

土壌の物理性

第 93 号

2003年 3 月

第 45 回 土壌物理学会シンポジウム（ご案内）

2002（平成 14）年度土壌物理学会賞候補の推薦（公募）

巻 頭 言……………溝口 勝… 1

論 文

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
……………亀山 幸司・松川 進・石田 朋靖・加藤 秀正… 3

北海道中札内村の畑圃場における熱収支，地温および土壌水分の変化
一測定結果を中心として一……………石渡 輝夫・小林 信也…13

An Evaluation of Coffee Crop Factor under Different Weed Managements Using
USLE Method in Hilly Humid Tropical Area of Lampung, South Sumatra, Indonesia
……………AFANDI, T. K. MANIK, B. ROSADI, M. UTOMO, M. SENGE, T. ADACHI and Y. OKI…21

酸性硫酸塩土壌の水分状態が土壌呼吸活性に及ぼす影響
……………上野 薫・足立 忠司・成岡 市…35

研究ノート

土壌の熱伝導率測定法の比較……………望月 秀俊・坂口 巖・井上 光弘…47

資 料

土壌中のガス採取装置の改良とガス採取方法
……………井本 博美・藤川 智紀・溝口 勝・宮崎 毅…51

解 説

実践 TDR 法活用一土壌中の水分・塩分量の同時測定一……………登尾 浩助…57

書 評

「21 世紀水危機 農からの発想」……………長谷川周一…67

編集後記……………68

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 | | 7,000 円 |
| 広告料 | 賛助会員 | | 15,000 円 |
| | 賛助会員以外 | | 22,500 円 |
- 第6条 本学会に次の役員をおく。任期は2年とする。ただし、3期連続の重任は認めない。選出方法は次による。
- (1) 会長1名、副会長1名、編集委員長1名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (2) 評議員
イ 15名 正会員の中から選挙によって選出される。
ロ 3名以内を会長が正会員の中から委嘱する。
 - (3) 会計監査 2名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (4) 幹事 若干名
- 若干名の庶務、会計、編集の幹事を会長が委嘱する。
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- (1) 総会は本学会の最高議決機関であって、事業計画、予算・決算、会則の変更等を決定する。総会は正会員及び学生会員で構成される。
 - (2) 評議員会は、会員の選挙によらない役員の選出、総会議案、その他の重要事項を検討する。評議員会の議長は会長がこれにあたる。
 - (3) 総会及び評議員会の議決は委任状を含む多数決とする。ただし、会則の変更は、総会出席者の3分の2以上の賛成を要する。
- 第8条 本学会の会務は、評議員会及び総会の議を経て、会長、副会長、編集委員長及び幹事がこれを執行する。会務執行に必要な規程は別に定める。
- 第9条 本学会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会
正会員の中から評議員会によって選出され、本学会の評議員選挙を管理する。
 - (2) 編集委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会誌その他の印刷物の編集に当たる。
 - (3) 学会賞選考委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会賞を選考する。
- 第10条 本学会の経費は会費その他の収入を持ってあてゑる。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。
2003年3月31日まで
〒113-8657 東京都文京区弥生1-1-1
東京大学大学院農学生命科学研究科
生物・環境工学専攻 環境地水学研究室内
2003年4月1日から
〒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4月1日より施行する。
(2002.11.23 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。編集委員会では、「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(編集幹事)宛に提出する。
7. 編集委員会は、投稿原稿を受け取ったら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ずみの原稿は返さない。
10. 別刷りは30部を著者に贈呈する。それ以上を希望する場合は実費を申し受ける。
11. 本誌に掲載された論文等の著作権は土壤物理学会に帰属する。

(1999.11.20 改正)

「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、ワープロソフト名を明示したファイルまたはテキストファイルの入ったフロッピーディスクを添付する。
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)

【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	molc kg ⁻¹ , cmolc 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)

原 稿 送 り 状

受付番号（本会で記入）:

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

付記: 投稿の宛先は土壌物理学会ホームページを参照のこと

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

土壌物理学会会員登録用紙 [入会・退会・登録事項変更]

必要事項をご記入の上、このまま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

第 45 回 土壤物理学学会シンポジウム（ご案内）

と き：2003 年 11 月 22 日（土曜日）

ところ：岡山大学創立五十周年記念館（津島キャンパス）多目的ホール

〒700-8530 岡山市津島中 1-1-1

1. シンポジウム

テーマ「土壤物理における界面科学と計測」

土壤物理学の課題の中に、土粒子レベルを対象にした界面科学やコロイド現象があります。本シンポジウムでは、このキーワードに「測定」を加えて、現在と未来の土壤物理学の方向を考えます。

なお、来年度（2004 年度）のシンポジウム・テーマは「フィールド・サイエンスと土壤物理」（仮題）を計画しています。

2. ポスター・セッション

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

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

3. 企業展示

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

4. 情報交換会

5. 参加・発表申込み方法、プログラム

後日、学会ホームページに掲載します。

問い合わせ先

土壤物理学学会事務局（庶務幹事）

〒700-8530 岡山市津島中 3-1-1

岡山大学環境理工学部

成岡 市

Tel/Fax. 086-251-8873/E-mail narioka@cc.okayama-u.ac.jp

学会ホームページ

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

2002（平成 14）年度 土壤物理学会賞候補の推薦（公募）

土壤物理学会では、下記の要領で学会賞候補（推薦）を公募いたします。

記

学会賞種類：論文賞

対 象 論 文：2002（平成 14）年度に「土壤の物理性」（第 91，92，93 号）に掲載された「論文」（original papers）

推 薦 期 限：2003（平成 15）年 8 月 29 日（金曜），消印有効

推薦書様式：様式などの詳細は下記の（新）事務局までお問い合わせ下さい
表 彰：2003（平成 15）年 11 月

土壤物理学会学会賞選考委員会

土壤物理学会事務局/庶務幹事 成岡 市

〒700-8530 岡山市津島中 3-1-1，岡山大学環境理工学部内

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

土壤物理学会学会賞規定

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「土壤の物理性」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，「土壤の物理性」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)

土壤物理学会学会賞選考委員会規定

1. 目的 学会賞選考委員会（以下委員会という）は，論文賞の選考を行うことを目的とする。
2. 業務 委員会はつぎの業務を行う。
 - (1) 学会賞運営規定に基づく論文賞の選考。
 - (2) 土壤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)

2003 年 4 月 1 日から，学会事務局および編集委員会事務局が異動します。

事務局

〒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（会長），8873（庶務幹事）

E-mail 庶務幹事 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 土壤物理学会 会長 赤江剛夫

「土壌の物理性」編集委員会事務局（投稿原稿送付先）

住所は下のホームページで最新のものを確認して下さい。

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

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

競争と共生の土壌物理

溝 口 勝*

研究の世界が大きく変わろうとしている。日本ではいま競争的研究が推進されつつある。国立の研究所は既に独立法人化し、来春には国立大学も法人化されようとしている。

競争はゲームである。プレイヤーは一定のルールに従って競技し、そのパフォーマンスに優れた者だけが勝者となる。ゲームは個人レベルにとどまらない。学問分野間、組織間、あるいは国家間など、チームとしての競争を強いられる。しかし、ゲームのルールは誰が作り、競技場は誰が用意するのだろうか？パフォーマンスをどのように評価するのだろうか？

12年前、私は厳しい競争を通して常に新しい成果が生み出されるアメリカ的な“研究システム”を垣間みて、日本はとてまかなわれないと思った。能力的に世界で通用する多くの若い日本人研究者を活かすシステム作りが必要だと直感した。それが、最近までの私の研究的“でない”活動のエネルギー源だった。しかし、同時多発テロ以降、アメリカ方式には疑問を感じている。もっと共生的研究のシステムがあり得るのではないかと。

それぞれの国には風土に根ざした文化がある。こうした文化的な背景を考慮せずに、競争に慣れていない今日の日本の研究環境にアメリカ的な競争原理だけを導入するのはきわめて危険である。新しいシステムが社会に定着するまでの少なくとも10年間、急速な変化に対応しようとする競争派と変化に反対する保守派が闘争を繰り返す徒労の時代になることだろう。おそらく劣悪な研究環境の中でもこうした闘争に関与しない“研究”派の行った研究、あるいは勝ち組の中で生み出される研究の成果だけが後世に残ることになる。“研究”者としては、この選択もあり得る。しかし、我々研究者も現代社会の一員なのである。この時代を避けて通ることはできない。自分はどんなやり方でどの道を選択するか？人生を賭けた大いなるゲームである。

さて、ゲーム話のついでに、この2年間学会事務局を務めた反省の意味で本学会を自己評価してみる。会則によると、本学会の目的は「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」と規定されている。研究の進歩については学会誌に論文が恒常的に掲載され、学会賞も設立されたのでまあ合格といえよう。研究の普及については、学会誌の全論文をインターネット検索¹⁾できるようにしたことで非会員に学会の存在（利用者の1/3が非会員）をアピールし、非会員のシンポジウム参加者を増やしたという点でこれもまあ合格である。ただし、これらの非会員に学会に加入してもらおう仕組みをつくるのが今後の課題といえる。農業技術への貢献はどうか？現場に張り付いた研究は成果をあげにくいめやや苦戦を強いられている。技術発展にはしばしば成功物語よりもむしろ失敗の経験の方が貴重なので、現場での試験的な経過報告も積極的に学会誌で取り上げるような工夫が必要であろう。環境科学についてはどうか？土壌物理学会が環境科学に挑戦する意気込みは評価できるが、社会的に必要とされる土壌浄化技術などの基礎となる研究成果があまり出ていない現状を考えるとまだまだの感がある。むしろ、土壌に関心をも

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

1) 溝口 勝, 2003, 「土壌の物理性」検索システム, 土壌の物理性, 92: 41-42.

2) 環境研究開発推進プロジェクト: <http://www8.cao.go.jp/cstp/project/envpt/index.htm>

つ他学会とも協力しながら、生態系を巧みに利用する農業の基礎として発展してきた土壌物理の存在感を示してゆく必要があるだろう。

土壌物理学会は既に学会間の競争に曝されている。総合科学技術会議は、これまでの府省間に存在していた壁を取り払い、イニシャティブという枠組みで5つの環境研究²⁾を推進している。どのイニシャティブにも土壌物理に関連がある内容が含まれているが、残念ながら土壌物理関係者は誰もここには参加できていない。そもそもイニシャティブ立ち上げ段階で土壌物理の存在が知られていなかったようである。分野間の競争という意味では現時点では敗者になっている。しかし、先日地球シミュレータのプロジェクトリーダーと議論したときに、境界条件として存在する土壌を含む陸域生態系を気候変化モデルに組み込むことの重要性を理解してくれていたのも、土壌物理には環境科学分野における競争ゲームにおいても挽回のチャンスはたくさんあると思う。

さて、日本の土壌物理に競争は必要なのだろうか？競争が成立するためには1つの標的に対して複数の競技者がいることが絶対条件となる。しかし、多様な現実の土壌を対象とする土壌物理では、競技者よりも解決すべき問題数の方が多い。このような条件では、競争というより、得意分野を上手に割り振るような共生的メカニズムの方が重要である。国際協力もある意味ではこのメカニズムであろう。そして、こうした Society では、たとえ不得意分野であっても参加者が相互に忌憚なく批判しあえるような自由な雰囲気が保障されるべきである。

日本の科学技術政策は大きな転換期を迎えている。土壌物理の分野もこの大きな流れに飲み込まれてゆかざるを得ない。しかし、こうした時代だからこそ、次世代の若い人たちが安心して土壌物理研究に取り組めるよう、戦略的に土壌物理を社会に位置づけることも現役会員の重要な責務であることを忘れてはならない。

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

亀山幸司*・松川 進**・石田朋靖**・加藤秀正**

Soil Solution Concentration Prediction of Volcanic Ash Soil upon Addition of Acid Solutions differ in Anion Composition

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

* The United Graduate School of Agricultural Science, Tokyo University of Agriculture and Technology, Fuchu, Tokyo 183-8509, Japan

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

Abstract

The prediction method of soil solution concentration of volcanic ash soil upon repetitive addition of acid solutions that differ in equivalent ratios of nitrate to sulfate was examined in this study. The method for prediction was composed of chemical equilibrium equation, electrical balance and conservation of mass in soil solutions. The results were summarized in the following.

1) There was a tendency of aluminum concentration upon addition of HNO_3 solution > upon addition of acid mixed solution including NO_3^- and SO_4^{2-} > upon addition of H_2SO_4 solution with equal soil solution pH.

2) The model adequately described accumulative release of basic cations. This shows it is ability to estimate acid buffering capacity of cation exchange and mineral weathering.

3) Concentration of monovalent anions was much higher than that of SO_4^{2-} upon addition of acid solutions. It was considered that monovalent anions that remain in soil solution greatly affected decreasing process of pH and concentration change of basic cations. Therefore, it seemed that NO_3^- , which are difficult to be adsorbed in soil, are affected the release of basic cations and pH decreasing in soil when acid rain including NO_3^- and SO_4^{2-} deposited to volcanic ash soil.

4) The simulation results agreed well with the measured values of pH and accumulative release of basic cations. These represent the most serious effects of the acid deposition on the soil. Therefore, parameters used in this simulation model are useful for predicting the main effects of the acid deposition on the Kanto loam subsoil.

Key words : acid deposition, volcanic ash soil, acid buffering capacity, chemical equilibrium equation, anion composition

1. はじめに

1993～1997年に行われた第3次酸性雨対策調査によ

れば、我が国の降雨 pH は 4.8～4.9 であり、環境の酸性化が顕在している欧米と同程度の酸性度であるとされている（環境省総合環境政策局環境計画課，2002）。降雨を

* 東京農工大学大学院連合農学研究科 〒183-8509 東京都府中市幸町 3-5-8

** 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，火山灰土壌，酸緩衝能，化学平衡式，陰イオン組成

酸性化させる主な原因物質は窒素酸化物と二酸化硫黄であり、酸性化した降雨には必然的に NO_3^- と SO_4^{2-} が存在する。また、降雨に含まれる NO_3^- , SO_4^{2-} の当量比は、地域によって異なる特性を持つ (森ら, 1991)。

一方、AEC を有する土壌では、添加溶液中の NO_3^- , SO_4^{2-} 当量比、あるいは添加溶液の酸種 (HNO_3 , H_2SO_4) の相違が、塩基性陽イオンの離脱 (Huete and Mc Coll, 1984), アルミニウムの溶解 (James and Riha, 1989; Xu and Ji, 2001) などに影響し、これらの現象は土壌による SO_4^{2-} 吸着と密接に関連することが指摘されている。

我が国に広く分布するアロフェンを主成分とする火山灰土壌もまた大きい AEC を有する土壌である (吉田・川畑, 1988)。このため、アロフェンを主成分とする火山灰土壌へ酸が添加されると陰イオン吸着による酸緩衝能が発現する。

また、 SO_4^{2-} は NO_3^- よりも土壌へ吸着されやすく、 NO_3^- , SO_4^{2-} が共存する土壌溶液では NO_3^- はほとんど吸着されないことが報告されている (Kamewada, 1996; 中島ら, 1998)。一方、土壌溶液中の陰イオンが増加すると、交換性塩基が放出されて電荷均衡が維持されるなど、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実験的に明らかにされている (今井ら, 1980)。

従って、 NO_3^- , SO_4^{2-} 当量比の異なる酸性雨が火山灰土壌へ負荷された場合、土壌溶液に溶存する陰イオン種および陰イオン量が異なるため、塩基性陽イオンの離脱など土壌酸性化過程に大きく影響することが考えられる。このため、 NO_3^- , SO_4^{2-} 当量比の異なる酸性雨が火山灰土壌へ負荷された場合の影響予測の確立が重要と考えられる。

しかし、我が国の火山灰土壌を対象に構築された土壌影響予測モデルの多くは、 H_2SO_4 溶液負荷への適用 (新藤・袴田, 1998; 亀山ら, 2002) や HNO_3 あるいは H_2SO_4 溶液負荷への適用 (松川ら, 1998) を対象としており、自然界で生じるのと同様に NO_3^- , SO_4^{2-} 当量比が異なる酸性雨が負荷された場合の土壌影響予測は殆ど検討されていない。

また、酸性雨の浸透による土壌中の pH 変化、塩基性陽イオンの離脱等は、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 (亀山ら, 2002)。

このため、本論文では、土壌中の化学的現象と水分、溶質移動との結合を前提として、化学的現象の解析を行った。すなわち、 NO_3^- , SO_4^{2-} の当量比が異なる pH 4.0 の酸性溶液を繰り返し添加する実験を行い、酸性溶

表-1 土壌の物理・化学的特性

Table 1 Physical and chemical properties of soil

pH (KCl)	5.65
pH (H_2O)	5.62
有機物含有量 (%) ^{*1}	17.76
CEC ($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) ^{*2}	22.72
交換性陽イオン ($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) ^{*2}	
Ca ²⁺	0.31
Mg ²⁺	0.21
K ⁺	0.17
Na ⁺	0.19
交換性陰イオン ($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) ^{*3}	
Cl ⁻	0.87
NO_3^-	0.36
SO_4^{2-}	1.79

測定法 ^{*1}: 強熱減量比

^{*2}: Shollenberger 法

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

液と土壌との反応を人為的に促進させた場合の土壌溶液濃度等の予測について検討した。

なお、計算は土壌と酸性溶液との間で生じる主要な化学平衡式、土壌溶液の電気的中性条件、質量保存則により組成した。また、酸性溶液が土壌に負荷された場合の Al^{3+} 溶解、陰イオン吸着、一次鉱物の風化を表す化学平衡式のパラメータは繰り返し添加実験の測定結果から算出した。

2. 測定方法

2.1 供試土壌の物理・化学的特性

土壌は、栃木県真岡市に位置する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 ふるい通過分を使用した。

土壌の主な物理・化学的特性を表-1 に示した。なお、各々の測定方法は表-1 の注記に示す方法によった。

また、土壌の荷電特性は、「簡略化された繰り返し平衡法」(土壌環境分析法編集委員会, 1997) に準じて測定を行った。その手順は、以下の通りである。

1) 25 本の 50 mL 容遠沈管にそれぞれ乾土 2.0 g 相当の風乾細土を入れ、1.0 M- NH_4Cl 溶液 30 mL をそれぞれの遠沈管に添加する。2) 5 本ずつの遠沈管に 1.0 M-HCl 溶液 0.4, 0.2 mL, 1.0 M- NH_4OH 溶液 0.4, 0.2, 0 mL を添加し、1 時間振とう後、一晩放置する。3) 遠心分離し、上澄み液を捨てる。4) 同量の HCl あるいは NH_4OH を添加した各 5 本の遠沈管に 0.1, 0.02, 0.01, 0.001, 0.0001 M- NH_4Cl 溶液を 30 mL ずつ添加する。5) 30 秒程度振と

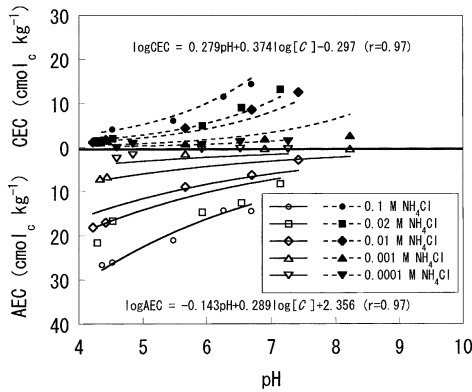


図-1 供試土壌の荷電特性

Fig. 1 Electric charges of soil.

う後 30 分静置し、遠心分離して上澄み液を捨てる。6) 操作 4) ~5) を 10 回繰り返す。7) 最後の上澄み液を別の容器に移し、pH 及び Cl^- 、 NH_4^+ 濃度を測定し、平衡溶液の値とする。なお、pH はガラス電極法、 Cl^- はイオンクロマトグラフィー法、 NH_4^+ は蒸留法により測定した。8) 遠沈管の重量を測定し、遠沈管内に残った NH_4^+ 、 Cl^- 量を明らかにする。9) 1.0 M- NaNO_3 溶液 30 mL を添加し、30 秒振とう後、30 分静置し、遠心分離後、上澄み液を 200 mL 容メスフラスコに移す。そして、この操作を 5 回繰り返した後、200 mL 容メスフラスコを定容として、溶液中の NH_4^+ 、 Cl^- 濃度を測定する。10) 操作 9) で測定された NH_4^+ 、 Cl^- 量から操作 8) で測定された NH_4^+ 、 Cl^- 量を差し引き NH_4^+ 吸着量 (CEC)、 Cl^- 吸着量 (AEC) とする。

以上により測定された土壌の荷電特性を図-1 に示した。なお、図中の曲線は、和田 (1981) による経験式を用いて回帰したものであり、回帰式を CEC, AEC についてそれぞれ示した。なお、式中の $[C]$ は平衡溶液中の NH_4^+ 、 Cl^- 濃度 (mol L^{-1}) を示している。

供試土壌は、土壌溶液 pH が弱酸性～酸性領域にある場合、CEC よりも AEC が極めて大きく、陰イオン吸着が土壌溶液組成に及ぼす影響が大きいと判断された。

2.2 繰り返し添加実験

50 mL 容遠沈管に乾土 2.0 g 相当の風乾土 (含水比 0.146 kg kg^{-1}) を入れ、最初に蒸留水 35 mL を添加し初期条件とした。蒸留水添加後、振とう機で約 18 時間緩やかに振とうし、遠心分離後上澄み液をビペットで約 30 mL 採取した。

上澄み液採取後の遠沈管には pH 4.0 の HNO_3 、 H_2SO_4 溶液あるいは NO_3^- 、 SO_4^{2-} 当量比が異なる pH 4.0 の混合溶液 ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} = 0.75 : 0.25, 0.50 : 0.50, 0.25 :$

0.75) を 30 mL 添加し、約 18 時間振とう、遠心分離、上澄み液採取を所定回数繰り返した。採取液のうち約 5 mL を用いて直ちにガラス電極法で pH を測定し、残りは $0.45 \mu\text{m}$ のメンブランフィルターを通し微粒子を除去した後、イオン濃度を測定した。陽イオン濃度 (Ca , Mg , K , Na , Al) は偏光ゼーマン原子吸光光度計 (フレーム法)、陰イオン濃度 (Cl , NO_3 , SO_4) はイオンクロマトグラフィーを用いて測定した。

また、添加した陰イオンの吸着量は以下の方法から算出した。 C_0 : 添加陰イオン濃度 (mol L^{-1})、 V_0 : 添加溶液量 (L)、 C_N : N 回目の溶液添加後の平衡陰イオン濃度 (mol L^{-1})、 V_N : N 回目の溶液添加後の全溶液量 (L)、 Vr_N : N 回目の上澄み液採取後の残留溶液量 (L) とすると、 N 回目の陰イオン吸着量の増分は、 $(C_{N-1} \times Vr_{N-1} + C_0 \times V_0) - C_N \times V_N$ で求められる。これを乾土重で除して $N=1$ 回目から加え合わせた吸着量 (累積吸着量) に初期交換性陰イオン (0.01 M NaOH 抽出性陰イオン) を加えたものを陰イオン吸着量 ($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) として算出した。

一方、添加した陰イオンとの競合吸着により、土壌から離脱する Cl^- および HNO_3 溶液を添加した場合の SO_4^{2-} 、 H_2SO_4 溶液を添加した場合の NO_3^- の吸着量は以下の方法により求めた。まず、 N 回目に土壌から離脱する陰イオン量は、 $C_N \times V_N - C_{N-1} \times Vr_{N-1}$ で求められる。これを乾土重で除して $N=1$ 回目から加え合わせることで陰イオンの累積離脱量が算出される。そして、初期交換性陰イオン量から陰イオン累積離脱量を引いた交換性陰イオンの残量を陰イオン吸着量 ($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) とした。

なお、後述の陰イオン吸着式のパラメータ決定に際して、 SO_4^{2-} の幅広い濃度範囲が不可欠となる。 SO_4^{2-} は火山灰土壌に吸着しやすいため、pH 4.0 酸性溶液 (SO_4^{2-} : $0 \sim 5 \times 10^{-4} \text{ mol L}^{-1}$) の添加では、 SO_4^{2-} の高濃度範囲の濃度と吸着量との関係の把握などが困難になると考えられた。このため、pH 3.0 の H_2SO_4 溶液についても添加実験を行った。

3. 計算方法

土壌溶液濃度計算に用いた化学平衡式、平衡定数、条件などをまとめて表-2 に示した。なお、現実の酸性沈着による土壌影響と比較し、短期間の室内実験であり、有機物含量の少ない下層土を用いたため、微生物による生物の酸緩衝能は考慮しなかった。

pH 4.0 の HNO_3 、 H_2SO_4 、混合溶液を添加した場合の pH と $p(\text{Al}^{3+})$ の関係を図-2 に示した。なお、pH 3.0 の H_2SO_4 溶液を添加した場合についても併せてプロット

表-2 土壌溶液濃度計算に用いた化学平衡式, 条件式

Table 2 Chemical equations, equilibrium constants and conditions used in ion concentration prediction

1. アルミニウム結晶の溶解と加水分解	
①-I $(\text{Al}^{3+}) = 1.034 \times 10^6 (\text{H}^+)^{2.356}$	(実測: HNO_3)
①-II $(\text{Al}^{3+}) = 1.414 \times 10^6 (\text{H}^+)^{2.371}$	(実測: 混合溶液)
①-III $(\text{Al}^{3+}) = 1.259 \times 10^3 (\text{H}^+)^{1.863}$	(実測: H_2SO_4)
② $\text{Al}^{3+} + \text{H}_2\text{O} = \text{AlOH}^{2+} + \text{H}^+$	$\log K = -5.02$ (Wolt, 1994)
③ $\text{Al}^{3+} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Al}(\text{OH})_2^+ + 2\text{H}^+$	$\log K = -9.30$ (Wolt, 1994)
2. 陽イオン交換	
④ $2\text{H}^+ + \text{ExBC} = \text{BC}^{2+} + 2\text{ExH}$	$\log K_{\text{BC-H}}$ (仮定)
⑤ $3\text{H}^+ + \text{ExAl} = \text{Al}^{3+} + 3\text{ExH}$	$\log K_{\text{Al-H}}$ (仮定)
ただし, BC^{2+} は全塩性陽イオン, Ex は当量分率で $\text{ExBC} + \text{ExAl} + \text{ExH} = 1$	
3. 炭酸塩平衡	
⑥ $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$	$\log K = -7.82$ (Wolt, 1994)
4. 陰イオン吸着とイオンペア	
⑦ 吸着 $(\text{SO}_4^{2-})(\text{cmol}_c \cdot \text{kg}^{-1}) = 529 [\text{SO}_4^{2-}]^{0.225} [\text{H}^+]^{0.335} [\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-]^{-0.115}$	(実測)
⑧ 吸着 $(\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-)(\text{cmol}_c \cdot \text{kg}^{-1}) = 46.7 [\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-]^{0.352} [\text{H}^+]^{0.145} [\text{SO}_4^{2-}]^{-0.013}$	(実測)
⑨ $\text{Al}^{3+} + \text{SO}_4^{2-} = \text{AlSO}_4^+$	$\log K = 3.20$ (Wolt, 1994)
5. 1 次鉱物の風化速度	
⑩ 風化速度 $\text{Fw}(\text{cmol}_c \cdot \text{kg}^{-1}) = 0.896 [\text{H}^+]^{0.40}$	(実測)
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 SO_4^{2-} (mol): 残溶液中 $(\text{SO}_4^{2-} + \text{AlSO}_4^+)$ + 吸着 (SO_4^{2-}) + 添加 (SO_4^{2-}) = 平衡後溶液中 $(\text{SO}_4^{2-} + \text{AlSO}_4^+)$ + 吸着 (SO_4^{2-})	
⑬ $\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$ (mol): 残溶液中 $(\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-)$ + 吸着 $(\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-)$ + 添加 $(\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-)$ = 平衡後溶液中 $(\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-)$ + 吸着 $(\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-)$	
⑭ BC^{2+} (mol): 残溶液中 (BC^{2+}) + 吸着 (BC^{2+}) = 平衡後溶液中 (BC^{2+}) + 吸着 (BC^{2+})	
(収束条件) 相対誤差 = $\frac{\text{平衡後イオン総量(mol)} - \text{平衡前イオン総量(mol)}}{\text{平衡前イオン総量(mol)}} < 0.01$	

した。ここで, $p(\text{Al}^{3+})$ は, Sato *et al.* (1998), 松川ら (1998), Fumoto *et al.* (2001) と同様, 以下の方法から算出した。

まず, 土壌溶液中の Al 化学種が Al^{3+} , AlOH^{2+} , $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, $\text{Al}(\text{OH})_3^0$, AlSO_4^+ の 5 種からなると仮定し, 表-3 に示した化学平衡式, 質量保存則, 収束条件を組成した。なお, 化学平衡式を計算する際に必要な平衡定数は, Wolt (1994) の値を引用し, 活動度係数は Debye-Hückel 式より算出した。

次に, Al 濃度測定値を Al^{3+} 濃度近似値の初期値として与え, 表-3 に示した収束条件を満足するまで繰り返し計算した。そして, 収束したときの Al^{3+} 濃度計算値と Debye-Hückel 式より算出した活動度係数との積から Al^{3+} 活動度を求め, Al^{3+} 活動度の負の対数値をとり, p

(Al^{3+}) を求めた。

図-2 から, 同じ土壌溶液 pH では, Al^{3+} 活動度は $\text{HNO}_3 > \text{H}_2\text{SO}_4$ であり, H_2SO_4 溶液添加時では, 添加した SO_4^{2-} と溶解した Al^{3+} の間で AlSO_4^+ が生成されるため, 単独の Al^{3+} 活動度が小さくなると考えられた。

一方, 混合溶液添加時の Al^{3+} 活動度は, H_2SO_4 溶液添加時より大きく, HNO_3 溶液添加時より小さくなること示された。なお, 混合溶液添加時の土壌溶液濃度計算では, NO_3^- , SO_4^{2-} 当量比の異なる 3 種の混合溶液の添加実験から得られた溶解度曲線 (表-2, ①-II 式) を用いた。

交換性 Ca^{2+} , Mg^{2+} 含量と交換性 K^+ , Na^+ 含量を表-1 で比較すると, 交換性 Ca^{2+} , Mg^{2+} 含量の方が約 1.4 倍と大きい。このため, 塩基性陽イオンについては, 簡便的

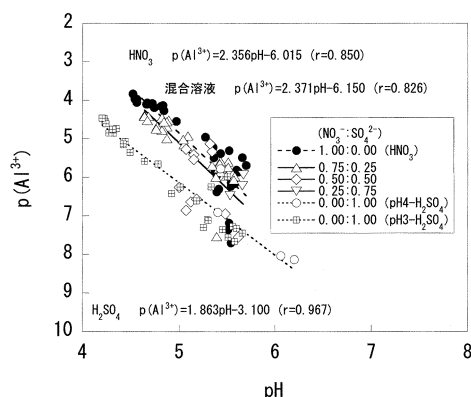


図-2 HNO₃, H₂SO₄, 混合溶液を添加した場合の pH-p (Al³⁺)

Fig. 2 Relation between pH and p (Al³⁺) upon addition of HNO₃, H₂SO₄ and mixed solutions.

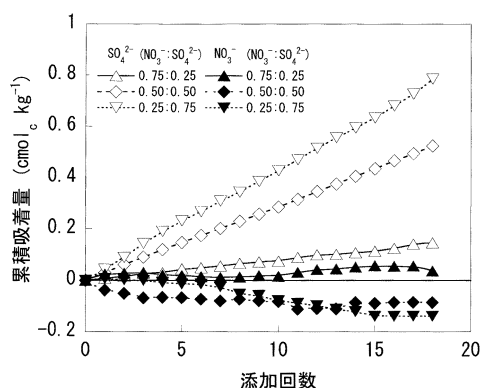


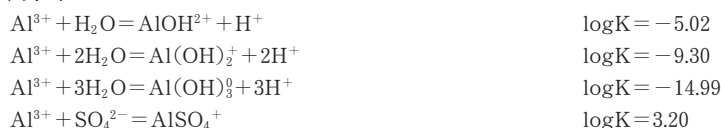
図-3 pH 4.0 混合溶液添加後の添加陰イオンの累積吸着量

Fig. 3 Accumulative anion adsorption after addition of pH 4.0 mixed solutions.

表-3 Al 化学種濃度計算に用いた化学平衡式, 条件式

Table 3 Chemical equations, equilibrium constants and conditions used in evaluation of aluminum species concentrations

1. 化学平衡式



2. 質量保存則

$$\Sigma \text{Al} = \text{Al}^{3+} + \text{AlOH}^{2+} + \text{Al}(\text{OH})_2^+ + \text{Al}(\text{OH})_3^0 + \text{AlSO}_4^+$$

3. 収束条件

$$\left| \frac{(\text{Al測定値} - \Sigma \text{Al})}{\text{Al測定値}} \right| < 0.001$$

に 2 価の陽イオンを仮定した全塩基性陽イオン (BC²⁺: Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺ の合計) としてまとめて取り扱った。

図-1 の荷電曲線 ($\log \text{CEC} = 0.279 \text{pH} + 0.374 \log [\text{C}] - 0.297$) から, pH 4.0 酸性溶液 ($[\text{C}] = 1 \times 10^{-4} \text{mol L}^{-1}$) という低濃度溶液が火山灰土壌へ添加される場合, pH 6 以下の弱酸性～酸性領域では CEC への影響は殆ど生じないと判断された。このため, CEC の pH 依存性は陽イオン交換では考慮しなかった。

一方, 陽イオン交換の選択係数は一定値ではなく, 交換態の吸着イオン組成によって変化し, その傾向は変異荷電土壌で顕著である (和田, 1997)。しかし, 複数のイオンが共存する多成分系では, 吸着イオン組成と選択係

数との関係を全て数値化することは極めて困難と考えられる。このため, 選択係数を未知数かつ一定値と仮定し, pH 測定値と最も適合する最適値を試算的に求めた。

NO₃⁻, SO₄²⁻ 当量比が異なる pH 4.0 混合溶液添加後の NO₃⁻, SO₄²⁻ 累積吸着量を図-3 に示した。NO₃⁻:SO₄²⁻ が 0.50:0.50 および 0.25:0.75 の混合溶液を添加した場合に, NO₃⁻ 累積吸着量が負となったのは, 添加した NO₃⁻ が土壌に吸着しないのに加えて, 土壌が最初に保持していた交換性 NO₃⁻ が添加された SO₄²⁻ との陰イオン交換によって土壌溶液中に離脱したためと考えられた。また, 前述と同様に, SO₄²⁻ は NO₃⁻ よりも土壌に吸着されやすいため, SO₄²⁻ が共存する土壌溶液では NO₃⁻ は殆ど吸着されることが示された。

ただし、 NO_3^- の占める割合が SO_4^{2-} と比較して非常に高い場合、 NO_3^- が土壌へ吸着されることが考えられ、 NO_3^- と SO_4^{2-} の競合吸着の影響も無視できないと考えられる。また、添加された NO_3^- や SO_4^{2-} とのイオン交換によって土壌溶液中に離脱する Cl^- もまた競合吸着の結果として離脱していることが考えられ、 Cl^- と添加陰イオンとの間の競合吸着も計算に考慮する必要があると考えられる。一方、 NO_3^- と Cl^- の土壌への吸着親和性は殆ど同等であると考えられている (Bolt and Bruggenwert, 1980)。そこで、簡便のため、 NO_3^- 、 Cl^- を1価陰イオンとしてまとめて取り扱い、1価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$) と2価陰イオン (SO_4^{2-}) の競合吸着を計算で考慮することとした。

なお、各陰イオン種の吸着量の計算には、陰イオン吸着量が水素イオン濃度、陰イオン濃度、競合イオン種の陰イオン濃度に依存することを表す Freundlich 型の吸着等温式 (Mesquita and Vieira e Silva, 2002) を用いた。そして、陰イオン吸着式のパラメータは、pH 4.0 の HNO_3 、 H_2SO_4 、混合溶液と pH 3.0 の H_2SO_4 溶液を添加した場合の測定結果から求めた。

また、一次鉱物の風化による塩基性陽イオン溶出量は、各塩基性陽イオン累積離脱量が初期交換性塩基量を上回った塩基性陽イオン種の離脱量の合計値とし、Bloom and Grigal (1985)、鷹野ら (1997) と同様、一次鉱物の風化による塩基性陽イオン溶出量が土壌溶液の水素イオン濃度に依存することを表す式 (Helgeson *et al.*, 1984) を用い計算した。そして、一次鉱物風化式 (表-2, ⑩式) は、pH 4.0 の HNO_3 、 H_2SO_4 、混合溶液を添加した際の一次鉱物の風化による塩基性陽イオン溶出量と土壌溶液の水素イオン濃度の関係から求めた (図-4)。

4. 計算結果

4.1 pH, イオン濃度の計算結果

NO_3^- 、 SO_4^{2-} の当量比が異なる pH 4.0 の混合溶液を繰り返し添加した場合の土壌溶液 pH の測定値と計算値の比較を図-5 に示した。なお、図中の $\log K_{\text{BC-H}}$ 、 $\log K_{\text{Al-H}}$ (表-2, ④, ⑤式) は未知数と仮定した陽イオン交換選択係数の最適値を示している。各溶液を添加した場合の pH 計算値は pH 測定値と ± 0.3 以下の誤差で一致した。特に、 $\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$ が 0.75 : 0.25, 0.50 : 0.50 の混合溶液を添加した場合の pH 低下過程では良好に測定値と一致した。一方、添加前期では測定値よりも過大に計算された。

次に、全塩基性陽イオン (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を $\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$ が 0.75 : 0.25, 0.50 : 0.50, 0.25 : 0.75 の混合溶液を添加した

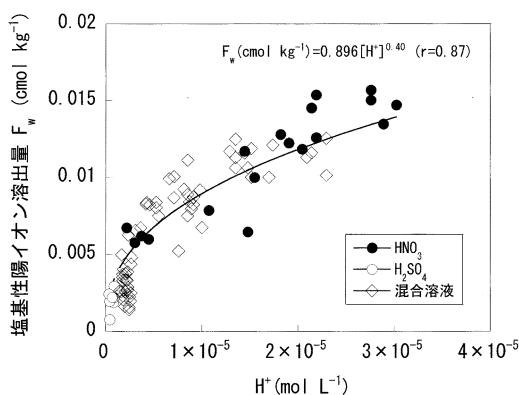


図-4 pH 4.0 の HNO_3 、 H_2SO_4 、混合溶液を添加した場合の塩基性陽イオン溶出量 (F_w) と水素イオン濃度 (H^+) の関係

Fig. 4 Relation between elution of basic cations and Hydrogen ion upon addition of pH 4.0 HNO_3 , H_2SO_4 and mixed solutions.

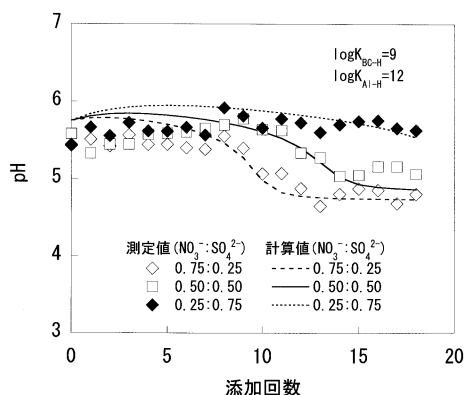


図-5 pH 4.0 混合溶液を添加した場合の土壌溶液 pH の測定値、計算値比較

Fig. 5 Measured and predicted pH in soil solutions upon addition of pH 4.0 mixed solutions.

場合について図-6, 7, 8 でそれぞれ比較した。

全塩基性陽イオン (BC^{2+}) 濃度は、各溶液を添加した場合、測定値と計算値の濃度変化の傾向は良好な一致を示した。

また、1価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$)、 SO_4^{2-} 濃度は、各溶液を添加した場合、測定値と計算値が $\pm 0.1 \text{ mmol L}^{-1}$ 以下の誤差で一致した。ただし、 $\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$ が 0.75 : 0.25 (図-6) の場合では、 SO_4^{2-} 濃度は相対的に過小に計

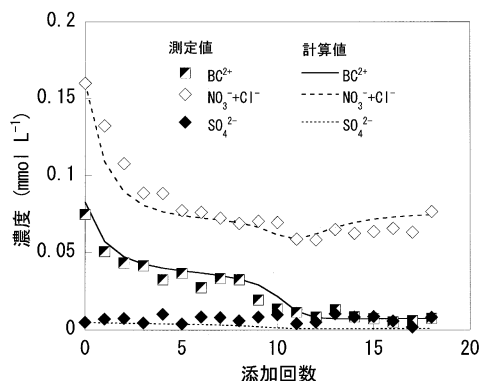


図-6 全塩基性陽イオン (BC^{2+}), 1価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$), SO_4^{2-} 濃度の測定値, 計算値比較 ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} = 0.75 : 0.25$)

Fig. 6 Measured and predicted concentration of basic cations, monovalent anions and SO_4^{2-} in soil solutions. ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} = 0.75 : 0.25$)

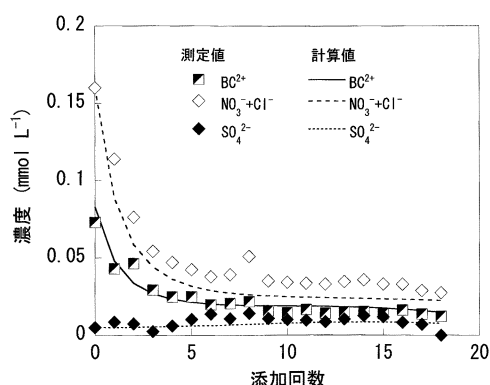


図-8 全塩基性陽イオン (BC^{2+}), 1価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$), SO_4^{2-} 濃度の測定値, 計算値比較 ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} = 0.25 : 0.75$)

Fig. 8 Measured and predicted concentration of basic cations, monovalent anions and SO_4^{2-} in soil solutions. ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} = 0.25 : 0.75$)

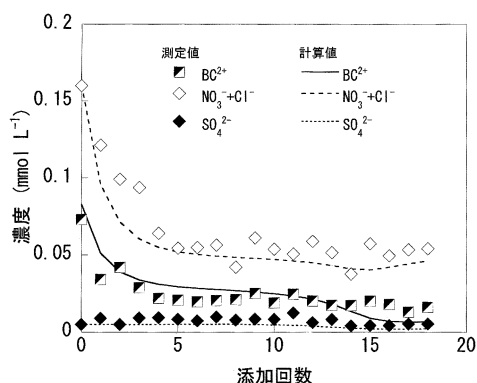


図-7 全塩基性陽イオン (BC^{2+}), 1価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$), SO_4^{2-} 濃度の測定値, 計算値比較 ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} = 0.50 : 0.50$)

Fig. 7 Measured and predicted concentration of basic cations, monovalent anions and SO_4^{2-} in soil solutions. ($\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} = 0.50 : 0.50$)

算される傾向が見られた。この要因については次節において検討する。

また、各溶液を添加した場合で、土壌溶液中の1価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$) 濃度は SO_4^{2-} 濃度と比較してかなり大きい。これは、土壌溶液中で SO_4^{2-} が共存する場合には1価陰イオンが土壌へ吸着され難いためである。前述のように、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実験的に明らかにされている。従って、土壌溶液に溶存する1価陰イオンがpH低下過程や全塩基性陽イオン濃度変化に大きく影響していると考えられた。

4.2 酸緩衝容量の計算結果

計算による酸緩衝容量予測の妥当性を検討するため、pH 4.0 の H_2SO_4 混合溶液を繰り返し添加した場合の全塩基性陽イオン累積離脱量と SO_4^{2-} 累積吸着量の計算値と測定値の比較を図-9, 10 にそれぞれ示した。なお、全塩基性陽イオン累積離脱量は陽イオン交換と一次鉱物の風化による酸緩衝容量の目安となるものであり、 SO_4^{2-} 累積吸着量は SO_4^{2-} 吸着による酸緩衝容量の目安となるものである。

全塩基性陽イオン累積離脱量 (図-9) の測定値と計算値は $\pm 0.1 \text{ cmol}_e \text{ kg}^{-1}$ 以下の誤差で一致した。従って、陽イオン交換と一次鉱物の風化による酸緩衝容量の予測は妥当であると考えられた。

一方、 SO_4^{2-} 累積吸着量 (図-10) は $\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$ が 0.50 : 0.50, 0.25 : 0.75, 0.00 : 1.00 の場合では、測定値と計算値は比較的良く一致したが、 $\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$ が 0.75 : 0.25 の場合では、 SO_4^{2-} 累積吸着量は過大に予測された。

添加した SO_4^{2-} 量に対する SO_4^{2-} 累積吸着量 (測定値) の割合 (SO_4^{2-} 吸着率) を添加終了時で算出した結果、 $\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$ が 0.75 : 0.25, 0.50 : 0.50, 0.25 : 0.75, 0.00 : 1.00 の混合溶液を添加した場合、各々43%, 78%, 76%, 79%となった。 $\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$ が 0.75 : 0.25 の混合溶液を添加した場合、 SO_4^{2-} 吸着率が他の溶液を添加し

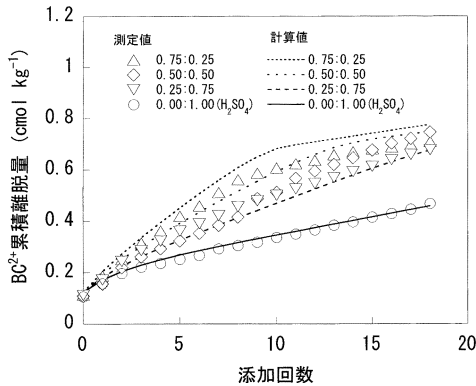


図-9 pH 4.0 の H_2SO_4 混合溶液を添加した場合の全塩基性陽イオン (BC^{2+}) 累積離脱量の測定値, 計算値比較

Fig. 9 Measured and predicted accumulative release of basic cations upon addition of pH 4.0 H_2SO_4 and mixed solutions.

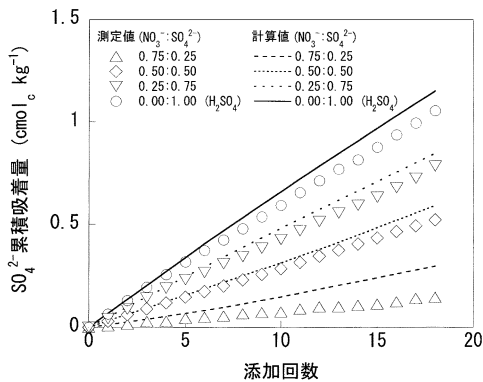


図-10 pH 4.0 の H_2SO_4 混合溶液添加後の SO_4^{2-} 累積吸着量の測定値, 計算値比較

Fig. 10 Measured and predicted SO_4^{2-} accumulative adsorption after addition of pH 4.0 H_2SO_4 and mixed solutions.

た場合よりも小さく、4割程度しか土壌へ吸着されていないことが明らかとなった。

一方、計算による SO_4^{2-} 吸着率は、 $\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$ が 0.75 : 0.25, 0.50 : 0.50, 0.25 : 0.75, 0.00 : 1.00 の混合溶液を添加した場合、各々83%, 83%, 84%, 85%となった。従って、 $\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$ が 0.75 : 0.25 の混合溶液を添加した場合(図-6)で、 SO_4^{2-} 濃度が相対的に過小に計算されたのは、 SO_4^{2-} 吸着量が過大評価されているためであることが明らかである。

$\text{NO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$ が 0.75 : 0.25 の混合溶液は、 SO_4^{2-} と比較して NO_3^- 濃度が大きいため、 NO_3^- と SO_4^{2-} の競合吸着によって SO_4^{2-} の吸着が抑制される可能性が考えられる。従って、 NO_3^- による SO_4^{2-} の吸着の抑制が SO_4^{2-} 吸着式のパラメータに反映されなかったことが測定値と計算値の不一致の要因の一つとして考えられた。このため、 NO_3^- の占める割合が SO_4^{2-} と比較して高い場合の競合吸着の影響を詳細に検討することが課題と考えられた。

5. おわりに

NO_3^- , SO_4^{2-} の当量比の異なる降雨が火山灰土壌へ負荷された場合の影響予測手法の基礎的研究として、 NO_3^- , SO_4^{2-} の当量比が異なる酸性溶液を繰り返し添加した場合の土壌溶液濃度等の予測を試みた。その結果は以下に要約される。

1) pH-p (Al^{3+}) の関係は、 HNO_3 , H_2SO_4 混合溶液添加時でそれぞれ異なり、pH が等しい土壌溶液での Al^{3+} 濃度は、 HNO_3 溶液 > 混合溶液 > H_2SO_4 溶液という傾向があった。

2) 全塩基性陽イオン累積離脱量の計算値は測定値と比較的良好一致し、陽イオン交換と1次鉱物の風化による酸緩衝容量の予測は妥当であると考えられた。

3) 各溶液を添加した場合で土壌溶液中の1価陰イオン ($\text{NO}_3^- + \text{Cl}^-$) 濃度は SO_4^{2-} と比較してかなり大きく、土壌溶液に溶存する1価陰イオンがpH低下過程や全塩基性陽イオン濃度変化に大きく影響していることが考えられた。従って、火山灰土壌へ NO_3^- , SO_4^{2-} を含む酸性雨が負荷された場合、土壌に吸着され難い NO_3^- が塩基性陽イオンの離脱やそれに伴うpHの低下過程に影響すると判断できた。

4) 酸性沈着による土壌影響を把握する上で最も基本的であるpH低下傾向や全塩基性陽イオン累積離脱量の計算値と測定値は比較的良好一致し、関東ローム下層土の酸性沈着による影響予測に有用な化学平衡式とそのパラメータの具体的な数値を推定できた。

今後は、ここで用いた化学平衡式およびパラメータと溶質移動を近似的に表すMixing Cellモデル(Appello and Willemsen, 1987)を結合し、 NO_3^- , SO_4^{2-} の当量比が異なる酸性溶液が火山灰土壌へ浸透した場合の溶質移動予測について検討を行う予定である。

引用文献

Appello, C.A.J. and Willemsen, A. (1987): Geochemical calculations and observation on salt water intrusions, I. A combined geochemical/mixing

- cell model. *J. Hydrol.*, **94** : 313-330.
- Bloom, P.R. and Grigal, D.F. (1985) : Modeling soil response to acidic deposition in nonsulfate adsorbing soils. *J. Environ. Qual.*, **14** : 489-495.
- Bolt, G.H. and Bruggenwert (1980) : 土壌の化学. 岩田進午・三輪脊太郎・井上隆弘・陽捷行訳, pp. 99-105, 学会出版センター, 東京.
- 土壌環境分析法編集委員会 (1997) : 土壌環境分析法. pp. 212-215, 博友社, 東京.
- Fumoto, T., Shindo, J., Oura, N. and Sverdrup, H. (2001) : Adapting the profile model to calculate the critical loads for East Asian soils by including volcanic glass weathering and alternative solubility system. *Water, Air and Soil pollution*, **130** : 1247-1252.
- Helgeson, H.C., Murphy, W.M. and Aagaard, P. (1984) : Thermodynamic and kinetic constraints on reaction rates among minerals and aqueous solution. 2. Rate constants, effective surface area, and the hydrolysis of feldspar. *Geochimica et cosmochimica Acta*, **48** : 2405-2432.
- Huete, A.R. and Mc Coll, J.G. (1984) : Soil Cation leaching by "Acid Rain" with Varying Nitrate- to Sulfate Ratios. *J. Environ. Qual.*, **13** : 366-371.
- 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. *日本土壌肥科学雑誌*, **51** : 95-101.
- James, B.J. and Riha, S.R. (1989) : Aluminum leaching by mineral acids in forest soils : I. Nitric-sulfuric acid differences. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **53** : 259-264.
- 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.
- 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 Sci. Plant Nutr.*, **42** : 801-808.
- 環境省総合環境政策局環境計画課 (2002) : 環境白書 平成14年度版. pp. 108-109, ぎょうせい, 東京.
- 松川 進・加藤秀正・富田平四郎・鈴木 敬 (1998) : 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.
- 森 淳子・大原真由美・若松信司・村野健太郎・田口圭介・関口恭一・玉置元則・加藤拓紀・北村守次・大喜多敏一・山中芳夫・原 宏 (1991) : 酸性沈着物における硝酸イオンと硫酸イオンの当量比に関する考察. *日本化学会誌*, **1991** : 920-929.
- 中島 伴・石黒宗秀・牧野知之・中石克也 (1998) : アロフェン質火山灰土への硫酸イオン吸着が透水性変化に及ぼす影響について. 平成10年度農業土木学会大会講演会講演要旨集 : 648-649.
- Sato, K., Wakamatsu, T. and Takahashi, A. (1998) : Acid deposition and ecosystem sensitivity in East Asia. pp. 125-142, Bashkin, V.N. and Park, S.-U. eds., Nova Science Publishers Inc., New York.
- 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—. *日本土壌肥科学雑誌*, **69** : 477-487.
- 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.
- 和田光史 (1981) : 土壌の吸着現象. pp. 5-57, 日本土壌肥科学会編, 博友社, 東京.
- 和田信一郎 (1997) : 最新土壌学. pp. 73-95, 久馬一剛編, 朝倉書店, 東京.
- 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.
- Xu, R.K. and Ji, G.L. (2001) : Effects of H_2SO_4 and HNO_3 on soil acidification and aluminum speciation in variable and constant charge soils. *Water, Air and Soil Pollution*, **129** : 33-43.

受稿年月日 : 2002年5月21日
受理年月日 : 2003年1月29日

北海道中札内村の畑圃場における熱収支、 地温および土壌水分の変化

—測定結果を中心として—

石渡輝夫*・小林信也*

Changes of Heat Balance Components, Soil Temperature and Soil Water
 Suctions at the Upland Field in Nakastsunai village, Hokkaido

—Mainly about the Observed Results—

Teruo ISHIWATA* and Nobuya KOBAYASHI*

* Civil Engineering Research Institute of Hokkaido, Independent Administrative Institution,
 Hiragishi 1-3, Toyohira-ku, Sapporo 062-8602

Abstract

At the upland field in Nakasatsunai village, Hokkaido, heat balance components, soil temperature, and soil water suctions were measured during cultivating periods over ten years. The following results were gained :

- 1) From the results of the monthly average of heat balance components and soil water suctions, soil moisture for the growth of upland crops decreased or became deficient in late May and June, and there was a surplus from August.
- 2) The amounts of evapo-transpiration of the monthly average were 3.1 in late May, 3.6 in June, 3.0 in July, 2.7 in August, 1.9mm d^{-1} in September and early October.
- 3) In early June and early July, the ratio of soil heat flux during the daytime to net radiation with wet soil condition on a sunny day was more than that with dry soil. In early June, the ratio of latent heat flux during the daytime with wet soil on a sunny day was about 50% and somewhat less than that with dry soil. In early July, the ratio with wet soil on a sunny day was about 80% and more than that with dry soil.
- 4) In early July, though the range of soil temperature at 1cm depth with dry soil on a sunny day was more than that with wet soil, the range at 5 cm depth with dry soil was less than that with wet soil.
- 5) Numerical analysis of the changes of soil temperatures with wet and dry soil conditions should be carried out to clarify which is better for the raising of the plow layer temperature in early cultivating periods.

Key words : heat balance components, soil temperature, soil water suction, evapo-transpiration

1. はじめに

北海道十勝地方では大規模な畑作が営まれているが、
 高緯度に位置するため冬季に日射量は少なく平均気温は

零下となる。また、晩夏から秋期の雨が多いため、農作
 業への支障や湿害を来すだけでなく、冬季に土壌は凍結
 する（（財）日本気象協会北海道本部，1991）。したがっ
 て、農作業が始まる春先は土壌の融凍後のため、地温が

* 独立行政法人北海道開発土木研究所 〒062-8602 札幌市豊平区平岸 1-3

キーワード：熱収支項，地温，土壌水分，蒸発散

低いだけでなく土壌水分も耕種管理にとって過剰なことが多い。このため、耕作のために速やかな地温上昇だけでなく、適期の農作業のためにも土壌中の余剰水の排除が望まれている。一方、作物の生育盛期である晩春から初夏にかけては降水量が少なく、かなりの区域で畑地かんがい実施あるいは計画されている。

ところで、土壌水分と地温は相互に関連しており、土壌水分が多いと熱伝導率だけでなく熱容量も大きくなる(例えば、内嶋善兵衛, 1982)。土壌中の温度の伝わりやすさを示す温度拡散率(熱伝導率/熱容量)は土壌水分の増加とともにある程度まで増加し、その後は減少することが知られている(例えば、八幡敏雄, 1975)。このため土壌が乾燥している時には温度拡散率も小さく温度は伝わりにくい。このような土壌物性から圃場での観測結果を検討解析することは適正な耕種管理のために重要なことと考えられる。

北海道十勝支庁管内中札内村の畑圃場での農耕期間の熱収支、地温及び土壌水分の 10 カ年にわたる観測データを蓄積したのでその特徴を上述の十勝地方の気象や土壌温度と土壌水分の関係に関連付けて報告する。なお、本報告の一部は既に発表している(Ishiwata and Kobayashi, 1995)。

2. 調査地点と調査方法

2.1 調査地点、土壌および栽培作物

調査圃場は北海道十勝支庁管内中札内村の畑地(北緯 42 度 41 分, 東経 143 度 07 分)で、土壌は粗粒質な褐色低地土(U. S. Soil Taxonomy : Fluventic Distrochrept)である。土壌の理化学性を表-1 に示した。深さ 60 cm 以下は砂礫層からなり、圃場の排水性は良好であった。

観測圃場から 26 km 北に位置する帯広測候所での 30 年間の月別平均気温は 12 月～3 月まで零下となり、1 月に最低値で -8.2°C 、8 月に最高値で 19.9°C を示す((財)日本気象協会北海道本部, 1991)。この地域の積雪量は少ないので土壌は毎冬に凍結する。

各年の試験圃場での栽培作物、播種時期あるいは移植

時期と収穫時期を表-2 に示した。

2.2 観測内容および観測年

観測項目、その観測機器および観測年は以下のとおりで、佐久間ら(1975)の方法に準じた。

- (1) 熱収支: 次式の熱収支法による。1983～1992 年。

$$R_n = H + IE + G$$

純放射量 (R_n): 純放射計による。

地中熱流量 (G): 深さ 1 cm に埋設した地中熱流板による。

顕熱伝達量 (H) および潜熱伝達量 (IE): 高さ 75 cm と 150 cm に設置した乾球温度計及び湿球温度計からボーエン比を用いて算出した。

- (2) 蒸発散量 (ET): 次式を用いて計算した。

$$ET \text{ (mm d}^{-1}\text{)} = 10 \times IE / (597.3 - 0.6 \times t)$$

ここで、 t は地表面温度である。

- (3) 地温: 深さ 1, 5, 20, 50 cm に銅-コンスタンタン熱電対を用い測定した。1983～1992 年。

- (4) 土壌水分張力: 深さ 5, 15, 25, 35, 45 cm に埋設したテンシオメータによる。1983～1991 年。なお、

表 2 調査期間中の栽培作物と作付け時期

Table 2 Cultivated crops and periods of the research field

年	作物	播種(移植)時期*	収穫時期
1983	テンサイ	4 月下旬	10 月中旬
1984	テンサイ	4 月下旬	10 月中旬
1985	アズキ	5 月中旬	9 月中旬
1986	テンサイ	4 月下旬	10 月中旬
1987	テンサイ	4 月下旬	10 月中旬
1988	アズキ	5 月中旬	9 月中旬
1989	テンサイ	4 月下旬	10 月中旬
1990	サイトウ	5 月下旬	9 月中旬
1991	バレイショ	4 月下旬	8 月下旬
1992	テンサイ	4 月下旬	10 月中旬

*: テンサイの場合は移植時期

表 1 調査地土壌の理化学性

Table 1 Physico-chemical properties of the research field

層位	深さ (cm)	腐植含量 (kg kg ⁻¹)	土性	乾燥密度 (Mg m ⁻³)	固相率 (m ³ m ⁻³)
Ap1	0～30	0.045	L	1.03	0.40
II A	30～49	0.088	L	0.88	0.33
III A	49～60	0.056	SL	0.88	0.33
IVC	60～100+	0.029	GS	1.12	0.41

100+: 深さ 100 より深くまで IVC 層が存在

本調査は畑地かんがい調査の一環として行われたため、畑地かんがいの必要性が低くなる9月以降の土壌水分張力は原則として測定されなかった。

(5) 気温：高さ150 cmの乾球温度計の値を用いた。

(6) 日降雨量(R)：帯広測候所の降雨量の値を使用した。

各年の熱収支、地温及び土壌水分張力の観測月日を図-1に示した。無観測の日には観測機械が故障していた期間や耕種管理のため機器を撤収した時含まれる。

3. 結果と考察

3.1 10カ年の月別平均値

5月の観測は下旬に、10月は上旬にのみほとんど実施したので、これらの月別平均値については5月下旬と10月上旬に限定して記述する。

3.1.1 Rn, IE, H, G, ET および R の季節変動

1983年から1992年までの月別平均のRn, IE, H, G, ET および R を図-2に示した。Rnは6月に最大値を示し、その後徐々に減少した。IEはRnと同様な変動を示した。HとGは5月下旬から10月上旬までほぼ減少し、Gは9月以降は負の値となった。IEのRnに対する比は5月下旬の57%から9月の71%まで増加傾向を示した。これは後述のように、土壌水分が経時的に増加したことも一要因と考えられる。

ETは5月下旬、6月および7月に 3mm d^{-1} 以上で、6月に最大値 3.6mm d^{-1} を示したが、その後減少し9月および10月上旬には 2mm d^{-1} 弱であった。5月下旬と6月にETはRよりも大きく、7月にはほぼ等しかった。しかし、8月から10月上旬までETはRよりも小さく

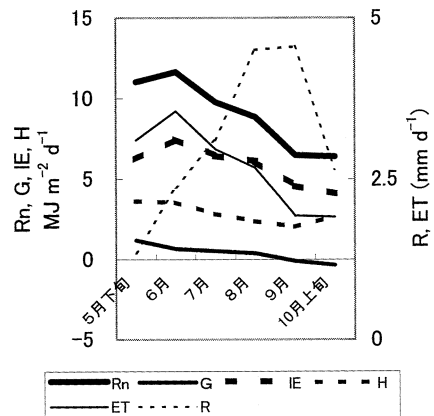


図-2 熱収支項 (Rn, G, IE, H), 蒸発散量 (ET) 及び降雨量 (R) の月別平均値の推移 (1983-1992)

Fig. 2 Monthly averages of heat balance components (Rn, G, IE, H), evapotranspiration (ET) and rainfall (R) (1983-1992).



図-1 熱収支項 (Rn, G, IE, H), 地温及び土壌水分張力の測定日 (白地の部分)

Fig. 1 Measurement date of heat balance components (Rn, G, IE, H), soil temperatures, and soil water suction (white portion).

なった。したがって、5月下旬と6月に作物生育のための土壌水分は減少あるいは不足し、一方、8月から10月上旬まで増加あるいは過剰であることが推測された。

3.1.2 土壌水分の季節変動

1983年～1991年までの土壌水分張力が -31.2 kPa (pF 値で2.5) 以下の日数割合を図-3に示した(15 cmの値は5 cmの値と近似するため省略)。5月下旬の深さ5, 15, 25 cmの値は36～38%であったが、深さ35 cmの値は17%, 深さ45 cmの値は0%であった。播種あるいは移植直後であるこの時の作物の根群域は浅いので、土壌水分は不足していたと考えられる。6月での深さ5, 15, 25, 35 cmの値は42%から58%で、深さ45 cmでは27%であった。したがって、6月も土壌水分は不足していた。7月と8月の5深度の値は23%から31%であり、5月下旬および6月に比べ土壌の乾燥は緩和されてきた。これら結果は上記3.1.1でのETとRの関係(5月下旬と6月に、作物生育のための土壌水分は減少あるいは不足)を裏付けるものである。

3.1.3 地温の季節変動

1983年から1992年までの月別平均地温を図-4に示した。5月下旬の地温は深さ1 cmで 15°C 、50 cmで 10°C であり、各深度での地温は5月下旬から8月にかけて上昇し、 $17\sim 20^{\circ}\text{C}$ の範囲であった。この間、深度が浅いほど地温は高かった。作土が乾燥している5月下旬と6月の深さ1 cmと50 cmの地温差(勾配)は7月や8月よりも大きかった。9月から各深度の地温は低下し始め、10月上旬には深度が浅いほど低くなり、深さ1 cmで 11°C 、深さ50 cmで 13°C となった。したがって、観測されなかった非農耕期(春先)に、深さ1 cmと50 cmでの地温の逆転が発生したと考えられる。

3.2 晴天日での熱収支と地温の日変化

3.2.1 5月下旬での熱収支と地温

5月下旬(1986年5月26, 28日)における熱収支と地温の変化を図-5に示した。これはテンサイの苗移植後約1月であり植被率は小さかった時点で、両日の土壌水分張力はほぼ等しく、土壌は湿潤であった。26日の日中のRn(正值の合計(以下同じ): $22.3 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)は28日($20.1 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)とほぼ等しく、両日ともに日中のRnの約50%がIEに配分された。Gへの配分割合は26日で10%であるが、28日は20%であった。これは28日の日平均気温が26日より約 3°C 高いことが一要因であろう。気温の日較差は28日で26日より大きかった。

3.2.2 6月上旬の土壌の乾燥時と湿潤時における熱収支と地温の比較

土壌が湿潤な1988年6月6日(以下、6月湿潤日という)と比較的乾燥していた1990年6月6日(以下、6月

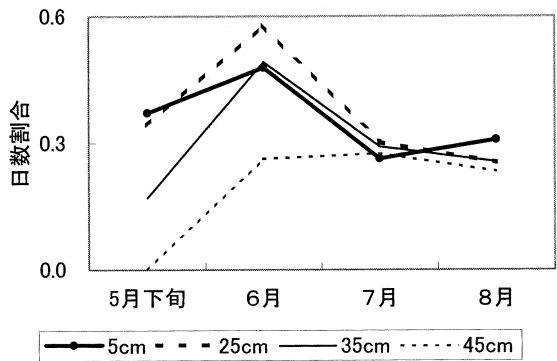


図-3 土壌水分張力が -31.2 kPa 以下の日数割合 (1983-1991)

Fig. 3 Percentages of days on which the soil water suction was below -31.2 kPa.

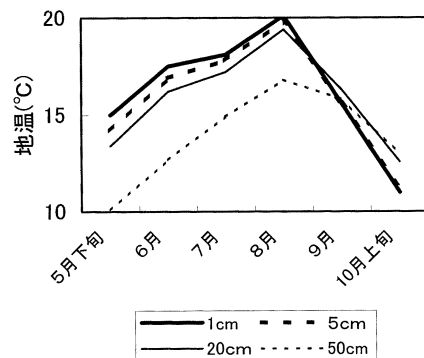


図-4 地温(深さ1 cm, 5 cm, 20 cm, 50 cm)の月別平均値の推移 (1983-1992)

Fig. 4 Monthly averages of soil temperatures at depths of 1, 5, 20 and 50 cm.

乾燥日という)での熱収支と地温の日変化を図-6に示した。両日とも作物(小豆と菜豆)は小さかった。

日中のRnは6月湿潤日と6月乾燥日(それぞれ $19.3, 20.4 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)でほぼ等しいが、日中RnのIEおよびHへの配分割合は6月乾燥日(IE: 52%, H: 42%)で6月湿潤日(IE: 47%, H: 38%)よりもやや大きかった。一方、Gへの配分割合は6月湿潤日において15%で、6月乾燥日の約6%より大きかった。6月湿潤日の日平均気温は約 17°C で、6月乾燥日より 6°C 高かった。気温の日較差は6月湿潤日で6月乾燥日より 1°C 大きかった。

3.2.3 7月上旬の土壌の乾燥時と湿潤時における熱収支と地温の比較

土壌が湿潤な1985年7月3日(以下、湿潤日という)

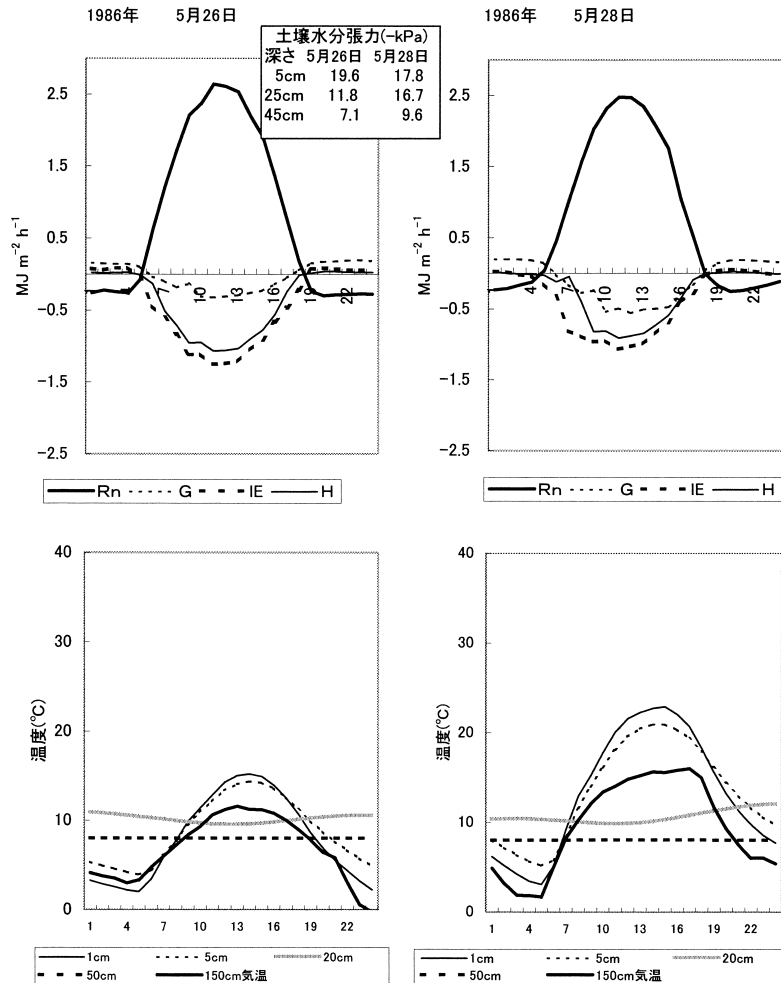


図-5 5月下旬の晴天日における熱収支項と地温の日変化

Fig. 5 Changes in heat balance components and soil temperatures on late May sunny days.

と乾燥していた1990年7月2日（以下、乾燥日という）での熱収支と地温の日変化を図-7に示した。1985年の作付けは小豆で、7月1日の草丈は3.1 cm、葉数は1.0、1990年の作付けは菜豆で、7月1日の草丈は5.8 cm、葉数は0.9（十勝中部農業改良普及センター，1996）で、両日の植被率は低いと考えられた。

日中の R_n は湿潤日と乾燥日（各々、 21.1 、 $22.0 \text{ MJm}^{-2} \text{d}^{-1}$ ）ではほぼ等しかった。湿潤日では R_n の79%が IE に分配され、 H への配分割合は9%であった。一方、乾燥日では R_n の52%しか IE に配分されず、42%が H に配分された。これらの事は土壌水分不足のため、乾燥している土壌では蒸発散が抑制されるとともに、 H への割合が増加することを示している。湿潤日での R_n の G への

配分率（12%）は乾燥日（6%）よりも大きかった。

日平均気温は湿潤日より乾燥日より約 2°C 高かった。湿潤日では多量の蒸発潜熱により表層（深さ1 cm）地温の上昇が抑制される一方で、表層が湿潤なため、温度拡散率も大きく、表層より下部（深さ5 cm）の温度も日中には乾燥日に比べ上昇した。反対に、乾燥日には表層地温だけが 36°C にも上昇するが、この土層が断熱効果を示し表層より下部の温度は上昇し難い（たとえば、片岡恭子ら，1998）。

高緯度地域での農業にとって、特に生育初期に地温を上昇させることは大きな課題であり、地表面傾斜の方位や角度あるいは土色の、熱収支と地温に及ぼす影響が検討されている（Radka, 1982；Sharratt *et al.*, 1992；Sharratt

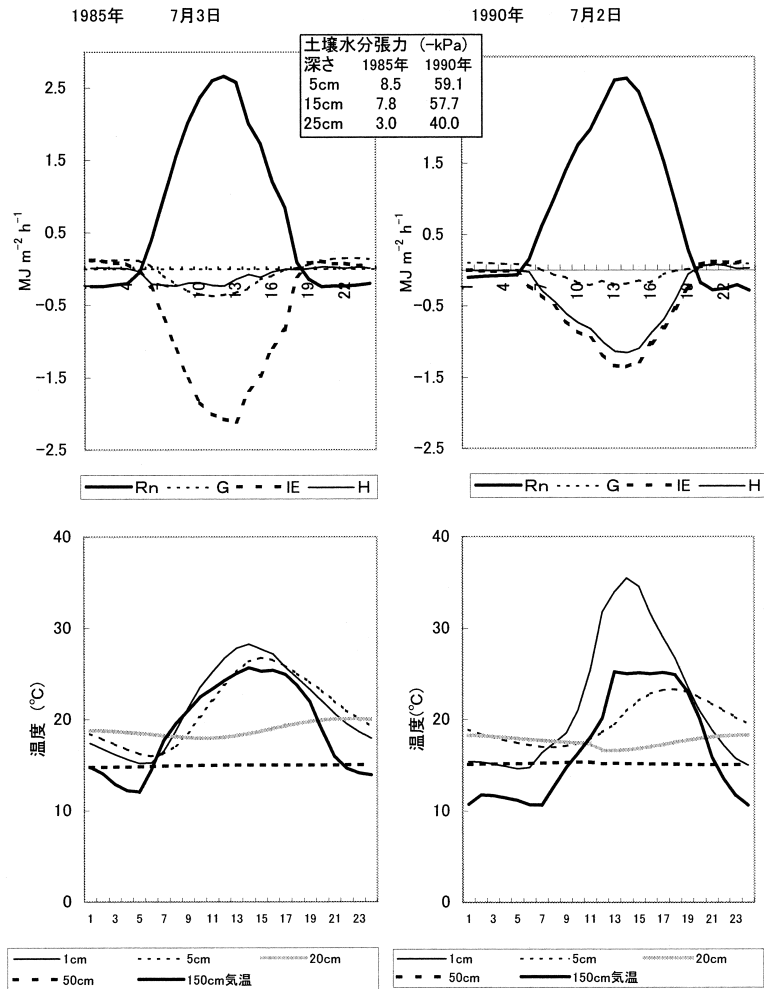


図-7 7月上旬の土壌が湿潤な時と乾燥した時の晴天日での熱収支項と地温の日変化

Fig. 7 Changes in heat balance components and soil temperatures with wet and dry soil on early July sunny days.

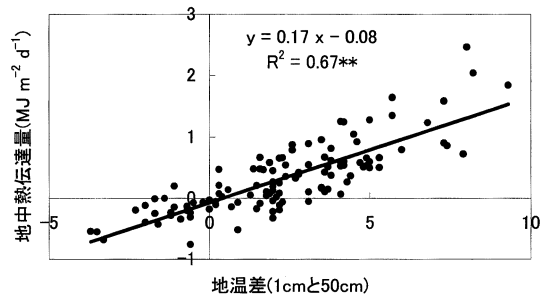


図-8 旬別平均の地中熱流量と深さ1 cmと50 cmの地温差の関係

** : 1%水準で有意

Fig. 8 Relation between the ten day average of soil heat flux and the ten day average of soil temperature difference between 1 cm and 50 cm depth.

制が懸念されている。しかし、条件によっては土壌湿潤時の方が表層のみでなく、作土全体の地温上昇が促進される可能性があり、今後この検討が必要であろう。

謝 辞

本報告の作成に当り、貴重なご教示やご指摘を頂いた農業工学研究所福本昌人博士、北海道農業研究センター広田知良博士及び作況調査資料を提供頂いた北海道農政部山神正弘参事に深謝します。

引 用 文 献

- Ishiwata, T. and Kobayashi, N. (1995) : The water and heat balance of farmland in Nakasatsunai, in "Soil moisture control in arid and semi-arid region for agroforestry (Anase, N. and Yasutomi, R. eds) pp. 205-212, Tokyo University of Agriculture Press, Tokyo.
- 片岡恭子・塩沢 昌・多田 敦 (1998) : 筑波関東ロームにおける地温の日変化と乾燥層を通した蒸発-裸地地温の日変化と土壌水分量の関係 (I) - 農土論集, **194** : 115-124.
- Radka, J.K. (1982) : Managing early season soil temperature in the northern corn belt using configured soil surfaces and mulches. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **46** : 1067-1071.
- 佐久間敏雄・小林信也・吉田 享 (1975) : 畑地における水分および熱の動態 (第1報) 牧草畑の熱収支と蒸発散量. *土肥誌*, **46** : 507-513.
- Sharratt, B.S. (1996) : Soil temperature, water content, and barley development of level vs. ridged subarctic seedbeds. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **60** : 258-263.
- Sharratt, B.S. and Flerchinger, G.N. (1995) : Straw color for altering soil temperature and heat flux in the subarctic. *Agron. J.*, **87** : 814-819.
- Sharratt, B.S. and Campbell, G.S. (1994) : Radiation balance of a soil-straw surface modified by straw color. *Agron. J.*, **86** : 200-203.
- Sharratt, B.S., Schwarzer, M.J., Campbell, G.S. and Papendick, R.I. (1992) : Radiation balance of a ridge-tillage with modeling strategies for slope and aspect in the subarctic. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **56** : 1379-1384.
- 内嶋善兵衛 (1982) : 農林・水産と気象, 気象の利用と改良. p. 35, 朝倉書店, 東京.
- (財)日本気象協会北海道本部 (1992) : 北海道の気象 1991 年版. p. 38, 札幌.
- Wierenga, P.J., Hagen, R.M. and Nielsen, D.R. (1970) : Soil temperature profiles during infiltration and redistribution of cool and warm irrigation water. *Water Resource Research*, **6**, 230-238.

受稿年月日 : 2002 年 7 月 9 日

受理年月日 : 2003 年 3 月 5 日

An Evaluation of Coffee Crop Factor under Different Weed Managements Using USLE Method in Hilly Humid Tropical Area of Lampung, South Sumatra, Indonesia

AFANDI*, Tumiar Katarina MANIK*, Bustomi ROSADI*, Muhajir UTOMO*,
 Masateru SENGE**, Tadashi ADACHI*** and Yoko OKI***

* 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

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

Abstract

An evaluation of crop management factor (C) for coffee using USLE method was conducted in hilly humid tropical area of Lampung, Indonesia. The treatments were as follows : coffee without cover crop (clean-weeded plot) ; coffee with *Paspalum conjugatum* as cover crop (Paspalum plot) ; and coffee with natural weeds (natural weeds plot). Weed management was done every two weeks by clearing all the weeds in clean-weeded plot, and cutting the weeds around the coffee trees at a diameter of 1 m for the weedy plots (Paspalum and natural weeds plots). Two methods of estimating C-factor for coffee were used : (1) using similar condition with other crops (C_i), and (2) using equivalent method based on the existing value of coffee-C factor (C_e). The results showed that the use of C_i gave soil loss prediction 9–24 times higher than that measured, while the use of C_e gave 10–81 times higher. The predicted values of soil loss using C_i were 7.7 t/ha/year and 14.1 t/ha/year for Paspalum and natural weeds plots respectively. These values were still acceptable and reasonable to the soil loss tolerance, and very low compared to the other Indonesian studies which could be hundreds of ton/ha/y. This experiment showed that the measured coffee C-factor was 0.045 for clean-weeded plot, 0.006 for Paspalum plot and 0.004 for natural weeds plot, which were lower than the common value (0.2) usually used in Indonesia. By introducing the effect of weeds as the weeds C-subfactor (C_s) and coffee C-factor (C_b) obtained from this experiment measurement, the coffee C-factor (C_c) with various weeds coverage could be estimated by the equation $C_c = C_b C_s$.

Key words : soil erosion, coffee, erodibility, USLE, crop factor

1. Introduction

Of all the empirical erosion models, the USLE (Wischmeier and Smith, 1978) is the most widely used all over the world for predicting erosion loss and guide for conservation planning. However, it is often used without validating or measuring soil specific properties and rainfall factors, so the information generated

can thus be erroneous, misleading, and counterproductive, which represents the misuse and abuse of empirical equation (Lal, 2000). The founding of USLE, Wischmeier (1976) has warned the misuse of USLE, such as applying C and P values from the handbook without considering, and applying the factors too broad, such as single C value for all cropland. However, Risse *et al.* (1993) showed that from

Table 1 Initial soil properties prior to planting

Depth (cm)	pH H ₂ O	Total-N (g/kg)	Organic-C (g/kg)	CEC (cmol/kg)	Texture (kg/kg)			Bulk density (kg/m ³)
					Sand	Silt	Clay	
0– 10	4.92	2.6	34.8	13.3	0.25	0.23	0.52	960
10– 20	4.89	1.6	18.6	9.9	0.25	0.16	0.59	930
20– 35	4.91	0.9	8.9	9.3	0.26	0.13	0.61	990
35– 60	4.87	0.7	8.2	8.7	0.26	0.13	0.61	930
60–100	4.85	0.6	8.2	8.7	0.28	0.15	0.57	—

the six parameters in USLE, the crop management and topographic factors had the most significant effect on the overall model efficiency. These indicated that most of the research emphasis should continue to be placed on these parameters.

The equation of USLE is also widely used in Indonesia as a tool for conservation planning, especially in watershed scale. Unfortunately, the results were frequently overestimated; the value of hundreds of tons of soil loss per hectare per year predicted by USLE is very easy to be found in many literatures in Indonesia.

The above problems were arisen because it is very difficult to apply the USLE purely in Indonesia, such as how to obtain an exact value of crop management factor, especially for tree crop. Because soil erosion experiment was mainly concentrated on food crops in Java Island, there are very few Indonesian's literatures of soil erosion for some popular crops in Sumatra Island, such as coffee, sugarcane, and oil palm. The crop management factors for those tree crops are frequently estimated from the table in handbook, which are the results of experiments in the other countries with very different conditions from Indonesia. In case of coffee trees, a very limited research was done concerning soil erosion. Up till now, the values of the soil erosion from coffee trees areas were mostly predicted by USLE equation using the values from the table. So, creating a new crop factor of coffee tree from a field experiment is very important.

The objective of this study is to evaluate the

value of crop management factor of coffee tree with different weeds management using USLE in a hilly tropical area of Lampung, South Sumatra, Indonesia.

2. Materials and Methods

2.1 Study site

The study site was located at Sumber Jaya District, Lampung Province, South Sumatra, Indonesia. The study was conducted during four rainy seasons from 1995 to 1999. The slope gradient was 30% with an elevation of 780 m above sea level. The selected soil properties are shown in Table 1. The soil was classified as Inceptisols (Dystrudepts), which was dominated by clay fraction in all depths. The bulk density was very low indicating that the soil was friable and porous. The soil reaction was slightly acid with moderate cation exchange capacity. The total rainfall during four years of experimental period was 4547.6 mm, with 1136.9 mm per rainy season (usually from October to April).

2.2 Treatment plot

The size of erosion plot was 20 m length and 5 m width (100 m²). Two collection units were installed at the lower end of the plot for measuring soil loss. The first unit was a ditch with the capacity of 0.1 m³, which was connected to the second unit by seven pipes. One pipe which was in the center, was connected by a siphon to a tank and the rests were overflowed to the water reservoir box in which a triangular weir and a water gauge was installed (Afandi *et al.*, 2002). The sediment and runoff

water in the ditch and tank was pulled out into a drum with a siphon, thoroughly stirring the contents in the drum and quickly extracting 500 ml sample with plastic bottle. The total soil loss was calculated by measuring the dry weight of sediment sample and the volume of runoff water stored in the ditch and tank.

The treatments were as follows :

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

(2) **Treatment 2 (Paspalum plot)**: Coffee with *Paspalum conjugatum* as cover crop. Young *Paspalum conjugatum* was transplanted in the experiment plot in November 1995 and February 1996. *Paspalum conjugatum* is one of the weed species, gramineous perennial of South Africa origin. Its stalks, hard and long, are crawled over the ground, putting out an irregular roots from joints. Its growth speed is very fast and the rhizomes are dense. This plant was widely used in both private and public park areas in Indonesia.

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

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

2.3 Weeds type

Sriyani *et al.* (1999) reported that a few weeds named as *Ageratum conyzoides* appeared in clean-weeded plot. Among the weeds which appeared in natural weeds plot were *Clibadia surinamense*, *Clidemia herta*, *Chromolaena*

odorata, *Melastoma affine*, and *Imperata cylindrica*. *Clibadia surinamense* (woody species) whose mean plant height reaches 136 cm was the dominant species in natural weedy plot. *Imperata cylindrica* is a type of grass, which covered about 20% of the soil surface. Six months after the experiment started, the weeds in both weedy plots had already covered fully the soil surface.

2.4 Methodology

(1) USLE equation

The USLE (Wischmeier and Smith, 1978), which is used as the basis of calculation, has the following formula :

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (1)$$

Where : A : soil loss per unit area per year

R : rainfall and runoff factor

K : soil erodibility factor

L : slope length factor

S : slope steepness factor

C : crop management factor

P : support practice factor

(2) Rain erosivity (R)

Rain erosivity index was calculated using the following equation of Wischmeier and Smith (1978).

$$R = E \times I_{30} \quad (2)$$

Where, R : rainfall erosivity index ($\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}$)

E : total rainfall energy ($\text{MJ} \cdot \text{ha}^{-1}$)

I_{30} : the maximum 30-min rainfall intensity ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)

(3) Erodibility factor (K)

Soil erodibility factor was calculated using the equation of Wischmeier, Johnson, and Cross (1971) as follows :

$$K = 0.132 \{ 2.1M^{1.14}(10^{-4})(12-a) + 3.25(b-2) + 2.5(c-3) \} \quad (3)$$

where, K : erodibility factor ($\text{t} \cdot \text{h} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$)

M : ($\% \text{ silt} + \% \text{ fine sand}$) \times ($100 - \% \text{ clay}$)

a : organic matter content (%)

b : the soil-structure code used in soil classification

c : the profile-permeability class

Soil structure code (b) was as follows :

(1) very fine granular, (2) fine granular, (3) medium to coarse granular, and (4) platy, blocky, or massive.

Permeability class (c) was classified as follows :

(1) rapid (>12.5 cm/hr), (2) moderate to rapid (6.25–12.5 cm/hr), (3) moderate (2.00–6.25 cm/hr), (4) slow to moderate (0.5–2.00 cm/hr), (5) slow (0.125–0.5 cm/hr), and (6) very slow (<0.125 cm/hr).

Soil samples were taken for calculating erodibility factor before rainy season. Particles size analysis was determined by sieving and hydrometer methods ; permeability was determined using falling head methods ; soil structure was determined directly in the field ; and organic matter was measured by Walkey and Black methods.

(4) Topographic factor (LS)

The topographic factor was calculated using Wischmeier and Smith (1978) equation as follows :

$$LS = (\lambda/22.1)^m (65.41 \sin^2\theta + 4.56 \sin\theta + 0.065) \quad (4)$$

where, LS : topographic factor (dimensionless)

λ : slope length (m)

θ : angle of slope

m : constant, 0.5 (percent slope $>5\%$),
0.4 (4.5% $>$ percent slope $>3.5\%$),
0.3 (3% $>$ percent slope $>1\%$), 0.2
(percent slope $<1\%$)

(5) Coffee and weeds coverage

a. Coffee coverage

The coverage of coffee canopy was calculated as the basis for calculating coffee C-factor.

$$A_c = 3.14 \times (D_c/2)^2 \quad (5)$$

$$V_c = (A_t - N \times A_c) / A_t \times 100 \quad (6)$$

where, A_c : coffee canopy area (m^2)

D_c : diameter of coffee canopy (m)

V_c : coffee coverage (%)

N : number of coffee trees in experimental plot

A_t : total area of experimental plot (m^2)

The canopy diameters of coffee trees were measured every two months, and in this analy-

sis, the average value during measurement period of each rainy season was used. The canopy diameter is one of the growth parameters of coffee trees ; hence it could be used for C-factor determination during its growth.

b. Weeds coverage

After six months of the experiment, the weeds in both weedy plots had already covered the soil surface. Before weeds management was done, the weeds spread under the canopy of the coffee. So for *Paspalum* and natural weeds plots, the following equation was used to calculate the weeds coverage (V_w) from the second to fourth year of experiment.

$$V_{wb} = 100 \quad (7)$$

$$V_{wa} = (A_t - T_{aw}) / A_t \times 100 \quad (8)$$

$$T_{aw} = \{3.14 \times (D_w/2)^2\} \times N \quad (9)$$

$$V_w = (V_{wb} + V_{wa}) / 2 \quad (10)$$

Where, V_{wb} : weeds coverage before cutting (%)

V_{wa} : weeds coverage after cutting (%)

D_w : diameter of weeded area around the coffee tree (m)

T_{aw} : total area, which has been weeded around the coffee tree (m^2)

V_w : average weed coverage (%)

Because the number of coffee trees in each plot (N) was 40 and the diameter of weeded area (D_w) was 1 m, so the value of V_{wa} was 69%, and average value of weeds coverage (V_w) was $(100 + 69)/2 = 85\%$

In clean-weeded plot, a very few weeds whose heights were less than 5 cm appeared (e. g. *Ageratum conyzoides*). However, they were cleaned as soon as possible they appeared, so the weeds coverage (V_w) could be estimated to be zero.

(6) Support practice P-factor

The P-factor was derived using the value given by Wischmeier and Smith (1978). Because there was no practice management in clean-weeded plot, the P-factor was 1. The P-factor for both weedy plots was also 1, for the first year and second year of measurement. However, in the third year and fourth year of measurement, there was a change in micro slope gradient between the coffee rows along

the slope due to the farmer activities such as weeds management. A single terrace between two rows of coffee trees was developed with slope gradient of 3-8%, so the P-factor for the weedy plots was 0.5 for the third and fourth year of experiment.

(7) Estimation of crop and management factor

The crop management factor was calculated based on the field condition, especially coffee and weed coverage. Because C-factor is very critical value, we use two approaches in determining the C-factor as follows.

a. C-factor derived from similar condition

The combination of ground cover (weeds coverage) and vegetative canopy (coffee coverage) was considered in determining the C-factor. Since there were no information and results about C-factor of coffee and weeds combination, the C-factor was derived from similar condition. The table given by Wischmeier and Smith (1978) for determination of C-factor for pasture, range, and idle land was matched for this purpose, because it encounters the percentage of groundcover as well as the percentage of vegetative canopy. For convenience, the C-factor derived from this table was called C_i .

b. Equivalent C-factor

Generally, the calculation of C-factor for various combinations of crops was done by weighted average methods. In this method, every single C-factor was multiplied by the proportion of the area that every crop occupied, and then the C-factor was the sum of every single C-factors. However, this method could be applied successfully if every single crop could be clearly defined separately. In case of coffee trees, this method is difficult to be applied, because the weeds and the coffee trees were located side by side from upper slope to down slope, so erosion from upper slope will be reduced and entrapped by the weeds. To encounter this problem, new equation is proposed to estimate the C-factor of weeds and coffee combination. C-factor derived from this equation was designed as C_e .

The derivation of this formula is described in Appendix.

$$C_e = \{(100 - V_w)/100 \times C_c^{1/m} + V_w/100 \times C_w^{1/m}\}^m \quad (11)$$

where, C_c : single coffee crop factor

C_w : single weed crop factor

C_e : equivalent C-factor

m : constant shown in equation (4)

The coffee and weeds single C-factor used in equation (11) was derived from the research results in Indonesia. The C-factor for coffee in good coverage was 0.2 (Arsyad, 1989). Because of no information about the coffee C-factor in bad coverage, we assumed that it was similar to C-factor for rubber and tea crop with bad coverage. Those C-factor values were 0.8 for rubber and 0.5 for tea as well as mixed-garden with medium coverage (Hammer, 1981).

The weeds single C-factor for *Paspalum conjugatum* was assumed to be similar with Bede grass. There were two values of C-factor for Bede grass, 0.28 and 0.002 (Utomo, 1989). The value 0.28 was applied for the first year of experiment, because the root system of *Paspalum* as well as the coverage was not so dense, and the value of 0.002 was applied from the second year of experiment.

For natural weeds, the value 0.3 was used for the first year, assumed to be similar to shrubs (Hammer, 1981) and 0.021 from the second year which assumed to be similar to permanent alang-alang (*Imperata cylindrica*) (Utomo, 1989).

(8) Measured C-factor

The measured C-factor was calculated based on USLE equation as follows :

$$C_m = A / (R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot P) \quad (12)$$

where, C_m : measured C-factor of each treatment

The value of C_m was calculated yearly and a single C_m factor for each treatment was found by averaging four years measurement. The value of A was obtained from the measurement in each plot ; R, K, L, S values were calculated based on the observation data, and P was taken from table based on the field conditions.

Table 2 Effects of different weeds management under coffee tree on erodibility index

Treatment	Year	silt + very fine sand (%)	Organic matter (%)	Code structure	Code permeability	K ($\text{t} \cdot \text{h} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$)
Clean-weeded Plot	1 st	45	3.7	4	2	0.010
	2 nd	45	3.3	4	1	0.007
	3 rd	45	3.3	4	1	0.007
	4 th	45	3.6	4	2	0.011
	Ave	—	—	—	—	0.009
Paspalum Plot	1 st	43	6.1	4	1	0.005
	2 nd	43	4.7	4	1	0.006
	3 rd	43	4.9	4	1	0.006
	4 th	43	6.3	4	2	0.009
	Ave	—	—	—	—	0.007
Natural weeds Plot	1 st	45	5.5	4	1	0.006
	2 nd	45	3.0	4	1	0.008
	3 rd	45	5.2	4	1	0.006
	4 th	45	4.6	4	1	0.007
	Ave	—	—	—	—	0.007

Table 3 Coffee and weeds coverage

Treatment	Weeds coverage (%)				Coffee coverage (%)			
	1 st	2 nd	3 rd	4 th	1 st	2 nd	3 rd	4 th
Clean-weeded plot	19	0	0	0	1.3	23.2	100.0	92.1
Paspalum plot	26	85	85	85	1.3	5.0	7.1	20.8
Natural weeds plot	25	85	85	85	1.3	4.3	2.7	17.7

3. Results and Discussion

3.1 Erodibility factor

The result of soil erodibility calculation is presented in Table 2.

The average value of erodibility factors for clean-weeded plot is $0.009 \text{ t} \cdot \text{h} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$ followed by natural weeds plot ($0.007 \text{ t} \cdot \text{h} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$) and *Paspalum* plot ($0.007 \text{ t} \cdot \text{h} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$). Comparing with the values of the other soils in Lampung, these values were smaller. Using the same method, Susanto (1992) found the values of erodibility between 0.024 – $0.052 \text{ t} \cdot \text{h} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$ in some Red Acid Soils (Ultisol) which were higher than the values found in this experiment due to lower permeability.

3.2 Weeds and Coffee Coverage

The results of weeds and coffee coverage are presented in Table 3. After the second year of experimental period, the weeds in weedy plots had already covered the soil surface with an average value as much as 85% coverage. About 15% of the plots were maintained bare for coffee areas. In the case of clean-weeded plot, the weeds were cleared by hand as soon as they appeared.

In the second year, competition between weeds and coffee suppressed the coffee growth in weedy plots, so the coffee coverage in both weedy plots was around 5%, whereas in clean-weeded plot was 23%. The competition was severe in natural weeds plot due to the existence of *Clibadia surinamense* whose height could be 2 m.

In the fourth year, the coffee coverage was 21% in Paspalum plot, which means that coffee canopy covered the weeded area (about 15% of the total area) and overlapped some part of weeds area. This situation also occurred in natural weeds plot whose coffee coverage was 18%. In case of clean-weeded plot, the coffee canopy had already covered the erosion plot since the third year, and in the fourth year the coffee coverage decreased because the coffee tree had been harvested, and some of the branches were broken.

3.3 Estimation of Crop factor

(1) C-factor derived from similar condition

In the first year, the coffee coverage was very small since there was no appreciable canopy, thus the C-factor was mainly determined by weeds coverage. The existing weeds in clean-weeded plot and Paspalum plot were in contact with the soil surface, covering about 19%-26%, so the C-factor value was 0.20. On the other hand, the natural weeds which were mostly herbaceous plants, covered about 25%, and the C-factor value was 0.24. From the second year to the fourth year, the weeds coverage in clean-weeded plot was zero, thus the C-factor was determined only by the coffee coverage. In the second year, the height of coffee tree was less

than 0.91 m with coverage 23%, so the C-factor was 0.36. The C-factors for the third and fourth year were 0.28.

For Paspalum plot, the C-factor from the second to the fourth year was 0.013 because the weeds coverage reached 85% and the coffee coverage was less than 25%. So the C-factor was mainly determined by the weeds coverage. Using the same way explained above, the C-factor for natural weeds plot was 0.041 from the second to the fourth year. The value of C-factor derived from table given by Wischmeier and Smith are listed in Table 4.

(2) Equivalent C-factor method

The values of some single C-factors for coffee and weeds used in this analysis are listed in Table 5. The best C-factor for coffee with good coverage was 0.2, and the maximum value of C-factor was 0.8 for coffee with poor coverage.

Table 4 Combination C-factor (C_c) for coffee and weeds based on table given by Wischmeier and Smith (1978)

Treatment	1 st	2 nd	3 rd	4 th
Clean-weeded plot	0.20	0.36	0.28	0.28
Paspalum plot	0.20	0.013	0.013	0.013
Natural weeds plot	0.24	0.041	0.041	0.041

Table 5 Calculation of equivalent C-factor (C_e) for coffee and weeds combination

Treatment	Year	C-factor for coffee C_c	C-factor for weeds C_w	Coverage of weeds V_w (%)	Equivalent C-factor C_e
Clean-weeded Plot	1 st	0.8	0.28	19	0.730
	2 nd	0.5	0	0	0.500
	3 rd	0.2	0	0	0.200
	4 th	0.2	0	0	0.200
Paspalum Plot	1 st	0.8	0.28	26	0.703
	2 nd	0.5	0.002	85	0.194
	3 rd	0.3	0.002	85	0.116
	4 th	0.2	0.002	85	0.077
Natural weeds Plot	1 st	0.8	0.3	25	0.709
	2 nd	0.5	0.021	85	0.195
	3 rd	0.5	0.021	85	0.195
	4 th	0.2	0.021	85	0.080

Table 6 Soil losses measured and predicted by USLE

No	Year	Rain Erosivity (MJ·mm· ha ⁻¹ ·h ⁻¹)	Soil loss from each treatment (ton/ha)								
			Clean-weeded plot			Paspalum plot			Natural weeds plot		
			Measu- rement	C _t - factor	C _e - factor	Measu- rement	C _t - factor	C _e - factor	Measu- rement	C _t - factor	C _e - factor
1	1 st	3783	8.83	43.3	158.0	2.73	22.5	79.0	1.54	30.2	89.4
2	2 nd	5019	22.73	73.3	101.8	0.03	2.2	33.1	0.16	8.6	41.1
3	3 rd	15184	11.41	172.5	123.2	0	3.3	29.3	0.69	10.8	51.5
4	4 th	9045	4.79	146.8	104.8	0	2.8	16.4	0	6.8	13.4
	Ave.		11.94	108.9	122.0	0.69	7.7	39.5	0.60	14.1	48.8

The value of 0.2 was applied if the coffee area was totally covered by coffee canopy. This value was achieved in clean-weeded plot in the third and fourth year. And in case of weedy plots, it was in the fourth year due to the fact that the weeded area (15% of total area) in both weedy plots was totally covered by coffee canopy. The maximum value 0.8 was applied when the canopy coverage of coffee was less than 25%. The results of equivalent C-factor calculated using equation (11) are presented in Table 5.

In the first year of experiment, the C-factor value was almost the same in all treatment, about 0.7. The lowest C-factor was achieved in coffee covered by *Paspalum*, 0.077 that was reached in the fourth year of experiment.

3.4 Soil loss prediction by USLE method and soil loss measurement

Soil loss prediction using the USLE method with two values of C-factor is presented in Table 6. The average soil loss predicted by USLE using C_t was lower than using C_e. Using C_t, the average of predicted soil loss was 108.9 t/ha, 7.7 t/ha and 14.1t/ha for clean-weeded plot, Paspalum plot and natural weeds plot, respectively, and were 9–24 times higher than the measured soil loss. Using C_e, the average soil loss predicted were 122 t/ha, 39.5 t/ha and 48.8 t/ha for clean-weeded plot, Paspalum plot and natural weeds plot, respectively, which were also 10–81 times higher than that measured.

The problem related to the using of C-factor

in equivalent method is the limitation of available C-factor value. For a particular crop, the value of C-factor must be constant. However, there is a big difference among values of C-factor for particular crop from hundreds of erosion plot experiments in Indonesia. For example, the range of C-factor values, 0.39 to 0.94 and 0.16 to 0.930 were found for soybean and mungbean respectively, and for alang-alang grass (*imperata cylindrica*) which relatively has the same growth performance, the C-factor ranged from 0.10 to 0.84 (Utomo, 1989).

Although the USLE estimation using C_t values at Paspalum and natural weeds plots are 11 and 24 times greater than the soil loss measurement, the predicted values are still acceptable because its average value was lower than the soil loss tolerance in Indonesia, which was 22.4 t/ha/year according to Utomo (1994) and 25–37 t/ha/year according to Manik *et al.* (1997).

The average value of the soil loss estimation using USLE in each treatment was not as high as it has been found in some Indonesian literatures. Soil loss estimation using USLE in Indonesia was usually applied on watershed scale, not in a plot scale. In Lampung, Susanto (1992) found soil loss of about 83–260 t/ha/year for rain-fed agriculture/garden in Way Kandis watershed. Alkohozie *et al.* (1992) found 354 and 314 t/ha/year for garden and rain-fed agriculture in upper Way Seputih watershed. Nugroho *et al.* (1991) found the average soil loss of 300–900 t/ha/year for upper Tulang Bawang

watershed.

However, some researches in Indonesia showed that the soil loss from coffee areas was very low. Gintings (1982) reported that the soil loss from 1-year old *Robusta* coffee with 59–63% slope gradient was 1.94 t/ha (measured from May to October) and the soil loss from 3-years old coffee with slope gradient of 62–66% measured from May to October was 1.57 t/ha. Soil loss from 16-years old coffee with slope of 46–49% measured during almost one year (January–October) was 2.45 t/ha. Studies were made from December 1986 to June 1987 by Pudjiharta and Pramono (1988) under 15-yr-old coffee, corresponding results were 0.02 t/ha on a slope of 20–23% with undergrowth, and 0.12 t/ha on a slope of 4.1% without undergrowth. Gintings (1982) also found that the soil loss from virgin forest with 55–65% slope gradient in Sumber Jaya from January to October 1980 was 0.59 t/ha. Since the soil loss from coffee areas in Indonesia was very small, a little bit higher than soil loss from virgin forest areas (Gintings, 1982), the coffee C-factor should be a little bit higher than forest C-factor.

The above discussion has proved that the accuracy of soil loss prediction by USLE is mostly determined by the selection of appropriate value of C-factor. Since there was no exact information of coffee C-factor in Indonesia, approximation value using similar crop (as it was done in equivalent C-factor) or similar condition might be done with various results.

3.5 Measured C-factor

The measured C-factor (C_m) of each treatment is shown in Table 7. The values of C_m were very low compared to the existing C-factor used in Indonesia which usually considered as 0.2. The average value of C_m in each treatment was 0.045 for coffee in clean weeded treatment, 0.006 for coffee with *Paspalum* and 0.004 for coffee in natural weeds. The coffee C-factor found in this experiment was almost same with the C-factor for *Brachiara* grass (0.02–0.002), primary forest (0.001–0.005) (Sinukaban, 1985), and undisturbed forest (0.0001–0.009)

(Wischmeier and Smith, 1978). The value of 0.2 usually used in Indonesia was adopted from the values of coffee C-factor with cover crop in West Africa as compiled by Roose (1977), where the value of coffee C-factor ranged from 0.1 to 0.3. The low value of C-coffee factor found in this experiment was supported by the fact in previous discussion that the soil loss from coffee areas in Indonesia was very low. Probably, the different managements in coffee plantation had caused that the values of C-factor found in this experiment were different from C-factor values of “text book”. In Indonesia, several researchers had found the different values of C-factor for certain plant. Utomo (1989) showed that there were four C-factor values for soybean which were resulted from soil erosion plot experiment : 0.16, 0.47, 0.93, and 0.690, due to different managements. In case of coffee tree in this experiment, weeding was done by taking the weeds using hand for clean-weeded coffee. As a result, the soil was minimally destroyed, hence the soil erosion became small. In addition to this, the litter originated from the coffee leaves was never taken out from the plot.

As shown in Table 3, the percentage of weeds coverage in clean-weeded coffee plot was zero from the second until the fourth year of experiment, hence the C-factor was totally determined by the coverage of the coffee. For clean weeded coffee (as shown in Table 7), the maximum value of C_m was 0.1117 when the coffee coverage reached 23%, and the minimum value was 0.0091 when the coverage reached 92%. Since the C-value for bare soil is 1, and the minimum value of C-factor is 0.0091, a graph could be made for estimating the coffee C-value for various coffee coverage with clean-weeded management, using the measured coffee C-factors as listed in Table 7. The result is shown in Fig. 1.

The estimation of the C-factor for coffee with ground coverage could be made by introducing the concept of C-subfactor. The concept of C-subfactor which had been discussed by

Table 7 Measured C-factor

Treatment	1 st	2 nd	3 rd	4 th	Average
Clean-weeded plot	0.0408	0.1117	0.0185	0.0091	0.0450
Paspalum plot	0.0243	0.0002	0.0000	0.0000	0.0061
Natural weeds plot	0.0122	0.0008	0.0026	0.0000	0.0039

Wischmeier and Simth (1978) as well as Dissmeyer and Foster (1981) could be applied by considering the effect of weeds as the subfactor. So, the coffee C-factor (C_c) for various ground covers can be estimated as following equation :

$$C_c = C_b \times C_s \quad (13)$$

C_c : coffee C-factor with ground coverage

C_s : subfactor

C_b : coffee C-factor without ground coverage

In clean-weeded coffee, the C_c will be only influenced by C_b , so the value of subfactor C_s will be 1 or in other word the ground (weeds) coverage is 0%. On the other hand, if the ground (weeds) coverage is 100%, the C_c will be 0 because the soil loss is 0, so the C_s factor will be 0. Based on equation (13), the value of C_s subfactor in this experiment could be calculated by the following equation :

$$C_s = C_w / C_b \quad (14)$$

where, C_s : weeds C-subfactor

C_b : measuring coffee C-factor at clean-weeded plot (coffee in bare condition)

C_w : measuring coffee C-factor at both the Paspalum and natural weeds plots

Based on the values in Table 7 (C_w value), Table 3 (weeds coverage value), and Fig. 1 (C_b value), the C_s value for *Paspalum* and natural weeds could be calculated for various coverage of coffee tree using equation (14) and the results were tabulated in Table 8.

Table 8 showed that with weeds coverage of 25%, the C-subfactor was very low, less than 0.03, and the C-subfactor value was almost zero when the weeds coverage became 85%. In

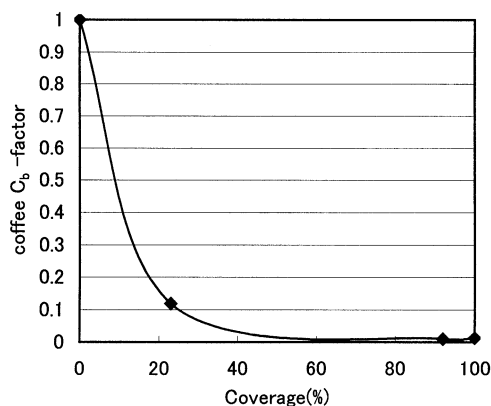


Fig. 1 Relationship between coffee C-factor (C_b) and coffee coverage.

conclusion, applying 25% of ground coverage is enough for controlling soil loss in coffee areas, so it is not necessary for covering the whole soil surface with weeds.

4. Conclusion

Evaluation of coffee crop factor (C) as a part of USLE was done on erosion plot with gradient 30% in humid tropical areas of Indonesia. The coffee C-factors for USLE calculation were estimated by deriving from the available table given by Wischmeier and Smith (1978) and using new concept of equivalent C-factor. The results showed that the values of estimated coffee C-factor derived from the table were 0.013–0.28, while the values of equivalent C-factor were in the range of 0.077–0.73, and as a result, the soil loss estimated was higher when equivalent C-factor was used. Using C_b , the average soil loss was 108.9, 7.7 and 14.1 t/ha/year for clean-weeded plot, Paspalum plot and natural weeds plot respectively, which was 9–24 times greater than the soil loss measure-

Table 8 The estimated value of weed subfactor (C_s) in coffee garden

Weeds type	Year	Coverage of weeds (%)	Coverage of coffee (%)	C_c	$C_b^*)$	C_s
<i>Paspalum conjugatum</i>	1	26	1.3	0.0243	0.99	0.0245
	2	85	5.0	0.0002	0.94	0.0002
	3	85	7.1	0.0000	0.60	0.0000
	4	85	20.8	0.0000	0.13	0.0000
Natural weeds	1	25	1.3	0.0122	0.99	0.0123
	2	85	4.3	0.0008	0.77	0.0010
	3	85	2.7	0.0026	0.97	0.0027
	4	85	17.7	0.0000	0.19	0.0000

*) The value of C_b is taken from Fig. 1 with each coverage of coffee tree.

ment. However, the predicted value was still acceptable and reasonable, because it was lower than the soil loss tolerance.

The measured value of coffee C-factor was 0.045, 0.006, and 0.004 for clean- weeded coffee, *Paspalum* plot and natural weeds plot, respectively which were lower than the value (0.2) usually used in Indonesia. By considering the effect of weeds as the subfactor (C_s), the value of coffee C-factor (C_c) with various coverage of weed can be estimated using the following equation :

$$C_c = C_b \times C_s$$

Where C_b could be estimated from the graph which was derived from this experiment.

Acknowledgments

Appreciation is extended to Ministry of Education, Culture, and Sport of Japan, for funding this research.

Reference

- Abujamin, S., Adi, A. and Kurnia, U. (1983) : Permanent grass strip as one of soil conservation methods, Soil and Fertilizer Research News, Center for Soil Research, Ministry of Agriculture, Indonesia, **1** : 16-20 (in Indonesian).
- Afandi, Manik, T.K., Rosadi, B., Utomo, M., Senge, M., Adachi, T. and Oki, Y. (2002) : Soil erosion under coffee trees with different weed management in humid tropical hilly area of Lampung, South Sumatra, Indonesia, J. of Japanese Society of Soil Physics, **91** : 3-14.
- Alkhozie, Manik, K.E.S. and Afandi (1992) : Soil loss estimation using USLE, Experimental Journal of Faculty of Agriculture of Lampung University V (4) : 2523-2533 (in Indonesian).
- Arsyad, S. (1989) : Soil and water conservation, IPB Press, Bogor. (in Indonesian).
- Dissmeyer, G.E. and Foster, G.R. (1981) : Estimating the cover management factor (C) in the Universal Soil Loss Equation for forest condition, J. of Soil and Water Conservation, **36** (4) : 235-240.
- Foster, G.R., McCool, D.K., Renard, K.G. and Moldenhauer, W.C. (1981) : Conversion of the universal soil loss equation to SI metric units. J. of Soil and Water Conservation, **36** (6) : 355-359.
- Gintings, A.G. (1982) : Surface runoff and soil erosion under coffee plantation and natural forest at Sumber Jaya-North Lampung, Forest Research Institute, Ministry of Agriculture Indonesia, Report No.399 (in Indonesian).
- Hammer, W.I. (1981) : Second Soil Conservation Consultant Report, Note No. 10, Centre for Soil Research, Bogor, Indonesia : 98.
- Lal, R. (2000) : Physical management of the tropics, Soil Science, **165** (3) : 191-207.
- Manik, K.E.S., Susanto, K.S. and Afandi (1997) : Estimation of allowable soil loss in two dominant soil in Lampung, J. of Tropical Soils II (4) : 99-106. (in Indonesian).
- Nugroho, S.G., Utomo, M., Haryono, N., Damai, A.A., Muludi, K., Bakri, S. and Andi. (1991) : Estimation of runoff, erosion, and sedimentation of Tulang Bawang watershed, A Database, Report of Research Institute of Lampung University : 25 (in Indonesian).
- Pudjiharta, A.G. and Pramono, I.B. (1988) : Runoff and soil erosion under natural forest stands and coffee plantations at Tabanan, West Bali, Forest Research Bulletin 498 : 1-8. (in Indonesian).

- sian).
- Risse, L.M., Nearing, M.A., Nicks, A.D. and Laflen, J. M. (1993) : Error measurement in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Sci. Am. J.*, **57** : 825-833.
- Roose, E. (1977) : Use of the universal soil loss equation to predict erosion in West Africa, *Proc. of the National Conference, Soil Erosion, Prediction, and Control*, Soil Conservation Society of America, Ankeney, Iowa : 143-151.
- Sinukaban, N. (1985) : Soil and water conservation in transmigration areas, *Main Manual*, Ministry of Transmigration, Indonesia. (in Indonesian).
- 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 Seminar, Toward Sustainable Agriculture in Humid Tropics Facing 21st Century*, Bandar Lampung, Indonesia, September 27-28 : 513-520.
- Susanto, K.S. (1992) : Characteristic of Way Kandis sub-catchment in South Lampung and Lampung city, Thesis Post Graduate Program, Bogor Agricultural University. Bogor. (in Indonesian).
- Utomo, W.H. (1989) : Soil conservation in Indonesia, A Record and Analysis, Rajawali Press, Jakarta. (in Indonesian).
- Utomo, W.H. (1994) : Erosion and soil conservation, IKIP Malang Press, Malang (in Indonesian).
- Wischmeier, W.H., Johnson, C.B. and Cross, B.V. (1971) : A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites, *J. of Soil and Water Conservation*, **20** : 150-151.
- Wischmeier, W.H. (1976) : Use and misuse of the universal soil loss equation, *J. of Soil and Water Conservation*, **31** (1) : 5-9.
- Wishmeier, W.H. and Smith, D.D. (1978) : Predicting rainfall erosion losses : A Guide to Conservation Planning, USDA Agricultural Handbook No.537 : 57.

Appendix

Consider the equivalent C-factor of the slope as shown in Fig. 2. This slope consists of three sub-slopes where only the crop management factors are different. And soil loss from each sub-slope could be estimated by USLE equation.

Soil loss (A) is expressed in the following equation as the function of slope length (L) and

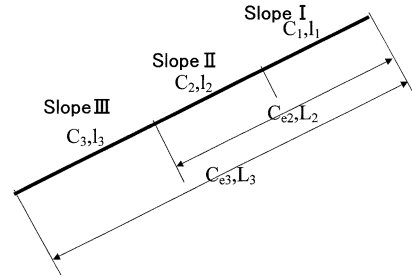


Fig. 2 Equivalent C-factor of the slope.

crop management factor (C) by combining the equations (1) and (4).

$$A = \alpha \cdot C \cdot L^m$$

$$\alpha = R \cdot K \cdot P \cdot (1/22.1)^m (65.41 \sin^2 \theta + 4.56 \sin \theta + 0.065)$$

If equivalent C-factor of slope I and II is designed as C_{e2} , soil loss from these slopes (A_2) is expressed by the following equation.

$$A_2 = \alpha C_{e2} L_2^m$$

And soil loss from slope I (A_1) is expressed as follows.

$$A_1 = \alpha \cdot C_1 \cdot l_1^m$$

If the slope I has the same C-factor of slope II (C_2), soil loss (A_1) is expressed by following equation.

$$A_1 = \alpha \cdot C_2 \cdot l_1'^m$$

In this case, the length of slope I must be changed to l_1' calculated by the following equation.

$$l_1' = (C_1/C_2)^{1/m} l_1$$

Soil loss from slope II (A_2) is expressed by the following equation.

$$A_2 = \alpha \cdot C_2 \cdot L_2'^m = \alpha \cdot C_2 \cdot (l_2 + l_1')^m$$

$$= \alpha \cdot C_2 \{l_2 + (C_1/C_2)^{1/m} l_1\}^m$$

$$= \alpha \cdot C_{e2} L_2^m$$

Equivalent C-factor (C_{e2}) is expressed as follows.

$$C_{e2} = C_2 \{l_2/L_2 + (C_1/C_2)^{1/m} (l_1/L_2)\}^m$$

$$= \{C_2^{1/m} (l_2/L_2) + C_1^{1/m} (l_1/L_2)\}^m$$

By the same procedure, equivalent C-factor of the slope I to II (C_{e3}) can be derived as follows.

$$C_{e3} = \{C_3^{1/m} (l_3/L_3) + C_{e2}^{1/m} (L_2/L_3)\}^m$$

$$= \{C_3^{1/m} (l_3/L_3) + C_2^{1/m} (l_2/L_3) + C_1^{1/m} (l_1/L_3)\}^m$$

here, the coverage of the crop of slope I (V_1)

could be expressed as follows.

$$V_1 = I_1 / L_3$$

Finally, equivalent C-factor of slope I to III (C_{e3})

can be expressed by the function of single crop

factor of each slope and the coverage of each crop.

$$C_{e3} = (C_3^{1/m} V_3 + C_2^{1/m} V_2 + C_1^{1/m} V_1)^m$$

異なる雑草管理下のコーヒー園における USLE 式の作物管理係数の評価 —インドネシア・南スマトラ・ランボンの 熱帯湿潤丘陵地における事例研究—

アフエンディ*・ツマイア カタリナ マニク*・ブストミ ロサディ*・
ムハジル ウトモ*・千家正照**・足立忠司***・沖 陽子***

* ランボン大学農学部

** 岐阜大学農学部

*** 岡山大学環境理工学部

要 旨

インドネシア・南スマトラ・ランボンの熱帯湿潤丘陵地のコーヒー園において、USLE 式の作物管理係数 (C 値) について評価した。試験区は、(1) 地表面の雑草を完全除草したコーヒー園 (完全除草区)、(2) 被覆植物として雑草種 *Paspalum conjugatum* で地表面を被覆したコーヒー園 (Paspulum 区)、(3) 自然植生の雑草で地表面を被覆したコーヒー園 (自然雑草区) である。雑草の管理は 2 週間に 1 回の頻度で行い、完全除草区では地表面の雑草を完全に除去し、Paspulum 区と自然雑草区ではコーヒー樹周囲の直径 1 m の範囲を除草した。コーヒーの作物管理係数を次の 2 種類の方法で推定した。(1) 類似した植生被覆条件を有する他の作物管理係数を用いる方法 (C_i) と (2) 既存のコーヒーの作物管理係数に基づいて算定した等価作物管理係数を用いる方法 (C_e) である。 C_i 値を用いて土壌侵食量を計算すると実測値の 9~24 倍となったのに対して、 C_e を用いた土壌侵食量の予測値は実測値の 10~81 倍となった。 C_i 値による土壌侵食量の予測値は Paspulum 区で 9.7 t/ha/year、自然雑草区で 14.1 t/ha/year であり、他のインドネシアの研究で予測されたコーヒー園からの土壌侵食量は数百 t/ha/年の数値が多いのに対して、これらと比較すると非常に小さな値であり、いずれも許容土壌侵食量を下回る値を示した。さらに、本実験による実測値から求めたコーヒー園の作物管理係数は、完全除草区で 0.045、Paspulum 区で 0.006、自然雑草区では 0.004 となり、いずれもインドネシアで通常用いられているコーヒーの作物管理係数の数値 (0.2) よりも小さな数値を示した。実測で得られたコーヒーの作物係数 (C_b) と雑草の影響を表す係数 (C_s) の考え方を導入し、雑草による被覆条件下のコーヒー園における作物管理係数 C_e の算定式 ($C_e = C_b \cdot C_s$) を示した。

キーワード: 土壌侵食, コーヒー, 耐食性, USLE 式, 作物管理係数

受稿年月日: 2002 年 9 月 17 日

受理年月日: 2003 年 5 月 2 日

土壌の熱伝導率測定法の比較

望月秀俊*・坂口 巖*・井上光弘*

Comparison of the Methods Measuring of Soil Thermal Conductivity

Hidetoshi MOCHIZUKI*, Iwao SAKAGUCHI* and Mitsuhiro INOUE*

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

Abstract

We measured thermal conductivity of Tottori dune sand and water using four methods, single heat probe (SPM), twin heat probe (TPM), dual heat probe (DPM), and Decagon probe (KDM). The measured values were compared. The thermal conductivity values measured with SPM and DPM are similar, and those with TPM and KDM are also similar. The thermal conductivity of water measured with KDM was as high as the value reported in literature, on the other hand the values obtained using SPM and DPM were higher than the reported data. As a result, KDM and TPM are recommended to measure soil thermal conductivity.

Key words : thermal conductivity, single heat probe method, twin heat probe method, dual heat probe method, Decagon probe method

1. はじめに

土壌の熱的特性、特に土壌の熱伝導率の測定には、これまで Single Heat Probe 法(de Vries and Peck, 1958 ; Taylor and Jackson, 1986 ; Shiozawa and Campbell, 1990 ; 中野ら, 1995)やTwin Heat Probe法(Kasubuchi, 1977 ; 粕淵, 1982), Dual Heat Probe 法 (Campbell *et al.*, 1991 ; Bristow *et al.*, 1994 a ; Bristow *et al.*, 1994 b ; Bristow *et al.*, 1995 ; Ren *et al.*, 1999 ; 登尾ら, 2002)など幾つかの方法が提案されているが、同一試料の熱伝導率を種々の方法で測定し、比較した研究は少ない。Bristow *et al.* (1994 b) は、風乾砂の熱特性を Single Heat Probe 法 (以下, SP 法) と Dual Heat Probe 法 (以下, DP 法) を用いて測定し、両手法で測定した熱伝導率がよく一致することを示した。また, DP法は、熱伝導率のみならず体積熱容量や熱拡散係数を同時に測定できるため、DP 法がより優れた測定法であると結論づけた。登尾ら (2002) は、de Vries モデル (de Vries, 1963) を用いた予測値を基準として、広範囲の土壌水分量のもとで、壤砂土の体積熱容量と熱伝導率を SP 法と DP 法を用いて測定し、その差異を検討した。その結果、DP 法には3つの解析法があるが、どの解析法を用いても計算結果に大きな差

がないことを示した。また、SP 法を用いると、低・中水分量域で加熱により増加した接触抵抗の影響を受けやすいため、熱伝導率が過小評価されることを示した。以上のような熱伝導率が未知の物質を用いて種々の方法による測定結果を比較した研究はあるものの、熱伝導率が既知の物質を用いて測定法の精度を検討した例は見当たらない。そこで、本研究では、SP 法、Twin Heat Probe 法 (以下, TP 法)、DP 法、最近市販された熱特性測定器 KD2 (Decagon 社製) を用いた Decagon Probe 法 (以下, KD 法) を採用し、これらの方法によって、鳥取砂丘砂の熱伝導率を測定し、比較した。また、熱伝導率が既知である水 (1% 寒天ゲル) の熱伝導率も測定し、測定法の精度を検討した。

2. 実 験

2.1 方 法

熱伝導率の測定法として広く用いられている SP 法、TP 法、DP 法と最近市販された測定器を用いた KD 法の4つの方法を用いて、表1の文献で示された方法で試料の熱伝導率を測定した。また、各測定は3回反復した。本研究で特記すべき事項は表1の備考の項に示した。DP 法の解析には、最も簡便な一点法を採用した。

* 鳥取大学乾燥地研究センター 〒680-0001 鳥取市浜坂 1390

キーワード : 熱伝導率, Single Heat Probe 法, Twin Heat Probe 法, Dual Heat Probe 法, Decagon Probe 法

2.2 試料と実験条件

矢野ら (1983) によってその物理性が明らかになっている鳥取砂丘砂を実験に供した。鳥取砂丘砂は事前に水分量を調整し、乾燥密度 $1.55 \pm 0.01 \text{ Mg m}^{-3}$ で、実験用アクリル円筒カラム (内径 46 mm, 高さ 65 mm) に充填した。試料の含水比は風乾, 0.01, 0.02, 0.04, 0.06, 0.08, 0.10, 0.15, 0.20 kg kg^{-1} である。また、熱伝導率が既知である 1% 寒天ゲル ($0.6072 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) も実験に供した。全ての実験は鳥取大学乾燥地研究センター内の 25°C に設定した恒温室で行った。

3. 結 果

4つの方法で測定した鳥取砂丘砂の熱伝導率を図1に示した。風乾から飽和までの全水分域で、SP法とDP法、TP法とKD法はそれぞれ近い測定値を示した。また、SP法とDP法は、TP法やKD法に較べて、高い測定値を示した。TP法とKD法の測定値は全水分域でよい一致を示したが、SP法の測定値は、含水比 $0.05\text{--}0.15 \text{ kg kg}^{-1}$ では、DP法の測定値よりも高い値を示した。

表2に4方法による1%寒天ゲルの熱伝導率の測定値と文献値を示した。測定値は、SP法 > DP法 > 文献値 > KD法の順であった。KD法の測定値が文献値に最も近い値を示した。TP法については、基準物質を1%寒天ゲルとしたため、測定値は存在しないので、表2には示していない。

4. 考 察

SP法とDP法の測定値が近い値を示したことは、

表-1 本研究で用いた土壌の熱伝導率測定法と文献

Table 1 Measuring Methods of Soil Thermal Conductivity, and References

測定法	文 献	備 考
Single Heat Probe 法 (SP 法)	Shiozawa and Campbell (1990)	加熱時間 : 59.5 秒 プローブ外径 : 1 mm プローブ長さ : 60 mm 解析法 : 非線形最小自乗法
Twin Heat Probe 法 (TP 法)	Kasubuchi (1977)	基準物質 : 1% 寒天ゲル (0.6072 W/mK) 加熱時間 : 59.5 秒 SP 法と同一プローブ使用
Dual Heat Probe 法 (DP 法)	Bristow <i>et al.</i> (1994 a)	加熱時間 : 8 秒 プローブ外径 : 1 mm プローブ長さ : 40 mm プローブ間隔 : 6 mm 解析法 : 一点法
Decagon Probe 法 (KD 法)	Decagon Devices, Inc., (2001)	市販品 測定時間 : 150 秒

Bristow *et al.* (1994 b) や登尾ら (2002) の結果を支持するものである。また、登尾ら (2002) は低・中水分域で SP 法が熱伝導率を過小評価するとしたが、本研究では中水分域といえる範囲 (含水比 $0.05\text{--}0.15 \text{ kg kg}^{-1}$) で、SP 法の測定値が DP 法の測定値を上回った。この結果は登尾ら (2002) と反対の傾向である。また、中水分域では、TP 法と KD 法の測定値と SP 法と DP 法の測定

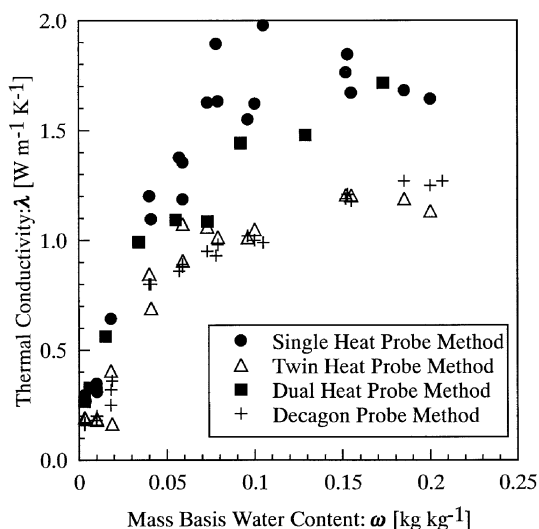


図-1 異なる方法による鳥取砂丘砂の熱伝導率

Fig. 1 Thermal Conductivity of Tottori Dune Sand Measured by Four Methods.

表-2 1%寒天ゲル（水）の熱伝導率の測定値と文献値

Table 2 Measured Thermal Conductivity of 1% Agar Gel (Water) and Standard Reference Data

測定法	1%寒天ゲル(水)の熱伝導率[Wm ⁻¹ K ⁻¹]
Single Heat Probe 法 (SP 法)	.6458
Dual Heat Probe 法 (DP 法)	.655
Decagon Probe 法 (KD 法)	.59
文献値 (日本化学会, 1993)	.6072

値の差が最も大きく、SP法とDP法ではこの水分域の熱伝導率を正確に測定することがより難しいことを示している。

表2に示したように、KD法の1%寒天ゲルの測定値が文献値と近い値を示したため、KD法の測定値は信頼性が高いと考えられる。また、KD法とTP法の測定値が全水分域において良い一致を示したことから、TP法についても熱伝導率を正確に測定できると考えられる。図1に示したように、SP法とDP法はTP法とKD法に較べて高い測定値を示したことから、SP法とDP法は熱伝導率を過大評価している可能性が示唆される。Kasubuchi (1977) は、SP法は試料の温度変化と理論式をフィッティングさせて熱伝導率を算出するが、理論式には考慮されていない、プローブ自体を伝った熱のリークが存在するため、熱伝導率を過大評価しているとしている。DP法についても同様に熱伝導率を過大評価していると考えられる。

これまでの結果を総合的に判断すると、土壌の熱伝導率の測定法としては、KD法とTP法が適していると考えられる。KD法は測定器が高価であるが、測定が正確かつ簡便である。また、TP法はデータロガーなどの装置が既に揃っている場合には、KD法よりも費用を抑えられるが、測定後の解析が必要である。

5. おわりに

土壌の熱伝導率を測定法としてよく知られるSP法、TP法、DP法と、最近市販された測定器を用いたKD法を用いて鳥取砂丘砂と1%寒天ゲルの熱伝導率を測定した。その結果、SP法とDP法は熱伝導率を高めに見積もり、TP法とKD法の測定値は熱伝導率の真の値に近い値を示す。このため、TP法とKD法が土壌の熱伝導率の測定法として適していると考えられる。

謝 辞

Single Heat ProbeとKD2は東京大学大学院農学生命科学研究科環境地水学研究室から借用して実験を行っ

た。ここに、記して深謝致します。

引用文献

- Bristow, K.L., Kluitenberg, G.J. and Horton, R. (1994 a): Measurement of Soil Thermal Properties with a Dual-Probe Heat-Pulse Technique. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **58** : 1288-1294.
- Bristow, K.L., White, R.D. and Kluitenberg, G.J. (1994 b): Comparison of Single and Dual Probes for Measuring Soil Thermal Properties with Transient Heating. *Aust. J. Soil Res.*, **32** : 447-464.
- Bristow, K.L., Bilskie, J.R., Kluitenberg, G.J. and Horton, R. (1995): Comparison of Techniques for Extracting Soil Thermal Properties from Dual-Probe Heat-Pulse Data. *Soil Sci.*, **160** (1) : 1-7.
- Campbell, G.S., Calissendorff, C. and Williams, J.H. (1991): Probe for Measuring Soil Specific Heat Using a Heat-Pulse Method. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **55** : 291-293.
- Kasubuchi, T. (1977) : Twin Transient-State Cylindrical-Probe Method for the Determination of the Thermal Conductivity of Soil. *Soil Sci.*, **124** (5) : 255-258.
- 粕渕辰昭 (1982) : 土壌の熱伝導に関する研究. *農技研報 B*, **33** : 1-54.
- 中野政詩・宮崎 毅・塩沢 昌・西村 拓 (1995) : 土壌物理環境測定法. pp. 195-210, 東京大学出版会, 東京.
- 日本化学会 (1993) : 化学便覧. p. II-68, 丸善, 東京.
- 登尾浩助・K.J. マクイネス・J.L. ハイルマン (2002) : 双子プローブ熱パルス法による土壌の熱的性質測定と比較. *土壌の物理性*, **90** : 3-9.
- Ren, T., Noborio, K., and Horton, R. (1999) : Measuring Soil Water Content, Electrical Conductivity, and Thermal Properties with a Thermo-Time Domain Reflectometry Probe. *Soil Sci. Soc. Am.*

- J., **63** : 450-457.
- Shiozawa, S. and Campbell, G.S. (1990) : Soil Thermal Conductivity. *Remote Sensing Reviews*, **5** (1) : 301-310.
- Taylor, S.A. and Jackson, R.D. (1986) : Thermal Conductivity and Diffusivity. Ed. Klute, A., *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods* second edition, pp. 945-956, Madison.
- de Vries, D.A. and Peck, A.J. (1958) : On the Cylindrical Probe Method of Measuring Thermal Conductivity with Special References to Soils : 1. Extension of theory and discussion of Probe Characteristics. *Aust. J. Phys.*, **11** : 255-271.
- de Vries, D.A. (1963) : *Thermal Properties of Soils*. Ed. van Wijk., W.R., *Physics of Plant Environment*, pp. 210-235.
- 矢野友久・井上光弘・小谷佳人 (1983) : 砂質土壌の土壌水分特性曲線とその温度依存性について. 鳥取大学砂丘研究所報告, **22** : 1-8.
- 受稿年月日 : 2002 年 1 月 10 日
受理年月日 : 2003 年 4 月 7 日

土壌中のガス採取装置の改良とガス採取方法

井本博美*・藤川智紀*・溝口 勝*・宮崎 毅*

Extraction of Soil Gas by using an Improved Gas Sampler

Hiromi IMOTO*, Tomonori FUJIKAWA*, Masaru MIZOGUCHI* and Tsuyoshi MIYAZAKI*

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

1. はじめに

土壌中のガス成分は、土壌中の微生物活動、残存有機物や化学物質の分解などによって、大気中のガス成分とは著しく異なっている(岩田ら, 1998)。すなわち、土壌中では窒素(N_2)、二酸化炭素(CO_2)、メタン(CH_4)、亜酸化窒素(N_2O)が大気より多く、酸素(O_2)が大気中より少ない。土壌中のガスの挙動を調べることは、土壌中と大気中のガス交換に見られるように、地球温暖化などの環境問題の観点からも重要である。土壌中のガスの採取方法及び装置については様々な工夫がなされている(Rolston, 1986, 土壌物理性測定法委員会, 1972, 徳永ら, 1990)。例えば、徳永ら(1990)は、水田にて土壌内にエアールを設け、ガス採取法の改良を行ってきた。しかし、耐久性や測定深さの信頼性、ガス採取の簡便性が充分とは言えない。そこで、本研究ではこれらの問題を解決するために、土壌ガス採取装置の改良を行った。本論文では、その改良点とガス採取手順を解説する。さらに、この装置を用いて、実際に畑地において測定した土壌中の二酸化炭素と酸素の濃度分布を示しながら、改良した土壌ガス採取装置の有効性について述べる。

2. 測定装置とその測定方法

測定装置：図-1 に土壌ガス採取装置を示す。ガス採取装置は深さ 5~15 cm 採取用 3 本、深さ 20~30 cm 採取用 2 本、深さ 30~40 cm 採取用 2 本、深さ 60~100 cm 採取用 3 本の計 10 本を 1 セットとし、深さ 5~100 cm の任意の深さに埋設し測定する。

図-1 (a) に示す従来型(藤川ら, 2000)は、Rolston (1986) の形を元に塩ビ管内にガス吸引導管として内径 1.5 mm のテフロンチューブ(容量最大 4 ml 程度)を入れ、上端はゴム栓で、下端はエポキシパテで固定している。ガス採取装置の下端を吸引口とし、上部は三方コッ

クを取り付けてガス採取をシリンジにて行う。従来型の問題点としては、以下の事項がある。①測定位置が深い場合、塩ビ管上部をハンマー等で打ち込むため、衝撃に弱く壊れやすい。②スクリュウオーガーで予備穴をあける際、予備穴とガス採取装置との間に隙間が生じ大気を吸引することがあるため、細心の注意が必要である。③スクリュウオーガーで予備穴をあける際、少しでも深く掘りすぎると吸引口に接する採取空間容積に誤差が含まれる。④採取装置埋設時に予備穴の壁面を壊し穴が浅くなり、吸引導管先端の吸引口が土壌にふれ目詰まりを起こす。実際、現地での作業においてこれらの問題が発生し、測定不能、データの欠損が生じた。

図-1 (b) に示す改良型ガス採取装置は、上記のような従来型の欠点を考慮して改良を加えたものである。材質はステンレス製、パイプ外径は 18 mm で、外側の可動管、内側のガス吸引導管、ハンドル、吸引口部分などからなる。可動管とガス吸引導管との隙間には、ガス採取装置補助材として、アクリルパイプを取り付けた。ガス吸引導管は、強度を高く保つため、従来型より太くし(外径 8 mm, 内径 4 mm)、内部の吸引道部分の内容量を極力小さくするためにスペーサーとしてステンレス製の丸棒(直径 3.5 mm)を入れた。吸引口部分には 1 mm の穴を 4 カ所あけ、ガスの吸引口とした。ガス吸引口部分はガス採取装置を押し込んだ後に可動管のみを引き上げることにより、土壌中の所定深さにおいて土壌空気が蓄積される空間が生まれる。微量な土壌ガスを対象とする場合には、この空間体積と採取位置を精度良く知る必要があるため、改良型では引き上げ長さを深さ 5~15 cm 用については 2 cm、その他については 5 cm と決め、吸引空間体積と採取位置を固定した。また、深さ 5~15 cm 用のガス採取装置に、表層の柔らかい耕作部分でも装置が倒れないように先端に転倒防止棒を取り付けた。さらに 30 cm 以深のガス採取装置には、採取装置を挿入しや

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

キーワード：土壌ガス、ガス採取装置、サンプリング

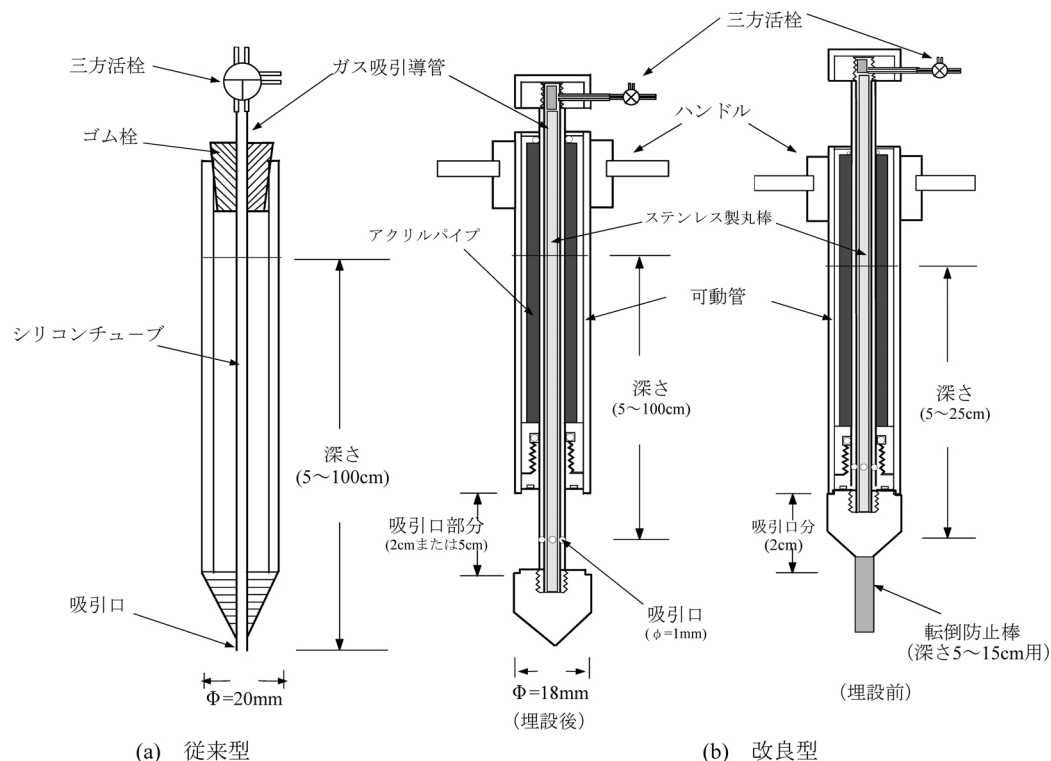


図-1 土壌ガス採取装置

Fig. 1 Soil Gas Sampler.

すくするために予備穴掘削機を作製した。予備穴掘削機は鉄棒の先端に木工用ドリル刃（直径 16 mm，刃先 20 cm）を取り付けたものである。土壌への掘削し始めは，垂直を確認しつつ慎重に押し込む必要がある。これを用いて，予備穴をガス採取装置より小さめにあけることで土壌と採取装置との隙間の発生を避けることができた。

測定手順：測定は，基本的に採取位置の決定，予備穴掘削，ガス採取装置埋設，ガス採取という手順で行う。以下にその具体的な方法を記述する。

- 1) 図-2 に示すように圃場内のガス採取位置を決める。採取装置の間隔はガス採取装置間の影響を受けないよう配慮する必要がある。本測定例では，より影響を受けない十分な安全性を考慮し 50 cm とした。
- 2) 表層より深さ 5～100 cm の間に任意の採取深さを決める。本測定例では，5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 60, 80 cm 及び 100 cm とした。ただし，耕盤層の部分についてはその上下で採取した。
- 3) 表層から耕盤層までは，装置にハンドルを取り付け予備穴なしで，地表を乱さないようにゆっくりと直接押し込み埋設する。

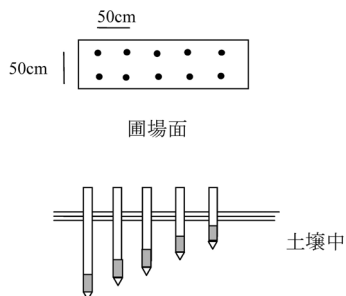


図-2 ガス採取装置の埋設状態

Fig. 2 Set up of Soil Gas Sampler.

- 4) 30 cm 以深，または耕盤層以深では，予備穴掘削機で測定深さまで予備穴をあける。
- 5) ハンドルを使用し，各採取装置を土壌へ挿入し埋設する。ハンドルでの押し込みが困難な場合は，金属製の円筒形キャップで頭部を保護し，プラスチックハンマーで打ち込む。
- 6) ガス採取装置を埋設後，ハンドルを取り付ける。ガ

ス採取装置の吸引導管頭部を押さえ、ハンドルで可動管を引き上げ、吸引口部分をあげ、土壌中に空間を確保する。この時、深さの浅い部分（5～15 cm）については土壌の盛り上がり、亀裂を防ぐため地表面を軽く押さえる。また、乾燥による地表面の亀裂発生を防ぐため、ガス採取装置周囲を細かい土で保護する。

7) その後、上部の三方活栓よりシリンジにて 15 ml 程土壌ガスを吸引し捨てる（吸引導管内のガスの排除）。

8) 24 時間経過後、上部の三方コックよりシリンジにて土壌ガスを 10～15 ml 吸引し、予め実験室で真空にしたバイアルビンに土壌ガスを注入し保存する。その後 12 時間または 24 時間毎に土壌ガス採取を行う。

9) 土壌ガス採取終了後、ハンドルを取り付け採取装置全体を引き上げ回収する。

採取したガスは、実験室へ持ち帰り、ガスクロマトグラフにて分析する。

ガス採取管の埋設はできるだけ垂直に挿入することが望ましいが、採取管と土壌の隙間に細心の注意を払うことがより重要である。斜めに埋設しても深さを正確に測定すればよい。

3. 現地圃場における測定例

土壌の物理性：宮崎県都城市北諸地区県営圃場整備事業下川原地区内の実験圃場（第 46 圃場）で 1999 年 3 月に土壌断面調査とガス採取を行った（藤川ら，2000）。

図-3 に現地圃場の土壌断面を示す。下層に砂層と粘土層が存在し、沖積土層の特徴を示した。図-4 は土壌硬度分布と乾燥密度分布である。硬度、乾燥密度とも深さ 20～30 cm 付近に堅くて密度の高い層があり、耕盤層の存在を示している。30 cm 以深の硬度、乾燥密度の値のば

らつきは、砂層、粘土層互層によるものである。

ガス採取：従来型は、調査地が沖積地帯で粘土、砂の互層で土層が堅いため、ハンマーで打ち込むなど困難を要した。一方、改良型は、従来型の問題点を考慮し、堅牢性を重視しステンレス製としたので、容易に打ち込む

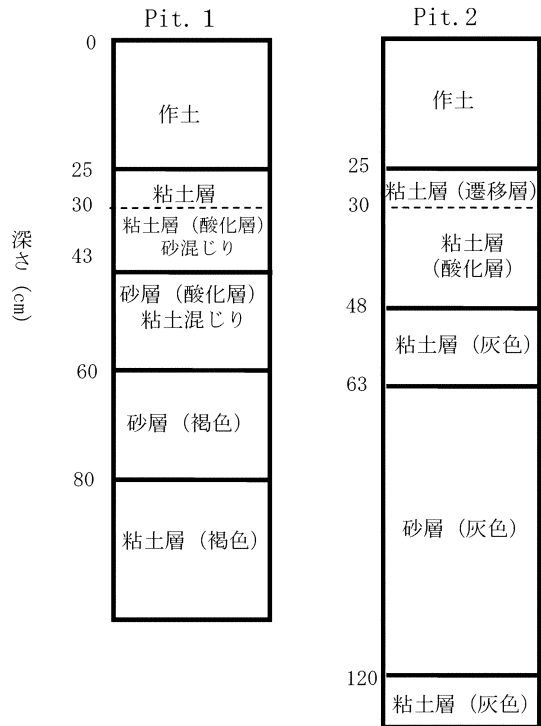


図-3 調査地土壌断面（藤川ら 2000）

Fig. 3 Soil profiles.

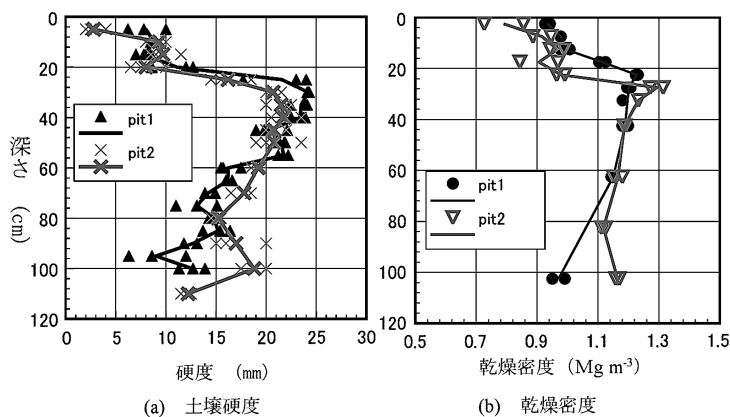


図-4 土壌硬度、乾燥密度分布

Fig. 4 Soil Hardness and Bulk density.

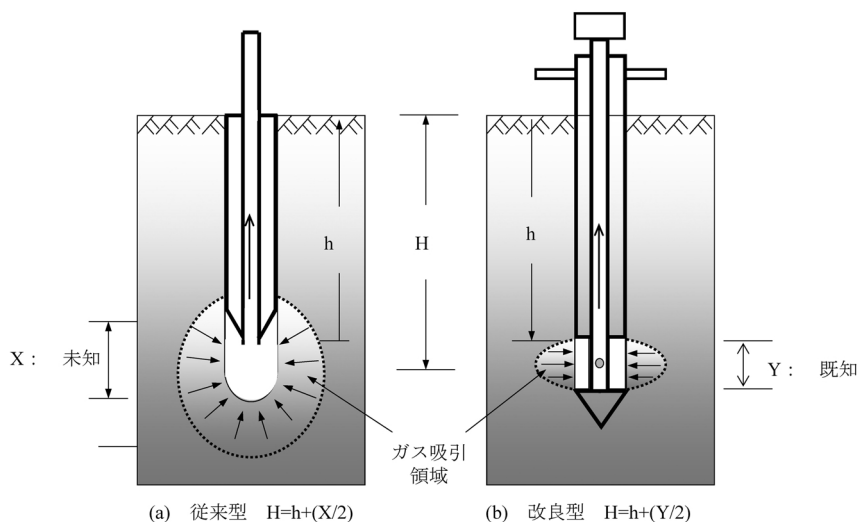
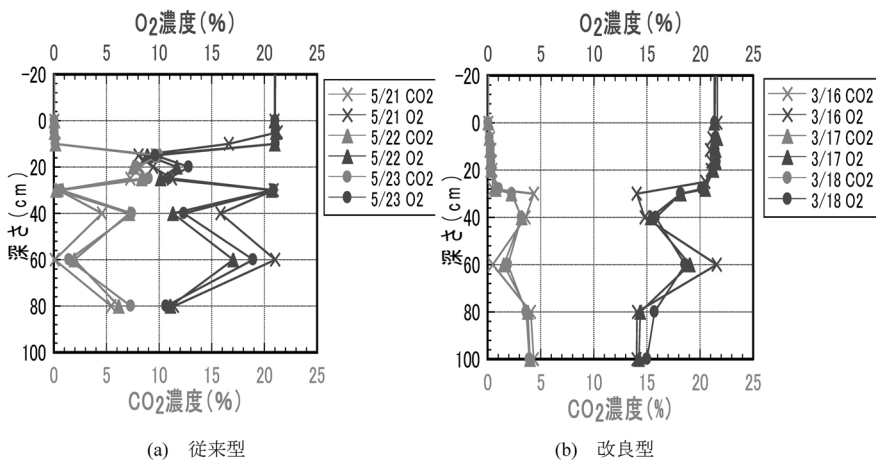


図-5 土壌ガス吸引状態

Fig. 5 Vacuum of soil gas.

図-6 土壌ガス (CO₂, O₂) 濃度分布 (藤川ら 2000)Fig. 6 CO₂, O₂ Concentrations in Soil.

ことが出来た。予備穴掘削機と着脱できるハンドルでガス採取装置の埋設が容易となった。ガス採取装置を埋設するときは、吸引口部分を閉じて、可動管を引き上げ後に開口するので、土による吸引口の目詰まりがなくなった。また、図-5に従来型と改良型の土壌ガスの採取位置、および採取エリア、採取容積を概念的に示す。Hは地表面から吸引口中心までの深さ、X、Yはそれぞれ吸引口部分の高さである。改良型は、Y、Hを正確に決めることができるため、採取位置、採取エリア、採取容積と

も従来型に比べて精度良く確保できる。

以上のように、改良型では、従来型と比べよりガス採取及び測定深さが正確な上に、着脱ハンドルにより、作業性が著しく向上した。装置がステンレス製のため、長期の測定に耐えうる。長期測定においては、降雨等で表層部分に影響を受けるが、降雨後、一端水を吸引し数時間放置することでガス採取が可能となる。深層部では降雨の影響は少なく土壌ガスの長期の測定も可能となる。

図-6はCO₂、O₂土壌ガス濃度分布(藤川ら、2000)の

表-1 従来型と改良型の比較

Table 1 Comparison of Old and New of improved

	従 来 型	改 良 型
堅牢性	打撃に弱い	ステンレス製で強化
採取位置、容積	位置は決められるが容積は一定でない	可動管、吸引導管により採取位置が正確、採取容積が一定
吸引口	土壌に接することがあり目詰まりを起こす	可動管を引き上げ空間を設けるため土壌と接触せず目詰まりはない
測定手順	採取管の埋設に打ち込みが必要、引き抜きに穴を掘る必要があり時間を要する	ハンドル使用で押し込み引き上げが容易で作業性が向上
データの欠損値のばらつき	生じる	目詰まりによる欠損がない
長期測定の耐久性	低い	高い

従来型と改良型の測定例である。従来型の場合（図 6 (a)）、深さ 100 cm においてガス吸引ができず、データの欠損が生じた。これは、予備穴掘削後採取管を埋設する際、孔の壁面が採取管により削れ、孔底に土壌が落ち、ガス採取装置の先端に土が付着し目詰まりをおこしたものである。改良型（図 6 (b)）を用いた結果、孔の壁面は安定し、これらの問題を解消できた。

4. ま と め

土壌ガス採取装置の改良を行い、その装置を用いて現地にてガス採取した。土壌中にガス採取装置を埋設して、土壌ガスを採取する基本的な考え方は、従来法、改良法とも変わらないが、堅牢製、精度、作業性等について十分成果が得られた。その比較を表 1 のようにまとめた。

これまで、土壌ガス採取について統一的な装置がなかったが、本改良装置により、条件が異なるフィールドでも同一手順で測定可能になると考えられる。

土壌ガス採取装置の製作については有限会社ヒロセ理化学に依頼した。

引 用 文 献

- 岩田進午・赤江剛夫・長谷川周一・宮崎 毅（1998）：豊かな土づくりをめざして、地域環境工学シリーズ 5 農業土木学会：30.
- 土壌物理測定法委員会編（1972）：土壌物理性測定法. 養賢堂, pp. 255-262.
- 徳永光一・佐々木長市（1990）：火山灰地における水田地盤の開放降下浸透流の観測例, 農業土木学会誌, 52 (12) : 29-31.
- 藤川智紀・宮崎 毅・関 勝寿・井本博美（2000）：田畑転換圃場における土壌微生物数分布と CO₂, O₂ ガス濃度分布の相関について, 農業土木学会論文集, 208 : 19-28.
- Rolston, D.E. (1986) : Gas Flax, In : A. Klute (Ed) Method of soil analysis Part 1. American Society of Agronomy : 1103-1119.

受稿年月日：2003 年 1 月 7 日

受理年月日：2003 年 5 月 12 日

実践 TDR 法活用

—土壌中の水分・塩分量の同時測定—

登 尾 浩 助*

Practical Application of Time Domain Reflectometry : Simultaneous Measurement of Water and Salt contents in Soil

Kosuke NOBORIO*

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

1. はじめに

土壌における水分量と塩分濃度を非破壊的にしかも経時的に測定することは、農学や工学の分野で長年切望されてきた。近年開発された時間領域反射 (Time Domain Reflectometry, TDR) 法を利用すると、電磁波の伝播速度を利用して土壌の比誘電率から土壌水分量を、また電磁波の減衰から土壌電気伝導度 (即ち塩分濃度) を同時に測定可能である。我が国ではこれまでどちらかと言えば室内実験において多用されてきた TDR 法であるが (堀野・丸山, 1993; 筑紫, 1996; 清沢, 1998; Mojid ら, 2002), 最近では圃場での適用例も報告されてきている。例えば、長谷川 (2000) は、圃場における黒ボク土壌の水分量変化を TDR 法によって 2 年間にわたって経時的に測定している。また、登尾ら (2002) は家畜ふん尿を散布している牧草地の土壌中における硝酸態窒素の移動を TDR 法により測定している。

TDR 法による土壌水分量と電気伝導度の測定に関する理論的背景は、堀野・丸山 (1992) に詳しい。現在土壌水分量と電気伝導度の測定に多用されているテクトロニクス社製のケーブルテスターは、本来は電話線やケーブルテレビ番組配信用の同軸ケーブルの保守管理用に開発された TDR 測定器である。しかし、1970 年代後半から 80 年代に土壌物理学者たちが土壌に応用したのが、ケーブルテスターを使った土壌水分測定の始まりであると思われる。本報では、実際に土壌中の水分量と塩分量の同時測定を行なうことを念頭においてテクトロニクス社 1502C 型ケーブルテスターを使った TDR 法と TDR プローブの設計について解説する。したがって、土壌水分量測定に特化したセンサーであるキャンベル・サイエ

ンティック社の CS615 やデカゴン・デバイズ社の ECHO プローブを使った測定法は扱わない。

2. TDR 法の概略

TDR 法による測定の概略が図-1 に示される。ケーブルテスターに内蔵されているパルス発生器から放出された電磁波は同軸ケーブルを伝わって土壌に挿入された長さ L (m) のプローブと呼ばれる感知部に達する。プローブ始端まで達した電磁波の一部は反射されてケーブルテスターの方に戻る。残った電磁波はさらにプローブの終端まで達し、ここで残り全部の電磁波が反射されてケーブルテスターの方に戻ってくる。このように反射して戻ってきた電磁波の電圧がオシロスコープ上に表示される。

ケーブルテスターからマルチプレクサー (多点プローブ切替器) を介してプローブまでのインピーダンスの変

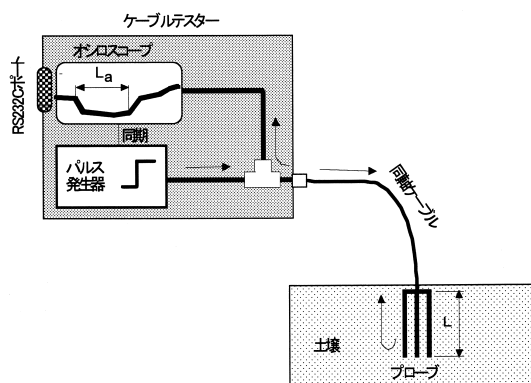


図-1 TDR 法による測定概略図(Noborio, 2001より)

* 岩手大学農学部 〒020-8550 盛岡市上田三丁目 18-8

キーワード: 計測, 比誘電率, 体積含水率, 電気伝導度, プローブ

化が図-2に示される。土壌水分の測定にはD-E間の波形を、また塩分の測定にはD以前の波形を使う。そこで図-3には水平方向(距離)の解像度を調節してD-E間の波形をオシロスコープの画面一杯に表示した例が示される。またD以前の波形の表示例は図-5に示される。

3. 含水率 θ の測定

オシロスコープに表示されるプローブ始端(図-2のD地点)の位置は、ケーブルテスターからプローブまでをつないでいる同軸ケーブルの長さが変わらない限り、図-3に示されるようにプローブをどのような水分量の土壌に入れても変わらない。しかし、プローブ始端(図-2のD)からプローブ終端(図-2のE)までの距離(見かけのプローブ長さ) L_a (m)は、図-3に示されるように風乾砂、水分飽和砂、蒸留水とプローブを挿入した物質の水分量の増加に伴って大きくなる。

TDR法による土壌水分量の測定は、水の比誘電率が80と他の土壌構成物(土粒子の比誘電率=3~10、空気の比誘電率=1)に比較して非常に大きい性質を利用する。図-3では異なった水分量の砂と蒸留水の中に挿入した長さ $L=0.10$ mのプローブから反射した電磁波による波形を示した。水分量の増加に伴ってケーブルテスターのオシロスコープに表示される見かけのプローブ長さ L_a (m)が長くなる。 L と L_a から土壌の比誘電率 ϵ は、

$$\epsilon = \left(\frac{L_a}{LV_p} \right)^2 \quad (1)$$

と計算される(Amatoら, 1993)。ここに、 V_p はケーブルテスターにセットする同軸ケーブル内における電磁波の相対伝播速度である(土壌水分量測定のためには通常 $V_p=0.99$ にセットする場合が多い)。体積含水率 θ (m^3/m^3)と土壌の比誘電率 ϵ との間には、実験的に次のよう

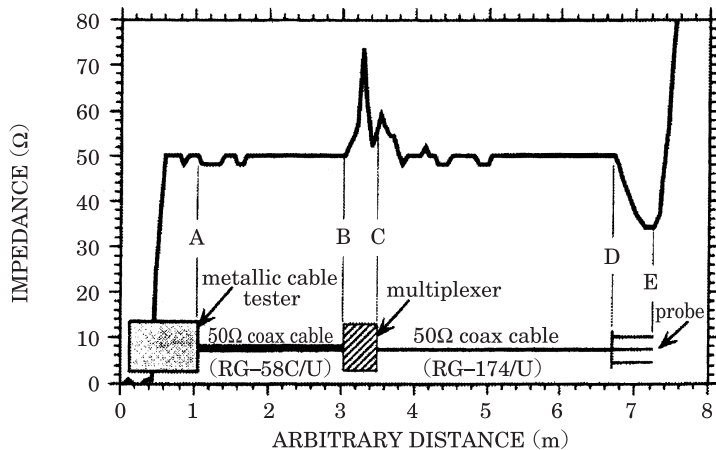


図-2 TDR ケーブルテスターからプローブまでのインピーダンスの位置的な変化 (Noborio ら, 1994 より)

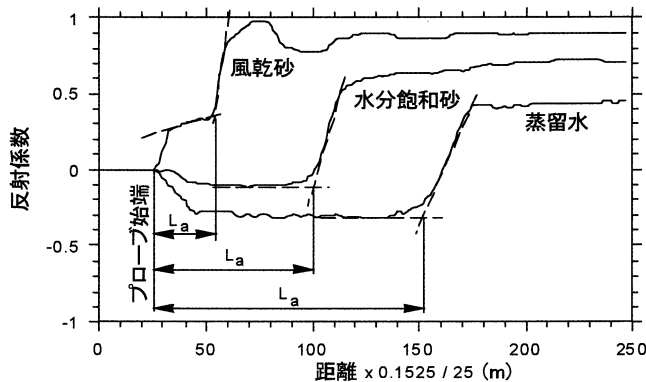


図-3 水分量の違いで変化する反射波形の形状 (Noborio, 2001 より)

な関係が見いだされている (Topp ら, 1980)。

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

この関係は、土壌とプローブとの接触具合、温度、溶質の存在、仮比重、土壌構造、土性、ヒステリシスの影響をほとんど受けない。しかし、クロボク土のような有機質に富んだ土壌や粘性土では θ を小さめに推定する傾向があるので、Miyamoto ら (2001) はクロボク土に対する較正曲線を

$$\theta = -3.56 \times 10^{-2} + 4.35 \times 10^{-2} \varepsilon - 1.23 \times 10^{-3} \varepsilon^2 + 1.48 \times 10^{-5} \varepsilon^3 \quad (3)$$

のように提案した。

さらに、土壌水分量が不均一に分布する n 層からなる成層土壌に対して鉛直に挿入した TDR プローブは、(4) 式のようにプローブの長さ L (m) 内における平均体積含水率 $\bar{\theta}$ (m^3/m^3) を測定する (Topp ら, 1982)。

$$\bar{\theta} = \frac{\sum_{i=1}^n z_i \theta_i}{\sum_{i=1}^n z_i} \quad (4)$$

ここに、 z_i は i 番目土層の厚さで $L = \sum_{i=1}^n z_i$ と表され、 θ_i は i 番目土層の体積含水率 (m^3/m^3) である。例えば図-4 のように長さの異なる 2 本のプローブ (長さ L_{1-5} のプローブ 1 と長さ L_{1-3} のプローブ 2) を土壌表面から鉛直に土壌に挿入し、それぞれのプローブによる体積含水率の測定値 $\bar{\theta}_{1-5}$ と $\bar{\theta}_{1-3}$ を使って 2 本のプローブ長さの差にあたる土層である z_4 における平均体積含水率 $\bar{\theta}_4$ を次のように推定できる。

$$\bar{\theta}_4 = \frac{\bar{\theta}_{1-5} L_{1-5} - \bar{\theta}_{1-3} L_{1-3}}{L_{1-5} - L_{1-3}} \quad (5)$$

しかし、水分浸潤時 (即ち、乾燥土層の上に湿潤土層がある場合) における平均含水率の測定に対しては、プローブ終端からの反射位置を特定し難いことが報告されている (Nadler ら, 1991)。Mojid ら (2002) もまた、乾燥土層の含水率が $\theta < 0.15$ (m^3/m^3) の場合には TDR 波形解析用のソフトウェア (WinTDR) を使ったの解析が困難であることを報告している。一方、Noborio ら (1996) は、風乾砂に浸透する水分の浸潤前線位置を (4) 式に基づいて良好に推定している。

4. 電気伝導度の測定

TDR 法では単一のプローブを使って電気伝導度の測定も同時にできる。溶液の濃度差が 10 倍程度の範囲では、溶液の電気伝導度 EC と溶液濃度 C の間には有意な線形関係 ($C = m + nEC$, m と n は定数) が存在するので、電気伝導度はしばしば溶液濃度の代わりに使われる。溶液の濃度差が 10 倍程度以上になると、 EC と C の関係は線形ではなく指数関数で表される (U.S. Salinity Lab. Staff, 1954)。溶液濃度が濃くなるにしたがってプ

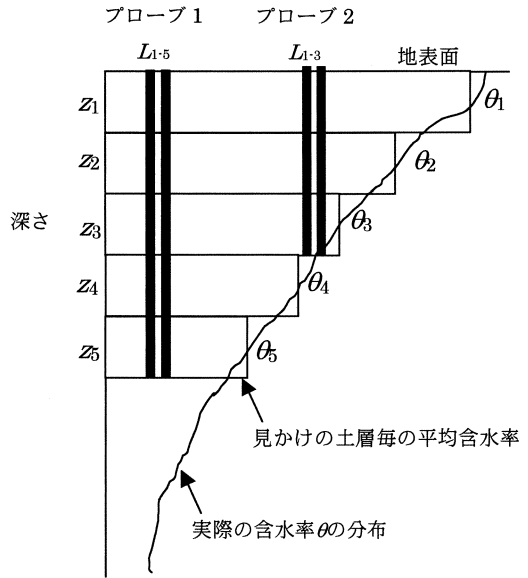


図-4 複数の鉛直 TDR プローブによる土層別水分量の測定原理

ローブ終端で反射された電磁波の強度 (電圧) V_{∞} が減衰する様子が図-5 に示される。長さ 4.5 cm の 3 線式プローブ (プローブ棒間隔は 1.0 cm) を使ったこの例では、溶液濃度が 0.1 mol/kg より大きくなるとプローブ終端での電磁波の反射が生じなくなることがわかる。ここに示した例よりもプローブ長さが長くなったり棒間隔が狭くなると、もっと低濃度で電磁波の反射が生じなくなる。

土壌水分量の測定に一般的に使用されているテクトロニクス社 1502C 型ケーブルテスターには、 V_0 と V_{∞} の値から電磁波の通り道のインピーダンス R (Ω) を以下のように計算して表示する機能が組み込まれている。

$$R = Z_u \frac{V_{\infty}}{2V_0 - V_{\infty}} \quad (6)$$

ここに Z_u は同軸ケーブルの特性インピーダンス (Ω) である。このインピーダンス R を利用すると、

$$EC = \frac{a}{R} + b \quad (7)$$

という関係を使って電気伝導度 EC (S/m) を簡単に測定できる。ここに a , b はプローブ一本一本に固有の較正係数で、さまざまな EC に調製された塩水 (NaCl や KCl などの溶液) 中に TDR プローブを浸して得られる $1/R$ と既知の EC との関係から得られる。いったん定数 a , b が決まれば、その TDR プローブを使って電気伝導度の測定が可能となる。その際マルチプレクサを使って多点測定の予定があれば、マルチプレクサを介して各プ

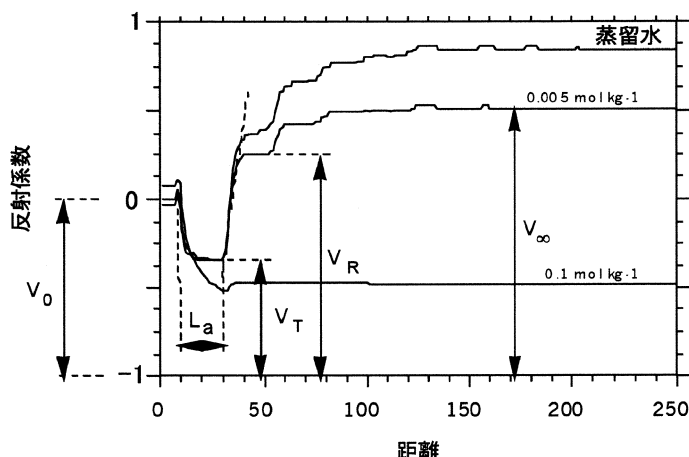


図-5 溶液濃度の違いで変化する反射係数の大きさ (Noborio, 2001 より)

ブの a, b を決定する必要がある。Heimovaara ら (1995) は、 0.3 S/m 以上の電気伝導度の測定を行なう際には線形性維持のために (7) 式の代わりに

$$EC = \frac{a}{R - R_{\text{cable}}} + b \quad (8)$$

を使うことを勧めている。 R_{cable} は、同軸ケーブル自身のインピーダンス (Ω) で、プローブ始端 (図-2 の D 位置) を短絡させて測定した時の R 値である。電気伝導度が大きくなるとケーブルテスターで測定する R 値が小さくなる。 R_{cable} 値が R 値に対して無視できないほど大きくなると、結果として EC の推定値が過小評価される。特に長さ 10 m 以上の同軸ケーブルを使う際には、 EC の推定値に対する R_{cable} の影響が顕著であるので式 (9) を使う必要がある (Reece, 1998)。

土粒子と土壤空気の電気伝導度および土壤溶液の電気伝導度 EC_w を合わせた複合的な電気伝導度を見かけの電気伝導度またはバルク電気伝導度 EC_b と呼ぶ。飽和・不飽和土壤に挿入した TDR プローブは、この EC_b を測定する。土壤溶液の電気伝導度 EC_w はバルク電気伝導度 EC_b と体積含水率 θ の両方の関数として次のように表される (Kachanoski ら, 1992)。

$$EC_w = f_1(\theta)EC_b + f_2(\theta) \quad (9)$$

ここに、 $f_1(\theta)$ と $f_2(\theta)$ は対象とする土壤に固有の係数で、 θ の関数として表される。即ち、 EC_w と θ のいずれが変化しても TDR 法で測定しているバルク電気伝導度 EC_b の値が変化することを意味する。 $f_1(\theta)$ と $f_2(\theta)$ を決定するのは手間と時間が掛かる作業である。

近年、Hilhorst (2000) は $\theta > 0.1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ の土壤に対して EC_w (S/m) と EC_b (S/m) の間に次のような関係があることを理論的に導出した。

$$EC_w = \frac{\varepsilon_w EC_b}{\varepsilon_b - \varepsilon_{ECb=0}} \quad (10)$$

ここに、 ε_w は土壤液相の比誘電率、 EC_b は TDR 法で測定する土壤のバルク電気伝導度 (S/m) ((7) または (8) 式)、 ε_b は TDR 法で測定する土壤の比誘電率 ((1) 式)、 $\varepsilon_{ECb=0}$ は $EC_b = 0$ となるときに土壤の比誘電率で実験的に求める必要がある。Persson (2002) は、 $0.05 \sim 0.5 \text{ S/m}$ の塩水を $0.13 \sim 0.37 \text{ m}^3/\text{m}^3$ に水分調整した 3 種類の砂質土壤に対して $\varepsilon_w = 80$ (水の比誘電率) と仮定して (10) 式が有効であることを確認した。表-1 に Hilhorst (2000) が示した幾つかの土壤に対する $\varepsilon_{ECb=0}$ の値を再掲する。

不飽和土壤中での肥料分や塩分の移動を把握する際には、土壤溶液の電気伝導度 EC_w の変化を知る必要がある。式 (9) 式 (10) 式から土壤のバルク電気伝導度 EC_b の変化のみを測定しても土壤中の肥料分量や塩分量を知る上では無意味であることがわかる。式 (9) 式 (10) 式で示されるように EC_w を推定するためには、土壤の EC_b と θ あるいは ε_b を同時に知る必要がある。ケーブルテスター

表-1 さまざまな土壤に対する $\varepsilon_{ECb=0}$ の値 (Hilhorst, 2000)

土 壤	粘土	シルト	砂	有機質	$\varepsilon_{ECb=0}$
	%				
ガラスビーズ	—	—	—	—	7.6
ロックウール	—	—	—	—	4.1
Groesbeek	10	70	20	0.95	2.7
Wichmond	14	31	55	4.3	1.9
Ferralsol-A	63	26	11	0	4.4
Munnikenland	40	56	3	5	5.8
Attapulgit	100	0	0	0	3.1

を使った TDR 法はこれらの値を単一のプローブを使ってしかも同時に測定可能なことから、これまでは測定が非常に困難とされてきた不飽和土壤中における EC_w の経時的な変化を容易に把握することができるようになった。

最後に、溶液の電気伝導度 EC_w (S/m) は溶液温度の影響を受けるので、温度補正を行なう必要がある。 EC_w (S/m) は通常 25°C の溶液温度における値 EC_{w25} (S/m) として報告される。したがって、次式のような温度補正を行なう必要がある (U.S. Salinity Lab. Staff, 1954)。

20 ≤ T ≤ 47°C の場合

$$EC_{w25} = EC_w \left(1.00 + \frac{(25-T)}{49.7} + \frac{(25-T)^2}{3728} \right) \quad (11)$$

3 ≤ T ≤ 28°C の場合

$$EC_{w25} = EC_w \left(1.00 + \frac{(25-T)}{53.3} + \frac{(25-T)^2}{1667} \right) \quad (12)$$

ここに、 T は溶液温度 (°C) である。

5. 相対溶液濃度 C_r の測定

土壤中における溶質の分散係数の計算に必要な測定点における相対濃度 C_r は、式 (13) のように初期状態の土壤溶液濃度 C_i 、置換溶液濃度 C_o 、測定濃度 C から計算される。相対濃度 C_r は、

$$C_r = \frac{C - C_i}{C_o - C_i} \quad (13)$$

と定義される。 $C = m + nEC$ という関係が成立する濃度範囲では、 C_r はそれぞれの溶液の EC で表される。(13) 式に $C = m + nEC_w$ の関係を代入すると

$$C_r = \frac{(m + nEC_w) - (m + nEC_{wi})}{(m + nEC_{wo}) - (m + nEC_{wi})} \quad (14)$$

となる。 m と n は定数なので消去されて、

$$C_r = \frac{EC_w - EC_{wi}}{EC_{wo} - EC_{wi}} \quad (15)$$

のように C_r は土壤溶液の電気伝導度 EC_w の関数として表される。さらに土壤水分量 θ が一定の条件下では (9) 式中の $f_1(\theta)$ と $f_2(\theta)$ あるいは (10) 式中の ε_b は一定値となるので、TDR 法で土壤の EC_b を測定することによって EC_w を一義的に決定することができる。したがって、(15) 式に (7)・(9) 式を代入すると

$$C_r = \frac{\left(f_3(\theta) \frac{1}{R} + f_4(\theta) \right) - \left(f_3(\theta) \frac{1}{R_i} + f_4(\theta) \right)}{\left(f_3(\theta) \frac{1}{R_o} + f_4(\theta) \right) - \left(f_3(\theta) \frac{1}{R_i} + f_4(\theta) \right)} \quad (16)$$

となる。ここで $f_3(\theta)$ と $f_4(\theta)$ は θ が一定の場合は定数なので消去されて、最終的には

$$C_r = \left(\frac{1}{R} - \frac{1}{R_i} \right) \left(\frac{1}{R_o} - \frac{1}{R_i} \right)^{-1} \quad (17)$$

のようにインピーダンスの測定値だけから相対濃度 C_r を計算することができる (Kachanoski ら, 1992)。ここに、 R は測定点において経時的に変化する土壤のインピーダンス (Ω)、 R_i は初期状態における土壤のインピーダンス (Ω)、そして R_o は土壤溶液が置換溶液によって完全に置き換わった時の土壤のインピーダンス (Ω) を表す。 R_o の値は、初期溶液を置換溶液に切り換え後十分な時間が経過して R の値がほとんど変化しなくなった時の値としても差し支えない。

図-6 には、直径 10 cm のカラムに充填した土壤を水道水で飽和した後、塩水を流下して測定した破過曲線の例を示す。長さ 8.9 cm の 2 線式 TDR プローブを土壤表面下 5 cm の位置に水平に挿入して測定した。TDR 法で測定した EC_b によって表される破過曲線 (図-6 (A)) と (15) 式あるいは (17) 式によって計算した C_r による破過曲線 (図-6 (B)) である。

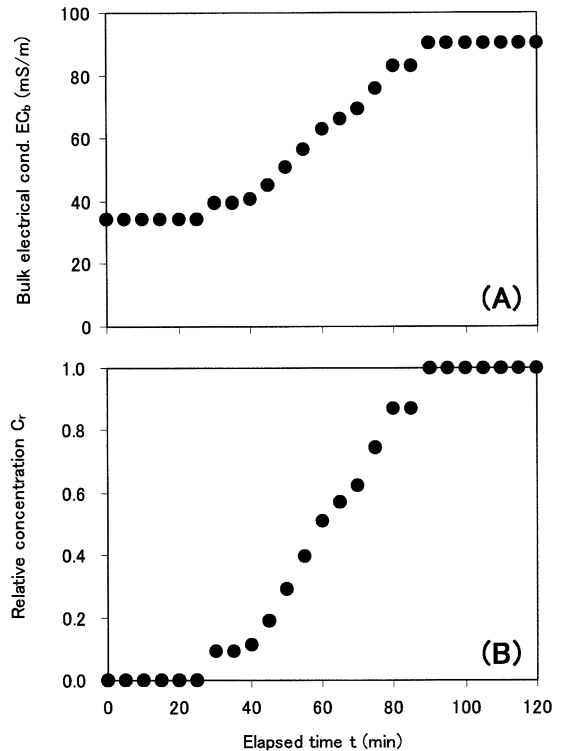


図-6 地表面下 5 cm に水平方向に埋設した TDR プローブにより測定した飽和土壤における塩分の破過曲線。(A) バルク電気伝導度 EC_b による破過曲線と (B) インピーダンス R による相対濃度の破過曲線。

6. プローブの設計

1. プローブの材質と接続ケーブルの種類

TDR 法による土壌水分量と電気伝導度の測定には、2 線式または 3 線式のプローブがよく使用される (図-7)。TDR 法が土壌水分量の測定に利用され始めた 1980 年初頭には、プローブの線材として真鍮^{しんちゅう}が使われていたが、近年では溶接用ステンレス鋼棒が多用されている。また 1980 年初頭には 2 線式プローブに 200 Ω 平行 TV 用ケーブルを接続し、200 Ω ケーブルとケーブルテスター (ケーブルテスターの出力は 50 Ω) との間にインピーダンス整合用トランス (バラン) を挿入する方法が取られた。その後 200 Ω ケーブルは 50 Ω 同軸ケーブルに取って代わられたが、2 線式プローブにはバランが必要だという理論的派と実用的には必要ないという実践派が出現した。そうした中 Zegelin ら (1989) が、50 Ω 同軸ケーブルに直接接続する 3 線式プローブを発表した。3 線式プローブは理論派と実践派のどちらも納得させることができ、その後 TDR プローブの代表的な形状となった。しかし近年 2 線式プローブに 50 Ω 同軸ケーブルを直接接続しても問題なく測定できることが実証されてきたので (Petersen ら, 1995; Ferré ら, 1998), 50 Ω 同軸ケーブルを直接接続した 2 線式プローブも広く使われるようになっていく。さらに、Hook と Livingston (1995) は、50 Ω 同軸ケーブルの代わりに TV アンテナ用の 75 Ω 同軸ケーブルを使っても測定に支障が無いことを報告した。Noborio ら (1999) は、含水率とマトリックポテン

シャルを単一のプローブで測定するための新型 TDR プローブに 75 Ω 同軸ケーブルを接続した。彼らが使ったプローブ形状に対しては、75 Ω 同軸ケーブルを使うことによってプローブ始端位置の決定が容易になった。

2 線式プローブのインピーダンス Z (Ω) は、

$$Z = \frac{120}{\sqrt{\epsilon}} \ln \left(\frac{2s}{d} \right) \quad (18)$$

のように表される (Kraus, 1984)。ここに、 ϵ はプローブを取り囲む物質の比誘電率、 s はプローブの棒と棒の中心間距離 (m)、 d は棒の直径 (m) である。先に述べた 50 Ω と 75 Ω の同軸ケーブルのどちらを選択したら良いのかは、(18) 式で求められるプローブのインピーダンス次第である。例えば、図-2 に示される D から E にかけての凹部が現れるためには、プローブのインピーダンスが同軸ケーブルのインピーダンス (図-2 の場合は 50 Ω) より小さい必要がある。即ち、(18) 式の Z は、想定される ϵ の変化範囲においてプローブに接続する同軸ケーブルのインピーダンス (50 あるいは 75 Ω) を含まないことが望ましい。

2. プローブ棒の間隔

Zegelin ら (1989) は、さまざまな棒間隔 s のもとで水の ϵ を測定したところ、 s に関わらず一定の ϵ 値を得ている。また、Stein と Kane (1983) は、棒と棒の間隔が正確に平行でなくても ϵ の測定値への影響はほとんど無いと報告している。しかし、「表皮効果」と呼ばれる電磁波の不均一分布を避けるために、棒の直径 d は棒間隔 s に比べて適度に大きい ($d/s > 0.1$) 必要がある (Knight,

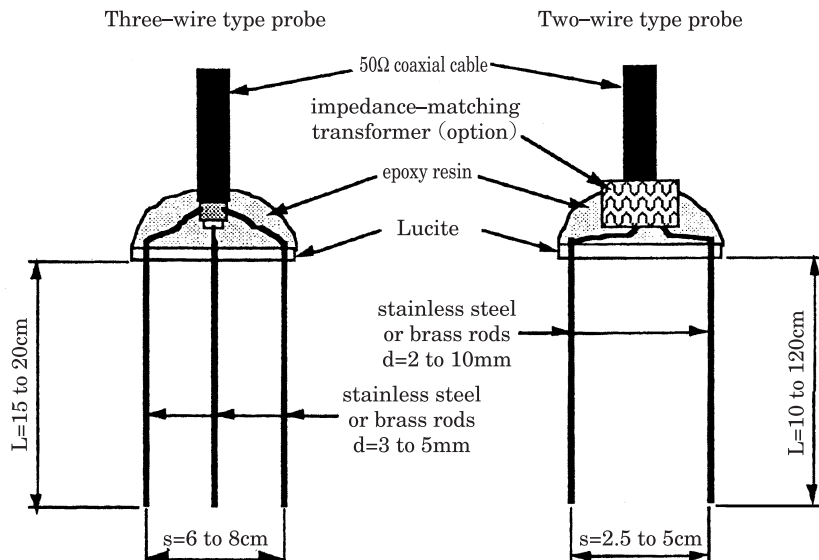


図-7 2線式と3線式プローブの構成図 (Noborio, 2001 より)

1992)。その後、Petersen ら (1995) は、 $d/s=0.02$ まで小さくできることを実験的に確かめている。 d/s 比は、例えば地表面からどれくらいの深さまで含水率を正確に測定できるかという問題に関わっている。Petersen ら (1995) は測定に必要なプローブの最小土被り厚さ hc (mm) を

$$hc = \frac{\frac{1}{4}(s^2 - d^2)}{\left[\frac{s}{d} + \sqrt{\left(\frac{s}{d}\right)^2 - 1} \right]^{4(1-Pc)} - 1} \quad (19)$$

と推定した。ここに、 P_c はプローブの棒と棒の間に含まれるエネルギー分率 ($0 < P_c < 1$) である。例えば、 $s=25$ mm, $d=1.6$ mm, $P_c=0.95$ の場合は、 $hc=12.5$ mm となる。即ち、この形状のプローブを使って地表面付近の含水率の 95% を測定するためには、プローブを水平に設置した状態で土被り厚さは 12.5 mm 以上必要であるということになる。

3. プローブの長さ

プローブの長さについては、Ren ら (1999) が

$$L_{max} = \frac{\ln[V_T/(V_R - V_T)]\sqrt{\epsilon}}{120\pi EC_b} \quad (20)$$

$$L_{min} = \frac{tc}{2\sqrt{\epsilon}} \quad (21)$$

と整理している。ここに L_{max} は最大プローブ長さ (m), L_{min} は最小プローブ長さ (m), V_T と V_R はそれぞれ図-5 に示される送信電圧 (V) と反射電圧 (V) で、TDR 測定器 (モデル 1502C) 上ではそれぞれ反射係数 $\rho_T = V_T/V_o - 1$ および $\rho_R = V_R/V_o - 1$ として表される。さらに、 ϵ は土壌の比誘電率、 EC_b は土壌のバルク電気伝導度 (S/m), t は電磁波がプローブ棒長の往復に要する時間 (s), c は真空中における光速 ($\approx 3 \times 10^8$ m/s) である。②0 式において $V_T/(V_R - V_T) = (1 + \rho_T)/(\rho_R - \rho_T) \geq 10$ の時に十分に反射波を読み取ることができると仮定すると、 $\epsilon=25$ で $EC_b=0.05$ S/m の土壌に対しては $L_{max} \leq 0.61$ m となる。②0 式ではプローブの棒間隔 s が考慮されていないが、実際の現場土壌に適用する際にはプローブ長さ L ばかりではなく棒間隔 s も反射波の減衰に関与することに留意する必要がある。②1 式中の $tc/2$ は①1 式の L_a に等しいので、 L_{min} は使用する TDR 測定器の分解能とプローブの長さ L に依存する。Ren ら (1999) は、テクトロニクス社 1502 型ケーブルテスターを使った場合、 $L_{min}=0.023$ m と計算している。即ち、土壌長さ 23 mm 以下の範囲における含水率の測定は、1502 型ケーブルテスターを使っては極めて困難であるとの結論である。

これに対して Nissen ら (1998) は、プローブの電極と

して直線の金属棒を使うのではなく、コイル状にした電線を使った。電線をコイル状にすることによってケーブルテスターから見た電極の長さを大きく取ることができ、同時に物理的なプローブの全長を 15 mm にすることに成功した。さらに彼らは、この直径 3.6 mm のコイル状プローブを使うと 4 mm の土被り厚さがあれば十分な精度で含水率を測定することが可能であったと報告している。

7. おわりに

本報で説明に使ったテクトロニクス社製 1502 シリーズの TDR 測定装置は、現在製造中止になっている。しかし、キャンベル・サイエンティフィック社から販売されている TDR100 は、性能的にも機能的にも 1502 シリーズに代替できる機種であると思われる。ソイルモイスチャー・イクイPMENT社の Trase も 1502 シリーズや TDR100 と同等の性能を有しているが、ソイルモイスチャー社からの特殊なプローブを接続しないと自動計測できない点が普及を妨げている。

本来の電話線・ケーブルテレビ用同軸ケーブルの保守管理用として TDR 式ケーブルテスターが英国の Bicotest 社や米国の Granite Island Group 社などから市販されている。しかし、これらの TDR 式ケーブルテスターが土壌含水率・電気伝導度の測定に供された例を知らないで、我こそはと思われん方は新たな測定器の発掘に乗り出していただきたい。圃場での使用を考えなければ、ここにあげた機種以外の高性能な TDR 測定装置 (アジレント・テクノロジー社 86100B やテクトロニクス社 11801+SD-24 など) が市販されており、通常の 25 mm 長 TDR プローブを使っても十分に高精度な含水率の測定が可能である (Kelly ら, 1995)。

ケーブルテスターを使った TDR 法から得られる反射波形の中には本報で解説した比誘電率と電気伝導度を求めるための情報以外にも Heimovaara (1994) が示したように沢山の情報を含んでいる。したがって、この波形情報を有効に利用することが次の TDR 法を使った研究と TDR 法の応用につながっていくと思われる。

引用文献

- Amato, M., De Lorenzi, F. and Oliviere, B. (1993): Riflettometria nel dominio del tempo (TDR) per la misura dell'umidità volumetrica del terreno. I: Principi generali ed applicazioni. Riv. di Agronomia, **27**: 1-8.
- 筑紫二郎 (1996): TDR 法による浸潤前線の検出. 農土論集, **182**: 163-164.

- Ferré, P.A., Redman, J.D., Rudolph, D.L. and Kachanoski, R.G. (1998) : The dependence of the electrical conductivity measured by time domain reflectometry on the water content of a sand. *Water Resour. Res.*, **34** : 1207-1213.
- 長谷川周一 (2000) : 黒ボク土畑の圃場容水量の実態. *土壌の物理性*, **83** : 41-46.
- Heimovaara, T.J. (1994) : Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms : I. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils. *Water Resour. Res.*, **30** : 189-199.
- Heimovaara, T.J., Focke, A.G., Bouten, W. and Verstraten, J.M. (1995) : Assessing temporal variations in soil water composition with time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **59** : 689-698.
- Hilhorst, M.A. (2000) : A pore water conductivity sensor. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **64** : 1922-1925.
- Hook, W.R. and Livingston, N.J. (1995) : Propagation velocity errors in time domain reflectometry measurements of soil water. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **59** : 92-96.
- 堀野治彦・丸山利輔 (1992) : TDR による土壌の体積含水率および電気伝導度の測定について. *土壌の物理性*, **65** : 55-61.
- 堀野治彦・丸山利輔 (1993) : 3 線式プローブによる土壌水分の TDR 計測. *農土論集*, **168** : 119-120.
- Kachanoski, R.G., Pingle, E. and Ward, A. (1992) : Field measurement of solute travel times using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **56** : 47-52.
- Kelly, S.F., Selker, J.S. and Green, J.L. (1995) : Using short soil moisture probes with high-bandwidth time domain reflectometry instruments. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **59** : 97-102.
- 清沢秀樹 (1998) : TDR による層状土壌の水分と塩類濃度の測定. *日本農業気象学会東海支部会誌*, **56** : 33-38.
- Knight, J.H. (1992) : Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resour. Res.*, **28** : 2345-2352.
- Kraus, J.D. (1984) : *Electromagnetics*. 3rd ed. McGraw-Hill Book Co., New York.
- Miyamoto, T., Kobayashi, R., Annaka, T. and Chikushi, J. (2001) : Applicability of multiple length TDR probes measure water distributions in an Andisol under different tillage systems in Japan. *Soil & Tillage Res.*, **60** : 91-99.
- Mojid, M.A., Toride, N. and Cho, H. (2002) : The effect of heterogeneous soil-water distribution on the TDR measurement of soil-water content. *土壌の物理性*, **90** : 11-19.
- Nadler, A., Dasberg, S. and Lapid, I. (1991) : Time domain reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **55** : 938-943.
- Nissen, H.H., Moldrup, P. and Henriksen, K. (1998) : High-resolution time domain reflectometry coil probe for measuring soil water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **62** : 1203-1211.
- 登尾浩助・颯田尚哉・古賀 潔・馬場秀和・向井田善朗 (2002) : ふん尿還元草地における土壌のフィルター効果. *農土誌*, **70** : 631-634.
- Noborio, K. (2001) : Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry : a review. *Comput. Electron. Agric.*, **31** : 213-237.
- Noborio, K., Horton, R. and Tan, C.S. (1999) : Time domain reflectometry probe for simultaneous measurement of soil matric potential and water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **63** : 1500-1505.
- Noborio, K., McInnes, K.J. and Heilman, J.L. (1996) : Measurements of cumulative infiltration and wetting front location by time domain reflectometry. *Soil Sci.*, **161** : 480-483.
- Noborio, K., McInnes, K.J. and Heilman, J.L. (1994) : Field measurements of soil electrical conductivity and water content by time-domain reflectometry. *Comput. Electron. Agric.*, **11** : 131-142.
- Petersen, L.W., Thomsen, A., Moldrup, P., Jacobsen, O.H. and Rolston, D.E. (1995) : High-resolution time domain reflectometry : Sensitivity dependency on probe-design. *Soil Sci.*, **159** : 149-154.
- Persson, M. (2002) : Evaluating the linear dielectric constant-electrical conductivity model using time-domain reflectometry. *Hydrol. Sci. J.* **47** : 269-277.
- Reece, C.F. (1998) : Simple method for determining cable length resistance in time domain reflectometry systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **62** :

- 314-317.
- Ren, T., Noborio, K. and Horton, R. (1999) : Measuring soil water content, electrical conductivity, and thermal properties with a thermo-time domain reflectometry probe. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **63** : 450-457.
- Stein, J. and Kane, D.L. (1983) : Monitoring the unfrozen water content of soil and snow using time domain reflectometry. *Water Resour. Res.*, **19** : 1573-1584.
- Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980) : Electromagnetic determination of soil water content : Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, **16** : 574-582.
- Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1982) : Electromagnetic determination of soil water content using TDR : I. Applications to wetting fronts and steep gradients. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **46** : 672-678.
- U.S. Salinity Laboratory Staff (1954) : Diagnosis and improvement of saline and alkaline soils. *Agriculture Handbook*. no. 60. U.S.D.A., U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- Zegelin, S.J., White, I. and Kenkins, D.J. (1989) : Improved field probes for soil water content and electrical conductivity measurement using time domain reflectometry. *Water Resour. Res.*, **25** : 2367-2376.
- 受稿年月日 : 2002 年 10 月 1 日
受理年月日 : 2003 年 1 月 30 日

21 世紀水危機 農からの発想

山崎農業研究所編 農文協 2003 年発行

A5 版 350 ページ ISBN4-540-02153-2 定価 3,900 円

農業を行っていくうえには遺伝資源である植物と自然資源である土・水が不可欠である。遺伝資源とは異なり、植物を育てる土水資源には上限が存在する。「土の危機」については、カーターとディールの「土と文明」をはじめ今までに多くの警鐘が出され、その大切さは教科書にも記述されるように比較的知られている。「水の危機」については Hillel の “Out of the Earth” に強調されており、サンドラ・ポステルの「水不足が世界を脅かす」により広く知られるようになってきた。これらの本では水の量と質の不足と不適切な配分についての「危機」が強調されている。これに対し、本書の危機は、「農業用水に市場メカニズムを導入すべき」という一部外国の主張が世界の主流になると大量に水を使う水田農業は壊滅的な影響を受けることになるという「危機」である。本書の発行が第 3 回世界水フォーラムの時期に合わせているのはこのためである。

本書では、はじめに農業・農村と水という特別寄稿文においてコモンズの考え方が紹介され、農業用水はどのように考えるべきかの視点を与えている。ついで、以下の章立てで 28 名の執筆者が水田農業と水の関係についてはこのように考えるべきであるという主張を過去そして現在を見ながら、様々な視点で展開している。

I 世界・アジア・日本の水はいま

II 農業・農村が水をはぐくむ

III 日本の水危機を考える

IV 水との新しいかかわり方のために

多くの執筆者からなる本書の内容を要約することは難しいので、一部を紹介する。

農業が生産機能ばかりでなく多面的機能を持つことが

知れわたってくるにつれ、農業水利施設は多面的機能の発揮に貢献しているのであるから、その維持管理は費用を含めそこに住む住民が負担すべきだという主張を行政サイドから良く耳にする。このように一方的にみえる考えかたがどうして出てくるのかは、土地改良区の問題から出発している。水田の水使用量は我が国の総使用量の 65% を占めるが、用水の反復利用により水田の消費水量は使用量の半分ぐらいである。水田は畑よりも水使用量が多く、しばしば水の無駄使いとして欧米の批判を浴びるが、人口扶養力から見ると水田の方が有利である。この約 30 年間で水田耕作面積は 140 万 ha も減少しているのに水使用量は以前より増大し、単位面積当たりの水使用量は 85% も増大し、非効率的になっており、このままでは多面的機能の維持向上に多くの負担がかかってしまう。「桃太郎」と生活文化としての水利用の歴史。

水質汚染や多面的機能の喪失は生産効率を重視した農業を展開したために生じたのであるが、この点をもっと鮮明に反省、総括すれば、農からの主張がより理解されるだろう。また、過疎化した農村部では清流を戻すことは可能であるかもしれないが、自給率が 40% の我が国では、国土全体を見た場合には水は決してきれいにならないと土の側からは考える。農業の持つ多面的機能の場合は畑に比べて水田農業の優位性が強調され、本書でも水田農業にのみ焦点を当てている。食糧自給率の面からは畑作物の自給率の向上が不可欠であるが、畑作農業に関する水危機は存在しないのか。このように考えるのは、田よりも畑が優勢な北海道にいるからかも知れないが。

長谷川周一（北海道大学農学研究科）

一編 集 後 記

今期の本誌発行は本号をもって完了し、次号より井上久義編集委員長のもとに移ります。

この2年間、編集委員の方々にはたいへんご苦勞をおかけしました。とりわけ、安中武幸委員には、編集の要(かなめ)である、受付、査読原稿の処理、印刷原稿のとりまとめ、事務局との連絡調整など一切を切り盛りして

いただきました。改めてお礼を申し上げます。

年3号刊が定着できたのは、会員の皆様からの投稿に支えられているからであり、土壤物理学会への期待・関心・信頼が深まってきていると感じました。新しい事務局のもとで、さらなる発展を期待しています。
(粕淵)

土壤物理学会

事務局構成	会 長	宮崎 毅	(東京大学大学院農学生命科学研究科)
	副 会 長	岡崎 正規	(東京農工大学大学院)
	庶務幹事	溝口 勝	(東京大学大学院農学生命科学研究科)
	会計幹事	井本 博美	(東京大学大学院農学生命科学研究科)
	編集幹事	関 勝寿	(東京大学大学院農学生命科学研究科)
	”	安中 武幸	(山形大学農学部)
	会計監査	加藤 誠	(東京農工大学農学部)
	”	金子 文宣	(千葉県農業試験場)
編集委員会	委 員 長	粕淵 辰昭	(山形大学農学部)
	委 員	古賀 潔	(岩手大学農学部)
		藤井 克己	(岩手大学農学部)
		佐藤 照男	(秋田県立大学短期大学部)
		粟生田忠雄	(新潟大学農学部)
		足立一日出	(独立行政法人農業技術研究機構)
		吉田修一郎	(独立行政法人農業技術研究機構)
		花山 奨	(山形大学農学部)
		南條 正己	(東北大学農学部)

土壤の物理性 第93号(会員配布) 2003年3月25日発行

発行 土 壤 物 理 学 会

2003年3月31日まで

〒113-8657 東京都文京区弥生 1-1-1
東京大学大学院 農学生命科学研究科
生物・環境工学専攻 環境地水学研究室内
電 話 03-5841-5351, 5374 FAX 03-5841-8171
E-mail sp-staff@soil.en.a.u-tokyo.ac.jp
URL <http://soil.en.a.u-tokyo.ac.jp/jssp/>
銀行口座 みずほ銀行 本郷支店
普通 2407673 土壤物理学会 代表 宮崎 毅

2003年4月1日から

〒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://www.soc.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 土壤物理学会 会長 赤江剛夫

編集委員会事務局(投稿原稿送付先)

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

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

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

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. 93

March 2003

Contents

45th Symposium, Japanese Society of Soil Physics (Information)

Candidate for Award, Japanese Society of Soil Physics (General invitation)

Foreword.....M. MIZOGUCHI... 1

Original Papers

Soil Solution Concentration Prediction of Volcanic Ash Soil upon Addition of Acid
Solutions differ in Anion Composition

.....K. KAMEYAMA, S. MATSUKAWA, T. ISHIDA and H. KATO... 3

Changes of Heat Balance Components, Soil Temperature and Soil Water Suctions at
the Upland Field in Nakastsunai village, Hokkaido

—Mainly about the Observed Results—T. ISHIWATA and N. KOBAYASHI...13

An Evaluation of Coffee Crop Factor under Different Weed Managements Using
USLE Method in Hilly Humid Tropical Area of Lampung, South Sumatra, Indonesia

.....AFANDI, T. K. MANIK, B. ROSADI, M. UTOMO, M. SENGE, T. ADACHI and Y. OKI...21

Influence of Moisture Content on Soil Respiration in Acid Sulfate Soils

.....K. UENO, T. ADACHI and H. NARIOKA...35

Notes

Comparison of the Methods Measuring of Soil Thermal Conductivity

.....H. MOCHIZUKI, I. SAKAGUCHI and M. INOUE...47

Miscellaneous

Extraction of Soil Gas by using an Improved Gas Sampler

.....H. IMOTO, T. FUJIKAWA, M. MIZOGUCHI and T. MIYAZAKI...51

Lectures

Practical Application of Time Domain Reflectometry : Simultaneous Measurement of

Water and Salt contents in SoilK. NOBORIO...57

Book ReviewS. HASEGAWA...67

Editor's Postscript68

Japanese Society of Soil Physics

(Up to March 31, 2003)

Department Biological and Environmental Engineering

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

1-1-1 Yayoi Bunkyo-ku, Tokyo 113-8657, Japan

(From April 1, 2003)

Department of Environmental Management Engineering

Faculty of Environmental Science and Technology, Okayama University

3-1-1 Tsushima-naka, Okayama 700-8530, Japan