

土壌の物理性

第104号

2006年11月

巻頭言	澁澤 栄	1
論文		
誘電混合モデルによるカラム内壁面接着型 TDR プローブのキャリブレーション	宮本 英揮・筑紫 二郎	5
Microbial Transformation of Nitrogen in Cattle Slurry as Applied to an Andisol Grassland	C. MIZOTA, Y. YAMAGUCHI and K. NOBORIO	13
Soil Salinity Assessment by Some Destructive and Non Destructive Methods in Calcareous Soils	A. AL-BUSAIIDI, T. YAMAMOTO, C. BAKHEIT and P. COOKSON	27
耕起, 不耕起が亜熱帯サトウキビ畑土壌の養分溶脱に与える影響	朝田 景・干川 明・加藤 誠・西村 拓	41
研究ノート		
Profile Probe による黒ボク土と立川ロームの土壌水分測定—室内キャリブレーションと現場測定—	井本 博美・鴨下 顕彦・加藤洋一郎・常田 岳志・宮崎 毅	51
特集		
水分・溶質移動モデル		
特集「土中の水分・溶質移動モデル」をはじめるとあって	取出 伸夫	61
不飽和土中の水分移動モデルにおける境界条件	斎藤 広隆・坂井 勝・J. ŠIMŮNEK・取出 伸夫	63
土中の溶質移流分散モデルにおける境界条件	取出 伸夫・坂井 勝・斎藤 広隆	75
講座		
泥炭地の特徴 土壌物理性との関連において		
泥炭地・湿原における温室効果ガス	永田 修	85
泥炭地の特性と湿原植生	富士田裕子	97
北海道における泥炭農地整備技術の変遷と課題	石渡 輝夫	109
古典を読む		
「いくつかの黒ボク土中のアロフェン」および「いくつかの黒ボク土中のイモゴライト」	和田信一郎	119
E.E. Miller and R.D. Miller 著「毛管流現象のための物理理論」	宮崎 毅	127
土粒子		
犬は4本の足で歩く: ニールセン教授の教え	加藤 邦彦	141
書評		
Soils Genesis and Geomorphology	柏木 淳	143
フィールド科学への招待	成岡 市	145
会務報告		147
編集後記		150

土壌物理学会会則

- 第1条 本学会は土壌物理学会（Japanese Society of Soil Physics）と称する。
- 第2条 本学会は土壌物理に関する研究の進歩と普及を図り、農業技術及び環境科学の発展に貢献することを目的とする。
- 第3条 本学会はその目的を達成するために次の事業を行う。
- (1) 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
 - (2) 学会誌「土壌の物理性（Journal of the Japanese Society of Soil Physics）」並びにその他の印刷物の発行
 - (3) 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
 - (4) 優れた論文に対する表彰
 - (5) その他、本学会の目的を達成するために必要な事業
- 第4条 本学会の会員は、正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種とする。会員となるには、評議員会の承認を受けなければならない。退会するには、その旨を本学会に書面により届け出なければならない。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- | | | |
|------|----|--------|
| 正会員 | 年額 | 5,500円 |
| 学生会員 | 年額 | 3,000円 |
- （大学院生を含む）
- | | | |
|--------|------|---------|
| 賛助会員 | 一口年額 | 22,500円 |
| 購読会員 | 会誌年額 | 7,500円 |
| 広告料 | 賛助会員 | 15,000円 |
| 賛助会員以外 | | 22,500円 |
- 第6条 本学会に次の役員をおく。任期は2年とする。ただし、3期連続の重任は認めない。選出方法は次による。
- (1) 会長1名、副会長1名、編集委員長1名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (2) 評議員
イ 15名 正会員の中から選挙によって選出される。
ロ 3名以内を会長が正会員の中から委嘱する。
 - (3) 会計監査2名
- 正会員の中から評議員会によって選出される。
- (4) 幹事若干名
若干名の庶務、会計、編集の幹事を会長が委嘱する。
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- (1) 総会は本学会の最高議決機関であって、事業計画、予算・決算、会則の変更等を決定する。総会は正会員及び学生会員で構成される。
 - (2) 評議員会は、会員の選挙によらない役員を選出、総会議案、その他の重要事項を検討する。評議員会の議長は会長がこれにあたる。
 - (3) 総会及び評議員会の議決は委任状を含む多数決とする。ただし、会則の変更は、総会出席者の3分の2以上の賛成を要する。
- 第8条 本学会の会務は、評議員会及び総会の議を経て、会長、副会長、編集委員長及び幹事がこれを執行する。会務執行に必要な規程は別に定める。
- 第9条 本学会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会
正会員の中から評議員会によって選出され、本学会の評議員選挙を管理する。
 - (2) 編集委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会誌その他の印刷物の編集に当たる。
 - (3) 学会賞選考委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会賞を選考する。
- 第10条 本学会の経費は会費その他の収入を持ってあて、本学会の会計年度は毎年4月1日に始まり翌年3月31日に終わる。
- 附則
- (1) 本学会の連絡先は、これを当分の間次に置く。
〒060-8589 札幌市北区北9条西9丁目
北海道大学大学院農学研究科
土質改善学分野 内
 - (2) 本会則は、2005年4月25日より施行する。
(2005.4.23 改正)

「土壌の物理性」投稿規定

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

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

(2004.7.1 改正)

「土壌の物理性」原稿執筆要領

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

きに正式名称とともに示す(例:陽イオン交換容量(CEC))。

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

(2004.6.29 改正)

[土壌物理分野の SI 使用例]

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

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

* %表示は、原則として分母と分子の内容が同じもの場合にだけ用いる。

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

(2000.3.10 改正)

「土壌の物理性」投稿案内

1. 投稿原稿に対する基本方針

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

2. 投稿原稿に求められるもの

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

(1) 内容について

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

3. 投稿原稿の受付

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

4. 閲読の目的と姿勢

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

編集委員会は閲読者に対して特に次の点について注意をお願いしています。

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

5. 閲読の手順と投稿原稿の採否

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

び個別指摘事項と共に編集委員会へ報告します。

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

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

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

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

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

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

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

- (4) 閲読結果の総合判定をDとする理由は次のようなものです。

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

6. その他

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

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

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

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

(2004.6.29改正)

「土壌の物理性」閲読の手引き

1. 閲読依頼期限の厳守をお願い致します。万一、期限内に閲読が困難な場合には、速やかに編集委員会事務局へ連絡して下さい。
2. 「投稿案内」において、下のものを投稿原稿に求めています。閲読においても、これらをその基準とします。
 - (1) 内容について
 - 1) オリジナリティーがあること(論文、研究ノートの場合)。
 - 2) 本誌の読者にとって有益であること。
 - 3) 導入、研究手法から結論に至る過程に論理性があること。
 - (2) 表現について
 - 1) 原稿全体の構成が整っていること。
 - 2) 文章表現が適切であること。
 - 3) 表題が適切であること。
 - 4) 英文アブストラクトや和文要旨が適切であること。
 - 5) SI単位や記号の使い方が適切であること。
 - 6) キーワードが適切であること。
 - 7) 英語の表現が適切であること。
3. 「掲載不適」とする理由としては、下のようものが挙げられます。
 - 1) 既発表とみなされるもの。
 - 2) 重要な部分に根本的な誤りがあるもの。
 - 3) 事実に基づいた内容ではなく、単なる主観が述べられているに過ぎないもの(論文、研究ノートの場合)。
 - 4) 通説が述べられているだけで、新しい知見が全くないもの(論文、研究ノートの場合)。
 - 5) 修正を要する根本的な指摘事項を多く含んでい

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

(2003.5.28改訂)

土壌物理学学会賞規定

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

土壌物理学学会賞選考委員会規定

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

土壌物理学会会員登録用紙 [入会・退会・登録事項変更]

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

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

本会記入

受付年月日：

承認年月日：

送付先・問い合わせ先

土壌物理学会事務局（庶務幹事）

〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

三重大学生物資源学部 成岡 市 宛

Tel/Fax. 059-231-9574

e-mail : spsyomu@ml.affrc.go.jp

「ばらつき」の科学と技術

澁澤 栄*

「大本営」の亡霊

この小見出しは、北海道大学大学院農学研究科の松田従三先生が、農業機械学会誌（68巻5号，2006）に寄せた巻頭言のひとつの印象である。まったく同感である。

その冒頭に、2006年6月、ドイツで開催された約1ヶ月にわたるサッカーの世界カップを引き合いに出している。日本チームがあたかも予選通過できるかのように、にわかな「専門家」達がさまざまな作戦やシナリオを流布し、マスコミがそれをあおった。日本チームの実力不足を発言しようものなら、それこそ「非国民」あつかいされかねない。予選の最終戦で、明らかに実力差のあるブラジルチームに対しても、素直に健闘を祈るのでなく、根拠のない勝つための作戦ばかりをあおったのである。ブラジルに負けて予選が通過できないことが判明すると、今度は、敗北の「戦犯」探しがはじまった。テレビでの絶叫調煽動は、日本の戦争映画を思い出す。あとの顛末は読者もご存じだろう。

スポーツのみならず、政治の世界も経済の世界も、すべて勝ち馬に乗ることを煽動しているのがある。敗北の結果が明白になると、事実や根拠も吟味せず、公平な主張を黙殺した専門家やマスコミの責任は問わず、にわかに犯人捜しと個人攻撃が始まる。「劇場国家」と誰かが名付けたが、今の日本にはかつての「大本営」システムを彷彿させるものがある。

農業に目を移せば、国を挙げて推進した施設や技術が、時代の変化に見捨てられ、莫大な借金のみが残り、生産者を苦しめ続けている事例は少なくない。

大区画水田を造成したのはいいが、ほ場内のばらつきが激しく、収量が半減した事例がある。水田の造成と営農支援は別の行政組織が担当しているので、ときどき、互いに責任のなすりあいをする場面もある。ところで、生産力の低下した大区画水田は、生産者が回復しなければならないのだろうか。

家畜排泄物処理法や食品リサイクル法などの実施で、膨大な「堆肥」が全国で製造され続けているが、「利用者」が少ないので、うまく循環しないという。しかし、「利用者」のニーズや、施用すべき土壌の健康状態はほとんど吟味されないまま、「循環」を妨害している「犯人」探しをしているようで仕方ない。

特に心配なのは、マスコミが「権威者」の名を借りて煽りたて、社会を危険な状態に押しやりながら、誰も責任をとらないという、伝統的な仕組みが脈々と活着していることである。そして、この風潮が、われわれの技術と科学の分野にも強く影響を与えているのではないかと危惧する。

平均と分散の世界

土壌を扱う場合は、平均と分散が特に重要な指標になる。どの空間スケールで観測しても、またどの時間スケールで観察しても、必ず本質的なばらつきが存在する。本誌で発言するのは釈迦に説

* 東京農工大学大学院共生科学技術研究院

法ではあるが、あえて言わせてもらえば、土壌とは、時間的にも空間的にも平均と分散の階層的な重ね合わせにより特徴づけられる小宇宙である。従って、土壌を扱う技術や科学では、これらの平均と分散に対する取り扱いが重要になり、その取り扱い方が技術水準や学問水準に影響を与える。

平均と分散の問題につき、私の未熟な体験を紹介しよう。

私は、かつて、低動力深耕ロータリ耕うん装置を開発し実用化した経験がある。その際、もっとも重要な技術情報は、切削・耕うんに必要な未耕地の「比動力」データであった。水田と畑地、そして粘性土から砂土にわたる多数の土壌条件と耕うん条件において、ほ場及び室内実験により比動力データ集を作成した。平均は設計動力、すなわちトラクタ動力を計算するのに役立ち、分散は作業条件（走行速度や耕深など）を指定するのに役立った。

その後、ロータリ耕うんにより形成される土塊の輪郭や亀裂の発達にフラクタル性を観測した。また粘性土の衝撃圧縮実験において、異なる時間スケールで同時に土壌の変形特性を計測すると、例えば、二つの異なる階層の瞬間弾性係数を同時に実測できることを証明した。さらに、土壌構造のフラクタル性は根系成長のフラクタル性と相関があり、根系のフラクタル分枝成長モデルを構成することができた。

ほ場スケールの場合を検討するため、開発したリアルタイム土壌センサーを用い、1メートル観測間隔で約1,000箇所のデータを収集してみた。含水比と有機物含量を対象にして、サンプルサイズとクリーニング誤差の関係を計算したところ、サンプルサイズ150~200で誤差が最小になった。ほ場平均の推定では、ばらつきの分布特性にも依存するが、10%以内の推定精度がほしい場合は少なくともサンプルサイズ5以上、多くの計算機実験例では15以上が必要になる。ほ場内のばらつきを記録するためには、グリッド内の代表値を得るのに、内部に5点以上の独立した観測地点が必要であり、かつクリーニングによるほ場マップを作成する場合は、そのようなグリッドを150ばかり用意する必要がある。

一方で、驚いたことがある。土壌分析と称して、ほ場の3箇所ないし4箇所の土壌を採集して一つの容器内で混合し、分析結果を一つ出してほ場平均と主張している人々がいるのである。分散を伴わない平均などあり得ないことなのだが、かなり広く通用しているようである。この実態を理解するには、別の文脈を用意する必要がある。

わずかな経験だが、土壌を相手にした場合、このような平均と分散につき合わねばならないことを痛感した。

「たこつぼ」と「文脈」

土壌物理学に属すると思われるテキストを開いてみると、土壌の分類あたりから始まり、物質定数などのデータ一覧が紹介され、物質移動やレオロジーに関する理論紹介が続く。偏微分方程式が現れ、線形の場合は美しい指数解が示され、室内実験結果にほぼ一致することが紹介されている。いくつかの優れた練習問題も紹介されているので、きっと「土壌物理学」はひとつのパラダイムを形成しているのだと思う。三重大学の成岡先生が「土壌物理学は未完成」とご指摘されたが、私は、完成度の高い分野の一つではないかと感ずる。

例えば、土壌の分類がしっかりしており、分析方法などが統一され、物質定数のデータも比較的揃っている。土壌物理に関する知的訓練もテキストを通じてある程度はできる。関連基礎分野として、地盤工学や土質力学あるいは土壌学などの知の体系が存在している。

しかし時々困ることは、判断あるいは意志決定に関する問題に直面したときである。農家が施肥

設計や排水対策あるいは作業計画を立てるとき、観測した土壌データのみを頼りには判断できない場合が大半である。データの収集、その解釈である情報の構成、そして判断の文脈を形成して、意志決定の論理を採用する。これが意志決定の際の知的作業である。特に意志決定は文脈依存性が高いので、どのような文脈を構成するかは重要な仕事になる。

例えば、「環境保全と収益性を同時に実現する」ための文脈で意志決定する場合は、収量を最大化する文脈とは異なる結論がでてくる。土壌データや収量データなどを集めては場 GIS を構成すれば、自動的に最適な処方箋が提供できるような、誤った風潮が広まっているので注意する必要がある。意志決定は文脈構成の問題であり、自然観や科学革命論で話題になったパラダイム転換などと同じ土俵の上の議論なのである。

このような作業の中で、土壌物理学の果たす部分はいかほどのものか。少なくとも文脈構成は、土壌物理学を超えた世界で行われるものと思われる。

改めて、土壌物理学は、土壌という多様性と多義性をもつ冗長な対象に、物理という「たこつぼ」の論理を適用しようとして、豊富な学術的成果を蓄積してきたことと思う。しかし、ここら辺で、多義的で冗長な「土壌」をそのまま受け入れる「物理学」もあり得るのではないだろうか、思いの方向を変えてみてはいかがであろうか。その場合、論理ではなくカタチや印象が主役になるのかもしれない。土壌を対象にした新しい世界が切り取られるかもしれない。きっと皆さんの中には、このような研究成果をお持ちの方がいるのだと感じている。

私は、「たこつぼ」の一つである農業機械学の中で、「農業機械学は学問か」と、しばらくの間、問い続けたことがある。しかし「たこつぼ」の中の精緻化とあわせて、「たこつぼ」が意味を持つ「文脈」の構成も同時に扱われないといけないのが、農業技術分野の特徴ではないかと思い始めている。拙著「精密農業」（朝倉書店）では、「たこつぼ」と「文脈」の関係を議論してみたので、ご一読いただければ幸いである。

人々を煽動するのではなく、確かな事実と根拠をもとに、複数の文脈があることを共有できる科学と技術の世界でありたいものである。それには、格差拡大と身分の不安定化を進める研究組織のあり方にも言及しなければならないだろう。

最後に、とりとめもない拙文で巻頭言の空間を乱したこと、お許し願いたい。

誘電混合モデルによるカラム内壁面接着型 TDRプローブのキャリブレーション

宮本英揮*・筑紫二郎*

Calibration of Column-attaching TDR Probe Based on Dielectric Mixing Model

Hideki MIYAMOTO* and Jiro CHIKUSHI*

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

Abstract

A column-attaching TDR probe (CA probe) was designed to minimize the effect of disturbance on soil matrix during soil-water measurement, and was calibrated using sand for various water contents (θ). Relative dielectric constant for sand increased with water content, and finally reached to 12.7 at saturated condition. Compared with estimate by Topp equation (Topp *et al.*, 1980), smaller relative dielectric constants were observed at all water contents in case for the CA probe. The relative dielectric constants measured by the CA probe should be composite relative dielectric constant (ϵ_T) of 2 components in sampling volume: medium (ϵ_m) and acrylic part (ϵ_{ac}). To evaluate the effect of acrylic part on ϵ_T , contribution of both components was investigated with data sets of relative dielectric constant for ethanol having various concentrations, based on dielectric mixing model ($\epsilon_T = \{w\epsilon_m^\alpha + (1-w)\epsilon_{ac}^\alpha\}^{1/\alpha}$; where w and α are parameters). Combined Topp equation, substituting ϵ_m in the equation by the estimate from the mixing model, relatively agreed with observed ϵ_T at various θ . The determination of mixing model parameters (w and α) with ethanol could make it possible to calibrate ϵ_T vs. θ easier than that with soil.

Key words: Time domain reflectometry (TDR), Relative dielectric constant, Volumetric water content, Topp equation, Dielectric mixing model

1. はじめに

土中の水分移動を定量的に評価したり、土の水分移動特性を決定するためには、土の水分量を測定することが必要である。水分測定に用いるセンサーは高精度で小型であること、また非破壊で迅速に多点の水分計測が可能であることが望ましい。こうした事情から、近年開発された時間領域反射 (Time Domain Reflectometry, TDR) 法と呼ばれる水分測定法が広く活用され始めている。

TDR法による水分測定については、Noborio (2001) の総説に詳しい。TDR法は、土中に埋設した金属プローブに電磁パルスを与え、パルスの伝播速度から評価される土の比誘電率 ϵ_m より、体積含水率 θ を評価する技術

である。比誘電率による体積含水率の評価には、次の Topp *et al.* (1980) の実験式が用いられる。

$$\theta = 4.3 \times 10^{-6} \epsilon_m^3 - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon_m^2 + 2.92 \times 10^{-2} \epsilon_m - 5.3 \times 10^{-2} \quad (1)$$

Topp式は、有機物を多く含む黒ボク土に対する適合性は低いが (Miyamoto *et al.*, 2001)、他の多くの土において、1.3%の以内の誤差で体積含水率を評価することができる (Topp *et al.*, 1980)。

TDR法には、一般に、ステンレス鋼棒を平行に配置した2線式または3線式の平行プローブが多く用いられる。測定精度は、用いるパルスの周波数が大きいほど、またプローブが長いほど高い。こうしたTDR法の特性を踏まえ、実用性の向上を目的として、プローブの小型

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

キーワード: 時間領域反射 (TDR), 比誘電率, 体積含水率, Topp式, 誘電混合モデル

化が試みられている。一般的な平行プローブでは、1 GHz のパルスで 5 cm 程度 (Malicki *et al.*, 1992), 20 GHz では 2.5 cm にまで、プローブを短くすることができる (Kelly *et al.*, 1995)。また、プローブをコイル状あるいは蛇行させることにより、小型化と高精度化を実現した特殊な形状のプローブも開発されている (Nissen *et al.*, 1998 ; Selker *et al.*, 1993)。

一方、室内のカラム実験では、TDR プローブを設置する過程で乱れが生じたり、また、あらかじめ TDR プローブをカラムに設置する場合には、土の均一充填が困難になることが多い。このような土の乱れや不均一充填は、高い精度が要求される室内のカラム実験において、測定結果に誤差を生む要因となるため、誤差の影響を低減することが可能な形状のプローブを開発する必要がある。

しかし、特殊な形状を持つプローブは、小型であるために利便性が高いものの、測定される比誘電率・体積含水率に対して Topp 式の適合性が低いことが知られている (Selker *et al.*, 1993)。そのため、測定対象となる土の種類やプローブに応じて、別途、キャリブレーションを実施する必要が生じ、実用性に欠ける側面を持つ。こうした背景から、プローブ形状の改良に加え、特殊形状プローブを用いる場合の簡便なキャリブレーション法の確立も重要な課題である。

そこで、本研究では、乱れの影響を低減した土壌カラムの水分計測のために、アクリル板にウェーブガイドを接着した Selker *et al.* (1993) の改良型プローブとして、アクリル製円筒カラム内壁面に銅箔を接着したプローブ (以後、CA プローブと略す) を作成した。そして、体積含水率が異なる砂を対象に、CA プローブが示す比誘電率を計測するとともに、エタノール溶液の比誘電率測定およびプローブ断面の電場シミュレーションにより、プローブの誘電特性を検証した。また 3 線式プローブについても同様の検証を行い、誘電特性の違いから CA プローブの特性を調べるとともに、簡便なキャリブレーション法について検討した。

2. 実 験

2.1 CA プローブのキャリブレーション

本研究に用いた 2 種類の TDR プローブの模式図を図-1 に示す。内径 5 cm, 外径 6 cm, 高さ 3 cm のアクリル製円筒カラム ((株) さくら樹脂) の内壁面中央部に、長さ 15 cm, 幅 0.2 cm, 厚さ 0.008 cm の銅箔テープを、0.2 cm 間隔で平行に接着し、CA プローブを作成した。ステンレス鋼棒を介して銅箔テープ端面と同軸ケーブルを接続し、ステンレス鋼棒と同軸ケーブルの接続部を接着剤

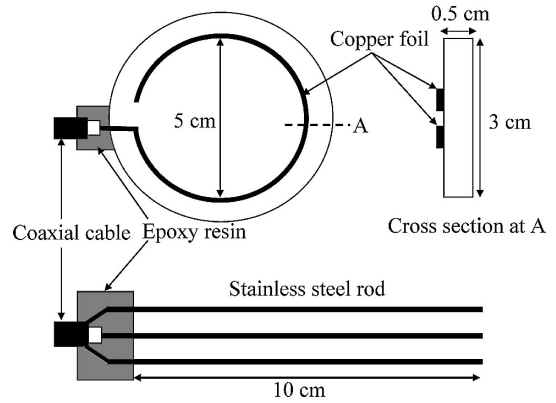


図-1 CA プローブと 3 線式プローブの模式図

Fig. 1 Schematic diagram of CA probe and 3-wire probe.

で固定した。また、比較対象となる標準型のプローブとして、直径 0.16 cm, 長さ 10 cm の 3 本のステンレス鋼棒を 0.6 cm 間隔で平行に配置した 3 線式プローブも作成した。

キャリブレーションに用いた供試土は、福岡市東区箱崎一帯に広がる砂層から採取した箱崎砂 (以後、砂と略す) である。風乾の含水比は $0.0014 \text{ kg}^3 \text{ kg}^{-3}$, 土粒子密度は 2.62 Mg m^{-3} である。砂と蒸留水をビニル袋内で混合し、両者の混合比を変えることにより、水分量の異なる試料を用意した。水分量を調整した各試料は、CA プローブ内に乾燥密度 1.5 Mg m^{-3} となるように充填した。充填した試料の体積含水率 θ は 0 (風乾), 0.002, 0.04, 0.09, 0.14, 0.18, 0.23, 0.27, 0.29, 0.33, 0.34, 0.37, 0.39, 0.40, $0.43 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ である。

1502C 型ケーブルテスター (Tektronix 社) を用いて、各試料を充填した CA プローブに電磁パルスを与え、その反射波の波形を取得した。波形解析ソフト・WinTDR (Or *et al.*, 1998) で、取得した波形から見かけのプローブ長 (L_a) を評価し、 L_a と実際のプローブ長 (L) の比の二乗 ($\epsilon = (L_a/L)^2$) から比誘電率を評価した。

また、蒸留水 (DW), 空気, エタノール, 希釈したエタノール (重量分率: 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 kg kg^{-1}) に対しても、CA プローブが示す比誘電率を測定した。CA プローブの特性を把握するために、3 線式プローブにおいても同一媒体の比誘電率を測定し、両者の違いを比較した。

2.2 プローブ周辺の電場シミュレーション

TDR プローブは、プローブの直径や間隔などの形状に加え、プローブの周辺媒体の状況に影響される。こう

した周辺媒体の影響は、数値解析を利用して調べられている (Knight *et al.*, 1997)。

電気ポテンシャル ϕ と電荷密度 ρ との間には、次の Poisson の方程式が成立する (Knight *et al.*, 1997)。

$$\nabla^2 \phi = -\frac{\rho}{\epsilon} \quad (2)$$

ϵ は、誘電率を示す。 $x-y$ 断面において、電荷の湧き出しのない定常な電場では、(2) 式は Laplace の方程式に変形できる。

$$\epsilon \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} \right) = 0 \quad (3)$$

一方、土中の不飽和水分移動は Richards の式で表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = K(h) \cdot \nabla^2 H \quad (4)$$

t は時間、 K は透水係数、 h は圧力水頭、 H は全水頭を示す。ここで、水平な $x-y$ 断面の飽和定常流れでは、水分量の変化がないことから(4)式の左辺はゼロ、水平方向の流れでは重力の影響は無視できることから H は h に置き換えられ、また、水分飽和状態では透水係数 K は飽和透水係数 K_s と置き換えることができ、次式のように変形できる。

$$K_s \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) = 0 \quad (5)$$

(5) 式は、(3) 式と同型の Laplace の方程式であり、水平な二次元断面における飽和定常流と電場の支配方程式は、数学的に等価とみなすことができる。この共通点を活用し、圧力水頭を電気ポテンシャル、飽和透水係数を比誘電率に置き換えて考えることにより、近年、土中の水分・溶質移動計算に広く用いられている HYDRUS-2D (Šimůnek *et al.*, 1996) を用いて、TDR プロープ周辺の電場シミュレーションを行った。

図-2 は、3 線式プロープおよび CA プロープ断面における電場シミュレーションの模式図である。なお、黒色のプロープはウェーブガイド、白色はシールド線と接続したプロープを示す。縦 10 cm、横 10 cm の二次元空間の中央に 3 線式および CA プロープが存在し、3 線式プロープの周囲には水、CA プロープの周囲には水とアクリルの両者が存在すると考え、有限要素メッシュを作成した。

ここで、HYDRUS-2D を用いて電場シミュレーションを行う場合、計算で与える物質の水分移動特性を、次

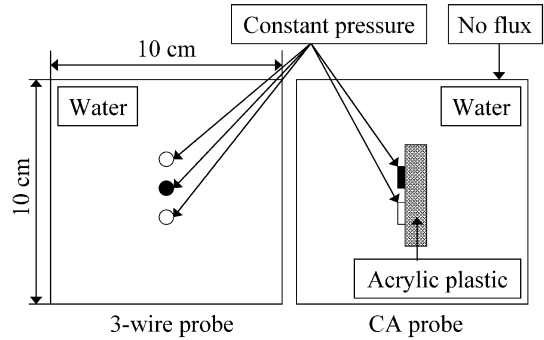


図-2 TDR プロープ周辺の電場シミュレーションの模式図

Fig. 2 Schematic diagram of electric simulation around TDR probes.

の van Genuchten (1980) の水分移動モデルで記述しなければならない。

$$K(\theta) = K_s \theta_E^{1/2} [1 - (1 - \theta_E^{1/2})^m]^2, \quad \theta_E(h) = \frac{1}{[1 + (\alpha|h|)^n]^m} \quad (6)$$

α, n, m は水分移動パラメータを表し、 θ_E と m は、

$$\theta_E = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}, \quad m = 1 - \frac{1}{n} \quad (7)$$

で表される。 θ_s は飽和体積含水率、 θ_r は残留体積含水率である。飽和浸透流の状態を実現するためには、(6) 式において $\theta_E \equiv 1$ 、すなわち $K(\theta) \equiv K_s$ の成立が必要である。そこで、蒸留水およびアクリルを表す物質のパラメータとして、 $\theta_s = 1, \theta_r = 0, \alpha = 1.0 \times 10^{-13}, n = 1.0001$ を便宜的に入力した。ここで、20°C の水の比誘電率は 80 (Noborio, 2001)、本研究に用いたアクリルの比誘電率 2.2~3.2 である。比誘電率の代替値として与える K_s は、水を基準とした相対値で入力し、水には 1、アクリルには比誘電率 (2.2~3.2) の中間値 2.7 に対する 0.034 をそれぞれ与えた。

プロープ表面に与える境界条件として、HYDRUS-2D で与えられる種々の条件の中から Constant pressure を与えた。パルスが進行する黒色のウェーブガイド表面の圧力を 1、白色で示したシールド部を 0 とし、個々のプロープ表面の電気ポテンシャルを相対値で表した。一方、外周に与える境界条件には、Knight *et al.* (1997) の方法と同様に、プロープから外周が十分に離れており、外周を直する電気力線数がゼロ、すなわち外周におけるポテンシャル勾配がゼロと考え、それを実現する No

flux を境界条件として与えた。以上の手順でプローブ断面周辺の電場シミュレーションを実施し、プローブによる電場環境の違いを比較した。

3. 結果と考察

3.1 キャリブレーション

CA プローブで測定した各試料の TDR 波形の中から、蒸留水および $\theta=0.002, 0.09, 0.23, 0.33, 0.43 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の試料における波形を図-3 に示す。平行なウェーブガイドを持つ標準的な TDR プローブでは、第一ピークから第二反射地点までの距離が示す見かけのプローブ長 L_a は、 θ の増加とともに大きくなることが知られており、本研究の3線式プローブも同様の傾向を示した(図は示していない)。一方、CA プローブも3線式プローブと同様に、 θ が高い試料ほど L_a は大きくなる傾向がみられた(図-3)。 θ が低くなると、第一ピークと第二反射地点の間で反射係数の不規則変動がみられたが、この変動は、第二反射地点の検出や L_a の評価には影響しなかった。

図-4 は、3線式プローブとCAプローブのTDR波形から評価した各試料の比誘電率と体積含水率 θ の関係である。なお、図-4には、(1)式を実線で併記した。標準的なプローブである3線式プローブの実測値は(1)式上に分布し、また実測値に対するTopp式の R^2 は0.988と非常に高く、3線式プローブではTopp式に即した結果が得られた。CAプローブにおいても、高水分領域で多少のばらつきはみられるものの、 θ が高い試料ほど評価される比誘電率が大きくなり、水分飽和状態($\theta=0.43$)では12.7に到達した。ところが、各試料が示した比誘電率は、3線式プローブで測定された値より小さく、また、 θ の増加量に対する比誘電率の増加量も小さい。

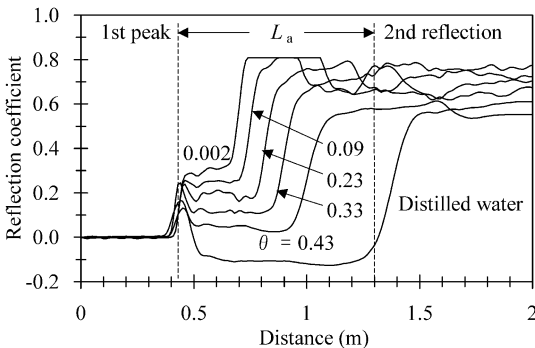


図-3 CA プローブで測定した水および水分量の異なる箱崎砂の TDR 波形

Fig. 3 TDR waveforms for water and sands having various water contents using CA probe.

Topp 式は、標準的な TDR プローブに対しては適合性が高いことが知られており、本研究に用いた3線式プローブも同様の性質を示している。しかし、Selker *et al.* (1993) が作成した蛇行型プローブでは、測定された比誘電率が Topp 式で評価したものよりも小さくなることが報告されている。本研究のCAプローブも、Selker *et al.* と同様の結果を示していることから、実測値と Topp 式のずれは、特殊な形状を持つ TDR プローブの共通点と考えられる。

3.2 CA プローブの特性

表-1 は、3線式プローブおよびCAプローブで評価した蒸留水、濃度(C)の異なるエタノール、空気の比誘電率の一覧である。CAプローブで評価された各媒体の比誘電率は、空気を除き、3線式プローブの半分程度と小

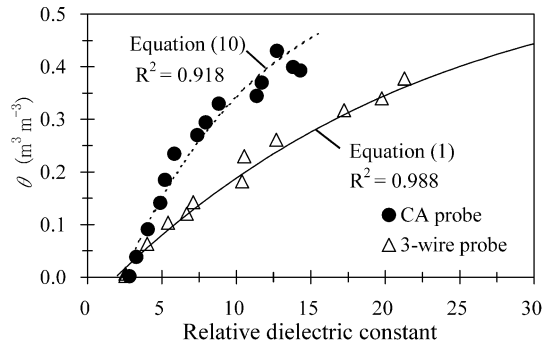


図-4 比誘電率と体積含水率 θ の関係

Fig. 4 Volumetric water content θ for relative dielectric constant.

表-1 3線式およびCAプローブで測定した蒸留水(DW)、空気、濃度の異なるエタノールの比誘電率

Table 1 Relative dielectric constant of distilled water (DW), air, and ethanol having different concentration measured by 3-wire probe and CA probe.

C (kg kg ⁻¹)	Relative dielectric constant	
	3-wire probe	CA probe
DW	81.0	36.4
0.2	67.3	30.5
0.4	56.3	25.8
0.6	41.6	19.6
0.8	29.6	14.5
1.0	19.0	10.0
Air	1.5	3.1

さい。3線式プローブでは、蒸留水の比誘電率が81.0と既往の報告(Noborio, 2001)とほぼ等しい結果であり、全体的に良好な測定結果であると考えられる。そのため、CAプローブが示した比誘電率は、媒体の持つ比誘電率が過小評価されたものと推察される。

HYDRUS-2Dで評価した3線式およびCAプローブ断面における相対電気ポテンシャルおよび相対電界強度の分布を図-5に示す。なお、分布図の一边は3cmの正方形で、破線はアクリルが存在する位置を示す。3線式プローブの相対電気ポテンシャルは、ウェーブガイドを中心とした左右対称の分布を示し、また、電界強度は特にウェーブガイド近傍において高くなった。電界強度が高い領域は、ウェーブガイドを中心とした左右0.6cm程度の幅で、この範囲が3線式プローブのサンプリング体積と考えられる。

一方、CAプローブの相対電気ポテンシャル分布はや

や左方に偏り、電界強度もウェーブガイドの左方においてのみ高くなる分布となった。この電界強度の偏りは、プローブ背面にアクリルが存在するためであり、このことが測定媒体の持つ比誘電率の過小評価(表-1)、およびTopp式の不適合(図-4)の原因と考えられる。

また、CAプローブのサンプリング体積は、左方への約0.1cmの電界強度の偏りから判断して、ウェーブガイドを中心とした幅0.2~0.3cmの範囲と考えられる。本研究では、水分を調整した試料をCAプローブ内に充填し、即座に比誘電率を計測したため、測定された比誘電率は、試料全体の平均的な水分量を反映したと考えられる。しかし、カラム断面に対して不均一な水分分布を持つような場合には、誤差を生む可能性が高いため、CAプローブは均一な水分分布を持つ条件下での使用が望ましいと考えられる。

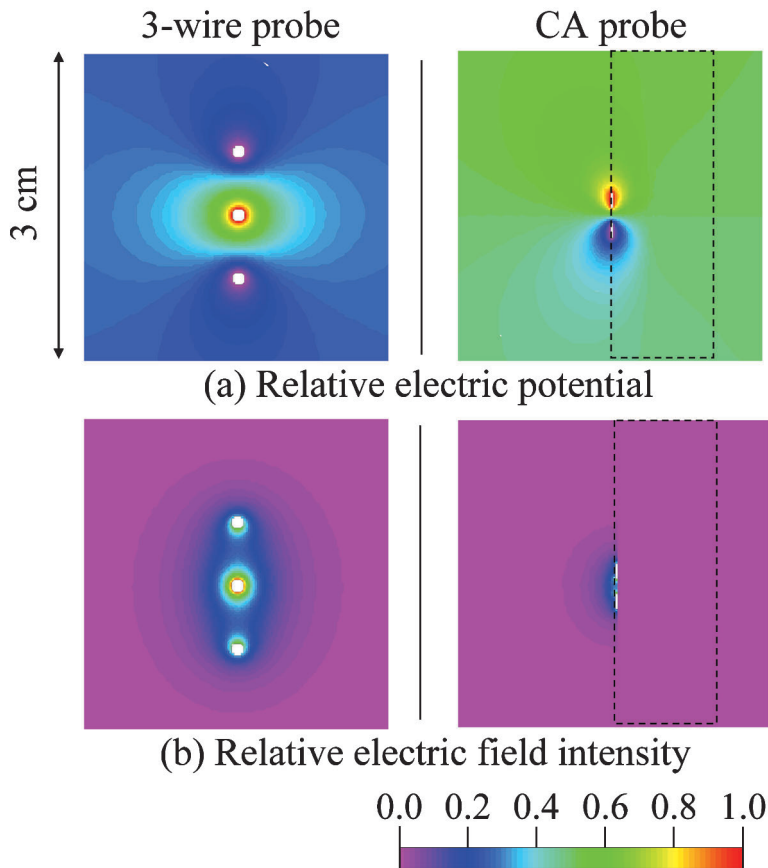


図-5 3線式およびCAプローブ周辺の (a) 相対電気ポテンシャルおよび (b) 相対電界強度
 Fig. 5 (a) Relative electric potential and (b) relative electric field intensity around 3-wire probe and CA probe.

3.3 誘電混合モデルによるプローブ特性の評価

複数の物質から構成される混合物の比誘電率は、誘電混合モデルにより、各構成物質の比誘電率の合成値として表される。比誘電率が ϵ_1 および ϵ_2 と異なる物質からなる混合物の場合、混合物の比誘電率は両者の合成値、すなわち複合比誘電率 ϵ_T として次式で表される (Roth *et al.*, 1990)。

$$\epsilon_T = \{w\epsilon_1^\alpha + (1-w)\epsilon_2^\alpha\}^{1/\alpha} \tag{8}$$

w は物質の構成比、 α は構成物質の配列を表すパラメータである。Nissen *et al.* (1998) は、誘電混合モデルにより、自作したコイル型プローブで測定された比誘電率を、媒体とそれ以外の物質との複合比誘電率と考えた。本研究においても、CAプローブが示す比誘電率を、測定対象である内部の媒体とアクリル部の複合比誘電率と考え、(8)式の ϵ_1 を測定媒体の比誘電率 ϵ_m 、 ϵ_2 をアクリル部の比誘電率 ϵ_{ac} に置き換えると、次式が得られる。

$$\epsilon_T = \{w\epsilon_m^\alpha + (1-w)\epsilon_{ac}^\alpha\}^{1/\alpha} \tag{9}$$

そして、表-1の測定値より、3線式プローブが示す比誘電率を各媒体自身の比誘電率 ϵ_m 、アクリル部の比誘電率 ϵ_{ac} を2.7と考え、非線形最小二乗法によりパラメータ w および α の最適化を行った。図-6は、同一媒体における ϵ_T と ϵ_m の関係で、図中には $\epsilon_T = \epsilon_m$ の直線および非線形最小二乗法で得た近似曲線も併記している。

最適化した w は0.412、 α は1.07となり、近似曲線 $\epsilon_T = (0.412\epsilon_m^{1.07} + 0.588\epsilon_{ac}^{1.07})^{1/1.07}$ は $\epsilon_T = \epsilon_m$ の直線の下部に位置し、媒体の真の比誘電率が過小評価されていることが分かる。また、アクリル部が存在しない場合は、 w は

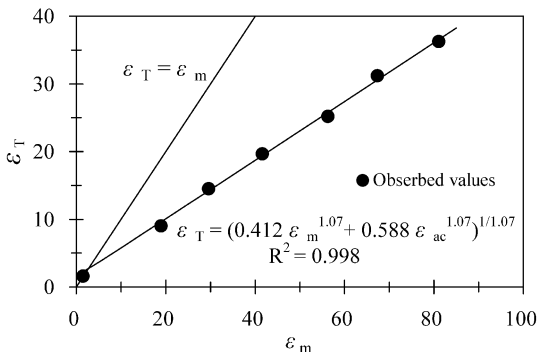


図-6 媒体の比誘電率 ϵ_m に対する CA プローブで測定した複合比誘電率 ϵ_T

Fig. 6 Composite relative dielectric constant ϵ_T measured by CA probe for relative dielectric constant of media ϵ_m .

1になると考えられるが、CAプローブにおける w は0.412と小さく、複合比誘電率に与えるアクリル部の影響が無視できないことが分かる。このことは、逆に、 w が1に近いプローブほど精度が高く、Topp式や混合モデルなどの適合性も高くなることも示す。エタノール等の比誘電率が既知の媒体を用いて、(9)式中のパラメータを決定する手法は、プローブの形状や個性を定量的に評価するうえで、有効であると考えられる。

3.4 誘電混合モデルを介した Topp 式の適用

前節では、CAプローブと3線式プローブを併用した媒体の比誘電率測定と、誘電混合モデルの導入により、CAプローブで測定される比誘電率におよぼす媒体部とアクリル部の効果を評価することができた。そこで、(9)式を ϵ_m について整理して、それを(1)式に代入すると、次式が得られる。

$$\begin{aligned} \theta = & 4.3 \times 10^{-6} \left(\frac{1}{w} \epsilon_T^\alpha - \frac{1-w}{w} \epsilon_{ac}^\alpha \right)^{3/\alpha} \\ & - 5.5 \times 10^{-4} \left(\frac{1}{w} \epsilon_T^\alpha - \frac{1-w}{w} \epsilon_{ac}^\alpha \right)^{2/\alpha} \\ & + 2.92 \times 10^{-2} \left(\frac{1}{w} \epsilon_T^\alpha - \frac{1-w}{w} \epsilon_{ac}^\alpha \right)^{1/\alpha} - 5.3 \times 10^{-2} \end{aligned} \tag{10}$$

(10)式は、誘電混合モデルとTopp式の組み合わせることにより、CAプローブで測定される比誘電率からアクリル部の影響を除外した組み合わせモデルである。このモデルで評価した複合比誘電率と体積含水率の校正式を、前述の図-4に破線で追記した。

CAプローブを用いて計測した各試料の比誘電率にTopp式は合致しなかったが(図-4)、誘電混合モデルを介した場合は、実測値に対するTopp式の適合性は飛躍的に向上した ($R^2 = 0.918$)。このことは、誘電混合モデルを導入してプローブの w および α を決定することにより、CAプローブのような特殊な形状を持つTDRプローブにおいても、Topp式の適用が可能であることを示している。

ただし、(10)式の組み合わせモデルは、Topp式の適用限界を受け継いでいると考えられるため、粘土分や有機物を多く含む土に対しては適用できない可能性が高い。しかし、そうした土においても、標準型のプローブで測定された既存の校正式と(9)式を組み合わせることにより、(10)式と同様の、特殊形状プローブに適合した校正式を得ることができると考えられる。こうした利点を考慮すると、様々な土に対して測定された既存の校正式を無駄なく活用できる可能性がある誘電混合モデルを介したキャリブレーション法の提案意義は大きいと考えられる。

本研究では測定条件が限られているため、今後は、他の土の種類や他の形状のプローブにおいてもデータを蓄積し、誘電混合モデルを介したキャリブレーション法の有効性を詳しく検証する必要がある。

4. ま と め

土壌カラムの水分測定精度および実用性の向上を目的として、カラム接着型 TDR プローブを（CA プローブ）を作成し、砂を対象にキャリブレーションを行うとともに、得られた水分校正式に対する Topp 式の適合性を調べた。また、プローブ断面の電場シミュレーションと、濃度の異なるエタノールや空気を対象とした比誘電率測定により、CA プローブの誘電特性を検証した。

CA プローブで測定された砂の比誘電率は、標準的な TDR プローブである 3 線式プローブと同様、体積含水率が高いほど大きくなる傾向がみられた。しかし、各試料が示す比誘電率は Topp 式から求まる推定値より小さく、Topp 式の適合性も低かった（図-4）。蒸留水、エタノール、空気などの種々の媒体に対しても、CA プローブが示す比誘電率は、3 線式プローブの半分程度と小さかった（表-1）。このことは、プローブ背面の非誘電性のアクリルにより、サンプリング体積内の電場に強い偏りが生じるためと考えられる（図-5）。

CA プローブで測定される比誘電率を、測定媒体およびアクリル部の複合比誘電率と考える誘電混合モデルを導入し、3 線式プローブが示す比誘電率を測定媒体の真の比誘電率とみなし、媒体部とアクリル部の影響をパラメータとして定量的に評価した（図-6）。その結果、CA プローブが示す複合比誘電率に対して、アクリル部の影響が無視できないことが明らかになった。

アクリル部の効果を測定された比誘電率から除外、すなわち誘電混合モデルと Topp 式を組み合わせるモデルにより、複合比誘電率 - 体積含水率を再評価したところ、実測値に対する Topp 式の適合性が飛躍的に向上した。本研究では、測定条件が限られているものの、エタノール等の媒体を用いて形状特性を評価することにより、CA プローブをはじめとした特殊形状プローブにおいても、Topp 式による適切な体積含水率の評価が可能と考えられた。

謝 辞

本研究の実施にあたり、バングラディッシュ農科大学の M.A. Mojid 博士には貴重なご意見を多数いただいた。ここに記して謝意を表す。

引用文献

- Kelly, S.F., Selker, J.S. and Green, J.L. (1995) : Using short soil moisture probe with high-bandwidth time domain reflectometry measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **59** : 97-102.
- Knight, J.H., Ferré, P.A., Rudolph, D.L. and Kachanoski, R.G. (1997) : A numerical analysis of the effects of coatings and gaps upon relative dielectric permittivity measurement with time domain reflectometry. *Water Resour. Res.*, **33** : 1455-1460.
- Malicki, M.A., Plagge, R., Renger, M. and Walczak, R. T. (1992) : Application of time-domain reflectometry (TDR) soil moisture miniprobe for the determination of unsaturated soil water characteristics from undisturbed soil cores, *Irri. Sci.*, **13** : 65-72.
- Miyamoto, T., Kobayashi, R., Annaka, T. and Chikushi (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.
- 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.
- Noborio, K. (2001) : Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry : a review. *Computers and electronics in agriculture*, **31** : 213-237.
- Or, D., Fisher, B., Hubscher, R. A. and Wraith, J. (1998) : WinTDR 98 V.4.0, Users guide. Utah States University.
- Roth, K., Schulin, R., Flüher, H. and Attinger, W. (1990) : Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resour. Res.*, **26** : 2267-2273.
- Selker, J.S., Graff, L. and Steenhuis, T. (1993) : Non-invasive time domain reflectometry soil moisture measurement probe. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57** : 934-936.
- Šimůnek, J., Šejna, M. and van Genuchten, M. Th. (1996) : The HYDRUS-2D software package for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. U.S.

Salinity Laboratory.

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.

van Genuchten, M. Th. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44** : 892-898.

要 旨

土壌カラムの水分計測精度の向上を目的として、カラム接着型 TDR プローブ (CA プローブ) を作成し、キャリブレーション、プローブ断面の電場シミュレーション、様々な媒体による検定を実施し、CA プローブの特性を検証した。CA プローブは、背面のアクリルの存在により電場環境に偏りが生じるため、標準的な並行プローブに比べ測定媒体の比誘電率を過小評価する特徴を持ち、また、測定された比誘電率-体積含水率の関係に対する Topp 式の適合性は低かった。しかし、誘電混合モデルと Topp 式を組み合わせ、測定された比誘電率からアクリル部の効果を除外したところ、実測値に対する Topp 式の適合性が大きく向上することが明らかになった。

受稿年月日 : 2006 年 2 月 27 日

受理年月日 : 2006 年 6 月 30 日

Microbial Transformation of Nitrogen in Cattle Slurry as Applied to an Andisol Grassland

Chitoshi MIZOTA*, Yoko YAMAGUCHI** and Kosuke NOBORIO***

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

***School of Agriculture, Meiji University, Kawaski, Kanagawa, Japan

Abstract

Organic nitrogen compounds in the animal waste once applied to soil is followed by chemical modification. Microbial transformation of nitrogen in cattle slurry applied to an Andisol grassland with no-cattle grazing over 20 years in northeastern Japan was analyzed with a focus on temporal changes in chemical composition (ammonium- and nitrate-nitrogen) and the natural abundance of nitrogen isotopes, $\delta^{15}\text{N}$. Most urea and related metabolites, which were major organic constituents of nitrogen in cattle excreta, were hydrolyzed into ammonium-nitrogen during storage in an underground closed tank. Nitrification of the ammonium-nitrogen was largely delayed under lower soil temperature conditions with average air temperature (4–14°C), whereas rapid nitrification occurred under higher air temperature conditions (17–27°C). A coupled process of denitrification followed by nitrification was evidenced by a rapid decrease in the nitrate content with a simultaneous increase in the $\delta^{15}\text{N}$ values of the residual. Such a process was facilitated by a combination of the high water retention property of the Andisol with an ample supply of organic matter.

Key words : cattle slurry, volatilization of NH_3 , nitrification, denitrification, fractionation of nitrogen isotopes

Dairy farming is one of the most important agricultural industries in the intra-mountainous regions of northeastern Japan, where Andisol predominates. Cattles have been fed under housing in a narrow space. In order to save costly labor, cattle slurry originating from cattle housing has periodically applied to farmland. Our current concern is the fate of the slurry nitrogen, in particular with respect to the nitrate contamination of local groundwater.

After the application onto the soil surface, urea, organic metabolites and sometimes ammonium, the major constituents of the slurry, are subjected to volatilization, mineralization, nitrification, denitrification and finally leaching, depending on the prevailing soil condi-

tions (Stevenson, 1982 ; Aulakh *et al.*, 1992). Natural variation of $\delta^{15}\text{N}$ values (and $\delta^{18}\text{O}$ of nitrate) in combination with changes in the concentration of mineral nitrogen would provide direct evidence of a relevant process in soil where diverse microorganisms are involved (Robinson and Conroy, 1999). A number of studies have been conducted on searching the origin of nitrate in groundwater using stable isotope technology (Fukada *et al.*, 2003, and herein references). Nevertheless, detailed information on the process of microbial transformation that proceeds the formation of nitrate in soil is very limited. Such data are a prerequisite for elucidating the origin of nitrate in local groundwater.

In humid and cool-to-temperate climatic con-

* Corresponding author : Phone-Fax : 019-621-6126, e-mail : mizota@iwate-u.ac.jp

ditions, as common in northeastern Japan, the soil surface is subjected to seasonal fluctuations of temperature and moisture. Such fluctuations would control the fate of slurry nitrogen applied to soil. The objective of the present study is to elucidate the detailed mechanisms involved in the microbial transformation of nitrogen in an Andisol field applied with cattle slurry, using stable nitrogen isotopic signatures as a tracer.

1. Materials and Methods

1.1 Experimental design

A trial field (39°48'N, 141°06'E, from 310–320 m above sea level), which had a history of continuous application of cattle slurry (exact rate of nitrogen application could not be estimated due to many variable factors) since 1978, was selected from an Andisol located on the eastern foot slope of Mt. Iwate, Iwate, northeastern Japan. An outline of the field is documented by Noborio *et al.* (2002). The experimental field is a managed pasture. There has been no cattle-grazing for years. From late December to late March the soil and vegetation are covered by deep snow, up to 0.5 m deep.

The soils are derived from weathering of cumulative pyroclastic deposits ejected from Mt. Iwate during the Holocene, and are characterized by the predominance of allophone, imogolite, and aluminum-humus complex.

To separate the coarse fecal fragments, a mixture of urine and dung deposited on the housing floor is mechanically squeezed before transporting to storage. The resulting cattle slurry (separated fluid) collected in the underground tank, together with the relatively fresh urine in the drain channel was periodically sampled and analyzed for both concentration and $\delta^{15}\text{N}$ values of ammonium- and total nitrogen.

Six sampling wells (diameter : 70 mm) were installed by a hand-auger down to the level of groundwater. The geometric layout of the sampling wells is shown in Fig. 1. Water flows constantly from a spring located at the lower end of the trial field. Water samples from the groundwater and from the spring were periodically collected and analyzed. To obtain a reference of natural nitrate derived from precipitation, a sample of spring water virtually free of human-influence was collected on Au-

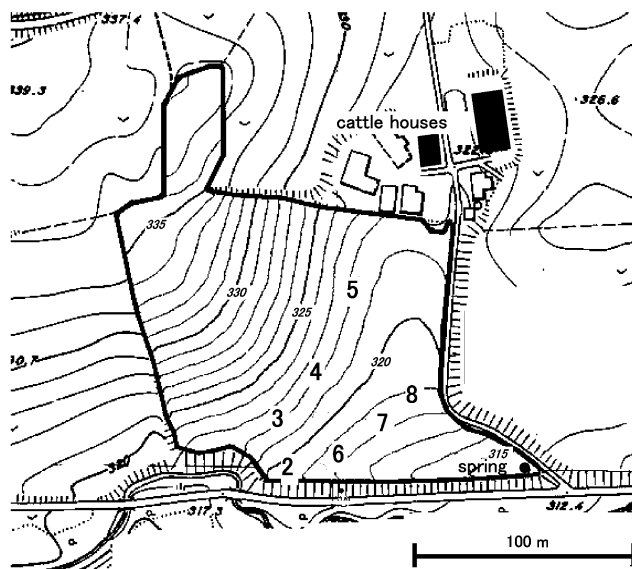


Fig. 1 Location map. Numbers indicate the location of sampling wells.

gust 30, 2004 at the crater rim of Mt. Iwate (elevation : 1,780 m above the sea-level), and similarly analyzed.

Reed canary grass (*Phalaris arundinacea*) was the predominant vegetation in the trial field. The matured above-ground parts (leaves together with stem) are cut down three times a year, in June, August and October, and air-dried *in situ* to make hay. In early spring and after harvesting each hay, cattle slurry from the underground storage tank is applied by a manure sprayer, as is common in elsewhere (Sommer and Hutchings, 2001). Since excretion, the cattle slurry has been stored in the underground tanks for at least two months before application. Samples of the slurry to be analyzed for chemical characterization were collected just before application.

Soil temperature and moisture that control the fate of nitrogen applied to the soil flu-

ctuated during the year, since the trial field was located at the mid-latitude of the Northern Hemisphere where slightly cool to temperate climates alternated. The mean daily fluctuation of air temperature and precipitation during the relevant period of the field trial in 2004 is shown in Fig. 2. Soil temperature conditions were categorized into two major groups : a lower soil temperature period in April and October/November, and a higher temperature period in June and August (Fig. 2).

1.2 Sampling surface soils after applying cattle slurry

Seven replicates of soil sampling in the field were made after April 2004, covering middle to lower portions of the slope in the trial field (Fig. 1). After removing the decaying plant residues, surface soil samples including the dense root mat of reed canary grass from 0 to 5 cm deep were collected around the trial wells in the field

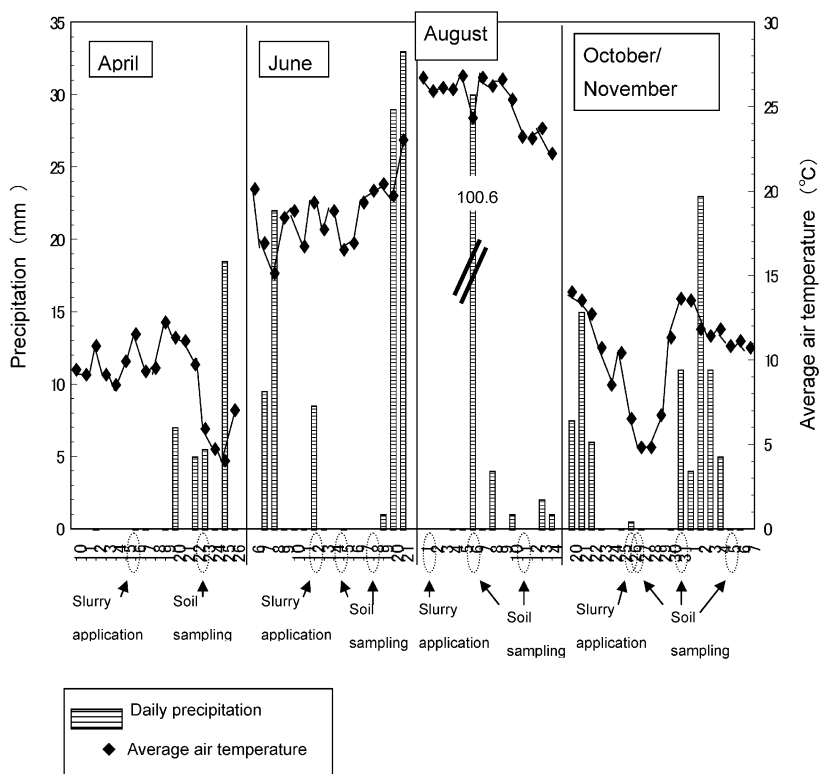


Fig. 2 Daily precipitation and average air temperature in relation to the application of cattle slurry and subsequent sampling of surface soil.

(Fig. 1). Temporal stagnation of the surface water was not observed during soil sampling. The samples were brought back to a laboratory within 1 h of sampling, and passed through a 2-mm sieve to eliminate grass root by gentle crushing and sieving.

1.3 Sampling grain corn and fresh urine

Grain corn, which is imported from the United States of America, constitutes major feed for housing cattle in Japan. A composite sample of dry grain corn imported in 1989 was crush and subjected to $\delta^{15}\text{N}$ analysis. Fresh urine samples were collected by syringe from housing floor approximately within two hours after excrement and placed in a cool container and then quickly brought to laboratory for chemical analysis.

1.4 Analysis of feed, soil, water, and slurry samples

The analytical procedures for determination and preparation for $\delta^{15}\text{N}$ determination for mineral nitrogen (ammonium and nitrate) were developed in the present study. Fifty g of the fresh soil sample was shaken with 125 ml of 2 M KCl solution for 30 min at 15°C and stood overnight at 5°C. Clear supernatant solution was obtained by centrifugation (4,000 rpm, 30 min). The concentration of ammonium- and nitrate-nitrogen in the soil extract was determined by semi-micro Kjeldahl distillation apparatus. Both ammonium- and nitrate-nitrogen were finally converted into ammonium-tetraphenylborate derivatives, and the $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratios were determined using a continuous-flow mass spectrometer (DELTA plus, Thermoquest Ltd.). The nitrogen isotopic composition was shown by common $\delta^{15}\text{N}$ notation, as per mil variation relative to atmospheric dinitrogen ($\delta^{15}\text{N}=0\text{‰}$). Analytical precision during the overall process is better than $\pm 0.2\text{‰}$. The analytical accuracy during the isolation of sample nitrogen and subsequent mass spectrometry was repeatedly monitored using reagent grade NH_4Cl and KNO_3 .

Soil moisture was determined gravimetrically by drying in an oven with constant tem-

perature (105°C) and expressed as a percentage of the maximum water holding capacity (%). Water samples were passed through a membrane filter (Toyo Roshi Co., Ltd.) with a pore diameter of $0.2\mu\text{m}$ and concentrated to about 50 ml on an electric heater. Concentration and preparation of borate derivatives for $\delta^{15}\text{N}$ determinations of the nitrate- and ammonium-nitrogen was carried out in the same way as described above for soil extracts.

Total nitrogen in samples of cattle slurry and relatively fresh urine was converted into ammonium-nitrogen with a procedure of Kjeldahl digestion. Ammonium-nitrogen in the extract, together with that in cattle slurry and urine samples was determined by the same procedure as described above.

2. Results and Discussion

2.1 Concentration and $\delta^{15}\text{N}$ values of nitrogen in cattle slurry

Two fresh urine samples within two h after excrement contained 7,600 to 8,490 mg L^{-1} and 660 to 1,200 mg L^{-1} of total and ammonium-nitrogen (Table 1), respectively. The analytical results indicated that the major form of nitrogen in relatively fresh urine was organic, probably in form of urea (Kreitler, 1975).

The concentration of ammonium-nitrogen in analyzed samples of the cattle slurry ranged from 3,140 to 7,960 mg L^{-1} , whereas that of total-nitrogen ranged from 3,320 to 7,500 mg L^{-1} (Table 1). Urea is the major nitrogen constituent in metabolic excreta of higher animals, including cattle. Except for one slurry sample collected on May 11, 2004, the concentration of ammonium-nitrogen was nearly the same as total nitrogen, indicating microbial hydrolysis of urea excreted from cattle occurred during the storage, as commonly observed in elsewhere (Sommer and Hutchings, 2001). Cattle slurry was stored for two months or more before application and most of the excreted urea would be hydrolyzed to ammonium-nitrogen, since the slurry used in the present study was transparent without virtually solid

Table 1 Concentration and nitrogen isotopic composition of ammonium- and total-nitrogen in samples of cattle slurry and urine

Date of sampling	Concentration		$\delta^{15}\text{N}$	
	NH ₄ -nitrogen	Total nitrogen	NH ₄ -nitrogen	Total nitrogen
	N-mg L ⁻¹		‰	
October 28, 2003	ND [‡]	4,840	ND [‡]	+2.4
May 11, 2004	3,140	7,500	+0.2	+0.1
July 14, 2004	5,380	5,660	ND [‡]	+0.6
July 29, 2004	4,670	4,600	ND [‡]	+1.2
October 13, 2004	3,520	3,320	-0.8	ND [‡]
November 22, 2004	5,960	5,760	ND [‡]	ND [‡]
January 15, 2005	7,160	6,700	ND [‡]	-1.0
February 2, 2005 [†]	1,200	7,600	+1.4	+1.5
February 8, 2005	7,960	6,960	ND [‡]	-1.4
February 8, 2005 [†]	660	8,490	ND [‡]	-2.6

[†]Relatively fresh urine samples collected from a drain gutter.

[‡]Not determined.

pH of the cattle slurry : 9.2~10.1.

constituents. The ammonium-nitrogen content of the slurry samples collected in January, October, and November exceeded that of total-nitrogen, reflecting the analytical errors associated with the heterogeneous nature of the slurry. The low rate of mineralization of urea into ammonium-nitrogen of a sample collected on May 11, 2004 was probably resulted from a relatively lower temperature (from late December to April) during the storage of the cattle slurry in the underground tank.

The $\delta^{15}\text{N}$ values of total nitrogen in relatively fresh urine and cattle slurry fluctuated within fairly narrow ranges from -2.6 to +2.4 ‰ (Table 1). As it is well known, the major part of the current high performance feeds for cattle housing in the Japanese dairy farming system is imported grain corn produced in the central northeast United States. The $\delta^{15}\text{N}$ values of the anhydrous ammonia and urea, which are major chemical forms of nitrogen fertilizers in the area, range from -5 to +3‰ (Panno *et al.*, 2001). The $\delta^{15}\text{N}$ value of a composite grain corn imported from the U.S.A. in 1989 was +4.9‰. Incorporation, digestion, and subsequent excretion of urea and related metabolite nitrogen by cows are accompanied by negative nitrogen

isotopic fractionation of up to 3‰ (Koyama *et al.*, 1985). The observed $\delta^{15}\text{N}$ values of cattle slurry were in reasonable ranges in the view of the isotopic mass balance.

For one slurry sample collected on May 11, 2004, there was no discernible difference in the $\delta^{15}\text{N}$ value between ammonium- and total-nitrogen. It suggests a very limited nitrogen isotopic fractionation associated with the hydrolysis of urea in cattle excreta, as in the cases of NH₄⁺ production from organic matter decomposition (ammonification) (0 to 5‰) as reviewed by Robinson (2001).

Reflecting the high proportion of ammonium-nitrogen in the cattle slurry, the pH values were high, ranging from 9.0 to 9.6. Applying the slurry with such high pH values would be expected to cause marked volatilization. Yang *et al.* (2003) observed an emission loss of up to 60% of the applied slurry nitrogen during five-day periods after application on an Andisol in southern Kyushu, Japan. Volatilization of NH₃ into the free atmosphere could be confirmed by distinct $\delta^{15}\text{N}$ values of residual ammonium-nitrogen in soils, as described later.

Table 2 Temporal variation of moisture content of surface soils from the trial field

Date of sampling	Moisture content relative to the maximum water holding capacity						
	Sampling site No.						
	2	3	4	5	6	7	8
	———— % ————						
April 23, 2004	72	66	63	ND [†]	ND	69	ND [†]
June 15, 2004	82	85	97	89	102	86	ND [†]
June 18, 2004	77	77	86	74	83	92	ND [†]
August 6, 2004	89	97	103	109	89	98	ND [†]
August 11, 2004	72	75	86	83	94	82	ND [†]
October 27, 2004	97	98	106	102	112	112	102
October 31, 2004	97	100	105	106	103	100	106
November 5, 2004	89	89	102	103	106	98	91

[†]Not determined.

2.2 Soil moisture status during the field trial

Ammonium-nitrogen together with urea once applied to soil is subjected to volatilization, nitrification, denitrification, and leaching, according to the relevant soil conditions. Table 2 shows the moisture content of the surface soil during the present field trial in 2004. All the soil samples were characterized by fairly high moisture content in the field conditions, as shown by relative values with the maximum water holding capacity, ranging from 63 to 106% (Table 2). Such high water retention may have been attributed to the presence of allophane, imogolite, and aluminum-humus complex, by which the unique physical property of Andisols is imparted (Maeda *et al.*, 1977). Aulakh *et al.* (1992) reviewed the environmental conditions that control the fate of mineral nitrogen applied to common soils, and emphasized the primary importance of the soil moisture status, ambient temperature, and concentration of NH_4^+ in the soil solution. Depending on the water holding capacity of soils, the common optimal status for nitrification is in a range from 60 to 75%, under which the nitrification is retarded, whereas marked denitrification prevails over the range of 65 to 75%. According to the criteria, the soil examined in the present study was in an optimal range for

denitrification, but not for nitrification.

2.3 Temporal changes in the chemical forms and $\delta^{15}\text{N}$ values of nitrogen derived from cattle slurry as applied to soil

Surface application of cattle slurry results in a large kinetic nitrogen isotope fractionation that is often associated with the microbial transformation of the chemical species involved in the slurry. The relevant nitrogen isotope fractionation factors are summarized in Table 3. Normally a heavy isotope, ^{15}N tends to enrich in a residual phase.

Temporal changes in the chemical forms together with $\delta^{15}\text{N}$ values of mineral nitrogen derived from cattle slurry as applied to soils are shown in Figs. 3a, and 3b. Fairly high spatial variations could be seen in both concentration and $\delta^{15}\text{N}$ values of ammonium- and nitrate-nitrogen. It is evident that the chemical status of the mineral nitrogen in soil as applied after cattle slurry is strongly affected by soil temperatures. As a whole, the concentration of ammonium-nitrogen in soil at a certain duration after slurry application is higher than that of nitrate during the trial periods of April (mean air temperature : 9 to 12°C) and October/November (mean air temperature : 5 to 14°C) when cooler air temperatures prevail. As with most biological processes, the nitrification rate

Table 3 Estimates of nitrogen isotope enrichment factors (ϵ_N) for major nitrogen cycle processes in soils

Process	Setting	Temperature	ϵ_N	Reference
		°C	‰	
Mineralization of organic nitrogen	Microbial transformation under laboratory condition	Undescribed	-5 to 0	Handley <i>et al.</i> (1999)
NH ₃ volatilization	Theoretical calculation for equilibrium fractionation	25.1	-35	Urey (1947)
	Experimental	25	-34	Kirshenbaum <i>et al.</i> (1947)
	Experimental : barnyard soils	Undescribed	-21.6 to -21.0	Kreitler (1975)
	Experimental : decay of agrocybe	Undescribed	-40 to -30	Handley <i>et al.</i> (1996)
Nitrification	Pure culture of <i>Nitrosomonas europaea</i>	Undescribed	-26.0	Delwiche and Steyn (1970)
	Soils : central Illinois	Undescribed	-15	Feigin <i>et al.</i> (1974)
	Pure culture of <i>Nitrosomonas europaea</i>	28	-34.7±2.5	Mariotti <i>et al.</i> (1981)
	Pure culture of <i>Nitrosomonas europaea</i>	28	-33 to -25	Yoshida (1988)
Denitrification	Pure culture of <i>Pseudomonas denitrificans</i>	Undescribed	-17.3	Delwiche and Steyn (1970)
	Soil culture	20	-29.4±2.4	Mariotti <i>et al.</i> (1981)
		30	-24.6±0.9	
	Submerged soils	10	-25.4	Mariotti <i>et al.</i> (1982)
		20	-20.5, -19.0	
		30	-15	
	Diverse	Diverse	-40 to -5	Lehmann <i>et al.</i> (2003)

increases with increasing temperature until an optimum is reached above which it decreases (Malhi and McGill, 1982).

Soil moisture status is another important factor for controlling the transformation of mineral nitrogen in soils. Optimum moisture conditions for nitrification and denitrification are known to be around 60% and more than 80%, relative to maximum water-holding capacity of soils, respectively (Aulakh *et al.*, 1992).

2.4 Chemical and isotopic status of mineral nitrogen in soil under lower temperature conditions (April and October/November)

The concentration of ammonium-nitrogen in samples collected from sites 2 and 3 (83 and 135 mg-N kg⁻¹ (dry soil)) on six days after slurry application in April was evidently higher than that in samples from sites 4 and 7 (Fig. 3a).

Very low concentrations of ammonium-nitrogen in soil from sites 4 and 7 indicate that the application of cattle slurry may not be uniformly applied around the two sample sites. The $\delta^{15}N$ values of ammonium-nitrogen in soil ranged from +16.1 to +21.7‰. These values were clearly higher than those obtained for nitrogen in the cattle slurry ($\delta^{15}N = -0.8$ to +2.4‰, Table 1) and even common organic nitrogen in Japanese arable Andisols ($\delta^{15}N = +4.7$ to +8.4‰, Yoneyama, 1987). Such an increase in the $\delta^{15}N$ values as observed here is interpreted as indicating a nitrogen isotopic fractionation associated with the prompt volatilization of NH₃, i.e. selective removal of light ¹⁴N relative to heavy ¹⁵N during the application and subsequent deposition of nitrogen onto soil. The fractionation factors for volatilization of NH₃ obtained under the laboratory conditions are

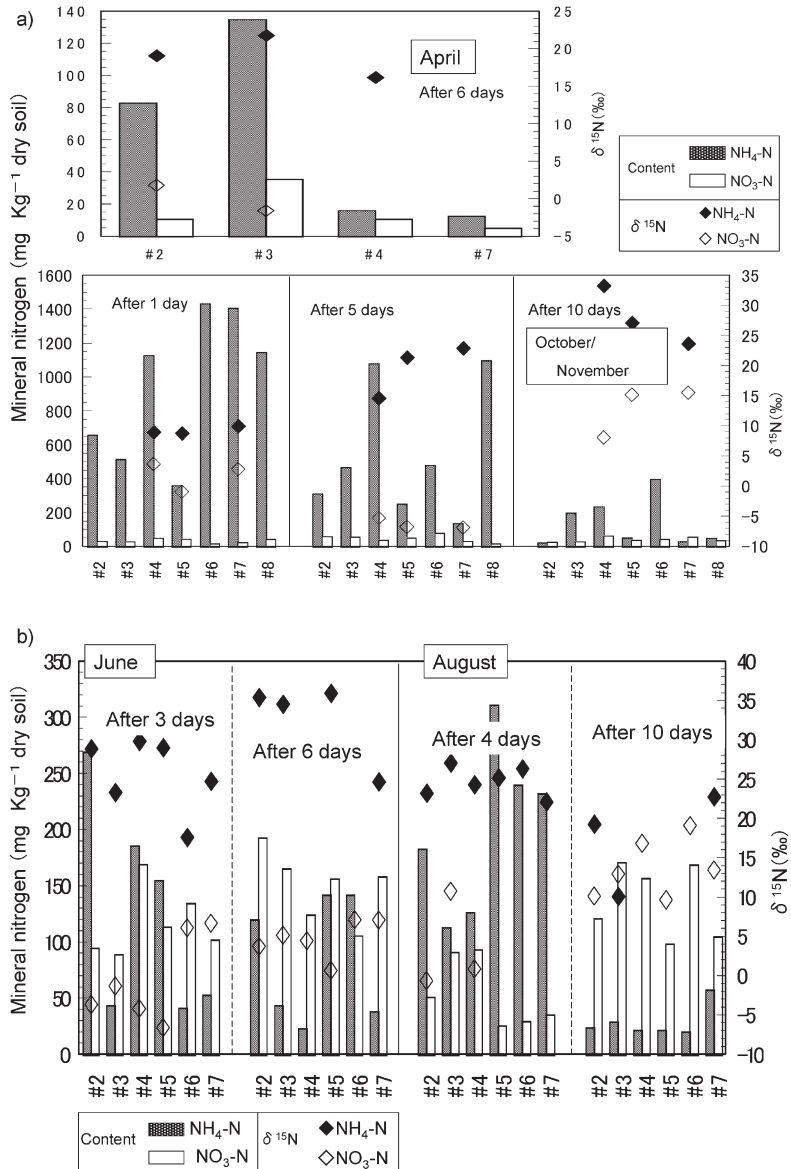


Fig. 3 Temporal changes in the concentration and the $\delta^{15}\text{N}$ values of mineral nitrogen soil as affected by application of cattle slurry : a) for April and October/November period under lower air temperature conditions, b) for June and August under higher air temperature conditions.

reported to be around 40 to 60‰ (Handley *et al.*, 1999). Similarly high $\delta^{15}\text{N}$ signatures of ammonium-nitrogen in soil, which are resulted from the emission of NH_3 , have been documented for soil during the microbial decomposition of uric acid deposits derived from seabird's excreta

(Mizutani *et al.*, 1985, 1986).

The $\delta^{15}\text{N}$ signatures of two soil nitrates (sites 2 and 3) collected on six days after slurry application in April showed an identical value of -1.7 ‰. The apparent nitrogen isotopic fractionations during the nitrification (nitrogen

isotopic difference between ammonium- and associated nitrate-nitrogen) observed in the present trial field was lower than those of previous measurements (35 to 60‰, Handley *et al.*, 1999). The sum total of mineral nitrogen decreased to less than 10 mg-N kg-dry-soil⁻¹ in less than two weeks after slurry application (data not shown).

A comparable trend had also been observed for the status of mineral nitrogen in soil collected in October-November with similarly low soil temperature regimes (5 to 14°C, Figs. 2, and 3a). The concentration of ammonium-nitrogen in soils was higher, relative to those collected on the other days. Soil samples collected from sites 4, 6, 7, and 8 one day after slurry application showed very high concentration of ammonium-nitrogen (1,130 to 1,430 mg kg⁻¹ (dry soil)), which was one order higher than the other samples. This may be resulted from the lower air temperature (9°C) at the time of applying cattle slurry and hence limited volatilization of the applied ammonium-nitrogen, or heterogeneous nature of the applied slurry. It has been well documented that higher air temperatures promote greater ammonia volatilization (Sommer and Hutchings, 2001 ; Huijsmans *et al.*, 2003).

The rate of nitrification of ammonium-nitrogen applied in October-November under lower air temperature was slow, as seen from low content of nitrate-nitrogen, even ten days after slurry application. The trend was comparable to that of April (Fig. 3a). Appreciable amounts of precipitation (11 mm and 43 mm) occurred on five and ten days after slurry application, respectively. Lower concentrations of mineral nitrogen as observed for soil samples taken ten days after slurry application may be due to leaching from the soil system.

Very high concentration of added ammonium-nitrogen in soil as observed for sites 4, 6, 7, and 8 would suppress subsequent nitrification (Harada and Kai, 1968). The calculated concentration of the ammonium-nitrogen in soil solution of the soil ranged from 503 mg L⁻¹

for site 4 soil to 594 mg L⁻¹ for site 8, which is higher than those reported as the critical concentration of the inhibitory effect for nitrification, more than 200 mg L⁻¹ of ammonium-nitrogen (Harada and Kai, 1968). A lower rate of nitrification as observed in October would be resulted from such an inhibitory effect, in addition to lower ambient temperature.

The $\delta^{15}\text{N}$ values of ammonium in soil samples after slurry application on October-November apparently increased from one day after application (+8.7 to +9.9‰) to five days after (+14.5 to +22.8‰) and then ten days after (+23.6 to +33.2‰), reflecting the advance of nitrification (Fig. 3a). The $\delta^{15}\text{N}$ values of the associated nitrate in soil samples ranged from -1.1 to +3.6‰ on one day, and then decreased to -7.0 to -5.4‰ on five days after slurry application. Ten days after slurry application, the $\delta^{15}\text{N}$ values of soil nitrate had increased to +8.0 to +15.4‰. Since there was no discernible increase in soil nitrate after application of cattle slurry in October/November, such a nitrogen isotopic trend indicates coupling of nitrification and subsequent denitrification in soil. The effects of ambient temperature on the nitrogen isotopic fractionation associated with mineralization, nitrification, and denitrification of urea and potassium nitrate added to an Andisol under laboratory conditions will be reported elsewhere.

2.5 Chemical and isotopic status of mineral nitrogen in soil under higher temperature conditions (June and August)

Relative to April and October-November, the period of lower air temperature conditions, chemical processes involving the transformation of mineral nitrogen in soil applied in June gave unique trends (Fig. 3b). Concentration of nitrate-nitrogen of the soil clearly increased in comparison with the soil obtained in April and October-November. There was no precipitation during the field trial in June. The marked trend observed here was that nitrification in soil from June onwards was accelerated by the rise in soil temperatures (average air tempera-

ture : 17 to 19°C). The concentration of ammonium-nitrogen in soil three days after application of cattle slurry ranged from 40 to 270 mg-N kg⁻¹ (dry soil), whereas those of the associated nitrate were from 90 to 170 mg-N kg⁻¹ (dry soil). The concentrations of nitrate in three soil samples collected from sites 3, 6, and 7 were higher than those of the associated ammonium-nitrogen. The $\delta^{15}\text{N}$ values of ammonium-nitrogen were high, ranging from +18 to +30‰. The observed high $\delta^{15}\text{N}$ values were resulted from the marked nitrogen isotopic fractionation associated with the prompt volatilization of ammonium-nitrogen under higher air temperature at the time of slurry application (air temperature : 20°C), in addition to subsequent active nitrification. The $\delta^{15}\text{N}$ values of nitrate associated with the ammonium-nitrogen were classified into two major groups, according to the relevant nitrogen isotopic signatures. The first group is characterized by distinctly lower isotopic values with negative signature ($\delta^{15}\text{N} = -7$ to -2%) for four sample soils (sites 2, 3, 4, and 5), and the second group by those with higher, positive values ($\delta^{15}\text{N} = +6$ to $+7\%$) for two other soil samples (sites 6 and 7). Those differences relate to the relative proportion of mineral nitrogen in soil samples. The rate of nitrification in soil from sites 2, 3, 4 and 5 was slower than the other two soils (sites 6 and 7), probably reflecting the micro-scale difference in the soil environments.

The concentration of ammonium-nitrogen in soils collected after six days of application on June decreased relative to that after three days. The decrease reflected the continued nitrification. As ammonium-nitrogen content decreased, the $\delta^{15}\text{N}$ values increased up to +36‰, which reflected nitrogen isotopic fractionation due to ¹⁵N enrichment in the residual ammonium-nitrogen during the nitrification. The $\delta^{15}\text{N}$ values of the nitrate ($\delta^{15}\text{N} = +1$ to $+7\%$) increased compared with those collected after three days of slurry application ($\delta^{15}\text{N} = -6.7$ to $+7\%$), reflecting the simultaneous denitrification of the nitrate formed under high

soil moisture conditions (Table 2). The coupled occurrence of nitrification and denitrification in soil associated with nitrogen fertilization has been suggested for soils with stagnogley features in the United Kingdom (Nielsen *et al.*, 1996 ; Abbasi and Adams, 1998).

Denitrification—an anaerobic process—is stimulated by hypoxia. Denitrification in the field is episodic and localized, being restricted to times when and places where NO₃ and carbon are readily available and O₂ is not (Robinson and Conroy, 1999). The soil conditions under dense rhizome from reed canary grass (a carbon source), and ample supply of nitrate derived from repeated application of cattle slurry (nitrate supply), in addition to very high retention of water (oxygen deficiency), provide the conditions for active denitrification.

Denitrification of nitrate results in gas formation of dinitrogen together with nitrous oxide, which escapes from the soil system, causing marked nitrogen isotopic fractionation. The nitrogen isotopic fractionation during denitrification is reported to be 28 to 33‰ (Handley and Raven, 1992). The overall process indicated rapid nitrification followed by active denitrification under higher soil temperature regimes as observed in the present study.

Nearing August, when the average air temperature rose to 27°C (Fig. 2), the comparable figure for microbial transformation of slurry nitrogen in soils was observed (Fig. 3b). There was no precipitation for four days after slurry application. The concentration of ammonium-nitrogen varied from 110 to 310 mg-N kg⁻¹ (dry soil), whereas that of the associated nitrate ranged from 30 to 90 mg-N kg⁻¹ (dry soil). The $\delta^{15}\text{N}$ values of ammonium-nitrogen were again high, in a range from +22 to +31‰. The $\delta^{15}\text{N}$ values of the associated nitrate showed values of -1 to $+11\%$.

Very heavy daily precipitation, amounting to 106 mm, occurred just after the first soil sample collection (four days after slurry application) in August. Nitrogen loss may be caused

by surface run off together with percolating water. The concentrations of both ammonium- and nitrate-nitrogen in soil ten days after slurry application were significantly low, showing fairly homogeneous values of 20 to 60 mg and 100 to 170 mg-N kg⁻¹ (dry soil), respectively, that reflected the advanced stage of nitrification under higher soil temperature conditions. The $\delta^{15}\text{N}$ values of mineral nitrogen were in a range from +10 to +23‰ that tended to be lower than those four days after the application. A somewhat lower $\delta^{15}\text{N}$ value of ammonium-nitrogen observed for soil sample 3 (+10.0‰) may be derived from the mineralization of intrinsic organic nitrogen under a higher temperature condition.

2.6 Temporal changes in concentration and $\delta^{15}\text{N}$ values of ammonium- and nitrate-nitrogen in groundwater

The concentration and $\delta^{15}\text{N}$ values of miner-

al nitrogen in groundwater samples collected from five sampling wells and one spring were periodically monitored from October to December, 2004 (Fig. 4). The figure contrasts with a distinctly low concentration of nitrate-nitrogen (0.69 mg L⁻¹) in addition to negative $\delta^{15}\text{N}$ value (-8.3‰) for nitrate in one spring at an area of high elevation (Mt. Iwate) where the only possible source of nitrate is meteoric in origin. Major mineral nitrogen in the trial wells would be derived from local sources, probably from migration of slurry-derived nitrogen.

Nitrate was a major form of mineral nitrogen in the groundwater from the trial wells, whereas two wells (sites 4 and 6) contained appreciable amounts of ammonium-nitrogen. It is evident that each well has its own chemical together with isotopic characteristics. Well sites 2 and 3 and the spring were characterized by

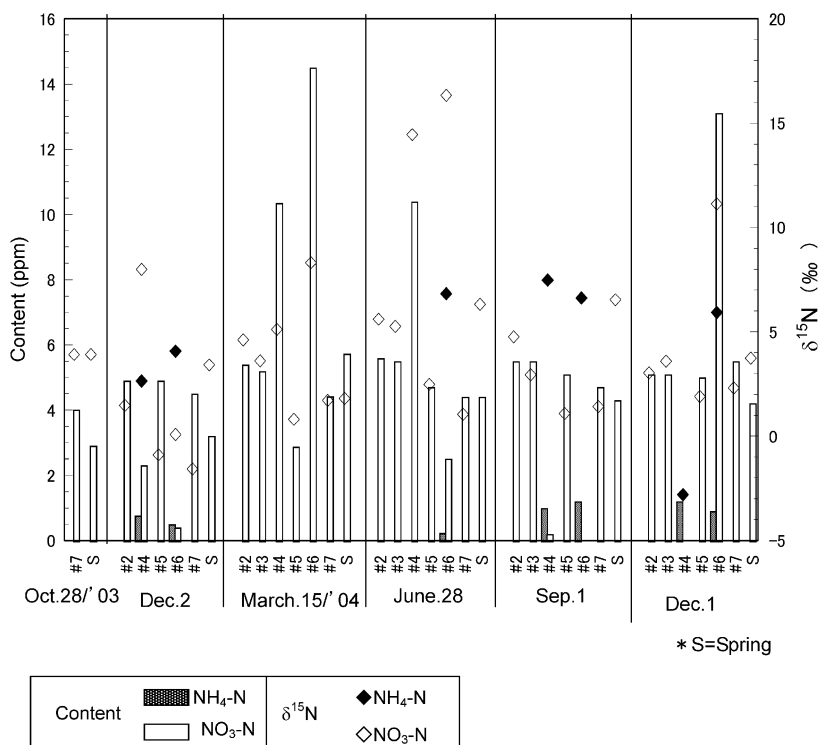


Fig. 4 Temporal changes in the concentration and the $\delta^{15}\text{N}$ values of mineral nitrogen in groundwater samples.

an almost constant concentration of nitrate and $\delta^{15}\text{N}$ values. Two additional samples of the spring water collected on May 11 and June 1, 2004 showed nearly comparable values (concentration of nitrate-N ; 4.6 and 4.7 mg L⁻¹, $\delta^{15}\text{N}$ = +5.8 and +7.3‰, respectively). Well sites 4 and 6 often contained nitrate-nitrogen characterized by high $\delta^{15}\text{N}$ values of +14 and +16‰ which were collected on 28 June. Such high $\delta^{15}\text{N}$ values were derived from residual nitrate after denitrification, as commonly observed for animal excreta (Wassenaar, 1995). Well 7 was characterized by an almost constant concentration of nitrate (4.2 to 4.7 mg L⁻¹) and low $\delta^{15}\text{N}$ values (-1.6 to +1.7‰). A comparable $\delta^{15}\text{N}$ value between residual soil nitrate formed after certain periods (more than two weeks) of slurry application and those in the current groundwater may indicate possible migration of the local origin of nitrate. For more information on the origin of nitrate in the groundwater, measurement of oxygen isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$) of nitrate is required (Silva *et al.*, 2002). A technical problem would be the isolation of valid nitrate from Andisols where the concentration of humic substances together with soluble silica is often high. No successful protocols are available for the $\delta^{18}\text{O}$ value measurement of nitrate in such type of soils.

Acknowledgements

We are grateful to Dr. H. Doi (Tohoku University), Mr. Y. Konno (Iwate University), and Dr. T. Yamanaka (Kyushu University) for providing technical assistance during the measurement of nitrogen isotope composition of the sample materials. Quantitative determination of ammonium- and nitrate-nitrogen in groundwater was made by Dr. N. Satta (Iwate University). This research was supported in part by the Grant-in-Aid for Scientific Research (B) (No. 15380160) and (C) (No. 17580050) of the Japan Society for the Promotion of Science. The trial field was provided and maintained by Mr. M. Yokota.

References

- Abbasi, M.K. and Adams, W.A. (1998) : Loss of nitrogen in compacted grassland soil by simultaneous nitrification and denitrification. *Plant Soil*, **200** : 265-277.
- Aulakh, M.S., Doran, J.W. and Mosier, A.R. (1992) : Soil denitrification : Significance, measurement, and effects on management. *Adv. Soil Sci.*, **18** : 1-57.
- Delwiche, C.C. and Steyn, P.L. (1970) : Nitrogen isotope fractionation in soils and microbial reactions. *Environ. Sci. Tech.*, **11** : 929-935.
- Feigin, A., Shearer, G., Kohl, D.H. and Commoner, B. (1974) : The amount and nitrogen-15 content of nitrate in soil profiles from two central Illinois fields in corn-soybean rotation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **38** : 465-471.
- Fukada, T., Hiscok, K.M., Dennis, P.F. and Grischek, T. (2003) : A dual isotope approach to identify denitrification in groundwater at a river-bank infiltration site. *Water Res.*, **37** : 3070-3078.
- Handley, L.L. and Raven, J.A. (1992) : The use of natural abundance of nitrogen isotopes in plant physiology and ecology. *Plant Cell Environ.*, **15** : 965-985.
- Handley, L.L., Austin, A.T., Robinson, D., Scrimgeour, C.M., Raven, J.A., Heaton, T.H.E., Schmidt, S. and Stewart, G.R. (1999) : The ¹⁵N natural abundance ($\delta^{15}\text{N}$) of ecosystem samples reflects measures of water availability. *Aust. J. Plant Physiol.*, **26** : 185-199.
- Handley, L.L., Brendel, O., Scrimgeour, C.M., Schmidt, S., Raven, J.A., Turnbull, M.H. and Stewart, G.R. (1996) : The ¹⁵N natural abundance patterns of field-collected fungi from three kinds of ecosystems. *Rapid Comm. Mass Spec.*, **10** : 974-978.
- Harada, T. and Kai, H. (1968) : Studies on the environmental conditions controlling nitrification in soils. I. Effects of ammonium and total salts in media on the rate of nitrification. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **14** : 20-26.
- Huijsmans, J.M.F., Hol, J.M.G. and Vermeulen, G.D. (2003) Effect of application method, manure characteristics, weather and field conditions on ammonia volatilization from manure applied to arable land. *Atmos. Environ.*, **37** : 3669-3680.
- Kirshenbaum, I., Smith, J.S., Crowell, T., Graff, J. and McKee, R. (1947) : Separation of the nitrogen isotopes by the exchange reaction between ammonia and solutions of ammonium.

- J. Chem. Phys, **15** : 440-446.
- Koyama, T., Sudo, M. and Yoneyama, T. (1985) : Fractionation of nitrogen isotopes by domestic animals. *Jpn. J. Zootech. Sci.*, **56** : 361-363 (in Japanese).
- Kreitler, C.W. (1975) : Determining the source of nitrate in ground water by nitrogen isotope studies. Report of Investigation No. 83, 1-57. Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, Austin, Texas 78712.
- Lehmann, M.F., Reichert, P., Bernasconi, S.M., Barbieri, A. and McKenzie, J. (2003) : Modelling nitrogen and oxygen isotope fractionation during denitrification in a lacustrine redox-transition zone. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67** : 2529-2542.
- Maeda, T., Takenaka, H. and Warkentin, B.P. (1977) : Physical properties of allophone soils. *Adv. Agron.*, **29** : 229-264.
- Malhi, S.S. and McGill, W.B. (1982) : Nitrification in three Alberta soils : effect of temperature, moisture and substrate concentration. *Soil Biol. Biochem.*, **14** : 393-399.
- Mariotti, A., Germon, J.C., Hubert, P., Kaiser, P., Lettore, R., Tardieux, A. and Tardieux, P. (1981) : Experimental determination of nitrogen kinetic isotope fractionation : some principles ; illustration for the denitrification and nitrification processes. *Plant Soil*, **62** : 413-430.
- Mariotti, A., Germon, J.C. and Leclerc, A. (1982) : Nitrogen isotope fractionation associated with the $\text{NO}_2^- \rightarrow \text{N}_2\text{O}$ step of denitrification in soils. *Can. J. Soil Sci.*, **62** : 227-241.
- Mizutani, H., Hasegawa, H. and Wada, E. (1986) : High nitrogen isotope ratio for soils of seabird rookeries. *Biogeochem.*, **2** : 221-247.
- Mizutani, H., Kabaya, Y. and Wada, E. (1985) : Ammonia volatilization and high $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratio in a penguin rookery in Antarctica. *Geochem. J.*, **19** : 323-327.
- Nielsen, T.H., Nielsen, L.P. and Revsbech, N.P. (1996) : Nitrification and coupled nitrification-denitrification associated with a soil-manure interface. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **60** : 1829-1840.
- Noborio, K., Satta, N., Koga, K., Baba, H. and Mukaida, Y. (2002) : Soil as a filter for nitrate transport in the grass field amended with cattle manure. *J. Jpn. Soc. Irrig. Drain. Reclam. Eng.*, **70** : 31-634 (in Japanese).
- Panno, S.V., Hackley, K.C., Hwang, H.H. and Kelly, W.R. (2001) : Determination of the sources of nitrate contamination in karst springs using isotopic and chemical indicators. *Chem. Geol.*, **179** : 113-128.
- Robinson, D. (2001) : $\delta^{15}\text{N}$ as an integrator of the nitrogen cycle. *Trends Ecol. Evol.*, **16** : 153-162.
- Robinson, D. and Conroy, J.P. (1999) : A possible plant-mediated feedback between elevated CO_2 , denitrification and the enhanced greenhouse effect. *Soil Biol. Biochem.*, **31** : 43-53.
- Silva, S.R., Ging, P.B., Lee, R.W., Ebbert, J.C., Tesoriero, A.J. and Inkpen E.L. (2002) : Forensic application of nitrogen and oxygen isotopes in tracing nitrate sources in urban environments. *Environ. Forens.*, **3** : 125-130.
- Sommer, S.G. and Hutchings, N.J. (2001) : Ammonia emission from field applied manure and its reduction — invited paper. *Euro. J. Agron.*, **15** : 1-15.
- Stevenson, F.J. (1982) : Nitrogen in Agricultural Soils. *Agronomy no. 22*, American Society of Agronomy, Madison, WI. 1-940.
- Urey, H.C. (1947) : The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc.*, 562-581.
- Wassenaar, L.I. (1995) : Evaluation of the origin and fate of nitrate in the Abbotsford Aquifer using the isotopes of ^{15}N and ^{18}O in NO_3^- . *Appl. Geochem.*, **10** : 391-405.
- Yang, Z., Niimi, H., Kanda, K-I. and Suga, Y. (2003) : Measurement of ammonia volatilization from a field, in upland Japan, spread with cattle slurry. *Environ. Pollu.*, **121** : 463-467.
- Yoneyama, T. (1987) : Natural abundance of ^{13}C , ^{15}N , ^{18}O , D and ^{34}S in soils and plant : Variations, implication and utilization. *Jap. J. Soil Sci. Plant Nutr.*, **58** : 252-268 (in Japanese).
- Yoshida, N. (1989) : ^{15}N depleted N_2O as a product of nitrification. *Nature*, **335** : 528-529.

黒ボク土草地に散布された乳牛尿スラリーに含まれる窒素の微生物学的変換

溝田智俊*・山口陽子**・登尾浩助***

*** 岩手大学農学部, 〒020-8550 盛岡市上田 3-18-8

** 明治大学農学部, 〒216-8571 川崎市多摩区東三田 1-1-1

要 旨

家畜排泄物に含まれる有機窒素成分は、土壌に散布されると土壌生物の作用によって化学変化を受ける。東北地方の黒ボク土採草地に散布された乳牛尿スラリーに含まれる窒素の微生物学的変換を化学組成（アンモニア態と硝酸態窒素）と窒素同位体自然存在比（ $\delta^{15}\text{N}$ ）の経時的变化に注目して解析した。乳牛糞尿の主な有機態窒素である尿素とその代謝物のほとんどは、密閉式地下タンクに貯蔵中にアンモニア態窒素に加水分解された。平均気温が低く地温が低い条件下では、アンモニア態窒素の硝化が大きく遅れた。一方、平均気温が高い条件下では、硝化は促進された。硝化に続く脱窒過程は、硝酸態窒素含量の急激な減少と同時に起こった残存硝酸態窒素中の $\delta^{15}\text{N}$ 値の上昇によって示された。このような過程は黒ボク土の高水分保持特性と草本植生からの有機物の十分な供給が組み合わされることによって促進されると推定された。

キーワード：乳牛尿スラリー，アンモニア揮散，硝化，脱窒，窒素同位体分別

受稿年月日：2006年4月28日

受理年月日：2006年8月2日

Soil Salinity Assessment by Some Destructive and Non Destructive Methods in Calcareous Soils

AHMED Al-Busaidi*, Tahei YAMAMOTO*, Charles BAKHEIT** and Peter COOKSON***

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

** Department of Mathematics and Statistics, College of Science

*** Department of Soil and Water Sciences, College of Agriculture, Sultan Qaboos University,
PO Box 34 Al-Khod 123, Sultanate of Oman

Abstract

Salinity is a major problem limiting plant growth throughout the world. Various methods have been used to measure soil salinity. The destructive (standard) method involves soil sampling followed by laboratory measurement of electrical conductivity (EC) in saturated paste extracts, 1 : 1, and 1 : 5 soil and water suspensions. Whereas, a non destructive (Sigma probe) method give a direct measurement of soil pore water salinity. Various methods for measuring salinity are commonly correlated in similar soils. The objective of this study was to determine the relationships between salinity readings obtained from standard methods and Sigma probe in calcareous soils of different texture and salinity. Results from the laboratory methods (saturated paste extracts, 1 : 1, and 1 : 5 soil/water ratios) were generally highly correlated ($R^2=0.98$). Moreover, present of many salts in the soil were affecting linearity of the relationship between saturated paste extracts and 1 : 5 ratio in which the best correlation was found when the EC of saturated paste extract was less than 20 dS m^{-1} . Sigma probe was successfully correlated with standard methods. Its readings were relatively affected by soil salts and water content, in which the best correlation was found between Sigma probe reading and EC measured at saturated paste extracts values, at low water content with EC less than 10 dS m^{-1} . Many salts (ex. Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} ...etc.) were interfering the correlation equations between methods and as soil water increased more salts were dissolved and gave weak correlation factor (R^2). Using Sigma probe removes the need for soil sampling prior to salinity measurements and should allow *in situ* soil salinity measurements to be taken that could be related to standard methods. Moreover, readings of Sigma probe at low water content, which is around field capacity considered as the best measuring conditions. However, more researches with gradient increase in soil salinity and water content need to be done. Finally, soil properties and measuring conditions should be considered before applying any published method or equation for soil and water salinity evaluation. However, if the equations found in this study are suitable for certain soils, salinity measurements could be done in short time by Sigma probe and related to the standard methods.

Key words : Electrical conductivity, Sigma probe, saturated paste extract, soil/solution ratios

1. Introduction

Plant response is more related to the salt concentration of the soil solution than to the total salt content of the soil, on a weight basis

(U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954). Soil salinity can be assessed from the electrical conductivity (EC) measurements of soil water suspensions representative of the soil solution. Methods are based on the principle that the

amount of electrical current transmitted by a salt solution under standardized conditions will increase as the salt concentration of the solution is increased (Rowell, 1994).

Salinity of the soil solution can also be estimated from the EC obtained from water extract of the soil. In general, the higher the water content, the easier it will be to obtain the extract, but the less representative the extracted solution will be the solution to which plant roots are exposed in the soil. Conductivity of the saturation extract is recommended as a general method for appraising soil salinity in relation to plant growth. The advantage of this method is that the saturation percentage is directly related to the field water content range. In addition, it is an easy and accurate method. Salinity estimates based on conductivity of 1 : 1 and 1 : 5 extracts are convenient for rapid determinations, particularly if the amount of soil sample is limited, or when repeated samplings is to be made in the same soil (Page *et al.*, 1982). Methods of saturation extract and soil/water ratios are destructive, money and time consuming especially if a large area should be sampled. Thus, there is a great demand for a new method.

Many sensors (ex. EC probe, four electrode, Sigma probe and TDR) were invented for easy and *in situ* measurements of soil salinity. The latest invention was time domain reflectometer (TDR) meter. It is a famous method for water content and salinity determinations based on detecting reflected signals as a function of time. This method required long time for calibrations and the initial costs are relatively high compared to other methods (Hamed *et al.*, 2003). The other method that was used in this study is Sigma probe. It is a non-destructive method for a direct measurement of soil salinity. It is an easy method for measuring soil salinity based on measuring accurately the permittivity and conductivity of the bulk soil. It measures the soil pore water EC independently from soil water content and degree of contact between probe electrodes and the soil

(Hamed *et al.*, 2003 and Hilhorst, 2000). For mapping large areas, evaluating lands for agricultural purposes and monitoring changes in soil salinity over time, Sigma probe is faster and involves less labor than standard methods. It is a new device in the field of science and its advantages and limitations need to be evaluated and clarified to the other users. Doing this study could also help in evaluating the accuracy of Sigma probe when it was used in different soil water content in calcareous soils compared with other standard methods.

Standard methods are well-known and good indicators for soil salinity but their limitations directed researchers to look for other methods and search for correlations between them. The objective of this study was to determine relationships between methods for measuring soil salinity, specifically results from Sigma probe versus standard methods.

2. Materials and Methods

2.1 Sigma probe

Sigma probe (type EC1, Delta T Devices, Cambridge, U.K) is a portable device (weight \approx 500 g) measures pore water conductivity independently from both soil moisture content and the degree of contact between the probe and soil (Fig. 1). The measurement is made possible by use of an integrated circuit to measure accurately the permittivity and conductivity of the bulk soil. This circuit is running inside Sigma probe and producing a continuous electrical field (voltage) around the sensor with frequency of 30 MHz (input signals). The ions (salts) around the electrical field will carry the energy (polarization) and the energy lost will be considered as the ions concentrations in the pore water (i.e. reduction in the output signals will be converted to salinity unit, dS m^{-1}). The conductivity of the pore water (σ_p) is calculated using the following equation :

$$\sigma_p = (\varepsilon_p * \sigma_b) / (\varepsilon_b - \varepsilon_0) \quad (1)$$

Where ε_p = Permittivity of pore water ; σ_b = Conductivity of bulk soil ; ε_b = Permittivity of

bulk soil ; and ϵ_0 =Permittivity of dry soil materials.

Sigma probe program eliminates the need for soil specific calibration and makes the readings insensitive to the degree of contact between probe and soil. The probe tip is specially designed both for ease of insertion into the soil and to enable local measurements of permittivity and conductivity. It is the combination of these features, which enables the pore water conductivity to be calculated reliably from the dielectric readings. The software provided with Sigma probe processes the dielectric data from the probe, calculates and displays the pore water conductivity and temperature. Readings usually stored electronically in a Psion Workabout sheet (Fig. 1). This sheet contains readings of EC, temperature, date, time, sample number, file name and note space. Measurements usually performed by turning on the device, write the date, time and file name. Inserting the probe in the soil and press enter for EC measurement. The device takes 10 seconds to read and store one reading (User

manual for Sigma probe, 2000, Hamed *et al.*, 2003 and Hilhorst, 2000).

This sensor was updated to W.E.T. sensor that working under same principles but it can measure soil water content in addition to the soil salinity and temperature (WET sensor, 2004).

2.2 Soil sampling and preparations

Thirty soil samples from surface (0–10 cm) and subsurface (10–20 cm) were obtained from 15 cultivated lands of Oman (22° 30' N 53° 30' E). Soils were selected from agricultural areas (ex. date palm, alfalfa, barley, tomato, ...etc) that had a wide range of salinity and textures. All samples were air dried at 25°C and passed through a 2-mm sieve (Tan, 1995). All soil samples were analyzed following chart in Fig. 2. Soil initial conditions (pH, cation exchange capacity, calcium carbonate, gypsum and clay percentage) were measured by following soil analysis methods (Tan, 1995 and Page *et al.*, 1982). Moreover, the end results were presented in Table 1.

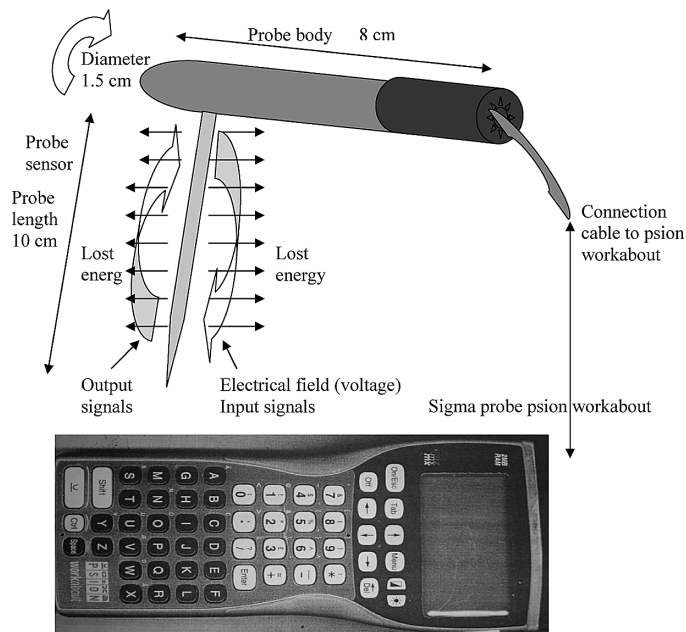


Fig. 1 Sigma probe (type EC1, Delta T Devices, Cambridge, U.K).

2.3 Soil salinity determination

For each soil sample, salinity was determined from electrical conductivity (EC) measurements in soil/water suspensions at three soil : water ratios, and measurements of soil pore water using a Sigma probe. Electrical conductivity (EC) of soil/water suspensions was measured by using distilled water in soil saturated paste extract, 1 : 1, and 1 : 5 ratios. After mixing, soil saturated pastes were left to stand for over night (20°C) before filtration under vacuum. Soil/water suspensions were shaken automatically for 1 hour and then filtered through 0.11 mm Whatman filter paper (Page *et al.*, 1982). EC extracts ($EC_{(sat.paste)}$) and suspensions ($EC_{(1:1, 1:5)}$) were measured by using a calibrated conductivity meter (Jenway, Conductivity Meter 4020, UK) connected to an EC electrode. Soil pore water salinity was measured using Sigma probe. It was inserted into either saturated soils, soils at 25% or 15% water content (volume/mass basis) prepared by mixing soil and water (bulk density = 1.2 g cm^{-3}) to reach required percentage. In the paper, these water contents are referred to high, medium and low, respectively. EC read-

ings by Sigma probe were stored electronically and the average of three readings per sample was taken.

Soluble ions (Na^+ , Ca^{2+} and Mg^{2+}) and soil adsorption ratio (SAR) were measured in saturated paste extract by using PYE UNICAM SP 9 Atomic Absorption Spectrophotometer (Tan, 1995 and Page *et al.*, 1982).

Results of soil salinity from different methods of assessment were compared by regression analysis, using statistical software (Statistical Package for Social Science, version 6, Coakes and Lyndall, 1997).

3. Results and Discussion

3.1 Standard methods

Table 1 details the properties of the soil studied. It includes estimates of soil parameters that interfere with soil salinity measurements. The collection of soils exhibited a range of physical and chemical properties, and the range of salinities covered that are found in agriculturally cultivated soils. Moreover, water holding capacity of the studied soils were estimated by the study done by Israelsen and Hansen (1962) in which he estimated field capacity (FC)

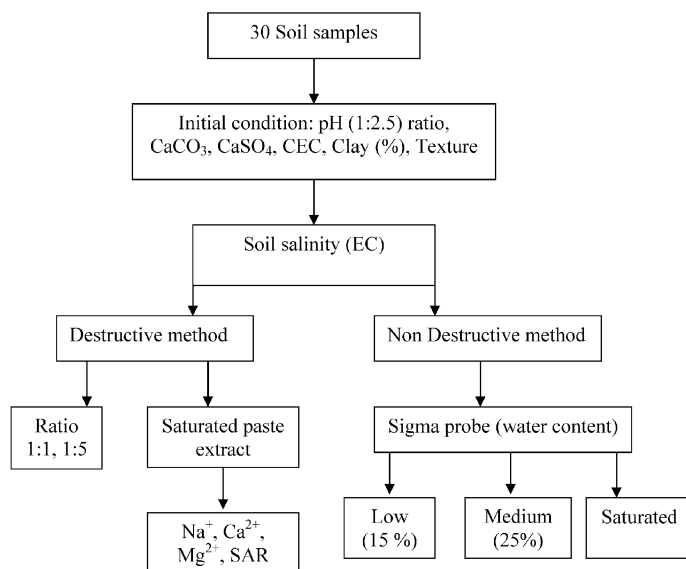


Fig. 2 General flowchart of soil analysis.

Table 1 Physical and chemical properties of the soil

Soil No.	Sampling depth (cm)	Soil properties							
		EC _(1:1) (dS m ⁻¹)	EC _(1:5) (dS m ⁻¹)	EC _(sat.paste) (dS m ⁻¹)	EC _(st) at Low WC (dS m ⁻¹)	SAR	Na (mmol ₍₊₎ L ⁻¹)	Ca (mmol ₍₊₎ L ⁻¹)	Mg (mmol ₍₊₎ L ⁻¹)
A1	0-10	0.29	0.15	0.67	1.12	2.66	5.44	6.25	2.08
A2	10-20	0.71	0.25	1.52	1.71	4.76	10.9	6.25	4.17
B1	0-10	0.34	0.16	0.77	0.98	4.21	5.44	1.25	2.08
B2	10-20	0.48	0.20	0.90	1.28	2.66	5.44	6.25	2.08
C1	0-10	1.09	0.36	1.78	2.12	5.33	10.9	6.25	2.08
C2	10-20	0.97	0.33	1.51	1.9	5.33	10.9	6.25	2.08
D1	0-10	1.30	0.37	4.25	3.17	8.42	27.2	12.5	8.33
D2	10-20	0.75	0.25	1.88	1.96	7.99	16.3	6.25	2.08
E1	0-10	1.02	0.35	1.82	1.91	7.99	16.3	6.25	2.08
E2	10-20	1.20	0.34	2.74	2.51	9.53	21.7	6.25	4.17
F1	0-10	17.4	3.99	31.4	—	15.0	130.4	68.8	83.3
F2	10-20	1.21	0.39	1.63	2.11	7.99	16.3	6.25	2.08
G1	0-10	2.15	0.59	3.7	3.10	8.05	21.7	6.25	8.33
G2	10-20	2.30	0.61	4.01	2.96	14.3	32.6	6.25	4.17
H1	0-10	4.51	1.07	12.6	10.3	17.6	76.1	12.5	25.0
H2	10-20	2.05	0.50	6.09	4.01	8.54	32.6	12.5	16.7
I1	0-10	7.27	1.33	11.2	6.32	15.8	87.0	31.3	29.7
I2	10-20	3.07	0.76	5.27	3.61	10.8	38.0	12.5	12.5
G1	0-10	8.46	1.88	17.3	13.2	23.7	130.4	18.8	41.7
G2	10-20	3.06	0.73	6.55	4.53	17.8	54.4	12.5	12.5
K1	0-10	5.27	1.19	13.6	9.31	14.6	87.0	25.0	45.8
K2	10-20	3.08	0.74	7.76	5.57	13.8	54.4	12.5	18.8
L1	0-10	19.5	4.43	53.4	—	32.5	347.8	62.5	166.7
L2	10-20	7.69	1.76	23.8	13.0	7.31	76.1	50.0	166.7
M1	0-10	8.51	1.96	20.7	19.4	23.7	141.3	25.0	45.8
M2	10-20	14.1	3.10	31.6	—	21.5	173.9	56.3	75.0
N1	0-10	15.6	3.38	39.1	—	19.8	217.4	75.0	166.7
N2	10-20	24.8	6.14	59.6	—	41.6	347.8	56.3	83.3
O1	0-10	25.9	7.46	69.7	—	30.1	347.8	100.0	166.7
O2	10-20	34.8	9.42	86.8	—	52.1	565.2	68.8	166.7

and permanent wilting point (PWP) of each soil depending on soil texture of the soil. Generally the studied soils were calcareous, alkaline and mostly light in texture. Present of all this variations in soils properties can give good reflections for different possibilities, interactions and finally more reliable equations and conclusions for different soils, in which the concluded equation can be generalized and applied to many different soils.

Table 2 presents linear regression equations

relating different standard methods of soil salinity determination, with R² values (i.e. the proportion of variance accounted for by the equation). For example, from the relationship between EC_(1:5) and EC_(sat.paste), it is necessary to multiply by 9.7 to convert EC_(1:5) to EC_(sat.paste) data. This finding was also clarified by Fig. 3, in which it can be seen that approximately a linear relationship was connecting those two different methods. It is shown that higher correlation was occurred when

Table 1 (Continue)

Soil No.	Soil properties							
	pH (1 : 2.5)	CaCO ₃ (g g ⁻¹)	CaSO ₄ (cmol _c kg ⁻¹)	CEC (cmol _c kg ⁻¹)	Clay (%)	^(a) Texture	^(b) FC (%)	^(c) PWP (%)
A1	9.02	0.34	<1.60	4.35	6.03	LS	10-18	4- 8
A2	8.71	0.49	<1.60	10.9	9.11	LS	10-18	4- 8
B1	9.25	0.60	<1.60	1.96	6.77	S	6-12	2- 6
B2	8.76	0.33	<1.60	8.70	16.3	SL	10-18	4- 8
C1	8.85	0.42	<1.60	10.9	21.7	L	18-26	8-12
C2	8.68	0.42	<1.60	16.3	24.9	L	18-26	8-12
D1	8.76	0.47	<1.60	2.17	4.02	LS	10-18	4- 8
D2	9.06	0.50	<1.60	2.17	10.2	LS	10-18	4- 8
E1	8.94	0.43	<1.60	10.9	17.8	SL	10-18	4- 8
E2	8.93	0.43	<1.60	4.35	10.0	SL	10-18	4- 8
F1	8.10	0.35	<1.60	10.9	30.0	CL	23-31	11-15
F2	8.86	0.41	<1.60	16.3	35.4	CL	23-31	11-15
G1	8.67	0.42	<1.60	16.3	19.4	L	18-26	8-12
G2	8.81	0.39	<1.60	21.7	19.9	L	18-26	8-12
H1	8.69	0.38	<1.60	2.39	5.13	S	6-12	2- 6
H2	8.79	0.58	<1.60	2.39	4.23	S	6-12	2- 6
I1	8.33	0.39	5.00	16.3	20.1	L	18-26	8-12
I2	8.40	0.42	<1.60	21.7	20.2	L	18-26	8-12
G1	8.31	0.42	<1.60	10.9	9.76	SL	10-18	4- 8
G2	8.96	0.47	<1.60	16.3	12.8	SL	10-18	4- 8
K1	8.33	0.44	<1.60	6.52	6.03	LS	10-18	4- 8
K2	8.40	0.49	<1.60	8.70	5.77	LS	10-18	4- 8
L1	8.23	0.42	<1.60	4.35	4.01	LS	10-18	4- 8
L2	8.07	0.28	<1.60	4.35	4.04	LS	10-18	4- 8
M1	8.33	0.46	<1.60	8.70	11.8	SL	10-18	4- 8
M2	8.22	0.36	<1.60	10.9	14.0	SL	10-18	4- 8
N1	8.19	0.42	1.60	6.52	9.85	SL	10-18	4- 8
N2	8.42	0.41	<1.60	6.52	11.7	SL	10-18	4- 8
O1	8.03	0.40	6.60	6.52	10.0	SL	10-18	4- 8
O2	8.30	0.35	10.0	8.70	15.9	SL	10-18	4- 8

^(a) Where L, S, LS, SL and CL are loam, sand, loamy sand, sandy loam and clay loam textures, respectively, ^(b) FC=Field Capacity with $\pm 2\%$, ^(c) PWP=Permanent Wilting Point with $\pm 1\%$.

EC_(sat.paste) values were less than 20 dS m⁻¹ and after that this relationship was affected by high values of soil salinity. Moreover, when the EC values were less than 10 dS m⁻¹, the relationship was much stronger and the regression line was approximately connecting all points of EC values (Fig. 3). Generally equations for this conversion have been developed by many researchers using other soils (Landon, 1984, Hernandez Bastida *et al.*, 2004, Rhoades *et*

al., 1989 and Elprince, 1985), and it was concluded that no one equation is suitable for all soil types. For other conversions other than saturated paste extract and 1 : 5 ratio were not highly studied by different researches because the most needed method for soil evaluation is saturated paste extract but the most easy way of getting the extract is by 1 : 5 ratio. In this study all methods were highly correlated (Table 2) with R² values of 0.98 and conversion

Table 2 Relationships between salinity standard methods

Method comparison	Relationship	R ²
EC(1 : 5), EC(sat. paste)	$EC_{(sat. paste)} = 9.70 * EC_{(1 : 5)}$	0.98
EC(1 : 1), EC(sat. paste)	$EC_{(sat. paste)} = 2.50 * EC_{(1 : 1)}$	0.98
EC(1 : 5), EC(1 : 1)	$EC_{(1 : 1)} = 3.80 * EC_{(1 : 5)}$	0.98

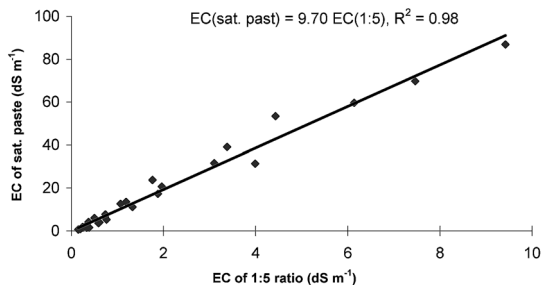


Fig. 3 Relationship between electrical conductivity (EC) measured by saturated past extract and 1 : 5 ratio.

factors within acceptable level as compared with published equations.

Landon (1984) reported that the EC in saturated paste extract is higher by factors of 6.4 and 2.2 for EC_(1:5) and EC_(1:1) respectively. He established the following equations :

$$EC_{(sat. paste)} = 6.4 * EC_{(1:5)} \quad (2)$$

$$EC_{(sat. paste)} = 2.2 * EC_{(1:1)} \quad (3)$$

In other side, Elprince (1985) correlated EC_(1:3) values with saturated paste and converted values to (1 : 5) basis, and found approximately same relationship as Landon (1984) but with lower values of R². The reported equation was as follows :

$$EC_{(sat. paste)} = 3.81 * EC_{(1:3)} (R^2 = 0.77) \quad (4)$$

When EC_(1:5) values exceed 6 dS m⁻¹, Elpince (1985) predicted that soil solutions would be over-saturated with respect to gypsum, and he concluded that this was the main reason for factor converting EC in the saturated paste extract to that in extracts of higher dilution to exceed the value 6.4.

Various causes for the differences in conver-

sion factors between soils have been suggested. One of the causes may be the presence of carbonates and gypsum in soil, especially when in high amounts. Differences in soil salinity can also cause deviations in the conversion factor. Hernandez Bastida *et al.* (2004) reported that the measurement of EC in saturation extract was a good saline content indicator only when the salt content was low but less suitable in the presence of high Cl⁻ or Na⁺ concentrations. The behavior of the ions in the 1 : 1 soil solution extract was the same. Increasing of EC above 1 S m⁻¹ result in a great dispersion of the points and a corresponding loss in linearity between the different parameters. The best correlation model between the EC value measured saturation and 1 : 1 extracts was a third order polynomial, although good results were obtained with linear and quadratic models (Hernandez Bastida *et al.*, 2004).

Any dilution above field conditions introduces errors in the interpretation of soil salinity data. The higher the dilution, the greater will be the deviation between ionic ratios in the sample and the soil solution under field conditions. These errors are associated with mineral dissolution, ion hydrolysis, and changes in exchangeable cation ratios. The ionic strength of soil solution in soils containing gypsum deviate more than other soils because the calcium and sulfate concentrations remain nearly constant with sample dilution, while the concentrations of other ions decrease with dilution (Tanji, 1990). As a consequence the uniformity of relationships between EC in extracts and the conditions of the soil solution for different soils is lost with increasing sample dilution. Rhoades *et al.* (1989) reported that the water

content of a saturate paste is about twice the field capacity for most soils. However, exceptions included sandy soils, organic soils, and soils containing gypsum. After taking into account these exceptions, the advantage of the saturated paste technique was that the procedure enabled the development of crop tolerance tables that could be interpreted across soil texture classes (U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954). In general, there were no great variation in the behavior of the different ions between the 1 : 1 and soil saturation extract, except in case of Ca^{2+} , which showed the greatest propensity to form ionic pairs, which might influence EC because of the lower ionic activity of the elements in the extract (Hernandez Bastida *et al.*, 2004).

All reviewers in this finding are relating differences in EC equations are due to different association with mineral dissolution, ion hydrolysis, and changes in exchangeable cation ratios. Some of them are relating on NaCl, Ca^{2+} or gypsum in playing a main rule in these differences. Soil salinity usually has a strong relationship with many salts in the soil. From Fig. 4, it is clear that studied soils had a good relationship with Na^+ , Ca^{2+} and Mg^{2+} ($R^2 = 0.99$), so it is expected that any variations in their concentration will affect soil salinity and predicted equation. Soil Na^+ , which usually connected with Cl^- was participating by 75% in evaluating soil salinity measured by saturat-

ed paste extract methods and followed by Ca^{2+} and Mg^{2+} using standardized data by standard regression coefficient. This high percent of Na^+ can play one of the main rules in controlling soil salinity and different conversion factors. In addition, the studied soils are calcareous soils and present of calcium ions and other salts (Table 1) could be the major reasons for interfering differences in equations between different methods. From other side, more water added to each soil as a dilution factor (ex. from 1 : 1 to 1 : 5 ratio) could give more chance for other salts to be dissolved and affect some physical (surface area) or chemical (pH) reactions. Whereas having a common criterion between soils (calcareous) could help in directing EC reactions and giving good relationships between methods (Table 2).

3.2 Evaluation of Sigma probe

In the present study, the actual values of Sigma probe readings ($\text{EC}_{(\text{si})}$) at different soil water content and standard methods were correlated (Table 3). It can be seen that the highest correlation (R^2) among all equations was with Sigma probe readings at low water content and saturated paste extract. However all standers methods were giving the best correlation factors (0.85, 0.90, 0.91) with low water content of Sigma probe readings. It seems that medium and high water contents were not highly preferable because under these conditions more water will diffuse salts away from

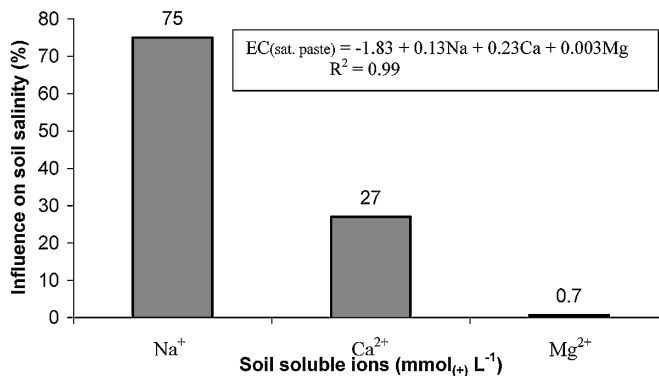


Fig. 4 Influence of soil soluble ions on soil salinity ($\text{EC}_{\text{sat.paste}}$) values.

Table 3 Relationships between salinity standard methods and Sigma probe readings

Method comparison	Relationship	R ²
S.I. (low WC), EC (sat. paste)	$EC_{(sat. paste)} = 1.30 * EC_{(si)}$	0.91
S.I. (low WC), EC (1 : 5)	$EC_{(1 : 5)} = 0.11 * EC_{(si)}$	0.90
S.I. (low WC), EC (1 : 1)	$EC_{1 : 1} = 0.52 * EC_{(si)}$	0.85
S.I. (medium WC), EC (sat. paste)	$EC_{(sat. paste)} = 1.47 * EC_{(si)}$	0.87
S.I. (medium WC), EC (1 : 5)	$EC_{(1 : 5)} = 0.12 * EC_{(si)}$	0.86
S.I. (medium WC), EC (1 : 1)	$EC_{(1 : 1)} = 0.57 * EC_{(si)}$	0.81
S.I. (high WC), EC (sat. paste)	$EC_{(sat. paste)} = 0.24 * EC_{(si)}$	0.41
S.I. (high WC), EC (1 : 5)	$EC_{(1 : 5)} = 0.02 * EC_{(si)}$	0.45
S.I. (high WC), EC (1 : 1)	$EC_{(1 : 1)} = 0.10 * EC_{(si)}$	0.40

WC is soil water content, where high, medium and low refer to saturated soils, 25% and 15% (v/m basis), respectively ; S.I. refers to Sigma probe.

the probe and give inaccurate readings. Whereas low water content is like a field capacity conditions which give more actual values and representing salts concentration in the soil solution extract. Sigma probe readings at low water content are around field capacity rang for most soils in Table 1 in which it can be recommended to use Sigma probe when the water content in the field is around field capacity.

Fig. 5 shows the best fitting line between measured values of Sigma probe and saturated paste extracts. Generally it isn't a linear relationship. It was started with linear relationship when soil salinity was low but as soil salinity getting higher many salts were interfering this relationship and the correlation line smoothly went down. However, the most reliable readings of Sigma probe were approximately up to 10 dS m⁻¹ of saturated paste extract and it was difficult for the probe to detect salinity when the salinity of saturated paste extract exceed 20 dS m⁻¹. In addition, the maximum value of the EC that can be measured by Sigma probe is up to 20 dS m⁻¹ (Table 1) and above that, it is difficult for the probe to detect soil salinity. This limitation was due to manufacturing design and calibration line, which is mainly controlled by the manufacturers. In addition, present of many salts could affect

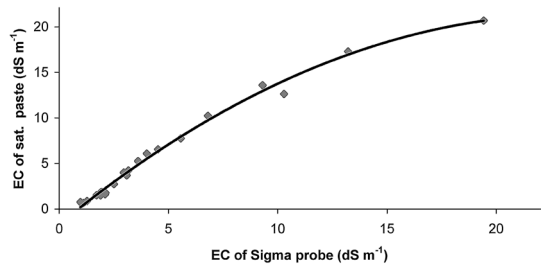


Fig. 5 Relationship between electrical conductivity (EC) measured by saturated past extract and Sigma probe at low water content.

calibration model and the reading will be out of designed range (0–20 dS m⁻¹).

For other concern of this study, the readings of Sigma probe were compared to the standard saturated paste extract (EC_(sat. paste)) method, with the aim of generating a set of calibration formulas to convert a reading from the probe to that of the recommended standard method. The latter method is time consuming and hence expensive to perform. Most calibration studies use pre-selected values of the independent variable (Scheffé, 1973). However, in this study, both independent and dependent variables are subject to error. The aim was to compare the methods and investigate their relationship under the conditions in which the probe will normally be used. But because of the accuracy with which the values of

$EC_{(sat.paste)}$ were measured, it is reasonable to assume that they have negligible variability. A logarithmic transformation of both pairs of data was found to achieve reasonably linear predictor-response relationships. The standard linear regression techniques were used to fit the transformed data, the results of which were then converted to the original units of measurement. Table 4 gives the calibration models finally adopted, together with the corresponding 95% confidence interval equations. All three equations with high (sat.), medium (25%) and low (15%) water content were found highly significant, and the coefficient of determinations (R^2) is 0.97, 0.96 and 0.99, respectively. The residual analysis of all three models indicated a good fit. Only the regression line of the readings for the low soil water content had a zero intercept. In addition, the coefficient of variations of all three values of the slope of the regression lines were less than 0.05, indicating that this particular parameter was accurately determined for each model. The confidence interval equations should therefore provide good approximations of the exact intervals. Equations in Table 4 can be applied to the field

conditions by justifying soil water content indicated by field capacity condition or water holding capacity of the soil. In this study, the best readings of Sigma probe were found to be at low water content (15%) in which it is near or around the range of the field capacity of most studied soils (Table 1).

Hamed *et al.* (2003) reported that Sigma probe gives fairly good results in the sandy soil but as the clay content increases, the correlation factor between Sigma probe readings and soil water salinity decreases, especially at low soil water salinity. In average, Sigma probe measured soil water salinity was within 20% of the correct value for all soil types when soil water salinity $> 1 \text{ dS m}^{-1}$. This study was also confirming this finding and that can be seen in equations between Sigma probe readings and soil texture (Table 5). It is clear that coarse texture, which contains clay particles $\leq 10\%$, give better correlation ($R^2=0.50$) than fine soils ($R^2=0.22$). Usually clay soils contain more elements than sandy soils in which they are affecting or deviating EC values. From Table 5, it can be seen also that $EC_{(si)}$ with low water content gave a good relationship ($R^2=0.97$)

Table 4 Calibration equations and the corresponding 95% confidence region equations of the probe readings for the three soil water contents

Soil water content	Equation	95% Confidence interval equations	(R^2)
High (sat.)	$\text{Ln } \hat{x} = -0.34 + 1.38 \text{ ln } y$	$\text{ln } \hat{x} \pm 0.39 \left[\frac{(\text{ln } y - 1.26)^2}{13.6} \right]^{1/2}$	0.97
Medium (25%)	$\text{Ln } \hat{x} = -0.32 + 1.45 \text{ ln } y$	$\text{ln } \hat{x} \pm 0.43 \left[\frac{(\text{ln } y - 1.191)^2}{13.6} \right]^{1/2}$	0.96
Low (15%)	$\hat{x} = y^{1.18}$	$(y^{1.12}, y^{1.24})$	0.99

Where \hat{x} and y are EC (saturated paste extract) and EC (Sigma probe) values, respectively.

Table 5 Influence of soil texture and ions on soil salinity measured by Sigma probe (low water content)

Soil factor	Relationship	R^2
Fine soils (Clay $> 10\%$)	$EC_{(si)} = -0.13 \text{ Clay } (\%) + 6.04$	0.22
Coarse soils (Clay $\leq 10\%$)	$EC_{(si)} = -1.38 \text{ Clay } (\%) + 14.23$	0.50
Ions	$EC_{(si)} = 1.12 + 0.12 \text{ Na}^+ - 0.20 \text{ Ca}^{2+} + 0.08 \text{ Mg}^{2+}$	0.97

with soil ions (Na^+ , Ca^{2+} and Mg^{2+}) which mean that Sigma probe is like any meter that can be affected by salt concentration in the soil.

To assess the appropriateness of each model, some values of $\text{EC}_{(\text{si})}$ were used to obtain the corresponding $\text{EC}_{(\text{sat. paste})}$ values by the formulas in Table 4. Table 6 shows the estimated values of $\text{EC}_{(\text{sat. paste})}$ together with their 95% confidence intervals. While lower readings of $\text{EC}_{(\text{si})}$ appeared to give good estimates of $\text{EC}_{(\text{sat. paste})}$, high values of $\text{EC}_{(\text{si})}$ gave unacceptably high estimates when high and medium soil water contents formulas were used. Judging by the confidence widths of the estimates, the power function obtained from the low soil water content readings gave the best results, while medium soil water based formula, having the widest confidence widths had the worst results. For instance, for $\text{EC}_{(\text{si})} = 10.0$, we get the estimate of $\text{EC}_{(\text{sat. paste})}$ as 17.0 (11.3, 25.6), 20.4 (12.9, 32.3) and 15.1 (13.1, 17.5) using the equations for high, medium and low soil water contents, respectively. It is clear that the confidence interval width is least for the last estimate, indication that it is also the best estimate of the three. Auerswald *et al.* (2001) found that electrical conductivity of the soil depend highly on water content, when it was low, EC

changed little but when water content was around field capacity the changes become larger. There is little difference among the three models for small values of $\text{EC}_{(\text{si})}$. To illustrate this we estimated $\text{EC}_{(\text{sat. paste})}$ for $\text{EC}_{(\text{si})} = 2.0$, and obtained 1.85 (1.24, 2.77), 1.99 (1.27, 3.10), and 2.26 (2.17, 2.37), respectively. The last model still had the smallest confidence interval width of 0.20 compared to 1.53 and 1.83 for the models from high and medium soil water contents, respectively.

The soil liquid and solid fractions both contribute to the total soil EC. The contribution of the solid fraction depends on the number of the exchangeable ions adsorbed to the surfaces of clay and organic matter (Nadler and Frenkel, 1980). This contribution tend to depend on the water content (Rhoades *et al.*, 1989) because a reduction in water content results in increased Coulomb interactions, due to attractions between free ions and the solid particles. Polarization, dispersion, and the arrangement of water molecules close to the clay surface (Cremers *et al.*, 1966) have influence on the EC of the solids. The combined effects of these interactions make the contribution of the solid fraction to EC complex (Amente *et al.*, 2000).

Bottraud and Rhoades (1985) reported that

Table 6 Applications of the calibration equations for selected values of Sigma probe readings (N=23 soils)

Sigma probe reading (dS m^{-1})	Soil water content	Estimate of $\text{EC}_{(\text{sat. paste})}$ value (dS m^{-1})	95% Confidence interval	Confidence width
2.0	High (sat.)	1.85	(1.24, 2.77)	1.53
	Medium (25%)	1.99	(1.27, 3.10)	1.83
	Low (15%)	2.26	(2.17, 2.37)	0.20
5.0	High (sat.)	6.55	(4.40, 9.75)	5.35
	Medium (25%)	7.48	(4.80, 11.7)	6.90
	Low (15%)	6.68	(6.04, 7.40)	1.36
10.0	High (sat.)	17.0	(11.3, 25.6)	14.3
	Medium (25%)	20.4	(12.9, 32.3)	19.4
	Low (15%)	15.1	(13.1, 17.5)	4.40
15.0	High (sat.)	29.7	(19.4, 45.4)	26.0
	Medium (25%)	36.7	(22.8, 58.9)	36.1
	Low (15%)	24.4	(20.6, 29.0)	8.40

volumetric water content, soil water EC, apparent EC of the solid phase and transmission coefficient have high relation to the soil EC. It is possible that some other expressions or parameters would be better than those described above, either in general or for specific situations and uses. In all cases, the prediction value for each calculation depends on prediction technique, calculation model and EC measurement methods (Rhoades *et al.*, 1990). Since this study tries to generalize a common idea or equation so generally all those opinions and expectation are applicable. Adding more water to the soil will help in dissolving more salt and complicating soil reaction, which leads finally to a weak correlation coefficient (R^2). While less water content keep the soil simple, easy to control and produce a good relationship between methods (Table 3). In addition to that interactions between measured values and choosing the appropriate model helped a lot in finalizing each equation (Tables 4 & 6). If this study was done in one kind of soil, the variations between parameters will be small and lead to better understanding of soil system, measured values and predicted equations, but the final findings can not be applied or generalized to different soils. In this study, different soils were used so different parameters were affected measured values and the expected or final equation could be applicable for many soils.

Hamed *et al.* (2003) concluded that Sigma probe was relatively in expensive, easy to handle and can be used for different soil types without calibration. Variations between soils, methods and meters can lead to different equations and models. If those variables can be specified, many parameters that interfering plant growth can be predicted. Each soil salinity method has its own limitation that can be solved by other methods. Sigma probe and standard methods are still in use until today and those equations that were predicted in this study can help in correlating many methods with each other. Sigma probe is an easy device

for pore water salinity measurements but it was seen that this device was relatively affected by soil water content. In addition, the accuracy of measured value was also affected by soil salinity in which the best range was found to be between $0-10 \text{ dSm}^{-1}$ of EC saturated paste extract and maximum values was up to 20 dSm^{-1} . Generally, each EC meter has its own advantages and limitations but soil is a complex system and deciding the right meter or equation for each soil or different soils need many efforts and researches. Finally, generalizing a certain equation in any field need many confirmations by many scientists and researchers and those information's found in this study could help in progressing science and be useful for many users.

4. Conclusion

The measurement of electrical conductivity in mixtures of soil and water is a convenient method for assessing soil salinity. However, diluting soils with increasing amounts of water not only reduces the electrical conductivity of the resulting suspensions but also changes the conversion factor required when soil salinity has been determined using different soil to water ratios. For calcareous soils from Oman, the relationships between $EC_{(\text{sat. paste})}$, $EC_{(1:1)}$ and $EC_{(1:5)}$ were statistically reliable, with R^2 values equal to 0.98. Moreover, the presence of soluble calcium and other salts in the soils, probably contributed to the high factors required for converting between $EC_{(\text{sat. paste})}$ and $EC_{(1:1)}$ or $EC_{(1:5)}$, i.e. 2.5 and 9.7 respectively, compared to the literature values of 2.2 and 6.4.

The use of Sigma probe to estimate soil pore water salinity was rapid, requiring only about 10 seconds from probe insertion into the soil to taking a reading. Results from Sigma probe were significantly linearly related to the other EC methods under study (soil saturated paste extract, 1 : 1, and 1 : 5 soil/water ratios), more closely associated when data were transformed to a power function. The use of power functions to relate Sigma probe readings to

EC_(sat. paste) values at soil water contents varying from 15% to saturation resulted in R² values exceeding 0.96. Sigma probe readings from soils low in water content had the highest correlation with EC_(sat. paste) values. The calibration equation obtained from these readings had the least confidence widths compared to the ones from either saturated soils or at moisture contents of 25%.

It is concluded that the most reliable readings of Sigma probe were obtained when the EC_(sat. paste) value was less than 10 dS m⁻¹, corresponding to low and moderate salinity. Sigma probe readings from increasingly saline soils provided progressively less reliable estimates of EC_(sat. paste) values. Moreover, Sigma probe readings gave the best correlations with other methods when soil water content was at lower value (15%), which is near or around field capacity condition. Further experiences with the probe need to be examined, especially with highly saline soils and gradual increment of soil water content to determine the yield response of different crops to salinity at prescribed soil pore water salinity, as measured using Sigma probe. Moreover, relationships between studied and published methods (destructive and non destructive) were highly dependent on soil properties and measuring conditions in which those specifications should be considered before applying any of those methods or correlated equations.

References

- Amente, G., Baker, J.M. and Reece, C.F. (2000) : Estimation of soil electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity in sandy soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **64** : 1931-1939.
- Auerswald, K., Simon, S. and Stanjek, H. (2001) : Influence of soil properties on electrical conductivity under humid water regimes. *Soil Sci.*, **166** : 382-390.
- Bottraud, J.C. and Rhoades, J.D. (1985) : Referencing water content effects on soil electrical conductivity — salinity calibrations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **49** : 1579-1581.
- Coakes, S.J. and Lyndall, G.S. (1997) : Statistical Analysis for Social Science (SPSS), Version 6. John Wiley and Sons, New York.
- Cremers, A., Loon, J.V. and Laudelout, H. (1966) : Geometry effects for specific electrical conductance in clays soils. *Proc. 14th Nat. Conf. Clays and Clay Miner.*, **26** : 149-162.
- Elprince, A.M. (1985) : Model for the soil solution composition of an oasis. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **49** : 1121-1128.
- Hamed, Y., Persson, M. and Berndtsson, R. (2003) : Soil solution electrical conductivity measurements using different dielectric techniques. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **67** : 1071-1078.
- Hernandez Bastida, J.A., Vela De Oro N. and Ortiz Silla R. (2004) : Electrolytic conductivity of semiarid soils (Southeastern Spain) in relation to ion composition. *Arid Land Research and Management*, **18** : 265-281.
- Hilhorst, M.A. (2000) : A pore water conductivity sensor. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **64** : 1922-1925.
- Israelsen, O.W. and Hansen, V.E. (1962) : Irrigation principles and practices. John Wiley and Sons, Inc., New York, p. 411.
- Landon, J.R. (1984) : Booker Tropical Manual. Longman Inc., New York, pp. 157-163.
- Nadler, A. and Frenkel, H. (1980) : Determination of soil solution electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity measurements from the four-electrode method. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44** : 1216-1221.
- Page, A.L., Miller, R.H. and Keeney, D.R. (1982) : Methods of soil analysis, chemical and microbiological properties. Ed. 2. Madison, Wisconsin, USA.
- Rhoades, J.D., Manteghi, A.N., Shouse P.J. and Alves, W.J. (1989) : Estimating soil salinity from saturated soil — paste electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **53** : 428-439.
- Rhoades, J.D., Shouse, P.J., Alves, W.J., Manteghi, N.A. and Lesch, S.M. (1990) : Determining soil salinity from electrical conductivity using different models and estimates. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **54** : 46-54.
- Rowell, D.L. (1994) : Soil science, methods and applications. Salinity and sodicity. Longman, London, p. 288.
- Scheffé, H. (1973) : A statistical theory of calibration. *The Annals of Statistics*, **1** : 1-37.
- Tan, H.K. (1995) : Soil sampling, preparation and analysis. Marcel Dekker, New York.
- Tanji, K.K. (1990) : Agriculture salinity assessment and management. Sampling, monitoring and measurements. American society of civil engineers, New York, pp. 203-204.
- User manual for Sigma probe (2000) : Type EC1.

Delta-T Devices Ltd. Burwell, UK.
 U.S. Salinity Laboratory Staff (1954): Diagnosis
 and improvement of saline and alkali soils.
 USDA Hand Book. 60. U.S. Gov. Print. Office,

Washington, DC.
 WET sensor (2004): Delta-T Devices Ltd, Burwell,
 UK.

いくつかの攪乱および不攪乱方法による石灰質土壌中の塩濃度測定

アーメッド アルブサイディ*・山本太平*・チャールス バキート**・
 ピーター クックソン***

* 鳥取大学乾燥地研究センター, 〒680-0001 鳥取市浜坂 1390

** スルタンカブース大学数学統計学部, オマーン国 アルコード 123 私書箱 34

*** スルタンカブース大学土壌・水科学部, オマーン国 アルコード 123 私書箱 34

要 旨

作物の生育を制限する塩類集積は、乾燥・半乾燥地域をはじめ世界中で問題になっている。土壌の塩類化の目安として、土壌抽出液の電気伝導度 (EC) を測定することが多く、これまでに様々な手法が用いられてきた。破壊的な方法として、土壌試料を採取した後、ペースト状の飽和抽出液、あるいは土壌試料と水との比が 1:1, 1:5 となるような懸濁抽出液を調製し、その EC を測定する方法があり、一般的な方法である。一方、非破壊的に測定する方法として、シグマプローブと呼ばれる土壌水の EC を直接測定する方法がある。本研究の目的は、土性および塩濃度の異なる石灰質土壌を用いて、土壌水抽出液の EC 測定とシグマプローブによる EC 測定との関連性を検討することである。

抽出液の EC 測定とシグマプローブによる EC 測定の結果は、全体的に高い相関 ($R^2=0.98$) を示した。さらに土壌中に多くの塩が存在するとき、ペースト状にして得られた飽和抽出液と 1:5 懸濁液の EC との間に直線的な相関が得られ、20 dS/m 以下の EC の場合、最も高い相関が得られた。シグマプローブによる測定値は、土壌水分量や土壌水中の塩類による影響を受けるが、飽和抽出液の EC 測定値と最も相関が高かったのは、土壌水分量が低く、10 dS/m 以下の EC の場合であった。土壌水中に様々な塩類 (例えば、 Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} など) が混在する場合や、より多くの塩類が溶解した場合に相関係数 (R^2) は低くなった。シグマプローブの使用により、土壌水の EC 測定のための土壌採取が不要となり、現場において、土壌水抽出後の EC 測定方法と遜色のない測定結果が得られるであろう。さらに、シグマプローブによる EC 測定は、圃場容水量程度の低い土壌水分量の場合が最適な測定条件と考えられる。しかしながら、土壌塩類や土壌水分が増加する場合に、さらなる研究が必要である。最後に、あらゆる確立された方法や式を土壌中の塩分量や水分量の推定に適用する前に、土壌特性や測定環境を考慮する必要がある。しかしながら、本研究で求めた方程式がある土壌で適合しているのならば、塩類の測定はシグマプローブによって短時間で行うことが可能であり、標準の方法における値と関連づけることができる。

キーワード: 電気伝導度, シグマプローブ, 飽和抽出液, 土壌と溶液比

受稿年月日: 2005年8月19日

受理年月日: 2006年8月17日

耕起, 不耕起が亜熱帯サトウキビ畑土壌の 養分溶脱に与える影響

朝田 景*・干川 明**・加藤 誠*・西村 拓***

Effects of No-tillage Practice on Nitrate Leaching in Sugar Cane Fields in Sub-tropic Area

Kei ASADA*, Akira HOSHIKAWA**, Makoto KATO* and Taku NISHIMURA***

* Graduate School of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology

** JIRCAS Okinawa Subtropical Station

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

Abstract

No-tillage cropping (NT) is considered as a better onsite counter measure to reduce runoff and soil loss than the soil conservation techniques in sub-tropic area in Japan. In this paper chemical and physical soil analysis and field survey have been conducted to clarify effects of NT on retention and leaching of soil nutrients at sugarcane field.

Sugar cane fields under conventional tillage (CT) and the NT were the studied sites in Ishigaki, Japan. Shimajiri mahji soil, having clay content of more than 50%, covers the study site. An observation ditch of 100 cm in width and 70 cm deep was prepared at the boundary of the CT and NT fields. Soil samples for chemical and physical analysis were taken and PVC cores containing ion exchange resins to trap leaching ions were inserted at both side wall of the ditch. Also, observation of sugar cane root distribution was conducted. After the survey, the observation ditch was filled up by the original soil.

The CT had shallow and sparse root distribution while the NT showed denser and deeper root distribution. It corresponded to higher saturated hydraulic conductivity of the NT soil. At the same time the NT showed lower dry bulk density and penetration resistance at the layer of 15-25 cm where the NT had more roots than the CT. The NT had greater nutrient flux at 0-20 cm deep layer, however it rapidly decreased along the depth and reached the similar rate to the CT at 40 cm deep layer. Much of the nutrients in the NT could be soaked up by sugar cane roots. Development of roots may reduce the negative effects of the NT that may enhance leaching of nutrients by bio-macro pores.

Key word : No-tillage, Conventional tillage, Nutrient leaching, Simajiri mahji

1. はじめに

1960年代以降, 日本の亜熱帯島嶼では, 大規模な農地開発や宅地開発などの人為的攪乱により, 夕立, 梅雨や

台風時に, 地表面流去水によって肥沃な表土のみならず下層土までもが河川, 海へ流出するようになった。これは土壌流出問題として, 畑の生産力低下ばかりでなくサングをはじめとした海の生態系へ深刻な問題を引き起こ

*東京農工大学大学院連合農学研究科

** (独)国際農林水産業研究センター熱帯・島嶼研究拠点

*** 東京大学大学院農学生命科学研究科

キーワード: 不耕起栽培, 慣行耕起栽培, 養分溶脱, 島尻マージ

してきた。1995年、沖縄県は赤土等流出防止条例を施行し、これにより農地造成や道路工事などの公共工事に由来する土壌流出は大幅に減少した。しかし、この条例は既存農地には適用されないため、依然として土壌は既存農地から海へ流出し続けており、現在も土壌流亡に関する効果的な対策が模索されている。従来、圃場からの流去水を堰止めるコンクリート堰や流亡土壌を捕捉する沈砂池の設置、また植物によるグリーンベルト等、様々な対策が行われているが、いったん流去水中に浮遊した細かい土粒子は容易に沈降せず、海まで流れてしまうことが多い。従って農地から流出してしまった土粒子への対策よりも、農地内で地表面流去水中の浮遊土粒子を減少させることの方が効果的で効率的と考えられる。すなわち、農地内における土壌保全対策が重要である。

圃場内における土壌流亡対策としては、①降雨の土層への浸透を促進する方法と②土壌構造を安定させる方法がある。“深耕”は降雨の土層への浸透を促すためにしばしば行われてきた方法である。しかし、深耕によって生産性の低い下層土が作土層に反転されるため、深耕後に土壌改良材や化学肥料を大量に投与する必要がある。これらの化学物質が圃場外へ流出することで新たな環境負荷となっている。従来の慣行耕起作業は、浸透を促進する効果に加えて、表層に作物残渣を鋤きこんだり、発芽に適した苗床を作ったり、雑草繁茂を抑制したりするために行われてきた。しかし、この作業によって土の構造が不安定となり受食性が増すことがある。特に、耕起後に降雨があると、地表面に土壌クラストが形成され、降雨の浸入が低下することが多い(Thierfelder *et al.*, 2005)。不耕起栽培は、表土を覆う作物残渣が降雨時の土壌クラストの形成を抑制することで雨水の浸入低下を抑制する(Dao, 1993; Dick *et al.*, 1989; Sugahara *et al.*, 2001; Tebrügge and Düring, 1999)。また、毎年残される根成孔隙(Gish *et al.*, 1998)やミズなどの土壌動物が移動した跡(Edwards *et al.*, 1990; Tebrügge and Düring, 1999; Trojan and Linden, 1998)が下層へ速やかに水を浸透させるため、浸入速度を増加させる効果があると考えられている。さらに不耕起栽培は地表面の粗度が大きくなることで地表面流速を低下させる効果もあり、その結果、圃場内における土壌流亡対策として有効であるとされている。

他方、不耕起栽培農地では、化学肥料や除草剤の施用直後に降雨があると、散布した化学物質が根群域を超えてすばやく下層へ浸透し、地下水汚染となる可能性が指摘されている(Devitt and Smith, 2002; Dick *et al.*, 1989; Edwards *et al.*, 1990; Jones *et al.*, 1995; Tebrügge and Düring, 1999)。これは施用した化学肥料

の肥効の低下だけでなく、農業が周辺環境、特に地下水の水質に負荷を与えるという点で重要な問題である。地下水が重要な水資源である地域では、不耕起栽培が土壌保全に有効であっても、地下水の水質低下を生じるようであればその導入は難しい。本研究の対象地域である石垣島でも、地下水は生活用水の一部として使用されている。また、降水量が多く降雨強度が大きいため、施用した化学肥料が表面流去水と共に圃場外へ流出し、環境負荷となる可能性が大きい。

畑地の不耕起栽培に関する従来の研究の多くは、米国中西部やオーストラリアなど比較的乾燥した地域を対象としたものであり、熱帯、亜熱帯地域における不耕起栽培が農耕地土壌および周辺環境に及ぼす影響についてはよくわかっていない。

本研究は、亜熱帯地域における不耕起圃場と慣行耕起圃場の土壌の化学性、物理性の差異および無機態窒素の溶脱に関する実態調査を行う。そして、慣行耕起栽培から不耕起栽培への移行が畑作農業の環境負荷に与える影響について検討することを目的とする。

2. 方 法

2.1 調査地の概要

石垣島南部バナナ岳(標高231m)のふもとに位置するサトウキビ畑(北緯 $24^{\circ}21.683'$ 、東経 $124^{\circ}09.330'$)を調査圃場とした。年平均気温 24.5°C 、年平均降水量は $2,000\text{mm}$ を超える。

対象圃場の土壌は琉球石灰岩を基盤とする台地(カルスト台地)上に分布する島尻マージであり、深さ60cm程度から部分的に基岩が出現する。土性はHC(粘土:54%、シルト:24%、砂:22%)で、主要粘土鉱物はパーミキュライト-クローライト中間種鉱物、イライトおよびカオリン鉱物など(渡嘉敷, 1993)である。湿潤状態では粘着力が強いが、乾燥すると固結し、亀裂が発生したり耕起碎土が困難になる。

2.2 調査圃場の概要

圃場面積は 4.1a である。この圃場に畝5列分の慣行耕起区(以下CT)、畝3列分の不耕起区(以下NT)を設けた。CTおよびNTの両試験区では、1987年から1997年までサトウキビの慣行耕起栽培を行い、1997年から2002年まで5年間は休耕し、雑草が繁茂する状況にあった。

CTでは、2002年8月に小型乗用トラクターで深さ25cmまでプラウによる耕起を行った際、刈り取った雑草を鋤き込んだ。同年9月に小型の乗用ロータリー耕うん機を用いて深さ20cm程度全面耕起を行った後、サトウキビを植え付けた。同12月に畝間部分においてロータ

リーで深さ 15 cm 程度耕うんを行い、培土をした。高培土（最終培土）はサトウキビの高さが 150 cm 程度に達した時に逆回転ロータリーで行った。

NT では、2002 年 8 月に不耕起栽培を開始する際、刈り取った雑草を土壌表面に残した。同年 9 月、ドリルによって土壌表面に垂直に穴を開け、サトウキビを植え付けた。NT では栽培期間中に高培土を行なわなかったため、台風による倒伏が生じた。

両圃場に施用した化学肥料は成分量 NPK=18-10-14 のサトウキビ用肥料である。元肥は与えず、2002 年 11 月 4 日に第 1 回目の追肥、2003 年 4 月 15 日に第 2 回目の追肥をそれぞれ窒素として 130 kg ha^{-1} 、 150 kg ha^{-1} となるように施用した。この肥料を CT では耕うん深 15 cm で畝間に鋤きこみ、NT では表面散布した。

2.3 土壌調査と分析方法

2002 年 12 月、CT-NT の境界において幅 100 cm×長さ 500 cm×深さ 70 cm の試験溝を掘削し、両耕区に面した側壁に土壌断面を設けた。ここで、15-25 cm、35-45 cm、45-55 cm の 3 層から土壌の物理性分析のための不かく乱試料を採取した。またこの 3 層に加えて 0-10 cm から化学性分析のための不かく乱試料を採取した。また、山中式硬度計を用いて深さ 0-60 cm まで 5 cm 毎に土壌硬度を測定した。

下層へ溶脱した無機態窒素などの化学物質を捕捉するため、既往の研究（生原ら、1990；Pampolino *et al.*, 2000；Qian and Schoenau, 2002；瀧, 1993；Wu *et al.*, 1996）を参考にイオン交換樹脂法を採用した。上下をナイロンメッシュで覆った内径 7.8 cm、高さ 2 cm の塩化ビニール円筒に、陽イオン（Rohm & Haas 社、アンバーライト IR120B）及び陰イオン交換樹脂（Rohm & Haas 社、アンバーライト IRA410）を混合して充填し、イオン交換樹脂カラムを作製した。CT、NT 土壌断面の深さ 20 cm、40 cm、50 cm において、試験溝の影響ができるだけ及ばないように奥行き約 15 cm の横穴を掘り、樹脂カラムの上面、下面が土壌面に密着するように穴を整形し、横穴の周りの土壌構造を乱さないように注意しながら樹脂カラムを奥に押し込んだ。埋設したカラムの反復数は各深さ 5 から 8 個である。土壌調査ならびに樹脂カラムの埋設後、試験溝は埋め戻した。樹脂カラムをサトウキビの移植後 3 ヶ月目の 2002 年 12 月から 2003 年 9 月まで約 10 ヶ月間埋設し、溶脱してきた化学物質を捕捉した。

2003 年 9 月、再び同じ地点に試験溝を掘削し、樹脂カラムの回収、土壌調査および NT と CT の根系分布調査を行った。根系分布調査では、NT、CT の各圃場を代表しているサトウキビを一株ずつ選定し、畝に直行する方

向で約 50 cm×50 cm の土壌断面を設けた。根の分布を目視が可能となるように、土壌断面をスコップで整形し、糸を張って 10 cm 四方の格子を作った。土壌断面を少しずつ掻き取りながら、各格子内に存在する根の本数を記録した。

回収した樹脂カラムからイオン交換樹脂を取り出し、以下の方法で、吸着したイオンの定量分析を行った（生原ら、1990；Wu *et al.*, 1996）。すなわち、樹脂湿重 4 g に 1 mol L^{-1} 塩化カリウム 100 mL を加え、一時間振とうした後ろ過し、その抽出液を 250 ml 容量フラスコに取った。この作業を再度行い、イオン交換水を加え 250 ml に定量して分析試料とした。

土壌の pH (H_2O) と電気伝導度 (EC) は土液比 1:5 で測定した。交換性陽イオンの抽出は 1 mol L^{-1} 酢酸アンモニウム溶液 (pH 7) 抽出後、原子吸光法で測定した。全炭素、全窒素含量は NC-ANALYZER（住友化学工業株式会社製 NC-80AUTO セミオート型、標準物質はアセトアニリドを用いた）により測定した。無機態窒素は水蒸気蒸留装置を用いてブレンナーの同時浸出定法で測定した。

土壌の粒径組成は、過酸化水素水で有機物を分解した後、ピペット法と篩別法によって測定した。また 100 cm^3 の金属円筒で採取した不かく乱土壌試料の飽和透水係数 (K_s) を変水位法で測定した。不かく乱土はその後 105 度で炉乾して乾燥重量を測定し、乾燥密度および間隙率を求めた。

2004 年 3 月に負圧浸入計を用いて現場で浸入試験を行い、Reynolds and Elrick (1991) の方法で現場透水係数を求めた。測定では、給水管とディスクが分離したタイプの負圧浸入計（Nishimura *et al.*, 2003）を使用し、地表面を均平した後、直径 20 cm のディスクを地表面に密着させて浸潤試験を行った。

負圧浸入計で測定を行った表層土の物理性に関するデータを測定するため、CT および NT の深さ 0-5 cm から 100 cm^3 金属円筒で不かく乱土壌試料を採取し、上述と同じ方法で乾燥密度、間隙率および飽和透水係数 (K_s) を求めた。

3. 結果と考察

3.1 耕起の有無と根系分布

図-1 は 2003 年 9 月に測定した NT および CT における根系分布である。CT では、垂直方向よりも水平方向に根系が発達し、土壌深さ 20 cm 以深では根の伸長が少なかった。一方、NT では水平方向よりも垂直方向へ根系が発達し、CT の分布と比較して土壌深さ 20-40 cm における根系の発達が顕著であった。NT では前作の根

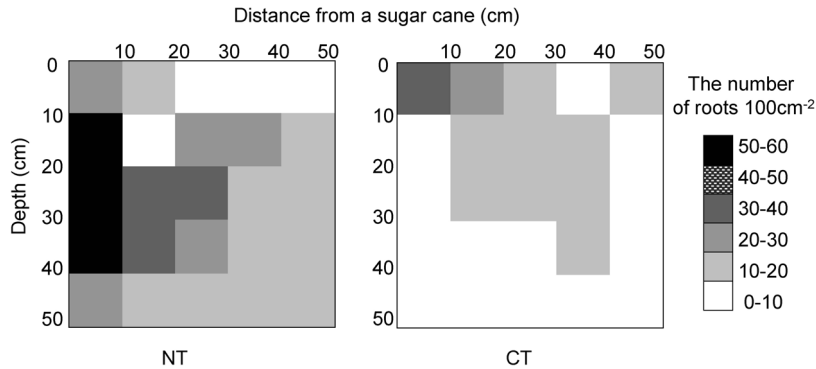


図-1 NT (左) および CT (右) の根系分布
縦軸に土壌深さ, 横軸に水平距離を示す。なおサトウキビは水平距離 0 cm 上に生育している。
凡例は 100 cm²あたりの根数を示している。

Fig. 1 Root distribution of sugar cane field under No-tillage (left) and Conventional tillage (right)

表-1 NT および CT の各土壌深さにおける主な土壌物理特性

Table 1 Physical properties of the sugar cane field soil under No-tillage and Conventional tillage

	土壌深さ (cm)	乾燥密度 (Mg m ⁻³)	間隙率 (%)	飽和透水係数 20°C (cm sec ⁻¹)
不耕起栽培 (NT)	0-5	1.40	47.6	2.6×10 ⁻³
	15-25	1.20*	55.6*	2.1×10 ^{-3*}
	35-45	1.29	53.0	8.1×10 ^{-4*}
	45-55	1.31	53.4	2.2×10 ⁻³
耕起栽培 (CT)	0-5	1.38	49.6	6.6×10 ⁻³
	15-25	1.36	51.3	3.4×10 ⁻⁴
	35-45	1.33	52.6	3.1×10 ⁻⁴
	45-55	1.28	54.6	4.2×10 ⁻³

*: NT, CT 各土壌の同じ深さの間において 1% 水準で有意差あり

が枯死した孔隙を利用して新しい根が伸張するため, 作物の根系分布が前作の根系分布の影響を受けることが報告されている (Rasse and Smucker, 1998)。NT において観察された根系の鉛直方向への拡大は, 鉛直方向に連続した根成孔隙が, 耕うんによって断ち切られることなく保存されていたためと考えられる。

3.2 不耕起が土壌の物理性に及ぼす影響

表-1 に NT および CT における土壌の主な物理性を示す。本調査では, 深さ 0-5 cm および 45-55 cm において NT の土壌が, CT に比べて若干乾燥密度が大きく, 間隙率が小さい傾向を示した。また, 深さ 15 cm-45 cm においては, CT に比べて NT の乾燥密度が小さくなる傾向があり, 特に深さ 15-25 cm の層において顕著であった。従来の研究の多くで, 深さ 10 cm までの表層土

壌では, CT よりも NT で乾燥密度が大きいことが報告されている (Chassot *et al.*, 2001; Dao, 1993; Eynard *et al.*, 2004; Meek *et al.*, 1990; Osunbitan *et al.*, 2005; 島田ら, 1999; Tebrügge and Düring, 1999)。しかし, 本研究では両者の間に有意な差がなかった。また, 表層における不かく乱試料採土時の観察でも CT と NT の土壌はいずれも同程度の緻密さ, 固さであった。耕うん後, 調査まで約 3 ヶ月間 CT はほとんど裸地状態であった。この間に, 重粘土質土壌である対象地土壌では, 耕うんによって膨軟化した表層近傍の土が, 高強度で降雨エネルギーの高い亜熱帯地域特有の降雨による分散や目詰まり, 乾湿の繰り返しによる膨潤・収縮等によって乾燥密度を増し (Mullins *et al.*, 1990), NT と同程度の乾燥密度になったものと考えられる。土壌深さ 0-10 cm の Ks

でも両者に有意な差は見られなかった。しかし、NTの25-45 cmのKsはCTよりも有意に大きく、特に15-25 cmでは1オーダー大きかった。これは、この層におけるNTの間隙率がCTよりも有意に大きいことに対応している。

図-2に山中式硬度計によって測定したNTおよびCTの土壌硬度分布を示した。土壌硬度はプローブの種類や挿入方式によって結果が異なるが、本研究と同様の硬度計を用いた既往の研究の多くにおいて、表層の土壌硬度はCTよりもNTで大きいと報告されている (Osunbitan *et al.*, 2005; 島田ら, 1999; Tebrügge and Düring, 1999)。しかし、より深い土層ではやはり乾燥密度と同様に研究報告毎に異なった傾向が報告されている。本研究では、CTとNTの深さ0-15 cmの土壌硬度に顕著な違いは見られなかったが、深さ20 cmにおいてNTが有意に小さな土壌硬度を示した。これは、NTの深さ20 cm付近における乾燥密度の低下と対応している。NTではCTと比べて深さ20 cmにおけるサトウキビの根密度が高かった (図-1)。また土壌断面の観察から、CTよりもNTにおいて土壌動物を多く観察した。これらのことから、NTでは、休耕期間に生成した根成孔隙やバイオポアが維持されたため、深さ20 cm付近の乾燥密度および土壌硬度が小さいと考えられる。

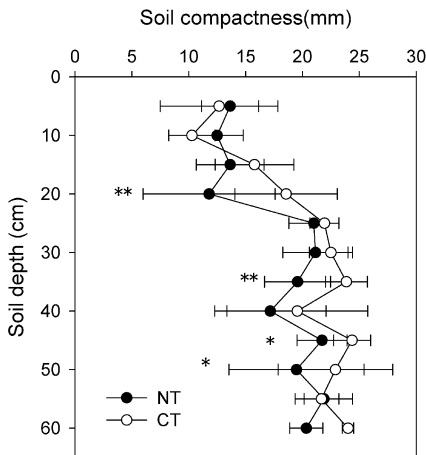


図-2 NTおよびCTの土壌硬度
* : NT, CT各土壌の同じ深さの間において5%水準で有意差あり, ** : 1%水準で有意差あり, 図中の横線：標準偏差

Fig. 2 Distribution of soil hardness by Yamanaoka penetrometer at the sugar cane field under No-tillage and Conventional tillage

図-3に2004年3月に負圧浸入計を用いて測定したNTおよびCTの地表面の現場透水係数とマトリックポテンシャルの関係を示す。マトリックポテンシャルが0 kPa (飽和) から-0.3 kPaにかけて、NTの表層土はCTよりも透水係数が大きかった。しかし、-0.3 kPa以下のマトリックポテンシャルにおいては、NTとCTは同程度の不飽和透水係数を示した。これは、マトリックポテンシャルが飽和から-0.3 kPa程度の負圧状態で浸透に寄与するような粗大な間隙や亀裂がNT表層土に多く存在していることを示している。また、両圃場の土が同じ土性であり、0-5 cmの土層の乾燥密度もほとんど変わらないことを反映して、マトリックポテンシャル-0.3 kPa以下における不飽和透水係数の一致は、粗大間隙以外の間隙構造が類似していることを示唆している。石垣島のように降雨強度が大きい地域では、降雨中に地表に湛水が発生することが多く、その際に表層土壌はほぼ水分飽和に達する。このとき、NTに存在するような粗大な間隙や亀裂は水の浸入を促進し、地表面流出水の発生を抑制すると考えられる。

3.3 不耕起化と土壌の化学性

表-2に、NTおよびCTにおける土壌の主な化学性を示す。CTおよびNTの深さ15-55 cmではpHがおおよそ7から8であるのに対し、NT表層の深さ0-10 cmの土壌のpHは6.30と低下していた。これは、植物残渣の分解過程で放出される有機酸により土壌表層が酸性化したものと考えられる (Naidu *et al.*, 1996)。また、NT表層

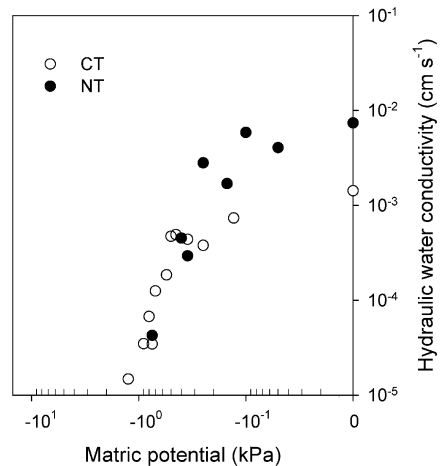


図-3 NTおよびCTの表層土の現場透水係数
Fig. 3 Hydraulic conductivity of the surface soil at sugar cane field under No-tillage and Conventional tillage

表-2 NT および CT の各土壌深さにおける主な土壌化学特性

Table 2 Chemical properties of the sugar cane field soil under No-tillage and Conventional tillage

	土壌深さ (cm)	pH (H ₂ O)	EC (mS cm ⁻¹)	全窒素 (%)	全炭素 (%)	交換性陽イオン (cmol (+) kg ⁻¹)		
						Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺
不耕起栽培 (NT)	0-10	6.30**	0.20**	0.23	1.95**	31.17	5.24*	2.28**
	15-25	7.23*	0.11	0.17*	1.33**	30.22	7.23*	1.10
	35-45	7.68	0.12	0.09	0.56**	36.37**	1.81	0.53
	45-55	7.86**	0.15**	0.09**	0.51**	34.43	3.53	0.57
耕起栽培 (CT)	0-10	7.15	0.09	0.23	1.42	30.14	4.53	1.50
	15-25	7.38	0.09	0.12	0.64	29.74	4.18	0.93
	35-45	7.70	0.10	0.12	0.50	30.50	3.66	0.63
	45-55	7.59	0.08	0.12	0.46	32.51	3.32	0.62

*: NT, CT 各土壌の同じ深さの間において5%水準で有意差あり, **: 1%水準で有意差あり

では EC 値が高いことから、サトウキビ用肥料の表面散布による酸性化も原因と考えられる。

深さ 0-55 cm において CT よりも NT で全炭素含量が有意に高く、特に深さ 0-25 cm では CT の約 1.4-2.1 倍であった。これは、NT において刈り取った雑草で表層を被覆したことにより、表層近傍への有機物投入量が多くなったためと考えられる (Lal, 1976; Tebrügge and Düring, 1999)。また、同時に NT では表層を覆うことにより土壌温度の上昇が抑えられ CT に比べて有機物の分解が抑制されたことも全炭素含量が異なった理由として考えられる。しかしながら、35 cm 以深の 2 土層の C/N 比は、表層土や有機物あるいは微生物バイオマスの値に比べてかなり低く、表層の有機物投入の影響が及んでいる範囲は、深さ 0-25 cm 程度であったと推察できる。

CT, NT 両圃場における交換性カリウム濃度は、一般的な島尻マージの診断基準値 (足立・興古田, 1981; 沖縄農業試験場, 2003) を上回っていた。これは、施肥によるイオンの蓄積によるものと考えられる (沖縄農業試験場, 2003)。また、深さ 0-10 cm において NT の交換性カリウム濃度が CT よりも有意に高かった結果は、NT では肥料を表層散布するのに対して、CT では土壌深さ 15 cm まで鋤き込むという、施肥法の違いが原因と考えられる。交換性マグネシウム濃度は、CT の深さ 0-25 cm において NT よりも低かった。これは、休耕期間に土壌最表層に蓄積していた交換性マグネシウムが、耕うんにより作土層全体に均一に分布し、その後下層へ溶脱したため (DeMaria *et al.*, 1999) で、CT における土壌深さ 35-45 cm の交換性マグネシウム濃度が NT の約 2 倍となっていることにも対応している。交換性カルシウム濃

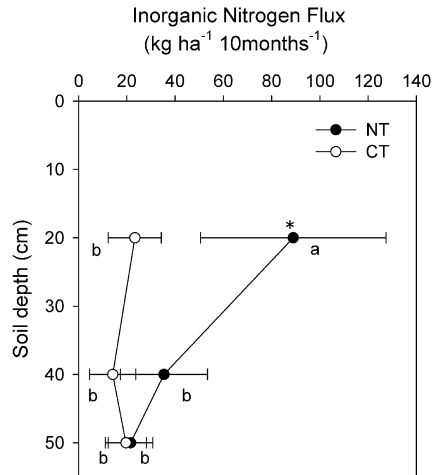


図-4 NT および CT の無機態窒素の下層への溶脱フラックス

*: NT, CT 各土壌の同じ深さの間において1%水準で有意差あり, a, b: NT, CT 各土壌の深さ間において1%水準で有意差あり, 図中の横線: 標準偏差

Fig. 4 Downward inorganic nitrogen flux of the sugar cane field under No-tillage and Conventional tillage

度は、本調査地の基岩である石灰岩の影響で他の交換性塩基と比べて濃度が非常に高く、全交換性塩基濃度の80%を占め、深さ 35-45 cm を除いて CT-NT 間で特に差が見られなかった。

3.4 耕起方法と養分フラックスの関係

図-4 に、NT および CT におけるイオン交換樹脂法に

よって測定した無機態窒素の下層への溶脱フラックスを示す。NTにおける深さ0-20 cmの溶脱フラックスはCTの約4倍であった。しかし、深さ20-40 cmにかけて溶脱フラックスは減少し、深さ40 cm以深においてはNTとCTは同程度であった。

ここで、施肥窒素量(追肥2回分)に対する窒素溶脱量(樹脂カラムによる捕捉量)の割合を溶脱率として求めた。なお、第1回目の追肥から樹脂カラムを埋設するまでの約1ヶ月間の積算降水量は、平年値の約40%の62.5 mmと少なく、日降水量の最大量は16 mmと集中的な降雨は記録されなかった。ソーンズウェイト法(長野ら, 1986)を用いて推定した可能蒸発散量が128 mm month⁻¹であったことから、この期間に、深さ55 cmを越える深層へ浸潤するようなことはないと思われた。そこで、樹脂カラム埋設時(2002年12月)には、第1回目の追肥で施用した窒素のすべてが土壌中に残留していたと仮定して計算を行った。

畑に施用した肥料の窒素成分のうち作物に吸収されなかった分は土壌に残留したり硝酸性窒素として地下に浸透したりする。小川(2000)によると、黒ボク土畑地における見かけの窒素利用率は窒素施用量に対して約48.7-75.0%であり、このとき残留分、脱窒分を考慮すると、溶脱率は窒素施用量の22.3-25.0%であった。しかし、多施肥の場合、土壌中に残留する窒素量が多く、将来的には50%以上の溶脱率が予想されるとしている(小川, 2000)。一方、亜熱帯島嶼地域の国頭マージ土壌におけるサトウキビ栽培では、慣行施肥の窒素利用率が22.0-58.0%という報告がある(増田ら, 2002)。国頭マージ畑地では、黒ボク土畑地よりも作物による窒素利用率が低く、多くの窒素が残留、脱窒または溶脱していると思われる。残留率を0%、脱窒率を10-15%(小川, 2000; 西尾, 1994; 和田・上原, 1977)と想定すれば、多い場合で窒素施用量の68.0%が溶脱する可能性がある。本研究では、CTの窒素溶脱率は、深さ20 cm, 40 cm, 50 cmにおいて各々、8.8±3.9%, 5.1±3.4%, 7.0±3.1%(いずれも後の数字は標準偏差)であり、各層で黒ボク土の溶脱率22.3-25.0%よりも低かった。耕うん深15 cmでCTに鋤きこんだ化学肥料は表面流去水とともに圃場外に流出する可能性は低く、主としてサトウキビによる吸収と大気中への揮散による損失が考えられる。一方、NTにおける窒素の溶脱率は、各深さにおいて31.8±13.7%, 12.6±6.5%, 7.7±3.3%であった。樹脂カラムを埋設していた期間は、移植後3ヶ月目から10ヶ月間とサトウキビがよく生長し、根からの吸水が著しい時期であった。NTの無機態窒素の溶脱フラックスが土壌深さ20-40 cmにかけて減少した原因として、マクロポアが水や溶質の移

動を助長する効果よりも、不耕起により、深くまで根が発達し、その結果、多くの養分イオンを吸収することで、窒素分の下層への溶脱を抑制する効果が卓越したことが挙げられる。逆に根群が未発達で養分吸収量が少ない期間、すなわちサトウキビの移植後数週間、根による吸収は期待できないため、NTの深さ50 cmまでの溶脱率は最大で31.8%となることが予想される。これはCTより約4倍大きい。一般に、サトウキビの根域下(深さ60 cm以深)まで移動した窒素分はサトウキビの根だけでなく土壌生物に利用される機会も減少すると考えられている(Dick, 1984)。さらに、本研究の調査対象圃場は、土層が薄く、透水性の良い基岩が、深さ60 cm程度から部分的に出現する。基岩まで到達した浸透水は容易に地下水へ浸入するため、慣行耕起栽培から不耕起栽培に移行した場合、根群があまり発達していない期間には、マクロポアを通じた養分イオンの溶脱による地下水の水質汚濁の危険性が高い。

4. ま と め

不耕起栽培圃場(NT)と慣行農法である耕起栽培圃場(CT)のサトウキビ畑の深さ0-30 cmの土層において土壌の化学性および物理性に違いが生じていた。NTではCTよりも一様に全炭素量が高かった。負圧浸入計で測定した現場透水係数は、飽和近傍ではNTがCTよりも大きかったが、給水圧が低下するにつれて両者の差は無くなった。これは、NTでは飽和に近い状態で水みちとなる粗大間隙や亀裂を多く含んでいることを意味する。根系分布について、NTでは根が鉛直方向に広く分布していたが、CTでは水平方向に浅く広がっており、下層へ伸長する根はわずかであった。

CTでは深さ55 cmまでの土層全体が無機態窒素の溶脱量はほぼ一定であった。一方、NT深さ20 cmまでの溶脱量はCTの約4倍であったが、深さ40 cmまでにはその半以下に減少し、深さ50 cmではCTの溶脱量と変わらない値になった。これは、深くまで発達した根群によって窒素が吸収されたためと考えられる。しかし、CTと比較してNTでは飽和近傍の現場透水係数が大きく、降雨時には下方への浸透流が生じやすい。そのため、移植直後の根群が未発達な時期には、吸収されずに溶脱する窒素量も多くなる。下層へ溶脱したこれらの窒素分は、生物的分解を受ける機会も少なくなるため、地下水汚染を生じる可能性が高い。

本研究の結果から、ある程度根群が発達すれば、NTにおいても窒素の溶脱が生じないと考えられる。これに着目すると、営農面では栽培ステージを考慮して施肥をするような工夫が窒素溶脱を減らすためには効果的であ

ると期待できる。

謝 辞

本研究の一部はトヨタ財団の補助 (H14-16, 代表者 干川 明) ならびに科学研究費補助金 (基盤研究 (B) 13556036 代表者 西村 拓) を受けて行われた。また, 東京農工大 FS センター, JIRCAS 沖縄支所には設備, 装置の使用について便宜をはかって頂きました。ここに記して感謝いたします。

引用文献

- 足立嗣雄・興古田幹也 (1981) : 沖縄県に分布する特殊土壌の生産的特性. 九州農業試験場研究資料, **60** : 1-35.
- Chassot, A., Stamp, P. and Richner, W. (2001) : Root distribution and morphology of maize seedlings as affected by tillage and fertilizer placement. *Plant and Soil*, **231** : 123-135.
- Dao, T.H. (1993) : Tillage and Winter wheat residue management effects on water infiltration and storage. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57** : 1586-1595.
- DeMaria, I.C., Nnabude, P.C. and Castro, O.M. (1999) : Long-term tillage and crop rotation effects on soil chemical properties of a Rhodic Ferralsol in southern Brazil. *Soil & Tillage Research*, **51** : 71-79.
- Devitt, D.A. and Smith, S.D. (2002) : Root channel macropores enhance downward movement of water in a Mojave Desert ecosystem. *Journal of Arid Environments*, **50** : 99-108.
- Dick, W.A. (1984) : Influence of long-term tillage and crop rotation combinations on soil enzyme activities. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **48** : 569-574.
- Dick, W.A., Roseberg, R.J., McCoy, E.L., Edwards, W. M. and Haghiri, F. (1989) : Surface hydrologic response of soils to no-tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **53** : 1520-1526.
- Edwards, W.M., Shipitalo, M.J., Owens, L.B. and Norton, L.D. (1990) : Effect of *Lumbricus Terrestris* L. Burrows on hydrology of continuous no-till corn fields. *Geoderma*, **46** : 73-84.
- Eynard, A., Schumacher, T.E., Lindstrom, M.J. and Malo, D.D. (2004) : Porosity and pore-size distribution in cultivated ustolls and usterts. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **68** : 1927-1934.
- Gish, T.J., Gimenez, D. and Rawls, W.J. (1998) : Impact of roots on ground water quality. *Plant and Soil*, **200** : 47-54.
- 生原喜久雄・相場芳憲・川島 裕 (1990) : イオン交換樹脂による森林土壌浸透水の移動イオン量の測定. *日本生態学会誌*, **40** : 19-25.
- Jones, O.R., Smith, S.J., Southwick, L.M. and Sharpley, A.N. (1995) : Environmental impacts of dry-land residue management systems in the southern high plains. *Journal of Environ. Qual.*, **24** : 453-460.
- Lal, R. (1976) : No-tillage effects on soil properties under different crops in western Nigeria. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **40** : 762-768.
- 増田泰三・勝田義満・新崎正雄・菅原和夫 (2002) サトウキビ側枝苗の春植移植栽培での肥効調節型肥料による窒素節減と利用率. *日本土壌肥料学会講演要旨集*, **48** : 123.
- Meek, B.D., DeTar, W.R., Rolph, D., Rechel, E.R. and Carter, L.M. (1990) : Infiltration rate as affected by an Alfalfa and No-till cotton cropping system. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **54** : 505-508.
- Mullins, C.E., MacLeod, D.A., Northcote, K.H., Tindall, J.M. and Young, I.M. (1990) *Hardsetting Soils: Behavior, Occurrence, and Management*. *Adv. in Soil Sci.*, **11** : 37-108.
- Naidu, R., McClure, S., McKenzie, N.J. and Eitzpatrick, R.W. (1996) : Soil solution composition and aggregate stability changes caused by long-term farming at four contrasting sites in South Australia. *Aust. J. Soil Res.*, **34** : 511-527.
- 長野俊英 他共著 (1986) : 農業気象・環境学. pp. 52-54, 朝倉書店, 東京.
- Nishimura, T., Irshad, U., Kato, M. and Inoue, M. (2003) : Measurement of near saturated hydraulic conductivity in situ. *Proceedings of 2nd Asian Conference on Unsaturated soils*, 375-378.
- 西尾 隆 (1994) : 耕地土壌の脱窒過程. *日本土壌肥料学会誌*, **65** : 463-471.
- 小川吉雄 (2000) : 地下水の硝酸汚染と農法転換 流出機構の解析と窒素循環の再生. pp. 66-116, 農文協, 東京.
- 沖縄県農業試験場化学部土壌保全研究室 (2003) : 沖縄県八重山・南部離島地域の耕地土壌の理化学性. 九州沖縄農業研究センター研究成果情報, 19 生産環境 14.
- Osunbitan, J.A., Oyedele, D.J. and Adekalu, K.O.

- (2005) Tillage effects on bulk density, hydraulic conductivity and strength of a loamy sand soil in southwestern Nigeria. *Soil & Tillage Research*, **82** : 57-64.
- Pampolino, M.F., Urushiyama, T. and Hatano, R. (2000) : Detection of nitrate leaching through bypass flow using pan lysimeter, suction cup, and resin capsule. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **46** (3) : 703-711.
- Qian, P. and Schoenau, J.J. (2002) : Practical applications of ion exchange resins in agricultural and environmental soil research. *Can. J. Soil Sci.*, **82** : 9-21.
- Rasse, D.P. and Smucker, J.M. (1998) : Root recolonization of precious root channels in corn and alfalfa rotations. *Plant and Soil*, **204** : 203-212.
- Reynolds, W.D. and Elrick, D.E. (1991) : Determination of hydraulic Conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **55** : 633-639.
- 島田輝男・Romero, A.・早坂 猛・Paredes, C. (1999) : テラローシャ土壤における不耕起栽培が作物の根系分布と土壤の理化学性に及ぼす変化. 土壤の物理性, **82** : 55-65.
- Sugahara, K., Ohwaki, Y. and Banzai, K. (2001) : Erosion control in pineapple fields on the Island of Ishigaki. *JARQ*, **35** (2) : 91-96.
- 瀧 勝俊 (1993) : 農耕地土壌からの肥料成分溶脱に関する研究 (第1報) イオン交換樹脂を用いた肥料成分移行量測定法の検討. 愛知県農業総合試験場研究報告, **25** : 193-198.
- Tebrügge, F. and Düring, R.A. (1999) : Reducing tillage intensity- a review of results from a long term study in Germany. *Soil & Tillage Research*, **53** : 15-28.
- Thierfelder, C., Amezcuita E.C. and Stahr. K. (2005) : Effects of intensifying organic manuring and tillage practices on penetration resistance and infiltration rate. *Soil & Tillage Research*, **82** : 211-226.
- 渡嘉敷義浩 (1993) : 沖縄に分布する島尻マージおよびジャーガルの土壤特性. ペドロジスト, **37** (2) : 99-112.
- Trojan, M.D. and Linden, D.R. (1998) : Macroporosity and hydraulic properties of earthworm-affected soils as influenced by tillage and residue management. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **62** : 1687-1692.
- 和田英太郎・上原洋一 (1977) : 自然界における脱窒過程. 化学と生物, **15** (2) : 98-110.
- Wu, G., Haibara, K., Koike, T. and Aiba, Y. (1996) : Dynamics of water-soluble base cations in a forest soil measured by an in situ combined IER method. *Jpn. J. For. Environment*, **38** (2) : 92-97.

要 旨

畑地の不耕起化が土壤の物理性，化学性，根系分布，土壤養分の溶脱フラックスに与える影響について調べた。CTのサトウキビ根は浅く水平方向へ拡大し，NTでは鉛直方向へ拡大していた。NTで根系の発達が見られた土壤深さ15-25cmではCTと比較して乾燥密度が小さく，間隙率が大きかった。また，NTにおける無機態窒素の溶脱量は表層から深さ20cmまではCTより約4倍多かったが，根群より下では同程度となった。これは，休耕していた5年間に生成した根成孔隙やバイオポアが不耕起により維持され，根系が発達し，多くの養分イオンが吸収されたためと考えられる。根成孔隙や土壤動物の移動跡のようなマクロポアが水の浸透へ大きく寄与するため，NTではサクションが0から-0.3kPaまでの飽和近傍の現場透水係数がCTよりも大きかった。したがって，根が十分発達していない時期に飽和に近い浸透流が発生すると，地表に散布された化学肥料等が浸透水とともに速やかに下層へ移動し，地下水汚染となる可能性があると考えられる。

受稿年月日：2006年1月4日

受理年月日：2006年9月1日

Profile Probe による黒ボク土と立川ロームの土壤水分測定

—室内キャリブレーションと現場測定—

井本博美*・鴨下顕彦**・加藤洋一郎**,*・常田岳志*,****・宮崎 毅*

Monitoring Soil Water Content for Kuroboku and Tachikawa-Loam Soils with Profile Probe type PR1 : Laboratory Calibration and Field Tests

Hiromi IMOTO*, Akihiko KAMOSHITA**, Yoichiro KATO**,**,
 Takeshi TOKIDA**,* and Tsuyoshi MIYAZAKI*

* Department of Biological and Environmental Engineering, Graduate School of Agricultural and Life Sciences, The University of Tokyo

** Field Production Science Center, Graduate School of Agricultural and Life Sciences, The University of Tokyo

,* JSPS Research Fellow

Abstract

In order to understand the soil moisture conditions in fields, many soil moisture sensors have been developed in recent years. In this study, the range of influence of Profile Probe type PR1 soil moisture sensor (hereafter referred to as “PR1”, Delta-T Devices, Ltd) was measured and specific calibration equations were established for Kuroboku and Tachikawa Loam soils. The range of influence of PR1 was estimated to be 10 cm in both horizontal and vertical directions. Standard calibration equations (“Mineral equation”, proposed for mineral soil and the “Organic equation”, proposed for organic-matter rich soil) provided by the manufacturer were found to be invalid for Kuroboku soil. For Tachikawa Loam soil, the Mineral equation was found to be applicable. For precise water content determinations, however, we found that specific calibrations for each of the PR1 sensor may be required. A long-term field measurement indicates that PR1 may be a useful device for profiling soil water content and measuring changes in water content after rainfall events.

Key words : Profile Probe, soil moisture sensor, calibration, Kuroboku soil, Tachikawa Loam

1. はじめに

近年、圃場内の土壤水分状態を把握するために、多くの土壤水分センサーが新規に開発されている。特に、圃場での長期自動観測、土壤サンプリング時の同時水分測定等を目的としたセンサーが市販されている。たとえば、デカゴン社からは簡易型の ECH₂O Probe が、

Delta-T Devices 社からは一度に多深度での測定ができる Profile Probe が発売されている。徳本ら (2002) は、プローブと計測装置一体型の簡易 TDR センサー CS615 (Campbell 社)、ECH₂O、ケーブルテスター等、異なるセンサーの特性の違いを報告した。井上 (2003) は小型水分計、水分プロファイル計等 7 種類のセンサーを用い、これらのセンサーを用いるときには塩分による影響があ

* 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

** 東京大学大学院農学生命科学研究科附属農場 〒188-0002 東京都西東京市緑町 1-1-1

*** 日本学術振興会特別研究員 DC (東京大学大学院農学生命科学研究科附属農場)

**** 日本学術振興会特別研究員 DC (東京大学大学院農学生命科学研究科)

キーワード: プロファイルプローブ, 土壤水分センサー, キャリブレーション, 黒ボク土, 立川ローム

ることを明らかにした。登尾 (2003) は、土壌中の水分量と塩分量の同時測定を行うことを念頭に、TDR 法と TDR プローブの設計についての詳しい解説を行い、また、長谷川 (2000a) は圃場容水量の実態測定で TDR ケーブルテスタ (テクトロニクス社 1502B) を用い、黒ボク土畑地の現場測定を行っている。

Delta-T 社製の Profile Probe PR1 土壌水分センサー (以下 PR1 と略称する) は、Fig. 1 (a) に示すように直径約 25 mm、長さ 100 cm 以上の円柱プローブでできており、ステンレス製のセンサーリングを 1 対ずつ所定の間隔を隔てて巻きつけ、固定してある。これを、土壌中 (Fig. 1 (a) では水中) に先に埋設しておいたアクセスチューブに挿入し、100 MHz の信号を出して検出された定在波の電圧を測定する (Gaskin and Miller 1996)。このとき、アクセスチューブ周辺の物体の比誘電率に応じた定在波の電圧が出力されるので、これを体積含水率に換算して土壌水分量を求める。各センサーリングは、コードを介して出力電圧読み取り器 (HH2) に接続し、データを読み取るよう構成されている。これによって土壌中の異なる深さごとの土壌水分 (体積含水率) を同時に測ることができる。

一般の TDR や ECH₂O Probe と比較して、PR1 は 1. 土壌断面を出す必要性がなく、そのため不攪乱に近い状

態で設置ができる、2. 同一地点で多深度の水分測定が可能、という長所を持っており、今後広く使われていく可能性が高い水分センサーである。しかし正確なキャリブレーションに基づいた現場測定に関しては今のところ報告例がほとんどない。そこで、本研究では測定影響範囲をモデル実験で確認した後、正確な水分量を測定するために必要な、現地土壌を用いたセンサーのキャリブレーションを室内で行った。さらに、得られたキャリブレーションを用いて現場レベルでの水分測定を行った。なお PR1 には、4 点同時計測型 (4W) と 6 点同時計測型 (6W) とがあるが、本報告では 6W 型を用い、深さ 10, 20, 30, 40, 60, 100 cm の土壌水分を測定した。

2. 試料および試験地

東京大学農学生命科学研究科附属多摩農場内の畑地土壌をサンプリングしてキャリブレーションに供試し、同じ圃場で現地水分測定を行った。キャリブレーションは表土 (黒ボク土)、および心土 (立川ローム土) それぞれについて行った。現場での測定期間は 2002 年 8 月 11 日から 9 月 5 日までとし、その間、1 日 1 回の測定 (ほぼ夕方) を行った。

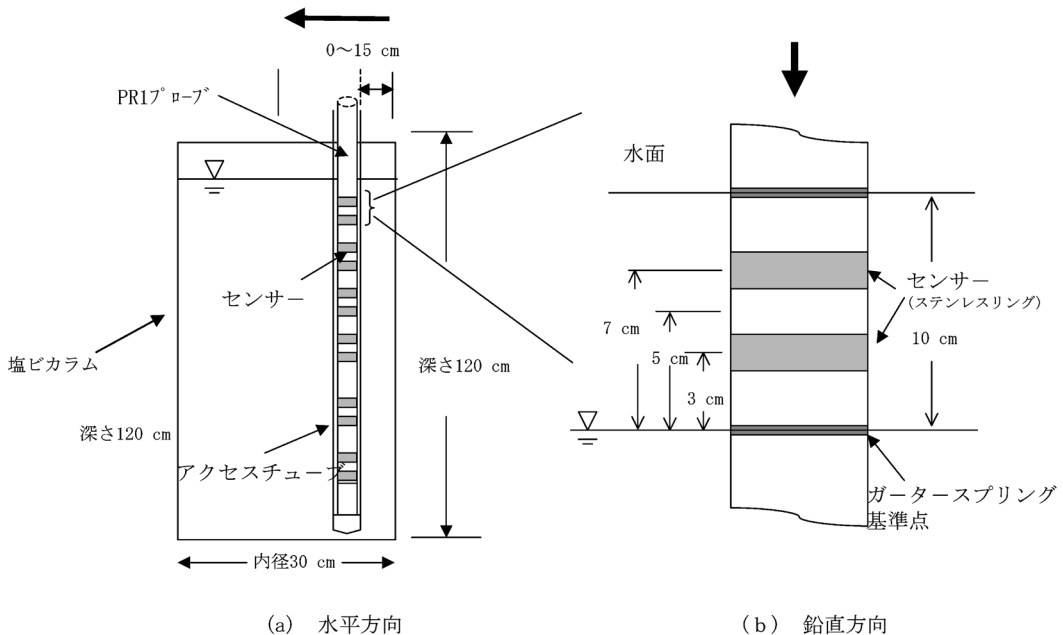


図-1 PR1 センサの影響範囲測定概念図

Fig. 1 Schematic diagram showing how to determine the range of influence of PR1 sensor.

3. PR1 センサーの影響範囲と センサー間の出力値の違い

3.1 影響範囲の測定手順

PR1 センサーは近傍土壌の平均的な比誘電率を測定する。したがって、キャリブレーションを行う前にまずセンサーの影響範囲を確定させる必要がある。そこで、内径 30 cm、高さ 120 cm、肉厚 1 cm の塩ビ製円筒状容器 (Fig. 1 (a)) を用い、水平方向と鉛直方向の影響範囲を以下に示す方法により調べた。

(a) 水平方向の影響範囲

Fig. 1 (a) に示す容器に水道水を注入し、ほぼ満水としたのち、アクセスチューブを鉛直に下ろし、続いてその中に PR1 プローブを降下させた。アクセスチューブは容器壁面から中心へ向かって段階的に移動させて、様々な壁面からの距離 (7~9 点) において出力を測定した。各測定点三回の読み取りをおこなった。このようにして容器の影響が測定値にどのように現れるかを調べることにより、水平方向のセンサーの影響範囲を検討した。

(b) 鉛直方向の影響範囲

一般に、土壌は成層構造を有することが多く、また土壌水分分布も鉛直方向に変化する。そのため PR1 センサーで体積含水率を測定する場合も、深さ方向の物質変化 (成層構造や水分変化) の影響を強く受ける可能性が高い。したがって水平方向だけでなく、鉛直方向の影響範囲を調べることも重要である。

鉛直方向の影響範囲測定は水面を一定にして PR1 を徐々に水中に沈めることによって調べた。PR1 は、1 対のセンサーを約 10 cm の幅ではさむ形で上下にガータースプリングが埋め込まれている (Fig. 1 (b))。ここでは下側ガータースプリングをそのすぐ上にあるセン

サーの基準点と定義して説明する。まず基準点をちょうど水面と同じ高さにしてセンサーの出力を測定した。この状態ではステンレスリング部は完全に水面より上にある。続いて徐々にセンサーを水中に沈め、基準点の水没深さを 3, 5, 7, 10, 13, 15 cm として、それぞれの水没深さで電圧出力を読み取った。水没深さ 10 cm とは、上部のガータースプリングがちょうど水面と同じ高さとなる状態である。ここでは 6 つあるセンサーのうち、20 cm のセンサーについて調べた結果を示すが、他のセンサーも同様の結果となった。

3.2 影響範囲の測定結果

Fig. 2 (a) に PR1 を水平に移動させた時のすべてのセンサーの出力値を示す。横軸は円筒容器壁面と PR1 の距離である。PR1 が壁面から離れていくに従い、出力電圧は徐々に増加し、約 5 cm 離れるとほぼ安定し、約 10 cm 離れたところでほとんど変化しなくなった (Fig. 2 (a))。したがって、水中であれば、壁面から 10 cm 以上離れば壁面の影響を無視できることがわかる。

Fig. 2 (b) に鉛直方向における影響範囲の測定結果を示す。横軸は基準点の水没深さである。なお常に水面下にある 30 cm のセンサーの出力電圧も比較のため示してある。基準点の水没深が 0 cm であるとき、出力電圧値は 40.0 mV であって、空气中で得られる出力電圧値 34.7~38.0 mV とほぼ同じ値であった (Fig. 2 (b))。そして、PR1 を徐々に下降させ、基準点水没深が 10 cm を超えると、出力電圧値は 484~490 mV となり、変化が見られなくなった。このとき、はじめから水没していた 30 cm のセンサーが示す出力電圧値とも一致した。以上の結果から、鉛直方向の影響範囲はガータースプリングの間隔と同じ 10 cm であることがわかった。

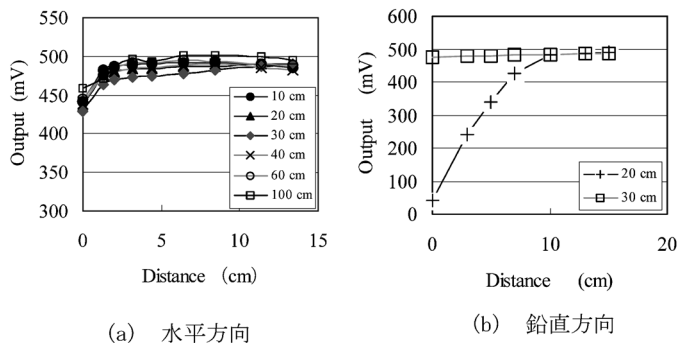


図-2 PR1 センサの影響範囲

Fig. 2 Range of influence of PR1 sensor.

4. 黒ボク土, 立川ローム土に対する PR1 のキャリブレーション

4.1 試料と方法

田無農場における土壌断面と物理性については、Fig. 3 に示す。表層 0~40 cm は黒ボク土, 下層 40~100 cm は赤土の立川ローム土であり、100 cm 深さまでは明瞭な 2 層の成層をなしている。土壌は有機物含有量などが著しく異なるので、各土壌に対して PR1 センサーの

キャリブレーションを行う必要がある。そのため、これら 2 層の土壌試料を攪乱サンプリングし、2mm 篩を通過した試料をキャリブレーション用土壌として供した。

センサー影響範囲の測定結果より、水平方向では半径 10 cm 以上、鉛直方向では厚さ 10 cm 以上の土壌試料が必要であることがわかったので、Fig. 4 のような、内径 30 cm、深さ 30 cm、肉厚 1 cm の塩ビ製の有底円筒カラムを用いてキャリブレーションを行った。円筒カラムの中心部に外径 2.8 cm のアクセスチューブを固定した。

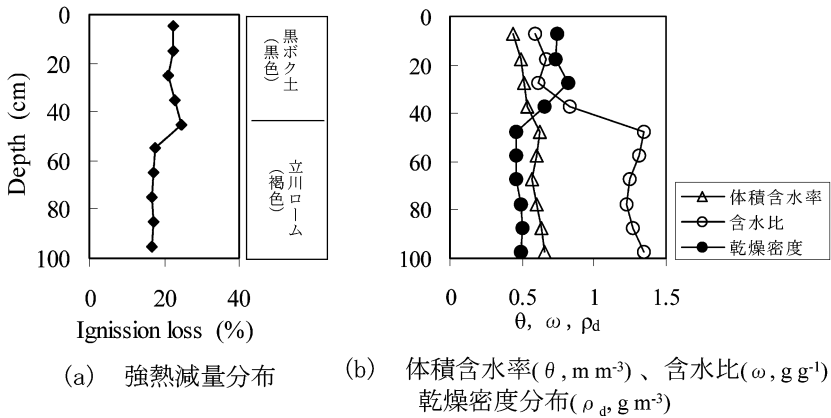


図-3 キャリブレーション用試料の土壌断面と物理性

Fig. 3 Profile of physical properties of soil used for calibration.

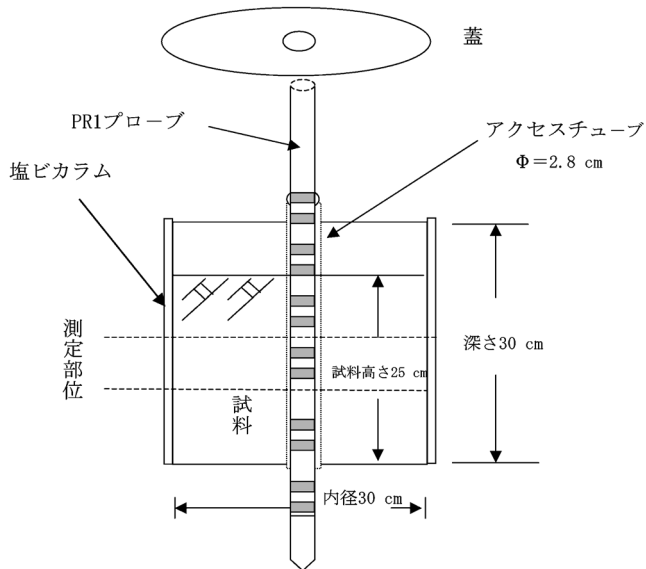


図-4 PR1 キャリブレーション用カラム

Fig. 4 Schematic of calibration box.

カラム上部には PR1 測定時に水分の蒸発を防ぐための蓋をした。円筒カラム底板に直径 5 mm の穴を多数開け排水口とした。現場乾燥密度に合わせて、黒ボク土では 0.60 g cm^{-3} 、立川ロームでは 0.5 g cm^{-3} で充填した。

キャリブレーションは、カラム内土壌を浸潤飽和させ、その後自然蒸発させてその水分減少量を測定し（蒸発法）、同時に PR1 の出力を測定することにより行った。以下に詳細な測定手順を示す。

(1) 黒ボク土と立川ローム土を、それぞれ別のカラムに高さ 25 cm まで所定の密度になるように充填した。カラム底面に土が漏れないように濾紙を敷いた。

(2) 充填後、土壌表面上の湛水深が 5 cm となるような状態を維持しながら表面から注水した。カラム下部より排水が開始したら注水をやめ 1 日間放置した（24 時間圃場容水量とみなす）。この状態を初期条件として、以降容器から水分を蒸発させて土壌水分量を減少させながら PR1 の出力の変化を追った。なお、できるだけ蒸発速度を大きくするために、容器上部に扇風機で風を送った。

(3) 蒸発による土壌水分量の減少は、カラム全体の質量を電子天秤で量ることによって求めた。ただし PR1 出力の測定の約 1 時間前にはカラム上部に蓋をして、土壌表面の乾燥状態を緩和させた。カラム質量および PR1

出力の測定は、1 日 1 回とした。センサーは一つの PR1 に 6 箇所あるので、各センサーがカラム内土壌の中央の深さに位置するように、PR1 を上下に移動させ、センサーごとに測定を行った。その際、120 度ずつプローブを回転させて 3 回出力を読み取った。

(4) 土壌カラム表面に亀裂が生じたら、測定をやめ、カラムより土壌を採りだし、体積含水率、乾燥密度の測定を行った。最終体積含水率から減少したカラム質量を足し合わせることで、各測定時の含水率を求めた。

4.2 キャリブレーション結果

黒ボク土、立川ローム土を用いたキャリブレーション結果を Fig. 5, 6 に示す。プロットの●は黒ボク土、△は立川ロームの実測値である。Delta-T 社から提案されている有機物が少ない鉱質土壤に良く合うといわれる Mineral 式(—)、有機物が多い土壤に良く合うといわれる Organic 式(---)も図に示した。黒ボク土では Delta-T 社の Mineral 式、Organic 式のどちらも実測値と一致しなかったが、立川ローム土では Mineral 式が実測値とかなり近かった。

いずれも体積含水率が高いほど出力電圧値が高かった。しかし、黒ボク土で体積含水率 50% 以上、立川ロームでは 70% 以上になると体積含水率は高くなるのに出

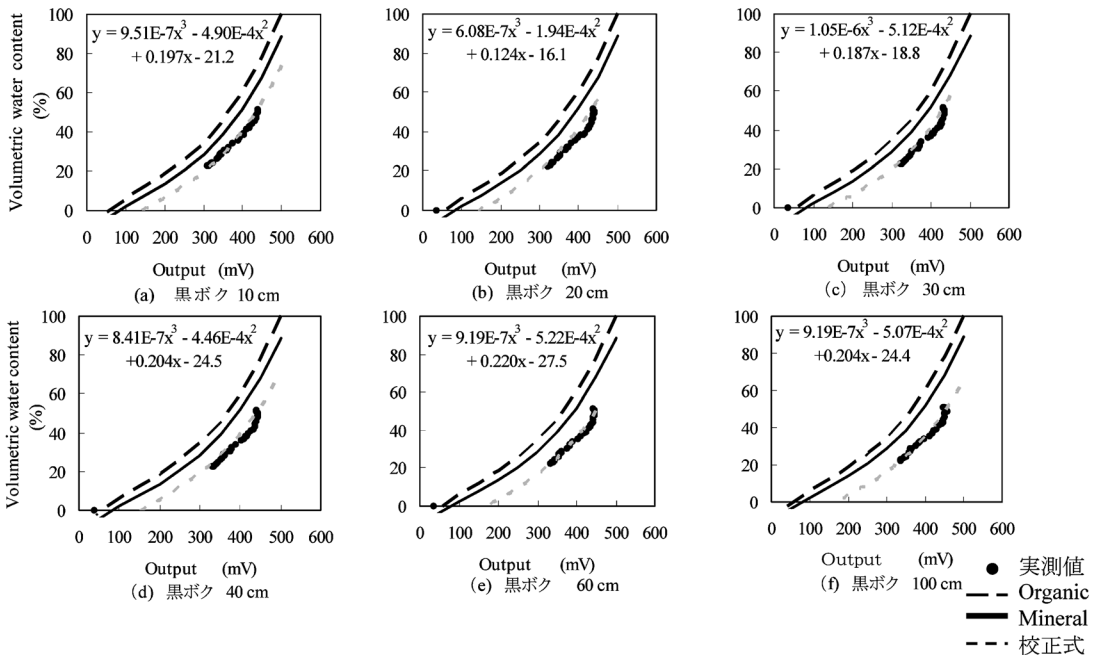


図-5 黒ボク土における各 PR1 センサーの校正曲線

Fig. 5 Calibration curve for PR1 output (mV) vs. volumetric water content (%) for Kuroboku soil.

力電圧値はそれほど変化しなくなった。すなわち、水分の移動が容易な高含水量域ではわずかな出力電圧値の変化で体積含水率が大きく変化するため、どの校正式を用いたとしても誤差を生じやすいと考えられる。また、空気中の電圧値を体積含水率0%とするには問題を生じることがあった。それは、土壌粒子自体が空気よりも高い比誘電率を持つからである(登尾, 2005)。これらを考慮してメーカーの校正式に沿って実測値をフィッティングし校正式とした。図中に各位置センサー毎の校正式を示す。校正式は各センサー毎に異なる結果となった。例えば出力値が約400 mVの時10 cm センサーでは体積含水率は約60%と推定されるが、20 cmのセンサーでは約50%と推定された(Fig. 6)。したがって、水分量を絶対値で正確に測定する必要がある場合には、6対のセンサーそれぞれに対してキャリブレーションを行う必要があることが分かった。

従来、黒ボク土はTDRの経験式(トップの式)とは一致しないと言われてきた(細淵ら(1998), 長谷川(2000b), 宮本(2004))。今回PR1においてもOrganic式は実測値より体積含水率を過大評価していた(Fig. 5)。立川ローム土でMineral式が比較的良く一致したのは、有機物含有量が比較的少なかったためと考えられる。

5. 圃場における土壌水分測定

5.1 土壌水分測定の概略

東京大学農学生命科学研究科附属多摩農場の畑地圃場では、Fig. 7に示すように、4×3mサイズの12区画に陸稲を作付けしている。この中で地表の状態が比較的整備され、作付け品種が明らかな区画A(ゆめのたまち)と区画B(日本晴れ)を選定し、両区画の中心部分においてPR1のアクセスチューブを埋設した。PR1の測定は、1日1回午後におこない、灌漑は基本的には天水とした。2002年8月11日~9月5日の約1ヶ月間測定をおこなった。その後、陸稲の刈り取り期間をおいた約2ヶ月後の11月7日に、再度アクセスチューブにPR1を差し込み土壌水分を測定した。このとき、両区画においてアクセスチューブに隣接した試孔を掘り(Fig. 7(b)), 深さ方向に100 cmまで100 cc コアサンプラーで不攪乱土壌サンプリングを行い、炉乾法で体積含水率を求め、その値とPR1の測定値との比較を行った。両区画における土壌断面と物理性をFig. 7(a)に示した。

5.2 測定結果

Fig. 8に区画A, BのPR1の読み取り値と降雨量を示す。測定期間は約1ヶ月と短期間であったが、降雨によ

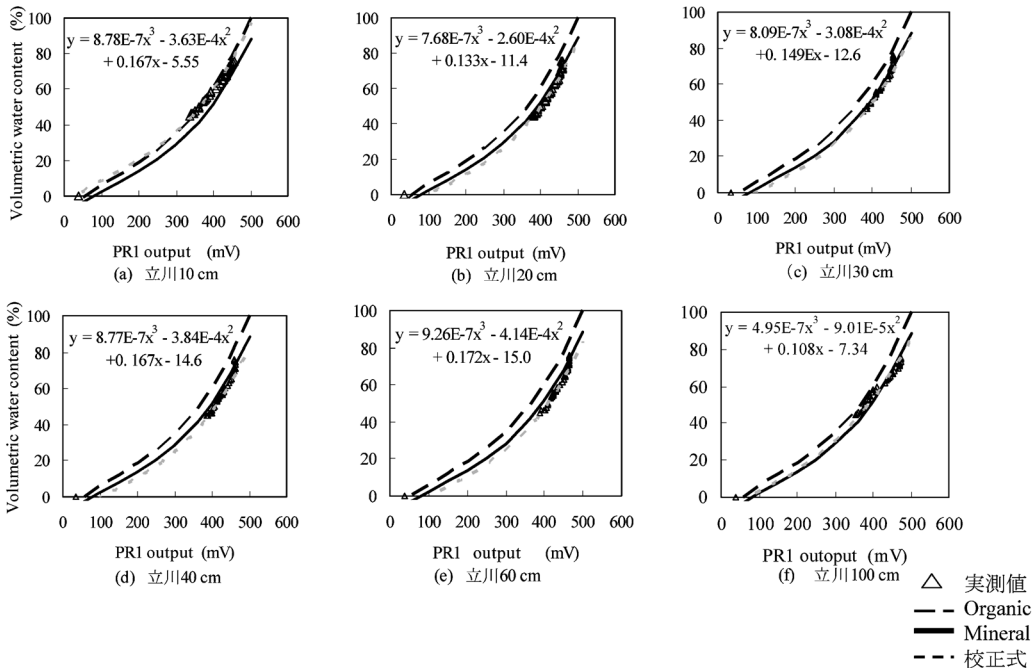


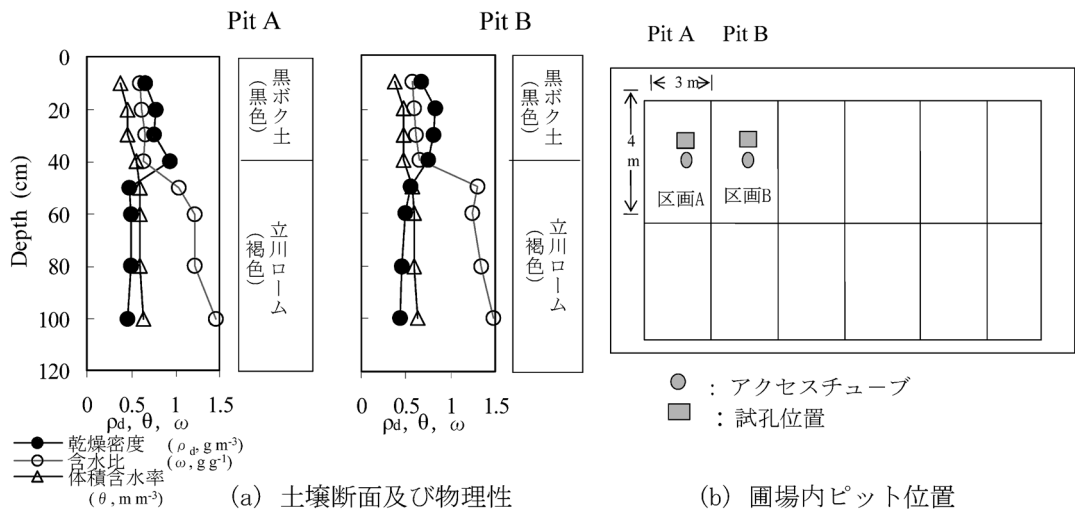
図-6 立川ロームにおける各PR1センサーの校正曲線

Fig. 6 Calibration curve for PR1 output (mV) vs. volumetric water content (%) for Tachikawa Loam.

り深さ 10, 20, 30 cm のセンサーが敏感に反応し、出力電圧値が増加して体積含水率が上昇したことがわかる。降雨のない乾燥状態では徐々に電圧値が低下した。深さ 60 cm~100 cm では降雨の影響はあまり見られなかったが、深さ 40 cm は 10 cm~30 cm ほどではないが降雨の影響を受けて出力値が若干上昇した。

キャリブレーション実験によって得られた校正式で変換した体積含水率分布を、区画 A (Fig. 9 (a)), 区画 B (Fig. 9 (b)) についてそれぞれ示す。黒ボク土、立川ローム土の境界の深さ 40 cm については Organic 式、Mineral 式をあてはめて見たが Organic 式の方が実測

値に近かったので採用した。これは、立川ロームの上部層(黒ボク土の直下)が黒ボク土の水分、溶質等の浸潤の影響を受け遷移層として形成されているためと考えられる。どちらも深さ 0~40 cm で含水率が 20~40% と低く、深さ 40 cm 以深では 60~80% と湿潤になっていた。深さ約 40 cm で上部層と下部層の水分量が著しく変化した。これは上層の黒ボク土と下層の立川ロームの水分状態の違いをよく反映している。また、表層部(深さ 0~40 cm) で含水率の時間的な増減が見られるが、降雨と乾燥による影響で含水率の変動が生じたためと考えられる。このような変動も深さ 40 cm までであり、40 cm 以

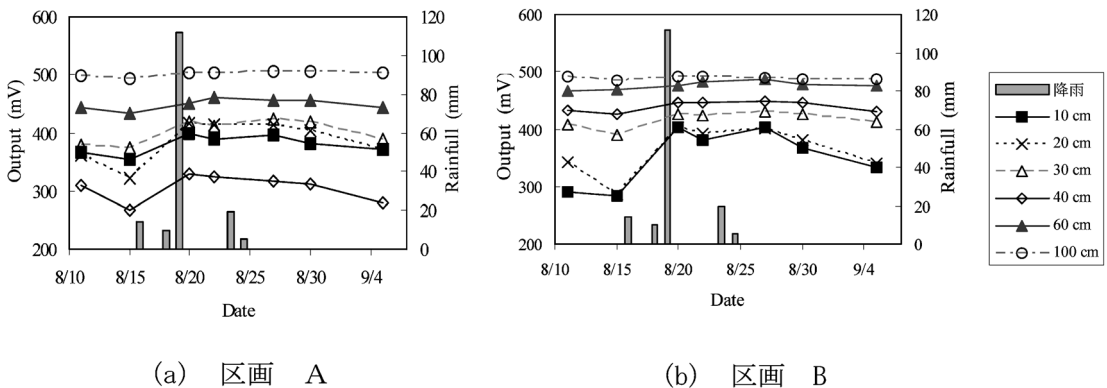


(a) 土壤断面及び物理性

(b) 圃場内ピット位置

図-7 サンプリング用ピットの配置と土壤の物理性

Fig. 7 Location of sampling pits and soil physical properties.



(a) 区画 A

(b) 区画 B

図-8 PR1 出力の経時変化 (2002 年 8 月 11 日~9 月 5 日)

Fig. 8 Changes in PR1 output at various depths (11 August to 5 September, 2002).

深は下層ほど降雨，乾燥の影響を受けていなかった。

PR1 を用いた表層部分の含水率測定値には，誤差が現れやすいといわれている。これはアクセスチューブの埋設時に表層部分が十分土壌と密着せず，隙間が生じて測定電圧が不正確になるためと考えられる。宮本 (2004)，長谷川 (2000b) はいずれも TDR 測定においてプローブの挿入時のぐらつき，土壌の収縮によりこのような隙間が生じ，それが誤差要因となることを指摘している。本測定でもアクセスチューブと土壌との密着性に十分注意したが，区画 A の深さ 30~40 cm において，体積含水率 (θ) が約 18% から約 40% と大きく変動をした (Fig. 9 (a))。40 cm 深さにおいてアクセスチューブと土壌との密着性が十分でなく，出力電圧すなわち体積含水率が過

小に測定されたと考えられる。

陸稲刈り取りから約 2 ヶ月間放置した後，現地圃場の区画 A, B で，PR1 とコアサンプリングによる土壌水分 (炉乾法) の測定を行った (Fig. 10)。●印はコアサンプルの体積含水率，□印は PR1 の組み込み校正曲線 (Mineral 式および Organic 式) による体積含水率 (0~40 cm は Organic 式，60 cm 以深は Mineral 式)，△は各センサーごとに現場土壌を使って求めた校正式 (Fig. 5, 6) に基づいて計算した体積含水率である。今回作成した校正式による換算体積含水率が実測値とほぼ一致した。表層付近および下層 80 cm 以深では若干のずれが見られたが，これは表層付近ではアクセスチューブと土壌の接触が不十分だった可能性が，下層 80 cm 以深では測

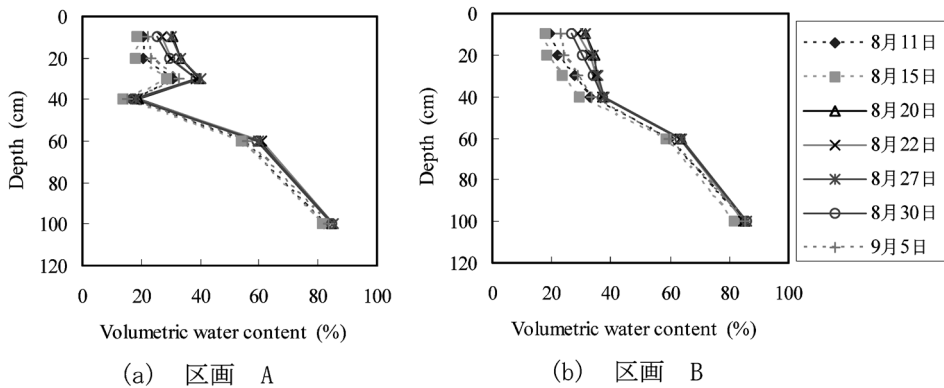


図-9 PR1 センサーから求めた体積含水率分布 (2002.8~2002.9)

Fig. 9 Vertical distribution of soil water content determined by PR1 (11 August to 5 September, 2002).

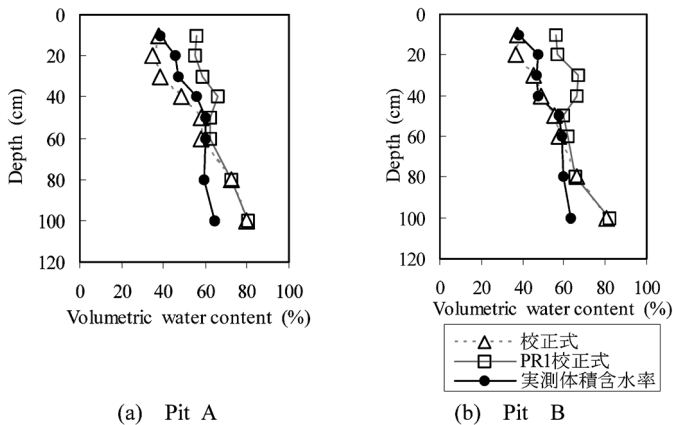


図-10 PR1 および炉乾燥法による畑地土壌の体積含水率実測値 (2002.11.7)

Fig. 10 Depth profile of soil water content as determined by PR1 and the gravimetric method at upland field (7 November 2002).

表-1 アクセスチューブの密着性が PR1 出力に与える影響

Table 1 Effect of void space around the access tube on PR1 outputs

Output (mV)		Output (mV)	
20 cm センサー	397	20 cm センサー	360
雑巾巻き付け	399	雑巾巻き付け	371
(隙間なし)	397	(隙間あり)	369
	—		365
平均	398	平均	366

定値の高含水率部位で含水率上昇にもかかわらず出力値があまり上がらないという Fig. 5, 6 の実測値からも明らかのようにセンサーの高含水量域での誤差によるものと考えられる。

5.3 圃場測定における留意点

PR1 の水分測定で、先に埋設するアクセスチューブと土壌との密着性が問題となったので、簡単な補足実験を行い、その影響を調べた。まず、アクセスチューブ周囲に水を含んだ厚い布をぴったりと巻きつけ、そのときの出力値を求めたところ、平均値 398 mV であった。次に、アクセスチューブの外側に部分的な隙間ができた場合を想定して、布とアクセスチューブの間に中空のチューブ（内径 1.4 mm, 外径 2.8 mm）一本をはさみ出力値をもとめたところ、平均値は 366 mV となった（Table 1）。隙間が生じたときに測定電圧が小さくなったことから、アクセスチューブと土壌との間にわずかなギャップが生じただけでも、出力電圧が小さくなり体積含水率が過小評価されることが示された。このことから、アクセスチューブ埋設時にはかなり慎重に予備穴を開け、土壌とアクセスチューブが十分密着するように心がける必要があることがわかった。特に、現場では、下層へ穴を掘り下げていくに従い表層部分では穴の口径が大きくなる傾向にあるため、十分に注意を要する。

なお、地表面へ出ているアクセスチューブの上端にはキャップをするが、さらにペットボトル等で覆い被せ、降雨、水の侵入を極力防ぐことが望ましい。

6. まとめ

Delta-T 社製の Profile Probe PR1 土壤水分センサーを用い、水を媒体として測定対象となる空間的サイズを確かめ、土壌を媒体としたキャリブレーションを行った。これらの事前検討を踏まえて現場（畑地）の土壤水分状態を実測した。本研究の結果、以下の事項が明らかになった。

1) PR1 は、各センサー部において、水平方向に半径

10 cm 以内、鉛直方向の厚さ 10 cm 以内に存在する媒体の誘電率を計測していることがわかった。なお各センサーの上下にあるガータースプリングはちょうど 10 cm 間隔で取り付けられているので、ガータースプリングを目安にしてセンサーを設置すればよいことがわかった。

2) PR1 に設置された 6 対のセンサーの個体差は小さいが、全体をひとつの校正曲線で表すより、6 対それぞれの校正曲線を求めて体積含水率に換算することが必要である。

3) 黒ボク土、立川ローム土に対する PR1 の校正式を、各センサーごとに求めた。

4) 現場の畑地土壌での測定の結果、降雨による湿潤、日照りによる乾燥などによる土壤水分変化を測定できた。

5) 現場で PR1 を使用する際、アクセスチューブと周辺土壌との密着など、テクニカルな留意点を指摘した。

謝 辞

東京大学大学院農学生命科学研究科附属多摩農場の鶯頭技術専門職員、市川技術職員、佐々木技術職員には土壌サンプリング、測定に際し大変お世話になった。ここに厚く謝意を表する。

引用文献

- Gaskin, G.J. and Miller, J.D. (1996) : Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique. *Journal of Agricultural Engineering Research*, **63** : 153-160.
- 井上光弘 (2003) : 誘電率水分系による土壤水分測定に及ぼす塩分濃度の影響, 土壤物理学会第 45 回シンポジウム要旨, 40-41.
- 徳本家康・長 裕幸・取出伸夫・井上光弘 (2002) : 土壌水分量計測における各種 TDR センサー間の比較, 農業土木学会平成 14 年度大会講演要旨, 274-

275. 登尾浩助 (2003) : 実践 TDR 法活用—土壌中の水分・塩分移動の同時測定, 土壌の物理性, **93** : 57-65.
登尾浩助 (2005) : 20 GHz-TDR 装置を使った比誘電率測定の特徴, 保存科学, **44** : 97-102.
長谷川周一 (2000a) : 黒ボク土畑の圃場容水量の実態, 土壌の物理性, **83** : 41-46.
長谷川周一 (2000b) : TDR 水分計, 圃場と土壌, **32** : 10-
15. 細淵幸雄・波多野隆介・柴田英昭・田中夕美子 (1998) : 火山灰放出物未熟土壌における TDR を使った現場での不飽和透水係数の測定, 日本土壌肥科学雑誌, **69** : 633-635.
宮本輝仁 (2004) : TDR 法による土壌水分計測, 今月の農業, **48** : 17-22.

要 旨

近年, 圃場内の土壌水分状態を把握するために, 多くの土壌水分センサーが開発されている。

本研究では, Profile Probe 土壌水分センサー (PR1) について, そのセンサーの影響範囲の測定をし, 黒ボク土と立川ローム土を用いて PR1 のキャリブレーションを行った。圃場において PR1 を設置し, 長期測定を行った。各センサーの影響範囲は水平方向で 10 cm, 鉛直方向で 10 cm となった。黒ボク土では Delta-T 社の提案している Mineral 式 (有機物の少ない鉱質土壌に適用), Organic 式 (有機質が多い土壌に適用) とともに一致しなかった。立川ローム土では Mineral 式の方が実測値と近かった。PR1 の各センサー毎の校正式の必要性を明らかにした。圃場測定においても, 降雨による水分移動と水分分布が測定された。

受稿年月日 : 2006 年 7 月 24 日
受理年月日 : 2006 年 9 月 19 日

特集「土中の水分・溶質移動モデル」をはじめるとあって

取 出 伸 夫*

土壌物理の対象の中心が実験室内の土カラムからフィールドへ移り、さらに農地の水管理問題からより広く土壌環境圏の物質移動問題へと発展していく中、なぜ改めて「土中の水分・溶質移動モデル」に関する特集を行うのかと戸惑われる方も少なくないと思う。土中の不飽和水分移動のリチャーズ式、溶質移動の移流分散式に基づく移動モデルの基礎は、1960年代までの土壌物理の発展段階に構築された。その後、移動モデルは実測データに対する検証により改良を重ねてきた。とりわけ、不飽和透水係数の圧力依存の非線形性が極めて大きいリチャーズ式に対して、解を速やかに正確に収束させるための多くの技法が提唱され、コンピュータの発展と共に進歩を重ねてきた。我が国においても、多くの研究者によって計算プログラムが作成され、その成果は論文として蓄積されている。そして、1990年代前半までに、そうした基礎方程式の数値評価や計算結果の検討に関する研究も一段落したと思われる。

フィールドが対象の中心となるにつれて、研究の枠組みは広がり、土壌物理は周辺分野へと発展した。こうした動向に対して、土壌物理学の長年の研究の蓄積が適切に反映されているかの検証は必要であろう。考案したモデルを実測データと比較する工学的な研究の常套手段は、土壌物理の研究においても広く用いられてきた。しかし、予測するモデルが、ある特定の条件のみで計算が可能であったり、プログラムが将来的に利用しやすく整備されていない場合には、その後の発展は難しい。多くの場合、論文が書かれた段階でプログラムの作成は終了し、その後、継続して改良されることは少ない。忙しい多くの研究者にとって、なかなか手が及ばないのが現実ではないであろうか。特に、我が国の土壌物理研究には、こうした努力が不足していたように感じる。

土中の水分・溶質移動モデルとして公開されている汎用プログラムはいくつか存在するが、この特集では、George E. Brown, Jr. Salinity Laboratory (米国農務省塩類研究所)において、Dr. van Genuchtenが中心になって開発してきたHYDRUSを主に用いる。HYDRUSは、現在、カリフォルニア大学リバーサイド校のDr. Šimůnekらに引き継がれて、3次元のバージョンまで公開されており、1次元のHYDRUS-1Dは無償で配布され

ている (http://www.pc-progress.cz/Fr_Hydrus2D.htm)。HYDRUSは、Dr. Neuman, Dr. Feddes, Dr. Breslerによる土中の水分移動の汎用プログラムの草分けであるUNSATを出発点に、多くの研究者によって開発、改良を長年重ねてきたプログラムである。

私自身、1990年代前半にSalinity Laboratoryに研究員として滞在し、プログラムの開発の一端を担う機会に恵まれた。その多くは現在、Salinity Laboratoryから公開されており、息の長いプログラムとなっている (<http://www.ars.usda.gov/Services/docs.htm?docid=8910>)。私自身が直接携わったのはCXTFITとよばれる移流分散式の解析解に基づくプログラムであったが、数ヶ月で開発したプログラムを公開にこぎつけるまで4年以上の歳月を要した。公開以降現在に至るまで、多くの利用者からの指摘、意見に基づき、より信頼度の高いプログラムを目指しての改良を続けている。HYDRUSに関しては、30年近くの歴史を経て、現在も数多くの利用者によって、インターネット上のフォーラムなどで議論が続けられている (http://www.pc-progress.cz/_forum/default.asp)。前置きが長くなってしまったが、こうした努力の蓄積は、もっと多くの研究、とりわけ土壌物理が応用される周辺分野で適切に利用されるべきと感じたことが、この特集を始めるに至った動機である。この特集が、移動モデルの基本を改めて確認し、土中の水分・溶質移動問題を再考するきっかけとなればと考えている。特定のプログラムの普及が目的でないことをご理解頂ければと思う。

このモデル特集は、水分・溶質移動汎用プログラムを道具として、研究や教育への適用、また現場への応用を考えている読者を主な対象とする。土壌物理学の教科書との重複した説明は極力避け、計算例をできる限り示しながらの解説を予定している。解説で示した計算例の入出力ファイルは公開を原則とし (<http://www.bio.mie-u.ac.jp/junkan/busshitsu/lab5/>)、読者が自ら計算し、また変更して利用できるよう配慮する。また、現在、Dr. Šimůnekと共同で進めている研究についての紹介も予定している。それらの中には、まだ研究として発展段階の内容も含まれるので、内容に応じて、解説、総説、論文が混在した特集となる予定である。なお、開発

* 三重大学大学院生物資源学研究所

中のベータ版を用いた計算例に関しては、公開版での計算が行えない場合も含まれる点をご了解頂きたい。

まず第1回は、土中の水分移動と溶質移動の境界条件についての解説を行った。水分・溶質移動モデルで正しい予測を行う上で最も大切な点は、適切な境界条件を設定することである。汎用プログラムを利用する場合には、これは利用者の責任である。今回示した境界条件についての解説、注意点については、以降の特集においても、引用しながら解説する予定である。次号以降では、マルチステップ法や蒸発法による水分移動特性の逆解析法、土中の窒素成分の移動、凍結過程の水分移動、

水蒸気と熱移動を含めた地表面境界、イオン交換と透水性変化を伴う水分・溶質移動、根の吸水、コロイド移動、また2次元、3次元の水分・溶質移動の応用事例などを取り上げる予定である。執筆は、農業土木学会土壌物理研究部会 HYDRUS グループのメンバーを中心に行い、各号について2-3報程度、2年間程度のシリーズを予定している。現在掲載中の「古典を読む」と同様に、読者の皆さんの要望に応えながら、息の長いシリーズを目指したいので、ご意見、ご要望を編集委員会、あるいはHYDRUS グループ (hydrus-grp@bio.mie-u.ac.jp) にお寄せ頂ければ幸いである。

不飽和土中の水分移動モデルにおける境界条件

斎藤広隆*・坂井 勝**・Jiri Šimůnek*・取出伸夫**

Boundary Conditions for Numerical Analysis of Variably-saturated Water Flow in Soils

Hiroataka SAITO*, Masaru SAKAI**, Jiri ŠIMŮNEK* and Nobuo TORIDE**

1. はじめに

土中の不飽和水分移動の基礎方程式であるリチャーズ式は、一般に差分法や有限要素法などの数値的な近似解析手法により解かれる。一般に、非定常水分移動は、リチャーズ式に対して計算領域境界における条件を与える境界条件 (boundary condition, BC) と計算の出発時点での初期条件 (initial condition, IC) を与え、初期値一境界値問題として扱われる (たとえば登坂・大西, 1991)。特に土中の水分移動における境界条件は、支配方程式や初期条件に比べて複雑かつ多様であり、境界条件自体のモデル化が必要な場合も多い。しかし、境界条件のわずかな違いは、計算結果を大きく変化させるにも関わらず、多くの誤用も見受けられる。これは、多くの土壌物理の教科書において、支配方程式のリチャーズ式と比較して、境界条件の数学的な表現について十分な解説が行われていないこともひとつの原因と考えられる。また、土中の不飽和水分移動汎用プログラムを利用する場合においても、適切な境界条件の設定は最も重要であり、細心の注意を払う必要がある。

そこで本報では、土中の不飽和水分移動の計算に用いられる各種境界条件について、数学的表記、物理的な意味、適用条件について整理を行った。土中の不飽和水分移動における境界条件は、土中の条件に依存する系依存型境界条件と、依存しない独立型境界条件の2つに大別される。本報では、まず独立型境界条件として、圧力、フラックス、圧力勾配条件を示した上で、系依存型境界条件である降雨浸透、地表面蒸発、浸出面について、具体的な計算例を示しながら解説することを試みた。さらに、具体的な実測データに対する各種境界条件の適用事例として、マルチステップ流出法と現場浸潤実験について示した。なお、計算には、不飽和水分移動汎用プログラム HYDRUS-1D (Šimůnek *et al.*, 2005) を用いた。

2. 不飽和水分移動式と境界条件

等温条件下の体積が変化しない土において、鉛直1次元不飽和水分移動の基礎方程式は、水の保存則とダルシー則より導かれる。なお、乾燥した土においては、水蒸気移動が無視できないが、本報では、液状水移動のみを対象に議論する。微小直方体の不飽和土中の水分量の変化は、流出入量の差である正味の流入量と植物根による吸水などによる吸い込み量の和で与えられる。微小間隔 $\Delta z \rightarrow 0$ 、微小時間 $\Delta t \rightarrow 0$ の極限に対して、保存則は次の偏微分方程式で与えられる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_L}{\partial z} - S \quad (1)$$

ここで、 θ は体積含水率 [$L^3 L^{-3}$]、 t は時間 [T]、 q_L は液状水フラックス [$L T^{-1}$]、 z は深さ [L]、 S は植物根による吸水などの吸い込み項 [T^{-1}] である。また鉛直1次元フラックス q_L (以降は単にフラックス) は、以下のダルシー則で与えられる。

$$q_L = -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \quad (2)$$

ここで、 $K(h)$ は不飽和透水係数 [$L T^{-1}$] であり、圧力水頭 h [L] (以降基本的に圧力と表記) の関数である。非定常水分移動では圧力 h は時間と位置の関数であるため、上記ダルシー則は偏微分方程式により記述される。(2)式を(1)式に代入すると、鉛直1次元非定常水分流れの基礎方程式であるリチャーズ式が得られる (たとえば Jury and Horton, 2006)。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S \quad (3)$$

不飽和透水係数 $K(h)$ が圧力 h の関数であるリチャー

*カリフォルニア大学リバーサイド校環境科学部

**三重大学大学院生物資源学研究所

キーワード: 圧力境界条件, フラックス境界条件, 圧力勾配境界条件, 数値計算

ズ式は、2階の非線形偏微分方程式であり、近年ではコンピュータを使って数値的に解くことが一般的になっている（たとえば Šimůnek *et al.*, 2005; Pruess, 2004; Fayer, 2000）。このリチャーズ式に基づき現実の水分移動を適切に再現するためには、不飽和透水係数などパラメータの正確な値だけでなく、初期条件、さらには領域の上端および下端における境界条件の正しい表現が不可欠である。

(3)式のリチャーズ式の境界条件には、圧力、圧力勾配、フラックスのいずれかを与え、一般的に次式で表現できる (McCord, 1991)。

$$\alpha h + \beta \frac{\partial h}{\partial z} \Big|_{z=\Gamma} = B(\Gamma, t) \quad (4)$$

ここで、 $\alpha, \beta, B(\Gamma, t)$ は、それぞれ境界 Γ で与えられる関数であり、(4)式より境界 Γ での圧力や圧力勾配、あるいは Γ を横切るフラックスを特定する。たとえば、 $\alpha \neq 0, \beta = 0$ のとき、(4)式は第1種境界条件 (first-type BC)、あるいはディレクレ型境界条件とよばれ、境界 Γ での圧力を与える。 $\alpha = 0, \beta \neq 0$ のとき、第2種境界条件 (second-type BC)、あるいはノイマン型境界条件、また、 α, β の両者がゼロでない場合は、第3種境界条件 (third-type BC)、あるいはコーシー型境界条件とよばれる。このコーシー型境界条件は、溶質移動問題や熱移動問題における溶質フラックスや熱フラックスとしてよく使われる境界条件であるが、水分移動問題では適用されることはほとんどない。

不飽和水分移動におけるノイマン型境界条件は、 $\alpha = 0, \beta = K(h), B(\Gamma, t) = q(\Gamma, t)$ の場合を指すことが多い。しかし、本来のノイマン型境界条件は、 β が圧力に依存しない条件であるため、厳密には正しい分類ではない。McCord (1991) は、この通常ノイマン型とよばれる境界条件を、フラックス境界条件とよんでいる。なお、フラックス境界条件は後述の(7)式で与えられるが、(7)式の左辺の重力項を右辺に移項すると、(4)式の形式となる。一方、地下水流動解析の場合は、 β は飽和透水係数 K_s となり、 β が h に依存しないノイマン型境界条件となる。鉛直1次元不飽和水分移動におけるノイマン型境界条件は、正しくは次の条件である。

$$\frac{\partial h}{\partial z} \Big|_{z=\Gamma} = B(\Gamma, t) \quad (5)$$

これは、境界 Γ における圧力勾配を指定するため、圧力勾配境界条件とよぶこともできる。ここにあげた用語の誤用は広く知られているが、本質的ではない分類上の問題であるため、取り上げられることは少ない。

土中の不飽和水分移動の特徴は、境界条件が土の状態によって条件が変化し得る点である。湛水条件で境界の圧力が与えられる浸潤実験のように、土の条件（以降、系）に依存しない境界条件は、独立型境界条件 (system-independent BC) とよぶ。それに対して、土中や周辺環境との相互作用の影響を受け、系に依存する境界条件は、系依存型境界条件 (system-dependent BC) とよばれる。系依存型境界条件の具体例としては、土と大気の接触面、すなわち地表面での降雨、蒸発、また大気に開放された浸出面などである。

本報では、まず独立型境界条件としての、圧力、フラックス、圧力勾配の各境界条件について解説する。その上で、境界条件が変化する系依存型境界条件として、降雨浸透、地表面蒸発、浸出面について議論を行う。なお、以降の議論では、鉛直1次元水分移動を対象とし、鉛直上向きを正、そして領域上端を $z=0$ 、下端を $z=-L$ とする。

3. 独立型境界条件

3.1 圧力境界条件

リング式浸潤計による湛水条件下での浸潤実験や、負圧ディスク浸潤計における浸潤計と土の接触面における圧力などは、系の状態とは関係なく外部から与えられる独立型境界条件の例である。図-1に圧力境界条件の例を模式的に示す (Rassam *et al.*, 2004)。土断面の側面に水路が存在する場合は、静水圧が境界圧力となる。吸引法カラムにおいては、下端フィルターに与える負圧が境界圧力である。また、地下水面が計算領域内に存在する場合は、下端境界に地下水面までの距離を圧力条件として与えることにより、地下水位置を表現できる。このような境界面での圧力境界条件 (ディレクレ型境界条件) は、次式で与えられる。

$$h|_{z=\Gamma} = h_c(t) \quad (6)$$

ここで、 h_c [L] は時間 t における境界 Γ での既知の圧力であり、計算期間を通して一定の場合を一定圧力境界、変化する場合は変動圧力境界とよぶ。

図-2は、長さ100 cm、初期圧力一定 ($h_i = -500$ cm) のシルト層の表面に一定負圧 ($h_c = -50$ cm および -1 cm) を与えたときの、浸潤過程の圧力および水分分布の時間変化である。境界圧力が一定に保たれているので、表面の水分量も一定である。浸潤の進行は、境界での圧力が大きい方 (-1 cm) が速い。浸潤が進行すると、表面から境界圧力に近づき、上部の水分量も境界の水分量と等しくなる。図-3は、 -10 cmの条件も加えた負圧浸潤下での浸潤速度 (表面フラックス) の時間変化である。

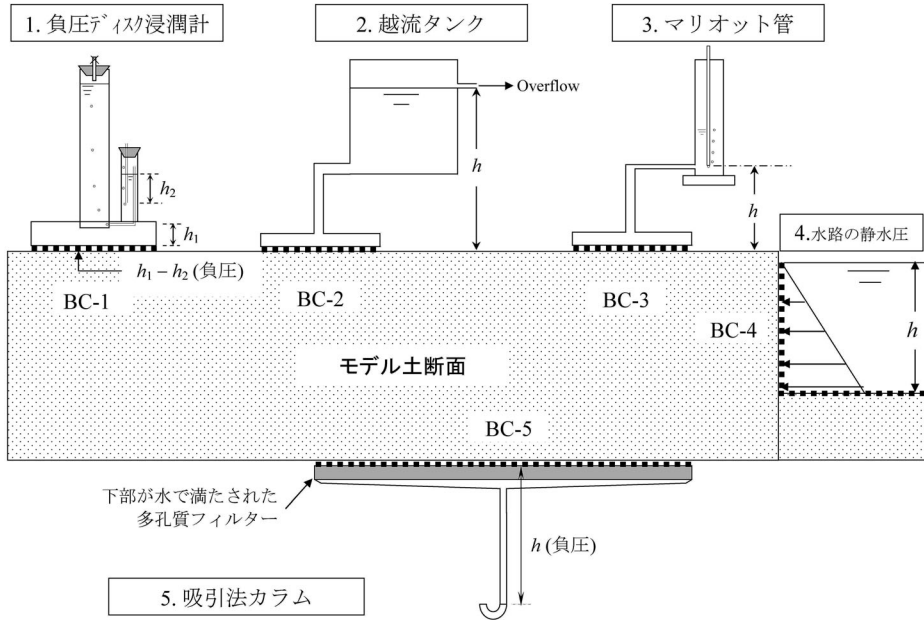


図-1 一定圧力境界条件の適用例 (Rassam *et al.* (2004) より抜粋).

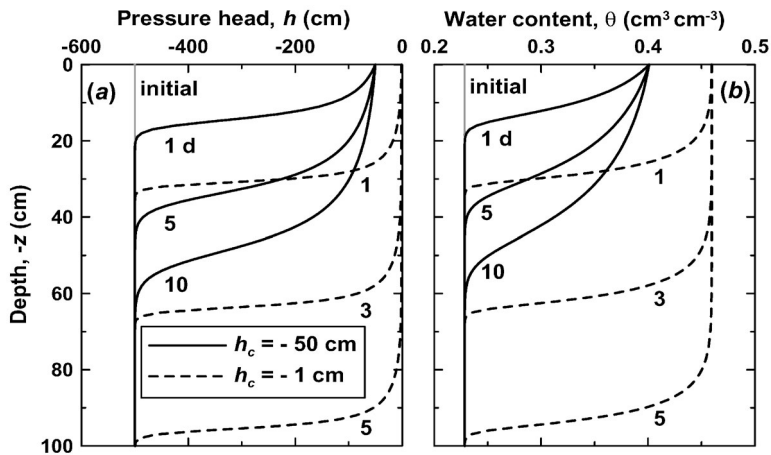


図-2 一定負圧 ($h_c = -50$ cm および -1 cm) をシルト層表面に与えた浸潤過程の (a) 圧力分布と (b) 水分分布 (初期圧力 $h_i = -500$ cm).

浸潤速度は、境界での圧力が大きいほど速く、また、大きな圧力勾配が形成される浸潤初期に大きい。そして、時間の経過に伴い一定の値に近づく。十分な時間が経過すると、表面付近における圧力勾配はゼロとなり ($dh/dz=0$)、フラックスは(2)式の重力項のみとなる。そのため、表面フラックスの値は、境界に与えた圧力に対応する不飽和透水係数の値と等しい。この例では、境界圧力が -1 cm および -50 cm の場合、それぞれ 3.7 cm d^{-1} と

0.24 cm d^{-1} である。また、積算浸潤水量は、その時間までに土に浸潤した全水分量であり、図-2 の水分分布における増加面積と等しい。

3.2 フラックス境界条件

フラックス境界条件は、境界でのフラックスが既知の場合に適用できる。たとえば、降雨や散水条件において、表面フラックスが土の浸透能を超えないような場合である。このフラックス境界条件は、次式で与えられる。

$$-K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)\Big|_{z=\Gamma}=q_c(t) \quad (7)$$

ここで、 q_c [LT⁻¹] は時間 t における境界 Γ におけるフラックスであり、計算期間を通して一定の場合は一定フラックス境界、変化する場合を変動フラックス境界とよぶ。

図-4 は、図-2 と同じ長さ 100 cm、初期圧力一定 ($h_i = -500$ cm) のシルト層表面に対して、一定フラックス ($q_c = 0.5$ cm d⁻¹ および 3 cm d⁻¹) を与えたときの、浸潤過程の圧力および水分分布の時間変化である。図-2 の圧力境界と異なり、表面の圧力および水分量は時間の経過に伴い増加し、一定値に近づく。また、浸潤が進行する

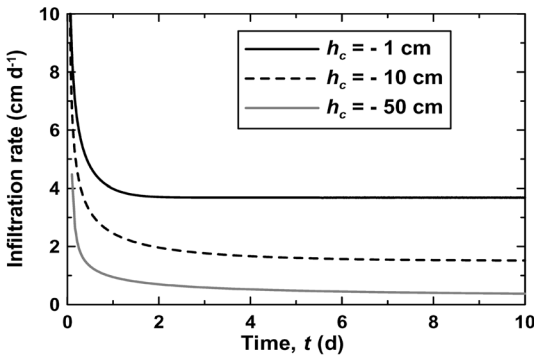


図-3 一定負圧 ($h_c = -50$ cm, -10 cm および -1 cm) をシルト層表面に与えたときの浸潤速度 (表面フラックス) の時間変化 (初期圧力 $h_i = -500$ cm).

と、上部の圧力と水分量も一定の値に近づき、表面付近の圧力勾配はゼロに近づく ($dh/dz=0$)。このとき、(2) 式のフラックスは重力項のみとなり、境界フラックスと等しい不飽和透水係数の重力流れとなる。境界フラックスが 0.5 cm d⁻¹ および 3 cm d⁻¹ の場合、収束する圧力はそれぞれ -30.7 cm と -2.3 cm であり、この圧力に対応する不飽和透水係数が境界フラックスに等しい。

また、ゼロフラックス境界条件もフラックス境界条件のひとつである。ゼロフラックス境界条件は、境界面を通過する水分移動が生じない場合に適用できる。たとえば、土カラムの上端、あるいは下端が閉じられている場合や、下層に不透水層や難透水層が存在する場合が相当する。

3.3 圧力勾配境界条件

圧力勾配境界条件は、主に、自由排水 (free drainage) とよばれる圧力勾配ゼロの条件が用いられる。

$$\frac{\partial h}{\partial z}\Big|_{z=\Gamma}=0 \quad (8)$$

このとき、境界 Γ では重力流れが生じ、フラックスは境界圧力 h に対応した不飽和透水係数 $K(h)$ と等しい。この境界条件は、通常、鉛直流れの下端境界条件が圧力やフラックスで与えられない場合に適用され、地下水位が十分に深く、下端境界の計算領域への影響が小さい場合に有効である。しかし、浸潤前線が最下端に到達する場合は、前線の形状が境界条件の影響を受けるため、計算領域を十分に大きくするなど工夫が必要である (5.2 節参照)。

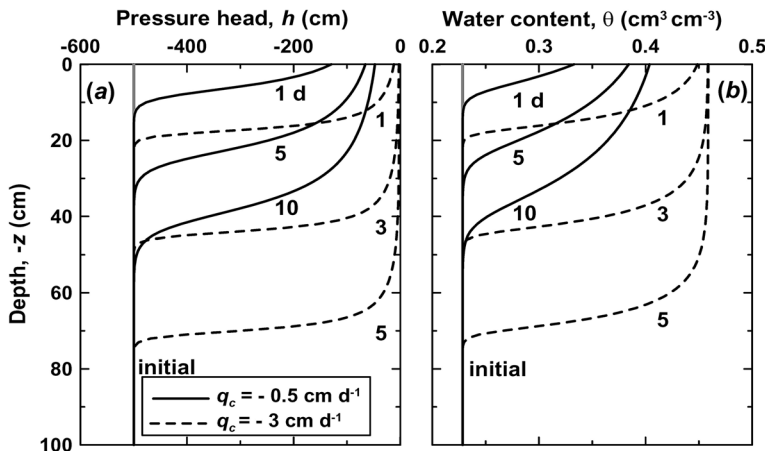


図-4 一定フラックス ($q_c = 0.5$ cm d⁻¹ および 3 cm d⁻¹) をシルト層表面に与えた浸潤過程の (a) 圧力分布と (b) 水分分布 (初期圧力 $h_i = -500$ cm).

4. 系依存型境界条件

ここまで、土に与えられる3種類の独立型境界条件について整理したが、制御された実験や不透水層の存在などの特殊な場合を除き、多くの場合、水分移動の進行と共に土の状態が変化し、境界における条件も変化する。たとえば、地表面における大気と土の境界面 ($z=0$) を横切る浸潤速度や蒸発速度は、降水強度や可能蒸発量といった大気条件のみならず、土の水分量にも依存する。また、ライシメータや土カラムの下端 ($z=-L$) における大気に開放された浸出面も、下端の土が飽和してはじめて水分が浸出する系依存型境界条件である。このような系依存型境界条件のモデル化には、土の条件に応じて境界条件を適切に変化させる必要がある。ここでは、土中の不飽和水分移動における最も一般的な系依存型境界条件として、降雨浸透、地表面蒸発、浸出面について、計算例を示して解説する。なお、この系依存型境界条件には、境界のフラックスや圧力を様々な方法で近似する方法も含まれる。たとえば、地下水面位置から経験的に下端フラックスを与える方法 (Hopmans and Stricker, 1989) や、暗渠間の距離、暗渠の深さ、地下水面位置などから暗渠へのフラックスを求め、それを下端の排水フラックスとして与える方法 (van Dam *et al.*, 1997) などである。

4.1 降雨浸透

3.2節で述べたフラックス条件は、表面フラックスが土の浸透能を超えない場合を対象とした。しかし、大きな強度の降雨が生じて土の浸透能を超えると、過剰な水分により地表面湛水や表面流出が生じる。この土の浸透能は、土の水分量と透水係数に依存する。図-4に示したように、一定フラックスを与えたときの最終的な表面圧力 $h(0)$ は、境界フラックスに等しい不飽和透水係数に対応した圧力に収束する。そのため、境界フラックスが飽和透水係数に等しいときは、圧力ゼロ、すなわち水分飽和する。さらに飽和透水係数以上の強度の降雨に対しては、浸潤できない過剰な水分が地表面に生じる。このような降雨浸透は、地表面の水分量が不飽和で $h(0) < 0$ のときは降雨強度 R (上向き正なので負の値) のフラックス境界条件、飽和のときは地表面に与えられる圧力 h_c の圧力境界条件に変化させることにより、湛水や表面流失を考慮したモデル化が可能である (Feddes *et al.*, 1974)。

$$\begin{cases} -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=0} = R & (h(0) < 0) \\ h(0) = h_c(t) \leq h_s \end{cases} \quad (9)$$

ここで、 R は地表面圧力 $h(0)$ がゼロとなって飽和するまでの最大可能浸潤速度である。また、地表面に与えられる圧力 h_c は、鉛直1次元流れでは、 R と浸潤速度の差で生じる湛水による静水圧である。そのため、許容最大圧力 h_s は湛水可能な深さであり、湛水を許さず地表面流出する場合はゼロである。

図-5は、図-4と同じ条件のシルト層 ($h_i = -500$ cm) に対して、飽和透水係数 $K_s = 6$ cm d⁻¹ 以上の強度の降雨を与え、湛水が生じずに地表面流出するときの浸潤速度の時間変化である。また、図-6は、降雨強度 $R = -10$ cm d⁻¹ における圧力分布の変化である。浸潤初期は、表面の圧力勾配が存在するため (図-6)、浸潤速度は R に

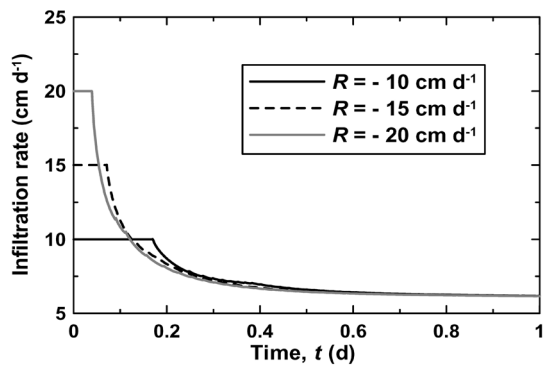


図-5 湛水の生じないシルト層表面に飽和透水係数以上の強度の降雨を与えたときの浸潤速度 (表面フラックス) の時間変化 (初期圧力 $h_i = -500$ cm)。

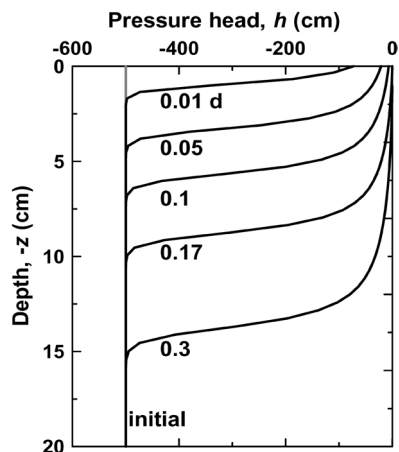


図-6 降雨強度 $R = -10$ cm d⁻¹ による湛水の生じないシルト層への浸潤過程における圧力分布 (初期圧力 $h_i = -500$ cm)。

等しい。表面が飽和に達すると ($R = -10 \text{ cm d}^{-1}$ では $t = 0.17 \text{ d}$)、境界条件は圧力境界条件に変わる。この計算では、湛水が生じない $h_c = 0$ であるため、表面圧力はゼロで一定である。その後は、図-3、図-4 に示した負圧浸潤と同様に浸潤速度は減少して、最終的にはフラックスが飽和透水係数に等しい重力流れに近づく。降雨強度が大きいほど速やかに水分飽和するため、浸潤速度が短時間で減少し始める (図-5)。また、どの条件も表面圧力ゼロの条件となるため、最終的には浸潤速度 6 cm d^{-1} に収束する。

特に降雨強度の大きい場合は、地表面の湛水の条件が浸潤過程に違いを生じさせる。図-7 (a) は、短期間 (0.1 d) の激しい降雨 ($R = -50 \text{ cm d}^{-1}$) によるローム土 ($K_s = 25 \text{ cm d}^{-1}$, $h_i = -100 \text{ cm}$) への浸潤で、過剰な水分が地表面流出する場合と湛水する場合における表面圧力と浸潤速度の変化である。この降雨条件では、約 0.02 d に表面が飽和に達し、その後、連続的に浸潤速度が減少するが、湛水が生じる場合の方が減少割合が小さい。これ

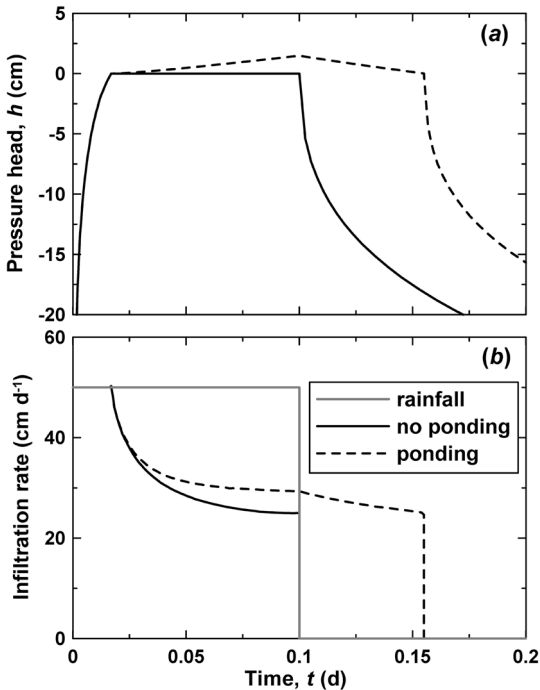


図-7 短期間 (0.1 d) の激しい降雨 ($R = -50 \text{ cm d}^{-1}$) によるローム土 (飽和透水係数 $K_s = 25 \text{ cm d}^{-1}$, 初期圧力 $h_i = -100 \text{ cm}$) への浸潤過程において、地表面流出により湛水が生じない場合と湛水が生じる場合の (a) 表面圧力と (b) 浸潤速度 (表面フラックス) の時間変化。

は、湛水が生じることにより表面に最大 1 cm の静水圧が生じて、浸潤速度の減少が抑えられるためである。また、湛水が生じない場合は、降雨終了と同時に浸潤速度がゼロとなるが、湛水がある場合は、降雨終了後も表面に溜まった水による浸潤が続く。図-7 (b) の浸潤速度において、0.1 d までの浸潤速度と降雨速度で囲まれた領域が過剰な水分量であり、表面流出の場合には取り除かれた水分量、また湛水が生じた場合は、0.1 d 以降に浸潤した水分量に相当する。

4.2 地表面蒸発

降雨下での浸潤同様に、地表面における蒸発も、系依存型境界条件である。土が十分に湿っている初期段階では、外部気象条件で決まる可能蒸発速度で蒸発が進行する (乾燥第 1 段階、または恒率乾燥段階)。地表面の乾燥が進むにつれて、水分の下方からの供給量は減少し、蒸発速度が土によって制限されるようになる (乾燥第 2 段階、または減率乾燥段階)。さらに乾燥が進むと、表面の乾燥層の厚みが増し、蒸発は主に水蒸気拡散に支配される (乾燥第 3 段階)。地表面蒸発のモデル化には、この恒率乾燥段階から減率乾燥段階への移行を適切に表現することが不可欠である。

蒸発速度は、伝統的に気象条件との経験的な関係を利用して求められたが、経験則ではうまく予測できない例も多く、その利用には限界がある。また経験則の多くは、土中の条件とは独立に求められており、そこで求められた蒸発速度を、土中の水分移動の境界条件として単純に用いることには問題がある。Campbell (1987, p. 96, (9.14) 式) は、地表面と大気との湿度から蒸発速度を求める式を示したが、より精度の高い蒸発速度の評価には、土中の液状水、水蒸気、熱エネルギーの地表面までの移動と、地表面から大気への水蒸気の (拡散) 移動を取り入れた物理モデルを用いる必要がある (たとえば Saito *et al.*, 2006)。しかし、そうした方法は、パラメータの数が多い上に複雑であり、パラメータの値を定めるのが難しい場合も多い (詳細な解説は後の講座で行なう予定)。さらに土中の水蒸気移動を考慮する場合は、水蒸気移動の温度勾配による成分が無視できない (Philip and de Vries, 1957)。そのため、相互に依存しあっている液状水、水蒸気、および熱の移動を同時に考慮しなければならない。それぞれ異なる境界条件の設定が必要になる。

ここでは、可能蒸発速度 (蒸発能) E [LT^{-1}] を境界条件として与えることにより、気象条件、水蒸気移動を考慮しない液状水移動のリチャーズ式を用いたモデルを示す。地表面蒸発により表面圧力 $h(0)$ は低下するが、許容最小圧力 h_A を与えて、表面圧力の範囲を $h(0) \geq h_A$ とする。そして、 $h(0) > h_A$ ではフラックスが E に等し

いフラックス境界条件，乾燥して $h(0) = h_A$ に達した段階で一定圧力境界条件とする。

$$\begin{cases} -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=0} = E & (h(0) > h_A) \\ h(0) = h_A \end{cases} \quad (10)$$

なお，この地表面における最小圧力 h_A の絶対値は，HYDRUS においては h_{CritA} とよばれるパラメータである (Šimůnek *et al.*, 2005)。

図-8 は，長さ 10 cm で初期圧力 $h_i = -20$ cm のローム質砂において，可能蒸発速度 $E = 0.05 \text{ cm d}^{-1}$ ，最小圧力 $h_A = -50,000$ cm としたときの蒸発速度の時間変化である。

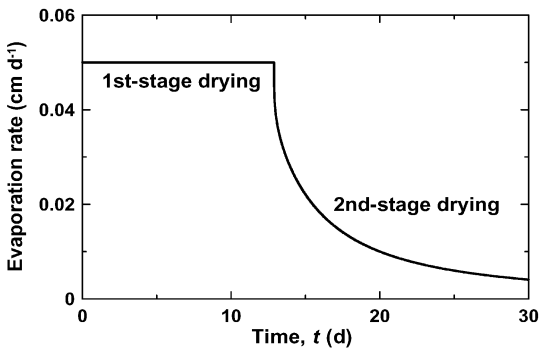


図-8 ローム質砂に可能蒸発速度 $E = 0.05 \text{ cm d}^{-1}$ を与えたときの乾燥第1段階から乾燥第2段階における蒸発速度の時間変化 (初期圧力 $h_i = -10$ cm)。

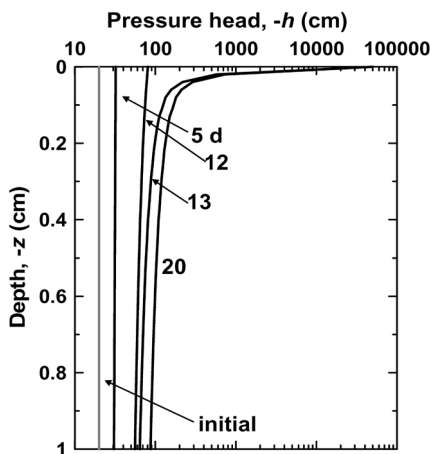


図-9 ローム質砂に可能蒸発速度 $E = 0.05 \text{ cm d}^{-1}$ を与えたときの蒸発過程における圧力分布 (初期圧力 $h_i = -10$ cm)。

また，そのときの圧力分布を図-9 に示す。なお，下端境界はゼロフラックスとした。13 日までは乾燥第1段階 (恒率乾燥段階) であり，蒸発速度は可能蒸発速度 E に等しく一定である。この期間，表面の乾燥が進行して表面圧力が低下するが，(10) 式において不飽和透水係数の低下が圧力勾配の増加で補われ，一定の蒸発速度を維持する。そして，表面圧力が $-50,000$ cm に達すると，(10) 式の一定圧力境界条件となる。さらに乾燥が進行すると，表面圧力が $-50,000$ cm に保たれながら表面付近の圧力が低下するため，圧力勾配が小さくなる。その結果，表面フラックスが低下し，乾燥第2段階 (減率乾燥段階) となる。

(10) 式の境界条件では，地表面における上方のフラックスを蒸発として表現するため，蒸発が生じるのは地表面のみである。図-10 は，20 日の水分分布について，Philip and de Vries モデルを用いた水蒸気移動を考慮に入れた計算 (坂井・取出，2006) との比較を示す。水蒸気を考慮すると，蒸発面が降下し，表層に乾燥層が形成される (Campbell, 1987, 図 9.3)。このように水蒸気移動が卓越した段階において，たとえば地表面付近の水分分布に注目する場合は，(10) 式の境界条件の適用には限界がある点には留意する必要がある。

大気の相対湿度を考慮しない境界条件の場合，土表面の圧力は蒸発が進行するにつれて無限に小さくなる。このため，数値計算上，圧力の最小値を設けることが必要となる。ここで示した蒸発境界条件は，最小圧力値 h_A を用いて恒率乾燥，減率乾燥を表現する工学的な手法とも

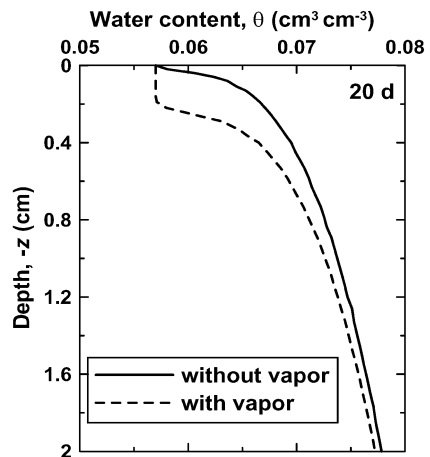


図-10 ローム質砂 (初期圧力 $h_i = -10$ cm) に可能蒸発速度 $E = 0.05 \text{ cm d}^{-1}$ を与えたときの蒸発過程において，水蒸気移動を考慮した場合と考慮しない場合の 20 日の水分分布。

いえる。しかし、 h_A の値によって蒸発速度に違いが生じるので、その値の決定には注意が必要である。最適な h_A の値は、蒸発速度への影響が小さくなる最大値とするのがよいとされているが (Rassam *et al.*, 2004), より正確な計算には、蒸発速度の実測値との比較を行うことが望ましい。

4.3 浸出面

大気に開放されたライシメータ、土カラムの下端、また暗渠排水における境界からの水の浸出も、系依存型境界条件により表現できる。大気と接している浸出面 (seepage face) では、境界圧力が負である場合、すなわち水分不飽和の状態では水分は排出しない。そして、水分量が増加して、境界面が飽和したときに土中水分の浸出が始まる。このような下端浸出面においては、 $h(-L) \leq 0$ で与えられる境界圧力に対して、下端が不飽和で $h(-L) < 0$ のときはゼロフラックス境界条件、飽和のときは $h(-L) = 0$ の一定圧力境界条件を適用する。

$$\begin{cases} -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=-L} = 0 & (h(-L) < 0) \\ h(-L) = 0 \end{cases} \quad (11)$$

図-11 は、深さ 100 cm に浸出面を持つローム質砂 ($h_i = -500$ cm) に対して、表面に一定フラックス $q_c = 0.3$ cm d⁻¹ を与えたときの水分分布の変化を示す。浸潤前線は 17.5 日に下端に到達するが、水分は排水されず、下部に水分が溜まっていく。約 25 日に下端が飽和に達した時点で、表面境界条件はゼロフラックスから $h = 0$ の一

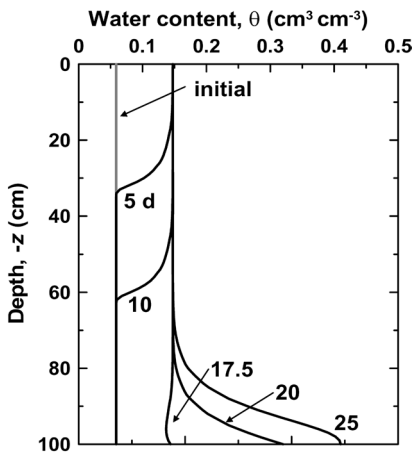


図-11 深さ 100 cm に浸出面を持つローム質砂表面に一定フラックス $q_c = 0.3$ cm d⁻¹ を与えたときの水分分布の時間変化 (初期圧力 $h_i = -500$ cm)。

定圧力境界条件に変化し、排水が始まる。そして 25 日以降は、定常水分流れとなり、水分分布は変化しない。多くのライシメータの下端は大気に開放されており、図-11 と同様の水分分布が形成される。そのため、排水が進行している場合には、下端の位置に地下水面がある場合と等しい条件となる。そのため、ライシメータ内の水分分布は、地下水面が深い自然条件下の水分分布とは大きく異なる場合が多いことには注意が必要である。

5. 適用事例

ここまで、鉛直 1 次元不飽和水分移動計算における境界条件について、主に仮想的な条件下で計算例を用いて議論してきた。次に、適用事例として、土カラムを用いたマルチステップ流出法と現場浸潤実験の実測データに対して、適用する境界条件に焦点を当て、その上で数値計算による再現例を示す。

5.1 マルチステップ流出法

マルチステップ流出法は、水分飽和した土カラムに対して、試料内の空気圧を段階的に増加させ、積算流出量や試料内部の圧力の測定値に基づき土の水分移動特性 (水分特性曲線と不飽和透水係数) を求める逆解析法である (van Dam *et al.*, 1994; Eching *et al.*, 1994; Inoue *et al.*, 1998 など)。ここでは、HYDRUS-1D (Šimůnek *et al.*, 2005) に例題として示されているデータを紹介する。

ほぼ水分飽和している長さ 6 cm の土カラムに対して、カラム内の空気圧を 0, 12.41, 48.12, 105.92 時間後に 100, 200, 400, 700 cm に段階的に増加させ、上端から 3 cm の位置における圧力変化と下端からの積算流出量を測定した。この実験で変化させたのは試料上端の空気圧であるが、下端の排出口が大気圧に保たれているため、大気圧との相対吸引圧、すなわち負圧を下端に与えた場合と物理的に等しい。言い換えると、マルチステップ流出法は、図-1 の吸引法カラムにおいて、段階的に負圧を与えて排水させることに等しい。そのため、下端境界条件には、独立型境界条件としての変動圧力を与えることができる (van Dam *et al.*, 1994)。また、上端を閉じているカラム上端境界条件は、ゼロフラックスを適用する。このとき、得られた深さ 3 cm における圧力と積算流出量の計算値は、実測データを良く再現している (図-12)。

なお、マルチステップ流出法では、下端のフィルターの透水抵抗が無視できず、フィルターを土とは別の層として取り扱うなどの下端部分の修正が必要な場合が多いが、下端境界条件には、同様の変動圧力を与える。マルチステップ流出法に関する詳細は、本特集で改めて取り

上げる予定である。

5.2 現場浸潤実験

次にアメリカ合衆国ニューメキシコ州南部半乾燥地の有名なラスクルーセス・トレンチサイト (Las Cruces Trench Site, Wierenga *et al.*, 1990) で行われた、不飽和帯の水分と溶質移動の現場実験の詳細なデータを用い

て、鉛直1次元水分移動の計算結果との比較を紹介する。現場では長さ26.4 m、幅4.8 m、深さ6 mのトレンチ(溝)を掘り、ニュートロンプローブなどのセンサーを溝壁面や地表面より挿入し、一定量の灌漑(平均 1.82 cm d^{-1})を86日間与え、水分と溶質移動を測定した。

Wierenga *et al.* (1991) に沿ってHYDRUS-1Dを用いて不飽和水分流れを再現した。初期条件は、各深さで測定した圧力の平均値を用いた(図-13)。上端境界条件は、実験条件と同じ $q_c=1.82 \text{ cm d}^{-1}$ の一定フラックス境界条件を適用した。図-13に19日と35日の水分分布の測定値と計算値、またフラックス分布を示す。現場データに対しても、計算に実験条件を正しく与えることにより、浸潤過程がよく再現されることがわかる。また、上端境界における一定フラックス条件のため、浸潤前線より上部におけるフラックスは 1.82 cm d^{-1} で一定である。

35日までは浸潤前線が下端に達していないため、下端の境界条件の影響はほとんどない。この現場では、地下水面がトレンチの深さに比べて十分に深いことが知られているので、自由排水境界条件が適用できる。しかし、浸潤前線が下端に到達する場合は、下端の境界条件には注意が必要である。そこで下端における自由排水境界条件が、深さ600 cmでの水分量の変化に与える影響を調べるために、計算領域が600 cmと1,000 cmの計算結果を比較した。図-14に深さ600 cmにおける水分量変化の比較を示す。計算領域が600 cmの場合、その深さにおける圧力勾配ゼロの条件により、1,000 cmの場合と比べて圧力が早く増加するため、水分量の増加も早い。このようにある深さでの水分量変化に対しては、計算領域を十分に大きくとり、下端の自由排水境界条件の影響を

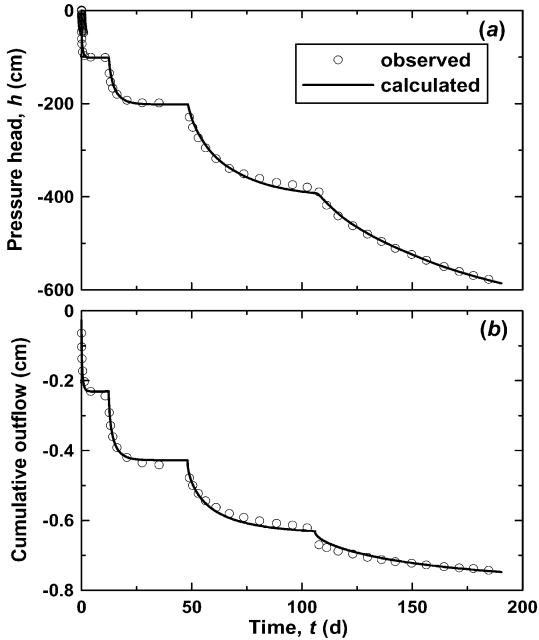


図-12 マルチステップ流出法における (a) 深さ3 cmの圧力と (b) 積算流出量の時間変化 (プロットは実測値、実線は計算値)。

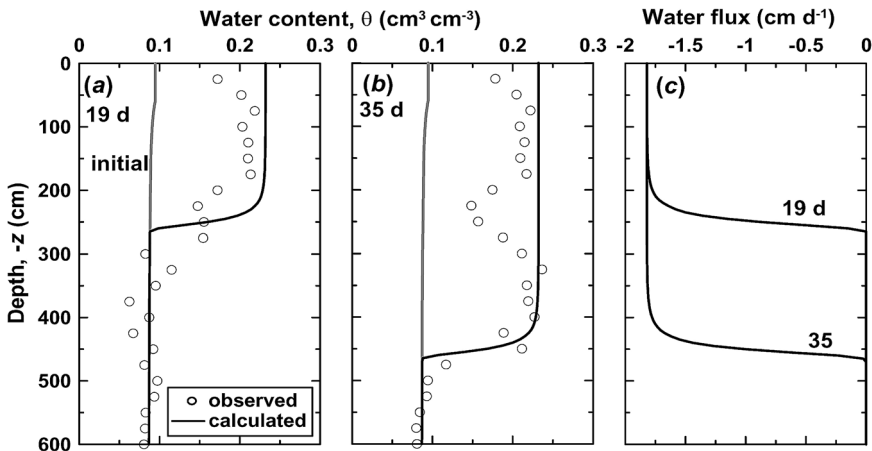


図-13 ラスクルーセスサイトの現場浸潤実験における (a) 19日と (b) 35日の水分分布と (c) フラックス分布 (プロットは実測値、実線は計算値)。

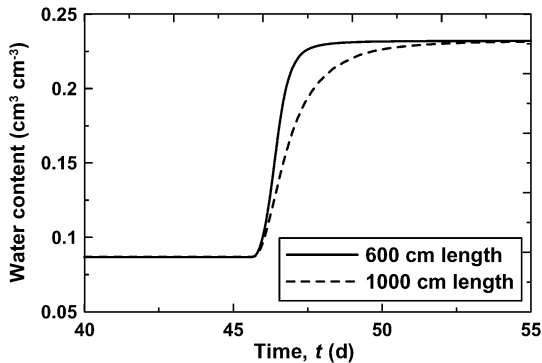


図-14 自由排水条件を下端境界に与えた異なる計算領域 (600 cm および 1,000 cm) における深さ 600 cm の水分量変化。

なるべく少なくする必要がある。

6. おわりに

土中の不飽和水分移動の数値計算において、適切な境界条件を選択するには、境界条件の正しい理解と適用条件の認識が必要不可欠である。本報では、土中の不飽和水分移動の基本的な境界条件について、数学的表記、物理的な意味、適用条件などについて実例を用いて解説した。その上で、そうした境界条件の実際の実験や現場測定における水分移動計算への適用例を示した。

一般に不飽和水分移動の境界条件は、土中の条件に依存しない独立型境界条件と、依存する系依存型境界条件の2つに大別される。本報では独立型境界条件として、系の状態に関係なく外部から与える圧力境界条件、フラックス境界条件、また地下水面が十分に深い場合に適用可能な圧力勾配をゼロとする自由排水境界条件について、物理的意味や適用条件を計算結果と共に解説した。また、系依存型境界条件の代表例として、降雨浸透、地表面蒸発、浸出面を取り上げ、境界条件のモデルを紹介し、具体的な計算例を用いて解説した。そして、適切な境界条件を用いないと、計算結果に大きな誤差をもたらす可能性があることを示した。

現在、HYDRUS (Šimůnek *et al.*, 2005) に代表される不飽和水分移動計算汎用プログラムの普及は進んでおり、大学や研究所における研究や教育のみならず、民間コンサルタントなどにより、応用面においても広く利用されている。しかし利用者の不飽和水分移動理論に対する正しい理解なしには、本当の意味での普及は達成されたとは言えない。本報が、土中の不飽和水分移動モデルにおける境界条件の重要性を再認識し、整理し直す手がかりになれば幸いである。

謝 辞

本報は、筆頭著者 (斎藤) が平成 18 年度日本学術振興会海外特別研究員として、カリフォルニア大学リバーサイド校に赴任中に書かれたものであり、日本学術振興会の援助に感謝する。

引用文献

- Campbell, G.S. (1987) : パソコンで学ぶ土の物理学 (中野政詩・東山 勇 監訳), 鹿島出版会, 東京.
- Eching, S.O., Hopmans, J.W. and Wendroth, O. (1994) : Unsaturated hydraulic conductivity from transient multistep outflow and soil water pressure data. *Soil Science Society of America Journal*, **58** : 687-695.
- Fayer, M.J. (2000) : UNSAT-H version 3.0 : Unsaturated soil water and heat flow model. Theory, user manual, and examples. Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA.
- Feddes, R.A., Bresler E. and Neuman, S.P. (1974) : Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems. *Water Resour. Res.*, **10** : 1199-1206.
- Hopmans, J.W. and Stricker, J.N.M. (1989) : Stochastic analysis of soil water regime in a watershed. *J. Hydrol.*, **105** : 57-84.
- Inoue, M., Šimůnek, J., Hopmans, J.W. and Clausnitzer, V. (1998) : In situ estimation of soil hydraulic functions using a multistep soil-water extraction technique. *Water Resources Research*, **34** : 1035-1050.
- Jury, W.A. and Horton, R. (2006) : 土壌物理学—土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用— (取出伸夫 監訳 : 井上光弘・長裕 幸・西村 拓・諸泉利嗣・渡辺晋生訳), 築地書店, 東京.
- McCord, J.T. (1991) : Application of second-type boundaries in unsaturated flow modeling. *Water Resour. Res.*, **27** : 3257-3260.
- Philip, J.R., and de Vries, D.A. (1957) : Moisture movement in porous media under temperature gradients. *Eos Trans. AGU*, **38** (2) : 222-232.
- Pruess, K. (2004) : The TOUGH Codes-A family of simulation tools for multiphase flow and transport processes in permeable media. *Vadose Zone J.*, **3** : 738-746.
- Rassam, S.D., Šimůnek, J. and van Genuchten, M.Th.

- (2004) : HYDRUS-2D による土中の不飽和流れ計算 (取出伸夫・井上光弘 監訳), 農業土木学会土壌物理研究部会 HYDRUS グループ, 東京.
- Saito, H., Šimůnek, J. and Mohanty, B.P. (2006) : Numerical analysis of coupled water, vapor and heat transport in the vadose zone, *Vadose Zone J.*, **5** : 784-800.
- 坂井 勝・取出伸夫 (2006) : 古典を読む : J.R. Philip and D.A. de Vries 著「温度勾配下における多孔質体中の水分移動について」, *土壌の物理性*, **103** : 105-112.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. and Sejna M. (2005) : The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 3.0. HYDRUS Software Series 1, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside, CA.
- 登坂宣好・大西和榮 (1991) : 偏微分方程式の数値シミュレーション, 東京大学出版.
- van Dam, J.C., Stricker, J.N.M. and Groogers, P. (1994) : Inverse method to determine soil hydraulic functions from multiple outflow experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **58** : 647-652.
- van Dam, J.C., Huygen, J., Wesseling, J.G., Feddes, R. A., Kabat, P., van Walsum, P.E.V., Groenendijk, P. and van Diepen, C.A. (1997) : Theory of SWAP version 2.0, Report 71, Dept. of Water Resour., Wageningen Agricultural University, Wageningen, the Netherlands.
- Wierenga, P.J., Hudson, D.B., Hills, R.G., Porro, I., Kirkland, M.R. and Vinson, J. (1990) : Flow and Transport at the Las Cruces Trench Site : Experiments 1 and 2. NUREG/CR-5607. U.S. Nuclear Regulatory Commission.
- Wierenga, P.J., Hills, R.G. and Hudson, D.B. (1991) : The Las Cruces Trench site : Characterization, experimental results, and one-dimensional flow predictions. *Water Resour. Res.*, **27** : 2695-2705.

要 旨

土中の不飽和水分移動の計算に用いられる各種境界条件について、土中の条件に依存する系依存型境界条件と、依存しない独立型境界条件の2つに大別し、数学的表記、物理的な意味、適用条件について解説した。まず、独立型境界条件として、圧力、フラックス、圧力勾配境界条件を示した。そして、系依存型境界条件である降雨浸透、地表面蒸発、浸出面を対象に、土の状態に応じて境界条件が変化するモデルとその計算例を示した。さらに、マルチステップ流出法と現場浸潤実験の測定データを用いて、各種境界条件の適用事例を示した。

受稿年月日 : 2006年8月30日

受理年月日 : 2006年9月15日

土中の溶質移流分散モデルにおける境界条件

取出伸夫*・坂井 勝*・斎藤広隆**

Boundary Conditions for the Convective-dispersive Solute Transport in Soils

Nobuo TORIDE*, Masaru SAKAI* and Hirotaka SAITO**

1. はじめに

前報で示した土中の水分移動と同様に、土中の溶質移動モデルにおいても、境界条件 (boundary condition, BC) と初期条件 (initial condition, IC) を適切に表現することは必要不可欠である。とりわけ、境界条件の適切なモデル化の重要性は古くから認識され、化学工学の分野を中心に、多孔質体中の溶質移動を対象に様々な議論が行われてきた (Danckwerts, 1953; Wehner and Wilhelm, 1956)。土壌物理の分野においても、土中の溶質移動に対する関心が高まった 1980 年代を中心に議論が行われた (van Genuchten and Parker, 1984)。しかし、この溶質移動の境界条件は、我が国における土壌物理の教科書、解説においてほとんど紹介されなかった課題であり、誤解や誤用が見られる問題のひとつである。特に、表面境界に対してフラックス条件を与えるべき溶質移動に対して、濃度境界条件を用いる誤用が多く見られる。

そこで本報では、土中の溶質移動に広く用いられる移流分散式 (convective-dispersive equation, CDE) を対象に、表面境界条件、下端境界条件、成層土の溶質移動の境界条件について、解析解と数値解を用いた具体的な計算例により解説する。また、流出液濃度に対する補正濃度として用いられるフラックス濃度に対して、有限長の土の下端濃度勾配をゼロと仮定した濃度と比較し、フラックス濃度の適用条件について考察する。なお、CDE の解析解は、溶質移動解析プログラム CXTFIT (Toride *et al.*, 1995) を入力インターフェース STANMOD (Šimůnek *et al.*, 1999) を用いて計算し、また数値解の計算には HYDRUS-1D を用いた (Šimůnek *et al.*, 2005)。

2. 表面境界条件

水分量と体積が変化しない土において定常水分流れが生じているとき、土粒子と反応しない溶質に対する鉛直

1次元 CDE は次式で与えられる。

$$\frac{\partial c_r}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c_r}{\partial z^2} - v \frac{\partial c_r}{\partial z} \quad (1)$$

ここで、 D は分散係数 ($L^2 T^{-1}$)、 v は平均間隙流速 ($L T^{-1}$)、 c_r は溶質濃度 (ML^{-3})、 t は時間 (T)、 z は下向き正の深さ (L) であり、土表面を $z=0$ とする。なお、前報の水分移動の境界条件では上向き正の移動式を用いたが、本報では van Genuchten and Parker (1984) などの既往の研究に従い、下向き正の表記を用いた。土中溶液中の溶質密度を示す c_r は、後述するフラックス濃度 c_f (flux-averaged concentration) と区別する場合は、レジデント濃度 (resident concentration) とよばれる。本報では、レジデント濃度の記号を下添え字 r を用いてフラックス濃度と区別するが、両者の区別が必要な場合以外は単に濃度と記述する。(1) 式の CDE は、上下端の境界条件と初期条件を与えると解が得られる。

2.1 フラックス境界条件

土表面においては、 $z=0^-$ の流入溶質フラックスと $z=0^+$ の土中の溶質フラックスが等しい。溶質流入フラックスは、通常、水分フラックス J_w (LT^{-1}) と流入溶液濃度 c_0 の積 $J_w c_0$ で表される移流フラックスに等しい。ここで、体積含水率を θ ($L^3 L^{-3}$) とすると $J_w = \theta v$ である。そのため、溶質フラックスの連続条件に基づく表面における境界条件は、溶液相の単位断面積あたりの流入フラックス vc_0 を用いて次式で与えられる。

$$-D \frac{\partial c_r}{\partial z} + vc_r \Big|_{z=0^+} = vc_0 \quad (2)$$

この表面の溶質フラックスを与える条件は、フラックス境界、第 3 種境界条件 (third-type BC)、あるいはコーシー型とよばれる。なお、この (2) 式が成立するのは、分子拡散による溶質の流入が移流に対して無視できる場合である (2.3 節参照)。

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

**カリフォルニア大学リバーサイド校環境科学部

キーワード: 溶質移動, 境界条件, フラックス境界, 濃度境界, フラックス濃度

半無限大の土に対しては、下端境界として $z=\infty$ において濃度が変化しない、すなわち濃度勾配ゼロを仮定する。

$$\frac{\partial c_r}{\partial z}(\infty, t) = 0 \quad (3)$$

また、簡単のため、初期濃度をゼロとする。

$$c_r(z, 0) = 0 \quad (4)$$

このとき、(1)式のCDEの(2)-(4)式に対する解析解が得られる (van Genuchten and Alves, 1982)。

$$\begin{aligned} \frac{c_r(z, t)}{c_0} = & \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{z-vt}{2\sqrt{Dt}}\right) + \sqrt{\frac{v^2 t}{\pi D}} \exp\left[-\frac{(z-vt)^2}{4Dt}\right] \\ & - \frac{1}{2} \left(1 + \frac{vz}{D} + \frac{v^2 t}{D}\right) \exp\left(\frac{vz}{D}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{z+vt}{2\sqrt{Dt}}\right) \end{aligned} \quad (5)$$

ここで、 $\operatorname{erfc}(z)$ は余誤差関数である。

$$\operatorname{erfc}(z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_z^\infty \exp(-\xi^2) d\xi \quad (6)$$

なお、ラプラス変換を用いたCDEの解法は、Jury and Roth (2005, p. 31) の邦訳本に詳しい。

(1)式のCDEに対して、たとえば流入口から流出口の長さ L を特性長さとして、次の無次元距離と無次元時間を定義すると、異なるパラメータ値の結果を整理する上で便利である。

$$Z = \frac{z}{L} \quad (7)$$

$$T = \frac{vt}{L} = \frac{J_w t}{L\theta} \quad (8)$$

ここで、 $J_w t$ は積算流量、 $L\theta$ は長さ L の土中の水分量、すなわち1ポアボリュームである。さらに、流入溶液濃度 c_0 を用いて無次元濃度 $C_r = c_r/c_0$ を定義し、(7)、(8)式と共に(1)式に代入すると、無次元化したCDEが得られる (Jury and Horton, 2006, pp. 254-255)。

$$\frac{\partial C_r}{\partial T} = \frac{1}{P} \frac{\partial^2 C_r}{\partial Z^2} - \frac{\partial C_r}{\partial Z} \quad (9)$$

ここで、 P はベクレ数であり、次式で定義される。

$$P = \frac{vL}{D} \quad (10)$$

この P の値は、移流分散過程を特徴づける指標であり、分散時間スケール L^2/D (距離 L を分散 D で広がる時間) の移流時間スケール L/v (距離 L を間隙流速 v で移

動する時間) に対する比である。すなわち、 P が大きいほど、分散時間スケールが相対的に増加して、分散による移動が遅くなり、結果として分散の効果が小さくなる。

図-1 (a), (b) に、 $P=10$ と 50 の場合について、フラックス境界 (third-type) の濃度分布を無次元距離 Z と無次元時間 T に対して示す。この P の値は、たとえば $L=50$ cm, $v=10$ cm d⁻¹ に対して、それぞれ $D=50$ cm² d⁻¹, 10 cm² d⁻¹ が相当する。フラックス境界では、表面濃度が流入溶液濃度 c_0 になるまでに時間を要し、濃度が $z=0$ において不連続に変化する。これは、(2)式において、左辺のみに分散項を定義し、表面において溶質フラックスが連続すると仮定したことが原因である。この不連続は、 P が小さいほど長時間継続し、溶質はより下方へと分散により移動する。

時間 t における積算溶質流入量 I_s は $\theta v c_0 t$ である。これは、(5)式に基づき与えられる土中の全溶質量に等しい (van Genchten and Parker, 1984)。

$$I_s = \theta v c_0 t = \int_0^\infty \theta c_r(z, t) dz \quad (11)$$

この質量保存の関係は、流入溶液濃度 c_0 が時間変化する場合においても成立する。そのため、境界流入フラックスの(2)式が妥当である限り、このフラックス境界が適切な表面境界条件である。

2.2 濃度境界条件

(2)式のフラックスの代わりに、表面濃度を与える濃度境界条件は、第1種境界条件 (first-type BC)、あるいはディリクレ型とよばれる。

$$c_r(0^+, t) = c_0 \quad (12)$$

(1)式のCDEの(3)、(4)、(12)式に対する解析解は、次式で与えられる (van Genuchten and Alves, 1982)。

$$\begin{aligned} \frac{c_r(z, t)}{c_0} = & \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{z-vt}{2\sqrt{Dt}}\right) \\ & + \frac{1}{2} \exp\left(\frac{vz}{D}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{z+vt}{2\sqrt{Dt}}\right) \end{aligned} \quad (13)$$

(5)式と同様に、ラプラス変換を用いた解法は、Jury and Roth (2005, pp. 16-18) に示されている。

図-1 (c), (d) に、濃度境界 (first-type) に対する濃度分布を、フラックス境界の場合と同様に示す。 P が小さいと分散の効果が増加して溶質がより下方へ移動する傾向は、フラックス境界の場合と同じである。濃度境界の場合は、表面濃度が c_0 に固定される。そのため、表面濃度が c_0 より小さいフラックス境界に比べて、溶質流入

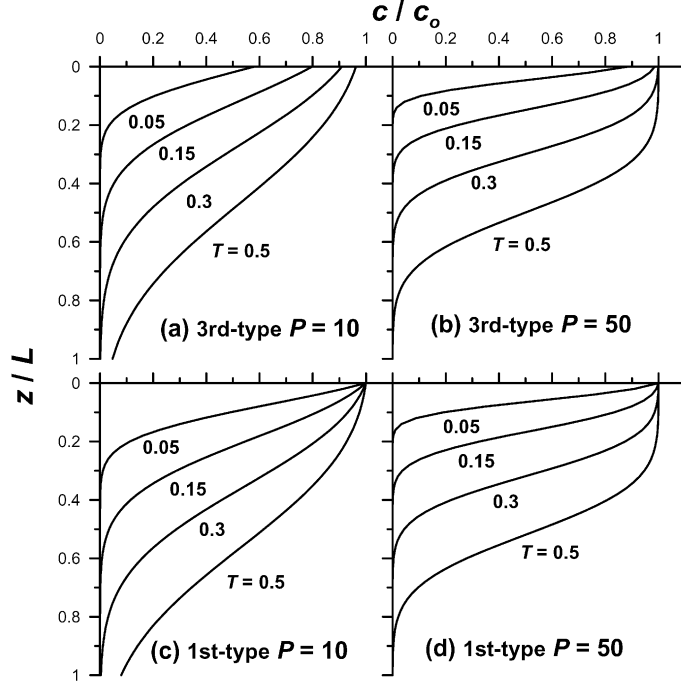


図-1 異なるペクレ数 P に対するフラックス境界条件 (third-type) と濃度境界条件 (first-type) における溶質濃度分布の変化。

量が多い。この濃度境界の場合の積算溶質流入量 I_s は、 $z=0^+$ の土表面の溶質フラックスを時間に対して積分して得られる。

$$\begin{aligned}
 I_s(t) &= \int_0^t \left(-\theta D \frac{\partial c_r(0^+, \tau)}{\partial z} + \theta v c_0 \right) d\tau \\
 &= - \int_0^t \theta D \frac{\partial c_r(0, \tau)}{\partial z} d\tau + \theta v c_0 t \quad (14)
 \end{aligned}$$

すなわち、濃度勾配による分散と移流による流入量の和として与えられる。この積算溶質流入量 I_s は、(11)式と同様に、(13)式に基づく土中の全溶質量に等しい。van Genuchten and Parker (1984) は、分散による流入量を土中の全溶質量と移流による流入量の差として与え、次式で相対マスバランス誤差 E を定義した。

$$\begin{aligned}
 E(t) &= \frac{1}{\theta v c_0 t} \left(\int_0^\infty \theta c_r(z, t) dz - \theta v c_0 t \right) \\
 &= - \frac{1}{\theta v c_0 t} \int_0^t \theta D \frac{\partial c_r(0, \tau)}{\partial z} d\tau \quad (15) \\
 &= \frac{1}{\sqrt{\pi \zeta}} \exp\left(-\frac{\zeta}{4}\right) + \frac{1}{\zeta} - \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\zeta}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{\sqrt{\zeta}}{2}\right)
 \end{aligned}$$

ここで、 $\zeta = v^2 t / D = P T$ である。これは、分散による溶質流入量の移流による流入量 $\theta v c_0 t$ に対する比である (右

辺第2式)。

図-2に、異なる P に対する相対マスバランス誤差 E を、無次元時間 T の関数として示す。 P が小さく分散が卓越するとき、初期の E は大きい。そして、時間の経過に伴い減少し、最終的にはゼロに近づく。これは、図-1(c)、(d) に示すように、表面濃度勾配が減少して、分散フラックスがゼロとなることに対応する。(2)式のフラックス条件の追加として生じるこの分散フラックスは、言い換えると、表面濃度を c_0 に保つために、表層に加えられる溶質量である。これは、温度境界において、表面境界温度を一定に保つ条件において、表面に熱源が必要であることに相当する (Farlow, 1996)。すなわち、この濃度境界条件は、実現することが難しい条件であり、表面フラックスが(2)式の移流項で近似できる場合は、(15)式が過剰流入量を表す誤差となる。これが、van Genuchten and Parker (1984) が E を誤差とよんだ背景である。この濃度条件は、数学的に最も単純であること、熱伝導における多くの既存の解析解が利用できること等の理由で古くから用いられているが、多くの場合は、流入フラックスを過剰評価している点に留意する必要がある。

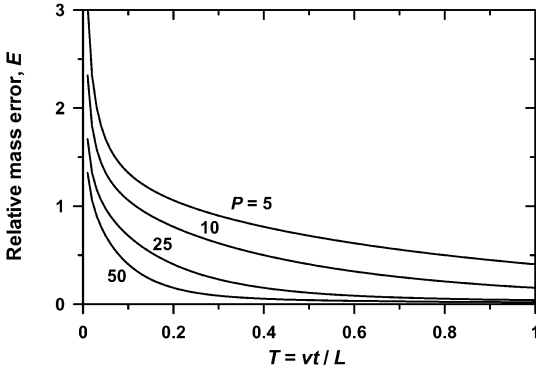


図-2 濃度境界条件における異なるペクレ数 P に対する相対マスバランス誤差 E の変化。

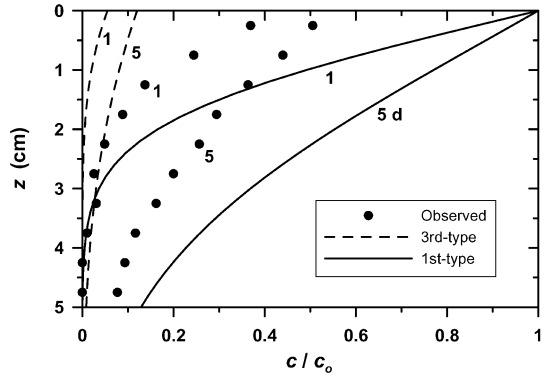


図-4 水分フラックスが小さい場合の Cl^- 濃度分布の実測値とフラックス境界 (third-type) と濃度境界 (first-type) の計算値の比較 ($D=1 \text{ cm}^2 \text{ d}^{-1}$, $v=1.5 \text{ cm d}^{-1}$)。

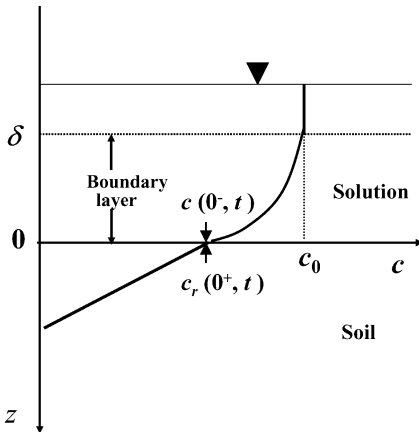


図-3 土表面に湛水を与えたときの表面濃度境界層の模式図。

2.3 表面境界層

ここまで示したように、流入溶質フラックスが移流フラックスで近似できるときは、(2)式のフラックス条件が適切な境界条件である。このとき、表面における濃度は不連続に変化する(図-1(a), (b))。しかし現実には、表面近傍において濃度が連続に変化する遷移層、すなわち濃度境界層が存在する。図-3は、土表面に湛水として溶液を与えたときの表面付近の濃度分布の模式図である。濃度境界層より上方は濃度 c_0 に保たれるが、分子拡散による溶質流入のため表層溶液濃度 $c(0^-, t)$ は低下する。境界層の厚さ δ や表層溶液濃度 $c(0^-, t)$ の低下量は、拡散による溶質流入量や上部の溶液の混合の程度に依存する。

土への流入水分フラックスが小さくなると、移流溶質

フラックスが減少して、分子拡散による溶質流入フラックスが無視できなくなる。図-4は、透水性の非常に小さい体積含水率 $\theta=0.95$ の Na ベントナイト試料を長さ 5 cm のカラムに充填し、 $c_0=0.1 \text{ mol L}^{-1}$ の CaCl_2 溶液を湛水したときの試料内の Cl^- 濃度分布である(取出・中野, 1991)。この実験における Cl^- は、土粒子との反応のない溶質とみなすことができる。また、水分フラックスは約 1.5 cm d^{-1} である。図には、フラックス境界と濃度境界の分布について、土中の分散係数を θ が非常に大きいことを考慮して、水中の分子拡散係数とほぼ等しい $1 \text{ cm}^2 \text{ d}^{-1}$ と仮定した計算結果を併記した。水分フラックスの小さい条件では、フラックス境界は溶質流入フラックスを過小評価するため、カラム内の濃度も過小評価する。一方、表面濃度を流入液濃度 c_0 に保つ濃度境界条件では、特に表面近傍で濃度を過大評価する。これは、実際には分子拡散により溶質が試料内に流入し、表面濃度が流入溶液濃度 c_0 に比べて小さくなるためである。

このような水分フラックスが小さい条件における表面溶質フラックスは、(2)式と同様の表層溶液濃度 $c(0^-, t)$ による移流フラックスに、表面濃度 $c_r(0^+, t)$ と溶液濃度 c_0 の濃度差に比例した境界層からの流入フラックスを加えた次式で表すことができる。

$$\begin{aligned}
 -D \frac{\partial c_r}{\partial z} + v c_r \Big|_{z=0^+} \\
 = v c(0^-, t) + k [c_0 - c_r(0^+, t)]
 \end{aligned}
 \tag{16}$$

ここで k は物質交換係数 (LT^{-1}) であり、境界層内の拡散係数を D_s としたとき、 $k=D_s/\delta$ である。図-3に示すように、表層溶液濃度 $c(0^-, t)$ と表面濃度 $c_r(0^+, t)$

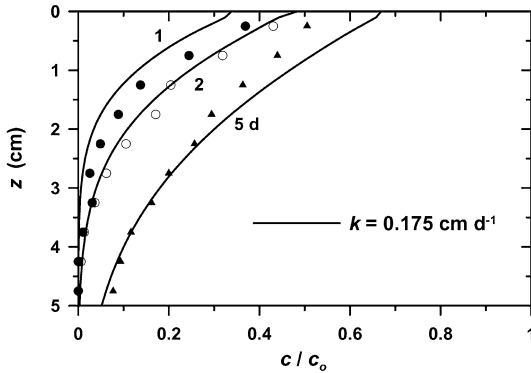


図-5 水分フラックスが小さい場合のCl⁻濃度分布の実測値と物質交換係数 k を用いて濃度境界層を考慮した計算値の比較 ($D=1\text{ cm}^2\text{ d}^{-1}$, $v=1.5\text{ cm d}^{-1}$, $k=0.175\text{ cm d}^{-1}$)。

は等しいので、(16)式の両辺の移流項は等しい。そのため、表面の濃度勾配を与えるノイマン型の境界条件が得られる (Bird *et al.*, 1960 ; van Genuchten and Parker, 1994)。

$$-D \frac{\partial c_r}{\partial z} \Big|_{z=0^+} = k[c_0 - c_r(0^+, t)] \quad (17)$$

この(17)式は、溶液が浸透して十分に時間が経過すると、図-1のフラックス境界の場合と同様に、表面濃度 $c_r(0^+, t)$ は溶液濃度 c_0 に等しくなり、表面の濃度勾配はゼロとなる。

図-5は、図-4に示したCl⁻濃度の測定値に対して、濃度境界層を考慮した(17)式における物質交換係数を用いて適合させた結果である ($k=0.175\text{ cm d}^{-1}$)。計算における他のパラメータ値は図-4の計算と等しい ($D=1\text{ cm}^2\text{ d}^{-1}$, $v=1.5\text{ cm d}^{-1}$)。濃度境界層を考慮することにより、ゆっくりと表層の濃度が増加しながら溶質が下方に浸透する実測値の傾向を、ほぼ再現できる。なお、この濃度境界層を考慮した境界条件(17)式を用いた計算には、一部修正したHYDRUS-1Dを用いた。

(17)式の境界条件は、より物理的なモデルではあるが、物質交換係数 k や境界層厚さ δ は、測定が困難なパラメータである。そのため、図-4のように水分フラックスが小さい条件の場合、表面濃度を土中の濃度を外挿して推定するなど補正して、時間の関数として与えて濃度境界条件を用いるのも、可能な近似であろう。なお、散水条件で水分フラックスが小さい場合も、分子拡散の効果が相対的に増加する点は同じであるが、土表面に与える溶質量が灌水条件に比べて非常に小さいため、拡散移動量

が与える溶質量によって制限を受ける。この場合、(2)式のフラックス境界や、(17)式で溶液濃度 c_0 の低下を考慮する境界条件など、適切な表現についての検討が必要である。いずれの近似に対しても、適用範囲をよく検討して用いることが大切である。

3. 下端境界条件

3.1 フラックス濃度

ここまで、半無限大の土中の溶質移動に対して表面境界条件を議論してきた。一方、土中の溶液濃度の測定は、吸引により採取した土中溶液や、ライシメータの下端や排水管からの流出液に対して行う場合が多い。また、実験室内では、通常、土カラムからの流出液の濃度を測定する。この流出液濃度に対しては、ここまで用いてきた半無限大に対する解を補正したフラックス濃度を用いて表現する方法と、有限長の土に対して下端の境界を与えて計算する方法の2通りがある。前者のフラックス濃度は解析解に基づく手法であり、後者は数値計算による解析で用いられる。

Kreft and Zuber (1978) は、水分フラックス J_w と溶質フラックス J_s の比として、フラックス濃度 c_f を定義した。

$$c_f = \frac{J_s}{J_w} = c_r - \frac{D}{v} \frac{\partial c_r}{\partial z} \quad (18)$$

そして、水の流れと共に測定される流出液濃度は、(18)式で定義する水分フラックスによる重みをつけた溶質フラックスであると考えた。一方、ここまで用いてきた土中濃度 c_r は、土中溶液中の溶質の瞬間的な質量密度であり、フラックス濃度と区別するときにはレジデント濃度 (resident concentration) とよばれる (Jury and Roth, 2005, pp. 29-44)。土中に挿入したTDRプローブや4極ECセンサーにより測定する電気伝導度は、このレジデント濃度が対応する (Toride *et al.*, 2003)。

(18)式を t および z で微分し、(1)式の c_r を消去するように整理すると、

$$\frac{\partial c_f}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c_f}{\partial z^2} - v \frac{\partial c_f}{\partial z} \quad (19)$$

表面境界条件の(2)式に(18)式を代入すると、

$$c_f(0, t) = c_0 \quad (20)$$

同様に、半無限の下端境界条件(3)式は、

$$\frac{\partial c_f}{\partial z} + \frac{D}{v} \frac{\partial^2 c_r}{\partial z^2} \Big|_{z=\infty} = 0 \quad (21)$$

ここで、 $z = \infty$ において濃度勾配が深さ方向に滑らかに減少すると仮定すると、 c_r の2階微分もゼロになるので、

$$\frac{\partial c_r}{\partial z}(\infty, t) = 0 \tag{22}$$

また、初期濃度が深さによらず一定のときは $\partial c_r(z, 0) / \partial z = 0$ であるので、初期条件(4)式は、

$$c_f(z, 0) = 0 \tag{23}$$

すなわち、 c_f に関するCDEの(19)式に対する初期、境界条件(20)、(22)、(23)式は、 c_r に関するCDEの表面濃度境界の(3)、(4)、(12)式と数学的に等価である(Parker and van Genuchten, 1984)。そのため、流出液濃度を表すフラックス濃度に対しては、(13)式の解が用いられる。これは、フラックス境界の解の(5)式を(18)式の c_r に挿入すると、(13)式が得られることから確認できる。フラックス濃度が議論される以前の古い文献において、濃度境界を仮定した(13)式の解を流出液濃度に適用しているが(Nielsen and Biggar, 1962)、結果としてフラックス濃度の適用と同じ解析が行われていた点は興味深い。なお、初期条件が均一でない場合は $\partial c_r(z, 0) / \partial z \neq 0$ であるので、単に表面境界条件をフラックス境界から濃度境界に置き換えた解ではない点は注意が必要である(Toride *et al.*, 1993)。

3.2 有限長の土の下端境界条件

Parlange *et al.* (1992)は、下端の濃度勾配が流出液に及ぼす影響を数学的に調べたが、流出端における溶質の境界条件は、確固たる物理的な根拠を基に定めることが難しい。しかし、流出端における溶質の十分な混合により、下端における濃度勾配が消滅すると仮定すること

は、妥当であろう。そのため、通常、下端境界には、濃度勾配ゼロの条件が用いられる。

$$\frac{\partial c_r}{\partial z}(L, t) = 0 \tag{24}$$

土中の溶質移動に対して数値計算を行う場合は、常に有限の計算領域が対象であるため、通常、この濃度勾配ゼロの条件が下端に用いられる。有限長の土に対する(2)式のフラックス境界、この(24)式の下端境界、そして(4)式の初期条件に対するCDEの解析解は、Brenner (1962)によって得られている。しかし、無限級数の和で与えられる解は、収束の検討が必要である。一般に、拡散方程式は、両無限や半無限領域に対しては、フーリエ変換やラプラス変換を用いて厳密解が比較的得やすいが、有限領域に対しては、瞬間的に影響が無限遠まで及ぶ拡散方程式の性質のため、何らかの近似を用いたり、また得られる解が無限級数の和となる場合が多い。本報では、(24)式の境界条件の評価には、Brenner (1962)の解析解ではなく、数値解を用いる。

図-6は、異なるペクレ数 P に対する無次元時間 $T = 0.6$ における濃度の分布の比較である。3種類の濃度は、(13)式に等しいフラックス濃度と(5)式の半無限大の土に対するレジデント濃度、有限長の土に対する(2)式のフラックス境界と(24)式の濃度勾配ゼロに対する濃度である。分散の非常に大きい $P = 2$ の条件では、図-1の条件に比べてさらに下方へ溶質が未広がりになり、またフラックス濃度とレジデント濃度の違いは大きい。下端濃度勾配ゼロの濃度は、下端から $z/L = 0.3$ 付近まで半無限大のレジデント濃度との違いが生じているが、下端ではフラックス濃度に近づく。一方、 $P = 10$ の条件では、フラックス濃度とレジデント濃度の違いは小さくなる。

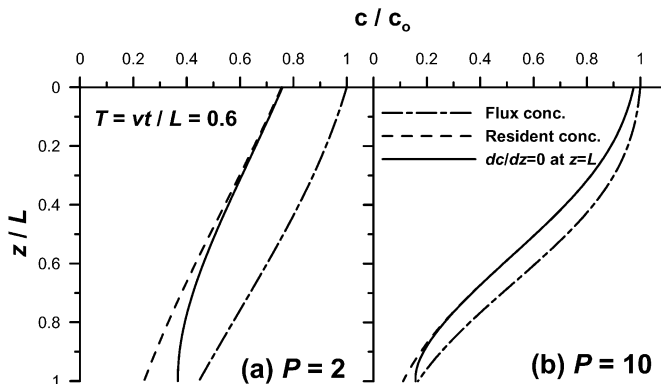


図-6 無次元時間 $T = 0.6$ におけるフラックス濃度 c_f 、レジデント濃度 c_r 、下端濃度勾配ゼロの濃度分布の比較。

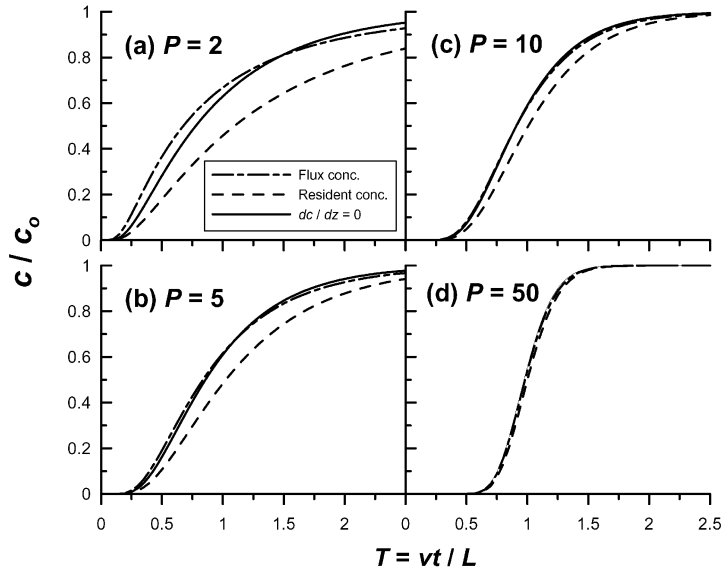


図-7 異なるペクレ数 P に対するフラックス濃度 c_f 、レジデント濃度 c_r 、下端濃度勾配ゼロの $z=L$ におけるブレイクスルーカーブの比較。

そして下端濃度勾配ゼロの濃度は、半無限大のレジデント濃度と $z/L=0.9$ 付近で違いが現れ、下端ではフラックス濃度にはほぼ等しい。

図-7は、異なるペクレ数 P に対する $z=L$ における3種類の濃度変化、すなわちブレイクスルーカーブ (BTC) である。 $P \geq 5$ でフラックス濃度と下端濃度勾配ゼロの濃度はほぼ一致するが、 $P=5, 10$ では、半無限大のレジデント濃度は濃度の増加が遅い。そして、 $P=50$ における3種類の濃度は、ほぼ等しくなる。半無限大の解に対する(10)式によるフラックス濃度の補正と下端濃度勾配ゼロは、それぞれ異なる物理的な仮定であるが、極端に P が小さい条件を除き両者の濃度が良く一致する点は興味深い。

一般に、分散係数 D は、分散長を λ として $D=\lambda v$ と表す。これを(10)式に代入すると、 $P=L/\lambda$ である。分散長 λ は、多くの場合、実験室の充填土カラムの場合は数 mm 程度から 2 cm 程度、圃場では 5 cm から 20 cm である (Jury and Roth, 2005, p. 226)。一方、CDE の成立条件である平均流れの断面方向の溶質混合が進行するためには、観測位置 L は λ に対してある程度大きい必要がある (Jury and Roth, 2005, pp. 225-226)。充填土と圃場における CDE の成立条件は異なると考えられるが、仮にどちらも $L > 10\lambda$ と考えると、CDE が良く適合するペクレ数の条件は $P > 10$ である。そのため、通常の $P > 10$ の条件では、フラックス濃度と濃度勾配ゼロの濃度の適

合は良いと考えられる。

前述のとおり、 P の値は、移流分散過程を特徴づける。この図-7において、 P が大きいほど、分散の効果が小さくなり、BTC の勾配が大きい。一定の v と D の土中を溶質前線が移動するとき、観測距離 L が増加すると P は増加する。すなわち、図-7は、異なる観測距離 L における BTC とみなせる。溶質前線は、時間 t の経過と共に分散により広がる。言い換えると、前線の広がり、観測距離 L が大きいほど大きい。しかし、図-7に示すように、無次元時間 T に対する溶質前線の相対的な広がり、観測距離 L が大きいほど小さくなる点が CDE の特性である。

4. 成層土

ここまで、均一な土を対象に議論してきたが、成層土の場合は、境界において溶質フラックスが連続する。境界位置 $z=z_1$ における溶質フラックスの連続条件は、それぞれの層を添え字 1, 2 で区別すると次式で与えられる (Leij *et al.*, 1991)。

$$\begin{aligned} -\theta_1 D_1 \frac{\partial c_r}{\partial z} + \theta_1 v_1 c_r \Big|_{z=z_1^-} \\ = -\theta_2 D_2 \frac{\partial c_r}{\partial z} + \theta_2 v_2 c_r \Big|_{z=z_1^+} \end{aligned} \quad (25)$$

ここで、境界においては水分フラックスも連続するた

め、 $\theta_1 v_1 = \theta_2 v_2$ である。この式(2)の条件においては、分散係数 D と体積含水率 θ が境界面で不連続に変化するため、濃度も境界面において不連続となる。これは、表面境界のフラックス条件(2)式において、流入溶液濃度 c_0 と表面濃度が不連続に変化することに等しい(図-1(a), (b))。しかし、現実の成層土の境界では、図-3に示した表面の境界層に相当する遷移層が存在し、濃度は連続的に変化する。

図-8は、上層が $\theta=0.6$, $D=20 \text{ cm}^2 \text{ d}^{-1}$, $v=20 \text{ cm d}^{-1}$ 、下層が $\theta=0.4$, $D=1,500 \text{ cm}^2 \text{ d}^{-1}$, $v=30 \text{ cm d}^{-1}$ で定常水分流れが生じている成層土に対して、濃度 c_0 の溶液を与えたときの濃度分布である。分散係数の大きな下層では、分散による溶質フラックスが上層に比べて大きいため、境界に達した溶質前線は、境界面において濃度が大きく減少する。なお、数値計算においては、各パラメータの空間分布を与えて、各節点における溶質フラックスの連続条件に基づく連立方程式を解くため、成層土の境界に対して、改めて式(2)を適用することはない。また、HYDRUSによる計算では、節点間の要素に対して節点の平均値の分散係数 D と体積含水率 θ を用いて計算を行う。そのため、境界面での濃度は、式(2)の不連続な濃度分布に比べて段階的に変化するが、節点間隔を小さくすると、境界面の直上、直下における濃度変化が大きくなる。

5. おわりに

土中の溶質移動に対する移流分散モデルにおいても、適切な境界条件を選択することは必要不可欠である。表面境界条件には、ある程度の水分フラックスが生じてい

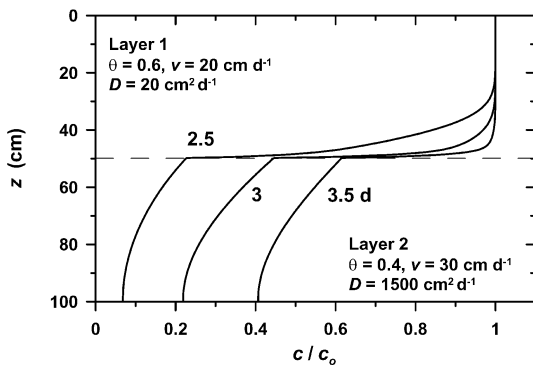


図-8 定常水分流れが生じている成層土(上層: $\theta=0.6$, $D=20 \text{ cm}^2 \text{ d}^{-1}$, $v=20 \text{ cm d}^{-1}$, 下層: $\theta=0.4$, $D=1,500 \text{ cm}^2 \text{ d}^{-1}$, $v=30 \text{ cm d}^{-1}$) 中の濃度分布の変化。

て、流入溶質フラックスが移流項で表現できる場合は、フラックス境界が適切である。フラックス境界による解は、移流による溶質流入量が土中の溶質増加量と等しいことを確かめることができる。しかし、表面境界における濃度は不連続に変化し、表層の濃度は、流入溶液濃度に比べて小さくなる。一方、濃度境界は、表層に溶質を追加して指定した濃度に保つ条件であるため、溶質流入量を過大評価する。水分フラックスが小さく、分子拡散による溶質の流入が卓越する場合は、フラックス境界は溶質流入量を過少評価し、流入溶液濃度を用いた濃度境界は過大評価する。そのため、表面の濃度境界層を考慮して拡散による流入を表現する、あるいは表面濃度を補正して濃度境界で近似することが必要である。

土からの流出液濃度は、半無限大のフラックス境界に対する解析解を補正し、水分フラックスと溶質フラックスの比として与えるフラックス濃度で表現する。なお、通常用いる土中溶液中の溶質の質量密度である濃度は、レジデント濃度とよばれる。一方、有限長の土を対象に計算する数値計算においては、下端境界条件として濃度勾配ゼロの条件を用いる。フラックス濃度と下端濃度勾配ゼロの下端濃度は、分散が卓越した極端にペクレ数が小さい条件を除き、良く一致する。

本報では、CDEの解析解と数値解を用いて境界条件の議論を行った。精度の高い数値計算のプログラムを身近に利用できる現在は、解析解を用いる機会は以前よりは減っていると思われる。しかし、物理的な意味を持つ解析解は、ここで示した境界条件の考察、土中の溶質量の計算、また数値計算の計算結果の確認等に有用である。また、溶質移動のパラメータは、測定した濃度変化から推定する機会が多いが、安定した計算結果の求められる逆解析には解析解が適している。解析解と数値解は、目的に応じた使い分けが重要である。

引用文献

- Bird, R.B., Stewart, W.E. and Lightfoot, E.N. (1960): Transport phenomena. John Wiley & Sons, New York.
- Brenner, H. (1962): The diffusion model of longitudinal mixing in beds of finite length. Numerical values. Chem. Eng. Sci., **17**: 229-243.
- Danckwerts, P.V. (1953): Continuous flow systems. Chem. Eng. Sci., **2**: 1-13.
- Farlow, S.J. (1996): 偏微分方程式—科学者・技術者のための使い方と解き方—(伊理正夫・伊理由美訳), 朝倉書店, 東京.
- Jury, W.A. and Roth, K. (2005): 土壌中の溶質移動の

基礎（筑紫二郎訳），九州大学出版会。

- Jury, W.A. and Horton, R. (2006) : 土壤物理学—土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用—（取出伸夫 監訳，井上光弘・長裕 幸・西村 拓・諸泉利嗣・渡辺晋生訳），pp. 223-276, 築地書館，東京。
- Kreft, A. and Zuber, A. (1978) : On the physical meaning of the dispersion equation and its solutions for different initial and boundary conditions. *Chem. Eng. Sci.* **33** : 1471-1480.
- Leij, F.J., Dane, J.H. and van Genuchten, M. Th. (1991) : Mathematical analysis of one-dimensional solute transport in a layered soil profile. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **55** : 944-953.
- Nielsen, D.R. and Biggar, J.W. (1962) : Miscible displacement : III. Theoretical considerations. *Soil Sci. Soc. Am. Pro.*, **26** : 216-221.
- Parker, J.C. and van Genuchten, M. Th. (1984) : Flux-averaged and volume-averaged concentrations in continuum approaches to solute transport. *Water Resour. Res.*, **20** : 866-872.
- Parlange, J.-Y., Starr, J.L., van Genuchten, M. Th. Barry, D.A. and Parker, J.C. (1992) : Exit condition for miscible displacement experiments. *Soil Sci.*, **153** : 165-171.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M. Th. and Sejna, M. (2005) : The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 3.0. HYDRUS Software Series 1, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside, CA.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M. Th., Sejna, M., Toride and Leij, F.J. (1999) : The STANMOD computer software for evaluating solute transport in porous media using analytical solutions of convection-dispersion equation. Versions 2.0, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colorado.
- 取出伸夫・中野政詩（1991）：Ca²⁺ Na⁺ イオン交換を伴う粘土中の溶質移動機構と特性，*土壤の物理性*，**62** : 311.
- Toride, N., Leij, F.J. and van Genuchten, M. Th. (1993) : Flux-averaged concentrations for transport in soils having nonuniform initial solute distributions, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57** : 1406-1409.
- Toride, N., Leij, F.J. and van Genuchten, M. Th. (1995) : The CXTFIT code for estimating transport parameters from laboratory or field tracer experiments. *U.S. Salinity Laboratory Research Report 137*, 1-121, Riverside CA.
- Toride, N., Inoue, M. and Leij, F.J. (2003) : Hydrodynamic dispersion in an unsaturated dune sand, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **67** : 703-712.
- van Genuchten, M. Th. and Alves, W.J. (1982) : Analytical solutions of the one-dimensional convective-dispersive solute transport equation. USDA Tech. Bull. 1661. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.
- van Genuchten, M. Th., and Parker, J.C. (1984) : Boundary conditions for displacement experiments through short laboratory soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **48** : 703-708.
- van Genuchten, M. Th. and Parker, J.C. (1994) : Reply to "Comments on 'Boundary conditions for displacement experiments through short laboratory soil columns'". *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **58** : 991-993.
- Wehner, J.F. and Wilhelm, R.H. (1956) : Boundary conditions of flow reactor. *Chem. Eng. Sci.*, **6** : 89-93.

要 旨

土中の溶質移動の移流分散式(CDE)を対象に、表面境界条件、下端境界条件、成層土の境界条件について、解析解と数値解を用いた計算例により解説した。表面境界条件は、流入溶質フラックスが移流項で表現できる限りフラックス境界が適切であること、濃度境界は流入溶質フラックスを過大評価すること、水分フラックスが非常に小さい場合には濃度境界層の考慮が必要なことを示した。また、流出液濃度に対する補正濃度であるフラックス濃度は、通常の条件では、有限長の土の下端濃度勾配をゼロと仮定した濃度と良く一致することを示した。

受稿年月日：2006年8月30日

受理年月日：2006年9月15日

泥炭地・湿原における温室効果ガス

永田 修*

Greenhouse Gases in Peatlands and Wetlands

Osamu NAGATA*

* Climate and Land-use Change Research Team, Bibai Experimental Field, National Agriculture Research Center for Hokkaido Region, Kaihatsu-cho minami, Bibai, Hokkaido, 072-0045, Japan

1. はじめに

湿原は、独特の景観を持ち、多様な空間構成や複雑な立地環境が野生生物を育む場を提供するという生態学的価値が評価されているばかりでなく、水質浄化など環境面での機能も評価されている（例えば、北海道農政部、2004）。世界の全生態系の面積は、 $151 \times 10^6 \text{ km}^2$ あり、湿原はその2%を占める（IPCC, 2000）。地球規模での分布をみると、湿原は、熱帯および北方域に多く存在する。さらに、北方域には全世界の約半分の湿原が存在し、その多くが有機物に富む高層湿原に区分されている（Matthews and Fung, 1987）。

国土地理院の調査によると、明治・大正時代、日本の湿地は、 $2,110 \text{ km}^2$ 存在していたのに対し、平成12年時点では、 820 km^2 まで減少している（国土地理院, 2006）。減少した湿地面積は琵琶湖の約2倍の広さに該当する。都道府県別にみると、北海道の湿地面積は、大正時代で $1,771.99 \text{ km}^2$ （全国の約84%）、現在では 708.67 km^2 （全国の約86%）で、今も全国一の湿地面積を有しているが、減少面積においても全国一である。北海道の湿原分布の変化をみると、道央石狩川流域に広く分布していた湿原はすでに消滅し、現在、比較的広く分布するのは釧路湿原、サロベツ湿原が含まれる道東および道北地域のみである（富士田, 1997）。

湿原は、泥炭によって構成される。泥炭は、有機質土壌で植物残体を多く含み、枯死した植物体が完全に分解されずに堆積したものと定義されている（北海道泥炭地研究会, 1988）。この堆積された有機物が開発等にもなって分解などで消失すると、地盤沈下という問題を引き起こす。北海道では、農地開発にともない、約40年間で3m以上の地盤沈下が生じた事例も報告されている（宮地ら, 1995）。この様に、泥炭の分解は、農業基盤に

影響をおよぼすとともに、有機物に含まれている炭素、窒素がソースとなり、温室効果ガス発生という環境問題を引き起こす可能性が危惧される。

本稿では、泥炭地、湿原における温室効果ガスの発生、土地利用変化に伴う地球温暖化への影響などを中心に解説する。

2. 有機物の蓄積と分解

2.1 炭素の循環と蓄積

形質変化や物質の流れは各コンパートメントの集まりとしてみなされ、さらに、各コンパートメント間で物質の移動が同時に起こっている（図-1）。植物のコンパートメントにおいて、水生植物や藻類は光合成によって無機炭素を有機炭素に変化させる。有機炭素は生きた生命体（植物や微生物バイオマス）あるいは、非生命体（枯死した植物組織、リター、土壌有機物）として蓄積される。湿原における非生命体による有機炭素の蓄積は、他の生態系に比べて非常に大きい。そして、湿原生態系にとってこの有機炭素の蓄積は、エネルギーの蓄えともなる。

地球上の各生態系における植生および土壌での炭素蓄積量をみると、最も蓄積量が多いのは、北方林、ついで、熱帯林である（表-1）。湿地は 240 Gt の炭素蓄積があるが、その9割以上が土壌に蓄積されている。また、単位面積当たりの炭素蓄積量でみると、湿地は1平方キロメートル当たり約70tの炭素を蓄積しており、生態系の中で最も大きく、重要な炭素プールである。表-2には、世界各地で測定された年間の泥炭堆積厚と炭素蓄積速度を示す。年間の泥炭堆積厚は、0.15mmから1mmと地域によってばらつきがみられる。また、有機物の堆積による炭素蓄積速度は、年間 1 m^2 当たり、11gから80gと、堆積厚同様、地域間にばらつきがある。

* 北海道農業研究センター寒地温暖化研究チーム 〒072-0045 北海道美唄市開発町南北海道農業研究センター美唄試験地
キーワード：泥炭地、湿原、土地利用変化、温室効果ガス、地球温暖化

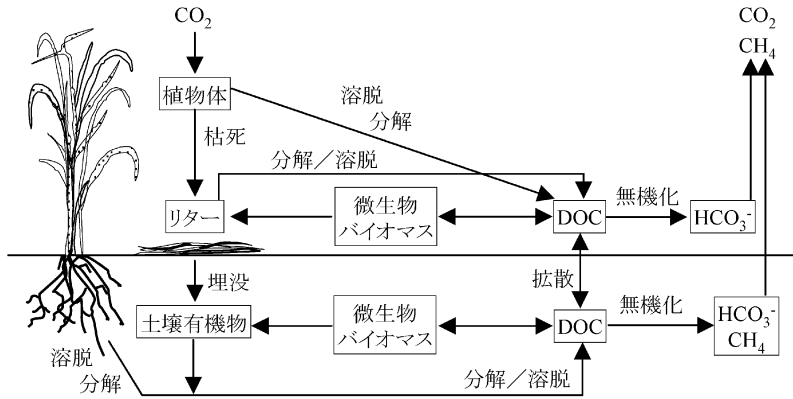


図-1 湿地生態系における炭素循環 (Collins and Kuehl (2001) をもとに作図)

表-1 世界の各生態系における炭素蓄積量 (IPCC, 2000)

	面積 (10 ⁶ km ²)	炭素蓄積量 (Gt C)			単位面積当たりの 炭素蓄積量 (t C km ⁻²)
		植生	土壌*	計	
熱帯林	17.6	212	216	428	24
温帯林	10.4	59	100	159	15
北方林	13.7	88	471	559	41
熱帯サバンナ	22.5	66	264	330	15
温帯草地	12.5	9	295	304	24
砂漠, 半乾燥地	45.5	8	191	199	4
ツンドラ	9.5	6	121	127	13
湿地	3.5	15	225	240	69
農地	16.0	3	128	131	8
	151.2	466	2011	2477	16

* 表層 1m 以内

2.2 有機物分解速度および分解速度測定法

泥炭地の地盤沈下は、有機物の分解、排水に伴う泥炭の収縮、浮力消失に伴う圧密の総和であるが(松下ら, 1985), 泥炭の分解にともなう地盤沈下についての研究例は希有である。宮地ら(1995)は、北海道道央に位置する農地化が進んだ美唄泥炭地において、水準測量および土壌調査から、約40年間で3m以上の沈下が起こったことを明らかにした。さらに、泥炭の分解量をもとに沈下に対する泥炭の分解の寄与が30%であると報告している。また、土地利用の違いでみると、水田にくらべ転換畑で沈下速度が大きく、この要因が深耕による客土と泥炭の混層による泥炭の分解によるのではないかと考察している。

泥炭の分解速度を測定した例として、石田ら(2001)

はタイの原生泥炭湿地林生態系において通気式チャンパー法での測定を行い、泥炭土壌の分解によるCO₂放出速度は炭素換算値で年間1.20 t C ha⁻¹と報告している。

Murayama *et al.* (1996a) は、マレーシアの熱帯泥炭の分解速度と分解速度を規定する要因を解明するため、泥炭を35°C、畑水分、好氣的条件下で培養し分解量を求めた。この結果、分解速度は表層、作土層で大きく下層で小さいこと、また、農耕地に比べ未墾地で小さいことが示された。さらに、Murayama *et al.* (1996b) は、野外で測定した炭酸ガス発生速度から泥炭の分解損失による泥炭地の沈下量を求める計算式(1)式を開発した。

$$h = 105.12 \times \alpha d^{-1} \theta^{-1} \dots \dots \dots (1)$$

hは年間沈下量 (cm), αはCO₂フラックス (mmol h⁻¹)

表-2 世界各地域における年間の泥炭堆積厚および炭素蓄積速度

地域	泥炭タイプ	面積 (Mha)	泥炭の厚さ (m)	炭素含有率 (%)	泥炭堆積厚 (mm y ⁻¹)	炭素蓄積速度 (gC m ⁻² y ⁻¹)	引用文献
South Sweden and North Germany					0.7		Gorham, 1991
South and central Finland					0.75		
Northern Europe					0.6		
Boreal USSR					0.6-0.8		
Siberian palsa province					0.2-0.4		
Euracia					0.52		
Subarctic Canada					0.31		
Boreal Canada					0.54		
Canada overall					0.48		
European Part, West and Central Siberia Region	mire, bog, swamp, fen, march	4.8-68.5	0.50-3.00	56-57	0.15-1	12-79.8	Botch <i>et al.</i> , 1995
Baikal and SE Siberia Region	Fens	1.8	0.14	57	1	79.8	
Kamchatka Region	mire, bog, fen	0.6-1.2	2-3.5	56-57	1	44.8-79.8	
Aakhalin Region	Blanket bogs	0.4	0.80	56	1	44.8	
Far East Region	bog, fen	0.75	0.14-0.80	56-57	0.75-0.9	33.6-71.9	
Western boreal Canda	<i>Sphagnum fuscum</i> peat					11.0-32.0	Kuhry and Vitt, 1996
West Siberia	Ridge-hollow pine bogs			51.7-55.7	0.28-0.48	13.4-23.7	Turunen <i>et al.</i> , 2001
West Siberia	<i>Sphagnum fuscum</i> pine bogs			50.2-52.7	0.27-0.37	12.1-16.9	
West Siberia	Dwarf-shrub pine bogs			52-53.3	0.31-0.35	17-18.1	
Finland	Ridge-bog regions	0.01-0.06	0.52-2.22			16.6-30.3	Turunen <i>et al.</i> , 2002
Finland	Ridge-bog region	0.02-0.13	0.43-1.88			16.7-35.3	
Finland	Aapa-mire region	0.05-0.31	0.49-1.63			15.1-21.8	
Finland	Aapa, palsa etc.	0.08-0.64	0.52-1.51			15.4-21.2	

cm⁻²), d は現地容積重 (g cm⁻³), θ は泥炭の炭素含有率 (%) である。

この式と地盤沈下を下層の非泥炭層の安定地盤まで達する不動の置換観測棒を用いた沈下量の比較から、泥炭土壌農耕地の地盤沈下における泥炭有機物の寄与が60%以上と、先述した美唄泥炭地の寄与と比較しても極めて大きいことが示されている。

有機物の分解程度を簡易に評価する方法として、重量が既知の有機物を埋設し、一定期間後にそれを掘り出して残存した有機物の重量から分解量を求めるリターバック法がある。Haraguti *et al.* (2002) は、6 cm 四方、0.25 mm のナイロンメッシュにろ紙を入れ、重量変化から分解程度を評価した。また、石田ら (2005) は1 mm メッシュのポリエチレン製ネットに、ろ紙、市販のミズゴケ、松板を入れ分解程度を調査した。さらにこの研究では、埋設深度が深い場合の有機物分解量を明らかにするため、リターバック埋設用の鋼鉄製の切込みのみと埋設具を考案し、深さ145 cm までのリターバックの埋設を行っている。

近藤・遠藤 (1993) は泥炭土の各種分解度測定法の有効性とそれらの日本の泥炭土への適合性について検討を行った。火山灰など無機物混入が多い日本の泥炭土に適合した分解度指標は、有機物当たりおよび容積当たりの繊維含量、ピロリン酸ナトリウム指数現地仮比重ならびに含水比であり、これらの指標を用いることで、未知の

泥炭土試料の物理、化学的性状の概要を知る上で有用であるとしている。

3. メタン

3.1 メタン発生源

メタンは自然および人為的発生源から大気へと放出されている。現在、大気中のメタン濃度は1,760 ppbで、1750年以降1,000 ppb (約150%) 増加しており、この傾向はさらに続いている (IPCC, 2001)。そして、この濃度は、過去42万年間で最も高い濃度である。

地球規模における各起源からのメタン発生源の推定についての報告はこれまでにいくつかなされており、IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change: 気候変動に関する政府間パネル) によって報告されたメタンの発生源とその推定発生源を表-3に示す。これを見ると、メタン総放出量の多くは人為活動に由来するものであるが、自然発生源において湿地はメタンの最も大きな放出源となっている。世界の緯度別での湿地からのメタン発生源を図-2に示すが、緯度別にみると60%以上が熱帯から、そして、30%が北方域からもたらされている (Bartlett and Harriss, 1993)。

3.2 メタン放出の季節変化

図-3は北海道中央部に位置する美唄湿原におけるメタンフラックスの季節変化を示す。調査が行われた美唄湿原は、高層湿原と区分される湿原であるが、周辺は農

表-3 メタンの発生源と推定年間発生量 (IPCC, 2001)

		報告されている値の範囲 ($Tg\ y^{-1}$)	報告されている値の平均値 ($Tg\ y^{-1}$)
自然発生源	湿地	92-237	163
	シロアリ	20	20
	海洋	10-15	13
	ハイドレート	5-10	8
人為発生源	化石燃料燃焼	75-110	96
	埋め立て地	35-73	45
	反芻動物	80-115	92
	下水処理	14-25	20
	水田	40-100	68
	バイオマス燃焼	23-55	39
	その他	15-20	18

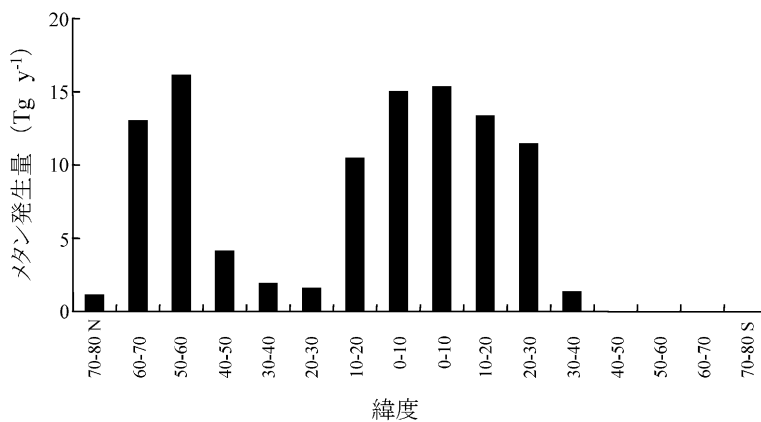


図-2 緯度別でみた自然湿地からのメタン発生量。森林性・非森林性湿原，森林性・非森林性沼沢，沖積性湿地を含む (Bartlett and Harriss (1993) をもとに作図)

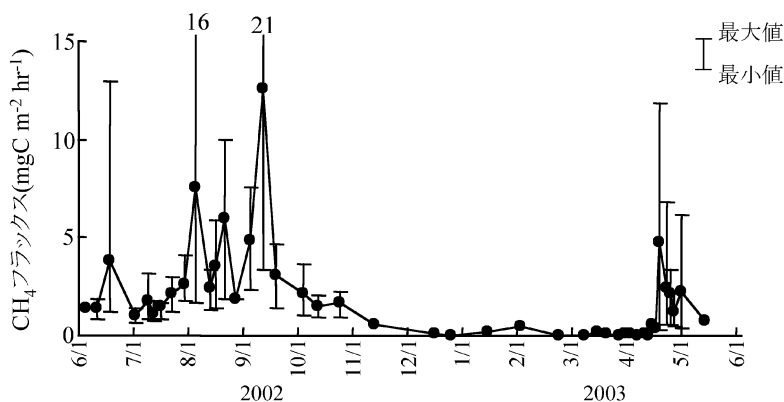


図-3 北海道美唄湿原におけるメタンフラックスの季節変化

耕地化されており、湿原内にはササが侵入し本来の高層湿原植生が消失しつつある湿原である。図-3は、ミズゴケ等、現在も高層湿原本来の植生が残っている区のメタンフラックスの季節変化であるが、これをみるとフラックスは、8月から9月にかけて高くなるという傾向があることが示されている。

また、図-3では、融雪～融雪後にかけての4月にもフラックスが高くなることが示されている。メタンの年間放出量に対する積雪・融雪期における放出の寄与を文献値でみると、2%から多い地点では22%に達するものもある(Dice, 1992; Melloh and Crill, 1996; Alm *et al.*, 1999; Panikov and Dedysh, 2000, Nagata *et al.*, 2005)。積雪は、土壤が寒冷な外気にさらされることを防ぐ役割をしており、そのため土壤は低温にならないので土壤微生物の活動が可能になると報告されている(Mast *et al.*, 1998; Alm *et al.*, 1999)。冬期間、土壤中生成されたメタンは、圧密された雪や氷によって拡散を妨げられ、雪や氷が融解するとともに放出されるのではないかと考えられる(Nagata *et al.*, 2005)。積雪地域での積雪-融雪期間の測定は困難を伴うが、年間を通じたフラックスを評価するためには、この期間における測定も重要である。

3.3 メタン発生メカニズム

湿原は自然界におけるメタンの最も大きな発生源であるが、湿原におけるメタン放出経路は、(1)水生植物の通気組織を通じての放出、(2)濃度勾配による拡散、(3)泥炭中に気泡として存在するガス状のメタンの上昇という3つの形態が考えられている(Mer and Roger, 2001)。(1)については、ヨシ、スゲなど通気組織をもつ植物体を経由してメタンが放出されることが報告されている。これは、水田における稲の通気組織を通じたメタンの移動形態(例えば、八木, 2003)と同様である。

(2)について、Romanowicz *et al.* (1995)は、拡散移動によるメタン放出が全メタン放出量の約20%であると推定している。(3)は近年注目されつつある移動経路である。Mattson and Likens (1990)はニューハンプシャー州の水深が浅く、厚い堆積物が存在する湖での調査から、気圧の僅かな低下(1-3%)でメタンの突発的放出があることを最初に報告した。Tokita *et al.* (2004)は、先述の北海道美唄湿原においてメタンが地下水面下の泥炭土壤中に気泡として存在していることを明らかにした。さらに、同湿原における泥炭不攪乱サンプルを用いたカム実験において、大気圧の低下により、気泡中のメタンが突発的に噴出されることも示されている(Tokita *et al.*, 2005)。融雪期における放出と合わせて、突発的なメタン放出量をより正確に見積もることは、湿原における

メタンの年間放出量の算出にとって重要である。

4. 亜酸化窒素

湿原における亜酸化窒素に関する報告は、メタンに比べると極端に少ない。IPCCの報告においても(IPCC, 2001)、亜酸化窒素の発生源に湿原は含まれておらず、主な発生源は、農業活動が関係する畑地、草地、畜産廃棄物、バイオマス燃焼であり、これらで全放出量の半分近くになると推定されている。亜酸化窒素は、 NO_3^- や NO_2^- が N_2 まで還元される脱窒過程の中間産物として、また、 NH_3 が NO_3^- へと酸化される硝化過程においてアンモニア酸化細菌により副産物として生成される(楊, 1994)。本来、自然状態の湿原は酸化状態になることはないため硝化が生じる環境ではない。また、貧栄養状態であるため基質の NO_3^- がほとんど存在しないため亜酸化窒素は放出されず、逆に、僅かではあるが吸収傾向にあるという報告もある(Regina *et al.*, 1996)。湿原からの亜酸化窒素の発生は、渇水(Freeman *et al.*, 1993)や排水(Martikainen *et al.*, 1993; 1995; Nykänen *et al.*, 1995)による水位の低下によってもたらされるという報告が多い。Martikainen *et al.* (1993), Martikainen *et al.* (1995)は、排水が行われた湿原でも貧栄養な湿原(bog)では亜酸化窒素の放出が増加せず、逆に、富栄養的な湿原(fen)では放出が増加すると報告している。湿原における亜酸化窒素の放出には、排水による水位低下という物理的要因とともに、もともとの湿原の養分状態が重要な要因である。また、Dowrick *et al.* (1999)は、様々な渇水状態を想定したモノリス試験から、地下水位の低下による泥炭の極度の乾燥が亜酸化窒素の放出をもたらす、これは、地下水位面より上からの脱窒によって引き起こされるものであったと報告している。

Takakai *et al.* (2005)は、先述した美唄湿原において、泥炭表層の物理性の測定を行うとともに、大気および深度別に土壤空気及び泥炭地水を採用し亜酸化窒素濃度を測定した。その結果、ミズゴケなど高層湿原植生が残されている地点での土壤中の濃度は大気濃度レベルのままであったのに対し、ササが侵入した地点における濃度は減少する傾向が認められた。ササが侵入した地点の泥炭表層の気相率、また、相対ガス拡散係数は、高層湿原植生が残されている地点に比べ低かった。ササが侵入した地点においては、ガス拡散の抑制によってより深い泥炭層への酸素の供給が減少する。その結果、土壤溶液中に溶存する酸素も減少し、脱窒による亜酸化窒素の消費が生じたと考えられる(Mühlhurr and Hiscock, 1998)。

5. 環境変化と温室効果ガス

5.1 北海道石狩泥炭地における事例

5.1.1 湿原の植生変化が地球温暖化へおよびす影響

北海道にはいまだ多くの湿原が残っているが、湿原へのササの侵入により湿原本来の植生が失われつつあるという問題が顕在化している。先述した美唄湿原においても、ササの侵入によりミズゴケを中心とした本来の高層湿原植生が失われつつある。この美唄湿原においてササの侵入が地球温暖化へおよびす影響について調査が行われた (Nagata *et al.*, 2005)。温室効果ガスフラックスの測定は、ミズゴケを中心とした高層湿原植生が現存する地点、高層湿原植生にササが侵入しつつある地点、ササが侵入した地点にかけて行われた。表-4はこの調査で得られた各地点における温室効果ガスの年間フラックスを示す。生態系純 CO₂ 交換量 (NEE; net ecosystem exchange of CO₂: この値が負の場合は大気から生態系へ CO₂ が吸収, 正の場合は生態系から大気へ CO₂ が放出) はササが侵入するに伴い、有意に高くなる傾向がみられる。メタンは、有意差はないものの、ササ侵入した地点に比べ、高層湿原植生が現存する地点において顕著に高い傾向がみられる。亜酸化窒素は、地点間で有意な差もなくどの地点も低い値である。表-5はフラックスの値をもとに算出された地球温暖化指数 (GWP: Global

Warming Potential) を示す。GWP とは、ある温室効果ガスについて CO₂ と比較した時の相対的な放射効果の尺度であり、ある一定の時間範囲で積分して求められる (IPCC, 2001)。この値が正の場合、温暖化を促進することを示し、逆にマイナスの場合は、温暖化が抑制されることを示す。GWP はササの侵入程度が増大するほど高くなり、温暖化が促進されていることが示されている。GWP に対する各植生区における寄与は、高層湿原植生区では 90% 以上メタンが占めていたが、ササが侵入するに従って生態系純 CO₂ 交換量の寄与が大きくなっている。さらに、生態系純 CO₂ 交換量の内訳をみると、純光合成量の差が顕著である。つまり、高層湿原におけるササの侵入により、生態系への炭素固定能が減少し、結果として、炭素放出量が多くなり、地球温暖化を促進する結果となっていることが示されている。

景観上、また、植物学的な見地から湿原保全の声は多いが、Nagata *et al.* (2005) が示した結果は、地球温暖化という側面からも湿原の保全が重要であることを示した事例である。先述したとおり、北海道に残された湿原では、ササの侵入という問題が既に顕在化している。今後、湿原の植生変化が地球温暖化へおよびす影響を評価するためには、広域的に影響評価を行う手法を開発する必要がある。そのためには、条件の異なる地点での測定を増やすとともに、条件が同じだと考えられる地点にお

表-4 北海道美唄湿原で測定された温室効果ガスフラックス

	Sp	Sp-Sa	Sa
生態系純 CO ₂ 交換量 (g C m ⁻² y ⁻¹)	5.8 ± 31.1a	128.9 ± 120.5b	223.8 ± 25.8b
メタン (g C m ⁻² y ⁻¹)	13.2 ± 3.5	6.3 ± 1.7	6.6 ± 6.2
亜酸化窒素 (g N m ⁻² y ⁻¹)	0.032 ± 0.038	0.003 ± 0.003	0.005 ± 0.010

値は平均値 ± S.D.。Sp; 高層湿原植生が現存する地点, Sp-Sa; 高層湿原植生にササが侵入しつつある地点, Sa; ササが侵入した地点。正の値は大気への放出を示す。異なる英文字は地点間で有意差があることを示す (p < 0.05)。Sp (n=5), Sp-Sa (n=2), Sa (n=2)。Nagata *et al.* (2005) より

表-5 北海道美唄湿原における地球温暖化指数

	純光合成量	生態系呼吸量	生態系純 CO ₂ 交換量	メタン	亜酸化窒素	地球温暖化指数
Sp	-1774 ± 207	1795 ± 169	21 ± 114	370 ± 98	16 ± 19	408 ± 129a
Sp-Sa	-1358 ± 557	1830 ± 115	473 ± 442	178 ± 46	2 ± 1	652 ± 394ab
Sa	-1067 ± 734	1887 ± 639	820 ± 95	186 ± 173	2 ± 5	1009 ± 73b

値は平均値 ± S.D., g CO₂ m⁻² y⁻¹。Sp; 高層湿原植生が現存する地点, Sp-Sa; 高層湿原植生にササが侵入しつつある地点, Sa; ササが侵入した地点。生態系純 CO₂ 交換量の値は純光合成量と生態系呼吸量の和。地球温暖化指数は生態系純 CO₂ 交換量とメタンおよび亜酸化窒素の合計。正の値は温暖化を促進することを示す。地球温暖化指数における異なる英文字は地点間で有意差があることを示す (p < 0.05)。Sp (n=5), Sp-Sa (n=2), Sa (n=2)。Nagata *et al.* (2005) より

いてもどの程度のバラツキがあるのかを把握する事などが求められるであろう。

5.1.2 湿原の農地化の影響

北海道石狩川流域にはかつて 550 km² におよぶ湿原が存在していたが、1890～1900 年代にかけての開拓期と 1950～1960 年代の食糧増産期の 2 時期に急速に農地化が進み、1970 年代までに湿原の 99% が消滅した(宮地・神山, 1997)。1950～1960 年代の食糧増産期には主に水田として開発が進められたが、1970 年代に米の生産調整が始まると、水田は畑へと転換が進んだ。この様に、石狩川流域に広がるかつて湿原であった泥炭地は、戦後の農業政策によっても土地利用形態が激変した地域である。ここでは、前節で紹介した美唄湿原での測定と周辺農地における測定を比較し、湿原を含む泥炭地の土地利用変化と温室効果ガスの関係について述べる。

Naser *et al.* (2005) は、石狩泥炭地に位置する水田、小麦、大豆圃場において温室効果ガスの測定を行った。測定された微生物呼吸(微生物による有機物分解に伴う呼吸)による CO₂ フラックスは、水田圃場で 682 g Cm⁻² y⁻¹、大豆圃場圃場で 533 g Cm⁻² y⁻¹、小麦圃場で 388 g Cm⁻² y⁻¹ であり、これらの値は、鈹質土壌で報告された文献値(Paustian *et al.*, 1990 ; Hu *et al.*, 2004) に比べ、2～3 倍の値であったと報告されており、泥炭中の有機物の分解がこの増加に影響している可能性が示唆されている。図-4 は、Nagata *et al.* (2005) が行った美唄湿原および、Naser *et al.* (2005) がその周辺農地で測定した結果から算出された GWP をそれぞれのガスの寄与に分けて示したものである。美唄湿原における値は、高層湿原植生が現存する地点のものであり、これらを合わせてみると、石狩泥炭地の土地利用の変遷、つまり、湿原～水田～転換畑という土地利用変化と地球温暖化の関係を知

ることが出来る。本来の湿原植生においてもメタンの放出により地球温暖化を促進する結果となっているが、農地化によりその傾向がさらに高まっている。湿原の地球温暖化指数を 1 とした場合、小麦および大豆圃場では 3 倍、また、水田では 6 倍、地球温暖化への寄与が大きくなっていた。Naser *et al.* (2005) が報告した農地での測定は、各 1 圃場づつの結果であるため、あくまでも傾向として捉えるべきなのかもしれないが、本来のこの地域の姿であった湿原を開発し農耕地へと土地利用を変えてきた経緯は、地球温暖化を促進する過程であったことが示唆されている。

5.2 熱帯泥炭における事例

前節では、北海道石狩泥炭地の土地利用変化と温室効果ガスの関係について述べた。世界で見ると、インドネシアなど東南アジアの地域には、いわゆる熱帯泥炭が存在している。熱帯泥炭は、木質が主体で、高温という有機物分解に適した環境であるにも関わらず、嫌気状態で安定に保存された泥炭である。熱帯、亜熱帯に存在する泥炭土壌は、全世界の泥炭土壌の約 8% であるが(FAO, 1988)、世界の土壌炭素の約 25% が保持されていると推定されている(Batjes, 1996)。

熱帯泥炭が広がる地域においても、開発に伴う森林伐採、バイオマス燃焼、乾燥化によって有機物の分解が促進され、温室効果ガスの発生が懸念されている。これまで、熱帯泥炭における温室効果ガスの研究は、マレーシアやインドネシアにおいてデータの集積が進められている。

Hadi *et al.* (2000) は、泥炭地における二次林や水田、輪作畑など異なる土地利用形態において土壌からの亜酸化窒素放出量を測定し、土地利用変化にともなう地下水位や土壌の化学性の変化が亜酸化窒素放出量に影響をお

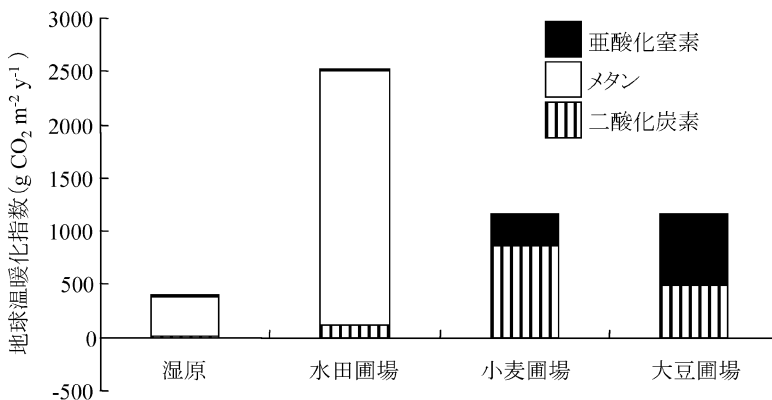


図-4 泥炭地の土地利用と地球温暖化指数。(Nagata *et al.* (2005), Naser *et al.* (2005) をもとに作図)

よぼすことを明らかにしている。また、二次林から水田、輪作畑へと土地利用形態が変化すると土壌中の全炭素量・全窒素量が減少するとともに、微生物相が変化し、温室効果ガス発生に影響をおよぼすことも示されている (Hadi *et al.*, 2001)。

Inubushi *et al.* (1998) は、マレーシアにおいて湿地林をサゴヤシプランテーション化した場合の影響について調査した。土壌表層からのメタン放出量は湿地林、サゴヤシプランテーションともに小さく変化がなかったが、プランテーション化した地点では、下層土壌にメタンが多量に蓄積されていた。プランテーション化により地下水へ可溶化した炭素の溶出量が促進されることが示された。さらに、Inubushi *et al.* (2005) は、インドネシアの泥炭地と日本の尾瀬ヶ原湿原における調査結果を比較し、泥炭土からのメタン放出に影響をおよぼす要因について、泥炭土におけるメタンフラックスはメタン生成能や pH と関係すること、また、湿原を耕地化すると地下水位が低下しメタンの生成は減少、メタンの酸化は増加すると考察している。一方、この報告では、土地利用変化にともなう pH や微生物活性の長期的変化とメタン生成能の関係については解明出来ていない点が多いとも指摘されている。

熱帯アジア地域では、人口の急増に伴って湿潤熱帯林や泥炭湿地が伐採や焼き畑によって消失し、農耕地化という土地利用変化が急速に進行している。そして、その土地利用変化は、温室効果ガスの放出・吸収量に変化をもたらす、地球温暖化に影響を及ぼしていると考えられる。IPCC でも、熱帯地域の土地利用変化が温室効果ガスの発生量に与える影響の重要性を指摘していることから、今後、さらに範囲を広げた調査が期待される。

6. 今後の課題

湿原、湿地、泥炭地と言われる地域での温室効果ガスに関する報告例は少なく、これらの地域の地球温暖化への寄与を明らかにするためにもモニタリング地点を増やす必要がある。また、年間放出量の推定をより精緻化するために、積雪-融雪期、また、突発的に発生するメタンフラックスの寄与を明らかにする必要がある。これらによる放出量の算出精度を高めるためには、連続測定の手法の確立も必要である。

日本における温室効果ガスのインベントリーデータにおいて、泥炭土 (有機質土壌) の炭素収支や CH₄、N₂O 排出についてはオリジナルデータが無く、排出量を算出するためには、IPCC のデフォルト値を使用せざるを得ないのが現状である。今後、この泥炭土の地域において土地利用毎の温室効果ガスフラックスの測定データを収

集し、地域独自の値をまず確立する必要がある。さらに、泥炭地という土壌的な特異性を考慮した温室効果ガス排出抑制技術の確立も今後、重要な課題となってくるものと考えられる。

熱帯泥炭の土地利用変化は世界規模で見ても地球温暖化に関して最も注目されている要因の一つである。しかし、重要性に比例してデータ収集が進んでいるとは言えず、まずはこの地域における調査研究を幅広く行いデータ収集を行うことがまず先決である。

引用文献

- Alm, J., Saarnio, S., Nykänen, H., Silvola, J. and Martikainen P. (1999) : Winter CO₂, CH₄ and N₂O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeochemistry*, **44** : 163-186.
- Batjes, N.H. (1996) : Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil Sci.*, **47** : 151-163.
- Bartlett, K.B. and Harriss, R.C. (1993) : Review and assessment of methane emissions from wetlands. *Chemosphere*, **26** : 261-320.
- Botch, M.S., Kobak, K.I., Vinsion, T.S. and Kolchugina, T.P. (1995) : Carbon pools and accumulation in peatlands of the former Soviet Union. *Global Biogeochem. Cycles*, **9** : 37-46.
- Collins, M.E. and Kuehl, R.J. (2001) : WETLAND SOILS Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification. p 148, Lewis Publishers.
- Dice, N.B. (1992) : Winter fluxes of methane from Minnesota peatlands. *Biogeochemistry*, **17** : 71-83.
- Dowrick, D.J., Hughes, S., Freeman, C., Lock, M.A., Reynolds, B. and Hudson J. (1999) : Nitrous oxide emissions from a gully mire in mid-Wales, UK, under simulated summer drought. *Biogeochemistry*, **44** : 151-162.
- FAO (1988) : Nature and Management of Tropical Peat Soils, FAO SOILS BULLETIN 59 : [<http://www.fao.org/docrep/x5872e/x5872e00.htm#Contents>にて閲覧可].
- Freeman, C., Lock, M.A. and Reynolds, B. (1993) : Fluxes of CO₂, CH₄ and N₂O from a Welsh peatland following simulation of water-table draw-down : potential feedback to climatic change. *Biogeochemistry*, **19** : 51-60.
- 富士田裕子 (1997) : 北海道の湿原の現状と問題点. 財団法人自然保護助成基金 1994-1995 年度研究助成報告書「北海道の湿原の変遷と現状の解析—湿原の保護

- を進めるために—」, 231-237.
- Corham, E. (1991): Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecol. Appl.*, **1**: 182-195.
- Hadi, A., Inubushi, K., Purnomo, E., Razie, K., Yonebayashi, K. and Tsuruta, H. (2000): Effect of land-use change on nitrous oxide (N₂O) emission from torropical peatlands. *Chemosphere—Global change science*, **2**: 347-358.
- Hadi, A., Harid, M., Inubushi, K., Purnomo, E., Razie, F. and Tsuruta, H. (2001): Effect of land-use change in tropical peat soil on the microbial population and emission of greenhouse gases. *Microbes and Environments*, **16**: 79-86.
- Haraguchi, A., Kojima, H., Hasegawa, C., Takahashi, Y. and Iyobe, T. (2002): Decomposition of organic matter in peat soil in a minerotrophic mire. *Eur. J. Soil Biol.*, **38**: 89-95.
- 北海道泥炭地研究会 (1988): 泥炭地用語事典. pp. 23-24, エコ・ネットワーク.
- 北海道農政部 (2004): 休耕田等を活用した湿地ビオトープの生物生息空間および水質浄化機能の評価. 平成16年普及奨励ならびに指導参考事項, 254-255.
- Hu, R., Hatano, R., Kusa, K. and Sawamoto, T. (2004): Soil respiration and net ecosystem production in onion field in central Hokkaido, Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **50**: 27-33.
- Inubushi, K., Hadi, A., Okazaki, M. and Yonebayashi, K. (1998): Effects of converting wetland forest to sago palm plantations on methane gas flux and organic carbon dynamics in tropical peat soil. *Hydrol. Process.*, **12**: 2073-2080.
- Inubushi, K., Otake, S., Furukawa, Y., Shibasaki, N., Ali, M., Itang, A.M. and Tsuruta H. (2005): Factors influencing methane emission from peat soil: Comparison of tropical and temperate wetlands. *Nutr. Cycl. Agroecosyst.*, **71**: 93-99.
- IPCC, Intergovernment Panel on Climate Change (2000): *Land Use, Land-Use Change and Forestry*. Cambridge University Press.
- IPCC, Intergovernment Panel on Climate Change (2001): *Climate Change 2001, the scientific basis*. [http://www1.gsi.go.jp/geowww/marsh/index.htmlにてダウンロード可].
- 石田哲也・石渡輝夫・小野寺康浩・栗田啓太郎・君和田健二・永田 修・安田道夫 (2005): 泥炭地用のリターバック埋設器具の開発とこれを用いた3種の有機物の分解量. *土肥誌*, **76**: 187-191.
- 石田朋靖・鈴木 寛・長野敏英・大澤和敏・吉野邦彦・福村一成・タニット スイム (2001): タイの原生泥炭湿地林生態系からの二酸化炭素放出速度. *生物環境調節*, **39**: 305-312.
- 国土地理院 (2006): 日本全国の湿地面積の変化. [http://www1.gsi.go.jp/geowww/marsh/index.htmlにて閲覧可].
- 近藤錬三・遠藤健一 (1993): 泥炭土の各種分解指標と理化学性. *ペドロジスト*, **37**: 41-56.
- Kuhry, P. and Vitt, D.H. (1996): Fossil carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition. *Ecology*, **77**: 271-275.
- Martikainen, P.J., Nykänen, H., Crill, P. and Silvola, J. (1993): Effect of lowered water table on nitrous oxide fluxes from northern peatlands. *Nature*, **366**: 51-53.
- Martikainen, P.J., Nykänen, H., Alm, J. and Silvola, J. (1995): Change in fluxes of carbon dioxide, methane and nitrous oxide due to forest drainage of mire sites of different trophic. *Plant Soil*, **168-169**: 571-577.
- Mast, M.A., Wickland, K.P., Striegl, R.T. and Clow, D. W. (1998): Winter fluxes of CO₂ and CH₄ from subalpine soils in Rocky Mountain National Park, Colorado. *Global Biogeochem. Cycles*, **12**: 607-620.
- 松下勝秀・五十嵐八重子・梅田安治 (1985): 石狩泥炭地の生成とその変貌, 地下資源調査報告, **57**: 1-18.
- Matthews, E. and Fung, I. (1987): Methane emission from natural wetlands: Global distribution, area, and environmental characteristics of sources. *Global Biogeochem. Cycles*, **1**: 61-87.
- Mattson, M.D. and Likens, G.E. (1990): Air pressure and methane fluxes. *Nature*, **347**: 718-719.
- Melloh, R.A. and Crill, P.M. (1996): Winter methane dynamics in a temperate peatland. *Global Biogeochem. Cycles*, **10**: 247-254.
- Mer, J. and Roger, P. (2001): Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: A review. *Eur. J. Soil Biol.*, **37**: 25-50.
- 宮地直道・神山和則 (1997): 石狩泥炭地における湿原の消滅過程と土地利用の変遷. 財団法人自然保護助成基金 1994-1995年度研究助成報告書「北海道の湿原の変遷と現状の解析—湿原の保護を進めるため

- に—」, 49-57.
- 宮地直道・神山和則・大塚紘雄・粕渕辰昭 (1995) : 美唄泥炭地における地盤沈下. 土肥誌, **66** : 465-473.
- Mühlhurr, I.H. and Hiscock, K.M. (1998) : Nitrous oxide production and consumption in British limestone aquifers. *J. Hydrol.*, **211** : 126-139
- Murayama, S. and Bakar, Z.A. (1996a) : Decomposition of tropical peat soils 1. Decomposition kinetics of organic matter or peat soils. *Japan Agricultural Research Quarterly*, **30** : 145-151.
- Murayama, S. and Bakar, Z.A. (1996b) : Decomposition of tropical peat soils 2. Estimation of *in situ* decomposition by measurement of CO₂ flux. *Japan Agricultural Research Quarterly*, **30** : 153-158.
- Nagata, O., Takakai, F. and Hatano, R. (2005) : Effect of Sasa invasion on global warming potential in Sphagnum dominated peat fen in Bibai, Japan. *Phyton*, **45** : 299-307.
- Naser, H.M., Nagata, O. and Hatano, R. (2005) : Greenhouse gas fluxes and global warming potentials in crop fields on soil dressed peatland in Hokkaido, Japan. *Phyton*, **45** : 285-293.
- Nykänen, H., Alm, J., Lång, K., Silvola, J. and Martikainen, P.J. (1995) : Emissions of CH₄, N₂O and CO₂ from a virgin fen and a fen drained for grassland in Finland. *J. Biogeog.*, **22** : 351-357.
- Panikov, N.S. and Dedysh, S.N. (2000) : Cold season CH₄ and CO₂ emission from boreal peat bogs (West Siberia) : Winter fluxes and thaw activation dynamics. *Global Biogeochem. Cycles*, **14** : 1071-1080.
- Paustian, K., Andren, O., Clarholm, M., Hansson, A.C., Johansson, G., Lagerlof, J., Lindberg, T., Pettersson, R. and Sohlenius, B. (1990) : Carbon and nitrogen budgets of four agro-ecosystems with annual and perennial crops, with and without N fertilization. *J. Appl. Ecol.*, **27** : 60-84.
- Regina, K., Nykänen, H., Silvola, J. and Martikainen, P.J. (1996) : Fluxes of nitrous oxide from boreal peatlands as affected by peatland type, watertable and nitrification. *Biogeochemistry*, **35** : 401-418.
- Romanowicz, E.A., Siegel, D.I., Chanton, J.P. and Glaser, P.H. (1995) : Temporal variations in dissolved methane deep in the Lake Agassiz Peatlands, Minnesota. *Global Biogeochem. Cycles*, **9** : 197-212.
- Takakai, F., Nagata, O. and Hatano, R. (2005) : Effect of Sasa invasion on CO₂, CH₄ and N₂O fluxes in Sphagnum dominated peat fen in Bibai, Hokkaido, Japan. *Phyton*, **45** : 319-326.
- Tokita, T., Miyazaki, T., Mizoguchi, M. and Seki, K. (2004) : *In situ* accumulation of methane bubbles in a natural wetland soil. *Eur. J. Soil Sci.*, **56** : 389-395.
- Tokita, T., Miyazaki, T. and Mizoguchi, M. (2005) : Ebullition of methane from peat with falling atmospheric pressure. *Geophysical Research Letters*, **32** : L13823, doi : 10.1029/2005GL022949.
- Turunen, J., Tahvanainen, T. and Tolonen, K. (2001) : Carbon accumulation in West Siberian mires, Russia. *Global Biogeochem. Cycles*, **15** : 285-296.
- Turunen, J., Tomppo, E., Tolonen, K. and Reinikainen, A. (2002) : Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland-application to boreal and subarctic regions. *The Holocene*, **12** : 69-80.
- 八木一行 (2003) : 土壌生態系からの微量ガスの発生と大気環境, 土壌の物理性, **94** : 21-31.
- 楊 宗興 (1994) : 土壌圏と大気圏. pp85-105, 朝倉書店.

要 旨

湿地は1平方キロメートル当たり約70tの炭素を蓄積しており生態系の中において重要な炭素プールである。年間の泥炭堆積厚は0.15mmから1mm, また, 炭素蓄積速度は, 年間1m²当たり11gから80gと報告されている。

湿地は自然発生源においてメタンの最も大きな放出源で, 世界の緯度別にみると60%以上が熱帯から, そして, 30%が北方域からもたらされている。フラックスは8月から9月にかけて高くなるという季節的な傾向がみられ, さらに, 融雪後にも大きな値がみられる。メタン放出については, 大気圧の低

下により、気泡中のメタンが突発的に噴出されることも示されている。

湿原における亜酸化窒素に関する報告は少なく、自然状態で発生は認められないが、排水によって水位が低下した場合には放出される場合がある。

ササが侵入した湿原での温室効果ガスの測定から、ササの侵入が地球温暖化を促進することが示されている。

北海道石狩川流域における湿原から農耕地への土地利用変化は地球温暖化を促進する過程であった。

受稿年月日：2006年7月24日

受理年月日：2006年9月26日

泥炭地の特性と湿原植生

富士田 裕 子*

Lectures on Features of Peatland and Mire Vegetation

Hiroko FUJITA*

* Botanic Garden, Field Science Center for Northern Biosphere, Hokkaido University,
 Kita-3, Nishi-8, Chuo-ku, Sapporo 060-0003, Japan

1. はじめに

ユーラシア大陸の東端に位置する日本は、温暖なモンスーン気候下にあるため植物の生育に十分な降水量があり、基本的に人間の手が加わらなければ森林が日本列島の気候的極相群落となる。さらに南北に細長い日本列島では、主に温度条件によって北と南では異なる極相林が形成される。一方、特殊な環境条件の場所には、これらの気候的極相林とは別の植生が成立する。泥炭地もそのひとつであり、有機質土壌と過剰な土壌水分という条件に進化適応した植物で構成される植物群落が湿原景観を形成する。北海道は日本の中でも特に冷涼な気候条件の地域であるため、泥炭が堆積しやすく、広大な泥炭地が分布する湿原の宝庫となっている。

本論では、泥炭地の成立条件と北海道の湿原についてまず説明し、次に湿原のグルーピング、泥炭地の植生配列と水文環境、そして泥炭地に人為が加わると植生がどのように変化するのかについて概説する。

2. 泥炭地の成立条件と北海道の湿原

2.1 泥炭地成立の気象条件

泥炭地とは泥炭が堆積・形成している土地の総称で、堆積する泥炭の種類や堆積環境の違いによって、低位泥炭地、中間泥炭地、高位泥炭地に区分される。泥炭は、植物の有機物生産量が分解量にまさる場合に形成され、それは水分過剰な還元状態の下で起こる。したがって、泥炭は熱帯から寒帯まで広くみられ、わが国においても条件さえそろえばどこでも生産される。ただしわが国でまとまって泥炭地が分布しているのは、新期火山岩地帯と本州中部以北の沖積平野である (Sakaguchi, 1961)。一方、気候的に広大な泥炭地が形成される泥炭多産地域は、湿潤係数 (年降水量 : 年蒸発量) が 1 以上、ただし永

久凍土を形成するような地域を除いたところで、気候的には亜寒帯と温帯の一部が含まれる (坂口, 1974)。Sakaguchi (1961) は、7月の平均気温 20度の等温線は日本における泥炭多産地域の南限とほぼ一致し、7月の平均気温が 25°Cの等温線は、低地で泥炭が形成される南限とみなせると述べている。7月の平均気温 20°Cの等温線を考えると、北海道はほぼこの限界線の内に位置し (坂口, 1974)、泥炭、特に高位泥炭が低地で十分に形成・集積される気候条件下にあることになる。実際に、北海道の現存湿原のうち最も南で低地に高層湿原が存在するのが南西部の静狩湿原 (長万部町)、歌才湿原 (黒松内町) である。

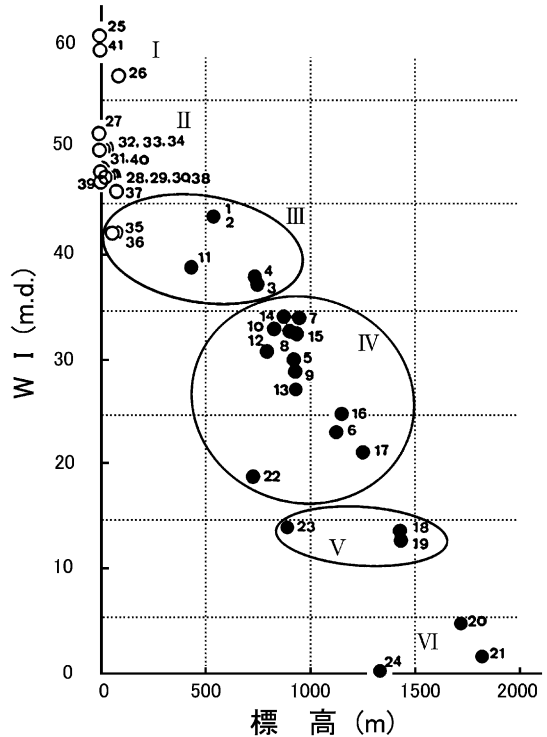
2.2 北海道の湿原

以上のように、北海道は泥炭が堆積しやすい環境下にあり、低地にも高層湿原が広く分布するが、多くの湿原は明治以降の開発によって消滅あるいは減少を余儀なくされてきた。かつての北海道の泥炭地面積は、北海道開発庁 (1963) によると 200,642 ha で、低位泥炭地が約 71%、中間泥炭地が約 12%、高位泥炭地が約 17% で、多くは低地の沖積平野に分布している。特に大きいものが石狩川、釧路川、サロベツ川の流域の泥炭地で、この 3 湿原だけで全体の 46% を占めた。低地の泥炭地は沖積平野の後背湿地に形成されたものがほとんどで、多くは川の氾濫の影響を受ける鉾水涵養性の低位泥炭地であるが、石狩泥炭地、サロベツ湿原、標津湿原、あるいは別寒辺牛湿原などでは、湿原が発達して泥炭の集積が進み、地表面が盛り上がり地下水位面より高くなり、降水や海霧など天水のみで涵養されるようになった (雨水涵養性) 貧栄養性の高層湿原が発達した。中でも、石狩泥炭地は日本一の面積を誇る湿原で、北海道開発庁 (1963) によるとその面積は 55,000 ha にもものぼった (北海道農業試験場が実施した土性調査 (大正 7 年~昭和 3 年 : 特

* 北海道大学北方生物圏フィールド科学センター植物園 〒060-0003 札幌市中央区北 3 条西 8 丁目
 キーワード : 北海道の湿原区分, 地下水位の変動と湿原植生, 退行遷移

図-1 湿原の分布高度と暖かさの指数 (WI) (橋, 1997)
 ●山地湿原: 1 ニセコアンヌプリ, 2 鏡沼, 3 神仙沼, 4 大谷地, 5 パンケメクンナイ, 6 チセヌプリ, 7 京極, 8 中山, 9 大蛇ヶ原, 10 雨竜沼, 11 中峰の平, 12 松山, 13 ビヤシリ, 14 浮島, 15 天人峽瓢箪沼, 16 原始ヶ原, 17 天人ヶ原, 18 沼ノ平, 19 沼ノ原, 20 平ヶ岳, 21 忠別沼, 22 羅臼湖, 23 知床沼, 24 ニツ池
 ○低地湿原: 25 静狩, 26 歌才, 27 サロベツ, 28 モケウニ沼, 29 浅茅野, 30 猿骨沼, 31 標津, 32 風蓮川, 33 西別, 34 走古丹, 35 落石岬, 36 ユルリ島, 37 別寒辺牛, 38 霧多布, 39 釧路, 40 十勝海岸, 41 勇払

Fig. 1 Relationship between elevation and warmth index for mires in Hokkaido (Tachibana, 1997).
 ●Mountain mires: 1 Nisekoannupuri, 2 Kagaminuma, 3 Shinsen-numa, 4 Ohyachi, 5 Pankemekunnai, 6 Chisenupuri, 7 Kyougoku, 8 Nakayama, 9 Orochigahara, 10 Uryu-numa, 11 Nakaminotaira, 12 Matsuyama, 13 Piyashiri, 14 Uki-shima, 15 Tenninkyo-Hyoutann-uma, 16 Gennshigahara, 17 Tenninngahara, 18 Numanotaira, 19 Numanohara, 20 Hiragadake, 21 Chubetsu-numa, 22 Rausuko, 23 Shiretoko-numa, 24 Futatsuike.
 ○Lowland mires: 25 Shizukari, 26 Utasai, 27 Sarobetsu, 28 Mokeuni-numa, 29 Asagino, 30 Sarukotsu-numa, 31 Shibetsu, 32 Furengawa, 33 Nishibetsu, 34 Hashirikotan, 35 Cape Ochi-



ishi, 36 Yururitou, 37 Bekanbeushi, 38 Kiritappu, 39 Kushiro, 40 Tokachi-Kaigan, 41 Yuhfutsu.

殊土壌調査事業)の結果から石狩川流域の泥炭地面積を計算した値)。浦上ら(1954)によれば,美唄(びばい),幌向(ほろむい),当別篠津(とうべつしのつ),対雁(ついしかり)などの高層湿原が点在する複数の泥炭地の集合体であった。国土地理院発行の5万分の1の旧版地形図から湿原面積の減少を解析した宮地・神山(1997)によると,明治以降の北海道の開発とともに他地域に先駆け急速に失われ,1870年に50,690haの面積であった石狩地方の湿原は,農業上利用しやすい褐色低地土,灰色低地土などの低地土からまず畑地として開発され,1910年代までに低位泥炭からなる低層湿原の多くが,1950-1960年代に高位泥炭からなる高層湿原の多くが農地開発により失われ,1983年には119ha(残存率0.2%)にまで激減している。

一方,標高400m以上の山地帯にも多くの湿原が分布している。富士田ら(1997)が作成した北海道の1ha以上の湿原目録によると,150ヶ所の湿原のうち山地湿原は43ヶ所,面積は923haで北海道の現存湿原面積59,881haの1.5%にすぎない。しかし,大雪山系の沼ノ原湿原,沼ノ平湿原,天人ヶ原湿原,銀杏ヶ原湿原,原始ヶ

原湿原(いずれも国立公園指定地),浮島湿原,松山湿原,国定公園指定の雨竜沼湿原など,山地湿原は北海道の山岳景観を代表する重要な要素となっている。

3. 北海道の湿原のグルーピング

泥炭地の植生は,高位泥炭地,中間泥炭地,低位泥炭地によって大きく異なる。これはそれぞれの泥炭地で堆積する泥炭の理化学性が異なること,泥炭が集積する際の地形,水文や水質条件が異なることに起因する。さらに,湿原の存在する場所の気候条件や植物相(flora:ある地域に生育する植物の種類全体をその地域の植物相という)の違いも湿原植生に深く関係し,各泥炭地には,高層湿原,中間湿原,低層湿原を形成する様々な植物群落分布する。日本の湿原植生については,宮脇,藤原,奥田ほかが植物社会学の手法で群落分類を行っており,様々な群集や群落が記載されている。詳細は日本植生便覧(宮脇ら,1994),日本植生体系ウェブサービス(<http://www.jise.or.jp/cgi-bin/data2/data.cgi>)を参照されたい。

北海道の湿原を歩いてみると,低地の湿原と山岳地帯

の湿原とでは、植生景観や湿原植生を構成する植物が異なることに気づく。山地の湿原と低地の湿原では、湿原の地史的背景や形成年代、成因が異なっている。湿原を区分する場合、まず低地と山地別に考える必要がある。さらに、同じ低地の湿原でも道北のサロベツ湿原と道東の釧路湿原の高層湿原では、植生景観や構成植物がだいぶ異なり、これは湿原の位置する地域の植物相に加え、特に気候・気象条件の相違と深く関連している。

北海道の湿原植生については、橋(1997)、橋(2002)が長年の研究を集大成しており、北海道の泥炭地をフィールドとする者にとってはもっとも理解しやすい概説となっている。橋(1997)、橋(2002)は、北海道の湿原を各湿原の成立している場の環境条件の違いでグルーピングしている。橋(1997)は、まず植物の生育と分布に関する積算温度の一つである吉良(1948)の「暖かさの指数(WI)」をそれぞれの湿原で求め、分布高度との関係図を作成した(図-1)。暖かさの指数は湿原の成立している場所の温度環境を示し、標高400m以上の山地湿原においては、暖かさの指数と標高との間に負の相関がある(橋, 1997)。図-1より山地湿原はIV, V, VIに区分される。一方、低地湿原は標高では区分できず、暖かさの指数によってI, IIのグループに2分される。さらに、図-1のIIIのグループには標高450mから770mに位置する日本海側の多雪地域の山地湿原と、低地でありながら気候環境が極めて厳しい北海道東部根室地方の海岸地域の低地湿原が含まれる。このグループが山地湿原と低地湿原の境界グループとなる。橋(1997)、橋(2002)はさらに低地湿原のI, IIのグループをそれぞれ2つに、低地

湿原と山地湿原が混在するIIIのグループを2つに、そして山地湿原のIVのグループを3つに細分している。これらの細分は、表-1に示した寒候期降水量(冬季の降雪量)と最深積雪と関係する。この分類によって、北海道の湿原は温度と降水量(降雪量)の環境傾度上の分布から、低地湿原は5グループに山地湿原は6グループに細区分される(橋, 1997; 橋, 2002)。

橋(1997)、橋(2002)はさらに、自身のこれまでの調査結果と既存の報告から北海道の低地湿原と山地湿原に分布する主な植物群落と、それらが上記で分けた湿原グループのどこに出現するかを2つの表にまとめている。群落分布や特徴については、かなり専門的であるので本報では割愛するが、北海道の湿原植生は泥炭地の種類と、山地湿原・低地湿原の別、湿原の存在する場所の気候条件に大きく左右されるといえよう。

4. 泥炭地の植生配列と水文環境

次に泥炭地内での植生の配列について考えてみる。泥炭地内での植生配列を決める主要な環境要因は、水文環境であり特に地下水位とその変動パターンである。泥炭地内での植物群落の分布状況と、地下水位と水の供給パターンとの関係について、北海道東部の別寒辺牛湿原を例に見てみよう。

北海道の多くの泥炭地は河川下流の沖積平野に分布しており、その形成は河川の影響下で開始する。低位泥炭地が発達し次第に河川の影響を受けなくなると、高位泥炭地が形成される。別寒辺牛湿原は、北海道東部の厚岸湾に注ぐ別寒辺牛川およびその支流の河川沿いの沖積地

表-1 北海道の湿原の分布高度と推定気候環境(橋, 2002)

Table 1 Elevation and estimated climatic environment for mires in Hokkaido (Tachibana, 2002)

湿原グループ	湿原番号	湿原名	標高(m)	WI(m.d.)	年平均気温(°C)	最暖月平均気温(°C)	最寒月平均気温(°C)	寒候期降水量(mm)	最深積雪(cm)
I a	41	勇払	3~10	60.0	6.8	20.3	-6.7	509	97
I b	25, 26	静狩, 歌才	5~100	57.3~60.9	6.5~7.2	20.1~20.8	-4.5~-4.7	794~1081	300
II a	28, 29, 30, 32, 33, 34, 37, 38, 39, 40	モケウニ沼, 浅茅野, 猿骨沼, 風連川, 西別, 走古丹, 別寒辺牛, 霧多布, 釧路十勝海岸	0~40	46.8~50.1	4.8~5.2	17.5~18.3	-8.1~-8.6	556~691	100~150
II b	27, 31	サロベツ, 標津	0~10	47.7~51.5	5.2~5.3	17.5~18.5	-6.9~-7.9	758~840	156~170
III a	35, 36	落石岬, ユルリ島	30~50	40.9	5.6	16.1	-4.7	469	121
III b	1, 2, 3, 4, 11	ニセコアンヌプリ, 鏡沼, 神仙沼, 大谷地, 中峰の平	450~770	35.6~43.7	2.8~4.3	16.4~17.7	8.2~-11.2	877~947	277~297
IV a	15, 16, 17	天人峽瓢箪沼, 原始ヶ原, 天人ヶ原	940~1320	32.1~20.1	-0.8~1.1	13.3~15.2	-14.2~-16.1	529~600	98~152
IV b	12, 13, 14	松山, ビヤシリ, 浮島	800~920	26.8~34.8	0.0~1.9	14.5~16.0	-12.1~-15.6	701~842	155~200
IV c	5, 6, 7, 8, 9, 10, 22	バンケメクンナイ, チセヌプリ, 京極, 中山, 大蛇ヶ原, 雨竜沼, 羅臼湖	730~1135	19.8~33.1	0.1~2.0	12.8~15.7	-9.6~-12.9	877~1236	265~330
V	18, 19, 23	沼ノ平, 沼ノ原, 知床沼	880~1450	13.8~14.4	-1.6~0.5	11.9~12.7	-10.5~-15.7	701~980	155~314
VI	20, 21, 24	平ヶ岳, 忠別沼, ニツ池	1320~1800	-1.2~4.2	-2.1~3.8	9.3~11.1	-13.1~-17.9	822~980	165~314

アメダス観測点(札幌管区気象台, 1982): 鶴川, 大津, 鶴居, 別海, 厚岸, 茶内, 納沙布, 標津, 羅臼, 浜頓別, 黒松内, 長万部, 蘭越, 京極, 空知, 吉野, 豊富, 問寒別, 美深, 上川, 東川, 麓郷, 糠平

に発達する。中でも中流部の別寒辺牛川本流とその支流
 トライベツ川とに挟まれた地域には、長さ1.5 km、幅
 400 mの瓢箪型の高層湿原が存在する。井上 (1997)、佐
 藤ら (2002) は、トライベツ川から低位泥炭地、高位泥
 炭地を横断して再び低位泥炭地を通り丘陵地基部にいた
 る延長約1 kmの調査線を設置し、井上 (1997) は地形測
 量と地下水位断面調査、泥炭層のボーリング、6地点で
 の地下水位の連続測定を、佐藤ら (2002) は井上の調査
 線とほぼ同じラインで植生調査を行なっている。図-2
 は、井上 (1997) と佐藤ら (2002) の図から作成した調
 査線の地形断面と地下水位面、群落の分布を示したも
 のである。井上 (1997) によると、トライベツ川の河岸
 には自然堤防が発達し、後背湿地の低位泥炭地面より比
 高で約0.6 m高い。河川水位は平常時、低位泥炭地面より
 低いが、出水時には河川水位の方が高くなる。低位泥炭
 地は幅約300 m続くが、そのほぼ中央に湿原域を集水域
 とする小河川がある。佐藤ら (2002) によると、トラ
 イベツ川の自然堤防上にはケヤマハンノキ群落が発見
 され、その背後と小河川の両側にはハンノキ群落が出
 現する。そして低層湿原は広くヨシ-イワノガリヤス
 群落で覆われ、一部にヤラメスゲ群落が見られる。小
 河川と丘陵地の間には高位泥炭地が発達し、低位泥炭
 地面との比高は1.3 mにもおよび、これはトライベツ
 川の自然堤防よりも高い。植生はランド (rand, 縁
 辺斜面: 泥炭の集積が

進み、地表面が盛り上がり凸地形になった高位泥炭地
 の縁辺、あるいは傾斜部分をさす) 下部にヤチヤナギ-
 ゴキウマ群落が見られるが、高位泥炭地のドーム (dome:
 泥炭の集積が進み凸状になった高位泥炭地の盛り上
 がり部分) の上はカラフトイソツツジ-チャミズゴケ
 群落のブルテ (Bulte (n), hummock: 高層湿原に特有な
 微地形の1つで、泥炭地表面にできる塚状の高まり) が
 連続する高層湿原となる。高位泥炭地と丘陵地の間は、
 ふたたび低位泥炭地となり、高層湿原のドームをす
 ぎるとイボミズゴケ群落、ホロムイソウ-ミカヅキ
 グサ群落へと変わる。そして低位泥炭地部分にはヤチ
 ヤナギ-ゴキウマ群落が発見され、再びハンノキ群落
 となる。図-2に示された地下水位面と最高地下水位
 を見ると、高層湿原のカラフトイソツツジ-チャミ
 ズゴケ群落の部分では、地表面より上に地下水位が
 上昇することはないが、低層湿原やハンノキ林の分
 布する部分は水位が地表面より上に上昇する。

図-3は図-2に示した6地点での地下水位の連続測定
 結果である (井上, 1997)。以下、井上 (1997) によ
 れば、6地点で水位変動幅が最も大きいのはトライベ
 ツ川の水位で、約1.3 mにも及ぶ。定常時はB, C, D
 地点より水位が低いが、出水時にはBからDの低位
 泥炭地内での水位よりも高くなる。また、8月下旬と
 11月上旬の大きな出水時には、トライベツ川の河
 川水は自然堤防を越

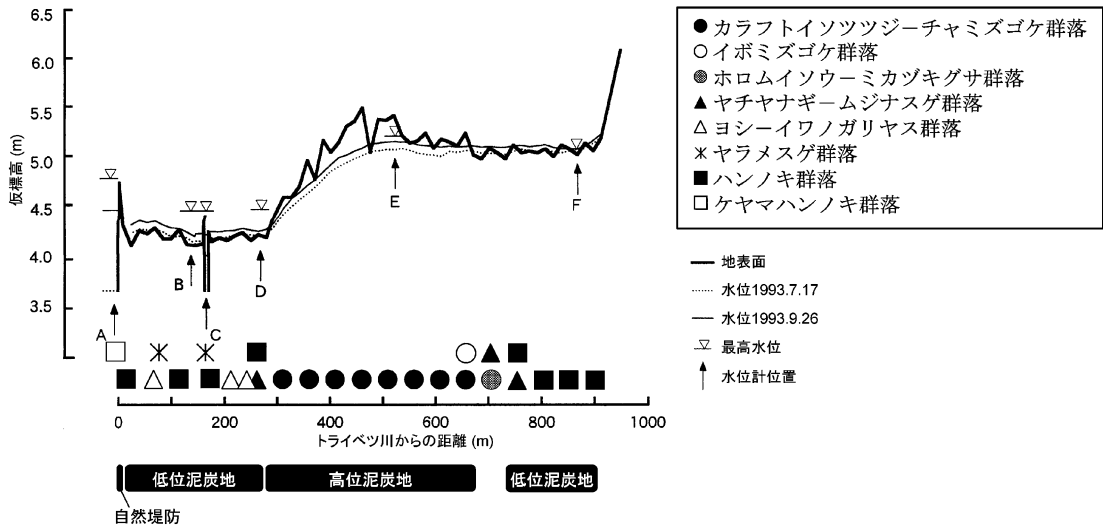


図-2 別寒辺牛湿原の泥炭地横断面および地下水位と群落分布 (井上, 1997; 佐藤ら, 2002 より作成)
 A から F は地下水位計を設置した場所

Fig. 2 Ground water level and distribution of plant communities at a cross-section of
 Bekanbeushi Mire (Inoue, 1997; Sato *et al.*, 2002).
 A~F: the setting points of a ground water level logger.

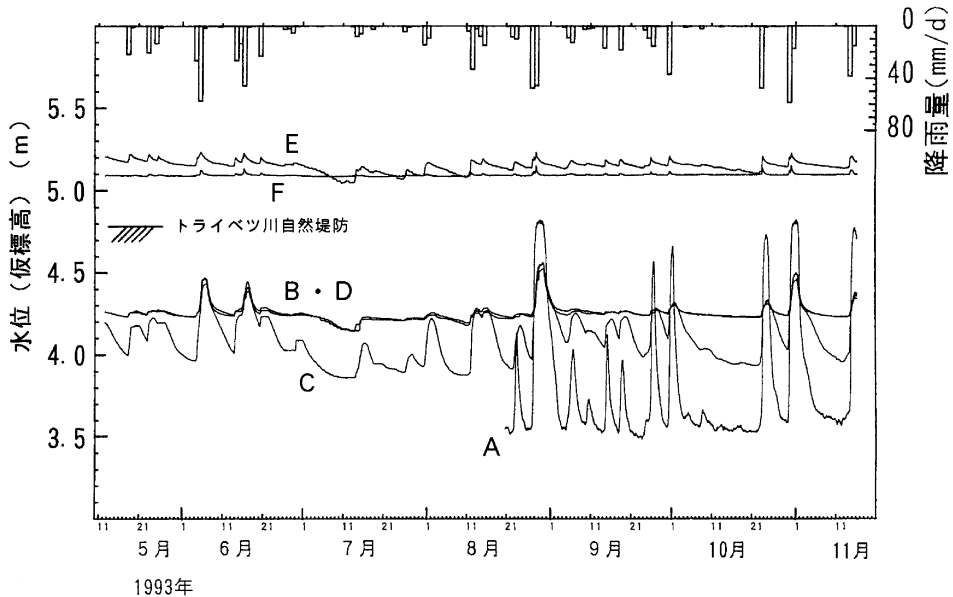


図-3 別寒辺牛湿原の河川水位および地下水位の変動 (井上, 1997)

A: トライベツ川, B: ハンノキ林 (低位泥炭地), C: 低位泥炭地内の小河川の河川水位, D: ヤチヤナギ-ギムジナスゲ群落 (低位泥炭地), E: カラフトイソツツジ-チャミズゴケ群落 (高位泥炭地), F: 丘陵側のハンノキ林 (低位泥炭地)。位置については図-2 参照。

Fig. 3 Fluctuation of ground water level and river level at Bekanbeushi Mire (Inoue, 1997). A: Toraihetsu River, B: Alder forest (rich fen), C: water level of the small stream on the fen zone, D: *Myrica gale* var. *tomentosa*-*Carex lasiocarpa* var. *occultans* community (poor fen), E: *Ledum palustre* ssp. *diversipilosum*-*Sphagnum fuscum* community (bog), F: Alder forest near the hill side (rich fen). See Fig. 2.

流し、B、C、D地点すべてで水位が高くなっている。BとDは湿原内の小河川を挟んだ低位泥炭地内に位置し、両地点はほぼ同一の水位変動を示す。Cの小河川の水位は無降雨時にB、Dより低く、周辺の低位泥炭地の水を排水している。無降雨期および盛夏を除くとB、Dの水位変動はほぼ一定で、微高地となっている両岸の小自然堤防に排水が阻まれている。一方、高位泥炭地Eは、降雨による上昇とその後の緩やかな水位の低下という、高位泥炭地特有の水位変動パターンを示す。丘陵側のハンノキ林の成立する低位泥炭地Fは、水位変化が非常に小さく、降雨によりわずかに上昇するが、降雨後速やかに元の水位に戻る。水位が一定であることは、水がたえず丘陵側から浸出水（湧水）として供給され、かつ流出も継続していることを示している。この様に低位泥炭地部分は、河川の氾濫や雨水の集水、浸出水（湧水）によって鉱水が流れ込む鉱水涵養性で、鉱水は一般に富栄養といわれている。一方、高位泥炭地部分は雨水によってのみ涵養される雨水涵養性であるので、貧栄養な状況に保たれている。

泥炭地特有の地形は、水文環境、つまり地下水位の高さや変動パターンに影響し、さらに供給される水が雨水なのか鉱水なのか、あるいは浸出水（湧水）なのかによって、植生は決まってくる。そのため泥炭地では微地形に応じた群落の配列が見られるのである。

5. 人為による植生変化と泥炭の物理性

5.1 排水の影響による植生の変化

北海道には現在、わが国の残存湿原の約9割の面積が集中するとされる。しかしながら、開拓の進展と戦後の泥炭地開発によって、1990年代後半には北海道の湿原の実に7割が消失している（富士田, 1997）。湿原の減少は近年も続いており、残った湿原でも特に人為による排水の影響で植生の退行が顕在化している。

北海道南西部から日本海側北部までの高層湿原では、泥炭地排水の影響でササ（チマキザサやクマイザサ）の湿原内への侵入が著しい（富士田・井上, 2005; 富士田・橋, 1998; 富士田・武田, 2002; 富士田ら, 2003; 羽山・中津川, 2004; 橋・伊藤, 1980; 武田, 2000; 館脇,

1928; 梅田ら, 1988)。この地域の低地湿原では、排水の影響が現れると、まずヌマガヤが大型化して優勢となり(富士田・井上, 2005; 館脇, 1928), 幌向泥炭地(館脇, 1928), 月ヶ湖湿原(富士田・武田, 2002), 篠路湿地(富士田・井上, 2005)では、サワシロギクの増加も顕著になることが報告されている。さらに排水の影響が強まり退行が進むとササが優占する群落へ変化する。石狩泥炭地を含む北海道南西部の残存湿原では、ヤマウルシの進入が見られるケースも多い(富士田・武田, 2002; 富士田・橋, 1998; 武田, 2000)。

一方、冬季寡雪低温な十勝から道東地域では、分布するササの中心がミヤコザサであるため、過湿な立地に弱いミヤコザサは湿原内に容易に侵入しない。これらの地域の湿原で排水による地下水位の低下あるいは変動パターンの変化が起こった場合、高層湿原ではチャミズゴケ群落からヌマガヤ群落への退行がまず起こる。橋ら(1997)が行なった道東の標津湿原での調査によると、湿原の北、西、南に掘削された排水溝の影響でエゾゴゼンタチバナ-チャミズゴケ基群集からヌマガヤ-ハンノキ基群集への退行が起きている。また、チャミズゴケ群落内にシラカンバやケヤマハンノキ、ナナカマド、ノリウツギの侵入が見られ、特にシラカンバの侵入が著しいと述べている。道東地域での泥炭地排水による植生の変化に関する報告が少ないため、詳細は今後の調査にゆだねるが、排水の影響で高層湿原の地下水位が低下するとヌマ

ガヤが優勢になるのは、北海道南西部や日本海側の湿原と同様であるが、その後ササが侵入せずにハンノキやシラカンバといった樹種が直接侵入すると考えられる。

5.2 湿原内へのササの侵入と地下水位の低下

道北のサロベツ湿原では、橋・富士田(2004)が1998年から2001年まで湿原全域から391個の植生調査資料を得、二元指標種分析(TWINSPAN)によって解析を行ない、合計30タイプの群落を区分している。そして1970年代の植生データ(宮脇ら, 1976; 橋・伊藤, 1980)と比較し、高層湿原の小凹地ではチマキザサ-ウツクシミズゴケ群落、高層湿原のローン(lawn: 山地湿原や高層湿原に成立しているミズゴケ類やイネ科, 小型のスゲ類から構成される芝生状の緻密でやや平坦な植生。)ではチマキザサ-イボミズゴケ群落といったチマキザサが侵入した新しい群落が加わったことを示している(橋・富士田, 2004)。また、橋・松原(2000)は、サロベツ湿原全域の2万分の1の植生図を作成し、宮脇ら(1976)の植生図と群落型を比較している。その結果、中間湿原のカラフトイソツツジ-ヌマガヤ群落、低層湿原のイワノガリヤス-ヨシ群落の典型基群集とムジナスゲヨシ基群集の面積が減少し、一方で中間湿原、低層湿原でチマキザサを伴った群落が面積を増加させていることを示している。橋・富士田(2004)は、最近30年間の植生変化からサロベツ湿原の植生退行遷移モデルを作成している。元々サロベツ湿原では、高層湿原、中間湿原、低

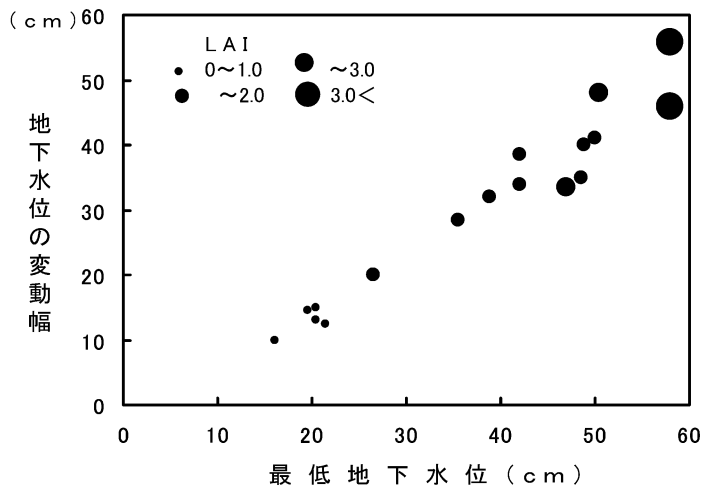


図-4 サロベツ湿原のチマキザサの葉面積指数(LAI)と地下水位の関係
ここでの地下水位は地表面から地下水位面までの深さを示す。

Fig. 4 Relationship between the leaf area index (LAI) of *Sasa palmata* and ground water level at Sarobetsu Mire.

The ground water level indicates the depth of water table from the ground surface.

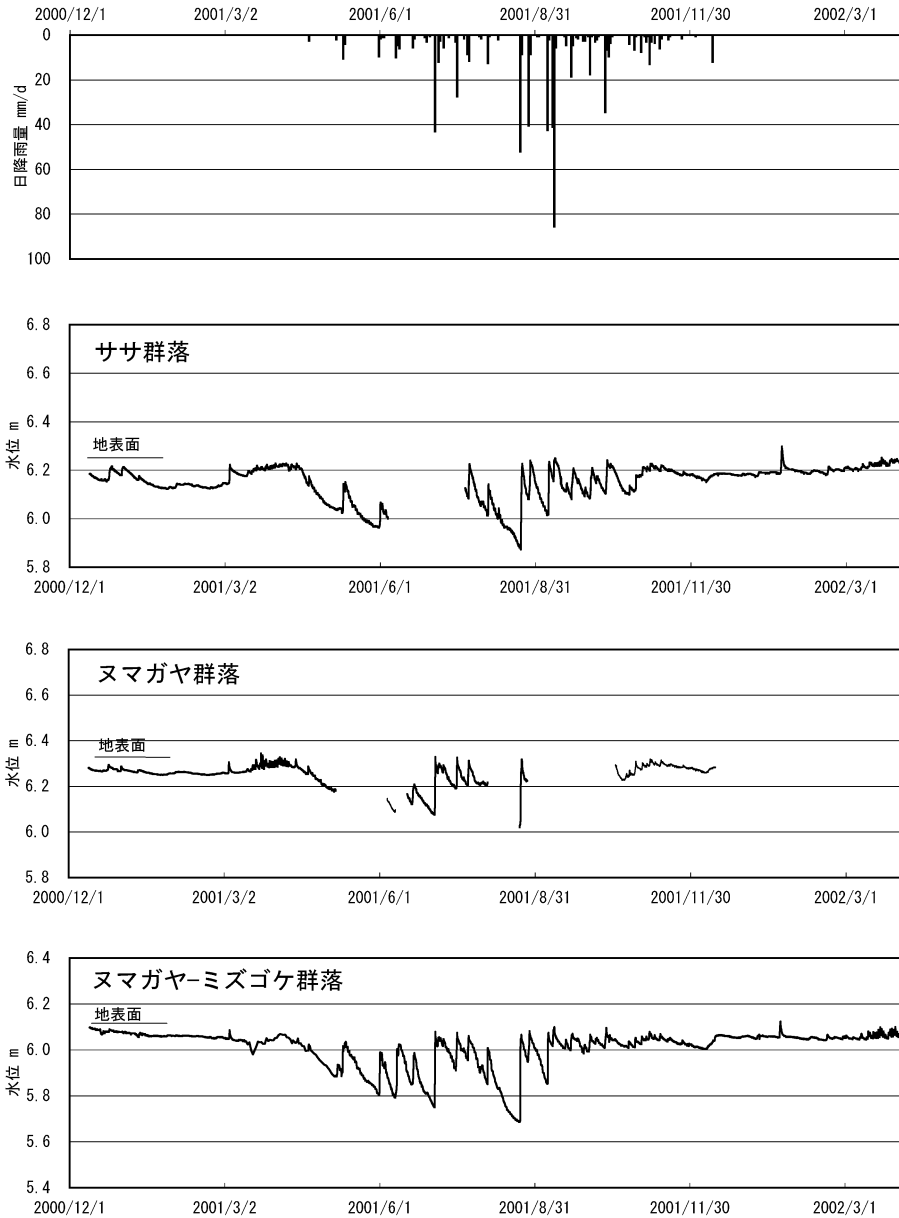


図-5 篠路湿地の2000年12月から2002年3月までの3地点における地下水位の連続測定結果と降水量
欠測部は地下水位計の不具合による(富士田・井上, 2005)。

Fig. 5 Ground water level fluctuations and precipitation at three points in Shinoro Mire from December 2000 to March 2002.
Missing data is due to instrument problem. (Fujita and Inoue, 2005)

層湿原、湿地林、湿原周辺のリュレ (Rülle (n), 湿地溝：ドーム状高位泥炭地で流去水の水みちとなっているところ。他の高位泥炭地部分よりも幾分鉱物質に富み、低位泥炭地となる(北海道泥炭地研究会, 1992)) ごとに異なる

群落分布しており、これらが排水効果の大小によって様々な群落に移り変わっていくが、いずれの退行群落もチマキザサを伴っているのが特徴である。

ササの侵入と地下水位の関係については、高桑・伊藤

(1986)が、地下水位が高く泥炭中の酸素拡散速度が低い場所では、ササの分布や生育が抑制されやすいことを示している。また、梅田ら(1988)は、サロベツ湿原での調査結果から湿原へのササの侵入は地下水位の低下と相関することを報告しており、地下水位低下はササの侵入を容易にしている。図-4は、サロベツ湿原における地下水位の測定結果とササの葉面積指数との関係を図化したものである(環境庁自然保護局, 1993)。葉面積指数とは、単位土地面積上にある全葉面積の割合である。横軸に地下水位が年間で最も低くなった時の地表からの深さを、縦軸には地下水位の年間変動幅を示し、葉面積指数はドットの大ききで示してある。ササは地下水位が低くかつ変動幅が大きいほどよく繁茂し、最低地下水が20 cm、変動幅が10 cm程度までは侵入するが、その現存量はかなり小さい。そして最低地下水が15 cmより高く変動幅が10 cm以内の場所には、ササが侵入していない。

それでは実際に地下水位の低下によってササが侵入し、植生が退行している湿原の水文環境は、どのように変化しているのだろうか。図-5は、札幌市北区の篠路湿地での地下水位の測定結果である(富士田・井上, 2005)。篠路湿地では植生の退行が著しく、高層湿原植生が現在では6群落に分化している。図-5はササ群落、ヌマガヤ群落、ヌマガヤ-ミズゴケ群落での地下水位を示している。3地点ともに、冬季の積雪期間中はほとんど

水位変動のない安定した水位を保ち、春の融雪開始とともに水位は日周期の増減を繰り返しながらやや上昇し、消雪とともに低下する。夏季は、降雨により水位が上昇し、降雨後急激に低下するというパターンを繰り返し、水位変動は大きなものになっている。退行の程度に差があり分布する群落が異なるにもかかわらず、地下水位の変動パターンには大きな違いが見られず、全域で夏季に大きく低下していることは、この湿地全体が乾燥状態にさらされていることを示している。図-6は、湿地植生が比較的良好に残存しているヌマガヤ-ミズゴケ群落での地下水位測定結果と道北・サロベツ湿原のミズゴケの優占する高層湿原での地下水位測定データ(西村ら, 2004)とを対比したものである。サロベツの高層湿原の地下水位変動幅が20 cm弱に留まっているのに対し、篠路湿地のヌマガヤ-ミズゴケ群落では約40 cmに及ぶ大きな水位変動を呈している。夏季無降雨時の水位低下が大きいことは、その間表層の泥炭が好気的条件下にさらされることを意味する。篠路湿地での泥炭のボーリング結果によると、地表付近0-0.5 mの泥炭が黒色を呈し分解が進んでいる(富士田・井上, 2005)。このことは、最近の水位低下のため空気が侵入し、泥炭の分解が促進され、湿原土壌としての泥炭そのものの質的变化が生じていることを示している。

5.3 泥炭地排水による泥炭物理性と植生の変化

梅田ら(1983)によれば、泥炭の理工学性については、

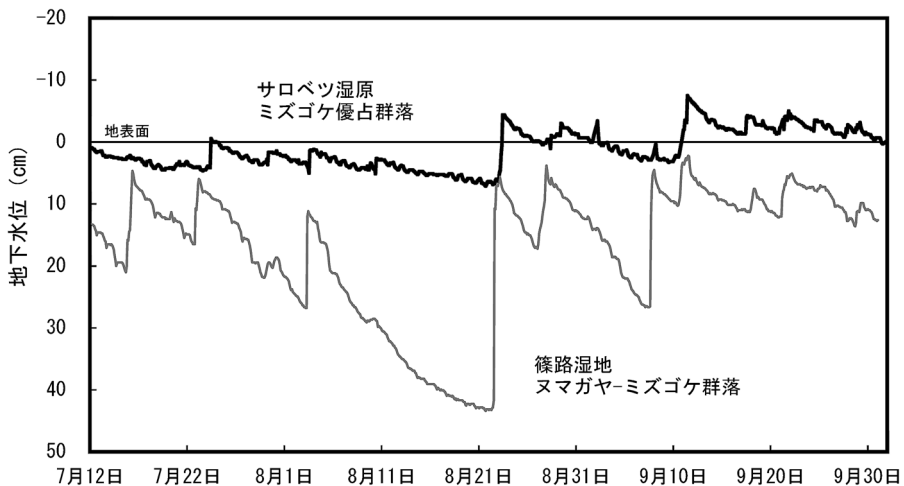


図-6 2001年夏季の篠路湿地ヌマガヤ-ミズゴケ群落とサロベツ湿原ミズゴケ優占群落における地下水位の変動
水位標高は地表面を0とする相対標高に直した。

Fig. 6 Ground water level fluctuations at a *Moliniopsis japonica-Sphagnum* community in Shinoro Mire and a *Sphagnum* bog in Sarobetsu Mire. Elevation of water table is converted into water depth from the ground surface.

含水比、分解度、密度、間隙比、強熱減量などいずれも大きなばらつきを持っており、含水比で 400-1,000%、間隙比 2-19、強熱減量で 20-98% などといった範囲であるという。能登（1991）によると、泥炭地盤は平面的にも深さ方向にも土質工学的性状の変化が激しいため、土質調査で土質性状を精度よく完全に把握することは困難であるという。したがって、泥炭の物理性に関する分析データから植生の退行と泥炭の物理性の変化の間に明確な関係を見出すことは難しいが、いくつかの要因の間には傾向が読み取れる。図-7 は川端・神谷（未発表）が行なった石狩泥炭地内の残存湿原や植生遷移の進行した泥炭地、静狩湿原からサンプリングした高位泥炭の物理性に関する分析結果のうち、泥炭自然含水比（%）と強熱減量（%）の関係を示したものである。図中の f とは、宮川（1958）が提唱した含水-強熱減量比と呼ばれる指数である。含水比と強熱減量は一般に比例関係にある。しかし、含水比は圧縮（排水）履歴により変化し、 f の値は

宮川（1958）は素地泥炭で 10、圧縮泥炭で 7 となると報告している。それゆえ、 f の値で圧縮（排水）履歴が評価できる。高層湿原本来の植生が残る地点である B は、自然含水比と強熱減量との間の f 値が大きく、やや植生が退行した C と D の群落グループ、退行遷移がさらに進んだ「その他」のグループになるほど f 値が小さくなる傾向が現れる。つまり強熱減量が高く有機物含量が多いにもかかわらず、排水などの影響で自然含水比が低くなるほど植生の退行が顕著であることが示された。また、図-8 は同様のデータから圧密降伏応力 (kN/m^2) と自然含水比（%）の関係を示したもので、両者は反比例の関係を示す。植生の退行が進むほど圧密降伏応力が大きくなり自然含水比が小さくなる。

以上のように湿原が人為によって排水され、地下水位が低下したりその変動パターンが変化したりすると、植生が退行するだけでなく、泥炭そのものの理工学性的変化が起こるのである。

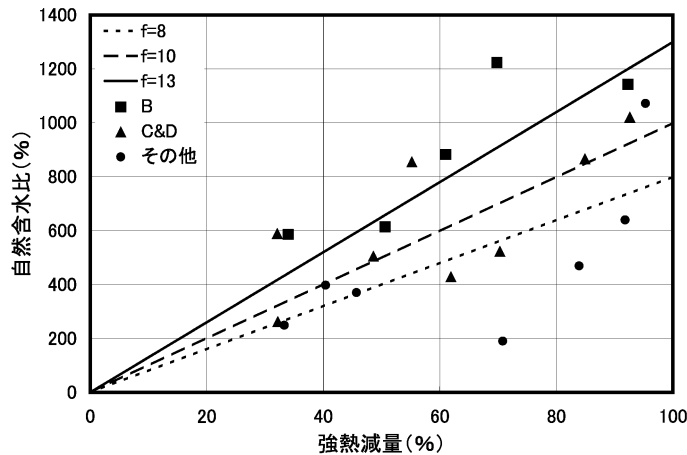


図-7 石狩泥炭地および静狩湿原の泥炭の自然含水比（%）と強熱減量（%）の関係
 f は、含水-強熱減量比と呼ばれる指数（宮川、1958）。泥炭の含水比は圧縮（排水）履歴により変化し、 f の値は素地泥炭で 10、圧縮泥炭で 7 となる。（宮川、1958）。B：高層湿原本来の植生が残る地点の泥炭資料（ヌマガヤ-イボミズゴケ群落）；C & D：やや植生が退行した地点の泥炭資料（ヤマウルシ-ヌマガヤ群落，ヤマウルシ-ヌマガヤ・チマキザサ群落）；その他：更に退行遷移が進んだ群落。（川端・神谷，未発表データより作成）。

Fig. 7 Relationship between natural water content (%) and ignition loss (%) of peat in Ishikari Peatlands and Shizukari Mire.
 Factor 'f' indicated the ratio of natural water content to the ignition loss of peat. As natural water content of peat defers by its compression history, the 'f' value of virgin peat is about 10 whereas compressed peat may have value of around 7 (Miyagawa, 1958). B: *Moliniopsis japonica-Sphagnum papillosum* community; C & D: *Rhus trichocarpa-Moliniopsis japonica* community, *Rhus trichocarpa-Moliniopsis japonica* and *Sasa palmata* community; Others: communities with greater retrogressive succession (from Kawabata and Kamiya, unpublished data).

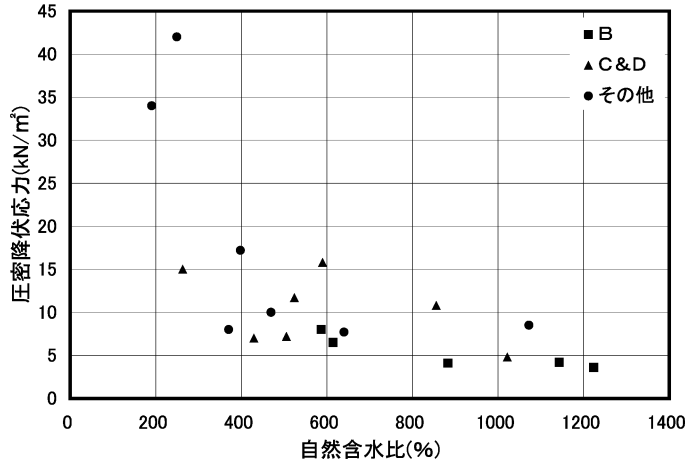


図-8 石狩泥炭地および静狩湿原の泥炭の自然含水比 (%) と圧密降伏応力 (kN/m²) の関係
 B : 高層湿原本来の植生が残る地点の泥炭資料 (ヌマガヤ-イボミズゴケ群落); C & D : やや植生が退行した地点の泥炭資料 (ヤマウルシ-ヌマガヤ群落, ヤマウルシ-ヌマガヤ・チマキザサ群落); その他 : 更に退行遷移が進んだ群落。(川端・神谷, 未発表データより作成)

Fig. 8 Relationship between natural water content (%) and consolidation yield stress (kN/m²) of peat in Ishikari Peatlands and Shizukari Mire.
 B : *Moliniopsis japonica-Sphagnum papillosum* community ; C & D : *Rhus trichocarpa-Moliniopsis japonica* community, *Rhus trichocarpa-Moliniopsis japonica* and *Sasa palmata* community ; Others : communities with greater retrogressive succession (from Kawabata and Kamiya, unpublished data).

6. おわりに

役に立たない土地として忌み嫌われてきた湿原も、近年では生物多様性あるいは自然環境の保全の観点から、保護すべき自然と認識されるようになった。しかしながら多くの湿原, 特に低地の湿原では、何らかの人為の影響にさらされ植生の退行と立地環境の変化が顕在化している。今後はどのように周辺の農用地や人間活動と折り合いをつけ共存していくのかが、最大の課題であろう。豊かな自然を未来に残すためには、共存・共栄の方策を確立するための研究と、さらなる湿原生態系の解明に関する基礎研究が重要で、今後それらの成果を踏まえた保全や修復の技術が開発されることを期待したい。

引用文献

富士田裕子 (1997) : 北海道の湿原の現状と問題点. 財団法人自然保護助成基金 1994・1995 年度研究助成報告書, 北海道の湿原の変遷と現状の解析—湿原の保護を進めるために—, pp. 231-237. 自然保護助成基金, 東京.
 富士田裕子・井上 京 (2005) : 札幌市篠路湿地の植生および水文環境の現状と保全について. 植生学会

誌, 22 : 113-133.
 富士田裕子・加納左俊・今井秀幸 (2003) : 上サロベツ湿原時系列ササ分布図の作成とササの面積変化. 北大植物園研究紀要, 3 : 43-50.
 富士田裕子・橋 ヒサ子 (1998) : 元国指定天然記念物静狩湿原の変遷過程と現存植生. 植生学会誌, 15 : 7-17.
 富士田裕子・高田雅之・金子正美 (1997) : 北海道の現存湿原リスト. 財団法人自然保護助成基金 1994・1995 年度研究助成報告書, 北海道の湿原の変遷と現状の解析—湿原の保護を進めるために—, pp. 3-14. 自然保護助成基金, 東京.
 富士田裕子・武田恒平 (2002) : 月ヶ湖湿原の植生. 財団法人前田一步園財団創立 20 周年記念論文集 北海道の湿原 (辻井達一・橋ヒサ子編), pp 153-160. 北海道大学図書刊行会, 札幌.
 羽山早織・中津川誠 (2004) : サロベツ湿原の地下水環境と植生変化について. 北海道開発土木研究所月報, 612 : 3-20.
 北海道泥炭地研究会 (1992) : 泥炭地用語事典 改訂第 2 版. エコ・ネットワーク, 札幌.
 北海道開発庁 (1963) : 北海道未開発泥炭地調査報告.

- pp. 315, 北海道開発庁, 札幌.
- 井上 京 (1997): 別寒辺牛泥炭地にみる低地泥炭湿原の水文環境と形成過程. 財団法人自然保護助成基金 1994・1995 年度研究助成報告書, 北海道の湿原の変遷と現状の解析—湿原の保護を進めるために—, pp. 41-47. 自然保護助成基金, 東京.
- 環境庁自然保護局・北海道地区国立公園管理事務所礼尻 礼文サロベツ国立公園利尻管理官事務所 (1993): 環境庁サロベツ原野保全対策事業 サロベツ湿原の保全. 北海道地区国立公園管理事務所, 札幌.
- 吉良竜夫 (1948): 温量指数による垂直的気候帯のわかちかたについて. 寒地農学, **2**: 143-173.
- 宮川 勇 (1958): 泥炭地の土質工学的調査研究 (第 3 報). 北海道開発局土質試験所報告, **20**: 68-71.
- 宮地直道・神山和則 (1997): 石狩泥炭地における湿原の消滅過程と土地利用の変遷. 財団法人自然保護助成基金 1994・1995 年度研究助成報告書, 北海道の湿原の変遷と現状の解析—湿原の保護を進めるために—, pp. 49-57. 自然保護助成基金, 東京.
- 宮脇 昭・奥田重俊・藤原一絵・井上香世子 (1976): サロベツ原野の植生. 財団法人環境資源保護財団, 東京.
- 宮脇 昭・奥田重俊・藤原睦夫 (1994): 改訂新版 日本植生便覧. pp. 910, 至文堂, 東京.
- 西村鈴華・井上 京・富士田裕子 (2004): サロベツ泥炭地ミズゴケ復元実験区の水文環境. 第 53 回農業土木学会北海道支部研究発表会講演集, 78-81. 札幌.
- 能登繁幸 (1991): 泥炭地盤工学. pp. 202, 技報堂出版, 東京.
- Sakaguchi, Y. (1961): Paleogeographical studies of peat bogs in northern Japan. J. Fac. Sci. Tokyo Univ., Sec. 2, **12**: 421-513.
- 坂口 豊 (1974): 泥炭地の地学—環境の変化を探る—. pp. 329, 東京大学出版会, 東京.
- 佐藤雅俊・橘ヒサ子・松原光利・新庄久志 (2002): 別寒辺牛湿原の植生. 財団法人前田一步園財団創立 20 周年記念論文集 北海道の湿原 (辻井達一・橘ヒサ子編), pp. 65-86. 北海道大学図書刊行会, 札幌.
- 橘ヒサ子 (1997): 北海道の湿原植生概説. 財団法人自然保護助成基金 1994・1995 年度研究助成報告書, 北海道の湿原の変遷と現状の解析—湿原の保護を進めるために—, pp. 15-27, 自然保護助成基金, 東京.
- 橘ヒサ子 (2002): 北海道の湿原植生とその保全. 財団法人前田一步園財団創立 20 周年記念論文集 北海道の湿原 (辻井達一・橘ヒサ子編), pp. 285-301. 北海道大学図書刊行会, 札幌.
- 橘ヒサ子・富士田裕子 (2004): 地下水位低下の湿原への影響評価と保全的管理手法の開発 1 湿原の乾燥化による植生の退行遷移及び原植生の解明と評価手法の開発. 研究成果第 421 集「湿原生態系および生物多様性保全のための湿原環境の管理及び評価システムの開発に関する研究」, pp. 10-17, 農林水産省農林水産技術会議事務局, 東京.
- 橘ヒサ子・井上 京・新庄久志 (1997): 標津湿原の発達過程と植生. 財団法人自然保護助成基金 1994・1995 年度研究助成報告書, 北海道の湿原の変遷と現状の解析—湿原の保護を進めるために—, pp. 151-170, 自然保護助成基金, 東京.
- 橘ヒサ子・伊藤浩司 (1980): サロベツ湿原の植物生態学的研究. 環境科学・北海道大学大学院環境科学研究科紀要, **3**: 73-134.
- 橘ヒサ子・松原光俊 (2000): 土地利用変化に伴う湿原植生の退行遷移に関する研究 I. サロベツ湿原の過去 20 年間の植生変化. 日本生態学会第 47 回大会講演要旨集: 117.
- 高桑 純・伊藤浩司 (1986): 湿原におけるササの生態的動向. 北海道大学大学院環境科学研究科邦文紀要, **2**: 47-65.
- 武田恒平 (2000): 北海道南西部における湿原の退行遷移系列に関する研究. 平成 11 年度北海道大学農学部生物資源科学科植物体系学研究室卒業論文 (未公開).
- 館脇 操 (1928): 群落生態より見たる石狩國幌向泥炭地. 札幌農林學會報, **19**: 531-563.
- 梅田安治・辻井達一・井上 京・清水雅男・紺野康夫 (1988): サロベツ泥炭地の地下水位とササー泥炭地の形態的研究 (Ⅲ)—. 北海道大学農学部邦文紀要, **16**: 70-81.
- 梅田安治・月館光三・矢橋辰吾 (1983): Ⅲ-2. 泥炭・黒泥土. 土の理工学性実験ガイド (農業土木学会土の理工学性実験ガイド編集委員会), pp. 184-191, 農業土木学会, 東京.
- 浦上啓太郎・飯塚仁四郎・瀬尾春雄 (1954): 北海道農業試験場土性調査報告 第 4 編 石狩国泥炭地土性調査報告. 北海道農業試験場, 札幌.

要 旨

広大な泥炭地が広がる北海道には、数多くの湿原が残存する。多くは低地の沖積平野に分布し、河川氾濫の影響を受ける鉱水涵養性の低層湿原であるが、雨水涵養性の高層湿原まで発達したものも見られる。北海道の湿原植生は、橘(1997)、橘(2002)により温度と降水量(冬季の降雪量と最深積雪)の環境傾度上の分布から、低地湿原は5グループに、山地湿原は6グループに区分される。泥炭地内での植物群落の配列は、泥炭地特有の微地形と水文環境、特に地下水位の高さとその変動パターン、更に雨水涵養性か鉱水涵養性かによって規定される。近年は、残存湿原で排水の影響による植生の退行が顕在化している。特に北海道南西部から道北地域の低地湿原では、ササの湿原内への侵入が顕著で地下水位低下との関係が指摘されている。

受稿年月日: 2006年1月27日

受理年月日: 2006年6月10日

北海道における泥炭農地整備技術の変遷と課題

石 渡 輝 夫*

Changes and Issues of Consolidation Techniques of Peaty Arable Land in Hokkaido

Teruo ISHIWATA*

* Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Hiragishi 1-3-1-34,
Toyohira-ku, Sapporo, 062-8602, Japan

1. はじめに

有機物含量が30%以上の土層が泥炭層とされ、①表層から20 cm以上の泥炭層を有する土壌、あるいは②深さ50 cm以内に25 cm以上の泥炭層を有する土壌、が泥炭土とされ、その面積は既耕地及び農地化が可能な未墾地を併せて24万 haである(橋本, 1993)。その中には、泥炭層厚が数 mにも及ぶ泥炭土がかなり広く分布する。泥炭層の有機物は湿地植物の遺体由来し、その生育時の養分供給条件を反映した構成植物により、低位泥炭、中間泥炭及び高位泥炭に分類される。泥炭土壌は容積重が小さく、孔隙量が多く、有機物含量及び水分飽和度が高く、pHが低いことが特徴であり、特に高位泥炭土でその傾向が顕著である(表-1, 表-2)。また、農作業に不可欠な地耐力も弱い。このため、泥炭土壌の農地化に必要な対策は第1に排水、第2に鉍質土客土、第3に酸性矯正であり、多大な土地改良を要する土壌である。この改良強度は一般に、低位泥炭土<中間泥炭土<高位泥炭土、の順である。

また、泥炭土では排水に伴い、地盤沈下が生じ、泥炭層が厚い場合には数 mに及ぶ沈下が生じ、これも農地化のために大規模な基盤整備を必要とする理由のひとつである。未墾地の農地化は一般に条件の良い所から行われる。このため、泥炭層の厚い地帯での大面積な農地造成や既耕地の整備が行われたのは、第2次世界大戦後の食糧増産と外地からの引揚げ者の受入れのための緊急開拓後の北海道総合開発計画に基づき、排水、客土及び農道整備が一連の土地改良事業等により、大型機械を用いて行われた1950年代以降である(柿本, 1969)。

北海道では、国費で設置された農事試験場(1893年; 岩見沢市幌向(1896年廃止)と札幌市対雁(1909年廃

止)、1910年; 札幌市琴似(1926年廃止)、1919年; 美唄市)を中心にして泥炭未墾地の農地化に際しての肥培管理だけでなく、暗渠排水や客土に関する試験が実施されてきた。本稿では泥炭未墾地の農地化過程だけでなく、既耕地整備での排水と客土も含めて、その技術の変遷を整理し、それに伴って生じた地盤沈下の実態と課題も報告する。

2. 排水整備

泥炭土に限らず湿性農地での排水目的は①土層内の過剰水を排除し、通気性を良好にして、畑作物の栽培環境を整備する事(本松, 1976)、②排水により、地耐力を増し、大型機械の走行性を向上させる事(本松, 1976)、③土壌の含水率を低下させ、熱容量を小さくして、春夏期の地温上昇を促進する事(表-3; 内田(1978))にある。

2.1 明渠排水の間隔と深さ

本松(1976)によると、1920年(大正9年)頃から明渠の深さと間隔を変えた試験が行われ、深さ1 m前後で、間隔40~50 mが共通した結論になった。さらに低位泥炭の水田を対象とした試験では、深さ60 cmでは間隔が36 m、深さ90 cmでは間隔は45 mが妥当とされた(表-4)。1936年には明渠は18~27 mの間隔で深さ90 cm以上とされた。

2.2 暗渠排水の深さと間隔

1936年には暗渠排水は深さ60~80 cmで18 mの間隔とされた(千葉ら, 1969)。また、暗渠とは別に1 m間隔の切断排水の有効性が図-1のように示された(後藤ら, 1969)。

泥炭土の透水係数は $10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ 程度であり、透水性自体は不良ではない(千葉ら, 1969)。このため、春の田植え準備期間の排水よりも秋の落水後の排水を順調に行

* (独)土木研究所寒地土木研究所 〒062-8602 札幌市豊平区平岸 1-3-1-34
キーワード: 泥炭農地, 暗渠排水, 客土, 地盤沈下, 土壌物理性

表-1 サロベツ泥炭未墾地の土壌化学性

Table 1 Chemical properties of soils of peaty un-reclaimed land in Sarobetu

種類	深さ (cm)	pH		加水酸度 y1	灼熱残さ (g g ⁻¹)	窒素 (g g ⁻¹)	CEC cmol _c kg ⁻¹	置換性塩基				塩基飽和度 (%)	リン酸吸収係数 (mg/100 g)
		H ₂ O	KCl					Ca	Mg	K	Na		
低位泥炭	0~32	4.39	3.86	167	0.25	0.011	59.6	11.7	8.8	0.8	1.8	39	390
	32~55	5.73	5.41	78	0.15	0.022	67.1	25.6	21.3	0.4	3.2	75	1510
	55~75	4.89	4.41	162	0.15	0.023	72.7	11.1	16.5	0.5	3.4	43	1240
	75~	4.80	4.07	79	0.71	0.010	50.7	8.0	11.3	0.8	1.9	43	1160
中間泥炭	0~26	3.85	2.93	362	0.05	0.013	95.0	10.5	9.3	0.7	3.0	25	0
	26~50	4.23	3.32	212	0.09	0.003	58.8	5.4	5.4	0.4	2.9	24	0
	50~67	4.27	3.49	272	0.09	0.017	73.3	5.2	4.6	0.4	3.2	18	400
	67~90	4.38	3.53	226	0.18	0.021	73.3	4.1	5.3	0.3	2.0	16	600
	90~123	4.60	3.67	166	0.33	0.022	65.9	2.1	3.3	0.2	1.4	11	1080
	123~	4.67	3.74	139	0.66	0.012	61.9	1.6	4.0	0.4	1.2	11	1660
高位泥炭	0~25	4.10	3.36	273	0.10	0.010	90.8	11.9	16.9	2.1	3.5	38	240
	25~47	4.23	3.37	254	0.07	0.016	76.5	8.1	10.4	0.7	3.2	29	0
	47~75	4.43	3.43	264	0.07	0.018	69.3	5.2	0.6	0.6	3.8	15	10
	75~	4.52	3.41	250	0.09	0.023	95.9	2.8	0.4	0.5	2.2	6	160

(穴戸信貞, 未発表)

表-2 サロベツ泥炭未墾地の土壌物理性

Table 2 Physical properties of soils of peaty un-reclaimed land in Sarobetu

種類	容積重 (g cm ⁻³)	三相比		
		固相	液相 (cm ³ cm ⁻³)	気相
低位泥炭	0.145	0.096	0.754	0.150
中間泥炭	0.116	0.087	0.871	0.042
高位泥炭	0.087	0.065	0.826	0.109

(後藤ら, 1969)

わせ、収穫作業の能率化を図る必要があるとされた(本松, 1976)。1970年頃には泥炭土壌での暗渠排水に関して、深さは0.8~1.2m, 間隔は12~18mが基準とされた(本松, 1976)。

全国的には、1955年に「土地改良事業計画設計基準計画 暗キヨ排水」(農林省農地局)が刊行され、「北海道においては『吸水キヨ地表面以下:1~1.1m』を標準とするものとし、泥炭地はその特質上工事施工後地盤が沈下するからこれを見越して20~30cm標準より深く施工すべきである」とされた。また、同基準では、「吸水渠の間隔は深さにおけると同様作物の種類、土壌の構成、排水量と関係があるが、上記の深さを取る場合は、『泥炭土では12~18m』の標準を適当とする」とされた。

その後、1979年に「土地改良事業計画設計基準計画

暗渠排水」(農林水産省構造改善局)が刊行され、「暗渠の埋設深は泥炭層の状態に応じ0.8~1.2mとし、間隔は9~18mくらいとする」とされ、本松が整理した上述の値とほぼ一致する基準が全国的に示された。

さらに、2000年刊行の「土地改良事業計画設計基準計画 暗渠排水 基準書・技術書」(農林水産省構造改善局)では「泥炭土での暗渠排水は不可欠であるが、中位・低位泥炭土の地下水位を下げ排水改良をすると、有機質の分解が進み、泥ねい化すると同時に体積を著しく減少させ、圃場面は不等沈下する事になる。このことから、暗渠埋設深は地耐力を充分に確保しつつ、できる限り浅くし、必要以上に地下水位を下げないように注意する必要がある。具体的には、暗渠埋設深は上流端の最も浅い位置で50cm, 下流端の排水路出口で70cm以下とする」とされる。

このように泥炭土における農地整備では、排水対策が不可欠でそれに伴い地盤沈下が進行する事は古くから認識されていた。しかし、地盤沈下への具体的対策としての暗渠管理設深(吸水キヨ深さ)に関する規定は1955年版と2000年版の全国的基準で正反対であり、埋設深度自体は経時的に浅くなってきた。

上記の基準書・技術書では「吸水渠の間隔(S:m)については、土壌の透水性、地形、土地利用形態を勘案し、①近傍の類似地の設計値を参考とすること、②排水量(D:mm d⁻¹), 作土層の透水係数(k:cm s⁻¹)及び厚さ(H:cm)から算定、あるいは③類似地の試験の結果に

表-3 地下水位の地温に及ぼす影響

Table 3 Effects of underground water table on soil temperature

(1951年) (°C)

測定部位	地下水位 (cm)	6月			7月			8月	
		上旬	中旬	下旬	上旬	中旬	下旬	上旬	中旬
地表部	20	20.5	23.3	24.3	20.4	25.1	24.6	22.6	23.5
	60	21.7	24.3	24.8	20.6	25.2	24.7	22.7	24.2
10 cm 地温	20	14.9	16.9	18.8	18.5	21.7	23.0	21.4	22.6
	60	16.0	18.4	20.1	19.3	22.2	23.1	21.8	22.8

(志賀・宮崎, 1969)

表-4 低位泥炭土水田での明渠排水の深さと間隔の収量に及ぼす影響

Table 4 Effect of the interval distances and depths of open ditches on the yield in peaty paddy field

(kg/10 a)

深さ (cm)	60				90				
	27	36	45	54	27	36	45	54	
間隔 (m)	27	36	45	54	27	36	45	54	
年次	1929	41.6	58.3	46.8	37.4	28.6	35.4	57.5	34.6
	1930	215.7	216.7	214.7	202.9	238.5	201.4	194.1	188.3
	1931	61.7	75.1	69.4	61.4	35.5	53.8	64.1	51.9
	1932	41.5	29.0	37.8	43.6	40.1	36.7	28.5	38.9
4カ年平均収量 指数*	90.1	94.8	91.9	86.3	85.7	86.8	86.1	78.4	
	95	100	97	91	90	92	91	83	

(本松, 1976)

指数*: 最大収量を示した深さ 60 cm・間隔 36 m での値を 100 とした場合の比率

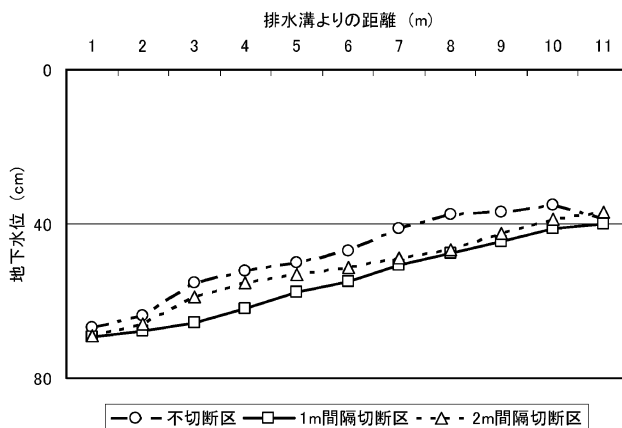


図-1 切断暗渠の地下水位に及ぼす効果

Fig. 1 Effects of cutting ditches within peaty soil on the depths of underground water table.

後藤ら (1969) より図化

基づき算定すること。間隔の下限値は 7.5 m 程度で、それ以下の場合は組合せ暗渠とすること」とされた。②の算定は、「暗渠溝(吸水溝)では暗渠管から耕盤層までの

部分が透水性の高い疎水材で埋め戻されるため、耕盤層と心土層を不透水層として、降雨は作土層を水平に流れて吸水渠に達するモデル」を基に、現場透水係数(K)を

補正して得られる透水係数 (k) から次式で求める。

$$S = 2H(k/D \cdot 86.4)^{1/2}$$

2.3 暗渠排水での使用資材

1955年の設計基準では吸水部分としてA:完全暗キョ (土管暗キョとモルタル管暗キョ) とB:簡易暗渠 (ソダ暗渠, 木箱暗キョ, 小丸太暗キョ, 並木暗キョ, 丸太暗キョ, 玉石暗キョ) が挙げられていたが, 1979年の設計基準では土管, コンクリート管と長尺パイプについて記載されている。2000年の設計基準では吸水管として陶管及び素焼き土管, 硬質塩化ビニール管, ポリエチレン管, 塩化ビニールコルゲート管及びポリエチレンコルゲート管があげられている。このように, 吸水部分の資材自体も工業化の進展に伴い大きく変化してきた。

1955年及び1979年刊行の設計基準 (農水省農地局及び農林水産省構造改善局) では, 他の土壌と同様に, 泥炭土でも暗渠管の埋設のための掘削部を, 基本的に掘削土で埋め戻すこととされていた。しかし, 暗渠の掘削部を掘削泥炭で埋め戻すと, 埋戻し部が透水不良となり, 暗渠排水の機能不良となる (石渡, 1992)。2000年刊行の設計基準 (農林水産省構造改善局) では, 吸水キョは吸水管および疎水材から構成されるものとし, 初めて疎水材の位置付けを明確にした。すなわち, 埋戻し部の水みちとしての機能を重視し, 粗間隙の多い資材を疎水材として用い, 暗渠管から作土の下端まで埋め戻すこととされた。

一般的な疎水材は砂利, 貝殻, チップなどであるが, 泥炭土の暗渠排水では高密度の大きな砂利等で埋戻すと, 吸水溝底と疎水材自体が沈下する懸念があり, これらの使用は不適である。この理由から, 宍戸ら (2002) は高密度の小さな貝殻を疎水材として用いた処理 (貝殻区) と従来法 (慣行区) を比較し, 貝殻区で排水性が高く (図-2), 暗渠管からの排水の pH は高く, 鉄濃度が低いこと (図-3) を明らかにした。この場合には暗渠排水の機能不良原因の1つである暗渠管内での鉄化合物の堆積が生じる可能性も低いと考えられる (Ishiwata *et al.*, 1998; 北川ら a, 2006)。

2000年代に入って, 暗渠管などの資材を使用せずに所定の深さに連続的な空洞を設ける切断掘削式無材暗渠が開発され, 泥炭土にも有効とされる。この施工費は暗渠管や疎水材を用いる普通暗渠排水の1/10以下で, 経済性の面からの評価も高い (北川ら b, 2006)。

なお, 1964~1966年の試験で, 土管暗渠に比べ, プラスチックパイプの引き込み暗渠は施工作业時間が1/20~1/30, 経費も安価であり, 不等沈下の生じる泥炭地では排水率も高い (千葉ら, 1969)。また, 埋め戻し跡は極

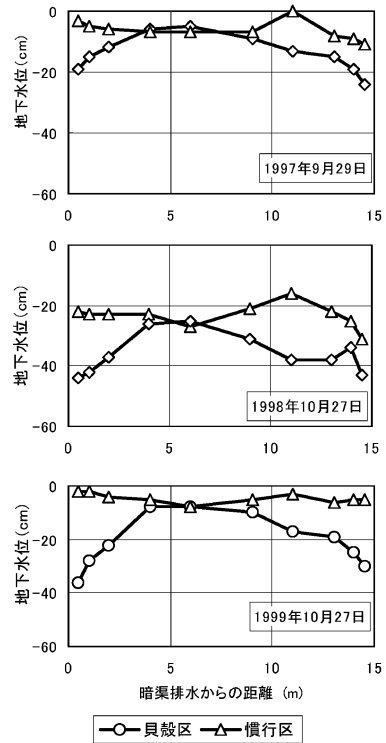


図-2 異なる暗渠排水の地下水位に及ぼす影響

Fig. 2 Effects of different tube drainages on the depths of underground water table.

宍戸ら (2002) を一部変更

めて軟弱であり, しばしばトラクターの走行の妨げになるので, 引き込み暗渠はこの点でも有利である (千葉ら, 1969)。このような長所を有する引き込み暗渠であるが, 地表面に凹凸があると, 一定勾配の吸水管の敷設が難しい事もあり, 全面的な普及には至らなかった。このため, 泥炭地での一般的な暗渠排水では吸水溝を掘り, 吸水管を敷設し, その周囲を粗朶 (ササ等) で覆い溝を掘削泥炭で埋戻す事が, 疎水材暗渠が行われるまでは一般的であった。

3. 客 土

客土とは他の場所から土壌を運搬して作土と混ぜ, その物理的・化学的な性質などを改良することにより, 土地の生産性を高める工法である。このため, 客土材には作土の性状とは対照的な土が用いられ, 有機質土である泥炭土に対しては無機質土が使用される。一方, 置土では, 外部からの土壌が耕起碎土深より厚く圃場に置かれる。このため, 置土材は作土と混和される事がなく, 新たな作土となる。泥炭農地では数回に亘り外部から土が

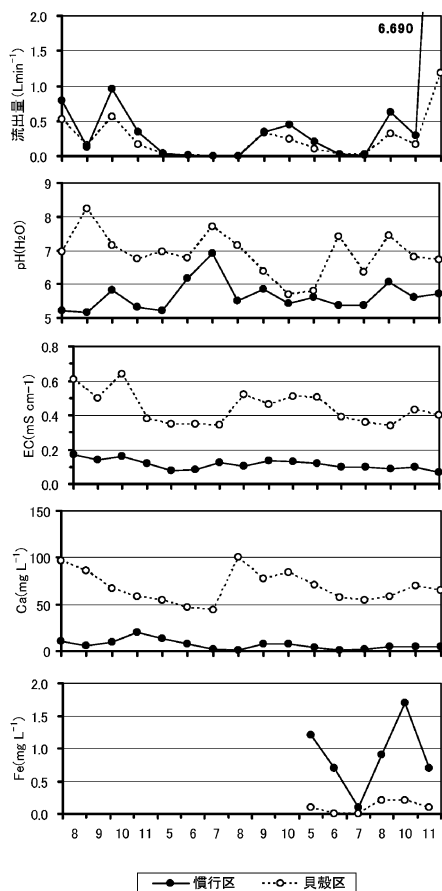


図-3 異なる暗渠排水からの排水量と水質

Fig. 3 Amounts of drained water and water quality from different tube drainages. 穴戸ら (2002) を一部変更

搬入される所もあり、置土となっている圃場も少なくない。本稿では上述の客土と置土を区別せず、両者を含めた用語として客土を用いる。

客土の効果として①欠乏する養分の補給、②機械導入に対しての地耐力や作物の支持力の付加、③熱伝導を高めることによる地温の上昇、④泥炭の分解を促進することによる窒素の有効化、⑤土壌による養分保持力の増強、⑥水田での浮き苗の防止、がある(本松, 1976)。この内、②、③および⑥の効果は施肥管理では代替できない部分である。

3.1 作物生産

1889年(明治32年)~1920年代後半までの試験では、3~9cm(1寸~3寸)の客土により水稲だけでなく畑作物についても客土の効果大きい事が明らかにされた

表-5 客土量の水稲収量に及ぼす影響

Table 5 Effects of the depths of soil dressing on rice yield.

客土量 (cm)	0	3	4.5	6	9	12
玄米収量指数*	100	118	124	128	125	129

*: 無客土区での収量を100とした場合の比率
志賀・宮崎 (1969) より作成

(千葉ら, 1969)。1944年には10カ年の客土試験の結果をまとめ、①施工後4~5年目に増収効果が最大、②泥炭地に不適な作物に有効、③凶作年に効果が大きいこと、が明らかにされた(千葉ら, 1969)。また、1928~1968年までの試験の結果、水田や畑への60m³/10aの客土により、水稲で10~20%、畑作物で20~30%の増収(特に菜豆、エンドウ、秋まき菜種で効果大)が明らかにされた(本松, 1976)。1963年の泥炭地研究室成績書は無客土の場合に比べて、6~12cmの客土で約30%の玄米増収を示した(表-5, 志賀・宮崎(1969))。

泥炭水田における夏期の泥炭の浮上現象に対し落水や鎮圧は水稲には良くないが、客土では良い結果が得られた(千葉ら, 1969)。

1970年代からは、米の生産調整が開始されるとともに、泥炭地産米の蛋白含量が高いこと等による低食味性が問題となった。そして客土量の増加に伴い、生産性向上だけでなく、米の食味も改善されることが明らかにされ、これを目的とした客土が事業として実施されている(柳原(2006), 水間・坂井(2006))。

1950年代前後の試験では、無客土で農地造成後5年間の酸性矯正と堆肥や肥料の施用により、客土した熟畑と同程度の収量を得た。そして、客土は経費と経済効果を総合勘案して行うべきであるが、作物収量の向上と安定に極めて高い効果を持つものであるから、経営の安定のために客土の重要性は大きいものであることは変わらない(志賀・宮崎, 1969)と結論された。

1960年代にサロベツ原野では、牧草地造成に対し、無客土開墾方式の試験が行われ、収量的には客土処理と比べて遜色の無い結果が得られ、造成費の軽減化が計られた(千葉ら, 1969)。しかし、その後、地耐力確保の観点等から客土を伴った造成や整備が多くなり、現在ではサロベツ地域でも客土が行われ、鉞質土層を表層に有する泥炭草地が大半を占める。

3.2 客土工法

一般に、泥炭地での客土作業では、冬季の土壤凍結時に、土取り場から対象圃場に、客土材が馬糞やダンプトラック等で運搬され、その後対象圃場全体に散布され

る。1957～1961年頃には、客土材を砕き水に混ぜ、ポンプで泥水を送る送泥客土の研究がなされ、その後、石狩地域(特に幌向)の客土事業などで実用に供された(千葉ら, 1969)。さらに、石狩泥炭地では、1950～1970年代には軌道や索道による客土材の運搬もなされた。

3.3 客土と土壌物理性

泥炭土壌の透水係数は 10^{-3}cms^{-1} 程度であり、土層自体の透水性は低い。このため、普通土壌では代かきにより透水性は低下するが、泥炭土水田は漏水過多であり、減水深の抑制に客土6cmが有効である(千葉ら, 1969)。さらに畦畔からの漏水防止には鈹質土による遮水壁が有効である(千葉ら, 1969)。

客土により地耐力が増加し、農作業機械の走行性が改善されるが、土壌水分によって地耐力が変わる事もあり、走行性の面からの具体的な客土指標は示されていない(千葉ら, 1969)。同一分類に属する泥炭土壌であっても火山灰層の狭や河川氾濫土砂の含有量などが地域によって異なることから、作物収量の観点で、客土・混和後の鈹質土含量を60%にするように、客土量が決められている(北海道開発局農業水産部計画課, 1955)。

農地化された泥炭土層や上部に客土された泥炭土層は、既に圧縮・圧密を受けている。このため、その後の外力に対する抵抗性はこれらの履歴のある土層で未墾地の泥炭土層よりも大きい(図-4)。また、客土圃場の表土(鈹質土層)は無客土圃場の表土(泥炭層)よりも乾燥し易い(石田ら, 2006)。さらに、造成年次の古い圃場ほど降雨後の客土層およびその直下の泥炭土層が乾燥傾向に

ある(石渡ら, 1999)。このように、泥炭地での客土は荷重によって早い時期に地表を安定させるだけでなく、蒸発散を増加させることによって、泥炭土表層部の乾燥を促進し、地表面を安定化させる(佐久間, 2000)。また、厚い鈹質土に被覆される泥炭層は泥炭の分解が抑制される(Nieuwenhuis and Schokking, 1997)ので、厚い置土では、直後には荷重により圧縮が進むが、泥炭自体の分解は抑制される可能性もある。

4. 泥炭農地の地盤沈下

泥炭未墾地の農地化には大規模な排水が不可欠である。北海道では1960年前後からの大規模な泥炭未墾地の農地化が始まり、地下水位の下げ過ぎによる地盤沈下の進行が懸念された。このため、作物に対する適正地下水位を明らかにする室内試験が、未攪乱の泥炭を充填したポットで実施され、収量が最大となる地下水位はエン麦で20cm、アズキで20～30cm、イタリアンライグラスとレッドクローバで10cmであることが明らかにされた(石塚ら, 1962)。さらに、地下水位を下げるほど、沈下量が大きく、泥炭の分解が進行することも検証された。このため、泥炭農地での計画排水水位は泥炭の分解や地盤沈下の抑制のためにも従来よりも浅くすべきとの提案もなされた(石塚ら, 1962)。一方、作物生育だけでなく農作業機械の走行に必要な地耐力の観点から、圃場試験に基づき、降雨後2～3日の標準地下水位は水稲: 30～40cm、牧草・田畑輪換一般畑作物: 40～50cm、永年作物: 50～60cm、降雨後7日以降の地下水位は水稲: 40～50cm、牧草・田畑輪換一般畑作物: 50～60cm、永年作物: 60～100cmとされた(農林水産省構造改善局, 1979)。しかし、この設計基準では泥炭土壌と鈹質土壌での沈下対策の観点からの区別はなかった。そして、上記のように、農水省の暗渠排水設計基準2000年版で初めて、泥炭地での沈下に配慮した基準が明記されるようになった。

泥炭農地での沈下の課題は大きく2つに分類され、1つは面的な不等沈下で、もう1つは圃場全体の地盤沈下であり、それぞれで農業面での生産性の低下を招き、その対策も異なる。

4.1 泥炭農地の不等沈下

農地造成時には圃場表面の凹凸を解消するように均平化が行われる。しかし、泥炭農地では造成後の経時的な不等沈下により凹凸が形成され耕種管理作業に支障をきたす。草地の場合、泥炭土層が不均一な事だけでなく、①暗渠管の埋設位置での乾燥による泥炭の収縮・分解による沈下、②埋木処理跡地での沈下、③客土材散布前の、一時堆積場所での変化(客土層厚が25cm以上

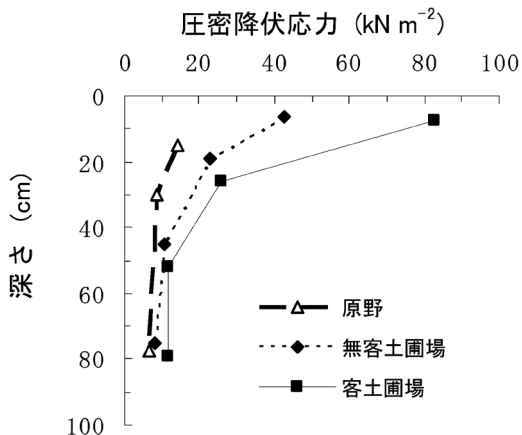


図-4 未墾地と農地での土層の圧密降伏応力

Fig. 4 Pre-consolidation stresses of un-reclaimed and farmland peaty soils.

客土圃場の最表層は客土層
(小野寺, 未発表)

の場合と5cm未満の場合は沈下(凹化)、5~25cmの場合は凸化)が確認され、施工5~7年後をめぐり草地更新を兼ねた均平化の再施工が望ましい(北海道立北農業試験場, 1988)。

水田での不等沈下は代掻き時の水張り精度にも影響する。このため、泥炭地水田での大区画化の規模は泥炭土層の層厚により制限される(北海道立中央農業試験場, 2001)。

4.2 圃場全体の地盤沈下

圃場全体の地盤沈下に関して、宮地ら(1995)は、美唄泥炭地域の既耕地と、それに隣接し未墾のまま残された湿原や防風林との標高を比較し、約3mの沈下を認めた。そして、それに対する泥炭分解の寄与は約30%であると報告している。さらに、水田としての利用が転換畑としての利用よりも地盤沈下と泥炭分解の抑制に効果的であるとしている。

神谷・井上(2002)は篠津泥炭地域における1956年と1996年の地形図の標高比較から、90km²の78%が地盤沈下し、-0.4~2.9m、平均0.41mの沈下を読み取っている。そして、排水に伴う沈下は直後に大きく、その後漸減することから1954年よりかなり以前に造成された低位泥炭地でこの間の沈下量が小さいと結論している。

なお、-0.4mの沈下は客土により標高が上昇した区域であると推定している。

サロベツ泥炭地では1963年に試験圃場が造成され、その後10年間で1999年に標高観測がなされた。そして、沈下量は経年的に漸減し、1963年から1999年までに0.8~1.2mの沈下が認められた(図-5; 石渡ら, 2002)。

浜頓別泥炭地で1980年に造成された草地は1997年に再整備がなされたが、そこでは、2003年時点で、排水路に近いほど再整備後の沈下量が大きい事が明らかにされた(石渡ら, 2004)。

上述の泥炭地での地盤沈下は干拓地のような多水分な粘性鉍質土の場合と同様に、排水直後に大きく、その後、漸減する。しかし、泥炭土の場合は排水に伴って泥炭自体の分解も進行し、これも沈下に寄与していることは間違い無い。地盤沈下と泥炭分解の対策として圃場の地下水位を上げる事が提案されている(神谷・井上, 2002)が、これは生産性の低下をもたらすこともあり、具体的には実施されていない。

5. おわりに

北海道の泥炭地の大規模な農地化は第2次世界大戦後の引揚げ者の受入と食糧増産のために、1950年代から始

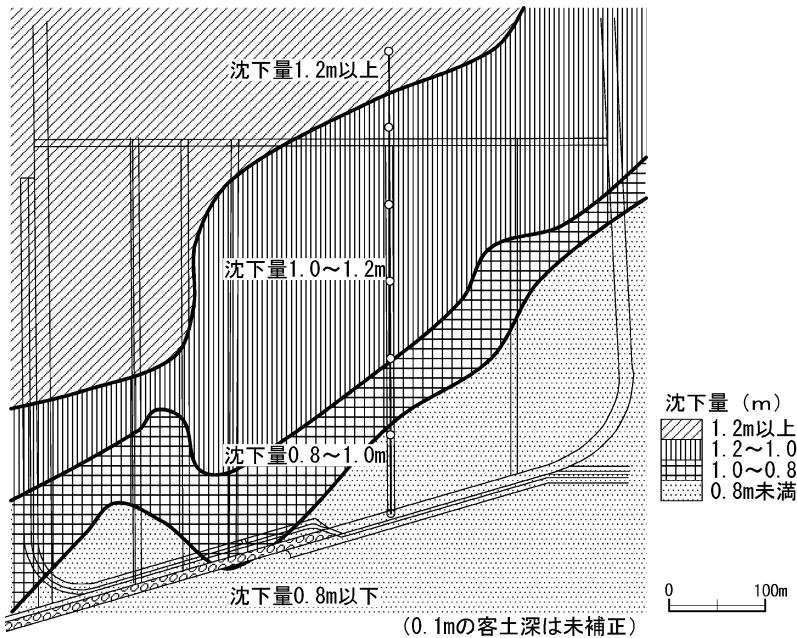


図-5 草地造成後の沈下量の分布

Fig. 5 Distribution of subsidence depths after grassland reclamation. 石渡ら(2002)

まった。その後の農地造成や土地改良により、生産性の高い水田地帯、畑作地帯あるいは牧草地帯として変容を遂げてきた。当時でも泥炭地は農地化により地盤沈下が生ずることは認識されていたが、その対策はあまりなされなかった。

北海道の泥炭農地は泥炭未墾地の一部を造成したものである。泥炭未墾地は1950年代以降、湿原としての価値が評価され、国立公園や国定公園として指定されるようになり、保存すべき泥炭湿原は泥炭農地と隣接する事が多い。このように両者が隣接する地域では、農地の排水に伴い、湿原での地下水位の低下や土砂等の流入が生じ、湿原植生が変化している。2002年に自然再生推進法が成立し、隣接した湿原にも配慮した泥炭農地の利用・整備の再構築が求められている。

泥炭土は地質年代に植物の光合成で固定された炭素からなり、その分解は温室効果ガスであるCO₂やCH₄の発生をもたらす。このため、地球温暖化の抑制の観点からも泥炭分解とその抑制対策の研究が北海道でなされている。北海道の泥炭農地については、生産性の面だけでなく地域環境や地球環境の観点からも、その管理保全法が新たな課題となっている。

引用文献

- 千葉 豪・久松 勉・遠藤和雄 (1969) : 泥炭地の土地改良. 泥炭地の農業—泥炭地研究室創立50年記念論文集一, pp. 153-178, 北農会, 札幌.
- 後藤計二・天野洋司・音羽道三 (1969) : 十勝, 根釧及び天北地方泥炭土地帯, 北海道開拓地の土壤開拓計画基準調査資料/1969—地力の変せんとその維持増強対策一. 農林省農地局・北海道開発局, p. 302, p. 317.
- 橋本 均 (1993) : 北海道の耕地土壌 Q & A—土壌の種類, 分布や土壌図に関する質疑応答集一. 北農, **60** : 6-16, 148-160, 266-277, 366-379.
- 北海道開発局農業水産部計画課 (1955) : 泥炭地に対する客入土量の決定について. p. 14.
- 北海道立中央農業試験場 (2001) : 泥炭分布地域における大区画水田の適正規模と管理対策. 平成12年度北海道農業試験会議(成績会議)資料.
- 北海道立天北農業試験場 (1988) : 泥炭草地の不等沈下の実態解析とその沈下対策. 昭和62年度北海道農業試験会議(成績会議)資料.
- 石田哲也・石渡輝夫・小野寺康浩・栗田啓太郎・君和田健二・永田 修・安田道夫 (2005) : 泥炭地用のリターバッグ埋設器具の開発とこれを用いた3種の有機物分解量. 土肥誌, **76** : 187-191.
- 石田哲也・小野寺康浩・大日方裕・永田 修・石渡輝夫・安田道夫 (2006) : 泥炭土層へのリターバッグ埋設器具の開発と有機物の分解. 平成17年度研究成果情報 北海道農業, 北海道農業試験研究推進会議・北海道農業研究センター.
- Ishiwata, T., Takamiya, N., Ooya, T. and Yokobori, M. (1998) : Properties and Components of Deposit Which Occurred Inside a Drainage Tube. Soil Sci. Plant Nutr., **44** : 125-128.
- 石渡輝夫 (1992) : 排水不良を呈する泥炭土草地の地形と土壌—排水不良の要因と対策案一. ペドロジスト, **36** : 76-84.
- 石渡輝夫・沖田良隆・斉藤万之助 (1999) : 耕地化後の泥炭層の物理性と微細構造. ペドロジスト, **43** : 2-6.
- 石渡輝夫・小野寺康浩・岡本 隆・橋本淳一・森川俊次・会沢義徳 (2002) : サロベツ実験農場での造成後36年間の沈下量と土層構成. 農業土木学会北海道支部研究発表会講演集, **51** : 32-35.
- 石渡輝夫・小野寺康浩・山内 進・橋本 諭・会沢義徳 (2004) : 置土深の異なる二次造成泥炭土草地での沈下深の経年変化. 農業土木学会北海道支部研究発表会講演集, **53** : 88-93.
- 石塚喜明・尾形昭逸・関矢信一郎 (1962) : 泥炭地における排水水位の問題(第1報)排水水位と泥炭地土壌の理化学性及び作物の生育との関連性. 土肥誌, **33** : 483-488.
- 柿本 彰 (1969) : 泥炭地の稲作. 泥炭地の農業—泥炭地研究室創立50年記念論文集一, pp. 179-186, 北農会, 札幌.
- 神谷光彦・井上 京 (2002) : 篠津地域にみる泥炭地の利用と沈下. 農土誌, **70** : 325-328.
- 北川 巖・竹内晴信・木曾誠二 (2006) : 十勝岳泥流地帯における暗渠管閉塞要因の解明と回避対策. 農土論集, **241** : 117-122.
- 北川 巖・竹内晴信・横井義雄 (2006) : トレンチャ掘削式穿孔暗渠の耐水性と適用条件. 農土論集, **243** : 73-78.
- 宮地直道・神山和則・大塚紘雄・粕淵辰昭 (1995) : 美唄泥炭地における地盤沈下. 土肥誌, **66** : 465-473.
- 水間啓慈・坂井松信 (2006) : 客土による泥炭地産米の食味向上に向けた北海道の取り組み. 農土誌, **74** : 739-740.
- 本松輝久 (1976) : 泥炭土. 山田 忍・出井嘉光・松代平治監修, 土づくりのすべて, pp. 121-140, 北海道協同組合通信社, 札幌.

- Nieuwenhuis, H.S. and Schokking, F. (1997) : Land subsidence in drained peat areas of the Province of Friesland, The Netherlands. *Quarterly J. Engineering Geology*, **30** : 37-48.
- 農林省農地局 (1955) : 土地改良事業計画設計基準計画 暗キョ排水. 第2章 計画の方針 p. 1, 第4章 主要工事計画. pp. 10-11.
- 農林水産省構造改善局 (1979) : 土地改良事業計画設計基準 計画 暗渠排水. pp. 46-56.
- 農林水産省構造改善局 (2000) : 土地改良事業計画設計基準 計画「暗渠排水」基準書・技術書. p. 49-65, pp. 130-132.
- 大森正一・松下勝秀・梅田安治 (1986) : 石狩泥炭地の地盤沈下. 泥炭に関する研究討論会論文集, pp. 105-108, 土質工学会北海道支部.
- 佐久間敏雄 (2000) : 野の科学. p. 7 (財)北海道開発協会, 札幌.
- 志賀一一・宮崎直美 (1969) : 泥炭地水田の特性と施肥法. 泥炭地の農業—泥炭地研究室創立50年記念論文集一, pp. 187-226, 北農会, 札幌.
- 穴戸信貞・石渡輝夫・森川俊次・中村和正 (2002) : ホタテ貝殻の暗渠排水疎水材としての効果と性状変化. 土肥誌, **73** : 11-15.
- 内田好哉 (1978) : 泥炭土壌. 川口桂三郎編, 水田土壌学. p. 446-457, 講談社, 東京.
- 柳原哲司 (2006) : 泥炭地水田産米の特徴と客土による改善, 土壌の物理性, **103** : 95-103.

要 旨

北海道における泥炭農地の整備技術の変遷と課題を土壌物理性との関連で述べた。泥炭原野の農地化のために排水や客土等がなされてきたが、泥炭層が厚い場合には排水に伴い数 m に及ぶ地盤沈下が生じている。これは農地利用の支障になるだけでなく、隣接する泥炭未墾地にも影響し、温室効果ガスの放散も伴うことから、新たな利用・整備が必要とされている。

受稿年月日：2006年2月21日

受理年月日：2006年4月21日

古典を読む
 「いくつかの黒ボク土中のアロフェン」
 および
 「いくつかの黒ボク土中のイモゴライト」

和田 信一郎*

Reviewing classical studies in soil physics

“Allophane in some Ando soils”

N. Yoshinaga and S. Aomine

Soil Sci.Plant Nutr. 8, No. 2, 6-13 (1962)

and

“Imogolite in some Ando soils”

N. Yoshinaga and S. Aomine

Soil Sci.Plant Nutr. 8, No. 3, 22-29 (1962)

Shinichirou WADA*

1. はじめに

これらの論文は、黒ボクの粘土画分にアロフェンとは異なる未知鉱物を同定し、いくつかの基本的な性質を明らかにした上でイモゴライトと命名して報告したものである。2つの論文を掲げたのは、イモゴライトという名前が始めて出てくるのは第1論文であるが、イモゴライトの性質は第2論文で詳述されているからである。

イモゴライトは外径約2nm、内径約0.7nmの中空繊維を基本単位とするアルミニウムケイ酸塩である。構造上は層状ケイ酸塩に分類されるが、ケイ酸イオンとアルミニウムの結合の仕方が、それまで知られていたいかなる鉱物とも異なり、全く新規なケイ酸塩鉱物であることが後日明らかにされる。これは土の研究過程で生まれた鉱物学上の大発見であり、しかもその発見が日本人研究者によってなされたものである。

アロフェンやイモゴライトを含む黒ボク土の物理性は他の土のものと大きく異なる。そしてそれにまつわる土壌物理学的諸問題の研究では日本人研究者の寄与が大きいことを考えると、イモゴライトの発見に関するこれらの論文は土壌物理学とも十分関係があるともいえる。とはいえ、鉱物の構造解析の詳細は本誌の読者にはなじみ

も薄く、有益でもないと思われる。そこで、研究の背景や論文の内容について概要を述べ、これらの論文が発表されたてから今日に至るまでの関連研究の展開について述べたい。

2. 研究が行われた時代

イモゴライト発見が報告されたのは1962年である。1900年代初頭までは、粘土や土の粘土画分は、非晶質のシリカやアルミナ、酸化鉄などの混合物または固溶体からなると考えられ、その一部がアロフェンとよばれていた。認識が一変したのは1920年代である。それは、1912年にラウエによって発見されたX線の回折現象に基づいて1916年に開発されたX線回折法が、1920年代に粘土や土の粘土画分の研究に応用されるようになったことが契機である。そして1930年代には、粘土や土の粘土画分が、ウンモと同様の基本構造を持つ結晶性の層状ケイ酸塩鉱物からなることが明らかにされた。それ以前にアロフェンとされていた鉱物試料がX線回折法によって再研究され、多くの試料に層状ケイ酸塩鉱物が含まれることが明らかにされたこと(Ross and Kerr, 1934)は、土の粘土画分は基本的には鉱物の微結晶の集合体であることを強く印象付けたと考えられる。こうして1920~30

*九州大学大学院農学研究院 〒821-8581 福岡市東区箱崎6-10-1

キーワード: アロフェン, イモゴライト, 火山灰土, 粘土鉱物, 分散

年代に、土の粘土画分に対する物質観はそれまでとは反対方向へ大きく振れた。

しかし X 線回折の応用は、ある種の土では確かにその粘土画分がほとんど結晶性鉱物を含まない、つまり非晶質物質で占められるということも明確に示すことになった。その代表が火山灰や軽石に由来する土である。こうして、1940~50 年代、土の粘土画分に対する物質観は、よりバランスの取れた方向へとゆれ戻した。つまり、土の粘土画分は、土の生成過程で生成した層状ケイ酸塩鉱物、酸化水酸化物および非晶質物質からなるとみなされるようになったのである (Rich and Thomas, 1960)。

イモゴライトが発見されたのはこの時代、つまり、土の非晶質物質が土の物質科学の研究対象として (マイナーではあるが) 確固とした地位を占めるようになったが、それらの構造、生成機構などに関しては未知のことが多い、という時代である。1950 年代には、X 線回折だけでなく、示差熱分析 (試料を室温~1,000°C まで連続加熱し、その過程で起こる吸熱反応、発熱反応などを検出)、電子顕微鏡観察などの研究手法が用いられるようになり、非晶質物質に対する理解も格段に深くなっていた。その結果、土の粘土画分の非晶質物質としては、非晶質アルミニウムケイ酸塩、非晶質酸化水酸化鉄、非晶質水酸化アルミニウム、非晶質シリカなどの存在が推定された。アロフェンとは、これらのうち非晶質アルミニウムケイ酸塩に与えられた物質名である。

3. イモゴライト発見にいたる伏線

1950 年代初頭、日本の土壌学者や鉱物学者によって火山灰由来土や風化浮石の鉱物学的研究が行われ、東北地方や関東地方の火山灰や風化浮石に由来する土 (火山灰土と総称する) などの主要粘土成分がアロフェンであることが報告されていた。これらの研究をうけ、1955 年、青峰と吉永は熊本県上村 (現あさぎり町)、熊本県長陽村 (現南阿蘇村)、熊本県黒肥地村 (現多良木町)、北海道河西村 (現帯広市) の、水分環境が類似する 4 断面の火山灰由来土の粘土鉱物の研究結果を発表した (Aomine and Yoshinaga, 1955)。この研究の目的は、火山灰の性質や気候がアロフェンの生成に与える影響に関して何らかの知見を得ようとするものであった。

彼らは採取した土を過酸化水素処理して腐植物質を除去し、塩酸性で粘土画分を分散させ、ストークスの法則を利用して粒径 $2\mu\text{m}$ 以下の画分を分離して研究対象とした。用いた研究手法は、X 線回折 (デバイシェラカメラを用いた写真法)、示差熱分析、電子顕微鏡観察、元素分析、陽イオン交換容量測定、リン酸吸収係数測定およびエチレンジリコール吸着量測定 (比表面積の尺

度) であった。

X 線回折では、用いた試料のいずれも、いくつかの弱い回折を示すものの、不明瞭であり、全体としては非晶質と判定された。示差熱分析や化学分析結果は、すべての試料において主要成分がアロフェンであることを示唆した。また、電子顕微鏡観察による観察では、層状ケイ酸塩鉱物はほとんど認められず、超微粒子の不規則な集合体が主体であった。これらの結果から彼らは、火山灰の噴出源、層位、および気候に関係なく火山灰の風化の主産物はアロフェンであると結論した。

ただし、X 線回折において、上村試料では 1.2nm に、河西村試料では 1.3nm に相当する弱い回折を認めており、彼らはこれを少量のパーミキュライトの存在によると解釈した。また長陽村試料では 1.6nm 相当の回折を認め、少量のモンモリロナイトに帰した。さらに電子顕微鏡観察結果を述べる時、超微粒子の不規則集合体が主体であった、と述べながらも、それに加えて長い髪の毛状の粒子 (long particles that look like hairs) が認められたと述べ、上村試料と河西村試料の写真を掲載している。またこれがアロフェンであるのかどうかについては結論を保留している。おそらくこの時点で彼らは、それまでアロフェンと呼ばれていたものは、何種類かの非晶質アルミニウムケイ酸塩の混合物かもしれない、というようなことを感じていたと思われる。

4. イモゴライトの発見

吉永と青峰は 1955 年の論文で用いた上村、長陽村、河西村の 3 試料と、新たに東京都で採取した関東ローム試料を用い、アロフェンのより詳細なキャラクター化を行なった。その結果を報じたのが本報で紹介する 2 論文であり、1962 年に発表されている。選択した土試料の種類からも、1955 年の論文の電子顕微鏡写真で見られた髪の毛状の粒子の正体を突き止めることを目的としていたことは明らかである。

彼らは、これらの研究においては研究対象を明確にアロフェンに絞った。そのため、土試料をまず過酸化水素水で処理して腐植物質を除去した。ついで、亜二チオン酸ナトリウム-クエン酸ナトリウム-炭酸水素ナトリウムによる還元処理を行い酸化・水酸化鉄を除去した。さらに、還元処理中に試料に吸着したクエン酸除去と、試料の分散促進のため炭酸ナトリウム処理を行った。

このような前処理の後、試料をゴム栓を用いてよくすり潰し、水酸化ナトリウムを用いて pH を 10 とし、粘土を分散させストークス径 $2\mu\text{m}$ 以下の画分を採取した。この残渣に水を加えて粘土を分散させ、再び $2\mu\text{m}$ 以下の画分を採取する、という操作を反復してアルカリ

性で分散する粘土を取り尽くした。このうち、残渣を pH が 3.5~4 になるまで希塩酸で洗浄し、水を加えてふたたび粘土を分散させ、ストークス径 $2\mu\text{m}$ 以下の画分を繰り返し採取した。

1950 年代には、土の粘土画分の分散剤としてはアンモニア水やメタリン酸などのアルカリ性分散剤を用いるのが標準的であった。しかし、火山灰由来土には、アルカリ性では分散せず、酸性の方が分散しやすいものが少なからずあること(菅野・松井, 1949), 特にアロフェン質土の粘土画分の分散には酸性が適していることが知られていた。Aomine and Yoshinaga (1955) が、3 地点のアロフェン質土から粘土画分を採取するとき酸性条件を選択したのはこのような理由である。

一方、この研究に先立って、著者の 1 人である青峰は、低 pH および高 pH における陽イオン吸着量の差に基づいてアロフェンを定量する方法を提案していた (Aomine and Jackson, 1959)。この研究において、土をアルカリ溶液 (2% 炭酸ナトリウム) で処理したのち水洗するという操作を行っており、青峰はこのときの経験から、酸性で分散しやすいアロフェンも、前処理としてアルカリ処理と水洗を行うならばアルカリ性でも分散するということを知っていた。つまり、アロフェンは酸性で分散しやすいが、アルカリ処理するならばアルカリ性でも分散すると考えていたのである。1955 年の論文においては、粘土画分は酸性分散によって得た。そしてその中に、アロフェンとともに、髪の毛状の特異な形態の物質が含まれた。それならば、アルカリ (炭酸ナトリウム) 処理後にまずアロフェンを分散させて分離し、残渣を酸性で分散させて再度粘土画分を採取することによって、アロフェンと髪の毛状物質を分離できるのではないかと考えたと思われる。

この予想は的中した。関東ローム試料を除く 3 点の試料ではアルカリ性分散画分 (著者らに従って AK 画分とよぶ) と酸性分散画分 (AC 画分) の物質の性質は大きく異なった。AK 画分は X 線回折によって非晶質であることが示されたのに対し、AC 画分はいくつかの、鋭くはないものの明瞭な回折を示し、少なくともアロフェンとは異なることが示されたのである。このことを第 1 論文において報告し、AC 画分の物質を新鉱物とみなして「イモゴライト」(imogolite) という暫定的な鉱物名を与えた。これは imogo と lite (ギリシャ語、鉱物の意) の合成語である。imogo という名前は、熊本県上村試料においてその物質の含量が著しく高かったこと、上村試料はその地域でイモゴと呼ばれる風化火山灰層から採取したことに因むものである。

第 1 論文では、冒頭で上記のことについて簡単に触れ

た後、後半の大部分を AK 画分、すなわちアロフェンの性質の記述にあてている。そして AC 画分すなわちイモゴライトの性質の詳細は第 2 論文において報告されている。以下第 1 論文と第 2 論文をひとまとめにして、著者らによって明らかにされた“イモゴライト”の性質について述べる。

彼らは、分散した AK 画分 AC 画分の物質を回収するため塩化ナトリウムを添加して凝集させるという方法を用いた。図-1 は AK 画分と AC 画分の凝集の様子を示す写真である。AK 画分は凝集して容器の底に沈降したのに対して、AC 画分の物質の凝集体は高い凝集体を形成した。しかも凝集体が無数の気泡を含み雲のように液中を漂った。これらの凝集体を遠心分離すると、AK 画分の沈殿は普通の粘土と同様に不透明であったのに対し、AC 画分の沈殿は透明なゼリー状であった。

各画分の X 線回折を行ったところ、AK 画分にも AC 画分にもセキエイなどの一次鉱物が含まれることがわかった。そこで彼らは AK および AC 画分を再分散させ、遠心分離法によってストークス径 $2\text{--}1\mu\text{m}$, $1\text{--}0.2\mu\text{m}$, $<0.2\mu\text{m}$ の画分に細分した。その結果、 $<0.2\mu\text{m}$ の画分には一次鉱物がほとんど含まれなかった。そこで AK の $<0.2\mu\text{m}$ 画分をほぼ純粋なアロフェン、AC の $<0.2\mu\text{m}$ 画分をほぼ純粋なイモゴライトとみなしてキャラクターゼーションを行った。



図-1 上村試料からアルカリ性で分散した画分 (左) と酸性で分散した画分 (右) の 1 mol L^{-1} 塩化ナトリウム中での凝集の様子。日本土壤肥料学会の許可を得て転載。

Fig. 1 Flocculation of alkali-dispersed (left) and acid-dispersed (right) clay fractions of Uemura sample in 1 mol L^{-1} NaCl. Reproduced with a permission of Japanese Society of Soil Science and Plant Nutrition.

図-2は、上村、長陽および河西試料から分離されたAKおよびAC画分のX線回折図形である。AK画分は約0.33および0.25 nm相当の幅の広い回折を示すのみであった。0.33および0.25 nm相当の幅の広い回折のみを示すことはアロフェンに特徴的な性質の1つである。

一方AC画分はそれらに加えて1.2~1.8, 0.78, 0.56 nm相当の位置にかなり鋭い明瞭な回折を示した。X線回折は構造内の原子配列の規則性に基づいて生ずるので、回折パターンの違いはとりもなおさず構造の違いを意味する。しかもこれらの回折パターンは既存の鉱物の何れに

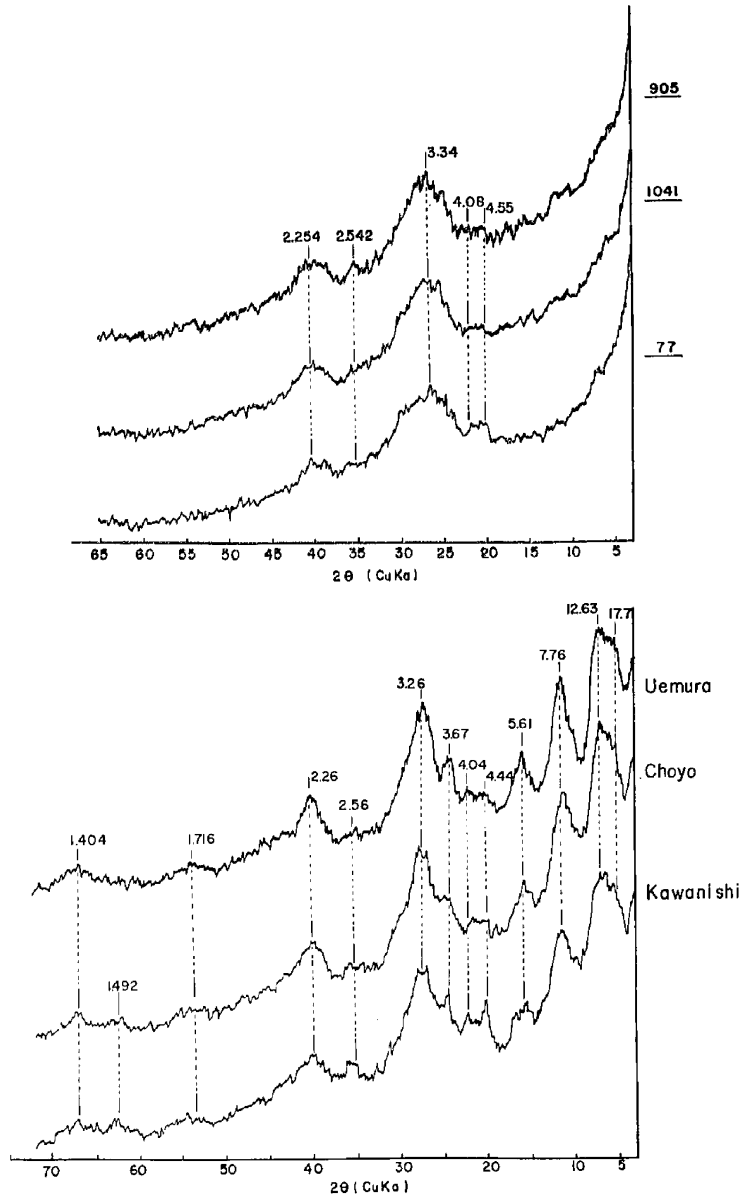


図-2 上村、長陽および河西試料からアルカリ性で分散させた粘土(上)および酸性で分散させた粘土のX線回折図形。日本土壤肥料学会の許可を得て転載。

Fig. 2 X-ray diffraction patterns of alkali-dispersed clay fractions of the Uemura, Choyo and Kawanishi samples (up) and those of acid-dispersed fractions (bottom). Reproduced with a permission of Japanese Society of Soil Science and Plant Nutrition.

も一致しなかった。著者らが AC 画分を新鉱物と判断し、イモゴライトと命名した第一の根拠はこの X 線回折図形である。

Aomine and Yoshinaga (1955) は、上村、長陽、河西試料の酸性分散粘土画分の X 線回折写真中に 1.2~1.6 nm に相当する回折を認めていたことは前節で述べた。彼らはこれを低結晶度の 2:1 型層状ケイ酸塩の存在によると考えたが、実はこれはイモゴライトからの回折であった可能性が高い。

図-3 は上村、長陽および河西試料の AC 画分の透過電子顕微鏡写真である。いずれの試料でも主として髪の毛状の形態の物質から構成されている。長陽および河西試料では髪の毛状物質とともに、微粒子の不定形な集合体(おそらく完全に分離できなかったアロフェン)も認められるが、イモゴ層から採取した上村試料ではアロフェンがほとんど認められず、ほぼ髪の毛状物質のみからなっている。アルカリ性で分散させて粘土画分を採取したのち酸性分散させて再び粘土画分を採取するという分画法が、この試料では特別うまくいったことがわかる。

このことから、著者らは上村試料の AC 画分はほぼ純水の新鉱物イモゴライトであるとみなし、示差熱分析、化学組成の分析、赤外スペクトル測定、異なる pH における陽イオン吸着量測定などによって新鉱物イモゴライトの特徴づけを行った。その結果の要点は表-1 にまとめて示した。イモゴライトの性質をご存知の方にはおわかりと思うが、今日我々が知っているイモゴライトの重要な特徴はこの論文においてほとんど全部明らかにされている。

第 2 論文の結語部分で、吉永・青峰は、1) イモゴライトはアロフェンのような非晶質物質と結晶性粘土鉱物の中間の性格を持つ準安定な鉱物である、2) 排水のよい環境で生成した火山灰由来土には広く分布するであろう、と推定した。これらの推定はいずれも正しかった。しかもイモゴライトという物質はそれ以上の存在となったのである。

3 節で述べたように、Aomine and Yoshinaga (1955) が 3 種の火山灰土の粘土中に髪の毛状の粒子を認めたことがイモゴライト発見の伏線になっている。この観察は電子顕微鏡によってなされたものであり、電子顕微鏡がなければイモゴライトの発見は難しかったであろう。当時の電子顕微鏡は最先端の研究機器である。この事例は、最先端の研究機器を用いて視野を拡大することが研究の進展には非常に重要であることを示している。ただし、当時電子顕微鏡を用いた研究者は他にもあり、そのうちの何名かの方々が、火山灰由来土の粘土画分の繊維状物質には自分も気付いていた、と話されるのを伺

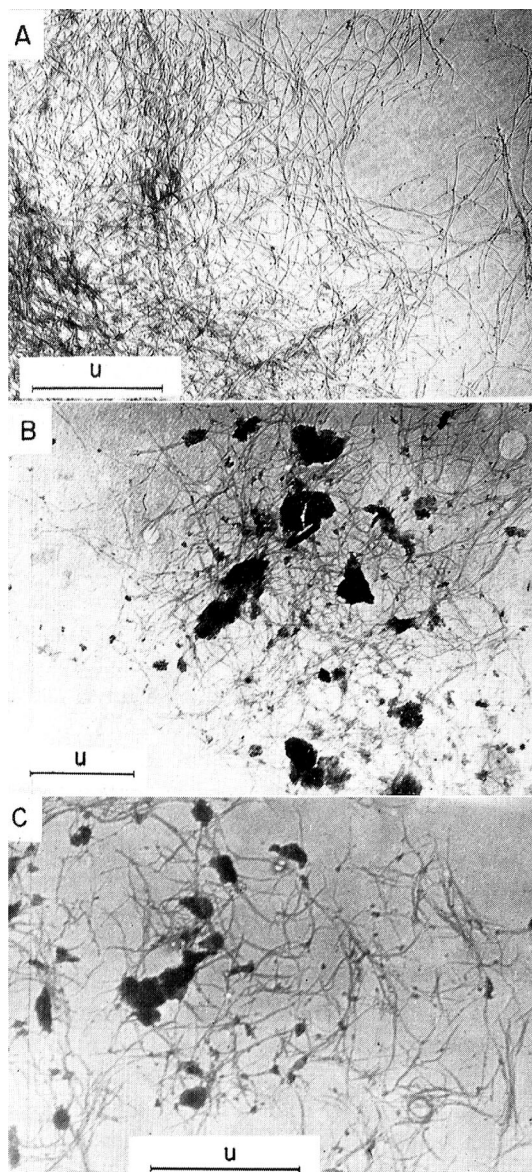


図-3 酸性で分散させた上村 (A)、長陽 (B) および河西 (C) 試料の粘土画分の電子顕微鏡写真。日本土壤肥料学会の許可を得て転載。

Fig. 3 Electron micrographs of acid-dispersed clay fractions of the Uemura (A), Choyo (B) and Kawanishi (C) samples. Reproduced with a permission of Japanese Society of Soil Science and Plant Nutrition.

したことがある。結局この事例は、新発見には最先端の研究手法と注意深い観察の両方が不可欠であることを示す好例であろう。

表-1 研究によって明らかにされたイモゴライトの性質

Table 1 Properties of imogolite revealed by the study

分析法	特徴
化学分析	1) $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ モル比は 1.0 に極めて近い。 2) 鉄およびアルカリ金属, アルカリ土類金属などの含量はきわめて低い。
示差熱分析	1) 170-190°C において吸着水の脱水に伴う吸熱反応。 2) 430°C 付近に吸熱反応。430°C 以上の加熱で X 線回折ピークが消失することから, 構造中の水酸基の縮合反応によると解釈。
赤外スペクトル	アロフェンに類似する。
カルシウムイオン吸着	pH 3.5 で $43 \text{ cmol} \cdot \text{kg}^{-1}$, pH 10.5 で $113 \text{ cmol} \cdot \text{kg}^{-1}$ であり, これらの値はアロフェンとほとんど同じ。

5. イモゴライト研究のその後

ここでは, 吉永・青峰らの2つの論文が出版された後今日に至るまでのイモゴライト研究の進展について簡単に述べたい。もとより本稿の趣旨は総説ではないので, 私の判断で重要と思われる少数の研究のみを紹介したい。

吉永・青峰の予想通り, イモゴライトは世界各地の火山灰由来土で見出された。またイモゴライト発見以前に風化浮石層で見出され, 結晶度の低い 2:1 型層状ケイ酸塩とみなされていたゼラチン状の物質 (菅野, 1959) が非常に純度の高いイモゴライト繊維の集合体であることが明らかにされた (Miyachi and Aomine, 1966)。物質化学においては, 純度の高い試料が入手できることは非常に重要である。イモゴライトのゼラチン状皮膜の発見は, 正確な化学組成や質の良い X 線回折および電子線回折データなどの取得に大きく貢献し, 密度 (Wada and Yoshinaga, 1969) などの基本物性の測定も行われた。これらによってイモゴライトは 1969 年の国際鉱物学会において新鉱物と認知された。

それでも新物質としてのイモゴライトの研究の進展はごくゆっくりしたものであった。その第1の理由は, 繊維状構造単位が「結晶」とよべるほど規則正しく配列しているわけではないので, 構造解析の決め手になる X 線回折 (および電子線回折) から得られる情報が十分ではなかったことである。加えて, 純度の高い天然試料が

偏在しており, 入手が容易ではなかったことも原因であったと思われる。幸運であったのは 1960 年代に, 電子顕微鏡の分解能が飛躍的に向上したことである。Wada *et al.* (1970) は, イモゴライトをその当時の最高分解能の電子顕微鏡で観察し, 構造単位が直径 2 nm 程度の中空線維であることを明らかにした。中空であることは, 構造単位の電子顕微鏡像が管壁の投影に相当する平行線であったこと, 樹脂に包埋したイモゴライトを繊維に直角に切った超薄切片に多数の環状の像が観察されたことからの結論である。それまでの電子顕微鏡写真で髪の毛状に見えたものは, 構造単位の束であったのである。

構造解析のためには必ずしも十分でなかった電子線回折や X 線回折からの情報と, 密度などの物性, 赤外スペクトルおよび電子顕微鏡観察で得られた構造単位の形態, および構造中のケイ酸イオンの存在形態に関する研究結果 (Götz and Masson, 1971) を総合した上で, さらに相当の想像力を加え, 1972 年にイモゴライトの構造モデルが提出された (Cradwick *et al.*, 1972)。この構造モデルは, 分子動力学計算などによる検証 (Tamura and Kawamura, 2002) を経て, ほぼ確かな構造として受け入れられている。図-4 はイモゴライトの中空構造単位の断面の構造および部分構造を示す。イモゴライトの基本骨格は層状の水酸化アルミニウムからなり, ケイ酸イオンの4つの Si-O のうち3つは水酸化アルミニウム層の OH を置換してアルミニウムイオンに配位, 残る一つは Si-OH となっている。管状構造は Si-O 結合長が少し短いため, ケイ酸イオンの結合している側に引きつれが生じたためと考えられている。図に示すようなケイ酸イオンの結合は他のケイ酸塩鉱物には全く例がなく, イモゴライトに特異的なものである。

構造と並ぶ重要な研究課題は生成機構および土環境下での安定性である。生成機構研究のために多くの野外調査が行なわれた。しかし残念ながら野外調査からは決定的な情報は得られなかった。状況を一変させたのは, 構造モデルを提出した Farmer らの研究グループであった。彼らはアルミニウム塩とモノケイ酸を含む希薄溶液を部分中和し, 沸点処理することによって非常に短時間にイモゴライトが合成できることを示した (Farmer *et al.*, 1977)。イモゴライトはその構造においてユニークな存在であるが, 生成条件においてもユニークであった。他の多くのケイ酸塩鉱物と異なり, 原料元素の酸化物を混合して水熱処理することによっては全く生成せず, モノケイ酸存在下でアルミニウムイオンが加水分解する過程でできる前駆体を経ることが生成の必要条件であった。この前駆体については Wada and Wada (1980) によって詳細に調べられ, Si/Al モル比が 0.3-0.5, 大きき 1.7

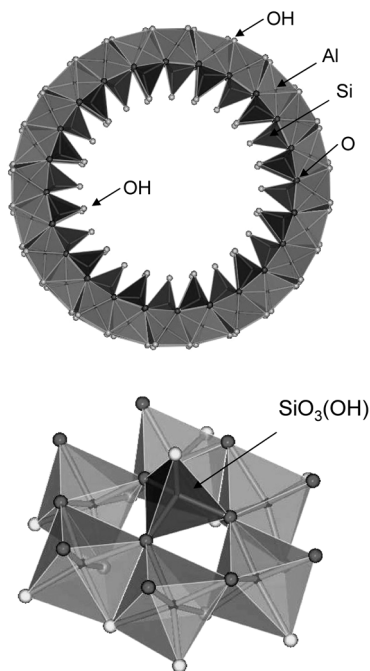


図-4 イモゴライトの管状構造単位断面の構造 (上). ギブサイトシートへのモノケイ酸イオンの結合様式 (下).

Fig. 4 Atomic arrangement in the cross section of the tubular structural unit of imogolite (up). Configuration of monosilicate anion on the gibbsite-sheet.

nm 以下の陽イオンでアルミニウム 1 個当たりの電荷は +0.3~+0.5 であることなどが明らかにされている。この前駆体は HAS イオンと命名されて発表されたが、この物質は土および陸水中でのアルミニウムイオンのバイオアベイラビリティに関する研究において鍵物質とみなされている。

イモゴライトは(電子顕微鏡)写真写りのいい、目立つ粘土鉱物である。しかし土中の含量は少数の例をのぞけば低いことが多く、土の巨視的な性質に及ぼす影響は小さい。おそらくそのため、1980 年以降は土壌学領域でのイモゴライトの研究は下火となって今日に至っている。それと相補的に材料科学分野でイモゴライトが注目されるようになった。研究論文や特許からみると、液晶、メタン吸蔵材、乾燥剤、蓄熱材、DNA 吸着剤、高分子ハイブリッドなどの材料として研究対象となっている。

6. 私にとってのイモゴライト研究

私は、イモゴライトの発見が行なわれた研究室で研究

者として出発した。また私自身もイモゴライト(およびアロフェン)に関する研究にたずさわったので、イモゴライト研究は私にとっては格別の意味がある。

まず、イモゴライトを通じて、科学における「発見」の重要性を学んだ。実をいうと私は 1987 年まで「発見」の価値をひどく過小評価していた。偶然イモゴライトを発見することよりも、発見されたイモゴライトの構造を決定する等の研究の価値の方が高いと考えていたのである。1987 年に、火山灰土の分類のための国際ワークショップと巡検が日本で開催され、様々な国から多くの研究者が参加した。岩手県の、イモゴライトのゼラチン状フィルムを産する風化軽石断面の前で、吉永と並んで(いわゆるツーショットで)写真をとるために各国の研究者が列を作っているのをみたとき、なんとなく違和感を覚えた。その後、その違和感は、吉永・青峰の研究に対する私の評価と彼らの評価との差から来ることに思い当たり、そしてイモゴライトに関するすべての研究は吉永・青峰の「発見」が駆動力となっていたこと、私は「発見」の価値を不当に過小評価していたことを理解した。

私はイモゴライトの研究者としては後発組であり、研究の中核を担ったわけではない。それでも、日本で発見されたイモゴライトの研究に携わった日本人研究者として反省することも多い。その第 1 は標準試料の提供の努力が十分でなかったことである。イモゴライトの純度の高いゼラチン状の皮膜がまとまった量入手できるのは世界中で日本の数箇所に限られていた。しかも、それからイモゴライトを精製するにはコツが必要であった。試料を比較的容易に入手でき、精製技術も持つ者として、まとまった量のイモゴライト標準試料を、研究室あるいは学会の標準試料として世界中の研究者に配布することによってイモゴライト研究を促進し、研究のリーダーシップをとることも可能だったかもしれない。もちろん、個人的な資料提供の依頼には快く応じたが、資料の標準化や組織的な提供ということには思いも及ばなかった。

第 2 は、基礎物性の測定を怠ったことである。ここでいう基礎物性とは、化学組成、密度、比熱、標準生成自由エネルギー、標準生成エンタルピーなどのことである。鉱物におけるこれらの物性の測定法は確立しており、これらの測定は独創性の高い研究とはいえない。しかも、標準生成自由エネルギーや、標準生成エンタルピーの測定は溶解平衡に達するのを待つ必要があり、年単位の時間を要する面倒な作業である。しかし、よい試料を入手できる立場にある者が、これらの測定を行って信頼できる結果を学会(Scientific community の意味)に提供することは研究者の義務とさえいえる。このよう

なことに思い至らず、化学組成と密度以外の値を世界に先駆けて日本から報告できなかったことが悔やまれる。

付 記

2006年8月、この原稿の査読結果を受け取る直前に、イモゴライトの発見者のひとりである吉永長則博士、イモゴライト合成法の発見者の1人であるV.C. Farmer博士が相次いで他界された。生前のご功績を称えらるとともに心からご冥福をお祈り申し上げます。

引 用 文 献

- Aomine, S. and Jackson, M.L. (1959) : Allophane determination in Ando soils by cation-exchange capacity delta value. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **23** : 210-214.
- Aomine, S. and Yoshinaga, N. (1955) : Clay mineralogy of some well-drained volcanic ash soils in Japan. *Soil Sci.*, **79** : 349-358.
- Cradwick, P.D.G., Farmer, V.C., Russel, J.D., Masson, C.R., Wada, K. and Yoshinaga, N. (1972) : Imogolite, a hydrated aluminium silicate of tubular structure. *Nature*, **240** : 187-189.
- Farmer, V.C., Fraser, A.R. and Tait, J.M. (1977) : Synthesis of imogolite. *J. Chem. Soc. Chem. Commun.*, **13** : 462-463.
- Götz, J. and Masson, C.R. (1971) : Trimethylsilyl de-

rivatives for the study of silicate structure. Pt. 2 Orthosilicate, pyrosilicate, and ring structures. *J. Chem. Soc. A.*, 686-688.

- 菅野一郎・松井 健 (1949) : 黒色森林土 (火山灰土) の機械的分析法. 農及園, **24** : 695-696.
- 菅野一郎 (1959) : 日本火山灰土および軽石類の粘土鉱物. 粘土科学の進歩, **1** : 213-233.
- Miyauchi, N. and Aomine, S. (1966) : mineralogy of gel like substance in the pumice bed in Kanuma and Kitakami districts. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **12** : 187-190.
- Rich, C.I. and Thomas, G.W. (1960) : *Advan. Agron.*, **12** : 1-39.
- Ross, C.S. and Kerr, P.F. (1934) : Halloysite and allophane. *USGS Prof. Pap.*, **185-G** : 135-148.
- Tamura, K. and Kawamura, K. (2002) : Molecular dynamics modeling of tubular aluminum silicate : Imogolite. *J. Phys. Chem., B* **106** : 271-278.
- Wada, S.-I. and Wada, K. (1980) : Formation, composition and structure of hydroxyl-aluminosilicate ions. *J. Soil Sci.*, **31** : 457-467.
- Wada, K. and Yoshinaga, N. (1969) : The structure of imogolite. *Am. Mineral.*, **54** : 50-71.
- Wada, K., Yoshinaga, N., Yotsumoto, H. and Ibe, K. and Aida, S. (1970) : High resolution electron micrographs of imogolite. *Clay Miner.*, **8** : 487-489.

要 約

イモゴライトの発見を報じた2つの論文の内容、その発見の経緯や最近の研究について述べる。イモゴライトは1962年に吉永・青峰によってイモゴと呼ばれる火山灰土層から発見された繊維状の形態をもつアルミニウムケイ酸塩鉱物である。以前に研究対象とした火山灰土の粘土画分の電子顕微鏡写真に見られた繊維状物質を見逃さなかったことが発見につながった。彼らはその繊維状鉱物が酸性でのみ分散することを見出し、それを利用して分離濃縮し、化学分析、X線回折、熱分析、赤外スペクトル測定などを行ない、新鉱物であることを確認してイモゴライトと命名した。その後、世界各地の火山灰土でイモゴライト見いだされた。また構造決定、人工合成も行なわれた。最近は工業材料として利用するための研究が精力的に行なわれている。

受稿年月日 : 2006年6月27日
受理年月日 : 2006年8月30日

古典を読む

E.E. Miller and R.D. Miller 著
 「毛管流現象のための物理理論」

宮崎 毅*

Reviewing classical studies in soil physics
 “Physical Theory for Capillary Flow Phenomena”

By E.E. Miller and R.D. Miller

Journal of Applied Physics, 27 (4) : 324-332 (1956)

Tsuyoshi MIYAZAKI

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

1. はじめに一相似モデル誕生の背景—

1950年代は、生粋の物理学者が土壌物理学に登場し、次々と問題を解決した輝かしい時代であった。とはいえ、それは「第2次世界大戦が終了して、理工学分野の人材の必要性が激減し、優秀な科学者や技術者が軍事産業から平和産業へとあふれ出たために、それらの人材の一部が農学などの応用分野に流出したためである」との通説があり、筆者もそれを信じている。少なくとも、J.R. Philip, W.R. Gardner, G.I. Taylorそして本論文の著者 E.E. Miller and R.D. Miller 兄弟が大活躍したのはこの時代であり、Philipに至っては1957年1年間だけで、少なくとも11編の論文を世に送り出している。

ウィスコンシン大学の物理学者 E.E. Miller は、弟のコーネル大学土壌物理学者 R.D. Miller の研究に興味を抱いていた。あるとき、兄は「土の種類によって浸潤強度が著しく異なる」とする弟の研究発表に注目した。2人は「粒径の粗い土への浸潤の初期過程は、粒径の細かい土への浸潤の後期過程とよく似ている」ことを議論した。その後、幾多の議論とエキサイティングな着想を重ねて、この兄弟は、土の相似則に到達したという (Miller, 1990)。

Miller and Miller 兄弟は、1955年に Soil Science Society of America Proceedings において2編の論文 Theory of Capillary Flow : I. Practical Implications と

Theory of Capillary Flow : II. Experimental Information を発表し、多孔質体における間隙サイズの特性長 (characteristic pore size) 概念と、相似 (similar media) 概念とを提示した (Miller and Miller, 1955a, 1955b)。しかし、これらの概念が広く知られたのは、翌年 Journal of Applied Physics に掲載された論文 Physical Theory for Capillary Flow Phenomena によるものだった (Miller and Miller, 1956)。前年の2編の論文はやや回りくどくて、読みづらい面があったが、後者の論文は理論的な完成度が高く、その後の土壌物理研究に多大な影響を及ぼしたので、本企画がいう“古典”と呼ぶに相応しい。

Miller and Miller は、毛管流現象として2つの事項を重視した。第1は不飽和土壌の保水特性におけるヒステリシス現象であり、第2が粒子径の異なる土壌間の相似性であった。その後の展開において、ヒステリシス論の方はあまり深化せず、注目もされず、もっぱら相似概念が重視されたが、本稿では、原典に忠実に従い、ヒステリシス概念の提示の仕方を見、相似概念の発案とその後の経緯を追うこととし、古典を味わってみたい。

2. Miller and Miller のヒステリシス概念

図-1は、間隙内の水について、同じマトリックポテンシャルにおいて複数の水分状態が存在しうることを概念的に示したものである。たとえば、-5 cm の圧力 (負

* 東京大学大学院農学生命科学研究科, 生物・環境工学専攻 東京都文京区弥生 1-1-1
 キーワード: 相似多孔質体, 特性長, 水分特性曲線, ヒステリシス, 非相似多孔質体

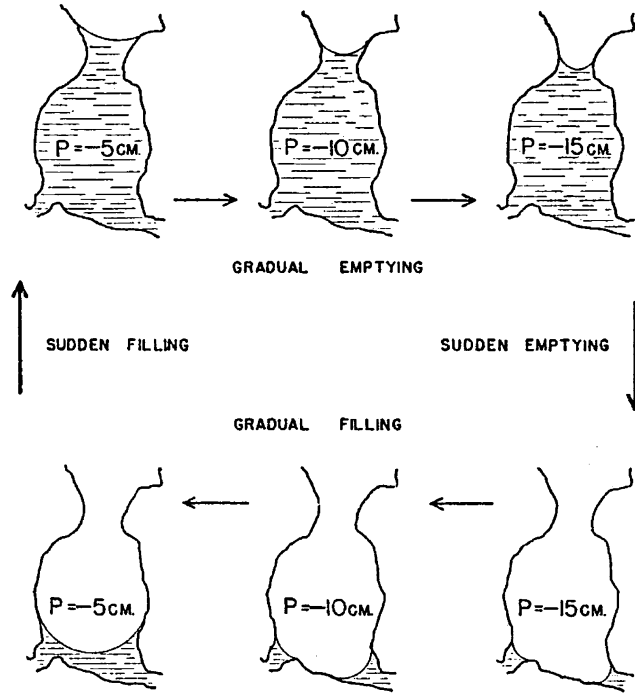


図-1 気液境界面の形状は、圧力差異だけでなく、その圧力の履歴によっても定められる。

Fig. 1 The shape of the gas-liquid interface is determined not only by the differential pressure but also by the previous history of this pressure.

圧)で平衡している水が、図の左上に示されている。次に、右へ向かって徐々に圧力が低下し、同時に水分量が減少してメニスカス半径が小さくなり、やがて -15 cm の圧力に至る。このとき、突然、大きい間隙中の水が排除されて、小さい間隙中の水だけが残されたとして、その水のメニスカス半径が、 -15 cm の負圧と平衡するものであれば、結局この圧力において、右上と右下に示された2つの水分状態が存在可能であるとしている。次に、右下の図から左へ向かって、小さい間隙中の水が増えていき、それに伴ってメニスカス半径が増加していき、やがて -5 cm の圧力まで回復する。このとき、突然外部から水が浸入して大きな間隙を満たしたとし、そのときのメニスカス半径がやはり -5 cm の負圧と平衡する値であるとき、ここでも同一圧力において2つの水分状態が可能である。

このように、同一の負圧でひとつの間隙が突然水で満たされたり、逆に満たされていた水が突然排除されたりする過程は、Hines (1930)の論文中で初めてジャンプと表現され、それ以降このような水分変化をハynesジャンプ (Haines jump) と呼ぶようになった。後に、E.E. Miller (1980)は、これを不可逆的のハynesジャンプで

ある、と補足している。

以上の概念は、確かにヒステリシス現象をモデル的に描き出しているが、本文には「ボアソン方程式が curled up される時、その解は単一ではない。それには、解が同時に2つ存在する例を示せば十分であり、図-1にそれが示されている。」(意識)とのみ記述しており、残念ながら筆者の理解が及ばない。むしろ、ケンブリッジ大学のキャベンディッシュ物理学Iに紹介された毛細管現象に関する演習問題(キャベンディッシュ研究所・ピパード, 1968)において、毛管上昇の解が2つあることを証明した記述のほうが分かりやすい。この演習問題では、上方に向かってわずかに管径が減少するような毛管を自由水面に立てると、安定した毛管上昇の解以外に、どんな長さの毛管であっても必ずその上端まで水が達するような別の解が存在することを証明しており、興味は尽きない。

3. マクロな流れの基礎式

原著論文では、続く議論として、ナヴィエ-ストークス方程式からダルシー則が導かれるという、議論し尽くされてきた説明に紙面を費やしているが、ここは思い切っ

で割愛する。

ただし、この議論の中で、Miller and Miller は、土粒子と水の境界面における流速と、水と空気の境界面における流速を、共に限りなく 0 に近いという仮定を与えた。固体と水の境界面で流速を 0 とすることには馴染みがあるが、水と空気の境界面における流速も 0 とすることには、やや抵抗を覚える。なぜなら、筆者は、乾燥したガラス粒子に浸潤する水の浸潤前線を顕微鏡で観察したことがあり、そこでは間隙水の気液界面が複雑な凹凸曲面を形成し、かつその曲面上の水膜が激しく移動していた。この膜状移動は、凸面上の水が凹面上の窪みに向かっていくように見えた。この経験に照らすと、多孔質体中の不飽和な膜状水が空気との境界面で静止しているとは、とても考えられないからである。読者諸氏はどうお考えであろうか？

4. Miller and Miller の相似概念

4.1 相似媒体と特性長

有名な相似理論は、こうした難解な前座を読み終わった読者に提示されるが、多くの後続研究者たちは、前座を読み飛ばし、次に登場する相似理論に直接飛びついたと考えてよいだろう。かくいう筆者もその一人である。

さて、その相似理論は、図-2 のような幾何学形状で示された。これら 2 つの媒体は相似媒体 (similar media)、また、 λ_1 と λ_2 は特性長 (characteristic length)、とそれぞれ命名された。ここで、Miller and Miller は「2 つの媒体のマイクロ形状全てについて、相似状態が実現する確率はゼロである」が、「マクロな量を比較するためだけにその (相似という) 性質を利用するのであるから、ミク

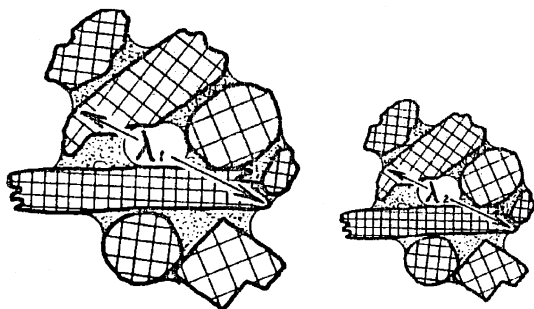


図-2 2 つの相似状態にある相似媒体の概念図。特性長 λ_1 と λ_2 は、それぞれの対応する点を結んでいることに注意を要する。

Fig. 2 Illustration of two "similar media" in "similar states." Note that the two characteristic lengths, λ_1 and λ_2 , connect corresponding points in the two media.

ロな量において統計的に等価な基準もまた有効性を持つに違いない (直訳)」と示唆しているが、分かり難い。意識してみると、「マイクロに完全な相似形状を仮定したとき、マクロな結果を得ることができる」こと、および「統計的に等価な基準を用いても、同じようにマクロな結果を得ることができる」ことを主張しているようである。

ということは、マクロな量の比較からマイクロな相似を決める数値 (たとえば λ_1 と λ_2 の値の比など) を求めるといったような論理は、Miller and Miller の原典では求めているのである。ところが後に、ある土の特性長 λ と、仮想的な基準土壌の特性長 $\langle \lambda \rangle$ の比 $\lambda / \langle \lambda \rangle$ がスケールリングファクター (α) と命名されて以降、マイクロな相似という前提条件を無視してマクロな量の比較を行い、パラメータ α を求めて利用する手法が広く流布した (Peck *et al.*, 1977; Warrick *et al.*, 1977; Warrick and Amoozegar-Fard, 1979; Sharma and Luxmoore, 1979; Simmons *et al.*, 1979; Russo and Bresler, 1980)。このとき同時にスケールリング理論の物理的な美しさも損なわれていったと、筆者は考えている。

4.2 相似媒体における 4 つの物理量の換算

Miller and Miller は、図-2 のような形状がマイクロに相似であるための必要条件を、気液界面の曲率と接触角について明らかにし、これに基づいて、体積含水率と毛管伝導度がどのような関係になるかを論じ、次に、空間、時間、速度といった物理量のマクロな相似性と流れの基礎方程式とはどのように記述されるか、という問題を論じた。これらは、今日的意義を失っていないので、以下に見て行こう。

説明に際し、reduce という語が頻繁に用いられ、訳せば「換算」、「還元」、「誘導」、「簡約」、あるいは「無次元化」などが当てはまる。ここでは「無次元換算」と理解し、これを略して「換算」という訳を当てることにする。たとえば、reduced pressure は換算圧力とする。

4.2.1 メニスカスの圧力低下の換算

まず、2 つの媒体が相似状態であるための必要条件は、メニスカスの換算曲率が等しいことであるという。この必要条件は難解なので、噛み砕いてみよう。一般に曲面は 2 つの主曲率 $1/r_1, 1/r_2$ (r_1, r_2 は曲面の主曲率半径) によって記述され、その平均値 $1/r_m$ は

$$\frac{1}{r_m} = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right)$$

で与えられる。平均曲率が $1/r_m$ である液体曲面による液相側の圧力低下 p は、ヤング・ラプラスの式より、

$$p = \frac{2\sigma}{r_m} \tag{1}$$

で表される。ここに、 σ は水の表面張力である。Miller and Miller が言いたいのは、平均曲率 $1/r_m$ に特性長 λ を掛ければ、無次元化された換算量 λ/r_m が得られ、これを(1)式に代入すると、

$$2 \left\{ \frac{\lambda}{r_m} \right\} = \left\{ \frac{\lambda p}{\sigma} \right\} \quad (2)$$

が得られるということである。つまり、無次元化された換算圧力は $\lambda p/\sigma$ である。ここで、 $\{ \}$ 記号は、無次元化されるように換算された変数であることを示すために用いられる。2つの相似媒体の $\{\lambda p/\sigma\}$ 値は等しく、したがって $\{\lambda p/\sigma\}$ は換算圧力グループを表す。これが、原著論文の(5)式である。読み取り難い言い回しであるが、特性長 λ を用いれば、無次元化された換算圧力グループを表現できることが重要なのである。

4.2.2 接触角の換算

2つの媒体が相似であるための第2の必要条件は、水の接触角が等しいことである。水の接触角が等しくない系では相似性を比較することはできない。したがって、Miller and Miller の論文では、媒体中の水の接触角は等しいと仮定している。

4.2.3 体積含水率の換算

2つの相似な土壌は、同一の体積含水率 F を持つ。実際、幾何学的相似において自明なとおり、特性長 λ が異なっても、相似である限り F の値は変わらない。無次元化された換算体積含水率グループは、 $\{F_H \{\lambda p/\sigma\}\}$ で表される。ただし、前述したヒステリシスがあるので、下付文字 H を用いて F がヒステリシスの関数であることを明確にしている。

4.2.4 毛管伝導度の換算

次に取り上げる毛管伝導度 (K : capillary conductivity) は、相似媒体の間で最も大きく変化する。しかしここで、本文を味わう前に、毛管伝導度(最近この用語は使用されなくなっている)と関連する別の2つの概念の整理をしておこう。それは、いわゆる透水係数 (K' : hydraulic conductivity) および固有透過係数 (k : intrinsic permeability) である。

毛管伝導度 K ($\text{kg}^{-1}\text{m}^3\text{s}$) の次元は $[\text{M}^{-1}\text{L}^3\text{T}]$ 、透水係数 K' (ms^{-1}) の次元は $[\text{LT}^{-1}]$ 、固有透過係数 k (m^2) の次元は $[\text{L}^2]$ であり、これらは、粘性係数 η (Pa s) $[\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1}]$ を用いて関連付けされる。すなわち、毛管伝導度 K は

$$K = \frac{k}{\eta} \quad (3)$$

で定義される。 k は物質固有の透過性を表し、 η は媒体中を流れる流体の粘性係数を表すので、 K は両者の影響下で決まる。たとえば、同一の多孔質体中に水または空

気が透過される時、 k の値は同一であり、 η の値は著しく異なるので、(3)式により、毛管伝導度 K も著しく異なる。なお、毛管伝導度 K と透水係数 K' は水の密度 ρ (kgm^{-3}) $[\text{ML}^{-3}]$ と重力加速度 g (ms^{-2}) $[\text{MT}^{-2}]$ を用いて

$$K' = K\rho g$$

と換算できるので、物理的には同一概念である。

ところで、Miller and Miller の論文では K/η が permeability であるとの記述があるが、その次元は $[\text{M}^{-2}\text{L}^4\text{T}^2]$ という見慣れないものになり、おそらく誤記であろうと思われる。

さて、本文に戻ろう。2つの相似媒体では、特性長が λ 倍になると、毛管伝導度 K は λ^2 倍となる。この証明は、ナビエ・ストークスの粘性流方程式にさかのぼる必要がある、ここで展開することは避ける。しかし、ハーゲン・ポアズイユの式からフラックスの式を求めると、飽和透水係数の場合、毛管半径 r の2乗に比例することを思い出せば、毛管伝導度 K が λ^2 に比例することは了解できる。また、(3)式により、 K は流体の粘性係数 η の逆数に比例するので、

$$K \propto \lambda^2/\eta$$

すなわち

$$\eta \frac{K}{\lambda^2} = \text{一定}$$

である。したがって、2つの媒体が相似状態にあるとき、 $\{\eta K/\lambda^2\}$ は互いに等しい。

以上に加え、毛管伝導度がヒステリシスの関数であること、換算圧力の関数であることから、換算毛管伝導度グループは

$$\left\{ \left(\frac{\eta}{\lambda^2} \right) K_H \left\{ \frac{\lambda p}{\sigma} \right\} \right\}$$

と表記された。下付文字の H は、体積含水率 F と同様 K もヒステリシスの関数であることを表している。

4.3 流れの基礎方程式の換算

流れの基礎方程式を、全ての相似媒体に適用するには、やはりグループ表示を用いることになる。すなわち、ダルシー式にしても、それを連続の式に代入して得られる基礎方程式(我々がリチャーズ方程式として承知している式)にしても、特性長 λ を含む式として、全ての相似媒体に同時に適用できる一般式として提示することになる。Miller and Miller は、ここでも厳密性と一般性を失わないために、粘性係数 η と表面張力 σ を式中で陽に表すことにしている。慣例に従って水の粘性係数と表面張力は既知量(一定)として扱ってれば、読みやすい

論文になっていたであろう。とにかく、本文を追おう。まず、ダルシー式は

$$\mathbf{v} = K_H(p)(\mathbf{f} - \nabla p) \quad (4)$$

と示される。ここで、 \mathbf{v} はマクロな流速と定義されるが、単位を見ると $\text{cm}^3 \text{sec}^{-1} \text{cm}^{-2}$ すなわち cm sec^{-1} となっており、これは我々がフラックスと呼んでいるものに他ならない。毛管伝導度 $K_H(p)$ は、 K が圧力 p の関数であり、かつヒステリシスの関数であることを表している。 \mathbf{f} は体積力、 ∇p は圧力勾配であり、重力下では $\mathbf{f} = \rho \mathbf{g}$ という扱が多いことは周知のとおりである。

この(4)式中の圧力 p を換算圧力グループ $\{\lambda p / \sigma\}$ 、毛管伝導度 $K_H(p)$ を換算毛管伝導度グループ $\{\eta K / \lambda^2\}$ で表すと、下記の表記に至る。

$$\frac{\eta}{\lambda \sigma} \mathbf{v} = \left\{ \frac{\eta}{\lambda^2} K_H \left\{ \frac{\lambda p}{\sigma} \right\} \right\} \left[\left\{ \frac{\lambda}{\sigma} \mathbf{f} \right\} - \nabla \left\{ \frac{\lambda p}{\sigma} \right\} \right] \quad (5)$$

この(5)式では、演算子 ∇ とマクロな速度 (フラックス) \mathbf{v} が無次元量に換算されていない (そのため、式の中では $\{ \}$ で表すことができない)。 ∇ はマクロな長さの逆数、 \mathbf{v} はマクロな速度の次元を持つ。そこで、マクロな特性長 L を導入し、 ∇ を $\{L \nabla\}$ と書けば無次元換算値が得られる。マクロな特性長 L を用いた結果の式は

$$\left\{ \frac{\eta L}{\lambda \sigma} \mathbf{v} \right\} = \left\{ \frac{\eta}{\lambda^2} K_H \left\{ \frac{\lambda p}{\sigma} \right\} \right\} \left[\left\{ \frac{\lambda L}{\sigma} \mathbf{f} \right\} - \{L \nabla\} \left\{ \frac{\lambda p}{\sigma} \right\} \right] \quad (6)$$

となった (原著(6)式)。

無次元量に換算されたフラックスを表す(6)式を連続

の式に代入すれば、相似媒体における基礎方程式を得ることができる。連続の式は、体積含水率 F について、

$$\frac{\partial F}{\partial t} = -\text{div} \mathbf{v} \quad (7)$$

であるから、換算体積含水率グループ $\{F_H \{\lambda p / \sigma\}\}$ に対する連続式は、 F , t , div , \mathbf{v} それぞれを無次元換算することによって、

$$\frac{\partial \{F_H \{\lambda p / \sigma\}\}}{\partial \{(\lambda \sigma / \eta L^2) t\}} = -\{L \text{div}\} \left\{ \frac{\eta L}{\lambda \sigma} \mathbf{v} \right\} \quad (8)$$

という込み入った表記になる (原著(7)式)。

4.4 浸潤現象のスケージング

図-3は、以上の相似則を適用して、水が地表面から深さ方向に向かって浸潤していくときの圧力分布の時間変化を示したものである。Miller and Miller が言いたいことは、特性長が異なる媒体における不飽和浸透現象を換算座標軸で表現すれば、全く同じ曲線が描けるということに帰着したのである。Miller and Miller は、この知見が最も実学的に意義のあるテクニックであると述べ、自信の程を伺わせた。

4.5 相似理論の限界

最後に、Miller and Miller は、本理論の適用限界に論及し、シルトより粒径が大きく、砂よりは粒径が小さい土で、体積含水率が中程度の土壌において、本理論が適用できると考えていることを述べた。すなわち、保水や流れの形態が異なる粘質土への適用には限界があることを、十分に認識していたと考えられる。

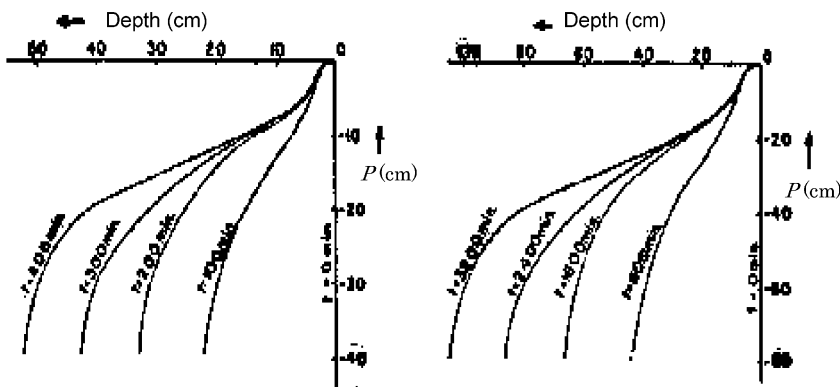


図-3 相似流れの原理。左のグラフの特性長 λ は、右のグラフの2倍であり、両者の違いは座標軸の数値と各曲線に付記された時間の値のみである。

Fig. 3 Principle of flow-system similitude. The characteristic pore size, λ , for the first graph is twice as great as that for the second graph, the only difference in the graphs themselves being in the labeling of curves and axis scales.

5. 相似理論のその後

5.1 前期 (1955~1959) の研究

Miller and Miller の原著論文は前述したところで終わる。その後、Miller and Miller を含む後続研究者たちは、相似理論の正しさの証明や限界などについて、実験データを提示する論文を次々と発表した。たとえば、Klute and Wilkinson (1958) は、相似とみなせる土を5組、すなわち粒径が 104~125, 125~149, 149~177, 177~210, 210~250 μm というサイズで、各粒径について粒径分布曲線が非常に似通った砂を人為的に用意し、それ

ぞれの平均粒径を特性長 λ とした。図-4は、5種に篩い分けられた砂の粒径分布曲線である。各フラクションについて水分特性曲線と不飽和透水係数を厳密に測定して、最後に、Miller and Miller が指示したような換算座標軸の中に全ての曲線を描いてみた。すると、見事にそれらが似たような曲線に束ねられ、Miller and Miller の理論の正しさが実証された。

図-5は、図-4で示された5種類の試料の水分特性曲線を、換算座標軸上に描いたものであり、Miller and Miller が予言したように、ほぼ同一曲線に換算 (reduce) されたことが分かる。

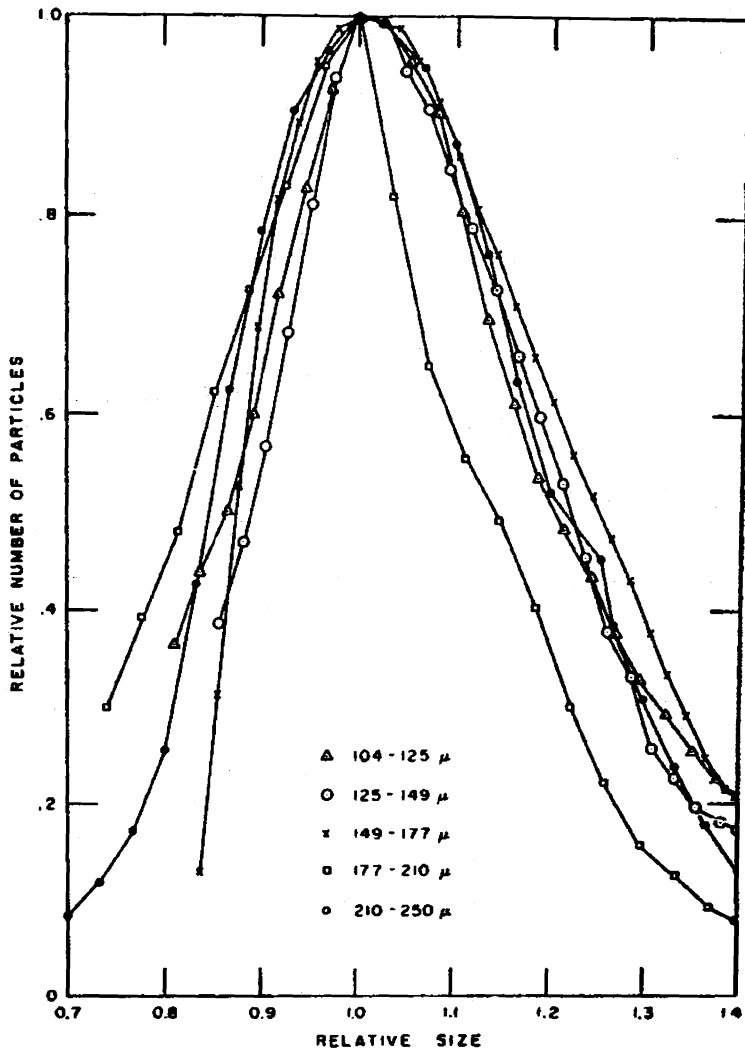


図-4 換算座標軸上での砂の粒径分布曲線

Fig. 4 Reduced size-frequency curves for each sand fraction.

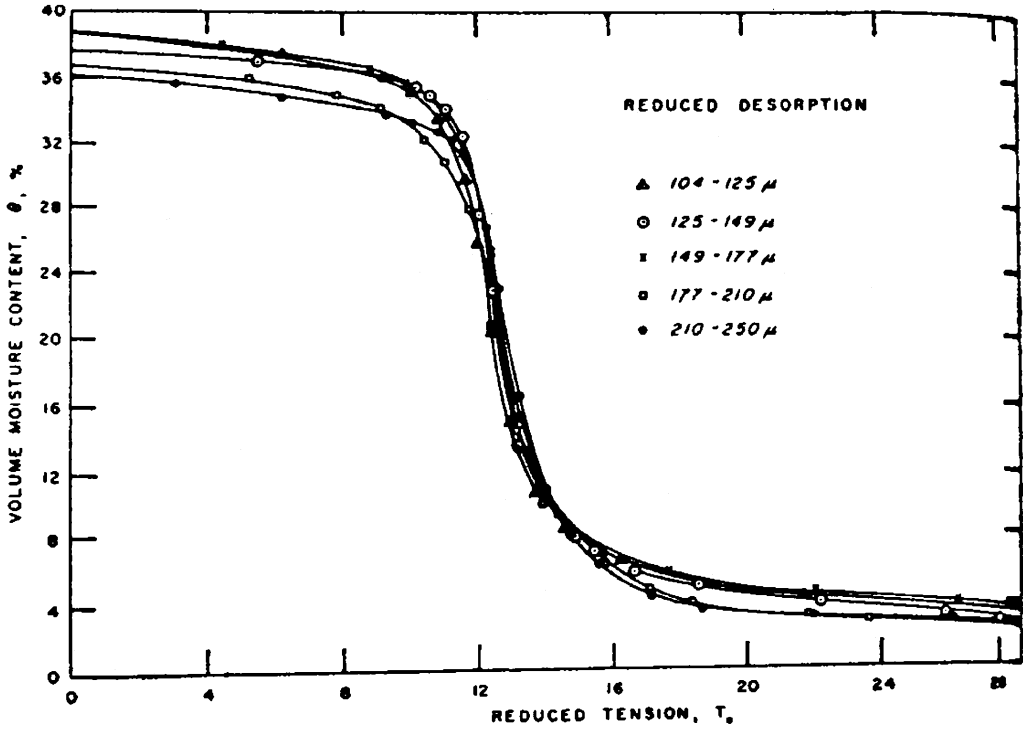


図-5 5種類に篩分けられた砂の換算水分特性曲線(脱水曲線)

Fig. 5 Reduced desorption data for each sand fraction.

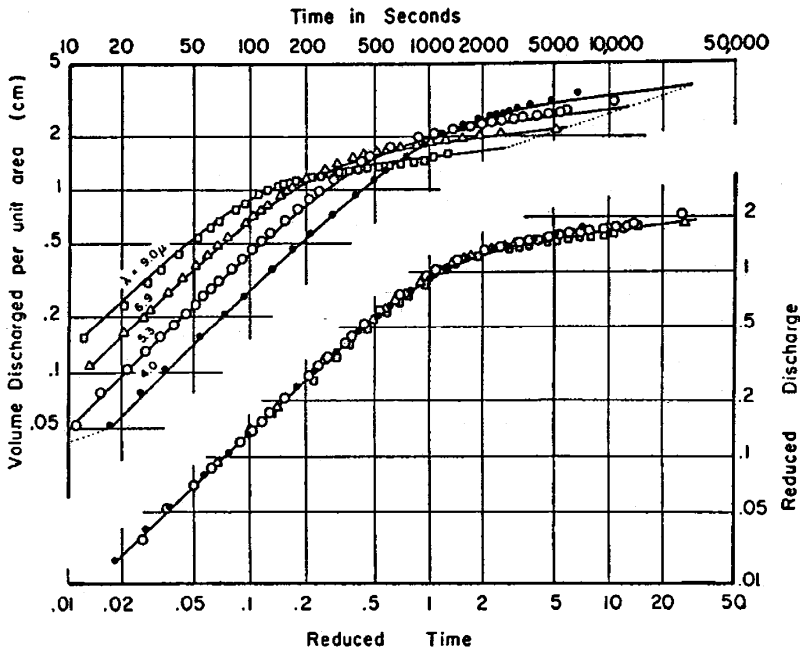


図-6 実時間を横軸とした座標(上部)と換算時間を横軸とした座標(下部)における、4つの相似媒体(篩分けられた砂)からの鉛直排水曲線

Fig. 6 Vertical drainage under scaled air pressures from four similar media.

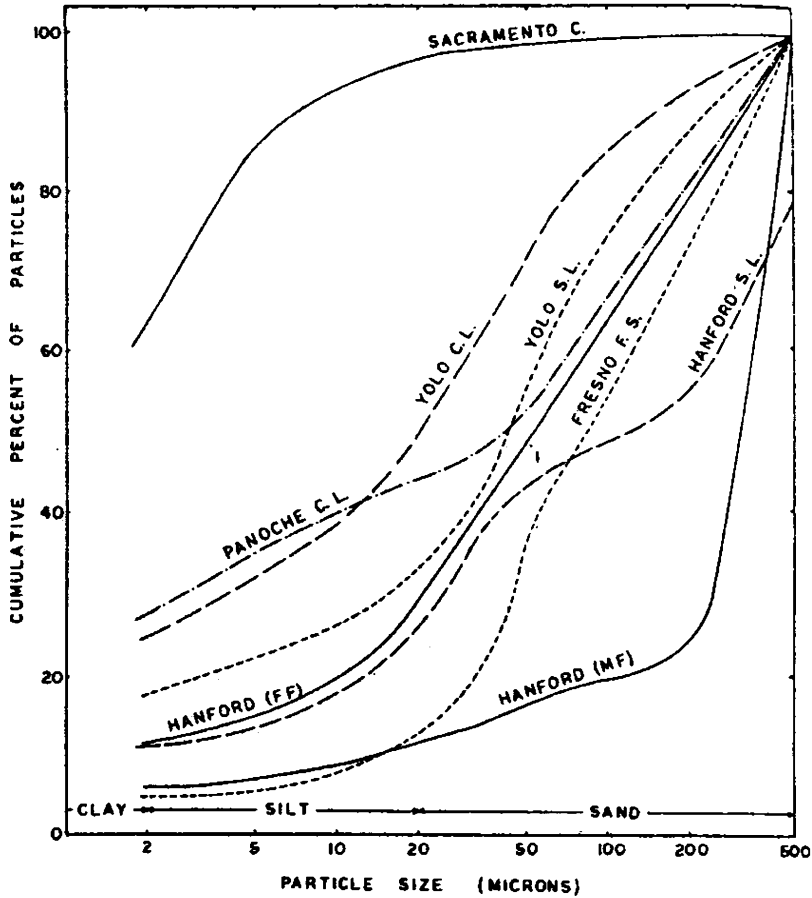


図-7 相似ではない8種類の土壌の粒径組成

Fig. 7 Particle size distribution of Sacramento c, Yolo cl, Panoche cl, Yolo sl, Hanford sl, Hanford (mf), Hanford (ff), and Fresno fs.

また, Elrick *et al.* (1959) は, 相似則をより具体的に表示するために, 表面張力と粘性流理論 (STVF theory) と命名し, その検証を続けた。彼らは, アルミニウム系研磨剤のアランダム粉末, 粘土を取り除いたシルト, 粘土を取り除かないシルトの3種類の相似とみなせる媒体と, 水とブチルアルコールの2種類の異なる液体を用意し, 水分特性曲線における相似則の成立を検証した。次に, 砂を4つの粒径に画分し, 各試料における鉛直浸潤前線進行速度, 鉛直排水速度を測定して, スケーリングを行った。図-6は初期に飽和したカラムからの積算排水量を比較したものであり, 4本の排水曲線が見事に1本の曲線上に換算されていることが分かる。

ところで, この論文で, 相似則研究への周囲からの批判に反論しているところが面白い。どうやらこの研究テーマは, 「単なる知のお遊びに過ぎない」といった批判

を受けていたようである。彼ら (E.E. Miller も著者の1人に加わっている) の反論は「この理論 (STVF) が無ければ, 実験データと理論の乖離は全て非線形性とヒステリシスのせいになされてしまうではないか」というものであった。おそらく, 著者と読者の間で厳しく取り交わされた議論の一部が噴出したのであろう。

5.2 後期 (1972~1979) の研究

Elrick *et al.* (1959) までは, Miller and Miller の理論を忠実に検証するという, いわばオーソドックスな研究が続いた。その後, 1960年代には, このテーマに関する論文は著しく減り, 歴史的使命を終えたかに見えた。しかし, Reichardt *et al.* (1972) による “Scaling of Horizontal Infiltration into Homogeneous Soils” が再びこの理論を復活させて以降, 相似理論の研究が再燃した。すなわち, 彼らは, あえて相似でない自然の土を図-7の

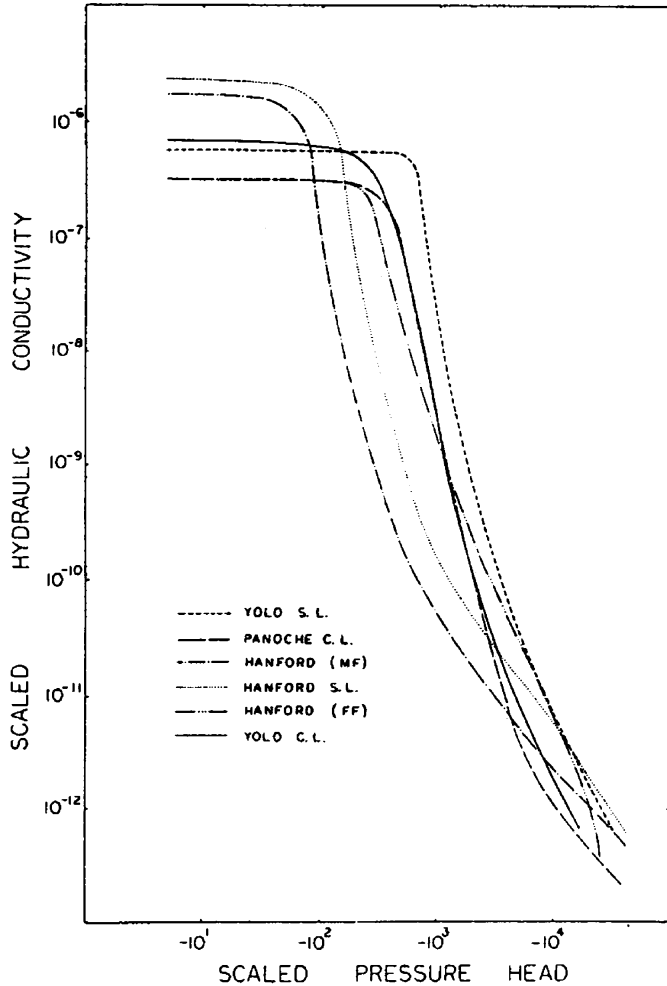


図-8 換算座標軸上の不飽和透水係数。一本化できたとはいえない。

Fig. 8 Scaled values of hydraulic conductivity as a function of scaled pressure head for Yolo sl, Panoche cl, Hanford(mf), Hanford sl, Hanford (ff), and Yolo cl.

ように8種類選び、どこまで相似理論に乗るか、という実験的検証を行ったのである。そして、水分特性曲線や不飽和透水係数には相似則が適用できないが、水分拡散係数については良好な相似則が得られることを示した(図-8, 9)。すなわち、1950年代の論文は、マイクロな相似が成立することを前提にして相似媒体概念を適用したのに対し、1970年代(Reichardt *et al.* 以降)は、必ずしもマイクロな相似を前提にしないで相似概念を拡張できると考え、積極的にそのことを推し進めたのである。

これに続き、Reichardt *et al.* (1975)は、不飽和透水係数のスケールリングを提示し、Peck *et al.* (1977)はスケールリングファクターというパラメータを導入して流域の水

収支に応用することを提案し、Warrick *et al.* (1977)は、圃場の水分挙動に対してスケールリングを試み、Sharma and Luxmoore (1979)も、流域の水収支にこの理論を適用し、Simmons *et al.* (1979)は、圃場におけるスケールリングファクターの空間的分布を求め、この分布をもとに不飽和透水係数などの水分特性分布を求める手法を提示した。

以上のように、Miller and Millerの相似概念は、それが発表されてから、その概念が正しいかどうかの検証を行った1950年代と、この理論を応用してスケールリングを行う手法を開発した期間1970年代とに大きく分けられる。

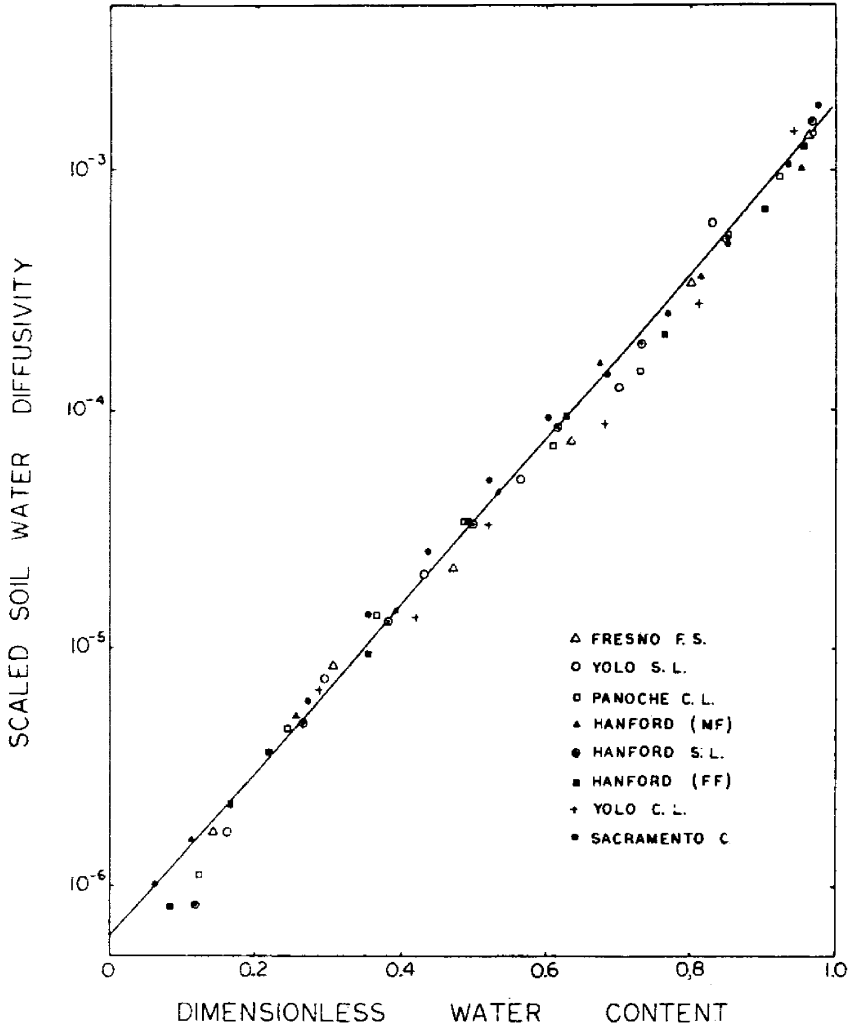


図-9 換算座標軸上の水分拡散係数。スケーリングにより一本化。

Fig. 9 Experimental values of scaled soil water diffusivity (points) and exponential approximation (solid line).

面白いエピソードがある。1970年代に颯爽と登場した Reichardtが、ある学会で、フィールドの不均一性は相似理論で説明可能であると発表したとき、最前列に Miller and Miller が並んでしきりに質問してきた。ところが、若き Reichardt は、この2人のビッグネームはすでに亡くなった過去の人と思いついていたので、2人が Miller 兄弟であるとは知らなかったのである。このことに気づいた壇上の Reichardt がどんなにショックを受けたかが、その後語り継がれたそうである。

それはとにかく、1950年代と、1970年代の相似理論をどう見るかという見解は研究者によって様々であろう。

筆者は、前期(1950年代)においては、理論とその検証という明確な枠組みの中で物理的な基礎研究が行われたことを評価したい。しかし、後半(1970年代)において、相似概念の物理的な前提条件よりもスケーリング手法の工学的利便性を追及した華々しい一連の研究については、本質的な発展があったとは考えていない。いわゆるプラグマティズム(実効主義)の範疇に入るのではないか、という批判的な見方をしている。

5.3 非相似モデルの研究

筆者らは、Miller and Miller のモデルに触発されて、非相似媒体(Non-Similar Media)モデルを提案した

(宮崎・西村, 1994 ; Miyazaki, 1996)。このモデルを提案したきっかけは、同じ土壌が膨張したり収縮したりして体積変化を起こすとき、固体粒子のサイズは変化しないのに間隙サイズが変化するため、相似概念が適用できないことに矛盾を感じたことであった。そこで、Miller and Miller が提案した特性長を、固相特性長、間隙特性長に分離してみたところ、体積変化をする土壌のスケールリングに部分的成功を収めたので、これを非相似媒体概念 (NSMC) モデルと名づけた。そして、団粒が発達した土壌についても NSMC モデルを拡張できると考え、土粒子サイズの固相特性長 (S_1) と間隙特性長 (d_1)、団粒サイズの固相特性長 (S_2) と間隙特性長 (d_2)、を図-10 のように定義してスケールリングを試みた。

まず、団粒がない土では、特性長 S_1 と d_1 のみを定義する。この土の要素体積を

$$(S_1 + d_1)^3$$

で与えることとすれば、この土のある体積 V とその質量 M は、

$$V = N(S_1 + d_1)^3 \tag{9}$$

$$M = N\tau\rho_s S_1^3 \tag{10}$$

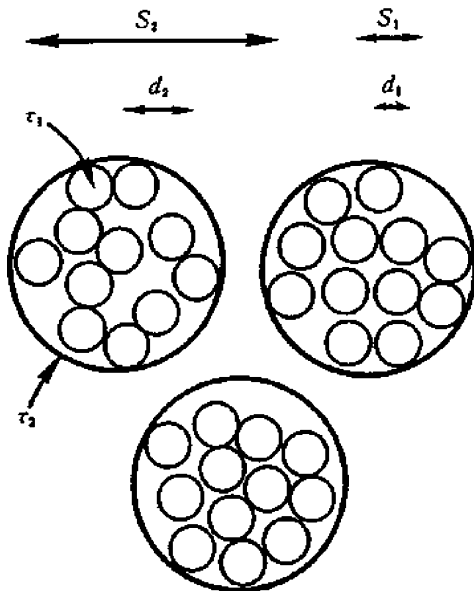


図-10 非相似媒体モデル。固相特性長 (S_1, S_2) と間隙特性長 (d_1, d_2) の概念図。

Fig. 10 Illustration of characteristic lengths for solid phase (S_1, S_2) and for pore space (d_1, d_2) in the Non-Similar Media Concept model.

と表される。ここに、 N は体積 V 中に含まれる土壌要素の数であり、 τ は体積 S_1^3 中に占める固相体積割合を表す形状係数 ($0 < \tau \leq 1$) である。 ρ_s は土粒子密度である。この土の乾燥密度は、(9), (10) 式より

$$\rho_b = \tau\rho_s \left(\frac{S_1}{S_1 + d_1} \right)^3 \tag{11}$$

と定めることができる。この土が収縮または膨張して、その乾燥密度が ρ_b から ρ_b' に変化した場合、後者は

$$\rho_b' = \tau\rho_s \left(\frac{S_1}{S_1 + d_1'} \right)^3 \tag{12}$$

に変化するであろう。なぜなら、同一土壌の乾燥密度は間隙特性長 d_1 の変化のみで表され、固相特性長 S_1 や形状係数 τ の値は変化しないと考えられるからである (強い圧力を受けて固相が変形あるいは破壊する場合を除く)。ここで、Miller and Miller と同様に、この土の透水係数は間隙特性長の 2 乗に比例すると仮定すると、

$$\frac{K_s'}{K_s} = \left(\frac{d_1'}{d_1} \right)^2 \tag{13}$$

と表すことができる。ここに、 K_s は乾燥密度が ρ_b であるときの土の飽和透水係数、 K_s' は乾燥密度が ρ_b' であるときの飽和透水係数である。ここで、乾燥密度が異なる土の間隙特性長 d_1, d_1' は、(11), (12) 式より、

$$d_1 = S \left[\left(\frac{\tau\rho_s}{\rho_b} \right)^3 - 1 \right] \tag{14}$$

$$d_1' = S \left[\left(\frac{\tau\rho_s}{\rho_b'} \right)^3 - 1 \right] \tag{15}$$

であることを用いれば、乾燥密度の異なる同一の土の飽和透水係数について、

$$\frac{K_s'}{K_s} = \frac{\left[\left(\frac{\tau\rho_s}{\rho_b'} \right)^3 - 1 \right]^{2/3}}{\left[\left(\frac{\tau\rho_s}{\rho_b} \right)^3 - 1 \right]^{2/3}} \tag{16}$$

という関係が求まる。

以上のような NSMC モデルの詳細と団粒土への拡張は、原著論文を見ていただくしかない。特に、固相特性長 S を一辺とするマイクロな立方体中に占める固相体積割合である形状係数をマッチングファクターとすることに関する議論も、原著論文に詳しい。

図-11 は、非相似媒体モデル (16) 式を用いて国頭マージ (沖縄の土壌) の飽和透水係数と乾燥密度との関係を予測し、実測値と比べたものである。試みに、世界的に広く利用されているコゼニー・カルマンの式や、キャンベルによる方法も適用し、予測の適正度を比較したところ、非相似媒体モデルの適用性がかなり優れていた。

余談であるが、図-11 のデータは、計算間違いがもた

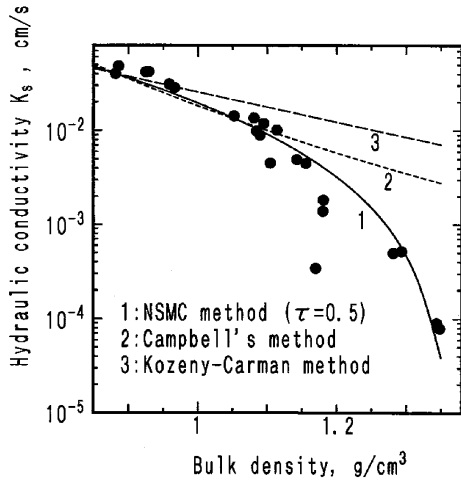


図-11 国頭マージの飽和透水係数と乾燥密度の関係。黒丸は実測値、実線1は非相似モデルによる予測、点線2はキャンベルの方法による予測、点線3はコゼニー・カルマン式を用いた予測。

Fig. 11 Measured (points) and predicted (lines) saturated hydraulic conductivities of Kunigami maji light clay as functions of the dry bulk density.

らした、予想外のものである。当時、共同研究者(西村拓氏)が指導していた学生が、乾燥密度の計算を誤り、非常にゆるい状態の土から良く締った土まで、予定外に幅広い乾燥密度領域で土の準備を行い、それらの飽和透水係数を測定したのであり、当初の指示とは異なる条件設定であった。しかし、得られたデータは正確に測定されており、図-11のプロットが偶然生み出されたものである。

その後、非相似媒体モデルを発展拡張させる論文が発表され、不飽和透水係数の予測も可能になった(Zhuang *et al.*, 2000, 2001; Nakano and Miyazaki, 2005, など)。しかし、世界では、その時々話題の中心に関与する研究をタイミングよく発表すると幸運に恵まれるものである。その意味では、我々の研究は1950年代か1970年代に発表すべきだったのかもしれない。流行に流されることは嫌うが、しかし、いま最も熱く議論されている中心事項に関わって自己の研究が展開できれば、それに越したことは無いということであろう。

6. おわりに

古典を読む、という企画で Miller and Miller の原著論文を読み直しつつ、いつの間にか自分の研究を振り返ることにもなってしまったが、古典には、そういう省察

を呼び覚ますような働きもあるのではないだろうか。また、古典には、必ずしも分かりやすい記述ではないのに、強いインパクトを与える力があることも、明らかである。「なぜこのような相似モデルを思いついたのだろうか?」という好奇心も湧く。(本人の後日談では、実物の1/4サイズのアルミ製の弓を、趣味で作って実物と比較するのに相似解析を必要とした、と打ち明けている。)

そして何よりも、古典と呼ばれるような論文を書くためには、突出した創造力、徹底した思索力、緻密な表現力が要求されることを教えられる。

謝 辞

この原稿を書くにあたり、読者および原稿を読んでくれた方々と、細部にわたるまで尽きない議論を行った。原典の解釈を巡って見解が分かれ、結論が一致しなかった点も少なからずあった。議論を起す力、これもまた古典に秘められる必須条件かもしれない。

引用文献

- キャベンディッシュ研究所・A.B. ピバード (共編), 木村・中村 (訳・解答) (1968): キャベンディッシュ物理学 I. pp. 269-270, みすず書房.
- Elrick, D.E., Scandrett, J.H. and Miller, E.E. (1959): Tests of Capillary Flow Scaling. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **23**: 329-332.
- Haines, W.B. (1930): Studies in the Physical Properties of Soils. V. The Hysteresis Effect in Capillary Properties, and the Modes of Moisture Distribution Associated Therewith. *The Journal of Agricultural Science*, **20**: 97-116.
- Klute, A. and Wilkinson, G.E. (1958): Some Tests of the Similar Media Concept of Capillary Flow; I. Reduced Capillary Conductivity and Moisture Characteristic Data. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **22**: 278-281.
- Miller, E.E. and Miller R.D. (1955a): Theory of Capillary Flow: I. Practical Implications. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **19**: 267-271.
- Miller, R.D. and Miller E.E. (1955b): Theory of Capillary Flow: II. Experimental Information. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **19**: 271-275.
- Miller, E.E. and Miller R.D. (1956): Physical Theory for Capillary Flow Phenomena. *Journal of Applied Physics*, **27** (4): 324-332.
- Miller, E.E. (1980): Similitude and Scaling of Soil-Water Phenomena. In D. Hillel (ed.) *Applications*

- of Soil Physics. pp. 300-318.
- Miller, E.E. (1990) : Introduction. In D. Hillel and D.E. Elrick (ed.) *Scaling in Soil Physics : Principles and Applications*. SSSA Special Publication Number 25.
- 宮崎 毅・西村 拓 (1994) : 非相似多孔質体モデルを用いた土壌のスケーリング手法. *農土論集*, (174) : 41-48.
- Miyazaki, T. (1996) : Bulk Density Dependence of Air Entry Suctions and Saturated Hydraulic Conductivities of Soils. *Soil Sci.*, **161** (8) : 484-490.
- Nakano, K. and Miyazaki, T. (2005) : Predicting the saturated hydraulic conductivity of compacted subsoils using the non-similar media concept. *Soil Till. Res.*, **84** : 145-153.
- Peck, A.J., Luxmoore, R.J. and Stolzy, J.L. (1977) : Effects of Spatial Variability of Soil Hydraulic Properties in Water Budget Modeling. *Water Resour. Res.*, **13** (2) : 348-354.
- Reichardt, K., Nielsen, D.R. and Bigger, J.W. (1972) : Scaling of Horizontal Infiltration into Homogeneous Soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **36** : 242-245.
- Reichardt, K., Libardi P.L. and Nielsen, D.R. (1975) : Unsaturated Hydraulic Conductivity Determination by a Scaling Technique. *Soil Sci.*, **120** (3) : 165-168.
- Russo, D. and Bresler, E. (1980) : Scaling Soil Hydraulic Properties of a Heterogeneous Field. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44** : 681-680.
- Simmons, C.S., Nielsen, D.R. and Bigger, J.W. (1979) : Scaling of Field-measured Soil-water Properties. I. Methodology, II. Hydraulic Conductivity and Flux. *Hilgardia*, **47** (4) : 77-174.
- Sharma, M.L. and Luxmoore, R.J. (1979) : Soil Spatial Variability and its Consequences on Simulated Water Balance. *Water Resour. Res.*, **15** (6) : 1567-1573.
- Warrick, A.W., Mullen, G.J. and Nielsen, D.R. (1977) : Scaling Field-Measured Soil Hydraulic Properties Using a Similar Media Concept. *Water Resour. Res.*, **13** (2) : 355-362.
- Warrick, A.W. and Amoozegar-Fard, A. (1979) : Infiltration and Drainage Calculations Using Spatially Scaled Hydraulic Properties. *Water Resour. Res.*, **15** (5) : 1116-1120.
- Wilkinson, G.E. and Klute, A. (1958) : Some Tests of the Similar Media Concept of Capillary Flow ; II. Flow System Data. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **22** : 278-281.
- Zhuang, J., G.R. Yu, Miyazaki, T. and Nakayama, K. (2000) : Modeling Effects of Compaction on Soil Hydraulic Properties : An Approach of Non-similar Media Concept. *Advances in Geocology*, **32** : 144-153.
- Zhuang, J., Yan, J. and Miyazaki, T. (2001) : Estimating Water Retention Characteristic from Soil Particle-Size Distribution using a Non-Similar Media Concept. *Soil Sci.*, **166** (5) : 308-321.

要 旨

1956年、物理学者である兄 E.E. Miller と土壤物理学者である弟 R.D. Miller により提起された土の相似理論を取り上げた。ミクロスケールの特性長を定義すれば、1つの土から別の土の物理性を導くことができるというこの理論は、1950年代に熱い議論を引き起こした。1960年代に議論は沈静化したのが、1970年代に再びフィールドの不均一性を現す指標として再燃した。土の相似理論は、美しい統一的な理論であるが、適用限界を持つ。筆者らが開発した土の非相似概念は、この有名な古典に触発されて生まれたものであることも、併せて記述した。

受稿年月日 : 2006年6月9日

受理年月日 : 2006年9月5日

犬は4本の足で歩く：ニールセン教授の教え

加藤 邦彦*

大学を卒業して15年以上たったが、最近になって大学で学んだ知識や経験がようやく生かされてきたと感ずることがある。過去に学んだことがいつどこでどのように役に立つことになるのか、全く予想できないものである。大学の時の貴重な思い出の一つに、ニールセン (Donald R. Nielsen) 教授の教えがある。土壌中の溶質移動に関する研究で著名なニールセン教授は、その元から多くの優れた研究者が育ったことでも有名な先生である。その教授が日本を訪問されたときの講演とその後の質疑や宴席で語られたいくつかの言葉が強く心に留まっている。この場を借りて、ニールセン教授の教えの一端について私なりの解釈を交えてご紹介したい。ずいぶん昔のことであり、正確に聞き取れていたかも知定かではなく、解釈や聞き取りに曖昧さや勘違いが含まれていることも危惧されるが、何とぞご容赦願いたい。

強く印象に残っているニールセン教授の教えは以下の4つである。

① 「1匹の犬は4本の足を使って歩く。」

犬の4本の足とは、例えば、文献調査、室内実験、野外調査、データ解析とまとめである。犬が4本の足を使って歩くのは当然のことで、このうちの足が欠けてもうまく歩けない。室内実験だけとか野外調査だけとかいう偏った歩き方は駄目である。犬(研究者)によってタイミングは異なるだろうが、4本の足を使ってバランス良く歩く(研究する)ことが大切だという教えである。なかなかうまくできないが、肝に銘じたい教えである。

② 「農家は事実をよく知っている。科学的に説明する方法を知らなかったとしても。」

土壌科学の研究成果の主要な受益者は農家である。個々の農家に対して我々はどうに研究成果を説明すべきかと質問されたときに、教授は車の運転に例えて、「押すべきか引くべきかのように単純に教えるべき」と即答された。講演の後、私は疑問に思っ、農家は事実をよく知っているのではないかと教授に直接聞いてみた。その時の教授の答えが、「その通りだ。農家は事実をよく知っている。私の父も農家だった。父は何でも知っていた。科学的に説明する方法は知らないかもしれないが農家は事実を知っている。絶対に。」という力を込めた言葉

だった。私の母も農家のお出で、学識は無いが自ら体験した農業の現実をよく知っていると感じていたので素直に理解できた。事実を知っている農家の知識と経験から学ぶのも我々の勤めと思う。農家は分野を限定せずに多くの知識と経験を持っている。農家に限らず、現場の事実を知っている方々から、頭を下げ素直に学びたい。

③ 「論文を読むときは書かれていないことを読め！」

書かれていることを読むのは当たり前のこと。問題は書かれていないことにある。何故書かないのか。自分で書く立場になると判る。不明瞭なこと、次に行なうこと、抜け落ちていること、等々、意識的であるか否かにかかわらず書かないことこそ次に取り組むべき重要な研究テーマが隠されていることが多い。それこそが我々が次に取り組むべき課題であるとの教えである。なかなか出来ないが、そういう論文の読み方をしたい。

④ 「無理そうなテーマに挑む犬の手綱を引くな」

失敗する恐れの高い研究テーマに挑戦したいという学生を先生はどのように指導するのか訪ねたときの答えである。先生曰く「本人がやりたいといったテーマについて、これまで一度も止めたことはない。これまで2人、3人と同じテーマに挑戦して失敗した同じテーマであったとしても決して止めない。犬の手綱を引っ張らないように必死になって一緒に走るだけだ。」

この言葉に教授の信念を感じた。自分の走りたい方向を自分ではっきりと意識できるのも研究者の資質の一つだろう。それが失敗に終わったとしても、それは本人の責任である。研究の失敗の責任までとろうとするあまり、本人の自由まで奪ってしまう指導者も多い。善し悪しを言える話ではないが、ニールセン先生の元から多くの優秀な研究者が育っていったのは、教授のこのような姿勢に依るものではないかと思う。

以上が心に残っているニールセン教授の4つの教えである。目標としたい教えであるが、実現できていないものばかりである。一匹の犬として、自由に歩けるようになるのはいつの日だろうか。一生が終わるまでには、かっこよく歩ける経験がしたい。

受稿年月日：2006年10月10日

受理年月日：2006年10月10日

Soils Genesis and Geomorphology

Randall J Schaetzl and Sharon Anderson
 Cambridge University Press, 2005 ISBN 0-521-81201-1

本書はミシガン州立大学の Schaetzl 教授とカリフォルニア州立大学の Anderson 助教授の共著による本である。本章だけでも 655 ページで、84 ページ分の引用文献リストと 50 ページの専門用語解説から成る。筆者らが対象と考えている読者層は、土壌地理学、土壌生成学、土壌分類学、土壌地形学を専門とする学生や研究者であり、入門書というよりも読みこなすには土壌についての基礎的な知識が要求される。しかし、第一章は土壌生成に関連した基礎的な知識、鉱物的、物理的な特徴や土壌分類の概念について割かれており、用語解説と合わせて、読者に対して理解してもらおうといった姿勢が感じられる。

この様な分野の書籍として、ペドロロジーに関しては訳本である「ペドロロジー 土壌学の基礎」(博友社)、大羽博士と永塚博士による「土壌生成分類学」(養賢堂)、あるいは浅海重夫博士が監修した「土壌地理学」(古今書院)が出版されているのみである。また傾斜地における水や土壌の移動に特化した「水文地形学」(古今書院)もあるが、ここに上げた書籍を全て網羅しており、非常に読み応えのある内容である。過去から現在に至るまでの事例が豊富に紹介されており、約 2,000 以上もの文献を参照している。ただしその事例は、氷河地形や寒冷地特有の土壌生成過程を取り上げたものが多く、また独特の英語の言い回しが見られることが、強いて上げられる難点である。しかし、図表がふんだんに盛り込まれており、直感的に理解出来るため、さほど気にならないで読み進むことが出来る。

土壌断面の前に腰を下ろして観察することで、土壌層位の形態的な特徴のみならず、孔隙や土壌構造の発達や土性などから水やガス移動の特性について推測出来るような手がかりがつかめるはずである。また層序、土色やキュータンなどから、環境の変遷やこれまでに受けてきた生成作用の履歴を読み取ることができる。そのためには多くの経験や修練が必要となるが、長い時間をかけてゆっくりと進行するような土壌生成過程を直接的に観察することは不可能である。本書では第 2 章において、基本的な土壌生成・風化メカニズムから、土壌断面形態が局所的に変化する過程に至るまで、連続的な図を交え

て事細かに解説してある。特に Hole (1961) が提唱した Pedoturbation (土壌のかく乱作用: 不勉強でこの単語すら知らなかった。)を取り上げており、アリ塚や凍結による微少な起伏の形成や、乾湿による自己マルチ作用や粗粒分が重力に反して上昇する作用など非常に興味深い内容を解説している。

第 3 章では、より大きな時間空間スケールでの土壌生成について述べている。地形条件と土壌断面形態の関係だけに留まらず、水文特性や地下水位の形成についても総説しており、傾斜地での土壌調査や水循環を考える上で貴重なヒントを提供してくれるであろう。また土壌の風化年代の推定方法や古土壌の性状など、盛りだくさんの内容である。個人的に土壌と地形の関連性について興味を持っており、地形学的分類方法に関する論文まで収集しているが、本書において紹介していることに感動を覚えた。

本書の内容と完全に一致するような研究テーマを担っている会員の方は少ないと思われるが、土壌そのものあるいは土壌を媒体とする現象の解明に取り組みされているはずである。土壌生成について知識を深めることは、研究の幅を広げることに寄与すると思われる。本書以上の内容を網羅した土壌生成や断面形態に関する書籍は見当たらない。野外で土壌と対面した時に非常に頼りになる書籍である。

Part I The building blocks of the soil

1. Introduction
2. Basic concepts : soil morphology
3. Basic concepts : soil horization
 ...the alphabet of soils
4. Basic concepts : soil mineralogy
5. Basic concepts : soil physics
6. Basic concepts : soil organisms
7. Soil classification, mapping and maps

Part II Soil genesis : from parent material to soil

8. Soil parent materials
9. Weathering
10. Pedoturbation

11. Models and concepts of soil formation
 12. Soil genesis and profile differentiation
- Part III Soil geomorphology
13. Soil geomorphology and hydrology
 14. Soil development and surface exposure dating
 15. Soils, paleosols and paleoenvironmental recon-

- struction
16. Conclusions and Perspectives

柏木淳一 (北海道大学大学院農学研究院)

受稿年月日: 2006年9月12日

受理年月日: 2006年9月12日

フィールド科学への招待

北海道大学北方生物圏フィールド科学センター 編

三共出版株式会社 初版 2006年6月発行

B5版 217頁 ISBN 4-7827-0520-4 2,900円

土壌物理学は、自然の場の総合性や複雑性に対して物理解的手法をもって直視する学問であると考えられることができる。それを端的にキーワードで表すならば、「実験科学、理論科学、観念、発想、微視、巨視、自然現象、現場、応用、対策」などのことばが充てられよう。「理論」から「現場」までの広範囲を守備領域にして、さらに現場で何かしらの対策を講じるというのである。

その「現場」に関して、今流行の“Field science”があてはまるかどうかについては、もう少し時間を掛けた議論が必要かもしれない。しかし、文献を調べて「21世紀へむけての新しい農学の展開」（日本学術会議、1997）に従うと、「自然と人間をとりまく場で起こる諸現象を総合的に把握するのが『フィールド科学』」であり、これを土壌物理学の守備範囲に入れて、“Field science”と変換してもよいかもしれない。

さて、全国大学の施設に、農学部系の農場や演習林などの諸施設を統合させ、フィールド科学センター、フィールド科学教育研究センター、フィールドサイエンスセンターなどの名称を附したところがある。本書は、こうした施設の一つ、北海道大学北方生物圏フィールド科学センターの教員が実施している講義内容を再編集して、さらに新しい研究成果を加えてまとめたものである。当土壌物理学会で活躍されている波多野隆介さんも執筆者に加わっている。

この最初の章で、「フィールド科学」について定義しているところがある。すなわち、「人間が生活する生物圏における地球環境や生物種そして食糧生産などに関する問題を解析し、地球生態系において人間が環境と共生する人間環境共生系を創造する学問である」と記されている。

ページをめくっていくと、執筆者の個性や活躍されているさまざまな学問分野の特徴が色濃くなっている、一冊の本としての統一性は若干薄く感じられる。しかも、学部学生向けの講義材料としてはかなりレベルが高い。しかし、これは「フィールド科学」の特徴であり、自然の場の総合性や複雑性に対してさまざまな視点や方法でチャレンジする必要のある分野であることを示しているともいえよう。

読みにくさの難度を乗り越えて、最終章(5章)まで読

み進めていくと、いきなり登山の目標(頂上)に到着したかのように、周囲360度の絶景が一望できるような気持ちになった。「5-4 北方生物圏フィールド科学センターは『ミュージアム』という名の巨人である」という見出しの文章がそれである。

「私がより遠くまで見通すことができるのだとしたら、それは巨人の肩に乗っていたからだ」(アイザック・ニュートン)を冒頭に掲げ、「仮に『現代的ニーズ』にそぐわないものであったとしても、現在の我々にとってなんらの価値を有さないものであったとしても、それを記録・保存することが将来の研究者が乗る巨人の肩をよりよい姿勢で、より高くすることにつながるのでありここに『ミュージアム』の存在する意義の一端がある」とフィールド科学センターの役割と重要性を強調している。単に箱モノ(施設)を管理運営するのではなく、そこに群がる関係者の努力と展望無しでは、フィールド科学は発展し得ないというのである。

これは面白いことを書いていると思うやいなや、これまで難解と思ってめくってきたページをあらためて開きなおして、結局本書を熟読してしまった。

目次構成

1. フィールド科学とは
2. 今、地球では 一人類が直面している課題一
3. 私たちはどのように対応するか
ーフィールド科学の実践例ー
4. 人間活動の付加を軽減する
ーフィールド科学の応用ー
5. フィールド科学の力

引用文献、用語解説、索引

著者

揚妻直樹, 荒木 肇, 上田 宏, 加藤 克, 小池孝良,
 笹 賀一郎, 波多野隆介, 日浦 勉, 富士田裕子,
 松田従三, 宮下和土, 本村泰三, 向井 宏, 村上正志,
 山羽悦郎, 四ツ倉典滋, 鈴木範男(編集代表者)
 (全17名)

成岡 市(三重大学大学院生物資源学研究所)

受稿年月日: 2006年9月18日

受理年月日: 2006年9月18日

I. 2006 (H18) 年度第 2 回編集委員会

参加：成立)

開催形式：電子会議

○ 議事内容

日 時：質疑応答・討論 2006年9月27日~10月2日
 採決 2006年10月3日~10月6日

1. 議 題

出席委員：石渡輝夫, 柏木淳一, 加藤邦彦, 北川 蔵, 三枝俊哉, 取出伸夫, 永田 修, 中辻敏朗, 中原治, 橋本 均, 横濱充宏 (委員 11 名中 11 名

(1) 編集幹事より提案のあった「土壌の物理性 104号」の発行計画が全会一致で承認された。この中で、特集「水分・溶質移動モデル」を 104 号から掲載することが承認された。

II. 2004 年度会計収入・支出決算と会計報告

自 2005. 4. 21

至 2006. 3. 31

収入の部

項 目	予算額	決算額	増 減	備 考
繰 越 金	4,279,560	4,279,560	0	
正 会 員 会 費	1,685,200	1,460,000	▲ 225,200	
学 生 会 員 会 費	40,800	30,000	▲ 10,800	
賛 助 会 費	202,500	0	▲ 202,500	
外 国 会 員 会 費	17,600	0	▲ 17,600	
出 版 物 売 上	382,500	409,568	27,068	購読会費, バックナンバー売り上げ
雑 収 入	691,840	892,674	200,834	119,000 シンポ参加費, 171,000 情報交換会費, 別刷り, 学術会議協賛金等
合 計	7,300,000	7,071,802	▲ 228,198	

▲：収入減

支出の部

項 目	予算額	決算額	増 減	備 考
会 誌 製 作 費	2,800,000	2,690,459	109,541	会誌 99, 100, 101 号発行料等 (1 号 650 部 約 90 万円)
総会, シンポジウム費	800,000	928,870	▲ 128,870	総会, シンポジウム開催費, 評議員会等
通 信 費	150,000	51,675	98,325	原稿, 請求書送付料等
文 具 費	100,000	12,438	87,562	封筒代等
賃 金	150,000	50,000	100,000	業務, シンポジウム手伝料等
交 通 費	500,000	414,630	85,370	交通費等
会 議 費	100,000	0	100,000	
幹 事 手 当	60,000	60,000	0	H17 年度幹事 4 名分
編 集 委 員 会 費	300,000	111,651	188,349	編集関係通信費等
広 報 関 連 費	50,000	0	50,000	院生・学生・若手研究者等への広報活動他 (2004 年度新設)
学会賞選考委員会費	50,000	1,575	48,425	賞状・記念品代等
企画準備委員会費	0	0	0	土壌の物理性 100 号記念号および測定法に関する企画の準備
選挙管理委員会費	0	0	0	
業 務 委 託 費	400,000	0	400,000	会誌発行業務, 会員管理事務委託費等
予 備 費	1,840,000	4,914	1,835,086	弔電, 送金手数料等
決算額合計	7,300,000	4,326,212	2,973,788	
次年度繰越金	—	2,745,590	—	
合 計	7,300,000	7,071,802	▲ 228,198	

▲：当年度支出増

Ⅲ. 2005年度会計予算

自 2006. 4. 1

至 2007. 3. 31

収入の部

項目	予算額	備考
繰越金	2,745,590	
正会員会費	1,636,800	372人×5,500円=2,046,000×0.8
学生会員会費	43,200	18人×3,000円=54,000円×0.8
賛助会費	405,000	10社×22,500円=225,000円×0.9×2
外国会員会費	35,200	4人×5,500円=22,000円×0.8×2
出版物売上	400,000	購読会費, バックナンバー売り上げ, 用語事典売り上げ
雑収入	734,210	広告料(75,000), 別刷, 利息等
合計	6,000,000	

支出の部

項目	予算額	決算額	増減	備考
会誌製作費	3,600,000	2,800,000	800,000	会誌 102, 103, 104, 105号発行料等(1号650部約90万円)
総会, シンポジウム費	900,000	800,000	100,000	総会, シンポジウム開催費, 評議員会等
通信費	150,000	150,000	0	バックナンバー, 請求書送付料等
文具費	50,000	100,000	▲ 50,000	封筒代等
賃金	100,000	150,000	▲ 50,000	業務, シンポジウム手伝料等
交通費	500,000	500,000	0	交通費等
会議費	50,000	100,000	▲ 50,000	事務局会議費
幹事手当	60,000	60,000	0	幹事4人分
編集委員会費	200,000	300,000	▲ 100,000	編集関係通信費等
広報関連費	0	50,000	▲ 50,000	院生・学生・若手研究者等への広報活動他(2004年度新設)
学会賞選考委員会費	50,000	50,000	0	学会賞選考委員会会議費, 賞状・記念品代等
企画準備委員会費	0	0	0	
選挙管理委員会費	250,000	0	250,000	
業務委託費	0	400,000	▲ 400,000	会誌発行業務, 会員請求郵送委託費等
予備費	90,000	1,840,000	▲1,750,000	学術会議協力金
合計	6,000,000	7,300,000	▲1,300,000	

▲: 当年度減

IV. 2004年度会計監査報告

土壤物理学会

会長 長谷川 周一 殿
土壤物理学会
会計監査

渡辺 治 郎 (印)
矢沢 正 士 (印)

会計監査報告

2005年度、土壤物理学会会計の収入支出決算書ならびに関係帳簿類について、2006年5月29日に厳正に監査を行った結果、それらの執行は適正であり、提出とおりの相違ないことを確認した。

V. 会員消息 (2006年9月29日まで)

入会 正 会 員 小野寺政行
正 会 員 中嶋 美幸
正 会 員 村上 章
正 会 員 塩野 隆弘
正 会 員 村上 大亮
正 会 員 横田 聡

正 会 員 溝田 智俊
正 会 員 廣野 祐平
正 会 員 酒井 治
学生会員 ANDRY Henintsoa
学生会員 西脇 淳子
学生会員 Dewpura A.L. Leelamanie
賛助会員 ナモト貿易株式会社
退会 正 会 員 白井 美和
正 会 員 中堀 和英
正 会 員 松岡宗太郎
賛助会員 東北電子産業(株)東京支店
逝去 正 会 員 田中 彰

現在会員数 (2006年9月29日現在)

正 会 員 数 (国内)	: 374
同 (海外)	: 4
学 生 会 員 数	: 21
賛 助 会 員 数	: 10
<hr/>	
小 計	: 409
購 読 会 員 数	: 50
<hr/>	
合 計	: 459

一編集後記一

先日、秋田で開催された土壌肥料学会に参加させていただいた。修士までは土壌学研究室に所属しており、最後に参加したのは平成元年の広島大会である。以来17年ぶりの参加になった。その間は、主に農業土木学会および土壌物理学会にて発表する機会が多く、諸兄との議論を通じ、同じ土壌を対象としての研究の組み立て方、解析や評価方法について学ばせていただいた。研究の意義や方法論についてそれなりに培われた基準を持って、久方ぶりの大会に参加してみると、懐かしさとともに幾つかの研究上の相違点などが意識された。浅学のそしりを免れないが、その実感したことについて触れてみたい。

それは対象とした個々の事例に限定されるような発表が、多く目についたことである。土壌は多様であり、母材や気象、土地利用、作物種、地形条件に応じて地域ごとあるいは圃場ごとに異なるため、どれも新たな発見であることに間違いはないが、かえって一般則が見えにくくなってしまった。土壌や作物生理に関する基礎知識が欠落しているといった、受け手側の問題かもしれないが。この点に関して土壌物理分野について顧みると、実験室レベルや推定モデルにおける解析結果と自然条件下で生じている現象との乖離が解消されていないといった問題と同質であり、単にその方向性が逆になっているのかもしれない。アプローチはどうであれ、現在の自分の位置を認識して、この本質を見失わなければどうにか

展望は開けるのだろう。私の場合は、理論と現象との波間に漂っていただけであったように思える。

それから、発表や旧友たちとの議論を通じて、有用な技術とは？実際に役に立つ研究とは？といった疑問が膨らんできた。生産現場を支える研究者の割合が多いこと、最近は生産性の面から土壌を評価する機会を与えてもらっているだけに、そんな視点から拝聴させていただいた。たいした仕事もしていないが、適応性や速効性よりも普遍的な結果を見いだすような研究が、広く浅いよりも狭く深い研究が優れていると潜在的に思っていたことに気づかされた。土壌劣化、あるいは環境汚染や温暖化といった土壌を取り巻く問題は、解決策を見いだすまでそのままの状態では待ってはいくれない。それに元々自然物である土壌に対して、人が勝手に定めた物理的、化学的な側面からのみの手法では、太刀打ちできないのも自明である。作物、気象、地質といった自然科学分野だけでなく、対策が具体化するほど農業経済といった人文科学的な知識も必要になる。学際的な手法を武器に立ち向かわなくてはならない。批判の矢にさらされて萎んでしまうとも、機会を見つけては自分からアドバランを上げて議論を深めることの大切さを実感した。そんな当たり前のこと、前々から指摘したでしょうと諸先生方の苦い顔が想い浮かぶが。土壌物理学会はもちろん、どの学会も門戸を開放しているはずである。

(編集委員 柏木淳一)

土壌物理学会

事務局構成

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

複写される方に

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

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

Notice about Photocopying

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

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

土壌の物理性 第104号(会員配布) 2006年11月20日発行

発行 土 壌 物 理 学 会

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

電 話 011-706-3641

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

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

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

郵便振替 口座番号: 01350-2-40943

加入者名: 土壌物理学会

編集委員会事務局(投稿原稿送付先)

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

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

印 刷 創文印刷工業株式会社

〒116-0011 東京都荒川区西尾久 7-12-16

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

No. 104

November 2006

Contents

Foreword	S. SIBUSAWA	1
Original Papers		
Calibration of Column-attaching TDR Probe Based on Dielectric Mixing Model	H. MIYAMOTO and J. CHIKUSHI	5
Microbial Transformation of Nitrogen in Cattle Slurry as Applied to an Andisol Grassland	C. MIZOTA, Y. YAMAGUCHI and K. NOBORIO	13
Soil Salinity Assessment by Some Destructive and Non Destructive Methods in Cal- careous Soils	A. AL-BUSAYDI, T. YAMAMOTO, C. BAKHEIT and P. COOKSON	27
Effects of No-Tillage Practice on Nitrate Leaching in Sugar Cane Fields in Sub-Tropic Area	K. ASADA, A. HOSHIKAWA, M. KATO and T. NISHIMURA	41
Notes		
Monitoring Soil Water Content for Kuroboku and Tachikawa-Loam Soils with Pro- file Probe type PR1 : Laboratory Calibration and Field Tests	H. IMOTO, A. KAMOSHITA, Y. KATO, T. TOKIDA and T. MIYAZAKI	51
Special Reports		
Water Flow and Solute Transport models in Soils		
Introduction	N. TORIDE	61
Boundary Conditions for Numerical Analysis of Variably-saturated Water Flow in Soils	H. SAITO, M. SAKAI, J. ŠIMŮNEK and N. TORIDE	63
Boundary Conditions for the Convective-dispersive Solute Transport in Soils	N. TORIDE, M. SAKAI and H. SAITO	75
Lectures		
Characteristics of Peat-land, Relations with Soil Physical Properties		
Greenhouse Gases in Peatlands and Wetlands	O. NAGATA	85
Lectures on Features of Peatland and Mire Vegetation	H. FUJITA	97
Changes and Issues of Consolidation Techniques of Peaty Arable Land in Hokkaido	T. ISHIWATA	109
Reading of Classical Study Series		
“Allophane in some Ando soils” By N. Yoshinaga and S. Aomine and “Imogolite in some Ando soils” By N. Yoshinaga and S. Aomine	S. WADA	119
Physical Theory for Capillary Flow Phenomena” By E.E. Miller and R.D. Miller	T. MIYAZAKI	127
Readers' column	K. KATO	141
Book review	J. KASHIWAGI	143
	H. NARIOKA	145
Announcements		147
Editor's Postscript		150

Japanese Society of Soil Physics

Division of Environmental Resources

Graduate School of Agriculture, Hokkaido University

Sapporo, 060-8589 Japan