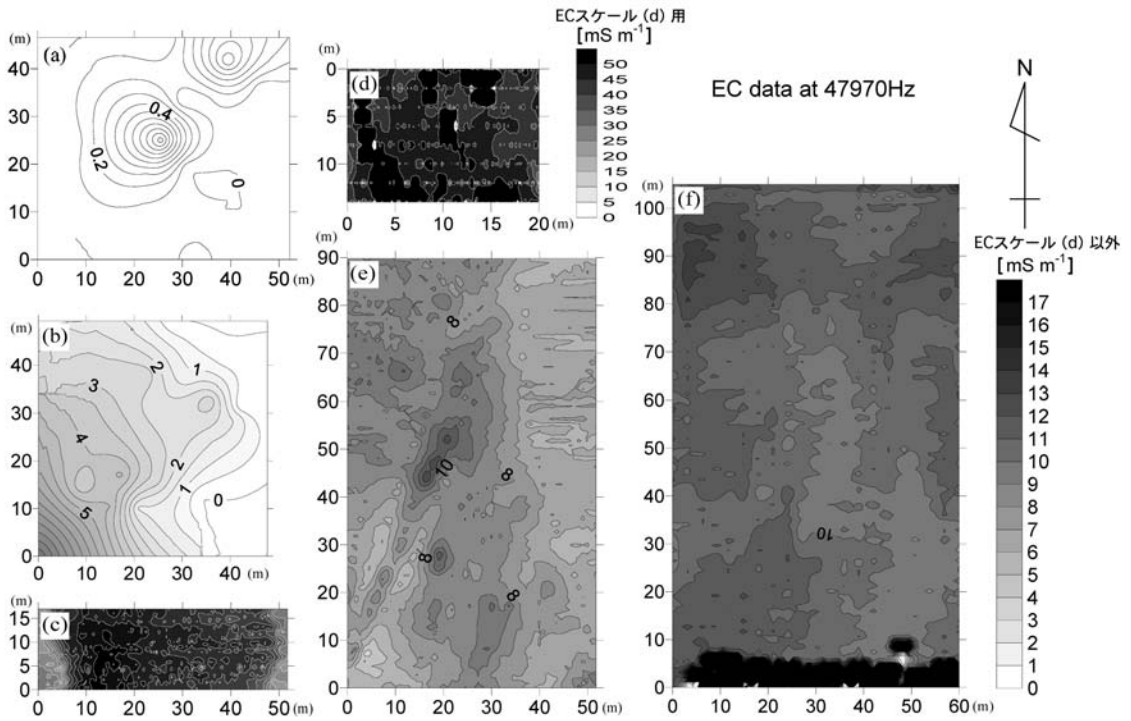


図-4 電磁探査法によって得られた土地利用毎の電気伝導度の平面図
 (a) 森林西側, (b) 森林南側, (c) 茶畑, (d) 果樹園 (平地), (e) 果樹園 (丘陵地), (f) 水田
 Fig. 4 Horizontal EC map obtained by multi-frequency EM survey.
 (a) Forest West, (b) Forest South, (c) Tea farm, (d) orchard (plain), (e) orchard (hilly), (f) Paddy field

波数電磁探査の結果である深さ方向の電気伝導度分布を表示した。多周波数電磁探査では探査結果として鉛直断面を出すことができるのが特徴である。西側斜面である図-5 (a) と南側斜面である図-5 (b) を比較すると、南側斜面である (b) の電気伝導度が高い様子がわかる。また、伝導度の高い部位は表層ではなく、十数 m あたりの深い層であることがわかる。西側と南側の両斜面では降雨前後に電磁探査を行っているため、その結果を図-6 に新たに表示した。斜面上方から調査のための採水をしている堰に向けて断面を作成した。概略図の右側が上流部、左側が採水をしている堰近くとなっている。降雨前後の図を比較すると降雨後には深さ十数 m 程度の所に伝導度の増加帯が見られ、肥料などの可溶性塩類が突然加わる可能性はないため、これが水分の増加を示しているものと判断した。電気伝導度の高いところは降雨前後で似通っており、浸透の発生しやすいところや水分のたまりやすい所がある程度決まっていることが伺える。また、西側斜面である図-6 (a), (b) と南側斜面である図-

6 (c), (d) を比べると西側で水分の増加と思われる場所の割合が高く、雨水の下部浸透については西側の方が多いと観察できる。実際に西側に比べて南側のほうが1オーダー程度土壌の透水性が低いことがわかっており(高田ら, 2006) 地上で得ていたデータを合理的に示している。さらに、TOCやTNなど汚濁負荷の割合も南側で高いことがわかっており(武田, 2002), 本調査結果は雨水浸透の悪さが表面流出を促しているという水質分析からの考察を支持する。

ここで、伝導度分布の平面図である図-4のデータについて表層土壌のデータを抽出しその変化を表-3にまとめた。水分量や電磁探査の結果については図-3同様に算術平均を求めた。両森林とも5%程度の水分上昇があり、それぞれ同程度の電磁探査結果の上昇が認められる。電磁探査の方が従来法電気伝導度より深い部位を捉えていると考えられるが、森林全体としての水分上昇を的確に捉えていると判断した。南側斜面の水分が多く計測されているが、西側では浸透水の発生によって雨水が

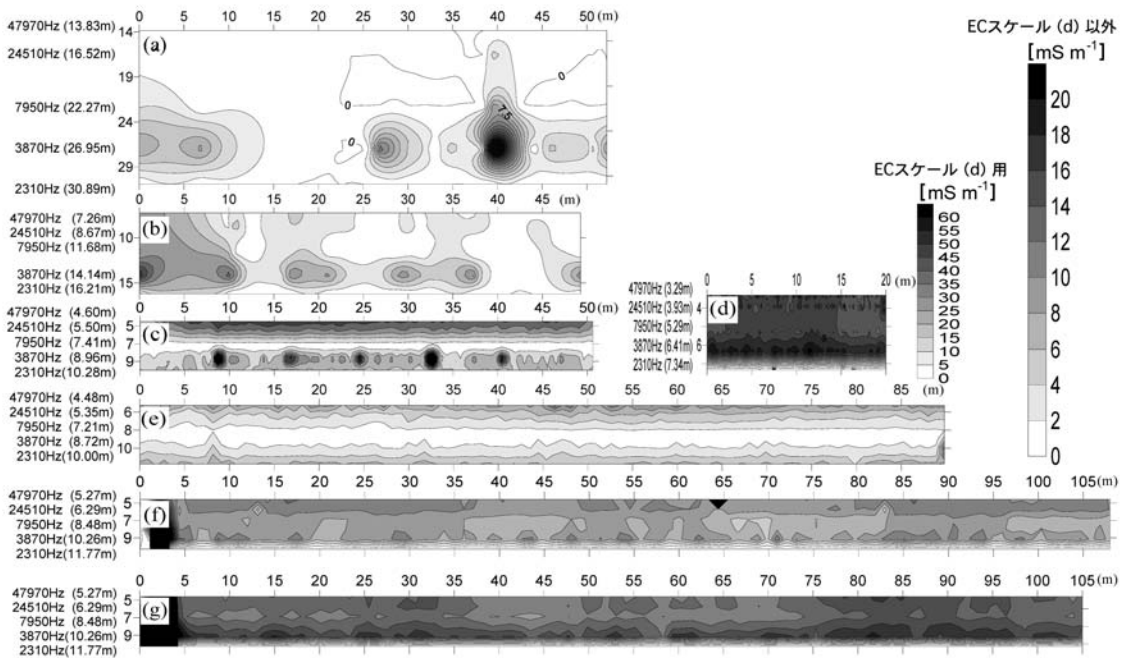


図-5 電磁探査法によって得られた土地利用毎の電気伝導度の鉛直断面図

(a) 森林西側, (b) 森林南側, (c) 茶畑, (d) 果樹園 (平地), (e) 果樹園 (丘陵地), (f) 水田 (非湛水), (g) (湛水)

Fig. 5 Vertical EC map obtained by multi-frequency EM survey.

(a) Forest West, (b) Forest South, (c) Tea farm, (d) orchard (plain), (e) orchard (hilly), (f) Paddy field (Before Inundation), (g) Paddy field (After Inundation)

表層から失われていると解釈することが出来る。さて、西側斜面の降雨後の水分量が南側の降雨前の水分量とほぼ等しくなった場合でも電気伝導度の大小を変えるほどの変化がないことから、数値そのもののオーダーの違いは、土壌組成の電気伝導度の違いであると考えられる。一般に粘土鉱物量は土壌の電気伝導度の増加に寄与する。粒度分析によって粘土粒子成分を計測すると南側斜面は31.7%、西側斜面は26%と違いがあり、これが計測結果に現れたものと考えられる。同じ地質の起源を持つ隣接する森林土壌であったが、図-4 (a), (b) を見ると電気伝導度にはわずかな大小があり、粘土鉱物量の多少がこれを表していると考えた。また、前述のように西側 (a) に比べて南側 (b) のほうが1オーダー程度土壌の透水性が低いこと、さらに聞き取りによって、図-4 (b) の左下に当たる下流部ではかつては雨水を集めて小さな水田として利用していたことが明らかになり、電磁探査の結果を裏付けることが出来た。

今回、森林においては降雨前後の電気伝導度の調査を行ったが、週間隔での調査を継続することで雨水による

水分量変動を調べることが出来ると考えられる。また、森林では表層土壌が柔らかい場合が多く、突き刺し型である Wenner Array 従来型センサーでは、電極と土壌間の接触不良による問題から調査が難航したが、完全非接触である多周波数電磁探査機では、電極と土壌間の接触問題がなく、数値のなめらかな変化を描くことができています。

3.5 水田土壌環境

水田は圃場整備により、下層から上層まで均一な土壌環境が形成されている。今回の調査では、湛水前、湛水後、渡り鳥飛来後、渡り鳥北帰行直前の4つの状態すべてにおいて、水田全体でほぼ均一な値が測定され、圃場整備の結果が反映された図が得られた。(変化が小さいため図は省略した。) 代表として図-4 (f) には湛水後2月21日のデータを示した。水田土壌の伝導度は等濃度線間隔が他のフィールドに比べて広く、変動幅は8~12 mS m⁻¹ と小さい。

湛水期間3調査日 (12月11日, 1月22日, 2月21日) のデータを用いて、従来法と多周波数電磁探査機による

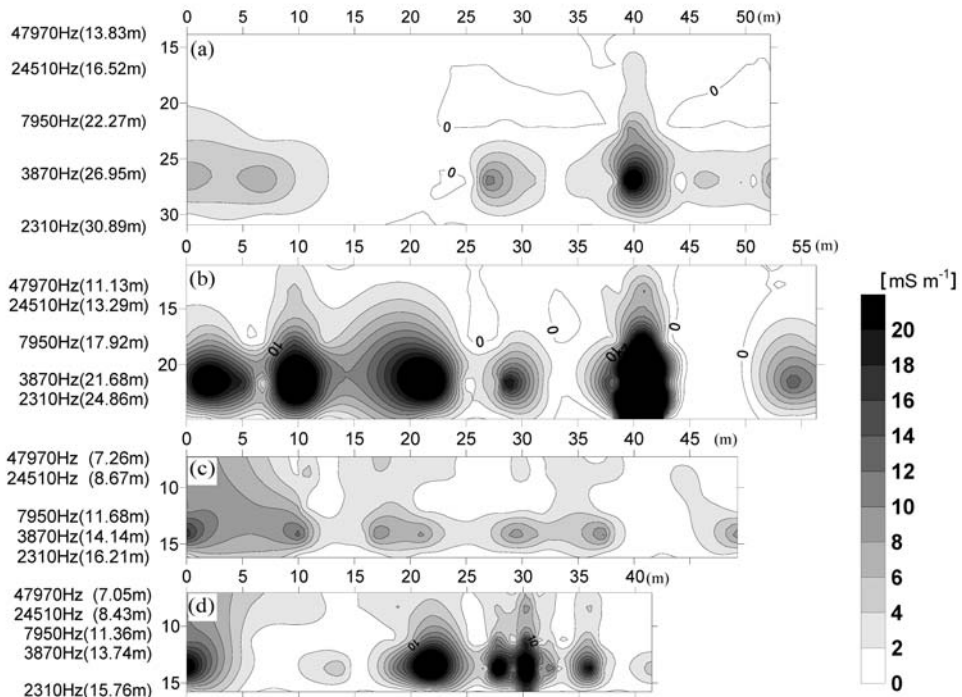


図-6 電磁探査法によって得られた森林の降雨前後の電気伝導度の鉛直断面図
 (a) 森林西側 (降雨前), (b) 森林西側 (降雨後), (c) 森林南側 (降雨前), 森林南側 (降雨後)

Fig. 6 Vertical EC map of before and after rain in the forest obtained by multi-frequency EM survey.
 (a) Forest West (Before rain), (b) Forest West (After rain), (c) Forest South (Before rain), (d) Forest South (After rain)

表-3 森林の降雨前後での体積含水率変化

Table 3 Volumetric water content changes before and after rainfall.

Site	Rainfall	Sampling Depth (cm)	θ [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]	GEM-2—EC data at 47970 Hz [mS m^{-1}]
West	before	10	0.186 (0.176)	0.207 (0.283)
	after	10	0.229 (0.130)	0.470 (0.589)
South	before	10	0.207 (0.051)	2.362 (2.064)
	after	10	0.253 (0.069)	2.626 (2.031)

() ; Standard Deviation

電気伝導度の比較を行うと、図-3のグラフで示したとおり、ほとんどが直線上に載っている。湛水条件のため従来法である Wenner array 法計測が水田の場合は水溶液で行えているという幸運はあるが、非常に精度の高い計測が行えた。

渡り鳥飛来後の水田土壌の電気伝導度は、図-4 (f) に示すとおりで、小さいながらも左上に濃度の高い部分が見られた。ここは道路から遠くコハクチョウが羽を休め

ている様子が観察されていた場所であるが、この値の具体的な由来については本調査の範囲では明らかにできなかった。

図-5 (f), (g) には鉛直断面図を示した。多周波数電磁探査ではこの鉛直断面を出すことができるのが特徴である。湛水前 (10/30, 図-5 (f)) と湛水後 (12/11, 図-5 (g)) で電気伝導度は全体的に 2.5 mS m^{-1} 程度高くなっており、この間に施肥などが無いことを考えるとこれは

表-4 1:5 法土壌抽出水の陰イオン分析結果

Table 4 Ion chromatography of 1:5 soil extracted water.

Sampling Depth (cm)	Forest West 10	Forest South 10	Paddy field 10	Tea farm 10	Orchard (hilly) 10	Orchard (plain) 10
PO ₄ ³⁻	18.92	19.91	23.05	83.5	19.7	19.6
F ⁻	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.3
Cl ⁻	6.42	5.12	1.4	2.8	1.5	0.5
NO ₂ ⁻ Unit: mg L ⁻¹	1.70	N.D.	0.2	N.D.	N.D.	N.D.
Br ⁻	0.48	0.58	N.D.	0.3	0.6	N.D.
NO ₃ ⁻	5.76	0.42	15.7	25.4	0.6	2.5
SO ₄ ²⁻	10.87	20.53	24.2	45.9	18.7	2.7

水分量の増加によるものと解釈することが出来る。水分の増加による土壌電気伝導度の増加は、深い深度まで伝導度の高い部分が観察されることで解釈でき、10/31から12/11の間にコハクチョウの越冬用に湛水管理が行われている影響を観察することが出来た。

3.6 果樹園・茶畑土壌環境

図-4, 5における茶畑(c), 果樹園(e)は丘陵地の隣接する圃場であり、地質、土壌環境は同じと考えられる。茶畑に高い電気伝導度が観察され(図-4(c)), 明らかに施肥の影響が現れている。実際、茶畑では表-4に示すイオンクロマトの分析でも他の圃場よりはるかに高い濃度の可溶性塩類が検出されている。お茶の施肥量は、窒素・リン酸・カリを合わせて、10a当たり90kgで、稲は30kg, 果樹では40kg程度である。茶畑の電気伝導度が最も高く測定されたのは、他の作物と比較して3倍も施肥量が多いためと考えられる。また、図-5(c)に示す鉛直分布では表層に高い伝導度の集中が見られる。先の水田では湛水による影響のため、水分の増加として深い部分にまで伝導度の上昇が見られたが、畑土壌への施肥の場合、可溶性塩類による伝導度の上昇が起こり、表層にその影響が強く表れることがわかる。なお、図-5(c)の深さ8m付近で等間隔に伝導度の高いところが観察されるが、パイプライン、暗渠など計測に影響する地下施設があるのかどうかは明らかにすることができなかった。

一方、図-5(d)は、平地にある果樹園であるが、地下水位が非常に高い(1, 2メートル前後)ことがわかっており、暗渠による排水が行えない圃場である。全圃場の中で最も高い伝導度を示す結果となった。これは従来法である Wenner array 法でも電磁探査でも同じであった(図-3)が、イオンクロマトグラフでは非常に低い濃度のイオン群しか検出されなかった(表-3)。電磁探査法で測定された電気伝導度は、従来法である Wenner array 法で測定された電気伝導度の値とほぼ整合し、イオンクロマトデータと不整合になる理由については明ら

かに出来なかった。

3.7 電磁探査の農林地土壌環境調査への適用性

一般に電磁探査による電気伝導度の計測では、水分と塩濃度の影響を区別せずに表示することが多い(Corwin *et al.*, 2003)。しかしながら、例えば Roades *et al.* (1976)の式で表されるとおり、伝導度とは少なくとも水分と塩濃度の関数である。農林地の環境の変化を促すのは、既述したように降雨、灌漑などの水分供給と、肥料、有機物、汚染などの化学物質の表層への投入であると考えられ、電気伝導度の測定結果からは、それらの区別ができない。本調査では鉛直方向の探査も同時に行える(図-5)ため、この違いを観察すると、水分の上昇については表層から深部にわたる伝導度の上昇、施肥などの影響は表層に集中した伝導度の上昇で表されることがわかった。加えて、多周波数電磁探査の可搬性を活かして、調査する圃場を増やすことによって、隣接する(地質条件に近い)場所の変動との違いを観察することによって、それが水分による変動なのか、施肥による変動なのかをおよそ推測することが出来る。

多周波数電磁探査法は、すなわち、その可搬性、簡便さ、迅速性に加えて、探査点一つ一つについて多深度探査が行えるため、最適化同定などの複雑な計算を経ることなく3次元空間的な情報を捉えることができる。従って単なる伝導度調査にとどまらず表層土壌環境のモニタリングに大きな威力を発揮すると考えられた。

4. おわりに

本研究では、ループ・ループ法を利用した多周波数電磁探査機を用いて、土壌の電気伝導度を測定し、農地や森林等の土壌環境のモニタリングに対する適用の可能性を検証した。その結果、以下のような結論が得られた。

① 計算による探査深度は最高周波数でも3~5m程度とされるが、決定係数0.9750から表層1m未満の値に強く影響された計測をしていると判断された。本研究

で使用した多周波数電磁探査機を用いて農地や森林の土壌環境調査を行う場合には装置の最大周波数である47,970 Hzを使うのが適当であると考えられた。

② Wenner array による従来法を用いた電気伝導度計測と多周波数電磁探査機による計測の傾向はほぼ一致した。ばらつきの原因の一つは、従来法である Wenner array 法における電極と土壌間の接触不良の問題に由来すると考えられた。数十 mSm^{-1} 以下の低濃度の値を持つ農林地でその検証を行った例はおそらく初めてで、多周波数電磁探査機の土壌環境計測への可能性を示すことが出来た。

③ 降雨前後の水分量の違いを伝導度の差異として表すことができ、深部での水分増加を表示することが出来た。またももとの土壌構成成分の違いをおよそ推測することが出来た。

④ 水田では湛水・非湛水の違いを示すことが出来た。また、同じ伝導度の多寡でも水田のように水分量が多い場合は、土壌深部まで伝導度が上昇し、畑地のように施肥量が多い場合は、土壌表層部で伝導度が上昇するという違いがあり、鉛直方向のデータを得ることの出来る多周波数計測の利点を示すことが出来た。

⑤ 土地利用の違いを、伝導度の違いとして表すことができ、流域全体で土地状態の管理を行う場合に非常に有効であることを示すことが出来た。これらのデータは土壌とは非接触で得られているため、私有地や国立公園といった制限を受ける地域でも調査を継続することが可能である。

謝 辞

本研究の成果の一部は、学術振興会科学研究費(19201017 (國井), 18510074 (森)), 島根大学プロジェクト研究推進機構「汽水域の自然・環境再生研究拠点形成プロジェクト」, (財)クリタ水・環境科学振興財団, また国土交通省と島根大学の包括協定に基づく調査, の補助を受けて行われた。圃場調査の際には、島根県安来市宇賀荘町の地区営農組合の方々, 島根大学生物資源科学部附属生物資源教育研究センターの山岸主門先生, 太陽計器の藤田親昭さんにお世話になった。本研究の遂行に対する種々の支援に対し感謝する次第である。

引用文献

- Corwin, D.L., Kaffka, S.R., Hopmans, J.W., Mori, Y., van Groenigen, J.W., van Kessel, C., Lesch, S.M. and Oster, J.D. (2003) : Assessment and field-scale mapping of soil quality properties of a saline-sodic soil, *Geoderma*, **114** (3) : 231-259.
- Huang, H. (2005) : Depth of investigation for small broadband electromagnetic sensors, *Geophysics*, **70** (6) : G135-G142.
- Huang, H. and Won, I.J. (2000) : Conductivity and susceptibility mapping using broadband electromagnetic sensors, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, **5** (4) : 31-41.
- Mitsuhata, Y., Uchida, T., Matsuo, K., Marui, A. and Kusunose, K. (2006) : Various-scale electromagnetic investigations of high-salinity zones in a coastal plain, *Geophysics*, **71** (6) : 167-173.
- Rhoades, J.D., P.A.C. Raats and R.J. Prather. (1976) : Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **40** : 651-655.
- Wenner, F. (1916) : A Method of Measuring Earth Resistivity, *Bulletin of the US Bureau of Standards Science Paper* 12 (3).
- Won, I.J., Keiswetter, D.A., Fields, G.R.A. and Sutton, L.C. (1996) : GEM-2 : A new multifrequency electromagnetic sensor, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, **1** (2) : 129-138.
- 高田 直・森 也寸志・東 直子・井上光弘・武田育郎 (2006) : 流域水物質循環解明のための土壌浸透水直接採取法の開発. 第 48 回土壌物理学会講演要旨集 72-73.
- 武田育郎 (2002) : 針葉樹人工林の間伐遅れが面源からの汚濁負荷量に与える影響 (II), *水利科学*, **266** : 47-71.
- 中里裕臣・黒田清一郎 (1999) : 電磁探査法の農業土木分野への展開, *農業土木学会誌*, **67** (11) : 57-63.
- 光畑裕司・Kwou Hyoung Seok・横田俊之・内田利弘・清水智明・成木和俊 (2005) : 人工地盤内漏水探査実験—ループ・ループ電磁探査法の適用—, *GREEN Report* 2005, 72-73.

要 旨

流域管理において、面源負荷源たる森林、畑地、水田の広域調査では、迅速かつ非破壊の試験方法が望まれる。そこで、非破壊土壌環境モニタリング技術として、森林、水田、果樹園、茶畑で多周波数電磁探査を行い、水分の増減や施肥による電気伝導度の変化、また土地利用の違いを面的に、かつ鉛直方向に調査した。従来法による表層電気伝導度は最高周波数から得られる値とほぼ一致し、森林での降雨前後や水田での湛水前後の変化、畑地での施肥の影響を示すことができた。圃場の水分の増加は深部にわたる伝導度の増加、施肥による影響は表層付近の伝導度の増加として区別することができ、多深度調査ができる利点が得られた。土地管理の違いを伝導度の違いとして表すことができ、流域全体での管理を行う場合に非常に有効であることを示すことが出来た。これらの値の変化は数十 mSm^{-1} 以下で生じており、従来示されてきた探査よりずっと低濃度である。このような低濃度を示す農林地で、多周波数による検証を行った例は恐らく初めてで、圃場管理や流域水管理など多周波数電磁探査機の土壌環境計測への可能性を示すことが出来た。

受稿年月日：2007年9月18日

受理年月日：2008年3月31日

誘電率水分計の温度依存性の校正

齊藤忠臣*・藤巻晴行**・安田 裕***

Calibration of Temperature Dependence of a Dielectric Probe

Tadaomi SAITO*, Haruyuki FUJIMAKI** and Hiroshi YASUDA***

* Arid Land Research Center, Tottori University & Research Fellow of JSPS (PD),
 1390 Hamasaka, Tottori, Tottori, 680-0001, Japan

** Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba,
 1-1-1 Tennodai, Tsukuba, Ibaraki 305-8572, Japan

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

Abstract

An empirical calibration method for temperature dependence of a commercially available capacitance probe (ECH₂O probe : Decagon Devices) was presented in this paper. A laboratory experiment was conducted to obtain probe outputs at different water contents (θ) and temperatures (T) using soil from Shaanxi Province, located in the Loess Plateau, China. The probe output showed strong positive response to T . A calibration equation describing the probe output as a function of θ and T was developed through an empirical curve fitting approach. The θ values were estimated by solving the calibration equation numerically. The root mean square errors between actual and estimated θ were $0.016 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. We also discussed the theoretical background of the temperature dependence of the probe using the results from the experiment.

The calibration equation was applied to field observation data in the Loess plateau. The equation significantly reduced the daily and seasonal fluctuations of the probe outputs to T . A linear calibration equation provided by the manufacturer, which neglects temperature dependence, caused incorrect interpretation of water movements, suggesting the importance for temperature calibration in arid environments.

Key words : dielectric probe, temperature dependence, calibration, water content, Loess plateau

1. はじめに

誘電率水分計は、近年の土壌水分の非破壊かつ経時的モニタリングに不可欠なツールである。一般的な誘電率水分計の周波数帯 (2GHz 以下) において、物質の誘電率を真空の誘電率 ($8.85 \times 10^{-12} \text{ F m}^{-1}$) で除した比誘電率は、空気では 1、土壌固体で 4.5~10 であるのに対し、水では 25°C において 78.5 と高い (Robinson *et al.*, 2003)。したがって、土壌全体の見かけの比誘電率 ϵ_b は、水の存

在量、すなわち土壌中の体積含水率 θ ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) によって強く支配される。誘電率水分計は、プローブから土壌中に発振した電磁波に対する応答を用いて ϵ_b を測定する。Topp *et al.* (1980) による TDR (Time domain reflectometry) 法の開発以降、インピーダンス法 (中島ら, 1998)、FDR (Frequency domain reflectometry) 法 (冀ら, 1996)、静電容量法 (Fares and Polyakov, 2006) といった、各種測定原理に基づいた誘電率水分計が開発されてきた。これら誘電率水分計の出力値は、測定法や製品毎

* 鳥取大学乾燥地研究センター・日本学術振興会特別研究員 (PD) 〒680-0001 鳥取市浜坂 1390

** 筑波大学大学院生命環境科学研究科 〒305-8572 茨城県つくば市天王台 1-1-1

*** 鳥取大学乾燥地研究センター 〒680-0001 鳥取市浜坂 1390

キーワード : 誘電率水分計, 温度依存性, 校正, 土壌水分, 黄土高原

に、直接 ϵ_b を出力するものから、 ϵ_b に関連する周波数・電圧を出力するものまで様々であり、対象となる土壌毎に校正試験を行い、出力値と θ の関係式を作成することにより、高精度での水分測定が可能となることが知られている (井本ら, 2006 など)。さらに 1990 年代以降、誘電率水分計の出力値の温度依存性がしばしば報告されるようになり、正確な土壌水分決定のため、温度依存性のメカニズム解明と校正の研究が盛んに進められてきている。

一般的に、水の比誘電率 ϵ_w は、5–45°C の間で 0.36°C^{-1} 低下することが知られている (Weast, 1986)。したがって、誘電率水分計によって測定される土壌の見かけの誘電率 ϵ_b は、 ϵ_w の卓越した負の温度依存性によって、温度上昇に伴い減少し、また体積含水率 θ が増加するほど、その負の勾配が卓越すると考えられてきた。しかし、1990 年代中期以降、 ϵ_b の温度依存性は、土壌毎に、そして水分量毎に複雑な応答を示すとの報告が相次いだ。例えば、Verstricht *et al.* (1994) は土壌の高水分領域で ϵ_b と温度の正の相関を、Peterson *et al.* (1995) は土壌の高水分領域で負の相関、低水分領域で正の相関を確認した。Pepin *et al.* (1995) の TDR による砂での測定結果においては、 ϵ_b と温度の負の相関が確認されたが、その全体的な変化量は、上記の ϵ_w の温度依存と気相・液相・固相の存在比率を考慮した誘電率混合モデルにより予測される変化に比べ少なかった。このように、既存のメカニズムと土壌の液相と固相のみを考慮した誘電率混合モデルでは説明のつかない報告が相次ぎ、 ϵ_b の温度依存性を説明しうる新たな概念とモデルの登場が待たれた。

Wraith and Or (1999) は、これまでの報告事例と自身らの 3 種の土壌の測定結果に基づき、 ϵ_b の温度依存の複雑性を統合的に説明しうる新たな仮説を提示し、次報 Or and Wraith (1999) においてそのモデル化を行った。このモデルは、それまでの誘電率混合モデルにおける液相の誘電率を、結合水と自由水の誘電率 (それぞれ ϵ_{w_bond} , ϵ_{w_bulk} とする) に分けて考えるモデルであり、土壌粒子表面状に吸着され薄膜状に存在する結合水の ϵ_{w_bond} が、誘電率水分計の周波数領域下において水と水の中間的な振舞いをし、 ϵ_{w_bulk} に比べて低下することを考慮している。また、結合水とみなされる層の厚さは、温度上昇に伴う粘性の低下により減少する。すなわち、温度の上昇によって結合水が見かけ上“解放”されて誘電率の高い自由水となるため、総水分量が変化せずとも ϵ_b が増加することになる。このように、見かけの誘電率 ϵ_b は、i) ϵ_{w_bulk} の温度上昇に対する負の応答、ii) 温度の変化に伴う自由水と結合水の存在比率の変化、の 2 つのメカニズムの相互作用の結果として表されることとなる。

さらに、自由水と結合水の存在比率は、土壌の比表面

積と、その時の総水分量に影響される。例えば、粒径の細かい (比表面積の大きい) 土壌の低水分領域では、総水分量に対する結合水の存在比率が多いため、温度増加時の結合水解放作用が ϵ_{w_bulk} の低下より卓越し、 ϵ_b は温度と正の相関を有する。逆に粒径の粗い土壌の高水分領域では、結合水の存在比率は少ないため ϵ_{w_bulk} の温度依存性が卓越し、 ϵ_b は温度と負の相関を有することとなる。以上のような仮説に基づくモデル構築により、土壌や水分量によって複雑に変化する ϵ_b の温度依存性に一定の説明が付くようになった。TDR 測定に基づく結合水周りの誘電率の特性やその温度依存性を論理的に説明する幾何学的モデルの研究は、現在も継続して進められている (e.g. Jones and Or, 2002; Jones and Or, 2003; Regalado, 2006; Schwank and Green, 2007)。しかし、厳密なモデルの構築のためには、上記のメカニズムに加え、誘電率の周波数や電気伝導度に対する依存性、さらには各要素の複雑な相互作用をも考慮する必要がある、理論モデルによる温度依存性校正は必ずしも実用的なものとはなっていないのが現状である。

理論モデルによる校正の一方で、経験的な手法による温度依存性校正の取り組みも始まっている。山中ら (2003) は、モンゴル高原での TDR による土壌水分と地温のデータセットを元に、温度依存性を校正する経験モデルを構築している。彼らは、地温変化による見かけ上の土壌水分の変動成分が土壌水分自体の変化より卓越していると推察される期間 (地温と土壌水分の変動の相関が高い日) のデータを抽出し、地点ごとの単位温度あたりの出力含水率の変化量 ($\partial\theta/\partial T$) と各種土壌物性値との間で重回帰分析を行なった。その結果、 $\partial\theta/\partial T$ を日平均土壌水分と飽和透水係数の対数値の関数として表現する経験モデルを作成し、このモデルが Or and Wraith (1999) の理論モデルよりも妥当に現地データの温度依存性を補正できることを示した。このような経験的な手法により構築されたモデルは、パラメータ値の物理的な意味合いが不明瞭となる場合や、対象地域が限定的となる可能性があると考えられるが、簡便さと精度面から見れば、より実用的な校正手法であるといえる。

以上のような研究の流れを踏まえ、本研究では、静電容量法を採用した安価な誘電率水分計として知られる ECH₂O 土壌水分プローブ (Decagon Devices) を対象とし、室内実験を用いた高精度な経験的温度依存性補正手法を提示することを目的とした。ECH₂O プローブの出力値の温度依存性に関しては、McMichael and Lascano (2003), Czarnomski *et al.* (2005) らによる研究があるものの、その影響が評価されるにとどまり、理論モデルに基づいた現象に対する考察や説明がされておらず、具

体的な校正手法の提示もされていない。また、製造元の Decagon Devices から、温度依存性に関するレポートが出されており、校正式も提示されているが、式の誘導過程は不明瞭かつ不可解であり、安定性に関しても疑問が残る (Campbell, 2001)。本研究では、供試土に中国黄土高原の黄土を用い、水分量が既知の土壤に温度変化を与え、出力値・ θ ・温度の関係を明らかにした上で、経験的な校正式を導いた。また、校正試験の結果を元に、本プローブの温度依存性の理論的背景に関する考察を行った。さらに、得られた校正式を中国黄土高原における土壤水分モニタリング結果に適用し、校正式の妥当性と乾燥地環境下における温度依存性校正の重要性について検討した。

2. 研究方法

2.1 ECH₂O 土壤水分プローブ

ECH₂O 土壤水分プローブ (Decagon Devices, Pullman, Washington, USA) は、静電容量法を採用した誘電率水分計であり、特に安価かつ使用が容易である点から、近年世界中で最も広く普及しつつある水分計の一つである (e.g. Christensen 2005; Luedeling *et al.*, 2005; Riley *et al.*, 2006)。ECH₂O プローブの測定原理については Campbell (2002) に詳しい。本研究では、センサ部の長さが約 20 cm の板状モデル EC-20 (長さ 25.4 cm, 幅 3.2 cm, 厚さ 0.1 cm) を用いて、温度依存性の校正試験を行った。また、校正試験に先立ち、プローブが土壤水分を測定する空間的な領域 (測定範囲) を知るため、プローブを挿入した一定水分の土壤の周囲を徐々に削り、出力値の変化をモニタリングした。その結果、プローブの測定範囲は、プレートの長さ・幅の範囲内の、両側約 2 cm に収まっていることが確認された。

プローブの出力値は電圧 x (V) であり、製造元からは x と体積含水率 θ の関係を表す線形の校正式が提示されている。この式の精度は、塩濃度が低い中間的な土性の土壤において $\pm 0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 程度であり、土壤固有の校正を行うことにより $\pm 0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 程度まで向上するとされている (Decagon Devices, Inc., 2006)。なお、いくつかの市販の誘電率水分計において、センサの電気回路自体の温度依存性が報告されているが (e.g. Seyfried and Grant, 2007)、ECH₂O プローブに関しては、プローブ自体の温度依存性は無視できる程度であることが確認されている (Campbell, 2001)。

2.2 供試土

温度依存性校正試験の供試土として、中国黄土高原内に位置する陝西省榆林市神木県六道溝流域から採取した黄土を用いた。採取地点における黄土は、表層から深部

表-1 供試土の物理・化学性

Table 1 Physical and chemical properties of the soil tested.

粒径区分*		乾燥密度	比表面積†	電気伝導度‡
砂	シルト 粘土			
%		Mg m ⁻³	m ² g ⁻¹	dS m ⁻¹
86.4	6.3 7.3	1.40	12.68	3.01

*比重計法により測定。国際土壤科学会 (ISSS) の区分による。

†窒素吸着 (BET) 法により測定。

‡飽和水分量 ($\theta = 0.40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) における間隙水の電気伝導度。1:5 土壤/水抽出液における電気伝導度値を元に換算。

まで有機物含量に乏しくほぼ均質であり、明確な層の形成は見られなかった。したがって、深さ方向において、温度依存性に影響を及ぼす土性の差異は無視できると考えられる。そこで本研究では、表層から深さ 60 cm までの土壤を採取し、それを均等に混合したものを供試土とした。温度依存性に関与する供試土の物理・化学性として、粒度分布、乾燥密度 (現地採取時)、比表面積、電気伝導度を表-1 に示す。

2.3 校正試験

実験装置の模式図を図-1 に示す。プローブによる水分の測定範囲よりも大きい、高さ 5 cm, 幅 5 cm, 長さ 28 cm のプラスチック容器を用意した。容器の鉛直方向・水平方向の中心にプローブを設置し、供試土を表-1 の密度で充填した。また、プローブ中心から 1 cm 離れた位置に温度センサを埋設した。水分量は風乾から飽和付近までの間で計 10 段階変化させた。各水分量において、容器を設置した恒温槽内の温度を 5, 15, 25, 35°C の 4 段階に変化させ、地温が恒温槽内の気温付近で十分に一定となったことを確認してから、その時の地温 T と出力値 x の値を 5 回読み取り、平均値を求めた。なお、いくつかの研究において、加温過程と減温過程における出力値の応答にヒステリシスがあるとの報告がされているが (e.g. McMichael and Lascano, 2003)、本研究の校正試験においては、このような現象は観察されなかった。また本研究では、校正における基準温度 T_0 を 25°C とした。

本研究では蒸発法により土壤水分量を変化させた。蒸発法は、土壤表面からの蒸発により水分量を調整する手法であり、水分量の異なる土壤サンプルを複数用意し、逐一容器に充填する充填法に比べ、i) 労力が少ない、ii) 充填毎の密度のムラの影響がない、iii) 用意する供試土が少量で済む、といった利点がある。本研究で用いた

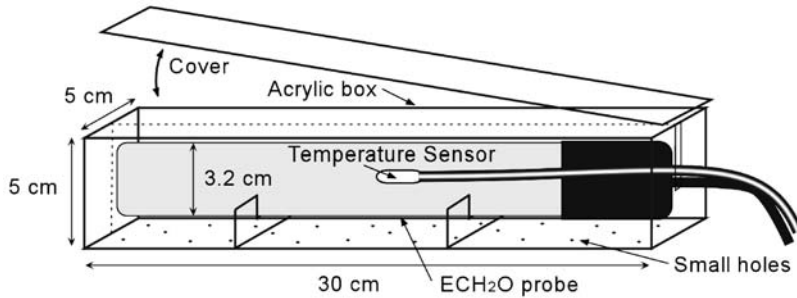


図-1 実験装置の模式図

Fig. 1 Schematic diagram of experimental apparatus.

土壌容器には、上面に脱着可能なカバーがあり、蒸発により水分を減少させる間はカバーを開放し、その後温度変化を与える間は閉じた状態とした。この「水分量減少-温度変化」の一連のプロセスを、飽和状態から風乾状態まで繰り返し行うことにより、異なる水分量における出力値の温度依存性データを取得した。なお、試験時間を短縮するため、蒸発時には送風機を用いて土壌面蒸発を促進させた。この際、土壌面蒸発の空間的な差異をなくすため、土壌面全体に均等に風が当たるよう留意した。また、土壌容器下面には、湛水条件を与え土壌を下方から飽和させるための小孔が開けられているが、初期に土壌を飽和させる間以外はテープによって閉じた状態とした。

校正試験においては、出力値 x に対応する、プローブの主測定範囲の体積含水率の正確な値を得ることが重要である。蒸発法においては、各蒸発ステップにおける容器全体の重量変化から、水分量 θ の値を算出することとなる。しかしこの際、鉛直方向の θ の分布を考慮し、容器全体（深さ 0 cm ~ 5 cm）における θ の値が、プローブの主測定範囲（深さ 1 cm ~ 4 cm）における平均の θ の値と同じと見なせるか、という点を十分に検討する必要がある。本研究で用いた黄土の場合、深さ毎のサンプリングの結果より、容器全体と主測定範囲内における平均 θ の違いは微小であったため、容器全重の変化から θ の値を決定することが妥当であると確認された。しかし、土性がより粗い土壌に蒸発法を適用する場合には、下方への排水と蒸発による乾燥層の形成が顕著となるため、容器内の鉛直方向の水分分布の非線形性が強くなるのが懸念される。この場合には、別途充填法を用いて基準温度における正確な $x-\theta$ 間の校正式を作成した上で、各蒸発ステップにおける基準温度時の x の値と校正式を用いて、主測定範囲の θ の値を推定すること望ましいと考えられる。

2.4 校正式の誘導

校正試験の結果を元に、温度依存性の校正式を作成した。データ間をスムーズかつ正確に繋ぐ経験式を探索し、それらを組み合わせることにより、出力値 x を水分 θ と地温 T の関数として表現した。具体的な式の誘導過程については結果と考察において述べる。

2.5 現場データの校正

供試土の採取地点において、現地のウォーターハーベスティングの評価と改良を目的とした土壌水文観測が行われている。調査地は半乾燥地域に属し、年平均降水量は 400 mm 程度である。調査地内の実験区ならびに実験内容については、齊藤 (2006) に詳しい。本研究では、この観測データのうち、2005 年夏季から 2006 年春季における、裸地斜面の地中深さ 5 cm ならびに 60 cm に埋設されたプローブに対し校正式を適用し、校正前後のモニタリング結果を比較することにより、地温の日変化・季節変化がプローブに与える影響を検討した。

3. 結果と考察

3.1 出力値・水分・温度の関係

図-2 に、校正試験より得られた、基準温度 25°C における出力値 x と体積含水率 θ の関係を示す。本供試土の x と θ の間には非線形性が見られ、Decagon 社より提供された線形の校正式を用いた場合、風乾 $\sim 0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ では θ を過大評価、飽和付近では θ を過小評価することがわかる。特に、 x が 0.65 V 付近では、真の含水率に対し θ が $0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 以上も過大評価されることになり、高精度での水分量測定のためには、まず土壌固有の $x(\theta)$ 校正式の作成が重要であることがわかる。

図-3 に、各水分量における出力値の温度に対する応答を示す。全水分領域において、出力値は温度に対し一貫して正の線形の応答をしているものの、その傾き $\partial x / \partial T$ は水分量毎に異なっている。図-4 には、 $\partial x / \partial T$ と水

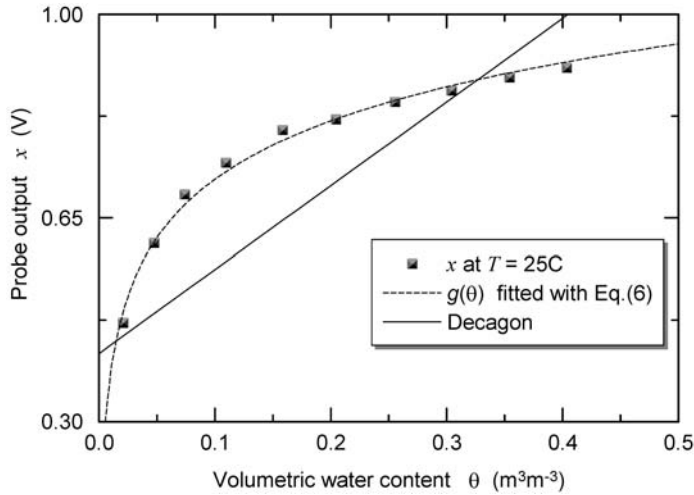


図-2 基準温度 25°C における ECH₂O プローブの出力値と体積含水率の関係

Fig. 2 Relationship between the output of ECH₂O probe and water content at regular temperature (25°C).

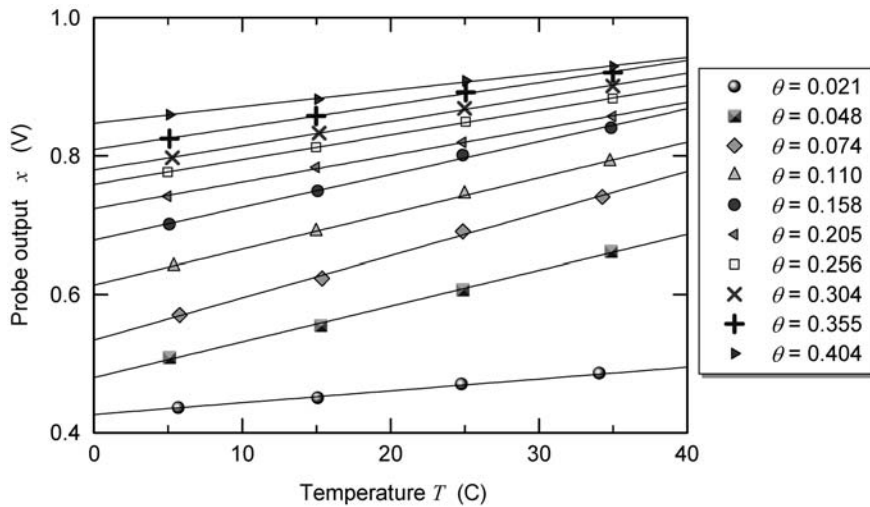


図-3 各水分量における ECH₂O プローブ出力値の温度に対する応答

Fig. 3 Response of the output of ECH₂O probe to temperature at each water content.

分の関係を示す。 $\partial x / \partial T$ は、風乾 ($\theta=0.021$) で小さな値を示したが、水分の増加に伴い $\theta=0.1$ 付近で最大のピークを示した。これは、プローブの出力値が $\theta=0.1$ 付近において温度に対し最も強く正に応答することを意味する。 $\theta=0.1$ 以上においては、 $\partial x / \partial T$ は水分の増加に伴い基本的に減少した。

3.2 校正式の誘導と解

校正試験の結果を元に、出力値 x を水分 θ と地温 T

の関数として表現する校正式を導く。図-3 より、各水分量における出力が温度 T の一次関数で表せ、また、その勾配は θ に依存していることがわかる。すなわち、

$$\frac{\partial x}{\partial T} = f(\theta) \quad (1)$$

と表せる。式(1)を $T=T_r$ (基準温度) のとき $x=x_r$ という境界条件の下で解くと次式を得る。

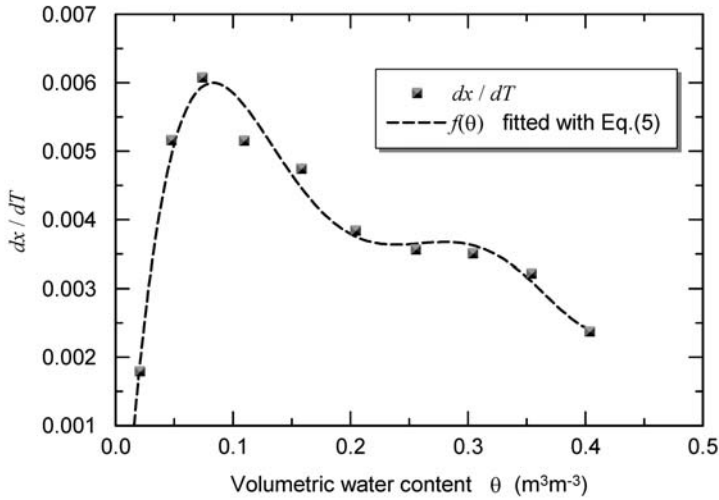


図-4 $\partial x / \partial T$ と水分の関係

Fig. 4 Dependence of $\partial x / \partial T$ on water content.

表-2 式(5), (6)の実験定数値

Table 2 Parameter values of Eqs. (5) and (6).

		Eq. (5)					Eq. (6)	
a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_g	b_g	
2.0×10^{-3}	0.28	-3.07	14.41	-30.62	24.17	0.15	1.05	

$$x = x_r + f(\theta)(T - T_r) \tag{2}$$

$$g(\theta) = a_g \log \theta + b_g \tag{6}$$

基準温度における出力値 x_r は、図-2 に示されたように θ の関数で表される。

$$x_r = g(\theta) \tag{3}$$

式(3)を式(2)に代入すると、次式を得る。

$$x = g(\theta) + f(\theta)(T - T_r) \tag{4}$$

$f(\theta)$ は $\partial x / \partial T$ の水分依存性 (図-4)、 $g(\theta)$ は基準温度における x の水分依存性 (図-2) を表現する関数である。それぞれの図において、データをスムーズかつ精度良く当てはめる経験式を探索した。その結果、 $f(\theta)$ は次の5次式で当てはめられた。

$$f(\theta) = a_0 + a_1\theta + a_2\theta^2 + a_3\theta^3 + a_4\theta^4 + a_5\theta^5 \tag{5}$$

ここで a_{0-5} は土壌固有の実験定数である。 $g(\theta)$ は次の経験式で当てはめられた。

ここで、 a_g 、 b_g は土壌固有の実験定数である。表-2 に、 a_{0-5} 、 a_g 、 b_g のそれぞれの値を示す。図-2、図-4 に示されたように、式(5)、(6)はデータと良好に一致している。当てはめに対する RMSE (二乗平均平方誤差) はそれぞれ 7.1×10^{-3} (V/K)、0.012 (V) であった。

式(5)、(6)を式(4)に代入することにより、 x を θ と T の関数として表現する校正式が導かれる。この式(4)に、プローブより得られた x 、温度センサから得られた T 、基準温度値 $T_r = 25$ を代入し、 θ について解くことにより、校正後の水分量を得ることができる。しかし、本供試土においては、 $f(\theta)$ 、 $g(\theta)$ とともに非線形であり、式(4)を θ について代数的に解くことができない。したがって、何らかの数値解法により解を求める必要がある。本研究では二分法を用いて式(4)を満たすプログラムを作成し、 θ についての数値解を得た (篠崎・松下, 1976)。

式(4)の精度を検証するため、校正試験より得られた x

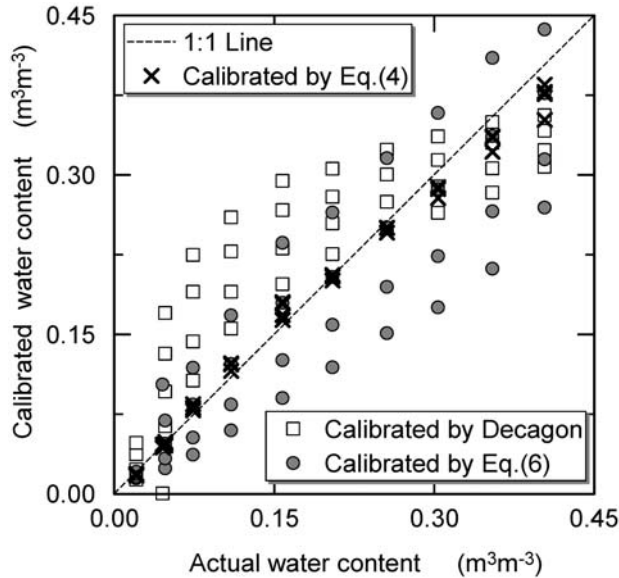


図-5 校正された水分量と実際の水分量の比較

Fig. 5 Comparison of the actual and calibrated water content.

と T のデータセットを用いて温度校正後の水分量を求め、それぞれのデータと対応する実際の水分量と比較した(図-5)。図-5には、Decagon社提供の校正式、ならびに式(6)(温度依存性を考慮しない土壌固有の校正式)による校正結果も同時に示した。図-5より、式(4)が低水分から高水分領域まで、高い精度で水分量を校正できていることがわかる。式(6)による校正の精度は、低水分領域においてDecagon社の線形校正式より良いものの、中・高水分領域においては、線形校正式よりも低下した。これは、図-2に示されたように、低水分領域では式(6)の x に対する θ の変化が緩やかであるため、温度変化による x の変動が θ の決定にあまり影響をしない一方、中・高水分領域では x に対する θ の変化が急激であるために、温度変化によるわずかな x の変動が θ の決定時に大きな誤差をもたらすためであると考えられる。このように、たとえ式(6)のような一定温度における正確な土壌固有の x - θ 校正式を作成したとしても、地温が変化する環境下においては、水分推定精度が線形校正式よりも悪化してしまう可能性があることが明らかとなった。式(4)、式(6)、Decagon社の式における、実際の水分量と校正後の水分量のRMSEは、それぞれ、0.016、0.072、 $0.060 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ であった。

3.3 温度依存性の理論的背景に関する考察と校正法適用の留意点

図-4に示された $\theta=0.1$ 付近での出力値の強い正の応

答の一因には、Wraith and Or (1999) の仮説による見かけの誘電率 ϵ_b の温度依存性メカニズムのうちの、ii) 温度の変化に伴う自由水と結合水の存在比率の変化、が関与している可能性があると考えられる。また、中・高水分領域における水分増加に伴う $\partial x / \partial T$ の減少については、自由水の存在比率の増加により、温度上昇に伴う ϵ_{w_bulk} の低下のメカニズムが強くなったことが一因に挙げられる。

しかしながら、自由水の存在比率が多い飽和付近においても、 $\partial x / \partial T$ がなお正の値を示すことは、本プローブの温度依存性のメカニズムがWraith and Or (1999) の仮説だけでは説明できないことを示唆している。粒径が細かく比表面積の極めて大きい(結合水の存在比率の多い)土壌であれば、飽和付近においても $\partial x / \partial T$ が正の値を示す可能性があるが、本供試土は砂が多く比表面積も大きくないため、本来であれば $\partial x / \partial T$ は負の値を示すものと考えられる。したがって、このプローブの温度に対する正の応答には、 ϵ_b の温度依存性だけでなく、 ϵ_b の塩依存性のメカニズムが関与していると考えられる。

齊藤ら(2005)によると、ECH₂O EC-20 プローブの出力値は、本供試土の土壌間隙水中の電気伝導度程度の塩濃度に対し(表-1)、強く正に応答すると報告されている。この塩依存性は、本プローブが5MHzと低い周波数領域で計測を行っているため、これにより導電性の電荷

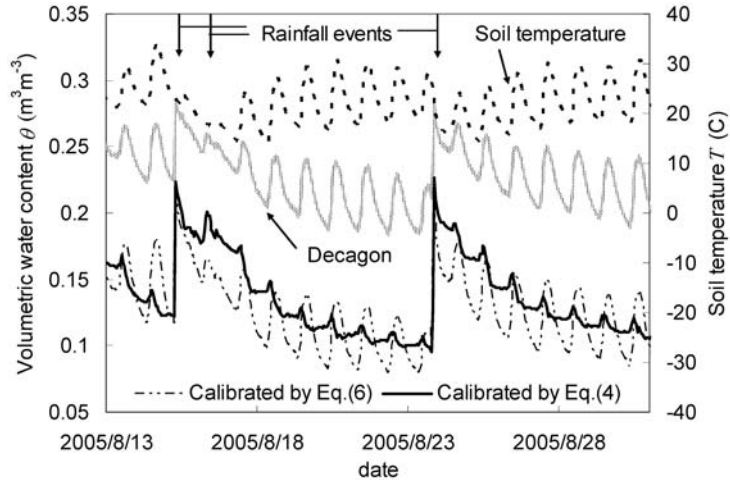


図-6 2005年夏季における黄土高原の地中5cmに埋設されたプローブの校正後の水分量と地温

Fig. 6 The calibrated water contents and soil temperature at a depth of 5 cm in the Loess Plateau (summer in 2005).

を含む土壌内で複素誘電率の虚数部（電気的エネルギーの損失）が増大することによって引き起こされる。電気伝導率は温度の関数であり、温度の上昇と共に増大する。つまり、温度が上昇すると、電気伝導度が増加し、これが出力値を増加させることになる。鈴木ら（2007）も、印加周波数の異なる誘電率水分計と電気伝導度の異なる土壌を用いた実験の結果より、ECH₂O EC-20の正の温度依存性は、低印加周波数による塩依存性の影響によりもたらされると報告している。

以上をまとめると、本プローブにおいては、図-4に示された $\partial x / \partial T$ と水分の関係（式(5)）が、土性の違いによって変化するだけでなく、塩濃度の変化に伴って変化することとなる。したがって、印加周波数が低い、すなわち塩依存性の大きいプローブを用いる場合、モニタリング期間中に塩濃度が変化する環境下においては、本研究で提示された温度依存性の補正手法の適用が困難であり、手法の適用時にはこの点に十分に留意する必要があるといえる。本プローブを塩・温度の変化する環境下で用いる際には、塩・温度依存性の相互作用を考慮した校正手法を提示した上で、塩・温度・水分の同時モニタリングを行う必要がある。

本校正手法の適用に際し、もう一点留意すべき点として、校正式の複数解の問題が挙げられる。本校正試験で得られた全データに対して、式(4)は現実的な水分の範囲内（例えば $0 < \theta < 0.45$ ）に解を一つのみを有していた。しかし、図-3を見ると、飽和付近の温度 50°C 以上において、回帰直線同士が交差することが予想される。これ

は、この水分・温度域において、出力値が水分の増加に対し単調増加せず、不規則に変化し、校正式が一つの x に対し複数の θ を取り得る可能性があることを意味している。回帰直線の交差は、水分増加に伴う自由水の誘電率低下メカニズムが一因となって引き起こされるものであると考えられ、本供試土に限らず、他の土壌においても発生する可能性がある。したがって、本校正手法を高温・高水分条件下に適用する際には、複数解が生じるか否かに留意し、もし発生すると判断された場合には、現実的な水分域における全ての解を求めた上で、それぞれの妥当性を吟味し、最適解を選択する必要がある。

3.4 現場データの校正

図-6に、2005年夏季における、黄土高原調査地内の地中5cmに埋設されたプローブの校正後の水分量と地温の変化を示す。なお、同地点においては、顕著な塩濃度の変化は見られず、また複数解を生じる可能性のある高温・高水分条件となっていないため、校正式が問題なく適用可能であると考えられる。Decagon社の式によって校正された θ には、地温の日変動（約 10°C ）に対応する日変化（約 $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ）が明確に見られる。温度依存性を考慮しない式(6)では、式(4)に近い校正後の θ が得られているものの、Decagon社の式と同程度の地温に対する正の応答が見られる。一方、式(4)は、他の式と比べて振幅を大きく軽減できていることがわかる。また、地温は降雨時に低く晴天時に高くなる傾向にあるため、プローブの温度に対する正の応答は、本来水分の増加する降雨時に θ を過小評価し、水分の減少する高温時に θ

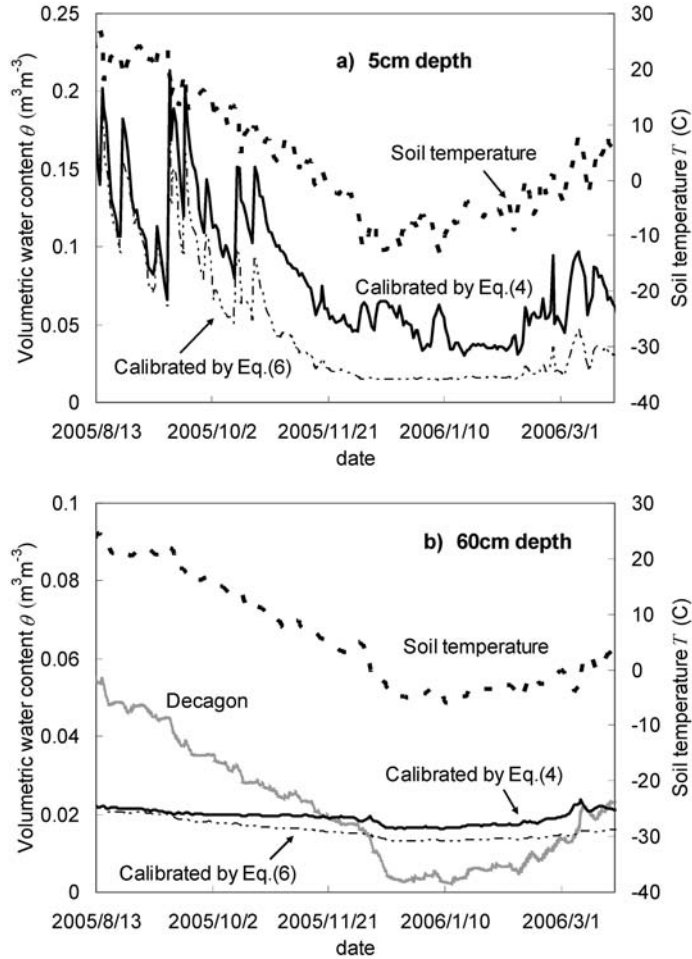


図-7 2005年夏季から2006年春季における黄土高原の地中に埋設されたプローブの校正後の日平均水分量と日平均地温：a) 深さ5cm, b) 深さ60cm

Fig. 7 The calibrated daily mean water contents and daily mean soil temperature in the Loess Plateau (summer in 2005 — spring in 2006) : a) at a depth of 5 cm, b) at a depth of 60 cm.

を過大評価することにつながる。したがって、式(4)による校正は、地温変化による日変動を軽減するだけでなく、降雨イベントに対応する水分の増減を明確化する上でも重要であることがわかる。

図-7aには、2005年夏季から2006年春季までの、同調査地点地中5cmに埋設されたプローブの校正後の日平均水分量・地温を示す。同地点では、夏季に大部分の降雨が集中し、冬季には土壤が凍結するため、 θ は夏季に高い値を示し、秋季に減少、冬季に一定、春季に増加、という大まかな変化傾向を示す。図-7aより、式(6)は夏季において式(4)の結果と良く一致するものの、秋季以降の地温の低下に伴い、 θ を過小評価していくことがわ

かる。これは、式(6)が25°Cを基準温度として作成されたためである。なお、式(4)による校正は、冬季の凍結期間において、地温に対して負の応答を示している。これは、凍結による相の変化に伴い ϵ_b の温度依存特性が変化し、プローブの温度に対する正の応答が鈍化したにもかかわらず、式(4)がこれを過剰に校正したためであると考えられる。この期間のうち、地温が十分に0°Cを下回っている期間においては、不凍水の微細な水分移動を除いて本来 θ が変化し得ないため、上述のような見かけ上の水分変化の影響は容易に判定・補正可能であると考えられる。しかし、不凍水の詳細な挙動や0°C近傍における地温と不凍水量の関係を十分に議論するためには、

氷と不凍水の誘電率の温度依存性を考慮した新たな校正式の作成が必要となると考えられる。ただし、相変化に伴い、例えば図-3の線形関係の傾きが0°Cを境界として変化する、もしくは不連続となることが予想される。したがって、全温度範囲を統一した式で校正するのではなく、0°C以下のための式と式(4)を、地温に応じ式を切り替える形で校正することが望ましいと考えられる。

図-7bには、同地点同期間中の深さ60cmに埋設されたプローブの校正結果を示す。式(4)による校正結果を見ると、期間中の θ はほぼ風乾水分量から変化せず一定であり、降雨による水分は深さ60cmまで到達していなかったことがわかる。しかし、Decagon社の式によって校正された θ は、地温の変化とほぼ一致する形で増減している。したがって、温度依存性が校正されない場合、現地の夏雨型の気候と照らし合わせると、「降雨の多い夏季には深さ60cmにおいても水分が増加し、その後、秋から冬にかけて減少する」といった、誤った考察が導かれる可能性があることがわかる。式(6)による校正は、冬季において θ を若干過小評価したものの、Decagon社の式ほど地温変化の影響を受けなかった。これは3.3で述べたように、式(6)による水分決定が、低水分領域において温度の影響を受けにくいことに起因している。しかし、式(6)の形状は土壌毎に異なり、たとえ同一土壌においてさえ、塩濃度の違いにより下に凸から上に凸まで変化する可能性がある(齊藤ら, 2005)。したがって、式(6)による校正が、必ずしも低水分領域において温度の影響を受けないわけではなく、留意が必要である。

4. おわりに

本研究では、室内校正試験に基づくECH₂O土壌水分プローブの経験的な温度依存性の補正手法を提示した。出力値を水分と地温の関数として表現する校正式を導くと同時に、温度依存性の理論的背景に関する考察を行った。温度依存性を考慮した校正式は、校正試験より得られたデータに対し、低温から高温、低水分から高水分領域まで、高い精度で水分量を推定できた。また、現場データへの適用結果より、校正式が地温の変化に伴う見かけ上の水分変動を十分に校正できることがわかった。

本プローブの温度に対する強い正の応答は、晴天時・日中・夏季の水分を過大評価し、雨天時・夜間・冬季の水分を過小評価することにより、降雨イベントに対する水分変化の不明瞭化や、データに対する誤った解釈を招く可能性があることがわかった。誘電率水分計の温度依存特性は、水分計や対象土壌毎に複雑に異なるものではあるが、特に地温の日変化・年変化の大きい乾燥地域や、地表付近での水分モニタリングに水分計を使用する

場合、使用者はその温度依存性の特性を把握・校正した上で、これをデータの解釈に反映させる必要があるといえる。

本手法の適用に際し留意すべき環境条件として、i) 塩濃度の変化する環境下(印加周波数の低いプローブの場合)、ii) 校正式の複数解が発生する可能性がある高温・高水分条件下、iii) 0°C以下の水の相変化を伴う環境下、の三つが挙げられた。i)に関しては、塩・温度依存性の相互作用を考慮した校正、iii)に関しては、氷と不凍水の誘電率の温度依存性を考慮した校正が必要であり、更なる研究が期待される。また、他の誘電率水分計、異なる土性・塩濃度の土壌へと本手法を適用し、条件毎の温度依存性の評価や手法の妥当性の検討を行っていく必要があると考えられる。

謝 辞

本研究は、独立行政法人日本学術振興会による拠点大学交流事業ならびに特別研究員制度の助成を得た。ここに感謝の意を表す。

引用文献

- Campbell, C.S. (2001): Response of ECHO soil moisture sensor to temperature variation. Decagon Devices Inc. Application Note. AN70TP-10. Decagon Devices Inc., Pullman, Wash.
- Campbell, C.S. (2002): ECH₂O Dielectric Probes vs Time Domain Reflectometers (TDR). Decagon Devices Inc. Application Note. Decagon Devices Inc., Pullman, Wash.
- Christensen, N.B. (2005): Irrigation management using soil moisture monitors. Western Nutrient Management Conf. 6: 46-53. Salt Lake City, UT.
- Czarnomski, M.N., G.W. Moore, T.G. Pypker, J. Licata and B.J. Bond (2005): Precision and accuracy of three alternative instruments for measuring soil water content in two forest soils of the Pacific Northwest. Can. J. For. Res., **35**: 1867-1876.
- Decagon Devices, Inc. (2006): ECH₂O Soil Moisture Sensor Operator's Manual For Models EC-20, EC-10, and EC-5 Version 2.2, Decagon Devices Inc., Pullman, WA.
- Fares, A. and V. Polyakov (2006): Advances in crop water management using capacitive water sensors. Adv. Agron., **90**: 43-77.
- 井本博美・鴨下顕彦・加藤洋一郎・常田岳志・宮崎 毅 (2006): Profile Probeによる黒ボク土と立川ロー

- ムの土壤水分測定—室内キャリブレーションと現場測定—。土壤の物理性, **104**: 51-60.
- 冀 北平・三野 徹・赤江剛夫・長堀金造 (1996): FDR 法による土壤誘電率測定と特定深さの土層の土壤水分測定, 農業土木学会論文集, **182**: 25-30.
- Jones, S.B. and D. Or (2002): Surface area, geometrical and configurational effects on permittivity of porous media. *Journal of Non-Crystalline Solids*, **305**: 247-254.
- Jones, S.B. and D. Or (2003): Modeled effects on permittivity measurements of water content in high surface area porous media. *Physica B*, **338**: 284-290.
- Luedeling, E., M. Nagieb, F. Wichern, M. Brandt, M. Deurer and A. Buerkert (2005) Drainage, salt leaching and physico-chemical properties of irrigated man-made terrace soils in a mountain oasis of northern Oman. *Geoderma*, **125**: 273-285.
- McMichael, B. and R. J. Lascano (2003): Laboratory evaluation of a commercial dielectric soil water sensor. *Vadose Zone J.*, **2**: 650-654.
- 中島 誠・井上光弘・澤田和男・クリスニコル (1998): ADR 法による土壤水分量の測定とキャリブレーション. 地下水学会誌, **40**: 509-519.
- Or, D. and J.M. Wraith (1999) Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: a physical model. *Water Resour. Res.*, **35**: 371-383.
- Pepin, S., N.J. Livingston and W.R. Hook (1995): Temperature dependent measurement errors in time domain reflectometry determinations of soil water. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **59**: 38-43.
- Petersen, L.W., O.H. Jacobsen., F., Plauborg., M. Andersen and D.E. Rolston (1995): The effects of temperature on the determination of soil water content by time-domain reflectometry, paper presented at Soil Sci. Soc. Am. Annual Meeting, St. Louis, Mo., Oct.29 to Nov. 3.
- Regalado, C.M. (2006): A geometrical model of bound water permittivity based on weighted averages: the allophane analogue. *Journal of Hydrology*, **316**: 98-107.
- Riley, T.C., T.A. Endreny and J.D. Halfman (2006): Monitoring soil moisture and water table height with a low-cost data logger. *Computers & Geosciences*, **32**: 135-140.
- Robinson, D.A., S.B. Jones, J.M. Wraith, D. Or and S.P. Friedman (2003): A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement using time domain reflectometry. *Vadose Zone J.* **2**: 444-475.
- 齊藤忠臣 (2006): 乾燥地における表面流出とウォーターハーベスティングに関する研究. 第45回農業土木学会土壤物理研究部会研究集会, 23-28.
- 齊藤忠臣・藤巻晴行・井上光弘 (2005): ECH₂O 水分プローブと4極センサーを用いた土壤水分・塩分の同時測定法. 平成17年度農業土木学会講演要旨集, 808-809.
- Schwank, M. and T.R. Green (2007): Simulated effects of soil temperature and salinity on capacitance sensor measurements. *Sensors*, **7**: 548-577.
- Seyfried, M.S. and L.E. Grant (2007): Temperature effects on soil dielectric properties measured at 50 MHz. *Vadose Zone J.* **6**: 759-765.
- 篠崎寿夫・松下祐輔 編 (1976): 工学のための応用数値計算法入門 (上). pp. 126. -127, コロナ社, 東京.
- 鈴木伸治・廣田知良・岩崎秀威・桑尾和伸・岩田幸良 (2007): なぜ誘電率土壤水分センサは正の温度依存性を示すのか? 第49回土壤物理学会講演要旨集, 32-33.
- Topp, G.C., J.L. Davis and A.P. Annan (1980): Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, **16**: 574-582.
- Verstricht, J., B. Neerdael, P. Meynendonckx and G. Volckaert (1994): Clay moisture measurements in radioactive waste disposal research. Proceedings of the symposium on time domain reflectometry in environmental, infrastructure, and mining applications, Evanston, Illinois, Sept 7-9, U.S. Bureau of Mines, special publication SP 19-94, NTIS PB95-105789, 337-348.
- Weast, R.C. (Ed.) (1986): *Handbook of Chemistry and Physics*. CRC Press, Boca Raton, FL.
- Wraith, J.M. and D. Or (1999): Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development. *Water Resour. Res.*, **35**: 361-369.
- 山中 勤・開発一郎・ウウィンバータルダムバラヴィア (2003): TDR による土壤水分量測定値の温度依存性とその原位置測定データに基づく補正. 水文・水資源学会誌, **16**: 246-254.

要 旨

誘電率水分計は、その出力値が温度に依存することが知られており、正確な土壌水分決定のためには校正が必要である。本研究では、静電容量法を採用した安価な誘電率水分計として知られる ECH₂O 土壌水分プローブ (Decagon Devices) を対象とし、室内実験を用いた温度依存性の補正手法を提示した。供試土に中国黄土高原の黄土を用い、水分量が既知の土壌に温度変化を与え、出力値・水分・温度の関係を明らかにした上で、経験的な校正式を導いた。また、校正試験の結果を元に、本プローブの温度依存性の理論的背景に関する考察を行った。さらに、得られた校正式を中国黄土高原における土壌水分モニタリング結果に対し適用し、校正式の妥当性と乾燥地環境下における温度依存性校正の重要性について検討した。

受稿年月日：2007年12月2日

受理年月日：2008年4月3日

人工降雨下で形成された水田転換畑作土の クラストの性質と土壌の諸特性の関係

小原 洋*・高橋智紀**・細川 寿***

Properties of Surface Crusts of Converted Paddy Soils Formed under Simulated Rainfall

Hiroshi OBARA*, Tomoki TAKAHASHI** and Hisashi HOSOKAWA***

* National Agricultural Research Center, Hokuriku Research center,
 (NARC Hokuriku) 1-2-1 Inada, Joetu, Niigata 943-0193, Japan
 (present : National Institute for Agro-Environmental Sciences,
 3-1-3 Kannondai, Tsukuba, Ibaraki 305-8604, Japan)

** NARC Hokuriku (present ; Shizuoka Prefectural Research Institute of Agriculture
 and Forestry, 678-1 Tomioka, Iwata, Shizuoka 438-0803, Japan)

*** NARC Hokuriku

Abstract

Soil crusting is one of the major problems affecting the emergence of soybean seedlings in converted paddy fields in some regions of Japan. To identify the converted paddy fields in which soybean emergence is at risk from soil crusting, we collected twenty-seven samples of surface soils from paddy fields across Japan. Relationship among physical and chemical properties, clay mineralogy and surface crusting under simulated rainfall were studied.

In terms of morphology, most of the soil samples showed crust after exposure to a rainfall of 37 mm/h. With regard to the relationship between crust properties and soil characteristics, some correlations were found between the decrease in infiltration and the hardness and area of the cracks when crust dries. The infiltration rates were correlated with the mean weight diameter of aggregates. The hardness indicated a rather obscure correlation between the silt contents and acid-oxalate-extractable aluminum (an indicator of Andic properties). The cracked areas were clearly correlated with the sand contents. With regard to clay mineralogy, in the soil samples which showed no or trace peak for kaolinite and vermiculite and a clear peak for smectite, hardness did not increase after drying.

Key words : soil crusts, converted paddy fields, soybean seedling emergence, physicochemical properties, clay mineralogy

1. はじめに

大豆は近年水田の転換作物として広く全国的に栽培されているが、転換畑での大豆作では出芽の良・不良が安

定した収量を得るために重要なポイントになっている。出芽不良の原因には、湿害、鳥虫害、乾燥等々なものがあるが、その中で東海から西南日本や北海道等でクラストによる発芽不良が問題となっている(岩淵ら, 2006 ;

* 農業・食品産業技術研究機構中央農業総合研究センター北陸研究センター 〒943-0193 新潟県上越市稲田 1-2-1
 (現在 農業環境技術研究所 〒305-8604 茨城県つくば市観音台 3-1-3)

** 同上 (現在 静岡県農林技術研究所 〒438-0803 静岡県磐田市富岡 678-1)

*** 同上

キーワード : クラスト, 転換畑, 大豆出芽, 土壌理化学性, 粘土鉱物

横井, 1998, 2006)。

クラスト(土膜)は、雨滴による物理的な破壊やスレーキング等により土壌表面の団粒が壊れ、分散した粒子が孔隙の目詰まりを起こす現象である(Tanaka *et al.*, 1992)。一般には乾燥して固くなった土膜をクラストと呼ぶが、ここでは硬さを問わず降雨によってできる土膜をクラストと呼ぶ。一般的に、クラストの生成は透水性の悪化を引き起こし、土壌侵食を助長し、通気性を低下させ、クラストが乾燥すると緊密な薄層が生じ出芽を妨げるとされている(ヒレル, 1998)。しかし、クラストと大豆の出芽の関係についての研究報告はまだ多くなく(Rathore *et al.*, 1981; 岩淵ら, 2006; 横井ら, 1998; 佐川ら, 1991等)、また水田転換畑という条件でクラストのできやすさを土壌の性質から検討した例はない。

クラストの生成と耕耘作業との関係で、1) 碎土率を低くし、播種床表面の粗度を上げると、クラストの生成を遅らせることができる。2) 湿った土を耕耘すると土壌構造が壊れ、土壌が分散しやすくなる、などが知られている(Bresson, 1995)。このため、クラストが生成、発芽抑制しやすい土壌に対しては、耕耘方法に大きな制限が生じる。また、本来大豆の吸水に有利であるはずの「湿った土壌を細かくする」という作業(高橋ら, 2008)が、地表の状態(水分状態、団粒径)をクラストのできやすい条件に変え、クラストの危険性を高める可能性がある。これらの点から、クラストができやすく、またクラストが大豆の発芽を抑制するほど固くなりやすい土壌のタイプを明らかにすることは、転換畑についてクラストを考慮しなければならぬ地域を判定し、適切な耕起法を選択するなど対策を考える上で重要と考えられる。

本研究では、全国から収集した27地点の水田作土を対象に、人工降雨によるクラスト発生試験によって生成したクラストの性質、およびクラストの性質と土壌の理化学性・粘土鉱物種との関係を解析し、クラストによる出芽抑制の起こりやすい土壌の条件を検討した。

2. 方 法

2.1 サンプル

日本全国から、水田の作土27試料を各地の試験研究機関に依頼して収集した(表-1)。全地点水田だが、前作は大豆3地点、小麦2地点、テンサイ1地点で、そのほかは水稲であった。土壌としては、黒ボク土2地点、黄色土3地点を除き、沖積土壌である。

2.2 実験方法

土壌の一般理化学性分析は、土壌環境分析法(1997)によった。なお、耐水性団粒はスレーキングを起こさないようにエタノール中で篩別する方法(Le Bissonnais,

1996)をもちい、平均重量直径を算出した。交換酸度と塩基交換容量(CEC)は亀和田の方法(亀和田, 2001)によった。また、pF 1.8の含水比は2mmのふるいを通した土壌を軽くたたいて採土管に詰めて加圧盤法によって測定した。粘土鉱物は、脱鉄処理後に粘土画分を採取し、カリウムおよびマグネシウム処理、グリセロール処理および熱処理(550°C)し、X線回折装置(Rigaku RAD II A, ターゲットCu 対陰極元素K α)で分析した。粘土鉱物の割合はピーク強度を4段階(区分の記号と与えた値, “ピークなし(-)”:0, “弱いピークあり(+)”:1, “ピーク明瞭(++)”:2, “ピーク強く明瞭(+++)”:3)に判定した。また、各ピーク強度に与えた値を元に定性的相対比率を算出した。

降雨実験は、人工降雨装置をMorin *et al.*の方法(Morin *et al.*, 1967)で作成し、行った(写真-1)。本装置の降雨特性は、時間雨量19 mm h⁻¹(降雨条件①)および37 mm h⁻¹(降雨条件②)の2段階、平均雨滴直径1.8 mm、雨滴速度5.8 m/secであった。なお、平均雨滴直径は濾紙法、雨滴速度は高速連続写真により実測した。また、雨量のばらつきは最大10%程度であった。クラスト試験用サンプルは、容器(約縦15 cm 幅10 cm、高さ5 cm、ポリプロピレン製)の下部に穴をあけ、ガーゼで土砂が落下しないようにし、砂(約5 mm)を敷いた後、4 mm以下に選別した風乾土壌(約300 g)を厚さ2 cmになるように敷いた(以後サンプル箱と呼ぶ)。サンプル箱を人工降雨装置下に浸透した排水を計るため約5°の角度を付けてセットし、積算降雨40 mm程度にさらした。降雨には水道水を用いた。降雨中にサンプル箱底部から浸出する水を電子天秤に受け、15秒間隔で計測し、降雨量が積算して30 mmに達する時の浸透流出水量(mm h⁻¹)を測定した。このときの流出水量を降雨強度(19 mm h⁻¹, 37 mm h⁻¹)で割った値を30 mm時の透水性低下率とした(図-1)。降雨実験終了後、サンプル箱を40°Cの送風乾燥機に2日間入れ乾燥させた。乾燥後のサンプル箱について、亀裂の面積割合、クラスト硬度計(山中式硬度計類似のコーン式硬度計、バネを3段階交換できる。DIK-5561, 大起理化学工業(株))による強度を測定した。クラストの硬さの測定については、引っ張り上げ式(Bennett *et al.*, 1964)、突き上げ式(Holder *et al.*, 1974)、貫入式(Rolston *et al.*, 1991)、複合式(Upadhyaya *et al.*, 1995)等多くの方法があるが、日本国内の大豆出芽関係試験でよく使われているクラスト硬度計を用いた。クラスト硬度計は1 kgと4 kgバネを使用し、サンプルの土層厚が20 mm程度のため20 mm以上入らないように調整し、1サンプルあたり3~4回亀裂がない所で測定し、その平均値をデータとした。さらにクラストを壊し

表-1 サンプル採取地の概要

Table 1 General information of sampling sites.

no	サンプル名	土壌名	前作	現地観察でのクラスト頻度*
#1	秋田八郎潟	細粒質斑鉄型グライ低地土	水稲	0
#2	岩手盛岡	腐植質厚層多湿黒ボク土	水稲	0
#3	山形鶴岡	細粒質斑鉄型グライ低地土	水稲	0
#4	新潟長岡	細粒質斑鉄型グライ低地土	大豆	0
#5	新潟上越	細粒質斑鉄型グライ低地土	水稲	0
#6	富山	礫質普通灰色低地土	大豆	1
#10	石川金沢	細粒質表層灰色グライ低地土	水稲	1
#11	福井	細粒質斑鉄型グライ低地土	水稲	0
#12	岐阜揖斐川	灰色低地土	大豆	2
#14	三重安濃 U2	黄色土	—	—
#15	三重安濃 V1	多腐植質厚層非アロフェン質黒ボク土	—	—
#16	福岡筑後	細粒質普通灰色低地土	水稲	1
#17	茨城つくば	細粒質普通灰色低地土	水稲	2
#18	滋賀	粗粒質表層灰色グライ低地土	水稲	2
#19	新潟新発田	灰色低地土	水稲	0
#20	広島	細粒質灰色化グライ低地土	水稲	0
#21	福島	細粒質普通灰色低地土	水稲	0
#22	愛知	細粒質台地 (or 水田化) 黄色土	水稲	2
#23	岡山	中粒質普通灰色低地土	水稲	—
#24	香川四国	黄色土	水稲	0
#25	佐賀	細粒質普通灰色低地土	小麦	2
#26	鳥取	細粒質普通灰色低地土	水稲	1
#27	北海道上川 1	砂壤土, 褐色低地土 (客土)	小麦	1
#28	北海道上川 2	灰色低地土	水稲	2
#29	北海道夕張	灰色低地土	テンサイ	1
#30	新潟湖南	灰色低地土	水稲	1
#31	石川松任	灰色低地土	水稲	1

注:「—」は不明。

*現地での発生頻度。0:ほとんどなし, 1:時々, 2:頻繁。

てその破断面を肉眼観察し, 表面から緻密に土粒子がつまり相互に連結し一体化している部分の厚さを, 薄い部分と厚い部分の2箇所でノギスを用いて測定し, クラストの厚さとした。

また, 統計解析には STATISTICA ver 6.1 (STAT Soft inc.) を使用した。

なお, 降雨実験では 4 mm 以下の画分の風乾土を用いた。土壌の水分・土塊の大きさ, 圧縮あるなし等によりクラストのでき方が異なり (Nishimura *et al.*, 1999; Asgedom *et al.*, 2005; Lado *et al.*, 2004), 現地の転換畑の状況 (幅の広い水分, 砕土状態) を再現しているとは言えないが, 全国各地の土壌を同一条件で比較するために上記条件で行った。

3. 結果と考察

3.1 試料の理化学性

表-2 に一般理化学性を示した。pH は愛知が 4.8 と最も低く, 岡山が 7.4 と最も高いが, 他の多くの点は 5.5~6.5 の間にあった。全炭素は黒ボク土系の岩手盛岡 (83.0 g kg^{-1}) と三重安濃 V1 (72.7 g kg^{-1}) が高いが, 他の多くは 10 から 30 g kg^{-1} の間にあった。交換性塩基類では, 4 塩基合計で見ると, 秋田八郎潟が最大 ($37.8 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$), 新潟湖南が最小 ($3.7 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) であった。CEC は, 富山で最も低く $5.3 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, 秋田八郎潟が最高で $40.6 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ であった。リン酸吸収係数は, 岩手盛岡で最大 (1899), 新潟湖南で最小 (278) であった。遊離

酸化鉄 (Fed) は新潟湖南の 1.5 g kg^{-1} から福島の高山 16.9 g kg^{-1} の間にあった。酸性シュウ酸塩可溶の鉄 (Feo) とアルミニウム (Al_o) は、岩手盛岡と三重安濃 VI の黒ボク土類で高く、ケイ酸はアロフェン質の岩手盛岡で高かった。土性は HC 1 点, LiC 10 点, SiC 2 点, CL 8 点, SiCL 1 点, L 1 点, SL 4 点であり、粘土含量は高山が最も低く 5.8%, 秋田八郎潟が最も高く 50.3% であった。

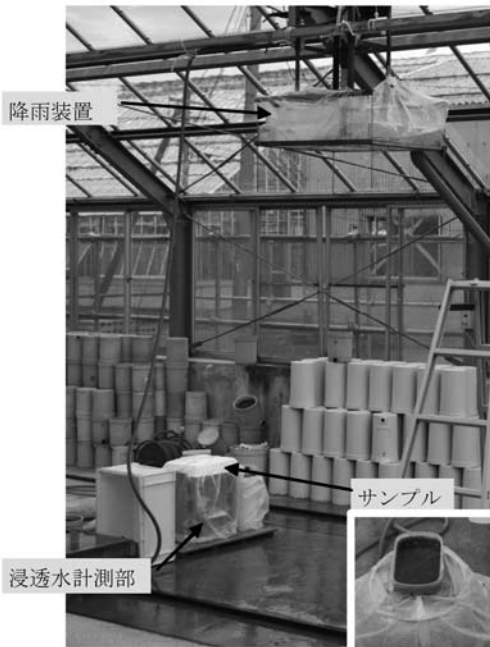


写真-1 人工降雨実験

Photo 1 Rainfall simulator.

耐水性団粒の平均重量直径は、秋田八郎潟の 2.52 mm から、三重安濃 VI の 0.42 mm の範囲にあった。pF 1.8 の含水比は、岩手盛岡の 0.68 kg kg^{-1} から、新潟湖南の 0.22 kg kg^{-1} の間にあった。塑性限界の含水比は、砂質で測定できなかった 2 点を除き、岩手盛岡で最大 (0.65 kg kg^{-1})、広島で最小 (0.25 kg kg^{-1}) であった。畑地化の指標として用いられる塑性限界水分/pF 1.8 水分比では、鳥取が最大 (1.49)、石川松任が最小 (0.90) であった。

3.2 クラスト発生試験

クラストの性質の指標として 30 mm 降水時の透水性低下率、乾燥後のクラスト硬度計の読み、クラスト部分の厚さ (薄い部分と厚い部分の mm)、亀裂面積を測定・観察した (表-3)。ただし、硬度とクラストの厚さは、降雨条件② (降雨強度 37 mm/h) における値である。なお、降雨実験中に透水性の低下が起こったサンプルでは、傾斜下部に表面水が発生した。サンプル容器の枠を超えた表面水は系外へ流出させた。そのため、降雨初期には構造的なクラストが生成し、湛水後は堆積性のクラストも生成したと思われるが、本試験では両種を区別しなかった。

クラストの厚さのデータにあるように、全てのサンプルである程度のクラスト (緻密な膜状の表面が認められ、硬くならず、透水性も悪くならないものも含む) ができた。ただし、新潟県の新発田、長岡の 2 土壌では、クラストは部分的に生成され全面に覆うクラストはできなかった。

30 mm 降雨時の透水性の低下割合は、降った雨のまま出ていくもの (低下率 1) から、降った雨の 2 割程度しか下から出てこないもの (低下率 0.19) までであった。降雨条件①と降雨条件②で逆転するサンプルも 3 点ほ

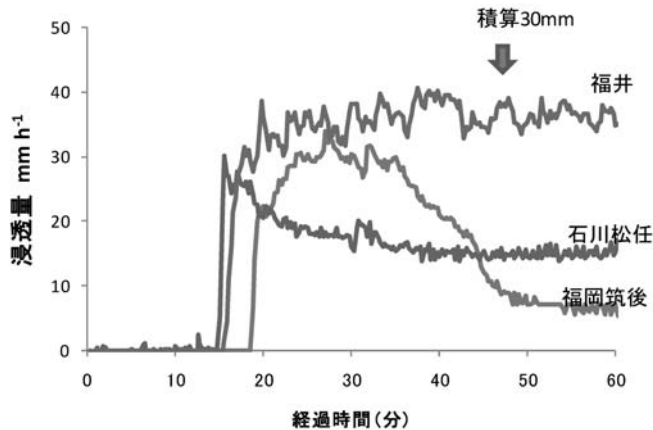


図-1 サンプル箱から浸出する水量の時間的変化 (降雨強度②の例)

Fig. 1 The infiltration rate of three soils.

どあるが、降雨強度の高い条件②の方で低下率が大きい(数値が小さい)場合が多い。降雨強度が大きくなったため目づまりの進行が強くなった場合と、同じ透水速度でも降雨強度が大きいため分母が大きくなり相対的に低下率が低くなった場合があるためと思われる。

クラスト硬度計は、1 kg バネ(ほぼ 0-20 mm (土壌硬度として 0-390 kPa) の範囲)と 4 kg バネ(ほぼ 0-20 mm (0-1,560 kPa) の範囲)で試験したが、1 kg バネで 10 mm (86.7 kPa) に届かないサンプル(盛岡, 長岡, 新発田)は、乾燥後もほとんど硬くならない事を示している。1 kg バネで 10 mm 以上を示す土壌(24 点)は、ある程度硬くなっているが、北海道立農試の試験で大豆の出芽不良が始まる硬さとされている 4 kg バネで 10 mm (347 kPa) という値と比較して、9 点以外は大豆の出芽を阻害するほど十分に硬くなっているとは言えない。

クラストの厚さでは、上越と佐賀が薄いところで 2 mm 以下、厚いところでも 3 mm 以下と薄いのが、そのほかは薄いところでも 3 mm 以上、厚いところは 5 mm 以上であった(写真-2)。その中で、薄いところで 7 mm 以上、厚いところで 10 mm を越える土壌もあるが、このように土壌が厚く緻密化する現象をクラストと呼ぶべきかどうかは疑問がある。このような土壌のなかには、雨滴が直接作用しないところで浸透水によりスレーキングを起こすなどして、作土が緻密になり出芽を阻害する障害(‘Hard-setting’, 以後ハードセッティングと記す)を起こしているものがあると推察される。

クラストの性質相互間の関係を検討するため、透水性低下率、堅さ、厚さ、亀裂面積の 4 性質間の相関を表-4 に示した。透水性低下率は硬度とは有意な弱い負の相関を示し、「透水性が低下する土ほど硬くなる」という緩やかな関係が推察される(図-2)。また硬度は亀裂率と弱い正の相関を示し、「硬くなる土ほど収縮も大きく亀裂の面積も大きいものが多い」という緩やかな関係が推察される。また、厚さは、硬度 4 kg バネと 5% 有意で相関を示し「クラストが厚いと硬いクラストが多い」という緩やかな関係が推察される。これらのことから、4 種のクラストの指標は緩やかな相互関係はあるが、明瞭な対応関係はないと判断される。従って、クラストの起こす様々な問題を、どれか 1 つの指標だけで検討するのは難しいと判断した。

3.3 土壌の理化学性とクラスト試験結果の関係

クラストの測定項目と土壌の理化学性間の相関係数を表-5 に示した。30 mm 降雨時の透水性低下率は、耐水性団粒の平均重量直径との相関が最も高く、畑地化指数(降雨条件②のみ)、と弱い負の相関、そのほかごく弱く不鮮明だが、シルト含量、交換性 Ca、交換性塩基合計、

塩基交換容量、酸性シュウ酸塩可溶 Mn 等と 0.3 以上の相関係数を示した。平均重量直径と透水性低下率の散布図(図-3)を見ると、平均重量直径が 1.0 mm を越えたサンプルでは、降雨強度 2 段階のどちらでも大きな透水性の低下は発生しなかった。また、耐水性団粒の平均重量直径と粘土含量の関係(図-4)では、粘土含量が 25% 付近の土壌が最も細粒化しやすかった。このことは、Ben-Hur *et al.* (1985a) が、粘土含量 20% 程度の土壌が最もクラスト形成に感受性が高いと言っていることとほぼ一致する。

シルト含量は透水性低下率と、弱いながら負の相関を示す。また、耐水性団粒の平均重量直径との相関はさらに曖昧だが、シルト含量 40% 以上の範囲では耐水性団粒の平均重量直径が小さい(図省略)。シルトの含量が多いと団粒安定性が低く、クラストができやすいということについては様々なところで言及されている(FAO, 1998, Cattle *S. et al.*, 2004 等)ことからみて、この結果は妥当と考えられる。

これらのことから、透水性低下率から見たクラスト発生しやすさは団粒の安定性に関係があると言われている(Tanaka *et al.*, 1995; Le Bissonnais, 1996) ことが水田作土についても当てはまる。また粘土、シルト含量と耐水性団粒の平均重量直径の関係から、土性のデータからもある程度団粒の安定性を推定できる可能性があると考えられる。

風乾後のクラストの硬度では、1 kg バネ使用時の硬度が比較的多くの項目と相関を示した。負の相関では、塑性限界水分量が最も高く、ついで酸性シュウ酸塩可溶 Al, Si, Al+1/2Fe, リン酸吸収係数, pF 1.8 含水率, 全炭素等が 5% 水準で有意の相関を示した。正の相関では 5% 水準で相関を示す項目はなかったが、シルト含量が $r=0.3$ を越える相関を示した。一方 4 kg バネ使用時の試験結果では、塑性限界水分量、耐水性団粒の平均重量直径で負の相関が 5% 水準で有意、正の相関ではシルト含量が 1% 水準で有意であった。また、酸性シュウ酸塩可溶 Al (Al₀) は全サンプルでは $r=-0.251$ と低い相関だったが、黒ボク土を除いた場合は $r=-0.502$ で、5% 水準で有意の相関を示した。1 kg バネ硬度で測定される比較的軟らかいレンジでは、土壌の物性を示す塑性限界水分量(図-5)、耐水性団粒の平均重量直径やシルト含量などの項目の他、「容積重が小さく、軽しょう」という黒ボク土的な性質に関係があると考えられる酸性シュウ酸塩可溶の Al やリン酸吸収係数、また有機物による柔らかさと関係する全炭素含量など多くの項目が現れている。一方、4 kg バネ硬度で測定されるより高い硬度のレンジでは、シルト含量及び黒ボク土を除いた場合の酸性

表-2 供試土壌の

Table 2 Physicochemical

no	サンプル名	pH	全炭素	交換性塩基					酸度	CEC	リン酸 吸収 係数
				Ca	Mg	K	Na	合計			
				g kg ⁻¹		cmolc kg ⁻¹					
#1	秋田八郎瀧	6.32	27.7	33.0	5.3	1.25	0.99	40.6	0.0	40.6	1361
#2	岩手盛岡	6.39	83.0	14.1	1.5	0.27	0.16	16.0	13.4	29.4	1899
#3	山形鶴岡	6.38	20.9	12.2	3.2	0.16	0.23	15.8	1.7	17.5	772
#4	新潟長岡	6.02	26.3	10.8	6.8	0.39	0.48	18.4	5.3	23.7	991
#5	新潟上越	5.70	23.4	12.1	3.9	0.29	0.32	16.6	5.4	22.1	910
#6	富山	5.94	17.7	3.9	1.0	0.35	0.12	5.3	0.0	5.3	522
#10	石川金沢	5.82	16.8	8.1	5.9	1.36	0.41	15.8	4.6	20.4	816
#11	福井	6.08	24.9	15.3	4.4	0.41	0.27	20.4	0.8	21.2	977
#12	岐阜揖斐川	6.02	18.3	2.6	0.7	0.37	0.10	3.8	6.1	9.9	344
#14	三重安濃 U2	6.32	20.1	8.6	2.7	1.00	0.14	12.5	8.3	20.8	966
#15	三重安濃 V1	6.21	72.7	13.2	1.6	0.75	0.00	15.5	17.2	32.7	1416
#16	福岡筑後	6.18	22.1	16.3	4.5	0.70	0.94	22.4	5.0	27.4	886
#17	茨城つくば	6.02	19.1	12.4	2.2	0.39	0.18	15.2	6.3	21.4	828
#18	滋賀	6.14	18.1	8.2	1.6	0.37	0.00	10.2	2.9	13.0	484
#19	新潟新発田	5.66	35.0	6.1	0.6	0.18	0.08	7.0	7.5	14.5	633
#20	広島	6.36	11.5	7.2	2.1	0.44	0.36	10.1	2.0	12.1	511
#21	福島	5.99	20.6	10.6	2.5	0.27	0.75	14.1	4.1	18.2	728
#22	愛知	4.89	17.6	3.7	0.7	0.80	0.21	5.4	7.8	13.2	583
#23	岡山	7.40	17.3	10.0	1.1	0.56	0.00	11.7	0.0	11.7	417
#24	香川四国	6.18	14.7	8.8	2.2	0.63	0.00	11.7	4.1	15.7	394
#25	佐賀	5.65	18.8	12.8	5.6	1.21	0.08	19.7	6.2	25.9	851
#26	鳥取	5.52	25.6	5.9	0.8	0.24	0.10	7.0	5.7	12.7	560
#27	北海道上川 1	6.02	16.6	7.3	1.7	0.92	0.00	9.9	6.2	16.1	606
#28	北海道上川 2	5.38	30.1	4.6	1.5	0.43	0.06	6.6	10.6	17.2	717
#29	北海道夕張	6.57	22.6	10.0	6.0	1.00	0.11	17.1	3.7	20.8	639
#30	新潟湖南	6.00	10.3	2.7	0.6	0.36	0.07	3.7	4.0	7.7	278
#31	石川松任	6.01	14.9	4.1	1.1	0.34	0.15	5.6	2.8	8.5	303

注 *1: Fed はジチオナイトークエン酸塩還元溶解法の鉄, Alo, Feo, Sio は酸性シュウ酸塩溶解法の鉄, アルミ

*2: PL/pF 1.8 は塑性限界の含水比を pF 1.8 の含水比でわった値 (畑地化指標; 1 に近いほど畑地化が進ん

シュウ酸塩可溶 Al が相関を示し、他の項目は相関を曖昧にしている。なお、クラスト形成と酸性シュウ酸塩可溶 Al の関係については、田中 (1995) も有意な相関が認められるとしている。

粒径組成の中でシルト含量が硬度と関係を示す点については、明確な理由は解らないが、シルトがある程度の量あると、そのシルトが雨滴で分散した後比較的速やかに沈降し、砂等の粗骨格の間を埋めることによって、緻密な層を作るのに役立っているなどの理由が想像される。クラストの硬さとシルト含量の関係に関しては、Lemoz

et al. (1957) が人工的に作ったクラストの実験で、シルト含量が高いサンプルで高い破断係数が得られることを示している。また、シルトが 25% 以上かつ砂 35% 以上の場合、団粒がもっとも不安定 (FAO, 1998) で、シルト質の土壌はクラストができやすく侵食を受けやすい (Cattle, 2004) と考えられている。

砂含量は、相関係数としては硬度との関係は明瞭ではないが、砂含量 55% 以上のサンプルについてみると 4 kg バネ硬度で 10 mm 以上を示すサンプルは 10 点中 2 点と少ない。北海道 (横井, 2006) では、粘土 + シルト 35%

理化学性

properties of soils.

遊離酸化物*1				粒径組成				土性	含水比			
Fed	Alo	Feo	Sio	粗砂	細砂	シルト	粘土	団粒の 平均重量 直径	pF1.8	塑性 限界 (PL)	PL/ pF1.8*2	
g kg ⁻¹				%					mm	kg kg ⁻¹		
8.9	1.1	9.4	1.3	3.6	15.0	31.2	50.3	HC	2.52	0.48	0.40	1.19
14.9	43.9	19.3	19.6	19.9	28.3	27.4	24.3	CL	0.91	0.69	0.65	1.06
6.1	2.0	5.8	0.8	7.5	51.7	25.0	15.8	CL	1.73	0.43	0.38	1.11
12.2	2.0	13.0	0.6	9.8	31.9	31.8	26.5	LiC	0.91	0.50	0.37	1.34
16.9	1.2	15.7	0.4	4.6	22.5	37.6	35.3	LiC	1.93	0.46	0.33	1.38
2.7	3.5	2.9	1.3	24.8	46.3	23.0	5.8	SL	1.96	0.39		
10.5	0.7	10.7	0.5	5.2	39.5	21.3	34.0	LiC	2.01	0.40	0.30	1.31
11.8	1.3	12.2	0.6	2.6	23.5	35.0	39.0	LiC	2.30	0.40	0.35	1.16
2.9	1.1	3.2	0.5	13.2	48.7	20.3	17.8	CL	1.24	0.32	0.31	1.03
5.3	4.5	4.8	1.3	19.8	26.3	21.9	32.0	LiC	0.93	0.31	0.29	1.09
7.6	12.8	9.7	2.3	21.3	30.0	23.6	25.1	LiC	0.42	0.42	0.36	1.16
11.8	1.2	7.7	1.1	2.6	18.8	43.9	34.7	SiC	0.87	0.49	0.39	1.27
13.9	2.9	8.3	1.7	11.0	17.7	30.8	40.6	LiC	0.87	0.37	0.27	1.38
12.6	0.5	9.4	0.5	7.1	50.4	22.2	20.3	CL	1.12	0.33	0.27	1.23
5.5	2.5	4.2	0.5	44.4	23.1	18.6	14.0	SL	2.44	0.40	0.38	1.07
7.7	0.3	6.2	0.4	11.7	28.2	42.5	17.6	SiCL	0.68	0.31	0.25	1.26
16.8	0.8	11.1	0.6	16.7	30.1	27.7	25.6	LiC	0.88	0.39	0.27	1.46
7.1	1.7	4.4	0.5	19.2	28.4	27.0	25.4	CL	0.91	0.28	0.22	1.27
6.1	0.2	5.2	0.7	51.4	24.9	15.9	7.8	SL	1.48	0.37	0.26	1.42
4.5	0.4	3.7	0.5	19.3	39.2	30.8	10.7	L	0.92	0.35	0.31	1.12
10.7	1.2	7.3	0.8	4.3	24.8	39.0	32.0	LiC	1.08	0.43	0.35	1.24
8.2	1.2	5.7	0.7	7.1	32.4	36.9	23.6	CL	0.89	0.48	0.32	1.49
9.7	2.6	8.3	1.1	18.0	38.5	22.6	20.9	CL	0.51	0.31	0.28	1.10
8.7	1.1	6.3	0.3	7.9	15.2	39.5	37.4	LiC	0.53	0.46	0.32	1.41
6.9	0.7	9.7	0.8	2.8	10.4	49.2	37.6	SiC	0.91	0.36	0.29	1.26
1.5	0.8	2.0	0.3	49.1	30.1	14.2	6.6	SL	1.69	0.22		
1.9	0.7	2.4	0.4	27.3	33.5	24.0	15.2	CL	0.94	0.30	0.33	0.90

ニウム、ケイ素。
だことを示す)。

以上(砂含量 65% 未満)で堅いクラストができることとされているが、おおむね同様の傾向となっている。

以上のことを総合すると、クラストの硬さについては、シルト含量を中心とした土性、酸性シュウ酸塩可溶 Al やリン酸吸収係数に示される黒ボクの性質と有機物含量が土壌の性質として主に関係していると考えられる。

クラストの厚さでは、クラストの薄い部分の厚さと交換酸度が僅かに 5% 水準で有意な相関を示したが散布図ではきわめて曖昧で、その他の土壌の性質とも相関を示す項目はなかった。

亀裂の面積割合については、多くの土壌項目が有意な相関を示している。主な項目を見ると、砂合計が最も高い負の相関を示す(図-6)など、粘土、シルトを含めて粒径分布が関係している。そのほか、塩基合計、交換性 Ca, Mg が正、交換酸度が負など粘土含量・種類や塩基状態と関係がある項目が高い相関を示している。土性以外の項目の影響を見るために砂含量の回帰残差と土性以外の項目の相関を見たところ、交換酸度が高い負の相関(図-7)を示した。塩基不飽和(pH 7.0)の容量を示す交換酸度が大きいほど亀裂面積率が小さい傾向については

表-3 人工降雨によるクラスト発生試験結果

Table 3 Crust properties formed using a rainfall simulator.

no	サンプル名	透水性低下率 降雨条件		硬度計		土膜の厚さ		亀裂率 面積 %	総合 判定
		①	②	1 kg バネ	4 kg バネ	薄	厚		
				mm	mm	mm	mm		
#1	秋田八郎潟	0.87	1.00	14.6	2.1	7	9	8.1	1
#2	岩手盛岡	0.86	0.49	5.8	0.0	4	8	2.1	2
#3	山形鶴岡	0.84	0.68	13.8	1.8	7	10	2.5	1
#4	新潟長岡	0.59	0.76	8.1	0.5	5	7	3.0	1
#5	新潟上越	0.72	0.73	15.4	4.5	1	2	3.9	1
#6	富山	0.90	0.39	15.4	2.8	4	5	1.9	2
#10	石川金沢	0.93	0.71	16.3	1.5	7	11	2.4	1
#11	福井	0.77	0.91	19.6	12.9	6	8	4.2	3
#12	岐阜揖斐川	1.00	0.76	17.7	3.3	4	9	1.4	1
#14	三重安濃 U2	0.96	0.89	12.3	1.7	4	9	0.3	1
#15	三重安濃 V1	0.81	0.80	19.0	10.0	4	9	0.8	3
#16	福岡筑後	0.84	0.33	21.5	18.2	5	9	2.9	4
#17	茨城つくば	0.94	0.96	15.3	9.7	4	5	4.9	1
#18	滋賀	0.84	0.29	20.4	7.8	5	9	3.0	2
#19	新潟新発田	0.96	0.76	3.8	0.0	4	5	0.7	1
#20	広島	0.38	0.29	21.4	19.3	8	11	3.2	4
#21	福島	0.38	0.36	20.4	18.0	5	7	4.5	4
#22	愛知	0.91	0.58	19.5	8.2	4	6	2.2	1
#23	岡山	0.67	0.71	19.6	11.3	5	6	3.2	3
#24	香川四国	0.75	0.48	17.9	1.8	3	10	2.4	2
#25	佐賀	0.92	0.89	13.6	8.0	2	3	3.9	1
#26	鳥取	0.39	0.21	20.6	13.8	7	10	4.2	4
#27	北海道上川 1	0.51	0.42	19.0	7.0	6	7	2.2	2
#28	北海道上川 2	0.36	0.21	17.9	3.8	4	6	3.4	2
#29	北海道夕張	0.70	0.19	21.4	20.0	7	10	7.8	4
#30	新潟湖南	0.96	0.87	12.5	1.8	3	5	1.1	1
#31	石川松任	0.53	0.38	20.9	12.2	6	10	2.4	4

注：条件①および②は、降雨強度 19 mm/h, 37 mm/h。硬度と土膜の厚さは条件②で測定。亀裂率は平均。

総合判定の値は下の表による

最大透水低下	硬度 (4 kg バネ)	
	10 未満	10 以上
0.5 以上	1	3
0.5 未満	2	4

明確な理由は不明だが、有機物やアロフェンなど大きな変異荷電を示す物質を多く持つ土壌で塩基不飽和 (pH 7.0) が大きくなりやすいと考えられることから、無機有機コロイドの性質が関係していると推察される。

3.4 粘土鉱物とクラストの性質の関係

各サンプルの粘土鉱物の X 線反射ピークの区分、及

び主要粘土鉱物等の定性的相対比率を表-6 に示した。岩手盛岡の黒ボク土 (非晶質主体)、八郎潟と上越 (スメクタイト) で 1 種類の粘土鉱物が卓越していたが、そのほかのサンプルでは 1 種類の粘土が卓越することはなく、明瞭なピークが 2 種類以上認められた。

結晶性粘土鉱物の物理性に対する影響は、ある一定以

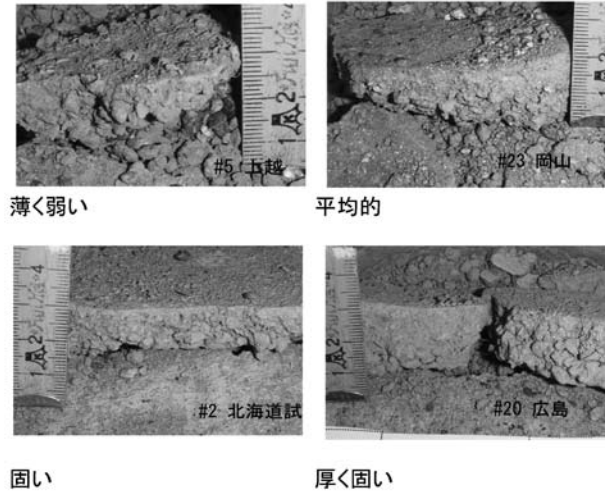


写真-2 人工降雨で生成したクラストの断面
Photo 2 Crusts formed using a rainfall simulator.

表-4 クラストの性質間の相関
Table 4 Correlation between crust properties.

	透水性低下率②	硬度 1kg バネ	硬度 4kg バネ	厚さ(薄)	厚さ(厚)	亀裂率
透水性低下率①	.6324***	-.4382*	-.4905**	-.3777 ⁺	-.1901	-.2689
透水性低下率②		-.4818*	-.4668*	-.3153	-.3305 ⁺	-.1051
硬度 1kg バネ			.7489***	.3504 ⁺	.3639 ⁺	.3067
硬度 4kg バネ				.3936*	.2430	.4243*
厚さ(薄)					.7521***	.3566 ⁺
厚さ(厚)						.0576

注：数字の後の記号は，+：10%，*：5%，**：1%，***：0.1%水準で有意を示す。

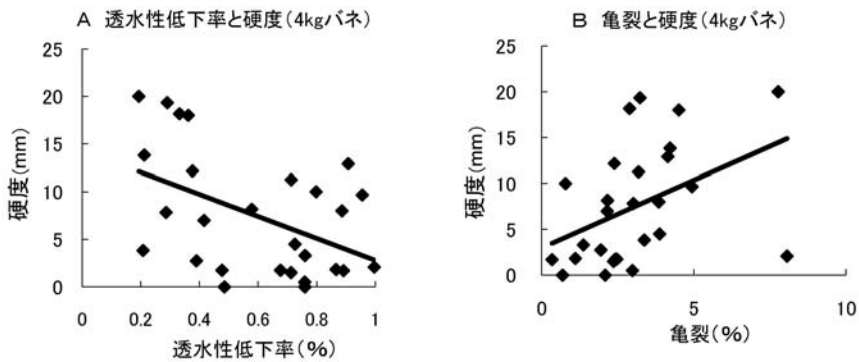


図-2 クラストの性質間の関係
Fig. 2 Relationship between crust properties.

表-5 クラストの性質項目と土壌の理化学性間の相関

Table 5 Correlation between crust properties and soil physicochemical properties.

土壌項目	クラスト特徴 透水性低下率		硬度		厚さ		亀裂率	
	条件①	条件②	1 kg バネ	4 kg バネ	薄	厚		
pH	0.009	0.082	0.068	0.171	0.290	0.313	0.149	
全炭素	0.093	0.061	-0.387*	-0.178	-0.136	0.033	-0.146	
遊離酸化鉄 Fed	-0.195	-0.005	-0.037	0.188	-0.095	-0.233	0.370	
交換性	Ca	0.131	0.379 ⁺	-0.075	0.042	0.179	0.079	0.598**
	Mg	0.049	0.217	-0.044	0.083	0.193	0.098	0.529**
	K	0.247	0.224	0.158	0.016	0.128	0.160	0.246
	Na	-0.075	0.072	0.069	0.221	0.287	0.151	0.430*
	合計	0.124	0.366 ⁺	-0.060	0.063	0.207	0.100	0.633***
交換酸度	0.070	0.030	-0.274	-0.183	-0.380*	-0.088	-0.405*	
塩基交換容量	0.155	0.367 ⁺	-0.210	-0.048	0.008	0.052	0.399*	
リン酸吸収係数	0.172	0.299	-0.416*	-0.197	-0.044	0.003	0.139	
酸性シュウ酸可溶	Al _o	0.159	-0.004	-0.459*	-0.251	-0.147	0.028	-0.205
	Fe _o	-0.096	0.058	-0.215	0.010	-0.021	-0.077	0.319
	Si _o	0.138	-0.045	-0.444*	-0.225	-0.101	0.034	-0.102
	Mn _o	0.121	0.379 ⁺	-0.074	0.161	0.135	-0.126	0.478*
	Al _o +1/2Fe _o	0.117	0.009	-0.444*	-0.216	-0.132	0.008	-0.109
粒径組成	粗砂	0.138	0.167	-0.278	-0.224	-0.244	-0.256	-0.528**
	細砂	0.132	-0.057	0.037	-0.321	0.115	0.290	-0.470*
	シルト	-0.374 ⁺	-0.272	0.315	0.511**	0.193	0.094	0.634***
	粘土	0.025	0.272	0.071	0.131	0.136	0.022	0.622***
	砂計	0.190	0.089	-0.186	-0.378 ⁺	-0.109	-0.004	-0.704***
団粒の平均重量直径	0.456*	0.486**	-0.360 ⁺	-0.383*	0.017	-0.201	0.126	
pF 1.8	-0.063	-0.036	-0.396*	-0.159	-0.021	-0.032	0.219	
塑性限界 (PL)	0.223	0.127	-0.612***	-0.397*	-0.107	0.017	-0.073	
畑地化指数 (PL/pF 1.8)	-0.406*	-0.187	0.253	0.330	-0.008	-0.297	0.423*	

注: 数字の後の記号は, +:10%, *:5%, **:1%, ***:0.1%水準で有意を示す。

サンプル数は塑性限界と畑地化指数は砂質土壌で測定できなかったため25だが, それ以外は27。

上の粘土含量のときに現れる。また、黒ボク土では多量の有機物と非晶質画分の性質が物理性を大きく左右し、結晶性粘土鉱物の物理性に対する影響は少ないと考えられる。そのため、粘土含量15%以上の非黒ボク土のサンプル(20点)について、結晶性粘土鉱物とクラストの性質との関係を検討した。

クラストの性質と粘土鉱物の定性的相対割合の相関関係を表-7に示した。パーミキュライトは、降雨条件②の透水性低下率、1kgバネの硬度、4kgバネの硬度、亀裂平均など多くの項目において5%水準で有意の相関を示

した。カオリナイトは1kgバネの硬度と正の相関を示した。スメクタイトは1kgバネの硬度と10%水準で有意の相関を示した。雲母粘土鉱物と明瞭な相関を示すものはなかった。また膨張性、中間型、非膨張性にまとめた場合では、膨張性粘土鉱物が亀裂平均と10%水準で有意の相関を示したが、その他では有意な相関は認められなかった。

パーミキュライト、カオリナイトとスメクタイトのピーク強度と硬度との関係を比較したところ、パーミキュライトではピーク強度0、カオリナイトではピーク

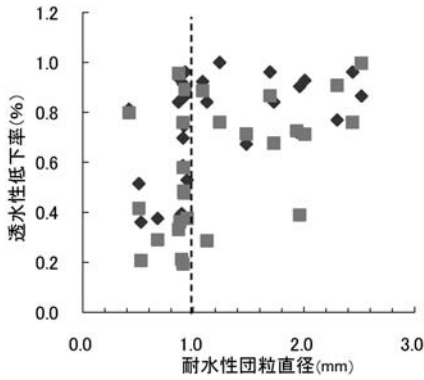


図-3 耐水性団粒と透水性低下率

Fig. 3 Relationship between aggregate stability and infiltration rates.

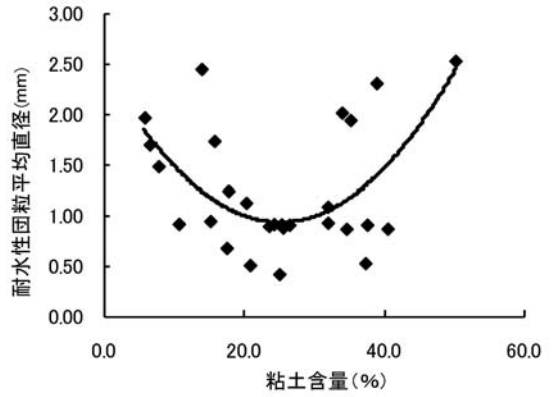


図-4 粘土含量と耐水性団粒直径の関係

Fig. 4 Relationship between clay contents and aggregate stability.

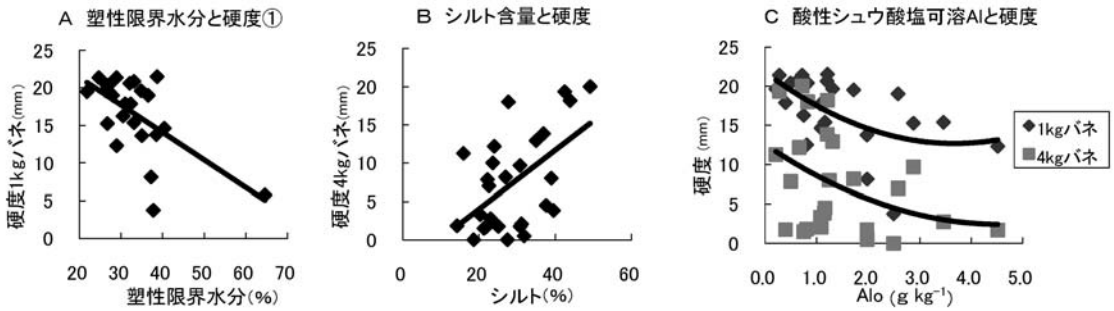


図-5 クラストの硬度と土壌特性の関係

Fig. 5 Relationship between hardness of crusts and soil properties.

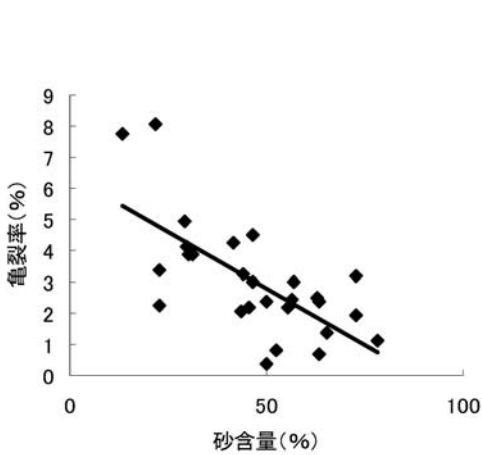


図-6 亀裂率と砂含量

Fig. 6 Relationship between crack area ratio of crusts and sand contents.

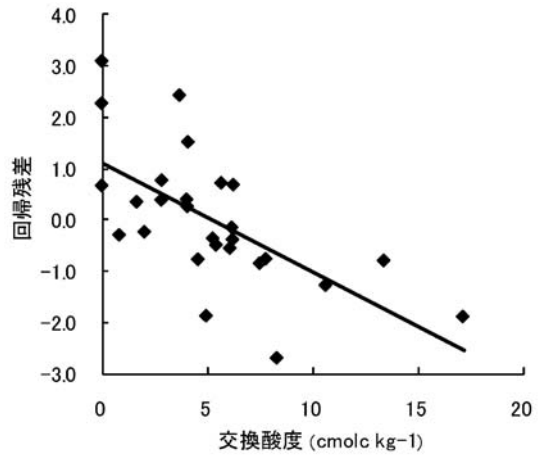


図-7 亀裂率の砂含量回帰残差と交換酸度

Fig. 7 Relationship between exchangeable acidity and residue of regression of crack area ratio on sand.

表-6 粘土鉱物のピーク強度と相対比率

Table 6 Clay mineralogy of soils

no	サンプル名	定性的判定 *1							粘土の定性的相対比率%						
		Kt	Mica	Chro	Verm	Smec	Ch-Vt	Ch-Sm	Qt	Kt	Verm	Smec	膨張性による区分*2		
												膨張性	中間型	非膨張性	
#1	秋田八郎潟	1			1	3			1	20	20	60	80	0	20
#2	岩手盛岡			1					1	0	0	0	0	0	100
#3	山形鶴岡	2	1	3		3			1	22	0	33	33	0	67
#4	新潟長岡	1	1	2		3			1	14	0	43	43	0	57
#5	新潟上越	1	1	1		3			1	17	0	50	50	0	50
#6	富山		1	3				1	2	0	0	0	0	20	80
#10	石川金沢	2	1		1	3			1	29	14	43	57	0	43
#11	福井	3	1	1	1	1	2	2	1	27	9	9	18	36	45
#12	岐阜揖斐川	3	2	2					1	43	0	0	0	0	100
#14	三重安濃 U2	2					3		1	40	0	0	0	60	40
#15	三重安濃 V1	2					3		1	40	0	0	0	60	40
#16	福岡筑後	2			1	3			1	33	17	50	67	0	33
#17	茨城つくば	3		1	2	1	2		1	33	22	11	33	22	44
#18	滋賀	3	2	1	2			1	1	33	22	0	22	11	67
#19	新潟新発田	3	1			1	2		1	43	0	14	14	29	57
#20	広島	3	2		2	2			1	33	22	22	44	0	56
#21	福島	2			1	3			1	33	0	17	17	50	33
#22	愛知	2	2	1	2	1			3	25	25	13	38	0	63
#23	岡山	3	2	1	2	1			1	33	22	11	33	0	67
#24	香川四国	3	1		2	1			3	43	29	14	43	0	57
#25	佐賀	2	1		2	3			1	25	25	38	63	0	38
#26	鳥取	3	1	1	2				2	43	29	0	29	0	71
#27	北海道上川 1	2	1		2	3			1	25	25	38	63	0	38
#28	北海道上川 2	3	1		2	1	2		1	33	22	11	33	22	44
#29	北海道夕張	2	1	1	3				2	29	43	0	43	0	57
#30	新潟湖南	2	1	1				3	1	29	0	0	0	43	57
#31	石川松任	3	2	1	2	1			2	33	22	11	33	0	67

注 *1: Kt: カオリナイト, Mica: 雲母粘土鉱物, Chro: 緑泥石, Verm: パーミキュライト, Smec: スメクタイト, Ch-Vt: 緑泥石-パーミキュライト中間体, Ch-Sm: 緑泥石-スメクタイト中間体, Qt: 石英。

*2: 膨張性はスメクタイトとパーミキュライト, 中間型は Ch-Vt と Ch-Sm, 非膨張性はカオリナイト, 雲母粘土鉱物と緑泥石を示す。

強度 1, スメクタイトではピーク強度 3 のサンプルで他のピーク強度に比べ 1 kg バネの硬度が低い (軟らかい) 傾向が認められた (図-8)。1 kg バネの硬度に比べ 4 kg バネの硬度との関係はやや不明瞭だが, 同様の傾向が認められる。

カオリナイトのピークが明瞭に出ない土壌で硬度が高くない点については, いくつかの理由が考えられる。1 つは, カオリナイトは膨潤収縮性が低く, 乾湿の変動がクラストの形状に影響を与えないためと考えられ

る。クラストは降雨により形成され, その後乾燥で硬化するため, 収縮率が大いだと亀裂ができやすく不安定になり硬度が低下するが, カオリナイトがその収縮をある程度の範囲に収める働きをすると考えられる。しかし, 膨張性のパーミキュライトもカオリナイトと類似した硬度の傾向を示すことから, この理由だけで説明されるとは考えにくい。一方, カオリナイトは今回供試したサンプルに他の粘土鉱物と共に一般的に含まれていて, 本実験で使用した土壌のうち粘土含量 15% 以上でカオリナ

表-7 粘土鉱物の定性的割合とクラストの性質の相関

Table 7 Correlation between clay mineralogy and crust properties.

クラスト特徴		Sm 割合	Kt 割合	Vt 割合	Mica 割合	膨張性	中間型	非膨張性
透水性低下率	条件①	.0894	-.0728	-.1777	-.0613	-.0118	-.0274	.0424
	条件②	.3187	-.3435	-.4652*	-.2859	.0299	.1749	-.2171
硬度	1 kg バネ	-.3967 ⁺	.4843*	.5161*	.2421	-.0634	-.0739	.1521
	4 kg バネ	-.2852	.3308	.4698*	-.0494	.0073	.0434	-.0537
厚さ	薄	-.0553	.1324	.2992	-.0017	.1195	-.1720	.0363
	厚	-.2375	.4104 ⁺	.1291	.1115	-.1481	-.0791	.2584
亀裂平均		.1564	-.2844	.4597*	-.3240	.4275 ⁺	-.1419	-.3616

注：Sm：スメクタイト，Kt：カオリナイト，Vt：パーミキュライト，Mica：雲母粘土鉱物。
粘土含量 15% 未満と黒ボク土を除いた。N=20
数字の後の記号は，+：10%，*：5%水準で有意を示す。

イトのピークが不鮮明な土壌は，スメクタイトが主体となるような場合（八郎潟，長岡，上越）に限られている。また，カオリナイトが明瞭なピークを示さないサンプルでは，パーミキュライトも明瞭なピークを示していない。そのため，カオリナイトやパーミキュライトが明瞭なピークを示さないと硬いクラストができなかったと言うことは，裏返せばスメクタイトだけが粘土鉱物の主体となっている土壌では硬いクラストができなかったことを意味しているとも考えられる。スメクタイトのピーク強度が3の場合，福岡筑後のサンプルを除き，4kg バネ硬度で高い値を示すものはなかった。福岡筑後のサンプルはスメクタイトと同時にカオリナイトもピーク強度2，パーミキュライトもピーク強度1を示しており，スメクタイトのみの性質が支配的とは考えられない。一般に，スメクタイトは膨張性や比表面積が大きく，粒径は小さい（日本粘土学会，1987）。スメクタイトの比率が非常に高い土壌ではスメクタイトの細かい粒径や大きな膨潤性・収縮性が顕著に現れて，クラストの生成，安定性や硬さに影響しているのではないかと考えられる。

粘土鉱物の種類とクラストの関係については，Stern *et al.* (1991) が，南アフリカの 19 サンプルを用いた人工降雨実験での透水性の低下と粘土鉱物について検討し，カオリナイトとイライトのみの場合に比べて，わずかでもスメクタイトが入っている場合の方が分散性は高いとしている。また，Wakindiki (2002) らは，ケニヤとイスラエルの 5 土壌を用いて人工降雨でクラストの性質を検討した結果，カオリナイト質の土壌 (Oxisol (Soil Taxonomy)) は高い団粒安定性と低い分散性を示す土壌の侵食も少なく，モンモリロナイト質の土壌で低い団粒安定性と厚いクラスト生成，高い侵食量を示すことを報告している。FAO (1998) ではこれらの結果を元に「スメク

タイトはカオリナイト鉱物に比べより分散しやすい」，そのためスメクタイト質の土壌でクラストができやすいとまとめている。クラストの硬さと粘土鉱物との関係に関しては，2:1 型の粘土鉱物タイプの土壌で破壊係数が大きい (Lemos *et al.*, 1957) という結果や，スメクタイト質の土壌を用いてクラストの発生や硬さの検討を行っている例 (Taki, 2006) が多数あり，スメクタイト質でも硬いクラストはできる事を示している。

今回の結果と海外での報告例を比較すると，土壌の分散性，透水性低下率のデータで指摘されているスメクタイトの効果や，カオリナイト質で団粒安定性が高い傾向が認められない。Stern *et al.* の研究では，半乾燥地を中心とした土壌 (Alfisol, Aridisols, Mollisol) が主に使われており，対象としたスメクタイト質のサンプルも乾燥地域のイスラエルのものである。また，Wakindiki *et al.* が用いたカオリナイト質土壌は，強風化環境で特徴的にみられる Oxisols で，鉄，アルミニウムの影響で団粒の安定性が高いとされている土壌である。世界的にみると，乾季雨季を持つ地域のスメクタイト質で高い粘度含量を持つ土壌の多くは Vertisols に分類される。一般的に Vertisols は団粒安定性が高くクラストはできにくい，一方レス性の土壌はクラストが問題になりやすいと言われている (Ben-Hur *et al.*, 2002)。半乾燥地の土壌を用いた場合にスメクタイトの高い分散性が見いだされているのは，レス性の土壌が多く使われた結果とも考えられ，これがスメクタイト質土壌ではクラストができやすいとされる根拠になったと思われる。

クラストの硬さについて，今回の結果で認められたスメクタイトのピーク強度が3で，カオリナイトやパーミキュライトの明瞭なピークが現れない土壌で硬いクラストが少なかった傾向は，世界的に見ると普遍的ではない

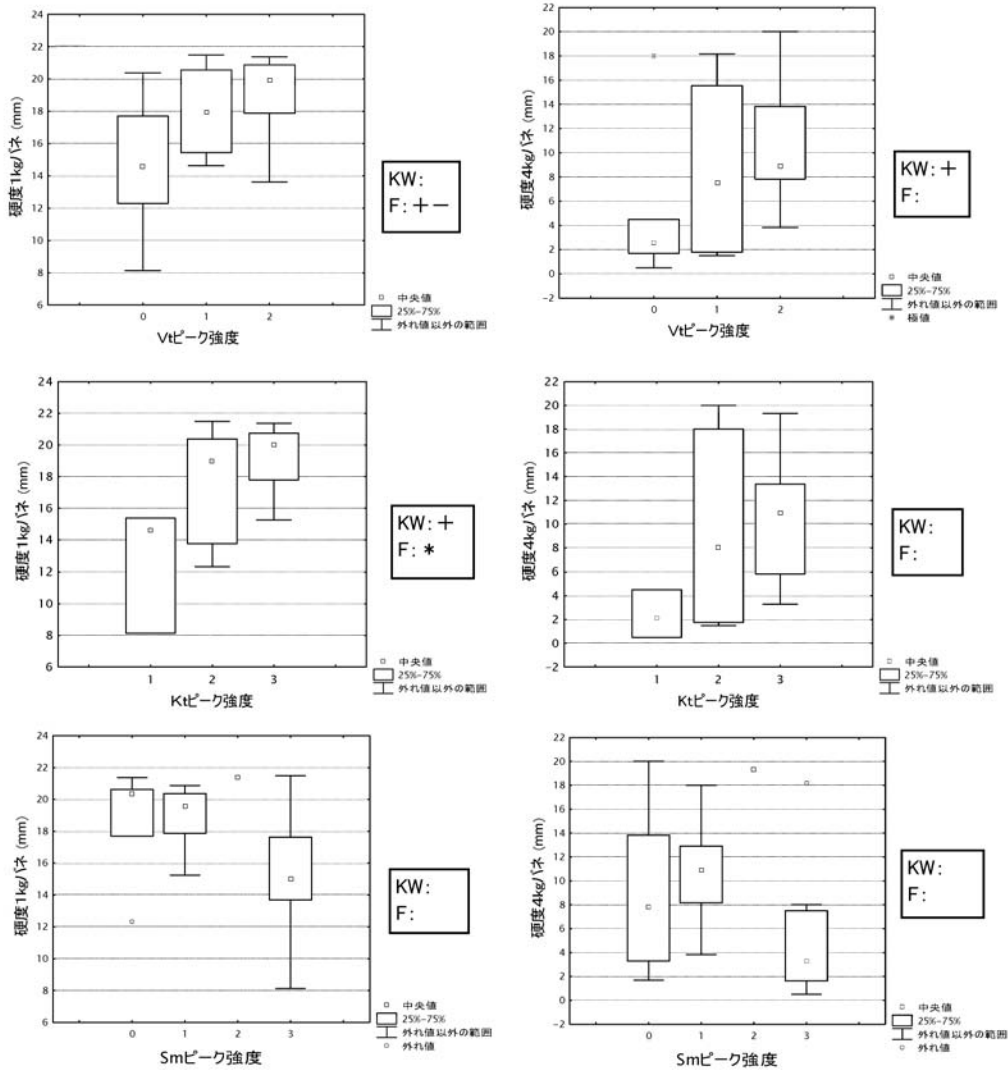


図-8 パーマキュライト (Vt), カオリナイト (Kt) とスメクタイト (Sm) のピーク強度と硬度の関係

Fig. 8 Relationship between hardness of crusts and X-ray diffraction peak intensity of vermiculite, kaolinite and smectite.

と考えられる。北陸研究センターの水田圃場の土壌はスメクタイト以外明瞭なピークを示さない土壌だが、現場観察からすると転換直後に一度乾燥して収縮した土塊はかなりの降雨でも分散・崩壊することはない。これは、粘土含量が35%と高く、遊離鉄も1.69%と比較的高いなど粘土鉱物性以外にも要因はあると思われるが、転換直後で耕起・乾燥を経て一度硬化した土塊は堅固で、容易にクラストが発生するとは考えられない。今回供試した北陸研究センターの圃場や八郎潟の水田圃場のような粘土鉱物をスメクタイトが占めるタイプの土壌は、日本

には長い乾期が無いいため Vertisols には分類されないが、Vertisols 的な性質が強く、スメクタイト質ではあるが土壌の安定度が高く、クラストができにくかったと考えられる。

また、海外の土壌の場合、基本的に畑状態の土壌を用いていて、今回用いた水田作土では一定の湛水期間を持ち酸化還元を繰り返すため、余分な塩類も流され鉄の形態も異なる (高橋, 2002) と考えられる。

これらの理由によって、海外でいわれているカオリナイト質でクラスト耐性が強い傾向やスメクタイト質でク

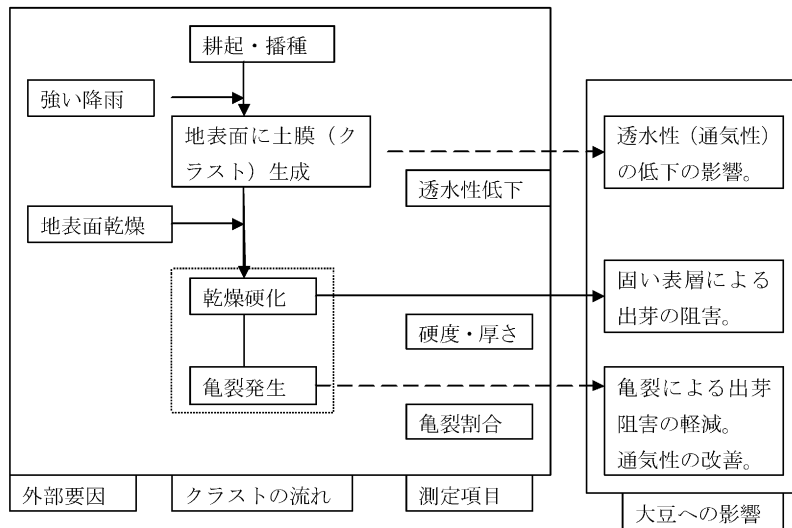


図-9 クラスト形成と大豆出芽阻害の関係（想定）

Fig. 9 Image of relation among crust formation and soy bean emergence.

ラストができやすい傾向などが、今回の試験では認められなかったと考えられる。

3.5 クラストによる大豆の出芽阻害危険性と土壤の性質

大豆の出芽阻害とクラストの発生・性質の関係を、図-9の様に想定した。クラストは耕起・播種後の強い降雨により発生する。この現象は透水性の低下に示される目詰まりの程度で評価した。この段階では直接的な大豆出芽阻害は無いと考えられるが、透水性や通気性の低下が湿害を助長するなど、間接的な影響は懸念される。

また、降雨後乾燥が進むとクラストが硬化し、土壤によっては大豆の出芽を阻害するが、出芽が阻害される硬度についてはクラスト硬度計を基準とした値が各地で調べられている。北海道立農試の成績書（2005.1）によると、転換畑土壤ではクラスト硬度計で10 mm（4 kg バネ使用時、硬度約 350 kPa）以上で出芽阻害が始まるとされ、300A 東海大豆研究チームでは、クラスト硬度 370～570 kPa のクラストができた圃場で出芽不良が認められている（農林水産技術会議，2007）。また北海道の畑地の改良に関係して、クラスト硬度 800 kPa 以下と言う改良判定値も提案されている（横井，2006）。

北海道立農試の4 kg バネ硬度 10 mm 以上、透水性の低下率 50% 以下（降雨条件①、②のどちらか低い方）の基準によって今回供試したサンプルを4区分（表-3の総合判定）した。27 サンプル中硬度・透水共に悪条件となるサンプルは6地点、硬度は大きい透水性の低下はあまり起こらないサンプルは3地点、透水性は下がるが固

くならないサンプルが6地点、12地点は硬度・透水性共に問題が認められないと考えられた。透水性は下がらないが固くなるサンプルについては、その堅さの原因がクラストにあるのかどうか不明で、固結による土塊相互間の結合の可能性等も考慮すべきと考えられる。

今回の実験では厚い緻密部位がいくつかのサンプルで観察されたが、層全体がスレーキングにより崩壊しハードセッティングが起こったケースである可能性がある。ハードセッティングは主にオーストラリアで使われている用語で、「乾燥すると、緻密で固く見かけは無構造。人差し指で押しでも表面が乱れずへこまない。土膜は必ずしも伴わない。」とオーストラリア土壤土地調査ハンドブックで定義されている（McDonald *et al.*, 1990）。ハードセッティングは乾燥・半乾燥地帯では大きな問題で、降雨や灌漑の後に播種床全体が崩壊（collapses）し、その後の乾燥で表層から乾燥しハードセッティングを起こした場合、表層のクラストだけができた場合よりもより深刻な出芽障害を起こすと言われている（Taki *et al.*, 2006）。ハードセッティングは、クラストと同時に起こる場合もあるが単独で起こる場合もある。また、原因も降雨に加えて灌漑もとりあげられており、強い降雨が無くても水に浸かるような場合（転換畑の場合しばしば起こる）に起こりうると考えられ、また解決策も必ずしもクラストと同一ではないと考えられる。今後、クラスト（薄い土膜）以外にも、より厚い硬化・緻密部分ができている場合には、ハードセッティングの可能性も検討する必要があると考えられる。

表-8 大豆出芽におけるクラスト危険性評価と土壌の性質の対応

Table 8 Soil properties for crusting risk estimation on soybean emergency.

クラストの性質危険	実験結果	危険性判断のための土壌の性質と値											
		団粒安定性	土性					黒ボクの性質		有機物	粘土鉱物ピーク強度		
			平均重量直径	砂	シルト	粘土		Al _o	リン酸吸収係数	炭素	Kt	Vt	Sm
						1.0 mm 未満	65% 未満						
透水性低下 大	正判定率(%)	44	67	35	100	58	50	53	55	45	45	56	53
	N	12	15	23	3	12	22	17	20	22	22	16	19
透水性低下 小	正判定率(%)	56	83	75	63	67	80	70	86	60	60	73	75
	N	15	12	4	24	15	5	10	7	5	5	11	8
硬度 大	正判定率(%)	33	47	48	100	42	36	47	35	36	41	44	42
	N	9	15	23	3	12	22	17	20	22	22	16	19
硬度 小	正判定率(%)	67	83	75	75	73	80	90	71	80	100	82	88
	N	18	12	4	24	15	5	10	7	5	5	11	8

亀裂に関しては、硬いクラストができた場合でも種子の上に大きな亀裂が入ると大豆は亀裂から出芽できる。本実験では、亀裂率は0.3%~8.9% (平均3.1%) と大きな幅を示した。亀裂率の大きいサンプルでは硬いクラストによる出芽障害の低減が期待できる。しかし、亀裂の効果は播種位置との位置関係が重要であり、Takiらは収縮性の土壌で種子上に亀裂を発生させる機械的方法を検討している (Taki *et al.*, 2006)。国内でも、土屋らはクラストができて種子の上にひびを入りやすくし、大豆を出芽させる山型鎮圧を提案している (農林水産技術会議事務局, 2007)。また一方では、亀裂により透水性・通気性も改善すると考えられる (Ben-Hur *et al.*, 1985b)。

これまでの結果を総合して、透水性の低下と硬度によるクラスト危険性を判断するために有効と思われる土壌の性質を、表-8に整理した。各土壌の性質について、効果的にクラスト危険性が大きいサンプルを区分できると考えられる値の範囲 (判定基準) を、散布図等から選定した。一方、測定値が判定基準の範囲外にある場合は、クラスト危険性が少ない条件下にあると考えた。また、今回使用した27サンプルをそれぞれの判定基準で区分した場合に該当したサンプル数 (N)、そのうち危険性の大・小が、透水性 (50%以下)、硬度 (4kg バネで10mm以上) の基準で区分した危険性「大」・「小」に対して、正しく判定された割合 (正判定率%) を計算した。

正判定率をみると、透水性の低下の大きいサンプルは団粒平均直径、シルト含量、酸性シュウ酸塩可溶 (Al_o) の判定基準で比較的良好に区分されている。また透水性の問題がないサンプルは、団粒平均直径、粘土含量10-

40%、リン酸吸収係数、の判定基準で80%以上の正判定率で区分された。

硬度については、硬いクラストのできやすい土壌を選ぶ判定基準として、シルト含量 (3点と数が少なく信頼性は低い) が、次いで酸性シュウ酸塩可溶 Al_o が比較的高い正判定率を示した。また、硬くならないクラストができる土壌を見いだす判定基準では、元々の割合が67%と高いので正判定率も高く出ているが、カオリナイトピーク強度2+未満、スメクタイトピーク強度3+も高い正判定率を示し、そのほか、団粒平均直径、パーミキュライト、砂含量、粘土含量10-40%、全炭素なども比較的高い正判定率を示した。

現場で生成するクラストの性質は、降雨前の土壌の水分状態や土塊の大きさ、降雨強度、降雨後の天候など多様な条件が複合的に関係する。今回の実験は4mm以下に箭別した風乾土を用いた結果であり、また個々の土壌の性質で単純に生成するクラストの性質を予測することは難しい。しかしながら、利用できるデータの種類に応じて表-8のような判定基準を組み合わせることで、限定的ではあるが危険度の高い圃場 (あるいは危険性の低い圃場) を推定していくことができると考えられる。

謝 辞

本研究を行うにあたり、粘土鉱物分析では、上越教育大学の大場孝信先生と山縣耕太郎先生に、X線分析装置の使用から解析の助言までご協力頂きました。また、サンプルの収集では、各地の試験研究機関にご協力頂きま

した。さらに、中央農業総合研究センター・北陸研究センター、業務第4科の矢崎孝司、関口 誠両氏には、人工降雨装置を作成して頂きました。ここに記し、心より感謝いたします。

文 献

- Asgedom, G.G. and Hasegawa, S. (2005) : The effect of raindrop impact and initial soil conditions on surface crust formation. 土壌の物理性, **100** : 65-75.
- Ben-Hur, M., Assouline (2002) : Tillage effects on water and salt distribution in a Vertisol during effluent irrigation and rainfall. *Agronomy J.*, **94** : 1295-1304.
- Ben-Hur, M., Shainberg, D., Bakker, D. and Keren, R. (1985a) : Effect of soil texture and CaCO₃ content on water infiltration in crusted soil as related to water salinity. *Irrigation Science*, **6** : 281-294.
- Ben-Hur, M., Sheinberg, I., Keren, R. and Gal, M. (1985b) : Effect of water quality and drying on soil crust properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **49** : 191-196.
- Bennett, O.L., Ashley, D.A. and Doss, B.D. (1964) : Methods of reducing soil crusting to increase cotton seedling emergence. *Agronomy J.*, **56** : 162-165.
- Bresson, L.M., (1995) : A review of physical management for Crusting control in Australian cropping system. Research opportunities. *Aust. J. Soil Res.*, **33** : 195-209.
- Cattle, S., Cousin, I., Darboux, F. and Le Bissonnais, Y. (2004) : The effect of soil crust ageing, through wetting and drying, on some surface structural properties. Super soil 2004 : 3rd. Australian New Zealand Soils Conference, 5-9 December 2004, Univ. of Sydney, Australia. CDROM, Website www.regional.org.au/au/asssi
- Chartres, C.J., Kirby, J.M. and Raupach, M. (1990) : Poorly ordered silica and aluminosilicates as temporary cementing agents in hard-setting soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **54** : 1060-1067.
- 土壌環境分析法編集委員会 (1997) : 土壌環境分析法. 博友社, pp. 1-418, 東京.
- FAO (1998) : Topsoil characterization for sustainable land management. Land and Water Development Division Soil Resources, Management and Conservation Service. pp. 16-17, Roma.
- ヒレル著, 岩田進午・内島善兵衛監訳 (1998) : 環境土壌物理学. 耕地生産力の向上と地球環境の保全 I 土と水の物理学. 農林統計協会, pp. 144-145, 東京.
- Holder, C.B. and Brown, K.W. (1974) : Evaluation of simulated seedling emergence through rainfall induced soil crusts. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **38** : 705-710.
- 岩渕哲也・尾形武文・田中浩平 (2006) : ダイズの出芽・苗立ち安定のための3粒点播栽培に関する研究—1穴播種粒数が芽ばえの抽出力に及ぼす影響—. *日作紀* **75** (2) : 132-135.
- 亀和田國彦 (2001) : pH 7.0 1.0 MKCl 交換酸度による簡易な CEC 測定法. *土肥誌*, **72** (4) : 550-553.
- Lado, M., Ben-Hur, M. and Shainberg, I., (2004) : Soil wetting and texture effects on aggregate stability, seal formation, and erosion. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **68** : 1992-1999.
- Le Bissonnais Y. (1996) : Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility : I. Theory and methodology. *European J. of Soil Science*, **47** : 425-437.
- Lemos, P. and Lutz, J.F. (1957) : Soil crusting and some factors affecting it. *Soil Sci. Soc. Proc.*, **21** : 485-491.
- McDonald, R.C., Isbell, R.F., Speight, J.G., Walker, J. and Hopkins, M.S. (1990) : Australian soil and land survey, Field Handbook. CSIRO, pp. 141-142, Canberra Australia.
- Morin, J., Goldberg, D. and Seginer, I. (1967) : A rainfall simulator with a Rotation Disk. *Transaction of the ASAE*, 74-77.
- Nishimura, T., Nakano, M. and Miyazaki, T. (1999) : Effects of clod size, raindrop size and initial moisture conditions on surface sealing of Kunigami mahji soil. 農業土木学会論文集, 199 : 17-22.
- 日本粘土学会編 (1987) : 粘土ハンドブック第二版, 技報堂, pp. 131-150, 東京.
- 農林水産技術会議事務局 (2007) : 新鮮でおいしい「ブランド・ニッポン」農産物提供のための総合研究 2系 大豆. pp. 109-112, 169-171, 東京.
- Rathore, T.R., Ghildyal, B.P. and Sachan, R.S. (1981) : Germination and emergence of soybean under crusted soil conditions. I. Effect of crust impedance to seedling emergence. *Plant and soil*, **62** : 97-105.
- Rolston, D.E., Bedaiwy, M.N. and Louie, D.T. (1991) :

- Micropenetrometer for in situ measurement of soil surface strength. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **55** : 481-485.
- 佐川 了・千田広幸 (1991) : 大豆の出芽に対する土壌クラストの影響. *日作東北支部報*, **34** : 49-51.
- Stern, R., Ben-Hur, M. and Sheinberg, I. (1991) : Clay mineralogy effect on rain infiltration, seal formation and soil losses. *Soil Science*, **152-6** : 455-462.
- 高橋智紀 (2002) : 非晶質鉄化合物の形態変化を利用した水田転換畑の畑地土壌化指標. *土肥誌*, **73** : 41-44.
- 高橋智紀・細川 寿・松崎守夫 (2008) 重粘質転換畑における土壌鎮圧によるダイズ種子の吸水促進効果. *土肥誌*, **79** : (印刷中)
- Taki, O., Godwin, R.J. and Leeds-Harrison, P.B. (2006) : The creation of longitudinal cracks in shrinking soils to enhance seeding emergence. Part I. The effect of soil structure. *Soil Use and Management*, **22** : 1-10.
- Tanaka, U., Yokoi, Y. and Kyuma, K. (1992) : Morphological characteristics of soil surface crusts formed under Simulated Rainfall. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **38** (4) : 655-664.
- 田中 樹 (1995) : 土壌クラストの形成機作とそれに影響を及ぼす諸条件. *土壌の物理性*, **71** : 17-21.
- Updhyaya, S.K., Sakai, K. and Glancey, J.L. (1995) : Instrumentation for in-field measurement of soil crust strength. *Transaction of the ASAE*, **38** : 39-44.
- Wakindiki, I.I.C. and Ben-Hur, M. (2002) : Soil mineralogy and texture effects on crust micromorphology, infiltration, and erosion. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **66** : 897-902.
- 横井義雄・長谷川進・坂本宣崇 (1998) : 北海道上川地方の堅密固結性土壌に対する砂質火砕流堆積物の客土効果. *土肥誌*, **69** (6) : 644-648.
- 横井義雄 (2006) : 砂質火砕流堆積物の客土によるクラスト形成の抑制を主体とした畑土壌の物理性改善技術. *土壌の物理性*, **103** : 3-12.

要 旨

大豆は水田の転換作物として広く全国的に栽培されているが、東海、西南日本、北海道等でクラストによる発芽不良が問題となっている。本研究では、土壌の性質からクラストの障害が起りやすさを推定する上での基礎的知見を得るため、全国から収集した土壌 27 点を用いて、人工降雨装置によりクラスト発生させ、その特徴と土壌の理化学性・粘土鉱物との関係を調べた。37 mm/時の人工降雨により、全サンプルで形態的にはクラストと見なされるもの (2 サンプルでは部分的) が形成された。クラストの性質と土壌の性質の間では、透水性低下率は耐水性団粒平均直径との間で最も高い相関を示した。クラストの硬度は、シルト含量と正の相関、酸性シュウ酸塩可溶 Al と負の相関を示した。亀裂面積は主に粒径組成と相関が認められた。クラストの性質と粘土鉱物との関係では、カオリナイトとパーミキュライトの X 線ピークが不明瞭な土壌及びスメクタイトのピークがきわめて明瞭な土壌で硬度が低いという関係が認められた。

受稿年月日 : 2007 年 8 月 6 日

受理年月日 : 2008 年 4 月 20 日

Analysis of Surface Runoff in a Sloping Sandy Soil in Northeast Thailand Using Soil Water Storage Capacity

Hiromasa HAMADA*, Hiroki WATABE**, Toshitsugu MOROIZUMI***
and Somsak SUKCHAN****

* Japan International Research Center for Agricultural Sciences,
Owashi 1-1, Tsukuba, Ibaraki, 305-8686, Japan

** Chugoku Shikoku Agricultural Regional Administration Office, Azashosakai
2-1, Kawabata, Itano, Tano-gun, Tokushima, 779-0102, Japan

*** Okayama University, Tsushima-naka 2-1-1, Okayama, 700-8530, Japan

**** Land Development Department, 2003/61 Phaholyothin
Rd., Lard Yao, Chatuchak, Bangkok, 10900, Thailand

Abstract

In Northeast Thailand, permeable sandy soils are widely distributed. Most rainfall may infiltrate the ground and there may be little surface runoff. However, soil erosion caused by surface runoff has been reported. To investigate the mechanism by which surface runoff occurs, we selected a sloping area where the top soil consisted of a permeable sandy layer overlying a very low permeability clay layer. We defined the soil water storage capacity of the sandy layer at a particular time as the difference between the maximum observed water content and the observed water content at that time. We assumed that when the amount of rainfall exceeded the soil water storage capacity, the excess rainfall became surface runoff. As a result of monitoring of soil water content in the sandy soil layer over a period of one year, the total amount of runoff was estimated to be about 30% of the total rainfall and the periods for which our analysis showed that soil water storage capacity was exceeded were followed by rises in the water level of a pond that surface runoff flowed into.

Key words : Northeast Thailand, Sandy soil, Soil water storage capacity, Sloping layered soil, Surface runoff

1. Introduction

The Northeast Thailand region accounts for one-third of the total area of Thailand. The topography of the region is undulating hills, and sandy soils occupy about 80% of the area. Annual rainfall is 1,000–2,000 mm, and falls mainly during the rainy season, May to October (Kohyama and Subhasaram, 1993). Agriculture in the region is dependent on rainfall, but the highly variable monthly rainfall results in unstable crop yields. To use the available rainwater effectively, it is essential to identify the

movement of rainwater after it reaches the ground surface. The permeability of the widely distributed sandy soils in Northeast Thailand is very high. Consequently, most rainfall may infiltrate and there may be little surface runoff. However, damaging soil erosion caused by surface runoff has been reported (Mitsuchi *et al.*, 1986; Sombatpanit *et al.*, 1995). It was difficult to explain the mechanism of the occurrence of surface runoff from the viewpoint of the permeability of surface soil. Watabe *et al.* (2004) hypothesized that surface runoff would occur after the sandy soil overlying a clay soil with

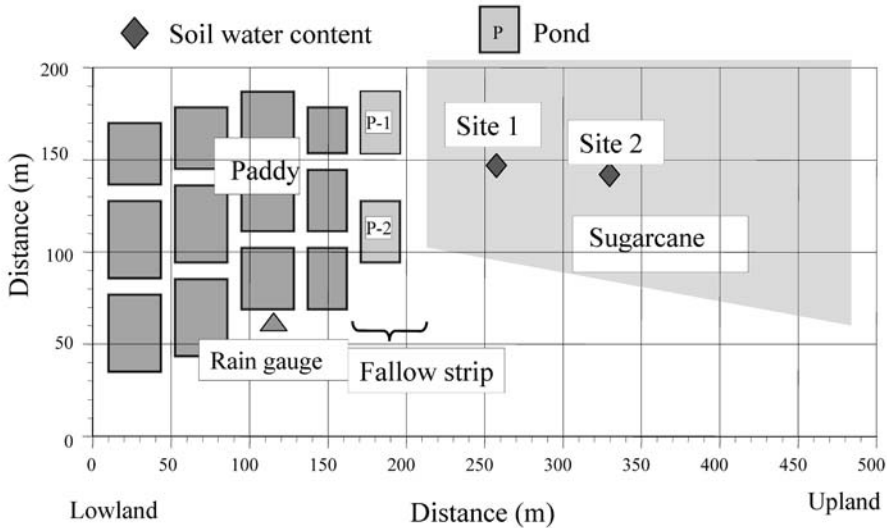


Fig. 1 Experimental site
(N : 16° 9', E : 102° 48')

very low permeability was filled with water. However, their research has not been verified experimentally. In this study, we measured the water content of the sandy soil overlying a very low permeability clay soil on a hill slope to verify the mechanism by which surface runoff occurs.

2. Materials and Methods

2.1 Study site

We selected a sloping field covered by sandy soil in the Nong Saeng village, about 35 km south of Khon Kaen city. In the rainy season, farmers in this area cultivate rice in the lowland, and sugarcane in the upland (Fig. 1). The surface slope of the sugarcane field in our study area was about 3°. There were two ponds in the lower part of the sugarcane field. The water level in these ponds was not affected by groundwater and subsurface flow (Hamada and Sukchan, 2008), indicating that when surface runoff occurred, the water level would increase markedly.

The soil from the surface to 1 m depth was Loamy Sand (LS), 7% clay, 2% silt and 91% sand. The soil below 1 m depth was Sandy Clay (SC), 27% clay 4% silt and 69% sand. The

saturated hydraulic conductivity was on the order of 10^{-4} cm/s in the LS layer and on the order of 10^{-6} cm/s in the SC layer (Hamada *et al.*, 2006). From the permeability values, we inferred that rainwater infiltrated the ground and is retained in the LS layer above the SC layer.

2.2 Field investigation and analytical method

We measured soil water content (at two sites, Site 1 and Site 2), rainfall, and water level in a pond (P-1 : area 390 m²) (Fig. 1).

Soil water content in the LS layer was measured using Profile Probe (Delta-T Device, PR 1/6) at depths of 10, 20, 30, 40, 60 and 100 cm at intervals of about one week between September 20, 2003 and September 20, 2004. Using these data, we estimated the soil water storage capacity of the LS layer. The soil water storage capacity on a particular day was defined as the difference between the maximum recorded volumetric water content of the LS layer (June 16, 2004) and the measured value on that day. We assumed that when the amount of rainfall was less than the soil water storage capacity, all rainfall would infiltrate, and when the amount of rainfall was greater than the soil water storage capacity, the excess would become

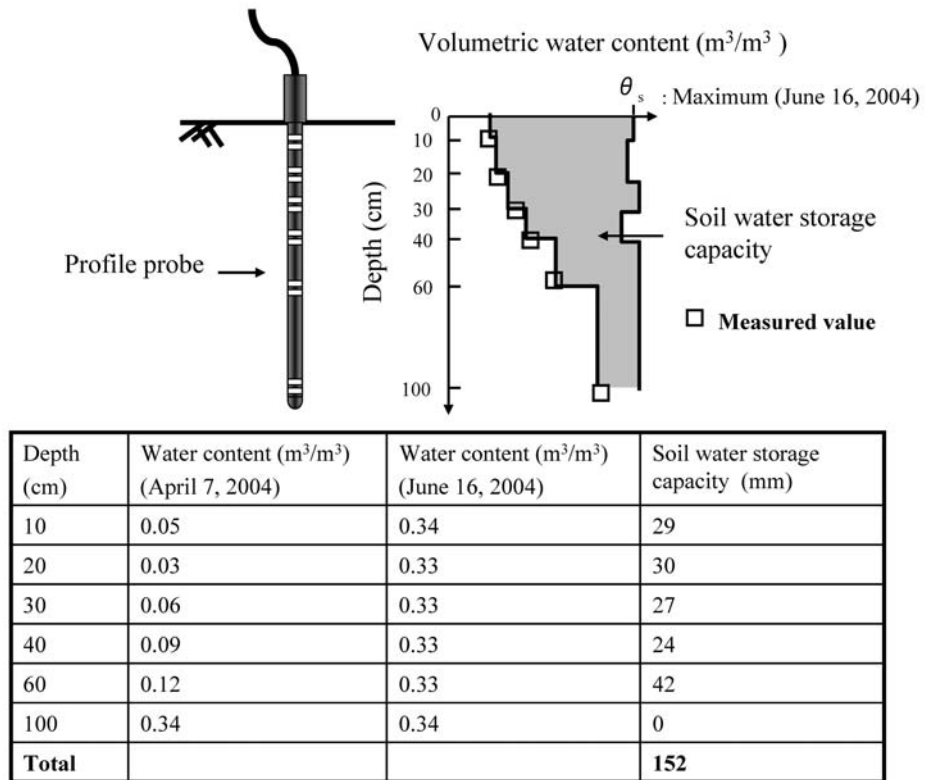


Fig. 2 Estimation of soil water storage capacity (at site 1 on April 7, 2004)

surface runoff. The process for estimation of the soil water storage capacity is shown in Fig. 2.

We measured water levels in the pond P-1 by using survey instruments, GPS positioning (Sokkia, RADIANT™ IS) in order to check the occurrence of surface runoff. First, we measured the elevation of the bottom of the pond. We then calculate the depth of water in the pond as the difference in the elevation between the water surface and the bottom of the pond (error : ±0.02 m). The water-level measurements were recorded at intervals of one to two weeks from March 1, 2004 to September 17, 2004.

Rainfall data was collected at intervals of 10 minutes with a rain gauge (SEC, WeatherBucket).

3. Results and Discussions

Figure 3 shows daily rainfall and calculated soil water storage capacity in the LS layer at site 1 and 2 (squares and triangles). The total

rainfall was 1266 mm during the period of our investigation. The soil water storage capacity was calculated at intervals of about one week. It was therefore necessary to determine the daily soil water storage capacity in order to estimate the daily amount of the surface runoff. We calculated the daily soil water storage capacity by using the following equation :

$$W_n = W_{n-1} - P_n + E_n \tag{1}$$

where on day n , W_n is soil water storage capacity ($W_n < 0$ indicates surface runoff), P_n is daily rainfall, and E_n is daily evapotranspiration (September 21, 2003 was day one). We assumed that deep percolation beyond a depth of 1 m was negligibly small. Daily values of E used in Equation (1) were chosen by trial and error. We used 1 mm/day from September 21, 2003 to January 18, 2004 and as 3 mm/day from January 19, 2004 to September 20, 2004, chosen so that, W_n values (Solid line in Fig. 3) would follow

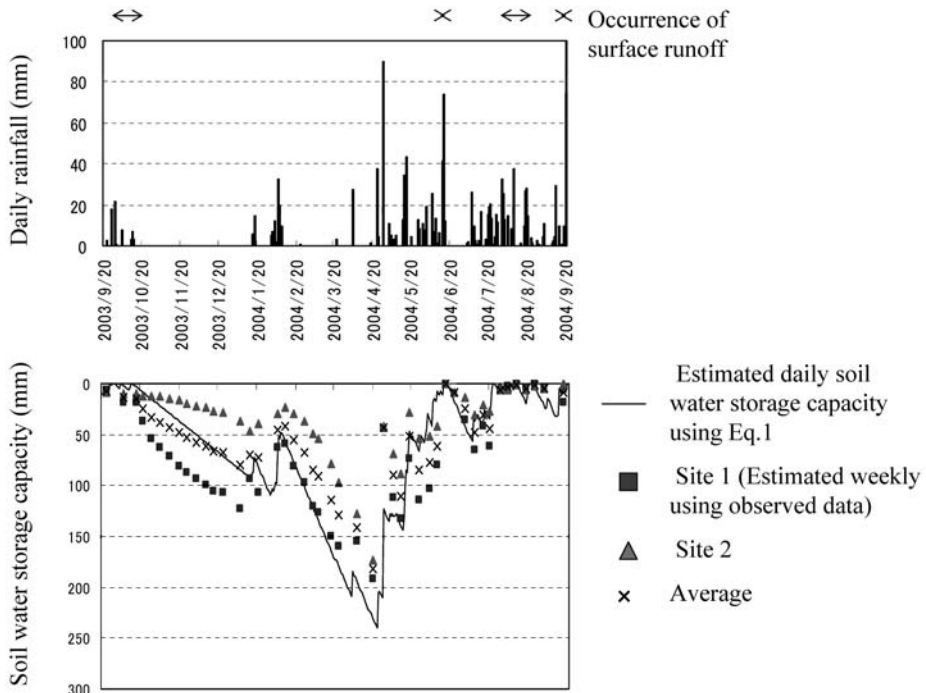


Fig. 3 Daily rainfall and estimated weekly and daily soil water storage capacity

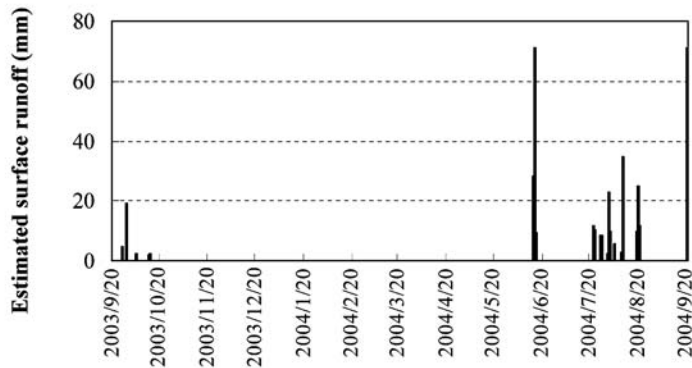


Fig. 4 Estimated surface runoff (Total : 374 mm)

the trend of calculated capacities using weekly observed soil water content. Using W_n obtained with Equation (1), we estimated the daily surface runoff as the difference between the amount of rainfall and soil water storage capacity.

Our analysis results showed that the surface runoff occurred between September 20 to October 20, 2003, in the middle of June, 2004, between July 20 and August 20, and on Septem-

ber 20, 2004 (Fig.4). The total amount of runoff during the period of our study was estimated to be 374 mm, which was about 30% of the total rainfall (1,266 mm). The temporal relationship between daily surface runoff and variations of water level in the pond (Fig. 5) shows that the periods when the water level rose in the pond coincided with periods of surface runoff, thus validating our hypothesis that runoff occurs

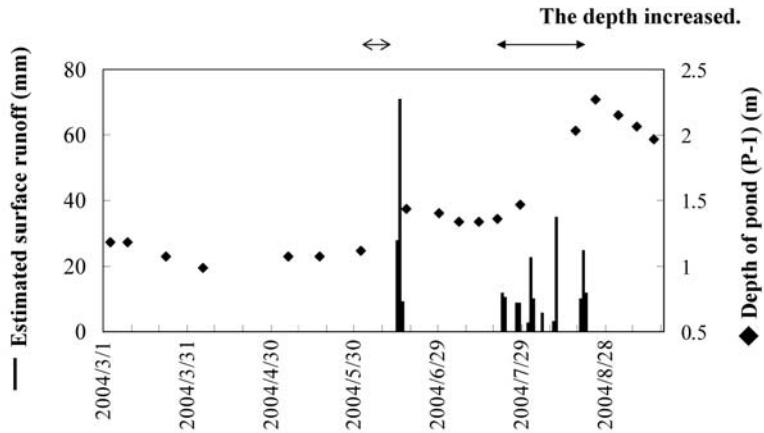


Fig. 5 Relationship between estimated surface runoff and depth of the pond (P-1).

when the amount of rainfall exceeds soil water storage capacity.

4. Conclusion

This study identified the mechanism by which surface runoff occurs in a sloping area in Northeast Thailand, where the soil from the surface to 1 m depth is LS layer and overlies a very low permeability SC layer. We defined soil water storage capacity as the difference between the maximum water content we observed in the LS layer and observed values. We assumed that when the amount of rainfall exceeded soil water storage capacity, the excess water became surface runoff. The periods during which we estimated that surface runoff occurred coincided with rises in the water level of the pond that surface runoff flowed into, thus validating our hypothesis that runoff occurs when the amount of rainfall exceeds soil water storage capacity.

Acknowledgement

We would like to acknowledge the useful suggestions for this research from Dr Shuichi Hasegawa of Hokkaido University. We would also like to thank Mr Chikara Ogura, from the National Agriculture and Food Research Or-

ganization, for his assistance in our field investigations.

Reference

- Hamada, H. and Sukchan, S. (2008) : Monitoring of radon-222 concentration in surface waters of the Ban Phai subwatershed northeast Thailand using a method to concentrate radon by air-circulation, *JARQ*, 42, 63-68.
- Hamada, H., Moroizumi, T. Watabe, H., Srisuk K. and Hasegawa, S. (2006) : Soil water and groundwater in Nong Saeng, *JIRCAS Working Report*, 47, pp.27-31, Tsukuba.
- Kohyama, K. and Subhasaram, T. (1993) : Salt-affected soils in northeast Thailand, their salinization and amelioration. *ADRC technical papers*, No. 11, pp. 1-54, Khon Kaen.
- Mitsuchi, M., Wichadit, W. and Jeungnijiirund, S. (1986) : Outline of soils in the northeast plateau, Thailand, *ADSC Technical papers*, No.1, pp. 1-80, Khon Kaen.
- Sombatpanit, S., Rose, C.W., Ciesiolka, C.A. and Coughlan, K.J. (1995) : Soil and nutrient loss under rozelle (*Hibiscus subdariffa* L. var. *altissima*) at Khon Kaen Thailand, *Soil technology*, 8 : 235-241.
- Watabe, H., Hamada, H., Moroizumi, T. and Hasegawa, S. (2004) : A mechanism of surface runoff at a sloping sandy field in Northeast Thailand, *Proceeding of Symposium of Japan Society of Soil Physics*, 18-19, Okayama, in Japanese.

土壌水分貯留容量を用いた東北タイの砂質傾斜地における表面流出解析

濱田浩正*・渡部洋己**・諸泉利嗣***・ソムサック スクチャン****

* 国際農林水産業研究センター 〒305-8686 茨城県つくば市大わし 1-1

** 中国四国農政局 〒779-0102 徳島県板野郡板野町川端字庄境 2-1

*** 岡山大学 〒700-8530 岡山県岡山市津島中 2-1-1

**** タイ国土開発局 2003/61 Phaholyothin Rd., Lardyao, Chatuchak, Bangkok, 10900

要 旨

東北タイは透水性の良い砂質土が広く分布している。そのため、地表に到達した降水は地下に浸透することが想定されるが、その一方で表面流出による土壌侵食の被害も報告されている。本研究は、東北タイの砂質土の傾斜地を試験地として表面流出の発生メカニズムについて検討した。試験地は、1 m 厚の砂質土の下に難透水層の粘土が存在する。そのため、砂質土内に浸透した水は粘土層の上に貯留され、降水量が砂質土の土壌水分貯留容量を超えた時、超過分が表面流出となるものと仮定して解析を実施した。土壌水分貯留容量は、プロファイルプローブで測定した砂質土の最大水分量と測定した水分量の差と定義した。解析の結果、表面流出量は全降水量の約30%と算出され、表面流出が発生すると推定された時期とその表面流出が流入するため池の水位上昇の時期が一致した。

キーワード：東北タイ，砂質土，土壌水分貯留容量，成層斜面，表面流出

受稿年月日：2008年1月9日

受理年月日：2008年4月3日

田面水の対流速度を測定する装置の改良

花山 奨*・粕渕辰昭*・安中武幸*

Improvement of the Measurement Apparatus for Convective Velocity of Poned Water in Paddy Fields

Susumu HANAYAMA*, Tatsuki KASUBUCHI* and Takeyuki ANNAKA*

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

Abstract

We improved the measurement apparatus for convective velocity of ponded water in paddy fields, proposed by Fujimaki *et al.* (2000). Since the effect of air bubbles accumulated along the sensor on the measurement values was observed, we developed a new equipment to prevent air bubbles from accumulating along the sensor. Another improvement was that the power sources of all measurement devices in the apparatus were exchanged from AC power supplies to DC power supplies. This improvement allowed us to measure convective velocity of ponded water in paddy fields without AC power supplies. The good performance of the improved apparatus was verified by the measurement of convective velocity of ponded water in a paddy field.

Key words : ponded water, convective velocity, bubbles, DC power supply

1. はじめに

田面水の温度分布や溶存酸素の実測にもとづき、田面水が対流によって動いていることが報告されている (Rose and Chapman, 1968; Mowjood *et al.*, 1997; Mowjood and Kasubuchi, 1998)。対流は物質循環において大きな駆動力として作用するため、田面水の対流は水田における大気-田面水-土壌間の物質循環およびエネルギー輸送・移動において重要な役割を果たしていると考えられる。

Fujimaki *et al.* (2000) は田面水の対流速度を測定する装置を開発し、水田での実測値を報告している。彼らの対流測定の原理は、金属線の抵抗変化における温度依存性を利用したものである。すなわち、一定の発熱させた金属線を流体中に置くと、流体の流速に比例して金属線の温度は変化する。この金属線の温度変化にともなう金属線の抵抗変化を測定することである。彼らは、昼夜を通して田面水の対流速度が $0.1\text{--}1.4\text{ mm s}^{-1}$ の範囲で変動すること報告するとともに、測定における問題点を

指摘した。それは、対流速度を測るための金属線を水中に放置し続けると金属線に気泡が付着してしまうことである。この金属線への気泡の付着は、田面水中の溶存酸素および二酸化炭素の気化によって生じる。金属線周辺における気泡の存在は金属線周辺の断熱効果を上昇させ、発熱させた金属線の温度変化にも影響をおよぼすと考えられる。しかし、金属線への気泡の付着にともなう測定値への影響はこれまで調べられていない。

また、Fujimaki *et al.* (2000) の測定システムは各種の測定機器を動作させるのに交流電源を必要とするため、電力供給が容易でない圃場における測定は困難であった。

本研究では、①金属線に付着する気泡が測定におよぼす影響を明らかにすること、②気泡除去および電源の直流化を目的とした装置の改良、③改良された測定システムを利用して現地圃場での実測値を得ることを目的とした。

2. 気泡の付着による測定値への影響

2.1 測定原理

Fujimaki *et al.* (2000) の対流速度測定装置の概要に

* 山形大学農学部 〒997-8555 鶴岡市若葉町 1-23

キーワード: 田面水, 対流速度, 気泡, 直流電源

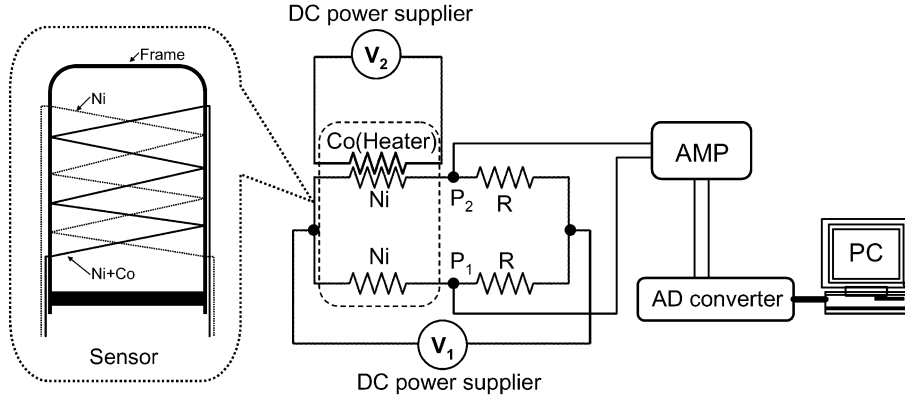


図-1 対流速度測定装置 (Fujimaki *et al.*, 2000) の概略図

Fig. 1 Outline of measurement apparatus for convective velocity (Fujimaki *et al.*, 2000)

ついて説明する。図-1が測定システムの概要であり、センサー部、ブリッジ、アンプ (DCA111F, DEICY), 直流安定化電源2台 (PA18-1.2A, KENWOOD), AD変換器 (Greenkit88, ESD), コンピューター (PC9801UV, NEC) で構成される。センサー部は、直径0.10 mm, 長さ500 mmのニッケル線とそれぞれ同じ直径および長さのニッケル線とコンスタンタン線 (直径0.11 mm) を張り合わせたニッケル+コンスタンタン線できている。このセンサーを田面水中に設置し、ヒーターとして機能するコンスタンタン線を発熱させた後の水の流れによる温度変化をニッケル+コンスタンタン線のニッケル線の抵抗変化として計測する。この抵抗の変化を精密に測定するためホイートストンブリッジを利用して電圧に変換し、この電圧をアンプで増幅し、コンピュータに記録する。

図-1のP₁点とP₂点の間の電圧差 e は以下のようにして求められる。P₁点とP₂点のそれぞれにおける電圧 e_1 , e_2 は次式で表される。

$$e_1 = V_1 R_1 / (R_1 + R_{Ni}) \quad e_2 = V_1 R_1 / (R_1 + R_G) \quad (1)$$

ここで、 R_1 は抵抗 R の抵抗、 R_{Ni} はニッケル線の抵抗、 R_G はニッケル+コンスタンタン線のニッケル線の抵抗、 V_1 はブリッジに付加する電圧である。これらより、P₁点とP₂点の間の e は e_1 と e_2 の差として次式にまとめられる。

$$e = V_1 R_1 [1 / (R_1 + R_{Ni}) - 1 / (R_1 + R_{Ni} + \Delta R)] \quad (2)$$

ここで、 $R_G = R_{Ni} + \Delta R$ とした。 ΔR はコンスタンタン線の発熱にともなう温度変化によるニッケル線の抵抗の変化量である。さらに、 $R_2 = R_1 + R_{Ni}$ として(2)式を整理すると

$$e = V_1 R_1 / R_2 [1 / (1 + R_2 / \Delta R)] \quad (3)$$

となる。 V_1 , R_1 および R_2 は定数であるから、(3)式より e の増減は ΔR に依存する。すなわち、コンスタンタン線の発熱による温度上昇量が大いほど ΔR が大きくなるので、 e は増加する。一方、水の流速が大いほど温度上昇が抑えられ、その結果 ΔR が小さくなり e は減少する。

2.2 気泡の付着による測定値への影響

金属線への気泡の付着は金属線周辺の断熱効果を高めるため、気泡の有無によってコンスタンタン線の温度上昇量に差が生じると考えられる。そこで気泡の付着がコンスタンタン線の温度上昇にともなうニッケル線の抵抗変化量に与える影響を調べた。センサーを内寸縦16 cm × 横39 cm × 深さ10 cmの容器に水深8 cmになるよう水を張り、その容器にセンサーを設置し、センサーに気泡を付着させた状態で測定した。測定時の水温は18°Cであった。センサーへの気泡の付着は容器内の水に炭酸水素ナトリウムを溶解させ、そこに気泡(二酸化炭素)が発生するまで適宜クエン酸を加えることによって再現した。写真-1はセンサーに気泡が付着した状態を示している。この気泡が付着した状態および同様にセンサーに気泡がない場合について、それぞれ3反復測定した。この測定においてブリッジに付加する電圧とヒーター線に付加する電圧をそれぞれ1.5 V, 3.0 Vとした。これらの値はFujimaki *et al.* (2000)の結果を参考にして設定した。

図-2はセンサー上の気泡の有無によるニッケル線の抵抗変化量を調べた結果であり、センサーへの気泡の付着は測定値に影響をおよぼすことがわかった。計測開始から60秒後ヒーターを加熱し、100秒から180秒の間におけるセンサーに気泡を付着させた場合の出力電圧は気泡のない場合に比べ約10%大きくなった。気泡の断熱効果によって金属線周辺の温度が金属線に気泡が付着し

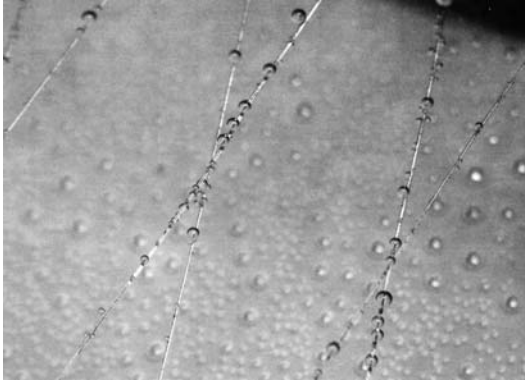


写真-1 気泡が付着した対流速度測定センサー
Photo 1 Sensor with bubbles accumulated

でない場合より高くなり、気泡の付着にともなう ΔR の増加が e を増加させたと考えられる。つまり、気泡の付着によって対流速度は過小評価されることになる。

3. 装置の改良

3.1 気泡付着防止対策

センサーを長時間水中に放置すると水中で気化した酸素や二酸化炭素がセンサーに付着する。そこで測定終了後センサーを水面上に持ち上げ、測定直前に水中にセンサーを降下させる装置を作製した。その装置の概要を図-3に、実物の様子を写真-2に示す。センサーを滑車、市販の工作用のギアボックス（4速クランクギヤボックスセット、田宮模型）とモーター（FA-130RA、マブチモーター）を使って上下に移動できるようにした。モーターの電源は単1型乾電池2個（3.0V）を使用した。この電源のON/OFFをリレーコントローラー（SDM-CD16AC, Campbell Sci.）で制御し、センサーを昇降させた。センサーの昇降速度は 2mm s^{-1} とした。なお、降雨に対する防水対策としてモーターを食品包装用ラップフィルムで被覆した。

センサーを水中から出し入れすることは田面水を攪乱することになる。つまり、センサーを水中に降下した後、田面水の攪乱が収まってから測定を開始する必要がある。図-4はセンサー昇降器を用いたセンサー降下後から計測を開始するまでの経過時間によって測定値に差が生じるかを調べたものである。その結果、センサー降下1分後と10分後の間で測定値に差は生じなかった。そこで本システムでは、少し早めの測定5分前にセンサーを水中に降下するよう設定した。

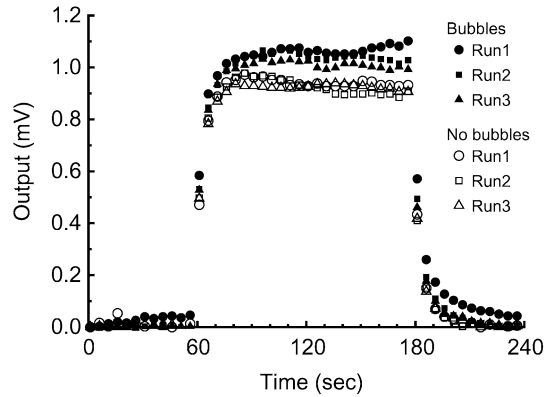


図-2 対流速度測定における気泡の影響

Fig. 2 Effect of air bubbles accumulated along sensor on measurement for convective velocity of ponded water

3.2 電源の直流化

Fujimaki *et al.* (2000) のシステムでは、サーキットおよびヒーターに供給する電源装置として AC 電源で作動する直流安定化電源を用いた。ここではこれらの電源を乾電池（直流電源）で代用できないかを検討した。乾電池を用いた場合、測定の繰り返しにより電圧低下が問題となる。そこで、ブリッジに付加する電圧（1.5V）は単1型アルカリ電池を並列で2個使って供給され、ヒーター用の電圧（3V）は前述と同様の電池を2個直列につないだものを並列で4個使って供給した。この設定において、1回の測定でブリッジおよびヒーターに電圧を付加する時間はそれぞれ6分と2分とし、1時間間隔で24回測定した。そのときのそれぞれの電池の電圧は、ブリッジ用で1.57Vから1.55V、ヒーター用で3.00Vから2.99Vへと低下した。それぞれの電池の電圧低下は2%以下であり、電圧低下をより少なくするには並列で電池の数を増やすことで対処可能である。

測定電圧の増幅において電池で動作できるようオペアンプを使って増幅装置を作製した。図-5に増幅装置の回路図を示す（中村ら, 2007）。増幅率は図-5の抵抗の比 R_1/R_0 で決まる。本装置では抵抗 R_0 と R_1 それぞれの抵抗値は $1.00\text{ k}\Omega$ 、 $4.96\text{ k}\Omega$ なので増幅率は約5倍となる。オペアンプはLM358N（Texas Instruments Inc）を使用し、電源は9V形006P型の乾電池を1個使用した。

図-6は作製したアンプの出力特性である。本測定で使用する範囲の電圧（0.0-0.3mV）に対して十分な線形性を有することが示された。

図-1で示されたAD変換器およびコンピュータは直

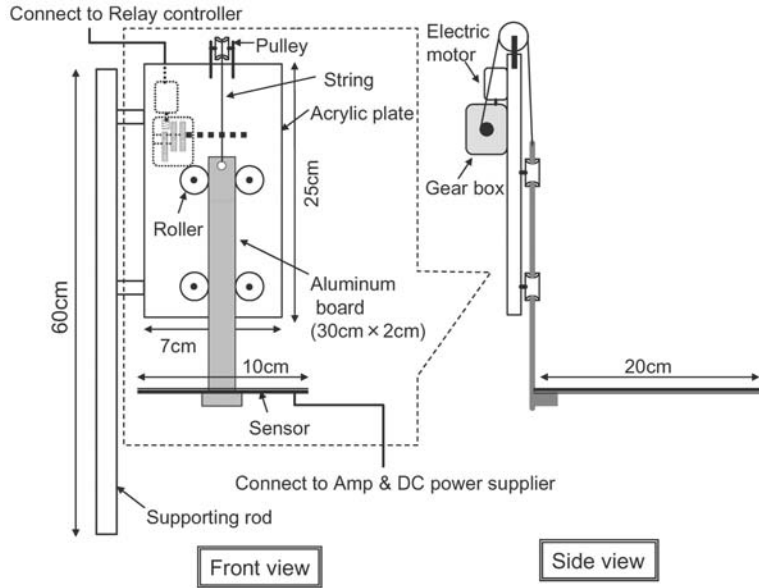


図-3 センサー昇降器の概略図

Fig. 3 Outline of equipment to lift up/down sensor

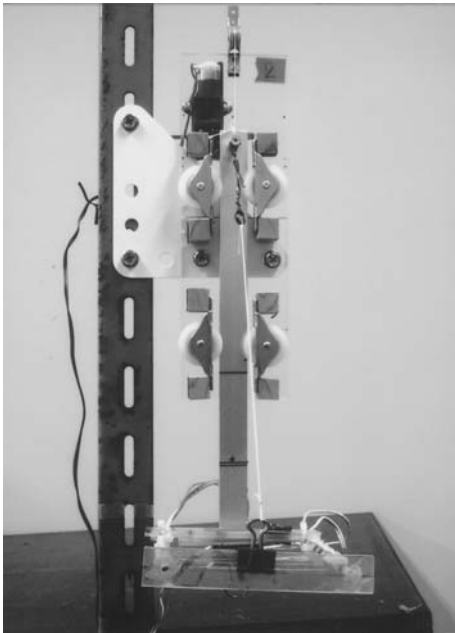


写真-2 センサー昇降器

Photo 2 Equipment to lift up/down sensor

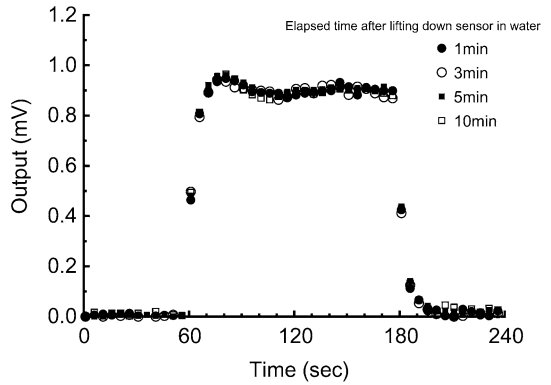


図-4 センサーの昇降による田面水の攪乱の影響

Fig. 4 Disturbance of ponded water by lifting up/down sensor

(PS100, Campbell Sci.) を用いた。

4. 改良された測定システムによる測定例

現地圃場での測定の前に改良システムでセンサーのキャリブレーションを Fujimaki *et al.* (2000) の方法に準じて行った。キャリブレーションは内寸縦 30 cm × 横 100 cm × 深さ 20 cm の容器に水を充填し、その容器の上面にレールを設置し、センサーを固定した台車をシンク

流電源で動作するデータロガー (CR10X, Campbell Sci.) で代替した。データロガーの電源は 12 V のバッテリー

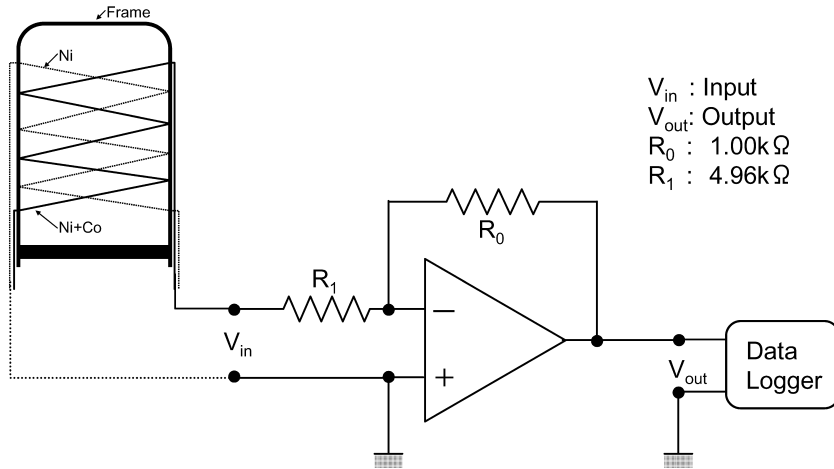


図-5 増幅器の回路図 (中村ら, 2007 (改))

Fig. 5 Circuit diagram of amplifier (Nakamura *et al.*, 2007)

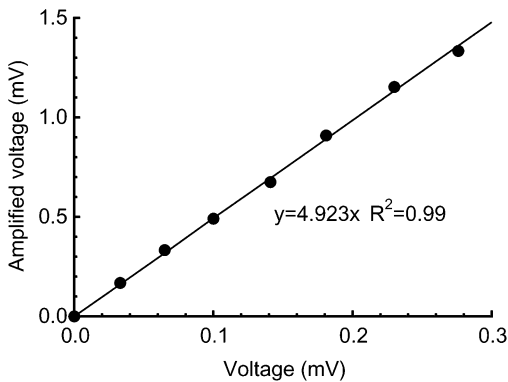


図-6 アンプの出力特性

Fig. 6 Output characteristics of amplifier

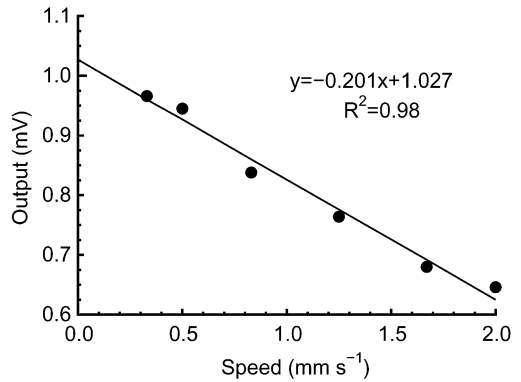


図-7 改良装置を用いたセンサーのキャリブレーション

Fig. 7 Calibration of sensor using improved measurement apparatus

ロナスモーターによってさまざまな速さで牽引して行った。測定時間は120秒間（ヒーター線に電圧を付加する時間）とし、それぞれの牽引速度で得られる測定値は、ヒーター線の加熱後、測定値が安定した後の30-120秒における電圧変化を平均したものとした。図-7はキャリブレーションの結果であり、改良システムにおいても十分に線形性が確保された。

測定は2007年8月に山形大学農学部実験圃場内のライシメーター（1区画1.8m×1.8m）を使って行った。ライシメーター内の土壌は沖積土壌であり、全炭素量14.0 g kg⁻¹、全窒素量1.3 g kg⁻¹、C/N比10.8、陽イオン交換容量11 cmol. kg⁻¹であった。測定時のライシメーターの状態は、湛水深10 cmの裸地水田とした。測定時の天

候は1日を通して晴れであった。測定は2時間毎とし、1回の測定時間はキャリブレーションの場合と同様に120秒間とした。なお、センサーの昇降は、測定開始5分前にセンサーを水中に降下させ、センサーを降下させてから10分後に水中から持ち上げた。測定時の水中におけるセンサーの位置は水面から約5 cm下に位置するように制御した。

図-8は対流速度の測定例である。対流速度は5時で最小となり、その後から13時にかけて上昇し、15時以降低下した。図-8で示された対流速度が日変化するといった傾向は、Fujimaki *et al.* (2000) が示した結果と一致した。対流速度の最低値と最高値はそれぞれ約0.4 mm s⁻¹と約1.6 mm s⁻¹となり、一日の対流速度の変動幅は、本

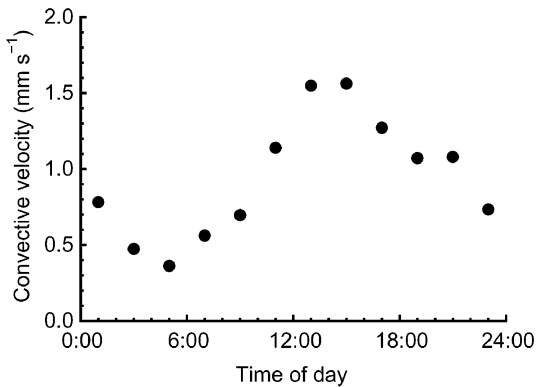


図-8 裸地水田における田面水の対流速度の日変化
 Fig. 8 Diurnal change in convective velocity of ponded water with time

計測で約 1.2 mm s^{-1} となった。測定条件は異なるものの本計測で得られた対流速度の日変動は Fujimaki *et al.* (2000) の計測における約 1.3 mm s^{-1} とほぼ等しかった。

以上より、改良装置は従来装置と同等の測定能力を有すると判断された。しかしながら、対流速度の絶対値に対する精度はまだ十分とはいえない。センサーのキャリブレーションにおいて、対流速度（キャリブレーションにおける台車の牽引速度）が 0.3 mm s^{-1} 未満のとき、ヒーター線の発熱によるヒーター線周辺の水の動きが測

定に影響しているように思われた。ヒーター線の発熱による水の動きが測定に与える影響については今後さらに検討が必要である。また、実際の稲作における湛水深は本計測で設定した 10 cm より浅いことから、湛水深 5 cm 以下においても測定できるよう装置および制御プログラムを改良する予定である。

引用文献

- Fujimaki, Y., Mowjood, M.I.M and Kasubuchi, T. (2000): Measurement of convective velocity of ponded water in a paddy field, *Soil Sci.*, **165**: 404-411.
- Mowjood, M.I.M., Ishiguro, K. and Kasubuchi, T. (1997): Effect of convection in ponded water on the thermal regime of a paddy field, *Soil Sci.*, **162**: 583-587.
- Mowjood M.I.M. and Kasubuchi, T. (1998): Dynamics of dissolved oxygen (DO) in ponded water of a paddy field, *Soil Sci. Plant Nutr.*, **44**: 405-413.
- 中村邦夫, 石垣武夫, 富井 薫 (2007): 計測工学入門第2版. p. 190, 森北出版, 東京.
- Rose, C.W. and Chapman, A.L. (1968): A physical analysis of diurnal temperature regimes in clear and turbid water layer: A problem in rice culture, *Agric. Meteorol.*, **5**: 391-409.

要 旨

Fujimaki *et al.* (2000) によって提案された田面水の対流速度を測定する装置の改良を行った。センサーに気泡がつくことで測定値に影響がでることを確認し、気泡を付着させない装置を作製した。また、測定機器の作動に必要な交流電源を確保しにくい圃場での測定を可能にするため、直流電源で測定できるよう測定装置を改良した。そして、この改良装置を用いて現地圃場で測定した結果、改良装置は十分な測定能力を有すると判断された。

受稿年月日: 2007年12月7日
 受理年月日: 2008年4月5日

TDR 法による水田湛水深の経時測定

矢崎友嗣*・庄子侑希*・登尾浩助*

Measuring Temporal Changes in Flooding Depths in a Rice Paddy Field Using Time Domain Reflectometry

Tomotsugu YAZAKI*, Yuki SHOJI* and Kosuke NOBORIO*

* School of Agriculture, Meiji University, 1-1-1 Higashimita,
Tama-ku, Kawasaki, Kanagawa 214-8571, Japan

Abstract

Measurement of temporal changes in hydrological condition such as a flooding depth is needed to understand green-house gas exchange between paddy rice fields and the atmosphere. We introduced a simple method to monitor the flooding depth using time domain reflectometry (TDR). The results of laboratory experiments indicated that water depths measured with TDR agreed well with those observed when the water depth was estimated assuming that the second reflection of TDR pulse occurs not at the end of the rod, but at the water surface with large water depths. The laboratory experiments revealed that TDR provided precise enough water depths so that field experiments were conducted. Water levels measured with a 20-cm long TDR probe agreed well with those measured with a pressure-type water gauge with a root mean square error (RMSE) of 0.28 cm. The water levels measured by TDR, however, might be affected by raindrop depositions.

Key words : TDR method, electromagnetic wave, rice paddy field, flooding depth, continuous measurement

1. はじめに

Time domain reflectometry (TDR) 法は、1980 年に Topp *et al.* が TDR 法で測定した土壌の比誘電率を使って土壌水分量の測定に応用して以来、広く普及するようになった。TDR 法の特徴は、(1)中性子法のように健康への影響の心配が無いこと、(2)キャリブレーションが基本的に不要で、温度・塩分の影響をほとんど受けないこと、(3)測定器の自動運転が可能であること、(4)単一のプローブで比誘電率と同時に電気伝導度の測定ができることなどである。TDR 法による土壌水分量と電気伝導度の測定法やプローブの形状などの詳細については、Noborio (2001), Jones *et al.* (2002), 登尾 (2003) などの総説を参照されたい。

TDR 法を使った土壌以外の水分量やその他の物理量

の測定も紹介されている。例えば、Nadler *et al.* (2003) はレモン樹の幹の水分量変化を測定して、レモン樹の水ストレス状態をモニターすることに成功した。Tang *et al.* (2001) は地滑り地帯に同軸ケーブルを埋設して、地滑りによる引っ張りで変化する同軸ケーブルのインピーダンスの変化から地滑りを検出する方法を提案した。また、Thomsen *et al.* (2000) は特殊な短絡型プローブを製作して、タンク内の水位変化を測定した。彼らは、ロッドの先端を短絡して固定することで、長さ 1.2m のロッドにはロッドの間隔を維持するためのスペーサーを不要にした。

近年、農業からの温室効果ガス発生を緩和する必要性が高まっている。モンスーンアジアでは、水田からのメタンと亜酸化窒素の発生が多い。水田におけるこれらの温室効果ガス発生は、水田土壌の酸化還元電位や基質の量などに依存する (Hou *et al.*, 2000)。土壌の酸化還元電

* 明治大学農学部 〒214-8571 神奈川県川崎市多摩区東三田 1-1-1

キーワード : TDR 法, 電磁波, 水田, 湛水深, 連続測定

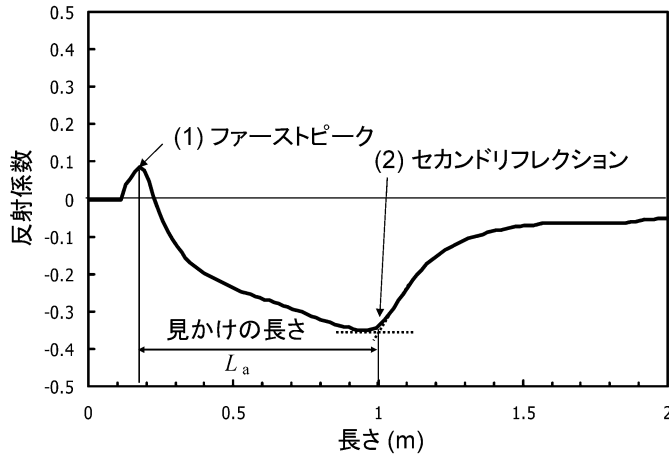


図-1 TDR 土壌水分計の反射波形の例。

Fig. 1 An example of TDR waveform.

位は湛水状態に影響を受けると考えられるので、湛水深を把握する必要がある。水田の湛水深は、従来、フックゲージを使って手で測定する場合が多かった。しかしこの方法では、経時的な変化を把握するのが困難である。近年では、圧力センサーを用いた水位の経時測定が普及している。また土壌水分量に関しては、マルチプレクサ等の多点同時モニタリングのための測器も市販されているため、TDR法を用いた多点自動計測が可能である。土壌水分モニタリングの際、余っているチャンネルを用いてTDR法で湛水深を測定できれば、使用する測定器の数を減らすことができるので、野外計測には好都合である。しかし、Thomsen *et al.* (2000)の方法では、特殊な短絡型プローブを使用するので、ロッドの見かけの長さを決定する際に、一般的な解析ソフトウェア（例えば、Campbell社のPCTDRやCR23X等の組込ソフトウェア）が使えない欠点がある。本報文では、土壌水分測定用の3線式TDRプローブを使って、湛水深の変化を測定し、現在一般的に普及している圧力式水位計の測定値と比較した。また、測定に関わる諸問題や解決手段についても検討したので、紹介する。

2. 理 論

TDR法では、水の比誘電率が空気や土粒子の比誘電率より大きいことを利用し、プローブを挿入した物質の比誘電率からその含水率を推定する。

プローブを挿入した物質の比誘電率 ϵ は、

$$\epsilon = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2 \quad (1)$$

と計算される (Topp *et al.*, 1980)。ただし、 L はロッド長

(m)、 c は電磁波の真空中での伝播速度 ($=0.3 \text{ m ns}^{-1}$)、 t は電磁波が長さ L のロッドを往復移動するのに要する時間 (ns) である。TDRでは、ロッド終端でパルスの反射が生じる。電磁波がロッドを往復する際の反射波形 (図-1) において、 $ct/2$ をファーストピーク (図-1 (1)) とセカンドリフレクション (図-1の (2)) の距離、すなわち見かけのロッド長 L_a とする。従って比誘電率 ϵ は、 $L_a = ct/2$ を(1)式に代入して、

$$\epsilon = \left(\frac{L_a}{L} \right)^2 \quad (2)$$

のように算出する。

本研究では、ロッド周囲の物質を自由水面を含む水と空気であると仮定して、比誘電率を測定することで水深を測定する。TDRプローブが比誘電率の異なる二層に接しているとき、プローブ周囲の比誘電率は以下の式によって求められる (Schaap *et al.*, 2003)。

$$\epsilon_{\text{total}} = \left(\frac{L_1 \sqrt{\epsilon_1} + L_2 \sqrt{\epsilon_2}}{L} \right)^2 \quad (3)$$

ここで、 ϵ_{total} は二層全体の比誘電率、 L_1 、 L_2 はそれぞれ1層、2層に接触しているロッドの長さ、 ϵ_1 、 ϵ_2 はそれぞれ1層、2層の比誘電率である。本研究では、1層を空気の層、2層を水の層と仮定して、 ϵ_1 を空気の比誘電率 ($\epsilon_{\text{air}}=1.0$)、 ϵ_2 を水の比誘電率 ϵ_{water} と考えた。 ϵ_{water} の水温 T_w への依存性は、以下の式から求めることができる (Weast, 1986; Pepin *et al.*, 1995)。

$$\epsilon_{\text{water}} = 78.54 [1 - 4.579 \times 10^{-3} (T_w - 25) + 1.19 \times 10^{-5} (T_w - 25)^2 - 2.8 \times 10^{-8} (T_w - 25)^3] \quad (4)$$

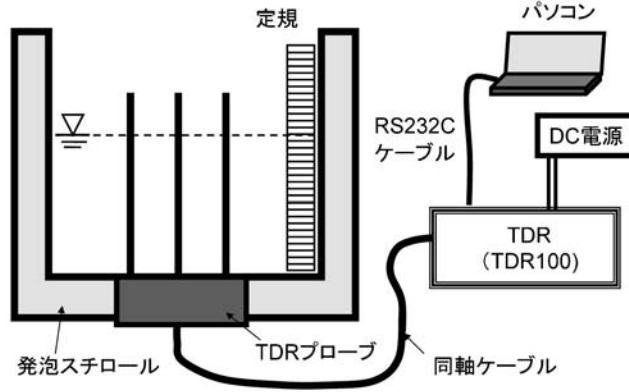


図-2 室内実験で用いた TDR 湛水深測定装置の模式図。

Fig. 2 Laboratory experimental design for measuring water depth with the TDR technique.

さらに、空気に接しているロッドの長さ $L_{\text{air}}=L_1$ 、水に接しているロッドの長さ $L_{\text{water}}=L_2$ (すなわち水深) とすると(2)式と(3)式から、

$$\frac{L_a}{L} = \frac{L_{\text{air}}\sqrt{\varepsilon_{\text{air}}} + L_{\text{water}}\sqrt{\varepsilon_{\text{water}}}}{L} \quad (5)$$

となる。(5)式を L_{water} について整理すると、

$$L_{\text{water}} = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon_{\text{water}}}} \left(\frac{L_a}{L} \cdot L - L_{\text{air}}\sqrt{\varepsilon_{\text{air}}} \right) \quad (6)$$

である。

ところで、図-2のようにロッド先端が鉛直上向きになるように TDR を設置したとき、電磁波は水に接した部分のロッドを通過した後、空気と接した部分のロッドを通過する。Mojid *et al.* (2002) は、湿潤土壌が乾燥土壌の上に存在する場合、ロッド先端部の含水率が非常に小さくなると、パルスの反射位置(セカンドリフレクションの位置)は、ロッド終端でなく乾湿層境界部で与えられることを示している。本研究でも、この例と同様に、セカンドリフレクションの位置が水面となると仮定した。したがって(5)式は、(7)式に書き換えられる。

$$\frac{L_a}{L} = \frac{L_{\text{water}}\sqrt{\varepsilon_{\text{water}}}}{L} \quad (7)$$

さらに、(7)式を水深 L_{water} で整理すると、

$$L_{\text{water}} = \left(\frac{L_a}{L} \right) \frac{L}{\sqrt{\varepsilon_{\text{water}}}} \quad (8)$$

となる。本研究では、(6)式と(8)式によって計算した L_{water} を比較した。

3. 実験方法

実験には直径 3.2 mm のステンレスロッドを使って作成した 3 線式の TDR プローブを使用した。PCV 板製台座に直径 3.2 mm の穴を一直線上に 20 mm 間隔で 3 個あけ、3 本のステンレスロッドが平行になるよう差込み、ロッドと台座をエポキシ系接着剤で固定した。中央のロッドに 50 Ω の同軸ケーブルの芯線を、両端の 2 本のロッドに編線をそれぞれ接続し、半田で固定し、エポキシ製充填剤でロッドと同軸ケーブルの接続部分を充填した。

本研究では、はじめに室内実験によって TDR 土壌水分計を用いて水深が測定できることを理論的に確認した。次に、野外の水田において、TDR 水位計と圧力式水位計で測定された水位と比較した。

室内実験は、気温約 20°C の実験室で実施した。上記のように作成したロッド長 10 cm, 15 cm, 20 cm の TDR を準備し、それぞれのプローブを、底面 15 cm × 21 cm, 高さ 12 cm の発泡スチロールケースの底面中央に、ロッド先端を上向きにしてプローブ基部をはめ込み設置し、Campbell 社製の TDR 装置 (TDR100) と図-2 のように接続した。そして、水深を 0.3 cm から 10 cm の範囲内で 0.1 cm ずつ変化させながら水深と TDR100 の出力である L_a/L とそのときの水温を測定した。図-2 のように TDR とパソコンを RS232C の通信ケーブルで接続し、反射波形状取ソフトウェア (PCTDR) を用いて、 L_a/L を測定した。なお、 L_a/L の決定に際して、それぞれの水深で 5 回反復測定し、その平均値をその水深における L_a/L とした。

野外実験は 2007 年 7 月 2 日 (累加日数 (DOY) 183) から 8 月 29 日 (DOY241) に実施した。2007 年 6 月 17 日 (DOY168 : 定植から約 1 週間後) に、神奈川県平塚市内

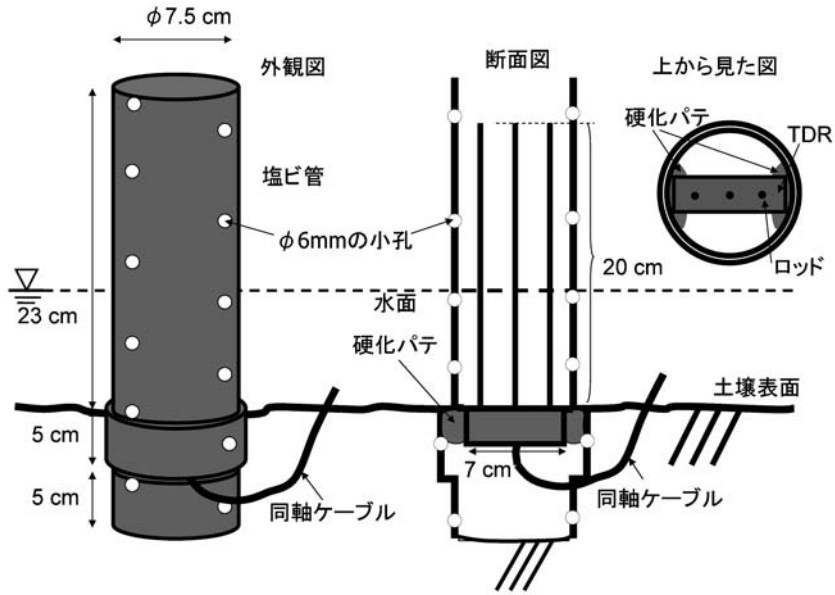


図-3 TDR 水位計の形状と水田への設置方法。

Fig. 3 The dimension of a TDR water-depth meter installed in a rice paddy field.

の管農条件下の水田に、TDR プロブを内径 75 mm、長さ 33 cm の塩化ビニル管に硬化パテで取り付けしたもの (図-3: 以下、TDR 水位計とする) を、水田の地表面がロッド基部と同じ高さになるようにベニヤ板を管頂にあてながら押し込み、土壌に固定した。なお、この塩ビ管には管内外が同じ水位になるように、四方から全長にわたって 5 cm 間隔で直径 6 mm の穴をあけた (図-3)。また、この水位計の塩ビ筒内には土が入らず、ロッドやプローブ基部のエポキシ部分は水または空気だけで接していることを確認した。この TDR 水位計を、マルチプレクサ (SDMx50, Campbell 社製) を介してデータロガー (CR23X, Campbell 社製) で制御した TDR100 と接続した。このように設置した TDR 水位計を用いて TDR 出力 L_0/L を測定した。同時に、圧力式水位計 (KADECMIZU, コーナシステム社製) を TDR 水位計の近傍に設置した塩ビ製の水位観測管 (内径 40 mm、長さ 100 cm、地上部分約 45 cm) 内に設置し、水位を測定した。この水位観測管にも、TDR 水位計と同様に四方から全長にわたって 5 cm 間隔で直径 6 mm の穴をあけて、TDR 水位計の管内と圧力式水位計の管内が同じ水位になるようにした。

また、水田の表層水の表面水温と土壌表面の温度を T 型熱電対で、降水量を転倒ます式雨量計 (No. 34-T, 大田計器製作所製) でそれぞれ測定した。これらのデータは、データロガー (CR23X, Campbell 社製) を使って 5 分間

隔で測定して記録した。

水田では、地表面の高さが変化する可能性があるため、測定中に地表面の高さと水面の位置を一度測定した。これ以降、その基準となる地表面の高さからの水深を水位と呼ぶことにする。その基準となる水位 (基準水位) は DOY206 の 16 時 50 分に測定した。ある時刻の水位 WL (cm) は、そのときの TDR 水位計の水深 L_{water} から以下の式によって計算した。

$$WL = (L_{water} - L_{water,ref}) + WL_{ref} \quad (9)$$

ただし、 $L_{water,ref}$ と WL_{ref} は、ある時刻 (ここでは水深を測定した DOY206 の 16 時 50 分) の L_{water} と水深の実測値 (cm) である。 L_{water} を (6) 式で計算する際、水の比誘電率は、水面と 0 cm 深の地温の平均水温における値とした。

本研究では、TDR 水位計の誤差は、水位比較期間における圧力式水位計との差の平方平均二乗誤差 (RMSE) で示した。

4. 結果と考察

4.1 室内実験での水深実測値と TDR で測定した水深 L_{water} の関係

ロッド長 10, 15, 20 cm に対する水深の実測値と TDR で測定して (6) 式と (8) 式によって計算した水深 L_{water} の関係をそれぞれ図-4 (a) と (b) に示す。本実験中の水

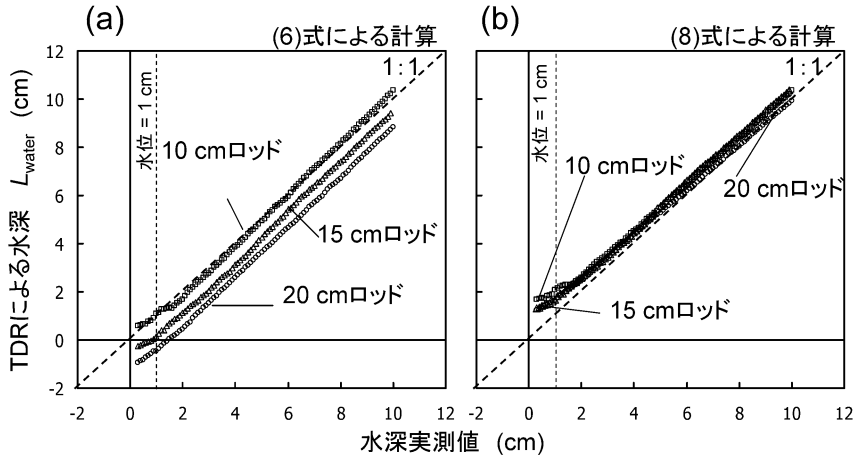


図-4 異なるロッド長での、水深の実測値と、(a) (6)式と (b) (8)式で計算された TDR 測定値 L_{water} の関係。破線は、水深 1.0 cm を示す。

Fig. 4 The relationship between manually-observed and TDR-measured water depths for different lengths of TDR rods. TDR-measured water depths L_{water} were calculated (a) with Eq. (6) and (b) with Eq. (8). Dashed lines show the water depths of 1 cm.

温は、14.5~20.0°C の範囲内であった。(6)式で計算された L_{water} と実測水深の関係は、ロッド長が長くなるほどズレが大きくなったが、(8)式で計算した L_{water} は全てのロッド長で 1:1 直線に近かった。1.0 cm 以上の水深の時に (8)式で計算した L_{water} の平方平均二乗誤差 root mean square error (RMSE) は、それぞれ 0.51 cm, 0.53 cm, 0.30 cm となった。また、(6)式で計算した L_{water} の RMSE は、ロッド長 10 cm, 15 cm, 20 cm に対してそれぞれ、0.19 cm, 0.73 cm, 1.36 cm となった。(8)式を使う方が (6)式に比べて長いロッドでも RMSE が小さかった。従ってこれ以降、(8)式を用いて L_{water} を計算することにする。

全てのロッド長で L_{water} は、水深が大きときは実測値と近かったが、水深が小さくなるにつれ実測値より大きくなった (図-4(b))。水深が小さくなると L_{water} が水深実測値を上回ったのは、水深が小さいほど L_{water} が空気の影響を受けやすくなるからと考えられる。水深が十分に大きいときは、TDR の反射波形のセカンドリフレクション (図-1) は界面の位置 (Mojid, 2002), すなわち、水面の位置で生じ、 L_{water} と水深の実測値は概ね一致する。一方、水深が小さく、ゼロに近づいたとき、空気の比誘電率が 1 であるので、 L_a/L が 1 となり、ロッド長が 20 cm の場合 L_{water} は 2.2 に近くと予想される。TDR で推定した L_{water} は 1.2 に近づき、実測の水深 (= 0.3 cm) を上回っていた。さらに本研究で使用した 1 GHz 帯の TDR では、水分量が小さくなると反射波形が

曖昧になり、見かけの長さ L_a の誤差も大きくなることが報告されている (登尾ら, 2005)。このように水深が小さくなるほど、セカンドリフレクションの位置は水面の上に存在する空気の影響を受け、 L_{water} が水深の実測値を過大評価するので測定誤差も大きくなると考えられる。

4.2 TDR 水位計の設置時の留意点

水田における、圧力式水位計で測定した水位 WL_P と TDR 水位計で測定した水位 WL_T の関係を図-5 に示す。水位が 2.0 cm 以上のとき、 WL_T は、 WL_P とほぼ一致した。圧力式水位計の水位 WL_P が 1.0 cm 以下のときは、TDR 水位計の水深 WL_T は離散的に上昇した。また、 WL_P が 1.0-2.0 cm のときは、 WL_T が WL_P を上回った。図-5 のように WL_P が 1.0 cm 以下のときに WL_T と WL_P が大きく異なったのは、本研究で使用している TDR の波形読み取りソフトの技術的問題と考えられる。本研究で使用している TDR 組み込みソフトは、測定された波形を読み込み、その変化をもとにファーストピークとセカンドリフレクションの位置を特定し、その距離 L_a を計算するが、ロッドが水に接していない場合は、セカンドリフレクションの位置が、誤った位置に特定されてしまうことがある。その結果、実際の水位と大きく異なったと考えられる。また、 WL_P が 1.0-2.0 cm のときに WL_T が WL_P を上回ったのは、前節に述べたとおり、水深が小さかったため L_{water} の値が空気の影響を受けやすくなるからと考えられる。

また、図-5 から、 WL_P が 1.0 cm 以下のときは、 WL_T

と WL_P は直線関係にないことがわかる。これは、 WL_P が 1.0 cm 以下のときは、地表面標高が変化するため水面が TDR ロッドの部分より低い位置になっていたことが原因として考えられる。本研究では、設置時 (DOY 168) に、水田の地表面が TDR 基部と同じ高さになるよ

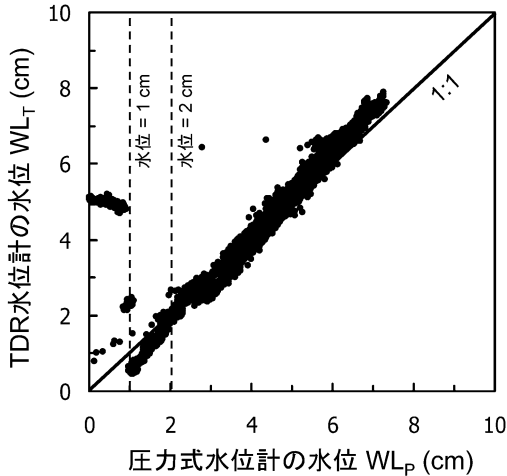


図-5 水田で測定した TDR 水位計から得られた水位 WL_T と圧力式水位計で測定された水深 WL_P の関係。水深が 0 cm 以下のデータは除いた。実線は、1:1 直線を示す。破線は、水位 1.0 cm と 2.0 cm を示す。

Fig. 5 The relationship between water levels measured with TDR, WL_T , and those measured with a pressure-type water gauge, WL_P , in a rice paddy field. Data for $WL_P < 0.0$ cm were not shown. A solid line shows a 1:1 line. Dashed lines show the water levels of 1 cm and 2 cm.

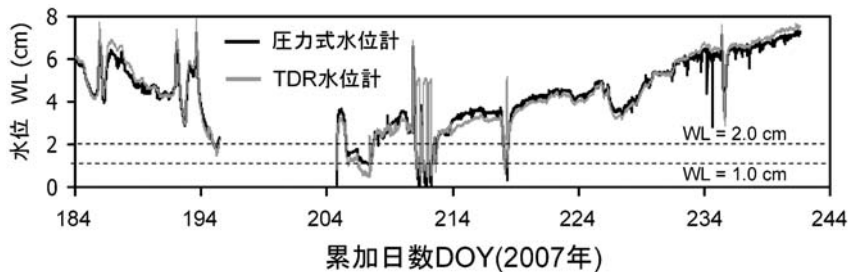


図-6 圧力式水位計と TDR 水位計で測定した水田水位の経時変化。横軸は 2007 年の累加日数 DOY を示す。破線は、水位 1.0 cm と 2.0 cm を示す。

Fig. 6 Temporal changes in water levels measured with a pressure-type water gauge and TDR. The horizontal axis shows the day of year (DOY) in 2007. Dashed lines show the water levels of 1 cm and 2 cm.

うに固定したが、設置後に水田地表面がわずかに沈下してしまっただと考えられる。実水位 WL_{ref} は DOY206 に測定したがこのときは既に地表面が沈下した後であり、TDR のロッド基部が地表面より約 1 cm 高かったと考えられる。ロッド基部より水位が低いと水位が測定できない TDR 水位計を用いて水田の水位を連続的に測定するには、水田の地表面は、水位変化に伴って地表面が上昇・沈下を繰り返すことを念頭におき、ロッド基部が土壌表面より十分に低い位置になるように設置することが必要である。

4.3 水位の測定精度と誤差の要因

図-6 は圧力式水位計と TDR 水位計で測定した水位の経時変化である。 WL_P が 2.0 cm 以上のときは、概ね一致したが、1.0 cm 以下の時は離散的に変化した。 WL_P が 1.0 cm 以下のとき WL_T が離散的に変化したのは、前節に述べたように、水面が TDR ロッド基部より低い位置にあったため、TDR 装置の組み込みソフトが電磁波の反射波形を適切に解析することができなかったためと考えられる。

図-7 は、(a) 降水量、(b) 圧力式水位計と TDR 水位計によって測定した水位の差 ($WL_P - WL_T$) の経時変化である。 WL_P が 2.0 cm 以上のときにおける WL_P と WL_T の差の絶対値は、概ね 0.5 cm 以内であった。また、 WL_T の WL_P に対する RMSE は 0.28 cm であった。

TDR で測定した水位 WL_T では、降雨日に雨滴の影響とみられるノイズが観察された。図-8 は降雨日前後の (a) 降雨強度 (mm h^{-1}) と、5 分間隔で測定した (b) 圧力式と TDR 式の水位計測定値と (c) 両水位計の測定値の差の経時変化を示す。DOY194 の 12 時 30 分頃から 15 時 00 分頃にかけて TDR 水位計で測定した水位が約 0.5 cm 以上、一時的に数回上下動した。なお、転倒ます雨量計による降雨は、ノイズの直前と約 12 時間後の 23

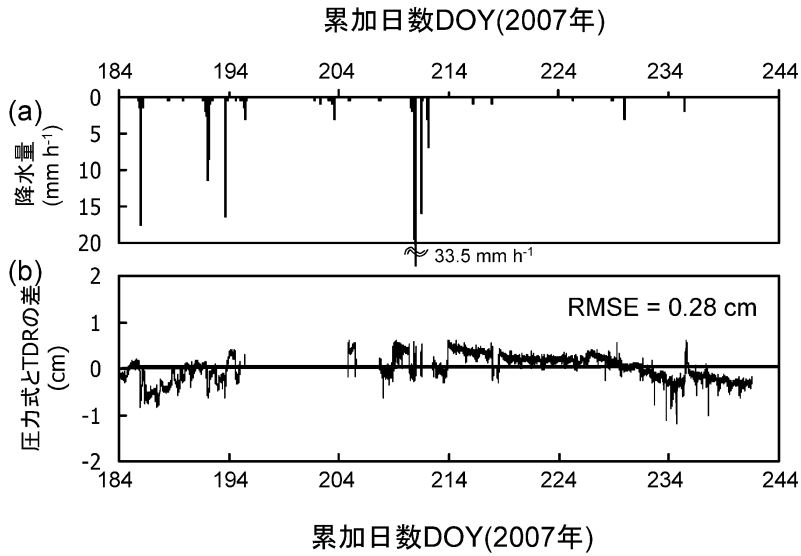


図-7 (a) 降水量 と (b) 圧力式水位計と TDR 水位計で測定された水位の差の経時変化。

Fig. 7 Temporal changes in (a) hourly precipitation and (b) the differences of water levels measured between TDR and a pressure-type water gauge.

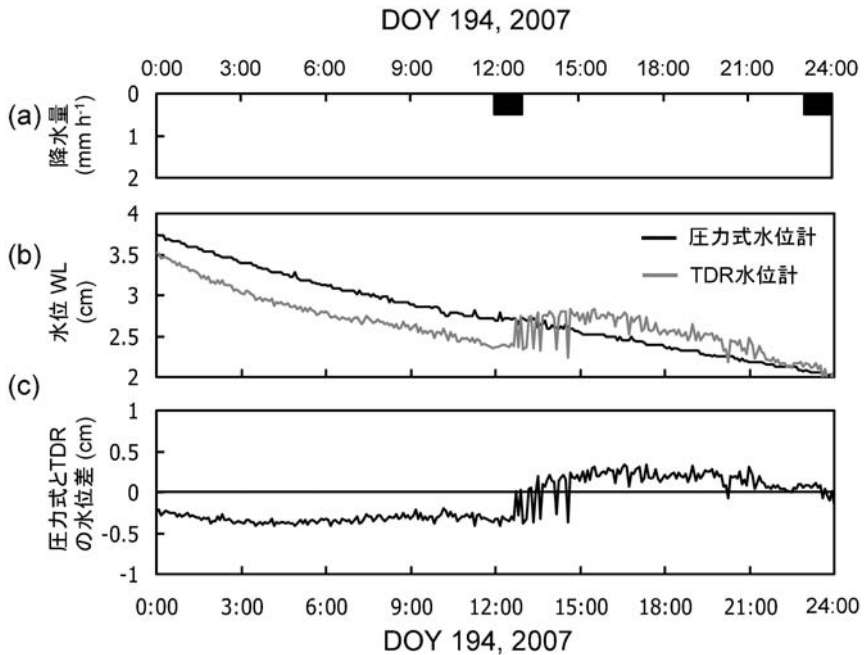


図-8 降雨日に観測された TDR 水位計のノイズの一例。(a) 時間降水量, (b) 圧力式水位計と TDR 水位計で測定された水位, (c) 圧力式と TDR 式の水水位計出力の差。

Fig. 8 An example of the TDR-water gauge noise observed on a rainy day. (a) Hourly precipitation (mm), (b) temporal changes in water levels measured every five minutes with pressure-type and TDR water gauges, and (c) the differences of water depths measured between pressure-type and TDR water gauges.

時30分過ぎに検出された。転倒ます雨量計で測定する雨水は、雨量計に捕捉された雨水が0.5mm分たまった時に降雨として検出されるため、ノイズが現れていた時間も、実際に降雨現象があった可能性がある。したがって、図-8で観測した WL_T の一時的な上下動は、TDR ロッドに付着した雨水の影響によると考えられる。しかし、DOY216やDOY229のように降雨日でもノイズがみられないことがあった。

ここでTDR ロッドに付着した雨滴がTDR水位計の出力に及ぼす影響を検討する。雨滴の付着を再現するために、室内で図-2のように上向きに設置したロッドに霧吹きで水を吹きかけて電磁波の反射波形を観察した。その結果、水滴付着と同時に波形が一時的にわずかに変化することはあったが、すぐに元に戻った。ここでは、一時的な反射波形の変化がTDRの出力 L_a/L に及ぼす影響を量的に表わすことができなかったが、TDR水位計への水滴付着によって、水位の測定値に影響を及ぼす可能性があることが示唆された。

5. おわりに

本稿では、TDR 土壌水分計を用いて、水位計を作成し、測定値の妥当性と測定に向けた実用上の問題を検討した。室内実験の結果、TDRで測定した水深 L_{water} は、セカンドリフレクションが水面の位置で生じると仮定して計算すると、実際の水深とよく一致した。こうして計算した L_{water} は、水深が大きいときは実測値に近づいたが、水深が小さいときは実測値より大きくなった。しかし、水深がある程度大きければ、水深実測値の L_{water} に対する回帰式の傾きが1に近くなり、TDR法で水位が測定できることが確認された。しかし、ロッド長と測定可能な水深の範囲の関係を明確にすることができなかった。その関係がわかれば、本稿で紹介した水位計の改良や設置方法について、有益な情報が得られると期待される。

次に、TDRで測定した水位 WL_T と圧力式水位計で測定した水位 WL_P の関係を検討した。その結果、 WL_P が+2.0cm以上のときは、 WL_T と WL_P はほぼ一致したが、+2.0cm以下のときは、 WL_T は過大評価された。また、水田地表面の位置(高さ)が変化しやすいため、実際の野外測定の際は、TDR水位計のロッド基部が水田地表面より十分に低い位置になるように設置するべきであることもわかった。

TDRと圧力式水位計で測定した水位を比較した結果、その差は概ね ± 0.5 cmの範囲内であった。圧力式水位計測定値に対するTDR水位計測定値のRMSEは0.28cmであり、よく一致していた。TDR水位計の出力は降雨日にノイズが出ることもあり、雨滴付着が水位の測定

に影響する可能性があることが推察された。

本研究では、TDR水位計と同時に圧力式水位計でも水位を測定したので、ノイズかどうかの判別が容易であった。しかし、TDR水位計のみで水位を測定する際は、測定したデータがノイズかどうかの判別を行う必要がある。本方法の普及のためには、ノイズの判別の規準作りが必要であろう。また、本報では、水位を5分間と短い間隔で測定したので、ノイズかどうかの判別が比較的容易に行うことができたと考えられる。本方法で水位をモニタリングする際は、ノイズが生じる可能性があると考えたうえで、測定や記録間隔を短くする必要があると考えられる。

本稿で紹介したTDR法は、プローブの形状が単純で既往の組み込みソフトが利用可能という利点がある。それゆえ、Campbell社のTDR100の土壌水分測定システムを利用する際、余ったチャンネル一つで水位測定ができれば、新たな水位計の準備の必要がなくなり、安価で簡便かつ効率的な水位のモニタリングが可能となることが期待される。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、神奈川県平塚市の熊澤肇治氏より圃場の使用を許可していただいた。神奈川県農業研究センターの山田良雄氏には、測定圃場の選定の際ご協力を頂いた。北海道大学大学院農学研究院の浦野慎一教授より、圧力式水位計を借用した。また、本報を作成するにあたり、査読者の方々より、貴重な助言を賜った。この研究の一部は(財)日本学術振興会科学研究費補助金(基盤研究(A)(課題番号:18208021)及び、若手研究(B)(課題番号19780183))の補助を受けて行った。記して謝意を表します。

文 献

- Jones, S.B., Wraith, J.M. and Or, D. (2002): Time domain reflectometry measurement principles and applications. *Hydrological Processes*, **16**: 141-153.
- Hou, A.X., Chen, G.X., Wang, Z.P., van Cleemput, O. and Patric, W.H. Jr. (2000): Methane and nitrous oxide emissions from a rice field in relation to soil redox and microbiological processes. *Soil Science Society of America Journal*, **64**: 2180-2186.
- Mojid, M., Toride, N. and Cho, H. (2002): The effect of heterogeneous soil-water distribution on the TDR measurement of soil-water content. 土壌の

- 物理性, **90** : 11-19.
- Nadler, A., Ravehb, E., Yermiyahub, U. and Green, S. R. (2003) : Evaluation of TDR use to monitor water content in stem of lemon trees and soil and their response to water stress. *Soil Science Society of America Journal*, **67** : 437-448.
- Noborio, K. (2001) : Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry : a review. *Computers and Electronics in Agriculture*, **31** : 213-237.
- 登尾浩助 (2003) : 実践 TDR 法活用—土壤中の水分・塩分量の同時測定—。土壤の物理性, **93** : 57-65.
- 登尾浩助・君島章太郎・石崎武志・武田一夫 (2005) : 20GHz-TDR 装置を使った比誘電率測定の特徴, 保存化学, **44** : 97-101.
- Pepin, S., Livingston, N. J. and Hook, W. R. (1995) : Temperature-dependent measurement error in time domain reflectometry determination of soil water. *Soil Science Society of America Journal*, **59** : 38-43.
- Schaap, M.G., Robinson, D.A., Friedman, S.P. and Lazar, A. (2003) : Measurement and modeling of the TDR signal propagation through layered dielectric media. *Soil Science Society of America Journal*, **67** : 1113-1121.
- Tang, L., Tao, X. and Choy, C.-I. (2001) : Possibility of using a coaxial cable as a distributed strain sensor by time domain reflectometry. *Smart Materials and Structures*, **10** : 221-228.
- Thomsen, A., Hansen, B. and Schelde, K. (2000) : Application of TDR to water level measurement. *Journal of Hydrology*, **236** : 252-258.
- Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980) : Electromagnetic determination of soil water content : Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, **16** : 574-582.
- Weast, R.C. (ed.). (1986) : *Handbook of chemistry and physics*. pp.E51-E53. 67th ed. CRC Press. Boca Raton, FL.

要 旨

水田の温室効果ガス挙動を理解するには、湛水深の経時的な測定が欠かせない。本稿では、time domain reflectometry (TDR) 法を用いて、簡便に水位を測定する手法を紹介した。室内実験の結果、さまざまなロッド長の TDR プローブで測定した水深は、水深が大きいときに実測の水深と一致し、TDR 法を用いれば水深が測定できることが確認された。水田における測定の結果、降雨日にノイズが現れる可能性が示唆されたものの、20 cm 長の TDR ロッドを使った TDR 水位計の水位は、圧力式水位計の値と root mean square error (RMSE) 0.28 cm でよく一致した。

受稿年月日：2007 年 10 月 24 日
受理年月日：2008 年 4 月 30 日

土の粒度試験における沈降分析の誤差の修正方法

小宮康明*・新城俊也**

Error Correction Method for Hydrometer Analysis in Test Method for Particle Size Distribution of Soils

Yasuaki KOMIYA* and Toshiya SHINJO**

* Faculty of Agriculture, University of the Ryukyus, Nishihara, Okinawa, 903-0213, Japan

** Subtropical biomass research center, Nishihara, Okinawa, 903-0213, Japan

Abstract

In test method for particle size distribution of soils, sieve analysis result and hydrometer analysis result may not be skillfully connected. It is said that in hydrometer analysis, much error arises from many causes, and it brings about the error for the values of percent finer by mass and particle size calculated using Stokes' law. This fact was estimated by the trial, and instrumental error of hydrometer, density error of the water, viscosity coefficient error of the water was clarified. Hydrometer analysis result was corrected using these. It was confirmed that the corrected hydrometer analysis result agrees almost with the sieve analysis result using 45 μ m sieve, 32 μ m sieve and 20 μ m sieve. Then, as convenient method, the method for moving particle size curve by hydrometer analysis parallel in the vertical direction was proposed so that the percent finer by mass of 32 μ m particle size by the hydrometer analysis may agree with the percent finer by mass of 32 μ m particle size by the sieve analysis, and the result was good.

Key words : test method for particle size distribution, hydrometer analysis, error, 32 μ m sieve

1. はじめに

土を構成する土粒子の大きさと混合割合を表す粒度組成は土の透水性や力学性を決定づける重要な要素であり、粒度試験によって求められる。JIS A 1204「土の粒度試験方法」では、粒径が0.075 mm以上の粗粒分に対するふるい分析とそれ以下の細粒分に対する沈降分析を併用して粒径加積曲線を作成する。この沈降分析では、さまざまな原因によって誤差が発生し、粒径加積曲線のふるい分析部分と沈降分析部分がうまく接合しないことがある。この場合、解説書(地盤工学会, 2000)には、「0.075 mm付近で曲線が不連続になることがときどき見られる。これは、両者の粒径の定義が異なることや、沈降分析の初期に懸濁液が安定しないことなどより、多少の誤差が生じてしまうのはやむを得ない。その場合には曲線

をなめらかに近似すればよい。」と記され、両者の接合が悪い場合には再試験する必要があるとしている。しかし、どの程度の接合のずれまで認め、どのように近似するかは示されておらず、試験者の判断に任せられている。

本研究は、JISの沈降分析での誤差の原因と大きさについて検討し、粒径加積曲線の修正方法を提案したものである。なお、JISの粒度試験法は平成12年に改正され、沈降分析では密度浮ひょうが指定されているが、沈降分析に対する考え方や試験方法は改正前と全く同じであり、ここでは従来の比重計法(比重浮ひょうを用いた沈降分析)の結果について検討している。

2. 沈降分析における誤差の原因と大きさ

ふるい分析に用いられる最小ふるい目は75 μ mである。また、沈降分析から得られる最初の粒径は通常の土

* 琉球大学農学部 〒903-0213 沖縄県西原町千原1

** NPO 亜熱帯バイオマス利用研究センター 〒03-0213 沖縄県西原町千原1

キーワード: 粒度試験, 比重計法, 誤差, 32 μ mふるい

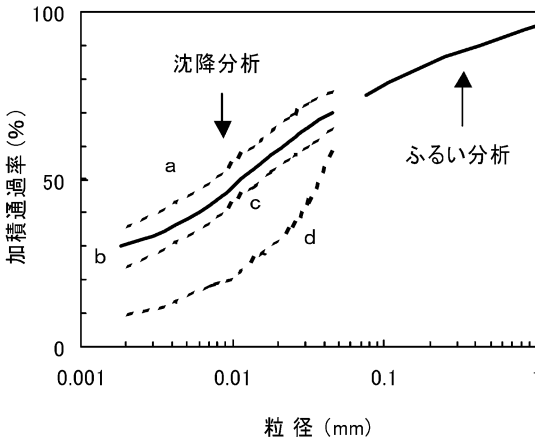


図-1 粒径加積曲線に見られるふるい分析結果と沈降分析結果の関係

Fig. 1 Combination of sieve test result and hydrometer result observed in particle size distribution curve

では40 μ m前後である。このため、粒径加積曲線のふるい分析部分と沈降分析部分の接合は図-1に示すような4つのパターンが想定される。曲線bは、ふるい分け曲線となめらかに接合し沈降分析結果は良好と判断される。曲線dは、ふるい分け曲線と曲率の大きい接合となる。このような接合は細粒分が一次粒子状態まで十分に分散していない場合や縮毛化現象が発生した場合などに現れやすく、再試験が必要である。曲線aと曲線cは、ふるい分け曲線と階段状の接合となる。このような場合は、ふるい分析よりも沈降分析の方に大きな誤差が生じていると考えられる。しかし、明らかに誤差があると判断されるのは、曲線aのように沈降分析部分がふるい分析部分より上方にある場合であり、曲線cや曲線dの場合は見過ごされがちである。

粒径加積曲線の加積通過率と粒径はストークス理論を用いて次式によって算出される。

$$P = \frac{100V}{m_s} \frac{\rho_s}{\rho_s - \rho_w} \rho_w (r + C_m + F - 1) \quad (1)$$

$$d = \sqrt{\frac{30\eta L}{g_n(\rho_s - \rho_w)t}} \quad (2)$$

ここに、P: 加積通過率、d: 粒径、V: 懸濁液の体積、 m_s : 沈降分析用試料の炉乾燥質量、 ρ_s : 土粒子密度、 ρ_w : 水の密度、r: 浮ひょうの小数部の読み、 C_m : メニスカス補正值、F: 浮ひょうの温度補正值、 η : 水の粘性係数、L: 浮ひょうの球部中心の有効深さ、 g_n : 重力加速度、t: 静置後の経過時間である。

計算には多くの測定値が必要である。 m_s 、V、t、 C_m 、L等は注意深い測定によって誤差を小さくすることができ、Fは測定時の水温Tを正確に測定し、与えられた表から読み取る。

一方、rには浮ひょうの器差と読み取り誤差が含まれる。 η と ρ_w はJISでは蒸留水の値を用いるため、分散剤の使用量が多ければ誤差は大きくなる。 ρ_s はJISでは試料全体の土粒子密度を採用しているため、粒径によって密度が大きく異なれば誤差も大きくなる。このような原因による加積通過率と粒径に含まれる誤差は次式で表される。

$$\Delta P = \frac{V}{m_s} \frac{\rho_s}{\rho_s - \rho_w} \{(\Delta r + \Delta \rho_w) \rho_w - \Delta \rho_s (r + C_m + F) (\rho_s - \rho_w + \Delta \rho_s)\} \times 100 \quad (3)$$

$$\Delta d = \frac{d}{2} \left(\frac{\Delta \eta}{\eta} + \frac{\Delta \rho_w}{\rho_s - \rho_w - \Delta \rho_w} - \frac{\Delta \rho_s}{\rho_s + \Delta \rho_s - \rho_w} \right) \quad (4)$$

ここに ΔP 、 Δd 、 Δr 、 $\Delta \eta$ 、 $\Delta \rho_w$ 、 $\Delta \rho_s$ は加積通過率誤差、粒径誤差、懸濁液の比重誤差、水の粘性係数誤差、水の密度誤差、土粒子の密度誤差である。それぞれ計算値または測定値と真値P、d、r、 η 、 ρ_w 、 ρ_s との差である。

これらの他にも幾つかの誤差の原因が指摘されているが(地盤工学会, 2000)、上述の誤差に起因する誤差 ΔP と Δd について試算してみる。試算の条件として、V=1,000 ml、T=28 $^{\circ}$ C、 m_s =55 g、 ρ_s =2.7 g/cm 3 とする。

2.1 浮ひょうに起因する誤差

JISの粒度試験に用いられる比重浮ひょうは0.995~1.050の間に0.001ごとの目盛線が付けられ、15 $^{\circ}$ Cで1.00を示すように目盛られている。計量法では、最小目盛が0.001の浮ひょうの検定公差は0.001と定められている(袁輪善蔵, 1969)。また、JISによる浮ひょうの読み取りは0.0005の精度で行うため、最大 \pm 0.0015の比重誤差が発生することになり、これによる加積通過率誤差は式(3)により \pm 4.3%となる。

表-1に試験機メーカー3社から購入した合計6本の比重浮ひょうの諸元を示す(図-2参照)。浮ひょうは式(5)の関係を満足するように目盛られている(袁輪善蔵, 1969)。表中の1.050目盛以下の胴部の体積は水温15 $^{\circ}$ Cの蒸留水に浮かべたときの水没したけい部の長さ及び直径を式(5)に代入し、空気の浮力による影響を無視して求めたものである。

$$M + \frac{\pi D T}{g} \cos \theta = (V + v_2) d \rho_w + v_1 \rho \quad (5)$$

M: 比重浮ひょうの質量 (g)

表-1 比重浮ひょうの諸元
Table 1 Dimension of hydrometer

浮ひょう No	浮ひょう質量 M (g)	けい部直径 D (cm)	(0.995-1.050) L (cm)	水中けい部 l_2 (cm)	胴部の体積 V (cm ³)	15°C 蒸留水の読み d
56-A	37.584	0.475	11.33	9.82	35.923	1.0021
71-A	36.443	0.475	10.95	9.59	34.822	1.0017
188-B	43.108	0.510	11.00	9.93	41.167	1.0002
889-B	36.553	0.475	10.85	9.65	34.921	1.0011
421-C	35.434	0.455	11.71	10.38	33.822	1.0010
485-C	35.351	0.455	11.82	10.28	33.755	1.0019

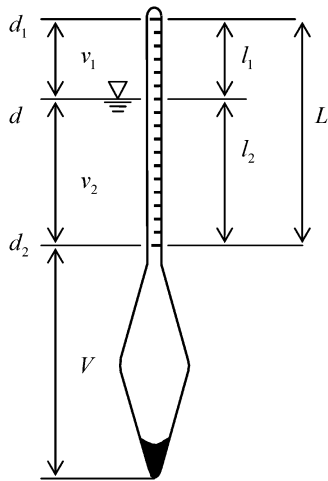


図-2 比重浮ひょう
Fig. 2 hydrometer

- V: d_2 以下の胴部の体積 (cm³)
- v_1 : 空気中にあるけい部の体積 (cm³)
- v_2 : 液体中にあるけい部の体積 (cm³)
- d: 液体の比重
- ρ : 空気の密度 (g/cm³)
- ρ_w : 15°Cの水の密度 (0.9991 g/cm³)
- T: 液体の表面張力 (73 dyne/cm)
- θ : 接触角 (20度)
- D: けい部の直径 (cm)
- g: 重力加速度 (980 cm/sec²)

この表に示すように浮ひょうは一本、一本手作りのため諸元は異なっている。これらの浮ひょうを種々の水温の蒸留水中に浮かべたときの比重と水温の関係が図-3である。比重は、浮ひょうの読みにメニスカス補正量と補正係数 F を加算した値である。ここでは、浮ひょうの読みは目視で 0.0001 まで行っている。ばらつきはある

が、比重は水温の違いにかかわらずほぼ一定値を示し、 F による温度補正に問題がないことを示している。しかしながら、浮ひょうが示す比重は 1.000 より大きく、公差 0.001 を満足するものは 1 本しかなく NO. 56 と NO. 485 の浮ひょうでは公差の 2 倍近い値を示している。したがって、これらの浮ひょうを用いた場合、最大 6% 程度の加積通過率誤差が発生することになる。

図-4 は表-1 の浮ひょうの諸元及び 1.05 目盛から 1.04, 1.03, 1.02, 1.01, 1.00, 0.995 の各目盛までの長さを式(5)に代入して各目盛における比重を算出し、浮ひょう目盛と計算値の差を器差として各浮ひょう目盛に対して示したものである。

器差は一定値を示さず、器差と目盛の関係はほぼ直線関係を示している。これは目盛間隔の付け方に問題はなく、目盛長 L (0.995 から 1.05 の長さ) の誤差と目盛位置(目盛の上端あるいは下端の位置) に誤差があり、前者は直線の傾きに、後者は直線の切片に大きな影響を及ぼしていることが試算によって確認された。直線の傾きが小さいものは器差を定誤差とみなしても影響は小さいが、大きいものは器差を図に示すように定式化して処理する必要がある。このような器差の現れ方はメーカーによって異なった傾向が見られるため、製造段階において発生していることが推察される。このように浮ひょうごとに器差は異なり加積通過率に与える影響は大きいにもかかわらず、JIS では浮ひょうの器差の検定は明記されていない。市販の浮ひょうにはメニスカス補正と有効深さ L の検定表が付けられているものがあるが、浮ひょうの器差は記されていない。浮ひょうの器差の検定は正式には上端、中、下端付近の 3 箇所を厳密な方法によって行われる(袁輪善蔵, 1969)。しかし、精度はやや劣るが、ここに示した方法でも浮ひょうの検定は可能であり、是非とも実施して沈降分析の修正に役立てるべきである。

2.2 水の密度と動粘性係数に起因する誤差

JIS では分散剤としてヘキサメタリン酸ナトリウムを推奨し、トリポリリン酸ナトリウムやピロリン酸ナトリ

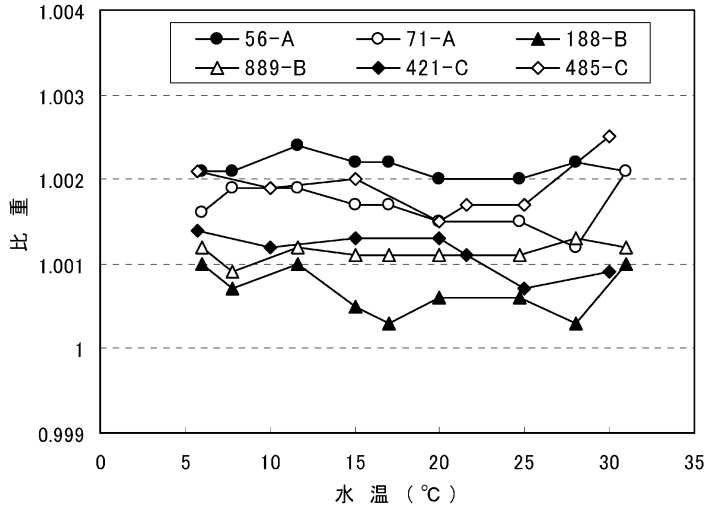


図-3 蒸留水中の補正後の比重浮ひょうの読みと水温の関係

Fig. 3 Relationship between value of hydrometer and water temperature in distilled water

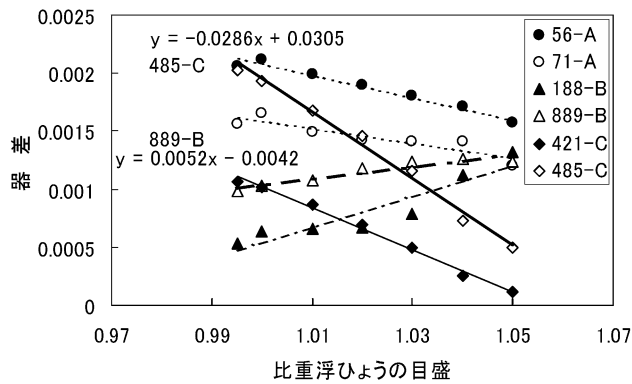


図-4 比重浮ひょうの目盛りと器差の関係

Fig. 4 Relationship between scale and instrumental error of hydrometer

ウムの使用も可としている。これらの分散剤について濃度を変えた水溶液を作り、水の密度と粘性係数を比重浮ひょうとオストワルド粘度計を用いて測定し、それらを分散剤添加量の関係で示したものが図-5と図-6である。これらの図から水の密度と粘性係数はそれぞれ添加量の増加とともにほぼ直線的に増加し、この関係は分散剤の種類の影響をほとんど受けないことが分かる。

JISでは分散剤の使用量は、分散剤の種類にかかわらず飽和溶液 10 ml と規定している。これらの分散剤を 20℃ の蒸留水に完全に溶けなくなるまで加えたときの密度と、溶液 10 ml 中の分散剤の質量を、表-2 に示した。表-2 に示すように 20℃ の飽和溶液 10 ml 中に、

キサメタリン酸ナトリウム 9.1 g, トリポリリン酸ナトリウム 1.8 g, ピロリン酸ナトリウム 0.6 g が溶解している。なお、JISではヘキサメタリン酸ナトリウムの飽和溶液は水温 20℃ の 100 ml の蒸留水に約 20 g を溶かし、結晶の一部が容器の底に残っている状態のものとなっている。しかしながら、表から分かるように、時間が経てば 20 g のヘキサメタリン酸ナトリウムは 100 ml の蒸留水にすべて溶解する。このように作成した溶液に結晶が残っていない場合でも、分散剤の添加量は別の試験法に定めた使用量と同じぐらいになり (土壌物理性測定法委員会, 1976), 後述するように分散剤の添加量は誤差を与えるためヘキサメタリン酸ナトリウムを追加して飽和溶

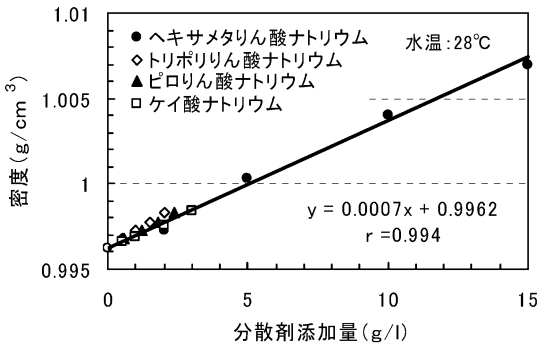


図-5 水の密度と分散剤添加量の関係

Fig. 5 Relationship between density of water and dissolution quantity of dispersing agent

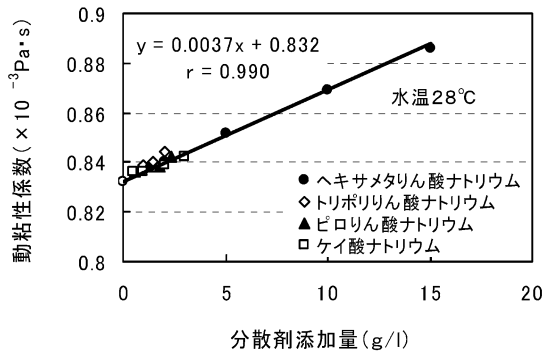


図-6 水の粘性係数と分散剤添加量の関係

Fig. 6 Relationship between viscosity coefficient of water and dissolution quantity of dispersing agent

表-2 分散剤の飽和溶液 (20°C) の性質

Table 2 Properties of saturated aqueous solution of dispersing agent at 20°C

分散剤	分子式	体積 (ml)	質量 (g)	溶質 (g)	溶媒 (g)	密度 (g/cm³)	pH
ヘキサメタリン酸ナトリウム	(NaPO ₃) ₆	10	14.958	9.119	5.839	1.496	4.8
トリポリリン酸ナトリウム	Na ₅ P ₃ O ₁₀	10	11.287	1.772	9.515	1.129	8.5
ピロリン酸ナトリウム	Na ₄ P ₂ O ₇	10	10.450	0.547	9.903	1.045	10.4

液にする必要はない。

JISでは分散剤の飽和溶液 10 ml を添加した場合は測定値の補正は行わず、これより添加量を増量したときにのみ水の密度誤差に対して補正することになっている。JISに定めたヘキサメタリン酸の飽和溶液やトリポリリン酸の飽和溶液 10 ml を使用する場合は分散剤が約 2 g 含まれることになり、図に示した関係式を用いると水の密度と粘性係数はそれぞれ 0.0014 g/cm³ と 0.0074 × 10⁻³ Pa · s だけ増加することになる。これらの誤差による加積通過率と粒径の誤差を式(3)と(4)に代入すると、水の密度誤差による加積通過率誤差は 4.0% となり比較的大きい。一方、水の密度誤差と粘性係数誤差から生じる粒径誤差 Δd は小さく、その大きさは粒径によって異なるが、粘土とシルトの境界である粒径 5 μm では粒径 5.002 μm となる。したがって、分散剤の添加による誤差は水の密度誤差による影響が大きく粘性係数誤差による影響は小さい。誤差を修正する上では分散剤の飽和溶液を作成するより適当量の分散剤を秤量して水に溶解する方が便利である。

2.3 土粒子密度に起因する誤差

図-7 は、沖縄県地方に分布する粘性土である国頭マー

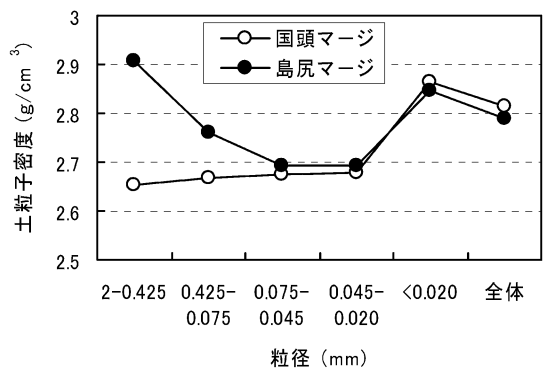


図-7 粒径別の土粒子密度の測定例

Fig. 7 Measuring example of soil particle density of respective grain diameter

ジ (赤黄色土) 試料と島尻マーヅ (暗赤色土) 試料の土粒子密度を粒径別に示したものである。土は種々の鉱物から構成されているので土粒子密度は粒径によって異なり、この例では 0.2 g/cm³ 程度変動している。この値と数段階異なる土粒子密度及び比重計の読みを式(1)と(3)

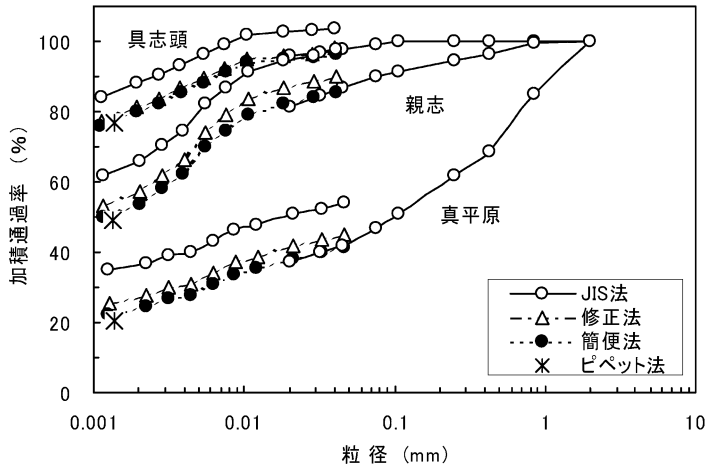


図-8 2通りの修正法による修正後の粒径加積曲線の比較

Fig. 8 Comparison of soil particle size distribution curve modified by 2 error correction methods

に代入して計算を繰り返した結果、加積通過率誤差は粘土分含有量が15~80%の範囲では0.5~3.1%となり、粘土分が多く土粒子密度の大きいものほど大きく現れる傾向がみられた。また、 0.2g/cm^3 の土粒子の密度誤差を式(4)に代入すると、粒径誤差 Δd は粒径によって異なり、粒径 $5\mu\text{m}$ では粒径 $4.7\mu\text{m}$ となる。このことから粘土分の多い試料では、加積通過率に及ぼす土粒子の密度誤差の影響は大きい、水の密度誤差の影響に比べると小さいと言える。

3. 粒径加積曲線の修正方法の提案

3.1 沈降分析の方法

粘土分含有量や構成粘土鉱物が異なる9試料(国頭マージ4種、島尻マージ1種、ジャーガル(灰色台地土)4種)の2mmふるい通過分に対して比重計法による沈降分析を実施した。

沈降分析に使用した風乾試料の質量は約52gであり、試料は有機物処理と15分間超音波処理によって十分に分散させた。

沈降分析はJISに準じて行いが、120分後と480分後の比重浮ひょうの読みを追加し、誤差の発生程度を変えるため水温 28°C のもとで2組(A組とB組)に分けて行った。A組ではヘキサメタリン酸ナトリウム2gを使用し、比重浮ひょうNO.485(上端付近の器差0.0019)を用いた。B組ではトリポリりん酸ナトリウム1gを使用し、比重浮ひょうNO.895(上端付近の器差0.0011)を用いた(図-3参照)。いずれにおいても、浮ひょうの器差は定式化して補正した(図-4参照)。

A組ではピペット法(土壌物理性測定法委員会, 1976)による加積通過率を求めるため、比重浮ひょうの最終読みが終了して1時間後(沈降分析開始後1,500分)に容量10mlのホールピペットを用いて18cmの深さから懸濁液10mlを吸引採取し乾燥質量を求めた。これは、比重計法よりも測定誤差が入り込みにくいピペット法の結果と比較し、修正精度を把握するために実施した。

沈降物のふるい分けでは、ふるい分析結果と沈降分析結果の相互関係を明確にするため、JISに規定されている組ふるいに市販のふるい目 $45\mu\text{m}$ 、 $32\mu\text{m}$ 、 $20\mu\text{m}$ の各ふるいを追加してふるい分けを行った。

3.2 沈降分析結果に含まれる誤差の検討

図-8は、A組の3試料について3通りの方法で作成した粒径加積曲線をピペット法による結果と併せて例示したものである。

実線で示した粒径加積曲線はJIS法に準拠したものであり、沈降分析部分とふるい分析部分のずれが顕著に見られる。一点鎖線で示した粒径加積曲線は、浮ひょうの器差及び水の密度誤差と粘性係数誤差を用いて修正したものである。土粒子密度誤差に起因する誤差は、 $20\mu\text{m}$ 以下の土粒子密度と全体の土粒子密度の差が小さいので省略している(図-5参照)。このような修正方法(以下、修正法)によって粒径加積曲線の沈降分析部分はふるい分析部分に近づき、ピペット法による加積通過率にも接近している。このことは修正法がJISの粒径加積曲線の修正に有効であることを示している。

試験用ふるいはJIS Z 8801に規定され、ふるい目の精度が確保されている(日本工業標準調査会, 2000)。また

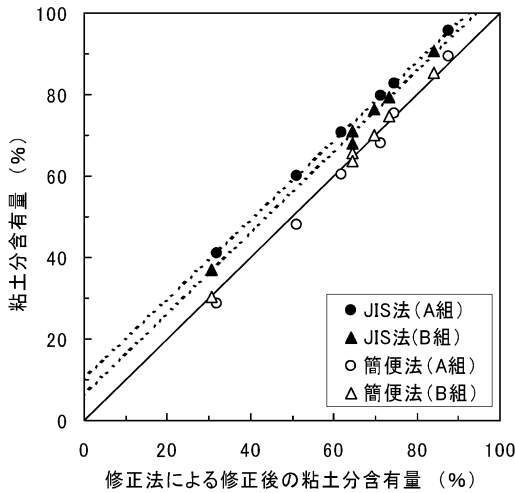


図-9 2通りの修正法による修正後の粘土分含有量の比較

Fig. 9 Comparison of clay fraction content modified by 2 error correction methods

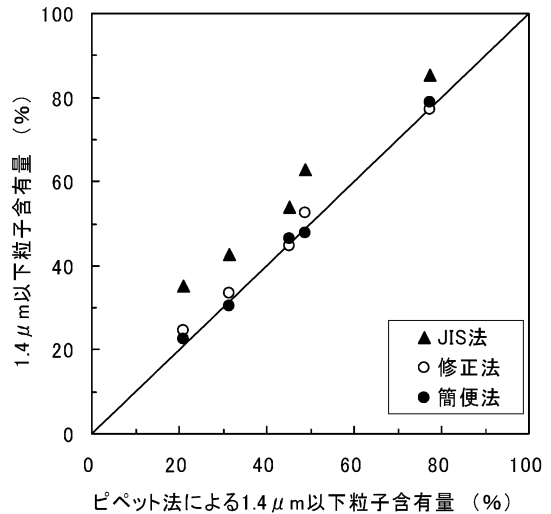


図-10 ピペット法と比重計法による粒径 1.4 μm 以下粒子含有量の比較

Fig. 10 Comparison of content of particle of 1.4 μm particle size or less by pipette method and hydrometer method

沈降分析における誤差の検討から、JISの沈降分析では加積通過率誤差に比べ粒径誤差は小さいことが明らかとなった。そこで、ふるい分析における粒径誤差と加積通過率誤差及び沈降分析における粒径誤差を0とみなし、次のような修正を試みた。まず、沈降分析によって得られた粒径 32 μm の前と後の2個のデータを用いて、直線補間によって粒径 32 μm の加積通過率を算出し、ふるい分析による粒径 32 μm の加積通過率との差を求める。この差を定誤差とみなし、沈降分析による各加積通過率データから差し引いた。すなわち、粒径加積曲線の沈降分析部分とふるい分析部分が粒径 32 μm のところで一致するように沈降分析部分を上下に平行移動させる。基準とする粒径を 32 μm としたのは、粒径 45 μm では沈降分析開始後まもないため、これまで検討した誤差以外の誤差が含まれやすいこと(地盤工学会, 2000)、また粒径 20 μm では 20 μm ふるいが高価であり、ふるい分けも丁寧に時間をかけて行う必要があるためである。このような方法(以下、簡便法)によって修正した粒径加積曲線を図-8に破線で示した。修正後の沈降分析部分はふるい分析部分と比較的なめらかに接合し、修正法によって修正した粒径加積曲線に近似している。

図-9は、修正法による修正後の粘土分含有量を修正前(JIS法)及び簡便法による修正後の粘土分含有量と比較したものである。試料の種類や粘土分含有量の違いにかかわらず、平均してA組では10.2%、B組では5.9%の粘土分含有量が過大に評価されている。これは誤差の試

算結果に近い値である。また、簡便法による修正後の粘土分含有量は修正法による修正後とほぼ等しい値となっている。これより、簡便法によっても粒径加積曲線の修正が可能であることが分かる。

図-10は比重計法とピペット法によって得られた 1.4 μm 以下粒子含有量を比較したものである。JIS法がピペット法に比べ8.1~14.1%大きい含有量を示しているが、修正法による修正後とピペット法の差は-0.5~3.6%に縮まっている。また、簡便法による修正でも-1.1~1.7%に差が縮まっている。ピペット法では、ヘキサメタリン酸を用いた場合は粘土分含有量を小さめに評価する傾向があるため(土壤標準分析・測定法委員会, 1986)、いずれの修正方法でも加積通過率誤差を±3%以下まで小さくできると考えられる。

3.3 粒径加積曲線の修正

JISの粒度試験では、図-1に示したように粒径加積曲線のふるい分析部分と沈降分析部分が重なり合わないため、沈降分析結果の良否を判定するのは難しい。現行では綿毛化現象がみられるときや75 μm ふるいで水洗いするときに指で残留物をほぐして濁水になるとき、試料の分散が不十分であったと判定できるぐらいである。しかしながら、32 μm ふるいによるふるい分けを追加することによって両分析結果が重なり合い、分散の問題以外の原因による誤差が明らかになる。したがって、32 μm ふるいによるふるい分けを実行し、分散上の問題がな

く、両分析の $32\mu\text{m}$ 加積通過率の差が $\pm 3\%$ 未満であれば、ふるい分析と沈降分析の重複部分がなめらかになるように近似する。その差が $\pm 3\%$ 以上あるときは、修正法が簡便法のいずれかによって沈降分析結果を修正した後、重複部分をなめらかに近似する。修正においては、浮ひょうの器差や水の密度誤差と粘性係数誤差を求める必要のない簡便法が便利である。ただし、簡便法ではふるい分けによる粒径 $32\mu\text{m}$ の加積通過率が修正の良否を決定づけるため、沈降物の水洗い中に残留物がふるいから流失しないように慎重に行う必要がある。

4. ま と め

JISの粒度試験における沈降分析の誤差と修正方法について検討した。得られた結果は次のようである。

1) JIS A 1204の沈降分析では浮ひょうの器差、分散剤の添加による水の密度誤差と粘性係数誤差、土粒子の密度誤差などから測定誤差が発生する。浮ひょうの器差と水の密度誤差に起因する誤差は大きく、粘性係数誤差に起因する誤差は小さい。また、粒径誤差よりも加積通過率誤差の方が大きい。

2) 浮ひょうの器差及び水の密度誤差と粘性係数誤差

によって加積通過率を修正すればピペット法と同程度まで誤差を小さくすることができる。

3) 沈降分析に含まれる誤差を明らかにし、簡便に修正する方法として、市販の $32\mu\text{m}$ ふるいを追加してふるい分析を行い、両分析による加積通過率の差を沈降分析の定誤差とみなし、沈降分析の加積通過率から差し引く方法は有用である。

参 考 文 献

- 土壌物理性測定法委員会(1976):土壌物理性測定法, 養賢堂, pp. 65-71.
- 地盤工学会「土質試験の方法と解説」改訂編集委員会(2000):土質試験の方法と解説, 地盤工学会, pp. 69-87.
- 藁輪善蔵(1969):密度および濃度一改訂版一, コロナ社, pp. 118-123.
- 土壌標準分析・測定法委員会(1986):土壌標準分析・測定法, 博友社, p. 21.
- 日本工業標準調査会(2000):試験用ふるい—第1部:金属製網ふるい, 日本規格協会, pp. 1-11.

要 旨

粒度試験(JIS A 1204)では、ふるい分析結果と沈降分析結果がうまく接続しないことがある。これは浮ひょうを用いる沈降分析ではさまざまな原因から誤差が発生し、加積通過率や粒径の計算に誤差が含まれるためと言われている。このことを試算によって明らかにした。また、浮ひょうの器差、水の密度誤差、水の粘性係数誤差を明らかにし、これらによって補正した沈降分析結果は追加した $45\mu\text{m}$ ふるい、 $32\mu\text{m}$ ふるい、 $20\mu\text{m}$ ふるいによるふるい分析結果とおおよそ一致することを確認した。簡便な修正方法として、 $32\mu\text{m}$ ふるいによるふるい分析を追加し、粒径 $32\mu\text{m}$ におけるふるい分析と沈降分析の加積通過率の差を沈降分析に含まれる定誤差とみなし、この誤差を沈降分析の加積通過率から差し引く方法は有用である。

受稿年月日: 2006年9月29日

受理年月日: 2008年5月18日

古典を読む

L.A. Richards 著

「多孔質体を通る液体の毛管伝導」

登 尾 浩 助*

Reviewing classical studies in soil physics

“Capillary conduction of liquids through porous mediums”

By L.A. Richards

Physics, 1 : 318-333 (1931)

Kosuke NOBORIO*

* School of Agriculture, Meiji University, 1-1-1 Higashimita, Tama-ku, Kawasaki, 214-8571

Key words : water movement, soil water content, matric potential, hydraulic conductivity, hysteresis

1. はじめに

土壌中の水分移動を表す偏微分方程式は、現在では学部学生が受講する土壌物理学の講義で解説されるほど身近になっている。この微分方程式は、特に、開発者の名前にちなんでリチャーズ式 (Richards' equation) であって、Richard's equation ではないことに注意) と呼ばれる。開発者の Lorenzo Adolph Richards が、アメリカ合衆国・コーネル大学大学院 Ph. D. (Doctor of Philosophy) 課程在学中に行った研究成果である。

Richards の論文について語る前に、Richards 個人について紹介しよう。Richards は、1904 年 4 月 24 日にアメリカ合衆国ユタ州のフィールドィング (Fielding) という小さな町に生まれた。ユタ農業大学 (現ユタ州立大学) を 1926 年に卒業後、1927 年には同大学から物理学で修士号を取得している。ここで彼は、ユタ農業試験場の Willard Gardner 教授から土壌物理学の手ほどきを受けた。その後、コーネル大学大学院に進学して、1931 年に Ph. D. を取得後、短期間アイオワ州立大学に籍を置き、アメリカ合衆国農務省の塩類研究所で定年を迎えるまで精力的に研究を行った。塩類研究所時代には、塩類研究者にとってバイブル的存在であるハンドブック 60 (Richards, 1954) の編纂に当たった。また、圃場用水量と永久しおれ点の定義も彼の研究成果である。彼は、

1993 年に輝かしい生涯を閉じている。在職していた 1970 年前半までに塩類研究所を訪れた方は、ひょっとしたらこの偉大な土壌物理学者に会う機会があったかもしれない。取出伸夫氏 (私信, 2008) は、「1993 年に Richards が亡くなったとき、塩類研究所の研究員としてリバーサイドにいました。Richards の技官のような立場であった日系 2 世の Gen Ogata さん (W.A. Jury の Soil Physics の図 4.21 の共著者) に、サンフランシスコの南のモンレーという海のきれいな街の老人施設で亡くなったことを聞かされました。晩年はアルツハイマーを患い、ご家族の介護を受けていたそうです。Gen さんも 2003 年 10 月に亡くなりました。」と回想している。

2. 論文を読む

本報で紹介する Richards (1931) の論文は、(1)「序文」、(2)「毛管作用に影響する力」、(3)「不飽和媒体中の液体」、(4)「毛管伝導度の実験」、(5)「理論とデータの適用」、そして (6)「毛管ポテンシャルと含水量の関係」の 6 章から構成される。Richards は毛管流に対する連続の式 (これがリチャーズ式と呼ばれる) を提案し、式の中の重要なパラメータである毛管伝導度 (現在では水理伝導度あるいは不飽和透水係数と呼ばれる) を求めるための実験装置の開発を行い、実際に含水量または毛管ポテンシャルに依存する毛管伝導度を求めた。さらに、

* 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 : 水分移動, 土壌水分量, 毛管ポテンシャル, 透水係数, ヒステリシス

1 含水量と毛管ポテンシャルの関係にはヒステリシスが存在することを突き止めている。

2.1 序文

「序文」は、「毛管現象」の定義が、当初の細管内の液体運動という定義から多孔質体中での液体流れといった広い定義にも使われてきたという記述から始まる。そして Buckingham が 1907 年に毛管引力が保存力場を構成することと毛管ポテンシャルを定義したことを紹介している。Buckingham は、土壌物理の基礎を築いた重要な科学者の一人である。彼は本報で紹介する Richards ほど恵まれた時間を過ごしていない。Buckingham はアメリカ合衆国農務省の研究所に 1902 年から 1906 年まで在職した。そして農務省退職後はアメリカ標準局（現アメリカ国立標準・技術研究所）に在職し、1937 年に定年を迎えた。農務省退職後は土壌物理にいっさい関わっていない。上司との関係が上手くいかなかったことが農務省を去る原因であったと言われる。Buckingham の生涯と業績は、Philip (1974), Nimmo and Landa (2005), Narasimhan (2007) などに詳しい。

次に、Richards のユタ州立大学時代の指導者であった Willard Gardner らが、この毛管ポテンシャルは水膜内の圧力と非常に強い関係が認められるので、粘土素焼物を使って測定可能であると指摘したことを紹介している。ところで、この粘土素焼物を使ったテンシオメーターは、Willard Gardner の 1920 年代の発明であると長年考えられていたが、Or (2001) が、1908 年以前に Livingston が提案していた事実を発見した。そして Richards 自身も、多孔質体が液体で濡れていて不飽和の時は水膜内の圧力は大気圧以下であって、多孔質体中の液体の量に依存する事を、1928 年に発表している。最後に、毛管流に対する様々な問題を、金属中の熱伝導と電気伝導の理論と実験に類似させることで解決したことを述べている。

2.2 毛管作用に影響する力

「毛管作用に影響する力」の章では、湾曲している液体表面によって作り出される圧力差は、表面張力に比例して曲率に反比例する式を示すことから始めた。細管内の流れを表す良く知られたポアズイユの法則は実験と極めて良く一致するが、飽和多孔質体中の水分の流れに対してはそうではない。一様な球形ビーズを充填した単純化した理想的な系においてすら水が通過する部分の複雑な配置のため、種々の単純化した仮定が必要であると結んだ。

2.3 不飽和媒体中の液体

「不飽和媒体中の液体」の章で Richards 式が登場する。先に紹介した湾曲する液体表面が作り出す圧力式を

水と大気に適用して、大気圧を基準に考えると、大気圧以下の圧力は負値で表される。多孔質体中の水が自由水と接触していて、重力に対して平衡状態にある時の水圧と自由水面からの高さの関係を導いている。この関係に対して彼は、既発表の実験結果 (Richards, 1928) を再掲している。次に、飽和多孔質体中における水分フラックスが水頭勾配と伝導度の積で表されるダルシーの法則を紹介した。実験結果から流れと流れを生じさせる因子を一般化した数学的關係を導くことが可能であり、フーリエの法則（熱伝導）やオームの法則（電気伝導）に類似しているダルシーの実験的法則もこれらの法則と同様に一般化の例であると書いた。飽和多孔質体中の水分移動実験によって一般化されたダルシーの法則が、不飽和多孔質体中の水分移動にも適用できる妥当性を、Richards は次のように説明している。

孔隙に水と空気が存在している不飽和状態を考えると、水が移動できる部分の有効断面積は飽和状態に比べて減少する。もし、この空気の部分が土粒子で満たされていると考えても、水の流れの状態には変化がなく、流れと流れを生じさせる力の関係も保持される。これは、ダルシーの法則が粒子の大きさや充填の状態には依存しない性質による。従って、多孔質体中の飽和流と不飽和流の違いは、不飽和流の圧力は毛管力によって決まることと伝導度が媒体の水分含量に依存することである。ここにおいて Richards は、不飽和多孔質体を通る液体の動きを毛管流 (capillary flow)、そしてダルシー法則の中の K を毛管伝導度 (capillary conductivity) と呼ぶことにした。

ところで Buckingham は、ダルシーの存在を知ることなく、不飽和土壌中においてダルシーの法則に相当する法則が成立することを独自に発見したと考えられている (Nimmo and Landa, 2005)。そのため近年では、不飽和土壌中の水分フラックスを表す際にはダルシー・ Buckingham の法則と呼ぶ事が多い。Richards は「序文」のなかで Buckingham の功績を認めているにも関わらず、水分フラックスを表す式を紹介する際には、ダルシーの法則と呼んでいる。

今日 Richards 式として知られている方程式は、毛管流に対する連続式として次式のように登場する。Richards は、最初から 3 次元の移動現象を考慮している。

$$\nabla q = -\rho_s \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1)$$

ここで、 ∇q は流れのダイバージェンス、 ρ_s は乾燥密度 (原著では、単位体積当たりの乾燥媒体の重さ)、 $\partial \theta / \partial t$ は時間による水分含量の変化割合である。さらに Richards は、毛管容量 (現在では水分容量と呼ばれる) を定

義して、連続式を次式のように変形した。

$$\nabla q = -\rho_s A \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (2)$$

ここで、 $A = d\theta/d\phi$ は毛管容量、 ϕ は毛管ポテンシャルである。次にダルシーの法則を次式のように表した。

$$q = -K \nabla (\phi + \psi) \quad (3)$$

ここで、 ψ は重力ポテンシャルである。直交座標系の z 軸鉛直方向の上向きを正にとって最終的に

$$K \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \right) + \frac{\partial K}{\partial x} \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial K}{\partial y} \frac{\partial \phi}{\partial y} + \frac{\partial K}{\partial z} \frac{\partial \phi}{\partial z} + g \frac{\partial K}{\partial z} = -\rho_s A \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (4)$$

と表した (原著 (15) 式)。この式は、 K の非線形性が非常に大きいために解析的に解くことは極めて困難である。物理現象を表す式 (連続式とダルシーの法則) が残るように、現在ではここまで展開しないのが通常である (Campbell, 1985)。

Richards が ϕ を独立変数にしたことに対して、Philip (1974) は、式の見かけがわずかに複雑になったことと、 ϕ を独立変数とした拡散方程式は幾分古びているので物理的な利点はあるが彼の選択は少し不幸だった、と評した。 ϕ を独立変数にして拡散方程式を表すことの物理的な利点は、飽和と不飽和多孔質体中の水分移動に対して単一の方程式が連続的に適用可能である点だと考えられる。 ϕ を独立変数とした拡散方程式は、後年 Celia *et al.* (1990) によって ϕ 形式 (“ ϕ -based” form) と呼ばれた。Philip が斬新だと考えた θ を独立変数とした拡散方程式の出現は、Richards (1931) の発表から Klute (1952) の論文まで 20 年間待つ必要があった。 θ を独立変数とした拡散方程式は、後に θ 形式 (“ θ -based” form) と呼ばれる事になる (Celia *et al.*, 1990)。Klute (1952) は、1 次元水平方向の水分浸潤問題に θ 形式の拡散方程式をボルツマン変換して適用した。Celia *et al.* (1990) は、(1) 式のように θ と ϕ が混在している方程式を混合形式 (mixed form) の拡散方程式と呼んだ。

コンピュータの進歩によって数値計算が容易に行えるようになると、不飽和多孔質体中の水分移動問題が盛んに扱われるようになる。 θ 形式の拡散方程式も ϕ 形式の拡散方程式も数学的には等価であるので、どちらを使っても答えは同じであるはずであると多くの研究者と技術者は考えていた。ところが、数値計算には様々な誤差が積みまとうため、質量収支誤差が小さくなくなりにくい欠点がある。Celia *et al.* (1990) は、 ϕ 形式、 θ 形式そして混合形式に変形した Richards 式の数値計算を行い、最も質量収支誤差が小さい形式を発見した。それは、Celia *et*

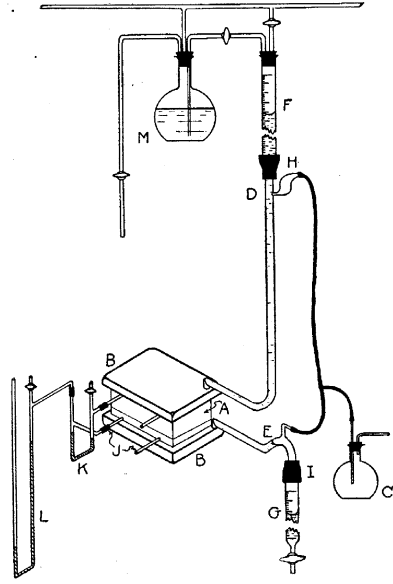


図-1 不飽和毛管伝導度(不飽和透水係数)を測定するために Richards が考案した装置 (Richard, 1931)

Fig. 1 Apparatus for measuring capillary conductivity in unsaturated soil developed by Richards (Richards, 1931)

al. が混合形式と呼んだ (1) 式の水分量に基づく連続式を用いた形であった。Celia *et al.* (1990) 以降に発表された論文では、混合形式を使うことが多くなった。

2.4 毛管伝導度の実験

Richards は、導出した偏微分方程式を解くために必要な K の測定を「毛管伝導度の実験」として行った。図-1 に示す Richards が提案した実験装置は、現在使われているものとほとんど変わらない。(3) 式の 1 次元のダルシーの法則を K について整理すると、水分フラックスと毛管ポテンシャル勾配の逆数が右辺に現れる。右辺の各項は測定が可能であるので K を計算することができると Richards は考えた。毛管ポテンシャル勾配は、ユタ州立大学時代に Willard Gardner から手ほどきを受けたテンシオメーターを使えば直接測定が可能である。砂、壤土、粘土の 3 種類の土壌について不飽和透水係数 K の測定に初めて成功した。

2.5 理論とデータの適用

「理論とデータの適用」の章では、定常状態における鉛直 1 次元水分移動を想定して、(4) 式を (5) 式に低次元化した (原著 (19) 式)。

$$K \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} + \frac{\partial K}{\partial z} \frac{\partial \phi}{\partial z} + g \frac{\partial K}{\partial z} = 0 \quad (5)$$

さらに、壤土に対する実験結果 (原著 Fig. 3) から $K = a\phi + b$ のような一次式で表されると仮定した。これらの式を解析的に解いて、 ϕ に対する z の関係を導出した。

グリーンビル壤土に対して $z=0$ cm に地下水水面 ($\phi=0$ cm) 設定して、定常流がある場合と重力に対して静的な平衡状態に置かれた場合の $z \leq 100$ cm に対する ϕ と θ を図示した (原著 Fig. 4)。定常流に対する上端 $z=100$ cm における境界条件を $\phi = -600$ cm とした。これは、彼が実験で得た毛管伝導度データの最低値に対応する毛管ポテンシャルに等しいと述べている。このように変数を既知の値に設定した境界条件を、ディリクレ (Dirichlet) 境界条件または第1種境界条件と呼ぶ。水分フラックスがゼロ以外の条件下における毛管ポテンシャルの空間分布が、静的平衡条件下のそれとは異なり線形的でない事を示した初めての論文だと思われる。土壌水分移動に対する連続式がこの論文まで世の中に存在していないので、初めてと考えるに差支えないであろう。不飽和多孔質体中における水分移動に関する記述はこの章で終了する。

2.6 毛管ポテンシャルと含水量の関係

最後の章である「毛管ポテンシャルと含水量の関係」では、 ϕ と θ の関係に対する新しい実験結果を図示している (原著 Fig. 5)。 ϕ と θ の関係は、既に Richards (1928) で3種類の土性に対して得ていたが、この章では壤土を使って ϕ と θ の関係にヒステリシスが存在することを示した。

この章でも Richards は新しい実験装置を開発して、一般土壌のヒステリシスを発見した。しかし、厚さ 4 mm の土壌試料を使った実験であったので、水分量の変化に伴って土壌の充填状態が変化したためにヒステリシスが発生した可能性を否定していない。このような土壌構造の変化による水分量の変化の可能性を取り除くために、堅固な構造を持った多孔質体である砂岩を使ってヒステリシスの実験を行ったが、データはまだ得られていないと書いている。実験に対する Richards の姿勢が、非常に緻密である事を示す記述である。さらに、前述の毛管伝導度の実験で得られた粘土に対するデータを参照して、 ϕ と K の関係にもヒステリシスがある事を述べている。しかし、 ϕ と K の関係に対するヒステリシスの影響は大きくないと結論づけた。このように実際の土壌を使って ϕ と θ さらに ϕ と K の関係にヒステリシスの影響があることを明らかにしたのは Richards が初めてである (Philip, 1974)。

3. おわりに

土壌物理の基礎を築いた偉大な科学者の一人である

Richards の論文の中でも、彼を最も有名にした “Capillary conduction of liquids through porous mediums” を解説した。今日では、水分フラックスを表す式を連続の式に導入することは、理論的に考えれば当然の帰結の様に思える。しかし、現実には Buckingham の不飽和水分フラックスから 25 年近く時間を経てようやくとり着いた方程式である。この Richards 式を解くためには、更に 20 年の歳月を要している。不飽和多孔質体中の水分移動に対して今日では多くのアプリケーションプログラムが開発されている。現実ではよく見られる現象である非常に乾いた砂への水分浸潤問題は、数値計算で解こうとすると現在でも相当な困難を伴うのが実状である。この点についても、先に紹介した Celia *et al.* (1990) の先駆的な論文が評価され、同氏は 2005 年の AGU (アメリカ地球物理学連合) 水文学会賞を受賞した。それにも関わらず、水分、溶質、熱が互いに影響を与えながら多孔質体中を移動するごく普通の現象に対する安定した解法は開発されていない。いまだに残る様々な問題の解決に向けて、読者諸氏の奮闘を大いに期待したい。さらに、土壌中の水分移動方程式の提案ばかりが目立っている論文であるが、Richards は種々の新しい実験装置を開発して新しい知見を発表していることも忘れてはならない。新しい知見を得るためには、新しい実験装置の開発が必要である。前人未到の未知の分野に果敢に取り組む彼の姿勢は、大いに見習われるべきであろう。

謝 辞

執筆の機会を与您いただきました編集委員の取出伸夫博士に深謝します。

引用文献

- Campbell, G.S. (1985): Introduction to soil physics with BASIC. Elsevier Pub., New York.
- Celia, M.A., Bouloutas, E.T. and Zarba, R.L. (1990): A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resour. Res.*, **26**: 1483-1496.
- Klute, A. (1952): A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. *Soil Sci.*, **73**: 105-116.
- Narasimhan, T.N. (2007): Central ideas of Buckingham (1907): century later. *Vadose Zone J.*, **6**: 687-693.
- Nimmo, J.R. and Landa, E.R. (2005): The soil physics contributions of Edgar Buckingham. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **69**: 328-342.

Or, D. (2001) : Who invented the tensiometer? Soil Sci. Soc. Am J., **65** : 1-3.

Philip, J.R. (1974) : Fifty years progress in soil physics. Geoderma, **12** : 265-280.

Richards, L.A. (1928) : The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigation. J. Agric. Res., **37** : 719-742.

Richards, L.A. (1931) : Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics, **1** : 318-333.

Richards, L.A. (ed.) (1954) : Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. Handbook 60. USDA, ARS.

受稿年月日 : 2008 年 4 月 14 日

受理年月日 : 2008 年 6 月 16 日

デジタル土壌学—土壌情報の新時代

溝口 勝*

アナログからデジタルへ。この10年の間に情報通信技術が確実に世の中に浸透してきている。土壌の世界はどうだろうか？土壌調査に出かけてピットを掘り、土壌をサンプリングして実験室に持ち帰って分析する、というスタイルを繰り返してはいないだろうか。クラシックな土壌調査はアナログ的でありそれはそれで重要なのだが、世界ではすでにデジタル化が進み始めている。

2008年2月5日～2月8日、シドニー大学で「高解像度デジタル土壌センシング & マッピングに関するワークショップ¹⁾」(The 1st Global Workshop on High Resolution Digital Soil Sensing and Mapping)が開催された。このワークショップは、IUSS(国際土壌連合)のデジタル土壌地図に関するワーキンググループ(WG-DSM; The Working Group on Digital Soil Mapping)が主催したものである。17カ国から約100名の参加があった。(WG-DSMによる公式レポートは参考文献²⁾を参照のこと)

ワークショップは最初の2日間に土壌センサーに関する集中的なセッション、3日目にシドニー大学農場でセンサーを積んだ機械走行デモと討論、4日目にデータ解析方法と応用、およびワークショップの取りまとめ、というプログラム構成で進められた。特別講演以外の発表時間は1課題7分。コーヒブレイクやランチ等も含めて、議論の時間を多くとっているのが印象的だった。各セッションのタイトルは以下のように分類されていた。(1日目) 高分解土壌地図のためのサンプリング(特別講

演)/高分解土壌地図/フィールド分光学-リモートセンシング/土壌センサー-物理的・力学的/土壌センサー-EC・EMI

(2日目) On-the-Go 土壌センサーシステムの開発(特別講演)/近位(プロキシマル)土壌センサー/土壌センサー-ガンマ・EMI・マルチセンサー/土壌分光学/フィールド分光学-近位センサー

(3日目) フィールドツアー(企業による土壌センシングデモ)

(4日目) 空間統計学を用いた土壌マッピング-超大型データベースに対するクリギング(特別講演)/空間統計学・予測とマッピング/応用-精密農業/取りまとめ

DSM(Digital Soil Mapping)は、野外調査や実験室で得られた様々な土壌データベースを集約し、環境データと一緒に利用できるようにするインフラ整備プロジェクトである。今回のワークショップで強調されていたのは土壌センサーの開発で、接触型、非接触型、分光型などのいろいろなタイプの土壌センサーについて議論されていた。

3日目のフィールドツアーでは、GPSセンサーと一緒に電磁誘導(EMI; electromagnetic induction)による非接触型土壌センサーをTOYOTAのピックアップカーに搭載し、農場一面の土層構造を簡便に測定する実演を見ることができた。個々の測定値の精度には問題があるかも知れないが、農場の土壌の状態を面的に診断し、それに合わせて施肥管理につなげていくなど、土壌



写真 農場の土層構造を測定しながら地図を作成するためのDSM(Digital Soil Mapping)車

* 東京大学大学院情報学環



写真 「高解像度デジタル土壌センシング & マッピングに関するワークショップ」参加者

物理学の新しい農業への展開方向が予感できた。

食の安全・安心を支える農場管理はますます重要になってくる。また、世界の穀物生産量を確保するために、より大規模な農地管理が求められる。TOYOTA 車を生み出した同じ日本の技術力を農業分野でも展開し、土壌学・作物学・農業機械学に関連した分野で構成される土壌物理学学会会員が、互いに協力して、世の中のニーズに適切に貢献できるデジタル土壌学を創っていききたいものである。

なお、DSM は2010年の19th World Congress of Soil Science, Brisbane, 1-6 Aug Australia の主要テーマの1つとして取り上げられるようである。土壌センサーに関心のある若い土壌物理学会員の活躍に期待したい。

参 考 文 献

- 1) <http://www.digitalsoilmapping.org>
- 2) The Newsletter of the Pedometrics Commission of the IUSS, pp. 3-5, <http://www.pedometrics.org/pedometron/pedometron24.pdf>
DSM に関する教科書：
- 3) Lagacherie, P., McBratney, A.B. and Voltz, M., (eds) 2006. Digital Soil Mapping : An Introductory Perspective. Developments in Soil Science, Volume 31. Elsevier, Amsterdam.

受稿年月日：2008年6月16日
受理年月日：2008年6月18日

I. 2008 年度第 1 回事務局会議

日 時：2008 年 4 月 5 日（土）
 場 所：九州大学 生物環境調節研究センター
 出 席：筑紫会長，長庶務幹事，近藤会計幹事，原口編集委員長

議 題：

1. 年間事業計画（スケジュール）の検討
 - (1) 2008 年度土壌物理学学会シンポジウム
 テーマ，講演者，開催場所に関する意見交換
 - (2) 印刷原稿の完全版下化（および A4 版化）
 スタイル，移行への段取り，版下原稿作成の業務委託等に係る意見交換
 - (3) 評議員選挙に係る意見交換
2. 2007 年度会計決算報告
 - (1) 2007 年度決算と会計状況に係る意見交換
3. 編集委員会報告
 - (1) 109 号掲載予定原稿および投稿原稿の状況に係る意見交換

II. 2008 年度第 2 回事務局会議

日 時：2008 年 5 月 23 日（金）
 場 所：九州大学 生物環境調節研究センター
 出 席：筑紫会長，井上副会長，長庶務幹事，近藤会計幹事，原口編集委員長

議 題：

1. 平成 20 年度土壌物理学学会シンポジウムについて
 - (1) テーマ（案）：「水循環系プロジェクトにおける土壌物理研究の役割」
 - (2) 開催日（案）：10 月 18 日（土）
 - (3) 会場（案）：三重大学 三翠ホール
 - (4) 講演者：候補者 4 名（打診済み）。
 - (5) 参加費の変更
 - (6) ポスターの作成，シンポジウム案内の 109 号への掲載等に係る意見交換
2. 印刷原稿の完全版下化
 - (1) 当面のスケジュールについて意見交換
3. 編集委員会報告
 - (1) 第 1 回編集委員会（5/16-28）の状況を編集委員長が報告
4. その他
 今後の学会運営改善の可能性に係る意見交換
 - (1) retired 会員，学生会員の会費に係る意見交換（会員数の確保に係る戦略）
 - (2) 「土壌物理学学会シンポジウム」は，「土壌物理学学会大会」など一般的な名称とすべきではないか

III. 2008（H20）年度第 1 回編集委員会

開催形式：電子会議
 日 時：質疑応答・討論
 2008 年 5 月 16 日～22 日
 採決
 2008 年 5 月 23 日～28 日
 出席委員：原口暢朗，石黒宗秀，川本 健，中村公人，
 取出伸夫，猪迫耕二，坂西研二，久保寺秀夫
 （委員 8 名中 8 名参加：成立）

○議事内容

1. 編集委員会事務局より提案のあった「土壌の物理性 109 号」の発行計画が全会一致で承認された。

IV. 会員消息（2008 年 6 月 13 日まで）

入会	正 会 員	下町多佳志
	正 会 員	豊満 幸雄
	学生会員	松岡かおり
	購読会員	筑波大学中央図書館雑誌受入係
	購読会員	独立行政法人土木研究所
	購読会員	農林水産省農林水産研究情報センター 研究情報課
退会	正 会 員	荒井 涼
	正 会 員	岡澤 宏
	正 会 員	岡田 俊也
	正 会 員	小畑 仁
	正 会 員	小原 秀雄
	正 会 員	久馬 一剛
	正 会 員	佐藤 幸一
	正 会 員	角 博
	正 会 員	堤 聰
	正 会 員	中川昭一郎
	正 会 員	増島 博
	正 会 員	本橋 明夫
	正 会 員	山田 明
	正 会 員	結田 康一
	正 会 員	渡辺 治郎
	正 会 員	溝田 智俊
	正 会 員	Shigehiko YOSHIKAWA
	学生会員	加藤 亘
	学生会員	佐藤 正明
	学生会員	趙 宇清
	賛助会員	電気化学工業(株) 肥料事業部肥料課
	購読会員	インフォトレーダー(株)

現在会員数（2008年6月13日現在）

正会員数（国内）	: 358
同（海外）	: 5
学生会員数	: 24
賛助会員数	: 10
<hr/>	
小計	: 397
購読会員数	: 50
合計	: 447

一 編集後記

6月初めに京都大学で Interfaces Against Pollution 2008 が開催されました。これに参加する機会を得たのですが、土壤物理学会を含む30近くのさまざまな学術団体が後援し、土壤物理学会会員からの数多くの発表もありました。この国際会議は、多様な環境問題の解決とコロイド・界面科学の発展のためには、コロイド・界面科学の研究（とくに自然環境、環境保全、環境修復に関連する研究）に従事している工学系、理学系、農学系、薬学系など各分野の研究者、技術者の相互の議論が極めて重要になっているという観点から開かれたものです。

この会議を通して改めて感じたのは、ある対象に対して、いろいろなスケールの目をもつ人がいるということです。自身が圃場スケールという大きな目をもっているために、会議に集まった極めて小さなスケールの目をもっている人々による議論が今更ながら新鮮でした。おおまかには、微生物の目（微生物には目はありませんが）、虫の目、ヒトの目、鳥の目のいずれかをもっている研究者や技術者に分類できるでしょうか。もっと小さな、もっと大きな目をおもちの方や、複数のスケールの目をもつ複眼の方もおられるでしょう。そして、「地球温暖化」を中心に連日メディアでも報道されるようになった環境問題ですが、何が本質的な問題で、何を解決すべきか、どのような方法が有効かなどを明らかにするためには、いろいろなスケールの目で同じ対象を見てみるこ

とが不可欠ではないかと認識させられました。

土壤物理学会は、コロイド、吸着現象を扱う局所スケールから、移流分散現象スケール、圃場内の水・物質収支スケール、さらに流域、地域を扱う広域スケールまで幅の広ささまざまな目をもつ研究者、技術者の集まりとなっており、学会誌「土壤の物理性」もいろいろな目から見た情報が掲載されています。各会員が複数のスケールの目をもつための情報源としても学会誌が機能することを期待したいと思います。

しかしながら、自分が本来もっている（若いときから培った）目というのは、やはりその眼光の輝きが違うと思います。つまり、他の人の論文でいくら勉強したとしても、自分で実験、調査、シミュレーションなどで体験、実感していなければ、それと同じ目を私などは残念ながらもち得ません。したがって、本質的な問題解決やそれぞれのスケールの分野発展のためには、異なるスケールの目をもつ人との交流や共同研究も今後ますます重要になっているものと思われまます。学会誌がこうした交流の場、共同研究の成果発表の場になればと思っています。

自分自身として、また、研究集団として、複数のスケールの目で物事を見ることを心がけ、本質的な問題とその解決法を見出していききたいものです。

中村公人（京都大学農学研究科）

土壤物理学会

事務局構成

会 長 筑紫 二郎（九州大学）
副 会 長 井上 光弘（鳥取大学）
庶務幹事 長 裕幸（佐賀大学）
会計幹事 近藤 文義（佐賀大学）
編集幹事 宮本 輝仁（(独)農業・食品産業技術総合研究機構）
会計監査 大坪 政美（九州大学）
" 甲本 達也（佐賀大学）

編集委員会

委 員 長 原口 暢朗（(独)農業・食品産業技術総合研究機構）
委 員 石黒 宗秀（岡山大学）
猪迫 耕二（鳥取大学）
川本 健（埼玉大学）
久保寺秀夫（(独)農業・食品産業技術総合研究機構）
取出 伸夫（三重大学）
中村 公人（京都大学）
坂西 研二（(独)農業環境技術研究所）

複写される方に

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

〒107-0052 東京都港区赤坂 9-6-41 乃木坂ビル 學術著作権協会
TEL : 03-3475-5618 FAX : 03-3475-5619 E-mail : kammori@msh.biglobe.ne.jp

Notice about Photocopying

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

Japan Academic Association for Copyright Clearance (JAACC)
41-6 Akasaka 9-chome, Minato-ku, Tokyo 107-0052, Japan
TEL : 81-3-3475-5618 FAX : 81-3-3475-5619 E-mail : kammori@msh.biglobe.ne.jp

土壌の物理性 第109号 (会員配布) 2008年7月20日発行

発行 土 壌 物 理 学 会

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

編集委員会事務局 (投稿原稿送付先)

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

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

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

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

No. 109

July 2008

Contents

Foreword	I. YAMADA	1
Original Papers		
Soil Environment Monitoring by Multi-frequency Electromagnetic Sounding	Y. HIRAI, Y. MORI, H. SOMURA, N. EGUSA and T. MORISAWA	3
Calibration of Temperature Dependence of a Dielectric Probe	T. SAITO, H. FUJIMAKI and H. YASUDA	15
Properties of Surface Crusts of Converted Paddy Soils Formed under Simulated Rainfall	H. OBARA, T. TAKAHASHI and H. HOSOKAWA	27
Notes		
Analysis of Surface Runoff in a Sloping Sandy Soil in Northeast Thailand Using Soil Water Storage Capacity	H. HAMADA, H. WATABE, T. MOROIZUMI and S. SUKCHAN	45
Improvement of the Measurement Apparatus for Convective Velocity of Pounded Water in Paddy Fields	S. HANAYAMA, T. KASUBUCHI and T. ANNAKA	51
Measuring Temporal Changes in Flooding Depths in a Rice Paddy Field Using Time Domain Reflectometry	T. YAZAKI, Y. SHOJI and K. NOBORIO	57
Error Correction Method for Hydrometer Analysis in Test Method for Particle Size Distribution of Soils	Y. KOMIYA and T. SHINJO	67
Lectures		
Reading of Classical Study Series		
“Capillary conduction of liquids through porous mediums” By L. A. Richards	K. NOBORIO	75
Readers' column	M. MIZOGUCHI	81
Announcements		83
Editor's Postscript		85

Japanese Society of Soil Physics

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