

土壌の物理性

第 95 号

2003年11月

巻 頭 言	長谷川周一	1
論 文		
<i>In-situ</i> Measurements of Density and Distribution of Periphery Roots of Tomato Seedling Using Machine Vision SystemM. UCHIGASAKI, S. MIYAMOTO, K. SERATA, S. TOJO and K. WATANABE		3
火山灰土壌における窒素質化学肥料の吸着と荷電特性	松川 進・加藤 秀正	13
丘陵地における土壌断面形態の変動と地形解析の有効性	柏木 淳	21
複数の陰イオン種を含む酸性溶液を火山灰土壌へ浸透した場合の溶脱液濃度予測亀山 幸司・松川 進・石田 朋靖・加藤 秀正		33
科爾沁沙地の中心地域における土壌の水分特性曲線の野外測定とそのパラメーターの簡易な 推定法	劉 小燕・西村 直正・天谷 孝夫・劉 廷璽	41
The Change of Morphology in Red Acid Soil after Four Years Treatment of Coffee Plantation with Different Weeds Management in a Hilly Area of Lampung, South Sumatra, IndonesiaAFANDI, D. WIHARSO, M. SENGE, A.J. TAWIAH, Y. OKI and T. ADACHI		55
Estimation of Dry Bulk Density of Soils Using Amplitude Domain Reflectometry ProbeK. WIJAYA, T. NISHIMURA and M. KATO		63
総 説		
Current and Prospective Applications of Zero Flux Plane (ZFP) MethodM. KHALIL, M. SAKAI, M. MIZOGUCHI and T. MIYAZAKI		75
土 粒 子		
飼い猫のようなフィールド研究者	吉田修一郎	91
会務報告		93
編集後記		95

土 壌 物 理 学 会

土壌物理学学会会則

- 第1条 本学会は土壌物理学会 (Japanese Society of Soil Physics) と称する。
- 第2条 本学会は土壌物理に関する研究の進歩と普及を図り、農業技術及び環境科学の発展に貢献することを目的とする。
- 第3条 本学会はその目的を達成するために次の事業を行う。
- (1) 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
 - (2) 学会誌「土壌の物理性 (Journal of the Japanese Society of Soil Physics)」並びにその他の印刷物の発行
 - (3) 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
 - (4) 優れた論文に対する表彰
 - (5) その他、本学会の目的を達成するために必要な事業
- 第4条 本学会の会員は、正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種とする。会員となるには、評議員会の承認を受けなければならない。退会するには、その旨を本学会に書面により届け出なければならない。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- | | | |
|-----------|------|---------|
| 正会員 | 年額 | 5,500円 |
| 学生会員 | 年額 | 3,000円 |
| (大学院生を含む) | | |
| 賛助会員 | 一口年額 | 22,500円 |
| 購読会員 | 会誌年額 | 7,500円 |
| 広告料 | 賛助会員 | 15,000円 |
| 賛助会員以外 | | 22,500円 |
- 第6条 本学会に次の役員をおく。任期は2年とする。ただし、3期連続の重任は認めない。選出方法は次による。
- (1) 会長1名、副会長1名、編集委員長1名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (2) 評議員
イ 15名 正会員の中から選挙によって選出される。
ロ 3名以内を会長が正会員の中から委嘱する。
 - (3) 会計監査2名
正会員の中から評議員会によって選出される。
- (4) 幹事若干名
若干名の庶務、会計、編集の幹事を会長が委嘱する。
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- (1) 総会は本学会の最高議決機関であって、事業計画、予算・決算、会則の変更等を決定する。総会は正会員及び学生会員で構成される。
 - (2) 評議員会は、会員の選挙によらない役員を選出、総会議案、その他の重要事項を検討する。評議員会の議長は会長がこれにあたる。
 - (3) 総会及び評議員会の議決は委任状を含む多数決とする。ただし、会則の変更は、総会出席者の3分の2以上の賛成を要する。
- 第8条 本学会の会務は、評議員会及び総会の議を経て、会長、副会長、編集委員長及び幹事がこれを執行する。会務執行に必要な規程は別に定める。
- 第9条 本学会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会
正会員の中から評議員会によって選出され、本学会の評議員選挙を管理する。
 - (2) 編集委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会誌その他の印刷物の編集に当たる。
 - (3) 学会賞選考委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会賞を選考する。
- 第10条 本学会の経費は会費その他の収入を持ってあてられる。本学会の会計年度は毎年4月1日に始まり翌年3月31日に終わる。
- 附則
- (1) 本学会の連絡先は、これを当分の間次に置く。
〒700-8530 岡山県岡山市津島中3-1-1
岡山大学環境理工学部
環境管理工学科 生産基盤管理学分野内
 - (2) 本会則は、2003年7月11日より施行する。
(2003.7.10改正)

「土壌の物理性」投稿規定

1. 著者のうち少なくとも1人は本学会会員でなければならない。ただし編集委員会が依頼した場合はこの限りではない。
 2. 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は、「論文」および「研究ノート」については2名、その他は1名の閲読者を選んで閲読を依頼する。
 3. 投稿原稿の区分は下記による。
 - 1) 「論文」(Original papers): 独創性があり、土壌の物理性に関する研究および技術の進歩に寄与すると見なされるもの。一編ごとに論文としての構成を整えていて、他誌に未発表のものに限る。和文原稿には250 words以内の英文 Abstract を、英文原稿には500字以内の和文要旨をつけること。
 - 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。和文原稿には125 words以内の英文 Abstract を、英文原稿には250字以内の和文要旨をつける。
 - 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。
 - 4) 「解説」(Lectures): 土壌の物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説、ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介など。
 - 5) 「研究紹介」(My research): 現在行っている研究、他の学会誌等に掲載された論文、研究上の工夫などについての平易な紹介。
 - 6) 「資料」(Miscellaneous): 広く会員の参考となる報告や情報。
 - 7) 「土粒子」(Readers' column): 「土壌の物理性」周辺のことについての随想や意見など。
 - 8) 「書評」(Book reviews)
4. 投稿原稿は刷り上がり6ページ以内とし、それを越える場合には1ページあたり9,000円を著者負担とする。また、カラー印刷の場合は実費を著者負担とする。
5. 依頼原稿として「巻頭言」(Foreword)、「講座」(Lecture series)をおく。「講座」は「解説」と本質

的な違いはないが、特に編集委員会が企画して複数回にわたって行うものを指す。

6. 投稿する場合は、正原稿1部、コピー2部の計3部に原稿送り状(別紙書式)をつけて編集委員会事務局宛に提出する。
7. 投稿原稿を受け付けた場合、編集委員会は速やかに受付番号と受付日付を明示した電子メールまたは書状を投稿者に送る。また、掲載が決定し最終原稿を受け取ったら、受理日付を明示した書状を著者に送付する。
8. 著者に対して修正を求めた原稿が、特別な事情なく6ヶ月以内に再提出されないときは取り下げと見なす。
9. 著者校正は初校のみとする。また、特に申し出がない限り印刷済みの原稿は返さない。
10. 別刷りは30部を著者に贈呈する。それ以上を希望する場合は実費を申し受ける。
11. 本誌に掲載された論文等の著作権は土壤物理学会に帰属する。

(1999.11.20 改正, 2003.5.28 補訂)

「土壌の物理性」原稿執筆要領

1. 日本語の原稿の場合、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)。
2. 日本語の原稿は、はじめに表題、著者名を書き、そのあとに英語で、表題、著者名(フルネーム)、所属機関と所在地を書いてから本文を書き始める。また、第1ページの脚注に、日本語の所属機関と所在地、5個以内のキーワードを書く。
3. 論文および研究ノートには、英文 Abstract の下に5個以内の英語の Key words をつける。
4. 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)。
5. 英語の論文および研究ノートは、Manuscript title, Full names of authors, Address of institutions of authors, 250 words 以内の英文 Abstract, および5個以内の Key words を書いてから本文を書き始める。
6. 英語原稿には日本語要旨と5個以内の日本語キーワードをつける。
7. 英語の適正化はすべて著者の責任において行うこと。自然科学論文を書いたり校正したりしたこと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。
8. 閲読終了後に最終原稿を提出するときには、編集委員会事務局が指示する形式・媒体の文書ファイルを同時に送付する。
9. 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。
10. 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。
11. 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))。
12. 単位の使い方は国際単位系(SI)による。
13. 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 とする。英語の原稿では、写真は Fig. として扱う。

14. 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。
15. 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。
16. 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。
17. 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。
18. 地図や顕微鏡写真には定尺をつけ、縮尺や倍率はずけない。
19. 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。
20. 図、表、写真の番号と題名は、別紙にまとめて一覧表とする。
21. 本文中で文献を引用する場合は、著者名(西暦)、または(著者名、西暦)とする(例: Tanaka (1994), (Nakamura and Suzuki, 1981)). 著者が3名以上の場合は第1著者名のあとに——ら、または et al. をつける(例: 山田ら (1978), (Tayler et al., 1945)).
22. 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。
23. 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)

(2000.3.10 改正, 2003.5.28 補訂)

[土壌物理分野のSI使用例]

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

	推奨される単位	認められる単位
含水比	kg kg ⁻¹	*
体積含水率	m ³ m ⁻³	
体積	m ³	L, cm ³ , mL
密度	kg m ⁻³ , Mg m ⁻³	
濃度	kg m ⁻³ , Mg m ⁻³	g L ⁻¹ , mg L ⁻¹
モル濃度	mol m ⁻³	mol L ⁻¹
力	N	
水分ポテンシャル	J kg ⁻¹	kPa, m, cm, **
透水係数	m s ⁻¹	cm s ⁻¹
イオン交換容量	mol. 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、「土壌の物理性」の「投稿規定」「原稿執筆要領」をよく読んでそれに従うと共に、読者が多忙な中で時間を割くことをよく理解して最大限に努力して完成した原稿としてから投稿して下さい。投稿原稿に求められるものは下の通りです。

(1) 内容について

- 1) オリジナリティーがあること（論文、研究ノートの場合）。
- 2) 本誌の読者にとって有益であること。
- 3) 導入、研究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原稿が「土壌の物理性」へ掲載するのにふさわしいかどうかを判定する資料を得るために閲読を行います。編集委員会は適任の閲読者を選定し、閲読を依頼します。

編集委員会は閲読者に対して特に次の点について注意をお願いします。

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

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

5. 閲読の手順と原稿の採否

- (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原稿を評価し、閲読結果を全体意見および個

別指摘事項と共に編集委員会へ報告します。

- (3) 編集委員会は閲読結果を審議し、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) 英文については、投稿前に科学論文を執筆または校正をした経験を持つネイティブスピーカーの校閲を受けて下さい。

- 3) 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。

- 4) 原稿は一度印刷公表されると末永く評価と批判の対象となります。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。

- 5) 「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。

(2003.5.28改訂)

「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)

土壌物理学会学会賞規程

1. 種類 学会賞に論文賞をおく。
2. 募集 学会賞の募集は年1回行い、学会誌「土壌の物理性」に公示する。
3. 推薦
 - (1) 学会賞は正会員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。
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 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。

(2002.11.23制定)

土壌物理学会学会賞選考委員会規程

1. 目的 学会賞選考委員会(以下委員会という)は、論文賞の選考を行うことを目的とする。
2. 業務 委員会は次の業務を行う。
 - (1) 学会賞運営規定に基づく論文賞の選考。
 - (2) 土壌物理学会学会賞選考に関するその他の事項。
3. 構成 委員会は委員長1名および委員5名程度を持って構成する。
 - (1) 委員会は正会員より構成される。
 - (2) 委員は評議員会の推薦に基づき総会で決定する。
 - (3) 任期は2年とする。ただし、再任はさまたげない。
 - (4) 委員長は委員の互選により選出する。
4. 開催 委員会は年3回程度開催する。

(2002.11.23制定)

原 稿 送 り 状

受付番号（本会で記入）：

発送年月日	年 月 日	受付年月日(本会で記入)	年 月 日
区 分	論文 研究ノート 総説 解説 資料 研究紹介 土粒子 書評		
表題(和文)			
表題(英文)			
キーワード <small>(日本語：5ヶ以内)</small>			
キーワード <small>(英語：5ヶ以内)</small>			
著者名1 ローマ字		所属	本 会 会 員 ・ 非 会 員
著者名2 ローマ字		所属	本 会 会 員 ・ 非 会 員
著者名3 ローマ字		所属	本 会 会 員 ・ 非 会 員
連 絡 先 氏 名			
住 所	〒		
電 話 ・ FAX 番 号	TEL :	FAX :	
E-mail	E-mail :		
本文原稿枚数	A4 : (枚) ・ 400字詰原稿用紙 (枚)		
表	枚	図	枚 写 真 枚
別 刷 り	30部 ・ 50部 ・ 100部 ・ 150部 ・ 200部 ・ 300部		

付記：投稿の宛先は土壌物理学会ホームページを参照のこと

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

土壌物理学会会員登録用紙 [入会・退会・登録事項変更]

必要事項をご記入の上、このまま郵便で下記宛先にお送り下さい。

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

〒113-8622 東京都文京区本駒込 5-16-9 学会センター C21

財団法人 日本学会事務センター 会員業務部

Tel. 03-5814-5810 FAX. 03-5814-5825

E-mail : bcasj-mem2@bcasj.or.jp

土壌物理学会の役割は何か

長谷川 周一*

「土壌の物理性」の第1号が出版されたのは1959年であり、現在の会員のほとんどは当時を知らない。外国では、E.C. Childs, L.A. Richards, W.R. Gardner, J.R. Philip らが活躍されていた頃である。当時の会員数は約150名であり、その後の推移はわからないが、20年前の1983年には679名と非常に多くの会員が研究会を支えている。土壌物理研究会から土壌物理学会に変更したのは1999年である。会員数は1993年は556名、そして2003年の現在は460名と10年単位で100名近くの減少率である。研究会設立後45年近くたった現在、以下のことから学会の役割を深く考えていく必要がある。

会員は学会誌に論文を投稿する権利があるが、「土壌の物理性」に対しこの権利を行使することに、どれほどの人が魅力を感じているだろうか。研究者がインパクトファクター等で画一的に評価される現実では、国際誌しか評価の対象となくなってきた。また、学会誌以外にも国際的に評価される雑誌も数多くある。さらに、多くの会員にとっては土壌物理学会が第2学会であることも事実であろう。周囲の研究者を見ていると、国際的に注目されそうな研究成果が得られた時は、アメリカ土壌学会誌 (SSSAJ) やヨーロッパ土壌学会誌 (EJSS) のような国際誌に投稿し、掲載されることに喜びと誇りを感じている。特に若い研究者に対しては、まず国際誌に投稿し、却下されたら国内誌にしたらと勧めている会員は私を含めて多いと思う。このことと「土壌の物理性」の論文の価値とは別である。

研究を発展させるための情報を、国内および外国の少数の学会誌から得てきた20年前とは非常に異なって、現在はインターネットを通して非常に多くの情報が容易に手に入り、「土壌の物理性」を読むことによって得られる情報は相対的に非常に少なくなっている。さらに会員が国際誌を含む複数の雑誌に投稿するようになってきているので、「土壌の物理性」からは、自分の研究が評価できない。言い換えれば、自分が興味のある分野の現在の到達点と進むべき方向性が見えてこない。土壌物理学会の役割は論文の掲載と情報発信だけでは時代遅れになっている。

土は物質循環の要であり、正しく理解し、上手に利用しなければならない。作物生産のための科学は、多くの他の分野と同様に、土壌物理においても長年の研究の蓄積を通して発展し、教科書に見るように、その研究手法を説明できる。最近では、研究の方向が作物生産から環境にシフトしてきているが、我々は未だ、現在の環境状態を定量化するのが精一杯で、研究の道筋を明確にすることが出来ていない。このことが土壌物理研究は停滞していると感じさせ、魅力を感じさせないのかもしれない。

これも20年前と異なり、個々の会員が忙しくなりすぎている。学会事務の一部を日本学会事務センターに委託したが、現在も、手弁当で学会事務局を運営しており、特に中堅の研究者は多忙をきわめている。学会に入ると、その運営にも引き込まれるおそれがあるという理由で、論文を出したときだけ学会員になるということも聞く。

以上のように悲観的にみてきたが、このまま推移していったら、土壌物理学会が解散したらどう

なるかと考えると、ことの重大さに気付く。

研究を進展させる段階では2通りの情報源がある。一つは過去の文献情報である。もう一つは、同僚（時には先輩）との議論である。これは個人レベルでの研究の発展ばかりでなく、研究分野の発展にも当てはまる。文献情報は論文に加え、講座やレビューを通して、議論はシンポジウムやポスター発表を通して、学会が担っていると考えると良いだろう。特に、文献情報では決して得られない、研究者同士が本音で議論できる場合は、個人の自主的な参加により成り立っている学会しか設定できない。

シンポジウムと同時に行われるポスター発表は数年前から実施されており、良い企画である。会場では若い研究者、院生が多く活気に満ちている。彼らを育て上げるのは学会としての責務である。また、農業研究機関においては、土壌の物理性が関与する応用問題は多い。失敗の研究は論文としては見ることは出来ないが、議論の対象にはなり、大きな糧を与えてくれるだろう。会員一人一人がもっと視野を広げて、相互に交流し、議論していくことが研究の発展にとって必要である。そして、これを支援していくことが土壌物理学学会の役割だと感じるが、具体的な方策を持ち合わせていない。

土壌物理学学会に対し多くの会員、とりわけ研究の蓄積が豊富な会員の積極的な関わりを期待したい。

***In-situ* Measurements of Density and Distribution of Periphery Roots of Tomato Seedling Using Machine Vision System**

Manzo UCHIGASAKI*, Shingo MIYAMOTO*, Kazuhiro SERATA*,
Sheishu TOJO** and Kengo WATANABE**

* Department of Bioenvironmental & Agricultural Engineering, Nihon University, 1866,
Kameino, Fujisawa 252-8510, Japan

** Faculty of Agriculture, Tokyo University of Agricultural & Technology,
Saiwai-cho, Fuchu, Tokyo 183-8509, Japan

Abstract

A new, simple method for evaluating and quantifying the peripheral root and its architecture was developed and applied to tomato (*Lycopersicon esculentum* Mill.) seedlings. This method consists of the use of a transparent tray cell and application of shade in roots, using an image analysis system.

The objectives of this study were to: (1) develop an *in-situ* measurement technique using machine vision technology for the quantification of the peripheral root growth of seedlings using transparent tray cells; (2) to develop a program to analyze the Peripheral Root Density and Distribution (PRDD); and (3) to study the characteristics of the seedling root system in an air-pruning tray cell. The specific PRDD value was calculated for the air-pruning tray cell and a non-air-pruning tray cell and five stages of the seedling. Analysis of the results showed that this method can be useful for evaluating peripheral root architecture in different designs of tray cell and can be used not only to analyze the effect of air-pruning but also to determine the efficient size and design of tray cells.

Key words : Root growth analysis, Machine vision, Peripheral Root Density and Distribution (PRDD), Air-pruning tray cell.

1. Introduction

Healthy seedlings of uniform size are required for transplanting in order to produce a uniform stand in the field. Many studies have indicated that seedling establishment and growth performance depend on the speed of the root system development (Huang *et al.*, 1992). Roots are the underground portions of a plant that interact with the soil. The root system of a plant may have more branches than the shoot system (Wang *et al.*, 1995).

Common problems associated with containerized plant and seedling production are

root-tangling and root-spiraling, commonly referred to as "root-binding". Root-binding deters development of the root system after the plant or seedling is transplanted, resulting in slower growth of the plant. When the plant roots emerge through the holes of a container they shrivel due to exposure with air. This is usually referred to as "root air-pruning". Once a root has been air-pruned, the plant immediately starts a new root branch. Proper application of air-pruning to a root system therefore promotes secondary root growth and eliminates root-binding, resulting in a large root mass.

Since each variety of plant grows to a more or less recognizable form and size at each stage of growth, modeling and simulation techniques would provide an effective means for exploration and prediction of the pattern of plant growth. A simulation model can be formulated by considering factors which affect the growth and development of root system elements, such as the main roots, root branches and root hairs.

Microcomputerized image analysis (Machine Vision) is a technique which has particular merit for the evaluation of the roots of plant seedlings, since it permits direct, objective, non-intrusive visualization and measurement of both roots. The essential components for machine vision analysis of a seedling root include : 1) a standardized staging environment, 2) an image capture device (e.g., video camera), 3) a digitizer board housed in a microcomputer, and 4) display devices [monitors] for presentation and interactive measurement of the digitized image.

Evaluations of plant root systems are particularly challenging in nature, because roots are buried in soil, sensitive to excavation and intricately arranged within the soil matrix. Image analysis has proven to be an excellent tool for direct analysis of root zone data in plant production and for investigation of root growth rates. The shoot culture imaging was used for examining root zones ; close-up imaging was used in some instances to inspect root surface feature (Smith *et al.*, 1995). Pasion *et al.* (1999) developed a new simple method for evaluating and quantifying the root severity. This method consists of surrounding the root pan with a transparent film and tracing all roots with a marker. Root-length measurement is important for the evaluation of root functions and of influences of the soil environment. Accurate and rapid root-length measurement methods are, however, still under development (Kimura *et al.*, 1999). Minirhizotrons speed up research on root demography, but image quality often hampers standardization of the image-processing method. A simple pro-

cedure working within the blue band of the color image was tested on the fibrous roots of sugarbeet (*Beta vulgaris* var. *Sacharifera*) (Vamerali *et al.*, 1999).

Recently the use of high-resolution digital image analysis based on personal computers has increased in agricultural science, because image analysis has several advantages, including its non-destructive nature, high speed and high accuracy (Box *et al.*, 1996), (Omasa *et al.*, 1998) and (Chikushi *et al.*, 1991).

Smith (1995) indicated that because powerful image-editing software could show the number of pixels in a selected area and the color index of the selected pixels, it could easily obtain the ratio of root spot area to total root area using a simple procedure of image analysis.

Equipment to measure root area has been available for some time. A CCD camera to capture an image, and computer software, using mathematical algorithms, are used to measure pixels on the screen and to estimate the area and length of such an image. This computer technology allows easy quantification of some root characteristics and helps remove some of the subjectivity of human analysis. Although it can in theory distinguish between soil and roots based on differences in shading, its use requires the proper lighting balance to maximize contrast.

In this study, image-processing techniques are applied to describe the general growth dynamics of a root system in a tray cell. Since seedlings generally exhibit complex patterns of root development in a tray cell, a peripheral root density and distribution (PRDD) program was developed to measure the number density of roots and their spatial distribution for a seedling at a specific growth stage.

The objectives of this study were :

- (1) To develop an *in-situ* measurement technique using machine vision technology for the quantification of peripheral root growth in seedlings using transparent tray cells ;
- (2) To develop a program to analyze the

PRDD and ;

- (3) To study the characteristics of the seedling root system in an air-pruning tray cell.

2. Materials and Methods

Experimental Apparatus and Image Acquisition

A CCD (SONY, XC-7111) color video camera was used to capture root images. The camera was fitted with a lens (VCL 25 mm, F2.2). Images were captured and digitized with a resolution of 756×486 pixels at 8 bit/pixel for each red (R), green (G) and blue (B) color component. With 8 bit color resolution, the values for each pixel ranged from 0 to 255. Captured images were stored as bit-map (bmp) files in a Gateway (288 MHz Pro) microcomputer and displayed on a Mitsubishi diamontron color monitor. Image-processing and analysis software was developed and executed on the Gateway computer and all algorithms were implemented in the Visual basic (Version 6.0) programming language. Fig. 1 is a schematic diagram of the machine vision system. Light was provided by two 300-W lamps with an input voltage of 100 V. A pneumatic control system rotated the tray cell in a circular (360° degrees) motion and controlled each step (90° degrees). The resulting digitized bmp-format image had a width of

736 pixels, a height of 560 pixels and a size of 1.209 MB. The digitized image was calibrated to record the precise dimensions of the image and relate these dimensions to the actual size of the tray cell. The carefully-calibrated, digitized image of the seedling root were comprised of a pixel array that preserved all of the morphometric (spatial) and photometric (spectral) features. In this experiment the soil (Dega Potgrand Delft, Netherland) was used soil and peat most (1/3 of total volume of the soil).

Plant Material and Air-pruning Tray Cell

The design of the air-pruning tray cells was developed by Huang in 1973. Fig. 2 shows a transparent air-pruning tray cell and a black-covered air-pruning tray cell. Tomato seedlings (*Lycopersicon esculentum* Mill.) were grown in a growth chamber (Biotron 350) at an air temperature of 23°C , relative humidity 70% and a light intensity of 12,000 Lux (with a 12-h photoperiod). Detached root systems were sampled at 3-day intervals after the one-root stage. Images of the four sides of each tray cell (air-pruning and non air-pruning tray cell) were captured (Fig. 1) on five observation days from germination : 3, 6, 9, 12 and 14 days, thus providing a sample of 512 images.

Image Processing (Win-Roof)

Figure 3a shows the procedures using the Win-Roof (Mitani Corporation Inc.) image-processing system. The original image of the root underwent the following processes. (1) Color measurement : measuring the average color of the pixels within an on-screen region. (2) Color extraction : counting the pixels of a specified color within an on-screen region and thereby obtaining the area. (3) Calibration : the root image was adjusted to give a clear contrast between the tray cell area and the root area. (4) The root image was obtained by extracting the root area from the tray cell and all exposed roots were traced in green. (5) Shading applied to seedling root. The brightness of the root in the original image varied with the position of the root. In the binary image, roots were seen clearly, even for areas of low bright-

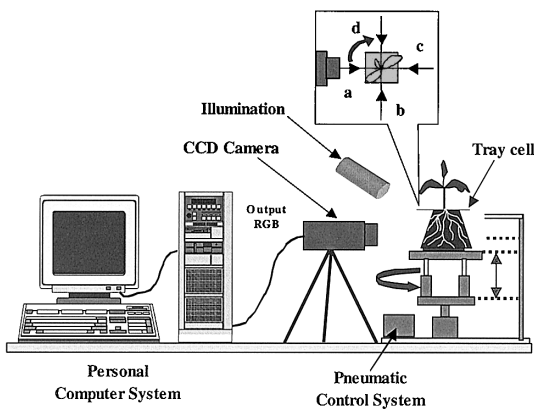


Fig. 1 Schematic of the components of the machine vision system. Artificial light was used for illumination.

AIR PRUNING TRAY CELL

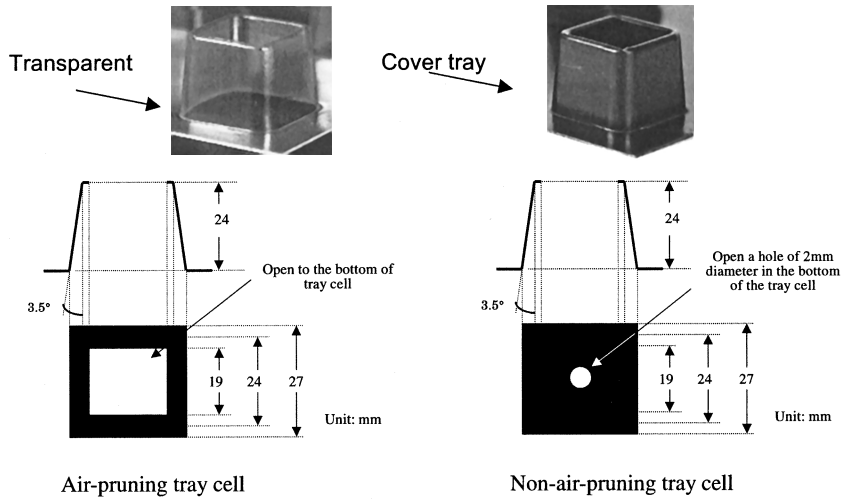


Fig. 2 The configuration of the air pruning and non-air-pruning tray cells used in the study.

ness. In the original image, the tangled roots at the base of the root system were transformed into clearer lines than those in the original or binary image. Although partial root image was lost by this operation, the loss was relatively small when compared to the total area of the root system.

Algorithm Development (PRDD program)

(Figure 3 b) shows a flow-chart of the PRDD program that was developed. The next procedure was as follows : (1) The starting point was the image of the root already processed using the Win-Root program ; (2) Input of image data ; (3) Determination of range of image processing ; (4) Setting of conditions for root (selecting only root images from the background and counting the number of pixels in the total root area) ; (5) Setting range for all pixels ; (6) Extraction conditions ; (7) Calculation of the number of pixels (selecting only the root area and counting the number of pixels) ; (8) Repetition ; (9) Determination of root distribution for each layer and the ratio between total number of pixels for the root and total number of the pixels for one layer ; (10) Calculation of the root area as a percentage of the

total layer area (pixels) ; and (11) Measurement of the total root area after evaluating the distribution of root area in the periphery of the tray cell.

Peripheral root density (PRDD) was calculated as follows :

$$\text{PRDD (\%)} = (\text{TRA} / \text{TTA}) \times 100$$

Where TRA is the total root area in one layer and TTA is the total area of one layer of the tray cell (both measured in mm^2). Fig. 4 showed a processed image using the PRDD program showing the distribution of root ratio in the tray cell of the eight layers.

3. Results and Discussion

Soil luminance varied only weakly with time, depending on soil moisture and on the illumination intensity, neither of which were constant, whereas root luminance decreased progressively with time, due to senescence.

The root image obtained using the transparent tray cell method has the advantages of being less subjective and less dependent on evaluator experience. It also allows a longer period of evaluation because of its non-destructive nature. On the other hand, it re-

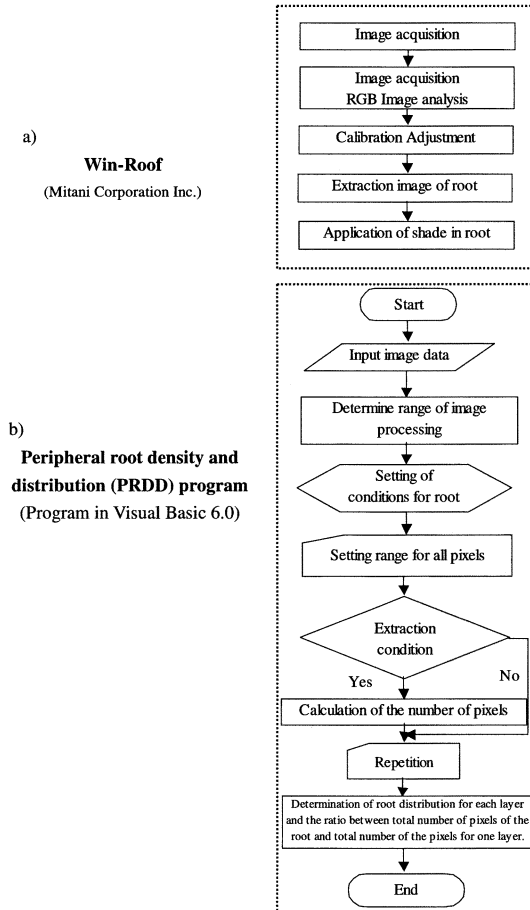


Fig. 3 The procedure involved image capture and processing, followed by measurement using an image analysis system. Flow-chart for (a) Win-Root (Mitani Corporation Inc.) and (b) the PRDD program used to determine the root distribution in each layer (one tray cell separated into eight layers); see the text for detailed explanation.

quires an expensive, although easy to use, video camera that may not be available to everyone.

The method takes into account only roots at the periphery of the tray-cell, ignoring roots located at the center. This should not be a concern because most actively growing roots of plants grown in containers tend to be at the periphery of the root area. Furthermore, in order to image roots at the center, the growing

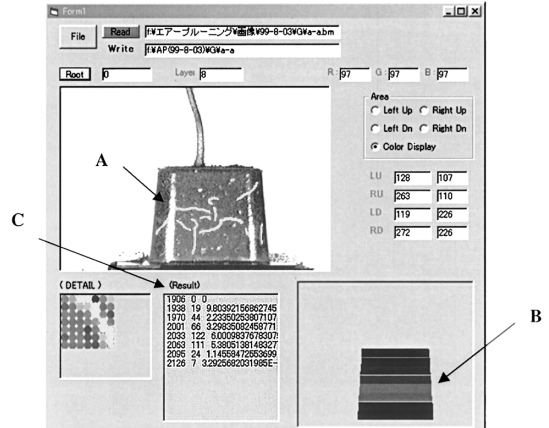


Fig. 4 A processed image using the PRDD program showing (A) a preprocessed root image, (B) the distribution of roots in the eight layers, and (C) the results of peripheral root density and distribution calculated for roots in the eight layers.

medium must be removed which can also dislodge damaged roots causing an increase in the evaluation error. This problem may be aggravated with vegetable plants, such as the tomato used in this study. In the case of root areas where there are numerous fine roots too close to each other to trace individually, the root image analysis method allows for area measurement of only total root areas of high and low root growth.

The results of image analysis demonstrate that shortly after the first branching, a second branching occurs midway through the tray depth in a pattern similar to the first branching. Stage 3 [air-pruning - preprocessing image (AP-B)] shows dominant downward and diagonal root growth. At stage 5 (AP-B) the cell shows "filling" of the upper soil layer with roots are ready to produce new roots as soon as the seedlings are transplanted. This process can be observed using the PRDD program by relating the root growth, the root growth rate, cell size, branching and sub-branching rates, as shown in several stages of air-pruned root development in Fig. 5. Seedling production can

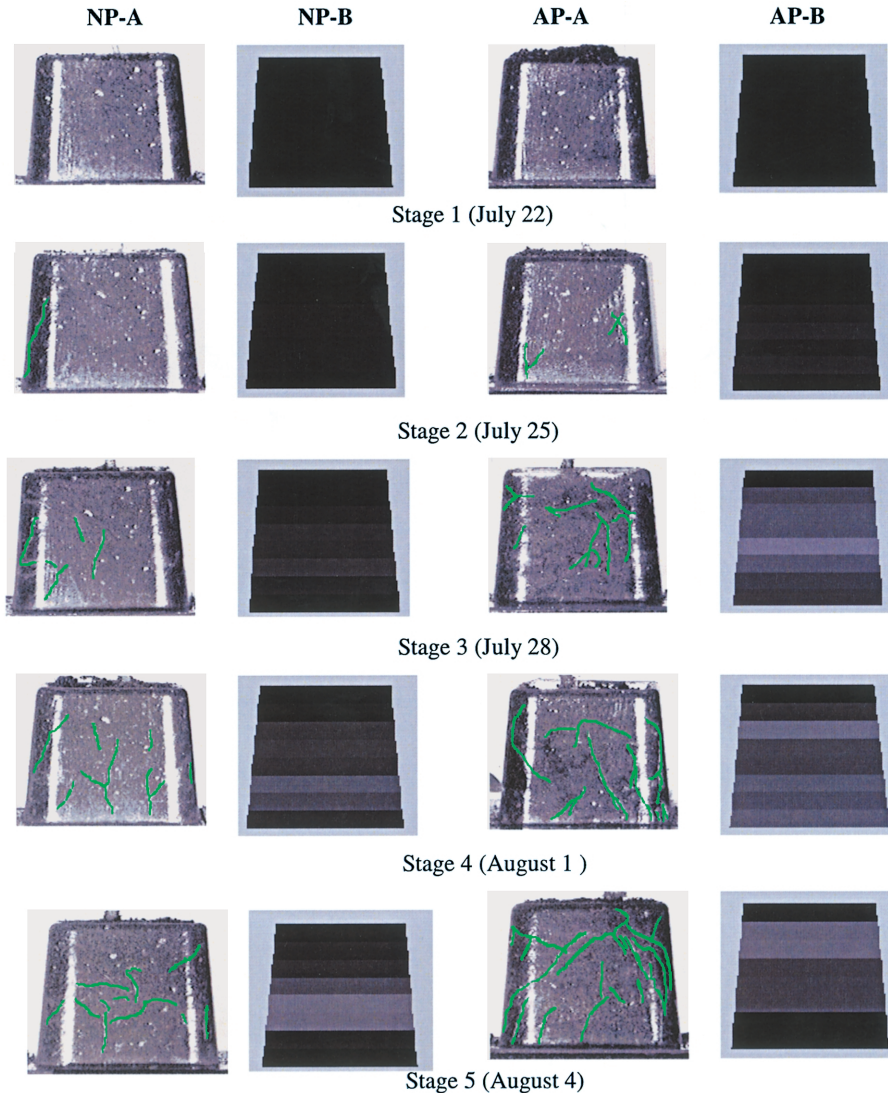


Fig. 5 Five stages of shoot and root development of tomato (*Lycopersicon esculentum* Mill.) seedlings using an air-pruning (AP) and non-air-pruning (NP) tray cells. The image processed using the PRDD program is shown for air-pruning (AP-B) and non-air-pruning (NP-B) tray cells. Stage 5 (NP-B) shows dominant downward and diagonal root growth while stage 5 (AP-B) shows "filling" of the upper soil layer with roots, stage 3 (AP-B) shows rapid elongation of the stem while stage 3 (NP-B) shows low growth.

be optimized according to plant species, minimum time requirement and cell size. For the non-air-pruning tray cell at stage 3 (NP-A), the first root continues to elongate, spiraling around inside the base of the container cell. At stage 5 (NP-B) the peripheral root can be seen to be concentrated around the base of the tray

cell. This would result in severe root-binding.

The results using the PRDD program to calculate peripheral root area distribution for the air-pruning tray cell. The program determined the distribution of the roots among eight layers for each cell. The value of the area of the root is the average of four repetitions. Images of

each cell were captured for all four sides.

Figure 6 shows the root distribution profile of the air-pruning tray cell with depth. The results demonstrated a significant development of the root 9 days after germination (August 1). The air-pruning effect could be observed by the development of the root through the center of the tray cell (depth : 1.5-4.0 cm).

Figure 7 shows the root distribution profile

of the non-air-pruning tray cell and depth. The results demonstrated non-significant development of the root on all data collection dates. The difference between the maximum area of the root using the air-pruning and non-air-pruning tray cells was 67.85%. The root growth process illustrates that root development within a air-pruning tray cell is far superior to non air-pruning tray cell.

The advantage of the present system is its

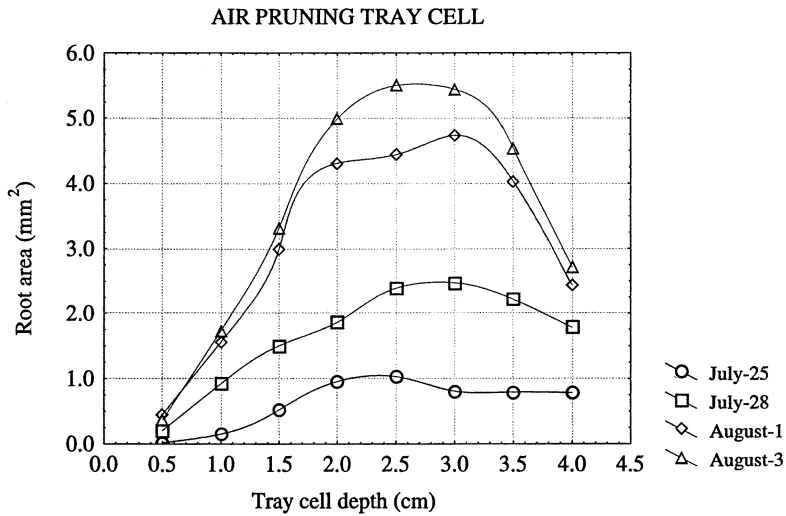


Fig. 6 Root distribution profiles and depth of tomato seedling in air-pruning tray cell.

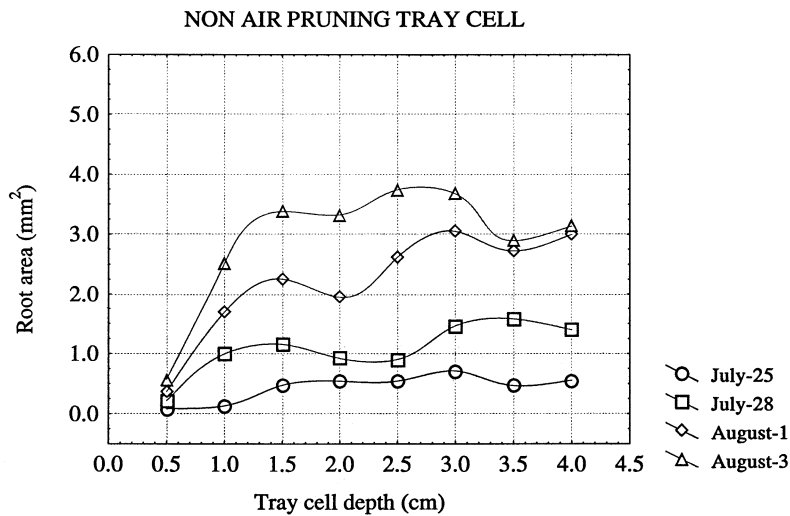


Fig. 7 Root distribution profiles and depth of tomato seedling in non-air-pruning tray cell.

rapid processing time. Measuring a series of original color images and reconstructing the corresponding surface image with color texture can be accomplished automatically in a few minutes, which is probably less time than is required by other methods. Moreover, by incorporating the software that we developed, the resulting surface image can be observed the distribution of the root in layers (8 layers).

4. Conclusion

The newly developed method using machine vision provides good results when used to measure peripheral root area. The most important information discovered from the study was :

- (1) The results analysis showed that the present method can be useful for the measurement of peripheral root density (PRDD) and architecture in different designs of tray cell, in order to understand the characteristics of the seedling root system ;
- (2) The use of transmitted light allowed us to acquire a very clear image, by which we could quantify, the root spot severity precisely and easily. This result suggested that image analysis using transmitted light could be a very useful tool to quantify root area in plants with very complex root growth patterns, such as tomato seedlings.
- (3) The method takes into account only roots at the periphery of the root area, ignoring roots located at the center.

Future work might investigate a discrimination analysis taking into account features such as root texture and soil color. The fundamental study to discover new and efficient designs of tray cells will be necessary.

Acknowledgments

The authors would like to thank Mr. Ryuichi Ikuta (Dia-Topy Inc., Japan), for his cooperation in the design of the transparent tray cell used in this study. Special thanks go to Mr.

Hiroyuki Okawa and Hiroko Nakazato (Graduate student, Department of Bioenvironmental & Agricultural Engineering, Nihon University), for his assistance in acquiring seedling root images.

References

- Box, J.E.J. (1996) : Modern Methods for Root Investigations, Plant Roots, The Hidden Hall, Waisel, Y., Eshel, A. and Kafkafi eds. p. 193-237.
- Chikushi, J., Yoshida, S. and Eguchi, H. (1991) : Application of image processing to measurement of total length in root system, Mathematical and Control Applications in Agriculture and Horticulture-IFAC, p. 407-411.
- Huang, B.K. (1994) : Computer simulation analysis of biological and agricultural system. CRC Press Inc.
- Huang, B.K. (1973) : Seedling growing and handling device. Patent No. 3712252, United States Patent Office, Washington, D.C., (Jan. 23, 1973).
- Huang, L.K. and B.K. Huang, (1992) : Simulation analysis of automation transplanting impulse pneumatic system. Mathematical Modeling and Simulation in Agriculture and Bio-Industries, IMACS/IFAC, First International Symposium, Brussels, Belgium, Vol. II, VI. C. 5-1.
- Kimura, K., Kikuchi, S. and Yamasaki, S. (1999) : Accurate root length measurement by image analysis. Plant and Soil, **215** : 117-127.
- Omasa, K. and Kouda, M. (1998) : 3-D Color video microscopy of intact plants : A new method for measuring shape and growth. Environmental Control in Biology, **36** (4) : 217-226.
- Pasian, C.C., Ramirez, F.V. and Nameth, S. (1999) : Digital video technology as an aid for quantifying root rot. HortScience, **34** (2) : 294-295.
- Smith, M.A.L. (1995) : Image analysis for plant cell culture and micropropagation. In Aitken-Christie, J., Kozai, Smith, M.A.L. : Automation and environmental control in plant tissue culture. Kluwer academic publishers, p. 145-163.
- Vamerali, T., Ganis, A., Bona, S. and Mosca, G. (1999) : An approach to minirhizotron root image analysis. Plant and Soil, **217** : 183-193.
- Wang, L., Huang, L.K. and Huang, B.K. (1995) : Simulation of root air-pruning and plant growth performance, Mathematical Modeling and Simulation in Agriculture and Bio-industries, First International Symposium, IMAC/IFAC, V-III-C : 1-6.

マシンビジョンによる苗の根量と根系構造の評価法に関する研究

内ヶ崎万蔵*・宮本眞吾*・世良田和寛*・東城清秀**・渡辺兼五**

* 日本大学生物資源科学部, 〒252-8510 神奈川県藤沢市

** 東京農工大学農学部, 〒183-8509 東京都府中市

要 旨

苗の根系構造を評価, 定量する簡単な方法を検討した。これは, 透明なトレイセルを試作し, 画像解析システムで測定する方法である。本実験で対象にした苗はトマト (*Lycopersicon esculentum* Mill.) 苗である。本研究の目的は (1) 透明なトレイセルを用いてマシンビジョンにより育苗中の根の生長を定量的に計測する技術の開発; (2) トレイセルの縦壁面で観測される根の面積 (PRDD) を解析するプログラムの開発; (3) エアプルーニングトレイセル内における苗の根の生長を 5 段階に分けて各段階での PRD 値の特徴の把握などを行うことにある。計測結果の解析から, 根の発育状況を表すための PRD 測定や, 形状の違うセル内での根端構造の解析のために, この方法が使用できることが分かった。また本法はエアプルーニングの効果やトレイセルの適切なサイズおよび形状の設計にも利用できると考えられる。

キーワード: マシンビジョン, 根の測定, 根の密度, エアプルーニング・トレイ・セル

受稿年月日: 2000 年 6 月 20 日

受理年月日: 2001 年 9 月 3 日

火山灰土壌における窒素質化学肥料の吸着と荷電特性

松川 進*・加藤秀正*

Adsorption of Nitrogen Chemical Fertilizer on Volcanic Ash Soil and Electric Charge Characteristics

Susumu MATSUKAWA* and Hidemasa KATOU*

* Faculty of Agriculture, Utsunomiya University, Utsunomiya 321-8505, Japan

Abstract

Ammonium sulfate or ammonium nitrate solution was added repetitiously in volcanic ash soil. The difference in amount of anion adsorption or cation desorption, and the change in pH were compared with the simulated results by the four plane model. pH of soil solution was lowered by the addition of the ammonium nitrate solution, and pH was increased in the ammonium sulfate solution. The amount of desorption of the base cation in the ammonium nitrate solution was large than that of ammonium sulfate solution addition.

The adsorbed amount of sulfate ion was increased, even if pH rose in the ammonium sulfate solution addition. The amount of sulfate ion adsorption was depended on concentration, and that didn't depend on hydrogen ion concentration by adaptation of regression equation that composed with anion and hydrogen ion concentration. Sulfate and nitrate ion adsorption calculated by the four plain model were corresponded to the measurements well. Comparing the simulated charge density at each plain, addition of ammonium sulfate solution was large than that of ammonium nitrate solution addition. In the case of ammonium sulfate solution addition, amount of hydrogen ion adsorption on S plain was large than that of hydroxyl ion compared with ammonium nitrate solution addition. These simulated results correspond with the pH measurements.

Key words : nitrogen chemical fertilizer, volcanic ash soil, pH, ion adsorption, electric charge

1. はじめに

窒素質化学肥料の需要量に関する統計資料（公害研究対策センター，2002）より，近年の硫酸アンモニウム需要量変化を引用すると，平成5，8，11年度でそれぞれ158, 159, 146万tと大きな変化は見られない。このため，畑地等での窒素質化学肥料は，従前と同様な量の施肥が行われていると推定され，窒素質化学肥料による地下水・河川等の汚染が依然として懸念される状況にあると判断される。また，日本の普通畑の土壌群別面積割合は，黒ボク土が47%（土壌保全調査事業全国協議会，1991）を占めている。

そこで，代表的な窒素質化学肥料である硫酸アンモニウム「 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 」，および硝酸アンモニウム「 NH_4NO_3 」溶液を火山灰土壌に繰り返し添加するバッチ法を用いた実験を行い，硫酸・硝酸・アンモニウムイオンの吸着量，土壌塩基類の累積離脱量，pH変化等を比較した。そして，これらの測定値と合成酸化物の荷電検討のために開発された表面錯体生成モデル，Barrow *et al.* (1987)を用いて算出した荷電密度やイオン吸着量等を比較し，陽・陰イオン吸着量や塩基累積離脱量に相違が生じる要因を考察した。以降，硫酸アンモニウム，硝酸アンモニウム溶液をそれぞれ硫酸溶液，硝酸溶液と略記します。

* 宇都宮大学農学部 〒321-8505 宇都宮市峰町 350

キーワード：窒素質化学肥料，火山灰土壌，pH，イオン吸着，荷電特性

2. 測定法

2.1 供試土壌

供試火山灰土壌は宇都宮大学付属農場牧草畑の深さ、40～60 cm の関東ローム下層土を採土し、2 mm 篩通過分を使用した。なお、下層土を使用したのは、表層土では硝酸化細菌の働きにより容易に NO_3^- に変化する等が考えられ、生物的な影響を回避し条件を単純化するためであった。供試土壌の主な物理・化学的特性を表1に示した。なお、測定は表1の注記に示した方法による。交換性塩基類では2価の Ca^{2+} と Mg^{2+} 、交換性陰イオンでは SO_4^{2-} が比較的多く保持されていた。

供試土の荷電特性は、日本土壌肥料学会(1997)の記述に準じて測定し、結果を図1に示した。図中の曲線は、日本土壌肥料学会(1981)に記載されている実験式を用いて回帰したものである。荷電曲線より、土壌溶液が pH 6 以下の弱酸性～酸性領域では、陽イオン交換容量(CEC)より陰イオン交換容量(AEC)が大きく、陰イオン

表-1 土壌の物理・化学特性

Table 1 Physical and chemical properties of soil

pH (H ₂ O)	5.65
pH (KCl)	5.62
有機物含有量(全炭素%) ^{*1}	1.7
有機物含有量(全窒素%) ^{*1}	0.13
CEC (cmol _c kg ⁻¹) ^{*2}	22.72
Ca ²⁺	0.31
Mg ²⁺	0.21
K ⁺	0.17
Na ⁺	0.19
塩基飽和度 (%)	3.52
交換性陰イオン (cmol _c kg ⁻¹) ^{*3}	
Cl ⁻	0.87
NO ₃ ⁻	0.36
SO ₄ ²⁻	1.79
真比重	2.72
粒度分析:ピヘット法 (%)	
粗砂	2.83
細砂	25.07
微砂	42.79
粘土	29.31
国際土壌学会による土壌分類	Light Clay

測定法 ^{*1}: CN コーダー法 (試料含水比 39.8%)

^{*2}: Shollenberger 法

^{*3}: 0.01 M NaOH 溶液 (2 g : 150 mL)抽出

ン吸着量の相違が土壌溶液組成に及ぼす影響が大きいと推定された。

2.2 溶液添加実験

50 mL 容速沈管に含水比 0.5 kg kg⁻¹ の供試土を乾土質量換算で 5 g 入れ、蒸留水 35 mL を添加し 18 時間振とう器で振とうした。そして、振とう後の速沈管内液量、pH や陽・陰イオン濃度等を窒素肥料添加の初期条件とした。2 回目以降は、0.01 mol L⁻¹ の (NH₄)₂SO₄、または NH₄NO₃ 溶液を 35 mL 添加し、添加溶液濃度にほぼ等しくなるまで溶液添加、振とう、遠心分離を 5 回繰り返した。また、陽イオンや陰イオンの累積吸着量を算出するため、添加溶液量、溶液採取後の速沈管内残存溶液量を添加回数毎に各速沈管の質量(溶液の密度は 1 g cm⁻³ として取り扱った)を測定して算出した。なお、測定は各溶液添加について 2 連で実施した。

蒸留水または 0.01 mol L⁻¹ 溶液添加後、速沈管を振とう器で 18 時間振とうし、振とう後遠心分離器で分離し、上澄み液を 0.45 μm フィルターユニットを取り付けたシリンジで採取した。採取溶液の一部を用いてガラス電極法で直に pH を測定した。残りの採取液は陽、陰イオン濃度測定用試料として用いた。NH₄⁺ は窒素蒸留法、残りの陽イオンは原子吸光法、陰イオンはイオンクロマト法により測定した。

3. 測定結果

3.1 pH 変化

蒸留水添加の 1 回目から 0.01 mol L⁻¹ 硫酸、硝酸溶液を 5 回逐次添加した場合の pH 変化を図 2 に示した。硫酸溶液添加では、pH 5.5～6 と約 pH 0.5 上昇したが、硝酸溶液では pH が約 0.7 低下した。pH 変化に差が生じた要因は、硫酸イオンと硝酸イオンの吸着に伴う OH⁻ と

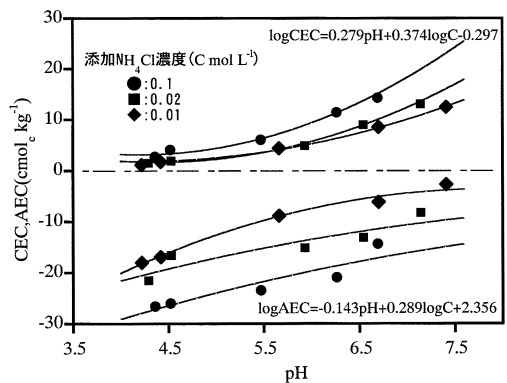


図-1 供試土の荷電曲線

Fig. 1 Electric charge characteristics of soil.

の配位子交換の差異に起因すると考えられる。なお、普通畑における土壌酸度の適正值は、日本土壌肥料学会(1998)によればpH 5.5~6.5とされ、硝安の連続施肥は作物の生育適正範囲のpHを下回ることが懸念された。

3.2 イオン濃度変化と塩基類離脱量

硫酸溶液を繰り返し添加した場合の陰イオン濃度変化の例を図3に示した。ただし、添加回数1回目は蒸留水添加時の濃度である。硫酸イオン濃度は4回目以降ほぼ添加した0.01 mol L⁻¹に達した。交換性陰イオン量は表1に示したように、Cl⁻>NO₃⁻であるが両イオンとも同様な濃度低下を示し、添加された硫酸イオンにより、Cl⁻、NO₃⁻はほぼ同量の陰イオン交換が生じた推定された。

陽イオン濃度の変化については、図4に硝安溶液を添加した場合の例を示した。NH₄⁺濃度は添加回数4回目

以降では、添加した濃度とほぼ同じ値で推移した。また、交換性陽イオンは2価のCa²⁺、Mg²⁺より1価のK⁺、Na⁺が高濃度で推移した。そこで、添加回数毎のMg²⁺とNa⁺濃度と遠沈管内液量から離脱量を算出し、累計した結果を図5に示した。1価の交換性陽イオンNa⁺は2価の交換性陽イオンより離脱し易やすいことを示している。

3.3 陰・陽イオンの吸着特性

陰イオンと陽イオンの吸着量は次の手順で算出した。C₀: 添加したイオン濃度 (mol L⁻¹), V₀: 添加溶液量 (L), C_n: 溶液添加n回目の平衡イオン濃度 (mol L⁻¹), V_n: n回目の溶液添加後の全溶液量 (L), V_m: n回目の溶液採取後の遠沈管内残留溶液量 (L)と表すと、n回目のイオン吸着量の増分は、(C_{n-1}×V_{m-1}+C₀×V₀)-C_n×V_nで求められる。これを乾土の質量で除してn=1回

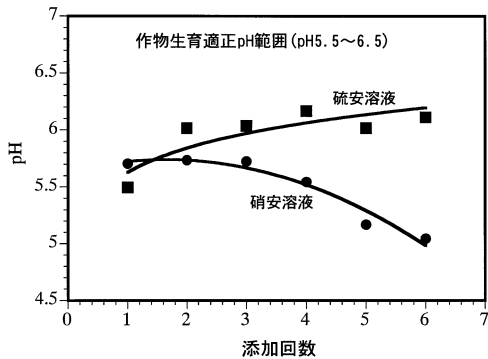


図-2 硫酸, 硝安溶液添加回数とpH変化

Fig. 2 pH change with repetitious ammonium sulfate and ammonium nitrate solution addition.

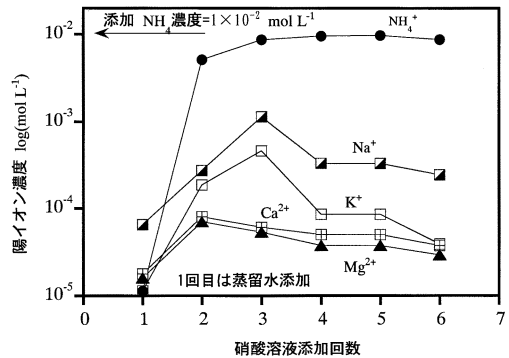


図-4 硝安溶液添加時の陽イオン濃度変化

Fig. 4 Cation concentration change with repetitious ammonium nitrate solution addition.

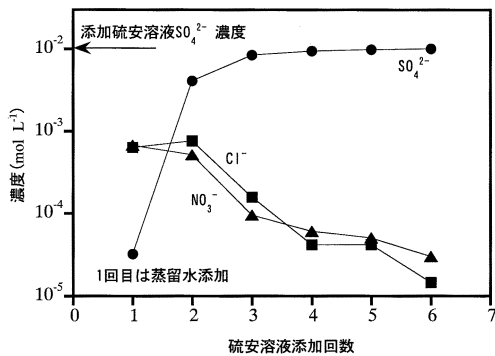


図-3 硫酸添加時の陰イオン濃度変化

Fig. 3 Anion concentration change with repetitious ammonium sulfate solution addition.

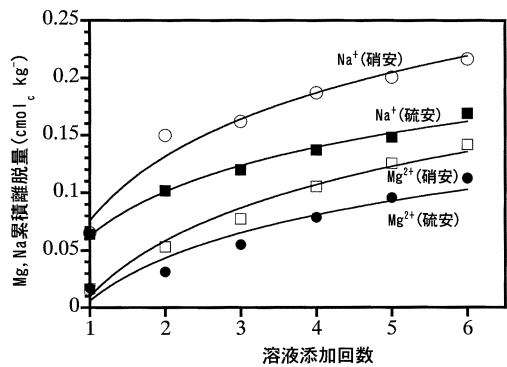


図-5 硫酸, 硝安溶液添加時のMg, K累積離脱量

Fig. 5 Ammonium sulfate and Mg, Na accumulation desorption quantity in the ammonium nitrate solution addition.

目から $n=5$ 回目まで加え合わせ累積吸着量を算出し、 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ で表した。

図6は図1の荷電曲線の回帰式と同様に、陰・陽イオンの吸着量を H^+ 濃度と陰イオンあるいは陽イオン濃度の関数で表し、回帰値と測定値の関係を硫酸・硝酸溶液添加時について比較したものである。

硝酸溶液添加時には図2に示したように pH が約 0.7 低下した。従って、溶液添加回数の増加により NO_3^- の濃度が上昇し、AEC の増加と CEC の低下が生じたと推定される。このため、 NO_3^- の吸着量増加に伴い溶液中の陰イオンが減少し、 NH_4^+ の吸着量が増加したと考えられる。なお、土壌溶液中の陰イオン濃度が増加すると、交換性塩基が放出されて荷電維持されるなど、土壌溶液の陽イオン量を律するのは土壌溶液の陰イオン量であることが、今井ら (1980) により実験的に明らかにされている。

また、図6に示した回帰式の係数値を比較すると、 H^+ と陰イオン濃度がほぼ等しい場合には、 H^+ 濃度への依存が小さいことが分かる。硫酸溶液添加時には pH は 0.5 しか上昇せず、pH 変化範囲が少ない条件下での回帰であることが一因と考えられた。なお、陽イオンである NH_4^+ の吸着量も同様な手順で算出した。

硝酸の陰イオンである NO_3^- の吸着量は pH の低下に対応して増加した。しかし、 SO_4^{2-} は添加回数と共に pH が上昇し、AEC が減少する過程であるにもかかわらず、累積吸着量は増加した。

3.4 アンモニウムイオンの吸着特性

硫酸、硝酸溶液添加時の pH と NH_4^+ 吸着量との関係を陰イオンと同様に図6に示した。硝酸溶液添加の場合

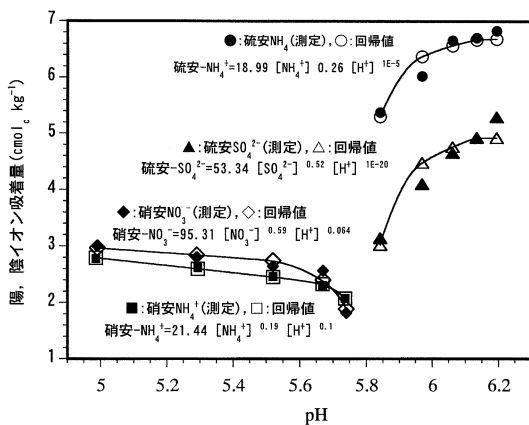


図-6 陰・陽イオン吸着量と平衡イオン濃度、pH との関係

Fig. 6 Adsorption of anion and cation in relation to equilibrium concentration and pH.

には、pH が低下し CEC は減少する過程であるが、陰イオンである NO_3^- の吸着に伴い NH_4^+ の吸着量が増加したと言える。一方硫酸溶液添加では、陰イオンである SO_4^{2-} の吸着量が多いこと、 NH_4^+ が 2 分子で濃度が濃いこと、及び pH の上昇による CEC の増加過程であること等により、硝酸の NH_4^+ 吸着量を上回ったと考えられる。また、回帰式の係数値比較より陰イオン吸着と同様、硫酸溶液添加では NH_4^+ 吸着量の H^+ 濃度への依存が小さく算出された。

なお、これら陽・陰イオン吸着量や pH 変化に差が生じる要因については、次章で述べる四面モデルによる荷電密度や、 H^+ 、 OH^- 吸着量の計算結果等とともに考察することとした。

4. 四面モデルによる荷電特性計算

4.1 計算方法

過去 20 年間に、変異荷電特性を有する固相～液相間平衡を解析するため、多くの表面錯体生成モデルが開発され、合成酸化物の陰イオンとの反応解析に用いられてきた。例えば、Bowden *et al.* (1977), Bolan and Barrow (1984), Barrow *et al.* (1987), Goldberg (1992) 等がある。四面モデルの優位性についてはリン酸、フッ化物イオン等の吸着を例として、Barrow *et al.* (1987) により陰イオン種の吸着現象を良く説明できることが示されている。

黒ボク土の主要な無機構成成分は、加藤ら (1982) によれば、アロフェン、イモゴライトおよびアルミニウム、鉄の酸化物であり、液相との表面反応は表面錯体モデルにより説明できるものと考えられる。また、四面モデルにおける各面のイオン等の配置は、Barrow *et al.* (1987) によれば、 H^+ 、 OH^- は S 面、リン酸・硫酸イオン・フッ化物イオンや重金属は a 面、一部の陽・陰イオンは β 面に配置される。また、d 面はその他のイオン類が吸着し、拡散 2 重層の始まる位置に相当する。

このため、硫酸・硝酸溶液添加条件下でも同様に、硫酸・硝酸イオンは a 面に吸着し、主要な陽イオン (NH_4^+) は β 面に吸着するとした。表2に計算に用いた構成式を示した。表2中、 $a_{i-\text{ani}}$ 、 $a_{i-\text{cat}}$ はそれぞれ i 面の陰イオンと陽イオンの活動度を、 ϕ は電位 (mV)、 γ は各面の陽または陰イオン吸着量 ($\mu \text{mol}_c \text{m}^{-2}$)、 σ は各面の荷電密度 ($\mu \text{mol}_c \text{m}^{-2}$)、C は各面間の電気容量 (Fm^{-2}) を表す。また、 K_{H} 、 K_{OH} 、 K_{ani} 、 K_{cat} はそれぞれ H^+ 、 OH^- 、陰イオン、陽イオンの結合定数を、Z は価数を示している。さらに、F: フェラデー定数、R: 気体定数、T: 絶対温度、e: 電気素量、k: ボルツマン定数、NS: S 面の最大イオン吸着量、NT: a、 β 面の最大吸着量をそれぞれ

表す。また、図7に Bowden *et al.* (1980) による四面モデルの模式図を示した。

計算の手順は、Nernst 式より S 面の表面電位 ψ_S の

初期値を与え、荷電密度均衡を満足するまで繰り返し計算する手法を用いた。また、プログラムは Barrow N.J.

(1987) の巻末 (pp. 125~132) を参照した。さらに、a 面

表-2 四面モデルの計算に用いた式

Table 2 Equations used for the Four-plane model

1-1.	$a_{i-ani} = Conc_i Z_i \exp(Z_i F \psi / RT)$
1-2.	$a_{i-cat} = Conc_i Z_i \exp(- Z_i F \psi / RT)$
2.	$PZC = \{\log K_H + (14 - \log K_{OH})\} / 2$
3.	$\psi_S = (KT/e) 2.303(PZC - pH)$
4.	$\gamma_{S-H} = N_S a_{S-H} / (1 + K_H a_{S-H} + K_{OH} a_{S-OH})$
5.	$\gamma_{S-OH} = N_S a_{S-OH} / (1 + K_H a_{S-H} + K_{OH} a_{S-OH})$
6.	$\sigma_S = \gamma_{S-H} - \gamma_{S-OH}$
7.	$\phi_a = \psi_S - \sigma_S / C_{a\beta}$
8.	$\gamma_{a-ani} = N_T (K_{ani} a_{a-ani} / (1 + K_{ani} a_{a-ani}))$
9.	$\sigma_a = \gamma_{a-ani} Z_{ani}$
10.	$\phi_\beta = \phi_a - (\sigma_S + \sigma_a) / C_{a\beta}$
11.	$\gamma_{\beta-ani} = N_T Z_{ani} \{K_{ani} a_{\beta-ani} / (1 + K_{ani} a_{\beta-ani} + K_{cat} a_{\beta-cat})\}$
12.	$\gamma_{\beta-cat} = N_T Z_{cat} \{K_{cat} a_{\beta-cat} / (1 + K_{ani} a_{\beta-ani} + K_{cat} a_{\beta-cat})\}$
13.	$\sigma_\beta = \gamma_{\beta-ani} - \gamma_{\beta-cat}$
14.	$\phi_d = \phi_\beta - (\sigma_S + \sigma_a + \sigma_\beta) / C_{a\beta}$
15.	$\sigma_d = -1.22 \times 10^{10} [C]^{0.5} \sin h(0.0195 Z_{cat} \phi_d)$
16.	$\sigma_S + \sigma_a + \sigma_\beta + \sigma_d = 0$

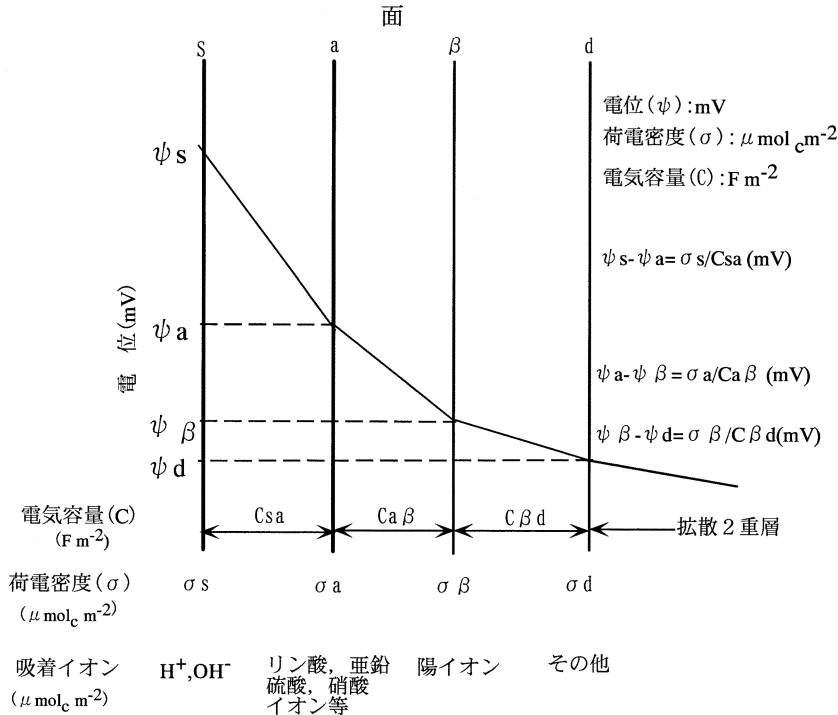


図-7 4面モデルの模式図 (Bowden *et al.* 1980)

Fig. 7 Schematic representation of Four-plane model (Bowden *et al.* 1980).

の陰イオンの吸着量 (表2: γ_{a-ani}) 測定値に最も適合する9個のパラメータ (表2: $N_s, N_T, C_{sa}, C_{\beta s}, C_{\beta d}, K_H, K_{OH}, K_{cat}, K_{an}$) の最適値を算出することとした。このため、中川 徹ら (1991)、中野政詩ら (1995) が用いた非線形最小乗法の1種である、修正 Marquardt 法をプログラムに組み入れた。なお、プログラミングは富士通の F-BASIC (Ver 6.3) を用いて行った。

従来の四面モデルによる計算例、例えば、Bowden *et al.* (1977)、Barrow *et al.* (1987)、Kamewada (1995) 等では、イオン濃度を一定にし、pHのみ変えた場合の陰イオン吸着量測定値と計算値の比較や、荷電特性等の把握が行われている。しかし、陰イオン濃度が一定で、pHのみ変化する条件は実際の農耕地土壌では殆ど生じないと考えられる。そこで、硫酸、硝酸溶液の添加回数ごとの pH、陰イオン濃度 (mol L^{-1})、陰吸着量 ($\mu\text{mol}_c \text{m}^{-2}$) の3データを測定値として入力し計算すること試みた。

なお、供試土の表面積は、土の理工学性実験ガイド編集委員会 (1983) の表5 (宇大 $60 \text{ cm} : 330 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$) を用いて、陰イオン吸着量測定値を $\mu\text{mol}_c \text{m}^{-2}$ 単位に変換した。

4.2 計算結果

四面モデルで算出した a 面の陰イオン吸着量計算値と測定値 ($\mu\text{mol}_c \text{m}^{-2}$) の関係を硫酸、硝酸溶液添加について図8に示した。測定値は計算値と比較的良好一致し、図6の回帰式で算出した陰イオン吸着量 ($\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$) と同様な結果を得た。

また、図9で pH と各面の荷電密度との関係を硫酸、

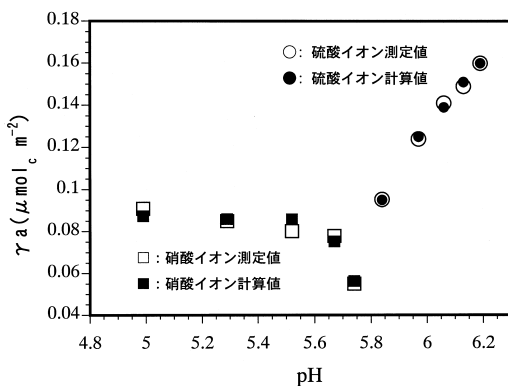


図-8 硫酸、硝酸溶液添加時の a 面での陰イオン吸着量測定と計算値比較

Fig. 8 Comparison of the experimental anion adsorption with calculated values in the a plane by four plane model for each solution addition.

硝酸溶液添加について比較した。硝酸溶液添加時では各面の荷電密度は pH の低下により増加し、硫酸溶液添加時では pH の上昇により荷電密度が増加している。そして、各面の荷電密度は、硫酸溶液添加時の方が大きいことが分かる。 β 面の荷電密度は硫酸、硝酸溶液添加とも負の荷電であるため、陽イオン (NH_4^+) が吸着すると考えられる。 NH_4^+ 吸着量は荷電密度の大きさから、硫酸溶液添加時の方が硝酸溶液より多く吸着・保持する能力があると言える。Alva *et al.* (1990) は、高度風化土壌での SO_4^{2-} 表面錯体の生成により、 Ca^{2+} 吸着量が増加することを述べている。また、d 面は拡散 2 重層の始まる位置で、硫酸・硝酸溶液とも正に帯電しており、陰イオンの吸着に寄与していると言える。

同様に、S 面における pH と H^+ 、 OH^- の吸着量との関係を図10に示した。 H^+ の吸着量は硫酸・硝酸溶液添加とも pH の低下に伴って増加し、 OH^- の吸着量は硫酸・硝酸溶液添加とも pH の上昇により増加した。そして、硫酸溶液添加時の pH 変化は図2に示したように、pH 5.8~6.2 と硝酸溶液添加時よりも高い範囲であるため、 OH^- 吸着量は硫酸添加時の方が多く計算された。しかし、 H^+ 吸着量は硫酸溶液添加の場合には、硝酸溶液添加時より 1~2 オーダ多く算出され、硫酸溶液添加時には土壌溶液の pH が低下せず上昇する測定結果 (図2) と対応した。

なお、表3に本計算で求めた各パラメータの最適値を示した。 $\beta \sim d$ 面の電気容量 ($C_{\beta a}$) は他の面間に比較的大きく、Barrow (1987) によれば、 β 面と d 面は接近していることを示している。また、 H^+ の結合定数 K_H は硫酸添加時の方が 4 オーダ程度大きく、 H^+ の吸着量が多く

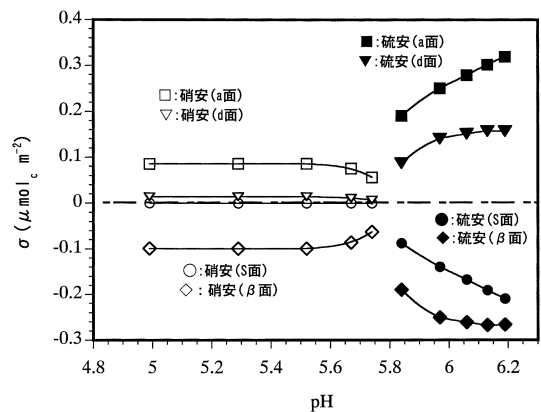


図-9 硫酸、硝酸溶液添加時の各面の pH~荷電密度計算値

Fig. 9 Calculated charge density on four planes in relation to pH.

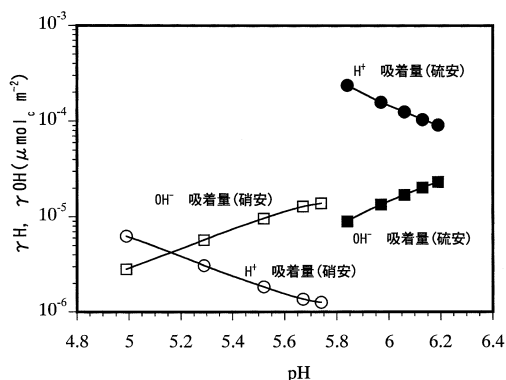


図-10 硫酸、硝酸溶液添加時の S 面における H, OH 吸着量

Fig. 10 Calculated H⁺, OH⁻ adsorption on S plane in relation to pH.

表-3 パラメータの最適値

Table 3 Most suitable value for each parameter

パラメータ	硝酸	硫酸
NS ($\mu\text{mol}_c \text{m}^{-2}$)	0.864	2.529
NT ($\mu\text{mol}_c \text{m}^{-2}$)	3.919	4.016
C _{sa} (F m^{-2})	1.380	4.116
C _{ag} (F m^{-2})	0.524	0.100
C _{βd} (F m^{-2})	1×10^6	8.76×10^5
K _H (L mol^{-1})	1.030	2.67×10^4
K _{OH} (L mol^{-1})	2.29×10^3	9.62×10^5
K _{Cat} (L mol^{-1})	1.00×10^{-6}	9.36×10^{-9}
K _{ani} (L mol^{-1})	3.760	4.73×10^2

土壌溶液の pH が低下しないことを説明することができる。

5. おわりに

宇都宮近郊に分布する火山灰土壌の下層土に、窒素質化学肥料として硫酸、硝酸溶液を繰り返し添加し、pH 変化、陰イオン・陽イオンの吸着特性、塩基類の累積離脱量等を測定した。また、両溶液添加による陰イオン吸着量や pH 変化等の相違が生じる要因を、四面モデルを用いて比較検討した。これらの測定、計算結果は以下のように要約することができる。

1. 硝酸溶液を連続添加すると pH が低下し、硫酸溶液では pH が上昇した。
2. 塩基類の累積離脱量は、硝酸溶液添加時 > 硫酸溶液添加時であり、両溶液とも累積離脱量は $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+}$ で、1 価 > 2 価であった。

3. 硫酸溶液添加時の SO_4^{2-} 累積吸着量は、pH の上昇過程でも増加した。
4. 陽・陰イオンの吸着量をイオン濃度と水素イオン濃度の回帰式で表すと、硫酸溶液の NH_4^+ , SO_4^{2-} 吸着量は H^+ 濃度に依存しない傾向が得られた。
5. 四面モデルを用いて計算した a 面の SO_4^{2-} , NO_3^- 吸着量は、測定値と良く一致した。
6. pH と各面の荷電密度との関係を両溶液で比較すると、硫酸溶液添加時の荷電密度が大きく、硫酸溶液添加では、陰イオン・塩基類の保持能力が高いことを示した。
7. S 面における H^+ , OH^- の吸着量計算値より、硫酸溶液添加時の H^+ 吸着量が硝酸溶液より多く、硫酸溶液添加では pH が上昇する測定結果と対応した。

今後、塩化アンモニウム溶液、あるいは窒素質肥料の混合溶液についても同様な測定と計算を行い、宇都宮近郊に分布する火山灰土壌について、窒素質化学肥料の吸着特性をより明確にする必要がある。

また、同地方の火山灰土壌での肥料成分移動予測手法を確立することが、農地や水系の環境保全に重要と考えられる。

引用文献

- Alva *et al.* (1990): Reactions of gypsum or phosphogypsum in highly weathered acid subsoil, Soil Sci Soc. Am. J., **54**: 993-998.
- Barrow *et al.* (1987): A comparison of models for describing the adsorption of anions on variable charge mineral surface, J. Colloid Interface Sci., **119**: 236-250.
- Barrow, N.J. (1987): Reactions with Variable-Charge Soils. Martinus Nijhoff Publishers. pp. 125-132, USA.
- Bolan and Barrow (1984): Modeling the effect of phosphate and other anions on the surface charge of variable charge oxides. J. Soil Sci., **35**: 273-281.
- Bowden *et al.* (1980): Describing the adsorption of phosphate, citrate and selenate on a variable-charge mineral surface. Aust. J. Soil Res., **18**: 49-60.
- Bowden *et al.* (1977): Ionic adsorption on variable charge mineral surfaces, Aust. J. Sol. Sci., **15**: 121-136.

- 土壌保全調査事業全国協議会 (1991): 日本の耕地土壌の実態と対策. pp. 36-37, 博友社, 東京.
- Goldberg (1992): Use of surface complexation models in soil chemical systems, *Adv, Agron*, **47**: 233-329.
- 今井弘樹・岡島秀夫 (1980): 土壌の養分保持能に関する研究 (第2報) 養分保持におけるアニオン吸着と石膏生成の意義, *日本土壌肥料学会誌*, **51**: 95-101.
- Kamewada (1995): Increase in Cation Adsorption Induced by Surface Complexation of Surfate on Andisols and Prediction by "Four-Plane Model", *Soil Sci. Plant Nutr.*, **42** (4): 785-799.
- 加藤秀正ら (1982): 火山灰土壌の腐植粘土複合体組成, *日本土壌肥料学会誌*, **53**: 477-475.
- 公害研究対策センター (2002): 硝酸性窒素による地下水汚染対策の手引 (環境省水環境部地下水・地盤環境室監修): pp. 62-67, 東京.
- 中川 徹ら (1991): 最小二乗法による実験データ解析プログラム SALS, pp. 99-110, 東京大学出版会, 東京.
- 中野政詩ら (1995): 土壌物理環境測定法, pp. 165-169, 東京大学出版会, 東京.
- 日本土壌肥料学会 (1981): 土壌の吸着現象, pp. 85-128, 博友社, 東京.
- 日本土壌肥料学会 (1997): 土壌環境分析法. pp. 212-215, 博友社, 東京.
- 日本土壌肥料学会 (1998): 土と食糧 健康な未来のために, pp. 79, 朝倉書店, 東京.
- 土の理工学性実験ガイド編集委員会 (1983): 土の理学性実験ガイド, pp. 45-49, 農業土木学会, 東京.

受稿年月日: 2003年3月7日

受理年月日: 2003年6月4日

丘陵地における土壌断面形態の変動と地形解析の有効性

柏木 淳一*

Soil Profile Distribution and Terrain Attribute on a Hilly Site

Junichi KASHIWAGI*

* Graduate School of Agriculture, Hokkaido University

Abstract

The purpose of this study was to appreciate the spatial variability of upland soil profile on complex hillslope and to consider the adequacy of geomorphological information to explain the soil profile distribution. On a 1.2-ha upland field of central Hokkaido, Soil profile was investigated at 154 locations on a 14-m grid. Apparent differences were recognized according to the location on a slope position. In the landsurface model units of Interfluve and Convex Creep Slope, horizon sequence was Ap/C-type, the color of Ap-horizon soil in this area was relatively bright and coarse texture. In the units of Colluvial Foothlope and Alluvial Toeslope, horizon sequence was Ap/Ab/B/C-type, the Ap-horizon soil color was relatively dark and fine texture influenced by sedimentation. Terrain attributes, slope gradient, slope curvature, specific catchment area etc, calculated from the 7m-digital elevation model were highly correlated with A-horizon thickness except for slope gradient. Thick A-horizon was observed at the location which topographic conditions were convex slope, low altitude and high specific catchment area. The multiple regression model of A-horizon thickness by terrain attributes didn't have sufficient result for quantitative tool. However landsurface model units identified the A-horizon thickness distribution. Geomorphological analysis is useful to guide soil management system with consideration of spatial variability.

Key words : soil profile, spatial variability, terrain attributes, landsurface model units, geomorphological analysis

1. はじめに

丘陵地や複合斜面の長期にわたって耕耘された圃場では、土壌侵食による生産性の低下と、土壌の不均一化の進行による生産性のばらつきが増大し、一筆圃場としての耕作、管理が困難になっている (Onstard *et al.*, 1985, Timlin *et al.*, 1998)。このような状況が著しい畑圃場においては、効率的な土壌管理を実践するに当たり、土壌の面的な把握が必要であり、そのための合理的な土壌評価法の確立が重要な課題となっている。

この不均一をもたらす主な原因は、土壌の侵食や堆積による土壌物質移動 (Carson and Kirkby, 1972) や斜面

に特有な側方流などの水分移動 (Kirkby, 1978) であり、地表面の形態変化 (地形変化) が密接に関連している。これら一連の移動現象の結果、山間地から低平地にかけて地形と密接に関連した土壌群**が形成されている。圃場内に見られる微地形変化も、土壌特性の空間分布に対して本質的には同様の作用を及ぼしていると考えられる。

地形学の分野では、地形の形態的な特徴により構造単位に区分する研究が進められてきた。Waters (1958) は既存の地形図と現地調査から凹凸の変化や勾配による地形分類を行っている。また Curtis *et al.* (1965) は土壌分野での利用を念頭に、凹凸を傾斜方向とそれに直交する

* 北海道大学大学院農学研究科 〒060-8589 札幌市北区北9条西9丁目

** 地形に応じた土壌群の規則的配列であるトポシーケンスやハイドロシーケンス

キーワード: 土壌断面, 土壌の空間変動, 地形特徴量, 斜面形態要素, 地形解析

方向に分けて評価し微地形の形態分類を行っている。この様に斜面形態を分類する試みの中で、Dalrymple *et al.* (1968), Conacher and Dalrymple (1977) は、New Zealand における土壌調査結果から、卓越する地質および土壌生成作用（溶脱やマスマーブメント等）を斜面の形態的な特徴と関係づけることで、一連の斜面を9つのモデル斜面に分類した。この様に斜面を形態から分類することで（それぞれの具体的な方法はまちまちであるが）、傾斜地における土壌水分（箱石 1960）、層厚や小麦の収量（Miller *et al.*, 1988）あるいは受食性（Daniels *et al.*, 1985, Kreznor *et al.*, 1989）等の様々な土壌特性の分布をうまく説明することができた。一方、斜面の形態を定量化する手法が Evans (1980), Zevenbergen and Thorne (1987) によって確立された。彼らは地表面を高度の関数として取り扱い、離散型の3次元の高度データ（Digital Elevation Model; DEM）から勾配や曲率といった地形形態の定量値（地形特徴量）を算出し、実際の地形に対して地形特徴量の分布を示した。このDEMを用いた地形特徴量について、Moore *et al.* (1991) は、土壌特性との関連性からその抽出方法について整理している。そして5.4 haの調査圃場において、15.24 m間隔の正方格子型のDEMから算出した地形特徴量とA層厚やpH分布の関係について論じている（Moore *et al.*, 1993）。DEMの作成や入手あるいは地形特徴量の算出は容易であるものの、DEMの分割サイズに応じて地形の再現性が変化すること（Panuska *et al.*, 1991, Thompson *et al.* 2001）。現在の地形は進行中の土砂・水移動に関与しているが必ずしも過去の履歴を反映していない、また植生や気象条件によっても地形作用の程度は異なる、といった問題により地形特徴量を用いて層厚等の土壌断面の空間分布を予測・推定する定量モデルの構築には至っていない。

我が国の畑地帯は、多様な微地形変化を示す地形条件、水食が問題となる気象条件に広く展開している。しかしながら、土壌特性の空間分布を評価するために、地形・斜面要素の計量化を検討し、地形と土壌特性について言及した事例は少ない。そこで本研究では複合斜面からなる畑において、詳細な土壌調査により土壌断面形態の空間変動の実態を明らかにする。そしてDalrympleの提唱したモデル斜面分類から土壌断面形態の空間変動の特性について評価した。また、DEMを用いて地形特徴量の抽出を試み、得られた地形特徴量と土壌移動を反映するA層厚の空間変動との関係について解析することから、傾斜畑における土壌断面形態の空間分布に対する地形情報の有効性について検討した。

2. 調査圃場および調査方法

2.1 調査圃場

北海道中央部の美瑛町から富良野盆地にかけての地域は、幌内山地と十勝火山群によって囲まれた標高200～600 mの広大な火砕流台地をなし、北部の美瑛町から南部の富良野盆地に向かって標高が低下する緩波状丘陵地となっている。調査圃場はこの地域の幌内山地の山麓部に広がる北部丘陵地上の上富良野町草分地区に設定した。調査圃場は、耕作を開始してから80年以上経過した約1.2 haの古い傾斜地畑である。標高260 m～295 mの範囲にあり、北東向きの斜面で、15 m/60 mの主傾斜を持っている。また主傾斜と直交する方向には、3つの稜線と4つの谷線が連続する緩波状地をなしている（図1）。

土壌は熔結凝灰岩を母材とする残積性酸性褐色森林土で、風化層が浅く基盤が1 m以内にみられる上富良野統に分類されている（北海道立中央農業試験場, 1975）。

2.2 調査方法

圃場全体を包括するようにXY座標を設け、基本間隔14 mの格子点において土壌断面調査を行った。14 mメッシュに加えて、畑の主傾斜を横切る方向で最も長いトランセクトIと、主傾斜方向の稜線部付近と谷線部付近に位置するトランセクト（II, III）では、基本間隔の半分の距離7 mごとに調査地点を設けた（図1）。調査は1988年8月20日に全地点の試坑を掘り、計154ヶ所の土壌断面調査を完了するには4日間を要した。断面調査は深さ80 cmの試坑を設け、日本ペドロロジー学会の提唱する方法に準じて層位を分類し層毎に、土色やレキ含量を記載した。

2.3 斜面の形態・位置による分類（モデル斜面）

Dalrympleの考え方を調査圃場に適用して、縮尺1/1,000の地形図上で等高線の間隔および形状から次の5つのモデル斜面に分類した（図2）。すなわち斜面上部から、稜線部（INTERFLUVE; Inf）、凸型クリープ斜面（CONVEX CREEP SLOPE; Ccs）、等斉輸送斜面（TRANSPORTATIONAL MIDSLOPE; Tms）、崩積性緩斜面（COLLUVIAL FOOTSLOPE; Cfs）、沖積性緩斜面（ALLUVIAL TOESLOPE; Ats）が連続して複合斜面を形成していると仮定した。なおInfはDalrympleが区分した側方浸透斜面（SEEPAGE SLOPE）まで拡張した領域とした。残りの3つのカテゴリーは、本調査区には含まれていないか、含まれていてもごく狭い範囲に限られると思われるので対象から外した。

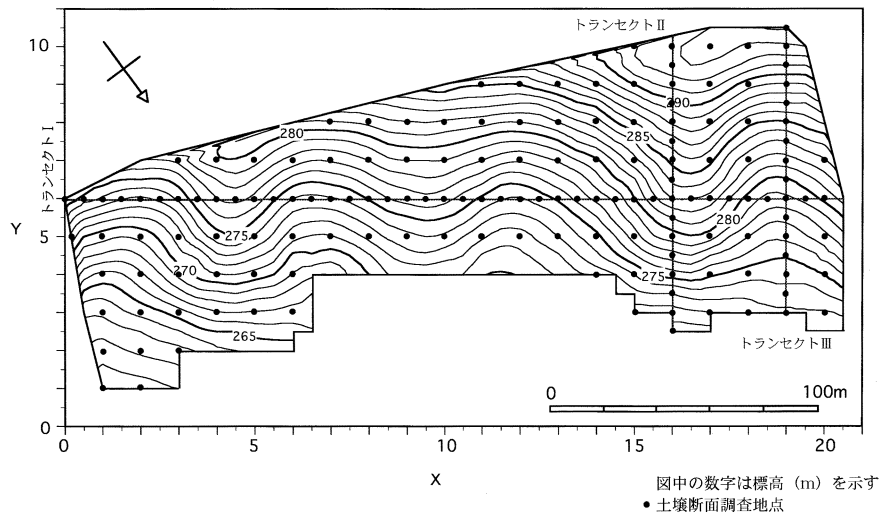


図-1 調査圃場の概要と土壌断面調査地点

Fig. 1 Surface elevation map and the soil profile investigation sites.

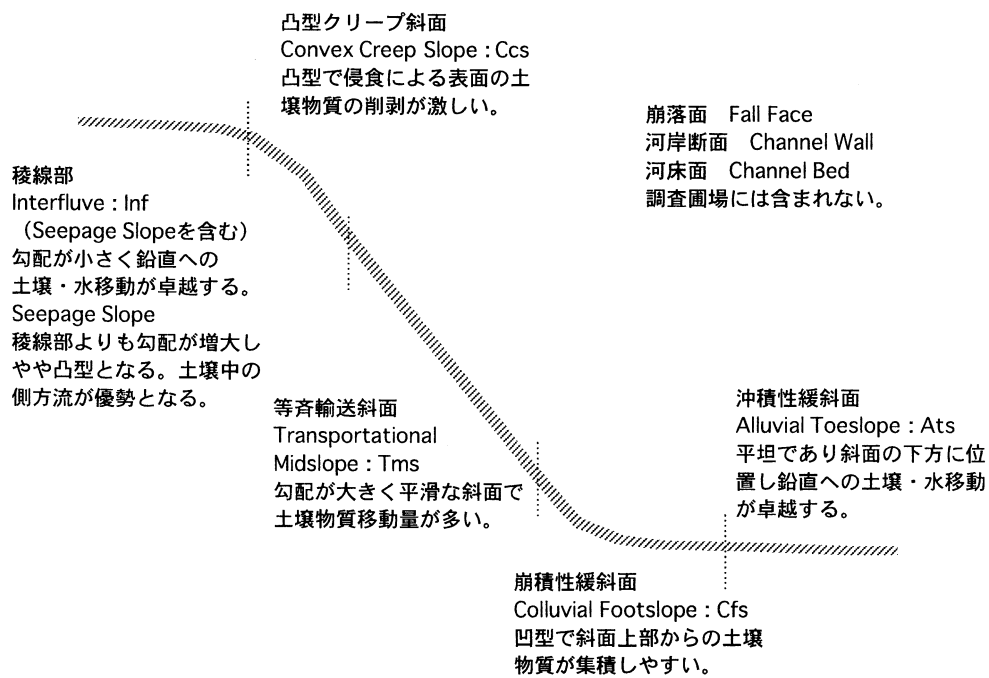


図-2 モデル斜面の概念図

Fig. 2 Schematic representation of the landsurface model units.

2.4 地形特徴量の算出

地形解析に用いた縮尺 1/1,000 の地形図は、20m 格子点ごとに現地測量によって補正した標高が示されてい

る。この実測値と土壌サンプリングを行った格子に沿って基図上より 7m 間隔の標高を読み取り、これを 3 次スプライン補間法により補間を行い、正方形格子間隔を 3.5

×3.5 m とした DEM を作成した。そしてこの DEM を用いて、格子間隔が 7 m で、3×3 の格子点の標高データを対象に Zevenbergen and Thorne (1987) が導いた地形特徴量を算出した。

図 3 に示すように、高度方向を z 座標として、水平面上に xy 座標を設け、各地点の標高を Zi, 格子間隔を λ とし、高度についての水平距離による微分を離散形で表すと、

$$f_x = \frac{\delta z}{\delta x} \approx \frac{z_6 - z_4}{2\lambda}$$

$$f_y = \frac{\delta z}{\delta y} \approx \frac{z_2 - z_8}{2\lambda}$$

$$f_{xx} = \frac{\delta^2 z}{\delta x^2} \approx \frac{z_4 + z_6 - 2z_5}{\lambda^2}$$

$$f_{yy} = \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} \approx \frac{z_2 + z_8 - 2z_5}{\lambda^2}$$

$$f_{xy} = \frac{\delta z}{\delta x \delta y} \approx \frac{-z_1 + z_3 + z_7 - z_9}{4\lambda^2}$$

x 軸から反時計回りの方向 θ における勾配 (SLOPE) は、

$$SLOPE = f_x \cos \theta + f_y \sin \theta$$

δSLOPE/δθ=0 の時、勾配の最大値 (以下勾配と略す) とその方向がそれぞれ以下の様に定まる。

$$\sqrt{f_x^2 + f_y^2} \quad \tan^{-1}(f_y/f_x)$$

また方向 θ における勾配の変化率 (CURVATURE) は、

$$CURVATURE = f_{xx} \cos^2 \theta + f_{yy} \sin^2 \theta + 2f_{xy} \sin \theta \cos \theta$$

よって勾配の最大値の方向の CURVATURE (PROFC) は、

$$PROFC = (f_{xx}f_x^2 + f_{yy}f_y^2 + 2f_{xy}f_x f_y) / (f_x^2 + f_y^2)$$

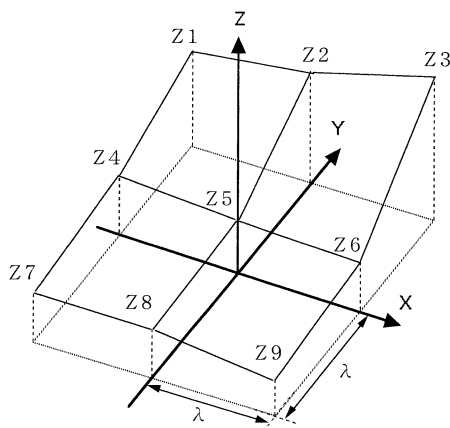


図-3 地形特徴量の算出に関する概念図 (3×3 格子点)

Fig. 3 3 by 3 submatrix of grid-based digital elevation model.

PROFC と直交する方向 (PLANC) では、

$$PLANC = (f_{xx}f_y^2 + f_{yy}f_x^2 - 2f_{xy}f_x f_y) / (f_x^2 + f_y^2)$$

となる。したがってこれらの変化率は、負の時は凸型を正の時は凹型の斜面を意味し、絶対値の大小で凹凸の程度を示す地形特徴量である。また拡散方程式による地形発達モデルにおいて重要な標高の二次微分であるラプラスアン (LAPLACIAN) は、

$$LAPLACIAN = f_{xx} + f_{yy}$$

となる (野上と杉浦, 1986)。これらの地形特徴量は、3×3 の格子点から算出された地形情報であり、より大きなスケールの地形上における相対的な位置関係を含んだものではない。そこで、本研究では、表面流去水の集水度の指数となり、土壌水分の空間分布と強い関係を示す比流域 (Specific Catchment Areas) を求めることとした (Speight, 1980)。すなわち、比流域は、計測する地点で勾配と直交する方向へ計測点を中心に 7 m の線分を引き、その両端から斜面上方への落水線 (等高線と直交する) を稜線まで描き、それらの曲線により閉じた領域の面積を線分の長さで除した値である。つまり各地点における流域面積に対応した指数となる。

3. 結果と考察

3.1 調査圃場の地形解析

調査圃場における地形をモデル斜面に分類した結果を図 4 に示す。本調査圃場においては、主傾斜と直交する方向にもおおよそ 0.04 で傾斜しており、西側に向かって Inf-Ccs-Tms-Cfs-Ats が交互に現れながら高くなる波状性丘陵地である。西側の斜面では、Ccs から Ats にかけての境界線間隔が狭くなっており、Ats が斜面の上部まで入り込んでおり斜面形態の変化が急である。それとは対照的に Inf を挟んだ中央部の斜面では、Tms と Cfs が大きく広がっている。調査地全体の面積割合は Inf, Ccs, Tms, Cfs, Ats でそれぞれ 5.6%, 19.3%, 33.6%, 21.8%, 19.7% で Tms が最も広く分布していた。

勾配は、範囲が 0.014~0.346 と非常に大きく、平坦面から普通畑としての耕作が非常に困難である急斜面までを含んでいる。勾配の平均値は 0.237 であり、0.200 以上の斜面が調査圃場全体の 80% を占めていた。勾配の空間分布を図 5 に示す。0.300 以上の急斜面は Inf 周辺の Ccs から Tms にかけての部分に偏在しており、特に西側では広範囲に分布していた。一方 0.100 以下の緩斜面は Ats の部分に認められ、最も標高の大きな Inf の一部も平坦面となっていた。Inf から Ats にかけての勾配変化は、0.200 から 0.250 以上の急斜面となり 0.100 以下の緩斜面へと連続的に減少する傾向を示しており、なかでも西側の斜面では勾配の変化が激しく、中央部では勾配

が 0.100 から 0.200 と、その変化が緩やかであるといった特徴がみられた。

勾配の変化率に関しては、いずれの方向とも約 60% の領域が正の値であり、いわゆる凹型の斜面を構成していることが認められた。それらの分布は、PROFC に関しては Inf を中心に Ccs にかけて凸型を示す斜面の領域が広がっていたが、0.001 以上の凹型の発達した斜面は散在しておりモデル斜面により特定することはできな

い。また凹型でも 0 に近い値がほとんどであるためその程度は比較的小さく、表面流出水の流送力が急激に減少するような斜面条件にはないものと考えられる。PLANC では、変動の幅が大きく Tms の斜面上方ほど凸型、Ats にかけての斜面下方では凹型となる傾向を示した (図 6)。この値は流出水の集中・発散に関与しており、大きな値ほど多量の土壌物質が集中しやすい環境にあるといえるが、条件を満たす領域は Cfs と Ats の大部

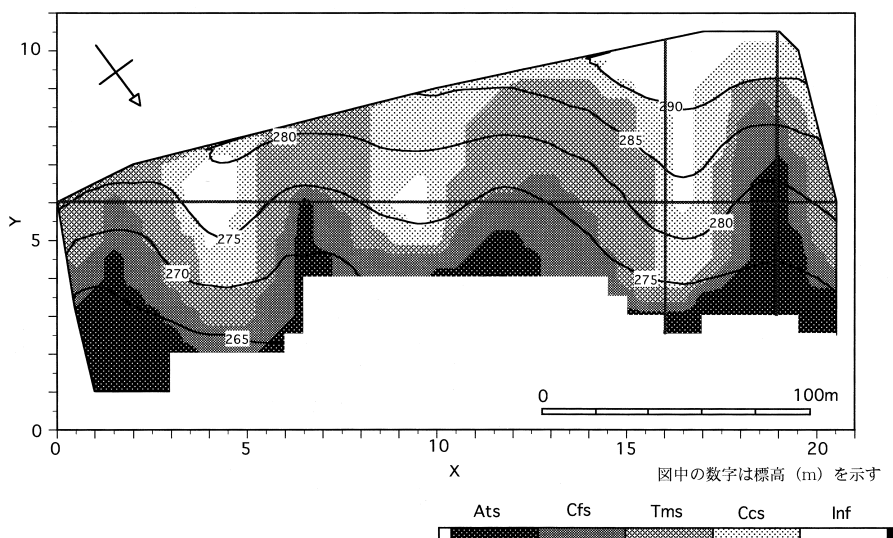


図-4 モデル斜面の空間分布

Fig. 4 Spatial distribution of landsurface model units at the investigation area.

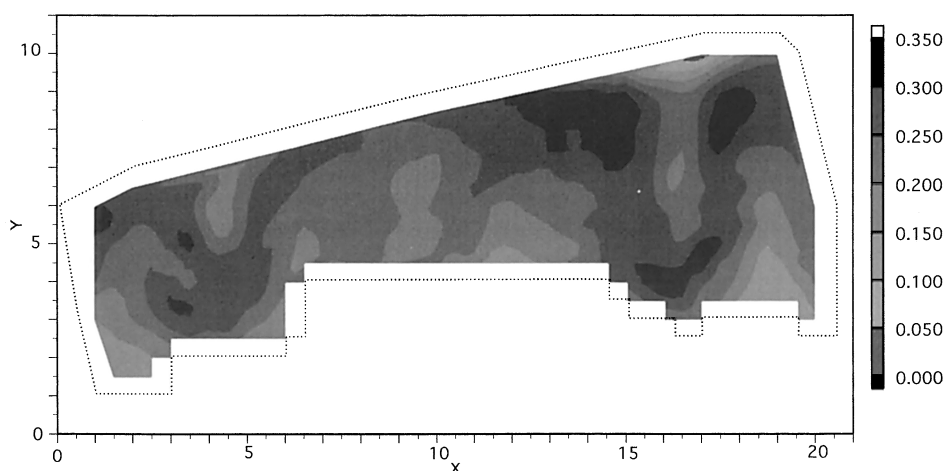


図-5 調査圃場における勾配の空間分布

Fig. 5 Spatial distribution of slope gradient at the investigation area.

分と、加えて西側の斜面では Tms に分類した斜面の上部にもその分布が認められた。

3.2 土壌断面調査結果

図7にトランセクト I における地表面の変動と土壌断面を示す。このトランセクトは調査地のほぼ中央で、主

傾斜を横断する方向に設定した。地表面は標高 273 m ~ 283 m の範囲で、3つの稜線と4つの谷線をもち周期的変動を示しており、地点 (16.5, 6) 付近にピークにもつ斜面が最も高所に位置している。モデル斜面ごとに類型化しそれぞれの特徴について評価する。Inf, Ccs では削

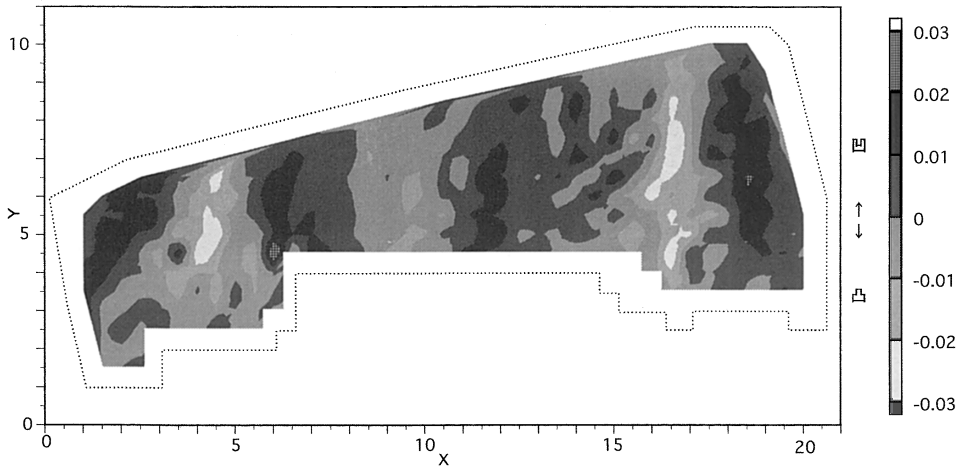


図-6 調査圃場における PLANC の空間分布

Fig. 6 Spatial distribution of plan curvature at the investigation area.

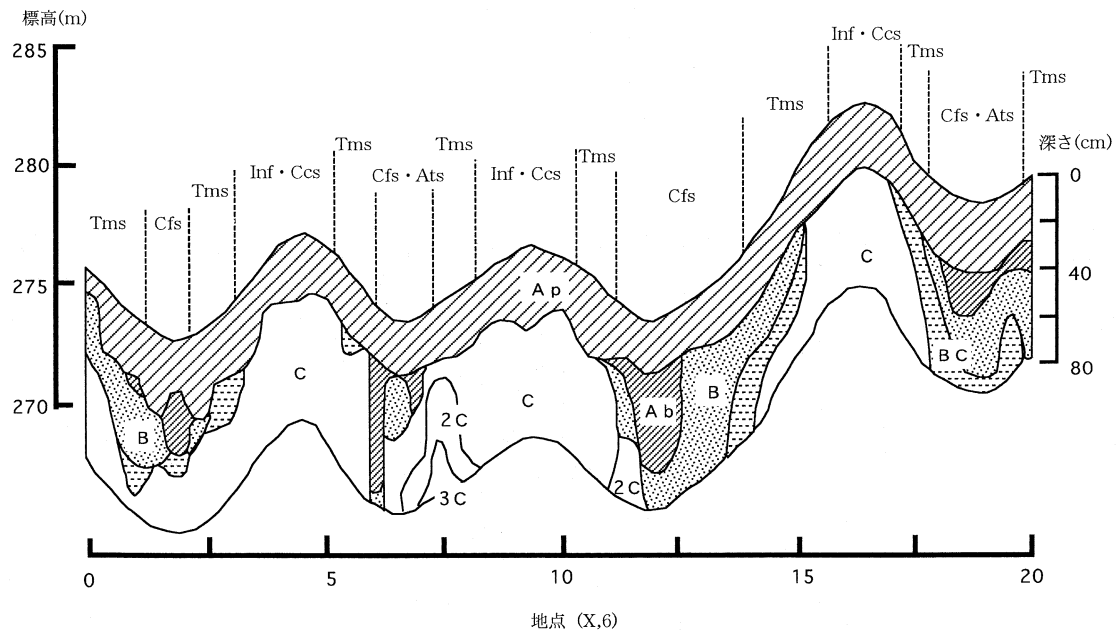


図-7 代表横断面 (トランセクト I) における土壌断面

Fig. 7 Soil profile along the transect I.

剥により Ap 層が薄く、その直下に C 層が現れていた。また、ここでの Ap 層は中粒質（砂壤土）で土色も黄褐色（10YR5/8）、褐色（10YR4/4）の明度の高い色調を呈し、流亡した表土を耕耘によって機械的に補ってきたために多量の下層土（B、C 層）が Ap 層に混入していると思われた。そして斜面の下方に向かって、Tms では Ap 層の下に B 層が出現し、Cfs、Ats では厚い B 層または Ab 層が確認された。Cfs、Ats の Ap 層は暗褐色（10YR3/3）から褐色（10YR4/4）で、Inf、Ccs の Ap 層に比べて明度が低く、混在するレキが少なく、細粒質であった。Cfs、Ats に分類された 4 ケ所の凹部には斜面上部からの流入物からなる Ab 層が偏在しており、特に凹部の中心（谷線）ではなくその上方に最も厚い Ab 層が認められた。これはガリ侵食を修正した形跡であり、地点（6、6）では Ab 層の下部境界の深さは 75 cm で特に厚かった。この地点の地形条件を地形特徴量により評価すると、PLANC は 0.016 で集水地形が発達しており、勾配は 0.25 以上でかつ傾斜方向が急激に変化するという特徴が認められた。したがって、大きな降雨強度条件下においては斜面上部からの表面流去水が集水し、大きな送流力を維持したまま一気に斜面下方に流れる。このために V 字形に下刻したガリ侵食が生じたものと判断した。また谷線を挟んだ地点（7、6）でも同様に厚い A 層が認められ、その直下は C 層となっており、ガリ侵食によって完全に B 層まで流亡していた。

トランセクト II は稜線付近に位置しており、大部分が Ccs に分類される。トランセクト I と同様に Ccs では層序は Ap/C となっており、その Ap 層の性状は明度が大きくレキに富む特徴が認められた。Ab 層は斜面下端の Ats に見られたにすぎず、このトランセクトにおいては土壌侵食作用が卓越していたと判断された。一方、トランセクト III は斜面底部のほぼ中央に位置しており、半分以上が Cfs に分類される。この Cfs を中心とした部分では Ab 層が認められ、Ap 層の土色は暗褐色（10YR3/3）となっていた。そして Ab 層の存在する領域は、地形特徴量の PLOFC が凹型を示す部分に対応していた。また斜面下方の Cfs から Ats にかけての下層においてはグライ班が認められ、土壌水分が集水しやすい環境にあることを示していた。

以上のように、調査圃場内で認められた層序はモデル斜面によって分類することで、その分布が明らかになった。Inf と Ccs では B 層の消失した Ap/C 型であり、Ap 層は下層土の混入により中粒質で明るい土色を示す。一方、斜面下方の Cfs、Ats では細粒質で暗色な Ap 層で、その直下は Ab 層（特に Cfs）または B 層となり、深さ 80 cm 以内では C 層が存在しない Ap/Ab (B) 型となっていた。そして Tms は層序が漸変する領域であり、Ap/C 型と Ap/B/C 型が混在していた。

3.3 A 層厚の空間変動

次に土壌侵食および堆積作用の結果を反映している A (Ap+Ab) 層厚に注目し、その空間分布特性について地形特性との関係から定量解析を試みた。表 1 に A 層厚の基本統計量を示す。A 層厚は平均値が 34.0 cm で変動係数が 39.7% と大きく、12.5~80.0 cm の広い範囲をとり変動している。700~6,000 ha の起伏の緩やかな洪積台地に広がる畑地帯において調査した徳永と佐藤（1975）は、表土厚の変動係数は 30~34% であると報告している。また勾配の範囲が 0.01~0.30 で侵食により形成された波状地形を示す開析台地上の 8 ha の区画において調査を行った Miller *et al.* (1988) は、表土厚の変動係数として 35.6% を示した。本圃場での値はこれらよりも大きく、対象領域の拡大に伴い変動性が增大する事を考慮すれば、単一の畑圃場として A 層厚は非常に大きなバラツキを持つと判断された。その確率密度分布については、 χ^2 検定により正規性が棄却され、20~35 cm に 60% のデータが集中し歪度が正で深さの増大する方向に向かって長いすそを持つ分布であった。これは侵食部分では耕耘などの人為作用により一定の層厚が維持されるため下限値が限定されるのに対して、堆積部分では地形特性に応じた堆積により厚層化の度合いが大きく異なるためである。

A 層厚はこの様にバラツキの程度が激しいが、その空間分布は図 8 に示すように領域ごとにまとまっており、地形条件との対応関係が推察された。そこで個々の地形特徴量との相関分析を行ったところ、勾配以外の特徴量との間には有意な相関関係が認められ（表 2）、凹型が発達した、大きな比流域を持つ低地に厚い A 層が形成されることが示された。この結果は相対的に地形変化が緩

表-1 A 層厚の基本統計量

Table 1 Statistical parameters of A-horizon thickness

平均	標準偏差	分散	尖度	歪度	最小	最大	標本数	変動係数
34.0	13.50	182.19	1.56	1.34	12.5	80.0	154	39.7

* 80 cm 以上のデータ（1 地点）は 80 cm として統計処理を行った。

やかな畑圃場を対象とした Moore *et al.* (1993) や Park *et al.* (2001) とほぼ一致しているが、両者が勾配との間に有意な負の相関を認めている点については異なっている。同じ圃場を対象として行った土壌侵食量調査では、 ^{137}Cs 蓄積量と勾配については有意な負の相関が認められており、勾配の大きな地点ほど侵食量が多いとしている (柏木と佐久間, 1995)。この相違は、勾配の大きな侵食相においては下層土の混合により人為的に Ap 層の厚さを補っており、また相対的に勾配の小さな Ats では厚い A 層の発達が見られなかったため、A 層厚と勾配の関係が見られなかったと考えた。

地形特徴量は、Panuska *et al.* (1991) が指摘するように、微分を差分におきかえ計算を行うため算出に用いる DEM の区間分割の大きさによりそれぞれの値は変化する。そこで正方格子間隔を 3.5 m, 7 m, 14 m, 21 m, 28 m として算出した地形特徴量と A 層厚について相関分析を行った。間隔に対して相関関係は変わらなかったが、相関係数の絶対値は、格子間隔の増大に伴って大きくなり 14 m 間隔で最も大きく、以後減少に転ずるといった結果を得た。したがって本調査圃場の地形では、

A 層厚分布を推定する地形情報として 14m-DEM による地形特徴量が適当であると判断した。しかしながら、調査圃場はその形が複雑であり、格子間隔を増大すると外縁付近では地形特徴量を算出できないために標本数が急減する。そこで、7m-DEM の地形特徴量を説明変数に用いた重回帰分析により A 層厚の定量モデルについて検討を試みた。その結果は、表 3 のように PLANC, 標高, 比流域を説明変数とした重回帰式が求められた。決定係数は 0.352 であり、Moore *et al.* (1993) が導いた勾配を説明変数に含めたモデルの 0.503 よりも小さいが、勾配と比流域の関数 (wetness index), PLOFC, 集水面積の地形特徴量を説明変数に用いた Park *et al.* (2001) のモデルの 0.362 と同程度であった。しかし、回帰の残差について検討したところ、正規分布が棄却され、特に 60 cm 以上の層厚に対しては残差が大きくなることが認められた。これは 60 cm 以上の堆積相には、前述のようにガリの人為的な埋戻しによるといった形成要因が異なる地点も含まれていることが、その要因として考えられる。しかしながら、この回帰式による推定値は実測値の分布傾向と対応しており、また実測値と推定値に関する

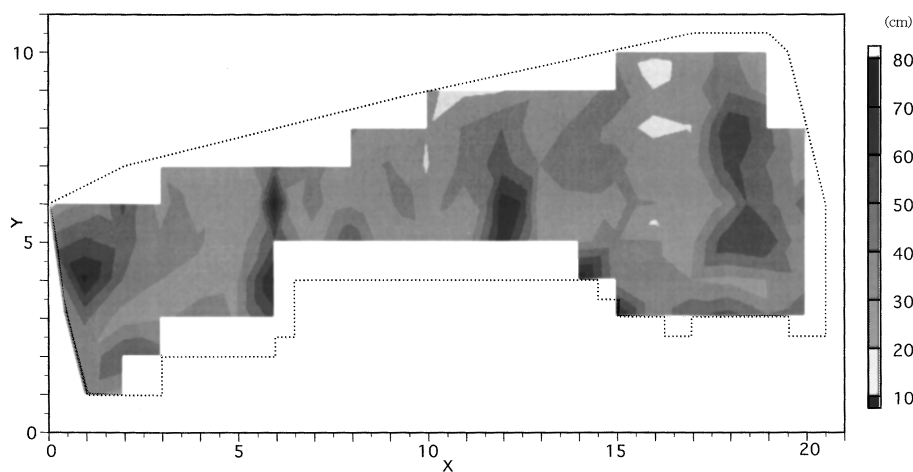


図-8 調査圃場における A 層厚の空間分布

Fig. 8 Spatial distribution of A-horizon thickness at the investigation area.

表-2 A 層厚と地形特徴量の相関係数

Table 2 Correlation coefficient between A-horizon thickness and terrain attributes

	勾配	PROFC	PLANC	LAPLACIAN	比流域	標高
Ap+Ab 層厚	-0.1354	0.37**	0.51**	0.48**	0.38**	-0.36**

** : 有意水準 1% で無相関が棄却される項目

順位相関係数 (Snedecor and Cochran, 1972) は 0.56 を示したことから、A 層厚の分布の傾向を再現する定性的なモデルとしては満足のいくものであった。

一方、分散分析によりモデル斜面ごとに層厚を比較したところ、表 4 に示すようにそれぞれの水準間に有意差が認められた。つまり斜面上部の Inf, Ccs では標本平均で 25 cm 程度の層厚であるのに対し、斜面下部の Cfs, Ats ではその値は 40 cm 以上になっていた。また Tms より斜面の下方では変動性が大きくなり、変動係数では 30% 以上で Tms には 70 cm 以上のデータも含まれていた。各水準内の分布が正規分布に従うとすれば、Inf, Ccs の 85% が 30 cm (全体の代表値: 最頻値・中央値) 以下であり、対照的に Cfs, Ats では 85% が 30 cm 以上であると説明することができる。

表-3 地形特徴量を説明変数に用いた A 層厚の重回帰モデル

Table 3 Multiple regression model of A-horizon thickness by terrain attributes

説明変数	偏回帰係数	標準偏回帰係数	決定係数
PLANC	538.77	0.40	0.3520
標高	-0.49	-0.24	
比流域	0.04	0.17	
定数項	166.11		

3.4 モデル斜面と地形特徴量の関係

これまでに土壌断面特性の変動性と分布状況を解析するために、地形情報としてモデル斜面と地形特徴量を用いてきた。モデル斜面は、主要な土壌の生成や移動現象の変化が斜面の形態に対応していることに基づいて分類されており、Dalrymple は斜面の勾配や凹凸の目安も提示している。本研究においてもモデル斜面は、等高線の形状から斜面形態を推察して分類しており、地形特徴量とは独立な関係ではない。そのため DEM から算出した地形特徴量に基づいて斜面を形態的に分類し、それぞれのモデル斜面を当てはめることは可能である。Pennock *et al.* (1987) は勾配と PROF C と PLANC の地形特徴量によって 7 つの斜面要素に、Park *et al.* (2001) は集水面積と凹凸 (勾配の変化率や曲率とは異なる) の 2 つの地形特徴量によって、6 つの斜面要素に、それぞれ分類するアルゴリズムを提案している。そして土壌層位の厚さや深さの分布と検証することで、その有効性を評価している。しかしここで用いている閾値は対象とした地形に固有の値で試行錯誤で求めなくてはならないのが現状であり、かつ他の地形変化に対する適用事例はない。今回の場合においては、モデル斜面ごとに地形特徴量を集計したところ、方法の箇所の説明した斜面形態の特徴を再現することができた (表 5)。しかし、勾配が大きくその変化が激しいためにある閾値を定めて、画一的に分類することは困難であった。

圃場内、特に傾斜地のように土壌のバラツキが大きい

表-4 モデル斜面による A 層厚の類型化

Table 4 Identification of the A-horizon thickness using landsurface model unites

基本統計量					
水準	Inf	Ccs	Tms	Cfs	Ats
件数	14	36	51	27	26
平均	26.04	24.61	32.61	44.13	43.44
標準偏差 (σ)	5.16	4.80	10.12	16.59	13.55
平均 + σ	31.20	29.41	42.73	60.72	57.00
平均 - σ	20.87	19.81	22.49	27.54	29.89
分散分析表					
要因	偏差平方和	自由度	平均平方	F 値	
因子 A	9248.8	4	2312.21	18.50 > 3.45 = $F_{(4,149)}(0.01)$	
誤差	18626.9	149	125.01		
全体	27875.7	153			

最小有意差法による差の検定結果
 Inf ≠ Cfs, Ats
 Ccs ≠ Tms, Cfs, Ats
 Tms ≠ Cfs, Ats

表-5 モデル斜面と地形特徴量の関係

Table 5 Explanation of landsurface model unites with terrain attributes

	勾配	PROFC	PLANC	LAPLACIAN	比流域	
Inf						勾配では20%が0.15以下
平均	0.187	-0.0057	-0.0117	-0.0174	14.3	PROFC, PLANCでそれぞれ75%, 95%が
分散	0.0024	0.00006	0.00006	0.00008	104.25	凸型を示す
標本数	75	66	66	66	10	ラプラシアンでは, 95%が凸型を示す 比流域では80%が20以下
Ccs						勾配では85%が0.20以上
平均	0.240	-0.0030	-0.0078	-0.0107	17.1	PROFC, PLANCでそれぞれ70%, 90%が
分散	0.0016	0.00003	0.00007	0.00014	61.16	凸型を示す
標本数	297	286	286	286	32	ラプラシアンでは80%が凸型を示す 比流域では75%が20以下
Tms						最も勾配が大きくほとんど0.20以上
平均	0.272	0.0013	0.0016	0.0029	31.0	PROFCで65%が-0.005~0.005, PLANC
分散	0.0010	0.00003	0.00006	0.00015	298.13	で80%が-0.01~0.01と平坦な斜面である
標本数	532	509	509	509	46	ラプラシアンでは50%以上が-0.01~0.01 比流域では85%以上が50以下
Cfs						勾配では85%が0.20以上
平均	0.233	0.0033	0.0040	0.0073	54.8	PROFC, PLANCでそれぞれ80%, 70%が
分散	0.0011	0.00002	0.00005	0.00010	1257.99	凹型を示す
標本数	341	325	325	325	26	ラプラシアンでは80%が凹型を示す。 比流域では50%が50以上
Ats						最も勾配が小さく0.20以下が70%
平均	0.176	0.0038	0.0066	0.0104	126.3	PROFC, PLANCでそれぞれ80%, 80%が
分散	0.0014	0.00002	0.00004	0.00009	8527.61	凹型を示す
標本数	238	213	213	213	19	ラプラシアンでは85%が凹型を示す 比流域では70%が50以上

場合は、土壌管理や改良、精密農法に代表されるような施肥管理や土壌侵食防止対策等にとっては土壌分布情報は重要である。より正確な土壌分布図が理想ではあるが、ある程度まとまった領域ごとに土壌特性の区間推定、つまりモデル斜面による評価でも目的の達成のために十分に寄与できる。したがって、地形特徴量の分布を加味してモデル斜面を分類し、モデル斜面ごとに土壌特性を類型化することは有効な手段である。今後、多様な地形形態を含む圃場における検証とデータの蓄積が望まれる。

4. 要 約

耕作を開始してから80年以上経過した古い傾斜地畑において、圃場全体を包括するように基本間隔14mのメッシュ法により154地点において土壌断面調査を行っ

た。また地形図より地形特徴量の抽出ならびに地形の形態に基づいたモデル斜面に分類し、土壌断面形態との関係について検討した。

調査地の地形は、4つの凹部と3つの凸部により構成される複合斜面である。一連の斜面は下方に向かってInf, Ccs, Tms, Cfs, Atsが連続しており、凸型で勾配の小さなInfからCcsにかけて勾配が増大し、Tmsでは勾配が最も大きく比較的平坦な斜面となり、Cfs, Atsでは凹型で勾配の減少する様な地形変化が認められた。また平均勾配は0.237であり、0.200以上の斜面が調査圃場全体の80%を占めていた。

土壌侵食と再堆積により、土壌断面形態の変動が著しいことが確認された。その変動についてモデル斜面ごとに評価すると、Inf, Ccsの地点ではAp/Cの層序を示し、激しい削剝作用によりB層が流亡した侵食相であ

る。Ap層はC層の材料を多く含んでいるために、明度、彩度ともに大きな土色であり中粒質で粘性の低い土壌であった。それに対してCfs, AtsではAp/Ab/Bの層序を示しAp層はより暗色で細粒質な土壌で構成されていることから堆積相と考えられる。A (Ap+Ab) 層厚に関しては変動係数が39.7%と大きなばらつきが認められたが、その空間分布については地形特徴量により説明することができる。厚いA層の出現する領域は、比流域が大きく低地の流去水が集中しやすい凹型斜面であり、勾配とは明瞭な関係は認められなかった。そしてこの層厚分布を定量的に推定する試みとして、地形特徴量による重回帰分析をおこない、PLANC、標高、比流域を説明変数とする重回帰モデルを得たが、定量モデルとしては十分なものではなかった。一方モデル斜面により、 $Ccs < Inf < Tms < Ats < Cfs$ の順にA層が厚くなり、Inf, Ccsの85%が30cm以下の層厚で、対照的にCfs, Atsでは85%が30cm以上であると類型化することができた。

地形条件の他にも、地域性つまり土壌シリーズ、気象条件や人為作用などに応じて土壌断面形態と地形の関係は変化するものと考えられる。そのため地形情報による土壌断面に関する定量モデルの構築は単純ではない。しかし、地形情報の収集および特徴量の抽出は容易であり、傾斜畑における土壌の空間分布を推定するために大いに活用すべきであると考えられる。

謝 辞

本研究の土壌調査ならびデータ解析に関しまして、ご指導いただきました佐久間敏雄北海道大学名誉教授に感謝申し上げます。

引用文献

- Carson, M.A. and Kirkby, M.J. (1972) : Hillslope Form and Process, Cambridge University Press.
- Conacher, A.J. and Dalrymple, J.B. (1977) : The Nine Unit Landsurface Model : An Approach to Pedogeomorphic Research, *Geoderma*, **18** : 1-154.
- Curtis, L.F., Doornkamp, J.C. and Gregory, K.J. (1965) : The Description of Relief in Field Studies of Soils, *J. of Soil Science*, **16** : 16-30.
- Dalrymple, J.B., Blong, R.J. and Conacher, A.J. (1968) : An Hypothetical Nine Unit Landsurface Model, *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F. Bd.*, **12** : 60-76.
- Daniels, R.B., Gilliam, J.W., Cassel, D.K. and Nelson, L. A. (1985) : Soil Erosion Class Landscape Position in the North Carolina Piedmont, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **49** : 991-995.
- Evans, I.S. (1980) : An Integrated System of Terrain Analysis and Slope Mapping, *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F. Bd.*, **36** : 274-295.
- Kirkby, M.J. (1978) : Hillslope Hydrology, JOHN WILEY & SONS.
- Kreznor, W.R., Olson, K.R., Banwart, W.L. and Johnson, D.L. (1989) : Soil, Landscape, and Erosion Relationships in a Northwest Illinois Watershed, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **53** : 1763-1771.
- Miller, M.P., Singer, M.J. and Nielsen, D.R. (1988) : Spatial Variability of Wheat Yield and Soil Properties on Complex Hills, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **52** : 1,133-1,141.
- Moore, I.D., Grayson, R.B. and Ladson, A.R. (1991) : Digital Terrain Modelling : A Review of Hydrological, Geomorphological, and Biological Applications, *Hydrological Processes*, **5** : 3-30.
- Moore, I.D., Gessler, P.E., Nielsen, G.A. and Peterson, G.A. (1993) : Soil Attribution Prediction Using Terrain Analysis, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57** : 443-452.
- Onstard, C.A., Pierce F.J., Dowdy R.H. and Larson W. E., (1985) : Erosion and Productivity Interrelations on a Soil Landscape, *TRANSACTIONS of the ASAE*, **28** : 1885-1888.
- Panuska, J.C., Moore, I.D. and Kramer, L.A. (1991) : Terrain Analysis : Integration into the Agricultural Nonpoint Source (AGNPS) Pollution Model, *J. of Soil and Water Conservation*, **61** : 59-64.
- Park, S.J., McSweeney, K. and Lowery, B. (2001) : Identification of the Spatial Distribution of Soils Using a Process-based Terrain Characterization, *Geoderma*, **103** : 249-272.
- Pennock, D.J., Zebarth, B.J. and DeJong, E. (1987) : Landform Classification and Soil Distribution in Hummocky Terrain, Saskatchewan, Canada *Geoderma*, **40** : 297-315.
- Snedecor, G.W. and Cochran, W.G. 著, 畑村又好他訳 (1972) : 統計的方法, 185-187, 岩波書店.
- Speight, J.G. (1980) : The Role of Topography in Controlling Throughflow Generation : A Discussion, *Earth Surface Processes*, **5** : 187-191.
- Thompson, J.A., Bell, J.C. and Butler, C.A. (2001) : Digital Elevation Model Resolution : Effects on Terrain Attribute Calculation and Quantitative

- Soil-Landscape Modeling, *Geoderma*, **100** : 67-89.
- Timlin, D.J., Pachepsky, Ya., Snyder, V.A. and Bryant, R.B. (1998) : Spatial and Temporal Variability of Corn Grain Yield on a Hillslope, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **62** : 764-773.
- Waters, R.S. (1958) : Morphological Mapping, *Geography*, **43** : 11-17.
- Zevenbergen, L.W. and Thorne, C.R. (1987) : Quantitative Analysis of Land Surface Topography, *Earth Surface Processes and Landforms*, **12** : 47-56.
- 柏木淳一・佐久間敏雄 (1995) : 放射性降下物 (^{137}Cs) による積算土壌侵食量の推定, *土壌の物理性*, **71** : 57-62.
- 徳永光一・佐藤照男 (1975) : 広域農地における土壌物理性の分布変動について, *農業土木学会論文集*, **55** : 1-8.
- 野上道男・杉浦芳夫 (1986) : パソコンによる数理地理学演習, 108-111, 古今書院.
- 箱石 正 (1960) : 傾斜地の土壌水分勾配について, *土壌の物理性*, **3** : 30-33.
- 北海道立中央農業試験場 (1975) : 地力保全基本調査成績書.

受稿年月日 : 2002 年 11 月 29 日

受理年月日 : 2003 年 6 月 17 日

複数の陰イオン種を含む酸性溶液を火山灰土壌へ 浸透した場合の溶脱液濃度予測

亀山幸司*・松川 進**・石田朋靖**・加藤秀正**

Prediction of Ion Concentration in The Effluent during Permeation of Acid Solutions Including Multiple Anionic Species into a Volcanic Ash Soil

Kouji KAMEYAMA*, Susumu MATSUKAWA**, Tomoyasu ISHIDA** and Hidemasa KATO**

* Graduate School of Agriculture, Utsunomiya University, Utsunomiya 321-8505, Japan

** Faculty of Agriculture, Utsunomiya University, Utsunomiya 321-8505, Japan

Abstract

The prediction method of ion concentration in the effluent during permeation of acid solutions involving multiple anionic species into volcanic ash soil was examined in this study. The method for prediction was composed of chemical reactions between acid solution and soil, and Mixing cell model, which approximately describe solute transport in soil. The results were summarized in the following.

1) The model could simulate well pH and monovalent anions ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$) in the effluent during permeation of acid solutions involving NO_3^- , Cl^- and SO_4^{2-} into soil column. This shows that it is possible to handle sum of NO_3^- and Cl^- as a monovalent anion.

2) The simulation results agreed well with the measured values of pH and concentration of anions and BC^{2+} (sum total of Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ and Na^+) in the effluent. Therefore, it seemed that simulation model used in this study is useful for predicting the main effects when acid rain including multiple anionic species deposited on the Kanto loam subsoil.

Key words : acid deposition, acid buffering capacity, chemical equilibrium equation, Mixing cell model, competitive adsorption

1. はじめに

我が国に広く分布し、普通畑地土壌の約50%を占める火山灰土壌は、その土壌粘土を構成する主要成分が非結晶質のアロフェンやイモゴライトであることが多い。

アロフェンなどの非結晶質粘土鉱物を主要成分とする火山灰土壌は変異荷電特性を有し、陰イオン吸着による酸緩衝能に富む反面、構造的に不安定であり、酸性沈着によってアルミニウムを溶出する危険性が大きい土壌であることが指摘されている(吉田・川畑, 1988; 逸見ら, 1999)。このため、酸性沈着による火山灰土壌の影響を評価するための予測手法の確立が重要と考えられる。

一方、火山灰土壌へ酸性雨が負荷された場合の陰イオン吸着は、①粘土鉱物中の鉄やアルミニウムの水酸化物表面に露出した水酸基に H^+ を取り込み、正電荷を発現し、それに NO_3^- 、 SO_4^{2-} などの陰イオンが吸着される反応(吉田・川畑, 1988; 和田・百村, 1991)、及び②配位子交換による SO_4^{2-} 吸着、からなると考えられ、これらの反応は、陰イオンを土壌に吸着すると同時に、土壌溶液からの H^+ の消失を伴う。

また、 NO_3^- 、 Cl^- と比較して、 SO_4^{2-} は火山灰土壌への吸着親和性が極めて大きく、 SO_4^{2-} が土壌溶液に共存する場合には、 NO_3^- 、 Cl^- は殆ど土壌へ吸着されないことが報告されている(例えば、Kamewada, 1996)。

* 宇都宮大学大学院農学研究科 〒321-8505 宇都宮市峰町 350

** 宇都宮大学農学部 〒321-8505 宇都宮市峰町 350

キーワード: 酸性沈着, 酸緩衝能, 化学平衡式, Mixing Cell モデル, 競合吸着

このため、酸性雨に含まれる陰イオン組成比の相違や土壌における陰イオン間の競合吸着は、各陰イオンの吸着量、及び陰イオン吸着によって中和される H^+ の量に影響するため、土壌の酸性化に大きく影響すると考えられる。

現在までに、火山灰土壌を対象とした酸性沈着による土壌影響予測に関連した研究がいくつか行われているが(松川ら, 1998 a, 1998 b; 新藤・袴田, 1998; Fumoto and Sverdrup, 2000; 新藤ら, 2001; 亀山ら, 2002), これらの研究では、陰イオン吸着については SO_4^{2-} のみが考慮されており、陰イオン間の競合吸着の影響については考慮されていない。

このような背景から、既報(亀山ら, 2003)では、 NO_3^- , SO_4^{2-} の含有比率が異なる酸性溶液を火山灰土壌へ添加した場合(バッチ法)の土壌溶液濃度等を、陰イオン間の競合吸着も含む土壌と溶液の間で生じる主要な化学平衡式を用いて予測した。

しかし、酸性雨の浸透による土壌中の pH 変化, Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ の離脱等は、土壌中の陽イオン交換等の化学的現象だけでなく、水分、溶質移動と密接に関連した事象として把握する必要がある。従って、酸性雨の浸透による土壌影響予測は、土壌中での陽イオン交換などの化学的現象と水分、溶質移動を結合することにより、始めて総合的な影響評価が可能になると考えられる(亀山ら, 2002)。

このため、本研究では、複数の陰イオン種を含む酸性溶液が火山灰土壌に浸透した場合の溶脱液濃度等の予測について検討を行った。予測手法には、既報(亀山ら, 2003)で用いた化学平衡式と溶質移動を近似的に表す Mixing Cell モデル(Appello and Willemsen, 1987)を用いた。

2. 測定方法

土壌は、亀山ら(2003)と同様、栃木県真岡市に位置する宇都宮大学付属農場牧草畑の 40~60 cm の深さから採土した関東ローム下層土を用いた。

内径 3 cm, 長さ 13 cm のアクリル管カラムの底部にガーゼを敷いた後、その上に 2 mm 篩を通過した供試土壌を乾燥密度 $0.516 \sim 0.543 \text{ g cm}^{-3}$ で 10 cm 充填した。そして、カラムをバットの上に載せ、蒸留水を微量ずつカラム底部に与え、徐々に毛管飽和处理を行った。

なお、蒸留水を微量ずつ与えたのは、バット上に残る蒸留水と土壌中の毛管水が接触しているために生じる土壌カラムからバット上へのイオンの流出を最小限に抑えるためである。イオンの流出が生じてしまうと Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ 離脱量の測定結果などに影響を与えると

考えられる。

毛管飽和处理後、pH 4.0 の HNO_3 , H_2SO_4 , 混合溶液 ($NO_3^- : SO_4^{2-}$ (当量) = 0.50 : 0.50, 0.75 : 0.25, $NO_3^- : SO_4^{2-} : Cl^-$ (当量) = 0.40 : 0.40 : 0.20) をペリスタポンプにより $25 \sim 28 \text{ mL h}^{-1}$ (ダルシー流速で $1.00 \sim 1.09 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ に相当) で供給した。なお、浸透溶液の陰イオン組成比は、栃木県酸性降下物量調査結果(栃木県保健環境センター, 1997-2001)による湿性沈着量の 5 年間平均値 ($NO_3^- : SO_4^{2-} : Cl^-$ (当量) = 0.34 : 0.42 : 0.24) を参考に決定した。

溶脱液はフラクシヨコレクター(試験管 1 本あたり約 18 mL) で分割採取した。なお、実験は 23°C の恒温室で各溶液について 2 回ずつ行った。土壌表面には厚さ 0.4 cm, 最大孔径 160~250 μm のガラスフィルターを敷き、ポンプにより供給した溶液が土壌カラム中を均等に浸透するように配慮した。

総浸透量を約 10 L と多量に与えたため試験管の本数が約 600 本と多大となった。このため、試験管 10 本毎に pH, 試験管 30 本毎にイオン濃度を測定した。pH はガラス電極法で、陽イオン (Al , Ca , Mg , K , Na) は偏光ゼーマン原子吸光光度計(フレーム法), 陰イオン (NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}) はイオンクロマトグラフィーによりそれぞれ測定した。実験終了後、土壌カラム中の含水量を測定した結果、体積含水率は $0.737 \sim 0.772 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ であった。

また、溶脱液濃度計算を行う際の初期条件(土壌溶液中の NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} の初期濃度)を以下の方法により求めた。

まず、前述と同様の方法で供試土壌を充填、毛管飽和处理をした後、カラム内の土壌を 50 mL 容遠沈管に分けて入れた。その後、遠沈管を遠心分離して土壌を沈降させ、上澄み液を採取した。そして、メンブランフィルターで上澄み液の土粒子を除去し、イオンクロマトグラフィーで NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} の初期濃度を測定した。

3. 計算方法

3.1 化学平衡式

溶脱液のイオン濃度計算に用いた化学平衡式、平衡定数、条件などは表 1 に示し、亀山ら(2003)と同様のものを用いた。このため、 Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ の合計は 2 価の陽イオンを仮定した BC^{2+} としてまとめて取り扱った。 NO_3^- , Cl^- も同様に、計算を簡便化するため、 NO_3^- , Cl^- の合計を 1 価陰イオンとしてまとめて取り扱った。

なお、化学平衡式を計算する際のイオン濃度は全てモル濃度 (mol L^{-1}) で計算した。このため、 BC^{2+} について

表-1 溶脱液濃度計算に用いた化学平衡式

Table 1 Chemical equilibrium equations, equilibrium constants and conditions used in ion concentration prediction of the effluents

1. アルミニウム結晶の溶解と加水分解	
①-I $(Al^{3+}) = 1.34 \times 10^6 (H^+)^{2.356}$	(実測: HNO ₃)
①-II $(Al^{3+}) = 1.414 \times 10^6 (H^+)^{2.371}$	(実測: 混合溶液)
①-III $(Al^{3+}) = 1.259 \times 10^3 (H^+)^{1.863}$	(実測: H ₂ SO ₄)
② $Al^{3+} + H_2O = AlOH^{2+} + H^+$	logK = -5.02 (Wolt, 1994)
③ $Al^{3+} + 2H_2O = Al(OH)_2^+ + 2H^+$	logK = -9.30 (Wolt, 1994)
2. 陽イオン交換	
④ $2H^+ + ExBC = BC^{2+} + 2ExH$	logK _{BC-H} (未知数)
⑤ $3H^+ + ExAl = Al^{3+} + 3ExH$	logK _{Al-H} (未知数)
ただし、BC ²⁺ は Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , K ⁺ , Na ⁺ の合計, Ex は当量分率で ExBC + ExAl + ExH = 1	
3. 炭酸塩平衡	
⑥ $CO_2 + H_2O = H^+ + HCO_3^-$	logK = -7.82 (Wolt, 1994)
4. 陰イオン吸着とイオンペア	
⑦ 吸着 $(SO_4^{2-})(cmol_c \cdot kg^{-1}) = 529 [SO_4^{2-}]^{0.225} [H^+]^{0.335} [NO_3^- + Cl^-]^{-0.115}$	(実測)
⑧ 吸着 $(NO_3^- + Cl^-)(cmol_c \cdot kg^{-1}) = 46.7 [NO_3^- + Cl^-]^{0.352} [H^+]^{0.145} [SO_4^{2-}]^{-0.013}$	(実測)
⑨ $Al^{3+} + SO_4^{2-} = AlSO_4^+$	logK = 3.20 (Wolt, 1994)
5. 1次鉱物の風化速度	
⑩ 風化速度 $F_w (cmol_c \cdot kg^{-1}) = K_w [H^+]^{0.40}$	K _w (未知数)
6. 電気的中性条件	
⑪ $\sum C_i^+ Z_i^+ = \sum C_i^- Z_i^-$	
7. 質量保存則	
⑫ BC ²⁺ (mol): 混合前 = 混合後 (溶液中 (BC ²⁺) + 吸着 (BC ²⁺))	
⑬ SO ₄ ²⁻ (mol): 混合前 = 混合後 (溶液中 (SO ₄ ²⁻ + AlSO ₄ ⁺) + 吸着 (SO ₄ ²⁻))	
⑭ NO ₃ ⁻ + Cl ⁻ (mol): 混合前 = 混合後 (溶液中 (NO ₃ ⁻ + Cl ⁻) + 吸着 (NO ₃ ⁻ + Cl ⁻))	
(収束条件) 相対誤差 = $\frac{\text{混合後イオン総量(mol)} - \text{混合前イオン総量(mol)}}{\text{混合前イオン総量(mol)}} < 0.001$	

は、Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺ を全て2価の陽イオンに濃度換算して合計したものを計算に用いた。

表1の④, ⑤式に示した陽イオン交換については、亀山ら(2003)と同様、陽イオン交換の選択係数 logK_{BC-H}, logK_{Al-H} は未知数とし、カラム溶脱液のpH測定値と最も適合する最適値を求めた。

陰イオン吸着は、表1の⑦, ⑧式に示すように、Freundlich型の吸着等温式(Mesquita and Vieira e Silva, 2002)を適用して、1価陰イオン(NO₃⁻+Cl⁻)と2価陰イオン(SO₄²⁻)の間の競合吸着を考慮した。

なお、⑦, ⑧式中のパラメータは、亀山ら(2003)により、バッチ法から求められたものであり、⑦, ⑧式の決定係数は各々0.941, 0.894と高く、バッチ法の測定結果との適合は良好であった。

一次鉱物の風化によるBC²⁺の供給速度(風化速度)は、土壌と溶液との反応を人為的に促進するバッチ法と

カラム浸透実験とは異なると考えられる。このため、バッチ法から求められた一次鉱物風化式のパラメータをカラム浸透実験へ適用するのは不相当と考えられる。

一方、一次鉱物風化式中のH⁺濃度のべき数は、土壌の鉱物組成に依存する値である(Bloom and Grigal, 1985)。そこで、鷹野ら(1997)を参考として風化式のH⁺濃度のべき数はバッチ法から求められた値を使用し、風化式の乗数K_wを未知数として、カラム浸透実験における溶脱液pHの測定値、BC²⁺累積離脱量の測定値に最も適合する最適値を求めた。

なお、計算では、風化速度式(表1, ⑩式)にH⁺濃度計算値を代入して得られた風化によるBC²⁺溶出量をBC²⁺の質量保存則(表1, ⑫式)の左辺に加えることで、一次鉱物の風化による液相へのBC²⁺供給を考慮した。

3.2 Mixing Cell の諸元

溶質の分散, 移流を近似する Mixing Cell モデル (Appelo and Willemssen, 1987) を溶質移動の計算に用いた。Mixing Cell の諸元は次式で定義される。

$$C_{i+1} = fC_i + 0.5(1-f)(C_{i-1} + C_{i+1}) \quad (1)$$

$$f = 1 - \frac{2\alpha}{\Delta x} \quad (2)$$

$$\Delta t = \frac{\Delta x}{v} \quad (3)$$

(1)~(3)式中の記号はそれぞれ, C:セル溶液濃度 (mol L^{-1}), i:セル番号, j:時刻番号, f:最適混合因子 ($0 < f < 1$), α :分散長 (cm), Δx :セル幅 (cm), Δt :単位時間長さ (s), v:間隙平均流速 (cm s^{-1}) を表している。なお, 分散長 α , セル幅 Δx については亀山ら (2002) と同様, 各々 0.55, 2 cm を用いた。また, カラム浸透実験の間隙平均流速 v とセル長さ Δx を (3) 式に代入することにより, Δt は, 1,400~1,500 s と求められた。

3.3 初期条件

前述の方法により求められた土壌溶液中の SO_4^{2-} , 1価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$) の初期濃度はそれぞれ 2×10^{-6} , $3.85 \times 10^{-4} \text{ mol L}^{-1}$ であった。また, 初期交換性塩基量は供試土壌の交換性塩基測定値 (亀山ら, 2003) の総和である $0.88 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ を初期条件として与えた。

3.4 計算の手順

まず, 初期条件と化学平衡式から SO_4^{2-} , 1価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$) 以外の全セルの初期平衡濃度を算出する。

そして, Δt 時間後の各セルの溶液濃度を (1) 式に従い混合し, 混合後の平衡濃度を化学平衡式, 電気的中性条件, SO_4^{2-} , 1価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$) と BC^{2+} の質量保存則の収束を条件とする繰り返し計算により求める。この操作を所定の時間まで繰り返した。

4. 計算結果

4.1 最適パラメータの推定

pH 4.0 の HNO_3 , H_2SO_4 , 混合溶液 ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} = 0.50 : 0.50$) を浸透した場合の溶脱液 pH の測定値と計算値の比較を図 1, BC^{2+} 累積離脱量の測定値と計算値の比較を図 2 に示した。なお, 図中の K_w は未知数とした一次鉱物風化式の乗数の最適値, $\log K_{\text{BC-H}}$, $\log K_{\text{Al-H}}$ は未知数とした陽イオン交換選択係数の最適値をそれぞれ示している。

なお, 新藤ら (2001) が, 黒ボク土 (火山灰土壌) について見積もった 2 価の陽イオン (Ca^{2+} , Mg^{2+}) と H^+ , Al^{3+} と H^+ の陽イオン交換選択係数の対数値は, それぞれ, 10.07~10.54, 12.13~13.66 であり, 本研究から推

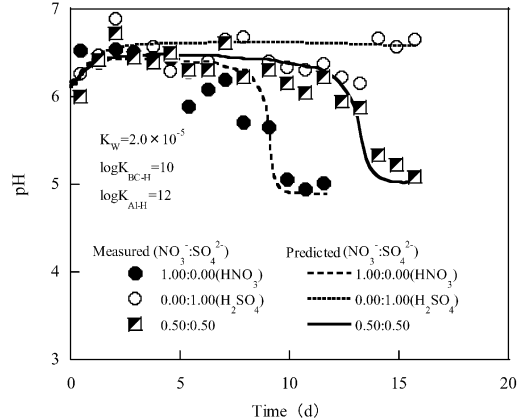


図-1 pH 4.0 の HNO_3 , H_2SO_4 , 混合溶液を浸透した場合の溶脱液 pH の測定値, 計算値

Fig. 1 Measured and predicted pH in the effluent during permeation of pH 4.0 HNO_3 , H_2SO_4 and mixed solution.

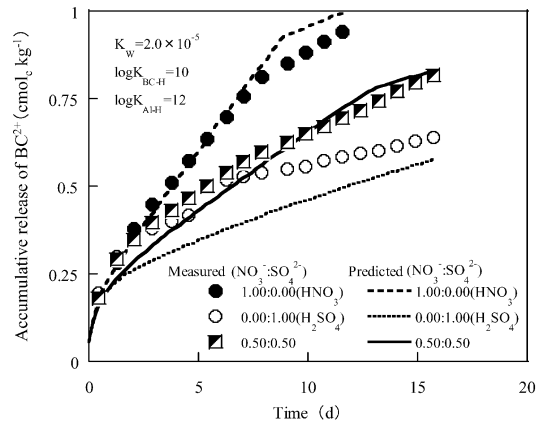


図-2 pH 4.0 の HNO_3 , H_2SO_4 , 混合溶液を浸透した場合の BC^{2+} 累積離脱量の測定値, 計算値

Fig. 2 Measured and predicted accumulative release of BC^{2+} during permeation of pH 4.0 HNO_3 , H_2SO_4 and mixed solution.

定された値は, それとほぼ同様の値を示した。

各溶液を浸透した場合において, 溶脱液 pH は ± 0.3 以下の誤差で測定値と計算値は一致した。また, BC^{2+} 累積離脱量の測定値と計算値も $\pm 0.1 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ 以下の誤差で一致し, 陽イオン交換と一次鉱物の風化による酸緩衝容量が妥当に予測されていると考えられた。

以上の結果から, ここで用いた K_w , $\log K_{\text{BC-H}}$, $\log K_{\text{Al-H}}$ の値が適当と考えられたため, これらの値を用いて以下の計算を行った。

4.2 溶脱液の pH, イオン濃度の計算結果

$\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$ が 0.50 : 0.50, 0.75 : 0.25 の混合溶液を浸透した場合の溶脱液の pH, BC^{2+} , 1 価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$), SO_4^{2-} 濃度の測定値と計算値の比較を図 3, 4 にそれぞれ示した。なお, BC^{2+} については, 前述の通り, Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ を全て 2 価陽イオンとして濃度換

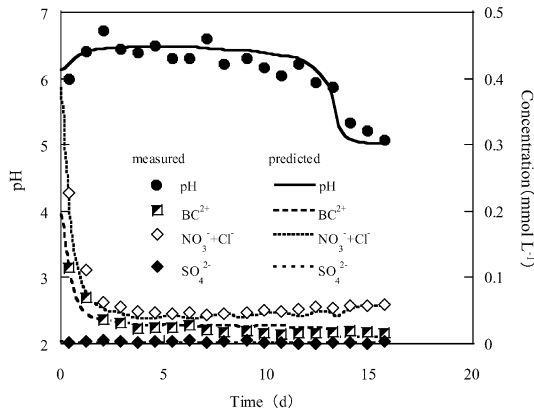


図-3 溶脱液の pH, BC^{2+} , 1 価陰イオン濃度 ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$), SO_4^{2-} の測定値, 計算値 ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} = 0.50 : 0.50$)

Fig. 3 Measured and predicted pH and concentration of BC^{2+} , monovalent anions ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$) and SO_4^{2-} in the effluent ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} = 0.50 : 0.50$).

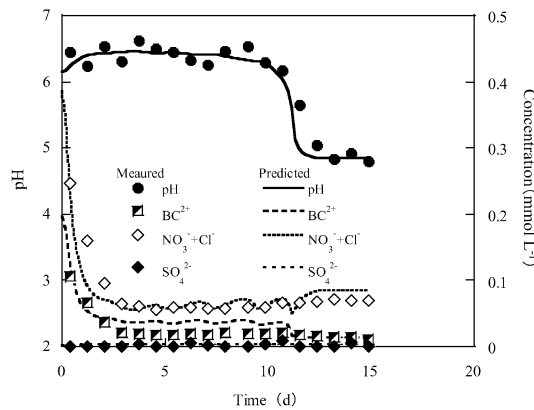


図-4 溶脱液の pH, BC^{2+} , 1 価陰イオン濃度 ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$), SO_4^{2-} の測定値, 計算値 ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} = 0.75 : 0.25$)

Fig. 4 Measured and predicted pH and concentration of BC^{2+} , monovalent anions ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$) and SO_4^{2-} in the effluent ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} = 0.75 : 0.25$).

算して合計したものを示した。

溶脱液の pH は, 各溶液を浸透した場合で ± 0.3 以下の誤差で測定値と計算値は一致し, pH が低下する時間も比較的良く一致した。また, BC^{2+} , 1 価陰イオン, SO_4^{2-} 濃度は, 各溶液を浸透した場合で測定値と計算値は良好な一致を示した。

次に, $\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} : \text{Cl}^-$ が 0.40 : 0.40 : 0.20 の混合溶液を浸透した場合の溶脱液の pH, BC^{2+} , 1 価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$), SO_4^{2-} 濃度の測定値と計算値の比較を図 5 に示した。

溶脱液の pH は, ± 0.3 以下の誤差で測定値と計算値は一致した。また, BC^{2+} , 1 価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$), SO_4^{2-} 濃度の測定値と計算値も良好な一致を示した。

以上の結果から, 計算を簡便化するために NO_3^- と Cl^- の合計を 1 価陰イオンとしてまとめて取り扱うことが可能であることが示された。

4.3 カラム内の pH, イオン濃度, 吸着量分布の計算結果

$\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} : \text{Cl}^-$ が 0.40 : 0.40 : 0.20 の混合溶液を各時間浸透した後の土壌溶液の 1 価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$), SO_4^{2-} 濃度, SO_4^{2-} 累積吸着量分布の計算値を図 6 に示した。なお, SO_4^{2-} 累積吸着量は, 混合溶液浸透後に土壌に吸着された SO_4^{2-} 量を示しており, 浸透前から土壌が保持していた初期交換性 SO_4^{2-} は含まれていない。

10, 15 日後の 1 価陰イオン濃度計算値は, 全層において添加溶液の 1 価陰イオン濃度である 0.06 mmol L^{-1} と

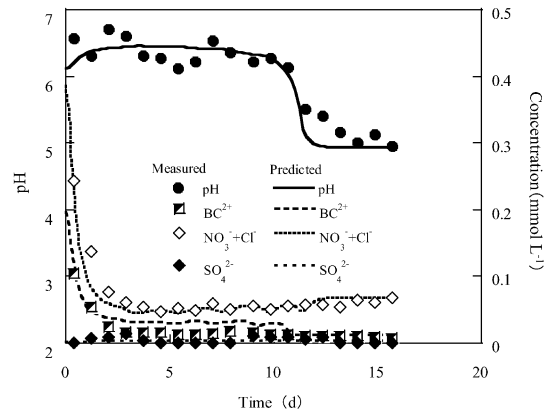


図-5 溶脱液の pH, BC^{2+} , 1 価陰イオン濃度 ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$), SO_4^{2-} の測定値, 計算値 ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} : \text{Cl}^- = 0.40 : 0.40 : 0.20$)

Fig. 5 Measured and predicted pH and concentration of BC^{2+} , monovalent anions ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$) and SO_4^{2-} in the effluent ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} : \text{Cl}^- = 0.40 : 0.40 : 0.20$).

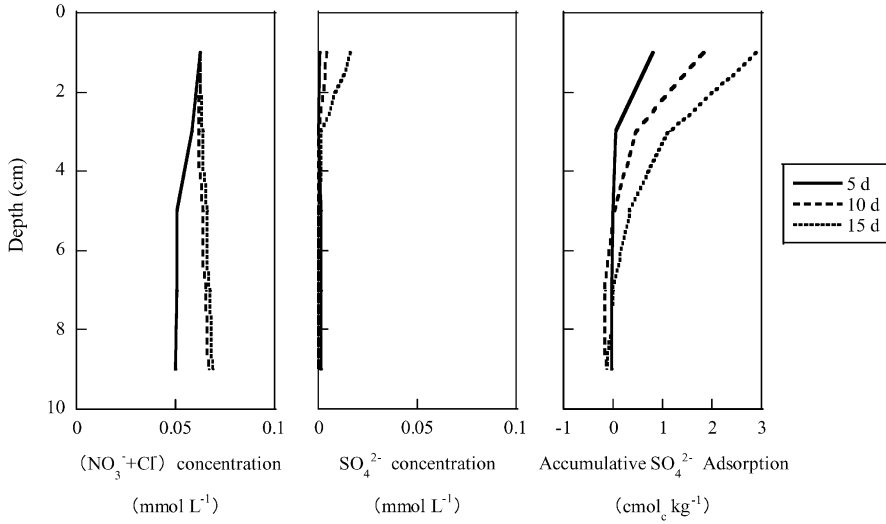


図-6 各経過時間後の1価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$), SO_4^{2-} 濃度分布, 及び SO_4^{2-} 累積吸着量分布の計算値 ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} : \text{Cl}^- = 0.40 : 0.40 : 0.20$)

Fig. 6 Profiles of predicted concentration of monovalent anions ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$) and SO_4^{2-} and accumulative SO_4^{2-} adsorption at several elapsed times ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} : \text{Cl}^- = 0.40 : 0.40 : 0.20$).

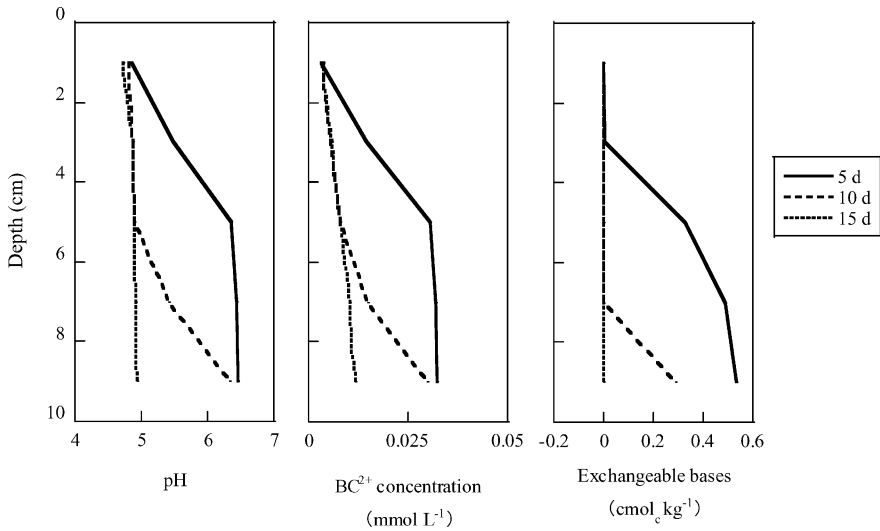


図-7 各経過時間後の pH, BC^{2+} 濃度分布, 及び交換性塩基量分布の計算値 ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} : \text{Cl}^- = 0.40 : 0.40 : 0.20$)

Fig. 7 Profiles of predicted pH, concentration of BC^{2+} and exchangeable bases at several elapsed times ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} : \text{Cl}^- = 0.40 : 0.40 : 0.20$).

殆ど同濃度と計算され, 10, 15日後においては, 1価陰イオンが土壤へ殆ど吸着されないことが推定された。

一方, SO_4^{2-} 濃度計算値と SO_4^{2-} 累積吸着量計算値の比較から, SO_4^{2-} は, 添加した SO_4^{2-} の殆どが上層で吸着されるため, カラムの中, 下層では土壤溶液への溶存が少ないことが推定された。また, 1価陰イオンの濃度

分布とはかなり異なる傾向が計算され, これは, 1価陰イオンと SO_4^{2-} との土壤への吸着親和性の相違に起因するものと考えられた。

次に, $\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} : \text{Cl}^-$ が 0.40 : 0.40 : 0.20 の混合溶液を各時間浸透した後の土壤溶液の pH, BC^{2+} 濃度, 交換性塩基量分布の計算値を図7に示した。

pH, BC^{2+} 濃度分布と交換性塩基量分布の計算値の比較から、酸性溶液の浸透によって上層から徐々に交換性塩基量が減少→土壌溶液の BC^{2+} 濃度が減少→土壌溶液 pH が低下という傾向を読みとることができた。

5. おわりに

複数の陰イオン種を含む酸性雨が火山灰土壌に負荷された場合の影響予測手法を確立するため、複数の陰イオン種を含む酸性溶液が火山灰土壌カラムへ浸透した場合の溶脱液濃度の予測を試みた。その結果は以下に要約される。

1) NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- を含む混合溶液を浸透した場合のカラム溶脱液の pH あるいは 1 価陰イオン ($NO_3^- + Cl^-$) 濃度の変化は良好に予測され、計算を簡便化するために NO_3^- と Cl^- の合計を 1 価陰イオンとしてまとめ取り扱うことが可能であることが示された。

2) 溶脱液の pH や陰イオン, BC^{2+} (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ の合計) 濃度に関して計算値と測定値は良好な一致を示し、本研究で用いた予測手法が複数の陰イオン種を含む酸性雨が火山灰土壌 (関東ローム下層土) に浸透した場合の影響予測に有効であることが立証された。

引用文献

- Appelo, C.A.J. and Willemssen, A. (1987) : Geochemical calculations and observation on salt water intrusions, I. A combined geochemical/mixing cell model. *Journal of Hydrology*, **94** : 313-330.
- Bloom, P.R. and Grigal, D.F. (1985) : Modelling soil response to acidic deposition in nonsulfate adsorbing soils. *Journal of Environmental Quality*, **14** : 489-495.
- Fumoto, T. and Sverdrup, H. (2000) : Modeling of sulfate adsorption on andisols for implementation in the SAFE model. *Journal of Environmental Quality*, **29** : 1284-1290.
- 逸見幾代・松枝直人・逸見彰男 (1999) : 希薄硝酸水溶液処理によるアロフェンとイモグライトの構造変化およびアルミニウムとケイ素の溶出. *日本土壤肥科学雑誌*, **70** : 25-30.
- Kamewada, K. (1996) : Application of 'Four-plane model' to the adsorption of K^+ , NO_3^- and SO_4^{2-} from a mixed solution of KNO_3 and K_2SO_4 on Andisols. *Soil Science and Plant Nutrition*, **42** : 801-808.
- 亀山幸司・松川 進・石田朋靖・加藤秀正 (2002) : 火山灰土壌への硫酸溶液浸透による溶脱液濃度予測. *土壌の物理性*, **89** : 25-33.
- 亀山幸司・松川 進・石田朋靖・加藤秀正 (2003) : 陰イオン組成の異なる酸性溶液を火山灰土壌へ添加した場合の土壌溶液濃度予測. *土壌の物理性*, **93** : 3-11.
- 松川 進・加藤秀正 (1998a) : アロフェン質土壌への硫酸溶液の拡散にともなう pH 分布予測. *土壌の物理性*, **80** : 3-10.
- 松川 進・加藤秀正・富田平四郎・鈴木 敬 (1998b) : 酸性溶液を繰り返し添加した時の土壌溶液濃度と pH. *土壌の物理性*, **77** : 11-18.
- Mesquita, M.E. and Vieira e Silva, J.M. (2002) : Preliminary study of pH effect in the application of Langmuir and Freundlich isotherms to Cu-Zn competitive adsorption. *Geoderma*, **106** : 219-234.
- 新藤純子・袴田共之 (1998) : 酸性沈着による土壌化学性変化のダイナミックモデルによる予測—モデルの概要と土壌酸性化実験への適用による評価—. *日本土壤肥科学雑誌*, **69** : 477-487.
- 新藤純子・高松武次郎・麓 多門 (2001) : 酸性沈着による土壌化学性変化のダイナミックモデルによる予測—野外調査結果への適用による酸緩衝機構に関する検討—. *日本土壤肥科学雑誌*, **72** : 394-402.
- 鷹野 誠・加賀昭和・李 虎・山口克人・鶴田敏郎・村津美代子 (1997) : 土壌酸性化将来予測における化学的風化量の一推定法. *環境科学会誌*, **10** : 287-299.
- 栃木県保健環境センター大気環境部 (1997) : 平成 8 年度酸性降下物量調査. 栃木県保健環境センター年報, **2** : 141-145.
- 栃木県保健環境センター大気環境部 (1998) : 平成 9 年度酸性降下物量調査. 栃木県保健環境センター年報, **3** : 127-130.
- 栃木県保健環境センター大気環境部 (1999) : 平成 10 年度酸性降下物量調査. 栃木県保健環境センター年報, **4** : 155-157.
- 栃木県保健環境センター大気環境部 (2000) : 平成 11 年度酸性降下物量調査. 栃木県保健環境センター年報, **5** : 157-160.
- 栃木県保健環境センター大気環境部 (2001) : 平成 12 年度酸性降下物量調査. 栃木県保健環境センター年報, **6** : 139-141.
- 和田信一郎・百村光代 (1991) : イオン交換体組成を異にする 3 種の土壌による添加された酸の中和機構と中和速度. *日本土壤肥科学雑誌*, **62** : 480-486.
- Wolt, J.D. (1994) : *Soil solution chemistry*. pp. 158-161,

John Wiley & Sons Inc., New York.

吉田 稔・川畑洋子 (1988) : 酸性雨の土壌による中和
機構. 日本土壌肥科学雑誌, **59** : 413-415.

受稿年月日 : 2003年 3月 6日

受理年月日 : 2003年 6月 23日

科爾沁沙地の中心地域における土壌の水分特性曲線の 野外測定とそのパラメーターの簡易な推定法

劉 小燕*・西村直正**・天谷孝夫**・劉 廷璽***

Field Measurement of the Water Retention Curves and Simple Estimation of
 Their Parameters for Soils in the Central Region of Horqin Sandy Land

Xiaoyan LIU*, Naomasa NISHIMURA**, Takao AMAYA** and Tingxi LIU***

* United Graduate School of Agricultural Science, Gifu University

** Faculty of Agriculture, Gifu University

*** Faculty of Hydraulic and Civil Engineering, Inner Mongolia Agricultural University

Abstract

In this study, soil surveys and water retention measurements were conducted on a wide range of soil textures sampled from thirty one locations in the central hinterland of Horqin sandy land. Because the measured water retention curves belong to intermediate scanning curves between the main desorption and sorption processes, some precautions on measurement and application of the water retention curves were suggested.

All soils in survey sites were classified into nine soil types. The average water retention curve of each soil type could be sufficiently approximated by using van Genuchten formula (vG-I). Their saturated and residual volumetric water contents (θ_s , θ_r) increased with clay contents of soil groups. It was confirmed that the shape of their water retention curves are reflected precisely by the parameters ϵ and ν that describe the degree of the first and second inflection curvatures of vG-I, respectively.

Pedotransfer functions in the survey area were estimated using the water retention curves for the nine soil types by the function parameter regression method. The parameters of the fitted water retention curves using vG-I and vG-II (assumed $m=1$ in vG-I) were known to have quite good regression relations with the indexes of soil physical and chemical properties. Particularly, the accuracy of estimation was found to increase when the regression formulas of ϵ and ν were substituted for m and n in vG-I. Therefore, PTF is an efficient method for estimating the water retention curves for different sites in the survey area.

Key words : Water retention curve, Horqin sandy land, Parameter regression method, Pedotransfer function, Physical and chemical properties of soil

1. はじめに

乾燥あるいは半乾燥農業地域で灌漑計画を立案する際には、植物による水や養分の吸収、土壌の塩類化や地下

水の塩分濃度の変化に対する検討に加え、広域の水文環境や土壌侵食の評価など、土壌内あるいは流域内で生じらるであろう複雑多岐にわたる現象を予測し、制御することが必要となる。そのためにはシミュレーションを併用

* 岐阜大学大学院連合農学研究科 〒501-1193 岐阜市柳戸 1-1

** 岐阜大学農学部 〒501-1193 岐阜市柳戸 1-1

*** 内モンゴル農業大学水利・土木建築工程学院 〒010018 呼和浩特市賽罕区昭烏達路 306 号, 中国

キーワード: 水分特性曲線, 科爾沁 (ホルチン) 沙地, パラメーター回帰法, PTF, 土壌の理化学性

して、不飽和帯の水移動を精度良く予測することが望ましい。しかしながら実際には、対象地域が広がるほど土壌特性も空間的な変動を伴って大きく変化するため、それを網羅するだけの多数の土壌試料のサンプリングと直接測定によってその水理特性（すなわち水分特性曲線や不飽和透水係数）を求めるのは、時間と労力や経費の面からも極めて実現困難な作業となる。

この問題に対する有力な解決策の一つとして、Pedotransfer 関数 (PTF) の利用がある。この関数は、Tietje and Tapkenhinrichs (1993) の定義によれば、「土壌を記述する基礎データ（例えば粒度分布、乾燥密度、有機炭素含有量）を引数とし、水分特性曲線か不飽和透水係数の関数を生成するもの」である。最近では、特に GIS (地理情報システム) の技術の発達と普及によって、粒度分布や有機物含有量あるいは乾燥密度のような、比較的簡単に入手可能な土壌の理化学性の基礎データを集積し、それを利用する環境も整ってきた。そのため PTF が決定できれば、将来的には GIS から得られる土壌の基礎データを基に、広域の土壌の水理特性を効率よく推定することが可能になるものと期待される。

PTF に関しては、これまで欧米を中心として数多くの研究が報告され、その有用性が実証されてきた（例えば Gupta and Larson, 1979; Cosby *et al.*, 1984; Haverkamp and Parlange, 1986）。これらの比較的初期の研究では、主に土壌水分特性曲線と、土壌の粒度、乾燥密度、有機物含有量との関係が議論され、その中で PTF に関する概念と理論が使われていたものの、組織

的かつ十分な理論付けが行われたわけではなかった。しかし、Vereecken *et al.* (1989, 1990, 1992) が土壌の基礎データから土壌の水分特性曲線と不飽和透水係数のパラメーターを決定し、さらに PTF の評価法を進展させて以来、PTF は急速に発達してきた (Tietje and Hennings, 1993; Espino *et al.*, 1995; Kern, 1995; Batjes, 1996; Salchow *et al.*, 1996; Scheinost *et al.*, 1997; Minasny *et al.*, 1999; Van Alphen *et al.*, 2001; Mcbratney *et al.*, 2002)。これらの研究では、さまざま調査地域の PTF を導いて分析したり、PTF の機能と有効性を推定・評価したり、さらに PTF を評価するさまざまな方法についての検討がなされた。

このような研究の進展の過程で、Tietje and Tapkenhinrichs (1993) は、水分特性曲線の予測についての PTF の適用方法を、以下の3つに分類した。

(1) 点回帰法

ある吸引圧 h_i に対する水分量 θ_i といった特定の点を、土壌の理化学性の基礎データから重回帰分析により予測する方法である。ある土壌について、そのような特定の点を複数予測できれば、補間や近似により水分特性曲線 $\theta(h)$ を連続関数として導くことが可能になる (Renger, 1971; Gupta and Larson, 1979; Rawls *et al.*, 1982, 1991)。

(2) 物理モデル法

等価毛管の間隙径分布と粒度分布との関係に関わる物理的な概念モデルを用いて、水分特性曲線を求める方法である (Arya and Paris, 1981; Haverkamp and Parlange, 1986; Tyler and Wheatcraft, 1989)。物理モデル法は、次の3段階よりなる。(i) 何らかのモデルを用いて、粒度分布から間隙径分布を予測する。(ii) 間隙径分布から、任意の水分量 θ に対する毛管径を計算する。(iii) 毛管現象の式によって、(ii) で求めた毛管径に対する吸引圧 h を計算する。したがってこの方法では、粒度分布と間隙率が、水分特性曲線を生成するための基礎データとなる。また、(i) のモデルがいくつかの未知パラメーターを含む場合、それらは何らかの実験データと適合するように決定される。

(3) 関数パラメーター回帰法

この方法では、まず、(i) 水分特性曲線を表す関数式のパラメーターを、実験データと適合するように非線形回帰法や他の推定法によって求める。次に (ii) それらのパラメーターと土壌の基礎データとの関係を、何らかの予測回帰式を用いてモデル化する (Cosby *et al.*, 1984; Nicolaeva *et al.*, 1986; Vereecken *et al.*, 1989) という手順で、水分特性曲線が生成される。

そこで筆者らは、中国内蒙古自治区の半乾燥農業地帯

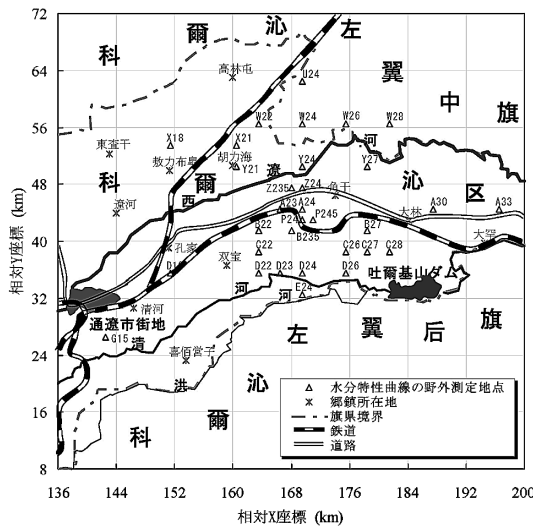


図-1 調査地点の位置

Fig. 1 Location of experimental sites.

の、顕著な空間的な変動を伴った土壌の水分特性を効率的かつ合理的に把握するために、関数パラメーター回帰法による PTF の利用の適用性について検討したので報告する。

調査対象地としては、広範な土壌特性を含んだ広大な中国内モンゴの半乾燥地帯に位置する科爾沁* (ホルチン) 沙地の中心地域を選定し、その 31 カ所での野外試験により水分特性曲線を測定すると共に、その他の各種試験や試料採取を併せて実施した。得られた水分特性曲線を土壌型ごとに整理し、その特徴について検討を加えた。さらに、採取試料から得られた粒度分布・有機物含有量・乾燥密度の基礎データを用いて、本地域の PTF 式を提示した。

2. 調査地域の概要

科爾沁沙地は、中国四大沙地の一つである。調査対象とした通遼市(トンリャオ市)科爾沁区は通遼市の市街地より東に位置し、科爾沁沙地の中心地域に属する(図1)。

本地域は大陸性季節風が吹く温帯気候に属し、春は乾燥して風が強く、夏は高温で多雨、秋は冷涼で気温の日較差が大きく、冬は長くまた寒冷乾燥であるというように、四季は明瞭に分かれている。降雨は半乾燥地帯としては多い方で、地表水と地下水も比較的豊富である。特に通遼市は海洋に近いので、湿潤気候の影響を受けやすく、年間平均降水量は 330~490 mm に達する。年間平均蒸発量(φ 20 cm 型蒸発計)は 1,700~2,200 mm、相対湿度は 50~65% である。年平均気温は 2.7~7°C、7 月の気温は最も高く、平均気温は 23.5°C である。毎年 11 月から翌年 3 月までの平均気温は、零度以下である。年間平均風速は 3.5~4.4 m/s、風速 17.1 m/s 以上の強風は 25~46 日にも及ぶ。

3. 野外測定による水分特性曲線

3.1 野外調査の概要

科爾沁沙地の中心地域の 46 カ所の概要調査地点と 56 カ所の精密調査地点において、1996 年に不飽和帯の野外調査を実施(劉廷璽ら, 1999)すると共に、1997 年と 1998 年にそれぞれの地点で採取した土壌について、物理性その他の各種室内試験を行ってデータを整理・解析した。以上の結果に基づいて、不圧地下水面の直上に位置する均一な土壌層が 70 cm 以上の厚みで堆積している 31 の測定地点を選定し(図1)、2001 年の 9 月から 10 月にかけて、それぞれの地点で水分特性曲線の野外測定を実施した。

この試験法は、通常の土柱法と原理的には同じもので

ある。つまり、地下水面が一定を保ち、地表面の土壌水移動フラックスがゼロの場合、土壌内の水分分布は最終的に平衡に達する。この時、鉛直上向きの z 軸を考え、その座標原点 ($z=0$) を地下水面に選べば、土壌断面の任意点における z 座標はその点における土壌水の吸引圧水頭となる。したがって、均一な土層内が水分平衡に達した後に、高さの異なる複数の点で体積含水率を測定することにより、その土壌の水分特性曲線を求めることができる (例えば雷志棟ら, 1988 ; Hillel, 1998)。

図 2 に、水分特性曲線の野外測定の詳細を示す。4 m × 4 m の試験区画を設定し、域内の四周を下底約 50 cm、

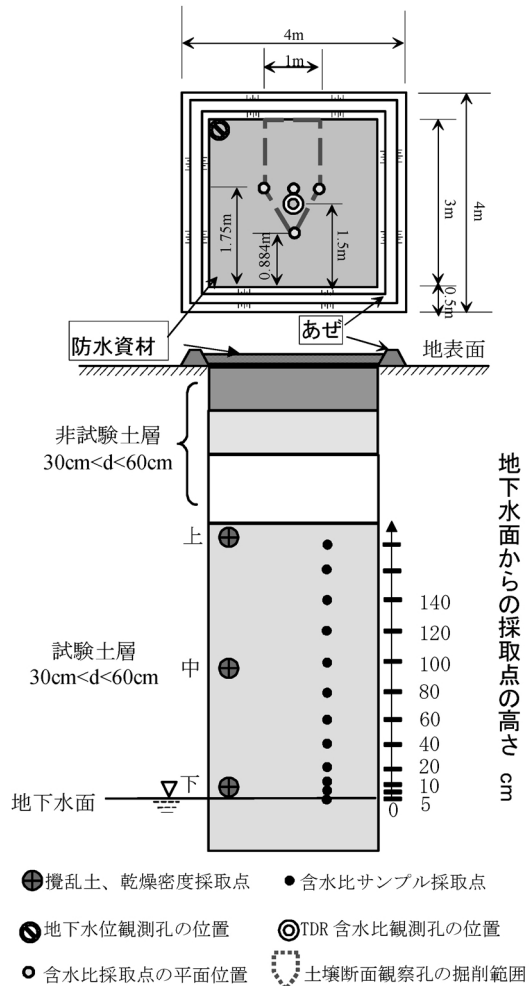


図-2 水分特性曲線の野外測定における配置

Fig. 2 Layout for the field measurement of water retention curve.

*: 中国における「砂」と「沙」の用語は、「砂」が比較的粗い粒径の砂、「沙」はより細かい粒径の砂の場合に使い分ける。科爾沁沙地の砂は微細であるため、本文では沙地に対して「沙」を使い、砂地や砂丘とは区別した。

上底約 20 cm、高さ約 30 cm の台形断面のあぜで囲い、区画中央に TDR 水分計 (Trime-T3) の観測孔を、区画の隅に地下水位の観測孔を、それぞれ一本ずつ設定した。連続干天後の乾燥地面に約 50 mm の灌水を行った後、あるいは 45 mm の降雨直後に、3.2 m × 3.2 m の耐水性素材 (厚いビニールシート) で区画の表面全体を覆って水分蒸発を防いだ。その上で一日一回、同一時刻に、観測孔を用いて地表から 20 cm 間隔で土壌断面の体積含水率の分布と地下水位を測定した。

以上の測定により、全ての試験区画で地面に補給された水の地下水への涵養を確認した。その後、前後二日間の地下水位と断面内の各深さの体積含水率に変化が見られなくなったら、水分平衡に達したと見なし、区画中央に向かって土壌断面を掘削した。その断面を目視で観察し、地下水面の直上に存在する均一な土壌層の部分を試験土層、それ以外を非試験土層として区分し、直ちに試験土層内から含水比測定用の土壌試料を採取した。その際の採土深さは、地下水面から上に 0 cm、5 cm、10 cm、20 cm、およびそれ以降は 20 cm 間隔を基本とし、図 2 の平面図に示す合計 4 カ所から採土を行った。

その後、試験土層の上端と中央及び下端で不攪乱土と攪乱土を採取し、粒径分布、比重、有機物含有量および乾燥密度を測定して試験土層の均一性を確認すると共に、それぞれの平均値をその土層の値とした。また、USDA 法に基づく粒径区分により粘土、シルト、砂の含有率を求めた。

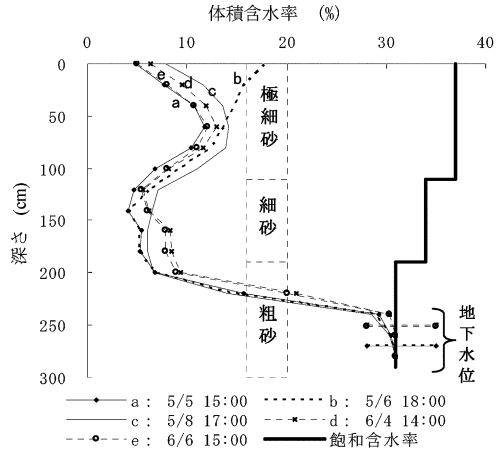
3.2 水分平衡に至るまでの水分分布の変化

3.2.1 連続干天後の全ポテンシャル分布

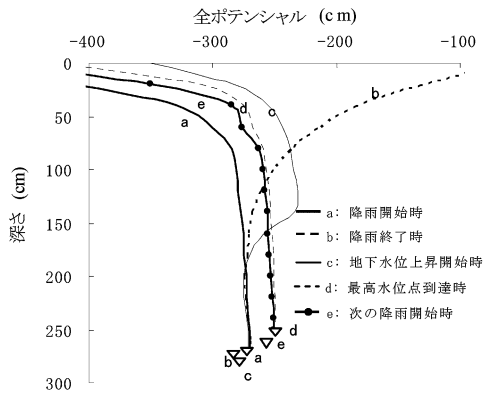
図 3 に、調査地域の西部に位置する莫力廟林場農林隊で、1992 年の 45 mm の降雨前後における体積含水率を TDR により、また全ポテンシャルの変化をテンシオメータにより測定した結果 (劉廷璽ら, 1999) を、参考として示す。なお、この測定に関しては、土壌面蒸発の防止措置は講じていない。本調査地のような半乾燥気候下では、連続干天後の不飽和帯断面は上向きの水分フラックスが卓越するため、全ポテンシャルは地下水面から上に向かって次第に低下する。特に乾燥の進む地表面付近では、不飽和透水係数の急激な減少に起因して全ポテンシャルは急減する傾向を示す (図 3 の a)。

水分特性曲線の野外測定に先立っては、乾燥条件下で典型的に見られるこのような全ポテンシャル分布の急激な変化をあらかじめ是正し、全ポテンシャルの均一化を図る必要があった。そこで前節で述べたように、地面への灌水や降雨の利用によって、効率的に水分平衡を達成させることにした。

3.2.2 浸潤と再配分過程



(1) 水分分布
(1) Distribution of soil water



(2) 土中水ポテンシャルの分布
(2) Distribution of soil water potential

図-3 1992年5月5日の45mm降雨による再配分過程における土中の水分と全ポテンシャルの分布
Fig. 3 Distributions of soil water and total potential during the redistribution process after rainfall of 45 mm on 5, May, 1992.

図 4 は、調査地域の中央部に位置する A24 地点において、2001 年 9 月 2 日に 50 mm の灌水を行ってから土壌面を被覆した後の水分分布の変化を、TDR で測定した結果である。

50 mm の灌水とそれに伴う浸潤によって地表近くの土壌は飽和近くまで湿るが、二日目には地面からの給水が途絶え、浸潤から再配分過程への移行が始まっていることが分かる。このような過程では、必然的にヒステリシス現象が生じる。例えば図 4 の斜線部に位置する土壌は、灌漑当日から二日目にかけて水分量が上昇したが、その後の再配分による土壌水の下方移動に伴って水分量が低下した。

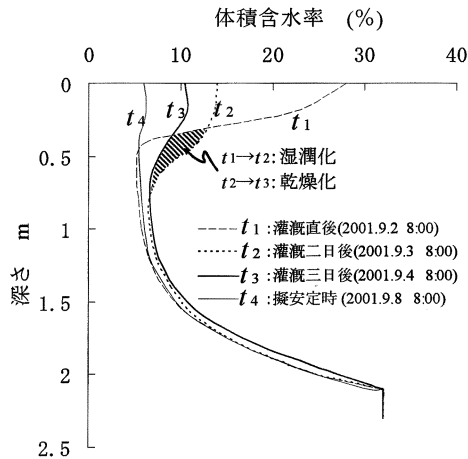


図-4 A24 調査地点における灌水 50 mm 後の土壌水の再配分過程

Fig. 4 Redistribution process of the soil water after irrigating 50 mm at the experimental site of A24.

これと同様に、試験土層は他の深さでも、このような吸水と脱水の両過程を、多かれ少なかれ経ていると見なせる。例えば図 4 からは、毛管緑の直上部の土壌の水分量が、灌水後三日目に上昇してから 6 日目に灌水前の状態まで回復し、ほぼ水分平衡に達していることが分かる。

一方、降雨が生じた場合にも、土層内では一般に脱水と吸水が繰り返して生じる。図 3 に示す例でも、45 mm の一連続降雨の後に地表近くで浸潤が生じた後、再配分過程を経て土壌水が下方へと移動する様子が観測されている (図 3 の b, c)。しかしながら、降雨後の浸潤による吸水と、その後の再配分や蒸発による脱水が最も顕著な領域は、地表から 1.0 m より浅い範囲であり、それより下層の水分量にはそれほど大きな変化は見られなかった。

3.2.3 水分平衡に達するまでの時間

本調査地域の地下水位は、半乾燥地域であるにもかかわらず、一般に 1.5 m から 4 m と比較的浅い。そのため土壌面が極乾燥の状況下でも、50 mm 程度の灌溉ないし降雨があってから数日後には、地下水面への涵養が生じることが知られている (劉廷釔ら, 1998; 朱仲元ら, 1995)。しかしながら、その後に水分平衡に達するまでの時間は、一週間以内から一ヶ月半程度までの幅があり、土性や地下水位の状況によりかなり異なった。例えば、図 4 の場合には 6 日目にほぼ平衡に至ったが、図 3 の場合では降雨の約 1 ヶ月後に地下水上昇のピークが生じ、下層土の水分量もそれに呼応した変動を示した (図 3 の

d, e)。このような地下水上昇が生じた場合には、再び水位が下がって安定化し、土層内の水分量に変化が見られなくなるのを待って、水分平衡が達成されたと判断した。

3.3 水分特性曲線のヒステリシス

水分特性曲線は一義的ではなく、任意の吸引圧に対する体積含水率の上限を与える主脱水曲線と下限を与える主吸水曲線という二つの主経路を持っている。また、ある中間的な体積含水率から乾燥化あるいは湿潤化をたどるときに得られる経路は、それぞれ脱水走査曲線と吸水走査曲線と呼ばれる。上述の方法で不飽和帯の土壌断面を水分平衡させる際には、不飽和状態での吸水とその後の脱水という両過程を経ることになる。したがって、上に述べた野外試験法により得られる水分特性曲線は、主脱水曲線と主吸水曲線の間に位置することになるが、それでもこのような曲線からは、実用的かつ有効な情報を得ることができる。このような水分特性曲線を解析の対象とする理由は、以下のとおりである。

(1) 主脱水曲線の水分特性を野外試験で調べるためには、あらかじめ土壌を飽和させた後に水分平衡に到達させる必要がある。しかしながら、特に粘土分を多く含む土壌や地下水位が低い場合、地面への湛水によって浸潤前線が地下水面に到達し、断面内の全ての土壌がほぼ飽和されたと思わせるまでには長時間を要する。さらに、その後に重力排水が生じて水分平衡状態に達するまでの所要時間は一層長くなるため、効率的な測定のためにこのような野外試験を実施する意味が希薄になる。その上、十分な水を得難い半乾燥地や乾燥地で、土層全体を完全に飽和させる程の多量の水を得て調査地点まで運搬するのは、非常に困難である。また、主吸水曲線の水分特性を野外試験で実測するのは、さらに困難である。

(2) 実際の野外で生じる複雑な再配分過程を解析するには、水分特性曲線の主脱水過程や主吸水過程を把握するだけでなく、すべての走査曲線を再現できるような、数学的な定式化が必要となる。しかしながら、走査曲線の正確な予測は実際上困難なことが多く、またシミュレーションも複雑になるため、再配分過程を解析的に取り扱おうとする試みでは、ヒステリシスを無視するかあるいは大幅な単純化が行われることも多い。そのような単純化を採用したシミュレーションを前提とした場合には、水分特性曲線は主脱水過程と主吸水過程のどちらかを選ぶよりも、両過程の中間的な特性を有するように一定の規格に基づいて測定された曲線を調べる方が、むしろ望ましい。

なお、図 4 に示すような、地面付近で初期の浸潤が生じる土層では、一度飽和近くまでに達した後に脱水が行われるため、この部分の水分特性曲線のデータは主脱水

過程にあるか、それに近い傾向を示すものと考えられる。そこで、その土層とそれ以下の下層土とのヒステリシスの違いによる影響をできるだけ除外するため、灌水あるいは降雨後に初期浸潤が生じた深さの範囲を TDR の測定値から判定した上で、そのような土層のデータを水分特性曲線から削除するものとした。

4. 試験結果の解析

4.1 水分特性曲線の関数式の適合性

水分特性曲線の野外試験を実施した 31 地点の土壌を USDA 法に基づいて分類した上で、砂をさらに外見上の明瞭な色の違いから二種類に区分すると、①砂 1 (有機物含有量が比較的少なく、淡黄色を示した砂丘地の土壌)、②砂 2 (有機物含有量が比較的多く、青みがかった黒色を示した低湿地の土壌)、③ローム質砂、④砂質ローム、⑤ローム、⑥シルト質ローム、⑦粘土ローム、⑧シルト質粘土ローム、⑨シルト質粘土の、9つの土壌型に分けることができた。

図 5 に、それぞれの調査地点の野外測定から得られた水分特性曲線のデータを各種記号で、また凡例にはその地点名と土壌型を示す。なお便宜上、図 5a には砂 1 と砂 2 とローム質砂の土壌型のを砂土系として、図 5b には砂質ローム、ローム、シルト質ロームをローム系として、また図 5c には粘土ローム、シルト質粘土ローム、シルト質粘土を粘土系として、それぞれをまとめて表示した。一般に、主脱水過程の水分特性曲線は、均質な砂で明確な空気侵入値が観察されることが多いが、この図に示すように本野外調査の結果では、砂土系よりもむしろ粘土系の方に明瞭な空気侵入値が見られた。これは、この図の水分特性曲線が、主脱水曲線と主吸水曲線との間の、中間的な特性を反映することに起因すると考えられる。

関数パラメーター回帰法の適用に先立って、まず、これら 31 種類の水分特性曲線の関数を実験式で近似した。まず、近似式として使用した式は、従来よりさまざまな場合に広く適用され、実験データと良好な適合性を示すことが知られている次の van Genuchten (1980) の式である。

$$S_e = [1 + (\alpha h)^n]^{-m} \tag{1}$$

ここで S_e は、次式で定義される有効飽和度である。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \tag{2}$$

また、 θ は体積含水率、 θ_r は残留体積含水率、 θ_s は飽和体積含水率、 h は吸引圧水頭、 α 、 n 、 m は水分特性曲線の形状を定義するパラメーターである。以下では (1) 式を vG-I 式と呼ぶ。また Vereecken *et al.* (1989) は、 $m = 1$

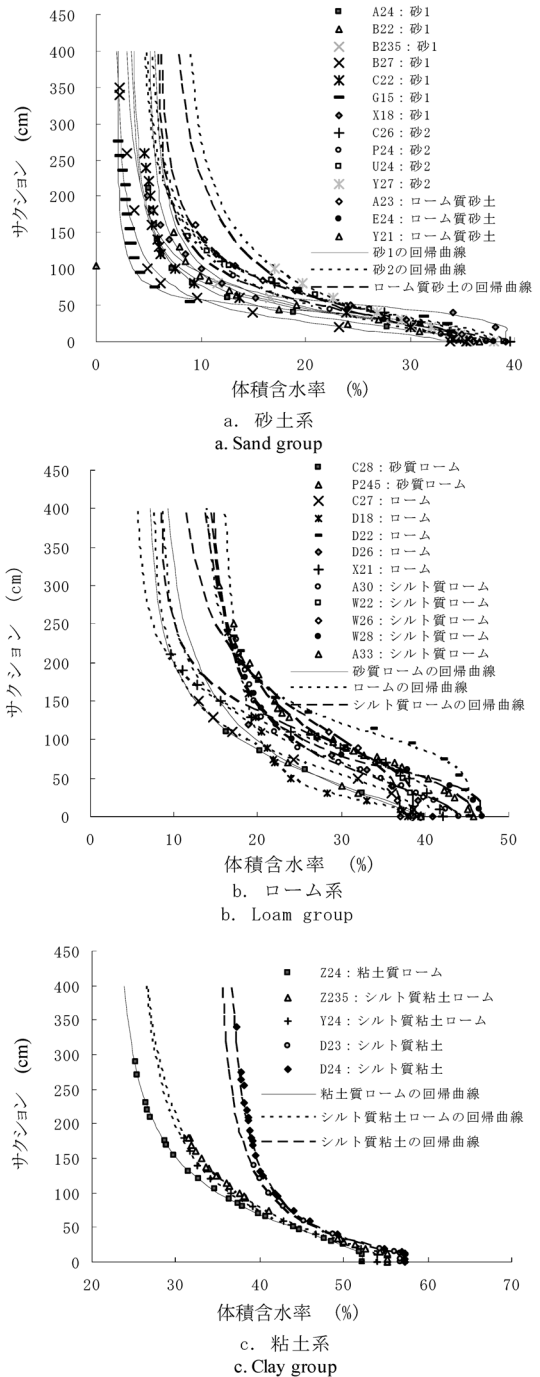


図-5 野外測定によって得られた水分特性曲線とその回帰曲線

Fig. 5 Water retention curves obtained by field measurements and the regression curves.

と単純化する仮定を用いて式(1)のパラメーター数を減らした。その修正式は次のとおりである。

$$S_e = [1 + (\alpha h)^n]^{-1} \quad (3)$$

以下では、解析的な取り扱いに有利な(3)式を、vG-II式と呼ぶものとする。

非線形最適化手法を用いて、vG-I式あるいはvG-II式を全ての調査地点の水分特性曲線に適合させた。その際、飽和体積含水率 θ_s は $h=0$ に対する体積含水率の測定値とし、以下の残差平方和を最小にするように残りの未知パラメーターを決定した。

$$SS_e = \sum \{S_e(h_i) - S_{ei}\}^2 \quad (4)$$

ここで、 (θ_i, h_i) の組を水分特性曲線の i 番目の測定値とすると、 $S_e(h_i)$ は $h=h_i$ に対する S_e の関数式(例えば式(1))の値、 S_{ei} は $\theta=\theta_i$ の時の式(2)の値である。特に、vG-I式の適合の結果は、図5aの砂土系と図5bのローム系の土壤に対しては非常に良好だった。しかし、図5cの粘土系のように明確な空気侵入値 h_c をもつ水分特性曲線に対しては、両式とも曲線部分の適合性がやや劣る傾向にあった。

そこで次に、式(1)に空気侵入値 h_c (ただし、 $h_c \geq 0$) を取り入れて修正を行った次式

$$\begin{cases} S_e = [1 + \{\alpha(h-h_c)\}^n]^{-m} & h \geq h_c \\ S_e = 1 & h < h_c \end{cases} \quad (5)$$

を提案し、この式を用いて、上述したものと同様の方法で、全ての調査地点に対する水分特性曲線をできるだけ正確に近似した。以下では式(5)を、修正vG式と呼ぶことにする。先述と同様の方法により、修正vG式の未知パラメーターを決定したところ、粘土系の全土壤およびシルトロームの一部では、 $h_c > 0$ の値が得られた。その回帰曲線を図5に示す。これを見ると、砂土系、ローム系、粘土系のいずれについても、修正vG式は良好な適合性を示すことがわかる。

4.2 土壤型を代表する水分特性曲線

ここでは、9つに分類したそれぞれの土壤型に対する平均的な水分特性曲線を求めた上で、その特徴について検討する。

まず、修正vG式で近似した図5の水分特性曲線の中で同じ土壤型に属するものに対し、同一の吸引圧水頭に対応する体積含水率をそれぞれ求めて算術平均し、その土壤型を代表する水分特性曲線を得た。その際、平均化を行う吸引圧水頭は、0, 3 cm, 5 cm, 10 cm, 15 cm, 20 cm およびそれ以降 200 cm までは 20 cm ごと、またそれ以降 400 cm までは 40 cm ごととした。これを図6の各種記号で表す。なお、これらの記号の内、吸引圧水頭が 250 cm 付近から 400 cm の範囲のほとんどについては、修正vG式の近似曲線の延長線(すなわち外挿)によって値

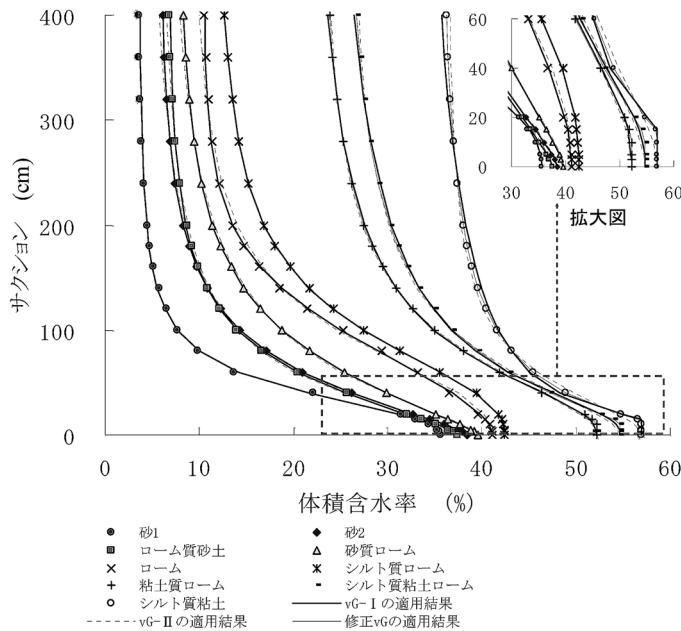


図-6 代表性な9土壤型に対する平均的な水分特性曲線とその回帰曲線

Fig. 6 Average water retention curves for nine representative soil types and their regression curves.

が得られたものであることに注意されたい。本野外調査で得られた水分特性曲線は、吸引圧水頭の上限值が土壌ごとに異なったため、土壌型に対する平均的な水分特性曲線を広い吸引圧水頭の範囲で求めるために、このような外挿法を採用した。そのため、外挿部分では平均化した水分特性曲線の精度は、内挿部分よりも低いことは言うまでもない。しかしながら図6に示すように、それぞれの水分特性曲線は、土壌型の推移に伴って整然と並ぶ傾向を示した。

次に、各土壌型に対する平均的な水分特性曲線のデータをvG-I式、vG-II式、および修正vG式で近似した。この際にも、(4)式の SS_e が最小となるように、非線形最適化手法を適用して未知パラメーターを決定した。決定された関数式のパラメーターと、それに対する S_e の残差平方和を表1に、また、その回帰曲線を図6に示す。砂土系とローム系の土壌型に対しては、修正vG式の h_c は0となり、vG-I式に一致した。これに対して粘土系の土壌型においては、修正vG式の残差平方和は他の回

帰式と比べて最も小さく、極めて良好な適合性を示すことが分かる。

しかしながら、図6に示すように、vG-I式と修正vG式の違いは、シルト質粘土でもわずかなものに過ぎず、両者の間に実際上問題となるような差はほとんど認められなかった。したがって、得られたデータを見る限りでは、わざわざパラメーター数の多い修正vG式を適用しなければならないという根拠は薄く、低サクション域の水分特性を表わすにはvG-I式程度の適合性があれば充分と判断される。

また、これら両式と比較すると、vG-IIの回帰式は適合性がやや劣った。これは、vG-IIの回帰式では $m=1$ と仮定されているのに対して、vG-I式のパラメーター m は、表1に示すように、0.1712から3.0500までの比較的大きな変動幅を有したことが主な原因である。しかしながら、vG-IIの θ の推定誤差は、最大でも数パーセント程度に過ぎなかった。したがって、解析的手法を活用しながら地域の水文環境を概略的に論じる場合には、式

表-1 異なる土壌型に対する水分特性曲線の回帰パラメーター

Table 1 Regression parameters of the water retention curves for different soil types

回帰式	土壌型	飽和体積含水率 θ_s %	残留体積含水率 θ_r %	m	n	α cm^{-1}	空気侵入値 h_c cm	残差平方和	相関係数 R
vG-I	砂1	35.62	3.52	1.0346	2.3169	0.02201		9.66E-04	0.99986
	砂2	38.47	5.52	2.0808	1.3746	0.00916		1.87E-05	1.00000
	ローム質砂土	37.46	6.47	2.2335	1.4024	0.00913		8.54E-05	0.99999
	砂質ローム	39.64	7.52	2.9681	1.2930	0.00514		1.39E-06	1.00000
	ローム	41.06	10.44	3.0500	1.9689	0.00523		9.53E-04	0.99986
	シルト質ローム	42.42	11.23	0.9178	2.3738	0.01019		4.53E-05	0.99999
	粘土質ローム	52.17	20.14	0.4691	2.3437	0.01852		4.27E-04	0.99992
	シルト質粘土ローム	54.65	19.66	0.2743	2.5044	0.02760		7.02E-04	0.99983
	シルト質粘土	56.95	32.43	0.1712	3.9124	0.04382		7.18E-04	0.99985
修正vG	粘土質ローム	52.17	22.29	1.4831	1.4247	0.00941	11.0	1.42E-08	1.00000
	シルト質粘土ローム	54.65	25.16	2.4213	1.1055	0.00567	12.5	5.36E-08	1.00000
	シルト質粘土	56.95	34.73	1.2082	1.0891	0.01843	14.0	3.27E-07	1.00000
vG-II ($m=1$)	砂1	35.62	3.49		2.3397	0.02247		9.71E-04	0.99987
	砂2	38.47	4.17		1.5498	0.01751		6.74E-04	0.99989
	ローム質砂土	37.46	5.24		1.6045	0.01838		9.65E-04	0.99985
	砂質ローム	39.64	5.28		1.4806	0.01355		7.80E-04	0.99985
	ローム	41.06	8.79		2.3122	0.01017		3.11E-03	0.99951
	シルト質ローム	42.42	11.42		2.3268	0.00971		5.55E-05	0.99999
	粘土質ローム	52.17	22.53		1.9201	0.01176		1.25E-03	0.99983
	シルト質粘土ローム	54.65	25.24		1.74.4	0.01272		2.91E-03	0.99957
	シルト質粘土	56.95	36.08		1.8921	0.01770		9.43E-03	0.99868

の形式が単純な vG-II の回帰式も、かなりの有効性を発揮するものと期待できよう。

それぞれの土壤型の水分特性曲線に対して、図 6 および表 1 から導かれる特徴は以下のとおりである。

(1) 砂土系、ローム系、粘土系へと推移するに伴って、飽和体積含水率 θ_s と残留体積含水率 θ_r は共に増加する傾向を示す。

(2) 砂 1 と砂 2 の水分特性曲線では、飽和体積含水率の近くで上に凸な湾曲部が若干生じた。以下ではこれを第 1 の湾曲部と呼ぶことにする。個々の砂土系の土壤のほとんどではそのような湾曲は生じなかった (図 5) が、それらを平均化した結果にこの湾曲が生じたのは、調査地点 X18 と U24 に比較的大きな第 1 の湾曲部が見られたことによる。両地点では地下水位が比較的浅く、地面の植生が極めて良好だった。したがって、その水分特性曲線は、相対的に主脱水過程の側に偏る傾向にあったと推察される。この湾曲部の後は、吸引圧の増加に伴って体積含水率は急速に減少した。図 6 から視覚的に判断すると、砂 1 の水分特性曲線では 60~130 cm 付近の吸引圧水頭の広い範囲で下に凸な湾曲部 (以下では、これを第 2 の湾曲部と呼ぶ) が生じたが、砂 2 とローム質砂では、この湾曲は 80~160 cm 付近で生じた。

(3) ローム系の土壤の水分特性曲線は、特にシルト質ロームとロームにおいて、飽和体積含水率近くで顕著な第 1 の湾曲部を示した。また、シルト質ローム、ローム、砂質ロームと推移するに伴って、つまり土粒子中のシルト分が減少して砂分が増加するに伴って、水分特性曲線は砂土系のものに近づく傾向を示した。さらに、吸引圧の増加に伴って水分量は急速に減少するものの、その減少率は砂土系のものよりも小さかった。砂質ロームとロームとシルト質ロームに対し、第 2 の湾曲が生じる吸引圧水頭の範囲は、それぞれ 90~160 cm, 120~190 cm, 130~200 cm 程度だった。

(4) 粘土系の水分特性曲線では、明瞭な空気侵入値 h_c が生じた。しかしながら、その値自体はそれほど大きくなかった。また、第 1 の湾曲部は明瞭でなかった。さらに、吸引圧の増加に伴って、水分量は比較的ゆっくりと減少した。粘土質ローム、シルト質粘土ロームおよびシルト質粘土に対する第 2 の湾曲は、それぞれ 120~160 cm, 110~150 cm, 70~120 cm の吸引圧水頭の付近に生じており、砂分の減少と粘土分の増加に伴って次第にその吸引圧範囲が低下する傾向を示した。

4.3 土壤水分特性曲線の形状に関する考察

式 (1) に対して、 m と n の積と比を用いて、 ν と ε を次のように定義する。

$$\nu = m \times n \tag{6}$$

$$\varepsilon = m/n \tag{7}$$

また、 $h_* = ah$ とおく。すると式 (1) は、

$$h_* = S_e^{-1/\nu} (1 - S_e^{1/m})^{1/n} \tag{8}$$

と変形できるが、 $(1 - S_e^{1/m})^{1/n}$ の部分は $\varepsilon \rightarrow 0$ の極限では 1 に収束するから、このときの式 (8) は次式に一致する。

$$h_* = S_e^{-1/\nu} \tag{9}$$

なお、式 (9) は Brooks and Corey 式と呼ばれている。

式 (8) を $\log h_* - \log S_e$ 平面に描いた場合の曲線の傾きを計算すると、

$$\frac{d(\log h_*)}{d(\log S_e)} = -\frac{h_*^{-n} + 1}{\nu} \tag{10}$$

であるから、 $h_* \rightarrow \infty$ あるいは $S_e \rightarrow 0$ の極限では ε の値にかかわらず式 (10) の右辺は $-1/\nu$ に収束する。このことから、 ν は主に低水分側の水分特性曲線の形状を表現する因子であり、 ν により第 2 の湾曲の度合の評価が可能になることが分かる。

これに対して、式 (1) と、その $\varepsilon \rightarrow 0$ の極限に相当する式 (9) を $\log h_* - \log S_e$ 平面に描いた場合の両曲線の間の面積 A について考えてみると、これは、

$$\begin{aligned} A &= -\frac{1}{n} \int_{-\infty}^0 \log(1 - S_e^{1/m}) d(\log S_e) \\ &= -\frac{\varepsilon}{(\ln 10)^2} \int_0^1 \frac{\ln t}{1-t} dt \\ &\approx 0.310\varepsilon \end{aligned} \tag{11}$$

となり、明らかに ε のみの関数である。したがって、 ε は式 (1) と式 (9) との隔たりの程度を表現する因子であり、主に高水分側の水分特性曲線の形状、あるいは第 1 の湾曲の度合に関わるものであることが分かる。

以上のように、式 (1) の水分特性曲線の形状は、本来の vG-I 式のパラメーターである m と n を用いるよりも、その積と比である ν と ε で考えた方が具体的にイメージしやすい。

図 7 (c) に、9 つの土壤型に対して計算された vG-I 式に対する ν と ε を示す。水分特性曲線の第 2 の湾曲部を特徴づける ν は、シルト質粘土からロームへと推移する間に大きく増加する傾向を示し、またロームから砂 1 へと推移する間に中程度の値まで減少する傾向を示した。これに対して ε は、第 1 の湾曲部がローム系で明瞭に生じたのに対して粘土系ではあまり見られなかったという観察結果に対応して、粘土系で非常に小さく、また中粒土で大きくなる傾向を示した。

4.4 関数パラメーター回帰法の適用

ここでは、各土壤型を代表する水分特性曲線に対して、関数パラメーター回帰法を適用した結果について述べる。

関数パラメーター回帰法では、個々の土壤の水分特性

曲線を関数式で近似して未知パラメーターを求め、それらを目的変数とした重回帰分析が行われるのが普通である (Pachepsky *et al.*, 1982 ; Nicolaeva *et al.*, 1986)。しかしながら、本研究では、現地で測定した水分特性曲線がヒステリシスの影響等による誤差を含んでいることを考慮し、土壌型ごとに近似した関数式のパラメーターを目的変数として、重回帰分析を行うことにした。

そこでまず、それぞれの土壌型を代表する理化学性の基礎データを、その土壌型に属する個々の値の算術平均により求めた。その結果を表2に示す。また、この表に示した砂分、シルト分、粘土分の含有率を用いて、それぞれの土壌型について Shirazi and Boersma (1984) が提案した幾何平均粒径 d_g 、幾何標準偏差 σ_g を計算した。

以上の結果から、土壌型ごとの理化学性の基礎データを説明変数、土壌型ごとの vG-I 式と vG-II 式のパラメーターを目的変数として、重回帰分析による推定を行った。実際に検討の対象とした説明変数には、砂分 m_{sa} 、シルト分 m_{si} 、粘土分 m_c 、有機物含有量 C 、乾燥密度 ρ_d 、土粒子密度 ρ_s 、幾何平均粒径 d_g および幾何標準偏差 σ_g 、あるいはそれらの自然対数、逆数、平方根、自乗が含まれる。また、目的変数は飽和体積含水率 θ_s 、残留体積含水率 θ_r 、およびパラメーター α 、 m 、 n 、 ν 、 ε の自然対数とした。それぞれのパラメーターの重回帰式と重相関係数を表3に示す。また、土壌型ごとの目的変数とその回帰結果を図7と図8に対比して示す。

これらの結果が示すように、vG-I と vG-II のパラメーターの推定精度は、共に非常に良好だった。特に vG-I では n の推定精度が若干劣るものの、その代わりに ν と ε の推定式を使用すれば、精度のさらなる向上が期待できることが分かる。

したがって vG-I あるいは vG-II の関数式を用いて推定した PTF を用いれば、粒度分布、乾燥密度、有機物

含有量という土壌理化学性の情報から、本調査地域の任意地点の土壌に対する水分特性曲線が予測可能となる。

5. 結 論

本研究では、科爾沁沙地の中心地域を調査対象として、広範な土壌特性を含む 31 地点において土壌調査と水分特性曲線の野外測定を行い、その結果を用いて関数パラメーター回帰法により水分特性曲線の PTF の推定を行った。これにより得られた結果を要約すると、以下のとおりである。

(1) 水分特性曲線の野外測定を行い、その概要を整理した。半乾燥地である本調査地域では、土壌断面を飽和させるほどの十分な水を得るのが困難であったため、周辺の地面に 50 mm 程度の灌水を行って、迅速な水分平衡の到達を図った。平衡に至るまでの水分分布の変化から、地表面付近は主脱水過程に近いものの、下層土は主脱水過程と主吸水過程の中間的な水分特性を示すと推定された。したがって、地表面付近の測定データは、除外するのが望ましいことを指摘した。また、本方法により測定された水分特性曲線は、単純化のためにヒステリシスを無視して水文環境を検討する場合に使用されるべきものであることも指摘した。

(2) 水分特性曲線の野外測定に際して、灌水の代わりに降雨を利用する場合には、遅れを伴って生じる地下水位の変化に特に注意すべきことを指摘した。

(3) 全ての調査地点の土壌を USDA 法で分類した上で、砂を外見上の特徴からさらに2種類に分けたところ、合計9つの土壌型に分類された。

(4) 測定した水分特性曲線には、本調査地点のどのような土壌に対しても、vG-I 式に空気侵入値の補正を加えた修正 vG 式が最もよく適合することが分かった。

表-2 異なる土壌型に対する理化学性の平均値

Table 2 Average values of physical and chemical properties for different soil types

土壌型	土粒子の密度 ρ_s g/cm ³	有機物含有量 C %	乾燥密度 ρ_d g/cm ³	砂分 m_{sa} %	シルト分 m_{si} %	粘土分 m_c %
砂 1	2.665	1.15	1.7157	89.3	7.6	3.1
砂 2	2.655	2.28	1.6278	88.8	6.6	4.6
ローム質砂土	2.654	0.30	1.6595	80.1	8.5	11.4
砂質ローム	2.660	1.19	1.6019	75.2	13.5	11.4
ローム	2.642	2.35	1.5566	39.3	48.3	12.4
シルト質ローム	2.628	3.85	1.5075	19.4	69.1	11.5
粘土質ローム	2.630	4.96	1.2570	23.5	46.3	30.2
シルト質粘土ローム	2.610	4.76	1.1800	6.52	59.3	34.2
シルト質粘土	2.616	7.35	1.1250	1.32	49.7	49.0

表-3 PTF とする van Genuchten モデルのパラメーターの評価された回帰結果

Table 3 Regression results for estimating the parameters of the van Genuchten model as the PTF

回帰式	パラメーター	回帰式	重相関係数
	θ_s	$86.78 - 30.07\rho_d + 6.085 \times 10^{-2}m_c + 0.1486C$	0.99935
	θ_r	$-48.58 - 3.059d_g^{1/2} + 27.19\rho_d + 0.7209m_c + 5.667C^{1/2}$	0.99918
	$\ln\alpha$	$6.331 + 7.561 \times 10^{-2}d_g^{-1} - 18.57d_g^{1/2} + 7.592\ln\sigma_g + 0.120m_a - 9.696\rho_d + 0.3952m_c + 0.1277C$	0.99958
vG-I ($n \neq m$ $m \neq 1$)	$\ln n$	$-3.883 - 2.808 \times 10^{-2}d_g^{-1} - 7.066d_g^{1/2} - 2.747\ln\sigma_g + 3.733 \times 10^{-2}m_a + 6.089\rho_d + 0.1557m_c + 0.1449C$	0.98310
	$\ln m$	$-18.33 + 0.1202d_g^{-1} + 63.05d_g^{1/2} + 16.40\ln\sigma_g - 0.4485m_a - 8.431\rho_d - 0.5278m_c - 0.3053C$	0.99740
	$\ln m \times n$ ($\ln v$)	$-22.21 + 9.215 \times 10^{-2}d_g^{-1} + 55.98d_g^{1/2} + 13.65\ln\sigma_g - 0.4112m_a - 2.342\rho_d - 0.3721m_c - 0.1604C$	0.99491
	$\ln m/n$ ($\ln \varepsilon$)	$-14.45 + 0.1483d_g^{-1} + 70.11d_g^{1/2} + 19.15\ln\sigma_g - 0.4858m_a - 14.52\rho_d - 0.6836m_c - 0.4502C$	0.99997
vG-II ($m=1$)	θ_s	vG-I モデルと同じ	
	θ_r	$-9.013 + 2.517\rho_d + 0.6092m_c + 4.575C^{1/2}$	0.99699
	$\ln\alpha$	$-10.74 + 9.422d_g^{1/2} + 1.001\ln\sigma_g - 6.567 \times 10^{-2}m_a + 2.254\rho_d + 4.537 \times 10^{-2}m_c - 0.1441C^{1/2}$	0.99906
	$\ln n$	$-4.988 + 4.500d_g + 0.5202\ln\sigma_g - 1.427 \times 10^{-2}m_a + 3.170\rho_d + 2.393 \times 10^{-2}m_c - 2.564 \times 10^{-4}m_a^2$	0.98240

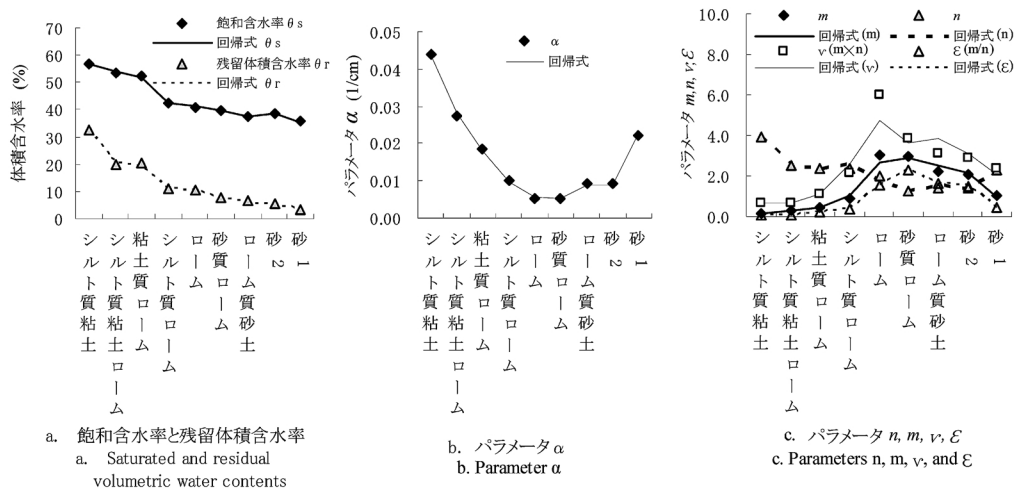


図-7 vG-I モデルにおけるパラメーターの回帰結果

Fig. 7 Regression results for the parameters of vG-I model.

(5) 9つの土壤型ごとに平均的な水分特性曲線を求め、それにvG-I式、パラメーター $m=1$ としたvG-II式、および修正vG式を当てはめた。その結果、修正vG式の適合が最も良好だったが、vG-I式と有効性にほとんど差は見られず、パラメーターの多い修正vG式を適用する意味はあまり無かった。またvG-II式の適合性は若干劣るものの、単純化した式による解析的取り扱いには有効となり得ることを指摘した。

(6) 9つの土壤型の水分特性曲線の特徴について検討した。砂土系、ローム系、粘土系への推移に伴って、飽和体積含水率 θ_s と残留体積含水率 θ_r は共に増加した。また、砂土系とローム系では、飽和近くで第1の湾曲部が見られたが、特にローム系でその度合いが大きかった。また、吸引圧の増加に伴う水分量の減少率は、ローム系で小さくなる傾向を示した。

(7) 9つの土壤型の水分特性曲線にあてはめたvG-I

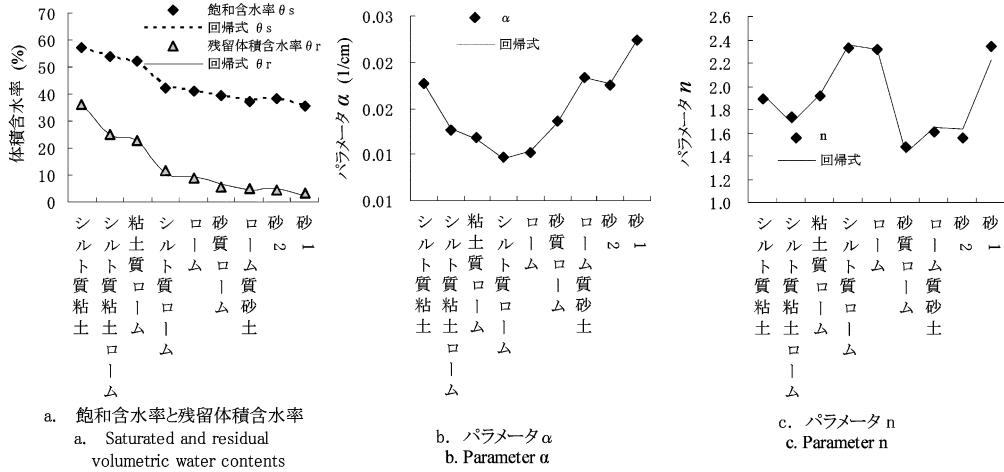


図-8 vG-IIモデルにおけるパラメーターの回帰結果

Fig. 8 Regression results for the parameters of vG-II model.

式のパラメーターについて、検討を行った。 m と n の比である ε は第1の湾曲の度合を、その積である ν は第2の湾曲の度合にそれぞれ関係するが、これらはいずれもローム系で大きくなる傾向を示した。また、特に粘土系の土壌の ε は極めて小さくなった。

(8) 9つの土壌型に関して関数パラメーター回帰法を適用したところ、vG-I式とvG-II式の水分特性曲線のパラメーターは、土壌の理化学的指標と非常に良好な回帰関係を有することが確認された。特にvG-I式で ν と ε の回帰式を用いれば、推定精度が向上することが分かった。

以上より、土壌の基礎データとして粒度分布、乾燥密度、有機物含有量の情報が得られれば、ここで提示したvG-I式あるいはvG-II式を利用したPTFから、本調査地域の任意地点の水分特性曲線を推定できることが明らかとなった。なお、本研究では土壌型ごとに水分特性曲線と土壌の基礎データを平均した上でPTFの構築を行なったが、このような方法を採用した場合、通常のPTFとしての利用に加えて、任意地点の土壌型あるいは土性しか与えられない場合にも、その地点の水分特性曲線の概略を提示できるという利点があることにも注意したい。なお、以上の方法により推定される水分特性曲線は、ヒステリシスを無視した単純な分析を行うことを前提にする、地域の水文環境の予測や推定に利用できようが、今後はその有効性についても検証していく必要がある。

ここで提示したようなPTFに関する研究手法は、土壌特性の空間的な変動を伴う広域の水や物質の移動のシミュレーションに必要な基礎的情報を、効率的かつ合理的

に提供するための実際的な方法として、今後とも益々重要になるものと考えられる。

謝 辞

野外調査と現地測定に際して、内蒙古通遼市水務局の劉 風武、李 建国、白 顯金、呉 文、および科爾沁区水務局の馬 永学と王 偉の諸氏には、誠に親切な協力を賜った。ここに篤く謝意を表す。さらに、本研究を達成するために多大な支援を賜った中国内蒙古農業大学の朝倫巴根と朱 仲元の両教授に感謝する。なお、本研究の初期の段階には、中国の国家自然科学基金(課題番号50169002, 代表: 劉 廷璽)と内蒙古科学技術庁(課題番号2001201, 代表: 劉 廷璽)の援助を受けた。

参 考 文 献

- Arya, L.M. and Paris, J.F. (1981): A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Science Society of America Journal*, **45**: 1023-1030.
- Batjes, N.H. (1996): Development of a world data set of soil water retention properties using pedo-transfer rules. *Geoderma*, **71**: 31-52.
- Cosby, B.J., Hornberger, G.M., Clapp, R.B. and Ginn, T.R. (1984): A statistical exploration of the relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soil. *Water Resources Research*, **20**: 682-690.
- Espino, A., Mallants, D., Vanclouster, M. and Feyen, J.

- (1995): Cautionary notes on the use of pedo-transfer functions for estimating soil hydraulic properties. *Agricultural Water Management*, **29** : 235-253.
- Gupta, S.C. and Larson, W.E. (1979) : Estimating soil water characteristic from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resources Research*, **15** : 1633-1635.
- Haverkamp, R. and Parlange, J.Y. (1986) : Predicting the water retention curve from particle-size distribution : I. Sandy soils without organic matter. *Soil Science*, **142** : 325-339.
- Hillel, D. (1998) : *Environmental soil physics*. pp. 155-167, Academic Press, New York.
- Kern, J.S. (1995) : Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Science Society of America Journal*, **59** : 1134-1141.
- 雷 志棟・楊 詩秀・謝 森伝 (1988) : 土壌水の動力学. 清華大学出版社, 北京.
- 劉 廷璽・天谷孝夫・西村直正 (1999) : 中国通遼地区における水資源システムに関する分析. 岐阜大学農学研究報, **64** (7) : 35-45.
- 劉 廷璽・朝倫巴根・天谷孝夫 (1998) : 野外三水転化関係に関する分析シミュレーション. 中日双辺国際学術会議論文集, 中国呼和浩特, pp. 115-122.
- Mcbratney, A.B., Minasny, B., Cattle, S.R. and Vervoort, R.W. (2002) : From pedotransfer functions to soil inference systems. *Geoderma*, **109** : 41-73.
- Minasny, B., Mcbratney, A.B. and Bristow, K.L. (1999) : Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma*, **93** : 225-253.
- Nicolaeva, S.A., Pachepsky, Y.A., Shcherbakov, R.A. and Shcheglov, A.I. (1986) : Modelling of moisture regime for ordinary Chernozems. *Pochvovedenie*, **6** : 52-59.
- Pachepsky, Y., Shcherbakov, R.A., Varallyay, G. and Rajkai, K. (1982) : Statistical analysis of water retention relations with other physical properties of soils. *Pochvovedenie*, **2** : 42-52.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. and Saxton, K.E. (1982) : Estimation of soil water properties. *Transactions of ASAE*, **25** : 1316-1320.
- Rawls, W.J., Gish, T.J. and Brakensiek, D.L. (1991) : Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics. In : *Advances in Soil Science*, Volume 16. Springer-Verlag, New York.
- Renger, M. (1971) : The estimation of pore size distribution from texture, organic matter content and bulk density., *Z. Kluturtech Flurbereinig*, **130** : 53-67.
- Salchow, E., Lal, R., Fausey, N.R. and Ward, A. (1996) : Pedotransfer functions for variable alluvial soils in Southern Ohio. *Geoderma*, **73** : 165-181.
- Scheinost, A. C., Sinowski, W. and Auerswald, K. (1997) : Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, I. Developing a new pedotransfer function. *Geoderma*, **78** : 129-143.
- Shirazi, M.A. and Boersma, L. (1984) : A unifying quantitative analysis of soil texture. *Soil Science Society of America Journal*, **48** : 142-147.
- Tietje, O. and Hennings, V. (1993) : Evaluation of pedotransfer functions for estimating the water retention curve. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, **156** : 447-455.
- Tietje, O. and Tapkenhinrichs, M. (1993) : Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Science Society of America Journal*, **57** : 1088-1095.
- Tyler, S.W. and Wheatcraft, S.W. (1989) : Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. *Soil Science Society of America Journal*, **53** : 987-996.
- Van Alphen, B.J., Booltink, H.W.G. and Bouma, J. (2001) : Combining pedotransfer functions with physical measurements to improve the estimation of soil hydraulic properties. *Geoderma*, **103** : 133-147.
- Van Genuchten, M.Th. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of America Journal*, **44** : 892-898.
- Vereecken, H., Maes, J. and Feyen, J. (1990) : Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Science*, **149** : 1-12.
- Vereecken, H., Diels, J., van Orshoven, J., Feyen, J. and Bouma, J. (1992) : Functional evaluation of pedotransfer functions for the estimation of soil

hydraulic properties. Soil Science Society of America Journal, **56** : 1371-1378.

朱 仲元・劉 廷璽・王 清宇 (1995) : 灌漑水の浸入
涵養係数を求める一つの簡易な手法—傾向シミュ

レーション積分法. 内蒙古農牧学院学報 (中国), **16**
(2) : 91-98.

受稿年月日 : 2003年4月7日
受理年月日 : 2003年8月3日

The Change of Morphology in Red Acid Soil after Four Years Treatment of Coffee Plantation with Different Weeds Management in a Hilly Area of Lampung, South Sumatra, Indonesia

AFANDI*, Didin WIHARSO*, Masateru SENGE**, Adomako John TAWIAH***,
Yoko OKI**** and Tadashi ADACHI****

* Faculty of Agriculture, University of Lampung, Jl. Sumantri Brojonegoro 1,
Bandar Lampung 35145, Indonesia

** Faculty of Agriculture, Gifu University, 1-1 Yanagido Gifu 501-1198, Japan

*** Soil Research Institute of Ghana Kwadaso, Kumasi, Ghana

**** Faculty of Environmental Science and Technology, Okayama University, 3-1-1
Tsushimaoka Okayama 700-8530, Japan

Abstract

Research was conducted on the red soils formed from young intermediary to mafic volcanic materials that occupy the hilly areas of South Sumatra, Indonesia within the humid tropical climate. This research was aimed at investigating the influences of different soil cover crops on soil morphology and soil properties after four years treatment as well as examining the probable changes in the soil taxonomy. Three soil profiles were made in the middle of erosion plots after 4 years treatment with different soil cover crops under coffee trees. The treatment plots were ; T-1, keeping the ground bare by hand weeding at two weeks interval (coffee without cover crop); T-2, Coffee with *Paspalum conjugatum* as cover crop and T-3, coffee with natural weeds as cover crops. The soil profiles were described and sampled according to Soil Survey Manual (1993) and Soil Taxonomy Classification System (1998). It was observed that after 4 years, soil surface layer had become thicker and darker than before. Almost all the soil chemical properties in soil surface layer increased, particularly soil pH, organic carbon content, total nitrogen, available P, exchangeable bases, and base saturation. On the other hand, exchangeable Al and Al saturation of soil surface layer decreased. Although several soil characteristics changed during the study period, it was evident that 4 years treatment was too short to change soil taxonomy of the three pedons in sub-group category. In the sub-group category, all pedons were still classified as *Vertic Dystrudepts*. Covering soil surface by natural weeds was able to increase exchangeable bases and base saturation in the sub- surface layer, therefore over a long period of time there will be a possibility of the changing the soil taxonomy from *Vertic Dystrudepts* to *Eutrudepts* in the great soil group category.

Key words : Red Soil, coffee, cover crop, weeds, *Vertic Dystrudepts*, Sumatra

1. Introduction

The term of Red Soil is used to describe soils that have hue of 10 YR until 5 YR, with value

and chroma ranging between 2 and 8 (Wiharso, 1996). This type of soil is widely distributed in the tropical regions of the world, including Indonesia. They are formed from many kinds

of rocks, both *felsic* and *mafic*, spread over low and high altitudes of undulating mountainous regions with perhumid to semiarid climates (Buurman, 1980). Red soil is associated with acid soils, marginal soils, and infertile soils. According to Soil Classification System in the past, these soils were called Latosol or Lateritic soils (Uehara and Gillman, 1981). Since 1961, red soils in Indonesia had been classified into four, namely ; Red-Yellow Mediterranean, Latosol, Red-Yellow Podzolic, and Lateritic (Buurman, 1980).

Soils that are formed from recent volcanic materials, fluvial, or in the young landscape are generally rich in nutrients and capable of supporting plant growth and animal community, if the availability of water, sunshine, and temperature are not limiting factors. The soils formed by these volcanic materials usually have enough nutrients that can support various plants. However, under humid tropical climate, the soils will be subjected to soil erosion and the soil degradation become fast. Materials left on the landscape are subsurface layer, which are abundant with insoluble materials, hence showed the inability of soils to support sustainable agriculture.

Within the research area, drastic changes in land use from primary forests to cultivated lands without proper soil conservation practices had led to severe land deterioration causing significant soil fertility decline between 1970 and 1990 (Lumbanraja *et al.*, 1998). Improving soil ability to support various plants and sustain agriculture, soils should be managed and maintained through conservation practices such as covering soil by cover crops or weeds. Afandi *et al.* (2002) reported that covering soil by grass (*Paspalum conjugatum*) and natural weeds could decrease runoff and erosion significantly.

This research was aimed to characterize the soil morphology and soil properties of three pedons of red soil in a hilly area under coffee plantation in South Sumatra, Indonesia, after four years of cover cropping management

using grass (*Paspalum conjugatum*) and natural weeds. The probable changes in the soil taxonomy with reference to the Soil Taxonomy Classification System (Soil Survey Staff, 1998) were also examined.

2. Materials and Method

The research was conducted in coffee plantation which had been under three different cover cropping management systems since 1995 to 1999 in a hilly area of Sumber Jaya District, Lampung Province, South Sumatra at an altitude of about 800 meters above sea level and 15° gradient.

The detailed treatments were discussed by Afandi *et al.* (2002) and could be summarized as follows :

(1) **Treatment 1 (T-1)** : Clean-weeded coffee. Ground surface was always keeping bare by hand weeding at two weeks interval. This management is a general practice in this coffee plantation area so that this treatment is regarded as a control.

(2) **Treatment 2 (T-2)** : Coffee with *Paspalum conjugatum* as cover crop. Young *Paspalum conjugatum* was transplanted to the experiment plot in November 1995 and February 1996.

(3) **Treatment 3 (T-3)** : Coffee with natural weeds as cover crop.

In each plot, seedlings of Arabica coffee were planted with planting distance 1.5 m by 2 m on November 1995. Weed management was done every two weeks by clearing all the weeds in clean-weeded plot (T-1), and cutting the weeds around the coffee tree with diameter 1 m for the weedy plots (T-2 and T-3). Before and after rainy season, the *Paspalum* mats (T-2) and natural weeds (T-3) were mowed at 15-cm height. Application of fertilizer and pesticides had been adopted according to the standard usual practice.

The natural weeds were dominated by *Clibadium surinamense*, *Ageratum conyzoides*, *Chromolaena odorata*, *Melastoma malabatricum*, *Clidemia hirta*, *Dicranopteris linearis*, *Imperata*

cylindrica, *Paspalum conjugatum*, and *Borreria leaves* (Salam *et al.*, 2001).

The treatments were located side by side. Each treatment had two plots with an area of 100 m² of 5 m width and 20 m length. One plot was used for soil erosion measurement (undisturbed during four years), and the other plot was used for soil sampling. So each erosion plot was separated by sampling plot. After four years of treatments, a representative soil profile was dug in the middle of soil erosion plot in each treatment plot.

Chemical fertilizers including 200 kg ha⁻¹ of urea, 45 kg ha⁻¹ of P₂O₅ in the form of Ca (H₂PO₄)₂, and 100 kg ha⁻¹ of potassium chloride, were applied just after transplanting and then twice a year in April and October.

Soil samples were taken from each horizon for chemical and physical analyses. Soil pH was determined in H₂O and 1 N-KCl at soil to liquid ratio of 1 : 2.5, Organic Carbon (Walkley and Black), total Nitrogen (Kjeldahl), available P (Bray-I), CEC, exchangeable bases extracted by NH₄OAc. at pH 7.0, and exchangeable Aluminum extracted by 1 N-KCl. The soil profiles were described and sampled according to Soil Survey Manual (1993) and Soil Taxonomy Classification System (1998) to determine the morphological processes that occurred in the red soil.

The soil strength in each horizon was measured using hand penetrometer, and repeated 10 times, and the results was the average of the measurements.

3. Results and Discussions

3.1 Morphology and Physico-chemical Properties of Soil

The morphology and physico-chemical properties of the three pedons are relatively similar in terms of their structure, texture, consistence, color and thickness (Table 1). These are, clay texture, blocky to sub-angular blocky shape structure in the surface horizon, crumb structure in the sub-surface and friable in all horizons. However, when soils were observed

critically, differences in color, internal drainage, and the thickness of surface horizon were noticed. The soil surface horizon of pedons treated with *Paspalum* grass and natural weeds were found to be thicker than the control. This observation can be attributed to the fact that cover crops are able to decrease run off and erosion (Afandi *et al.*, 2002), therefore useful for soil conservation measures.

Soil color is closely related to parent material, organic carbon content, the intensity of Fe/Al oxidation, age of parent material, and soil moisture condition. The color of soil in surface horizon of pedons (A horizon) that were covered by either *Paspalum* grass or natural weeds was darker than control, due to their organic materials released to the soil. Soil color in the subsoil of *Paspalum* grass and natural weeds plots had red color brighter than clean-weeded coffee plot (control), with that of grass superior to natural weeds plot. Reduction and oxidation (Redox) process in soils affect the stability of iron (Fe) and manganese (Mn) compounds. Soil color can indicate certain moisture condition due to the mobilization of Fe and Mn caused by Redox processes. Generally, the subsoil of three pedons showed enough oxidation and good internal drainage conditions. These phenomena were proved by the high chroma (≥4). But, soil colors in the lowest horizon of pedon T-1 (at 81–103 cm depth) and pedon T-3 (at 108–132 cm depth) that reached 2.5 Y showed less oxidative condition and the internal drainage worse than T-2 (at 120–135 cm depth). Among the three pedons, T-1 was the least oxidative compared to others, even though the lowest layer had ever experienced redox reaction in the past as shown by the red mottles (10 YR 5/8).

Although there are different colors (matrix or mottles) in subsoil among the three pedons, it is too early to conclude that those differences were caused during four years of study. Conceptually, a biological process or vegetation plays an important role in soil formation over a long-term period. In a more detailed analysis,

Table 1 Morphology and Soil Physical Properties of Three Pedons under Different Cover Crop Management Systems

Plot	Soil Depth (cm)	Horizon	Matrix Color	Soil Structure	Soil Separates (kg/kg)			Texture	Soil Strength kPa	Consistence	Mottles / Crack	Roots
					Sand	Silt	Clay					
T-1	0-10	A	Dark Brown 10 YR 3/3	Sab, f, 1	0.253	0.262	0.485	C	245.2	fr	Crack	md-few, f-m
	10-32	AB	Yellowish Brown 10 YR 5/6	Sab, f-m, 1	0.254	0.132	0.614	C	230.5	fr	Crack	f-cm
	32-81	Bw1	Strong Brown 7.5 YR 5/6	Cr, vf, 1	0.277	0.131	0.592	C	171.6	fr	Crack	f-few
	81-103	Bw2	Light Yellowish Brown 2.5 Y 6/4	Cr, vf, 1	0.254	0.121	0.625	C	147.1	fr	10 R 5/8, sdk	f-very few
T-2	0-15	A	Dark Greyish Brown 10 YR 3/2	b, vf, 1	0.396	0.181	0.423	C	230.5	fr	Crack	md-few, f-m
	15-40	AB	Yellowish Dark Brown 10 YR 4/6-5/6	ab, f-m, 1	0.318	0.120	0.562	C	264.8	fr	Crack	f-cm
	40-85	Bw1	Strong Brown 7.5 YR 5/6	Cr, vf, 1	0.293	0.136	0.571	C	220.6	fr	Crack	f-few
	85-120	Bw2	Yellowish Red 5 YR 5/6	Cr, vf, 1	0.212	0.123	0.665	C	205.9	fr	Crack	f-very few
	120-135	Bw3	Yellowish Red 5 YR 5/6 & Brownish Yellow 10 YR 6/6	b, vf, 1	0.175	0.134	0.691	C	240.3	fr		—
T-3	0-13	A	Dark Greyish Brown 10 YR 3/2	b, f, 1	0.333	0.221	0.446	C	181.4	fr	Crack	md-cm, f-m
	13-48	AB	Yellowish Brown 10 YR 5/6	Sab, f-m, 1	0.294	0.131	0.575	C	240.3	fr	Crack	md-few, f-cm
	48-92	Bw1	Yellowish Strong Brown 7.5 YR 5/6-10 YR 5/6	Cr, vf, 1	0.312	0.143	0.545	C	264.8	fr	Crack	f-few
	92-108	Bw2	Strong Brown to Yellowish Red 7.5 YR 5/6-5 YR 5/6	Cr, vf, 1	0.237	0.121	0.642	C	250.1	fr		f-very few
	108-132	Bw3	Strong Brown and Olive Yellow 7.5 YR 5/6 & 2.5 Y 6/6	b, f, 1	0.221	0.131	0.648	C	210.8	fr		f-very few

Ex : b=blocky, ab=angular blocky, sab=sub angular blocky, Cr=crumb, C=Clay, fr=friable, Crack, f=fine, md=medium, cm=common, m=many.

the concept of biosequence needs thorough discussion in order to understand the uniformity of parent material in a land unit. Influences of soil cover crop on morphology and soil properties are more significantly shown in soil surface layer, particularly, color, thickness of soil surface layer, soil chemical properties, such as pH, organic carbon content, total nitrogen, available P, exchangeable bases, exchangeable Al, base saturation and Al saturation (Table 2).

Generally, cover crops have the capability to improve chemical properties of soil surface layers (Wiharso, Afandi and Senge, 2001). The content of organic carbon, total nitrogen, available P, exchangeable bases, and pH of soil surface layer in both grass and natural weed plots, were higher than control plot, while exchange-

able Al and Al saturation decreased.

Accumulation of organic matters and exchangeable bases in soil surface horizon of coffee plantation treated with grass (T-2) or natural weed (T-3) show that bases in the form of nutrients had been translocated from subsoil to various tissues of cover crops through roots, and these bases and organic matter were later returned into the soil surface after decomposition. Bases returned to the soil surface in this manner retarded the loss of exchangeable bases by leaching and retarded the development of soil acidity, hence the pH values were higher in T-2 and T-3 compared to T-1. *Paspalum* grass and natural weeds in this research had total biomass larger than control (Sriyani *et al.*, 1999), hence its ability to de-

Table 2 Soil Chemical Properties of Three Pedons under Different Cover Crop Management Systems

Plot	Soil depth (cm)	Hor	pH		C- Org (mg/kg)	T- N (mg/kg)	Avail. P Bray I (mg/kg)	CEC 7	Exchangeable Bases cmol(+) kg ⁻¹				Σ Exch. Bases	BS 7 (%)	ECEC	Exch. Al	Al sat (%)
			H ₂ O	KCl					Ca	Mg	K	Na					
T-1	0-10	A	4.29	3.74	22.7	1.9	3.09	17.3	3.70	1.98	0.26	0.05	5.99	34.6	8.99	3.00	33.4
	10-32	AB	4.25	3.69	9.0	0.9	1.03	16.1	3.44	1.98	0.21	0.04	5.67	35.2	7.92	2.25	28.4
	32-81	Bw1	3.92	3.65	2.9	0.5	—	18.1	2.81	1.35	0.12	0.02	4.30	23.8	7.85	3.55	45.2
	81-103	Bw2	3.96	3.63	2.9	0.4	—	26.4	3.96	1.56	0.10	0.01	5.63	21.3	9.52	3.85	40.9
T-2	0-15	A	4.57	3.88	26.1	2.2	19.98	16.2	7.02	6.46	0.47	0.10	14.05	86.7	15.50	1.45	9.4
	15-40	AB	4.11	3.68	9.6	1.0	1.89	16.6	3.70	1.04	0.13	0.02	4.89	29.5	7.89	3.00	38.0
	40-85	Bw1	3.76	3.42	3.7	0.6	—	16.8	2.55	1.02	0.12	0.02	3.71	22.1	6.81	3.10	45.5
	85-120	Bw2	3.92	3.60	4.0	0.4	—	17.3	2.17	1.04	0.10	0.02	3.33	19.2	7.38	4.05	54.9
	120-135	Bw3	3.90	3.57	2.7	0.3	—	24.8	1.91	1.04	0.09	0.01	3.05	12.3	8.05	5.00	62.1
T-3	0-13	A	4.80	3.83	29.0	2.4	8.14	19.8	7.53	4.08	0.27	0.07	11.95	60.4	12.60	0.65	5.2
	13-48	AB	4.38	3.73	9.2	0.9	2.01	14.7	4.47	2.71	0.17	0.04	7.39	50.3	10.59	3.20	30.2
	48-92	Bw1	4.02	3.74	2.7	0.4	—	13.3	2.68	1.35	0.14	0.03	4.20	31.6	7.40	3.20	43.2
	92-108	Bw2	4.01	3.75	2.3	0.4	—	14.1	1.66	1.35	0.09	0.01	3.11	22.1	6.76	3.65	54.0
	108-132	Bw3	4.00	3.74	1.5	0.3	—	38.0	1.65	1.33	0.09	0.01	3.08	8.1	7.13	4.05	56.8

CEC 7=CEC by 1 N NH₄OAc at pH 7.0. cmol(+)kg⁻¹; BS 7= Σ Exch. Bases/CEC 7×100%; ECEC (Effective CEC)= Σ Exch. Bases+Exch. Al, cmol(+)kg⁻¹; Al Sat. (Al Saturation)=Exch. Al/ECEC×100%.

crease soil erosion significantly (Afandi *et al.*, 2002). This is also supported by the thicker soil surface layer of both grasses and natural weeds plots compared to the control.

Soil surface horizon of both grass and natural weed plots contain organic carbon higher than control, with natural weeds plot having the highest value. But the highest percentage of organic carbon from natural weed plot did not have corresponding values of exchangeable bases and available P. Exchangeable bases and available P in the surface layer of natural weed plot was lower than that of grass.

Table 2 showed that the use of *Paspalum* grass and natural weeds can increase exchangeable bases and base saturation, especially in the surface layer (A horizon). The increasing exchangeable bases and base saturation by *Paspalum* grass were more concentrated in soil surface layer, while that of natural weeds increased those properties down to the sub-layer. Although the natural weeds plot contains exchangeable bases less than grasses in soil surface horizon, its exchangeable calcium was higher than the rest.

This phenomenon showed that in *Paspalum* plot as well as in natural weeds plot, Al saturation was decreased and the pH was increased in the surface horizon. Yearly observation which was made from 1996 to 1999 also showed that the soil pH and organic matter in *Paspalum* plot and natural weeds plot were higher than in control plot up to 40 cm depth (Salam *et al.*, 2001). Probably the main reason of this phenomenon arised from the abundant of organic matter in *Paspalum* as well as natural weeds plot. The average content of soil organic carbon from 1996 to 1999 in *Paspalum* plot and natural weeds plot was 32.1 g/kg and 26.5 kg respectively where in control plot it was 20.2 g/kg (Afandi *et al.*, 2003).

3.2 Soil Classification

Morphology of the observed soils was almost similar to the soil morphology in lowland areas in Lampung, Indonesia, in which the observed soils are dominated by halloysite (Lumbanraja, Syam, Sarno and Wada, 1999).

The three pedons have deep solum and thin soil surface layers with weak structure, therefore belong to *ochric epipedon*. Due to the

absence of clay film in the sub surface horizon as well as soils having CEC of more than $16 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$, it indicates that the three pedons belong to the cambic horizon as their diagnostic horizon. According to Soil Survey Staff (1998), those pedons are classified as *Inceptisol* in the order category. Those pedons do not have aquic conditions within 50 cm of the mineral soil surface, but they have udic moisture regime, therefore soils are classified as *udepts* in the sub-order category. In the great soil group category, the three pedons are classified as *Dystrudepts*, because they do not have sulfuric horizon, duripan, fragipan, free carbonate, and a base saturation of 60% or more in one or more horizons at a depth between 25 and 75 cm from the mineral soil surface.

The natural weeds plot (T-3) had a base saturation of 50.17% between 25 and 75 cm depth that satisfies the approximate requirement by *Eutrudepts* ($\geq 60\%$). It can therefore be deduced that when coffee plantation is properly managed with natural weeds, base saturation is likely to increase within 25–75 cm depth of the sub surface horizon. So, there is a possibility of the changing soil class in great group category from *Dystrudepts* to *Eutrudepts*.

Although clay minerals near this research area (Rigis Hill) are dominated by halloysite, 1 : 1 type of clay mineral, but soils still have enough amount of chlorite, vermiculite and smectite (Lumbanraja, Syam, Sarno and Wada, 1999), therefore soils have ability to swell and shrink. This phenomenon is shown by crack of 5 mm or more width and 30 cm or more length in a depth of less than 125 cm from soil surface in each soil profile. Beside, soils do not have lithic contact within 50 cm from soil surface and *mollic* or *umbric epipedon*. Based on the discussions above, the three pedons are classified as *vertic dystrudepts* in sub group category, although the slickensides or wedge-shape aggregates were not found.

3.3 The Coffee Growth

Although the existence of weeds could be positive effect on the soil, however, in short

term, it could suppress the coffee growth performance. The control plot where the conventional weed management applied gave the best performance of coffee growth as shown in plant height, canopy diameter and coverage. As reported by Afandi *et al.* (2002), the weeds had suppressed the coffee height at *Paspalum* plot about 40% and at natural weed plot about 30%. The canopy diameter was also suppressed as much as 57% at *Paspalum* plot and 54% at natural weeds plot.

Sriyani *et al.* (2000) also reported that the yield reduction of coffee beans in weedy plots in 1999 was 40% at *Paspalum* plot and 75% at natural weed plot compared to clean-weeded plot.

3.4 Conclusion

Covering soil surface by crops or weeds for four years was able to conserve soils in hilly area of South Sumatra and improved soil morphology as well as soil chemical properties. Surface layer of soils treated with grasses and natural weeds became thicker and darker than before. Almost all soil chemical properties in soil surface layer increased depending on the type of treatment. Thus, grasses plot had thicker soil surface as well as higher available P, exchangeable bases, Mg, K, Na, and base saturation than natural weeds. On the other hand, natural weeds increased organic carbon content, total nitrogen, soil pH, CEC, exchangeable calcium, as well as decreased exchangeable Al and Al saturation in soil surface horizon. It can be deduced from the study that, since natural weeds were able to increase exchangeable bases and base down to the sub-surface layer, the soil class could possibly change from *Dystrudepts* to *Eutrudepts* in the great soil group category.

Even though several soil characteristics changed, they were not enough to distinguish soil nomenclature of three pedons in sub group category. All pedons had vertic property in sub group category, hence classified as *Vertic Dystrudepts*.

References

- Afandi, Manik, T.K., Rosadi, B., Utomo, M, Senge, M, Adachi, T. and Oki, Y. (2002 a) : Soil Erosion Under Coffee Trees with Different Weed Managements in Humid Tropical Hilly Area of Lampung, South Sumatra, Indonesia. *J. Jpn. Soc. Soil Phys.*, **91** : 3-14.
- Amin, T.C., Sidarto, S. Santosa and W. Gunawan (1994) : Geology of the Kotaagung Quadrangle, Sumatera, scale 1 : 250.000. *Geo. Res. Dev. Centr., Bandung.*
- Buol, S.W., F.D. Hole and R.J. Mc Cracken (1980) : Soil Genesis and Classification, Second Ed. Iowa State Univ. Press, Ames.
- Buurman, P. (Ed.) (1980) : Red Soils in Indonesia. *Centr. Agric. Publ. Doc., Wageningen.*
- Lumbanraja, J., *et al.*, (1999) : Deterioration of Soil Fertility by Land Use Changes in South Sumatra, Indonesia : from 1970 to 1990. Progress Report of Red Acid Soil Team, The Development of Sustainable Biological Production Technologies Harmonized with Regional Environmental Conditions in East Asia.
- Lumbanraja, J., T. Syam, Sarno and Shin-Ichiro Wada (1999) : Mineralogy of Soils in Hilly Areas of West Lampung, South Sumatra. Progress Report of Red Acid Soil Team, The Development of Sustainable Biological Production Technologies Harmonized with Regional Environmental Conditions in East Asia.
- Salam, A.K., Afandi, N. Sriyani and M. Kimura (1999) : Changes in Soil Enzymatic Activities in A Hilly Coffee Plantation in Lampung Province, South Sumatera Indonesia, Managed by Different Soil Conservation Techniques. Progress Report of Red Acid Soil Team, The Development of Sustainable Biological Production Technologies Harmonized with Regional Environmental Conditions in East Asia.
- Soil Survey Division Staff. (1993) : Soil Survey Manual. USDA Handbook No. 18. Washington D.C.
- Soil Survey Staff. (1998) : Keys to Soil Taxonomy, Eighth Ed., USDA-Natural Res. Conserv. Serv., Washington D.C.
- Sriyani, N., Suprpto, H., Susanto, H., Lubis, A.T. and Oki, Y. (1999) : Weeds population dynamics in coffee plantation managed by different soil conservation techniques. Proc. of International Sem. Toward Sustainable Agriculture in Humid Tropics Facing 21st Century. Bandar Lampung, Indonesia, September 27-28 : 513-520.
- Sriyani, N., Suprpto, H., Susanto, H., Lubis, A.T. and Oki, Y. (2000) : The Development of Sustainable Biological Production Technologies Harmonized with Regional Environmental Conditions in East Asia, Final Report of the Great-in-Aid for Creative Basic Research from Ministry of Education, Culture, and Sport of Japan : 194-197.
- Uehara, G. and G. Gillman (1981) : The Mineralogy, Chemistry, and Physics of Tropical Soils with Variable Charge Clays. West View Press Inc., Boulder, Colorado.
- Ugolini, F.C. and R.L. Edmonds (1983) : Soil Biology, In L.P. Wilding, N.E. Smeck and G.F. Hall (Ed), Pedogenesis and Soil Taxonomy I. Concepts and Interactions. Elsevier Sci. Publ. Comp. Inc., New York.
- Wiharso, D. (1996) : Characteristics of Red Soils from The University of Lampung Experiment Station in Tanjungan, South Lampung. *Jo. Trop. Soil II No. 3*, Bandar Lampung. (in Indonesian)
- Wiharso, D., Afandi and dan Masateru Senge (2001) : Soil Chemical Properties of Three Pedons on Coffee Plantation Land Under Different Cover Crop. *Jo. Res. Regional Dev't. Dryland Vol. 23 No. 2*, Lampung University, Bandar Lampung. (in Indonesian)

インドネシア・南スマトラ丘陵傾斜地コーヒー園において4年間の異なった被覆植物の導入が赤色酸性土壌に与える土壌形態学的変化

アフアンディ*・ディディン ウィハルソ*・千家正照**・
アドマコ ジョン タウイア***・足立忠司****・沖 陽子****
* ランボン大学農学部
** 岐阜大学農学部
*** ガーナ国立土壌研究所
**** 岡山大学環境理工学部

要 旨

熱帯湿潤気候であるインドネシア・南スマトラ丘陵地に広がる火山灰性の赤色土壌を対象に研究を実施した。一般に火山灰性由来の土壌は植物の生育を支持するのに必要な栄養分を十分に保持している。しかし、赤色土壌はもろく、長期間温暖で湿潤な気候の影響を受けると表層土壌は溶解性栄養分とともに河川に流失する。この研究の目的は、赤色土壌に異なる被覆植物を4年間導入することによって土壌の形態学的・理化学的特性に及ぼす影響と Soil Taxonomy 上の分類で起こりうる変化について検討することにある。各試験区は次の通りである。T-1: 被覆植物のないコーヒー園(2週間に1回の頻度で雑草を除草し地表を裸地状態に維持した)、T-2: *Paspalum conjugatum* の植物によって地表を被覆したコーヒー園、T-3: 自然植生の雑草で地表を被覆したコーヒー園。Soil Survey Manual と Soil Taxonomy Classification System にしたがって土壌断面を記述し土壌試料をサンプリングした。4年間の被覆植物による処理後、表層土壌はより厚く色調が暗くなることが観測された。また、表層土壌の大半の化学的特性、とくに土壌 pH、有機態炭素、全窒素、有効態 P、交換性塩基、塩基飽和度が増加した。一方、表層土壌の交換性 Al、Al 飽和度は減少した。このように試験期間中に土壌の特性は変化したが4年間の処理では Soil Taxonomy による亜群の分類を変化させることができず、全ての土壌が *Vertic Dystrudepts* となった。しかし、自然植生の雑草で被覆すると下層土の交換性塩基と塩基飽和度が増加するため、長期間経過すると Soil Taxonomy 上の分類が *Vertic Dystrudepts* から *Eutrudepts* に変化する可能性が示された。

キーワード: 赤色土壌, コーヒー, 被覆植物, 雑草, *Vertic Dystrudept*, スマトラ

受稿年月日: 2003年5月16日

受理年月日: 2003年9月3日

Estimation of Dry Bulk Density of Soils Using Amplitude Domain Reflectometry Probe

Krissandi WIJAYA, Taku NISHIMURA and Makoto KATO

School of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology, 3-5-8 Saiwai-cho,
Fuchu-shi, Tokyo 183-8509 Japan

Abstract

It is worthy to know the distribution of soil physical properties in the field to gain better understanding of soil behavior. However, taking undisturbed core samples in situ is usually laborious and time consuming. In this study, estimation of dry bulk density of soil by using Amplitude Domain Reflectometry (ADR) data was conducted. The dry bulk density can be calculated by combining volumetric water content measured by using the ADR probe (θ_{ADR}) with either wet bulk density or mass wetness. Andisol (TUAT soil) and Alluvial soil (Fukaya soil, Saitama) was used in this study. Soils were sieved through 3 mm mesh screen, and packed into a plastic acrylic cylinder of 68 mm in inner diameter and 69 mm long. Mass wetness ranged from 40–70% and 15–30%, and packing dry bulk density ranged from 0.39–0.96 g cm⁻³ and 0.78–1.30 g cm⁻³, for the TUAT and the Fukaya soil, respectively. Three replicated ADR readings of output voltage were measured by using a digital multimeter. The θ_{ADR} was calculated by using a calibrated polynomial equation, as a function of the averaged output voltage. The results showed that the output voltage was not affected by neither packing dry bulk density nor mass wetness. The estimation of dry bulk density with wet bulk density (R^2 value=0.989–0.994, RMSE value=0.010–0.014 g cm⁻³) was better than that with mass wetness (R^2 value=0.913–0.961, RMSE value=0.027–0.038 g cm⁻³). The accuracy of the θ_{ADR} was a critical factor in estimating dry bulk density.

Key words : dry bulk density, ADR, dielectric constant, Andisol, volumetric water content

1. Introduction

Soil behavior generally changes with time and be different from place to place depending on physical condition of soil. Many of soil processes such as physical, chemical, and biological processes are strongly affected by the heterogeneity of soil physical properties. Therefore, understanding of how the soil physical properties distribute in the field is very important for solving soil problems such as irrigation scheduling, drainage, soil and water conservation, nutrient transport, and soil and groundwater contamination.

Dry bulk density of the soil, which can be expressed as the ratio of the mass of dry solids to the bulk volume of the soil (Foth, 1990 ;

Hillel, 1998) is one of the most useful soil parameter and a widely used value for predicting other soil physical properties (Culley, 1993). According to Campbell (1985), Miyazaki (1996), and Zhuang *et al.* (2000), dry bulk density can be used to estimate soil permeability, since it strongly affects pore structure, which may dominate soil hydraulic conductivity. The gravimetric method, which involves weighing and drying a sample of known volume taken from the field, has been commonly used for determination of soil dry bulk density. However, the method is laborious and time-consuming. Therefore, the use of the alternative technique, which is simple and fast for measuring soil dry bulk density, is needed.

Dielectric constant techniques for estimating

volumetric water content of soil such as Capacitance Insertion Probe (CIP), Time Domain Reflectometry (TDR) probe, and Amplitude Domain Reflectometry (ADR) probe are becoming popular (Topp *et al.*, 1980; Gaskin and Miller, 1996; Inoue, 1998a, 1998b; Robinson *et al.*, 1999). These techniques depend on the fact that the dielectric constant of water (~ 80) is significantly greater than that of most soil matrix materials (~ 4) and of air (~ 1). Although the CIP, TDR and ADR probe have a similar performance (Nakashima *et al.*, 1998), the ADR and the TDR probe are easier to install and facilitate the accumulation of data than the CIP, which requires the permanent installation access tubes and operator intervention to position of the sensing head within these tubes (Gaskin and Miller, 1996). Some problems in the data interpretation and the field calibration may be obscured by inhomogeneities around probe wire such as voids and stones, and confused by conductivity effect (Whalley, 1993). Furthermore, the TDR probe and the CIP have some disadvantages of high cost and their complex automatic measuring system (Nakashima *et al.* 1998). On the other hand, the ADR probe is relatively cheap and the output is direct current voltage, which can be measured by commercial multi-channel logger to monitor change in water content (Gaskin and Miller, 1996). The ADR probe has been developed to solve the problems of the CIP and TDR probe (Nakashima *et al.*, 1998).

The objective of this study was to apply the ADR technique for estimation of the dry bulk density of disturbed soils.

2. Materials and Methods

2.1 ADR Probe Components

According to Miller and Gaskin (1996), there are three major components of the ADR probe including an input and output cable, probe body, and a sensing head (Fig. 1). The cable provides connection for a suitable power supply (5–15 volt) and for an analogue signal output. The probe body contains an oscillator, a specially designed internal transmissions line and measuring circuitry within a waterproof housing. The sensing head has an array of four electrodes of 60 mm in length and 3 mm in diameter with a radial spacing of 15 mm, the outer three of which connected to instrument ground from an electrical shield around the central (signal) electrode.

Principally, the ADR probe applies a 100 MHz sinusoidal signal via a specially designed internal transmission line to a sensing array of four electrodes whose impedance depends on dielectric constant of water content of the soil into which it is embedded. If this impedance differs from that of the internal transmission line, then a proportion of the signal is reflected back from the junction (J), which lies between the sensing array and the transmission line. This reflected component interferes with the incident signal causing a voltage standing wave to be set up on the transmission line, i.e. a variation of voltage amplitude along the length of the line. Once the amplitude is measured, the relative impedance of the probe and then the dielectric constant will be known. Hence, the volumetric water content of the soil matrix can be obtained.

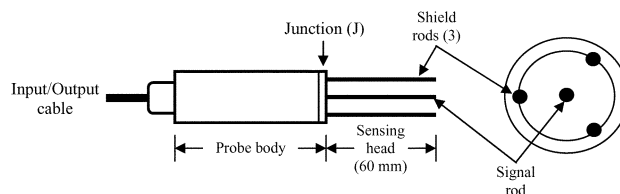


Fig. 1 A schematic diagram of the ADR probe.

2.2 Soil Materials

Two soils such as Andisol (TUAT soil) and Alluvial soil (Fukaya soil) were used in this study. The soils were sieved through a 3 mm mesh screen. A half of the soils were kept in plastic bag to keep mass wetness of 55% and 27%, and the remaining soils were air-dried until mass wetness of 40% and 16%, for the TUAT and the Fukaya soil, respectively. Physical properties of the soils including texture, mass wetness (%), dry bulk density (g cm^{-3}), volumetric water content ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) and clay mineral (X ray diffraction) are summarized in Table 1.

2.3 Experimental Methods

To cover the range of soil mass wetness between 40–70% for the TUAT soil and 15–30% for the Fukaya soil, the air-dried sieved soils were moistened with spraying distilled water for four to six times. Each moistened sample was packed into a plastic acrylic cylinder of 68 mm in inner diameter and 69 mm long as uniformly as possible by manually increasing the increments of a few centimeter thickness of the soil to the cylinder up to the full volume. The sample was then weighted by using an electric balance to obtain wet bulk density.

The ADR probe was vertically inserted into the sample (Fig. 2). The ADR reading of output voltage was then measured by using a digital multimeter. Three replicated ADR readings were taken by re-installing the ADR probe vertically into an undisturbed part of the cylinder and then averaged. After the ADR operation, a

sub-sample was taken and oven-dried to determine mass wetness. Measured volumetric water content and dry bulk density were calculated from the mass wetness and the wet bulk density.

The whole procedure was repeated for packing dry bulk density ranged from 0.39–0.96 g cm^{-3} and 0.78–1.30 g cm^{-3} for the TUAT and the Fukaya soil, respectively. The ADR measurement was also applied on the oven-dried samples whose volumetric water content was considered to be zero. To prevent the excess evaporation from the samples during the procedure, the experiment was done inside a small chamber covered with a plastic film.

2.4 Estimation of Dry Bulk Density by Using ADR Probe Data

For the estimation purpose, dry bulk density can be calculated as function of volumetric water content measured by using the ADR probe (θ_{ADR}) combined with either wet bulk density (Eq. (1)) or mass wetness (Eq. (2)).

$$\rho_{best1} = \rho_t - (\theta_{ADR} \times \rho_w) \tag{1}$$

$$\rho_{best2} = (100 \times \theta_{ADR} / w) \times \rho_w \tag{2}$$

where, ρ_{best1} is the estimated dry bulk density with wet bulk density (g cm^{-3}), ρ_{best2} is the estimated dry bulk density with mass wetness (g cm^{-3}), ρ_t is the wet bulk density (g cm^{-3}), ρ_w is the density of water ($=1 \text{g cm}^{-3}$), θ_{ADR} is the volumetric water content measured by using the ADR probe ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), and w is the mass wetness (%). Especially, Eq. (2) was multiplied with 100 to convert the mass wetness by percentage to that by decimal form.

Table 1 Soil physical properties

Soil parameters	Andisol soil (TUAT soil)	Alluvial soil (Fukaya soil)
Texture (kg kg^{-1})	sand : silt : clay = 0.320 : 0.324 : 0.356 (LiC)	sand : silt : clay = 0.460 : 0.320 : 0.220 (CL)
Mass wetness, w (%)	40–70	15–30
Dry bulk density, ρ_b (g cm^{-3})	0.39–0.96	0.78–1.30
Volumetric water content, θ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0.22–0.64	0.16–0.35
Clay mineral (by X ray diffraction)	amorphous	Kr > Vr > Mi, Sm

The use of either Eq. (1) or (2) in estimating dry bulk density from the volumetric water content measured by using the ADR probe (θ_{ADR}) gives some advantages especially when it is applied to the field measurement. For example, to obtain the estimated dry bulk density by using Eq. (1) needs only the information of the wet mass (weight) of the soil occupying the known volume of the core sample, and it is not necessary to spend a day for oven drying the sample. It helps us to perform easy and fast estimation of field dry bulk density, especially when the large numbers of data are required.

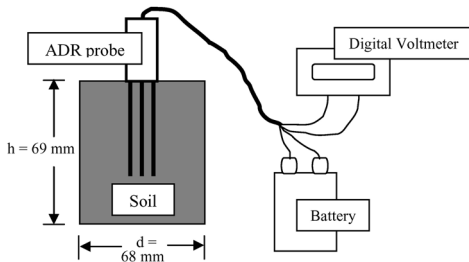


Fig. 2 Schematic diagram of the experiment.

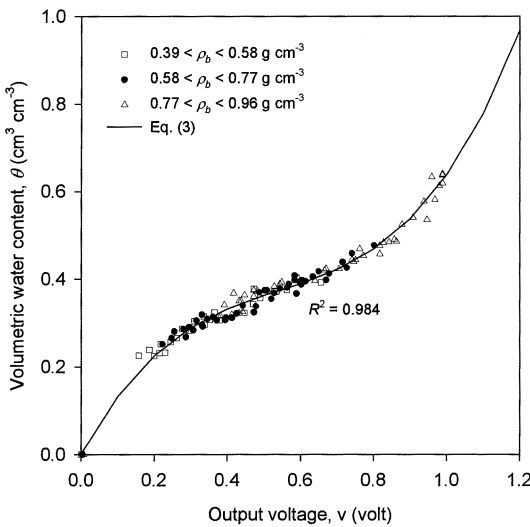


Fig. 3 (a) Relationship between volumetric water content and ADR output voltage for the TUAT soil, in case of packing dry bulk density.

Furthermore, although obtaining the mass wetness data spends more time than the wet bulk density because of the need to oven drying the sub-sample, incorporating the mass wetness to Eq. (2) is still reasonable. For example, when the estimation of the dry bulk density is applied on taking larger numbers of field data, the mass wetness can be obtained by oven drying the only a small fraction of disturbed sample, so that it is capable to perform number of estimation with less labor.

3. Results and Discussions

3.1 Relationship between Volumetric Water Content and Output Voltage

The calibration curve of the volumetric water content and the output voltage for the TUAT soil shows increase in output voltage with increasing in volumetric water content (Fig. 3). The output voltage ranged from 0.16–0.99 volt corresponded to volumetric soil water content of 0.22–0.64 $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. The relationship between output voltage and volumetric water content can be expressed in Eq. (3) with regression coefficient (R^2) value of 0.984,

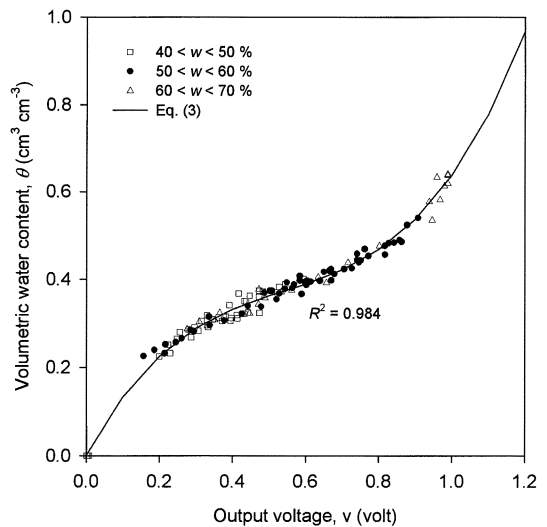


Fig. 3 (b) Relationship between volumetric water content and ADR output voltage for the TUAT soil, in case of mass wetness.

$$\theta_{ADR} = 0.00111 + 1.531v - 2.342v^2 + 1.448v^3 \quad (3)$$

where, v is the output voltage of the ADR probe. Mathematical expression shown in Eq. (3), (4), (6) and (7) are the third polynomial equations which were accomplished by applying least square method.

Increasing the output voltage with the increasing in volumetric water content was also found in the Fukaya soil (Fig. 4). The soil with volumetric water content ranged from 0.16–0.35 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ corresponded to the output voltage of 0.22–0.86 volt, and the relationship between output voltage and volumetric water content can be expressed in Eq. (4) with R^2 value of 0.981.

$$\theta_{ADR} = 0.00335 + 0.964v - 1.530v^2 + 1.038v^3 \quad (4)$$

The θ - v curve shown in Fig. 3 and 4 contains two cases such as either packing dry bulk density or mass wetness as a parameter. Each case is divided into three data intervals. For the TUAT soil, the packing dry bulk density ranged from 0.39–0.58, 0.58–0.77, and 0.77–0.96 g cm^{-3} and the mass wetness ranged from 40–50,

50–60, and 60–70%, respectively. For Fukaya soil, the packing dry bulk density ranged from 0.78–0.95, 0.95–1.13, and 1.13–1.30 g cm^{-3} and the mass wetness ranged from 15–20, 20–25, and 25–30%, respectively. Although dry bulk density of the TUAT soil was smaller than that of the Fukaya soil, the TUAT soil had greater mass wetness. It was due to micro structure of the TUAT soil (Light Clay) was more complicated than the Fukaya soil (Clay Loam). As a consequence, the TUAT soil was capable to retain more water per unit weight of the soil than the Fukaya soil.

The division of the packing dry bulk density and the mass wetness into three data intervals was aimed to clarify the dependence of the output voltage against the two parameters. As shown in Fig. 3 and 4, the plotted data overlapped through the regression line within those three data intervals. It suggested that the output voltage was not affected by neither packing dry bulk density nor mass wetness. The root mean square error (RMSE) value between the measured θ and the θ_{ADR} of whole data with different packing dry bulk density

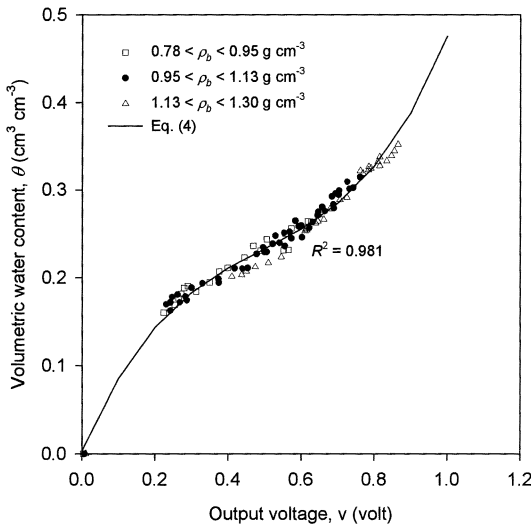


Fig. 4 (a) Relationship between volumetric water content and ADR output voltage for the Fukaya soil, in case of packing dry bulk density.

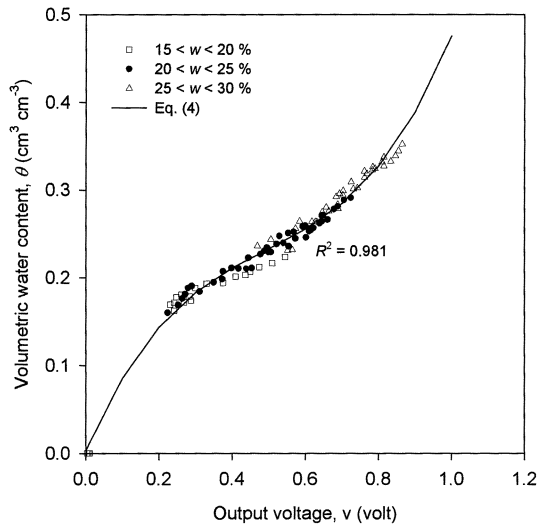


Fig. 4 (b) Relationship between volumetric water content and ADR output voltage for the Fukaya soil, in case of mass wetness.

and mass wetness was $0.014 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ and $0.008 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ for the TUAT and the Fukaya soil, respectively. It revealed that the θ_{ADR} significantly depended on the type of soil. The independence of the θ_{ADR} on either packing dry bulk density or mass wetness was also clarified by the RMSE value of each interval of the parameters. In case of the TUAT soil, the RMSE value for packing dry bulk density ranged from 0.39–0.58, 0.58–0.77, and 0.77–0.96 g cm^{-3} was 0.014, 0.013, and 0.016 $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, while that for mass wetness ranged from 40–50, 50–60, and 60–70% was 0.015, 0.012, and 0.017 $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, respectively. Furthermore, in case of the Fukaya soil, the RMSE value was 0.007, 0.008, and 0.010 $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ for packing dry bulk density ranged from 0.78–0.95, 0.95–1.13, and 1.13–1.30 g cm^{-3} , and 0.012, 0.006, and 0.009 $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ for mass wetness ranged from 15–20, 20–25, and 25–30%, respectively.

3.2 Relationship between Volumetric Water Content and Dielectric Constant

Miller and Gaskin (1996) found that in the range of output voltage of 0–1 volt, the relationship between the ADR reading of output voltage and the square root dielectric constant can be precisely described by the third polynomial equation, as shown in Eq. (5). In this study, the equation was employed for the TUAT and the Fukaya soil.

$$\sqrt{\epsilon} = 1.07 + 6.40v - 6.40v^2 + 4.70v^3 \quad (5)$$

where, $\sqrt{\epsilon}$ is the square root dielectric constant.

Since the volumetric soil water content was the primary factor affecting the apparent dielectric constant, increasing volumetric water content resulted in the increase of the dielectric constant (ϵ), as shown in Fig. 5 and 6. For the TUAT soil (Fig. 5), in the range of the dielectric constant of 4–32, which corresponded to the volumetric water content of 0.22–0.64 $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, the relationship can be expressed in Eq. (6).

$$\theta_{ADR} = 0.195 + 0.0265\epsilon - 0.000984\epsilon^2 + 0.0000183\epsilon^3 - 0.275\epsilon^{-1} + 0.00625\epsilon^{-2} \quad (6)$$

The dielectric constant of the Fukaya soil ranged from 5–24 corresponded to the volumet-

ric water content of 0.16–0.35 $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, as shown in Fig. 6. The following Eq. (7) expressed the relationship between volumetric water content and dielectric constant for the Fukaya soil.

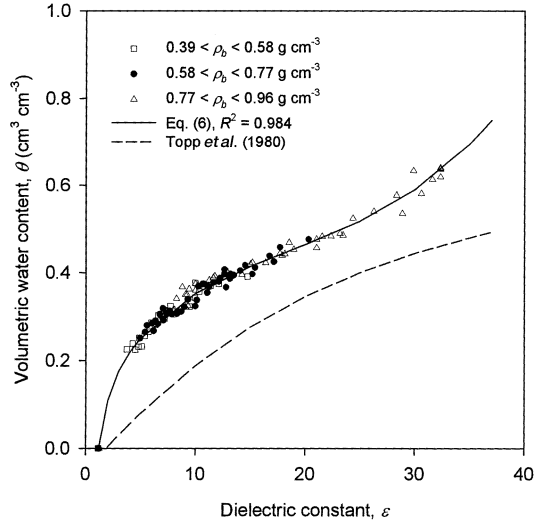


Fig. 5 Relationship between volumetric water content and dielectric constant of the TUAT soil.

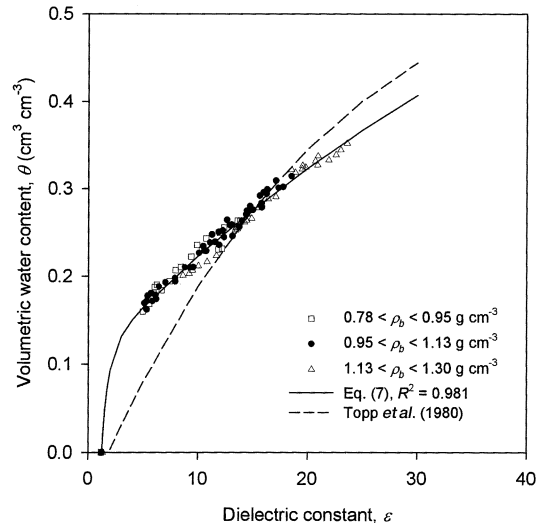


Fig. 6 Relationship between volumetric water content and dielectric constant of the Fukaya soil.

$$\theta_{ADR} = 0.0974 + 0.0129\varepsilon - 0.0000916\varepsilon^2 + 0.0744\varepsilon^{-1} - 0.265\varepsilon^{-2} \quad (7)$$

Topp *et al.* (1980) presented the “universal calibration formula” for measuring volumetric water content based on dielectric constant of many (common) soils in all over the world, as shown in Eq (8).

$$\theta = -0.053 + 0.0292\varepsilon - 0.00055\varepsilon^2 + 0.0000043\varepsilon^3 \quad (8)$$

Comparison between the Topp’s universal equation and the equations derived from the θ - v calibration of the two Japanese soils in this study showed that the dielectric constant of the TUAT soil was significantly greater than that of the Topp’s soils, while for the Fukaya soil, it was rather similar to the data presented by Topp *et al.* (1980) and was higher only when volumetric water content was 0–0.2 cm³ cm⁻³. It suggested that the universal equation was not always applicable for measuring volumetric water content of the soils such as the TUAT soil. For the Fukaya soil, Topp’s equation was rather acceptable especially for volumetric water content ranged from 0.25–0.33 cm³ cm⁻³. These trends were similar to the results presented by Miyamoto and Chikushi (2000). Also, Fig. 5 and 6 revealed that dielectric constant was strongly affected by the type of soil.

3.3 Comparison between Estimated and Measured Dry Bulk Density

Since the estimated dry bulk density (ρ_{best}) was calculated by substituting the θ_{ADR} data obtained from Eq. (3) and (4) into Eq. (1) and (2), the accuracy of the ρ_{best} was strongly affected by the accuracy of the θ_{ADR} data. In case of the TUAT soil, the accuracy of the ρ_{best} can be determined from the comparison between the ρ_{best} and the measured dry bulk density (ρ_{bmsr}) shown in Fig. 7. The figure describes that the ρ_{best} agreed well with the ρ_{bmsr} . The cloud of the data points was laid and concentrated around the 1 : 1 regression line. The R^2 value for the data estimated by using Eq. (1) and (2) were 0.989 and 0.961, respectively. It revealed that the estimation of dry bulk density with wet bulk density had greater accuracy than that

with mass wetness. The greater the accuracy of the ρ_{best} , the lower the error of the ρ_{best} . In this study, the error is expressed in the RMSE value between the ρ_{bmsr} and the ρ_{best} . For whole data, the RMSE value of the ρ_{best} by using Eq. (1) was generally a half of that by using Eq. (2) such as 0.014 g cm⁻³ and 0.027 g cm⁻³, respectively. The RMSE value within the given ranges of packing dry bulk density and mass wetness were fluctuated. In the range of packing dry bulk density of 0.39–0.58, 0.58–0.77, and 0.77–0.96 g cm⁻³, the RMSE value of the ρ_{best} by using Eq. (1) was 0.014, 0.013, and 0.016 g cm⁻³, and that by using Eq. (2) was 0.024, 0.027, and 0.029 g cm⁻³, respectively. In the range of mass wetness of 40–50, 50–60, and 60–70%, the RMSE value of the ρ_{best} by using Eq. (1) was 0.015, 0.012, and 0.017 g cm⁻³, and that by using Eq. (2) was 0.034, 0.022, and 0.025 g cm⁻³, respectively. As can be seen from Fig. 9, the fluctuation of the RMSE value of the ρ_{best} by using Eq. (1) was significantly smaller and not different enough from the value of whole data compared to that of the ρ_{best} by using Eq. (2). The RMSE of the ρ_{best} by using Eq. (2) was more sensitive to the change of mass wetness from the lower to the

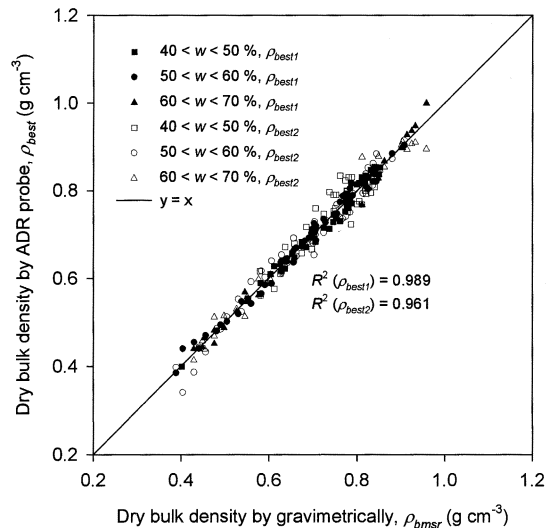


Fig. 7 Comparison between estimated and measured dry bulk density of the TUAT soil.

higher mass wetness than that by using Eq. (1). Therefore, the use of Eq. (2) in the estimation of dry bulk density became less reliable than that of Eq. (1) although the RMSE value of the ρ_{best} by using that equation was still acceptable.

Fig. 8 shows the comparison between the ρ_{best} and the ρ_{bmsr} for the Fukaya soil. The ρ_{best} of the Fukaya soil also agreed well with the ρ_{bmsr} . The data of ρ_{best} by using Eq. (1) and ρ_{best} by using Eq. (2), which were plotted around the 1:1 regression line showed the R^2 value of 0.994 and 0.913, respectively. It suggested that similar to the TUAT soil the estimation of dry bulk density with wet bulk density was better than that with mass wetness. For whole data, the RMSE value of the ρ_{best} by using Eq. (1) was lower than that by using Eq. (2), such as 0.010 g cm⁻³ and 0.038 g cm⁻³, respectively. The RMSE value within the ranges of packing dry bulk density of 0.78–0.95, 0.95–1.13, and 1.13–1.30 g cm⁻³ was fluctuated such as 0.012, 0.009, and 0.010 g cm⁻³ for the ρ_{best} by using Eq. (1), and 0.030, 0.035, and 0.048 g cm⁻³ for the ρ_{best} by using Eq. (2), respectively. The RMSE value within the ranges of mass wetness of 15–20, 20–25, and 20–30% was

also fluctuated such as 0.012, 0.007 and 0.011 g cm⁻³ for the ρ_{best} by using Eq. (1), and 0.067, 0.025, and 0.033 g cm⁻³ for the ρ_{best} by using Eq. (2), respectively. As can be seen from Fig. 10,

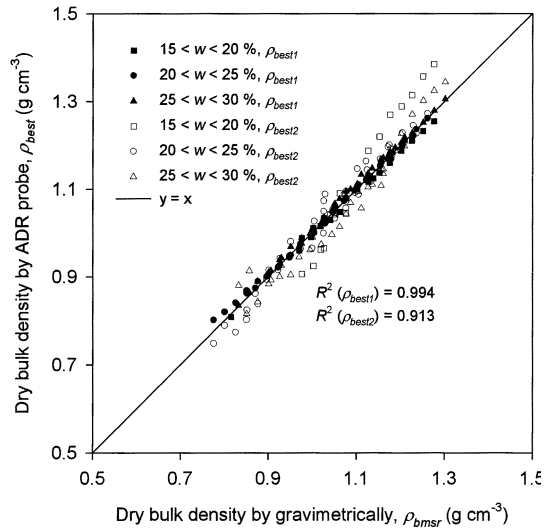


Fig. 8 Comparison between estimated and measured dry bulk density of the Fukaya soil.

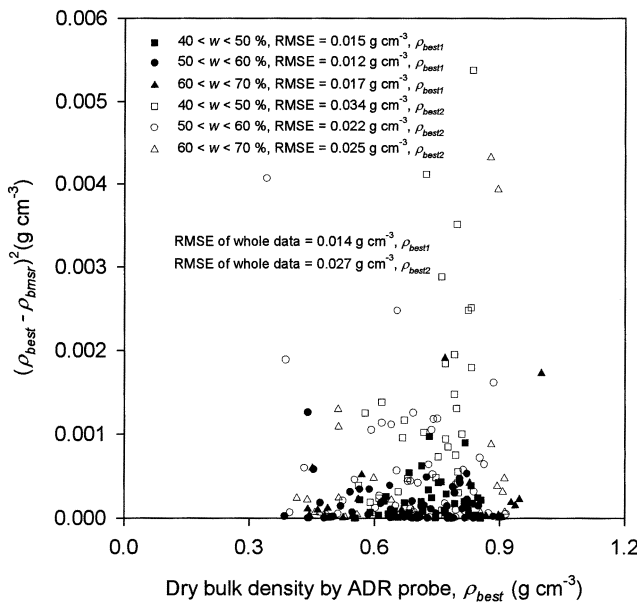


Fig. 9 Error of the estimated dry bulk density by either Eq. (1) or (2), for the TUAT soil.

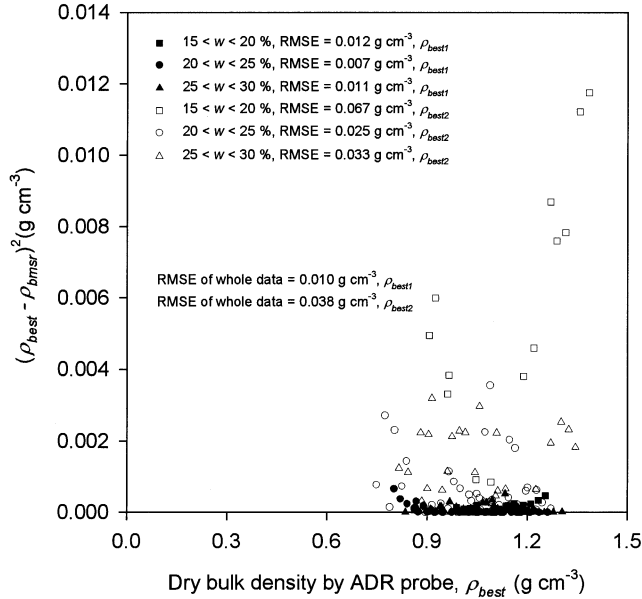


Fig. 10 Error of the estimated dry bulk density by either Eq. (1) or (2), for the Fukaya soil.

fluctuation of the RMSE value occurred in the ρ_{best} by using Eq. (2), and it was slightly in the ρ_{best} by using Eq. (1). The change of mass wetness from the lower to the higher mass wetness caused the greater RMSE value of the ρ_{best} by using Eq. (2) and had small effect on the RMSE value of the ρ_{best} by using Eq. (1). Therefore, Eq. (1) seems to give better estimation of the dry bulk density than Eq. (2) although the RMSE value resulted from the ρ_{best} by Eq. (2) was considered reasonable. Furthermore, small fluctuation of the RMSE value of the ρ_{best} of either the TUAT or the Fukaya soil suggested that the dry bulk density estimated by using the ADR data and either wet bulk density or mass wetness was independent on mass wetness of the soil. The difference in the RMSE value of the ρ_{best} between the TUAT and the Fukaya soil revealed that the type of soil had also significant effect on the accuracy of the ρ_{best} .

Incorporating the wet bulk density into the estimation of dry bulk density was more reasonable than incorporating the mass wetness. Difference in mathematical formula between

Eq. (1) and (2), into which the wet bulk density or the mass wetness was substituted, may be a reason of the result above. In this calculation, since the ρ_{bmsr} , ρ_t and w value, which employ the wet and the dry soil mass of a given core volume, was carefully obtained through gravimetrically measurement, their errors was assumed to be very small and could be neglected. It was also assumed that the significant error resulted from the θ_{ADR} measurement. As Eq. (2) was mathematically formulated in a division formula, so that when the θ_{ADR} including the errors were substituted into the equation, the errors of ρ_{best} may increase since the mass wetness (w) in the Eq. (10) was always less than unity. Thus, this error may enhance with decreasing in mass wetness. On the other hand, when the θ_{ADR} data was substituted into the Eq. (1), which was known as a subtracting formula, the error of ρ_{best} shown in Eq. (9) was lower compared to when it was substituted into Eq. (2).

Derivation of Eq. (1)

$$\begin{aligned}
\Delta\rho_{best1} &= | \rho_{bmsr} - \rho_{best1} | \\
&= | \rho_{bmsr} - (\rho_t - (\theta_{ADR} \times \rho_w)) | \\
&= | \rho_{bmsr} - (\rho_t - ((\theta_{msr} \pm \Delta\theta_{ADR}) \times \rho_w)) | \\
&= | \rho_{bmsr} - (\rho_t - \theta_{msr} \times \rho_w \pm \Delta\theta_{ADR} \times \rho_w) | \\
&= | \rho_{bmsr} - (\rho_{bmsr} \pm \Delta\theta_{ADR} \times \rho_w) | \\
&= | \rho_{bmsr} - \rho_{bmsr} \pm \Delta\theta_{ADR} \times \rho_w | \\
&= | \pm \Delta\theta_{ADR} \times \rho_w | \\
&= \Delta\theta_{ADR} \times \rho_w \quad (9)
\end{aligned}$$

Derivation of Eq. (2)

$$\begin{aligned}
\Delta\rho_{best2} &= | \rho_{bmsr} - \rho_{best2} | \\
&= | \rho_{bmsr} - ((100 \times \theta_{ADR} / w) \times \rho_w) | \\
&= | \rho_{bmsr} - ((100 \times (\theta_{msr} \pm \Delta\theta_{ADR}) / w) \times \rho_w) | \\
&= | \rho_{bmsr} - ((100 \times \theta_{msr} / w) \times \rho_w \pm (100 \times \Delta\theta_{ADR} / w) \times \rho_w) | \\
&= | \rho_{bmsr} - (\rho_{bmsr} \pm (100 \times \Delta\theta_{ADR} / w) \times \rho_w) | \\
&= | \rho_{bmsr} - \rho_{bmsr} \pm (100 \times \Delta\theta_{ADR} / w) \times \rho_w | \\
&= | \pm (100 \times \Delta\theta_{ADR} / w) \times \rho_w | \\
&= (100 \times \Delta\theta_{ADR} / w) \times \rho_w \quad (10)
\end{aligned}$$

where, ρ_{bmsr} is the dry bulk density measured gravimetrically; θ_{msr} is the volumetric water content measured gravimetrically; $\Delta\rho_{best1}$ is the error of ρ_{best1} ; $\Delta\rho_{best2}$ is the error of ρ_{best2} ; $\Delta\theta_{ADR}$ is the error of the θ_{ADR} to the true θ .

In this study, since the θ_{ADR} data originally contained some extents of errors calculating the θ_{ADR} involved combination of the θ_{msr} and the $\Delta\theta_{ADR}$ ($\theta_{ADR} - \theta_{msr} = \Delta\theta_{ADR}$). This error was considered as a primarily factors affecting the accuracy of ρ_{best} , especially ρ_{best2} . For example, if the $\Delta\theta_{ADR}$ for a given soil with w ranged from 40–70% (TUAT soil) is $0.1 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, therefore the $\Delta\rho_{best1}$ is $0.1\rho_w$, and $\Delta\rho_{best2}$ is ranged from 0.14 ($=100 \times 0.1/70$) $\rho_w - 0.25$ ($=100 \times 0.1/40$) $\times \rho_w$. The phenomena indicated that the error of estimated dry bulk density with mass wetness was higher than that with wet bulk density, especially for the lower mass wetness (Fig. 9 and 10).

4. Conclusions

The output voltage using the ADR probe was not affected by neither packing dry bulk density nor mass wetness. In other word, the θ_{ADR} was independent upon these two param-

eters. Therefore, the ADR data can be used for estimation of dry bulk density.

The estimation of dry bulk density with wet bulk density was better than that with mass wetness. The lower accuracy of the ρ_{best} with mass wetness was affected by the division formula of calculation process.

Since the ρ_{best} was determined from the θ_{ADR} , therefore the accuracy of the θ_{ADR} was a critical factor in estimating dry bulk density.

Acknowledgement

Part of this study was supported by Grants-in-Aid for Scientific Research by Japan Society of the Promotion of Science : No. 2001-13760169.

References

- Campbell, G.S. (1985) : Soil physics with basic : Transport models for soil-plant system, pp. 49–59, Elsevier, Amsterdam, Netherland.
- Culley, J.L.B. (1993) : Density and compressibility in *Soil sampling and method of analysis* (Carter, M.R., Ed.), pp. 529–630, Lewis Publisher, New York, USA.
- Foth, H.D. (1990) : Fundamentals of soil science (8th edition), pp. 12–34, John Wiley & Sons, Inc., Boca Raton, USA.
- Gaskin, G.J., and Miller J.D. (1996) : Measurement of soil water content using simplified impedance measuring technique, *J. Agric. Eng. Res.*, **63** : 153–160.
- Hillel, D. (1998) : Environmental soil physics, pp. 3–17, Academic Press, San Diego, USA.
- Inoue, M. (1998 a) : Evaluation of measuring precision of field-type dielectric soil moisture probes using salty sand, *J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.*, **11** : 555–564.
- Inoue, M. (1998 b) : Monitoring system for flow and solute transport, *Sand Dune Research*, **45** (1) : 15–25.
- Miller, J.D. and Gaskin G.J. (1996) : Theta probe ML 2x : Principle of operation and applications (2nd edition), Macaulay Land Use Research Institute (MLURI), Aberdeen, UK.
- Miyamoto, T. and Chikushi, J. (2000) : Relations between soil water content and apparent dielectric constant evaluated by dielectric mixing models, *Trans. of Japan Society of Irrigation, Drainage and Reclamation Engineering*, **206** : 63–71.
- Miyazaki, T. (1996) : Bulk density dependence of air

- entry suctions and saturated hydraulic conductivities of soils, *Soil Science*, **161** : 484-490.
- Nakashima, M., Inoue, M., Sawada, K. and Nicholl, C. (1998) : Measurement of soil water content by Amplitude Domain Reflectometry Method and its calibrations, *J. of Groundwater Hydrology*, **40** : 509-519.
- Robinson, D.A., Gardner, C.M.K. and Cooper, J.D. (1999) : Measurement of relative permittivity in sandy soils using TDR, Capacitance and Theta Probe : Comparison, including the effects of bulk soil electrical conductivity, *J. of Hydrology*, **223** : 198-211.
- Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980) : Electromagnetic determination of soil water content : Measurement in coaxial transmission lines, *Water Resour. Res.*, **16** : 574-582.
- Whalley, W.R. (1993) : Considerations on the use of time-domain reflectometry (TDR) for measuring soil water content, *J. of Soil Science*, **44** : 1-9.
- Zhuang, J., Yu, G.R., Miyazaki, T. and Nakayama, K. (2000) : Modeling effect of compaction on soil hydraulic properties : A NSMC scaling method for saturated hydraulic conductivity, *Adv. in GeoEcology*, **32** : 144-153.

誘電率水分計データを用いた土壌の乾燥密度の推定

クリサンディ ウィジャヤ・西村 拓・加藤 誠
東京農工大学大学院農学研究科

要 旨

ADR 水分計をかく乱し詰めなおした火山灰土壌ならびに非火山灰質沖積土壌に適用し、水分計出力 (volt)、誘電率と体積含水率の関係を求めた。いずれの土壌も Topp (1980) の結果とは異なる誘電率-水分曲線を示した。さらに、ADR 水分計で測定した体積含水率と共に迅速、容易に測定可能な湿潤密度、含水比を用いて乾燥密度の推定を行った。いずれの土壌についても、推定した乾燥密度は、重量法で測定した値に対して、相関係数 $R^2=0.913\sim 0.994$ で良い相関を示した。乾燥密度の推定値は、ADR による体積含水率と湿潤密度を用いたときにより良い結果を示した。

キーワード : 乾燥密度, 誘電率, ADR, 火山灰土壌, 体積含水率

受稿年月日 : 2003 年 1 月 21 日
受理年月日 : 2003 年 9 月 19 日

Current and Prospective Applications of Zero Flux Plane (ZFP) Method

Magdi KHALIL*, Masaru SAKAI*, Masaru MIZOGUCHI* and Tsuyoshi MIYAZAKI*

* University of Tokyo, Graduate School of Agricultural and Life Sciences, Department of Biological and Environmental Engineering, Yayoi 1-1-1, Bunkyo-ku, Tokyo 113-8657, Japan

Abstract

Zero flux plane (ZFP) method has been used to measure and estimate the evaporation, evapotranspiration, some hydrological process etc. However, no systematic discussion has been made concerning the ZFP method itself or its application to monitor and control the salt and contamination movement. In this study, comprehensive analysis on existing data sets have been performed to examine ZFP method applications and to give comments for further applications in future. First, ZFP method definition and its mathematical derivation were stated. Second, the application of ZFP to evaporation, evapotranspiration and ground water recharge process were discussed and analyzed. The difficulties that affect the application of ZFP method such as depth of soil, preciseness of measurements etc. have been listed and compared. Finally the potentialities of ZFP method were discussed. The discussion showed that, the development of new techniques related to measurement instruments, required experiments and simulations to implement ZFP in effective way is very important to monitor and control salt transportation and accumulation control.

Key words : zero flux plane, unsaturated soil, Hydrus-2D, salt accumulation, soil contamination

1. Introduction

The importance of the soil-water system in nature and in the life of man has been realized since the dawn of civilization and man's awakening awareness of his relationship to his environment (Hillel, 1971). The liquid phase of a soil is never just pure water. There are always mineral salts and organic substances dissolved in the water. Generally, in spite of the importance of its solutes, the liquid phase of soil is called soil water. (Kutilek and Nielsen, 1994). Most of the process involving soil-water interaction in the field occurs while the soil is in an unsaturated condition (Hillel, 1998), or in other words, in vadose zone, (Miyazaki, 1993). Therefore the movement of water in unsaturated soil is of a great importance where there are many applications especially related to the hydrolog-

ical cycle and plant growth and stress. Such knowledge allows an estimate of the influence of soil conditions on plant growth, determination of the schedule of irrigation and drainage.

Prior to the recent application of soil physics techniques in water balance studies, the difference between the rainfall and the evapotranspiration was often used to determine the moisture balances and deficit, e.g. Gardiner (1986). Errors arise in both measurements and estimates, and give rise to considerable uncertainty (Cooper *et al.*, 1990). Measurements or estimation of water flux in unsaturated soil is impractical because of the wide range of hydraulic conductivity values found in soils, their spatial variation and hysteresis (Cooper *et al.*, 1990). One of the prospective and promising techniques used to determine the moisture balances in unsaturated soil is ZFP method.

The purposes of this review paper are to make clear the ZFP concept physically and mathematically, to compare the published data of the ZFP, and to discuss the accuracies, difficulties and potentialities of this method.

2. ZFP Method

2.1 Definition

ZFP is defined as a plane, which separates two zones of upward and downward movement of water in a thoroughly wetted soil with evaporation and drainage occurring simultaneously. Water moves in an upward direction above this plane, and downward below it, i.e., there is no flow across the boundary separating the two zones. With negligible lateral soil variation, the “zero flux” boundary may be assumed to be planar. As the soil dries the plane of “zero flux” moves downward (Arya *et al.*, 1975). In other words, when evaporation exceeds rainfall, it is expected that water in the upper part of the soil profile moves upwards towards crop roots or the soil surface as exemplified in Fig. 1. Water in the lower part continues to drain water table. The point where water is neither flowing up nor down is

called the ZFP.

The old term used for ZFP was static zone. It was first mentioned by Richards (1954), with Fig. 2 where he used a new instrument, multiple unit tensiometer, to measure the hydraulic head and the hydraulic gradient of water in unsaturated field. He used the term static zone in connection with the soil-water system to designate the locus of points, above which water movement is upward, and below which water movement is downward. Due to the influence of the evaporation at the surface of the soil, this static zone passes downward through soil following the wetting. Each curve in Fig. 2 represents the total potential distribution with depth on the days in October indicated by the number on the curve. The curve of Oct. 19 shows the total potential distribution while water was still ponded on the soil surface. Between Oct. 21 and 22 there was a reversal in the hydraulic gradient in the 10–20 cm soil interval. Between Oct. 23 and 24, the flow reversed in the 20–30 cm depth interval. On Oct. 23, there was 1.07 cm rain. This caused a marked shift in the total potential values. By Oct. 27, the static zone has passed below the 20

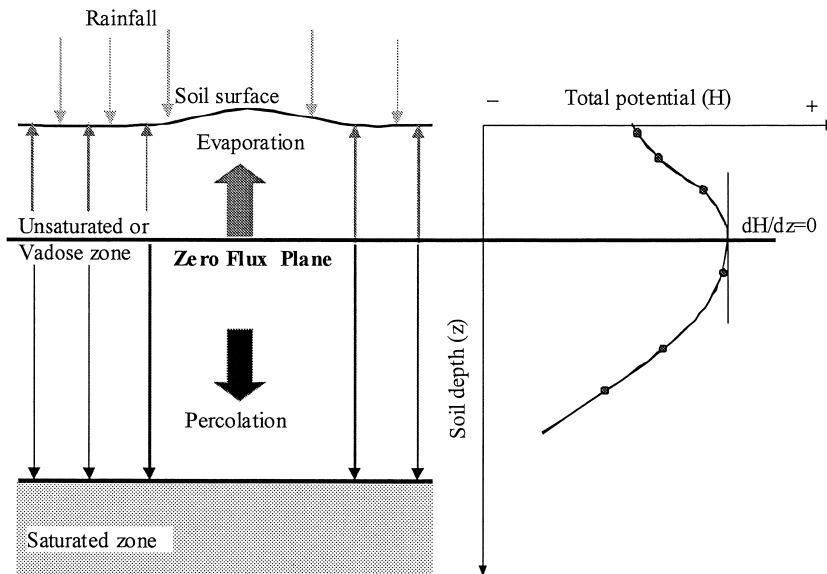


Fig. 1 Zero flux plane concept.

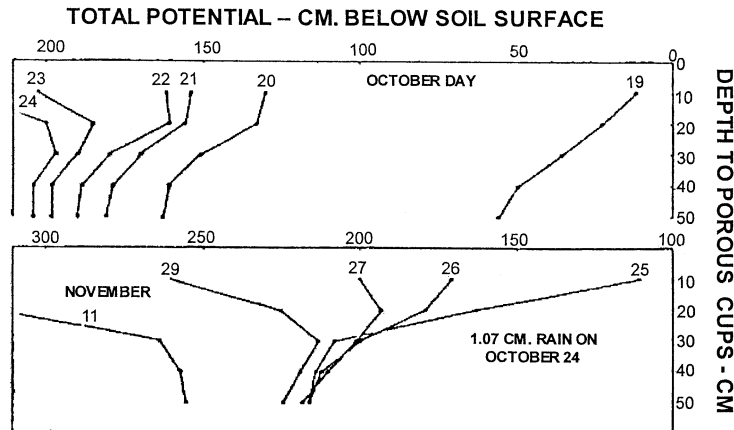


Fig. 2 First use of ZFP method. (from Richards, 1954)

cm depth. By Oct. 29, the static zone has passed below the 30 cm depth. Some time before Nov. 11, upward flow was established from depths greater than 50 cm. Therefore, the static zone corresponds to the depth at which the hydraulic gradient is zero. (Richards et al, 1956). In field studies, the depth within the soil profile at which the water flux density is zero is of major importance and relatively easy to measure (Kutilek and Nielsen, 1994).

2.2 Mathematical derivation of ZFP Method

Stammers *et al.* (1973) described the approximation of mathematical derivation of the correct expression of ZFP depth as shown in Fig. 3. Both evaporation and drainage could be calculated at above and below ZFP.

$$E = R + \int_0^{z_0(t_1)} \theta(t_1) dz - \int_0^{z_0(t_2)} \theta(t_2) dz + \frac{1}{2} \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} [\theta(t_1) + \theta(t_2)] dz \quad (1)$$

$$D = \int_{z_0(t_1)}^Z \theta(t_1) dz - \int_{z_0(t_2)}^Z \theta(t_2) dz - \frac{1}{2} \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} [\theta(t_1) + \theta(t_2)] dz \quad (2)$$

where :

E is evaporation over the period t_1 to t_2

R is rainfall over the same period

t is time

z is depth measured positively downwards

Z is the depth at which drainage is calculated

D is drainage over the period t_1 to t_2 through depth Z

θ is volumetric water content

$z_0(t)$ is the ZFP depth at time t .

From Fig. 3, it is clear that, by decreases the moisture content in the soil, the ZFP is getting much deeper as well. The procedures to obtain equations (1) and (2) based on Fig. 3 is given in Appendix attached.

3. Application of ZFP to Evaporation and Evapotranspiration

In dry periods, when evapotranspiration exceeds rainfall, the soil water in the upper part of the soil profile moves upwards towards the root zone and the soil surface. At lower depth soil water moves downwards towards the water table due to gravity. Above ZFP, any reduction in the soil moisture content must be due to the moisture loss caused by an excess of evapotranspiration, below the ZFP, and assuming no uptake of moisture content by roots at these depths, reduction in moisture content must be due to drainage out of the soil, i.e. recharge to the ground water table.

The ZFP moves downwards as loss to evapotranspiration increase. In using the ZFP, it is assumed (Cooper *et al.*, 1990) that :

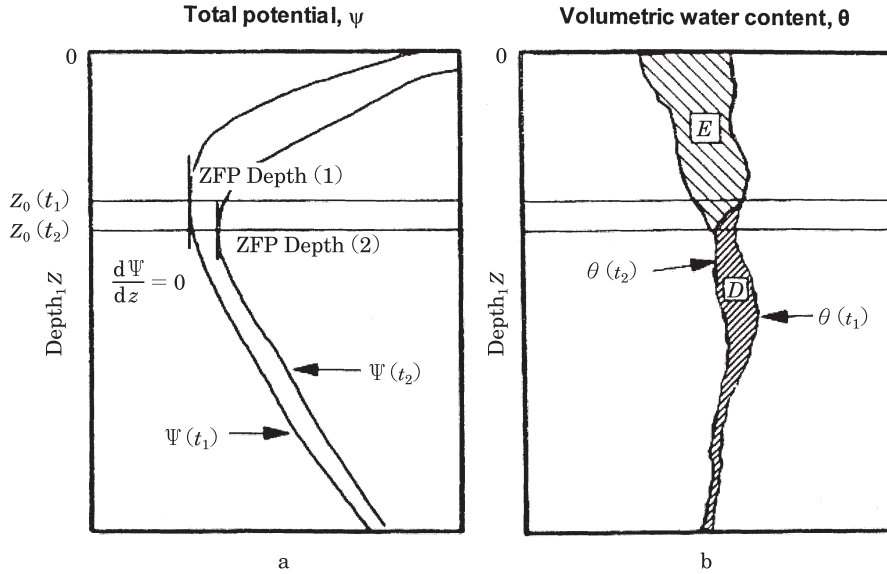


Fig. 3 Principle of the zero flux plane method. (a) Hypothetical pressure potential profiles. (b) The corresponding water content profiles. The shading represents water that has evaporated or drained between t_1 and t_2 . (from Cooper, 1990)

1) Root extraction of soil moisture below the ZFP is negligible, i.e. there is only drainage below the ZFP

2) Water infiltrating the soil surface moves downward through the soil matrix; if there is percolation through macropores, such as cracks or wormholes, evapotranspiration will be overestimated and drainage will be underestimated

3) There is no surface run-off, if there is, it should be taken into account.

Literature search revealed that most of authors have used ZFP method either to estimate the evaporation, to calculate the drainage, or to differentiate between drainage and evaporation. (Van Bavel *et al.*, 1968; Stone *et al.*, 1973; Roman *et al.*, 1999). Therefore, we will discuss two examples of estimating the short-term evaporation and long-term evapotranspiration by ZFP method in this section, followed by estimation of drainage in the next section.

Estimation of the evaporation in short term

Thony *et al.* (1979) estimated the evaporation

from a 100 m² plot of bare soil during a five-day period of intense evaporation following heavy rain, which had saturated the upper soil horizon. They evaluated the daily evaporation rates for five days from 2/08/77 to 7/08/77, (a) by monitoring the moisture movement using ZFP method and soil water balance method and (b) by aerial measurements of the evaporative fluxes into the atmosphere (energy balance method).

ZFP method has been used when ZFP existed. On the other hand, soil water balance method has been implemented during the absence of ZFP. The field experiment is located in Gernoble Mechanical Institute in France. The soil profile was as follows: from 0.0 to 0.25 m muddy silt, from 0.25 to 0.50 m fine sand and from 0.50 to 1.0 m clay soil. They used neutron probe to measure water content and manometer tensiometers to measure the matric potentials. The total potential profile and soil moisture content profile during five days monitoring are shown in Fig. 4. The total potential

profile of Aug. 2 shows that ZFP is below 20 cm. By Aug. 7, the ZFP has passed below the 60 cm depth. The daily and cumulative evaporation obtained by both ZFP and soil water balance methods, and energy balance method were compared in Table 1.

They also studied the soil water dynamics in the upper layer under natural cyclic evaporation conditions, it being found that the hydraulic head in this horizon is subject to periodic variations. This phenomenon can be attributed principally to the cyclic nature of the evaporative process, which results in drying up of the soil during the day followed by re-

wetting at night as a result of internal redistribution. They concluded that the moisture movement under these conditions is governed principally by hydrodynamic effects, with thermal effects playing only a very minor role. The results obtained by the two methods being found in good agreement. Other literature concerning short-term evaporation were carried out by Kalms *et al.* (1979) ; McGowan Williams (1980) ; Inoue *et al.* (1985) ; Yamamura *et al.* (1988) ; Villegas and Morries (1990) ; Payne *et al.* (1990) ; Kanamori (1995) ; Diez *et al.* (2000), who all suggested the usefulness of ZFP method to estimate short term evaporation.

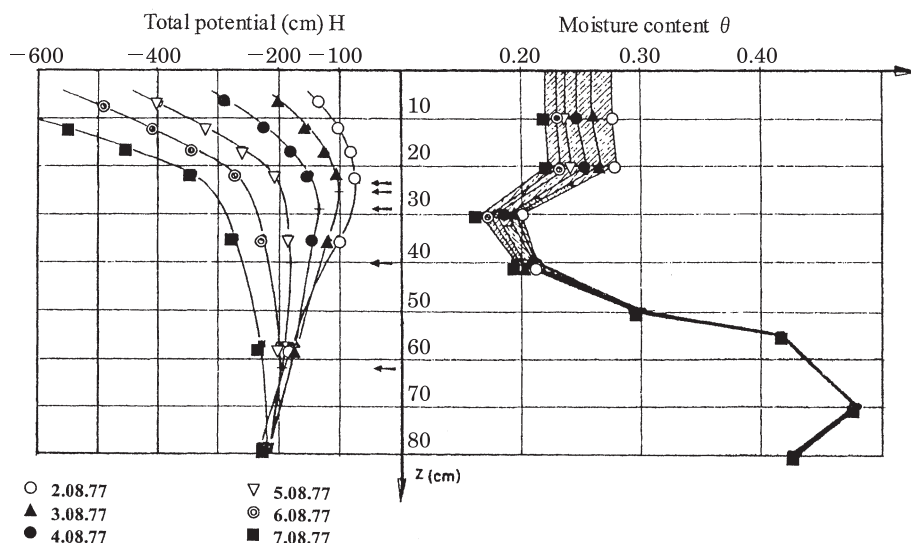


Fig. 4 The hydraulic potential profile and soil moisture content profile during five days monitoring. (from Thony, *et al.*, 1979)

Table 1 Cumulative evaporation obtained by both ZFP and energy balance methods (from Thony *et al.*, 1979)

From	to	ZFP method and water balance method	Energy balance method
2/08/77	3/08/77	3.75 mm	4.00 mm
3/08/77	4/08/77	3.25 mm	4.25 mm
4/08/77	5/08/77	3.50 mm	4.50 mm
5/08/77	6/08/77	3.25 mm	3.25 mm
6/08/77	7/08/77	3.25 mm	3.50 mm
		Sum 17.00 mm	19.50 mm

Estimation of the evapotranspiration in long term

Kirsch (1993) used ZFP method for estimating the actual evapotranspiration (ET) in field. The experimental field was located on the grounds of the University of Illinois in U.S.A. The soil at the site is silty clay loam. The vegetation of the field was fescue and red clover. The rooting zone of the growing plants extended to a depth of about 40 cm. He used about 60 tensiometers to monitor the total hydraulic potential, at depths of between 8 and 165 cm. Neutron probe access tubes were used to monitor the water moisture of the soil. He carried out three field experiments. First experiment was conducted for 20 days in July and August 1987. The second experiment was conducted for 12 days in June and July. The last one was conducted for 10 days in October. The movement of ZFP through the time during the three experiments are shown in Fig. 5. It is clear that the ZFP is getting deeper through the summer season and starts to be steady at the beginning of winter. For the three field experiments, the errors ranged between 153% for 1-day ET estimates to 42% for 5 days estimates. It is clear from the result that the improper location of ZFP plays an important role to overestimation or underestimation of water content in the unsaturated area.

Other literature concerning long-term evaporation were done by Royer and Vachaud (1974); Sharma (1985); Dolman *et al.* (1988); Roman *et al.* (1999), who all obtained reasonable estimations of long-term evaporation by using ZFP

method.

4. Application of ZFP to Recharge Processes

For many dry climates, ground water is a major source of water supply for irrigation, industrial, and domestic demands. Estimation of safe yield is an important basis for developing long-term management plans. This requires knowledge of recharge rates beneath various land use conditions, and their expected variability over a long periods.

Furthermore, the efficient management of ground water resources requires knowledge of the quantity of water recharging the aquifer. This allows safe and reliable pumping regimes to be established without over-exploitation of the aquifer or over-reduction of base flows to rivers fed by the aquifer. Ground water recharge can be easily estimated by ZFP method. The reason for that is, below the maximum depth reached by the ZFP, soil water flow is always downward; hence, the water draining through any depth below this will appear eventually as recharge at the water table. (e.g. Cooper, 1979; Sharma, 1985; Simmers, 1987; Bouwer, 1989).

The ZFP method is considered the most direct method for determining the recharge rate of ground water. Therefore, several authors have used it to estimate the ground water recharge (Royer and Vachaud, 1974; Cooper, 1980; Wellings, 1984; Dreiss and Anderson, 1985; Healy, 1989; Cooper *et al.*, 1990; Gardner *et al.*, 1990; Sharma *et al.*, 1991; Tang, 1996; Ragab *et al.*, 1997; Hosty and Mulqueen, 1996; Ab-

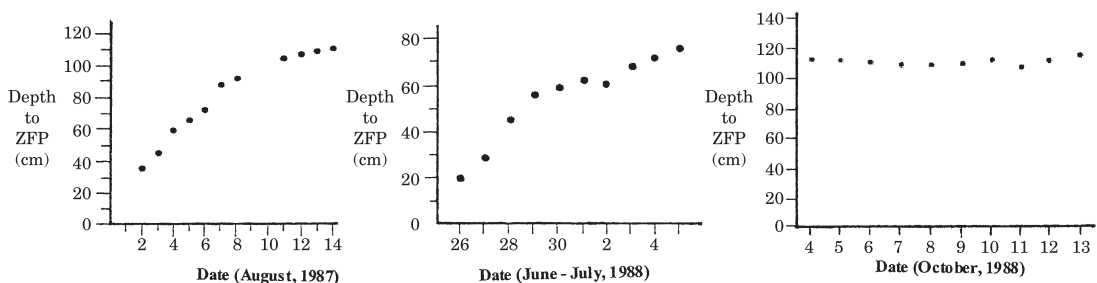


Fig. 5 The movement of ZFP through time during the three experiments. (from Kirsch, 1993)

dallah *et al.*, 2001 ; Tsujimura *et al.*, 2001). Table 2 gives the main features of ground water recharge estimation done by some of these workers.

In the following section, a simple brief and analysis will be mentioned about some of these works.

Sharma *et al.* (1991) used the zero flux plane method and water balance method to estimate the seasonal change in recharge to the under-

lying sandy aquifer. They monitored down the soil water dynamic of the unsaturated zone to depth of 20 m of a period for three years. They used neutron probes for moisture content measurements. A simplified schematic of the hydrological cycle for the experiment is shown in Fig. 6. They defined two references Z_1 and Z_2 . The depth Z_1 (= 10 m) is below the influence of the root water uptake, and is the maximum depth of the ZFP (Cooper, 1979 ; Wellings and

Table 2 The main features of ground water recharge estimation done by some workers

Year	Name & location	Field & soil surface	Purpose	Instruments	Features			Comments
					ZEP Range	Exp. Timing	Soil profile & Analysis	
1980	Cooper England	Forested and clearing sites Sand lying on Chalk	Evaluate ZFP as a tool to measure R	N.P. & P.T.	Max. ZFP 3.2 m	34 months		No independent estimate of drainage
1984	Wellings England	Grass & Barely Silty Clay loam lying on Chalk	Estimate R and E	N.P. & P.T.	3~6 m	6 years	40 m	ZFP is not valid in winter time
1990	Cooper <i>et al.</i> England	6 Grass sites Sand lying on Chalk	Estimate R	N.P. & Ts.	Max. ZFP ~1.6 m	2~5 years	10~90 m	Effect of soil properties on E & R is not clear
1991	Sharma Australia	Native Woodland & Sandy soil	seasonal change in R	N.P.	10 m	3 years	20 m	No matric potential measured Run off is neglected
1996	M. Hosty Ireland	Dry grassland Sandy loam	E & R to groundwater	N.P. & Ts.	0.85 ~1.5 m W.T. 4 m	5 months	4 m P.M.	Lowering water table has no effect on ZFP
2001	Abdallah M.A. <i>et al.</i> Switzerland	Grass land Aquifer Sandy loam	ET & R to groundwater	N.P. & Ts.	0.55~0.7 W.T. 2.7 ~3.2 m	1 year	Empirical method P.M.	Snow cover problem & Particle size distribution effect

*N.P. Neutron probe

*Ts Tensiometers

*P.T. Pressures Transducers

* E Evaporation

* ET Evapotranspiration

* R Recharge

*P.M. Penman Model

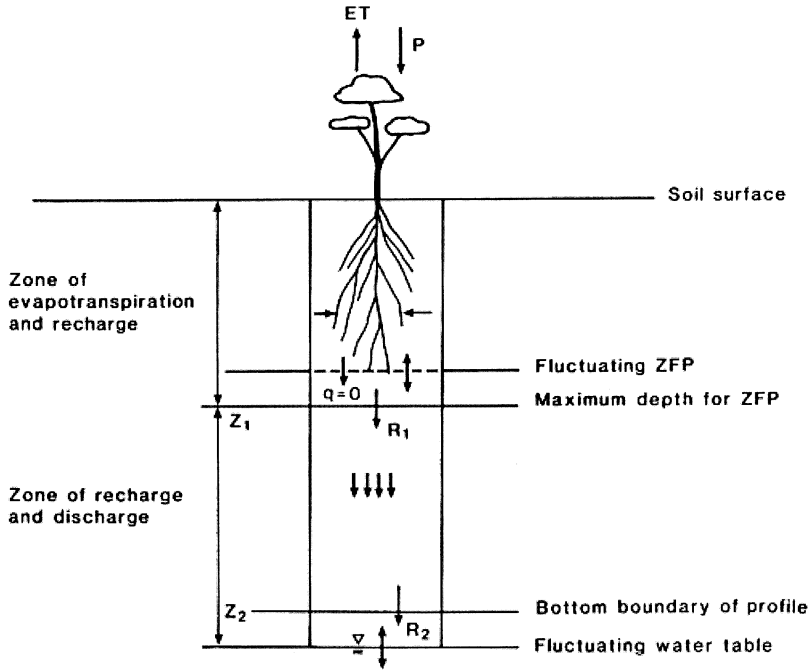


Fig. 6 A simplified schematic representation of the hydrological balance used in the analysis. Here $Z_1=10$ m and $Z_2=18$ m are arbitrary depths. Z_1 is the maximum depth for the ZFP and recharge below this depth is termed R_1 . Z_2 is an arbitrary depth just above the water table and recharge below this depth is termed R_2 . (Sharma, *et al.*, 1991)

Bell, 1980). The depth Z_2 (=18 m) is an arbitrary depth just above the water table. Recharge below Z_1 and Z_2 are termed R_1 and R_2 respectively. Four pore holes were drilled and soil water content down the profile was measured for each.

It is interesting that the authors did not estimate evapotranspiration in computing the recharge and did not use the directly-measured soil matric potentials in the profile. For identifying the location of ZFP in the profile, matric potentials are obtained inversely from measured soil water content. However their scheme could be valid for reasonably deep unsaturated zone exists between the maximum rooting depth and the water table. The changes in soil water storage for this depth interval are used at appropriate times to compute water flux.

There is some uncertainty in the exact loca-

tion of the ZFP particularly when the matric potential is calculated not measured. However, with the start of the rainy seasons, ZFP develops at the surface and the wetting front moves downward and finally cancels the original ZFP below. The soil water profile for the hole 6 at various time during an annual cycle is shown in Fig. 7. Total water potential profiles for the same hole are shown in Fig. 8. Approximate location of the ZFP is shown for each profile. It is interesting that ZFP could be last to over 10 meters and not for few centimeters below the soil surface as known. Therefore, ZFP is dynamic not static.

Hosty and Mulqueen (1996) studied the soil moisture for a free-draining podzolic soil with a water table at 4 m below ground level. Evapotranspiration and drainage to ground water were computed using both zero flux plane and water balance methods. They used

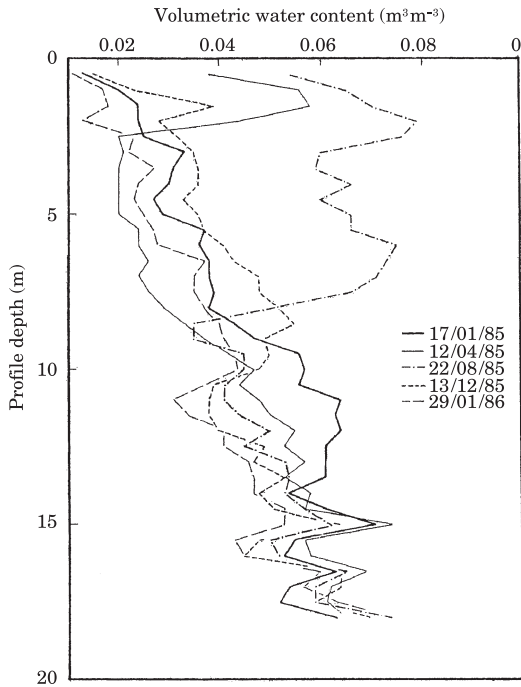


Fig. 7 Total water potential for the same period shown in Figure. (Sharma *et al.*, 1991)

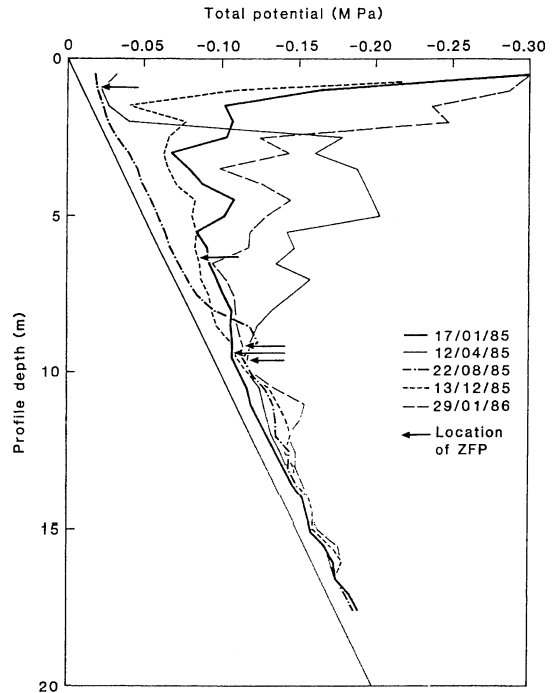


Fig. 8 Soil water profile for hole 6 at various time during an annual cycle. (Sharma *et al.*, 1991)

both neutron probes and tensiometers to measure the moisture content and hydraulic potential respectively. Total potential of pore water pressure over the May to September period of 1992 have been shown in Fig. 9, and Fig. 10.

The field result showed that a ZFP developed in early May as shown in Fig. 9 and moved intermittently downwards to a maximum of 1.5 m as the summer progressed. On 20 August, the ZFP was 1.5m below ground surface. Because of 36mm rainfall between 20 and 27 August, hydraulic potentials increased. As heavy rainfall continued (89.1mm between 27 August to 17 September), the hydraulic potential profile moved toward the gravitational potential line and there was evidence of temporary saturation at the 1 m depth (Fig. 10).

Pumping of the aquifer took place from 25 August to 15 September at an average discharge of $155\text{ m}^3\text{ h}^{-1}$. This had the effect of lowering the water table at the measurement

site from 4 m to 7.5 m below ground surface. It is important to mention that, lowering the water table had no effect on the soil moisture in this study, where it (the water table) was initially deep and well below the root zone. Although pumping of the aquifer was on going during this period, it is significant that the soil moisture profile above the water table was determined by the balance between rainfall and evaporation.

5. Application difficulties of ZFP method

5.1 ZFP depth

It is well known that the depth of ZFP is not stationary or fixed, it moves up and down during the year and sometime, it does not exist at all. ZFP depth ranges from few centimeters to few meters below the soil surface. The accurate determination of ZFP in the soil is not easy and need special care and sensitive instruments. The misestimating of the location of

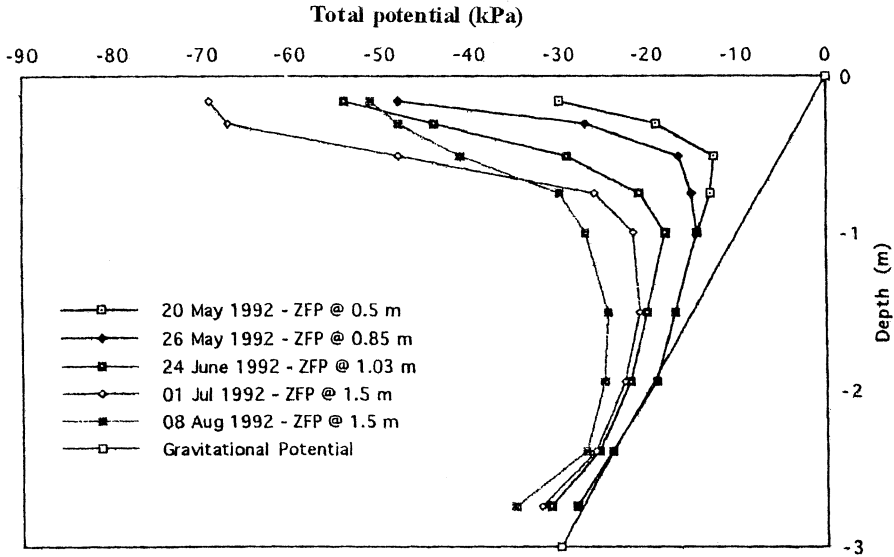


Fig. 9 Downward progression of the ZFP. (from Hosty *et al.*, 1996)

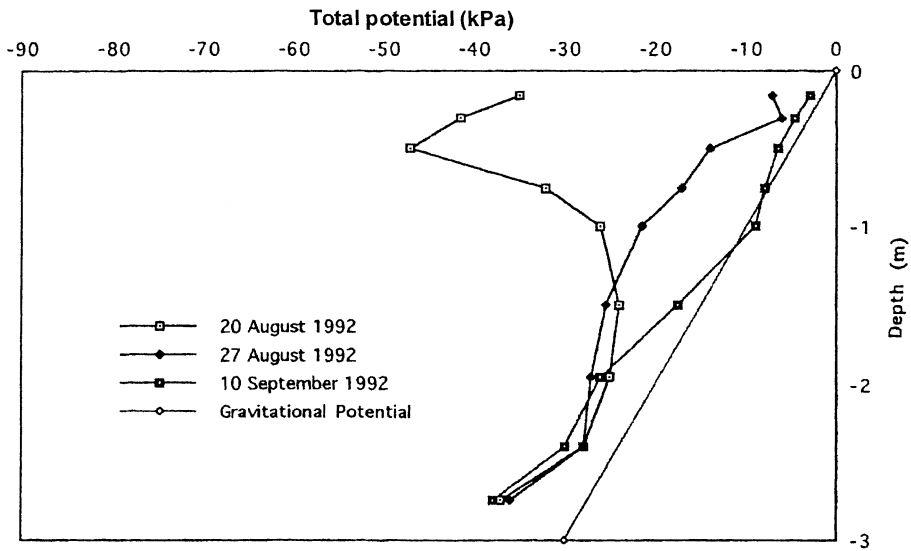


Fig. 10 Hydraulic potential profiles before and during pumping tests. (from Hosty *et al.*, 1996)

ZFP leads to misestimating of soil water storage. This in turn, causes a considerable error in calculating both recharge ground water and evaporation rate.

5.2 Root zone

For its success, the ZFP method requires that there be no extraction of water by roots beneath the ZFP since all losses of water in this

region are assumed to be due to drainage and all losses of water above ZFP assumed to be due to evaporation as well. Given that some roots are known to penetrate to at least 6 m, this is unlikely to be strictly fulfilled.

However, and for drainage estimation, the following points make it probable that extraction from below the ZFP is at most relatively

small (Cooper, 1979). :

(a) Although no quantitative information is available on the distribution of roots, within the profile, the overwhelming majority has been observed within the upper meter of soil. Provided that water is fairly readily available, it is expected that these roots will extract most of the water with only a tiny proportion coming from lower in the profile.

(b) As the ZFP gets deeper, the fraction of roots below it becomes steadily less.

(c) There is, at all times, at least one meter of soil above the ZFP at a tension of less than one bar (100 kPa). Drying within the upper 2 m, where potentials reach several bars, proceeds quite steadily to the end of the experiment, so that water must be available even at these tensions.

Moreover, and related to evaporation estimation, ZFP method gives a good agreement with transpiration calculations based on meteorological data, when it was known that roots penetrated below the ZFP, supporting the view that the root extraction from below the ZFP does not introduce a major error in using the method (Dolman *et al.* 1988).

5.3 Non-existence of ZFP

ZFP method is useful when accurate measurements at short time scales are required, and when frequent measurements can be made. However, the method failed to estimate the soil water during periods when rainfall exceeds saturated hydraulic conductivity K_{sat} . In other word, if ZFP is at land surface (no ZFP existed), the method cannot be used, as only downward movement throughout unsaturated zone occurred.

The biggest limitation of the ZFP method is that it can be only used under conditions where a ZFP exists specially in dry season. In wet areas, this may be infrequently. However, in many drier areas, ZFP may be observed for well over half of the year. When ZFP cannot be observed, the meteorological estimates of evaporation, although not totally satisfactory, is reasonable and drainage estimated during

these periods, for any depth below the ground surface, may then be calculated from a simple water balance of the soil profile (Stammer *et al.*, 1973 ; Arya *et al.*, 1975 ; Cooper, 1979, 1980 ; Cooper *et al.*, 1990 ; Kirsch, 1993) by using the equation.

$$D = R - E - \int_0^z \{\theta(t_1) - \theta(t_2)\} dz$$

5.4 Preciseness of measurements

Although, ZFP method is based on measurements made directly in the controlling medium, the soil, special care should be given to the instruments in the field. Therefore, high density of instruments and high frequency of measurements needed to get relatively accurate results.

Sometimes errors are associated with moisture content measurements (Van Hylckama, 1980). This could be large relative to the change of moisture content between successive measurements ; therefore, this method is usually applied over a period of at least 1 week.

Using neutron probes near the soil surface may lead to incorrect measurements, therefore, accurate, sensitive tools should be used. As shown in table 2, most of authors used neutron probes to measure the moisture content. The sources of error in soil water measurements with a neutron probe can be summarized as follow (McGowan *et al.*, 1980) :

a) Systematic errors that occurred as a result of calibration, soil damage from access tube installation and damage to surface soil and vegetation.

b) Random errors which, happened because of random count error, relocation error and inherent soil variability errors as well.

Time Domain Reflectometry, TDR, may be used more widely hitherto, because its preciseness and convenience to monitor both moisture content distribution and unsaturated soil water movements.

Careful measurements of matric potential and proper installation of tensiometers are crucial and important to detect ZFP in precise way.

5.5 Hysteresis

Almost all the soil moisture characteristic curves show hysteresis due to the ink bottle effect. Since the sizes of soil pores change successively, the existing of the ink bottle effect is generally recognized (Miyazaki, 1993). Care must be exercised in incorporating the effect of hysteresis, by using the appropriate part of sorption or desorption relationship. In most cases where the effective rainy seasons is distinct (Wellings and Bell 1980) the desorption curve could be used without introducing much error (Sharma *et al.*, 1991).

6. Potentialities of ZFP method

Although many researchers used ZFP to estimate the water flux in soil to measure recharge to ground water, to compute drainage or evapotranspiration, and to calculate unsaturated hydraulic properties, but there was no study that focused on the ZFP phenomena itself. Since ZFP is governed with many parameters, the studying and analyzing these factors could contribute much to implement several new aspects of applications. The developing of ZFP could be achieved by improving measurements tools and technique, implementing new experiments in laboratory to monitor and study ZFP and using numerical model and simulation for analysis as well.

Measurement

Although it could be concluded that ZFP is uncertain for some field uses, the errors associated with estimation of soil moisture content may be minimized through use of more accurate methods for measuring water content or increasing the number of neutron probe access tubes sampled at the field both action would likely make estimation of ET more reliable.

More accurate methods of quantifying soil water content may include, for example, time-domain reflectometry. Errors associated improperly location of ZFP may be minimized by using time-domain reflectometry method. There is no doubt the fact that accurate defini-

tion of the total hydraulic head distribution with the depth, making identification of the ZFP more precise.

Laboratory Experiments

Careful experiments should be carried out in the laboratory to monitor and observe the ZFP in soil column. The factors affecting the ZFP movement will be tested and analyzed. Salt movement and accumulation in soil should be deeply investigated using different types of soils.

Numerical model

One of the powerful tools, which may help much in dealing with ZFP phenomenon, is numerical model. HYDRUS-2D model is used for simulation of water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. The program numerically solves the Richards' equation for saturated-unsaturated water flow and the Fickian-based advection-dispersion equation for solute transport. Using HYDRUS-2D model could give good assistance to analyze the experimental results and to simulate the complex problems. For example, Hydrus-2D could simulate different topographical problems, such as sloped soil, which are difficult to be simulated at the laboratory.

Salt transportation and accumulation

In fact, the maintaining of ZFP higher than the salt accumulated subsoil, nuclear disposals, contaminated layers.... etc., is practically very important. Therefore the control of ZFP in unsaturated soil is of a great interest where there are many applications especially related to the environmental, agricultural and civil engineering. In addition to hydrological fields. Such knowledge allows us to select the suitable depths in the soil to bury the contaminated disposals in safe way. This knowledge is also important to determine when to irrigate, to calculate the amount of water to apply, and to estimate drainage below the root zone. Furthermore, preserving ZFP above the salt accumulated subsoil is very important to agricultural field. Selecting the convenient depths into the soil to establish an oil pipes network is

affected as well by the ZFP. Protecting the ground water from contamination will be achieved partially by ZFP control.

References

- Abdallah, M.A. and Werner, E. (2001) : Field determination of the water balance of the Areuse River delta, Switzerland. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, **46** (5) 747-760.
- Arya, L.M., Farrell, D.A. and Blake, G.R. (1975) : A Field Study of Soil Water Depletion Patterns in Presence of Growing Soybean Roots, I. Determination of Hydraulic Properties of the Soil. *Soil Science Society of America Proceeding*, **39** : 424-430.
- Bouwer, H. (1989) : Estimation and enhancing ground water recharge' in Sharma, M.L., (Ed.). *Ground water Recharge*, pp. 1-10, A.A. Balkema Publish Co., Rotterdam/ Boston.
- Cooper, J.D. (1979) : Water use of a tea estate from soil moisture measurements. *East Africans Agricultural and forestry Journal*, **43** : 102-121.
- Cooper, J.D. (1980) : Measurements of Water Fluxes in Unsaturated Soil in Thetford Forest. Report 66. Institute of Hydrology, Wallingford.
- Cooper, J.D., Gardner, C.M.K. and Mackenzie, N. (1990) : Soil control on recharge to aquifers. *Journal of Soil Science*, **41** : 613-630.
- Diez J.A., Caballero R., Roman R., *et al.* (2000) : Integrated fertilizer and irrigation management to reduce nitrate leaching in Central Spain. *J ENVIRON QUAL*, **29** : 1539-1547.
- Dolman, A.J., Stewart, J.B. and Cooper, J.D. (1988) : Predicting forest transpiration from climatological data. *Agricultural and Forest Metrology*, **42** : 339-353.
- Dreiss, S.J. and Anderson, L.D. (1985) : Estimating vertical soil moisture flux at a land treatment site. *Ground Water Publishing Co., Westerville*, **23** : 503-511.
- Gardner, M.K., Cooper, J.D., Wellings, S.R., Bell, J.P., Hodnett, M.G., Boyle, S.A. and Howard, M.J. (1990) : Hydrology of the unsaturated zone of the chalk of south-east England, In Chalk. pp. 611-618, Thomas Telford, London.
- Healy, R.W., (1989) : Seepage through a hazardous-waste trench cover. *Journal of Hydrology*, **108** : 213-241.
- Hillel, D. (1971) : *Soil and Water*. Academic Press, New York and London.
- Hillel, D. (1998) : *Environmental Soil Physics*. Academic Press, New York and London.
- Hosty, M. and Mulqueen, J. (1996) : Soil moisture and ground water drawdown in a dry grassland soil. *Irish J. Agr. Food Res.*, **35** : 17-24.
- Inoue, M. Tomohisa, Y. and Yasuji, N. (1985) : Application of neutron moisture meter for estimation of evaporation in a sand dune field. *J. Fac. Agric., Tottori Univ.*, **21** : 27-35.
- Kalms, J.M., Vauclin, M. and Vachaud, G. (1979) : Modalites d'alimentation hydrique de deux varietes de riz pluvial en Cote d'Ivoire (Centre)" in: *Isotopes and Radiation in Research on Soil-Plant Relationships*, by IAEA-SM-235, Vienna, p. 271-287.
- Kanamori, H. (1995) : Influence of Plow Sole on Moisture Movement in Growing Non-rice Crops on Paddy Based Land, Study on diversified crop water requirements in Philippines. *Trans. of JSIDRE*, **175** : 95-108.
- Kirsch, S.W. (1993) : A field Test of a soil-based measure of evaporatranspiration. *Soil Science*, **156** : 396-404.
- Kutilek, M. and Nielsen, D.R. (1994) : *Soil Hydrology*. pp. 191-193, CATENA VERLAG, 38162 CREMLINGEN-Destedt, GERMANY.
- McGowan, M. and Williams, J.B. (1980) : The water balance of an agricultural catchment, I. Estimation of evaporation from soil water records. *Journal of soil Science*, **31** : 217-230.
- Miyazaki, T., Hasegawa, S. and Kasubuchi, T. (1993) : *Water flow in soils*. pp. 6-11, Marcel Dekker, INC., New York.
- Payne, W.A., Wendt, C.W. and Lascano, R.J. (1990) : Bare fallowing on sandy fields of Niger, West Africa. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **54** : p. 1079-1084.
- Ragab, R., Finch, J. and Harding, R. (1997) : Estimation of Ground water recharge to Chalk and Sandstone aquifers using Simple soil models. *Journal of Hydrology*, **190** : 19-41.
- Richards, L.A. (1954) : Multiple tensiometer for determining vertical component of the hydraulic gradient in soil. *Soil Science Society of America Proceeding*, **18** : 7-10.
- Richards, L.A., Gardner, W.R. and Ogata, G. (1956) : Physical Processes Determining Water Loss from Soil. *Soil Science Society of America Proceeding*, **20** : 310-314.
- Roman, R., Cabllero, R., Bustos, A., Diez, J.A., Cartageno, M.C., Ballejo, A. and Caballero, A. (1996) : Water and solute movement under conventional corn in Central Spain, I Water balance. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **60** : 1530-1536.
- Roman, R., Caballero, R. and Bustos, A. (1999) : Field water drainage under traditional and improved irrigation schedules for corn in central

- Spain. Soil Sci. Soc. Am. J. **63** : 1811-1817.
- Royer, J.M. and Vachaud, G. (1974) : Determination direct de l'évapotranspiration et de l'infiltration par mesures des teneurs en eau et des succions. Hydrological Sciences bulletin, **19** : 319-336.
- Sharma, M.L. (1985) : Estimating Evapotranspiration. IN advances in Irrigation, vol. 3. D. Hillel (ed.). Academic Press, New York.
- Sharma, M.L., Bari, M. and Byrne, J. (1991) : Dynamics of seasonal recharge beneath a semiarid vegetation on the Gngangara mound, western-Australia. Hydrol process, **5** : 383-398.
- Simmers, I. (1987) (Ed.) : Estimation of natural ground water Recharge. P. 510, D. Reidel Publish. Co., Dordrecht.
- Stammers, W.N., Igwe, O.C. and Whiteley, H.R. (1973) : Calculation of evaporation from measurements of soil water and the soil water characteristics. Canadian Agricultural Engineering, **15** : 2-5.
- Stone, L.M., Horton, M.L. and Olsen, T.C. (1973) : Water loss from an irrigated sorghum field, I. Water flux within and below the root zone. Agronomy Journal, **65** : 492-495.
- Tang, C.Y. (1996) : Interception and recharge processes beneath a Pinus elliotii forest Hydrol process, **10** : 1427-1434.
- Thony, J.L., Hamburger, J., Vauclin, M. and Vachaud, G. (1979) : Etude detaillee de l'évaporation sur sol nu. in : Isotopes and Radiation in Research on Soil-Plant Relationships, p. 247-258, IAEA-SM-235, Vienna.
- Tsujimura, M., Numaguti, A., Tian, L. *et al.* (2001) : Behavior of subsurface water revealed by stable isotope and tensiometric observation in the Tibetan Plateau, J. Meteorol Soc. Jpn., **79** : 599-605.
- Van Bavel, C.H.M., Burst, K.J. and Strik, G.B. (1968) : Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurements of water uptake by roots, II, The water balance of the root zone. Soil Science Society of America Proceeding, **32** : 317-321.
- Van Hylckama, T.E.A. (1980) : Weather and evapotranspiration studies in a salt cedar thicket, Arizona, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 491-F : 78 pp.
- Villegas and Morris. (1990) : ZFP recession under monocropped and intercropped cowpea and sorghum. Agron j, **82** : 845-851.
- Wellings, S.R. (1984) : Recharge of the upper chalk aquifer at a site in Hampshire, England, Water Balance and Unsaturated Flow. Journal of Hydrology, **69** : 259-273.
- Wellings, S.R. and Bell, J.P. (1980) : Movement of water and nitrate in the unsaturated zone of upper chalk near Winchester, Hants, England. Journal of Hydrology, **68**, 119-136.
- Yamamura, Y., Cho, T. and Kuroda, M. (1988) : Evaluation on Consumptive Use of Water in Actual Fields affected by Soil Moisture Movement —In case of the Kuroboku soil in the Southern Kyusyu—. Trans. JSIDRE, **134** : 35-44.

Appendix

Water balance equation above ZFP can be written as :

$$R = E + \Delta\theta \quad (1)$$

where :

R is the rainfall over the period t_1 to t_2 ,

E is the evaporation over the period t_1 to t_2 ,

$\Delta\theta$ is the volumetric water content change above ZFP.

Since the decrease of water content (θ) between $z_0(t_1)$ and $z_0(t_2)$ due to evaporation is

$$\text{approximated by } \frac{1}{2} \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} [\theta(t_2) - \theta(t_1)] dz$$

Volumetric water content change $\Delta\theta$ above ZFP is given by

$$\begin{aligned} \Delta\theta &= \int_0^{z_0(t_1)} \theta(t_2) dz - \int_0^{z_0(t_1)} \theta(t_1) dz \\ &\quad + \frac{1}{2} \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} [\theta(t_2) - \theta(t_1)] dz \\ &= \left[\int_0^{z_0(t_2)} \theta(t_2) dz - \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} \theta(t_2) dz \right] \\ &\quad - \int_0^{z_0(t_1)} \theta(t_1) dz + \frac{1}{2} \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} [\theta(t_2) - \theta(t_1)] dz \\ &= - \int_0^{z_0(t_1)} \theta(t_1) dz + \int_0^{z_0(t_2)} \theta(t_2) dz \\ &\quad \left[- \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} \theta(t_2) dz + \frac{1}{2} \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} [\theta(t_2) - \theta(t_1)] dz \right] \\ &= - \int_0^{z_0(t_1)} \theta(t_1) dz + \int_0^{z_0(t_2)} \theta(t_2) dz \\ &\quad - \frac{1}{2} \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} [\theta(t_1) + \theta(t_2)] dz. \quad (2) \end{aligned}$$

Substitution of (2) into (1) gives

$$\begin{aligned} R &= E - \int_0^{z_0(t_1)} \theta(t_1) dz + \int_0^{z_0(t_2)} \theta(t_2) dz \\ &\quad - \frac{1}{2} \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} [\theta(t_1) + \theta(t_2)] dz \end{aligned}$$

or ;

$$\begin{aligned} E &= R + \int_0^{z_0(t_1)} \theta(t_1) dz - \int_0^{z_0(t_2)} \theta(t_2) dz \\ &\quad + \frac{1}{2} \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} [\theta(t_1) + \theta(t_2)] dz \end{aligned}$$

Since water balance equation for whole soil profile is

$$R = E + D + \Delta\theta \quad (3)$$

where :

R is the rainfall over the period t_1 to t_2 ,

E is the evaporation over the period t_1 to t_2 ,

D is the drainage over the period t_1 to t_2 ,

$\Delta\theta$ is the volumetric water content change from zero to arbitral depth Z .

$$\begin{aligned} R &= E + D + \int_0^Z (\theta(t_2) - \theta(t_1)) dz \\ D &= R - E - \int_0^Z (\theta(t_2) dz + \int_0^Z (\theta(t_1)) dz) \quad (4) \\ D &= R - R - \int_0^{z_0(t_1)} \theta(t_1) dz + \int_0^{z_0(t_2)} \theta(t_2) dz \\ &\quad - \frac{1}{2} \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} [\theta(t_1) + \theta(t_2)] dz \\ &\quad - \int_0^Z (\theta(t_2)) dz + \int_0^Z (\theta(t_1)) dz \\ D &= R - R - \int_0^{z_0(t_1)} \theta(t_1) dz + \int_0^{z_0(t_2)} \theta(t_2) dz \\ &\quad - \frac{1}{2} \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} [\theta(t_1) + \theta(t_2)] dz \\ &\quad - \left(\int_0^{z_0(t_2)} \theta(t_2) dz + \int_{z_0(t_2)}^Z (\theta(t_2)) dz \right) \\ &\quad + \left(\int_0^{z_0(t_1)} \theta(t_1) dz + \int_{z_0(t_1)}^Z (\theta(t_1)) dz \right) \\ D &= \int_{z_0(t_1)}^Z (\theta(t_1)) dz - \int_{z_0(t_2)}^Z (\theta(t_2)) dz \\ &\quad - \frac{1}{2} \int_{z_0(t_1)}^{z_0(t_2)} [\theta(t_1) + \theta(t_2)] dz. \end{aligned}$$

ゼロフラックス面 (ZFP) 法の適用性に関する現状と展望

マグディ・カリル*・坂井 勝*・溝口 勝*・宮崎 毅*

* 東京大学大学院農学生命科学研究科生物・環境工学専攻 〒113-8657 東京都文京区弥生 1-1-1

要 旨

ゼロフラックス面 (Zero Flux Plane : ZFP) 法は、土壌中の ZFP を利用して蒸発、蒸発散および地下水涵養などの水循環過程を予測する手法である。しかし、ZFP 法そのものに関する体系的な議論は成されていない。本総説では、ZFP の物理的定義とそれを使った蒸発量と排水量の数学的導出法について述べ、次に ZFP 法についての既存のデータを包括的に分析し、各水循環過程の予測に対する適性、また ZFP 法を使用する上での問題点を挙げた。さらに、ZFP を制御することは土壌中の塩類集積防止や汚染物質の拡散防止に多大な役割を果たすと考えられるので、ZFP 挙動の実験手法と予測手法について、今後の研究展望を論じた。

キーワード: ゼロフラックス面, 不飽和土壌, ハイドラス 2D, 塩類集積, 土壌汚染

受稿年月日: 2003 年 5 月 16 日

受理年月日: 2003 年 10 月 8 日

飼い猫のようなフィールド研究者

吉田 修一郎*

「土壌の物理性」最新号によれば、次年度のシンポジウムのテーマは「フィールドサイエンスと土壌物理」とのことである。農業技術及び環境科学の発展に貢献するという本学会の目的に照らせば、理論的な研究や室内実験だけではなく、より現実に近いフィールドでの研究が重要であることは言うまでもない。ただ、フィールドサイエンスと言っても、「外」あるいは「現場」で行うという共通点を除けば、分野、あるいは研究者によりそのイメージは異なっていると思う。私は、山登りが好きなので、外を歩き回れる仕事に就きたいと大学に入る前から漠然と思っていた。昨年、ここ頸城平野の上流部に当たる火打山に登ったときのこと、非常に身軽な格好で、軽快に山を駆け抜けている地質調査総合センターの方に出会った。露頭があると立ち止まり、記録したり、サンプルを採取したりという調査のようであった。まさに、フィールドの研究者というイメージにぴったりであった。しかも、沢から尾根からとあらゆる方法で、山の周りをくまなく調査しているそうで、楽しいだけでは済まされない苦勞も多いのだろうと推察した。このように自然をありのままの姿で記録することは、フィールドワークの基本だと思う。ただ、冒頭の実用上の貢献を果たすためには、自然に起因する現象だけではなく人為の影響をも十分に評価する必要がある。特に、農学の研究では、変更がきかない自然が与えた条件だけを考えるのではなく、人間の裁量で変えられる部分がどの程度あるのかを明らかにしなければ、実際の場面への応用は難しい。土壌は、農林業によって人為的な手がかえられているところが多く、単なる「自然」として捉えるだけでは不十分である。この部分が、おもしろさでもあり、難しさでもある。

人為を問題にする場合には、調査だけではなく実験という手法が有効な選択肢となる。調査は、目的に沿った条件、あるいは多様な条件の調査点を選び、個々の点における諸量を記録し解析する。いわば、対象にはほとんど手を入れない。対象範囲は、広く採ることができるが、その一方で必要な情報が全て得られるとは限らない。特に人為的な改変履歴、例えば農地ならば作付け履歴、耕耘方法などに関する詳細な情報を得ることは容易ではない。一方、実験は、都合に合わせて条件を人為的に設定

し、その影響を比較する。要因さえ特定されていれば、これを実験条件として与えて、その影響の強弱を定量的に見ることが可能である。室内実験では、変動させる条件以外を一定にできるので、調べたい要因の影響がクリアに出やすい。しかし、フィールドでは、ノイズの中で多数の要因の影響を見なければならない。そのため、それなりの工夫が必要である。工夫とは、実験計画法の適用や測定器のこまめな保守などである。然るべき方法で行えば、フィールドが少しくらい不均一でも信頼できる結果は確実に得られる。

ただし、いくらきちんと行った実験でも、フィールド実験の結果が真に保証できる範囲は、測ったフィールド内であり、かつ測った期間に限られる。室内実験でも試料や温湿度などを変えれば異なった結果が予想されるのと同じことである。よって、フィールド実験の結果から、より一般的な結論を引き出すためには、「複数のフィールドにおける数年にわたる実験」と言うのがおおかたのコンセンサスのようである。しかし、これとて恣意的な要件であり、示された結果によっては、単なる「事例」と見なされるだろう。原因がはっきりしない以上、例えば結果に同じ傾向が見られても、どの程度に一般性をもった現象なのかは判断できない。となれば、試験地を増やしたり、何年も同じ実験を繰り返したりするだけではなく、理論に基づく解析や室内実験など、インドアの手法を駆使して、フィールド実験で得られた結果の普遍性を保証するのが望ましい。フィールドでありがちな「怪しさ」あるいは「特異さ」を排するためには、このようなアプローチが必要になるのではなかろうか。

また、多くのフィールド実験では、無作為化や反復などを行えないことも多い。この場合、実験対象とする要因とその他の要因とを完全に分離できない（実験計画法では「交絡」と呼ぶ）、あるいは誤差の評価すら行えないといったことも珍しくない。そのため、結果に白黒つけられないことが極めて多いのも事実である。すなわち、理想的なフィールド実験は、室内実験と同様の信頼性を持っているが、それをなかなか実行できないところにフィールド実験の現実がある。実験系としては不完全なこのような研究を失格と見なすか、有効と見なすかは、意見の分かれるところであるが、これを失格とすれば、

* (独)農業・生物系特定産業技術研究機構中央農業総合研究センター北陸水田利用部 〒943-0193 新潟県上越市稲田1-2-1

これまで行われた多くのフィールド研究が、本誌に載らなかったであろう。まずはきちんと設計されたフィールド実験を目指すことが大切だが、これが実現不可能な場合には、インドアのアプローチを積極的に採り入れることにより、結果の妥当性を十分に検討し、フィールド実験の不備を補うことが必要であろう。

以上、至って当たり前と思われることを自戒の意味を込めて綴った。フィールドは、観察の場、アイデアの源として多くを与えてくれる。その一方で、頭を混乱させ

る源でもある。しかし、いつもフィールドのベースに乗らされているだけではなく、時には自らの手中に収め、フィールドで起こる現象に白黒つけてやりたいと思う。そのため、「外」に出っぱなしや、「内」に籠もりっぱなしとならぬよう、飼い猫*のようにバランス良く働きたいと思っている。(えさの心配はせずに…?)

受稿年月日：2003年9月1日

受理年月日：2003年9月1日

*家から出たり入ったりを繰り返すものたえ。外には充分目を光らせ、野生の本能を発揮しつつ、家の中ではベットとして充実した日々を過ごす。

I. 2003 (H15) 年度第 2 回事務局会議

日 時 : 2003 年 8 月 6 日 (水)
 場 所 : 赤江研究室
 出 席 : 赤江会長, 諸泉会計幹事, 成岡庶務幹事, (長谷川副会長, 井上編集委員長, 吉迫編集幹事; 電子メール参加)

議 題 :

1. 平成 15 (2003) 年 11 月 22 日開催のシンポジウムについて
 - (1) プログラム編成について
 - (2) ポスターセッション応募要領について
 - (3) 参加費について (講演要旨代 1,000 円, 情報交換会 3,000 円, 企業展示は無料)
 - (4) 講演者への依頼について
 - (5) 外国人講演者の旅費について
 - (6) 講演要旨集の印刷経費, 部数について
 - (7) 「土壌の物理性」シンポ特集号の印刷経費について
 - (8) 「土壌の物理性」94 号のシンポジウム開催広告について
 - (9) その他
2. 11 月 23 日開催の農業土木学会土壌物理研究部会研究集会について
 - (1) 農業土木学会土壌物理研究部会との共催について
 - (2) 会場設営について
 - (3) 借上げ料の扱いについて
 - (4) その他
3. 会費滞納者について
 - ・正会員 32 名 (2~14 年間滞納)
 - ・学生会員/正会員切り替わり 5 名 (4~9 年間滞納)
4. 企画検討委員会の発足について
 - (1) 委員長 1 名 (長谷川周一 北海道大学教授), 検討委員若干名, 庶務幹事
 - (2) 作業計画について
 - (3) その他
5. 学会賞選考について
 - (1) 論文賞の選考経過報告
 - (2) ポスターセッションの「優秀ポスター賞」の選考について
6. 「土壌の物理性」編集状況について
 - ・94 号, 95 号, 96 号
7. 会員消息について
 - 会員異動の確認

II. 2003 (H15) 年度第 2 回編集委員会

開催形式 : 電子会議

日 時 : 質疑応答・討論

2003 年 9 月 2 日 (火)~9 月 8 日 (月)
 採決 2003 年 9 月 9 日 (火)~9 月 11 日 (木)
 出席委員 : 石黒宗秀 井上久義 井上光弘 木原康孝
 櫻井克年 佐藤泰一郎 (議長へ委任) 田中宏明 近森秀高 取出伸夫 中尾誠司 中村公人 西村直正 平沢 正 三浦健志 吉川省子 吉田正則 (委員 18 名中 16 名参加 : 成立)

○議事内容

1. 報 告
 - 編集委員会事務局より編集委員会事務局報告がなされ, 全会一致で承認された。
2. 議 題
 - (1) 編集委員会事務局より提案のあった『『土壌の物理性』第 94 号編集・発行計画』は原案通り全会一致で採択された。
 - (2) 編集委員会事務局より提案のあった「シンポジウム特集 (第 96 号掲載) の編集様式」は原案通り全会一致で採択された。
3. その他 (連絡)
 - (1) 編集委員会事務局より, 前回の編集委員会で議論のあった「投稿規定」「原稿執筆要領」等の見直し検討, 及び英文版の規定等の作成について, 今後の編集委員会において議論を進めたい旨の考えが示された。
 - (2) 「土壌の物理性」第 95 号発行に向けて, 次回編集委員会を 9 月末~10 月上旬頃に開催予定。
4. 質疑応答・討論
 - 「報告」「議題」「その他 (連絡)」に対する質疑応答・討論を行った。

III. 土壌物理学会 2003 年 8 月期会員消息

	氏 名	所 属
退会	正会員 広瀬 理	-
	正会員 三浦 泰昌	東京農業大学短期大学
	正会員 坂上 寛一	東京農工大学
	正会員 正木 下彰	-
	正会員 渋谷勤治郎	-
	正会員 木俣 勲	-
	正会員 正東 順三	-
	正会員 前窪 伸雄	関西グリーン研究所
	正会員 大槻 恭一	九州大学大学院
	正会員 長堀 金造	-
	正会員 吉田 大文	-
	正会員 Kingshuk Roy	日本大学

訂正

著者より「資料」中の式について訂正の申し出がありました。正しい式を下に掲載しますので、訂正をお願い致します。

・「土壌の物理性」第93号（2003年3月）

P 57-65 資料：土壌中のガス採取装置の改良とガス採取方法

（登尾 浩助）

式(5)

$$\bar{\theta}_{4-5} = \frac{\bar{\theta}_{1-5}L_{1-5} - \bar{\theta}_{1-3}L_{1-3}}{L_{1-5} - L_{1-3}}$$

式(19)

$$hc = \left(\frac{\frac{1}{4}(s^2 - d^2)}{\left[\frac{s}{d} + \sqrt{\left(\frac{s}{d}\right)^2 - 1} \right]^{4(1-Pc)} - 1} \right)^{0.5}$$

一編集後記一

長年議論されてきたことだが、改めて「土壌の物理性」の特徴、役割について考えてみた。私自身は、自分の専門は「土壌物理」と思っているが、自分の専門の中心が「土壌物理」と考えている人は、この学会においても少数派のようである。やはり設立当初から農業現場に近い研究者が多く参加していることから、土壌物理を応用したい人たちの要求に答える、また現場からの要求について議論するのが一番の使命であろう。土壌物理の応用は農業現場に限らないので、他分野からの会員が増えることが今後の課題であることは言うまでもない。

まもなく100号を迎える「土壌の物理性」を振り返りながら考えると、もう少し「わかりやすい土壌物理」が

まとめられるのではないかと反省させられる。不飽和透水係数の重要性を説きながら、「どうしたら測定できませんか?」と聞かれると、「難しいです。」と答えてしまうのは、やはり情けない。土壌物理の専門家は、現場から求められる簡単な計算程度は、すぐにできる体制を整える必要がある。「土壌物理の教育と普及」について、今一度、この学会を通じて考えていくとは大切であろう。研究については国境がないので、英語の研究論文を増やすことも課題である。「土壌の物理性」の位置付けについて、是非、多くの意見をお寄せ下さい。

(編集委員 取出伸夫)

土壌物理学会

事務局構成	会 長	赤江 剛夫 (岡山大学)
	副 会 長	長谷川周一 (北海道大学)
	庶務幹事	成岡 市 (岡山大学)
	会計幹事	諸泉 利嗣 (岡山大学)
	編集幹事	吉迫 宏 ((独)農業工学研究所)
編集委員会	会計監査	金木 亮一 (滋賀県立大学)
	”	長野間 宏 ((独)農業・生物系特定産業技術研究機構)
	委 員 長	井上 久義 ((独)農業・生物系特定産業技術研究機構)
	委 員	石黒 宗秀 (岡山大学)
		石田 智之 (香川大学)
		井上 光弘 (鳥取大学)
		木原 康孝 (島根大学)
		酒井 俊典 (愛媛大学)
		櫻井 克年 (高知大学)
		西村 直正 (岐阜大学)
		佐藤 泰一郎 (高知大学)
		田中 宏明 ((独)農業・生物系特定産業技術研究機構)
		近森 秀高 (岡山大学)
		取出 伸夫 (佐賀大学)
		中尾 誠司 ((独)農業・生物系特定産業技術研究機構)
		中村 公人 (京都大学)
		平沢 正 (東京農工大学)
	三浦 健志 (岡山大学)	
	吉川 省子 ((独)農業・生物系特定産業技術研究機構)	
	吉田 正則 ((独)農業・生物系特定産業技術研究機構)	

土壌の物理性 第95号 (会員配布) 2003年11月20日発行

発行 土 壌 物 理 学 会

〒700-8530 岡山県岡山市津島中3-1-1

岡山大学環境理工学部

環境管理工学科 生産基盤管理学分野内

電 話 086-251-8874, 8873

E-mail narioka@cc.okayama-u.ac.jp

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

銀行口座 中国銀行 法界院支店 (店番号 104)

普通 1775225 土壌物理学会 会長 赤江剛夫

編集委員会事務局 (投稿原稿送付先)

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

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

印 刷 創文印刷工業株式会社

〒116-0011 東京都荒川区西尾久7-12-16

複写される方に

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

〒107-0052 東京都港区赤坂 9-6-41 乃木坂ビル 学術著作権協会

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

Notice about Photocopying

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

Japan Academic Association for Copyright Clearance (JAACC)

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

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

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

No. 95

November 2003

Contents

Foreword	S. HASEGAWA	1
Original Papers		
<i>In-situ</i> Measurements of Density and Distribution of Periphery Roots of Tomato Seedling Using Machine Vision SystemM. UCHIGASAKI, S. MIYAMOTO, K. SERATA, S. TOJO and K. WATANABE		3
Adsorption of Nitrogen Chemical Fertilizer on Volcanic Ash Soil and Electric Charge Characteristics.....S. MATSUKAWA and H. KATOU		13
Soil Profile Distribution and Terrain Attribute on a Hilly Site	J. KASHIWAGI	21
Prediction of Ion Concentration in The Effluent during Permeation of Acid Solutions Including Multiple Anionic Species into a Volcanic Ash SoilK. KAMEYAMA, S. MATSUKAWA, T. ISHIDA and H. KATO		33
Field Measurement of the Water Retention Curves and Simple Estimation of Their Parameters for Soils in the Central Region of Horqin Sandy LandX. LIU, N. NISHIMURA, T. AMAYA and T. LIU		41
The Change of Morphology in Red Acid Soil after Four Years Treatment of Coffee Plantation with Different Weeds Management in a Hilly Area of Lampung, South Sumatra, IndonesiaAFANDI, D. WIHARSO, M. SENGE, A.J. TAWIAH, Y. OKI and T. ADACHI		55
Estimation of Dry Bulk Density of Soils Using Amplitude Domain Reflectometry Probe	K. WJAYA, T. NISHIMURA and M. KATO	63
Reviews		
Current and Prospective Applications of Zero Flux Plane (ZFP) MethodM. KHALIL, M. SAKAI, M. MIZOGUCHI and T. MIYAZAKI		75
Readers' column	S. YOSHIDA	91
Announcements		93
Editor's Postscript		95

Japanese Society of Soil Physics

Department of Environmental Management Engineering
Faculty of Environmental Science and Technology, Okayama University
3-1-1 Tsushima-naka, Okayama 700-8530, Japan