

土壌の物理性

第100号

2005年7月

巻頭言	谷山 一郎	1
特集:		
土壌の物理性100号の企画について	長谷川周一	3
I. 土壌物理の新たな視点		
環境工学における土壌物理学の役割	小松登志子・PER MOLDRUP	5
森林における水循環研究への土壌物理学の応用	小杉賢一朗	15
土壌物理性を考慮した精密農業の研究動向	丹羽 勝久	27
土壁中の水分移動に関するモデル実験と解析	石崎 武志	35
II. 生産環境研究の現在の到達点と残された問題		
積雪寒冷地における排水改良の現状と今後の展開	北川 巖	43
湿潤地帯の土地利用型作物に対する灌水技術の課題	竹内 晴信	55
論文		
The Effect of Raindrop Impact and Initial Soil Conditions on Surface Crust Formation	G.G. ASGEDOM and S. HASEGAWA	65
土粒子		
論文が書けない私へ	岩田 幸良	77
書評		
「土壌圏と地球温暖化」	永田 修	79
会務報告		81
編集後記		84

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。

- 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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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

- 原稿は、日本語または英語で執筆する。
- 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)。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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)。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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))。

- 単位の使い方は、国際単位系(SI)による。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 地図や顕微鏡写真には定尺をつけ、縮尺や倍率はつけない。
- 図、表、写真の番号と題名は、別紙にまとめて一覧表とする。
- 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)).
- 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。
- 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)
- 本要領のほか、科学技術情報流通技術基準(SIST)に準拠する。

(2004.6.29 改正)

[土壤物理分野のSI 使用例]

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

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

*%表示は、原則として分母と分子の内容が同じもの場合にだけ用いる。

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

(2000.3.10 改正)

「土壌の物理性」投稿案内

1. 投稿原稿に対する基本方針

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

2. 投稿原稿に求められるもの

投稿に当たっては、「投稿案内」と共に「投稿規定」「原稿執筆要領」をよく読んでそれに従うと共に、閲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、下のものを投稿原稿に求めています。閲読においても、これらをその基準とします。
 - (1) 内容について
 - 1) オリジナリティーがあること(論文、研究ノートの場合)。
 - 2) 本誌の読者にとって有益であること。
 - 3) 導入、研究手法から結論に至る過程に論理性があること。
 - (2) 表現について
 - 1) 原稿全体の構成が整っていること。
 - 2) 文章表現が適切であること。
 - 3) 表題が適切であること。
 - 4) 英文アブストラクトや和文要旨が適切であること。
 - 5) SI単位や記号の使い方が適切であること。
 - 6) キーワードが適切であること。
 - 7) 英語の表現が適切であること。
3. 「掲載不適」とする理由としては、下のようなものが挙げられます。
 - 1) 既発表とみなされるもの。
 - 2) 重要な部分に根本的な誤りがあるもの。
 - 3) 事実に基づいた内容ではなく、単なる主観が述べられているに過ぎないもの(論文、研究ノートの場合)。
 - 4) 通説が述べられているだけで、新しい知見が全くないもの(論文、研究ノートの場合)。
 - 5) 修正を要する根本的な指摘事項を多く含んでいるもの。
- 6) 連載形式で構成されており、1編ごとに独立したものと認めがたいもの。
- 7) 全体構成や文章が粗雑で、内容の判定ができないもの。
- 8) 内容が本誌の趣旨に合わないもの。
- 9) その他、本誌に掲載する原稿としてふさわしくないもの。
4. 原稿の内容に対する責任はあくまで著者にあります。また、原稿の価値は読者が判断するものです。
5. 閲読は内容の批判や討議を行うものではありません。従って、見解の相違は掲載不適の理由にはなりません。
6. 閲読者は投稿者に対して研究指導する立場にありません。よって、新たな実験や計算の追加要求などは極力避けて下さい。
7. 閲読者は著者と直接折衝をしないで下さい。著者との交渉はすべて編集委員会の責任で行います。
8. 閲読者として知り得た印刷前の原稿の内容はいかなる形でも利用・引用等出来ません。厳にご注意下さい。
9. 著者に修正を求めた後に再閲読で総合判定をD(掲載不適)とすることは、閲読者にとっても著者にとっても非生産的です。完成度の低い原稿などにおいては、修正を求め再閲読を行うよりも「掲載不適」として練り直してから新たに投稿するよう促した方がよい場合があります。その場合には、「掲載不適」の理由(「3」参照)を明示して下さい。個別指摘事項への意見は不要です。
10. 閲読者から編集委員会へ意見等がある場合は、必ず「編集委員会への意見」として別紙への記入をお願いします。

(2003.5.28改訂)

土壌物理学会学会賞規定

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)

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 : narioka@bio.mie-u.ac.jp

第 47 回 土壤物理学会シンポジウム（ご案内）

と き：2005 年 10 月 15 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「**土壤中の窒素の挙動**」

土壤中における窒素の形態変化や移動は、ライシメータ規模以下の試験により基本や原理が明らかにされてきた。しかし、農地からの窒素の流出を対象とした場合には、土壤中で生じている複雑な窒素の挙動を考えることは少なく、農地に一定の値を与えてしまうことが多い。対象とする時間、空間スケールによっては土壤を定数と見ても良いこともあるが、一方では、農地の窒素挙動が十分に明らかになっていないことも反映している。農地を利用した流出抑制を視野に入れる場合には窒素挙動の定量化はより重要となるはずである。

そこで本シンポジウムでは、窒素の流出に対して土壤をどのように扱う必要があるのかに焦点を当てることにする。

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. 情報交換会（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 生物資源学部

成岡 市

Tel/Fax. 059-231-9574/E-mail : narioka@bio.mie-u.ac.jp

学会ホームページ

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

2004（平成16）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：2004（平成16）年度に「土壤の物理性」（第97，98，99号）に掲載された「論文」（original paper）

推薦期限：2005（平成17）年8月31日（水），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：2005（平成17）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

〒514-8507 三重県津市栗真町屋町1577，三重大学生物資源学部

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

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。

「土壌の物理性」 読者氏名の公表とご協力へのお礼

土壌物理学編集委員会

学会誌「土壌の物理性」は、1959年（昭和34年）の創刊以来、今号で100号を迎えます。「土壌の物理性」の編集・発行に際しては、とりわけ読者の方々に多大なご協力を頂いています。

土壌物理学編集委員会では、読者への謝意を表すべく、ここに2003～2004年度（平成15～16年度）に閲読をお引き受け頂いた方の氏名を公表（五十音順・敬称略）致します。

今後とも、編集業務へのご支援、ご協力を賜りますよう、お願い申し上げます。

阿江 教治	木原 康孝	千葉 克己	藤井 克己
赤江 剛夫	木村 真人	長 裕幸	藤川 智紀
足立一日出	久保寺秀夫	土谷富士夫	松川 進
安中 武幸	小松登志子	取出 伸夫	溝口 勝
石黒 宗秀	近藤 文義	中尾 誠司	三原真智人
石田 朋靖	酒井 俊典	長野間 宏	宮本 輝仁
井上 光弘	櫻井 克年	中村 公人	望月 秀俊
猪迫 耕二	佐藤 邦明	中村 好男	森 也寸志
今泉 眞之	佐藤泰一郎	成岡 市	諸泉 利嗣
江口 定夫	塩澤 昌	南條 正己	山岸 順子
岡崎 正規	白谷 栄作	西村 拓	吉川 省子
小野 信一	鈴木 純	新田 恒雄	吉田 正則
小野寺真一	清野 聡子	登尾 浩助	若月 利之
粕淵 辰昭	相馬 尅之	長谷川周一	渡辺 晋生
加藤 英孝	高木 東	濱野 裕之	
金子 文宜	近森 秀高	原口 暢朗	
川崎 哲郎	筑紫 二郎	坂西 研二	

注) 投稿原稿と依頼原稿「シンポジウム紹介」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。

環境リスク研究と土壌物理学

谷山一郎*

1959年に「土壌の物理性」第1号が出版されて以来、46年目にして100号を発刊することになった。今回、100号記念企画として、「土壌物理の新たな視点」と「生産環境研究の現在の到達点と残された問題」が特集されている。この中で、環境工学、森林水文学および農業生産技術における土壌物理学の役割が論じられ、今後の展開方向が提示されるであろう。それらの原稿を未読であるため、環境工学の中で触れられて重複するかも知れないが、「新しい視点」の一つとして環境リスク研究と土壌物理学の関係について言及したい。

最近、国内では環境中の化学物質のリスク評価・管理さらにはリスクコミュニケーションが求められている。本来、リスクとは、自動車事故、地震、テロや空き巣などによって生命・健康に危害を加えられたり、財産の損失が生じたりすることを意味していたが、最近は化学物質や環境汚染などにより人間や生態系が受ける影響もリスクと称するようになってきている。2002年発行の新編土壌物理用語辞典にはリスクという用語は掲載されていないが、環境保全の章の用語の中の、土壌汚染や農薬汚染などの幾つかはそのままりスクの概念に当てはまる。このように、リスクという用語が頻繁に使われるようになったのは、ダイオキシンやBSE問題などの発生に起因して、食品の安全性に関するリスクの評価・管理への取り組みが強化されたことと、科学的なデータと政策を一致させる必要性を強調するため、行政部局を中心に「レギュラトリー・サイエンス（政策のための科学）」が提唱され、マスコミなどが科学的な根拠を表現するためのリスクという用語を多く使用するようになったためと考えられる。

さて、リスク研究の分野としては、発生源解析、環境動態把握、環境濃度推定、暴露解析、リスク評価およびリスク管理に分かれる。この中で土壌物理学分野で求められるのは、環境動態把握と環境濃度推定およびリスク管理すなわちリスク分析に基づいた対策技術の開発である。環境動態把握とは、熱や化学物質などが排出後、環境媒体（大気、土壌、水、底質および生物）中の挙動をモデルによりシミュレーションすることである。また、環境濃度評価とは、モニタリングによる実態把握とモデリングによる暴露媒体中の濃度の推定である。

と聞けば、これまでも多くの土壌物理研究者が土壌中の物質動態に関する研究とそれに伴う対策技術の開発に取り組んできており、取り立てて何か新しいことをする必要はないことが分かる。ただし、対象とする熱は、これまでのように少しでも土壌を暖めて作物の生育を促進させる目的で取り扱うのではなく、地球温暖化に伴う高温化が土壌生態系や作物にどのような悪影響を及ぼすかという視点で研究しなければならない。また、化学物質についても作物の養分ではなく、POPs（残留性有機汚染物質）、カドミウムやヒ素などの人間への健康被害が問題となる有害化学物質、作物の養分元素でありながら、健康被害や富栄養化をもたらす硝酸性窒素やリン、銅や亜鉛などの微量重金属が対象となる。このように、リスク研究ではこれまでとは扱う物質または出口が異なる。もう一つの違いは、このようなリスク研究の結果については、企業や地域住民、消費者、行政などとの意見交換・対話を通じて相互理解を深める、リスクコミュニケーションが欠かせないことである。そのためには、科学的データについて正確で迅速な情報公開が不可欠であるとともに、地域住民、消費者や行政に理解できる易しい言葉で表現することが求められる。土壌物理研究者のこの分野での活躍を期待したい。

土壌の物理性 100 号の企画について

土壌の物理性 100 号記念企画委員長

長谷川 周一

土壌物理研究会が 1959 年に発足した。当初は年 2 回の発行であり、50 号を 1984 年に発行した。その後、1997 年から年 3 回の発行となり、ここに 100 号を発行することになった。50 号のときは、「土壌物理研究レビュー」として日本の土壌物理研究の総括と将来方向について企画し、多くの方に原稿を執筆していただいた。50 号から現在を振り返ると、3 つ点での大きく異なる。1 つ目は、本学会の柱の 1 つである「土壌の物理性と作物生育」の研究の比重が低下したことである。2 つ目は、土壌物理研究者の減少と研究テーマの多様化である。そして 3 つ目が、研究者が忙しくなりすぎて学会活動が停滞気味ということである。このような状況で、100 号企画はなかなか具体化しなかったが、幸い 7 名の企画委員の協力をえて、「土壌物理の新しい視点」と「生産環境研究の現在の到達点と残された問題」という 2 つのテーマについて、6 名の方に執筆をしていただくことが出来た。

小松登志子氏には、環境工学の立場から土壌物理の役割を紹介していただいた。読み方によっては、熱いエールを送っていただいたとも取れるが、視野を広く持つ重要性が伝わってくる。物質移動の研究では、今何が問題にされているかについて、その鍵を紹介しており、特に若い研究者は興味を持たれるだろう。

小杉賢一朗氏には森林における水循環研究と土壌物理との関係をとおして、森林土壌の孔隙特性と雨水の鉛直浸透を中心に、林地土壌の撥水性、斜面水文過程、基岩浸透を解説していただいた。撥水性やパイプ流の存在など、農地より森林はさらに不均質な場だと考えられるが、筆者は、個々の現象をうまく抽出すれば、ポテンシャル方程式や拡散の法則は適用できることが多いと指摘している。

丹羽勝久氏には、精密農業と土壌物理性について執筆していただいた。一枚の畑を対象とするとき、基盤整備を行っても解決されない水平方向の土壌の物理性が作物生育に反映されるという事実を紹介し、水が足りなければ水をやるというだけでなく、それ以前の診断と意志決定（対策の実行）が今後の精密農業にとって重要な課題であると指摘している。

石崎武志氏には文化財の保存と土壌物理について論文を書いていただいた。日本や中国の歴史的建造物には土壁がある。この土壁は長い間の経験を元に複数の行程を経て完成されるが、土壁の乾燥過程を最新の機器による測定と多孔質中の熱、水分移動解析プログラムを用いて明らかにしている。古くからの知恵が現代の土壌物理で解析されるという点に興味を引かれる。

北川 巖氏には北海道における最近の農地排水について、多くの事例をもとに現状と今後の展開をまとめていただいた。広大な農地を持つ北海道で進められてきた暗渠を中心とした農地の排水改良技術の到達点はかなり高度である。また、土壌統群をもとに適切な排水工法を提案しており、慣行的、画一的な排水技術よりも進んでいることが理解できる。

竹内晴信氏には、土地利用型の畑作物の灌漑について既往の研究を整理し、問題点を明らかにしていただいた。著者は、我が国の畑地灌漑の問題点を、「我が国の畑地灌漑が、施設整備と利用計画が欧米の技術と理論を導入して進められてきた結果、多雨と気象変動の比較的大きな我が国で、手

間がかからず効果的な灌水技術を生産者に提示することが遅れていると言わざるを得ない」と指摘した。土壌物理と作物の水吸収の研究が再び活性化することを期待したい。

農学分野の中の土壌物理学こそが本家という自負が農学系の会員にはあるかもしれないが、土壌物理を使っている分野はたいへん広いことの一部を、本企画により理解していただけたと思う。これから農地の分野と多分野との交流がより活発化し、新たな発想や展開が生まれることを望む。

最後に、本企画を担当していただきました、川本 健、竹内晴信、中村公人、成岡 市、登尾浩助、波多野隆介、渡辺普生氏にお礼申し上げます。

環境工学における土壌物理学の役割

小松登志子*・Per Moldrup**

The Emerging Role of Soil Physics in Environmental Engineering

Toshiko KOMATSU* and Per MOLDRUP**

* Department of Biological and Environmental Science, Graduate School of Science and Engineering, Saitama University, 255 Shimo-Okubo, Sakura-ku, Saitama 338-8570, Japan

** Department of Life Sciences, Section for Environmental Engineering, Aalborg University, DK-9000 Aalborg, Denmark

Abstract

Historically, soil physics research in Japan and worldwide has focused on soil-water physics with a majority of studies on cultivated surface soils, and with the objective of optimizing water supply to plants and minimize leaching of pesticides and nutrients below the root zone. Recently, transport, fate and emissions of greenhouse gases such as carbon dioxide and methane is an area where rapidly growing environmental concerns about global warming and climate effects has provided new challenges for soil physicists.

Another important challenge originates from the increasing problems in most urban areas with contaminated sites, where soil and groundwater have been polluted with EICs (Environmental Impact Chemicals) including gasoline and chlorinated compounds. To respond to these challenges, a broader focus in soil physics research and more emphasis on soil physical properties and processes in an environmental engineering perspective is needed.

Improved understanding and better predictive models together with reliable in-situ measurement methods for a larger variety of soil physical parameters can give soil physicists a major role within the rapidly emerging research field that combines environmental engineering and polluted soil science ; soil environmental engineering. Detailed knowledge of soil physical processes in all three soil compartments (the soil-air, water and particle phases) is the platform for soil environmental engineering, including :

- Realistic calculations of transport and fate of EICs at contaminated soil sites
- Risk assessments concerning indoor and outdoor air and groundwater pollution
- Development and optimization of remediation methods for soil and groundwater

In this perspective, future soil physics research should focus on chemical diffusion, sorption, release, and convective transport in both the soil-water and soil-air phases and, also, evaluate the significance of particle-facilitated chemical transport through soil. As examples of less investigated soil physical parameters that are key parameters in soil environmental engineering, we advocate the importance of gas and solute diffusivity, air permeability, and vapor sorption coefficients in relation to both risk assessment and to remediation by soil vapor extraction and pump and treat methods.

For soil environmental engineering purposes, not only the surface soil but the entire vadose zone between the soil surface and the groundwater table should be considered during studies of

* 埼玉大学大学院理工学研究科生物環境科学, 〒338-8570 さいたま市桜区下大久保 255

キーワード : 土壌物理学, 環境工学, 物質の移動と運命, 環境インパクト化学物質, 汚染土壌浄化工法

soil physical parameters. The dominating role of soil-physical processes in controlling and optimizing biodegradation of pollutants during soil remediation should be investigated and highlighted. With this emerging role of soil physics in environmental engineering combined with the rapid developments in process understanding and non-destructive measurement equipments, we are on the brink of an exciting new era in soil physics.

Key words : Soil Physics, Environmental Engineering, Fate and Transport of Chemicals, Environmental Impact Chemicals (EICs), Soil Remediation

1. 土壌物理学と環境工学

『環境工学』における「土壌物理学」の役割』という重要な問題を論じる際には、まずそれぞれの定義をはっきりさせる必要がある。では「土壌物理学」とはいったい何か。意外にこの定義がどこにも書かれていない。そこで、土壌物理学学会会長の長谷川周一教授にお聞きしたところ、アメリカ土壌科学会用語集に記載されているという情報をいただいた。比較的簡単な定義だが、以下に引用する (SSSA, 2001)。

“Soil physics : The branch of soil science that deals with the physical properties of the soil, with emphasis on the state and transport of matter (especially water) and energy in the soil.”

また以下は、長谷川会長の「土壌物理感」であり (e-mail, 2004.4)、歴史的な経過が要約されていて「土壌物理小史」ともいえるので、そのまま引用させていただく。

『土壌物理は水の乏しい国で農業を行うために発展した。したがって、水持ちとか灌漑 (土への水の浸入) が主であった。1931年に土壌水移動式 (ダルシー則) と連続の式を組み合わせた水移動の一般式ができあがった。測定法の開発や解析法の進歩で、1970年代には水移動は大体の条件下で解けるようになった。したがって土壌物理の論文数も少なくなってきたと思う。ところが、環境問題が出てきて、土壌物理研究は再び活性化した。その理由は、環境問題には予測が要求されたことや土壌物理は昔から移動を扱うのが得意であったことと深く関わっていると思う。しかし、それまで土を均一と見なして実験、解析してきた土壌物理は、結局予測は無理であり、現在はモニタリングと合わせて移動を追っている最中と理解して良いだろう。水田や畑を対象としてきたが、水だけだったら多少多かろうが問題なかったのが、栄養塩などが入ってきて困ったというのが実情であろう。』

もう一つ、別の方法で土壌物理学の概要を知るには、土壌物理学の教科書の内容をみれば良いだろう。そこで土壌物理の教科書として世界で最も広く用いられている Daniel Hillel の著書をあげてみると、以下の通りであ

る。

- Fundamentals of Soil Physics. 1980
- Applications of Soil Physics. 1980
- Introduction to Soil Physics. 1982
- Environmental Soil Physics. 1998
(all Academic Press)

この他にも Jury and Horton (2004) や Warrick (2000) の著書もあるが、土壌物理学の本には基本的に以下のような項目が含まれている。

1. General soil physical characteristics
2. The soil solid phase
3. The soil water phase
4. The soil gaseous phase
(2-4. including key parameter and transport properties)
5. Soil temperature and heat flow

また、上述の Hillel の本の題名をみると、最新のものには “Environmental” がついているのが興味深い。長谷川による「土壌物理小史」にも初めは農業と密接に関連していた土壌物理学が、最近では環境分野にも必要とされるようになってきたことが述べられている。

では、次に「環境工学」とは何か。やや古い本であるが「環境工学入門」に、以下のように定義されているので、一例として引用する (鍋島淑郎, 1997)。

『環境工学』とは、環境科学を基礎として衛生工学、生産工学、安全工学などを加え、人間活動と環境との調和について、総合的に調査研究する学問の分野をいい、上・下水道、大気汚染、廃棄物処理、給排水設備、空気調和、騒音・振動、農薬、食品添加物等の工学的研究は環境汚染の防止技術を扱うものであり、極めて広範な領域にわたっている。』

このように環境工学が扱う分野は広範囲に及んでいるが、この中で土壌物理に関連する分野としては土壌や地盤環境に関するものであろう。具体的には「温室効果ガスの土壌からの放出」や「土壌・地下水汚染」が挙げられる。

土壌物理は、もともと農業において重要な水の移動、肥料や農薬の移動に重点があったため、これまで水と溶

質の挙動については数多くの研究がなされてきたが、土壌内の気体の挙動についての研究例は極めて少ない。近年の地球規模での環境問題の一つである温暖化に関しては、二酸化炭素 (CO₂)、メタン (CH₄) などの温室効果ガスの挙動と土壌からの放出を予測する必要がある。これは土壌物理の範疇に入るもので、今後この領域の研究を大いに進めていくべきである。

土壌・地下水汚染については、地下水を飲用とする割合の高い欧米では早くから問題となっていたが、最近、日本でもこの問題が顕在化してきた。本稿では、主としてこの土壌・地下水汚染に着目し、その解決のために土壌物理学が果たすべき役割を考えてみる。なお、Hillel の著書 (環境土壌物理学) においても、とくに汚染土壌修復工法における土壌物理学の適用について述べられているので参照されたい (Hillel, 1998)。

2. 日本における土壌汚染・地下水汚染の現状

まず、日本における土壌汚染・地下水汚染はどのような現状にあるのか。Fig. 1 に土壌汚染事例数の経年変化を示す (環境省環境管理局, 2005)。土壌環境基準が制定された 1991 年頃から調査件数が増え、それに伴って基準を超えた土壌汚染事例も増加していることがわかる。この増加は単純に最近になって汚染件数が増加したとみなすこともできるが、1991 年以前は調査件数そのものが少なかったため、汚染が不明であったものも多いとも考えられる。土壌・地下水の汚染は直接目で見ることができないため分かりにくく、発見が遅れる場合が多いのである。

このような状況の中で、「土壌汚染対策法」が平成 14 年 5 月 (2002 年) に制定、平成 15 年 2 月 (2003 年) に施行されたが、これは、水質汚濁防止法 (1970)、大気汚染防止法 (1970) 等と比べると、はるかに遅れて制定されたものであることがわかる (小松, 2004 参照)。

次に、土壌汚染を引き起こした汚染物質にはどのようなものがあるのかについて Fig. 2 に示す。重金属類では鉛、ヒ素、六価クロムなどが多く検出されており、揮発性有機化合物 (Volatile Organic Chemicals ; VOCs) ではやはり、トリクロロエチレン、テトラクロロエチレンなどの検出頻度が高いことがわかる。

また、地下水汚染事例は平成 14 年度の調査結果では、調査井戸実数 5,269 にたいして地下水環境基準を超過した事例が 351 件で、超過率は 6.7% である (平成 16 年版環境白書)。なお、地下水環境基準は、土壌環境基準よりさらに 6 年遅れて、1997 年に定められている。

昔から、汚れたもの、処理に困るもの、有害なものなど、人間に都合の悪いものは土に埋めるということが行われてきた。記憶に新しいところでは、鳥インフルエンザの発生時には何万羽、何十万羽という鶏が土に埋められた。これは強烈な土壌汚染であり、地下水汚染を引き起こす可能性も高い。

今後いろいろな調査が進むにつれ、さらに多くの土壌・地下水汚染事例が顕在化してくる恐れは大きいと考えられる。

3. 汚染物質の挙動とリスクアセスメント

それでは、土壌環境中でどのような汚染物質がどのよ

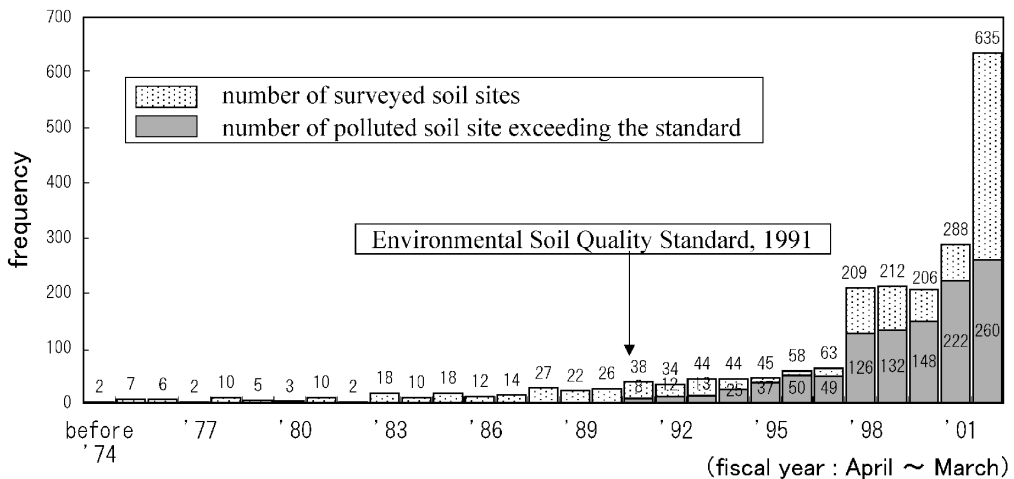


Fig. 1 Relative number of polluted soil sites exceeding the environmental soil quality standard (data from Ministry of the Environment, 2005).

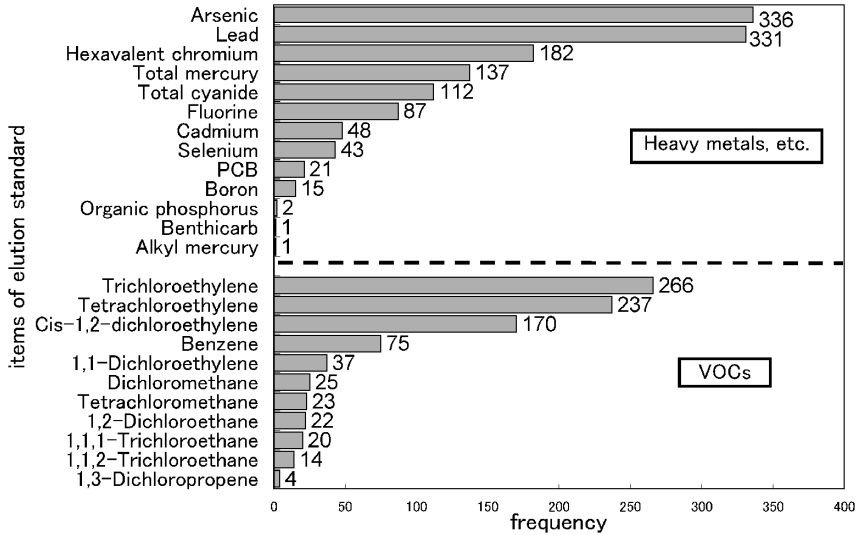


Fig. 2 Frequency of detected contaminants at 1082 polluted soil sites in Japan (~2003.3). (data from Ministry of the Environment, 2005).

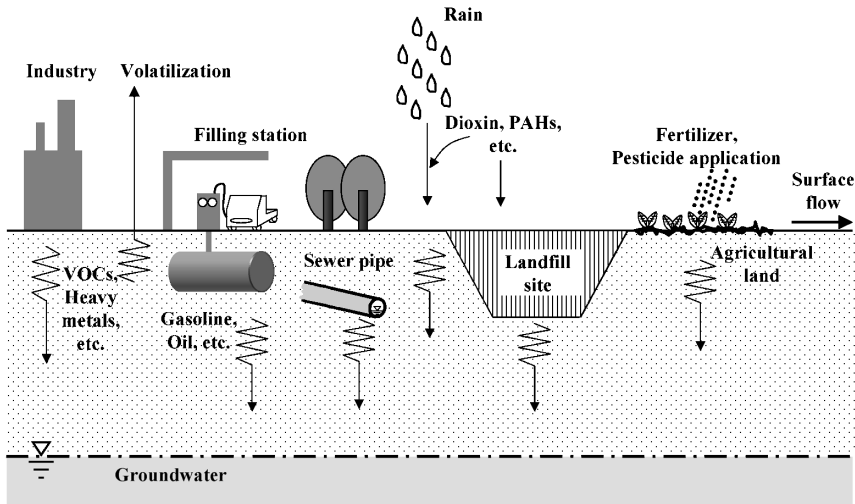


Fig. 3 Fate and transport of Environmental Impact Chemicals (EICs).

うに挙動するのか。汚染物質としては様々なものが考えられるが、著書らは、トリクロロエチレンなどの VOCs、農薬、多環芳香族炭化水素 (Polycyclic Aromatic Hydrocarbons ; PAHs)、また毒性物質ではないが、水域の富栄養化の原因物質となる窒素、リンなどの化学物質をまとめて環境インパクト化学物質 (Environmental Impact Chemicals ; EICs) と呼んでいる。Fig. 3に EICs の挙動のいくつかの例を示す。事業場からの VOCs、重金属等の漏出、地下タンクからのガソリンや

オイルの漏れ、下水管からの汚水の漏れ、廃棄物埋め立て地からの有害物質の漏出、農地やゴルフ場での肥料・農薬の散布、大気中のダイオキシン、PAHs の降下など、様々な原因と過程から EICs は土壤環境に浸入し、土壤中にたまったり (hot spot)、地下水へ到達したり、植物に吸収されたりする。また、揮発性のは土壤から大気へと出て行く。

このような多種多様の EICs が多種多様のプロセスを通して、移動・変換していく。この運命予測を行うのが

いうまでもなく土壌物理学の役割である。運命予測を行うためには、まず、EICs の測定による動態の把握が第一であり、そのためには正確で簡便な測定法、とくに現場での測定法の開発も重要である。正確な実測データに基づいたモデル化により、これらの EICs の「運命と移動 (Fate and Transport)」予測を行うことが、リスクアセスメントにつながる。

土壌中に漏出した VOCs などが拡散により、大気中へ揮発していくと、大気汚染を引き起こし、建物内に侵入すれば屋内空気汚染を引き起こす。リスクアセスメントは、hot spot から地表への到達時間 (travel time) や、人の健康や生態系に影響する汚染濃度となるかどうかの予測を行うものである。

逆に EICs が拡散や移流等により、土壌内を下方に浸透して地下水に達すると、地下水汚染を引き起こす。いったん地下水に浸入すると、浄化対策はますます困難になり、たとえ地下水流速が遅くても汚染は拡大してゆく。したがって地下水への到達時間を予測し、早めに対策をとることが重要となる。

土壌は Fig. 4 に示すように固相、液相、気相からなる複雑な系である。土壌内における EICs の挙動を把握するためには、各相間の物質分配と各相での移動を正確に予測する必要がある。そこで、関連するプロセスとパラメータ、測定方法を Table 1 にまとめてみた。ただし、ここにすべてのプロセスが網羅されているわけではないので、例えば、有機塩素化合物、ガソリン、オイルの原液のような非水溶性液体 (Non-Aqueous-Phase Liquid : NAPL) の浸潤については、前述の Hillel の著書を参照されたい (Hillel, 1998)。

また、Table 1 には入れていないが、近年、汚染物質輸送の新しい経路として、コロイド粒子による物質移動 (particle-facilitated chemical transport) が注目されるようになった。Nature 誌にも地下水には溶けにくいプルトニウムがコロイドによって長距離運ばれたという報告がある (Kersting, *et al.*, 1999)。著者らも数年前から、コロイドの生成、流出、汚染物質輸送に関する研究を行っている (e.g. 本下ら, 2001, Schelde, *et al.*, 2002, Motoshita, *et al.*, 2003)。

なお、本稿では研究紹介もかねて、主として著者らの

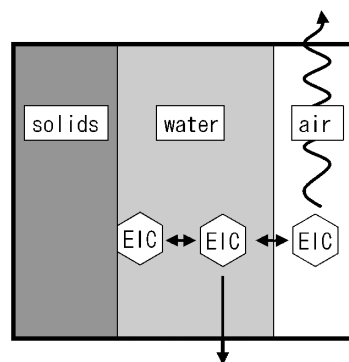


Fig. 4 The three physical phases (solids, water, air) of a soil system. Environmental Impact Chemicals (EICs) can distribute among the three phases and can be transported by all three phases (colloid-facilitated transport, solute transport, and gas transport).

Table 1 Soil physical and physical-chemical processes and measurement methods

Processes in soils	Parameters	Measurement methods*
Unsaturated and saturated water flow	unsaturated and saturated hydraulic conductivity	TDR (Time Domain Reflectometry) and mini-TDR
Solute dispersion and diffusion	dispersivity and solute diffusivity	EC sensors (electrical conductivity sensors), HPLC micro-column method**, and undisturbed half-cell methods***
Air and gas transport	air permeability, gas diffusivity	air permeameter, GC micro-column method****, and gas diffusion chambers
Heat transport	thermal conductivity	heat probes
Physical / Physical-chemical sorption (hydrophobic sorption)	linear or Freundlich sorption coefficient, vapor sorption coefficient	batch and column set-ups, and HPLC and GC micro-column methods****

*Dane and Top (2002), **Komatsu (2002), ***Olesen (2000), ****Yamaguchi (Komatsu) (1997).

従来の研究を中心に引用させていただく。

Table 1の中で、疎水性吸着は化学物質の土壌有機物への吸着であり、化学物質の局所的拡散に支配されるため、物理吸着あるいは物理化学的吸着といえる。一般には吸着・脱離は土壌化学の範疇と考えられるが、物質移動を制御する点から土壌物理の取り扱い範囲でもある。例えば、吸着係数は移流分散方程式 (Convection Dispersion Equation ; CDE) の中に遅延係数 (retardation factor) として取り込まれる。もちろん拡散についても同様である (Fick's law)。

同様に土壌内における微生物反応も物質移動の観点から土壌物理の範疇にも含まれると考えてよいだろう。例えば、肥料として散布されたアンモニウム塩 (NH_4^+) は土壌に吸着 (イオン交換) するが、それが硝化反応により硝酸イオン (NO_3^-) に変換されると、負イオンであるため、土壌から離れて地下水へ浸入していく。

また、VOCsのような揮発性の物質には、気液平衡を表すヘンリー則 (Henry's law) を適用して、液相、気相間の平衡濃度を推定する必要がある。

このように、土壌物理は広い範囲のプロセスを含むあるいは統合するものと考えられる。もちろん、土壌化学、土壌微生物学などとの相互の補完が必要である。

さらに、土壌という媒体そのものの性質も当然、物質移動に大きな影響を与える。物質移動予測モデルには、土性、粒度分布、土壌間隙分布、保水性 (Campbellの保水係数)、CEC、pH、有機物含有量等のパラメータをできるだけ取り込むことが必要である。それによって、土壌の物理特性を反映したより正確な予測モデルとなりうる。

ここで、環境工学における土壌物理の担当領域を大まかにまとめてみると、次のようになると考えられる。

- (1) 汚染土壌サイトにおけるEICsの移動と運命予測
- (2) 大気・室内空気汚染、地下水汚染のリスクアセスメント
- (3) 汚染土壌・地下水の浄化 (修復) 工法の開発と最適化

これらはいずれも密接に関係している課題である。著者らも(1)、(2)に関連した研究を行っており、通気係数、透水係数、気体と溶質の拡散に関する予測モデルを提案している (e.g. Moldrup, *et al.*, 2003a, Poulsen, *et al.*, 2004, Moldrup, *et al.*, 2004, Moldrup, *et al.*, 2003b)。さらに(3)に関連した研究も行っているが、汚染土壌浄化工法については次節で述べる。

4. 汚染土壌・地下水浄化工法

汚染された土壌・地下水の浄化 (clean-up) あるいは修復 (remediation) には様々な工法がある。浄化工法は

まず、汚染土壌を掘削・除去する方法 (Excavation)、現場 (原位置) で浄化する方法 (in situ Treatment) の2つに分けられる。原位置浄化法には、物理的除去法 (Removal)、微生物分解法 (Bioremediation)、化学的処理法 (Chemical Treatment) などがあげられる (Pepper *et al.*, 1996)。

ここではその中で土壌ガス吸引法と揚水処理法のみについて概説する。

4.1 土壌ガス吸引法

VOCsの修復工法として最も広く用いられているのは土壌ガス吸引法 (Soil Vapor Extraction ; SVE) である。このSVE工法は、Fig. 5に示すように、土壌中のVOCを気体として吸引・除去する方法である。アメリカのスーパーファンド法 (superfund act) で指定された汚染サイトではVOCs浄化法の約27% (1977年) がこのSVE工法であるといわれる (USACE, 2002)。

この工法ではトリクロロエチレン等のVOCsを気体として真空ポンプで吸引して土壌内から取り除くため、空気とVOCガスの流れが問題である。透水係数に相当する通気係数 (air permeability) が重要なパラメータとなる (Table1参照)。また、ガスの土壌への吸着 (遅延) を考える必要がある。土壌が乾燥している場合にはガスは直接土壌へ吸着するが、土壌水分がある場合には気液平衡、固液平衡を考慮する (Fig. 4参照)。VOCsの土壌への吸着力が強い場合には浄化効率を下がる。吸着は土壌水分との競合性があるので (乾燥土壌へのガス吸着は大きい)、土壌水分の把握も重要となる。

著者らはSVE工法に関連しては、現場での通気係数測定法 (Iversen, *et al.*, 2003)、気体の遅延係数直接測定法 (Yamaguchi (Komatsu), *et al.*, 1997)、気体の土壌吸着 (Yamaguchi (Komatsu), *et al.*, 1999)、SVE工法の最適化 (Poulsen, *et al.*, 1998, 1999) などの研究を行ってきた。

4.2 揚水処理法

揚水処理法 (pump and treat) はFig. 6に示すように、汚染域 (contaminant plume) が地下水中にある場合に、地下水とともに汚染物質を汲み上げて処理する方法である。この方法もSVE工法とともに広く用いられてきた。地下水の汲み上げにより地下水位が下がるので、処理された水を再度、注入井から注入する。注入井は、汚染域の上流側か、汚染域から離れたところに設置する必要がある。

この方法においては、汚染物質を水とともに汲み上げるため、透水係数、土壌への汚染物質吸着などが重要なパラメータとなる。従来、水と溶質の移動に関しては多くの研究がなされてきたが、著者らの研究例としては、溶

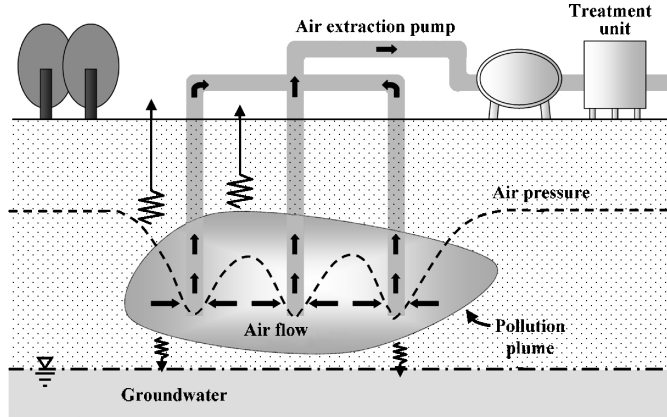


Fig. 5 Schematic illustration of a Soil Vapor Extraction (SVE) system.

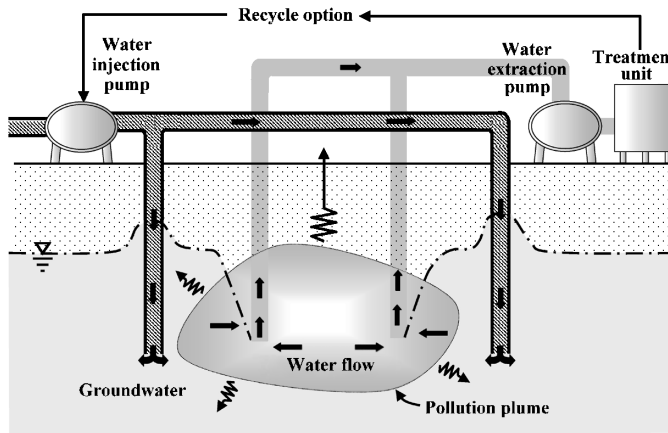


Fig. 6 Schematic illustration of a pump and treat system setup.

質の流速，分散係数同定法 (Yamaguchi (Komatsu), *et al.*, 1989)，溶質の遅延係数直接測定法 (Komatsu, *et al.*, 2002)，透水係数予測モデル (Poulsen, *et al.*, 2004) などである。

5. 今後の課題

環境工学における土壌物理学の重要な役割について述べてきたが，今後取り組んでいくべきいくつかの課題について簡単にまとめる。

その一つは，3節で述べたコロイドによる汚染物質の輸送促進である。これについては未解明の部分が多く，コロイドの生成と移動，コロイドへの汚染物質の吸着性，マクロポアの影響等，様々なテーマが考えられる。

流動水 (mobile water)，付着水 (immobile water) の問題もある。実際には，Fig. 4 の土壌水の部分はこの

2つの領域になっているはずである。土壌に吸着している物質やコロイド粒子は immobile water の中で濃度拡散によって移動し，mobile water へと出て行く。逆の場合も同様である。

また，土粒子内間隙 (intra-particle pore) に関する研究も興味ある領域である。例えばアロフェンのように，粒子内に間隙がある場合には，汚染物質は拡散により，その間隙に入っていく，内部での吸着・脱離も起こる。汚染物質の挙動は複雑となり，吸着の非線形性，時間依存性などを考慮した新しいモデルが必要となる。

さらに汚染土壌浄化法に関しては，今後，物理的・化学的方法より，微生物分解による Bioremediation が主流となっていくものと思われる。この工法についてもまだに多くの課題があり，土壌物理学の持つ知識の蓄積を生かすことのできる領域の一つである。

本文では触れなかったが、高温を発する放射性廃棄物の地下埋設や汚染土壌の原位置熱処理などに関連して、土壌内の熱伝導も今後の重要な研究課題である。

いずれにしても工学の基礎は科学であり、環境工学の中の土壌環境に関する領域において、基礎科学としての土壌物理学の果たすべき役割は大きいと考えられる。

引用文献

- Dane, J.H. and Topp, G.C. eds. (2002) : *Methods of Soil Analysis : Part 4 : Physical Methods*, SSSA Book Series No. 5, Madison, WI.
- Hillel, D. (1998) : *Application of Soil Physics to Remediation of Hazardous Waste Sites*, Environmental Soil Physics, Part III, Chapter 2 : 677-690, Academic Press.
- Iversen, B.V., Moldrup, P., Schjønning, P. and Jacobsen, O.H. (2003) : Field application of a portable air permeameter to characterize spatial variability in air and water permeability. *Vadose Zone Journal*, **2** : 618-626.
- Jury, W.A. and Horton, R. (2004) : *Soil Physics*, 6th edition, John Wiley & Sons.
- 環境省 (2004) : 平成16年版環境白書, <http://www.env.go.jp/policy/hakusyo/hakusyo.php3?kid=219>
- 環境省環境管理局水環境部 (2005) : 平成14年度土壌汚染調査・対策事例及び対応状況に関する調査結果の概要, <http://www.env.go.jp/water/report/h16-05/index.html>.
- Kersting, A.B., Efurud, D.W., Finnegan, D.L., Rokop, D. J., Smith, D.K. and Thompson, J.L. (1999) : Migration of plutonium in ground water at the Nevada Test Site. *NATURE* 397 (7 JANUARY) : 56-59.
- 小松登志子 (2004) : 土壌汚染の現状と法的規制, 水, 46-1 (651) : 22-29.
- Komatsu, T., Kawashima, H., Motoshita, M., Moldrup, P., Ozaki, N. and Fukushima, T. (2002) Retardation of multiple Environmental Impact Chemicals in soils : Direct measurements by impulse type HPLC Micro-column method. *Environmental Engineering Research* 39 : 167-482. (環境工学研究論文集)
- Moldrup, P., Yoshikawa, S., Olesen, T., Komatsu, T. and Rolston, D.E. (2003 a) Air permeability in undisturbed volcanic ash soils : Predictive model test and soil structure fingerprint. *Soil Science Society of America Journal*, **67** (1) : 32-40.
- Moldrup, P., Olesen, T., Komatsu, T., Yoshikawa, S., Schjønning, P. and Rolston, D.E. (2003 b) : Modeling diffusion and reaction in soils : X. A unifying model for solute and gas diffusivity in unsaturated soil. *Soil Science*, **168** (5) : 321-337.
- 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 Science Society of America Journal*, **68** (3) : 750-759.
- Motoshita M., Komatsu, T., Moldrup, P., de Jonge, L. W., Ozaki, N. and Fukushima. T. (2003) : Soil constituent facilitated transport of phosphorus from a high-p surface soil, *Soils and Foundations*, **43** (3) : 105-115.
- 本下晶晴・小松登志子・Moldrup, P.・尾崎則篤・福島武彦 (2001) : 降雨時における土壌カラムからのコロイド粒子の流出挙動, 土木学会論文集 No. 678/VII-19 : 111-122.
- 鍋島淑郎, 他. (1997) : 環境工学入門, 産業図書, p. 73.
- Olesen, T., Moldrup, P., Yamaguchi, T., Nissen, H.H. and Rolston, D.E. (2000) : Undisturbed half-cell method for measuring the solute diffusion coefficient in unsaturated soil. *Soil Science*, **165** (11) : 835-840.
- Pepper, L., Gerba, C.P. and Brusseau, M.L. (1996) : *Pollution Science*, Academic Press.
- Poulsen, T.G., Moldrup, P., Worsten, H. and Jacobsen, O.H. (2004) : Predicting three-region unsaturated hydraulic conductivity from three soil-water retention points. *Soil Science*, **169** (3) : 157-167.
- Poulsen, T.G., Moldrup, P., Schjønning, P., Masmann, J.W. and Aa. Hansen, J. (1998) : Gas permeability and diffusivity in undisturbed soil : Soil Vapor Extraction implications. *ASCE Journal of Environmental Engineering*, **124** (10) : 979-986.
- Poulsen, T.G., Moldrup, P., Yamaguchi, T., Schjønning, P. and Aa. Hansen, J. (1999) : Predicting soil-water and soil-air transport properties and their effects on soil vapor extraction efficiency. *Ground Water Monitoring & Remediation*, **19** (3) : 61-70.
- Schelde, K. Moldrup, P., Jacobsen, O.H., de Jonge, H., de Jonge, L.W. and Komatsu, T. (2002) : Dif-

- fusion-limited mobilization and transport of natural colloids in macroporous soil. *Journal of Vadose Zone Hydrology*, **1** (1) : 125-136.
- Soil Science Society of America (2001) : Glossary of Soil Science Term, <http://www.soils.org/sssagloss/>.
- USACE (US Army Corps of Engineers) (1995) : Military Programs Engineer Manuals, 1110-1-4001, <http://www.usace.army.mil/inet/usace-docs/eng-manuals/cemp.htm>.
- Warrick, A.W. (2000) : *Soil Physics Companion*, CRC Press.
- Yamaguchi (Komatsu), T., Poulsen, T.G., Moldrup, P. and Fukushima, T. (1999) : Predictive model for adsorption of volatile organic chemicals in soils. *Environmental Engineering Research*, **36** : 477-482.
- Yamaguchi (Komatsu), T., Inoki, H. and Moldrup, P. (1997) : Gas chromatography micro-column method for measuring retardation of volatile organic chemical gas transport in soils. *JSCE Journal of Environmental Systems and Engineering* **559** (VIII-2) : 13-22. (土木学会論文集)
- Yamaguchi, T., Moldrup, P. and Yokosi, S. (1989) : Using breakthrough curves for parameter estimation in the convection-dispersion model of solute transport. *Soil Science Society of America Journal*, **53** (6) : 1635-1641.

受稿年月日 : 2005 年 4 月 26 日

受理年月日 : 2005 年 5 月 23 日

森林における水循環研究への土壌物理学の応用

小 杉 賢一朗*

Application of Soil Physics to Rainwater Dynamics at Forested Hillslopes

Ken'ichirou KOSUGI*

* Graduate School of Agriculture, Kyoto University, Kyoto 606-8502, Japan

Abstract

Rainwater dynamics at forested hillslopes are one of the most important themes in forest hydrology, because they have large effects on storm and base flow hydrographs, occurrences of slope failures, material transports in forest ecosystem, and stream water chemistry. Rainwater infiltration and discharge processes at forested hillslopes can be effectively studied by using methodologies developed in soil physical studies, which includes methods for determining saturated-unsaturated soil hydraulic properties, equipments for measuring matric potential and water content in field soils, and numerical simulation techniques for saturated-unsaturated soil water flow. This paper introduces several previous and new studies which applied the methodologies of soil physics to the analyses of rainwater dynamics at forested hillslopes. Topics includes characteristics of forest soil hydraulic properties in comparison with disturbed sandy and loamy soils, effects of pore structure of forest soil on rainwater infiltration, indices of water holding capacity of forest soils, effects of soil water-repellency on heterogeneous infiltration and occurrence of surface runoff, experiments and modeling of soil-pipe flow, as well as rainwater infiltration in weathered bedrock.

Key words : forest hydrology, forest soil, water retention characteristic, hydraulic conductivity, pipe flow

1. はじめに

林地斜面における雨水の浸透・流出過程は、森林水文学・砂防学の中核を成す研究課題の一つである。森林の洪水緩和機能や水源涵養機能を評価するための流出ハイドログラフの予測や、表層崩壊の発生位置・時刻や崩壊土砂の土石流化の予測には、雨水の浸透・流出過程の観測・モデル化が不可欠である。また、樹木の生長やCO₂固定、森林流域における各種物質の循環や水質形成などの、森林が環境に及ぼす影響の解析においても、林地斜面土層内の水分状態や水移動を知ることが基礎となっている。

林地斜面への雨水の浸透や浸透した雨水の流動の研究においては、土壌物理学の分野で発展してきた土壌の保水性や透水性の計測手法、現位置でのマトリックポテン

シャルや含水率の計測手法、飽和・不飽和水分移動の数値シミュレーション手法等が、非常に有効である。ここでは、土壌物理学研究に新たな視点を提供する一助となることを期待して、土壌物理学的手法を森林水文学・砂防学の分野に応用したいいくつかの事例を紹介する。

2. 森林土壌の孔隙特性と雨水の鉛直浸透

2.1 森林土壌の浸透能

図-1は、風化花崗岩を母材とする兵庫県六甲山のアカカシおよびコナラ林土壌について計測された飽和透水係数の鉛直分布である。何れの林地でも深度60~70cmより浅い部分の飽和透水係数は200mm/h以上であり、通常考えられる降雨強度よりも大きいことがわかる。つまり、降雨強度が土壌の浸透能を上回ることに起因する「ホートン型表面流」の発生は見られないことを示して

* 京都大学大学院農学研究科, 〒606-8502 京都市左京区北白川追分町

キーワード: 森林水文学, 森林土壌, 保水性, 透水性, パイプ流

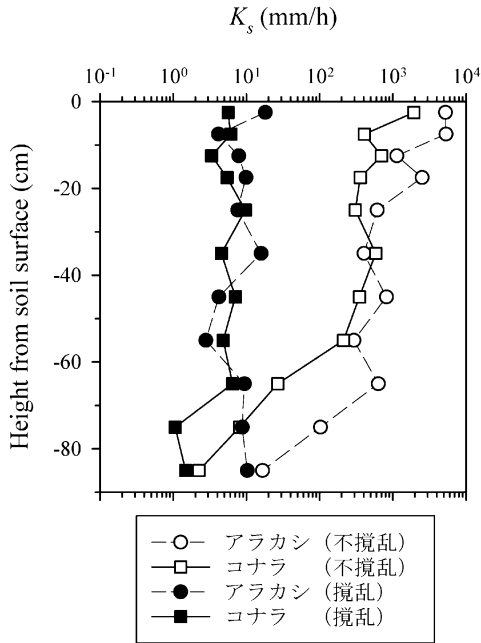


図-1 不攪乱森林土壌を攪乱することによる飽和透水係数鉛直分布の変化

いる。さらに同林地で採取した土壌を、5 mm の網目に掛かる程度の粗大有機物を取り除いた上で、容積 100 cm³ の採土円筒にランマーを用いて充填 (重量 460.3 g, 断面積 5.61 cm², 落下高 25 cm, 落下回数 40 回) することにより攪乱サンプルを作成した。図-1 は、このような攪乱に因って、深度 60~70 cm より浅い部分の飽和透水係数が概ね 100 分の 1 程度まで減少したことを示している。この様に、森林土壌化に伴う土壌の二次的構造の発達、浸透能の増大とホートン型表面流の抑制に大きく寄与しているといえる。現在の森林水文学では、地質や植生の違いにかかわらず大抵の森林土壌が大きな透水性を有しており、林地ではホートン型表面流は通常発生しないとされている (例えば、塚本, 1992)。従って、例えば森林の洪水緩和・水源涵養機能を評価するような場合には、単に浸透能 (飽和透水係数) の大小に着目するだけでは不十分であり、土層内に浸透した雨水の挙動を明らかにしていく必要がある。

2.2 森林土壌の孔隙分布と保水性・透水性

土層内の雨水浸透を解析する場合、Richards 式に基づく数値シミュレーションが有効な手法の一つとなる。この際、土壌の保水性 (体積含水率 θ もしくは比水分容量 C とマトリックポテンシャル水頭 ϕ の関係) と透水性 (透水係数 K と ϕ の関係) を数式で表しておく

であるため、これまで数多くの経験式が提案されてきた (例えば、Brooks and Corey, 1964; van Genuchten, 1980; 谷, 1982)。一方、土壌の保水性には孔隙径分布の特性が反映されており、透水性は孔隙径分布、各孔隙の屈曲度、孔隙同士の連結具合等に依存するため、孔隙構造のモデル化に基づく関数の導出も試みられた (例えば、Kosugi, 1996; Chan and Govindaraju, 2003)。ここでは、 ϕ と孔隙半径 r の間に、次の毛管上昇関数 (Young と Laplace の式) で表される関係が仮定されている。

$$\phi = A/r \quad (1)$$

ここで A は、水の表面張力と密度、水と土粒子の接触角等に依存し、 ϕ と r をともに cm で表したとき、およそ -0.15 cm^2 (水温 20°C) となる (Kutilek and Nielsen, 1994)。

土壌の孔隙径分布を対数正規分布で表現し (孔隙半径の自然対数値 $\ln r$ の分布を正規分布で表す)、(1) 式の関係を用いると次の関数が得られる (Kosugi, 1994, 1996)。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = Q\left(\frac{\ln(\phi/\phi_m)}{\sigma}\right) \quad (2)$$

$$C = \frac{d\theta}{d\phi} = \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\sigma(-\phi)} \exp\left\{-\frac{[\ln(\phi/\phi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (3)$$

$$K = K_s S_e^{1/2} \left[Q\left(\frac{\ln(\phi/\phi_m)}{\sigma}\right) + \sigma \right]^2 \quad (4)$$

ここで、 S_e : 有効飽和度、 K_s : 飽和透水係数、 θ_s : 飽和体積含水率 ($\phi=0$ のときの θ)、 θ_r : 残留体積含水率 ($\phi \rightarrow -\infty$ のときの θ) であり、 Q は

$$Q(x) = \int_x^\infty \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{u^2}{2}\right) du \quad (5)$$

で表される余正規分布関数 (正規分布で x より上側の確率を表す関数) で、例えば Excel では

$$Q(x) = \text{NORMSDIST}(-x) \quad (6)$$

と計算される。(2)~(4) 式中の ϕ_m は $S_e=0.5$ のときの圧力水頭を表し、 ϕ_m を (1) 式によって変換したものはメジアン孔隙径 r_m に対応している。また σ は、 $\ln r$ の分布の標準偏差であることから、孔隙径分布の幅を表し、水分特性曲線の湾曲度を決める無次元パラメータとなっている。この様に、土壌孔隙構造のモデル化から導かれた関数の場合、パラメータの物理的意味が明確であるという利点がある。

図-2は、森林土壌の不攪乱サンプルおよび二次的な孔隙構造の未発達なローム質、砂質土壌について測定された水分特性曲線に、(2)式を当てはめることによって得られたパラメータ ϕ_m と σ の関係を示したものである。図の横軸には、 ϕ_m と (1) 式で対応するメジアン孔隙径 r_m を併記した。ローム質土壌では、砂質土壌に比べてメジ

アン孔隙径 (r_m) が小さく、分布の幅 (σ) が大きくなっていることがわかる。また多くの不攪乱森林土壌は、ローム質土壌に比べてメジアンが大きく、砂質土壌に比べて分布の幅が大きいという、特徴的な孔隙径分布を有している。森林土壌について詳しく見ると、団粒の発達度が低いカベ状土壌はメジアンが小さく、団粒状土壌のメジアンが粒状土壌のメジアンよりも大きくなっている。さらに、ここに示された不攪乱森林土壌の土性が heavy clay から sandy loam の範囲に属していたことから、これらの森林土壌を攪乱した場合に、メジアンは元の不攪乱サンプルに比べて小さくなることが予想される。以上のことから、林地の土壌では団粒の発達度が大きいものほどメジアン孔隙径が大きくなると考えることができる。

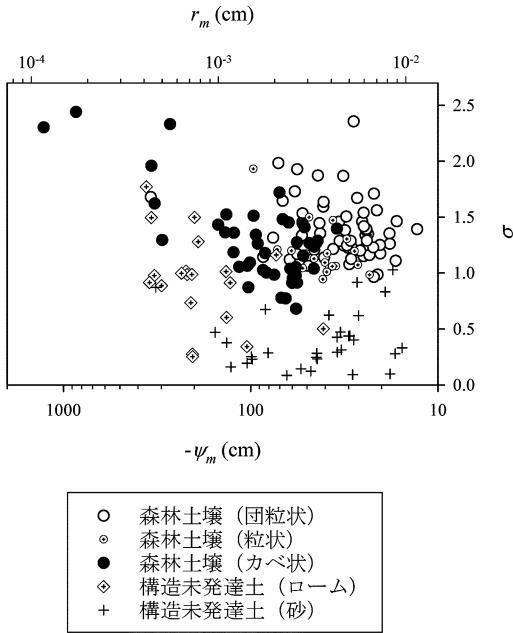


図-2 不攪乱森林土壌と二次的な孔隙構造が未発達なローム質、砂質土壌について特定された(2)~(4)式中のパラメータの値 (Kosugi (1997 a) を改変)

図-3は、図-2中の団粒状構造およびカベ状の森林土壌について特定されたパラメータの平均値を(2)、(4)式に代入することによって得られた、 $\theta-\phi$ および $K-\phi$ 曲線である。ただし K_s には、 ϕ_m と σ からの推定値 (Kosugi, 1997 b) を用いている。団粒状土壌では、メジアン孔隙径が大きく大孔隙が多く存在するため、 $\phi > -50$ cm で θ が大きく変化している (図-3a)。飽和付近 ($\phi \approx 0$) の透水係数は、団粒状土壌においてカベ状土壌よりも大きくなっているが、団粒状土壌では ϕ が負になると直ちに大孔隙から排水が行われるため、 K が大きく減少している (図-3 b)。

2.3 孔隙分布の違いが雨水の鉛直浸透に及ぼす影響

団粒の発達が林地土層の雨水浸透にもたらす変化を検討するために、図-2, 3 に示した団粒状およびカベ状土壌を対象として、底面に定常地下水面が存在する厚さ 150 cm の土層に観測降雨 (総雨量 45.2 mm) を入力した

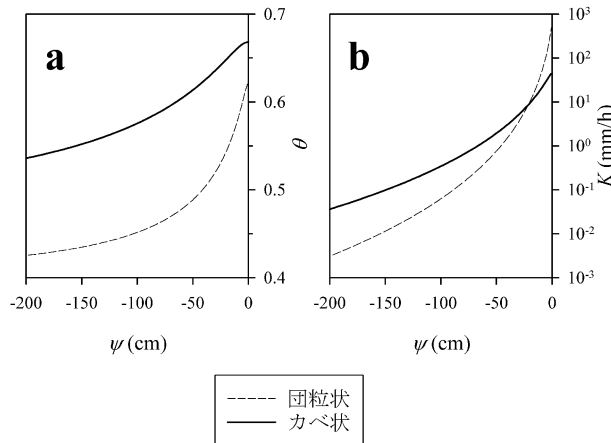


図-3 団粒状構造とカベ状の森林土壌の (a) 水分特性曲線と (b) 不飽和透水係数曲線 (小杉 (1999) を改変)

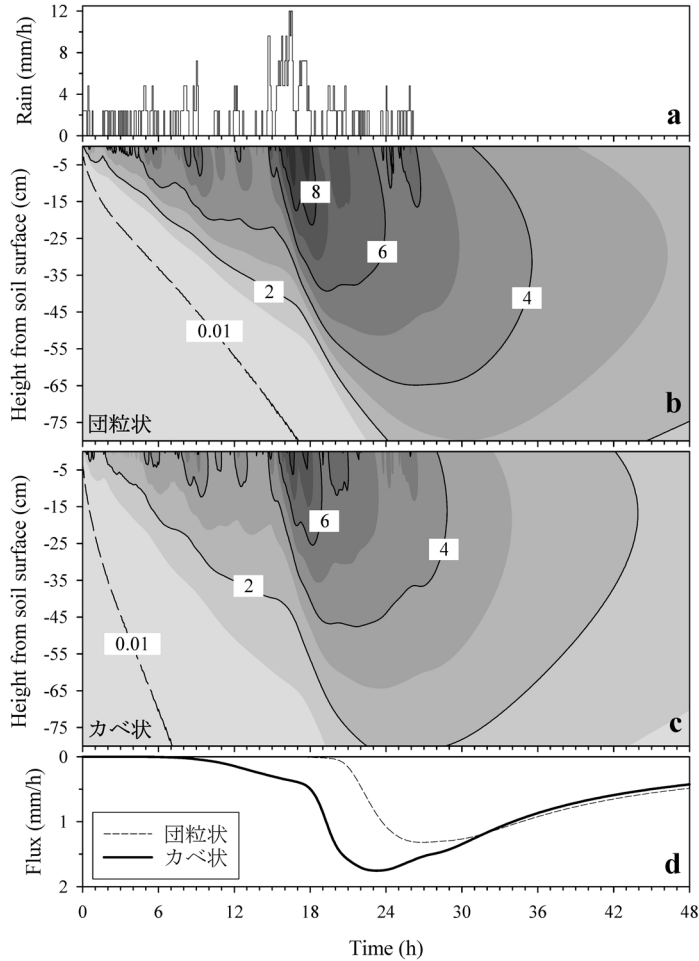


図-4 (a) 入力ハイトグラフと (b, c) 各深度の含水率増加量の時系列のシミュレーション結果ならびに (d) 深度 80 cm における浸透強度のシミュレーション結果
図-4b, c の増加量は%で表示している。

場合を、数値シミュレーションにより解析した。蒸発散による水の損失は考慮せず、初期条件には土層全体で水分フラックスが無い定常状態を仮定し、鉛直一次元の Richards 式を差分法により解いた。

図-4 b, c は、各深度における計算開始時からの含水率の増加量を示したコンター図であり、色が濃い領域ほど含水率の増加量が多い(雨水を多く蓄えている)ことを表している。カベ状土壌では、0.01%の含水率増加域が土層内を素早く下降し(図-4c)、降雨開始後約8時間より浸透強度が顕著に増加している(図-4d)。表層部の含水率は降雨強度の変化に敏感に反応して増減を繰り返す、その変化が時間遅れを伴って下層に伝わっていく様子が見られる(図-4c)。15~18時の最大降雨時には、表層

部の含水率は8%以上の増加を示しており、それが伝わる23時頃に浸透強度は最大となっている(図-4d)。団粒状土壌では0.01%の含水率増加域の下降速度は緩やかである(図-4b)。これは、より多くの雨水が表層部に蓄えられるために、浸潤前線の下降が遅いことを意味している。浸透強度が顕著に増加するのは降雨開始後19時間を経過した頃からである(図-4d)。降雨に対応した表層部の含水率増加量はカベ状土壌よりも大きく、最大で9%以上になっている(図-4b)。また、含水率が3~8%以上の増加を示す領域の範囲や継続時間が、カベ状土壌よりも大きく、降雨終了後22時間を経過した48時にも、土層のほとんどが2%以上の含水率増加を維持し続けている。以上の結果は、団粒状土壌はカベ状土壌に

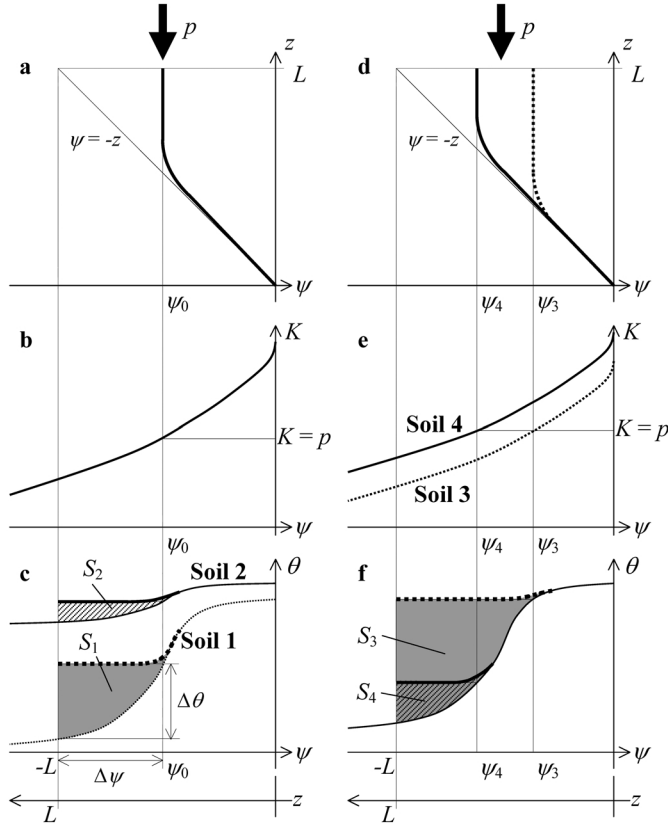


図-5 保水性・透水性の違いによる貯留量指標 S の違いを表す模式図 (小杉, 1999)

比べて、より多くの雨水をより長期間土層内に蓄えることを示している。その結果、団粒状土壌の浸透強度は、ピークの値がより小さくなる一方で、降雨後の通減時の値がより大きくなっている (図-4 d)。

2.4 雨水貯留量指標

図-4 に示された団粒状土壌とカベ状土壌の違いは、図-3 の保水性・透水性の違いからもたらされている。図-3 a では、湿潤領域において、 $\theta-\phi$ 曲線の傾きが団粒状土壌でより大きい (比水分容量 C がより大きい) が、 $\phi < -100$ cm では逆にカベ状土壌の C が若干大きくなっている。また図-3 b では、 $\phi < -20$ cm を境に、団粒状土壌とカベ状土壌の K の大きさが逆転している。この様な $\theta-\phi$ 曲線と $K-\phi$ 曲線の特徴から、雨水浸透の特徴を直ちに評価することは容易ではないため、前節の様な数値シミュレーションが有効となる。ただし、土壌の保水性と透水性から雨水貯留能力を示す指標を直接導くことができれば、実際の水源涵養機能や洪水防止機能の評価において利便性が高い。このような指標として、谷 (1982, 1985) は水分拡散係数に着目した。また小杉 (1999) は、

より直感的に理解が容易な、以下に述べる「指標 S 」を用いて解析を行っている。

土層の下端に定常地下水面があり、土層内の水分移動が無い状態から、一定強度 p の雨を継続してかけることを考える。このとき土層下端からの流出量 q_{out} は、降雨開始直後はゼロであるが、その後徐々に増加してついには降雨強度と等しい p となり、その後降雨を停止しても直ちにゼロにはならず徐々に減少する。しかし、仮に土層の貯水能力がゼロであったとしたら、 q_{out} の波形は降雨波形と全く同じになる。そこで、この増水過程もしくは減水過程における降雨波形と流出波形の差を時間積分した値が、土層の貯留量指標 S と定義された。 S は p の関数となり、 $q_{out}=p$ となったときの土層内の θ の鉛直分布と、降雨前の鉛直分布の差としても求められる。ここで降雨前の θ の分布は、地下水面からの高さ z を ϕ の絶対値とした場合の水分特性曲線に対応している。一方、 $q_{out}=p$ となったときの分布については、図-5 の考察が成り立つ。まず $q_{out}=p$ となったときの ϕ の鉛直分布は、均質な土層の場合、図-5 a のようになることが知られて

いる。すなわち、地下水面に近い下層では水分移動が無いときの ϕ 分布($\phi=-z$ の直線)に漸近し、土層の表面近くでは $K(\phi)=p$ を満たす一定値(図-5a, bの ϕ_0)を取るようになる。

ここで、共に図-5bのような $K-\phi$ 曲線を持つが、 $\theta-\phi$ 曲線がそれぞれ図-5cの細い点線と細い実線で示されるような2種類の土壌(土壌1と2)を考えてみる。無降雨時には $\phi=-z$ となる(図-5a)から、図-5c横軸の ϕ の絶対値を地下水面からの高さ z に対応させたとき、これらの水分特性曲線は無降雨時における θ の鉛直プロファイルを示している。一方 $q_{out}=p$ となったときは、表層付近で $\phi=\phi_0$ となる(図-5a)ことから、表層付近の θ は ϕ_0 に対応する値でほぼ一定であり、 θ の鉛直プロファイルは図-5c中の太い点線や太い実線へと変化する。その結果、土壌1と2の S はそれぞれ図の灰色部、斜線部の面積となる。図では、土壌1の貯留量指標(S_1)が土壌2(S_2)よりも大きくなっているが、これは、 ϕ が $-L$ (L は土層厚)から ϕ_0 に変化したときの θ の変化量が土壌1でより大きいためである。このように、マトリックポテンシャルの変化量 $\Delta\phi$ に対して含水率の変化量 $\Delta\theta$ が大きいほど S が大きくなる傾向があることから、 $C(=d\theta/d\phi)$ が大きい土壌ほど S が大きくなる傾向があるといえる。

次に図-5d~fに示したような、 $\theta-\phi$ 曲線が同じで $K-\phi$ 曲線が異なる2種類の土壌を比較してみる。土壌3の K は土壌4に比べて小さいが、飽和透水係数 K_s は両土壌とも降雨強度 p よりも大きいとする(図-5e)。この場合 $K=p$ となるとき ϕ は土壌3で土壌4よりも大きくなる(つまり図-5eで $\phi_3>\phi_4$ となる)ため、表層付近の ϕ が土壌3でより大きくなる(図-5d)。この結果、圧力水頭の変化量 $\Delta\phi$ が大きい土壌3の S が土壌4よりも大きくなる(図-5fで $S_3>S_4$ となる)。つまり、 K が小さい土壌ほど S が大きくなる傾向があるわけである。

以上のように S は、物理的意味が明確で平易であると同時に、保水性と透水性の双方を反映しており、 K と C の比で定義される水分拡散係数とも関連が深い指標である。図-6は、図-4で解析した団粒状とカベ状の森林土壌について、 S の値を降雨強度 p の関数として求めた結果である。土層の厚さを150cmとし、図-3に示した $\theta-\phi$ 、 $K-\phi$ 曲線を用いた。図より、全ての降雨強度で団粒状土壌の S がカベ状土壌よりも大きいことがわかる。なおカベ状土壌の飽和透水係数は44.6mm/hであり、それ以上の降雨強度に対しては S が増加しないばかりか、表面流が発生してしまうことになる。これに対して団粒状土壌の飽和透水係数は605mm/hと大きい。図-6に示された S の大小関係は、図-4において団粒状土壌がよ

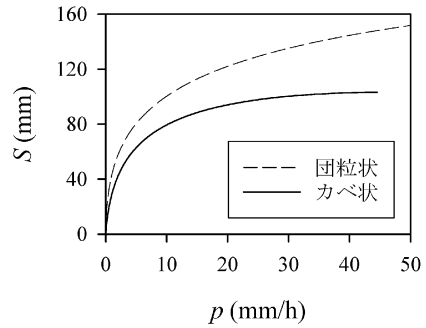


図-6 団粒状とカベ状の森林土壌の貯留量指標 S (小杉(1999)より作成)

り大きな雨水貯留能を示していたことと良好に対応している。

3. 林地土壌の撥水性

3.1 撥水性による不均質な雨水浸透

2章に述べた Richards 式に基づく解析手法は、実際の林地斜面における雨水浸透現象の解析に有用であることが確かめられている。ただし現位置では、より複雑な雨水浸透が起きている場合も少なくない。そのような例として図-7には、六甲山のヒノキ林斜面における観測結果を示した。観測では、静電容量式土壌水分計(Sentek社製 EasyAG-5P)を用い、深さ5cmから75cmまで10cm間隔で体積含水率の計測を行っている。なお図-4の数値シミュレーションには、図-7aに示した観測降雨波形を使用している。各深度における降雨開始時からの含水率の増加量を示したコンター図(図-7b, c)とは大きく異なっている。第一に、降雨開始後15時間が経過した時点で、積算雨量は19mmに達しているにもかかわらず、表層部の含水率の顕著な上昇は見られない。そして15~18時の豪雨によって発生した浸潤前線が、ほとんど時間遅れなく一気に最深部(-75cm)にまで達している。さらに、含水率の急激な上昇が見られたのは土層内部(-55cm付近)であり、あたかもこの深度を中心に湿潤域が上方と下方の両方に向かって広がっているように見える。表層部の含水率増加量は常に3%を超えることはなかった。このヒノキ林の表層部(0~-10cm)から採取した土壌サンプルを用いて計測したところ、孔隙率は0.62~0.66と大きく浸透能も2,000mm/h以上であった。これらのことから、このヒノキ林斜面では、土層に浸透した雨水が表層部の孔隙にほとんど蓄えられることなく、バイパス流となって一気に下層に伝わったと考えられる。

現位置斜面における染色液の散布実験により、パイパ

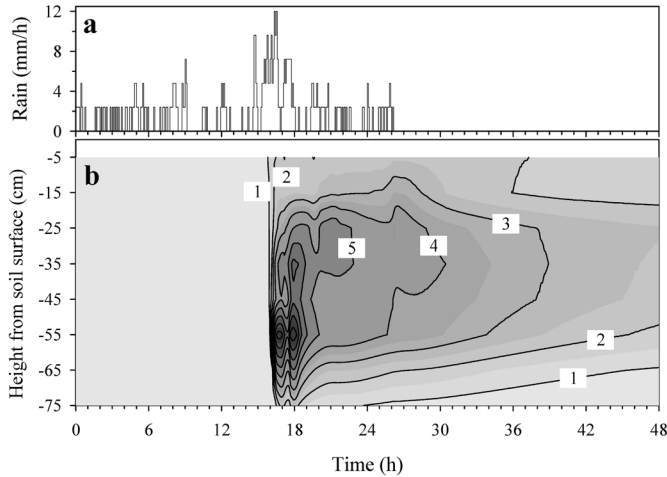


図-7 (a) ハイエットグラフと (b) 各深度の含水率増加量の時系列の実測値 (ヒノキ林における結果)
図-7b の増加量は%で表示している。

ス流は、樹木根と土壌の境界部、樹木根の腐った跡の間隙、亀裂といった、土層内に存在するマクロポアの繋がりを経路として発生することが確かめられている (Noguchi *et al.*, 1999 ; 小林, 1999)。ただし通常は、小孔隙は大孔隙よりも強い毛管力で水を吸引するため (小川ら, 1987)、大孔隙内の流れが生じるのは小孔隙の全てが水で満たされた後であると考えられる。このため、図-7の様に土壌の含水率を大きく上昇させることなくバイパス流が発生するためには、大孔隙のみに選択的に雨水が浸入する何らかのメカニズムが必要となる。その一つとして考えられているのが、土壌の撥水性である。すなわち、撥水性が生じている場合は土粒子表面と水の接触角が 90° 以上になるために、通常は水を吸引する方向に働く孔隙の毛管力が、逆に水を斥ける方向に働くのである。その結果、土粒子に弾かれた水は、より大きな孔隙を選択的に浸透すると考えられる。小林 (1999) は、撥水性を示すヒノキ人工林斜面での染色液の散布実験や、撥水性を付加したガラスビーズを用いた浸透実験により、撥水性が原因となってバイパスフローが引き起こされることを確かめている。

3.2 撥水性による表面流の発生

現在の森林水文学では、森林土壌が大きな透水性を有するため林地におけるホートン型表面流の発生は通常認められないとしていることを、2章において述べた。ただし、近年、戦後の拡大造林期以降に植栽されたヒノキ林が手入れされなまま放置されている例が多く見られ、そのような林地では表面流の発生と土壌侵食が問題となっている。その実態を明らかにする目的で、三重県

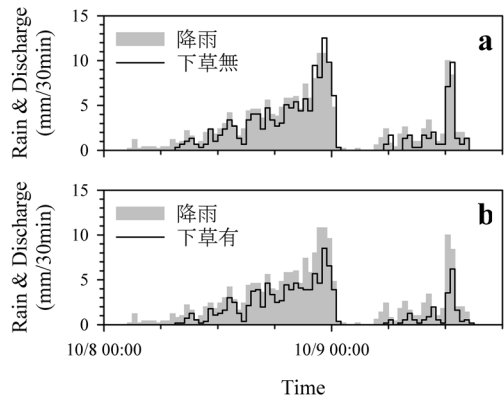


図-8 ヒノキ林に設けた区画 (1×2m) からの表面流の計測結果

大宮町の荒廃ヒノキ林で表面流の発生を観測した。観測地の立木密度は $3,000 \sim 4,000$ 本/ha で、枝打ちや間伐が行われていないため林内は暗く、下層植生は存在しなかった。また A_0 層の発達も部分的で、厚さ 2 cm 以下であった。勾配約 40° の斜面に、ヒノキの立木一個体を含む幅 1 m 、斜面長 2 m の区画を設定し、そこから発生する表面流を計測した。図-8a は、総雨量 198 mm の大規模降雨時の計測結果である。降雨の初期から表面流が発生し、その強度は降雨強度に応じて敏感に変化していることがわかる。表面流出率は、 80% と非常に大きくなった。このような表面流の発生の原因としては、雨滴衝撃によって土壌表面にクラストが形成されることで、浸透

能が低下してしまうことが指摘されている(湯川・恩田, 1995)。ただし, 観測区画の近傍で採取した表層土壌の飽和透水係数は $1,130 \sim 2,130 \text{ mm/h}$ であり, 降雨強度に比べて十分大きな値であった。

上記の「下層植生無し」斜面に隣接する斜面では, 下層植生としてシダが繁茂し, 地表面にはヒノキとシダのリターから成る A_0 層が厚さ 5 cm 程度に発達していた。この斜面でも同様の区画を設け表面流の観測を行った。表層土壌の飽和透水係数は $2,840 \sim 3,370 \text{ mm/h}$ と非常に大きく, シダや A_0 層の被覆により雨滴衝撃が直接土層表面に伝わることがないため, 観測当初は表面流の発生を全く予想していなかった。ところが実際には, 図-8b に示したとおり多量の表面流が観測された(流出率 58%)。そして豪雨時の観察より, その原因が土壌の撥水性にあるものと考えられた。実際に, NDST (ninety degree surface tension) 試験(様々な濃度のエタノール水溶液の水滴を土壌表面に滴下し, 水滴が 5 秒以内で浸透する最小濃度の水溶液の表面張力を撥水性の指標とする試験)を行ったところ, 「下層植生無し」斜面では, 地表面において中～強度の撥水性が, 深さ 5 cm において強度の撥水性が検出された。「下層植生有り」斜面では, 「下層植生無し」斜面を若干上回る強度の撥水性が検出された。なお何れの斜面でも, 深さ $15 \sim 45 \text{ cm}$ の土層は撥水性を示さなかった。

このように, 林地における表面流の発生に土壌の撥水性が大きく関与していることが明らかにされつつある。土壌の撥水性はバイパス流による雨水の不均質な浸透を引き起こす(図-7)に留まらず, ホートン型の表面流を発生させることで, 浸透水の総量を減らしてしまう効果も持っていると考えられる。さらに, 土壌の撥水性に起因する表面流の発生は, ヒノキ林以外の林地でも確認され始めている。各種森林土壌の撥水性の強度と, 撥水性が水文過程に及ぼす影響の定量化は, 今後の重要な研究課題となっている。

4. 斜面水文過程

4.1 パイプ流

ここまでは雨水の鉛直浸透を中心に見てきたが, 林地斜面では浸透した雨水が溪流に流出するまでのプロセスも重要になる。それに関しては, 「土層内を鉛直浸透した雨水が水文学的基盤面上に飽和帯を形成し, 飽和側方流となって Darcy 則に従って斜面方向に流下する」という教科書的な説明が適用できない事例が詳細な観測によって明らかにされ, 特にパイプ流や基岩浅層部における迅速な流れが目目されている。

斜面下部や谷筋の土層内で, 降雨の度に頻繁に飽和帯

が発生する部位では, 図-9のような連続したマクロポア(パイプ)がしばしば発見される。パイプ流は, 飽和側方流出に大きく寄与し, 表層崩壊の発生にも密接に関わっていると考えられている。内田ら(1995)は, 15° に傾けた幅 7.3 cm の水路に豊浦標準砂を厚さ 10 cm , 長さ 70 cm で充填し, 人工パイプ(側面に孔を開けた直径 1 cm , 内径 0.8 cm , 長さ 30 cm のアクリル管をさらして覆ったもの)を埋設した装置を用意した。そして, 土層下流端の水位を固定した上で, 上流端から $0.5 \text{ cm}^3/\text{s}$ の一定強度で給水続け, 土層底面の間隙水圧分布をピエゾメータによって計測した(図-10a)。パイプを埋設しなかった場合(No pipe)に対し, パイプが土層の下流端までつながっている場合(Open pipe)は, 下流端付近を除いて間隙水圧が大きく減少していることがわかる。一方, パイプの下流側出口が土層の下流端から 15 cm の位置にある場合(Closed pipe)は, パイプ埋設部とその上流部で間隙水圧が低下するものの, パイプ出口付近ではパイプを埋設しない場合(No pipe)よりも間隙水圧が高くなった。これは, パイプの閉塞が大きな地下水位上昇を引き起こし, 斜面の不安定化をもたらすことを示している。

Kosugi *et al.* (2004) は, 「パイプ埋設部位を飽和透水係数の大きな土壌とみなす」という単純な仮定を用いることにより, 図-10a の実験結果の再現計算を試みた。すなわち, パイプを埋設した部位については, 間隙水圧が正となった場合にパイプの影響で透水係数が上昇すると



図-9 谷筋に発達したパイプの出口の様子(Uchida *et al.*, 1999)

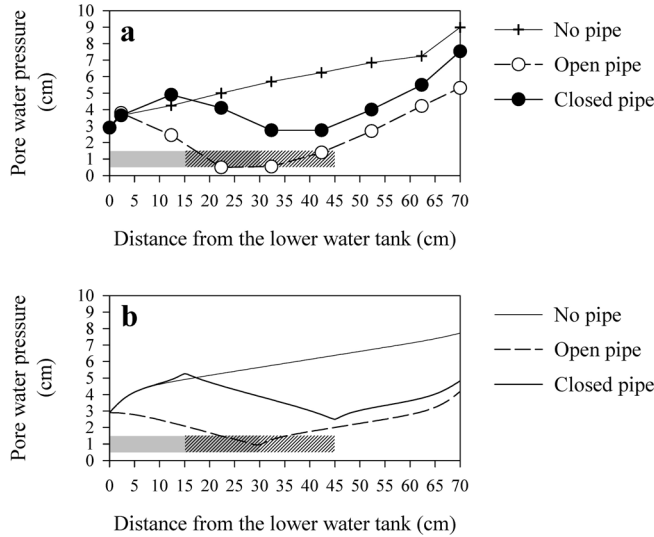


図-10 人工パイプを埋設した土層での通水実験において (a) 定常時に計測された土層底面の間隙水圧分布と (b) それらの再現計算結果 (Kosugi *et al.* (2004) を改変) 網目部は Open pipe 条件でのパイプ位置を, 斜線部は Closed pipe 条件でのパイプ位置を示す.

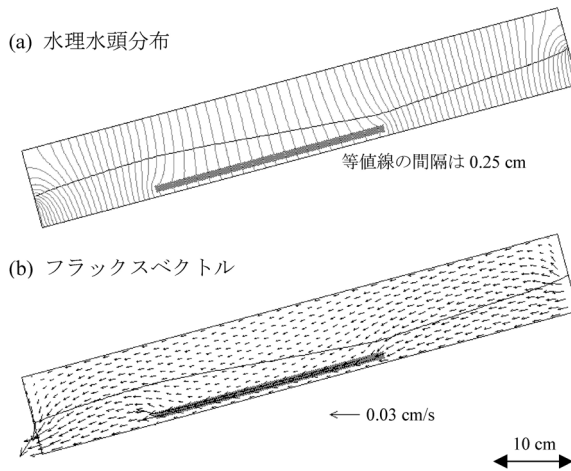


図-11 人工パイプを埋設した土層内部の (a) 水理水頭分布と (b) フラックスベクトルの計算値 (Kosugi *et al.*, 2004)

図-10 の Closed pipe 条件での計算結果. 土層内部の斜面に沿う実線は地下水面を示し, 網目部はパイプの埋設位置を示す.

仮定した上で, 土層内の二次元水分移動を有限要素法により数値解析した。その結果, 飽和透水係数の上昇値を 0.18 cm/s としたとき (標準砂の飽和透水係数は 0.0223 cm/s), 実験結果の傾向を良好に再現できることがわかった (図-10 b)。Closed pipe の条件での計算結果は, パイプの上・下流部で等ポテンシャル線が密になるこ

と, パイプ出口付近で地下水位が高くなることを示している (図-11 a)。また, パイプの上流端でパイプに集められた水が, 下流端で上向きのフラックスを形成して土層に戻る様子を表している (図-11 b)。さらに Tsutsumi *et al.* (2005) は, 有限要素法を用いた三次元の浸透流解析によりパイプを含む斜面の水分移動の解析を行って

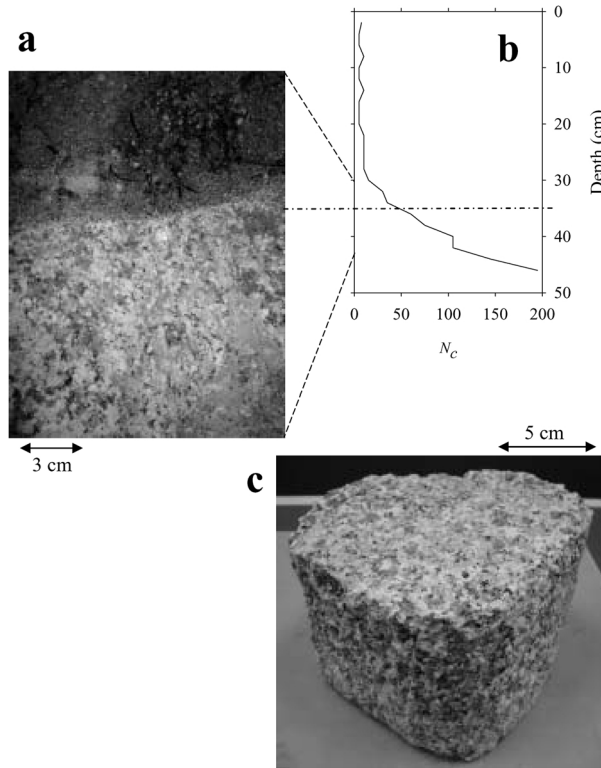


図-12 (a) 土層と風化基岩（花崗岩）の境界面, (b) 貫入試験結果, および (c) 風化基岩サンプル

る。この解析では、土層内の水流を Darcy-Buckingham 式で、パイプ内の水流を Manning 式で表現し、パイプの位置に対応する土層内の格子点に対して状況に応じた境界条件を与えることによって、パイプと土層の相互作用をモデル化している。

4.2 基岩浸透

斜面スケールでの雨水流出過程に関する従来の研究では、不透水性の「基盤面」を仮定した上で、地下水の発生過程と飽和側方流の流下過程の解析に重点が置かれてきた。ところが近年、より小さな空間スケールで詳細な水文観測が行われるようになるにつれ、基盤面を通過する成分がこれまで考えられていたよりも多く、また早いタイミングで斜面下部の土層や溪流に流出することが明らかになりつつある (内田, 2004; 小杉, 2004)。

図-12 a は、滋賀県南部の花崗岩の地質を持つ田上山地で観察された、土層と基岩の境界面の様子である。同地点で行った簡易貫入試験 (土研式) の結果 (図-12 b) は、境界面付近における急激な N_c 値 (10 cm の貫入深を得るのに必要な打撃回数) の増加を示しており、その絶対値も土層と基岩の境界値とされる 50 (逢坂, 1996) に

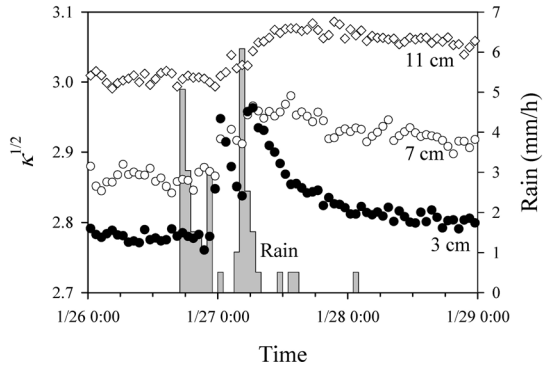


図-13 風化基岩内に設置した TDR 式水分計の反応 数字は土層-基岩境界面からの深さを表す。

一致していた。基岩層から電動ドリルを用いて掘り取ったサンプル (図-12 c) は、明らかに土壌とは異なるものの、手で簡単に解せるほど風化が進んでいた。このような風化基岩層に TDR 式水分計を埋設し、降雨時の比誘電率 κ の変化を計測した結果が図-13 である。2 ないしは

3本の金属ロッドを持つ通常の TDR 式水分計を風化基岩層に設置することは困難であったため、外径 18 mm の塩ビパイプに 2本のステンレスワイヤをコイル状に巻き付けたセンサーを製作し、電動ドリルで基岩内に掘削した孔に設置した。このため図-13の κ は、塩ビパイプ部も含めた誘電率となっている。基岩表面から 3 cm の深さでは、降雨波形に対応した二つのピークをもつ κ の上昇が観測された。深い位置ほど、 κ の上昇開始は遅れたが、波形はより緩やかになり、より長期間にわたり大きな κ が維持された。図-13の結果より、雨水が風化基岩層内に浸透していることが直接的に確かめられ、浸透の様子は土層内の不飽和浸透とよく似ていることが示された。このような基岩浸透過程のモデル化が、流出ハイドログラフや斜面崩壊の予測、渓流水質の形成機構の解明において、重要な研究課題となっている。

5. おわりに

以上のように、土壌物理学分野の研究によって目覚ましく発展してきた、土壌の物理試験・計測法や水分移動の数値シミュレーション手法は、森林水文学や砂防学の分野において非常に強力な研究手段になっている。紙面スペースの関係で詳しく取り上げることができなかったが、ここ数十年の間に土壌物理学分野で急速に普及した逆解析法による土壌の保水性・透水性の推定法も、森林水文学・砂防学分野での応用範囲が広い手法である。例えば、林床面に厚く堆積した有機物層内の不飽和水分移動は Richards 式によって良好に説明されるが、有機物層内のマトリックポテンシャルの直接計測は容易でないため、降雨-流出応答の逆解析が、有機物層の保水性・透水性の推定において有効な手法となっている (Kosugi *et al.*, 2001)。さらに逆解析手法は、図-12c に示したような風化基岩サンプルの保水性・透水性の推定においても、その威力を発揮する (Katsura *et al.*, 2005)。

土壌物理学的手法の応用に当たって常に問題となるのは、野外における場の不均質性である。実験スケールと野外での観測スケールの隔たりは、土壌物理学分野でも早くから指摘されてきた大問題である (岩田, 1991) が、森林水文学・砂防学分野では、樹木、動物、巨石、亀裂のある基岩などが存在する自然斜面を対象としており、その隔たりはさらに大きく、解決法に苦しんでいるのが現状である。とはいっても個々の現象を巧く抽出すれば、Richards 式や Fick の法則など土壌物理学で馴染みの手法で説明できることが多いのである。土壌物理学分野の研究は非常に細かな現象を対象としがちであるが、その成果を自然斜面に応用するにあたっては、何が重要

な物理現象であるのかを見極め、それを上手に観測しモデル化していく器用さを持つことが必要と考えている。繰り返しになるが、土壌物理学の成果の応用先として、森林水文学・砂防学は魅力的な分野であり、今後、両分野の交流がもっと盛んになることを願っている。

謝 辞

本稿で紹介したデータの計測および解析にあたっては、京都大学山地保全学分野に在籍中もしくは過去に在籍された永井秀幸君、宮田秀介君、桂 真也君、林 祐妃さん、梁 偉立君をはじめとする大学院生、学生の方々から多大な協力を賜った。なお一部のデータは、JST/CREST「森林荒廃が洪水・河川環境に及ぼす影響の解明とモデル化」の一部として行われた観測によるものである。

引用文献

- Brooks, R.H. and Corey, A.T. (1964): Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Pap. no. 3. Colorado State Univ., Ft. Collins.
- Chan, T.P. and Govindaraju, R.S. (2003): A new model for soil hydraulic properties based on a stochastic conceptualization of porous media. Water Resour. Res., **39**: 1195, doi: 10.1029/2002WR001954.
- 岩田進午 (1991): 実験室とフィールドのはざまー水文学と土壌物性学の接点一. 水文・水資源学会誌, **4** (4): 23-30.
- Katsura, S, Kosugi, K., Yamamoto, N. and Mizuyama, T. (2005): Saturated and unsaturated hydraulic conductivities and water-retention characteristics of weathered granitic bedrock (投稿中)
- 小林政広 (1999): 堆積有機物と土壌の撥水性及び土壌水分特性との関係解明. 農林水産技術会議事務局編「人工針葉樹林における土壌劣化機構の解明」. 研究成果, **335**: 35-42.
- Kosugi, K. (1994): Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. Water Resour. Res., **30**: 891-901.
- Kosugi, K. (1996): Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. Water Resour. Res., **32**: 2697-2703.
- Kosugi, K. (1997 a): A new model to analyze water retention characteristics of forest soils based on soil pore radius distribution. J. For. Res., **2**: 1-8.
- Kosugi, K. (1997 b): New diagrams to evaluate soil

- pore radius distribution and saturated hydraulic conductivity of forest soil. *J. For. Res.*, **2**: 95-101.
- 小杉賢一郎 (1999): 森林土壌の雨水貯留能を評価するための新たな指標の検討. *日林誌*, **81**: 226-235.
- 小杉賢一郎 (2004): 特集「降雨の流出過程と土砂生産4」—斜面における雨水の浸透・流出過程のモデル化. *砂防学会誌*, **57** (3): 71-79.
- Kosugi, K., Mori, K. and Yasuda, H. (2001): An inverse modeling approach for the characterization of unsaturated water flow in an organic forest floor. *J. Hydrol.*, **246**: 96-108.
- Kosugi, K., Uchida, T. and Mizuyama, T. (2004): Numerical calculation of soil pipe flow and its effect on water dynamics in a slope. *Hydrol. Process.*, **18**: 777-789.
- Kutfliek, M. and Nielsen, D.R. (1994): *Soil hydrology*. p. 53, Catena Verlag, Cremlingen, Germany.
- Noguchi, S., Tsuboyama, Y., Sidle, R. C. and Hosoda, I. (1999): Morphological characteristics of macropores and the distribution of preferential flow pathways in a forested slope segment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **63**: 1413-1423.
- 小川 滋・井上章二・長谷川良一 (1987): 非均質土壌中の雨水の流れに関する研究 (I) 大孔隙と小孔隙を持つ土壌中での雨水の浸透流出. *日林誌*, **69**: 362-367.
- 逢坂興宏 (1996): 斜面土層構造の測定. 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴 (編) *水文地形学*, pp. 15-23, 古今書院, 東京.
- 谷 誠 (1982): 一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性. *日林誌*, **64**: 409-418.
- 谷 誠 (1985): 山地流域の流出特性を考慮した一次元鉛直不飽和浸透流の解析. *日林誌*, **67**: 449-460.
- 塚本良則 (1992): *森林水文学*. p. 37, 文永堂, 東京.
- Tsutsumi, D., Sidle, R.C. and Kosugi, K. (2005): A simple model of lateral preferential flow in hillslope soils. (投稿中)
- 内田太郎 (2004): 特集「降雨の流出過程と土砂生産3」—近年における山地の土砂移動現象にかかわる斜面水文プロセス研究の進歩. *砂防学会誌*, **57** (2): 58-64.
- Uchida, T., Kosugi, K. and Mizuyama, T. (1999): Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed. *J. Hydrol.*, **222**: 18-36.
- 内田太郎・小杉賢一郎・大手信人・水山高久 (1995): 斜面土層内のパイプが地下水水面形に及ぼす影響に関する実験的研究. *日林論*, **106**: 505-508.
- 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.
- 湯川典子・恩田裕一 (1995): ヒノキ林において下層植生が土壌の浸透能に及ぼす影響 (I) —散水型浸透計による野外実験—. *日林誌*, **77**: 224-231.

要 旨

森林の洪水緩和・水源涵養機能の評価や、表層崩壊・土石流による災害発生の予測には、林地斜面における雨水の浸透・流出過程の解明が不可欠である。また、樹木の生長や二酸化炭素固定、森林流域における各種物質の循環や水質形成などの解析においても、斜面土層内の水分状態や水移動が重要なファクターとなっている。これまで土壌物理学分野の研究によって目覚ましく発展してきた、土壌の物理試験手法、野外計測手法、水分移動の数値シミュレーション手法は、林地斜面における雨水の挙動の解析において非常に有用なツールとなっている。本稿では、孔隙構造の解析に基づく森林土壌の保水性・透水性の評価、孔隙構造の違いが雨水の鉛直浸透に与える影響の解析、土壌の撥水性が水文過程に及ぼす影響の観測、パイプ流や基岩浸透流の観測とモデル化など、土壌物理学的手法を森林水文学・砂防学の分野に応用した事例を紹介した。

受稿年月日: 2005年4月18日
受理年月日: 2005年5月19日

土壌物理性を考慮した精密農業の研究動向

丹羽 勝久*

The Recent Studies on Precision Agriculture Based on Soil Physical Properties

Katsuhisa Niwa

* Zukosha Co., Ltd. 17, Kita-1, Nishi-18, Obihiro, Hokkaido 080-0048, Japan

1. はじめに

我が国の精密農業研究は現在緒についたばかりであり、1998年に農業機械分野を中心に研究が開始されたことに端を発している(澁澤, 2003)。

精密農業はミネソタ大学の土壌学者ら(Pierre C.R. *et al.*, 1996)が提唱した、「①作物・土壌情報センシング」、「②診断と意志決定」および「③可変投入」の3つのカテゴリから成る営農マネジメント戦略であり、圃場内に発生した作物生育の差異を是正していくことが目的の一つである。また、その中でも最終的アウトプットである「③可変投入」は、「②診断と意志決定」に基づいた局所的施肥管理が主である。

近年の国内における精密農業の研究事例としては、「①作物・土壌情報センシング」では、衛星(安積・志賀, 2004a; 安積・志賀, 2004b; 丹羽ら, 2004; 奥野・本郷, 2005)、航空機(石田ら, 2005)、産業用無人ヘリコプタ(深川ら, 2004; 石井, 2005)、トラクタ搭載型センサ(原, 2005)等を利用したリモートセンシング技術の開発が挙げられる。「②診断と意志決定」では、作物生育の圃場内差異の要因を解析するために、リモートセンシング等で得られた作物生育や土壌情報、施肥量および前作等の管理情報等を一元管理する地理情報システムについて検討が行われている(Yokobori *et al.*, 2004; 丹羽・横堀, 2005)。「③可変投入」では前述したトラクタ搭載型センサのリモートセンシング結果に基づいた小麦追肥の可変施肥試験が取り組まれている(原, 2005)。

一方、我が国の中でも比較的大規模畑作経営が行われている北海道を例にすると、基盤整備が進んだ現在においても、作物生産は未だに土壌物理性の影響を受けており(菊地・丹羽, 2002)、その結果、作物生育に圃場内差異が発生している。

以上のことから、圃場内に発生した作物生育の差異を

是正していくためには、土壌物理性を考慮した精密農業の展開が重要と考えられる。しかし、土壌物理性を考慮した精密農業の研究事例は数少ないのが現状である。

そこで本報告では、従来の「土壌の物理性」で取り上げられなかった新たな視点として精密農業に着目し、作物生育の圃場内差異と土壌物理性の関係の研究事例等について紹介する。

2. 作物生育の圃場内差異と土壌物理性の関係

2.1 土壌基盤(土層の物理的特徴)

高解像度衛星イコノスを利用して、土壌基盤が作物生育の圃場内差異に与える影響について検討した事例を下記に述べる(丹羽, 2003a)。

図-1に、北海道十勝管内音更町の音更川流域の低地において、2000年7月11日と2001年4月23日に高解像度衛星イコノスが撮影した画像の拡大図(トゥルーカラー, 解像度:4m)を示す。なお、図に示す区域は地力保全基本調査から、礫質褐色低地土が分布する区域と位置づけられている。

小麦刈り取りの15日程度前に相当する2000年7月11日の画像から、目視判読により、圃場内における小麦成熟の早晩の筋状の差異を容易に読み取ることができる。また、2001年4月23日の画像から表層土の圃場内差異を把握することが可能であり、双方の画像を比較すると表層土の色が薄い区域で小麦成熟が早いことを確認することができる。

そこで、衛星画像が捉えた表層土の濃淡が相対的に示す情報を検討するために、表層土の色が薄い区域と濃い区域で、それぞれ土壌調査を実施した。

その結果、表層土の濃淡に対応した項目として、有効土層(礫層深度)が明らかになり、表層土の色が薄い区域ほど有効土層が薄く、土壌表面の礫含量が多くなる傾向が得られた。

* 株式会社ズコーシャ、〒080-0048 北海道帯広市西18条北1丁目

キーワード: 精密農業, 作物生育の圃場内差異, 有効土層, 下層土の物理性, 微地形

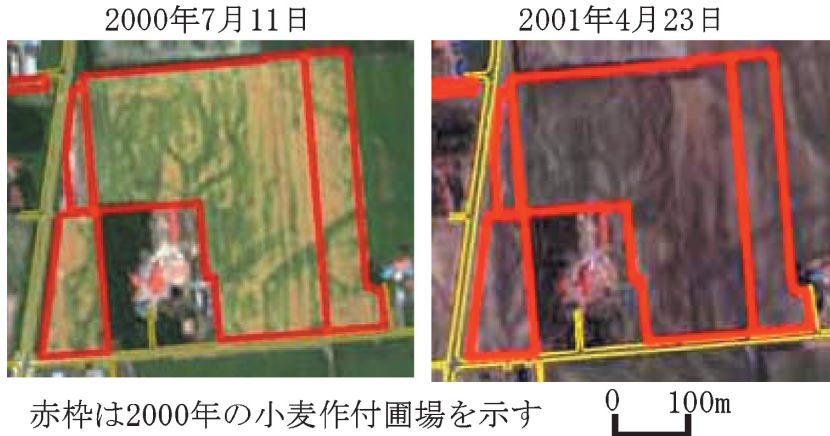


図-1 十勝管内音更町の低地における2000年7月11日と2001年4月23日の高解像度衛星画像（トゥルーカラー画像）

Fig. 1 High-resolution satellite images (true color) of lowlands in Otohuke Town, Tokachi district, on July 11, 2000, and April 23, 2001.

一方、表層土の有機物含量は有効土層の厚さに関係なく5%前後と同程度であった。

このことから衛星画像が捉えた表層土の濃淡は、有効土層の厚さを原因とした①表層の土壤水分、②土壤表面の礫含量、等の違いを反映していると考えられた。

以上のように、高解像度衛星を農業利用することにより、作物生育や土壌の圃場内差異の明確化や、作物生育のバラツキに対する土壌基盤の影響を解析することが可能になる。

衛星画像から土層の物理的特徴を推定する他の研究事例として、Hatanaka *et al.* (1995)、畠中 (2002) により、土壤水分状態の異なる2時期の衛星画像を用いることで、表層土の有効水分や土壤水分を把握できることが示されている。

次に、十勝管内帯広市の母材が火山灰で、黒ボク土と多湿黒ボク土が混在する暗渠排水施工圃場（約3ha）について、土壌の差異とテンサイ生育の関係について検討した結果を述べる（保井ら、2000）。

図-2には降雨後（25mm）の土壤型別の気相率推移、図-3には土壤型別のテンサイ根系発達状況（7月下旬）を示す。なお、図-3で示す根長は、テンサイ株直下の土壌を縦25cm、横50cm、深さ10cmごとに採取し、そこに含まれる総根長を測定したものである。

各土壌型の土層の物理的特徴として、多湿黒ボク土の深さ42~71cmの土層では重力水孔隙率（ $-0.1 \sim -3.1$ kPa）が $0.01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 未満と極端に小さいことが挙げられる。それに対して黒ボク土では全層で $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 以

上と比較的大きい。

多湿黒ボク土では、深さ100cmに埋設された暗渠排水の効果により、70cm以深の気相率が降雨終了直後から増大傾向にあるが、重力水孔隙率の少ない土層では気相率の増大がほとんど認められなかった。それに対して黒ボク土では、降雨終了直後から気相率が全層で $0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 以上確保されていた。

テンサイの根系は、多湿黒ボク土で重力水孔隙率の少ない土層により発達が阻害されていたのに対して、黒ボク土では深さ80cm以深まで到達が確認された。

このように暗渠排水が施工された圃場においても、作物生育は一部で土層を原因とする排水不良に影響を受けている。

2.2 微地形

十勝管内音更町の傾斜圃場において作物生育の不均一性と微地形の関係について検討した結果について述べる（丹羽ら、2003b）。

図-4に、供試圃場の地形図、供試作物および湿害発生を原因とする生育不良区域を示す。なお、両圃場では暗渠排水が施工されている。

調査圃場①の湿害は、谷が東に横切る部分で発生している。またその部分では、傾斜が急激に緩傾斜に変化する特徴があり、降雨時、谷に沿って流れた浸潤水が湧出しやすい区域である。

調査圃場②の湿害は急激に急傾斜に変化する区域で発生しており、その上部の緩傾斜の区域で比較的大きな谷が消える。すなわち湿害発生区域は、降雨時、谷部を

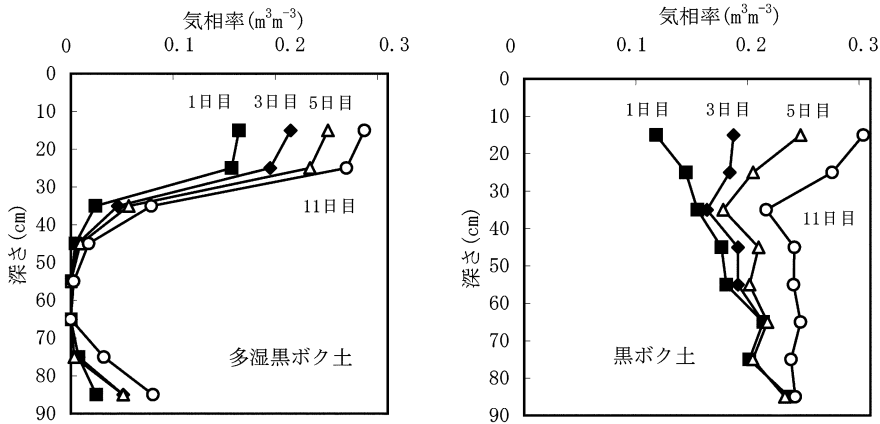


図-2 土壌型別の降雨後 (25 mm) の気相率の推移 (保井ら, 2000)

Fig. 2 Changes in gaseous phase ratio of each soil type after 25 mm rainfall (Yasui *et al.*, 2000).

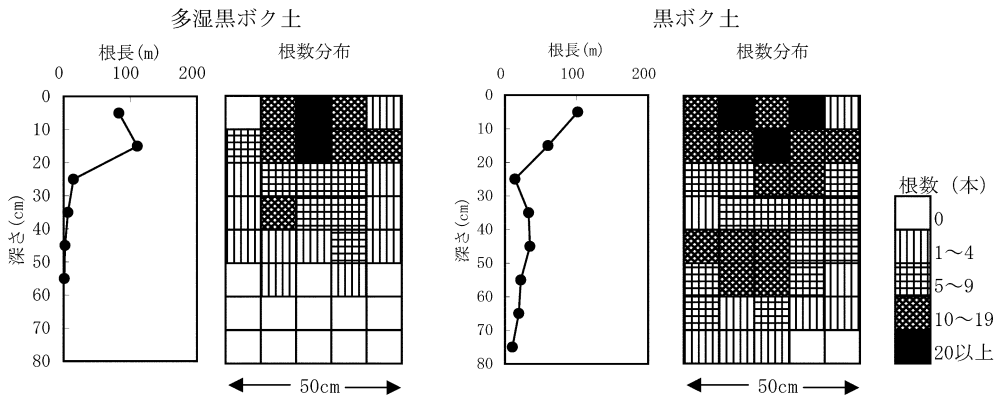


図-3 7月下旬における土壌型別のテンサイ根系の発達状況 (保井ら, 2000)

Fig. 3 Sugar beet root development of each soil type in late July (Yasui *et al.*, 2000).

浸潤した水が湧出しやすい条件である。

以上のことから本傾斜圃場の作物生育は、暗渠排水施工後も微地形を原因とする局所的な排水不良の影響を受けていると判断できる。

3. 土壌基盤および地形の情報取得に関する研究事例

前章から、作物生育の圃場内差異は、未だに土壌基盤や微地形の影響を受けていることが示された。

そこで本章では、作物生育に影響する土壌物理要因として、土壌基盤や微地形に着目し、その情報の把握に関する研究事例を紹介する。

3.1 土壌基盤情報

前項で示したように、土壌情報を内在する衛星画像を

用いて (図-1)、表層土が相対的に示している情報を現地調査から明確にしていくことで、少数の調査地点から効率的に大縮尺の土壌地図を作成していくことが可能である。その事例として、図-5には十勝管内芽室町の火山灰を母材とする台地における大縮尺土壌図作成フローを示す (丹羽ら, 2004)。

土壌断面調査から、対象地区の土壌は腐植質普通黒ボク土、多腐植質普通黒ボク土、多腐植質厚層黒ボク土および多腐植質厚層多湿黒ボク土に分類された。また理化学性分析から、多腐植質厚層多湿黒ボク土の下層土では各黒ボク土のタイプに比べて重力水孔隙率が少なく、その傾向は下層土が洪積堆積物のタイプで顕著であることが明らかになった。

このことから、衛星画像から推定する土壌の分類単位

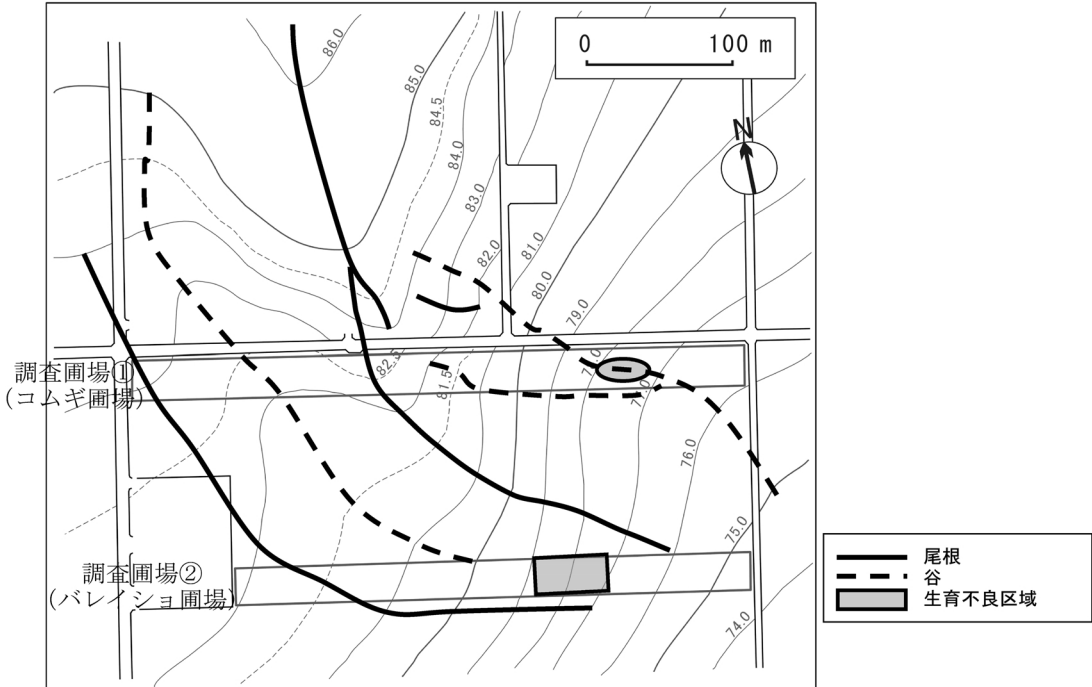


図-4 供試圃場の地形、供試作物および湿害を原因とする生育不良区域 (丹羽ら, 2003 b)

Fig. 4 Topography, surveyed crop fields and areas of poor crop growth caused by wet injury in surveyed fields (Niwa *et al.*, 2003 b).

として、土壌基盤の観点から多腐植質厚層多湿黒ボク土を2区分に細分した。

図-5に基づいて作成した土壌図を図-6に示す

作成した土壌図は現状の土壌分布を精度良く反映しており、その分布を20 mメッシュで図示していることから、圃場内の土壌基盤の異なる複数の土壌分布を把握することが可能であった。

衛星リモートセンシング以外の事例として、10 mメッシュのデジタル標高データ (http://www.hcc.co.jp/style2_4.html) を利用し、空知管内浦臼町の褐色森林土と灰色台地土が混在する台地で、少数の調査地点から土壌分布と地形の関係を検討し、その関係を基に大縮尺土壌図を作成した研究がある (菊地ら, 2004)。

その結果では、標高データから算出した傾斜と土壌分布が対応しており、平坦地形になるほど下層土で土壌構造が壁状となる灰色台地土が出現し、傾斜地形では下層土で土壌構造の発達が比較的に見られる褐色森林土が出現した。さらに、その関係から10 mメッシュで未調査区域の土壌分布の図示を行った結果、その精度は一筆圃場内における土壌基盤の異なる土壌型の混在を十分捉えていた。

以上のように、衛星画像や10 mメッシュのデジタル標高データ等を利用することで、少数の調査地点から未調査区域の土壌分布を大縮尺で推定することができるようになり、これらの土壌図を利用することにより作物生育に及ぼす土壌基盤の影響を圃場単位で解析することが可能になる。

3.2 地形情報

地形に関しては、前述したように10 mメッシュ標高データ等の高解像度の情報収集が容易になり、それらの解析ができるソフトを利用することで、高解像度の傾斜図や表面水の流水経路図を作成することが可能になった (<http://www.microimages.com/>)。

一方、近年のリモートセンシングによる効率的な微地形情報の収集技術として、農業防除用に開発された産業用無人ヘリコプタ (YH300, (株)ヤンマー, 写真-1) を利用した標高のセンシングシステムが挙げられる (Sugiura *et al.*, 2003)。

ヘリコプタには慣性センサと地磁気方位センサが標準装備されており、機体のロール角、ピッチ角および絶対方位角の計測ができる。そこにRTK-GPS (Trimble社) とレーザレンジファインダ (Leica社) を搭載すること

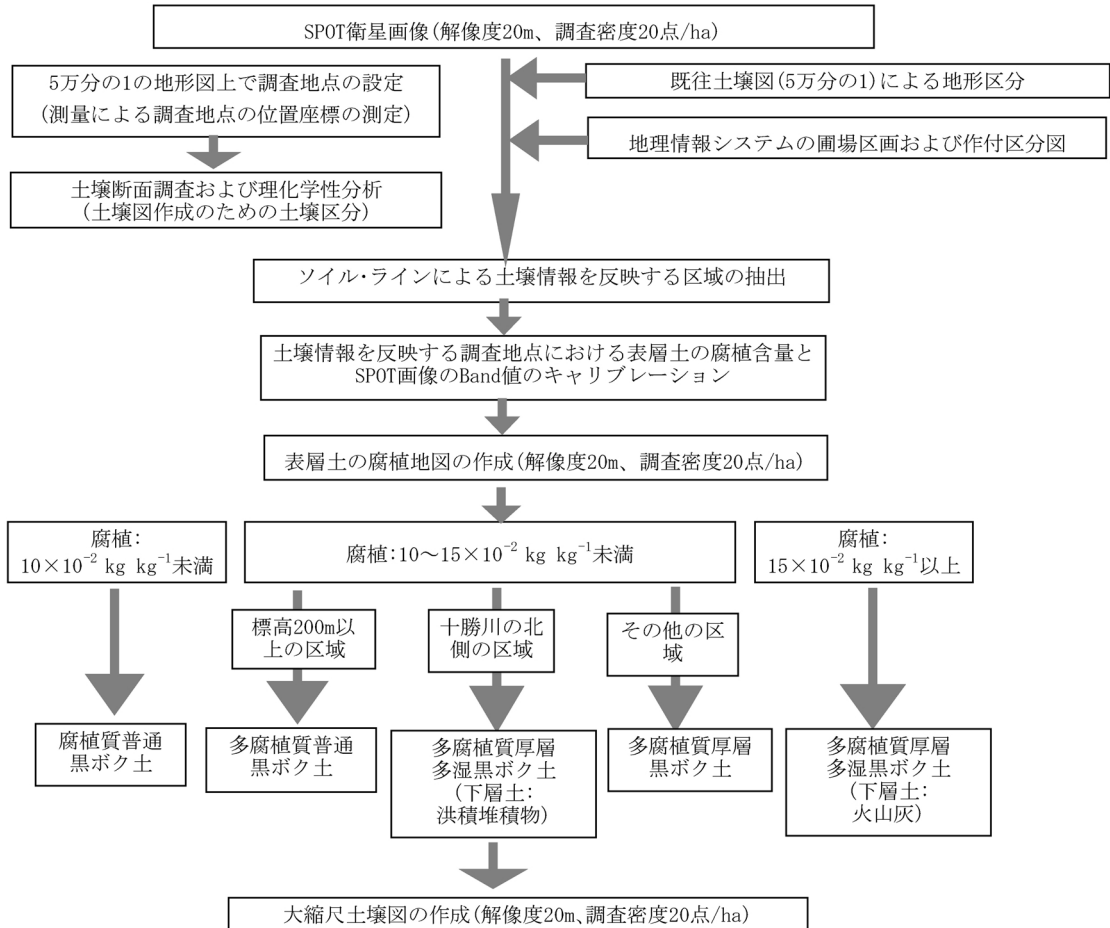


図-5 十勝管内芽室町の火山性土地帯における解像度 20 m の衛星画像を利用した大縮尺土壌図作成のフロー図 (丹羽ら, 2004)

Fig. 5 Flowchart for the drafting of large-scale soil map on volcanic ash soil area in Memuro Town, Tokachi district, using satellite images with resolution of 20 m (Niwa et al., 2004).

で、機体の絶対位置と機体から地表面までの距離が把握できるようになり、それらのデータから、調査地点の標高を算出することができる。

実際、杉浦ら(2004)は、2.3 haの圃場で30分程度、産業用無人ヘリコプタによる標高のセンシングを行った結果、圃場全体を網羅するように507地点の標高データを取得することが可能であり、高精度に圃場内の微地形を再現することができることを示している。

さらに、産業用無人ヘリコプタによるセンシングシステムは、マルチスペクトルイメージングセンサ(DuncanTech社)を機体に搭載することで、作物生育状況や表層土の土壌を数cmの解像度でセンシングすることが可能になることから(深川ら, 2004; Abe et al., 2004),

ヘリコプタリモートセンシングベースの作物、土壌および地形情報から、圃場単位の「診断と意志決定」を行うシステムが検討されている(Yokobori et al., 2004)。

4. おわりに

今回、土壌物理性関連の精密農業の研究事例をいくつか紹介したように、圃場内の作物生育の差異は、施肥管理以外に土壌物理性の影響を受けているのが現状である。

その対策を検討していくためには、例えば図-3、図-4のように、下層土の物理性不良や微地形により局所的排水不良が発生している場合、第1段階として「作物・土壌情報センシング」の中で土壌基盤地図、微地形地図お

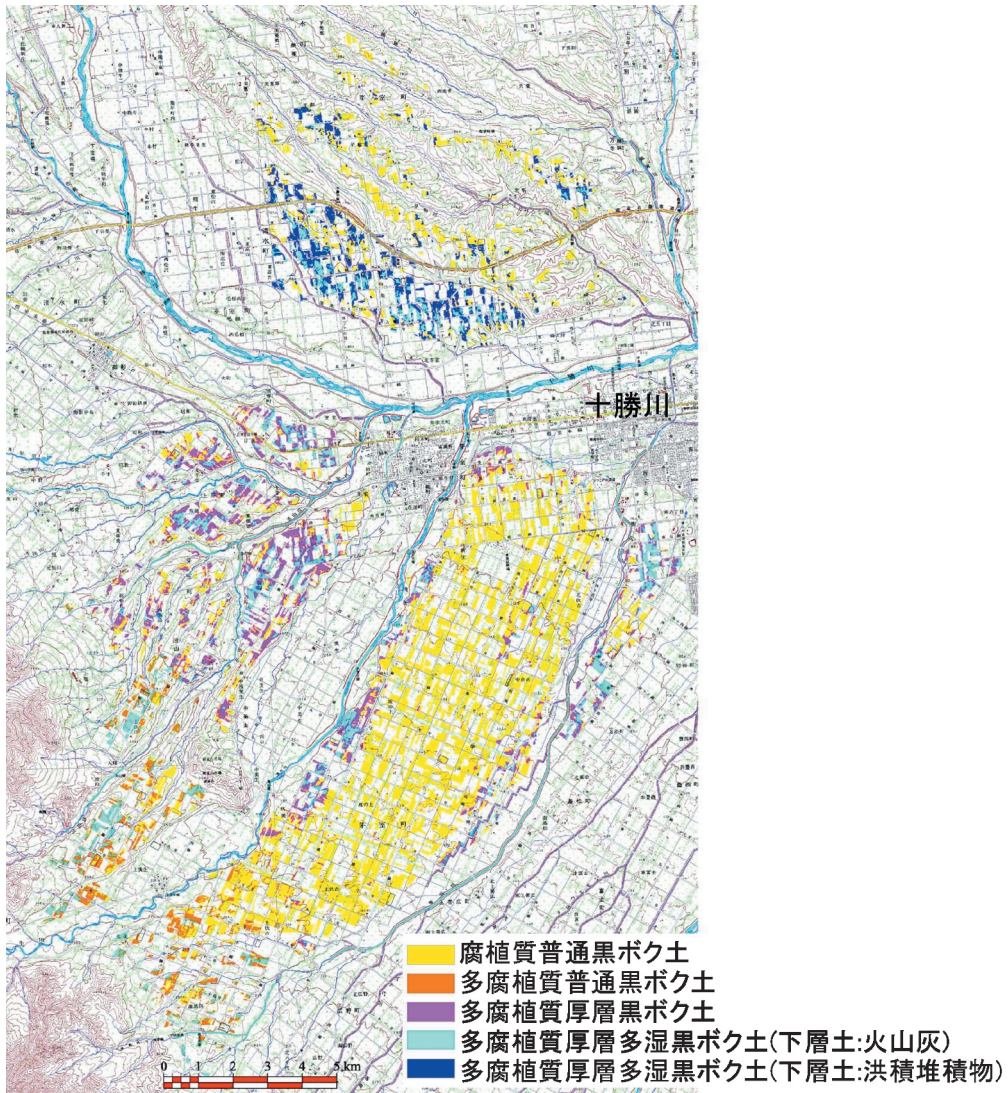


図-6 衛星画像を利用した作成した大縮尺土壌図 (丹羽ら, 2004)

Fig. 6 Large-scale soil map drafted by using satellite images (Niwa *et al.*, 2004).

よび作物情報地図を作成し、それらに基づいて「診断と意志決定」の中で、各地図の関係を解析することで物理性不良型および微地形型の排水不良区域を抽出（診断）することが必要である。次に診断結果と既往の研究事例を照らし合わせ、抽出した排水不良区域に対して要因別に排水不良回避の対策を意志決定していくことが重要である。例えば、下層土の物理性不良を原因とする排水不良の回避には土層改良を併用した排水改良が（菊地・丹羽, 2002, Niwa *et al.*, 2004）、微地形を原因とする排水不良の回避には暗渠排水の施工間隔を従来に比べて密に

すること（丹羽ら, 2003b）が提案されている。

以上のことから、我が国で精密農業を展開していくためには、従来の精密農業の「可変投入」による施肥管理の正だけでは作物生育の圃場内差異を改善するには不十分であり、「作物・土壌情報のセンシング」に基づいて、土壌物理環境の改良も考慮した「診断と意志決定」の視点を持つことが必要である。そのためにはリモートセンシングや地理情報システム等のテクノロジーの分野と土壌物理学分野との融合が必要である。このことから、精密農業の展開に対して「土壌物理学」の貢献が今



写真-1 産業用無人ヘリコプタ
Photo 1 Unmanned helicopter.

後重要になるものと考えている。

引用文献

- Abe, M., Sugiura, R., Ishii, K. and Noguchi, N. (2004) : Enhancement of satellite imagery using an unmanned helicopter for environment monitoring. Proceedings of ASAE Conference of Automation Technology for Off-road Equipment, 232-237.
- 安積大治・志賀弘行 (2004 a) : 衛星リモートセンシングによる秋まき小麦生育区分図の作成技術. 日本土壤肥料学会誌, **75** : 103-108.
- 安積大治・志賀弘行 (2004 b) : 水稻成熟期の SPOT/HRV データによる米粒蛋白含有率の推定. 日本リモートセンシング学会誌, **23** : 451-457.
- 深川知久・野口 伸・石井一暢・杉浦 綾・寺尾日出男 (2004) : マルチスペクトルイメージングセンサを用いた作物診断システム. 農業機械学会北海道支部会報, **44** : 51-58.
- 石田哲也・石渡輝夫・大塚健二・丹羽勝久 (2005) : リモートセンシング技術を用いた排水改良工の効果の確認. 転換畑での小麦生育の航空写真解析. 北海道開発土木研究所月報, **621** : 32-36.
- 石井一暢 (2005) : 産業用無人ヘリコプタを用いた圃場環境モニタリング. 農業機械学会北海道支部会報, **45** : 113-117.
- Hatanaka, T., Nishimune, A., Nira, R. and Fukuhara, M. (1995) : Estimation of available moisture holding capacity of upland soils using landsat TM data, Soil Sci. Plant Nutr., **41** : 577-586.
- 畠中哲哉 (2002) : ランドサット TM データを用いた畑土壌生産力要因の高精度・細密評価法の開発とそれに基づく土壌管理法に関する研究. 北農研研究報告, **175** : 1-115 (2002).
- 原 圭祐 (2005) : 地上センシング技術を活用した精密農業. 農業機械学会北海道支部会報, **45** : 109-112.
- 菊地晃二・丹羽勝久 (2002) : 北海道を例とした積雪寒冷畑作地帯における農地整備. 農土誌, **70** : 313-316.
- 菊地晃二・丹羽勝久・横堀 潤・大淵清志 (2004) : メッシュ標高データを用いた土壌図の大縮尺化. 農業土木学会北海道支部研究会講演集, **53** : 94-99.
- 丹羽勝久 (2003 a) : 地域流域を対象とした新しいペドロロジー, 作物生産力向上のための土壌図のアプリケーション, 北海道十勝管内を例とした 2, 3 の事例. ペドロジスト, **47** : 46-54.
- 丹羽勝久・大淵清志・明石憲宗・保井聖一・菊地晃二 (2003 b) : 北海道十勝管内の傾斜圃場における微地形と土壌分布から見た湿害発生のメカニズム. ペドロジスト, **47** : 70-79.
- 丹羽勝久, 清野伸孝, 明石憲宗, 菊地晃二 (2004) : 北海道十勝管内の火山性土地帯における大縮尺土壌図の作成. 土肥誌, **75** : 69-78.
- Niwa, K., Seino, N., Yokobori, J., Kikuchi, K. and Noguchi, N. (2004) : Determining countermeasure to non-uniform wheat maturation in Tokachi, Japan, using a large-scale soil map. Proceedings of ASAE Conference of Automation Technology for Off-road Equipment, 455-462.
- 丹羽勝久・横堀 潤 (2005) : 十勝管内を例とした IT を利用した圃場管理. 農業機械学会北海道支部会報, **45** : 131-135.
- 奥野林太郎・本郷千春 (2005) : 衛星リモートセンシングの利用. 農業機械学会北海道支部会報, **45** : 119-125.
- Pierre C.R., Rust, R.H. and Larson, W.E., Ed. (1996) : Precision agriculture. Proceedings of the 3rd International Conference, June 23-26, Minneapolis, MIUSA, ASA/CSSA/SSSA, 1-1222.
- 澁澤 栄 (2003) : 精密農業の研究構造と展望. 農業情報研究, **12** : 259-274.
- Sugiura, R., Fukagawa, T., Noguchi, N., Ishi, K., Shibata, Y. and Toriyama, K. (2003) : Field information system using an agricultural helicopter toward precision farming. Proceeding of the 2003 IEEE/ASME International Conference on Advanced Intelligent Mechatronics, 1073.
- 杉浦 綾・野口 伸・石井一暢 (2004) : 三角ポリゴンを用いた地形マップの簡略化手法. 農業情報研究,

13 : 291-300.

保井聖一・丹羽勝久・大淵清志・菊地晃二 (2000) : 十勝管内における湿性畑土壌の物理的特徴と作物生育, 第1報, 多湿黒ボク土の物理性とテンサイ根系. 土壌の物理性, 85 : 31-40.
Yokobori, J., Niwa, K., Chiba, Y. and Noguchi, N.

(2004) : Variable management for uniform potato yield using remote sensing images with unmanned helicopter. Proceedings of ASAE Conference of Automation Technology for Off-road Equipment, 447-454.

要 旨

精密農業は作物生育の圃場内差異を改善するための営農マネジメント戦略であり, その改善方法は「可変投入」による施肥管理の是正が主である。

しかし, 我が国の既存研究から, 作物生育の圃場内差異は, 土壌基盤(土層の物理的特徴)および微地形に影響を受けていることが示されている。このことから, 精密農業の展開のためには, 土壌物理性についても考慮することが必要であり, そのためには土壌物理情報を詳細に把握することが重要である。土壌基盤情報の把握に関する研究事例として, 衛星画像および10mメッシュのデジタル標高データから, 土壌基盤の違いを考慮した大縮尺土壌図作成方法が検討されている。微地形情報の取得では, 前述した標高データ以外に, 無人ヘリコプタを利用したセンシングシステムの有効性が示されている。

受稿年月日: 2005年4月15日

受理年月日: 2005年5月27日

土壁中の水分移動に関するモデル実験と解析

石崎 武志*

Experimental Study of Water Redistribution Measurement in the Model Earthen Wall and its Numerical Analysis

Takeshi ISHIZAKI*

* National Research Institute for Cultural Properties, Tokyo

Abstract

In the Asian countries, there are many important wall paintings on earthen walls of temples and other historical buildings. Because earth can be considered as a porous material, there is water redistribution in the walls due to the change of the surrounding environmental conditions. Water evaporates under dry conditions from the wall surface and salts accumulate near the surface zone and can cause salt efflorescence damages in the wall paintings. In order to develop suitable protective measures, it is necessary to know the water content profiles and water movement in the earthen walls. For this purpose, a model earthen wall has been built up in the historical folklore museum in Sapporo. The water redistribution in the earthen wall was measured by using a TDR (Time Domain Reflectometry) apparatus. The numerical simulation of water movement in the model wall was performed with the Delphin4 program developed by the TU Dresden. The material data, such as moisture retention curve, liquid water conductivity and water vapor diffusivity of the model earthen wall and climate data of the location Sapporo were taken into account for simulation. For development of suitable protective measures, it is quite important to have non destructive methods to understand the water regime in porous materials. The good agreement between simulation results and measured moisture profiles in position and time show the validity of using the Delphin4 program for development and evaluation of conservation measures of historical buildings and stone monuments.

Key words : historical building, earthen wall, water redistribution, TDR (time domain reflectometry), numerical analysis

1. はじめに

歴史的建造物、石造文化財、土構造物などは、物理的、化学的、生物的要因で劣化する。これらの劣化のうち物理的劣化が文化財を構成する材料に対して、急激かつ大きな影響を与える。寒冷地においては温度が0℃以下になり、歴史的建造物の壁体中の水が凍結すると、水は凍結面へ吸い寄せられてきてそこで水として析出する。この水の成長による膨張が壁体を劣化させる原因の一つとなっている。

一方、タイとかパキスタンなどの乾季、雨季のある地

域では、歴史的レンガ建造物が塩類風化と呼ばれる現象により劣化が進んでいる。例えば、世界遺産に登録されているタイのアユタヤの歴史的レンガ建造物において、雨季には水はレンガ中に蓄積され、乾季にレンガ表面から蒸発する。この水の移動の際に、レンガの間隙水に溶け込んでいた塩類がレンガ表面近くで析出し、この結晶成長に伴う間隙の膨張によりレンガが劣化する (Ishizaki *et al.*, 2001)。

中国、敦煌の莫高窟は世界遺産に登録されている仏教の石窟群であり、4世紀に開削がはじまった石窟が492あり、描かれた壁画の総面積は45,000 m²にも達する。こ

* 東京文化財研究所 〒110-8713 東京都台東区上野公園 13-43

キーワード : 歴史的建造物, 土壁, 水分分布, TDR (時間領域誘電率測定) 法, 数値解析

こでも、石窟内壁表面からの水分蒸発の際の塩類の析出による壁画の剥落が見られ、塩類風化が壁画の劣化の主要な原因となっている (Kuchitsu and Xiuye, 1997)。

このように、歴史的レンガ建造物、石造文化財や壁画などの文化財の劣化には、石材や土壁などの多孔質体中の水分分布や水分移動が大きく関連している。このため、これらの文化財の劣化を防ぐためには、石材や土中の水分分布を正しく評価することが重要である。

最近、高松塚古墳の壁画が2001年にカビが大発生し劣化したことが報道されている。同じ2001年に、1万6千年前に描かれたフランスのラスコー洞窟の壁画周囲でもカビが大発生した。カビの種類も類似していることが報告されている。このカビ発生の一つの要因としては、地球温暖化による気温の上昇、もう一つは、石室や洞窟周囲の水分状況の変化が考えられる。これらの問題の原因を明らかにする上でも、石室や洞窟周囲の水分状況を正しく評価することが必要である。

ここでは、土壁中の水分分布、水分移動に関する評価手法を検討するため、北海道開拓の村に試験土壁を作成し、土壁作成時の土壁の水分分布変化を小型 TDR 水分測定装置により測定し、水分分布変化に関するシミュレーション解析を行ったので以下に報告する。

2. 土壁の構造

日本や中国の歴史的建造物の壁として土壁がある。図-1は、北海道開拓の村内の歴史的建造物の写真を示したものである。

土壁は、以下の手順で作られる。土壁の一番中心部の



図-1 札幌、開拓の村の土壁のある歴史的建造物

Fig. 1 Japanese traditional house with earthen wall in Hokkaido Historical Village, Sapporo.

下地は、竹の小割材を格子状に編んで木舞を作り、これを太い間渡し竹で支え、その間渡し竹を柱に固定する。下塗り層は粘土分の著しく多い荒土に切りわらをスサとして混入したものが用いられる。土壁層を数回に分けて重ね塗りし、中塗り、上塗り層に近づくに従って砂分を多くする。土壁の中心部分が粘性土であることにより、土壁が強い吸放湿性能をもつことになる。また、表層近くに砂分を多くすることにより、外気の大きい湿度変化によっても、伸縮の度合いが小さく、乾燥割れ目などが出にくい構造となっている。この土壁の構造は、経験的に決められたものであるが、土の物理的な性質から考えても、理にかなったものであると考えられる。そして、土壁の一番表層部分には漆喰を塗る。

この土壁の重ね塗りは、それぞれ数 cm 程度の厚さの土を塗り、その後、塗った層が完全に乾くまで待ち、次の層を塗るという作業を繰り返す。この過程は、土壁が薄いときは数ヶ月で済むが、土壁が厚いときは数年に渡る作業となる。

3. 試験土壁の構造と施工工程

3.1 試験土壁の構造

土壁作成時の土壁中の水分移動を調べるために、札幌の北海道開拓の村に試験土壁を作成した。木枠は長さ 108 cm × 幅 15 cm × 厚さ 4 cm × 2 枚の木板と長さ 100 cm × 幅 15 cm × 厚さ 4 cm × 2 枚の木板からなり、木枠は一辺 108 cm の正方形である。木枠の内側 (1 辺 100 cm の正方形) には ϕ 1 cm 程度の根曲がり竹を縦 4 本、横 5 本を骨組みの芯として、外枠内側の切り込みに固定させたのち、芯の間に ϕ 5 mm 程度の葦を 2 本ペアーとして約 3 cm × 3 cm 程度の格子状になるように縦 21 組、横 17 組を麻ひもで固定した (図-2)。土壁の基礎となる骨組みは、表 (おもて) 面となる木枠面からほぼ 9 cm、裏面となる木枠面からほぼ 5 cm の位置に設置した。

土壁中の水分分布を測定するための TDR センサーは、土壁面のほぼ中央に 4 点、下部に 4 点、計 8 点を下塗り・中塗りの壁仕上げの施工毎に設置した。センサーケーブルは表面から裏面に引き込みし、センサーは骨組みの葦にそれぞれ固定した。重力や測定場所の影響で水分量の相違があるかどうかを把握するために、センサーはモデル土壁のほぼ中央部と壁最下部中央にそれぞれ設置した。

TDR 土壌水分測定には、Campbell scientific 社製の TDR100 と同社のデータロガー CR10X を用いた。CR10X は本体内部にメモリーと CPU を内蔵しており、予めプログラムすることにより独立して計測・制御・記録を自動的に行える装置である。また、データ回収には、CR

10X用サポートソフトウェアPC208Wを用いた。計測波形や壁の電気伝導度(EC)のデータ収集には、TDR 100用のサポート用ソフトウェアPCTDRを用いた。

TDRセンサーは、今回、壁面埋設用に開発したものを使用した(図-3)。プローブの長さは4cm、間隔は6mmであり、プローブ長が短いために、体積含水率の低い領域では、測定値のバラツキが大きかった。

3.2 試験土壁の施工工程

以下に施工工程毎について記述する。完成するまで5工程あり、施工の呼び名は施工業者に準じた。なお、各工程における壁材の体積含水率測定には、イムコ社製のポータブル水分計TRIME-FM3とサーフェースプロー



図-2 裏面からみた試験壁の外形と骨組み

Fig. 2 Bamboo mesh structure of the model wall seen from the rear side.

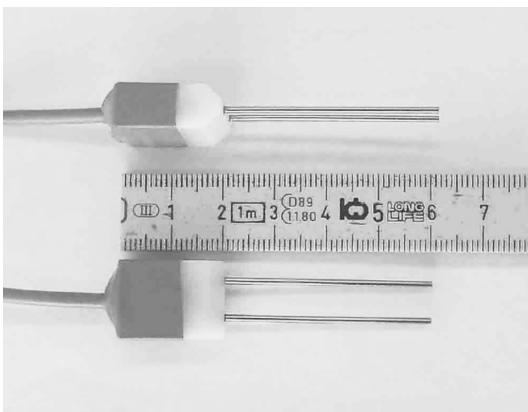


図-3 体積含水率測定のための小型 TDR センサー

Fig. 3 Tiny TDR sensor for measuring volumetric water content.

ブ TRIME-F3F を使用した。試験壁作成時の様子を図-4 に示す。

工程1 だんご付け(下塗り)

体積含水率38%の壁材(粘土とわら少々)を用いて、図-2の枠にだんご付け(下塗り)を行う。土壁の厚さは6cmである。TDRセンサーP#1(中央部)、P#5(下部)は下壁の内部(骨組みに固定)に、P#2(中央部)、P#6(下部)は、仕上げ表面(大むら直しとの境界部)にそれぞれ埋設する。P#1、P#2、P#5、P#6の土壁表面からの埋設深さはそれぞれ、19mm、4mm、14mm、4mmであった。なお、通常、裏面は構造上金銀仕上げにはしないが、表裏両面からの乾燥で反り返しが強くなる可能性があり、反り返しを軽減するために、金銀仕上げを行う。また、裏面には壁の乾燥に伴う壁全体のそり返しを防止するために抜きを1本入れる。施工直後の土壁の色は全体にネズミ色がかっている。

工程2 大むら直し(中塗り)

下塗り施工14日後では、骨組の形状に沿ってひび割れが生じており、土壁材の伸縮が大きかった。体積含水率35%の壁材(赤土少々とわら含む)で大むら直しを行い、TDRセンサーP#3、P#7を壁内部に完全に埋設する。土壁の厚さは1cm増加し、7cmになった。P#3、P#7の土壁表面からの埋設深さはともに4mmであった。P#2、P#6は、工程1では表面から4mmの位置であったが、1cm土壁の厚さが増加したため、表面から14mmの位置に変わっている。施工直後の土壁の色は下塗りの壁材よりやや明るいネズミ色を帯びている。



図-4 試験土壁作成の様子

Fig. 4 Making earthen wall by putting mud on the bamboo.

工程3 再大むら直し (中塗り)

大むら直し施工5日後、小むら直しを行う工程であったが、大きくひび割れる。ひび割れの形状は骨組みの形状とは無関係に大きく割れ、大むら直しの土壁材の伸縮性が大きかったことを示す。大きく反ってしまったため、小むら直し施工が行えない。このため、下塗り部分のみを残し大むら直し部分を壊す。小むら直しとして準備していた壁材(赤土混じりの粘土、体積含水率33%)で再度大むら直しを行う。再度、P#3, P#7を中塗り材料の再大むら直し内部に再埋設する。土壁の厚さは7cmのままで、TDRセンサーの位置も同じである。施工直後の土壁の色は、前回の工程仕上げよりも赤土の配合が多いため、全体に赤みがかっている。なお、反り返しを抑えるため裏面に少しうち水を施し、表面には直射日光が土壁に直接当たらないように半透明の養生板の内側に高さ180cm×幅90cm×厚み約10cmのスタイロホームで全体に日影を作る。

工程4 小むら直し (中塗り)

乾燥状態では前回の工程の乾燥時よりもひび割れは少ない。再大むら直しの土壁材の方の伸縮性が小さいことを意味する。乾燥後の色も全体的に赤みを帯びる。再大むら直しの10日後、体積含水率44%の中塗りの壁材(赤土混じりの粘土)で小むら直しを行う。土壁の厚さは1cm厚くなり8cmになった。この工程でP#4, P#8を壁内部に埋設し、全センサーの設置が完了する。P#4, P#8の土壁表面からの埋設深さはともに4mmであった。施工直後の土壁の色は前回の工程時よりもやや赤みを帯びている。全体の土壁の厚さは8cm、最終的なTDRセンサーP#1, P#2, P#3, P#4, P#5, P#6, P#7, P#8の土壁表面からの埋設深さはそれぞれ、39mm, 24mm, 14mm, 4mm, 34mm, 24mm, 14mm, 4mmであった。

工程5 仕上げ (上塗り)

小むら直しの9日後、土壁の仕上げとして、まず、砂漆喰を塗り、漆喰面が十分に乾燥した後、白漆喰仕上げを行った。

4. 試験土壁周囲の環境

試験土壁周囲の温度、湿度は、温湿度センサー(HMP45C, バイサラ社製)を用いて測定し30分ごとにデータロガーに記録した。また、北海道開拓の村の敷地内に微気象観測ステーション(キャンベル社製)を設置し、気温、湿度、日射、風向、風速は1時間ごとに測定し、データロガーに記録した。土壁中の水分移動のシミュレーションに必要な環境データは、これらの測定値を用いた。

5. 土壁の物性値の測定

5.1 土壁の水分特性

土壁の水分特性曲線はデカゴン社製、Water potential meter (WP4)で測定した。土の粒度分布はレーザーを用いた粒度分析装置(Sald3000, 島津製作所製)を用いて測定した。また、土壁の飽和含水率、乾燥密度、土粒子の真比重なども測定した。試験土壁に用いた土試料の飽和状態の体積含水率は39%であった。

測定で得られた土壁の水分特性曲線、吸着等温線は、土壁中の水分量変化のシミュレーションに使われた。また入力データは、(Grunewald and Bomberg, 2002)の方法により測定データを補間して求めた。求めた土壁の水分特性曲線と吸着等温線のグラフを図-5, 図-6に示す。

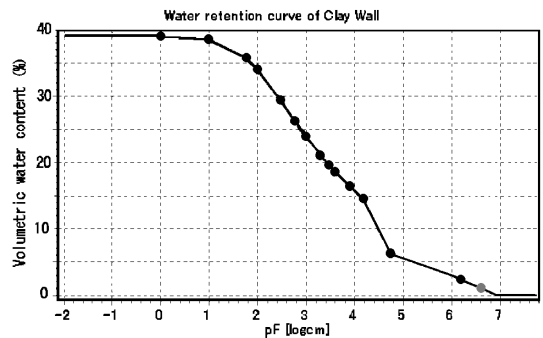


図-5 試験土壁に用いた土の水分特性曲線

Fig. 5 Water retention curve of the soil used for the model wall.

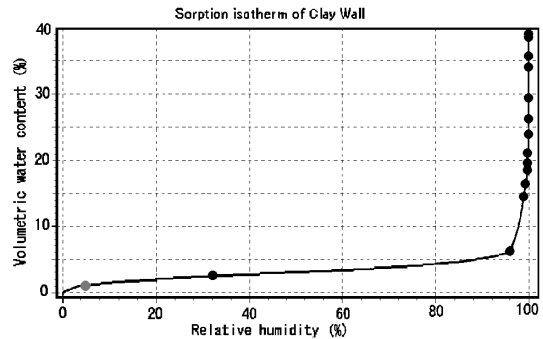


図-6 試験土壁に用いた土の吸着等温線

Fig. 6 Sorption isotherm of the soil used for the model wall.

5.2 土壁の透水係数

土壁の不飽和透水係数は飽和透水係数と水分特性曲線から、間隙モデル (Burdine, 1953) の方法で下記のように求めた。間隙モデルによると、体積含水率 θ の透水係数 $K(\theta)$ は式(1)で示される。また、飽和透水係数 $K_{cap} = K(\theta_{cap})$ を用いると、飽和透水係数との比で表した相対透水係数は、式(2)で表される。

$$K(\theta) = \int_{\theta_{dry}}^{\theta} \left(\frac{1}{p_c(\theta)} \right)^2 d\theta \quad (1)$$

ここで、 $p_c(\theta)$ は、体積含水率 θ の時の間隙圧である。

$$K_r(\theta) = \frac{K(\theta)}{K(\theta_{cap})} \quad (2)$$

ここで、飽和透水係数の値を K_{cap} として式(2)に代入すると、以下の式になる。

$$K(\theta) = K_r(\theta) K_{cap} \quad (3)$$

ここで、飽和透水係数は、粒度分布の測定結果から求めた粘土の割合 (f_{clay}) を用いて Dane and Puckett (1992) の方法により、下記の式(4)で求めた。

$$K_{cap} = \frac{4.36 \times 10^{-5} \times e^{-(0.198 f_{clay})}}{g} \quad (4)$$

ここで、 g は重力加速度である。得られた飽和透水係数は、 4.2×10^{-5} m/s であった。

得られた不飽和透水係数と体積含水率の値の関係を図-7に示す。

5.3 水蒸気拡散係数

水蒸気拡散係数は、水蒸気圧勾配と水蒸気の拡散速度を関係づけるものである。水蒸気拡散のパラメータとし

て、湿気伝達抵抗 μ_{dry} がある。湿気伝達抵抗 μ_{dry} は、ハイグロスコピックな領域の下限での値を示している。等方均質な多孔質体中の水蒸気拡散を仮定し、水と水蒸気の並列、直列混合モデルにより、Grunewald and Bomberg (2002) らは、(5)式を提案している。パラメータ p は、水と水蒸気の並列移動の体積割合を示している。水と水蒸気移動に関する直列移動は、 $1-p$ の体積割合になる。

$$D_V(\theta, T) = \frac{D(T)}{\mu_{dry}} \frac{(1-\theta_r)}{[p + (1-\theta_r)^2(1-p)]} \quad (5)$$

ここで

$$\theta_r = \frac{\theta - \theta_{dry}}{\theta_{por} - \theta_{dry}}$$

$D(T)$ は、空気中の水蒸気拡散係数、 θ_{por} は、間隙率である。

(5)式から計算した水蒸気拡散係数の値を図-8に示す。

6. 土壁中の水分移動解析

土壁中の水分移動解析は、ドレスデン工科大学のグレンワルドの開発した、多孔質体中の熱、水分移動解析プログラム Delphin 4 を用いた (Grunewald, 2000)。

土壁作成の工程 1~5 に関して、土壁中の水分量の測定結果と水分移動解析によって得られた結果の比較を行った。

計算に用いる入力画面を図-9に示す。図には工程 4 の過程での、TDR センサーの位置が示されている。P#2, P#3, P#4 の土壁表面からの埋設深さはそれぞれ、24 mm, 14 mm, 4 mm であった。また、工程 1 から工程 4 までの土壁内部の体積含水率測定結果とシミュレーション解析

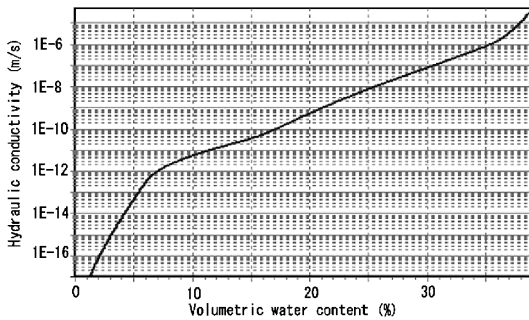


図-7 試験土壁に用いた土の透水係数

Fig. 7 Liquid water conductivity of the soil used for the model wall.

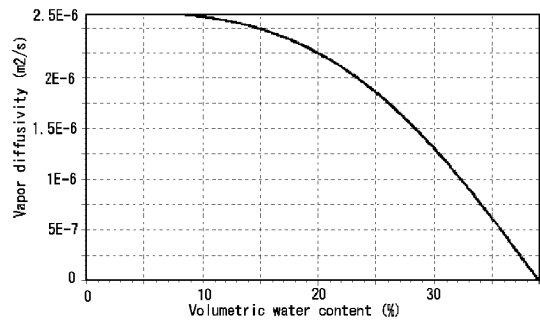


図-8 試験土壁に用いた土の水蒸気拡散係数

Fig. 8 Vapor diffusivity of the soil used for the model wall.

の結果を図-10に示す。ここで、測定結果は点で示し、計算結果は曲線で示している。縦軸は体積含水率、横軸は、1月1日を1とした経過日数を示している。

工程1の下塗りの過程では、土壁内の体積含水率が施工後、徐々に減少している。10日ほどの間に、表面から4mmの深さの所(P#2)は、初期の38%から5%程度まで急激に減少している。工程1の後、14日経ってから工程2の中塗りをを行った。表面から4mmの深さの点(P#3)は、工程1と同様に5日間の間に、初期の36%から10%程度まで減少した。一方、表面から14mmの深さの点(P#2)は中塗り土を塗った時に、15%程度まで体積含水率が上がったが、また減少した。工程2の後、土壁表面に大きな乾燥亀裂が出来たため、表層1cm程度の土を取り再度中塗りをを行った(工程3)。この過程でも体積含水率は工程2と同様な変化をした。工程4では、さらに1cmの厚さの土を塗った。この際に表面か

ら4mmの点(P#4)の体積含水率は、飽和状態から急激に減少した。また、表面から14mmの点(P#3)と24mmの点(P#2)の点の体積含水率は、15%程度まで増加した減少した。ただ、体積含水率の小さいところでは、測定値が大きくばらついている。これは、プローブ長が短いため、TDRセンサーの測定精度が含水率の低い部分で落ちるためと考えられる。

多孔質体中の熱、水分移動解析プログラム Delphin 4で計算した体積含水率を計算結果は、曲線で示している。工程1~4において、TDRプローブによる測定結果と良く対応しているのが見られる。

7. まとめ

アジアの国々では、歴史的建造物に土壁が使われている。寺院では、多くの貴重な壁画が土壁上に描かれている。土壁は、寒冷地では凍結による劣化を受けるし、雨季、乾季のある地域では、塩類風化により劣化する。これらの劣化は、土壁中の水分移動と大きな関係がある。これらの劣化に対して適切な保存対策を立てるためには、土壁中の水分分布とその変化を把握することが必要である。この目的のために、北海道開拓の村の敷地内に試験土壁を作成し、実験を行った。土壁中の体積含水率は、土壁中に埋設した小さなTDRセンサーにより測定した。試験土壁は、伝統的な方法により作成した。土壁中の体積含水率は、それぞれ工程1から工程4までの間で大きく変化した。

試験土壁中の体積含水率は、ドレスデン工科大学で開発した多孔質体中の熱、水分移動解析プログラム Delphin 4で計算した。このシミュレーションの入力条件として、試験土壁周囲の相対湿度、温度等が測定された。また、計算に必要な土壁の物性値として、水分特性曲線、不飽和透水係数などが得られた。計算によって得られた土壁中の体積含水率と測定結果との間には良い対応が見られた。このことは、解析に用いた熱、水分移動解析プログラム Delphin 4が、土壁中の水分移動を評価する上で有効であることを示している。歴史的に貴重な文化財の研究において、非破壊的な方法で調査することは重要である。本報告で示したシミュレーション解析手法は、気象条件や対象の物性値などから内部の水分分布や水分移動を評価できるため、文化財の調査にはとても有効であると考えられる。

引用文献

Burdine (1953): Relative permeability calculations from pore size distribution data. Petroleum Trans. Am. Inst. Mining Eng., 198: 71-78.

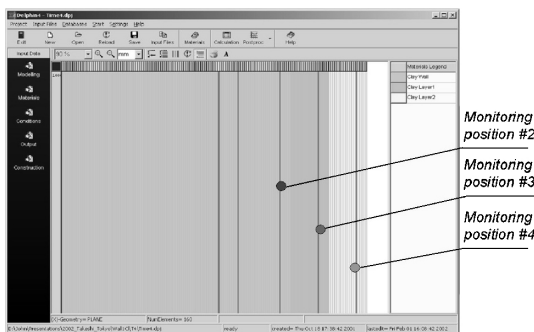


図-9 解析ソフトの入力画面と体積含水率計算位置(工程4)

Fig. 9 Location of the monitoring position of water content (Stage 4).

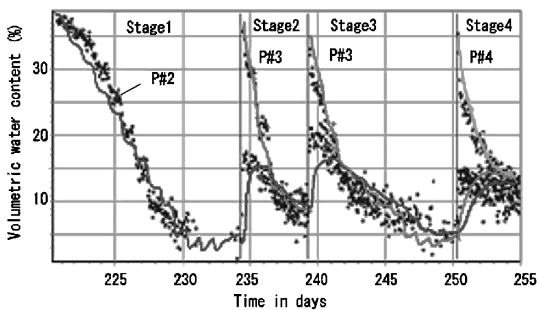


図-10 体積含水率の測定値と計算値(工程1~4)

Fig. 10 Measured volumetric water content and calculated (Stage 1~4).

- Dane, J.H. and Puckett, W.E. (1992) : Field Soil Hydraulic Properties Based on Physical and Mineralogical Information. In : van Genuchten M.T. *et al.* (ed.) (1993), Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, Riverside (California) USA, 389-403.
- Grunewald, J. (2000) : Documentation of the Numerical Simulation Program DIM3.1, Volume 1 : Theoretical Fundamentals and Volume 2 : User's Guide. Delphin4.1 program installation available on the ftp-server ftp : //141.30.41.194 of the Institute of Building Climatology.
- Grunewald, J. and Bomberg, M. (2002) : An engineering approximation of material characteristics for input to Heat, Air and Moisture transport simulations. 11. Bauklimatisches Symposium an der TU Dresden.
- Ishizaki, T., Simunek, J. and van Genuchten, M. Th. (2001) : Deterioration Mechanism of Stone, Brick and Soil Building Materials, Proc. Corrosion & Prevention-01, Durability of Materials, 41st Annual Conference, Newcastle, Australia, **20** : 1-13.
- Kuchitsu, N. and Duan Xiuye. (1997) : Geological Environment of the Mogao Grottes at Dunghuang. Proc. of Conservation of Ancient Sites on the Silk Road, 244-248.

要 旨

寺院や歴史的建造物の土壁の内側に貴重な壁画が描かれている場合がある。土は多孔質体であるので、壁画を取り巻く環境の変化によって土壁中の水分が移動する。土壁の周囲の湿度が低下すると、土壁中の水分は表面から蒸発し、その水の移動に伴って動いた塩類が土壁表面で析出し壁画を傷める。この現象を塩類風化という。壁画の保存対策を考える上で、土壁中の水分分布や水分移動を定量的に求めることは重要である。ここでは、試験土壁を作成し、小型 TDR 水分測定装置を用いて、土壁作成時の水分分布の変化を測定した。一方、土壁中の水分分布の変化は、ドレスデン工科大学で開発した熱、水分移動解析プログラム Delphin 4 を用いて解析した。実験と解析結果から、本シミュレーション解析手法が土壁中の水分移動を評価する上で有効であることが分かった。

受稿年月日：2005年5月18日

受理年月日：2005年6月9日

積雪寒冷地における排水改良の現状と今後の展開

北川 巖*

A New Turn and Present State of Drainage Improvement in Snowy Cold Region

Iwao KITAGAWA*

* Hokkaido Pref. Central Agric. Exp. Stn, Kita 15 Higashi 6 Sen Naganuma-cho
 Hokkaido 069-1395, Japan

1. はじめに

南北に長い我が国では、気候や土壌、地形に応じた農業を展開している。積雪寒冷地である北海道には農業利用に不利な湿性土壌が広く分布しており、農地の42%は融雪期や降雨時に過湿条件となりやすく排水改良を必要としている(橋本・志賀, 1993)。さらに、近年の圃場の大区画化と大型機械化農業の進展に伴い、多くの農地では人為による土壌物理性の悪化が進み、排水性が低下している。

これまででも、排水性に劣る農地には、暗渠排水や心土破碎による改良が施されてきた。農業者はこれらの排水改良に対して作物の増収と農作業性の向上、さらには冷湿害条件下での生産性の安定化などを期待している。それとともに、排水改良は導入作物の多様化や機械作業の体系化を支援する技術としての役割が大きい。そのため、より高い効果の排水改良が必要との方針(農林水産省, 2000a)が示されている。

北海道では、排水不良による生産性の低下を回避するための対応策として土地改良事業により導入しやすい暗渠排水による改良に偏りがちである。しかしながら、排水不良の原因となる土壌物理性を考慮したとき、効果的とされる改良が、土層改良を組合わせた暗渠の場合も想定される。

このような、暗渠排水単独での改良が多い背景には、組合わせ暗渠などで事業制度の運用が難しい点、組合わせによる改良法の情報が農業者や技術者での検討段階に伝達されていないことが挙げられる。そのため、今後の排水改良に向けて、土壌や地形を考慮した暗渠排水と土層改良を組合わせた技術を提示していくことが必要である。

本報では、農地の土地生産力を増強するための排水改良の知見から、近年の施工技術を用いた土壌や地形、地目を考慮した具体的な排水改良技術について北海道での取り組みを中心に紹介すると共に、今後、求められる排水改良に係る技術開発の展開方向について述べる。

2. 排水改良と生産性

積雪寒冷地では気象変動への対応が農業生産にとって重要である。北海道では5年に1度の頻度で冷害や湿害による農業被害が発生している。30~100年に1度の厳しい低温かつ大雨年といわれた1994年や1996年には北海道東部の畑作地帯で多大な農業被害となった。

気象変動への対応としては、土壌物理性の改善、とりわけ暗渠排水などによる農地の排水性の維持が重要である。ここでは、暗渠排水の農業生産上の効果である、冷湿害時の農業生産性を安定化する効果を図1に示す。畑作の主要な作物で、湿害に弱いテンサイとアズキ、収穫前の多雨で腐敗し品質が低下するバレイショについては、冷湿害年の1996年と平常年の1997年の収量から暗渠排水の効果を見る。また、乾燥地での栽培が好ましいコムギについては平常年の1998年と1999年の収量から暗渠排水の有無の影響を見る。

冷湿害年の1996年の暗渠未設置圃場の平均収量はテンサイで39.8 Mg ha⁻¹、バレイショで31.9 Mg ha⁻¹、アズキで1.54 Mg ha⁻¹と同年の本地域の平均収量であるテンサイ44.8 Mg ha⁻¹、バレイショ35.0 Mg ha⁻¹、アズキ2.16 Mg ha⁻¹を大きく下回った。一方、暗渠圃場の平均収量はテンサイ54.4 Mg ha⁻¹、バレイショ41.0 Mg ha⁻¹、アズキ3.11 Mg ha⁻¹と暗渠未設置圃場の平均収量より高く、収量の変動も小さかった。このことから、暗渠排水による排水改良は冷湿害年において畑作物の生産

* 北海道立中央農業試験場, 夕張郡長沼町東6線北15号
 キーワード: 排水改良, 暗渠排水, 土層改良, 土壌分類, 生産性

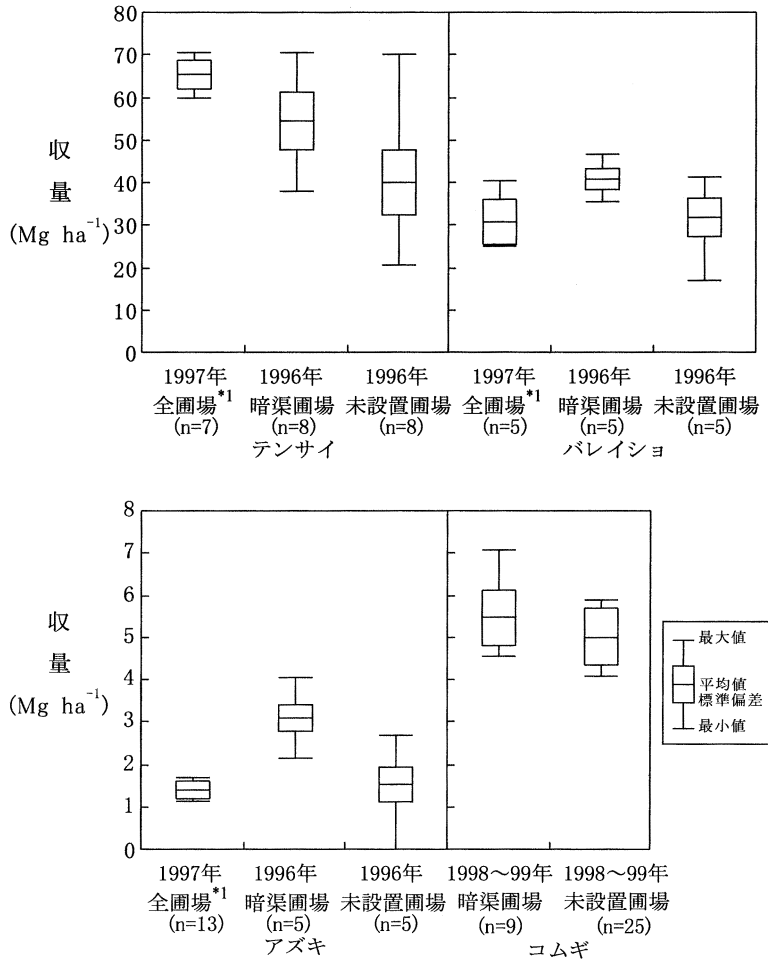


図-1 暗渠排水の有無が作物収量に与える影響

*1 全圃場とは暗渠圃場と未設置圃場の両方を合わせて示したもの。

注1) 暗渠圃場と未設置圃場は隣接し、同一作物を農家慣行で栽培した。

注2) 調査年の気象条件は、1996年が異常年、1997年が平常年(やや低温)、1998年と1999年が平常年である。

性を安定化する効果が大きいと判断して良い。

一方、平常年の1997年には暗渠圃場と未設置圃場の収量に差やばらつきが小さかった。乾燥地での栽培が好ましいコムギでも平常年では乾燥傾向に推移する暗渠圃場で収量が微増する程度であった。

排水改良は、畑作物の湿害による収量低下を回避する効果が高く農業経営上のメリットが明確であるため、現在も農業者から根強い要望があり、今後もより高水準の効果の改良が求められている。

3. 排水改良技術の進展

3.1 暗渠排水の機能低下の原因

これまでも圃場の排水性は、明渠排水や暗渠排水、心土破碎、火山灰客土、さらには営農による耕耘管理や有機物投入により改善されてきた。暗渠排水はこれら排水改良の中で土壤中の余剰水を排除する最も有効な手段である。しかし、農業者からは暗渠排水に期待する効果が発揮されない機能不良や機能低下があるといわれている。暗渠排水の機能低下の原因については、暗渠管の閉塞(日下ら, 1993; Dent, 1986; Ishiwata *et al.*, 1998; 佐々木ら, 2003; Kitagawa and Takeuchi, 2004)や暗

渠管の不陸、汎用田での耕盤の形成や疎水材の投入量不足(村島・荻野, 1992), 埋戻した土壌の物理性悪化(石渡ら, 1992), などが指摘されていたが, 各原因の発生頻度が不明であった。

ここでは, 北海道における暗渠排水の機能低下の発生割合について表1に示す。この暗渠排水の機能低下の原因調査では, 道内253カ所の暗渠排水の施工圃場を掘削し, 断面調査や暗渠排水の掘削溝横と埋め戻し部, 渠間

の土壌の土壌物理性, 疎水材や暗渠管の埋設深や状態などを調査した。

暗渠排水が十分に機能しない原因は, ①暗渠排水に疎水材を使用していない, 若しくは疎水材の使用量が不足している, ②暗渠排水の埋戻し部の透水性が低く, 暗渠管まで水が達していない, ③耕盤層などの人為による透水性不良土層が生成しているが, ④このような透水性不良土層を心土破砕などの営農による排水対策で改善して

表-1 北海道における暗渠排水*1の機能低下の原因とその発生割合(北川ら, 2000より, 一部改変)

項目	機能不良及び管理項目	地目又は資材	発生割合(%)	調査項目の対象数(圃場数など)	機能不良などの原因又は機能の評価基準等	改善対策例
疎水材の使用量	吸水渠	水田	71.9	96	深さ25~30cmに達していない。(未使用含む)	疎水材の投入量の管理。 複数の疎水材による低コスト化。
		畑地	94.6	74	深さ30~40cmに達していない。(未使用含む)	
	集水渠*2	水田	53.3	15	深さ25~30cmに達していない。(未使用含む)	地域発生資源の利活用。
		畑地	75.0	16	深さ30~40cmに達していない。(未使用含む)	細溝トレンチ構造の導入。
埋戻し	透水性の低下	水田	65.4	26	埋戻し部の透水係数 $10^{-6}ms^{-1}$ 以下, かつ粗孔隙が減少。	掘削・埋戻し時の土壌水分管理や季節を利用した施工管理。 低圧縮性の疎水材による, 暗渠直上の機械走行性の不安解消。
		畑地	73.3	45	埋戻し時期と機械での転圧強度に問題がある。	
営農管理	耕盤層の生成状況	水田	71.3	129	山中式土壌硬度計指示値 0.72MPa以上	営農による排水管理の徹底。 作土の排水条件が悪くなると暗きょ排水も機能しなくなる。
		畑地	52.6	38		
被覆材	排水管理実施率*3(心土破砕/溝きり)	水田	23.0/32.0	平均値	市町村で排水対策に差がある(空知地方市町村2000年調査)	暗渠管へのワラ系被覆材は腐朽しやすく, かつ高水分の膜状付着が発生する。稲ワラは使用しない。
		転換畑	54.3/13.3			
	腐朽の進行	稲藁	68.2	85	C/Nが20以下かつ, 触診と目視で腐朽進行を確認。	
		麦稈	52.4	42		
管へ付着(通水阻害)	稲藁	36.5	85	水田: 腐朽と高水分で付着する。		
	麦稈	0.0	42	畑地: 腐朽で細粒化, 未付着。		
暗渠管の浅層化	泥炭土	4.7mm/年(平均値)	60	60	現地実測と設計図の施工深度から変化量を推定。	地下水調整で過乾燥を防ぐ。間隔等の調整可能な無材暗渠の活用。
		全地目	43.4	63,131ha	2003年使用率は85%まで向上。	地域資源の利活用。
	疎水材使用率*4	水田	61.1	15,976ha	モミガラさえ未使用の地域あり。	排水組織の耐久性向上に対するコスト評価。
		畑	41.8	41,652ha	利用可能な資材が少ない。	
吸水渠の構造	逆勾配	全地目	14.3(2圃場)	14	浅い排水路, 低勾配, 起伏地形	レーザー機器による施工管理。
		管内の沈積物(5mm以上の発生率)	全管種	13.5	253	泥炭土や酸性土, 湿地で酸化鉄が, シルト土壌で泥土が沈積。
	管のズレ	土管	6.5	155	土管敷設時に発生する。	施工・敷設方法や掘削形状改善。
	管の破損	全管種	0.4	253	合成樹脂管に変形・巻き癖。	資材点検と施工管理。
掘削	過剰な掘削	全地目	7.6	184	崩落性の高い土壌で発生。	土壌に応じた施工計画の変更。
		破損	全地目	5.2	194	草刈時や排水路の管理不足。
落水口	水没	全地目	5.2	194	排水路の状況を未考慮。	地域による排水路管理
		水閘	破損及び機能不良	水田	5.2	96

*1 本調査の対象とした暗渠排水は1965~1997年に施工した暗渠である。

*2 集水渠への疎水材の使用は道営事業で水田と畑地で行われている。畑地では谷部に集水渠が配置されているため吸水機能を持たせるよう疎水材を投入している。一般的には吸水渠に扱われるが, ここでは集水渠として区分した。ただし, 通水するだけの末端の集水渠には疎水材は投入されていない。

*3 1998年の北海道空知地方の全市町村における実施率の平均値(北海道農政部調べ)。

*4 1971~1997年までの道営事業で内容が明確な256地区の暗渠排水63,131haが対象である。

いない、場合が多いことが分かった。一方で、⑤以前から暗渠排水の機能低下の原因と指摘されている暗渠管の閉塞や不陸、管の曲がりやズレの発生割合は、土壌物理性に起因する排水性低下の発生割合より低かった。また、暗渠管の閉塞や浅層化、過剰な掘削は、特定の土壌条件で発生することも明らかになってきている。さらに、暗渠排水の排水口である落水部や水閘が破損しているなど、維持管理上の問題も確認された。

3.2 暗渠排水技術の進展

暗渠排水の機能を向上させるには、まず、通水性促進のための疎水材を使用するとともに適切な使用量を確保することが必要である。以前の北海道では水田地帯でモミガラが、畑地でピリ砂利が疎水材として使用されていたものの、疎水材の使用カ所の比率は低く、かつ、使用量も十分でなかった。そのため、疎水材を使用した場合でも暗渠直上には埋戻し部が厚く存在していた。この傾向は畑地と草地で顕著であった。

疎水材として広く利用されているモミガラについては疎水材への活用と耐久性(永石, 1977, 吉田ら, 2005)が検討されている。しかし、水田や畑地、草地が広大な地域毎に分かれている北海道では、畑地と草地で疎水材として使用できるモミガラなどの資材が少ない。そのため、疎水材を多量に使用するには、各地域において疎水材として利用可能な地域資源の利用開発が必要であった。

現在、北海道で使用可能な疎水材は表2に示すように多くのものがある。北海道暗渠排水設計指針(案)(北海道農政部, 1998)が示されて以降、北海道の主要樹種であるカラマツの木材チップ(北川ら, 1996)をはじめ、各地の火山噴出物や伐採根チップの木材系廃棄物の有効活用(北川ら, 2000), ホタテ貝殻(穴戸ら, 2002), ロックウール(Kitagawa and Takeuchi, 2004)などの資材活用が進んでいる。

暗渠排水の機能向上には、次に、埋戻し部の透水性の低下を回避するため、適切な施工管理の検討を進める必要がある。

暗渠排水の埋戻し部は、その作業により圧縮され暗渠排水の効果を低下する事がある(石渡ら, 1992)。そのため、埋戻し作業ではこのような圧縮をさける必要がある。暗渠排水の施工や埋戻し作業などは土壌が乾燥する春に行うことが望ましいが、一般的な暗渠排水の施工は収穫後の秋から初冬に集中する。この時期は降水量が多く、表土や掘削土が高水分であるため、機械作業で練返されて透水性が低下しやすく、暗渠排水の機能を低下させてしまう。一方、乾燥条件となる春の施工期間は、融雪後から施肥や耕耘作業が始まるまでの短期間であるため、大面積での施工を対象としにくい。

暗渠排水の施工において埋戻しの作業を適正に行うための取り組みとしては、北海道の積雪寒冷地の特徴を生かした冬季雪上での暗渠排水の施工により、表土の練返

表-2 北海道で利用可能な疎水材(北川ら, 2000より一部追加)

資材名	容積重 (Mg m^{-3})	飽和透水 係数 (m s^{-1})	粒径 (mm)	圧縮率*1 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	疎水材の 使用割合 面積(%)*2	主要な成分 (含有率 kg kg^{-1})	北海道 における 耐用年数
モミガラ	0.121	7.8×10^{-4}	2~5	50.4	21	セルロース(0.30) ケイ酸(0.15)	10年程度
針葉樹木材チップ	0.367	2.6×10^{-3}	10~40	20.1	6 (試験)	セルロース(0.50) リグニン(0.28)	15~20年
樹皮付きチップ	0.380	3.0×10^{-3}	10~40	19.2		セルロース(0.55) リグニン(0.28)	15~20年
混交林伐根チップ	0.303	1.6×10^{-2}	75~125	35.0		セルロース(0.45) リグニン(0.25)	10~20年
火山礫	恵庭降下軽石堆積物	0.720	9.6×10^{-3}	2~27	1.6	—	長期
	支笏降下軽石堆積物	0.830	1.1×10^{-3}	5~38	1.3		
	樽前降下軽石堆積物	1.070	4.5×10^{-2}	10~53	0.9		
	摩周降下軽石堆積物	0.710	3.7×10^{-2}	20~75	0.9		
	駒ヶ岳降下軽石堆積物	0.825	8.0×10^{-2}	20~80	1.0		
火山灰	屈斜路火砕流堆積物	1.010	4.8×10^{-5}	細砂~粗砂	2.5	—	長期
	屈足火砕流堆積物	1.210	1.3×10^{-5}	シルト~粗砂	4.2		
砂利	0.810	5.1×10^{-3}	0~25	1.0	29	—	長期
ホタテ貝殻	0.480	5.6×10^{-2}	20~50	0.2	5	CaO(0.55) C (0.10)	30年以上
ロックウール	0.300	3.0×10^{-3}	綿状	17.5	0	CaO(0.45) SiO_2 (0.35)	30年以上
粗粒石炭焼却物	0.950	2.3×10^{-4}	2~10	2.1	(試験)	SiO_2 (0.55) Al_2O_3 (0.30)	長期

*1 圧縮率は埋戻し土のかぶり土圧を想定した 5.02 kPa により 24 時間の静的締固めによる体積減少率とした。

*2 2003 年に道営事業で使用した疎水材の推定面積から算出した割合。なお、疎水材の使用率は全暗渠排水の 85% である。

し防止や春の乾燥時期に埋戻し作業を行う方法が導入されている（山品，2002）。このような雪上で施工することで土壌の物理性の悪化を回避する施工方法は、すでに心土破碎でも行われており（橋本，1987），積雪寒冷地の施工管理技術となっている。

3.3 土層改良技術の進展

暗渠排水だけで圃場の排水性を維持していくことは難しい。排水性が低下する原因は、疎水材直上を含む土層中へ耕盤などの不透水層が形成される（村島・荻野，1992），重粘土のように元々土壌が堅密で不透水性である（横井ら，2001 a），営農による表土の練返しでの透水性が低下する，など多様である。これらの対応策としては，強制的に暗渠排水までの通水経路を確保する補助暗渠がある（表 3）。代表的な水田の補助暗渠であるモミガラ心破（大垣，1980）の施工方法にはトレンチャーで掘削した渠溝に疎水材を投入する方法，心土改良耕（北海道農業開発公社，1990）やレイヤー工法のように土を押し広げて作った渠溝に疎水材を投入する方法がある。し

かしながら，現在，モミガラ心破による補助暗渠はモミガラ収集や施工労力確保の面から営農管理としてあまり行われていない。

一方，畑地での排水改良は，地域の目標収量の高まりと多様な野菜作の増加など排水性に対する要求度が高くなり，長期的な改善効果も期待されている。このことから心土を破碎しながら，完熟バーク堆肥や火山灰を溝状に下層土に投入し渠溝を構築する，補助暗渠の機能と下層土の肥沃度向上を併せた改良である有材心土改良耕（横井ら，2001 b；東田・北川，2002；北川ら，2001）が畑地で導入されている。

他方，資材を用いない低コストな改良としては，重粘土などで硬盤を破碎するパンブレーカーによる心土破碎，泥炭土や重粘土に対する弾丸暗渠がある。心土破碎には土壌物理性の改良によって農作業性や作物生産性を向上させるとともに，排水改良の補助的工法として排水性を改善する効果がある。北海道における心土破碎は，緊急開拓事業を背景に広く実施され，機械の開発も進ん

表-3 排水改良として用いられる補助暗渠工法の種類と特徴

工 宅	対象地目	施工方法の特徴	主な使用資材
有	畑地	60 cm 間隔にオブナーと呼ばれる梨体で心土破碎をしながら表土直下に幅 10 cm・高さ 25~30 cm の資材を充填した渠溝を構築する。	完熟バーク堆肥，火山灰
材	畑地	表土直下に資材を投入し，ヘビークルチで下層土を耕耘破碎しながら資材を混和し，表土直下に厚さ 10~15 cm の資材入りの膨軟土層を面的に構築する。	完熟バーク堆肥，火山灰
	水田	トレンチャーにより幅 7~15 cm の縦溝を掘削し，掘削した溝に資材を充填して渠溝を構築する。渠溝の間隔と深さは自由に設定できる。	完熟バーク堆肥，火山灰，火山礫，モミガラ，木材チップ，貝殻
	畑地	土壌の物理性により適した掘削刃の形状が異なる。トレンチャーの掘削刃はカップ刃が一般的で，堅密な土壌ではカッター刃が適している。複合刃もある。	
	水田	梨体で土を押し広げた幅 4~10 cm の溝に資材を充填した渠溝を構築。渠溝の間隔は自由に設定できる。	モミガラ，木材チップ
	水田	1 m 間隔に梨体で心土破碎をしながら表土直下に幅 10 cm・高さ 25~30 cm の資材を充填した渠溝を構築する。	モミガラ，木材チップ，火山礫，貝殻
	畑地 草地	破碎爪と爪の最下部に接続したウイングを土中に引き込むことで下層土を破碎する。	—
	全地目	梨体と梨体最下部に接続した円錐状の抵抗体を土中に引き込むことで，円形空洞を成型する。	—
無	畑地 草地	トレンチャーにより幅 5~10 cm の縦溝を掘削し，表土以下で溝の中央部分で横の土を寄せて土蓋をして空洞の渠溝を構築する。渠溝の間隔と深さは自由に設定できる。	—
材	畑地 草地	切断刃梨体と排土板により縦長の土塊を切り抜きながら持ち上げ，下層に幅 10 cm の縦溝を掘削し，溝横の土を寄せるなどで持ち上げた土塊を固定し，空洞の渠溝を構築する。渠溝の間隔と深さは自由に設定できる。	—

だ。現在の直装三連（深さ 0.45~0.60 m, 間隔 0.9 m）のパンブレーカーは 1960 年代に完成している。また、営農管理に欠かせないサブソイラーによる心土破碎については、心土の破碎効果をより高めるため破碎爪に幅が広い抵抗板を付けた改良型心土破碎の効果が明らかにされる（丹羽ら, 1999）など、機械開発が進展している。

資材を用いない排水改良である弾丸暗渠は 1960 年代の泥炭地開発で広く普及したが、資材を用いた暗渠排水の一般化により行われなくなった。低コストな排水改良であった弾丸暗渠は、耐久性に劣るため、今となっては事業での実施はない。弾丸暗渠の耐久性の問題を改善した無材暗渠は、トレンチャーや切断刃で溝を掘削し、溝の横の土を使った土蓋で溝を塞ぎ、土中に空洞を成型するものである。この無材暗渠は暗渠管や疎水材などの資材を用いないことを特徴とし、低コストで緊急的な対応が可能な排水改良である（北川ら, 2004）。無材暗渠の適用土壌は泥炭土と粘質な低地土で、施工費用が心土破碎の 1.5 倍程度と低コストであり、大規模畑作および草地酪農地域での活用が想定される。

また、排水改良の要求は大規模野菜作の進展により高まってきており、表土の排水性も改良対象となっている。表土の透水性や保水性を短期間で抜本的に改善することは暗渠排水や補助暗渠では難しいが、砂質な火山灰客土では容易である（竹内ら, 1994, 横井ら, 1998）。これら火山灰客土による表土の排水性改善は、畑作地帯で急速に普及している点から効果的であることがうかがえる。

さらに、花きなどの施設園芸栽培では細やかな土壌水分管理が求められ、土壌の改良の必要性も高い。そのため、粘質な低地土では、表土の透水性改善として火山灰客土と粗大な有機物施用が必要である。また、ハウス内の下層土に対しては、暗渠排水による排水改良と完熟

バーク堆肥を投入した渠溝を作る有材心土改良耕により根域の拡大と補助暗渠の機能を持たせる土層改良が求められる。このような総合的な圃場改善の取り組み（北川ら, 1998）が転換畑で始められている。

4. 排水不良地の特徴と排水改良の組合わせ技術

4.1 排水改良が必要な土壌の実態

我が国では年間に 2~4 万 ha の暗渠排水を施工している。多くは土地改良事業として行われている。暗渠排水の施工は積雪寒冷地である北海道・東北・北陸で多く、北海道は全国の約 30% を占めている。脇坂・小林（1981）の全国調査でも積雪寒冷地ほど暗渠排水の施工面積が広い。図 2 には北海道において 1971 年から 1997 年に施工した暗渠排水で、詳細が明らかな 256 地区について地目別に対象土壌の面積を集計した結果を示す。

水田の暗渠排水は、融雪期と落水後の早期乾燥化が主目的で、地下水位が高い、若しくは表土が粘質で透水性が悪い、泥炭土やグライ土で多く施工された。

畑地では根圏域を酸化的に保つため、停滞水や過湿な土層の余剰水を早急に排除することが重要となる。そのため、排水改良は、地下水位が低く、強粘質、堅密、あるいは粗孔隙が少なく排水性の劣悪な土壌でも必要である。これらのことから畑地の暗渠排水は、灰色台地土や灰色低地土の重粘土、高水分条件となる多湿黒ボク土で多い。さらに、非湿性土壌である褐色森林土や褐色低地土においても、機械作業での不透水層の形成による透水性の低下（丹羽ら, 1999）が指摘され、これを裏付けるように暗渠排水が施工されている。

草地では圧倒的に泥炭土と灰色台地土や灰色低地土で暗渠排水の施工面積が広い（図 2）。

4.2 排水不良土壌の物理性

我が国の排水改良は水田および転換畑での知見が多い

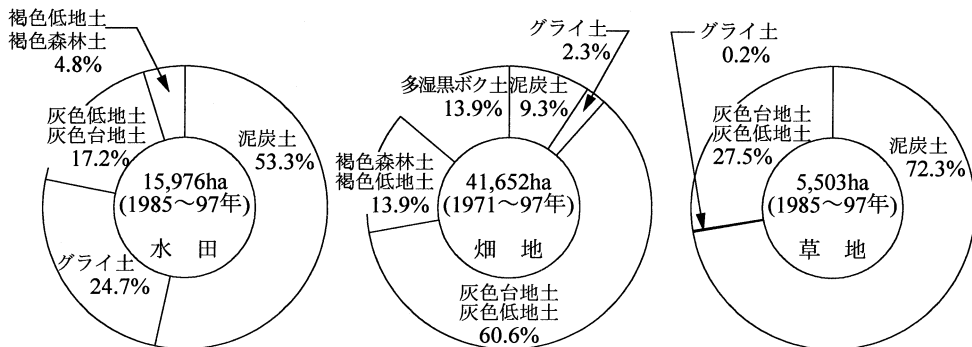


図-2 北海道における暗渠が施工された農地の土壌別の割合（北川ら, 2000 より）
（1971 年~1997 年までの道営事業で内容が明確な 256 地区の暗渠排水 63,131 ha が対象）

ものの、畑地の土壌物理性を考慮した暗渠排水の構造や工法の適否、整備水準の検討が少ない。北海道は畑地と草地の面積率が高く、かつ、1978～2001年の暗渠排水施工面積 224,000 ha の57%が畑地および草地を対象（北海道農政部，2003）としている。そのため、北海道において畑地の暗渠排水は重要な問題である。ここでは畑地を中心に述べる。

従来の暗渠排水では土壌によって必ずしも十分な効果が得られない場合があった。そこで、土壌に応じた排水改良を進めるため、代表的な排水不良土壌であるグライ土（下層有機質）、多湿黒ボク土、灰色台地土の畑地での土壌水分環境を図3に示し、排水改良の必要性と改善策について整理する。なお、図3は暗渠の間隔が10～12mの圃場で、地下水位、土壌水分吸引圧、暗渠排水量（5～6m間隔の高密度区についても表示）を計測した結果である。

4.2.1 グライ土

グライ土では地下水位が1m内外の浅い位置にある。地下水位は、降雨直後に急激に上昇し、長雨により暗渠間中央だけでなく、暗渠の脇2m地点でも高まる。地表の排水が進み乾燥してきても、地下水位は降雨直後に60～80cmまで上昇した後、緩慢に低下する。乾燥過程の土壌水分吸引圧は、下層ほど地表よりも遅れて低下するため、地表と下層で土壌水分吸引圧の差が広がり、下層ほど乾燥しにくい。このため、低湿地に分布するグライ土では、浅い深さに存在する地下水と降雨による余剰水を排除する必要がある。グライ土の暗渠排水は地下水位の上昇を抑制し、作物の根圏域を深くまで確保することから、農業生産にとって効果的である。

4.2.2 多湿黒ボク土

多湿黒ボク土では連続した降雨期における多雨時以外に、1m以浅に地下水が存在することはない。多湿黒ボク土は火山灰を母材とすることから飽和透水係数は高いものの、深さ50cmまでの土層全体の易有効水分孔隙量が多い（石渡ら，1993）。季節的に降水量が増加する時期では、土層全体の土壌水分が高く推移するとともに、易有効水分の過多に起因する気相率の減少により通気性を阻害し湿害を誘発しやすい（保井ら，2000）。

多湿黒ボク土では長雨時に土層全体が過湿となるが、停滞水が発生した僅かなときしか暗渠排水は余剰水を排除しない。そのため、多湿黒ボク土では過湿条件下でも粗孔隙を確保して通気性を維持することが必要と考え、作土直下に透水性と通気性の高い疎水材を投入した縦溝を構築する有材土改良耕（東田・北川，2002）を組合わせた改良が作物生育にとって望ましい。また、多湿黒ボク土は緩傾斜地に分布しており、地形による不規則な

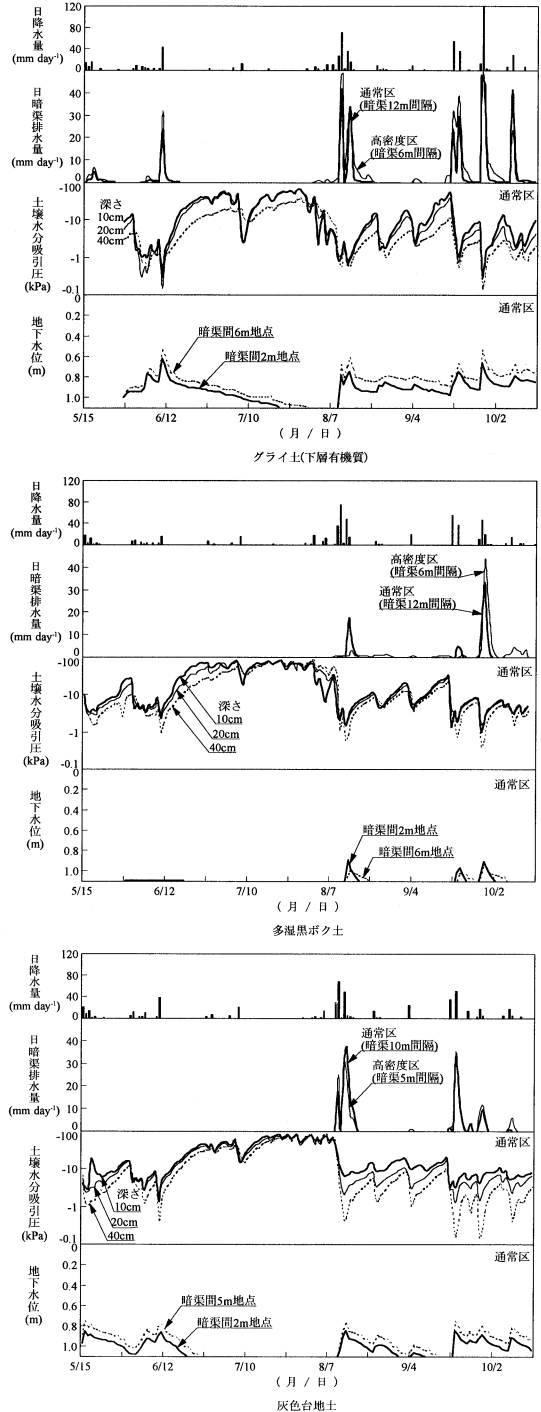


図-3 代表的な排水不良土壌の土壌水分環境と暗渠排水の効果（1997）

湿潤箇所が発生するため、このような改良を補助暗渠として組合わせた暗渠排水の有効性は高い。

4.2.3 灰色台地土

灰色台地土は細粒な表土と30~40 cm以深に堅密でかつ不透水性な下層土が出現し、根域となりえる有効土層が浅く、保水性も小さい。また、台地上にあるため降雨以外に1 m以浅に地下水面を形成する水供給がない場合が多い。土壌水分は乾燥期に下層でも低くなり、土層全体が乾燥傾向となる。一方、長雨が続くと余剰水は表土以下の不透水層に停滞する。その後、不透水層の停滞水は徐々に消失していく。排水による乾燥過程では、下層からの地下水の供給がないため、地表から深部まで土壌水分吸引圧が地表の値に近づき、土層全体が乾燥に向かう。

灰色台地土の暗渠排水は不透水層の停滞水が土層中を通じて集水し排水するが、粗孔隙の少ないことと透水係数が小さいことから土壌中への浸透水量も少なく、排水機能が十分に機能しない。そのため、灰色台地土では暗渠排水の間隔を狭くしても効果的でない。暗渠排水の効果を高めるには、土壌の粗孔隙を増加させて透水性を高め浸透水量を増やす心土破砕や有材心土改良耕(横井ら, 2001b)などの組合わせが必要とされる。

4.3 地形と排水性

畑地の排水改良は土壌物理性のほかに、地形により余剰水が傾斜下部に集中する(Kirkby, 1978)ことから、地形への考慮も重要となる。

傾斜が50分の1未満の圃場では、暗渠の間隔を地形に合わせて配置しにくいいため、有材心土改良耕などの補助暗渠を必要な部分に追加して対応する。一方、傾斜が50分の1以上になると余剰水の移動量も大きく、斜面下部の排水能力を高めるため暗渠そのものの間隔を地形に合わせて配置する必要がある。地域によっては、地形による斜面下部での伏流水に対応するため斜面下部の暗渠の間隔を狭くしている。

5. 排水改良の問題点と今後の展望

5.1 これまでの排水改良の問題点とその対応

これからの排水改良には、土壌や土地条件への対応が不可欠で、現場により多様な対応策が必要と考える。そこで、地域の特性に対応した排水改良の効果を発揮するため、農耕地土壌分類第2次案改訂版(農業技術研究所, 1983)による土壌の特性評価を基に、土壌に対応した排水改良対策を表4に示す。ここでは、新たな暗渠排水を整備するときの適当な暗渠の間隔と、暗渠排水の機能が十分発揮されない場合、若しくは機能が低下した場合に対応すべき土層改良の組合わせを示した。ここで使用し

た土壌分類の農耕地土壌分類第2次案改訂版は地力保全基本調査により全国を網羅した農耕地の土壌図の統一的な土壌区分である。この土壌図には土壌管理から排水改良まで必要な改良方針が示され土地改良事業での使用も想定されている。この地力保全土壌図は地理情報システムで使用する土壌情報データベース(日本土壌協会, 2002)となっている。

また、これまでの排水改良は暗渠排水の単独施工が多く、15年程度の短期間で暗渠排水を再整備することが当然のように行われてきた。しかし、表1に示すように、暗渠排水の機能低下の原因は、土壌物理性が悪化した場合や疎水材が未使用である場合が多い。これらを考慮すると、今後の排水改良は既存の暗渠排水を生しながら、前述の表4ような組合わせにより排水機能を強化・回復することが効果的と考えられる。しかし、排水改良は公共事業として行われる場合が多いため、事業の種類や目的によって、組合わせが可能な土層改良などが制限され、暗渠排水単独による改良が多くなる。そのため、今後は農業生産地の状況をふまえ、効果的な排水改良が行えるよう関係者が連携して計画することが大切である。

5.2 今後の技術開発の展開方向

積雪寒冷地で湿性土壌が多い北海道では、排水改良の効果が冷湿害条件下における収量維持など直接的な農業への効果として現れているため、今後も農業者からの排水改良に対する期待は大きい。このような背景から、排水改良技術の進展で望まれる点としては、次のことが考えられる。

農業生産に直接関係する面からは、①排水改良の機能向上や回復技術、低コスト化、耐久性の向上、適正な施工管理法など、これまでの取り組みの継続と、②排水不良地での野菜作や施設園芸の導入への対応など、多様な作物栽培を考慮した改良法が必要である。例としては、これまで排水不良地で生産されなかったナガイモやゴボウなどの根菜類への対応が不十分な点が挙げられる。一方で、③農地排水から排出される汚濁物質の流出を防止する環境対策は必要不可欠となるため実用化と普及が早急に望まれる。

排水改良の計画の面からは、画一的な傾向にある排水改良に対して、④土壌や土地条件に対応した排水改良の推進が必要となる。そのための農地の評価手法として、⑤リモートセンシングなどによる排水不良評価を用いた排水計画・設計・導入技術の選定手法の運用が望まれる。

また、土壌物理性の研究の知見は生産現場における排水改良効果や対応策の有効性などの科学的な説明に必要である。これまでの土壌物理性の知見は⑥数値解析に

表-4 農耕地土壌分類第2次案改訂版に基づく排水改良対策

大まかな土壌区分	土壌群	土壌統群	暗渠の間隔 ^{*1}	土壌改良 ^{*2}	
				下層	表土
黒ボク土	黒ボク土(03)	厚層多腐植質(03A), 厚層腐植質(03B) 表層多腐植質(03C), 表層腐植質(03D), 淡色(03E)	—	(CST)	—
	多湿黒ボク土(04)	厚層多腐植質(04A), 厚層腐植質(04B) 表層多腐植質(04C), 表層腐植質(04D), 淡色(04E)	10~12 m	OST・TDU(・SS)	VSDS
	黒ボクグライ土(05)	多腐植質(05A), 腐植質(05B), 淡色(05C)	10 m	OST・TDU・MD・TMD・CMD	—
台地土	岩屑土(01)	岩屑土(01A)	—	—	—
	褐色森林土(06)	細粒(06A), 中粗粒(06B), 礫質(06C)	(10~14 m)	(CST・OST・TDU)	(VSDS)
	灰色台地土(07)	細粒(07A), 中粗粒(07B), 礫質(07C), 石灰質(07D)	10 m	OST・TDU・ST・SS・MD・ CMD	VSDS
	グライ台地土(08)	細粒(08A), 中粗粒(08B), 礫質(08C)	8~10 m	TDU・TDP・RD・MD・TMD・ CMD	VSDS
	赤色土(09)	細粒(09A), 中粗粒(09B), 礫質(09C)	—	—	—
	黄色土(10) ^{*3}	細粒(10A), 中粗粒(10B), 礫質(10C)	—	—	—
		細粒(10D), 中粗粒(10E), 礫質(10F)・ 斑紋あり	(10~14 m)	—	—
暗赤色土(11)	細粒(11A), 礫質(HB)	(10~14 m)	OST・TDU・SS	(VSDS)	
低地土	褐色低地土(12)	細粒(12A), 中粗粒(12B), 礫質(12C)・ 斑紋なし	—	(SS)	—
		細粒(12D), 中粗粒(12E), 礫質(12F)・ 斑紋あり	(10~14 m)	TDP・RD・SS	(VSDS)
	灰色低地土(13)	細粒・灰色系(12A), 細粒・灰褐色系(12D), 下層有機質(13H)	10 m	TDU・TDP・RD・ST・MD・ TMD・CMD	—
		中粗粒・灰色系(12B), 礫質・灰色系(12C), 中粗粒・灰褐色系(12E), 礫質・灰褐色系(13F), 下層黒ボク土(13G), 斑紋なし(13I)	10~14 m	RD・ST・SS	—
	グライ土(14)	細粒強(14A), 細粒(14D), 下層有機質(14G)	8~10 m	TDU・TDP・RD・ST・MD・ TMD・CMD	—
中粗粒強(14B), 礫質強(14C), 中粗粒(14E), 下層黒ボク(14F)		10 m	TDU・TDP・RD・ST・SS	—	
砂丘未熟土(02)	砂丘未熟土(02A)	—	—	—	
泥炭土	黒泥土(15) 泥炭土(16)	黒泥土(15A) 泥炭土(16A)	10~14 m	TDU・TDP・TMD(・RD・MD・ CMD), 埋木のある場合RD・ MD・CMDは不適。	VSDS
造成土	造成台地土(17)	造成台地土(17A)	10 m~14 m	OST・CST・TDU・TDP・ST・ SS・MD・CMD	(VSDS)
	造成低地土(18)	造成低地土(18A)	8~14 m	TDU・TDP・RD・ST・MD・ TMD・CMD	(VSDS)

^{*1}暗渠排水は北海道内の地力保全基本調査-土壌図・対策図-記載の間隔と代表的な農業生産地域での土壌物理性の障害性を参考に、北海道暗渠排水設計指針(2002)で対応可能な間隔の範囲に変更して示す。()内は土壌の状態により暗渠排水が必要である場合の間隔と土層改良工法。

^{*2}下層の土層改良の工法は表3の工法の()内に記載されている略記号とした。また、表土の改良である火山灰客土は(VSDS)とした。

^{*3}黄色土(10)は北海道に存在しない。一般的に排水の良い土壌とされているが斑紋の有無で暗渠排水の必要性を区分をした。

よるシミュレーションがコンピューターのハード面の進歩により活用が容易となっていることから、コンピューターシミュレーションを用いた排水計画など、数値解析の研究分野の進展と施工面での利活用が望まれる。

引用文献

- Dent, D. (1986): Acid sulfate soils, A baseline for research and development. ILRI publication, 39, p. 37, Wageningen, Netherlands.
- 橋本 均 (1987): 心土破砕の雪上施工, 土壌の物理性, **54**: 43-48.
- 橋本 均・志賀弘行 (1993): 北海道土壌区一覧, 北海道立農業試験場資料, 21.
- 東田修司・北川 巖 (2002): 十勝地方の多湿黒ボク土に対するパーク堆肥充填有材心土改良耕の効果, 北海道集報, **83**: 51-54.
- 北海道農業開発公社 (1990): 籾殻投入心土改良耕, 農用地整備用機械便覧, 財団法人北海道農業開発公社編: 24-25.
- 北海道農政部 (1998): 北海道暗渠排水設計指針 (案), 北海道農政部設計課編.
- 北海道農政部 (2002): 北海道暗渠排水設計指針, 北海道農政部設計課編.
- 北海道農政部 (2003): 農用地等建設業統計 北海道 (1978~2001年).
- 石渡輝夫・横濱充宏・斉藤萬之助 (1992): 重粘土地における暗渠埋戻し土の性状と埋戻し処理のあり方, 農土誌, **60** (1): 1-6.
- 石渡輝夫・小林信也・斉藤萬之助 (1993): 北海道の農耕地土壌の孔隙分布特性とその分布図, 日土肥誌, **64** (6): 685-689.
- Ishiwata, T., Takamiya, N., Oya, T. and Yokobori, M. (1998): Properties and components of deposit which occurred inside a drainage tube, Soil Sci. Plant Nutr., **42**: 573-586.
- Kirkby, M.J. (1978): Hillslope Hydrology, 新しい水文学, 日野幹雄 訳, 朝倉書店.
- 北川 巖・横井義雄・津田真由美 (1996): カラマツ木材チップの暗渠疎水材への利用, 水と土, **105**: 54-62.
- 北川 巖・後藤英次・横井義雄・稲津 脩 (1998): 転換畑における花き導入のための土層改良, 土肥誌, **69** (5): 527-530.
- 北川 巖・竹内晴信・横井義雄 (2000): 北海道における暗渠排水の実態と機能向上対策, 平成11年度新しい研究成果一北海道地域一, 北海道農業試験研究推進会議, 農林水産省北海道農業試験場, 20-29.
- 北川 巖・横井義雄・後藤英次・相馬尅之 (2001): パーク資材混合カルチタイン式心土改良耕による北海道上川地方の堅密固結性土壌の改良, 土肥誌, **72** (3): 439-443.
- 北川 巖・竹内晴信・横井義雄 (2004): 無材暗渠による低コスト排水改良技術, 土肥誌, **75** (4): 483-486.
- Kitagawa, I. and Takeuchi, H. (2004): The Mechanism and countermeasure for a clogged underdrain pipe in a low pH area consisting of mud flow from Mt.Tokachi-dake. The 6th International Symposium on Plant-Soil Interactions at Low pH, (Sendai, Japan): pp. 330-331.
- 日下達朗・深田三夫・大野利博・ロイ キンシュック (1993): 長期間埋設された土管暗渠の管内堆積土壌の状況と吸排水効果の持続性について一暗渠の排水機構と耐用性 (I) 一, 農土論集, **168**: 97-104.
- 村島和男・荻野芳彦 (1992): 汎用化水田の暗渠排水の機能とその維持管理, 農土誌, **60** (1): 13-18.
- 永石義隆 (1977): 暗きょ疎水材としてのモミガラ耐用性について, 農土誌, **45** (6): 387-390.
- 日本土壤協会 (2002): 地力保全基本調査による土壤情報データベース, 土壤環境評価システム開発事業, 財団法人日本土壤協会.
- 丹羽勝久・辻 修・大淵清志 (1999): 細粒質褐色低地土に生成した耕盤層が土壤水分変動およびテンサイ根系発達に及ぼす影響, ベドロジスト, **43** (1): 7-15.
- 農業技術研究所 (1983): 農耕地土壌の分類一土壤統の設定基準および土壤統一覧表一第2次案改訂版, 農業技術研究所化学部土壤第3科.
- 農林水産省 (2000a): 水田を中心とした土地利用型農業活性化のための技術資料集.
- 農林水産省構造改善局 (2000b): 土地改良事業計画設計基準「暗渠排水」, 農業土木学会編.
- 大垣昭一 (1980): 北海道における汎用耕地の問題点, 農土誌, **48** (7): 479-484.
- 佐々木長市・角野三好・加藤 幸・高松英明 (2003): 砂丘畑の暗渠機能低下原因と対策, 農土誌, **71** (9): 811-814.
- 穴戸信貞・石渡輝夫・森川俊次・中村和正 (2002): ホタテ貝殻の暗渠排水疎水材としての効果と性状変化, 土肥誌, **73** (1): 11-15.
- 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対する軽石流堆積物客土の効果と問題点, 土壌の物理性, **70**: 55-66.

- 脇阪銃三・小林宏康（1981）：最近における暗渠排水の傾向について，農土誌，**49**（12）：1025-1032.
- 山品正志（2002）：雪上施工，農土誌，**70**（4）：339.
- 保井聖一・丹羽勝久・大淵清志・菊地晃二（2000）：十勝管内における湿性畑土壌の物理的特徴と作物生育，第1報 多湿黒ボク土の物理性とテンサイ根系，土壌の物理性，**85**：31-40.
- 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**：644-648.
- 横井義雄・北川 巖・菊地晃二（2001a）：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・北川 巖・後藤英次・田丸浩幸（2001b）：北海道上川地方の堅密固結性土壌に対するオープン式有材心土改良耕の効果，土壌の物理性，**88**：37-44.
- 吉田修一郎・足立一日出・関 光夫（2005）：重粘土水田における暗渠疎水材もみ殻の劣化と渠溝の空洞，農土論集，**73**（1），25-33.

要 約

積雪寒冷地の暗渠排水を基軸とした排水改良について，北海道での取り組みを解説する。暗渠排水の農業生産上の役割としては，畑作物の冷湿害による収量低下を回避する効果が高いことが示された。排水改良技術の進展については，従来から指摘のある暗渠排水の機能低下の原因を含め，実態調査から各原因の発生割合とその要因を明らかにした。この対応策としては，暗渠排水について地域資源の疎水材への利用や積雪寒冷地の施工管理を，土層改良について排水不良土壌に対する各種改良工法の進展を示した。

暗渠排水の施工実態からは，地目と排水改良が必要な土壌の特徴を明らかにしている。排水不良土壌の特徴を考慮した暗渠排水と土層改良を組合わせた排水改良は農地の排水機能を強化・回復できる。本報ではその組合わせを提案している。

受稿年月日：2005年4月26日
受理年月日：2005年5月23日

湿潤地帯の土地利用型作物に対する灌水技術の課題

竹内 晴信*

A Field Study of Irrigation Technics for Upland Crops in Humid Area

Harunobu TAKEUCHI*

* Hokkaido Central Agricultural Experiment Station, East 6 North 15, Naganuma,
Hokkaido 069-1395, Japan

1. はじめに

我が国の畑地灌漑施設の整備済面積は2002年度までに約50万haに達し整備率は23%に上る。国内の畑地面積の44%を抱える北海道では、土地利用型畑作(草地酪農を含む)が多いため、整備率は低いものの2002年度末までに7.3万haの面積が末端整備済で、さらに10.2万haで工事中または計画段階にある。

このように施設整備が着々と進む中で、畑地灌漑用水が利用可能となる地域が増えているが、水を使った用水営農をどのように展開するかについてのノウハウを、地域の技術者や生産者自身が十分もっているとは言い難い。例えば北海道で行われた調査(北海道農政部畑かん検討中核委員会・道立中央農試:1997)では、末端施設整備の受益対象地区に含まれながら灌水施設を導入していない生産者が挙げる理由として、灌水効果が期待されないことや野菜の導入計画がないこと、多額の経済負担が生じることと共に灌水技術が確立されていないことを報じている。このことは、畑地灌漑の理論と技術の研究・開発が主として施設計画に対する寄与を中心に行われてきた影響ではないかと考えられる。このことは、山上(1988)が述べているように、北海道において一般畑作物を対象とした灌水技術の検討は十分なされておらず、体験圃場等における受益者の利用実績の解析や用水量の検討が主であった、ということと一致する。

従って、今後も施設整備が進む中で、水利用が可能となる生産者に対し、きめ細かな水利用技術や灌水効果の提示が必要になるものと考え、本稿では、特に土地利用型作物の生産現場で活用し得る灌水技術について、理論的かつ簡便な技術として組み立てていくために、これまでの研究事例を概観し、今後の課題について考察した。

2. 北海道における水利用の実態と効果

2.1 潜在的な生産制限要因としての水不足

北海道では、多くの畑作物生長期と重なる5~7月期においてペンマン蒸発散位が降水量を上回る地域が道央以北に広く分布する。佐久間(1994)は、気温と純放射分布から規定される可能生産力の最大値に対して、降水量の不足により推定される作物の可能生産力が、網走、上川、後志などの主要畑作地帯で相対的に大きく低下することを試算した(図-1)。また志賀(2003)は、秋まきコムギのポテンシャル収量が干ばつ年に10%以上減少する確率を作物モデル(WOFOST)を用いてシミュレートし、網走や空知地域の有効土層の浅い圃場で危険性が高いことを示した。

これらのことから、潜在的に生育期間中の水不足が畑作物の生産量を規制している畑作地帯が北海道に多いことが推測されるが、基幹的な土地利用型作物(コムギ、牧草、テンサイ、バレイショ、飼料用トウモロコシ、ショウズ、ダイズ;作付け面積順)に補給灌漑を行っている例は多くはない。

2.2 畑作物への灌水利用

梅田ら(1994)は、富良野地域において畑地灌漑受益農家(n=262)にアンケートを行い、毎年良く灌水する作物として、タマネギ(83%)、ニンジン(71%)の割合が高く、他にバレイショ、スイートコーン、カボチャ、テンサイにも灌水されているものの、その割合は低いことを報告している。このように、水不足が想定されとしても、コムギや豆類などの畑作物への灌水に結びついていないことが伺われる。土地利用型作物に対して灌水利用が少ないのは以下の理由が想定される。

第1の、そして最も重要な要因は、土地利用型作物の価格が相対的に安く、かつ下落傾向にあり、生産コスト

* 北海道立中央農業試験場 〒069-1395 北海道夕張郡長沼町東6線北15号
キーワード: 畑地灌漑, 灌水開始点, 1回あたり灌水量, 根域, 毛管補給

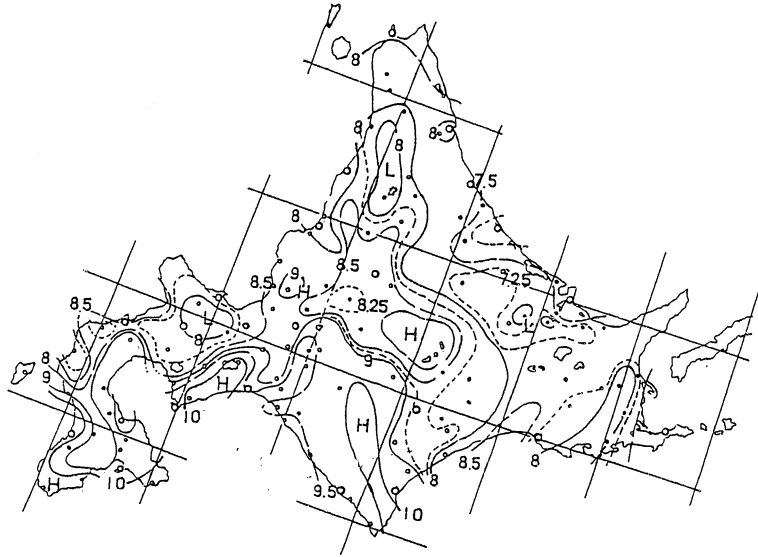


図-1 水収支から求めた可能乾物生産量の分布 (佐久間, 1994)
(H, L は、それぞれ周辺より高い、低いを示す。単位: Mg ha^{-1})

の低減が至上命題になっていることである。これに関連する第2の要因は、灌水による効果あまり大きく感じられていないことである。灌水によって得られる増収効果と品質改善効果が大きくなければ、灌水のコストをかける意味を見いだせない。そして第3の要因には、生産者の高齢化と経営面積の拡大が、全ての圃場に対してリールマシンの移動やスプリンクラーの設置などの労力をかけることを困難にしている。技術的には如何に灌水の手間を減らすか、ということが課題となる。第4の要因は、これらの作物に対する省力かつ効果的な灌水技術が十分に確立されていないことである。施設整備と利用計画が欧米の技術と理論を導入して進められてきた結果、多雨と気象変動の比較的大きな我が国で、手間がかからず効果的な灌水技術を生産者に提示することが遅れていると言わざるを得ない。特に近年は高品質指向(産地差別化)が求められる中で、灌水栽培すると良い品質のものが得られないのではないか、という危惧を生産者や指導者が持つ場合もある。

2.3 灌水による増収効果

このような背景から、生産者はまず灌水による増収効果についての情報を必要としていると考えられるので、北海道の作付けをベースに考えてみたい。

北海道内の末端灌水施設の整備地区において、灌水効果の確認実証と生産者に水利用技術を習得してもらう目的でモデル圃場が設定され、試験調査が行われてきた。14年間の試験の結果を集約した灌水実態と増収効果を

まとめたものが表-1である(竹内ら, 2004)。これによると、コムギ、バレイショ、ニンジン、アズキ、タマネギ、キャベツ、ハクサイの増収効果は比較的大きかったが、増収率は高くても10%程度であり、テンサイ、スイートコーン、ユリ(球根)では増収率が5%以下であった。この値は、従来の畑かん計画で示された10~30%の数値と比較すると低めの増収率となっている。また、本試験では延べ灌水回数、灌水量は必ずしも収量向上に反映していなかった。このことは、作物が水分ストレスを受けて本当に水を必要とする時には少量でも灌水を行うことで増収に結びつく、ということであり、多くの期間は蒸発散量を十分まかなうだけの土壌水分の供給があることを示している。また、水分ストレスの影響が大きいとされる生育前半の時期に灌水を必要とするような乾燥状態になっていたか否かが作物によって異なり、それぞれの増収効果に影響を及ぼしたものと考えられる。

岩田ら(2004)は、北海道内3カ所に設置した雨よけハウス内で代表的な畑作物を供試し、供給水量を変えた試験を行っている。その結果、少雨年に相当する 2mm d^{-1} 区で作物間に顕著な収量差が見られ、ダイズ、ニンジン、バレイショでは基準灌水量とした 3mm d^{-1} 区と比較して 2mm d^{-1} の水供給でも95%の収量を確保でき、以下、 $\text{テンサイ} > \text{タマネギ} > \text{キャベツ} > \text{ハクサイ}$ 、の順に作物の水分ストレス耐性が小さくなることを報告している。このことから考えると、水分ストレス耐性が小さい作物ほど灌水による増収効果が期待できると言えよう。

3. 灌水技術の課題

3.1 灌水技術として必要なことは何か

鹿兒島県農試（1986）が作成した灌水マニュアルによると、灌水機材や施肥との関連についての記述が多い。また、千葉県（1992）のマニュアルでは圃場排水や灌漑水の水質にも言及している。作物別の灌水法としては、施設園芸作物や果樹で多くの成果が報告されており（湯村，1974；西出，1992などに集約），いずれも灌水開始点と灌水量を生育時期によって変えるような灌水技術を示

している。

北海道では道内の主要畑作物と露地園芸作物、果樹、飼料作物等を網羅した灌水マニュアル（畑地かんがい試験研究会，1997）をまとめ、灌水期間、灌水開始点、1回あたり灌水量が作物別に提示された。これに先立ち、竹内ら（1996）が、主要4作物（春まきコムギ、バレイショ、テンサイ、タマネギ）の土壤別灌水指針を、生育の良否と収量性に対する影響、それに土壤の保水性を基にした圃場試験により導いている（表-2）。

このように、生産現場に提示すべき灌水技術として

表-1 北海道の灌水技術実証圃場における灌水実態（竹内ら，2004）

作物	事例当平均		調査事例数	時期別灌水延べ回数									灌水区の収量比平均				
	延べ灌水量(mm)	灌水回数		5月		6月			7月			8月			9月		
				中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	
コムギ	44	2.5	13	7	10	3	5	4	2	1							108
バレイショ	51	3.1	16	1	6	5	8	8	15	3	4	1					111
テンサイ	48	2.7	18	6	1	3	8	6	12	4	5	1	2	1			105
ニンジン	40	3.3	9	1	1	5	3	7	1	4	8						110
アズキ	38	2.1	12		1	1	1	5	4	4	7	2					110
ダイズ	13	1.0	1						1								101
タマネギ	37	2.6	17		4	13	9	11	4	4							109
キャベツ	67	3.8	28	1	0	8	22	10	12	18	19	4	5	2	2	1	108
ハクサイ	32	2.4	7			3	6	3	3	2							112
長ネギ	23	1.5	4								1	3	1				120
ユリ（球根）	60	3.9	7	2	7	3	4	7	1	0	3						100
アスパラガス	34	2.8	9	2	1	2	4	15	2	0	1	0	0	0	2		115
カリフラワー	35	2.7	3					1	2	2	3						134
ブロッコリ	41	4.3	3			2	5	3	2	1							106
シソ	120	6.0	1	1	1	1	0	1	1	0	1						113
スイートコーン	61	2.7	3		1	1	1	2	2	0	1						101
カボチャ	90	4.0	1		1	1	0	1	1								95
リンゴ	213	7.5	2	1	1	0	3	2	5	0	2	0	0	0	1		87

表-2 網走地域における灌水指針（竹内ら，1996）

作物	灌水適期間	灌水開始点 ¹⁾	1回あたり灌水量 ²⁾		
			大	中	小
春まきコムギ	分けつ始期～出穂期	2.5	20	15	10
バレイショ	萌芽期～培土	2.5	20	15	10
	培土～7月末	2.5	25	20	15
テンサイ	移植～茎葉繁茂期半ば（7月前半）	2.7	25	20	15
タマネギ	移植～外葉伸長期半ば（6月末）	2.3	20	15	10

¹⁾ 深さ0.10～0.15mにおける土壤水分ポテンシャル値（pF）。（バレイショの培土後は0.15～0.20m）

²⁾ 土壤水分供給能を3区分（大中小）した各々の圃場での最大灌水量（mm）

は、多目的利用を除いた補給灌漑では主として以下の項目にまとめられる。①灌水が必要な期間（あるいは不要な時期）、②灌水を開始するタイミング、③1回あたり灌水量、④どのように灌水を行うべきか（灌水強度、時間帯、方式、機材）、⑤灌水に伴う問題発生はないか（肥料流亡、地温低下、病害発生、品質低下、水質、灌水直後の降雨の影響など）。本章では、①～③を中心にその考え方を示し、必要に応じて④⑤にも言及する。

3.2 灌水を行うべき時期

従来の考え方では、灌水すべき期間についての検討は比較的少なかった。これは、畑地灌漑計画が作物の生育期間中（全期間）にわたって不足する水分を補給しようとする考え方に立脚しているため、どの生育時期であっても水不足と考えられる状態になれば灌水を行うとしているためである。

しかし、作物の生育期間全てにわたって平均的な消費水量を与え続けなければならないわけではない。むしろ生育時期によっては、病害の発生抑制や品質向上（糖やでんぶんの蓄積）のためにある程度の水分ストレスを与えた方がよい期間も存在する。鴨田（1982）は、収量を確保しつつ内部品質を向上させるためにはある程度の水分ストレスの付与が有効であると述べており、こうした考え方が、果樹や園芸作物の灌水技術では広く取り入れられている。生育期間の長い畑作物の場合も、生育後半の生殖生長の時期は灌水の効果が生育前半と比べて判然としないことが多く、例えば春まきコムギでは表-3に示す試験結果（Matsunaka *et al.*, 1992）により、出芽から出穂期までの水分供給が収量の確保に重要であると報告されている。従って、土地利用型作物に対しても積極的に灌水を行って水分補給につとめるべき時期と、極端な

水分ストレスで枯凋してしまわない程度に最低限の灌水を行う時期に分けて考える方が実用的であり、それらを作物種・作型別に明確に提示することが必要である。

3.3 灌水管理方式の比較

灌水を行うべき期間においてどの程度まで乾燥が進んだら灌水を始めるか、という灌水開始点（「灌水点」や「灌水タイミング」という語句も使われる）と、1回あたり灌水量の情報が必要となる。これについては、どのような灌水管理方式を用いるかでその考え方も異なると思われるため、黒田・中野（1992）の解説を参考に各方式毎の特徴を以下に整理する。

3.3.1 定時定量方式

灌水を行う上で最も単純な方式である。例えば7日に1回、10mm灌水、というやり方で、作物の安定的な蒸発散量の積算値を1回あたり灌水量とし、土壌の保水量の範囲内で間断間隔を設定する。しかし、間断期間中に降雨があつたり消費水量が変化しやすい場合は必要以上の水を与えてしまうことになる。施設園芸では主流となる方式であり、大規模圃場でも活着促進など、多目的利用を行う場合に活用される。

3.3.2 定時変量方式

定時定量方式の欠点を補うため、間断期間内に日々変動する蒸発散量を推定積算し、有効降水量を減じて1回あたり灌水量とする方式である。畑地灌漑計画で使用水量の推計に用いられる本方式は、灌水実施のタイミングに気を遣わずに済むと共に、灌水機材のローテーションを行う場合にスケジュール決定が容易で、蒸発散量の変化があつても灌水量の増減により対応しやすいとされている。しかし、実際に現場で活用する際には以下のような問題点が生じる。①気象条件の変動に伴う蒸発散量の

表-3 灌水時期が春まきコムギの穂数と子実収量に及ぼす影響
(Matsunaka *et al.*, 1992)

灌水処理区	灌水期間					子実重 (Mg ha ⁻¹)	有効穂数 (本 m ⁻²)
	出芽期	茎立期	出穂期	乳熟期	成熟期		
無灌水						3.68	407
前期のみ	←→					5.02	551
中期のみ		←→				4.87	511
後期のみ			←→			4.05	431
晩期のみ				←→		3.92	395
前～中期	←→					4.83	519
前～後期	←→					3.86	451
前～晩期	←→					5.00	544
中～晩期		←→				5.18	567
後～晩期			←→			5.06	573

変動を現場で予測することが困難。②作物係数は生育の良否や品種によって変動するので、一定の作物係数を個々の圃場に対して用いることは誤差の増大となり、間断間隔によって設定した灌水日になっても作物には水分ストレスを生じていない可能性がある。③地域内の土壤の水分供給力に差があると間断日数に差が生じる。④気象条件によっては、灌水機材のローテーションを行っても土壤が乾燥する日は接近（収束）してしまい、灌水したくても機材を使えない状況が発生してしまう。

本方式で組み立てられた灌水技術として、北海道農試（1993）が透排水性良好な十勝地域の浅れき地帯に限定して示した成績が挙げられる（表-4）。ここでは、生育期間中の供給水量をショウズ・コムギで 2 mm d^{-1} 、テンサイ・バレイショで 3 mm d^{-1} が妥当とし、7日間断で $14\sim 21\text{ mm}$ の水供給があれば標準収量が得られるとしている。この方式は期間中の降水量を積算して比較すれば良く、不足する分を灌水すれば良いので現場技術としても受け入れられやすい。

3.3.3 随時定量方式

気象条件の変動が大きく、また土壤条件の変化に対応して作物の水分消費量も日々変化することを前提に、決められた間断間隔を設定せず、作物が水分ストレスを生じ始める時点で灌水を開始する方式である。1回あたり灌水量は、この時点までに土壤中から消費された水分量であり、その値は総迅速易有効水分量（TRAM）として、制限土層の有効水分保持容量をその層の水分消費割合で除して算出する（農林水産省構造改善局，1982）。制限土層の水分消費割合は、土壤水分消費型（SMEP）で規定されるが、作物の根群域がほぼ決まった段階では、SMEPはほぼ一定になると仮定しているのので、これらの条件下でTRAMを一定の値として提示する。

作物の水分ストレス感受を推定する手法としては、作物体から情報を得る方法と土壤水分ポテンシャルの測定により間接的に知る方法がある。

前者では、体内水分ポテンシャルの低下を直接測定する方法、それに伴う気孔閉鎖で上昇する葉温を測定する

方法、細胞膨圧の低下による葉のしおれや茎の収縮等の外見的特徴変化から推定する方法、などが有効とされる（玉井，1971）。後者の土壤測定法は最も一般的な灌水開始点推定的手法であり、これまで多くの作物、地域でその指標値が検討され提示されている。両者とも作物や土壤のモニタリングを前提としており、現場での活用面ややや難がある。また、多くの影響要因がある中で、設定した灌水開始点がどのような場面で適用性を持つのか（作物のどの生育段階に適用するかや異なる気象条件の地域での適用性など）について十分留意することが必要である。

3.3.4 随時変量方式

水分ストレスの発生を測定または予測して灌水開始点を決め上、土壤の水分供給能とその時点での空き保水容量に応じた適量を灌水する方式である。灌水量を決定するための考え方として、根の水吸収機能を考慮した水供給土層深を見極め、その時点で下層からの水分供給量推定値をTRAMから減じるなどして、最低限必要な灌水量を決定する。

具体的な灌水技術への応用は未だ検討されていないが、現場で利用するためには、簡便で精度の高い、土壤水分や作物体内水分ストレスの予測技術を開発し、「いつ」「どれだけ」をリアルタイムで提示することが前提とならう。

3.4 灌水開始点の決定

3.4.1 作物の水分ストレス

水分ストレスと収量・品質の関係は、作物別に未だ十分把握されているわけではない。石原（1997）は、水分ストレスによって光合成速度が低下する以前に、作物体内では様々な生理的な影響が生じ始め、またその発現点は様々でないことを解説している。このため、灌水技術への応用に際し、何に着目してどのような状態になった時に灌水開始と判断すべきかについては必ずしも統一的な見解がとられていない。

玉井（1971）は、柑橘を用いたOppenheimerの研究を紹介し、気孔開度による灌水開始管理の簡便性と妥当

表-4 十勝地域の浅礫地帯における畑作物の灌水による影響
（北海道農試，1993）

作物	日平均灌水量処理による収量反応比較 (mm d^{-1})	影響の大きい生育時期	望ましい水供給量 (mm d^{-1})
秋まきコムギ	$1 < 2 \leq 3$	中期	2
バレイショ	$1 \leq 2 < 3$	中期	3
テンサイ	$1 < 2 \leq 3$	初期～中期	3
ショウズ	$1 \leq 2 \leq 3$	中期	2

性を示している。山下ら (1979) は、ミカンの体内水ポテンシャルの推移と果実の収量・品質の関連から夏季の葉内水ポテンシャルを低める管理を提言している (表-5)。

植物体内の水ポテンシャルを研究以外の場で日常的に測定することは困難であり、一般には「しおれ」を外見指標とすることが多い。しかし、しおれの始まるのは水分ストレスの進行した段階であること、蒸散速度の強弱でその発現点が異なり日較差も見られることなどから、本来はしおれの観察に頼らず、何らかの方法で水分ストレスを検知するような測定手法が開発されることが望まれる。和歌山県果樹試 (2004) では、ミカンの葉の水分ポテンシャル -1.0 MPaを灌水開始点とし、葉の形態 (巻き発生) と果実の硬さ (非破壊果実硬度計) によってこれを判断している。一方、畑作物では、日射量から葉温を推定し水分ストレスの程度を把握する手法の検討 (北海道開発局, 1991) や、赤外放射温度計を用いた灌漑時期の推定 (長ら, 1986) の検討も行われているが、現場への技術普及には至っていない。作物栄養診断における汁液分析に供する反射式光度計のような簡易な測定評価機器が実用化すれば現場で歓迎されるであろう。

3.4.2 土壌水分ポテンシャル

上で述べたように、作物体の水分ストレス測定が困難であるため、間接的な手法として土壌水分ポテンシャルの測定による灌水開始の判断が行われている。これは、土壌の乾燥に伴って根の吸水速度が低下し、作物体内の水分ポテンシャルも低下することを利用している。

多くの研究事例では、野菜類における灌水開始点を作土の水分ポテンシャルが $-3 \sim -20$ kPa (pF 1.5~2.3) になった時としており、圃場含水量に近い比較的多水分の状態でも水分ストレスの影響が生じ始めると判断してい

る (湯村, 1974)。これは、小さな根域に対する水供給が作土だけでまかなわれ、かつ僅かな水分ストレスであっても収量や品質に及ぼす影響が大きいとされるためである。このような灌水管理を行おうとすると、少ない灌水量で頻繁な灌水回数が必要となり、土地利用型作物では省力化に逆行する。このため畑作物では、より乾燥側の $-20 \sim -50$ kPa (pF 2.3~2.7) に灌水開始点を設定している (宮下・千葉, 1986; 竹内ら, 1996)。さらに、果樹や飼料作物では -100 kPa 以下 (pF 3.0 以上) のかなり乾燥側に灌水開始点をおく例もある。これらは、収量性に対する影響が少ないとする試験結果から導かれたものであるが、単に短期的な水分ストレスの影響程度だけでなく、生育期間の長短 (水分ストレスからの回復性) や根域の浅深が大きく影響していることが予想される。鴨田 (1982) が述べているように、灌水開始点は土壌水分補給量や気象条件によって変動するものであり、一概に決めることができないという側面もある。従って、これまで提示された灌水開始点を絶対視することなく、与えられた生育条件下で、灌水開始点を表す、より適切な土壌水分ポテンシャルの評価法の検討を続けていく必要がある。

3.4.3 土壌水分ポテンシャルの測定と推定

土壌水分ポテンシャルをテンシオメータで測定しようとする場合、毎日のチェックや水補給などのメンテナンスが必要である。このため、生産現場で土壌水分ポテンシャルをどのように省力的に測定するかが技術的な課題である。TDR等によって測定した水分率から土壌水分ポテンシャルに換算する方式は誤差が大きく現場利用に適していない。

一方、土壌水分ポテンシャルを気象条件等から推定する試みは、例えば宮下ら (1988) が岩手県の畑地を対象

表-5 みかんの生育時期による水分供給重要度の変化と灌水開始点 (山下ら, 1979 を基に作成)

生育期	時期 (注)	灌水点 (pF)	土壌水分の影響
発芽・開花期 結実・果実肥大期	4月~7月下旬 (4月~8月上旬)	3.0	干天が続くと初期生長や幼果の肥大が阻害
果実肥大最盛期	8月上旬~9月中旬 (8月中旬~9月下旬)	3.5	多水分では果実肥大が旺盛になるが糖度低下
果実成熟期	9月下旬~収穫前 (10月下旬~収穫前)	3.8	多水分では浮皮現象が著しくなり果汁糖度低下
生長休止期	収穫後~3月	3.0	長期の干ばつが続くと落葉被害増加

(注) 「早生温州」の生育時期を示す。かっこ内は「普通温州」の時期を示す。

に行っているが、条件の異なる圃場で応用、普及するものにはなっていない。精度良い蒸発散量と毛管補給水分量の推定値から土壤中の水収支を行い、有効土層中の有効水分量と土壤水分ポテンシャルを予測する手法が一般化できれば、土地利用型作物の灌水開始判断に際して有力な手段となろう。

3.4.4 下層からの毛管補給の影響

有効土層が乾いてきた場合に、水分の多い下層から有効土層に向けて上向きの水移動（毛管補給）がおきる。露地における毛管補給速度の測定例として、丸山（1990）がいくつかの研究事例を紹介し、蒸発散量と消費水量の差と土層内水分含量から推定する方法で $1.3\sim 2.4\text{ mm d}^{-1}$ になるとしている。また千家（1990）は、カラムでのヒエを供試したモデル試験により、深さ 0.6 m で $2\sim 12\text{ mm d}^{-1}$ の高い値を報告している。同様に、竹内・長谷川（1995）はダイズを用い $0.6\sim 4.3\text{ mm d}^{-1}$ の値を得ており、共に土壤間差のあることが示されている。圃場での動水勾配と不飽和透水係数の測定値から評価した値の報告は少ない。筆者が北海道北見のキャベツ畑で観測した例では、7月下旬に 0.6 m 深で $1\sim 2\text{ mm d}^{-1}$ の上向きフラックスが推測された。Hasegawa and Eguchi（2002）は、筑波の火山性土畑圃場において3カ年の水分動態を測定し、深さ 1 m での上向きフラックスは概ね 1 mm d^{-1} であり、最大でも 1.5 mm d^{-1} であったことを報告している。

このように、圃場では概ね $1\sim 2\text{ mm d}^{-1}$ の毛管補給が見込まれ、蒸発散量に比較した割合は $10\sim 80\%$ と幅はあるが、その寄与割合は低いものではないことがわかる。また、これらの試験では有効土層の乾燥が進んで下層との動水勾配が非常に大きくなっており、有効土層が浅く根域が小さいゆえに有効土層の乾燥が早く進む条件では、それだけ作物の水吸収に対する毛管補給の寄与が大きくなることを予想させる。この段階では、動水勾配の増加が乾燥に伴う透水係数の低下と反比例するため、毛管補給速度はあまり低下しないと考えられる。また、Hasegawa and Eguchi（2002）が示したように、雨の多い我が国では下層の水分変動が少なく、不飽和透水係数の変化も小さいと予想される。これらにより、毛管補給速度は主として土壤条件に大きく影響されると考えられる。

毛管補給速度が大きい場合、作物が強い水分ストレスを受ける場面が少なくなり、灌水開始が多少遅れても作物には大きなダメージを与えにくくなることが予想される。このような条件では、灌水開始点の乾燥側へのシフトや1回あたり灌水量の削減を行うのが妥当である。また、毛管補給速度の大小によって、当該土壤の畑地灌漑

必要度が変わることも考えられる。

長谷川（1994）は、蒸散量が低下し始めるまでは作土の -100 kPa までの水分量をもって土壤水分供給能として考えても良いが、その先の段階では下層土の水供給の役割が増すと述べている。また、中辻（1995）も述べているように、毛管補給速度を土壤毎に評価し、根域の広がりやどの程度許容できるかという土壤条件と組み合わせ、土壤水分供給能を定量的に評価することが望まれる（図-2）。これによって、例えば灌水が重要ではないが品質向上に水供給制御を行った方が良いような（枯死しない程度に水分ストレスを与え糖の蓄積を図るといった）生育期間において、灌水を行うべきか否かの一つの判断材料を提供することが可能となる。

3.5 灌水量と灌水強度

1回あたり灌水量は、灌水開始時点において土壤が貯留し得る有効水分量を基本としている。この量を評価する際の影響要因は、土壤（各土層）の保水容量、土層中の有効水残存量、対象土層深である。灌水開始点を乾燥側にするほど1回あたり灌水量の許容量は増える。しかし、この許容量を一杯灌水することは、仮に干天が続くことが明らかであれば次回の灌水を遅らせるのに有効だが、以下の理由から避けるべきと考える。

第1に、灌水後の予期せぬ降水を有効利用するためである。安養寺（1988）は、この観点から空き TRAM を設定し圃場容水量まで戻さないように1回の灌水量を減らすことを提唱し、灌水施設整備のコスト低減につなげている。

第2に、灌水後も有効土層の気相率を高めておく（酸素拡散が行われやすい条件を維持する）ことにより、根の伸張や吸水機能を高く維持できるようにするためである。これにより、有効土層内に残存する有効水分や、毛管補給水分をより効果的に利用できるような根系形成が期待される。また、特に透水性の小さな土壤では、灌水後の湿害発生のリスクを軽減する効果もある。

第3に、圃場容水量まで灌水すると灌水時間が延びて灌水機材利用効率の低下を招いたり、灌水後の圃場地耐力の低下による機械作業性の回復に時間がかかるなどの問題を回避するためである。

土地利用型畑作物の作付けの多い台地土では、排水不良や堅密など土壤物理性の劣悪な条件も多く、余裕を残した灌水量の設定が有効と考えられる。

河野・山田（1984）は、畑地における水利用実態から見て、好適土壤水分条件における消費水量を用水量に結びつけるのは妥当でなく、作物の耐干性を考慮することで用水量削減が可能となるとしている。

なお、通常、1回あたり灌水量として示される量（5～

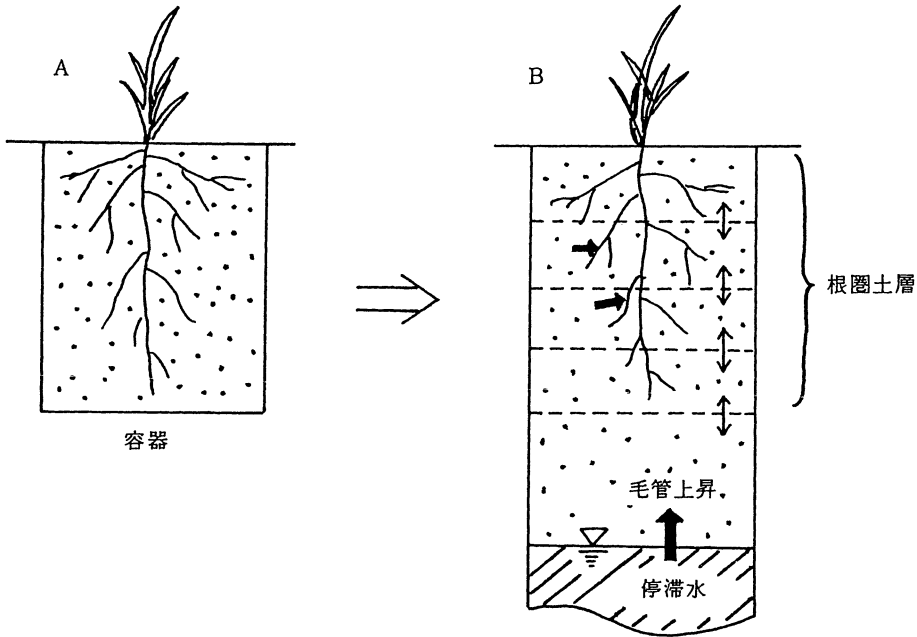


図-2 根域と毛管補給を考慮した土壌水分供給域の概念 (中辻, 1995)

25 mm) を、降雨に較べてかなり強い強度で灌水する (普通畑用スプリンクラーやレインガンでは概ね 10 mm h^{-1} 以上) ことは、土壌の浸入速度が高くない場合には表面流去を引き起こす可能性もある。また、大きな雨滴ではねた泥が茎葉に付着すると病害発生原因となりかねない。このため、できるだけ低い強度で灌水を行うべきであるが、単位時間あたり灌水面積が減少する問題もあり、灌水量そのものを減じる対策も考慮する必要がある。

3.6 根域の影響

根がどの深さからどれだけの水を吸収利用しているかについては、土壌水分が十分ある条件では、根域を深さ方向に4等分した場合に表層1/4の深さから全消費水量の40%の水分を吸収利用するとされる (Israelsen and Hansen, 1962)。このため、作土を制限土層と見なし、この部分の土壌水分ポテンシャルを灌水開始評価の基準層位としている。しかし乾燥が進行し土壌水分が不均一となるような条件では、かなり変動の大きいことが指摘されている (湯村, 1982)。平沢 (1995) は、生育期間中の降水量が多い我が国 (特に梅雨のある地域) では、乾燥地域に比べて根系の発達に貧弱となり、水分消費量の多くなる時期に土壌表層の乾燥に見舞われた場合に、たとえ下層に有効水分が残されていたとしても、低い水分ストレスで作物の生育収量を規制してしまう例が多いと述

べている。

根の吸水機能は、根系の深さ、長さと分布、通導抵抗の3つに規定されている (根の事典編集委員会, 1998)。このため、下層に深く根を伸ばし根量を発達させることが可能な条件では、作物は水分ストレスを生じるリスクが低下すると想定される。従って灌水開始点を決定する際には、根域の大小・深浅の条件付けを伴わなければならないと考える。その上で、根域のどの部分 (深さ) を指標にすれば作物体の水分ストレスを精度良く推定できるかを明らかにすべきであろう。

北海道では本州以南に比較して夏季の気温こそ低いものの、湿度が低いため蒸散量が多くなることが予想される。葉面積指数の比較的高いテンサイやコムギでは水分消費量も多く蒸散強度が大きいと予想される (北村・今, 1970; 竹内・宮脇, 1994) ので、土壌の有効水分が十分にある段階でも、根系の発達が貧弱であれば水分ストレスを生じ生育量を規制する場面が多くなるであろう。しかし、このような条件で灌水開始点を多水分側に設定すると、灌水回数が増えるだけでなく、根域を浅層に固定してしまいかねない。むしろある程度の水分ストレスを許容し、灌水開始点を乾燥側に設定して、根域の発達を促す方が収量性で有利になるかもしれない。

丹羽 (1999) は、耕盤層の発達は根張りを大きく規制し、水分ストレスを招きやすくしている実態を示してい

る。こうした圃場においては、灌水で対処するより、土層改良等によって根域が深く伸張可能となるような対応が必要であろう。従って、灌水労力を省力化しつつ乾燥時の灌水効果を高めるには、土壌条件の改善を行って根域を拡大し、土壌の水分供給力を高めておくことが有利であると考えられる。

4. おわりに

以上をまとめると、求められる灌水技術の考え方は、「根系に対して土壌がどれだけ水を供給しているのかを評価し、根系がどこからどのように水を吸収しているかを明らかにして、高品質のものをより多く得るために、水供給が重要な生育時期において、作物が水を必要とする時点を見極め、最低限必要な量を導出して、省力的に灌水する」というフローを具体化したものになろう。特に、未だ十分に解明されていない根系と土壌の動的な相互関係を水供給（吸収）の面から明らかにしていくことが、今後の合理的かつ節水的な灌水技術の発展につながるものと考えている。

引用文献

- 安養寺久男・小川茂男・福本昌人（1988）：降雨データから見た畑地かんがいの必要性と計画用水量軽減の可能性。北海道農試研究資料，**37**：103-141。
- 千葉県農林部・北総四大用水地域営農対策協議会編（1992）：畑地かんがいの手引き。pp. 1-192。
- 長 智男・矢野友久・中野芳輔（1986）：赤外放射温度計を用いた灌漑時期判定の試み。農土論集，**125**：37-44。
- 長谷川周一（1994）：作物の水・酸素要求に対する土壌の供給力。土壌の物理性，**69**：55-66。
- Hasegawa, S. and Eguchi, S. (2002) : Soil water conditions and flow Characteristics in the subsoil of a volcanic ash soil : Findings from field monitoring from 1997 to 1999. Soil Sci. Plant Nutr., **48** : 227-236。
- 畑地かんがい試験研究会（1997）：北海道における畑地かんがいの手引き—わかりやすい水のかけ方—。北海道農政部。pp. 101-155。
- 平沢 正（1995）：水環境が作物の生理・生態に及ぼす影響。土壌の物理性，**72**：39-46。
- 北海道開発局（1991）：葉面温度の遠隔測定によるかん水時期判定に関する検討調査報告書。
- 北海道農政部畑地かんがい検討中核委員会・北海道立中央農試経営部（1997）：畑地かんがい技術の経営・経済的評価。p. 50。
- 北海道農試（1993）：十勝地方の浅礫土地帯における主要畑作物の必要水供給量の推定。研究成果情報 北海道農業。北海道農業試験研究推進会議・農水省北海道農試。pp. 30-31。
- Israelsen, O.W. and Hansen, V.E. (1962) : Irrigation principles and practices, John Wiley & Sons, Inc.
- 石原 邦（1997）：水環境に対する植物の反応について。土壌の物理性，**76**：23-30。
- 岩田幸良・中野 寛・奥野林太郎（2004）：灌水量を減少させたときの畑作物収量の評価。農土論集，**231**：25-30。
- 鹿児島県農業試験場（1986）：畑かん栽培農家は問う〜ここが知りたい〜水利用技術に関する一問一答集。pp. 1-411。
- 鴨田福也（1982）：園芸作物における水分消費特性。土壌の物理性，**45**：19-26。
- 北村 亨・今 友親（1970）：主要畑作物の蒸散量と蒸発散量。道立農試集報，**20**。pp. 80-94。
- 河野 広・山田 盾（1984）：畑作物の水分反応の実態—畑地の水使用実態に関する研究（I）—。農土論集，**109**：1-7。
- 黒田正治・中野芳輔（1992）：第5章 灌漑スケジューリングと用水量。畑地灌漑の新展開。畑地農業振興会編。pp. 184-214。畑地農業振興会。東京。
- 丸山利輔・千家正照・木原康孝・西出 勤（1990）：土壌水の動態と下層からの毛管補給。農土誌，**58**(11)：1087-1091。
- Matsunaka, T., Takeuchi, H. and Miyawaki, T. (1992) : Optimum irrigation period for grain production for spring wheat. Soil Sci. Plant Nutr., **38** : 269-279。
- 宮下慶一郎・千葉行雄（1986）：寒冷地黒ボク土地帯における畑地灌がい栽培のための灌水基準。土肥誌，**57** (1) : 87-91。
- 宮下慶一郎・斉藤博之・千葉行雄（1988）：気象データに基づく土壌水分張力の推定。土肥講演要旨集，**34** : p. 7。
- 中辻敏朗（1995）：草地の水収支・乾物生産モデルを構築するために解決すべき問題点。土壌の物理性，**72**：47-54。
- 根の事典編集委員会編（1998）：6.1 土壌の物理性と根の生育。根の事典。pp. 228-229。朝倉書店。東京。
- 西出 勤（1992）：畑地の水利用実態と用水計画。畑地灌漑の新展開。畑地農業振興会編。pp. 75-81。畑地農業振興会。東京。
- 丹羽勝久・辻 修・大淵清志・菊地晃二（1999）：細粒

- 質褐色低地土に生成した耕盤層が土壌水分動態およびテンサイ根系発達に及ぼす影響. ペドロジスト, **43** (1): 7-14.
- 農林水産省構造改善局 (1982): 土地改良事業計画設計基準 計画 畑地かんがい, p. 35.
- 佐久間敏雄 (1994): 農耕地の土地評価における土壌物理性および物理的手法の重要性. 土壌の物理性, **69**: 49-54.
- 千家正照・木原康孝・西村直正・西出 勤・丸山利輔 (1990): 土壌水の動態と毛管補給量の実験的研究—下層からの毛管補給に関する研究 (I)—. 農土論集, **155**: 53-59.
- 志賀弘行 (2003): 作物モデルを活用した秋まき小麦の収量変動評価・予測法. 土肥誌, **74** (6): 835-838.
- 竹内晴信・松中照夫・市川信雄・宮脇 忠 (1996): 網走地域における主要畑作物に対するかん水指針. 土肥誌, **67** (4): 430-434.
- 竹内晴信・宮脇 忠 (1994): 有底枠における数種畑作物の水分消費特性. 土壌の物理性, **70**: 3-14.
- 竹内晴信・長谷川周一 (1995): カラム試験による毛管補給水分量の土壌間比較. 土肥講演要旨集, **41**: p. 3.
- 竹内晴信・小林英徳・吉江勝彦 (2004): 畑地かんがい実証モデル試験における作物増収効果. 第53回農
- 土学会北海道支部研究発表会講演集. pp. 186-191.
- 玉井虎太郎 (1971): 植物用水管理の理論と技術. 農業および園芸, **46** (9). pp. 1367-1370. および **46** (10). pp. 1507-1510. 養賢堂. 東京.
- 梅田安治・山上重吉・南部雄二 (1994): 富良野地域における畑地灌漑の圃場技術. 農土誌, **62** (5): 409-414.
- 和歌山県農林水産技術総合センター果樹試験場 (2004): ミカンかん水指標は葉の形態と果実の硬さ. 果樹試平成の成果集. <http://www.pref.wakayama.lg.jp/prefg/070100/070/101/seika/kajusi/3-8.htm>
- 山上重吉 (1988): 北海道における畑地灌漑圃場技術の体系化に関する研究. 専修大北海道短大紀要 (自然), **21**: pp. 1-88.
- 山下重良・北野欣信・和田年裕・山村文三 (1979): ウンシュミカンの夏季干ばつ時における経済的かん水法とかん水指標に関する研究. 和歌山県果樹園芸試験臨時報告. 2, pp. 1-21.
- 湯村義男 (1974): ハウス栽培と水(龍野得三編) pp. 22-32. 日本イリゲーションクラブ. 東京.
- 湯村義男 (1982): 6.3 土層別水分消費. 土壌物理性測定法. 土壌物理性測定法測定委員会編. pp. 235-241. 養賢堂. 東京.

要 旨

畑地灌漑施設の整備が進展し、露地作物への水利用場面が増えている。中でも検討が不十分と思われた土地利用型作物に対する灌水技術について、これまでの研究事例を概観し今後の技術開発に向けた課題を整理した。北海道では潜在的に水不足が生育を規制するが、大規模畑作での灌水利用は少なく増収効果も10%前後である。現場に必要な灌水技術として、灌水時期、灌水開始点、1回あたり灌水量、灌水に伴う問題の回避が挙げられる。特に収量品質を高めるためには、生育時期毎の灌水の必要性明示と灌水開始点の変設定が必要である。灌水開始判断のためには作物水分ストレスや土壌水分ポテンシャルを現場で迅速かつ簡便に測定評価し得るの手法の開発が必要である。また、根域を拡大し、毛管補給を含めた土壌の水分供給力を総合的に評価することで、灌水量や灌水労力の低減を図ることが重要である。

受稿年月日: 2005年4月26日
受理年月日: 2005年6月6日

The Effect of Raindrop Impact and Initial Soil Conditions on Surface Crust Formation

Getachew Girmay ASGEDOM* and Shuichi HASEGAWA*

* Graduate School of Agriculture, Hokkaido University, Kita 9 Nishi 9, Kita-ku, Sapporo, 060-8589 Japan.

Abstract

This study focused on the effect of raindrop impact on the crust formation processes using two clay loam soils, Hokudai and Biei from Hokkaido, Japan. Four different treatments AD (air dried), PS (large aggregate), BD (bulk density) and WET (wet) have been prepared from disturbed samples in a laboratory. A miniature type rainfall simulator with rainfall intensity of 63 mm/hr was used for duration of one hour from a height of 170 cm to measure the impact of raindrop on bare soils. The final infiltration rates were PS>AD>WET>BD by raindrop impact. Therefore, the impact of raindrop in impeding infiltration was high in smaller aggregates of AD and WET treatments compared with PS. Furthermore, the impact was higher for Biei soil than for Hokudai soil. The hydraulic conductivity of the crust layer for Hokudai and Biei had different trends. The order of reduction for Hokudai soil was WET>PS>AD>BD. The reason for this trend could be the aggregate stability or resistance to breakage. While the magnitude of reduction in Biei was AD>PS>WET>BD. The initial moisture content appears to be more important factor for Biei soil.

Key words : soil crust, raindrop impact, initial soil conditions, hydraulic conductivity, rainfall simulator

1. Introduction

Crust formation is an important phenomenon occurring on bare soils that affect the behavior of soil physical and hydrological properties like infiltration, erosion, runoff and seedling emergence. According to Valentine and Bresson (1997), the term soil crusting refers to the formation processes and the consequence of a thin layer at the soil surface with reduced porosity and high penetration resistance.

The formation of surface crusting is affected by the initial soil surface conditions, rainfall characteristics and composition of the infiltrating solution (Hillel, 1998). The initial soil surface conditions prior to raindrop impact such as initial moisture content, aggregate size, bulk density, slope of the soil, and texture are be-

lieved to have an enormous impact on the process of surface crust formation and as a result on the hydrological properties of the soil surface. The drier the initial moisture content is the higher the probability of crust development. This phenomenon is related with slaking and dispersion of the surface soil (Norton, 1987 ; Le Bissonnais, 1990) and other soil characteristics that cause swelling and micro-cracking. Initially large aggregates have lower final infiltration rate than small aggregates (Moldenhauer and Kemper, 1969) whilst Farres (1978) obtained the opposite result. Surface crust also reduces the hydraulic conductivity of the soil (Hillel and Gardner, 1970 ; Ahuja, 1973). Oster and Singer (1984) studied how the crusting affected water infiltration in Californian soils and showed that over one million ha of land was affected by slower infiltration pro-

blems due to surface crust. The formation processes in arid and semi-arid regions under sodic conditions have been studied well (Sumner and Stewart, 1992). However, sodic conditions are absent in high rainfall regions as the amount of rainfall exceeds the amount of evapotranspiration. Mechanical energy created by raindrops at the soil surface disrupts the aggregates and restructuring of soil aggregates which forms the surface crust. The restructuring of the aggregates differs depending on the initial soil conditions. The use of different tillage instruments in the area and difference in climate also create different initial soil conditions during the cultivation period.

In Biei-Furano area of central Hokkaido, the land is covered with pyroclastic flow sediments and is very susceptible to soil erosion (Kashiwagi and Sakuma, 1995). Soil crusting is thought to be a major cause for surface runoff and as a result soil erosion occurs. By studying the effects of change of the initial soil conditions on crust formation in the crust affected area of Biei by comparing with the Hokudai alluvial soil can clarify the crust formation process. Moreover, the problem of soil crusting in central Hokkaido is not addressed yet and as it is a high rainfall region (1,000 mm per year), a study on soil crusting with emphasis on the mechanisms and nature of disruption of aggregates is vital.

Some of the studies on crust still have different thoughts on the process of formation ; such as,

1. Crusts are mainly formed through the impact of raindrops on bare soil, an aggregate induced by entrapped air compression (Boiffin, 1986) or micro-cracking from shrink-swell phenomena (Valentine, 1991),

2. The process and formation of surface crusting is the effect of structural disturbances (Duley, 1939),

3. The formation of crust is affected by the wash-in effect of the smaller soil particles into the relatively large pores which results in the decrease of infiltration rate (McIntyre, 1958 ; Nishimura *et al.*, 1993),

4. The formation of crust is due to particle deposition and compaction (Lemos and Lutz, 1957),

5. Crust formation is the effect of suction force (Morin *et al.*, 1981) which is developed at the crust-soil interference and causes crust densification and stabilization,

6. Crust is formed due to ponding, suspension and settlement of soil particles during rainfall (Chen *et al.*, 1980) and

7. Crust is formed due to a hard setting of soil by structural breakdown of weakened soil aggregates during wetting (Mullins and Lei, 1995).

The objective of the present study was to examine the effect of raindrop impact on crust formation processes using two different soils and to verify how soil physical properties like initial moisture content, aggregate size and bulk density affect crust formation, infiltration and hydraulic conductivity values using a rainfall simulator in a laboratory.

2. Materials and Methodology

2.1 Soil and soil column

Two types of soils from Hokkaido prefecture, Japan were used. Disturbed samples of an alluvial soil (Udifluent) from Hokkaido University Farm in Sapporo (Hokudai soil) and a brown forest soil (Typic Dystrochrepts) in a private farm from Kamikawa district, Biei town (Biei soil) were sampled from an Ap 1 horizon (0-16 cm). The field physical properties of the two soils are shown in Table 1. After sieving to the appropriate size depending on the experiment to be executed, the samples were packed into a column with diameter of 6 cm and height of 13 cm to a length of 10 cm. Four combinations of treatments named as AD (air-dried), PS (large aggregate), BD (bulk density) and WET (wet) were used as shown in Table 2. The Bulk densities at field conditions were 0.99 and 1.19 Mg/m³ for Hokudai and Biei soils, respectively. AD sample, which was taken as the control sample, was made to resemble the field conditions when dry. The

Table 1 Physical properties of the soils

Type of soil	ρ_d (Mg/m ³)	f (m ³ /m ³)	OMC (%)	Particle size distribution (%)			Texture
				Sand	Silt	Clay	
Hokudai	0.99	0.66	13	48	23	29	Clay loam
Biei	1.19	0.42	5	47	32	21	Clay loam

ρ_d =dry bulk density, f =porosity, OMC=organic matter content.

Table 2 Physical properties of the samples

Type of soil	Group	ρ_d (Mg/m ³)	ϕ (mm)	ω (kg/kg)
Hokudai	PS	1.00	5	0.20
	AD	1.00	2	0.20
	BD	1.20	2	0.20
	WET	1.00	2	0.42
Biei	PS	1.20	5	0.03
	AD	1.20	2	0.03
	BD	1.50	2	0.03
	WET	1.20	2	0.23

ρ_d =dry bulk density ϕ =aggregate size, ω =initial moisture content

AD : air dried soil, PS : large aggregate size soil, BD : high bulk density soil and WET : wet soil

moisture contents of the samples were adjusted to 0.20 and 0.03 kg/ kg for Hokudai and Biei soils, respectively. PS sample had a larger aggregate size than the control size. BD sample had higher bulk density than the control sample which corresponded to the compacted state under field conditions. WET sample was made to be high in moisture content to resemble the wet field conditions of around -6 to -10 kPa. The soil column had a runoff outlet just on the surface of the soil with a collector connected to it. At the bottom of the soil column another collecting apparatus was used to collect the drained water. The soil column had lateral holes at depths of 1.5, 5 and 10 cm from the soil surface to insert the tensiometers into the soil.

2.2 Rainfall Simulator

A miniature rainfall simulator of a drop forming type was used in the laboratory. The

rainfall simulator consists of an airtight reservoir with a number of capillary tubes (25 nozzles) pierced to the bottom. A Mariotte type bubbling tube for keeping the pressure head constant was placed as used by Ogden *et al.* (1997). The intensity of the rainfall was adjusted to a range of 60–63 mm/hr with an average raindrop size of 2 mm. The rainfall simulator had a fall height of 170 and 18 cm from the soil sample. The 170 cm height (called as raindrop impact hereafter) was chosen to evaluate the effect of raindrop impact from a height with energy to create free fall raindrops with terminal velocity of 5.8 m s^{-1} as calculated from the energy conservation principle. The 18 cm height (called as no-raindrop impact hereafter) was used as no or minimum impact on the soil surface.

2.3 Experimental setup

Fig. 1 illustrates the experimental setup. Measurements of matric potential were taken using three tensiometers, each equipped with pressure transducers (Copal PA500-102), which was connected to a data logger (M.S.C. free slot 68 KD/H) and a computer, inserted at depths of 1.5, 5, and 10 cm from the top of the soil surface.

Rainfall was applied for duration of one hour for all experiments. Total amount of rainfall was 63 mm or equivalent to 178 cm^3 per soil column. Each treatment had at least two replications. The rainfall simulator had been vibrated manually throughout the experiment to form uniform distribution of the rainfall on the soil surface. Amounts of runoff and drainage were collected at 15 min interval. Saturat-

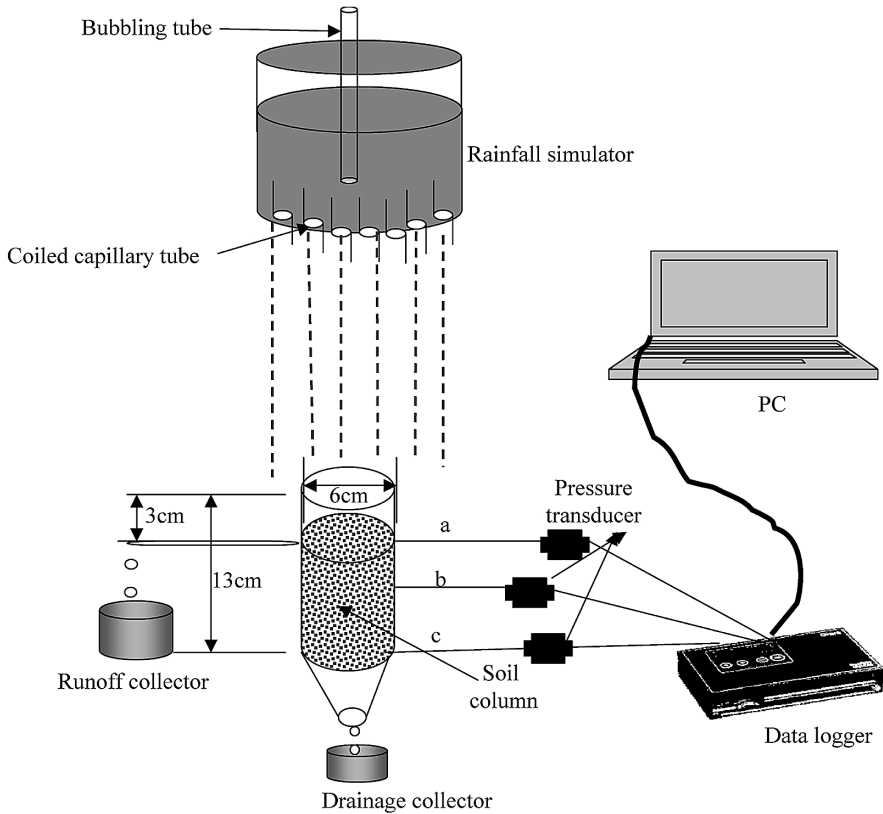


Fig. 1 Experimental setup, a, b and c are depths of tensiometer at 1.5, 5 and 10 cm, respectively.

ed hydraulic conductivity was measured using a constant head method immediately after the rainfall.

3. Results and discussion

3.1 Effect of raindrop impact

3.1.1 Hokudai soil

All the rainfall infiltrated into the soil in the AD, PS and WET samples under no raindrop impact. However, runoff was observed in BD sample. The samples which all amount of rainfall infiltrated into the soil indicate that the main factor for infiltration was the rainfall intensity not the soil surface conditions. In other words, the rainfall intensity was less than the soil infiltration capacity except in BD. Runoff started in BD soil at 11, 15 and 25 min after rainfall for the three replicates. The corresponding amounts of runoff ranged from 96-

161 cm³/hr or corresponded to 54-90% of the amount of the rainfall. We believed that the big gap seen between the results happened as results of sample preparation.

For the raindrop impact, runoff was observed in all samples as shown in Table 3. Fig. 2 (a) shows cumulative infiltration versus time for Hokudai under raindrop impact. Fig. 2 (a) as well as Table 3 indicates that the amounts of runoff for the two replicates of PS were nearly nil and 11% of the total rainfall which were the least amount of runoff. Lines shown in Figures 2, 3, and 4 are average values and the ranges of the measured values are shown in Fig. 2 by bars. In AD and WET, the amounts of runoff were 19 & 26% and 17 & 30% of the total rainfall for the replicates and the difference between AD and WET was minimal. BD had the highest runoff observed, i.e, 63 & 71% of the

Table 3 Hydrological conditions during rainfall of Hokudai soil

Type of soil		Runoff (cm ³) (%)	Stored (cm ³)	Infiltrated (cm ³)	Time to runoff (min)
AD	Impacted	33 (19)	145	145	11
		47 (26)	131	131	11
	No impact	0	129	178	—
		0	101	178	—
PS	Impacted	1 (1)	177	177	50
		20 (11)	158	158	50
	No impact	0	73	178	—
		0	69	178	—
WET	Impacted	53 (30)	124	125	12
		30 (17)	148	148	19
	No impact	0	23	178	—
		0	7	178	—
BD	Impacted	112 (63)	66	66	8
		127 (71)	51	51	8
	No impact	161 (90)	17	17	11
		123 (69)	55	55	15
		96 (54)	82	82	25

Total amount of rainfall equals 178 cm³ for one-hour duration. The numbers in parenthesis under runoff column are the percentage of the total amount of rainfall.

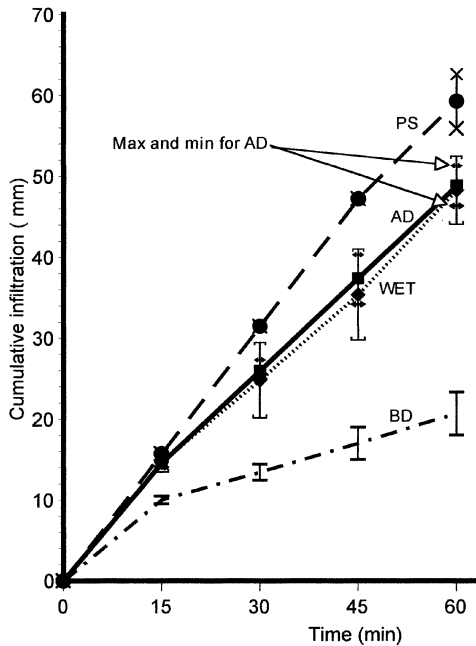


Fig. 2(a) Cumulative infiltration of Hokudai soil with raindrop impact at different soil conditions.

total rainfall for the two replicates.

There were clear differences in the final infiltration rates (the infiltration rate in the fourth interval, between 45 and 60 min of rainfall duration) between no-raindrop impact and raindrop impact treatments. In the no raindrop impact the final infiltration rates for five of the eight samples were unchanged. The difference in final infiltration rate between no- and with raindrop impact was least in BD (0.11 cm/hr) and the highest difference in final infiltration was in WET (1.49 cm/hr) and followed by AD (1.42 cm/hr). Since the samples of the no-impact and impacted had the same initial conditions, the difference observed in the final infiltration rate was attributed to the raindrop energy. This result supports the studies conducted by Agassi *et al.* (1985) and Keren (1990). They showed that the final infiltration rate with the high-energy rain was much lower than the corresponding rate with the low-

energy rain.

3.1.2 Biei soil

In case of the no raindrop impact of Biei, there was a 100% infiltration of the total rainfall in WET and PS treatments. However, runoff was observed in BD and AD treatments. Runoff in BD started 19 min for two replicates and 12 min for the third one after the start of rainfall and for AD runoff started after 16 min. The BD had 24, 64, 73% of runoff of the total rainfall for the three replicates and AD had 11 and 18% of runoff of the total rainfall as shown in Table 4. Infiltration rate in BD decreased at an early stage then became constant during the rest of the rainfall duration. The decrease in infiltration of AD with no raindrop impact must be attributed to slaking effect which makes the soil aggregates disintegrate easily and forms a less porous surface and as a result runoff occurred. This disintegration might

possibly occur in all dry treatments as AD, PS and BD, however, the effect was high in AD. Assuming equal disintegration occurred between AD and PS, PS's relatively big pores were possibly large enough to infiltrate the total rainfall while AD have impeded the infiltration due to clogging of small pores between the aggregates.

For the raindrop impact as shown in Fig. 2 (b), runoff was observed in WET and PS as well as an increase of runoff in AD which was clearly shown in Table 4. Cumulative runoff was high in BD samples followed by WET, AD and PS. However, cumulative infiltration shown in Fig. 2 (b) had similar trends with Hokudai as shown in Fig. 2 (a).

For both soils the difference in final infiltration rate between the no- and with raindrop impact treatments was relatively high in WET and AD followed by PS while BD had negligi-

Table 4 Hydrological conditions during rainfall of Biei soil

Type of soil		Runoff (cm ³) (%)	Stored (cm ³)	Infiltrated (cm ³)	Time to runoff (min)	
AD	Impacted	82 (46)	96	96	16	
		65 (37)	113	113	15	
		43 (24)	135	135	16	
	No impact	32 (18)	146	146	15	
		20 (11)	158	158	17	
PS	Impacted	34 (19)	144	144	22	
		48 (27)	106	130	28	
	No impact	0	178	178	—	
		0	178	178	—	
	WET	Impacted	55 (31)	123	123	20
			108 (61)	70	70	20
No impact		0	178	178	—	
		0	92	178	—	
BD		Impacted	130 (73)	48	48	7
			115 (65)	63	63	8
	No impact	114 (64)	64	64	19	
		42 (24)	136	136	19	
		130 (73)	48	48	12	

Total amount of rainfall equals 178 cm³ for one-hour duration. The numbers in parenthesis under runoff column are the percentage of the total amount of rainfall.

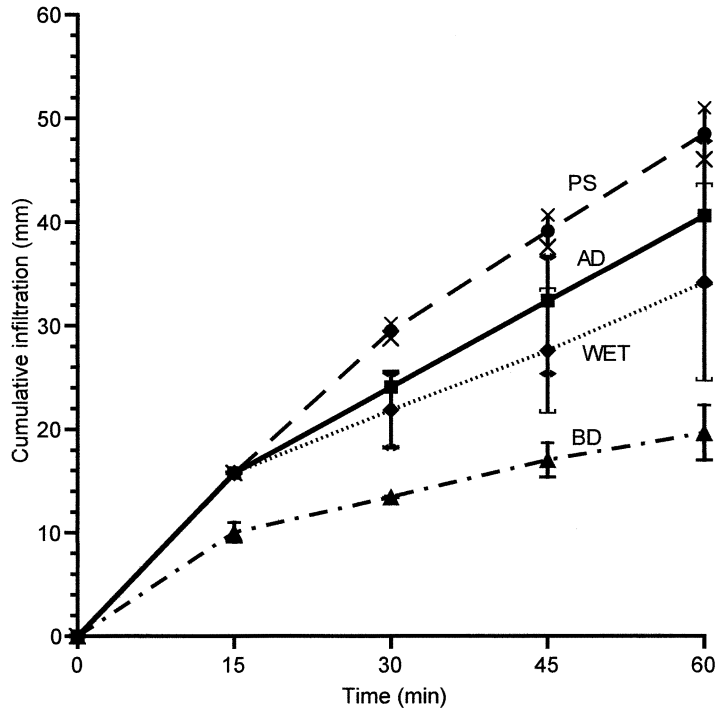


Fig. 2(b) Cumulative infiltration of Biei soil with raindrop impact at different soil conditions.

ble difference. For those samples that all the amount of rainfall was infiltrated into the soil during the no-raindrop impact (in five of the eight cases as shown in Tables 3 and 4), it can be said that there was no surface crust formation.

From the above facts we can conclude that the rainfall energy was the main reason for the occurrence of surface runoff or decline of final infiltration rate by activating the formation of crust. From our visual observation, this happened by the breakage or disruption of the soil aggregates by the raindrop impact resulted in rearrangement of the soil particles into smoother, denser and relatively smaller aggregates.

3.2 Effect of soil initial conditions and its impact on surface crusting

The responses for the raindrop impact were different for different initial conditions. The change in the ratio of infiltration rate between the no- raindrop impact and raindrop impact

treatments was expressed as $e_i = (i_o - i) / i_o$, where i_o and i are the infiltration rates at 15 minutes interval for the no- and with raindrop impact treatments, respectively. In Hokudai soil, as shown in Fig. 3, BD had its maximum value of e_i at the first 15 min-period. Furthermore, the time to runoff for both no- and with raindrop impact was observed by 15 min except one case (Table 3), indicating raindrop impact being earlier to appear. Nevertheless, e_i of BD at 45 to 60 min period was about 5% as shown in Fig. 3, which was small. The effect of crusting, though little, happened during the first 15 min period. The highest value of e_i was observed in AD and WET which was 23 and 24% respectively. In PS, e_i remained nil until 45 min then increased to 6%. There was no runoff until the last 10 min. It is clear from the graph that the impact of raindrop was low in PS for Hokudai.

Biei soil had higher e_i in WET and AD and least e_i in BD like Hokudai soil as shown in Fig. 4. For PS, e_i was quite significant (23%) only

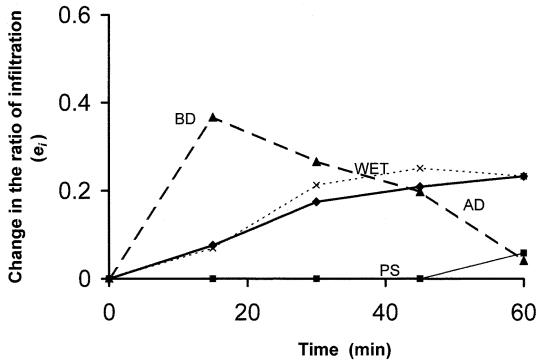


Fig. 3 Change in the ratio of infiltration rate between no- and with raindrop impact soils of Hokudai.

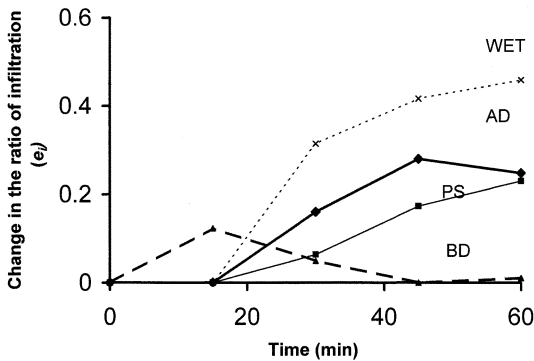


Fig. 4 Change in the ratio of infiltration rate between no- and with raindrop impact soils of Biei.

less by 2% from AD. Unlike Hokudai soil, PS of Biei had high value of e_i , which indicated that Biei soil is more vulnerable to crust formation.

From this we can say that WET, for both Hokudai and Biei, seems to be affected as much as AD. However, combining all factors like time to runoff, total infiltration, amount drained water, e_i and the saturated hydraulic conductivity (to be discussed in following section), gives the true picture of the crusting effect and its process. In Hokudai soil, WET and AD treatments had almost similar infiltration until the termination of the rainfall as shown in Fig. 2 (a) whereas AD had early time to runoff as shown in Table 3. In case of Biei, the effect of

initial moisture content was high as it affects PS sample almost equally to AD unlike Hokudai. From the tensiometer reading, however, infiltration did not reach 5 cm depth in all replicates of AD while it reached 10 cm depth in PS and WET. This is an indication that AD was more vulnerable to the formation of crust.

Though the two types of soils belong to the same clay loam texture category, the impact of rainfall had different responses. Biei soil was more affected by the raindrop impact in all treatments.

PS was included in the present study to evaluate the effects of aggregate size with respect to porosity and wash-in effect. Our hypothesis was that as the aggregate size crumbled, the smaller size particles would be washed-in and cumulative infiltration becomes low and e_i becomes high in PS compared to AD. However, the result did not meet our hypothesis. Cumulative infiltration of PS was higher than AD for both soils as shown in Fig. 2 (a) and (b). There was slow disturbance on the surface of PS from the observation and this was clearly seen in Hokudai soil. Two factors should be taken into consideration for the reason why PS had less disturbances than AD. The first factor is that the change in porosity due to the effect of raindrop impact and the second factor is the strength of the raindrop energy to break the aggregate size. Either the raindrop energy to break the bigger aggregates was not strong enough or the change in porosity from the initial pore volume due to raindrop impact was less in PS assuming the raindrop energy had equal effect in both AD and PS treatments. In this study, the wash-in mechanism was not confirmed either through our results or our visual observations.

In case of BD, the difference between the no- and with raindrop impact treatments was low and it was not quite clear to explain the crust formation using the infiltration rate of the soil. Nevertheless, the time to runoff was early in the raindrop impact treatment that can give an indication of earlier formation of crust than the

no-raindrop impact treatment. Furthermore, e_i showed an earlier difference, indicating the evidence of the effect of the raindrop impact (Fig. 3 and 4).

There was an apparent difference in infiltration rate as well as time to runoff between the two soils. Biei soil has a less infiltration capacity and faster to generate runoff. This is an indication of the fact that Biei soil was more susceptible to crust formation, which must be due to its low organic matter, high silt, low porosity and high bulk density of the soil.

3.3 Changes in saturated hydraulic conductivity

Hydraulic conductivity of the surface crust was evaluated using Darcy's law in stratified soil. Hydraulic conductivity of two layered soil is expressed as (July and Horton, 2004),

$$L_t/K_{tot} = L_{cr}/K_{cr} + L_n/K_n \tag{1}$$

where L_t , L_{cr} and L_n are total length of the soil column, thickness of the crust and length of soil under the crust ($L_t - L_{cr}$), respectively. K_{tot} and K_n are saturated hydraulic conductivity of the raindrop impacted and no-raindrop impacted samples which were measured immediately after the rainfall was over, and K_{cr} is saturated hydraulic conductivity of the crusted layer. The crusted length (L_{cr}) was measured after careful removal of the loosened particles from the subsurface layer and determined as 2 mm after measuring several samples of crusts by vernier caliper.

Saturated hydraulic conductivities of the crusted layer (K_{cr}) for Hokudai soil decreased in the order of four for WET, two for PS and one for AD and BD compared to the no-raindrop impact soil (K_n) as shown in columns 2 and 3 of Table 5. The impedance caused by the formation of crusted layer appears to be high in WET and least in BD. It can be said that Hokudai soil is easily disrupted by raindrop energy when wet than dry. The bondage between particles seemed to become hard when dry and more energy is needed to break aggregates into pieces. Thus, K_{cr} of WET was lower than that

of AD. To further verify this idea, a study should be done with high raindrop energy like high rainfall intensity and/or big raindrop size.

For Biei soil, K_{cr} decreased in the order of four for AD, three for PS and WET, and two for BD compared to K_n as shown in columns 2 and 3 of Table 5.

Initially dry samples showed extremely lower K_{cr} than WET. PS and AD had similar K_{cr} values after the raindrop impact. Runoff occurred for Biei AD with no-raindrop impact, which indicates that the soil was easily disrupted even in the absence of raindrop impact. Effect of initial soil moisture content on K_{cr} was very different between Hokudai and Biei soils.

The ratios of hydraulic conductivity of the whole column of the raindrop impacted to that of no-raindrop impacted (K_n/K_{tot}) were 2 times for AD and BD, 8 times for PS and 300 times for WET for Hokudai. While for Biei, the ratios were 27, 10, 1.33 and 10 times for AD, WET, BD and PS, respectively. The effect of the crusted layer on the whole soil profile was high in WET, followed by PS and low in AD and BD for Hokudai. Unlike Hokudai the impact on the whole profile was high in AD, followed by PS and WET and low in BD for Biei.

Table 5 Average Hydraulic conductivity of Hokudai and Biei soils after rainfall

Type of soil		K_{cr} $\times 10^{-3}$ (cm/s)	K_n $\times 10^{-3}$ (cm/s)	K_{tot} $\times 10^{-3}$ (cm/s)
AD	Hokudai	1.21	62	35
	Biei	0.0165	27	1
PS	Hokudai	1.75	800	100
	Biei	0.0171	100	10
WET	Hokudai	0.056	890	3.6
	Biei	3.08	1770	180
BD	Hokudai	0.0108	5.9	3.3
	Biei	0.0355	8	6

Where K_{cr} is the hydraulic conductivity of crusted layer, K_n is the hydraulic conductivity of the no-impacted column and K_{tot} is the Hydraulic conductivity of the whole column of raindrop impacted

4. Conclusions

Four different treatments for Hokudai and Biei soils were examined to investigate the effect of raindrop impact on the crust formation by comparing with no-raindrop impact. The two soils used as well as the treatments for each soil had shown different responses against the no-raindrop and raindrop impacts. The following conclusions can be drawn regarding the effect of raindrop impact on the treatments, soil type and the formation process of crust.

1. Results of the no- and with raindrop impact indicated that raindrop energy was the main factor for the formation of surface crusting on bare soil. This result agrees with Boiffin (1986), McIntyre (1958) and Nishimura *et al.* (1993).

2. However, processes of crust formation by raindrop impact investigated from water movement were different among the treatments. The crust was formed earlier for high bulk density (BD) treatment. Infiltration rates of air dried (AD) and wet (WET) treatments decreased with time by raindrop impact. In large aggregate (PS), cumulative infiltration was the highest among the treatments. The small aggregates had higher impact. Similar results were found by Farres (1978).

3. PS was prepared to check the wash-in effect. Contrary to the expectation there were no washed-in particles observed in our study. Chen *et al.* (1980) has similar outcome. However, other authors (McIntyre, 1958 ; Nishimura *et al.*, 1993) have found wash-in effect.

4. Even though it could not show us the extent of formation, the time to runoff or ponding became an indication of formation of crusting in cases of WET, AD and PS.

5. In Hokudai soil, hydraulic conductivity of crust layer (K_{cr}) of AD was high compared to that of WET indicating that aggregate became more stable with decreasing soil water. While in Biei, AD had the lowest K_{cr} followed by PS and WET. The main reason for this can be the

strength of the aggregates at different moisture contents, that is, Hokudai soil had high bondage between particles when dry and Biei soil particles had strong bondage when wet. Thus, Biei soil aggregates were easily disintegrated during rainfall when dry. In addition, the infiltration capacity of Biei soil was low compared to Hokudai soil and the values of K_{cr} decreased drastically in dry samples of Biei soil. Thus, it can be said that Biei soil was more susceptible to crust formation and surface runoff when dry.

References

- Agassi, M., Morin, J. and Shainberg, L. (1985) : Effect of raindrop impact energy and water salinity on infiltration rates of sodic soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **49** : 186-190.
- Ahuja, L.R. (1973) : A numerical and similarity analysis of infiltration into crusted soils. *Water Resour. Res.*, **9** : 987-994.
- Boiffin, J. (1986) : Stages and time-dependency of soil crusting. pp. 91-98. In : Callebaut, C., Gabriels, D. and de Boodt, M. (eds), Assessment of soil surface sealing and crusting. University of Ghent, Belgium.
- Chen, Y., Tarchitzky, J., Brouwer, J. Morin, J. and Banin, A. (1980) : Scanning electron microscope observations and soil crusts and their formation. *Soil Sci.*, **130** : 49-55.
- Duley, F.L. (1939) : Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **4** : 60-64.
- Farres, P. (1978) : The role of time and aggregate size in the crusting process. *Earth Surface Processes*, **3** : 243-254.
- Hillel, D. (1998) : Environmental soil physics. pp. 405-406. Academic Press, New York.
- Hillel, D. and Gardner, W.R. (1970) : Transient infiltration into crust-topped profiles. *Soil Sci.*, **109** : 69-76.
- Jury, W.A. and Horton, R. (2004) : Soil physics. p. 85. John Wiley & Sons, INC., New Jersey.
- Kashiwagi, J. and Sakuma, T. (1995) : Estimating the amount of soil losses using fallout radionuclide (^{137}Cs). *J. Jpn. Soc. Soil Phys.*, **71** : 57-62.
- Keren, R. (1990) : Water-drop kinetic energy effect on infiltration in sodium-calcium-magnesium soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **54** : 983-987.
- Le Bissonnais, Y. (1990) : Experimental study and modeling of soil surface crusting processes. pp.

- 13-28. In : Bryan, R.B. (ed.), Soil erosion and models. Catena Supplement 17, Cremlingen-Destedt, Germany.
- Lemos, P. and Lutz, J.F. (1957) : Soil crusting and some factors affecting it. Soil Sci. Soc. Am. Proc., **21** : 485-491.
- McIntyre, D.S. (1958) : Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact, Soil Sci., **85** : 185-189.
- Moldenhauer, W.C. and Kemper, W.D. (1969) : Interdependence of water drop energy and clod size on infiltration and clod stability. Soil Sci. Soc. Am. Proc., **33** : 297-301.
- Morin, J., Benyamini, Y. and Michaeli, A. (1981) : The effect of raindrop impact on the dynamics of soil surface crusting and water movement in the profile. J. Hydrol., **52** : 321-335.
- Mullins, C.E. and Lei, G.J. (1995) : Mechanisms and characterization of hard setting soils. pp. 157-176. In : Sealing, crusting and hard setting soils : productivity and conservation. ASSI Publisher.
- Nishimura, T., Nakano, M. and Miyazaki, T. (1993) : Properties of surface crusts of an andisol and their effects on soil-hydrological processes. pp. 18-28. In : Soil surface sealing and crusting. Catena Supplement 24, Cremlingen-Destedt, Germany.
- Norton, L.d. (1987) : Micromorphological study of surface seals developed under simulated rainfall. Geoderma, **40** : 127-140.
- Ogden, C.B., van Es, H. M. and Schindelbeck, R.R. (1997) : Miniature rain simulator for field measurement of soil infiltration. Soil Sci. Soc. Am. J., **61** : 1041-1043.
- Oster, J.D. and Singer, M.J. (1984) : Water penetration problems in California soils. Dept. Land, Air and Water Resources, Paper no. 1001. Univ. of California, Davis.
- Sumner, M.E. and Stewart, B.A. (1992) : Soil crusting and physical processes. pp. 1-31. In : Advances in Soil Science. Lewis Publishers.
- Valentine, C. (1991) : Surface crusting in two alluvial soils of northern Niger. Geoderma, **48** : 201-222.
- Valentine, C. and Bresson, L.M. (1997) : Soil crusting. pp. 89-107. In : Advances in Soil Science. CRC Press.

雨滴の衝撃が表面クラスト形成に与える影響

ゲタチュウ ギルマイ アスゲドム*・長谷川周一*

*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

要 旨

北海道の2種の粘土質ローム土である北大と美瑛を用い、雨滴の衝撃がクラスト形成過程に与える影響を室内実験により明らかにした。処理区として風乾 (AD), 湿潤 (WET), 大団粒 (PS) および高乾燥密度 (BD) を用意した。降雨強度が 63 mm h^{-1} の降雨装置により、高さ 170 cm より雨滴を1時間与えた。最終の浸入速度は、 $\text{PS} > \text{AD} > \text{WET} > \text{BD}$ の順であり、雨滴エネルギーの影響は団粒径の小さなADとWETが団粒径の大きなPSに比べて大きかった。クラスト形成による透水係数の低下は大きい順に北大では $\text{WET} > \text{PS} > \text{AD} > \text{BD}$ の順であり、湿潤試料よりも乾燥試料の団粒が安定であった。一方、美瑛では透水係数の低下は大きい順に $\text{AD} > \text{PS} > \text{WET} > \text{BD}$ の順であった。美瑛では乾燥することにより透水係数が大きく低下し、浸入量も北大よりも小さかった。

キーワード : 土壌クラスト, 雨滴の衝撃, 初期土壌状態, 透水係数, 人工降雨

受稿年月日 : 2004年11月4日
受理年月日 : 2005年4月13日

論文が書けない私へ

岩田 幸良*

私は土壌凍結地帯の水の動きについて研究している者ですが、冬に畑で雪をうまく採取できると嬉しかったり、夏に穴を掘って土壌を採取したりすることが楽しかったり、そういうことが楽しくて研究をやっているようなもので、研究を進める上での信条や、わくわくするような貴重な経験がほとんどありません。また、皆様を愉快にするような、気のきいた文章を書けるような人間でもありません。そこで、何を書いたら良いか困ってしまうのですが、土壌の物理性は学会誌なので、困ったついでに私が論文を書く上で困っていることについて書いてみたいと思います。

私の所属している試験場にも業績評価が導入されて、論文を書くことが重視されるようになり、①たくさん論文を書くこと、②国際誌に書くこと、③インパクトファクターの高い雑誌に載せること、が求められているようです。しかし、いくらこのような風潮に従おうとして、たくさん、あるいは国際誌を目指して論文を書こうと努力しても、途中で挫折してしまい暗い気持ちになることの連続です。なぜ、私は論文が書けないのか？ この問題を考えるために、論文を書く気がある状態からすっかり書く気が無くなる状態に移行する3つの例を考えてみました（私は野外観測が研究のほとんどなので、野外で観測したデータをまとめて論文にする、ということを前提にしました）。

例え話1: まず、論文になりそうなアイデアが浮かび、論文を書くためにデータの解析を始めました。しかし、解析が進むうちにどんどんアラが見えてきて、これは論文にしてもリジェクトが確実なのではないか、と不安に駆られました。暗い顔で昼ごはんを食べていると、職場の若い人はみんなどんどん有名な雑誌に論文を出している、という話題になり、自分はどうせいい論文なんて書けないよ、とイジケました。さらに、もっと研究のスタイルを変えた方がたくさん論文が書けるようになるのではないか、というアドバイスに、やっぱり俺の研究の進め方が悪いのか、と、もう、気分はどん底で、もう論文なんて書か、と投げやりになりました。

解説1: この話のやる気の無くなるポイントは、①リジェクトになる不安、②周囲の人との比較による劣等感、③周囲の意見による自信の喪失、といったことで

しょうか。

例え話2: とりあえず、観測したデータをグラフにまとめてみたら、結構きれいな図になりました。先輩にみせると、これは良いデータだからぜひ国際誌に出すべきだ、というアドバイスをもらい、すっかりやる気になって論文を書くことに着手しました。図書館の国際誌をみると、どの論文もかなりのボリュームがありました。そこで、論文にするためには長く書く必要があると思い、いろいろとデータをいじくっていたら思考が変な方向に行き、自分でも何を書いているのかわからない状態になりました。そして、訳のわからない初稿が出来上がり、先輩にみせたら、こりゃなんだかわからん、と言われ、ボツになりました。

解説2: この話のやる気の無くなるポイントは、①論文は長く書かないといけない、という思い込み、②そもそも論文を書く目的を理解していなかった、③無駄な解析による徒労感、といったところでしょうか。

例え話3: なんとなく観測を続けていたら、かなりの量のデータが集まりました。そこで、このデータを論文にしないといけないと思い、論文の構想を練り始めました。データAとBを一緒にすると良い論文になりそうだけれど、たくさん論文を書かないといけないから、AとBを別々にして2本の論文を書こうと決意しました。最初、データAを解析して論文を書き始めましたが、今ひとつインパクトに欠ける議論しかできませんでした。そこで、中断してデータBで論文を書いてみましたが、書いていておもしろくなく、筆が全く進みません。それで、何もかも嫌になってしまい、結局書くのを止めてしまいました。

解説3: この話のやる気の無くなるポイントは、必要以上に論文を書こうということに尽きるのではないのでしょうか。

これらの例をみると、審査の厳しい雑誌に投稿したい、だけどリジェクトは嫌だ、しかも小分けにしてたくさん論文を書きたい、という、そんな虫の良い話が展開されています。また、自分の信念をしっかりとっていないため、周囲の評価を気にしすぎ、周囲の意見に振り回

*北海道農業研究センター畑作研究部、〒082-0071 北海道河西郡芽室町新生

されているようです。よく、論文はアイデアだから書き方次第で良くも悪くもなる、といいますが、それは論文を書きなれた人か、論文を書く才能に恵まれた人の話で、なかなか論文の書けない私には当てはまらないようです。

こんな私でも、人から、あるいは文章を通して、他人の意見に触れることで論文を書こうという気になることもあります。その中から、私が特に印象に残っている、やる気の出た言葉を3つ挙げてみます。

・お前も俺も優秀じゃあないんだから、前座のようなつもりで論文を書けばいいんだ

論文を書いていて行き詰まって落ち込んでいるときに、先輩に相談したら、以前、その先輩も「大作を書くように気負わず、前座のようなつもりで、掘りはOK!、程度の論文を書けばいいんだ」、という内容のアドバイスをもらった、という話をしてくれました。前座とは先駆者、だれもやっていないようなオリジナリティのあるおもしろい研究をしろ、という意味も含まれているのかもしれませんが、前座程度でいいんだと考えて、気楽に書けるような気がしてきます。

・リジェクトされたら読者が見る目が無かったと思え

実際にはそうでは無い場合も多いのかもしれませんが、独創的な研究などはその真価がなかなか見抜けない場合がある、ということも言われます。いずれにしても、リジェクトが怖い私は、この言葉でずいぶんと気が楽になります。

・書かないより書いた方がマシ

自分の思考の整理になるし、どんなものでも書かないで眠らしておいたら人の役には立たない。恥は書くかもしれないけれど、どんなものでも書いてみる、という考え方は、良いものを書かないとダメだ、という気持ちを

和らげてくれます。

人にアドバイスすることは難しいことだと思えます。例えば、「英語で論文を書くにはたくさん論文を読まなければならない。自分は学生時代に非常にたくさん論文を読んできたから英語で論文が書けるようになった。」という言葉聞いて、私は学生時代にほとんど英語の論文を読んでいないから国際誌には書けないのではないかと悩んだことがあります。人それぞれ、良いアドバイスは違うのでしょう。優秀な研究者には、ただ、良い論文をたくさん書け、というだけでよいのかもしれませんが。しかし、私にとっては、それだけではどうしたらよいのかさっぱりわからず、おろおろとするばかりです。そこで、私のような人間にける良い言葉を自分で考えてみました。

「論文は書け(言われないと一生書きそうもないから)。だけど、たくさん書くな(調子に乗ってたくさん書こうとして失敗するのは目に見えているから)。人がどれだけ成果を挙げていようと気にすることは無いさ(そんなことで落ち込んでいる暇があれば論文を書け)。人がなんと云おうと、気にすること無いさ(自分を持て)。良い論文なんて書こうと思わずに、とにかく書いてみる(能力ないんだから、良い論文なんて最初から書けるわけ無いだろ)。」注：括弧内の言葉は心の声です。

これからどんどん競争が厳しくなり、優秀な研究者しかいなくなる時代が来るかもしれませんが、万が一、私が将来も研究を続けていて、論文を書けなくて悩んでいる研究者にアドバイスを求められることがあれば、このように答えようかと思っております。

受稿年月日：2005年5月25日

受理年月日：2005年5月25日

土壌圏と地球温暖化

木村真人・波多野隆介 編

名古屋大学出版会 2005年2月発行

A5判 245頁 ISBN 4-8158-0509-1 5,250円

本書は地球温暖化に関わる土壌中のメカニズムから政策論に至るまで、幅広く記述されている。様々なケーススタディーを紹介しながら、この分野に関わったことのない人々にもわかりやすく、ある意味、教科書の様に丁寧にまとめられた一冊だと感じた。

本書は、12章から成る。第1章から第3章までは、「第I編 地球の温暖化と土壌」としてまとめられている。1章では、土壌有機物の重要性、分解集積について、これまで得られてきた知見がまとめられている。一方、2章、3章では、データの不確実性、ミッシングシンクについてなど、未解明、確定的でないことも多いことを知らしめさせられる。本書の導入部である第I編は、これまでの研究から、分かっている事もあるが、地球規模の環境問題である地球温暖化に向き合っていくことの困難さの一端が伺われる。

「第II編 森林・草地・畑・水田における炭素の循環」は、第4章から第9章で構成され、土壌生態系における炭素循環が土地利用形態によって異なるという研究事例が、様々なケーススタディーを通して示されている。また、第9章では、地域レベルでの測定事例から、化石エネルギー消費の問題が指摘されている。化石エネルギーの消費を続ける限り、生態系の炭素循環では放出される炭素は吸収されない事が示され、化石燃料消費を減らし、さらに、市街地に樹木を増やすなど、土地利用における炭素固定能を高める努力が必要だとも述べられている。

第10章、第11章は、「第III編 土壌における二酸化炭素の生成から発生まで」としてまとめられ、土壌からの二酸化炭素発生についてのメカニズムの解説、また、土壌の生物的、化学的性質と二酸化炭素発生量の関連性がまとめられている。

第12章は、第4編「土壌炭素管理による地球温暖化への挑戦」として結ばれている。この一章のみであるが、本書の最も重要な一章として位置づけられる。本書の構成は、1編から4編までであるが、それが上手く「起・承・転・結」として編纂されている。本編は、まさしく、「結」としてふさわしい内容であるとともに、決意の「決」としても捉えることが出来るかもしれない。本章では、「炭

素循環における土壌の役割を今一度見据えなおし、地球温暖化を抑止するための管理方策を土壌学の立場から探索し提言する必要がある。本書はそのためのひとつの試みである。」と記述されている。そして、地球温暖化防止に向けた活動に関し、土壌学をはじめ学問諸分野の知見を基にモデルを活用した農業活動のあり方をケーススタディーと照らし合わせながら検討されている。生態系のスケール別（陸域生態系～地球規模）に各種炭素循環モデルが紹介されているが、ここでは、土壌、特に、土壌炭素の蓄積・分解過程は組み込まれていないことが指摘されており、地球温暖化に関し、圃場よりも大きなスケールのモデル開発に土壌学者が積極的に参加することが、現代社会の要請に応えるためにも必要だと力説されている。

地球温暖化という問題は、ここ最近、新聞紙上でも目にする事が多くなり、環境省が提唱した「COOL BIZ」という取り組みに見られる様に、社会的にも非常に関心が高まりつつある。ただ、問題が大きすぎるため、日々の生活の中での実感は、いまひとつではないだろうか？しかし、我々人間を含め、生物が命を育むために不可欠な土壌と地球温暖化を論じた本書を通じ、この問題ももっと身近なものになると感じる。さらに、「はじめに」の中で編者らは、本書をまとめた目的として、「地球温暖化を促進してきた要因として化石エネルギー消費の増大のみを単純に考えてきた社会に土地利用変化と土壌の動態が地球温暖化に与える影響に関心を喚起すること」を挙げている。本書を一読し、あらためて地球温暖化を抑止することの難しさを痛感した。しかし、手をこまねているばかりでなく、「難題だからこそ、研究者よ、これに立ち向かえ」と、叱咤激励されている様にも感じた。

目次構成
はじめに

第I編 地球の温暖化と土壌

第1章 土壌における炭素ダイナミクスと地球環境

第2章 陸域生態系をめぐる炭素循環

第3章 森林生態系の炭素循環と土壌有機物

第II編 森林・草地・畑・水田における炭素の循環

- 第4章 日本の森林における
土壌呼吸の季節変動と炭素収支
- 第5章 南関東の森林における土壌呼吸
- 第6章 草地における炭素循環とルート・マット形成
- 第7章 畑地における土壌呼吸と炭素収支
—北海道道央のタマネギ畑における例—
- 第8章 水田における有機物の分解と炭素循環
- 第9章 北海道旭川地域における
炭素のストックとフロー
- 第Ⅲ編 土壌における二酸化炭素の生成から発生まで
- 第10章 異なる土壌間での二酸化炭素発生能の比較
- 第11章 土壌中における二酸化炭素の化学
- 第Ⅳ編 土壌炭素管理による地球温暖化への挑戦
- 第12章 土壌管理戦略にむけて
- 索引
- 永田 修 (北海道農業研究センター)
受稿年月日: 2005年6月6日
受理年月日: 2005年6月6日

I. 編集委員会申し合わせ

2005年4月14日(木)までに行った電子会議により、下の編集関係規定類の英訳を編集委員会の責任において作成した。

- 投稿規定 ■投稿案内 ■原稿執筆要領
- 土壌物理分野のSI使用例 ■閲読の手引き

作成した英訳については、日本語のものを正本とすること、学会ホームページに掲載し、かつ会員・寄稿者からの求めがあった場合には提示することを確認した。

II. 2004 (H16) 年度第3回評議員会

2005年3月31日メール審議結果

出席：2004年度評議員

議長：赤江剛夫会長

審議事項：次期体制(任期2005.4.1~2007.3.31)の役員選出について(承認)

5つの審議事項を持ち回り委員会にて一括審議の結果、2005年4月1日より暫定発足することになった。なお、正式承認は秋の評議員会ならびに総会にて行うことにした。

持ち回り審議承認事項(氏名敬称略)：会則第6条(1)(2)ならびに役員選出規定(3)(ハ)準拠に照らした各種役員補充ならびに選出があった。

1. 長谷川新評議員が新会長に選出されたことによる新評議補充について、長谷川周一に替えて「登尾浩助」を繰り上げ当選とした。
2. 新会長委嘱評議員について、「赤江剛夫(岡山大)、坂西研二(JIRCAS)、竹内晴信(北海道中央農試)」の3名を選出した。
3. 新副会長について、「谷山一郎(農環研)」を選出した。
4. 新編集委員長について、「石渡輝夫(北海道開発土研)」を選出した。
5. 新評議員体制(任期2005.4.1~2007.3.31)は下記のとおりとした。

地域	人数	新評議員氏名
北海道	3	石渡輝夫, 長澤徹明, 波多野隆介
東北	3	安中武幸, 粕淵辰昭, 登尾浩助
関東	2	軽部重太郎, 宮崎 毅
中部	2	取出伸夫, 成岡 市
近畿	1	中村公人
中・四国	3	石黒宗秀, 井上久義, 吉川省子
九州	1	長 裕幸
会長委嘱	3	赤江剛夫, 坂西研二, 竹内晴信

III. 2005 (H17) 年度第1回評議員会

H17年度役員および委員選出(承認)

2005年4月5日メール審議結果

出席：2005年度評議員

議長：長谷川周一会長

審議事項：役員・委員(任期2005.4.1~2007.3.31)の選出(承認)

4つの審議事項を持ち回り委員会にて一括審議の結果、2005年4月1日より暫定発足することになった。なお、正式承認は秋の評議員会ならびに総会にて行うことにした。

持ち回り審議承認事項(氏名敬称略)：会則第6条役員規程(3)(4)ならびに第9条委員会規定(2)(3)に照らし、下記の各項目が承認された。

1. 会計監査について、矢沢正士および渡辺治郎が評議員会にて選出された。
2. 事務局幹事について、倉持寛太, 成岡市, 柏木淳一, 岩田幸良を会長が委嘱した。
3. 編集委員会委員について、柏木淳一, 加藤邦彦, 北川巖, 三枝敏哉, 取出伸夫, 永田修, 中辻俊朗, 中原治, 橋本 均, 横濱充宏が評議委員会にて選出された。
4. 学会賞選考委員について、赤江剛夫, 石渡輝夫, 井上久義, 粕淵辰昭, 波多野隆介, 藤井克己, 宮崎毅が評議員会にて選出された。

IV. 2005 (H17) 年度第1回事務局会議

日時：2005年4月16日(土曜)10:00-17:00

場所：北海道大学土質改善学講座

出席：長谷川会長, 石渡編集委員長, 柏木会計幹事, 岩田編集幹事, 成岡庶務幹事, 井上前編集委員長, 諸泉前会計幹事, 吉迫前編集幹事

議題：

1. 新役員・各種委員構成について
2. 会則および事務局の異動について
3. 2005年度年間計画について
4. 評議員会開催について
5. 総会・シンポジウム開催について
6. 「土壌の物理性」発行(年3誌)計画
7. 新会員入会について
8. 学会誌バックナンバー検索システムの搭載サーバーの設置について
9. 学会編集新刊書籍の企画および特集の企画について
10. 各部署の引継ぎ
 - ・新旧会計幹事(諸泉, 柏木)
 - ・新旧編集幹事(吉迫, 岩田)
 - ・事務局(長谷川, 井上, 石渡, 成岡)

V. 2005 (H17) 年度第1回編集委員会

会 場：北海道開発土木研究所 3F 会議室

日 時：2005 (平成17年) 年4月27日 (土)

14:30~18:00

出席委員：石渡輝夫 加藤邦彦 北川 巖 永田 修 中
辻敏朗 中原 治 橋本 均 (委員11名中7
名参加：成立)

オブザーバー参加：長谷川周一 (会長) 倉持寛太 (庶務
幹事) 岩田幸良 (編集幹事)

○ 議事内容

1. 報 告

編集委員長より新 (2005~2006 年度) 役員・委員の
報告と前編集委員会からの引き継ぎ経過の報告がなさ
れ、全会一致で承認された。

2. 議 題

- (1) 編集委員長より提案のあった「土壌の物理性」
2005 年度の発行計画が全会一致で承認された。
- (2) 編集委員長より企画・特集について提案があり、
「古典を読む」「各種解説記事」についていくつか
の案が示され、各編集委員が企画・特集の実現可
能性を含めて検討することが確認された。
- (3) 閲読担当者の選定方針について編集委員長から説
明があり、全会一致で承認された。
- (4) 巻頭言、土粒子、書評及び編集後記の執筆者の選
定について、編集委員長に一任することが全会一
致で承認された。
- (5) 前編集委員会と同様に、電子メールによる編集委
員会を行うことが確認された。

3. その他

2005 年度シンポジウムについて、テーマの候補が話
し合われた。

4. 質疑応答・討論

「報告」「議題」「その他」に対する質疑応答・討論を
行った。

VI. 会員消息 (2005 年 6 月 1 日まで)

入会 正 会 員 永田 修

学生会員 東 直子

退会 正 会 員 峯 浩昭

正 会 員 中山熙之

正 会 員 桑原真人

正 会 員 松岡直基

正 会 員 江崎 要

正 会 員 世良田和寛

正 会 員 荻野芳彦

正 会 員 芦澤潤一郎

学生会員 臼井靖浩

学生会員 Getachew Girmay Asgedom

購読会員 農業・生物系特定産業技術研究機構近
畿中国四国農業研究センター (福山)

購読会員 和歌山県農林水産総合技術センター果
樹試験場

購読会員 琉球大学附属図書館

現在会員数 (2005 年 6 月 1 日現在)

正会員数 (国内) : 382

同 (海外) : 4

学生会員数 : 16

賛助会員数 : 10

小 計 : 412

購読会員数 : 51

合 計 : 463

シンポジウム「都市と農山村の共生による
新しいライフスタイル」の開催について

主 催：日本学術会議 農業総合科学研究連絡委員会

共 催：日本学術会議 農業総合科学研究連絡委員会
「都市・農山漁村パートナーシップ専門委員会」後 援：農林水産省東海農政局，オーライ！ニッポン
会議，(財)都市農山漁村交流活性化機構，全
国水土里ネット，愛知県，三重県，名古屋大
学，三重大学協 賛：日本畜産学会，システム農学会，日本産業動
物獣医学会，日本獣医公衆衛生学会，根研究
会，農業土木学会，土壌物理学会，日本環境
動物昆虫学会，日本農作業学会開催日時：平成 17 (2005) 年 6 月 25 日 (土) 午後 1 時～
5 時開催会場：名古屋大学 野依記念学術交流館 (〒464-
8601 名古屋市中種区不老町)

1960 年代以降，急速な産業構造の変革ともなって，国内における食糧生産・人口構成・国民所得等に占める農業の地位は大きな変化を遂げてきました。近年，農業は食糧生産や農村社会の問題としてだけでなく，農業が自然保護や環境問題，農村文化，国民の憩いの場や教育の場として果たす役割が大変大きいと考えられるようになり，これまで進められてきた食料生産中心の農業・農村政策は見直されようとしています。

このような農業・農村政策の新しい流れは，多くの農村に居住している人々と，農業生産物と農村の文化や環境を現在享受し，今後享受しようとしている都市住民との相互の協力があるから可能になるのです。例えば，都市住民との「安全な」食料の需要・供給関係は，生産者と消費者の信頼関係がないところではなり立ちません。

また，わが国の人々は古くから，水田にみのある黄金色の穂波に心をいやされ，青々と茂る山野の美しさに心を奪われてきました。農業や農村と都市はこのように深いつながりをもっています。農村と都市の連携によって，わが国の食料生産と風土や伝統文化を守り，農村と都市の新しいきずなを結ぶために，シンポジウムを企画しました。

司 会 山内 章 (名古屋大学大学院生命農学研究
科生物資源学専攻教授)

開会挨拶 塩見正衛 (日本学術会議会員)

講 演

座長 内藤善久 (岩手大学農学部獣医学科教授)

「森林における様々なライフスタイル」

永田 信 (東京大学教授・農学部附属演習林
長)

「食と緑が支える豊かなくらし」

林 錡 (愛知県農業大学校長)

「素人たちが再生する山村の暮らしと農林業」

丹羽健司 (東海農政局総務部情報推進課行政
情報調整官，NPO 法人都市と農山村交流ス
ローライフセンター理事)

「心豊かな里作りによる都市住民との交流」

高橋幸照 (水土里ネット立梅用水事務局長)

討 論

座長 成岡 市 (三重大学生物資源学部教授)

石川文武 (日本農業機械化協会)

コメント 中川昭一郎 (東京農業大学客員教授，元日
本学術会議会員・第 6 部長)山下興亜 (中部大学学長，元日本学術会議
会員・第 6 部長)渋川祥子 (横浜国立大学名誉教授，聖徳大
学教授)

閉会挨拶 菅野 茂 (日本学術会議会員)

一編集後記一

本号から編集幹事を担当することになりました岩田と申します。どうぞよろしく願いいたします。

今までノホホンとしていた私は、こういった本格的な事務仕事を任されるのは初めてで、毎日あたふたしておりますが、こういった苦労の上に学会が成り立っているのだと、だんだんわかってきたように思います。この黄色い雑誌が先輩方の血と汗の色に見えてきて、粗末には

扱えないと感じております。無能ゆえ、何か新しいことはできないかもしれませんが、受け継がれてきたこの雑誌を絶やさないため、次の方に受け渡しできるよう、2年間がんばりたいと思います。

いろいろとご迷惑をおかけすることが多いと思いますが、どうかよろしく願いいたします。

(編集幹事 岩田幸良)

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)

土壌の物理性 第100号 (会員配布) 2005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 narioka@bio.mie-u.ac.jp

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

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/index.html>)で最新のものを確認して下さい。

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

印 刷 創文印刷工業株式会社

〒116-0011 東京都荒川区西尾久 7-12-16

複写される方に

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

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

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

Notice about Photocopying

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

Japan Academic Association for Copyright Clearance (JAACC)

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

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

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

No. 100

July 2005

Contents

Foreword	I. TANIYAMA	1
Special reports for the issue of No. 100		
Introduction	S. HASEGAWA	3
I. Soil Physics in related research fields		
The Emerging Role of Soil Physics in Environmental Engineering	T. KOMATSU and P. MOLDRUP	5
Application of Soil Physics to Rainwater Dynamics at Forested Hillslopes	K. KOSUGI	15
The Recent Studies on Precision Agriculture Based on Soil Physical Properties	K. NIWA	27
Experimental Study of Water Redistribution Measurement in the Model Earthen Wall and its Numerical Analysis.....	T. ISHIZAKI	35
II. Roles of soil physics for stable crop production		
A New Turn and Present State of Drainage Improvement in Snowy Cold Region	I. KITAGAWA	43
A Field Study of Irrigation Technics for Upland Crops in Humid Area	H. TAKEUCHI	55
Original Papers		
The Effect of Raindrop Impact and Initial Soil Conditions on Surface Crust Formation	G.G. ASGEDOM and S. HASEGAWA	65
Readers' column	Y. IWATA	77
Book review	O. NAGATA	79
Announcements		81
Editor's Postscript		84

Japanese Society of Soil Physics

Division of Environmental Resources
Graduate School of Agriculture, Hokkaido University
Sapporo, 060-8589 Japan