

# 土壌の物理性

第103号

2006年7月

巻頭言	成岡 市	1
論文		
砂質火砕流堆積物の客土によるクラスト形成の抑制を主体とした畑土壌の物理性改善技術	横井 義雄	3
傾斜地水田圃場整備後における農地基盤の経年的変化	小倉 力・根本 清一・古谷 保・長利 洋・塩野 隆弘・成岡 市	13
モンモリロナイト, バイデライト, イライトとそれら混合懸濁液の臨界凝集濃度	鈴木 満智子・西村 拓・加藤 誠	23
Effect of Ordinary Portland-Cement on Properties of Clayey Soil in Mie Prefecture	Md. Z. HOSSAIN, H. NARIOKA and T. SAKAI	31
高層湿原における原植生と侵入植生の蒸発散速度の比較	藤本 敏樹・飯山 一平・坂井 舞・永田 修・長谷川周一	39
研究ノート		
ノハナショウブ群生地での土壌水分の変動について	星 透・藤井 克己・倉島 栄	49
資料		
大学院の土壌物理学講義における土壌中の溶質移動計算への汎用数学ソフトウェア(MathCad)の利用	登尾 浩助	57
「土壌の物理性」編集実務の記録	吉迫 宏・岩田 幸良	63
講座		
泥炭地の特徴 土壌物理性との関連において		
講座「泥炭地の特徴 土壌物理性との関連において」をはじめめるにあたって	石渡 輝夫・永田 修	69
湿原の水文現象—多雪域にある湿原の特徴—	中津川 誠	71
泥炭地における土壌ガス拡散特性	飯山 一平	79
北海道泥炭農耕地土壌の実態とその特性	橋本 均	87
泥炭地水田産米の食味の特徴と客土による改善	柳原 哲司	95
古典を読む		
J.R. Philip and D.A. de Vries 著「温度勾配下における多孔質体中の水分移動について」	坂井 勝・取出 伸夫	105
部分流(フィンガー流)の発見とその背景	田淵 俊雄	113
土粒子		
「一般向きの分かり易い本」を求めて	橋本 均	119
書評		
「土壌物理学—土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用」	中村 公人	121
会務報告		125
編集後記		126

## 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 <sup>-1</sup>	*
体積含水率	m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	
体積	m <sup>3</sup>	L, cm <sup>3</sup> , mL
密度	kg m <sup>-3</sup> , Mg m <sup>-3</sup>	
濃度	kg m <sup>-3</sup> , Mg m <sup>-3</sup>	g L <sup>-1</sup> , mg L <sup>-1</sup>
モル濃度	mol m <sup>-3</sup>	mol L <sup>-1</sup>
力	N	
水分ポテンシャル	J kg <sup>-1</sup>	kPa, m, cm, **
透水係数	m s <sup>-1</sup>	cm s <sup>-1</sup>
イオン交換容量	mol. kg <sup>-1</sup> , cmol. kg <sup>-1</sup>	
回転数	s <sup>-1</sup>	min <sup>-1</sup>
収量	kg m <sup>-2</sup>	kg ha <sup>-1</sup> , Mg ha <sup>-1</sup> , t ha <sup>-1</sup>

\*%表示は、原則として分母と分子の内容が同じもの場合にだけ用いる。

\*\* cm H<sub>2</sub>O 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 委員会はずきの業務を行う。
    - (1) 学会賞規定に基づく論文賞及び優秀ポスター賞の選考。
    - (2) 土壌物理学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)

# 原稿送 り 状

受付番号 (本会で記入) :

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

付記 : 投稿の宛先は土壤物理学会ホームページを参照のこと (<http://www.soc.nii.ac.jp/jssp3/>)

## 土壌物理学会会員登録用紙 [入会・退会・登録事項変更]

必要事項をご記入の上、このまま下記宛先に（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 48 回 土壤物理学会シンポジウム（ご案内）

と き：2006 年 10 月 14 日（土曜日）

ところ：北海道大学農学部大講堂

参加費：1,000 円（講演要旨集代）

### 1. シンポジウム/テーマ「土壤有機物の分解・集積と物理性」

土壤の炭素は環境と農業生産にとって非常に重要な元素である。土壤中には大気中の約 2 倍の炭素が含まれており、土壤炭素含量の変化は地球温暖化と密接に関連する。また、安全な農作物生産の視点から、有機農業に対する国民の期待は大きい。

森林を耕地化すると土壤炭素含量は大きく低下し、特に耕耘は土壤有機物の酸化分解を促進させる。それに対し、堆きゅう肥などの有機物の投入は土壤に炭素を付加することになる。そこで、短期的または長期的な視点から、栽培管理および土壤特性と土壤炭素含量変動の関係をとりあげる。

次いで、土壤を構成する腐植の構造と役割について、最近の研究の到達点について紹介する。さらに、土壤中への有機物の投入は土壤を団粒化させ、保水性や透水性が改良されるといわれている。そこで、実際の有機農業実践は場などにおける土壤物理性の変化などについて取りあげる。

- |                              |                    |
|------------------------------|--------------------|
| 1) 農地管理法の違いと土壤炭素             | 古賀 伸久（北海道農業研究センター） |
| 2) 土壤炭素動態モデルの日本の農耕地土壤への適用と改良 | 白戸 康人（農林水産技術会議事務局） |
| 3) 土壤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) 有機物施用と土壤の理化学性             | 瀧 勝俊（愛知県農業総合試験場）   |

### 2. ポスター・セッション

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

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

### 3. 企業展示

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

### 4. 情報交流会（参加費 3,000 円）

### 5. 参加・発表申込み方法、プログラム（学会ホームページに掲載します）

#### 問い合わせ先

土壤物理学会事務局（庶務幹事）  
〒514-8507 三重県津市栗真町屋 町1577  
三重大学 大学院生物資源学研究科  
成岡 市  
Tel/Fax. 059-231-9574/E-mail : spsyomu@ml.affrc.go.jp

#### 学会ホームページ

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

10 月 15 日（日曜日）は、同所にて農業土木学会土壤物理研究部会が開催されます。



## 2005（平成17）年度 土壤物理学会賞候補の推薦（公募）

土壤物理学会では、下記の要領で学会賞候補（推薦）を公募いたします。

### 記

学会賞種類：論文賞

対象論文：2005（平成17）年度に「土壤の物理性」（第100, 101, 102号）に掲載された「論文」（original paper）

推薦期限：2006（平成18）年8月31日（木曜）、消印有効

推薦書様式：様式などの詳細は下記の事務局幹事までお問い合わせ下さい  
表彰：2006（平成18）年10月

土壤物理学会 学会賞選考委員会

問い合わせ先：

土壤物理学会事務局庶務幹事 成岡 市

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

[spsyomu@ml.affrc.go.jp](mailto:spsyomu@ml.affrc.go.jp)

学会賞候補の推薦に当たっては、「学会賞規定」「学会賞選考委員会規定」（本誌冒頭の黄色項に掲載）をご確認下さい。

## 土壌物理学会入会のお誘い

土壌物理学会事務局

土壌物理学会は1958年に土壌物理研究会として発足しました。会員数は約400名と小さな学会ですが、48年の歴史を持っています。1997年までは毎年2号、それ以降は毎年3号「土壌の物理性」を刊行し、103号までになりました。約半世紀にわたり、我が国の農業そして海外の研究動向を反映した研究成果が収録されています。先人の研究には多くの貴重なヒントがあります。現在、100号までの記事が土壌物理学会ホームページでご覧になれます。

学会では、会誌の発行の他に、毎年1回のシンポジウムとポスター発表を行っています。シンポジウムのテーマは会員にとって有益だと考えられる最近の主要な研究トピックから選び、講師には会員、非会員を問わず適任者を選んでいきます。また、シンポジウムに参加できなかった会員のために、会誌でシンポジウムの報告記事を掲載しています。

ポスター発表は「土壌物理研究の最前線」と称して行っています。情熱に燃える院生から完成の域に達した研究者まで多くの方が発表していますが、特に若い研究者には、自分の身近な組織外の専門家の意見を直接聞くことができる絶好の機会となっています。さらに、優秀ないくつかのポスターにはポスター賞を授与しています。

土壌物理学会はその発足の経緯から農学系の会員が多数を占めています。しかし、土壌物理研究の成果が還元できる場合は農地以外にも拡大してきました。学会としても多様な研究者から構成されることが好ましいと考えています。土壌物理は物質の貯留と移動を一つの基礎とし、理論と測定法が発達してきました。その対象分野は非常に多様です。環境問題もその一つです。

土壌物理学会のホームページは以下のとおりです。是非ご覧ください。

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

また、さらに詳しくお聞きになりたい点については、

土壌物理学会事務局庶務幹事（成岡）：[spsyomu@ml.affrc.go.jp](mailto:spsyomu@ml.affrc.go.jp)  
へお問い合わせください。

あなたも土壌物理学会員となり、一緒に研究を進めませんか。心より歓迎致します。

## 学会誌「土壌の物理性」について

土壌物理学会編集委員会

「土壌の物理性」はレフリー制度を有した学会誌です。主に以下のような記事から構成されています。

論文：独創性のある研究報告

研究ノート：土壌物理に関する新しい事実や研究方法の改良などの短い報告

総説：土壌物理の研究の現在までの到達点と今後の展望

資料：広く会員の参考となる報告や情報

講座：会員の知識の向上を目指した記事

現在、「古典を読む」および「泥炭地の特徴」という企画が進行しています。

土粒子：土壌物理に関わる会員の意見や随想

書評：新刊本の批評または紹介

投稿区分「論文」については特別な理由が無い限り、原稿到着から2ヶ月半以内に閲読結果を著者に返送するようにしています。発行月は、3月、7月、11月です。

土壌物理学は作物生産のための土壌と水管理を主体として発達してきました。そのため、以前の「土壌の物理性」は Soil Physical Conditions and Plant Growth と英訳されていました。現在では、作物生産に係わる論文は相対的に少なくなりましたが、環境問題をはじめ今まで以上に土壌物理に関わる研究対象は広がっています。既刊の「土壌の物理性」をご覧ください。きっと、興味のある論文を見つけることができると思います。

学会誌は会員の研究成果の発表の場であり、会員は投稿する権利を持っています。会員となって「土壌の物理性」を読むだけでなく、積極的に投稿してください。

## 岩田進午さんを偲んで

岩田進午さんは2006年3月13日に75歳の一生を閉じられました。現在、土壌物理学を主題としている研究者に最も強く影響を与えた土壌学者でした。私が岩田さんを研究室に訪ねたのは大学院生の頃ですから30年以上も前のことです。一緒の職場は数年でしたが、長い間にあった岩田さんの思い出を紹介しながら、読者とともに故人を思い出し、追悼したいと思います。

土壌物理学者としての岩田さんの仕事はなんといっても「土壌水の熱力学」でしょう。1961年に土肥誌に掲載された総説「土壌水のエネルギー概念について」を読んだ会員も多いことと思います。この世界的な業績は、保水を仕事ではなく化学ポテンシャルで理解すべきであるという主張でした。大学で教鞭を執られていた頃、土壌水のポテンシャルの理解で学生の半数が挫折するというようなことをおっしゃり、“場の概念”で説明するとよいと話されていました。

私の知っている若い頃の岩田さんは少し近寄りたがたい雰囲気をもっておられました。学会の発表会場では常に前の方に座り、発表者には大変本質的な質問を率直にされていました。しかし、これと全く裏返しになります。研究のことは時間を気にかけずに、誰にでも親身になって一緒に考えてくれる良き先輩でもありました。後者は生涯続けておられ、これで時間が無くなるはずなのにどうして他の仕事ができるのだろうかと思議にも感じました。

私の記憶に残る岩田語録を紹介します、共感される読者も多いと思います。岩田さんはみんなで議論をすることが好きな方でした。“みんなでわいわいやったらよい”とよく話していましたし、ゼミ好きでした。また、“君ね、常識的に生きるというのはとても大切なことだよ”と言って研究者の横柄さを批判し、“彼だって一所懸命なのだ、自分の物差しで測ってはいけない”と全体のレベルアップを考えていました。さらに、“最初の論文は人の評価につながるの質の高い論文を出しなさい”、“研究をやる時には総説を書きなさい”と若者に説いていました。ちなみに「土壌水のエネルギー概念」の総説は30歳の仕事です。岩田さんは英会話は大の苦手でしたが、“論文は英語で書きなさい”と常々おっしゃっておりました。岩田さん自身 Thermodynamics of soil water を国際誌に投稿しています。また、“研究者として基礎的な課題と応用的な課題をもっていると、片方が行き詰まったとき頭を冷やせる時間が取れる”とか“研究を展開する上で基礎は2つ、例えば、熱力学と流体力学でも良いから、を持ちなさい”などを岩田さんのところに遊びに来る若い研究者によく話しかけていました。岩田さんが数多くの研究者を育て上げてきたのは、このような岩田さん一流のものの考え方と優しさに基づいていると思います。大学の教員ではなく「農水省の研究員だから出来たのさ」とおっしゃっていたことも強く印象に残りました。そして、このような生き方を支えてきた影には奥様の存在が非常に大きかったといっても過言ではありません。奥様は、岩田さんの最大の理解者であるとともに、一緒にいる私たちには姉として、時には母親として話し相手になっていただきました。岩田さんは、決して健康ではないのに、酒とショートピースが好きでした。特に若者と酒を飲んでお話しをすることが大好きでした。

土壌研究では粘土という“小さな巨人”を扱っていましたが、1985年に「土の話」そして1989年の「土を科学する」と題したNHK市民大学講座により、岩田さんは土の大切さを市民にも訴え始めました。大学定年後は、消費者、農民とも積極的に交流し、“土の健康と人の健康”を考察し、最



Dr. Boersma      Dr. Hillel      岩田さん

後まで“本当に大切なもの”を説いておられました。亡くなる二週間前も講演をされたとお聞きしましたが、まさに壮絶な死です。この学会誌を読んでおられる若い読者にとっては、岩田さんのこのような農学者としての印象が強いかもしれません。

土壌物理でも農業論でも岩田さんの主張に大変説得力があるのは、深い考察に基づいているからでしょう。その根底には、科学的にものを考える場合の哲学があるに違いありません。岩田さんが我々に残した財産は沢山あります。人を育てること、基礎を固めて哲学を持つことを通して土壌物理のレベルを高めることが、岩田さんに対する最大の供養だと思います。岩田さんは 1982 年、第 12 代学会長として土壌物理学会の発展のためにご尽力されました。1984 年の「土壌の物理性第 50 号」巻頭言の最後の文章、「これらを保証するのは、柔軟な頭脳と頑健な体力。若い研究者諸君の奮起を期待する」は生涯を通して変わらなかった岩田さんの若い人への思い入れでした。

土壌物理学会長 長谷川周一

## (日本の) 土壌物理学は、「未完成」であるがゆえに…

成 岡 市\*

いよいよ土壌物理学会の巻頭言を書かざるを得ない時がやってきた。しかし、いざ原稿に向かうという時まで、長い時間を悶々と費やしていたように思う。言いつねになるが、知命（論語；ちめい。天が自分に授けた使命を自覚する年齢）を過ぎる頃になると、文を連ねる以前に、先輩知人の顔や言葉が浮かび、遠慮が走り、自らの苦い経験談が深い記憶からよみがえり、それらが雑念として湧き出てきて、どうにも筆が進まない状態になる。こうしたことは、この年齢になって初めて気がつくことなのだろうか。

先日、ある観光地の土産物屋の前を通り過ぎようとした際、洒落た紳士と小学校入学前の利発そうな孫らしき子供の会話が耳に入ってきた。土産を隣近所にくいつ買っていくかという微笑ましい話題で、一箱に何個入っているのか合計何箱を買えば足りるのかといった算数に対して、孫の暗算結果は少々不足分の数を示したようだった。お爺さんは「〇〇ちゃんがそう言うのなら、もしかするとそうなのかもしれないね」と応えていた。そうこうするうちに、小生の歩みは二人の会話が聞き取れぬほどの距離まで進んでいたが、しばらくの間、この紳士の子供へ向けた言葉が耳から離れなかった。「もしかするとそうなのかもしれない…」という言葉が。

この土壌物理学会に多大な功績を残された岩田進午さん（第12代会長、1982年－1984年就任）から、ある用語事典の一節を分担者の一人として書くように依頼された時のことである。「閲読は大変厳しくさせてもらうけど、決して気を落とすことのないようにね」と付け加えられた。その言葉とおり、精魂込めて書いたつもりの元の原稿は影も形もなく真っ赤（赤ペンで修正指示された）に染まっていたことが記憶に深い。土壌物理学会には厳しい閲読をされる方々が何人も揃っているが、岩田さんはその中でも屈指の厳しさがあった。しかし、厳しい閲読を受けたことを嬉しく思い、感謝の気持ちが沸き起こってくるのである。岩田さんはどのような思いで閲読をしてくれたのだろうか。それを聞いてみたくなってきた今日この頃である。

新編土壌物理用語事典（土壌物理学会編、養賢堂、2002年9月初版発行）が出版された際、幸運にもその編集に携わることができた。旧編初版から28年後に新編の発行にこぎ着けている。それだけの時間の隔たりには理由があった。それは、新編発行の案（1998年）が承認されてから約3年間悶々とした時間を経過した後に、ようやく78名の執筆・閲読担当者が決まり、15項目（183頁）の用語群の執筆と編集に取りかかることになったということから推察できるのではないだろうか。つまり、「日本の土壌物理学の位置づけと将来進む方向は何か、あくまでも未完成、基礎学と応用学の狭間とは何か、伝統を活かすか新参を入れるか、ナンバーワンよりもオンリーワンを目指したい、助けられたり助けたりがある、…。」小さな事典の中で多くの論議が繰り返されていたのである。

土壌物理学分野でも、さまざまな視点をもった科学の目を持つことが認められる。

近年では、物理的視点を越えて、土壌微生物、土壌動物、植物根などの「生命」を対象としながら土壌物理的現象を解明しようとする研究者が活躍している。この新しい研究の途上、土壌物理特性の空間変動といった統計学的な解釈ができない、あるいは解釈が困難な事態に陥る場合があることも少なくない。「もしかするとそうなのかもしれない…」として、これまでの既存概念を疑うか、全く知識の外にある対象に立ち向かわなければならない場合があることも認めたい。

先人に尋ねることは、恥ずかしくてもするべきである。ある大先輩が「研究するということは、深く物事を調べ考えて、理を極め明確にすることをいう。理を極めるということは、論理を立てることであり、原理、原則から出発して事実を論ずることにある。系統的に組立てられた知識すなわち学問のためには、物事について明確な理解と認識またはその内容を把握しなければならない」とゼミの場で繰り返し説いてくれた。そして、「機器を信頼しすぎるな。無人測定に任せて実態観察の努力を怠るな。サンプル採取や調整にあたっては絶対に緻密かつ周到であれ。結果の整理方法は、研究目的にかなう方式を取れ。詳しくれば詳しいほど良いとは限らない。安易に測定結果を平均値で表現するな」とも教えてくれた。

「研究の着想や発想」の楽しみはいつまでも持ち続けたい。くだんの大先輩は、「現在のものの考え方を否定する。不合理な点、不明な点を追求する。理想的な構想を推理する。既知の多くの知識、事象、現象を改めて組合せ直し、新構想を創造する」ことを大切にしていた。

土壌物理学の得意とする技に「測定」がある。測定数値をグラフ上で綺麗な形や線で表現できる場合と、ばらついたり、乱れたり、途切れたりする場合がある。綺麗な結果には科学の蘊奥（ウンオウ）があると主張する向きもあろうが、綺麗でない方に目がいてもよいではないか。そこに新しい何かがあると思えばこそ、である。

多くの先輩研究者が土壌物理学にチャレンジし、後続の若手研究者に声を掛け続けている。遠方の会場で開催されているゼミに参加してきた若手には「こうしたゼミに参加するだけでも研究者としての努力をしているといえるよ」といい、あるいは「研究の戦士を目指そう」といい、時には「威張るな」といさめ、酒を酌み交わしてきた。

（日本の）土壌物理学は、「未完成」であるがゆえに、もしかすると楽しみな未来があるのかもしれない。

# 砂質火砕流堆積物の客土によるクラスト形成の抑制を主体とした畑土壌の物理性改善技術

横井 義雄\*

The Technique for Improving Soil Physical Characteristics by Preventing the Formation of Soil Crust by Dressing the Sandy Pyroclastic Deposits

Yoshio YOKOI\*

\* Hokkaido College of Agriculture, Nishi-senbiri-25-1, honbetu, nakagawa-gun 089-3675, Japan

## Abstract

Effects of dressing pyroclastic deposits to the crust forming soils distributing in Biei hill area are summarized as follows.

1) Crust forming soils in Biei hill area shows difficulty in plowing, which becomes the limiting factor for the crop production. This soil is not clayey, but easily dispersed after rain fall, and readily forms crust on drying. This crust forming soil has remarkably large solid percentage, high bulk density, and low coarse porosity. The soil hardness also increases remarkably on drying.

2) Pyroclastic deposits improves these soil physical properties, and the yield of field crops increase steadily by dressing the pyroclastic deposits to the thickness of 5-10 cm. Larger dressing of pyroclastic deposit showed little effect on the yield of field crops due to the decrease of soil fertility.

3) Soil dressing decreased the specific resistance on traction when field is plowed. Soil dressing of 5-10 cm thickness was effective enough to the decrease the specific resistance to the lowest value.

4) Critical thresholds of the necessity of soil dressing for improving the physical properties of soils were evaluated. These values were (1) silt + clay contents  $> 0.35 \text{ kg kg}^{-1}$ , (2) Crust hardness  $> 0.8 \text{ MPa}$ , (3) bulk density  $> 1.35 \text{ Mg m}^{-3}$ . When either one of the three criteria is applicable, it is judged that soil dressing is necessary. The goal value of the improving soil texture was set at  $0.35 \text{ kg kg}^{-1}$ .

**Key words** : crust, pyroclastic deposits, soil dressing, hill area

## 1. はじめに

北海道上川地方中南部の美瑛町から富良野市にかけては、丘陵地形が発達しており、風光明媚な農村風景を有した大規模な畑作農業が展開している。美瑛丘陵地には、細粒質な褐色森林土および灰色台地土が広く分布している(横井ら, 2001)。本土壌は、容積重が佐久間・赤

沢(1984)らが報告したオホーツク海沿岸の段丘堆積物母材の重粘土と同様に大きいことから、畑作農業で必要となる耕うん作業が困難であり、碎土性に劣る特徴を有している。また、本土壌は、土性がCL~LiCで、北海道北部に分布する重粘土(佐久間ら, 1969)に比較して粘土が少なく、砂が多いことから、降雨による土塊の崩壊や団粒の分散が起こりやすく、すぐに軟化するが、乾燥

\*北海道農業大学校 〒089-3675 北海道中川郡本別町西仙美里 25 番地 1

\*現住所: 財団法人 北海道農業近代化技術研究センター 〒074-1271 深川市広里町 4 丁目 1 番 3 号

キーワード: クラスト, 火砕流堆積物, 客土, 丘陵地



により強固な土膜であるクラストが形成する (Tanaka *et al.*, 1992, 1995, 1997a; 1997b; 1999)。強固なクラスト形成は、播種直後の畑作物の出芽に大きな障害となる。さらに、雨水の浸入を低下させ水食や干ばつを助長する。また、乾燥期には耕うん土層の全体が固結して、著しく堅密になることで作物の根伸長や塊茎部の肥大を阻害するため、農作物の生育や収量、品質にまで悪影響を及ぼしている (横井ら, 1998)。こうしたことから、本地域では、低地水田地帯よりもクラスト形成が作物生産性を制限する要因となっていることが多い。

重粘土に対する改良としては、古くから深耕や心土破碎などの下層土改良 (赤沢, 1979) が効果的な方法と提案されているが、自力営農で行うには農業機械の馬力数が小さく問題があった。また、美瑛丘陵地のような北海道を代表する畑作地帯で、土地利用型の大規模農業を推進する場合には、輪作や有機物施用による土壌構造の安定化、耕うんの改善、土壌改良資材での改善など、営農による細やかな土壌管理をしていくことは必要であるが、短期間に効果を上げることは労働力不足および経済性からみて、現実的には困難である。このため、クラスト形成土壌で作物低収要因を改善するためには、下層土改良のほかに、まず、本土壌の不良な作土の物理性を比較的容易に根本から改良する技術が必要である。

本土壌と類似の粘性が強く堅密なオホーツク海沿岸に分布する段丘堆積物母材の重粘土に対しては、砕土・易耕性の改良を目的とした海砂客土の提案がある (千葉, 1950)。最近では、海岸砂地の長期連作サツマイモ畑で粒径淘汰による細粒化での排水性悪化に対して砂客土による収量向上の効果を示している (山本, 1991)。

しかし、1979年以降、北海道条例により海砂を客土材として利用することは不可能となっているため、これらの成果は適用できない。一方、道内では網走地方の軽石流堆積物の客土が細粒質低地土、表層腐植質黒ボク土などに対して収量、品質向上の効果が報告されている (竹内ら, 1994)。粗粒質な資材の客土効果は、それぞれの土壌物理性の不良を改善する要因に違いはあるものの、それらの問題点を改善したと報告している。

筆者は、美瑛丘陵地で問題となる、クラスト形成が激しい土壌に対して、上川地方中南部に広く分布している、十勝岳火山群を起源とする砂質な火砕流堆積物を、客土材として利用することが有効と考え、その効果を明らかにすると共に、適切に客土を実施するための要否判定の指標値を策定した。

## 2. 調査方法

### 2.1 分析方法

試験研究の対象地域は、上川地方中南部の十勝岳火山群の山麓で旭川市から富良野市までの丘陵地帯である。改良の対象となる土壌は、細粒質な褐色森林土および灰色台地土で、試験圃場は地力保全基本調査土壌図に基づき踏査し、クラスト形成の激しい灰色台地土である美瑛町北瑛試験地 (以下、北瑛試験地) とやや形成の軽い褐色森林土である富良野市富丘試験地 (以下、富丘試験地) を選定した (図-1)。

各試験地において、作物収穫後に土壌採取し、土壌物理性として国際法による粒径組成と土性、崩落率、0.1 L 採土管による容積重と土壌固相率、粗孔隙量 (0~3.1 kPa)、有効水孔隙量 (-3.1~-98.1 kPa)、微細孔隙量 (-98.1 kPa) の測定を行った (農業土木学会, 1983)。試験圃場での層別別の土壌硬度は山中式土壌硬度計により、表面に形成したクラストの硬度はクラスト硬度計 (大起理化製作所製,  $0.98 \text{ N mm}^{-1}$  赤色バネ使用時の指示値) により計測を行った。また、プラウ耕うん時に機械の牽引比抵抗を測定した (農業機械学会, 1977)。

土壌化学性として pH ( $\text{H}_2\text{O}$ )、陽イオン交換容量 (CEC)、交換性カリウム・カルシウム・マグネシウム含量、リン酸吸収係数、有効態リン酸含量 (Truog 法)、0.1 N 塩酸可溶性銅および亜鉛含量を分析した (土壌標準分析・測定法委員会, 1986)。

### 2.2 客土試験の概要

客土材として使用する火砕流堆積物の特徴を明らかにするため、分布図 (池田・向山, 1983) に基づき美瑛町と富良野市から2種類を採取し、上記と同様の土壌化学性の分析を行った。

富丘試験地および北瑛試験地において、作土の物理性を改良するため上記の火砕流堆積物を客土して改善効果を査定した。客土量を変えた処理区は、北瑛試験地と富丘試験地に、無客土区と客土 5 cm, 10 cm, 15 cm の処理区を設けた。客土の攪拌は、深さ 30 cm までをプラウ耕うんした後、ロータリ耕うんで混和した。

栽培試験に供試した作物は、北瑛試験地でダイズ (1986)、バレイショ (1987)、アズキ (1988)、富丘試験地でニンジン (1985)、バレイショ (1986)、テンサイ (1987) である。栽培試験規模は、両試験地とも1処理区の面積を  $100 \text{ m}^2$  とした。栽培管理は現地の農家慣行による。農作物調査は、各処理区の収量を現地の出荷基準を用い比較した。

## 3. 結果および考察

### 3.1 美瑛原土の土壌理化学性

本クラスト形成土壌の土壌物理性を見ると、粒径組成は、砂  $0.29 \sim 0.64 \text{ kg kg}^{-1}$ 、シルト  $0.18 \sim 0.37 \text{ kg kg}^{-1}$  と

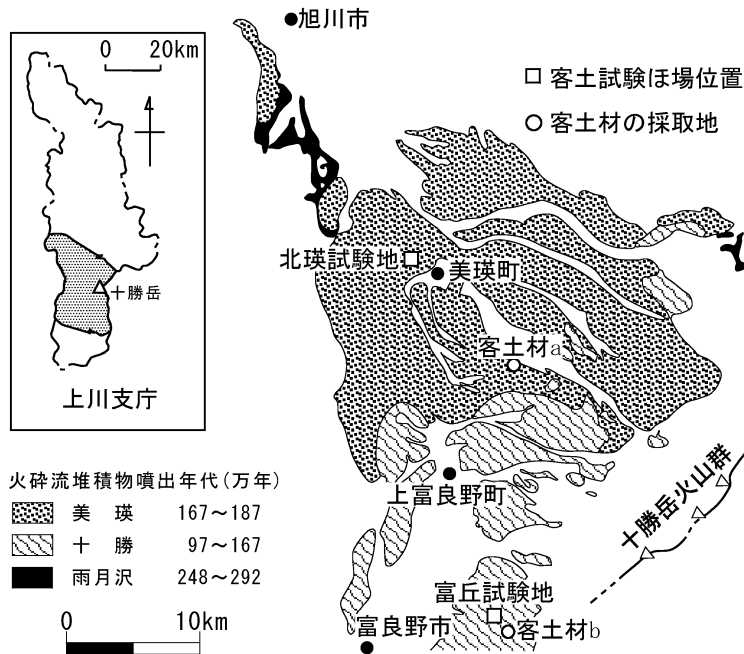


図-1 上川地方中南部の美瑛丘陵地を形成する火砕流堆積物の分布 (池田・向山, 1983より作図)

Fig. 1 Distribution of pyroclastic deposits covering the Biei hill area in the middle-south part of Kamikawa district (mapped according to Ikeda and Mukaiyama, 1983).

砂とシルトが多いものの広範囲に分布している。土性はSCL~LiCで細粒である。本土壤は、粘土含量が多いもので $0.74 \text{ kg kg}^{-1}$ 、少ないもので $0.18 \text{ kg kg}^{-1}$ と広範囲で、佐久間ら(1969)が調査した重粘土の $0.50 \text{ kg kg}^{-1}$ より少ない粘土含量の場合でも、著しく物理性が不良となる。また、土壌団粒の安定性の指標としている団粒径5 mm未満の崩落率は、本土壤で $0.502 \sim 0.650 \text{ kg kg}^{-1}$ と高く、団粒の安定性が極めて弱い。これは、本土壤が、砂が多いため崩落率が高く、また、佐久間ら(1969)が報告している重粘土より、降雨による団粒の分散がしやすいため、その後の乾燥により、クラストが形成する条件を作り出していると予想できる。また、クラスト形成の要因である分散性は、土壌水分条件が湿潤領域における雨滴の衝撃や削剝によるインパクト型、乾燥領域における沸化作用によるスレーキング型に分類されている(田中, 2000)。分散性について、本地域の土壌では、耕うん時の土壌が湿っている状態よりも乾燥している場合にクラスト形成が激しいことがAsgedom and Hasegawa(2005)の試験から推察される。これらのことから、本土壤における強固なクラスト形成は、スレーキングの影響が大きいと推察できた。クラスト形成は、必ず

しも粘土含量が多いことのみが形成の要因とならないことを示唆していた。土壌の固結性については、土壌の締固め程度に粒径が影響していることをCasagrande(1948)が示しており、砂から粘土までが均等に含まれる土壌で、容積重が高まりやすいとしている。本土壤の粒径組成の特徴は、砂、シルト、粘土が比較的均等に含まれている。このことが、乾燥による圧密でのクラスト形成程度に寄与していると推察できる。

クラスト形成について、マサ土では、クラスト非形成土に比較してクラスト形成土の粗砂が少なく、細砂およびシルトが増加している。雨滴によって分散したシルトの一部が流去せず、土壌表面に沈着して粗孔隙が消失しやすい(坂西, 1997)との報告もある。北海道における重粘土でのクラスト形成を見ると、オホーツク沿岸地域の重粘土においては、クラストが形成しにくい。これは、ベッド生成過程で、土層全体が粘質で固結し、連結状構造のため、土塊も降雨によってすぐには崩壊しないことによる。このように土壌分類的に同一土壌タイプでも、土壌の特性によりクラスト形成に差がでる。

本クラスト形成土壌の作土の物理性は、固相率が $0.51 \sim 0.62 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ と著しく大きく、粗孔隙量は $0.05 \sim 0.14$

$\text{m}^3\text{m}^{-3}$ と少なく、容積重は、 $1.28\sim 1.63\text{Mg m}^{-3}$ と道内に存在する重粘土と比較しても大きい値である。本土塊の特徴には、堅密性もあり、プラウ耕うん後の大土塊は、乾燥による土壌水分の低下に伴い土壌硬度が高まり、著しく堅密化する(表-1)。

乾燥によって作土の固結しやすい土壌では、耕うんや砕土の状態、その後のクラスト形成が土壌管理にとって大きな問題となっている。農業者は、プラウ耕うん後にロータリ耕うんするタイミングの判断に迷う場合が多い。土壌水分が多ければ可塑性が大きく、砕土作業はできず、逆に土壌が乾燥し過ぎると大土塊ができ、適切な播種床の鎮圧ができず播種後の出芽率が低下する。また、播種直後に降雨があると、表土がスレーキングを起こし土塊や団粒が分散し、その後、晴天が続き土壌表面が乾燥すると強固なクラストができる。クラスト形成は、畑作物のダイズ、アズキ、サイトウなどの豆類の出芽に悪影響を及ぼす。特に、ダイズの出芽は、クラストが形成されると発芽した茎が地表下で折れ、欠株が多発し栽植本数が確保できなかつたり、遅れて出芽しても生育が遅延してしまうため、大きな障害となる。

化学性は、pH 5.5程度、CEC  $10\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$ 前後、リン酸吸収係数  $500\sim 700$ と小さく、リン酸固定力は低いが、土壌肥沃度は中程度の土壌である。 $0.1\text{N}$ 塩酸可溶性銅および亜鉛含量も低い(横井ら, 2004)。しかし、化学性は土壌診断に基づく施肥に対応可能な範囲にあり、土壌物理性よりも大きな低収要因となっていない(美瑛町農業協同組合ほか, 1989)。

したがって、上川中南部丘陵地の灰色台地土では、クラスト形成の抑制が重要となる。さらに、重粘土の特徴である粘質で堅密な土壌物理性の改善が必要である。

### 3.2 客土材として用いた火砕流堆積物の概要

上川地方には、客土材として有効に活用できる火砕流堆積物として、十勝火砕流、美瑛火砕流、雨月沢火砕流の3種類が存在している(図-1)。本試験では、各火砕流堆積物の分布図(池田・向山, 1983)から運搬コストを考慮して、経済的に採算が得られる十勝火砕流および美

瑛火砕流堆積物を用いた。

十勝火砕流堆積物は、噴出年代が97~167万年前と同地域に分布する火砕流堆積物のなかで新しく、上富良野町以南に分布する。また、発泡孔隙が少なく砂質部分が多いため保水性が低い。美瑛火砕流堆積物は、噴出年代が167~187万年前で古く、美瑛町を中心に分布している。また、発泡孔隙が多く、軽石質で細孔隙に富んでおり、保水性が高い。両火砕流堆積物の理化学性は、砂含量が $0.90\text{kg kg}^{-1}$ 、粘土含量が $0.05\text{kg kg}^{-1}$ 程度で、土性はLSと粗粒であった。また、容積重は $1.1\text{Mg m}^{-3}$ とクラスト形成土壌より軽い。両火砕流堆積物の化学性は、pH 5~6の範囲で、CECが $4\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$ 程度、交換性塩基の含量が少なく、リン酸吸収係数が小さく、有効態リン酸が少なく、養分的に希薄であった。また、微量元素である銅、亜鉛はいずれも少なかった。

### 3.3 クラスト形成土壌に対する火砕流堆積物の客土効果

粗粒質な土壌の客土について千葉(1950)、山本(1991)、竹内ら(1994)が検討したことから、このような粗粒質な客土に期待する効果は、土性を変えるほど砂分を増加させ、①土壌の破碎強度、クラストや土塊の固結程度を緩和することで、易耕性を高め、播種床や作土の土壌物理性を良好に維持できるようにする。②これにより、農業機械作業性を高める。③作土の透水性や保水性、粘着性などの土壌物理性が改善でき、農作物の生育や農産物の品質を良好にすることである。

客土の効果は、客入地や客土材の条件により異なるが、ここでは本地域で容易に入手でき、安価な客土材と客入地の組み合わせでの効果を把握する。なお、各試験地における客土後の土壌物理性を2作目収穫後と比較する。

#### 3.3.1 火砕流堆積物客土の土壌物理性改善効果

火砕流堆積物客土により粒径組成は大きく変化した(表-2)。北瑛試験地では、砂が多くなり、シルトが原土区で $0.231\text{kg kg}^{-1}$ 、客土10cm区で $0.154\text{kg kg}^{-1}$ 、粘土が原土区で $0.199\text{kg kg}^{-1}$ 、客土10cm区で $0.092\text{kg kg}^{-1}$ と少なくなり、客土量を増すに伴いさらに砂が多く、シルトと粘土が少なくなった。土性はCLからSLの範囲まで粗粒化した。この傾向は富丘試験地でも同様である。北瑛試験地では原土の容積重が $1.63\text{Mg m}^{-3}$ と著しく大きかったものが、客土により軽くなる効果が顕著であった。北瑛試験地では、原土区で土壌固相率が $0.624\text{m}^3\text{m}^{-3}$ であったものが客土の投入量の増加にしたがい、客土5cm区で $0.557\text{m}^3\text{m}^{-3}$ 、客土15cm区で $0.458\text{m}^3\text{m}^{-3}$ まで低下していった。これは粗孔隙量が、原土区で $0.055\text{m}^3\text{m}^{-3}$ であったものが客土5cm区で

表-1 プラウ耕うん後の大土塊の水分と土壌硬度

Table 1 The moisture content of large soil clod and the soil hardness after plowing up.

含水比 ( $\text{kg kg}^{-1}$ )	土壌硬度	
	(MPa)	指示値 (mm)
0.20	1.4	(24)
0.15	6.2	(32)
0.05	49.0	(40)

表-2 クラスト形成土壌への火砕流堆積物客土が土壌物理性に与える影響

Table 2 Effect of dressing pyroclastic deposits to the crust forming soils on the physical properties of soils.

試験地	客土厚 (cm)	粒径組成(kg kg <sup>-1</sup> )			土性 (国際法)	土壌 固相 (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	粗孔 隙量 (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	有効水 孔隙量 (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	微細 孔隙量 (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	容積重 (Mgm <sup>-3</sup> )	崩落率 (kg kg <sup>-1</sup> )	クラスト 硬度計 (MPa)
		砂	シルト	粘土								
北瑛試験地	0(原土)	0.570	0.231	0.199	CL	0.624	0.055	0.025	0.296	1.63	0.650	9.36
	5	0.642	0.181	0.177	SCL	0.557	0.073	0.072	0.298	1.41	—	1.34
	10	0.754	0.154	0.092	SL	0.519	0.138	0.115	0.228	1.28	—	0.56
	15	0.809	0.117	0.074	SL	0.458	0.175	0.182	0.185	1.02	—	0.35
富丘試験地	0(原土)	0.381	0.331	0.289	LiC	0.505	0.137	0.059	0.299	1.28	0.502	4.14
	5	0.442	0.282	0.276	LiC	0.426	0.272	0.060	0.242	1.20	—	1.82
	10	0.505	0.258	0.237	CL	0.429	0.300	0.077	0.194	1.22	—	0.87
	15	0.564	0.220	0.217	CL	0.396	0.355	0.081	0.168	1.15	—	0.48
美瑛火砕流堆積物 客土材 a	0.880	0.076	0.045	LS	—	—	—	—	1.10	—	—	
十勝火砕流堆積物 客土材 b	0.889	0.062	0.048	LS	—	—	—	—	1.18	—	—	

- 1) 北瑛試験地には客土材 a を、富丘試験地には客土材 b を客土した。
- 2) 粗孔隙量は 0～6.2 kPa, 有効水孔隙量は -6.2～-98.1 kPa, 微細孔隙量は -98.1 kPa 未満とした。

表-3 クラスト形成土壌への火砕流堆積物客土が土壌化学性に与える影響

Table 3 Effect of dressing pyroclastic deposits to the crust forming soils on the chemical properties of soils.

試験地	客土厚 (cm)	pH (H <sub>2</sub> O)	CEC (cmol(+)kg <sup>-1</sup> )	交換性塩基 (cg kg <sup>-1</sup> )			有効態リン酸 トルオーグ法 (mg P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> kg <sup>-1</sup> )	リン酸 吸収係数	0.1 N 塩酸可溶性	
				CaO	K <sub>2</sub> O	MgO			銅 (mg kg <sup>-1</sup> )	亜鉛 (mg kg <sup>-1</sup> )
北瑛試験地	0(原土)	5.8	8.8	140	40	24	20	500	1.35	2.4
	5	6.1	8.6	101	72	28	17	480	1.30	2.2
	10	5.9	7.8	62	61	26	13	380	1.25	2.1
	15	5.9	6.9	51	32	18	6	290	1.20	1.7
富丘試験地	0(原土)	5.2	12.4	158	70	32	27	690	1.12	2.2
	5	5.3	9.4	121	46	30	15	680	1.05	2.0
	10	5.3	8.6	110	40	22	12	540	0.82	1.5
	15	5.2	7.4	79	35	12	7	410	0.71	1.3
美瑛火砕流堆積物 客土材 a	5.2	4.8	59	15	20	2	180	0.29	0.6	
十勝火砕流堆積物 客土材 b	5.8	3.8	151	13	18	4	110	0.59	1.0	

0.073 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, 客土 15 cm 区で 0.175 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> まで増加したためである。また、有効水孔隙量は客土量の増加に伴い大きく増加したが、微細孔隙量は減少した。このことは、客土材に発泡孔隙が多く、軽石質で孔隙に富んでいる美瑛火砕流堆積物であることに起因している。

一方、富丘試験地のように原土区が 1.28 Mg m<sup>-3</sup> と比較的軽い土壌では、客土による容積重の変化は少ない。客土により土壌固相率が低下、粗孔隙量が増加したが、

さらに客土量を増やしても、容積重の変化は少ない。富丘試験地では、原土区で土壌固相率が 0.505 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> であったものが、客土 5 cm 区で 0.426 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> と低下するものの、客土 15 cm 区で 0.396 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> と客土量を増やしても土壌固相率の変化は少なかった。さらに、粗孔隙量が原土区で 0.137 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> であったものが客土 5 cm 区で 0.272 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, 客土 15 cm 区で 0.355 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> まで増加するものの、北瑛試験地より有効水孔隙量に大きな増加が

なく、微細孔隙量の変化も少なかった。このことは客土材が、発泡孔隙が少ない砂質部分が多く、保水性が低い十勝火砕流堆積物であることに起因している。

このように客土による土壌物理性の改善効果は、客入地の土壌物理性の不良程度により異なる。さらに、客土材の孔隙特性が、物理性の改善程度に違いを与える。

客土により改善が求められる土壌表面のクラスト形成について、北碓試験地では、クラスト硬度が、原土区で9.4 MPaが、客土10 cm区で0.6 MPaまで大幅に低下し、客土量の増加に伴って低下した。一方、富丘試験地では、クラスト硬度が原土区で4.1 MPaが、客土10 cmで0.9 MPaまで低下し、こちらも客土量の増加に伴ってさらに低下した(図-2)。本試験において、火砕流堆積物の客土によってクラスト形成は弱くなることを認めたが、その原因は客土により粗砂が多くなり、シルトや粘土が相対的に減少し、スレーキングによってシルトや粘土が、粗大な粒子の隙間を埋めつくすことができなくなり、土粒子間の連結度が弱くなったためと思われる。

なお、客土後の土壌の化学性は、表-3のように、客土量の増加とともにCEC、交換性塩基、有効態リン酸が顕著に減少した。また、pHの変化は小さいものの、リン酸吸収係数は低下した。これは、客土材に用いた火砕流堆積物が養分的に希薄で、客土の投入量も多いことに起因している。さらに、銅や亜鉛といった微量元素も客土により減少したが、なかでも客土材の性質を反映して、亜鉛が大きく低下する。本客土試験の普及に伴い、最近の生産者が要望する客土量である10 cm以上では、交換性塩基やリン酸の低下とともに、亜鉛や銅含量の低下によ

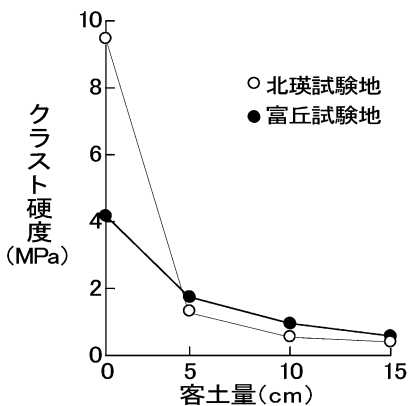


図-2 客土量とクラスト硬度の関係

Fig. 2 The relationship between the amount of dressed soil and the hardness of soil crust.

る微量元素欠乏症の発生に注意が必要と考え、客土後の圃場の土壌診断による施肥対応が重要となる(横井ら, 2004)。

### 3.3.2 農作物の生育収量、品質に及ぼす影響

クラスト形成によって出芽が抑制されやすい作物にダイズがある。ダイズの出芽率は、クラストが形成しやすく、クラスト硬度が高い、北碓試験地の原土区で18%と低値であったが、客土5 cm区で出芽率70%と高まり、客土10 cm区で主要作物種子法による適正な出芽率80%(全国瑞穂食糧検査協会, 2005)を超える92%と著しく改善された。したがって、クラスト形成を抑制する客土量は、客土5 cm区から客土10 cm区の中位の量で、クラスト硬度では0.8 MPa(15 mm)程度と考えられた。ダイズの収量は、原土区で2.5 Mg ha<sup>-1</sup>が客土5 cm区で3.1 Mg ha<sup>-1</sup>と24%の増収であった。しかし、客土量が15 cmになると収量が低下した。これは客土による化学成分の希釈により、土壌肥沃度が低下したためと考える。同じ豆類のアズキの収量は、客土5 cmから10 cmまでが増収傾向で、客土10 cm区が2.86 Mg ha<sup>-1</sup>で、原土区の28%増収と良好であった。しかし、ダイズと同様に客土量が15 cmになると増収率が減少した。テンサイでは、客土5 cm区で糖量が増加した。しかし、客土量が10 cmを超えると増収効果は判然とせず、土壌肥沃度の低下の影響が大きいと考えられた。ニンジンでは、規格内収量が、原土区で36.8 Mg ha<sup>-1</sup>で規格内割合が74%に対し、客土により早期裂根や分岐根が少なくなり、客土5 cm区で規格内収量が45.0 Mg ha<sup>-1</sup>、規格内割合が80%以上となった。バレイショの規格内収量は、北碓試験地の原土で12.1 Mg ha<sup>-1</sup>と低値であったが、客土量の増加とともに著しく高まった。客土10 cm以上で33 Mg ha<sup>-1</sup>台を示したが、客土量が10 cmで増収率は頭打ちであった。富丘試験地では、客土5 cm区と15 cm区の増収率に差はなかった。塊茎の形状は、原土区で砕土率の低さと土塊の堅密性が影響して凹凸が多いが、客土により砕土性が改善され膨軟となった結果、丸みをおびてきた。

以上のことから、クラスト形成土壌に対する火砕流堆積物の客土によって、畑作物の収量や品質は向上する。しかし、多量の客土は土壌の化学的な肥沃度を低下させ、作物生産性にも影響する。

### 3.3.3 農業機械の作業性に及ぼす影響

客土による農業機械作業への影響を把握するため、農作業機械にかかる牽引抵抗の負荷が大きい、プラウ耕うん作業時の牽引比抵抗値を客土後3年目に比較した。図-3に示すように、原土区では60 kPaと非常に大きな牽引比抵抗が、客土量の増加に伴い低下し、客土5 cm区で

表-4 クラスト形成土壌への火砕流堆積物客土が作物生産性に与える影響

Table 4 Effect of dressing pyroclastic deposits to the crust forming soils on the yields of field crops.

客土厚 (cm)	収量 (Mg ha <sup>-1</sup> )						出芽率(%)
	北碓試験地			富丘試験地			北碓試験地
	ダイズ (子実重) (1986)	バレイショ (上イモ重) (1987)	アズキ (子実重) (1988)	ニンジン (規格内根重) (1985)	バレイショ (上イモ重) (1986)	テンサイ (糖量) (1987)	ダイズ (1986)
0(原土)	2.48 (100)	12.1 (100)	2.24 (100)	37.8 (100)	28.1 (100)	10.0 (100)	18
5	3.11 (125)	27.8 (203)	2.59 (116)	45.0 (119)	32.1 (114)	10.5 (105)	70
10	2.54 (102)	33.3 (275)	2.86 (128)	39.8 (105)	28.7 (102)	9.9 (99)	92
15	2.41 (97)	33.5 (277)	2.44 (109)	35.5 (94)	32.5 (116)	9.8 (98)	98

1) 各収量の後に記載した ( ) 内の数値は、客土厚 0 cm (原土) を 100 とした時の原土に対する収量比を示す。

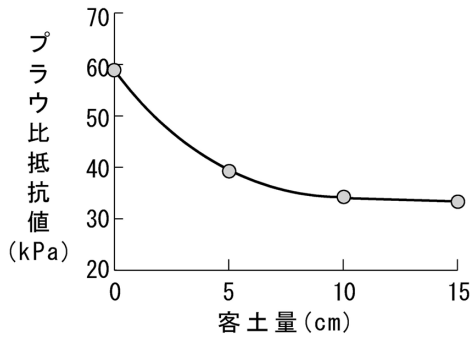


図-3 客土量とプラウ耕うん時の牽引比抵抗

Fig. 3 Relationship between the amount of dressed soil and the specific resistance of traction.

も 40 kPa, 客土 10 cm 区で牽引比抵抗の低減が下限付近まで低下する。これらから、客土量が 5 cm 程度の少量でも易耕性の向上に大きく寄与し、客土により農業機械の作業性は改善が図られる。

#### 4. 火砕流堆積物客土の要否判定

粗粒質な土壌の客土量については、前述の海岸砂地畑に対する砂客土は 3~5 年毎に海砂 30~60 Mg m<sup>-1</sup> としている (山本, 1991)。北海道北部の重粘土に対する海砂の客土量は、トウモロコシでは客土 3 cm が適量であった (岩間, 1989)。この効果は、作土の土性を粗粒質に変えるというより、粘質な粗土塊の周りに砂粒子が不均一に付着したり、土塊間に存在したりすることで、土層の透水性や通気性が改善するものである。一方、網走地域での軽石流堆積物の客土量としては、客入地の土壌に応じて、低地土で 5~10 cm, 褐色森林土と黒ボク土で 3.6

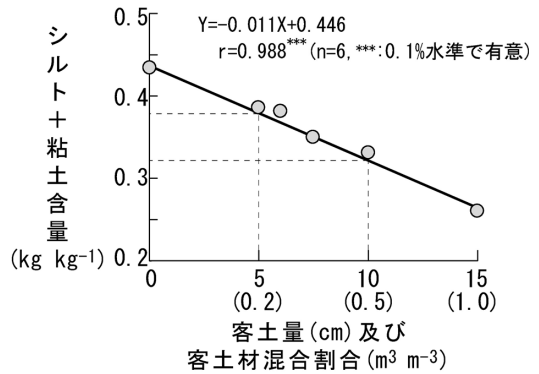


図-4 客土量とシルト+粘土含量の変化

Fig. 4 Change in contents of silt + clay in proportion to the amount of dressed soil.

~7 cm が望ましい値として示し (竹内ら, 1994), 海砂客土の 3 倍程度まで厚くなっている。客土量が増加したことは、耕うんや砕土により客土資材と土塊が分離して、土壌物理性改善効果が小さくなる問題点を解決するため、土性自体を粗粒質に変え、根本的な土壌の性質を変える観点が強くなったことによる。このような 10 cm 前後の比較的厚い客土では、原土と客土資材の混和が可能な心土耕に深耕ロータリを組み合わせた攪拌機 (北海道農業開発公社, 2001) により作土全体の粒径を均質する処理が普及している点からも通気性や透水性の改善のみではなく、作土層そのものの性質を変える要望が強いことがうかがえる。

さらに、客土材が、孔隙の少ない海砂 (岩間, 1989) から孔隙に富む軽石流堆積物や火砕流堆積物に変わってきたことも大きな特徴である。畑地への軽石質の客土については、オホーツク海沿岸地域の重粘土の実験で、能

表-5 砂質火砕流堆積物客土が必要となる土壌の物理性

Table 5 Critical physical properties of soils indicating the necessity for the dressing of pyroclastic deposits.

項目	判定値
シルト含有率+粘土含有率 (kg kg <sup>-1</sup> )	0.35 以上
クラスト硬度計指示値 (MPa)	0.8 以上
容積重 (Mg m <sup>-3</sup> )	1.35 以上

取軽石の客土が、粗孔隙と毛管孔隙を増加させることが明らかとなっている(古畑, 1980)。本試験の火砕流堆積物は、軽石質であり、孔隙に富み保水性も良好である。特に、美瑛火砕流堆積物は、十勝火砕流堆積物よりも軽石質である。したがって、客土に当たっては軽石質の土取り場を選定することが客土後の保水性の面から有利である。しかし、客入地と土取り場の距離で客土の費用が異なるため、経済性から保水性にやや劣る客土材を用いる場合があるが、この場合でもクラスト形成抑制効果は認められる。

以上の試験結果を基に、クラスト形成を抑制することを目的とする場合に活用可能な客土要否判定指標を策定した。

表-4の農作物の収量で効果的な客土量が概ね5~10 cmであった。また、プラウ耕うんの牽引抵抗が客土5~10 cmで下限値付近まで低下する。したがって、この範囲の客土量が、総合的に妥当と判断した。

また、粒径組成の目標値は、クラスト形成が激しく、土壌物理性が最も劣悪な北瑛試験地を基準とすることで、上川地方中南部に分布するクラスト形成土壌に適応できると考える。図-4に示す北瑛試験地の土壌と客土材を混合した試験の結果から客土5~10 cmにおける中間値の7.5 cmは、シルト+粘土含量を求めると概ね0.35 kg kg<sup>-1</sup>となり、改良目標の土性の目安とした。さらに、シルト+粘土含量のみならず、本土壌のクラスト形成を判断するクラスト硬度計指示値を0.8 MPa (15 mm 指示値相当)として、これ以上の値で客土が必要とした。さらに、堅密かつ粘質な土壌での野菜作では、土壌物理性が作物生産性や土壌微生物活性に影響し、容積重1.35 Mg m<sup>-3</sup>未満であることが望ましい(小野寺ら, 2004)ことから、容積重の重要性が推察できるため、本土壌においては、客土による改善可能範囲を勘案し1.35 Mg m<sup>-3</sup>以上で改善が必要とした。これらから、客土要否判定の指標値を表-5のとおり策定した。また、この知見は現在、増加している粘質な汎用田での畑作・野菜導入においても活用可能な情報と考えられる。なお、客土材はいず

れも土壌養分の少ない土壌であるため、客土後の土壌管理は土壌診断によって適正に改良することが必要となる。

## 5. 要 約

美瑛丘陵に分布するクラスト形成土壌の特性およびこれらの土壌に対する火砕流堆積物客土の効果は、以下のとおりである。

1) 美瑛丘陵地のクラスト形成土壌は、耕うんに支障があり、作物生産性の制限要因となっている。本土壌は、粒径が粘質でなく、降雨により土壌分散しやすいため、その後の乾燥に伴いクラストが容易に形成する。このクラスト形成土壌は、土壌固相率と容積重が著しく大きく、粗孔隙量が少ない。土壌硬度も乾燥に伴い著しく高まる。

2) これらの物理性を改善する火砕流堆積物客土は、畑作物に対し、客土5~10 cmで収量が安定的に向上する。それ以上の客土量では、土壌肥沃度の低下から増収率は低かった。

3) 客土はプラウ耕うん時の機械への牽引比抵抗を軽減し、客土5~10 cmで下限値付近まで軽減した。

4) 本土壌の物理性改良を目的とする客土を適切に実施するために策定した要否判定の項目は、①シルト+粘土含量0.35 kg kg<sup>-1</sup>以上、②クラスト硬度0.8 MPa以上、③容積重1.35 Mg m<sup>-3</sup>以上であり、これらのいずれかを満たすことで客土が必要と判断できる。

## 謝 辞

元帯広畜産大学教授 菊地晃二博士((株)ズコーシャ顧問)にはご校閲いただきお礼申し上げます。(財)北海道農業近代化技術研究センター技術参与 坂本宣崇博士、(株)片倉チッカリン技術主管 長谷川進氏には、試験実施にご協力いただき厚くお礼申し上げます。

## 引用文献

- 赤沢 傳 (1979): 北海道の特殊土壌—生成、分布と土地改良—, 重粘土の土地改良, 北海道開発局, 特殊土壌農地化調査報告書, pp. 249-263.
- Asgedom, G.G. and Hasegawa, S. (2005): The effect of raindrop impact and initial soil conditions on surface crust. *J. Jpn. Soc. Soil Phys.*, **100**: 65-75.
- 美瑛町農業協同組合ほか (1989): 美瑛町の土壌と農業, pp. 107-112.
- 坂西研二 (1997): 裸地斜面におけるクラストの形成とその侵食への影響に関する研究. *農環研報*, **14**: 49-95.
- Casagrande, A. (1948): Classification and Identific-

- ation of Soils. Trans. ASCE, 113, pp. 901-991.
- 千葉 登 (1950) : 重粘土に於ける砂客土の効果. 北農, **17** : 169-172.
- 土壌標準分析・測定法委員会 (1986) : 土壌標準分析・測定法, pp. 191-205, 博友社, 東京.
- 古畑 哲・岩間秀矩 (1980) : 重粘性土壌に対する各種資材の孔隙組成改良効果, 一特に能取軽石の効果一. 土壌の物理性, **42** : 33-40.
- 北海道農業開発公社 (2001) : スティアップロータリ. 農用地整備用機械便覧, 北海道農業開発公社 : pp. 34-35.
- 池田保夫・向山 栄 (1983) : 北海道富良野一旭川地域の火砕流堆積物の層序と対比. 地質学雑誌, **89** (3) : 163-172.
- 岩間秀矩 (1989) : 北海道北部に分布する重粘土の物理性不良要因とその改良. 北農試研報, **150** : 91-198.
- 農業土木学会 (1983) : 土壌の理工学性実験ガイド, pp. 62-82, pp. 123-124.
- 農業機械学会 (1977) : 農業機械施設試験方法便覧 I, pp. 24-25, 農業機械学会, 東京.
- 小野寺政行・中本 洋・奥村正敏 (2004) : 粘質野菜畑土壌における  $\alpha$ -グルコシダーゼ活性に基づいた土壌管理指標. 平成 15 年度 新しい研究成果—北海道地域一, 北海道農業試験研究推進会議, 北海道農業研究センター, pp. 113-119.
- 佐久間敏雄・赤沢 傳 (1984) : 日本の特殊土壌 (その 8), 一重粘土 (畑) 一. 農土誌, **52** : 233-239.
- 佐久間敏雄・齋藤万之助・北川芳男 (1969) : 疑似グレイ土における構造の生成過程に関する 1 考察. ペドロジスト, **13** : 70-85.
- 竹内晴信・大山 毅・宮脇 忠・菊地晃二 (1994) : 北海道網走地域の畑地における軽石流堆積物客土の効果と問題点. 土壌の物理性, **70** : 55-65.
- 田中 樹 (2000) : 土壌クラストの形成機構および土壌荒廃過程への影響に関する研究. 土肥誌, **71** (3) : 315-316.
- Tanaka, U., Yokoi, Y. and Kyuma, K. (1992) : Morphological characteristics of soil surface crusts formed under simulated rainfall. Soil Sci. Plant Nutr., **38** (4) : 655-664.
- Tanaka, U., Wada, T., Yokoi, Y. and Kyuma, K. (1995) : Evaluation of crusting susceptibility of some Japanese soils based on water permeability and morphology of crusts. Soil Sci. Plant Nutr., **41** : 263-274.
- Tanaka, U., Yokoi, Y., Kyuma, K. and Kosaki, T. (1997a) : Mechanisms and processes of crust formation : I. Effect of initial moisture conditions on aggregate stability and crusting. *ibid.*, **43** : 99-107.
- Tanaka, U., Yokoi, Y., Kyuma, K. and Kosaki, T. (1997b) : Mechanisms and processes of crust formation : II. Effect of slaking and impact of raindrops on crusting under different moisture conditions. *ibid.*, **43** : 109-115.
- Tanaka, U., Yokoi, Y., Kosaki, T. and Kyuma, K. (1999) : Mechanisms and processes of crust formation : III. Relations between natural rainfall characteristics and degree of crusting. *ibid.*, **45** : 537-549.
- 山本英記 (1991) : 砂客土 (手入れ砂) による良品質根菜類の生産. 農業技術, **46** (3) : 17-21.
- 横井義雄・長谷川進・坂本宣崇 (1998) : 北海道上川地方の堅密固結性土壌に対する砂質火砕流堆積物の客土効果. 土肥誌, **69** (6) : 644-648.
- 横井義雄・北川 巖・菊地晃二 (2001) : 十勝岳火砕流堆積物を母材とする美瑛丘陵地の土壌生成. ペドロジスト, **45** (2) : 105-111.
- 横井義雄・長谷川進・菊地晃二 (2004) : 上川地方における丘陵地土壌の銅および亜鉛欠乏の実態と資材施用効果. 北海道立農試集報, **86** : 57-63.
- 全国瑞穂食糧検査協会 (2005) : 農産物規格規定大豆, 農産物検査手帳, p. 183.

## 要 旨

美瑛丘陵地では, 灰色台地土および褐色森林土に形成するクラストが, 作物生産性向上において制限要因となっている。本土壌は, 粒径組成が CL~LiC と段丘堆積物母材の重粘土に比較し, 粘土含量が少ない傾向にあり, 降雨によりスレーキングを起こし, 分散性が高いため, その後の乾燥に伴いクラストが容易に形成する。そのクラスト形成土壌は土壌固相率と容積重が著しく大きく, 粗孔隙量が少なく,



土壌硬度も乾燥に伴い著しく高まる特徴がある。

このクラスト形成土壌に対する、砂質火砕流堆積物客土の効果は、畑作物に対して客土5~10cmで収量が安定的に向上した。農業機械作業に対しても、プラウ耕うん時の牽引比抵抗を軽減する。

クラスト形成土壌の物理性改良を目的とする客土の要否判定項目は、①シルト+粘土含量  $0.35 \text{ kg kg}^{-1}$ 以上、②クラスト硬度  $0.8 \text{ MPa}$ 以上、③容積量  $1.35 \text{ Mg m}^{-3}$ 以上で、これらのいずれかで客土が必要と判断できる。

受稿年月日：2005年9月14日

受理年月日：2006年2月3日

## 傾斜地水田圃場整備後における農地基盤の経年的変化

小倉 力\*・根本清一\*\*・古谷 保\*・長利 洋\*・塩野隆弘\*\*\*・成岡 市\*\*\*\*

### Ageing Changes of Consolidated Farmland Foundation in Stepped Paddy Field

Chikara OGURA\*, Kiyokazu NEMOTO\*\*, Tamotsu FURUYA\*, Hiroshi OSARI\*, Takahiro SHIONO\*\*\*  
 and Hajime NARIOKA\*\*\*\*

\* National Research Institute of Agricultural Engineering, 2-1-6 Kannondai, Tsukuba,  
 Ibaraki 305-8609, Japan

\*\* Shirakawa-Omotegou Environmental Network, 1-5 Omotegou-Horinouchi Shirakawa,  
 Fukushima 961-0408, Japan

\*\*\* National Agricultural Research Center for Kyushu Okinawa Region, 2421 Suya, Koshi,  
 Kumamoto 861-1192, Japan

\*\*\*\* Graduate School of Bioresources, Mie University, 1577 Kurimamachiya-cho, Tsu,  
 Mie 514-8507, Japan

#### Abstract

The project areas to consolidate paddy fields have been shifting from flat to sloping terrain since around 1980. Studies from various aspects on shifting to sloping areas were carried out to solve the foreseeable problems about such consolidation of paddy fields. However, further technical problems occurred while implementing these projects. For example uneven rice growing areas appeared in the central areas of paddy lots after consolidation. Areas where rice was growing unevenly were becoming overlaid with piled surface soil during consolidation works. The survey revealed the lack of plowsole, and sedimentation of the original surface soil occurred in the same location where uneven rice was growing right after consolidation. The survey also revealed that the uneven rice fields remained after 15 years of consolidation, and that bearing capacity of foundation soil around the central part of a paddy lot was lower than the periphery. The consolidations have long-term effects on the conditions of soil and rice cultivation. Therefore, it is important to consolidate farmland foundations in order to make farmland adequate for rice production.

**Key words** : Stepped paddy field, Farmland consolidation, Plowsole, Bearing capacity

#### 1. はじめに

傾斜地における農地の造成、整備は必然的に大きな切盛土を伴う。農地は土そのものを生産目的に利用する特殊な構造物である。そのため、計画、設計、施工にあたっては、農業生産という目的に沿った構造物を造る配慮が

重要である。

1980年前後は水田圃場整備の対象が平坦地から傾斜地へと移行していた時期であった。特に、中国四国地方では水田の56%が傾斜地に存在し、1982年度末における10a区画以上に整備された水田の割合は全国が56.3%であったのに対し、中国地方は27.3%にすぎず、農業基

\* 農村工学研究所 〒305-8609 茨城県つくば市観音台 2-1-6

\*\* 白河市表郷環境ネットワーク 〒961-0408 福島県白河市表郷堀ノ内 1-5

\*\*\* 九州沖縄農業研究センター 〒861-1192 熊本県合志市須屋 2421

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

キーワード：傾斜地水田、圃場整備、耕盤、地耐力

盤整備の遅れが指摘(農業土木学会中国四国支部, 1990)されていた。

傾斜地水田の圃場整備では、大きな切盛土工や法面を伴った高い畦畔の形成に伴い、平坦地水田の整備とは異なる技術的課題が発生する。その課題については、傾斜地水田整備の本格化に先だつ1968年、農業土木学会の農場整備モデルホ場企画委員会に傾斜地水田部会が設置され検討が行われた。その結果は傾斜地水田のホ場整備についての報告(農場整備モデルホ場企画委員会傾斜地水田部会, 1972)としてまとめられている他、この検討の過程において行われた一連の研究が、傾斜地水田における農地整備の基礎的研究として報告されている。これらの報告は、先進的な傾斜地水田整備事例をもとにケイハン崩壊(丸山ら, 1973; 長堀・天谷, 1973; 長堀ら, 1973)、基盤造成(竹中ら, 1974)さらには田面沈下(安富ら, 1974)等、整備に伴い水田基盤において発生する問題を予測し対処技術の開発を行った研究であった。

しかしながら、実際に整備を行った傾斜地水田においては、平坦地では見られない問題が新たに発生した。その一つとして、1980年代前半に圃場整備を行った中国地方中山間地の傾斜地水田では、整備後各耕区内中央部の水稲が過剰生育となる現象がみられ、写真1に示すように倒伏にまで至る場合があった。この現象について耕作者等から、耕区中央部の過剰生育発生部分は、圃場整備施工期間中に表土の区画内集積場として利用されていたいわゆる「置き土」部であることが指摘されていた。この「置き土」部では、整備直後に地耐力不足のためトラクターが沈むという事態も発生していた。また、同様の原因で田植機がスリップし、置き土部の栽植密度が高くなる現象も把握されていた(根本ら, 1983)。耕区中央部における、水稲過剰生育現象や地耐力が低い状況は、整備後1作目の圃場だけではなく、2作目以後の圃場でも



写真-1 整備後一作目の水稲生育むらの状況

Photo 1 Uneven rice growing of first planting after consolidation.

継続して発生していた。

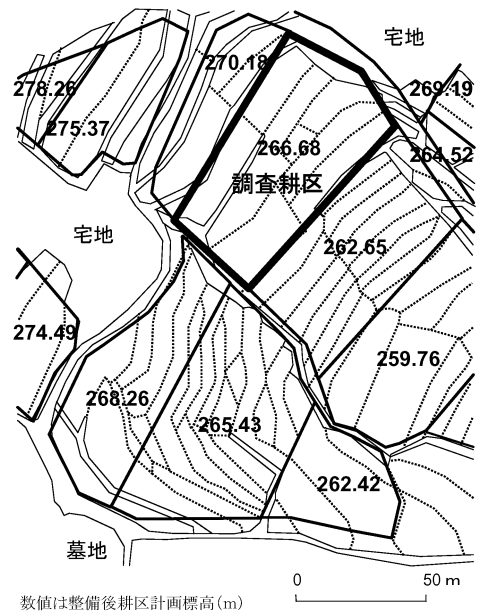
筆者らは1982年に圃場整備が行われた傾斜地水田において、整備前後の土壌断面および物理性の変化を調査した(岡ら, 1983)。また、整備後の耕区中央部の「置き土」部の土壌断面を調査するとともに、耕区全体にわたり貫入抵抗を測定し地耐力分布を求めた(小倉ら, 1983)。さらに、2作目終了後以後も地耐力測定を継続的に実施し、水稲生育むらについて耕作者への聞き取り調査等を行った。

その結果、傾斜地水田の圃場整備施工時における基盤造成の影響が、これまで報告されていた以上に長期にわたることが分かったので、整備時の土壌物理性変化と、水田基盤の整備後の時間的変化について報告する。

## 2. 研究方法

### 2.1 調査地概要

調査圃場は中国地方中山間地の棚田で1982年に圃場整備が実施されている。調査を行った耕区は図1に示すように微小な谷の中にあり、勾配は1/7~1/10、地質は第三紀の備北層群の泥岩である。整備後の耕区は約70×40mの不等辺四角形で、隣接する耕区との標高差は約4m、切盛りの状況は図2に示すようにそれぞれ最大1.5m程度である。整備後の1耕区には旧区画が9筆含まれ

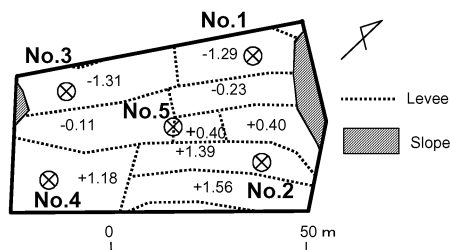


数値は整備後耕区計画標高(m)

実線は整備後の耕区 破線は整備前の区画を示す

図-1 調査耕区周辺計画図

Fig. 1 Plan of consolidation around survey field lot.



数値は計画切り盛り高 (m)

完工時は北東側畦畔は直線

図-2 調査耕地 (計画時)

Fig. 2 Survey field lot (planning).

ている。施工中の表土扱いにあたって当時一般的であった区画内集積方式が採用され、計画耕地中央部の切盛高の小さい部分が集積場所として利用されていた。

## 2.2 土壌調査

### 2.2.1 施工前

圃場整備施工前の1982年4月に耕地内の図2に示したNo. 1～No. 4の4調査点で試坑調査を行い、土壌断面の把握、土壌物理性の測定を行った。

調査では、深さ50cm前後までの土壌断面について、層序、土色、硬度、結核、レキの状況を調査した。また、各層から採取した試料について、三相分布、粗孔隙 (pF 1.5)、飽和透水係数を測定した。合わせて試坑調査点付近でSR-II型コーン貫入抵抗試験器を用い貫入抵抗値を測定し地耐力を求めた。

### 2.2.2 施工後

整備前とほぼ同じ位置の4調査点において1982年11月に整備前に準じ試坑調査を行った。また、整備後の調査では耕地中央の「置き土」部にNo. 5調査点を追加した。置き土部の調査では、基盤に相当する深さの土壌の性状を明らかにするため、土壌の乾土効果および温度上昇効果の発現を検討した。検討試料は地表から75cmの深さまで15cm深毎に採取し、2mmメッシュ篩通過処理後、一部を風乾処理した。湿潤状態および風乾処理した試料をインキュベーションチューブを利用して湛水状態とし、湿潤土は30℃および40℃、風乾土は30℃で4週間保温静置した後、NH<sub>4</sub>-N生成量を測定し、乾土効果および温度上昇効果を算出した。

また、耕地全体について5mメッシュに深さ40cmまでの貫入抵抗を測定し地耐力の分布を求めた。

## 2.3 水稻収量調査

整備後の耕地内における水稻生育むらを調査するため、耕地中央部の倒伏部と、盛土部各1点で2m×2m

の坪刈りを行い収量を調査した。

## 2.4 経過調査

2年目以後は、営農に支障がない範囲で耕盤再形成等の農地基盤変化状況を把握するため、1988年まで毎年収穫から翌年の耕うん作業までの間に地耐力分布の測定を整備直後と同様に行った。さらに、その後も水稻生育のむらが発生していることを確認できたため、施工15年後の1997年に再度同様の方法で地耐力分布を測定した。また、1988年と1997年には耕地中央部の置き土部を通る下側畦畔から11mの測線上において5m間隔に深さ40cmまでの土壌を検土杖で採取し土色を調査するとともに、1988年にはその一部について含水比分布を測定した。

## 3. 結果および考察

### 3.1 整備前の状況

図2に示したNo. 1～No. 4の4調査点の深さ50cmまでの土壌断面を図3、地耐力を図4、土壌物理性測定結果を表1にそれぞれ整備後とともに示した。

図3に示されるように、整備前の各調査点の表土にあたるI層の厚さは17～19cmであり、土色は灰黄褐色から褐灰色であった。耕盤にあたるII層およびその下の地盤の土色は調査点毎に異なっており、土壌生成に影響を与える微地形や地下水の条件等が調査点毎に異なっていたものとみられる。また、断面には糸根性の酸化物の沈積が耕盤だけでなく地盤にまで見られた。表1に示した土壌物理性では、表土と耕盤とは固相率に10%以上の差があり、粗孔隙率でも明確な差が見られた。

地耐力は図4に示されるように、耕盤の下、地表から30～40cmの地盤では谷線に近いNo. 1、No. 2調査点では $5 \times 10^5 \sim 6 \times 10^5$  Paと小さく、特にNo. 2点では耕盤でも $7 \times 10^5$  Pa程度であった。これに対し小さな尾根の山腹に位置するNo. 3、No. 4調査点では、表土より下の地耐力は深度とともに一方的に増加していた。

### 3.2 整備直後の状況

図3に示すようにNo. 1～No. 4調査点の整備後の表土の厚さは22～28cmであった。盛土を行ったNo. 2、No. 4の2調査点では、表土層より深い基盤部分において明黄褐色のレキが混入していた。このレキは手で容易に押しつぶすことが出来た。このレキの色はNo. 3調査点の整備前の54cm以下や整備後の切土法面の土と同色であり尾根部の地盤の土であったと考えられ、この土が盛土の中にレキとして混入したものと推定された。また、整備前の断面に見られた酸化沈積物は消失していた。

土壌物理性においては、表1に示したように表土層の

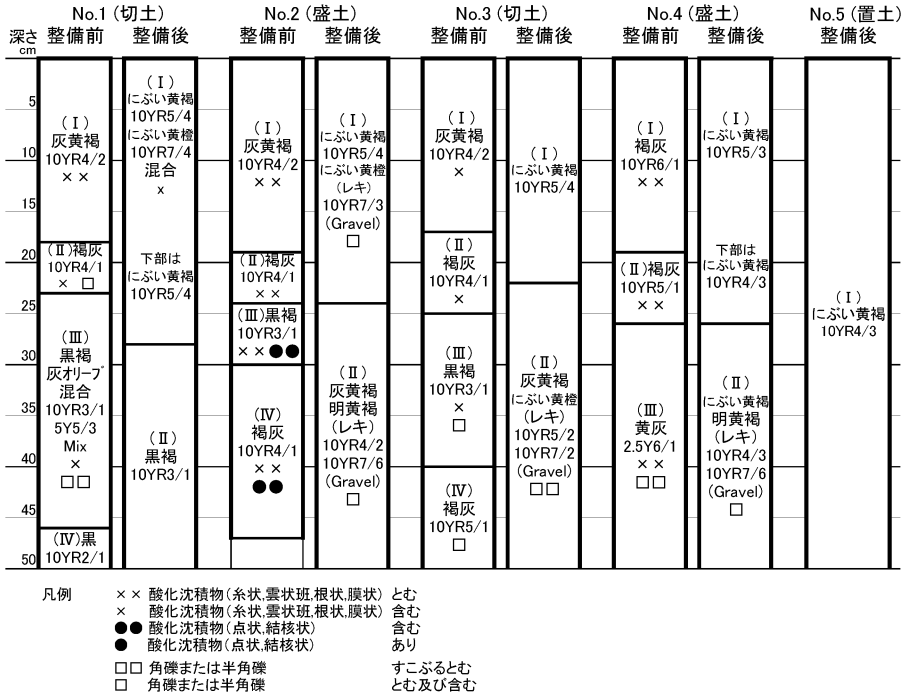


図-3 整備前後の土壌断面

Fig. 3 Soil profile before and after consolidation.

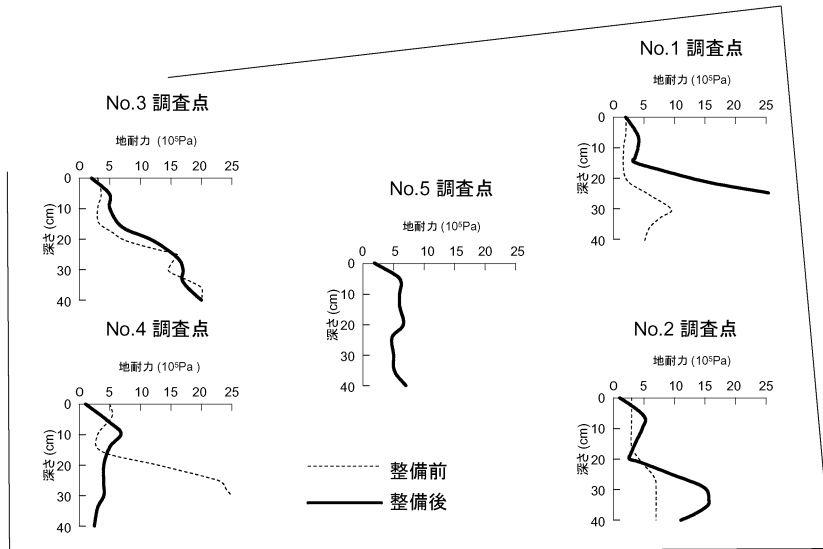


図-4 整備前後の地耐力

Fig. 4 Bearing capacity before and after consolidation.

表-1 土壤物理性の変化

Table 1 Physical characteristics of soil before and after consolidation.

調査点	整備前 (1982年5月) 三相分布 (%)							整備後 (1982年11月) 三相分布 (%)								
	採取 深さ (cm)	層序	固相	液相	気相	粗孔 隙率 (%)	含水 比 (%)	飽和透 水係数 ( $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ )	採取 深さ (cm)	層序	固相	液相	気相	粗孔 隙率 (%)	含水 比 (%)	飽和透 水係数 ( $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ )
No. 1	5~10	(I)	32	48	20	15	56	6.9E-03	5~10	(I)	51	44	5	4	32	3.8E-07
	18~23	(II)	49	47	4	3	36	3.7E-04	15~20	(II)	50	43	7	6	32	2.3E-03
	30~35	(III)	58	37	5	5	24	6.8E-04	35~40	(II)	61	33	6	5	20	9.6E-06
	50~55	(IV)	48	48	4	4	38	8.7E-04								
No. 2	5~10	(I)	34	48	18	14	54	1.1E-02	5~10	(I)	55	41	4	3	28	7.5E-07
	19~24	(II)	46	49	5	4	41	7.6E-04	15~20	(I)	51	41	8	6	30	1.7E-06
	25~30	(III)	51	45	4	3	32	4.1E-06	25~30	(II)	66	29	5	2	18	7.9E-07
	35~40	(IV)	50	44	6	5	33	7.5E-04								
No. 3	5~10	(I)	41	46	13	11	43	1.2E-03	5~10	(I)	50	43	7	5	33	5.5E-07
	18~23	(II)	60	35	5	3	22	8.9E-04	15~20	(I)	48	45	7	5	36	1.5E-06
	30~35	(III)	56	34	10	8	23	6.8E-03	25~30	(II)	62	31	7	5	18	5.4E-07
No. 4	5~10	(I)	33	47	20	15	54	6.7E-03	5~10	(I)	50	43	7	5	33	3.3E-07
	20~25	(II)	54	44	2	1	30	1.9E-05	15~20	(I)	48	44	8	5	35	1.6E-07
	30~35	(III)	58	37	5	3	24	1.3E-04	30~35	(II)	57	35	8	7	23	4.3E-06
	55~60	(IV)	56	40	4	3	27	2.1E-04								
No. 5	5~10								5~10		53	42	5	4	29	1.4E-05
	25~30								25~30		48	43	9	6	33	2.9E-04
	35~40	—							35~40	—	46	44	10	7	36	3.6E-06
	55~60								55~60		44	47	9	8	41	1.3E-04
	60~65								60~65		58	38	4	2	23	2.7E-05

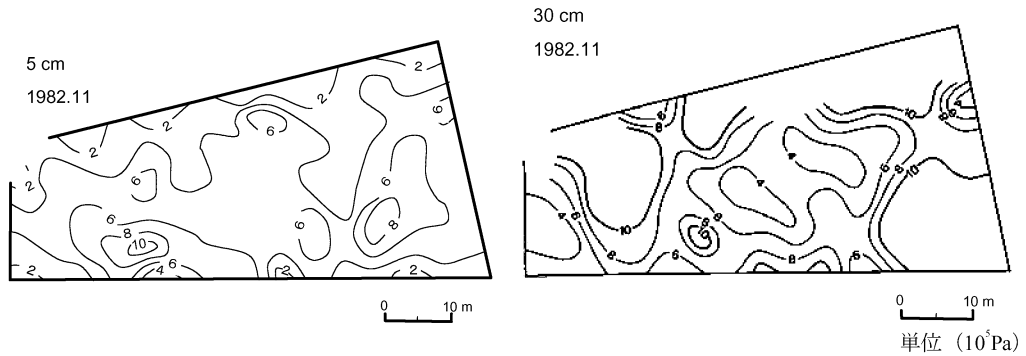


図-5 整備直後の地耐力分布

Fig. 5 Distribution of bearing capacity after consolidation.

固相率が整備前は30~40%程度であったのが、整備後には各調査点の表土とも50%を越えていた。これは、施工によるこね返し及び踏圧等の影響と考えられる。ま

た、粗孔隙率も著しく低下している。飽和透水係数は、整備前と比較し表層、基盤とも大幅に低下し、No.1地点の15~20 cm深を除き $10^{-7} \sim 10^{-6} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ オーダー

となっている。

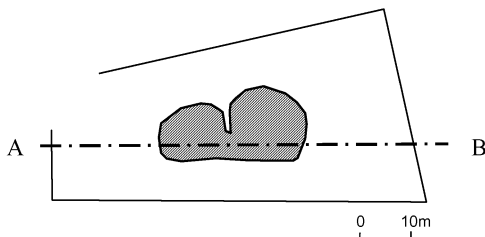
整備後の耕区内地耐力の分布を深さ 5 cm と 30 cm の地耐力の等圧線で図 5 に示した。図 5 に示した深さ 30 cm における等圧線から、整備直後の耕区中央部に地耐力が  $4 \times 10^5$  Pa 以下の部分の存在が明らかとなった。ここでは整備後 1 作目において水稻の倒伏が発生した (小倉ら 1983)。また、山側畦畔近くでは地表に近い部分の地耐力は極めて小さいが、深い部分は大きく、深さ 20 cm で  $25 \times 10^5$  Pa 以上の抵抗値を示し、30 cm の深さまでの測定は不可能であった。

耕区中央部の No. 5 調査点において 60 cm 深の試坑調査を行った結果では、60 cm まで土層の分化が見られず、土色は図 3 に示されるように No. 1~No. 4 調査点の表層とはほぼ同色のにぶい黄褐色であった。固相率においても、表 1 に示されるように No. 1~No. 4 調査点は I 層と II 層に明確な差があるのに対し、No. 5 調査点は深さ 60 cm まで固相率に差が見られない。図 4 に示した地耐力も 40 cm まで  $5 \times 10^5$  Pa 前後の値が連続している。ま

表-2 耕区中央部土壌の深度別乾土効果, 温度上昇効果  
Table 2 Soil drying effect on nitrogen mineralization in the center part of survey paddy lot.

深さ (cm)	湿潤土		風乾土	乾土効果	温度上昇効果
	30°C	40°C	30°C		
0~15	1.1	5.3	19.5	18.4	4.2
~30	2.1	7.0	21.0	18.9	4.9
~45	1.1	5.3	21.0	19.9	4.2
~60	2.1	6.4	16.1	14.0	4.3
~75	1.5	3.2	8.9	7.4	1.7

単位:  $\text{NH}_4\text{-N}$  生成量 ( $\text{mg} \cdot 100 \text{g}^{-1}$ )  
 乾土効果: 風乾土および湿潤土の 30°C 4 週間保温静置後の窒素生成量の差  
 温度上昇効果: 湿潤土の 40°C および 30°C 4 週間保温静置後の窒素生成量の差



----- Fig.7,8 の断面  
 図-6 水稻過剰生育の範囲 (1988 年 9 月計測)  
 Fig. 6 Area of uneven rice growing.

た、各深さ毎に採取した土壌の乾土効果および温度上昇効果を測定した結果、表 2 に示すように各深さの土壌とも  $\text{NH}_4\text{-N}$  生成量が多く、水田作土の性質を持っていることが示された。以上より No. 5 調査点では 60 cm 程度の深さまで水田旧表土が堆積していたことが裏付けられた。これは、整備前の基盤土を利用した基盤造成が耕区中央部では行われていなかったことを示している。

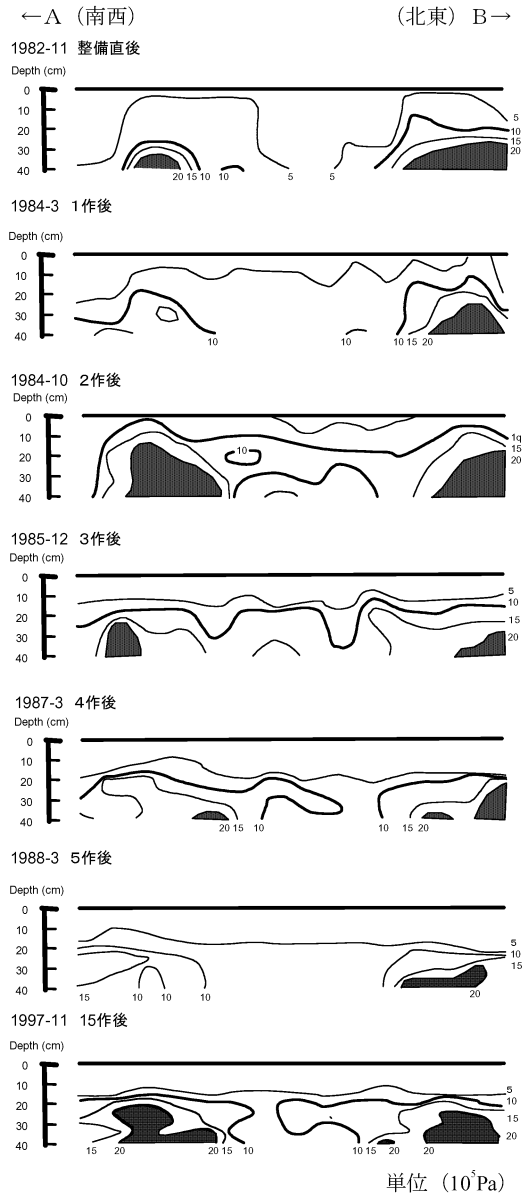


図-7 断面の地耐力分布変化 (図-6 A-B 断面)  
 Fig. 7 Change of bearing capacity by cross section (Fig. 6 A-B section).

調査耕区を含む地区では、圃場整備施工直後の水稲作は生育過剰となることが多く、調査耕区においても、耕作者によれば1983年の1作目の水稲作では整備前と比較して施肥を抑制したという。しかし、この耕区では1作目の水稲作において耕区中央部で過剰生育による水稲の倒伏が発生した。収量調査の結果では耕区周辺部でも精玄米重量で $0.72 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ を示し、整備前の平年収量 $0.51 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ を大きく超えた。さらに倒伏部分では $0.96 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ という異常な高収量を示した。しかし、倒伏部分では収穫作業は手刈に限られるうえ、田面の乾燥が悪く歩行も困難な状況で、作業性等に問題が発生していた。1988年に測量した水稲過剰生育の発生範囲を図6に示した。

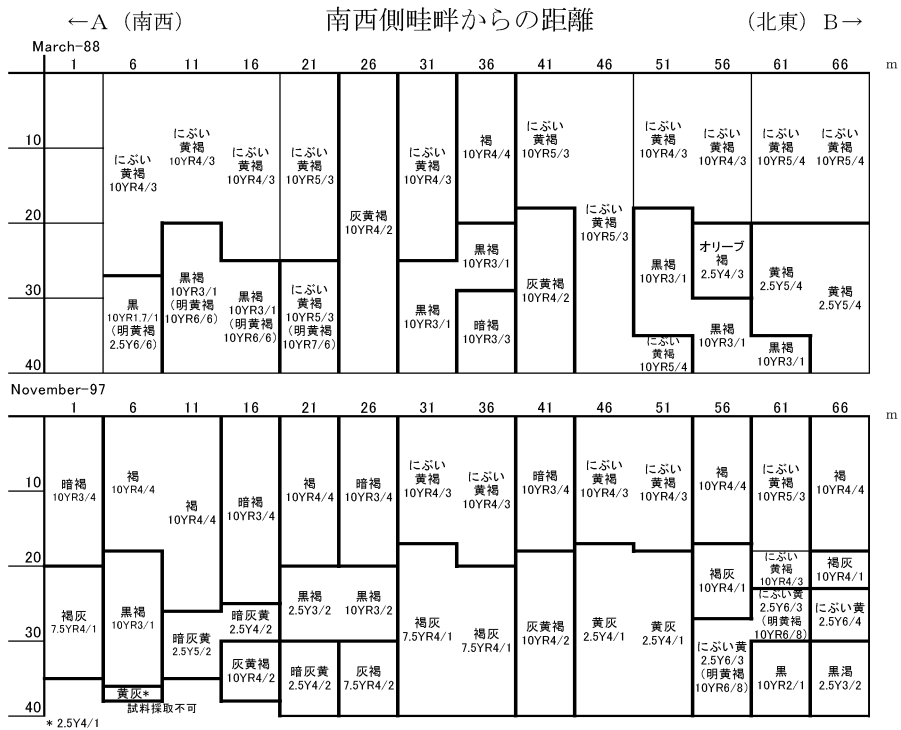
3.3 整備後の耕盤形成

整備後の地耐力変化過程を示すため、図7に東側畦畔から約11mの断面の整備直後および1~5作後と15作後の地耐力分布を示した。この耕区の整備後の利用は3作目に大豆を作付けた他は2000年まで水稲作が継続されている。整備直後の1982年の図では耕区中央部では、耕盤が欠如している状況が示されている。この部分で

は、水稲2作後の1984年には耕盤が出現しているが、耕盤より深い部分は貫入抵抗値が低いままである。この状況は転換畑として利用した直後の1985年を除き同じような傾向であり、施工から15年を経た1997年にも維持されている。

この断面の、1988年3月と1997年11月の土色調査結果を図8に示した。表土部分は断面全体を通してにぶい黄褐色から褐色であるが、断面両端部の基盤では、整備直後の周辺部地盤に見られた黒褐や灰黄褐、明黄褐等の土色が入り交じった状況となっている。これに対し断面中央部の31m~51mの測定点の基盤の土色分布は比較的単調であった。特に11月に測定を行った1997年の断面では灰色がかった土色が40cm深まで連続しており、旧土土が還元的な状況となって存在していることがうかがえる。図9に示した1988年3月の含水比の測定結果でも、中央部は深部まで高含水比となっており、整備直後の基盤構造の相違が維持されている状況が示されている。

傾斜地水田の整備では、基盤以下についても再造成を行うことになるため、表土の取扱と共に基盤造成の状況



( ) 内は層内に含まれているレキの土色を示す。

図-8 断面の土色分布 (図-6 A-B 断面)

Fig. 8 Soil color by cross section (Fig. 6 A-B section).



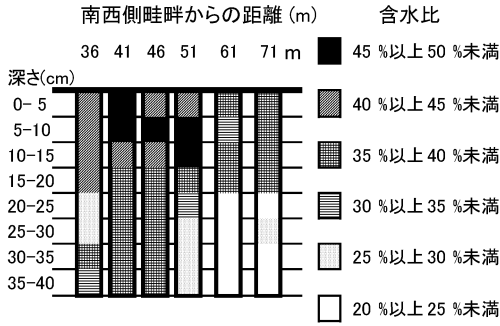


図-9 断面の含水比分布 (図-6 A-B断面 1988年3月測定)

Fig. 9 Soil moisture content by cross section (Fig. 6 A-B section March, 1988).

が生産性や作業性などに影響を残すことになる。これらの現象は時間を経るに従って徐々に解消していくが、いったん造成された水田基盤が安定した状態を取り戻すには長い期間を必要とする。

調査耕区では、写真2に示されるように整備後5作目の1987年においても耕区中央部の水稲が過剰生育により倒伏したばかりでなく、1994年の12作目においても明らかな水稲の生育むらが生じていた。また、16作目の1998年でも8月中旬の段階で、耕区中央部は葉色に差が認められ、18作目にあたる2000年に行った耕作者への聞き取りでも中央部の生育は周辺部と差があるとのことであった。生育むらについては、久津那らが圃場整備田における切土部・盛土部・切盛少部の玄米収量の経年変化を調査した結果、整備7年後でも切土部の収量は切盛少部の収量より少なかったことが報告(久津那ら, 1972)されているが、本研究からは影響はさらに長期に及ぶことが示された。

整備直後の耕盤を欠いていたと見られる部分は、時間を経るに従い地耐力が増加した。しかし、耕盤が形成された後もその下層の地盤に相当する部分は、周辺部に比較し軟弱であった。また中央部の基盤を構成する土は、土色から見る限り15年後も表土の性質を残していると推定された。この部分では前述のように依然として水稲の過剰生育が発生していた。このように、圃場整備時施工時の水田の構造が、整備後長期にわたって影響を及ぼすことが示された。

傾斜地の圃場整備において、水稲の出来むらを防ぐために、基盤の造成が重要であることが指摘(岩手大学農地造成研究会, 1986)されている。本研究からも、圃場整備施工当初に形作られた基盤の構造がその後の営農に長期間影響することが明らかになり、傾斜地の圃場整備

1983.9.21



1987.10.1



1994.9.9



1998.8.15



2000.8.5



写真-2 水稲生育むら状況の経年変化

Photo 2 Situation of uneven rice growing.

における耕盤，地盤を合わせた基盤造成の重要さが裏付けられる結果となった。

#### 4. ま と め

傾斜地水田の圃場整備に伴う土壌物理性変化と，整備後の地耐力の回復過程を検討した。

1) 整備前は，尾根部と谷部の水田ではそれぞれの地形的影響を受けて土色等に差が見られた。

2) 整備後は，表土の固相率の増加，粗孔隙量の減少と，基盤も含めた透水性の低下が生じていた。

3) 耕区中央部では，整備後初年度から水稻が過剰生育し，著しい生育むらが発生する現象が見られた。整備直後の調査から，この部分では，60 cm の深さまで整備前の旧表土が堆積していたことが明らかとなり，これが過剰生育の原因となっていたことと推定された。

4) 耕区全体の地耐力を調査した結果，地下 30 cm の地耐力分布では中央部に低圧部があり，この部分では耕盤が欠落した形となっていた。

5) 整備後 15 年を経過した 1997 年の調査でも耕区中央部は，基盤の地耐力，土色等において周辺部と異なる状況を示していた。水稻の生育むらは整備後 18 年を経た 2000 年になっても完全に解消せず，整備施工時の影響が長期間にわたって及ぶことが示された。

傾斜地水田の圃場整備では，基盤から再造成することになる。本研究の結果から 15 年を経過しても整備後の傾斜地水田では基盤の構造に圃場整備施工の影響が残り，水稻の生育むらも完全に解消されないことが明らかとなった。この結果は，傾斜地水田の圃場整備では，当初から基盤造成等を適切に行い農業生産に適した構造物を造ることの重要性を示している。

#### 謝 辞

水田を所有する農家の方には，長期間にわたり圃場内に立ち入ったの調査を快く承諾頂くとともに，営農の状況等について様々な情報を提供して頂いた。ここに謝意を表する。

#### 引用文献

岩手大学農地造成研究会 (1986)：破砕転圧工法による

傾斜地水田の圃場整備，畑地農業振興会。

久津那浩三・飯田周治・新村嘉男・上村 晃・瀬川篤忠 (1972)：水田の基盤整備に関する研究 (第 1 報) 土壌の理化学的性質の変動とこれが水稻の生育におよぼす影響，日土肥誌，**43**：165-171。

丸山利輔・長堀金造・竹中 肇 (1973)：ケイハン崩壊の実態と原因—傾斜地水田における農地整備の基礎的研究 (I)—，農土論集，**46**：14-21。

長堀金造・天谷孝夫 (1973)：浸透水のノリ面浸出によるケイハン崩壊とその対策について—傾斜地水田における農地整備の基礎的研究 (III)—，農土論集，**48**：1-6。

長堀金造・佐藤晃一・丸山利輔・竹中 肇 (1973)：ケイハン造成について—傾斜地水田における農地整備の基礎的研究 (II)—，農土論集，**47**：1-8。

根本清一・小倉 力・岡 晃 (1983)：傾斜地水田ほ場整備に関する研究—礫含量及び切盛の差が田植機の作業精度に及ぼす影響—，日本土壌肥料学会講演要旨集第 29 集：111。

農業土木学会中国四国支部 (1990)：中国四国の農業土木—支部創立 40 周年を迎えて，p. 50。

農地整備モデルホ場企画委員会傾斜地水田部会 (1972)：傾斜地水田のホ場整備についての報告，農土誌，**40** (6)：373-406。

小倉 力・根本清一・岡 晃 (1983)：傾斜地水田圃場整備に関する研究 (5)—整備後の水稻欠株及び倒伏と土層状態について，第 38 回農業土木学会中国四国支部講演会講演要旨：135-137。

岡 晃・根本清一・小倉 力・来山末夫 (1983)：傾斜地水田ほ場整備に関する研究 (4)，第 38 回農業土木学会中国四国支部講演会講演要旨：132-134。

竹中 肇・安富六郎・堤 聡・足立忠司・吉田裕一・長堀金造・佐藤晃一・丸山利輔 (1974)：施工機械の運行より見た農地基盤の特徴—傾斜地水田における農地整備の基礎的研究 (V)—，農土論集，**50**：1-8。

安富六郎・堤 聡・竹中 肇・長堀金造・佐藤晃一・丸山利輔 (1974)：田面沈下について—傾斜地水田における農地整備の基礎的研究 (VI)—，農土論集，**51**：1-8。

#### 要 旨

1980 年前後は水田の圃場整備の対象が平坦地から傾斜地へと移行していた時期であった。特に，中国四国地方は水田の 56% が傾斜地に存在し，農業基盤整備が全国と比較して遅れていた。傾斜地水田整備

の本格化に先だち、傾斜地水田整備に関する技術的問題を予測した多くの研究が行われたが、実際に整備を行った傾斜地水田においては、平坦地では見られない問題が新たに発生した。その一つとして、1980年代前半に圃場整備を行った中国地方中山間地の傾斜地水田では、整備後各耕区内中央部の水稲が過剰生育をおこす現象が見られた。本研究では傾斜地水田の圃場整備に伴う土壌物理性変化と、整備後の地耐力の回復過程を検討した結果、耕区中央部の水稲過剰生育の発生部分では、整備前の旧表土が60 cmの深さまで堆積していたこと、耕盤が欠落した形となっていたことを明らかにした。また、整備15年後においても、耕区の中央部の地盤の地耐力、土色等は、周辺部と異なる状況を示し、水稲の生育むらも完全には解消されないことが明らかとなった。この結果は、傾斜地水田の圃場整備では、当初から基盤造成等を適切に行い農業生産に適した構造物を造ることの重要性を示していると考えられる。

受稿年月日：2006年1月16日

受理年月日：2006年4月12日

## モンモリロナイト, バイデライト, イライトと それら混合懸濁液の臨界凝集濃度

鈴木満智子\*・西村 拓\*・加藤 誠\*

Critical Flocculation Concentration of Montmorillonite, Beidellite, Illite  
and their Mixed Suspensions

Machiko SUZUKI\*, Taku NISHIMURA\* and Makoto KATO\*

\* United Graduate School, Tokyo University of Agriculture and Technology,  
Saiwaicho, Fuchu 183-8509, Tokyo Japan

### Abstract

Little is known about colloidal properties of beidellite, a member of smectite group. Also, colloidal behavior of mixed-clay suspension is not wholly clear. In this study, critical flocculation concentration (CFC) of Na-saturated montmorillonite, beidellite and illite suspension, and of mixtures between of them was measured. Na-saturated clay minerals having diameter smaller than  $2\mu\text{m}$  were mixed with NaCl solution to prepare different electrolyte concentration. Flocculation of these suspensions was detected by transmission of 700 nm wave length light. CFCs of montmorillonite, beidellite and illite were 0.02, 0.005–0.01, and 0.0125–0.025  $\text{mol L}^{-1}$ , respectively, depending on clay concentration of 0.3 to 0.1  $\text{kg m}^{-3}$ . CFCs of the mixed clay suspension were smaller than the greater CFC of the either single clay suspension. Observation of flocs and x-ray diffraction pattern suggested that binding between different clay minerals occurred in the process of flocculation.

**Key words** : Flocculation, Critical Flocculation Concentration, Montmorillonite, Beidellite, Illite

### 1. はじめに

スメクタイトには、高膨潤性のモンモリロナイト、低膨潤性のバイデライトがある(江頭・大坪, 1984)。モンモリロナイトは鉱床の他、八郎瀧や姫路妻鹿港での採取が確認されている。バイデライトについては、研究例が少ないが、有明海での産出(Egashira and Otsubo, 1983)や埼玉県の畑地における検出(Nishimura *et al.*, 2001)が報告されている。Chatterjee *et al.*, (1999)は、分子動力学的にバイデライトの結晶構造を検討したが、バイデライトのコロイド的の性質に関する議論はしていない。

懸濁液中の粘土粒子群の状態が分散状態から凝集状態へ変化するときの電解質濃度を、臨界凝集濃度(Critical Flocculation Concentration, CFC)と呼ぶ。Keren *et*

*al.*, (1988)は、粘土濃度が  $1\text{ kg m}^{-3}$  で pH が 9.8 の時、Na モンモリロナイト懸濁液が NaCl 濃度  $0.044\text{ mol L}^{-1}$  で凝集すると報告した。さらに粘土濃度の影響について考察した結果、分散凝集状態を検討するときは粘土濃度を  $1\text{ kg m}^{-3}$  以下にすることを推奨している。また、宮原ら(1998)は、Na モンモリロナイト懸濁液の分散凝集を検討し、粘土濃度  $0.13\text{ kg m}^{-3}$  の懸濁液が pH10 で  $0.01\sim 0.03\text{ mol L}^{-1}$  以上の NaCl 濃度で凝集し始めたと報告している。黒田・中石(1996)は、粘土濃度  $3\text{ kg m}^{-3}$  で pH10 の時、Na モンモリロナイトは  $0.012\text{ mol L}^{-1}$  以上の NaCl 濃度で凝集状態になると報告した。Oster *et al.*, (1980)は、Na モンモリロナイト懸濁液の CFC は、粘土濃度  $0.5\sim 3\text{ kg m}^{-3}$  の時、 $0.012\text{ mol L}^{-1}$  になったとしている。

\* 東京農工大学大学院 〒183-8509 東京都府中市幸町 3-5-8

キーワード: 分散, 凝集, 臨界凝集濃度, モンモリロナイト, バイデライト, イライト

また, Oster *et al.*, (1980) は, Na イライト懸濁液の CFC は, 粘土濃度  $1 \text{ kg m}^{-3}$  と  $2 \text{ kg m}^{-3}$  の時, いずれも  $0.055 \text{ mol L}^{-1}$  であると報告している。Arora and Coleman (1979) は, Na イライト懸濁液の CFC は pH が 7 から 8.3 へ上昇するのに応じて  $0.009 \text{ mol L}^{-1}$  から  $0.185 \text{ mol L}^{-1}$  へ増加したことを, また, Goldberg and Forster (1990) は, Na イライト懸濁液は, 粘土濃度が  $10 \text{ kg m}^{-3}$ , pH が 7 から 7.6 へ増大するとき, CFC が  $0.09 \text{ mol L}^{-1}$  から  $0.14 \text{ mol L}^{-1}$  へ増大したことを報告している。

既往の研究で求められてきた 2:1 型粘土鉱物の CFC は, 主として Na モンモリロナイト, Na イライトの単一種の粘土からなる懸濁液の CFC で, CFC が既知である粘土を混合した懸濁液の凝集過程について触れた研究は少なく, 自然土壌のように複数の粘土鉱物が混在する懸濁液の分散・凝集過程については不明なことが多い。たとえば, 自然粘土から分画したアロフェンとイモゴライトの分散凝集を調べた軽部ら (1998) は, アロフェン懸濁液にイモゴライト懸濁液を 10% 混合して, アロフェンのみの懸濁液と CFC の比較をした。その結果, イモゴライトを 10% 加えることによって, アロフェンは凝集しやすくなることを見出した。

Frenkel *et al.*, (1992) は, 土壌から分画した自然粘土を用いて実験を行い, 精製された標準粘土試料よりも有機物の含まれている自然粘土の CFC が高い傾向にあると共に懸濁液中に腐植酸やクエン酸などを添加することによって標準粘土試料の CFC が高くなったことを報告した。しかし, 2:1 型粘土鉱物を混合した場合に分散凝集がどのように変化するかを検討した研究は行われていない。

本研究では, モンモリロナイト, イライトとの比較を通じてバイデライトのコロイド的性質を調べると共に, 混合粘土懸濁液の凝集について検討した。

## 2. 実 験

### 2.1 試料の作成方法

モンモリロナイト, バイデライト, イライトの 3 種類を供試粘土として使用した。いずれも永久荷電が卓越する 2:1 型粘土鉱物である。モンモリロナイトは純度の高いクニピア F (クニミネ工業) を用いた。バイデライトは, USA アイダホ州産の試料粘土を, イライトは, USA モンタナ州シルバーヒル産の試料粘土を用いた。この二つの粘土はいずれもアメリカ粘土学会が Source Clay Project で標準試料として頒布しているものである。スメクタイト族に分類されるモンモリロナイトとバイデライトは, Mg 飽和試料による X 線回折では区別が不可能であるため, 識別は, Lim and Jackson (1986) の方法

に従って Li 飽和粘土の X 線回折によって行った。イライトの識別は, K 飽和, Mg 飽和試料による X 線回折を行った。X 線回折の結果では, 石英, 長石やカオリナイトの検出は, ほとんどなかった。

粘土濃度が高い場合, 周囲の粒子による影響が大きくなるため DLVO 理論の適用が困難である (Keren *et al.*, 1988; Hsu and Liu, 1998)。Keren *et al.*, (1988) や宮原ら (1998) の研究では, Na モンモリロナイト粘土濃度が  $0.13 \text{ kg m}^{-3}$  から  $1 \text{ kg m}^{-3}$  で, DLVO 理論が成り立つと報告されているので, これを参考に本研究では, 粘土濃度  $0.1 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $0.15 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $0.2 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $0.3 \text{ kg m}^{-3}$  の懸濁液を作成した。

また, 複数の粘土鉱物を混合した懸濁液の CFC の変化を明らかにするために, 粘土濃度が  $0.3 \text{ kg m}^{-3}$  になるように 2 種類の粘土懸濁液を 1:2, 2:1, 1:1 の割合で混合して凝集実験をおこなった。また, 粘土濃度の影響をみるために 1:1 で混合した場合のみ,  $0.2 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $0.3 \text{ kg m}^{-3}$  の 2 種類の粘土濃度で凝集実験を行った。

Na 型粘土懸濁液を以下の操作で調整した (Cancela *et al.*, 1996; Olejnic *et al.*, 1971)。

1) 粘土試料約 15~20 g をイオン交換水約 900 mL と混合し, 沈降法によりストークス径で  $2 \mu\text{m}$  以下の粒子を採取した。

2) 完全に  $2 \mu\text{m}$  以下の粒子を採取するためにこの操作を 4 回繰り返す, 粘土濃度が約  $12 \text{ kg m}^{-3}$  の懸濁液を得た。

3) 粘土懸濁液中の有機物を取り除くために, 粘土懸濁液 400 mL に 34.5% の  $\text{H}_2\text{O}_2$  溶液 100 mL を加え混合した。その後  $105^\circ\text{C}$  で 2 時間加熱した後に, 室温で 24 時間静置し, 気泡が出ないか確認した。気泡が出る場合は, 3) の操作を気泡が出なくなるまで繰り返した。

4) 遠心分離器を用いて上澄み液を除去した後に, Na 飽和するために電解質濃度が  $1 \text{ mol L}^{-1}$  になるように NaCl 溶液を粘土懸濁液に加える操作を合計で 3 回繰り返した。

5) 粘土懸濁液にイオン交換水を加えて遠心分離し, 上澄み液を除去する操作を 10~15 回繰り返した。その後, 80% エタノール溶液  $0.12 \text{ L}$  を加え, 24 時間分散させ, 上澄み液を除去した。さらに, イオン交換水で洗浄する操作を  $\text{AgNO}_3$  溶液を添加しても上澄み液が白濁しなくなるまで繰り返した。

### 2.2 測定方法

#### 2.2.1 凝集実験

凝集実験では, 分光光度計 (UVmini-1240 (島津製作所)) を用い, 一定波長の光の懸濁液の透過率を測定し, 光の透過率から光の吸光度を求めた。

$$\text{吸光度} = -\ln\left(\frac{\text{光透過率}(\%)}{100}\right) \quad (1)$$

$$\text{相対吸光度} = \frac{\text{静置後の吸光度}}{\text{懸濁直後の吸光度}} \quad (2)$$

粘土濃度  $0.05 \text{ kg m}^{-3} \sim 0.3 \text{ kg m}^{-3}$  におけるモンモリロナイト懸濁液の吸光度は，透過光の波長が  $400 \text{ nm}$  の時に最も粘土濃度に敏感であった。しかし，バイデライト，イライトそして混合粘土懸濁液の吸光度は，波長が  $700 \text{ nm}$  の時に最も鋭敏であった。そのため，本実験では波長が  $700 \text{ nm}$  の光の透過率から吸光度を決定した。

懸濁液の光透過率の測定は以下の手順で行った。

1)  $30 \text{ mL}$  試験管に  $\text{NaCl}$  溶液と供試粘土懸濁液を所定の塩濃度，粘土濃度になるように加えた。

あらかじめ  $\text{NaCl}$  濃度と沈降体積の関係を検討した結果を参考に，イライト，バイデライト，混合粘土の場合は， $30 \text{ mL}$  の試験管に懸濁液を  $25 \text{ mL}$  (試料高さ  $14.4 \text{ cm}$ ) 入れて実験した。また，粘土濃度  $0.3 \text{ kg m}^{-3}$  のモンモリロナイトのみ  $30 \text{ mL}$  (試料高さ  $17.4 \text{ cm}$ ) で実験した。

2) プローブ型超音波分散器で攪拌後，水面から  $4 \text{ cm}$  の位置で  $4 \text{ mL}$  採水し，光透過率を測定した。

3) 約  $3$  時間静置後，再び採水し，光透過率を測定した。また，沈殿が生じた場合は，試料の沈降体積を求めた。沈降体積は，試験管の上端部から沈降体積上面までの距離と試験管の断面積から上澄み部分の体積を算出し，あらかじめ求めた試験管の全体積からそれを差し引くことによって求めた。

静置前後の懸濁液の光透過率から式 (1) を用いて吸光度を算出し，式 (2) を用いて相対吸光度に換算した。

凝集実験時のモンモリロナイトの pH は  $5.8$ ，イライトとバイデライトの pH は  $5.5$  であった。

### 2.2.2 X線回折

X線回折装置は，Rigaku RAD-2型を用いた。 $\text{Cu-K}\alpha$ 線を管電圧  $30 \text{ kV}$ ，管電流  $10 \text{ mA}$  で使用した。混合粘土懸濁液が CFC を示した時の試料を凝集試験終了後，懸濁液の上澄み部と沈殿した粘土懸濁液に分けて採取し，そのまま風乾した後に X線回折を行い，CFC の単一粘土試料の X線回折結果と比較した。

### 2.2.3 陽イオン交換容量と比表面積

陽イオン交換容量 (CEC) は， $\text{Ca}$  飽和させた粘土試料を  $\text{NH}_4^+$  で置換し，置換された  $\text{Ca}$  の量を原子吸光装置によって測定した。 $\text{Ca}$  飽和させた時のモンモリロナイト，イライト，バイデライトの pH はそれぞれ  $5.7$ ， $6.0$ ， $5.8$  であった。また，比表面積は，EGME 法によって求めた。(Table 1)。

## 3. 結果と考察

### 3.1 単一粘土鉱物懸濁液の CFC

モンモリロナイト懸濁液，バイデライト懸濁液，イライト懸濁液の CFC を Table 2 に示す。相対吸光度の変化が  $0.05$  未満になった時の  $\text{NaCl}$  濃度を CFC とした。

モンモリロナイトの CFC は，粘土濃度によらず  $0.02 \text{ mol L}^{-1}$  であった。バイデライトの CFC は，粘土濃度が  $0.1 \text{ kg m}^{-3}$  のとき  $0.01 \text{ mol L}^{-1}$  で， $0.15 \text{ kg m}^{-3} \sim 0.3 \text{ kg m}^{-3}$  ではいずれも  $0.005 \text{ mol L}^{-1}$  であり，今回使用した 3 種類の粘土鉱物の中で最も凝集しやすい傾向を示した。イライトは，粘土濃度が高くなるにつれて凝集しやすくなる傾向を示した。Oster *et al.*, (1980) の研究では，粘土濃度が  $1 \text{ kg m}^{-3}$  と  $2 \text{ kg m}^{-3}$  の時に， $\text{Na}$  イライトの CFC は，粘土濃度に関わらず一定の  $0.055 \text{ mol L}^{-1}$  であった

Table 1 Properties of clay minerals

	CEC [ $\text{mol}_c \text{ kg}^{-1}$ ]	Specific Surface [ $\text{m}^2 \text{ g}^{-1}$ ]	Charge Density [ $\text{mol}_c \text{ m}^{-2}$ ]
Montmorillonite	0.786*	626	$1.256 \times 10^{-6}$
Illite	0.163*	60	$2.717 \times 10^{-6}$
Beidellite	0.553*	46	$1.202 \times 10^{-5}$

\*pH of montmorillonite, illite and beidellite for CEC measurement was 5.7, 6.0 and 5.8, respectively.

Table 2 CFC of  $\text{NaCl}$  for single clay suspensions

Clay concentration [ $\text{kg m}^{-3}$ ]	CFC		
	Montmorillonite [ $\text{mol L}^{-1}$ ]	Beidellite [ $\text{mol L}^{-1}$ ]	Illite [ $\text{mol L}^{-1}$ ]
0.1	0.02	0.01	0.025
0.15	0.02	0.005	0.015
0.2	0.02	0.005	0.015
0.3	0.02	0.005	0.0125

Table 3 CFC of  $\text{NaCl}$  for mixed clay suspensions (mol/L) (M : montmorillonite, I : illite, and B : beidellite)

Clay concentration	Mixing ratio	M : I	M : B	B : I
$0.2 \text{ kg m}^{-3}$	1 : 1	0.015	0.01	0.0075
	2 : 1	0.015	0.01	0.005
	1 : 1	0.0125	0.01	0.0075
$0.3 \text{ kg m}^{-3}$	1 : 1	0.0125	0.01	0.0075
	1 : 2	0.0125	0.01	0.0075

が、本研究では、用いた粘土濃度が低かったため、粘土濃度が高くなるに応じて粘土粒子同士の衝突確率が高くなり、その結果CFCが低くなったと考えられる。

### 3.2 粘土鉱物の混在が懸濁液のCFCに及ぼす影響

#### 3.2.1 混合比1:1の粘土懸濁液

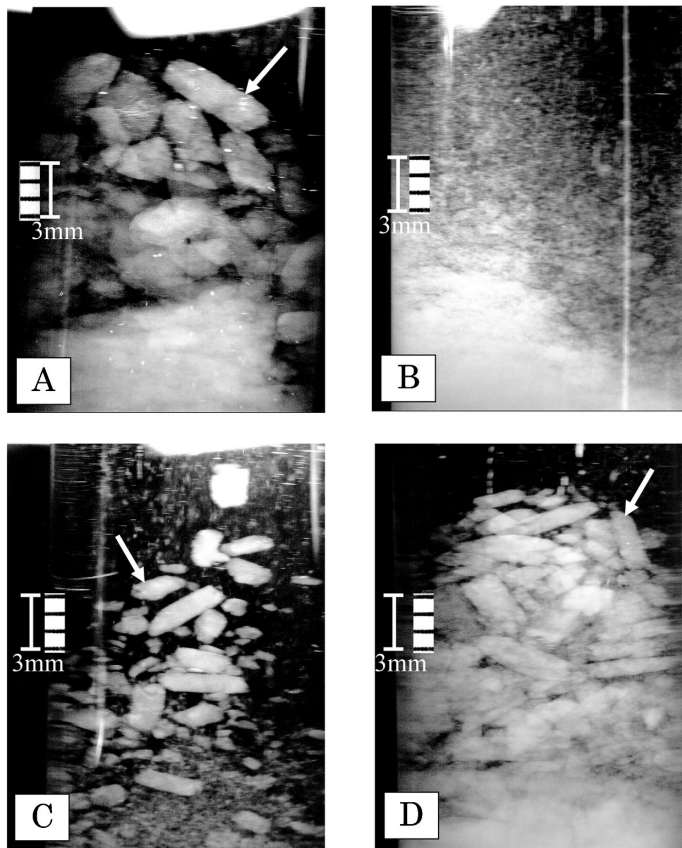
Table 3に2種類の粘土を混合した時のCFCを示した。表中でモンモリロナイトをM、イライトをI、バイデライトをBとして示した。

モンモリロナイトとイライトを1:1で混合した場合、粘土濃度  $0.2 \text{ kg m}^{-3}$ 、 $0.3 \text{ kg m}^{-3}$ の時にイライトのみのCFCと同じ値を示した。これはモンモリロナイトのCFC ( $=0.02 \text{ mol L}^{-1}$ ) よりも低い値であった。NaCl濃度が  $0.0125 \text{ mol L}^{-1}$  と  $0.015 \text{ mol L}^{-1}$ の時、モンモリロナイトのみの懸濁液は分散状態であり、他方、イライトは凝集的な状態にあったと考えられる。凝集時の混合懸濁液上澄み部の相対吸光度の値は十分小さく、したがって、混

合懸濁液中で、イライト粒子とモンモリロナイト粒子が凝集し、共に沈降していたと考えられる。イライト単一の時と同様に、粒子濃度が高くなると共にCFCは低くなった。混合粘土懸濁液の粘土濃度に応じたCFCの変化は、モンモリロナイトとイライトを混合した場合のみであった。

モンモリロナイトとバイデライトを1:1で混合した場合、粘土濃度  $0.2 \text{ kg m}^{-3}$ 、 $0.3 \text{ kg m}^{-3}$ の懸濁液のCFCはいずれも  $0.01 \text{ mol L}^{-1}$ で、モンモリロナイトとバイデライトのCFCの中間の値を示した。

バイデライトとイライトを1:1で混合した場合、粘土濃度  $0.2 \text{ kg m}^{-3}$ 、 $0.3 \text{ kg m}^{-3}$ の懸濁液のCFCはいずれも  $0.0075 \text{ mol L}^{-1}$ で、バイデライトとイライトのCFCの中間の値を示し、イライト単一粘土では凝集しない低NaCl濃度で凝集した。イライト粒子は、不規則な平面を持つためイライト粒子同士の端面結合が起こりにく



**Fig. 1** Tactoids of flocculated clay suspensions (clay concentration is  $0.3 \text{ kg m}^{-3}$ , NaCl concentration is the corresponding CFC. Arrow in the photographs shows tactoids in the suspension). A : montmorillonite, B : beidellite, C : 1 : 1 mixture of montmorillonite and beidellite, D : 2 : 1 mixture of montmorillonite and beidellite

く、その結果、凝集しにくいと考えられている (Oster *et al.*, 1980)。混合したことで、イライトの端面がバイデライトの平面と結合できるようになり、その結果、凝集しやすくなったのではないかと考えられる。

### 3.2.2 混合比 1:2, 2:1 の粘土懸濁液の CFC

粘土濃度が  $0.3 \text{ kg m}^{-3}$  になるように所定の混合比で粘土懸濁液を混合し、CFC を測定した結果を Table 3 に示す。モンモリロナイトとイライトを 1:2 で混合した場合の CFC は、1:1 で混合した場合と同様、 $0.3 \text{ kg m}^{-3}$  のイライトの CFC ( $=0.0125 \text{ mol L}^{-1}$ ) と同じ値であった。2:1 で混合した場合のみイライトの CFC とは異なり、モンモリロナイトとイライトの CFC の中間の値を示した。

モンモリロナイトとバイデライトを 1:2, 2:1 で混合した場合の CFC は、いずれも  $0.01 \text{ mol L}^{-1}$  であった。

バイデライトとイライトを 2:1 で混合した場合、バイデライトの CFC と同じ値であり、バイデライトは、イライトと 2:1 で混合した場合を除き、混合することで凝集しにくくなった。

### 3.3 凝集時のタクトイドの形成

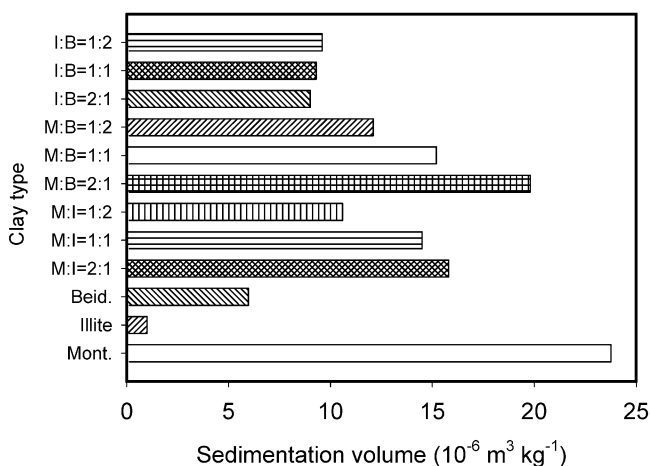
モンモリロナイトは、CFC 以下で面と端、端と端が結合し、電解質濃度が CFC 以上になると、粒子の面と面が結合するといわれている (van Olphen, 1963)。Quirk and Aylmore (1971) は、凝集後に板状のモンモリロナイトが平行に配列してタクトイド (Tactoid) と呼ばれる集合体を形成すると報告している。本研究においても、モンモリロナイトの凝集後の沈降物でタクトイドの形成が観察された。沈降後のタクトイドは円柱状で大き

さは平均長  $5.35 \text{ mm}$  × 直径  $2 \text{ mm}$  であった (Fig. 1-A)。

バイデライトでは、タクトイドの形成が見られなかった (Fig. 1-B)。イライト、モンモリロナイトとバイデライトを 1:2 で混合した懸濁液、モンモリロナイトとイライトを 1:1, 1:2, 2:1 で混合した懸濁液でも同様にタクトイドの形成が見られなかった。

モンモリロナイトとバイデライトを 1:1 で混合した場合、凝集時にタクトイドの形成が観察された (Fig. 1-C)。この時のタクトイドは、タクトイドが形成した条件の中では、最も小さく、平均で長さ  $3.4 \text{ mm}$  × 直径  $0.87 \text{ mm}$  の円柱体であった。混合状態でタクトイドを形成したモンモリロナイトとバイデライトは、面-面結合を生じていたものと推察される。

モンモリロナイトとバイデライトを 2:1 で混合した場合に形成したタクトイド (Fig. 1-D) は、平均で長さ  $4.1 \text{ mm}$  × 直径  $1 \text{ mm}$  の円柱体であった。観察結果からモンモリロナイトの粘土濃度が高い時にタクトイドが大きくなる傾向が見られた (Fig. 1A, C, D)。また、モンモリロナイトの混合割合が高い場合は試験管を揺動すると容易にタクトイドが崩壊したが、バイデライトの混合割合が高くなるにつれてタクトイドは安定になり、試験管に振動を加えてもタクトイドが壊れなくなった。これは、混合粘土懸濁液に形成したタクトイドは、モンモリロナイトのみを含む懸濁液に形成したタクトイドと異なる性質を持つことを示している。すなわち、タクトイド中でモンモリロナイト粒子とバイデライト粒子の間に何らかの相互作用があったものと考えられる。これは、主として Al 八面体層に同型置換があるモンモリロナイト



**Fig. 2** Sedimentation volume of clay suspensions (M : montmorillonite, I : illite, and B : beidelite. Numbers in the figure denote ratio of clay minerals. Clay concentration is  $0.3 \text{ kg m}^{-3}$ )



粒子同士の相互作用よりも、周囲の粒子に近いSi四面体層に同型置換のあるバイデライト粒子とモンモリロナイト粒子の間の相互作用の方が大きいことが一因ではないかと考えられる。

### 3.4 沈降体積

粘土の混合に伴う沈降体積の変化を Fig. 2 に示した。モンモリロナイトは、懸濁液中で層間が開きやすく (Norrish, 1954), Na イオンや水分子の影響で層間が拡大し、その結果、沈降体積が大きくなったと考えられる。モンモリロナイトとイライトまたは、バイデライトを混合した場合、沈降体積が小さくなった。また、バイデライトとイライトを混合した場合は、それぞれ単一の場合よりも大きな沈降体積を示した (Fig. 2)。混合懸濁液のCFCの結果において、イライトとバイデライトを混合した懸濁液では、端-面結合が生じたために凝集しやすくなっているという考察をした。これは、端-面結合によってカードハウス構造を形成した結果、沈降体積が大きくなったと考えると沈降体積の変化とも一致する。

### 3.5 X線回折

モンモリロナイトとイライトを1:1で混合した場合の分散試料と沈殿液、そして混合する前のモンモリロナイト、イライトそれぞれの懸濁液のX線回折結果を Fig. 3 に示した。供試粘土試料のX線回折結果を見ると、モンモリロナイトの回折ピークは、1.3 nm, 0.64 nm, 0.32 nmであった。イライトの回折ピークは、1.05 nm, 0.51 nm, 0.33 nmであった。これらは両者を混合した試料の分散試料及び沈殿液のピークと一致した (Fig. 3)。

バイデライトとイライトを1:1で混合した場合の分散試料、沈殿液、そして混合する前のバイデライト、イライトそれぞれの懸濁液のX線回折結果を Fig. 4 に示した。バイデライトの回折ピークは、0.75 nm, 0.36 nmであった。これらは両者を混合した試料の分散試料及び沈殿液のピークと一致した (Fig. 4)。

X線回折では、モンモリロナイト-イライト、イライト-バイデライトいずれの混合懸濁液においても沈殿物に二つの粘土鉱物が含まれていたことが明らかである。単一種の粘土だけでは凝集しないNaCl濃度において凝集沈殿した沈殿物に、沈殿しないはずの粘土鉱物が含まれており、このことから異種の粘土鉱物間で結合が起きていたことが示唆される。この結果は、凝集実験で、モンモリロナイトのみでは凝集しないNaCl濃度において、二種 (モンモリロナイトとイライトもしくはバイデライト) の粘土鉱物が共存する懸濁液では凝集が生じた結果とも一致している。

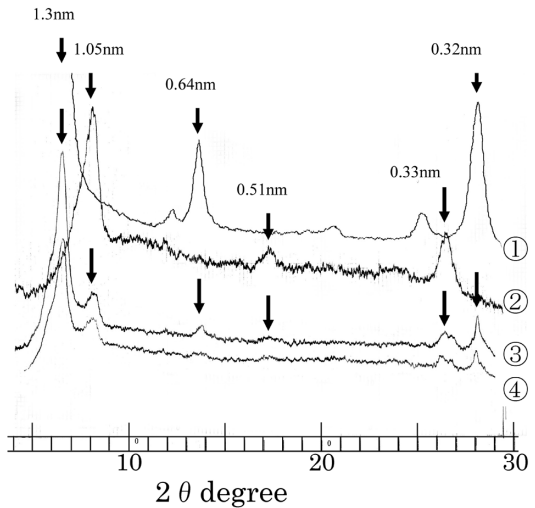


Fig. 3 X-ray diffraction patterns of montmorillonite, illite and their mixture. (clay concentration is  $0.3 \text{ kg m}^{-3}$ )

- ① montmorillonite
- ② illite
- ③ supernatant of 1:1 mixed clay suspension
- ④ sediment of 1:1 mixed clay suspension

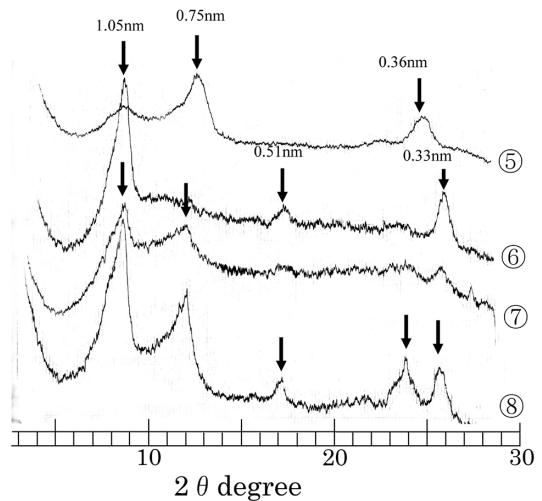


Fig. 4 X-ray diffraction patterns of beidellite, illite and their mixture (clay concentration is  $0.3 \text{ kg m}^{-3}$ )

- ⑤ beidellite
- ⑥ illite
- ⑦ supernatant of 1:1 mixed clay suspension
- ⑧ sediment of 1:1 mixed clay suspension

#### 4. ま と め

本研究では、今まで測定例のないバイデライトのCFCを測定すると共に、一種類の粘土を含む懸濁液のCFCと複数の粘土鉱物を含む粘土懸濁液のCFCの比較を行った。

モンモリロナイトとバイデライトは、同じ2:1型のスメクタイト族の粘土鉱物であるが、全く異なった凝集傾向を示した。バイデライトは、モンモリロナイトに比べてCFCが低く、またモンモリロナイトは、粘土粒子が凝集してタクトイドを形成したが、バイデライトではタクトイドは形成しなかった。

モンモリロナイトは、イライト、バイデライトと混合するとCFCが低下した。逆に、バイデライトは、2:1の割合でイライトと混合した場合を除き、他の粘土鉱物と混合することでCFCが高くなる傾向を示した。イライトはCFCがより高いモンモリロナイトと混合したときはイライト単独の懸濁液と同じもしくは若干高いCFCに、CFCの低いバイデライトと混合したときには、イライト単独の懸濁液よりも低いCFCを示した。

モンモリロナイトとバイデライトを混合した場合、沈降物がタクトイド構造を示したが、モンモリロナイトとイライト、バイデライトとイライトの混合粘土懸濁液においてはタクトイドが観察されなかった。また、モンモリロナイトの沈降体積は、他の粘土鉱物と混合することで著しく減少したが、イライト、バイデライトの沈降体積は、どの粘土鉱物と混合しても増加する傾向を示した。

凝集実験後に採取した試料のX線回折では、分散状態にあると考えられる粘土鉱物を含むにもかかわらず沈殿物と分散試料のX線回折結果と懸濁液に含まれる粘土鉱物単独のX線回折結果が、同じ回折ピークを示した。

以上の結果は、混合粘土懸濁液における凝集では、個々の粘土粒子が別々に凝集するだけでなく、異種の粘土鉱物粒子が結合して凝集体を生じている可能性を示唆していると考えられる。

#### 引 用 文 献

- Arora, H.S. and Coleman, N.T. (1979) : The influence of electrolyte concentration of flocculation of clay suspensions, *Soil Science*, **127** : 134-139.
- Cancela, D.G., Taboada, R.E., Huertas, F.J., Laguna, H. A. and Rasero, S.F. (1996) : Interaction of trialkyl phosphates with montmorillonites, *Clays and Clay Minerals*, **44** : 170-180.
- Chatterjee, A., Iwasaki, T., Ebina, T. and Miyamoto, A. (1999) : A DFT study pm clay-cation-water interaction in montmorillonite and beidellite, *Computation Materials Science*, **14** : 119-124.
- Egashira, K. and Otsubo, M. (1983) : Swelling and mineralogy of smectites in paddy soils derived from marine alluvium, Japan, *Geoderma*, **29** (2) : 119-127.
- 江頭和彦・大坪政美 (1984) : 浅海底堆積物中に含まれるスメクタイトの低膨潤性, *日本土壤肥料科学雑誌*, **55** : 321-324.
- Frenkel, H., Fey, M.V. and Levy, G.J. (1992) : Organic and Inorganic Anion Effects on Reference and Soil Clay Critical Flocculation Concentration, *Soil Science Society of America Journal*, **56** : 1762-1766.
- Goldberg, S. and Forster, H.S. (1990) : Flocculation of Reference Clays and Arid-Zone Soil Clays, *Soil Science Society of America Journal*, **54** : 714-718.
- Hsu, J.P. and Liu, B.T. (1998) : Critical Coagulation Concentration of a Colloid Suspension at High Particle Concentrations, *Journal of Physicals Chemical*, **102** : 334-337.
- 軽部重太郎・杉本英夫・藤平雅巳・中石克也 (1998) : アロフェンとイモゴライトの分散凝集と荷電特性, *農業土木学会論文集*, **196** : 103-110.
- Keren, R., Shainberg, I. and Klein, Eva (1988) : Settling and Flocculation Value of Sodium-Montmorillonite Particles in Aqueous Media, *Soil Science Society of America Journal*, **52** : 76-80.
- 黒田芳弘・中石克也 (1996) : アルカリ状態におけるNa-モンモリロナイト・水系の分散・凝集に及ぼす塩濃度の影響, *粘土科学*, **36** : 1-8.
- Lim, C.H. and Jackson, M.L. (1986) : Expandable phyllosilicate reactions with lithium on heating, *Clays and Clay Minerals*, **34** : 346-352.
- 宮原和己・足立泰久・中石克也 (1998) : モンモリロナイト懸濁液の凝集速度測定に対する光学的手法の有効性の検討, *農業土木学会論文集*, **195** : 69-75.
- Nishimura, T., Nakano, K., Kato, M. and Miyazaki, T. (2001) : Critical coagulation concentration and permeability of the Fukaya clayey soils, *Clay Science for Engineering* ed. K. Adachi & M. Fukue, pp. 291-295, Balkema Publ.
- Norrish, K. (1954) : The swelling of Montmorillonite, *Discission of the Faraday Society*, **18** : 120-134.

- Olejnik, S., Posner, A.M. and Quirk, J.P. (1971) : Adsorption of pyridine *N*-Oxide onto montmorillonite, *Clays and Clay Minerals*, **21** : 191-198.
- Oster, J.D., Shainberg, I. and Wood, J.D. (1980) : Flocculation value and gel structure of Sodium/Calcium Montmorillonite and Illite suspensions, *Soil Science Society of America Journal*, **44** : 955-959.
- Quirk, J.P. and Aylmore, L.A.G. (1971) : Domains and quasi-crystalline regions in clay systems, *Soil Science Society of America Proceedings*, **35** : 652-654.
- van, Olphen, H. (1963) : An introduction to clay colloid chemistry. pp. 59-108, A division of John Wiley & Sons NY.

## 要 旨

モンモリロナイト, バイデライト, イライトとそれらの混合粘土懸濁液における NaCl の臨界凝集濃度 (CFC) を検討した。700 nm の可視光を用いて懸濁液の光透過率を測定することで分散凝集を判断した。バイデライト, モンモリロナイト, イライトの CFC は, 粘土濃度  $0.3 \sim 0.1 \text{ kg m}^{-3}$  においてそれぞれ  $0.005 \sim 0.01$ ,  $0.02$ ,  $0.0125 \sim 0.025 \text{ mol L}^{-1}$  であった。2 種の粘土からなる混合粘土懸濁液は, 両粘土の CFC の中間の値あるいは低い方の値と同じ値を示した。光透過度, X 線回折の結果から, 混合粘土懸濁液では, 異種の粘土粒子が結合して沈降した可能性が示唆された。

受稿年月日: 2006 年 1 月 6 日

受理年月日: 2006 年 4 月 20 日

## Effect of Ordinary Portland-Cement on Properties of Clayey Soil in Mie Prefecture

Md. Zakaria HOSSAIN\*, Hajime NARIOKA\* and Toshinori SAKAI\*

\* Graduate School of Bioresources, Mie University, 1577 Kurima Machiya-cho,  
Tsu-shi, Mie 514-8507, Japan

### Abstract

The clayey soils of Kameyama Mountain in Mie prefecture were studied experimentally in the laboratory with the idea of improving some of its engineering properties by using a very small amount of ordinary Portland cement. Laboratory tests on shear strength, compressive strength, consistency limits, compaction and specific gravity of soil were carried out with cement content of 0%, 0.2%, 0.4% and 0.6% by weight. It was observed that the cohesion which is a major component regarding the strength of soil was increased with the increase in the amount of cement and angle of internal friction at higher cement content was decreased. Compressive tests under two different room temperatures showed the compressive strength to be increased with the increase in the quantity of cement depending upon the temperature providing on it. Plasticity index, a measure of soil plasticity was found to decrease with the increase in the percentage of cement mixed with it. A close observation of results plotted in the plasticity chart also noticed that the addition of cement reduced the compressibility, dry strength and toughness of soil whilst increasing the volume change ratio and specific gravity of soil.

**Key words** : soil-cement, shear strength, compressive strength, plasticity chart, compaction curve

### 1. Introduction

It is evident that the natural soils possess very complex properties and vary widely in their behavior depending on the *in-situ* conditions. Therefore, soil of a particular location may not be fully useful as per the expectation of the users owing to its variable characteristics. To overcome these problems, the users may have the following three options such as 1) using the *in-situ* soil in its existing state accepting all its limitations, 2) using a better material by replacing the *in-situ* non-ideal soil and 3) using some techniques that modify the *in-situ* soil to make it more suitable for proper applications. There are a lot of methods such as mechanical, chemical, thermal, electrical and physical, etc used to improve the properties of soils (ACI, 1990 ; Wilhelmsson, 1997). However,

none of the methods is ever unique in more than a limited number of soils due to its wider variability and complexity (Awal and Mamun, 1998).

The improvement of soil properties using cement began nearly a half century ago with the concept of the process of deductive reasoning (Mitchell, 1976). It is found from the previous studies that the uses of cement to improve the soil properties is somewhat unique because the cement, major component of which is calcium oxide, produce a conditioned material with soil by interacting with the water content of soil particles. Therefore, the soil-cement produced by mixing cement with soil is not a simple mixture of soil and cement but a unique composite material (Ahuja and Swartzendruber, 1972 ; Boswell, 2000). Because of its chemical make-up, cement is able to provide benefits for

both granular and fine graded soils. By addition of water to cement, cementitious reaction immediately begins and thereby, as the products, it forms quickly  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$  and  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ . These products act as a glue to bind material together, reduce moisture flow channels, and improve gradation and stability of soils (Prusinski and Bhattachaja, 1998). Literature review indicates that to date, percentage of cement used to improve the properties of soil is 6 to 14% or more. The idea of using a very small amount of cement proposed in this paper is a newer one and important for the sake of cost saving in soil-cement construction works.

In this paper, an investigation was carried out in the laboratory to improve some engineering properties of clayey soils of Kameyama city in Mie Prefecture based on known properties of soil, cement and their combination. The effect of variable percentage of cement on the shear stress-shear displacement relationships, shear stress-normal stress relationships, cohesion, angle of internal friction, consistency limits, plasticity charts, compaction curves, optimum water content, dry unit weight, specific gravity and compressive strengths of soil were investigated with different room temperatures.

## 2. Materials and methods

The soil samples were collected from the Kameyama Mountain in Mie prefecture, and tested at the laboratory. The particle size distribution curve is shown in Fig. 1. The particle size distribution curve of the soil indicates that, nearly, 33% of the soil is clay, 33% is silt, 14% is fine sand, 14% is medium sand, and 6% is coarse sand, which means that more than 66% percent of the soil is in the clay and silt fraction. The other properties of the soil used in these tests are depicted in Table 1. According to the unified classification system, the soil used in this research is classified as CH.

Any type of cement can be used for improving the engineering properties of soil. Ordinary Portland cement (Type I), which is the

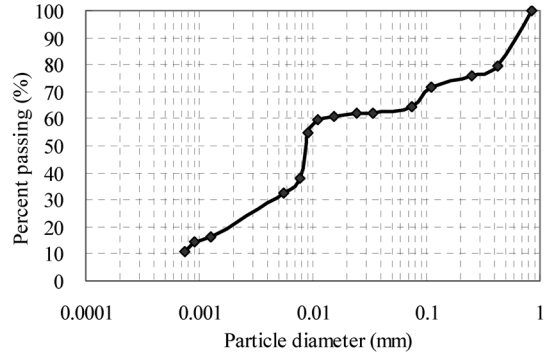


Fig. 1 Particle size distribution curve of soil.

Table 1 Properties of soil

Parameters	Properties
Dry bulk density ( $\rho_d$ )	1.53 g.cm <sup>-3</sup>
Optimum water content ( $W_{opt}$ )	20.5%
Specific gravity ( $\rho_s$ )	2.701
Cohesion ( $c$ )	157.4 kPa
Angle of internal friction ( $\phi$ )	32.8°
Sand, >75 $\mu$ m	34%
Silt, 5-75 $\mu$ m	33%
Clay, <5 $\mu$ m	33%
Liquid limit	61.0%
Plastic limit	27.8%
Plasticity index	33.2

most common for construction works and also available widely in the local market, is used in this investigation. The detailed properties of this cement can be found elsewhere (JSCE, 2003). The soil sample was air-dried in room temperature of nearly 25°C and humidity of about 40% for 10 days, and, then, grinded it to ease the sieving process. For removing unnecessary elements from the soil and for reducing variability of the particle sizes of the soil, it was sieved by Japanese Industrial Standard (JIS) Sieve No. 4 (4 mm opening), and, then, the required amount of soil was taken, and the desired quantity of cement was mixed properly. The calculated amount of water to be necessary to obtain a water-cement ratio of 0.5, and optimum water content of soil was taken and added gen-

tly to the dry mix, and, finally, the components were mixed thoroughly. The mixing process was done manually in a bowl with a scoop. In each batch, nearly 3 kg soil was required for which manual mixing was considered to be enough. Dry mixing was carried out in such a way of both pulverization and mixing at the same time with physical observation by naked eye. The procedure involved several passes of scoop through dry mix to ensure an even distribution of cement in the mixture. Nearly 10 to 15 minutes were required to obtain a homogeneous soil-cement mixer. Water content up to the optimum one was added, gradually, to the mix while continuously stirred. As mentioned above, additional water calculated as water to cement ration of 0.5 beyond the optimum water content was added to allow for the hydration of cement. A careful inspection revealed that the color of the soil-cement mixer, finally, changed to slightly light ash whereas the initial color of the soil was light brown. However, this change of color was not well profound because the amount of added cement was very small.

The index property testing included ten water content, four liquid and plastic limit tests, four particle size analyses using sieve and hydrometer tests, as well as three specific gravity tests. These tests were performed according to ASTM test procedures (ASTM, 1999), and compaction tests were performed according to the modified standard proctor method, ASTM D 1557-91.

For the unconfined compressive strength (UCS) test, specimens were manually compacted in a 12.5 cm height by 6.0 cm diameter mould. The specimens were compacted in three layers using a 5.9 mm diameter hand-rammer with rammer weight of 1 kg and falling height of 300 mm. Each layer was compacted by 20 blows. All the samples were moist cured for 7 days, and, then, the samples were tested for unconfined compressive strength at a loading rate of 0.1 mm per minute. It is noted that the temperature of Mie Prefecture varies from nearly 2~16°C during winter season (from

November to March) and 17~34°C during summer season (from April to October). The variation of temperature that occurs naturally due to the change of seasons, is necessary to be investigated its effect on behavior of soil. In order to assess the effect of temperature in Mie Prefecture, Japan, curing was done in 9°C (considering average temperature of winter season) and 25°C (considering average temperature of summer season) for separate set of samples with different cement contents (0%, 0.2%, 0.4% and 0.6%). Average strength values were calculated for each set of the four samples. These tests were carried out in accordance of ASTM standards.

For shear tests, specimens of 60 mm diameter and 20 mm height were prepared in cutter-ring placing into the mould of standard proctor test. Compaction was done in accordance of ASTM D 1557-91. After one week moist curing, the specimens were tested by direct shear test apparatus with shear speed of 0.1 mm/min. All the shear tests were carried out under constant normal stress of 100 kN/m<sup>2</sup>, 200 kN/m<sup>2</sup>, 300 kN/m<sup>2</sup> and 400 kN/m<sup>2</sup> for each soil-cement sample. Vertical displacement, shear stress and shear displacement were measured at intervals of 30 seconds for each normal stress condition. These tests were also carried out in accordance of ASTM standards.

It is noted here that the shear and compressive strengths of the specimens depend on the water content, dry density after compaction as well as degree of compaction. In order to avoid these discrepancies, all the specimens were prepared with optimum water content and compaction was done in accordance with standard modified proctor test.

### 3. Results and discussion

#### 3.1 Effect on consistency limits and plasticity index

The liquid limit, plastic limit and plasticity index of soil with different cement content are plotted in Fig. 2 showing that the liquid limit decreases upon addition of cement with soil.

Plastic limits, on the other hand, does not decrease with the addition of cement. Therefore, the plasticity index is to decrease with the increase in the percentage of cement content. The decrease in the plasticity index might be due to the reduction of clay particles with addition of cement. This is expected because of the liming effect of cement, which increases the silt and fine sand content by cementing the finer particles into bigger ones. From the plasticity chart (Fig. 3), it is shown that the addition of percentage of cement with soil tends to reduce the compressibility, dry strength and toughness of soil as well as tends to increase the volume change ratio of soil.

From Fig. 4, it is clear that, upon addition of cement, the pore spaces between the soil particles are filled up by the cement particle, and the specific gravity does increase with the increase of cement content. At 0.60% cement content,

the specific gravity is about 2.717.

**3.2 Effect on dry unit weight and optimum water content**

From Figs. 5 and 6, it is found that, for the same energy supplied, the maximum dry bulk density does decrease with the increase of cement content, and, at 0.60% cement content, the dry bulk density becomes about 1.59 g/cm<sup>3</sup>. On the other hand, the optimum water content increases with the increase of cement content, and, at 0.60% cement content, the optimum water content becomes about 21.9%.

**3.3 Effect on shear stress-displacement relationships**

The shear behavior, a principal engineering property of soil-cement, is demonstrated using the shear stress-displacement curves. The shear stress and shear displacement relationships of controlled specimens (0% cement) with variable normal stress are depicted in Fig. 7. It

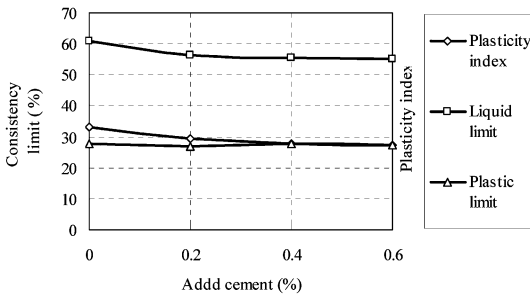


Fig. 2 Variation of consistency limits of soil-cement with different cement content.

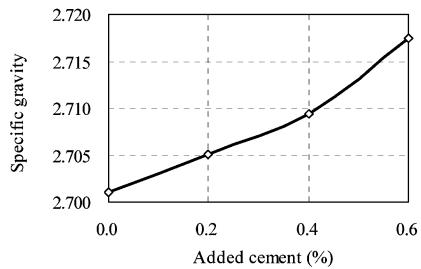


Fig. 4 Variation of specific gravity of soil-cement with different cement content.

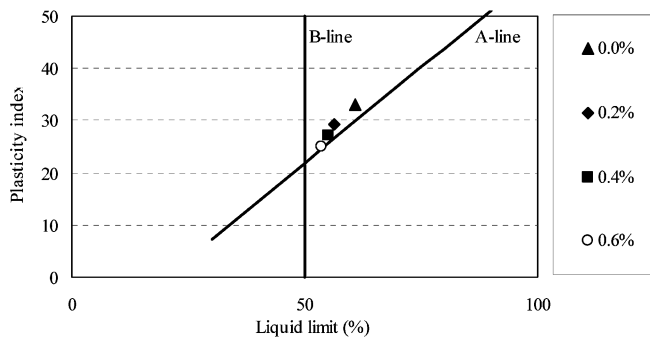


Fig. 3 Plasticity chart of soil-cement with different cement content. (A-line is based on  $I_p=0.73 (w_L-20)$  and B-line is based on  $w_L=50$ )

should be pointed out here that all the specimens used in shear tests were prepared with the optimum water content obtained through the standard modified proctor test as reported in section 3.2. The optimum water contents were obtained as 20.5, 21.0, 21.5 and 22.2% for specimens containing cement of 0.0%, 0.2%, 0.4% and 0.6%, respectively. It is observed that the shear stress increases with the increase of

displacement, naturally, but, due to the different normal stress, the increment rate varies depending on the amount of cement mixing. Figs. 8 to 10 show the variation of shear stress with displacement under different normal stress and cement content. For all cement contents, the shear stresses are increased as compared to the 0.0% soil-cement. The variation between shear stress and displacement gets smoother

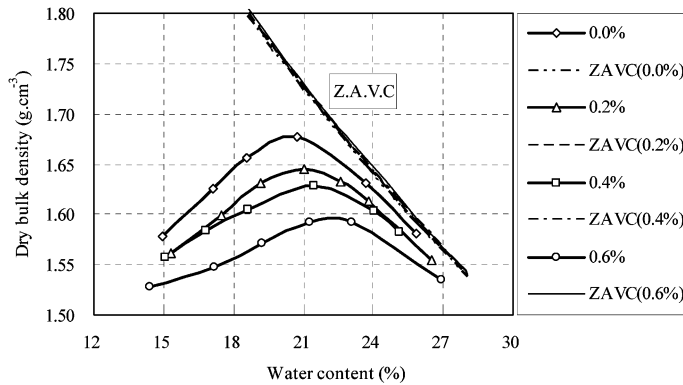


Fig. 5 Compaction curves of soil-cement with different cement content. (Z.A.V.C. means zero air void curve)

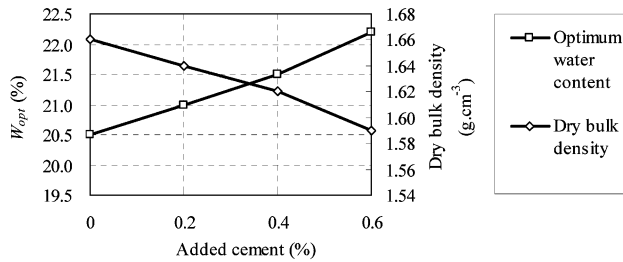


Fig. 6 Variation of  $W_{opt}$  and unit weight of soil-cement with different cement content.

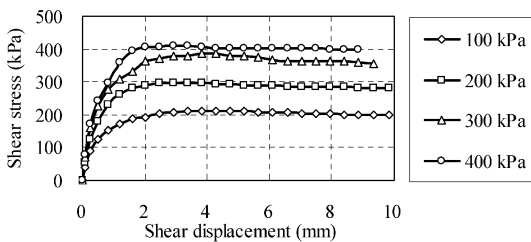


Fig. 7 Shear stress vs. shear displacement (0% soil-cement).

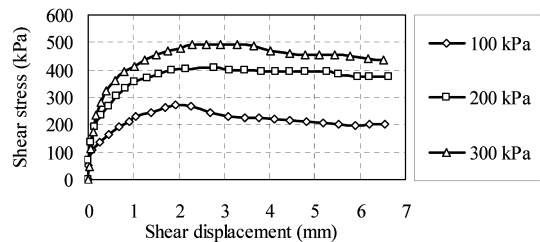


Fig. 8 Shear stress vs. shear displacement (0.2% soil-cement).

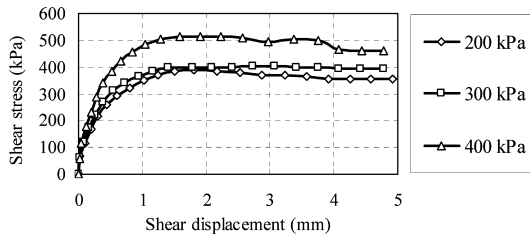


with more cement content under all types of normal stress. For every curve, there is a peak or ultimate stress which is greater than the failure stress.

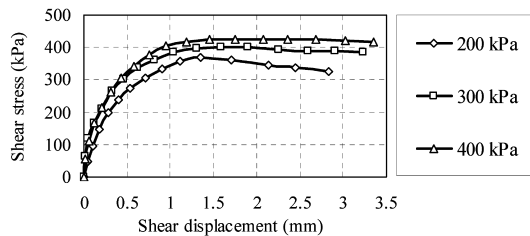
**3.4 Effect on shear strength**

The shear strength of a soil is its maximum resistance to shear stresses before the failure. It is a most important factor to investigate because it controls the stability of a soil mass under loads. Fig. 11 shows the variation of shear strength due to the variation of normal stress of soil-cement with different cement content. It shows that owing to the increase in normal

stress the shear strength also increases. Under 100 kN/m<sup>2</sup> normal stress, the shear strength for 0.6% cement content is highest (about 350 kN/m<sup>2</sup>) than those for other cement contents (0%, 0.20%, 0.40%), and for 200 kN/m<sup>2</sup> normal stress, the shear strength for all cement content except 0% are more or less same (about 380 kN/m<sup>2</sup>), but, for 0% cement content the shear strength is about 190 kN/m<sup>2</sup>. For 300 kN/m<sup>2</sup>, some different trends are shown that shear strength for 0.20% is the highest value (about 500 kN/m<sup>2</sup>) than those for other cement contents and this same trend is also shown for 400 kN/m<sup>2</sup> normal stress where the highest shear strength is about 600 kN/m<sup>2</sup> at 0.20% cement content. From the straight lines drawn in Fig. 11, the following equations can be obtained.



**Fig. 9** Shear stress vs. shear displacement (0.4% soil-cement).



**Fig. 10** Shear stress vs. shear displacement (0.6% soil-cement).

$$\tau_{0.0\%} = 0.6\sigma_{0.0\%} + 157.4 \tag{1}$$

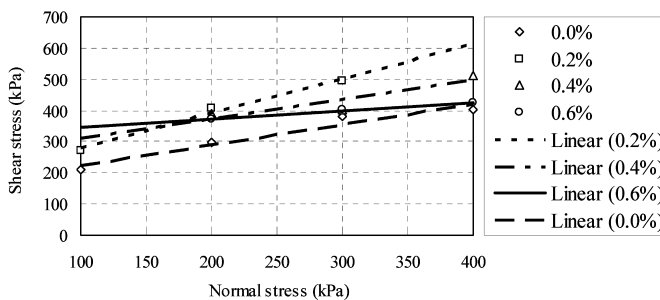
$$\tau_{0.2\%} = 1.1\sigma_{0.2\%} + 167.6 \tag{2}$$

$$\tau_{0.4\%} = 0.8\sigma_{0.4\%} + 248.3 \tag{3}$$

$$\tau_{0.6\%} = 0.3\sigma_{0.6\%} + 316.5 \tag{4}$$

where,  $\tau$  is the shear strength of soil-cement under direct shear test in kN/m<sup>2</sup> and  $\sigma$  is the applied normal stress (overburden pressure) in kN/m<sup>2</sup>. Therefore, the angles of internal friction of the soil-cement are calculated as 32.8°, 48.1°, 39.4° and 11.3°; and cohesion are obtained as 157.4, 167.6, 248.3 and 316.5 kN/m<sup>2</sup> for 0%, 0.2%, 0.4% and 0.6% soil-cement, respectively.

The effect of different amount of cement contents on cohesion and angle of internal friction is shown in Fig. 12. It is found that there is not a significant improvement of cohesion up to



**Fig. 11** Shear stress vs. normal stress of soil-cement with different cement content.

0.2% cement content, but, when cement content is higher than 0.2%, the cohesion starts to increase to a great deal even up to 350 kN/m<sup>2</sup> at 0.60% cement content. The angle of internal friction also slowly increases with the increase of cement content up to 0.2%, but, when cement content is higher than 0.2%, then it starts to decrease, and the rate of decreasing gets higher with the higher cement content, and at 0.60% cement content, the angle of internal friction is about 11.3 degree. This might be due to the anti-synergetic action between cohesion and internal friction. However, our understanding on this phenomenon is also rudimentary.

**3.5 Effect on unconfined compressive strength with two curing temperatures**

Test results on the unconfined compressive strength of the soil-cement with three different mix proportions are depicted in Fig. 13. In order to obtain the effect of curing temperature on the test samples, two types of specimens were cured in room temperature of 9°C and 25°C and tested for unconfined compressive strength. For both samples, it is observed that the compressive strength increases with the

increase of cement content, but, the increasing rate is higher for specimens cured at 25°C than for specimens cured at 9°C. This is obvious, because, when the curing temperature is high, quick formation of the calcium silicate and aluminum silicate is occurred, that results in rapid setting time and harden time. It is also noted that the increasing rate gets slow for cement contents above 0.40%. This might be the cause of reduction of internal friction with the increase of cement content as can be seen in Fig. 12. At 0.60% cement content, the compressive strength is about 500 kN/m<sup>2</sup> for specimens cured at 25°C and 300 kN/m<sup>2</sup> for specimens cured at 9°C. Here, the plotted compressive strengths are average values of four samples.

The most important results of this study depicted in Figs. 11 and 13 shows that both the shear and compressive strengths were improved compared to the controlled specimens. As expected, there is a fairly consistent trend in the increase of strengths with the addition of small amount of cement. This might be due to the cause of ionic action comes from cement, water and soil. Cement releases Ca<sup>++</sup> ions in the mixture of soil-cement when added certain amount of water in it. These ions are attracted to negative ions comes from clay minerals resulting in clay particles together. The main source of observed strengths in this case is due to the formation of C<sub>3</sub>S and C<sub>2</sub>S compounds with the presence of clay minerals that finally result to form C<sub>3</sub>S<sub>2</sub>H<sub>3</sub> in water.

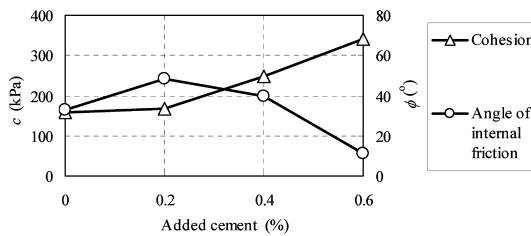


Fig. 12 Variation of *c* and *φ* of soil-cement with different cement content.

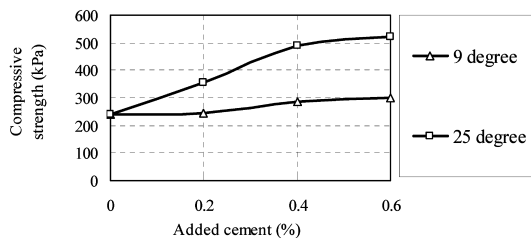


Fig. 13 Variation of compressive strength of soil-cement with different cement content.

**4. Conclusions**

A very nominal dosage rate of ordinary Portland cement such as 0.2%, 0.4% and 0.6% was used for improving the engineering properties of clayey soils. The test results revealed that the addition of small amount of cement not only increased the cohesion of soil significantly but also improved the compressive strength of soil. There was a slight decreasing trend in the frictional resistance with the cement content above 0.4% ; however, overall shear strength was increased with the increase in the amount of ce-

ment. In the present study, it was also revealed that the maximum shear strength occurred at the shear displacement of nearly 2-4 mm for most of the cases. It was also found that the increase in the percentage of cement not only reduced the plasticity index, a measure of soil plasticity, but also reduced the compressibility, toughness and dry unit weight of soil. The small amount of ordinary Portland cement can also be effectively used for improving the volume change ratio and specific gravity of clayey soils. It should be pointed out here that the amount of cement was very small and, therefore, the improvement in the shear and compressive strengths were not highly significant. Also, there were some scatters in the strengths properties owing to the little experimental data. Further investigations are suggested to study the strength characteristics and other basic properties for a wider range of cement mixing. Nonetheless, the result depicted in this paper is fairly encouraging, especially for improving the engineering properties of clayey soil.

### References

ACI Committee (1990) : State-of-the-Art Report on

Soil Cement, American Concrete Institute, 1 : 1-23.

ASTM, D420-4914 (1999) : Annual Book of Standards-Soil and Rock, American Society for Testing and Materials 4 : 8-20.

Ahuja, L.R. and Swartzendruber, D. (1972) : Effect of Portland cement on aggregation and hydraulic properties. Proceedings of the Soil Science Society of America, 114 : 359-366.

Awal, A.S.M.A. and Mamun, A.A. (1998) : Improvement of Bangkok Clay by Using Ordinary Portland Cement, Proceedings of the International Symposium on Problematic Soils, Balkema, Rotterdam, 1 : 603-606.

Boswell, W.F. (2000) : Soil Stabilization/Soil Cement Mark-Lang, Inc.'s Approach, Soil-Cement and Other Construction Practices in Geotechnical Engineering, ASCE, 95 : 26-35.

JSCE committee, (2003) : Guideline for Experiment on Materials of Civil Works, Japan Society of Civil Engineers, 1 : 1-24.

Mitchell, J.K. (1976) : Fundamentals of Soil Behavior, John Wiley and Sons, Inc. New York.

Prusinski, J.R. and Bhattacharya, S. (1999) : Effectiveness of Portland Cement and Lime in Stabilizing Clay Soils, Transportation Research Board, Record No. 1652, 2 : 198-206.

Wilhelmsson, B. (1997) : Strength properties of cement mortars with lime and dolomite, MIMER-rapport : 1-12.

## 三重県の粘性土の性質に影響を与える普通ポルトランドセメントについて

エムディ ザカリア ホセイン\*・成岡 市\*・酒井俊典\*

\* 三重大学生物資源学部, 〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

### 要 旨

普通ポルトランドセメントを用いて、三重県亀山市の粘性土の工学的な性質を改善することを考慮して室内実験を行った。0%、0.2%、0.4%、0.6%のセメント量を混入した土のせん断強度、圧縮強度、コンシステンシー限界、締固め特性、乾燥密度などを調べた。その結果、土の粘着力がセメント量の増加とともに増大すること及び内部摩擦角が高いセメント量のとき減少することが観察された。9℃と25℃の2種類の室内温度条件下で養生を行った供試体の圧縮試験では、供試体に与えた温度によってセメント量の増加が圧縮強度をより大きく増加させた。土の塑性指数は混合セメントの増加に伴い指数が減少することが分かった。塑性図にプロットした結果の具体的観察より、セメントの付加が土の体積変化、比重を増加させ、圧縮性、乾燥強さおよびタフネスを減少させたことが明らかとなった。

キーワード : 土セメント, せん断強度, 圧縮強度, 塑性図, 締固め曲線

受稿年月日 : 2005年 8月 19日

受理年月日 : 2006年 4月 21日

## 高層湿原における原植生と侵入植生の蒸発散速度の比較

藤本敏樹\*・飯山一平\*・坂井 舞\*・永田 修\*\*・長谷川周一\*

### Comparison of Evapotranspiration between Indigenous Vegetation and Invading Vegetation in a Bog

Toshiki FUJIMOTO\*, Ippei IYAMA\*, Mai SAKAI\*, Osamu NAGATA\*\* and Shuichi HASEGAWA\*

\* The Graduate School of Agriculture, Hokkaido University, Sapporo 060-8589, Japan

\*\* National Agricultural Research Center for Hokkaido Region, Sapporo 062-8555, Japan

#### Abstract

To assess the effect of vegetation change on water balance in terms of wetland ecosystem conservation, we evaluated the evapotranspiration, the largest output from the Bibai mire, with the lysimeter method in a bamboo grass-invading area and in a *Sphagnum* bog. Cumulative evapotranspiration in 2004 and 2005 except for snow season was greater in the *Sphagnum* bog than in the bamboo grass-invading area. Therefore, we should deny a hypothesis such that because the bamboo grasses had higher ability of evapotranspiration than the indigenous plants, groundwater table lowering would take place when the bamboo grasses invaded into the *Sphagnum* bog, resulting in the expansion of the bamboo grass-invading area even more into the indigenous vegetation area. Based on the measured evapotranspiration rates under several groundwater table levels in the lysimeter method, we concluded that the *Sphagnum* growth would not be disturbed even if groundwater table level dropped down to  $-20$  cm while the evapotranspiration rate in the bamboo grass area would be affected significantly with groundwater table level changing. And from comparison of the data from the lysimeter method with those from the other two methods, it was suggested that the lysimeter method can evaluate the evapotranspiration rate in a field scale as precisely as the Bowen ration method or the Penman method.

**Key words** : evapotranspiration, lysimeter method, water table, bamboo grass-invading area, *Sphagnum* bog

#### 1. はじめに

湿原は高水分状態を保つことによって成り立っており、野生生物・原植生の生活圏、保水・水質浄化、泥炭地史の保存等の多面的機能を持っている。しかし北海道では明治以降の泥炭地開拓により大部分の湿原が農地化され、残存する湿原においても隣接農地の排水路への水の流出という形で乾燥化が進行し、原植生ではないササ等の植生の侵入が進んでいる。かつて石狩平野に約6万ha存在した石狩泥炭地(湿原)もその典型例であり、現

在まともに残る湿原は美唄湿原と月が湖湿原のみとなった。

既往の研究によると、ササの地下茎の伸長による下層からの吸水が地下水位を低下させ、美唄湿原の乾燥化を促進する(粕淵ら, 1994)との意見が見られ、更にサロベツ湿原においても、ササ等の侵入が蒸発散量を増加させて湿原の乾燥化を促進するという記載(高木ら, 1999)や、地下水位が低く変動幅が大きいところほどササの生育も旺盛になる(梅田・井上, 1995)という報告が見られる。こうした知見に基づき、湿原の乾燥化のプロセス

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

\*\*北海道農業研究センター 〒062-8555 札幌市豊平区羊が丘1

キーワード: 蒸発散, ライシメータ法, 水位, ササ群落, ミズゴケ群落

の一つとして、ササの侵入が、積雪期を除く年間の流出量の中で約80%を占める蒸発散量(粕淵ら, 1994)の増加と地下水位の低下をもたらし、更にササが湿原内部へ侵入するという構図が、想定されてきたのである。

一方、ササ等の侵入が進んだ美唄湿原を実際に見てみると、ここ十年間の航空写真から判断する限り、原植生であるミズゴケ群落の縮小速度は大幅に低下しているように見受けられる。これらの事実や既往の研究における意見を考え合わせると、植生変化が湿原の水文環境に与える影響は明らかとなっているとは言い難い。

そこで本研究では、ミズゴケからササへの植生変化が蒸発散量を増加させる可能性や水収支に与える影響を、ライシメータ法による両群落の蒸発散速度評価から明らかにすることを目的とした。まず、地下水位を変えたライシメータを用いることで、地下水位が蒸発散速度に与える影響を調査した。次に、湿原の蒸発散速度評価で一般的に用いられているボーエン比法およびペンマン法による測定値との比較から、ライシメータ法による群落としての蒸発散速度評価の妥当性を検討した。更に、両群落におけるライシメータ法による蒸発散速度の季節変動を明らかにし、両者を比較した。

## 2. 調査地と測定方法

### 2.1 調査地

北海道美唄市開発町南に位置する美唄湿原を調査地とした。この湿原は、北海道農業研究センターが管理する南北540m、東西440mの長さを持つ凡そ24haの湿原である。図-1に美唄湿原の調査地の概要を示す。周囲が農地であるため湿原の東端、南端は浅い明渠に接している一方、西端は深さ5mの素掘りの排水用明渠に接して

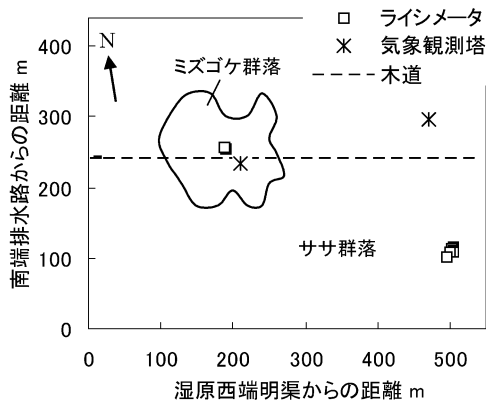


図-1 美唄湿原の調査地概要

Fig. 1 Experimental site in the Bibai mire.

おり、最大3mの地盤沈下が起こっている。地下水位は排水路近傍から低下が進み、湿原の大部分は侵入してきたササ (*Sasa palmata*) やウルシ (*Rhus trichocarpha*), ヤチヤナギ (*Myrica gale var. tomentosa*), イソツツジ (*Ledum palustre var. diversipilosum*) といった小灌木により覆われている。そのため原植生であるミズゴケ群落(主に *Shphagnum papillosum* Lindb.) は、湿原中央部からやや西にかけての約2haを残すのみとなっている。

### 2.2 測定方法

ササ、ミズゴケ両群落の蒸発散速度をライシメータ法(内水位制御法)、ボーエン比法(ササ群落のみ)、ペンマン法により測定した。

ライシメータの概要を図-2に示す。ササ、ミズゴケ両群落の一部をコンテナ(縦30×横46×深さ26及び29cm)に移植後、これをライシメータとした。ライシメータ内水位をマリ奥特管(直径10cm、高さ100cm)からの給水により一定に保ち、蒸発散速度をマリ奥特管内の水減少量から評価した。現場の地下水位がササ群落で-5~-25cm、ミズゴケ群落で0~-20cm(平均地下水位が-5cm)程度であったことから、ライシメータ内水位をササ群落で-5、-15、-25cmの3水位、ミズゴケ群落で-5、-20cmの2水位に設定し、各水位とも3反復行った。降雨時は、約2mmの雨が降るとコンテナ側壁に設けた越流口から余剰水が排除されるよう設計した。また、ライシメータ内の植生環境および土壌環境を周辺環境と同等に保つために、コンテナの余剰水越流口以下の部分を、不攪乱土壌試料を掘削した元の跡の孔に埋め戻した。

測定は調査期間中(2003, 2004, 2005年の4月~11

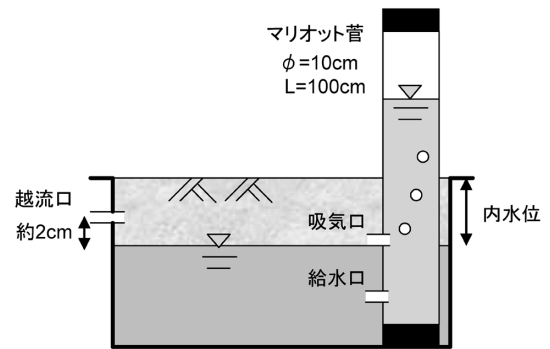


図-2 ライシメータの概要 ( $\phi$ : 直径, L: 長さ)

Fig. 2 Illustration of a lysimeter,  $\phi$  is diameter and L is length.

月), ほぼ週に一度行った。なお移植時期は, ササ群落の内水位-15 cm, ミズゴケ群落の内水位-5 cm が 2003 年 5 月, ササ群落の内水位-5, -25 cm, ミズゴケ群落の内水位-20 cm が 2004 年 5 月であった。

ボーエン比法はササ群落のみ, ペンマン法は両群落で用い, 蒸発散速度を算出した。気象観測による蒸発散速度評価は, 2005 年のみ行った。

ボーエン比法による蒸発散速度は熱収支法により評価した。地表面における熱収支式は次式のように表される。

$$S = IE + H + G \quad (1)$$

ここで,  $S$  は純放射量,  $IE$  は潜熱伝達量 ( $I$ : 蒸発潜熱,  $E$ : 蒸発散量),  $H$  は顕熱伝達量,  $G$  は地中熱伝導量である。潜熱伝達量に対する顕熱伝達量の比 ( $H/IE$ ) はボーエン比  $\beta$  と呼ばれ, 2 高度の温湿度差から計算した。

$$\beta = \frac{H}{IE} = \gamma \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \quad (2)$$

ここで,  $\gamma$  は乾湿計定数 ( $\text{hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $T_1, T_2, e_1, e_2$  は高度 1, 2 での気温 ( $^\circ\text{C}$ ), 水蒸気圧 ( $\text{hPa}$ ) である。(2)式を用いて(1)式を変形させると次のようになる。

$$IE = \frac{S - G}{1 + \beta} \quad (3)$$

地中熱伝導量は, 地温分布の経時変化から, 温度積分法により見積もった。

$$G = \sum_n C \Delta z (\Delta T / \Delta t)_n \quad (4)$$

ここで,  $C$  は土壌の容積熱容量 ( $\text{J cm}^{-3} ^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $\Delta z$  は層の厚さ,  $\Delta T / \Delta t$  は層別の地温の経時変化率,  $n$  は層数である。 $\Delta t$  は測定間隔の 5 分を用いた。土壌の容積熱容量は, 次式により求めた。

$$C \cong 2.01 V_s + 4.19 V_w \quad (5)$$

ここで,  $V_s, V_w$  はそれぞれ土壌中の固相, 液相の容積比である。 $V_s$  は炉乾燥した質量と土粒子密度から算出した。 $V_w$  は地下水位と水分特性曲線を用いて算出した液相の容積比の平均値を用いた。その結果,  $C$  は  $2.5 \text{ J cm}^{-3} ^\circ\text{C}^{-1}$  であった。

ペンマン法による蒸発散速度は, 次に示す熱収支式と Dalton の蒸発式を組み合わせた複合法により評価した(三浦・奥野, 1993)。

$$IE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot S + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot lf(u_2)(e_{sa} - e_a) \quad (6)$$

ここで,  $\Delta$  は温度飽和水蒸気圧曲線の勾配 ( $\text{hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $f(u_2)$  は風速関数 ( $= 0.26(1 + u_2/100)$ ) ( $\text{mm hPa}^{-1} \text{ day}^{-1}$ ),  $u_2$  は高さ 2 m での風速,  $e_{sa}$  はある気温における飽和水蒸気圧 ( $\text{hPa}$ ),  $e_a$  は空気の水蒸気圧 ( $\text{hPa}$ ) である。ペンマン法は可能蒸発散速度の評価方法であるが, 本研究では, 地下水位が地表面付近に近く位置する湿原という立地条件であることを考慮し, ペンマン法により群落の蒸発散速度を評価した。

ボーエン比法, ペンマン法において必要となる実測パラメータは, 図-1 に示した両群落内の気象観測塔で観測し, 日単位及び時間単位での蒸発散量を評価した。純放射量は, ササ, ミズゴケ両群落でそれぞれ高度 400, 150 cm に設置した純放射計 ( $Q^*7$ , REBS 社製) の値を用いた。温湿度は, ササ群落では高度 150, 350 cm の 2 高度, ミズゴケ群落では高度 50 cm の 1 高度に設けた温湿度計 (HMP-45, VAISALA 製) の値を用いた。気象観測塔付近のササ群落の草丈は平均で約 90 cm であったことから, 本研究においてボーエン比法による評価を妥当とする fetch 距離は [温湿度計高 (cm) - 植物群落表面高 (cm)]  $\times 50 = 130 \text{ m}$  程度と考えられた。美唄湿原の主風向である北西-南東軸方向のササ群落の広がりはこの条件を満たしていたため, ボーエン比法の適用は可能と判断した。

風速は, ササ群落の高度 250 cm に設置した風向風速計 (034S, METONE 製) の値 ( $u_{2.5}$ ) を,  $u_2 = u_{2.5} \log 200 / \log (100H)$  に代入し算出された値を  $u_2$  として両群落で用いた。測定高度  $H$  は 2.5 m であった。ササ群落の地温は深さ 2, 5, 10, 20, 30 cm で測定した。雨量はササ群落内に設置した転倒マス式雨量計により測定し, 両群落とも同量であるとした。

ボーエン比法およびペンマン法による蒸発散速度の評価は, ササ群落, ミズゴケ両群落でそれぞれ 5 分, 10 分間隔で行った。またササ群落のペンマン法では高度 350 cm の温湿度を用い蒸発散速度を算出した。

地下水位は, 両群落の気象観測塔直近で自動水位計 (STS 製) により 1 時間間隔で測定した。

また植生と蒸発散速度の関係を明らかにするため, ササ群落のライシメータ内の植生調査を 2005 年 7 月に行った。植生調査は, ライシメータ内のササの草丈を, ササの芽, 0~10, 10~50, 50 cm 以上に区分しそれぞれの本数を数えた。

### 3. 結果と考察

#### 3.1 ライシメータ法の同一内水位における蒸発散速度の差異

ミズゴケ群落では, 内水位-5, -20 cm とも 3 反復の

ライシメータの蒸発散速度に違いはなかった一方、ササ群落では同一内水位でもライシメータ間の蒸発散速度に違いがあり、この違いは各ライシメータに含まれていた植物の本数や種類の違いに影響されたものと考えられた。ここで、ササ群落の内水位-5, -15, -25 cm の3反復のライシメータをそれぞれ S1~S3, S4~S6, S7~S9 とする。まず内水位-5 cm では、S1~S3 のササの本数が 29, 11, 14 とバラツキが大きく、S1 の蒸発散速度が S2, S3 より約 1.4 倍大きな値を示した。内水位-15 cm の S4~S6 では、ササの本数は 50, 56, 61 であり、樹高約 50 cm の成長したヤチヤナギが多く生育していた S6 の蒸発散速度が、S4, S5 より約 1.2 倍大きかった。内水位-25 cm では、S7~S9 のササの本数は 84, 73, 66 であり、蒸発散速度の比はおおよそ 1.4 : 1 : 1.9 であった。50 cm 以上の草丈のササがそれぞれ 9, 5, 14 本であったことも考慮すると、蒸発散速度の順序は 50 cm 以上の草丈のササの多さの順序を反映したものと考えられた。これらの結果から、ササ群落の蒸発散速度には、ササの本数や草丈の高いササ、また成長したヤチヤナギの存在が大きく影響していると考えられた。

以降の結果と考察では、蒸発散速度は両群落の各内水位とも 3 反復の平均値を用いた。

### 3.2 ササ、ミズゴケ両群落における蒸発散速度の水位依存性の解明

表-1 にライシメータ法による各年度の測定期間中の平均蒸発散速度を示す。ササ群落では 2004 年および 2005 年の両年とも、平均蒸発散速度は内水位-15 cm で最も大きく、内水位-25, -5 cm の順に小さくなった。図-3 に示したササ群落における蒸発散速度の季節変動においても、両年ともササ群落では水位により蒸発散速度が大きく異なった。まず、内水位-5 cm では夏季の蒸発散速度が他水位ほど増加しなかった。これは、地下深さ 5~10 cm に存在するササの地下茎が水没しており枯死したササが多かったためと考えられた。一方、内水位

-15, -25 cm の蒸発散速度は 2004 年では 8 月上旬、2005 年では 8 月中旬まで増加傾向、それ以降では減少傾向を示した。高桑・伊藤 (1986) は、サロベツ湿原においてササの現存量および稈 1 本当たりの葉数は 8 月にピークを示したと報告している。気温のピークもまた、2004, 2005 年でそれぞれ 8 月上旬, 8 月中旬であったことから、気温の増加とともにササの生育や葉の展開が旺盛となり蒸散が大きく増加したと考えられた。実際に、ライシメータ内のササの葉の展開は、設置初年目のものを除き、周辺のササの展開に劣ることはなかった。内水位-15 cm と-25 cm を比較すると、両年とも内水位-15 cmの方が蒸発散速度は大きかった。この原因として、泥炭の不飽和透水係数が小さいため、内水位-25 cm では夏季の土壌面蒸発が多くならなかったことと、特に違いが顕著である 2004 年はコンテナへの移植時の地下茎切断の影響が出たものと考えられた。移植時の地下茎切断の影響は、3.3.1 で詳しく述べる。

ミズゴケ群落の平均蒸発散速度は、2004 年および 2005 年ともササ群落ほど水位による違いは無かった (表-1)。図-4 にミズゴケ群落における蒸発散速度の季節変動を示す。ミズゴケ群落の蒸発散速度は、両年とも測定期間を通して 2 内水位とも概ね同様の値で推移し、季節変動では 2004 年で 8 月上旬、2005 年で 8 月中旬まで増加傾向、それ以降では減少傾向を示した。よって、ミズゴケ群落ではササ群落に比べ水位が蒸発散速度に与える影響は小さく、地下水位が-20 cm まで低下しても地下水面から地表面への水供給は十分であり、ミズゴケの生育を悪化させることはないと考えられた。

### 3.3 ライシメータ法による蒸発散速度評価の妥当性の検討

#### 3.3.1 ササ群落におけるボーエン比法による蒸発散速度との比較および地下茎切断の影響

ボーエン比法による蒸発散速度は 2005 年 5 月 2 日~8 月 24 日の期間で測定し、この期間の平均値は 2.9 mm

表-1 ライシメータ法による各年度の平均蒸発散速度

Table 1 Average values of evapotranspiration measured with lysimeters during three years.

年度	測定期間	平均蒸発散速度 mm d <sup>-1</sup>				
		ササ群落			ミズゴケ群落	
		-5 cm	-15 cm	-25 cm	-5 cm	-20 cm
2003	5月14日~11月18日	—	2.2	—	3.1	—
2004	5月16日~11月8日	1.3	2.7	1.6	3.2	2.7
2005	5月6日~11月1日	1.3	2.7	2.1	3.0	2.6

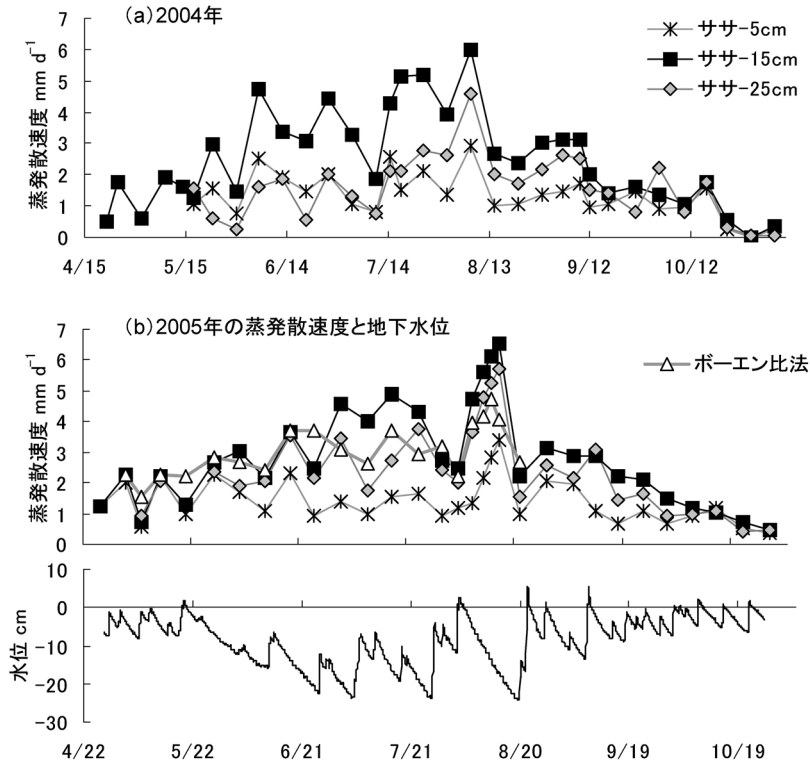


図-3 ササ群落の蒸発散速度の季節変動と地下水位  
(凡例の数字はライシメータ内水位、以後同)

Fig. 3 Seasonal variations of evapotranspiration and groundwater table at the bamboo grass area.

d<sup>-1</sup>であった。この期間の他の方法による蒸発散速度の平均値は、ライシメータ法の内水位-5, -15, -25 cmでそれぞれ 1.5, 3.2, 2.4 mm d<sup>-1</sup>, ペンマン法では 3.5 mm d<sup>-1</sup>であった。なお、ササ群落のペンマン法による蒸発散速度は、ミズゴケ群落のそれとほぼ一致した値を示し(原点を通る傾き 0.98 の直線により、決定係数 0.99 で回帰された)、ササ群落では過大評価であった。

図-3 (b) に示したササ群落の地下水位の経時変化によると、ササ群落ではボーエン比法の測定期間である 5 月 2 日～8 月 24 日の平均地下水位は -11.2 cm であった。したがって、設定三水位の中で、内水位 -15 cm のライシメータが現場の土壤水分環境を最もよく再現していたと考えられる。ライシメータとボーエン比法の蒸発散速度を比較すると、ボーエン比法は、6 月下旬から 7 月下旬にかけて内水位 -15 cm のライシメータによる測定値と内水位 -25 cm ライシメータによる測定値の間を推移した以外は、内水位 -15 cm のライシメータの測定値に近かった(図-3 (b))。6 月下旬から 7 月下旬については、図-3 (b) の地下水位変動に見られるごとく、地下

水位が -15 cm を下回る頻度が年の中でも多い期間であったことが影響したものと考えられた。よって、ライシメータ法による蒸発散速度評価は、設定水位が適切であれば群落としての蒸発散速度を評価することが出来ると考えられた。

ササ群落におけるライシメータ法では、コンテナへの移植時に地下深さ 5~10 cm を地表面と平行に張り巡らしているササの地下茎を切断する。そこで、地下茎切断の影響がササの生育を抑制し蒸散量を減少させた可能性を検討した。

表-1 に示したライシメータ法の平均蒸発散速度を 2004 年と 2005 年で比較すると、内水位 -5, -15 cm で等しい値を示した一方、内水位 -25 cm では 2004 年の方が 0.5 mm d<sup>-1</sup> 少なかった。この両年では、調査期間中の日平均気温が 2004, 2005 年でそれぞれ 16.7, 16.5°C とほぼ等しく、内水位は両年とも一定であるため、そのほかの要因も考慮する必要性はあるものの、気象条件、土壤条件に著しい違いはなかったと判断した。更に、内水位 -5 cm は移植 1, 2 年目ながら両年とも枯死したササ



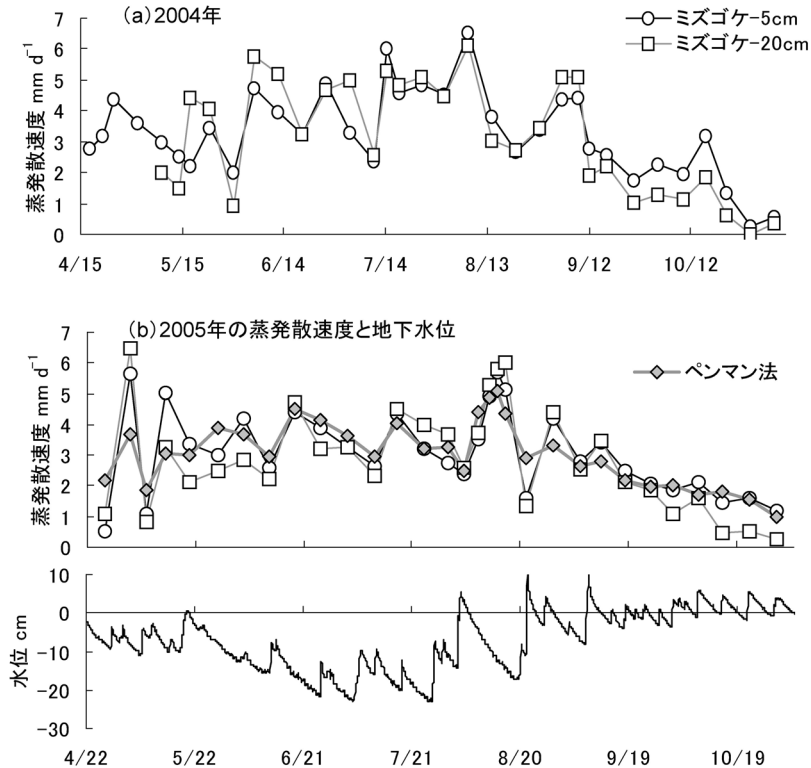


図-4 ミズゴケ群落の蒸発散速度の季節変動と地下水位

Fig. 4 Seasonal variations of evapotranspiration and groundwater table at the sphagnum area.

が多く、内水位-15cmは移植の影響が弱まるとみられる移植2, 3年目であり、この2水位の蒸発散速度が2004年と2005年でほぼ等しかったことから、内水位-5, -15cmの植生条件はこの2年で等しかったと言える。したがって、内水位-25cmでは移植1年目である2004年に移植時の地下茎切断の影響で蒸発散速度が減少したものと考えられた。また、内水位-15cmにおいても、蒸発散速度は移植1年目である2003年の方が2004年より $0.5 \text{ mm d}^{-1}$ 少なかった。現地踏査より2003年の方がササの生育不良が見られたため地下茎切断の影響が出たと推察したが、2003年の調査期間中の日平均気温が $1.5^\circ\text{C}$ 低かったことから、地下茎切断と気温の低さの両方の影響が考えられた。以上のことから、本研究では移植1年目のライシメータは、ササの地下茎切断の蒸発散に与える影響が出ると判断し、内水位-15cmは2004, 2005年、内水位-5, -25cmは2005年の値を中心に考察を進めた。

### 3.3.2 ミズゴケ群落におけるペンマン法による蒸発散速度との比較

図-4 (b)の地下水位変動にみるように、ペンマン法の

測定期間(2005年5月6日~11月1日)において、ミズゴケ群落の気象観測塔直近の地下水位は、平均 $-7.2 \text{ cm}$ 、最も低下したときでも $-22.3 \text{ cm}$ と概ね $-20 \text{ cm}$ より浅い位置に存在した。3.2で述べた地下水表面から地表面への水供給の視点も考慮すると、測定期間を通してミズゴケ群落の地表面は水不足に陥ることがなかったことを示している。つまり、ペンマン法による蒸発散速度評価の前提条件である、地表面が短い草丈で覆われており、かつ、地表面の水不足が生じていない、という条件をミズゴケ群落は満たしていたと考えられ、ペンマン法のミズゴケ群落への適用は妥当であったと言える。更にこのペンマン法の蒸発散速度の平均値は $2.9 \text{ mm d}^{-1}$ であり、表-1に示すライシメータ法の値、および図-4 (b)に示した季節変動からも、両者は同程度の値で推移したことが明らかである。以上のことから、ミズゴケ群落においてもライシメータ法による蒸発散速度評価は、群落としての蒸発散速度を評価出来ると考えられた。

### 3.4 ササ、ミズゴケ群落における蒸発散速度の季節変動や量の相違の把握

図-5に両群落の2004, 2005年の積算蒸発散量と積算

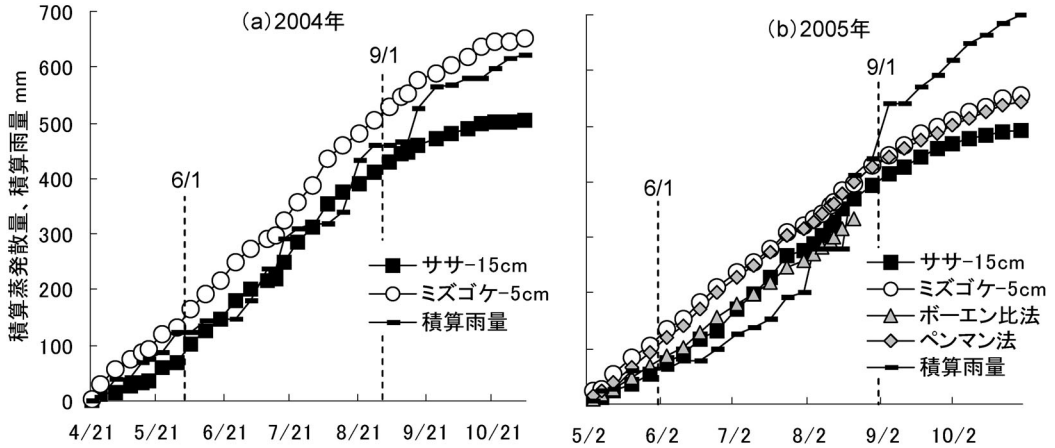


図-5 両群落の積算蒸発散量と積算雨量

Fig. 5 Cumulative amounts of evapotranspiration and rainfall at the bamboo grass area and Sphagnum area.

雨量の経時変化を示す。ここで、ボーエン比法およびペンマン法による蒸発散速度との比較の結果をもとに、ササ群落では地下茎切断の影響がないと考えられた内水位-15cm、ミズゴケ群落では内水位-5cmを、両群落を代表する水位とした。

季節変動をみると、6月以前および9月以降は、両年ともミズゴケ群落の積算蒸発散量の傾きがササ群落より大きいことから、蒸発散量はミズゴケ群落の方が多かった。一方、6月～9月の期間は、両者が同程度の値で推移、もしくは2005年のライシメータ法においては8月上旬から中旬にかけてササ群落の方が大きい値を示した。

ここで、ミズゴケ群落の蒸発散量が多い期間、すなわち測定開始から5月31日までと、9月1日から測定終了までの、両群落の期間平均蒸発散速度の差（ミズゴケ群落からササ群落を引いたもの）に着目した。この差は、2004年では4月21日～5月31日、9月1日～11月8日でそれぞれ1.5、0.8 mm d<sup>-1</sup>、2005年では5月2日～5月31日、9月1日～11月1日でそれぞれ1.7、0.5 mm d<sup>-1</sup>となり、両年とも6月以前の方が非常に大きな値を示した。このことは特に6月以前においてミズゴケ群落からの蒸発散量がササ群落より多いことを表し、両群落の水収支における大きな違いとなっていることが明らかとなった。

また、ライシメータ法におけるササ群落の蒸発散量がミズゴケ群落より多かった2005年の8月上旬から中旬において、内水位-15cmの各ライシメータ（S4～S6）を見ると、蒸発散速度はS4、S5がミズゴケ群落と同程

度の値であったのに対し、S6はそれより2～3 mm d<sup>-1</sup>大きな値を示した。この期間が長い無降雨状態を含む高温期であったことから、S6に存在するヤチヤナギの蒸散量が大きく増加し、内水位-15cmの積算蒸発散量をミズゴケ群落に近づける形となったと考えられた。したがって、2005年の8月上旬から中旬にかけての時期は、ヤチヤナギが蒸発散量に与える影響が強く出やすい時期であったとみられた。

11月の測定終了時点での両群落の積算蒸発散量を比較すると、ライシメータ法による評価は、両年ともミズゴケ群落の方がササ群落より多かった。これは、月が湖湿原においてミズゴケ植生の蒸発散量がササ群落を大きく上回った（木村・高橋、1992）という観測結果に一致する。また、ミズゴケ群落への侵入前線付近のササは、ササ群落のライシメータ試験の結果にも示されたように、地下水位が高いために生育が劣り蒸発散量が特に少ないと考えられることから、ミズゴケ群落への更なる侵入要因として前線付近のササが蒸発散量を増加させ地下水位の低下をもたらすという構図は考えにくいと思われた。

調査期間中の積算降雨量に対する積算蒸発散量の割合は、ササ群落で約70～80%、ミズゴケ群落で約80～100%となった。美唄湿原の水収支の流入項は降雨のみであることを考えると、ミズゴケ群落では降雨のほぼ全てが蒸発散により消費され、ササ群落では降雨の約20～30%が蒸発散以外の横浸透、縦浸透によりササ群落から流出していると考えざるを得ない。地形的にササ群落より低い位置に存在するミズゴケ群落への横浸透による流

出が考えられる(伊藤ら, 2001)ことなどから, 水収支の詳細を明らかにするためには横浸透や縦浸透の定量化が必要であろう。

#### 4. ま と め

ミズゴケからササへの植生変化が蒸発散量を増加させる可能性や水収支に及ぼす影響を検討するため, ササ, ミズゴケ両群落にそれぞれ3水位, 2水位のライシメータを設置し, 蒸発散速度を評価した。

ライシメータ法の同一内水位における3反復の蒸発散速度を比較した結果, ササ群落では草丈の高いササやヤチヤナギの存在が蒸発散速度を大きくすることによりライシメータ間に大きな違いが見られた一方, ミズゴケ群落ではササ群落ほどライシメータ間に違いは見られなかった。

ササ群落では地下水位が蒸発散速度に与える影響が大きく, 蒸発散速度は内水位-15 cmで最も大きく内水位-25, -5 cmの順に小さくなった。この原因として, 内水位-5 cmでは地下茎の水没によるササの枯死, 内水位-25 cmでは土壌面蒸発が少ない可能性が考えられた。一方, ミズゴケ群落では内水位-5, -20 cmの蒸発散速度が同程度の値を示し, 地下水位が蒸発散速度に与える影響はほぼなかったことから, 地下水位が-20 cmまで低下しても地下水面から地表面への水供給は十分であり, ミズゴケの生育を悪化させることはないと考えられた。

湿原におけるライシメータ法による蒸発散速度評価の妥当性を検討した。ボーエン比法, およびベンマン法による蒸発散速度との比較から, ライシメータ法は設定水位が適切であれば群落としての蒸発散速度を評価することが出来ると考えられた。しかし, ササ群落の移植1年目のライシメータでは, 移植時の地下茎の切断による影響で群落の蒸発散速度を過小評価した。

年間蒸発散量はササ群落よりもミズゴケ群落の方が多く, 特に6月以前において, ミズゴケ群落の蒸発散速度

がササ群落を大きく上回っていたことが明らかとなった。したがって, 前線付近のササの蒸発散量の増加による地下水位低下が更なるササのミズゴケ群落への侵入要因となっている, という仮説は考えにくいことが示された。更にササ群落では降雨の70~80%, ミズゴケ群落では降雨の80~100%が蒸発散により消費されていると評価された。

#### 謝 辞

本研究を実施するにあたり, 北海道農業研究センターの小見山松夫氏, 水本徹氏, 三國孝博氏には多くのご協力を頂いた。心より感謝致します。

#### 引用文献

- 伊藤純雄・駒田充生・君和田健二・栗崎弘利(2001): 地下水環境解析に基づく高層湿原植生復元・保全の試み. 北海道農業試験場研究報告, **173**: 1-36.
- 粕淵辰昭・宮地直道・神山和則・柳谷修自(1994): 美唄湿原の水環境の特徴と保全. 日本土壤肥科学雑誌, **65** (3): 326-333.
- 木村英也・高橋英紀(1992): 月が湖湿原における高層湿原とササ群落からの蒸発散量の比較. 北海道の農業気象, **44**: 19-26.
- 三浦健志・奥野林太郎(1993): ベンマン式による蒸発散位計算方法の詳細. 農業土木学会論文集, **164**: 157-163.
- 高木健太郎・坪谷太郎・井上 京・高橋英紀(1999): サロベツ湿原のササ群落とミズゴケ群落の蒸発散特性. 北方林業, **51**: 185-189.
- 高桑 純・伊藤浩司(1986): 湿原におけるササの生態的動向. 北海道大学大学院環境科学研究科邦文紀要, **2**: 47-65.
- 梅田安治・井上 京(1995): 北海道における泥炭地湿原の保全対策. 農業土木学会誌, **63** (3): 249-254.

#### 要 旨

湿原の保全という観点から植生の変化が水収支に与える影響を明らかにすることを目的とし, 美唄湿原からの流出項で最も大きい蒸発散量を, ライシメータ法により, 侵入植生であるササ群落と原植生であるミズゴケ群落で測定した。その結果, 年間蒸発散量はササ群落よりもミズゴケ群落の方が多く, 侵入前線付近のササが蒸発散量を増加させ地下水位低下をもたらしササが更に湿原内部へ侵入するという可能性は低いと考えられた。また水位を変えたライシメータによる蒸発散速度評価の結果から, ササ群

落では水位が蒸発散速度に与える影響が大きく、ミズゴケ群落では地下水面が-20 cm まで低下してもミズゴケの生育を悪化させることはないと考えられた。更に、ササ群落でボーエン比法、ミズゴケ群落でペンマン法により、それぞれ評価した蒸発散速度との比較から、ライシメータ法は群落全体の蒸発散速度を評価できることが示された。

受稿年月日：2006年 1月 5日

受理年月日：2006年 5月 19日

## ノハナショウブ群生地の土壌水分の変動について

星 透\*・藤井克己\*\*・倉島栄一\*\*

### Change of Soil Moisture in Clustered Field of Wild Iris

Toru HOSHI\*, Katsumi FUJII\*\* and Eiichi KURASHIMA\*\*

\* United Graduate School of Agriculture, Iwate University, 3-18-8 Ueda, Morioka,  
 Iwate 020-8550, Japan

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

#### Abstract

The main aim of farm-land consolidation projects is to preserve the environment, while keeping high agricultural productivity. In this research, soil moisture of a clustered field of wild iris (*Iris ensata* var. *spontanea*) in Hanamaki, Iwate, was measured to grasp its temporal change, and to consider their relationships with meteorological and hydrological conditions. In this area, the number of flower stalks has decreased remarkably since the farm land consolidation project. The results revealed that the soil at the test site is almost saturated, and the temporal change in shallow soil moisture is larger at the distant point from pond water and a cut-off wall than the near point. Although change of the volumetric water content by precipitation was not significant, its reduction by fall of pond water level was clear. Thus, it was suggested that a moderate change in soil moisture between drying and wetting is essential for the growth of wild iris and environmental preservation.

**Key words** : Farm land consolidation project, Measure against environmental preservation, Clustered field of wild iris, Soil moisture

### 1. はじめに

圃場整備事業は、これまで農業生産性の向上や農村地域における生活環境改善のために大きく貢献してきた。しかし、これら事業による整備の進展・進捗に伴い、多くの便益をもたらす一方で、周辺の自然環境に大きな変化をもたらすこととなり、環境保全対策の必要性が提案されている(長利・奥島, 2003)。

1935年に国から天然記念物に指定された岩手県花巻市の「花輪堤ノハナショウブ群生地」では、1993年度から1994年度にわたる周辺の圃場整備事業において、ノハナショウブの生育環境に配慮した保全工法の導入による環境保全対策が講じられた。ノハナショウブは山野の草原や湿原に群生する多年草で、発芽時に適度な湿潤状態を好むことから(牧野, 1986)、これら保全工法は、止

水壁や暗渠排水の設置により、土壌の乾燥化、過湿化を防ぐことを目的としていた。しかし、保全工法にもかかわらず、ノハナショウブ花茎数が保全工事後著しく減少していることが確認されている(工沢地区環境アドバイザーグループ, 2003)。

本報では、圃場整備における植物生態系に配慮した保全工法について参考に供することを目的とし、群生地内の土壌水分動態、およびそれらの気象・水文条件との関わりを把握し、ノハナショウブの生育に好適な土壌水分の条件を検討した。

### 2. 調査地の概況と調査方法

#### 2.1 調査地の概況

「花輪堤ノハナショウブ群生地」(以下、群生地と表記する)は、北上高地と奥羽山脈東縁の山地に挟まれた、

\* 岩手大学大学院連合農学研究科 〒020-8550 盛岡市上田 3-18-8

\*\* 岩手大学農学部 〒020-8550 盛岡市上田 3-18-8

キーワード: 圃場整備事業, 環境保全対策, ノハナショウブ群生地, 土壌水分

北上川河岸段丘面の金ヶ崎段丘上に開けた水田地帯にある。堤は水田の灌漑用に築立されたもので、図-1に示すように堤内の東部は滞水し西部は湿地となっている。

天然記念物指定当初は、現在の湛水域、湿地帯の他、堤内の土手にはススキが繁茂し、北東部にはアカマツ林が見られた。また、堤周辺は北西～西～南西側が草生地、南側が原野、南東～東～北東側が水田となっていた（飯泉ら、1984）。

1992年から1997年に行われた群生地周辺の圃場整備事業では、本堤に群生する湿性植物であるノハナショウブの生育環境に配慮した環境保全対策を講じた。保全対策は、地下水位の低下を抑制するため、①圃場整備後に地域の田面標高が整備前より低下しないこと、②群生地周辺の排水路の掘削深を出来るだけ浅くし、水位を高く保つようにすることである。また、保全工法として、群生地内の地下水位を維持するため、止水壁が群生地の南北に設けられた。さらに、過湿対策として、群生地内に暗渠排水管を埋設すると共に、過乾時に地下水を涵養するため、地下給水管が敷設された。

圃場整備事業以降の堤内の水位調整は、東側に設置された斜樋ゲートの操作による管理指針が定められ、多雨時のみ適宜排水される。しかし、地下に埋設された給排水管については、老朽化が著しく現在機能していない。

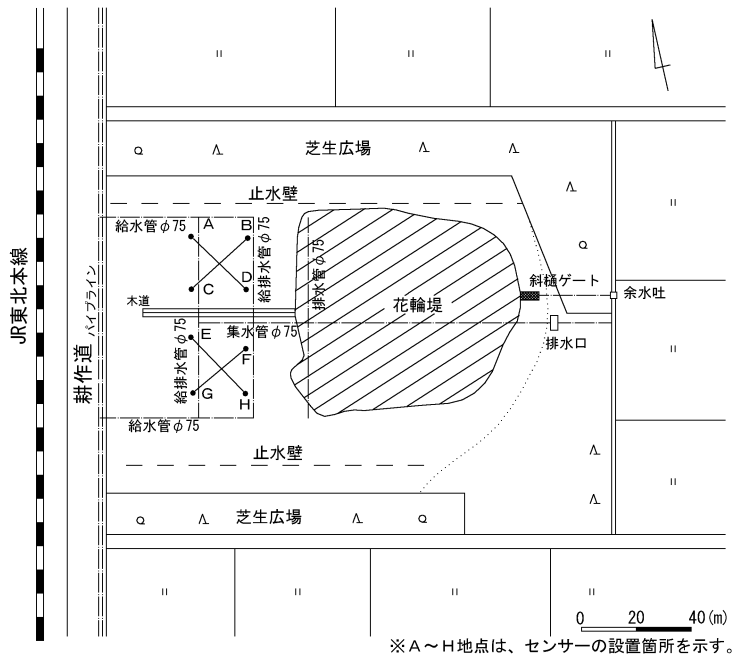
また、これらを地下水位調整施設として利用するには、改修するなど対策が必要である。

## 2.2 土壌水分の調査方法

群生地西側湿地帯に静電容量式土壌水分センサー（ECH<sub>2</sub>Oプローブ、Decagon社製）を図-1のA～H地点に示した8地点に、12.5cm「浅」、25cm「中」、50cm「深」の深さに埋設し、データロガーにより収録した。X字の中心にはデータロガーを設置し、B地点から水際までは約18m、北側止水壁まで約15m、H地点から水際までは約19m、南側止水壁まで約27mであり、BとD地点間、FとH地点間は約17mである。

本土壌水分センサーは幅3.17cm、長さ25.4cm、厚さ1.5mmの短冊状で、高周波電圧の入力に対し、センサー周囲媒体の誘電率（空気の誘電率を1とすると、土壌無機物中での値は4で、水中では80となる。）に応じた電圧を出力し、この誘電率の大小で体積含水率を測定するものである。

センサーの仕様書（Decagon, 2003）には媒体の温度変化により、出力値が最大で4.3mV/°Cほど変動するとされている。しかし、本調査地は湿地のため高含水率で比熱が高く、地中の温度変化の振幅は小さくほぼ一定で、センサー出力値の日変化が±5mV程度であることから、当日正午のデータを日代表値として用いた。



※A～H地点は、センサーの設置箇所を示す。

図-1 調査地およびセンサー設置箇所

Fig. 1 Test site and installation point of sensors.

センサーの仕様書によれば、体積含水率  $\theta$  ( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ) は、次の(1)式で示されているが、土壌試料ごとにキャリブレーションが必要であるという指摘もある (Boobie and Robert, 2003)。

$$\theta = 6.95 \times 10^{-4} \times V - 0.290 \quad (1)$$

本調査では、調査地の攪乱試料を角型サンプラー (7×7×20 cm) に充填してセンサーを挿入し、乾燥過程での体積含水率とセンサー出力値から  $\theta$ - $V$  関係式を求め、現地データの変換に用いた。例として 20 cm 以深土壌での変換式を図-2 に示す。また、同図には仕様書における実験式 [(1)式] をあわせて示した。両者の違いは明瞭であり、対象土壌での (1) 式を適応することは出来ないと判断し、試験地土壌の土質により区分される深さごとに体積含水率の変換式を求めた。

### 2.3 群生地土壌の調査方法

群生地の土壌物理性を把握するため、図-1 の E 地点近傍で土質調査と土壌試料採取を行った。試料採取は、攪乱試料は、直接ビニール袋にとり、不攪乱試料は円筒サンプラー (100  $\text{cm}^3$ ) により行った。土壌三相は土粒子の密度試験、飽和透水係数は変水位透水試験、水分保持能は保水性試験 (水頭法、遠心法) により求めた。攪乱試料は、円筒サンプラーに充填し直して行った。なお、各土層の評価は、土質工学会法または農学会法により区分し、触感法により分類した。

## 3. 結果と考察

### 3.1 湿地土壌の土壌物理性の特性

堤内の土壌は、段丘上部の粘質な洪積世堆積物と、そ

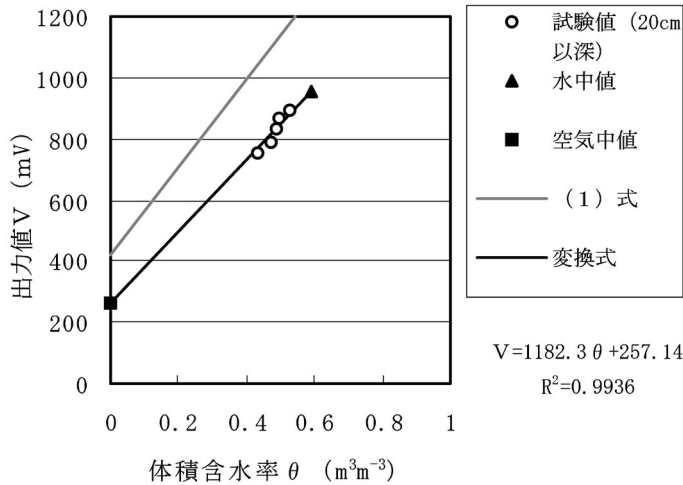


図-2 センサー出力値と体積含水率の直線回帰 (20 cm 以深)

Fig. 2 Linear regression between output of sensor and volumetric water content (depth of 20 cm or more).

表-1 現地土壌の物理的性質

Table 1 Physical properties of field soil

層位	深さ (cm)	土壌三相 ( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ )			体積含水率 ( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ )					飽和透水係数 ( $\text{cm s}^{-1}$ )	
		不攪乱土	固相	液相	気相	不攪乱土					攪乱土
					$1.0 \times 10^0$ -kPa	$4.0 \times 10^0$ -kPa	$1.6 \times 10^1$ -kPa	$1.0 \times 10^2$ -kPa	$3.2 \times 10^4$ -kPa	$1.0 \times 10^6$ -kPa	
A	5-10	0.361	0.601	0.039	0.596	0.583	0.528	0.514	0.221	0	$1.0 \times 10^{-8}$
B	10-20	0.413	0.546	0.041	0.543	0.536	0.508	0.501	0.204	0	$3.0 \times 10^{-7}$
II A	20-	0.415	0.532	0.053	0.524	0.515	0.492	0.485	0.205	0	$1.8 \times 10^{-7}$

の不透水層の上に集積した、火山灰を母材とする有機物に富む土層からなる土壌である。表層には火山灰が含まれている。土壌物理性の分析結果を表-1に示す。地表から5~10 cmの表層(A層)は、腐植にすこぶる富む有機質火山灰土で、固相率(36.1%)と液相率(60.1%)はやや大きい。10~20 cm層は、腐植に富む火山灰質粘性土で、20 cm以深は火山灰質粘性土となり、固相率が42%、液相率53%と大きい傾向である。固相と液相の割合が多いことから、透水係数はいずれの層も小さい特徴がある。また、土壌断面調査では、1~2層が根域と判断され、ノハナショウブの根系は20 cmまで、地下水位もこれと同じ深さに確認された。

### 3.2 土壌水分の年変動

一年を通じて測定を続行できたセンサーは、A中・A深、B浅・B中・B深、C中、D中、及びE浅・E中、F深、G中、H浅の計12本であり、これらから体積含水率の変動を考察する。

唯一3深度すべてでデータがとれたB地点について「浅」、「中」、「深」の体積含水率の大小関係を見ると(図-3)、「浅」が深度ごとの3データの中で大きい値を示した。また、この傾向は計測中断となった他の地点データすべてに見られた。各地点標高は、A: 95.354 m, B: 95.394 m, C: 95.217 m, D: 95.216 m, E: 95.338 m, F: 95.129 m, G: 95.377 m, H: 95.164 mである。これによると、地表面はBからDへ、E, GからFへ1%程度の勾配であり、表面水の流出が起きるほどの大きさではない。したがって、地表面付近は降水による溜水の影響を

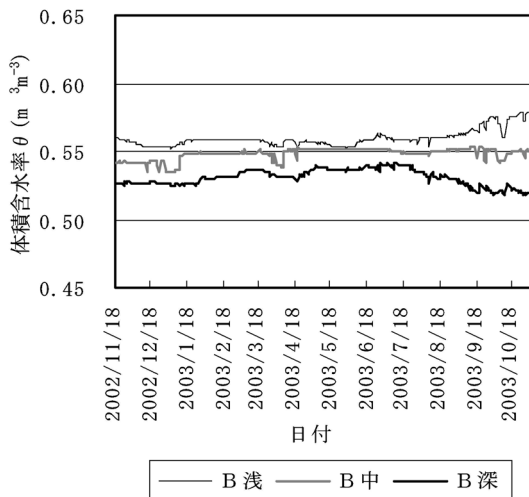


図-3 一年を通じた体積含水率の変化 (B地点)

Fig. 3 Change of volumetric water content through one year (B point).

受け易く、飽和に近い状態にあり、体積含水率が高く推移していると考えられる。

年変動について、年間を通じた体積含水率の最高値と最小値の差をもって評価すると、深度25 cm「中」以浅では、A~C地点の深度「中」を例として図-4に示すように、C中で最も大きく9.6%、B中で最も小さく2%の変動幅が見られた。また、その他についても例示しないが、E浅で7.7%、H中では2%の変動幅が確認された。池水面及び止水壁から遠いC, E地点では比較的変動幅が大きく、それらに近いB, H地点で小さい傾向が示されることから、これらは池水面と止水壁の距離が土壌の体積含水率変化に影響をもたらしていることを示唆している。なお、深度25 cm「中」以浅はノハナショウブ根圏の支配深さに相当し、生育に影響を与える深さである。一方、深度50 cmの「深」では、A~C地点の深度「深」を例として図-5に示すように、体積含水率の変動幅が2%程度と小さく、地下水の影響により飽和に近い状態にあると考えられる。

### 3.3 降雨および池水位と土壌水分

降雨などの気象条件が、体積含水率の変動に与える影響について、倉島ら(2005)による降水量と池水位(水位観測点における実測水深)の計測データをもとに、その関連性について検討する。降水量と池水位の年変動において、図-6に示すように積雪期に両者に明瞭な相関はみられず、4月以降、特に6月に顕著な相関が観察された。そこで、検討する対象時期として、降水量の多い梅

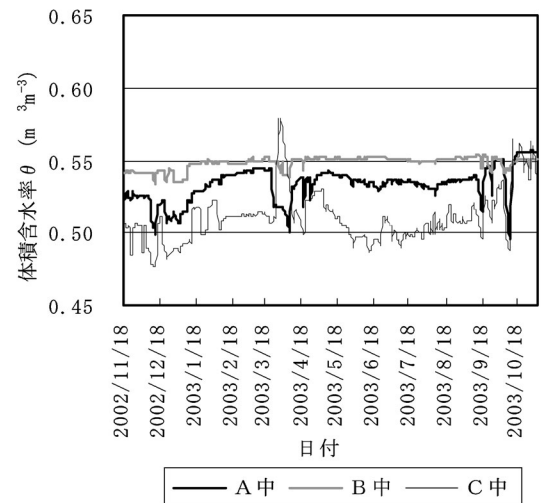


図-4 一年を通じた体積含水率の変化 (A~C地点深度「中」)

Fig. 4 Change of volumetric water content through one year (middle of A-C point).



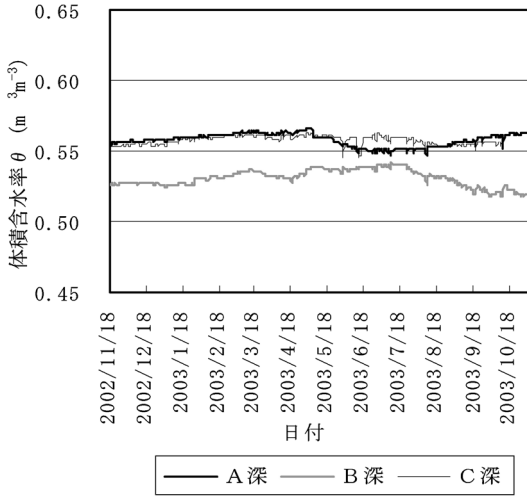


図-5 一年を通じた体積含水率の変化 (A~C 地点深度「深」)

Fig. 5 Change of volumetric water content through one year (deep of A-C point).

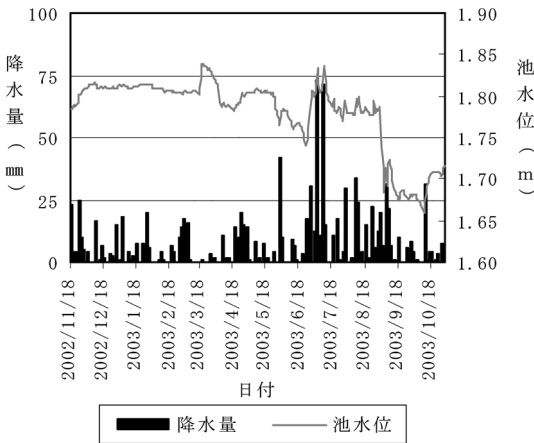


図-6 一年を通じた降水量と池水位の関係

Fig. 6 Relation between precipitation and pond water level through one year.

雨期 (6月15日~7月14日) と人為的に池水位を10cm程度下げた9月1日の前後40日間の2つの期間を選定した。

梅雨期における体積含水率と池水位、降水量の関係をA~D地点深度「中」を例として図-7に示す。6月28日の降水量31mmに対し、翌日に池水位が17mm上昇している。このような現象は、7月4日、10日の降雨時に

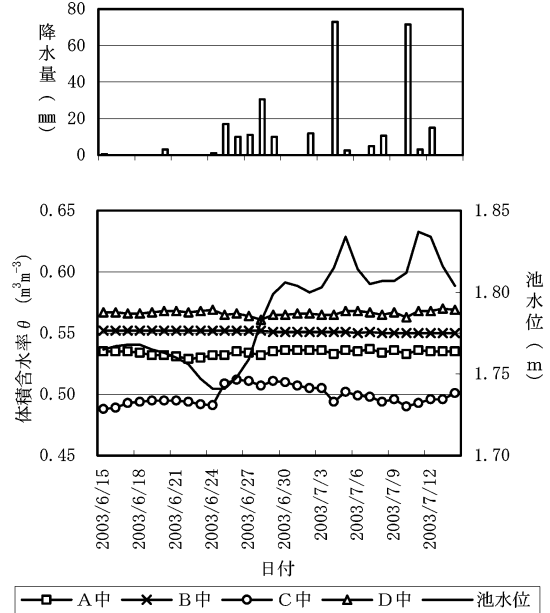


図-7 梅雨期における体積含水率と池水位、降水量の関係 (A~D 地点深度「中」)

Fig. 7 Relation between volumetric water content and pond water level, precipitation during rainy season (middle of A-D point).

も見られ、4日の降水量73mm、10日の降水量72mmに対し、それぞれ翌日に池水位が19mm、25mm上昇している。これらにより、日降水量が30mmを超えるような場合、1回の降水により池水位が1日ほどの時間の遅れを伴いながら、降水量の1/2~1/3ほど上昇することがわかる。一方、この時期の体積含水率の変化は、無視できるほど小さなものであり、降雨に対してほとんど反応していない。期間の総降雨量275.5mmに対して、池水位が10cm近く上昇していることと比較すれば、現地の土壌はほぼ水で飽和しており、強い降雨に対して体積含水率の変化は鈍いことがわかる。

人為的に池水位を低下させた9月における体積含水率と池水位、降水量の関係をA~D地点深度「中」を例として図-8に示す。このうち、体積含水率と池水位の関係をみると、9月1日の池水位低下後、降雨により水位は一旦やや上昇したが、10日ほど遅れて9月11日以降C中が低下し始め、以後10日間ほど減少し続ける。この期間の体積含水率の減少量は2%程度である。C中低下後、数日遅れる形でD中も低下し始め、減少期間は5日間、減少量は同様に2%程度である。さらに、A中、B中でも減少量は1%程度ではあるが、D中と同じ挙動を示

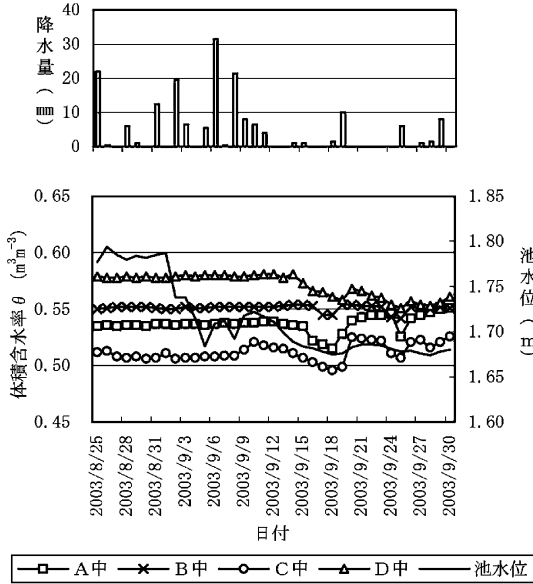


図-8 9月における体積含水率と池水位、降水量の関係 (A~D地点深度「中」)

Fig. 8 Relation between volumetric water content and pond water level, precipitation in September (middle of A-D point).

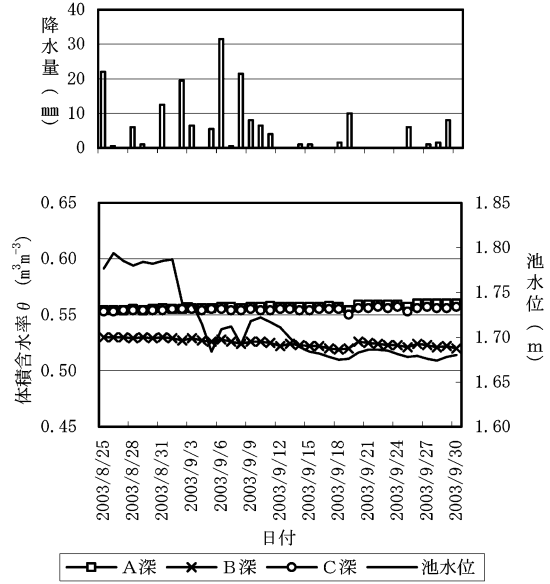


図-9 9月における体積含水率と池水位、降水量の関係 (A~C地点深度「深」)

Fig. 9 Relation between volumetric water content and pond water level, precipitation in September (deep of A-C point).

す。池水位低下後の水位標高は、各地点深度「中」の標高に相当する。したがって、これらの現象は地下水位の低下によるものと考えられ、一定以上 (10 cm 以上) の減少により深度「中」の体積含水率は顕著に変化することが示された。池水位低下後から 10~15 日間後に現れる反応の遅れは、現地土壌の飽和透水係数が  $10^{-7}$  cm/sec オーダーと非常に低いことに起因すると推測される。よって、9月19、25日に見られる体積含水率が増加する現象は、9月6、8日の20 mmを超す日降水量の影響と考えられる。また、池水面からの距離の異なる地点間において、池水面より遠いC中の低下がD中より早いことから、局所的な土壤水分の移動経路、いわゆる水みちの存在が示唆される。

一方、各地点「深」においては、A~C地点深度「深」を例として図-9に示されるように連動した動きはほとんど見られない。池水位が10 cm未満で変動している自然状態では、比較の変動に敏感な一部の地点を除いて、体積含水率に降雨、池水位に伴う大きな変動はない。

3.4 ノハナショウブの生育 (花茎数) と土壤水分

各地点の体積含水率とノハナショウブ花茎数との関係を考察する。図-10に示したノハナショウブ花茎数分布 (工沢地区環境アドバイザーグループ, 2003) と土壤水

分の測定箇所を照合すると、池水面及び止水壁から遠いC、E地点は花茎数が多く、一方、池付近のB、D、F、H地点は花茎数が少ないことがわかる。更に同図に示された1983年と2003年の花茎数を比較すると、水際付近での大幅な減少が認められる。全体の減少が確認され始めたのは保全工事後であり、工事後から現在にわたり、ノハナショウブの植生域は池面積の広がりに伴い水際が28 m程度群生地に迫ってきた。池面積の広がり、表面溜水と過湿な土壌水分域の広がりを意味し、これらは、ノハナショウブの生育には好適ではないことを示唆している。また、減少が認められない植生域中央部は、センサー設置地点C、E地点にあたり、年間を通したノハナショウブ根圏深さの土壌水分変動幅が比較的大きい地点である。

ノハナショウブ生育環境に関する要因として、土壌水分の変動を捉えた場合、土壌水分の変動がノハナショウブの生育に影響する時期について議論する余地はあるが、ノハナショウブの生育には年間を通した根圏における土壌水分 (体積含水率) の変動幅7~9%という乾湿の変化が望ましいと推測される。

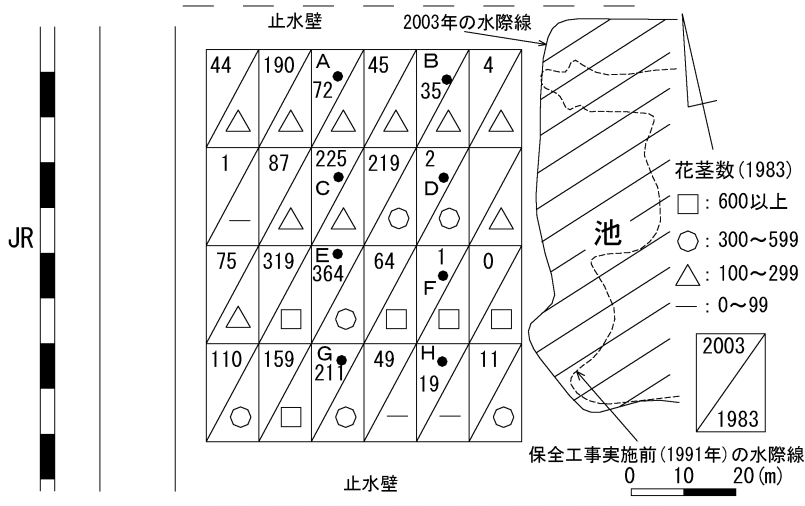


図-10 ノハナショウブ花茎数の比較

Fig. 10 Comparison of number of flower stalks of wild iris.

#### 4. おわりに

今日の農業農村整備事業における環境保全対策は、農業の生産性を高く維持しつつ環境保全を共存させることを目的とする。ただし環境、とりわけ植物生態系の場合は、関与する自然要因が多く、そのすべてを言及するには限界がある。

本研究では、計測に使用したセンサー（ECH<sub>2</sub>Oプローブ）の現地土壌に適応した体積含水率への変換式を求めるとともに、体積含水率の時系列変化において、ノハナショウブ群生地内の土壌水分動態の一端を確認した。また、降雨や池水位など土壌水分への強制的なインパクトが激しい事例において、その影響を検討した。これらにより、ノハナショウブ根圏に相当する深度の土壌水分変動は、池水面及び止水壁から遠い地点では、変動幅が大きく、近い地点では小さいことが見いだされた。また、降雨による土壌水分の変化は鈍いが、池水位の一定以上（10 cm 以上）の低下は、10～15 日間の時間の遅れの後、顕著な土壌水分変化となって現れた。また、各土壌水分測定箇所とノハナショウブ花茎数分布を照合することにより、ノハナショウブの生育が良好な箇所ほど期間の土壌水分変動幅が比較的大きいことが示された。このことより、ノハナショウブの生育には土壌水分の停滞状態は好ましくなく、若干とはいえ乾湿変化が望ましいと推測された。

環境保全対策は、その実施例の報告も少ないことから、今後、追跡調査なども含めて多くの事例を蓄積する

必要がある。そして、それらが環境保全計画のツールとなることにより、環境との調和に配慮した圃場整備事業につながると考えられる。

#### 謝 辞

本研究の実施に際しては、岩手大学人文社会科学部環境科学課程竹原明秀助教授から開花数データの取りまとめと分析にご教示をいただいた。また、同大学農学部農林環境科学科地域環境デザイン学講座地域環境システム学研究室専攻生の皆様には、現地調査、データ整理にご協力いただいた。記して謝意を表します。

#### 引用文献

- Boobie, M. and Robert, J.L. (2003) : Laboratory evaluation of a commercial dielectric soil water sensor. *Vadose Zone Journal*, 2 : 650-654.
- Decagon Devices, Inc (2003) : <http://www.ech2o.com/probes.html>.
- 飯泉 茂・川合 宏・原慶太郎・竹原明秀・加藤紀夫 (1984) : 花輪堤ノハナショウブ群落に関する調査報告. 花巻市文化財調査報告書 (第十集), 花巻市教育委員会, pp. 6-7.
- 倉島栄一・星 透・藤井克己・加藤 徹・向井田善朗 (2005) : ノハナショウブ群生地の水収支. *水文・水資源学会誌*, 18 (6) : 655-662.
- 工沢地区環境アドバイザーグループ (2003) : 生態系保全型水田整備推進事業 工沢地区 平成 15 年度

- 中間報告書. 岩手県農林水産部, pp. 7-17.
- 牧野富太郎 (1986): 原色牧野植物大図鑑. p. 763, 北隆館, 東京.
- 長利 洋・奥島修二 (2003): 生態系に配慮した圃場整備技術研究の現状と展開方向. 農業土木学会誌, 71 (11): 981-984.

## 要 旨

近年の圃場整備事業の主要な目的は、農業生産性を高く維持しつつ環境を保全することとなっている。本研究では、岩手県花巻市「ノハナショウブ群生地」における土壌の水分動態を把握し、それらの気象・水文条件との関わりを検討するため、現地計測をおこなった。調査地では、圃場整備事業以降、ノハナショウブ花茎数が著しく減少している。現地の土壌は、常に飽和に近い状態で保たれており、浅い土壌における体積含水率の年変動は池水面及び止水壁から遠い地点では変動幅が大きく、近い地点では小さいことが見いだされた。また、降雨による体積含水率の変化は鈍いが、池水位低下による減少は明らかであった。これらにより、ノハナショウブ生育と環境保全には、土壌水分の適度な乾湿の必要性が示唆された。

受稿年月日: 2005年 8月 19日

受理年月日: 2006年 3月 15日

## 大学院の土壌物理学講義における土壌中の溶質移動計算への 汎用数学ソフトウェア (MathCad) の利用

登 尾 浩 助\*

Using MathCad to Simulate Solute Transport in Soil for  
 a Graduate Soil Physics Class

Kosuke NOBORIO\*

### I. はじめに

土壌中における水分、溶質、および熱の移動を知ること、農業ばかりでなく環境の面からも極めて重要である。土壌中におけるこれら物質や熱の移動は、通常、移流-分散方程式と呼ばれる偏微分方程式 (PDE) で表される。簡単な初期条件と境界条件を持つ線形 PDE は解析的に解を得ることができる。しかし、初期条件や境界条件が複雑な場合や係数が非常に非線形の場合には、解析解を得ることが極めて困難なので数値解法を用いる必要がある。従来はこれらの解析解や数値解を得るために、FORTRAN, BASIC, C などのプログラミング言語を使ってプログラムを開発するのが一般的であった。このようなプログラミング言語の習得には一定期間が必要である。

ところが、最近の農学系学科においてはプログラミング言語が講義されることがほとんど無く、電子メール、ワードプロセッサ、表計算などの市販ソフトウェアの操作法に重点を置いた講義が多く行われている。一方、学生が卒業論文や修士論文を作成するための研究では、解析解や数値解を使った解析を行わなければならない場面に出会うことが多数ある。近年発達の著しい Mathematica や MathCad といった汎用数学ソフトウェアは、比較的容易に学習できるので、従来のプログラミング言語を習得していない学生にとって利用しやすいと考えられる。

本論文では、汎用数学ソフトウェア (MathCad) を使った土壌中の溶質移動計算の例と MathCad を利用した講義に対する受講者による評価を報告する。この講義は、岩手大学大学院農学研究科の修士課程で平成 10 から 15 年度まで行った。講義では、土壌中の水分、溶質、または熱移動を差分法によって解く事を目的として、偏微分方程式から差分式への誘導と MathCad を使ったプ

ログラミングを解説した。本論文の計算例では、定常な水分フラックスが存在する条件下における 1 次元溶質輸送に対する解析解と MathCad による数値解を比較した。

### II. 溶質移動の理論

溶質は水理学的分散と移流によって土壌中を移動する。均質土壌中における溶質の 1 次元分布は移流-分散方程式により次式で表される (van Genuchten and Parker, 1984)。

$$R \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial C}{\partial x} \right) - v \frac{\partial C}{\partial x} \quad (1)$$

ここに、 $R$  は遅延係数、 $C$  は溶質濃度 ( $M/L^3$ )、 $D$  は水理学的分散係数 ( $L^2/T$ )、 $v$  は平均間隙流速 ( $L/T$ )、 $t$  は時間 ( $T$ )、 $x$  は距離 ( $L$ ) である。

#### (1) 解析解による解法

式 (3) を 1 次元溶質輸送問題として次のような初期・境界条件下で解く。

$$\text{初期条件: } C = C_i \text{ for } t = 0, 0 \leq x \leq \infty \quad (2)$$

$$\text{境界条件: } \frac{\partial C}{\partial x} = 0 \text{ for } t > 0, x = \infty \quad (3)$$

$$C = C_0 \text{ for } t > 0, x = 0 \quad (4)$$

ここに、 $C_i$  は初期濃度、 $C_0$  は置換溶液濃度を示す。なお、表面境界条件には、通常、フラックス条件が用いられる。しかし、半無限大の解析解を用いて流出液濃度を近似するフラックス濃度は、(4) 式の濃度条件の解と等しいことを考慮して、ここでは (4) 式により境界条件を与えた (van Genuchten and Parker, 1984)。式 (1) の解析解は、

$$C_0(t, x) = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[ \frac{Rx - vt}{2\sqrt{DRt}} \right] + \frac{1}{2} \exp \left( \frac{vx}{D} \right) \operatorname{erfc} \left[ \frac{Rx + vt}{2\sqrt{DRt}} \right] \quad (5)$$

と表さる (van Genuchten and Parker, 1984)。ここに、 $C_e$  は相対濃度で、 $C_e = \frac{C - C_i}{C_o - C_i}$  と表される。また、 $erfc$  は余誤差関数である。

(2) 数値解による解法

式(1)を前進差分の形に書き換えると、

$$C_{i,t+\Delta t} = C_{i,t} + \frac{\Delta t}{R} \frac{f_1 - f_2}{\Delta x} + \frac{\Delta t}{R} v \frac{f_1 + f_2}{2D} \quad (6)$$

$$f_1 = D \frac{C_{i-1} - C_i}{\Delta x} \quad (7)$$

$$f_2 = D \frac{C_i - C_{i+1}}{\Delta x} \quad (8)$$

となる。ここに、 $C_{i,t+\Delta t}$  と  $C_{i,t}$  はそれぞれ時刻  $t + \Delta t$  と  $t$  での節点  $i$  における溶液濃度 ( $M/L^3$ ) で、 $\Delta t$  と  $\Delta x$  は、それぞれ計算時間増分 (T) と節点間隔 (L) である。また、 $C_{i-1}$ ,  $C_i$ ,  $C_{i+1}$  は、それぞれ節点  $i-1$ ,  $i$ ,  $i+1$  における溶液濃度 ( $M/L^3$ ) である。そして、 $f_1$  と  $f_2$  は、それぞれ節点  $i-1$ ,  $i$  間の溶質フラックス ( $M/L^2/T$ ) と節点  $i$ ,  $i+1$  間の溶質フラックス ( $M/L^2/T$ ) である。式(6),

Pore water velocity

$$v := 0.15 \quad (\text{cm/h})$$

Soil column length.

$$x := 50 \quad (\text{cm})$$

Initial concentration.

$$C_i := 0.10 \quad (\text{g/cm}^3)$$

Applied concentration.

$$C_o := 0.50 \quad (\text{g/cm}^3)$$

Define the hydrodynamic dispersion coefficient.

$$D := 0.2 \quad (\text{cm}^2/\text{h})$$

Define the retardation factor.

$$R_w := 1.0$$

Define an analytical solution for solute transport in an semi-inifinite soil column.

$$Ca(t, x) := (C_o - C_i) \cdot \left[ \left( \frac{1}{2} \right) \cdot \text{erfc} \left( \frac{R \cdot x - v \cdot t}{2 \cdot \sqrt{D \cdot R \cdot t}} \right) + \frac{1}{2} \cdot \exp \left( \frac{v \cdot x}{D} \right) \cdot \text{erfc} \left( \frac{R \cdot x + v \cdot t}{2 \cdot \sqrt{D \cdot R \cdot t}} \right) \right] + C_i$$

$$tt := 0, 5.. 900$$

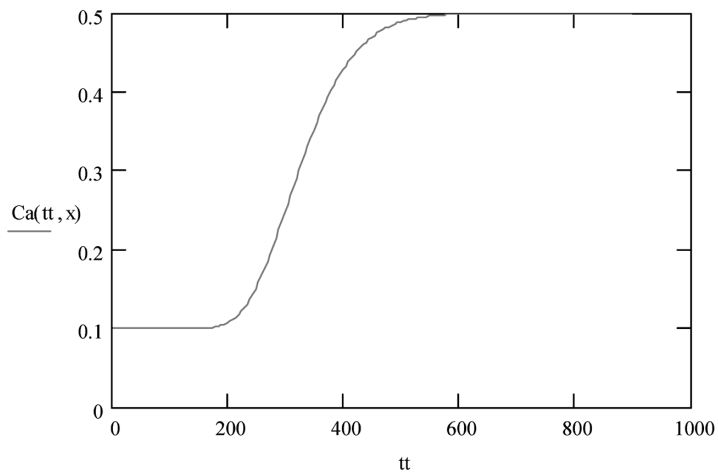


図-1 土壌中の溶質移動に対する解析解を使った MathCad プログラムの例と計算結果のグラフ

Fig. 1 An example of a MathCad program to simulate solute transport in soil using an analytical solution and its result.

(7), (8)を解析解と同様の境界条件 (式(2), (3), (4)) で解いた。

### III. MathCad によるプログラミング

#### (1) 解析解

MathCad (Mathsoft, 2004) では、ほぼ数式の記述通りに画面上に数式を書くことで計算することができる(図-1)。「:=」は、右辺の値または計算結果を左辺の変数に代入することを意味する。一方、「=」は、左辺の変数の内容を画面上に表示する命令である。計算はワークシートの左から右、上から下に向かって進められる。変数や関数は、使う前に定義しないとエラーが発生する。

式(5)で表される解析解は、図-1に示されるようにほぼ数式通りに記述して、関数 Ca を定義した。関数 Ca では、引数として変数  $t, x$  の値の受け渡しを行った。図-1の例では、「tt := 0, 5.. 900」という命令を使って、5 h 毎

に 0~900 h 計算した結果をグラフに表した。MathCad では、計算結果を図-1 ように同一のワークシート上にグラフで表すことができる。

#### (2) 数値解

MathCad では、数値計算ルーチンを変数の中身として取り扱う(図-2)。しかし、数値計算で使われる変数や関数は、数値計算ルーチンの外側で定義することができる。ルーチン中の「←」は、右辺の変数の値或いは計算式の結果の値を左辺の変数に代入する命令である。また、「for」は、それに続く変数を繰り返す命令である。このルーチンでは、変数  $C$  に初期濃度  $C_i$  を代入して、続いて時間ステップ毎に土壌深さ毎の溶液濃度  $C_0$  を更新した。更新は式(6)に従った。計算経過時間の内、変数「keep」が持っている数値の回数に 1 回の割合で、土壌深さ毎の溶液濃度の時間変化の計算値を変数  $C_{i,j}$  に格納した。この処理は、PC の内部記憶容量を節約するために行った。

Define some basic constants:

$$\begin{aligned}
 &NL := 35 \quad \Delta x := 2.0 \text{ (cm)} \\
 &tmax := 900 \text{ (h)} \quad \Delta t := 0.1 \text{ (h)} \quad keep := 25 \\
 &Tsteps := \frac{tmax}{\Delta t} \quad Tsteps = 9 \times 10^3 \quad \frac{Tsteps}{keep} = 360 \quad t := 1.. Tsteps
 \end{aligned}$$

Define the flux density of solute.

$$flux(C, i) := D \cdot \frac{C_i - C_{i+1}}{\Delta x}$$

Peclet number

$$\frac{v \cdot \Delta x}{D} = 1.5$$

$\Delta t$  should be smaller than this:

$$\frac{R \cdot \Delta x^2}{2 \cdot D} = 10$$

```

CC :=
| f2 ← 0
| for i ∈ 1.. NL + 1
|   | Ci,0 ← Ci
|   | C0,i ← Ci
| for t ∈ 1.. Tsteps
|   for i ∈ 1.. NL
|     | f1 ← f2
|     | f2 ← if(i = NL, f1, flux(C0, i))
|     | C0,i ← if [ i = 1, C0, C0,i +  $\frac{(f1 - f2) \cdot \Delta t}{\Delta x \cdot R}$  +  $v \cdot \frac{f1 + f2}{2 \cdot D \cdot R} \cdot \Delta t$  ]
|     | Ci,  $\frac{t}{keep}$  ← C0,i if mod(t, keep) = 0
|
| C
    
```

図-2 土壌中の溶質移動に対する差分法を使った MathCad プログラムの例

Fig. 2 An example of a MathCad program to simulate solute transport in soil using the finite difference method.

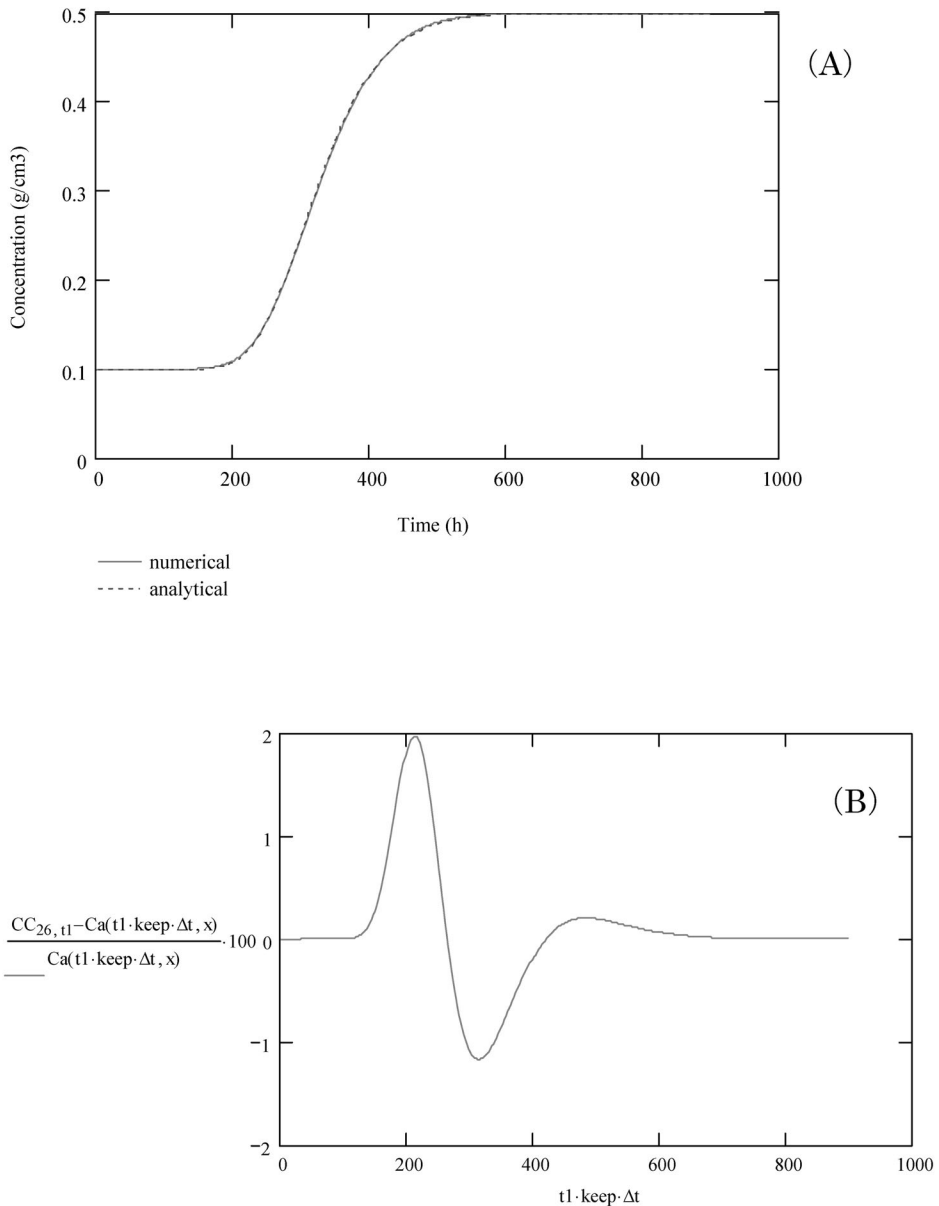


図-3 (A) 解析解と数値解により計算した破過曲線と (B) 数値解に起因する解析解に対する計算誤差  
**Fig. 3** (A) Breakthrough curves (B.T.C.) calculated with analytical and numerical solutions, and (B) calculation errors with the numerical solution relative to the analytical solution.

数値計算の解が収束するためには、時間ステップ  $\Delta t < R\Delta t^2/(2D)$  である必要がある。一方、 $P$  ( $P=v\Delta x/D$ ) はペクレ数を表す。即ち、移流/分散の割合を表し、 $P$  が大きければ移流による溶質の移動が分散による移動よりも卓越していることを意味する。

#### IV. 計算結果

図-1には解析解により計算した遅延係数  $R=1.0$  に対する破過曲線が示されている。ワークシートの上方に書かれている間隙流速  $v$  や分散係数  $D$  などの値を適宜変更すると、それに対応した破過曲線が得られた (図-1)。



ここでは、 $v=0.15\text{ cm/h}$ ,  $x=50\text{ cm}$ ,  $D=0.2\text{ cm}^2/\text{h}$ ,  $R=1.0$  の条件で計算した。

図-3 (A) には解析解と差分法によって計算した数値解による破過曲線が示されている。両者には非常に良い一致が見られた。そこで、解析解による計算値と数値解による計算値の差を使って、数値解法による誤差がどの程度であるかの評価を行った (図-3 (B))。ここで例として示したペクレ数  $P=1.5$  の場合、数値解は解析解と比較して最大で+2%~-1.2%程度の誤差が生じた。

ペクレ数を変化させて数値計算を行うと、 $P>5$  で計算結果が振動した。図-4 に示されるように、 $P>0.38$  ではペクレ数が増加するに従って平方2乗誤差和 (RMSE) が増加した。一方、 $P<0.38$  ではペクレ数が減少するに従って RMSE が増加した。

### V. 受講者の評価

平成 10~13 年度に岩手大学大学院農学研究科で行った MathCad を使った講義に対して受講者からアンケートを取った。講義で MathCad を使ったことについて適切であったかどうかを 10 段階で評価してもらった。10 段階を「適切」(8~10), 「どちらとも言えない」(4~7), 「不適切」(1~3) の 3 つに分けた。図-5 には 4 年間のアンケート結果を示す。平成 13 年度は、全員が「適切」と回答したが、その他の 3 年間は「適切」と「どちらとも言えない」がほぼ半々であった。平成 12 年度には「不適切」という回答があった。

プログラミングの経験が全く無い受講者がほとんどであったので、講義に先立ってコンピュータプログラムの概念に関して数時間分の補講をするべきであったと思わ

れる。しかし、土壌物理学的な事柄に余り興味や関心を持たない状態で受講した受講者の一部には、講義全般に対して低い評価を与える傾向も見られた。

講義を始めた平成 10 年度から平成 13 年度まではある程度受講者数を確保できたが、平成 14, 15 年度と受講者数が激減してアンケートが取れない状況になった。このことは、改組に伴い他学科からの受講者が居なくなったことにも起因する。また、学科の名前から「工学」が消えたために、プログラミングやコンピュータに興味を持つ学生の入学が減少している可能性があるかもしれない。

一方、同時期に開講した学部学生を対象とした土壌物理学においては、土壌中の物質・熱移動に関してシミュレーションモデルを使ったことへの受講者の評価は大変良好であった。ここでは、登尾 (2001) が紹介した汎用有限要素法プログラムを使用した。コンピュータを使った数値実験とレポート作成の組み合わせは、受講者の 90% 以上が現象を理解する上で役に立ったとアンケートに回答した (データ非表示)。ここでの受講者はモデルのパラメータを変更する程度で、大学院講義のように受講者がプログラムを書いてシミュレーションモデルの構築はしなかった。

### VI. まとめ

通常のプログラム言語に比較して、MathCad を使うと比較的に簡単に解析解と数値解の両方を得ることが可能であることが分かった。大学院の講義で実際に MathCad を利用した事に対する 4 年間分の受講者のアンケー

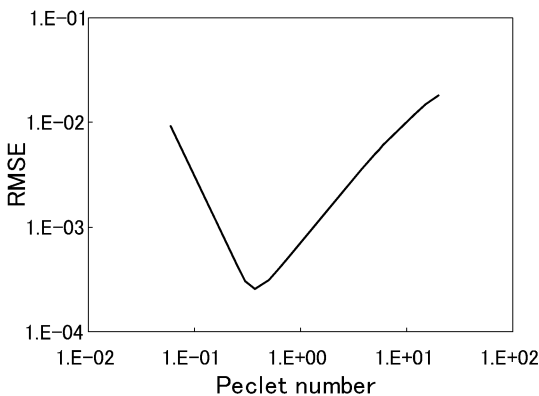


図-4 ペクレ数の変化に対する平方2乗誤差和 (RMSE) の変化

Fig. 4 Changes in root mean squared error (RMSE) with changes in Peclet numbers.

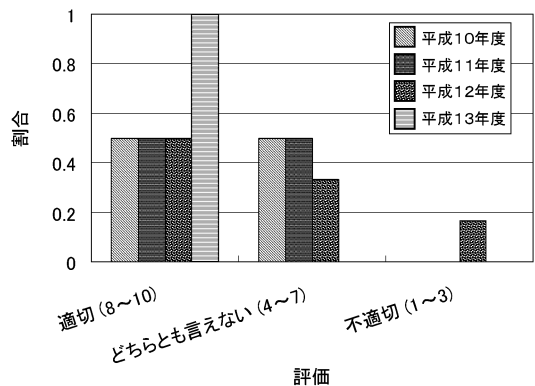


図-5 岩手大学大学院における土壌物理学特論の講義で MathCad を使用したことに対する受講者の反応

Fig. 5 Students' responses on using MathCad in the soil physics course for graduate students at Iwate University.

トでは、受講者の反応は「適切」と「どちらとも言えない」が半々であった。このことから、講義で MathCad を使用するためにはさらに何らかの工夫が必要であることが示唆された。一方、学部学生用のシミュレーションを使った数値実験はゲームのような感覚があるため、受講者には好評であった。即ち、シミュレーションのユーザーとしての興味は非常に高いが、シミュレーションそのものを構築する地味な工程には余り興味を持っていないかと思われる。大学院における今後の土壌物理学教育をどのように行うか、またどのような題材を取り扱うかについて広く議論する必要がある。

## VII. 謝 辞

MathCad を使った数値解法に関しては、アメリカ合衆国・アイオワ州立大学の R. Ewing 博士と R. Horton

教授が開発した MathCad 用のプログラムを改変して使った。深謝致します。

## 引 用 文 献

- Mathsoft (2004) : Mathcad 12 ユーザーズガイド. マスソフト・エンジニアリング・アンド・エデュケーション・インク.
- 登尾浩助 (2001) : 土壌中の水分・溶質移動解析への汎用 PDE ソルバーの適用. 土壌の物理性, **88** : 19-25.
- van Genuchten, M. Th. and Parker, J.C. (1984) : Boundary conditions for displacement experiments through short laboratory soil columns. Soil Sci. Soc. Am. J., **48** : 703-708.

受稿年月日 : 2005 年 12 月 28 日

受理年月日 : 2006 年 2 月 1 日

## 「土壌の物理性」編集実務の記録

吉迫 宏\*・岩田幸良\*\*

### Record of the Recent Editing Works for Publishing the “Journal of the Japanese Society of Soil Physics”

Hiroshi YOSHISAKO\* and Yukiyoshi IWATA\*\*

\* National Institute for Rural Engineering, National Agriculture and Food Research Organization  
 Kan-nondai 2-1-6, Tsukuba, Ibaraki, 305-8609 Japan

\*\* National Agricultural Research Center for Hokkaido Region, National Agriculture and  
 Food Research Organization, Shinsei, Memuro, Hokkaido, 082-0071 Japan

#### はじめに

土壌物理学会では、会員の要望や社会の要請に応える学会誌となるよう、「土壌の物理性」の編集を行っています。この「会員の要望や社会の要請に応える学会誌」を実現するという事は、学会のあり方にも関わる大きな課題であると同時に、編集に関わる実務を日々確実にこなし、「土壌の物理性」を毎月発行するという、編集実務に関わる具体的かつ地道な作業でもあります。

本報では、編集委員会と編集幹事が担っている編集実務を中心に、2003年度以降の取り組みを報告します。

#### 「土壌の物理性」編集発行作業の流れ

「土壌の物理性」は第76号（1997年発行）以降、1年間に3号を発行しています。年間2号発行時代からの「掲載原稿が一定数集まった時点で発行する」という慣習が長く引き継がれていましたが、学術雑誌としての体裁をより整えるという編集方針の下、2003年度を移行期間として、2004年度から7月、11月、及び3月に定期発行する体制としています。

各年度の「土壌の物理性」の基本的な編集方針は、前年度末ないし年度初めに開催する編集委員会で決定されます。現在、7月・11月発行号は自主投稿原稿を主体に編集、3月発行号は自主投稿原稿と共にシンポジウム特集号としてその年度に開催された土壌物理学会シンポジウムの関連記事を掲載しています。

「土壌の物理性」の編集発行に関わる実務は、編集委員会における「各年度の編集方針の決定→各号の編集方針

の決定→掲載原稿の決定」という意思決定に基づき、「掲載原稿の集稿→印刷原稿の作成→印刷所への出稿→校正（著者校正を含む）→印刷製本→会員への発送」という編集発行に関わる作業と、編集関係規定類に従って随時行われる「投稿原稿の受付→閲読→原稿の受理（返却）」の諸作業があります。以下、「土壌の物理性」が会員の手元に届くまでを作業の流れに沿って説明します。

#### 投稿原稿の受付から閲読まで

編集委員長宛に届いた投稿原稿は編集関係規定類（「投稿規定」「投稿案内」「原稿執筆要領」など）に従い、原稿の受付（原稿の体裁や必要書類等の確認）を行った後に、閲読を行っています。受け付けた原稿はなるべく迅速に閲読を行い、その結果を早く著者に返すように以前から努めていましたが、2003年度までに行った編集関係規定類の改正に合わせ、より迅速に事務処理を行うために、作業手順も見直しました。

著者の手元に閲読の結果が届くまでの編集委員会の作業としては、原稿の受付、閲読者の選定と閲読依頼、閲読者への書類一式の発送、返送されてきた閲読結果の整理と編集委員会としての判断、著者宛の通知書類の作成と発送などがあります。2003年度からは、届いた原稿に対しては直ちに閲読者を選定して閲読を依頼すると共に、事務処理も作業手順等を体系化・標準化し、同封する書類の書式なども規定類に従って整備しました。また、閲読期間も原則として書類発送日の25日後とし、「閲読の手引き」も同封して期限の厳守を閲読者に徹底するようにしました。

\* (独)農業・食品産業技術総合研究機構農村工学研究所 〒305-8609 茨城県つくば市観音台 2-1-6

\*\* (独)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 北海道河西郡芽室町新生

キーワード: 学会誌, 編集

2003年度は不慣れな部分等もあり、著者への返送まで時間を要した原稿もありました。しかし、2004年度はこのシステムも軌道に乗り、投稿区分「論文」の全原稿について、原稿が到着してから2ヶ月半以内に閲読結果を著者へ発送しました（この集計結果は再閲読時と再々閲読時を含み、3人目の閲読者を立てた場合は除外した）。

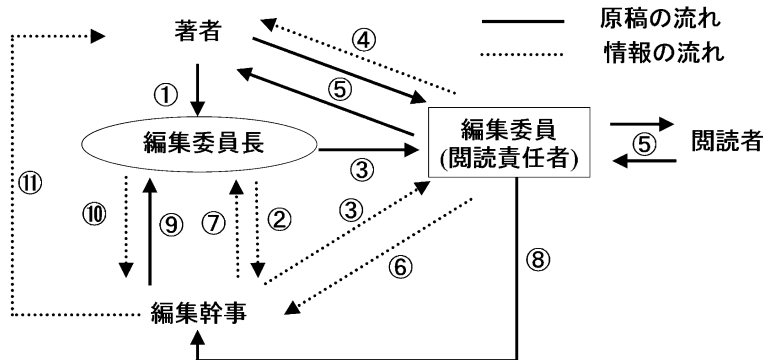
閲読作業手順の体系化・標準化が確立され、閲読原稿の処理の迅速化に目処が付いたことから、2005年度には編集体制の見直しについて編集委員会で議論しました。その結果、それまで編集委員長が編集委員会を代表して行っていた閲読者の選定や閲読結果に対する受理等の判断、編集幹事が行っていた事務作業について、投稿原稿ごとに担当編集委員を定め、この担当編集委員が編集委員会を代表して必要な判断や事務作業を行っています(図-1)。この変更の意図は、将来予想される原稿の増加にも耐えられるような閲読体制の確立にあります。すなわち、後に示すように原稿数が増加傾向にあり、編集委員長と編集幹事の負担がさらに増えて、様々な決定・チェックに十分な時間がとれなくなることで重大なミス

が起きる危険を未然に防ぐ意味があります。また、閲読に関する難しい判断が必要になったときに、編集委員長と担当編集委員で話し合いながら作業ができるため、より客観的な判断を下せる可能性があります。なお、新しい体制でも編集委員長が編集委員会を代表して最終的な受理の判定をおこないます。このため、編集委員会事務局では、つねに全ての原稿の進行状況を把握し、閲読に遅れが出ている場合には閲読担当編集委員に状況確認や適切な処置を依頼することで、閲読に大きな遅れが出ないように努めています。

編集委員会が「投稿案内」の基準に従って「受理」と判断した投稿原稿については、最終原稿の作成を著者に依頼し、文書や図表等のファイルを含め、提出頂いています。

掲載原稿の集稿と印刷原稿の作成

学会誌の発行時期が近づくと、発行号の編集方針と掲載原稿を決定するための編集委員会が開催されます。編集委員会では、各年度の発行方針に沿って、発行号の具



①	著者からの投稿
②	担当編集委員の通知
③	編集委員長:原稿の送付、編集幹事:原稿受付番号の通知
④	原稿受付の連絡
⑤	編集委員:閲読者の選定、閲読者・著者とのやりとり
⑥	編集委員:閲読状況・掲載可否の通知
⑦	全閲読進行状況の連絡
⑧	掲載可否の決定、閲読終了原稿の送付
⑨	閲読終了原稿の送付
⑩	掲載可否の最終判断の連絡
⑪	掲載決定(もしくは掲載不可)の通知

図-1 2005年度からの閲読体制の模式図

体的な編集方針と掲載原稿を決定します。「受理」と判断された投稿原稿（「論文」「研究ノート」）についても、改めて閲読結果も踏まえて掲載を最終決定します。この時点で、掲載原稿は一覧表として整理されます。参考までに、2003～2005年度の編集委員会の開催記録を表-1に示します。

編集委員会の開催と平行して、編集幹事は掲載原稿の集稿を行います。著者に作成を依頼している受理となった投稿原稿の最終原稿や「巻頭言」「講座」「シンポジウム紹介」のような依頼原稿、編集委員長から投稿をお願いした「土粒子」「書評」等の他、会務報告や各種ニュース等の原稿についても担当幹事から集稿します。編集幹事は集まった原稿の体裁などを最終確認し、印刷所へ出稿するための印刷原稿を作成します。あわせて表紙（表・裏）や奥付などの原稿も作成します。

なお、依頼原稿や「土粒子」「書評」等で投稿をお願いする原稿については、各年度の発行計画に基づき、講座やシンポジウム紹介等の各種企画の担当委員や編集委員長が事前に執筆や投稿の依頼を行っています。

#### 印刷所への出稿から会員への発送まで

発行予定日の2ヶ月前を目途に、印刷所（現在は創文印刷工業(株)）に原稿を出稿し、印刷と製本を発注します。校正は初校については著者校正を依頼し、再校以降

は原則として編集幹事が行っています。

出来上がった「土壌の物理性」の発送作業は、以前は(財)日本学会事務センターに委託していましたが、同センターの破綻後は印刷所に発注しています。

#### 編集関係規定類の改正

編集関係規定類の改正作業は1999年度から順次進められてきましたが、2003～2004年度には規定類上でも学術雑誌の体裁を整えることを1つの目的として、「投稿規程」「原稿執筆要領」の改正と従前の「査読に関するお願い」を改訂し引き継ぐものとして「投稿案内」「閲読の手引き」を設け、改正作業を完結しました。参考までに、改正前後の編集関係規定類の対応関係を図-2に示します。なお、2004年に行った改正内容の詳細については第98号（2004年11月発行）の巻頭頁に掲載しています。

また、外国人著者が増加傾向にあることから、原稿の使用言語は「日本語または英語」であることを「原稿執筆要領」で明記すると共に、著者が外国人のみで英語の原稿に必要な和文の表題や要旨、キーワード等の作成が困難な場合には、編集委員会の責任で英語のものからの和訳でこれらを作成できることも明記しました。合わせて編集委員会の責任で編集関係規定類の英訳を作成して学会ホームページ上に掲載し、外国人投稿者の便を図っています。

表-1 編集委員会の開催状況（2003～2005年度）

(2003年度)	内 容
第1回（2003年5月）	「土壌の物理性」2003年度編集・発行計画/編集関係規定類の改正
第2回（2003年9月）	第94号編集・発行計画/シンポジウム特集（第96号掲載）の編集様式
第3回（2003年10月）	投稿原稿の受理について/第95号編集・発行計画
第4回（2004年2月）	第96号編集・発行計画/「土壌の物理性」2004年度編集・発行計画/閲読者への謝意について
(2004年度)	
第1回（2004年5月）	第97号編集・発行計画/シンポジウム特集（第99号掲載）の編集様式/編集関係規定類（改正草案）の討議
第2回（2004年6月）	編集関係規定類の改正
第3回（2004年9月）	第98号編集・発行計画
第4回（2005年1～2月）	第99号編集・発行計画/英文編集関係規定類（素案ほか）の討議
申し合わせ（2005年4月）	英訳編集関係規定類の作成
(2005年度)	
第1回（2005年4月）	「土壌の物理性」2005年度編集・発行計画/依頼原稿執筆者の選定/各種講座の立ち上げについて
第2回（2005年6月）	第100号編集・発行計画/依頼原稿執筆者の決定
申し合わせ（2005年7月）	閲読体制の見直しと変更
第3回（2005年9月）	第101号編集・発行計画
第4回（2006年1月）	第102号編集・発行計画/会員拡大メッセージの102号掲載の決定

### 編集の記録

ここで、編集に関するいくつかのデータを示します。

図-3は年間3号となった1997年度以降の2年(役員任期)毎の1号当たりの平均ページ数です。それまで微減傾向にあったページ数が2003~2004年度と2005年度には大きく増加しています。掲載原稿の筆頭著者は、大学院に在籍する若手から大ベテランまで幅広い年齢層の会員にわたりますが、頁数の増加は「土壌の物理性」が活性化しつつあることを示すものとして受け取って良いものでしょうか。皆様のご議論を待ちたいと思います。

図-4は、四半期別の投稿原稿数(2003~2005年)です。3カ年のデータですが、7~9月に多い傾向にあることが判ります。この傾向は、大学や研究所が年度末は一般的に忙しいため、原稿を書く時間がとれず、比較的時間がとれる4月以降にデータ解析等を行い、投稿原稿を執筆するという仕事のサイクルを反映している可能性があります。

図-5は閲読に要した日数(2003~2005年度)です。編

集委員会が指定した期日から3日超過した日までに、2003年度は2/3強が、2004年度は3/4弱が、2005年度は6/7強が返送されています。閲読システムの改良に着手した2003年から、年を追うごとに大幅に期日を超過する割合を削減することが出来ました。善意で閲読をお引き受け頂いた方に催促するのは大変心苦しいものがありますが、一方で学位審査や就職などのために首を長くして閲読結果を待っている会員もいます。閲読をお引き受け頂きます方におかれましては、この場を借りて改めて期限の厳守をお願い致します。

### 情報化と「土壌の物理性」

ところで、今期(2005~2006年度)は札幌と芽室、前期(2003~2004年度)も善通寺とつくばと編集委員長と編集幹事は離れた職場の者が担っています。編集委員も、特に前期では東京から佐賀まで全国に散らばっていました。従って、必然的に日常的な連絡打ち合わせから編集委員会の開催まで、インターネット上のメールやメーリングリスト、電子会議システムを活用して行って

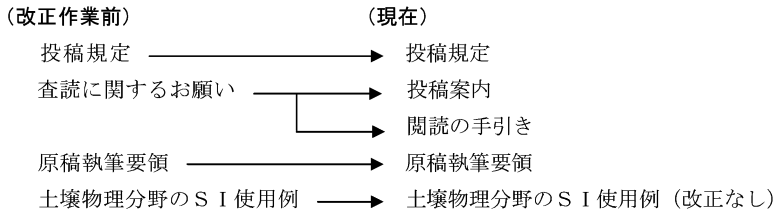


図-2 編集関係規定類の対応表(改正作業前後)

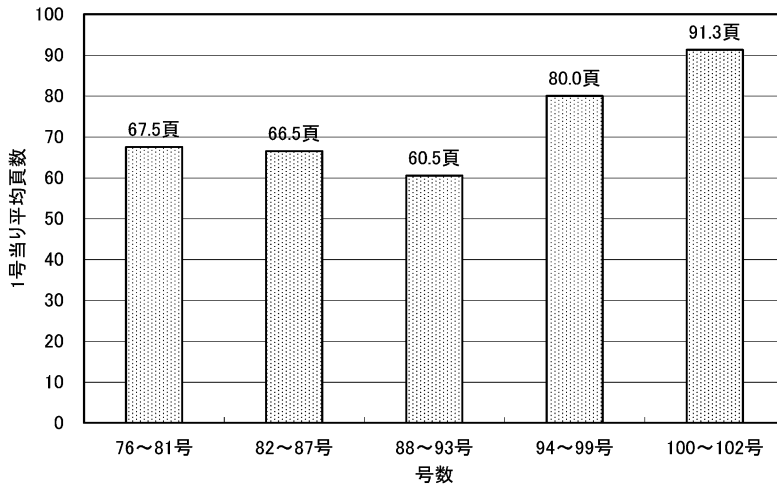


図-3 各期の平均頁数(年3号刊行となった1997年度以降、100~102号は1年分のみ平均)

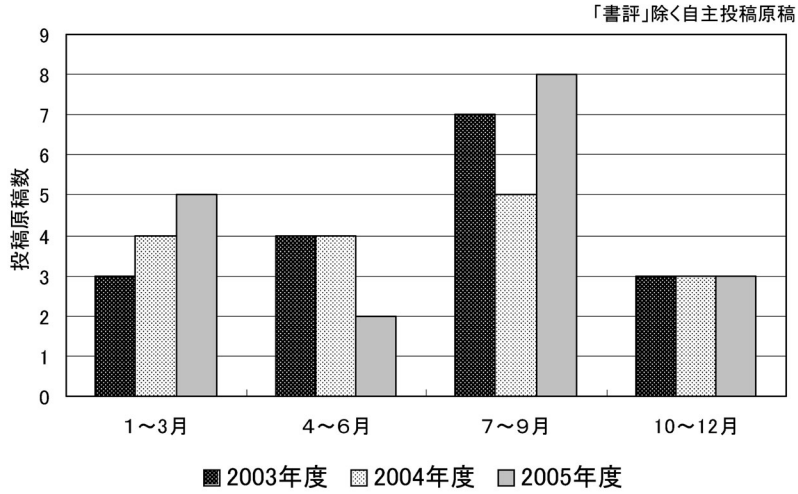
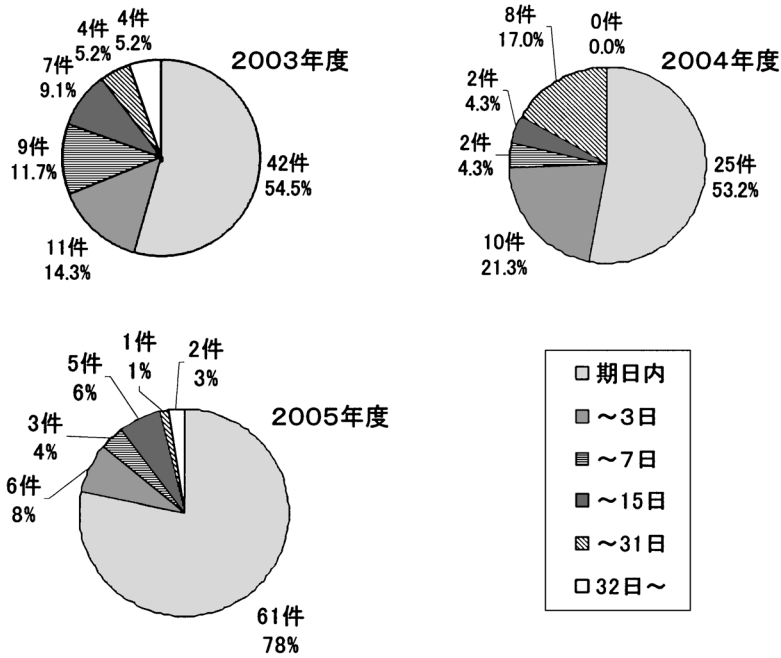


図-4 四半期別の投稿原稿数 (2003~2005年: 受付分)



注1) 日数は期日から超過日数。

注2) 投稿原稿と依頼原稿「シンポジウム紹介」「講座」「100号特集原稿」を対象とする。

但し、「土粒子」「書評」およびシンポジウム総合討論の紹介原稿は除く。

図-5 閲読に要した日数 (2003~2005年度)

います。

土壌物理学会では、既に「土壌の物理性」1-100号の掲載全記事の検索システムが学会ホームページ上で稼動しています(溝口, 2003)。土木学会論文集は、2006年1月からJ-stage ((独)科学技術振興機構の運営する科学技術情報発信・流通総合システム)上の電子ジャーナルに全論文等を掲載すると共に、従来の紙媒体による論文集も同4月からCD-ROM版に切り替えています。また、投稿や閲読のプロセスも同6月から全面的に電子化する予定です(土木学会編集委員会, 参照2006)。農業土木学会論文集でも、投稿中の原稿の閲読状況がホームページ上で公開されています(農業土木学会編集委員会, 参照2006)。

「土壌の物理性」において土木学会論文集のようなシステムの導入は、学会誌/論文集の性格の違いや費用の問題の他、学会内にはインターネット上での掲載原稿の公開に対してさまざまな意見があり、現時点では困難です。しかし、近未来には学会内での議論と合意を踏まえた上で、編集作業の更なる効率化や迅速化、透明化、情報の流通性向上に向けて、体系的な情報化への対処の取

り組みが求められそうです。

## おわりに

前・現編集幹事の責任において「土壌の物理性」の編集実務に関する記録を取りまとめました。「土壌の物理性」編集発行に対する建設的な議論の参考になれば幸いです。

## 引用文献

- 土木学会編集委員会 (参照2006.5.16): 土木学会論文集の投稿の電子化について, 土木学会, (オンライン), 入手先<<http://www.jsce.or.jp/committee/jjsce/kaikoku200508.htm>>
- 溝口 勝 (2003): 「土壌の物理性」検索システム. 土壌の物理性, **92**: 41-42.
- 農業土木学会編集委員会 (参照2006.5.16): 投稿論文等の閲読状況一覧, (オンライン), 入手先 <http://www.jsidre.or.jp/publ/ronbun/etsudoku.htm>

受稿年月日: 2006年5月19日

受理年月日: 2006年5月22日



## 講座「泥炭地の特徴 土壌物理性との関連において」 をはじめるとあたって

企画担当

石渡輝夫・永田 修

北海道のサロベツ湿原や釧路湿原は、様々な生物の宝庫で国立公園にも指定されている。湿原の大部分は泥炭土壌からなり、その固相は湿生植物に由来する有機物より構成され、北海道では年間約1mmの割合で泥炭層が堆積するといわれている。一方で、農地化などによる湿生植物の除去により、泥炭の堆積は停止する。さらに、排水により、泥炭自体の分解が進行し、その速度は堆積の数倍であるとの報告もある。

第2次世界大戦後、農業政策は食糧確保のため農地の拡大を推し進め、北海道では、整備が進めやすい平地に広がった泥炭湿原が排水や客土により農地化されてきた。このように整備された圃場は現在、水田、転換畑及び草地として利用されているため、残存している泥炭湿原と泥炭農地が隣接するケースが多い。

有機物より構成され、多孔質な泥炭土壌は農地化により脱水収縮や圧縮だけでなく、泥炭自体の分解により地盤沈下が生じ、泥炭農地の永続的な利用の妨げとなっている。また、農地化は、泥炭湿原の地下水位の低下や土砂の流入による植生や地形変化をもたらし、現在では、泥炭湿原の保全自体が大きな課題となっている。2002年には自然再生推進法が制定され、泥炭湿原の保全回復だけでなく、泥炭農地の整備も隣接する泥炭湿原の環境に配慮することが義務づけられることとなった。さらに、泥炭の分解では、有機物として固定されていた炭素がCO<sub>2</sub>やCH<sub>4</sub>といった温室効果ガスとして放出されるため、地球温暖化への影響も最近の関心事となっている。

泥炭湿原の保全回復と泥炭農地の永続的利用を両立させることは、今や地域環境だけでなく、地球環境の観点からも大きな課題となっている。先に述べた様に、泥炭土壌は有機物より構成される故、その物理性は鈹質土壌とは大きく異なる。そこで、本企画では泥炭に関する最近の知見を土壌物理性との関係も含めて整理し、今後の泥炭地での環境保全や農業対策の検討の一助としたい。

本企画の内容は、「泥炭地環境」と「泥炭地農業」に大別され、前者は地気象、植生、地下水質、ガス交換及び温室効果ガスといった内容から、後者は農地土壌、客土と米の食味及び農地整備の内容で構成される予定である。本企画が今後の土壌物理学の発展だけでなく、泥炭地農業や泥炭湿原の保全に通ずるものとなれば、企画を担当したものとして幸いの限りである。

# 湿原の水文現象

## —多雪域にある湿原の特徴—

中津川 誠\*

### Hydrologic Process in Wetland —Characteristics of a Mire in a Snowy Region—

Makoto NAKATSUGAWA\*\*

\*\* Toyohashi Office of River Works, Chubu Regional Development Bureau, Ministry of Land,  
Infrastructure and Transport, Aza Hiranishi 1-6, Nakano-cho, Toyohashi 441-8149

#### 1. はじめに

湿原はかつて暗く湿った不毛な土地、どちらかという  
と厄介者のイメージがあったが、昨今では鳥や動物、魚  
など生物の楽園、そして美しい景観が多くの人を魅了す  
る場として高い関心を集めている。具体的には、多様で  
貴重な動植物の遺伝子源を確保する場、洪水調節、水資  
源確保や水質浄化、気候緩和、レクリエーション、環境  
教育の場といった多角的機能をポテンシャルとしてもつ  
ことが認識されつつある。なお、湿原は「地表に泥炭が  
堆積した」湿った草原を意味し、土壌の側面からみると  
泥炭地と言い換えることもできるが、本報告では呼称と  
して「湿原」を用いる。

ところで、名前の通り、湿っていてこそ湿原たる所以  
であり、言い換えれば地表面すれすれの高い地下水位が  
湿原を特徴づけるものである。湿原域の地下水について  
は、庄子ら (1966) が植生との関係に着目し、天水涵養  
を受ける植物群落と、河川水あるいは周囲の地下水から  
の涵養を受ける植物群落の違いを報告している。また、  
梅田ら (1988) は湿原域に侵入して問題となっているサ  
サに注目し、ササやミズゴケの生息域での地下水の動向  
を報告している。以上から、当該区域で保全の眼目と言  
える高層湿原 (Bog) では、地下水位が高く、かつ変動が  
少ない状況で維持されることが望ましいとされる。

本報告では、北海道にあるサロベツ湿原を対象に、湿  
原域の地下水がどのような条件で維持され、変動してい  
るかを検討した結果を示す。とくに、地下水環境の理解  
を進めるため、多雪域の湿原において雪の果たす役割に  
着目した。ここでは数カ年にわたって実施された積雪調

査に基づき、湿原域では非湿原域より融雪が多いことを  
明らかにした。一方、高層湿原域にある地下水位は1月  
から3月にかけての積雪期に高いことを見いだした。こ  
のことは積雪域の湿原では融雪期だけでなく、厳冬期に  
おける積雪底面からの融雪が大きな涵養源となり、高い  
地下水位を維持する要因となっていることを示唆する。  
とくにサロベツ湿原に広く分布する高層湿原 (Bog) の  
環境は、天水からの涵養に大きく依存しているため、積  
雪の変動は大きな影響を及ぼすとみられる。

以上を踏まえ、様々な要因による湿原の地下水への影  
響をモデルによって分析した。ここでは湿原内の地下水  
を不圧地下水として扱い、2次元非定常モデルに有限要  
素法を適用して計算を実施する (計算法はキンツェル  
バッハ (1990) を参考)。この結果、地下水涵養源として  
の雪の役割を明らかにした。また、それをモデル化する  
ことで、地下水への影響要因を分析し、湿原保全策の検  
討に生かしていくことができると考える。なお、本報告  
の一部は既に発表している (中津川ら, 2005)。

#### 2. サロベツ湿原の概要とササ地の拡大について

本報告で対象としたサロベツ湿原は、図-1に示すよう  
に北海道北部日本海側の北緯45°05′、東経141°10′に位  
置し、南北におよそ27 km、東西におよそ5 km~8 km  
のほぼ長方形をなし、かつての面積は約14,600 ha (146  
km<sup>2</sup>)であったが、最近では3,000 ha (30 km<sup>2</sup>)まで減少  
しているとのことである (富士田, 1997)。湿原のある原  
野内にはサロベツ川が流れるほか、周辺丘陵地を源とす  
るいくつかの川が合流して南下し、南西隅で天塩川に注  
いでいる。原野は標高1~8 mの低地からなり、中央部

\* 国土交通省中部地方整備局豊橋河川事務所 〒441-8149 豊橋市中野町字平西 1-6

キーワード: 高層湿原, ササの侵入, 地下水変動, 融雪, 積雪域

には約 250 ha (2.5 km<sup>2</sup>) の洪積台地, 丸山 (標高 8.5~13.4 m) がある。また, 湿原の中央部には南北に並んでペンケ沼, パンケ沼が, 北端には兜沼がある。

サロベツ湿原では環境の変化にともなうササの拡大が懸念されており, その制御が課題となっている。ササ地

の拡大の原因としては, 過去の河川改修や排水溝の整備, 湿原の農地化が相対的に地下水位を低下させ, ササの侵入を助長していると指摘されている (富士田, 1997)。ササ地の拡大状況は, 羽山ら (2004) が, 1977 年撮影のカラー空中写真と 2000 年の高解像度人工衛星 (IKONOS) 画像から教師データ付きの最尤法によってササ地を判別した結果を報告している。図-2 にはその間 23 年間の湿原植生の変化状況を示す。右図の白い部分は高層湿原域で西側 (図の左方向) にいくに従い, 図中灰色で示すササの繁茂が目立つようになる。ササ地はサロベツ川と平行に南北方向に広がり, 徐々に東側に拡大していることを示している。

### 3. 積雪条件と地下水について

北海道開発局留萌開発建設部では湿原内で地下水位の連続観測を実施している。この中で開運橋観測所から東へ向かって設置されている観測井 (位置図は図-3) のデータを図-4 に示す。サロベツ放水路と道路に挟まれた区域で西から順に H8B3, H8B2, H8B1 の 1 ヶ年 (2000 年) の日平均地下水位である。これを見ると, H8B1 では夏季の水位変化はほとんどみられないが, H8B2, H8B3 では地下水位は細かい変動をしており, とくに 4 月はサロベツ川 (開運橋) の水位と同様に水位上昇が顕著である。なお, H8B1, H8B2 周辺には高層湿原が広がっている。

また, 図-5 には H8B1 の 1997~2000 の月平均地下水位と積雪深を示すが, 積雪状況に応じて 1 月から 4 月頃

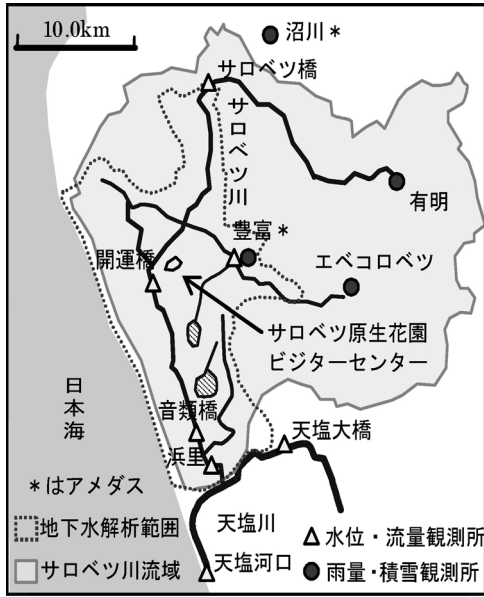


図-1 サロベツ川流域図  
Fig. 1 Map of Sarobetsu river basin

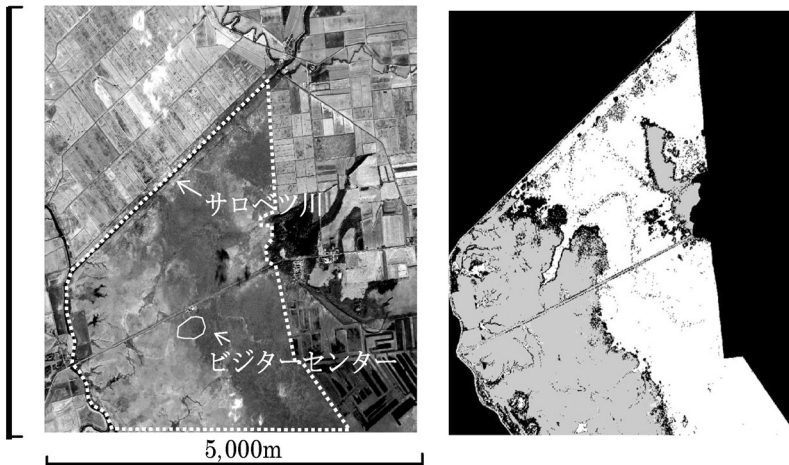


図-2 画像解析範囲 (左図) と湿原植生の変化 (右図) (右図の解析範囲内の黒い部分が 1977 から 2000 年の間にササ地に変化)  
Fig. 2 Analysis area (left) and change in mire vegetation (right) (Black part in analysis area in right figure changed from wetland to sasa bamboo between 1977 and 2000)

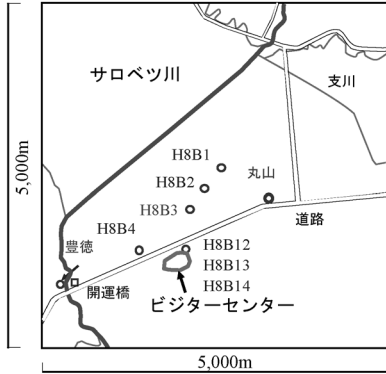


図-3 ビジターセンター付近の概要図（白抜き丸が地下水観測井）

Fig. 3 Neighboring area around the visitor center (White circles show groundwater wells)

の地下水位が概して高く、地下水涵養が積雪と融雪に深く関係していることを示唆している。これは積雪底面の融雪が地下水涵養源であり、雪の断熱性によりそれを助長させている可能性が考えられる。いずれにしても、積雪量および融雪期の水文条件がサロベツ湿原の地下水に大きな影響を与えているのは間違いないであろう。また、植物生長の最も旺盛な時期である6～8月が地下水位の低い時期であることもササの侵入を考えるうえで注目できる。

以上を踏まえ、次に湿原内と市街地における積雪の違いをみてみたい。ここで用いるデータは2002年1月より2004年3月まで計18回にわたり実施したスノーサーベイから得られたものである。

図-6には市街地にある「豊富(トヨトミ)」地点と、湿原内にある「ビジターセンター」および「開光橋」の積

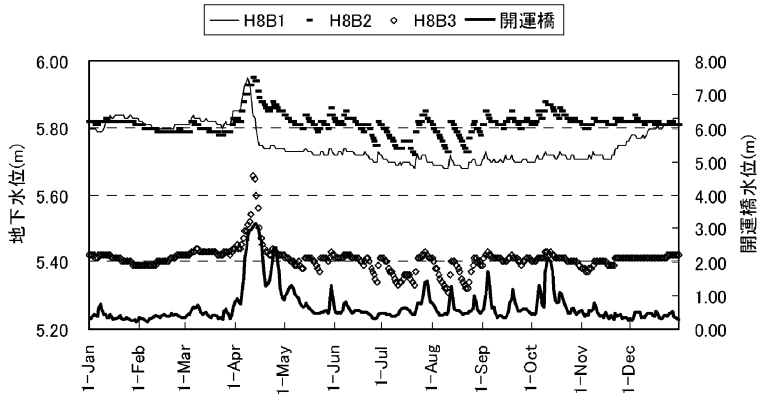


図-4 ビジターセンター付近の河川水位と地下水位の変動（2000年の日平均値）

Fig. 4 Variations of river water level and groundwater level near the visitor center (Daily average in 2000)

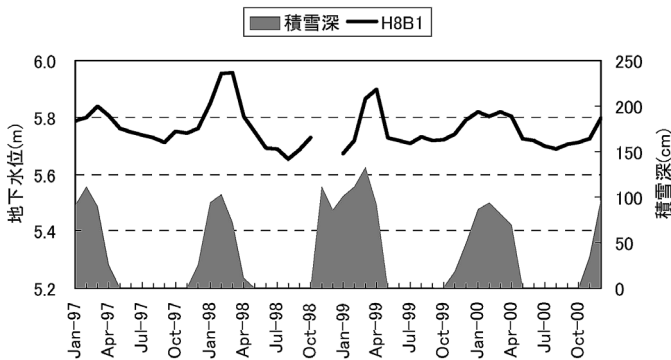


図-5 ビジターセンター付近の地下水位と積雪深（1996年-2000年の月平均値）

Fig. 5 Groundwater level and depth of snow pack near the visitor center (Monthly average from 1996 to 2000)

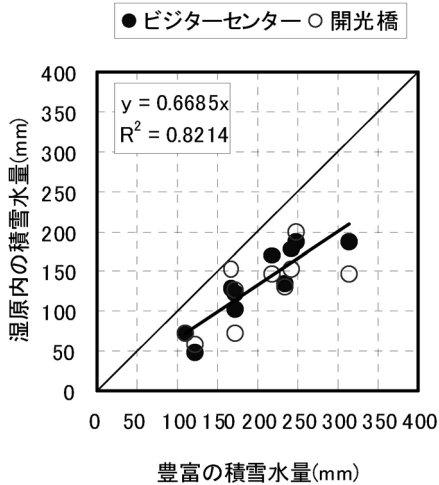


図-6 豊富と湿原内の積雪水量の比較 (2002年-2004年のスノーサーベイより)

Fig. 6 Relationship of water equivalent of snow between Toyotomi site and sites in mire based on field survey from 2002 to 2004

雪水量 (mm) を示す。豊富とほか2地点は距離にして7 km ほどで、標高は豊富が12 m、ほか2地点が3 m 程度であり降雪量は同程度と考えられる。しかしながら、豊富に比べ湿原内では積雪水量が常に少ない。積雪調査は「豊富」では小学校のグラウンドなど、いずれも構造物等の影響を受けない平地の雪原で行ったが、このような違いが生じるのは底面融雪により厳冬期も地中への水供給が起きていることによると考えられる。積雪水量の比率からみると、他の2地点は豊富の約7割という結果が得られた。これから湿原で余分に発生する底面融雪速度  $m_b$  を、下式によって推定する。

$$m_b = \frac{(1 - \alpha_{oi}) \Delta S_0}{\Delta t} \quad (1)$$

ここで、 $\alpha_{oi}$  は豊富地点に対する湿原内の積雪水量比 (= 0.7)、 $\Delta S_0$  は前回積雪調査 ( $t = t - \Delta t$ ) から今回積雪調査 ( $t = t$ ) までの豊富地点の積雪水量の変化 (mm)、 $\Delta t$  は経過日数 (days) である。実際に厳冬期である1月および2月に実施された積雪調査の結果から上記  $m_b$  の平均値を求めると 0.95 mm/d となった。すなわち、湿原内では他より 1 mm/d の底面融雪が余分にあることを意味し、ここで起きる連続的な涵養が湿原内の地下水位を高く保持する要因と考えられる。

#### 4. 有限要素法による地下水計算手法

##### 4.1 モデルとガラーキン法による計算手法

地下水シミュレーションは、湿原内の地下水を不圧地下水として扱い、次式に示す2次元非定常モデルを適用しておこなう。

$$\frac{\partial}{\partial x} (T \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T \frac{\partial h}{\partial y}) + q_0 = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2)$$

ここで、 $h$  は地下水位 (m)、 $T$  は帯水層の透水量係数 ( $m^2/s$ ) で透水係数  $k$  (m/s) に帯水層厚さ (m) を乗じたもの、 $S$  は貯留係数、 $q_0$  は涵養量または揚水量 ( $m/s$ ) である。

上式を有限要素法 (FEM) によって数値的に解くため、ガラーキン法を適用する。ここで、計算ルーチンはキンツェルバッハ (1990) が記したものを参考とした。FEM では解析対象空間を多角形要素 (本例では三角形) に離散化し、要素内の変数を空間座標に応じて重みづけ内挿するような関数  $\phi$  を考える。この関数との線形結合により次のように近似解  $\hat{h}$  を与える。

$$\hat{h} = \sum_{i=1}^N h_i \omega_i \quad \text{ここで} \quad \omega_i = \sum_{e=1}^M \phi_i^e \quad (3)$$

ここで、 $i$  は節点を表す添え字、 $N$  は節点数、 $e$  は要素を表す添え字、 $M$  は要素数、 $\omega_i$  は基底関数と称する。これを式(1)に代入すると、次式を得る。

$$\varepsilon = \frac{\partial}{\partial x} (T \frac{\partial \hat{h}}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T \frac{\partial \hat{h}}{\partial y}) + q_0 - S \frac{\partial \hat{h}}{\partial t} \quad (4)$$

ガラーキン法では上記  $\varepsilon$  を最小にする方法として、次式が要求される。

$$\int_{\Omega} \varepsilon \omega_i dx dy = 0 \quad (5)$$

ここで、上式は  $x, y$  平面上の境界  $\Gamma$  をもつ領域  $\Omega$  での残差  $\varepsilon$  と基底関数  $\omega$  の積を積分したものを0とした場合、 $h$  の最適解が得られるというものである。この積分の結果、次式を得る。

$$\sum_{j=1}^N P_{ij} h_j + \sum_{j=1}^N R_{ij} \frac{\partial h_j}{\partial t} - F_j = 0 \quad (6)$$

ここで、 $h$  にかかる係数行列は次のように表せる。

$$P_{ij} = \sum_{e=1}^M \int_e (T^e \frac{\partial \phi_i^e}{\partial x} \frac{\partial \phi_j^e}{\partial x} + T^e \frac{\partial \phi_i^e}{\partial y} \frac{\partial \phi_j^e}{\partial y}) dx dy$$

$$R_{ij} = \sum_{e=1}^M \int_e S^e \phi_i^e \phi_j^e dx dy$$

$$F_j = \sum_{e=1}^M \left( \int_e q \phi_j^e dx dy + \int_s \phi_j^e q_n ds \right) \quad (7)$$

ここで、3番目の式の右辺第2項は境界  $s$  に沿った線積分を意味し、 $q_n$  は境界を横切る単位長さあたりの流量 ( $m^2/s$ ) である。これらの積分は、Pinder *et al.* (1977)、あるいはファコーンら (1987) の著作を参考に、要素サ

イズに応じて定式化された式から求める。結局、式(6)は時間に関する連立常微分方程式となり、これを次のような陰解法によって解く。

$$\left(\frac{[R]}{\Delta t} + [P]\right)h(t+\Delta t) = \left(\frac{[R]}{\Delta t}\right)h(t) + [F] \quad (8)$$

ここで、 $[P]$ 、 $[R]$ 、 $[F]$ は式(7)の係数行列である。なお、サロベツ湿原を対象とした計算は、1辺500mの三角形要素をユニットに、要素数が1,903個、節点が1,051個である。また、計算の時間ステップは1day(86,400sec)とした。

#### 4.2 計算条件の設定

諸条件の設定は、すでにサロベツ湿原を対象とした地下水シミュレーションをおこなってきた張ら(2003)、羽山ら(2004)の手法を参考にした。

「透水量係数」 $T$ は、2次元定常地下水流動モデルにGauss-Newton法を適用し、節点ごとに同定したものに基づく。透水係数はこれを帯水層厚さで除して得られ、 $10^{-4} \sim 10^2$  m/dのオーダーにある。また、「貯留係数」 $S$ は0.25とする。なお、最終的には透水量係数は、実際の地下水位の再現状況をみながら調整された値としている。

「初期水位」は、ROKMT法(Residual Ordinary Kriging with Modified Trend)を用いて1997年10月の一斉地下水調査の結果から推定したものに基づく。今回の計算では1998年の地下水位の計算をおこなったうえで引き続き1999年と2000年の地下水位を計算する。

「揚水量」は、地下水利用がほとんどないものと考えてゼロとする。一方、大気・地表面間の熱収支を定式化した2層モデル(口澤ら(2002))で融雪量や蒸発散量が推算できるが、これから1年を通した正味の地表面水供給量が得られ、涵養率を乗じて「有効涵養量」を求めることができる。ここで地下水への涵養率は河川流量の成分分離と流域水収支の整理に基づき0.16とした。これらから式(2)の $q_0$ を月別に推定して与える。なお、 $q_0$ の年間総量は、上記推算より求めた「降雨(900 mm/yr)+融雪(500 mm/yr)-蒸発散(700 mm/yr)」の値に0.16を乗じた110 mm/yr程度となる。したがって、供給量の84%は表面流出となることを意味する。

「境界条件」は解析対象範囲の主要河川・湖沼の実測水位を内挿し、定水頭境界として与える。また、解析対象範囲外からの流入については、水収支解析に基づき流量依存の水頭境界として与える。また海域境界は定水頭境界として0mを与える。

### 5. モデルによる地下水変動要因の解析

#### 5.1 湿原域の地下水位の再現

上記モデルを用い、図-1の湿原全体の解析範囲につい

て計算をおこない、ビジターセンター付近の約5km四方の範囲(図-2の範囲に相当)について再現結果を示したものが図-7である。なお、ここでの実測コンターとはROKMT法による空間内挿をおこなったものである。図には2000年4月の地下水分布を表わすが、ビジターセンター付近はちょうど地下水頭の尾根部にあたり、地下水位の高い領域となっていることがわかる。また、図-8は地下水位の最も高い4月と低い7月の計算水位の偏差

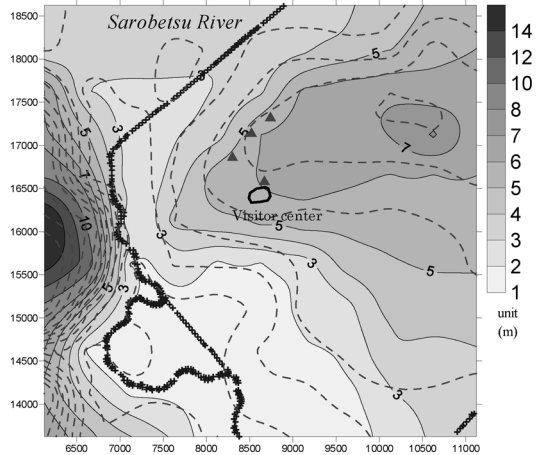


図-7 地下水位の再現結果(2000年4月の結果)(点線、ROKMT法による実測補間、実線色付、計算)

Fig. 7 Calculation of ground water level on April 2000 (Dashed line shows interpolated result of measured data using ROKMT method and solid line shows calculated result)

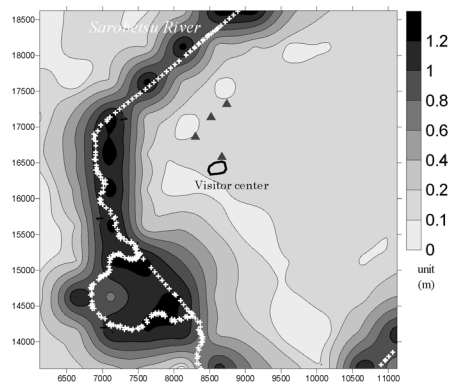


図-8 季節の違いによる地下水位偏差(2000年4月と7月の差)

Fig. 8 Change in ground water level to difference of hydrologic condition between April and September in 2000

をあらわしたものだが、ビジターセンター付近は地下水位の変動が少ないことがわかる。なお、計算領域内で設定された「透水係数」は  $10^{-4}$  から  $10^2$  (m/d) のオーダーにあるが、この付近はその中でも小さい値をとる領域で、地盤高からの相対的な地下水位も高い。すなわち、雨水や融雪水からの涵養を受けて地下水位は高く、安定しやすい構造となっていることがわかる。高層湿原はまさにそのような場所に形成されるので、本モデルが湿原に特徴的な地下水構造を表していると考えられる。

5.2 雪に関わる要因の感度分析

冬期間の底面融雪が地下水に及ぼす影響をシミュレーションによって分析してみる。実際には既往の検討(羽山ら, 2004)で用いていた底面融雪量 1 mm/d の場合と、前々節の推定に基づき、それを 1 mm/d 増やして 2 mm/d とした場合に、地下水位にどのような差が現れるかを計算した。各月の融雪量を 2 層モデルで与えて地下水位を計算し、差分を図示したのが図-9 である。図では 2000 年 2 月について 2 mm/d の結果から 1 mm/d の結果を差し引いた値を示す。この結果、1 mm/d の底面融雪量の増加は地下水位にして 5 cm 程度の上昇に相当すると推算された。これは図-4 に示した H8B1 の冬期地下水位が他の時期より数 cm ほど高いことからほぼ妥当な感度と考えられる。高層湿原では、夏期に降雨があっても地下水位はほとんど変動しないと言われている。しかし、冬期間に底面融雪からの継続的供給があると、変動が少ないことには変わりはないものの、他の期間より地下水位が高く保持されている。このことから、夏期降雨のような断続的な供給よりも、積雪期間の底面融雪のよう

な継続的な供給の方が地下水位の増減を左右するものともみることができる。

次に、雪そのものの変化が地下水位にどのような影響を及ぼすかをみている。計算では 1999 年と 2000 年の 2 カ年において 4 月の融雪量を現状より 100 mm 減らした場合の地下水位の変化をみた。図-10 は、2000 年 4 月において現状と融雪量を減らしたケースについて地下水位の差を表したものである。低下量自体は 100 mm 減という仮想的な条件下の結果なので、その値に厳密な意味はない。ここで注目していただきたいのは、地下水低下が顕著に起きている区域の分布である。地下水頭の尾根部にあたるビジターセンター付近は低下が大きい区域となっていることがわかる。また、図-2 に示したササの侵入がとくに顕著な区域ともなっている。ところで、図-11 に示すようにサロベツ川においても、4 月は大量の融雪水により 1 年で最も水位の高い時期であり、その際の涵養量の減少はその後長期にわたる地下水位の低下をもたらすと考えられる。とくに 1 年で最も水位の低下する 6、7 月の初夏に乾燥に強い植物の生育を促せば、湿原固有の植物がより強い圧迫を受けることも予想される。

地下水頭が高く、透水量係数が小さい区域では天水涵養の変動が地下水位の増減に影響し、連続的で多量の水の供給源である雪が大きな役割を果たしていることが示唆できたと考える。なお、雪の変化については近傍では稚内気象官署で過去 40 年にわたる積雪深の記録があるが、図-12 の年最大積雪深で 80 年代から 90 年代にかけて減少がみられる。流域の開発といった人為的な影響ばかりでなく、気候変動も湿原環境に影響することが考えられる。

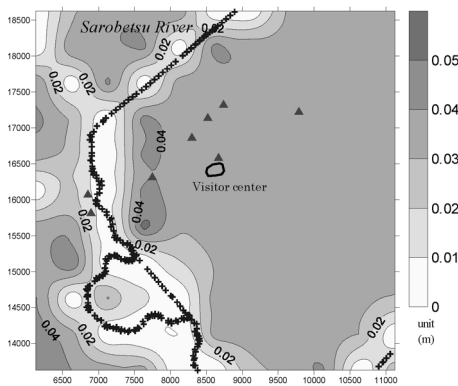


図-9 底面融雪量の違いによる地下水位偏差 (2000 年 2 月における 2 mm/day と 1 mm/day の差)

Fig. 9 The difference in the simulated groundwater levels due to the change in snow melting recharge rates from 1 mm/day to 2 mm/day at the bottom of snow pack

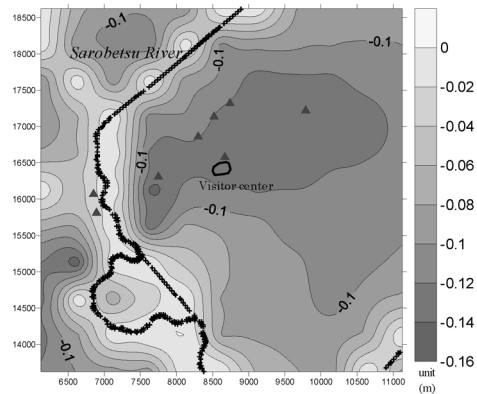


図-10 融雪量の減少による地下水位偏差 (2000 年 4 月における現状と 100 mm/mon 減の差)

Fig. 10 Change in ground water level to decrease of snow melt of 100 mm/month

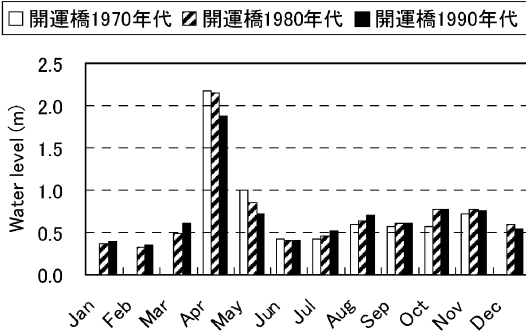


図-11 サロベツ川の年代別・季節別の月平均水位 (1971-2000 のデータ, 開運橋)

Fig. 11 Monthly averaged water level of Sarobetsu river from 1970's to 1990's at the Kaiunbashi site

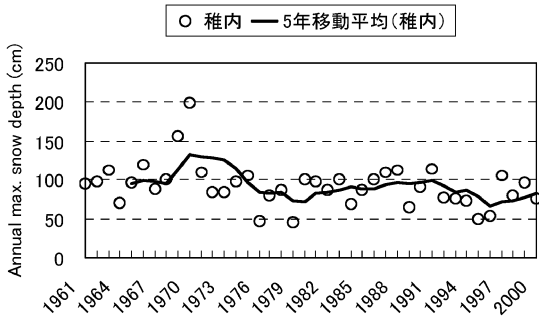


図-12 稚内気象官署における年最大積雪深の経年変化 (1961-2000 のデータ)

Fig. 12 Time series of annual maximum depth of snow pack at Wakkanai site based on date from 1961 to 2000

### 5.3 河川水位の影響

湿原内を流れるサロベツ川の水位 (開運橋地点) を年代別, 月別に平均化したものを図-11 に示す。これから1年でも最も高い4月の水位が近年低下傾向であることがわかる。水位の低下でどのような範囲に影響が及ぶかは, 2000年4月と2000年7月の計算水位差を表した図-8の結果が参考となる。このときの開運橋での水位差は1.33mである。図より地下水に影響の及ぶ範囲はサロベツ川近辺に限られた範囲であることがわかる。しかし, 実際はサロベツ川に流入する小支川, 排水路, 湿地溝 (サロベツ川に連結した湿地内の小溝) などの水位に万遍なく影響が及ぶとすれば, より広範囲の地下水への影響が考えられる。これを逆手にとり, 河川や水路の水位をせき上げて地下水水位を上昇させ, 湿地の保全再生に生

かすという考え方もできる。しかし, 天水涵養の条件をつくり, 高層湿原の特徴である貧栄養的な水環境を実現できるかについてはさらなる検討を必要とする。

### おわりに

本報告において得られた結果を以下にまとめる。

1) 湿原域の地下水水位は融雪期に上昇するだけでなく, 冬期積雪期に他の期間よりも高く保持されている個所がみられる。これは積雪底面の融雪によると考えられる。湿原域では非湿原域より底面融雪が1mm/d程度多いことが推定された。

2) 雪が地下水に及ぼす感度を推算した結果, 底面融雪量の増分を見込むことで高層湿原域の地下水水位は数cm程度上昇することが推算され, 実際の地下水変動と合致するような結果が得られた。

3) 融雪量の減少にともなう地下水低下域は, 天水涵養を受け地下水水位が高い個所においてより大きく影響が現れており, 高層湿原へのササの侵入が顕著にみられる区域と合致している。

以上より, 湿原の環境変化は, 流域の開発といった人為要因のみならず, 降積雪の減少や融雪の早まりといった気候要因にも注目していく必要があることを示唆した。ただし, これを克服していくとなれば, 水位のコントロールなどの人為的方策が必要となるかもしれない。

### 謝 辞

本報告の地下水解析手法については山梨大学大学院の竹内邦良教授, 石平博助教授, 中国水利部の張祥偉氏にご指導をいただいた。さらに, 検討に用いた資料の一部は北海道開発局留萌開発建設部および稚内開発建設部から提供いただいた。ここに記して謝意を表する。

### 引用文献

張祥偉・山本直樹・竹内邦良・石平 博・中津川誠・羽山早織 (2003): 情報不足条件下での広域地下水の非定常流動解析手法に関する研究—サロベツ湿原を例として—, 水文・水資源学会誌, 16 (4): 349-367.  
 富士田裕子 (1997): サロベツ湿原の変遷と現状, (財)日本自然保護助成基金, 1994・1995年度研究助成報告書: 59-71.  
 P.S. ファコーン・G.F. ピンダー・赤井浩一監訳 (1987): 地下水解析の基礎と応用, 上巻, 基礎編, pp. 76-80, 現代工学社.  
 羽山早織・中津川誠 (2004): サロベツ湿原の地下水環境と植生変化について, 北海道開発土木研究所月報, 612: 3-20.



- W. キンツェルバッハ著, 上田年比古監訳 (1990): パンコンによる地下水解析, pp. 78-119, 森北出版.
- 口澤 寿・中津川誠 (2002): 熱・水収支を考慮した流域スケールの積雪と蒸発散の推定, 北海道開発土木研究所月報, **588**: 19-38.
- 中津川誠・佐藤嘉昭・工藤啓介 (2005): 多雪域にある湿原の地下水変動について, 水工学論文集, **49**: 79-84.
- Pinder, G.F. and Gray, W.G. (1977): Finite element simulation in surface and sub-surface hydrology, p. 295, Academic Press, New York.
- 庄子貞雄・松実成忠・泉谷毅一 (1966): 泥炭地の発達様式について (第3報), 日本土壤肥科学雑誌, **37** (8): 415-421.
- 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)一, 北海道大学農学部邦文紀要, **16** (1): 70-81.

## 要 旨

サロベツ湿原では地下水位の低下が起きており, その影響で湿原固有の植生に替わりササ地の拡大が懸念されている。この地域では雪による多量の地下水涵養が, 地下水位を高く維持し, 高層湿原の形成に大きく寄与していると考えられる。観測結果からも, 高層湿原では積雪底面部からの融雪によって地下水位が高く維持されることが示された。また, 融雪が地下水変動に及ぼす影響をみるため, 2次元非定常地下水モデルを用いた感度分析をおこなった。計算結果は, 高層湿原における地下水位の低下が融雪量の減少と大きく関連することを示した。このことは, 湿原の保全のため, 土地利用形態の変化といった人為的要因だけでなく, 気候変動についても考慮する必要があることを意味する。

受稿年月日: 2005年11月7日

受理年月日: 2006年2月28日

## 泥炭地における土壌ガス拡散特性

飯山 一平\*

### Characteristics of Soil Gas Diffusivity in a Peatland

Ippei Iiyama\*

\* Water Quality and Solute Dynamics Group, Department of Environmental Chemistry and Biochemistry, National Institute for Agro-Environmental Sciences, Kannondai 3-1-3, Tsukuba, Ibaragi, 305-8604, Japan

#### 1. はじめに

泥炭地湿原は大きな炭素貯留の場であり、その量は北半球において 455 PgC に達するとも言われる (Gorham, 1991)。この数字は、世界の土壌炭素貯蓄量である 1,395 PgC (Post *et al.*, 1982) に対して 1/3 程度に相当する。一方で、泥炭地湿原は人為活動や気候変動に対して容易に失われやすい生態系であり、たとえば、温暖化により気温が数°C 上昇すれば泥炭土壌の分解速度が倍増する可能性があるなど (Chapman and Thurlow, 1998)、潜在的な炭素放出源といえる。

炭素放出源としての泥炭地湿原の評価を試みた研究例には、チャンバー法によって泥炭地湿原の地表面からの炭素放出量を測定したものが多くある。理由として、泥炭地湿原からの土壌中炭素の放出が主として二酸化炭素 CO<sub>2</sub> やメタン CH<sub>4</sub> のようなガス態で生じていることとともに、チャンバー法という方法の簡便性、すなわち、ある程度少ない費用でも多くの測定点を設けることができることや評価手順の普遍性が、挙げられる。

CO<sub>2</sub> を例にとり具体的な放出量を見ると、おおむね、最低で数 10 mg CO<sub>2</sub>/m<sup>2</sup>/hr. が観測されている。Chapman and Thurlow (1996)、Langeveld *et al.* (1997) や Maljanen *et al.* (2001) などを見る限り、測定値の変動幅は数 100 mg CO<sub>2</sub>/m<sup>2</sup>/hr. 程度、最頻の測定値が数 100~500 mg CO<sub>2</sub>/m<sup>2</sup>/hr. とみられ、1,000 mg CO<sub>2</sub>/m<sup>2</sup>/hr. を超える観測例もある。人為的な開発を免れている泥炭地においても 300 mg CO<sub>2</sub>/m<sup>2</sup>/hr. 超の例が報告されている (Ikkonen *et al.*, 2001)。地球上での炭素収支における泥炭地湿原の位置づけを評価しようとする場合、上述のように大きな変動性を示すことが予想され、放出量の測定値そのものが時間的にも空間的にも多

く必要となる。よって、泥炭地湿原からの CO<sub>2</sub> 放出量の測定は、今後も続くと思われる。

一方、泥炭土壌内部でのガス動態を扱った研究例は、1970 年代にはすでに、De Jong and Schappert (1972) が野外での土壌中の CO<sub>2</sub> 分布から CO<sub>2</sub> 発生速度の評価を試みているものの、放出量測定を主体とした研究例に比べて数が少ない。泥炭地湿原という環境を評価するうえで多地点多時点での測定値を基に統計的に CO<sub>2</sub> 発生特性を把握する手法が必要とされる一方で、泥炭地湿原に貯蓄された炭素の減少量や減少速度などを予測し制御していくための方策を考えていく際には、土壌中ガスの輸送機構についての知見もまた、重視されるべきであろう。

土壌など多孔質体中のガス輸送は主として拡散現象によるものと考えられることから、土壌ガス拡散係数  $D_s$  と土壌の間隙率  $P$  や気相率  $a$  との関係に関する知見が追及されてきた。 $D_s$  についての初期の研究では、気相率の関数  $D_s(a)$  の曲線形状は多孔質体の孔隙構造を表現するための単純な仮定を用いている (Millington, 1959; Millington and Quirk, 1961)。これらの  $D_s(a)$  曲線は主として、供試土壌を所定の容器に再充填して作成した攪乱試料を用いて、検証されてきた。そして近年では、不攪乱土壌試料に対する  $D_s(a)$  曲線の予測モデルについても、土壌水分特性曲線に関する情報を含む形に修正されてきており (Moldrup *et al.*, 1999; Moldrup *et al.*, 2000 (a); Moldrup *et al.*, 2004)、日本の火山灰土の不攪乱土壌試料に対して評価を試みた例も含まれている (Moldrup *et al.*, 2003)。

しかし、泥炭土壌のガス拡散係数に関する知見はほとんど報告されておらず、泥炭土壌中のガス輸送の量や速度の予測について議論する上での判断材料の不足につな

\* 農業環境技術研究所化学環境部栄養塩類研究グループ 〒305-8604 つくば市観音台 3-1-3

キーワード: 泥炭地湿原, 土壌ガス輸送, 気相率, 土壌ガス拡散係数, 温室効果ガス

がっている。以上の背景を踏まえ、本稿では、不攪乱泥炭土壌の相対ガス拡散係数  $D_s/D_0$  ( $D_0$  大気中のガス拡散係数) を測定し、 $D_s/D_0$  が  $a$  の変化に対して示す特性の比較を試みた例を紹介する。

## 2. 方 法

### 2.1 試料採取地および供試体

泥炭土壌試料の採取地として、北海道の美唄湿原を選んだ。この湿原は本来、貧栄養状態の下で発達する典型的高層湿原であり、北海道農業研究センター水田土壌管理研究室美唄分室の50 haほどの敷地の中で原生のまま保全されている。湿原を取り囲む土地は40年以上前から農地化されており、その排水の影響により湿原の地下水位が湿原辺縁部で顕著に低下し、外来植生が原生植生であるミズゴケやスゲの優生を脅かしている。

相対ガス拡散係数  $D_s/D_0$  を求めるための不攪乱泥炭土壌試料は、湿原辺縁部の、排水路から10 m内側の地点から採取した。採取深さは、12.5, 22.5, 32.5, 42.5, 52.5 および 62.5 cm であり、土層ごとに2反復、100 cm<sup>3</sup> コアおよび刃渡り33 cmの牛刀を用いて、採取した。

図-1 (a) は乾燥密度及び土粒子密度の深さ方向の分布であり、図-1 (b) は土壌炭素含有量およびC/N比の分布である。試料採取地点における泥炭土層は不飽和条件にさらされており、よって、地表面に近いところから

泥炭土壌の分解が進行している。土壌炭素含有量およびC/N比は、C-Nアナライザー (SUMIGRAPH NC-1000, 住化分析センター) およびガスクロマトグラフ (GC-8A, 島津製作所) を用いて測定した。

泥炭土壌に対する比較試料として、北大農場の作土層から採取した土壌を用いた。 $D_s/D_0$  測定試験において乾燥密度および気相率を揃えるために、2 mm 篩通過画分を100 cm<sup>3</sup> コアに再充填して供試体を作成した。乾燥密度は、採取地点での値を考慮して、乾燥密度1.18 Mg/m<sup>3</sup> に揃えた。気相率は、土粒子密度の実測値2.63 Mg/m<sup>3</sup> を用いて、後述の手順で調整した水分量から算出した。

### 2.2 土壌試料の気相率の調整

試料の気相率を変化させていくために、水分特性曲線を得る方法である水頭法を用いた (Dane and Hopmans, 2002)。まず、25°Cの恒温室において試料を24時間飽和し、その後、マトリックポテンシャルを段階的に下げていくことで脱水した。適用したマトリックポテンシャルの範囲は、現場での地下水位履歴から判断し、-5 cm から-100 cmの範囲で求めた。そして、各段階で水分平衡状態となるごとに、含水率および気相率  $a$  を求めるために供試体質量を測定し、 $D_s/D_0$  の値を求める試験を行った。

### 2.3 土壌ガス拡散係数の決定

相対土壌ガス拡散係数  $D_s/D_0$  の値は、Taylor (1949)、

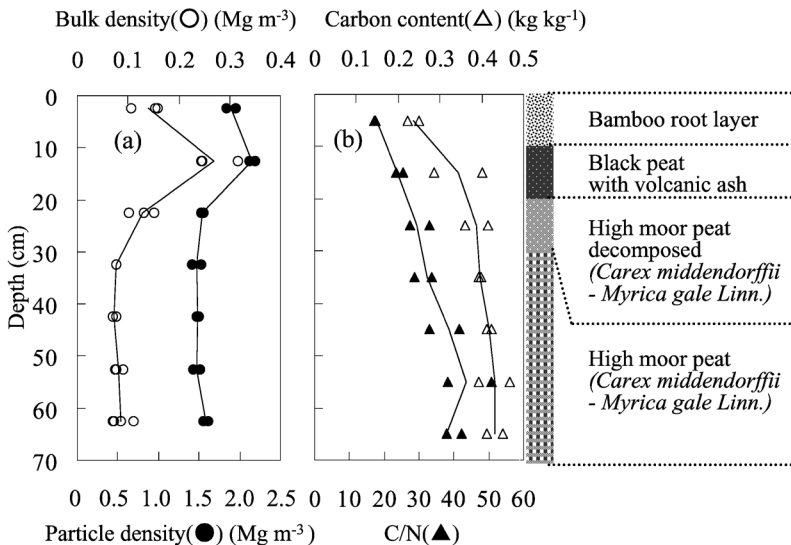


図-1 美唄湿原における試料採取地点の土壌断面。(a) は乾燥密度 (3 反復) および土粒子密度 (2 反復)、(b) は炭素含有量 (2 反復) および C/N 比 (2 反復) であり、実線はそれぞれの平均値を示す。

Fig. 1 Soil profile at the sampling point in the Bibai mire showing (a) bulk density ( $n=3$ ), soil particle density ( $n=2$ ), (b) carbon content ( $n=2$ ) and C/N ratio ( $n=2$ ). Solid lines denote the average values.

Currie (1960) そして遅沢 (1987) による単一拡散容器法を参考に、供試土壌を通じた  $N_2$ -air 相互拡散現象を利用して決定した。 $N_2$  に対する相互拡散によって拡散容器内に入ってくる air の量の指標として  $O_2$  ガスを選び、ガルバニ電池 (OS-3S-D, 新コスモス電機) を用いてガス拡散容器内の  $O_2$  濃度変化を測定することにより、 $O_2$  の破過曲線を求めた。泥炭土壌供試体とコア壁との間に隙間が、低マトリックポテンシャル領域での脱水による乾燥収縮などによって生じた場合には、粘土様充填材 (NEO SEAL B-3, 日東化成工業) を用いてこれを塞ぎ、 $O_2$  の破過曲線を測定している最中に気体が土壌試料部分をバイパスすることを防いだ。

単一拡散容器法による  $D_s$  の決定に際しては、測定対象ガスの拡散容器内における拡散挙動を考慮に入れて破過曲線を解析することが望ましいとされる。たとえば、El-Farhan *et al.* (1996) は、 $D_s$  を Currie (1960) の解析解から決定する場合、攪拌などによって拡散容器内ガス濃度を一様に保たなければ、 $D_s$  を過大評価する恐れがあることを報告している。ここでは、拡散容器内のガス拡散挙動を考慮に入れた場合の測定系のガス輸送を表現する支配方程式として、以下の式を適用した。

$$\begin{cases} a \frac{\partial C}{\partial t} = D_s \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} (0 \leq x \leq L_s) \\ \frac{\partial C}{\partial t} = D_0 \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} (L_s \leq x \leq L_s + L_a) \end{cases} \quad (1)$$

ここで、 $C$  は気相中の測定対象ガスの濃度、 $t$  は経過時間、 $x$  は土壌供試体の大気開放端を 0 に定めたガスの輸送方向の位置座標、 $D_0$  は大気中での  $N_2$ -air 相互拡散係数、 $L_s$  は土壌供試体の長さ (=5.1 cm)、そして  $L_a$  は拡散容器の長さ (=10.3 cm) である。絶対温度  $T$  での  $D_0$  ( $cm^2 s^{-1}$ ) である  $D_{0, T}$  は次式によって算出した (化学工学協会, 1970)。

$$D_{0, T} = D_{0, 0^\circ C} \left( \frac{T}{273.2} \right)^{1.67} \left( \frac{p_{0^\circ C}}{p} \right) \quad (2)$$

ここで  $D_{0, 0^\circ C} = 0.178 cm^2 s^{-1}$  (化学工学協会 1970) を用いた。また、大気圧  $p$  は  $0^\circ C$  のもとの大気圧  $p_{0^\circ C}$  にほぼ等しいと仮定した。測定系の初期条件及び境界条件は、以下のようにした。

$$C = C_i, \quad 0 \leq x \leq L_s, \quad t = 0 \quad (3)$$

$$C = C_0, \quad L_s \leq x \leq L_s + L_a, \quad t = 0$$

$$C = C_i, \quad x = 0, \quad t > 0$$

$$\frac{\partial C}{\partial x} = 0, \quad x = L_s + L_a, \quad t > 0 \quad (4)$$

ここで  $C_i$  は測定系周りの大気中における測定対象ガス濃度、 $C_0$  は時刻  $t=0$  における拡散容器内の測定対象ガス濃度である。 $D_s$  の値は、実測の  $O_2$  破過曲線に対して、式 (1), (3), (4) によって表される初期値境界値問題の有限要素数値解を適合させることによって決定した。

#### 2.4 $D_s(a)/D_0$ 曲線を与える既存のモデル

泥炭土壌の  $D_s/D_0$  が  $a$  の変化に対して示す特性を把握するために、次式で表される Millington-Quirk モデル (MQ) (Millington and Quirk 1961)

$$\frac{D_s}{D_0} = \frac{a^{10}}{P^2} \quad (5)$$

を実測値に対して適用した。ここで  $P$  は間隙率 ( $m^3 m^{-3}$ ) である。MQ モデルによる  $D_s(a)/D_0$  曲線の予測に必要なパラメータは  $P$  のみであり、また広い適用例があることから、泥炭土壌の実測の  $D_s(a)/D_0$  曲線の特性を把握する際の参照という意図で用いた。

また、Moldrup *et al.* (2004) が提案した Three-Porosity Model (TPM) も適用した。TPM は、多くの種類の土壌および広い気相率範囲において高い信頼性を示した実績を持つ  $D_s(a)/D_0$  の予測モデルである。TPM は、以下に示すような単項べき乗の式によって表される。

$$\frac{D_s}{D_0} = P^2 \left( \frac{a}{P} \right)^X \quad 0 < a \leq P \quad (6)$$

ここで  $X$  は屈曲度を反映したパラメータである。TPM では、 $X$  を決定するために以下に示す経験式を適用した (Moldrup *et al.* 2000 (a))。

$$\frac{D_{s100}}{D_0} = 2a_{100}^3 + 0.04a_{100} \quad (7)$$

ここで  $D_{s100}$  は供試土壌のマトリックポテンシャルが  $-100 cm$  のときの  $D_s$  の値、 $a_{100}$  はこれに対応する気相率である。式 (7) は、供試土壌の種類や間隙率に依らない 126 通りの不攪乱鉦物土壌供試体に対する 752 回の測定において、相関係数  $R^2 = 0.97$  を示した (Moldrup *et al.*, 2000 (a))。この式 (7) を式 (6) へ代入すると、次式が得られる。

$$X = \frac{\log(2a_{100}^3 + 0.04a_{100}) - \log P^2}{\log a_{100} - \log P} \quad (8)$$

式 (6) および (8) から、 $D_s(a)/D_0$  曲線を予測する上で TPM が必要とするパラメータは、 $a_{100}$  および  $P$  のみであることがわかる。

### 3. 結果および考察

図-2は、不攪乱泥炭土壌試料の、相対ガス拡散係数  $D_s/D_0$  の気相率  $a$  に対する変化を表している。図中の実線および破線はそれぞれ、TPM および MQ モデルから得られた曲線である。各試料の  $a$  の最大値を与える点は  $a_{100}$  における  $D_s/D_0$  に相当する。上述の2つのモデルに対して適用したパラメータは、各土層の試料に対して2反復で求めたものである。主として  $a \leq 0.1$  の低い気相率領域では、泥炭土壌試料の  $D_s/D_0$  の値は0付近にとどまったままであった。このことは、通気性に対する非有効間隙の存在を示している。 $a$  の値が上昇するにつれて、黒泥層の  $D_s/D_0$  は、その他の高位泥炭土層のそれらに比べて顕著に大きく上昇した(図-2 (a))。

MQ モデルは、TPM よりも実測値をよく近似したが、図-2 (c), (d), (e) そして (f) に見られるように、気相率が0.4よりも小さい領域でやや過小評価する傾向も見られた。また、図-2 (c) および (f) に見られるように、

MQ モデルは実測値を過大評価する傾向があった。Millington (1959) 自身もまた、MQ モデルが Taylor (1949) による実測の  $D_s/D_0$  を、0.4より小さい気相率では過小評価し、0.5より大きい気相率では過大評価することを指摘している。Jin and Jury (1996) においても、MQ モデルが示す同様の評価誤差について指摘している。これらを考慮すれば、MQ モデルに対しては、泥炭土壌も他土壌と似た振る舞いをすると考えられる。

TPM は、黒泥層の試料に対してのみ実測値に比較的近い曲線を再現したが、ほぼ全ての泥炭土壌試料に対して  $D_s/D_0$  曲線を過大評価した(図-2 (a))。原因は、TPM による  $D_s$  予測の基本となる、式(7)による  $D_{s100}$  の評価値が、 $D_{s100}$  の実測値を過大評価していたことにあった。式(7)の再現性の高さは、十分な数の実測値に対する高い相関係数により明らかであるが (Moldrup *et al.*, 2000 (a)), ある種類の土壌の  $D_{s100}/D_0$  予測には当てはまらない場合もあるであろう。たとえば、Moldrup *et al.* (2003) は、式(7)が日本の火山灰土壌の  $D_{s100}/D_0$  に対し

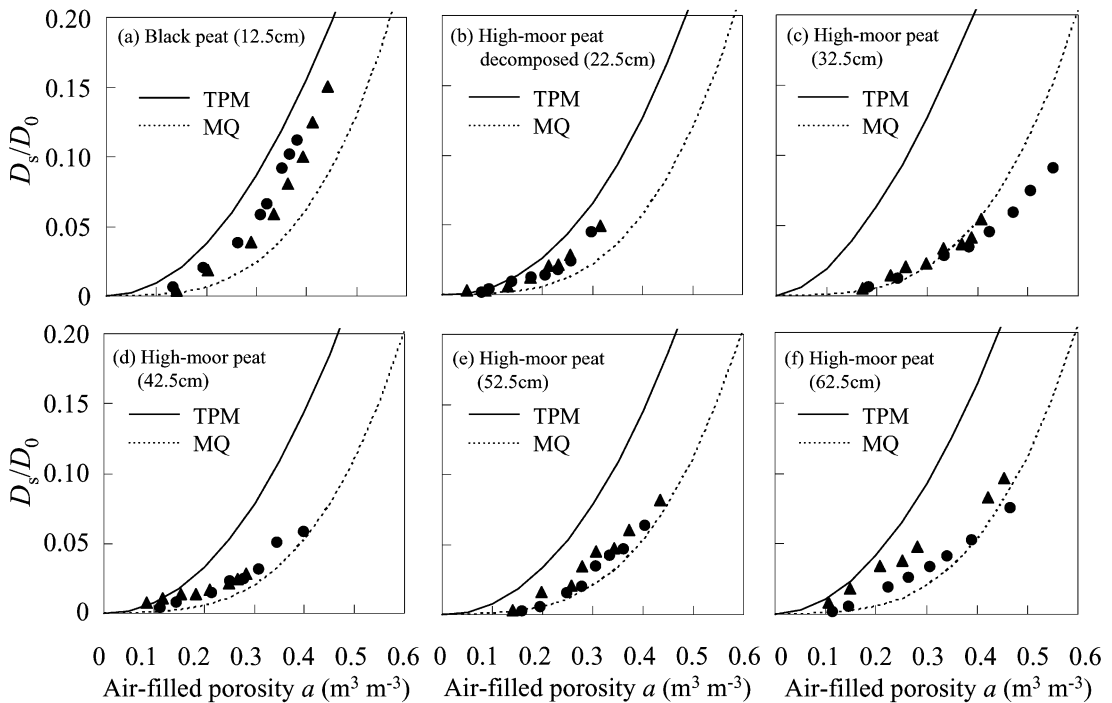


図-2 深さ毎の泥炭土壌試料の相対ガス拡散係数  $D_s/D_0$  の気相率  $a$  に対する変化。実線および破線はそれぞれ、Three-Porosity モデル (TPM) および Millington-Quirk モデル (MQ) による予測曲線。●および▲は当該層より採取した2反復試料による測定データ。

Fig. 2 Changes in the diffusivity  $D_s/D_0$  with the values of the air-filled porosity  $a$  for peat soil samples taken from different depths. Solid line and dotted line represent the curves derived from the Three-Porosity Model (TPM) and the Millington-Quirk model (MQ), respectively. ● and ▲ are measured data sets of duplicate samples taken from each soil layer.

て再現性が低下すること、これに想定される理由として、日本の火山灰土壌がヨーロッパなどの土壌に比べて特異な粗孔隙の連続性を持っていること、を述べている。ここでの泥炭土壌試料の式(7)に対する振る舞いは、泥炭土壌の  $D_s$  が、ある気相率において通常想定される  $D_s$  の値よりも、低いことを示唆した。

図-3は、黒泥層、高位泥炭土層、北大農場表土の  $D_s/D_0$  曲線を比較したものである。黒泥層試料および高位泥炭土層試料の  $D_s/D_0$  曲線はそれぞれ、図-2 (a) および図-2 (c) のものと同一のものである。この例では、北大農場表土の試料は、気相率が0.25程度までは他2試料と同様の  $D_s/D_0$  増加挙動を示し、気相率が0.25よりも大きい領域では他2試料よりも高い  $D_s/D_0$  の値を示した。既往の研究例 (Penman, 1940; Millington, 1959; Currie, 1984; Jin and Jury, 1996; Moldrup *et al.*, 2000 (a); Moldrup *et al.*, 2000 (b) など) においても、不攪乱試料、再充填試料を問わず、気相率0.4での  $D_s/D_0$  が0.15を上回る測定例が多く、これらに比べればやはり、泥炭土壌の  $D_s/D_0$  の値は低めであると思われた。

図-4は、泥炭土壌試料の土壌水分特性曲線である。高位泥炭土層である3つの層から採取した深さ42.5 cm, 52.5 cm, および62.5 cmの試料は、ほとんど同一の曲線形状を示した。そして、図-2に示したこれら3試料の  $D_s/D_0$  曲線もまた、それぞれほぼ同一の形状であったことから、連続したこれらの3土層は、ガスの拡散輸送の観点からは一様とみなせると判断できた。一方、深さ

22.5 cm から採取した高位泥炭土試料の  $D_s/D_0$  の値は、水分特性曲線から明らかなように、-100 cm までのほとんど全てのマトリックポテンシャル領域において他試料よりも高い含水率であったために、先述3試料よりも小さくなったと考えられた (図-2 (b))。これらのことは、水分特性がほぼ同一の泥炭土層同士であるならば、基本的には、ガス拡散性もほぼ同一とみなせることを示している。

しかしながら、黒泥層と深さ32.5 cm から採取した泥炭土層とを比べると、土壌水分特性曲線の形状は両者でほぼ同じであるにもかかわらず、 $D_s/D_0$  曲線は全く異なる形状を示した (図-2 (a) と (c))。黒泥層では、それ以下の泥炭土層に比べると炭素含有量が少なく (図-1 (b)), 分解が進行していたことと、図-3において見られた傾向とを考え合わせると、泥炭土壌が分解によって鉱物土壌へと近づくにつれて  $D_s/D_0$  が大きくなる、すなわち、泥炭土壌の分解がそれ自身の促進要因である土壌通気性をさらに高める、という正帰還的な機構の存在が示唆された。

泥炭土壌の  $D_s/D_0$  値が低めであった理由としては、以下の二つが考えられる。まず、泥炭土壌の間隙構造に原因を求めるならば、泥炭土壌の間隙構造は鉱物土壌に比べて屈曲度が高い、すなわちガスの拡散経路が長いことが想定される。次に、泥炭土壌が同じ気相率の鉱物土壌

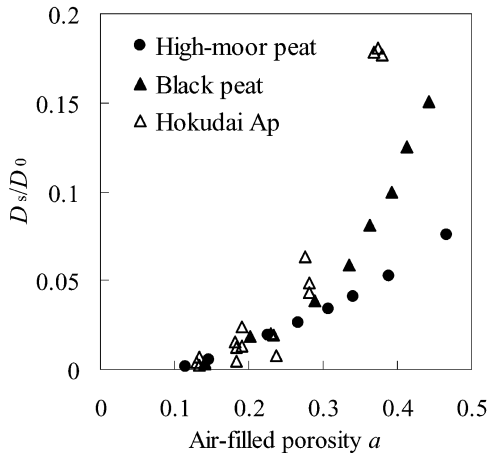


図-3 泥炭土壌および鉱物土壌の  $D_s/D_0$  曲線の比較。

Fig. 3 Comparison of  $D_s/D_0$  curves of peat soil samples with those of triplicate mineral soil samples.

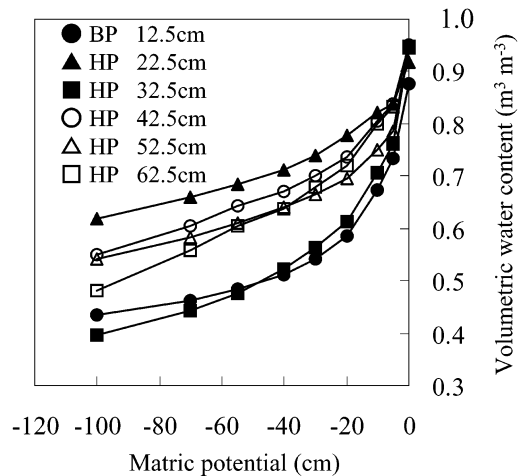


図-4 深さ毎の泥炭土壌試料の土壌水分特性曲線。凡例中の BP および HP はそれぞれ、黒泥層および高位泥炭土層を示す。

Fig. 4 Soil water characteristic curves of peat soils at different depths. BP and HP stand for Black Peat and High-moor Peat, respectively.

に比べて高い含水率を示すことに原因を求めると、泥炭土壌中の気相は鈹物土壌のそれに比べて、液相と接している面積が相対的に広がっている可能性が高く、よって、間隙を通過していくガス分子のうち液相へ溶解するものが増え、ガス輸送現象の見かけの遅延につながる事が予想される。この予想どおりの現象であれば、測定対象ガス濃度の気相液相間の平衡が対象ガスの液相中への溶解を伴って達成されるような場合、すなわち、気相中の測定対象ガス濃度が時間とともに上昇していく場合において、生じると考えられる。

#### 4. おわりに

本稿では、泥炭地湿原が炭素放出源として捉えられるようになっている現状を動機として、土壌ガス拡散係数の観点から、泥炭土壌の物理性について考察を試みた。湿原という土地は本来、土壌水分量がほぼ飽和体積含水率という処であるから、ガス拡散係数と気相率との関係についての知見が少なかつたことは当然であったともいえる。しかし、人為活動の営まれる土地に隣接すれば、湿原もまた、好氣的な条件に置かれることになる。

泥炭土壌のガス拡散係数は、そのままであれば他土壌に比べて低い値であるが、泥炭土壌の分解に伴って上昇する性質を持っている、ということが示唆された。このことは、人為活動と隣接併存する湿原の保全を考える際にも興味深い、現状では測定例も少なく、定量的な議論には遠い。土壌中のガス発生・輸送現象に関わる研究課題のひとつとして、泥炭土壌のガス拡散係数が相対的に低い値を示す原因や、分解とともにガス拡散係数が上昇するという仮説の検証とその機構について、今後、明らかにする必要がある。

#### 謝 辞

永田修博士はじめ美唄分室スタッフの方々には、美唄湿原での調査を行わせていただく上での便宜をはかっていただいた。また、北海道大学大学院農学研究科造林学分野の斎藤秀之助手および大学院生の方々に、C-Nアナライザーおよびガスクロマトグラフを使用させていただいた。ここに記して感謝いたします。

#### 引用文献

- Chapman, S.J. and Thurlow, M. (1996) : The influence of climate on CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions from organic soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, **79** (4) : 205-217.
- Chapman, S.J. and Thurlow, M. (1998) : Peat respiration at low temperature. *Soil Biology & Biochemistry*, **30** : 1013-1021.
- Currie, J.A. (1960) : Gaseous diffusion in porous media Part I - A non-steady state method. *British Journal of Applied Physics*, **11** : 314-317.
- Currie, J.A. (1984) : Gas diffusion through soil crumbs : the effects of compaction and wetting. *Journal of Soil Science*, **35** : 1-10.
- Dane, J.H. and Hopmans, J.W. (2002) : Water retention and storage. In : *Methods of Soil Analysis : Part 4, Physical Methods*, SSSA Book Series 5 (eds J.H., Dane and G.C., Topp), pp. 680-683. Soil Science Society of America, Inc. Madison, Wisconsin, USA.
- De Jong, E. and Schappert, H.J.V. (1972) : Calculation of soil respiration and activity from CO<sub>2</sub> profiles in the soil. *Soil Science*, **113** (5) : 328-333.
- El-Farhan, Y.H., Petersen, L.W., Rolston, D.E. and Glauz, R.D. (1996) : Analytical solution for two-region diffusion with two well-mixed end chambers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **60** : 1697-1704.
- Gorham, E. (1991) : Northern peatlands : Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, **1** : 182-195.
- Ikkonen, E.N., Kurets, V.K., Grabovik, S.I. and Drozdov, S.N. (2001) : The rate of carbon dioxide emission into the atmosphere from a southern Karelian mesooligotrophic bog, *Russian Journal of Ecology*, **32** (6) : 382-385.
- Jin, Y. and Jury, W.A. (1996) : Characterizing the dependence of gas diffusion coefficient on soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **60** : 66-71.
- 化学工学協会編 (1970) : 物性定数, 第8集, 223-235, 丸善.
- Langeveld, C.A., Segers, R., Dirks, B.O.M., van den Pol - van Dasselaar, A., Velthof, G.L. and Hensen, A. (1997) : Emissions of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O from pasture on drained peat soils in the Netherlands, *European Journal of Agronomy*, **7** : 35-42.
- Maljanen, M., Martikainen, P.J., Walden, J. and Silvola, J. (2001) : CO<sub>2</sub> exchange in an organic field growing barley or grass in eastern Finland, *Global Change Biology*, **7** (6) : 679-692.
- Millington, R.J. (1959) : Gas diffusion in porous media. *Science*, **130** : 100-102.
- Millington, R.J. and Quirk, J.P. (1961) : Permeability of porous solids. *Trans. Faraday Soc.*, **57** : 1200-

- 1207.
- Moldrup, P., Olesen, T., Schjonning, P., Yamaguchi, T. and Rolston, D.E. (2000 (a)) : Predicting the gas diffusion coefficient in undisturbed soil from soil water characteristics. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **64** : 94-100.
- Moldrup, P., Olesen, T., Schjonning, P., Yamaguchi, T. and Rolston, D.E. (2000 (b)) : Predicting the gas diffusion coefficient in repacked soil : Water-induced linear reduction model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **64** : 1588-1594.
- Moldrup, P., Olesen, T., Yamaguchi, T., Schjonning, P. and Rolston, D.E. (1999) : Modeling diffusion and reaction in soils : VIII. Gas diffusion predicted from single-potential diffusivity or permeability measurements. *Soil Sci.*, **164** : 75-81.
- Moldrup, P., Olesen, T., Yoshikawa, S., Komatsu, T. and Rolston, D.E. (2004) : Three-Porosity Model for predicting the gas diffusion coefficient in undisturbed soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **68** : 750-759.
- Moldrup, P., Yoshikawa, S., Olesen, T., Komatsu, T. and Rolston, D.E. (2003) : Gas diffusivity in undisturbed volcanic ash soils : Test of soil-water-characteristic-based prediction models. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **67** : 41-51.
- 遅沢省子 (1987) : 土壌ガス拡散係数測定と土壌診断. 土壌の物理性, **55** : 53-60.
- Penman, H.L. (1940) : Gas and vapour movements in the soil II. The diffusion of carbon dioxide through porous solids. *Journal of Agricultural Sciences*, **30** : 570-581.
- Post, W.M., Emanuel, W.R., Zinke, P.J. and Stangenberger, A.G. (1982) : Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, **298** : 156-159.
- Taylor, S.A. (1949) : Oxygen diffusion in porous media as a measure of soil aeration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **14** : 55-61.

## 要 旨

泥炭土壌のガス拡散係数  $D_s$  は、温室効果ガスの潜在的な発生源である泥炭地湿原における土壌ガスの輸送機構を明らかにする上で重要である。本稿では、不攪乱泥炭土壌の  $D_s$  を様々な気相率  $a$  の下で測定し、鉍物土壌の  $D_s$  との比較や既存の  $D_s$  予測モデルの適用を通じて、泥炭土壌の  $D_s$  が持つ特性の把握を試みた例を紹介した。

泥炭土壌試料は北海道の美唄湿原の不飽和土層から、鉍物土壌は北大農場の作土層から、それぞれ採取した。泥炭土壌の  $D_s$  が鉍物土壌の  $D_s$  よりも低い値を示したことや、鉍物土壌に対して信頼度が高いとされた  $D_s$  予測モデルが泥炭土壌の  $D_s$  を過大評価したことから、泥炭土壌の  $D_s$  は他土壌に比べて低い値を持つと考えられた。また、分解の進行した黒泥層の  $D_s$  が高位泥炭土層の  $D_s$  よりも高い値を示したことから、泥炭土壌の分解によって泥炭土壌の通気性が上昇し、これがさらに泥炭土壌の分解を誘発する、という正帰還的な機構の存在が仮定された。

受稿年月日：2005年12月5日

受理年月日：2006年1月20日



# 北海道泥炭農耕地土壌の実態とその特性

橋本 均\*

## Actual Soil Conditions of Peaty Arable Land in Hokkaido

Hitoshi HASHIMOTO\*

\* Hokkaido Central Agricultural Experiment Station, Naganuma, Hokkaido, 069-1395, Japan

### 1. 農耕地における泥炭土の分布状況

北海道は泥炭農耕地の分布が広く、全国の泥炭農耕地面積の約4割を占める。地力保全基本調査の集計では(表-1)、北海道の農耕地119万haのうち、泥炭土(黒泥土含む)は10.1万haで、8.4%を占める(橋本・志賀, 1993)。地目としては水田(転換畑含む)が5.6万haで、特に石狩、空知支庁に多く分布し、畑・草地は4.5万haで、宗谷、十勝、網走、留萌支庁に多い。なお、釧路、根室支庁管内では、泥炭農耕地は少なく、未利用の泥炭地が非常に多い。

農耕地及び農牧適地面積を表-2に示す(北海道農業試験場, 1988)。泥炭土24.1万ha(農耕地及び農牧適地の8.9%)の内訳は、低位泥炭土19.1, 中間泥炭土1.9, 高位泥炭土3.1万haである。農耕地及び農牧適地に占める泥炭土の面積割合は、宗谷、留萌、石狩、釧路、根室、空知支庁などで高い。

### 2. 泥炭農耕地土壌の分類と定義

農耕地土壌の分類法はいくつかあるが、ここでは現在全国的に使われている農耕地土壌分類第3次改訂版(農耕地土壌分類委員会, 1995)における泥炭土の分類、定義について説明する。

この分類は4段階のカテゴリーからなる。土壌群として「泥炭土」、「黒泥土」の2種、土壌亜群として泥炭土は3種(高位泥炭土、中間泥炭土、低位泥炭土)、黒泥土は区分されずに「普通黒泥土」が設定され、さらに土壌統群として計10種が設定されており、その下に土壌統がある。

以下、亜群までの定義を記す。

#### 2.1 有機質土層の定義

泥炭を含む有機物含量20%以上の層。泥炭層と黒泥土に分けられる。有機物含量とは、炭素含量に1.724を

乗じたものを指す。

泥炭層: 泥炭を断面の面積割合で2/3以上含み、有機物含量20%以上の土層。

黒泥土層: 泥炭を断面の面積割合で2/3未満含み、黒〜黒褐色を呈する有機物含量20%以上の土層。

#### 2.2 土壌群の定義

泥炭土: 泥炭層が表層50cm以内に積算して25cm以上ある土壌。

黒泥土: 上記以外の有機質土壌(黒泥土層又は黒泥土層と泥炭層を合わせたものが表層50cm以内に積算して25cm以上ある土壌)。

#### 2.3 土壌亜群の定義

高位泥炭土: 泥炭層上部25cmの主たる構成植物がミズゴケ、ホロムイスケである。

中間泥炭土: 同ワタスケ、ヌマガヤである。

低位泥炭土: 同ヨシ、ハンノキである。

普通黒泥土: (亜群に区分されない)。

#### 2.4 土壌群の定義に関する問題点

土壌群の定義は、北海道の農耕地土壌分類第二次案(北海道土壌分類委員会, 1979)を踏襲して「泥炭層の厚さが上部50cm以内に積算して25cm以上」とされている。分類案作成の時代には現在より客土量が少なかったことがこの定義を決めた理由の1つと思われる。

現状では後述するように、泥炭土水田では多量の客土により表層の無機質層の厚さが25cmを超えている場合が多く、分類定義上は泥炭土に合致しない。しかし現場においては、無機質層がこれ以上厚くても、それが客土によってなされたものであり、その下の泥炭層が厚ければ泥炭土として扱われことが多い。筆者も、表層の無機質層の厚さが40cm程度までは「泥炭土」にすべきと考えている。

この理由としては、a. 耕起により泥炭が作土に混入する可能性がある、b. 無機質層厚が40cmであっても、

\*北海道立中央農業試験場 〒069-1395 北海道夕張郡長沼町東6北15

キーワード: 泥炭土水田, 泥炭土転換畑, 泥炭土草地, 土壌の経時変化, 土壌物理性

表-1 地力保全基本調査面積集計 (橋本・志賀, 1993)

支庁	水田 計 (万 ha)	うち泥炭土 (万 ha)	同左割合 (%)	草地・畑 計 (万 ha)	うち泥炭土 (万 ha)	同左割合 (%)	泥炭土農耕地 計 (万 ha)
石狩	2.92	1.45	49.7	1.98	0.28	14.3	1.73
空知	10.36	2.54	24.6	2.25	0.03	1.4	2.57
上川	7.05	0.87	12.3	6.05	0.09	1.5	0.95
留萌	1.11	0.00	0.0	2.48	0.59	24.0	0.59
宗谷				5.62	0.96	17.1	0.96
網走	0.83	0.11	13.1	16.02	0.65	4.0	0.76
十勝	0.46	0.09	20.6	25.24	0.93	3.7	1.02
釧路				9.08	0.38	3.9	0.38
根室				10.80	0.30	2.8	0.30
他支庁計	4.95	0.49	10.0	11.41	0.27	2.4	0.76
全道計	27.68	5.56	20.1	90.94	4.48	5.0	10.05

表-2 農牧地及び農牧適地面積集計 (北海道農業試験場, 1988)

支庁	農牧地及び 農牧適地 (万 ha)	うち泥炭土 (A) (万 ha)	同左割合 (%)	低位泥炭土 (万 ha)	中間泥炭土 (万 ha)	高位泥炭土 (万 ha)	泥炭土農 耕地(B)* (万 ha)	泥炭土未利 用地(A-B) (万 ha)
石狩	16.18	2.84	17.5	1.46	0.14	1.24	1.73	1.11
空知	23.20	2.90	12.5	1.58	0.03	1.29	2.57	0.33
上川	30.75	1.08	3.5	0.95	0.10	0.03	0.95	0.13
留萌	8.47	1.54	18.2	1.04	0.41	0.09	0.59	0.95
宗谷	15.81	3.21	20.3	2.32	0.67	0.23	0.96	2.25
網走	31.12	1.50	4.8	1.48	0.02	0.00	0.76	0.74
十勝	37.54	1.27	3.4	1.27	0.00	0.00	1.02	0.25
釧路	35.91	5.47	15.2	5.21	0.18	0.08	0.38	5.09
根室	25.22	3.39	13.4	2.96	0.30	0.13	0.30	3.09
他支庁計	48.05	0.90	1.9	0.83	0.04	0.04	0.76	0.14
全道計	272.20	24.12	8.9	19.09	1.89	3.12	10.05	14.07

\*地力保全基本調査面積集計 (橋本・志賀, 1993) より抜粋。

その下に泥炭層が1~数mの厚さで存在することも多く、泥炭地としての特性(低い地耐力、地盤沈下、比較的高い地下水位)が残り、他の粘質土壌とは明らかに異なる性状を示すからである。従って、本稿ではこれらを含めて泥炭土として扱うこととする。

なお、日本ペドロロジー学会より最近新たに提案された日本の統一土壌分類体系-第二次案(2002)-(日本ペドロロジー学会, 2003)では、客土層の厚さが50cm未満までは、その直下の泥炭層の厚さが25cm以上であれば泥炭土と判定される。

### 3. 自然土壌と農耕地土壌の違い

農耕地としての泥炭土は自然土壌としての泥炭土に対して、地下水位が低下し、表土(無機質層)が作られ、排水に伴い泥炭層の圧密・収縮が起こっている。

人工的な表土補給としての客土は、地耐力、土壌物理性(保水性、通気・透水性、砕土性)、作物への養分供給、費用等を考慮して多様な土が使われている。

表土より下にある泥炭層(植物遺体の集積層)は、耕地化によって脱水、圧密・収縮、分解され、ほ場の地盤沈下を引き起こしている。泥炭の分解程度は、構成植物の種類や営農履歴等により異なり、一般にヨシ、ハンノ

キ、ゼンマイ、スゲ類等は分解しづらくその植物組織が残っているが、ミズゴケは分解が早く、泥炭土水田ではその組織はほとんど見られない。

### 3.1 泥炭土水田と泥炭土転換畑

地下水、土層中水排除と表面水の迅速排除のため、暗きょ排水組織が施工されている。非かんがい時の地下水位は70 cm～1 m程度に下げられているが、融雪時や多雨時には水位は30～50 cmまで上昇している(橋本, 1994 a)。

無機質層は、客土事業の進捗に伴って厚くなり、道央地帯では平均で30 cm程度となっている(橋本, 1994 a)。

客土は、一回につき5～10 cmの厚さで行われ、粘質な土を用いている事例が多い。これまでに少なくとも1～2回は行われ、6～7回に渡って客土された結果、無機質層が厚さ40 cmに及ぶ場も見られる。これほど厚くなった理由の1つとして、客土事業の計画量よりも実際の客土量の方が多いことがあげられる。客土は、米の品質向上(泥炭からの窒素供給を減少させタンパク含量を低下させる)、あるいは不等沈下の修復のため、水田の売買に際しての土地評価を上げる目的をも含めて、現在も続けられている。

不等沈下については、開発が遅れた一部の高位泥炭土地帯では見られるが、それ以外ではほとんど見られない。その理由は、不等沈下はほぼ終了しているため、あるいは不等沈下に伴う補正客土が行われているためである。しかし、全体的に地盤が沈下している状況にある。

### 3.2 泥炭土草地

広い面積を有する草地経営においては、その土地改良に水田ほど経費をかけられないため、未客土草地や客土量の少ない草地が多い。しかし最近では、厚さ10数cmの客土層を持つ場も見られる。地下水位の高さは、50～60 cmが目標とされており、北海道北部では平均47 cmという実態が報告されている(伊藤・菊地, 1996)。地下水位は地耐力確保のためには50 cm以下の低い方が良いが、牧草生育確保の面では30～50 cm前後のやや高い水位が望ましい。雑草発生が少ない水分条件であることも望まれる。

また草地は、水田と異なり、元々の微地形や客土後の不等沈下により、地表面に凸凹がある場合が多く、このことが牧草生育管理、雑草抑制等を困難にしている。

草地利用には、採草地と放牧地の2通りの形態がある。採草地は一度造成・更新すると数年～数十年は耕起せず、年2回程度収穫する。収穫した牧草をほ場面で乾燥させる必要があり、この面でも湿性の強い泥炭土は不利である。放牧地の場合は耕起しないが、家畜の安定歩

行のため(蹄没が起きないように)、表層の地耐力が重要となる。また、時期によっては表層の泥炭が乾燥し、播種した牧草種子が発芽不良となる。

### 3.3 泥炭土畑地(専業畑)

泥炭土地帯で専業畑作が行われる例は少ない。網走管内斜里町の泥炭土地帯で、比較的大規模に専業畑作(小麦、テンサイ、バレイショ等)が行われているのが北海道では最大規模と思われる。この地下水位は1 m前後で、客土はほとんど無く、作土は、降下堆積した火山灰や氾らん沖積土に分解泥炭が多量に混入している場が多い(斜里町ら, 1988)。現在は、客土が行われつつある。

## 4. 泥炭農耕地の生産力

土地改良された泥炭土水田では、窒素の過剰吸収により米のタンパク含量が高くなりやすいことを除けば、一般に作物生産力は高い。泥炭土転換畑も同様で、地下水位が60～80 cm程度に低下し、20 cm程度のプラウ耕起により作土に泥炭が適度に混入した転換畑では、良好な土壤物理性や高い土壤窒素供給力により、小麦、大豆等の生産性は高い(橋本・高橋, 1990; 志賀, 1993)。

泥炭土草地では、水田ほどには土地改良に費用をかけないため、地耐力不足で作業の効率性が劣り、粘質土壌との生産力の差は大きい。しかし、過剰排水を避けて作土に対する水分供給を確保し、適切な施肥管理を行えばより生産性は向上するとされている(伊藤・菊地, 1996)。

泥炭土畑地では、無機質層の厚さ、作土への泥炭の混入、およびその分解程度が生産力に対して大きく影響する。泥炭からの窒素放出により、テンサイの糖分低下、バレイショのでんぷん含量低下などの品質上の問題が言われているが、これらに関する調査・研究事例はない。

## 5. 泥炭土の理化学性の特徴

泥炭土の作土には、分解した泥炭が多少なりとも混入している。従って、有機物含有量(炭素、窒素含有量)が多く、保肥力が高く、無機成分(鉄、ケイ酸等)が少なく、窒素供給力が高い。有機物が多いため、容積重が小さく、保水力が高く、透水性、通気性、砕土性が良く、土壤物理性は一般に良好である。

表-3に各種土壌の表土の理化学性を示す。泥炭土は容積重(仮比重)が小さく、孔隙率が大きい。全地目において、全炭素、全窒素が他土壌に比べて明らかに多い。塩基交換容量も水田以外では明らかに泥炭土が他土壌より高い。

以下、土地利用別に、客土に関する土壤物理性を述べる。

表-3 土壌環境基礎調査における土壌別の作土理化学性の比較 (道立中央農試環境保全科集計, 未発表)

地目	土壌	点数	年代	作土厚さ (cm)	硬度 (mm)	容積重 (Mg m <sup>-3</sup> )	孔隙率* (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	有効孔隙率** (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	pH (水)	全炭素 (g kg <sup>-1</sup> )	全窒素 (g kg <sup>-1</sup> )	塩基 交換容量 (cmolc kg <sup>-1</sup> )	リン酸 吸収 係数	可給態 窒素 (g kg <sup>-1</sup> )	交換性 CaO (g kg <sup>-1</sup> )	塩基 飽和度 (%)	
草地	泥炭土	20	'94-97	16.0	13.4	0.67	0.712	0.084	5.49	137.40	8.3	49.5	1147	0.21	7.40	69.8	
			'79-82	17.7	17.2	0.64	0.716	0.097	5.84	137.30	8.9	44.6	1130	0.26	6.97	67.6	
	低地土	95	'94-97	19.1	19.6	1.01	0.642	0.118	5.70	40.50	3.5	24.7	1013	0.13	3.38	61.5	
			'79-82	20.0	21.6	1.12	0.562	0.117	5.86	32.50	2.9	24.8	997	0.09	3.31	60.6	
	台地土	115	'94-97	17.7	18.8	1.04	0.584	0.096	5.43	46.40	4.4	24.9	1128	0.13	2.63	47.1	
			'79-82	18.1	22.5	1.09	0.577	0.063	5.69	45.00	3.4	25.8	1001	0.10	3.52	60.1	
	火山性土	225	'94-97	21.7	17.4	0.79	0.744	0.159	5.87	61.40	4.7	25.2	1455	0.17	2.52	45.7	
			'79-82	19.9	19.2	0.86	0.648	0.183	5.76	55.80	4.4	23.9	1433	0.11	2.41	45.4	
	0.00																
	水田	泥炭土	40	'94-97	17.0	9.6	0.83	0.624	0.061	5.34	53.30	3.3	22.4	891	0.11	2.70	60.0
				'79-82	13.9	11.6	0.86	0.662	0.071	5.50	48.30	3.4	22.6	935	0.09	2.60	59.4
		低地土	135	'94-97	14.6	10.8	0.97	0.618	0.083	5.47	24.50	2.1	19.7	862	0.11	2.46	62.7
'79-82				14.4	10.8	0.98	0.635	0.067	5.46	26.90	2.2	23.0	1070	0.10	2.49	57.3	
台地土		40	'94-97	15.4	12.0	1.06	0.600	0.041	5.35	23.90	2.0	18.4	882	0.10	2.17	58.9	
			'79-82	14.9	11.4	1.09	0.582	0.040	5.39	28.30	2.1	21.6	1166	0.08	2.25	55.5	
火山性土		10	'94-97	21.6	13.0	1.01	0.610	0.107	5.62	37.60	3.1	19.2	968	0.07	2.34	53.6	
			'79-82	16.0	15.1	0.99	0.625	0.044	5.64	44.20	3.6	24.6	1070	0.05	3.64	66.9	
0.00																	
普通畑		泥炭土	20	'94-97	25.2	15.2	0.81	0.671	0.081	5.56	70.70	4.6	33.4	938	0.05	3.39	47.9
				'79-82	26.8	16.3	0.70	0.727	0.101	5.31	100.20	6.4	33.5	1075	0.06	4.37	56.2
		低地土	80	'94-97	24.8	15.2	1.03	0.537	0.083	5.86	28.40	2.4	24.0	897	0.05	3.09	61.9
	'79-82			21.3	13.6	0.95	0.635	0.093	5.86	38.70	2.9	27.1	1009	0.04	3.60	59.8	
	台地土	150	'94-97	22.5	14.4	1.08	0.568	0.068	5.46	26.10	1.9	18.9	862	0.05	2.28	59.7	
			'79-82	20.8	14.8	1.04	0.595	0.054	5.53	32.20	2.3	22.1	957	0.05	2.46	53.6	
	火山性土	210	'94-97	27.0	16.9	0.89	0.649	0.089	5.84	47.70	3.5	25.4	1518	0.04	2.26	43.6	
			'79-82	22.8	14.2	0.74	0.721	0.119	5.73	56.90	4.0	27.6	1477	0.05	3.25	51.6	

\* -3.1 kPa (pF1.5) における量。 \*\* -3.1 kPa ~ -49 kPa (pF1.5 ~ 2.7) における量。

### 5.1 泥炭土水田と泥炭土転換畑

客土材として粘質な土を用いている事例が多く、客土量が多い、つまり無機質層が厚い場合は砕土性が不良となり、転換畑作物の初期生育を不良にしている。一方、転換畑利用に際してはブラウ耕起する 경우가多く、表土に客土層直下の泥炭層が混入・分解し、一般に土壌物理性は良好となる。しかし、これを水田に復元した場合は、泥炭からの窒素放出により米のタンパク質含有率が上昇し食味が低下し易い。

表-4、表-5に、客土層が厚い道央の泥炭土水田・転換畑及び近接する粘質低地土水田の土壌物理性を示す(橋本, 1994a)。無機質層の土性はLiCで低地土と同様に粘質だが、容積重、固相は低地土より小さく、易有効水量はやや多い。粘質客土層が厚くなりすぎて、表面排水が不良となり、そのため深耕により土層改良を行った例も報告されている(橋本, 1994b)。

### 5.2 泥炭土草地

北海道北部の泥炭土草地において、地下水位、作土の土砂含量、三相分布、保水力等と牧草生産力との関係について検討した報告がある(伊藤・菊地, 1996; 伊藤, 1996; 伊藤, 1997)。泥炭土草地は鉍質土草地に比べて、平均的には低固相率、高液相率、低気相率、高保水力であるが、草地間や土層間のバラツキも極めて大きい(表-6)。

泥炭土草地に特有の問題として、夏期に表層が乾燥状態になり牧草の萌芽・定着が不良となることがある。これについては、地下水位が50 cmより高い時期の播種がよいこと、水位がそれより低い場合は土砂含量が80%以上あることが望ましい(北海道立天北農業試験場, 1991)。

また、客土層厚不齊に伴う不等沈下の実態等が調査され、泥炭土草地の平均客土層厚は5.6~10.4 cmであること、不等沈下が発生した泥炭土草地では雑草、ルートマットの処理及び播種床の整備などを十分にすることがあること、等が明らかにされた(北海道立天北農業試験場, 1995)。

## 6. 土壌の経時変化

泥炭土は、その主な構成物が有機物(植物遺体)であり、かつ、排水、客土などの大規模な人的要因が加わっているため、他の土壌に比べて経時的変化が比較的大きいものと思われる。また、農耕地からの温室効果ガスの発生に関しても、泥炭農耕地は重要な研究対象である。これらについては長期的に精査した例は少なく、必ずしもその詳細は明かではない。

### 6.1 ほ場の沈下

ほ場の沈下は大きな問題である。神山ら(1992)は石狩管内新篠津村における客土計画量と実態調査よりその

表-4 泥炭土水田・転換畑の無機質層の厚さと表土の強熱減量，粒径組成（橋本，1994 a）

地 区 (年次)	地目，土壌	点数	無機質層 の厚さ <sup>1)</sup> (cm)	強熱減量 <sup>2)</sup> (kg kg <sup>-1</sup> )	粒径組成 (kg kg <sup>-1</sup> )			農学会法		
					砂	シルト	粘土	土性	粘土 (kg kg <sup>-1</sup> )	土性
新篠津 (1988)	泥炭土水田	21	34 (25-48)	0.127 (0.062-0.248)	0.438	0.273	0.289	LiC	0.423	CL
	泥炭土転換畑	24	31 (22-46)	0.141 (0.064-0.304)	0.437	0.292	0.271	LiC	0.415	CL
南 幌 (1989)	泥炭土水田	12	26 (17-41)	0.116 (0.056-0.211)						
	低地土水田	18	90 以上	0.081 (0.048-0.132)						
	泥炭土転換畑	14	35 (22-65)	0.118 (0.078-0.225)						
	低地土転換畑	16	90 以上	0.087 (0.051-0.120)						

<sup>1),2)</sup> ( ) 内は最小-最大値。また，強熱減量以下の項目の分析値は表土 0~15 cm についてのもの。

表-5 泥炭土水田・転換畑の表土の深さ別三相分布，有効水分量（橋本，1994 a）

地 区 (年次)	土壌，地目	点数	深さ*	容積重 (Mg m <sup>-3</sup> )	三相分布** (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )				孔隙量*** (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	
					固相	液相	気相	含水比 (kg kg <sup>-1</sup> )	易有効水	難有効水
新篠津 (1988)	泥炭土水田	21	1 層	0.977	0.393	0.548	0.059	0.595	0.042	0.139
			2 層	0.905	0.373	0.552	0.075	0.683	0.037	0.150
	泥炭土転換畑	24	1 層	0.951	0.389	0.420	0.190	0.476	0.049	0.120
			2 層	0.907	0.385	0.481	0.131	0.626	0.044	0.147
			3 層	0.322	0.153	0.643	0.204	3.111	0.066	0.243
南 幌 (1989)	泥炭土水田	12	1 層	0.977	0.391	0.577	0.032	0.606	—	—
	低地土水田	18	1 層	1.112	0.430	0.548	0.022	0.718	—	—
	泥炭土転換畑	14	1 層	0.917	0.367	0.487	0.146	0.614	0.041	—
	低地土転換畑	16	1 層	1.107	0.429	0.455	0.116	0.425	0.030	—

\* 1 層は 0-15 cm，2 層は 15-30 cm。\*\* 新篠津は現地状態，南幌は-3.1 kPa (pF1.5) 状態。\*\*\* 易有効水は-3.1~-49 kPa (pF1.5~2.7)，難有効水は-49~-1,500 kPa (pF2.7~4.2) での値。

客土量分布図を作成し，低位泥炭土では年約 2 cm 程度沈下していることを報告した。また，シミュレーションによって，石狩泥炭地の 2 割は沈下のため持続的な利用の可能性が低いと判定されたが，あと 10 cm 程度の再客土を行えばこの面積は半減することを明らかにした（神山ら，1995）。

沈下は，地下水位の低下による圧密収縮と，耕耘による泥炭の客土層への混和，乾燥，分解が原因で起こる。土地利用形態によっても沈下の速度は異なり，水田では 0.7 cm/年に過ぎないが，転換畑では 2.7 cm/年にもなることが示されている（宮地ら，1995）。

### 6.2 表土の理化学性

表土の理化学性の変化については，大規模な泥炭地の開発・耕地化が実施された 1950~60 年代の調査事例（松実，1956）がある。しかし，1980 年代以降は長期的に

精査した報告は少ない。排水や客土など土地改良事業の進捗により，80 年代以降の経時変化はそれ以前に比べて小さいものと思われる。

前掲した表-3 のデータは原則として同じ圃場において，1979~1997 年にかけての作土の理化学性の経時変化をまとめたものである。泥炭土については点数が少ないが，水田についてみると，泥炭土以外は作土の炭素含量が減少しているのに対し，泥炭土では増加している。この理由は，畑作転換時のプラウ耕起による下層の泥炭の混入と思われる。土壤物理性については，変化の傾向は明らかではない。

表-7 には泥炭土水田及び近接するグライ土水田（いずれも連作水田）における，1967~1999 年にかけての全炭素，全窒素等の経時変化を示す（笛木・今野，2002）。泥炭土では，この期間中に 10 cm 以深の層で全炭素・全窒

表-6 泥炭草地の物理性 (伊藤, 1997)

層序と深さ (点数)	区分	現地乾土 容積重 ( $\text{Mg m}^{-3}$ )	三相分布 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )			粗孔隙* ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )	土砂含量** ( $\text{kg kg}^{-1}$ )	孔隙量*** ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )			
			固相	液相	気相			重力水	易有効水	難有効水	全有効水
作土 (0~5 cm) (n=54)	最小値	0.17	0.085	0.368	0.009	0.000	0.146	0.021	0.024	0.086	0.110
	最大値	1.07	0.471	0.837	0.324	0.214	0.909	0.198	0.201	0.417	0.484
	平均値	0.49	0.239	0.636	0.125	0.084	0.597	0.061	0.082	0.233	0.315
心土 (25~30 cm) (n=54)	最小値		0.041	0.650	0.022	0.019	0.053	0.029	0.019	0.274	0.337
	最大値		0.163	0.894	0.225	0.311	0.814	0.176	0.179	0.524	0.576
	平均値		0.083	0.813	0.104	0.103	0.227	0.077	0.079	0.386	0.468

\* -3.1 kPa (pF1.5) における気相率。 \*\*550°C での強熱後の残灰分量。 \*\*\*孔隙量のうち、重力水は0~-6.2 kPa, 易有効水は-6.2~-155 kPa, 難有効水は-155~-1,500 kPa, 全有効水は-6.2~-1,500 kPa の値。

表-7 泥炭土・グライ土水田における全炭素, 全窒素, 可給態窒素含量の経時変化 (笛木・今野, 2002)

土壌	深さ (cm)	全炭素含量 ( $\text{g kg}^{-1}$ )*				全窒素含量 ( $\text{g kg}^{-1}$ )				可給態窒素*** ( $\text{mg kg}^{-1}$ )		
		1967	1975**	1977	1996	1967	1975**	1977	1996	1977	1996	1999
泥炭土	0~10	48 (13)	42 (12)	40 (12)	44 (15)	3.6	3.5	3.3	3.0	116	105	91
	10~25 (泥炭混入)	90 (15)	55 (11)	41 (11)	44 (15)	6.2	5.0	3.6	3.0	162	101	
	25~45 (亜泥炭層)		109 (16)	64 (12)	72 (14)		6.9	5.5	5.1	443	238	243
	45~60 (泥炭層)			78 (14)				5.4		270		289
グライ土	0~10	30 (14)	25 (14)	24 (13)	27 (14)	2.1	1.8	1.9	1.9	73	91	71
	10~22	30 (14)		24 (10)	23 (14)	2.1		2.4	1.7	90	55	
	22~50		22 (10)					2.1				63
	50~		16 (11)					1.4				

\* ( ) 内は C/N 比, \*\*1975 年の数値は富岡ら (1976) の結果を引用, \*\*\*30°C で 28 日間湛水培養後の  $\text{NH}_4\text{-N}$  生成量

素含量や可給態窒素含量が大きく減少したのに対し, 0~10 cm 層はいずれの含量ともわずかな減少傾向を示す程度であった。

一方, グライ土は表層から深さ 100 cm まで, 全炭素, 全窒素含量とも少ない強粘質の無機質土層からなる。同じ期間中における全炭素, 全窒素含量の減少程度は, 泥炭土に比べると明らかに少ない。

### 6.3 泥炭の分解・腐植化, 炭素収支

北海道の泥炭農耕地について, 泥炭の構成植物, 分解度, 腐植化度, 有機化学的組成, あるいはそれらの経時変化等について調べた古い研究報告はあるが (松実, 1956; 松実ら, 1960), 最近の報告例はない。未耕地については, 近藤により, 泥炭土壌の種類, 理化学性, 分解度と腐植化度, 有機態窒素組成の関係等が調査されている。

る(近藤, 1978; 近藤, 1979)。

また泥炭土は、炭素含有量が多いため、炭素の収支の把握は温室効果ガスとの関係で重要な課題であり、知見が蓄積されつつある(永田ら, 2005a; 永田ら, 2005b)。

## 7. ま と め

1) 北海道の泥炭農耕地は面積が広く、水田が5.6万ha、畑・草地在り4.5万ha分布している。

2) 泥炭土水田は客土による無機質層が厚く、泥炭土の定義に合致しないほ場が多い。

3) 泥炭農耕地土壌は自然土壌に比べ、地下水位が低下し、表土(無機質層)が作られ、排水に伴い泥炭層の圧密・収縮、分解が起こっている。

4) 作物生産力は、水田では一般に高いが、米のタンパク含量が高くなりやすい。草地では、水分供給能が高い反面、作業性が劣り、総合的に生産性が低い。

5) 表土の理化学性は、粘質土壌に比べて物理性は良好で、炭素含有量が多い。

6) 土壌の経時変化を見ると、表土下の泥炭層については、排水に伴い圧密・収縮が進行し、ほ場面が沈下して行く方向にある。水田よりも転換畑利用時に大きい。表土の理化学性については、水田(転換畑含む)で炭素含有量が増加している点以外は、変化の傾向は判然としない。

## 8. 今後の課題

泥炭土の耕地化の歴史は北海道開拓の歴史そのものと言っても過言ではない。巨額の費用をかけて排水改良、客土等が実施され、現在ではほぼ安定した農業生産が行われている。

一方、昔は厄介者として嫌われてきた湿原が現在は脚光を浴び、泥炭土もその構成員として注目されている。この現況の中で、泥炭農耕地土壌をどう評価し、どう扱っていくかが課題である。特に、耕地の安定的、保存的利用の観点からは泥炭土水田の田畑輪換利用は望ましくなく、連続的水田利用が自然で望ましい土地利用法と言える。泥炭草地も過剰排水に注意し、営農を行っていく必要があろう。

## 引用文献

笛木伸彦・今野一男(2002):泥炭土およびグライ土における下層土の窒素供給力の経年的低下が水稻の窒素吸収量・白米中蛋白含量に与える影響。土肥誌, **73**: 17-25.

橋本 均・高橋市十朗(1990):石狩川下流域泥炭土水田の土壌実態。土肥学会講要集, **36**: 102.

橋本 均・志賀弘行編(1993):北海道土壌区一覧。道立農試資料, **21**: 102-103.

橋本 均(1994a):泥炭土輪換田の土壌実態—石狩川下流域の泥炭土輪換田の土層改良(1)—。土壌の物理性, **70**: 37-41.

橋本 均(1994b):厚い粘質無機質層を持つ泥炭土転換畑に対する土層改良(泥炭混層耕)—石狩川下流域の泥炭土輪換田の土層改良(2)—。土壌の物理性, **70**: 43-48.

北海道土壌分類委員会(1979):北海道の農牧地土壌分類第2次案。道立農試資料, **10**: 10-30。(注:これと全く同内容のものが北農試研究資料第17号として出されている。)

北海道農業試験場(1988):北海道農業試験場土壌調査報告第三十二編(最終号), pp. 52-67.

北海道立天北農業試験場(1991):泥炭草地の更新時における出芽不良要因の解析と改善対策。平成3年度普及奨励ならびに指導参考事項,北海道農政部, pp. 362-364.

北海道立天北農業試験場(1995):泥炭草地の客土層厚不齊に伴う不当沈下の実態と均平上の問題点。平成7年度普及奨励ならびに指導参考事項,北海道農政部, pp. 295-296.

伊藤憲治・菊地晃二(1996):天北地域泥炭草地の地下水位,土壌理化学性および牧草生産性の実態,第1報 地下水位と牧草生産性。北農, **63**: 153-160.

伊藤憲治(1996):天北地域泥炭草地の地下水位,土壌理化学性および牧草生産性の実態,第2報 土砂含量と土壌養分含有量の実態と牧草生産性。北農, **63**: 283-289.

伊藤憲治(1997):天北地域泥炭草地の地下水位,土壌理化学性および牧草生産性の実態,第3報 土壌の三相分布および保水力。北農, **64**: 245-252.

近藤練三(1978):北海道における泥炭土壌の化学的性状に関する研究(第1報)。土肥誌, **49**: 90-99.

近藤練三(1979):北海道における泥炭土壌の化学的性状に関する研究(第4報)。帯畜大研報, **11**: 289-309.

神山和則・宮地直道・粕淵辰昭(1992):石狩泥炭地中央部における客土事業の推移と客土層厚区分図。北農試研究資料, **46**: 1-61.

神山和則・宮地直道・大塚紘雄・粕淵辰昭(1995):石狩泥炭地における農用地の地盤沈下予測に基づく持続的利用可能性評価図の作成。土肥誌, **66**: 482-489.

松実成忠(1956):泥炭土壌の熟圃化に関する研究,第1

- 報 開墾に伴う二、三の理化学性の変化. 北農試彙報, **69**: 1-7.
- 松実成忠・庄子貞雄・吉田加代子 (1960): 泥炭土壌の化学的特性に関する研究, 第1報 泥炭土壌の有機化学的組成について. 北農試彙報, **75**: 43-52.
- 宮地直道・神山和則・大塚紘雄・粕渕辰昭 (1995): 美唄泥炭地における地盤地下. 土肥誌, **66**: 465-473.
- 永田 修・H.M. Naser・高階史章・波多野隆介 (2005 a): 石狩川泥炭地の土地利用と温室効果ガス—湿原, 水田, 転換畑の比較—. 土肥学会講要集, **51**: 12.
- 永田 修・H.M. Naser・波多野隆介 (2005 b): 泥炭地水田転換畑における温室効果ガス—小麦・大豆畑における無積雪期での測定—. 土肥学会講要集, **51**: 245.
- 日本ペドロロジー学会第四次土壌分類・命名委員会(2003): 日本の統一的土壌分類体系. pp. 26-31, 博友社, 東京.
- 農耕地土壌分類委員会 (1995): 農耕地土壌分類第3次改訂版. 農環研資料, **17**: 29-39.
- 斜里町・斜里町農業協同組合・斜網東部地区農業改良普及所・北見農業試験場 (1988): 斜里町土壌調査結果報告書. 斜里町経済部, pp. 1-131.
- 志賀弘行 (1993): 北海道の農業情報システム—土地評価のための農耕地情報統合とリモートセンシング利用—. システム農学, **91** (1): 32-39.
- 富岡悦郎・音羽道三・渡辺公吉・稲津 脩・今野一男 (1976): 泥炭地における精密土壌調査の一例. 北農, **43** (9): 17-29.

## 要 旨

北海道の泥炭農耕地土壌の実態と特性を解説した。分布面積は広く、水田が5.6万 ha、畑・草地在4.5万 ha ある。泥炭土水田は客土による無機質層が厚く、泥炭土の定義に合致しないほ場が多い。自然土壌に比べ、地下水位が低下し、表土(無機質層)が作られ、排水に伴い泥炭層の圧密・収縮、分解が起こっている。作物生産力は、水田では一般に高いが、米のタンパク含量が高くなりやすい。草地では、水分供給能が高い反面、地耐力が劣り、総合的に生産性が低い。表土の理化学性は、粘質土壌に比べて物理性は良好で、炭素含量が多い。土壌の経時変化を見ると、排水に伴う泥炭層の圧密・収縮、分解により、ほ場面が沈下して行く方向にある。沈下は水田よりも転換畑利用時に大きい。表土の理化学性は、水田で炭素含量が増加している点以外は、変化の傾向は判然としない。

受稿年月日: 2005年12月8日

受理年月日: 2006年3月29日



## 泥炭地水田産米の食味の特徴と客土による改善

柳原 哲 司\*

### Improvement of the Eating Quality of Rice Produced in Peaty Paddy Field by Soil Dressing

Tetsuji YANAGIHARA\*

\* Kamikawa Agricultural Experiment Station, Pippu-cho,  
Kamikawa-gun, Hokkaido 078-0397

#### 1. はじめに

古くから泥炭地水田で生産される米（泥炭地水田産米）の食味は他の土壌型産米に比較して劣るとする研究報告は多い。府県においては、宮松・寺島（1969）や茶村ら（1972）が、土壌条件の違いが米の食味に影響することを指摘しており、火山灰土壌および泥炭土壌で生産された米は粘りが少なく味が劣ると報告している。一方、北海道においては本格的な調査が1971年に南・土居（1971）によって始められ、乾田タイプの黄褐色土壌および礫質土壌は、湿田タイプの泥炭質土壌およびグライ土壌よりも米飯の食味特性が良いとした。さらに、稲津（1988）は同一栽培環境条件下で、土壌型と産米の食味特性を厳密に比較するための枠試験を実施し、アミログラム特性値および米飯テクスチャーからみた食味特性は、泥炭土壌栽培米が最も劣る事を示した。府県に比較して泥炭地の比率が高い北海道においては、泥炭地水田産米の食味不良要因の解明とその改善技術の開発は極めて重要である。

本稿では、これまでに北海道で実施されてきた土壌型と産米の食味に関する実態調査と泥炭地水田産米の食味向上を目指した客土に関する試験結果について解説する。

#### 2. 土壌型と米の食味に関する研究経緯

南・土居（1971）は、上川中央部に分布する異なる4種類の土壌（乾田タイプ；黄褐色土壌、礫質土壌、湿田タイプ；泥炭質土壌、グライ土壌）で生産された米の食味を比較した結果、湿田タイプの泥炭質土壌およびグライ土壌で生産された米は、特に米飯の粘弾性および熱糊化性が劣る事を示した。

南・土居（1973）はその要因として、泥炭地水田産米およびグライ土壌産米は特に玄米中のタンパク質含有率が高い事を指摘した。

稲津（1988）は土壌型と産米の食味の関係を、地域や気象が統一された条件下で比較する必要があると考え、同一圃場内にさまざまな土壌を持ち込んだ枠試験圃場を設置した。この試験の結果、供試した土壌間の食味特性は良い方から火山灰土>洪積、沖積埴土≧沖積壤土>泥炭土の順となった。さらに米粒中の成分含有率を測定したところ、食味特性と有意な相関があった成分は窒素（N）のみであったことから、土壌間の食味特性の違いは水稲によるN吸収が深くかかわっていることを示唆した。その上で、泥炭土は生育初期から後期までN供給量が他の土壌型より多く、葉身N濃度や米粒中のN含有率（＝タンパク質含有率）が高い、いわゆる秋まさり的な稲となることを指摘し、これが泥炭地水田産米の食味が劣る大きな要因となっている可能性が高いと推測している。

これら土壌型による米食味の格差が北海道内で普遍的に存在するものかどうかを検証するために、1984～89年にかけて空知管内25市町村、延べ1,306筆の水田産米について大規模な食味調査を実施した。その結果、従来の知見のとおり泥炭地水田産米は他の土壌型に比較してタンパク質含有率が高く、それにともない熱糊化性や米飯テクスチャーなどの食味特性が劣る傾向が示され、北海道米全体の食味の高位準化には泥炭地水田産米の食味改善が不可欠であることが明らかとなった。

この調査が契機となり1990年からは、JA北海道中央会（1990～1998年）および北海道米麦改良協会（1999～2005年現在）が事業主体となり、北海道内での米の食味

\*北海道立上川農業試験場 〒078-0397 上川郡比布町南1線5号

キーワード：米食味、N供給能、客土効果、土壌物理性

表-1 供試土壌の化学性、土性および3相分布

土壌	pH		T-C	T-N	可給態 ケイ酸 g kg <sup>-1</sup>	交換性塩基 mg kg <sup>-1</sup>			CEC cmol kg <sup>-1</sup>	粒径組成 (%) <sup>*</sup>				土性 <sup>*</sup>	粘土 (%) <sup>**</sup>	土性 <sup>**</sup>	容積重 g cm <sup>-3</sup>	3相分布 (%)			真比重
	H <sub>2</sub> O	KCl				CaO	MgO	K <sub>2</sub> O		粗砂	細砂	シルト	粘土					固相	液相	気相	
原土壌	5.4	4.5	63	4.8	38	463	81	14	31.9	7.0	3.5	29.1	60.4	HC	87.4	埴土	1.34	40.2	44.1	15.7	0.54
砂質客土材	5.5	3.7	tr.	tr.	334	204	91	12	14.9	62.8	14.0	13.5	9.7	SL	16.2	砂壤土	1.71	66.1	27.9	6.0	1.13
粘土質客土材	5.4	4.0	tr.	tr.	292	310	151	12	20.4	18.7	27.3	26.8	27.1	LiC	45.5	埴壤土	1.75	67.4	28.2	4.4	1.18

\*: 国際法, \*\*: 農学会法

変動要因解析と良食味栽培マニュアルの作成を目的とした全道水田産米の食味モニタリング (10 ha~25 ha に1定点を設置し, アミロースおよびタンパク質含有率を毎年測定) 事業が開始された。この事業で得られたデータは一般に公表されていなかったが, 1999~2002年に同事業の一環として道立農試と共同で実施された研究報告 (五十嵐ら, 2005) で活用され, この中では近年の北海道米のタンパク質含有率に影響を及ぼす要因の詳細な解析がなされている。五十嵐ら (2005) は, 北海道米全体の食味変動に関与するさまざまな要因 (土壌, 苗種類, 品種, 稲わら処理, 排水不良否, 施肥法) の影響度を比較した結果, 全ての要因の中で最も影響が大きい要因は土壌区分であることを示し, 特に泥炭土は他の土壌型に比較して最もタンパク質含有率が高い (0.1% 水準で有意) ことを明らかにした。

近年の北海道米は, 泥炭地水田産米の食味不良が指摘されはじめた 1980 年当時に比べ, 「きらら 397」, 「ほしのゆめ」, 「ななつぼし」などの良食味品種開発も進み, 府県の良食味米と肩を並べる評価を得るまでになった。しかしこの報告は, 泥炭地水田の影響を強く受けた食味の産地間差は, 依然として解消されていない実態を浮きぼりにした。

米をめぐる厳しい情勢の中で, 一層の食味向上と産地内での高位平準化が求められる北海道にとって, 泥炭地水田産米の食味を向上させる技術普及の必要性は高い。

本稿では, 食味向上を目的とした客土に関する研究成果について解説するとともに, 新たに良食味米生産を目的とした客土を施工する場合の施工基準 (要否判定・客土材の選定・量の算定, 効果の持続性の検討) の提案を試みた。

### 3. 客土による泥炭地水田産米の食味向上技術

#### 3.1 試験概要

従来より泥炭地水田に対する客土は漏水防止, 地耐力の向上などを主な目的として, 土地改良事業の中で繰り返し実施されており, 地耐力向上および漏水防止などの土壌物理性改善効果やそれに伴う増収効果についてはすでに多くの成績 (北海道農業試験場, 1969) があつた。

しかし, 稲津ら (1978) は新たな視点から客土と米の食味について検討を加え, その向上効果を検証したところ, 客土深 120 mm 以上の客土により産米の食味が大幅に向上することを見だし, 客土が泥炭地水田産米の食味向上技術としても大きな可能性を秘めていることをはじめて明らかにした。柳原ら (1992) はこの知見を基礎として, 泥炭地水田に対する客土を新たな米の食味向上技術として捉え直し, この技術の確立と詳細な解析を行うための水稲栽培試験および現地調査を実施した。

水稲栽培試験は 1987~90 年まで岩見沢市上幌向の中央農業試験場稲作部の泥炭地水田で実施した。当該水田圃場はこれまでに客土来歴がなく, 河川の氾濫による無機堆積物と下層低位泥炭の混合層が作土層となっている無機質表層低位泥炭土であり (富岡ら, 1976), 当該地域では一般的な泥炭地水田である。

客土材は美唄市峰延の洪積台地より採取した土性 SL および LiC に区分される 2 種類の材を用いた。1987 年 2 月にそれぞれ供試水田に客土し, 翌春に均平・区画作業を行い処理区を設定した。

本試験に用いた客土材および原土壌の一般理化学性を表 1 に示した。原土壌は有機物に富み, N 供給力の高い土壌である。一方, 客土材にはほとんど有機物が含まれておらず, N, P 供給力が乏しい反面可給態ケイ酸含量が極めて高い土壌である。原土壌の土性は HC であるのに対して, 客土材は SL と LiC である。現行客土事業実施基準には, 客土材の土性に関して, 農学会法粘土 32.5% 以上という規定があり, LiC 客土材はこの基準に当てはまるが, SL 客土材はこの基準には当てはまらない材である。本試験では, このような客土材の土壌物理性 (土性) の違いが米の食味に及ぼす影響についても検討した。

圃場試験は, 客土深 3 水準 (100, 200, 300 mm) × 土性 2 水準 (SL, LiC) とし, 各区 500 m<sup>2</sup>, 無客土対照区を含め合計 3,500 m<sup>2</sup> の規模で実施した。また各処理区内には 5 段階の N 用量試験 (4, 8, 12, 16, 20 g-N m<sup>-2</sup>) を設け, 水稲生育, 収量調査を実施し, 産米の食味について分析した (図 1)。また, 新篠津村 (1986 年), 北村 (1987 年), および美唄市 (1989 年) において, 客土泥炭地水田

	100mm	200mm	300mm	粘土質客土材 (LiC)
	100mm	200mm	300mm	
無客土 (対照)	100mm	200mm	300mm	砂質客土材 (SL)

図-1 客土試験処理区の概要

\*各試験区にN4, 8, 12, 16, 20 g m<sup>-2</sup>の用量区を配置

\*1試験区の面積は500 m<sup>2</sup>とし、1試験区2反復とした

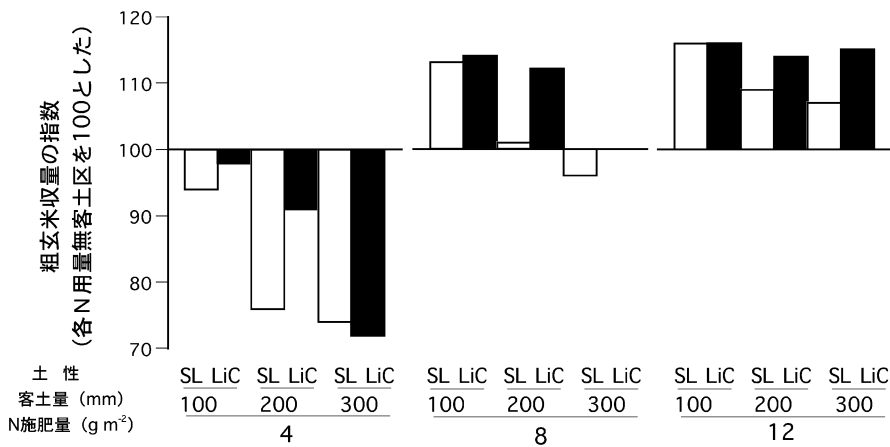


図-2 処理間での粗玄米収量の比較

の土壌および食味調査を実施した。

### 3.2 客土による収量および食味の向上効果

N用量N8および12 g m<sup>-2</sup>では、客土による増収の程度は客土深100 mm > 200 mm > 300 mm, また、SL客土よりLiC客土で高い傾向にあった。客土の増収効果は既往成果(北海道農業試験場, 1969)と同様であるが、200 mmおよび300 mmという大量の客土量でも、また、SL土性の客土材によっても増収効果が得られることが確認された(図2)。

客土による食味の向上効果を食味官能試験により検証した。客土区では炊飯米外観(白さおよびつや), なめらかさ, やわらかさ, 粘りとも評価値が高まった結果, 総合的なおいしさに関しても大きく向上した(図3)。向上程度は客土量が多いほど高かった。一般的に品種選抜のための官能試験では, 評価値0.5点の差を1ランクとしているが, それに当てはめると客土量100 mm毎にほぼ1ランクずつ食味が向上する結果となった。稲津ら(1978)

の研究では, 客土により食味特性値(分析値)が向上することまでは報告されていたが, 本試験ではじめて客土による官能評価の向上が確認された。

食味向上の要因を明らかにするため, 米の食味を決定する2大成分であるアミロース含有率およびタンパク質含有率について検討した。アミロース含有率は客土の有無およびN用量の違いによっても明確な差は認められなかったが, タンパク質含有率は客土により顕著に低下した(図4)。稲津(1988)の結果では120 mmの埴質客土により約7 g kg<sup>-1</sup>(無客土対比)タンパク質含有率が低下することが示されているが, さらにこれまで未検討であった, 120 mm以上の客土量の場合でも300 mmまでは客土量に応じて, 最大28 g kg<sup>-1</sup>もタンパク質含有率が低下することが明らかとなった。また, 客土材の土性についてはLiCよりSLの方がタンパク質含有率の低下程度は大きかった。

以上客土による産米の食味向上効果は, アミロース含

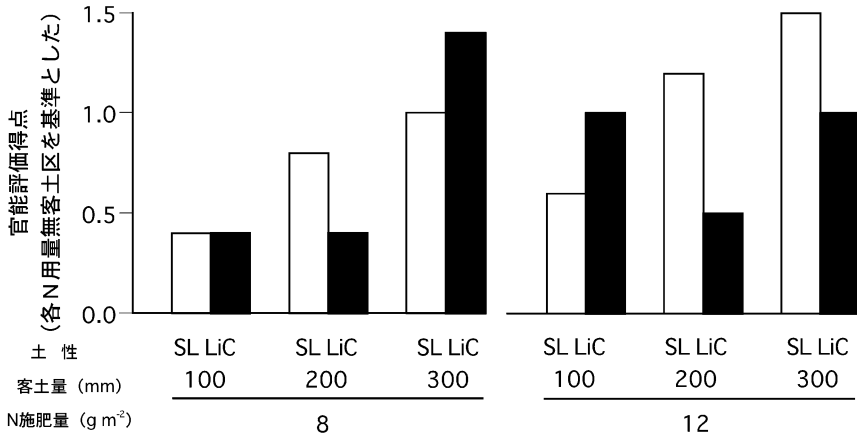


図-3 食味官能試験 (炊飯米おいしさ) の処理間比較

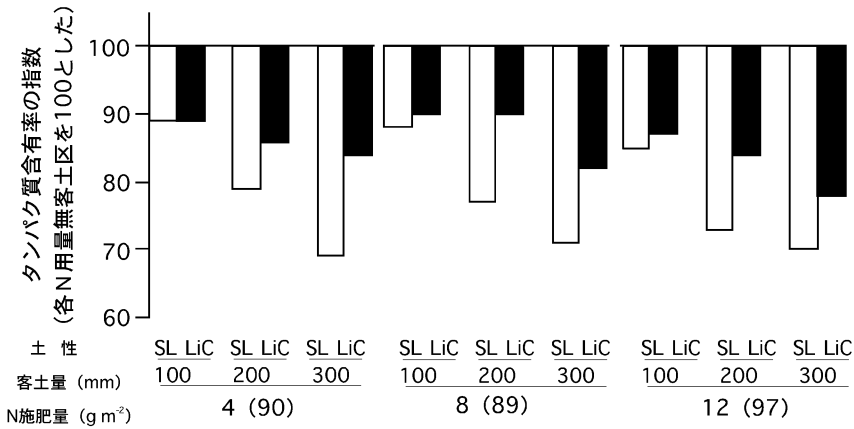


図-4 処理間でのタンパク質含有率の比較  
( ) 内は無客土区のタンパク質含有率 (g kg<sup>-1</sup>)

有率には関係せずタンパク質含有率の低下が主要因であることが明らかとなった。

3.3 タンパク質含有率低下の要因解析

稲津ら (1986) は、さまざまな栽培環境によるタンパク質含有率の変動を統一的に説明する指標として、吸収Nの玄米生産効率 (粗玄米収量/成熟期N吸収量) を用いた。すなわち、数多くの現地圃場調査からタンパク質含有率とN玄米生産効率には密接な関係があり、N玄米生産効率が高い圃場ではタンパク質含有率が低いことを明らかにした。

そこで、本試験のデータについてもタンパク質含有率とN玄米生産効率の関係を検討したところ、客土区では無客土区に比較してN玄米生産効率が向上しており、このことによりタンパク質含有率の低下がもたらされた

ものと考えられた。(図5)。

さらにN玄米生産効率を求める式を変形しN乾物生産効率と収穫指数 (以下 HI) の2つの要素に分解して解析したところ、客土区のHIは無客土区よりむしろ低下していることから、N玄米生産効率の向上はN乾物生産効率が高まる結果であることが明らかとなった。客土区では同一N吸収量レベルで比較しても明らかにN乾物生産効率が高く推移し、12g m<sup>-2</sup>程度のN吸収量では約20もの差が認められた (図6)。

客土によりN乾物生産効率が向上した背景には無機成分の吸収バランスの変化が大きく関与しているものと推測された。図7には各生育期間に吸収したN量を全吸収量に対する割合で示した。客土区は無客土区に比較して栄養成長期間 (移植～幼形期) に吸収するNの割合

が高く、最終的なN吸収量も低下していた。これは客土により作土中の有機物含量が低下し、生育後半での土壌からのN放出量が減少したこと、下層泥炭からのN供給が客土層により遮断されたためと考えられた。

N乾物生産効率向上に寄与したもう一つの要因は客土によるケイ酸吸収の増大にあると考えられた。図8は無客土区に対する客土区のケイ酸吸収量比である。客土区のケイ酸吸収量は無客土区の3倍以上に達した。このように多量のケイ酸が客土材から供給される要因については、客土材に含まれるケイ酸の特異性による影響が大きいと考えられるが、詳しくは柳原らの報告(1991)を参照されたい。

ところで、水稻の乾物生産に対するケイ酸の生理的意義についてはこれまで多くの報告がある。奥田ら(1961a)、吉田(1965)は、ケイ酸の欠乏により葉身は下垂し、ケイ酸の添加により葉身が直立する現象を観察している。この要因としてケイ素の蓄積による物理的な硬さの

増加とともに、葉身クチクラ層へのケイ酸の蓄積により蒸散が抑制されることをあげている。また、高橋ら(1966, 1987)は、ケイ酸吸収量の増加により、株当たりのCO<sub>2</sub>同化量が増加することを示し、その要因としてケイ酸蓄積によるクチクラ蒸散の減少は、高日照条件下の気孔開度を高く保つ上で有利であり、光合成に必要な二酸化炭素の取り込みが阻害されにくいためとしている。安藤ら(2000)はケイ酸新資材の施用により、基肥N利用率が無処理区に比べて4%高まることを示しており、その要因の一つとして処理区における根の酵素活性の高まりを指摘している。本試験でも客土区では葉身中に多量の植物ケイ酸体(プラントオパール)の蓄積が認められ、葉身の下垂程度や群落構造に大きな改善効果が認められたことから、ケイ酸吸収量の大幅な増加が乾物生産

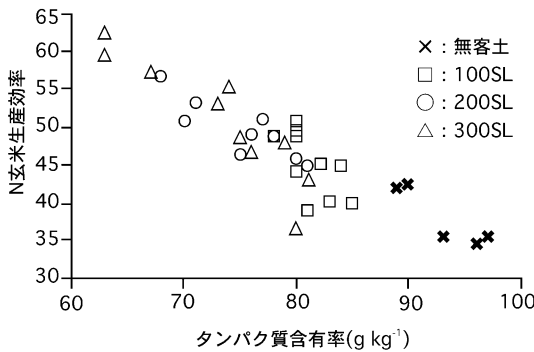


図-5 タンパク質含有率とN玄米生産効率の関係

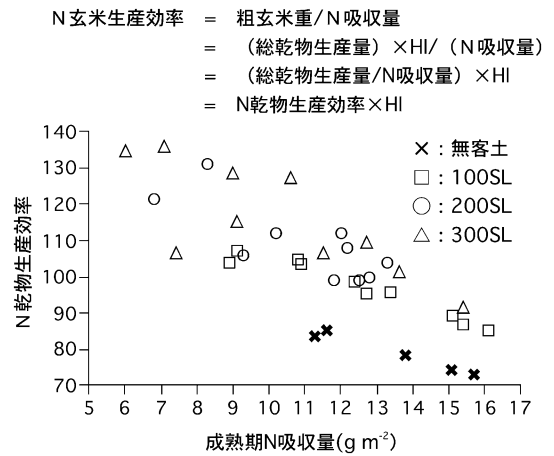


図-6 成熟期N吸収量とN乾物生産効率の関係

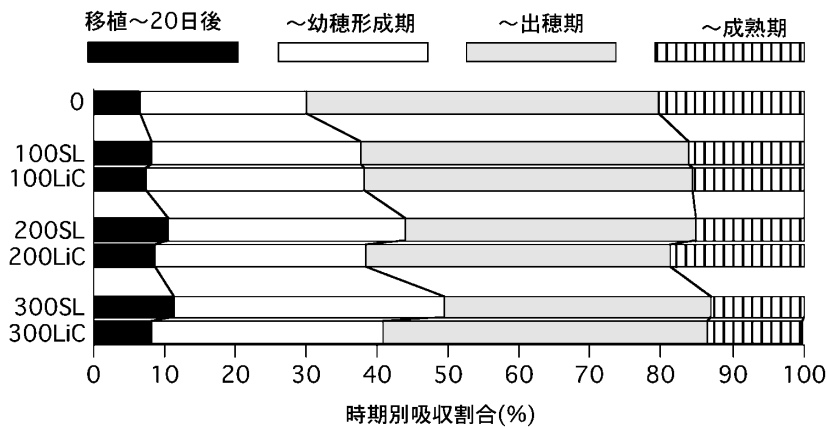


図-7 時期別N吸収割合の処理間比較

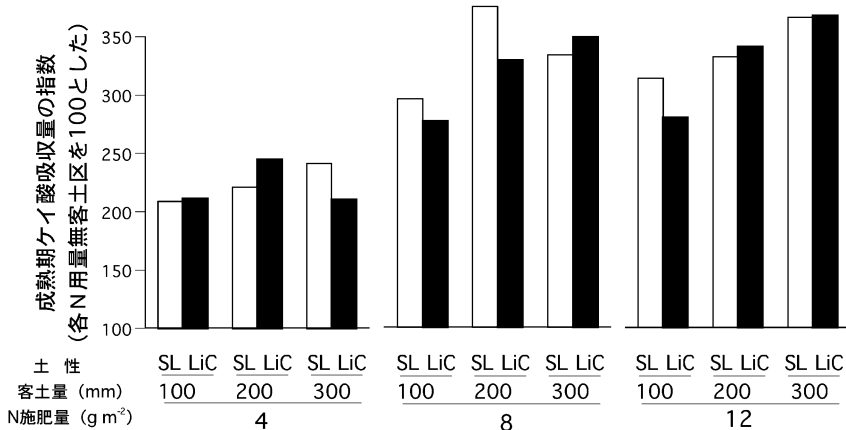


図-8 処理間での成熟期ケイ酸吸収量の比較

効率の向上に大きく寄与したものと考えられた (柳原, 2002)。

N供給力が過剰で、特に生育後半の土壌Nの無機化が旺盛であることと、可給態ケイ酸含量が低いことは、泥炭地水田の最も重要な生育不良要因と考えられている (稲津, 1988)。客土によりこれらの欠点と同時に改良されることにより水稻の生育相は改善され、それによりN乾物生産効率が向上しタンパク質含有率の低下がもたらされたものと結論づけられた (柳原, 2002)。

#### 4. 食味向上を目的とした客土の施工基準の提案

##### 4.1 客土要否判定基準の策定

客土による食味の向上効果を現地水田圃場に適用し、新たな施工基準を策定するために、まず泥炭地水田産米の食味改善目標を設定する必要があった。1984年～1989年に実施した全道食味調査 (延べ1,306点) では、泥炭地水田産米のタンパク質含有率は平均 82 g kg<sup>-1</sup> に対して他の土壌タイプの平均は 77 g kg<sup>-1</sup> であったことから、タンパク質含有率を 80 g kg<sup>-1</sup> 以下に下げること目標として基準の設定をおこなった。

既往の客土量と産米の食味との関係を知るため現地実態調査から両者の関係を検討したが、客土層の厚さとタンパク質含有率の間にはほとんど相関が認められなかった。これは、客土の食味に対する効果は、主に土壌化学性の改良を通じて発現するため、同一の既往客土量であっても客土材や客土後経過年数の違いにより、その評価が異なるためと考えられた。そこで、前述のN乾物生産効率を客土効果の統一的な指標とすることを検討し、タンパク質含有率 80 g kg<sup>-1</sup> に当たるN乾物生産効率を求めるとほぼ 98～108 に当たると判断された (図9)。そ

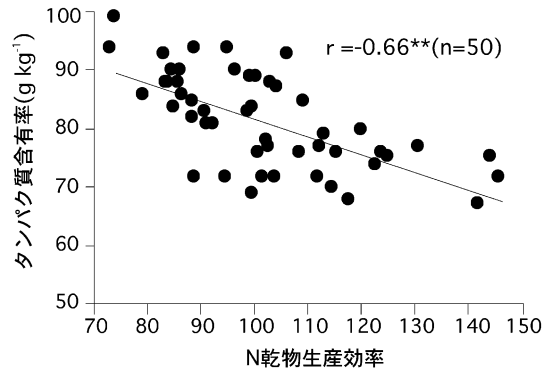


図-9 N乾物生産効率とタンパク質含有率の関係

のため、この範囲を客土考慮水準として、これ以下の水田に対して客土“要”に、以上の水田に“不要”の判定になるように基準を作成することが妥当と考えられた。

N乾物生産効率は水稻によるNおよびケイ酸吸収と密接に関係することから、これらの土壌中可給態量を用いた土壌診断により既往客土の評価と客土の要否判定を行うことを検討し、現地調査で得られた相関関係から、N乾物生産効率 98～108 に相当する可給態N含量および可給態ケイ酸含量を導き、客土の要否判定基準を作成した (表2)。なお括弧内の数字は実態調査での各区分に属する水田でのN乾物生産効率の実数である。また、表2-1に低 (L)、中 (M)、高 (H) 水準にそれぞれ対応する、前記の回帰式から求めた各指標値の値を示した。

##### 4.2 客土材の選定と客土量の算出

客土材の選定基準を策定するため客土材の違いと客土効果 (N乾物生産効率) の関係について検討したところ、

表-2 可給態Nおよびケイ酸含量を用いた客土の  
要否判定\*\*

可給態ケイ酸*		L	M	H
可給態N*		~80	81~130	131~
L	~100	考慮 (-)	考慮 (108)	不要 (122)
M	101~150	要 (91)	要 (96)	考慮 (101)
H	151~	要 (90)	要 (96)	考慮 (-)

\*(mg kg<sup>-1</sup>)

\*\*：北海道立中央農業試験場（1991）

客土材の選定に当たっても可給態ケイ酸含量が化学性の指標となると考えられることから（図10）、可給態ケイ酸が高い土を客土材として選定する必要がある。

客土材の実態を知るため美瑛市峰延，当別町ピトエの土取り場断面から深さ別に土壌を採取し，交換性塩基と可給態ケイ酸含量の層内分布を調査したところ，客土材中には一般的に可給態ケイ酸が多く，土取り場土層内に集積していることが明らかとなった（柳原，1991）。そのため，いわゆる“山土”客土の土取り場であれば，可給態ケイ酸の基準は満たされると考えられた。

食味向上を目的とした客土において客土材の物理性に関して懸念される点は，砂含量が非常に高い客土材を客土した場合，代掻き後の土壌硬度が高くなり，移植作業に支障をきたす恐れがあることである。そこで，砂含量と代かき土壌硬度の関係について中村・村瀬（1985）の方法に準じて検討した結果，粗砂含量が73%以下であれば移植作業に支障はなく，この値を上限値として基準を定める事が妥当と考えられた（図11）。

客土量は客土材と原土壌の組み合わせにより，作土層（150mm）の可給態ケイ酸含量が130mg kg<sup>-1</sup>以上になるように決定することが合理的であると考えられた。その算出は表2の式により行う。この式によれば客土量の上限はない。しかし，大量の客土（200mm以上）を一度に搬入した場合，不等沈下や春先の均平化が困難になるなどの，圃場施工上の問題点が大きい。また，農作業のための機械走行や前述の収量と食味に関するデータを考慮して，一度に行う客土量の上限は100mmとすることとした。

以上の提案基準をまとめて表3（北海道立中央農業試験場，1991）に示した。

#### 4.3 客土効果の持続性

客土効果の持続年数の目安を知るために，最後の客土を行ってからの経過年数と，それに伴う玄米収量・N乾

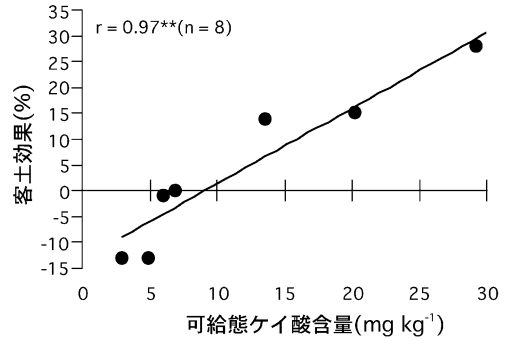


図-10 客土材の可給態ケイ酸含量と客土効果の関係

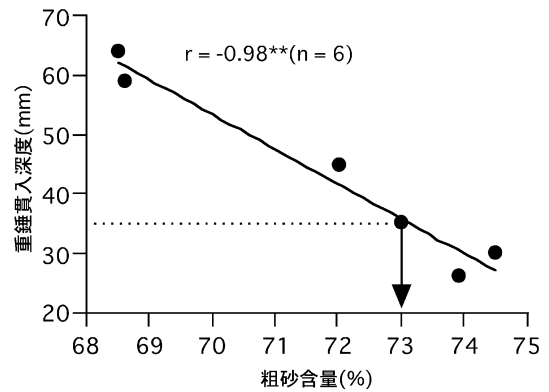


図-11 土壤中粗砂含量と重錘貫入深度の関係

物生産効率およびタンパク質含有率の変化について検討した。調査は1987年北村，1989年美瑛市で実施し，アンケートにより最後の客土実施年が明らかになった農家40地点を対象にした。農家は客土後の経過年数により以下のように大きく4つにクラス分けした。Ⅰ：客土後0~5年まで（12点），Ⅱ：6~10年（12点），Ⅲ：11~15年（9点），Ⅳ：16年以上（7点）。図12に各クラス毎の粗玄米重，N乾物生産効率，タンパク質含有率をクラスⅠを100とした指数で年数経過に伴う変化を示した。

粗玄米重および総量は，11~15年後まではやや増加傾向で推移するが，16年以上経過した水田では低下した。また，N乾物生産効率は年数経過にともない低下し，タンパク質含有率は6~10年で80g kg<sup>-1</sup>を越えた。しかし，過剰なN吸収量を施肥の調整で減少させればタンパク質含有率はこの年数では80g kg<sup>-1</sup>以下にすることは容易であると考えられる。この調査での例のように客土後の年数経過に伴い収量および食味に対する客土の効果は次第に薄れていくが，客土前原土壌の条件，客土

表-3 客土材の適否基準および客土量の算出\*

地質	化学性	物理性
洪積台地および丘陵に分布する 山土であることを原則とする	①有機物を含まないことが望ましい ②可給態ケイ酸含量 250 mg kg <sup>-1</sup> 以上	粗砂含量 73% 以下 (粘土含量は問わず)

客土量 (mm)  $\geq (19500-15B)/(A-B)$

ただし、A: 客土材の可給態ケイ酸含量 (mg kg<sup>-1</sup>)

B: 原土の "

\*北海道立中央農業試験場 (1991)

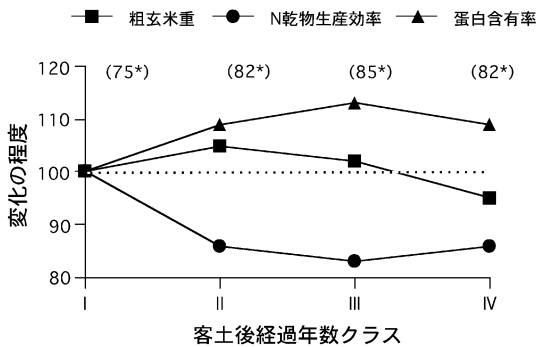


図-12 客土後の経過年数と収量，乾物生産効率およびタンパク質含有率の推移

\*: 括弧内数値は各クラスのタンパク質含有率 g kg<sup>-1</sup>

材・量の違いなどによりその持続年数は異なると考えられるため、客土施工後10年程度を目安として再び土壌診断による客土の要否判定を行うことが必要である。

### 5. 今後の課題

北海道米の食味の高位平準化には、泥炭地水田産米の食味向上が極めて重要であり(五十嵐ら, 2005), 客土は泥炭地水田産米の食味向上, 特に低タンパク米の生産に対して極めて効果的な土壌改良技術であることは既に述べたとおりである。しかし, 米価の低迷などにより農家経営が困窮している状況では大きな経費負担は望めないことから, 今後は少ない客土量でより大きな食味向上効果が得られるような新たな低コスト客土技術の開発が期待される。

また, 客土による食味向上効果は, 客土材からのケイ酸供給の増大による要因が大きいことから, 水稻に対する可給度の高いケイ酸質資材が開発できれば, 大量の客土によらなくとも客土と同様の食味向上効果が期待できる。

以上のように客土により得られる泥炭地水田産米の食味向上効果は極めて大きい, これを現実的な技術とし

て普及に移すためには, 現状の客土施工方法やケイ酸資材をもう一度見直し, より低コストで効率的な技術開発が必要である。このためには, 客土による根圏の土壌物理性および化学性的変化と水稻の栄養生理の関わりについてさらに継続的に研究を進め, より本質的な要因を明らかにすることが重要な課題と考えられる。

### 引用文献

- 安藤 豊・小松宝栄・加藤雅也・角田憲一 (2000): ケイ酸施用が施肥窒素吸収に与える影響. 日本作物学会東北支部会報, **43**: 71-72.
- 五十嵐俊成・安積大治・竹田一美・島田 悟 (2005): 北海道米のタンパク質含有率に及ぼす栽培条件の影響. 北農, **72-1**: 16-25.
- 稲津 脩 (1988): 北海道産米の食味向上による品質改善に関する研究. 北海道立農業試験場報告, **66**: 1-89.
- 稲津 脩・渡辺公吉・今野一男・森 毅彦 (1978): 泥炭地水田に対する客土の米質向上効果. 北海道農試集報, **39**: 1-11.
- 稲津 脩・宮森康雄・柳原哲司・関口久雄 (1986): 土壌類型別調査よりみた食味特性支配要因の解析. 日土肥誌要旨集.
- 奥田 東・高橋英一 (1961a): 作物に対するケイ酸の栄養生理的役割について (第2報). ケイ酸欠除の時期が水稻の生育ならびに養分吸収におよぼす影響, 土肥誌, **32**: 481-488.
- 高橋英一 (1987): ケイ酸植物と石灰植物. p 78-79, 農山漁村文化協会.
- 高橋英一・新井清彦・榎田義彦 (1966): 水稻における<sup>14</sup>CO<sub>2</sub>の同化と穂への転流に対するケイ酸の効果. 作物に対するケイ酸の栄養生理的役割について (第14報), 土肥誌, **37**: 594-598.
- 茶村修吾・本田康邦・飯田耕平・坪川藤夫 (1972): 米の食味と土壌型の関係, 第2報 米粒の物理化学的性質と食味の関係. 日作紀, **41**: 244-249.
- 富岡悦郎・音羽道三・渡辺公吉・稲津 脩・今野一男



- (1976)：泥炭地における精密土壌調査の一例，道立中央農試稲作部圃場の土壌. 北農，**43** (9)：17-29.
- 中村善彰・村瀬治比古 (1985)：新しい代かき土壌硬度試験法，農機誌，**47**：359-362.
- 南 松雄・土居晃郎 (1971)：北海道産米の品質に関する物理化学的研究 (第1報)，米の食味特性値と栽培環境要因との環境. 北海道立農試集報，**24**：43-55.
- 北海道農業試験場 (1969)：泥炭地の農業. pp. 166-178.
- 宮松一夫・寺島利夫 (1969)：米の品質におよぼす土壌ならびに施肥の影響 (第1報)，土壌条件の影響. 福井県農試報告，**6**：1-10.
- 北海道立中央農業試験場 (1991)：適正客土による泥炭地産米の職向上試験. 平成2年度北海道農業試験会議資料. p. 30.
- 南 松雄・土居晃郎 (1973)：北海道産米の品質に関する物理化学的研究 (第2報)，米の食味特性と蛋白質との関係. 北海道立農試集報，**26**：49-58.
- 柳原哲司 (1991)：泥炭地水田に対する客土の食味向上効果 (1)，客土在中ケイ酸の特異性とケイ酸供給源としての役割. 北海道立農試集報，**63**：61-699.
- 柳原哲司 (2002)：北海道米の食味向上と用途別品質の高度化に関する研究. 北海道立農業試験場報告，**101**：13-38.
- 吉田昌一 (1965)：水稻体内におけるケイ素の存在様式と生理的意義に関する研究. 農業技術研究所報告，**B15**：1-55.
- 柳原哲司・宮森康雄・藤倉潤治・稲津 脩・関口久雄・谷口健雄 (1992)：客土による泥炭地産米の食味向上. 北農，59-1：76-81.

## 要 旨

北海道に広く分布する泥炭地水田では，産米の蛋白質含有率が高く，それが食味不良の大きな要因となっている。この改善対策として客土の効果に着目し，米の食味に与える効果を解析するとともに，良食味米生産を目的とした客土の施行基準の策定を試みた。その結果，100～300 mm までの客土により産米のタンパク質含有率が大幅に低下し，食味官能評価値は客土深 100 mm 毎にほぼ 1 ランク上昇した。この要因は，客土による過剰な N 供給の抑制と豊富なケイ酸供給により，水稻の N 乾物生産効率が向上したことにある。客土材の可給態ケイ酸と原土壌の可給態 N 含量から客土の要否判定，客土材の適否基準を策定した。また，食味向上に関する客土効果の持続年数は 10 年程度と考えられた。

受稿年月日：2005 年 11 月 29 日

受理年月日：2006 年 4 月 5 日

古典を読む

J.R. Philip and D.A. de Vries 著  
 「温度勾配下における多孔質体中の水分移動について」

坂井 勝\*・取出伸夫\*

Reviewing classical studies in soil physics

“Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradients”

By J.R. Philip and D.A. de Vries

Transactions, American Geophysical Union, Vol. 38, No. 2, 222-232 (1957)

Masaru SAKAI\* and Nobuo TORIDE\*

## 1. はじめに

J.R. Philip の名は、土壌物理の教科書の至るところで見かけることができる。数学的能力に長け、理論家であった Philip は、浸潤をはじめ、水分蒸発、溶質移動、体積変化を伴う膨潤性土中の水分移動に至るまで、移動式の解析解や近似解を中心とした解析的な手法を示した。そして 40 数年に渡り、論文としてその成果を示し続け、誰もが認める土壌物理学の第一人者の一人である。本報文では、Philip が残した多くの業績のうち、多孔質体中の熱移動で著名な de Vries と共に 1957 年に提唱した土中水蒸気移動モデルを紹介する。

等温条件下の不飽和土中水分移動の定式化は、1930 年代までに Darcy や Richards に代表される研究者達によってほぼ完成し、その後は非等温下の水分移動に注目が集まった。非等温下では液状水に加えて、水蒸気としても水分が移動する。この高温側から低温側への水蒸気移動は、フィックの拡散則が適用された (Penman, 1940)。さらに、この理論を検証する室内実験が行なわれた (Gurr *et al.*, 1952)。しかし、観察された水蒸気移動量が、理論の予測に比べて 10 倍程度大きいものに対して、この差についての十分な説明を行なうことができなかった。

Philip and de Vries (1957, 以下, Philip ら) は、フィックの拡散則に基づく水蒸気フラックスを、数学的に温度と水分量勾配によるフラックスの 2 成分に分離した。この手法により、温度勾配による水蒸気移動に焦点を当てることで、現象の解明を容易にした。そして、

水蒸気が拡散可能な間隙を気相だけでなく液相も含めた、「液島モデル」を提唱した。また、水蒸気移動を促進するメカニズムとして、土の平均温度勾配に対し、気相の温度勾配が大きいこと挙げた。この 2 つの水蒸気移動促進メカニズムにより、初めて実験と理論の差異の物理的な説明が可能となった。

このような Philip らの研究へのアプローチからは、マイクロな現象に対する洞察力、また現象に則したモデル化等、学ぶべきことは多い。我が国においても中野 (1991)、宮崎 (2000) らによって Philip らの論文は紹介されている。現在では、パーソナルコンピュータを用いた土中の水分や溶質移動の汎用プログラム等により、数値計算が身近なものとなっている。本報では、水蒸気移動モデルの具体的な計算例を示しながら、改めて Philip らの論文を振り返る。

## 2. 従来の理論

Philip らは、まずフィックの拡散則に基づく従来の水蒸気移動理論を記述している。土中の水蒸気移動研究における初期段階では、水蒸気も他のガスと同様にフィックの拡散則で示すと考えられた。そして、水蒸気フラックスを水蒸気密度勾配に比例する次式で与えた (Penman, 1940)。なお、原著では移動式は 3 次元表示であるが、本報では簡単のため鉛直一次元 (上向き正) の移動式を示す [原著 (1) 式]。

$$q_{vap} = \frac{aavD_{atm}}{\rho_w} \frac{\partial \rho_v}{\partial z} \quad (1)$$

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

キーワード: 水蒸気移動, 温度勾配, 液島モデル, 数値計算

ここで、 $q_{vap}$  は水蒸気フラックス ( $\text{cm s}^{-1}$ )、 $D_{atm}$  は大気中での水蒸気相互拡散係数 ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ ) であり、絶対温度  $T$  (K) と土中空気的全圧  $P$  の関数として  $D_{atm} = 4.42 \times 10^{-4} T^{2.3} / P$ 、 $\rho_w$  は水の密度 ( $\text{g cm}^{-3}$ )、 $v$  は水蒸気の一方拡散による促進を示すマスフローファクター (常温ではば1)、 $\alpha$  は屈曲度であり、Penman (1940) によると 0.66、 $a$  は気相率 (体積含水率  $\theta$  との和が土の間隙率)、 $\rho_v$  は水蒸気密度 ( $\text{g cm}^{-3}$ )、 $z$  は深さ (cm) である。原著では水蒸気フラックスを質量フラックス ( $\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) で与えてあるが、本報では他のフラックスと整合を図るため、体積フラックス ( $\text{cm s}^{-1}$ ) で与えた。マスフローファクターについては、中野 (1991)、Miyazaki *et al.* (1993) に詳しい。

### 3. 水分移動式の拡張

(1)式で、水蒸気フラックスは水蒸気密度勾配に比例する。土中の水蒸気密度は、温度と水分量 (あるいは圧力水頭) に依存する。そこで水蒸気フラックスを、数学的に温度勾配と水分量勾配をみかけの駆動力とする2成分に分離した。また、ダルシー則で表される液状水移動についても、圧力水頭の温度依存性から、温度勾配、水分量勾配をみかけの駆動力とした2成分のフラックスに分離した。

#### 3.1 水蒸気移動

水蒸気密度  $\rho_v$  は、相対湿度の関数であるため、温度と圧力水頭の関数である [原著(3)式]。

$$\rho_v = \rho_{vs} H_r = \rho_{vs} \exp\left(\frac{hg}{R_v T}\right) \quad (2)$$

ここで、 $\rho_{vs}$  は飽和水蒸気密度 ( $\text{g cm}^{-3}$ )、 $H_r$  は相対湿度、 $h$  は圧力水頭 (cm)、 $g$  は重力加速度 ( $981 \text{ cm s}^{-2}$ )、 $R_v$  は水蒸気の気体定数 ( $462.1 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) である。 $\rho_v$  は  $\rho_{vs}$  と  $H_r$  の関数であるので [原著(4)式]、

$$\frac{\partial \rho_v}{\partial z} = H_r \frac{\partial \rho_{vs}}{\partial z} + \rho_{vs} \frac{\partial H_r}{\partial z} \quad (3)$$

また、 $\rho_{vs}$  は  $T$  の関数であり、 $H_r$  は  $T$  と  $\theta$  の関数であるので、(3)式を微分の連鎖法則を用いて変形すると、

$$\frac{\partial \rho_v}{\partial z} = H_r \frac{d\rho_{vs}}{dT} \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_{vs} \left( \frac{\partial H_r}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial H_r}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (4)$$

ここで、 $T$  の変化に対する  $H_r$  の変化は非常に小さいことから、 $\partial H_r / \partial T \approx 0$  と近似して、(2)式を用いて  $\partial H_r / \partial \theta$  を評価すると [原著(6)式]、

$$\frac{\partial \rho_v}{\partial z} = H_r \frac{d\rho_{vs}}{dT} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g\rho_v}{R_v T} \frac{dh}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (5)$$

(5)式を(1)式に代入すると、水蒸気フラックスは、温度勾

配を見かけの駆動力とした水蒸気フラックス  $q_{Tvap}$  と水分量勾配を見かけの駆動力とした水蒸気フラックス  $q_{\theta vap}$  の2成分に分離できる [原著(7)式]。

$$q_{vap} = q_{Tvap} + q_{\theta vap} = -D_{Tvap} \frac{\partial T}{\partial z} - D_{\theta vap} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (6)$$

ここで、 $D_{Tvap}$ 、 $D_{\theta vap}$  はそれぞれ温度勾配に依存する水蒸気拡散係数、水分量勾配に依存する水蒸気拡散係数で、次式で定義される。

$$D_{Tvap} = \frac{\alpha \alpha v D_{atm} H_r \beta}{\rho_w} \quad (7)$$

$$D_{\theta vap} = \frac{\alpha \alpha v D_{atm}}{\rho_w} \frac{g\rho_v}{R_v T} \frac{dh}{d\theta} \quad (8)$$

ここで、 $\beta = d\rho_{vs}/dT$  であり、 $10^\circ\text{C}$  から  $30^\circ\text{C}$  の間では  $\beta \approx 1.05 \times 10^{-6} \text{ g cm}^{-3} \text{ K}^{-1}$  である。

#### 3.2 液状水移動

液状水移動は、ダルシー則で与えられる [原著(9)式]。

$$q_{liq} = -K \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \quad (9)$$

ここで、 $q_{liq}$  は液状水フラックス ( $\text{cm s}^{-1}$ )、 $K$  は不飽和透水係数 ( $\text{cm s}^{-1}$ ) である。圧力水頭  $h$  は体積含水率  $\theta$  と温度  $T$  に依存するため、 $\partial h / \partial z$  を2成分に分離して表現すると、

$$\frac{\partial h}{\partial z} = \frac{\partial h}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (10)$$

$\partial h / \partial T$  は、表面張力  $\sigma$  の温度依存性に基づき評価できる。

$$\frac{\partial h}{\partial T} = \frac{h}{\sigma} \frac{d\sigma}{dT} = \gamma h \quad (11)$$

ここで、 $\gamma = (1/\sigma) d\sigma/dT$  であり、 $10^\circ\text{C}$  から  $30^\circ\text{C}$  の間では  $\gamma \approx -2.09 \times 10^{-3} \text{ K}^{-1}$  である。(10)、(11)式を(9)式に代入すると、温度勾配による液状水フラックス  $q_{Tliq}$  と水分量勾配による液状水フラックス  $q_{\theta liq}$  の2成分に分離できる [原著(13)式]。

$$q_{liq} = q_{Tliq} + q_{\theta liq} = -D_{Tliq} \frac{\partial T}{\partial z} - D_{\theta liq} \frac{\partial \theta}{\partial z} - K \quad (12)$$

ここで、 $D_{Tliq}$ 、 $D_{\theta liq}$  はそれぞれ温度勾配に依存する液状水拡散係数、水分量勾配に依存する液状水拡散係数である。

$$D_{Tliq} = K \gamma h \quad (13)$$

$$D_{\theta liq} = K \frac{\partial h}{\partial \theta} \quad (14)$$

### 4. 水蒸気フラックスの促進モデル

(1)式に示した従来の理論が、温度勾配による水蒸気移動の実測値を過小評価する原因として、Philip らは次

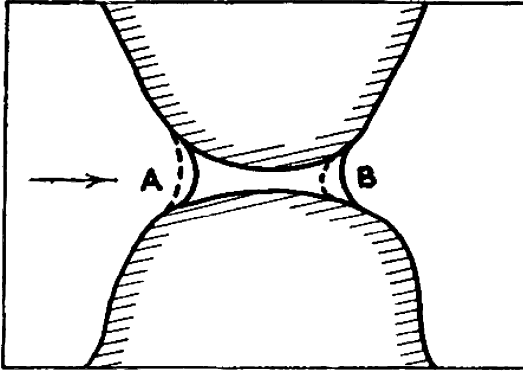


図-1 液島を介した水分移動。矢印は温度勾配による流れの方向を示す。水蒸気は A で凝縮し、B で蒸発する。(Philip and de Vries 1957, Figure 2)

Fig. 1 Water flow through a liquid island. The arrow indicates the flow direction due to the temperature gradient. Vapor condenses on one side A and evaporates from the other side B. (Philip and de Vries 1957, Figure 2)

の水蒸気の凝縮と蒸発による移動と、温度勾配の過小評価の2つのメカニズムを提案した。

4.1 液島モデル

既存の土中のガス移動モデルは、二硫化炭素 (CS<sub>2</sub>) やアセトン (CH<sub>3</sub>COCH<sub>3</sub>) といった化学物質の拡散が対象である。これらの物質は、土中の液相とも固相とも反応しない。Philip らは、こうした化学物質を単純に水蒸気に置き換えたことに従来の水蒸気移動理論の見落としがあると考えた。そして水蒸気と液状水の相互作用を考慮に入れた液島モデルを提案した。

土中水分量が小さく、液状水の連続性が悪い状態においては、液状水は図1のように土粒子接点に集積し、「液島」として存在する。図1における矢印の向きに温度勾配が存在するとき、Aに達した水蒸気は凝縮、Bから蒸発という過程を経て再び間隙内を拡散移動する。このように、水蒸気は液島を迂回するのではなく、凝縮とそれに続く蒸発により拡散経路が短縮される。そのため、水蒸気が拡散可能な間隙を気相のみではなく、液相も考慮に入れた補正を行なった。すなわち、(7)式中の気相率  $a$  を  $a+f(a)\theta$  に置き換えて、温度勾配下の水蒸気フラックスを促進させた。Philip らは、 $f(a)$  の関数として次式を用いた。

$$f(a) = \begin{cases} 1 & (a \geq a_K) \\ a/a_K & (a < a_K) \end{cases} \quad (15)$$

ここで、 $a_K$  は液状水の連続性が悪くなる境界気相率であ

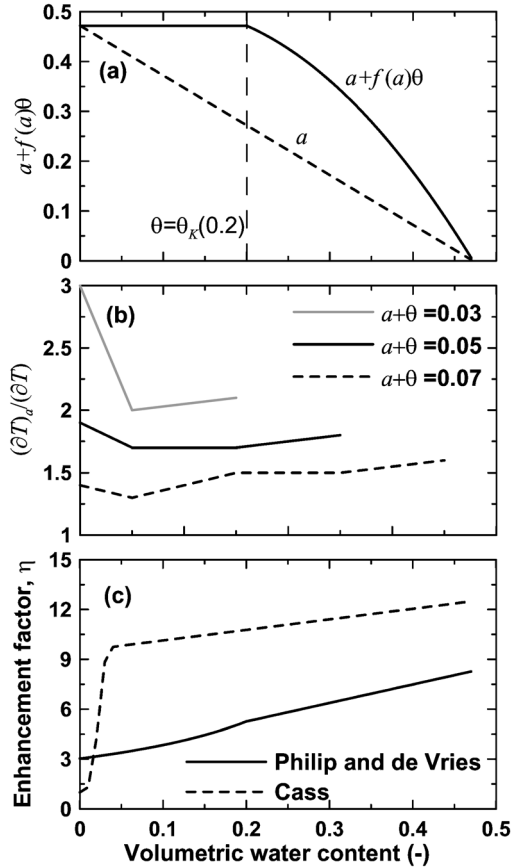


図-2 (a) 水蒸気が拡散可能なみかけの間隙率と体積含水率の関係。実線は  $\theta_K=0.2$  のときの液島モデル。点線は従来の理論。(b) 気相の温度勾配  $(\partial T/\partial z)_a$  と土の平均温度勾配  $(\partial T/\partial z)$  の比。(c) 温度勾配による水蒸気移動の促進係数  $\eta$ 。実線は Philip and de Vries のモデル。点線は Cass のモデル。

Fig. 2 (a) Apparent available porosity for vapor diffusion as a function of volumetric water content ( $\theta_K=0.2$ ). The solid line represents the liquid island model and the dashed line is based on the conventional theory. (b) Ratio of the temperature gradient of air phase  $(\partial T/\partial z)_a$  and the soil average temperature gradient  $(\partial T/\partial z)$ . (c) The enhancement factor  $\eta$  for the thermal vapor transport. The solid line and the dashed line represent the Philip and de Vries model and the Cass model, respectively.

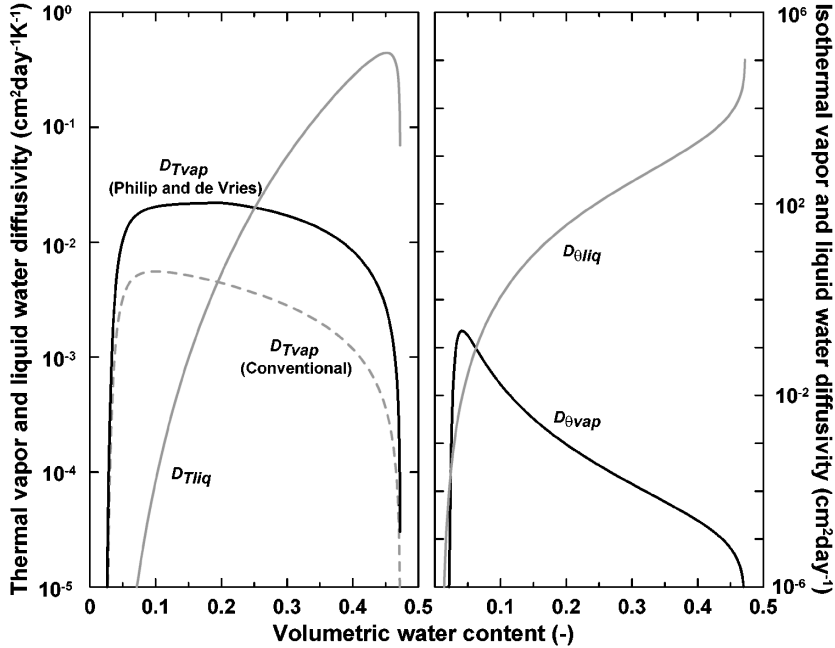


図-3 ロームの温度勾配に依存する水蒸気 ( $D_{Tvap}$ ), 液状水 ( $D_{Tliq}$ ) 拡散係数, 水分量勾配に依存する水蒸気 ( $D_{\theta vap}$ ), 液状水 ( $D_{\theta liq}$ ) 拡散係数と体積含水率の関係。点線は従来の理論の  $D_{Tvap}$ 。

Fig. 3 Thermal vapor ( $D_{Tvap}$ ), thermal liquid water ( $D_{Tliq}$ ), isothermal vapor ( $D_{\theta vap}$ ), and isothermal liquid water ( $D_{\theta liq}$ ) diffusivities for a loam soil as a function of volumetric water content. The dashed line indicates  $D_{Tvap}$  based on the conventional theory.

り, そのときの体積含水率は  $\theta_K$  である。図 2 (a) は, 水蒸気が拡散可能な間隙と水分量の関係を示す ( $\theta_K=0.2$ )。  $\theta \leq \theta_K$ , すなわち  $a \geq a_K$  では液状水の連続性は悪く, 水蒸気は気相と液相から成るすべての間隙を通過できる。一方,  $\theta > \theta_K$ , すなわち  $a < a_K$  では, 液状水は広範囲にわたって連続し, 液相率  $\theta$  の増加に伴い, 水蒸気が通過できる間隙が減少する。従来の理論では, 拡散可能な間隙は気相率  $a$  であるのに対して, 液島の考慮により, 水蒸気フラックスは最大で 2 倍程度まで増加する。

4.2 気相の温度勾配

Philip らは, (6) 式の土の平均温度勾配  $\partial T / \partial z$  にも疑問を抱いた。水蒸気は, 実際には気相の温度勾配によってのみ移動する。気相の熱伝導率は, 固相, 液相に比べ, はるかに小さいため, (6) 式中の土の平均温度勾配  $\partial T / \partial z$  は気相の温度勾配  $(\partial T / \partial z)_a$  よりも著しく小さい。これも実際の水蒸気移動を過小評価する原因となる。図 2 (b) に Philip らが土粒子, 空気, 水の熱伝導率より算出した温度勾配の比を示す。気相の温度勾配を考慮した補正により, 水蒸気フラックスは 1.3 倍から 3 倍程度まで増加する。

4.3 水蒸気促進係数

以上の 2 つの水蒸気促進モデルを考慮に入れて, (6) 式中の温度勾配による水蒸気フラックスを修正する。

$$q_{Tvap} = - \frac{(a + f(a)\theta)vD_{atm}H_f\beta}{\rho_w} \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_a \quad (16)$$

このとき, 屈曲度  $\alpha$  の概念は  $(\partial T / \partial z)_a$  に含まれる。補正を含まない (6), (7) 式の水蒸気フラックスと (16) 式の比  $\eta$  は促進係数 (enhancement factor) とよばれる。

$$\eta = \frac{a + f(a)\theta}{aa} \frac{(\partial T / \partial z)_a}{(\partial T / \partial z)} \quad (17)$$

図 2 (c) の実線は, 促進係数  $\eta$  と体積含水率  $\theta$  の関係である。2 つの水蒸気移動促進メカニズムを含む  $\eta$  により, 水蒸気フラックスは 3 倍から 7 倍程度まで増加する。従来の理論に (17) 式を掛け合わせると, 修正した温度勾配による水蒸気フラックスが得られる。

$$q_{Tvap} = -D_{Tvap} \frac{\partial T}{\partial z} = - \frac{a\alpha v D_{atm} H_f \beta \eta}{\rho_w} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (18)$$

促進係数  $\eta$  については, その後も様々な議論が行なわれた。Jury and Letey (1979) は, (17) 式中の温度勾配の比  $(\partial T / \partial z)_a / (\partial T / \partial z)$  を修正し, 飽和度 50% 程度

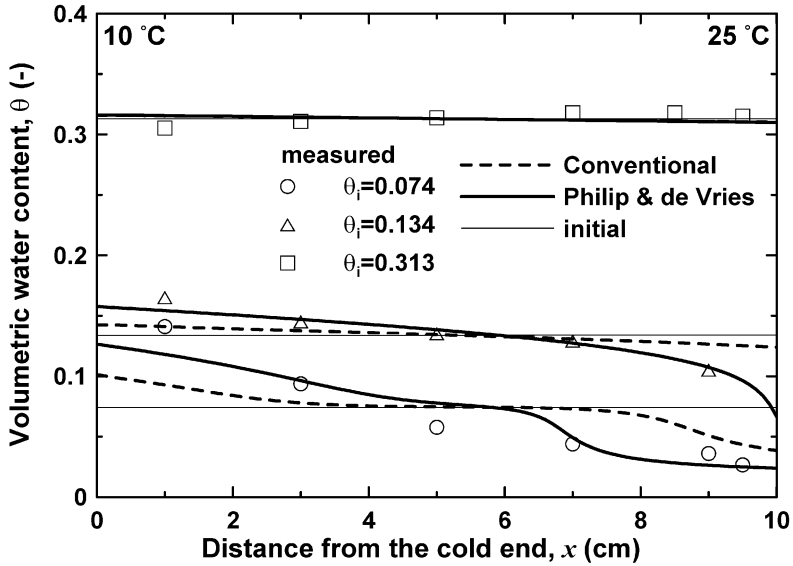


図-4 初期含水率が 0.074, 0.134, 0.313 のロームにおける 5 日後の水分分布。実線は Philip らのモデル, 点線は従来の理論による計算値, プロットは実測値。

Fig. 4 Volumetric water content profiles for the initial water content of 0.074, 0.134, and 0.313 for a loam soil after 5 days. The solid lines and dashed line represent simulated results with the Philip and de Vries model and the conventional theory, respectively, and the plots are observed data.

水分量において, Philip らのモデルの 1.5 倍から 2 倍の  $\eta$  を提案した。Cary (1979) は, 土中の熱流の測定により  $\eta$  を推定した。Cass *et al.* (1984) は, 土の熱伝導率の圧力依存性を測定し, 水蒸気成分を分離することにより  $\eta$  を測定した。そして,  $\eta$  を熱伝導率によく用いられる関数型を用いて  $\theta$  の関数として示した。

$$\eta = 9.5 + 3 \frac{\theta}{\theta_s} - 8.5 \exp \left\{ - \left[ \left( 1 + \frac{2.6}{\sqrt{f_c}} \right) \frac{\theta}{\theta_s} \right]^4 \right\} \quad (19)$$

ここで,  $\theta_s$  は飽和体積含水率,  $f_c$  は粘土含量である。(19) 式の  $\eta$  を図 2 (c) に破線で併記した。Cass *et al.* の示した  $\eta$  は, 水蒸気移動を含む数値解析において広く用いられている (Noborio *et al.*, 1996 ; Scanlon *et al.*, 2003)。

既存の理論に疑問を抱き, ミクロな現象に目をつけてその修正を行なったことは, Philip らの鋭い洞察力と優れた物理的直感力が感じられる点である。その後の促進係数  $\eta$  の関数型, 大きさについての研究の原点には, Philip らの液島モデルと気相の温度勾配モデルがあり, その影響力の大きさを感じさせられる。

### 5. 水と熱の移動式

(6) 式, (12) 式を水の保存則に代入すると, 次の水分移動式が得られる [原著(23)式]。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D_T \frac{\partial T}{\partial z} + D_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (20)$$

ここで,  $D_T = D_{Tvap} + D_{Tliq}$ ,  $D_\theta = D_{\theta vap} + D_{\theta liq}$  である。また, 熱伝導, 水蒸気潜熱輸送成分から成る熱移動式は次式となる [原著(24)式]。

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) - L \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{\theta vap} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (21)$$

ここで,  $C_s$  は土の体積熱容量,  $L$  は水の蒸発潜熱である。 $\lambda$  は水蒸気による潜熱輸送成分を含む見かけの熱伝導率で  $\lambda = \lambda_s + L D_{Tvap}$  であり,  $\lambda_s$  は土の熱伝導率である。その後, de Vries (1958) は, 顕熱輸送成分を含む熱移動式を示した。

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_s T}{\partial t} + L \frac{\partial \theta_{vap}}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} \right) - L \frac{\partial q_{vap}}{\partial z} \\ &\quad - C_{liq} \frac{\partial q_{liq} T}{\partial z} - C_{vap} \frac{\partial q_{vap} T}{\partial z} \end{aligned} \quad (22)$$

ここで,  $C_{liq}$  は液状水の体積熱容量,  $C_{vap}$  は水蒸気の体積熱容量である。

### 6. 数値計算例

水移動式, 熱移動式を用いた具体的な数値計算を行なうことで, Philip らが示した 4 成分の水分フラックスに

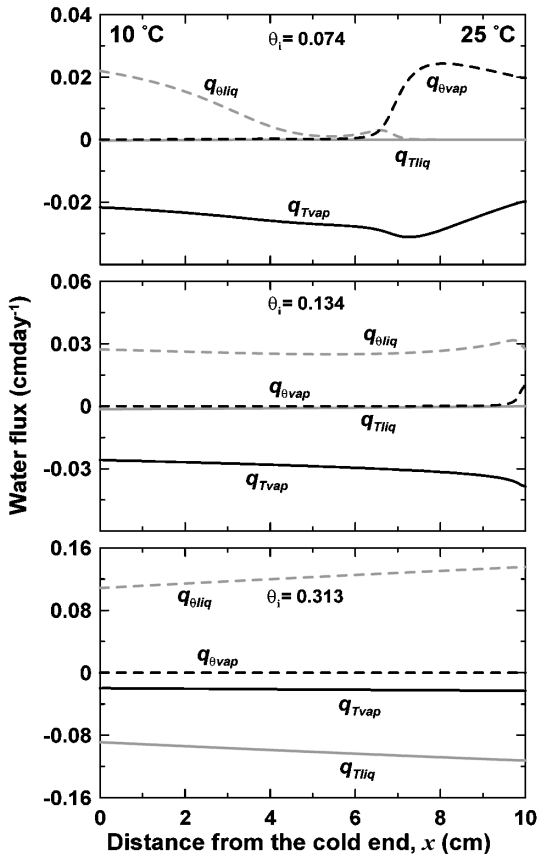


図-5 初期含水率が0.074, 0.134, 0.313のロームにおける5日後の温度勾配による水蒸気 ( $q_{Tvap}$ ), 液状水 ( $q_{Tliq}$ ) フラックスと水分量勾配による水蒸気 ( $q_{\theta vap}$ ), 液状水 ( $q_{\theta liq}$ ) フラックス分布。

Fig. 5 Thermal vapor ( $q_{Tvap}$ ), thermal liquid water ( $q_{Tliq}$ ), isothermal vapor ( $q_{\theta vap}$ ), and isothermal liquid water ( $q_{\theta liq}$ ) flux profiles for the initial water content of 0.074, 0.134, and 0.313 for a loam soil after 5 days.

について理解を深めることができる。本報では, Gurr *et al.* (1952) のカラム実験を対象に, ②式の水分移動式, ②の熱移動式を用いた数値計算例を示す。

### 6.1 実験

Gurrらは, ロームを充填し, 両端を閉鎖した長さ10 cmの水平一次元カラムの左端に10°C, そして右端に25°Cを与えた。初期含水率は $\theta_i=0.074, 0.134, 0.313$ で一様である。実験開始後5日目にカラムを切り出し, 炉乾法により水分分布を測定した。 $\theta_i=0.074, 0.134$ では, 高温側から低温側への水分移動が見られたが,  $\theta_i=0.313$ では水分移動は生じなかった。

### 6.2 数値計算

用いたロームの $\theta(h), K(h)$ に対して, van Genuchten-Mualemモデル(van Genuchten, 1980)を適合させた( $\theta_r=0.01, \theta_s=0.472, \alpha=0.074 \text{ cm}^{-1}, n=1.39, K_s=33.7 \text{ cm day}^{-1}, l=1$ )。促進係数 $\eta$ にはPhilipらのモデルを用い,  $\theta_K=0.2, (\partial T/\partial z)_a/(\partial T/\partial z)=1.7$ とした。図3は, (7), (8), (13), (14), (18)式に基づく水分拡散係数 $D_{Tvap}, D_{Tliq}, D_{\theta vap}, D_{\theta liq}$ を示す[原著図1に対応]。温度勾配に依存する拡散係数については,  $\theta < 0.25$ の低水分領域では水蒸気拡散( $D_{Tvap}$ )が卓越し,  $\theta \geq 0.25$ の高水分領域では液状水拡散( $D_{Tliq}$ )が卓越する。また, Philipらの $D_{Tvap}$ は, 全水分領域において従来の理論の $D_{Tvap}$ より大きい。水分量勾配に依存する拡散係数については, ほぼ全水分領域で液状水拡散( $D_{\theta liq}$ )が圧倒的に大きい,  $\theta < 0.05$ の乾燥領域においてのみ, 水蒸気拡散( $D_{\theta vap}$ )が大きい。

計算は水平土層であるので,  $\partial K/\partial z=0$ とした②式に対して行なった。実験と同じ初期水分量 $\theta_i$ を用い, 初期温度は20°C, 境界温度は10°Cと25°Cとした。また, 両端の水分境界条件は, 水蒸気と液状水フラックスの和を0とした閉鎖境界を用いた。数値計算には水蒸気移動を含む修正版HYDRUS-1Dコード(Simunek *et al.*, 1998)を用いた。なお, この修正版は, 近日中に公開される予定である。

図4には, 低温端を $x=0$ とし, 右向きを正としたときの, 5日後の水分分布の実測値と計算値を示す。低水分量の $\theta_i=0.074$ と中間水分量の $\theta_i=0.134$ では高温側から低温側へ水分移動が生じ, 高水分量の $\theta_i=0.313$ の水分分布はほとんど変化しない。 $\theta_i=0.074, 0.134$ については, 促進係数 $\eta$ を用いない従来の理論による計算結果も併記した。従来の理論では, Philipらのモデルに比べて, 高温側から低温側への水分移動が小さく, 実測値を高温側で過大評価, 低温側で過小評価する。Philipらのモデルを用い, 従来の理論の $D_{Tvap}$ を4倍程度促進することで(図3), 計算は実測値をよく再現する。

(6)式と(12)式により, 水分フラックスを4成分に分離して表示すると, さらに詳しく現象を理解することができる。図5に5日後の4成分の水分フラックスを示す。正のフラックスは低温側から高温側へのフラックスを示し, 負のフラックスは低温側へのフラックスを示す。温度勾配による水分移動は低温側へ生じ, その結果, 水分量勾配により水分移動が高温側へと生じる。低水分量の $\theta_i=0.074$ では, 低温側への水分移動は水蒸気として起こり( $q_{Tvap}$ ), 液状水の移動( $q_{Tliq}$ )は, 拡散係数( $D_{Tliq}$ )が小さいため非常に小さい。また高温側への水分移動は,  $x \leq 6 \text{ cm}$ の $\theta \geq 0.05$ で比較的ぬれた領域では, 液状水として移動し( $q_{\theta liq}$ ),  $x > 6 \text{ cm}$ の乾燥した領域では, 水蒸

気として移動する ( $q_{\theta vap}$ )。これは、 $x \leq 6$  cm では液状水拡散係数 ( $D_{\theta liq}$ ) が大きく、 $x > 6$  cm では水蒸気拡散係数 ( $D_{\theta vap}$ ) が大きいためである。また、 $x > 6$  cm では、水蒸気フラックスの2成分 ( $q_{T vap}$  と  $q_{\theta vap}$ ) は打ち消しあい、実際に生じる水分移動は小さい。中間水分量の  $\theta_i = 0.134$  でも、 $\theta_i = 0.074$  と同様、低温側への水分移動はほぼ水蒸気としてのみ起こる ( $q_{T vap}$ )。しかし、高温側への水分移動は、全領域で液状水として生じる ( $q_{\theta liq}$ )。一方、高水分量の  $\theta_i = 0.313$  では、 $\theta_i = 0.074$ ,  $0.134$  の結果と異なり、水蒸気による低温側への移動は小さく ( $q_{T vap}$ )、温度勾配による液状水移動が卓越する ( $q_{T liq}$ )。しかし、高温側への液状水移動 ( $q_{\theta liq}$ ) と打ち消しあい、実際には水分移動はほとんど生じない。

さらに、計算した液状水と水蒸気フラックスに基づく各位置における水収支より、蒸発および凝縮速度が計算できる。図6は、初期含水率  $\theta_i = 0.074$ ,  $0.134$ ,  $0.313$  に加えて、 $\theta_i = 0.05$ ,  $0.08$  における5日後の蒸発速度分布である。ここで、負の蒸発速度は凝縮速度である。両端における蒸発および凝縮速度は表示されていないが、高水分量の  $\theta_i = 0.134$  と  $0.313$  では、高温端でそれぞれ  $0.616 \text{ day}^{-1}$ ,  $0.791 \text{ day}^{-1}$  と蒸発の大部分が生じ、低温端でそれぞれ  $-0.689 \text{ day}^{-1}$ ,  $-0.526 \text{ day}^{-1}$  と凝縮の大部分が生じる。一方、低水分量の  $\theta_i = 0.05$ ,  $0.074$ ,  $0.08$  では、 $\theta_i = 0.134$  と  $0.313$  と同様に低温端で凝縮の大部分が生じるが、蒸発位置が高温端から土層内部へ移動する。その蒸発速度のピーク位置は、水分量が小さいほど高温端から

離れる。図4, 5, 6は、低温側への水蒸気移動→低温端における凝縮→高温側への液状水移動→高温端（低水分量では土層内部）における蒸発→再び低温側への水蒸気移動という非等温土層内の水分の循環過程を定量的に示している。

このように4成分のフラックスや蒸発速度を具体的に計算すると、温度勾配下の土中の水分移動をより詳細に把握することができる。また、水蒸気促進係数の重要性、また不飽和透水係数の関数型や大きさの重要性を同時に示すことも可能である。これらも Philip らが示した枠組みに基づく水蒸気移動の評価であり、彼らの残した功績の大きさを感じさせられる。

### 7. おわりに

Philip らが示した4成分の水分フラックスは、その後 Nassar and Horton (1989) によって、浸透ポテンシャルの効果を加えて修正された。Milly (1982) は、水分量勾配の代わりに圧力勾配によるフラックスを示すことにより、不均一な土層やヒステリシスを考慮した水分移動について、より有効な定式化を行った。また水蒸気促進係数については様々な関数型、大きさが示された (Jury and Letey, 1979; Cary, 1979; Cass *et al.*, 1984)。しかし、その多くが Philip らの示した枠組みに基づく発展であり、Philip らの液島モデル、気相の温度勾配モデルに代わる水蒸気移動促進の説明は、50年が経過した現在も現われていない。古典としての位置づけを確立した

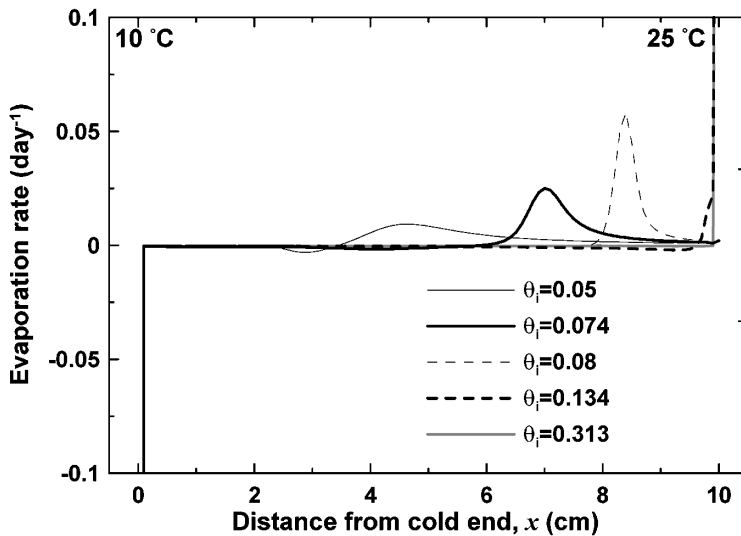


図-6 初期含水率が 0.05, 0.074, 0.08, 0.134, 0.313 のロームにおける5日後の蒸発速度分布。

Fig. 6 Evaporation rate profiles for the initial water content of 0.05, 0.074, 0.08, 0.134, and 0.313 for a loam soil after 5 days.



Philipらのモデルは、土中の水蒸気移動を記した土壌物理の教科書には必ず記述され、水蒸気の凝縮、蒸発という誰もが納得する物理現象として定着している。Philipらの論文は、ミクロな現象を見逃さない洞察力、物理的直観力のすばらしさを示し、また物理現象、数学的展開に則したモデルは、普遍のものとして後世に残ることを示してくれたようにも思う。

### 引用文献

- Cary, J.W. (1979) : Soil heat transducers and water vapor flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **43** : 835-839.
- Cass, A., Campbell, G.S. and Jones, T.L. (1984) : Enhancement of thermal water vapor diffusion in soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **48** : 25-32.
- de Vries, D.A. (1958) : Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. *Trans. Am. Geophys. Union*, **39** : 909-916.
- Gurr, C.G., Marshall, T.J. and Hutton, J.T. (1952) : Movement of water in soil due to a temperature gradient. *Soil Sci.*, **74** : 335-345.
- Jury, W.A., and Letey, J. (1979) : Water vapor movement in soil : reconciliation of theory and experiment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **43** : 823-827.
- Milly, P.C.D. (1982) : Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media : a matric head-based formulation and a numerical model. *Water Resour. Res.*, **18** : 489-498.
- Miyazaki, T., Hasegawa, S. and Kasubuchi, T. (1993) : Water flow in soils. pp.176-178, Marcel Dekker Inc., New York.
- 宮崎 毅 (2000) : 環境地水学. pp. 86-92, 東京大学出版会.
- 中野政詩 (1991) : 土の物質移動学. pp. 89-96, 東京大学出版会.
- Nassar, I.N. and Horton, R. (1989) : Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil : II. theoretical development. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **53** : 1330-1337.
- Noborio, K., McInnes, K.J. and Heilman, J.L. (1996) : Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil : II. field evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **60** : 1010-1021.
- Penman, H.L. (1940) : Gas and vapor movement in soil : I. The diffusion of vapors through porous solids. *J. Agric. Sci.*, **30** : 437-462.
- Scanlon, B., Keese, K., Reedy, R.C., Simunek, J. and Andraski, B.J. (2003) : Variations in flow and transport in thick desert vadose zones in response to paleoclimatic forcing (0-90 kyr) : Field measurements, modeling, and uncertainties. *Water Resour. Res.*, No. 7, 1179, doi : 10.1029/2002WR001604. 3.1-3.7.
- Simunek, J., Sejna, M. and van Genuchten, M.Th. (1998) : The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 2.0. IGWMC-TPS-70. International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, CO.
- van Genuchten, M.Th. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44** : 892-898.

### 要 旨

温度勾配下における土中の水分移動に関する Philip and de Vries (1957) について、液島モデルと気相の温度勾配モデルによる水蒸気移動の促進メカニズムに焦点を当てて解説した。また、Philip らが示した温度と水分量勾配による水蒸気と液状水フラックスの4成分を、非等温下の土カラム中の水分移動に対して計算した。それにより、低温側への水蒸気移動、低温端における凝縮、高温側への液状水移動、高温側での蒸発、再び低温側への水蒸気移動といった水分の循環過程を詳細に定量化できる。

受稿年月日 : 2006年4月12日  
受理年月日 : 2006年5月18日

古典を読む (我が国の研究)

部分流 (フィンガー流) の発見とその背景

田 淵 俊 雄\*

Reviewing classical studies in soil physics

Discovery of Partial Flow (Finger Flow) and its Research Background

Toshio TABUCHI\*

本誌で新しく企画された「古典を読む」の中に、部分流の発見について書くようにとの依頼を受けた。私の研究が古典のひとつは大変な名誉であるが、正直驚いている。若い研究者の方たちに参考になるようにとのことなので、50年近くも前の記憶を辿りながら書いてみることにする。

1. 発見までの背景

私は1957年(昭和32)に東京大学農学部農業工学科を卒業し、大学院に進学した。指導教官は山崎不二夫先生で、研究室には八幡敏雄先生や岩田進午さんなど大勢の優秀な先輩がいた。ゼミでは浸透が主題になり、日本の古典ともいえる田町正誉、秋葉満寿次、山崎不二夫の各先生の論文からChilds, Richardsらの欧米の論文を読みまくった。当時最先端を走っていたロシアの文献も辞書と首びきで読んだ。

この1957年から1958年の浸透ゼミの成果は、1959年3月に土壌物理研究会(現在の土壌物理学会)が発刊した本誌「土壌の物理性」の創刊号に紹介した(田淵, 1959)。若輩の私が何故かゼミを代表して執筆しているが、これが私にとっては研究者としての執筆原稿第1号である。

標題は「負圧浸透について」であった。従来日本の水田での浸透研究では飽和のDarcy則が適用され、欧米の乾燥した畑地では不飽和の水分ポテンシャル(現在はマトリックポテンシャルと言う)に基づく水分移動則が適用されていた。この欧米で発展した水分ポテンシャル解析の手法を、不飽和とは限らない小さな負圧の浸透にも機械的に適用した研究が当時日本で発表され、あたかも負圧=不飽和であるかのような誤解が生じていた。

水分ポテンシャル $\phi$ が水分量 $\theta$ と一価関係 $\phi(\theta)$ にあることを仮定すれば、スマートな理論展開が可能であっ

た。しかしこの一価関係が飽和に近い領域でも成り立つかが問題であった。極端に言えば負圧でも飽和の流れがありうるし、不飽和でも正圧である場合がある。なおここでいう一価関係の妥当性とはヒステリシスとは別のことである。山崎先生(1943, 1948)が発表した開放・閉鎖論はその先駆的研究であった。開放とは間隙の中の空気が連続していて大気とつながっている状態を言い、閉鎖とは間隙の中の空気が封入空気のように孤立している状態を表す。閉鎖状態では水圧が変化しても水分量は開放状態のように変化しないことになる。それで先生は不飽和でも開放状態でなければ $\phi(\theta)$ が成り立たないことを主張していた。これらのことを整理して提示したのが上記のゼミ報告である。

外国に在住し国際的に活躍していた高木俊介教授を囲んで東大の研究室で行った討議は今でも記憶に残るものだった。成層浸透で負圧が発生する下層に $\phi(\theta)$ を適用して解析することについて、水分ポテンシャルと水分量の間の一価関係が成立するかしないかの検証もせずに、機械的に適用するのはおかしいのではないか、という議論をした。同様な議論が農業土木学会の講演会でも展開されて話題をよんだ。

このゼミが私を大きく成長させたのは間違いない。多くの優れた論文を歴史的な展開の中で読み、それぞれの特徴をつかむことができた。しかもこの負圧浸透論議は論文を批判的に読み、既存の学説を鵜呑みにしないことの重要性を私に教えてくれた。そして本来技術者志望であった私を研究者の道に引きずりこんでしまった。

ゼミと並行して、私は「浸潤と浸透」に関する実験を1958年秋から始めていた。水が土中に湛水浸潤した際の浸潤(infiltration)を表す式として、Green and Ampt(1911)のDarcy型の浸潤式があった。その式を検証することと、浸潤後の水分量がどうなるかという課題で

\*元東京大学農学部 〒300-0331 茨城県稲敷郡阿見町阿見 4630-104

キーワード: フィンガー流, 成層浸潤, 浸潤前線, 毛管力

あった。浸潤後の水分量は飽和になるとは限らない。浸潤の際の条件、例えば浸潤前の水分量や土中にあった空気の抜け出す条件などで変わる。浸潤後の水分量はその後の透水係数を左右するので浸透にとっては重要な課題である。浸潤にも関心はあったが、最初はむしろ浸潤後の浸透段階に興味があった。どの程度不飽和になるのか、またそこでは開放状態なのか閉鎖状態なのか、といったことが知りたかった。

ロシアの文献の中にブダゴフスキー (1955) の浸潤に関する本があった。後に翻訳出版したロージェ (1955) の「土壌と水」に比べると文章が難解で、翻訳が非常に難しかったが、何とか翻訳して研究室で刊行した。この本の中の成層浸潤の項に浸潤前線が下層に到達すると、浸潤強度が一定になると書かれていた。ただそこに書かれていた理由には納得がいかなかった。それで成層浸潤のことも視野に入れて実験計画を作成した。

## 2. 部分流の発見

私の「浸潤とそれに続く浸透」と題された論文は、I報 (1960) が均一層、II報 (1961) が成層である。いずれも砂とガラス粒をアクリル製の透明円筒に詰めて実験した。1958年秋から翌年春までに均一層の実験を10数回行った。その後成層実験に入ったが、その第1回は1959年の5月5日である。

この初めての成層実験で部分流を発見した。上層に粒径0.2~0.3 mmの細かいガラス粒を詰め、下層に粒径1.0 mmの粗粒のガラス粒を詰めた浸潤実験を行った。この際に下層では浸潤前線が消えてしまい、下層は白く乾燥したままであった。厳密に言えば部分流は外壁に接触しなかったので、外からは見えなかったのである。

実際に部分流を観察できたのは、2回目の実験である。この時は下層に詰めたガラス粒の粒径を0.4~0.7 mmとやや細かくした場合である。この時下層では太いつららがぶらさがったような流れが外から観察された。部分流の側面には乾いた部分があるのに水はそちらへは流れずに、ただひたすら流下していた (写真参照)。

この時は正直それほどの大発見とは思わなかった。むしろ困ったことになったとがっかりした。それはこの妙な形の流れの解析が容易ではないと思ったからである。当時の実験ノートを見ると次のように記録されている。「本成層浸潤の実験目的は下層でどんな流れが生じるかをみることに、不飽和の場合にはそれが開放状態なのか閉鎖状態なのかを明らかにする」と。かなり飽和・不飽和や開放・閉鎖にこだわっていた。実験後には「下層では流路以外の部分には水が存在せず、空気だけが存在し、それは連結している。したがって空気は開放状態といえ



写真 部分流発生

Photo Occurrence of partial flow (Finger flow)

るが、水分量が水圧と一価関係にあるという意味での開放ではない。水は流路の部分だけに閉鎖的に存在する局部的閉鎖である。」と記述している。こうして成層浸潤の際に部分流が生じ、それが浸透段階でも残ることが見いだされた。

## 3. 部分流の解析、その成因は？

何故このような媒体の一部しか流れない現象が生じたのか？ かなり悩んだし、四六時中考えていたように思う。ただ実験が1959年5月から9月にかけてで、翌年早々にはゼミで発表しているから、それほど長く苦しんでいたわけではない。10月から12月の間とみられる。

部分流の中の水圧を検討するために、そこに鉛直の流管を考えて浸潤式を適用した。浸潤前線が下層に侵入した直後、前線が均一でなく凹凸である場合を想定し、前線が先に進んだ部分 (B) と前線が遅れた部分 (A) の鉛直な流管中の水圧分布  $P_B$  と  $P_A$  を求めた (図1)。その際に湛水面の水圧を水深  $h_0$ 、浸潤前線の水圧を  $h_k$  として、上層の透水係数  $K_1$  が下層の透水係数  $K_2$  よりも小さいという条件で Darcy 則を適用すると、 $P_A$  と  $P_B$  は図のようになる。 $P_B$  のほうが  $P_A$  よりも低い水圧になる。したがって A から B への流れが生じる。さらに先に進んだ流管ほど流速が早くなることもわかった。

これらのことは前線の進んだ部分へ水が集まり、前線の凹凸は成長して部分流になるということを示す。この過程で下層の動水勾配  $J_2$  は次第に1に近づく。 $J_2$  が1

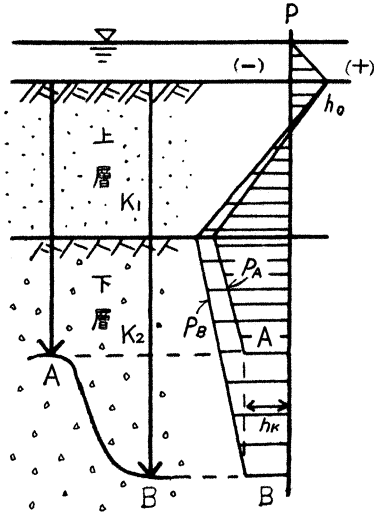


図-1 A, B 流管内の水圧分布 ( $q_2 < K_2$  の場合)  
Fig. 1 Pressure distribution in A and B ( $q_2 < K_2$ )

になって水圧が深さ方向に一定になると、部分流は安定状態になりその断面積  $a$  は一定になる (図2)。そして浸潤強度  $q$  も一定になる。そこで  $q = q_2$  とおくと、それは次式で示される。

$$q = q_2 = K_1(1 + (h_0 + h_k)/L_1) \quad (1)$$

ここで  $K_1$  は上層の透水係数、 $h_0$  は湛水深、 $h_k$  は前進毛管力、 $L_1$  は上層の長さ。

この時、一定になった部分流の断面積  $a$  は円筒の断面積を  $A$  とすれば、 $q_2 \cdot A = K_2 \cdot J_2 \cdot a$  で  $J_2 = 1$  だから

$$a/A = q_2/K_2 \quad (2)$$

こうして前線の凹凸が成長して部分流になることの証明と、安定状態になった際の部分流の断面積と浸潤強度を表す式が導かれた。また浸潤強度が一定になることも説明された。

浸潤前線が下端に到達した後の浸透段階では、下方への浸潤前線は消滅するので前進毛管力は作用しなくなる。また部分流の側面の乾燥部分との境界にはメニスカスが生じているが、その毛管力は平衡状態の静止毛管力  $h_c$  である。したがって上層と下層の境界の水圧は  $h_k$  から  $h_c$  が変わる。その時の  $q$  を  $q_3$  とすれば

$$q_3 = K_1(1 + (h_0 + h_c)/L_1) \quad (3)$$

$$a/A = q_3/K_2 \quad (4)$$

なお下層下部には下端の流出面の水圧が大気圧に等しくなるので、湿潤層が生じる。以上が当時筆者が考えた

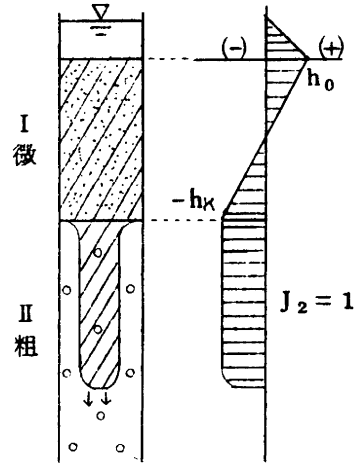


図-2 成層浸潤での部分流発生  
Fig. 2 Occurrence of partial flow during infiltration

解析である。

#### 4. 部分流の判別式

ところがこの考察の過程で凹凸が成長せずに消滅する場合もあることが判明した。(4)式によれば下層の透水係数  $K_2$  が大きくて  $q_3 < K_2$  の場合には  $a$  は  $A$  よりも小さく「部分流」になるが、逆に  $q_3 > K_2$  の場合には  $a$  は  $A$  よりも大きくなるので部分流にならず、円筒の全面を流下する「全面流」になることが導かれる。このことがわかった時の方が部分流を発見した時よりも興奮した。本当に部分流が生じないことが起きるのだろうか。

一般には粗い粒子を詰めた下層の透水係数  $K_2$  は上層の  $K_1$  よりもかなり大きいので、 $q_3 < K_2$  が成り立ち、 $q_3 > K_2$  の条件はよほど  $h_0$  を大きくしないと成り立たない。それで思い切って湛水深を 66.5 cm と大きくして  $q_3 > K_2$  の条件を満たすようにして検証実験をおこなった。そして下層でも全面流になることを確認した。こうして部分流発生のための判別式  $q_3 < K_2$  が誕生した。

実験から新現象が観察されて理論が生まれ、次いでその理論から逆に新事実が予測されて検証される。研究者としては最高の喜びである。それに比べて部分流の発見は運の問題ともいえる。私の前に、誰か見た人がいたかもしれない。成層浸潤の実験をすれば発生した現象だから見た人がいた可能性が大きい。しかし透明のアクリル円筒は丁度出来たばかりの時代だった。ガラスの円筒は当時かなり高価だったので、普通鉄製の円筒が使われていたので見えなかったのかもしれない。

とにかくこれで成層浸潤における不思議な流れが発見

された。そして成層浸潤の研究は実態の見えない中で  
の研究から実態を踏まえた研究へと、新たな段階に進むこ  
とになった。

### 5. 発表後の経過

論文は均一層と成層の2報に分けて農業土木学会に投  
稿したが、新しく発刊された農業土木研究別冊（現在の  
農業土木学会論文集の前身）1号（1960）と2号（1961）  
に掲載された。今ならば欧米の雑誌に投稿するところ  
であろうが、なにしろ私にとっては処女論文だった。それ  
で農業土木研究に投稿した。ただ欧米の学者にも知って  
もらいたかったので、英文版を個人的にタイプを打って  
作り数人の学者に送った。しかし全体的には私の研究は  
欧米では知られないままに過ぎることになった。

その後の1970年代に、Hill and Parlange (1972),  
Raats (1973), Philip (1975) などによって、部分流は  
finger flow の名前で国際学界の中に登場した。Raats  
の引用文献の中に私の文献が入っていたので喜んで記憶  
があるが、内容を詳しく紹介したものはなかった。  
1980年にはHillelによってフィンガー流の研究がレビ  
ューされた。

1977年には岩田進午さんと共著で「Soil-Water Inter-  
actions」を書き始めた。これは私としては日本の水田工  
学の優れた研究成果が世界に知られていないことが残念  
だったので企画したのであるが、その中に部分流の研究  
も詳しく紹介した。10年もかかって1988年にやっと出版  
された。したがって私の部分流の研究も日本で発表され  
た1961年の27年後に英語圏に名乗り出たことになる。

なお論文が掲載された数年後にCollinsの執筆した物  
理化学分野の本「Flow of Fluid through Porous Mate-  
rials」を見ていたら、2種の液体の置換を扱った項が  
あった。そこではフィンガー流が生じることが記述され  
ていた。水と空気の場合には成層状態でないと部分流は  
生じないが、粘性の異なる2液体の置換では均一層でも  
部分流が生じる場合があることを知った。その時には驚  
いて、思わずその出版年を見た。それは1961年で私の論  
文と同じだった。対象が違うといっても、先を越される  
のは面白くないのでほっとした記憶がある。

研究成果は一日も早く発表したほうがよい。最近の若  
い研究者の中には立派な成果をもちながら、大切にパソ  
コンの中に保管して書かない人がいる。もったいない。  
世界のどこかに同じことを研究している人がいることを  
忘れてはいけない。自分でも永く持ったままでは書く情  
熱も薄れるし、古くなれば賞味期限も過ぎていく。なに  
よりも研究者としての社会的責任が果たせない。

論文の閲読にも問題がある。繊細な若い研究者の気持

ちを萎えさせるようなマイナスの閲読はいけない。あく  
までも本人の発表の自由と権利の問題である。掲載の方  
向に進むようなアドバイスであってほしい。

### 6. その後の研究～毛管力の解析、そして離脱

私の部分流の研究はその後、「3成層の降下浸潤」と「 $n$   
成層の場合の解析」、「層の境界が傾斜している場合の降  
下浸潤」、「均一層水平浸潤」、「2成層水平浸潤」、「均一層  
上昇浸潤」と進んだが、それぞれに興味ある事実が明ら  
かになった。これらの研究は後に述べる毛管力の研究と  
一体になって、私の博士論文を構成し、その全容は東京  
大学農地工学研究室で刊行している「研究の資料と記録」  
の19集（1971年）に特集号として印刷された。また前述  
の「Soil-Water Interactions」にもかなり記載した。

浸潤においては前進毛管力と平衡状態の静止毛管力が  
重要な役割を担う。それで次ぎに粒子層中の毛管力の研  
究に取り組んだ。最初は間隙セルの中の間隙径と毛管力  
の関係を調べ、次ぎに粒子層の毛管力の研究に移った。  
その際粒子層の間隙を確率的伝達のシステムとしてとら  
えたが、これは当時最新のシステムだったと思う。

水と空気の界面が構成するメニスカスが、ある間隙セ  
ルを通過するかしないかはそのセルの大きさに依存する  
が、それを確率 $f$ で表す。粒子層全体ではセルが無数に  
つながっているから、粒子層を通過する確率 $F$ はセルの  
連結数を $n$ とすれば $f$ の $n$ 乗になる。 $n$ が大きければ0  
に収斂してしまう。しかし粒子層では横方向にもセルは  
無数のルートでつながっているから、横を通って進むこ  
とが可能である。その確率も計算して $F$ を求めた。膨大  
な計算なので手計算ではとても無理だとあきらめていた  
のだが、丁度コンピュータが使える時代になったので、  
計算が可能になった。ある水圧の際にある高さ（または  
水圧）にあるセルが水で満たされるのか、空になるのか  
の確率 $F$ が求められた。この確率 $F$ から水分量が求ま  
り、いわゆる毛管水分分布曲線 $\theta(p)$ が理論的にえられ  
たのである（田淵, 1972）。

この研究は「Soil Science」に3編の論文（1966 a,  
1966 b, 1971）として発表した。部分流の研究で懲りたの  
で、今回は国際誌に投稿した。先に述べた「Soil-Water  
Interactions」にも紹介した。しかし今度は日本の研究  
者にあまり知られない結果になったようで残念に思っ  
ている。毛管水分分布曲線の理論的誘導というだけでな  
く、飽和に近い領域で水分と水圧が一価関係になりえる  
ことを証明した画期的成果だと自負しているからである。  
それで「Soil-Water Interactions」の初版の表紙に  
はその模式図を使った。

浸潤の研究については圃場レベルで部分流を確認した

いと思ひ、北海道の火山灰地帯で調査した（田淵ほか、1970）。毛管力についてはより細かな解析を間隙セルで行う計画を立てていた。しかし茨城大学へ1972年に移り、そこで霞ヶ浦の水質汚濁と遭遇して水質環境の研究に没頭するようになった。それで私は浸潤や毛管力の研究から離れていったのである。

その後、フィンガー流については多くの研究者たちによって、色々の角度から解析が進められている。日本では長 裕幸、安中武幸、川本 健氏などの研究がある（長、1995、2005；安中ら、1996、2005；川本ら、1996、2004）。また本年、取出伸夫氏らによって翻訳出版されたJury and Horton 著「土壌物理学」には外国の研究が多く紹介されている。フィンガー流は単なる湛水成層浸潤下の流れとしてだけでなく、不安定流のひとつとして広範囲に扱われている。

以上が部分流発見に関連する想い出話である。振り返ってみると、浸透ゼミや土壌物理研究会の発足、アクリル円筒の登場など多くの幸運に恵まれた。特に山崎不二夫先生をはじめとする大勢の素晴らしい方々と出会って、研究を進めることができたことが大きい。すでに亡くなられた方も多いが、各位に心からの敬意を表す。また本稿の執筆に当たってお世話になった長谷川周一、取出伸夫両氏に感謝の意を表したい。

## 引用文献

- 安中武幸・出澤重祥（1996）：ガラスビーズ成層の浸潤過程で生起する fingering 現象の特徴，農業土木学会論文集，**183**：79-88。
- Annaka, T. and Hanayama, S. (2005) : Dynamic water entry pressure for initially dry glass beads and sea sand, *Vadose Zone Journal* **4** : 127-133.
- Budagovskii, A.I. (1955) : Infiltration into the Soil, *Izv. Acad. Nauk. SSSR.* (村本圭一・長田 昇・田淵俊雄共訳；土壌中への水の浸潤，研究の資料と記録 9号 1959)。
- 長 裕幸（1995）：フィンガリング流の3次元的な形態について，農業土木学会論文集，**179**：11-20。
- Cho, H. de Rooij, G.H. and Inoue M. (2005) : The pressure head regime in the induction zone during unstable nonponding infiltration : theory and experiments, *Vadose Zone J.*, **4** : 908-914.
- Collins, E.C. (1961) : *Flow of Fluids through Porous Materials*, Reinhold, New York.
- Green, W.H. and Ampt, G.A. (1911) : *Studies on soil physics, Part I. The flow of air and water through soils.* *J. Agr. Sci.*, **4** : 1-24.
- Hill, D.E. and Parlange, J.Y. (1972) : Wetting front instability in layered soils, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **36** : 697-702.
- Hillel, D. (1980) : *Applications of Soil Physics*, Academic Press, New York.
- Iwata, S and Tabuchi, T. with Warkentin, B.P. (1988) : *Soil-Water Interactions*, Marcel Dekker, New York.
- Jury, W.A. and Horton, R. (2004) : *Soil Physics*, John Wiley & Sons, Inc. (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；土壌物理学，築地書館，2006)。
- 川本 健・宮崎 毅・中野政詩（1996）：フィンガー流の形態による塩分溶脱効果の相異，農業土木学会論文集，**186**：89-96。
- Kawamoto, K. Mashino, S. Oda, M. and Miyazaki, T. (2004) : Moisture structures of laterally expanding fingering flows in sandy soils, *GEODERMA*, **119** : 197-217.
- Philip, J.R. (1975) : The growth of disturbances in unstable infiltration flows, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **39** : 1049-1053.
- Raats, P.A.C. (1973) : Unstable wetting fronts in uniform and nonuniform soils, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **37** : 681-685.
- Roge, A.A. (1955) : *Soil water*, *Izd. Akad. Nauk. SSSR.* (山崎不二夫監訳，長田 昇・田淵俊雄訳；土壌と水，東京大学出版会，1963)。
- 田淵俊雄（1959）：負圧浸透について，土壌の物理性，**1**：9-15。
- 田淵俊雄（1960）：浸潤とそれに続く浸透（1），農業土木研究別冊，**1**：13-19。
- 田淵俊雄（1961）：浸潤とそれに続く浸透（2），農業土木研究別冊，**2**：27-36。
- Tabuchi, T. (1966 a) : Theory of suction drain from the saturated ideal soil, *Soil Science*, **102** (2) : 161-166.
- Tabuchi, T. (1966 b) : Experiment on suction drain from an ideal soil, *Soil Science*, **102** : 329-332.
- 田淵俊雄・中野政詩・八幡敏雄・佐々木清一・前田隆・矢沢正士・丸谷典弘（1970）：新期火山成層土における水分移動に関する研究，農業土木学会論文集，**31**：1-9。
- Tabuchi, T. (1971) : Theory of suction drain from the saturated ideal soil 2, *Soil Science*, **112** (6) : 448-453.

田淵俊雄 (1971): 粒子層における「浸潤と毛管力」, 研究の資料と記録, **19**: 1-121.  
田淵俊雄 (1972): 確率システムと毛管水分分布曲線, 土壌の物理性, **27**: 8-9.  
山崎不二夫 (1943): 土壌の急降下毛管浸透の負圧につ

いて, 農業土木研究, **15** (1): 26-40.  
山崎不二夫 (1948): 成層土壌降下浸透に関する研究, 東京農専学術報告, 1号及び研究の資料と記録, 6集, 再版 (1958).

## 要 旨

成層浸潤下で部分流 (フィンガー流) を発見し, その成因を解析した田淵俊雄の研究とその当時の背景について紹介した。上層が細粒で下層が粗粒の成層状態で湛水浸潤を行い, 浸潤前線が下層に到達した後に層の一部しか流れない「部分流」が生じることを発見した。このような流れは当時知られていなかったことである。その成因を水圧分布から解析して, 下層で部分流が生じるための条件式 ( $q_3 < K_2$ ) を得た。その際浸潤強度は一定になることも示した。逆に  $q_3 > K_2$  の場合には部分流が生じないことを実験で確かめた。この特殊な流れはフィンガー流として多くの研究者たちによって取り上げられるようになり, 成層浸潤の研究は新たな展開の時期を迎えた。

受稿年月日: 2006年4月13日

受理年月日: 2006年5月15日

## 「一般向きの分かり易い本」を求めて

橋本 均\*

先日、同僚から「何か、土壌のことを分かり易く書いた一般向けの本はないか」と聞かれた。それ来た、と私は思った。専門的な内容を一般人向けに簡潔に分かり易く書く…永遠のテーマである。私の知っている限り、土壌学全般を一般向けに分かり易く書いた本はない。農家向けに易しく書いたもの、漫画風にしたものなど、様々な工夫をした本が出版されており、それなりに分かり易いのだが、オーソドックスなものはない。

現在私は、土肥学会土壌教育委員会の一員として、一般市民向けの土壌観察会のテキスト作りに関わっている。現在の版は既存の調査ハンドブック等をベースとしたもので、図や写真が少なく、表や記述も難しい。そこで「一般向けの分かり易い」ものを作成しようということになった。全国各地の「自然観察の森」で、森林土壌を観察する際に使うもので、主に断面観察の方法と簡単な化学実験法の紹介が主であり、土壌学全般の解説が目的ではない。しかし、なかなか難しい。

ここで、実際に難しいと感じるのは、難しいことをより易く、分かり易く書くという本来の意味での難しさを別にしても、①そもそも用語、定義が曖昧なためどのように説明するか迷う、②写真や模式図を使う方が分かり易いが、なかなか良いものがない、③化学、物理の記号や単位を使用する場合、我々が考える以上に一般人は(中学や高校で習ったはずではあるが)知識がない、等である。

具体的には、①については、例えば、斑紋や土壌構造の名称やその説明が調査マニュアル、あるいは調査者により異なる。②については、斑紋や土壌構造の分かり易い写真、図がない。写真よりも精巧に描かれた模式図の方が分かり易いのだが、至難の業である。ちなみに、ミュッケンハウゼンの「土壌の生成・性質と分類」に載っている土壌断面の図は、写真よりも分かり易い、すばらしい図の一例である。③については、例えば、土壌の性質や養分の単位に数多くの種類があり、かつ、従来系とSI単位系が入り乱れている。元素の単体表示と酸

化物表示も入り乱れており、これらの違いをなかなか分かってもらえない。

私としては特に、写真や模式図が重要なテーマだと思っている。元来、難しいことを易く書く能力が低いため、なおさらそう感じるのかも知れない。また、現在は長い文章は嫌われる。学校の先生ですらそうらしい。今回は、分かり易い模式図を求めて多くの本を見てみたが、同じ図が引用されていることが多く、まだまだ工夫の余地があると思われた。

そこで提案がある。学会の将来のために、土壌の大切さを多くの一般市民、児童・生徒に啓蒙するために、学会で、「一般向きの分かり易い説明のための模式図または写真」のコンクールをやってみてはどうだろうか。例えば、土壌構造、土壌の保水能、コンシステンシーなど。さらには、一般向けの易しい観察会テキスト、ハンドブック、学校向けの易しい実験法、あるいは、高校生向けのテキスト、実験マニュアルでも良い。

突飛な提案かもしれないが、国民の理系離れが進行し、また、農業試験研究に対して風当たりが強いご時世に、ちょっと研究から離れて、土壌学の広報・啓蒙をもっと組織的に考え、対応する必要があるのではないだろうか。例えば、土壌関係の学会が連携してそういう場を作り、組織的に出版、インターネット等による広報活動、あるいは学校現場との連携を行っていく。そういう時代になってきたようだ。

話が少しそれてきたようだ。先述した観察会用テキストはしかし、あまり易しいものは出来そうにない。私なりに、若干のオリジナル写真や模式図を作成したが、所詮、低レベルの泥縄的なものである。それでも今は、デジカメやスキャナー、お絵かきソフトなど便利な小道具が一杯ある。最近の学会発表を見ても、非常にきれいで分かり易い図表が出されている。皆さん、今後を期待しております。

受稿年月日：2006年5月17日

受理年月日：2006年5月17日



## 土壌物理学—土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用

ウィリアム・ジュリー+ロバート・ホートン 著

取出伸夫監訳/井上光弘+長裕幸+西村拓+諸泉利嗣+渡辺晋生 訳

築地書館 2006年3月発行

A5判 ISBN4-8067-1324-4 定価 4,200円

本書は、カリフォルニア大学リバーサイド校の William A. Jury 博士と Robert Horton 博士によって執筆された「Soil Physics」の改訂第6版の翻訳である。この「Soil Physics」は1940年に初版が刊行されて以来、世界中で教科書・実用書として使用されてきた歴史ある本である。

第6版では、土壌物理学の研究の重点課題が実験室レベルのみならず野外圃場に拡大し、農業や環境保全に関わる諸問題の解決に向けての手法を見出す学問として期待されているという現状を踏まえて、70以上の例題により、実際の問題に対する理論の適用法の修得を目指した点、67の章末問題に対して詳細な解答を示した点、選択流を新たに加えた点、土中の観察や測定に対する実験方法を詳細に解説した点、土の構造と特性の重要性を強調した点など改訂箇所が多い。

この本から感じることは、この本を精読すれば土壌物理学の基礎から応用までを「きちんと」勉強できるという点である。とくに土壌物理学の知識を必要とする大学院生にとっては非常に有用な書となると思われる。特筆すべきは、理論だけではなく、その理解を助けるための例題が豊富な点である。例題は理論をより現実的・実践的な側面に繋げる役割も担い、さらに、例題の解釈を発展させることによって、現場への適用性や研究的な課題にまで言及している場合が多い。

一例として、新たに加筆された選択流の中の「マクロポアの流れ」の説明では、マクロポアの流れはポアズイユの法則と毛管現象の式で簡単に表現できるとした上で、マクロポアの流れの重要性とその影響の限界を以下のような例題を通して記述している。

「 $1 \times 1 \times 1 \text{ m}^3$ に切り出した土塊にドリルで直径2.0 mmの円筒状のマクロポアを1本通した。この土の基質部の透水係数は  $K_s = 100 \text{ cm day}^{-1}$  である。土塊とマクロポアを飽和して水を常時10 cm 湛水させ、下端は大気に開放した。基質部とマクロポアの流れは並行して生じると仮定して、全体の流量と、基質部とマクロポアの流量の各割合を計算しなさい。…」

解答では、理論に基づいて、基質部を通る水分フラッ

クスをダルシー則、マクロポアを通る流量をポアズイユ則によって計算している。その結果から、「断面積  $1 \text{ m}^2$ に占める面積割合が微小であるこの小さな穴が、全流量の4分の1を流す」として、マクロポアの重要性を示している。本書はここでは終わらない。「しかし、この結論は、流れの条件がわずかに異なると修正する必要が生じる」と続け、「たとえば、ミミズの穴が表面から90 cmまで伸びていて、 $P = P_{\text{atm}}$ である底面までの残り10 cmは土である」としたときの場合を考えさせ、この場合はマクロポアの影響が小さくなることを示している。さらに、「マクロポアの円筒上を土が覆っており、周囲の土が不飽和であるときには、どうなるであろうか」と疑問を投げかけ、毛管現象理論から、「土の基質部がほぼ完全に飽和していなければ、基質部からマクロポアへは水は浸入しない」とも論述している。さらには、この現象は、「負圧ディスク浸潤計で圧力を-3 cmに設定すると、マクロポアの真上に装置の中央部を置いても、土の基質部の特性を反映した浸潤速度を測定できることから示せる」と述べ、実際の測定技術に結びつけている。

このような展開が随所に見られる。他書には多くは見られない特徴である。理論の実践化が求められる現在の研究状況下において、非常に勉強になると共に理解を深めることができる。

本書の原著は2004年に出版されているが、2003年までの様々な文献が引用されており、引用数は約480に達する。土壌物理学の現段階までの知見が整理されており、今後の研究展開を模索することにも役立つと考えられる。さらに、索引の用語数は約530であり、用語辞典的な使い方も可能であろう。是非とも傍らに置きたい書である。

翻訳は、土壌物理学を専門とする6名の研究者によって行われている。単なる翻訳ではなく、修正すべき点などは第5版以前の原著との比較検討やJury博士への問い合わせなどを行って完成度を高めたという。

さらに、訳者らの新しい試みとして、本書を学ぶために有用な情報を三重大学生物資源学部土壌圏循環学研

室のホームページに公開している (<http://www.bio.mie-u.ac.jp/junkan/busshitsu/lab5/soilphysics/>)。主に本書の目次・まえがきや本書・原著の正誤表といった情報に加え、例題や章末問題などの追加資料、本書で用いられている土中水分・溶質移動予測プログラム HYDRUS や溶質移動解析プログラム STANMOD の入出力ファイルなどが整備されつつある。さらに質問や意見交換ができる場として発展させ、読者と共に土壌物理学を学ぶための資料の充実を図っていくことを目指している。土壌物理学学会からもこうした取組みに対して積極的に参加し議論することで、より充実したものとなろう。

現在注目されている環境分野の重要な研究開発課題は、「気候変動、温暖化対策技術、化学物質リスク・安全管理、水・物質循環と流域圏、生態系管理、3R (Reduce, Reuse, Recycle) 技術、バイオマス利活用」である。これらの課題においては、土中の水・物質動態の知見が不

可欠であり、したがって土壌物理学研究者はより積極的に問題解決のためのアクティビティを高める必要がある。本書を通じた議論がこうした方向性を刺激し、土壌物理学分野の発展に寄与することを是非とも期待したい。

- 第1章 土の固相 (西村, 渡辺)
- 第2章 土中の水分保持 (井上, 西村)
- 第3章 土中の水分移動 (西村, 井上)
- 第4章 自然条件下での水の流れ (長, 西村)
- 第5章 土の熱現象 (諸泉, 渡辺)
- 第6章 土の通気 (渡辺, 諸泉)
- 第7章 土中の化学物質の移動 (取出)
- 付 録 土の特性の空間変動の解析方法 (諸泉, 井上)

中村公人 (京都大学大学院農学研究科)

受稿年月日: 2006年4月30日

受理年月日: 2006年4月30日

## 訂 正

土壌の物理性 102 号の掲載原稿 (pp.79~86) について、著者から下記の正誤の申し出がありましたので、次のように訂正をお願いいたします。

p.84 右段

$$\text{(誤)} \quad \cos\theta = (1 - m/100)\cos\theta_1 + (m/100)\theta_2 \quad (9)$$

$$\text{(正)} \quad \cos\theta = (1 - m/100)\cos\theta_1 + (m/100)\cos\theta_2 \quad (9)$$

I. 2006 (H18) 年度第1回編集委員会

開催形式：電子会議

日時：質疑応答・討論

2006年4月7日～4月13日

採決

2006年4月14日～4月18日

出席委員：石渡輝夫，柏木淳一，加藤邦彦，北川 巖，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10名参加：成立）

○ 議事内容

1. 報告

- (1) 編集幹事よりH17年度「土壌の物理性」の刊行状況について報告があった。
- (2) 編集幹事よりH17年度に閲読が終了した原稿の処置と現在閲読が行われている原稿の進行状況について報告があった。
- (3) 編集幹事よりH17年度に企画された各講座の進行状況について報告があった。

2. 議題

編集幹事より提案のあった「土壌の物理性」2006年度発行計画が全会一致で承認された。

II. 2006 (H18) 年度第2回編集委員会

開催形式：電子会議

日時：質疑応答・討論

2006年6月2日～6月8日

採決

2006年6月9日～6月13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. 議題

- (1) 編集幹事より提案のあった「土壌の物理性103号」の発行計画が全会一致で承認された。
- (2) 編集幹事より提案のあった“学会誌「土壌の物理性」について”ならびに“土壌物理学会入会のおさそい”の両原稿を土壌の物理性103号に掲載することが全会一致で承認された。

III. 会員消息 (2006年5月22日まで)

入会	正会員	高田 雅之
	正会員	松森 堅治
	正会員	森下 智陽
	学生会員	藤本 敏樹
	学生会員	岩崎 秀威
	購読会員	(株)紀伊國屋書店
退会	正会員	井上 茂雄
	正会員	岩本 保典
	正会員	上沢 正志
	正会員	安部 征雄
	正会員	石倉 一憲
	正会員	川口 公男
	正会員	近藤 鍊三
	正会員	佐藤 晃一
	正会員	高橋 強
	正会員	富田 道久
	正会員	豊満 幸雄
	正会員	袴田 共之
	正会員	武藤 勲
	正会員	山本 克巳
	正会員	横田 志朗
	正会員	横田 啓
	正会員	渡辺 兼五
	購読会員	岐阜大学生協中央店書籍部
	購読会員	(株)有隣堂町田営業所

現在会員数 (2006年5月22日現在)

正会員数 (国内)	: 372
同 (海外)	: 4
学生会員数	: 18
賛助会員数	: 10
<hr/>	
小計	: 404
購読会員数	: 50
<hr/>	
合計	: 454

## —編集後記—

北海道にも遅い春がようやくやって来て、桜も見頃になってきました。と、この原稿を書いているのが、5月も20日になるかという時期だと想像される方はそういのではないのでしょうか？今年はこの遅い春の影響で、私が住む北海道美唄市周辺では、雪腐病による秋まき小麦への大きな被害が出ました。冷害、熱波と天候による農作物への被害は毎年の様に耳にしますが、あらためて自然を相手にする農業の難しさを実感するとともに、それに立ち向かっていく農家の方々のひたむきな努力に感心し、また、研究者の端くれとして何とかならないのかというもどかしさにさいなまれています。

美唄市は札幌から約60kmの位置にあり、以前は炭坑の街として一世を風靡しましたが、現在は農業を中心とし、2002年にラムサール条約に登録された宮島沼がある街として知られています。そしてもう一つ、石狩川流域に位置するこの土地の多くは泥炭地であるという特徴を有しています。大湿原地帯であったこの土地に食糧生産を求め、戦後、排水と客土による農地改革がスタートし、ほんの数十年間で一大農業地帯を作り上げ、いま北海道農業を支える一翼を担うまでになりました。

偶然ですが、この号から2回にわたり「泥炭地特集」が組まれています。この中でも話題が提供されるかと思

いますが、泥炭地の農業では、米の食味（高タンパク米）と有機物の分解が大きな問題として指摘されています。前者の問題については、研究者および農家の方々の努力により、本州の米に負けるとも劣らない水準にまで達しているといっても過言ではありません。後者については、地盤沈下の問題が顕在化している状態です。また、有機物の分解にともない、泥炭に固定されていた炭素や窒素が温室効果ガスとして放出することも懸念されています。

農家の方々が環境の事などどうでもよいと思って営農している訳ではないことは、身近で接していて十分理解出来ます。ただ、環境問題よりも切実な問題があるが故に、環境のことまで考える余裕が持てないというのが実状だと思います。ラムサール条約では、「ワイズユース」という考え方が重視されています。これは、「人間が手を加えながら保全を目指していく概念」だと、私は認識しています。泥炭地という環境の中で行う農業はまさしくこの「ワイズユース」の概念が必要だと思います。さらに、泥炭地をフィールドに研究する研究者として、どの様に農業と環境を両立させていくか「ワイズアプローチ」が求められることも実感しています。

(編集委員 永田 修)

### 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) 北海道開発土木研究所)
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 學術著作權協會

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

## Notice about Photocopying

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

Japan Academic Association for Copyright Clearance (JAACC)

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

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

土壌の物理性 第103号(会員配布) 2006年7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. 103

July 2006

---

## Contents

<b>Foreword</b> .....	H. NARIOKA	1
<b>Original Papers</b>		
The Technique for Improving Soil Physical Characteristics by Preventing the Formation of Soil Crust by Dressing the Sandy Pyroclastic Deposits .....	Y. YOKOI	3
Ageing Changes of Consolidated Farmland Foundation in Stepped Paddy Field .....	C. OGURA, K. NEMOTO, T. FURUYA, H. OSARI, T. SHIONO and H. NARIOKA	13
Critical Flocculation Concentration of Montmorillonite, Beidelite, Illite and Their Mixed Suspensions .....	M. SUZUKI, T. NISHIMURA and M. KATO	23
Effect of Ordinary Portland-Cement on Properties of Clayey Soil in Mie Prefecture .....	Md. Z. HOSSAIN, H. NARIOKA and T. SAKAI	31
Comparison of Evapotranspiration between Indigenous Vegetation and Invading Vegetation in a Bog .....	T. FUJIMOTO, I. IYAMA, M. SAKAI, O. NAGATA and S. HASEGAWA	39
<b>Notes</b>		
Change of Soil Moisture in Clustered Field of Wild Iris .....	T. HOSHI, K. FUJII and E. KURASHIMA	49
<b>Miscellaneous</b>		
Using MathCad to Simulate Solute Transport in Soil for a Graduate Soil Physics Class .....	K. NOBORIO	57
Record of the Recent Editing Works for Publishing the "Journal of the Japanese Society of Soil Physics" .....	H. YOSHISAKO and Y. IWATA	63
<b>Lectures</b>		
<b>Characteristics of Peat-land, Relations with Soil Physical Properties</b>		
<b>Introduction</b> .....	T. ISHIWATA and O. NAGATA	69
Hydrologic Process in Wetland—Characteristics of a Mire in a Snowy Region— .....	M. NAKATSUGAWA	71
Characteristics of Soil Gas Diffusivity in a Peatland .....	I. IYAMA	79
Actual Soil Conditions of Peaty Arable Land in Hokkaido .....	H. HASHIMOTO	87
Improvement of the Eating Quality of Rice Produced in Peaty Paddy Field by Soil Dressing .....	T. YANAGIHARA	95
<b>Reading of Classical Study Series</b>		
"Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradients" By J.R. Philip and D.A. de Vries .....	M. SAKAI and N. TORIDE	105
Discovery of Partial Flow (Finger Flow) and its Research Background .....	T. TABUCHI	113
<b>Readers' column</b> .....	H. HASHIMOTO	119
<b>Book review</b> .....	K. NAKAMURA	121
<b>Announcements</b> .....		125
<b>Editor's Postscript</b> .....		126

---

Japanese Society of Soil Physics

Division of Environmental Resources

Graduate School of Agriculture, Hokkaido University

Sapporo, 060-8589 Japan