

土壌の物理性

第105号

2007年3月

巻頭言	長谷川周一	1
第48回土壌物理学会シンポジウム「土壌有機物の分解・集積と物理性」		
シンポジウム紹介		
農地管理法の違いと土壌炭素	古賀 伸久	5
土壌有機物動態モデルの日本の農耕地土壌への適用と改良	白戸 康人	15
土壌腐植物質の化学構造とその機能	平舘俊太郎	23
有機農業が土壌の理化学性に及ぼす影響	瀧 勝俊	31
第48回土壌物理学会シンポジウム総合討論	谷山 一郎	41
ポスターセッション発表 発表要旨		49
論文		
ナタネ油を混合した洗浄鳥取砂丘砂の熱伝導率とそのモデル化	望月 秀俊・小岩崎 真・須甲 武志	59
数値計算言語 Octave による土壌水分特性曲線の非線形回帰プログラム	関 勝寿	67
資料		
Soil Doctor System of Land Development Department in Thailand as one of participatory methods	K. HOMOYAMYEN, S. SUKCHAN and H. HAMADA	79
特集		
水分・溶質移動モデル		
形態変化を1次反応式により考慮した土中の窒素移動モデル	中村 公人・取出 伸夫	83
講座		
泥炭特集		
泥炭地環境保全と地下水質	橘 治国・辰巳 健一	99
古典を読む		
W.H. Green and G.A. Ampt 著		
土壌物理に関する研究 第1部 土壌中の空気と水の流れ	長谷川周一	111
土粒子		
シーボルトミミズとの出会いから	東 直子	117
“I don't need junk.” から始まった	登尾 浩助	119
書評		
「水と地域と農の連携」	成岡 市	123
会務報告		125
編集後記		127

土壌物理学学会会則

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

「土壌の物理性」投稿規定

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

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

(2004.7.1 改正)

「土壤の物理性」原稿執筆要領

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

きに正式名称とともに示す(例:陽イオン交換容量(CEC))。

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

[土壤物理分野の 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、土壤物理に特に関連の深い単位の使用例を示す。

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

*%表示は、原則として分母と分子の内容が同じものの場合にだけ用いる。

** cm H₂O は使わない。

その他、疑問のあるものについては意見を聞いて編集委員会で検討する。

(2000.3.10 改正)

「土壌の物理性」投稿案内

1. 投稿原稿に対する基本方針

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

2. 投稿原稿に求められるもの

投稿に当たっては、「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、研究方法から結論に至る過程に論理性があること。
- (2) 表現について
 - 1) 原稿全体の構成が整っていること。
 - 2) 表題が適切であること。
 - 3) 文章表現が適切であること。
 - 4) 英文アブストラクトや和文要旨が適切であること。
 - 5) SI単位や記号の使い方が適切であること。
 - 6) キーワードが適切であること。
 - 7) 英語の表現が適切であること。

3. 投稿原稿の受付

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

4. 閲読の目的と姿勢

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

編集委員会は閲読者に対して特に次の点について注意をお願いします。

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

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

5. 閲読の手順と投稿原稿の採否

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

び個別指摘事項と共に編集委員会へ報告します。

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

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

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

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

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

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

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

- (4) 閲読結果の総合判定をDとする理由は次のようなものです。

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

6. その他

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

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

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

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

(2004.6.29改正)

「土壌の物理性」閲読の手引き

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

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

(2003.5.28改訂)

土壌物理学会学会賞規定

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

土壌物理学会学会賞選考委員会規定

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

土壌物理学会会員登録用紙 [入会・退会・登録事項変更]

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

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

本会記入

受付年月日：

承認年月日：

送付先・問い合わせ先

土壌物理学会事務局（庶務幹事）

〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

三重大学生物資源学部 成岡 市 宛

Tel/Fax. 059-231-9574

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

第4回（平成17年度）土壌物理学会賞（論文賞）選考結果

学会賞選考委員会で慎重に検討、審査を行ないました結果、下記2件の論文について、研究が土壌物理学会賞（論文賞）に値するものと判断し、選考結果を報告いたします。

土壌物理学会 学会賞選考委員会

1. シリンダーに充填した土壌の熱拡散係数を簡易に推定する方法

氏名 登尾浩助（明治大学農学部 助教授）

業績（題名、「土壌の物理性」巻号、ページ、発行年）

シリンダーに充填した土壌の熱拡散係数を簡易に推定する方法、「土壌の物理性」, 101号, p. 5~10, 2005年（徳本家康, 向井田善朗と共著）

推薦理由

土壌の熱的性質は、土壌中の熱移動と温度分布の変化、さらにそれにより影響を受ける作物の生育や微生物の化学反応を把握する上で、必須の情報である。

ただし土壌の熱伝導率測定には単一プローブ法や、その改良型の双子型プローブ法など、特殊なプローブが必要となる。その一方でカラム土壌の温度変化測定から、熱拡散係数を求める試みも行なわれている。この場合、実験装置は簡明であるものの数値計算による逆解析は複雑となっている。以上の理由から簡便な実験装置に基づき平易な解析手法により、土壌の熱的性質を推定することが望まれている。

本研究は、カラム土壌の温度変化を測定することにより、これと解析解との比較から熱拡散係数を簡便に推定することを試みたものである。すなわちシリンダー充填土壌を瞬間的に恒温水槽に浸したときの試料中心部の温度変化を経時測定し、これと無限長シリンダー試料の非定常変化の解析解との関係を直線回帰することにより、回帰直線の傾きから熱拡散係数を推定した。

測定および解析の原理は簡明であり、また相応の精度を有することも確認しており、汎用性も高い。さらに学生実験等を通じ平易に学習する上で好適といえる。よって土壌物理学会賞（論文賞）に値するものと認め、ここに推薦する。

2. 自動サクション制御による不飽和砂質土壌中の下方浸透水採取装置の開発

氏名 東直子（九州大学農学部附属演習林 学術研究員）

業績（題名、「土壌の物理性」巻号、ページ、発行年）

自動サクション制御による不飽和砂質土壌中の下方浸透水採取装置の開発、

「土壌の物理性」, 101号, p. 27~35, 2005年(森也寸志, 井上光弘と共著)

推薦理由

土壌中や地下水域の溶質移動を解明するためには、根群域における下方浸透水の移動を定量的に把握することが求められる。とりわけ砂質土のように飽和～不飽和にかけて透水性の著減する土壌について、これを実現することは今日的な課題といえる。しかしながら砂質土壌は、わずかなサクション変化で土壌水分量が激変するという特徴を有しているため、とりわけ微細なサクション調整が求められる。

本研究では、この用途に見合うガラスフィルターを選定した上で、与圧を保ったバッファー容器から、間接的にフィルターサクションを付加することによる自動制御システムの改良を行ない、微細なサクション調整を可能にした。このことにより土壌中の下方浸透流線を乱すことなく効率よく採水できることを確認した。

特に室内カラム実験を通じて連続降雨時の採水性能を評価したところ、その効率は94～109%と高いものであった。このように砂質土壌において、下方浸透を高い精度で原位置の状況を乱すことなく採水することが可能であるため、今後、フィールドでの長期にわたる適用が期待される。以上の理由により、本論文を土壌物理学会賞(論文賞)に値するものと認め、ここに推薦する。

本結果は、2005年10月15日に開催された評議員会ならびに総会にて全会一致で承認され、同日授賞式が開催された。

第4回土壌物理学会賞（ポスター賞）授賞者

開催日：2006年10月14日

会場：第48回土壌物理学会シンポジウム・ポスターセッション

ポスター会場参加者の投票ならびに学会賞選考委員会の最終審査により、下記の4氏が受賞されました。おめでとうございます。

岩崎秀威（北海道大学）

ペドトランスファーファンクションを用いた土壌水分特性の推定

KHALIL Magdi（東京文化財研究所）

高松塚古墳墳丘土の水分特性測定

西脇淳子（東京大学）

Partitioning Interwell Tracer Test（PITT）におけるトレーサー流速の影響

藤本岳人（北海道大学）

線虫と溶質の移流分散特性の比較

4月1日から原稿投稿先が変わります

現在の編集委員会の任期終了に伴い、4月1日から編集委員会事務局の場所が変わり、原稿の投稿先が下記のように変更になります。

〒1861-1192 熊本県合志市須屋 2421 九州沖縄農業研究センター
土壌環境指標研究チーム内 土壌物理学会編集委員会
編集委員長 原口暢朗
e-mail kibyosi@ml.affrc.go.jp

4月1日から土壌物理学会事務局の連絡先が変わります

現在の学会事務局の任期終了に伴い、土壌物理学会事務局の連絡先が下記のように変更になります。

〒840-8502 佐賀市本庄町 1
佐賀大学農学部生物生産学科内 土壌物理学会事務局
庶務幹事 長 裕幸
Tel/Fax. 0952-28-8757
e-mail choh@cc.saga-u.ac.jp

穴瀬 眞先生を偲ぶ

土壌物理学会の第18代会長の穴瀬 眞先生が昨年11月22日に約7年の闘病の後、ご家族に看取られながらお亡くなりました。先生は昭和26年3月に東京大学農学部をご卒業後、東京教育大学に助手として勤められ、平成9年まで、45年の間、東京教育大学、東京農工大学と東京農業大学で教育研究に携われ、多くの学生を社会に送り出されました。

先生のご卒業された当時の日本は、戦後の食料難にあえぐ苦しい時代であり、わずかでも稲作の可能な土地を良質の水田に、不毛の土地を畑に開墾する等の農地開発事業が各地で行われていました。先生の研究のデビューは「泥炭地客土の研究」（農業土木研究、第20巻第3号）であります。この研究では、泥炭畑作不適地に客土を行い良質な畑地に変えるための実用的な研究を北海道の高位泥炭畑地で行いました。客土荷重のために下部の泥炭層が圧密を受けることによる透水係数の変化や、客土層を上昇する毛管上昇高、pHおよび酸化還元電位の変化について調べました。そして、泥炭地の畑作収量に関して、馬鈴薯、燕麦、小豆などの無客土地区の収量に対し、砂土、壤土、埴土をそれぞれ客土土壌に使用した場合の収穫量を比較した結果、作物の収穫量が1.2~9倍近く増収した例があり、客土の効果が絶大なものであることを検証されました。

この研究を出発に、「客土」による作物収量の増加は土壌条件の好転であることに注目し、その原因を「粒度の異なる土壌の混合による土壌の物理的性質」の変化に求め、ガラス粒子、砂、土壌を用いて、粒子系の混合物によって生じる土壌の間隙率、透水係数の変化などについて、モデル的な考察から実際の土壌の物理性の変化について研究されました。また、客土による土壌構造の変化を科学的な視点から観察及び仮説を立てて検証し、客土圃場でみられる土粒子構造と透水性の変化を客土層内で生じる微細土粒子の移動による間隙の目詰まり現象として捉え、客土による水田表層の土壌構造の変化を明らかにしました。その後、新潟県や山形県の試験田における「客土」において実証的な研究をおこない、その結果、客土量(X)と水田の客土による浸透抑制率(Y)の間に $Y = aX + b$ の関係が成り立つことを発見し、客土による水田表層部土壌の性質変化が、一次的に減水深の変化に現れることを検証されました。

この研究を「客土の浸透抑制効果に関する基礎的研究」として、学位論文（東京教育大学紀要、12, pp 135-227）にまとめておられます。この客土現象の研究は、土壌科学の中で、いわゆる「古くて新しい」問題であり、土壌の研究者にとって、永遠の課題でもあります。

昭和53年9月に東京農工大学に転勤され、圃場整備に伴う農道の配置や農地開発に関する研究等に研究対象を徐々に広げて行かれました。たとえば、地耐力測定に関する研究（東京教育大学農学部農工研究所輯報、16, 17号）農道路線選定の電算化手法の開発（農業土木学会誌、第45巻5号 pp 311-314）農用地造成、施工に関する諸問題（農業土木学会誌、第45巻12号 pp 890-897）、農道の調査計画手法（農業土木学会講習会テキスト、pp 11-20）、農地造成地のマサ土の理工学特性（農業土木学会誌、第58巻1号 pp 39-44）などがあります。

平成2年からは東京農業大学に研究の場を変えられました。当時は日本のODA投資に伴う、国際化時代であり、地球環境の保全が声高に叫ばれる時代でもありました。農業土木事業も海外に展開されており、先生の研究グループもタイ国の塩害について調査研究を行っておられます。その活

動報告は「タイ国陸性塩害地における塩分集積の実状と防止対策」(農業土木学会誌, 第59巻11号 pp11-18)にまとめられています。また, 海外から多くの留学生を受け入れられ, 指導されております。このように, 研究の指導者でありましたことはもとより, 学生のよき相談役にでもありました。幾多の学生が公私共にお世話になったことは, 先生の暖かいお人柄であったことの証であります。

慎んで哀悼の意を表します。

東京農工大学 加藤 誠

土壌物理の研究の特徴と論文の投稿

長谷川 周一*

この号を最後に事務局が移ります。この2年間、学会の運営に関与した者として、土壌物理研究と「土壌の物理性」について考えてみました。

土壌物理学は土壌学の1分野であり、技術的な側面と科学的な側面を有しています。わが国の土壌物理学は最近まで、技術的な側面が強調され、農業や工業技術に関する基礎分野として位置づけられてきました。土壌物理の教科書を見ると一目瞭然ですが、われわれは、いくつかの法則を用いて物質の移動を定量化、またはその予測を行うように発展してきました。そして、そこでは、適切な条件を与えれば1つの答えが出るのが当たり前と考えてきました。答えを出すための、実験法、測定法、解析法等に関する独創的な手法の開発自体も重要な研究課題であり、評価の対象でした。そして、その成果である論文には、1つの答えに議論が収束するような美しさが要求されてきたと思います。

土壌学の科学的な側面のひとつとして、環境科学が現在強調されています。そこでは、手法の独創性よりも共通性が強調されることがあります。同一の手法でデータを取る、つまり「知らないことを知る」「土壌生態系における物質の存在量や移動量の合理的な値を求める」ことが研究目的の場合もあります。定常状態が仮定される土壌生態系における物質の変化量を平均化するには長い時間が必要とされます。また、繰り返しや反復が不可能な研究対象も存在します。環境科学は息の長い研究であるという認識とは反対に、研究資金と研究評価の期間は短くなっているのが現状です。したがって、3から5年の継続研究はもちろん好ましいのですが、短期間のデータ収集であっても、それが信頼できる貴重なデータであれば、論文として評価すべきというのが科学的な面から見た土壌物理研究ではないでしょうか。もちろん著者はデータが貴重である理由を十分に読者に訴える必要があります。

会員は学会誌に投稿する権利をもっており、学会としては多くの会員が読むだけでなく、投稿されることを歓迎しています。しかし一方では、学会誌の質を落とさないように厳格な審査もお願いしている。したがって、不幸にも投稿者が落胆することが生じてしまうことがあるが、できるだけこのような状況にならないようにしたい。そこで、著者とレフェリーとのやりとりのいくつかも参考にしながら、論文投稿の問題点を考えてみました。

まず審査が思うように進んでいない論文において著者とレフェリーの両方にいえることは、学会誌の表紙の次にある、投稿規定、原稿執筆要領、投稿案内、閲読の手引きは良く読むように、査読期限、修正原稿提出期限は守るよという事です。

審査で目にするのは、何とかして論文の質を上げられないかとレフェリーが努力している姿です。著者の多くはそれに答え、審査を通過していきます。しかし、指摘に答えるためには追試をやらうと著者が考えるような指摘はやってはいけないことでしょう。レフェリーは再試や追試が必要と考えたならば、早期に掲載不適と判断し、何か問題なのかを具体的に明確に指摘すべきでしょう。

一方、著者に対しては、まず、自らの研究を他人に読んでもらうという発想から論文を書くことを心がけて欲しいと感じました。レフェリーには、投稿論文の内容から見て専門的な判断が可能な人をお願いしています。そしてこのような人は日常的に忙しいのが普通です。それでも学会の発展のためと考えると、貴重な時間を割き、ボランティアとして引き受けていただいています。ボランティアであるということを著者はよく考えて欲しい。したがって、著者とその指導者、そしてレフェリー以外は読みそうもない論文は絶対に書かないように心がけることが大切です。

文章修行とはそう容易ではありません。科学論文は直接的な表現と単純な構文で作られ、行間を読む必要のない文章であることが大切です。私達にとって、英語で文学作品を読むのは苦勞しますが、科学論文は辞書さえあれば著者の主張はたいてい理解できます。日本語で文章を書くとき、時々、英語ではどのように表現するかを考えて、日本語に直すと分かりやすくなる場合もあるでしょう。その典型の1つが「把握」という言葉でしょう。

さらに、考察の中に、一部の実験方法が記述されている例や時制が混乱している原稿も見受けられます。「要約」は過去形で、「はじめに」は現在形で書くのが原則でしょう。このような文章の構成や時制の使い方については、論文の書き方を学ぶ必要があります。私は若い人に Day の “How to Write & Publish a Scientific Paper” 5th edition (Day, R.A. 著, 美宅成樹訳, はじめての科学英語論文, 丸善) を読むことを勧めています。原文でも和訳本でも良いでしょう。

最近の雑誌では引用文献の非常に多い論文が目につくことがありますが、土壌の物理性においては、このような例はないようです。著者の中には、その分野の研究を網羅しないとレフェリーは評価しないと思っている人もいるかもしれませんが、そのようなことはないでしょう。もし重要な論文を見落としていたとしても、それはレフェリーが指摘してくれる場合も多いと思います。逆に、引用のほとんどが著者および著者の研究グループの場合、研究に対する取り組みの狭さが非常に気になります。われわれは、なぜ他人の論文を引用するのかを考えてみる必要があります。最近では、同僚による論文の科学的な評価を重視するのではなく、個人の研究評価に citation index が、雑誌の評価に impact factor が使われるため、必ずしも必要とされない論文の引用が懸念されます。また、文献の引用が正しく行われていないという編集委員、レフェリーの指摘は多く見受けられます。著者名、年号、論文名、雑誌名、ページ等の書き方は、雑誌によって異なります。したがって、執筆要領と土壌の物理性の最近号を参考に間違えないようにし、審査がスムーズに行くように注意を払って欲しい。

共著者とは、その研究と取りまとめの両方に関与した人であり、論文に対しては説明責任があります。したがって、研究補助者、データ収集者、研究費を獲得した者そして研究室の責任者は、その役割だけでは共著者にはなれないでしょう。若い研究者が筆頭著者の原稿を読んでいると、時々、共著者に名を連ねている指導者は取りまとめに関与していないことが分かってしまう場合があります。また、共著者になることについて承諾をとっているのか疑わしい論文もみられます。論文の数による業績評価が横行している昨今のご時世を反映してか、安易に共著者に名を連ね、互助会的な印象を読者に与えるのは何とも見苦しい。研究者倫理についてもっと注意深くあって欲しい。

この記事を書くに当たり、編集委員の手元にある著者とレフェリーとのやりとりのいくつかを参考にさせていただいた。「自分の研究結果から判断できることを超えた議論をしていませんか」というレフェリーの指摘がありました。逆に著者が明らかにした延長上のことについて興味を示しているレフェリーもいました。科学論文としての体裁が整っていない原稿や焦点が絞り切れていない原稿を書かないよう、会員の皆様の努力を期待します。

第48回土壌物理学学会シンポジウム プログラム

日 時：2006年10月14日（土）

場 所：北海道大学農学部大講堂・農学部総合研究棟多目的室

内 容：「土壌有機物の分解・集積と物理性」（シンポジウム）

「土壌物理研究の最前線」（ポスターセッション）

○ 開会挨拶 谷山副会長

I シンポジウム「土壌有機物の分解・集積と物理性」

座長：竹内晴信（北海道立十勝農業試験場）

中原 治（北海道大学）

1 農地管理法の違いと土壌炭素

古賀伸久（北海道農業研究センター）

2 土壌炭素動態モデルの日本の農耕地土壌への適用と改良

白戸康人（農林水産技術会議事務局）

3 土壌腐植物質の化学構造とその機能

平舘俊太郎（農業環境技術研究所）

4 有機物施用と土壌の理化学性

瀧 勝俊（愛知県農業総合試験場）

5 総合討論

II ポスター・セッション「土壌物理研究の最前線」

ポスター発表内容紹介 進行：柏木淳一（北海道大学）

ポスター発表（コアタイム）

○ 閉会挨拶 長谷川会長

農地管理法の違いと土壌炭素

古賀 伸久*

Management Practices of Agricultural Soils for Carbon Sequestration

Nobuhisa KOGA*

* Climate and Land-use Change Research Team, National Agricultural Research Center
for Hokkaido Region (NARCH), Shinsei, Memuro, Kasai, Hokkaido 082-0071, JapanKey words : Arable land, CO₂, Field management practice, Global warming, Soil carbon sequestration

1. はじめに

森林や農耕地などの土壌は、地球規模の炭素循環におけるCO₂（二酸化炭素）の排出または吸収源の一つであり、地球温暖化への影響をいかに小さくするか、あるいは地球温暖化の防止にいかに関与するかという点において、近年、土壌炭素管理の重要性が世界的に認識されつつある。土壌圏には、大気（750 Gt; 1 Gtは10⁹t）や陸域の植生バイオマス（550-700 Gt）を超える膨大な量の炭素（1,200-1,600 Gt）が存在すると推定されている（Paustian *et al.*, 1997）。一方、農耕文明が開花する以前の先史時代には、約2,000 Gtの炭素が陸域土壌に存在したと見積もられ（木村・波多野, 2005）、森林や草原の開墾とそれ以降の長期間にわたる農耕地としての土地利用が土壌有機物の分解を促し、いかに大量の土壌炭素を消費させてきたかということ我々は容易にうかがい知ることができる。このことはまた、大量のCO₂が土壌から大気へと長い時間をかけて放出されたことを意味している。さらに、近代化された農業では、合成無機肥料を中心とした施肥が行われ、機械化の進展に伴い耕起の頻度や深さ、換言すれば耕起の強度が次第に大きくなった。このような農地管理はさらなる土壌有機物の消費を加速させてきたと考えられている。

わが国の農耕地全体には、約230 Mt（1 Mtは10⁶t）の土壌炭素が存在し、その量はこの20年間ではあまり変化していないことが土壌環境基礎調査（定点調査）の結果から明らかにされている（中井, 2002）。その理由は詳しい解析を待たねばならないが、長期間農耕地として利用したことが分解性の高い土壌有機物をすでに消費させてしまったのか、あるいは有機農業の拡大とともに土壌への炭素投入量が増加しつつあることと関係しているか

も知らない。その一方で、土壌環境基礎調査は、農耕地の土壌炭素量について地目や土壌タイプに一定の傾向があることも明らかにしている。すなわち、樹園地、牧草地、施設土壌では土壌炭素量が増加する傾向にある一方で、普通畑土壌では減少する傾向にある。また、赤黄色土などの有機物含量が元々低い土壌では増加する傾向があるが、有機物含量が高い黒ボク土や泥炭土では減少する傾向が確認されている。

農耕地土壌における炭素収支は、収穫残さや作物根、有機質肥料などに由来する炭素のインプットと土壌有機物の分解による炭素のアウトプットとのバランスの上に成り立っている。大気中のCO₂を捕獲し、海洋、森林、土壌等へ長期間貯蔵することは炭素隔離（carbon sequestration）と呼ばれている。農耕地土壌での炭素隔離は、土壌への炭素の投入を介して土壌の炭素蓄積を図ることであり、さらには有機物分解を抑制し、土壌中の炭素を保全することも含まれている（Paustian *et al.*, 1997; Franzluebbers, 2005）。わが国の農耕地土壌では、土壌炭素量の増減が全体として平衡状態にあることはすでに述べた。今後は、地球温暖化の防止に貢献するため、どのような手段を用いて土壌の炭素吸収能を発揮させ、土壌炭素のバランスを平衡から蓄積へと変更していくか真剣に検討していかなければならない。本稿では、海外での研究事例や北海道・十勝地域で現在実施中の圃場試験のデータを紹介しながら、土壌への炭素隔離に有効とされる農地管理技術を概観していきたい。

2. 温室効果ガスの排出・吸収源としての土壌

農業分野と関連する温室効果ガスは、主にCO₂、CH₄（メタン）、N₂O（亜酸化窒素）の3種であり、土壌、家畜、家畜排泄物などが排出または吸収に関与している（環境

* 独立行政法人農業・食品産業技術総合研究機構北海道農業研究センター 〒082-0071 北海道河西部芽室町新生

キーワード：畑作農業、農地管理、二酸化炭素、地球温暖化、土壌炭素隔離

省地球環境局, 2006)。畑作生産を一例にとると, 図-1 に示すように, 作物生産と関わりのある様々なプロセスにおいて温室効果ガスが排出または吸収される。機械作業や生産資材の投入を通して化石燃料の燃焼から CO_2 が直接, 間接的に排出される一方で, 土壌では土壌有機物の分解・蓄積による CO_2 の発生・吸収, N_2O 発生や CH_4 吸収など土壌微生物が関与する現象が同時に起きている (Koga *et al.*, 2006 ; 古賀・鶴田, 2006)。

図-2 は, 北海道・十勝地域の畑作農業について, 資料調査や圃場試験のデータから, それぞれの温室効果ガスの排出または吸収量に関するライフサイクルインベントリ分析を行った結果である (Koga *et al.*, 2006)。十勝地域は, わが国を代表する畑作地帯であり, 秋まきコムギ, テンサイ, マメ類 (アズキ, サイトウ, ダイズ), バレイショが輪作体系の下で栽培されている。また, 1戸あたりの耕地面積が 30 ha を超える大規模農業であり, 多くの作業が機械化されていること, 収穫後にプラウ耕起と呼ばれる深耕が一般に行われることもこの地域の畑作農業の特徴である。図-2 中の土壌 CO_2 発生量は, 北海道農業研究センター・芽室研究拠点の長期耕起試験圃場 (淡色黒ボク土) における 20 年間の土壌炭素の減少量 (深さ 0-20 cm) から求めたものである (表-1)。黒ボク土を主要な土壌とし, 深い耕起が毎年くり返される十勝地域では, 土壌からの CO_2 発生量は, トラクタ作業やコムギの機械乾燥など化石燃料の燃焼に由来する圃場内 CO_2 排

出量や窒素施肥に由来する N_2O 発生量よりもはるかに大きいことがわかる (図-2)。以上は, 土壌有機物の減少に起因する土壌からの CO_2 発生が最大の温室効果ガス排出源となった事例である。今後, このような農業生産体系において, 地球温暖化への影響を最小としていくためには, 土壌有機物の分解をいかに抑制し, 炭素隔離に有効な農地管理技術をどのように取り入れていくかということが鍵になることを示している。

3. 土壌への炭素隔離に有効な農地管理技術

農耕地土壌への炭素隔離量の増大に有効な農地管理技術として, 1) 不耕起や省耕起などの保全型耕起法の利用, 2) 作物残さの還元, 3) 有機質肥料の施用, 4) 輪作体系の変更, 5) 農耕地から牧草地, 放牧地への転換などが挙げられている (Paustian *et al.*, 1997 ; Magdoff and Weil, 2004 ; Franzluebbers, 2005)。いずれの農地管理技術も, 土壌への炭素投入量を増やすことで土壌炭素の蓄積を図る方法と土壌有機物の分解を抑制することで土壌炭素を保全する方法のどちらかに分類され, 2), 3) は前者に, 1) は後者に, 4), 5) は両者にあたる。表-2 は, Franzluebbers (2005) が, アメリカ合衆国南東部で実施された長期圃場試験の結果を整理し, それぞれの農地管理技術がもつ土壌炭素隔離能を定量的に評価した結果である。ただし, ここで用いられている「土壌炭素隔離量」とは, 一般的に行われている農地管理技術を適用す

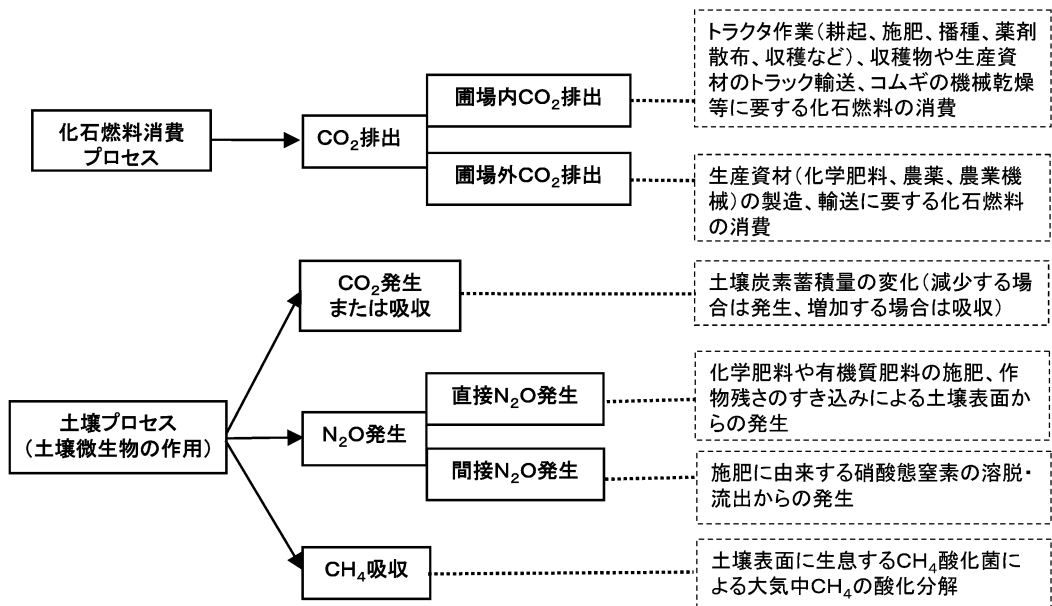


図-1 畑作生産における主な温室効果ガスの排出および吸収源

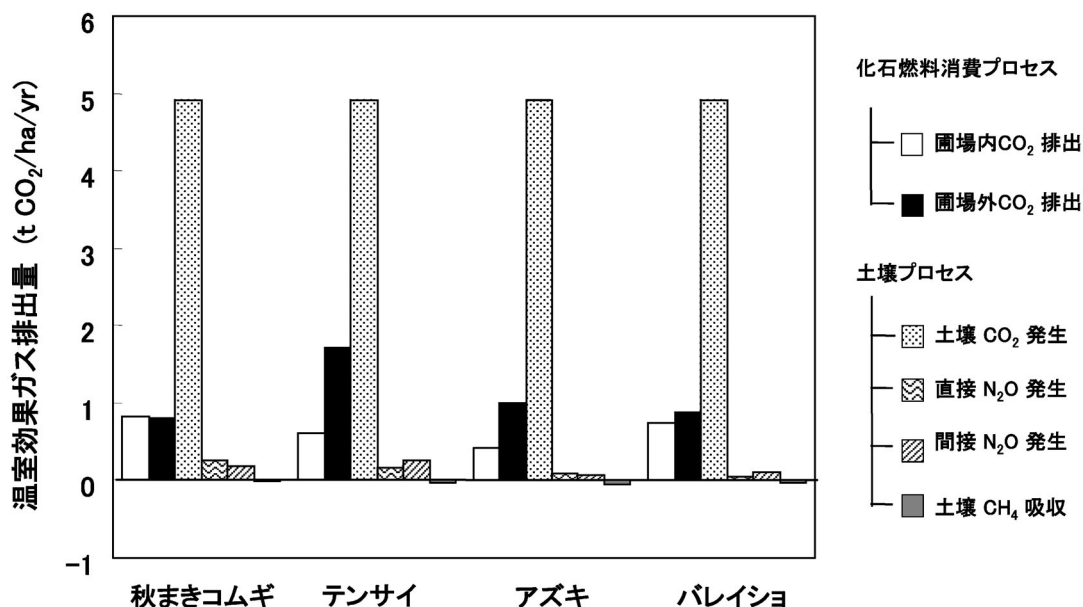


図-2 十勝地域の一般的な農地管理体系における作物別の総温室効果ガス排出量
一般的な農地管理体系とは、収穫後にブラウ耕起を行い、収穫残さを土壤中にすき込む体系を指す。CH₄およびN₂Oの発生または吸収量は、それぞれ23倍および296倍の地球温暖化ポテンシャル（Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001）を用いてCO₂換算した。

表-1 十勝地域の一般的な農地管理体系における土壤炭素蓄積量の減少とCO₂発生量（北海道農業研究センター・長期耕起試験圃場）

土壤炭素蓄積量		土壤炭素減少率	CO ₂ 発生量
1981年	2001年		
tC/ha	tC/ha	tC/ha/yr	tCO ₂ /ha/yr
81.5	54.8	1.34	4.91

土壤炭素量の減少がすべてCO₂発生に寄与したと仮定して、CO₂発生量を計算した。十勝地域の一般的な農地管理体系とは、収穫後にブラウ耕起を行い、収穫残さを土壤中へすき込む体系を指す。Koga *et al.* (2006) から引用した。

る場合の土壤炭素量を基準としている点に注意が必要である。したがって、図-3に示す不耕起の例のように、正味の土壤炭素量が減少していても、慣行の農地管理法よりも土壤炭素量が大きくなるのであれば、土壤炭素隔離量は正として評価される。

耕起法は、地温、土壤水分、通気性など土壤の物理的環境に影響を及ぼし、土壤有機物の分解速度を左右する。また、作物残さや有機質肥料が土壤中に投入される深さ、さらにはその後の分解速度や腐植物質の生成にも

影響する（Paustian *et al.*, 1997）。図-3は耕起法と土壤炭素濃度の関係を模式的に示したものである。通常、ブラウなどの深耕は土壤有機物の分解を促進する。土壤の物理的攪乱が小さくなる不耕起は、その分解を抑制し、土壤有機物を保全する効果がある。さらに、不耕起では収穫残さの多くが土壤表面に残されるため、地温上昇の抑制などマルチの効果が土壤有機物の分解を抑制するとされている。また、土壤有機物の一部は団粒によって物理的に保護された状態にあり、団粒構造を破壊し、土壤を細粒化する耕起作業は、土壤有機物の分解を加速させると考えられている（Lal, 1997）。

収穫残さや作物根、有機質肥料は、土壤への重要な炭素投入源となる。これらの有機物に含まれる炭素の一部は土壤中での分解過程を経て腐植物質などの安定した土壤有機物へ変換され、土壤中に蓄積する。収穫残さの場合、圃場へ還元されるバイオマス量が重要であり、圃場へ還元するか持ち出すかと言った基本的な残さ管理は土壤炭素の蓄積に大きく影響する。また、作物の種類によって収穫残さ発生量は大きく異なるため、栽培する作物の種類も重要な要因となる。有機質肥料の施用、窒素の増肥、かんがいなど作物の生育量を増大させる管理は、収穫残さの発生量も増加させ、土壤への炭素投入量を間接的に増やす効果がある。収穫残さの成分との関係

表-2 アメリカ合衆国南東部の長期試験における農地管理法と土壌炭素隔離量との関係

農地管理法	土壌炭素隔離量 (tC/ha/yr)	補足事項
不耕起	0.42±0.46	継続年数 10±5 年, 休耕期間にカバー クロープを組み合わせることでさらに増加
輪作体系の変更	0.22	1 輪作あたりの作物数を 1.7±0.8 から 2.9±0.7 に変更した場合。
有機質肥料(鶏糞) の施用	0.72±0.67	継続年数 5~21 年
牧草地, 放牧地へ の転換	1.03±0.90	

Franzluebbers (2005) より作成

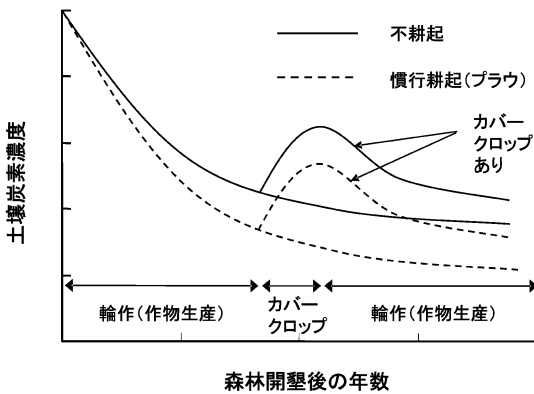


図-3 森林開墾後の農地管理(不耕起およびカバークロープの導入)と土壌炭素濃度との関係(概念図) Paustian *et al.* (1997) より作成した。

については、リグニン含量が土壌中での分解性や腐植物質の生成に影響する重要な質的要因と報じられている(Paustian *et al.*, 1997)。収穫残さはその成分の面においても様々であるが、収穫残さの質的差異と土壌有機物の形成との関係についてはまだ解明されていない部分が多いようである。有機質肥料の場合、家畜ふん尿堆肥を例にすると、易分解性の有機物が堆肥熟成の期間に分解するため、難分解性有機物を主に含むという特徴がある(Paustian *et al.*, 1997)。アメリカ南東部での鶏糞の長期連用試験では、比較的大きな炭素隔離量(0.72±0.67 tC/ha/yr)が得られ、施用された鶏糞由来炭素の17±15%が土壌有機態炭素になったと計算されている(表-2)。

輪作体系の変更には、収穫残さ発生量が大きな作物、牧草などの多年生作物を導入することが含まれる。収穫残さの発生量が大きい作物を輪作体系に導入することは、すでに述べたように土壌への炭素投入量の増加につながる。一方、多年生作物の導入は、収穫後に残される刈り株や根が有機物として土壌に供給されることに加え

て、耕起の頻度が大幅に減少することが関係している(Magdoff and Weil, 2004)。また、1回の輪作における作物数を増やすことも、不耕起や有機質肥料の施用ほどの効果はないが、炭素隔離量の増加が認められている(表-2)。主に休耕期間を短縮し、農地の利用率が上がることで、収穫残さや根に由来する炭素投入の総量が増加することに起因すると考えられている。また、土壌の侵食や乾燥の防止、雑草繁茂の抑制技術として利用されているカバークロープにも、1回の輪作あたりの作物数を増やすことと類似の効果がある。

耕作地を牧草地や放牧地へ転換することには、大きな炭素隔離効果が認められている(表-2)。耕起など土壌の物理的に攪乱する作業が大幅に減少すること、牧草の刈り残しや家畜ふんが有機物として土壌に供給されることがその理由として考えられている。

4. 十勝地域における畑地管理法と土壌炭素量との関係

北海道農業研究センター・芽室研究拠点では、耕起処理と残さ・堆肥投入処理を組み合わせた農地管理方法が、土壌炭素量(深さ0-30 cm)に及ぼす影響を明らかにするため、2003年から圃場試験(淡色黒ボク土)を実施している。この試験では、春まきコムギ、テンサイ、ダイズ、バレイショを4年輪作により栽培し(十勝地域では、コムギ作付けの多くが秋まきコムギであるが、この試験では収穫後のプラウ耕起作業を容易にするため、春まきコムギを試験の対象としている。)、面積あたりの土壌炭素量の算出に必要な土壌炭素濃度と容積重のほか、作物収量、収穫残さ(根を除く)の発生量、収穫残さや堆肥に由来する炭素投入量などを調査している。

耕起処理は、この地域で一般的に行われる慣行耕起(春の整地2回と収穫後のプラウ耕起(深さ約25 cm): Conventional tillage (CT))と省耕起(春の整地1回(深さ約10 cm)のみ: Reduced tillage (RT))である。

十勝地域では、輪作体系の中にテンサイやバレイショなど地下部を収穫部位とする作物があり、収穫後には土壤表面が凹凸状態となるため不耕起の適用は困難であると考へ、省耕起を試験の対象としている。残さ・堆肥投入処理には、収穫残さをすべて持ち出す処理(N)、収穫残さを圃場へ還元する処理(R)、収穫残さを還元し、さらに麦わら入り牛糞堆肥を秋(FM)または春(SM)に20 tFW/ha/yr(平均1.6 tC/ha/yr)の割合で施用する処理が含まれる。さらに、表-3に示す輪作体系における作付け順序が4通りあり、以上の組み合わせを2反復で行っているため、合計64の試験区(耕起処理2通り×残さ・堆肥投入処理4通り×作付け順序4通り×反復2)が試験圃場に配置されている。

表-4は、各々の農地管理処理における面積あたりの収穫残さの発生量とそれに含まれる炭素量を示している。収穫残さの発生量および炭素量は、ともに春まきコムギやテンサイで大きく、バレイショでは小さい。農地管理処理別に見ると、収穫残さを還元するR区と比較して、堆肥を施用するFMやSM区では、残さの発生量、炭素量がともに約1割増加し、CTでは残さを持ち出すN区においてわずかながら減少する傾向が認められた。また、CTとRT間の平均値(N, R, FM, SM区)を比較する

と、収穫残さの発生量および炭素量は、春まきコムギではRTで大きくなり、テンサイではCTで大きくなった。ダイズやバレイショでは耕起法間に明確な差は認められなかった。

毎年6月上旬に4層(深さ0-5, 5-10, 10-20, 20-30 cm)に分けて採取した土壤について、容積重と土壤炭素濃度を測定し、各処理区における表層から30 cmまでの土壤炭素量を計算した。この試験では容積重の経年変化が認められたため、各処理区における乾燥土壌量(深さ0-30 cm)が試験開始前年(2002年)のそれと同じになるように2003年以降の対象深を調整した。図-4は、容積重の経年変化を見たものである。0-5 cmの層は、毎年春に整地を行うためCT, RT間に容積重に明確な差はないが、5-10 cmおよび10-20 cm層で容積重が有意にCTよりもRTで大きくなる年次があった。表-5は、試験開始前年(2002年)の土壤炭素濃度と2002年から2006年までの土壤炭素濃度の変化率を示している。残さをもち出す処理(CT-N, RT-N区)では、残さを還元する処理(CT-R, RT-R区)よりもすべての深さで減少率が大きかった。また、堆肥を施用するFM, SM区では、CT, RTともに、R区よりも減少速度が小さくなるか、土壤炭素濃度は増加を示していた。とくに、省耕起と堆肥施

表-3 農地管理試験における作付け順序(北海道農業研究センター・芽室研究拠点)

作付け順序	2003年	2004年	2005年	2006年
A	バレイショ	ダイズ	テンサイ	春まきコムギ
B	ダイズ	テンサイ	春まきコムギ	バレイショ
C	テンサイ	春まきコムギ	バレイショ	ダイズ
D	春まきコムギ	バレイショ	ダイズ	テンサイ

表-4 各農地管理処理における収穫残さの発生量と収穫残さに含まれる炭素量(2003~2005年の平均値)(北海道農業研究センター・芽室研究拠点)

農地管理 処理	収穫残さ発生量 (tDW/ha/yr) ^a					収穫残さ炭素量 (tC/ha/yr) ^b				
	春まきコムギ	テンサイ	ダイズ	バレイショ	4作物平均	春まきコムギ	テンサイ	ダイズ	バレイショ	4作物平均
CT-N	4.14	5.15	2.50	0.59	3.10	1.74	1.93	1.09	0.18	1.24
CT-R	4.63	5.25	2.55	0.56	3.25	1.95	2.03	1.12	0.17	1.32
CT-FM	4.85	5.99	2.80	0.66	3.58	2.03	2.26	1.19	0.21	1.42
CT-SM	4.96	5.58	2.71	0.67	3.48	2.09	2.12	1.20	0.23	1.41
RT-N	4.32	4.97	2.65	0.60	3.14	1.85	1.93	1.16	0.20	1.29
RT-R	5.01	4.31	2.52	0.58	3.11	2.12	1.71	1.11	0.19	1.28
RT-FM	5.36	5.39	2.86	0.58	3.55	2.28	2.09	1.26	0.21	1.46
RT-SM	5.41	5.28	2.77	0.57	3.51	2.30	2.08	1.22	0.19	1.45
CT平均	4.65	5.24	2.64	0.62	3.35	1.95	2.09	1.15	0.20	1.35
RT平均	5.03	4.99	2.70	0.58	3.33	2.14	1.95	1.19	0.20	1.37

^a春まきコムギ：茎葉，テンサイ：茎葉，ダイズ：茎葉，さや，バレイショ：茎葉

^bCT-N, RT-N区では、収穫残さをすべて持ち出すため、収穫残さから圃場への炭素投入量は皆無となる。

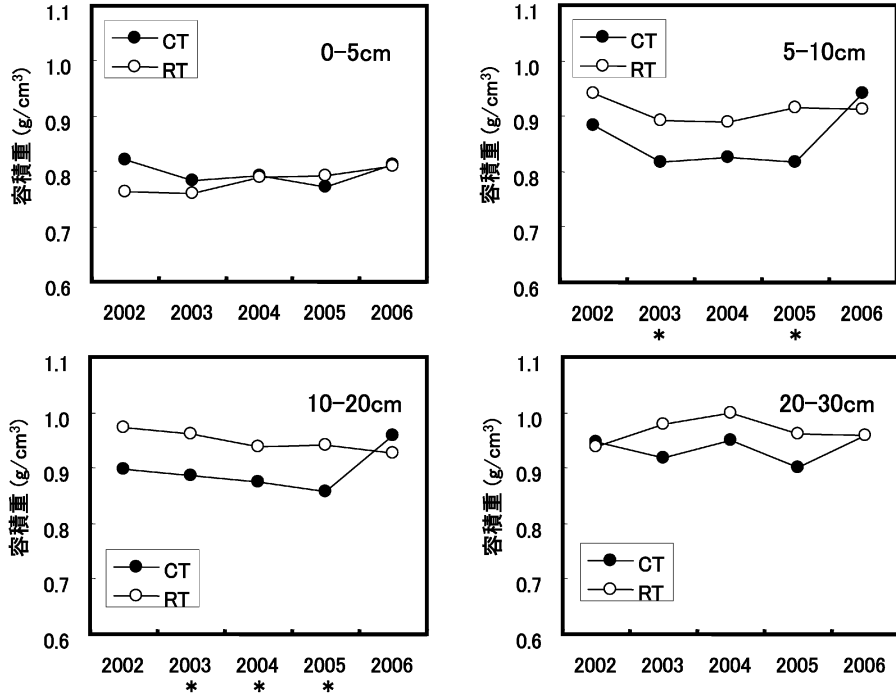


図-4 CTおよびRTにおける容積重の変化 (北海道農業研究センター・芽室研究拠点)
 CTおよびRTの容積重 (毎年6月に調査) は、それぞれ10地点の平均値である。
 調査年の下に*がある場合、CTとRT間に5%水準で有意差があることを示す。

表-5 各農地管理処理における土壌炭素濃度の変化 (北海道農業研究センター・芽室研究拠点)

農地管理処理	試験開始前年 (2002年) の 土壌炭素濃度 (gC/kg)				土壌炭素濃度の変化率 (gC/kg/yr) (2002-2006年)				
	0-5cm	5-10cm	10-20cm	20-30cm	0-5cm	5-10cm	10-20cm	20-30cm	4層の平均
CT-N	33.7	34.2	34.7	32.9	-0.53	-0.60	-0.80	-1.81	-0.93
CT-R	34.4	34.3	34.5	34.1	-0.44	-0.41	-0.41	-1.30	-0.64
CT-FM	33.5	34.0	34.9	33.5	0.02	-0.31	-0.42	-0.92	-0.41
CT-SM	33.7	33.2	34.7	33.7	0.37	0.07	-0.23	-0.78	-0.14
RT-N	35.8	35.9	35.0	30.5	-0.31	-0.46	-0.34	-1.45	-0.64
RT-R	36.0	35.5	35.6	31.3	-0.04	-0.23	-0.44	-1.10	-0.45
RT-FM	35.7	35.2	34.2	32.6	0.69	0.01	-0.21	-1.11	-0.15
RT-SM	36.0	36.2	35.7	33.6	0.72	-0.12	-0.46	-1.20	-0.26
CT 平均					-0.15	-0.31	-0.46	-1.20	-0.53
RT 平均					0.27	-0.20	-0.36	-1.21	-0.38

各項目の数値は、8試験区 (4作付け順序と2反復) の平均値

用を組み合わせた処理 (RT-FM, RT-SM区) の浅い層 (深さ0-5, 5-10cm) では、この層に収穫残さや堆肥が集中的に供給されるため、土壌炭素濃度が明らかに上昇していた。また、20-30cmの層を除き、CTよりもRT

において土壌炭素の減少率が小さくなる傾向が認められた。

容積重と土壌炭素濃度から求めた土壌炭素量の1年あたりの変化率 (下段) と収穫残さおよび堆肥として供給

された炭素量（上段）を図-5 に示す。試験開始前年である2002年には、各区において91~97tC/haの土壤炭素（深さ0-30cm）が存在した（データ省略）。十勝地域の一般的な農地管理法に近いCT-R区では、土壤炭素量は1.93tC/ha/yrの割合で減少したのに対し、残さをすべて持ち出すCT-N区では減少がさらに大きく（2.88tC/ha/yr）、CT-R区の土壤炭素量の減少率を基準とした場合の土壤炭素隔離量は負となった（表-6）。同様の傾向はRTでも確認された。また、CT、RTともに堆肥施用には土壤炭素量の減少を抑制する効果が認められ、その土壤炭素隔離量は0.58~1.20tC/ha/yrと計算された。以上のように、収穫残さや堆肥は、土壤炭素隔離のための炭素供給源として重要な役割を果たしていることが確認された。また、耕起法に着目すると、CTとRTにおける土壤炭素量の減少率（N、R、FM、SM区の平均）は、それぞれ1.72、1.44tC/ha/yrであり、RTにも土壤炭素隔

離効果があると考えられた。

以上の結果が示すように、十勝地域においても、収穫残さや堆肥からの土壌への炭素投入、保全型耕起法の利用は、土壤炭素隔離のための農地管理技術として有効であることが明らかとなった。しかしながら、堆肥施用と省耕起を組み合わせたRT-FMやRT-SMなどの農地管理処理において土壤炭素量が増加する（土壌が炭素の吸収源となる）ことを期待していたが、結果を見ると土壤炭素量は減少し、炭素の排出源となっていた。RT-FMやRT-SMでは、浅い層（深さ0-5cm、5-10cm）の土壤炭素濃度は増加するか、大きく減少していなかったが、耕起による土壌の攪拌が及んでいないはずの20-30cm層において土壤炭素濃度が急速に減少していたことがその主な原因であり、当該試験圃場の排水性が極めて良好であることも関係していると思われる。そして、この結果は深い層にいかにか有機物を供給し、この部分での炭素

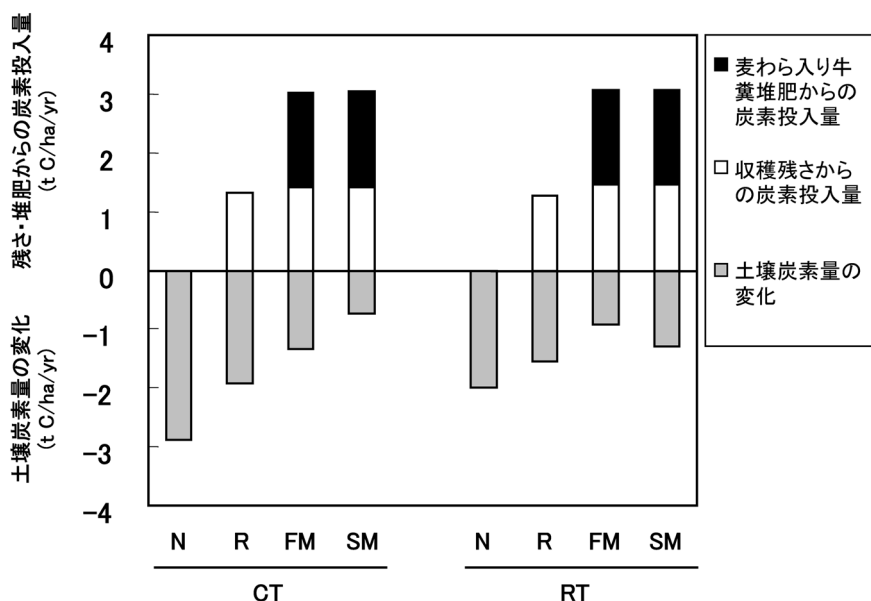


図-5 土壤炭素量の変化率と収穫残さおよび堆肥からの炭素投入量との関係
（北海道農業研究センター・芽室研究拠点）

それぞれの数値は、8試験区（4作付け順序と2反復）の平均値

表-6 各農地管理処理の土壤炭素隔離量（北海道農業研究センター・芽室研究拠点）

	CT-N	CT-R	CT-FM	CT-SM	RT-N	RT-R	RT-FM	RT-SM
土壤炭素量の減少率 (tC/ha/yr)	2.88	1.93	1.35	0.73	1.98	1.54	0.93	1.30
土壤炭素隔離量 ^a (tC/ha/yr)	-0.95	0.00	0.58	1.20	-0.05	0.39	1.00	0.63

^aCT-R区の土壤炭素量の減少率を基準とした場合の土壤炭素隔離量

蓄積をどう進めるかという問題を提示しているように思える。北海道農業研究センターでは、今後、堆肥施用量の増加、収穫残さ発生量が大きい作物種の導入（収穫残さ発生量が小さいパレイショから発生量が大きいスイートコーンへ）、秋まきコムギ栽培後の後作緑肥の導入等の効果について検討を進め、土壌への炭素蓄積効果が高く、十勝地域において適用可能な農地管理技術を開発する予定としている。

5. おわりに

土壌のもつ炭素吸収源としての潜在的な能力に多くの関心が寄せられている。わが国においても、地球温暖化問題への貢献という観点から、これまでに紹介した炭素隔離に有効とされる農地管理技術を活用し、土壌有機物の蓄積あるいは保全に積極的に取り組んでいかなければならない。しかし、これらの農地管理技術がどの地域でも一様に適用できるかということを考えると、話はそう単純ではないように思える。例えば、重粘土地帯では、土壌を膨軟にするための耕起は必須の作業であって、不耕起の適用は難しいかもしれない。また、家畜ふん尿やわらなどの有機物資源は偏在しており、堆肥を継続的に利用したいと思っても、近隣にこれらの有機物資源がなければ、それは実現困難となる。土壌、気象、作目、有機物資源の入手の容易さなど、地域の条件に見合った実現可能な農地管理方法を選択し、適用していくことが、日本の農耕地全体で土壌炭素の蓄積を進めるために必要かと思われる。

これと同時に、農地管理法の変更が土壌炭素量に及ぼす影響を国や地域といった広域なスケールで評価することも今後の重要な課題として残されている。その広域評価には、土壌、気象、作目、栽培法などの地理情報化と信頼性の高い予測モデルの開発が不可欠である。そこで、農地管理法の変更による土壌炭素量の変化を予測した一つの事例を紹介したい。Zhang *et al.* (2006) は、中国陝西省の農耕地（約 300 万 ha）に DNDC モデルを適用し、現行シナリオ（収穫残さの還元率は 15%）では、農耕地は 0.5 Tg（1 Tg は 10^{12} g）の炭素のソースであるのに対し、収穫残さの還元率を 90% に上昇させるシナリオあるいは堆肥を 500 kg C/ha/yr の割合で施用するシナリオでは、それぞれ 2.1, 0.2 Tg の炭素のシンクとなることを予測している。日本では、主要土壌の一つに特殊な土壌有機物の蓄積・分解過程を呈する黒ボク土壌が存在し、黒ボク土壌に適した土壌炭素モデルを開発しなければならないという特別な事情があるが、ここで紹介した中国での事例のように、わが国の農耕地土壌においても、土壌炭素の広域評価モデルを用いたシミュレー

ションを早急に行う必要がある。実現可能かつ土壌炭素の蓄積に有効な農地管理方法の具体的なメニューを早急に提示することがわれわれ研究者に求められているところである。

引用文献

- Franzluebbers, A.J. (2005) : Soil organic carbon sequestration and agricultural greenhouse gas emissions in the southeastern USA. *Soil Till. Res.*, **83** : 120-147.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2001) : *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*. Cambridge University Press
- 環境省地球環境局 (2006) : 日本国温室効果ガスインベントリ報告書. Available at URL : <http://www-gio.nies.go.jp/aboutghg/nir/nir-j.html>
- 木村真人・波多野隆介 (2005) : 土壌圏と地球温暖化. 名古屋大学出版会, 名古屋.
- Koga, N., Sawamoto, T. and Tsuruta, H. (2006) : Life cycle inventory-based analysis of greenhouse gas emissions from arable land farming systems in Hokkaido, northern Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **52** : 564-574.
- 古賀伸久・鶴田治雄 (2006) : 北海道の畑作農業から発生する温室効果ガスのライフサイクルインベントリ分析. *農業および園芸*, **81** : 1101-1109.
- Lal, R. (1997) : Residue management, conservation tillage and soil restoration for mitigating greenhouse effect by CO₂-enrichment. *Soil Till. Res.*, **43** : 81-107.
- Magdoff, F. and Weil, R.R. (2004) : Soil organic matter management strategies. *In* *Soil Organic Matter in Sustainable Agriculture*, pp. 45-65, CRC Press, Boca Raton, Florida, USA
- 中井 信 (2002) : 平成 13 年度温室効果ガス排出削減定量法調査報告書. p49-61, 農業技術協会
- Paustian, K., Andr n, O., Janzen, H.H., Lal, R., Smith, P., Tian, G., Tiessen, H., Van Nooedwijk, M. and Woome, P.L. (1997) : Agricultural soils as a sink to mitigate CO₂ emissions. *Soil Use Manage.*, **13** : 230-244.
- Zhang, F., Li, C., Wang, Z. and Wu, H. (2006) : Modeling impacts of management alternatives on soil carbon storage of farmland in Northwest China. *Biogeosciences Discuss.*, **3** : 409-447.

要 旨

農耕地土壤が本来もつ炭素吸収能を最大限に利用し、地球温暖化の防止に貢献しようとする試みが世界的に広がりを見せつつある。農耕地の土壤炭素量は、土壤や作物の管理法によって大きく変化する。とりわけ畑作農業では、耕起や施肥法、栽培する作物種、作物残さの管理など農地管理の選択肢が比較的豊富にあり、工夫の次第によって畑地土壤は大きな炭素の吸収源となる可能性を秘めている。わが国においても、畑地を含む農耕地土壤全体にどれだけの炭素吸収能があるのか、どのような農地管理が有効であるのかということに関心が集められるようになった。そこで、北海道・十勝地域の黒ボク土輪作畑において、省耕起、堆肥の施用、作物残さ還元などの農地管理技術の適用が土壤炭素量に及ぼす影響を調査した。収穫後にプラウ耕起を行い、作物残さを土壤にすき込むこの地域の一般的な管理体系において、土壤炭素量は急激に減少していた。作物残さを圃場から持ち出すことは土壤炭素量の減少をさらに大きくした一方で、麦わら入り牛ふん堆肥の施用は、土壤炭素の減少を小さくした。また、プラウ耕起を行わない省耕起の適用は、土壤炭素の減少を小さくする効果があった。北海道の畑土壤においても、堆肥や作物残さによる炭素の供給と耕起の軽減による土壤有機物の分解抑制が土壤炭素の蓄積あるいは保全に有効であることが明らかにされた。

受稿年月日：2006年10月30日

受理年月日：2006年12月5日

古賀伸久氏講演に関する質疑

質問：

投入される有機物のどの程度が土壌に貯まっていると考えて良いか。

回答：

発表の中で紹介した鶏糞を施用し続けたアメリカでの長期試験の結果では、鶏糞中の炭素の 17% が土壌有機物炭素になっていた。私が、研究センター（芽室町）で行っている圃場試験では、まだきちんとデータ解析が終わっていないが、おおまかに言うと堆肥、残さともに 3 割程度か。ただし、この評価については、もっと長期的な検討が必要かも知れない。また、土壌炭素蓄積量の大小に応じて、有機物からの炭素蓄積量も変わるようである。

質問：

簡易耕起栽培では、作物残さが土壌表面で越冬し、この間作物残さは乾燥・再湿潤化、凍結・融解を受けるといふ話が発表の中にあったが、この寒い期間にも作物残

さは分解していると考えているか。

回答：

てん菜のような窒素を多く含む残さを土壌表面において越冬させると、土壌凍結が融解する時期に大量の亜酸化窒素が発生したことがあった。この時、作物残さは物理的にぐちゃぐちゃになっていて、作物残さに由来する有機物が脱窒を促進したかもしれない。脱窒による亜酸化窒素の発生は土壌微生物の作用による訳だが、気温や表面の地温が 0 度に近い状態であっても、この時期有機物の分解というのは思いのほか盛んようだ。

質問：

この 20 年間の日本の土壌炭素量が減っているのはどうしてか。

回答：

発表の中でお話しした土壌環境基礎調査・定点調査の結果によると、日本全体ではこの 20 年間の土壌炭素量はあまり変わっていない。ただ、この話は全体のことであって、お話ししたように、地域や土壌タイプにより、増える傾向、減る傾向があるということだ。

土壌有機物動態モデルの日本の農耕地土壌への適用と改良

白戸 康人*

Application and Modification of Soil Organic Matter Models
for Japanese Arable Soils

Yasuhito SHIRATO*

* National Institute for Agro-Environmental Sciences
Kan-non-dai 3-1-3, Tsukuba, Ibaraki 305-0035**Key words** : soil carbon, simulation model, Andisols, Paddy soils, long-term experiment

1. はじめに

農耕地土壌の肥沃度維持や温暖化をもたらすCO₂の排出・吸収量の定量的把握のため、土壌有機炭素の変動予測が重要である。気候や農法が変化した場合の将来における土壌炭素の変動を予測するには、有機物の集積・分解過程に関わる主要な因子を数式として取り入れたモデルの活用が有用である。世界では多数のモデルが提案されている (McGill, 1996) が、欧米で開発されたものがほとんどで、適用例は欧米における温帯の畑土壌に偏っており、日本を含むアジアにおいて重要な水田や火山灰土で十分に妥当性が検証されていない。

そこで本研究では、既存の主要なモデルのなかでも簡便で信頼性が高いローザムステッド・カーボン・モデル (RothC ; Coleman and Jenkinson, 1996) を中心に、日本の農耕地土壌におけるモデルの妥当性の検証を行い、必要であれば改良モデルを提案することを目的とした。

2. 方 法

日本各地の長期連用試験データ (非黒ボク土の畑で 6 地点, 黒ボク土の畑で 4 地点, 水田で 5 地点) から、モデルのパラメータを収集し、土壌炭素量の経年変化の実測値と、モデルによる計算値を比較することによりモデルを検証した。

英国で開発された RothC モデル (図-1) に加え、水田に関しては、米国で開発された DNDC (De-Nitrification and De-Composition) モデル (Li *et al.*, 1992) の検証も行った。

3. 結 果

日本の非黒ボク畑土壌における長期連用試験 6 地点において RothC の適合精度を検証した結果、土壌有機炭素 (SOC) の時間変化のモデル計算値は実測値と精度良く一致した (図-2)。検証に用いた地点はさまざまな気象・土壌・営農管理条件を含むため、RothC は日本の非黒ボク土畑において SOC の経年変化を精度良く計算できると結論した (Shirato and Taniyama, 2003)。

日本の黒ボク畑土壌 4 地点において同様の検証を行った結果、SOC の経年変化の計算値は実測値を大きく下回り、他の土壌と比べて腐植が非常に安定であるという黒ボク土の特性がモデルで考慮されていないことが原因と考えられた。黒ボク土が多量の SOC を蓄積する主な原因は、火山灰から供給される活性のアルミニウムなどが腐植と結合して安定な複合体を形成するためと考えられるため、黒ボク土の理化学性データベース 32 地点のデータ (Shoji *et al.*, 1993) を用い、ピロリン酸塩可溶アルミニウム含量が増加するほど腐植画分 (HUM) の分解率を小さくする関係式を導いた。こうして HUM 画分の分解率を変化させた改良モデルでは精度が現行の RothC モデルよりも大きく向上した (図-3) ため、改良モデルは日本の黒ボク土における SOC の経年変化予測に有効であると結論した (Shirato *et al.*, 2004)。

DNDC モデルは、既存の主要な SOM 動態モデルの中で唯一、水田にも適用可能できるが、長期の SOC 経年変化に対する検証例はないため、日本の水田 5 ヶ所の長期連用試験データを使って適合精度を検証した。現行の

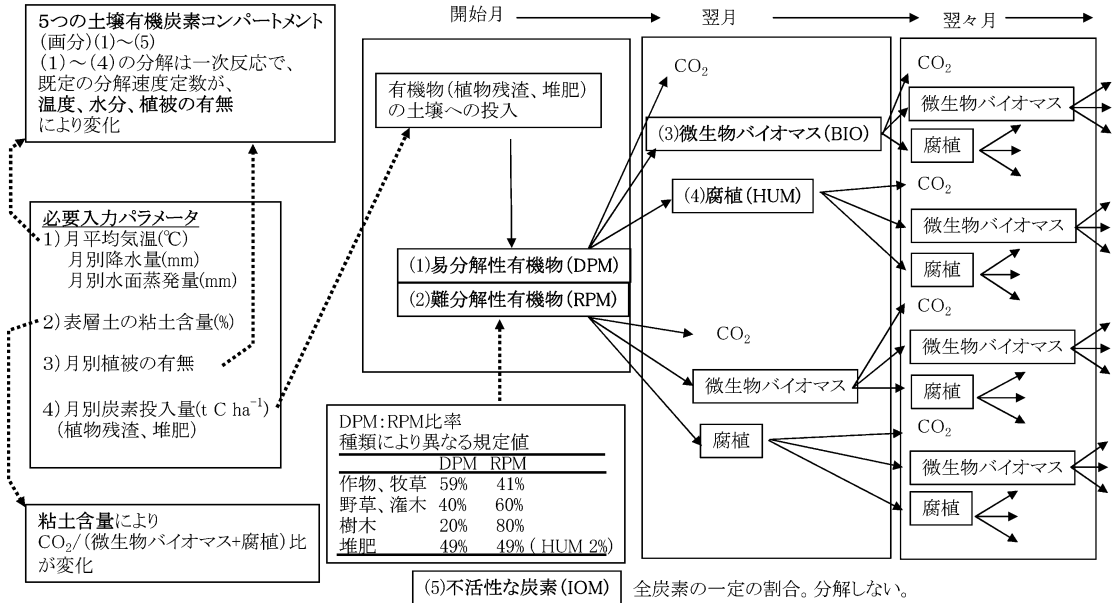


図-1 ローザムステッド・カーボン・モデル (RothC) の構造, 入力パラメータなどの概要

DNDC ではモデル中の作物生長サブモデルが作物の生長を適切にシミュレートできなかったため、既定値として定められている作物生長のパラメータを作物生長が実測に適合するように調整したうえで、SOCの経年変化に対するモデルの適合精度を検証した。その結果、5ヶ所の全ての処理区において、SOC変化のモデル計算値は、ほぼ実測と精度良く一致し、DNDCが水田における長期間のSOC経年変化を精度良く計算できることが明らかになった(図-4)。しかし、作物生長パラメータの調整が必要であることなどの問題点も明らかになった(Shirato, 2005)。

より簡便な RothC が水田にも適用できれば有用であるため、本来は畑が対象の RothC を、同じ 5ヶ所の連用水田のデータで検証した。現行の RothC による計算値は、予想通り実測値を下回った。稲作期間中に土壌が湛水され嫌気的になるために有機物の分解が遅くなる他、畑と水田における土壌微生物組成の違いのため湛水期間に限らず有機物分解が阻害されることも考えられるため、湛水状態になる水稲作付け期間と、畑状態になる水稲非作付け期間に分けて、それぞれ別に RothC の分解率を変えたさまざまな組み合わせで計算を行った結果、湛水期間では現行モデルに対して分解率を 0.2 倍、非湛水期間では 0.6 倍に設定した場合に、モデルと実測が最も良く一致した。この簡単な分解率調整による改良モデルの精度は現行 RothC に比べて大幅に改善した(図5)た

め、少なくとも日本の水田においては、この改良モデルが適用可能であると結論した(Shirato and Yokozawa, 2005)。

4. 考 察

日本の非黒ボク土畑では RothC を現行のまま全くキャリブレーション無しで適用したにもかかわらず高い精度が得られた。RothC は既存のモデルの中でも単純なものであり、土壌特性に関するパラメータとしては粘土含量だけが採用されている。つまり、同じ粘土含量で同じ気象条件の下では、同じ有機物の添加量が与えられると同じ SOC 蓄積量になることを意味する。複雑に見える土壌有機物の蓄積・分解過程がこのような単純なモデルであらわされ、広範な地域で共通に使えるというのは、驚くべき結果であるが、土壌炭素の蓄積・分解に影響を与える重要な因子には、温度・水分・土性などの、全ての土壌である程度普遍的なものがあると思われることができる。

黒ボク土では、ピロリン酸塩可溶アルミニウム量を新たな入力パラメータとして取り入れることにより有機物集積のメカニズムを反映するかたちで改良を行い、RothC の精度を大幅に向上させることに成功した。また、水田では畑に比べて有機物の分解が遅いとの考えに基づき湛水期間と非湛水期間に分けて現行モデルの分解率を調整することでモデルを改良し、満足な精度が得られた。普遍

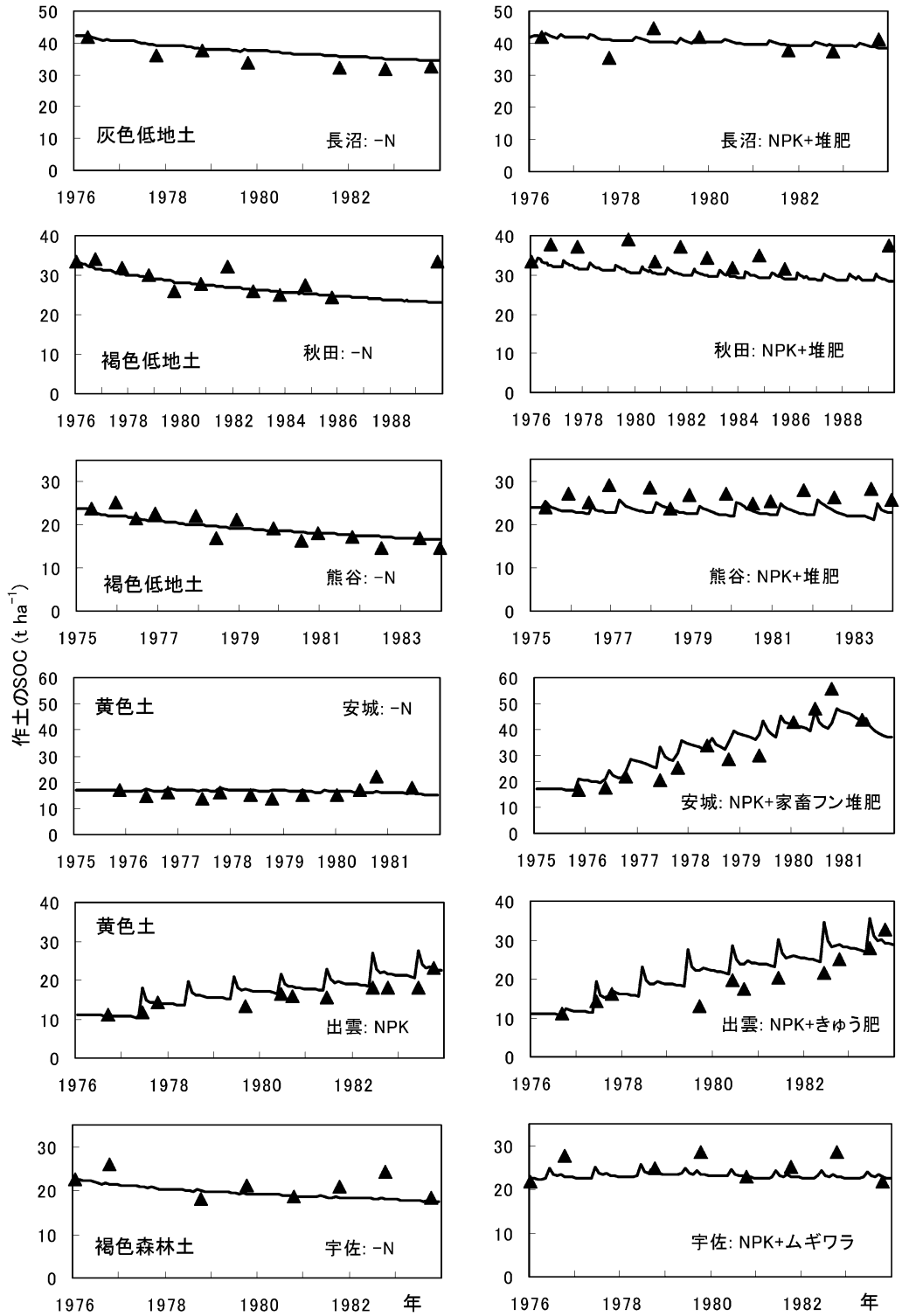


図-2 日本の非黒ボク土畑の6ヶ所の連用試験地におけるSOCの実測値(▲)とモデル計算値(—)の経年変化。

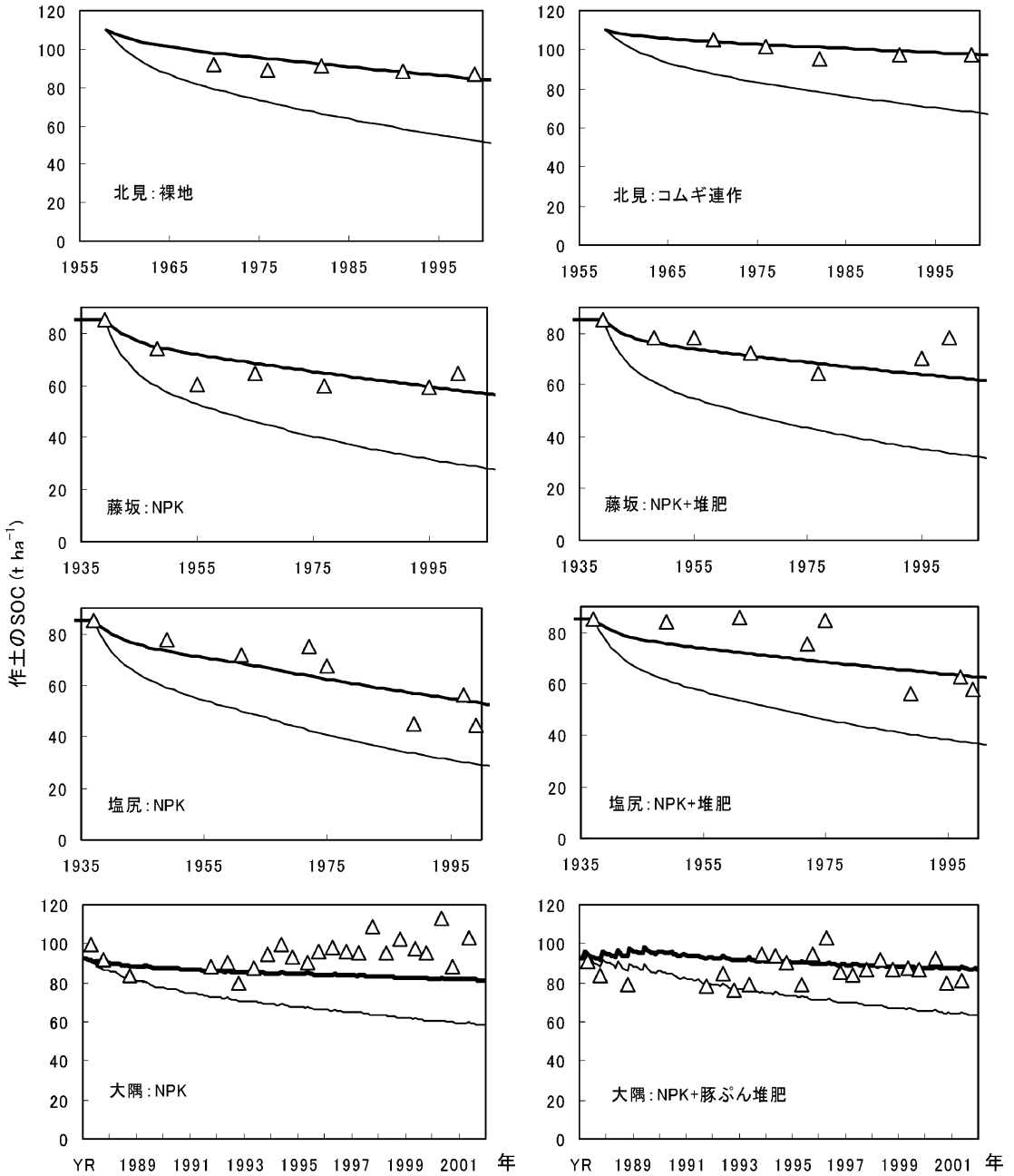


図-3 日本の黒ボク土畑の4ヶ所の連用試験地におけるSOCの実測値(△)とRothCによるモデル計算値(細線:現行モデル,太線:改良モデル)の経年変化。

的な重要因子に加えて、土壌タイプに特異的な重要因子もあると考えることができ、それらの因子を見出して取り入れることでモデルの精度を向上させることができる。

5. おわりに

モデルの検証や改良の結果は、気候変動や農法の変化などに伴うSOC経年変化の「予測の道具」としての信

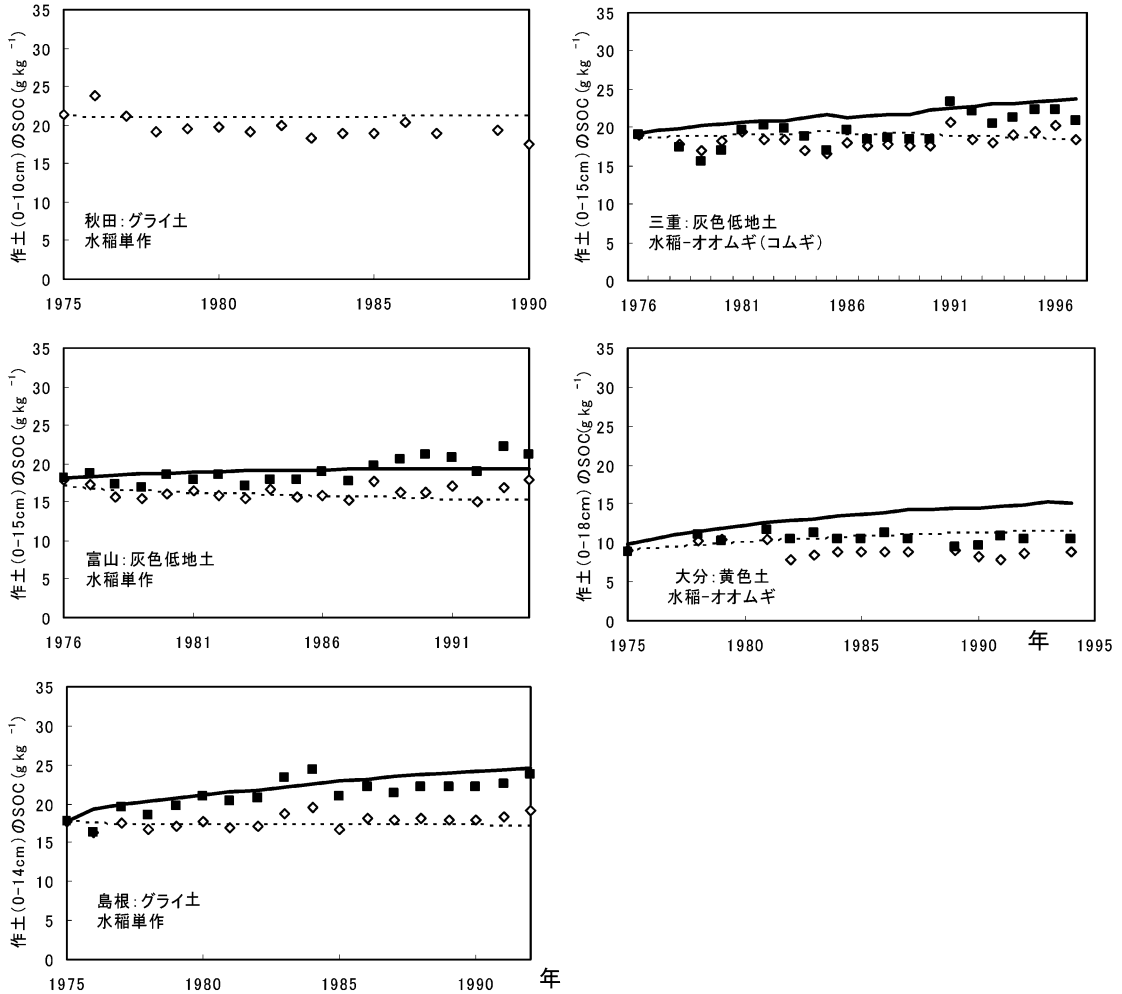


図-4 日本の5ヶ所の長期連用水田における作物生長が実測と適合するように作物生長パラメータを改良した場合のDNDCによるSOC経年変化の計算値と実測値の比較。◇：NPK区実測値，■：NPK+イナワラ区実測値，点線：NPK区モデル計算値：実線：NPK+イナワラ区モデル計算値。

頼性向上に寄与する。一方で、モデルは単なる予測の道具でなく、現象の重要な因子をとらえることにより「メカニズム理解」に役立つという「研究の道具」であることも認識されるべきであると考えらる。

引用文献

Coleman, K. and Jenkinson, D.S. (1996) : RothC-26.3—A model for the turnover of carbon in soil. *In* : Evaluation of Soil Organic Matter Models: Using Existing Long-Term Datasets, ed. D.S. Powlson *et al.*, pp. 237-246, Springer, Berlin.

Li, C., Frolking, S. and Frolking, T.A. (1992) : A model

of nitrous oxide evolution from soil driven by rainfall events : 1. Model structure and sensitivity. *J. Geophys. Res.*, **97** : 9759-9776.

McGill, W.B. (1996) : Review and classification of ten soil organic matter (SOM) models. *In* : Evaluation of Soil Organic Matter Models, Using Existing Long-Term Datasets, ed. D.S. Powlson *et al.*, pp. 111-132, Springer, Berlin.

Shirato, Y. (2005) : Testing the suitability of the DNDC model for simulating long-term soil organic carbon dynamics in Japanese paddy soils. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **51** : 191-200.

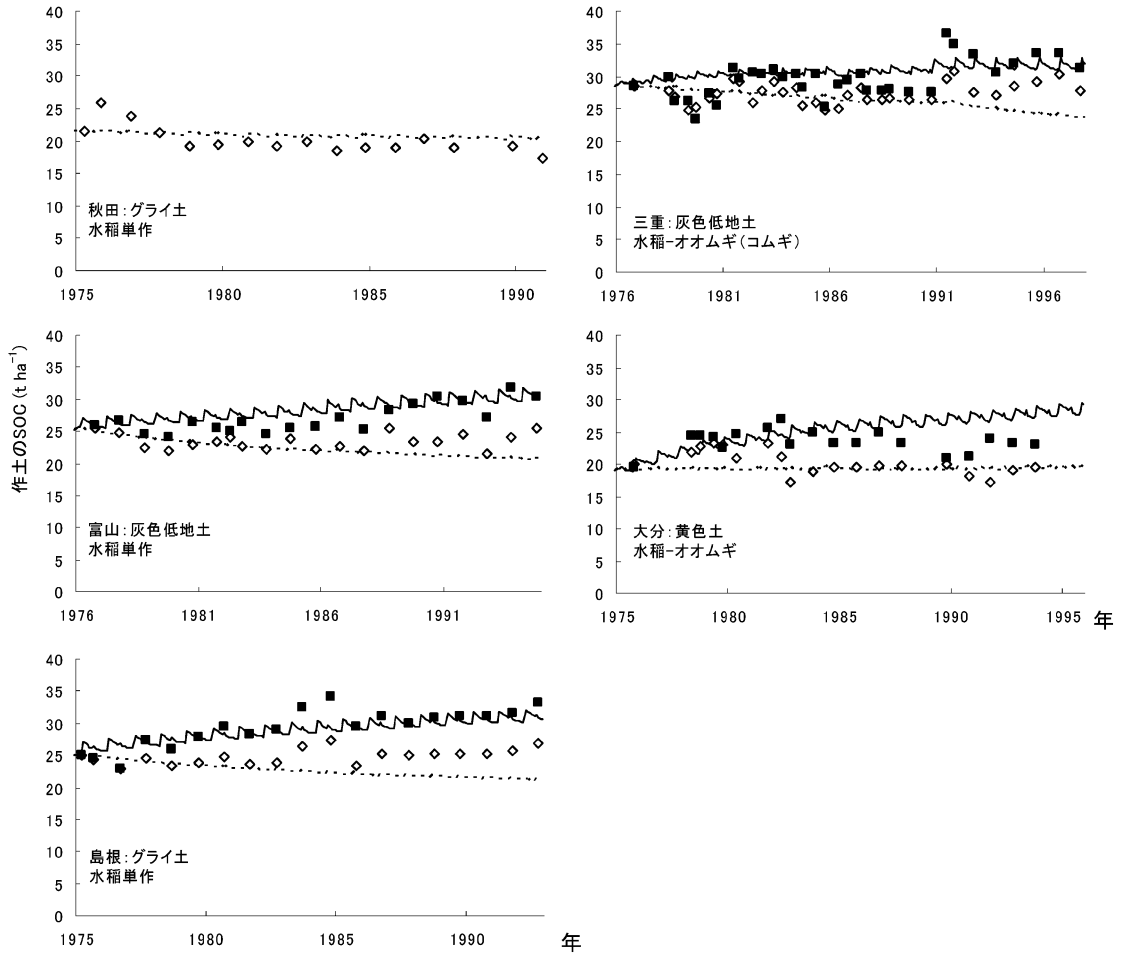


図-5 日本の5ヶ所の長期連用水田における改良 RothC による SOC 経年変化の計算値と実測値の比較。改良モデルでは、現行の RothC における有機炭素の分解率は夏季（水稲生育期間）は0.2倍、冬季（水稲非生育期間）は0.6倍に変化させた。◇：NPK区実測値，■：NPK+イナワラ区実測値，点線：NPK区モデル計算値；実線：NPK+イナワラ区モデル計算値

- Shirato, Y., Hakamata, T. and Taniyama, I. (2004): Modified Rothamsted carbon model for Andosols and its validation: changing humus decomposition rate constant with pyrophosphate-extractable Al. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **50**: 149-158.
- Shirato, Y. and Taniyama, I. (2003): Testing the suitability of the Rothamsted carbon model for long-term experiments on Japanese non-volcanic up-

- land soils. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **49**: 921-925.
- Shirato, Y. and Yokozawa, M. (2005): Applying the Rothamsted Carbon Model for long-term experiments on Japanese paddy soils and modifying it with simple tuning of decomposition rate. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **51**: 405-415.
- Shoji, S., Nanzyo, M. and Dahlgren, R.A. (1993): *Volcanic Ash Soils*, p. 263, Elsevier, Amsterdam.

要 旨

日本の農耕地における長期連用試験データを用いて、RothCなどの既存の土壤有機物動態モデルの妥当性を検証し、現行のモデルの適用可能範囲を明らかにするとともに、現行モデルが適用できない黒ボク土と水田土壤向けの改良モデルを提案した。土壤炭素の蓄積・分解に影響を与える重要な因子には、温度・水分・土性などの、全ての土壤である程度普遍的なものがあると理解できる。一方、黒ボク土や水田など、土壤タイプに特異的な重要因子があると考えることができ、それらの因子を取り入れることでモデルの精度を向上させることができる。

受稿年月日：2006年10月19日

受理年月日：2006年11月10日

白戸康人氏講演に関する質疑**質問：**

ローザムステットモデルの土層の深さのパラメータは場所や年によって変えられるのか？

回答：

深さは場所によって変えられるが、年によって変えることはできない。

質問：

モデル内で投入窒素を堆肥由来と作物残渣由来に分けられるか？

回答：

分けられるが、堆肥の種類は 1 種類のみで、日本のようにたくさんの堆肥の種類がある場合には別途検討が必要かもしれない。

土壌腐植物質の化学構造とその機能

平 舘 俊太郎*

Soil Humic Substances : their Chemical Structures and Functions

Syuntaro HIRADATE*

* Biodiversity Division, National Institute for Agro-Environmental Sciences (NIAES),
3-1-3 Kan-nondai, Tsukuba, Ibaraki 305-8604, Japan**Key words** : Soil humic substances, Humic acids, Fulvic acids, Humins, Hydrophilic fulvic acids

1. はじめに

土壌腐植物質とは、土壌中に長期間安定的に存在する着色化した巨大有機分子のヘテロな集合体の総称であり、植物や微生物などを構成する分子が何らかの変化を受けて二次的に生成したものと考えられている。このため、分解の程度の弱い生物遺体や生体構成分子などは腐植物質とみなされない (Soil Science Society of America, 1997)。しかし、この定義はどれも曖昧であり、研究者によっても時代によっても、腐植物質の捉え方は異なる。結果的に、腐植物質は定義すらはっきりせず、従って実態もつかみにくいという大きな問題点を抱えている。とくに近年では、研究の進展により、上記の概念では包含しきれないケースも多数報告されるようになってきた。本報告では、土壌腐植物質の化学構造と機能に関する最近の研究の中からトピックスを紹介し、今後解決すべき課題を整理する。

2. 土壌腐植物質の分画

腐植物質はヘテロな化学構造を持った物質の集合体であるため、その構造解析研究は(1)化学構造が似ているグループに分画し(2)その官能基組成を調べる、という手順が一般的になっている。ここでは、まず分画法について紹介する。

土壌腐植物質は、酸およびアルカリに対する溶解性により、ヒューミン (アルカリ不溶, 酸不溶), 腐植酸 (アルカリ可溶, 酸不溶), およびフルボ酸 (アルカリ可溶, 酸可溶) の3画分に分けられる。土壌腐植物質に関するこれまでの研究の多くは腐植酸を対象としてきた。これは、土壌中における腐植酸の含量が高いという理由のほか、精製が容易であるという理由も大きかったと思わ

れる。しかし、腐植酸の土壌中における移動性などはヒューミンとフルボ酸の中間的な性質を持つと考えられることから、土壌における腐植物質の安定化機構の解明にはより安定なヒューミンが、土壌中における低分子化合物の移動現象にはより移動性の大きいフルボ酸がより重要であると考えられる。このような背景から、近年はヒューミンやフルボ酸も高回収率の抽出・精製法が提案されている。新たな方法の開発にあたっては、対象とする腐植物質が土壌中においてどのような形態で保持されているかを理解することが大変重要であった。

2.1 ヒューミンの抽出法

土壌腐植物質は水素結合によって保持されているとの考察から、尿素 (H_2NCONH_2) を添加することにより水素結合を切断し、ヒューミンを土壌から分離する方法が提案されている。同様の考察から、DMSO (Dimethylsulfoxide, H_3CSOCH_3) を添加して土壌からヒューミンを抽出する方法、および尿素とDMSOによる抽出を組み合わせる方法などが提案されている (Guixue *et al.*, 2006)。なお、土壌から腐植酸とフルボ酸を抽出した残渣 (ヒューミン+無機鉱物画分) にフッ化水素処理をほどこし、無機鉱物を溶解・除去することによってヒューミンを調製する方法もあるが、フッ化水素処理によってヒューミンもある程度分解される欠点もある。

2.2 フルボ酸の抽出・精製法

フルボ酸を土壌から抽出することは比較的容易である。しかし、単に抽出した状態では、通常NaClなどの塩類および水が含まれているため (以下、粗フルボ酸溶液)、このままでは化学分析に供試できない。また、この粗フルボ酸溶液中には、腐植物質の定義から外れる化合物群も含まれている可能性がある。フルボ酸は、酸およびアルカリのいずれに対しても可溶性であるため、塩類を多

量に含んだ水溶液中からフルボ酸を粉末として精製するためには、透析や減圧濃縮といった手間のかかる作業が必要であった。これらの問題を解決するために、Thurman and Malcolm (1981) はフルボ酸をアクリルエステルタイプの疎水性樹脂 Amberlite XAD-8 (Rohm and Haas 社製) に吸着させ、フルボ酸を塩類や水と分離する手法を開発した。この方法は、フルボ酸精製のための操作を大幅に簡略化しており、標準法としてもふさわしいため、国際腐植物質学会 (IHSS: International Humic Substances Society) の推奨する方法 (<http://www.ihss.gatech.edu/>) としてフルボ酸研究の進展に大きく寄与してきた。しかし、この方法では回収されない有機物画分 (XAD-8 非吸着画分) が非常に大きいという欠点もある。もともと、XAD-8 樹脂に吸着される化合物とは疎水性の強い分子であるので、本法は疎水性フルボ酸を収集する方法であると考えて良い。Kuwatsuka *et al.* (1992) は、火山灰土壌および褐色森林土壌において、粗フルボ酸画分に占める XAD-8 非吸着画分の割合が 50% を超える事例を示している。

著者らは、XAD-8 非吸着画分も含めて、効率的にフルボ酸を回収することを目的として、いくつかの検討を行った。まず、土壌中におけるフルボ酸の存在形態と抽出操作に伴って起こる反応を図-1 のように推定した。フルボ酸は、比較的分子の有機化合物であり、土壌中における移動性は高いと考えられているにもかかわらず、土壌中では安定的に存在するという性質は他の腐植物

質と大きく変わらない。これは、土壌中においてフルボ酸や腐植酸は、Al や Fe など金属原子による配位結合により安定化されているためと考えた (図-1A)。すなわち、フルボ酸を高回収率で沈殿として分離するためには、この状態を再現すれば良いものと考えた。一般的な腐植物質の調製法では、まず土壌にアルカリを添加して pH 13 程度の強アルカリ性とし、腐植酸とフルボ酸を混合物として抽出する (図-1B)。この時点で、Al はアルカリに対して高い溶解性を持っているためアルミン酸イオン ($\text{Al}(\text{OH})_4^-$) として同時に抽出されるが、Fe はアルカリ状態では溶解性は低いため抽出されないものと考えられる。アルカリ抽出液に酸を添加して pH 1 程度の強酸性とすると腐植酸が沈殿する (図-1C)。この時点で、アルミン酸イオンは Al^{3+} イオンに変換され、一部は腐植酸と複合体を形成して沈殿するが、他の Al は溶液中に Al^{3+} イオンとして存在すると考えられる。すなわち、この上澄み液 (粗フルボ酸溶液) 中では、フルボ酸に加えて Al^{3+} も共存していると考えられる。そこで、この溶液をもとの土壌 pH 程度まで部分中和すれば、 Al^{3+} は Al 水酸化物として沈殿し、その表面に配位した酸素原子を介してフルボ酸も沈殿・回収される可能性があると考えた (図-1D)。

このような回収法が可能であるかどうかを確かめるため、アロフェン黒ぼく土、赤褐色石灰質土、灰色沖積土から粗フルボ酸溶液を調製し、その溶液 pH を変化させることによって生じる沈殿を定量した。その結果、pH 4-7

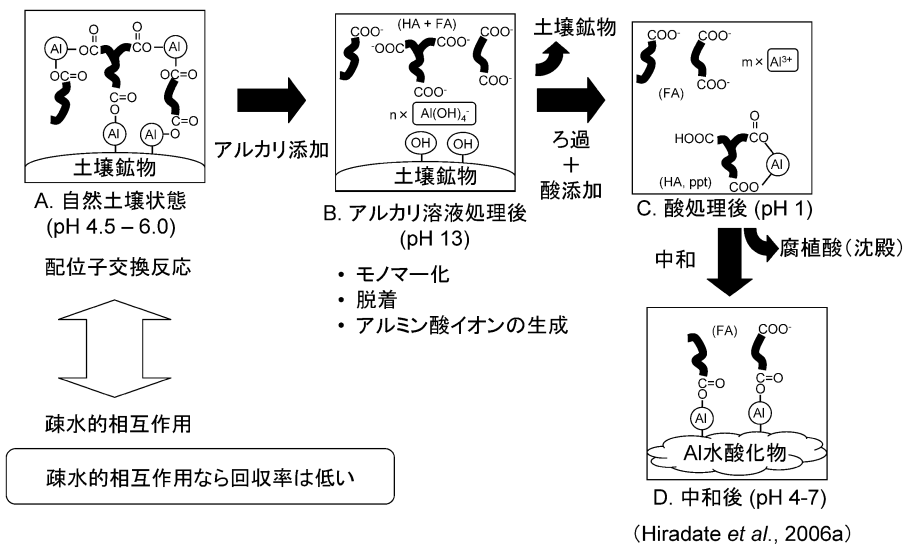


図-1 フルボ酸の抽出・精製過程において想定される化学反応模式図。A: 土壌中における腐植酸 (HA) およびフルボ酸 (FA) の存在状態。B: アルカリの添加によって起こる化学反応。C: 酸の添加によって起こる化学反応。D: 部分中和によって起こる化学反応。

において大部分の着色成分が沈殿として回収されることが明らかになった。このことは、図-1において想定したフルボ酸の土壤中における存在状態およびその抽出操作に伴って起こる反応が、ほぼ正しいことを示している。ただし、図-1A および 1D において想定しているフルボ酸の吸着状態については、ファンデルワールス力などによる疎水の相互作用の寄与も考えられる。このことを確かめるため、上記の沈殿実験を強い配位子であるリン酸およびピロリン酸の共存下で行ったところ、フルボ酸の沈殿はほぼ完全に阻害された。このことから、土壤中におけるフルボ酸の存在状態には配位子交換反応の寄与が大きく、疎水の相互作用の寄与は小さいと結論した。粗フルボ酸溶液に占める回収されたフルボ酸の割合は、XAD-8吸着画分を集める IHSS 法では 18-35% であったのに対して、部分中和により沈殿として回収する方法では 86-97% に達し (400 nm における吸光度ベース)、後者は IHSS 法を補完するフルボ酸調製法として有用な原理を含んでいることが確かめられた。現在著者らは、従来法により腐植酸およびフルボ酸 (疎水性フルボ酸) を精製し、その後 XAD-8 樹脂に吸着されなかった画分 (親水性フルボ酸) を部分中和によって沈殿として回収する方法を提案している (図-2. Hiradate *et al.*, 2006a)。この方法により調製した腐植酸、疎水性フルボ酸、親水性フルボ酸の ^{13}C -NMR スペクトルの例を図-3 に示した。この親水性フルボ酸画分の量は、疎水性フルボ酸画分の 3-5 倍量に達することもあるが、XAD-8 樹脂カラムに通す溶離液の pH を制御することなどにより、さらに細分画することもできる (Hiradate *et al.*, 2006b)。

3. 腐植物質の化学構造

3.1 腐植物質の分子量

かつて腐植物質の分子量は数万~数十万程度と考えられてきたが (ポリマーモデル)、最近の HPSEC (High-pressure Size-exclusion Chromatography) 分析、二次元 DOSY (Diffusion-ordered Spectroscopy) NMR (Nuclear Magnetic Resonance) 分析、高分解能質量分析などの結果によると、分子量は数百からせいぜい数千程度 (多くは 5000 Da 未満) であり、これらの分子が疎水結合や水素結合など比較的弱い結合 (ファンデルワールス力, π - π 結合, CH- π 結合などを含む) を介してポリマー化していることが示され (低分子物質会合モデル: Piccolo, 2002; Sutton and Sposito, 2005)、このような考え方が広く支持を集めるようになってきた。しかし、これらの分析結果は、土壤から抽出・精製した腐植物質に対して得られたものであり、土壤中においては必ずしも疎水結合や水素結合だけで会合体を形成しているとは限らないと考えられる。とくに、日本の火山灰土壤のような環境では、Al や Fe 上の酸素原子を介した配位子交換反応の方が重要である可能性もある。土壤中における腐植物質の蓄積メカニズムについては、より多くの種類の土壤を対象として、さらに検討が必要であろう。

3.2 腐植物質の官能基組成

腐植物質の官能基組成分析は、かつては精製した腐植物質の溶液を滴定する手法が一般的だったが、現在では粉末試料を固体 ^{13}C NMR により分析する手法が主流となっている。ただし、NMR で観測可能な ^{13}C の天然同位

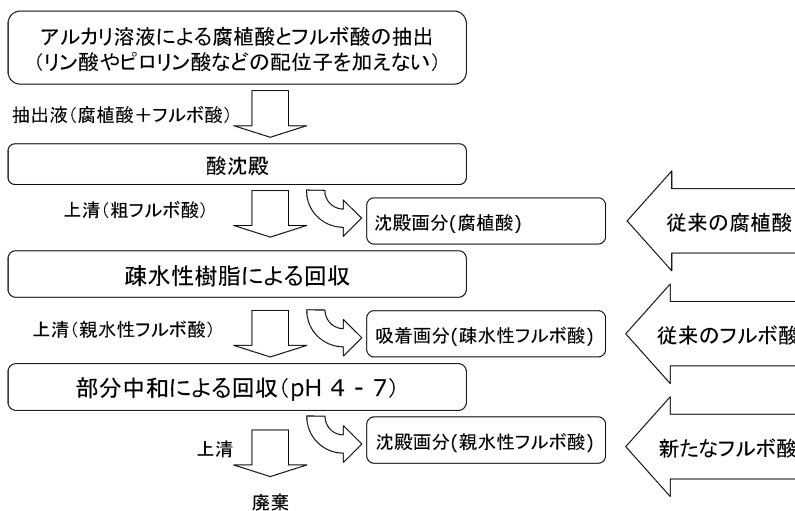


図-2 腐植酸、疎水性フルボ酸、および親水性フルボ酸の精製スキーム

体比は1.1%しかないので、炭素原子近傍に化学結合しているHを励起し、このHに発生した磁化をCに移してCのシグナルとして観測する手法 (CP, cross polarization) が一般的に採用されている。また、固体試料中では分子の動きが制限されているため磁場に対する異方向性が消去されず NMR シグナルは幅広となるが、この効果を軽減するためにマジック角 (NMR 測定における双極子-双極子相互作用および化学シフト異方向性が帳消しになる静磁場-試料間角度; 54.7°) にて高速回転させながら測定を行う (MAS, magic angle spinning)。これら二つのテクニックを組み合わせた CPMAS ^{13}C NMR 法が現在では最も一般的に腐植物質の構造解析に用いられている。

NMR 法を用いると、腐植物質に含まれている脂肪族C (アリファティックC)、O-アルキルC、二重結合性C (アロマティックC)、カルボキシルCなどの各シグナルが分離して観測される (図-3)。CPMAS 法を用いた場合、これらのシグナルは定量的ではない (それぞれのCごとに感度が異なる) という欠点はあるが、サンプル間の比較を行うのであれば大きな問題は生じない。黒味の強いわが国の黒ぼく土から抽出した腐植酸は、他の土壌と比較して二重結合性CおよびカルボキシルCの割合が高く、脂肪族CやO-アルキルCの割合が低い (Hiradate *et al.*,

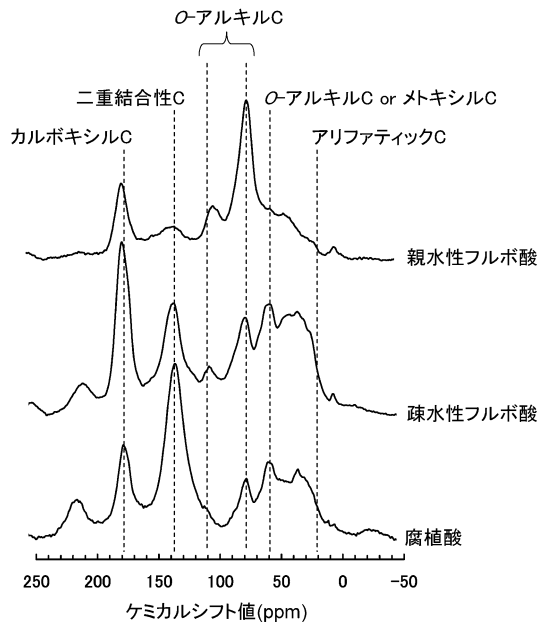


図-3 アロフェン黒ぼく土 (つくば市, 畑土壌表土) から抽出・精製した腐植酸、疎水性フルボ酸、および親水性フルボ酸の固体高分解能 CPMAS ^{13}C NMR スペクトル

2004)。黒ぼく土に含まれる腐植物質中では、親水性フルボ酸は糖鎖にカルボキシル基が結合したウロン酸様の構造あるいはペプチド構造に富んでいること、疎水性フルボ酸は親水性フルボ酸と腐植酸の中間的な構造を持っていることなどが示されている (図-3, Hiradate *et al.*, 2006b)。

4. 腐植物質の機能

土壌腐植物質は、土壌無機鉱物の表面を被覆するように存在していることから、土壌の特性や機能を支配している主要な成分となっている。腐植物質の機能は、その化学構造からある程度推定することができる。

4.1 腐植物質の吸着能

腐植物質のイオン交換機能は、ほとんどがカルボキシル基に起因すると考えて良い。ペプチド構造やアミノ基に由来する陰イオン交換能は、通常非常に小さい。また、この腐植物質中のカルボキシル基は、土壌中の Al や Fe と配位することによってこれら金属原子同士の重合反応・ポリマー化反応を阻害し (Hiradate and Yamaguchi, 2003; Yamaguchi *et al.*, 2004), 金属元素上の活性な表面水酸基を高い吸着活性の状態に保つ機能を持っていると考えられる (Gerke, 1993; Hiradate and Uchida, 2004; Hiradate *et al.*, 2007)。腐植物質が関わる疎水的相互作用には、腐植物質中の二重結合性CやアリファティックCが関与していると考えられる。

一例として、除草剤 2,4-D (2,4-Dichlorophenoxyacetic acid) の土壌吸着に対する腐植物質の関与の例を紹介する。2,4-D は分子内にカルボキシル基を一つ持っており、この解離定数 (pK 値) は 2.8 である。すなわち、 pH が 2.8 より高い通常の土壌では、このカルボキシル基は解離し負荷電を発生している (図-4)。このため、この負荷電が土壌中に発生している正荷電との間で引き合えば、静電的相互作用 (イオン交換反応) により吸着反応が起こる可能性がある。また、カルボキシル基は配位子交換反応によって土壌中の金属元素と強く配位結合する可能性もある (図-1 参照)。さらに、2,4-D の分子内に

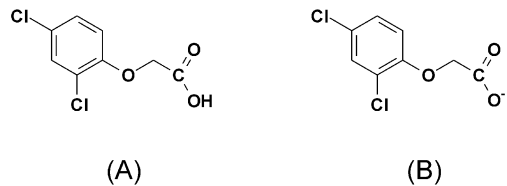


図-4 2,4-Dichlorophenoxyacetic acid (2,4-D) の化学構造
A: プロトン型, B: 解離型

含まれる CH_2 および 2,4-Dichlorobenzene の部分構造は疎水性が高いため、腐植物質の疎水的な化学構造に対して、疎水的相互作用によって吸着される可能性もある。有機化合物の疎水性は、水/ n -オクタノール分配係数 (K_{ow}) によって示されるが、プロトン型 2,4-D では 29.23、解離型 2,4-D では 0.027 と報告されている (Wang *et al.*, 1994)。この値から、2,4-D は一般的な合成農薬よりは親水的であるが、多くの天然有機化合物よりは疎水的であると言える。著者らは、炭素含量が約 7.2% のアロフェン黒ぼく土とこの土壤の有機物成分を H_2O_2 処理によって除去した土壤について 2,4-D 吸着量を比較したところ、両者でほとんど差はみとめられなかった。一方、この土壤から遊離の鉄・アルミニウム (水) 酸化物を取り除くと 2,4-D 吸着量は激減した。このことから、2,4-D の土壤吸着には鉄・アルミニウム (水) 酸化物表面で起こる配位子交換反応が主体的な役割を果たしており、土壤有機物の関与 (疎水的相互作用の関与) は小さいと推定した。しかし、これまでの研究では土壤有機物が 2,4-D を吸着するとの報告も多くあるため (e.g., Benoit *et al.*, 1996; Cox *et al.*, 2001)、同じアロフェン黒ぼく土から腐植酸を精製し、Ca 型、Al 型、Fe 型として腐植酸を調製し、2,4-D 吸着量を比較した。その結果、Ca 型腐植酸はほとんど 2,4-D を吸着しなかったのに対して、Al 型および Fe 型の腐植酸は 2,4-D を多量に吸着することがわかった。また、この Al 型腐植酸と Al 水酸化物の 2,4-D 吸着量を Al あたりで比較すると、Al 型腐植酸の方が多量の 2,4-D を吸着できた。このことから、腐植酸は Al のポリマー化を阻害して、Al 上の活性な表面水酸基が 2,4-D と配位子交換 (吸着) 可能な状態に保つ機能を持っていると考えられた (Hiradate *et al.*, 2007)。

4.2 物質の移動現象に対する腐植物質の寄与

土壤中における物質の移動現象には、腐植物質の中でも最も水溶解度が高いフルボ酸画分の寄与が大きいと考えられる。親水性フルボ酸は、糖鎖構造とカルボキシル基に富んでいるが、カルボキシル基は配位結合を通じて重金属類と複合体を形成させる一方で、結合に関与しない糖鎖構造は高い水溶性を付与するため、溶解度の高い重金属-腐植複合体が形成され、土壤中での重金属類の移動現象に寄与していることが考えられる。疎水性フルボ酸は疎水性構造とカルボキシル基に富んでいるため、疎水性有機化合物と疎水的相互作用を通じて複合体を形成し、土壤内で移動させる機能を持っていると考えられる (Hiradate *et al.*, 2006a)。

4.3 土壤の炭素蓄積機能と腐植物質

最近、土壤の炭素蓄積機能について、特に大きな関心が集まっている。地球全体における土壤有機物の総量

は、 $14\text{--}15 \times 10^{17}$ g に達すると見積もられており、無機質土壤ではその 70–80% 以上が腐植物質として存在しているとされている (Piccolo, 2002)。この量は、地上生物のバイオマス 5.6×10^{17} g よりも多いことから、土壤の炭素蓄積機能をさらに発揮させれば、温室効果ガスである CO_2 の低減に寄与が期待できる。その中でもとくに日本の黒ぼく土は、厚い表層土に多量の炭素を蓄積するという際だった特徴を持っており、単位重量あたりの炭素蓄積量が 100 g kg^{-1} を超えることも珍しくない。このことから、その炭素蓄積メカニズムには大きな注目が集まっている。

黒ぼく土における炭素蓄積メカニズムについては、これまで多くの議論がなされてきており、(1) 火山灰から連続的に供給される Fe や Al が腐植分子の安定化に寄与しているとの自然地理的な解釈と、(2) ススキ草原などを維持するためにやってきた人為的な火入れ (野焼き) によって生成した燃焼炭が蓄積したものと的人文地理的な解釈がある。後者はススキなどの草本植物が腐植物質の給源となるのに対して、前者は木本植物も含めた幅広い植物が給源となる。著者らは、日本の自然植生を考えた場合に優占種となりうる植物の中でススキは特異的に C4 植物であること、および植物を構成する炭素の安定同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ 値は C3 植物 (およそ -27%) と C4 植物 (およそ -13%) では明確に異なっていることに注目し、土壤腐植物質の $\delta^{13}\text{C}$ を調べることによってその給源を推定した。その結果、日本の黒ぼく土 7 点では、腐植酸を構成する炭素に対する C4 植物の寄与率は 18–52% であった (Hiradate *et al.*, 2004)。このことから、ススキの寄与は大きくても 50% 程度であり、ススキ以外の植物も腐植物質の給源として重要であることが明らかになった。同様の実験結果が、Shindo *et al.* (2005) および Hiradate *et al.* (2006c) でも報告されている。ただし、その蓄積メカニズムについてはまだ不明な点も多い。たとえば、同じ火山灰を母材としている地域において、低地や台地の平坦部では多量の腐植物質が蓄積されているにもかかわらず、森林植生下では腐植物質がほとんど蓄積されていないケースがよく見られる。このような観察から、日本の黒ぼく土における多量の腐植物質の蓄積には人為的な要因が何らかの影響を与えている可能性が否定できない。今後の研究のさらなる進展が期待される。

5. おわりに

これまでの腐植物質研究は、ほとんどが土壤から抽出・精製した成分についてのものである。これは、土壤中の非腐植物質を除去するためであるが、この抽出・精製操作によって失われる情報も非常に多い。とくに、土

壤の物理的特性に対する腐植物質の関与については、ほとんど有効な知見は見あたらない。腐植物質の研究は、定義の問題や研究方法を含めて解決すべき課題も多いが、腐植物質が土壌の特性や機能を支配する主要因子である点は間違いないと思われる。今後、より多面的な視点から研究を進める必要があるだろう。

引用文献

- Benoit, P., Barriuso, E., Houot, S. and Calvet, R. (1996) : Influence of the nature of soil organic matter on the sorption-desorption of 4-chlorophenol, 2,4-dichlorophenol and the herbicide 2,4-dichlorophenoxyacetic acid (2,4-D). *Eur. J. Soil Sci.*, **47** : 567-578.
- Cox, L., Cecchi, A., Celis, R., Hermosín, M.C., Koskinen, W.C. and Cornejo, J. (2001) : Effect of exogenous carbon on movement of simazine and 2,4-D in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **65** : 1688-1695.
- Gerke, J. (1993) : Phosphate adsorption by humic/Fe-oxide mixtures aged at pH 4 and 7 and by poorly ordered Fe-oxide. *Geoderma*, **59** : 279-288.
- Guixue, S., Novotny, E., de Azevedo, E., Bonagamba, T., Byrne, C., Cross, P., Clapp, C.E. and Hayes, B. (2006) : Isolation of humin from the most recalcitrant components of the soil organic matter using aqueous urea and acidified dimethylsulfoxide. *Proc. 13th Int. Meeting International Humic Substances Society*, 45-1 : 197-200.
- Hiradate, S. and Uchida, N. (2004) : Effects of soil organic matter on pH-dependent phosphate sorption by soils. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **50** : 665-675.
- Hiradate, S. and Yamaguchi, U.N. (2003) : Chemical species of Al reacting with soil humic acids. *J. Inorg. Biochem.*, **97** : 26-31.
- Hiradate, S., Nakadai, T., Shindo, H. and Yoneyama, T. (2004) : Carbon source of humic substances in some Japanese volcanic ash soils determined by carbon stable isotopic ratio, $\delta^{13}\text{C}$. *Geoderma*, **119** : 133-141.
- Hiradate, S., Yonezawa, T. and Takesako, H. (2006a) : Isolation and purification of hydrophilic fulvic acids by precipitation. *Geoderma*, **132** : 196-205.
- Hiradate, S., Yonezawa, T. and Takesako, H. (2006b) : Fractionation of hydrophilic fulvic acids and their chemical characterization with solid-state CPMAS ^{13}C NMR. *In Proceedings of the 13th Meeting of the International Humic Substances Society*, 229-232. Universitaet Karlsruhe (TH), Germany.
- Hiradate, S., Hirai, H. and Hashimoto, H. (2006c) : Characterization of allophanic Andisols by solid-state ^{13}C , ^{27}Al , and ^{29}Si NMR and by C stable isotopic ratio, $\delta^{13}\text{C}$. *Geoderma*, **136** : 696-707.
- Hiradate, S., Furubayashi, A., Uchida, N. and Fujii, Y. (2007) : Adsorption of 2,4-dichlorophenoxyacetic acid by an Andosol. *J. Environ. Qual.*, **36** : 101-109.
- Kuwatsuka, S., Watanabe, A., Itoh, K. and Arai, S. (1992) : Comparison of two methods of preparation of humic and fulvic acids, IHSS method and NAGOYA method. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **38** : 23-30.
- Piccolo, A. (2002) : The supramolecular structure of humic substances : a novel understanding of humus chemistry and implications in soil science. *Adv. Agron.*, **75** : 57-134.
- Shindo, H., Yoshida, M., Yamamoto, A., Honma, H. and Hiradate, S. (2005) : $\delta^{13}\text{C}$ values of organic constituents and possible source of humic substances in Japanese volcanic ash soils. *Soil Sci.*, **170** : 175-182.
- Soil Science Society of America. (1997) : Glossary of Soil Science Terms. Soil Science Society of America, Madison, WI.
- Sutton, R. and Sposito, G. (2005) : Molecular structure in soil humic substances : the new view. *Environ. Sci. Technol.*, **39** : 9009-9015.
- Thurman, E.M. and Malcolm, R.L. (1981) : Preparative isolation of aquatic humic substances. *Environ. Sci. Technol.*, **15** : 463-466.
- Yamaguchi, N., Hiradate, S., Mizoguchi, M. and Miyazaki, T. (2004) : Disappearance of aluminum tridecamer from hydroxyaluminum solution in the presence of humic acid. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **68** : 1838-1843.
- Wang, Y.-S., Yen, J.-H., Hsieh, Y.-N. and Chen, Y.-L. (1994) : Dissipation of 2,4-D glyphosate and paraquat in river water. *Water Air Soil Pollut.*, **72** : 1-7.

要 旨

土壤腐植物質（ヒューミン，腐植酸，フルボ酸）は，土壤の特性や機能を支配している主要成分である。これまでの研究の多くは，抽出・精製が容易な腐植酸を対象としてきたが，近年はヒューミンやフルボ酸についても高回収率の抽出・精製法が提案されている。腐植物質の分子量は数百～数千程度と従来から考えられてきたサイズより小さく，これらが疎水結合や水素結合など比較的弱い結合（ファンデルワールス力， π - π 結合，CH- π 結合などを含む）および土壤中の金属元素を介した強い配位子交換反応などによって複合体を形成しているとの考え方が主流になってきた。腐植物質の官能基組成は，固体 ^{13}C 核磁気共鳴によりルーチン的に分析されるようになった。腐植物質の持つ吸着機能および物質移動機能などは，その官能基組成や化学構造からある程度推定可能である。地球温暖化問題が大きくなるにつれ，腐植物質研究に対する関心も高まりつつあるが，腐植物質の研究は定義や研究方法などに改善すべき点が多く残されている。今後は多面的な視点から研究が進むものと期待される。

受稿年月日：2006年10月18日

受理年月日：2006年12月5日

平舘俊太郎氏講演に関する質疑**質問：**

$\delta^{13}\text{C}$ 値 (C3 植物と C4 植物の寄与率を調べることができ
る) を腐植酸以外にもフルボ酸やヒューミン、あるいは

は土壌そのもので調べたデータはあるのか？

回答：

それらを調べた結果、フルボ酸では C3 植物の寄与率が若干低くなるが、その他はほとんど腐植酸と変わらなかった。

有機農業が土壌の理化学性に及ぼす影響

瀧 勝 俊*

Effects of the Application of Organic Farming on Physico-Chemical
Properties of Soil

Katsutoshi TAKI*

Aichi-Ken Agricultural Research Center

1. はじめに

近年、減化学肥料・減化学農薬栽培農産物の認証やエコファーマーの認定を契機に、有機質肥料・資材を前提とした減化学肥料栽培を実践している生産者が増加している。これらの生産者の多くは、有機質肥料や資材を使用することによって、消費者に高品質で安全・安心な生産物を提供しかつ環境保全にも貢献することを目標としている。しかし、このような生産は、労力や資材コストがかかることが多いことから、その費用対効果に疑問を持つ生産者も少なからずいる。これまで、試験研究機関では有機物の連用試験が実施され、断片的ではあるがそれらの答えを生産者に提供してきた。一方、農業の生産現場においては、数十年も前から堆肥施用を始めとした土づくりを積極的に行い、農薬を使用しないかまたは必要最小限の天然農薬を使用し、有機質肥料のみで作物生産を行う有機農業実践者がいる。今回、少々古い調査データではあるが、有機栽培を実践しているほ場とその対照ほ場の土壌理化学性を比較し「有機物施用の効果」を様々な角度から示した事例を紹介する。

2. 材料及び方法

2.1 調査方法

1989年から1990年にかけて県内11か所の有機農業実践ほ場（露地畑7か所、施設畑2か所、水田2か所）を調査し、1ほ場当たり3か所から作土（0~15cm）の土壌を採取した。調査ほ場において主に施用している堆肥を採取した。また、対照ほ場としては、それぞれの調査ほ場近隣の慣行ほ場または無作付け地を調査した。その概要を表-1に示した。

2.2 堆肥中無機成分濃度

全窒素は、硫酸分解後蒸留法により、全リン酸は硫酸

分解液の一定量をバナドモリブデン法で発色し、定量した。カリ（K）、カルシウム（Ca）、マグネシウム（Mg）は400℃で灰化後0.5 mol L⁻¹ HClで溶解し、希釈後原子吸光法で定量した。

2.3 土壌の物理性

三相分布は大起理化学製 DIK-1120 で、保水性は加圧膜法で測定した。水中沈定容積は NH₄Cl (0.02 mol L⁻¹) を含んだ水に土壌 10 g を加え脱気し、50 mL メスシリンダー中 24 時間静置後、底に沈んだ土壌の容積を測定した。塑性限界は風乾土壌に水を加え土壌が塑性を示したときの水分を測定した。団粒安定度は、長堀・佐藤 (1970) の方法（水中浸漬法）で測定した。つまり、2~4.76 mm の団粒を 1.2 mm のふるい上で 20℃ の水中、24 時間静置後、ふるい上に残った団粒の割合を測定した。

2.4 土壌の化学性

採取した土壌を風乾し 2 mm のふるいを通した後、分析に供した。全炭素、全窒素、可給態リン酸の分析にはさらに 0.5 mm のふるいを通した土壌を供試した。pH、EC は 2.5 倍量の蒸留水を添加し数回攪拌しながら 30 分経過後測定した。全窒素は蒸留法、全炭素は TYURIN 法、CEC は ショーレンベルガー法、交換性 Ca、Mg、K は原子吸光法、可給態リン酸はトルオーグ法、リン酸吸収係数はバナドモリブデン法で測定した。畑地土壌の可給態窒素は、生土 20 g を 100 mL 容マヨネーズ瓶中は場容水量で、30℃ 30 日間インキュベーション後、100 mL の 1 mol L⁻¹ NKCl で振とうし、ろ液中無機態窒素を微量拡散法で定量した。水田土壌については、30 mL 密閉栓付きガラス容器中水田状態でインキュベーション後同様に定量した。

2.5 土壌の生物性

土壌動物（ミミズ、ヒメミミズ、ハサミ虫、ダンゴ虫等）数は、調査ほ場作土から 25×25×10 cm（深さ）容の

*愛知県農業総合試験場企画普及部広域指導グループ 〒480-1193 愛知県愛知郡長久手町大字岩作字三ヶ峯 1-1

キーワード：有機農業，土壌調査，土壌物理性，土壌化学性，土壌生物性

表-1 調査ほ場の概要

農家名	場所	地目	実施年数	施用有機物の種類	農業使用の有無	対照ほ場の有無
A	名古屋市	露地畑	17	動植物性有機物	無	近隣露地畑
B	木曽川町	露地畑	25	植物性有機物	無	近隣露地畑
C	一宮市	露地畑	23	野草堆肥のみ	無	隣接露地畑
D	大府市	施設畑	10	動植物性有機物	天然農薬	施設内無作付け地
E	東海市	露地畑	13	動植物性有機物	無	近隣露地畑
F	常滑市	露地畑	20	液状牛ふん尿堆肥	無	隣接無作付け地
G	豊橋市	露地畑	18	主として植物性有機物	天然農薬	隣接露地畑
H	豊橋市	露地畑	20	動植物性有機物	無	近隣露地畑
I	豊川市	施設畑	10	動植物性有機物	無	近隣施設
J	新城市	水田	10	動植物性有機物+レンゲ	無	近隣水田
K	木曽川町	水田	25	レンゲのみ	無	隣接水田

表-2 有機農業実践ほ場における施用有機物の種類と原料 (聞き取りによる)

調査ほ場	施用有機物の種類	堆肥等の原料
A	ぼかし	鶏・牛ふん, オガ粉, モミガラ, 油かす, 米ぬか, 魚粉, 骨粉, カキ殻
B	稲わら, 野草堆肥, 油かす, 米ぬか	
C	野草のみ	
D	ぼかし	米ぬか, 野草堆肥, 骨粉, 微生物資材
	土こうじ	頁岩, 米ぬか, でんぶん, 微生物資材
E	ぼかし	骨粉, 油かす, 魚粉
	堆肥	牛ふん, 稲わら, 骨粉, 油かす, 魚粉
F	牛ふん尿液状堆肥	
G	堆肥	落葉
H	堆肥	糞がら, 鶏ふん, おから
	土こうじ	頁岩, 米ぬか, 微生物資材
I	ぼかし	骨粉, 油かす, 魚粉, 山土
J	レンゲ, きゅう肥	
K	レンゲ	

土壌を採取し、肉眼で計数した。土壌動物(トビムシ、ダニ等)は生土30gからツルグレン装置により抽出され、エチルアルコール中に落下した数を測定した。炭酸ガス発生量は石沢ら(1957)の方法により測定した。つまり土壌50gを100mLビーカーに充填しほ場容水量を保ちながら懸垂式補修びん中30℃30日間静置し、発生した炭酸ガスを0.2 mol L⁻¹ NaOHに吸収させ、0.2 mol L⁻¹ HClで滴定することにより定量した。

3. 結果及び考察

3.1 有機農業実践ほ場における土壌管理

調査ほ場における施用有機物の種類と主な原料を表-2

に示した。A・D・E・G・Hほ場では、主に油粕、魚粉、骨粉、米ぬか、稲わら、畜ふん堆肥、糞がら等を混合、発酵させたぼかし肥料(動物、植物性有機物混合)を施用していた。その内D・Hほ場ではぼかし肥料に加えて頁岩、米ぬか、微生物資材等を混合し、発酵させた土こうじを施用していた。Fほ場では牛ふん尿を混合発酵させた液状堆肥(動物性有機物)のみを施用していた。B・C・Gほ場では、稲わら、野草、落葉堆肥、油かす等の植物性有機質のみを施用していた。水田であるJほ場は、稲わら、畜ふん堆肥、米ぬかを施用し、かつレンゲをすき込んでおり、Kほ場についてはレンゲのすき込みのみであった。また、調査ほ場の有機農業実施年数は全ての

表-3 有機農業実践ほ場における施用有機物の成分含量

調査ほ場	施用有機物の種類	N	P	K	Ca	Mg
		%	%	%	%	%
A	ぼかし	2.02	2.57	0.22	5.10	1.03
D	ぼかし	2.22	5.00	1.04	6.04	0.72
	土こうじ	0.24	0.29	1.07	0.86	0.26
E	ぼかし	0.60	0.71	0.33	1.01	0.25
	堆肥	0.80	1.10	0.55	2.51	0.35
F	牛ふん尿液状堆肥	0.43	0.14	0.24	1.11	0.11
G	堆肥	1.80	0.81	0.53	2.01	0.47
H	堆肥	1.87	1.07	1.71	3.48	0.64
	土こうじ	0.18	0.28	1.13	1.24	0.30
I	ぼかし	0.52	0.60	0.37	1.50	0.15
J	レンゲ	0.96	0.27	1.40	0.27	0.19
K	レンゲ	0.92	0.34	1.86	0.17	0.10

注) レンゲは乾物中, それ以外は現物中

ほ場で10~25年であった。

施用有機物の無機成分含量を表-3に示した。A・D・E・Iほ場のぼかし肥料とEほ場のぼかし肥料に牛ふん堆肥を混合した堆肥の成分は概ねカルシウム(Ca) > 窒素(N) = リン(P) > カリウム(K) > マグネシウム(Mg)の順に高かった。このことはぼかし肥料が動植物かす類や骨粉により窒素, リンの成分を確保することで, 動物かすや, 骨粉に多く含まれるカルシウムの濃度が高まり, 動植物かすと骨粉どちらにもほとんど含まれないカリウムの濃度が低くなることによると考えられる。しかし, その原料の種類や, 配合割合により当然その成分は変化する。例えば, 骨粉, 米ぬかが主な原料となっているDほ場のぼかし肥はリン濃度が高い。土こうじについては, カリウムを多く含む(浅野ら, 1970)頁岩が主な原料となっているためカリウム濃度が他の成分に比べ高くなっていると考えられる。F・G・Hほ場のように畜ふんや落ち葉が主原料となっている堆肥についてはそれら原料の成分特性がそのまま堆肥の成分に反映し, 骨粉等によりリンを補っているぼかし肥料に比べてリン濃度が低いといえる。

3.2 土壌化学性の特徴

調査ほ場の化学性を表-4に示した。全炭素, 全窒素含量, 陽イオン交換容量(CEC)は全ほ場について, 有機農業実践ほ場が対照ほ場よりも高かった。このことは長年にわたり有機物が連用されているため, それらが蓄積した結果といえる。交換性塩基含量はAほ場でカルシウム, マグネシウム, D・Hほ場でマグネシウム, カリウムが多かった。これらのほ場で含量が多かった成分は,

各ほ場で施用されている有機物中の同成分含量も多い傾向にあった。そこで, 有機質肥料の施用量を決定する基準となる窒素含量に対するカルシウム, マグネシウム, カリウム含量の割合と土壌中交換性各成分との関係を図-1に示した。カリウムについては水田土壌(図中白丸), マグネシウムについては水田土壌と他の1ほ場を除いて施用有機物中含量が多いほど土壌中交換性成分も多かった。しかし, カルシウムについては水田の2ほ場を除くと特に傾向は認められなかった。このことは, 自家製有機質肥料の他にカキ殻, 貝化石等の石灰質資材を施用している農家が多いことによると思われる。Jほ場においてマグネシウム含量が多いことは地域の土壌(蛇紋岩風化土壌)の特色である。鎌田(1990)が「有機質肥料を連用すると土壌の養分状態はアンバランスになるので, 一定期間ごとに土壌診断を行い, 土の健康を維持できるよう肥料の種類を選択して施用する必要がある」と指摘しているように, これらの土壌実態を基にそれぞれぼかし等の自家配合肥料を作る際に, 肥料原料と混合量の見直しを行う必要がある。塩基飽和度はB・C・J・Kほ場のように主に植物性有機物のみを施用しているほ場で小さく60%に満たなかった。可給態リン酸も同様に植物性有機物のみを施用しているほ場で少なく動物性有機物を施用しているほ場で多かった。しかし植物性有機物のみを施用しているほ場についても基準値(200~400 mg kg⁻¹)より高かった。可給態窒素は液状牛ふん尿堆肥のみを施用しているFほ場の土壌で100 mg kg⁻¹, 稲わら, 畜ふん堆肥, 米ぬかを施用し, レンゲをすき込んでいるJほ場で92 mg kg⁻¹と高かった。他の

表-4 調査ほ場における土壌の化学性

調査ほ場	pH	EC (1:2.5)	全炭素	全窒素	CEC	交換性塩基			塩基飽和度	石灰/苦土比	苦土/カリ比	可給態リン酸	リン酸吸収係数	可給態窒素
						Ca	Mg	K						
		dS m ⁻¹	g kg ⁻¹	g kg ⁻¹	cmol _c kg ⁻¹	cmol _c kg ⁻¹			%			mg kg ⁻¹	mg kg ⁻¹	mg kg ⁻¹
A 有機	7.0	0.19	24.3	3.04	18.9	28.6	4.57	0.97	181	6.3	4.7	1955	5580	49
対照	7.0	0.10	12.1	1.55	9.9	11.7	1.65	0.44	139	7.1	3.8	4075	3140	26
B 有機	5.9	0.05	12.7	1.15	10.2	4.7	0.72	0.23	55	6.5	3.1	673	3460	46
対照	7.5	0.07	5.0	0.47	8.4	9.4	2.00	0.50	142	4.7	4.0	1832	2780	6
C 有機	5.4	0.06	9.1	1.37	10.5	2.7	0.35	0.45	33	7.7	0.8	273	3650	43
対照	6.0	0.57	8.7	1.35	11.4	5.0	1.30	1.19	66	3.8	1.1	1439	3460	52
D 有機	7.0	0.21	17.7	1.88	24.4	12.7	6.53	2.35	88	1.9	2.8	3821	3200	—
対照	7.4	0.15	8.7	0.90	13.7	8.1	2.77	0.83	85	2.9	3.3	2020	3400	—
E 有機	7.7	0.08	20.7	2.25	12.3	14.4	2.92	0.34	144	4.9	8.6	6245	4300	45
対照	7.8	0.16	18.5	2.16	14.1	16.4	4.11	0.39	148	4.0	10.5	5568	3200	23
F 有機	6.9	0.12	24.3	2.87	15.5	9.1	2.10	0.71	77	4.3	3.0	4913	3000	100
対照	4.2	0.13	15.1	1.80	13.5	0.9	0.14	0.24	9	6.4	0.6	268	3200	38
G 有機	7.3	0.13	9.6	0.90	11.0	16.3	0.91	0.21	158	17.9	4.3	866	4070	37
対照	7.5	0.12	6.0	0.71	8.3	11.7	1.85	0.48	169	6.3	3.9	952	3750	13
H 有機	6.9	0.67	14.0	1.60	18.5	16.8	2.55	3.00	121	6.6	0.9	3087	5100	25
対照	4.7	0.03	7.2	0.84	11.9	0.5	0.18	0.44	9	2.8	0.4	757	3490	12
I 有機	6.6	0.18	17.8	1.83	15.5	11.7	1.85	0.62	91	6.3	3.0	2499	5200	58
対照	6.3	0.08	12.7	1.38	14.9	7.2	1.43	0.76	63	5.0	1.9	2048	4260	80
J 有機	5.7	0.14	49.6	5.12	22.5	5.6	4.00	0.18	43	1.4	22.2	395	5700	92
対照	5.7	0.08	21.3	2.10	19.6	4.1	4.85	0.13	46	0.8	37.3	555	6700	—
K 有機	5.0	0.05	19.7	1.94	14.3	2.8	0.35	0.11	23	8.0	3.2	76	3300	33
対照	5.5	0.05	12.5	1.41	12.4	3.5	0.25	0.20	32	14.0	1.3	167	3500	—

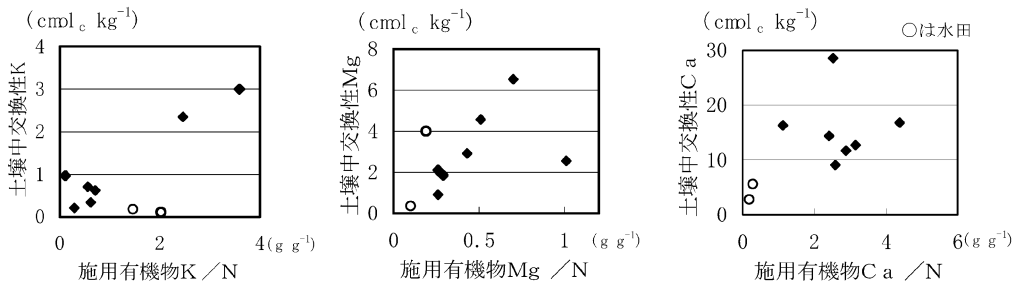


図-1 施用有機物中窒素当たりの塩基量と土壌中交換性塩基含量との関係

ほ場では、25~58 mg kg⁻¹の範囲であり、野草堆肥のみ施用しているCほ場と施設であるIほ場の2ほ場を除いて対照ほ場より高かった。このことは、有機物の連用によりいわゆる「地力が高まった」ことを示していると言える。今回の調査では過去の有機物施用量が明らかでないため有機物施用量と可給態窒素含量との関係については言及できないが、油かす、魚粉等の有機質肥料等を

原料としたばかりにより窒素の補給を行っているほ場よりもFほ場のように畜ふん堆肥のみにより窒素の補給を行っているほ場の方が可給態窒素含量が多いと推察できる。

3.3 物理性の特徴

調査ほ場の物理性を表-5に示した。三相分布中固相率はBほ場を除いて有機農業実践ほ場が対照ほ場よりも

表-5 調査ほ場土壌の物理性

調査ほ場	三相分布			保水性				団粒安定度	水中沈底容積	そ性限界
	固相	液相	気相	pF0	pF 1.5	pF 2.7	pF 3.2			
	%	%	%	容量%	容量%	容量%	容量%	%	mL g ⁻¹	%
A 有機	44.8	35.6	19.6	53.6	42.7	36.3	33.8	5	1.48	31.4
対照	46.7	33.3	20.0	50.4	41.8	34.5	18.7	17	1.15	29.9
B 有機	39.0	42.0	19.0	52.6	43.1	34.1	31.5	14	1.28	32.0
対照	35.9	21.5	42.6	46.7	37.9	24.3	21.2	2	1.09	25.9
C 有機	41.4	35.4	23.2	54.8	42.2	32.5	31.2	16	1.28	29.1
対照	44.3	30.3	25.4	49.1	42.3	28.4	27.8	3	1.22	27.1
D 有機	40.4	34.3	25.3	51.5	42.0	38.3	37.5	—	1.54	30.6
対照	—	—	—	—	—	—	—	—	1.30	21.2
E 有機	36.9	33.1	30.0	43.7	31.4	27.5	26.5	65	1.05	26.7
対照	—	—	—	—	—	—	—	18	1.26	30.8
F 有機	—	—	—	—	—	—	—	66	1.40	32.1
対照	—	—	—	—	—	—	—	39	1.30	27.0
G 有機	40.8	24.9	34.3	59.2	45.6	33.0	28.0	—	1.24	35.0
対照	50.5	23.1	26.4	45.8	33.8	23.9	20.4	—	1.08	23.2
H 有機	35.5	22.5	42.0	61.5	50.2	42.1	40.7	—	1.25	31.7
対照	40.2	22.4	37.4	55.4	48.2	33.8	30.6	—	1.18	29.3
I 有機	30.2	31.3	38.5	62.1	39.9	31.7	29.8	—	1.43	35.1
対照	40.4	43.6	16.0	53.3	43.5	38.1	36.3	—	1.43	32.9
J 有機	22.5	71.7	5.8	74.4	69.4	59.4	57.7	95	2.14	82.5
対照	—	—	—	—	—	—	—	59	1.16	41.8
K 有機	33.4	61.8	4.8	61.3	58.0	51.9	51.1	34	1.64	50.0
対照	—	—	—	—	—	—	—	17	1.46	36.7

高かった。pF 3.2における水分含量はIほ場を除いて、団粒安定度はAほ場を除いて、水中沈底容積はE・Iほ場を除いて、そ性限界はEほ場を除いて有機農業実践ほ場が対照ほ場よりも高かった。堆肥等の連用による固相率の低下、保水性の向上、団粒安定度の向上、塑性限界の向上はこれまでも報告されている（久保田，1971；三木ら，1966；吉野，1992）ことである。また、野口ら（1992）は「フェノール性物質，可溶性無機物質が多く，炭素率が高い糸状菌型の有機質肥料が物理的効果が高い」と報告している。今回調査した有機農業実践ほ場においても10年以上にわたる有機物の連用が同様の結果をもたらしたと思われる。また、現地調査時においても、有機農業実践ほ場の多くは作土土壌の孔隙が著しく発達していることが観察された。これらのことは、ほとんどの調査ほ場において、施用されている堆肥やばかしの原料に野口が指摘している糸状菌型の有機質肥料である油かすや米ぬかが含まれ、それらが連用されていることによるところが大きいと考えられる。これら有機農業実践ほ場における物理性の特徴は、作物の生育、農作

業性や以下に述べる生物性に良好な影響を及ぼすと思われる。

3.4 生物性の特徴

調査ほ場における土壌動物の数を表-6に示した。ミミズ・ヒメミミズの数、調査を行った5ほ場とも有機農業実践ほ場で著しく多く、土壌消毒を頻繁に行っているC対照ほ場、土壌硬度が著しく大きいF対照ほ場では見つからなかった。ハサミ虫・ムカデ・ダンゴ虫等の土壌動物も同様の傾向であった。トビムシ・ダニ等の土壌動物はミミズほど顕著ではなかったがAほ場を除き有機農業実践ほ場が対照ほ場よりも多かった。ミミズの数が多くなるにつれて作物の生育、収量が多くなるという報告（中村，1990）があることから、今後、土壌動物が多い有機農業実践ほ場において、作物の生育を関連づける調査することは興味深いことであろう。炭酸ガス発生量は全てのほ場で有機農業実践ほ場>対照ほ場であり（表-7）、土壌中全炭素含量との相関が高い（図-2）。このことは土壌動物の餌である土壌有機物含量の増加によりそれらが増えることによるが、「ミミズの活動が有機物

表-6 調査ほ場における土壌動物個体数

調査ほ場	ミミズ	ヒメミミズ	ムカデ・ダンゴ虫等	トビムシ・ダニ等
	個体 m ⁻²	個体 m ⁻²	個体 m ⁻²	個体 kg ⁻¹
A 有機	944	608	72	130
対照	8	48	64	410
B 有機	16	528	64	130
対照	16	32	48	20
C 有機	152	592	440	380
対照	0	8	0	0
E 有機	32	3624	240	230
対照	8	80	8	30
F 有機	104	96	184	370
対照	0	0	0	80

表-7 調査ほ場における 30 日間の炭酸ガス発生量

調査ほ場	CO ₂ -C 発生量	
	有機	対照
	mg kg ⁻¹	mg kg ⁻¹
A	745	319
B	426	251
C	410	384
D	633	329
E	758	559
F	1744	454
G	465	388
H	342	138
I	1068	396
J	1820	705
K	818	550

の分解活性を高める」との報告(江口ら, 1995)もあるため、その影響も無視できないと考える。土壌化学性の項で述べた可給態窒素含量については、炭酸ガス発生量が多いほ場ほど多い傾向にあった(図-3)。有機物施用に伴う可給態窒素の集積が土壌バイオマスの増大により説明できる、とも言われて(坂本・大羽, 1993)おり、このことは「有機農業を数年続けるとだんだん肥料の施用量を少なくしても栽培できる。」という有機農業実践農家の言葉と一致する。このように可給態窒素含量が増加した土壌での作物生産は、施肥量が少なくすむ一方、作物を作付けしていない期間においても窒素が可給化し、降雨とともに流亡する可能性がある。今後、有機農業実践ほ場における年間を通しての窒素収支を調査し、

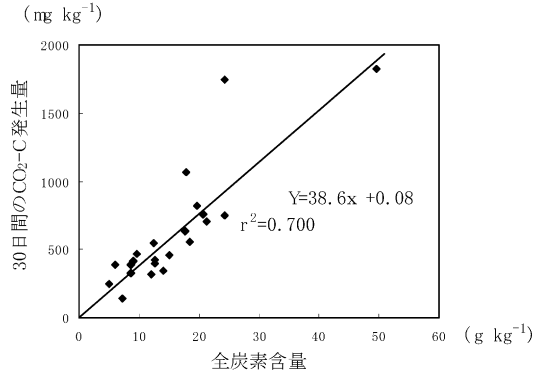


図-2 土壌中全炭素含量と 30 日間の炭酸ガス発生量との関係

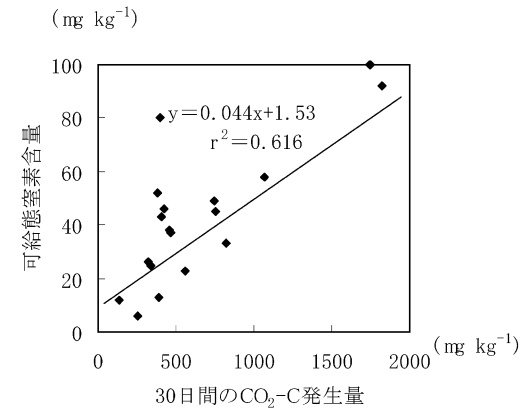


図-3 30 日間の炭酸ガス発生量と可給態窒素含量との関係

環境への負荷を把握することは重要な課題であると考え

3.5 有機農業実践ほ場における肥料成分の過剰蓄積

有機農業実践ほ場と対照ほ場の物理・化学性を比較し図-4に示した。有機農業実践ほ場では、全炭素、全窒素が対照ほ場よりも多く、固相率は小さい。このことは有機物を長年投入してきた当然の結果といえる。しかし、塩基飽和度、交換性カリ、有効態リン酸などについては、約半数のほ場で対照ほ場よりも多い。このことは、前述したようにばかし肥など自家製の肥料の成分がアンバランスである場合や土壌改良材として投入している堆肥等有機質資材の連用によると推察される。

4. おわりに

以上の結果、有機農業実践ほ場における特徴は、これ

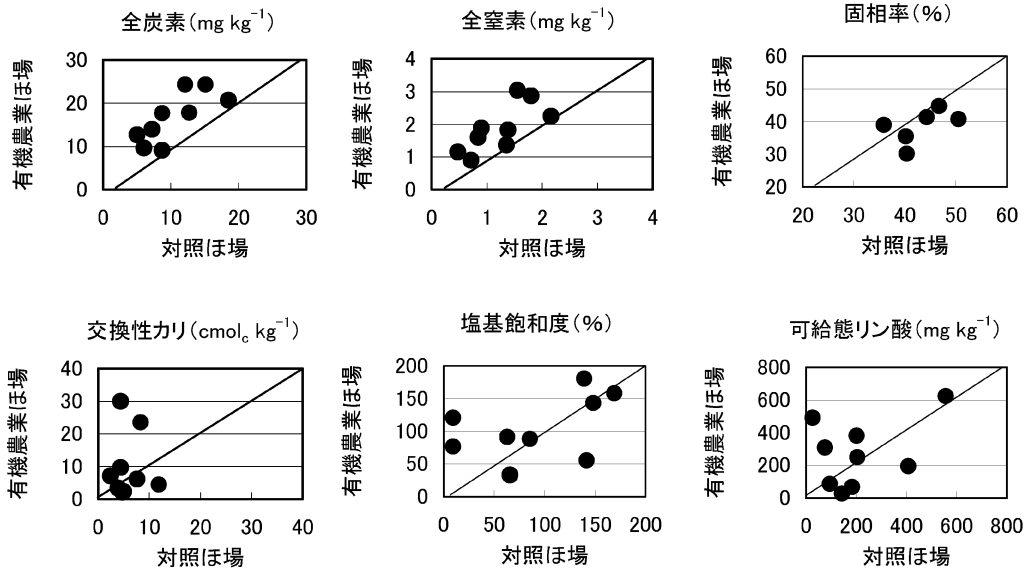


図-4 有機農業実践ほ場と対象ほ場における土壌の物理・化学性の比較 (西尾作図)

まで試験研究機関で実施されてきた有機物連用ほ場の特徴とほぼ一致しており、有機物の施用により土壌生物性が良好に保たれ、それに伴い物理性も良好になることが確認できた。しかし、その化学性については施用有機物中に高濃度で含有される成分が土壌中に蓄積する事実など、ややもすると生産者が望む方向とは逆の方向へ向かいつつあることが懸念された。このことから、施用有機物の選択や調整を勘に頼らず、有機物や土壌の化学分析を基にする必要があることを認識した。近年、農業の現場では、有機物施用の効果を数値で示すことを求められる場面が多いため、今回の調査のように現場における土壌管理と土壌の理化学的性質を関連づけて解析することが今後重要になると考える。

引用文献

浅野峯男・森健治郎・岩田久史・塩田悠賀里・田中宏幸・神田俊二 (1970) : 頁岩客土が水稻の生育収量および土壌の化学性におよぼす影響. 愛知農総試研報 A, **3** : 66-73.

石沢修一・鈴木達彦・甲田智則・佐藤 修 (1957) : 土壌の微生物とその作用に関する研究, 農技研報 B, **8** : 1.

江口定夫・波多野隆介・佐久間敏夫 (1995) : 土壌の有機物分解活性に及ぼすミミズの影響. 土肥誌, **66** :

165-167.

鎌田春海 (1990) : 有機質肥料と有機農業. 生物機能を活用した土づくり. pp. 60-68, 日本土壌協会, 東京.

久保田徹 (1971) : 作土の構造維持に対する有機物施用の効果. 土肥誌, **42** : 7-11.

三木和夫・森 哲郎 (1966) : 鉍質畑の地力に対する有機物の役割とその補給, 第 II 報有機物施用跡地土壌の理化学性の変化について. 東海近畿農試研報, **15** : 112-124.

長堀金造・佐藤晃一 (1970) : 干拓粘土の乾燥履歴とスレーキングについて (I). 岡山大農学報, **35** : 81-87.

中村好男 (1990) : 土壌動物利用による土壌機能・地力の増強. 生物機能を活用した土づくり. pp. 25-34, 日本土壌協会, 東京.

野口勝憲 (1992) : 有機質肥料と土壌微生物 [4]. 農業及び園芸, **67** : 996-998.

坂本一憲・大羽 裕 (1993) : 畑土壌における可給態 N 量と土壌バイオマス量との関係. 土肥誌, **64** : 42-48.

吉野昭夫 (1992) : 鉍質畑土壌における稲わら堆肥連用・無化学肥料栽培. 環境に調和した土づくり. pp 114-121, 日本土壌協会, 東京.

要 旨

有機農業実践ほ場 11 か所とそれぞれの近隣慣行農法ほ場の土壌を調査、比較した。その結果、化学性について、有機農業実践ほ場は慣行農法ほ場に比べ全炭素、全窒素含量が多く CEC も高かった。動物性有機物を施用しているほ場については塩基飽和度、可給態リン酸が高かった。また、交換性塩基の蓄積の特徴は施用有機物の成分の特徴を反映していた。物理性について、有機農業実践ほ場は耐水性団粒が発達しており、固相率が低く、保水力が大きく、塑性限界が高かった。生物性について、有機農業実践ほ場は土壌動物が著しく多く、炭酸ガス発生量も多かった。これらの調査結果から、有機物の連用により土壌生物性、物理性は良好に保たれるが、化学性については肥料成分の蓄積やアンバランスなどが起こり得ることが明らかになった。

受稿年月日：2006 年 11 月 8 日

受理年月日：2007 年 1 月 15 日

瀧勝俊氏講演に関する質疑

質問：

有機農業実践圃場では一般的に収量が減るが、調査結果からは約4割が減っていない。なぜか？

回答：

調査農家のほとんどは作付面積が少なく、多種類の作物を小面積ずつ作付しているためこまめな施肥など手間をかけることもでき、かつ病害虫の大発生も回避できて

いるからと推察する。

質問：

有機農業では堆肥や成分の低い有機肥料を散布するが、機械散布時には当然走行回数が増加すると思うが、土壌が硬くならないか？

回答：

調査農家のほとんどは作付面積が少なく、大きな機械で走ることは少ない。中には大規模農家も存在するが、そのような特徴は認められなかった。

第48回土壌物理学会シンポジウム総合討論

谷山一郎* (シンポジウム企画担当者)

Discussion at the 48th Symposium, JSSP

Ichiro TANIYAMA*

* National Institute for Agro-Environmental Sciences
3-1-3 Kannondai Tsukuba Ibaraki 305-8604 Japan

竹内 (道立十勝農試):

最初に現場での耕起法や有機栽培から始めたい。

古賀氏 (北海道農研) に対する土屋氏 (九州沖縄農研) の質問である。慣行プラウの耕深は 30 cm 程度ということだが、プラウが温暖化によくないという指摘をどう思うか。

古賀:

温暖化という面では、有機物の分解を促進するので行わない方がよいが、十勝の農家では収穫後に実施している。それは残渣の分解を促進するとともに、融雪水を速やかに排水するために必要だと思っている農家があるためである。温暖化の面では行わない方がよいが、実際にはやめるのは難しい。

土屋:

プラウの深さは 25 か 30 cm 程度か。

竹内:

十勝では平均して 25 cm 程度だが、圃場によっては大きな機械を使って 30 cm のこともある。

土屋:

ある雑誌に深いプラウ耕についての弊害の記事が出ている。

古賀:

温暖化にとってはしない方がよいが、実際の現場では必要だ。弊害とはどのような意味か。

土屋:

覚えていない。

竹内:

中辻氏 (道立中央農試) の質問は以下の通りである。堆肥施用によって無施用よりも土壌炭素の減少が抑制されるのは理解できるが、堆肥施用によって供給量が増えると炭酸ガス発生量そのものが増えるのではないか。圃場での炭素収支はどうなっているのか。

古賀:

土壌有機物の分解によって排出される CO₂ が地球温暖化に実質的に影響すると考えられている。環境省のインベントリーなどでは、土壌炭素の減少に由来する量と記載されているので、堆肥から排出されるものは温暖化の算定の対象になっていない。

中辻:

カーボンニュートラルということか。

古賀:

その通り。土壌炭素として増加した分、あるいはストックとして貯留された分は削減分となる。

竹内:

中原氏 (北海道大学)、石黒氏 (岡山大学)、谷山氏 (農環研) からの質問である。土壌炭素含量は 20 年間変化がないが、今回の実験では減少しているのはなぜか。先ほど谷山氏のデータの中では西南日本では土壌炭素が増加し、東北日本では減少しているという傾向との整合性はどうか。

古賀:

定点調査の結果では日本全体として土壌炭素含量は変化はないが、ばらつきがある。黒ボク土のように、もともと土壌炭素含量が多い土壌では減る傾向がある。瀧氏 (愛知農総試) の話にあった黄色土は有機質資材を入れると増加しやすい。減少している土壌も増加している土壌もあるため、20 年間では変化していないと理解している。

瀧:

水田土壌ではここ 20 年はあまり変化がない。昔は堆肥を施用していたが、最近は堆肥の施用が難しくなっているにもかかわらず、コンバインの普及によって前作の稲わらの還元を行うようになったのが理由と考えられる。土壌炭素含量が増えている土壌がある理由は、黄色土やレキ質灰色低地土では堆肥を入れなければ収量が確

保できないという現状がある。ここ数年については昔よりも非常に良質な堆肥がたくさん出回るようになり、それを利用する農家が増えたのが土壌炭素を高めている原因だと思う。

竹内：

瀧氏の講演の中で5年程度までは土壌有機物含量は増えるが、その後定常状態に近づくという話があった。白戸氏（農環研）の発表でも、堆肥の11 t/ha程度の施用では徐々に減るが、19 t/haでは増加して定常状態になり、ここ20年変わっていないという状況が出てくるという。古賀氏の試験結果はそこまでいってない段階で、最初に劇的に変化するときの観測のため、非常に大きな減少と見たと理解できるのではないかと思う。

古賀：

30年や50年という長いスパンで、圃場試験を実施しなければ最終的な結果は分からない。私の試験の場合は減っている過程で、まだ変化が落ち着いていない段階での結果だと思う。

竹内：

20年間変化がないということと古賀氏の結果は別のことではなく、見ているステージが違うのではないかと思う。次に中原氏の質問である。耕起を表面だけにした処理でも深いところでは土壌炭素含量が減るのはなぜなのか。

古賀：

私の試験圃場の土壌有機物量が多く、下層部分も含めて有機物が減っている過程だと考えている。特に不耕起も含めて私の圃場の土壌炭素含量が高く、減っている過程ではないかと思う。したがって、物理的攪乱がなくても土壌炭素は減っている。なにもしなくても土壌呼吸が少しはあるので、収支的に考察すると、耕起の物理的攪乱がない深い層でも呼吸の方が多く、減っているのだと思う。

中原：

したがって、有機物の供給が重要だということになる。

古賀：

そう思う。

中原：

アメリカの例では、森林から畑になると土壌有機物が急激に減少し、畑から森林に戻ると急激に土壌有機物含量が回復した。これも物理的攪乱がなく、地中への炭素供給があったためか。

古賀：

そうだと思う。つまり木の根や地上部の供給があるためだ。

中原：

畑ではなぜそうならないのか。1年未満しか植えないからか。



写真-1 会場全景

古賀：

中原氏が指摘した図（古賀：p. 8, 図3）では10年くらいで有機物含量が劇的に増えていた。それがどうして私の試験畑では増加しないのか分からない。有機質資材の質と関係があるのかも知れない。

竹内：

酒井氏（琉球大学）の質問である。土壌侵食、表面流出や地下水浸透による土壌炭素の圃場からの流出の見積もり例があるのか。

古賀：

土壌侵食は土壌炭素の減少に大きく影響しているとされている。土壌の風食、水食は土壌炭素の流出につながる。表面の土壌が飛散して炭素が失われるとともに、下層も酸化分解しやすくなる。したがって、土壌侵食は土壌炭素損失に直結する。表面流出や地下水流出する水溶性炭素がどの程度なのかはよく分からない。しかし、侵食と土壌炭素との関係についてはアメリカでよく研究されているので、今日紹介した論文にいくつか書いてあると思う。

酒井（琉球大学）：

泥炭地などでは茶色い水が流れ、それは水溶性リグニンで、水溶性炭素が含まれているためと言われている。畑ではそれほど影響は大きくないと思うが、長期では収支に影響するのか。

古賀：

地下に浸透する有機炭素の量がどの程度かは知らない。

白戸：

江口氏（農環研）から、黒ボク土の畑で実測した結果では、地下水に流出する水溶性炭素の量はわずかだと聞いたことがある。

江口：

年間炭素でヘクタール当たり何十キロ程度だと思う。

白戸：

有機炭素濃度が高い場合や浸透水量が多い場合には違うと思うが、炭酸ガスの排出量に比べると、桁違いに小さいということになる。

竹内：

宮崎氏（東京大学）から瀧氏への質問である。有機物の施用や残渣を鋤込むためには機械作業が必要だ。特に有機農業の場合はその回数を増やす必要があり、むしろ走行による耕盤層を作ってしまう可能性が高いのではないか。また、有機農業の方が機械の走行回数が増えて、機械作業による炭酸ガスの排出量が増えるのではないかという懸念がある。

瀧：

私の調査した農家では、大型機械で堆肥や肥料を散布せずに、人力で運搬し、散布・混合していた。有機物を施用することによって、機械作業が増えて耕盤ができるということはない。大規模経営の有機農業生産者は成分の低い堆肥を施用するとともに、堆肥を散布することに熱心なので、圃場を走行する回数は多くなるので、指摘の点はあり得る。

竹内：

北海道でもこれから有機農業が拡大していく気運になってきているが、特に除草は薬剤ではなく機械除草が主体なので、指摘のような問題が生じてくると思う。LCA手法を使った炭酸ガスの発生量を予測する研究者が必要だと思う。北海道ではそのような問題が大きくなると感じている。

中原：

川本氏（埼玉大学）から平舘氏への質問である。土壌撥水性の研究に関連して、腐植物質の土壌粒子表面での立体構造、さらに土壌乾燥に伴う再配列について情報があれば教えてほしい。

平舘：

腐植物質では、土壌から抽出したものについての研究が多く、土壌そのものの研究は見当たらない。ただ、撥水性については土壌のNMRスペクトルをとるという手法がある。核磁気共鳴で炭素の運動性のよい部分と悪い部分を区別して調べることができる。撥水性の土壌ではメチル基の部分は活性が高く、外側を向いている。したがって、撥水性の土壌ではメチル基やアルキル炭素が表面を向いているのではないかという研究がある。特に日本の火山灰土壌では炭素含量が非常に多いので、うまく材料を調整すると研究ができるかもしれない。今日のポスター発表を見て、NMRを利用すれば少し違うデータが得られると思った。

中原：

古賀氏、澤本氏（酪農学園）、私から似たような質問がいくつかある。まず、腐植物質の構造と土壌中での安定性に関係はあるのか。また、腐植のモデルについて、低分子の会合モデルを支持しているが、直感的に考えて低分子の会合では分解程度が下がるように思う。低分子会合モデルでの維持は可能かどうか知りたい。

平舘：

二つ目の質問から回答する。低分子会合モデルは抽出した腐植物質についての研究結果である。したがって、採取した状態での腐植酸として、ミセル構造を持っているものを分析し、その結果を出している可能性が高い。また、使っている腐植酸は当然、火山灰土壌ではない。火山灰土壌の面積は地球上でも0.7%しかなく、例外的な土壌だ。ヨーロッパの土壌の10倍以上炭素を溜められる黒ボク土が同じようなメカニズムで溜めているとは考えにくい。黒ボク土に多くの炭素を溜めることができるのは、火山灰から供給される鉄やアルミニウムが大きく寄与し、それが安定化につながっている。一番目の質問の意図はどのようなことか。

古賀：

なるべく土壌に炭素を溜めるため、どのような構造をもった腐植物質が長く土壌中にとどまるのかという、構造と安定性の関係を知りたい。

平舘：

腐植物質に関しては、A型、B型、P型、RP型というタイプに分けられている。その中で一番安定であり、耐性があるといわれているのはA型の腐植酸である。これは火山灰土壌に見られるように、ベンゼン環とカルボキシル基をもった構造が一番安定である。カルボキシル基は鉄とかアルミニウムに配位して外側をベンゼン環で覆っているような構造なのではないかと思う。そういう構造を考えると炭が近い。炭はベンゼン環に富んだ構造をしている。鉄やアルミニウムがなくても、炭にしてそれを土壌に入ると長い間保存できる。炭にして入れれば炭素を土壌中に蓄積できるとして、実際に行っている。何千年も前から炭として土壌に蓄積したテラプレタ（terra preta）という土壌が最近注目を浴びている。そのような土壌管理についてアメリカやブラジルなどが研究を進めている。

古賀：

ベンゼン環をもったA型腐植物質が安定だと分かった。どういうタイプの作物残渣をいれると土壌炭素が効率的に増えるのかを教えて欲しい。

平舘：

これは非常に難しい問題だ。しかし、 $\delta^{13}\text{C}$ のデータを見てみると森林植生の黒い土壌というのは C_4 植物の寄

与が大きいの。つまり、森林になる前の草地植生の炭素が非常に多く溜まったことを示している。したがって、草地植生というのは炭素を溜める能力があったのかもしれない。あるいは、降った当初の火山灰に炭素を溜める力があるのかもしれない。いずれにしろ、火山が噴火してそれが地表に積もり、その最初の何十年か何百年かで非常に多くの炭素が溜まると考えている。炭素蓄積量は最初に急激に増加する。特に青森県の太平洋側、千年ごとに大きい火山が爆発しているという地域は、ここ最近の大きい爆発は十和田915年というのがあるが、土壌炭素含量が5%程度ある。最初にたくさん溜まり、あとは変化が見られないというモデルがあると合うと思う。

古賀：

北海道の十勝ではいろいろな残渣がある。わらのようにリグニンやセルロースが多いものもあれば、ビート葉のようにそれらが少ないものもある。農業現場では毎年いろいろな炭素組成の作物残渣がでていますが、その作物残渣の種類とタイプ別の土壌腐植物質との関係は明らかになっているのか。

平舘：

わらのようなイネ科植物残渣がどれくらいA型腐植酸に変わっているか、温度や火山灰との関係の研究はいくつかある。

中原：

石黒氏からの質問は、疎水相互作用のないフルボ酸は抽出前の土壌中では水に溶けやすいのかというものである。

平舘：

水に溶けている状態である。

中原：

谷山氏の質問は、下層土は腐植物質を集積しやすいのかというものである。

谷山：

農耕地が炭素のシンクとなるかどうかという研究の中で、天地返しや深耕などの方法によって表層土を下に埋没させることで、下層土の有機物の分解は少なくなるのではないかというアイデアがある。物理性や保水性は保たれて表面流去水や土壌侵食は少なく、有機物の分解速度が遅くなって硝酸汚染も少ない。今日の話の中で、古賀氏は下層土でも有機物は分解するという事だった。白戸氏のモデルでは下層土での分解は温度を考えると進行は遅いのではないかと。平舘氏の話では炭で残っているのも多いという話があった。瀧氏は、有機農法の圃場の下層土は良好に保たれていて、物理性にもいいということであった。統一した見解は条件によって違うので難しいとは思いますが質問したい。宮崎氏からも質問もあったが、堆肥を入れることによって機械走行から排出される

CO₂はどうなるかという話もLCA手法で明らかにしていこうとしている。なお、こうしたことは休耕地や放棄地で実施することが前提になっており、一般の農地で行うことは考えていない。

平舘：

火山灰土壌に腐植物質が表層から下層に供給されれば、それを止めておく糊の役目をする鉄やアルミニウムが下層にはたくさんあるので、分解を遅くすることができると思う。

白戸：

質問は、例えばA層には腐植が多く、B層には少ない状態で、それを天地返しでA層を下層に持ってくるといふことか。

谷山：

そのようにして、夏季には下層では表層に比べて温度が低いので土壌有機物の分解速度が遅いのではないかという意味だ。

白戸：

温度は年間平均すると同じくらいだが、表層は夏季高くなり、冬季には低くなる。結局どちらが早いかといえれば、温度が高い期間が短くても、表層の方が分解は早くなる。下層土にも炭素が溜まるかどうかは、結局有機物の供給がそこまであるかどうか依存するので、深いところまで有機物があれば溜まると思う。

平舘：

土壌断面を見てみると埋没腐植層というものがある。埋没腐植層は今まで表層だったところに、火山が爆発して表層に新しい火山灰が積もって埋没したものである。埋没腐植層には腐植が多く残っていることがあるので、表層の有機物が下層になると保存されるメカニズムがあると思う。土壌炭素含量は5~7%程度で、A型腐植酸、A型の中でも特にベンゼン環に富んだ構造のものが残っている。

古賀：



写真-2 講演者と座長

下層土に炭素を溜められるかどうかは、土壌の炭素濃度が関係している。低いと溜めやすいし、芽室のように下層土でも3%くらいあるところでは、低下傾向にあり、増加させるのは難しい。下層土の土壌炭素濃度、特に北海道は開墾してから100年しか経過していないので、有機物含量は他の地域から比べると高い水準にある。したがって、下層土に炭素を溜められるかどうかは土壌の炭素濃度が関係してくると思う。

中原：

話題を変える。澤本氏からの質問である。有機物の連用による腐植物質の性質変化についての例があれば教えて欲しい。

平舘：

外国では、炭素が代謝して変化していく例があり、土壌に投入する有機物の質を反映して少しずつ変わっていくという報告がある。 $\delta^{13}\text{C}$ 値を使って、どれくらい代謝耐性があるかを測定している例がある。確か、15~20年程度で半分ほどの炭素が CO_2 として排出している。ただ、この値が日本の火山灰土壌に適用できるかは検討する必要がある。

中原：

畑に施用した堆肥はある程度は腐植になるのか。

平舘：

それほど多くはないと思う。火山灰の場合、初期に溜まったものがかなり残っていて、あとから入れるものは比較的短い間、すなわち数年から数十年の間にほぼなくなっていくのではないかと。

中原：

例えば堆肥盤で経年的に糞尿を積み上げていくと、ある程度分解する。5年も経過すれば供給量と分解量が一致して、堆肥の厚さも一定かも知れない。瀧氏が紹介したように、有機質資材を土壌に施用しても5年も経てば定常状態に達し、入れたものと出ていったものとが同じであれば、仮にその土壌炭素含量が増え、見かけ上分解されない土壌有機物が増えても、根本的には何も変わらないことになる。有機物は土の中に入ることによって分解は遅れるのか。

瀧：

有機物の連用試験の結果で炭素の増加率・減少率という数字がある。減少率というのは、堆肥の連用を中止した場合の数字で、例えば堆肥施用量を増やすと減少率は増加する。堆肥を使用した土壌で溜まっている腐植がそれだけの率で減少していくというデータはある。

中原：

白戸氏のデータにおいて赤黄色土で何十年も堆肥施用によって土壌炭素濃度が増加するのがあったが、毎年濃

度を測っているのか。

白戸：

実測している。先ほど5年程度経過すると平らになるという話があった。変動が大きいのではっきりわからないが、特に最初急激に炭素濃度が上昇して、次第になだらかになるといっても完全には平らにならないといった例がある。ローザムステッド試験場での約150年の試験では、化学肥料だけ施用した場合はすぐに平らになるが、堆肥を施用している区は現在でもまだ少しずつ増えている。5年程度では一見平らに見えるが、実はまだ増えている状況がある。

中原：

難分解性の化合物に変わってきていると考えられるということか。

白戸：

土と混合することによって有機物はいつか分解されるが、それが大変遅くなる。腐植物質になる部分があるので、少しずつは増えると思う。

中原：

吉田氏（近畿中国四国農研）から白戸氏への質問である。白戸氏の水田のモデルにおいて、非湛水期間の水田でも畑より分解速度を遅く設定する必要があるとの話であった。国内でふつうに見られる転換田では転換後の年数に応じてモデルの有機物分解速度の調整を行う必要があるのか。転換後数年で水田に戻すケースが多く、この見積もり次第で蓄積量の推定に大きな違いが出るような気がする。このような観点から転換畑での炭素蓄積実態の把握が全国で行われているのか。

白戸：

私もその問題には興味がある。ある順番で転換をしたときに1年田、1年畑の場合、4年田、4年畑の場合、あるいは連続して畑の場合などで、土壌炭素量に違いがあるのかと聞かれた。田用のモデルと畑用のモデルで確実に表現するためには、実測データが必要だ。東北農研の大曲で、実際に1年サイクル、2年サイクル、4年サイクルで試験していることを知って、是非、実測値を使って検証してみたいと思っている。畑用のモデルを使って、水田を畑に変えた場合を予測する。1年間畑にして、再び田に戻したときには、畑の土から水田の土にすぐに変わるわけではないので、どのような変化が起きるのかは調べないとわからない。研究すべき内容だと思う。

中原：

橋本氏（森林総研）から、データベースの構築が必要という話があったが現在それに向けた動きがあるかという質問だ。私も似たような質問で、データベースなどを使って日本の耕地は炭素を排出しているのか吸収してい

るのか、黒ボク土は炭素量が減っているのに赤黄色土は増えているとか、北日本は減っているが西南日本は増えているとか、そのような予測ができないか。

白戸：

データベースについては、さきほど谷山氏が言ったプロジェクト研究で、モデルを使った将来予測において、面的な計算をするために必要なデータを整備し始めたところだ。排出量を日本として報告する義務があるときに必要なので、整備すべきだと思う。

中原：

センサデータのようなものを使って、定点調査の傾向のような経年変化が予測できるのか。

白戸：

定点調査の結果は事実だ。モデルの考え方と合うと思う根拠は、もともと炭素含量が高い土壌では減り、低い土壌では増えるという傾向があることだ。高い含量で維持するためには、平衡状態に達するまでに、例えば堆肥を30t/ha入れなければならないのに、炭素含量が低い土壌では、10t/ha入れれば平衡状態を維持できるということだと思う。

中原：

粕淵氏（山形大学）からの質問は以下の通りである。水田の湛水層から日中酸素が放出され、畑を水田にすると土壌有機物が増加する。こうしたことから水田における藻類による土壌有機物の付加は考えられるのか。

粕淵：

畑と水田で圧倒的に違うのは、畑表面で測定すると24時間炭酸ガスが排出し続けるのに対し、田の場合は、水を張っている時の日中には光合成が行われ、炭酸ガスを大気中から吸収していることである。すなわち、酸素が排出されるという現象が起こっている。ということは、日中は土壌有機物が分解されていないで、トータルで見ると炭素が蓄積される方向に進んでいる。長いスパンで見れば土壌炭素は減少していくのかも知れないが、湛水期間中は水田では炭素化合物が生産されている。水中で有機物が作られている過程もモデルに必要なものか。具体的な中身を捉えてモデルを作る必要がある。

白戸：

水田におけるイネの光合成以外に、田面水中の藻類がどの程度光合成をしているかわからないが、畑作物や水田のイネの光合成の量と比べるとかなり少ないと思う。光合成をして収穫物は持ち去られるが、根や刈り株は土壌に入る。このモデルの場合では一月おきの計算でかなり粗いので、年間の量として収穫物を持ち去った後の残渣の投入量を把握しておけば比較的正確に表現できる。正確に予測しようとするれば、藻類の炭素固定量がどれく

らい影響しているかを調べる必要がある。

竹内：

これで今回のテーマの土壌の炭素貯留機能を中心とした質問と講演者の方々の論議を終わる。まだ有機農法に関係する質問もあるが、少しテーマからはずれるので割愛させてもらう。

西村：

先ほど白戸氏が、ある地域では10t/haの堆肥を入れればある水準の炭素含量になり、別の地域の土では30t/haぐらいで定常に達すると言った。ある場所で多量の有機物を施用すると土壌が贅沢になるといったように、例えば微生物相が変わることによって、さらに高い定常レベルに進んでしまうということがあるのか。それとも定常値というのは気候などの地域特性によって変わるものなのか。

白戸：

定常値は、気象条件が決まっていれば、入ってくる腐植物質によって変わると思う。例えば、ススキ草原だったときにはススキから供給される炭素に対応した土壌の炭素量に落ち着くが、そこが森林に変わると土壌炭素含量は減るということになる。炭素の供給量が変わると、最初急激に変化が起こり、しばらくするとその新しい炭素供給量とそこの場所の気候条件に応じて新しい定常状態になる。20年前に畑だったところは、畑作が行われた時の定常状態に近いので、その状態で炭素含量が高かった場所はどちらかというと減りやすいと思う。

西村：

高いレベルで定常に達するような場合は、それを維持するためにかなりの有機物量を入れている。定常状態では入れた量だけ出てしまう。土壌中炭素の貯留量を高くすることは、最終的に温暖化にメリットになるのか。土壌炭素含量を増やせば貯留量は多くなるが、定常に達してしまうと結局フローが太くなるだけで、入れた量と出てくる量が同じになるのではないか。

白戸：

入った量と出た量は同じだが、入ったものが光合成で同化された植物体であったとすれば、どこかに運んで燃やしても同じようにCO₂は出るので、それであれば土に入れた方が土壌炭素が減ることを防げるのでよいと思う。

小野（森総研）：

白戸氏はSOCの蓄積や将来的な変動予測にモデルは非常に有力なツールであるということ話を話した。一方で、モデルの中のコンパートメントは概念的なもので、その中で実際に有機物はどのように分解してどのように動いているのかは、想像しにくい。そこで平館氏の講演で土壌の腐植の構造などが分かってきて、その機能も推



写真-3 白熱した議論

定できるという話があった。このモデルの中の概念的なコンパートメントと実際の科学分析値が結びつければ、モデルの精度の向上や将来予測の信頼性の貢献につながると思う。このモデルのコンパートメントと実際の分析値、それを結びつけられるようなアイデアがあれば聞かせてほしい。

白戸：

それはモデルの研究者には大変興味のあることで、測れるものだけで組み合わせた、概念的ではないコンパートメントから構成されたモデルを提案した論文が最近出た。このモデルでは、土の中に入ってくるいろいろな残渣を非分解性と難分解性の比率について3種類くらいのデフォルト値で計算したが、それを実際にリグニンやセルロースなどに分割する方法で、どの比率にしたらよいかということ調べたことがある。そのような研究は進

展している。

平舘：

投入した有機物がどれくらいの割合で腐植になるのかを明確にできれば、モデルにかなり寄与できる。そういう実験をしたいが、今のところそこまで手が出せない。長期で連用試験をしている土壌がある。その連用試験では C_4 植物であるトウモロコシやヒエだけを植えている土壌と C_3 植物のダイズだけを植えている土壌の同位体を比べて、どの程度腐植に入っているのか、そのデータの解析を進めている。もしうまくいけば、白戸氏に是非使ってもらいたい。

中原：

これで終了する。協力を感謝する。

受稿年月日：2007年1月31日

受理年月日：2007年1月31日

第48回土壌物理学会シンポジウム ポスターセッション発表 —土壌物理研究の最前線— 発表要旨

日時：2006年10月14日（土曜日）

場所：北海道大学農学部総合研究棟多目的室

水稲のカドミウム汚染対策としての 水田土壌のモニタリング

新潟大学農学部 粟生田忠雄

水稲のカドミウム汚染対策には、水田土壌の物理化学性のモニタリングが不可欠である。それは既往の研究から、湛水管理および施肥管理によって、土壌の物理化学性を制御（高pH, 低Eh）すれば、土壌中のカドミウムを動き難く、水稲のカドミウム吸収を抑えられることが解明されているからである。本研究は、水稲のカドミウム吸収抑制技術の発展と普及のため、稲作手法の異なる営農水田において、土壌物理化学性を連続的に測定し、具体的なモニタリングのあり方を検討した。その結果、

- 1) 土壌 pH は水口からの距離に依存しないが、ばらつくため3点以上測定すべき、
 - 2) 土壌 pH は測定器によって1割程度差が生じる、
 - 3) 土壌 pH の測定値は、稲株からの距離に依存しない、
 - 4) 土壌 pH の測定は、移動性、精度、測定時間から IQ-150 が適している、
- などが明らかになった。

キーワード：カドミウム、土壌 pH、時間的空間的バラツキ

収縮・膨潤を伴う農地土壌の 水分特性曲線の期別変化

中央農業総合研究センター

吉田修一郎・足立一日出・谷本 岳

水田土壌の水分特性曲線を、1) 不可逆的な間隙比の変化（収縮）を伴う成分： $\Delta (V_w/V_s)_{pl}$ と、2) 可逆的な間隙比の変化（膨潤）および飽和度の増減（飽和—不飽和遷移）による成分： $\Delta (V_w/V_s)_{ael}$ に分け、その季節的变化を解析した。代かき移植水稲栽培下では、夏期の乾燥により、 $\Delta (V_w/V_s)_{pl}$ は、大幅に減少した。しかし、秋冬期の乾湿の繰り返しにより、 $\Delta (V_w/V_s)_{pl}$ は、再び増

加した。また、夏期の乾燥により、 $\Delta (V_w/V_s)_{ael}$ は低下し、乾燥強度以上（80 kPa 以上）のサクション領域の保水量も同時に減少した。以上の結果は、ほ場での乾燥・湿潤サイクルが、力学的な圧密と膨潤の繰り返しと同時に、土粒子表面の保水特性をも改変しつつ、土壌の間隙径分布や力学性を変化させている実態を示している。

キーワード：粘質土、弾塑性変形、圧密、畑地化、保水性

Effects of Organic Matter, Clay, and Water Content on Water Repellency of Sandy Soils

Tokyo University of Agriculture and Technology
D.A.L. LEELAMANIE, Jutarō KARUBE

Effects of hydrophobic and hydrophilic organic compounds, clays, and water content on soil water repellency under wetting and drying processes were examined. Stearic acid or glucomannan or both were used as organic compounds and kaolinite or Na-montmorillonite was used as a clay conditioner. Soil water repellency was estimated using water drop penetration time test. Repellency did not appear in samples without stearic acid. In wetting process, addition of 1 to 2% clay increased soil water repellency. In drying process, critical water content increased with kaolinite content. Soil water repellency disappeared with montmorillonite but not with kaolinite. Maximum repellency was observed not at oven dried but at air dried condition. The range of water content at which soils exhibit water repellency increased with kaolinite content and further increased with glucomannan addition. Soil water repellency was sensitive to water content at about air dried condition.

Key words : soil water repellency, organic matter, clay, water content

土壌の透気試験器の試作に関する研究

東京農工大学大学院農学府 中島 亨
東京農工大学大学院 加藤 誠
東京大学大学院 西村 拓

透気係数は汚染土壌の浄化・土壌くん蒸・土壌脱臭装置等の設計や解析に関して重要なパラメータとなる。そこで、透気係数を測定する実験装置の試作を行い、2種類の砂質土壌の透気係数を測定した。本研究で試作した透気試験器で妥当であろう透気係数を測定することが出来た。実験の結果、土壌の種類・土壌中の水分状態により透気係数が大きく異なることが示唆された。

Key words : Air Permeability, Air Permeability Testing Device, Sandy Soil, Soil Pollution

減圧下の土壌におけるヒートパイプ現象

岩手大学大学院連合農学研究科 坂口 巖
株式会社東京理工 百瀬年彦
山形大学農学部 粕淵辰昭

土壌の潜熱輸送をヒートパイプ現象として見なし得るかという点について、減圧下の定常温度勾配を有する黒ボク土で熱流量、水分量、温度を測定し、実験的に検証した。減圧量の増加に対して初期体積含水率 $\theta_{mi} < 0.20$ では、熱流量は変化せず、不均一な水分分布と高温側での大きな温度勾配とが得られた。一方 $\theta_{mi} > 0.30$ では、熱流量(潜熱輸送量)の増大、均一な水分分布、一定の温度勾配が得られた。潜熱輸送量が均一な水分分布下でより大きくなるためには、低温から高温側へ向かう液状水の移動が必要となる。そのため土壌の潜熱輸送は、ある初期水分量以上での均一な水分分布下において、ヒートパイプ現象と同義である。

キーワード : 潜熱輸送, ヒートパイプ, 水の循環, 定常温度勾配, 減圧

山地小流域における風化花崗基岩層内の水移動プロセスの解析

京都大学農学研究科 桂 真也・小杉賢一朗・水山高久

基岩内の水移動プロセスを解明するため、テンシオメータを土層および基岩層内に密に埋設し、大規模降雨時における圧力水頭を計測した。基岩表層の圧力水頭は土層厚が大きい地点ほど緩やかな反応を示した。また、基岩深部の全水頭や地下水位は斜面下部ほど降雨に素早く反応して上昇するために、一時的に谷から尾根に向か

う水の流れが発生した。

キーワード : 圧力水頭, 基岩, 風化花崗岩, 山地小流域

多機能熱パルスセンサーを用いた砂質圃場からの肥料成分溶脱のモニタリング

鳥取大学連合農学研究科 森澤太平
島根大学生物資源科学部 森也寸志・武田育郎
九州大学農学部附属演習林 東 直子
鳥取大学乾燥地研究センター 井上光弘

農地において土壌状態を把握することは重要であり、土壌モニタリングについて多くの研究が成されている。本研究では多機能熱パルスセンサー(MFHP)の有用性について、TDRセンサーの測定結果とSuction-Controlled Flux Sampler(SCFS)によって採水された土壌浸透水の分析結果を比較対象とし、体積含水率 θ 、電気伝導度EC、肥料成分の溶脱量について検証した。その結果、MFHPが土壌モニタリング技術として有用であるとの結果が示された。

キーワード : 多機能熱パルスセンサー, 肥料成分, 溶脱

流域水物質循環解明のための土壌浸透水直接採取法の開発

島根大学大学院生物資源科学研究科 高田 直
島根大学生物資源科学部 森也寸志・武田育郎
九州大学農学部附属演習林 東 直子
鳥取大学乾燥地研究センター 井上光弘

土壌や地下水を汚染する環境負荷物質には、降雨などにより広がるものがあり、汚染源を特定することが困難である。汚染源を特定するためには、多点計測が効果的であると考え、安価で土壌浸透水を土壌から直接採取する装置の開発を行った。安価な土壌浸透水直接採水装置としてグラスファイバーを用いた。実際の山林に装置を設置し、採水を行い、採取した液の採水量と陰イオン濃度を測定した。採水量と降雨量を比較したところ、降雨量の上下に伴って採水量も変化していることが確認できた。また、採取した液内に陰イオンが確認され、この装置を用いて真に土壌浸透水を採水できることが分かった。

キーワード : 毛管力, 土壌浸透水, グラスファイバー, 山林

浸透速度制御による油汚染土壌の 微生物浄化の最適化

島根大学大学院生物資源科学研究科 松本祐子
島根大学生物資源科学部 森也寸志・武田育郎

バイオレメディエーションは、低コストで環境に対して負荷の少ない浄化方法であるが、微生物活性をコントロールすることが難しいうえに、浄化に時間を要する短所がある。時間短縮のために栄養塩の注入速度を速くすると、栄養塩が微細間隙まで浸透しないまま地下水へ流れる可能性がある。そこで、栄養塩の注入速度や間隙構造を変えて効率的な浄化方法を研究した。油の浄化効率はその条件もあまり違いが無かったが、流速や間隙構造を検討することで、栄養素と酸素を効率的に供給でき、少なくとも微生物活性を最大限にする条件が存在することが分かった。さらに、通常より環境に対する負荷が小さく、コストの少ない技術となった。

キーワード：油汚染土壌，バイオレメディエーション，
浸透速度，溶質移動

人口減少に伴う土地管理の粗放化が土地の劣化 及び汚濁負荷物質の流出に及ぼす影響

島根大学生物資源科学部
森也寸志・宗村広昭・武田育郎
九州大学農学部附属演習林 東 直子

近年、環境資源の状態に影響を及ぼすものとして、人工的な汚濁負荷源や農地だけでなく、人口減少や高齢化によって発生した管理の粗放な農村地の増大が考えられる。そこで流域の統合的な水管理として、環境負荷物質が水環境に投入される時点での調査が必要と考え、土壌データを使って流出の違いを分析した。針葉樹を中心とする近接した人工林で、間伐などある程度管理された森林と粗放的な管理しかなされていない森林ではピーク流量に違いが出ている。土壌浸透水の分析を中心とした調査を継続したところ、土壌の浸透性、全炭素含量、微生物活性に違いがあり、粗放な管理の森林はいずれの値も低く、土壌が持つデータから流出の違いを裏付けることが出来た。

キーワード：土壌浸透水，人工林，土壌劣化，汚濁負荷

負圧浸入計によるコムギ作後圃場の透水性の測定

九州沖縄農業研究センター 中野恵子
Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Chile
Pablo Undurraga Díaz

農業環境技術研究所 鈴木克拓・加藤英孝
負圧浸入計を用いて、黒ボク土および灰色低地土のコムギ栽培跡地土壌の不飽和透水係数を測定した。土壌水ポテンシャル $h = -15 \sim 0$ cm の範囲では、黒ボク土では h の違いによる透水係数の変化が小さく、マトリクスが良好な透水性を有することが確かめられた。他方、灰色低地土ではマトリクス部分の透水係数が小さく、土壌が飽和に近づくと透水係数の大きな上昇が見られた。このため、黒ボク土に比べて弱い降雨で飽和に近づき、排水不良の状態になりやすく、ひとたび湛水すると粗大間隙を通じた流れが卓越すると考えられた。

キーワード：負圧浸入計，黒ボク土，灰色低地土，透水係数，粗大間隙

阿蘇地域の草原性希少植物数種の自生地における表層土壌の物理的特性

九州沖縄農業研究センター 小路 敦

阿蘇地域における草原性希少植物の生育環境を把握し「阿蘇草原再生」の取り組みに活用すべく、これらの植物数種について、自生地の表層土壌の物理的特性の調査を実施した。ロジスティック回帰分析の結果、ミチノクフクジュソウ、サクラソウ、およびマツモトセンノウの出現確率を目的変数、表層土壌の物理性を説明変数とする多変量回帰式が得られた。また、ミチノクフクジュソウ、サクラソウおよびケルリソウについては表層土壌の物理性の最適値が算出された。

キーワード：半自然草原，希少植物，阿蘇，ロジスティック回帰分析，最適値

Partitioning Interwell Tracer Test (PITT) におけるトレーサー流速の影響

東京大学大学院農学生命科学研究科
西脇淳子・溝口 勝・宮崎 毅

本研究では、NAPL 量の推定に有効とされる PITT の信頼性を明らかにするため、モデル実験を行いトレーサー流速と移動現象との関係を調べた。その結果、汚染カラム実験では分配トレーサーの破過曲線の濃度減少部に 2 段階の傾きが現れ、また流速の小さな場合には濃度上昇部からトレーサー間で分離しピーク時間差が生じたが、流速の大きな場合はピーク時間差がなかった。さらに、流速の小さな方が NAPL 量の推定精度は良かった。よって、流速が大きいとトレーサーの NAPL への分配が非平衡で分配トレーサーに遅延が生じず、実際に存在する NAPL 量を過少評価する危険があると考えられる。

PITTを行う際は適切な流速設定が重要である。

キーワード：分配トレーサテスト、土壌・地下水汚染、トリクロロエチレン、分配

養分移動の観点に立った西アフリカ・サヘル地域における風食評価

京大院農 伊ヶ崎健大・真常仁志・小崎 隆
京大院地球環境 田中 樹

作物収量が土壌養分に強く制限されているサヘル地域では、土壌養分の移動という観点からの風食評価が求められている。しかしながら、これまでの風食研究は風成砂塵の物理的な挙動のみを研究の対象としてきたため、養分に富んだ植物残渣などの粗大な有機物の飛散に伴う土壌養分の移動を考慮に入れておらず、その要請には応えられていない。そこで本研究では、風成砂塵だけでなく風成粗大有機物の捕捉も可能な新たな捕捉装置を開発することで、土壌養分の移動という観点から風食を評価できるようにした。また同捕捉装置を用いた圃場実験から、典型的な耕地で一年間に飛散する全窒素量は、作物が一作期で吸収する量に匹敵することを明らかにした。

キーワード：風食、粗大有機物、定量評価、サヘル地域、砂漠化

牛糞コンポスト施用が黒ボク土壌の受食性に及ぼす影響

東京農工大学連合農学研究所 大西泰介・加藤 誠
東京大学農学生命研究科 西村 拓

牛糞コンポストを施用した黒ボク土傾斜圃場からの侵食量、表面流去水量の変化を観測し、コンポスト施用が侵食抑制に及ぼす効果を検討した。傾斜3.6度の5つの侵食試験枠に、無施用、牛糞コンポスト20 t/ha 鋤き込み施用区、同40 t/ha 鋤き込み施用区、そして表面施用20 t/ha (コンポストマルチ区)の各区を設定し、裸地状態を維持して1年間の観測を行った。無施用区からの表面流去水量、侵食量は全試験区の中で最大であった。20 t/ha 鋤き込み施用区からの流出量は無施用区に次いで多く、豪雨の頻度増大に伴い流出が増える傾向を示した。表面施用区および40 t/ha 鋤き込み施用各区からの流出は全期間を通し微少で推移した。

キーワード：牛糞コンポスト、侵食、土壌保全、黒ボク土

北上川流域において土地利用がおよぼす硝酸態窒素汚染への影響

明治大学農学部 登尾浩助
岩手大学農学部 溝田智俊・原科幸爾
岩手県農業研究センター 吉田樹史・中野亜弓・築地邦晃・折坂光臣

北上川の源流から河口域までのさまざまな地点における河川水の硝酸態窒素 ($\text{NO}_3\text{-N}$) 濃度と窒素安定同位体比 ($\delta^{15}\text{N}$) を調査した。流域内に水田が多いほど河川水中の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度が減少し、畑の割合が大きいほど高くなった。森林割合との関係は見出せなかった。中流部では、動物由来より化学肥料由来の窒素が多く流出していると考えられた。

キーワード：土地利用、硝酸態窒素濃度、窒素安定同位体比、GIS

Measurements of Moisture Properties of Takamatsuzuka Tumulus Soil

National Institute of Cultural Properties Tokyo
Magdi KHALIL, Takeshi ISHIZAKI
The University of Tokyo Masaru MIZOGUCHI

There are many beautiful mural paintings inside the stone chamber of tumulus in Asian countries. In Japan, mural paintings of Takamatsuzuka tumulus were painted in eighth century. The special committee for the conservation of these paintings decided to keep these paintings in the tumulus in the similar condition before the excavation. Recently fungi were found on the wall surface and caused severe damages for paintings. In order to clarify the cause of the fungi and find suitable protective measures, it is necessary to know the moisture and temperature conditions and other necessary physical properties of the mound soil and stone chamber. For this purpose, soil samples were obtained from the mound by air boring method and moisture, thermal and mechanical properties were obtained. These measured physical properties were used to propose protective measures of the Takamatsuzuka Tumulus.

Key words: Takamatsuzuka Tumulus, mural paintings, soil physics properties

2 深度からの地中塩水灌漑による水利用効率 と土壌塩類分布への影響

鳥取大学大学院連合農学研究科 山崎真吾
鳥取大学乾燥地研究センター 井上光弘
島根大学生物資源科学部 森也寸志

水の世紀と喩えられ、水をめぐる争いが激化する今世紀、効率的な水利用なくして持続可能な農業を実現することは不可能である。本研究では、既に節水灌漑法として評価されている地中灌漑法をさらに改良し、通常、1 深度とされる灌水点を 2 深度に増やし、より水利用効率の高い灌漑法を模索した。塩水を灌漑水としてソルガムおよびダイズ栽培実験を行い、水利用効率と土壌塩類分布を求め、節水能力と塩類集積傾向を評価した。両栽培実験において本灌漑法による水利用効率の上昇が認められ、ダイズ栽培においては特に栽培初期に上昇した。また、いずれの場合においても本灌漑法を実施した場合には地表面に塩類集積が認められた。

キーワード：節水灌漑、塩水灌漑、地中灌漑、2 深度、水利用効率

土壌凍結過程における牧草地の 水分移動シミュレーション

岩手大学大学院連合農学研究科
徳本家康・古賀 潔
明治大学農学部 登尾浩助

土壌凍結時期の牧草地において、土壌凍結面に向かう水分毛管上昇移動を観察した。凍土中の不凍水分移動は、generalized Clausius-Claypeyron (GCC) モデルで表現されるが不飽和凍結土壌では GCC モデルの計算値は実測値を過大評価した。そのため、修正モデルを提案した。その式を用いて凍結面に向かう水分移動をシミュレートした結果、凍結面に不透水層を与えることで実測値と計算値は良く一致した。

キーワード：不凍水、Generalized Clausius-Claypeyron モデル、土壌凍結、黒ボク土

Comparison of the Penman-Call model with the Classical Models in Predicting Soil-Gas Diffusivity for Volcanic Ash Soils

Graduate School of Science and Engineering,
Saitama University
Augustus C. RESURRECCION, Ken KAWAMOTO,
Toshiko KOMATSU

Dept. of Biotechnology, Chemistry and
Environmental Engineering, Aalborg University
Per MOLDRUP

The soil-gas diffusion coefficient (D_p) govern the transport and emission of greenhouse gases and volatile organic chemicals in the unsaturated zone. Accurate description of D_p is needed to realistically simulate the transport of gaseous phase contaminants. In this study, we compare the performance of the recently developed Penman-Call linear model with the universally-used Millington-Quirk (1961) and the classical Buckingham-Burdine-Campbell models for volcanic ash soils. The classical models failed to predict measured D_p especially at high soil-air contents (dry soil conditions) whereas the Penman-Call model captured the observed linear behavior of D_p for volcanic ash soils.

Key words : soil-gas diffusion coefficient, air permeability, organic matter, soil-water retention

褐色森林土の撥水性発現に関する実験的研究

埼玉大学工学部 小島一範
埼玉大学大学院理工学研究科
川本 健・小松登志子・小田匡寛

土壌の撥水性 (Water Repellency, 以下 WR) は、世界各地から報告され、表層土壌の浸透能力低下、植物の発芽や成長の阻害、地表流の発生とそれに続く土壌浸食の原因となる。本研究では褐色森林土を対象に WR 試験を行い、WR に有機物量と水分量が及ぼす影響を調べるとともに、黒ぼく土の WR 特性との比較を行った。

キーワード：撥水性、エタノール溶液滴下試験、土壌有機炭素含有量、褐色森林土

土壌保水特性の基づくガス拡散係数の 予測モデルの提案と検証

埼玉大学工学部 海野将孝
埼玉大学大学院理工学研究科
川本 健・Augustus C. RESURRECCION・
長谷川久展・小松登志子

国内外の土性の異なる 6 土壌 (78 試料) の相対ガス拡散係数 D_p/D_0 と気相率 ε の関係より土壌間隙の屈曲度・連続性を表すパラメータ X を求めた。 X と土壌保水特性を表す Campbell b との相関関係を検討し、 $X =$

$1.8+5.6/b$ ($R^2=0.91$) の関係式を導いた。そして、この関係式を用いて福島黒ボク土の D_p/D_0 (ϵ) を推定した結果、良い適合性が見られた。

キーワード: 相対ガス拡散係数, 土壌保水性, 気相率, 予測モデル

音波の共鳴現象を利用した土壌の空気量の測定

京都大学大学院農学研究科

深田耕太郎・西津貴久・中村公人・三野 徹

音波を利用して土壌中の大気と連続した空気量を測定することを目的とし、試料を充填した円筒形サンプラーとパイプを接続した実験装置を用いて、パイプ中の定在波の周波数を調べた。試料は粒径の異なるガラスビーズと水分の異なる相馬砂を用いた。その結果、今回の実験では、粒径 2 mm 以上のガラスビーズの場合、共鳴周波数は空気量の増加と共に減少したが、粒径 0.15 mm 以下の場合には変化しなかった。砂の場合、気相率 0~20% で共鳴周波数は一定であったが 20% を超えると突如減少し、その後気相率の増加と共に減少した。粒径によって測定できる空気量の範囲があること、共鳴周波数が連続空気量の水分による変化を示すことが分かった。

キーワード: 音波, 気相率, 共鳴, 定在波

泥炭農地における有機物分解と抑制方法

(独) 土木研究所寒地土木研究所

石田哲也・池田泰久・中山博敬・石渡輝夫

北海道開発局稚内開発建設部

園生光紀・松井征博・岡村裕紀

泥炭農地では地盤沈下を生じ、過湿被害や暗渠排水機能不全など営農上支障をきたしている。この対策として、泥炭土を湿潤条件下に保持しておくことが考えられる。そこで、附帯明渠排水路を堰上げし、泥炭農地の地下水位を上昇させる手法の効果を現地検証している。堰上げ排水路側の圃場内の地下水位は、非堰上げ排水路側より高く維持される期間が長く、地下 30 cm に埋設した濾紙の約 3 ヶ月後の重量残存率も堰上げ排水路側で大きく、本手法の有機物分解の抑制効果が示唆された。

キーワード: 泥炭地, 有機物分解, 地下水位

組合せ暗渠および補助暗渠による 地下排水促進効果について

宮城大学食産業学部 千葉克己

組合せ暗渠と補助暗渠の地下排水促進効果を知ること

を目的とし、20 m 間隔の本暗渠と疎水材を充填した 5 m 間隔の補助暗渠による組合せ暗渠を施工した転作田と隣接する暗渠排水未整備の転作田において降雨後の土壌水の動態を調査した。その結果、組合せ暗渠を施工した転作田では本暗渠からの距離と関係なく地下水位が速やかに低下し、作土の過剰水も排除されていたことが確認された。これより、組合せ暗渠には圃場内の地下排水機能を均一に強化させる効果があり、疎水材を充填した補助暗渠には本暗渠と同等の排水効果があると考えられた。

キーワード: 組合せ暗渠, 本暗渠, 補助暗渠, 汎用耕地, 土壌水

汎用化圃場での地下灌漑を利用した 水位変動方式によるダイズ栽培

秋田県農林水産技術センター農業試験場科

村上 章

弘前大学農学生命科学部 佐々木長市

山形大学農学 安中武幸

本暗渠および籾殻補助暗渠を施工し、簡易に地下水位をコントロールできる地下水位調節型水閘からなる地下灌漑装置を設置した汎用化圃場で、生育ステージごとに水位変動させる方式によるダイズ栽培と従来の開放固定水位の暗渠施工した慣行方式の圃場でダイズ栽培を行った。その結果、水位変動方式の栽培区は、生育時期に応じて地下水位の操作が可能となり、ダイズ栽培で良好な条件を得やすいと推察した。

キーワード: 汎用化圃場, ダイズ, 地下灌漑, 暗渠, 地下水位コントロール

水田土の窒素形態変化特性とそのモデル化

京都大学大学院農学研究科 中村公人・三野 徹

水田土の窒素形態変化特性を明らかにするために、深さ 0~30 cm, 30~60 cm, 60~90 cm の土を用いて、アンモニア態窒素を添加した飽和度 80% の場合と硝酸態窒素を添加した湛水状態の場合のバッチ試験を行い、各態窒素濃度変化から無機化、硝化、脱窒特性の把握を試みた。窒素形態変化を無機化、硝化、脱窒を軸とする連鎖反応系として考え、各形態変化を 0 次反応式で表現して、それぞれの反応速度係数を求めた。その結果、表層土の形態変化速度が最も大きく、下層で小さいことが確認された。土中水分管理を通して窒素形態変化を制御しようとする場合、表層土に影響を及ぼすような管理でないとも効果が小さいと考えられる。

キーワード: 無機化, 硝化, 脱窒, 反応速度係数, 連鎖反応

線虫と溶質の移流分散特性の比較

北海道大学大学院農学院 藤本岳人

北海道大学大学院農学研究院 長谷川周一

サツマイモネコブセンチュウ（以下、線虫）と臭素イオン (Br^-) の移動の違いを飽和及び不飽和の砂をつめたカラム実験により明らかにした。1 ポアボリューム流したとき、すべての実験で Br^- は移流と分散により、カラムの流出口付近まで移動が生じた。しかし、線虫はイオンに比べ、非常に大きいため、移流による移動は少なかった。また、線虫が自ら移動できる範囲の間隙径に流れる水の量によって移流分散特性はほぼ一定となり、ここから移動を制限できる可能性が示唆された。

キーワード：サツマイモネコブセンチュウ、 Br^- 、移流、分散

土壌凍結地域の黒ボク土畑圃場における冬期間の水と溶質の移動

北海道大学大学院農学研究院 有馬純一

北海道大学大学院農学研究院 長谷川周一

土壌凍結地域に位置する黒ボク土畑圃場において、除雪区（凍結区）と対照区（自然状態区）を設けて、水分・溶質動態を観測した。凍結が進行しているときには、深さ 50 cm において両区ともに上向きの水フラックスが観測された。その値は除雪区において、0.8~1.4 mm/d 程であり、凍結に伴う集積水量（積算フラックス）は 97 mm/87 d であった。また、融雪後も除雪区のほうが対照区よりも多くの陰イオンが残留しており、作土層（0-38 cm）において約 11 kg $\text{NO}_3^- \text{N}/\text{ha}$ 多かった。

キーワード：土壌凍結、溶質移動、水分拡散係数、拡散型ダルシー則、水フラックス

多積雪地域の黒ボク土畑圃場における冬期間の水と溶質の移動

北海道大学大学院農学研究院 青木 大

北海道大学大学院農学研究院 長谷川周一

多積雪地域の黒ボク土畑圃場において積雪と融雪に伴う水と溶質の移動を測定した。積雪期には土壌は -200 cm H_2O まで乾燥し、深さ 63.5 cm を通過した下向きの積算フラックスは 21.4 mm であった。これに対し融雪期の土壌は -50 cm H_2O 以上の高土壌水圧の範囲で変動し、積算フラックスは 464 mm となった。溶質は融雪水の浸透によって大きく下方移動した。深さ 100 cm までを対象とすると、全間隙量に相当する融雪水が浸入した

が、深さ 15 cm に散布した Br^- イオンの 43% が土壌中に残存し、選択流によるマトリックス部分の不十分な溶脱や下層土での陰イオン吸着の影響が考えられた。

キーワード：トレーサー試験、融雪、フラックス法

ペドトランスファーファンクションを用いた土壌水分特性の推定

北海道大学大学院農学院 岩崎秀威

北海道大学大学院農学研究院

長谷川周一・波多野隆介

ペドトランスファーファンクション (PTFs) を用いた土壌水分特性の推定を目的に、シベリアタイガ永久凍土地帯の 28 地点の土壌を対象として土性、乾燥密度、有機物含有量、水分保持特性を測定し、van Genuchten 式と PTFs を適用して土壌水分特性を計算した。van Genuchten 式は実測値をよく再現したが、PTFs は実測値を部分的にしか再現できない場合があり、PTFs による土壌水分特性の推定には、多くのサンプル数とより詳細な説明変数の必要性が考えられた。

キーワード：土壌水分特性、ペドトランスファーファンクション (PTFs)、van Genuchten 式

有機コンポスト多量連用土壌における亜鉛の蓄積

東京農工大学大学院 朝田 景・豊田剛己

東京大学大学院 西村 拓

豚ふん堆肥を 180 kg-N ha^{-1} （標準区）、540 kg-N ha^{-1} （3 倍区）、化成肥料を 180 kg-N ha^{-1} （化成肥料区）それぞれ 10 年（20 作）以上連用している圃場において土中の可溶性亜鉛（0.1 N 塩酸浸出法）、全亜鉛（硫酸-硝酸-過塩素酸混分解法）の深さ方向の濃度分布を測定し、同じ圃場で行われた過去の測定結果と比較した。その結果、豚ふん堆肥 3 倍区では、土壌管理基準を超える亜鉛が土壌に蓄積していた。全亜鉛と可溶性亜鉛の差を難溶性亜鉛とすると連用に伴って全亜鉛に占める難溶性亜鉛量が減少する傾向が見られた。また、経年的な亜鉛蓄積速度の低下から、亜鉛が下層に溶脱している可能性が示唆された。

キーワード：コンポスト、亜鉛、土壌管理基準、有機農法

山地小流域における不飽和森林土壌中の下方浸透水採取

九州大学農学部附属演習林

東 直子・智和正明・大槻恭一

島根大学生物資源科学部 森也寸志
鳥取大学乾燥地研究センター 井上光弘
間伐などの手入れが為されていない人工林内の不飽和森林土壌中で、どのような物質がどれだけ浸透しているのかを明らかにし、森林からの各種物質の流出特性を把握する必要がある。本研究では、下方浸透水量および水質の両方を正確に測定するため、自動サクション制御による直接採取を行った。ヒノキ人工林の根群域下、深度60 cm に設置した採水フィルターのサクションを20~70 cm に制御することにより、下方浸透水を採取可能となった。また、各種分析結果から下方浸透水の水質が明らかとなり、特に分光蛍光光度計による蛍光特性解析では、浸透水中にフミン物質と推察される蛍光物質が検出された。

キーワード: 下方浸透水, サクション, 不飽和土壌, フミン物質

数値計算言語 Octave による土壌水分特性 パラメータ決定プログラム

東京大学大学院農学生命科学研究科 関 勝寿
土壌水分特性曲線の測定値から、土壌水分特性パラメータを決定するための非線形回帰プログラムを、数値計算用プログラム言語 Octave によって開発し、フリーソフトとして公開した。このプログラムを使うことで、Brooks and Corey 式, van Genuchten 式, Kosugi 式, Durner 式による土壌水分特性パラメータの計算をすることができる。汎用的な非線形回帰プログラムと比べると、このプログラムは、土壌水分特性モデルに特化しているため、自動的に適切な初期値の選択してくれるなどの特徴がある。このプログラムの使用方法について記し、不飽和土壌水分特性データベース UNSODA のデータから、若干の適用例を示した。

キーワード: 土壌水分特性, 非線形回帰, GNU Octave

フィールドサーバによる畑のリアルタイム 土壌情報モニタリング

東京大学大学院農学生命科学研究科
溝口 勝・三石正一・沖 一雄
群馬県高冷地野菜研究センター 林 和男
衛星によるリモートセンシングデータを検証するために、フィールド土壌水分の空間的・時間的な変化を把握する技術の開発が求められている。この要求に応える技術として本研究室では、フィールドサーバを用いて画像を含む様々な農地の土壌情報をリアルタイム観測するシ

ステムの開発に取り組んでいる。この発表では、そのシステムの概要について説明すると共に、ポスター発表会場での実演を交えながらフィールド研究におけるモニタリング技術の可能性と問題点について議論したい。

キーワード: 土壌情報, モニタリング, フィールドサーバ, IT

中国東北部アルカリ土壌中の水分移動について

東京大学大学院農学生命科学研究科
石濱嘉夫・濱本昌一郎・王 力・関 勝寿・
西村 拓・宮崎 毅・溝口 勝
中国東北部は、世界的に有数の規模のアルカリ土壌地帯であるが、その原因には未だ不明な点が多い。本研究は、土壌表層に塩類集積が生じている地点と、生じていない地点との土壌水分移動の違いを明らかにすることを目的とした。その結果、塩類集積が生じている地点の方が、より早く融雪や融解、降雨に伴う水分量増加が起こることが明らかとなった。また、両地点とも選択流の発生の可能性が考えられた。地下水については、広域の地下水流動が示唆された。

キーワード: アルカリ土壌, 塩類集積, 中国東北部

火災を受けた熱帯森林土壌中の 水分移動に関する研究

東京大学大学院農学生命科学研究科
鈴木香織・常田岳志・関 勝寿・
溝口 勝・宮崎 毅・西村 拓
本研究は森林火災を受けた熱帯雨林で森林火災が土壌水分移動に与える影響を明らかにすることを目的とし、インドネシア・カリマンタン島で森林火災の被害を受けた場所と受けていない場所で浸潤実験による水分移動を測定した。その結果、植物根によるマクロポアが水分移動に大きく影響を与えていることを確認した。また、撥水性の指標となる MED 試験を行い、撥水性は火災被害地だけでなく無被害地にも発現することを明らかにした。森林火災が土壌水分移動に与える影響としては、1. 根成孔隙の消長とそれを通る選択流の増加あるいは減少、2. 火災が引き起こす土壌の撥水性、の二つが重要と考えられる。

キーワード: 熱帯森林土壌, 森林火災, 水分移動, 撥水性, マクロポア

ECH₂O-TE を用いた豊浦砂, 立川ローム, 黒ボク土の体積含水率の測定

東京大学大学院農学生命科学研究科
三石正一・溝口 勝

Decagon 社から体積含水率, EC 値, 温度を 1 本で同時に測定することができる TDR プローブ, ECH₂O-TE が新たに販売された。しかし, ECH₂O プローブは塩類濃度や温度依存性があることが報告されている。そこで本研究では, ECH₂O-TE を用いて豊浦砂, 立川ローム, 黒ボク土の水分量を測定し, ECH₂O-TE の出力値と体積含水率の関係を求めた。その結果, ECH₂O-TE の校正式では豊浦砂, 立川ロームの体積含水率を過小評価することがあきらかになった。

キーワード: ECH₂O-TE, 体積含水率, EC 値, 温度

人工林の林分密度と浸透能および 土壌諸要素との関係 ～市民参加型の現場調査による試行～

中部大学応用生物学部 上野 薫・寺井久慈
名古屋大学生命農学研究所 服部重昭

中部地方で広がりつつある市民参加型の人工林の調査について紹介する。荒廃が進んでいるといわれる人工林の保全に役立つデータの収集を目的とし, 岐阜・愛知の両県にまたがる一級河川の源流にあたる地域の人工林を対象に, 林分密度や現場土壌の浸透能の測定と土壌採取を市民と大学が協働として行い, 採取土壌の有機物量や粒度組成, 飽和透水係数などの測定は大学が担当した。これにより, 広範囲の人工林の密度と浸透能および土壌要素との関連性を明らかにすることが目的である。本報では, 初回調査で得られた若干の傾向と課題を示す。

キーワード: 人工林, 浸透能, 飽和透水係数, 有機物量

Biomass Decomposition and It's Effect On Soil Physical and Hydraulic Properties

United Graduate School of Agricultural Sciences,
Iwate University
Moniruzzaman Khan EUSUFZAI
Faculty of Agriculture, Iwate University
Katsumi FUJII

A Field experiment was carried out to investigate the effect of straw, sawdust and compost on three-

phase composition, water retention and hydraulic conductivity. The rate of decomposition was also measured by the fine mesh litterbag study. The experimental design was nine split blocks incorporated with Sawdust, Rice straw and Compost at 0%, 10%, 20% and 30% of apparent soil volume. Mesh bags were randomly assigned to three plots and buried below 5 cm from the surface soil. Hanging water column and centrifuge method was used to measure the water retention curve. Hydraulic conductivity was determined by the disc permeameter (Perroux and White, 1988) method. Among the all amendments 30% incorporation reduced the solid phase as 5.60%, 5.16% and 4.08% for compost, sawdust and straw, respectively. Compost incorporated soil retained high soil moisture at any suction level than straw and sawdust amended soil. Unsaturated hydraulic conductivity $K(h)$, increased for compost and straw but decreased for sawdust incorporated soil for the same potential used. Field saturated hydraulic conductivity (K_f s) increased by 5 times and 3 times for compost and straw amended soil.

Key words : Biomass, decomposition, three-phase composition, hydraulic conductivity, water retention

地温探査によるため池堤体の漏水調査

独立行政法人農村工学研究所
吉迫 宏・小川茂男・島 武男

ため池堤体の天端上に設けた測点において測定した 1 m 深地温の実測結果と三次元有限要素法による定常熱伝導シミュレーションによって求めた 1 m 深地温の計算値が整合するように条件を変えて繰り返し計算を行い, 漏水経路の幅と深度, 浸潤面の深度を求めた。青池における漏水経路に関わる調査や既往の研究結果を基に検証した結果, 求めた漏水経路の幅と深度, 浸潤面の深度はいずれも妥当なものと判断された。この結果から, ため池堤体における 1 m 深地温の測定結果と整合する条件を 1 m 深地温のシミュレーションによって得ることにより, 漏水経路の規模(幅)・深度, 及び浸潤面までの深度が推定出来ることが判った。

キーワード: ため池, 漏水, 地温探査



会場風景

ナタネ油を混合した洗浄鳥取砂丘砂の 熱伝導率とそのモデル化

望月秀俊*・小岩崎真**・須甲武志***

Thermal Conductivity of Washed Tottori Dune Sand with Rape Seed Oil and Modeling

Hidetoshi MOCHIZUKI*, Makoto KOIWASAKI** and Takeshi SUKO***

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

** Graduate School of Agriculture, Tottori University, Koyama-cho 4-101, Tottori 680-8553, Japan

*** National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Research Center for
Deep Geological Environment, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan

Abstract

Soil pollution with oil is a serious environmental problem. Although the oil movement in soil must be recognized, the thermal properties of oil-polluted soil, which are required for simulation, were less studied. In this report, we focused on thermal conductivity of the oil-polluted soil. The objectives of this study were to clarify the effects of liquid phase ratio, temperature and water-oil ratio on the thermal conductivity of oil-polluted soil. Washed Tottori dune sand and rape seed oil were used as experimental samples. The thermal conductivity of samples was measured by KD2 under several experimental conditions of the liquid phase ratio, temperature and water-oil ratio. The thermal conductivity of oil-polluted soil increased with the liquid phase ratio, even when the soil samples contained both of oil and water, and showed different trends according to the liquid phase ratio and water-oil ratio when the temperature increased. It was suggested that the thermal conductivity of soil polluted with organic oil might show the opposite trend to that of the non-polluted soil by increase in temperature. When the liquid phase ratio and temperature were fixed, the thermal conductivity of oil-polluted soil decreased linearly to the water-oil ratio. Finally, we proposed an empirical formula to predict the thermal conductivity of oil-polluted soil which contains water and oil by using the liquid phase ratio, water-oil ratio, and thermal conductivities of soil non-polluted and polluted with only oil.

Key words : Oil-polluted soil, Thermal conductivity, Effect of liquid phase ratio, Effect of water-oil ratio, Effect of temperature

1. はじめに

近年、重油・ガソリンなどの油類による土壌や地下水の汚染が深刻な問題となっている。この油類による土壌・地下水の汚染の原因には、自然流出、輸送中の流出、

石油精製工場からの漏洩、都市・産業廃棄物からの漏出等がある。その汚染の過程は、輸送中の事故のように、短期間で多量の油によって汚染される場合と、ガソリンスタンドの地下タンクからの漏洩のように、少量ずつではあるが、長期間にわたって油が流出することによって

* 鳥取大学乾燥地研究センター 〒680-0001 鳥取市浜坂 1390

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

*** 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター 〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第七

キーワード : 油汚染土壌, 熱伝導率, 液相率依存性, 温度依存性, 油混合率依存性

汚染される場合の2通りがある。(日本地盤環境浄化推進協議会, 2000) この様に油類による土壌・地下水汚染の広がり方は, 汚染物質や汚染原因, 汚染過程などによって, 多種多様である。

この様に, 油により多種多様な経緯で汚染された土壌を, 修復・浄化する技術や方法については, 様々な研究が行われている(例えば, 西垣, 1999; 地盤環境技術研究会, 2003)。しかし, 開発された浄化技術を効率的に利用するためには, 油類の土壌中での動態を把握し, 汚染範囲の特定と汚染の進行の的確な予測が必要である。そのためには, 土壌中での油類の移動特性を正確に把握しておく必要がある。Thomson *et al.* (1992) は, 水で飽和された一次元土壌カラム中における NAPL (non-aqueous phase liquids) の移動実験を行い, Darcy 則と連続式を連立して計算した数値解と実験結果が良く一致することを明らかにしている。しかし, これまでの油類の移動に関する研究は, 温度が一定である条件で行われている場合が多く, 温度が油類の移動特性に与える影響は, あまり考慮されていない。温度変化によって, 油類の粘性が大きく変化し, その変化が油類の移動特性に影響を与えるため(蔭田, 1975), 温度を考慮に入れた水・油類・熱同時移動解析が, 精密な油類の移動予測に不可欠である。そのためには, 油汚染土壌の物理的特性, 特に熱特性(熱伝導率, 熱容量, 熱拡散係数)を正確に把握しておく必要がある。

登尾(2005)は, サーモ TDR プローブを用いた不飽和土壌中の有機物質濃度の測定法を報告し, 砂質土壌とエタノールを用いて, 油汚染土壌の熱容量をすでに測定している。そこで, 本研究では熱移動の解析に必要なもう一つの熱特性, 熱伝導率に着目した。

土壌の熱伝導率についての既往の研究では, その水分依存性や温度依存性, 塩類依存性について多くの報告がなされているが(例えば, Momose and Kasubuchi, 2002), 油汚染土壌の熱伝導率に関する研究は, ほとんど見当たらない。

そこで本研究では, 油汚染土壌と未汚染土壌の熱伝導率を測定・比較することで, 油汚染土壌の熱伝導率の液相率依存性と温度依存性, 油混合率依存性を明らかにすることを目的とした。また本報では, 将来の油・水・熱の同時移動解析を行う際の利便性を鑑み, 油汚染土壌の熱伝導率の油混合率依存性のモデル化も試みた。なお, ここでいう液相率とは, 土壌中に含まれる水と油の体積割合の和のことであり, 油混合率とは, 液相率に占める油の体積割合である。

2. 試料と実験方法

2.1 試料

供試土には, 鳥取砂丘砂(土粒子密度: 2.67 Mg m^{-3})を選んだ。シルト・粘土分と油類との相互作用の発生を抑えるため, 十分に洗浄して, シルト・粘土分を取り除いた鳥取砂丘砂をモデル土壌として用いた。また, モデル汚染物質としてなたね油を用いた。なたね油は, オレイン酸 55-59%, リノール酸 21-23%, リノレン酸 10% (例えば上田, 2005) を主成分とする植物性の油で, 土壌汚染現場で確認される揮発性有機化合物やガソリン等の石油系炭化水素とは厳密には特性が異なる部分もあるが, 油汚染土壌の熱伝導率に関する研究の第一歩であることと, 揮発性の汚染物質を用いると, 汚染物質濃度を制御することが困難なため, 土壌中の水に溶解しないことや揮発性が低いこと, その安全性, 実験後の処理等を考慮した上で採用した。本研究のように, 植物油をモデル汚染物質に用いる手法は, 飽和 NAPL 汚染土壌の誘電率を用いた NAPL 濃度の測定を試みた佐々木ら(2005)の研究でも, 採用されている。水となたね油の物性値を表-1に示した。なたね油は水よりも密度が小さく, 熱伝導率も水の 1/4 程度である。

土壌サンプルは, 風乾した洗浄鳥取砂丘砂に, 所定量の水となたね油を添加し, ビニール袋中で充分攪拌して調製した。実際の油汚染土壌を考えると, 油だけが土壌間隙中に存在するのではなく, 降雨や地下水などの水分も含んでいることが予測される。そこで, 水と油を同時に供試土に添加して, 水と油の混合土壌を調整した。油混合率は, 0, 25, 50, 75, 100% の5段階を設定した。以後, 水のみを含む油混合率 0% のサンプルを水土壌, 水と油の両方を含む油混合率 25, 50, 75% の3サンプルを混合土壌, 油のみを含む油混合率 100% のサンプルを油土壌と呼ぶこととする。

2.2 実験方法

油汚染土壌の熱伝導率の測定は, 望月ら(2003)を参

表-1 水となたね油の物性値

Table 1 Physical properties of water and rape seed oil

	密度 Mg m^{-3}	熱伝導率 $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
水	.998*	.592**
なたね油	.910-.920***	.160****

*20°C, 日本化学会(2001), **17°C, 日本化学会(2001), *** 20°C, オーム電気株式会社, **** 20°C, 熱物性学会(1990)。

考に、測定が簡便で、精度の高い測定値を得られる Decagon 社製の熱特性測定器 KD2 を用いて行った。液相率・油混合率を調製した各土壌を、アクリル製円筒カラム（内径 4.6 cm, 高さ 6.5 cm, 体積 108 cm³）に所定の乾燥密度で充填した。試料の乾燥密度は鳥取砂丘の実際の乾燥密度（0–10 m の平均値）1.49 Mg m⁻³（河合ら, 2006）よりも高い 1.57 Mg m⁻³ に設定した。これは、KD2 プロブを挿し込んで熱伝導率を測定する際、プロブと土壌の接触をより確実にする、すなわち乾燥密度を高くすることで、測定の再現性が高くなることが報告されているからである（望月ら, 1998）。KD2 プロブを、土壌を充填したカラムに挿入した後、恒温チャンバー内に一晚静置した。反復は 3 反復とした。測定は 30 分間隔で 3 回行い、各サンプルの平均値を測定値とした。恒温チャンバーの温度は 5, 10, 20, 30, 40°C の 5 段階に設定した。液相率は 0.08, 0.16, 0.24 m³ m⁻³ の 3 段階に設定した。これは、上記の水分領域では、鳥取砂丘砂の熱伝導率が水分量の増加にともなって緩やかかつ直線的に上昇することが、これまでの研究で明らかになっているため（望月ら, 2003）、ナタネ油添加の影響を抽出しやすいと考えたためである。

3. 結果と考察

3.1 油汚染土壌の熱伝導率の液相率依存性

5, 20, 40°C における油汚染土壌の熱伝導率を図-1 に示した。縦軸は熱伝導率 ($W m^{-1} K^{-1}$), 横軸は液相率 ($m^3 m^{-3}$) である。エラーバーは個々のプロットごとの実

験結果に対して t 検定を行って求めた 95% 信頼区間を表す。以後のグラフにおいても、エラーバーは同様である。液相率が高く (0.16, 0.24 m³ m⁻³), 油混合率の低い条件 (0, 25, 50%) での測定値のバラツキが他の条件に比べて大きかった。このような条件下では、熱伝導率が大きくなると同時に、不飽和透水係数が大きくなる。Shiozawa and Campbell (1990) は、測定時の土壌サンプルの温度上昇が 2°C を超えると、加熱によって形成される温度勾配によって、液状水の移動が発生すると指摘している。本研究では、測定時の温度上昇が 2°C を超えていないことを確認したが、バラツキが大きくなった一つの原因として、水・油系下では液状水の移動が発生した可能性も今後、検討する必要がある。

温度と油混合率に関わらず、油汚染土壌の熱伝導率は液相率の上昇にともなって、直線的に上昇した。この傾向は、本論文中に結果を示していない温度についても確認された。水と油と土壌がこの様な傾向を示すことは、既往の研究（例えば、粕測, 1982; 望月ら, 2003）から明らかであったが、混合土壌についても、同様の傾向を示すことが確認された。本報で測定を行った液相率範囲においては、全ての土粒子表面を液体が覆い、さらに全ての土粒子接点において液島 (water bridge (liquid island)): 土粒子表面に形成された水膜が、土粒子接点周辺部で連結して形成されるメニスカス, Sakaguchi *et al.* (2007) が形成されており、液相率の増加によって、土壌間隙中の空気が液体に置換される（粕測, 1982）。本報の測定結果から、たとえ土壌中で分離することが予想され

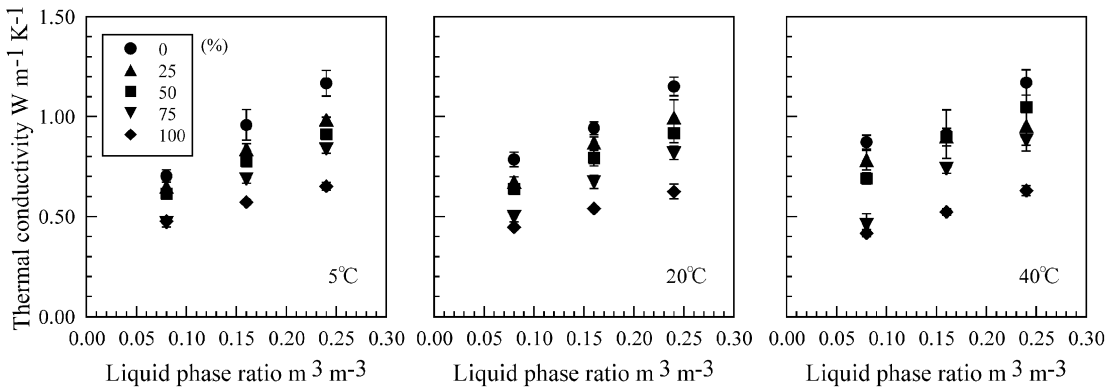


図-1 5, 20, 40°C (左から) における各油混合率の油汚染土壌の熱伝導率の液相率依存性。エラーバーは個々のプロットごとに実験結果を t 検定して求めた 95% 信頼区間を表す。油混合率 0% は水のみ、100% は油のみを、土壌を含むことを意味する。

Fig. 1 Effect of liquid phase ratio on thermal conductivity of oil-polluted sand of various water-oil ratios at 5, 20 and 40°C from left.

Error bars mean 95% significant level by t-test. The water-oil ratios of 0 and 100% mean that soil contains only water and oil respectively.

る水と油の混合液体であっても、本研究の液相率領域では水と油の場合と同様に、水とナタネ油が大きな相互作用を起こすことなく、間隙中の空気と置き換わっていることが新たに明らかになった。

3.2 油汚染土壌の熱伝導率の温度依存性

液相率 0.08, 0.16, 0.24 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ の油汚染土壌の熱伝導率の温度依存性を図-2 に示した。縦軸は熱伝導率 ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)、横軸は温度 ($^{\circ}\text{C}$) である。

液相率を固定して考えると、液相率 0.08 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ では、温度の上昇にもなると、水と油の混合液体であっても、本研究の液相率領域では水と油の場合と同様に、水とナタネ油が大きな相互作用を起こすことなく、間隙中の空気と置き換わっていることが新たに明らかになった。

Hiraiwa and Kasubuchi (2000) は、水と油の混合液体であっても、本研究の液相率領域では水と油の場合と同様に、水とナタネ油が大きな相互作用を起こすことなく、間隙中の空気と置き換わっていることが新たに明らかになった。

くと同様に温度の上昇にもなると熱伝導率が低下する性質を持つ (蒔田, 1975) ためであると考えられる。(本研究の温度範囲では、7% 低下すると推定される。蒔田, 1975) 混合土壌については、Hiraiwa and Kasubuchi (2000) が論じた水蒸気移動による熱移動量の増加とナタネ油の熱伝導率の低下の影響が同時に現れたため、前述のような結果になったと考えられる。また、同一液相率条件下では、水蒸気による熱移動量の増加の影響は油混合率が低いほど大きく、ナタネ油の熱伝導率の低下の影響は油混合率が高いほど大きいため、油混合率によって異なる傾向を示したと考えられる。

液相率 0.16, 0.24 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ の場合、水と油の混合液体であっても、本研究の液相率領域では水と油の場合と同様に、水とナタネ油が大きな相互作用を起こすことなく、間隙中の空気と置き換わっていることが新たに明らかになった。

以上の結果から、有機化合物を主成分とする油類による汚染土壌の熱伝導率が、未汚染土壌と全く逆の温度依存性を示す可能性が示唆された。

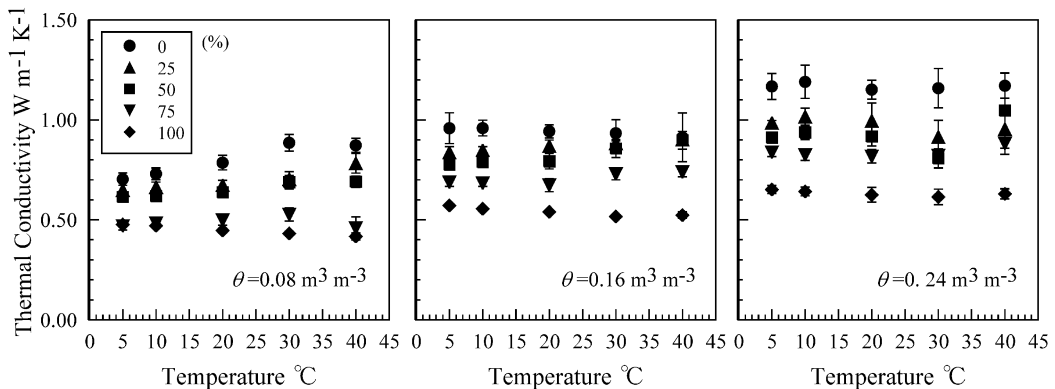


図-2 液相率 0.08, 0.16, 0.24 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ (左から) における各油混合率の油汚染土壌の熱伝導率の温度依存性
エラーバーは個々のプロットごとに実験結果を t 検定して求めた 95% 信頼区間を表す。油混合率 0% は水のみ、100% は油のみを、土壌が含むことを意味する。

Fig. 2 Effect of temperature on thermal conductivity of oil-polluted sand of various water-oil ratios at 0.08, 0.16, and 0.24 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ in liquid phase ratio from left.

Error bars mean 95% significant level by t-test. The water-oil ratios of 0 and 100% mean that soil contains only water and oil respectively.

3.3 油汚染土壌の熱伝導率の油混合率依存性

液相率 0.08, 0.16, 0.24 m³m⁻³ の油汚染土壌の油混合率依存性を詳しく検討するため、図-1 で示した 20°C における測定結果について、横軸を油混合率 (%) に代えて、図-3 に示した。縦軸は熱伝導率 (W m⁻¹K⁻¹) である。

温度・液相率条件に関らず、水と油とを比較すると、相対的に熱伝導率の高い水が、相対的に熱伝導率の低い油に置換されること (表-1) から予想されたとおり、水と油の熱伝導率の方が常に大きな値を示した (図-2)。

また、すべての混合土壌の熱伝導率は、同一温度・同一液相率条件下での水と油の熱伝導率よりも低く、油と油の熱伝導率よりも高い値を示し、油混合率の上昇にともなって直線的に低下した。この結果から、相対的に熱伝導率の高い水が、相対的に熱伝導率の低い油に置換される際、土壌の熱伝導率は、液相率や温度にかかわらず、置換された量に比例して変化することが新たに明らかになった。

3.4 油汚染土壌の熱伝導率の油混合率依存性のモデル化

油汚染土壌の熱伝導率のモデル化を試みる場合、その液相率依存性、温度依存性、油混合率依存性のいずれも

重要であるが、液相率依存性モデル (例えば、de Vries, 1963) と土壌の熱伝導率の温度依存性モデル (例えば、Tarnawski *et al.*, 2000) については、すでに報告があるため、本研究では報告の見当たらない油混合率依存性を表現するモデルの提案を試みた。

図-3 のように、混合土壌の熱伝導率が直線的に低下したことは、本報で実験を行った液相率 0.08-0.24 m³m⁻³ の範囲では、温度と液相率を固定した場合、混合土壌の熱伝導率が水と油の熱伝導率と油と油の熱伝導率、水-油混合比 (油混合率から算出する。) によって表すことができることも示している。そこで、温度と液相率 θ が一定の条件下での、混合土壌の熱伝導率を予測するモデル式 (Eq. (1)) を提案した。

$$\lambda_{p:q} = \frac{p\lambda_w + q\lambda_o}{p+q} \quad (1)$$

ここで、 $\lambda_{p:q}$ は液相率 θ の時の水-油混合比 $p:q$ の混合土壌の熱伝導率、 λ_w は液相率 θ の時の水と油の熱伝導率、 λ_o は液相率 θ の時の油と油の熱伝導率である。本報では予測に用いる λ_w と λ_o を、測定を行った各温度について、液相率の一次関数として測定結果 (図-1) を近似して、それぞれ決定した。

Eq. (1) による混合土壌の熱伝導率の予測値と測定値を比較した結果を図-4 に示した。Eq. (1) が測定値をよく予測できていることがわかる。全測定値に対する自乗平均平方根誤差 (RMSE) は、0.06 Wm⁻¹K⁻¹ であった。全測定値の平均値 0.77 Wm⁻¹K⁻¹ に対して、7.7% の誤差であった。各温度別に見ると、5, 10, 20, 30, 40°C に対して 0.04, 0.03, 0.03, 0.07, 0.10 Wm⁻¹K⁻¹ となり、高温側で RMSE が大きかった。これは高温側で測定値自身が大きかったことと、測定値のバラツキが大きかったことによる。また油混合率別で見ると、25, 50, 75% に対して 0.04, 0.07, 0.07 Wm⁻¹K⁻¹ となり、油混合率の高混合率のほうが RMSE はわずかに大きかった。各混合率の測定値の平均 0.84, 0.80, 0.68 Wm⁻¹K⁻¹ と併せて考えると、高油混合率の方が、誤差が大きいが明らかになった。これは、最小自乗法をもちいてフィッティングする際に、誤差を全体に分配するため、結果として測定値の小さい高油混合率の場合に、測定値に対する誤差の割合が高くなるからである。最後に、液相率別に見ると、0.08, 0.16, 0.24 m³m⁻³ に対して、0.04, 0.06, 0.07 Wm⁻¹K⁻¹ となり、各液相率の測定値の平均 0.61, 0.80, 0.91 Wm⁻¹K⁻¹ と併せて考えると、大きな差はなかった。

4. おわりに

洗浄鳥取砂丘砂とナタネ油を用いて、油汚染土壌と未汚染土壌の熱伝導率を測定・比較した結果、以下のこと

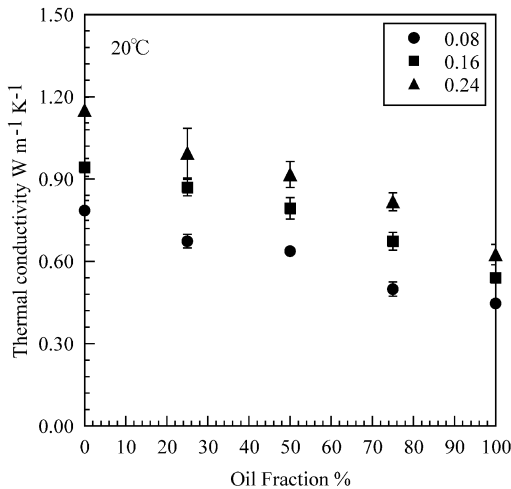


図-3 20°C における各液相率の油汚染土壌の熱伝導率の油混合率依存性

エラーバーは個々のプロットごとに実験結果を t 検定して求めた 95% 信頼区間を表す。油混合率 0% は水のみ、100% は油のみ、土壌が含むことを意味する。

Fig. 3 Effect of oil fraction on thermal conductivity of oil-polluted sand of various liquid phase ratios at 20°C.

Error bars mean 95% significant level by t-test. The water-oil ratios of 0 and 100% mean that soil contains only water and oil respectively.

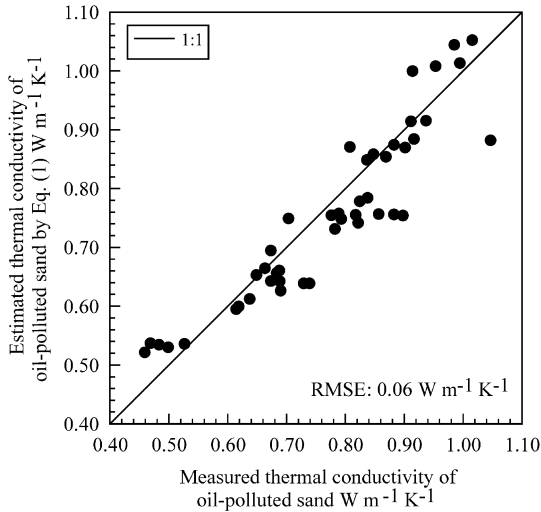


図-4 油汚染土壌の熱伝導率の測定値と Eq. (1) による予測値の比較

RMSE は自乗平均平方根誤差 (Root Mean Squared Percent Error) である。

Fig. 4 Comparison between measured thermal conductivity and estimated thermal conductivity by Eq. (1) of oil-polluted sand. The RMSE means the Root Mean Squared Error.

が明らかになった。

(1) 液相率依存性: 測定を行った液相率 $0.08\text{--}0.24\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ の範囲では、温度や油混合率に関らず、油汚染土壌の熱伝導率は液相率の上昇にともなって、直線的に上昇する。これは、この液相率域では、土壌中で分離することが予測される水と油の混合液体でも、水と油と油と同様に、水とナタネ油が相互作用を起こすことなく、間隙中の空気と置換されているためである。

(2) 温度依存性: 液相率によって、その傾向は異なった。液相率 $0.08\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ では、水と油の熱伝導率は温度の上昇にともなって直線的に上昇し、油と油の熱伝導率は逆に直線的にわずかに低下した。これは、水とナタネ油の熱伝導率の温度依存性の相違と水蒸気移動量の増加によるものである。混合土壌は、油混合率 25, 50% ではわずかに上昇したが、75% ではほとんど変化がなかった。これは、水と油と油の熱伝導率の温度依存性の原因となる、2つの事象が同時に発生したためである。また、これらの事象の大小は、油混合率に依存するため、混合率によって異なる傾向を示した。

液相率 $0.16, 0.24\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ では、水と油の熱伝導率はほぼ一定だったが、油と油の熱伝導率は液相率 $0.16\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ ではわずかに低下し、液相率 $0.24\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ ではほぼ

一定だった。混合土壌の熱伝導率は、液相率 $0.16\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ ではわずかに上昇したが、液相率 $0.24\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ ではほぼ一定だった。これは、気相率の低下により、水蒸気移動量が低下したためである。以上から、有機化合物を主成分とする油類による汚染土壌の熱伝導率が、未汚染土壌と全く逆の温度依存性を有する可能性が示唆された。

(3) 油混合率依存性: 温度と液相率を一定とすると、混合土壌の熱伝導率は、水と油と油のあいだの値を示し、油混合率の上昇にともなって、混合土壌の熱伝導率は直線的に低下する。この結果から、相対的に熱伝導率の高い水が、相対的に熱伝導率の低い油に置換される際、土壌の熱伝導率は液相率や温度にかかわらず、置換された量に比例して変化することが明らかになった。

(4) 油混合率依存性の結果から、温度と液相率を固定した場合、混合土壌の熱伝導率を、油混合率から算出される水-油混合比、水と油の熱伝導率、油と油の熱伝導率から予測するモデル式 Eq. (1) を提案した。このモデルによって、本研究の全測定結果 ($n=45$, 平均 $0.77\text{ W m}^{-1}\text{ K}^{-1}$) を予測した場合、RMSE は $0.06\text{ W m}^{-1}\text{ K}^{-1}$ と小さかった。

謝 辞

本研究の一部は、平成 16 年度 (社) 農業土木学会学術基金の助成を賜った。ここに記して謝意を表します。

引用文献

- Hiraiwa, Y. and Kasubuchi, T. (2000): Temperature dependence of thermal conductivity of soil over a wide range of temperature ($5\text{--}75^\circ\text{C}$). *European Journal of Soil Science*, **51**: 211–218.
- 地盤環境技術研究会 (2003): 土壌汚染対策技術, p. 192–195, 日科技連出版社, 東京.
- 柏測辰昭 (1982): 土壌の熱伝導率に関する研究. 農業技術研究所報告 B, **33**: 1–54.
- 河合隆行・神近牧男・木村玲二・多田泰之・小玉芳敬・佐倉保夫 (2006): 集塵機を用いた砂地における簡易ボーリング法. *日本砂丘学会誌*, **52** (3): 91–102.
- 蒔田 薫 (1975): 粘度と熱伝導率データの検索と計算法一, ケミカルエンジニアリング・シリーズ 1, p. 154, 培風館, 東京.
- 望月秀俊・宮崎 毅・中野政詩 (1998): 豊浦砂の熱伝導率の塩類依存性. *農土論集*, **198**: 41–46.
- 望月秀俊・坂口 巖・井上光弘 (2003): 土壌の熱伝導率測定法の比較. *土壌の物理性*, **93**: 47–50.
- Momose, T. and Kasubuchi, T. (2002): Effect of reduced air pressure on soil thermal conductivity

- over a wide range of water content and temperature. *European Journal of Soil Science*, **53** : 599-606.
- 熱物性学会編 (1990) : 熱物性ハンドブック, p. 449, 養賢堂, 東京.
- 西垣 誠 (1999) : 土壌・地下水汚染と対策. 土と基礎, **47** (10) : 1-4.
- 日本地盤環境浄化推進協議会監修 (2000) : 土壌・地下水汚染の実態とその対策. pp. 28-29, 33-34, オーム社, 東京.
- 日本化学会 (2001) : 化学便覧 基礎編II 改訂4版 pp. II-3, II-67, II-68, 丸善, 東京.
- 登尾浩介 (2005) : サーモ TDR ブローブによる不飽和土壌中の有機汚染物質濃度の測定. 土木学会論文集, **783** (VII 34) : 33-38.
- オーム電気株式会社 : オーム電気株式会社 HP <http://www.ohmdenki.com/boxcool/tech/chara.htm>.
- Sakaguchi, I., T. Momose and T. Kasubuchi (2007) : Decrease in thermal conductivity with increasing temperature in nearly dry sandy soil. *European Journal of Soil Science*, **58** : 92-97.
- 佐々木裕美・諸泉利嗣・繁澤和佳子・三浦健志 (2005) : ADR 法による飽和砂土における NAPL 含有量の推定. 平成 17 年農業土木学会中四国支部講演会講演要旨集 : 191-192.
- Shiozawa, S. and G.S. Campbell (1990) : Soil thermal conductivity. *Remote Sensing Review*, **5** (1) : 301-310.
- Tarnawski, V.R., F. Gori, B. Wagner and G.D. Buchan (2000) : Modelling approaches to predicting thermal conductivity of soils at high temperatures. *International Journal of Energy Research*, **24** : 403-423.
- Thomson, N.R., D.N. Graham and G.J. Farquhar (1992) : One-dimensional immiscible displacement experiments, *Journal of Contaminant Hydrology*, **10** : 197-223.
- 上田泰久 (2005) : 食材事典, http://www2.odn.ne.jp/shokuzai/Abura_shurui.htm.
- de Vries, D.A. (1963) : Thermal properties of soils. In W.R. van Wijk, editor, *Physics of plant environment*, pp.210-235. North Holland Publ. Co. Amsterdam.

要 旨

油類による土壌汚染は深刻な環境問題であり, 土壌中での油類の動態を把握する必要がある。これには油汚染土壌の熱特性に関する研究が必要である。本報では, 油汚染土壌の熱伝導率に着目し, その液相率・温度・油混合率依存性を明らかにすることを目的とした。洗浄鳥取砂丘砂とナタネ油を用いて油汚染土壌を模擬し, KD2 を用いて, 様々な液相率・温度・油混合率条件のもと, 熱伝導率を測定した。その結果, 水と油の両方を混合した土壌でも, 熱伝導率が液相率の上昇にともなって直線的に上昇すること, 液相率や油混合率によって様々な温度依存性を示すこと, 有機化合物を主成分とする油類による汚染土壌の熱伝導率が, 未汚染土壌と正反対の傾向を示す可能性があること, 液相率と温度を固定すると, 熱伝導率は油混合率に比例して低下すること, が明らかとなった。また, 油混合率依存性の結果から, 油汚染土壌の熱伝導率の予測式を提案した。

受稿年月日 : 2005 年 8 月 5 日

受理年月日 : 2006 年 10 月 4 日

数値計算言語 Octave による土壌水分特性曲線の 非線形回帰プログラム

関 勝 寿*

A Program for Nonlinear Fitting of Soil Water Retention Curve Written
in Numerical Calculation Language GNU Octave

Katsutoshi SEKI*

* Graduate School of Agricultural and Life Sciences, The University of Tokyo,
1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-8657, Japan

Abstract

The soil hydraulic parameters for analyzing soil water movement can be determined by fitting a soil water retention curve to a certain function, i.e., a soil hydraulic model. For this purpose, a program which performs nonlinear fitting of soil water retention curves to 4 models, Brooks and Corey model, van Genuchten model, Kosugi's lognormal pore-size distribution model, and Durner's bimodal pore-size distribution model, by Levenberg-Marquardt method was developed. The program was written in GNU Octave, a high-level language primarily intended for numeric calculation. It was shown that the developed program actually works fine with many soil water retention curves in UNSODA database. It was also shown that by comparing coefficients of determination and fitting curves of each model, the most appropriate hydraulic model for a certain soil can be selected. Therefore this program not only calculates the necessary parameters, but also helps determining which model is to be used for a particular purpose.

Key words : Soil water characteristic curve, Nonlinear regression, Octave

1. はじめに

土壌水分特性とは、土壌中にかかる負圧、すなわちサクシオン h と、体積含水率 θ の関係である。ここで、サクシオンとは土壌中のマトリックポテンシャル ϕ_m に対し、 $h = -\phi_m = |\phi_m|$ で与えられる。 h と θ の間には様々な関係式、すなわち土壌水分特性モデル $\theta(h)$ が提案されている。土壌水分特性曲線の測定法には、土柱法、吸引法、加圧板法、サイクロメーター法等がある(中野ら, 1995)。測定された土壌水分特性曲線を、土壌水分特性モデル $\theta(h)$ に近似することで、関数 $\theta(h)$ に含まれるパラメータを決定し、水分移動解析が可能となる。そのため非線形回帰の計算には、Microsoft Excel のソルバー機能を使う方法(登尾, 2004)やグラフソフト・統計ソ

フトの非線形回帰機能を使って計算する方法があるが、こういった一般的な非線形回帰ツールでは、パラメータの初期値や制約条件を適切に定めないと、適切な値に収束しない場合がある。したがって、関数の特性に応じてパラメータを定めるプログラムがあれば便利である。土壌水分特性モデルに特化した非線形回帰プログラムには、US Salinity Laboratory が開発した RETC (van Genuchten *et al.*, 1991) があるが、RETC においても、初期値自動設定の機能はない。

そこで、モデルの特性に応じて自動的にパラメータの初期値を定めて非線形回帰計算により最適パラメータが計算されるようなプログラムを作成し、フリーソフトとして公開した。プログラムの開発には、高度な数値計算インタプリタ言語である GNU Octave を使った。さら

* 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

キーワード : 土壌水分特性曲線, 非線形回帰, Octave

に、土壌水文データベース UNSODA に登録されているデータを用いて、プログラムの動作を検証した。

2. 理 論

土壌水分特性曲線の近似式 $\theta(h)$ には、数多くのモデルが提案されている。その中でも、この論文では比較的広く用いられている Brooks and Corey 式 (BC式), van Genuchten 式 (VG 式), Kosugi の間隙径対数正規分布式 (LN 式), Durner の間隙径バイモーダル分布式 (DB 式) の 4 つのモデルを取り上げる。Brooks and Corey (1964) は、土壌水分特性曲線について以下の近似式 (BC 式) を提案した。

$$S_e = \begin{cases} \left(\frac{h}{h_b}\right)^{-\lambda} & (h > h_b) \\ 1 & (h \leq h_b) \end{cases} \quad (1)$$

ここで、 h はサクション (cm), h_b は空気侵入値 (cm), λ は土壌特性パラメータである。また、 S_e は

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2)$$

によって定義される有効飽和度であり、 θ は体積含水率、 θ_s は飽和体積含水率、 θ_r は残留体積含水率である。(1)式は h と S_e の関係式 $S_e(h)$ であるが、(2)式を代入することで、 $\theta(h)$ が得られる。したがって、以下 $S_e(h)$ を $\theta(h)$ と等価に扱う。なお、 $\theta_r = 0$ とすることで、(1)式は Campbell (1974) の式と等しくなる。

土壌水分特性は、土壌の間隙構造を反映しているため、同様に間隙構造を反映する透水係数との間に関連づけが試みられてきた。その関係について、Mualem (1976) は、

$$K_r = S_e^2 \left[\frac{f(S_e)}{f(1)} \right]^2, \quad f(S_e) = \int_0^{S_e} \frac{1}{h(x)} dx \quad (3)$$

とした。ここで、 $h(x)$ は $S_e(h)$ の逆関数、 τ は間隙の連続性をあらわすパラメータ、ここでは屈曲度で、Mualem (1976) は多くの研究者の測定結果から平均的に $\tau = 0.5$ であるとした。 K_r は相対透水係数で、サクション h における不飽和透水係数 K を飽和透水係数 K_s で割った値である。(1)式から、 $S_e(h)$ の逆関数 $h(S_e)$ を計算できるため ($h(1) = h_b$ とすれば $h = h_b S_e^{-1/\lambda}$)、(3)式から相対透水係数を

$$K_r = \begin{cases} \left(\frac{h}{h_b}\right)^{-(2+\tau\lambda+2\lambda)} & (h > h_b) \\ 1 & (h \leq h_b) \end{cases} \quad (4)$$

と計算できる。このように、関数 $h(S_e)$ を決定できれば、 τ の値を決めることで、Mualem 式から $K_r(h)$ を決定することが可能である。

その後、van Genuchten (1980) が提案した以下の式 (VG 式) は、現在広く使われている大変有名な式である。

$$S_e = \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m \quad (5)$$

ここで、 α, n, m ($\alpha > 0, n > 1, 0 < m < 1$) は定数で、 $m = 1 - 1/n$ の関係式が良く用いられる。(5)式は、 $\alpha h \gg 1$ のときに

$$S_e = (\alpha h)^{-mn} \quad (6)$$

と近似され、BC 式において、 $h_b = 1/\alpha, \lambda = mn = (1 - 1/n)n = n - 1$ としたものと同一になる。さらに、van Genuchten (1980) は、 $m = 1 - 1/n$ の拘束条件を与えれば、(5)式から $h(S_e)$ が決まるとして、(3)式を解いて以下の式を得た (van Genuchten は $\tau = 0.5$ として計算しているが、ここでは τ をそのまま残した式を示す)。

$$K_r = S_e^2 [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (7)$$

この式に (5) を代入することで、 K_r を h の関数として表現できる。

Kosugi (1994) は、土壌の間隙径分布が対数正規分布であるという仮定の下で、土壌水分特性モデルを作成した。使用したパラメータは、空気侵入値、間隙径分布の中央値と標準偏差の 3 つである。そのモデルを元に、Kosugi (1996) は、空気侵入値を 0 としても十分に良好な近似ができるとして、パラメータを 1 つ減らした以下の式 (LN 式) を提案した。

$$S_e = Q \left[\frac{\ln(h/h_m)}{\sigma} \right] \quad (8)$$

ここで、 h_m は間隙径分布の平均をあらわすパラメータで、 σ は間隙径分布の標準偏差をあらわすパラメータである。サクション h_m に対応する中央間隙径 (半径) r_m は、 $r_m \approx 0.15/h_m$ と計算できるため、どの大きさの間隙径が卓越しているかを知ることができる。また、 $Q(x)$ は標準正規分布関数の余関数である。平均が 0、標準偏差が 1 の標準正規分布の確率密度関数 $f(x)$

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) \quad (9)$$

に対する累積密度関数、すなわち標準正規分布関数 $N(x)$ は

$$N(x) = \int_{-\infty}^x f(t) dt \quad (10)$$

と定義され、その余関数 $Q(x)$ は

$$Q(x) = \int_x^{\infty} f(t) dt = 1 - N(x) \quad (11)$$

である。さらに、Kosugi (1996) は相対透水係数に関し

$$K_r = S_e \left\{ Q \left[\frac{\ln(h/h_m)}{\sigma} + \sigma \right] \right\}^2 \quad (12)$$

との関係を得た ($\tau=0.5$)。BC 式と VG 式は経験式であるのに対し、LN 式は各パラメータが間隙構造と関連した物理的意味を持っているところに、LN 式の特徴がある。また、Kosugi (1997) は、飽和透水係数 K_s (cm/s) について、

$$K_s = B \frac{\exp(\sigma^2)}{h_m^2} \quad (13)$$

の関係があるとし、森林土壌の測定値から、 $B=10^{0.4}$ cm/s とした。

BC 式、VG 式、LN 式のパラメータについて表-1 にまとめる。パラメータ 1 と 2 は、体積含水率を有効飽和度に変換して、無次元化するためのパラメータである。パラメータ 3 は、サクション h を無次元化するためのパラメータである。パラメータ 1~3 により h と θ を無次元化してグラフを描くと、その曲線の形がパラメータ 4 によって決まる (図-1)。このような無次元座標軸のグラフと比較することで、与えられた土壌水分特性曲線のパラメータを大まかに推定することができる。

Durner (1994) は、これまでの式のように土壌間隙径分布が 1 つのピークを持っている (ユニモーダルである) 土壌に対するモデルは、土壌間隙径分布が不均一な土壌を十分に表現できない場合があるとして、複数のピークを持つ (マルチモーダルな) 土壌に対する土壌水分特性モデルを以下のように VG 式の線形結合にて記述した。

$$S_e = \sum_{i=1}^k w_i \left[\frac{1}{1 + (\alpha_i h)^{n_i}} \right]^{m_i} \quad (14)$$

ここで、 $0 < w_i < 1$ 、 $\sum w_i = 1$ である。この Durner のマルチモーダルモデルについて、特に $k=2$ の以下の式、すなわち土壌間隙径分布のピークが 2 つあるとするバイモーダルモデルを、Durner のバイモーダル式 (DB 式) とする。

$$S_e = w_1 \left[\frac{1}{1 + (\alpha_1 h)^{n_1}} \right]^{m_1} + (1 - w_1) \left[\frac{1}{1 + (\alpha_2 h)^{n_2}} \right]^{m_2} \quad (15)$$

Durner (1994) は $m_i = 1 - 1/n_i$ の拘束条件を明示的には指定していないが、ここでは $m_i = 1 - 1/n_i$ と指定する。 h (S_e) の解析的な (closed-form の) 式は与えられていないため、Mualem 式による $K_r(h)$ の計算は数値的に行う必要がある。DB 式は、パラメータの数が 7 つあり、非常に自由度の高い式である。

このように、BC 式、VG 式、LN 式によって土壌水分特性パラメータを得ると、Mualem 式により相対透水係

表-1 土壌水分特性モデルとパラメータ

Table 1 Soil hydraulic models and parameters

モデル	パラメータ			
	1	2	3	4
BC	θ_s	θ_r	h_b	λ
VG	θ_s	θ_r	α	n
LN	θ_s	θ_r	h_m	σ

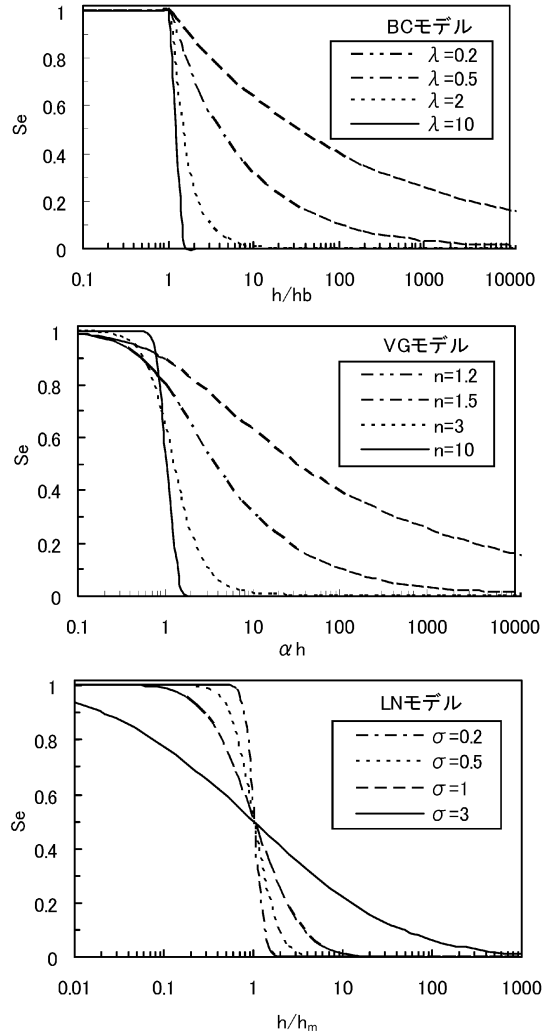


図-1 土壌水分特性モデルの無次元座標グラフによる比較

Fig. 1 Comparison of soil hydraulic models by dimensionless parameters

数 $K_r(h)$ を推定できる。したがって、飽和透水係数の値が決まれば、不飽和透水係数 $K(h)$ が定まり、水分容量 $C(h) = d\theta/dh$ および水分拡散係数 $D(\theta) = K(\theta) dh/d\theta$

も定まる。初期条件と境界条件が与えられれば、Richards式を解いて、水分移動を解析することができる。このように、土壌中の水分移動解析の際には、土壌水分特性パラメータを決定することが重要となる。

3. 計算方法

3.1 非線形最小二乗法

土壌水分特性モデル $\theta(h)$ について、独立変数 h を x 、従属変数 θ を y と書き直す。また、関数に含まれるパラメータをベクトル表記したものを、パラメータベクトル \mathbf{p} とする。たとえば、BC式の場合は、 $\mathbf{p} = (\theta_s, \theta_r, h_b, \lambda)$ と書くことができる。このときに、モデル関数を

$$E(y) = f(x, \mathbf{p}) \quad (16)$$

と記述できる(独立変数の数は、ここでは1つであるが、一般には、複数でも良い)。ここで、 $E(y)$ はモデルによって予測される従属変数 y の値である。測定データの組を (x_i, y_i) ($i=1, 2, \dots, n$) と書くとき、測定データ y_i と(16)式により予測される値 $E(y_i)$ の誤差の二乗和 Φ を

$$\Phi = \sum_{i=1}^n |y_i - E(y_i)|^2 \quad (17)$$

と書くことができる。この Φ の値を最小とするように \mathbf{p} を定めることが、最小二乗法である。BC式、VG式、LN式、DB式のように、モデル関数 $f(x, \mathbf{p})$ が \mathbf{p} に対して非線形の場合には、 Φ の等高線(contour)にねじれが生じ、 Φ は多次元パラメータ空間内で複雑な挙動を示す。 Φ は一般に多数の局所的な最小点を持つため、大域的な最小解を求めるのは難しい。しかしながら、なんらかの方法でおおまかな解が推定されれば、それを初期値に与えることで、初期値近傍の極小解を求めるためのいくつかのアルゴリズムがある。その中でも、Marquardt (1963) が開発したレーベンバーグ・マルカート法は、ガウス・ニュートン法の良い性質、すなわち、極小解の近傍にて急速に収束するという性質と、勾配法の良い性質、すなわち、極小解から離れた初期値を与えても極小解に収束しやすいという性質を兼ね備えるように開発された優れたアルゴリズムである。

3.2 Octaveによる土壌水分特性計算プログラム

レーベンバーグ・マルカート法によって土壌水分特性パラメータを決定するプログラムを、GNU Octave¹ (以下Octaveと記述)にて作成した。大石(2000)によれば、近代数値計算の祖の一人であるJames Hardy Wilkinson (1919-1986)が開発した線形計算用のFORTRAN

プログラム集がLINPACK, EISPACKとしてまとめられ、それがLAPACKとなった。LAPACKを元に、MATLAB, Octave, Scilabなどの使いやすい数値計算インタプリタ言語が開発された。MATLABは、MathWorks社が開発している非常に高品質の商用数値計算言語であり、MATLABの仕様を元に作られたオープンソースの数値計算用インタプリタ言語が、OctaveとScilabである。信頼性の高い数値計算プログラムを作成するためには、このように多くの数値計算の専門家によって長い時間をかけて開発されてきた数値計算用の言語を用いることが有効となる。

以上の理由により、土壌水分特性パラメータ決定プログラムを、Octaveによって作成した。したがって、プログラム実行のためには、まずOctaveをインストールする必要がある。Octaveのホームページに、Windows, Mac OS X, Linux等のOSごとに、インストールの方法が書かれている。

作成した土壌水分特性計算プログラムを付録に掲載する。また、専用のホームページ²から付録に掲載したものと同一プログラム(swrc.m)とサンプルデータ(swrc.txt)をダウンロードすることができる。Octave上でswrc.mを実行すること、図-2のように3つの土壌水分特性モデル(BC式、VG式、LN式)による土壌水分特性パラメータが表示される。DB式による近似には、バイモーダルモデル専用のプログラムbimodal.mをダウンロードし、実行する。DB式近似のプログラムは、長い付録には掲載していない。

データファイルswrc.txtの中身を変えて実行することで、任意の土壌水分特性データに対する土壌水分特性パラメータを計算できる。データは、スペース区切りのテキストファイルで、1列目にサクションを、2列目に体積含水率を入力する。入力するデータの単位についてはプログラムは関知しないため、どのような単位を用いても構わない。ただし、計算結果の単位は入力単位に依存し、たとえばサクションをcm単位で入力すれば α の単位は cm^{-1} となる。データ以外のコメントを入れる場合には、行頭に#マークを記入する。データファイルのファイル名は、常にswrc.txtとする。

計算チェック用のMicrosoft Excelファイルダウンロードして、ワークシートの指定された箇所に測定値と計算結果をコピーすることで、測定値と近似曲線をグラフで確認することが出来る。

3.3 BC式、VG式、LN式の計算手順

付録に掲載したプログラム(swrc.m)にしたがって、

¹ <http://www.gnu.org/software/octave/>

² <http://purl.org/net/octave/>

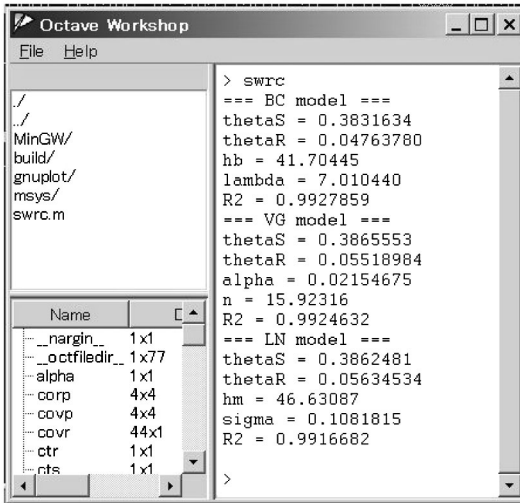


図-2 Octave Workshop による土壌水分特性パラメータ決定プログラムの実行画面

Fig. 2 Screenshot of the program running on Octave Workshop

BC 式, VG 式, LN 式の計算手順を示す。5 行目から 10 行目までにおいて, データファイル (swrc.txt) からデータを変数 swrc に行列として読み込み, 1 列目のサクシオンを変数 x に, 2 列目の体積含水率を変数 y に, それぞれ列ベクトルとして格納する。その際に, サクシオンの小さい値から順番にデータが並ぶように並び替えをしている (8~10 行目)。

θ_s と θ_r は, パラメータすなわち変数として扱われるが, 定数とすることも可能である。その設定は, 12 行目から 16 行目までの「#Setting」ブロックをテキストエディタによって書き換えることで行う。13 行目では, θ_s の初期値を体積含水率の最大値として設定している。この値を, 測定値に書き換えることができる。14 行目では, θ_s を変数とするか定数とするかを設定する。ここを「cts=0;」と書き換えることで, θ_s が定数となる。同様に, θ_r を定数とすることも可能である。たとえば $\theta_r=0$ と設定するためには, 16 行目の後に $\theta_r=0$; ctr=0; と記述する。この場合, BC 式は Campbell (1974) の式と等しくなるので, Campbell パラメータの決定が可能となる。

続いて, 18~28 行目において変数の初期値を設定する。BC 式計算の初期値について, 空気侵入値 h_b は有効飽和度 S_e が 0.95 を超える点のサクシオンから推定している (20~22 行目)。また, 2 点間の両対数グラフの傾きから, (1) 式より λ の値を推定し (26 行目), $0.1 \leq \lambda \leq 10$ となるように調整 (27~28 行目) したものを初期値とする。

30~44 行目において, BC 式の計算をする。プロットに $x=0$ があると計算エラーを起こすため, $x=0$ のときは $x=0.001$ と修正したものを x_2 とする (32 行目)。33~35 行目において, BC 式の関数が定義される。34 行目において, x はサクシオンデータの列ベクトルで, p はパラメータベクトル ($\theta_s, \theta_r, h_b, \lambda$) である。すなわち, θ_s が $p(1)$, θ_r が $p(2)$, h_b が $p(3)$, λ が $p(4)$ である。式 (1) の $h > h_b$ という条件は, ($x > p(3)$) にて与えている。これは, x が $p(3)$ よりも大きい時に 1, そうでなければ 0 を与える関数である。また, x はベクトルであるため, スカラーによるかけ算をするときに, * の前に . (ドット) を書く。ドットを省略すると, ベクトルとベクトルの内積とみなされる。割り算, べき乗についても同様である。関数の定義ができたところで, 40 行目にて leasqr 関数による非線形最小二乗法計算を実行する。

$[f, p, kvg, itr, corp, covp, covr, std, z, R2] = \text{leasqr}(x, y, pin, "BC", stol, niter, wt, dp)$;

ここで, 入力変数は, x と y に測定データベクトル, すなわち, x にサクシオン, y に体積含水率を, pin には, パラメータの初期値を, "BC" には関数の名前を指定する。stol は, 収束判定のための誤差範囲の指定である。最初は 1 として, 徐々に小さくして精度をあげている (39~43 行目の while~endwhile ループ)。収束しない場合には, 直前に収束した時の値を結果として返す (41 行目)。niter は最大反復回数で, 20 としている。wt は, データの重みづけを指定するベクトルである。dp は, パラメータの増分割合を指定する。値を大きくする方が, パラメータの値が変動しやすくなる。0 を指定すると, 定数として扱われる。dp=[0.00001*cts 0.001*ctr 0.1 0.01] として (38 行目), cts または ctr に 0 が設定されると, θ_s, θ_r がそれぞれ定数となる。 θ_s の値は大きく変化させないため, 変動幅を小さくした。 h_b の変動幅を他のパラメータよりも大きく設定し, 空気侵入値を優先的に決定させようとしている。Leasqr 関数には, 他にも設定できる入力値があるが, 省略している。戻り値の意味は, f は関数計算に用いられる関数名, p は決定されたパラメータ, kvg は計算が収束すれば 1, 収束しなければ 0 となる変数, itr から Z までは使用してないが, 最後の R2 (重決定係数) を得るために記述している。

VG 式 (46~65 行目), LN 式 (67~84 行目) も, BC 式と同様に計算される。LN 式において, 関数 normcdf (70 行目) は, 式 (10) の標準正規分布関数 $N(x)$ である。ここで, 初期値の推定には, VG 式の場合には BC 式の計算結果, LN 式の場合には VG 式の計算結果を使い, それぞれ $n = \lambda + 1$, $\sigma = 1.2(n-1)^{-0.8}$ としている (54 行目, 73 行目)。前者は式 (6) から理論的に導き, 後者は以

下のように定めた。VG 式にて、 $\theta_s=1$, $\theta_r=0$, $\alpha=1$ として、 n の値を変化させた曲線に対し、LN 式にて近似をしたところ、 $n-1$ と σ の両対数グラフが直線となった ($R^2=0.998$)。この回帰式から、 n と σ の関係を定めた。このように、土壌水分特性曲線の一般的な形から、BC 式、VG 式、LN 式と順次自動的に初期値を定めて計算を実行するところにこのプログラムの特徴がある。

パラメータの拘束条件として明示的に与えているのは、 $\alpha \geq 0$, $n \geq 1$, $h_m \geq 0$, $\sigma \geq 0$ である。物理的な意味を考えると、 $\theta_r \geq 0$ の拘束条件を与えるべきであるが、ここでは θ_r をフィッティングパラメータと考え、拘束条件を与えていない。

3.4 DB 式の計算手順

続いて、DB 式のプログラム (bimodal.m) の計算手順を示す。DB 式はパラメータが 7 個あるため、自由度が非常に高く、多くの局所的最小点を持つ。したがって、適切な値に収束するように初期値を定めることが困難である。そこで、以下のような手法で段階的にパラメータの決定をしている。まず、式(5)の右辺第 1 項、すなわち α_1 と n_1 を決定するために、サクションの小さい方から i 個 ($3 \leq i \leq n-1$; n はデータプロットの数) のデータについて、VG 式による回帰をする。次に、測定データからこの回帰式を引いて、VG 式による回帰をすることで、式(5)の右辺第 2 項を定め、式(5)のパラメータをすべて決定する。なお、 $3 \leq i \leq n-1$ と定めたのは、 $i=1, 2$ の時には、VG 式による回帰が不可能であり、 $i=n$ の時には、2 回目の VG 式近似に「2 つ目の間隙径ピーク」という意味がなくなるためである。2 回目の回帰における重決定係数の値が最大となる i の値における近似が、最良の近似であるとして、この値を初期値に用いて、DB 式の全パラメータを回帰する。

最終的に得られた値について、 w_1 は式(5)の第 1 項の寄与をあらわすため、 $w_1 < 0.01$ のときは第 2 項のみのユニモーダルモデルで、 $w_1 > 0.99$ のときは第 1 項のみのユニモーダルモデルで、それぞれ近似したものとほぼ等しくなる。そこで、そのような w_1 の値が得られたときには、「Not bimodal」とだけ表示することとした。

このように慎重にパラメータの決定をしても、なおパラメータは発散しやすい。特に、 n_i の値に関しては、大きい値に発散することがあり、上限値を設けておくことが望ましい。そこで、 $1 \leq n_i < 50$ の制約条件をつけた。

4. 結 果

4.1 UNSODA データベースによる検証

作成したプログラムの検証のために、不飽和土壌水文特性データベース UNSODA (Nemes *et al.*, 2001) の

データを用いた。ここで、検証とは多くの実験データに対し、このプログラムが適切に動作することを確認することを目的とする。通常、非線形回帰プログラムでは初期値の設定はユーザーに任されており、適切な初期値の設定についてプログラムは責任を負わない。ところが、このプログラムは初期値の自動設定に特徴があり、そのアルゴリズムが適切でない場合には、適切に初期値を選択すれば収束するような実験データに対して、収束が得られなかったり、大域的最適解よりも近似精度がはるかに低い局所的最適解が得られる可能性がある。そこで、汎用的な動作を保証するためには、多くの実験データに対してこのプログラムを実際に動かし、適切な値に収束するように、初期値設定アルゴリズムやパラメータの制約条件の与え方、パラメータの増分割割 dp 等を、調整する必要がある。UNSODA データベースの中で、土壌水分特性曲線 (実験室、脱水過程) が登録されているものは 728 個あり、これらのデータに対して、このような調整作業を繰り返した結果、そのすべてに対して BC 式、VG 式、LN 式近似の収束が得られるようなプログラムを開発することができた。すなわち、本研究において、プログラム開発と検証は同時進行した。UNSODA データベースの中には、データが非常にばらついているものもあったが、そのようなデータに対しても、近似曲線を確認すると妥当な近似曲線が得られていることが確認された。また、以下に示すように全体的に近似の精度が高かったことは、不適切な初期値設定による不適切な値への収束が少なかったことを意味する。

UNSODA データベース 728 個のデータの中で、BC 式、VG 式、LN 式すべてにおいて $R^2 > 0.99$ の良い結果が得られたものは 344 個あった。ただし、測定点数が少ないものについては、重決定係数が高いことが必然である場合もあるため、特に土壌水分特性曲線のプロットが 10 点以上ある 420 個のデータについて調べると、BC 式、VG 式、LN 式すべてにおいて $R^2 > 0.99$ の良い結果が得られたものは 186 個であった。これをモデルごとに見ると、この 420 個の中で、 $R^2 > 0.99$ の良い近似が得られたものは BC 式では 224 個、VG 式では 282 個、LN 式では 286 個となり、全体的な傾向としては、BC 式よりも VG 式、LN 式の方が良く近似ができた。420 個の近似すべての重決定係数の平均は、BC 式では 0.9775、VG 式では 0.9831、LN 式では 0.9836 となった。このように、このプログラムが幅広いタイプの土壌水分特性曲線に対し、BC 式、VG 式、LN 式による土壌水分特性パラメータを決定することができ、多くのデータに対して高い重決定係数が得られることが確認できた。ただし、重決定係数によるモデル間の比較は、あくまでも多くの実験データ

に対する平均的な値の比較であり、参考値にすぎない。個々のデータに対しては、4.2節で示すように、複数のモデルにて近似曲線を描いて比較し、解析の目的に応じてどのモデルを選択するかを決定することが望ましい。

間隙径ユニモーダル分布モデルで十分に良好な近似が得られる場合には、バイモーダルモデルで近似をする必要性が生じない。そこで、まず DB 式計算の検証のためのデータを抽出した。420 個のデータの中で、BC 式、VG 式、LN 式のすべてで $R^2 < 0.99$ となったデータは 98 個、 $R^2 < 0.98$ となったデータは 48 個となった。この 48 個のデータに対して、bimodal.m を実行して DB 式による近似をした。その中で、 $0.01 < w_1 < 0.99$ となり「Not bimodal」表示が出なかったものは 42 個あった。その 42 個のデータの中で、重決定係数の平均は、BC 式では 0.902、VG 式では 0.906、LN 式では 0.913 であるのに対し、DB 式では 0.945 となり、より良い近似が得られた。この中で、DB 式の重決定係数が 0.98 以上となったものは 23 個、0.99 以上となったものは 19 個あった。このように、UNSODA データベース 420 個の土壌試料の中で、明らかにユニモーダル式を使うよりも DB 式を使うと良い近似が得られると判断された土壌試料が 20 個程度あった。それらの試料は、主にローム土壌で、測定されているサクシジョンの範囲が大きいという特徴を持っていた。

4.2 計算例および土壌水分特性モデルの比較

UNSODA データベースの中で、表-2 に示すような、いくつかの特徴的な試料について、計算結果を示す。表-2 の試料について、swrc.m によって得られた BC 式、VG 式、LN 式による土壌水分特性パラメータを表-3 に示す。

試料 1 の砂質土 (Haverkamp and Parlange, 1986) については、BC 式、VG 式、LN 式ともに良好な近似 ($R^2 > 0.98$) が得られた (図-3)。このように、空気侵入値か

らサクシジョンの増加とともに急激に体積含水率が低下する砂質土の土壌水分特性曲線については、測定されているサクシジョンの範囲が小さければ、いずれの式も良好な近似を得ることができる。ただし、サクシジョンの範囲が大きい場合には、必ずしも BC 式、VG 式、LN 式で良好な近似が得られないことに注意する必要がある (Mehta *et al.*, 1994)。図-3 のように、BC 式よりも、VG 式、LN 式の方が空気侵入値付近の曲線形を良く再現しているため、より良好な近似 (高い重決定係数) が得られた。

試料 2 の砂質ローム土 (Laliberte *et al.*, 1966) では、BC 式、VG 式、LN 式ともに良好な近似 ($R^2 > 0.99$) が得られた (図-4)。この試料に関しては、BC 式の近似が特に良好で、 $R^2 = 0.99978$ であった。図-3 のように、BC 式よりも VG 式、LN 式が良く適合するものが多い中で、このように BC 式の方がよく近似ができる場合もある。グラフからは、どのモデルも良好な近似が得られ、いずれを選択しても大差ないようにも見えるが、透水係数を推定する場合には、飽和に近い領域の推定が特に重要であるため、この領域の適合性を軽視することはできない。Durner (1994) によれば、飽和から空気侵入値までの領域での近似曲線の形状の相違が、 K_r の推定値に 10 倍程度の差をもたらす場合があり得る。したがって、この試料の場合には、飽和から空気侵入値までの水分量変化を正確に表現できる BC 式を用いることが望ましい。

試料 3 のローム砂 (Dane *et al.*, 1983) においても、BC 式、VG 式、LN 式ともに良好な近似 ($R^2 > 0.99$) が得られた (図-5)。なお、 $h=0$ の値が対数グラフ上に表示できないため、 $h=1$ として表示した。測定データの形を見ると、若干バイモーダルな特性を帯びているようにも見えるが、測定されたサクシジョンの範囲があまり広くないこともあり、DB 式を用いるまでもなく、ユニモーダルな BC 式、VG 式、LN 式にて十分に良好な近似が得られた。

表-2 土壌試料の物理特性

Table 2 Soil physical properties of soils

試料	土性	飽和透水係数 ($\times 10^{-3}$ cm/s)	間隙率	土壌採取地と文献	UNSODA ID
1	砂	2.22	0.430	Grenoble, France Haverkamp and Parlange, 1986	4440
2	砂質ローム	1.57	0.518	Hanford, WA, USA Laliberte, 1966.	2243
3	ローム砂	0.699	0.350	Union Springs, AL, USA Dane <i>et al.</i> , 1983.	1015
4	シルト質ローム	4.26	0.562	Lyss, Switzerland Richard <i>et al.</i> , 1983.	2760

表-3 土壌試料の土壌水分特性パラメータ

Table 3 Soil hydraulic parameters of soils

試料 ¹⁾	モデル	パラメータ ²⁾				R ²
		1	2	3	4	
1	BC	0.344	-0.0105	36.0	1.25	0.982
	VG	0.348	0.104	0.0203	6.56	0.994
	LN	0.347	0.109	50.7	0.261	0.993
2	BC	0.516	0.113	35.2	1.56	0.9998
	VG	0.526	0.155	0.0208	4.57	0.993
	LN	0.524	0.161	52.0	0.386	0.993
3	BC	0.263	0.0583	13.1	0.278	0.995
	VG	0.263	0.104	0.0376	1.599	0.995
	LN	0.264	0.121	63.6	1.39	0.992
4	BC	0.500	-0.832	7.01	0.0241	0.963
	VG	0.505	-8.00	0.116	1.00370	0.970
	LN	0.657	0.143	144	7.44	0.946

¹⁾ 試料番号は表-2

²⁾ パラメータ番号は表-1

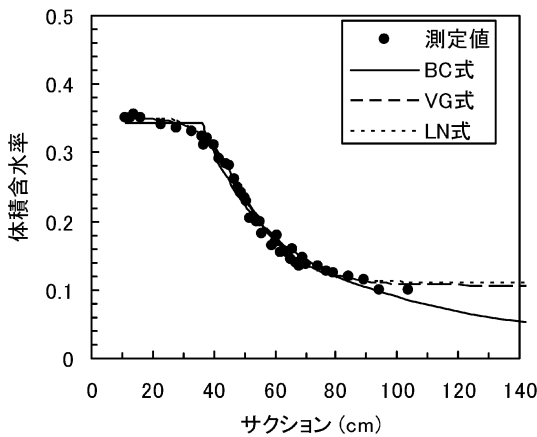


図-3 砂質土の土壌水分特性曲線 (Haverkamp and Parlange, 1986) と、BC式、VG式、LN式による近似

Fig. 3 Soil water retention curve of sand (Haverkamp and Parlange, 1986) and fitted curves

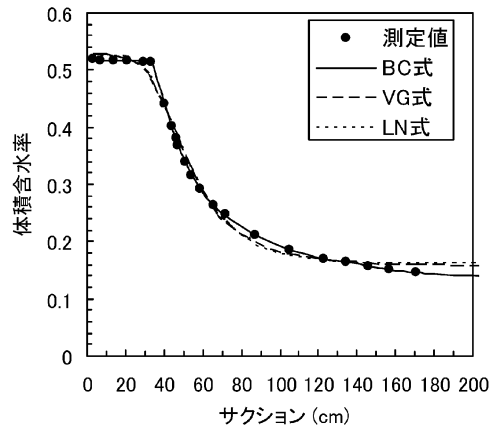


図-4 砂質ローム土の土壌水分特性曲線 (Laliberte et al., 1966) と、BC式、VG式、LN式による近似

Fig. 4 Soil water retention curve of sandy loam (Laliberte et al., 1966) and fitted curves

試料4のシルト質ローム土 (Richard et al., 1983) では、BC式、VG式、LN式ともに、測定値と近似曲線の間にずれが生じたが、DB式によって、非常に良い近似が得られた (図-6)。ここで、DB式のパラメータは $\theta_s = 0.502$, $\theta_r = 0.177$, $w_1 = 0.324$, $\alpha_1 = 0.0685$, $n_1 = 2.01$, $\alpha_2 = 4.32 \times 10^{-4}$, $n_2 = 1.59$ であり、重決定係数は 0.99975 となった。BC式、VG式、LN式では、重決定係数はいずれも 0.9 以上にはなったものの、最も良い近似が得られ

たVG式の重決定係数 (0.970) が、図-3~図-5の中で最も小さい重決定係数 (0.982) よりも小さい値となった。そして、BC式とVG式において、 θ_r の値が負の値となり、「残留体積含水率」という物理的な意味はなくなった。

4.3 RETC との比較

最後に、RETC (van Genuchten et al., 1991) と本プログラムの機能を比較する。RETCでは、土壌水分特性モデルとして式(5)のVGモデルを用いている。ここで、

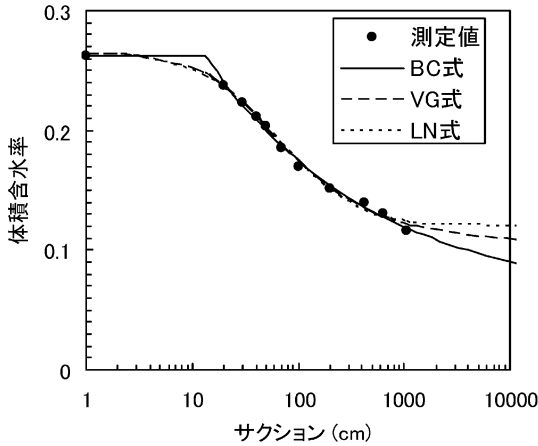


図-5 ローム砂の土壌水分特性曲線 (Dane *et al.*, 1983) と、BC式, VG式, LN式による近似

Fig. 5 Soil water retention curve of loamy sand (Dane *et al.*, 1983) and fitted curves

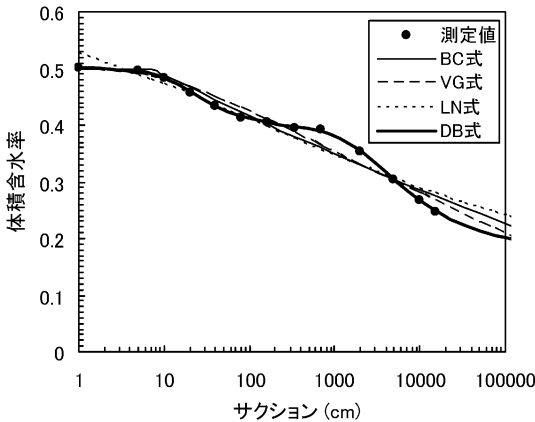


図-6 シルト質ローム土の土壌水分特性曲線 (Richard *et al.*, 1983) と、BC式, VG式, LN式, DB式による近似

Fig. 6 Soil water retention curve of silt loam (Richard *et al.*, 1983) and fitted curves

パラメータ m と n については (1) m と n それぞれが独立変数 (2) $m=1-1/n$ (3) $m=1-2/n$ (4) $n \rightarrow \infty+$ から選ぶことができる。また、不飽和透水係数の推定に関しては、Mualem モデルを用いた式 (7) と、Burdine モデル (Burdine, 1953) から導かれた式から選ぶことができる。不飽和透水係数の推定も含まれているため、独立変数のパラメータベクトルは $(\theta_r, \theta_s, \alpha, n, m, \tau, K_s)$ と 7 個の成分があり、最初の 5 個は式 (5) に関するパラメータ、最後の 2 個は式 (7) に関するパラメータである。非線

形回帰のアルゴリズムには、本プログラムと同様にレーベンバーグ・マルカート法が用いられている。RETIC は 3 種類の計算ができる。(1) パラメータをユーザーが設定した時の関数計算。(2) $\theta(h)$ が与えられたときの不飽和透水係数と水分拡散係数の計算。(3) 不飽和透水係数または水分拡散係数が与えられたときの $\theta(h)$ の計算。

本プログラムと RETIC を比較すると、

(1) RETIC では $\theta(h)$ から不飽和透水係数と水分拡散係数の計算をするが、本プログラムでは $\theta(h)$ からパラメータを出力し、その後の不飽和透水曲線の計算はユーザーに任されている。しかしながら、RETIC においても、不飽和透水係数の推定のためには、なんらかの方法で K_s と τ の値を定める必要がある。

(2) RETIC ではパラメータの初期値をユーザーが与える必要があるが、本プログラムでは自動的に初期値を推定する。ユーザーが条件設定を一切することなく計算が実行できるところに、本プログラムの最大の特徴がある。

(3) RETIC は Windows あるいは MS-DOS 上で動作するのに対し、本プログラムは Windows, Mac OS X, Linux, UNIX 等 GNU Octave が動作する様々な OS 上で動かすことができる。

5. おわりに

数値計算用言語 Octave を用いて、土壌水分特性データから土壌水分特性パラメータを計算するプログラム (swrc.m および bimodal.m) を作成した。このプログラムには、以下のような特徴がある。

(1) 代表的な 4 つの土壌水分特性モデル (BC 式, VG 式, LN 式, DB 式) に対して、レーベンバーグ・マルカート法によるパラメータの決定ができる。

(2) パラメータの初期値や増分割合の設定を自動的に行うための工夫がなされているため、多くの実験データ (UNSODA データベースのほぼすべてのデータ) に対し、パラメータの決定を自動的に行うことができる。

(3) θ_s および θ_r は、デフォルトではフィッティングパラメータとして扱われるが、設定を変えることにより、定数として扱うことも可能である。

(4) 得られた結果を専用のエクセルシートにコピーペーストすることで、近似曲線を確認することができる。重決定係数と近似曲線の形を見て、実験データに対して最適なモデルを選択することができる。

本論文では、土壌水分特性曲線への適合性の良さという観点からのみ、モデルの適否を論じた。透水係数推定精度の良さについては、本論文では検討対象外としたため、さらに検討が要される。

今後は、ユーザーインターフェイス及び初期値設定アルゴリズムの改良、他の土壌水分特性モデルの取り込み、不飽和透水係数推定に関する検討、等の改良を続け、より使いやすく便利なツールにしていきたいと考えている。このプログラムを研究、教育に活用していただき、より使いやすくするためのご意見をいただければ幸いである。

引用文献

- Brooks, R.H. and A.T. Corey (1964) : Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Paper 3*. Colorado State Univ., Fort Collins, CO, USA.
- Burdine, N.T. (1953) : Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Petrol. Trans., Am. Inst. Min. Eng.* **198** : 71-77.
- Campbell, G.S. (1974) : A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, **117** (6) : 311-314.
- Dane, J.H., D.K. Cassel, J.M. Davidson, W.L. Pollans and V.L. Quisenberry. (1983) : Physical characteristics of soils of the Southern Region -Troup and Lakeland Series. *South. Coop. Ser. Bull.* 262, Ala. Agric. Exp. Sta. Auburn Univ., AL.
- Durner, W. (1994) : Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resour. Res.*, **30** (2) : 211-223.
- Haverkamp, E. and J.Y. Parlange (1986) : Predicting the water-retention curve from particle-size distribution : 1. Sandy soils without organic matter. *Soil Sci.*, **142** (6) : 325-339.
- Kosugi, K. (1994) : Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. *Water Resour. Res.*, **30** : 891-901.
- Kosugi, K. (1996) : Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.* **32** : 2697-2703.
- Kosugi, K. (1997) : New diagrams to evaluate soil pore radius distribution and saturated hydraulic conductivity of forest soil. *J. For. Res.* **2** : 95-101.
- Laliberte, G.E., A.T. Corey and R.H. Brooks (1966) : Properties of unsaturated porous media. *Hydrol. Paper 17*, Colorado State. University, Fort Collins, CO, USA.
- Marquardt, D. (1963) : An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *J. Soc. Indust. App. Math.*, **11** : 431-441.
- Mehta, B.K., S. Shiozawa and M. Nakano (1994) : Hydraulic properties of a sandy soil at low water contents. *Soil Sci.*, **157** : 208-214.
- Mualem, Y.A. (1976) : A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, **12** : 513-522.
- 中野政詩・宮崎 毅・塩沢 昌・西村 拓 (1995) : 土壌物理環境測定法. pp. 65-87, 東京大学出版会, 東京.
- Nemes, A., M.G. Shaap, F.J. Leij and J.H.M. Wösten (2001) : Description of the unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0. *J. Hydrol. (Amsterdam)* **251** : 151-162.
- 登尾浩助 (2004) : エクセルを使った逆解析法による土壌水理特性の推定. *土壌の物理性*, **96** : 57-63.
- 大石新一 (2000) : Linux 数値計算ツール. pp. 1-5, コロナ社, 東京.
- Richard F., P. Lüscher and T. Strobel (1983) : *Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz*, Vol. 3, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research (WSL), Birmensdorf, Switzerland and Swiss Federal Institute of Technology (ETH), Zurich, Switzerland.
- van Genuchten, M. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44** : 892-898.
- van Genuchten, M., F. Leij and S. Yates (1991) : The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Technical Report EPA/600/2-91/065, US Environmental Protection Agency.

付 録

土壌水分特性パラメータ計算プログラム swrc.m

```

1  #!/usr/bin/octave -qf
2  # swrc.m version 1.0
3  # http://purl.org/net/octave/
4
5  # Read data from file
6  output_precision=7;
7  load swrc.txt
8  [s, i]=sort (swrc (:, 1));
9  sorted=swrc (i, :);
10 x=sorted (:, 1);y=sorted (:, 2);
11
12 # Setting

```

```

13 thetaSin=max(y);# initial value of thetaS
14 cts=1;# cts=1;thetaS is variable, cts=0;thetaS
   is constant
15 thetaRin=min(y);# initial value of thetaR
16 ctr=1;# ctr=1;thetaS is variable, ctr=0;thetaS
   is constant
17
18 # Set initial values
19 thetaS=thetaSin;thetaR=thetaRin;
20 hbi=sum (y > max (y) * 0.95 + min (y) * 0.05) + 1;
21 hb=x (hbi);hby=(y(hbi)-thetaR)/(thetaS-thetaR);
22 if hb==0, hb=x (2)/10; , end
23 hli=sum (y > max (y) * 0.15 + min (y) * 0.85);
24 if hbi==hli;hli=hli+1; , end
25 hl=x (hli);hly=(y (hli)-thetaR)/(thetaS-thetaR);
26 lambda=-log (hly/hby)/log (hl/hb);
27 if lambda<0.1, lambda=0.1; , end
28 if lambda>10, lambda=10; , end
29
30 # Brooks and Corey Model
31 disp ("===BC model===");
32 x2=x.+(x==0).*0.001;
33 function ret=BC(x,p)
34   ret=(x>p(3)).*(p(2)+(p(1)-p(2)).*(x./p(3)).^(-p
      (4)))+(x<=p(3)).*p(1);
35 endfunction
36 pin=[thetaS,thetaR,hb,lambda];
37 stol=1;wt=ones (length(y),1);
38 dp=[0.00001*cts 0.001*ctr 0.1 0.01];R2b=0;
39 while (stol>=0.00001)
40   [f,p,kvg,itr,corp,covp,covr,std,z,R2]=leasqr
      (x2,y,pin,"BC",stol,20,wt,dp);
41   if kvg==0,p=pin; , R2=R2b; , stol=0; , end
42   stol=stol/10;pin=p;R2b=R2;
43 endwhile
44 thetaS=p(1),thetaR=p(2),hb=p(3),lambda=p
      (4),R2
45
46 # van Genuchten Model
47 disp ("===VG model===");
48 function ret=VG(x,p)
49   n=abs (p(4))+1;
50   ret=p(2)+(p(1)-p(2)).*(1+(abs (p(3)).*x).^n).^
      (1/n-1);
51 endfunction
52 thetaS=thetaSin;thetaR=thetaRin;
53 hm=x (sum (y > max (y)/2 + min (y)/2) + 1);
54 alpha=1/hm;n=lambda+1;
55 if n<1.1,n=1.1; , end
56 if n>10,n=10; , end
57 pin=[thetaS,thetaR,alpha,n-1];
58 stol=1;dp=[0.00001*cts 0.001*ctr 0.1 0.001];R2b=0;
59 while (stol>=0.00001)
60   [f,p,kvg,itr,corp,covp,covr,std,Z,R2]=leasqr
      (x,y,pin,"VG",stol,20,wt,dp);
61   if kvg==0,p=pin; , R2=R2b; , stol=0; , end
62   if imag (R2)^2>0,p=pin;R2=R2b; , stol=0; , end
63   stol=stol/10;pin=p;R2b=R2;
64 endwhile
65 thetaS=p(1),thetaR=p(2),alpha=abs (p(3)),n=
      abs (p(4))+1,R2
66
67 # Lognormal Pore-Size Distribution Model of Kosugi
68 disp ("===LN model===");
69 function ret=LN(x,p)
70   ret=p(2)+(p(1)-p(2)).*(1-normcdf ((log (x/abs
      (p(3))))/abs (p(4))));
71 endfunction
72 thetaS=thetaSin;thetaR=thetaRin;hm=1/alpha;
73 sigma=1.2*(n-1)^(-0.8);
74 if sigma<0.15,sigma=0.15; , end
75 if sigma>3,sigma=3; , end
76 pin=[thetaS,thetaR,hm,sigma];
77 stol=1;dp=[0.00001*cts 0.001*ctr 0.01 0.01];R2b=0;
78 while (stol>=0.00001)
79   [f,p,kvg,itr,corp,covp,covr,std,Z,R2]=leasqr
      (x,y,pin,"LN",stol,20,wt,dp);
80   if kvg==0,p=pin; , R2=R2b; , stol=0; , end
81   if imag (R2)^2>0,p=pin;R2=R2b; , stol=0; , end
82   stol=stol/10;pin=p;R2b=R2;
83 endwhile
84 thetaS=p(1),thetaR=p(2),hm=abs (p(3)),sigma=
      abs (p(4)),R2

```

要 旨

土壌水分特性曲線の測定値から土壌水分特性パラメータを計算するプログラムを、高機能数値計算言語 GNU Octave によって開発し、フリーソフトとして公開した。このソフトは、Brooks and Corey 式、van Genuchten 式、Kosugi の間隙径対数分布式、Durner の間隙径バイモーダル分布式に対し、レーベンバーグ・マルカート法による非線形回帰を実行し、必要とされるパラメータを計算する。一般的な非線形回帰ソフトでは、ユーザーがパラメータの初期値を適切に設定する必要があるが、このプログラムでは、初期値の自動設定アルゴリズムを実装したところに、その特徴がある。不飽和土壌水文データベース UNSODA の多くのデータを用いてプログラムの検証をし、その中からいくつかの典型例について、モデルの比較および適用の際の注意点について議論した。

受稿年月日：2006 年 7 月 28 日

受理年月日：2006 年 12 月 26 日

Soil Doctor System of Land Development Department in Thailand as one of participatory methods

Kunnika HOMYAMYEN*, Somsak SUKCHAN* and Hiromasa HAMADA**

* Land Development Department, 2003/61 Phaholyothin Rd., Chattuchak, Bangkok, 10900, Thailand

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

1. Introduction

Thailand covers a land area of 513,115 km² and extends about 1,620 km from north to south and 750 km at its widest point from east to west. The population of Thailand is 64,765,000. The climate of Thailand is sub-tropical with long hours of sunshine and high humidity. There are three seasons, summer (February-May), rainy season (June-October) and winter (November-February) (<http://www.thaistudents.com/project/geography.html>). Mean minimum temperature of a day is 23°C and maximum is 33°C. The geographic and climatic conditions make the country suitable for the cultivation of a wide range of tropical and semi-tropical agricultural crops. Land use for agriculture in Thailand is approximately 235,161 km² (46% of the total area) (<http://www.ldd.go.th>).

Main agricultural products are rice, cassava, sugarcane, para rubber, corn, oil palm, soybean, durian, longan, lichee, mangosteen and pineapple. However, improper land utilization has resulted in soil degradation and poor living conditions of farmers (their income is lower than 500 U\$/year). Soil erosion, the most severe soil problem, of which restoration is urgently needed, is found in 214,400 km² (41% of the total area), including forest, agriculture and pasture areas. Soil with low organic matter content covers 156,800 km² (30% of the total area). Other problems about soil conditions such as saline soil, acid soil, peat soil, shallow soil and sandy soil are found in 137,552 km² (27% of the

total area) (<http://www.rakbankerd.com>).

To solve these problems, the staff of Land Development Department (LDD) is searching for and implementing suitable soil management solutions.

2. Land Development Department (LDD)

LDD is the core organization to conserve and improve soil resources for agricultural productivity, food security, and sustainable land use. LDD was established on 23 May 1963 under the Ministry of National Development, which was later abolished. After several years, the government agencies were restructured on 29 September 1972. Then, LDD was transferred to the Ministry of Agriculture and Cooperatives. LDD has about 2,000 staff and consists of 28 major divisions (Fig. 1).

The main strategy of LDD is to improve the quality of soil and water resources for agriculture and to make their services accessible to Thai people. For example, LDD supplies Ya-Phaeg (vetiver grass) to farmers for soil and water conservation. It is a simple method to conserve soil and water that farmers can implement (Photo 1).

The activities of LDD can be estimated by various indicators such as the area of suitable land use zoning for agricultural productivity, the number of rehabilitated areas, the benefit to households, the number of irrigation ponds in rainfed agricultural areas and the percentage of satisfied people after receiving services from LDD. However, 2,000 staff is not enough

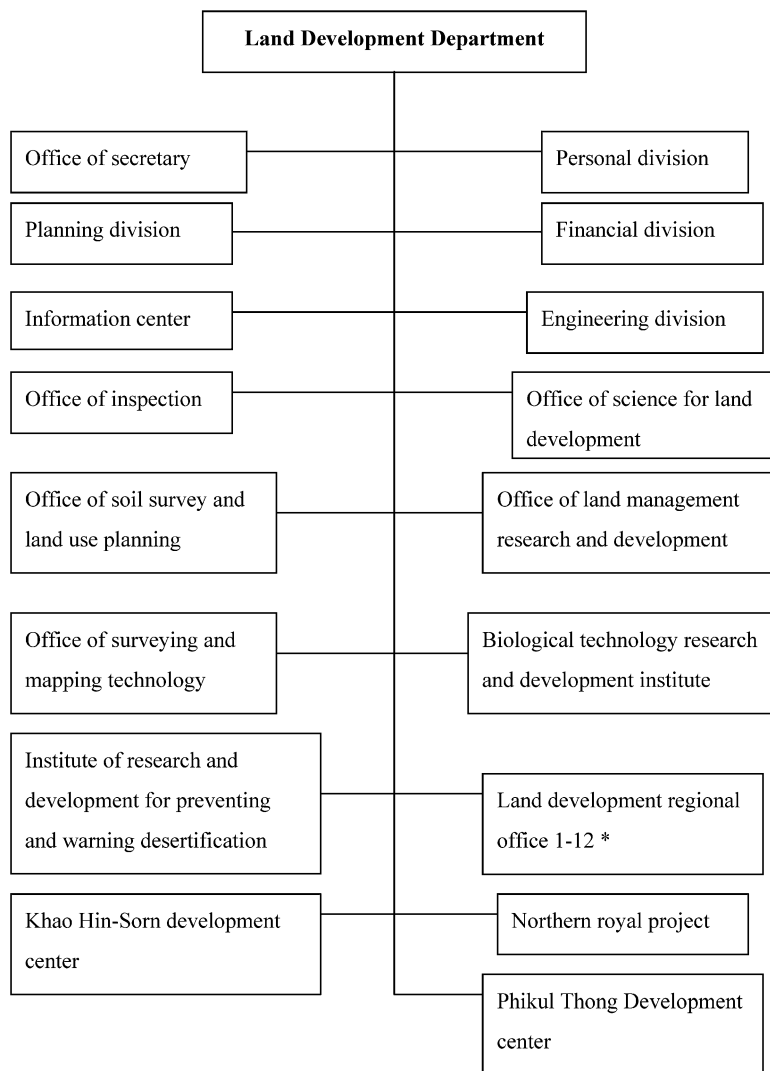


Fig. 1 Land Development Department Organization Chart.

* Land development regional office has 12 divisions.

to carry out their missions in the whole of Thailand. LDD is encouraging farmers and local people to participate in their activities.

3. Soil doctor system

For the improvement of soil and water resources, LDD has launched some projects such as the training of agriculturalist, information technology services to small districts, the increase of agricultural productivity and the development of water sources in rural areas.

Participation from farmers and local people is required in such projects especially on the part of spreading the recommendations of LDD and information survey of household/person. "Soil doctors" have been established since 1995 in order to increase the efficiency of the activities of LDD. The soil doctors are in charge of coordinating of land development among farmers in the village, transferring new technology to their neighbors and participating in some activities of LDD. Vetiver propagation is



Photo 1 Ya-Phaeg (vetiver grass).
Long roots and grasses prevent soil erosion and the leaves are used for improving soil properties.

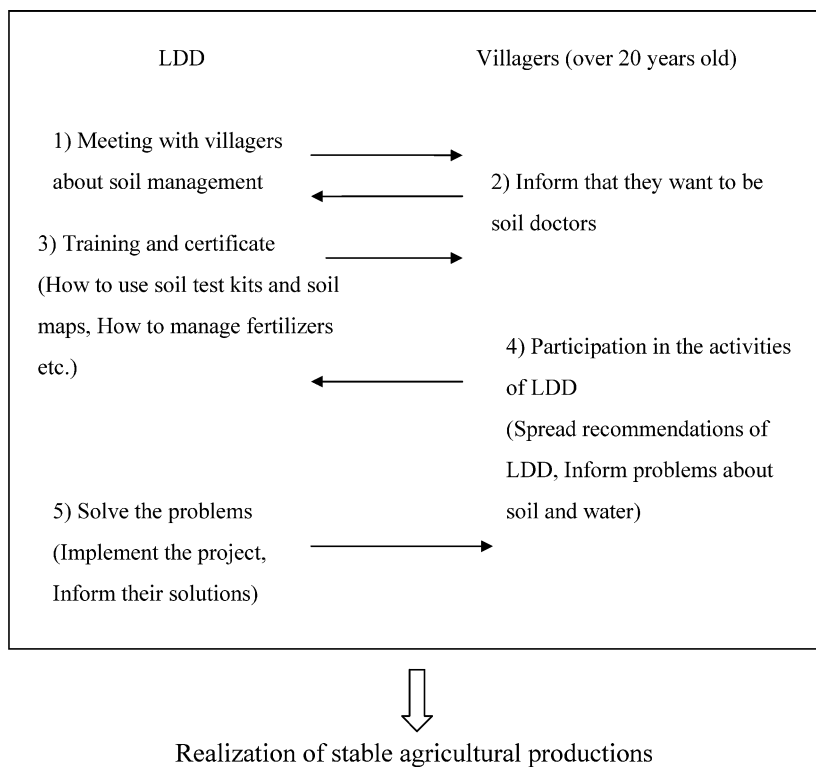


Fig. 2 Relationship between LDD and soil doctors

one example of transferring new technologies (Photo 1).

Fig. 2 shows the relationship between LDD and soil doctors. First, LDD has a meeting with villagers about soil management and land use. After the meeting, villagers who are interested

in soil management inform LDD that they want to be soil doctors. LDD trains them to master soil test kits for the measurement of N, P, K and pH and to understand land development techniques such as how to use organic fertilizers for improving soil properties. They

are representatives of LDD in their villages who give farmers a better understanding of soil management and follow up land development practices. They also are trained how to use soil maps (1 : 50,000) by LDD and show farmers the soil distribution suitable for various crops using soil map and some posters. With the soil NPK test kit, they are able to examine soils on farms around their villages, and give local farmers basic recommendations about fertilizer management

They are the messengers in distributing the information about land development from LDD to the villagers, and sometimes transferring messages regarding land use problems from the farmers to LDD. According to farmer's requests, LDD constructed demonstration plots to solve problems of saline soil and acid soil, gave information on methods about a better use of organic fertilizer and provided some

seeds for soil conservation.

All soil doctors are volunteers. They receive no salary, but LDD offers to construct a small pond on their farms as an incentive. Now Thailand has 69,169 soil doctors (July, 2006). Before the soil doctor system was established, it took one year to spread the recommendations of LDD to the whole of Thailand. Now it takes only two or three months.

4. Future

In the future, LDD has a plan to establish a center for soil doctors and to increase the number of soil doctors in order to improve the efficiency of the soil doctor network.

References

- <http://www.ldd.go.th>
<http://www.rakbankerd.com>
<http://www.thaistudents.com/project/geography.html>

参加型手法の一つとしてのタイ国土地開発局の soil doctor 制度

Kunnika HOMYAMYEN*, Somsak SUKCHAN*, 濱田浩正**

* 土地開発局, 2003/61 Phaholyothin Rd., Chattuchak, Bangkok, 10900, Thailand

** 国際農林水産業研究センター, つくば市大わし 1-1

要 旨

タイ国の土地開発局 (LDD) は、農業生産の安定と向上、持続的な土地利用を実現するために、設立された機関である。現在、土壌や土地資源の改良と最適な管理方法に関する情報の普及に重点を置いている。しかし、これらの任務を遂行するには LDD のスタッフだけでは十分でない。そこで、農民にプロジェクトへの参加を求める Soil doctor 制度を創設した。Soil doctor は農民が LDD に申し講習を受けるだけでなれ、LDD が推奨する最適な土壌・土地資源管理方法の普及、農民から LDD への要望を伝えるメッセンジャーの役割を担う。Soil doctor 制度の創設によって、LDD の推奨する方法が短期間でタイ国全体に普及するようになった。

キーワード : タイ国, 土地開発局, 土壌管理, 参加型手法

受稿年月日 : 2006 年 9 月 19 日

受理年月日 : 2006 年 10 月 30 日

形態変化を1次反応式により考慮した土中の窒素移動モデル

中村公人*・取出伸夫**

Numerical Modeling of Nitrogen Transport with First-Order Transformation Processes in Soils

Kimihiro NAKAMURA* and Nobuo TORIDE**

1. はじめに

窒素は動植物の生体の重要な構成元素の一つであるが、他方で、地下水の硝酸態窒素汚染、湖沼の富栄養化、地球温暖化といった、窒素が原因で生じる環境問題が世界的に問題となっている。これらの原因が農地からの肥料成分の溶脱や家畜排泄物由来の窒素成分の流出(田淵, 1998)、水田からの亜酸化窒素の放出(木村, 2004)であるといわれている。

農地における土中の窒素は様々な形態(有機態、アンモニア態、亜硝酸態、硝酸態、ガス態)をとり、特に微生物活動を介してその形態を変化させる。形態変化には有機態窒素がアンモニア態窒素に変化する無機化、アンモニア態窒素が亜硝酸態窒素や硝酸態窒素になる硝化、硝酸態窒素がガス態窒素になる脱窒などがある(服部, 宮下, 1996b)。これらに関与する微生物活動は、土中水分量、酸化還元状態、土中温度、pHに依存し(鈴木, 2003)、そうした土の環境は、気象条件や灌漑条件によって絶えず変化する。

このように、土中の窒素動態は非常に複雑であるが、過剰な窒素負荷が土に投入されると、地下水などの周辺環境に排出され、汚染が生じる。したがって、窒素に関わる環境問題の防止策を考えると、地表から地下水に至るまでの不飽和帯での窒素移動のメカニズム解明とそのモデル化が不可欠となる。

農地における窒素移動を対象とすると、水分不飽和の畑と湛水下の水田では窒素移動の特徴が大きく異なる。すなわち、土中空気存在する畑土では、酸化的環境下にあるため、硝化過程が支配的となる。そして、生成される硝酸態窒素は、土粒子への吸着が少なく易移動性であるため、地下水を汚染しやすい。一方、水田土では、ごく表層の酸化層では硝化が生じるが、その下層で

は還元層が形成されて脱窒が支配的となり、硝酸態窒素はガス態窒素へと変換される(若月, 1997)。そのため、硝酸態窒素による地下水汚染は畑に比べて起こりにくい(三野, 2003)。

窒素の形態変化は微生物による生化学的な反応であるが、これが反応速度式で表されるとすると、広く用いられている土中の水分・溶質移動モデルに適用することができ、形態変化を考慮した窒素移動のモデル化が可能となる。本解説では、特に無機化、硝化、脱窒過程を1次反応速度式で定式化し、これを移流分散式(CDE)に組み込んだ窒素移動モデルについて解説した。また、従来の研究の多くは畑土中の窒素移動であり、水田への適用例が少ないことを踏まえ、典型的な畑土と水田土の特徴を考慮して、それぞれの1次反応速度定数の大きさと分布を与えた。そして、畑土と水田土中の特徴的な窒素移動について各種条件下での計算を行い、形態変化の速度定数や吸着特性の観点からの考察を行った。

2. 窒素移動のモデル化

2.1 窒素形態変化

土中における窒素は様々な形態で存在しており、生物及び化学的な働きによって、その形態は変化して循環系を形成している。形態変化には、無機化、有機化、硝化、脱窒、窒素固定、揮発がある。以下にこれらの概要を述べる。

2.1.1 無機化と有機化

無機化(mineralization)とは、土壌有機物が土壌生物と従属栄養微生物や通性独立栄養微生物の活動によって、アミノ酸を介してアンモニア態(NH_4^+)に変化する過程をいう。アンモニウム化(ammonification)ともよばれる。一方、有機化は不動化(immobilization)ともよばれ、 NH_4^+ が微生物に取り込まれて同化され、アミ

* 京都大学大学院農学研究科 〒606-8502 京都市左京区北白川追分町

** 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

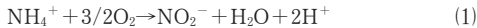
キーワード: 窒素移動, 窒素形態変化, 反応速度論, 反応速度定数

ノ酸が合成される現象である。

無機化されて生成された NH_4^+ が有機化され、菌体の死滅分解後、再度 NH_4^+ へと無機化されるといって代謝回転を繰り返す(植田・松口, 1994) ため、 NH_4^+ の生成量としては、無機化量と有機化量の差である正味の無機化量を考えることになる。正味の無機化量は、土壌有機物の C/N 比の大小によって異なり、土壌有機物の C/N 比が 20 以上であると、無機化された窒素は土壌微生物によって有機化されるため、土中に NH_4^+ は放出されず、作物と微生物との間に無機態窒素の奪い合いが生じて窒素飢餓状態となる(植田・松口, 1994)。

2.1.2 硝化

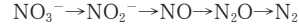
硝化(nitrification)は、硝化細菌の活動によって、 NH_4^+ が亜硝酸態窒素(NO_2^-)、さらに硝酸態窒素(NO_3^-)に酸化される過程である。硝化細菌は、主に NH_4^+ を NO_2^- に酸化するアンモニア酸化細菌と NO_2^- を NO_3^- に酸化する亜硝酸酸化細菌に分類される。これらは絶対好気性で、 CO_2 のみを炭素源とし、 NH_4^+ や NO_2^- の酸化でエネルギーを得る独立無機栄養微生物である(服部・宮下, 1996b)。また、 NH_4^+ を直接 NO_3^- に酸化する従属栄養細菌や糸状菌も存在する(植田・松口, 1994)。アンモニア酸化細菌、亜硝酸酸化細菌による硝化過程の化学反応式は以下の通りである。



アンモニア酸化細菌による硝化の過程において、亜酸化窒素(N_2O)が発生する場合がある(Schmidt, 1982)。Cheng *et al.* (2004) は、様々な土を対象に、乾土 1 kg 当たり 200 mgN (200 mgN kg⁻¹) のアンモニア態窒素を添加後の硝化過程において、硝酸態窒素の生成量に比較すれば少ない量ではあるが、約 0.5 mgN kg⁻¹ の N_2O 放出や約 3 mgN kg⁻¹ の NO 放出があることを示している。さらに、硝化には pH 依存性があり(服部・宮下, 1996b; Cheng *et al.*, 2004)、中性域を好むため、pH が 6.0 以下になると硝化細菌の活動が急激に低下する。一方、高 pH では亜硝酸酸化細菌の活動が阻害される。また、酸素を必要とするために還元状態下では硝化細菌の活動は阻害される。

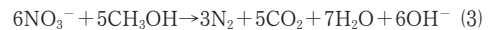
2.1.3 脱窒

酸素が不足する還元状態下では、酸素分子の代わりに硝酸に含まれる酸素を最終電子受容体とする呼吸作用を行う微生物が存在する。この過程を脱窒(denitrification)、あるいは異化的硝酸還元反応とよぶ。脱窒により、硝酸は亜硝酸、一酸化窒素、亜酸化窒素、窒素ガスへと還元される。



それぞれの変化には、それぞれ酸化窒素還元酵素が必要である。ただし、pH が低下すると窒素ガスへの反応が停止し、 N_2O の放出量が増加する(植田・松口, 1994)。

脱窒菌の大きな特徴は、好氣的にも嫌氣的にも生きることができる通性嫌気性であるため、窒素酸化物以外に O_2 も利用でき、かつ O_2 を優先的に利用することである。一般的な脱窒菌は、酸素の欠乏、窒素酸化物の存在に加え、有機物の存在が条件となる従属栄養性である。たとえば、有機物としてメタノールを栄養源とする場合、次に示す脱窒が生じる。



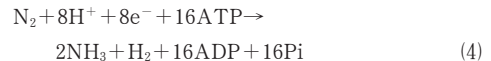
また、一部の独立栄養細菌や糸状菌も脱窒能を有している。脱窒によって生成された N_2 あるいは N_2O 、NO は大気へと放出される。

水田土では、表層数 mm の酸化層で生成された NO_3^- がその直下の還元層に移動して、この層で脱窒が生じると考えられている(鳥山, 1996)。また、灌漑水に NO_3^- が多量に含まれていると、脱窒が生じる(槽谷, 1999)。一方、畑土においては、降雨や灌漑直後(西尾, 1994)、酸素濃度の低い団粒内部(Højberg *et al.*, 1994)、また地下水が常時滞留している領域などで脱窒が生じる。

2.1.4 窒素固定

大気中の窒素ガスを生物が利用しやすいアンモニアに変換させる細菌を窒素固定菌とよび、その過程を窒素固定(nitrogen fixation)、特に生物的窒素固定という。

窒素固定菌は、菌体内にもつニトロゲナーゼにより、 N_2 を NH_3 に還元する。



ここで、Pi は H_3PO_4 を表す。窒素固定量が最も大きいのは根粒菌であり、植物(主にマメ科植物)の根に共生する(共生窒素固定)。そして、固定したアンモニアを植物に供給する代わりに、植物から有機物や酸素を受け取る。水稲根に入り込む窒素固定菌(共同窒素固定菌)や非共生窒素固定菌の存在も明らかになっている(植田・松口, 1994)。

2.1.5 揮発

大気への窒素損失の1つとしてアンモニア(NH_3)の揮発(volatilization)がある。揮発の起源は家畜糞尿に含まれる NH_4^+ や無機化によって生じた NH_4^+ である。揮発量は、pH、風速、大気中の NH_3 濃度に依存する(Ritter and Bergstrom, 2001)。特に、多量の施肥によ

て土がアルカリ性になったり、水田において田面水中で光合成生物の活動が活発化したりすると、田面水のpHが上昇し、揮発量が増加する(犬伏, 1997)。NH₃は乾性降下物や湿性降下物として地表に戻る。

2.2 連鎖反応による窒素形態変化のモデル化

2.2.1 反応速度論

ここまで示した化学反応式は、化学量論に基づいて、反応に関与する物質や成分の種類と量についての情報を与える。一方、反応速度論を用いると、物質濃度の経時変化を明らかにすることができる(千田・土屋, 1996)。

たとえば、物質Aから物質Bが生成される場合、



物質Aの濃度C_Aの減少速度は、C_Aのn乗に比例する反応速度式で表される。

$$\frac{dC_A}{dt} = -kC_A^n \quad (5)$$

ここで、tは時間、kは反応速度定数、nは反応次数である。n=0、すなわち反応速度が濃度に依存しない場合を0次反応、n=1のときを1次反応、そしてn次のときをn次反応という。1次反応の場合、(5)式をt=0のときC_A=C_{A0}の初期条件の下で解くと、

$$C_A = C_{A0} \exp(-kt) \quad (6)$$

したがって、物質Bの濃度C_Bは、

$$C_B = C_{A0} [1 - \exp(-kt)] \quad (7)$$

また、物質Aが物質Bを経て物質Cになるような複数の反応が連続的に生じる場合を連鎖反応(逐次反応)という。



反応がすべて1次反応とすると、それぞれの物質の濃度変化速度は以下の式で表される。

$$\frac{dC_A}{dt} = -k_1 C_A \quad (8)$$

$$\frac{dC_B}{dt} = k_1 C_A - k_2 C_B \quad (9)$$

$$\frac{dC_C}{dt} = k_2 C_B \quad (10)$$

ここで、k₁は物質AからBへの反応速度定数、k₂は物質BからCへの反応速度定数、Cは物質濃度である。これをt=0のときC_A=C_{A0}、C_B=0、C_C=0の初期条件の下で解くと、

$$C_A = C_{A0} \exp(-k_1 t) \quad (11)$$

$$C_B = C_{A0} \frac{k_1}{k_2 - k_1} [\exp(-k_1 t) - \exp(-k_2 t)] \quad (12)$$

$$C_C = C_{A0} \left[1 + \frac{k_2}{k_1 - k_2} \exp(-k_1 t) + \frac{k_1}{k_2 - k_1} \exp(-k_2 t) \right] \quad (13)$$

このように移動がない場合の連鎖反応は、物質濃度の時間変化を表すことができる。同様にして、3段階以上の連鎖反応系における物質濃度変化も導出することができる。

典型的な土中の窒素形態変化は、有機態窒素(Org-N)→NH₄⁺→NO₂⁻→NO₃⁻→NO₂⁻→NO→N₂O→N₂の順に生じる反応であるが、これは反応速度論での連鎖反応と考えることができる。また、硝化過程において、アンモニア酸化菌と亜硝酸酸化菌は土中で共存しており、NO₂⁻が蓄積することはほとんどない(服部・宮下, 1996b)。そのため、Yamaguchi *et al.* (1996)と同様に、硝化過程をNH₄⁺からNO₃⁻への変化と単純化することができる。また、脱窒過程においては、特に発生するガス態の形態(NO, N₂O, N₂)を特定しないとする。図-1は、無機化、硝化、脱窒過程を、Org-N→NH₄-N→NO₃-N→Gas-Nに単純化した窒素形態変化である。ここで、たとえばNH₄-Nの「-N」は、NH₄⁺中の窒素を意味する。図中のk_{min}、k_{nit}、k_{den}は、それぞれ無機化、硝化、脱窒過程の反応速度定数である。なお、ここでの無機化は先述したように、有機化を差し引いた正味の無機化である。

また、NH₃(NH₄⁺)の揮発や硝化によるガス態窒素(NO, N₂O)の発生も、図-1に示すNH₄-Nから揮発と硝化によるガス態窒素への変換に対する反応速度定数k_{ios}によって、付加的に考慮することも可能である。

2.2.2 窒素形態変化の反応速度定数

(1) 硝化反応速度定数の測定例

ここまで示した1次反応の反応速度定数は、反応に伴う濃度変化を測定することにより、実験で定めることができる。ここでは、畑として利用されている黒ボク土の硝化速度定数k_{nit}を、バッチ試験によって推定した例を示す(Nakamura *et al.*, 2004)。

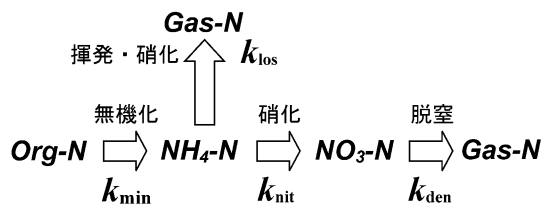


図-1 単純化した窒素形態変化モデル

容量 225 ml の広口ガラス瓶に乾土 50 g 相当の風乾土を入れ (乾燥密度 0.94 g cm^{-3}), 肥料に見立てた所定濃度の硫酸アンモニウム溶液 ($(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$) を飽和度 80% になるように与えて, 室温約 25°C の暗所に静置した。ガラス瓶は全体を小さなエアバントを設けたアルミ箔で覆い, 外気との通気性は保つようにして, 蒸発を抑制した。所定日数経過後 (0, 1, 2, 5, 8, 12, 16, 20, 24, 28 日後) にガラス瓶から土を取り出して分析に供した。 NH_4^+ は交換性陽イオンであるため, その一部は土に吸着する。一方, NO_3^- の吸着に関して, 黒ボク土は pH 依存荷電をもつため, 酸性条件下では陰イオン吸着が大きくなるが, 硫酸イオン (SO_4^{2-}) の選択性が NO_3^- よりも高いことを考慮して NO_3^- の吸着は無視できるものとした。分析では, 土に KCl 溶液 (100 g L^{-1}) を添加して抽出した試料中の $\text{NH}_4\text{-N}$ を全 $\text{NH}_4\text{-N}$ (水溶態+吸着態) とし, 水溶態の $\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{NO}_3\text{-N}$, $\text{NO}_2\text{-N}$ は, 蒸留水で土から抽出した試料中の濃度とした。実験は, 乾土 1 kg 当たり 0, 50, 100, 200, 500 mgN の溶液濃度に対して行い, 2 回の測定の前平均値を用いた。

図-2 は, 全 $\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の時間変化である。なお, $\text{NO}_2\text{-N}$ の濃度は, 他の濃度に比べて極めて小さかった。また, 土の pH は 6.5, 硫酸アンモニウム溶液の pH は 7.2 であることから, アルカリ性で生じる NH_3 の揮発は無視できると考えられた。この仮定は, 全 $\text{NH}_4\text{-N}$ 濃度の急激な低下が見られなかったことから妥当と考えられた。また, 全無機態窒素濃度の経時的な変化はほとんど見られず, さらに, 土が酸化的であったことから, 脱窒は生じず, 無機化も無視できると考えられた。以上より, このバッチ試験においては, $\text{NH}_4\text{-N}$ から $\text{NO}_3\text{-N}$ へ

の硝化過程の 1 次反応のみが生じていると仮定し, 図-2 (b) の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度変化と (7) 式に基づき k_{nit} を定め, $k_{\text{nit}} = 0.00933 \text{ h}^{-1}$ を得た (図-2 (b) 中の点線)。服部・宮下 (1996 a) によると, 吸着した $\text{NH}_4\text{-N}$ は吸着していないものに比べてアンモニア酸化細菌によって酸化されやすい。しかし, 水溶態, 吸着態 $\text{NH}_4\text{-N}$ ともに同じ k_{nit} によって $\text{NO}_3\text{-N}$ に変換されると仮定し, 全 $\text{NH}_4\text{-N}$ 濃度の変化を再現すると図-2 (a) 中の点線となり, 実測値とほぼ適合した。水溶態と吸着態の反応速度定数を実験的に求めた研究例は見られないが, 第 1 近似として両者を等しいと仮定することは妥当であろう。そのため, 後述の計算例では, $\text{NH}_4\text{-N}$ ならびに Org-N の水溶態と吸着態に対する反応速度定数は等しいとした。

図-3 は, 同じ黒ボク土に対して同様の方法によって求めた k_{nit} の温度依存性と水分量依存性である。水分飽和度が 60% の一定条件では, 20°C 程度で k_{nit} は大きく増加し, また温度約 25°C の一定条件下では, 飽和度 60% 以下で k_{nit} は大きく減少した。飽和度 100% でも硝化速度が低下せず最大値を示したのは, 湛水状態でないために, 十分な還元状態に達しなかったためと考えられる。このように, k_{nit} には温度および土中水分量に対する大きな依存性があることが確認された。

ここでは, $\text{NH}_4\text{-N}$ から $\text{NO}_3\text{-N}$ への硝化過程のみが生じているという仮定に基づき k_{nit} を推定したが, 無機化, NH_3 の揮発, 硝化や脱窒に伴うガス態窒素の発生が無視できない場合もある。たとえば, 無機化 ($\text{Org-N} \rightarrow \text{NH}_4\text{-N}$) と硝化 ($\text{NH}_4\text{-N} \rightarrow \text{NO}_3\text{-N}$), あるいは硝化 ($\text{NH}_4\text{-N} \rightarrow \text{NO}_3\text{-N}$) と脱窒 ($\text{NO}_3\text{-N} \rightarrow \text{ガス態窒素}$) がそれぞれ同時に生じている場合には, (11) ~ (13) 式を用いて, 反応速度

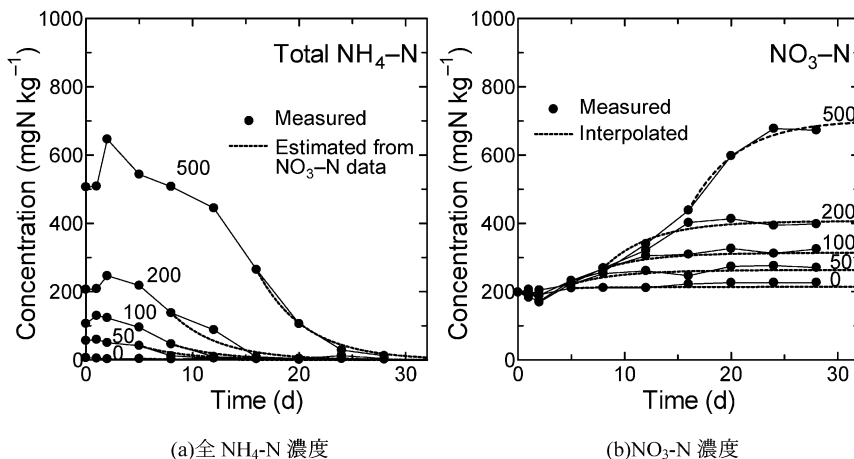


図-2 黒ボク土を用いた硝化過程のバッチ試験における無機態窒素濃度変化 (点線: 1 次反応式, 数値: 添加 $\text{NH}_4\text{-N}$ 濃度 (mgN kg^{-1}))

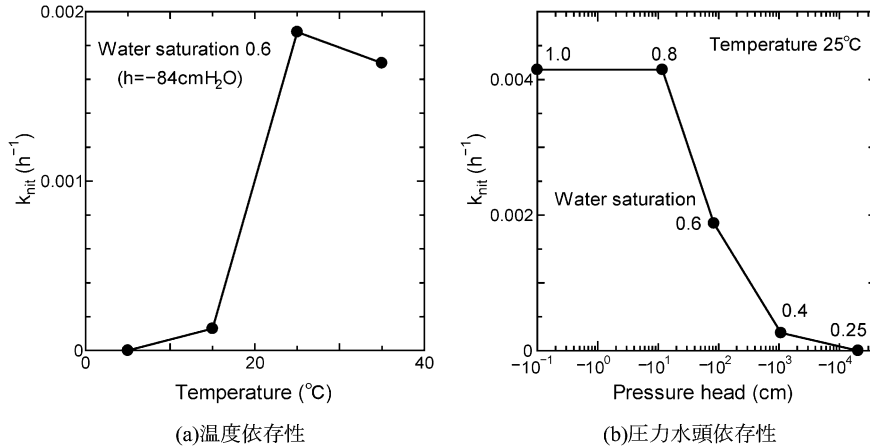


図-3 黒ボク土を用いた硝化過程のバッチ試験から求めた硝化1次反応速度定数の温度および圧力水頭依存性

定数を推定することができる。

(2) 1次反応速度定数の文献値

このような硝化の反応定数の推定と同様に、様々な窒素の形態変化に対して、1次反応式に基づき反応速度定数を求めた研究は多い。たとえば、Tanji *et al.* (1979) は、1年を単位とした窒素溶脱モデルに対してOrg-Nの無機化を1次反応式で与え、トウモロコシ畑の無機化反応速度定数 k_{min} を $6 \times 10^{-7} h^{-1}$ ($1 \times 10^{-4} week^{-1}$) としている。Zak *et al.* (1999) は、森林土の k_{min} の温度とマトリックポテンシャルに対する依存性をバッチ試験から検討し、25°C、-0.90 MPa のとき最大値 $8.6 \times 10^{-4} h^{-1}$ ($0.145 week^{-1}$) を得ている。杉原ら (1986) は、バッチ試験より畑土の k_{min} (25°C 換算値) を求め、中性火山灰土で $2.0 \times 10^{-4} h^{-1}$ ($0.00470 d^{-1}$)、灰色低地土で $2.6 \times 10^{-4} h^{-1}$ ($0.00612 d^{-1}$)、黄色土で $3.6 \times 10^{-4} h^{-1}$ ($0.00874 d^{-1}$)、堆肥を連用した中性火山灰土で $8.7 \times 10^{-5} \sim 1.7 \times 10^{-5} h^{-1}$ ($0.00208 \sim 0.00422 d^{-1}$) とした。山本 (1990) は、九州地方の水田土 (代かき前の湿潤土) の25°Cの無機化特性に対して、 $k_{min} = 1.0 \times 10^{-4} \sim 2.5 \times 10^{-4} h^{-1}$ ($0.0025 \sim 0.0061 d^{-1}$) を得ている。無機化については、有機態窒素を易分解性と難分解性に分けて、それぞれが NH_4^+ に無機化する過程を1次反応式 (並行1次反応式) で表す場合も見られる (杉原ら, 1986; 犬伏, 1990; 白谷ら, 1996 a; 白谷ら, 1996 b; Roelcke *et al.*, 2002; Heumann and Böttcher, 2004; Nendel *et al.*, 2004)。

硝化と脱窒に対しても1次反応式が広く用いられている (Nielsen *et al.*, 1982; Ma *et al.*, 1999)。Ma *et al.* (1999) は、Crowley silt loam (水田土) を用いた湛水土中のカラム試験を行い、硝化反応速度定数 k_{nit} を 0.0169

h^{-1} 、脱窒反応速度定数 k_{den} を $0.6910 h^{-1}$ と推定した。Cheng *et al.* (2004) は、アルカリ性土の硝化過程に1次反応式が適用できることを示し、たとえば、中国の各種農地土に対して $200 mgN kg^{-1}$ の NH_4-N を添加した場合 (温度 25°C、飽和度 60%) の1次反応速度定数の値として、水田土で $8.2 \times 10^{-3} h^{-1}$ 、畑土で $5.4 \times 10^{-3} \sim 1.6 \times 10^{-2} h^{-1}$ を得ている。Kanwar *et al.* (1982) は、1次反応式で表される脱窒を考慮した土中の NO_3-N の移動モデルを構築している。Blackburn *et al.* (1994) は湖沼の底泥中の脱窒を1次反応式で表している。Minzoni *et al.* (1988) は、湛水条件下での水田土の k_{den} が $4 \times 10^{-3} \sim 7.0 \times 10^{-2} h^{-1}$ の範囲で変化したことを実験的に示している。

窒素の形態変化は土の環境により異なるが、過去の研究に基づき1次反応速度定数の値を整理すると、酸化状態の畑土では、無機化 $k_{min} = 0.0002 h^{-1}$ 、硝化 $k_{nit} = 0.01 h^{-1}$ 、酸化状態の水田土では、無機化 $k_{min} = 0.0002 h^{-1}$ 、硝化 $k_{nit} = 0.01 h^{-1}$ 、還元状態の水田土では、脱窒 $k_{den} = 10^{-3} \sim 10^{-1} h^{-1}$ 程度である。酸化状態の脱窒 k_{den} 、還元状態での無機化 k_{min} 、硝化 k_{nit} の測定例は少ないが、特に酸化状態の k_{den} 、還元状態での k_{nit} の値は、他の状態における反応定数に比べて小さな値であると考えられる。

2.2.3 連鎖反応を含む窒素の移動式

窒素の形態変化を連鎖反応として反応速度式で表現すると、土中の溶質移動式に組み込むことにより、それぞれの形態の窒素の移動予測が可能となる。ここでは、図-1に示す無機化、硝化、脱窒の1次の連鎖反応を移流分散式 (CDE) に組み込んだOrg-N、 NH_4-N 、 NO_3-N の移動式を示す。なお、Org-Nと NH_4-N は水溶態と吸着

態が存在するが、NO₃-Nは吸着態は存在しないとする。

$$\frac{\partial \theta C_{\text{Org-N}}}{\partial t} + \frac{\partial \rho S_{\text{Org-N}}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_{\text{Org-N}} \frac{\partial C_{\text{Org-N}}}{\partial z} \right) - \frac{\partial q C_{\text{Org-N}}}{\partial z} - k_{\text{min}(w)} \theta C_{\text{Org-N}} - k_{\text{min}(s)} \rho S_{\text{Org-N}} \quad (14)$$

$$\frac{\partial \theta C_{\text{NH}_4\text{-N}}}{\partial t} + \frac{\partial \rho S_{\text{NH}_4\text{-N}}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_{\text{NH}_4\text{-N}} \frac{\partial C_{\text{NH}_4\text{-N}}}{\partial z} \right) - \frac{\partial q C_{\text{NH}_4\text{-N}}}{\partial z} + k_{\text{min}(w)} \theta C_{\text{Org-N}} + k_{\text{min}(s)} \rho S_{\text{Org-N}} + k_{\text{nit}(w)} \theta C_{\text{NH}_4\text{-N}} - k_{\text{nit}(s)} \rho S_{\text{NH}_4\text{-N}} \quad (15)$$

$$\frac{\partial \theta C_{\text{NO}_3\text{-N}}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_{\text{NO}_3\text{-N}} \frac{\partial C_{\text{NO}_3\text{-N}}}{\partial z} \right) - \frac{\partial q C_{\text{NO}_3\text{-N}}}{\partial z} + k_{\text{nit}(w)} \theta C_{\text{NH}_4\text{-N}} + k_{\text{nit}(s)} \rho S_{\text{NH}_4\text{-N}} - k_{\text{den}} \theta C_{\text{NO}_3\text{-N}} \quad (16)$$

ここで、 C は土中水中の溶質濃度 (g cm^{-3})、 θ は体積含水率、 D は分散係数 ($\text{cm}^2 \text{h}^{-1}$)、 q は水分フラックス (cm h^{-1})、 z は鉛直座標 (cm)、 t は時間 (h)である。 S は吸着態濃度 (g g^{-1})、 ρ は乾燥密度 (g cm^{-3})である。(14)式ではOrg-Nの吸着、また、(15)式においてはNH₄⁺が交換性陽イオンであるために、吸着量を考慮している。陰イオンのNO₃⁻は、酸性条件で生じる土の正荷電には陰イオン吸着するが、ここでは無視できると仮定する。 k_{min} 、 k_{nit} 、 k_{den} はそれぞれ無機化、硝化、脱窒過程の1次反応速度定数 (h^{-1})である。また、添字(w)、(s)はそれぞれ水溶態、吸着態に対する反応速度定数を示す。分散係数 D は、

$$D = \lambda |v| + D_w \tau \quad (17)$$

ここで、 λ は分散長 (cm)、 $v (=q/\theta)$ は平均間隙流速 (cm h^{-1})、 D_w は自由水中のそれぞれの窒素形態の分子拡散係数 ($\text{cm}^2 \text{h}^{-1}$)、 τ は屈曲度である。

3. 計算例

窒素の形態変化の反応を組み合わせた溶質移動式を用いると、それぞれの反応が窒素の移動形態に及ぼす影響について、定量的な検討が可能となる。ここでは、畑土と水田土を想定して各種パラメータを設定し、(14)~(16)式に基づき Org-N、NH₄-N、NO₃-Nの移動の数値計算を行い、各種反応定数に関する感度解析を行った。表-1は、従来の測定例に基づき定めた畑土と水田土に対する標準的なパラメータ値である。そして感度解析は、対象とする1次反応速度定数の値を、表中の基準値に対して変化させて計算を行った。

水分が不飽和状態の畑土では、酸化的であるため、無機化と硝化が支配的である。ただし、団粒が発達した土では、不飽和状態であっても団粒内が還元的なときには脱窒が生じる。一方、水田土では、図-4に示すように、表層に酸化層、下層に還元層があり、酸化層では無機化と硝化、還元層では無機化と脱窒が生じると仮定した。さらに、地下水が深い場合には還元層の下が水分不飽和になり、酸化層が存在する(若月, 1997)。このような畑土と水田土に対して1次反応速度定数を与えた。なお、

表-1 定常重力流れ条件下の計算に用いた畑土と水田土の基準パラメータ設定値

		Upland field (Sandy loam)	Paddy field (Silty Clay)	Unit
Bulk density	ρ	1.56	1.70	g cm^{-3}
Particle density	ρ_s	2.65	2.65	g cm^{-3}
Saturated soil water content	θ_s	0.41	0.36	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$
Saturated hydraulic conductivity	K_s	4.42	0.02	cm h^{-1}
Solute transport properties	λ	1	1	cm
	D_w	0.06	0.06	$\text{cm}^2 \text{h}^{-1}$
Org-N	K_d	10	10	$\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$
	k_{min}	0.0002	0.0002	h^{-1}
NH ₄ -N	K_d	0.5	3	$\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$
	k_{nit}	0.01	Oxidized layer 0.01 Reduced layer 0	h^{-1}
NO ₃ -N	K_d	0	0	$\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$
	k_{den}	0.005	Oxidized layer 0 Reduced layer 0.1	h^{-1}

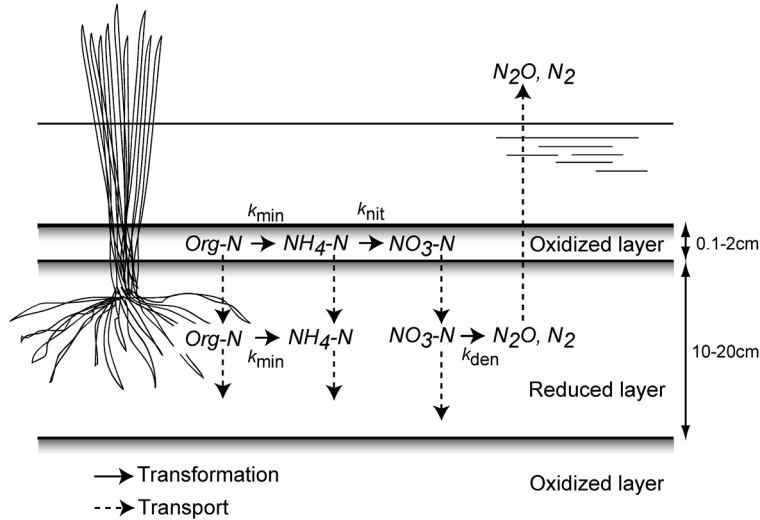


図-4 水田土中の窒素移動のモデル化 (若月 (1997) を参考)

Org-N と NH₄-N の反応速度定数は、水溶態と吸着態で等しいとした ($k_{\min(w)}=k_{\min(s)}$, $k_{\text{nit}(w)}=k_{\text{nit}(s)}$)。

土への吸着が無視できる NO₃-N に対して、Org-N と NH₄-N は吸着が生じるため、水溶態濃度 C と吸着態濃度 S の関係 (吸着等温線) が必要となる。陽イオンの NH₄⁺ は、交換性陽イオンとしてイオン交換により吸着するため他の陽イオンの種類や濃度に依存するが、ここでは、両者とも線形吸着等温線で表されたとした。

$$S=K_d C \tag{18}$$

ここで、 K_d は分配係数 (cm³ g⁻¹) で、基準値には表-1 に示す値を与えた。この値は、先述の黒ボク土と実際の水田土の Org-N と NH₄-N の吸着態、水溶態濃度の測定値から得た。

計算は、3種類の溶質による連鎖反応としてHYDRUS-1D (Šimůnek *et al.*, 2005) を用いて行った。なお、本解説では定常水分流れの窒素移動を対象とするが、HYDRUS-1D では、非定常水分流れや、図-1 に示す揮発を形態変化に含ませることも可能である。

3.1 畑土

土性は砂質壤土で均質とし、水分移動特性は van Genuchten 式で与えた (Jury and Horton, 2006)。そして、土層全体が圧力水頭 -20 cm であり、水分フラックス 0.9669×10^{-1} cm h⁻¹ の定常重力流れが生じている状態を対象にした。各態窒素の初期濃度はすべてゼロ、また下端溶質境界は濃度勾配ゼロ条件とした。上端溶質境界はフラックス条件とし、水溶態の Org-N が 0.03 mgN cm⁻³ の一定濃度、NH₄-N と NO₃-N の濃度はゼロとした

(取出ら, 2006)。また、土深さは 100 cm、節点間隔は 0.5 cm とし、計算時間は 720 h とした。なお、720 h に対する Org-N 施用量は、畑作物の標準的な施肥基準の約 200 kg ha⁻¹ に相当する。

3.1.1 無機化反応速度定数の影響

図-5 は、 k_{\min} を基準値 2×10^{-4} h⁻¹ に対して 10 分の 1 の 2×10^{-5} h⁻¹、10 倍の 2×10^{-3} h⁻¹ とした場合について、720 h 後の Org-N、NH₄-N、NO₃-N の全濃度分布である。この全濃度は、単位土体積当たりの溶質量 (mgN cm⁻³ soil) として定義される。

$$\theta C + \rho K_d C \tag{19}$$

無機化反応速度定数 k_{\min} が大きくなる程、無機化が進行するため上層部の NH₄-N 濃度が増加し、さらに NH₄-N は硝化されて下方に移動するため、NO₃-N 濃度が土層全体に高くなる。吸着の生じない NO₃-N の濃度前線は、吸着する NH₄-N の前線に比べて先行して進むのが特徴である。なお、Org-N 濃度は、NH₄-N、NO₃-N 濃度に比べて高いため、720 h 後の Org-N 濃度には、 k_{\min} が 2×10^{-4} h⁻¹ 以下では顕著な違いが見られない。

3.1.2 硝化反応速度定数の影響

無機化した NH₄-N の濃度分布は、硝化反応速度定数 k_{nit} に大きく依存する。図-6 は、図-5 の 720 h 後の無機化基準値 $k_{\text{nit}}=2 \times 10^{-4}$ h⁻¹ の全 Org-N 濃度分布に対して、硝化反応速度定数 k_{nit} が基準値の 0.01 h⁻¹、10 分の 1 の 0.001 h⁻¹、10 倍の 0.1 h⁻¹ のときの、NH₄-N、NO₃-N の全濃度分布の比較である。

畑土では、 k_{nit} が大きい程、硝化が進行するため上層

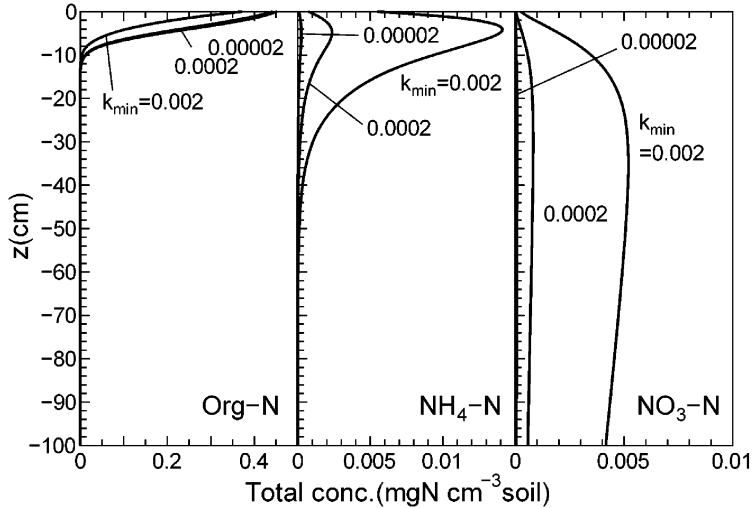


図-5 畑土において無機化反応速度定数を変化させたとき ($k_{\min}=2 \times 10^{-5}, 2 \times 10^{-4}, 2 \times 10^{-3} \text{ h}^{-1}$) の720 h後のOrg-N, $\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{NO}_3\text{-N}$ 全濃度分布

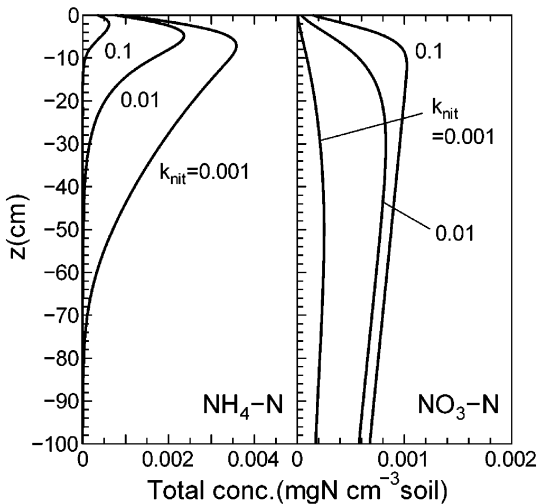


図-6 畑土において硝化反応速度定数を変化させたとき ($k_{\text{nit}}=0.001, 0.01, 0.1 \text{ h}^{-1}$) の720 h後の $\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{NO}_3\text{-N}$ 全濃度分布

部の $\text{NH}_4\text{-N}$ 濃度は減少する。そのため、吸着の生じない $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度は土層全体に増加し、下端境界からの $\text{NO}_3\text{-N}$ の流出量が増加する。 $k_{\text{nit}}=0.1 \text{ h}^{-1}$ と $k_{\text{nit}}=0.01 \text{ h}^{-1}$ の $\text{NO}_3\text{-N}$ 分布の違いが比較的小さいのは、無機化反応速度定数 $k_{\min}=2 \times 10^{-4} \text{ h}^{-1}$ に比べて硝化定数 $k_{\text{nit}}=0.1 \text{ h}^{-1}$ が大きいため、 $\text{NH}_4\text{-N}$ 濃度が小さくなり、硝化の制限要因となっているためである。連鎖反応の場合、そ

れぞれの反応速度定数の大きさに加えて、全体の反応を制限する要因の特定が重要である。

3.1.3 $\text{NH}_4\text{-N}$ の分配係数の影響

NH_4^+ の土への吸着量を与える $\text{NH}_4\text{-N}$ の分配係数も、窒素の移動形態に影響を及ぼす。図-7は、図-6と同様に、図-5の720 h後の無機化基準値 $k_{\min}=2 \times 10^{-4} \text{ h}^{-1}$ の全Org-N濃度分布に対して、 $\text{NH}_4\text{-N}$ の分配係数 K_d を変化させたときの $\text{NH}_4\text{-N}$ 水溶態および吸着態濃度、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 全濃度分布である。 $\text{NH}_4\text{-N}$ の分配係数 K_d は0.05, 0.5, $5.0 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ 、硝化反応速度定数 k_{nit} はすべて基準値の 0.01 h^{-1} である。 $\text{NH}_4\text{-N}$ の K_d が大きいく程、表層付近に $\text{NH}_4\text{-N}$ が吸着態として保持され、水溶態の $\text{NH}_4\text{-N}$ の下方への浸透が遅れる。しかし、水溶態と吸着態の硝化反応定数 k_{nit} が等しいと仮定しているため、硝化量自体の違いは K_d の大きさに関わらず小さい。そのため、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度は表層を除きほぼ等しく、下端境界からの $\text{NO}_3\text{-N}$ の流出量の違いは小さくなっている。土への吸着の大きい $\text{NH}_4\text{-N}$ に対しては、分配係数 K_d の大きさに加え、水溶態と吸着態の硝化反応定数 k_{nit} を適切に推定することが重要である。

3.1.4 脱窒反応速度定数の影響

畑土においても団粒が発達し、団粒内部が還元状態にある場合に脱窒が生じる。図-8は、脱窒反応速度定数 k_{den} が0, 0.005, 0.01 h^{-1} の場合の $\text{NO}_3\text{-N}$ 全濃度分布である。Org-N, $\text{NH}_4\text{-N}$ 全濃度は、図-5~7の基準値($k_{\min}=2 \times 10^{-4} \text{ h}^{-1}$, $k_{\text{nit}}=0.01 \text{ h}^{-1}$, $K_d=0.5 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$)の場合である。 k_{den} が大きくなる程、土中の $\text{NO}_3\text{-N}$ 全濃度は低下

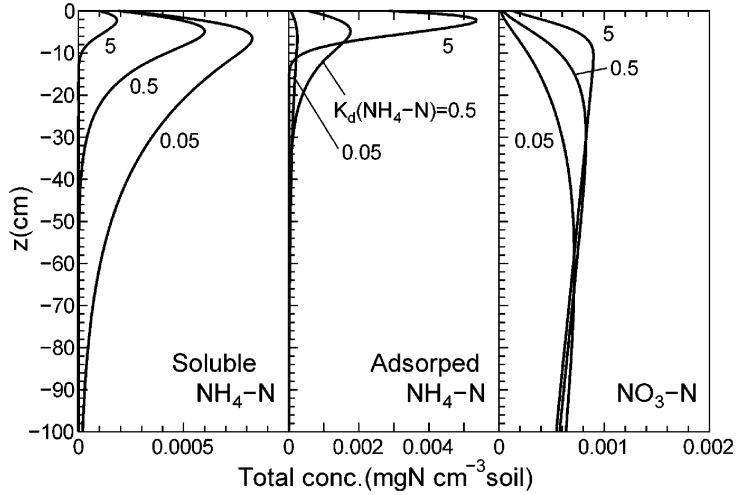


図-7 畑土において $\text{NH}_4\text{-N}$ の分配係数を変化させたとき ($K_d=0.05, 0.5, 5 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$) の 720 h 後の $\text{NH}_4\text{-N}$ 水溶態, 吸着態濃度, $\text{NO}_3\text{-N}$ 全濃度分布

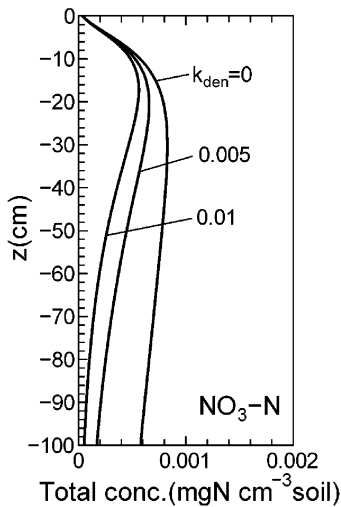


図-8 畑土において脱窒反応速度定数を変化させたとき ($k_{\text{den}}=0, 0.005, 0.01 \text{ h}^{-1}$) の 720 h 後の $\text{NO}_3\text{-N}$ 全濃度分布

し、下方への $\text{NO}_3\text{-N}$ 移動量を抑制できることがわかる。すなわち、団粒化を促進して、脱窒菌の活性を高めれば $\text{NO}_3\text{-N}$ の溶脱抑制が可能になると推察される。なお、脱窒の生じている $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度は、 $k_{\text{den}}=0$ の濃度分布が全体的に減少する分布となっている。これは、 $k_{\text{den}}=0$ の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度が全層にわたりほぼ等しいこと、脱窒反応速度定数 k_{den} が位置によらず等しいことが原因である。

3.2 飽和定常流れ条件下での水田土

水田土に対しては、土性はシルト質粘土で均質とし、水分移動特性は畑土と同様に van Genuchten 式で与えた。表-1 は、用いた各種設定値である。Org-N と $\text{NH}_4\text{-N}$ の吸着等温線は同様に線形吸着等温線で表し、 K_d は畑土に比べて、水田土の $\text{NH}_4\text{-N}$ の吸着量が大きいことを考慮して与えた。

水分移動は、飽和状態 (圧力水頭 0 cm) で定常重力流れが生じているとし、計算時間は 720 h とした。水分フラックスは、飽和透水係数値と等しい 0.02 cm h^{-1} である。また、各態窒素の初期濃度はすべてゼロとし、窒素移動の下端境界条件は濃度勾配ゼロ条件とした。土深さは 100 cm、節点間隔は、後述の開放浸透の場合の物質収支の精度を上げるため、水田土に対しては畑土の場合より小さい 0.25 cm とした。さらに、先述したように表層の $0.1\sim 2 \text{ cm}$ 程度の水田土は酸化状態にあり、硝化が生じる。ここでは、表層の酸化層は 2 cm とし、また酸化層とその下の還元層における k_{min} は等しく、 k_{nit} と k_{den} は異なると仮定した (表-1)。

上端の溶質境界条件は、以下に示す施肥条件を考慮して与えた。近年、バイオマスの循環利用においてメタン発酵によって発生する発酵消化液を肥料として利用することが望まれている。発酵消化液には Org-N と $\text{NH}_4\text{-N}$ がおよそ同濃度で含まれており、液肥とよばれる。たとえば、京都府南丹市八木町では試験的に液肥を水田に投入しているが、化学肥料において基準とされている $\text{NH}_4\text{-N}$ 量と同量の $\text{NH}_4\text{-N}$ となるように液肥を与えてい

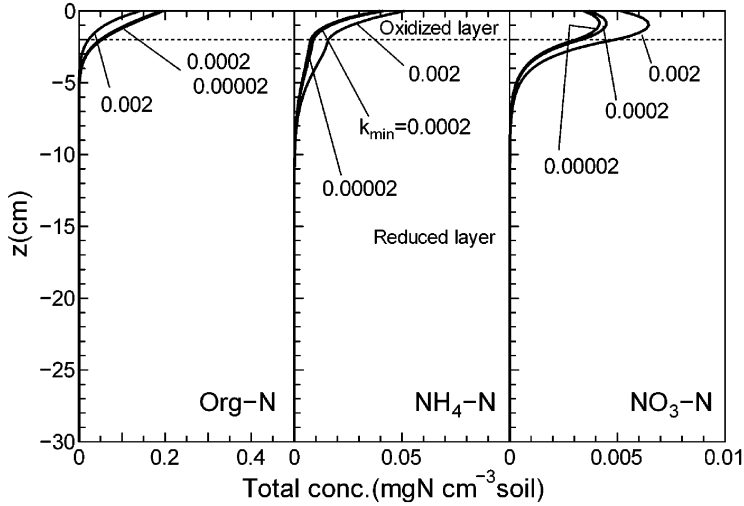


図-9 水田土において無機化反応速度定数を変化させたとき ($k_{min}=2 \times 10^{-5}, 2 \times 10^{-4}, 2 \times 10^{-3} \text{ h}^{-1}$) の720 h後の Org-N, $\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{NO}_3\text{-N}$ 全濃度分布

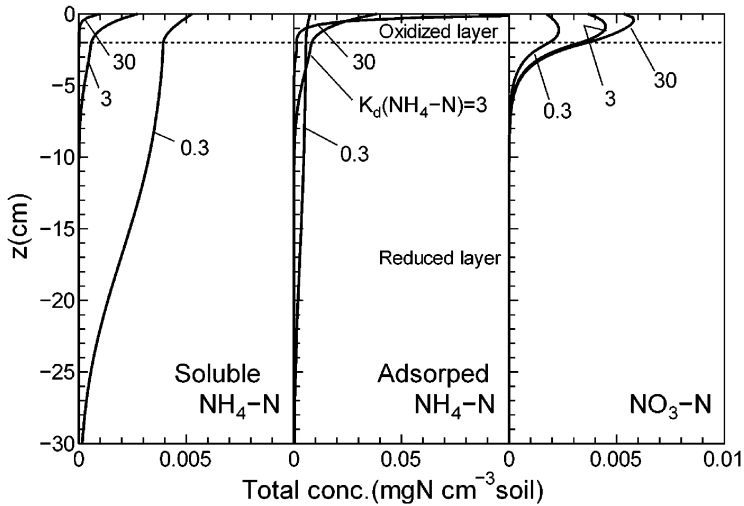


図-10 水田土において $\text{NH}_4\text{-N}$ の分配係数を変化させたとき ($K_d=0.3, 3, 30 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$) の720 h後の $\text{NH}_4\text{-N}$ 水溶態, 吸着態濃度, $\text{NO}_3\text{-N}$ 全濃度分布

る。そこで、水田における化学肥料による基肥の基準例 (29 kg ha^{-1}) (深山, 1990) を基に $\text{NH}_4\text{-N}$ の投入量を定めた。そこで、720 h に基準量の $\text{NH}_4\text{-N}$ が供給されるように、 $\text{NH}_4\text{-N}$ の上端フラックス境界濃度を 0.02 mgN cm^{-3} とし、さらに液肥の場合は同量の Org-N が投入されることになるため、同じく 0.02 mgN cm^{-3} の Org-N を境界濃度として与えた。また、畑土と同様に、各態窒素の初期濃度はすべてゼロ、下端溶質境界は濃度勾配ゼロ条件である。

3. 2. 1 無機化反応速度定数の影響

図-9 は、液肥を与えた場合の、異なる無機化反応速度定数 k_{min} , $2 \times 10^{-5}, 2 \times 10^{-4}$ (基準値), $2 \times 10^{-3} \text{ h}^{-1}$ に対する、720 h 後の各態窒素全濃度分布である。下層の窒素濃度がゼロであったため、上層 30 cm を表示した (図-10 も同様)。無機化反応速度定数 k_{min} が大きい程無機化が進行し、上層部の $\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{NO}_3\text{-N}$ が増加する。図-5 ~8 の畑土の結果と比較して窒素成分が表層に留まっているのは、水分フラックスが小さいこと、 $\text{NH}_4\text{-N}$ の K_d

が大きく吸着量が大きいためである。

1次反応速度定数が k のとき、半減期は次式で与えられる。

$$t_{1/2} = -\ln(0.5)/k \quad (20)$$

この半減期の値は、反応時間の指標となる。与えた無機化反応速度定数 k_{\min} は 2×10^{-5} , 2×10^{-4} , $2 \times 10^{-3} \text{ h}^{-1}$ であり、半減期はそれぞれ 34657, 3465, 346 h である。計算時間は 720 h であり、 $k_{\min} = 2 \times 10^{-5}$, $2 \times 10^{-4} \text{ h}^{-1}$ の場合は、半減期が観測時間のスケールより大幅に大きい。そのため、Org-N からの無機化される $\text{NH}_4\text{-N}$ は小さく、土中に存在する $\text{NH}_4\text{-N}$ の大半は、液肥として境界から与えられたものである。そのため、 $k_{\min} = 2 \times 10^{-5}$, $2 \times 10^{-4} \text{ h}^{-1}$ の場合、無機化の及ぼす影響は小さく、Org-N, $\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{NO}_3\text{-N}$ 全濃度分布はほぼ等しい。液肥として与えられた Org-N 成分の有効性は、Org-N の土中への滞留時間と無機化速度の関係で決まる。このように、反応速度論に基づく移動定数を考える場合、無機化の反応時間と観測時間の大小を比較することにより、各種成分の移動形態とそれらの有効性を見積もることができる。

3.2.2 $\text{NH}_4\text{-N}$ の分配係数の影響

図-7の畑土の場合と同様に、 $\text{NH}_4\text{-N}$ の分配係数 K_d は、水田土中の $\text{NH}_4\text{-N}$ と $\text{NO}_3\text{-N}$ の移動形態に影響を及ぼす。図-10は、図-9の無機化基準値 $k_{\min} = 2 \times 10^{-4} \text{ h}^{-1}$ の全 Org-N 濃度分布に対して、 $\text{NH}_4\text{-N}$ の K_d を 0.3, 3 (基準値), $30 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ に変化させたときの $\text{NH}_4\text{-N}$ 水溶態および吸着態濃度、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 全濃度分布である。分配係数 K_d が大きい程、上層の $\text{NH}_4\text{-N}$ の吸着濃度が増加し、 $\text{NH}_4\text{-N}$ は表層に留まっている。水溶態の $\text{NH}_4\text{-N}$ は、 $K_d = 0.3$ と小さいときは深さ 30 cm 程度まで到達している。しかし、還元層の脱窒反応速度定数 k_{den} は 0.1 h^{-1} と大きく、(20)式の半減期は 6.9 h と観測時間に比べて十分小さい。そのため、 $\text{NO}_3\text{-N}$ の大半は還元層で脱窒されるため、 $\text{NH}_4\text{-N}$ の K_d が小さい場合でも $\text{NO}_3\text{-N}$ は深さ 30 cm 程度まで到達していない。

3.3 開放浸透条件下での水田土

一般に、水田土は作土、耕盤、下層土からなるが、地下水面が低く、かつ、耕盤の飽和透水係数に比べて下層土の飽和透水係数が大きい場合、下層土の圧力水頭は負圧になり、土中の空気が大気と連続している場合は、水分不飽和となり、酸化的になる(岩田, 1982)。この下層土の不飽和水分流れは、古くから開放浸透とよばれている。ここでは、作土、耕盤、下層土に対して表-2に示す水分特性値を設定し、上下端境界の圧力水頭を 0 cm とした。そして、図-11に示す定常圧力水頭分布における水分フラックスが 0.174 cm h^{-1} の条件下での計算を行っ

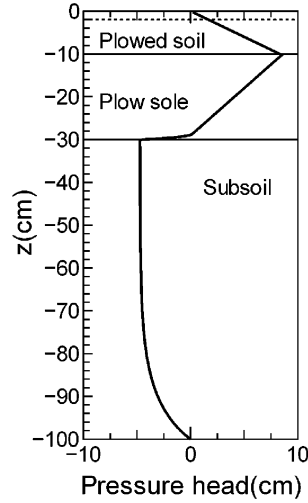


図-11 開放浸透における成層水田土の定常圧力水頭分布

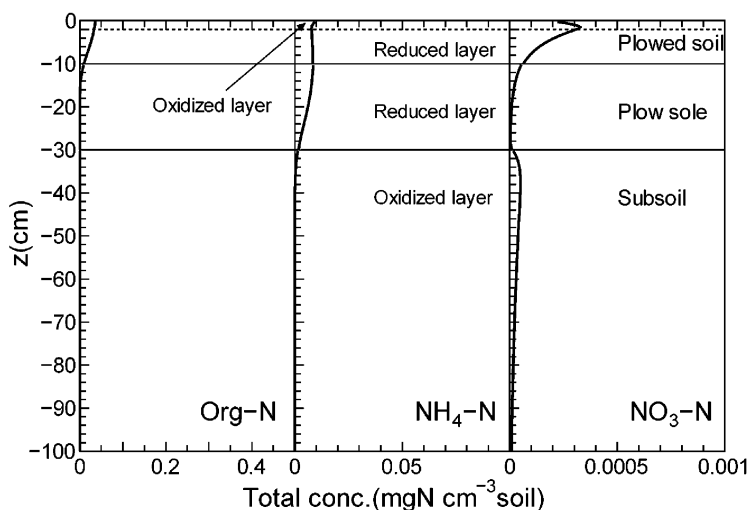
た。このとき、下層土では負圧が生じており、水分不飽和になっている。設定した Org-N, $\text{NH}_4\text{-N}$ の分配係数、各形態変化の反応速度定数などを表-2に示した。作土層内の上層 2 cm はここまでの水田の計算例と同様に酸化層とした。下層土の k_{\min} , k_{nit} は上層に比べて小さい(中村・三野, 2006)ことを考慮して、酸化状態にある下層土での反応速度定数値を、作土内の酸化層の値の半分とした。上端境界の窒素濃度は、3.2節と同条件の液肥施用を想定した Org-N, $\text{NH}_4\text{-N}$ 濃度を与えた。この場合、水分フラックスが 0.174 cm h^{-1} であるので、境界濃度はそれぞれ $0.0023 \text{ mg N cm}^{-3}$ となる。また、各態窒素の初期濃度、窒素移動の下端境界条件、土の深さ、節点間隔は先の水田土の計算例と同様とした。

図-12は、720 h 後の Org-N, $\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{NO}_3\text{-N}$ の全濃度分布である。還元層を通過した $\text{NH}_4\text{-N}$ は、酸化的な下層土で硝化し、還元層を通過した $\text{NO}_3\text{-N}$ と共に下層へと移動する。この例では、還元層を通過する $\text{NH}_4\text{-N}$ 量は小さく、また還元層における脱窒が大きい条件であるため、下層土における $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度は非常に小さい。しかし、下層土においては $\text{NO}_3\text{-N}$ の脱窒や吸着が生じないため、 $\text{NO}_3\text{-N}$ は下端にまで達している。

さらに、地下水位の上昇が $\text{NO}_3\text{-N}$ の流出に及ぼす影響をみるために、下端境界を一定圧力水頭値 10, 20, 30 cm に設定し、下層土の地下水面以下の飽和領域を還元状態として反応速度定数を与えて同様の計算を行った。定常状態での水分フラックスは先と同様に 0.174 cm h^{-1} である。下層土飽和領域の無機化反応速度定数 k_{\min} は

表-2 開放浸透条件下の計算に用いた水田土の基準パラメータ設定値

		Plowed soil (Loam)		Plow sole (Sandy clay)	Subsoil (Silt loam)	Unit
		Oxidized layer	Reduced layer	Reduced layer	Oxidized layer	
Depth		0-2	2-10	10-30	30-100	cm
Bulk density	ρ	1.56		1.64	1.46	g cm^{-3}
Particle density	ρ_s	2.65		2.65	2.65	g cm^{-3}
Saturated soil water content	θ_r	0.078		0.1	0.067	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$
Residual soil water content	θ_s	0.43		0.38	0.45	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$
Inverse of air-entry value	α	0.036		0.027	0.02	cm^{-1}
Pore-size distribution index	n	1.56		1.23	1.41	—
Saturated hydraulic conductivity	K_s	1.04		0.12	0.45	cm h^{-1}
Pore-connectivity parameter	l	0.5		0.5	0.5	—
Solute transport properties	λ	1	1	1	1	cm
	D_w	0.06	0.06	0.06	0.06	$\text{cm}^2 \text{h}^{-1}$
Org-N	K_d	10	10	10	10	$\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$
	k_{\min}	0.0002	0.0002	0.0002	0.0001	h^{-1}
NH ₄ -N	K_d	3	3	3	3	$\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$
	k_{nit}	0.01	0	0	0.005	h^{-1}
NO ₃ -N	K_d	0	0	0	0	$\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$
	k_{den}	0	0.1	0.1	0	h^{-1}

図-12 開放浸透が生じている成層水田土における 720 h 後の Org-N, NH₄-N, NO₃-N 全濃度分布

0.0001 h⁻¹, 硝化反応速度定数 k_{nit} は 0 h⁻¹, 脱窒反応速度定数 k_{den} は 0.05 h⁻¹ とした。下層土の脱窒が小さいとする報告 (中村・三野, 2006) を考慮し, k_{den} は上層の還

元層の半分とした。図-13 は, 異なる地下水位における 100 cm の下端境界からの NO₃-N の積算流出フラックスである。図中の A は地表面から地下水面までの距離, B

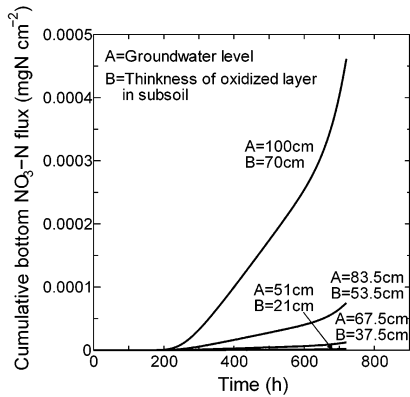


図-13 開放浸透が生じている成層水田土における地下水位による下端境界（深さ 100 cm）からの積算 $\text{NO}_3\text{-N}$ フラックスの違い

は下層土内の酸化層の厚さである。

ここで示した計算条件では、 $\text{NO}_3\text{-N}$ の流出濃度は小さいが、この例は、地下水位の $\text{NO}_3\text{-N}$ の流出に対する重要性を示している。地下水位が上昇し、下層土内の酸化層の厚さが小さくなる程、下端からの $\text{NO}_3\text{-N}$ の流出を抑制できる。すなわち、より複雑な土層から構成されている場合においても、各層に対して適切に反応速度定数を与えることにより、地下水位の制御による土中の窒素移動管理に対する予測を行うことができる。今回は、反応速度定数を酸化、還元状態で別途与えたが、図-3 (b) に示すように反応速度定数を圧力水頭、あるいは水分量の関数として与えることができれば、より現実的な評価が可能になると考えられる。

4. おわりに

窒素形態変化を組み込んだ土中の窒素移動モデルを解説し、畑土と水田土に対して適用した計算例を示した。それぞれの条件における無機化、硝化、脱窒の反応速度定数のさらなる詳細な検討は必要であるが、こうした連鎖反応を用いた移動モデルが、畑土と水田土における窒素管理を行う上で有用であることを示すことができたと考えられる。とりわけ、今まで適用事例の少ない水田土に対しても、同じ連鎖反応の移動モデルを用いてある程度の予測が可能であることを示した意義は大きいと思われる。今回は水分移動を定常流れとしたが、たとえば、降雨条件、灌漑条件、さらに施肥条件を変化させることも可能であり、土中の窒素濃度や地下への硝酸態窒素の浸出フラックスを推定し、より最適な水・施肥管理法の提案をすることができる (Nakamura *et al.*, 2004)。

本解説では図-3 に 1 例を示したに過ぎないが、反応速度定数は温度に強い依存性がある (たとえば、中村ら (2003))。反応速度定数の温度依存性は Arrhenius 式 (たとえば、千田・土屋 (1996)) によってモデル化が可能であり、本解析で用いた HYDRUS-1D でも考慮することができる。計算例としては示さなかったが、先述したように $\text{NH}_4\text{-N}$ の揮発と硝化過程に伴う N_2O などガス態窒素の発生は、同様な反応速度式によるモデル化が可能である。また、窒素固定についても N_2 からの何らかの反応速度式で表現することができれば同様のモデル化が可能である。

より厳密な解析を行おうとすれば、反応速度定数の土中の pH、水分量、酸素濃度、酸化還元電位、炭素量などに対する依存性や、各態窒素成分の非平衡吸着特性、微生物が吸着態成分と水溶態成分をどのような割合で利用するのかといった知見のモデルへの組み込みが必要になると考えられる。ただし、今回紹介した反応速度定数を利用した窒素移動モデルを用いる場合、このような因子を考慮した上で、それに応じた反応速度定数を適切に決定することができれば、様々な場面に適用が可能となると考えられる。

今後は、上述の詳細な因子に対する窒素移動に与える影響を明らかにするとともに、実験室レベル、圃場レベルでの実測値とモデルとの検証事例の蓄積が不可欠である。地域の適切な窒素循環における土の役割は極めて大きいものがある。本報がこれを解明するための一助になることを期待したい。

引用文献

- Blackburn, T.H., Blackburn, N.D., Jensen, K. and Risgaard-Petersen, N. (1994): Simulation model of the coupling between nitrification and denitrification in a freshwater sediment, *Applied and Environmental Microbiology*, **60** (9): 3089-3095.
- Cheng, W., Tsuruta, H., Chen, G. and Yagi, K. (2004): N_2O and NO production in various Chinese agricultural soils by nitrification, *Soil Biology & Biochemistry*, **36**: 953-963.
- 服部 勉・宮下清貴 (1996 a): 土の微生物学, pp. 30-54, 養賢堂, 東京.
- 服部 勉・宮下清貴 (1996 b): 土の微生物学, pp. 55-84, 養賢堂, 東京.
- Heumann, S. and Böttcher, J. (2004): Temperature functions of the rate coefficients of net N mineralization in sandy arable soils Part I. Derivation from laboratory incubations, *J. Plant Nutr. Soil*

- Sci., **167** : 381-389.
- Højberg, O., Revsbech, N.P. and Tiedje, J.M. (1994) : Denitrification in soil aggregates analyzed with microsensors for nitrous oxide and oxygen, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **58** : 1691-1698.
- 犬伏和之 (1990) : 水田土壌の窒素無機化と施肥 (日本土壌肥科学会編), pp. 9-33, 博友社, 東京.
- 犬伏和之 (1997) : 土の環境圏 (岩田進午・喜田大三監修), pp. 223-228, フジ・テクノシステム, 東京.
- 岩田進午 (1982) : 水田土壌学 (山根一郎編), pp. 94-131, (社)農山漁村文化協会, 東京.
- Kanwar, R.S., Johnson, H.P. and Kirkham, D. (1982) : Transport of nitrate and gaseous denitrification in soil columns during leaching, *J. Hydrol.*, **55** : 171-184.
- 糟谷真宏 (1999) : 地下水かんがいによって流入した硝酸態窒素の水田作土浸透過程における脱窒, *日本土壌肥科学雑誌*, **70** (2) : 123-131.
- 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), pp. 105-106, 築地書店, 東京.
- 木村真人 (2004) : 農業生態系における炭素と窒素の循環 (独立行政法人農業環境技術研究所編), pp. 76-89, 養賢堂, 東京.
- Ma, L., Lindau, C.W., Hongprayoon, C., Burhan, W., Jang, B.C., Patrick, W.H. and Selim, H.M. (1999) : Modeling urea, ammonium, and nitrate transport and transformations in flooded soil columns, *Soil Sci.*, **164** : 123-132.
- Minzoni, F., Bonetto, C. and Golterman, H.L. (1988) : The nitrogen cycle in shallow water sediment systems of rice fields. Part 1 : The denitrification process, *Hydrobiologia*, **159** : 189-202.
- 三野 徹 (2003) : 畑地における窒素の挙動と制御 (1) —窒素循環について—, *畑地農業*, **534** : 2-8.
- 深山政治 (1990) : 水田土壌の窒素無機化と施肥 (日本土壌肥科学会編), pp. 63-97, 博友社, 東京.
- Nakamura, K., Harter, T., Hirono, Y., Horino, H. and Mitsuno, T. (2004) : Assessment of root zone nitrogen leaching as affected by irrigation and nutrient management practices, *Vadose Zone Journal*, **3** : 1353-1366.
- 中村公人・三野 徹・廣野祐平 (2003) : 畑地における窒素の挙動とその制御 (2) —畑地土壌の硝化特性—, *畑地農業*, **535** : 2-10.
- 中村公人・三野 徹 (2006) : 水田土の窒素形態変化特性とそのモデル化, 第48回土壌物理学学会講演要旨集 : 64-65.
- Nendel, C., Reuter, S., Kubiak, R. and Nieder, R. (2004) : Nitrogen mineralization from mature bio-waste compost in vineyard soils 1. Long-term laboratory incubation experiments, *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, **167** : 397-407.
- Nielsen, D.R., Biggar, J.W. and Wierenga, P.J. (1982) : Nitrogen in Agricultural Soils, *Agronomy No.22* (Stevenson, F.J. (ed.)), pp. 423-448, ASA, CSSA, SSSA, Madison, WI.
- 西尾 隆 (1994) : 耕地土壌の脱窒過程, *日本土壌肥科学雑誌*, **65** (4) : 463-471.
- Ritter, W.F. and Bergstrom, L. (2001) : Agricultural Nonpoint Source Pollution — Watershed Management and Hydrology - (Ritter, W.F. and Shrimohammadi, A. (ed.)), pp. 59-89, Lewis Publishers, USA.
- Roelcke, M., Han, Y., Cai, Z. and Richter, J. (2002) : Nitrogen mineralization in paddy soils of the Chinese Taihu Region under aerobic conditions, *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, **63** : 255-266.
- Schmidt, E.L. (1982) : Nitrogen in Agricultural Soils, *Agronomy No.22* (Stevenson, F.J. (ed.)), pp. 253-288, ASA, CSSA, SSSA, Madison, WI.
- 千田 信・土屋範芳 (1996) : 地球化学反応速度と移動現象 (千田 信編著), pp. 1-19, コロナ社, 東京.
- 白谷栄作・戸原義男・四ヶ所四男美・井上久義 (1996 a) : 麦作圃場における窒素流出のモデル化, *農業土木学会論文集*, **181** : 97-105.
- 白谷栄作・戸原義男・四ヶ所四男美・井上久義 (1996 b) : 麦作圃場からの窒素流出簡易評価モデルの開発, *農業土木学会論文集*, **181** : 107-113.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. and Sejna, M. (2005) : The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media, Version 3.0. HYDRUS Software Series 1, Dep. of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, CA.
- 杉原 進・金野隆光・石井和夫 (1986) : 土壌中における有機態窒素無機化の反応速度論的解析法, *農業環境技術研究所報告*, **1** : 127-166.
- 鈴木 彰 (2003) : 土壌微生物生態学 (堀越孝雄, 二井一

- 植編著), pp. 20-36, 朝倉書店, 東京.
- 田淵俊雄 (1998): 地域環境工学シリーズ4 清らかな水のためのサイエンス—水質環境学— (田淵俊雄ら), pp. 91-126, 農業土木学会, 東京.
- Tanji, K.K., Broadbent, F.E., Mehran, M. and Fried, M. (1979): An extended version of a conceptual model for evaluating annual nitrogen leaching losses from croplands, *J. Environ. Qual.*, **8** (1): 114-120.
- 取出伸夫・坂井 勝・斉藤広隆 (2006): 土中の溶質移流分散モデルにおける境界条件, *土壌の物理性*, **104**: 75-84.
- 鳥山和伸 (1996): 多様な水稻栽培方式における水田土壌肥料研究の現状と方向 1. 水田土壌における養分動態研究の進歩 その1 一窒素一, *日本土壌肥料学雑誌*, **67** (2): 198-205.
- 植田 徹・松口龍彦 (1994): 土壌生化学 (木村真人ら著), pp. 111-131, 朝倉書店, 東京.
- 若月利之 (1997): 最新土壌学 (久馬一剛編), pp. 157-178, 朝倉書店, 東京.
- Yamaguchi, T., Moldrup, P., Rolston, D.E., Ito, S. and Teranishi, S. (1996): Nitrification in porous media during rapid, unsaturated water flow, *Water Research*, **30** (3): 531-540.
- 山本富三 (1990): 水田土壌の窒素無機化と施肥 (日本土壌肥料学会編), pp. 110-123, 博友社, 東京.
- Zak, D.R., Holmes, W.E., MacDonald, N.W. and Pregitzer, K.S. (1999): Soil temperature, matric potential, and kinetics of microbial respiration and nitrogen mineralization, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **63**: 575-584.

要 旨

土中の水分移動と窒素形態変化を考慮した土中の窒素移動モデルを解説した。土中の窒素は様々な形態を有し、無機化、有機化、硝化、脱窒、窒素固定といった生化学的活動によって、その形態を変化させる。ここでは、窒素形態変化を反応速度論によって1次反応式で表し、移流分散式 (CDE) により土中の窒素移動を表現する方法を述べた。そして、定常水分流れの生じている畑土と水田土を想定した窒素移動の解析を行った。畑土と水田土の特性を考慮して、それぞれの窒素形態変化の反応速度定数の大きさと深さ方向の分布を与えることにより、畑土や水田土中の特徴的な窒素移動形態が表現でき、窒素移動管理において有効な予測手法であることを示した。

受稿年月日: 2007年1月14日

受理年月日: 2007年2月7日

泥炭地環境保全と地下水質

橋 治国*・辰巳健一*

Ground Water Quality on the Conservation of Peat land

Harukuni TACHIBANA* and Kenichi TATSUMI*

* Graduate School of Engineering, Hokkaido University,
 N-13, W-8, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido, Japan

1. 泥炭地形成と水環境

泥炭地は、植物の生育する地域だけを意味しないが、本論文ではその構成植物との関連を扱うので、基本的には泥炭地と湿原を同義語として扱うこととする。その中で、植生との関わりを扱う場合には、湿原として記述した。湖沼から高位泥炭地（高層湿原）に至る泥炭地形成の過程については、一般に図-1のようにまとめられている（辻井，1987）。泥炭地化（湿原化）の第一歩（老年期湖沼から沼沢）は、流入堆積物で浅くなった湖沼・沿岸におけるヨシなどの植生群落の発達である。その過程で、湖沼容積は小さくなる。さらに、周囲の栄養塩を含む地表表流水や地下水が湖沼に流入する。また湖沼堆積物からは栄養塩などの水質成分の溶出が生じる。湖沼水は富栄養化して水辺には多くの植物が繁茂するようになり、湖沼は低位泥炭地へと発達する。その後、植物の遺体が堆積して地盤が高くなり、水供給は降水に依存するようになると泥炭地表面で栄養塩濃度の低下が生じる。そのような条件下で生育可能なミズゴケが優占種となり、地盤が高くなると、さらに降水への依存が増して貧栄養化が進み、表面付近の地下水質は清澄な降水組成に近くなる。この状態の泥炭は、高位泥炭地と呼ばれ、貧栄養に対応できる貴重な植物の分布することが多い。そのような特殊な条件下で形成された高位泥炭地の水質や植生は、少しの環境変化、特に人為的な影響によって容易に変貌すると考えられる。その例として、北海道では、この高位泥炭地を、サロベツ泥炭地を代表として各地にみることができるが、それらの多くは、戦後の農地開拓による排水、開墾事業によってその姿を変貌させられてしまった。本報告では、多くの高位泥炭地の残存するサロベツ泥炭地や釧路湿原で実施した我々の調査に基づ

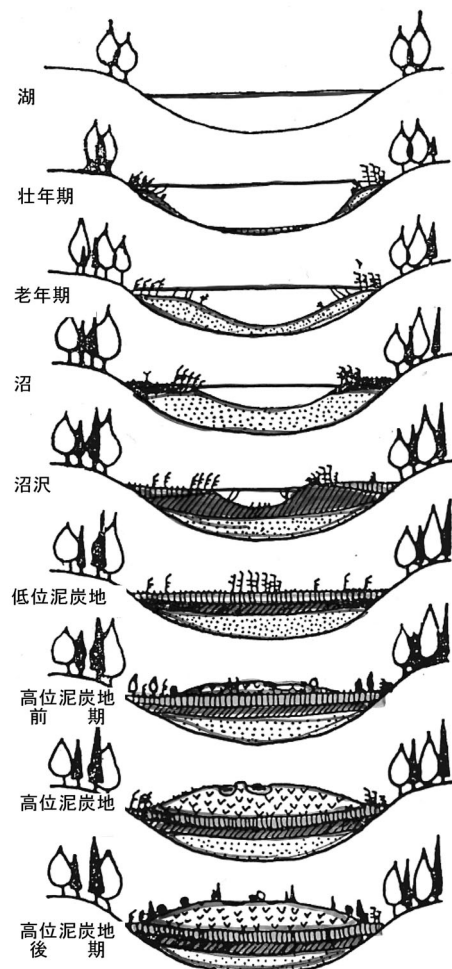


図-1 泥炭地（湿原）の発達（辻井（宮脇引用）1987，一部字句改変）

* 北海道大学大学院工学研究科環境フィールド工学専攻 水圏環境工学講座水環境保全工学研究室 〒060-0813 札幌市北区北13条西8丁目 Tel 011-706-6277 Fax 011-706-6277

キーワード：泥炭地，地下水質，ミズゴケ，人為的活動，環境保全

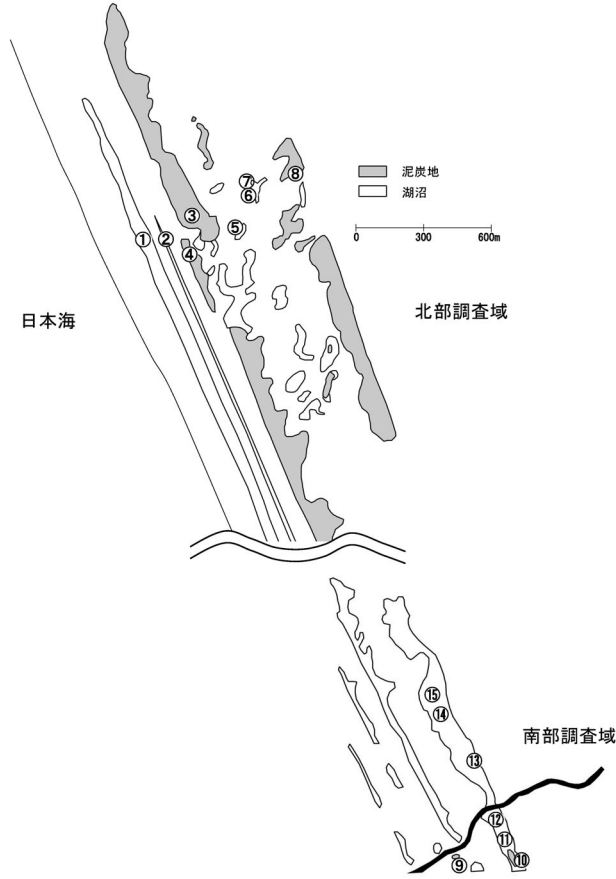


図-2 稚咲内海岸砂丘
 図中の数値は表1で示す調査地点を示す。

き、泥炭地の変貌のなかでも植生の変化と環境指標の一つである地下水質との関係を紹介し、泥炭地の環境保全について提言する。

2. 泥炭地形成と水環境

ここで図-1 に示した泥炭地の発達過程を、具体的な調査例から紹介する(橋ら, 2002)。北海道北西部の利尻礼文サロベツ国立公園内のサロベツ泥炭地西側に、日本海に沿って南北延長 16.5 km に広がる稚咲内海岸砂丘がある。この稚咲内海岸砂丘は、3列の砂丘によって構成されており、砂丘の高さは内陸側に高く、最高標高 20 m 前後である。この砂丘間に多数の湖沼と泥炭地が存在する。点在する大小の湖沼には、泥炭や土壌の流入・堆積により大半が埋没したもの、部分的に埋没したものなど、湖沼から泥炭地への遷移状態が進行している過程にあり、高位、中位泥炭地を含めて泥炭地形成状態を概観

できる。

図-2 と表-1 に稚咲内海岸砂丘の泥炭地の概況を示した。泥炭地は遷移過程に対応してそれぞれ代表的な植生で占められている。調査地点の湖水や地下水の水質分析の結果(表-2)、高位泥炭地の地下水質は、電気伝導度が低く、また栄養塩濃度も降水とほぼ同じレベルにある。高位泥炭地は降水(雨水)涵養であることが明確にわかる。pH は、栄養塩摂取の際のミズゴケの pH 低下作用(Gore, 1983)と泥炭中での腐植質形成によって、4~5 の酸性領域になる。地下水中の有機炭素(DOC)は、植物の分解によって生成されるため、高濃度を示している。中位泥炭地から低位泥炭地になると、電気伝導度は湖沼水の値に近くなる。栄養塩濃度も増加するが、これらは泥炭地周辺あるいは非泥炭土壌層(ここでは泥炭地よりも下層の砂層や粘土層)から供給されていると考えられる。泥炭地の植生は、降水と土壌から溶出した水質

表-1 稚咲内海岸砂丘の泥炭地と優占植生

	地点	番号	高度 (m)	水深 (m)	泥炭の 厚さ (m)	優占植生
湖沼	L-A 1	③	12.3	1.3	1.1	コウホネ
	L-A 2	③	12.3	1.5	0.6	—
	L-A 3	③	12.3	0.6	0.9	コウホネ
	L-B	④	11.7	0.7	—	コウホネ・ヨシ
	L-C 1	⑧	13.8	0.5	—	—
	L-C 2	⑧	13.8	0.5	—	—
	L-D	⑨	—	0.52	1.08	コウホネ
	L-G	⑩	—	0.5	0.7	—
低位泥炭地	W-A	①	11.3	—	0.26	ササ
	W-B	②	11.8	—	0.6	ササ
	W-D 1	⑥	13.8	—	0.55	ヨシ
	W-D 2	⑥	—	—	1.6	ヨシ
	W-G 1	⑪	—	—	1.1	ヨシ
	W-G 2	⑫	—	—	0.6	ヨシ
	W-G 3	⑭	—	—	1.5	ヨシ
	中位泥炭地	W-G 4	⑮	—	—	1.55
高位泥炭地	W-C 1	⑤	13.4	—	2.4	ミズゴケ・ササ
	W-C 2	⑤	13.5	—	3.3	ミズゴケ
	W-C 3	⑤	13.5	—	2.3	ミズゴケ
	W-H	⑦	13.6	—	3.25	ミズゴケ
河川	R	⑬	—	—	—	—

*一つの湖沼や泥炭地で複数回のサンプリングを行った（例 L-A1, A2, A3）。

表-2 稚咲内海岸砂丘における水質分析結果

地点 n		湖沼 14	低位泥炭地 3	中位泥炭地 1	高位泥炭地 5	河川 1	雨水 1
EC	$\mu\text{S cm}^{-1}$	174.5	171.5	135.0	36.9	348.0	16.7
pH	—	5.7	5.3	5.7	4.1	6.3	4.0
4.3Bx	meq l^{-1}	0.094	0.293	0.146	0.003	0.973	0.000
DN	mg l^{-1}	0.58	0.60	0.78	0.42	0.45	0.52
$\text{NO}_3^- \text{-N}$	mg l^{-1}	0.23	0.05	0.02	0.13	0.27	0.12
$\text{NO}_2^- \text{-N}$	mg l^{-1}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\text{NH}_4^+ \text{-N}$	mg l^{-1}	0.02	0.06	0.01	0.02	0.17	0.07
DIN	mg l^{-1}	0.25	0.11	0.03	0.15	0.44	0.19
DON	mg l^{-1}	0.33	0.49	0.75	0.27	0.01	0.33
DP	mg l^{-1}	0.013	0.029	0.015	0.011	0.013	0.006
RP	mg l^{-1}	0.003	0.014	0.004	0.005	0.005	0.002
DOP	mg l^{-1}	0.010	0.014	0.010	0.006	0.008	0.004
Na^+	mg l^{-1}	23.8	20.1	18.3	4.5	51.0	0.0
K^+	mg l^{-1}	1.1	1.7	1.4	0.7	3.4	0.2
Ca^{2+}	mg l^{-1}	3.6	3.3	1.8	1.6	4.8	0.5
Mg^{2+}	mg l^{-1}	3.9	3.9	2.8	0.8	6.2	0.2
Cl^-	mg l^{-1}	45.1	38.9	32.7	6.1	78.2	0.8
SO_4^{2-}	mg l^{-1}	7.0	0.6	0.7	2.0	1.3	1.4
SiO_2	mg l^{-1}	2.0	8.5	3.1	2.6	9.9	0.4
DOC	mg l^{-1}	6.9	15.8	20.3	16.4	5.8	1.3

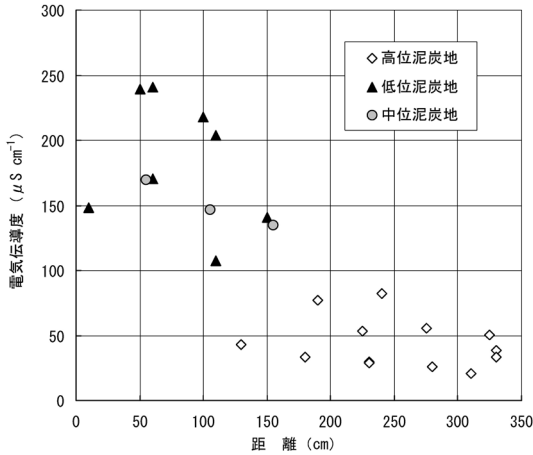


図-3 表層地下水（採水深度）の電気伝導度と砂層（鉍物層）までの距離の関係

成分の混合割合によって決まる地下水質組成の影響を受けていると推察される。

ここで地質的、地理的にもほぼ同じ条件にあり、また水文条件が似ている本砂丘内の低位泥炭地（鉍水涵養性湿原）から高位泥炭地（降水涵養性湿原）を対象に、図-1 に示した湿原の遷移過程を、水質学的に考えてみる。図-3 は、遷移段階の異なる泥炭地について、表層地下水の採水深度における電気伝導度と泥炭層下の砂層（鉍物層）までの距離との関係を示したものである。ミズゴケ植生が優占する高位泥炭地では、深さ方向にはほぼ一定で低い電気伝導度を示す。一方、ヨシ植生が優占する低位泥炭地では、表層地下水においても、電気伝導度の値が大きく、さらに砂層上50~100 cm 付近でも電気伝導度が大きくなる傾向が見られた。本高位泥炭地は、表層から100 cm 程度以上の深さがあるところでは降水により涵養されているが、これより深度がない低位泥炭地では砂層すなわち鉍物性の非泥炭層から供給された水（鉍水）で涵養され、これが泥炭地表層部にまで達していると考えられる。電気伝導度でみられたこのような現象は、土壌由来の珪酸濃度の分布にもみられている。McNamara *et al.* (1992) は、低位（鉍水涵養性）泥炭地では栄養塩を含む周辺域からの地下水がその水位に対応して泥炭表層方向すなわち上向きに移動し、高位（降水涵養性）泥炭地では地下水位より高い表層部から雨水が下向きに移動することを明らかにした。稚咲内海岸砂丘泥炭地においても同様な現象が生じていることを、水質学的に確認できた。

3. 自然の泥炭地環境の変貌

我が国の泥炭地は、第二次世界大戦後、農業地域とし

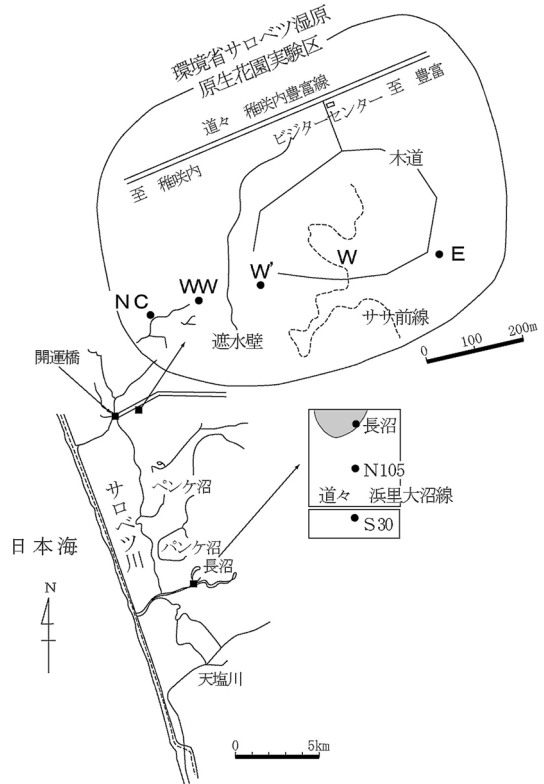


図-4 サロベツ泥炭地の概況

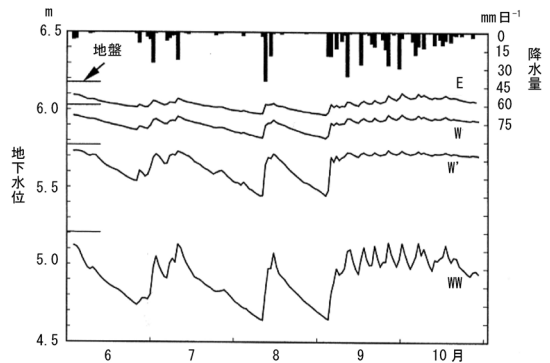


図-5 地下水位の年変化（井上1994作図（橘1996））

て開発されることが多く、例えば石狩川下流域に広く分布しているわが国最大の石狩泥炭地では、第二次世界大戦後に食料生産のため、排水作業と客土によって、そのほとんどが農地として生まれ変わり、一大穀倉地域となった。それに伴う交通網の整備のために、泥炭地地下水は積極的に排水されることとなった。その一方で北海道の泥炭地は、スケールの大きい自然、貴重な動植物種

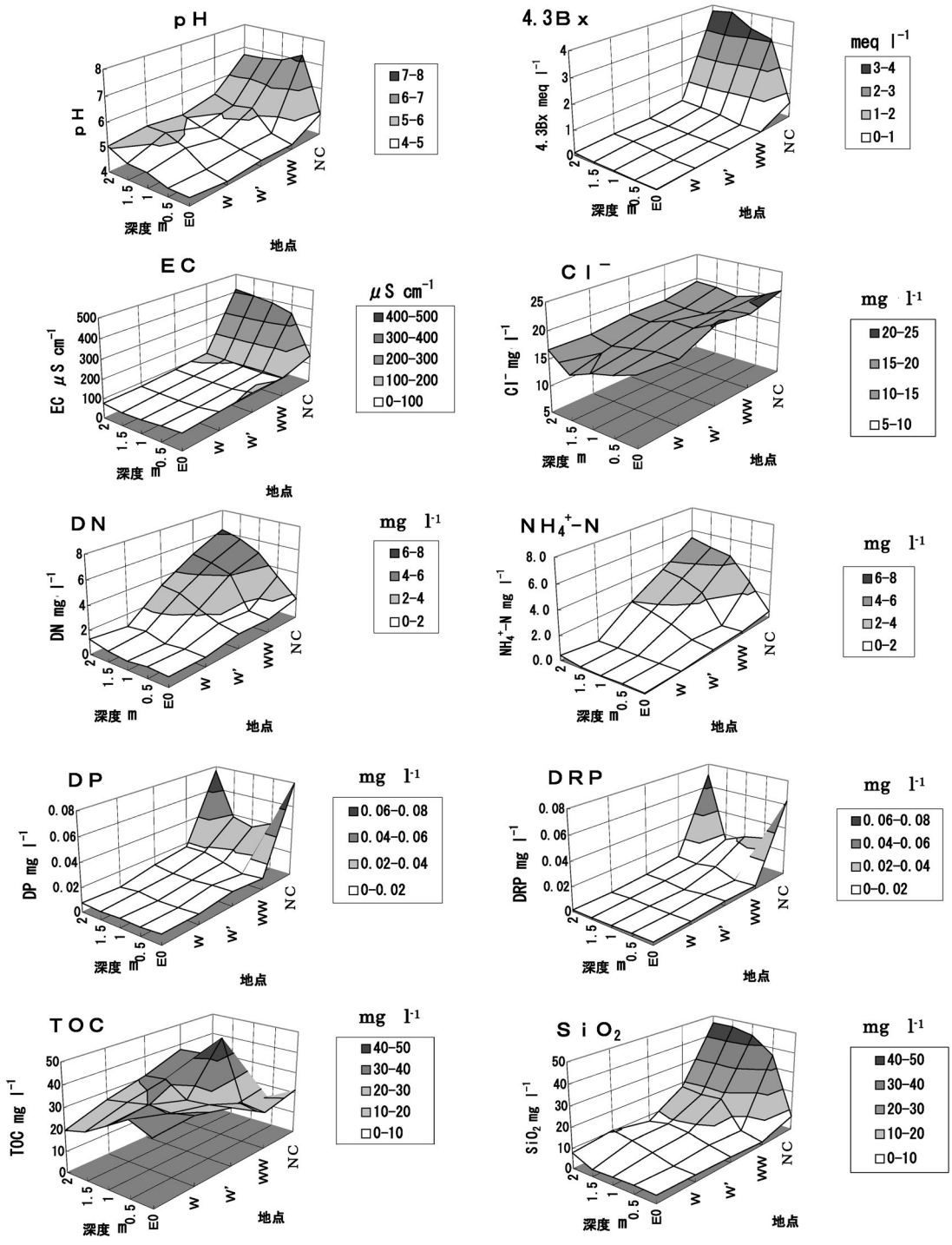


図-6 サロベツ泥炭地の水質変化 (1993-1995 平均値)
 注: DN 溶存態窒素, DRP リン酸態リン, SiO₂ 比色珪酸

が観光資源となっているため、観光関連施設などの建設が増加している。これらの事業においても、排水作業が行われることから水文環境は、著しく変貌するところとなった。また泥炭地外から持ち込まれる汚染物質としての土壌や各種の事業からの排水が泥炭地の地下水環境に大きな影響を与えることが懸念されている。

3.1 サロベツ泥炭地におけるササ植生の侵入と地下水質

ここでは泥炭地排水による地下水の流れ、水質の変化による泥炭地植生の変化についてサロベツ泥炭地を例に挙げて紹介する。サロベツ泥炭地では、高位泥炭地の代表的植生であるミズゴケ群落にササが侵入し、ササの優占度が高まっていることが大きな問題となっている。このササの侵入の原因が、排水作業を中心とした農地開発に伴う地下水位の低下にあることは、多くの研究者の一致したところである(梅田ら, 1988; 橋ら, 1994)。しかし必ずしもササの生育状況や泥炭地植生などを、水位の変化だけで説明できるとは限らない。同じような地下水位の変化を示す地域においても、ササの大きさや葉面積指数が異なることは、それを示唆している。これには地下水や土壌の化学的性質やその物理特性などが関連すると考えられる。ここではそれらの総合的指標として示すことができる地下水質から検討する(例えば橋, 1999)。

図-4は、筆者らがこれまで調査を実施してきた環境省サロベツ泥炭地特別保護地区の概況である。本地区の中央部(W地点あたり)の東側はミズゴケ域、西側がササ侵入域(ササ域とする)とされ、その境界線がササ前線と呼ばれている。この境界線は毎年1~2m東に移動しているという報告がある(高橋, 2002)。筆者らは、図中の調査地点(E, W, W', WW, NC地点)で、1993年以来、地表から2mまで0.5m間隔で地下水質を調査してきた。1994年を例とした地下水位の変化を図-5、この期間(1993-1995)の平均水質を図-6に示した(橋ら, 1996)。ササ前線より西のW', WW地点の順に地表からの地下水位が夏季に著しく低下することがわかる(図-5)。その西側のNC(湿地溝 高位泥炭地からの地下水や雨水流出水の水みち)地点では、地下水位の低下が一層進んでいることが想像される。夏季のWW地点では、地表下50~60cmに達し、通常20cm程度といわれるササの地下茎には地下水が達していない(梅田ら, 1988)。そのため地下水位の低下がササの侵入を促していると考えられている。平均水質からは、E地点などミズゴケ域は電気伝導度が低く、pHも4, 5以下と低い(図-6)。前述したように、この地点は典型的な降水涵養型地下水質を示している。W地点などササ域に入ると栄養塩濃度が高くなり、ササの必須栄養塩である珪酸(比色珪酸 SiO_2)濃

度は高濃度になる。これらのことからササの成長に対し、乾燥化による泥炭分解に伴う栄養塩の供給と珪酸濃度上昇に見られる系外からの地下水や土砂の混入が寄与していると考えられる。

図-7に、湿原地下水質の水質特性をキーダイアグラムで示した(例えば水収支研究グループ1993を参照)。まずNC地点を除くと、ほとんどの地点は第IV区分のアルカリ非炭酸塩域に入る。サロベツ泥炭地の場合、高位泥炭地の特性として地下水水質が降水に近く、深さ方向に、あるいは泥炭地西側のササ域方向に炭酸物質濃度の割合が高くなること、さらに第II区分(アルカリ重炭酸塩)にはNC地点だけが分布し、一般的な陸水の影響が大きくなるのがわかる。ササ域には泥炭地域外の他水系からの水の混入、あるいは混入した土壌の溶出水の影響の大きいことがわかる。

以上のことからサロベツ泥炭地へのササ植生の侵入には、地下水位の低下のほか栄養成分である珪酸の存在が関与していると考えられる。従ってミズゴケからなる高位泥炭地として保全するためには他水系からの水の移動や粘土成分の混入を抑制する必要がある。今後は地下水位だけでなく、土壌物理学を中心として広域的な地下水を中心とした物質の移動に注意を払わなければならない。

3.2 釧路湿原におけるハンノキ林の侵入と自然環境の変貌

もう一例、地下水質が植生を支配していると考えられる調査結果を紹介する。最近、釧路湿原において、ハンノキ林が湿原周縁部に広がる様相が観察され、急速な自然環境の変貌が問題にされるようになった(新庄, 2002)。その面積は、1977年以来約2倍に拡大したといわれている。この原因について、湿原周辺域における森林・農地開発に伴う河川からの土砂流入にあるとされているが(新庄, 2002)、筆者らの調査結果から釧路湿原の一部では地下水中の栄養塩がハンノキ林拡大の加速化に寄与していることが考えられた。以下にその詳細を示す。

3.2.1 調査対象域

図-8に示すとおり、釧路湿原遊水池事業のため建設された釧路川右岸の赤沼付近の横堤下流側の環境省温根内特別C実験区内が調査対象である。本実験区内には、ハンノキ林域(C-A域)と、その北側にミズゴケ域(C-S域)が広がる。調査は、1999年8月14日、10月27日そして2004年11月9-10日に実施した。またハンノキ林域の地下水質の起源を推測するため、ハンノキ林域から東南約1kmの地点で2005年3月28日に北海道開発局によって採取された約40-50mの深層地下水を分析した。

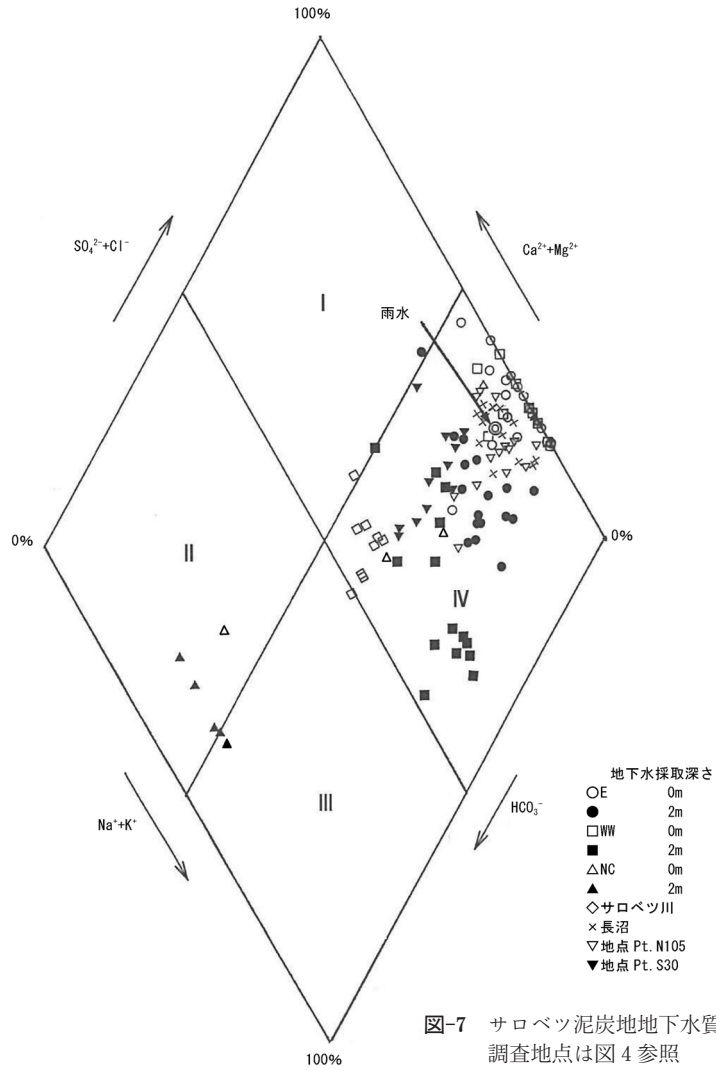


図-7 サロベツ泥炭地地下水質のキーダイアグラム
調査地点は図4 参照

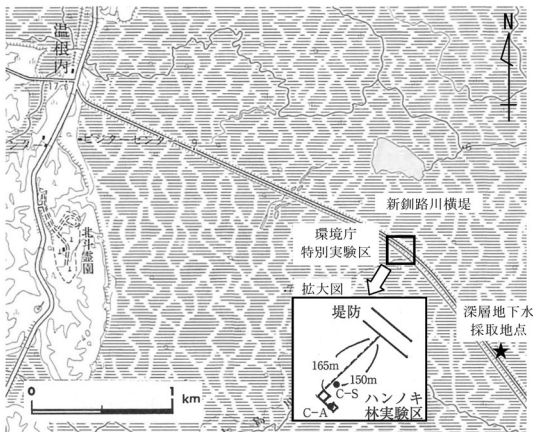


図-8 釧路湿原温根内地区調査地域概況
5万分の1地形図(国土地理院平成15年発行)より作成

3.2.2 ミズゴケ域へのハンノキ林の侵入

ミズゴケ域 (C-S 域) とハンノキ林域 (C-A 域) で (図-8)、1999 年に実施した 2 回の地下水質調査結果の平均値を表-3 に示した。両地域の pH は、ミズゴケ域で 4.2~5.4、ハンノキ林域で 6.2~6.9 で、いずれも酸性であったが、ハンノキ林域では中性に近かった。pH がミズゴケ高位泥炭地で低く、ハンノキ等の他の植物の侵入域で高くなるのは、サロベツ泥炭地と同様の傾向である。電気伝導度 (EC) は、両地点とも淡水であることを示しているが、ハンノキ林域ではミズゴケ域よりワンオーダー高かった。この電気伝導度の差から、ミズゴケ域は無機イオン濃度が低く降水で涵養されていること、逆にハンノキ林域では無機イオンや栄養塩 (特にリン) の濃度が高く、他水系からの富栄養化した水の混入が考えられた。両地点は、非常に近い位置にあるにも関わらず、植生に対応して全く異なった地下水質であった。有機物濃度 (過マンガン酸カリウムによる化学的酸素要求量 COD (溶存性)、有機炭素 DOC (溶存性)) や珪酸 (比色 SiO_2) 濃度には大きな濃度差はなく、粘土質土壌を含む泥炭土壌で涵養された地下水といえる。珪酸濃度はサロベツ泥炭地のミズゴケ域に比較すると高く、釧路湿原ではミズゴケ域においても低位泥炭地としての特徴が現れている。この傾向は 2004 年 11 月の調査においても確認され

た。

ここで特に栄養塩について、ハンノキ林の分布と関連して考察する。本結果によるとハンノキ林域で土壌の深さ方向に地下水の窒素、リン濃度が高かった。特に溶存態リン (DP) は、深さ方向に急激に濃度を増し、深度 1.5 m 地点で $1.882 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ と、ミズゴケ域の 200 倍以上の高濃度で検出された。窒素はハンノキ林域で若干高い程度で大きな違いは見られなかった。栄養塩の形態としては、リンは反応リン (DRP、リン酸態リン) が優占しており、この形態は生物による利用可能性が高い。Gokkayaa *et al.* (2004) は、窒素固定微生物と共生するアクチノリザル植物であるハンノキの成長がリン制限であることを明らかにした。本ハンノキ林では、多量のリンがハンノキの成長に寄与していると考えられる。窒素については有機態 (DN-無機態窒素) が優占しており、このことは一層、窒素固定能力のあるハンノキの増殖を特異的に加速するものといえる。

表-4 に調査域近くの深層地下水の分析結果を示した。深層地下水は 2 箇所の北海道開発局観測用井戸 (ストレーナー位置 40 m と 46 m 井戸) で採水したが、40 m 井戸では高濃度の溶存態リン (DP) とリン酸態リン (DRP) を観測した。地下水採取地点の地下水位は、不圧地下水の水位より高く、被圧地下水であることがわかった。周囲

表-3 温根内地区地下水分析結果 (1999 年 8 月と 10 月の平均値)

地点 深さ (m)	C-S (ミズゴケ域)						C-A (ハンノキ林域)					
	0.2	0.5	1	1.5	2	全層平均	0.2	0.5	1	1.5	2	全層平均
n	2	2	2	2	2	10	2	2	2	2	2	10
pH	5.4	4.9	4.2	4.5	4.9	4.8	6.2	6.6	6.7	6.8	6.9	6.6
EC $\mu\text{S cm}^{-1}$	39.3	31.6	32.4	33.0	34.8	34.2	181	366	527	527	534	427
DN mg l^{-1}	0.89	0.64	0.42	0.52	0.66	0.6	1.48	1.34	1.11	0.98	1.06	1.20
$\text{NH}_4^+\text{-N}$ mg l^{-1}	0.05	0.07	0.07	0.12	0.33	0.13	0.23	0.19	0.20	0.20	0.25	0.20
$\text{NO}_2^-\text{-N}$ mg l^{-1}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
$\text{NO}_3^-\text{-N}$ mg l^{-1}	0.008	0.013	0.010	0.013	0.016	0.012	0.005	0.001	0.007	0.002	0.001	0.003
DP mg l^{-1}	0.008	0.008	0.011	0.008	0.008	0.009	0.096	0.239	0.666	1.882	1.530	0.883
DRP mg l^{-1}	0.003	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	0.060	0.116	0.623	1.751	1.340	0.778
Na^+ mg l^{-1}	3.18	3.62	5.13	4.83	4.63	4.28	43.2	105	155	148	137	118
K^+ mg l^{-1}	0.24	0.20	0.18	0.16	0.17	0.19	0.98	1.32	3.27	4.59	4.78	2.99
Ca^{2+} mg l^{-1}	2.26	1.52	0.75	0.78	0.87	1.24	1.68	1.40	1.32	1.53	1.45	1.48
Mg^{2+} mg l^{-1}	1.02	1.25	0.80	1.02	1.22	1.06	1.36	1.80	2.59	3.19	3.23	2.43
Cl^- mg l^{-1}	2.89	3.11	2.86	2.76	2.80	2.88	5.83	4.01	4.47	4.97	5.69	4.99
SO_4^{2-} mg l^{-1}	0.22	0.30	0.25	0.25	0.28	0.26	0.96	0.96	0.95	0.70	0.81	0.88
4.3Bx mg l^{-1}	0.29	0.18	0.14	0.18	0.18	0.19	2.07	4.68	5.07	6.27	5.78	4.77
SiO_2 mg l^{-1}	24.4	25.2	26.3	26.5	30.7	26.6	18.8	27.1	30.6	35.0	34.1	29.1
COD mg l^{-1}	22.4	42.5	57.2	56.2	47.8	45.2	59.2	56.4	53.4	37.7	38.4	49.0
TOC mg l^{-1}	11.5	18.5	23.8	23.9	20.2	19.6	26.8	27.2	18.8	16.6	15.1	20.9

表-4 横堤深層地下水質調査

地点名	深度 (m)	pH	EC μS cm ⁻¹	DN mg l ⁻¹	NH ₄ ⁺ -N mg l ⁻¹	NO ₂ ⁻ -N mg l ⁻¹	NO ₃ ⁻ -N mg l ⁻¹	DP mg l ⁻¹	DRP mg l ⁻¹
地下水 40 m	37.7-40.0	8.1	702	8.8	7.26	0.03	0.003	3.36	3.35
地下水 46 m	45.7-45.9	8.3	455	1.7	0.02	0.03	0.002	0.32	0.04

地点名	Na ⁺ mg l ⁻¹	K ⁺ mg l ⁻¹	Ca ²⁺ mg l ⁻¹	Mg ²⁺ mg l ⁻¹	Cl ⁻ mg l ⁻¹	SO ₄ ²⁻ mg l ⁻¹	4.3Bx meq l ⁻¹	SiO ₂ mg l ⁻¹	DOC mg l ⁻¹
地下水 40 m	128.7	30.7	16.0	15.6	3.5	0.6	7.55	40.8	10.3
地下水 46 m	83.3	8.0	18.8	4.1	10.4	11.7	4.2	39.3	6.7

地下水位：地下水 40m 井戸 (GL+0.2m), H=3.85 m, 地下水 46m 井戸 (GL-2.5 m), H=1.15 m

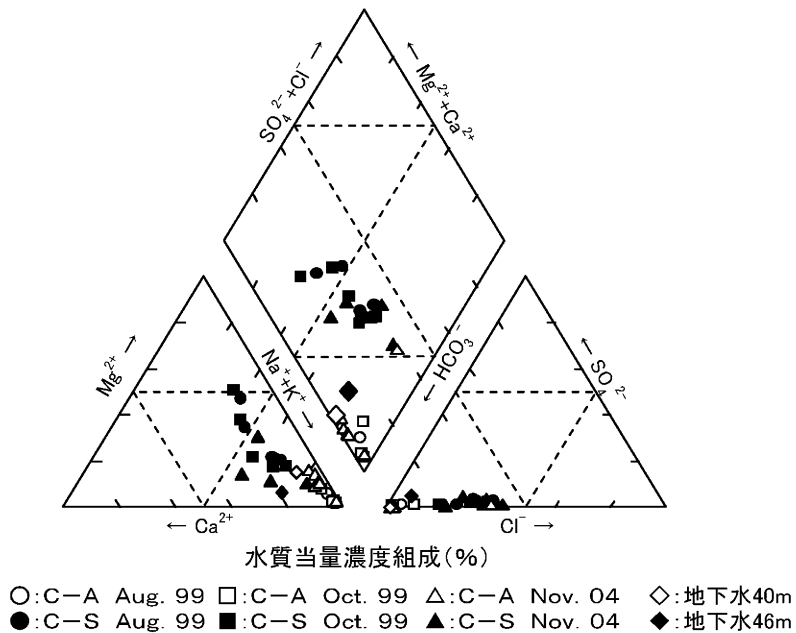


図-9 温根内地区地下水質のトリリニアードイアグラム

の農地に由来すると推測されるリンを多量に含む深層地下水が、約4m以下に存在する透水性が悪い粘土層、そして砂層が混在する泥炭層を上向きに通過して地表に補給されていると考えらる。なお46m井戸地下水でリンを始め多くの成分の濃度が40m井戸より低い、これは井戸上層における表層水の混入によるものであろう。いずれにしても深層地下水には高濃度のリンが含まれ、この地域には常時地表に流出する可能性がある。この地域のハンノキ成長の直接的原因は、深層地下水からのリン供給が関与しているものといえる。

図-9に示した本結果のトリリニアードイアグラムから、3回の調査の水の化学特性の時間的変化が小さいこ

とがわかる。ハンノキ林域の地下水組成がアルカリ重炭酸塩領域に入ることから、深層地下水の水質組成と判断できる。

水質の特性と水質成分の起源について、同じデータを用いた主成分分析によっても検討した。図-10の主成分負荷量の分布から、第一主成分は主に湧水と泥炭水に区分される水質成分の起源についての指標、第二主成分は、葉にトラップされた海水組成の影響を受けた降水成分(林内雨成分)の地下水質組成への影響度合いに関連した指標と推測される。詳細は、さらに継続した調査が必要である。図-11に8月についての主成分得点を示した。第一主成分からは、降水由来の泥炭地下水のミズゴ

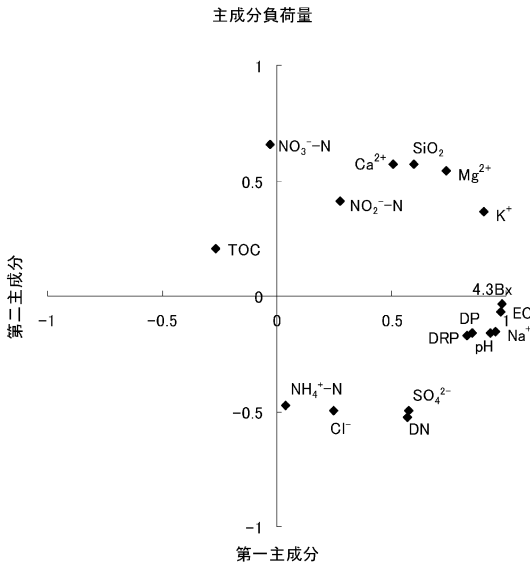


図-10 主成分負荷量の散布図
(第一主成分の寄与率; 46.9%, 第二主成分の寄与率; 16.7%)

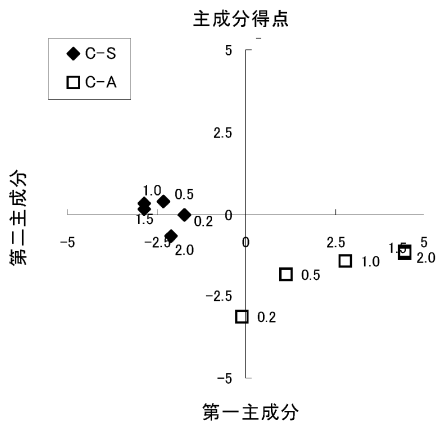


図-11 主成分得点の散布図 (1999年8月)
注: 図中の数値は, 採水深度を示す

ケ域 (C-S 域) はほぼ一定範囲でまとまり、広く分布する湧水を含むハンノキ林域 (C-A 域) とは全く異なった分布状態で、両者の地下水組成が異なることがわかる。さらに第二主成分からは、ハンノキ林域においては採水深度が浅くなると得点が小さくなり、0.2 m と 0.5 m 地点の泥炭地下水は海塩成分を含む林内雨の混合割合が大きくなるものと考えられ、栄養塩などの水質成分濃度が減少する理由を説明している。主成分分析からはハンノキ林域とミズゴケ域の地下水成分の供給源の差異が明確

に分離される。

4. 泥炭地環境保全と地下水質

前述したように、多くの泥炭地は、戦後の圃場排水や客土による農業開発によって、農地内はもちろん、農地周辺地域において、本来の自然の姿を消失させたり変貌させた。もとより泥炭地の農地開発は、我が国の食料事情におおいに貢献した。しかし泥炭地は、自然すなわち動植物の宝庫であり、将来に貴重な生態系を残す視点から、その急激な減少は何としても避けなければならない。植物の生育状態は、地下水質、土壌の種類や性状、そして植物の栄養塩摂取環境に支配されると考えられ、本論で紹介した結果は、泥炭地の環境の変貌を、水質環境の変化から指摘した。特に栄養塩の供給源を知るため、無機イオンなどの水質環境に着目することで、その原因を推測することができた。我が国においては、泥炭地の荒廃を、単に排水による乾燥化や周囲の農業開発による土砂の流入に限定して考えられている。今後は、これらに加え、植生の栄養塩摂取に密接に関連する地下水質成分について、その供給源や湿原への供給過程を、そして土壌の物理性を十分に考慮して、解析する必要がある。特に農地については、リンなどの栄養塩の最大の供給源であり、これらの土壌からの溶出や栄養塩吸着態土壌の運搬など、まず早急に調査解析されねばならない。

本研究の実施に際しては、豊富町、環境省北海道地方環境事務所、国土交通省留萌・釧路開発建設部・寒地土木研究所、北海道大学工学研究科・農学研究科・地球環境科学院、(株)レアックス、(株)ドーコンの皆様にお世話になりました。記して謝意を表します。

引用文献

Gokkayaa Kemal, Hurdb T.M. and Raynalc, D.J. (2004) : Symbiont nitrogenase, alder growth, and soil nitrate response to phosphorus addition in alder (*Alnusincana* ssp. *rugosa*) wetlands of Adirondack Mountains, New York State, USA, *Environmental and Experimental Botany*, 1-13.

Gore, A.J.P. (1983) : *Ecosystems of the World 4A*(Mires : Swamp, Bog, Fen and Moor (Chapter 9 Changes in Wetland Communities, pp 311-341), Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

井上 京 (2002) : サロベツ原生花園地区の地下水位および地盤沈下の状況. 環境省サロベツ原野保全対策事業第3期調査報告書 (環境省自然保護局西北北海道地区自然保護事務所), 44-63.

- McNamara, J.P., Siegel, D.I., Glaser, P.H. and Beck, R. M. (1992): Hydrogeologic controls on peatland development in the Malloryville Wetland, New York (USA), *Journal of hydrology*, **140**: 279-296.
- 水収支研究グループ (1993): 地下水資源・環境論—その理論と実践—, p. 350, 共立出版.
- 新庄久志 (2002): 釧路湿原のハンノキ林. 辻井達一・橘ヒサ子編, 北海道の湿原, p. 17-34, 前田一步園財団, 阿寒町.
- 高橋英紀 (2002): サロベツ湿原の気象環境およびササ前線の挙動. 環境省サロベツ原野保全対策事業第3期調査報告書 (環境省自然保護局), 1-10.
- 橘 治国 (1999): 高層湿原への人為的影響の評価と保全対策. (研究課題番号 09680542) 平成 9~10 年度科学研究費 (基盤 (C)) 研究成果報告書.
- 橘 治国・大野浩一・中村信哉・辰巳健一・高橋英紀 (2003): 釧路湿原における植生と水質・土壌環境に関する一考察. 寒地技術論文・報告集, **19**: 290-293.
- 橘 治国・堀田暁子・川村哲司・行木美弥 (1994): 高層湿原地下水の水質とその涵養. 環境工学研究論文集, **31**: 91-98.
- 橘 治国・堀田暁子・南出美奈子・齊藤寛朗・川村哲司 (1996): 高層湿原およびその周辺水域の水質環境. 水環境学会誌, **19**: 910-921.
- 橘 治国・堀内 晃・Rofiq Iqbal・大野浩一 (2002): 地下水水質からみた湿原の涵養機構と保全. 水環境学会誌, **25**: 641-646.
- 辻井達一 (1987): 湿原. 中公新書, p. 31, 中央公論社, 東京.
- 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** (2): 70-78.

要 旨

我が国の泥炭地は、戦後の農業開発に伴い、消失したり、あるいはその人為的活動によって本来の自然環境が変貌しようとしている。本論文では、泥炭地の植生の変化と関連させて、泥炭地の地下水質の実態とその特徴について紹介した。なかでも北海道のサロベツ泥炭地におけるササ侵入、釧路泥炭地におけるハンノキ林拡大と地下水質の関連について考察した。

受稿年月日：2006年6月12日

受理年月日：2006年11月14日

古典を読む

W.H. Green and G.A. Ampt 著
 「土壌物理に関する研究」
 第1部 土壌中の空気と水の流れ

長谷川 周一*

Reviewing classical studies in soil physics
 “Studies on soil physics”
 Part I.—The flow of air and water through soils
 By W.H. Green and G.A. Ampt
 Journal of Agricultural Science, Volume IV, Part I 1-24 (1911)

Shuichi HASEGAWA*

* Hokkaido University, Field Science Center for Northern Biosphere, Sapporo 060-0811, Japan

Key words : Infiltration, permeability, capillarity coefficient, Green and Ampt model

1. はじめに

本論文はおよそ1世紀前の研究であり、著者の Green はメルボルン大学の講師、Ampt は研究生である。今では多くの土壌物理学の教科書に浸潤現象の説明として Green and Ampt (G & A) のモデルが紹介されている。このモデルは不飽和土壌水の運動についての知識がなくとも理解でき、カラム試験の結果もうまく表現する。しかし、わが国の土壌物理学に大きな影響を与えた Bayer の教科書である Soil physics を見ると、1948年の第2版、1956年の第3版まではG & Aの記述はなく、1972年の第4版では「G & Aは非常に簡単な物理モデルに基づいて浸潤の式を導いた」と紹介している。また、Childs (1969)も Soil water phenomena の本の中で一節を設けてG & Aのモデルを紹介し、条件によっては実験結果と良く一致すると評価している。浸潤現象については1957年から1958年にかけて、同じオーストラリア人の Philip が浸潤に関する一連の論文 “Theory of infiltration” を Soil Science に発表し、この理論があまりにも有名であったため、G & A の存在は一時忘れられていたようである。1965年から1968年にかけて「土壌の物理性」13, 15, 19号に掲載されたレビュー論文、「土壌水運動理論

の諸系列」においても付表の中には名前はあるが、G & A は取り上げられていない。G & A が再び取り上げられるようになった理由を宮崎 (1984) はレビュー特集号である「土壌の物理性」50号において「Green and Ampt 理論の復活」という節を設けて説明している。この点については、G & A 論文を紹介した後に触れることにする。

G & A の論文の表題は「土壌物理に関する研究」、副題が「土壌中の空気と水の流れ」である。いま、「土壌の物理性」にこのような大きな表題で投稿したならば、受理されないだろう。当時、G & A の研究室では排水問題に関心があり、そのためには土壌の透水性についての知識が必要であった。しかし、粒度組成のような機械的な分析値や腐植物質の存在は間接的そしてせいぜい定性的にしか透過性を評価し得ない。一方、粒径よりも間隙の数と大きさに注目した方がより直接的ではっきりしており、G & A は “specific pore space”, “permeability” そして “capillarity coefficient” の3つの定数についての情報が移動現象の定量化のために必要であると述べている。彼らはこれら3つの定数に対して科学的根拠を与えるとともに、それらの測定法をこの論文で述べることにしており、浸潤現象のみを対象としたわけではない。

*北海道大学北方生物圏フィールド科学センター 〒060-0811 札幌市北区北11条西10丁目

キーワード: 浸潤, 透水係数, 前進毛管力, Green and Ampt モデル

しかし、本稿では浸潤を中心に、当時の考え方を紹介することにします。

1910年頃の土壌水の移動に関する時代背景については推測の域を出ないが、ポアズイユ則 (1840) やダルシー則 (1856) が出されてから数十年が過ぎており、飽和土壌水の運動については、流量は動水勾配に比例するということが一般化していた。一方、不飽和土壌水の運動については、Buckingham が 1907 年の論文 “Studies on the movement of soil moisture” の中で、不飽和土壌で水移動が生じるためには、2点間に働く吸引力 (attraction force) が異なることと、土壌が水を流す能力 (毛管伝導度) が関与するとし、オームやフーリエの法則を参考に定式化している。また、熱伝導率や電気伝導度と異なり、毛管伝導度は土壌水分により大きく異なり、そのことが不飽和水移動の難しい点であるとも指摘している。G & A の論文は Buckingham の論文が出てから 4 年後に出されているが、論文の中で Buckingham を引用していることから、G & A は不飽和流についての特徴は知っていただろう。

2. 論文の紹介

まず、Green and Ampt が指摘した土壌の 3 つの定数は以下のように定義されている。specific pore space は単位体積の土壌当たりの自由空間であり、間隙率と訳す。permeability to water は 1 cm の水頭差のもとで、単位面積、単位長さの土柱から単位時間に通過する水の体積であり、透水係数と訳す。また、capillarity coefficient は飽和した部分から乾燥した部分へと水を引っ張ろうとする、間隙の単位面積当たりの毛管力に起因する張力と定義している。これは浸潤前線に働く張力のことであり、作用力をもとに浸潤現象を表現したアレクセエフのモデルを村本等 (1959) がわが国に紹介した際に使用した前進毛管力と訳すことにする。G & A は土壌を様々な形や大きさを持った毛管の束からできていると見なしており、透水係数はポアズイユ流から導けると考えた。ポアズイユ則では流量は毛管径の 4 乗に比例するが、G & A は土壌を毛管の束と考えると統計的に、断面積 A にある有効平均毛管半径の 4 乗の和、 $\sum r^4$ に比例することになり、フラックスを次式 (原著 (3) 式) で与えた。

$$\frac{Q}{At} = \frac{\pi}{8\eta} \frac{\rho gh}{l} \frac{\sum r^4}{A} \quad (1)$$

ここで、 Q は流量、 A は土壌試料の断面積、 t は時間、 η は水の粘性係数、 ρ は水の密度、 g は重力加速度、 h は水頭、 l は毛管の長さである。G & A は、(1) 式右辺の第 3 項は土壌の構造によってのみ決定されるとして絶対透過係数 (absolute permeability) と定義した。一方、土壌

の透水係数 (practical permeability) は (2) 式 (原著 (4) 式) のようになり、現在使われている透水係数と同じ次元を持つ。

$$k = \frac{\pi \rho g}{8\eta} \frac{\sum r^4}{A} \quad (2)$$

この式の特徴は、透水係数が様々な太さの毛管の水移動の平均で表されると考えていることである。G & A は飽和浸透の透水係数をそのまま浸潤に適用しており、不飽和の透水係数については何も書いていない。透水係数が間隙径分布に関係すると考え、不飽和透水係数を最初にモデル化した Childs and Collis-George (1950) の透水係数についての発想は、G & A に似ている面を持っているが、G & A は引用されていない。なお、(1) 式から (2) 式を導く過程で、土壌中の水移動を次式で与えている。

$$\frac{Q}{At} = k \frac{h}{l} \quad (3)$$

さらに、限界はあるもののポアズイユ則の有効性は Darcy (1856)、Hazen (1890)、King and Slichter (1899) を引用し、確かめられていると述べている。

以上は土壌が水ですでに飽和したときの水移動である。つぎに G & A は不飽和、ときとしてはほとんど乾燥している場合の水移動を取り上げ、静水圧を助長する下向きの流れや、重力に逆らって地表に向かう上向きの流れでは毛管力を考慮しなくてはならないとし、この点については Briggs や Buckingham も非常に興味を持っていると述べている。そこで、前進毛管力の性質について調べるため、土壌が均一に詰まった円筒の一方の端から水が浸入する、下向き、上向きそして水平方向の浸潤現象を取り上げている。下向きの浸潤では、駆動力はもはや ρgh ではなく、浸潤前線に働く毛管力を加えた $\rho g(h + h_c)$ になるとしている。 h_c は移動している境界、すなわち浸潤前線に働く毛管力に起因する定数であり正の値をとる。ここでは、前進毛管水頭ということにする。また、水は間隙中に入るの、その割合、つまり体積含水率を θ とすると、浸入水量は $Q = A l \theta$ となる。浸入水量を t で微分することにより、浸潤前線の速度 (velocity of the water front) dl/dt は (4) 式 (原著 (6) 式) で与えられる。 l は毛細管の長さであるが、浸潤部の長さで見なして良い。

$$\frac{dQ}{dt} = A \frac{dl}{dt} \theta \quad (4)$$

(1) 式と (4) 式から (5) 式 (原著 (7)、(8) 式) が導ける

$$\frac{dl}{dt} = \frac{\pi}{8\eta} \frac{\rho g(h + h_c)}{l} \frac{\sum r^4}{A \theta} = \frac{k}{\theta} \frac{h + h_c}{l} \quad (5)$$

なお、G & A は浸潤前線の速度という用語を使っており、土壌表面から入る水の浸入速度 (infiltration rate)

を用いていない。降下浸潤の様子を図-1に示す。下端の黒丸は網を示している。この図から、浸潤前線に静水圧 h がかかっているという記述が理解できる。同様の考え方は、ダルシー則をもとに水頭の項を作用力で表現したアレクセーエフ (1948) の浸潤理論 (村本ら, 1959) にも当てはまる。不飽和流れの浸潤を、前進毛管力を定義した毛管への浸入と見なしたことが、G & A モデルの先駆性であろう。

浸潤前線の距離と時間との関係は、(5)式を積分することにより次式となる。

$$\frac{k}{\theta}t = l - (a + h_c) \ln \left(1 + \frac{l}{a + h_c} \right) \quad (6)$$

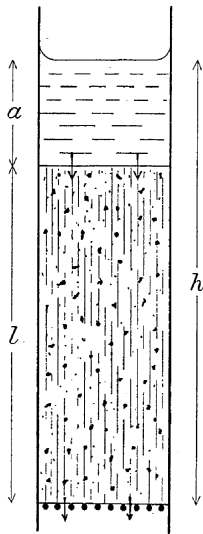


図-1 降下浸潤

Fig. 1 Vertical infiltration.

ここで、 a は図-1に示すように湛水深を表す。同様の考え方で上向き浸潤に対しては、

$$\frac{k}{\theta}t = h_c \ln \frac{h_c}{h_c - l} - l \quad (7)$$

また、水平浸潤に対しては、

$$\frac{kh_c}{\theta}t = \frac{1}{2}l^2 \quad (8)$$

を導いている。G & A は、浸潤前線の位置が時間の平方根で表される上式が、灌漑水路からの浸透のように現場で実感されるばかりではなく、難しい数学もないので室内実験的にも確認し易く、最も興味深いだろうと述べている。(6)式や(8)式は Hillel (1998) によっても紹介されている。

G & A は直径1インチ、長さ30インチのガラス円筒に主として風乾ローム土を充填し、3つの定数である間隙率、透水係数、前進毛管力を実験的に求めている。その結果、降下浸潤に対しては前進毛管水頭90cmとなり、 k/θ も一定であった。上昇浸潤に対しては、前進毛管水頭は42.5cm(毛管上昇高)となり、 k/θ は一定ではなかったことから、いままでに考慮してこなかった要因があると述べている。そこで、G & A は降下浸潤のとき水はすべての間隙に浸入することを認めながらも、上昇および水平浸潤では、体積含水率が浸潤距離の増大と共に低下していくことが多くの研究者によって確かめられていると指摘しており、その様子を図-2により示している。水平浸潤については、Bell and Cameron の研究を引用して、浸潤距離 l と時間との関係は $l^n/t = C'$ であり、 $n > 2$ で経験的に表されると述べている。

しかし、ここで注目するのは、G & A は湿った部分の土壌の長さは水で満たされた部分の長さよりも長いと考え、目視できる浸潤前線を使わずに浸入水の質量 m を

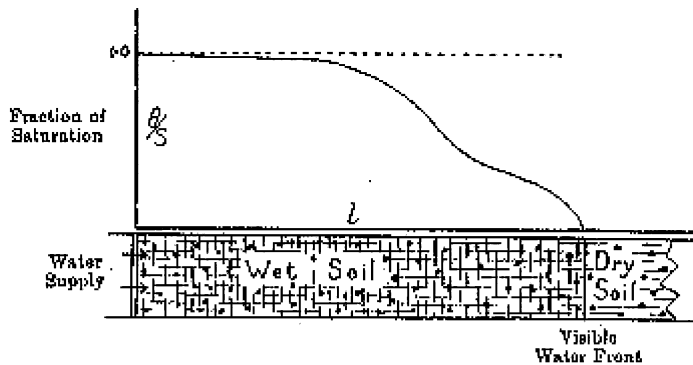


図-2 水平浸潤における浸潤部水分量

Fig. 2 Soil water content profile during horizontal infiltration.

用いて浸潤前線までの距離を $m/A\theta$ により表し、(8)式に代入することにより(9)式(原著(14)式)を導いた。

$$2A^2h_c k \theta = m^2/t \quad (9)$$

ここで、水の密度は1とした。水平浸潤試験中に試料円筒の質量を測ることにより、G & A は浸潤時間 (t) と l^2/t , m^2/t , 浸潤部の飽和度の関係を求めている。その結果によると、時間と共に l^2/t は減少、飽和度は増加したが、 m^2/t はほぼ一定であった。

この結果に基づき、水移動に直接関わる3つ定数のうち、前進毛管水頭 h_c は(9)式より計算できると結論している。なお、透水係数 k は定水位試験により、間隙率 θ は土粒子密度と乾燥密度を知ることにより計算できる。

3. Green ad Ampt の論文の特徴と その後の浸潤理論

G & A の論文を読んで気のついたことは、降下浸潤はともかく、水平浸潤では浸潤部の水分量は浸潤距離と共に低下するという実験事実を認めていることである。しかし、この場合前進毛管力は浸潤距離にかかわらず一定であると考えて良いのかどうかの議論は行っていない。また、この論文の読みにくい点として、浸潤現象では完全飽和にはならないし、初期水分により浸入水量も異なるが、この点について明確に触れていないことである。G & A が採用した毛管束モデルは、その後、水分特性曲線を表すモデルとして前述の Childs and Collis George (1950) にはじまる不飽和透水係数の予測モデルへと引き継がれていくが、G & A は飽和・不飽和の概念を明確に述べていない。私は、G & A は不飽和という現象があることを認めながらも、それをどのように定式化して表現するかについては分からなかったのではないかと思う。実験事実がどうであれ、G & A のモデルは浸潤部の水分量および前進毛管力が時間や距離によらず一定ということであり、この点のみがわれわれに引き継がれている。

G & A のモデルは一度忘れられ、その後再評価された。宮崎 (1984) は、G & A 理論の弱点は前進毛管力の物理的定義が不明であったことであるが、再評価されたのは、前進毛管力を、ダルシー則に基づき透水係数を飽和から初期水分状態までのマトリックスポテンシャル領域で積分し飽和透水係数で除した値で定義できること、また成層土壌への適用が可能なことなどの事実から、G & A 理論は復活したと述べている。Hillel (1998) や Jury and Horton (2004) も前進毛管力が直接測定できない点が G & A 理論の弱点と指摘している。

G & A の論文が出てから約半世紀後には不飽和土壌水の運動は拡散現象との類似でも考えられるようにな

り、はじめに述べたように浸潤理論は Philip の “Theory of infiltration” の発表で完成された。Philip (1969) によれば式の上から判断される G & A の考え方は、浸潤部は飽和で飽和透水係数が使える一方、水分拡散係数は無限大で浸潤前線を境にゼロとなるという仮定の上に成り立つ。このように、G & A モデルの適用条件が明らかになったことも再評価と無縁ではないだろう。

4. おわりに

現在、我々が(5)式を導くときには、ダルシー則を使い、地表面と浸潤前線において位置のポテンシャルと圧力のポテンシャルの和である全ポテンシャルを求め、両地点の全ポテンシャル差を駆動力として浸潤現象を扱う。このように、ダルシー式をアприオリに適用する現在の G & A モデルからは、G & A は土壌を毛管の束と考えたことを知ることはできない。1本の水平におかれた毛細管の中を水が浸入していく場合を考えると、そこでは水で満たされた部分と空気の部分とに明瞭に分かれ、気液界面に働く毛管力によって水が移動していく。この流れに対してポアズイユの公式を使うと、水が浸入した長さは時間の平方根に比例することが容易に計算される。一方、土壌を様々な太さの毛管の束と仮定すると、浸潤部の長さや時間との関係はどうなるのであろうか。残念ながら G & A は論文の中でこの点について全く触れていない。G & A は、実験観察から浸潤前線が明瞭に決定できること、実験事実から前進毛管力を単一な値として与えることができると考えたのではなからうか。その結果、土壌への水平浸潤現象に対しても、1本の毛管のときと同様に、浸潤前線までの距離は時間の平方根に比例するという(8)式の関係が導かれた。このように土壌を単純化したモデルを作り浸潤現象を予測したということは驚きである。約半世紀後に、Bruce and Klute (1956) が水平浸潤実験から土壌水分拡散係数を求めた際、数学的には Boltzmann 変換であるが、実験的には、浸潤前線の直後の体積含水率を事実上一定と仮定すれば、浸潤前線までの距離を時間の平方根で除した値は一定であると述べている。これは、G & A が導いた関係そのものである。土壌は複雑な系であるが、適用条件を限定すれば、非常に単純なモデルで移動現象を表わすことが可能であるということを G & A のモデルは教えている。

なお、原論文の物性値を表す記号は現在と異なるため、最近よく使われる記号に直して紹介した。

引用文献

アー・イー・ブダゴフスキー (1955) : 村本圭一・長田昇・田淵俊雄共訳 (1959), 土壌中への水の浸潤, 研

- 究の資料と記録第9集 p. 13.
- Baver, L.D, Gardner, W.H. and Gardner, W.R. (1972) : Soil Physics, pp. 367-368, John Wiley & Sons, Inc., New York, USA.
- Bruce, R.R. and Klute, A. (1956) : The measurement of soil moisture diffusivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **20** : 458-462.
- Buckingham, E. (1907) : Studies on the movement of soil moisture. Bulletin 38. U.S. Dept. of Agriculture Bureau of soils, Washington, D.C. USA.
- Childs, E.C. (1969) : An introduction to the physical basis of soil water phenomena, pp. 275-277, John Wiley & Sons Ltd. London, UK.
- Childs, E.C. and Collis-George, N. (1950) : The permeability of porous materials. Proc. Royal Soc. Series A, **201** : 392-405.
- Hillel, D. 著 (1998) : 岩田進午・内島善兵衛監訳 (2004) : 環境土壌物理学Ⅱ—耕地の土壌物理—, pp. 11-13, 農林統計協会, 東京.
- Jury, W.A. and Horton. R. 著 (2004) : 取出伸夫監訳 (2006) : 土壌物理学—土中の水・ガス・化学物質の基礎と応用—, pp. 122-126, 築地書店, 東京.
- 宮崎 毅 (1984) : 浸潤方程式, 土壌の物理性, **50** : 56-62.
- Philip, J.R. (1969) : Theory of infiltration, Adv. Hydrosci. **5** : 215-296.

要 旨

浸潤現象を説明する際に良く用いられる, 1911年のGreen and Ampt (G & A)の論文を紹介した。現在の私達の理解では, G & A式は, 浸潤部水分量は一定, 浸潤前線に働く前進毛管力は時間と浸潤距離によらず一定とし, ダルシー則を適用することにより求まる。しかし, G & Aは土壌を毛管束と考え, ポアズイユ流を適用して浸潤の式を導いている。そして, 水平浸潤では浸潤距離の増加と共に浸潤部水分量は減少するという実験事実を認めている。しかしながら, 複雑な土への水平浸潤が, 1本の毛細管への水の浸入と同じ形で表現されるという式を導いた。

受稿年月日 : 2007年 1月 19日
受理年月日 : 2007年 2月 4日

シーボルトミミズとの出会いから

東 直子*

昔のことを色々と思い出してみたり、現在の研究のキーワードを挙げてみたりして「土と水」に関する話を書こうとするのだが、どうもうまく書き進められず、迷いに迷って…ミミズの話から始める。

この原稿の依頼を受けた頃、毎週通う福岡の山林でグロテスクな色をした巨大ミミズに初めて出会った(図-1)。太さ1.5cmほどで体長は30cm以上もある彼(彼女?)らは、そろって溪流沿いに下流へ向かって移動していた。独特の色と大きさに惹かれて写真を撮ったものの、どうも触れてみる気にはならない。青藍色の体が粘性のある液体で包まれて光の加減では虹色に見え、それだけだと美しいのに…踏んだら憂鬱な気分になるだろうなと思わせるのであった。また、それまでは飲んでもいいだろうと思っていた溪流水だったが、彼らが泳いだ水だと思うと、その気も失せた。彼らの出現が11月の降雨前後に限られ、決まって同じ方向に移動していることなどを不思議に思いながら、眺めるだけの日が続いた。しばらくして、ついにその名が「シーボルトミミズ」であるという情報を得て、詳細を調べることができた。フトミミズ科に属する彼らは、四国や九州を中心に様々なタイプの森林に生息しているらしい。春から秋までは尾根部の地表に生息するが、谷部の地中で越冬するということから、私が出会った時はちょうど越冬前の移動の最中だったと考えられた。降雨後の晴れの日、土壌中の二酸化炭素濃度の急激な上昇から逃れるように移動するそうである。次に彼らを見かけるようになるのは梅雨の頃らしく、個体群での大移動や産卵の様子を観察できるのではないかと楽しみにしている。

コバルトブルーに体を輝かせた(こう表現すると少しは美しく感じられる)シーボルトミミズと出会ったことで、ミミズの生活史など、その生態まで調べるようになり、土壌生成におけるミミズの働きも再認識させられた。ミミズの移動が土壌の透水性や通気性を向上させる。さらに有機物の分解者である彼らは、団粒構造をもち、窒素やリンなどを濃縮させた糞を排出する。特に私が興味を持ったのは、フトミミズ科のシーボルトミミズは腐植を多く含む土壌を摂食する腐植食性であり、その糞を分析すると腐植酸の濃度が土壌中の十数倍増加していたという情報であった。私は現在、森林溪流水中に溶存する難分解性有機物であるフミン(腐植)物質の定量

と流出特性の把握を目的とした研究を行っている。未分解の動植物遺体の分解産物に由来するフミン物質は土壌溶液中に溶存し、雨水流出過程の初期には腐植に富んだ土壌表層から多く流出する。フミン物質を定性・定量的に把握する必要があるが、その抽出・分離・精製には多大な労力と費用を要し、渓流水中では1mg L⁻¹程度という低濃度で溶存することからも、分析は容易ではなかった。そのため、先の情報を基に、まずはシーボルトミミズの糞を集めてフミン物質を抽出してみてもどうかとさえ思った。また、のちに溪流水から抽出・精製した貴重なフミン物質試料を手にした時には、共同研究者には申し訳ない思いながらも「シーボルトミミズの30cm以上の体内を通過してきた物質か…」と感慨にふけったのであった。

シーボルトミミズについて調べる過程で、土壌の物理化学性、有機物分解、土壌動物の生態など実に様々なことを学ぶことになった。私はこれまで、農学部の中で地域環境工学(土壌物理)→環境生物学(微生物生態)→乾燥地農学(土壌物理)と研究室を渡り歩いてきた。一貫性がなく、広く浅い知識しか身に付けられなかったのではないかと反省することも多いのだが、今回は、様々な分野を渡り歩いたからこそ、ミミズを通して土壌について多くを学べた気がして、これまでの研究経歴をよかったと思えた。(そして多少強引ではあるが、ミミズの話から「土と水」に関する話を書けてほっとしている)



図-1 シーボルトミミズ

*九州大学農学部附属演習林

現在はさらに農学部の林学（森林水文学）の研究室に所属先を変え、山に通う日々だ。だからこそシーボルトミズに出会えた。今後も、森林での新しい出会いや発見を楽しみにしながら研究に励みたいと思う。

受稿年月日：2007年1月9日
受理年月日：2007年1月9日

“I don't need junk.” から始まった…

登尾 浩 助*

“I don't need junk.” 大学院修了を目指していた私に投げかけられた言葉だ。「クズ(研究や論文)は要らないよ。」とでも訳せるだろうか。テキサス A&M 大学での指導教授であった Dr. K.J. McInnes の言葉だった。この大学の Ph.D. 課程に在籍して5年が過ぎた頃に、圃場実験のデータをまとめて卒業したいと言った時に返ってきた。同じ学科に入学した同期の大学院生達が次々に卒業していくので、早く終わりたいと思うようになっていた。しかし、Ph.D. は10年掛かるのが普通と言われていた地球物理学専攻の友人は焦っているようには見えなかった。更に卒業まで頑張ろうと決めた。今思えば、このときの言葉はショックだったが、研究者として必要なことは何かを問い直す良いきっかけとなった。さらに、Dr. McInnes はそう言っただけのことはあって、卒業するまでアシスタントシップの口を運び続けてくれたり、研究費を捻出してくれたりした。諦めずに私の指導に当たってくれた彼の姿勢に対しても、中途半端で日本に逃げ帰るわけには行かないと自分を奮い立たせる言葉であった。

その頃テキサス州政府の節約財政が始まって、大学院生はできるだけ早く卒業するようにという通達を毎学期受け取っていた。それにも関わらず Dr. McInnes は、私のつたない研究にも研究費を捻出してくれた。「クズ論文」と言われた原因は、圃場実験とモデル開発の両方を行なうという研究計画の中で、圃場実験の結果だけで卒業しようとしたからであった。研究計画では、うね間灌漑土壌中の2次元水分・溶質・熱の3連成移動モデルと圃場実験の結果を比較することにしていた(Noborio *et al.*, 1996a)が、モデル開発は遅々として進んでいない状況だった。

1990年当時のスーパーコンピュータ(CRAY Y-MP)を使って、300節点ほどの2次元3連成移動を2週間分計算するのに48時間くらいかかった。ただ、CRAYの名誉のために書くと、地表面での境界条件は Δt 毎に太陽の位置を計算して、日射の方向から畦によってできる影の移動を考慮しながら地表面にある全ての節点において熱収支式を解いて与えるので、時間がかかる計算ではあった(Noborio *et al.*, 1996b)。

そんな苦慮の中で、圃場実験中にこんなことがあった。停電後の電源復帰の際に過電流が流れてTDR マル

チブレクサ用ソレノイドスイッチを焼いてしまった。ヒューズを付けるようにと Dr. McInnes に言われたのを無視して使っていたら再び停電に見舞われた。1週間も経たない内に2台目のソレノイドスイッチ(500ドルほどのもの)を買ってくれと頼んだ時には、さすがに小言を言われたが、直ぐに買ってくれた。もちろん、この時は彼の言いつけを守って電源回路にヒューズを入れた。すると、それ以降停電は起こらなかった。「教授をだませても神様をだますことは出来ない」あるいは「言いつけを守る良い子にはごほうびがある」とでも言えそうな出来事だった。そんなわけで、登尾ら(1996)の論文にはヒューズ入りの回路を載せた。

卒業を延ばした私は、1年ほど費やして3連成移動モデルを完成させた。そんなこんなで、やっと卒業に目処がたった。しかし、太平洋を挟んで西も東も、今も現時も事情は同じで、Ph.D. 取得後の職探しは大変であった。手当たり次第に論文で見たことのある名前の研究者にポスドクの口はないかと手紙を書いた。手紙の最後に一文付け加えた、「差しつかえないようでしたら、お知り合いの研究者を紹介していただけると感謝です。」と Dr. McInnes は、こんな効率の悪い方法で職を探している私を見て気の毒に思ったのか、正面玄関を叩いてドアを開けてくれるとは思えないけどと助言してくれた。

ところが、不思議なことが起こった。コーネル大学の今は亡き Dr. R.J. Wagenet が、十数名の研究者の名前と連絡先を書いた手紙を返してくれた。その中には既に手紙を出した研究者もいたが、考えてもいなかった研究者も数名含まれていた。早速、Dr. Wagenet に紹介を受けましたと手紙を書いた。紹介してもらったのは嘘ではないからだ。しばらくして、当時、カナダ・グエルフ大学にいた Dr. R.G. Kachanoski から返事があった一申請中のプロジェクトが採択されたら、カナダに来ないかというものだった。カナダの大学は考えてもいなかったもので、意表を付かれた。しかし、卒業式の朝を迎えるまで何の連絡も無かったので、日本に帰る決心をした。卒業式を見るために日本からやって来た親父に、「卒業式が終わったら、一緒に日本に帰るよ。帰って地元の農協に就職を頼んでみる。」と話していた。

奇跡はどういう時に起きるのだろうか。その後、今の研究室に来るまでに3度私に奇跡とも思える大きな転機

* 明治大学農学部

が訪れた。自分がやりたい研究を日夜やり続けることは、大学院に入学以来変わりなくやっていることである。研究は私の趣味であり、それが今は仕事となっている立場にとても感謝している。奇跡が訪れた時々を思い出してみると、その時々にはいつも強い願いがあったように思う。後になって、「求めなさい。そうすれば、与えられる。探しなさい。そうすれば、見つかる。門をたたきなさい。そうすれば、開かれる。」(マタイ 7:7)と聖書に書いてあることを知った。

最初の奇跡はテキサス A&M 大学の卒業式当日に起きた。式が始まるまでの1時間ほどを長年住んだ窓の無い研究室で過ごして、さてそろそろ式場に行こうかと言っていた矢先に電話のベルが鳴った。「お金が取れたけど、まだカナダに来る気はあるか?」初めて聞く Dr. Kachanoski の人懐っこい声だった。

テキサス州から陸路カナダ・オンタリオ州に向かった。カナダに行くのは生まれて初めてだった。北アメリカ大陸にある同じ元イギリス領なので、アメリカと似たような国だろうと思っていた。デトロイトと国境を接するカナダ側の入国管理官に、「持ち込んだ乗用車はカナダに残さないで、アメリカに持って帰れよ。でも、カナダ人になってこの国で終わるかもしれないけどな。」と笑顔で言われながら、難なくトラック一杯の荷物と乗用車一台は国境を越えた。何と入国管理官が、おまえらも明日にはカナダ人になるかもしれないと黄色い顔をした我々に言うとは驚いた。そして実際、カナダの人たちは入国管理官と同様に、どの人も大層人懐っこくて優しい。

ゲルフ大学からは高速道路を使って5時間ほど南にあるカナダ農業食料省の Harrow 農業試験場が日常の勤務場所だった。掲げている女王陛下の写真に向かって宣誓をして雇用契約が終わった。試験場近くのアパートに引っ越して何日もしない内に Dr. Kachanoski が訪ねてきた。部屋に上がりこんで、妻が日本風にアレンジしたアメリカ風の手料理を美味しく何杯もお代わりをしながら、「Ph.D.の研究がどんなに素晴らしいものであっても、もう忘れろ。」と言った。そして、「コズケ(Kosuke)の得意なことは何だ?自分の得意なことを早く見つけろ。」と続けた。「俺はある事情があって数学が得意だ。」と自分のことを話してくれた。

得意なことを見つけるための2年間のポストドクだと思った。Harrow 農業試験場では常勤の研究者と同じように、個室があてがわれた。電話も、インターネットも、PCも付いていた。新品の文房具一式まで準備して机の引き出しに入れてあった。感激した。夏の圃場で浸潤実験を休日返上で行なった。技官と2人で、零下20℃の畑

で TDR の波形を取った。しかし、得意なものを見つけることが出来ないまま2年間のポストドクが終わった。

カナダでの契約が終了する数ヶ月前にアイオワ州立大学の Dr. R. Horton から、「岩を絞って水を取るようになってお金を作ったから、来なさい。」と電子メールが届いた。サーモ TDR ブローブ (Noborio *et al.*, 1996c) を使ったプロジェクトを始めるので、一緒にやろうと誘ってくれた。5月の初めに大学に到着したときには、大学所有のアパートを確保してくれていた。その晩から暮らせるように、シーツもベッドも食器も鍋釜まで全てが揃っていた。岩を絞って作った程の給料だけあって、毎月このアパート代を払うと手元には幾らも残らなかった。

2度目の奇跡が起こったのは、アメリカ大陸に来てから11回目の夏、アイオワ州立大学で2度目の夏を迎える頃であった。インターネット上で岩手大学が教員を募集していることを知った。結果的に岩手大学に奉職することになったのは、奇跡のような出来事と出会いのお陰だった。その頃の私は、日本に帰りたいという里心を抑えることが出来なくなっていた。恋しくてたまらなかった日本に帰ることが出来て、大変嬉しかったことを覚えている。

その後、縁あって明治大学に移ることになった。このときも自分が関東地方に来ることは全く考えてもいなかった。しかし、色々な状況の中で何とかしなくてはと強く思うようになっていた頃だった。私の研究論文の歩みではなく、所属してきた研究室での足跡を思い起こすとき、その間に起こった奇跡のような出来事や出会いは、いつも重大局面で必ず起こっていた。平穩無事で安泰とした研究生生活ではなかったことも確かだが、Dr. Horton が助言してくれたことが重大局面でその通りになっていることに今気が付いている。それは、「良く考えてお願いしなさい。」という言葉だった。強く願うこと、そしてその願いは研究をし続けたいという夢の実現のために願うことであった。

北アメリカ大陸で“I don't need junk.”と言われて始まった研究者としての生活を通して出会った3人のボス達の言葉を紹介した。私の場合、Ph.D.課程を修了して以来、クズではない論文が書けているだろうか?自分の得意なことは見つかっただろうか?そして自己実現のための努力を怠っていないだろうか?と常に自問しながらの研究生生活である。将来に不安を抱きながら懸命に研究生生活を送っている若い読者の参考に少しでもなることを祈りながらキーを叩き終えることにする。

最後に執筆の機会を与えていただいた編集委員会に感謝致します。

引用文献

- Noborio, K., K.J. McInnes, and J.L. Heilman (1996a) :
Two-dimensional model for water, heat, and
solute transport in furrow-irrigated soil : II. Field
evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **60** : 1010-1021.
- Noborio, K., K.J. McInnes, and J.L. Heilman (1996b) :
Two-dimensional model for water, heat, and
solute transport in furrow-irrigated soil : I. Theory.
Soil Sci. Soc. Am. J. **60** : 1001-1009.
- Noborio, K., K.J. McInnes, and J.L. Heilman (1996c) :
Measurements of soil water content, heat capacity,
and thermal conductivity with a single TDR
probe. *Soil Sci.* **161** : 22-28.
- 登尾浩助, K.J. マクイネス, J.L. ハイルマン (1997) : コ
ンピュータ制御による多点化 TDR システムの試作
と応用 . *農土論集* **188** : 129-135.

受稿年月日 : 2007 年 1 月 11 日

受理年月日 : 2007 年 1 月 11 日

水と地域と農の連携

駒村正治 編著

東京農業大学出版会 初版 2007年1月10日発行

A5版 171頁 ISBN 978-4-88694-114-5 1,900円

地球表面には、約 $1,358 \times 10^6 \text{ km}^3$ の水が分布していると考えられている。その約 99% が海洋と水であり、残りは 750~4,000 m 深範囲の深層地下水 (0.4%), 750 m 以下の浅層地下水 (0.3%), 湖沼 (0.009%) およびそれ以外に含まれている (国立環境研究所, 2007)。土壌物理学分野の我々が注目したい水、つまり「土壌水分 (0.005%)、大気中 (0.001%)、河川 (0.0001%)、生物圏 (0.00004%)」は、量的にみれば「それ以外」の範疇になる。たとえていうなら、焼け石に水滴が垂れたら瞬間的に蒸発してしまうようなレベルである。

土壌物理学学会では、「関連学問との緊密な共通理解、共通認識を生み出すための指針」を求めている (宮崎 毅: 新編土壌物理用語事典序文, 2002)、土壌物理学が農業現場で期待されていることの重大性を強く認識している。本書は、そうした学問分野の要請に、柔らかな姿勢で応えているといえる。

本書は、地球規模からみれば“焼け石にシュン”に目を凝らし、「農村を支えてきたのは水であり、水の利用から多様な地域と農の風景が創出された」と掲げ、生きるものがいて農の風景を形作っている、水と土の現場へ読者を一気に誘い込む迫力を醸し出している。

第1章に「メダカ」が登場する。メダカは、日本国中および周辺地域に分布しえる水生動物であり、繁殖にあたっては日照時間、最低水温が関与し、数千の呼び名があるのに加えて遺伝子型も多様で地域性や環境に敏感な魚である。春夏秋冬を映し出す「小川」「水田」「用水路」が彼らの住みかの代表名詞だが、水流・水質・水温などに対しては好き嫌いが激しく、1年を通じて変わる生活環境は周辺環境に連動して様々である。この章を読み進めていくうちに、自然 vs 人間の共生の良好な関係、あるいはイケナイ関係を察知することのできる指標、すなわち“バイオセンサー”にメダカはなっていることに気づかされる。

第2章と第3章では、「堰」と「クリーク」を目玉にした、水資源・土資源・農の第一線現場が紹介されてい

る。水と土をめぐる「争い、協調、協働、共生、共有」の繰り返して、我が国の農村空間が築かれてきたことの、微にいり細にいりが論じられている。

第4章では、畑地帯の農の原風景が、「灌漑」という人為によって形作られた背景とともに論じられている。

第5章は、関東地方の田園風景の基盤となる関東ローム層を、編年学的視点で論じている。

また、本書の末尾には、本書で書かれた主要な用語 32 項目の解説が小事典のようにして掲載されている。

数学・物理系の思考過程だけでは問題解決に苦しむような状態が続いている時に、本書を読めば、まったく異なる次元の斬新なヒントを与えてくれるだろう。

目次構成

まえがき

第1章 メダカにやさしい水田と水のネットワーク

第2章 名水・雄川堰の水環境再生と地域づくり

第3章 循環型農業を有するクリーク地域の水・泥土文化

第4章 水がつくる畑地帯の開発

第5章 利根川沖積低地の水と土のかかわり

あとがき

用語の解説

索引

著者

高橋由季, 高橋一公, 中村好男, 増野途斗, 細野 衛, 駒村正治 (編著者)

<http://www.nodai.ac.jp/>

e-mail: shuppan@nodai.ac.jp

成岡 市 (三重大学大学院生物資源学研究所)

受稿年月日: 2007年2月21日

受理年月日: 2007年2月23日

I. 2006 (H18) 年度編集委員意見交換会

日 時：2006年10月13日（土曜日）15：00～18：00
 場 所：北海道大学農学部農業工学科図書室
 出席者：編集委員/石渡，柏木，北川，取出，中辻，中原
 長谷川会長，筑紫次期会長，谷山副会長，長次
 期庶務幹事，岩田編集幹事

議論の内容：

1. 学会誌出版にかかる経費について
 会員からの積極的な投稿や講座等の各種企画の充実により雑誌が厚くなり，出版にかかる費用が増加傾向にある。現時点ではそれが学会運営を圧迫するようなことはないが，今後も継続して出版費が増加するようであれば，そのための財源確保を検討する必要がある。
2. 学会誌の電子投稿について
 閲読の高速化・効率化・郵送費の節約のため，現在郵送によりおこなっている閲読原稿のやりとりをE-mail等による電子ファイルの送付で行うことを検討する必要がある。
3. 別刷の謹呈について
 印刷原稿別刷のpdfファイルを著者に謹呈することを検討する必要がある。
4. 学会誌のウェブによる閲覧について
 現在99号までウェブサイトから閲覧できる土壌の物理性について，それ以降の号をどこまで閲覧できるようにするのか，閲覧の仕方をどのようにするかを検討する必要がある。

II. 2006 (H18) 年度第1回評議員会

時 間：2006年10月14日（土曜日）12：10～12：40
 場 所：北海道大学農学部農業工学科図書室
 出 席：長谷川会長，谷山副会長，石渡編集委員長，矢
 沢会計監査，藤井学会賞選考委員長，相馬選管
 委員長
 評議員/長澤，安中，粕淵，軽部，登尾，宮崎，
 取出，中村，石黒，長，竹内，坂西
 幹事/成岡，倉持，柏木，岩田

議 題：

1. 審議事項
 - (1) 2006年度事業計画（案）（庶務幹事）
 - (2) 2005年度会計決算（案）・監査報告（会計監査・会計幹事）
 - (3) 2006年度会計予算（案）（会計幹事）
 - (4) 2007-2008年度評議員選挙結果（選管委員長）
 会則第6条(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」により，次期評議員の選出が行われたことが確認された。

- (5) 2007-2008年度会長候補者の選出（評議員）
 会則第6条(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」により，次期会長候補者の選出が行われたことが確認された。
- (6) 第48回シンポジウム（プログラム）の承認（庶務幹事）
- (7) 2005 (H17) 年度学会賞（論文賞）者の承認（選考委員長）
- (8) 総会議長について（評議員）
- (9) その他
2. 報告事項
 - (1) 会員動向（会計幹事）
 - (2) 編集委員会報告（編集幹事）
 - (3) その他

III. 2006 (H18) 年度総会

と き：2006年10月14日（土曜日）12：45～13：15
 ところ：北海道大学農学部大講堂
 議題：

1. 議長選任
2. 2006年度事業計画（案）
3. 2005年度会計決算（案）・監査報告
4. 2006年度会計予算（案）
5. 2007-2008年度評議員選挙結果
 北海道 長谷川周一
 東 北 粕淵辰昭
 関 東 軽部重太郎，谷山一郎，溝口 勝，加藤英
 孝，西村 拓，坂西研二，塩沢 昌
 中 部 取出伸夫，成岡 市
 近 畿 中村公人
 中四国 井上光弘，諸泉利嗣
 九 州 原口暢朗
6. 2007-2008年度会長の選出
7. 第48回シンポジウム（プログラム）
8. 編集委員会報告
9. 2005 (H17) 年度学会賞（論文賞）表彰
 ○ 登尾浩助氏（明治大学農学部・助教授）
 「シリンダーに充填した土壌の熱拡散係数を簡易に推定する方法」
 ○ 東 直子氏（九州大学農学部附属演習林・学術
 研究員）

「自動サクション制御による不飽和砂質土壌中の下方浸透水採取装置の開発」

10. その他

11. 議長解任

IV. 2006 (H18) 年度第4回編集委員会

開催形式：電子会議

日時：質疑応答・討論

2007年2月9日～2月15日

採決

2007年2月16日～2月20日

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

○議事内容

1. 編集幹事より提案のあった「土壌の物理性105号」の発行計画が全会一致で承認された。
2. 「土壌の物理性」電子投稿について論議され、今後、電子投稿を導入することに編集委員全員が賛成した。また、電子投稿導入の際の問題点や環境整備等について議論され、議論された内容を次期編集委員会に引き継ぐことが確認された。

V. 2007-2008年度学会事務局・評議委員会・編集委員会体制

1月22日～2月5日に開催された電子メールによる持ち回りの評議委員会において、2007～2008年度の事務局・編集委員会体制について、下記の通り承認された。

会長 筑紫二郎

副会長 井上光弘

編集委員長 原口暢朗

事務局（庶務幹事）長 裕幸

事務局（会計幹事）近藤文義

事務局（編集幹事）宮本輝仁

会計監査 甲本達也

会計監査 大坪政美

評議員

北海道 長谷川周一

東北 粕淵辰昭

関東 軽部重太郎, 谷山一郎, 溝口 勝, 加藤英孝, 西村 拓, 坂西研二, 塩沢 昌

中部 取出伸夫, 成岡 市

近畿 中村公人

中四国 井上光弘, 諸泉利嗣

九州 原口暢朗

会長推薦 森也寸志, 東 直子, 藤巻晴行

選挙管理運営委員長 長 裕幸

学会賞選考委員長 長谷川周一

編集委員

川本 健

中村 公人

石黒 宗秀

取出 伸夫

猪迫 耕二

坂西 研二

久保寺秀夫

事務局

佐賀大学農学部生物生産学科, 〒840-8502 佐賀市本庄町1,

Tel/Fax.; 0952-28-8757,

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

（この事務局連絡先は、本会会則附則（1）に入れ替え、（2）の施行日を2007年4月1日とする）

VI. 会員消息（2007年2月4日まで）

入会 正会員 塚本 康貴

正会員 須甲 武志

学生会員 朝田 景

学生会員 石濱 嘉夫

学生会員 佐藤 正明

学生会員 伊ヶ崎 健大

学生会員 常田 岳志

学生会員 KOMARIAH

学生会員 藤本 岳人

学生会員 遠藤 敏史

退会 正会員 徳永 光一

正会員 中島 征志郎

正会員 平瀬 巧

正会員 松川 進

正会員 山田 宣良

学生会員 松井 亮太郎

購読会員 (株)有隣堂町田営業所

現在会員数（2007年2月4日現在）

正会員数（国内）：374

同（海外）：4

学生会員数：28

賛助会員数：10

小計：416

購読会員数：49

合計：465

一 編集後記

「土壌の物理性」の編集委員会事務局を思いもかけず2年間務める機会を頂いた。その関係で多くのご論文を、拝読する機会を得た。

内容的には①室内・野外の試験に基づいたモデルの開発・検証と、②野外調査の結果とそれに基づいての解釈・検証、に大別されるように思われる。これまでも人口に膾炙した事であるが、前者では現地への普遍的な適用性が課題であり、後者では科学的・論理的な解明が課題とされているように感じた。両者を近づけ、モデルが野外の事象にも普遍的に適用できれば、科学として、また、実学として極めて貴重な成果になるものと思う。

排水不良な農地には暗渠排水が施工されるが、農水省からはその計画・施工基準が刊行されている。泥炭土壌では排水に伴い圧縮や脱水収縮等により、地盤沈下が生じ、暗渠の埋設深は施工直後よりも浅くなり、排水効果の範囲が狭くなるとされた。このため、1955年に刊行された基準では、泥炭土壌における暗渠排水の基準深度は鉦質土壌よりも30%ほど深くするとされている。

ところで、有機物よりなる泥炭土壌は排水に伴い、空気が土層内に入り、泥炭自体が分解し、これによっても地盤沈下が促進される。圧縮や脱水収縮による地盤沈下は経時的に収束する傾向にあるが、有機物の分解による地盤沈下は有機物が存在する限り永続的なものである。この点は多水分な粘性鉦質土の場合の地盤沈下と大きく異なる点である。

1960年代初め(北海道での大規模な泥炭農地の開発が開始された時期)には泥炭農地の沈下抑制のため圃場の地下水位を当時の計画よりも浅くすべきとの論文が公表されたが、農作業性の確保などの観点から計画地下水位の大きな変更はなかった。そして、1990年代半ばに

なって泥炭農地での数mにも及ぶ沈下が面的に発生している事が報告されるようになった。

このため、2000年刊行の基準では、泥炭地における暗渠排水の埋設深度は、泥炭の分解抑制のため、鉦質土壌の場合よりも浅くするとされた。すなわち、この45年間に、泥炭地暗渠排水の埋設深度の規定は大きく変化したのである。この要因としては、①1950年頃は排水直後の沈下が顕著な新規開墾地での暗渠排水施工が多く、1990年以降は、沈下が緩慢となった既耕地への暗渠排水施工が多くなったこと、②泥炭地の大部分を占める北海道は寒冷なため泥炭分解は緩慢であることから、1950年頃には地盤沈下に対する分解の影響は過小評価されていたと思われる事、③道路造築の場合、泥炭表面の舗装被覆により分解が抑制されることから、泥炭農地での分解は過小評価した事、が考えられる。近年では泥炭の分解は地盤沈下だけでなく、炭酸ガスやメタンガスの放出にもなるため、地球温暖化の視点でも注目されている。

技術者として現在発生している問題への対策を提案することは重要な任務である。しかし、提案者としては残念な事であるが、提案した技術が後世に覆されることもある。このような事態を回避するには、日頃より多方面の科学的知見を収集し、多面的な思考を行う訓練が必要である。また、技術提案の際には懸念される留意事項を付記することが重要で、技術のさらなる発展のために不可欠であると考え。これは研究に対しても共通する姿勢であると思われ、日常の行いを自戒するこの頃である。一方、この2年間に本誌に掲載された論文は様々な技術開発に資すると考えており、期待している。

(編集委員長 石渡輝夫)

土壌物理学会

事務局構成

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

複写される方に

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

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

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

Notice about Photocopying

In order to photocopy any work from this publication, you or your organization must obtain permission from the following organization which has been delegated for copyright 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105号(会員配布) 2007年3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. 105

March 2007

Contents

Foreword	S. HASEGAWA	1
48th Symposium, Japanese Society of Soil Physics “Dynamics of Nitrogen in Soils”		
Program		
Symposium reviews		
Management Practices of Agricultural Soils for Carbon Sequestration	N. KOGA	5
Application and Modification of Soil Organic Matter Models for Japanese Arable Soils	Y. SHIRATO	15
Soil Humic Substances : their Chemical Structures and Functions	S. HIRADATE	23
Effects of the Application of Organic Farming on Physco-Chemical Properties of Soil	K. TAKI	31
Discussion at the 48th Symposium, JSSP	I. TANIYAMA	41
Abstract of Poster session		49
Original Papers		
Thermal Conductivity of Washed Tottori Dune Sand with Rape Seed Oil and Model- ing	H. MOCHIZUKI, M. KOIWASAKI and T. SUKO	59
A Program for Nonlinear Fitting of Soil Water Retention Curve Written in Numerical Calculation Language GNU Octave	K. SEKI	67
Miscellaneous		
Soil Doctor System of Land Development Department in Thailand as one of partici- patory methods	K. HOMYAMYEN, S. SUKCHAN and H. HAMADA	79
Special Reports		
Water Flow and Solute Transport models in Soils		
Numerical Modeling of Nitrogen Transport with First-Order Transformation Pro- cesses in Soils	K. NAKAMURA and N. TORIDE	83
Lectures		
Characteristics of Peat-land, Relations with Soil Physical Properties		
Ground Water Quality on the Conservation of Peat land	H. TACHIBANA and K. TATSUMI	99
Reading of Classical Study Series		
“Studies on soil physics, Part I.—The flow of air and water through soils” By W. H. Green and G.A. Ampt	S. HASEGAWA	111
Readers' column	N. HIGASHI	117
	K. NOBORIO	119
Book review	H. NARIOKA	123
Announcements		125
Editor's Postscript		127

Japanese Society of Soil Physics

Division of Environmental Resources

Graduate School of Agriculture, Hokkaido University

Sapporo, 060-8589 Japan