
卷 頭 言

土 壌 物 理 の 停 滞 を 打 ち 破 ろ う

岩 田 進 午*

この記念特集号の座談会で、何人かの方から、土壌物理学が、現在、全体として停滞しているのではないかとの指摘がなされた。私自身も、数年来、国内だけでなく国際的にみても、土壌物理学における本質的な発展が認められないことについて、いろいろ思いをめぐらしていただけない、やっぱりという感じが強かった。

土壌物理学の中心的課題の1つである土壌水の運動の分野に眼をむけてみよう。Richardsの不飽和水の運動法則の提起以来、土壌水の運動に関して、数え切れないほどの報告が発表されているけれども、Richardsをこえる論文を見出すことは困難である。Richardsの提起は偉大であったがそれはあくまで、アナロジーにもとづいており、現実の土壌中の水分運動の解析から出発したものではない。理論的にも、孔隙中を満流する流れが支配的な高水分領域では、Richardsの仮定が近似的に満足されるにしても、皮膜流れの寄与が大きくなる低水分領域で、Darcy則が適用しうるとは信じ難い。その証拠に水分ポテンシャル $-100 \text{ cm (H}_2\text{O)}$ 前後で、すでに Darcy 則からのずれが大きくなるとの報告もかなり存在する。

物質移動の分野においても、事態は全く同じである。Nielsen と Bigger が、毛細管や均一な砂層を流れる地下水において成立する法則を、土壌に適用してから、すでに23年近くの歳月が経過している。彼等の成功は、あたかも、単純な系で成立した法則が、そのまま土壌にも適用されうるように見えた。しかし、それはパラメータである見かけの拡散係数の魔術であった。見かけの拡散係数は、まだ独自の物理手法で確定されるにいたっていない。孔隙容積の物理的意味も、土壌に対してはまだ十分明らかにされていない。紙面の都合で触れることはできないが他の分野でも実態は大同小異である。

もちろん、いくつかの新しい芽がない訳ではない。土壌への水の浸潤現象における、Green and Ampt の式の再評価および虫や腐植した根によって生成される大孔隙の機能の追求。物質移動における団粒構造の位置づけとその役割の解明。これらの動きの多くは、既知の方程式から出発するのではなく、まず現象を子細に・正確に観察することによって、そしてその中で解決の鍵を求めようとしている点で共通している。しかし、これらの流れは、まだごく小さい。それは、それらが、各分野の発展段階の徹底的な分析の上にたって、目的意識的に行なわれていないことによるものであろう。

私見を言わしていただくならば、現在、土壌物理学を進展させるための鍵は、現象の注意深い観察と高度のテクニックを駆使しての物理量の正確かつ定量的な把握にある。圃場について言うならば、点ではなく、ある広がりをもった空間における物理量を正しくつかむ測定法の確立でもある。加えて、大切なことは、既成概念にとらわれない新しい視点からの解析である。これらを保証するのは、柔軟な頭脳と頑健な体力。若い研究者諸君の奮起を期待する。

* 農業土木試験場

特 集

土 壌 物 理 研 究 レ ビ ュ ー

本研究会は会誌の発行や研究会の開催などによって、情報や知見の交流を行い、それらを通じて直接間接的に農業技術の進歩に寄与してきた。会誌発行が50号を迎えるに至った今日、それらの研究がどのような背景と問題意識のもとに課題として取上げられ、成果が農業技術の進歩や研究の深化にどのように寄与してきたかをレビューすることは意義のあることと思われる。

研究レビューは個々の研究者が研究課題を選択し、成果をとりまとめるに当たって通常行っているものであろうが、より広い範囲について組織的・系統的に行うことは、個々の研究の位置づけを明確にする上で役立つばかりでなく、次代を担う研究者の共通指針として、また関連のある他の研究分野の参考資料としても有効であろうと考えられる。

このような主旨のもとに研究レビューは「Ⅰ. 農業と土壌物理・農業技術の進歩や農業生産の向上に寄与した成果」、「Ⅱ. 基礎的研究・農業技術の基礎となった成果」とに分けて行い、それぞれ幾つかの重要な成果に焦点を絞って研究の歴史的な展開、達成された成果及びその意義研究の現状、ならびに今後に残された問題点等をわかり易く、記述することとする。

また、これらのレビューを踏えて「Ⅲ. 座談会・土壌物理の歴史とその展望」を開催する。専門領域にとらわれない自由な発言によって読み物としても楽しく、かつ土壌物理研究の今後を広く展望するものとする。

編 集 委 員 会

Ⅰ. 農業と土壌物理

- | | | |
|-------------------------------|-----------|----|
| 1. 粘土質水田の排水改良 | 田渕 俊雄 | 3 |
| 2. 重粘土水田の土層改良 | 多田 敦 | 6 |
| 3. 重粘土畑土壌の改良 | 小川 和夫 | 9 |
| 4. 樹園地の下層土 | 丹原 一寛 | 13 |
| 5. 畑地 灌 溉 | 筑紫二郎・長 智男 | 16 |
| 6. 干拓地土壌 (八郎潟干拓地の事例から) | 金子 淳 | 19 |
| 7. 土壌物理と農業機械 (主として残された問題について) | 三浦恭志郎 | 26 |
| 8. 機械化と圃場整備 | 長野間 宏 | 29 |
| 9. 岩 大 工 法 | 徳永 光一 | 33 |
| 10. 土 壤 侵 食 | 前田 乾一 | 37 |

Ⅱ. 基礎的研究

- | | | |
|-----------------------|-------|----|
| 1. 水分恒数 | 三野 徹 | 41 |
| 2. 土壌水分のヒステリシス現象 | 加藤 英孝 | 46 |
| 3. 土壌面蒸発 | 佐久間敏雄 | 51 |
| 4. 浸潤方程式 | 宮崎 毅 | 56 |
| 5. 物質移動 | 波多野隆介 | 62 |
| 6. 熱移動と温度 | 粕渕 辰昭 | 68 |
| 7. シミュレーション | 藤縄 克之 | 70 |
| 8. 凍土・凍結 | 福田 正己 | 76 |
| 9. 土 壤 空 気 | 阿江 教治 | 81 |
| 10. 土壌と大気間のガス交換 | 陽 捷 行 | 88 |
| 11. 土と根の境界の根の吸水に及ぼす影響 | 長谷川周一 | 93 |
| 12. 土の力学的挙動と構造 | 軽部重太郎 | 98 |

Ⅲ. 座 談 会 103

I-1 粘土質水田の排水改良

田 淵 俊 雄*

1. 主な研究の流れ

1960年以降の「粘土質水田の排水改良」に関する主要な研究の略年表は表一のようになる¹⁾。60年代に水田農作業の機械化が進行し、水田におけるトラクタやコンバインの走行不良が最大の問題となった。そこで暗キョが排水改良の最高の手段として登場し、各地で施工された。しかし暗キョを施工しても、重機械を使うことのできない水田が日本海側の気象条件の悪い地域を中心に数多く生じた。

このような状況下で、山崎²⁾、丸山³⁾、田淵⁴⁾、長浜⁵⁾らの調査研究が進み、水田における排水の実態が次々と明らかになっていった。1967年の農業土木学会の水田排水に関するシンポジウム⁶⁾はその総括点ともいえるもので、熱のある活発な討論が交された。そこでは、欧米追従の暗キョ万能論に代って、キレツや埋戻し部の重要性や均平、落水期間など、従来かえりみられなかった要因が数多く指摘された。

山崎⁷⁾の「土壌物理」、「農地工学」および農業土木学会の「暗キョ排水委員会報告」⁹⁾はこれらの知見を総括したもので、これらは農林水産省の「暗キョ排水設計基準」¹⁰⁾へと活かされていった。その後、福島¹¹⁾のモミガラ詰め暗キョ機械や、高橋¹²⁾、富田¹³⁾らの畑地転換畑の

排水へと研究は進んでいった。

「土壌の物理性」誌上でも、この研究の流れは反映しており、初期の後藤¹⁴⁾、長崎¹⁵⁾、金須¹⁶⁾、国分¹⁷⁾らは機械走行能と土壌の物理性(沈下や硬度)との関係について報告している。丸田¹⁸⁾は水田の排水実態を、江崎、竹中¹⁹⁾は八郎瀧のヘドロの乾燥実態を報告し、根岸²⁰⁾は水田の透水性と排水不良の原因について全国的な調査をまとめて報告した。

2. 土壌物理との関連—浸透学と暗キョ—

水田排水ほど土壌物理との関連がドラマチックに現われたものはないであろう。初期、水田排水は地下浸透中心主義であった。それは「暗キョさえ入れれば排水は改良される」という暗キョ万能主義となった。暗キョを入れたり、排水路の間隔を狭く、または深くすれば水は水田から速やかに排水する、という考えである。暗キョ公式は浸透学が作り上げた高級な理論として遇されていた。

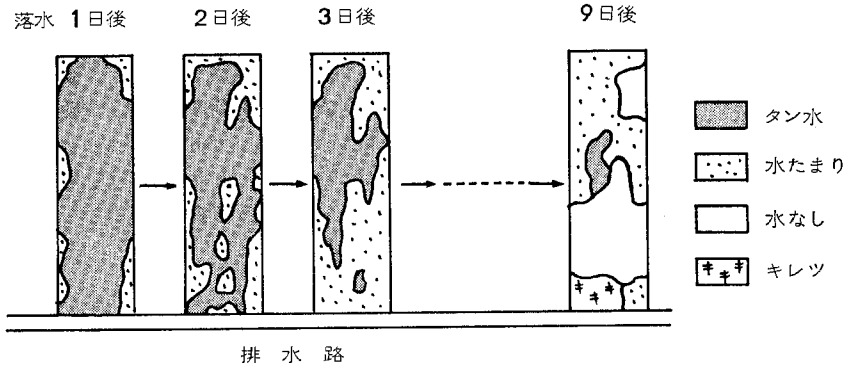
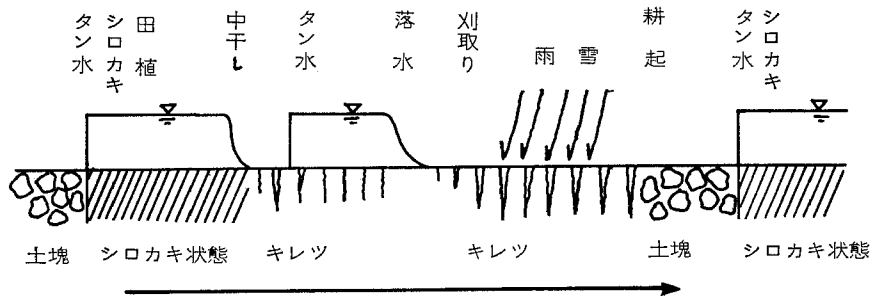
それが、多くの日本の研究者達による水田の排水実態調査により、そのもつ机上の理論的欠陥が露呈されていったのである。1967年の水田排水シンポジウムで、田淵は「作土層がシロカキ状態の粘土質の無暗キョ田の地下栽培は0である。暗キョ田でも栽培は少ない」と述べた。田淵ら⁴⁾はその研究を始める時、作土層が難透水性なのに何故暗キョが有効たりうるのか?という疑問を提起し、先入観を排して水田排水の実態調査を開始したのである。

その結果が上述した浸透否定であった。水田土壌の透

表一 粘土質水田の排水改良に関する研究略年表

年 代	流 れ	研 究 (土壌の物理性)
1960	〔機 械 化〕 ↓ 暗キョ万能 欧米公式	〔後 藤〕〔長 崎〕
1965	〔実 態 研 究〕 ↓ キレツ 埋戻し部 均平 落水期間	〔山崎ほか〕 〔田淵ほか〕〔丸 山〕 〔農士学会シンボ〕 〔長 浜〕 〔八郎瀧委〕 〔金 須〕〔国 分〕 〔丸 田〕
1970	〔日本方式確立〕 ↓ モミガラ	〔山崎：土壌物理〕 〔山崎：農地工学〕 〔高 橋〕
1975	〔畑 転〕	〔農士学会暗キョ報告〕 〔福 島〕〔富 田〕 〔江 崎, 竹 中〕 〔根 岸〕

* 茨城大学農学部

図一1 水田表面の排水状況のスケッチ⁴⁾

図二 作土層の形態の時期的変化

水係数のデータ、浸透能の測定、塗料による浸透追跡、暗キ_ヨ排水量の測定等、数多くの証拠が集められた。その中でも強力な証拠が「田面のスケッチ」であった(図一1)。これは水田表面の水の状況を落水開始日から連日水田の中を歩きまわってスケッチして、水田の排水実態を明らかにしたものである。このスケッチから判明したことは多くあるが、中でも重要なのは浸透の少ないことの証明であった。浸透が大きければ、田面の残留水はすぐに浸透によって消滅するであろう。しかし、田面の残留水は一週間、長ければ10日も消滅しなかったのである。残留水の減少速度は蒸発散量とほとんど同じであった。このことは浸透が0であることを意味している。暗キ_ヨのある水田でも同じような結果であった。作土層にキレツが入らない限り、浸透は大きくならなかったのである。

またこのスケッチは測定法としても大変ユニークなものであった。それは水田の表面を「面」としてとらえたからである。水田を調べる時、土壤物理でよく行うサンプリング方式はどうしても点になる。地耐力や浸透能試験も狭い面、どちらかといえば点である。このような点の測定によって面を判断する際には大きな障害がある。バラツキであり、その判定結果は精度の低いものにならざるをえない。また点で面が測定できるか、という本質的な問題も残される。それが、このスケッチ測定法では

見事に解決された。誰もが考えそうでいて、考えつかなかった方法である。著者らも正直な所、最初からこの方法を考えたのではない。水田内の数ヶ所に1m²程度の小区画を設け、その中でキレツを観察しようとしていた。しかし、広い水田の中に立った時、このような測定がいかに無力であるかを身にしみて感じたのである。その結果生れたのが全面スケッチ法である。

3. 水田の透水構造

数多くの実態研究から粘土質の水田の透水構造が判明していった。水田の作土層の透水係数がシロカキ状態では極めて小さいが、乾燥してキレツが入れば逆に透水係数は非常に大きくなること、そしてこのような極端な透水係数の変動—時間のファクターが水田では定期的起っていることである。

図二はこのような作土層の時期的変化を示したものであるが、これは水田の排水改良を行う場合欠くべからざる認識である。人為的に「タン水」と「落水」をくり返す水田は排水時期は通年でなく、トラクタやコンバインを使う時期に限定される(限定排水)。このような排水時期との関連で、作土層にキレツがあるかないかが重要である。またシロカキによって作土層は必ず難透水化し、元に戻るという「サイクル性」が大きな特徴である。このような作土層の乾湿が粘質土の膨張・収縮、キ

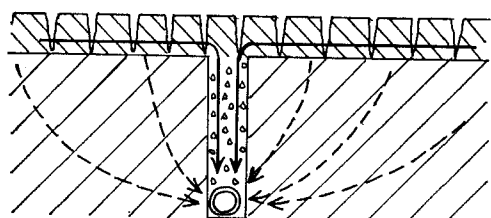


図-3 水田土層の透水構造

レツの生成・消滅、および地耐力や透水性の変化を呼び起すが、これらは土壌物理学の研究課題である。水田排水は土壌物理学者にとって格好の研究フィールドであった。

さらに土層断面の側から水田の透水構造を見ると、作土層、スキ床層および心土層、暗キヨ埋戻し部の3層に区分されることがわかった(図-3)。区分しない場合の浸透水の流線は点線のようになり、これは心土層の水が通過して暗キヨに到達する畑地の浸透としてよく画かれる図である。そして欧米の暗キヨ理論はこのような流線にもとづいて組み立てられている。

これに対して3区分の流線は実線のようになる。水は作土層のキレツを横流れし、暗キヨ埋戻し部を降下して暗キヨに到達する。粘質土の、しかもキレツのない心土層は水をほとんど通さない。これは前述した多くの研究者達によって明らかにされていった。

したがって、作土層のキレツと埋戻し部が重要な流路となり、それをいかに確保するかが排水の課題となる。作土層を乾燥してキレツを発生させることが先決となり、そのために地表排水を良くするための田面の均平や小排水溝、それに落水期間を十分に長くとることが必要であると指摘された。また埋戻し部の透水性を良くするためのモミガラ詰めや土壌改良剤も考案された。今やモミガラ詰めは当然のことのようになっているが、以前には、埋戻し部の土を突き固めて不透水化してしまった施工例もあったという。

「土層を3区分し、その時期的変動も考慮した水田透水構造」の認識は、従来の単純な暗キヨ公式の否定である。こうして欧米の暗キヨ理論への盲目的追従から脱皮して、日本独自の水田暗キヨ理論が誕生したのである。今後はこの新しい理論に基づいた公式が生れてくるだろう。

4. 水田暗キヨ理論と欧米暗キヨ理論

上述したように我が国で生れた水田暗キヨ理論は欧米の畑地暗キヨ理論とは大きく異なったものになった。それは水田と畑地の本質的な違いに根ざしており、水田暗キヨ理論の方がずっときめ細かくなっている。

ところで、畑の方はこのきめ細かさは必要ないのだら

うか。暗キヨ公式で計算すれば良いというが、畑地の実態は十分に考慮されているだろうか。透水係数ひとつとっても、相当に大きなバラツキがある。また畑でも乾湿により透水係数の変動もあるであろう。暗キヨ埋戻し部のこともあるそれを公式の中にどう組みこむのか。また施工例や実地試験の活用もあまり強調されていないように思う。

著者の乏しい知見のためかもしれないが、欧米方式は機械的な暗キヨ公式偏重になっているような気がしてならないのである²⁰⁾。日本と欧米の2つの暗キヨ理論、今後どういふ変遷を辿るのか、非常に興味ある点である。

引用文献

- 1) 田淵俊雄：排水計画(ホ場排水)，農業土木史，農業土木学会，1040—1044 (1979)
- 2) 山崎不二夫ほか：粘土質の水田の暗キヨ排水における心土キ裂の役割，農土研32(3)，27—35 (1964)
山崎不二夫ほか：児島湾干拓地水田の心土の物理性，特にキ裂について，農土論集，16，1—8 (1966)
- 3) 丸山利輔：地下排水に関する研究 I, II, III，農土論集，16，9—19 および 17，28—33 (1966)
富士岡義一・丸山利輔：粘質土壌水田における暗キヨ排水に関する研究 I，農土論集，35，48—53 (1971)
- 4) 田淵俊雄ほか：粘土質の水田の排水に関する研究，I—VIII，農土論集 18 及 25，(1966—68)
- 5) 長浜謙吾ほか：暗キヨ排水機能に関する実証的研究 I—V，農土論集，21，23，26 (1967—68)
- 6) 農業土木学会土壌物理研究部会：水田の排水についてシンポジウム，農土誌，36(4)，25—50 (1968)
- 7) 山崎不二夫編：土壌物理，養賢堂，(1969)
山崎不二夫：農地工学(上)，東大出版会，(1971)
- 8) 八郎瀧干拓地耕地整備委員会：昭和42年度八郎瀧干拓地整備計画に関する報告，農土誌，36(9)，3—14 (1968)
- 9) 農業土木学会暗キヨ排水調査委員会：暗キヨ排水の計画，施工，管理についての報告，農土誌，41(9)，9—30 (1973)
- 10) 農林水産省構造改善局：土地改良事業計画設計基準(暗キヨ排水)，(1979)
- 11) 福島忠雄：モミガラ詰めモグラ暗キヨ施工機の試作，農土誌，42(4)，23—28 (1974)
- 12) 高橋 強ほか：転換畑の地下排水に関する研究，I，農土論集，42，1—7 (1972)
高橋 強：田畑輪換と排水，土壌の物理性，39，35—44 (1979)
- 13) 富田正彦：大区画水田転換畑における排水不良の実証的研究，農土論集，54，43—51 (1974)

- 14) 後藤定年：湿田土壌の物理性の特徴について，土壌の物理性，8，1—6 (1963)
- 15) 長崎 明：水田における大型機械の走行能と土壌硬度相について，土壌の物理性，9，30—37 (1963)
- 16) 金須正幸：農業機械の走行可能性，土壌の物理性，14，10—14 (1966)
- 17) 国分欣一ほか：機械化作業と水田土壌の物理性に関する研究(1)，土壌の物理性，15，15—18 (1966)
- 18) 丸田 勇：粘土質の暗キょ施工田における排水，土壌の物理性，16，16—21 (1967)
- 19) 江崎 要：八郎瀉のホ場乾燥に関する研究 II, III, 農土論集，44，34—48 (1973)
- 江崎 要・竹中 肇：八郎瀉のヘドロ地盤の乾燥過程について，土壌の物理性，29，13—20 (1974)
- 20) 根岸久雄：重粘土水田の土層改良と用排水組織に関する研究，土壌の物理性，31，29—33 (1975)
- 21) 田淵俊雄：イタリア，オランダに学ぶ，農土誌，51(1)，86—89 (1983)

I—2 重粘土水田の土層改良

多 田 敦*

農業土木と土壌肥料分野の農地工学・土壌物理学に係わる研究者の共同研究「重粘土地帯水田の土層改良と用排水組織に関する研究¹⁾」(1963～65年，農林水産省)が行われた。この成果は，重粘土地帯水田の土層改良の指針になり，後に暗渠排水の基準にとり入れられ，また汎用耕地化のための排水方式の主要手段と結びつく成果を生んだ。これは，農業土木と土壌肥料両分野の共同研究の必要性を示すものであり，担当者には土壌物理研究会の会員が多数含まれていた。今後も研究会の活動領域内での各分野の共同研究が重要であることを示す例として評価したい。また，この研究が突然できたのではなく，これまでの研究の流れの中で成果をあげたことも十分評価されねばならない。

1. 重粘土水田の土層改良の必要性

1960年代になると，農業の機械化を前提にした圃場整備事業が行われ，区画拡大，用排水路の分離と合理的な用排水操作，地耐力の増強，施工による過転圧・こね返し対策(適正浸透量の検討・付与)が求められ，土壌物理学分野でも農業土木，土壌肥料，農業機械を中心にこれら課題にかかわる研究に参画・寄与した。圃場整備のも

つ上記問題が最も顕著に現われるのが，粘質で透水性が低く，排水不良で，地耐力の不十分な重粘土水田であった。一方，この土壌は乾燥すれば硬くなり，碎土しにくい。したがって，一般土壌に対する対応が解決されるにつれて，残された問題としてみます研究の重点がここに移される状況にあった。

2. 当時土壌物理学が持っていた知見と手段

粘質な，微粒な土性をもつ土壌から何故に地下排水が可能なかが明らかになり，粘質土水田での排水及び地耐力上昇機構(地表排水や乾燥亀裂の役割，中干しの効果など)が解明されつつあった(I—1 田淵氏執筆の項)。また粘質土の暗渠が排水能力を発揮するのも土壌亀裂が接続するためであることも基本となる知見として当時知られたことである。排水に重要な役割をなす土壌亀裂そのものについては，その発生と分布などの研究は緒に付いたばかりであった。

土層改良の工学的手段の中心となった弾丸暗渠と心土破碎に関する研究の進展は次のとおりであった。弾丸暗渠は，水田の暗渠の代用として，また材料を用いないので低廉で簡易な暗渠として，施工法，耐久性などが調査報告されていた²⁾，施工機としての種々の弾丸形状の報告もあったが，土壌の透水性を改良する手段としての発想はなかった。

心土破碎に関しては，北海道などの畑地の重粘土で保水力を増大させるための有効間隙量を増大することを目的に，また土壌を膨軟にすることを目的として研究及び施工が行われていた³⁾。

土壌学分野との関連では，北海道開発局土木研究所では，畑の重粘土の生成論にもとづく分類とその土層改良の方法が報告された⁴⁾。これは土壌学者が改良を目的に重粘土をとり上げ，その土層改良への提言を土壌学の立場から行ったものとして，土壌学研究の活用法の1典型として重視できよう。

3. 重粘土水田の土層改良のねらいと展開

上述したように，低平な水田の排水を促進し，大型機械を導入できる地耐力を得るための土層改良が求められるが，その対策は地表排水や土壌に乾燥亀裂を発生させるほどの強度の中干しを行うことであり，圃場整備済みの圃場で水管理や栽培の方法によって土壌乾燥を行うことが研究のねらいの一つである。

一方，当時適正減水深とは何かが論議され，降下浸透の意義が確認されるに及び重粘土水田の浸透を増加するための土層改良の研究も，もう一方のねらいの一つと

* 筑波大学農林工学系

なった。すなわち、従来の用水節約を主体とする体系に対して、浸透過少土壌の水田の減水深を増加することによって収量をあげ、農作業時の地耐力をあげようとする研究である。これは1965年ごろ農業土木試験場が福島県農試と福島県安積疏水の洪積台地上の重粘土水田で若干の減水深を増加させ収量をあげることをねらいはじめた⁴⁾。はじめは中干しを強化したが、カオリン系重粘土のため土粒子は密に充てんされており、下層土へは乾燥亀裂が入らなかった。そこで心土破碎を行い、その水みちを集水渠へ接続するという方法をとった。同じころ長野県木島平の傾斜地水田では暗渠排水の吸水断面を大きくするため、モミガラを疎水材とする研究を開始しており⁵⁾ (農土試)、福島の集水渠にもこの考え方をを使用した。

低平地重粘土の排水にクラックの役割が重要であることは前の田淵の研究レビューのとおりで、八郎瀧干拓地の水田造成の研究でも明らかになっていたし (農業土木学会八郎瀧耕地整備委員会)、これに協力していた農業土木試の土地改良部のメンバーは実地における活用の知見を十分に持っていた。これらの流れは、後の土層改良法の主要な成果、組合せ暗渠排水組織に結びつく。本暗渠と弾丸暗渠の組合せ暗渠の発想は研究の中でまとまったものであるが、はじめは農土試根岸の発想によるものであったように記憶している。また農家の保有するトラクタの有効利用もねらいとした。

同じ重粘土でも台地上の重粘土と干拓地の重粘土の性質はかなり異なる。したがってその理化学的性質を明確にするとともに土壌分類との関連づけが望まれる。

土壌肥料の分野では、当時土壌分類は土壌類型により行っていた。したがって、重粘土はそれのどこかに位置づけられるものでなければならない。そもそも重粘土は農業利用上からみた分類であるから、土壌類型の考え方とは本質的に異なるので、その分類のどこに該当するかを検討する。またその分布及び面積も求めたい (農技研北陸農試担当)。一方、土壌生成の立場からみた重粘土そのものの分類も考えられ、北海道農試と九州農試ではそれぞれの地域の重粘土水田の分類を行うことになる。

心土破碎や暗渠排水、強度の中干しは土壌の物理性、化学性、特に土壌構造をどのように変革させるのか、亀裂はどのような水分で発生するのか (農事試他)、亀裂の発生を促進するための栽培方法として中干し後の無湛水栽培や間断灌漑はできないか (北陸農試)、やわらかい重粘土水田の心破の効果をあげるために弾丸暗渠機に翼をつけたり (農土試佐賀支場)、耕起場所を限定したり (不耕起作溝条播方式一佐賀県農試)、弾丸孔の耐久性を持たせるために、弾丸孔にモミガラを充てんする方

式を検討したり (農土試・宮城県農試)、モミガラの耐久性と稲作への影響など土壌や圃場への働きかけに関するさまざまな研究が展開された。

基礎的な研究としては、各地の重粘土の粘土鉱物の同定 (農研) と、粘土鉱物と地形からみた重粘土の分類 (九州農試) 等も行われた。

4. 共同研究の方法と研究項目

上に述べた背景のもとに、1968年に農林省農林水産技術会議は傘下の農業土木、土壌肥料分野の土壌あるいは土壌物理学に関連する研究者の共同研究である「重粘土地帯水田の土層改良と用排水組織に関する特別研究 (期間3年間)」を発足させた。全国の代表的重粘土地帯水田を、関係場所が課題と地域を分担し、関連研究を実施中の県農試 (北海道・秋田・宮城・山形・福島・千葉・長野・新潟・富山・愛知・佐賀・熊本・宮崎の14農試) とも密接な連絡をとりつつ研究を進め、全国的視野から重粘土地帯水田の排水・土層改良方式と合理的用排水組織について集大成・体系化することをめざした。現地検討会は43年の福島県安積 (台地上の重粘土水田)、44年佐賀県有明干拓地 (低平地重粘土水田)、45年北海道上川・空地地区に国県の研究者が集まり、活発な検討をすすめ、研究の集大成につとめた。

研究項目は、①地域・土質別重粘土の理化学的特性の解明、②水管理・栽培法による乾燥促進、透水性改良法、③施工による乾燥促進、透水性改良法、④重粘土水田の合理的用排水組織であり、①～③は農業土木試土地改良部・同佐賀支場、農技研化学部、農事試作業技術部が担当し、④は農土試と北海道農試農業物理部が担当した。供試した代表的重粘土地帯は、①北海道重粘土 (秩父別・永山)、②洪積重粘土 (福島県安積)、③表日本重粘土 (千葉県丸山、長野県上田)、④裏日本重粘土 (新潟県高田・西蒲原)、⑤干拓重粘土 (佐賀県東与賀・川副) であった。

5. 研究成果のまとめ¹⁾

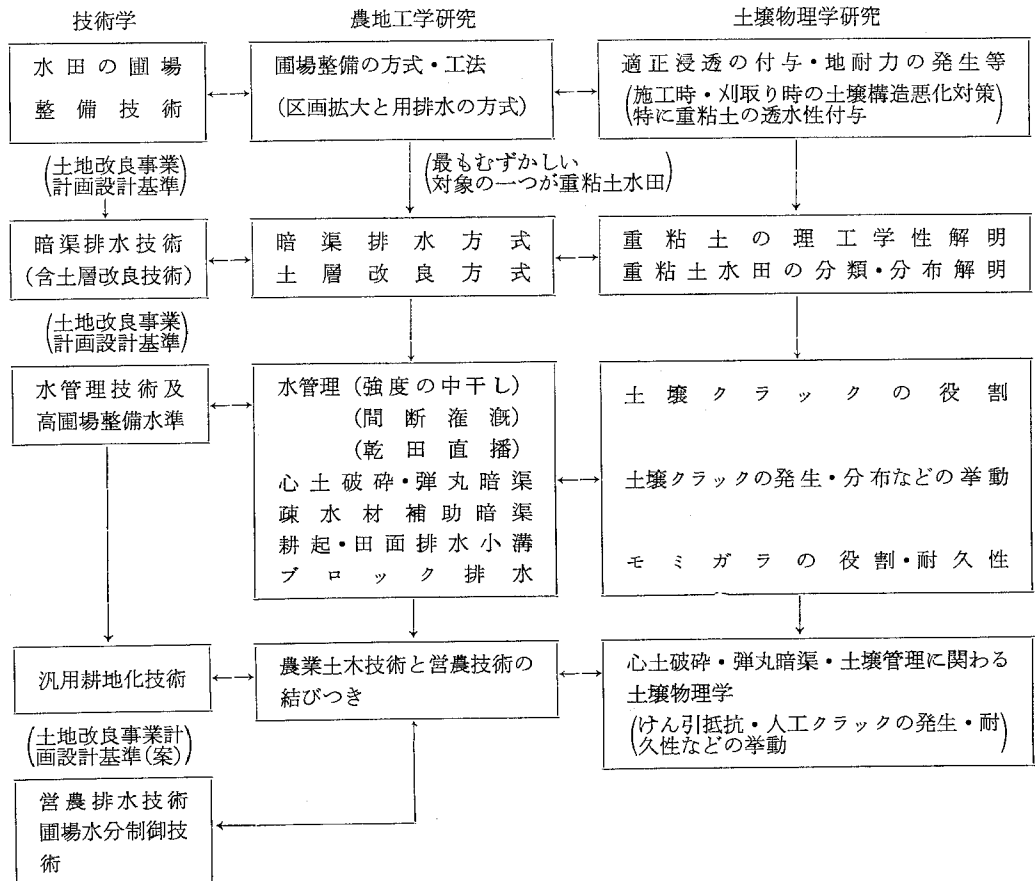
(a) 重粘土水田の定義と分布 重粘土は土壌生成に基づく土壌分類の名称ではないので、農業上以下の特徴をもつものとして定義した。主として粘土含量が多いため重粘な性質をもち、農耕上の種々な物理的障害などの発生する可能性のある土壌とし、おおむね HC, SiC, LiC, SC の土性をもつ土壌がこれに当ると考えた。ただし上記の土性でも腐植含有量の多い泥炭質、黒泥質の土壌及びアロフェンを主とする火山灰土壌などは粘りが弱いので重粘土とはしない。このように定義し、その分布をみると、53.7万 ha、全国水田の18.2%に当り、土壌類型の土壌群でみると強グライ、グライ、灰色 (沖積・洪積

層), 灰褐色, 黄褐色, 泥炭・黒泥土など広い範囲にわたっている。

(b) 重粘土の物理的・工学的・化学的性質とその変化地形・堆積様式・粘土鉱物によって3群に大別でき, それぞれ理工学性も特徴をもっている。群—I. 低地における沖積世堆積物, 相対的にモンモリロナイト優位の粘土鉱物組成をもつ。群—II. 低地における沖積世堆積物, 相対的に14 Å 鉱物・イライト・カオリン優位の粘土鉱物組成をもつ。群—III. 台地上の洪積世堆積物, 相対的に14 Å・イライト・カオリン優位の粘土鉱物組成をもつ。これらの各群のもつ土層改良を目的とした諸物理性(粒度や比表面積, カチオン置換容量, 構造をあらわす指標, 保水性, 力学性など)と化学的性質を整理した。その結果, 群—IIIは下層土の固相率がきわめて高く, 乾燥によっても保水性その他の物理性に大きな変化は期待できないので人為的に下層土を破碎し, 人工的水みちをつけ, 土壌を膨軟化することが改良のポイントであること, 群—Iの還元層位は間隙率は高いが和湿度の高い二価鉄が多いのでゼリー状の無構造をとりやすく, 透水性が悪い。また干拓地ではソーダが多くこの傾向を一層

助長する。土壌乾燥により亀裂を発生させ, 保水性を下げ, 二価鉄を不動化することが改良のポイントで, 還元層位の乾燥酸化がポイントとなる。この対策は栽培・水管理の改善のほか弾丸暗渠を含めた地下排水組織の完備がある。群—IIも群—Iと同じく土層改良の対象は還元層位であるが, 群—Iに比べてち密になり易いと予想される。水田の透水性をみると, 乾田系では透水性はよいが作土と鉄集積層を持つ下層土との水みちの連続性は悪い場合が多く, 排水促進のためには作土直下まで疎水材(モミガラ, 砂, 軽石など)を埋戻し, 耕盤表面を横流れした水を集水する必要がある。このような施工で下層土へ亀裂が広がることを期待し, また要すれば心土破碎・弾丸暗渠での作用を促進する。湿田系土壌では水みちをつくるための水管理(強度の中干し, 間断灌溉, 無湛水栽培など)を行うとともに心破・弾丸などの土層改良を行う。亀裂の発生は, 土粒子が親水性の湿田では低 pF (1.2~1.4) で発生し, 乾田直播田, 沖積土未耕地では高い pF 値 (1.6~1.9) であった。

(c) 重粘土水田の土層改良法 工学的改良法と水管理・栽培法による土壌乾燥促進によって透水性改良を行う



図—1 重粘土水田の土層改良の研究の流れ

方法がある。ここでは前者を中心に成果をとりまとめる。①組合せ暗渠の考え方。地下水位が高いか、土壌の透水性が低くて土壌の乾燥が進まない場合には圃場排水暗渠を設ける。重粘土水田に設けられる暗渠は、重粘土層の透水性の特徴から、排除すべき地表残留水及び表層土内の亀裂中の水と水みち的な間隙で接続することが重要である。すなわち、重粘土水田の暗渠では、排水改良によって土壌の透水性の改良を期待するとともに、暗渠施工時においても可能な土壌透水性の改良をはかる。この場合の改良手段は、暗渠埋戻し部分等に工学的手段による水みちを作る。土壌の透水性が低く、多くの透水性改良部分を必要とする場合は2種の暗渠を併用して透水性改良部分の増大と工費の低廉化をはかる。組合せ暗渠は、1.0～0.6 m 深さに埋設され、十分厚く疎水材を埋戻した吸水管とこれに直交するより浅い簡易暗渠である弾丸暗渠やトレンチにモミガラを充填した暗渠等からできており、地表残留水や土中水はこの水みちの連続性によって排水される。深い暗渠は本暗渠と呼び、圃場の地下水位を下げ、水を圃場外へ排出する役割をなし、耐久的な構造とする。浅い暗渠は土壌の透水性が低い場合、乾燥亀裂や機械的に造成された水みち（弾丸暗渠、心土破砕など）によって地表残留水や粗間隙の排水を迅速化するもので、密にもおける。耐久性より安価・速効性を期待し、効果がなくなれば、農家の保有するトラクタでくり返し施工する。これを補助暗渠と呼ぶ。補助暗渠をくり返し施工する際に本暗渠との接続を容易にするため、本暗渠上の疎水材は作土の直下まで埋戻す。このほか水管理・栽培方法と組合せることも有効で、それらが土壌構造発達に及ぼす効果も研究された。

6. 研究成果の活用とその後の発展

組合せ暗渠の考え方は、土地改良事業計画設計基準において、難透水性土壌の暗渠排水方法として基準化され、実用化されている。一方、汎用耕地化の排水方式としても有効であり、適用されている。今後の技術的課題としては、土壌管理を考えたときの農業土木工事と営農作業との接点——営農排水、地下灌漑等へ結びつくことが考えられ、同じ排水、土壌管理でもその目的が、排水・土壌管理の精度の向上とともに、土壌（圃場）と水分を制御しつつ使用するためのメカニズムの解明へとすすんで行くものと展望したい。このためには単に技術面にとどまらず、排水現象の把握、スキ床の形成速度、クラックの分布表示など基本となる土壌物理現象の把握が求められる。

図一1 は重粘土水田の土層改良の研究の流れ、問題点

を整理したものである。

引用文献

- 1) 農林省農林水産技術会議編：重粘土地帯水田の土層改良と用排水組織に関する研究，研究成果，56，1—228（1972）
- 2) 長崎 明：簡易掘砕機による水田のもぐら暗渠に関する研究，岩大農学部報告，6(7)，176—178(1962)
- 3) 北海道開発局：北海道北部の土壌，1—195，北海道開発局，(1967)
- 4) 多田 敦・中川昭一郎：透水過少水田の土層改良に関する研究，農土学会昭和42年度大会講演要旨，182—183（1967）
- 5) 古木敏也・多田 敦：傾斜地水田飯山中 部 地区 報告，農土学会農場整備モデル圃場企画委員会報告書，100—129（1970）

I—3 重粘土畑土壌の改良

小川 和 夫*

1. はじめに

重粘土とは堅密な、粘性の強い土壌を総称したものであり、実際の農耕上の見地からつくられた用語である。重粘土畑土壌は北海道北部を中心にした台地や丘陵地に広く分布し、東北地方、西南日本にも重粘土の範ちゅうに入る土壌が分布する。これらの重粘土には生成分類上の褐色森林土、疑似グライ土、赤黄色土、暗赤色土などが包括される。

これまでの多くの研究^{たとえは、1-6)}によって重粘土の物理的性質や水分環境などの基本的な諸特性が明らかにされている。大部分の重粘土は細粒質で粘土含量は30%以上、シルト含量は20%以上の粒径組成を示し、一般に固相率が高く、粗孔隙量は少なく、有効水分量も少ない。さらに、粘着性、可塑性が強く、硬度は水分量の減少によって著しく大きくなる。下層土の透水性は小さく、透水係数は 10^{-5} cm/sec 以下である場合が多く、典型的な重粘土である疑似グライ土の下層土 ($B_g \sim C_g$ 層) では $10^{-6} \sim 10^{-7}$ cm/sec で不透水性に近い値を示す。

以上のような物理性からみられるように、重粘土は通気・透水性が不良で、有効水分量に乏しく、乾燥期に固結した土塊や土膜をつくり、湿潤期には停滞水を生じやすいために、作物の生育は不良になりがちであり、農耕作業上に著しい支障をきたす。したがって、重粘土畑土

* 北海道農業試験場

壤地帯の農業開発は土地改良を主とした土地生産基盤の整備が前提となり、この土地改良に関する研究は排水、土層改良、易耕性改良、保水性改良を中心に進められてきた。

以下には、北海道に広く分布する重粘土畑土壌を対象に進められてきた土地改良に関する研究を中心に、達成された研究の成果とその意義、今後に残された問題点等について述べる。

2. 排水性の改良

重粘土では下層のち密な構造や難透水層の存在と台地上の重粘土にみられるような微地形要因による地表面流入水、浸透水によって、排水不良地を形成する場合が多く、暗きょ排水などによる排水改良が一般的に必要な。北海道の重粘土地帯で暗きょ排水事業が行われはじめたのは1950年頃であるが、当時の施工基準(渠深1m, 渠間12m程度)は経験的なものであり、技術的にも経済的にも多くの問題を残していた。暗きょ排水では吸水管を密に配置するのが効果的であるが、暗きょ施工には多額の経費がかかるために、吸水管暗きょと心土破碎あるいは弾丸暗きょとを組合せた排水方式の検討が北海道農試・重粘地研究室構内(紋別市小向)の疑似グライ土のは場で1957年から始められ、心土破碎・弾丸暗きょはともに経費が安く、暗きょ排水の補助工法として有効であることが認められ^{6),7),8)}、これらは代表的な補助工法として広く実施されている。補助排水工法としての心土破碎の施工法については北海道開発局による調査研究が行われ、施工能率、破碎状況などからみて、北海道の重粘土地帯ではチゼル数3連、間隔75cm、深さ40~60cmでは場の全面を破碎する工法がとられている。

暗きょ排水における吸水渠には土管、高分子系など各種の暗きょ管資材が使われ、また、これらの吸水管にはヨシ、砂、高分子系のフィルターなどの被覆材が用いられているが、これらの管・被覆材の排水機能を発揮するためには、資材の耐久性、施工性ととも資材の構造的・材質的特性と透水性、土性などの土の性質の適合を考慮して、資材を選定することの重要性が指摘されている⁹⁾。

排水施工によって浸透水が土層中を移動する経路については、下層土の柱状亀裂を経て過剰水は暗きょに達すること²⁾、およびその透水性はおよそ 10^{-8} cm/secであり^{2,10)}、また、柱状亀裂を経路とする粘土層の透水性は乾燥・湿潤による収縮・膨潤ヒステリシスの影響を受け、湿潤な春より乾燥する夏~秋期の透水性が高いことが認められた¹⁰⁾。

心土破碎の施工によって暗きょからの流出量は増大して排水性が改良されると同時に、高張力部分の含水量は

乾燥固結した土層を心土破碎した場合わずかに増加し⁴⁾、等高線施工の場合にはチゼル通過部周辺は多量の水分を含むこと¹¹⁾が認められている。しかし、心土破碎による下層土の重力水孔隙の増加量はわずか1~2容量%程度であり¹²⁾、また、毛管孔隙量の増加はとくにみられず、土壌水分は乾燥に傾き易い⁵⁾ことからみて、心土破碎による保水性の改良効果は僅少であると考えられる。重力水(貯留水)の増大にはむしろ深耕や心土耕によって重力水孔隙を増加させ、あるいは重力水孔隙の形態を変化させることが効果的であると考えられる。東海地方の赤黄色土では深耕・心土耕によって根群域の拡大と水分貯留性の増加、排水促進の効果が認められ¹³⁻¹⁶⁾、北海道の重粘土においても心土耕(下層耕起)の増収効果¹⁷⁾が報告されている。

心土破碎の効果とその持続性は、表層および破碎部の外力に対する構造要因が関係した抵抗性と、破碎部の通過水に対する耐水性に影響されるものと考えられ、土壌によっては心土破碎効果の持続性が小さいことが報告されている¹⁸⁾。心土破碎部の対象になる土層の土塊を水中に入れるとスレーキングや分散を起こして細粒化するものがみられ、分散は乾燥履歴に乏しいグライ台地土の灰色層(C_g層)、および凝灰質層で起こり¹⁹⁾、疑似グライ土の灰褐色層(B_g層)および灰色層(C_g層)、グライ台地土の灰色層(C_g層)、泥炭質グライ土のグライ層(C_g層)では、土塊を風乾するとスレーキングと分散をともに起こすことが認められた²⁰⁾。以上の結果から乾燥履歴を受けた層や分散しやすい層では心土破碎効果の持続性は低いと考えられる。心土破碎部への細断麦稈の充てん、家畜ふん尿スラリーの注入が破碎あとの維持に役立つことが報告されている²¹⁾。

重粘土の種類、地形などによる水分環境によって排水効果の発現の様相は異なり²²⁾、重粘土の中でも比較的に構造が良く、不透水層が深い褐色森林土では心土破碎のみで充分であり、湿潤土壌である疑似グライ土では暗きょ排水と心土破碎との併用を行い、凹地地形であるために過湿土壌であるグライ台地土では明・暗きょ・心土破碎等の施工に際して周辺部からの水の流入を阻止する必要があるなど、重粘土の種類・地形などによって排水改良工法を変える必要性が指摘されている²³⁾。

3. 易耕性の改良

重粘土は過湿時には地耐力の低下と付着性の増加がみられ、乾燥時には固結化して、ともに耕うん作業を困難にする。このような不良な易耕性は堅密で可塑性の高い下層土の混入によって助長される。

耕うん時の土壌水分は耕うん作業の難易と耕うんによってもたらされる土壌の物理性に影響する。疑似グライ

土の畑地で、ロータリー耕が比較的抵抗なく、かつ土壌のこね返しを生じることなく行われる土壌の水分範囲として、少水分側では不攪乱土壌での一軸圧縮試験における強度 $4\sim 5\text{ kg/cm}^2$ を示す土壌水分から、多水分側では塑性限界より多水分側の塑性流動をはじめる水分点をとることが適当と考えられ²⁴⁾、また、少水分側で碎土率が悪化する土壌強度の限界値として、切断強度（山中式）では 1 kg/cm^2 があげられている²⁵⁾。

疑似グライ土の畑地で融雪直後の多水分の状態から一軸圧縮試験での塑性流動水分点になる迄の日数は作土層のごく表層（ $0\sim 5\text{ cm}$ ）ではそれ以下の層にくらべて著しく短かく、ごく表層のみを碎土耕うんするいわゆる簡易耕が、碎土率の向上とエンバクの播種期のくり上げ、生育に有効なことを認めている²⁶⁾。

重粘土における過剰水の排水は作物の湿害回避の面からだけでなく、易耕性改良の面からも必要である。過剰水の排除は地耐力の指標となるせん断強度を高め⁴⁾、疑似グライ土について、融雪後作業可能土壌水分（深さ 10 cm 層で $pF\ 2.0$ ）に達するのに要する日数が暗きょ排水施工により $3\sim 5$ 日、心土破碎および砂客土併用により $5\sim 7$ 日短縮されることが認められている^{5, 27)}。

北海道の重粘土畑土壌に対し排水工法に併用して行う海砂の客土は通気・透水性の増大効果、土壌温度上昇効果とともに、可塑性、粘着性が低下して、碎土状態を著しく改善し、トラフィカビリティにも好影響を及ぼすことが認められている^{24, 27, 28)}。一方、この砂客土は有効水孔隙量を低下させるために、作土の保水性をやや減少させ、干ばつ年にはその被害を助長する²⁷⁾。有効水を保留し、かつ通気・透水性を改善する資材としてパーライト、軽石流堆積物、モミガラなどの施用効果が認められているが^{29, 30)}、このような保水の資材の易耕性に及ぼす影響の研究はなお不十分であり、また、これら資材の実用化には資源量、経済性などからの総合的な検討が必要である。高分子土壌改良剤についても硬さと易耕性改良のために検討され、その効果は認められているが、これらは効果の持続性、経済性の面で問題がある。

重粘土では踏圧による圧縮と練り返しが物理性を悪化させる要因になる。土壌の多水分時における踏圧で疑似グライ土の作土層の固相率は 50% 以上、粗孔隙量は数% 以下になり³¹⁾、 $pF\ 2.0$ よりも多水分状態での踏圧で、土壌は軟化しはじめて、練り返しの危険性が増すこと²⁴⁾、多雨型の冷害年に重粘土地帯で機械踏圧がみられ、テンサイの湿害が助長される実態³²⁾が報告されている。また、石灰施用は土粒子周囲のゆるい結合水を増加させるために、脱水過程で土粒子を結ぶ水膜が切れにくくなり、土壌の密着化が起りやすくなるものと考えられるが、石灰施用がコンシステンシーに及ぼす影響は重粘土

の種類によって異なることが報告されている³³⁾。

4. 水分管理

重粘土は湿害を受け易い反面、乾燥年には干害の被害を受け易い。これは容水量が比較的大きい表土の厚さが一般に薄く、下層土がち密で有効水分量が少ないためである。重粘土の水分保持特性については多くの調査研究があり、火山灰土などにくらべて有効水分保持量は著しく少ない^{1, 2, 14, 34)}。また、蒸発過程における土壌水分の動きが調査され、疑似グライ土では積算純蒸発量が 50 mm を超えると、 50 cm 付近の土層までの迅速有効水分は消費されて、表土の pF 値は 4 近くになること³⁵⁾、下層土の水分毛管伝導性は 0.5 mm/day を超えることはほとんどなく、毛管伝導による水分供給性はきわめて低いこと³⁶⁾が明らかにされている。

重粘土の水分供給性の増大に深耕、心土耕が有効であり、これには根の伸長、重力水（貯留水）の増加、下層土の毛管伝導性の改善が原因していると考えられる。しかし、これらの土壌改良による水分供給性の改善には限度があり、乾燥時の増収率は最大でも 20% 程度と思われる。畑地の水不足には、畑地かんがい最も効果が高く、東海地方などの集約的な畑作では有効な栽培技術となっている。北海道北部の重粘土草地で行われた試験では、著しい乾燥期（積算蒸発量 100 mm 以上）にはかんがいによる牧草の乾物増収率が 200% 近くに及ぶことが報告され、また、この試験では草地における牧草の根系、表面施肥等の特性と経済性の面から少量かんがい方式が有利であるとした³⁷⁾。畑作の安定性にかんがいは効果があるが、社会経済的事情や水管理などの技術的な面から、かんがい施設の導入に困難性を伴う場合が多く、現状では水不足による作物生産の安定性は解決されていない。

5. 今後の研究課題

重粘土の表土の構造は粒状～屑粒状の構造をもつが塊～角塊状構造もかなり発達している。また、下層土の構造は微細粒子から構成され、構造は塊状・角柱状・カベ状であり、粒団内孔隙は極めて少ない。排水性ととも保水性を改善するためには表土、下層土を含めて、土壌の構造形成と安定化を図る土壌改良法の開発が必要であり、構造形成の機構に関する基礎研究が必要である。

易耕性に関しては、基礎的には土壌の力学的挙動を支配する機構について界面物理化学的側面から研究し、とくに、粒子の配列状態（構造）に対応した水膜変化と力学的挙動との関係を一層追究する必要がある。実用的には機械による作業能率や精度をあげるための土壌管理法が問題になる。土壌管理上の問題点として、表土扱いは

する心土耕など腐植層を維持するための耕起法の検討、腐植の維持、水食防止などの土壤保全と耕うんエネルギーの減少を狙った簡易耕適用の可能性の検討、耕うんエネルギーの少ない耕うん機の開発がある。また、易耕性に関連した土壤の力学性を適切に評価する方法は不十分である。耕うんの適期を土壤水分との関連で判断するための、ほ場における耕うんと土壤との反応をより直接的に示す簡便な測定法の開発が必要である。

現在の農用地造成、基盤整備では経済性が先行し、腐植層の維持など土壤を保全する観点は軽視されがちである。土壤保全に関する土壌学、土質工学などの分野からの研究データが基盤整備事業に積極的に活用されるよう研究側と行政分野との一層の連携がのぞまれる。

引用文献

- 1) 野本亀雄：東海地方の畑地土壤に関する研究 第1報 東海地方の畑地土壤の理化学性について、東海近畿農試研報・栽培第二部, 2, 15—57 (1960)
- 2) 山崎不二夫・八幡敏雄・竹中肇・田淵俊雄：北海道小向の重粘土地の暗キヨ排水における心土キ裂の役割, 農土研, 30, 427—434 (1962)
- 3) 重粘地グループ：北海道北部の土壤, 北海道開発局 (1969)
- 4) 小川和夫：鈹質畑地土壤における地力要因の解析的研究, 東海近畿農試研報, 18, 192—352 (1969)
佐久間敏雄：重粘土壤地帯における土地改良の土壌学的意義, 北海道開発局土木試験所報告, 55, 1—147 (1971)
- 5) 塩崎尚郎・石井和夫・池 盛重：重粘性土壤に対する心土破碎の効果, 北農試農事試験調査資料, 129 (1971)
- 6) 岩間秀矩：疑似グライ土の水分環境と排水の特徴, ペドロジスト, 24, 144—156 (1980)
- 7) 北海道開発局農業水産部：昭和32—42年度重粘土地開発試験中間報告書 (1958—68)
- 8) 池 盛重・赤沢 伝・塩崎尚郎：重粘地における基盤整備に関する研究 (第1報) 心土破碎工による作物の生育収量, 土肥講要集, 14, 113 (1968)
- 9) 梅田安治：暗渠排水の資材, 農土誌, 49 (12), 29—33 (1981)
- 10) 岩間秀矩・小川和夫・渡辺治郎：暗渠流出測定からみた疑似グライ土の排水特性, 土肥講要集, 27, 220 (1981)
- 11) 千葉 豪：心土破碎の施工法と効果, 土壤の物理性, 30, 1—5 (1974)
- 12) 北海道開発局農業水産部：重粘土地開発試験報告書 (1963)
- 13) 横井 肇：鈹質畑地カンガイ栽培における土壤水分に関する研究, 東海近畿農試研報, 12, 1—26 (1965)
- 14) 小川和夫・森哲郎：土壤の物理的要因と作物の生育に関する研究 (第2報), 東海近畿農試研報, 19, 70—80 (1970)
- 15) 湯村義男・石原 暁：心土破碎および深耕が土壤水の動態と作物の生育に及ぼす影響(3), 東海近畿農試研報, 22, 84—96 (1971)
- 16) 高橋和司・河合伸二・上村亀記・今泉諒俊・松本 猛：鈹質土壤畑地における下層土の改良維持に関する研究, 愛知農試研報, A 6, 133—142 (1974)
- 17) 千葉 登：重粘地における心土耕の効果, 北農, 17, 233—235 (1951)
- 18) 林 成周・古畑 哲・福原道一：十勝地方の排水と土層改良, 31—68, 北海道開発局農林部 (1971)
- 19) 古畑 哲・岩間秀矩：重粘土層の耐水性, 土肥講要集, 22, 4 (1976)
- 20) 小川和夫：土壤団粒の安定性 (崩落率・分散率) の測定法, および安定性と土壤型との関連, 土壤の物理性, 43, 14—20 (1981)
- 21) 北海道立中央農試・滝川畜試：重粘畑土壤における資材充填心土破碎の効果, 昭和51年普及奨励ならびに指導参考事項, 北海道農務部 (1976)
- 22) Akazawa, T., T. Chiba, T. Sakuma and Y. Umeda: The efficient method for drainage on clayey lands—subsoil breaking on clayey upland—field in north Japan, 10 th I.C.I.D. Rept., 30, Q 34, 1, 416—437 (1978)
- 23) 北農試・重粘地研究室：昭和56年度試験研究成績書 24—32 (1980)
- 24) 岩間秀矩・石井和夫：重粘性土壤に対する砂客土の易耕性改善効果, 土壤の物理性, 30, 7—14 (1974)
- 25) 佐藤雄夫・湯村義男：耕耘の立場からみた重粘性土壤の物理性に関する研究, 東海近畿農試研報, 19, 127—149 (1970)
- 26) 小川和夫・渡辺治郎・岩間秀矩：重粘性畑土壤における簡易耕を含む耕起法の種類と易耕性, 土肥講要集, 28, 4 (1982)
- 27) 石井和夫・岩間秀矩：重粘性土壤に対する砂客土の効果 (第1報) 北海道農試研報, 119, 57—71 (1977)
- 28) 森 哲郎・深井 強：北海道における重粘性土壤の研究—重粘性土壤に対する砂客土の効果について, 北海道農試彙報, 74, 30—41 (1959)
- 29) 古畑 哲・岩間秀矩：重粘性土壤における各種資材の孔隙組成改良効果, 土壤の物理性, 42, 33—40 (1980)
- 30) 小林 茂・平井義孝：強粘質畑土壤の物理性に及ぼ

すもみから資材施用の影響について、北海道立農試集報, 48, 10—19 (1982)

- 31) 北農試・重粘地研究室：昭和45年度試験成績書, 1—40 (1970)
- 32) 金森泰治郎：道北地方における機械化作業によるてん菜の生育障害について、てん菜研報, 補 9, 40—43 (1967)
- 33) 渡辺治郎・小川和夫：重粘性土壌の易耕性要因に及ぼす石灰施用の影響、北海道農試研報, 140, 23—31 (1984)
- 34) 木下 彰：土壌の水分特性と水管理、北海道農試研報, 1, 55—80 (1973)
- 35) 岩間秀矩・渡辺治郎・小川和夫：寒冷地域における重粘土草地の灌漑(I)、農土誌, 51(3), (1983)
- 36) 岩間秀矩：重粘性土壌における土壌水分と牧草の生育(第3報)、土肥講要集, 22, 109 (1976)
- 37) 岩間秀矩・渡辺治郎・小川和夫：寒冷地域における重粘土草地の灌漑(II)、農土誌, 51(6), 5—13 (1983)

I—4 樹園地の下層土

丹原 一 寛*

1. 研究の背景

1960年代の経済成長期は、基幹作目の選択的規模拡大を基調とした農政が推進され、とりわけわが国の果樹産業は食生活の多様化を目標に、飛躍的に進展した時代であった。

愛媛県は古くからの柑橘生産地であったが、こうした会社情勢は柑橘の本県農業にしめる地位を一層高める結果となった。そのなかで、栽培面積の拡大に伴って柑橘の生育にかかわる土壌要因の解明は、土壌適地の判定のみならず適切な土壌管理技術を策定する上でも重要な問題として強い関心が持たれ、土壌肥料分野における重要研究課題となった。

ところで、果樹のような樹木性作物は、草本性作物と違って地上部が大きく育ち、したがってそれに見合うだけの根群域が必要で、土壌は深いほどよいという意見があって、それを裏づけるような調査例も報告されていた^{1,2)}、しかし一方では果樹は根域が広く、土壌に対する適応性が広いと考えられてもいて、実際に農耕地としての条件に恵まれない浅土層の地域に、果樹園が開けている例も多く、まずこうしたところを明確にする必要があった。

折から、全国的な規模と組織で土壌調査事業が進められていた。一つは畑土壌を対象とした地力保全基本調査であり、他はこれより数年先行して実施されていた水田土壌対象の施肥改善事業であった。いずれも土壌生成論の知見に基づく土壌分級を基礎としたものであったが、土壌生産力を具体的に評価しようとした点で、地力保全調査の方が積極的な意義があった³⁾。この地力保全調査における生産力可能性土地分級では、土壌生産性に関連すると考えられる要因を13項かかげており、その中に“有効土層の厚さ”に関する項目があり、根群域に関する要因を取り扱ったものであった。この項目は、実施要領に示めされた定義や判定の基準に具体性に欠けたところがあって、実際に当ってはもっと概念規定を明確にする必要があった。こうした事情から柑橘園の土壌生産力要因の中ではとりわけ根群域に関する問題に関心が集中したが、調査への取り組みは、まずこうした問題の解明からはじめられた。

こうして実際の圃場における実態調査を通じて、帰納的手法を用いながら土壌生産力要因の解析調査がはじめられたのであるが、この前後から柑橘以外の果樹類や、桑や茶などについても同様な調査が試みられ、土壌生産力や土壌肥沃度と土壌物理的性質との相互の関係が広範に追求されることとなった。

2. 調査研究の成果

土層の深さに関する性質を明らかにするため、土壌断面の形態学的な観察調査、ち密度、粒径組成などが測定されたが、なかでも三相分布の測定が最も重視された。愛媛県下の196例の調査結果から、土壌三相と柑橘の生産性との関係について総括的検討を行ったところ⁴⁾、0—25 cmの土層では高収園と低収園の三相分布範囲に差は

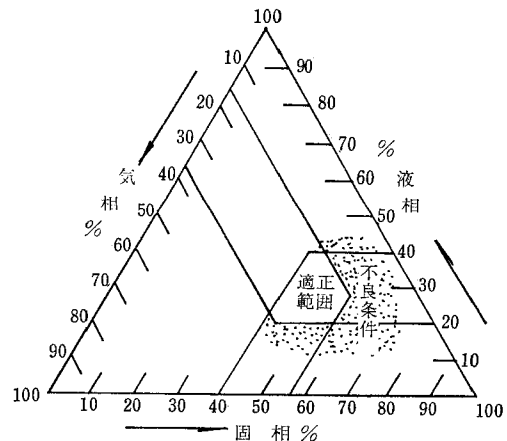


図 三相適正範囲と不良条件

* 愛媛県農業試験場

みとめられなかったが、25—50 cm の土層では、温州ミカン、夏柑、伊予柑など樹種や土壌母材の違いにかかわらず、三相分布範囲が高収園と低収園とで明らかに異なっていることがみとめられた。そこで高収園がしめす三相分布範囲を“土壌三相適正範囲”と呼ぶことを提唱したが、それは図にしめすように、固相40—57%、液相20—40%、気相15—37%の範囲である。

また低収園の三相分布は、固相、液相、気相のいずれがこの範囲を超え、図上では“適正範囲”の外側に分布するが、その分布位置によって不良条件の基礎的性格が異なり、土壌改良対策の基本的内容が示唆される。例えば“適正範囲”の下側に分布する土壌は基本的には水不足が不良の原因の砂質土で、かんがい対策を必要とし、右側に分布する不良土壌は固相の充填密度の過大に原因があって、基本的には心土破砕耕が必要であることを示す。また斜め右上に分布する土壌は、基本的には空気不足が原因の不良土で、強粘質土にその例が多い。しかしながら、高収園では極度に砂質な土壌を除いてほとんどの種類の土性を包含しているため、高収園と低収園との差が土性の相違を反映しているとみるのは不適當で、要は三相分布の適・不適によるとみるのが妥當である。このように土壌の種類や、良、不良の原因や、基礎的な対策内容まで、統一的に図示し得るといふ点で、三角座標を用いた三相分布の表示法は、すぐれた方法であるといえる。

次に土壌断面内の根群分布の観察から、断面下部の無根群域を、事実上の根群伸長制限土層とみて、その三相分布を三角座標上にあらわすと、根群域土層は固相40—57%、液相20—45%、気相10—37%の範囲に入り、制限土層は固相、液相、気相のいずれかがこの範囲の外側に位置することがわかった。このような結果は前述の“土壌三相適正範囲”ときわめて類似しており、固相率ではその範囲が一致し、気相については前者が15%を限界としているのに対し、根群域の方では10%を限界としている。液相については、気相とは逆に前者が40%、後者が45%をそれぞれの限界量としている。このことを気相に

ついて考えると、気相が10%以上あって根群の伸長に対しては適正であっても、高収園としての条件を満たすには15%以上の気相の存在が必要であることを意味するのであろう。このようにして、根群の伸長に対しても“三相適正範囲”と不良条件を明らかにすることができた。

ついで、根群域制限土層の深さと、温州ミカンの年平均収量との関係を求めたところ、調査地域によって若干の違いはあったが、いずれも相関係数 r で $0.6^{**} \sim 0.8^{***}$ の値を示し、この土層が地表下 50 cm 以内に存在する場合は、多くのものが低収園に属し、高収園では 70 cm 以上の深さがあることもみとめられた。ことにかんばつ時にはこの土層の存在位置は柑橘の品質の上にも大きい影響を及ぼしていることも明らかにされた。

3. 成果の評価

(1) 調査研究上の寄与

農林省が実施した果樹園土壌の生産力に関する特別研究⁵⁾ および古賀⁶⁾ の研究においても、下層土の物理性がミカンの生育や収量に重要な関係をもっていることを明らかにしている。また柑橘以外では千葉県の実成砂質土のブドウについて、根群域土層の三相適正範囲が検討された⁷⁾ ほか、クリ、ナンなどの落葉果樹や、桑、茶などの樹木性作物についても、表—1 に要約掲示したように根群伸長に好適な土層条件が明らかにされた⁸⁾。

レポート⁹⁾ は、その著書の中で“土壌は固相、液相、気相の三相からなるが、土壌肥沃度や土壌中に棲息する生物の生活条件に決定的な役割を果たしているのは、これら三相の量的関係であり、土壌物理の最も重要な課題はこの土壌三相の最良の関係をみつけ、根掘つけることである”と、三相の重要性を強調している。

上にのべた樹園地の下層土に関する調査研究は、三相の量的関係にとどまらず、粗孔隙量、有効容水量、透水係数など土壌の機能性にかかわる性質まで、定量的な意義が明らかにされ、こうした作物生育との相互関係の追求は樹木性作物以外の作物にも及んできている^{10,11)}。

こうした作物の生育と土壌物理的性質の直接的な関係

表—1 優良園の土壌条件

	ナ	シ	ク	リ	桑	茶
有効土層* (cm)	70 以上	70 以上	60 以上	60 以上	60 以上	50—100 以上
ち 密 度	24 以下	24 以下	20 以下	20 以下	18 以下	21 以下
透 水 係 数			$\times 10^{-3}$ (下限)			
下層の空気率 (%)	30 (好適)	30 (好適)	20 以上	20 以上	18 以上	20 以上
下層の粗孔隙率 (%)			10 以上	10 以上	7 以上	10 以上
固 相 率 (%)					36 — 50	55 以下

* または望ましい根域の深さ

の追求は、美園¹²⁾がすでにのべているように、作物の養分供給機能や保持機能などに加え、土壌肥沃度に関する知見を一層豊富にしている。

(2) 普及への寄与

柑橘園土壌の生産力調査では、内容が土壌改良対策に直接つながっているだけに、調査開始当初から普及の側でも大きい関心事であった。この事情は20年を経た現在でも変わりはなく、むしろ、自由化や過剰生産などのきびしい環境下での主産地形成をはかる上で一層重要性を増している。いまでは土壌三相分布の測定は、pHやECの測定とともに、現場の指導者層にとっては日常業務にまで定着してきた。

なお土壌肥沃度が量的に評価されるようになると、これまで観念の所産とみられ勝ちであった土壌分級図が、格段に実用上の価値を高めていることも注目してよく、これをもとに今後は土壌管理対策図の作成と実用化が試みられようとしている。

4. 今後の問題

土壌肥沃度と土壌物理的性質の直接的な相互関係は、今後も引き続いて追求すべき重要課題に違いないが、同時に新しい測定法の確立や簡易化も重要である。とはいえ、何をどう規定するか問題であるが、少なくとも樹園地における根群の広がりについて問題意識が持たれたとき、すでに“実容積法”が測定法として確立されていたことは注意してよい。また上述の“三相適正範囲”の設定は、三相分布の測定が可能な土層に限られており、風化過程にある岩盤層や礫土層などの生産力的意義の解析は、また別の方式を考える必要がある。

土壌三相分布や透水性などは、土壌構造の特性を反映した物理量であるが、これらは単に量的表示にとどまっており、土壌構造の特徴を的確にとらえるためには、土粒子と孔隙との相互関係や、孔隙の大きさ、連続性、分布状態などを明らかにする必要がある。こうした観点から一つの試みとして“土壌三相構造”の概念が提起され^{13,14)}、柑橘園の土壌生産性解明にも応用された¹⁵⁾。そのほか土壌構造の視覚的な形態観察による特性把握も試みられた¹⁶⁾。土壌の三相構造に関する研究は、その後十分な展開がみられないでいるが、これらは方法論の適否の検討も含めて、今後の課題であると考えている。

“土壌三相適正範囲”や有効土層の概念を明らかにすることによって、臨床的な土壌改良法については十分な対応が可能となってきている。しかしこのような土壌環境要因と、柑橘の生理生態との相互関係を具体的に明らかにするまではいたっていない。言い換えると土壌断面での有効土層と、柑橘の生産についての見掛けの相関が追求されたのにとどまっているが、今後の土壌管理の合

理化を推進する上でも、こうした点の解明が必要であろう。

引用文献

- 1) 高木陸夫・井田勝実・矢野綱之：温州みかん園土壌の理化学的性質と生産力との関係。土肥誌，34，177—180 (1963)
- 2) 高木陸夫・西村利幸・矢野綱之：母材を異にする温州みかん園の土壌の相異と生産力との関係。土肥誌，34，215—221 (1963)
- 3) 愛媛県：地力保全基本調査総合成績書。(1978)
- 4) 丹原一寛：愛媛県における柑橘園土壌の物理的性質に関する研究。愛媛農試研報 No. 9. 1—108 (1969)
- 5) 農林水産技術会議事務局：果樹園土壌生産力に関する研究。研究成果47 (1971)
- 6) 古賀 汎：温州ミカン園における下層土の物理性に関する研究。四国農誌報告，25，119—232 (1972)
- 7) 三好 洋：ぶどうの根群分布と海成砂壤土の物理性。土肥講要集，15，11 (1969)
- 8) 三好 洋・丹原一寛：土の物理性と土壌診断，99—112。日本イリゲーションクラブ (1977)
- 9) レポート。(松田 宏訳)：土壌物理 86 技術会議資料。54-海外。農林水産技術会議調査資料課 (1968)
- 10) 川村秋男・古賀 汎・山崎清功：土壌ち密度と畑作物の生育感応—とくに根菜類および牧草類について。四国農誌報告，23，53—105 (1971)
- 11) 森 哲郎・小川和夫：土壌空気と作物の生育，土壌の物理性，19，13—19 (1968)
- 12) 美園 繁：最近における土壌物理の研究(1)(2) 農業技術，23，(6)，1—6，(7)，1—5 (1968)
- 13) 美園 繁・川尻美智子：土壌の三相構造に関する研究—圃場状態における三相構造—農技研報，B18，49—128 (1967)
- 14) 美園 繁・川尻美智子：土壌の三相構造に関する研究—理論的研究とその実証—農技研報，B19，1—68 (1968)
- 15) 土壌物理性測定委員会：土壌物理測定法，34—42，養賢堂 (1972)
- 16) 丹原一寛：ミカン園における土壌構造の特性と根群の分布について。接写写真による土壌構造の観察，土肥誌，43，321—328 (1972)

I—5 畑 地 灌 漑

筑紫二郎*・長 智男**

1. 畑地灌漑に対する土壌物理学の寄与

1982年9月「土地改良事業計画設計基準 計画 畑地かんがい」¹⁾が制定された。これは、これまでの研究の実用化の集大成といえるもので、畑地灌漑事業を計画する上での技術的指針を示したものである。

畑地灌漑は、農業水文学、作物学、経営学等のいろいろな学問分野を包含した総合的な技術であるが、その中でも基礎となる用水計画に対しては、土壌物理学の研究が大きく貢献してきた。以下その歴史的過程について簡単に述べることにする。

第2次大戦前の畑地灌漑は、人力や風力を利用して小規模で行われていたため、まだ研究の対象とはならなかった。戦後、開拓、増産の必要上灌漑の事業が進むにつれて、灌漑用水量に関する知識が必要となり、研究をみるようになった。用水量に関する知識は、最初米国から来たものであり、その理論は乾燥地を対象としたものであった。わが国のように比較的降雨の多い湿潤地帯にその理論をそのまま適用するには無理があった。そこで、湿潤地に適合する用水量の算定法の確立が切望され、土壌物理研究が促進されるようになった。その場合における研究の課題は、主に用水量決定のための諸要素に関するものであった。

まず、圃場容水量の概念についてははっきりさせる必要があった。圃場容水量は、土層が重力にさからって保持しうる水分の上限を指すものであるが、その定義に関するいろいろな議論があった。例えば、「裸地状態でかつ土面蒸発が抑制されている条件の下で、植物の根が分布する深さに対応する土層から排水される水の量が、その時期の植物の蒸発散量以下になるときの水分状態」²⁾あるいは、「根群域に対して下層土から水分移行が開始されるとき水分状態」³⁾として再定義されている。しかし、わが国での畑地灌漑計画基準では便宜的に圃場容水量として、十分な給水後24時間目の土壌水分量(24時間容水量)がとられている。排水性のよい土壌では、24時間容水量はこれらの定義に示された量に近い値となる。

つぎに、有効水分の下限値は、米国の理論では永久しおれ点であった。畑地灌漑の目的は増産と品質向上を計ることであったから、作物にとって生育が阻害され始めるとき水分をとるべきだとする意見が出てきた。この

水分は、生長阻害水分点と呼ばれ⁴⁾、pF3に相当する⁵⁾ことが確かめられ、基準として採用されるに至っている。

土壌水分の消費量が各土層の深さでどのような割合になっているかを示したものが土壌水分消費型(SMEP)と呼ばれるものである。米国では、SMEPは作物、土性、根群域の深さに関係なく、根群域を4等分したときは、上層から順に40、30、20、10%の割合になる場合が多い⁶⁾。わが国では、根群域が浅いこと、細根が表層付近に集中していることから、必ずしもそのようにならず、作物、土性、生育期間の違いによって異なり、表層消費型と全層消費型の2つのタイプに分けられる⁷⁾ことが示された。計画に当っては、SMEPの実測が必要とされている。

以上のように、基準の用水量算定においては、随所に土壌物理研究の成果が要求されていることがわかる。

2. 用水量決定に対する問題点

上述のように、用水量決定に対して、土壌物理学は大きく貢献してきたが、それにもかかわらずいろいろな問題が生じてきている。そのうちのいくつかを挙げれば次のとおりである。

1) 制限土層の有効水分(24時間容水量—pF3の水分量)が無くなったときに次の灌漑をすることになっているが、これだと制限土層以外の土層にはかなり水分が残っていることになる。この辺の考えがどうかを昨今つめ直されている。

2) 1回の灌漑によって、TRAM(総迅速有効水分量)の空きを必ず一杯に満たす必要があるのかが問題になっている。少量を戻して空きをつくっておけば、有効雨量を多くすることができるという考えが出てきている。

3) SMEPは、測定によって1次元的に得られるが、草地のような密植作物は別として、根の吸収分布は3次元的である。また、土壌面蒸発量は、植生の陰の分布によって影響を受けることが知られている⁷⁾。これらの点によって、SMEPが適正に評価されない場合があり、注意を要する。

以上の問題の多くは、用水量算定のための要素が静的に得られたものであるのに反し、実際の現象は動的なものであるという矛盾に起因しているように思われる。土壌水分移動に関する知見を考慮したTRAM算定法を模索する必要がある⁸⁾。とくに、最近盛んなSPACの研究は^{9,10)}、土壌—植物—大気を連続した系としてとらえており、従来の個別的な系の取り扱いとは異なる。今後、この成果の畑地灌漑計画への導入が期待される。

* 鳥取大学農学部 ** 九州大学農学部

3. 畑地灌漑の多様化とそれに付随する 問題点

過去において、用水量の決定に土壌物理学は大きく貢献してきたが、その後の畑地灌漑の発展に対する土壌物理学の寄与は非常に少ないように感じられる。ここでは、畑地灌漑が多様化するにつれてどのような問題が生じてきたか、また問題解決のための土壌物理学の貢献の可能性を概説する。

(a) 灌漑の多目的利用

1950年頃からわが国に導入されたスプリンクラー灌漑は、現在では広く行きわたり、灌漑方式の主流となっている。スプリンクラー灌漑は、うね間灌漑とは異なり、地表に湛水させることなく散水する方法であるから、単に灌水するだけでなく、いろいろな目的で使用される。その代表的なものを挙げると、施肥、除草、病虫害防除等がある。

多目的利用のうちとくに気象災害防止の場合、一せいに長時間連続灌水するため、適用水量が補給用水量を大きく上回ることがある。補給灌漑では、作物にストレスがかからないような好適な水分条件になるように用水量が決定されているから、土壌にそれ以上の水分補給があると過剰灌漑となる。

一般に、過剰灌漑は作物にとってマイナスの面が多い。作物の収量は、灌水量がある量を越えても変わらない傾向があり、かえって過剰灌水は土壌空気減少によって根の活性を弱めることになる。また、成熟期には灌水によって品質が低下することもある。さらに、過剰灌漑による作物への影響は、砂丘地や火山灰地等の比較的保水性、保肥性の低いところで顕著である。過剰の灌水は、用水を無駄にするばかりでなく、養分の洗脱によって、地力の低下をきたすことになる¹¹⁾。

気象災害防止の場合の長時間散水によって生ずる湿害に対する一つの対策としては、スプリンクラーからの流量を小さくすると同時に、その割には散水距離が低下しないようにしてスプリンクラーの配置間隔を広く保ち、時間当りの散水深をできるだけ小さくすることが考えられるが、土壌物理学的面からは、過剰灌水の限界について考えていく必要がある。

(b) 灌漑の自動化

畑作の労働生産性を高めるため、畑地灌漑の自動化が行われるようになった。土壌水管理のための自動制御では、土壌水分の正確な情報が必要である。すなわち、その情報に基づいて、灌水制御のプログラムが組まれたり、土壌水分がある一定の範囲に保たれるように土壌水分検出器によるフィードバック機構で装置の始動・停止が行われたりする。

野外における土壌水分測定法には、テンションメータ法、中性子法、電気抵抗法等があり、土壌水分検出器としては、測定の精度と感度及び測定点をどこにとるかの点でまだ問題がある。

自動化用の土壌水分検出器として、根群域の深さまであるセラミックカップと動ヒズミ計を用いた装置が開発され、水の浸潤場の測定が可能で、負圧変化に対する時間的応答も良好であるという報告例¹²⁾がある。このような装置が、浸潤場だけでなく排水場においても測定可能なものに改良され、実用化されることが望まれる。

(c) 汚水の利用

各都市における下水処理場の発達と、農村における集落排水事業の発達に伴って、汚水が次第に増えつつある。このような汚水をそのまま河川や海洋に流せば、水の富栄養化や水質汚濁を招くことから、農地を利用して土壌に浸透させることによって浄化と水質保全、肥料・水資源の有効利用、地下水かん養を図ろうとする試みが行われてきた。

また、北海道のような酪農が盛んなところでは、家畜のふん尿を処理するため、灌漑散布して圃場に還元しようとするふん尿灌漑が行われている。さらに、バレイショでん粉工場からの廃液による河川水質の汚濁を回避する目的から、この廃液を用いた肥培灌漑も行われている。

これらの灌漑でとくに注意すべきことは、畑地の浄化能力と作物の吸収能力以上の灌漑をしないことである。過剰の灌漑は、地下水の汚染を招くことがあり、作物にとっても栄養の過多は他の養分の吸収の妨げとなることがある。例えば、NやKの過剰がCaの欠乏症を引き起こすことがよく知られている¹³⁾。

汚水灌漑において、灌水の結果、水分と物質がどのように変化し、挙動していくかを明らかにすることは、灌漑技術上絶対に必要なことである。土壌中の汚水の動態には、汚水物質の化学的反応、微生物による分解、微生物の繁殖等が複雑相互に関連し合っている。したがって、土壌及び物質の化学性、微生物の活性等を踏えて、土壌物理学的アプローチによってその機構を解明することが必要であろう。

また、ふん尿やでん粉廃水灌漑の場合、地表近くで目詰まりを起こし、それによってインテークレートが低下するようになり、傾斜地では表面流出が生じるようになる¹⁴⁾。このようなことも併せて、今後灌漑を適正に行うためには灌漑水の質と量について明確にしていかなければならない。

(d) 施設園芸

消費者の購売力が高まり、良質な野菜や季節はずれの高価な野菜が要求されるにつれて、またビニールハウス

の開発と相まって、施設園芸が盛んになってきた。それ故、施設園芸の最大の目的は、多灌水、多施肥を行うことによって収量をできるだけ多くする、いわば土地生産性を高めることである。ガラス室やビニールハウスにおける土壌の特徴は、露地と比較して一般に根群域が浅いことと、温度が高いため乾燥し易いことである。したがって、施設内での灌漑は乾燥地並みの考え方で行われる。灌水開始点は、一般に露地の場合よりも高い水分量にする必要があり、作物によって異なるが、pF 1.3~2.3位であるとされている。その理由は、塩分集積が起き易いこと、土層が浅く有効水分量が少ないこと、施設内作物はホストレスに弱いこと、施設内作物は多肥多灌水の傾向が見られることである。灌水点の水分量が高いことは、必然的に少量多数回灌漑となる。

このようなことから、施設内の灌漑法として地下灌漑や点滴灌漑¹⁵⁾等が考えられている。地下灌漑法には、毛管上昇によって根群域に水分を供給する方法^{16,17)}、土壌中に有孔管を埋設し加圧給水する方法¹⁸⁾、負圧差を利用して給水を調節したもの¹⁹⁾等があり実用化されつつある。これらの研究では、土壌水分分布が調べられているが、根がある場合や養分の移動についての検討がほとんどない。今後の課題である。なお、点滴灌漑については次項で述べる。

(e) 節水灌漑

工業用水、都市用水の急激な増加に伴って、同じ水系内における農業用水の新たな開発は次第に困難になってきており、また可能であっても条件が悪く、コストがかかるようになってきている。したがって、水源水量を小さくするために節水灌漑が注目されてきている。現在の畑地灌漑計画基準では、計画基準年における水需要量に基づいて水源水量を積算しているが、平年における使用水量はときによってはこの1/2を下回ることもあるといわれている。水源の開発が困難な地区では、圃場における有効雨量を増加させるような灌漑操作（土壌水分コントロール）、あるいは作付体系から休閒地や無灌水作物の存在による灌漑面積の減少などを考慮して必要水量の減少を計ることが述べられている。用水量を安全に十分に確保することが可能な場合は別として、地域によっては節水型の計画を必要とする場合が増加しているのである。

現行での用水量の算定の基準は、作物に対して好適な土壌水分になるように考えられている。しかし、作物は個々の種類によって耐旱性を異にし、たとえば干ばつ年においてもほとんど減収しない作物もある²⁰⁾。したがって、作物の耐旱性を考慮することによっていくらかの用水の節減が可能となる。その節減量を明らかにするには、別々の作物に対する有効水分の下限値を再検討する

とともに、干ばつ時における有効水分の消費及び水の動態について調べておく必要がある。

用水計画において、有効雨量の過少評価は、用水量を大きく見積もることになる。基準によると、有効雨量は（TRAM-降雨直前における有効水分量）を上限とし、5 mm/day を下限値としている。この下限値に関して再検討が行われ、下限値を5 mm/day とした場合の有効雨量は、下限値を設けない場合より15~20%程度減少することから、その量を無視することが疑問視されている²¹⁾。小雨でも土壌面や植物体に付着して蒸発散量を減少させることが可能であるため有効であるという考え方がその根拠になっている。蒸発散量が低下することは、SMEPの型や畑地の消費水量にも影響することになる。また、5 mm/day 以下の降雨でも、土中の水分を増加させるとの考えもあり、少雨の効果についての研究も今後必要であろう。

灌水量は、灌漑の仕方によっても異なることが示されてきた。すなわち、少量多数回灌漑は、多量少数回灌漑よりも総灌水量が節減されるという報告²²⁾がある。その理由として、降雨の有効利用度と土壌面蒸発量の点で差異が生じることが示されている。少量多数回灌漑の場合、灌漑対象土層深を小さくするため、その下層に貯留される降雨が有効に利用され、また少量灌水によって土層が比較的乾燥状態に置かれるため、土壌面からの蒸発が抑制されるとしている。

少量多数回灌漑の典型的なものが点滴灌漑である。点滴灌漑は、本来乾燥地を対象にして開発された技術であるが、部分灌漑であるため少量水を作物に均等にかけられること、塩水を用いても湿潤部の濃度を低く維持できること等の特長があるため、わが国においても施設内や砂丘地帯²³⁾において使用されてきた。最近、干ばつに対処するため南西諸島のサトウキビ栽培においても実用化されている。点滴灌漑に関する研究は諸外国において盛んであるが、わが国でも装置の普及につれて次第に研究の数も増している^{15,24,25,26,27)}。しかしながら、設計基準を見ても分るように、灌漑水量に対する具体性が欠けており、今後普及地域の土壌、気象を考慮したわが国独自の灌漑手法の開発が望まれる。

4. あとがき

畑地灌漑は、その時代の行政に左右され易い技術である。戦後40年弱を考えても、畑地灌漑の方法、目的は著しく変化してきた。そのような変化に伴って、土壌物理学が大なり小なり貢献してきたことは事実であろうが、逆に土壌物理学にしても畑地灌漑における諸問題によって刺激を受け、研究が発展してきたともいえる。しかしながら、今日の畑地灌漑と土壌物理学をみてもみると、

応用と基礎という立場上の違いのためか、互いに疎遠な感じがする。畑地灌漑技術及び土壌物理学研究の発展を期するならば、相互の交流を深めることが良策だと信じる。

引用文献

- 1) 農水省構造改善局：土地改良事業計画設計基準 計画 畑地かんがい，農業土木学会（1982）
- 2) 岩田進午：圃場容水量について，農土研，30，385—394（1963）
- 3) 竹中 肇：畑地水分，「土壌物理」山崎不二夫監修，285—304 養賢堂（1969）
- 4) 椎名乾治・小菅孝利：土壌水分張力のみの変動からカンガイ用水量を決定する方法，畑かん研集，9，26—29（1967）
- 5) 富士岡義一・西出 勤：畑地用水量の決定の合理化に関する研究（I）—有効土壌水分の下限界について—，農土研別冊，5，10—16（1963）
- 6) Schockly, D.R.: Capillary of soil to hold moisture, Agr. Eng., 36, 109—112（1955）
- 7) Nakano, Y., Cho, T. and Hillel, C.: Effect of transient, partial-area shading on evaporation from bare soil, Soil Sci., 135, 282—295（1983）
- 8) 田中 明：有効土層の水分動態と用水量，昭和59年度農土学会九州支部シンポジウム，22—30（1984）
- 9) 高見晋一：植物—水関係の環境的側面—SPACの水流れに対する数値モデル的アプローチ，土壌の物理性，36，27—33（1977）
- 10) 石田朋清・中野政詩：土壌—植物—大気系における土壌水分消費の動態，農土論集，92，26—34（1981）
- 11) 長井武雄：砂丘畑の地力維持と肥培管理，農業および園芸，56，1459—1463（1981）
- 12) 西出 勤・瀬戸隆一・高橋輝雄：動ヒズミ式土壌水分計の測定原理—土壌水分検出による畑地灌漑の自動化に関する研究（I）—，農土論集，50，9—14（1974）
- 13) 湯村義男：鈣質土壌の畑地かんがいと土壌管理，圃場と土壌，13，59—64（1981）
- 14) 岩間秀矩・渡辺治郎・小川和夫：寒冷地域における重粘土草地の灌漑（II）—とくに草地に対する少量灌水の意義について—，農土誌，51，485—493（1983）
- 15) 長 智男・山本太平・竹内芳親：トリクルかんがいの適用による砂丘地のハウスメロン栽培について，砂丘研究所報告，14，1—7（1975）
- 16) 中山敬一・羽生寿郎・山中捷一郎・猪野 誠：地中に埋設した給水溝からの水分移動—地下カンガイに関する研究—，農土論集，72，43—47（1977）
- 17) 友寄長重：毛管移動による地中給水施肥栽培の研究—山東菜の生育に及ぼす培地，肥料の種類の影響—農業および園芸，44，1585—1586（1969）
- 18) 大枝益賢・富士岡義一・桂山幸典：地下灌漑に関する研究（I），農土研，21，301—306（1954）
- 19) 加藤善二・手島三二：負圧差灌漑の原理と基礎的検討—地下灌漑に関する実験的研究（I）—，農土論集，101，46—54（1982）
- 20) 河野 広・山田 盾：畑作物の水分反応の実態，—畑地の水利用実態に関する研究（I）—，農土論集，109，1—7（1984）
- 21) 安養寺久男：畑地灌漑計画における有効雨量の問題点，農土誌，52，105—112（1984）
- 22) 矢部勝彦・三野 徹・丸山利輔・手島三二：シミュレーションによる用水計画の検討—少量多数回灌漑に関する基礎的研究—，農土論集，108，1—8（1983）
- 23) 長 智男：砂丘地における畑開発，「農業土木史」，1074—1076 農土学会（1979）
- 24) 長 智男・山本太平：砂丘地におけるトリクル灌漑の適用効率とかんがい効果について，砂丘研究所報告，12，20—28（1973）
- 25) Yamamoto, T. and Cho, T.: Soil moisture content distribution in main root zone and water application efficiency of crops —studies on trickle irrigation method in sand field (I)—, Trans. TSIDRE, 75, 33—40（1978）
- 26) 長 智男・山本太平：トリクル灌漑の研究—砂丘地における実用化—，畑地農業振興会（1977）
- 27) 駒村正治・狩俣貴清・米安 晟・竹中 肇：節水灌漑よりみた用水計画と灌漑効果に関する一考察，農土誌，51，937—943（1983）

I—6 干拓地土壌

（八郎瀧干拓地の事例から）

金子 淳 一*

1. 我が国における干拓地の土壌肥料的な研究の推移

我が国における干拓地土壌の研究は、戦前にはその場が少なく、朝鮮や台湾で行なわれていたが、1940年前後に有明干拓が始められてから、塩成干拓地の耕地化対策として研究がとりあげられた。しかし当時は、海水成分

* 秋田県農業試験場

の塩類集積の問題が主で、アルカリ土壌の化学性改良の報告が殆んどであった。一方、湖沼干拓は、霞ヶ浦で戦前(1938)¹⁴⁾から始められ、干陸後水稻への障害がみられ、その原因や不良土生成の機作、これらに影響を及ぼす各種要因の調査と共に、その対策についての試験も行なわれた。

その後、第二次大戦後の日本は、極端な食糧不足におかれ、大規模な開拓事業を推進、その一環として10万 haの干拓計画がたてられたものの、技術的・予算的な問題から事業は進展しなかった。こうした時代の背景のもとで、前述の霞ヶ浦干拓地の不良性や改良対策などの試験結果が報告⁹⁾され(1951)、本格的な干拓地土壌研究の導火線となった。そして、この頃から全国各地で干拓計画が相次いで起り、その干陸面積が広がると共に各種の生育障害がみられるようになり、その原因究明と対策についての調査研究が進められた。

即ち、徳弘(1951)⁴⁾、米田(1958~1964)^{5~10)}、久保田(1961)¹¹⁾らは、児島湾干拓地を素材にして、地形母材が極めて類似し、生成年代の異なる干拓地の層位別化学性および物理性などの変動から、系統的な調査を進め、生成論的土壌分類を行い、さらに塩成干拓地の土壌管理上の諸問題を土壌の理化学性と作物生育との関連から論及し、その後三宅ら(1969)¹²⁾が引き続き無機成分の行動について研究を進めた。

細田(1952)¹³⁾、入沢(1961)¹⁴⁾、村上(1965)¹⁵⁾らは、中海、宍道湖の干拓地で、干陸後に強酸性化する実態から、酸性硫酸塩土壌として研究を進め、易酸化性硫黄に関する知見を明らかにし、その定量法を確立して、干拓地土壌研究の一方を開拓した。

九州農試(1961~1971)^{16~18)}では有明干拓地や不知火干拓地の分類と粘土鉱物のほか、物理性としてコンシステンシーや構造性にとりくみ、佐賀農試(1963~1970)^{19~22)}では有明干拓地の土壌改良による熟畑化の促進と栽培作物の安定生産技術の確立をはかった。

この他、琵琶湖では木村(1951)²³⁾、霞ヶ浦では平山ら(1969)^{24,25)}、邑知潟では西川ら(1969)²⁶⁾、利根川下流域では白鳥ら(1969)²⁷⁾が、土壌の化学性変化を主体にした研究を進めた。

このように干拓地に関する研究は、作物に対する塩害の回避のため過剰塩類の除去と、底土に集積した還元物質の酸化に伴う酸性障害対策に集中し、干拓地農業は、過剰塩類の洗脱と、石灰施用による酸性矯正など、土壌の化学性改良によって難なく推進されるものと考えられ、物理性に関する検討は副次的なものでしかなかった。

八郎潟干拓は1957年着工し、1966年干陸を終えたが、その大部分は過湿重粘な、いわゆるヘドロに覆われてお

り、1968年には入植者により、大型営農用機械を駆使して、直播栽培を定着させることが当初の目標であった。したがって、まずこのヘドロの軟弱地盤を、大型機械に適応性の高い土地基盤に変え、直播の苗立安定確保できる土壌条件を作ることが急務とされた。この二つに共通している問題点は、ヘドロという過湿重粘性からの脱却であるが、そのためにはまず基盤の排水・乾燥であり、さらに進めて、土壌の脱水・酸化をはかることが先決とされた。このためには、従来のような化学性の変化のみを追求するだけでは不十分で、八郎潟干拓地では、まず土壌の物理性変化と、その改善に重点をおくべきものと考え、全面干陸が終った1966年から、これに目を向けた研究調査を開始した。

当時は水田土壌に関する物理性に関する調査研究法は体系的にも手法的にもまだ充分なものではなく、計測器機の不備もあり、試行錯誤の繰り返しの中で研究を進めたものであるが、干拓地の代表として、八郎潟干拓地の過湿重粘土壌を対象として実施した調査研究の中から、物理性改善の成果を得たものを幾つかあげてみたい。

2. 八郎潟干拓地土壌の特性

八郎潟に流入する河川によって運ばれ、湖底に堆積した粘土は、周辺地質の影響を強くうけ、第三紀層の岩石に由来するモンモリロンを主体とした2:1型粘土鉱物の特性をもっている。このことは将来、理化学性の面ですぐれた特性のある耕地土壌となりうるが、反面、重粘性、保水性が大きく土壌水の排除が極めて困難なこと、軟弱性が大きい大型機械適応性が低いこと、微粒子粘土に基づく高CECが海水の影響をうけた過剰塩類の洗脱を遅らすことなど、土壌改善の進行を阻害する場面も多い。

ヘドロの大きな特徴は、粘土の性質ともからみ、その水分特性にみられる。即ち、現場含水比が著しく高く、その水分は吸着力が強いため容易に脱水され難い。このことは高pF下での含水比が高く、三相分布では液相が極めて大きく、現地容積重が極めて小さいこと、液性限界水分が高く、塑性指数の大きいことなどに特徴的に示されている。

干陸直後の1966~1968年に実施した全域(17,000 ha)にわたる土壌調査の結果から、土壌別の特徴と農耕適地化への問題点を明らかにしたが(表-1, 八郎潟干拓地土壌調査法²⁸⁾による)、これからみると、自然放任のままでは、西南暖地に比し、耕地利用までは、三倍の年月が必要と推定され、その期間短縮の方策を探究するため、各種の現地調査やモデル実験、実証試験などを実施し、環境に応じたヘドロの乾燥過程を模式化し、入植に適した土壌条件の数値化をはかった。

表-1 土壌統別示性分級式および耕地化対策 (1964)²²⁾

土壌統名	分布面積 (ha)	示性分級式				土性	乾燥の程度	現状における農耕地利用度	耕地化への制限要因			耕地化への主要対策
		排水の難易	構造の堅さ	大型機械の導入の難さ	酸化沈積物の存在の深さ				土壌酸性の程度	深さ30cmまでの反り	深さ30cmまでの支配性	
富貴亀	7,965	IV 3 2 2	IV 2 3 3	II 1 2 1	強粘質	過湿	やや不適	重粘透水性小	過湿	重粘全層軟弱	弱	表面排水の徹底 明渠・暗渠増設 排水位低下
白山	4,355	IV 3 2 2	III 2 2 2	IV 3 2 1	強粘質	湿	やや適	重粘透水性小	重粘下層軟弱	中	明渠・暗渠増設 排水位低下	
西山	263	IV 3 2 2	IV 2 3 2	II 2 2 1	粘質	過湿	やや不適	粘質透水性小	粘質全層軟弱	弱	表面排水の徹底 明渠・暗渠増設 排水位低下	
鉄	325	III 2 2 2	III 2 2 2	IV 3 2 1	壤質	湿	やや適	透水性中	やや軟弱	強	排水位低下 暗渠の増設 石灰施用	
琴浜	570	III 1 3 3	III 1 3 3	I 1 1 2	砂質	過湿	やや不適	過湿(地下水水位高 承水路よりの浸入水)	過湿による膨潤軟弱	弱	集水路設置・明渠増設 排水位低下・集水路設置・地力維持	
片桐	198	II 1 2 3	II 1 2 2	III 2 2 2	砂質	湿	やや適	地下水水位高	—	やや強	暗渠による地下水位低下・排水位低下 地力維持・石灰施用	
竜北	40	II 1 2 3	II 1 2 2	II 2 1 2	砂礫質	過湿	不適	過湿(承水路よりの浸入水)	礫	弱	除礫 集水路設置・排水位低下・地力維持	
八幡	823	II 1 2 2	II 1 2 2	III 2 2 2	砂質	湿	やや適	地下水水位高	—	やや強	暗渠による地下水位低下・地力維持・石灰施用	
大洲	38	III 1 3 3	II 1 2 2	IV 4 1 2	砂礫質	やや乾	不適	—	礫	極強	除礫 地力維持・石灰施用	
豊中	858	II 1 2 3	II 1 2 2	IV 3 2 2	砂質	乾	やや適	—	—	極強	用水対策 地力維持・石灰施用	

3. 八郎瀧干拓地における成果の概要

(a) ヘドロにおける大型機械の走行と土壌条件：八郎瀧干拓地では、干陸三年目(1968)から入植作付が開始されることになり、大型機械の走行については、軟弱地盤での稼働性を向上させるために、どの程度の機械がどのような条件で適応性が高いかを検討した。

ヘドロ地盤では下層層軟弱で、走行装置により表層の酸化層が断ち切れれば、底なし沼にめり込んだ状態となり走行不可能となる。従って、機械側からの対応では

接地圧をできるだけ小さくするため作業能率を犠牲にしても補助走行装置が必要となり、土壌側からの対応は地耐力の向上となる。トラクターの自由走行には、表層15cmまでの平均地耐力(SR-II型円錐貫入抵抗値)2kg/cm²以上とされている²³⁾が、干陸当初のヘドロでは、それを望むことは無理であり、接地圧との関連で対処する方向で検討した結果、地耐力/接地圧比が8.0以上で安全な走行が可能であることがわかり、軟弱地盤での対応を両面から進めることができた。

(b) 乾燥履歴に伴うヘドロの構造変化：干陸後水

稲作付までの間に、土壌の脱水・酸化をどの程度まで進めるかは、その後の営農条件に大きな影響を及ぼす。即ち強還元型の条件にあるヘドロは、中途半端な排水・乾燥では、この条件からの脱却が難しく、稲作栽培上の問題点も多く残される。

1957年に湖底土を採取し、1966年まで10年間、畑状態に保った枠試験があり、その断面調査や物理性を測定した結果をみると、50 cm 程度まで酸化層となり、亀裂が縦横に走った構造をもち、密度・地耐力も著しく高まっていたが、同様に10ヶ年の水田条件下では、作土のみ酸化的であり、下層には斑紋の生成はみられるものの、グライ層の条件であり、物理性の調査結果にも大きな差がみられ(表-2)、湛水条件からの回避が、ヘドロの物理性改良の基本であることが認められ、この条件が当面の改良目標値として示された。

現地では条件の異なる土壌の断面調査をした結果からみると、斑鉄型の段階では、湛水によってもとの強還元型に逆行する場合も認められ、少なくとも、50 cm 以上の範囲が斑鉄構造型に達するまで、脱水・酸化をはかるのが、その後の土壌条件を安定的に維持でき、収量も向上することが認められ、このような条件になるには、停滞水のない畑状態で放置して、5年以上の年月が必要と認められた。

干陸当初の泥状を呈するヘドロは、乾かすと固結し、湛水すると浮泥状になり、既耕地のような膨軟性がみられない。しかし、このヘドロも湛水を継続させないように、乾燥と湿潤を反復すると、構造性をもった土塊になることをモデル実験で確かめた。この場合、粘土の多い時は収縮・膨潤の程度が大きくて細粒状に崩壊し、土性的にやや粗いと、大土塊の型で残るが、物理的な衝撃で容易に崩れやすい型となる。

以上の結果から、現地での放任期間中の停滞水排除の重要性を提言した。

(c) 排水工法と植生による土壌改良効果——現地実証試験から：HC が大部分である八郎瀉干拓地のヘドロ

は、透水性のとりにくい土壌であるため、当初暗渠施工をしたものの、その効果は殆んど認められなかった。そこで、どんな排水工法が適切なのかを検討するため、1 処理約 4 ha の実証圃を7 処理設けて調査した。施行は数種類の暗渠と明渠をとりあげ、単独または組合せ施工し、年次経過による土壌の物理性変化を中心に調査した。現場含水比、水中沈定容積、可塑性、三相分布、孔隙分布、pF 水分の変化、現地容積重、地耐力などである。その結果、暗渠の効果は認められなかったのに対し、明渠を縦横に施工し、表面停滞水の排除をスムーズにできる方式が、土壌の排水・乾燥に極めて有効であることが認められた。この結果当初の暗渠施工方式は改められ、入植までの放置期間は、ロータリートレンチャーによる大明渠(幅 128 cm、深さ 70 cm、15~30 m 間隔)と、リダー施工による小明渠(幅 55 cm、深さ 35 cm、5~10 m 間隔)の交差施工によって、表面停滞水を排除しながら、表層土層に亀裂構造の発達を促し、入植前に構造発達の深さに応じて、暗渠埋設する方式に改めることになったが、現地では、大明渠のみを 10~15 m 間隔に施工することによって、排水・乾燥は急速に進んだことを認めた。

八郎瀉干拓地では、干陸後、土壌からの脱水を促すために、一部に、ヨシを播種したが、その他、自然植生として干陸後一年もたつと、ヒエヤタゲなどの密生地が出現した。これらの土壌改善に及ぼす効果を調査するとともに、牧草などを作付けして、積極的に植生を利用した場合の改善効果も検討した。牧草は干陸直後では定着に問題もあったが、耐湿性の牧草は良好な生育を示し、3~5年後の改善効果は、土壌の脱水・酸化を著しく促し、耐水性団粒の増加も顕著に認められた。この場合、根系発達の程度が下層への影響を大きく左右し、イタリアンライグラスでは、根系がマット状になり深くまで達しなかったが、リードカナリーグラスは根量も根長も大きく、改善効果が著しかった。ヨシの場合は、太い根が粗い密度で張り、乾燥が進むと共に地上部は劣化する

表-2 土 壤 の 理 学 性³⁷⁾

項目 土壌別	原土含水比 %	三相分布 %			全孔隙率 %	飽水度 %	空気度 %	現在容積重 g/100cc	最大含水量 %	水中沈定容積 cc/10g			付着力		透水係数 K ₂₀
		固相	液相	気相						比	g/cm ²	含水比 %			
													湿潤土 (F)	風乾土 (A)	
干陸直後	249	11.3	88.1	0.6	88.7	99.4	0.6	33.8	111.0	57	26	46	22.3	246	4.3 × 10 ⁻⁶
水田10作後	117	24.0	74.3	1.7	76.0	97.8	2.2	64.0	79.2	35	23	65	33.5	119	2.3 × 10 ⁻⁶
畑 10 作後	58	31.3	51.2	17.5	68.7	75.2	24.8	86.8	79.0	39	19	49	89.1	59	7.2 × 10 ⁻³

が、根は枯れた後も大きな孔隙として残り、暗渠的な役割を果たすと共に、その周辺に酸化被膜を形成している例が多くみられた。

以上の結果からみて、放任期間に排水工法をとる際、適当な作物、牧草などの栽培を併用することは、土壌の排水・乾燥を進めながら、その脱水・酸化の効果も相乗して、好適耕地条件への改善を一層早める役割を果たすものと言える。

4. むすび

八郎潟干拓地へドロの物理性変化に及ぼす要因を論じ

てきたが、干拓地農業を早く安定化させるためには、一にも二にも排水・乾燥であり、それをいかに早く脱水・酸化に結びつけるかがポイントになる。図-1に乾燥の方向をとった場合の理化学性の変化の過程と排水不良のままに残される問題を模式化して示した。また、表-3には土壌管理の相違による理化学性変化の程度を、表-4には干陸後の年次経過による物理性変化の過程をモデル的に数値化して示した。

現在、干陸後18年、入植作付後15年を経過した八郎潟干拓地では、1戸当15haの耕地で、大型機械化体系のもとで、田畑複合経営にとりくんでおり、水稲では594

表-3 土壌管理の相違と理化学性の変化³⁷⁾

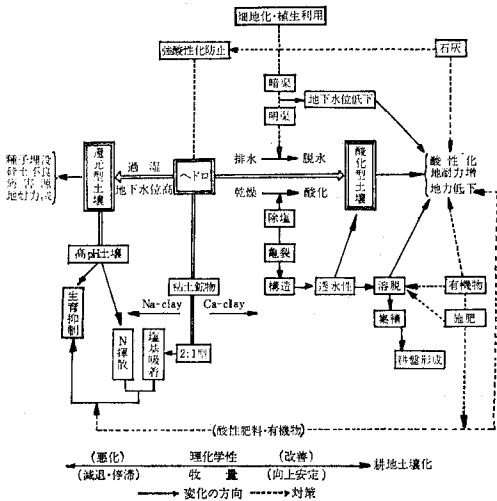
項目	土壌管理別			入植年次別		栽培様式別		牧草栽培の影響		現地植生の影響		畑状態 畑作物
	第1次	第2次	第3次	移植	乾直	無栽培	リードカ ナリーグ ラス栽培	た	で	た	が	
作付時の土壌類型	強グライ	土壌還元型	強グライ 斑鉄型	強グライ	還元型	強グライ	還元型	(強グライ土壌 斑鉄構造型)	強グライ	還元型		強グライ 還元型
干陸後作付までの年数	3	4	5	1>	2	—	1>	(S41干陸)	—	—		(直後)
水稲作付開始年次	S43	S44	S45	S41	S42	—	S41	—	—			S32
水稲作付回数(年数)	3	2	1	5	4	—	5	(S45調査)				10
酸化層の厚さ(cm)	11.5	20.3	28.0	8.0	25.0	15.0	26.0	37.0	31.0			48.0
亀裂発達の深さ(cm)	25.0	35.0	38.3	32.0	45.0	52.0	60.0	60.0	43.0			48.0
斑紋含む層の厚さ(cm)	20.0	38.3	38.3	—	25.0	52.0	60.0	60.0	31.0			48.0
pH(H ₂ O)	7.5	4.9	6.6	7.4	7.7	7.6	7.8	4.6	4.4			7.6
T-C (%)	2.76	2.65	2.40	2.68	2.49	2.48	2.75	—	—			2.06
T-N (%)	0.34	0.31	0.29	0.34	0.34	0.26	0.26	—	—			0.21
Cl (mg%)	68.1	41.6	28.4	30.0	40.4	5.1	7.2	4.5	4.5			6.0
現地容積重(g/100cc)	68.7	67.4	78.9	50.3	66.7	57.1	61.5	59.6	62.5			87.0
三相分布 (%) ()は第3層	固相	20.7 (19.4)	26.2 (16.8)	31.9 (24.2)	18.6	25.0	25.0 (21.3)	25.0 (24.8)	26.0 (23.6)	17.4 (23.4)		31.3 (27.5)
	液相	63.2 (79.4)	65.4 (82.3)	61.0 (73.6)	78.7	70.6	58.0 (74.7)	49.8 (59.2)	37.3 (51.8)	38.4 (68.7)		51.2 (58.3)
	気相	9.8 (1.2)	8.4 (0.9)	7.3 (2.2)	2.7	4.4	16.0 (4.0)	25.2 (16.0)	36.7 (24.6)	44.2 (7.9)		17.5 (14.2)
可 そ 性 (%)	現場含水比	176.6	192.1	118.9	153.3	131.5	144.4	92.3	81.6	119.9		57.9
	液性限界	257.8	244.1	163.7	202.7	178.7	207.5	194.0	147.5	177.9		—
	塑性限界	54.8	52.7	41.3	40.5	42.6	66.7	66.1	58.4	94.0		—
	塑性指数	203.0	191.4	122.4	162.2	136.1	140.8	127.9	89.1	83.7		—
コンシステンシー指数	0.30	0.27	0.37	0.30	0.35	0.45	0.80	0.74	0.69		—	
水中沈定容積 (cc/10g)	新鮮土	74.0	62.1	49.7	52.5	38.5	64.4	41.5	57.2	54.0		38.5
	風乾土	28.8	27.2	23.2	22.8	23.4	26.1	24.6	—	—		19.0
地耐力	大円錐15cmまでの平均(kg/cm ²)	1.7	2.0	1.9	—	—	2.3	3.7	2.1	2.1		2.9
	矩形板1.6kg/cm ² 沈下深(cm)	7.2	6.2	5.8	—	—	1.0	0.3	13.0	10.0		0.8
S45年度 玄米収量(kg/a)	48.3	49.9	54.0	40.6	37.0	—	—	—	—	—		—

表—4 年次経過に伴う理化学性の変化⁸⁷⁾

項 目		年次経過					
		第Ⅰ期 干陸直後	第Ⅱ期 2～3年後	第Ⅲ期 水田を経て 4～5年後	第Ⅳ期 畑を経て 4～5年後	水 田 10 年 後	畑作10年後 (当面の目 標値)
三相 分布 %	固 相	20>	25>	25	25<	24	31
	液 相	80>	70	60>	60>	74	51
	気 相	0	5<	15<	15	2	18
現地容積重 g/100cc		30>	30<	50>	60<	64	87
Cl mg%		800<	100<	50>	10>	2	6
地耐力* kg/cm ²		0.5>	1.0>	2.0>	2.0<	1.5	2.9
コンシステンシー指数		(-)	(-)	(-)(+)	+0.5<	—	—
酸化層の厚さ cm		0	5	10<	30<	10	48
土 色**		4	3	3~4	2~1	3	1

* SR II 型大円錐貫入抵抗値 15 cm までの平均

** 4 (還元色) から 1 (酸化色) へ近づくほど赤味をます



図—1 ヘドロの乾湿に伴う理化学性に及ぼす影響 (模式図)⁸⁷⁾

kg/10 a (1983年・県平均 572 kg) の多収をあげ、麦作、大豆作、アムスメロンなど、転換作物も県内一を誇る産地となっている。もちろん、大型機械の稼働に不安も少なくなった現在は、生産性向上を旨とした研究調査が主体となり、物理性に関する調査は縮小されている。しかし、田畑輪換が導入されている現在、転換畑にしり、還元水田にしり、環境変化を伴う作物転換では、従来の観念からすれば土壤の物理的变化も大きいことは当然であり、それが転換した作物の生産安定化の足を引っばっているとみられよう。このような点から、耕地の高度利用を考えると、田畑利用に当ても理化学性変化の大きくない条件を作ることがこれからの大きな課題になるものと思われる。

食糧が戦略物資となり、対外摩擦の原因となっている

昨今、将来は、水田でも畑でも自由に転換ができ、栽培作物を自由に選択できる基盤作りが最終の目標となろうが、そのためには、土壤の物理性の追究が益々重要なものになると思われる。

畑土壤で発達してきた土壤物理であり、近年は水田でも応用されてきているものの、両者の条件の橋渡しをする役割をもつものとして今後の発展を期待したい。

【文 献】

- 1) 小林 嵩：茨城県における湖沼の干拓地不良土並にその改良について (第 1 報) 干拓地土壤の反応について、日土肥誌, 12, 308—311 (1938)
- 2) 小林 嵩：湖沼干拓地土壤の改良、茨城農試臨時報告, 3 (1940)
- 3) 小林 嵩：湖沼の干拓地不良土壤の改良に関する研究、農林省農地局計画部資源課資料, 1—59 (1951)
- 4) 徳弘俊策・上杉郁夫：塩害地土壤の改良に関する研究 (第 1 報) 石灰の除塩に及ぼす影響について、日土肥誌, 21, 326—327 (1951)
- 5) 米田茂男・河内知道：干拓地土壤の物理的性質とその改良法に関する研究 (第 7 報) 重粘土の構造因子に及ぼす土壤管理の影響について、日土肥誌, 29, 399—402 (1958)
- 6) 米田茂男：同上 (第 8 報) 重粘土の緊硬度に及ぼす土壤管理の影響、日土肥誌, 29, 437—440 (1958)
- 7) 米田茂男・河内知道：同上 (第 9 報) 塩害干拓地土壤の生成過程に伴う土壤構造の変化について、日土肥誌, 30, 367—370 (1959)
- 8) 米田茂男：干拓地の土壤肥料に関する総説、日土肥誌, 28, (I) 416—420, (II) 455—459 (1958)
- 9) 米田茂男：干拓地土壤に関する研究、農林省岡山農

- 地事務局計画部資料 (1961)
- 10) 米田茂男: 本邦干拓地土壌の生成論的並に立地学的研究, 岡山大学農学部土肥教室報告, 8, 1—183 (1964)
 - 11) 久保田収治: 干拓地土壌の特性と干拓後における土壌型の変遷, 岡山農試臨時報告, 59, 1—300 (1961)
 - 12) 三宅靖人・米田茂男・河内知道: 干拓新田における無機化学成分の動向: 水稻の吸収量と溶脱量の比較, 日土肥講要, 15, 14 (1969)
 - 13) 細田克己・曾我 治: 海湖沼の底土に関する研究 (第1報・第2報) 中海底土について, 日土肥誌, 22, 342—343 (1952)
 - 14) 村上英行・入沢周作: 中海干拓地土壌に関する研究, 島根農試報告, 3, 1—57 (1961)
 - 15) 村上英行: 酸性硫酸塩土壌の特性と改良法に関する研究, 1—148 (1965)
 - 16) 増島 博・山下鏡一・山崎慎一: 不知火海干拓地土壌のコンシステンシー, 日土肥講要, 11, 46 (1961)
 - 17) 山崎慎一・鬼鞍 豊: 新干拓地土壌の脱塩過程, 九州農試彙報, 14, 331—343 (1969)
 - 18) 有村玄洋・鬼鞍 豊: 有明海北部および西部沿岸地域の埴質水田土壌の二・三の物理的性質と土壌微細形態的観察, 九州農試報告, 16(1), 63—183 (1971)
 - 19) 農林水産技術会議事務局・佐賀農試: 有明干拓地の熟田化と生産技術解明に関する試験, 指定試験 (土地改良地区), 6, (1963)
 - 20) 古賀 汎: 初期干拓地土壌に関する研究, 佐賀農試研究報告, 5, 1—53 (1964)
 - 21) 松尾憲一・城 一吉・小柳芳郎・木原唯幸・田中茂雄・池田一徹: 有明干拓地における開田年次を異にした水田土壌と水稻収量について, 佐賀農試研究報告, 8, 53—61 (1968)
 - 22) 吉野三男: 有明干拓平野地土壌の熟田化過程と水稻生産性の推移に関する調査研究, 佐賀農試研究報告, 10, 1—121 (1970)
 - 23) 木村三郎: 琵琶湖干拓地土壌とその特性について, 日土肥誌, 22, 154 (1951)
 - 24) 平山 力・吉原 貢・小林 登・石川昌男: 干拓地の改良に関する研究 (第1報) 干拓地における塩害調査, 日土肥講要, 15, 支29 (1969)
 - 25) 平山 力・吉原 貢・須田清隆・石川昌男: 同上 (第2報) 水稻の酸性障害対策について, 日土肥講要, 16, 89 (1970)
 - 26) 西川光一・西川庸一・大谷勇造・卜部義也: 邑知潟干拓地土壌に関する研究 (第1報) 干拓地の土壌変化について, 日土肥講要, 15, 支50 (1969)
 - 27) 白鳥孝治・三好 洋: 塩成干拓田における硫化物の集積過程, 日土肥講要, 15, 93 (1969)
 - 28) 八郎潟新農村建設事業団: 八郎潟干拓地土壌調査法, 1—26 (1966)
 - 29) 農林省農林水産技術会議事務局: 大型機械化に伴う水田土壌基盤整備に関する研究, 研究成果40, 33—55 (1969)
以下, 八郎潟干拓地に関する論文の主なものをあげておく。
 - 30) 木内知美・千葉 智・佐藤智男: 八郎潟湖底土壌に関する土壌調査並びに栽培試験成績書, 仙台農地事務局計画部資源課資料, 1—50 (1959)
 - 31) 金子淳一: 八郎潟干拓地土壌と機械作業の問題点, 農作業研究, 7, 15—23 (1969)
 - 32) 秋田農試: 八郎潟中央干拓地土壌説明書 (第一期土壌調査), 1—180 (1970)
 - 33) 農林水産技術会議・秋田農試: 八郎潟干拓地土壌の特性と耕地化過程に関する土壌学的研究, 指定試験 (土壌肥料) 19, 1—115 (1972)
 - 34) 金子淳一: 八郎潟干拓地土壌と農業, 東北の土壌と農業 (日土肥学会大会運営委) 273—280 (1973)
 - 35) 金子淳一: 八郎潟土壌の分類と物理性: 近代農業における土壌肥料の研究, 第4集, 27—36 (1973)
 - 36) 三浦昌司・島田孝之助・岸 達男: 八郎潟干拓地における水稻機械移植栽培に関する研究, 秋田農試研究報告, 20, 145—187 (1974)
 - 37) 金子淳一: 八郎潟干拓地へドロにおける機械化適応性の向上と耕地化過程に関する研究, 秋田農試研究報告, 22, 64—148 (1977)
 - 38) 秋田農試: 八郎潟中央干拓地第二期土壌調査成績書 (昭和41年～昭和49年), 1—220 (1977)
 - 39) 三浦昌司・三浦日出夫・村井 隆: 八郎潟干拓地土壌の微生物活性と粘土鉱物について, 秋田農試研究報告, 23, 33—92 (1980)
 - 40) 三浦昌司: 八郎潟干拓地土壌の理化学的的特性と作物生育に関する研究, 秋田農試研究報告, 26, 85—190 (1984)

I-7 土 壌 物 理 と 農 業 機 械

—主として残された問題について—

三 浦 恭 志 郎*

1. 緒 言

土と関わりを持つ農業機械といえば、当然第一に耕耘関係機器が連想されるが、実際にはかなり範囲が広い。まず、土と農業機械との関わり方の様相を類別するために、土そのものを、

- I) 生物 (主として作物) 生育の場としての土
- II) 作業の場としての土
- III) 材料としての土
- IV) 混在物としての土

に大別する。そして、それぞれの項目について、機械が関わっている様子を、作業名・機械名、あるいはより抽象的な性質の名称等を整理せぬままに例示すれば、表一 I のとおりである。

これらの中で、土壌物理と農業機械の仕様なり作用なりが具体的に論議され、整理されて来ているのは、I の中で一部の耕耘関係と、II 中の地耐力、走行性関係に局限されている、といっても過言ではない。そこで、本特集の趣旨からすれば、これらの項目についてレビューし、展望することが中心になるべきではあるが、最近の、いわゆる「土の見直し」の気運の中で、農業機械分野での特集、研究会等の企画が相次いで実施されたこともあるので、これらの特集等については以下の該当項目の所で紹介して参照をお願いすることに止め、本稿では、むしろ、残された問題ないしは理論的に未組織な事象に重点をおくこととしたい。なお、これらの問題は、学問体系に組込まれていないもの、と云うこと以上に、農業機械自身、あるいは農業機械を使用しての作業について、設計・試験・評価等の実際面で困っているものがほとんどであることを、念のため附言しておく。

以下に、前記 4 項目に測定に関する項目を加えた計 5 項目について、順次記述する。

2. 生物(主として作物)生育の場としての土

この項目の標題では、地中・地表には作物以外の、有害、有益、中立の植物、小動物、微生物等が居ることを示す意味で生物という語を用いたが、主として考えるのは作物で、その作物の生育に好適な条件を機械的作用によって、しかもある程度以上の面積にわたって作り出す

表一1 土と機械・作業のかかわり合い

I) 生物生育の場としての土

1) 耕耘 (広義)

耕耘・碎土・整地・うね立て
代かき・水田移植
播種時溝切・覆土・鎮圧
マルチ・移植

2) 混和等

土改剤、肥料農薬等混和
残渣・有機物等すきこみ
スラリー注入
土壌消毒

3) 管理関係

中耕・培土
除草

4) 収穫関係

根葉等掘取

〔ポテトディガー
ごぼう用プラウ
トレンチャー
ピーナツディガー等

同上選別

れんこん収穫 (噴流式)

5) 基盤関係 (農営的)

営農排水

〔トレンチャー
弾丸暗渠機
溝切機

作畦機、あぜ塗り機

6) その他

培土用碎土機、土入れ機等
傾斜地用揚土機
抜根機、穴掘機
除石機、碎石機

II) 作業の場としての土

走行性、地耐力

人間の歩き難さ (抜足力)

III) 材料としての土

育苗培土

作畦、あぜ塗り (→I-5))

土壌脱臭

IV) 混在物としての土

穀類への混入・附着
根葉類等への附着

* 東北農業試験場

場合、平たく言えば圃場規模での、耕耘に係わる諸問題を考えることとする。ただし、営農排水に関わる事項は、一応検討の外におく。

さて、耕耘を広義に解釈するとき、耕起、碎土、整地、さらには有機物（系外から投入するものと残渣の形のものがある）、肥料・土改剤・農薬等の埋込み・混和などを含めて考えるのが一般であるが、土と機械のからみから云えば、播種機における溝切り・覆土・鎮圧、中耕ないし培土等も関連事項として挙げることができる。

このうち、土の理工学性と機械の関連が数多く、また深く研究されているのは耕起関係であることは前記した。プラウ曲面の解析・設計が農業機械学の出発点であったという歴史の長さもさることながら、特に1940年代以降の、土質力学、もっと基礎的には塑性学、相似則理論等の発達を背景に研究が深化したものと見られる。この分野での研究現状の把握には参考文献1)、2)が参照に便である。ただし、1)においては、ロータリ耕耘機構の記述は、日本の業績内容英訳の困難なことから手薄になっている。

ところで、この分野においても、理論面と実際面のギャップは必ずしも小さいとは云えない。その原因となっている事項にはいくつか考えられるが、そのうち主要なものとして次の各項を挙げるができる。

(1) 圃場の土は連続・一様な性状であることは稀で、特に有機物の埋込み・混和等を考える場合には不均一性が甚だしい。大局的には刈株の存在は無視し得ることも多かるうが、どの程度なら無視できるかの確認は行われていない。というのも、いわゆる耕土層の中の有機物等の分布状態の観測法・記述法自体がないので、その影響については究明はなお困難というのが実情である。一方、十分碎土、均平された播種床における播種用溝切機構の場合を典型的な例として挙げうる現象に、土が粉体に近い挙動を示すということがある。一般の耕耘理論では、場合によりれき（レキ：プラウや犁によって未耕土部分から切り取られる柱状ないし帯状の土）、切片、少なくとも土塊の形で取扱われることに比し、全く別の取扱いを必要とする事項である。

(2) プラウ耕にせよ、ロータリ耕（単なる土壌混和目的の場合を除いて）にせよ、土の切断が所要動力等に大きく関与している。一方、剪断抵抗の速度依存性との関連で考えるとき、この両機種で剪断抵抗を同一と見なし、とも悪いともいずれの保証もない、と云ってもよかるう。別に比較をする必要がないとしても、作業条件の一つとしての土壌条件を記載するかぎり、このことに関する検証が必要であろう。もちろん土壌により、また含水比によって剪断抵抗の速度依存性は大きく変化する

ことを考えれば簡単なことではないが、現場用の簡易な計測器による計測値から、速度依存性を考慮した抵抗が推定できる手法が欲しいものである。

(3) 耕耘器具への土の附着は、作業部そのもの、あるいはケーシングその他の補助部分のいずれに生じても、作業精度の劣化、所要動力の増大に結びつくため、実際面では種々工夫がなされている。火山灰土用のプラウ撥土板にナイロン系の樹脂板を張りつける等はその一例である。一方、鋼板等に対する土の附着現象の解明はあまり行われておらず、特に分子、イオン段階での究明は遅れている。このことは、土壌と水、あるいは接着化学等に見る発展段階に比しての事であるが、現象の究明がなければ、材料設計を含む積極的な手法はとり得ないという意味で重要な分野であると考えている。

3. 作業の場としての土

圃場内のみならず、畦畔・農道も作業の場として考えられるが、ここでは圃場内のみに限って述べることにする。

前述したように、地耐力、走行性、また踏圧関係で最も土壌の物理性と機械の係わり合いが論及されている分野がこれであり、文献1)、2)にも詳説されている。地耐力、走行性は、いわば如何に機械をスムーズに移動させ得るかの視点に立つものであり、一方踏圧関係は機械走行に伴う密層形成というマイナス要因の解明・解決の視点に立つものであるといえるが、これらについてはここでは触れずに、少し異なる視点から話を進めたい。

最近各方面で言及され、事業化されて来ている汎用化水田は、水田のときには漏水を十分に防止し、畑状態では十分排水された深い耕土層が欲しいという、ある意味ではかなり矛盾している、ないしは欲張った要求を実現しようというものである。汎用化水田が文字通り汎用化の形になるためには、土木面でも作物・栽培面でも、まだ多くの問題が解決されなければならないが、機械と土の係わり合いの面から見た大きな課題の一つは、輪換田とした場合の漏水防止対策、ないしは耕盤（機械支持面）形成技術を、いわゆる営農の手段の範囲内で確立することである。具体的手段は土壌によってちがうであろうが、闇雲に、と云って悪ければ、必要十分な条件が不明のままに車輛による踏圧を行い、また、代掻きを行う他ないという現状から脱却するためには、土壌物理と営農機械の両分野からこの問題に接近する必要があると痛感している。

4. 材料としての土

土は陶器、煉瓦その他の工業原料として、また土囊の形で重錘等として諸種の用途に供する場合の中味として

用いるが、ここでは、直接営農段階で何らかの材料について用いられる場合に限る。

まず、育苗の培地について見ると、ソイルブロックとしては成形性が問題であり、特に有機物等が混ぜられていることが多いこと、しかも、苗の生育時に要請される通気性、保水性が保証されなければならないことから、まさに土質力学的ではなく土壤物理的な取り扱いを要する項目である。しかし、苗の生育と培地、という視点から検討されるに止まり、これらと成形性を含めての土壤物理的な検討は見当らないようである。

ついで、畦畔造成機あるいはあぜ塗り機について考えて見る。あぜ塗りをを行う場合、土は程よい状態で水とこね合わされなければならないが、これが実際面では問題である。原理ないしは室内実験的にはほとんど問題ない事項ではあるが、現場的には不安定な作業となるのは、もともと条件が不整一・不安定な現場の土を対象に、液性限界より少し下の含水比を保持しつつ作業を進めなければならないこと、しかも、少なくとも現在、機械側には水分検知あるいは調節の機能を持たないこと、の2点に要約できよう。逆に言えば、作業対象の土の塑性状態が瞬時に求められる方法が得られない限り、機械側からの作業安定化の対応は困難といえよう。

5. 混在物としての土

混在物ないし夾雑物、あるいは、生産物への土の附着等をまとめて考えてみる。いずれの場合においても、土が混在・附着していないことが望ましいこととして扱われ、一部の根菜類で「土付き××」の形で表現されるものでも、土が附着していること自体が重要なのではなく、土が付いているほど新鮮であることを表現したいのにすぎない。

ところで、このような形の土について、物理性との関連で取扱われた研究例としては、ばれいしょ掘取機における選別機構において、掘取物を鉄板に当てたとき鉄板が発する音の差によって、ばれいしょと、混在土塊を自動的に選別する試みがある程度である。他は、穀粒への混在物はふるい分けによって、根菜等に附着している土は、とにかく洗浄することによって、それぞれ除去するのであるから、別に土の物理性を云々することなく作業を行うのが一般的である。しかし、特に根菜類の洗浄について見れば、洗浄の難易は少なくとも土性に大きく関係しており、しかも節水型の洗浄機が要望されている現状を併せて考えると、洗浄の視点から見た土の理工学性についても、検討がなされてもよいのではないかと考えられる。

6. 現場用測定機器について

最後に、機械作業において、実作業あるいは作業評価等の仕事をする際に要求される現場用の測定法について、一、二触れておく。

(1) 耕土層の断面固定法 有機物の混和状態等を評価する場合には、何らかの断面固定法が必要であるが、現在適当な手段がない。これは単に混和状態の評価そのものに限らず、2の(1)に記した様に、不均一、不連続な耕土層について、均一連続な土壌という前提が妥当であるか否かを検討する上でも不可欠な項目である。

(2) 土壌の力学的指標について 剪断抵抗を速度依存性を考慮したうえで簡単に測定する方法が欲しいことは前記した。この他にも、代掻土壌の状態をゴルフボールの落下によって判定する方法を考えようとか、模型的な機器によって実機の作用を類推する方法とかが提案されたり、試みられたりしている。一方では、ペネトロメータは耕耘関係でも、走行性関係でも広く用いられ、個別の力学的数値によるよりも現実との対応がつけ易いことが一般に認められている。これらを全体的に見ると、改めて云うまでもないが、剪断抵抗等の測定は現場的には困難が伴い、逆に土壤硬度等は剪断抵抗その他の力学的数値との関連がつけ難い。そして、簡便な計器による測定値から単一強度指標への換算はともかく、少なくとも測定のコメカニズムと、単一指標との相関程度は明らかならなければ、農機の模型系と実物系の比較、さらには動的なシミュレーションを行う場合などにおける現実面での基礎が固められないという意味で、この面の研究の進展が望まれる。

7. 後 記

以上、主として、今後研究の発展が期待される項目について述べてきた。本特集の方針であるレビューを行っていないことについては、編集者および読者諸氏のご寛恕を乞う次第であるが、一言だけこの面で附言しておく。例えば塑性学の発展やコンピュータの普及に伴って、走行性関係の研究等では解析的研究も進み、走行性の予測も行われてはいるものの、それでもなお、非常に幅の広い変動を示す土壌の特性に対しては十分対応するまでに至っていないと見られ、耕耘関係その他ではなおさら、解析的研究が実際の機器設計に結びつく段階に至っていないのが現状である。このことは、究極的には、研究目的に応じた土壌のモデル化が出来ていないからであって、逆に言えば、このようなモデル化ができなければ、シミュレーション等により機器仕様を決定する手法も用い得ない、ということでもある。本文では土と機器についての残された問題を主に取り上げたが、我々人間

には、このことについて有史以来の有効な経験・知識の蓄積も豊富にあるのであって、これらを更に加速・発展・体系化させるためにも、上記のモデル化は一つの重要な柱であると考えられる。

なお、農業機械化研究所では、1976～83年の間の和雑誌・報告等80種、外国誌15種を対象として、「土と関連する農業機械の文献要録」を、コンピュータ検索可能な形で昭和59年度中を目標に編集集中と聞く。読者諸氏と共に、完成を期待したい。

参考文献

- 1) Gill, W.R. and Berg, G.E.V.: Soil Dynamics in Tillage and Traction, Agriculture Handbook No. 316, USDA, (1968)
- 2) 特集「土と農業機械」(10篇), 農機誌, 42 (4), (1981)
- 3) 農業機械化研究所: 『機械利用から見た土壌の評価および土・機械系の問題点に関する調査』(土・機械系研究委員会資料 No. 1), (1984)

I-8 機械化と圃場整備

長野間 宏*

1. 農業機械化の進展と圃場整備

1961年に制定された農業基本法は「他産業との生産性の格差が是正されるように農業生産性が向上すること…を目途として」と、政策の目標を定めた。いわゆる、農業の近代化が目差すものは、生産性の向上と選択的規模拡大による総生産の増大であった。1967年に刊行された「圃場整備の進めかた¹⁾」には、「農業近代化の方向に即応した土地改良事業のありかたとはどういふことか。平たくいえば、農業機械化のための基盤をつくり、あわせて生産力の発展をはかるために土地条件を整備することである。」と記してある。戦後の土地改良事業の中心が食糧増産のための開拓から、機械化のための基盤づくりへと移行した。すなわち、1960年にそれまでの食糧増産対策事業が農業基盤整備事業へと名称を変えた。この事業の内容は、土地基盤の整備と経営近代化施設の導入を行うということであった。

さて、以上の農業近代化政策の下における農業の変化を示すデータとして、トラクタの普及台数の推移(図-1)、水田区画整理率の推移(図-2)、水稲作における10a当たり労働時間の推移(図-3)を示した。歩行型ト

ラクタの普及は1960年頃から著しい。1962年頃からは、乗用トラクタの普及が始まった。区画整理がされた水田の割合は、1966年は30%であったが、1977年には全国では54%、北海道では91%となった。このうち、機械化農業における標準とされる30a区画以上の割合は全国では14%、北海道では56%に達した。区画整理された水田の割合が低い地域は四国で19%であった。次に、水稲作に要する10a当たりの労働時間の低下の程度は、1960年以降大きくなった。1960年に173hr/10aを要した労働時間は、1977年には74hr/10aと1/2.3に短縮された。機械化に伴い労働生産性が大きく伸びたと共に、水稲の全国平均反収は5年間の移動平均で示すと1960年の390kg/10aから、1977年の473kg/10aへと21%の上昇をした。以上のように、農業近代化政策の下で生産性は向上した。同時に農業就業人口の減少と、農家の階層化も進んだ。

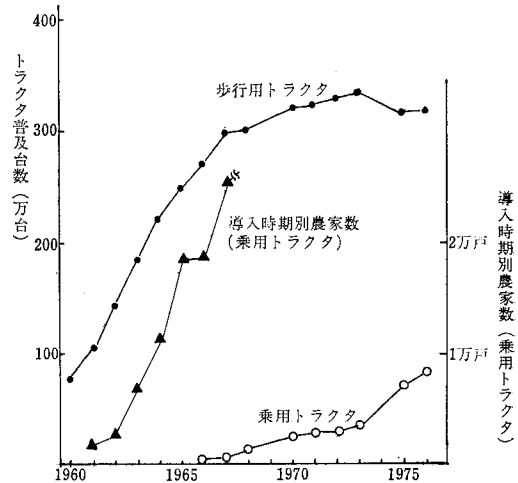


図-1 トラクタの普及台数の推移
注) ポケット農林水産統計から作成

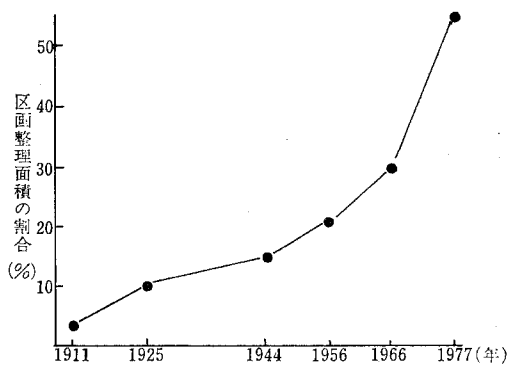


図-2 水田の区画整理面積の割合の推移
注) 日本農業基礎統計などから作成

* 農業研究センター

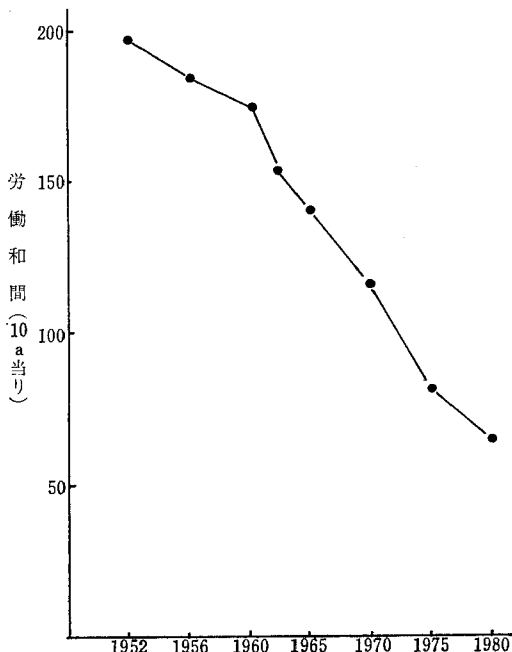


図-3 水稲作に要する労働時間の推移 (全国)

2. 農林省の特別研究「大型機械化に伴う水田土壌基盤整備に関する研究²⁾」

前の項に述べたような背景のもとで、農林省の研究機関において上記標題の研究が1966年から1969年までの4年間実施された。乗用トラクタを中心とする大型機械の導入に対応して、大型機械が走行し、作業することができる土壌条件を明らかにし、現場で用いることができる判定基準の作成と、適切な圃場整備工法の開発を行うのが研究の大きな目的であった。このため、土壌肥料、農業機械、農業土木の3つの研究分野が参加するプロジェクト研究として実施された。他方、農業土木学会においても、ほぼ時期を同じくして「農場整備モデルホ場企画委員会^{3,4)}」が設置され農林省農地局が設置した農場整備モデル圃場の調査を行って「大型機械化営農に適するホ場の形態基準(試案)」を作成した。

さて、この農林省のプロジェクト研究で実施された研究内容は大きく分けると次のようになる。

① トラクタ(30~40馬力クラスを対象にした)の走行および耕起等の作業が可能な土壌条件を明らかにするために、土壌の支持力等を示す測定方法の開発、この測定値を用いた走行性の基準及び土壌の物理的特性について、土壌を分級する基準の作成、並びに土壌の種類と土壌物理性の関係についての基礎的研究。

② 適切な基盤整備工法の開発と施工に伴う土壌物理性、生産力の変化に関する研究、及び表土処理等の基準

の作成。

以上の2つに大別して、それぞれについて実施された研究の要点について述べる。

3. 測定法の開発と走行性等の基準の作成及び関連する基礎的研究

1) 測定法の検討 農業機械の走行性、作業性に関する土壌の物理性の測定方法の検討では、土木工学の分野で用いられてきた測定方法を耕地土壌へ応用するという面が強かった。検討された測定法の主なものは、土壌抵抗、付着力、液性・塑性限界、せん断抵抗、圧密抵抗、土壌硬度に関するものであった。

このうち、トラクタの走行性の判定、及び圃場造成工事の際の管理検査における地盤強度の測定には、円錐貫入抵抗測定器が用いられた。特に、せん断抵抗、く形板沈下量も測定できるSR-II型土壌抵抗測定器⁵⁾(農業機械化研究所が開発)が広く用いられた。

次に、土壌の物理的特性を表示する測定方法として、土壌肥料分野で碎土性と関連させて用いられた圧碎抵抗、切断抵抗の測定法、作業機械への土壌の付着との関連で付着力測定法が工夫された。せん断抵抗、圧密抵抗の測定は、土木工学分野の測定法を水田土壌に適用して行われた。

さて、土壌は水分含量の変化に応じて固体から液体へと可塑性や粘性が変化するが、この状態変化と変形に対する抵抗の大きさなどをコンシステンシーと呼ぶ。土壌のコンシステンシーは水分含量により、いくつかの転移点を持って変化する。保水性を異にする土壌の間で、コンシステンシーに関連させて土壌の状態を比較しようとする時は、含水比よりはコンシステンシー指数(以下Icで表わす)で表現した方が良いとされ、研究成果の取りまとめにあたっては、Icと土壌の物理性の関係が数多く整理された。このIcを求めるためには、液性限界、塑性限界を測定するが、その際、JIS法に従い、供試土壌を風乾状態にすると測定値が低下することが多くの土壌で明らかにされた。特に液性限界の低下が大きく、湿田土壌であるグライ土壌及び強グライ土壌、腐植量の多い黒泥土壌、アロフェンを主要粘土鉱物とする火山灰土壌の下層土で顕著であった。また通常の栽培管理の下で乾燥履歴を受けている土壌または層位は変化の幅が小さかった。従って、コンシステンシー指数を用いて圃場における土壌の状態を示すために、湿潤土を用いて測定を行うことが提唱された。

2) 走行性判定等の基準 大型機械、特にトラクタの走行の難易については、走行部の沈下量から判断された。すなわち、沈下量の大きい水田でのけん引力は駆動力と走行抵抗の差であり、走行抵抗は沈下量と正の相関

表-1 トラクタ作業の走行可能性の基準²⁾

項目	作業不可範囲			作業可能範囲			作業容易範囲		
	自走	ロータリ耕	プラウ耕	自走	ロータリ耕	プラウ耕	自走	ロータリ耕	プラウ耕
(走行判定基準)									
円錐を用いる場合 貫入抵抗 (kg/cm ²)	2.5	2.5	4.0	2.5 ~5.0	2.5 ~5.0	4.0 ~6.5	5.0	5.0	6.5
く形板を用いる場合 沈下量 (cm)	9.5	10.5	3.0	9.5 ~4.5	10.5 ~6.0	3.0 ~0	4.5	6.0	0
湿潤土による場合 コンシステンシー指数	0.2	0.2	0.4	0.2 ~0.5	0.2 ~0.5	0.4 ~0.6	0.5	0.5	0.6

注) 円錐: 頂角 30°, 底断面積 2cm² を使用し, 0~15cm の平均値を示す。

がある。例えば、ホイール型の場合、沈下 5 cm 以内では滑り率 20% を越えず走行可能であったが、10 cm を越えると滑り率 40% となり走行不可能に近くなった。走行部沈下量を簡単に測定できる測定値から推定できれば、その測定値を用いて走行性の判定規準をつくることができる。測定値としては、く形板沈下量と円錐貫入抵抗が検討された。前者は走行部沈下量と正の相関があったが、加える力等により変動し易く、圃場における簡易な測定には向かないとされた。円錐貫入抵抗と走行部沈下量の間には負の相関があることが明らかにされた。沈下量を 5 cm 以下にするには円錐貫入抵抗は 2.5 kg/cm² 以上が必要とされた。以上のことから、円錐貫入抵抗 (円錐角 30°, 底面積 2 cm² を使用) を中心とした走行性の判定規準 (表-1) が作成された。この基準は現在も広く用いられている。

・土壌の物理的特性について分級する基準が土壌硬度、圧碎抵抗、透水係数、付着力、せん断抵抗、圧密抵抗について作成された。

3) 基礎的研究 本節で紹介するプロジェクト研究が実施される以前は、土壌の種類別に広く土壌の物理的特性を比較検討することはあまり行われなかったが、この研究が契機となって検討が進んだ。

走行部沈下量、滑り率と円錐貫入抵抗との相関関係については前述したが、さらに円錐貫入抵抗などの測定値とコンシステンシー指数との関係が検討された。1例を図-4 に示す。Ic と地耐力の関係からは、Ic 0.5~0.3 がトラクタ走行の可能限界とみることができた。

土壌間のコンシステンシーの違いには、粘土含量、含まれる粘土鉱物の種類、有機物含量が大きく関連する。土壌界面の特性という面からコンシステンシーの違いを検討した成果の1つを図-5 に示す。比表面積を水蒸気法で測定した値は、粘土表面の水に対する活性と密接に関係する面積を示すため塑性指数、付着力と高い相関関係を示した。ただし、アロフエンを主体とする火山灰土壌は特殊な表面構造があるため、他の土壌とは異なった

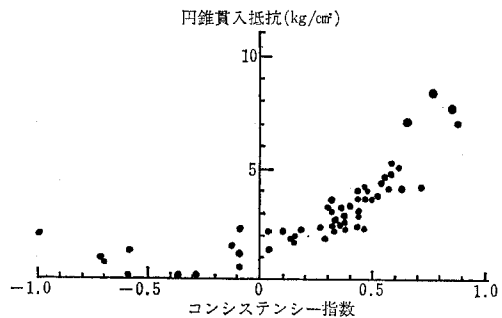


図-4 表層土(0~10cm)のコンシステンシー指数と SR-2 型小円錐による貫入抵抗との関係²⁾

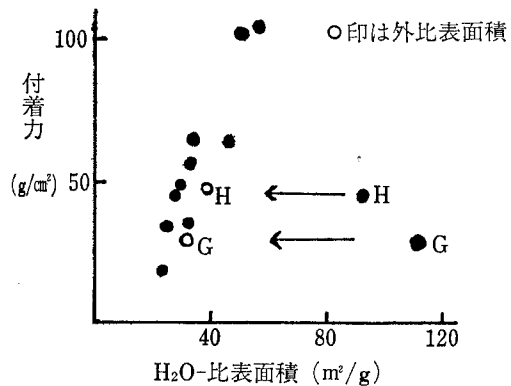


図-5 付着力と比表面積²⁾

動きとなるが、代わりに窒素ガスで測定した外比表面積を用いると○印のように補正することができた。

次に、支持力は土粒子(構造単位)間の結合力(ぎょう集力)と単位体積当りの結合力が働く接点の数の関係で決ると考えられた。そこで、支持力を強化する方策としては、黒泥土壌、泥炭土壌では前者を増すために客土が有効であり、グライ土壌では主に後者を増すために地表排水、暗渠排水等による乾燥促進が有効であると考えられた。

その他、水田土壌についての物理工学的分類が検討された。また、付着力、圧碎強度について各種土壌間の比較が行われ、粘土含量との相関関係が明らかにされた。圧密に関しては、酸化還元の影響が検討されて、強グライ土は乾燥により圧縮指数が低下することなどが明らかにされた。

4. 適切な基盤整備工法の検討及び 施工等に伴う土壌物理性の変化

整備工法に関する研究では次のような成果が示された。

施工圃場の地耐力等の検査には円錐貫入抵抗の測定が有効とされた。また、透水性の測定法が検討され、透水係数の測定法、白色塗料を用いた水みちの測定法、減水深測定法が工夫された。圃場整備における表土処理の要否の基準が、下層土の土性、砂礫含量、肥沃度等を要因として作成された。なお、整備工法に関する規準は、別に農地局、農業土木学会で設計基準として検討された。

次に、機械施工に伴う透水性の変化については、転圧、こね返し、土壌の移動により、構造的なキレツなどの水みちが破壊されるため、ほとんどの場合、透水性が低下することが明らかにされた。また、ブルドーザの走行により、表層 0~2 cm の位置に薄板状の構造が出来て、透水性が著しく低下することがみられた。特に盛土部は旧耕土層のねり返し等により透水性の低下が生じ易い。作業を行う場合は、過湿な条件を避けて Ic 0.5 以上の条件で走行することが望ましいとされた。また、締め固め含水比よりやや多い水分までは、含水比が多いほど透水係数が低下した。機械施工により低下した透水性の回復には数年を要し、その促進対策には、中干し、冬作の作付による土壌の乾燥、キレツ発生促進があげられた。

また、トラクタによるプラウ耕、ロータリ耕に伴う構造の悪化、透水性の低下の主な原因は、刃のすべったあと、及び車輪がすべった部分の構造破壊(粘閉現象)であることが示された。この場合も過湿状態では透水性の低下が大きく、例えば Ic 0.4 では 4.4×10^{-4} cm/sec から 7.1×10^{-6} cm/sec へ低下したが、Ic 0.8 以上では透水性は低下しなかった。

施工後の土壌構造の悪化が水稻生育に及ぼす影響を明らかにする目的で人工土層を用いて、圧密層及び砂礫層が水稻根の伸長に及ぼす影響が検討された。水稻の伸長の可否には、土壌硬度が指標となり、細粒土壌では23、粗粒土壌では20位が伸長の限界とされた。

5. プロジェクト研究の成果と 残された問題点

最初の項で述べたように、農業機械化により労働生産

性は向上した。この前提として、圃場整備があった。国営及び国が補助をして行われた圃場整備面積は、1965年から1975年の平均では4万4千haであった。これ以外にも各種の事業が行われており、それらの中で、作成された基準が生かされてきた。また、多様な土壌条件における調査例をもとに、適切な施工条件、及び施工後の圃場管理の重要性が示されたといえる。また、各種の測定法が検討された結果、これらを用いた土壌物理性の測定が広く行われるようになった。

強粘質土壌については、排水性、機械作業性の点から問題点が多く、引き続いて1968年から1970年まで実施された特別研究「重粘土地帯水田の土層改良と用排水組織に関する研究⁹⁾」において検討が進められた。また、近年一層、水田利用の仕方が多面的になってきており、このため水田の圃場整備も汎用耕地として使いうるようなものが求められている。汎用耕地の条件については、ほぼ明らかにされてきた⁷⁾が、水田作、転換畑作のいずれにおいても、一層の多収が要求されており、耕深などについて再検討されつつあるので圃場整備に関連する新たな問題が生ずる可能性も考えられる。

引用文献

- 1) 農林省農地局、農政局監修：圃場整備の進め方、1-26 地球出版(1967)
- 2) 農林水産技術会議事務局：大型機械化に伴う水田土壌基盤整備に関する研究、研究成果40(1969)
- 3) 農業土木学会農場整備モデルホ場企画委員会水田部会：大型機械化営農に適するホ場の形態基準(試案)、農土誌、36、509-543(1968)
- 4) 農業土木学会農場整備モデルホ場企画委員会傾斜地水田部会：傾斜地水田のホ場整備についての報告、農土誌、40、373-406(1972)
- 5) 金須正幸：農業機械の走行可能性、土壌の物理性、14、10-14(1966)
- 6) 農林水産技術会議事務局：重粘土地帯水田の土層改良と用排水組織に関する研究、研究成果56(1972)
- 7) 農業土木学会：汎用耕地化のための技術指針(1979)

I-9 岩大工法

徳永光一*

岩大(ガンダイ)工法とは1960年~64年に岩手山麓の火山灰地開田事業の中で研究開発された、漏水性地盤の浸透抑制を計る開田工法である。岩手大学のグループ(石川武男, 浪瀬信義, 月館光三, 馬場秀和, 佐藤裕一, 古賀 潔, それに筆者ら)により創出, 普及, 拡張された。地域農民から岩大工法と通称されている。研究当事者は「破砕転圧工法」と命名しているが, 後述するように通称の方がこの工法を全面的に表現している観がある。

岩手大学のキャンパスは, 啄木が「ふるさとの山に向ひて 言ふことなし……」と歌った岩手山を間近に望む位置にある。したがって60年から始ったこの山麓の国営開田事業に筆者らがまきこまれるのは地理的關係から当然の成り行きであった。しかし岩大工法の開発には地理的要因を超えるいくつかの条件も必要であった。

1. 工法の背景

60年代に始った我国の高度成長も当時の東北の地方経済にはまだ大きな影響を及ぼしていなかった。戦後の緊急開拓で岩手山麓に入植した開拓者達は, やせた乳牛の2~3頭を大黒柱にして, 畜舎よりも粗末な麦わらぶきの小屋に住んでいた。表土下に厚いスコリア層の分布する岩手山麓土層は常習かんばつ地帯であった。

本命の開田工事を一日千秋で待ち焦れながら, 出稼ぎの方途もない彼らは不毛の畑地で零細酪農に耐えていた。1960年, 開田の水源である岩洞ダム(岩手県玉山村)が完成し, その年から岩手山麓の開田工事も始った。翌年より開拓者にとっては待ちに待った田植が入植以来12年目にして始った。しかし, 開田地区内のほんの一部にしか用水が回らず, 大部分の苗は本田で立枯れとなった。激しい漏水田ばかりが造成されたためである。盛岡市内にある農林省の岩手山麓開拓建設事業所は農民のムシロ旗でとり囲まれた。幹線水路からの分水口を拡張し, 割当て取水量を増やせという要求であった。

しかし計画減水深 27 mm/日¹⁾で設計された各地区の取水量を変更するわけにはゆかない。限定された総水量は 2,500 ha の開田予定全地区に計画どおり配分しなければならない。第2年目以降最終7年目までの開田地区は, 初年度地区に勝るとも劣らぬ漏水性地盤の地域である。

種々の対策が検討された。その一つは開田後の経年的な減水深通減に依拠すれば, 一定の用水量で逐年的に灌漑面積を増大させうるから, その増大速度に合わせて開田工事を進める方策が考えられた。しかし通減により計画減水深まで低下しうるかどうか問題となった。傾斜地開発の通性として岩手山麓事業地区は小団地散在型で用水路が樹枝状に細分化されているため上記の“水延び開田方式”が大きな制約を受けることが明らかにされた²⁾。結局, 浸透抑制工法が第一義的重要課題となった。

浸透抑制工法としては, ベントナイト, 床締め, ビニール水田, 青刈ライ麦のスキ込み, プル代播きなどが検討され, その有力候補については試験も行われた³⁾。

だが実効ある方策は発見できず, 浸透抑制工法には独自の研究が必要となった。

(a) 一筆内の浸透分布の実態

1959年山崎⁴⁾は水田一区画内の局所に直径 13 cm ほどの円筒を垂直に打込み, その部分の降下浸透量を短時間に測定する新しい計器を案出した。筆者らもこれを使用し, 改良⁵⁾しながら東北各地の火山灰地水田一筆内の浸透分布を多数測定した⁶⁾。

この調査により浸透抑制工法への貴重な手がかりが与えられることになった。すなわち一筆内降下浸透は切土地盤部ではその上に耕土があっても浸透が激しく, 盛土地盤直上部では少ないという傾向が, 測定した水田のほとんどに見られた。したがって, 水田地盤を全面盛土層とすれば浸透はかなり減少するはずである。そのため均平化した水平地盤のうち切土部分を一旦耕起破砕し, 盛土状態にしてから転圧すればよいという発想が生れた。

(b) 岩洞ダム用土の透水試験

切土地盤と盛土地盤すなわち自然構造土層とそれを掘削攪乱した盛土層の透水性が著しく異なる事例は上記した火山灰地水田の例に限らない。筆者は1957年に岩洞ダム用土の沖積砂礫層の透水性試験においても経験した。その詳細は別紙⁷⁾に記したが, この土層では自然構造土層を移動し盛土にすると透水係数は 1/100~1/10,000 へと減少した。この減少率は大きな幅をもつが, 盛土層はその盛土条件によって著しい透水性の変化を生ずるため 100 倍もの幅を生じたのである。この盛土条件とは主としてその土の水分含量であった。乾燥していれば盛土転圧しても透水係数は大きく, 十分な湿潤状況であれば小さくなる。この水分問題は切土地盤の破砕条件と共に破砕転圧工法確立の過程で重要な課題となった。

以上見て来たように浸透抑制工法へのアプローチは, 地理的に岩手山麓開田地帯を超える地域での水田浸透調査やフィルダム土質試験などの研究がベースとなった。

* 岩手大学農学部

そして、①自然構造土は著大な浸透性をもつこと、②盛土層は自然構造土に比べて透水性が小さいが、なお条件によってかなり大きな幅をもつこと、の認識が工法創出の土台となった。さらに農民達の切実な社会的状況は、後述するように手弁当での水田施工管理へと発展し、工事の成功や工法確立に大きな力となった。

2. 工法の確立

自然構造の切土部を耕起破碎し、転圧した後どこまで浸透を抑制できるか、27 mm/日 の減水深に到達できるか。岩手山麓の普通開田の実績は 100 mm/日 級の漏水田であり、これを計画値以下に納めることが現実の課題であった。この課題を解決し、重機一貫施工による開田工法としてまとめるには2つの側面について研究が必要となった。1つは破碎・転圧法にかかわる土壌物理的ないしは土質力学的研究であり、他の1つは重機の工程編成や施工管理にかかわる研究であった。この両面は互いに他の側面への配慮が必要であった。

(a) 破碎転圧法の原理

(i) 破碎の意義 自然構造の切土地盤はかなり粘質な土層であっても粗孔隙に富み、とくに火山灰土では肉眼で見える針孔状の孔隙が著しい。透水性が大きいものこの孔隙の発達によるものと思われるが、破碎によって自然構造がもつこの連続的粗孔隙が全く解消される点が、まずもって重要な意義であった。

つぎに、自然構造土は地盤として支持力も大きい。10~20 t級のブルドーザ履帯によって踏圧をかけても、地盤圧縮はほとんど生じない。粗孔隙も圧潰されない。多少の圧縮効果を生ずるのは表層から5 cm程度までである^{7,8)}。在来の普通床締めが十分な浸透抑制効果を持たないのもこのためであった。岩手山麓、青森、茨城、熊本などの火山灰地盤のコーン支持力は、いずれも10 kg/cm²を越える大きさをもつことが調査された。しかし、これらの地盤は鋭敏比が5~15と高いことも判明したので、地盤の耕起破碎は転圧の段階で、鋭敏比の逆数だけ転圧砕土層の強度を低下させる効果がある。その結果、転圧効果があがり圧縮による塑性変形は砕土層底面まで及ぶことが明らかとなった⁹⁾。

(ii) 締固め水分と透水係数 破碎土を転圧する段階で再度、連続的粗孔隙が発生すれば浸透抑制の実をあげえない。この点については締固め時の土壌水分が大きな影響を及ぼすことが明らかとなった。転圧仕事量が同一でも乾燥土を締固めた時の透水係数 k は、湿潤土のその数十倍から数千倍となる。この開きは転圧エネルギーが少いほど大となる。 k が最小になる湿潤状態は野外における自然含水比であり、10⁻⁸cm/s 級にまで低下するから、計画減水深まで浸透抑制することは十分可能との見

通しを得た⁷⁾。ベントナイト、PVA など浸透抑制剤も不要となった。含水比が減少し、塑性限界や最適含水比付近になると締固め土の密度は増大するが、 k も急増する。火山灰土は自然含水比からの乾燥過程では不可逆的脱水を生ずるため最大密度≒最小透水係数になるのだが、このため浸透抑制の施工管理は透水性を直接測定する必要を生じた。その方法として破碎転圧工法では“浸潤計”の開発が行われた。また、 k が最小値付近になるように転圧するには、塑性限界より湿潤側の自然含水比であることを確めねばならない。そのため破碎転圧工法の現場では砕土を手のひらでローリングし、径3 mmの“土ひも”が出来れば、塑性限界以上の水分と判定し、転圧工程の実施に移らせるという水分管理法を立案して施工管理に組み入れた。

締固め時水分により k が大幅に変動する原因は何によるものであろうか。塑性限界(大略 pF 3.0)付近を境として、それより乾燥側では締固め土の構造単位が粒状となる。粗孔隙は粒子間空隙として砂の場合のように網目状に連続して透水性の良好な構造を示す。塑性限界より湿潤になると構造単位は mm 単位の直径をもつ大きな団塊となる。団塊はゲル状で飽水しているが、その水は難流動水である。したがって自由水の流動空隙としては団塊間の特大空隙となるが、団塊同志が接点で融合しているため空隙の連続性が不良となり、透水性は低下する。締固め時の水分が増大するほど団塊の融合は進み、団塊間空隙は孤立状態となるため k は一層低下する⁹⁾。

(b) 破碎転圧法の工程編成

1960年、ムシロ旗で事業所を取囲んだ農民達の初年開田地区で最初の破碎転圧試験田が造成された。1週間過ぎても湛水の無くならない状況を見て農民達は矛をおさめた。開田工事への関心が高まり、筆者らとの話し合いが生れていった。漏水田に見合う水量を確保するより、水温、地温が高く施肥の長持ちする美田造成の方が遙かに有利であることを彼らは瞬時に見抜いたからである。

大型ロータリー耕耘機により地盤を35 cm 耕起砕土した後、ブル履帯で砕土全面を3往復転圧すれば約25 cm 厚の不透水層ができる。これにより日浸透量10 mm 級の耕盤ができ上る。何の資材も必要としないので経費も低廉である。しかし、耕盤が確実に造成されても傾斜のきつい山麓では、それを支える盛土地盤が滑ったり事故は絶えなかった。畦も人力土羽で造るものが多く、粗弱で漏水が激しかった。したがって、破碎転圧の効果を実際に有効化するために、水田構造の総体にわたり重機作業の仕様を体系的に定める研究が必要となった。年々進む200~300 ha の工事規模の中で60年、62年、64年⁹⁾と3次にわたる工法仕様書の改訂がなされ、64年のものが岩手山麓の定式工法となった。この工法の全作業体系

から見れば、破碎転圧工程はほんの一部にすぎず、基盤、畦、耕土の各工程さらには田区沿いの道・水路造成に至るまで試験に基づく施工仕様が定められていった。したがって、耕盤造成が不要な場合には破碎転圧工程を削除しても、なおこの工法の利用価値は残ると思われる。岩大工法と通称される所以であろう。

また、この工法仕様書は施工者に対する工程別の仕様解説と並んで、施工管理にあたる耕作農民に対して管理仕様が併記されている。例えば耕盤造成工程の前後には、前記した「土ひも作り試験」や「湿潤強度測定」などが定められている。その他ほとんどの工程に計測管理がきめられた。土地改良区ごとに組織され、施工管理の講習（講師は筆者らによる）を受けた農民達は手弁当で現場に出た。

当然のことながら、施工業者側からは厳しい工事だと苦情が出された。しかし、当時の国産ブルは故障が多く能率も悪かった。農地造成の施工法などはブル・オペレーターの経験と勘にまかされていた時代である。岩手山麓でも施工管理ぬきで、業者まかせの施工をした地区も一部に生じた。しかし、このような地区では過大浸透と共に、開田初年の田植から法面滑りが続出し、岩大工法によって再工事が行われたりした。施工を科学的に定式化することなしに克服できる土地条件ではなかった。

3. 工法の普及・拡張とその意義

こうして本工法は岩手山麓の開田と共に、その前期、60～64年に誕生したが、それ以降の時期は他地区への普及期となった。この普及は69年の開田禁止令で一頓挫を迎えるが、水田圃場整備やカドミウム汚染田更生の工法としてひき続き応用され、さらに現在では用水溜池工法として拡張されている。

(a) 普及期 65年前後には東北各県の漏水地盤地帯の開田工事に応用された。それらの地区には、非火山性土である石礫地帯なども含まれたが、破碎転圧の効果は顕著であった。また、茨城県下の関東ローム台地開田もこの頃に行われ地区平均減水深は岩手山麓と同じく10mm/日級が実現した。収量も600 kg/10aを越え、品質も2等米以上で、コンクール入賞農家が出る状況であった。熊本、宮崎の火山灰地帯でも開田試験が行われ成功し、普及が始った。印象深いのは青森県屏風山砂丘地帯の開田であった。30 mm/日級の試験田造成に成功したが、国営事業の方針転換で開畑となり中絶したことであった。

工法誕生後、わずか5年で開田中止となり普及は抑制されたが、我国で水田造成が困難だとされた地域のほとんどにおいて、開田の可能性を実証した意義は大きいものがあつたと云えよう。

今後アジア途上国の水田造成に活用されるべきだと考える。

(b) 圃場整備 70年代に入り水田基盤整備が水田工事の中心をなしてきたが、我国水田の51%を占める傾斜地水田は漏水田が多い。圃場整備と云っても傾斜地の場合は基盤造成からやり直しであり、実質的には開田と同規模の施工内容となる。長野県塩尻市における八ヶ岳火山灰系の山間漏水田は石礫含量も高い困難な圃場整備であった。この工事に本工法が応用され、圃場整備工法としての拡充再編が図られた¹⁰⁾。

我国の水田整備は平坦地では75%が終了している。しかし傾斜地では38%が終ったにすぎない。ここでは、盛土法面の滑動破壊、大きな地盤浸透など岩手山麓で遭遇した課題と同一の問題を抱えている。

また、80年以来連年の冷害はとくに傾斜地で問題となる。標高の高い場合が多いからである。冷害対策の基本である田水温上昇や深水は浸透抑制が根本であり、大きい堅固な畦が必要である。これらのいずれもが岩大工法水田では叶えられる。10a区画で造成されたまま20年を経過した岩手山麓水田は、その後の転作、兼業化などのため荒廃が進んでいる。しかし、精農家は当初の水田を今日も守り、80年冷害においても600 kg/10aの収量を維持した。異常気象下の水稻作について、本工法が今一度見直さるべきだと思われる。

(c) カドミウム汚染田の更生 73年に茨城県七会村でカドミウム汚染田の更生工事が本工法によって行われた。依頼主はカドミ対策としては上乗せ客土を考え、その一部下層を岩大工法により浸透抑制層にしようと計画した。目的は工事後に切換える非汚染水源が僅少であり、工事前のザル田状態を脱却しなければならぬということであった。筆者らのグループとしては20～30 cmの客土では水稻根が耕盤を貫通し、汚染旧土に到達してカドミウムを吸収することを懸念した。そこで汚染旧土層を破碎転圧し、さらに依頼主の希望である客土層下半部も転圧耕盤とした。その詳細とてん末は別紙¹¹⁻¹³⁾にゆずるとして、客土層直下の汚染土層を破碎転圧することで、その還元土層化が実現された。水稻根は汚染土層まで貫入したが、カドミウムは不活性化されており、玄米中濃度は自然含量以下となった。中干しや非かんがい期も通じて周年完全な還元状態を維持できたことは、本工法の新しい可能性を引出した工事であったといえる。

破碎転圧層は透水係数が小さく、限界負圧も数100cm級と高いため、大気にさらされるような乾燥さえなければ常時閉鎖状態を維持する。まして湛水下においては閉鎖浸透土層となり、塩入の“土層分化”理論によって還元化が進行するであろうことが筆者らのねらいであつた。

た。土地改良事業の中で水田の降下浸透理論を意識的に活用した事例の一つであろう。

(d) 破碎転圧池 かねがね破碎転圧水田を拡張し、用水溜池を造ることを念願していた筆者らのグループは、80年に2ヶ所、82年に1ヶ所溜池を造成した¹⁴⁾。これらは、池底地盤を破碎転圧して約60 cm厚の不透水層を造り、周辺はやはり地盤土をもって大型畦あるいは土堤をめぐらしたものである。3つの池はいずれも池底が地下水位より高く、漏水性地盤上に造られている。旧来の素掘池のように地下水以下まで掘下げて貯水するものではなく、地下水の揚水や上流からの引水を水源とするが、施工後の池底浸透損失は水面蒸発量以下という微小なものであった。工事費はゴム・シートより安い。宮城沖、日本海中部地震により竣工早々から震度IVの経験を受けたが、現在まで何の事故も生じていない。

今日農用ポンドは各種人工資材を用いて造成されているが、これを技術の進歩と云うべきであろうか。3つの破碎転圧池は、岩手大植物園池(水面積1,200 m², 最大水深1.2 m)、花巻市養鯉池(2.4 ha, 4.5 m)、久慈市保安林用水池(1,000 m², 1.5 m)である。いまだ土地改良事業での利用が行われていない。破碎転圧という土層改良技術を水源構造物に直結することは農業土木技術の自己完結へ一歩を進めることでもある。造成は安価に可能であるから、逼迫する水資源の活用上からも重要と思われる。

4. 今後の課題

(a) 畑地造成への応用 我国の食糧自給を考えると、水田を基幹としながらも畑地や草地の開発は基本的命題に含まねばならない。

畑地造成における最近の問題は、改良山成畑工などの結果生ずる土砂流失である。盛土地盤の滑動破壊も大きい災害であり、自然破壊の非難も浴びている。

水田の国土保全性については、ここで改めて論ずる必要はないが、畑地を如何に保全的に造成するかの視点より水田に学ぶことは重要であろう。

水田の保全性は降水流出に対する田面貯溜能と排水系の完備に依るところが大きい。田面湛水機能がそのまま保全性につながるということは水田にとって幸運なことではある。しかし、常時湛水を維持しながら傾斜地階段地形を保全し、風雪に堪えていることはやはり注目に値しよう。

そのような階段盛土の水田基盤造成技術の蓄積は階段畑工などに活用できよう。改良山成畑の場合も盛土高が10数m以下であれば、水田基盤造成法で対応できる。

また、水田の土畦と同じものを畑面や畑面末端の盛土法肩に設ければ、畑面流出を分割して導流し、ガリ発生

防止に大いに役立つであろう。通常の畑面承水路は溝として造られるが、1~2度の豪雨で土砂埋没し機能を失う。しかし、土畦は畑面上に突出するので導水断面が溝型の数倍となり、土砂を沈積させつつなお埋没し難い。

水田と畑で最も異なる点は、田面は水平で貯溜能をもつが、畑面は計画勾配を与えられるから降雨流出が流下する点である。この点は土砂流出対策上、畑造成独自の問題として解決しなければならない。水田の保全性の大きい理由が、その階段地形にあるとすれば、畑の保全性を考える上でも畑面地形について、有利な形態を追求する必要がある。例えば流出が集中し、ガリの発生しやすい凹面地形を排し、流出が広く分散する凸面地形の畑面造成計画を立てるといような課題である。現在の畑造成計画には、降水流出と畑面地形の関係についての検討がほとんどなされていないと思われる¹⁵⁾。

(b) 自然地盤の透水性 岩大工法確立の背景として、切土地盤の著大な透水性について記した。火山灰土の場合には多数の管状孔隙が見られる。直径2~3 mm級から1 mm以下まで大小あるが、自然構造土塊を両手で割って観察すると、孔の縦断面が部分的に数cmの長さに見え、連続性が良さそうである。岩大工法を実施した各地の火山灰地盤土に共通の孔隙特性であった。この孔が大きな透水性を決定していると考えて来たが、どのような連続性をもつのか? 破碎転圧土層の構造研究からすれば、粗大間隙は団塊間隙として存在するが、それは団塊の融合により随所で断絶され、連続性をもちえなかった。自然地盤の粗孔隙はなぜ連続性を形成しえたのか? 筆者にとっては長い間の疑問であった。

最近、筆者らは土壌用のX線造影剤(液体)を開発した。これを自然構造土に浸透させ、軟X線の透写により、火山灰土の毛管孔隙の連続的形態を撮影できるようにした^{16,17)}。現在までの知見を簡略に記し、今後の課題を示したい。調査土層は岩手山麓の牧草畑と普通畑であった。主として粗間隙のみを不飽和となるように水分調節してから、造影剤を浸入させた。得られたX線フィルム像は、耕起を行う普通畑表層を除き、植物根系の姿であった。4~5 cm角の不攪乱試料土断面を縦横に走り分枝し、屈折しながらも良好に連続した毛管孔隙の発達が著しかった。根群域深度の試料には写真と同一位置に孔径よりやせた老朽根などが発掘確認され、撮影された孔隙群は“根成”と判定できた。1 m以下の褐色ローム層も孔隙分布は根系影像に酷似する形態を示し、しかも一層密に分布し、連続性も極めて良好である。しかし、試料土を解剖しても根体は発見できず、空洞であった。したがって、根成であることの証明はなお時間を要すると思われるが、開発した軟X線透写法により、締固め土も含め孔隙分布や浸透の新たな研究が前進できそうであ

る。

引用文献

- 1) 東北農政局岩手山麓開拓建設事業所：岩手山麓事業誌，6—18，同事業所（1968）
- 2) 浪瀬信義・徳永光一：岩手山麓における開田工法の研究(I)，農土研，31(1)，22—29（1963）
- 3) 石川武男・徳永光一・月館光三：岩手山麓における開田工法の研究(II)，農土研，31(2)，80—87（1963）
- 4) 山崎不二夫他：水田の降下浸透量の新しい測定法，農土研，27(6)，1—6（1960）
- 5) 山崎不二夫他：浸透量迅速測定法の改良について，研究の資料と記録，12，3—8（1961）
- 6) 徳永光一：その頃，そして学位論文へ，畑地農業，256，2—12（1980）
- 7) 石川武男・徳永光一・月館光三：岩手山麓における開田工法の研究(III)，農土研31(5)，13—19（1964）
- 8) 山崎不二夫監修：土壌物理，248—260，養賢堂（1969）
- 9) 岩手大学農地造成研究会：岩手山麓開田工法の解説，1—12，農林省岩手山麓開拓建設事務所・岩手県農地林務部（1964）
- 10) 岩手大学農地造成研究会：傾斜地水田の圃場整備施工法について，1—93，農土学会東北支部（1980）
- 11) 徳永光一他：カドミウム汚染田の更生工法について，農土誌，43(10)，24—30（1975）
- 12) 徳永光一他：カドミウム汚染田の更生工法について(続)，農土誌，45(12)，23—31（1977）
- 13) 石幡 信・徳永光一：砂柱モデルにおける浸透型と溶存酸素分布の相関性について，農土論集（投稿中）
- 14) 竹中 肇他：農用地の開発整備と水利用，第7章，畑地農業振興会（出版準備中）
- 15) 竹中・徳永他：東北地方における農用地造成と畑地かんがいのための技術指針，畑地農業振興会（1983）
- 16) 徳永・成岡・深谷：軟X線による土壌間隙の立体投影像について，S 59 農土大会講演要旨集，318—319（1984）
- 17) 徳永・成岡・深谷：重液浸入法の開発とそれによる土壌間隙の軟X線透写像についての考察，農土論集，114（1984，印刷中）

I—10 土 壌 侵 食

前 田 乾 一*

1. はじめに

現在，土壌侵食は世界的な土壌悪化要因の一つとして，社会的側面から多くの問題提起がなされている。わが国においても，農業上における土壌侵食問題の重要性が認識され，研究の必要性が強調されてきたところである。しかしながら，この問題について，研究体制あるいは観測体制が組織的に応じてきたとは言い難く，研究成果の蓄積も少ないといつてよい。このことは，傾斜地の大部分を占める森林の植生が良好に保たれ，また傾斜地においても個々の農家レベルで保全対策がとられてきたため，過大な侵食量を招くにいたらず，潜在的な可能性としては認識されても，農業全般のなかの重点課題としてとりあげられなかったことに関係がある。しかし最近では耕地面積の拡大が傾斜地に及び，また既耕地においても大規模な圃場整備が行われるなど，受食性の高い土壌が露出する可能性が高まっており，加速的な土壌侵食が生じる懸念が指摘されている。

ここでは，ある程度組織的に実施された土壌侵食に関する研究成果について概略を紹介し，問題点を考えてみたい。

2. 地力変動観測調査

この調査研究は土壌保全調査事業の一環として，1959年から1973年にかけて全国の主要地点において，耕地の土壌侵食量とこれに影響する要因を明らかにすることを目的として行われた。全国的見地のもとに，水食13カ所，風食2カ所の観測施設が設置され，各県の農業試験場が調査研究を担当した。本研究で要因としてもっとも重点がおかれたものは，栽培・営農条件であり，各県とも作付体系，資材施用，耕起法等に関して各種の処理区が設定された。

この間の研究結果は「我が国の耕地における水蝕と風蝕——地力変動観測調査——」¹⁾としてとりまとめられた。以下に要点を列記する。

(a) 降雨および土壌の流出量については，10°以下の緩傾斜地の平均では，降雨の流出率は標準作付区で2.0%，裸地区で10.8%であり，また降雨100 mm相当の流出土量は標準区で10 a 当り9 kg，裸地区で199 kgであった。年間の流出土量は標準作付区で10 a 当り230

* 農業環境技術研究所

kgであった。このように、良好な土壌管理のもとでは侵食量は少ないことが実証された。

(b) 流出土の月別の発生分布は、標準作付区、裸地区とも6, 7, 8月に集中しており、この期間に年間の60~70%に達した。月別分布には降水量とともに作付の状況が影響している。

(c) 降水条件と侵食発生の関係では、緩傾斜の鉾質土壌裸地では10~20mmの積算降雨後3mm/30分程度の降雨で流出水が発生し、6mm/30分の降雨になって流出土が発生する。一方、火山灰土壌では15~20mmの積算降雨後2~3mm/10分程度のやや強い雨で流出水が発生し、4mm/10分の降雨となって流出土が伴うようになる。作付区では降雨強度が約2倍となった時点で流出土の発生がみられた。

(d) 土壌間比較では、火山灰土壌は鉾質土壌に比べて流出水、流出土ともに少ないが、流出水の単位量当りの流出土はむしろ多い。

(e) 周年裸地化された場合には、年雨量1,500mmでは2.8t/10aの侵食量となったが、植生による防止効果は高く、流出土は20分の1に低下した。牧草栽培の侵食防止効果は高いが、現実の草地では地形、規模、管理などの面で不利な要因が作用することもある。

(f) 営農対策としては、畦の方向、牧草帯等による区画の分割、深耕、マルチ、堆肥施用等の侵食防止効果が検討された。斜面上下方向の縦畦では、等高線方向の横畦に比べて、平均値として流出水が約2倍、流出土が約4倍に達したことから、横畦の侵食防止効果が高い点が明らかであった。しかし、傾斜、起伏等の条件によっては、横畦では畦の決壊による侵食増大の危険性も指摘された。区画の分割は流出土を46%とし、また、深耕は67%とする効果があった。敷わら等のマルチは流出土を35%まで、また堆肥の施用は63%まで低下させた。

(g) その他、作物の生育、収量をはじめ、土壌の物理性の変化、養分の流亡等についても詳細な検討が行われている。風食についても北海道、栃木の両県で研究が行われた。

3. 農林漁業における環境保全的技術に関する総合研究

この研究は1973年度から1977年度にかけて、農林水産技術会議事務局のプロジェクト研究として、広範囲の分野の研究者が参加して行われたものである。この研究では、環境保全という視点から、侵食、崩壊に対する生態系の防止機能を具体的に示すことにより、農林業のもつ土地保全機能の評価を行うことが目的とされた。とりまとはめ第6集まで出版されたが、第3集中の耕草林地における土地保全機能の解明³⁾、第4集中の環境保全指標

の設定³⁾、第5集中の環境保全的土地利用技術と管理方式⁴⁾の各項に収められている。研究内容を大別して要約するとつぎのようである。

(a) 耕草林地における土地保全機能の解明

(i) 侵食に及ぼす林木の種類および伐採の影響等が測定された。ブナ天然林の測定例では侵食量はきわめて少なく、 19×10^{-3} t/年/haにすぎなかったが、伐採跡地ではこれよりも7倍の侵食量となった。林相による侵食の相違は林床植生密度等の要因が介在するものとみられた。伐採による侵食増加は、伐採後2年目まで顕著であり、3年目から急減する。この場合、搬路の土壌悪化による侵食増加が目立っており、大型機械を入れる場合の望ましい条件が提示された。表面侵食防止の面で落葉地被物の効果は大きく、これに関して降雨強度との関係が明らかにされた。

(ii) 人工草地の侵食状況の観察から、人工草地では斜面の中~下部にかけて溝状侵食が多発しており、これは家畜の蹄傷に起因することを明らかにした。造成前の湧水の流路は造成後も侵食溝となり、また道路からの排水も侵食溝をつくる原因となることを示し、造成計画段階での配慮が必要なが指摘された。

(iii) チャの栽植と土壌侵食に関しては、引き抜き抵抗等の根の条件、うね間の管理条件等について検討された。根部の土壌保持力は樹齢や根の深さとの関係が深く、茶園が成木化するにつれて侵食防止機能が高まることが示された。

(iv) 土壌の種類による受食性の程度を、浸潤能、分散能など各種の性質をもとに評価し、分類した。黒ボク土では腐植層が厚いほど受食性が小さいことをはじめ、土壌断面調査と傾斜の状況から土壌の耐食機能を推定できることを明らかにした。

(v) 土地利用方式と土壌侵食の関係では、傾斜ライシメーターによる収支測定から、降雨の地表流出率は7~52%の範囲にあるが、被覆度の高い植生ほど流出調節機能が高く、土壌流出量もこれに対応していることを明らかにした。降雨の地表流出量(Q)は降雨量(R)との間に $Q = CR^n$ の関係があり、相関が高い。地目、植生別の常数が定められた。

(b) 農林漁業における環境保全指標——土地保全に関する指標値の設定

(i) 水食発生の危険性を予測するための要因として、気象、地形、地質・母岩、土壌の各要因をとりあげ、水食に対する要因強度の基準値を設定した。基本土壌図の作図単位ごとに要因の強度を評価し、それらの組合せによって水食発生の危険性をI~IVの4段階に類別して図化する方法が検討され、縮尺別の予察図が作成された⁵⁾。

(ii) 林地の土地保全指標については、傾斜および地質

についてそれぞれ3区分した。傾斜要因では 20° 以下、 $20^\circ \sim 30^\circ$ 、 30° 以上に区分し、また地質について荒廃危険度によって分けた。その他、地形として谷密度について2区分を設けた。以上の区分によって1～3の評点を与えた。

(iii) 桑園について土地保全の立場から、傾斜 8° 以下、 $8^\circ \sim 15^\circ$ 、 15° 以上の3区分と、工法、栽植法、土壌管理の対比表をつくり、造成および土壌管理に対する指標が設定された。

(iv) 草地についても、傾斜と裸地率をくみ合せた評点、地質の評点などによる区分が試みられた。

(c) 環境保全的土地利用技術と管理方式
(省略)

4. 土壌侵食要因に関する一連の研究

土壌侵食に関連して農業土木関係では研究報告が多く、また昭和54年には農業土木学会に農地保全研究部会が設置されて、研究の相互連携を進めてゆく方針が定められており、今後の研究の発展が期待されている。従来行われてきた研究の総合的なレビューをここで行うことはできないが、アメリカで侵食予測に広く用いられる Universal Soil Loss Equation (USLE) に関連して、わが国における条件の特殊性を要因の算出基礎にどのように生かしてゆくべきかについて一連の研究が続けられているので、これらを主体にとりあげてみる。

USLE のわが国への適用にあたって、種田^{6,7)}は昭和24～27年に京都大学上賀茂試験地で得られた実測値から、USLE で用いられる EI_{60} にかわって、わが国のすべての気象台の気象台帳に記録されている最大60分降雨強度を用いた EI_{60} によって代替できることを明らかにした。これによって各地域の降雨係数 R を計算し、国内の R の分布図を示した。細山田⁹⁾の火山灰土壌を用いた実測においても、流出土量と R_{60} の相関は R_{60} の場合とほぼ同じであることが示されている。このような結果からみて、全国的に統一した基準として、最大60分降雨強度 I_{60} を使用することになれば、予測式の活用につながるものといえよう。

土壌係数については、標準試験区からの流出土量によって求められるが、また土壌の性質から判定するには粒径組成によるモググラフが使用される。種田⁹⁾はさらに間げき率を要因としてつけ加え、 K 値の補正を行うことを提案している。その他、土壌の受食性には各種の表示法があるが、最近では徳留¹⁰⁾は分散率、粘土率、浸入度の3つの性質による表示が妥当であるとした。わが国特有の火山灰土壌は、土壌自体の性質として受食性が高い数値となるが、実際には水の浸透が良好で保水力も高いため、表面流出水が発生し難く、必ずしも侵食量は多

くない。土壌の粒径等のみでは判定し得ない面がある。内田¹¹⁾は下層土の透水性を要因として、侵食量増加率という考え方を提案しているが、このような方向での受食性の表示法はとくに今後の問題として提起できよう。

その他、傾斜・斜面長係数、作物係数、保全係数についても若干の修正法が種田によって提出されている。

わが国では標準試験区（アメリカの基準では斜面長22.1m、傾斜9/100の裸地）等による侵食量の実測データがきわめて少なく、以上のような補正または表示法についても限られたデータにもとづいているにすぎない。しかし、今後傾斜地の開発等が進むにつれ、また傾斜地における作物栽培様式の多様化につれて、問題の重要性が具体化してくるものと思われる。わが国固有の侵食予測法の確立が望まれるところである。

5. 土地改良事業計画設計基準 (計画 農地保全)¹²⁾

この基準は1979年7月に制定されたものである。1957年に制定された旧基準を、農業土木学会関係の専門家による検討をとおして改訂された。土壌侵食をめぐる従来の知見、研究成果をもとに、農地における土壌侵食（水食）の軽減のためにとるべき保全対策を、具体的技術として定めている。傾斜地における農地開発または大規模圃場整備が進められるにあたっては、この基準に従って施工されることになるので、その意味は大きい。この基準では本文の一項ごとに解説欄が設けられて、理解しやすく構成されている。従来の研究成果を現場での適用の面から集大成したものといえるし、また今後の研究もさらにこのような基準の完壁化を目標として進められる面が多いであろう。

内容は6章に分かれ、第1章総論、第2章調査、第3章計画、第4章計画に当たりの地域別留意事項、第5章効果及び評価、第6章維持管理となっている。このうちの計画樹立の基本的考え方について、第3章につきのように記されている。

1. 流域全体の土地保全の一環として、関連する他の事業と調和のとれた計画とする。
2. 地区における水食の原因を十分検討し、地域的特殊性を考慮した計画とする。
3. 水食防止対策としては、単に排水路等の整備にとどまらず、営農による水食防止を加味した合理的な計画とする。

この基本線に沿って、計画排水量の算出法および排水路、農道の施工法等の解説が行われている。なお、詳細は松田¹³⁾による解説がある。

6. おわりに

土壌侵食の研究は農業土木、土壌肥料、気象、作物等の各専門分野でこれまで行われてきたが、研究例は少なく、また組織的な研究としては上記事例にとどまっている。したがって侵食量の測定結果も少なく、要因ごとの解析を行うほどのデータの積み重ねがない。このことは、わが国では侵食が既存耕地の生産力にかかわる要因としての比重が相対的に小さく、研究需要が少なかったという背景によるものであろう。しかし環境保全的見地、国土資源の見地から、土壌侵食に関する研究の必要性が高まっていることは事実であり、研究サイドとしても実験室的な解析にとどまらず、わが国特有の立地条件、農業条件にもとづいた要因のとりあげ方が必要であろうと思われる。このような特殊条件として、急傾斜、短斜面などの地形条件、花コウ岩風化土等の高受食性土壌および侵食機構に問題を残している火山灰土壌などの土壌条件、野菜等の裸地化率の高い作物の栽培などの作物条件、機械化に関連した管理条件などがある。土壌侵食防止をとおした土壌の量の維持、保全のためには、これらの要因ごとに軽減策が講じられねばならない。そのためには、試験条件の設定をはじめきわめて困難な問題をのりこえて、現場に即した数値を求め、これを総合的に活用してゆくことが必要であろう。

なお、本論文では風食については割愛した。

引 用 文 献

- 1) 農林水産省農蚕園芸局農産課：わが国の耕地における水蝕と風蝕——地力変動観測調査，1—237 (1979)
- 2) 農林水産技術会議事務局：「農林漁業における環境保全的技術に関する総合研究」試験成績書 (第3集)，1—116 (1979)
- 3) 農林水産技術会議事務局：同上 (第4集)，1—30，(1979)
- 4) 農林水産技術会議事務局：同上 (第5集)，283—342 (1979)
- 5) 本村 悟：水蝕発生予察図の作成，ペドロジスト，23，2—10 (1979)
- 6) 種田行男：わが国における流亡土量の予測，農地保全の研究，No. 1，11—20 (1980)
- 7) 種田行男：農地の侵食——その現状と保全対策——農及園，57，3—8 (1982)
- 8) 細山田健三：黒ボク土における流亡土量，農地保全の研究，No. 1，21—32 (1980)
- 9) 種田行男：農地の土壌侵食量の予測，農土論集，56，8—12 (1975)
- 10) 徳留昭一・氏家 勉・山崎清功：水食と土壌の物理性，土肥要旨集，28，6 (1982)
- 11) 内田勝利：土の侵食性と物理的性質，土壌の物理性，39，50—56 (1979)
- 12) 農林水産省構造改善局：土地改良事業計画設計基準 (計画 農地保全)，1—59 (1979)
- 13) 松田 豊：計画基準「農地保全」について，農地保全の研究，No. 1，55—64 (1980)

II-1 水分恒数

三野 徹*

1. 研究の背景と整理の方針

シオレ点や液性限界などのように、農業上あるいは土工上で特別な意味を持つ土壌含水比を、水分恒数（水分定数）という¹⁾。本来、水分恒数は、シオレ点で代表されるような、植物の吸水性から土壌水を分類・分画する上での指標として、導入されたものであり、現在の水分恒数という用語も、おおむねこのような線に沿って用いられる場合が多い^{2,3,4)}。水分恒数そのものは古くから用いられている概念であり、最近の数10年間の研究にとくに目新しいものはないように思われる。しかしながら、わが国において、水分恒数の応用上での必要性が最近とくに強く意識され、それに付随して様々な研究が行われている。それは次のような理由によるものと考えられよう。

① 土地改良事業として畑地灌漑が組織的・系統的に実施されるようになり、その計画・設計基準を最急に整備する必要に迫られた。

② 列島改造という言葉に象徴されるように、産業基盤整備のための大規模な土工工事が相ついで実施された。また圃場整備や大規模な開墾・干拓など、大量の土工を伴う農業土木事業が実施されるようになった。

そのために、土壌や土に対する知的認識を深めるためというよりはむしろ、工学的・技術的な観点から、土壌・土に対する関心が高まった。これが最近の水分恒数研究の基調にあったと言えよう。しかしながら、これら応用上の関心は、さらにその根底にある土壌水そのものへの関心を再び呼び起こすことになり、土壌水の存在状態を示す指標としての水分恒数に関する研究も行われるようになったと言えよう。

上述のとおり、もともと水分恒数は植物や農業との関連の下で研究が進められてきたが、土工上での土壌水の役割についての研究が進むにつれ、両者を共通の土壌水モデルにもとづいて説明づけようとする試みが当然生じてくる。とくに土壌水分と pF との関連でそれらを整理する中で、水分恒数の持つ物理的意味を明確にしようとする多くの試みが行われた。関東ローム研究グループによる一連の研究は、このような研究の流れを作る上で決定的な役割を果たした^{16,19)}。土壌水の状態を pF で統一的に把握し、共通の尺度の上で土壌水の力学的挙動、土壌水の運動、保水の状況などを整理しようとする試みは、大きな成功をもたらしたとともに、その後の土壌水研究の

流れに、重要な影響を残していったと言えよう¹¹⁻²⁴⁾。

水分恒数の研究は、このような土壌水研究の流れの中で大きな進歩を見た。個々別々に提案されていた各種水分恒数が、pF を尺度として統一的に整理され、相互の関連の下で理解されることとなって、研究上の一大画期を迎えたといえる。

以上のような研究展開を考慮し、最近の30年間の研究の動向の特徴を整理するために、ここではかならずしも一般的な水分恒数の定義とはいえないが、コンシステンシー、単分子層吸着量を含めた広義の水分恒数の定義¹⁾にもとづいて、主に『農業土木学会論文集』と『土壌の物理性』に掲載された研究成果を中心に、研究の流れを追って見る。

2. 農業上、土工上からの土壌の分類と水分恒数

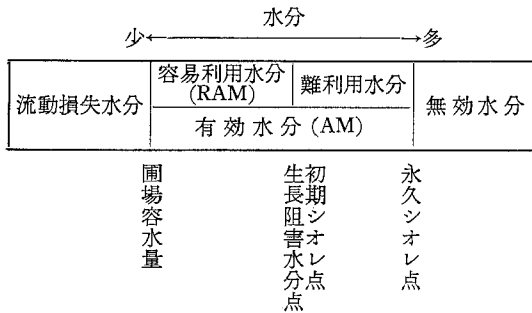
図-1 は、以上の研究の流れの下で整理された水分恒数の一覧図である。

これらの水分恒数は、土壌水の状態を分類する区分点になる。農業上あるいは植物の含水性から見た土壌水の分類と水分恒数の関連を図-2 に、土工上あるいは土の力学的特性から見た土壌の状態の分類と水分恒数のそれを図-3 に示す。土工上で問題となる土の力学的挙動から見た転移点を、水分恒数とすることについては多少の異論もあると思われる。しかし、前述したとおり水分恒数を広義に解釈して、農業上、土工上の土壌水分の区分を統一的に把握し、両者の相互関連をつけたことが、最近の土壌水分研究の最も大きな特徴であった^{1,16,17,42,44,50,52)}。

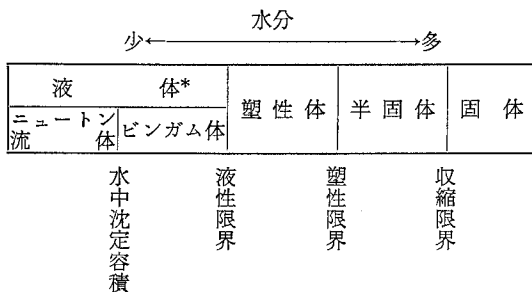
pF	農業上の水分恒数	土工上の水分恒数
-7	炉乾 (7.0)	
-6	単分子層吸着 (6.3)	
	風乾 (5.5)	
-5	吸湿係数 (4.5~6)	
-4	永久シオレ点 (4.2)	収縮限界 (4.0)
	初期シオレ点 (3.2~4.1)	
-3	水分当量 (3.0)	塑性限界 (3.0)
	生長阻害水分点 (2.5~3.5)	締固め最適含水比 (3.0)
-2	毛管連絡切断含水量 (=2.7)	
-1	圃場容水量 (2.0~3.0) (最小容水量)	液性限界 (1.5)
-0	最大容水量 (0)	
-1		水中沈定容積 (-1.0)

図-1 pF と各種水分恒数の対応

* 岡山大学農学部



図—2 農業上からの土壌水の分類と水分恒数



図—3 土の力学的特性の区分と水分恒数
(ビンガム体は液体ではないが、土の挙動の分類慣行に従った)

3. 畑地用水計画と水分恒数

(a) 畑灌有効水分と水分恒数

1960年代は、わが国の農業政策の重点が、それまでの水田偏重主義から、畑作振興へと移り変わる過渡期にあった。欧米に対して遅れをとっていたわが国の畑地灌漑の研究は、米国で完成した畑地灌漑の理論体系をもとに、わが国の自然立地環境や土地改良事業制度になじむように修正を施すことから出発した。中でもわが国のような湿潤地帯における作物の水分反応と、土壌水分の消費機構に関する研究に重点がおかれ、多くの研究成果が輩出した。今日のわが国の畑灌理論体系の基本的枠組は、この時期にほぼ作り上げられたといえよう。土壌水分恒数は、畑地灌漑事業の用水計画において、最も重要な計画諸元であったために、現在に至るまでにも、多くの研究が行われてきた^{5,9,10,20,48,49,54}。

植物による土壌水分の吸水特性として、ある特定の利用限界水分点が存在することは、広く知られている。これは永久シオレ点とよばれ、いろいろな植物についてほぼ pF 4.2 に対応する含水量となる。この永久シオレ点は、植物により利用される限界水分点を区分する水分恒数であるが、畑地灌漑上有効な水分、すなわち、植物生産に結びつく水分の限界点ではない。

植物の水分応答に関する議論は、諸外国において1950年代に盛んに行われた。その主要なものには次の三説が

ある。①永久シオレ点までは蒸散速度は減少せず、その点までの土壌水分は等しく有効であるとする説、②圃場容量から土壌水分の減少とともに蒸散速度は減少し、植物活性は徐々に低下するとする説、③両者の中間的なものとして、ある水分点までは植物に等しく有効であるが、それを越えて土壌が乾燥すると植物活性が低下するとする説である。これらの論争は決定的な結論が出ないままに終わっていた。

どのボタンをとるかによって畑地用水量は大きな影響を受け、灌漑施設の容量は大きく変化することになる。そのために灌漑工学上では、有効水分量の下限値をどのように設定するか、またその下限値を定める具体的な目標をどのようにとるかが最も重大な関心事となる⁴²。灌漑工学上では①、②の中間型である③の説がとられ、畑灌上の有効水分として容易利用水分がとられ、その区分点として生長阻害水分点を用いられる。

灌漑工学上のもう一つの重要な設計諸元として、有効水分の上限を区分する水分点が上げられる。これは重力に抗して土壌が保持できる最大の水分点と考えられ、圃場用水量 (FC) という水分恒数で表わされる。

畑地用水計画ではこの二つの水分恒数により、必要水量と、それを供給する灌漑組織が定まる。すなわち、この二つの恒数によって、スプリンクラーやパイプライン、ポンプを初め、さらに上位の送水施設の容量やダム規模が決まることになる。わが国の畑地の立地条件や社会環境に適した水分恒数の選択は、土地改良施設の計画設計技術の観点から、最も重要なポイントとなる⁴³のである。

(b) 研究の展開

わが国の気候、土壌、作物、営農や土地改良事業制度になじむ畑地灌漑理論の体系化へ向けての模索が1960年頃から始まる。椎名と竹中は畑地用水計画で最も基本となる諸元である総迅速有効水分量 (TRAM) を、わが国の畑地の立地環境に適したように決定する方法に関する研究を続けた。その中で畑地において正常な生産が期待できる範囲、容易利用水分量の下限値である初期シオレ点は、わが国ではかなり高水分 (pF 3.0~3.3) で生じること、また上限としては24時間含水量をとればよく、これは pF 1.6~1.8 に対応することを示した^{5,9}。

わが国の畑地土壌中では降雨が多いために比較的高水分の状態にあり、毛管調整作用が大きく働くために、土層間の水分移動が大きく、またその調整作用のために土層間の水分差は小さいことを明らかにした。このために、とくに下層の毛管連絡切断含水量が TRAM 決定に重要な役割を果たすことを指摘した^{5,9}。一方、この研究とは別に森田も、圃場における土壌水分変化の実測値の解析から、この毛管連絡切断含水量が水分分布の形成に

大きく影響することを指摘した⁷⁾。毛管連絡切断含水量の測定方法についてもいろいろ工夫が行われ、 pF 2.7~3.0に対応する水分点であることが明らかにされている⁴⁾。

このように不飽和水分移動を考慮する必要があることと、畑作物の水分反応からかなり高含水側で初期シオレが見られること、有効土層が浅いことなど、わが国の畑地灌漑の特質が次第に明らかにされていった。

一方、富士岡らは陸稲の栽培試験を実施し、その収量の分析から、作物の正常生育の下限点として、遠心水分当量 (CME) を考えるのが妥当であることを示した¹⁰⁾。心遠水分当量は重力の1000倍の遠心力に抗して土壌が保持する水分量であり、土壌の保水特性と水分移動の特性を総合した水分恒数と考えられ、初期シオレ点と毛管連絡切断含水量の両特性をまとめて表現する水分恒数と考えられる。 pF で見ると、両者の中間の pF 3.0 付近に位置するといわれている。

遠心力と平衡状態にある土壌水分の pF 値については、いろいろの疑問や解釈が提出されている。かならずしも CME と pF と関連させることが妥当であるとは言えないが、経験的には pF 3.0 近傍に対応するとの多くの報告がある。測定も容易で、直観的に理解し易いこともあり、CME を容易利用水分の下限界とすることは、計画技術上で広く受け入れられるところとなっている。

1963年には関東ロームの水分研究グループによる組織的な研究成果が発表され、大きな反響を呼んだ。とくにこの研究グループによる研究の特徴は、広範囲にわたる組織的な調査と、土の力学的挙動、水分動態など、土のいろいろな物理的特性を総合的に取扱った点にあった¹¹⁾。中でも竹中らによる関東ローム中の自由水分と非自由水分の研究は、その成果を代表するものであろう^{14,15)}。骨格粒子の一部のように振舞い、植物が利用できない非自由水分と、流動し、植物が利用できる自由水分とを区分し、その区分点の水分恒数として収縮限界とシオレ点を上げ、 pF 4.0前後に対応することを示したことは、農業上の水分恒数と土工上のそれとが、一つの土壌水モデルで統一できることを示す重要な例となった。この pF 4.0 は色々の点で重要な意味を持つことが、その後、次々と明らかにされて行った。

一方、このような流れとは別に、金木らは PEG を用いて水分ストレスを調整した溶液の中でキュウリを栽培し、永久シオレ点、初期シオレ点、生長阻害水分点の pF を求め、それぞれ pF 4.3~4.5, pF 3.9~4.0, pF 3.4~3.7 に対応することを示した。この値は従来の土壌中で栽培して得られた値よりやや高い値となっている。これは土壌中で水分移動による pF 低下によるものと考え、水分恒数は土壌水の移動特性にも大きく影響を受け、それ

が従来の実験で水分恒数が一意的に定まらない大きな理由であると主張した。水分恒数はあくまでも水分移動のバランスの下で決まり、SPAC の概念の導入が必要であるとしている²⁰⁾。なお同時にこの研究では、従来の水分恒数研究のレビューを行っているので参照されたい。

石田らは、SPAC にもとづき、畑地における水分消費は、土壌中の水の動きだけでなく、土壌~植物体~大気の一つの連続システムとして考えてゆく必要のあることを示した。このような観点に立てば、水分恒数の持つ物理的内容について、もう一度根本的に検討を要するといえよう。

もともとここで示した水分恒数は、畑地灌漑計画諸元としての意味が強く、植物の水分反応を考慮した畑地灌漑理論については、やっと研究の緒についたばかりである^{37,53)}。それらの成果が具体的に畑地用水計画体系の中へ折込まれるのはかなり先のことと思われるが、さらに詳細な研究を進めてゆかねばならない重要な分野であるといえよう。

(c) 畑地灌漑理論の新しい体系へ向けての動きと水分恒数

その後、畑作農業をめぐる環境は大きく変化し、また畑地灌漑事業も広域化、大規模化してゆく中で、他種水利との間の水利用の競争が生じるようになってきた。これまでの安全側の計画思想は、水資源の逼迫の折から、社会的コンセンサスを得ることが次第に難しくなっており、新たに経済的用水量概念が浮上するなど、従来の理論体系を抜本的に見直さなければならない時期にさしかかっていると考えられる。

竹中らは、FC~CME の間では一定の割合で水分消費があるとするこれまでの理論の前提に修正の必要のあることを指摘した。また、毛管調整作用は下層から上層へ向う調整だけではなく、逆方向の調整もありうる。とくに FC 近くの比較的高含水状態では、下層への水分移動が存在することを明らかにした。現行の計画基準では土壌水分減少法により消費水量 (蒸発散量) を測定することになっているが、この方法では下層への水分移動を蒸発散量に含めてしまうことになり、過大な蒸発散量を推定することになると警告している⁴⁰⁾。

河野らは、畑作物の水分反応を、作物統計と気象統計との分析から明らかにし、作物によって有効水分範囲は大きく変化することを指摘している³⁸⁾。また、露地の果菜類やハウス内作物では、きわめて高水分状態に保つことが望ましいことも明らかにされている^{48,49,54)}。

これら畑地灌漑をめぐる研究の新しい動きは、再び水分恒数という形で整理され、具体的な灌漑計画の中に生かされてゆくものと考えられる。この新しい動きが水分恒数に成熟する過程において、わが国の気候立地や社会

環境に最もうまく適合した畑地灌漑理論の体系化が図られてゆくであろう。水分恒数は、このように基礎研究と具体的な技術を結ぶかけ橋となるものである。水分恒数は土壤水分の分画、分類と密接な関わりを持つきわめて基礎的な概念であることは勿論である。しかし、一方でそれは決して絶対的なものではなく、時代時代の背景の下で決まる、工学的、技術的性格を持つ相対概念であるという側面を有していることを、十分理解しなければならないであろう。

4. 土の力学的挙動と水分恒数

(a) 土の力学的挙動の転移点と pF

最近の30年間の土壤水分研究の大きな特徴の一つとして、土壤物理学と土質工学の研究上の接近をあげることができよう。とくに関東ローム研究グループによる研究がこの点に大きく貢献した。もともと土質工学は経験を重視するきわめて技術的志向の強い内容を持つ分野である。長い経験を経て定着したコンシステンシー限界は、その物理的内容はかならずしも明確ではないにもかかわらず、技術上では大きな意味を持っている。その物理的内容に総合的・組織的に接近を試み、大きな成果をあげたのは、上記研究グループが最初ではないかと思われる。

この研究の一つの特徴は、コンシステンシー限界を pF で整理した点にあり^{16,17,20,21}。それまでに行われていた土壤水の熱力学的研究、力学的転移点に関する研究を、特異な性質を持つ土壤である関東ロームに総合することによって、その特異性の解明に成功した。その成果はさらに土壤一般の力学的挙動へと普遍されて行くことになった。その結果、各種のコンシステンシー限界は土壤が変わっても特定の pF 値に対応すること、それは土壤水分の分類と密接な係わりを持ち、そのために水分恒数とみなせること、さらにその水分恒数は農業上の水分恒数とかなりよく対応していることが明らかにされて行った^{38,34,36}。また土壤をいろいろ処理した場合の物理性の変化するメカニズムが、この水分恒数の変化を通して明らかにされて行った。

このような一連の中で得られた最も重要な概念は、自由水分と非自由水分との区分であろう。流動する液態的な水分と、流動しない固態的な水分としてこれはイメージされ、その区分点が pF 4.0 前後に対応し、農業上の重要な水分恒数である永久シオレ点に対比できることが示された。農業上の水分恒数と土工上のコンシステンシー限界が同一の pF 座標軸の上に並べられ、同一の土壤水分モデルの下で統一して解釈できることを示す格好の例となった^{14,15}。

(b) 研究の展開

須藤と安富はベントナイトを試料として、粘土ベース

トのニュートン流動からビンガム体の流動を示す限界点が沈定容積に対応することを明らかにした^{6,8}。これは関東ロームの研究に引継がれ、さらに土壤の加工性の指標となるコンシステンシー限界の研究へと発展した。多田らは関東ロームの主要粘土鉱物であるアロフェンの水蒸気吸着面積が異常に大きいことに注目し、関東ロームの特異な挙動の原因がこのアロフェンの親水性にあることを示した¹²。水蒸気単分子層吸着は pF 6.3 に対応し、この単分子層吸着量は土粒子の親水性を表わす水分恒数と考えられる^{26,27,45}。竹中らはいろいろな力学挙動、保水特性を考慮して、関東ロームの自由水分と非自由水分の境界を pF 4.2 の水分点に置くことを提案した^{14,15}。関東ロームに見られるような乾燥による顕著な物理性の変化メカニズムは、土壤水の自由化、非自由化現象によりうまく説明づけられることを示した^{22,23}。

これとは別に長田は、土壤水の運動を透水性と通気性の比較から分析し、pF 3.0 の水分点が流動水と難流動水の区分点になることを示した¹³。また、伊藤も土壤水の誘電率の検討から、pF 3.0 前後で土壤水の物性が変化することを示唆した。先の自由水と非自由水の区分点、流動水と難流動水の区分点は、いずれも畑地灌漑上の土壤水分の区分点とよく対応している。

須藤と竹中は、以上を総合して、土壤構造との関連から土壤～水システムの状態をいくつかに分け、その区分点として沈定容積、液性限界、塑性限界、単分子層吸着量に対応するとした^{16,17}。

このように、関東ロームの研究を中心に、土壤の力学的転移点は特定の pF 値に対応し、その区分点は一種の水分恒数とみなせることが次第に明らかにされて行った。しかしながら、従来から提案されているコンシステンシー限界、たとえば液性限界が果たして物理的に意味を持つかについての疑問も提出されている。新しい液性限界の定義をそのための測定装置も考案された²⁸が、かならずしも実用までには至っていない。

このような関東ロームの研究成果は、火山灰土壤中の水分に関する理解を大きく深めたが⁴⁶、一般の土壤へも拡張されて行った。寺沢と上田は水田土壌群の研究から、その生成環境によって、CME や永久シオレ点、コンシステンシー限界などの水分恒数がほぼ決まると主張した^{24,25}。前田らは、有機物を多量に含む土壤は特異な物理性を持つことを示した³¹。相馬は北海道の火山性ロームの液性、塑性限界が pF 4.0 以上に乾燥させると、その乾燥の程度によって規則的に変化することを明らかにした¹⁴。小谷らは大山火山灰土を中心に³⁰、また、竹中、堤らは火山灰および非火山灰に由来する有機質土についても、関東ロームと同様の性質が見られること、また有機質含有量が10%を越えるか越えないかでその性質が異

ってくることを示している³⁸⁾。

以上のようにして、土の力学的挙動が変化するメカニズムが次第に明らかにされ、その変化点の水分量に対応する pF 値はほぼ一定になることが明らかになっていった。コンシステンシー限界を初めてとする様々な土の力学的転移点は水分恒数とみなしうる^{42,44,52)} ことが定着して行ったといえる。

今後、土質工学分野で、土中水の pF の理解とその応用研究の一層の進展が期待され、土壌物理学との接点部が益々拡大してゆくことと思われる⁴⁹⁾。

5. その他水分恒数に関する研究

単分子層吸着量は最も基本的な水分恒数として注目を集めてきている^{12,45)}。竹中らは単分子層吸着量の乾燥による変化を検討している¹⁵⁾。また藤原らは、クロボク土の水分吸着特性について、単分子層吸着エネルギーをもとに分析している²⁷⁾。また葛上は液性限界や塑性限界、締固め最適含水比などが単分子層吸着量の関数として表現できることを示した^{26,32)}。各種の含水量は、単分子層吸着量との比をとることによって、水膜厚さのような強度イメージを持つ無次元量に換算できるために、単分子層吸着量は、上述してきたような各種の水分恒数とはやや異った、基本的な意味を持つ水分恒数とみなすことができよう。

石田らは、三相状態の土壌熱伝導機構が圃場容水量近傍の pF 1.6~1.8 と、永久シオレ点近傍の pF 4.0 で大きく変化することを示した^{37,39,41)}。このように水分恒数は、土壌水の存在形態を分類する区分点に対応するために、保水性や力学的挙動のみならず、他の物理性一般についての含水量による変化点として、重要な意味を持つことがうかがえる。

6. おわりに

1960年頃から始まる列島改造ブーム、圃場整備事業や畑灌漑事業の急速な進展に伴って、土壌物理研究は大きな刺激を受け、新展開が見られた。本文では、土壌水分の研究動向を通して、このような背景下での土壌物理学と土質工学の接近を見るとともに、古くて新しい研究課題である水分恒数の研究の流れを概観した。もとより浅学の筆者が、筆者ととくに関わりの深い『農業土木学会論文集』と『土壌の物理性』に掲載された論文のみをもとに、独断と偏見をまじえて、敢て研究の流れを整理した。錯誤や脱落も多いかと思いますが、補足や御批判をいただければ幸に思います。

引用文献

〔単行本〕

1) 山崎不二夫編；土壌物理，89~84，養賢堂（1969）

- 2) 土壌物理性測定法委員会編；土壌物理性測定法，113~128，養賢堂（1975）
 - 3) 土壌物理研究会編；土壌の物理性と植物生育，17~19，養賢堂（1979）
 - 4) 農業土木学会；農業土木標準用語事典（改訂3版），190~191，農業土木学会（1983）
- 〔農土研別冊，農土論集〕
- 5) 椎名乾治，竹中 肇；畑地保留水の消費機構（I），農土研別冊，2，49~55（1961）
 - 6) 須藤清次，安富六郎；土壌ベーストの流動（I），農土研別冊，2，71~74（1961）
 - 7) 森田 浩；土壌水分の変動並びに分布（VII），農土研別冊，3，35~39（1962）
 - 8) 須藤清次，安富六郎；土壌ベーストの流動（II），農土研別冊，3，40~45（1962）
 - 9) 椎名乾治，竹中 肇；畑地保留水の消費機構（II），農土研別冊，4，24~30（1962）
 - 10) 富士岡義一，西出 勤；畑地用水量決定の合理化に関する研究（I），農土研別冊，5，10~16（1963）
 - 11) 山崎不二夫，八幡敏雄，須藤清次；関東ロームの物理的性質；農土研別冊，7，1~13（1963）
 - 12) 多田 敦，竹中 肇，相馬恒一，黒部 隆，端山好和；関東ロームの構成粒子特性，農土研別冊，7，14~21（1963）
 - 13) 長田 昇；土壌の通気性に関する実験的研究（III），農土研別冊，7，48~53（1963）
 - 14) 竹中 肇，田淵俊夫，田淵公子，多田 敦；関東ロームの自由水分，農土研別冊，7，61~67（1963）
 - 15) 竹中 肇；関東ロームの非自由水分，農土研別冊，7，68~75（1963）
 - 16) 須藤清次，竹中 肇，安富六郎；関東ロームの工学的特性（I），農土研別冊，7，92~98（1963）
 - 17) 須藤清次，安富六郎；関東ロームの工学的特性（II）農土研別冊，7，98~104（1963）
 - 18) 伊藤 実；土壌吸着水の物理的性質，農土研別冊，11，19~23（1965）
 - 19) 山崎不二夫，須藤清次；土の工学的挙動，農土論集，14，1~10（1965）
 - 20) 妹尾 学；土壌水エネルギー指数 pF による土壌構造の考察，農土論集，14，11~15（1965）
 - 21) 東山 勇，須藤清次；土の力学的転移点，農土論集，14，27~31（1965）
 - 22) 山崎不二夫，竹中 肇；風乾がアッタベルグ限界に及ぼす影響，農土論集，14，46~48（1965）
 - 23) 伊藤 実；液性限界を求める新しい測定法の提言と考察，農土論集，28，7~11（1969）
 - 24) 寺沢四郎，上田和夫；水田土壌群の物理・工学的特性に関する研究（III），農土論集，33，16~24（1970）

- 25) 寺沢四郎, 上田和夫; 水田土壌群の物理, 工学的特性に関する研究 (IV), 農土論集, 33, 25~32 (1970)
- 26) 葛上 久, 尾崎勲司, 中谷三男; 比表面積と液性限界の関係, 農土論集, 37, 61~67 (1971)
- 27) 藤原宏志, 馬場信幸; 南九州火山灰土壌における水分保持機構に関する研究, 農土論集, 48, 29~33 (1973)
- 28) 相馬尅之, 前田 隆; 火山灰ローム土の初期含水比が液性限界におよぼす影響, 農土論集, 49, 27~34 (1974)
- 29) 金木亮一, 富田正彦; 根毛表面の水分ポテンシャルと植物の応答について, 農土論集, 58, 26~32 (1975)
- 30) 小谷佳人, 河野 洋, 内田勝利; クロボクの有機物含有量と物理的性質, 農土論集, 60, 7~13 (1975)
- 31) 前田 隆, 相馬尅之, 佐々木清一; 腐植が土の物理性におよぼす影響, 農土論集, 61, 9~17 (1976)
- 32) 葛上 久, 中谷三男; 比表面と塑性限界および締め特性との関係, 農土論集, 67, 23~29 (1977)
- 33) 竹中 肇, 足立忠司, 堤 聡, 長田 昇, 河野 洋, 小谷佳人, 三輪晃一; 火山灰および非火山灰段丘滞積物に由来する有機質土の物理的性質, 農土論集, 71, 1~15 (1977)
- 34) 堤 聡, 足立忠司, 竹中 肇; 乾燥条件より見た有機質土の理工学的性質の変化, 農土論集, 71, 8~15 (1977)
- 35) 石田朋靖, 中野政詩; 土壌~植物~大気系における土壌水分消費の動態, 農土論集, 92, 26~34 (1981)
- 36) 前田 隆, 相馬尅之, 足立忠司, 竹中 肇, 堤 聡; クロボク土の物理性の特徴と問題点, 農土論集, 103, 1~12 (1983)
- 37) 石田智之, 三野 徹, 丸山利輔; 低含水領域における土壌の熱伝導: 農土論集, 103, 28~34 (1983)
- 38) 河野 広, 山田 盾; 畑作物の水分反応の実態, 農土論集, 109, 1~7 (1984)
- 39) 石田智之, 三野 徹, 丸山利輔; 高含水領域における土壌の熱伝導: 農土論集, 110, 67~74 (1984)
- 40) 竹中 肇, 駒村正治; 節水を考慮した1回の灌漑水量についての再検討, 農土論集, 111, 25~33 (1984)
- 41) 石田智之, 三野 徹, 星 仰, 丸山利輔; 粘土-有機物複合体の熱伝導, 農土論集, 111, 63~72 (1984)
- [土壌の物理性]
- 42) 安富六郎; 土壌のコンシステンシー, 土壌の物理性 11~12, 9~22 (1965)
- 43) 椎名乾治; 土壌水の2・3の恒数について, 土壌の物理性, 11~12, 83~90 (1965)
- 44) 竹中 肇; 土壌水のエネルギー概念 pF の工学的検討, 土壌の物理性, 14, 21~25 (1966)
- 45) 須藤清次; 土壌の比表面積と BET 法による測定, 土壌の物理性, 16, 39~42 (1967)
- 46) 岩田進午; 火山灰土壌の水分について, 土壌の物理性, 18, 18~21 (1968)
- 47) 椎名乾治, 野中仙三郎; 毛管連絡切断含水量について, 土壌の物理性, 24, 14~16 (1971)
- 48) 河森 武; 野菜栽培土壌の適性判定と土壌水分管理, 土壌の物理性, 26, 14~32 (1972)
- 49) 中島田 誠; 施設栽培における灌水点, 土壌の物理性, 26, 56 (1972)
- 50) 桑原 徹; 土中水と土の物理的・力学的性質, 土壌の物理性, 28, 23~27 (1973)
- 51) 前田 隆, 相馬尅之; 土のコンシステンシーに影響をおよぼす因子について, 土壌の物理性, 30, 15~22 (1974)
- 52) 東山 勇; Atterberg Limits の工学的意義, 土壌の物理性, 30, 23~28 (1974)
- 53) 相馬尅之; 初期含水比が土の液性, 塑性限界に及ぼす影響, 土壌の物理性, 38, 16~22 (1978)
- 54) 嶋田福也; 園芸作物における水分消費特性, 土壌の物理性, 45, 19~26 (1982)

II-2 土壌水分のヒステリシス現象

加藤英孝*

1. はじめに

土壌の水分含量と土壌水のポテンシャルとを関係づける pF-水分特性曲線は通常脱水過程に対して測定されることが多い。しかし吸水過程に対する pF-水分特性曲線は一般に脱水過程に対するそれとは一致せず、同一サクシオン下での水分含量は系の脱水・吸水履歴によって異なる。この水分含量の差異は、系が平衡に達していないことによるのではなく、脱水・吸水が十分にゆっくりと行われてもなお観察される。これが土壌の水分含量(体積水分率 θ , あるいは含水比 w) とサクシオン Ψ (あるいはポテンシャル ϕ) との間にみられるヒステリシスである(図-1)。

同様のヒステリシスは不飽和透水係数 K と Ψ との間にも存在する (K と θ の間のヒステリシスは K - Ψ 間のそれに比べればずっと程度が小さく、無視できる程度のものであることも多い)。土壌中の水分移動は K - Ψ 間および Ψ - θ 間のヒステリシスのために、脱水・吸水前歴の

* 農業環境技術研究所

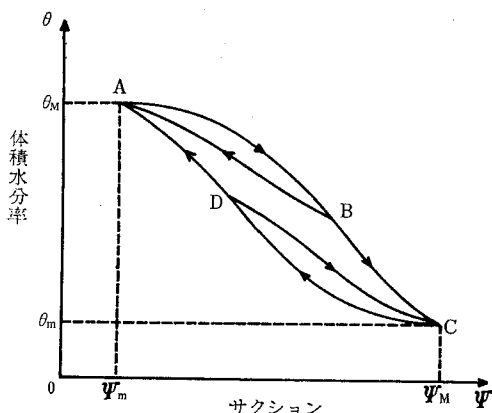


図-1 体積水分率 θ とサククション Ψ 間のヒステリシス。ABC は主脱水曲線、CDA は主吸水曲線。BA は一次吸水走査曲線、DC は一次脱水走査曲線をあらわす。

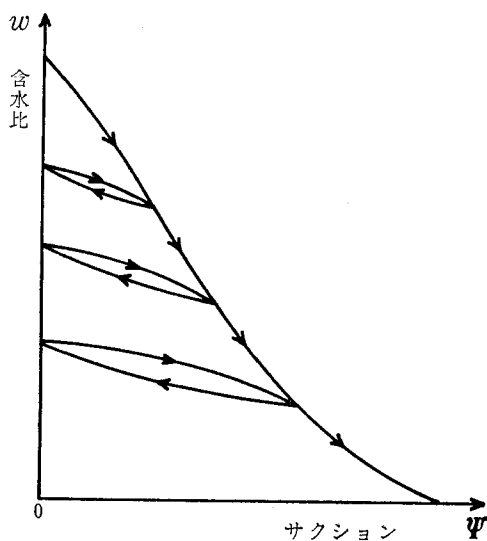


図-2 体積変化をともなう場合の含水比 w とサククション Ψ との間のヒステリシス的關係

影響を受ける。

低湿地土壌の乾燥過程などでみられる、保水性の変化あるいはそれに関連した工学的性質の変化も、脱水・吸水前歴の影響を受けるという点ではヒステリシス的である。が、この場合には脱水・吸水による土壌の体積変化が深く関係しており、 $w-\Psi$ 間で描かれる曲線群 (図-2) は閉じたヒステリシス・ループを示すとは限らない (この点でこれは厳密にはヒステリシスと呼ぶべきではないかも知れない)。

ここでは、土壌中の水分移動に対するヒステリシスの影響およびヒステリシスの生じる機構についてまず述べ

る。つぎに近年進んだ $\theta-\Psi$ 間のヒステリシスのモデル化理論について説明する。これらはいくつかの実測曲線から任意の走査曲線を予測しようとするものである。最後に体積変化をともなう場合のヒステリシス的現象について乾燥による土壌の物理性の変化と関連させて述べ、ヒステリシス的現象には三つのタイプが考えられることを強調することにした。

2. ヒステリシスと土壌中の水分移動

土壌中の水分移動現象はヒステリシスの影響を二通りの方法で受ける。一つは $\theta-\Psi$ 間のヒステリシスによるもので、これは水分移動停止後の平衡時の土層内水分分布を左右する。他の一つは不飽和透水係数 $K(\Psi)$ とサククション Ψ との間のヒステリシスによるもので、静水学的平衡に向って生じる水分移動の速度に影響を与える。平衡時を除けば土層内水分分布は水分移動速度の影響を受けるので、 $K(\Psi)-\Psi$ 間のヒステリシスの影響を被ることになる。とくに水分移動が平衡によって停止する前にその向きが逆転される場合には、 $K(\Psi)$ のヒステリシスは逆転時の土層内サククション分布に応じて土層内各地点のサククション履歴にも影響を与えるであろう。

図-3 は風乾土をつめたカラムに水が浸入・再分布する間にカラム内各地点の土壌がたどる $w-\Psi$ 曲線を示したものである。各地点の土壌がたどる曲線は吸水過程では単一の主吸水曲線であり、脱水過程では各地点が経験する最大水分含量でそれぞれ主吸水曲線から分岐する一次脱水走査曲線である^{1,2)}。この最大水分含量はカラ

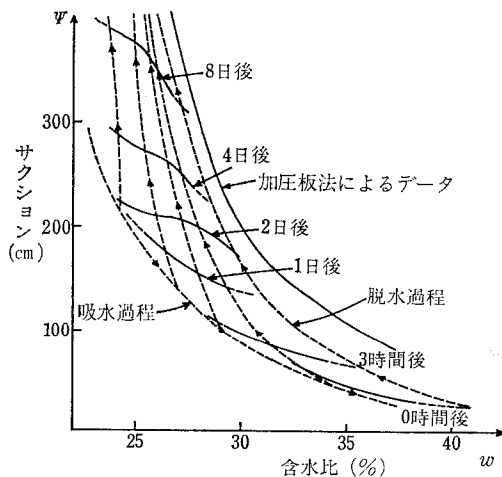


図-3 浸入・再分配過程での含水比-サククション曲線。カラム内の各地点の土壌は主吸水曲線およびいずれかの一次脱水走査曲線をたどる。実線は一定時間経過後のカラム内の異なる地点間を結んで得られる含水比-サククション曲線 (Staple¹⁾ による)。

ム上層ほど高いので、再分布時の脱水過程では同一サククション下の水分含量はカラム上層の土壌ほど高い。このため任意時にカラムの各地点間を結んで得られる $w-\Psi$ 曲線の勾配の大きさは、主吸水曲線・一次脱水走査曲線群のいずれのそれよりもずっと小さい¹⁾。このようなサククション勾配の減少が、ヒステリシスによって水分移動が抑制されるひとつの原因である。いくつかの初期条件の下で浸入・再分布実験を行った例²⁾、ヒステリシスのために地表面付近の水分量の減少および浸潤前線の進行が抑制されることを数値計算によって示した例³⁾がある。

3. ヒステリシスの生じる機構

土壌中の水分保持・水分移動現象でみられるヒステリシスは究極的には水分含量とサククションとの間に存在するヒステリシスによるものであると考えられる。このヒステリシスの生じる機構には次のようなものがある。

(a) インクピン効果

土壌中の空隙どうしの接合部の径がその空隙の最大径より小さい時には、空隙からの脱水時のサククションが吸水時のそれよりも大きいということがおこる。砂質土でのヒステリシスはこれによって説明される。

(b) 平行板間の毛管凝縮

向かいあった平行板間の空隙に脱水時に毛管力によって保持される水の量が、同一サククション下で吸湿時に水膜の形で保持される水の量より多いことがある。

(c) 接触角の変化

固相表面が疎水性物質などの不純物で汚れている時には、吸水時の接触角は脱水時のそれより大きくなる。このため水分含量が同じであれば脱水時の方がかかっているサククションは大きい ($\Psi = 2\sigma \cos \theta / r$, θ は水と固相表面の間の接触角, σ は水の表面張力)。接触角は土壌固相表面の親水性の程度と関連しており、疎水的なものほどその値は大きい。土壌中の有機物は多かれ少なかれ疎水性を示すことが確かめられており、いったん乾燥された土壌はしばしば水をはじき、容易に再湿潤されないことがある⁴⁾。

(d) 気泡の封入

完全に飽和した土壌を脱水したのちサククション 0 の下で再吸水させても、最初の水分含量はしばしば回復されない。この理由の一つは吸水時に空隙の一部に気泡が封入されることである。この現象は親水性のガラスビーズをつめた系でもみられる⁵⁾が、疎水的な有機物を含む土壌ではさらに著しいであろう。Peck⁶⁾ は封入空気の安定性について考察し、球状の気泡は 3 bar 以上のサククションで安定、空隙に閉じ込められた非球状の気泡はつねに安定であろうと推定している。

(e) 土壌の体積変化

脱水による収縮と吸水による膨潤もまた土壌が同一サククション下でさまざまな量の水分を保持しうることの原因の一つである。粘土含量が多い場合には、空隙はともに水で飽和されているにも拘らず脱水過程と吸水過程とでは含水比が異なることがある。これは脱水・吸水過程の間に粘土粒子の塑性的再配列 (plastic readjustment) が生じ、結果として土壌の空隙体積が変化するためである⁷⁾。この場合には脱水・吸水前歴によって任意のサククション下では水分含量だけでなく、空隙径分布もまた異なる。この種の土壌では最終的な再現性あるヒステリシス・ループを得るためには土壌を収縮限界まで乾燥する必要がある⁸⁾。

4. ヒステリシス現象のモデル化

くり返し起こる土壌の吸水・脱水両過程とヒステリシスの存在のために、土壌中の各部分は、 $\theta-\Psi$ 平面上ではそれぞれ起点の異なる走査曲線上にあると考えなければならない。とはいえ、あらゆる可能な吸水・脱水条件を仮定して、それらに対応するすべての走査曲線を実験的に得るには多くの労力を要する。このため、土壌水分ヒステリシスをモデル化し、いくつかの実測された $\theta-\Psi$ 曲線からその他の走査曲線を予測する試みが生じてきた。モデル化にあたって設けられた仮定のうちの主要なものは独立領域理論 (independent domain theory)⁹⁾ および相似仮説理論 (similarity hypothesis)^{10,11)} である。ここでは従属領域理論 (dependent domain theory) にもふれる。

(a) 独立領域理論

これは Everett and Whitton¹²⁾ によるヒステリシスの独立領域理論が土壌水分ヒステリシスに適用されたものである。彼らによれば、ヒステリシスは一般には、系のなかに多数の独立な領域 (domain) が存在し、少なくともその一部は準安定性 (metastability) を示しうることに帰せられる。準安定性現象は領域内部のポテンシャル・エネルギーを内部の従属変数 (例えば領域内の水の体積 v) の関数としてみたときに、二つの極小点が同時に存在し、かつ二つの極小点間にポテンシャル障壁が存在するために、より浅い極小点が領域の状態を代表することがありうることによる。この準安定な状態は、外部の独立変数 (例えばサククション) の変化によってポテンシャル障壁が十分に小さくなった時に生じる領域内の状態の自発的かつ不可逆的な変化によって打破される。この変化が生じたあと、外部変数を逆向きに変化させたときに領域がたどる道すじは、再びポテンシャル障壁の存在のために、“行き”にたどった道すじとは異なる。準安定性現象はヒステリシスとは異なり、ふつう簡単には再現不可能であり、そこでの変化は不可逆的に生

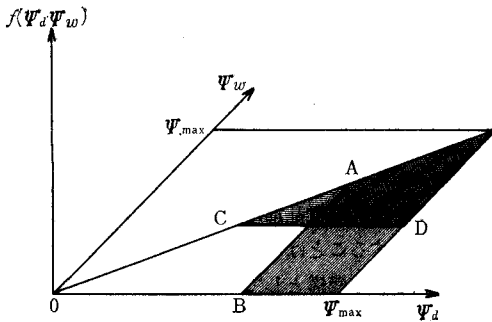


図-4 独立領域理論⁹⁾による脱水・吸水過程のモデル。脱水過程は線分A Bの右方への、吸水過程は線分C Dの下方への移動でそれぞれ表わされる。斜線部が水で満たされた間隙に相当する。

じ、走査曲線も存在しない。しかしこの準安定性を示す個々の領域をかき集めたものが系全体としてたどる道すじは安定でかつ再現可能であり、この系はヒステリシスを示す系となる。

Poulovassilis⁹⁾はこの独立領域理論を土壌水分ヒステリシスに適用し、次のような対応する仮定を設けた。①サクションが0から Ψ_{max} に上昇する時に系から脱水され、 Ψ_{max} から0に下降する時に吸水される水の全体積 V_t を小さな体積をもった要素に分割できる。②各要素は Ψ_d から $\Psi_d + \delta\Psi_d$ の間に空になり(脱水過程)、 Ψ_w から $\Psi_w - \delta\Psi_w$ の間に満たされる(吸水過程)。この要素の体積 $\delta V(\Psi_d, \Psi_w)$ は次式で表わされる：

$$\delta V(\Psi_d, \Psi_w) = f(\Psi_d, \Psi_w) \times \delta\Psi_d \times \delta\Psi_w$$

ここで $f(\Psi_d, \Psi_w)$ は上のサクション範囲でそれぞれ脱水・吸水される間隙水の分布を与える関数(図-4)。この体積 $\delta V(\Psi_d, \Psi_w)$ は実測された主脱水曲線・主吸水曲線および脱水・吸水いずれか一方の走査曲線群から求められる。得られた $\delta V(\Psi_d, \Psi_w)$ 一覧図を用いれば、いかなるサクション変化を受けた後の任意のサクション下の系の水分含量をも予測することができる。Poulovassilis⁹⁾は焼結したガラス・ビーズからなる系を用い、予測された一次走査曲線が実測されたそれとよく一致することを認めた。この方法は脱水・吸水過程の間に気泡が封入される系に対しても、サクション Ψ_d ごとに封入される気泡の体積を求めることによって適用できる⁵⁾。

(b) 相似仮説

これは主脱水曲線および主吸水曲線の2本の実測曲線だけから独立領域理論によって任意の走査曲線を予測できるよう、系内の間隙水分布、すなわち分布関数 $f(\phi_w, \phi_d)$ に関してたてられた仮説である。

1) Philip¹⁰⁾の相似仮説 吸水時のポテンシャル ϕ_w ($= -\Psi_w$)の、脱水時のポテンシャル ϕ_d に対する比の

分布は脱水時のポテンシャルに独立である、と仮定する。この仮定は次の式で表わされる：

$$f(\phi_w, \phi_d) = -g(\phi_d)h(\phi_w/\phi_d)/\phi_d$$

ここで $g(\phi_d)$ は主脱水曲線上の $\partial\theta/\partial\phi_d (= \int_{\phi_d}^0 f(\phi_w, \phi_d)d\phi_w)$ 。 $h(\phi_w/\phi_d)$ は正規化された分布関数で、主脱水曲線上の $\partial\theta/\partial\phi_w$ を表わす関数 $j(\phi_w)$ に関する次の式から求められる：

$$j(\phi_w) = \int_{\phi_{min}}^{\phi_w} f(\phi_w, \phi_d)d\phi_d = \int_{\phi_w}^{\phi_{min}} \frac{g(\phi_d)}{\phi_d} h\left(\frac{\phi_w}{\phi_d}\right) d\phi_d$$

この方法では正規化された分布関数 $h(\phi_w/\phi_d)$ を求めるのに複雑な数学的手続きを要するが、仮定自体の斬新さは評価されてよいと思う。

2) Mualem¹¹⁾の相似仮説 間隙水分布関数 $f(\phi_w, \phi_d)$ は2つの独立な分布関数 $h(\phi_w)$ と $l(\phi_d)$ の積で表わせると仮定する。これは脱水された間隙が再吸水する時のポテンシャルの分布は脱水時のポテンシャルによらないことを意味する。Mualem¹¹⁾は主脱水曲線および主吸水曲線から求められる2つの関数 $H(\phi) \equiv \int_{\phi_{min}}^{\phi} h(\phi)d\phi$ および $L(\phi) \equiv \int_{\phi_{min}}^{\phi} l(\phi)d\phi$ を導入し、任意の走査曲線上のポテンシャル ϕ の下での水分の含量がこれら2つの関数を用いて予測できることを示した。この方法では分布関数 $f(\phi_w, \phi_d)$ に関する一覧図を求めなくても目的の走査曲線が直接得られ、また分布関数 $f(\phi_w, \phi_d)$ は負の値をとることがない。

(c) 従属領域理論

土壌水分ヒステリシスへの独立領域理論の適用は任意の走査曲線の予測を可能にしたが、予測された走査曲線が実測曲線と一致しない例も報告されている¹³⁻¹⁵⁾。独立領域理論が適用されるには、主脱水曲線の勾配 $|d\theta/d\Psi_d|$ はどの脱水走査曲線の勾配よりも同一サクション下では大きくなければならないが、この条件は必ずしも常に満たされない。例えば、主脱水曲線上ではサクションがある程度の値(空気侵入値)に達するまで脱水が生じず、その後空気侵入とともに急速に脱水が進むのに対し、一次脱水走査曲線上ではサクションの増加とともに連続的に脱水が進む、などの現象がみられる¹³⁻¹⁵⁾。これは間隙の脱水・吸水挙動が間隙どうしのつながりがぐあいや、隣接する間隙が水で満たされているか否かに依存するからである(pore blocking effect)¹⁶⁾。従属領域理論はこのpore blockageを考慮に入れたヒステリシス・モデルであり、① pore blockageがある時の水分変化の、それがないとした時の水分変化に対する比 P_d を水分率 θ の関数として導入する^{17,18)}、あるいは、②分布関数 $f(\phi_w, \phi_d)$ 自体が系の脱水・吸水前歴に依存すると考える¹⁹⁾などの試みがなされている。従属領域理論では独立領域理

論よりも多くの実測曲線を必要とし、手続も複雑である。予測された曲線と実測曲線との一致度は向上するものの、予測することのメリット自体が疑問視される例^{17,18)}もある。

以上の方法とは全く別に、主脱水曲線・主吸水曲線から経験式へのあてはめによって吸水走査曲線を予測する試み²⁰⁾や、ヒステリシスをみかけの接触角のヒステリシスだけに帰して、主ヒステリシス・ループを予測しようとする試み²¹⁾もある。

5. ヒステリシスの現象と乾燥による物理性の変化

土壌は水分変化に応じて収縮・膨潤を行うが、土壌が経験したことの無い程度の脱水を被る場合には脱水の間の収縮量が再吸水の間の膨潤量を上回ることがある。この場合には脱水の結果として間隙率の低下がもたらされたわけであり、これはコンパクションの一種とみなされる。このとき描かれる $w-\Psi$ 間のヒステリシス・カーブ群 (図-2) は間隙比-荷重曲線に類似した形状をとる。

Aylmore and Quirk⁸⁾ は二価のカチオンで飽和された粘土-水系の収縮・膨潤挙動を粘土ドメインの形成と間隙膨潤とによって説明している。それによれば、粘土-水系がゲル状態に近い状態から乾燥されると、粘土結晶はたがいに平行に配列して粘土ドメインを形成する。粘土ドメインの形成とそれにひき続くドメインどうしの再配列により、系の体積は連続的に減少する。再湿潤時には形成されたドメインは存在を保ち、ドメイン間隙体積の増加によって系全体の体積が増加し、再湿潤前の系の間隙体積に応じて一連のヒステリシス・ループが描かれる。

脱水に伴う体積変化によって閉じていないヒステリシス・カーブが描かれる場合には、結果として土壌の保水性自体が低下したと考えることができる。脱水乾燥によるこの保水性の低下は、ねり返しなどの機械的攪乱を受けた後にもその効果が残るか否かの点から二通りの場合に分けられよう。水中沈定容積や液性限界は乾燥の影響を受ける土壌の物理的性質であるが、これらは土壌がある pF にまで乾燥されるまでは乾燥の影響を受けず、それ以上に乾燥すると連続的にその値が減少する^{22,23)}。非火山灰沖積土壌でこれらの変化が現われ始めるのは pF 4.2~4.5 まで土壌が乾燥された時であった²³⁾。これらの物理性の値は土壌-水系が指定された物理的挙動を示す時の系内の間隙体積に関連づけられる。したがって、この結果は間隙体積あるいは粒子配列に対する乾燥の効果が、乾燥程度が pF 4.2~4.5 を越えるか否かによって異なることを示している。

乾燥程度が pF 4.2 を越えないときには、乾燥の効果

は収縮による粒子配列の幾何学的変化以上のものではなく、ねり返しなどの適当な機械的攪乱によって乾燥程度の異なる試料を同一の構造状態にもちこむことが可能であると考えられる。これに対し土壌が pF 4.2~4.5 以上に乾燥された時には幾何学的な粒子配列状態だけでなく、そのエネルギー状態も変わると考えられる。この場合にはもはや機械的攪乱だけによって形成された粒子集合体を再分離することはできない。このような安定な集合体が形成される機構としては、粘土ドメインの形成、鉄・アルミニウム水酸化物の寄与^{24,25)}、あるいは疎水性をもつ有機物の寄与があげられよう。しかしこれらの効果が乾燥のどの段階でどのように現われるかは十分に明らかではない。

乾燥を受けた後、攪乱されずに測定される土壌の保水性 ($w-\Psi$ 関係) は乾燥が pF 4.2 以下であっても低下する²⁶⁾。これは前述のように土壌の体積変化のためである。もし練り返した後に $w-\Psi$ 関係を求めれば、pF 4.2~4.5 以上にまで乾燥された時のみ乾燥の効果が現われるであろう。

6. おわりに

土壌水分に関するヒステリシスの現象は、①脱水・吸水が土壌の体積変化を伴うかどうか、②体積変化を伴うときにはその際の粒子配列状態の変化が機械的攪乱を受けた後も残存する ('不可逆的') かどうか、によって3つのタイプに分けられよう。独立領域理論をはじめとするヒステリシスのモデル化理論は、すべて吸水・脱水に伴う多孔質体内間隙の体積変化はないという仮定にもとづいており、その検証も主として体積変化のない、あるいは無視できる多孔質体を用いて行われている。再現性あるヒステリシス・ループが最も顕著に描かれるのは、この仮定が妥当な砂質土など粒径の粗い土壌である。一方、土壌の乾燥自体が問題となるのは低温な粘土主体の土壌であり、そこでは体積変化の影響を十分に考慮する必要があると思われる。

謝 辞

本文を書くにあたって適切な助言をいただいた農士試岩田進午室長、農環研前田乾一室長および久保田徹室長に深謝いたします。

引用文献

- 1) Staple, W.J.: Hysteresis effects in soil moisture movement. *Can. J. Soil Sci.*, **42**, 247-253 (1962).
- 2) Vachaud, G., and J.L. Thony: Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. *Water Resour.*

- Res., 7, 111—127 (1971).
- 3) 筑紫二郎: 土壌水分ヒステリシスを伴う不飽和浸透流の数値計算法について, 農土論集, 87, 24—30 (1980).
- 4) 仲谷紀男: 有機物が関与する土壌の水分特性について, 農技研報告, B 32, 1—74 (1981).
- 5) Poulouvassilis, A.: The effect of the entrapped air on the hysteresis curves of a porous body and its hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, 109, 154—162 (1970).
- 6) Peck, A.J.: Entrapment, stability, and persistence of air bubbles in soil water. *Aust. J. Soil Res.*, 7, 79—90 (1969).
- 7) Holmes, J.W.: Water sorption and swelling of clay blocks. *J. Soil Sci.*, 6, 200—208 (1955).
- 8) Aylmore, L.A.G., and J.P. Quirk: Swelling of clay-water system. *Nature*, 183, 1752—1753 (1959).
- 9) Poulouvassilis, A.: Hysteresis of pore water, an application of the concept of independent domains. *Soil. Sci.*, 93, 405—412 (1962).
- 10) Philip, J.R.: Similarity hypothesis for capillary hysteresis in porous materials. *J. Geophys. Res.*, 69, 1553—1562 (1964).
- 11) Mualem, Y.: Modified approach to capillary hysteresis based on a similarity hypothesis. *Water Resour. Res.*, 9, 1324—1331 (1973).
- 12) Everett, D.H., and W.I. Whitton: A general approach to hysteresis. *Trans. Faraday Soc.*, 48, 749—757 (1952).
- 13) Topp, G.C., and E.E. Miller: Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass-beads media. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 30, 156—162 (1966).
- 14) Topp, G.C.: Soil-water hysteresis measured in a sandy loam and compared with the hysteretic domain model. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 33, 645—651 (1969).
- 15) Topp, G.C.: Soil water hysteresis in silt loam and clay loam soils. *Water Resour. Res.*, 7, 914—920 (1971).
- 16) Talsma, T.: Hysteresis in two sands and the independent domain model. *Water Resour. Res.*, 6, 964—970 (1970).
- 17) Topp, G.C.: Soil-water hysteresis: the domain theory extended to pore interaction conditions. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35, 219—225 (1971).
- 18) Mualem, Y. and E.E. Miller: A hysteresis model based on an explicit domain-dependence function. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 43, 1067—1073 (1979).
- 19) Poulouvassilis, A., and W.W. El-Ghamry: The dependent domain theory applied to scanning curves of any order in hysteretic soil water relations. *Soil Sci.*, 126, 1—8 (1978).
- 20) Gillham, R.W., A. Klute, and D.F. Heermann: Hydraulic properties of a porous medium: measurement and empirical representation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, 203—207 (1976).
- 21) Laroussi, Ch., and L.W. De Backer: Relations between geometrical properties of glass beads media and their main $\Psi(\theta)$ hysteresis loops. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 646—650 (1979).
- 22) 相馬尅之・前田 隆: 火山性ローム土の初期含水比が液性限界におよぼす影響, 農土論集, 49, 27—33 (1974).
- 23) Katou, H., N. Nakaya, and K. Maeda: Changes in sediment volume, liquid limit, and plastic limit of alluvial soils on drying. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 投稿中.
- 24) Blackmore, A.V.: Aggregation of clay by the products of iron (III) hydrolysis. *Aust. J. Soil Res.* 11, 75—82 (1973).
- 25) 久保田徹: 火山灰土壌の界面化学的研究. 農技研報告, B 28, 1—74 (1976).
- 26) 佐藤晃一: 粘質土壌の乾燥前歴と収縮ならびにスレーキング特性について, 農土論集, 28, 12—16 (1969)

II—3 土壌面蒸発

佐久間 敏 雄*

1. はじめに

土壌面蒸発についての研究は、1)畑地かんがいにおける水利用効率の向上、2)土壌の塩類化の防止という乾燥地、半乾燥地農業に普遍的な課題を推進力として発展してきた。1)は可能蒸発散量 (PE) に対して降水量 (P) が少ないか、それらの季節的配分がアンバランスな地域において、営農上最も重要な問題である。これは、地下水からの水補給が期待できない条件下で、土壌面からの蒸発による水の損失をいかに防止するかという問題であ

* 北海道大学農学部

り、基礎研究の観点からは、裸地表面からの蒸発による土壌の乾燥機構をどうとらえるかの問題である。2)は塩類濃度の高い地下水が地表面近くにある場合に最も深刻な問題になり、比較的高水分な条件下で水と水溶性塩類の移動と集積がどのように起こり、これが土壌面からの水損失とどう関連しているかの問題である。この意味で、2)は基本的には塩類移動の問題であり、土壌面蒸発の観点からはやや特殊な問題といえる。本稿では、前者を中心にこれまでの研究の流れを概観し、今後の問題点について考察することにする。

2. 境界領域の問題としての土壌面蒸発

(a) 土壌面蒸発に關与する諸条件

土壌面蒸発は、接地気層と土壌の境界面における熱エネルギーと物質（水蒸気）の交換過程で起る現象である。したがって、1)土壌面への熱エネルギーの供給、2)土壌面と接地気層の境界層における水蒸気輸送、3)土壌内部から表層への水の輸送が土壌面蒸発を律速する主要因である。これらに關する諸条件は 図-1 のように整理できる。

なお、本文中で用いた記号は 図-1、および 表-1 とりまとめて示した。

(b) 土壌面蒸発研究の立場と問題点

土壌面蒸発に關与する諸条件（図-1）は、2つのグループに大別できる。すなわち、前項の1)と2)の大部分にあたる放射および接地気層の条件と2)の一部と3)の大部分を含む土壌条件である。前者には、気温、湿度、風速、放射状態のように、ある空間的広がり

しか測定できない要素が含まれており、逆に後者には、個々の点の特性値としてしか測定できない要素が多く含まれている。この対象の空間的広がり

の違いが、土壌面蒸発の研究に2極分化の傾向をもたらした。すなわち、微気象的研究と土壌物理的研究とである。前者は確度の高い観測のためにかなり広い均一な面が必要であり、個々の点についての情報はほとんど得られない。逆に後者には、カラムを用いた室内実験、ライシメータ実験あるいは圃場実験など、さまざまな形態が含まれるが、いずれも一次元的で、多数の点について迅速な測定ができず、広い面の平均値を求めることは実際上不可能である。

両者ともに、それぞれの手法に本来的な欠陥を内包しながら、境界領域の問題である土壌面蒸発と取組んできたわけである。前者は、熱収支や接地気層の物理に關する理論の発達を背景にして、精緻な物理的モデルを發展させ、後者は等温一次元定常流に關する土壌水の拡散方程式を出発点として、温度勾配下における熱エネルギーと水の同時輸送に關する理論を展開し、土壌中の水の移動を土壌面に外挿することによって土壌面からの蒸発速度を推定しようと試みた。

この2つの流れは、土壌面という共通の境界面の問題を主題とするにもかかわらず、最近までお互いに混り合わないままに發展してきた。両方の研究を概観して気付くことは、いずれも土壌面そのものの物理的状態についての実証的データを蓄積していないことである。すなわち、現象の起る主要な場である土壌面の状態は、それぞれの場で得られた知見を外挿することによって推定した

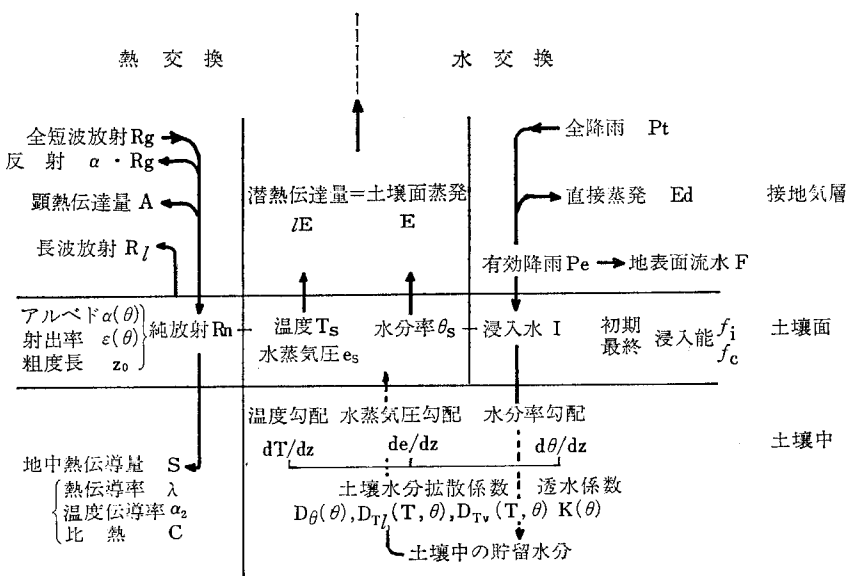


図-1 土壌面蒸発に影響を与える諸条件とそれらの相互関係

場合が多く、精度の高い実験事実はあまり蓄積されなかった。近年、高感度の純放射計や赤外線放射温度計の実用化とこれらを応用した非接触測定技術の発達によって土壌面の物理的状態の研究が活発化しつつある。これについてはのちにもう一度とりあげる。

3. 土壌カラムの乾燥過程と蒸発速度

(a) 乾燥過程

側面を断熱した粉・粒体カラムをPE一定の気層中に静置して、その乾燥過程を追跡した結果を模式的に示したものが図-2である。

図から明らかなように、粉・粒体カラムの乾燥過程は、蒸発速度Eの推移からみて3つの段階に分けて考えることができる(図中I~III)。乾燥の初期の段階では、蒸発面からの水分損失は下層からの水分補給によって完全に償なわれ、E=一定で蒸発面はカラムの表面にある。すなわち、恒率乾燥段階である。しかし、乾燥が進むにつれて粉体層内のKあるいはD₀が急激に減少し、やがて下層からの水補給が蒸発の制限因子になる状態が生じ、その後、Eは時間の経過につれて減少する(減率乾燥段階、図中II~III)ようになる。更に乾燥が進むと、カラム表面に風乾状態になった層ができ、蒸発面は粉体層内部に移っていく。この状態になると、Eは風乾層内の水蒸気拡散速度に律速されるようになり、絶対値、時間による変化率ともに小さくなる。桐柴ら²⁾はこの状態を減率乾燥第2段(III)と呼んで、Eが急減する同第1段(II)と区別している。これは、vapor diffusion controled stage, profile controled stage²⁾にそれぞれ相当する。I段階とII段階の間にはEが不連続に変化する点があり、試料に特有な限界水分率がこれに対応

しているが、II~III段階間にはEの不連続な変化は認められず、蒸発面が層内に移行するにつれて、徐々にIII段階に移っていくものと考えられる。

(b) 土壌面蒸発への拡散モデルの適用

Gardner³⁾, Gardner and Hillel⁴⁾は、いわゆる拡散モデルによって、土壌面蒸発を記述しようと試みた。Gardner³⁾は十分長い粉体カラムを大きなPE条件下に置いた場合(等温)について拡散方程式の解析解を求め、積算蒸発量ΣEを次式のように示した。

$$\Sigma E = 2(\theta_i - \theta_f) \sqrt{D \bar{t} / \pi} \dots\dots\dots(1)$$

ただし、 \bar{D} は注目した期間についてのD₀が荷重平均、 θ の添字iは初期、fは終期を示す。したがって、 $\bar{D} =$ 一定とみなせる短期間については、 $2(\theta_i - \theta_f) \sqrt{D / \pi} = C$ (=一定)であり、 $\Sigma E = C \sqrt{t}$ で表わすことができる。この結果は、その後、大型ライシメータを用いた実験⁵⁾や砂マルチを施した土壌カラムによる実験⁶⁾などによっても支持された。Gardnerの研究の意義は、複雑多岐にわたる因子を捨象して、簡易で汎用性の高い関係を示したことにある。

4. 温度勾配下の土壌面蒸発

(a) 温度勾配下の土壌水の移動

輻射熱を直接受ける裸地の土壌面では、R_nの日変化に応じて温度・熱状態が激しく変動し、PEもそれにつれて大幅に変化している。したがって、野外圃場のEは熱収支、温度・水蒸気圧の日変化・経日変化ともなって周期的に変動している。一般の土壌面蒸発には、等温とかPE一定とかいう条件は充足されていない。それにもかかわらず、これらを前提にした(1)式が現象をかなりよく説明するのはなぜであろうか。この疑問について考えるまえに、温度勾配下の水分移動についての知見を要約しておこう。

一般に、土柱の一端を暖めると、1)その部分の水蒸気圧が上昇し、2)水分吸引圧は低下する。このため、 θ が均一になるように調整した土壌カラムを密封して、その両端に温度差を与えてしばらくおくと、温端の水分率が減少し、冷端のそれは増加する。土粒子に吸着されないイオンをトレーサーにした実験の結果によれば、この過程に水蒸気流(温→冷)と液態水流(冷→温または湿→乾)による水の循環運動が関与していることは明らかである。大気に対して開いた普通の土壌面蒸発では、温端の高い水蒸気圧は旺盛な蒸発をもたらす、土壌面温度の上昇を抑制する方向に作用するが、乾燥のII~III段階のように蒸発面が土層内に移ると、表面温度が急上昇する反面、蒸発面における水蒸気圧勾配が小さくなり、低温側に向う水蒸気流も活発になってくるであろう。すなわち、土壌面蒸発は抑制される。これは、加熱だけによ

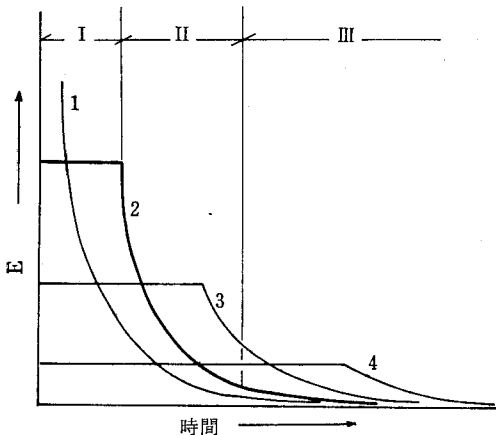


図-2 土壌面蒸発速度Eの経時変化に関する模式図
 図中：ローマ数字は乾燥段階をアラビア数字はPEの大きさの順位を示す

て粉体層の乾燥を進めようとするれば、乾燥の後期になるほどエネルギー効率が低下することを示している。このため、温度勾配下の蒸発および液態水と水蒸気の移動の相互関係については、いろいろな分野で研究され、水蒸気流の重要性が確かめられた⁹⁾。

これらの実験的研究とともに熱エネルギーと水の同時輸送に関する理論的な解析が進み、温度勾配下の液態水流・水蒸気流を考慮して、温度の日変化にともなう土層内の水移動を記述する数式モデルも検討された。Rose⁹⁾は de Vries らの理論的考察に基づいて、水分率勾配による液態水流 *A*、温度勾配による液態水流 *B*、水蒸気圧勾配による水蒸気流 *C*、重力による液態水流 *D* の和を注目した期間 $t_1 \sim t_2$ 、深さ $z_1 \sim z_2$ の水分率変化に等しいと置いて、土層の水収支を次のように示した。

$$A+B+C+D=E=\int_{t_1}^{t_2} \int_{z_1}^{z_2} (\partial\theta/\partial t) dz \cdot dt \dots\dots\dots(2)$$

ただし、 $A = \langle D_\theta \cdot \nabla \theta_i \rangle_{z_2} - \langle D_\theta \cdot \nabla \theta_i \rangle_{z_1}^{t_1}^{t_2}$ 、 $B = \langle D_{Tl} \cdot \nabla T \rangle_{z_2} - \langle D_{Tl} \cdot \nabla T \rangle_{z_1}^{t_1}^{t_2}$ 、 $C = \langle D_{Tv} \cdot \nabla e \rangle_{z_2} - \langle D_{Tv} \cdot \nabla e \rangle_{z_1}^{t_1}^{t_2}$ 、 $D = \langle K \rangle_{z_2} - \langle K \rangle_{z_1}^{t_1}^{t_2}$ であり、 $\langle \rangle_z$ は深さ z における各項の時間 $t_1 \sim t_2$ の平均値を、 ∇ は z 方向の勾配を示し、 D_θ 、 D_{Tl} 、 D_{Tv} はそれぞれ水分率勾配による液態水、温度勾配による液態水、水蒸気圧勾配による水蒸気の拡散係数を示す。図-3 に Rose⁹⁾ の結果の一部を示す。この図から明らかなように、乾燥した表層土壌では *A* 項とそれに対向する *C* 項が水分移動の主成分であり、*B*、*D* 項の寄与は比較的小さい。なお、液態水・水蒸気移動がいずれも(2)式のように拡散方程式の型式で表わされるものとすれば、その合計である *E* にも同様の関係が成立することが期待され、したがって $E \propto \sqrt{t}$ の関係は保存されるであろう。

(b) 土壌面蒸発とヒステリシス

Rose の結果は、温度勾配とその日変化が激しい条件下では、水蒸気移動が表層土壌の水分バランスに大きな影響を与えることを指適したものとして、土壌面蒸発を考慮するうえで重要な成果であるが、実測が必ずしも容易

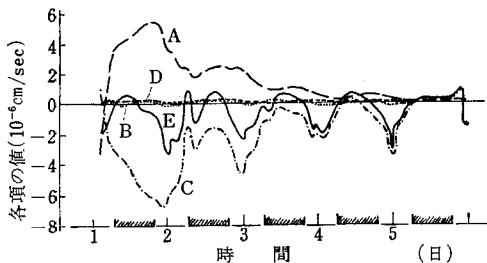


図-3 Rose⁹⁾ の(2)式による水収支項の推定結果 (1~3cm層)。斜線は夜間

ではないパラメータが多く含まれているために広く応用されるにはいたらなかった。また、Rose の(2)式のモデルでは、各パラメータのヒステリシスも考慮されていない。

一般論として、水分特性のヒステリシスは、乾燥して吸水過程にある表層土壌と湿潤な次層土壌(表層土壌に水分を供給する、すなわち脱水過程にある)のポテンシャル差を小さくする方向に作用するから、その影響が著しい場合には土壌面蒸発は多少とも抑制されるであろう。Hillel¹⁰⁾ は数値実験によってこの仮説の検証を試み、ヒステリシスがある場合には、それが無いと仮定した場合に比べて、土壌面蒸発が30~35%抑制されているが、実物実験による研究はきわめて不十分である。

5. 土壌面の熱収支と土壌面蒸発

(a) 熱収支モデル

Rose の数式モデルについての考察およびヒステリシスに関する検討の内容から明らかなように、土壌中の水分移動を解析することによって土壌面蒸発の問題にアプローチするのはなかなか困難な仕事であり、 θ の測定精度だけを考えても高い精度の推定はできそうにもない。このため、平均的な蒸発散速度や消費水量などを推定する目的には、微気象の方法が広く用いられてきた。

土壌面の純放射 R_n は IE 、 A および S として消費される。すなわち、

$$R_n + IE + A + S = 0 \dots\dots\dots(3)$$

である。実測あるいは熱収支気候学的方法によって各項への熱エネルギーの配分を知って、 E を求めることが広くおこなわれている。

表-1 は(3)式に基づく van Bavel and Hillel¹¹⁾ の数式モデルを整理したものである。これは、いわゆる組合せ法¹²⁾の改良版であり、 α や ε の経時変化を考慮して土壌面蒸発をより精度よく記述しようとしたものである。このモデルによる数値実験結果の一部を図-4 に示す。

これらの結果に関する van Bavel and Hillel¹¹⁾、Hillel¹²⁾ の見解は次のように要約できる。1) 乾燥の初期の段階から、土壌面の α 、 ε 、表層土壌の λ 、 C が変化し、 R_n 、 S が減少する、2) このように、表面の物理的状态が変化しやすい条件下では、 E は乾燥開始当初から漸減の傾向を示し、厳密な意味での恒率乾燥段階は存在しない、3) α 、 ε 、 λ 、 C などの変化を考慮しない通常の組合せ法¹²⁾による E の推定値はごく大まかな近似値と理解すべきであるが、長時間の平均値としては利用できる。

(b) 表面状態の変化と土壌面蒸発

Van Bavel and Hillel¹¹⁾ の結果は、表面(蒸発面)の

表-1 van Bavel and Hillel⁽¹⁾ の数式モデル

基本数式	各項・パラメータの意味および単位
エネルギー保存則 $R_n + IE + A + S = 0$	各項 W/m ²
純放射 $R_n = (1 - \alpha)R_g + R_c + \epsilon\sigma(T_s + 273.16)$	l = 水の蒸発の潜熱 R_g = 全短波放射 W/m ² α = アルベド $\theta_1 > 0.25$ のとき $\alpha = 0.1$ $\theta_1 < 0.1$ のとき $\alpha = 0.25$ $0.1 < \theta_1 < 0.25$ のとき $\alpha = 0.1 + (0.25 - \theta_1)$
長波放射 $R_i = \sigma(T_s + 273.16)^4 \cdot (0.605 + 0.048\sqrt{1370 \cdot H_a})$	ϵ = 射出率 = $0.9 + 0.18\theta_1$ σ = ステファン・ボルツマン常数
顕熱伝達量 $A = (T_a - T_s) \cdot C_a / R_a$	H_a = 空気絶対湿度 kg/m ³ T_s = 土壌面温度 °C T_a = 気温 °C C_a = 空気の定容比熱 J/m ³
潜熱伝達量 $IE = l \cdot (H_s - H_a) / R_c$	E = 蒸発量 m H_a = 空気の湿度 kg/m ³ H_s = 土壌面の湿度 kg/m ³ $= H_0 \exp[P_1 / (46.97(T_s + 273.16))]$
又は $E = (H_s - H_a) / R_c$	$R_c = R_a \cdot S_i$ sce/m $R_a = [\ln(2/z_0)]^2 / (0.16 \cdot W_{s_a})$ z_0 = 表面の粗度長 m W_{s_a} = 風速 m/sec (高度 2 m)
地中熱伝達量 $S = 2(T_1 - T_s)\lambda_1 / D_1$	$S_i = 1 / (1 - 10 \cdot R_i)$ R_i = リチャードソン数 $= 9.81(2 - z_0)(T_a - T_s) / [(T_a + 273.16) \cdot W_{s_a}^2]$ $H_0 = T_s$ における飽和水蒸気圧 $P_1 = W_1$ における圧力ポテンシャル T_1 = 表層土壌の温度 °C λ_1 = 表層土壌の熱伝導率 D_1 = 注目する層の厚さ = 0.01 m

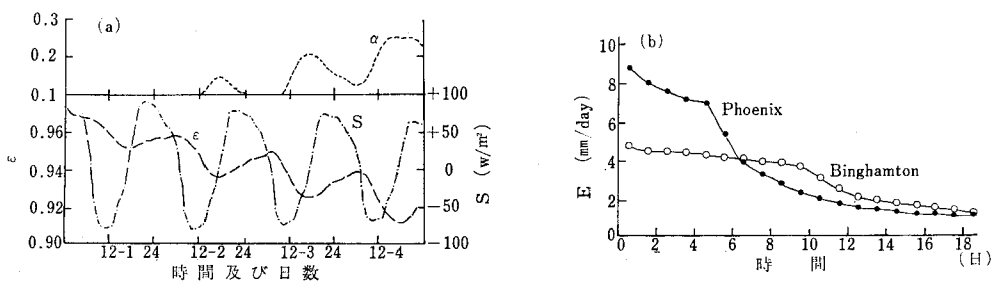


図-4 Van Bavel and Hillel⁽¹⁾ による数値実験の結果
(a) S, α および ϵ の変化 (Lubbock, Texas; 6月)
(b) E の経日変化 (Binghamton, N. Y.; Phenix, Arizona)

物理的状态を的確に把握することが土壌面蒸発を考えるうえで重要なことを示した点で評価できる。しかし、乾燥にもなる表面状態の変化を実測した結果はきわめて少ない。

近年、赤外線放射温度の精度が向上したことによって、表面状態のうち最も重要な性質である T_s を比較的容易に実測できるようになり、この実測値を用いた既存モデルの再検討や新しいモデルの探索が盛になりつつあ

る。Ben-Asher ら¹³⁾の研究はその1例である。これは湿潤土、乾土および乾燥過程にある土壌面の T_s を同時測定して、それらの差から E を推定しようとするものである。この試みは、現段階では、必ずしも成功しているとはいえないが、これまでの手法の欠点を補う新しいアプローチとして期待できる。

T_s 以外の表面の性質に関する情報は Van Bavel and Hillel¹¹⁾ の当時とあまり変わっていない。 α , ε , λ , C などと水分率、土色、三相組成、粒径組成、腐植含有率などとの関係に関する実験事実を蓄積する必要がある。また、 T_s を含むこれらの性質は、野外圃場において、大きな空間的変動を示す。(2)(b) で指摘したスケールギャップを解消するためには、表面状態とそれに関する諸性質の空間的変動の実態や法則性を明らかにする研究が必要である。

6. むすび

以上、本稿では、土壌面蒸発に関する研究の2つの流れを概観し、その間の距離をちぢめるためには土壌面(蒸発面)の物理的状态に関する研究が重要なことを指摘した。このことは、一般論としては、古くから認められてきたところであり、耕耘やうね立ての仕方、鎮圧や各確マルチの方法などに広く応用されてきた。しかし、これらの経験技術を裏付ける基礎研究はきわめて不十分である。今後、土壌面の状態に関する研究が、不均一性の問題も含めて進展することを期待したい。

引用文献

- 1) 桐柴良三ほか：粒体および粉体材量層の減率乾燥第2段の機構，化学工業，28，458—467 (1964)。
- 2) Hillel, D.: Application of soil physics., 109—149, Academic Press (1980)。
- 3) Gardner, W.R.: Solution of the flow equation for the drying of soils and other porous media, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 23, 183—187 (1959)。
- 4) Gardner, W.R., and Hillel, D.: The relation of external evaporative conditions to the drying of soils., *J. Geophys. Res.*, 67, 4319—4325 (1962)。
- 5) Black, T.A., Gardner, W.R., and Thurtell, G.W.: The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil., *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33, 655—660 (1969)。
- 6) 飯塚文男・佐久間敏雄・岡島秀夫：土壌面蒸発による水分損失，土肥誌，53，442—448 (1982)。
- 7) 飯塚文男・佐久間敏雄・岡島秀夫：畑土壌における

水分と無機塩類の挙動(第4報)温度勾配下の水分と塩の移動，土肥誌，50，133—137 (1979)。

- 8) 佐久間敏雄・飯塚文男・岡島秀夫：層別水・塩収支による液態水流と水蒸気流の分別定量，土肥誌，53，471—476 (1982)。
- 9) Rose, C.W.: Water transport in soil with a daily temperature wave., I. II., *Aust. J. Soil Res.*, 6, 31—57 (1968)。
- 10) Hillel, D.: On the role of soil moisture hysteresis in the suppression of evaporation from bare soil., *Soil Sci.*, 122, 309—314 (1976)。
- 11) Van Bavel C.H.M. and Hillel, D.: Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of content, flow of water and heat, *J. Agric. Meteor.*, 17, 453—476 (1976)。
- 12) Van Bavel C.H.M.: Potential evaporation: the combination concept and its experimental verification., *Water Resour. Res.*, 2, 455—467 (1966)。
- 13) Ben-Asher, J., Matthies, A.D., and Warrick, W.: Assessment of evaporation from bare soil by infrared thermometry, *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 47, 185—191 (1983)。

II-4 浸潤方程式

宮崎 毅*

1. 浸潤とは何か

浸潤(infiltration)とは、地表面から土壌中への水の浸入現象である。乾いた砂をバラバラにならぬようガラス板上に薄く広げ、スポイトで水を数滴端の方から与えると、水は速やかに砂中に吸収される。この時の水の動きを拡大してみると、水はけっしてなめらかに流れはせず、砂中の間隙で、ある時は押し寄せる水を表面張力によってせき止め、見かけ上静止状態となり、次の瞬間平衡が破れて突然隣接する間隙へ浸入する。ぬれの前線の水膜は常にその曲率を変化させ、その水膜自身が圧力の高い水膜面から低い水膜面へと背後の水とは無関係に高速で複雑に移動する。水膜面上には、砂中の微細な粒子や有機物片等が浮遊し、浸潤が進むにつれてそれらの集積が増す。

このように、浸潤中の水は激しい動きをしながら、目を一歩遠ざけると全体としてじわじわ砂中にしみ込んで行くように見える。浸潤方程式とは、水分子の個々の動

* 四国農業試験場(現 農業土木試験場)

きや間隙内の運動を表現するのではなく、目を一步遠ざけた所から見た水の平均的な動きを定式化し、数式で量的表現を与えたものである。なお、浸潤現象に影響を及ぼす諸要因を列挙すれば次のようである。

- 1) 境界条件；たん水浸潤か非たん水浸潤か。地下水面が存在するかしないか。
- 2) 初期条件；土壌の初期含水率，水分分布。
- 3) 土壌の種類・性質；土性，土壌の収縮性，膨潤性，分散性。
- 4) 土壌状態；土壌の均一性，成層性。表面クラストの存否，キ裂や粗大孔隙の存否。
- 5) 水の状態；純水か，水以外の物質を含むか。溶存気体，温度。
- 6) 環境条件；浸潤の場合は外気圧に対して開放されているか閉鎖されているか。地形は平坦地か傾斜地か。動植物等生態系の関与。

これらの要因は独立に，または関連し合って組み合わせられ，実際の浸潤現象が生ずる。浸潤方程式は，これらの要因を可能な限り単純化させたものから導かれるが，現在の浸潤方程式の研究は，このほとんどの要因を視野に入れて進められている。

2. 浸入強度

浸入強度 i (infiltration rate) は，地表面を通過して土壌中に浸入する水のフラックスで定義される。浸潤方程式の歴史的な展開や最近の研究動向を一瞥するには， i の時間的変化を示す図-1が便利である。降雨強度を r ，浸入能 (infiltration capacity) を f ，表層土壌の飽和透水係数を K_s で表わせば，浸入強度曲線は次の場合に分けられる。

曲線 A: $K_s < f < r$ の場合で，地表たん水または地表流出が発生する。この時 $i=f$ である。

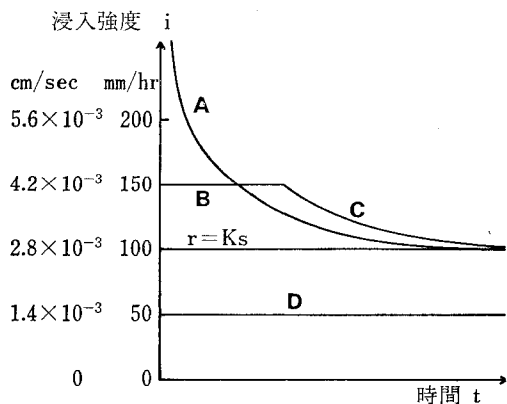


図-1 降雨強度が異なる場合の浸入強度曲線。土壌の飽和透水係数が 2.8×10^{-3} cm/aec である場合の例。

直線 B: $K_s < r < f$ の場合で， $i=r$ となる。この期間，降雨は全て浸潤し，地表面の含水率は徐々に増加し，やがて飽和に達すると曲線 C に移行する。

曲線 C: $K_s < f < r$ の場合で， $i=f$ となる。過剰な降雨はたん水または地表流出を発生させる。なお，直線 B と曲線 C の交点が曲線 A 上に無いことは，浸潤中の水分分布の違いを考慮することによって定性的に理解される。すなわち，直線 B と曲線 C の交点における水分分布は，地表面で飽和に達しているが地表面下では不飽和であり，重力以外に圧力水頭勾配が浸入フラックスを促進する。一方同一時刻の曲線 A における水分分布は，地表面から浸潤前線付近に至るまではほぼ飽和しており，浸入フラックスに対する圧力水頭勾配の寄与は相対的に小さいと考えられる。この結果直線 B と曲線 C の交点は曲線 A より上に現われるが，Rubin¹⁾ は不飽和水分移動方程式の数値解法に基いてこのことを証明した。

直線 D: $r < K_s$ の場合で，常に $i=r$ である。この期間，地表面の含水率は徐々に増加し，やがてある一定値に近づくと，この増加は浸潤のごく初期に終了する²⁾。

歴史的に見れば，浸潤方程式の研究は Green and Ampt³⁾ による曲線 A の予測から始められた。Philip⁴⁾ は，拡散型水分移動方程式の解析解から曲線 A の予測式をたてた。一方，Rubin⁵⁾ は，自然現象の中では浸潤は A タイプよりむしろ B, C タイプの方が多くとして，後者の解析に着手した。ブダゴフスキー⁶⁾ は曲線 A を水頭浸潤，直線 D を自由浸潤と称し，事実上 Green and Ampt の式を後者に拡大して適用した。これらの中で曲線 A の研究は最も豊富であり，経験式が数種あるだけでなく，土壌の初期条件や表面状態等の影響が詳しく調べられている。また，直線 B や曲線 C の研究は Mein and Larson⁷⁾ が Green and Ampt の式を復活させて以降，この10年間に集中的に行われている。ところが直線 D の研究は極めて乏しい。しかし，第1図の様な $K_s = 3 \times 10^{-3}$ cm/sec の飽和透水係数を有する土を例にすれば，約 100 mm/hr 以下の降雨は全て直線 D の範ちゅうであることを考慮しただけでも，直線 D が自然界では極めて多いという事がわかる。

3. 浸潤方程式の種類

浸潤方程式とは，一般的に第1図の曲線 A を表わす式のことをさす。それらのうちで代表的なものを Hillel⁸⁾ の表現法で統一的に並べれば以下のとおりである。Green and Ampt 式 (以下 G-A 式と書く)

$$i = i_c + \frac{b}{I} \quad \dots\dots(1)$$

Philip 式

$$i = i_0 + \frac{S}{2} t^{-1/2} \quad \dots\dots(2)$$

Kostiakov 式

$$i = Bt^{-n} \quad \dots\dots(3)$$

Horton 式

$$i = i_0 + (i_0 - i_c) e^{-kt} \quad \dots\dots(4)$$

Holtan 式

$$i = i_0 + a(M - I)^n \quad \dots\dots(5)$$

ここで、 i_0 は長時間経過後の定常的な浸入強度、 I は積算浸入量、 i_0 は初期浸入能、 t は時間を表わし、 b, S, B, n, k, a, M は各々土壌の種類や状態に関わる定数である。(1)、(2)式は理論的根拠に基づいて導出された式、(3)(4)(5)は経験式である。これらについて、現在の評価は次の様である。

理論的研究では、式の係数が物理的に定義され、流れの明確なモデルと結びつけられている(1)と(2)式が評価対象とされる。この2式については、

1. 均一な土壌では(2)式、成層土壌では(1)式を用いるとよい。
2. モデルの幾何的な明快さや応用範囲の広さにおいては、(2)式より(1)式が勝る。
3. (1)式では i が陰に含まれており、(2)式では i は陽に与えられるので、計算手順では(2)式が便利である。
4. (1)式と(2)式を同一の均一土壌に適用した場合の積算浸入量の相対差は、最大15%程度であり⁹⁾、浸潤初期や長時間経過後にはその差は極めて小さい。

一方、浸潤方程式の実用性では

1. パラメータの数が3個 ((4)式)、4個 ((5)式)であるより、2個 ((1)(2)(3)式)の方が便利である。
2. 測定値を曲線にあてはめるには、パラメータ数が多い(4)式、(5)式があてはめの程度が良好である¹⁰⁾。
3. 実用性では(3)式が最も勝れ、便利である。パラメータの B と n には、土性、初期含水量、土壌空気、土壌密度の影響を全て含ませる事も容認される¹¹⁾。

以上の他にも、パラメータを3つ以上持つ浸潤方程式がいくつか提案されてきたが、なお研究の主流は G-A 式と Philip 式を基礎としたものに置かれている。特に G-A 式は近年ますます復活しているの、これに焦点をあてて次項に述べ、また多用されている割に難解で応用範囲の狭い Philip 式の持っている物理的意味を続けて述べる。

4. Green and Ampt 理論の復活

G-A 式は、その発表が1911年でかなり古く、浸潤現象を単純なピストン流モデルで近似したため、原型のままでは現代にまで通用するとは考えられない。それにも関わらず、今日なおこれが根強い“人気”を持ち続けて

いるのは、次の事情による。すなわち第1に、G-A 式は他の浸潤方程式と比較して、浸入強度の予測能力が何ら劣らないこと、第2に、浸潤モデルが単純明快で捉え易いため、応用分野において観迎されていることが挙げられる。しかし、G-A 式が物理的吟味に耐え、過去の遺物とされなくなったのは、Bouwer の限界圧力水頭 (critical pressure head)¹²⁾概念が提起された事に負っている。

G-A 式(1)を書き直せば

$$i = K \frac{H_0 - H_f + L_f}{L_f} \quad \dots\dots(6)$$

ここに、 H_0 は地表面たん水深、 H_s は浸潤前線に働く負の圧力水頭、 L_f は地表面から浸潤前線までの距離を各々表わす。浸潤領域において増加した体積含水率を $\Delta\theta$ と記せば

$$i = \frac{dI}{dt} = \Delta\theta \frac{dL_f}{dt} \quad \dots\dots(7)$$

であるから、(6)、(7)式を積分すれば

$$I = Kt + \alpha \ln\left(1 + \frac{I}{\alpha}\right) \quad \dots\dots(8)$$

となる。ただし $\alpha = \Delta\theta(H_0 - H_f)$ である。(6)式や(8)式で、 H_f の物理的定義が不明であったことが、G-A 式の理論的価値を著しく低めていた。

一方、Bouwer¹²⁾ は、図-2 に示したゆるい斜面内の地下水面上の横方向不飽和流量を次のように推定した。地下水面勾配を i 、地下水面上の水分分布を平衡水分分布に等しいと仮定し、圧力水頭 H を $H = -z$ とする。微小部分 d_s におけるフラックス dQ は

$$dQ = iKdz = -iKdH \quad \dots\dots(9)$$

従って

$$Q = -i \int_0^{H_w} KdH \quad \dots\dots(10)$$

となる。 H_w は地表面における圧力水頭である。この Q に等しい流量の飽和流を地下水面上に仮想し、その飽和流の厚さを z_0 とすれば、飽和透水係数 K_0 を用いて

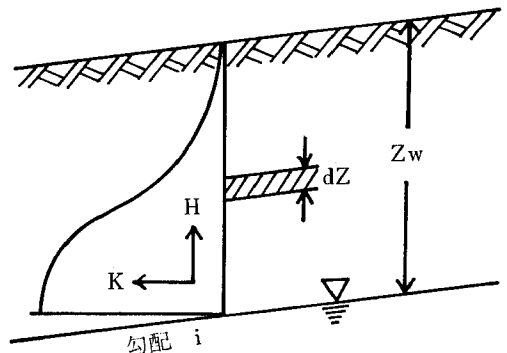


図-2 ゆるい勾配の地下水面上の横方向不飽和流モデル (Bouwer¹²⁾による)

$$iK_0z_c = -i \int_0^{H_w} K dH \quad \dots\dots(11)$$

となる。\$z_c\$ に負号をつけたものを限界圧力水頭 \$H_c\$ と呼ばば、

$$H_c = -z_c = \int_0^{H_w} \frac{K}{K_0} dH \quad \dots\dots(12)$$

を得る。Bouwer はこの \$H_c\$ を不飽和水分移動のいろいろな場面へ活用することを試み、浸潤現象においても G-A 式と結びつけて \$H_f = H_c\$ とし、しかも(12)式の \$K\$ を測定するのは技術的困難を伴うという理由から、土壌の空気侵入値 (air entry value) \$H_a\$ を測定して

$$H_f = H_c = 0.5 H_a \quad \dots\dots(13)$$

と仮定すれば十分実用に耐えると考えた¹²⁾。

Bouwer に続いて Mein and Larson⁷⁾ も \$H_f\$ の物理的意味づけを試み、(6)式において

$$H_f = \int_{\Delta k_r}^1 H dk_r \quad \dots\dots(14)$$

なる定義をアブリオリに導入した。ただし、\$k_r = K/K_0\$ である。(12)式と(14)式は、図-3 に示した様に、\$H_w \to \infty\$、\$\Delta k_r \to 0\$ とすれば互いに等しい。しかし、積分を実行する場合は、(12)式では \$k_r\$ が無視できる程小さくなる圧力水頭までを範囲とし、その値はそれ程大きくする必要が無い。一方(14)式では、\$k_r = 0\$ に対する \$H\$ の値は大きすぎるので、\$k_r = \Delta k_r\$ 程度から上を積分範囲にする必要がある、両者はこれらの打ち切り誤差を持つことになる。Mein らの場合、\$\Delta k_r = 0.01\$ を採用した⁷⁾。

\$H_f\$ に関する(12)、(13)、(14)式は、実測データによってかなり満足な予測能力を持つことが実証されたが、その物理的内容はまだ説得力に欠けている。(12)式を浸潤に結びつけた Bouwer の発想には、論理を自由に飛躍させる

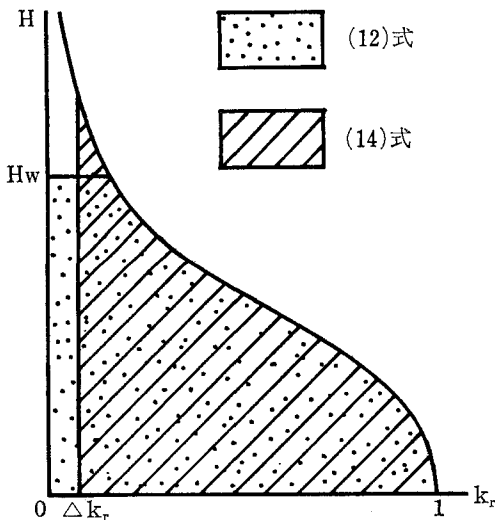


図-3 Bouwer の限界圧力水頭((12)式)と Mein らの浸潤前線圧力水頭((14)式)との相違。

ロマンさえ感じさせる。こうした状況に満足しなかった後続研究者らは更に検討を続けたが、中でも最も明快なのは Neuman¹⁴⁾ の説明である。彼は、ダルシー式

$$q = -K \left(\frac{\partial H}{\partial z} - 1 \right) \quad \dots\dots(15)$$

を次の様に積分した。地表面における圧力水頭を \$H_p\$、浸潤前の初期状態の圧力水頭を \$H_i\$ とすれば、

$$q \int_0^{L_f} dz = - \int_{H_p}^{H_i} K dH + \int_0^{L_f} K dz \quad \dots\dots(16)$$

地表面におけるフラックス \$q\$ は \$i\$ に等しいから、

$$i = q = \frac{K_0}{L_f} \left\{ H_p + \int_0^{L_f} \frac{K}{K_0} dz - \int_0^{H_i} \frac{K}{K_0} dH \right\} \quad \dots\dots(17)$$

G-A モデルにより、\$z=0 \to L_f\$ において \$K=K_0\$ であるから

$$i = K_0 \frac{H_p - \int_0^{H_i} \frac{K}{K_0} dH + L_f}{L_f} \quad \dots\dots(18)$$

となる。(18)式を(6)式と比較すると

$$H_f = \int_0^{H_i} \frac{K}{K_0} dH \quad \dots\dots(19)$$

を得る。(19)式は(12)式や(14)式と同様の形をしているが、ダルシー則から明快に導かれたこと、積分の上限值が正確に定義できたことにおいて G-A 式の物理的意義を鮮明にしたと言える。

G-A 式が復活したもう一つの理由は、これを不均一土壌 (深さ方向に物理性が変化する土壌) に適用して成果を上げたことである。

Childs and Bybordii¹⁵⁾ は、深さ方向に透水係数が減少していく不連続な成層土層における G-A 式の適用を次の様に行った。土層を 1, 2, …… n に分け、各々の厚さと透水係数を \$L_r, K_r\$ (\$r=1, 2, \dots, n\$) とする。浸潤前線が第 \$n\$ 層内にあるときの浸入強度 \$i\$ は、2つの式

$$i = \bar{K} \frac{H_0 - H_j + L}{L} \quad \dots\dots(20)$$

$$i = K_n \frac{H_j - H_f + l - L}{l - L} \quad \dots\dots(21)$$

で表わされる。ここで、\$H_j\$ は第 \$n-1\$ 層と第 \$n\$ 層の接触面における未知の圧力水頭、\$L\$ は地表面からその接触面までの深さ、\$l\$ は地表面から浸潤前線までの距離を表わす。\$K_r\$ は第 \$n\$ 層の透水係数、\$\bar{K}\$ は平均透水係数で、

$$\bar{K} = \frac{\sum_{r=1}^{n-1} L_r}{\sum_{r=1}^{n-1} \frac{L_r}{K_r}} \quad \dots\dots(22)$$

で与えられる。(20)式、(21)式から \$H_j\$ を消去し、\$A_r = K_r\$、\$B_r = K_r (H_0 - H_f)\$ と置き換えれば、

$$l + \frac{B_n}{A_n} = \frac{i}{A_n} \left\{ l + \sum_{r=1}^{n-1} L_r \left(\frac{A_n}{A_r} - 1 \right) \right\} \quad \dots\dots(23)$$

を得る。(23)式を積分すれば、(8)式に対応する積算浸入量の式が、成層土の場合について得られる。これらの式の子測能力が十分高いことを、彼らは実験で示した。

また、田淵¹⁶⁾は下層が粗粒から成る成層土中の浸潤現象に G-A 式を適用し、下層中における部分流の発生を克明に説明した。

G-A 式の不均一土壌への適用性が認められて以降、地表面にクラストを有する土壌への同式の適用にも成功し¹⁷⁾、近年においては H_f の定義の明確化に伴ってますますその有用性が強調されている¹⁸⁾。

従って、G-A 式の復活は既に既成事実と認めて良いであろう。

5. Philip 理論における浸潤モデル

Philip の浸潤方程式の最大の貢献は、単純な 2 個のパラメータの式(2)を導出したことである。しかし、(2)式は Philip の解析解そのものではなく、解析解を基礎とした経験式であると認めなければならない⁹⁾。その限りにおいて(2)式は他の方程式より優れた評価を与えられる場合も多いが、解析解そのものの物理的性格の検討が、G-A 式の物理的吟味に比較して乏しい様に思われる。そこで、1957年の Philip の浸潤モデルに立ち帰ってみよう。

図-4 は、同一密度の風乾充てん土壌コラムを用いた浸潤実験データである¹⁹⁾。浸潤は順に降下(距離 x_1)、水平(距離 x_2)、上昇(距離 x_3)の 3 方向であり、水の浸入面は -5 cm の負圧に保たれた給水器に接続されている。Philip の浸潤モデルはこれについて次の事を主張する。

①ボルツマン変換 $x_i(\theta) = \phi t^{1/2}$ は各方向共通に成立する。ただし $i=1, 2, 3$, ϕ は体積含水率 θ のみの関数である。

②重力の影響の第 1 近似として

$$x_1 - x_2 = x_2 - x_3 = \epsilon_0, \quad (>0) \quad \dots\dots(24)$$

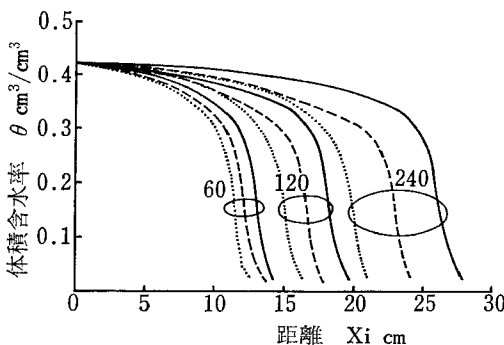


図-4 降下(実線), 水平(破線), 上昇(点線)の各浸潤経過時間(分)を表わす。土壌は砂質ロームの風乾土。(Miyazaki ら¹⁹⁾による)

と置く。 ϵ_0 は誤差を表わし

$$\epsilon_0 = \chi t, \quad \chi = \chi(\theta)$$

と置き換える。すなわち、重力の影響により、第 3 図の各水分分布の相対差は時間に正比例して拡大する。 χ は θ のみの関数である。

③②のモデルには誤差が含まれている。そこで、

$$x_1 - x_2 = \chi t + \epsilon_1 \quad \dots\dots(25)$$

$$x_2 - x_3 = \chi t - \epsilon_1 \quad \dots\dots(26)$$

と置けば、 $\epsilon_1 (>0)$ が②のモデルに関する誤差である。

$$\epsilon_1 = \Psi t^{3/2}, \quad \Psi = \Psi(\theta)$$

と置けばモデルの誤差が $t^{3/2}$ に比例して補正される。

④以下同様にくり返せば

$$x_1 = \phi t^{1/2} + \chi t + \Psi t^{3/2} + \dots\dots(27)$$

$$x_3 = \phi t^{1/2} - \chi t + \Psi t^{3/2} - \dots\dots(28)$$

という有名な Philip の解に達する。

なお、誤差項 ϵ_i が t のべき乗で次々に置き換えられるのは、各段階で修正された偏微分方程式の次元解析に基いている。

(27)式を θ で積分し、続いて t で微分すれば浸入強度の式

$$i = \frac{d}{dt} \int_{\theta_i}^{\theta_0} x_1 d\theta = \frac{t^{-1/2}}{2} \int_{\theta_i}^{\theta_0} \phi d\theta + \int_{\theta_i}^{\theta_0} \chi d\theta + \frac{3}{2} t^{1/2} \int_{\theta_i}^{\theta_0} \Psi d\theta + \dots\dots(29)$$

が得られ、右辺第 3 項以下を切捨てれば、(2)式と比較して

$$i_c = \int_{\theta_i}^{\theta_0} \chi d\theta, \quad S = \int_{\theta_i}^{\theta_0} \phi d\theta \quad \dots\dots(30)$$

が得られる。ここで積分領域は浸潤前の初期体積含水率 θ_1 から飽和体積含水率 θ_0 までである。

ところで、浸潤の経験則は(2)式について、

$$i_c = K_s \quad \dots\dots(31)$$

であることを示している。一方、Philip の浸潤モデルからは

$$K_s = K_i + \int_{\theta_i}^{\theta_0} \chi d\theta + \frac{1}{2} \frac{d\chi}{d\phi} \Big|_{\theta_0} \int_{\theta_0}^{\theta_0} \phi d\theta \quad \dots\dots(32)$$

が導かれる¹⁹⁾。従って、(30), (32)より

$$i_c = K_s - K_i - \frac{1}{2} \frac{d\chi}{d\phi} \Big|_{\theta_0} \int_{\theta_0}^{\theta_0} \phi d\theta \quad \dots\dots(33)$$

であり、(31)は成立しない。ここで、 K_i は初期体積含水率における不飽和透水係数である。

以上の理由により、経験則(31)と Philip の解析解の結果である(33)とが矛盾するので、浸潤方程式(2)は経験則として用いるのか、理論式として扱うのかを常に区別しなければならない。Swartzendruber and Youngs⁹⁾ は、(2)式を(31)が成立する経験式と定義づけて(1)式と数値比較を行い、両者の相違は許容範囲内にあり、総合的に見て

Philip の(2)式の方が有用性が高いと判定した。

Philip の浸潤モデルは、Green-Ampt モデルのような明確な物理モデルには結びつかず、不均一土壌への適用も困難であるが、解析的であるという理由によって多様な数学的取扱いが可能である。(2)式のパラメーター、 ϕ はその積分値が拡散係数 D と結びつけられ、 χ の積分値が(2)式の積分範囲を任意の θ までとすることによって不飽和透水係数 K と結びつけられる事実がその例である。近年は、擬似解析法 (Quasi-analytical technique) と称した方法が Philip 自身の手によって開発され²⁰⁾、旧来の手法が改良されている。

6. 最近の成果と今後の課題

第1図で示した様に、浸潤方程式の研究はたん水浸潤を表わす曲線 A から、降雨浸潤を表わす曲線 B、C の方へ次第に移って来た。その過程で土壌の境界条件と初期条件のいろいろな場合が解かれた。特に最近の研究動向を見ると、次の様な特徴が伺える。

①降雨浸潤におけるたん水開始時間 t_p (曲線 B と C の交点) の予測理論が急速に発達した²⁾。

②土壌中の空気の挙動を考慮に入れた実験、解析、理論が研究されている²¹⁾。

③初期条件において水分分布を有する時の浸潤が擬似解析法によって解かれている²²⁾。

④膨潤性粘土への浸潤現象の研究が始められている²³⁾。

⑤浸入強度の圃場内における不均一性の法則が追求されている²⁴⁾。

⑥非線形偏微分方程式を線形化する Kirchhoff 変換の方法が、Bouwer の限界圧力水頭概念¹²⁾ や Raats²⁵⁾ のマトリックフラックス・ポテンシャル等の別名を与えられて、水分移動方程式の解析解の追究に使用されている²⁶⁾。

以上の特徴は、Hillel (1980)⁸⁾ が挙げた浸潤現象の5つの課題、即ち①浸潤中の空気移動、②膨潤性粘土への浸潤、③キ裂の役割、④圃場の不均一性、⑤物質を含む水の浸潤、とほぼ一致している。従って、浸潤方程式の研究は、単純な条件下での基礎理論の段階から、より複雑な自然界の現象そのものを再構成する理論へと近づく過程にあると言える。

ただし、第1図に戻って見れば明らかな様に、曲線 D の研究、即ち飽和透水係数以下の降雨強度における浸潤現象の追究はほとんど未着手である。我が国の様に強度の弱い降雨が一年中降り注ぎ、かつ土壌は豊かな緑資源のもとで有機物を多量に含み、地表面の飽和透水係数の高い自然条件下にあっては、第1図の D に関する情報がかつ必要であろう。

引用文献

- 1) Rubin, J.: Numerical analysis of ponded rainfall infiltration, In: Water in the unsaturated zone, Vol. 1, Proc. Symp. IASH-UNESCO, 440—451 (1966)
- 2) Kutilek, M.: Constant-rainfall infiltration, Journal of Hydrology, 45, 289—303 (1980).
- 3) Green, W.H., and G.A. Ampt: Studies on soil physics, 1, The flow of air and water through soils, J. Agr. Sci., 4(1), 1—24 (1911).
- 4) Philip, J.R.: The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations, Soil Sci., 84, 257—264 (1957).
- 5) Rubin, J., and R. Steinhardt: Soil water relations during rain infiltration: I. Theory, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 27, 246—251 (1963).
- 6) アー・イー・ブダゴフスキー: 土壌中への水の浸潤, 研究の資料と記録, 第9集, 東大農学部土地改良研究室 (1955).
- 7) Mein, R.G. and, C.L. Larson: Modeling infiltration during a steady rain, Water Resour. Res., 9 (2), 384—394 (1973).
- 8) Hillel, D.: Applications of soil physics, 11—13, Academic Press (1980).
- 9) Swartzendruber, D., and E.G. Youngs: A comparison of physically-based infiltration equations, Soil Sci., 117(3), 165—167 (1974).
- 10) Skaggs, R.W., L.E. Huggins, E.J. Monke and G.R. Foster: Experimental evaluation of infiltration equations, Transactions of the ASAE, 12(6), 822—828 (1969).
- 11) 加納利博: 浸入現象に関する実験的研究, 農土論集 63, 8—14 (1976)。
- 12) Bouwer, H.: Unsaturated flow in ground-water hydraulics, J. Hydraul. Div. Amer. Soc. Civil Eng., 90(HY 5), 121—144 (1964).
- 13) Bouwer, H.: Infiltration of water into non-uniform soil, J. Irrig. Drain. Div. Amer. Soc. Civil Eng., 95 (IR 4), 451—462 (1969).
- 14) Neuman, S.P.: Wetting front pressure head in the infiltration model of Green and Ampt, Water Resour. Res., 12(3), 564—566 (1976).
- 15) Childs, E.C., and M. Bybord: The vertical movement of water in stratified porous material. 1. Infiltration, Water Resour. Res., 5(2), 446—459 (1969).
- 16) 田淵俊雄: 浸潤とそれに続く浸透 (II), 農土研別冊 2号, 27—36 (1961)

- 17) Hillel, D., and W.R. Gardner: Transient infiltration into crust-topped profiles, *Soil Sci.* **109**(2), 69—76 (1970).
- 18) Ahuja, L.R.: Modeling Infiltration into crusted soils by the Green-Ampt Approach, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **47**, 412—418 (1983).
- 19) Miyazaki, T., D.R. Nielsen, and J.L. MacIntyre: Early stage infiltration of water into horizontal and vertical soil columns, *Hilgardia* **52**, 1—24 (1984).
- 20) Philip, J.R., and J.H. Knight: On solving the unsaturated flow equation: 3. New quasi-analytical technique, *Soil Sci.* **117**(1), 1—13, (1974).
- 21) Touma, J. and G. Vachaud: Air and water flow in a sealed, ponded vertical soil column: Experiment and model, *Soil Sci.*, **137**(3), 181—187 (1984).
- 22) Boulier, J.F., J. Touma, and M. Vauclin: Flux-concentration relation-based solution of constant-flux infiltration equation: I. Infiltration into non uniform initial moisture profiles, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **48**, 245—251 (1984).
- 23) 中野政詩, 雨宮 悠, 藤井克己, 石田朋靖, 石井祐二: 不飽和粘土の浸潤と膨潤, *農土論集*, **100**, 8—16 (1982).
- 24) Vieira, S.A., D.R. Nielsen, and J.W. Biggar: Spatial variability of field-measured infiltration rate, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **45**, 1040—1048 (1981).
- 25) Raats, P.A.C.: Steady infiltration from line sources and furrows, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **34**(5), 709—714 (1970).
- 26) 清沢秀樹: マトリックス・フラックス・ポテンシャルを用いた土壌水分移動の解析について, *農土誌*, **50**(4), 40—41 (1982).

II—5 物質移動

波多野 隆 介*

1. はじめに

土壌中の物質移動 (特に土壌溶液に溶存するイオンの移動) に関与する要因には分散・拡散・吸着・粒団内拡散・粗孔隙の非定常流・粒団内外の物質交換・生物的固定等多くの現象が考えられる。初期の研究の多くは土壌を均質な多孔質体であるとしてカラムクロマトグラフ理論を適用するものであり¹⁾, 次第に複雑な孔隙分布による

浸透水流速分布の不均一性によって生じる分散と分子拡散をまとめた水理学的分散理論 (hydrodynamic dispersion theory) が主体となっていくが²⁾, これらの理論はいずれも物質移動の解析にかかせないものとなっている。

本稿では現在主流である水理学的分散を適用する手法を紹介しながら今後の問題点についても考えてみたい。

2. 分散理論

土壌を均質な多孔質体と仮定すれば水の移動に伴う物質の移動は次の拡散移流方程式で示される。

$$\partial\theta \cdot C/\partial t = \theta \cdot D \partial^2 C/\partial z^2 - \theta \cdot v \partial C/\partial z \quad \dots\dots(1)$$

C : 濃度 (meq/cm³), D : みかけの分散係数 (cm²/sec), v : 孔隙流速 (ダルシー流速 (q)/水分率 (θ)) (cm/sec), z : 深さ (cm), t : 時間 (sec)

Lapidus and Amundson³⁾によれば(1)式は次の境界条件で(2)式のように解ける。

$$\left. \begin{array}{lll} C=C_0 & z=0 & t>0 \\ C=0 & z>0 & t=0 \\ C=0 & z \rightarrow \infty & t \geq 0 \end{array} \right\}$$

$$C/C_0 = 1/2 \left[\operatorname{erfc} \left\{ \frac{z-v \cdot t}{\sqrt{4 \cdot D \cdot t}} \right\} + \exp(v \cdot z/D) \operatorname{erfc} \left\{ \frac{z+v \cdot t}{\sqrt{4 \cdot D \cdot t}} \right\} \right] \quad \dots\dots(2)$$

C_0 : 注入液濃度, erfc : 補誤差関数 ($1-\operatorname{erf}$) であり, $\operatorname{erf}(x) = 2/\sqrt{\pi} \int_0^x \exp(-x^2) dx$ である。

(2)式の z にカラム長 (L) を代入すればカラム下端からの流出液濃度変化を近似的に記述できる。

(2)式のモデルは Rose and Passioura⁴⁾によって L , v , D との関係で詳しく調査されている。すなわち(2)式は $v \cdot L/D = B$ の値によって, 比濃度 (C/C_0) と孔隙単位流量 ($bV = v \cdot t/L$) の関係が図—1のように変化し, 対数—正規確紙上の関係は図—2のようになる。すなわち経験的に(3)式が成り立つ。

$$\operatorname{inverf}(2 \cdot C/C_0 - 1) = \alpha \cdot \ln(v \cdot t/L) + \beta \quad \dots\dots(3)$$

$\operatorname{inverf}(y)$: $\operatorname{erf}(x)$ の逆関数

そして(3)式中の傾き α と B の間に次の関係を見いだしたのである。すなわち

$$\log(B) = a \cdot (\log \alpha)^3 + b \cdot (\log \alpha)^2 + d \cdot (\log \alpha) + e \quad \dots\dots(4)$$

$a = 0.1139$, $b = -0.3504$, $d = 2.3623$, $e = 0.4732$ である。この経験式は表—1のように十分な精度をもっている。この関係を用いることにより実験値から B が決まり, $B = v \cdot L/D$ から v と L がわかれば D を求めることができる。

一方流速が変化し特に非定常流を含む場合には分散係

* 北海道大学農学部

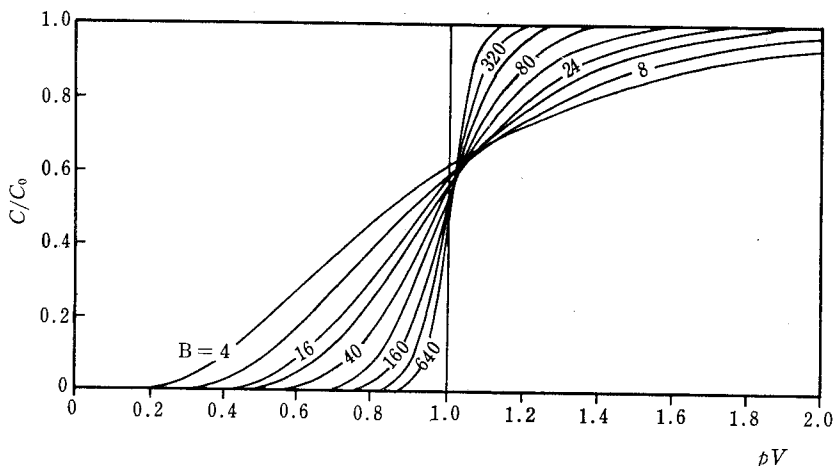


図-1 $B(=v \cdot L/D)$ による流出曲線の変化⁴⁾
 C/C_0 : 比濃度, pV : 孔隙単位流量

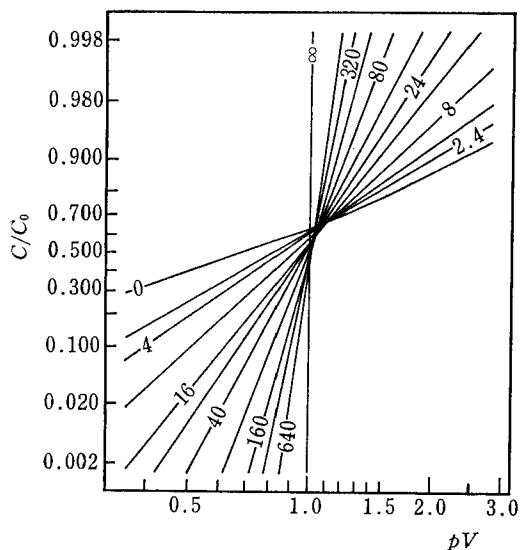


図-2 B による対数正規確率プロットの変化⁴⁾

表-1 (4)式の相関係数および(4)式による B の予想値⁴⁾

B	α	r	B_c
640	12.6900	1.000000	640.14
320	8.9732	1.000000	319.67
160	6.3612	1.000000	160.05
80	4.5248	0.999999	80.06
40	3.2363	0.999998	40.00
32	2.9074	0.999999	31.93
24	2.5429	0.999995	24.03
16	2.1061	0.999997	16.01
8	1.5641	0.999989	
4	1.2022	0.999932	
3.2	1.1162	0.999925	
2.4	1.0187	0.999749	

B : $B=v \cdot L/D$
 α : 対数-正規確率関係の傾き
 r : (4)式相関係数
 B_c : (4)式による B の計算値

数の決定は非常に難しい。これを Bresler⁵⁾ は以下のように処理しているが比較的良い結果を得ているようである。

$$D_p(\theta) = D_0 \cdot a \cdot \exp(b \cdot \theta) \quad \dots\dots(5)$$

$$D_h(v) = \lambda \cdot |v| \quad \dots\dots(6)$$

$$D = (D_p(\theta) + D_h(v)) / \theta \quad \dots\dots(7)$$

$D_p(\theta)$: 土壌中のイオン拡散係数, D_0 : 自由水中の拡散係数, a, b : 定数 (Olsen and Kemper によれば $b=10$ の時 $a=0.001 \sim 0.005$), $D_h(v)$: 流速分布に依存する分散係数, λ : 孔隙形態に依存する経験定数 (cm) (Bresler は 0.28~0.55 まで与えて計算しているが大局には影響していない) である。

3. イオン吸着の影響

孔隙の壁面には陰・陽電荷をもつ吸着基があり移動するイオンに影響する。このことは図-3の模式図のように吸着基の影響のない流出曲線 (a) に対して、イオン吸着の影響は流出曲線を右側 (b) に、反発は左側 (c) にずらすように働く。この場合流出曲線の左側の面積 (A) は

$$A = \int_0^{\infty} (1 - C/C_0) dpV \quad \dots\dots(8)$$

で表わされるから、吸着量 (S : meq/cm³) および反発量 (Q : meq/cm³) はそれぞれ

$$S = (A_b - A_a) \cdot \theta \cdot C_0 \quad \dots\dots(9)$$

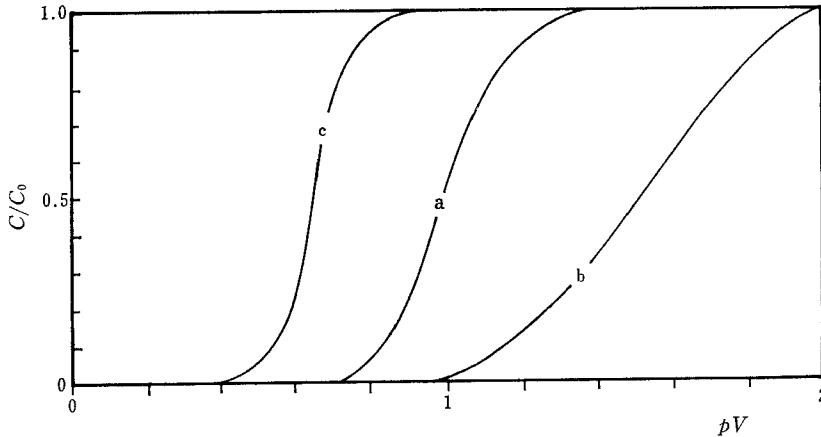


図-3 流出におよぼす土粒子吸着基の影響 (模式図)

a: 吸着基の影響のない流出曲線

b: イオン吸着の影響 c: イオン反発の影響

$$Q = (A_a - A_c) \cdot \theta \cdot C_0 \quad \dots\dots(10)$$

で求められる。なお(a)の流出曲線は $pV = 1 \cdot C/C_0 = 0.5$ を通る対称S字曲線で近似できるから、 $A_a \rightarrow 1$ とできる。

普通土壌は陰荷電を多く含むのでカチオンが吸着される(リン酸や硫酸が特異吸着されるのは周知のとおりである)。

吸着交換を組み込んだモデルは(1)式に吸着相の濃度変化項を与えた(11)式のように示される。

$$\partial \theta \cdot C / \partial t + \partial S / \partial t = \theta \cdot D \cdot \partial^2 C / \partial z^2 - \theta \cdot v \cdot \partial C / \partial z \quad \dots\dots(11)$$

(11)式中のS頂の取りあつかいは外液濃度(C)との関係でLinear型(12式)、Freundlich型(13式)からExchange isotherm型(14式)⁹⁾のようなものまで考えられている。

$$S = \rho \cdot K \cdot C + S_0 \quad \dots\dots(12)$$

$$S = \rho \cdot K \cdot C^N + S_0 \quad \dots\dots(13)$$

$$S = S_{MAX} \cdot c / c_0 \cdot \exp[\ln K_1 + K_2 \cdot (1 - 2 \cdot c / c_0)] \quad \dots\dots(14)$$

K, S_0, N, K_1, K_2 : 定数, S_{MAX} : 全カチオン吸着量 (meq/cm³), ρ : 容積重 (g/cm³)

(14)式は2成分系に適用されるが⁹⁾, Miwa⁷⁾はKerr型の交換平衡式を3成分にまで拡大してカラム中の移動解析に適用している。

4. イオン反発の影響

一方イオン反発は主にアニオンの移動速度を早める効果をもつ。Bresler⁸⁾によればアニオン排除を考慮した拡散方程式は

$$\partial \theta \cdot C / \partial t - \partial Q(C, \theta) / \partial t = D(v, \theta) \partial^2 C / \partial z^2 - \theta \cdot v \partial C / \partial z \quad \dots\dots(15)$$

で示される。Q項はC, θ の関係で(16)式のように示している。すなわち、

$$Q(C, \theta) = \Gamma \cdot [b(\theta), C] \cdot A_{ex} \cdot \rho = \theta_{ex}(\theta, C) \cdot C \quad \dots\dots(16)$$

ここで Γ は単位土粒子表面あたりのアニオン排除量 (meq/cm²) であり, $b(\theta)$: 薄膜水の厚さ (cm), $b(\theta) = \sqrt{3 \cdot \eta \cdot K(\theta) / \alpha \cdot \gamma \cdot (L/L_e)^2 \cdot \theta \cdot \rho \cdot g}$, η : 動粘性係数 (cp), $K(\theta)$: 透水係数 (cm/sec), $\alpha \cdot \gamma \cdot (L/L_e)^2$: 固相-液相間の相互作用を示す係数であり, L/L_e は曲路率を示す。)とCの関数として示される。この解法の詳細は佐久間⁹⁾によって明らかにされている。 A_{ex} : 土粒子の比表面積 (cm²/g), θ_{ex} : アニオンフリーの容積水分率 (cm³/cm³)。

さらにアニオン反発によって孔隙の中心にアニオンが濃縮されるようになった場合の浸透圧効果 (osmotic efficiency) による水の移動 ($\theta \cdot v$) についても考慮している。

Breslerは先述した分散係数((5), (6), (7)式)を用いて(15)式を差分近似法によってプログラミングし、浸潤条件下のCl⁻の挙動を的確に表現している。

佐久間¹⁰⁾は同様の考え方を蒸発過程のNO₃⁻の挙動に適用したが⁹⁾, アニオン排除によって液体水とアニオンの移動速度が5~25%ずれる可能性があるとしている。しかし極めて水分率の低い蒸発層でこの理論がうまく適用できているかどうかは問題があるとしている。

5. 粒団の影響

(1)式が適用できればイオン吸着・反発さらに生物的現象¹¹⁾の項を組み込み垂直一次元の物質移動を理解することができる。ここで問題になるのは(1)式の適用条件である。自然土壌には大小さまざまな粒団があり孔隙状態に不均一性をもたらす原因となっている。(1)式ではこれを分散係数(D)に含めて考えているのである。Passioura¹²⁾は粒団内の細孔隙と粒団間粗孔隙を分けて考え((17)式), 条件によってはこれを1つにまとめて(1)式として示すことができるとしている。

表一2 (1)式の適用条件
粒団の大きさに対して最低必要なカラム長

2a cm	L cm
0.2	0.672
1.0	16.8
2.0	67.2
4.0	268.8
6.0	604.8

a: 粒団の半径
L: カラムの長さ, $L=0.3 \cdot a^2 \cdot \theta \cdot v / D_A \cdot \theta_A$ による。
ただし $\theta=0.5$, $\theta_A=0.5 \cdot \theta$, $\theta \cdot v=2.8 \times 10^{-4}$,
 $D_A=5 \times 10^{-6}$ を仮定

$$\frac{\partial \theta_A \cdot C_A}{\partial t} + \frac{\partial \theta_M \cdot C_M}{\partial t} = \theta_M \cdot D_M \frac{\partial^2 C_M}{\partial z^2} - \theta_M \cdot v_M \frac{\partial C_M}{\partial z} \quad \dots(17)$$

添字 A および M はそれぞれ粒団内、粒団間を意味する。
(17)式中左辺を1つにまとめるには粗孔隙流速 (v_M) に対して粒団内への拡散が十分に速くて律速条件にならないことが必要である。この条件に Taylor の細管における分散条件 (18式) を適用する。これが成り立つ時(17)式は(1)式で表わされる。

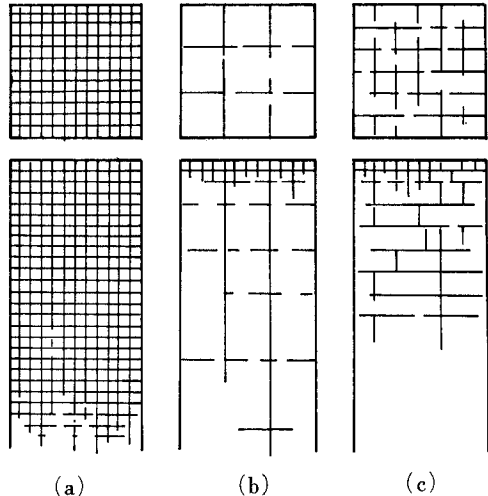
$$D_A \cdot L / (a^2 \cdot v) > 0.3 \cdot \theta / \theta_A \quad \dots(18)$$

D_A : 粒団内拡散係数 (10^{-6} cm²/sec のオーダーを与える)
 a : 粒団の平均半径 (cm)。

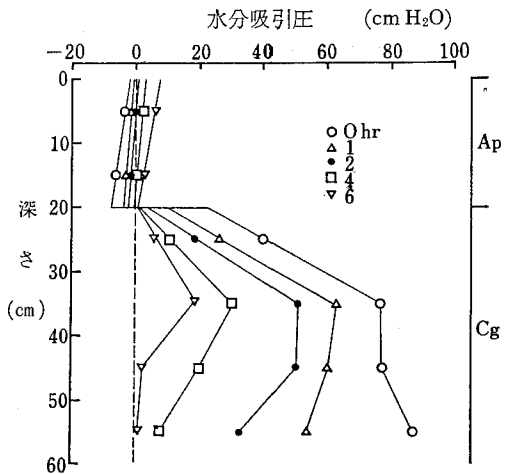
仮に $\theta=0.5$ cm³/cm³, $\theta_A=0.5 \cdot \theta$ cm³/cm³, ダルシー流速 2.8×10^{-4} cm/sec の条件でカラム実験を行うとして $D_A=5 \times 10^{-6}$ cm²/sec を与えると、粒団の大きさに対して最低与えなければならないカラムの長さは表一2のようになる。流速が遅くなればカラムは短くなるが、この条件では 2 cm の平均粒団でさえ 70 cm の分散域が必要である。したがって自然土壌の粒団間粗孔隙量は是非求めなければならない物理量となる。

6. 圃場における水みちの状態

粒団間粗孔隙が水みちとして働くことは現地におけるトレーサー試験によって調査された例がいくつかある¹³⁻¹⁵。佐久間ら¹⁴らはその結果を図一4のような模型にまとめている。それによれば大塊・柱状構造の粒団間粗孔隙が物質移動の不均一性を引き起こすいわゆる by-pass 効果の要因となる。図一5は吸引圧の変化からみた by-pass 効果の例である¹⁷。大柱状構造をもつC層の粒団間粗孔隙によって浸潤前線はみだされ、下層程早い吸引圧低下をおこす。これを図一6のような模型で考える¹⁵。粒団内細孔隙を通る水 (q) と粒団間粗孔隙に流入する水 (q_c) に分けると、 q_c は移動過程で粒団内に水平に吸収 (q_a) される。この3者の関係を数値モデル化することによって by-pass 効果の様子が理解でき



図一4 溶脱様式の類型模型 (模式図)¹⁴
(a): 粒・小直角塊状構造
(b): 大塊・柱状構造
(c): 板状構造



図一5 3cm かん水後の土壌水分吸引圧の時間変化¹⁷⁾ (土別疑似グライ土)

る^{16,17)}。このように粒団を粗孔隙に対しての source-sink と考える必要がある。

7. source-sink 効果の解析例

図一7は種々の粒団をカラムにつめた NO₃⁻ の溶出パターンである¹⁸。これが Passioura の(18)式を満たしているのなら対数一正規確率紙上で(3)式の関係が成り立つが、佐久間らによればうまく適用できると考えられるのは図一7a)のタイプであり、b)・c)・d)についてはさまざまな流出の複合タイプと考えるのが妥当であるとしている。

このように流出をいくつかに分けるころみのほか、

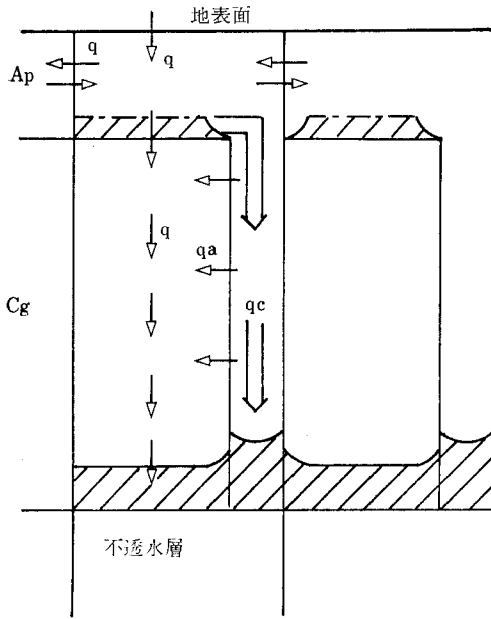


図-6 粗孔隙を含む土壌における水の挙動模式図¹⁵⁾
 q : ダルシー流, q_c : 粗孔隙流, q_a : 粒団内吸収流 斜線部は停滞水を示す。

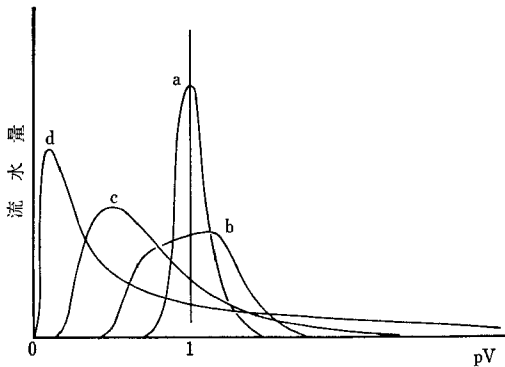


図-7 流出曲線の類型¹⁸⁾
 a: 第1群 対数正規分布(拡散モデル型),
 b: 第3群 2要素複合分布, c: 第2群 対数-正規分布? (みかけ上対数-正規分布になるが, 単純に拡散モデルを適用できるかどうかは不明), d: 第2群 多要素複合分布

現在では(7)式中左辺第1項を粒団内間の拡散移動として記述するモデルが提唱されている。すなわち

$$\partial \theta_A \cdot C_A / \partial t = k \cdot (C_M - C_A) \quad \dots (9)$$

k : 拡散移動係数 (sec^{-1}), である。

Gaudet ら¹⁹⁾ は不飽和砂カラムを用い流速を数段階に変化させて得た Cl^- の流出曲線を(7)・(9)式のモデルによって解析を試みている。その結果不飽和状態で流速を遅くすると水分率が低下するためイオンの停滞部分 (θ_A) の割合が増え, 均質と思われた砂でさえ source-sink 傾

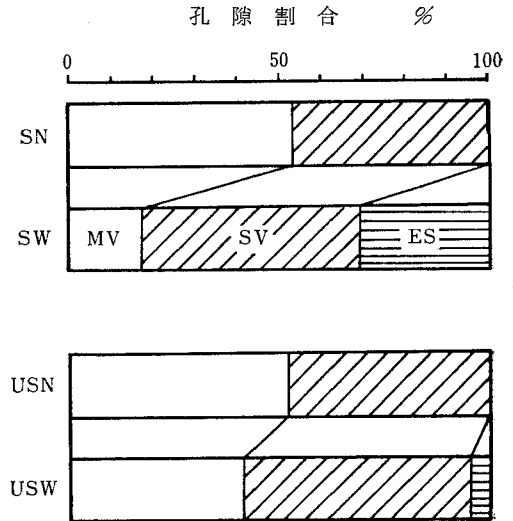


図-8 流出曲線の解析による孔隙割合²⁰⁾
 SN: 全孔隙飽和 0.2 N-KNO₃ → KCl
 SW: 全孔隙飽和 H₂O → KCl
 USN: 粗孔隙不飽和 0.2 N-KNO₃ → KCl
 USW: 粗孔隙不飽和 H₂O → KCl
 MV: 可動部孔隙, SV: 不動部孔隙, ES: 不動部アニオン排除孔隙

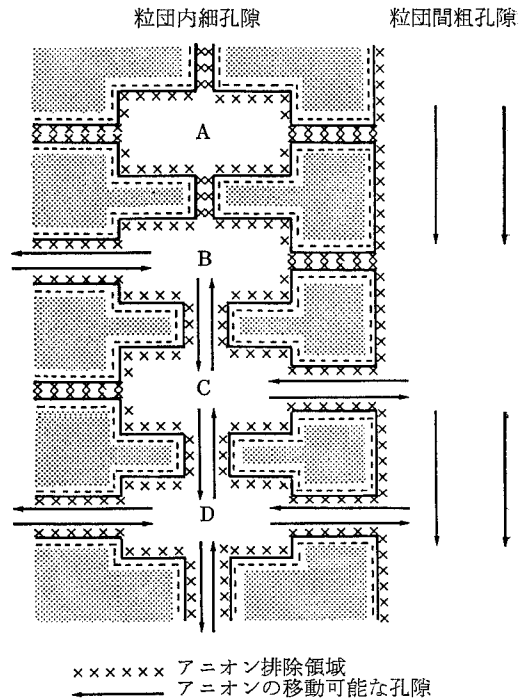


図-9 塩ろ過効果の模式図²⁰⁾
 A: 塩ろ過効果によって閉塞された孔隙
 B: 拡散によって塩の出入のある dead-end-pore
 C: 拡散・分散によって出入のある dead-end-pore
 D: 拡散・分散によって自由に入出できる孔隙

域の働きが顕著になる可能性のあることを指適している。

一方粗大亀裂を含む不攪乱重粘性土壌カラムの Cl^- の流出では急速な立ち上がりと著しい tailing を示し、(1) 式では表現できないことは 図-7(d) と同様である。この結果を Hatano ら²⁰⁾ は(17)、(19)式の考え方で図解法により検討している。粒団内外の孔隙の役割は水分状態と初期の飽和溶液濃度によって変化し(図-8)、この変化は粒団内細孔隙におけるアニオン排除に起因しているらしいとしている。すなわち 図-9 のようにさまざまな径がつながりあっている細孔隙では、狭い径に電気二重層の重なりができて塩ろ過状態(salt sieving)となるためにそれに連続した孔隙が dead-end-pore 化してしまうという考え方である。このように考えると重粘土の粒団内の細孔隙の多くが物質移動に関与できずにいると思われ、イオンの移動の片寄り水よりさらに大きくなる可能性がある。

8. あとがき

小規模なカラムでさえ施与物質の移動を予想するにはむづかしい問題が多いが、大まかには粒団内間の孔隙の役割りを分けて考えることで対応の道は開けつつある。しかし実際農業上重要な圃場レベルになると土層配列、地表面の起伏凹凸、栽植状況を含む面的な広がりにも対応する必要があり問題は複雑になる。この問題を考慮した研究は緒についたばかりで水の挙動をとりあつかったものが最近発表された程度である²¹⁾。今後水みちの状態等の現地土壌固有の物理性とあわせて検討していかなければならない。

引用文献

- 1) Glueckauf, E.: Theory of chromatography. Part VI, Precision measurements of adsorption and exchange isotherms from column-elution data, *J. Chem. Soc.*, 1949—4, 3280—3285 (1949).
- 2) Nielsen, D.R. and J.W. Biggar: Miscible displacement: III. Theoretical considerations, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26, 216—221 (1961).
- 3) Lapidus, L. and N.R. Amundson: Mathematics of adsorption in beds: VI. The effects of longitudinal diffusion in ion exchange and chromatographic columns, *J. Phys. Chem.*, 56, 984—988 (1952).
- 4) Rose, D.A. and J.B. Passioura: The analysis of experiments on hydrodynamic dispersion, *Soil Sci.*, 111, 252—257 (1971).
- 5) Bresler, E.: Simultaneous transport of solute and water under transient unsaturated flow conditions, *Water Resour. Res.*, 9, 975—986 (1973).
- 6) Lai, Sung-Ho and J.J. Jurinak: Numerical approximation of cation exchange in miscible displacement through soil columns, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35, 894—899 (1971).
- 7) Miwa, E.: Simulation of behavior of fertilizer materials in soil: I. Model of tri-component exchange chromatographic transport, *Soil Sci. Plant Nutr.*, 26, 175—184 (1980).
- 8) Bresler, E.: Anion exclusion and coupling effects in nonsteady transport through unsaturated soils: I. Theory, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 37, 663—669 (1973).
- 9) 佐久間敏雄: Poisson-Boltzman 式の数値解によるアニオン排除量の検討, *土肥誌*, 53, 333—336 (1982)
- 10) 佐久間敏雄・飯塚文男・岡島秀夫: 層別水・塩収支による液態水流と水蒸気流の分別定量, *土肥誌*, 53, 471—476 (1982).
- 11) Rolston, D.E. and M.A. Marino: Simultaneous transport of nitrate and gaseous denitrification products in soil, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 40, 860—865 (1976).
- 12) Passioura, J.B.: Hydrodynamic dispersion in aggregated media: I. Theory, *Soil Sci.*, 111, 339—344 (1971).
- 13) Bouma, J. and Dekker, C.W.: A case study on infiltration into dry clay soil: I. Morphological observations, *Geoderma*, 20, 27—40 (1978).
- 14) 佐久間敏雄・老松博行・飯塚文男・岡島秀夫: 乱さない土層中における物質移動の不均一性, *土肥誌*, 50, 10—16 (1979).
- 15) 波多野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫: メチレンブルートレーサー法による水みちの分布状態, *土肥誌*, 54, 490—498 (1983).
- 16) 波多野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫: シミュレーションモデルによる亀裂内水分流の解析. 1)理論, *土肥誌*; 55, 344—350 (1984).
- 17) 波多野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫: シミュレーションモデルによる亀裂内水分流の解析. 2)数値例, *土肥誌*, 55, 351—356 (1984).
- 18) 佐久間敏雄・老松博行・飯塚文男・岡島秀夫: 粗大粒団を含むカラムからの NO_3^- の流出, *土肥誌*, 50, 17—24 (1979).
- 19) Gaudet, J.P., H. Jegat, G. Vachaud and P.J. Wierenga: Solute transfer, with exchange between mobile and stagnant water, through unsaturated sand, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41, 665—671 (1977).

- 20) Hatano, R., T. Sakuma and H. Okajima: The source-sink effect of clayey soil peds on solute transport, *Soil Sci. Plant Nutr.* 投稿中.
- 21) Russo, D.: A geostatistical approach to the trickle irrigation design in heterogenous soil: I. Theory, *Water Resour. Res.*, **19**, 632—642 (1983).

II—6 熱移動と温度

粕 刈 辰 昭*

土壌における熱移動および温度はいくつかの点で重要である。すなわち、熱移動および温度が土壌の物理環境を構成する主要な要素であること、熱移動と物質移動とが結合していること、熱的性質以外の他の物理的性質が温度依存性をもっていることなどである。

熱移動は、土壌物理ではこれまで比較的注目されてこなかった分野である。わが国においてはとくに少ないが、欧米においても、水の研究などに比し明らかに少ない。これにはいくつかの理由が考えられるが、一つは農業が比較的温暖な地帯で行なわれ、温度や熱が制限要因ではないこと、またこれと表裏の関係になるが、温度が水に比し制御することが困難なことなどである。

しかし、最近になり徐々にではあるが、この分野への関心が増大しつつある。これは、土壌中における物質とエネルギーの状態とを明らかにするためには、熱移動と温度とを抜きにしては考えられないからである。

ここでは、熱移動と温度とに関連する、比熱、熱伝導率、熱拡散率、熱流量等について最近における研究の動向を紹介する。

1. 比熱 (Specific heat)

土壌の比熱についてはほとんど報告がない。比熱の測定¹⁾は容易ではないが、注目されない理由は、大部分の土壌固相の比熱が 0.2(cal/g·°C) 附近であり、熱移動の評価に必要な体積熱容量 (Volumetric heat capacity) への土壌固相の寄与が水に比して小さいこと、他の熱的性質の測定精度との関係で土壌の比熱への精度上の必要性が小さいことなどがあげられよう。

2. 熱伝導率 (Thermal conductivity)

熱伝導率の測定法については、国際的には非定常プローブ法が定着しており、わが国においてもこの方法による測定が広く用いられるようになってきている。この測定

法の改良が、粕刈²⁾および Mitsuno³⁾らによってなされている。前者は精密測定に、後者は迅速測定に特長がある。プローブ法の測定上の問題点として、プローブと試料との接触が検討されている⁴⁾。

熱伝導率におよぼす土壌の因子としては、三相分布、土粒子の熱伝導率、構造、温度などがある。これらのうち温度以外の因子を取り入れて熱伝導率のモデル化を de Vries が 1963 年に行った⁵⁾。これ以後とくに欧米ではこのモデルが広く用いられてきている。de Vries モデルは次式で表わされる。

$$\lambda = \frac{\sum_{i=0}^n k_i x_i \lambda_i}{\sum_{i=0}^n k_i x_i} \quad \dots\dots(1)$$

$$k_i = \frac{1}{3} \sum_{a,b,c} \left[1 + \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_0} - 1 \right) g_a \right]^{-1} \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 λ_0 は流体の熱伝導率、 λ は土壌の熱伝導率、 k_i 、 x_i 、 λ_i はそれぞれ組成の i の係数、体積率、熱伝導率である。 g は粒子の幾何学的形状をあらわすパラメータで、 $g_a + g_b + g_c = 1.0$ であり、この g は実際には実測値に合うよう補正される。

このモデルは、いわゆる並列モデルの一種である。すなわち、熱が土壌を構成する各組成 (固相粒子、水、空気) の中を並列に流れることを前提とし、各流れがその成分 (i) の係数 (k_i) と体積率 (x_i) とで重みづけられている。このモデルと実測値との対比は多数報告され、場合により計算値にさらに 1.25~1.8 の値を乗じて補正されている。

二相系の粉体の熱伝導モデルとしては、直列・並列モデルがよく用いられる。これは、熱が固体と流体との直列部分と、流体および固体のみにより伝えられる部分の二つから構成されているとするもので、次式で表わされる。

$$\lambda = \frac{a}{\lambda_s} \frac{1-d}{1-d} + b\lambda_s + c\lambda_f \quad \dots\dots(3)$$

ここで、 λ 、 λ_s 、 λ_f は各々、二相系、固体、流体の熱伝導率、 d は固体と流体との直列流における固体の寄与率、 a 、 b 、 c は各流れの比率で、 $a+b+c=1.0$ である。また、 V_s (固相率) = $ad+b$ である。実際には b 無視される程度に小さい。このモデルは、Kunii-Smith⁶⁾ や Woodside-Messmer⁷⁾ により採用されたものである。粕刈はこのモデルを土壌の三相系に拡張して用い、またこのモデルにより固相の平均的熱伝導率を求める方法を提案した⁸⁾。三野らも直列・並列モデルを採用し、水分の存在形態との関連でモデルの検討を行った⁹⁾。

熱伝導率におよぼす因子として、温度¹⁰⁾や団粒の大き

* 農業環境技術研究所

さ¹¹⁾なども検討されている。

以上のように、熱伝導率については、測定法がほぼ定着し比較的精度の高いデータが得られるようになってきたため、データの解析とそのモデル化が進んできたと言えよう。この方向は今後もひき続き行なわれるであろう。

3. 熱拡散率 (Thermal diffusivity)

熱拡散率は、〔熱伝導率(λ)/体積熱容量(C_v)〕であり、温度の解析には不可欠の量である。 λ と $c\rho$ とから計算により求める方法の外に、温度変化から直接求める方法が検討されている¹²⁾。従来から行なわれている温度振幅の変化や位相のズレから求める方法は、測定精度が低く、数値法 (Numerical method) や調和解析法 (Harmonic method) では、よい精度で得られている。

4. 熱流量 (Heat flux)

圃場の熱収支に必要なものは、熱流量である。これに関する報告は年々増加しつつある。全体としては、測定法の検討段階にあると言える。

土壌の熱流量 (q) は、次式で定義される。

$$q = -\lambda_0 \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad \dots\dots(4)$$

ここで、 λ_0 は土壌表面における熱伝導率である。実際には、 λ_0 は求められないので、

$$q = \int_0^z C_v \frac{\lambda T}{\lambda z} dz - \lambda z \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_z \quad \dots\dots(5)$$

に変形される。さらに、近似として、

$$q \doteq \sum C_v \cdot \frac{\Delta T}{\Delta z} \Delta z - \lambda z \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_z \quad \dots\dots(6)$$

で表わされる。また z を大きくすると、 $\partial T/\partial z=0$ となる深さ (約 50 cm) が存在するので、(6)式はさらに

$$\doteq \sum C_v \cdot \frac{\Delta T}{\Delta z} \Delta z \quad \dots\dots(7)$$

で求められる。検討されている測定法は、上記の式のいずれかに基づいて行なわれている。

(7)式は熱量法 (Calorimetric method) または温度積分法 (Temperature integral method) と呼ばれ、信頼性の高い方法の一つとされ、測定法の基準値として用いられることもある¹³⁾。この方法の欠点としては、下層になるに従い、温度変化が小さくなるが、変化の小さな層が厚いためこれに対応する熱容量は大きく、温度測定誤差が熱流量の大きな誤差となることになる。

熱流量を直接測定するためのセンサーとして、熱流板 (Heat flux plate, Heat flux transducer) があり、市販されている。この原理は、(5)式に基づくもので、一定の熱伝導率をもつ板の上下の温度差を測定することにより熱流量を求める方法である。(5)式から明らかなように、

第一項による誤差をできるだけ小さくするためには、土壌表面近くに熱流板を設置する必要がある。しかし、表面に近づけると、水分移動をさまたげ、誤差を生じる。熱流板の熱伝導率を大きくした方が精度が向上するという報告もあり¹⁴⁾、熱流板そのものも今後改良が進むであろう。

(6)式に基づき、温度積分法と熱流板法とを組合せる方法 (Combination method) も検討されている。すなわち、比較的深く熱流板を埋設し、それより上部を温度積分法で、下部を熱流板法で熱流量を決定する方法である。

この他、温度勾配法 (Temperature gradient method) は、温度勾配と熱伝導率とから熱流量を求める方法であり、圃場における熱伝導率の測定精度に主として依存する。熱流板と同じく、組合せ法の下層の熱流量をこの温度勾配法で求める方法も検討されている¹⁵⁾。また、この方法の一種である零位法 (Null alignment method) も提案されている¹⁶⁾。これは、地温の日変化の大きい朝または夕方に比較的浅い層で温度勾配がゼロになる位置を見だし、それ以下の一定深さの熱伝導率を、逆算する方法である。

各方法とも一長一短があり、まだ熱流量測定法としては確定していないのが実状である。今後も測定法の検討は継続されていくであろう。この熱流量測定を一つの軸として、熱伝導率をはじめとする土壌の熱的性質の評価、土壌表面における熱移動と水移動の相互作用などの検討が進むと考えられる。

5. 温度 (Temperature)

温度は熱移動と結びついた状態量であり、最も正確に測定できる物理量の一つである。測定法に関する報告はほとんどなく、得られた結果をどのように解析するのが問題となっている。たとえば、CSMP¹⁷⁾ (Continuous System Modeling Program)、や数値解による温度分布のシミュレーション¹⁸⁾、クラックのある場合の温度分布の解析や¹⁹⁾、ポリエチレンフィルムマルチ下の温度分布の解析²⁰⁾ などがある。また、広域の温度分布から土壌分類に用いる試みも行なわれている^{21,22)}。これらの方向はコンピュータ制御による計測が容易になったこともあり、今後さらに進んでいくであろう。また同時に、温度の推定に必要な熱的性質への精度的な要請も大きくなると思われる。

引用文献

- 1) Kasubuchi, T.: Twin isothermal calorimeter method for the determination of specific heat of soil, *Soil Sci. Plant Nutr.*, **21**, 73—77 (1975).

- 2) Kasubuchi, T.: Twin transient-state cylindrical-probe method for the determination of the thermal conductivity of soil, *Soil Sci.*, **124**, 255—258 (1977).
- 3) Mitsuno, T., T. Miura, T. Ishida, and T. Maruyama: Instantaneous insertion method for simple determination of soil heat conductivity, *Trans. JSIDRE*, **103**, 21—27 (1983).
- 4) Nagpal, N., and L. Boersma: Air entrapment as a possible source of error in the use of a cylindrical heat probe, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **37**, 828—832 (1973).
- 5) de Vries, D.A.: Thermal properties of soil, *Physics of Plant Environment*, Van Wijk (ed.), North-Holland Pub. Co., pp.210—235 (1963).
- 6) Kunii, D., and J.M. Smith: Heat transfer characteristics of porous rocks, *A. I. ch. E. Jour.*, **6**, 71—78 (1960).
- 7) Woodside, W., and J.H. Messmer: Thermal conductivity of porous media, I. Unconsolidated sands, *J. Appl. Phys.*, **32**, 1688—1699 (1961).
- 8) 粕淵辰昭: 土壌の熱伝導に関する研究, 農技研報告 **B 33**, 1—54 (1982).
- 9) 三野 徹・石田智之・丸山利輔: 三相系土壌の熱伝導モデルと熱伝導率の計算による推定, 農土論集, **103**, 35—43 (1983).
- 10) Sepaskham, A.R., and L. Boersma: Thermal conductivity of soils as a function of temperature and water content, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **43**, 439—444 (1979).
- 11) Hadas, A.: Heat transfer in dry aggregated soil: Heat conduction, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **40**, 1055—1059 (1977).
- 12) Horton, R., P.J. Wierenga, and D.R. Nielsen: Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **47**, 25—32 (1983).
- 13) Horton, R. and P.J. Wierenga: Estimating the soil heat flux from observations of soil temperature near the surface, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **47**, 14—20 (1983).
- 14) Fuchs, M. and A. Hadas: Analysis of the performance of an improved soil heat flux transducer, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **37**, 173—175 (1973).
- 15) Kimball, B.A., R.D. Jackson, F.S. Nakayama, S.B. Idso, and R.J. Reginato: Soil-heat flux determination: Temperature gradient method with computed thermal conductivities, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **40**, 25—28 (1976).
- 16) Kimball, B.A. and R.D. Jackson: Soil heat flux determination: A null-alignment method, *Agric. Meteorol.*, **15**, 1—9 (1975).
- 17) Wierenga, P.J., and C.T. de Wit: Simulation of heat transfer in soil, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **34**, 845—848 (1970).
- 18) Hanks, R.J., D.D. Austin, and W.T. Ondrechen: Soil temperature estimation by a numerical method, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **35**, 665—667 (1971).
- 19) Selim, H.M., and Don Kirkam: Soil temperature and water-content changes during drying as influenced by cracks: A laboratory experiment, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **34**, 565—569 (1970).
- 20) Mahrer, Y., and Y. Katan: Spatial soil temperature regime under transparent polyethylene mulch: Numerical and experimental studies, *Soil Sci.*, **131**, 82—87 (1981).
- 21) Jensen, M.E.: Soil temperature-elevation relationships in Southern Idaho and Western Wyoming wildlands, *Soil Sci.*, **137**, 47—51 (1983).
- 22) Meikle, R.W., T.R. Treadway, and J.L. Morel: A mathematical method for estimating soil temperature in France, *Soil Sci.*, **133**, 58—60 (1982).

II—7 シミュレーション

藤 繩 克 之*

1. はじめに

英語の「Simulate」を直訳すると「模擬する」と言う意味になる。例えば浸透流を電気的な流れにおきかえる模擬はアナログ・シミュレーションと呼ばれ、また計算機を用いて数値的モデルにおきかえたものはデジタル・シミュレーションと呼ばれている。しかし電子計算機の発達した今日ではシミュレーションといえば後者を意味するようになっており、ここでも数値実験（狭義には数値解析）をシミュレーションと呼ぶことにする。そこで物理法則や化学法則などによって導かれた微分方程式で記述できる自然現象がシミュレーションの対象となるため、まず微分方程式の分類について簡単にふれておく。

* 農業土木試験場

実用上最も重要な2階偏微分方程式の一般形は

$$a \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + b \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial y} + c \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + d \frac{\partial \phi}{\partial x} + e \frac{\partial \phi}{\partial y} + f \phi + g = 0 \quad \dots(1)$$

で与えられる。パラメータ $a \sim g$ が独立変数 x, y だけを含ま関数で与えられる場合(1)式は線形であるといひ、 $\phi, \frac{\partial \phi}{\partial x}, \frac{\partial \phi}{\partial y}$ を含む場合は準線形、さらに高次の導関数を含む場合は非線形であるという。例えば飽和浸透流において透水係数が一樣な場合、あるいは空間的に変化する場合に方程式は線形であるが、不飽和浸透流などのように透水係数や水分拡散係数が土壌水分などの従属変数の関数として与えられる場合は方程式は準線形となる。このように方程式が準線形あるいは非線形の場合、あるいは境界条件や初期条件が複雑な場合、微分方程式を解析的に解くことはほとんど不可能となり、数値解析が大いにその威力を発揮することになる。

さて土壌中における浸透や熱伝導などの方程式では一般に $d=e=0$ でかつ $b^2-4ac \leq 0$ となるが、2次元定常方程式では $b^2-4ac < 0$ となり方程式は楕円形であるといわれる。また1次元非定常方程式は $b^2-4ac=0$ となり放物形であるといわれ、波動方程式などのように $d=e=0$ で $b^2-4ac > 0$ となる方程式は双曲形であるといわれる。

さて土壌物理学で使われる数値解法には、代表的なものに差分法や有限要素法などが、またやや特殊なものとしては特性曲線型差分法や特性曲線型有限要素法などがある。領域を矩形格子や直方体で分割し、各節点で圧力水頭や水分量などの従属変数をテイラー展開して数値的に解析する差分法は浸透流解析などの土壌物理の分野で広く活用されている。一方任意の形状の要素で領域を分割できる有限要素法は、領域内の属性が不均質な場合、境界の形状が複雑な場合、あるいは従属変数が局所的に変化するような場合に融通性に富んでおり、近年土壌物理学を含めた境界領域に急速に普及してきている。また特性曲線型差分法や特性曲線型有限要素法は物質移動や熱移動の解析に高い精度が得られる方法で、分散や拡散項を差分法や有限要素法で、移流項を特性曲線法で解くことにより数値分散や解の振動などの数値誤差を解消できる点に特徴がある。

シミュレーションが適用できる土壌物理研究は多種多様であるが、ここでは主に浸透流、物質移動といくつかの連結現象を中心にレビューを行う。なお以下における式中の記号の説明は本節末尾の記号リストに一括して整理してある。

2. 浸透流解析におけるシミュレーション

土壌中の水分移動はダルシーの法則と連続式により導かれる微分方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial z} + K \right) \quad \dots(2)$$

により記述できる。なお不飽和帯において K は θ あるいは ϕ の関数となる。さて(2)式は2つの従属変数 ϕ と θ を含むため、解析に当っては極めて不便である。そこで Rubin と Steinhardt¹⁾ は1963年に差分法による数値解法を導入し、(2)式を従属変数 θ で統一した Klute の拡散方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right\} \quad \dots(3)$$

を数値的に解くことにより、不飽和帯における土壌水分変化を計算した。この手法により、境界条件

$$-D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} = R - K(\theta) \quad \dots(4)$$

を用いることによって、地表面に飽和透水係数より小さな降雨強度の雨がある場合の土壌水分の変化を計算することが可能となった。なおここで用いられた数値解法はクランク・ニコルソン型の差分法で、 $D(\theta)$ と $K(\theta)$ の実験式から前の時間ステップの値を使って外挿でパラメータを推定し、土壌水分変化を求めようとするものである。この数値解法の妥当性は初期土壌水分が一樣な一次元鉛直土壌カラムに一定の降雨強度の雨を与えた場合の土壌水分変化を実験により調べ、数値解法と比較することにより検討されている²⁾。それによると降雨強度が小さい場合は実験値と計算値は比較的よく一致するのに対して、降雨強度が大きくなると数値解の精度が悪くなるのが判明した。この原因の一つは(2)式の拡散型方程式の適用そのものにある。つまり求めようとする従属変数を圧力水頭 ϕ から体積含水率 θ に統一し(3)式を導びいた過程において

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial \theta} \quad \dots(5)$$

なる変換を行っている。従って体積含水率と圧力水頭との関係からわかるように、体積含水率が飽和状態に近づくにつれて $\partial \phi / \partial \theta$ は急激に大きくなり、飽和状態では無限大となってしまう。このように Klute の拡散方程式の大きな弱点は飽和帯における水分移動が扱えず、飽和領域の水の移動と不飽和領域の水の移動を分離して考えねばならないという点にある。

土壌中の浸透流解析は(2)式の従属変数を ϕ に統一した Richards のポテンシャル方程式

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ K(\varphi) \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K(\varphi) \frac{\partial \varphi}{\partial z} + K(\varphi) \right\} \\ = C_\theta(\varphi) \frac{\partial \varphi}{\partial t} \quad \dots\dots(6)$$

を用いることにより飛躍的な発展をとげる。

ここに

$$C_\theta(\varphi) = \frac{\partial \theta}{\partial \varphi} \quad \dots\dots(7)$$

で、飽和帯では零となる。この方程式の最大の特長は飽和浸透流と不飽和浸透流が統一的に扱える点にある。Rubin⁹⁾ はポテンシャル方程式をもとに、2次元の飽和・不飽和浸透流を ADI 法 (Alternating Direction Implicit Method) で解くことに成功した。Rubin 論文の特徴は始めて飽和・不飽和浸透流を統一的に扱えることを示しただけでなく、計算時間の制約の為当時困難であった2次元の浸透流解析が ADI 法の導入により可能となったところにある。なお ADI 法とは Peaceman と Rachford により提案された差分法で、 x 方向と z 方向の変数の時間きざみを 1/2 時間ステップづつずらして交互に解くことにより、計算時間を短縮しようとするものである。

1971年に Freeze⁴⁾ は水と地層の圧縮性を考慮した Jacob-Cooper の飽和流方程式と Richards の不飽和流方程式を結合した3次元の非定常偏微分方程式

$$\nabla \cdot \left\{ \frac{\rho^2 g h}{\mu} \nabla(\varphi+z) \right\} = \left\{ S_a \rho(\alpha+n\beta) + \rho C_\theta \right\} \frac{\partial \varphi}{\partial t} \quad \dots\dots(8)$$

を LSOR 法 (Line Successive Over-Relaxation Method) で解く方法を示し、ここに不飽和帯から被圧縮性帯水層までを含んだ水の移動が統一的に扱える飽和・不飽和浸透理論が完成した。この Freeze の論文は井戸の揚水理論が中心だった地下水学に大きな影響を与え、後の地盤沈下シミュレーションの基礎となった広域地下水流動解析や自由水面を持つ堤体内の浸透流解析へとさらに発展していくことになる。特に堤体内における従来の浸透流解析は自由水面を未知境界として飽和領域のみを対象とするものであったが、飽和・不飽和浸透流の統一的解釈により煩雑な自由水面の計算が不要となった。また従来の飽和浸透流解析において流線であるとされていた自由水面が実は流線ではなく、一部の流線が地下水面を横切って不飽和帯を通過しているということが飽和・不飽和浸透流の数値解析からも裏づけられた^{5,6)}。一方 Neuman⁷⁾ は準線形偏微分方程式で記述される飽和・不飽和浸透流が Galerkin 法に基づく有限要素法で解析できることを示し、以後のフィルダムの飽和・不飽和浸透流解析などの工学的問題に対してシミュレーション手法は益々その実用性を高めていった^{8,9)}。

土壌中の浸透流解析において飽和・不飽和流の統一が一つのメイン・テーマとすれば、土壌水分とサクシオンとの間のヒステリシス現象の定量化はもう一つのメイン・テーマであろう。土壌水の再分布過程においては吸水過程と脱水過程が同時に現れるが、1967年に Rubin¹⁰⁾ は Klute の拡散方程式をもとにヒステリシスの影響を考慮した土壌水の再分布を Rubin and Steinhardt¹¹⁾ と同様の数値解法により求めた結果、ヒステリシスがあると排水速度が遅くなり、またヒステリシスを無視した場合と比べて著しく異なった水分分布曲線が得られることを示した。

Rubin¹⁰⁾ は実験結果より土壌水分とサクシオンとの関係を脱水主曲線、吸水主曲線、及び1次脱水走査曲線として与える経験式を用いているのに対し、Ibrahim と Brutsaert¹¹⁾ は仮想土壌水分-サクシオン曲線から飽和度を指標とする独立領域理論を用いて土壌水分ヒステリシスを離散的に表現している。これらの方法はいずれもヒステリシス・ループの実験式を求めたり、あるいは独立領域の分布関数を実験結果より決定するという時間と労力を要する作業が必要とされるが、1973年に Mualem¹²⁾ は相似仮説を用いることにより脱水主曲線と吸水主曲線のみから任意の次数の走査曲線が解析的に計算できる画期的な独立領域理論を発表した。

Mualem の理論は後の土壌中の浸透流解析に大きな影響を与えた。1977年に赤井等¹³⁾ はガラキーン型有限要素法による飽和・不飽和浸透流解析に Mualem の独立領域理論を適用し、土壌水分ヒステリシスが境界水位の上昇に伴う2次元土層中の自由水面の変化に与える影響を調べた。一方筑紫¹⁴⁾ は陰差分の予測子-修正子法により Mualem の独立領域理論を用いて、間断かんがいなど脱水・吸水過程が繰り返し現れる場合の土壌中の水分移動の数値解法を示し、鉛直一次元土壌カラム中の土壌水の再分布を計算している。このように飽和・不飽和帯の浸透流が統一され、さらにヒステリシス効果の解析が可能になったことにより、浸透流解析はほぼ完成の域に到達したと考えられ、今後物質移動や熱移動などの連結現象の解析への応用が期待される。

3. 物質移動解析におけるシミュレーション

一次元土壌カラムにおける物質移動は土壌中における化学反応が液相・固相間のイオン交換反応として表わされる場合、質量保存の法則により偏微分方程式

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(D_m \frac{\partial c}{\partial z} \right) - v \frac{\partial c}{\partial z} = \frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\rho_b}{n} \frac{\partial s}{\partial t} \quad \dots\dots(9)$$

で記述される。ここに左辺第1項は溶質の拡散や分散による移動を、第2項は溶液の流動に伴う溶質の移動を、また右辺第1項、第2項はそれぞれ液相及び固相におけ

る単位時間当りの溶質の変化量を示している。

さて土壤中におけるイオン交換吸着反応などの化学的作用は土性やイオンの種類、溶液の pH、温度などにより大きな影響を受けるため条件に応じて様々な吸着等温式が提案されているが、大別すると化学反応が瞬時に完了するかどうかで

$$s = F(c, s) \quad \dots\dots(10)$$

で与えられる平衡吸着等温式と

$$\frac{\partial s}{\partial t} = G(c, s) \quad \dots\dots(11)$$

で与えられる非平衡吸着等温式に分類できる。

平衡式としてよく用いられる Freundlich の吸着等温式は

$$s = k_1 c^{k_2} \quad \dots\dots(12)$$

で与えられ、時に $k_2=1$ として解析的に解かれる場合も少なくない。このように(10)式が

$$s = f(c) \quad \dots\dots(13)$$

として与えられる場合は

$$\frac{\partial s}{\partial t} = \frac{df}{dc} \frac{\partial c}{\partial t} = f'(c) \frac{\partial c}{\partial t} \quad \dots\dots(14)$$

であるから、(9)式より準線形方程式

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(D_m \frac{\partial c}{\partial z} \right) - v \frac{\partial c}{\partial z} = \left\{ 1 + \frac{f'(c) \rho_b}{n} \right\} \frac{\partial c}{\partial t} \quad \dots\dots(15)$$

が導びかれる。1971年、Lai と Jurinak¹⁵⁾ は吸着等温式として修正 Kielland 関数

$$s = \frac{s_f c}{c + k_1 (c_f - c) \exp\{k_2 (c_f - 2c)\}} \quad \dots\dots(16)$$

を用いて土壤中の $M_g \rightarrow C_a$ 交換反応を差分陽解法により解析し、

$$s = k_1 c + k_2 \quad \dots\dots(17)$$

の線形吸着等温式を用いた場合よりよく実験結果と一致することを示す¹⁵⁾とともに、さらにシミュレーションにより(16)式の係数がこの非線形吸着等温式に従う土壤中の物質移動に与える影響を調べ、 $C_a \rightarrow N_a$ 交換反応に対しても(16)式に従う物質移動の数値解が実験値とよく一致することを示した¹⁵⁾。

一方化学反応の速度に対して移流や分散による溶質の移動速度が十分大きな場合、もはや液相・固相間において化学平衡を期待することはできない。このような場合には(11)式に示される非平衡式を使う必要がある。1971年に Lindstrom 等¹⁷⁾ は吸着等温式が線形平衡式

$$s = k_1 c \quad \dots\dots(18)$$

線形非平衡式

$$\frac{\partial s}{\partial t} = k_1 (k_2 c - s) \quad \dots\dots(19)$$

及び(18)、(19)式の一般式である非線形非平衡式

$$\frac{\partial s}{\partial t} = k_1 \exp(k_2 s) \{k_3 c \exp(-2k_2 s) - s\} \quad \dots\dots(20)$$

で与えられる物質移動方程式を差分陽解法で解析し、吸着等温式が物質移動に及ぼす影響を調べた。

一方 Gupta と Greenkorn¹⁸⁾ は粘土鉱物への磷の吸着を表わす式として双一次非平衡吸着等温式

$$\frac{\partial s}{\partial t} = k_1 \left\{ c (k_2 - s) - \frac{1}{k_3} s \right\} \quad \dots\dots(21)$$

を用い、陰解法や陽解法より時間項の近似度が高いクラック・ニコルソン法に基づく2ステップからなる中央差分法による解法を示した。

また Tagamets と Sternberg¹⁹⁾ は Langmuir 型非平衡吸着等温式

$$\frac{\partial s}{\partial t} = k_1 \left(c - \frac{c}{k_2 - k_3 c} \right) \quad \dots\dots(22)$$

を用いて2ステップからなる予測子-修正子差分法を提案し、粒状炭素体中のフェノールの吸着実験結果と計算結果とを比較した結果、大きな k_1 に対しては両者はよく一致することを示した。

1973年、Rubin と James²⁰⁾ は多成分系のイオン交換反応や沈澱・溶解反応、あるいは複合体形成反応などの多様な化学反応を伴う物質移動が解析できる極めて注目すべきシミュレーション手法を示している。その理論は、簡単のため2成分系を例にとると、支配方程式を次の連立偏微分方程式

$$\frac{\partial c_i}{\partial t} + \frac{\partial \bar{c}_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_m \frac{\partial c_i}{\partial z} \right) - v \frac{\partial c_i}{\partial z} \quad i=1, 2 \quad \dots\dots(23)$$

として与え、さらに i イオンの液相濃度 c_i と固相濃度 \bar{c}_i 、およびイオン選択係数 K_2^1 と土壌のイオン交換容量 \bar{c}_T との間に次の関係式

$$K_2^1 = (\bar{c}_1/c_1)^{p_2} (c_2/\bar{c}_2)^{p_1} \quad \dots\dots(24)$$

$$\bar{c}_1 + \bar{c}_2 = \bar{c}_T \quad \dots\dots(25)$$

を導入することにより様々な化学反応を伴う物質移動を定式化し、次に非線形パラメータの処理に予測子-修正子法を用いたガラーキン型有限要素法を適用して支配方程式を数値的に解くものである。

また Miwa²¹⁾ は移流と分散による物理過程とイオン交換による化学過程が交互に繰り返されるモデルを用いて、Ca, K, NH_4 からなる3成分イオン系土壌カラム交換クロマトグラムのシミュレーションを行い、実験結果との比較を行っている。

(9)式から右辺第2項を除いた、いわゆる移流分散方程式は土壤中の物質移動のみならず、流動している河川水・湖沼水・海水あるいは大気中における物質や熱の移動の解析にも広く用いられている。この移流分散方程式は分散項が移流項に対して卓越すると放物型に、逆の場合

は双曲形になるため、通常の数値解法においては十分小さな時間きざみや距離きざみをとらないと数値分散や解の振動による誤差を生じるといふ実にやっかいな性質があり、数値解法の実用上大きな障害となっている。このため様々な分野で移流分散方程式に適した数値解法の開発が続けられている。このような解法には風上差分法²²⁾、風上有限要素法²³⁾、変形有限要素法²⁴⁾、移動座標型有限要素法²⁵⁾、特性曲線型差分法²⁶⁾、特性曲線型有限要素法²⁷⁾などがあり数値解法の収束性、安定性、実用性が大いに向上しているが、紙面の都合もあり詳細は割愛する。

4. 連結 (Coupling) 問題におけるシミュレーション

3. で述べた物質移動の解析はいずれも飽和土壌を対象とし、一様な浸透流速を前提としたものである。しかし農耕地などでは物質移動は浸透、再分布、蒸発などの水の移動と不可分の関係にある。1973年、Bresler²⁸⁾は不飽和帯における化学反応を伴わない保存系物質の移動を(2)式に基づく不飽和浸透流解析と連結させて解析する第3次近似差分法を示し、浸透・再分布・蒸発に伴う塩の移動を数値解より求め、結果の一部について実験値とも対比をしている。しかし全体的には不飽和帯における分散などの物理的作用や吸着などの化学的作用に関する研究は極めて少ない。土壌水分ヒステリシスを含む浸透流解析が実用化の段階に達した今、これらの成果をふまえた不飽和帯の物質移動研究の進展が望まれる。

一方土壌中における熱移動と浸透流との関係は、移流により大きな影響を受ける点で物質移動と浸透流との関係と基本的な類似性を持っているが、たとえば寒冷地などで地表付近の土壌水が凍結し、温かい深部から冷い浅部へ向って水と熱が同時に移動するような場合には、水は温度によって状態変化し、さらに不飽和透水係数や熱伝導率あるいは熱容量が土壌中の水の含有率のみならず水の含有率によっても左右されるため現象は極めて複雑になる。従ってこのような水と熱の移動を解析的に扱うことはほとんど不可能に近い。そこで Harlan²⁹⁾ は差分法を用い、また Guymon と Luthin³⁰⁾ は変形型有限要素法を用いることにより、浸透流の基礎方程式

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial z} + K \right) = -\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad \dots\dots(28)$$

を、熱移動の基礎方程式

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right) - C_w \rho \frac{\partial v T}{\partial z} = C_m \frac{\partial T}{\partial t} - L_m \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad \dots\dots(27)$$

と連立させて、凍結・融解過程を含む土壌中の水と熱の

移動を数値的に解析する手法を示した。しかし(28)、(27)式を解くためには $K=K(\theta, \theta_i)$, $\lambda=\lambda(\theta, \theta_i)$, $C_m=C_m(\theta, \theta_i)$ などの補助方程式や $\theta_i=\theta_i(Q, T)$ などの状態方程式が必要であるが、これらの関係に対しては十分な説明がなされていない。また土壌水の凍結に伴う土壌構造の変形も浸透流に大きな影響を与えるが、より多様性のあるシミュレーション・モデルの開発と同時に、土壌-水-氷系の物理法則の解明が今後期待される。

5. おわりに

以上土壌物理研究において様々なシミュレーション手法が果たす役割について説明してきたが、シミュレーション手法が必ずしも万能でないことも述べておかねば不公平であろう。まず数値解法が解析解法と大きく異なる点は、数値解法が解析解法では手の届かない非線形問題や複雑な領域特性を持つような問題に対して比較的容易に適用できる反面、解析解法では考える必要がほとんどなかった数値誤差にたえず注意を払わねばならないことであろう。つまりシミュレーション結果の信頼性は数値誤差いかんによっていえる。近年コンピュータの急速な発展によって数値解法が飛躍的な進歩をとげている反面、ややもすると解析解法が軽視されているようなきらいがあるが、実験結果より解析解を用いてパラメータの特性を調べたり、あるいは数値解の収束性や安定性をチェックしたりする場合にも解析解が重要な役割を果たしていることも忘れてはいけない。

さて土壌物理学においてシミュレーションは研究対象ではなく、研究手段である。このような意味でシミュレーションというテーマは今回のレビューのカテゴリーとしては他の項目とは異質である。ここでは主に浸透流、物質移動、熱移動解析を対象としたシミュレーション手法についてレビューを行ったが、ここで取り上げなかったものの中には植物根への水分吸収を考慮した土壌水の移動や土壌構造の変形を考慮した浸透流のシミュレーションなどがある。すでにお気づきのようにこれらの項目はすべて他のレビューの主要テーマとなっている。従って重複している点も多々あると思われるが、シミュレーションという観点に立って別の角度から整理させていただいた。最後に、研究対象が非常に広範囲に及んでいるため、目のとどかなかった文献も少なくないものと思われるが、土壌物理研究の中でシミュレーションの果たしている役割をご理解いただければ幸である。

引用文献

- 1) Rubin, J. and R. Steinhardt: Soil water relations during rain infiltration; I. Theory, Proc. Soil Sci. Soc. Am., Vol. 27, pp. 246—251 (1963).

- 2) Rubin, J., R. Steinhardt, and P. Reiniger : Soil water relations during rain infiltration ; II. Moisture content profiles during rains of low intensities, Proc. Soil Sci. Soc. Am., Vol. 28, pp. 1—5 (1964).
- 3) Rubin, J.: Theoretical analysis of two-dimensional, transient flow of water in unsaturated and partly unsaturated soils, Proc. Soil Sci. Soc. Am., Vol. 32, pp. 607—615 (1968).
- 4) Freeze, R.A.: Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin, Water Resour. Res., 7(2), pp. 347—366 (1971).
- 5) Freeze, R.A.: Influence of the unsaturated flow domain on seepage through earth dams, Water Resour. Res., 7(4), pp. 929—941 (1971).
- 6) Yoshida, S. and D. Fukuzawa : Influence of the unsaturated capillary flow on total steady flow through banks and saturated-unsaturated flow net, Trans. JSIDRE, No. 109, pp. 27—36 (1984).
- 7) Neuman, S.P.: Saturated-Unsaturated seepage by finite elements, J. Hydraul. Div. Am. Civil Eng., 99, pp. 2233—2250 (1973).
- 8) 長谷川高士・森井俊広 : 飽和—不飽和浸透流解析法とその適用上の問題点について—フィルダムの飽和—不飽和浸透特性 (I)—, 農業土木学会論文集, 第105号, pp. 69—75 (1983).
- 9) 長谷川高士, 森井俊広 : フィルダムの定常および非定常浸透特性—フィルダムの飽和—不飽和浸透特性 (ii)—, 農業土木学会論文集, 第107号, pp. 1—8 (1983).
- 10) Rubin, J.: Numerical method for analyzing hysteresis-affected, post-infiltration redistribution of soil moisture, Proc. Soil Sci. Soc. Am., Vol. 31, pp. 13—20 (1967).
- 11) Ibrahim, H.A. and W. Brutsaert : Intermittent infiltration into soils with hysteresis, J. Hydraul. Div. Am. Civil Eng., 94, pp. 113—137 (1968).
- 12) Mualem, Y.: Modified approach to capillary hysteresis based on a similarity hypothesis, Water Resour. Res., 9(5), pp. 1324—1331 (1973).
- 13) 赤井浩一・大西有三・西垣 誠 : 有限要素法による飽和—不飽和浸透流の解析, 土木学会論文報告集, 第264号, pp. 87—96 (1977).
- 14) 筑紫二郎 : 土壌水分ヒステリシスを伴う不飽和浸透流の数値計算法について, 農業土木学会論文集, 第87号, pp. 24—30 (1980).
- 15) Lai, S-H, and J.J. Jurinak : Numerical approximation of cation exchange in miscible displacement through soil columns, Proc. Soil Sci. Soc. Am., Vol. 35, pp. 894—899 (1971).
- 16) Lia, S-H. and J.J. Jurinak : Cation adsorption in one-dimensional flow through soils ; A numerical solution, Water Resour. Res., 8(1), pp. 99—107 (1972)
- 17) Lindstrom, F.T., L. Boersma, and D. Stockard : A theory on the mass transport of previously distributed chemicals in a water saturated sorbing medium ; Isothermal cases, Soil Sci., 112(5), pp. 291—300 (1971).
- 18) Gupta, S.P. and R.A. Greenkorn : Dispersion during flow in porous media with bilinear adsorption, Water Resour. Res., 9(5), pp. 1357—1368 (1973).
- 19) Tagamets, T. and Y.M. Sternberg : A predictor-corrector method for solving the convection-dispersion equation for adsorption in porous media, Water Resour. Res., 10(5), pp. 1003—1011 (1974).
- 20) Rubin, J. and R.V. James : Dispersion-affected transport of reacting solutes in saturated porous media ; Galerkin method applied to equilibrium-controlled exchange in unidirectional steady water flow, Water Resour. Res., 9(5), pp. 1332—1356 (1973).
- 21) Miwa, E.: Simulation of behavior of fertilizer materials in soil ; I. Model of tri-component exchange chromatographic transport, Soil Sci. Plant Nutr., 26(2), pp. 175—184 (1980).
- 22) 村上 健 : 非定常拡散方程式の数値計算方法 (その2), 土木学会衛生工学研究討論会講演集, pp. 77—80 (1974).
- 23) Heinrich, J.C., P.S. Huyakorn, O.C. Zienkiewicz, and A.R. Mitchell : An “upwind” finite element scheme for two-dimensional convective transport equation, Int. J. Num. Meth. Eng., 11, pp. 131—143 (1977).
- 24) Varoglu, E. and W.D.L. Finn : Finite elements incorporating characteristics for one-dimensional diffusion-convection equation, J. Comp. Phys., 34, pp. 371—389 (1980).
- 25) Jensen, O.K. and B.A. Finlayson : Solution to the convection-diffusion equation using a moving coordinate system, in Finite Elements in Water Resources (C.A. Brebbia et al. Eds.), Pentech Press, London, pp. 4.21—4.32 (1978).
- 26) Gardner, A.O., D.W. Peaceman, and A.L. Pozzi,

- Jr.: Numerical calculation of multidimensional miscible displacement by the method of characteristics, Soc. Petrol. Eng., J., 4, pp. 26—36 (1964).
- 27) Fujinawa, K.: A "characteristic" finite element method for dispersion-convection equation, J. Japanese Assoc. Groundwater Hydrology, 25, pp. 93—108 (1983).
- 28) Bresler, E.: Simultaneous transport of solutes and water under transient unsaturated flow conditions, Water Resour. Res., 9(4), 975—986 (1973).
- 29) Harlan, R.L.: Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil, Water Resour. Res., 9(5), pp. 1314—1323 (1973).
- 30) Guymon, G.L. and J.N. Luthin: A coupled heat and moisture transport model for arctic soils, Water Resour. Res., 10(5), pp. 995—1001 (1974).

記号

- t: 時間
 x: 水平方向座標軸
 z: 鉛直上向き座標軸
 K: 透水係数
 θ : 体積含水率
 φ : 圧力水頭
 D: 水分拡散係数
 R: 降水量
 ρ : 水の密度
 g: 重力加速度
 μ : 水の粘性係数
 k: 透過係数
 S_a: 飽和度
 α : 地層の圧縮率
 n: 間隙率
 β : 水の圧縮率
 D_m: 分散係数
 c: 質量濃度
 v: 浸透流速
 ρ_b : 多孔質体の仮比重
 s: 乾燥多孔質体単位重量当りの吸着量
 c_l: i イオンの液相濃度
 c_s: i イオンの固相濃度
 P_i: i イオンのイオン価
 K_dⁱ: i イオンの選択係数
 c_T: 多孔質体のイオン交換容量
 ρ_i : 氷の密度

- θ_i : 氷の含水率
 λ : 熱伝導率
 C_w: 水の比熱
 C_m: 体積熱容量
 L_m: 氷の融解潜熱
 k₁, k₂, k₃, s_r, c_r: 定数
 T: 温度

II—8 凍 結 ・ 凍 土

福 田 正 己*

1. はじめに

凍土と凍上現象の研究の進展をたどると、大きく3期に区分される。まず1920年代からはじまった凍上現象の本格的な研究が、第2次世界大戦でのさまざまな実践をへて発展した年代、これを研究の第一期とする。戦後研究面でも次第に着きを取りもどして、戦前・戦中の実践的応用的な研究側面から基礎的な研究が重視されはじめた。また第1回(1963年)、第2回(1973年)の国際永久凍土会議が開催されて、研究成果が国際的な共通の場で発表され討論された。これを第二期としよう。第一期の成果を集約し理論化する試みがなされた時期である。1970年代から、凍土中の水(不凍水)の存在が実験で検証され、その化学ポテンシャル上の規定や凍結時の水分移動といった新しいテーマが生まれてきた。こうした実験による裏付けのある事実と、その理論化が相互に関連しながら、新たな研究の展開がみられている。これを第三期とする。年代わけをするなら、第一期(1920~1945年)、第二期(1945~1969年)、第三期(1970~)となろう。こうした研究進展のエポックをたどりながら、今後の研究の進む方向をさぐってみる。

2. 第一研究期(1920~1945年)

土が凍結する際に、水分移動が土中に生じて、凍土の体積の増加とその結果として凍上の生ずることは古くから知られていた。このような野外の観測事実をふまえて、凍上機構にせまる室内実験が2人の先駆的研究者によってなされた。北欧の Beskow¹⁾ とアメリカの Taber²⁾ である。1930年代に凍上実験を行ない、研究成果としてとりまとめた。両者の論文報告に、第一期の研究成果が集約されているとあってよい。そこで両者の共通の結論を紹介する。

(a) 土質と凍上性

* 北海道大学低温科学研究所

凍上を生じた凍土の断面を観察すると、厚さ数 mm～数 cm の氷の層（アイスレンズ）が形成されている。地下水位から水は吸い上げられて凍結線（frost line）に達する。これは凍結線付近の土粒子には水を吸い上げる力があるからで、この能力は土質によって異なる。砂では小さく粘土では大きい。砂質土の凍土中には氷レンズが観察されないことで裏付けられる。

(b) 0°C 以下でも凍結しない土壤水

粘土中の水は、0°C 以下でも凍結しないことが観察された。土壤水の溶存塩類によるのではなく、土粒子表面上の吸着水膜の存在に起因している。Beskow は土粒子の大きさで、凍結温度降下の割合を示す経験式を得ている。すでに不凍水の存在量を定量的に測定した結果を持つ現在の知識から見れば、この経験式は不完全である。しかし、この時期に凍土中の不凍水の存在と、それが土粒子への吸着によることを予見していた。

(c) 凍上過程での水分移動

地下水位から凍結線へ水が吸い上げられるが、その移動形式は砂と粘土では異なる。砂では毛管力によって上昇するが、粘土では土粒子表面の水膜を通じて移動する。このため透水係数では砂は大きく粘土は小さい。

(d) 凍結速度と凍上量の関係

凍結線が土中をゆっくりと進行すると、凍上量は大きくなる。この点については、のちに議論となったが、かならずしもそうではないことが明らかになっている。

(e) 拘束力と凍上量

地表での荷重が大きいと、凍上量は小さくなる。その理由は、拘束力のために土粒子の吸着水膜がうすくなり、透水係数が小さくなるからである。この指摘は我々の知識から見ると誤りである。この点は後に詳しく述べる。

以上の研究の要約の多くの部分は、現在我々の持つ知識と比較すると、妥当なものと云える。これらの研究は、道路の凍上対策というきわめて実践的な目的から出発している。研究成果はやがて土の凍上性の判定基準として集約された。一定の条件下で凍上実験を行うと、シルト質土が最も凍上しやすいことが判明した。そこで前述の結論を念頭において、なぜシルト質土が凍上性の著しいかを示したのが、Casagrande³⁾ である。彼の成果を模式図に示したのが図-1 である。ここで凍上有効力 (Heave Efficiency) は、不凍水膜が厚い程凍結面へ水を吸い上げることができると考えて規定してある。粘性土が最も吸い上げる能力が大きい。粒径が大きくなるにつれて、不凍水量は減少し、その結果として凍上有効力も小さくなる。ところが凍上量は一定時間内に、どれだけ水が輸送されたかの総量に依存する。粘性土は透水係数が小さいために、吸い上げる能力は大きくても、輸送総

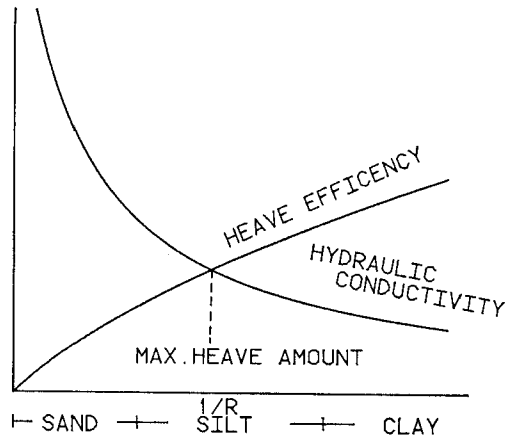


図-1 Casagrande の凍上性判定の模式図

量は限界がある。砂質土では透水係数は大きいものの、凍上有効力は小さい。シルトの場合はその中間にあるため、凍上量も最も大きくなりうる。これが Casagrande の判定法と知られた凍上性と土質の関係の結論である。

戦時中の至急な北方地方の開発、とくに道路・鉄道・空港滑走路の建設のために、土の粒径だけで凍上性が判定できるこの判定法は広く用いられた。日本でも旧満州鉄道を中心に活発な研究が行なわれた。

3. 第二研究期 (1945～1969 年)

戦後の混乱期をすぎて、凍土・凍上の研究は次の段階へ進んだ。Casagrande の判定法があまりにも実用性のみ偏ったことへの反省から出発したと云える。第一期の終りに、のちに土壤水の物理性研究に大きな影響を与える研究が Edlefsen and Anderson⁴⁾ によってまとめられた。土壤水を熱力学的にとらえるという着想である。こうした考え方や概念に基づいて、凍結線（面）での水の吸い上げる力（吸水ポンプ能）を説明するため、毛管力に原因を求める考えが Everett⁵⁾ によって提示された。この毛管力理論は第二期の他の研究者へ影響を与えた。そこで内容を次に紹介する。

図-2 の模式図（左側）が毛管力理論の条件を表わしている。上方の氷は空隙内の氷とする。下方は未凍土側の空隙水で、地下水位から供給されている。両者の間には土粒子間の空隙（毛管）がある。毛管の入口に向って氷が半径 r の曲率を持って入りこんでいると、次式（ラプラスの式）が成り立つ。

$$P_i - P_w = 2\sigma_{iw}/r \quad \dots\dots(1)$$

P_i : 氷の圧力, P_w : 水の圧力, σ_{iw} : 氷/水界面の表面エネルギー。

毛管の入口を拡大すると図の右側のようにになっている。毛管に入りこんでいる氷ほど化学ポテンシャルは大

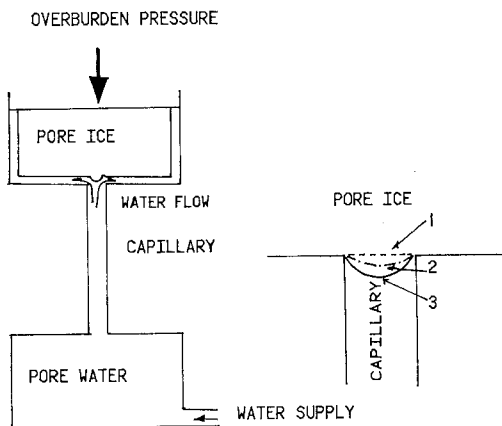


図-2 凍上の毛管力理論 (Everett (1961) による)

きい。したがって、

$$\mu_{\text{capice}} > \mu_{\text{poreice}} > \mu_{\text{bulkice}}$$

氷/水系全体の温度を下げると、図右の界面は2→3と変化しようとする。しかし、氷側の圧力 P_i によって曲率 r を変化させないような作用を氷は受ける。すると、空隙内氷と共存する水との化学ポテンシャル差が生じて、毛管を通じて水が流入する。この水の流入は氷に作用する外圧 (Overburden Pressure) に抗して、氷を押し上げる。これが凍上力の起源であるとした。

この毛管力理論の最大の欠点は、発生する凍上力の推定値が小さすぎる点にある。10 kgf/cm² の凍上力 (圧) を説明するには、 $\sigma_{lw} = 30 \text{ erg}$ とすると間隙は $3 \times 10^{-7} \text{ cm}$ となり、実際の土の構造からは考えにくい。第一期の定性的な凍上機構を、土粒子の大きさや間隙に原因を求めると進展があったと云えよう。毛管力を実際に測定しようとする実験⁹⁾ も行なわれたが、Everett の予測とはやはり一致しなかった。

4. 第三研究期 (1970年～)

毛管力理論の検討から、実験による検証への必要性という反省が生まれ、1960年代後半より凍上の実験的研究が盛んに行われた。その結果凍上研究にとって画期的とも云える実験事実が得られた。それは凍土中の不凍水とその移動が凍上現象に寄与することである。0°C 以下でも、土壌水が凍結しないことは、Beskow らも気づいていた。Everett の毛管力理論でも化学ポテンシャルの低下を考慮していた。しかし、いずれも 0.1~0.01°C の凍結点降下と予測していた。Anderson⁷⁾ らはさまざまな測定法 (NMR による方法、カロリメーターによる方法、誘電率による方法など) の結果から、粘土 (たとえば Wyoming-Na bentonite) では -2°C で含水比 0.9 (g water/g clay)、-4°C で 0.4、そして -20°C でも

0.1 は不凍水であることを明らかにした。

0°C 以下でも凍結しない理由としては、土粒子への水の吸着によるとする考え方が多い。土粒子周辺の吸着物にある水の化学ポテンシャルが低下することで、0°C 以下まで凍結点は降下する。実際の凍土では、温度勾配下にあるので、各点の温度に応じた不凍水の化学ポテンシャルの勾配が生ずることになる。凍土系全体から熱をうばうと、不凍水の化学ポテンシャル勾配に沿って水が流れることになる。すでに形成された凍土層内にも水の流れが生ずることは、第二研究期までには予測もされていなかった。Hoekstra⁸⁾ は実験で、凍土中の水流を確認し、次のような考察を行なった。凍土中の水流が液体流と水蒸気流の形をとるとする。水蒸気フラックス J_{vap} は次の式で推定される。

$$J_{vap} = -D(d\rho_0/dT) \cdot dT/dx \quad \dots\dots(2)$$

ρ_0 は氷の飽和水蒸気密度、 $d\rho_0/dT = 0.3 \times 10^{-6} \text{ g/cm}^3 \cdot \text{C}^\circ$ (0~-10°C)、 D は拡散係数 (0.25 cm²/sec)、そして dT/dx を 1°C/cm とすると $J_{vap} = 0.8 \times 10^{-7} \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$ となり実験で得られたフラックスの 1/100 以下となる。したがって水蒸気フラックスの寄与はないとする。不凍水の流れを化学ポテンシャル勾配による液体フラックス (J_w) として求める。

$$J_w = -L_p d\mu/dx \quad \dots\dots(3)$$

L_p は Hoekstra による現象上の係数 (g²/cal·sec) である。凍土中に共存する水の存在 (量) は、不凍水の化学ポテンシャルには何んの影響を与えないと仮定する。

$$J_w = -L_p \cdot dF/dT \cdot dT/dx \quad \dots\dots(4)$$

dF/dT は不凍水の化学ポテンシャルの温度依存性である。0~-5°C では 1.2 cal/g°C と推定されている。実験から推定して $L_p = 7.5 \times 10^{-6} \text{ g}^2/\text{cal} \cdot \text{sec}$ として代入すると 1°C/cm の温度勾配下では $9 \times 10^{-6} \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$ となる。これは 8 mm/day の凍上速度となって、実験結果に一致した。

以上の Hoekstra の予見は、その後の実験によって確認されてきた⁹⁻¹¹⁾。とくに 2 線源ガンマー線水分計によって、凍結過程の土中の水分分布が非破壊で連続的に測定可能となったことで検証された。その一例を図-3に示す。10 cm 長さのシルト試料を上方から凍結させた際の、水分分布の経時変化を表わしている。表面から 2 cm では、温度分布測定から 14 時間以後は凍土層に含まれている。それにもかかわらず含水比は増加し続けている。54 時間後での凍結前面 (0°C 線) は 4~5 cm 深にあるので、凍土中の水分移動によってさらに 2 cm 深さでの含水比増加が生じたことがわかる。

では凍土中の不凍水の存在と凍土中の水流をどのようにして統一的に理論づけることができるか、その 1 つの方向性をまず Harlan¹²⁾ が示し、Kay¹³⁾ が熱力学的な考

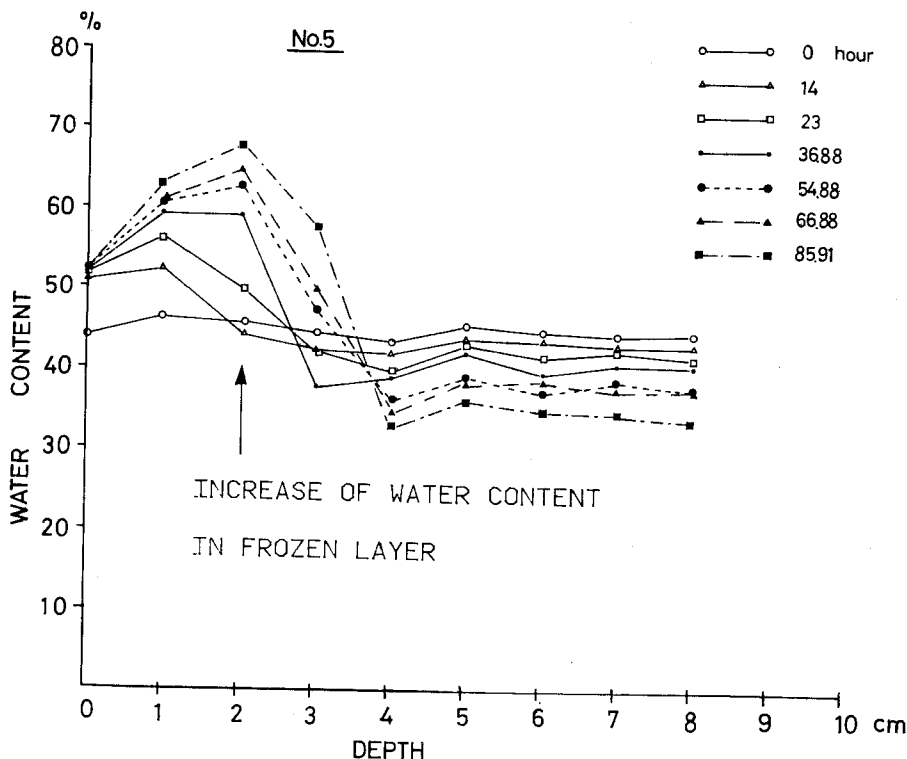


図-3 凍上中の水分の移動
2線源ガンマー線による測定例 (Fukuda (1980) による)

察を行なった。

5. 新しい凍上機構論

(a) 水と熱の結合した流れモデル

凍土中の水流を考える際に、凍土内の不凍水の化学ポテンシャル勾配下での流れを次の条件で規定する。共存する氷は不凍水の化学ポテンシャルには何んの影響を与えない。つまり空隙の空気と同じとする。すると、水流はたとえ氷が空隙に存在しても、不飽和流とみなすことができる。そこで未凍結層から凍土層までをつなげて、不飽和水流の連続の式を成り立てる。同様に熱流についても取り扱う。この2つの連続の式を適切な条件で結合すると、いずれも非線形ながら偏微分方程式として解くことができる。以上の考え方と解析法が Harlan の提案したモデルであった。

対流項を無視した熱の流れの連続式は、一次元流とすれば以下の通りである。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) = C \rho_i \frac{\partial T}{\partial t} - L \rho_s \frac{\partial \theta_s}{\partial t} \quad \dots\dots(5)$$

λ : 土の熱伝導率 (W/cm \cdot °C)

T : 温度 (°C)

x : 位置座標 (cm)

t : 時間 (sec)

ρ_i, ρ_s : 水, 氷の密度 (g/cm 3)

c : 土の比熱 (J/cm 3 ·°C)

L : 水の凍結潜熱 (J/g)

θ_s : 体積含水率 (cm 3 /cm 3)

水の流れの連続式も垂直方向の一次元流とみなせば、次の式となる。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ K(x, T, \phi) \frac{\partial \phi}{\partial x} \right\} = \frac{\partial \theta_u}{\partial t} + \frac{\rho_s}{\rho_i} \frac{\partial \theta_s}{\partial t} \quad \dots\dots(6)$$

K : 土の透水係数 (cm/sec)

ϕ : 土壌水の全ポテンシャル (cm H $_2$ O)

ψ : 土壌水のマトリックスポテンシャル (cm H $_2$ O)

θ_u : 体積含水率 (cm 3 /cm 3)

(6)式を(5)式に代入すると、

$$C \rho \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + L \rho_i \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) - L \rho_i \frac{\partial \theta_u}{\partial t} \quad \dots\dots(7)$$

凍土中の不凍水分量は温度の関数として与えられるので、

$$\frac{\partial \theta_u}{\partial t} = \frac{\partial \theta_u}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \quad \dots\dots(8)$$

これを(7)式に代入すれば、(9)式が得られる。

$$\left(C_i \rho_i + L \rho_i \frac{\partial \theta_w}{\partial T} \right) \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + L \rho_i \left(K \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) \quad \dots\dots(9)$$

これで2つの式を1つの連続の式としてまとめられた。さらに共存する氷は大気圧に等しいと仮定できるので(不凍水とは何んの影響を及ぼさないとしたから)、Clausius-Clapeyronの式から、

$$P_w = \frac{RT}{V_w} \ln \frac{P_{si}}{P_{sw}} \quad \dots\dots(10)$$

P_{si} , P_{sw} : 氷と過冷却水の水蒸気圧

R : ガス定数

T : 絶対温度

V_w : 水の比容積

この式では、凍土内の不凍水の圧力(力学的にみた化学ポテンシャル)が、温度の関数となっている。つまり温度勾配下では、水は高温側から低温側へ流れる。

(b) 今後の研究の展望

(a)の新しい凍上機構にもいくつかの弱点がある。まず凍土内が氷飽和したときの状態、つまり空隙を完全に氷が充てんしたアイスレンズの析出した場合が取り扱えない。凍上に際して、地表にある荷重に抗して地表を押し上げる力は当然氷にも作用する。すると、氷の圧力は大気圧に等しい($dpi=0$)の仮定が成立しなくなる。Takagi¹⁴⁾は土粒子に吸着された水の圧力の異方性から説明づけた。氷に接する土粒子表面の水は、垂直方向には正圧(Heave force: 凍上圧)であり、土粒子表面に平行な方向では負圧(Suction force)とする。すると液体中の圧力の不均一から、むしろ Solid-like stress の状態にあるとした。また Konrad¹⁵⁾らは、凍土中の水の流れと氷の析出条件を考えて、空隙内氷(pore ice)の不凍水の流れが集積するアイスレンズの成立する温度場を区別し、両者の中間を凍結フリンジ(Frozen fringe)と名づけた。

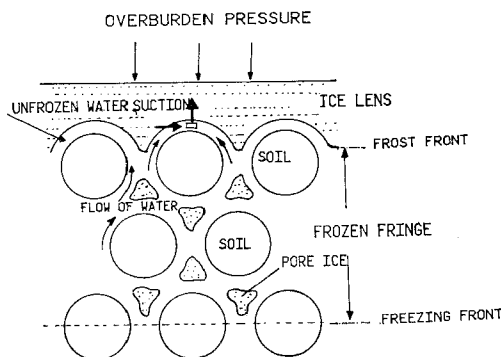


図-4 荷重下の凍上過程の微視的モデル

以上の考え方を模式的に図-4に示す。土粒子とアイスレンズが直接に接触する点(図中の□印)では、不凍水は荷重に抗する上向きの圧力(凍上圧)と、下からの水を吸い上げる水平方向の負圧(Suction)を持っている。高温側の下層では、0°Cないしその近くで、まず空隙内の氷が析出する。その最も高温側の等温線は freezing front (凍結前面)である。こことアイスレンズまでの間を凍結フリンジとする。こうした凍結面での氷形成と凍上力の発生の微視的モデルを統一的に取り扱うことが可能な理論は未だ確立していない。

では、どう研究を進めればそれが可能となるか、最後に今後の研究課題を挙げる。

- ① 不凍水の存在量をより定量的に測定する。たとえば NMR 法や TDR 法によって。
- ② 飽和でしかも荷重条件下での凍土内の不凍水の化学ポテンシャルをどのように規定するか。
- ③ 発生する凍上力を考慮した水と熱の連続式を成立させ、結合させるにはどうすればよいか。
- ④ モデル実験による検証、とくに飽和している粘土～シルトの凍上過程での水分移動を非破壊で連続的に測定する実験。

土の凍結と凍上現象は、様々な条件と要因そして複雑な構成相によって、出現の状態が異なってくる。そのため、統一的な理論化は困難である。今後は今まで以上に、学際的な研究体制による実験と理論の両面での研究が必要とされよう。

文 献

- 1) Beskow, G.: Soil Freezing and Frost Heaving with Special Application to Roads and Railroads (Translation by J.O. Osterberg, Northwestern Univ.), (1947).
- 2) Taber, S.: The mechanics of frost heaving, Journal of Geology, 38, 303—317 (1930).
- 3) Casagrande, A.: Discussion on frost heaving, Highway Research Board, 11, 168—172 (1932).
- 4) Edlefsen, N.E., and Anderson, A.B.C.: Thermodynamics of Soil Moisture, Hilgardia, 15, 31—298 (1943).
- 5) Everett, D.H.: The thermodynamics of frost damage to porous solids, Trans. Faraday Soc., 57, 1541—1551 (1961).
- 6) Blachere, J.R. and Young, J.E.: Failure of capillary theory of frost damage as applied to ceramics, Jour. American Ceramic Soc., 57, 212—216 (1974).
- 7) Anderson, D.A. and Morgenstern, N.R.: Physics, Chemistry and Mechanics of frozen ground: A

- Review, Proceedings of 2nd Permafrost Conference, 257—288 (1973).
- 8) Hoekstra, P.: Water movement and freezing pressures. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 33, 512—518 (1969).
- 9) Jame, Y.W. and Norum, D.I.: Heat and mass transfer in freezing unsaturated soil, Proceeding of Edmonton Conference on Soil-Water Problems in Cold Regions, AGU, 46—62 (1976).
- 10) Loch, J.P.G. and Kay, B.D.: Water redistribution in partially frozen, saturated silt under several temperature gradients and overburden loads, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 42, 400—406 (1978).
- 11) Fukuda, M., Orhun, A and Luthin, J.N.: Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in soil during freezing, Cold Regions Sci. Tech., 3, 223—232 (1980).
- 12) Harlan, R.L.: Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil, Water Resources Research, 9, 1314—1323 (1973).
- 13) Kay, B.D. and Groenevelt, P.H.: On the interaction of water and heat transport in frozen and unfrozen soil, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 38, 395—404 (1974).
- 14) Takagi, S.: The adsorption force theory of frost heaving, Cold Regions Science and Technology, 3, 57—81 (1980).
- 15) Konrad, J.M. and Morgenstern, N.R.: The segregation potential of a freezing soil, Canadian Geotechnical Journal, 18, 482—491 (1981).

II—9 土 壤 空 気

阿 江 教 治*

水田再編対策事業が実施されて以来、水田転換畑に畑作物や飼料作物を栽培するについての技術的問題点が検討されてきた。また、過去の転換畑研究に関する文献収集も合わせて行われているが、その中心的課題は、依然として排水土壌管理対策といってよい。すなわち、過剰水分環境下において作物根圏に酸素を送りこみ、炭酸ガスとの交換をいかに容易に行わせるかということにつきる。

著者は、転換畑で大豆栽培とかかわってきたが、大豆

根系の酸素要求量がソルガムやトウモロコシとは大きく異なっていることから、土壌の物理的諸性質が土壌空気組成に影響を与えるだけでなく、作物根や作物根圏微生物が、土壌空気組成にも影響を与えることを観察した。

そこで、土壌空気や土壌の通気性と作物の生育の相互作物について、著者のこれまでの研究結果を報告する。あわせて、非火山灰性土壌における転換畑大豆栽培の経験から、土壌空気に関して今後の重要な問題と感じた事例について内外の文献を通して論じていきたい。

1. クラスト形成と発芽

近畿中国地域における大豆の播種適期は6月中旬から7月上旬にかけての梅雨期にあたる。大豆の播種直後、強度の降雨があった場合、発芽途中で腐敗することによる出芽不良があり、この現象は非火山灰性の粘土の多い土壌や造成したマサ土地帯でしばしば見られる。土壌表面にクラストが形成され、その機械的な強さが出芽をさまたげるものと考えられているが、クラストが形成されると、その緻密な表面構造のため、多湿条件下では通気性が低下し、クラスト下層の土壌は急速に還元的になることも予想される¹⁾。

一方では、クラストが形成されても、土壌表面には無数の亀裂が生じ、そこから風²⁾による空気の流れによってクラスト下層の土壌はそれほど還元化しないという議論もある。

この問題に対して、Callebautら^{3,4)}らは、沸化作用に対し高い感受性をもつ粘土質土壌を用いて、クラストの形成がテンサイの出芽に及ぼす影響を試験した。

14 cm × 14 cm の容器に土壌を充填し、i) 無処理区、ii) 雨滴の衝撃に対し土壌表面を保護する目的でポリアクリルアミドを散布した区、iii) 酸素供給剤として過酸化カルシウム (CaO₂) を施用した区を設けた。この容器にテンサイを播種し、4, 7, 11日後に 42 mm/h の強度で10分間人工降雨を行い、表層 1 cm の深さで酸素拡散係数 (O.D.R.) を測定した。その結果は 図—1 のとおりである。Stolzy and Letey⁵⁾ は、O.D.R. が $20 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ 以下では根の伸長が阻害されること、そして良好な出芽には $40 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ 以上が望ましいことを報告している。無処理区の O.D.R. は $20 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ 以下に低下し、ポリアクリルアミド処理区や CaO₂ 処理区では $40 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ 以上の値で経過した。なお、CaO₂ 処理区では無処理区と同様に2回目の人工降雨の際に土壌表面にクラストの形成を認めたが、CaO₂ から酸素が放出し、ポリアクリルアミド処理区と同程度の高い O.D.R. 値を示した。3つの実験区におけ

* 中国農業試験場

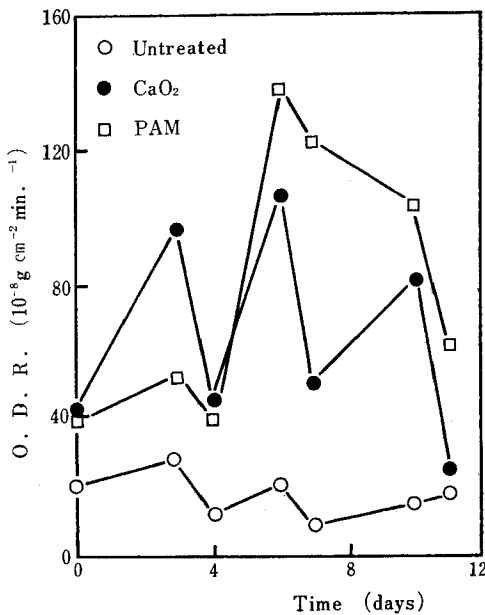


図-1 O. D. R. versus time in a clay soil treated with PAM (polyacrylamide) or CaO₂ (Callebaut et al : 1982)⁴⁾

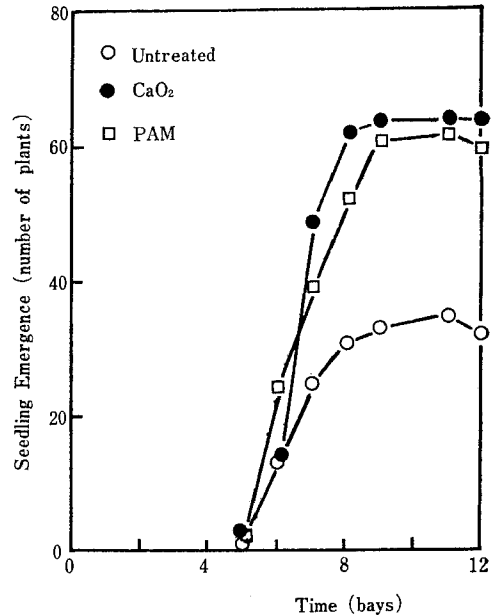


図-2 Sugarbeet seedling emergence versus time in a clay soil treated with PAM or CaO₂ (Callebaut et al : 1982)⁴⁾

るテンサイの出芽率の様子をみると(図-2)、無処理区でもっとも劣った。無処理区の土壤表面を取り去り発芽状態を確認したところ、発芽した種子のうち57%はクラストを打ち破るのに失敗したという。この事実は、比較的低い O. D. R. で種子が発芽するには十分であるが、クラストを破るには不十分であり、出芽および発芽時における作物種子の酸素要求特性が異なることを示唆している³⁾。

Glinski ら⁹⁾によれば、作物の発芽や出芽と O. D. R. との関係についての研究は Erickson and VanDoren⁹⁾によって、はじめてテンサイやジャガイモ、インゲンなどにうまく適用され、その後 Wengel⁹⁾はトウモロコシの出芽条件に対し、O. D. R. は良い指標となることを確認している。しかし、Kaack and Kristensen⁹⁾が小麦を使って行った実験では、O. D. R. よりも土壤空气中の酸素濃度と出芽率との間に高い相関が得られたことを報告している。また、Hughes ら¹⁰⁾は、牧草種子(ギョウギンパおよびシナダレスズメガヤ(weeping lovegrass))の出芽では、土壤硬度との間に若干の相関を認めたが、O. D. R. を出芽の指標とすることに難点のあることを報告している。また、Hughes ら¹⁰⁾は、これら牧草種子の出芽に要する O. D. R. はかなり低く、 $9.7 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ 以下にあることも確認している。

発芽に及ぼす酸素および炭酸ガス濃度の影響を検討した実験は、以前から報告されており¹¹⁾、発芽阻害濃度が作物によって種々に異なることが知られている。また、

最近では、Glinski and Stepniewski¹²⁾らは、レス(loess)土壤で出芽実験を行い、O. D. R. は出芽の良好な指標となり、作物の種類により出芽の限界値は $7 \sim 70 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ($4 \sim 40 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$) の範囲に広く及んでいると述べている。すなわち、O. D. R. や酸素濃度と出芽の関係については供試材料である作物の特性を考慮する必要があるが感じられる。

2. 各種土壤間における土壤通気性の比較

黒ボク土壤の物理性が他の鈹質土壤を比較して良好であると一般的に言われているが、どうであろうか。通気性を示す土壤空気組成の測定が一連の研究によって行われているが¹³⁻¹⁵⁾、すべて非火山灰性土壤で行われたものばかりである。

阿江・仁紫¹⁶⁾および Ae¹⁷⁾は地下水位の高い条件(20 cm)で転換畑大豆を栽培したところ、6種類の水田土壤のうち黒ボク土壤で大豆子実収量をもっとも劣った。その原因として、大豆根系の酸素消費量が大きい事とともに、黒ボク土壤の O. D. R. が低く、大豆の登熟後期には土壤中の Mn⁺⁺ 含量が他の5種類の非火山灰性土壤より多く、土壤が還元化したことによるものと思われた(表-1)。地下水位を 40 cm に設定した土壤空气中の酸素濃度を測定したところ、黒ボク土を除く5種類の土壤(灰色低地土(灰色系および灰褐色系)、黄色土、グライ土、強グライ土)では降雨後1日を経過すると降雨前の酸素濃度の状態に回復した。一方、黒ボク土の酸素濃度

表一 類型別水田土壌における転換初年目*の土壌物理性と大豆の収量 (阿江・仁紫: 1983)¹⁶⁾

土 壤	仮比重	固相率 (%)	粗 孔 隙 pF<1.5 (%)	8月30日			10月3日	大豆収量調査	
				気相率 (%)	透水係数 (ml/cm ² ·s)	O.D.R. (10 ⁻⁸ /cm ² ·min)	Mn ⁺⁺ (mg/100g)	子実量 (g/m ²)	窒素吸収量 (g/m ²)
強グライ土	1.19	46.0	9.3	18.1	5.11×10 ⁻⁸	10.95	0.79	423	35.6
グライ土	1.20	46.5	7.3	6.5	3.28×10 ⁻⁵	10.52	0.65	397	39.1
灰色低地土 (灰色系)	1.27	48.4	11.3	17.4	2.99×10 ⁻⁸	15.61	0.70	418	30.8
灰色低地土 (灰褐色系)	1.18	45.0	8.6	14.2	3.40×10 ⁻⁸	11.45	0.72	407	42.7
黄色土	1.19	45.9	5.7	12.8	5.40×10 ⁻⁴	17.13	0.91	478	44.2
黒ボク土	0.67	28.4	4.9	6.8	2.91×10 ⁻⁴	4.34	1.82	363	32.4
大豆子実収量との相関 (r=)	0.664	0.646	0.103	0.494	0.126	0.888*	—	1.000	0.567

* 地下水位 20 cm で大豆を栽培

表二 前日の降雨が黒ボク土および黄色土の酸素濃度(%)*に及ぼす影響 (阿江: 未発表)

調 査 日	前日の 降水量 (mm)	黒 ボ ク 土				黄 色 土			
		10	15	20	30 cm	10	15	20	30 cm
9月1日	0	20.3	20.2	19.7	19.3	20.5	20.5	20.4	20.2
9月8日	7.5	19.4	19.5	18.8	17.9	20.3	20.3	20.2	20.0
9月9日	4.0	18.4	18.7	17.5	16.5	20.2	20.1	19.9	19.5

* 地下水位は 40 cm に設定し、深さ 10, 15, 20, 30 cm から採気管にて土壌空気採取

は降雨による影響が1日では回復しなかった(表二)。土壌空気中の酸素濃度が18~20%の時、土壌水分張力がpF 1.25 以下になるとトウモロコシの生育が低下することを、Grable and Siemer¹⁸⁾ は報告している。大豆根系の酸素要求量はトウモロコシよりもはるかに大きいことから考えても(後述)、表一に示したように黒ボク土での大豆根系では、根粒の窒素固定や呼吸の阻害が生じたものと考えられる。

白石¹⁹⁾は転換畑に飼料作物を栽培し、土壌の空気組成との関連で検討したが、土壌の種類と作物の生育を考える上での問題点を以下の通りに整理している。

i) 作土の空気率が同じ程度に低い土壌でも、土壌ガス組成が異なれば作物の生育が異なる—これは土壌の持つ孔隙の幾何学的性状の違いによる。

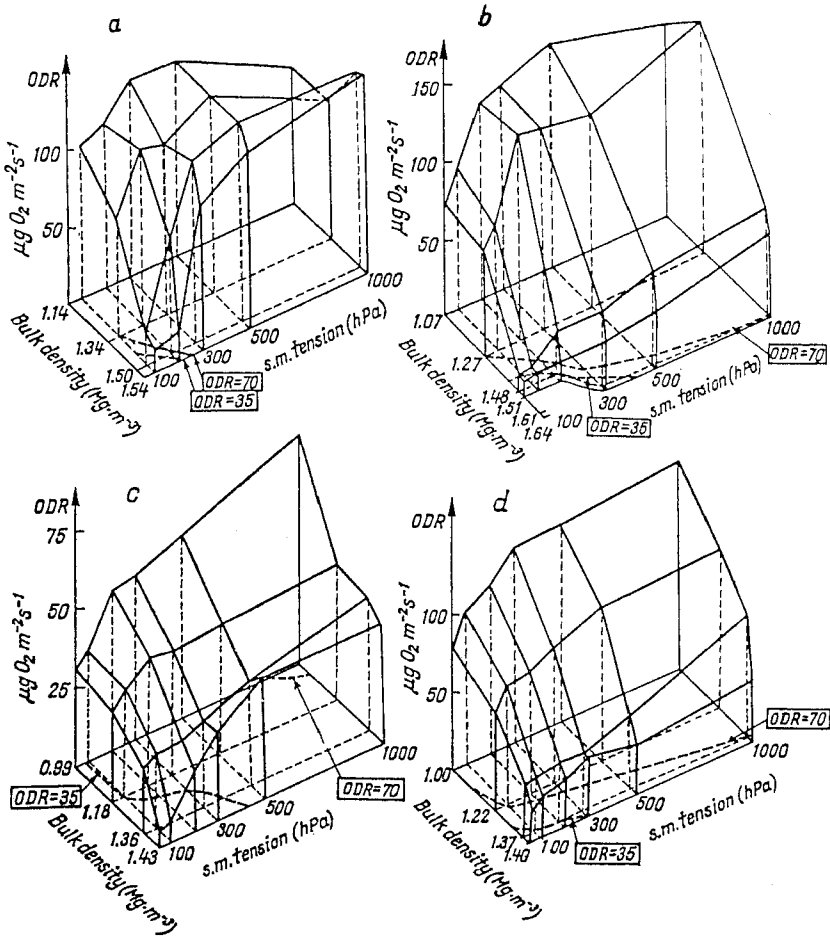
ii) 作物の生理障害が現われる土壌空気限界濃度、に実験者の個人差があること—作物根表面の水膜の厚さによる。

先に述べたように黒ボク土での通気性が劣るのは、水膜の問題と共に土壌を構成する微小粒団が均一な性質をもちそのため非火山灰土壌で見られる亀裂が生じにくいことに帰因しているものと思われる。亀裂の発生と通気性については今後の検討事項であろう。

作物の生育培地として各種土壌の通気性の特徴を把握することは容易でない。通気性の判定法として、容気量、通気係数、土壌空気の組成、O.D.R., 酸化還元電位のほか、ガス拡散係数などがあるが、これらは土壌水分や仮比重によって変化する値である。また、これら測定値の相互の読みかえが困難であり、そのためいっそう各種土壌の特徴を比較検討することがむづかしい。

Stepniewski²⁰⁻²²⁾ は、土壌の締め固めや水分がO.D.R. や酸素拡散係数、土壌硬度に及ぼす影響を、ポーランドの代表的(レス(黄土)土壌、チュルノーゼム(black earth)、レンジナおよび重粘質沖積土壌)を使用し、作物生育の許容限界から各種土壌の特徴を把握しようとした。

図一3には、仮比重と水分張力がO.D.R. に与える影響を三次元的に示してある。そこには、35~70 μg·m⁻²·s⁻¹ (20~40×10⁻⁸ g·cm⁻²·min⁻¹)で作物に障害が発生すると認められているO.D.R. 値の生育限界の範囲が表示されている。このO.D.R. 値によって作物の生育に障害が出るとみなされる仮比重と水分張力によって囲まれる限界範囲は、レス土壌では比較的せまいが、レンジナ土壌では広いことが特徴として明きらかった。また、各土壌のO.D.R. と仮比重および気相率との相関をみる



図—3 ODR dependence on bulk density and moisture tension of soil; a-brown soil formed from loess, b-black earth formed from loam, c-very heavy alluvial soil, d-chernozem rendzina. (Stepniewski : 1980)²⁰⁾

表—3 Equations of multiple curvilinear regression fitting best the dependence of ODR ($\mu\text{gO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) on soil bulk density d ($\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$) and air content E ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) and curvilinear correlation coefficients R (Stepniewski : 1980)²⁰⁾

Dependent variables	Soil	Equation	R	100R ²
d, E	brown loess soil	$\log \text{ODR} = 2.76 + 6.30 \log d + 2.22 \log E$	0.868	75.4
	black earth	$\text{ODR} = -73.3 + 37.3d^2 + 391dE$	0.827	68.4
	rendzina	$\log \text{ODR} = 1.87 + 0.33 \log E$	0.809	65.5
	alluvial soil	$\log \text{ODR} = 2.17 - 1.66 \log d + 0.22 \log E$	0.835	69.8

と、レンジナは気相率 ($E, m^3 \cdot m^{-3}$) のみに依存し、一方、他の3種類の土壌では、気相率と仮比重 ($d, Mg \cdot m^{-3}$) との間に高い重相関のあることが認められた。すなわち、レンジナを除く3つの土壌では、締め固めによる影響を強く受けることが理解できる (表-3)。

Stepniewski²¹⁾ は、O.D.R. の場合と同様に、仮比重と水分張力が土壌の拡散係数 (D/D_0) に及ぼす影響を三次元座標に表示し、植物が生育阻害を起こす拡散係数の限界値 ($D/D_0=0.005$ および $D/D_0=0.02$) により囲まれる土壌条件を明らかにした。また拡散係数については $D/D_0=0.1 b^3 E$ (b : 土壌の構造を示す変数, E : 気相率) という式で近似でき、 $D/D_0=0.005$ に対応する E は次の値となった。レス土壌: 0.14—0.22, 沖積土壌: 0.01—0.02, レンジナ: 0.05—0.17, チェルノーゼム: 0.04—0.09で、レス土壌はもっとも高い値となり、酸素不足による生育障害の起こりやすい土壌条件になりやすいものと思われる。この事は、O.D.R. の低下による作物生育の阻害される土壌条件 (仮比重と水分張力) の範囲がもっとも狭い (図-3 参照) のはレス土壌であることと矛盾する印象を与える。Stepniewski²⁰⁾ は、巨視的には、O.D.R. と D/D_0 との間には比較的高い相関関係が認め

られるが、 $D/D_0=0.005$ 以下の付近では O.D.R. 値は大きく散乱し、 D/D_0 との相関は間接的かつ複雑になることを観察している (図-4)。

仮比重が高く、かつ水分張力の低い条件下において、作物の生育限界を示すのにもっとも適した指標を如何に決めるべきか。この事は、白石¹⁹⁾が整理した ii) 項目とも関係しており、多くの転換畑の研究成果の相互比較を困難にしている原因となっている。

Stepniewski²²⁾ は最後に、仮比重と水分張力が土壌硬度に及ぼす影響についても、三次元座標で描き、pF 1.0 から pF 3.0 までの水分環境下では、O.D.R. や D/D_0 の結果から考えて、レス土壌における作物の生育を阻害する主な要因は土壌硬土であり、その限界の仮比重は1.35付近にあると結論づけている。

作物の生育培地として、各種土壌の特徴を明らかにしようとした Stepniewski²⁰⁻²²⁾ の研究は、土壌管理についての有益な示唆を与えてくれるものと思われる。しかし作物生育が障害をうける限界値 (O.D.R., D/D_0 および土壌硬度) については、作物根系の生理や生態学的な観点から見なおす必要もあろう。

3. 土壌空気組成を変化させるその他の要因 (土壌呼吸)

作物に酸素を供給する場としての土壌の性質について述べてきたが、土壌ガスを利用する側から土壌空気組成を変化させる要因について言及したい。

Bond²³⁾ は各種作物を作付した土壌表面からの炭酸ガス発生について次の様な値を観察している (クローバー: 0.558, ライ麦: 0.285, セラセラ: 0.305, およびカラシ: 0.218 $g \cdot CO_2 \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$)。この結果は、作物の種類によって根系の呼吸量が異なることを示している。阿江・仁紫¹⁶⁾も大豆と飼料作物の根系の酸素要求量についての比較を行い (表-4)、大豆根粒の酸素要求量が著しく高いことを報告している。

作物根や作物根圏に生息する微生物による呼吸が土壌の空気組成にどのような影響を与えるのか。Gupta²⁴⁾らは、土壌空気中の炭酸ガス濃度は土壌水分と直線回帰で示される相関関係が成立することを示す一方、土壌呼吸量は作物根のバイオマスとも比例することを確認している。したがって土壌水分環境が類似している場合、土壌空気組成は作物根系の呼吸量を反映することになる。水田と隣接する転換畑に大豆およびソルガムを栽培した圃場の根域近付 (地下 8 cm および 15 cm) の土壌酸素濃度の測定結果を (図-5) に示す。大豆根域の酸素濃度はソルガムと比較して降雨後著しく低下することが観察され、作物根系の呼吸特性が土壌空気組成に変化をもたらすことが明らかである。

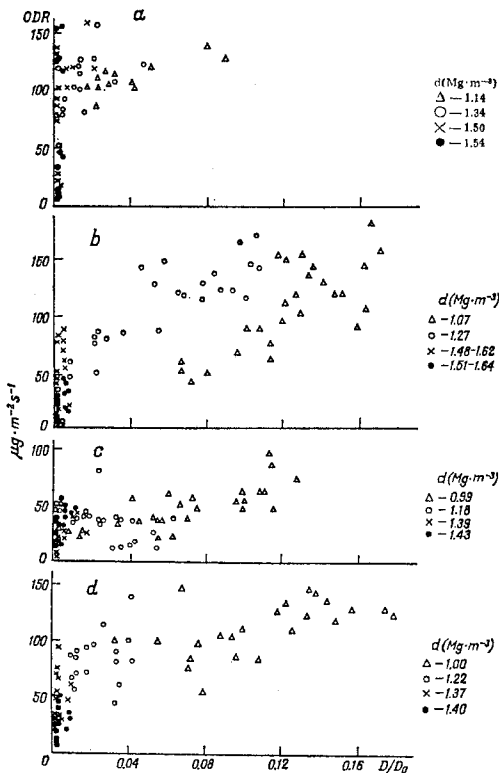
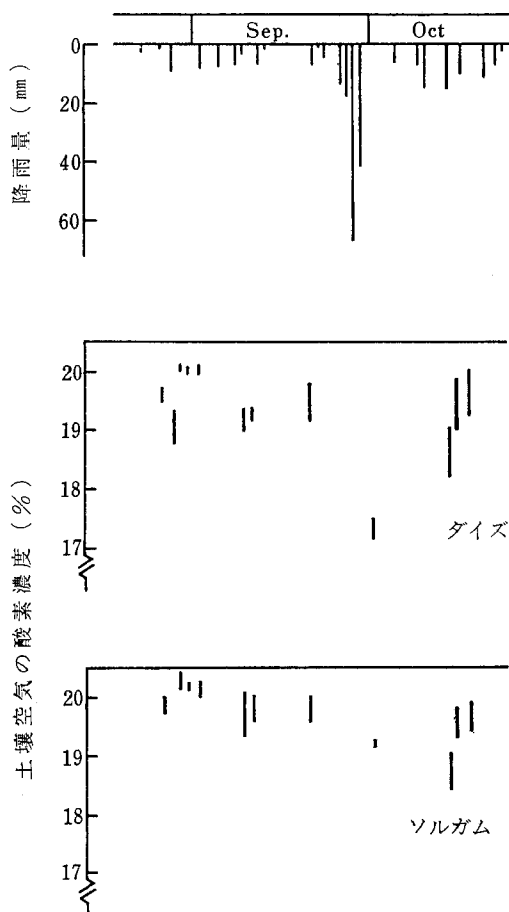


図-4 O. D. R. dependence on D/D_0 of soil (土壌a, b, c, d については図-3を参照) (Stepniewski : 1980)²⁰⁾

表—4 転換畑作物の地下部酸素消費量* (阿江・仁柴: 1983)¹⁶⁾

作物	20~30°Cにおける酸素消費量		
	根系 g あたり ($\mu\text{O}_2/\text{g}\cdot\text{min}$)	全根系あたり ($\mu\text{O}_2/\text{ポット}\cdot\text{min}$)	地上部 g あたり ($\mu\text{O}_2/\text{g}\cdot\text{min}$)
ダイズ 根	2—4.3	94—250	1.6—4.2
ダイズ 根粒	10—30		
トウモロコシ	0.8—1.8	97—216	0.5—1.2
ソルガム	1.4—2.4	93—156	0.8—1.5
ハトムギ	1.6—2.8	35—62	0.6—1.1

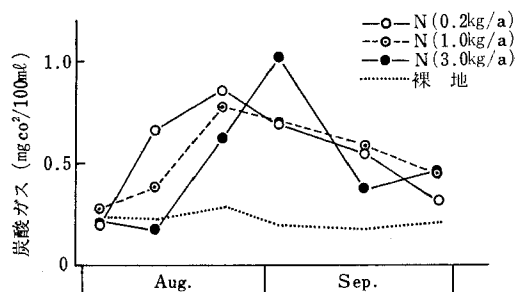
*新鮮重あたり, ポットで1ヵ月栽培した



図—5 ダイズおよびソルガムの作付が土壌中の酸素ガス濃度に及ぼす影響, 地下 8—14 cm の部位 (阿江: 未発表)

施肥や土壌管理が作物根系の生理作用に影響を与えることは周知の事実であるが, 土壌空気組成にも影響を及ぼすものであろうか。

大豆根粒の着生は土壌中の無機態窒素によって抑制されることが知られている。基肥窒素として, 0.2, 1.0, kg/a を硫酸で施用し, ポット栽培条件下における土壌

図—6 基肥窒素の多少がダイズの根系付近の炭酸ガス濃度に及ぼす影響, 窒素として硫酸を施用 (阿江・仁柴: 1983)¹⁶⁾

中の炭酸ガス濃度を測定した (図—6)。基肥窒素が少ない場合と比較して, 窒素多施区の炭酸ガス濃度は生育初期には低い, 生育が進み土壌中の無機態窒素が減少するにつれ根粒の着生量は増大し, それに伴って窒素多施区の炭酸ガス濃度は増大した。表—4 に示したように, 大豆根粒と根の酸素要求特性の違いから, 土壌空気中の炭酸ガスを測定することにより, 根粒の着生状況を推察することも可能と思われる。

作物の根圏を考えると, また根圏微生物によるガス代謝を無視することはできない。土壌呼吸のうち作物根系や根圏微生物の占める割合については, 根系による酸素消費量の52—62%が根面微生物によるものであると水耕実験の結果から推察している²⁵⁾。また, Baber and Martin²⁶⁾ は非殺菌根の炭酸ガス放出量は殺菌した根によるものの2倍にも達することを報告している。

植物にとって土壌中の無機栄養の存在状態は植物の生理的情况をも支配し, 細胞内の低分子物質の含量や細胞壁の透過性にも影響を与える。その結果, 根の分泌物の質的・量的変化をもたらされるが, この分泌物は根面および根圏微生物生存のためのエネルギー源となる。すなわち, 植物の栄養状態が根圏・根面微生物の活性をも左右することになる。

Tollender and Rheinbaden²⁷⁾ は春小麦にカリウムの供給量を減じたとき根系の呼吸量が増大することを認め

表—5 Respiration rates and bacterial population of roots as affected by K supply and aeration of the nutrient solution (Trolldenier and Rheinbaden : 1981)²⁵⁾

	Aerated		Not aerated	
	+K	-K ¹	+K	-K ¹
Respiration ²				
LSD at 5% : 40. 1	246	318	365	405
Number of bacteria ³ × 10 ⁶	332	2608	1154	2992
Shoot DM				
LSD at 5% : 0. 24	2. 61	1. 91	2. 34	1. 79

1. Plants grown for 8 days without K
2. $\mu\text{l O}_2$ consumption $\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{g}^{-1}$ root fresh weight
3. g^{-1} root fresh weight

ている。同様の現象は鉄欠乏でも観察されており、表面殺菌した根のみの呼吸量はむしろ低下し、そして根面微生物数が増加した。すなわち、カリウム欠乏により根から還元糖をはじめとする低分子物質が分泌し、それが根面微生物の増加とその呼吸量を増加させたものと考えられる(表—5)。これらの事から、土壌呼吸に関して土壌の養分状態—作物根系—土壌微生物の相互作用の一端が解き明かされたものと考えられる。

土壌空気に関する研究については、わが国では土壌の物理性の解明のための一側面として、主に研究の力点が置かれていたように思われる。クラスト形成が出芽に及ぼす影響(1)やあるいは作物生育に対する種々な土壌の物理的特性を比較検討(2)するには、まず作物根系の生理特性とともにその多様性を認識することが必要であろうと著者は考えている。すなわち、根系の発育阻害や呼吸阻害を引き起こす限界(酸素濃度や O.D.R. など)を知ること、各種土壌の物理的測定値に質的な意義をもたらせてくれる。作物の限界値によって土壌の特徴を明らかにした Stepniewski の一連の研究²⁰⁻²²⁾ は、今後大いに参考になるものと思われる(なお、1984年夏に Glinski, J and Stepniewski, W. による著者 "Soil Aeration and its Rols for Plant" が CRC press より刊行される予定であるが、著者はまだ見ていない)。

土壌呼吸(3)において、土壌空気組成の測定が土壌の物理的診断の他に作物根系の生理的な状態も診断できることを紹介した。最近、土壌病害の立場から抑止(型)土壌*の研究が進められている。ダイコン萎黄病の抑止土壌である黒ボク土で栽培したダイコン根圏の炭酸ガス発生量は発病促進土壌である赤土より多いことを駒田²⁸⁾は確認している。黒ボク土で病原菌の生存を不良にする機構については未解明であるが、土壌ガス代謝を研究することによって明らかになるものと思われる。今後の研究に期待したい。

注 * 作物などを長期間連作しても土壌病害の発生が

ないか、または非常に少ない土壌が経験的に知られている。この現象を抑止(型)土壌 (suppressive soli) と呼ばれている。抑止土壌の抑止性がすべての病害に及ぶものではなく、特定の病原菌名を付して、例えば Fusarium usppressive sail と表記される。これに対し発病の多い土壌は促進土壌 (conductive soil) と言われている。

謝 辞

本報告をまとめるにあたり御助言をいただいた中国農業試験場箱石 正室長に感謝いたします。

引用文献

- 1) Russel, E.W.: Soil condition and plant growth, 10th edition, Longman, 409—410 (1973).
- 2) Farrell, D.A., Greacen, E.L. and Gurr, C.G.: Vapor transfer in soil due to air turbulence, Soil Sci., **102**, 305—313 (1966).
- 3) Callebaut, F., Gabriels, D. and De Boodt, M.: Time responses of sugar beet germination, oxygen diffusion and redox potential to crust formation, polyacrylamide stabilization and peroxide fertilization, Geoderma, **25**, 275—283 (1981).
- 4) Callebaut, F., Magunda, M.K., Gabriels, D. and De Boodt, M.: Oxygen diffusion and redox potential as influenced by crust formation in a clay soil, The 9th Conference of the International Soil Tillage Research Organization, ISTRO, Yugoslavia, 423—428 (1982).
- 5) Stolzy, L.H. and Letey, J.: III, Correlation of plant response to soil oxygen diffusion rates, Hilgardia, **35**, 567—576 (1964).
- 6) Glinski, J., Dobrzanski, B., Labuda, S. and Stepniewski, W.: Soil oxygen conditions for the emergence of tomato seedlings in the soil, Polish J. Soil Sci., **11**, 81—88 (1978).
- 7) Erickson, A.E. and VanDoren, D.M.: The relation of plant growth and yield to soil oxygen availability, Seventh Int. Soils Congress III. 428—434 (1960).
- 8) Wengel, R.W.: Emergence of corn in relation to soil oxygen diffusion rates, Agron. J., **58**, 69—72 (1966).
- 9) Kaack, K. and Kristensen, K.J.: Emergence and seedling growth related to oxygen content and oxygen diffusion rate in different soils, Agron. J. **59**, 541—544 (1967).
- 10) Hughes, T.D., Stone, J.F., Hiffine, W.W. and

- Gingrich, J.R.: Effect of soil bulk density and soil water pressure on emergence of grass seedlings, *Agron. J.*, **58**, 549—553 (1966).
- 11) 堀 裕・杉山直義: 蔬菜類種子の発芽に及ぼす酸素及び炭酸ガス濃度の影響, *園芸学会雑誌*, **22**, 72—80 (1953).
- 12) Glinski, J. and Stepniewski, W.: Model investigations of the effect of soil oxygenation on the emergence of cereal plants, *Folia Societatis Scientiarum Lublinensis*, **23**, 45—51 (1981).
- 13) 森 哲郎・小川和夫: 土壌空気と作物生育, *土壌の物理性*, **19**, 13—19 (1969).
- 14) 梅林正直: 施設栽培における土壌空気について, *土壌の物理性*, **26**, 38—46 (1972).
- 15) 小川和夫・森 哲郎・安田 環: 土壌の物理的要因と作物の生育に関する研究 (第3報) 土壌空気の組成について, *東近農試研報*, **19**, 81—97 (1970).
- 16) 阿江教治・仁紫宏保: ダイズ根系の酸素要求特性および水田転換畑における意義, *土肥誌*, **54**, 453—459 (1983).
- 17) Ae, N.: Oxygen demand characteristics of soybean relevant to crop diversification in paddy fields, *JARQ*, **18**, 20—26 (1984).
- 18) Grable and Siemer, E.G.: Effects of bulk density, aggregate size, and soil water suction on oxygen diffusion, redox potentials, and elongation of corn roots, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **32**, 180—186 (1968).
- 19) 白石勝恵: 水田土壌の物理性が飼料作物の生育・収量におよぼす影響, 第4報 作土の構造と地下水位の高低が土壌の通気性と青刈ソルガムの生育におよぼす影響, *九州農試報*, **19**, 113—132 (1976).
- 20) Stepniewski, W.: Oxygen diffusion and strength as related to soil compaction I. ODR, *Polish J. Soil Sci.*, **13**, 3—13 (1980).
- 21) Stepniewski, W.: Oxygen diffusion and strength as related to soil compaction II. Oxygen diffusion coefficient, *Polish J. Soil Sci.*, **14**, 3—13 (1981).
- 22) Stepniewski, W.: Oxygen diffusion and strength as related to soil compaction III. Soil strength, water retention, *Polish J. Soil Sci.*, **14**, 15—24 (1981).
- 23) Bond, G.: Symbiosis of leguminous plants and nodule bacteria I. Observations on respiration and on the extent of utilization of host carbohydrates by the nodule bacteria, *Ann. Botany, N.S.*, **5**, 313—337 (1941).
- 24) Gupta, S.R. and Singh, J.S.: Soil respiration in a tropical grassland, *Soil Biol. Biochem.*, **13**, 261—268 (1981).
- 25) Trolldenier, G. and Rheinbaden, W.V.: Root respiration and bacterial population of roots I. Effect of nitrogen source, potassium nutrition and aeration of roots, *Z. Pflanzenernaehr. Bodenk.*, **144**, 366—377 (1981).
- 26) Barber, D.A., and Martin, J.K.: The release of organic substances by cereal roots into soil, *New Phytol.*, **76**, 69—80 (1976).
- 27) Trolldenier, G. and Rheinbaden, V.W.: Root respiration and bacterial population of roots II. Effect of nutrient deficiency, *Z. Pflanzenernaehr. Bodenk.*, **144**, 378—384 (1981).
- 28) 駒田 且: 土壌病害に対する発病抑止土壌とその利用, *研究ジャーナル*, **6**, 11—15 (1983).

II—10 土 壌 と 大 気 間 の ガ ス 交 換

陽 捷 行*

1. はじめに

土壌空気の成分は大気の成分とは大いに異なる。それは土壌中の物質が変化する過程で、多くのガス成分が絶えず生成あるいは消失されているためである。ガスの生成・消失は植物根による作用、土壌微生物による作用および物理・化学作用などによっておこる。そこでは主に O_2 が消費され CO_2 が生成されているが、他にも H_2 , CH_4 , N_2 , N_2O , NO , NO_2 , NH_3 , 揮発性アミン, H_2S , CH_3SH , CS_2 , $(CH_3)_2S$, $(CH_3)_2S_2$, COS などが生成され、大気系へ一部放出されている。

一方、これに対して、土壌は大気中のガス成分を吸収するという機能ももちあわせている。土壌がガス成分を吸収する能力をもつという事実は、近代土壌学の創始者のひとりである Raman¹⁾ の書にすでに記載されている。しかし、土壌のもつこの特性は近年の環境科学の中で見落されてきたきらいがある。人間活動の質的かつ量的な変化にともなって増加した大気ガス成分、例えば SO_2 , H_2S , CH_3SH , NO , NO_2 , CO などは逆に土壌に吸収されている。

* 農業環境技術研究所

この土壌系から大気系、大気系から土壌系へのガスの移動には拡散または mass flow が関与している。

これらの現象が農業や環境におよぼす影響としては、資源の消費、作物へのガス障害、大気汚染浄化機能、地球規模での環境保全などがあげられる。さらに自然界での物質循環、土壌生成過程にも関与している。

ここでは土壌から放出されるガス成分のうち、上記の問題に関係の深い窒素と硫黄を中心にして、その発生のメカニズムと環境への影響などについての知見と、大気有害ガス成分の土壌への吸収機構についての知見を述べる。

2. 大気系への放出

1) 窒素ガス成分

(a) 発生のメカニズム

窒素ガスの発生メカニズムを研究した報告は古くから数多くあるが、最近 Freney ら²⁾によって編集された総説にはみごとにこの点が明確にされている。

既往の研究とこの総説を整理すると、土壌から発生する窒素の生成メカニズムは表-1 のようになる。これらのガスの大気濃度もあわせて表-1 に示した。脱窒とは NO₃⁻ または NO₂⁻ から N₂O または N₂ の生化学的還元と定義され、一連の酵素反応から成り立つ。硝酸化成(以下硝化とする)過程での N₂O 発生は最近明らかにされた知見である³⁻⁵⁾。これは NH₄⁺ が NH₂OH、NO₂⁻ および NO₃⁻ に硝化される過程で N₂O が生成され、主として *Nitrosomonas* 属の細菌が関与するといわれているが、発生過程はまだ完全に解明されてはいない。アンモニア揮散はアルカリ性の土壌でおこる²⁾。最近 pH の高い水田での NH₃ 揮散が問題になっている。化学的脱窒とは、土壌中の亜硝酸が集積したときにおこる窒素ガスの生成のことである²⁾。これは土壌の微生物活性を停止させた場合にもおこるのが特徴で、N₂、N₂O、NO および NO₂ が生成される。CH₃ONO の生成もあるといわれている⁶⁾。

(b) 環境への影響

NO, NO₂, NH₃ などは古くから酸性雨やエアロゾルの原因物質などとして知られている。尿素肥料の利用が高まり、廃棄物の土壌への施用量が増大している近年、これらのガスの放出量も増加していると考えられる。

地表から 20~25 km の高さに分布するオゾン層は太陽から来る紫外線のうち 320 nm より短い部分を吸収して、地表の生物を保護する役割を果たしている。ところが地球表面から発生する N₂O によって、このオゾン層が破壊されていることが最近明らかになってきた⁷⁾。N₂O の一部は O(1D) との反応により NO にかわり、この NO がオゾンと反応してオゾンを分解するというのである。また N₂O は波長 7.8 μm の赤外領域に強い吸収帯をもち、CO₂ と同様に地表面から輻射される赤外線の一部を吸収するため、地表面の熱収支のバランスにも影響を与える(温室効果)といわれる⁸⁾。

ところで、食糧増産のために大量に用いられる施肥窒素が、この N₂O の発生源のひとつであることがわかってきた⁹⁾。今のままの状態がつけば、21世紀には0.1~20%の範囲でオゾンが消失するであろうと推定する研究者もあらわれている¹⁰⁾。

(c) 土壌からの放出量

好気のおよび嫌気的条件下のいずれでも NO は生成する。大気に放出された NO は NO₂ に酸化される。放出量は pH, 有機物, 温度, 水分, 土壌型と肥料の形態などに依存している²⁾。普通畑での 0.06~0.73 × 10⁻¹¹ kg · N · m⁻² · S⁻¹, 牧草畑での 0.1~5.0 × 10⁻¹¹ kg · N · m⁻² · S⁻¹ の測定例などがある²⁾。土壌から大気に放出されたこれらのガスは土壌や植物により再び吸収されることもあるといわれる。

N₂O の放出量を測定した例は最近かなり報告されるようになった。好気条件下でのそれらのデータをまとめると、施肥窒素の約 0.05~1.5% が N₂O として土壌から大気に放出される²⁾。水田のような嫌気条件下の土壌での測定例は少ない。水田に尿素を施用した場合、0.001~0.05% の窒素が N₂O として放出した¹¹⁾。リン酸アンモニウムを施肥した場合、火山灰土壌、沖積土壌でそれ

表-1 土壌から発生する含窒素ガスの生成メカニズムとそれらのガスの大気濃度 (ppb)

各種ガスの生成メカニズム	NO ₂	NO	N ₂ O	N ₂	NH ₃
生物的過程 { 脱窒	-	+	+	+	-
{ 硝化	-	-	+	-	-
非生物的過程 { 化学的脱窒	+	+	+	+	-
{ アンモニア揮散	-	-	-	-	+
大気濃度 { 都会	20-500		305	78%*	1-20
{ 田園	1-10		300±4	78%*	1-5

* N₂については%表示

表—2 土壌から発生する揮発性硫黄成分とその主な起源 (Minami, K. 1982)

含硫黄成分	H ₂ S	COS	CH ₃ SH	(CH ₃) ₂ S	CS ₂	(CH ₃) ₂ S ₂
硫 酸 塩	+	—	—	—	—	—
チ オ 硫 酸 塩	—	—	—	—	+	—
メ チ オ ニ ン	—	—	+	+	—	+
シ ス チ ン	+	+	—	—	+	—
シ ス テ ィ ン	+	+	—	—	+	—
チオシアン酸塩	—	+	—	—	—	—

ぞれ 0.33, 0.55% が放出された¹²⁾。

尿素を施肥した場合の NH₃ 揮散の測定例は多い。施肥方法により NH₃ 揮散量は著しく影響をうける。草地土壌で26~80%の揮散例がある²⁾。アルカリ土壌の水田で50%以上の揮散例もある²⁾。

(d) 発生抑制技術

これらのガスの土壌中での発生量を抑制するためには、施肥管理技術の改善、緩効性肥料、硝化・脱窒抑制剤の開発などが考えられる。しかし、これらの問題に取りくんだ研究は少ない。Bremner ら³⁾は nitrapyrin を用いて、陽ら⁵⁾は AM (2-amino-4-chloro-6-methylpyrimidine) を用いて硝化作用を抑制することによって、N₂O の発生も抑制されることを明らかにしている。硝化、脱窒および化学的脱窒の過程で生成される窒素ガスを制御する技術については、今後の研究に期待するところが大きい。

2) 揮発性硫黄成分

(a) 発生メカニズム

土壌で生成され、大気に放出される各種の揮発性硫黄成分と、生成に関与する土壌中の含硫黄成分との関係を表—2 に示した¹³⁾。これはたん水した嫌気条件下の土壌からの生成例である。硫酸根からの H₂S を除けば好気条件下の畑土壌でも同様なガスが発生するが、量的にははるかに少ない。同様な関係をアメリカのアイオワ土壌をつかかって示した例がある¹⁴⁾。土壌に有機物資材を添加すると、発生量は増加し、ガスの種類は添加有機物で異なる^{15,16)}。

(b) 環境への影響

大気に放出された揮発性の硫黄成分はどのようなのであろうか。H₂S, CS₂, CH₃SH, CH₃SCH₃, CH₃SSCH₃ は対流圏で酸化され SO₂ に変わり、大気中の水に溶存し、硫酸根となって酸性雨として地上に降りそそぐといわれる¹⁷⁾。また、CS₂ の一部は COS に変わる。COS は化学的に安定しているので対流圏から成層圏に移動する。これも成層圏で様々な反応をおこした後、酸性雨となって地上に降りそそぐことになる¹⁷⁾。

(c) 土壌からの放出量

土壌からの含硫黄ガスのフラックスの測定例はきわめて少ない。Adams ら¹⁸⁾は表—2 の6種のガスのフラックスを6種の土壌別について測定した。それによれば、全硫黄のフラックスは 0.002~152.4 g·S·m⁻²·yr⁻¹ の範囲にあった。その他の測定例については Aneja ら¹⁹⁾がまとめた報告がある。わが国の土壌は、硫酸根肥料が投与されたり、硫黄を含む海水の飛沫を受けることが多いため、硫黄含量が高い。これらの硫黄の一部がどのような変化を受けて大気に放出されるのか、また放出されているとしたらどのようにしてそれを抑制するのかなどは今後検討を要する問題であろう。

3) その他の成分

ガス状の炭化水素化合物は嫌気条件下の土壌の有機物の転移の指標として注目されている。それらは作物の生育に影響すると同時に、大気有害ガス成分にもなる。Van Cleemput ら²⁰⁾は24種の土壌をたん水して、25°C で90日間インキュベーションした結果、CH₄, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₈ の発生を認めた。発生量もこの順で多いことを明らかにした。Goodlass ら²¹⁾は嫌気条件下の土壌で CH₄, C₂H₆, C₂H₄, C₃H₈, C₃H₆, C₄H₁₀ の発生を認めている。しかし、これらの炭化水素系のガスの発生メカニズムや発生量についての研究は十分に進んでいるとはいいがたく、今後、研究の発展が期待される。

なお、ここで、用いた文献2)は引用の頻度が多いため、著者、ページ数など省略した。

3. 土壌系への吸収

1) 窒素ガス成分

大気中には N₂ を除けば、主として4種の窒素ガス、N₂O, NH₃, NO₂, NO が存在する。まず NO₂ について述べる。

NO₂ が土壌に吸収されることは Aldrich ら²²⁾ によって明らかにされた。Nelson ら²³⁾ は、土壌への亜硝酸投与により生ずるガス生成の研究から、酸性土壌で NO₂ の発生を認めなかったが、これは NO₂ が土壌に吸収されるためであることを明らかにした。Abeles ら²⁴⁾ は大気汚染物の最終的ゆえが土壌にあることに着目して、

NO₂の土壌への吸収現象を明らかにした。Pratherら²⁵⁾はNO₂の土壌による吸着能、吸着速度の測定を行なった。その結果、空気が乾燥しているとNO₂の土壌による吸着能はNO₂濃度に依存すること、空気が湿っていると、NO₂は乾燥空気より吸着能が10倍高く、NO₂の濃度に影響しないことがわかった。Ferenbaughら²⁶⁾はNO₂の吸着能は、乾土>風乾土>圃場水分土の順になることを明らかにした。NO₂は吸着したあとNO₂⁻、NO₃⁻になるが、吸着メカニズムに微生物は関与しないようである²⁷⁾。

Mortland²⁸⁾は、遷移元素でモンモリロナイト、ノントロナイトの交換基を飽和すると、NOガスがこれらの粘土鉱物に吸着されることを赤外吸収を用いて証明した。NO吸収における有機物の役割は知られていないが大きいであろう。Ganzら²⁹⁾は、泥炭1mに0.35%のNOを通過させると、ほとんどすべてのNが除かれると報告している。Pratherら³⁰⁾の研究から石灰質土壌によるNOの吸着速度、吸着能、温度の影響が明らかになった。吸着能は土壌の表面積、NO濃度に比例し、温度が上昇すると減少する傾向にあった。NO吸着後は土壌のpHは低下し、土壌中のNO₃⁻、NH₄⁺が増加した。

アンモニアは大気中でNH₃ガスとしてよりむしろ水滴に捕集され、NH₄⁺として存在するから、ガス状のNH₃として直接土壌に吸着されることは少ないであろう、なお土壌とアンモニアガスの吸着についてはAshworth³¹⁾が理論的解説を行なっている。

N₂Oは非常に安定したガスで、大気での平均滞留時間は10年以上¹⁷⁾であるから、一般的には土壌による吸収はないと考えられる。しかし、Freneyら³²⁾は畑土壌で、陽ら³³⁾は畑および水田土壌でN₂Oが吸収される現象をみつけた。水田での吸収は田面水でのN₂Oの溶解度、還元状態などと関係していると考えられるが、吸収のメカニズムについては今後の研究に期待したい。

2) 含硫黄ガス成分

土壌がSO₂、H₂S、CH₃SHを吸着し、大気中の硫黄成分を浄化することはSmithら³³⁾によって報告された。その後Bremnerら³⁴⁾は8種の含流ガス、SO₂、H₂S、CH₃SH、(CH₃)₂S、(CH₃)₂S₂、CS₂、COS、SF₆について、畑土壌への吸着能のちがいを調べた。その結果、土壌の水分条件および微生物の有無で吸着能にちがいがあることが明らかになった。陽ら¹⁶⁾はたん水状態の水田土壌での含硫ガス成分の土壌吸収能を明らかにした。吸収能の順位はH₂S>CH₃SH>(CH₃)₂S>(CH₃)₂S₂>CS₂>COSであった。

大気汚染物質の代表的成分であるSO₂の土壌吸着については多くの報告がある。吸着に関与する要因として、土壌のpH、粘土鉱物組成、微生物フロラ、土壌の

水分含量、有機物含量などがあげられているが、吸着にもっとも強く影響する要因は土壌水分であろう^{35,36)}。

3) その他の成分

Jaffe³⁷⁾は土壌または土壌のある成分がCOの吸収に関与することを明らかにした。つづいてInmanら³⁸⁾はCO吸収に土壌微生物が関与していること、吸収量は有機物含量が高い程、またpHが低い程大きいことを明らかにした。その後、Inmanら³⁹⁾はCO吸着に関与するfungiを見つけた。さらにIngersollら⁴⁰⁾は野外での測定を行ない、圃場、自然植生土壌などでのCOの吸収速度のちがいを求めた。

オゾンが土壌に吸着され大気から除かれること^{41,42)}、炭化水素化合物(C₁~C₆)が土壌に吸収されること⁴³⁾なども明らかになってきた。その他の大気汚染物質の土壌による吸収に関しては、少し古い文献だが、Bohn⁴⁴⁾の総説が参考になる。

以上、大気ガスの土壌への吸収現象とそのメカニズムについて若干ふれた。これらのことから土壌は大気有害ガス成分の浄化機能として、すぐれた役割を果たしていることがわかる。しかし、その定量的把握や吸収のメカニズムについてはまだ未解明な部分が多い。

4. おわりに

無生命の空間である宇宙空間を生命圏に変えているのは今のところ地球環境だけである。その地球環境の主役をつとめているのは大気と水と土壌であろう。土壌と水が人間活動により影響を受け始めて久しいが、これらは地球規模で見れば、どちらかといえば点的汚染としてとらえられてきた。近年、人間活動の質的・量的な変化にともなって大気環境までも少しずつ悪化しつつあることが指摘され始めた。それは、すでに書いたように地球表面からのN₂Oの発生量の増大にともなう成層圏のオゾン層の減少や、硫黄ガスなどによる酸性雨の増大、エアロゾルの増大にともなう気候の変化などにあらわれている。

このような背景のもとで、大気環境と土壌環境との関係をとらえてみたのがこのレビューである。地球がひとつの生命体であるとすれば、土壌ガスと大気ガスの交換は雄大な地球の呼吸ともとらえられよう。地球の健全な呼吸がどのようなものであるのか、健全な呼吸を維持するためには土壌をどのように管理したらいいのか、今後われわれに残された課題は多い。

さらに、その課題を解明するためには土壌を単なる無機物としてとらえるのではなく、生物地球化学の一分野として積極的に位置づけていく必要がある。土壌学にはまだ解決していかなければならない課題が多く残されている。

引 用 文 献

- 1) Ramann, E.: *Bodenkunde*, 2 Auf., 293—297 Verlag von Julius Springer, Berlin (1905).
- 2) Gaseous Loss of Nitrogen from Plant-Soil Systems, ed. J.R. Freney and J.R. Simpson, Martinus Nijhoff/Dr. W. Junk Publishers, The Hague (1983).
- 3) Denitrification, Nitrification, and Atmospheric Nitrous Oxide, ed. C.C. Delwiche, A. Wiley-Interscience Publisher, John Wiley and Sons, New York, Chap. 8, 151—190 (1981).
- 4) Bremner, J.M. and A.M. Blackmer: Nitrous oxide, Emission from soils during nitrification of fertilizer nitrogen, *Science*, **199**, 295—296 (1978).
- 5) 陽 捷行・大西 将・福土定雄: 土壌中の硝酸化成の過程で発生する N_2O , *土肥誌*, **54**, 277—280 (1983)
- 6) Stevenson, F.J. and R.J. Swady: Nitrosation of soil organic matter: 1. Nature of gases evolved during nitrous acid treatment of lignins and humic substances, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **28**, 773—778 (1964).
- 7) Baum, R.M.: Stratospheric science undergoing change, *Chem. Eng.*, Sept. **13**, 21—34 (1982).
- 8) Wang, W.C., Y.L. Yung, A.A. Lacis, T. Mo, J.E. Hansen: Greenhouse effects due to man-made perturbation of trace gases, *Science*, **194**, 685—690 (1976).
- 9) Council for Agricultural Science and Technology: Effect of increased nitrogen fixation on stratospheric ozone. in *CAST Pep.*, No. 53, 1—33, Iowa State Univ., Ames, Iowa (1976).
- 10) Knowles, R.: Denitrification, In *Soil Biochemistry*, 5, ed. E.A. Paul and J.N. Ladd, 323—369, Marcel Dekker, New York (1981).
- 11) Smith, C.J., M. Brandon and W.H. Patrick, Jr.: Nitrous oxide emission following urea-N fertilization of wetland rice, *Soil Sci. Plant Nutr.*, **28**, 161—172 (1982).
- 12) 農水省農技研化学部土壌第2科, 昭和57年度研究成績, 67—101 (1983).
- 13) Minami, K.: Volatilization of sulfur from paddy soils, *Japan Agr. Res. Quart.*, **15**, 167—171 (1982).
- 14) Bremner, J.M.: Role of organic matter in volatilization of sulphur and nitrogen from soils, In *Soil organic matter studies*, II. 229—240 IAEA Vienna (1977).
- 15) Banwart, W.L. and J.M. Bremner: Evolution of volatile sulfur compounds from soils treated with sulfur-containing organic materials, *Soil Biol. Biochem.*, **8**, 439—443 (1976).
- 16) 陽 捷行・岡山清司・福土定雄: 有機物添加土壌から発生する含硫ガス成分, *土肥誌*, **52**, 375—380 (1981).
- 17) Chameides, W.L. and D.D. Davis: Chemistry in the troposphere, *Chem. Eng.*, Oct. **4**, 38—52 (1982)
- 18) Adams, D.F., S.O. Farwell, M.R. Pack and W.L. Bamesberger: Preliminary measurements of biogenic sulfur-containing gas emissions from soils, *J. Air Poll. Cont. Assoc.* **29**, 380—383 (1979).
- 19) Aneja, V.P., A.P. Aneja and D.F. Adams: Biogenic sulfur compounds and the global sulfur cycle, *J. Air Poll. Cont. Assoc.*, **32**, 803—807 (1982).
- 20) Van Cleemput, O., A.S. El-Sebaay and L. Baert: Production of gaseous hydrocarbons in soil, in *Physicochemical behavior of atmospheric pollutant* ed. Versino, B and Otr, H. 349—355 (1982).
- 21) Goodlass, G. and Smith, K.A.: Effects of organic amendments on evolution of ethylene and other hydrocarbons from soil, *Soil Biol. Biochem.*, **10**, 201—205 (1978).
- 22) Aldrich, D.G. and J.R. Buchanan: Laboratory studies of reactions between injected liquid nitrogen dioxide and various soils, with special reference to its possible use as a fertilizer, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **19**, 42—47 (1955).
- 23) Nelson, D.W. and J.M. Bremner: Gaseous products of nitrite decomposition in soils, *Soil Biol. Biochem.*, **2**, 203—215 (1970).
- 24) Abeles, F.B., L.E. Craker, L.E. Forrence, and G.R. Leather: Fate of air pollutants: Removal of ethylene, sulfur dioxide, and nitrogen dioxide by soil, *Science*, **173**, 914—916 (1971).
- 25) Prather, R.J., S. Miyamoto, and H.L. Bohn: Sorption of nitrogen dioxide by calcareous soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **37**, 860—863 (1973).
- 26) Ferenbaugh, R.W., W.S. Gaud, and J.S. States: Pollutant sorption by desert soils, *Bull. Env. Contam. Toxicol.*, **22**, 681—687 (1979).
- 27) Ghiorse, W.C. and M. Alexander: Effect of microorganisms on the sorption and fate of sulfur dioxide and nitrogen dioxide in soil, *J. Env. Qual.*, **5**, 227—230 (1976).
- 28) Mortland, M.M.: Nitric oxide adsorption by clay minerals, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **29**, 514—519

- (1965).
- 29) Ganz, S.N.: Removal of nitrogen oxides, sulfur dioxide, and sulfuric acid vapor and spray from waste gases by alkaline peat sorbents under industrial conditions, *Chem. Astra.*, **69**, 12755 n (1968).
- 30) Prather, R.J., S. Miyamoto, and H.L. Bohn: Nitric oxide sorption by calcareous soils: 1. Capacity, rate, and sorption products in air dry soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **37**, 877—879 (1973).
- 31) Ashworth, J.: Reactions of ammonia with soil: 1. Adsorption isotherms and calorimetric heats of adsorption of ammonia gas on homo-ionic soil, *J. Soil Sci.*, **24**, 104—116 (1973).
- 32) Freney, J.R., O.T. Denmead, and J.R. Simpson: Soil as a source or sink for atmospheric nitrous oxide, *Nature*, **273**, 530—532 (1978).
- 33) Smith, K.A., J.M. Bremner, and M.A. Tabatabai: Sorption of gaseous atmospheric pollutants by soils, *Soil Sci.*, **116**, 313—319 (1973).
- 34) Bremner, J.M. and W.L. Banwart: Sorption of sulfur gases by soils, *Soil Biol. Biochem.*, **8**, 79—83 (1976).
- 35) Payrissat, M. and S. Beilke: Laboratory measurements of the uptake of sulphur dioxide by different European soils, *Atmos. Environ.*, **9**, 211—217 (1975).
- 36) Minami, K., Oshima, and S. Fukushi: Laboratory measurements of the sorption velocity of sulfur dioxide by soils and soil constituents, *Soil Sci. Plant Nutr.*, **26**, 405—413 (1980).
- 37) Jaffe, L.S.: Ambient carbon monoxide and its fate in the atmosphere, *J. Air Poll. Cont. Ass.*, **18**, 534—538 (1968).
- 38) Inman, R.E., R.B. Ingersoll, and E.A. Levy, Soil: A natural sink for carbon monoxide, *Science*, **172**, 1229—1231 (1971).
- 39) Inman, R.E. and R.B. Ingersoll: Uptake of carbon monoxide by soil fungi, *J. Air Poll. Contr. Ass.*, **21**, 646—647 (1971).
- 40) Ingersoll, R.B., R.E. Inman, and W.R. Fisher: Soil's potential as a sink for atmospheric carbon monoxide, *Tellus*, **26**, 151—159 (1974).
- 41) Turner, N.C., P.E. Waggoner, and S. Riche: Removal of ozone from the atmosphere by soil and vegetation, *Nature*, **250**, 486—489 (1974).

- 42) Turner, N.C., S. Rich, and P.E. Waggoner: Removal of ozone by soil, *J. Environ. Qual.*, **2**, 259—264 (1973).
- 43) Bohn, H.L., G.K. Prosocki, and J.G. Eckhardt: Hydrocarbon adsorption by soils as the stationary phase of gas-soil chromatography, *J. Environ. Qual.*, **9**, 563—565 (1980).
- 44) Bohn, H.L.: Soil absorption of air pollutants, *J. Environ. Qual.*, **1**, 372—377 (1972).

II—11 土と根の境界が根の吸水に及ぼす影響

長谷川 周 一*

1. はじめに

土中から根に向う水の流れは、三つの異なった領域を通過して根に達する。すなわち、まず、土中のマトリックポテンシャル勾配の影響を受ける領域 (pararhizal)、ついで根の吸引力の影響を強く受ける領域 (rhizosphere)、そして最後に土と根の境界面 (interface) である。Pararhizal と rhizosphere の間の明確な線引きは出来ないが、後者はせいぜい根から数 mm の範囲と考えて良い。Rhizosphere は、元来、根の近くの微生物作用が盛んな領域を意味し、根圏と訳されている。根圏は、一方では、根群と同様の意味に解釈されることもあるので注意する必要がある。

本小論では、根圏と土と根の境界面における根の吸水に関連する諸現象について、既往の知見を紹介するとともに、これらの諸現象を解明するにあたっての問題点を述べる。

“土と根の境界”は我々にとって比較的なじみの薄い領域であるが、海外では、今までにいくつかのまとまった総説も出されている。境界および根の内部の水移動については、Cowan と Milthorpe (1968)¹⁾、Newman (1974)²⁾、Tinker (1976)³⁾、Taylor と Klepper (1978)⁴⁾等を参照されたい。また、Russel 著 (1977) の *Plant root systems* (田中訳、作物の根系と土壌)⁵⁾ および、Harley と Russel 編 (1979) の *The soil-root interface*⁶⁾には、水移動を含む土と根の境界面における諸現象が紹介されている。

* 農業土木試験場

2. 根圏の流動抵抗

(a) 問題の提起 根の吸水により根圏の水分が減少すると、土の不飽和透水係数は急激に低下し、根圏の水移動に対する抵抗（流動抵抗）が増大する。1950年代前半にいたるまで、根の吸水速度を低下させる原因としては、もっぱら根圏の透水性の低下のみが考えられ、根から葉にいたる植物体中の流動抵抗は無視されて来た。しかし、1950年代の後半になると、-15 bar までの低水分領域を含む土の不飽和透水係数の測定法が開発され、根圏の流動抵抗を定量的に評価出来るようになった。加えて、植物体の流動抵抗の値も明らかにされてきた結果、従来の考え方がむしろ否定されるに至った。すなわち、通常の土中水分領域では、根圏の流動抵抗は植物体のそれに比較して小さいという見解が支配的となり、現在に至っている。しかしながら、両者の流動抵抗の大小については、依然として議論の余地があり、ポット栽培のような均一で浅い根系とは場で見られる不均一で深い根系とでは、根圏と植物体の流動抵抗の評価に異なる見解もみられる。また、後述の土と根の境界面の流動抵抗は、現状では、根圏または植物体の一部とみなされて処理されることが多い。各流動抵抗の大きさとその領域を明確にすることが非常に重要である。

(b) 根圏の大きさ 根圏の範囲について、前項で根の表面からせいぜい数 mm であると述べたが、一般に、その大きさは(1)式によって計算されることが多い。

$$b = (\pi L_v)^{-1/2} \quad \dots\dots(1)$$

ここで、 L_v は根の密度で、 1 cm^3 の土中の根の長さ (cm) であり、 b は隣り合う根までの距離の 1/2 の値に相当する。土中水は、この b 点を境としてそれぞれの根に向かって移動すると考えられるので、 b の値を根圏の大きさと見なす訳である。根の密度が $1.0, 5.0, 10.0 \text{ cm/cm}^3$ の場合、 b の値はそれぞれ、 $5.6, 2.5, 1.8 \text{ mm}$ である。根の密度は、イネのように分ゲツする植物や多年生の牧草では、表層土で 10 cm/cm^3 を超える場合があるが、ダイズやトウモロコシでは 5 cm/cm^3 以下のことが多い。

(c) 根圏の流動抵抗 根圏や植物体の流動抵抗は、電気のオームの法則と類似の形を有する van den Honert の式により与えられる。

$$E = \frac{\phi_s - \phi_r}{R_s} = \frac{\phi_l - \phi_r}{R_p} \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 E は蒸散量、 ϕ_s, ϕ_r, ϕ_l はそれぞれ根圏、根、葉の水ポテンシャル (根圏ではマトリックポテンシャル、植物体では浸透および圧力ポテンシャルが主要であるが、ここではこれらを一括して水ポテンシャルと呼ぶ)、 R_s, R_p は根圏および植物体の流動抵抗である。

根圏の流動抵抗を(2)式から直接計算するためには、根圏と根の水ポテンシャルの値を知ることが必要であるが、一般に、これらの実測は困難である。そこで、Newman (1969)⁷⁾ は single root model を用いて、根圏の透水係数と R_s を関連づけた。Single root model は、個々の根に向って土中水が放射状に移動するとの仮定のもとで、土中水の移動にダルシー式を適用して解いたモデルで、定常状態では(3)式によって与えられる (Gardner, 1960)⁸⁾。

$$\phi_s - \phi_r = \Delta\phi = \frac{q}{2\pi k} \ln \frac{b}{a} \quad \dots\dots(3)$$

ここで、 $\Delta\phi$ は根圏と根の水ポテンシャル差、 q は単位長さの根が単位時間に吸水する量 (吸水率)、 k は根圏の透水係数、 a は根の半径、 b は(1)式で与えられる値である。実際の根の吸水は定常状態で行われていないが、定常状態と仮定しても結果に大きな影響はないと言われていている (Passioura と Cowan 1968)⁹⁾。蒸散量は、根の吸水率と単位地表面積当りの根の長さ L_A の積として次式で与えられる。

$$E = qL_A \quad \dots\dots(4)$$

以上の(2)、(3)、(4)式を用い、Newman は R_s を次式で表わした。

$$R_s = \frac{1}{2\pi k L_A} \ln \frac{b}{a} \quad \dots\dots(5)$$

彼は、このようにして計算された R_s の値と既往のデータの R_p の値の比較を試みた。その結果、土の透水係数が 10^{-11} cm/s のオーダー (土中水のポテンシャルで -10 ~ -15 bar に相当する) になると、 R_s は R_p と比較して無視し得なくなるという結論を得た。この結論は、根圏が非常に乾燥している時以外は、土、植物系の水移動を規定するのは植物の流動抵抗であることを意味している。Newman の考え方は、その後多くの研究者によっても支持されている。筆者ら (未発表)¹⁰⁾ も、根の吸水率と土の透水係数の値から、土の透水係数が 10^{-11} cm/s のオーダーになると根の吸水が阻害されることを認めた。農地の透水性や排水性を論じる場合には、透水係数が 10^{-6} cm/s 以下を難透水性と言う。この値と、根の吸水に阻害となる根圏の透水性には、数オーダーの差があることは注目に値する。この事実はまた、不飽和透水係数が大きい湿潤状態を除くと、マトリックポテンシャル勾配 (一般に、この勾配は、後述の根の近傍のポテンシャル勾配ほど大きくならない) により根群域に流入する流束は、根群域内において根に直接吸収される流束に比べはるかに少ないことを意味する。

次に、根の吸水率を仮定するとともに、(3)式を用いて、根圏内における土の透水係数の大きさと水ポテンシャル差との間の関係を計算してみよう。(3)式では、 $\Delta\phi$

を根圏と根の水ポテンシャル差として与え、根や根圏内の部位については触れなかったが、より厳密には、 4ϕ は根に接する土の水ポテンシャルと中点 b の水ポテンシャルの差である。(3)式に代入する q, a, b の値としては、 $0.01 \text{ cm}^3/\text{cm}/\text{day}$, 0.015 cm (根の直径は 0.3 mm), 0.6 cm ((1)式より, $L_0=0.88 \text{ cm}/\text{cm}^3$ に相当) を、土の透水係数としては 1×10^{-9} と $1 \times 10^{-11} \text{ cm/s}$ を用いた。これらの透水係数の値は、土中水のマトリックポテンシャルではほぼ $-1.0, -10.0 \text{ bar}$ に相当する (Molz, 1975)¹¹⁾。計算の結果、透水係数が $1 \times 10^{-9} \text{ cm/s}$ の場合には、根の表面と b 点間 (約 6 mm) のポテンシャル差は $60 \text{ cm}(\text{H}_2\text{O})$ と小さく、根圏の水ポテンシャルを一定の値と考えて差支えない。しかし、透水係数が 10^{-11} cm/s となると、約 6 mm の間のポテンシャル差が $6,000 \text{ cm}(\text{H}_2\text{O})$ となる。つまり、根の表面の土の水ポテンシャルが -10 bar のとき、そこから 6 mm 離れた位置の水ポテンシャルは -4 bar となっていることになる。したがって、根圏内の透水係数や水ポテンシャルを一定とみなすことは出来ない。 R_s が R_p と比較して無視出来ないときの根圏内の水分状態は、このように大きなポテンシャル勾配が発達するときでもある。

以上のように、根圏抵抗を van den Honert 式と single root model によって評価して来たが、この場合、根の吸水率と土の透水係数の値が特に重要である。また、根や植物体の流動抵抗についても、測定法を含めて検討の余地が残されている (長谷川, 1983)¹²⁾。根圏内の水移動は、その対象領域が極めて狭いため、モデルによる評価が主体となっている。三次元的に発達した根圏内の水ポテンシャルの実測は困難であるが、Dunham と Nye (1973)¹³⁾の研究のように、平面状に分布させた根を対象に、根の近傍の水分を測定することにより、実験的に根圏抵抗を考察することも可能であろう。

3. 土と根の境界面と流動抵抗

(a) 問題の提起 水耕栽培の根の周囲は水のみで覆われている。一方、土中の水分は不均一に分布しているだけでなく、根は比較的大きな間隙にしか侵入出来ない。これらの間隙内の水は土の乾燥とともに容易に消失する。したがって、土中の根はその一部分しか水と接触していない。加えて、根と水の接触面積は土中水の減少に伴って変化する。このような土中根の特徴は、根の吸水にどのような影響を与えるであろうか。また、根群内の土中水分が不均一に分布しているとき、土と根の境界面の水ポテンシャルをどのように考えたら良いのであろうか。さらに、土は水分の減少に伴って収縮するし、根も水分欠乏によって収縮する可能性を持つ。収縮に伴う土と根とのすき間 (vapor gap) は根の吸水にどのよう

な影響を及ぼすのであろうか。以上の諸問題は、まだ不明の部分が多いが、これらは今後解決されねばならぬ重要な課題でもあるので、あえてそれらの現状に立ち入って討議を進めようと思う。

(b) 土と根の接触状況とモデル化 軟かい土では、根は土中に自ら連続した孔隙を作りながら発達していく。一方、構造の発達した堅い土や気相率の小さい粘土質土では、根系は構造間隙、脆弱面、乾燥亀裂等に発達していることが、土壤断面調査においてしばしば観察される。後者の場合、根と土の接触は部分的であり、明らかに、軟かい土中に伸長した根のそれと異なっている。しかし、根の侵入形態と吸水に関する研究はほとんどみられない。

根の表面には根毛やゼラチン状の物質 (ムシゲル) が存在し、土粒子との接触を保証していることが明らかにされている。しかし、根毛やムシゲル、また、土側の境界としての粘土質土のキュータン (固相の表面に生成される粘土、有機物等の被膜) 等が根の吸水にとって有効な役割を果しているのか、阻害要因となっているのかは、未だ十分に解明されていない (Tinker, 1976³⁾, Greenland, 1979⁴⁾)。

土と根の接触は以上のように複雑であり、根の吸水に関するモデル化は単純な場合についてのみ提起されている。Cowan と Milthorpe は土中の根の水伝導度を $\rho\theta$ で表現した。ここで、 ρ は根の表面がすべて水で覆われている状態の伝導度であり、 θ は土の体積含水率である。したがって、このモデルは、根と土中水との接触面積が土中水分量に比例するとの仮定にもとづいていることになる。一方、伝導度の逆数は流動抵抗を表わしているので、このモデルは、根と土中水との接触に起因する境界抵抗が土中水分と逆比例の関係にあるとの仮定にもとづいているとも見なせる。Herklrath ら (1977)¹⁵⁾ は、上記モデルを van den Honert の式に代入したところ、実測値との良い一致がみられたと述べている。また、長谷川 (1981)¹⁶⁾も陸稲の水分吸収に Cowan らと類似のモデルを導入し、実測値を解析している。このように、Cowan らのモデルは、実際の吸水現象を説明するのにかなり有効であると見なせる。しかし、前項で触れた R_s が R_p と比べて無視出来なくなる水分領域では、根圏内の水分は一定でなく、かつ、土と根の実際の接触状態もあまり明確でないので、極めて単純化されたこのモデルを、このような系に適用することはかなり困難であろう。

(c) 土と根の境界の水ポテンシャル差についての考察 植生下の土層は、一般に、下層土より表層が速やかに乾燥する。一方、少量の降雨や灌水があれば、表層が下層より湿潤になる。このような状態においては、垂直方向に分布している根は、湿った土と乾いた土に同時に

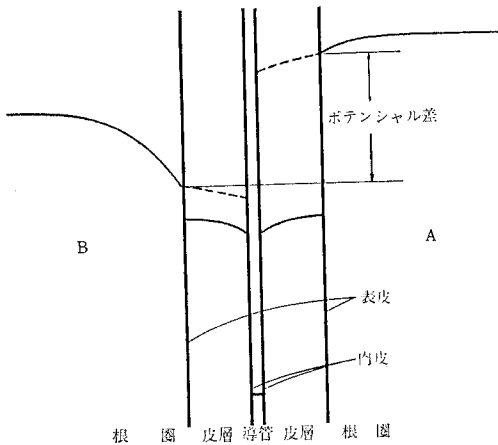


図-1 根圏から導管までの水ポテンシャルの変化。皮層内の実線は水みちが互いに連続している場合、破線は水みちが互いに独立している場合を表す。

接しており、その両者から水を吸収する。このような場合、根の吸水率はどの部位で大きく、また、それぞれの部位における土と根およびその境界の水ポテンシャル分布はどのようにになっているかを推定するため、次の思考実験を試みてみよう。

図1は極端な例で、一本の根の片側には湿った土(A)が、反対側には乾いた土(B)が接している場合である。ここで、土の乾湿は、土の透水性の大小におきかえて差支えない。Aに接する根の表面とBに接する根の表面の間には、図に示されているように、ポテンシャル差がみられる。根の表皮から導管までの水の流れる経路には諸説があるが、図では、内皮のカスパー線に大きな流動抵抗が存在するという説を採用している。そのため、皮層における水ポテンシャルの低下量は考察する二例の場合とも小さくなっている(皮層内の実線および破線)。導管では、AおよびBから吸収された水が一緒になるため、その水ポテンシャルの値は確実に同一となる。では、図のポテンシャル差がどの部位で消失するか考えてみよう。

まず、皮層内の水みちが互いに連続しており、皮層内での水移動が容易に行われると仮定しよう。この条件下では、表皮および皮層の水ポテンシャル勾配は、図中の実線で示すように、導管の左右で同一の値となる。したがって、この場合、Aと根の境界面でポテンシャル差が消失すると考えざるを得ない。一方、皮層内のポテンシャル勾配が等しいということは、そこを流れる流束、つまり、AおよびBからの吸水率が等しいことを意味する。この事実は、境界面に van den Honert の式を適用すると、透水性の大きい土の方が小さい土に比べ、境界面での抵抗が大きくなるという一般には受け入れ難い結

論をもたらす。

次に、皮層内の水みちが互いに独立であって、皮層内の水ポテンシャルは平均化された値とならず、図の破線のようにになると仮定しよう。このとき、AおよびBからの吸水率が同一であるとすると、van den Honert の式から、根の内部でのポテンシャル差の大きいAの側の根の流動抵抗が大きくなる。これは、土が乾燥するにつれ、根の流動抵抗が増大するという通説に反する。したがって、Aからの吸水率はBからのそれよりも必ず大きくなくてはならない。

以上の結果をまとめると、①、皮層内の水みちが互いに独立であると考えない限り、従来の知見を統一的に説明することが出来ない。②、そのとき、透水性の大きい土からの吸水率は、常に透水性の小さい土からのそれより大きく、水ポテンシャル差は根の内部(内皮の部分)で消失する。このように、境界面の水移動と根の内部の水移動メカニズムとは密接な関係がある。上記の結論はまだ仮設の段階であって、今後、更に検討する必要があることは言うまでもない。ここで強調しておきたかったことは、根による土中水の吸収を水ポテンシャルを用いてモデル化する際に、土と根の境界面をモデルと実測値を合致させるための安易なし寄せ場所としてはならないということである。

(d) 土と根の間のすき間の形成 今までは、根と土粒子の接触状態の変化については触れて来なかった。しかし、粘土分を多く含む土では、脱水による収縮が認められる。一方、根についても、水分ストレスにより収縮を起すという報告や根の直径が日中に減少するという日変化の観察結果もある(ColeとAlston, 1974¹⁷⁾, Huckら, 1970¹⁸⁾)。したがって、土中水が減少したり、植物が水分ストレス状態におかれると、土と根の間にすき間の出来る可能性がある。土と根の分離に関連して、二通りの考え方があり。一つは、土粒子と根の境界面にすき間が出来るという説であり、他は、根の周囲の土粒子はムンゲルや根毛により根に引きつけられているため、根からいくぶん離れた所にすき間が出来るとい説である。これらの説のいずれが正しいのかは未だわかっていない。いずれにしても、このようなすき間の存在は、それが例えば数ミクロンの大きさであっても、水や養分の移動を大きく阻害すると言われている(Greenland, 1979)¹⁴⁾。このようなすき間の存在も、境界抵抗の一つを構成すると考えられる。Weatherley (1979)¹⁹⁾は、土中水分が減少するときに発生するこの境界抵抗の重要性を強調している。Cowanら(1968)¹⁾は、すき間を通る蒸気態の水移動速度を計算しているが、Newman (1974)²⁾によると、その流束は根毛による吸水と同程度である。なお、Newmanは、根毛による吸水の役割は、

根の表皮からの直接吸水と比較してずっと小さいという見解を展開している。

根の直径の日変化によるすき間の形成について、否定的な見解も存在する。それは、もし根の内皮に流動抵抗が卓越する部位があるとすれば、皮層の水ポテンシャルの値は周囲の土のそれとほぼ等しく、かつ土中水分の急激な変化は生じないため、根の収縮は期待出来ないという説 (Passioura, 1982)²⁰⁾である。根の吸水率の低下が、すき間の発生によるとする室内試験結果 (Faiz, 1973)²¹⁾もみられるが、圃場等の一般の生育環境下でのすき間の役割りについては、まだ明らかでない。収縮によりすき間が形成される場合には、灌水による接触の復元も考慮する必要がある。以上のように、すき間の問題の解明も今後に残された大きな課題である。

4. おわりに

根の吸水と土と根の境界に関する研究は、根圏を除くと、ほとんどが将来に残されていると言って過言ではない。また、ここでは触れなかったが、土、植物体中の水移動に用いられるダルシーの式や van den Honert の式等の適用限界についても検討される必要がある。この分野の今後の研究の発展にとっては、根を対象とする他分野の知識の集約と協力が不可欠である。

引用文献

- 1) Cowan, I.R. and F.L. Milthorpe: Plant factors influencing the water status of plant tissues. *in* Water deficits and plant growth. Ed. by Kozlowski, T.T., Vol. 1, 137—193, Academic Press (1968).
- 2) Newman, E.I.: Root and soil water relations. *in* The plant root and its environment. Ed. by Carson, E.W., 363—440, Univ. Press of Virginia (1974).
- 3) Tinker, P.B.: Transport of water to plant root in Soil. Phil. Trans. R. Soc. Lond. B., 273, 445—461 (1976).
- 4) Taylor, H.M. and B. Klepper: The role of rooting characteristics in the supply of water to plants. *Adv. Agronomy*, 30, 99—128 (1978).
- 5) Russel, R.S.: Plant root systems: Their function and interaction with the soil, McGraw-Hill (1977). (田中典幸訳, 作物の根系と土壌, 農文協 1981).
- 6) Harley, J.L. and R.S. Russel Ed.: The soil-root interface. Academic Press. (1979).
- 7) Newman, E.I.: Resistance to water flow in soil and plant I. Soil resistance in relation to amount of root: theoretical estimates. *J. Appl. Ecol.*, 6, 1—12 (1969).
- 8) Gardner, W.R.: Dynamic aspects of water availability to plants. *Soil Science*, 89, 63—73 (1960).
- 9) Passioura, J.B. and I.R. Cowan: On solving the non-linear diffusion equation for the radial flow of water to roots. *Agri. Meteorol.*, 5, 129—134 (1968).
- 10) Hasegawa, S. and Sato, T. (未発表).
- 11) Molz, F.J.: Potential distributions in the soil-root system. *Agron. J.*, 67, 726—729 (1975).
- 12) 長谷川周一: 植物の水分吸収のメカニズム [1]—流動抵抗の評価を中心に—。農園, 58, 1100—1104 (1983).
- 13) Dunham, R.J. and P.H. Nye: The influence of water control on the uptake of ions by roots. I. Soil water content gradients near a plane of onion roots. *J. Appl. Ecol.*, 10, 585—598 (1973).
- 14) Greenland, D.J.: The physics and chemistry of the soil-root interface: Some comments, *in* The soil root interface, 83—98 (1979).
- 15) Herkelrath, W.N., E.E. Miller and W.R. Gardner: Water uptake by plants: II. The root contact model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41, 1039—1043 (1977).
- 16) 長谷川周一: 陸稲の土壌水分吸収モデル。土壌の物理性, 44, 14—22 (1981).
- 17) Cole, P.J. and A.M. Alston: Effect of transient dehydration on absorption of chloride by wheat roots. *Plant Soil*, 40, 243—247 (1974).
- 18) Huck, M.G., B. Klepper and H.M. Taylor: Diurnal variations in root diameter. *Plant Physiol.*, 45, 529—530 (1970).
- 19) Weatherley, P.E.: The hydraulic resistance of the soil-root interface—A cause of water stress in plants. *in* The soil-root interface., 275—286 (1979).
- 20) Passioura, J.B.: The role of root system characteristics in the drought resistance of crop plants. *in* Drought resistance in crops with emphasis on rice, 71—82. IRRI (1982).
- 21) Faiz, S.M.A.: Soil-root water relations. PhD Thesis. University of Aberdeen (1973) (Weatherley, P.E.: Water relations of the root system. *in* The development and function of root. Ed. by J.G. Torrey, and D.T. Clarkson, 397—413, Academic Press, (1975) より引用).

II-12 土のレオロジー的挙動と構造

軽 部 重 太 郎*

1. はじめに

土の構造がレオロジー的挙動との関連で意識的に追求されるようになったのは1960年頃からである。この頃、火山灰土について、「構造を帰納的に研究する段階は終り、アロフェンの性質から演繹して研究が進められなければならないだろう」(1960)¹⁾とする指摘があり、同時に土の構造をその形態からだけでなく、物質や相互作用の問題としてとらえていくことの必要性が述べられた。また1962年には、「土の高次構造がどのように組織化されているかということ……これは土壌の性質を論ずるとき不可欠に必要なことである」として、分散系の構造と分散凝集のメカニズムの基本的な考え方が解説された²⁾。

そのような指摘に添って、土壌構造の研究にコロイド科学的な見方とレオロジー的方法が取り入れられ、土の構造と挙動との関係が論じられた^{3,4)}。レオロジー的方法はその後の研究でも引き続き発展させられ、土のレオロジーモデルとそれに対応する構造モデル(バーガースモデルとゲルを骨格とした蜂巢構造)が提示された⁵⁾。また、土のコンシステンシー状態がpFを指標にして整理され、アッターベルグ限界などが力学的転移点として説明された⁶⁾。

1960年代にはまた、関東ロームの水分系に関する総合研究⁷⁾や、それに続く関東ロームの工学的性に関する共同研究⁸⁾を中心として、火山灰土を始めとする土の構造と力学的挙動の関係が多面的に論じられた。そこでは、軟化・硬化の機構が構造の変化とpFの変化によって説明され⁹⁾、透過性と間隙構造の関係や突固めと透水性の特徴的な関係^{10,11)}も明らかにされた。これらの研究の中で、土の力学的挙動を理解するモデルとしての土の構造の機能的概念が明確にされた¹²⁾。

1970年代以降は、それまでに述べられた現象や指摘された問題点の物理化学的な内容を深める方向で研究が進められてきた。土の構造については、かつて一次粒子、二次粒子、団粒と分類されたものが、その大きさと構造単位(fabric unit)内外の粒子配列に着目して検討されている¹³⁾。火山灰土の力学的挙動と構造の特異性の内容も次第に明らかにされつつあり、より徹視的、物性的な立場から土の挙動に関心が向けられている¹⁴⁾。なお、土

の様々な挙動がpF概念によって統一的に説明されてきたが、その適用には限界があり、粒子間の相互作用からもとらえていく必要のあることが指摘されている^{15,16)}。

土の挙動を定量的に取扱うには、レオロジー的方法が用いられる。それは具体的には粘性、塑性、チキソトロピーなどの測定によるが、その現象を土の構造と対応させることによって、構造に関する知見が豊かにされてきた。ここでは、土のレオロジー的挙動を手がかりとして土の構造のモデル化を目指す立場から、それに関連する最近の研究の動きについて述べる。

2. 火山灰土の挙動と構造

火山灰土は構造がよく発達し、物理・工学的に多くの特徴的な性質を示すので、構造や挙動を研究する材料として非常にすぐれている。そして、それから得られた成果は、一般の粘性土に対しても適用できることが少なくない。

(a) 火山灰土 アッターベルグ限界が乾燥によって低下する過程が詳細に追跡され、初期含水比がある限界以下になると液性限界が低下し始まることが明らかになった。塑性限界もそれより少し低い含水比から低下し始まることがわかり、それぞれ限界初期含水比、第2限界初期含水比と呼ばれた¹⁷⁾。そして、このような変化は粒子が粗粒化した結果であると説明された。液性限界はまた、比表面積や腐植含有率によって変化することが確かめられた¹⁸⁾。これらをもとに、黒ボク土の物理性の特徴と測定上の問題および改良点がまとめられた¹⁹⁾。

黒ボク土の構造単位としての団粒も検討され、団粒の強度や耐水性は乾燥処理によって低下すること、また収縮や間隙率、強度から見て、4mmを越える大きな団粒はそれ以下のものと質的に異なることが報告された。そして、それをもとにして黒ボク土の構造が「腐植粘土複合体を基礎とする、軟質の多孔性粒子から成る段階的構造物体」と説明された²⁰⁾。さらに、この内容を深める方向で、自然構造をもつ黒ボク土の変形挙動²¹⁾や強度特性²²⁾が調べられた。

突固め試験による乾燥密度と振動充填による乾燥密度の差が「突固め効果」と定義され、これを指標にして突固め特性が調べられた²³⁾。それによれば、突固めた黒ボク土の透水係数は「突固め効果」に対応して低下した²⁴⁾。このような現象は具体的な構造の変化としてとらえられる必要があり、突固めによる団粒の変形・破碎の過程を光学顕微鏡で調べた研究もある²⁵⁾。最近では走査電子顕微鏡の普及によって、このような微細団粒レベルの観察がし易くなった。

* 茨城大学農学部

なお、「黒ボク土」という呼称には、土壌分類での呼称と、土を材料として扱う立場で用いられている呼称（有機質を多く含んだ軽しょうな土に対して用いられ「クロボク土」と記されている）とが一致しない場合があり¹⁹⁾、使用上混乱しやすいという問題がある。また「非火山灰性黒ボク土」という呼称も、最近の研究の成果^{26,27,28)}を踏まえて再考されるべきであろう。

(b) アロフェンとその分散系 火山灰土のコンシステンシーが風乾によって不可逆的に変化する原因が、粒子の不可逆的な凝集によるものであることが粒径組成の変化として確かめられた²⁹⁾。この変化は pF 4.0 前後から 5.5 までの乾燥で進行し、一度凝集したものを破壊すると再び乾燥させても安定な凝集体は形成されない。また、アロフェン表面の性質として表面荷電密度が非常に小さいことの重要性が指摘され、アロフェンの水は AIOH によって配位結合あるいは水素結合的に強く拘束された第 1 層と、その上に単に凝縮している第 2 層以上の水からなると推定された。そして、それらの考察をもとに、アロフェンの不可逆凝集の機構が、脱水による表面の AIOH 基間の配位結合の進行に起因すると説明された²⁹⁾。これによって、火山灰土のレオロジー的挙動の不可逆性が説明されたばかりでなく、非火山灰土の物理性の改良などにアロフェンの性質を利用する手がかりが示された^{29,30)}。

ところで、従来アロフェンと呼ばれていた粘土成分は、狭義のアロフェン、イモゴライト、およびその他の非晶質酸化物（アロフェン様成分）の三つに区別されるようになった²⁷⁾。これらはいずれも活性アルミニウムに富む点で類似の鉱物であるが、結晶の構造や荷電特性が異なるため、これらを区分して扱うことによりアロフェン質土壌の分散系におけるレオロジー的挙動の内容が理解し易くなった。

そのうちアロフェンは、直径 35~55 Å の中空球状の単位粒子からなると考えられている^{31,32)}。その球の壁は、厚さ 7~10 Å の欠陥をもつカオリン層構造³³⁾であり、この壁の穴を通して水分子が自由に出入りでき、また球の内部には強く吸着された水が存在すると推定されている³²⁾。ただし、この球の内部の水の存在様式はまだよく解っていない。アロフェンの荷電特性は、溶液の pH やイオン種、イオン濃度、温度に依存性のものであることが明らかにされている³⁴⁾。このように、粘土鉱物としてのアロフェンのイメージは最近非常に具体的になった。

このアロフェンを水に分散させたときの粘度が、インシュタインの粘度式から予想されるよりもはるかに大きいことから、アロフェンは分散系において単位粒子が独立に存在しているのではなく、凝集体として存在して

いると判断された。そして、粘度と分散粒子の形状との流体力学的な関係式から凝集体の軸比が求められ、分散状態でのアロフェン凝集体の形状は直径数百 Å の円板状であると推定された³⁵⁾。

この内容は、分散粒子の粒子量や大きさ、形を直接的に測定できる光散乱法によってさらに詳しく調べられた。その結果、分散したアロフェンは、単位粒子がじゅうず状に凝集して数千 Å の大きさの凝集体として存在すると考えられた³⁶⁾。その凝集体は、内部を水が比較的自由に通抜けられるような透き間だらけの構造をもち、適当にまらまって分散する。この内容は、定性的にはあるが DLVO 理論に基づいて説明された³⁷⁾。そして、じゅうず状の凝集モデルとその変形態として考えられるゲル構造、および構造の階層性により、アロフェン分散系の粘度やチキソトロピーの挙動の内容が具体的に説明された³⁸⁾。

アロフェン分散系の挙動は溶液のイオン種³⁹⁾や温度⁴⁰⁾によっても変化することが確認された。またアロフェンの分散凝集挙動は pH-荷電特性により説明されているが、アロフェン自体のケイバン比によって異なり、ケイバン比の高いアロフェンほど凝集する pH 域が低くなることが明らかにされた⁴¹⁾。しかし、自然の火山灰土の分散性は、実測した pH-荷電特性に対応しないことがあり⁴²⁾、その原因はまだ完全に明らかにされていないといえない。

イモゴライトは、長さ数 μm に達する直径 100~300 Å の繊維状鉱物であることと、酸性側で正の荷電をもつが、アルカリ側では荷電がゼロになる⁴³⁾ことに特徴づけられる。このことから、酸性側でのみ分散し、また懸濁液の粘度が非常に高いなどの特徴的な挙動が説明されている³⁵⁾。

アロフェン様成分は、その構造は不明であるが、ケイバン比がアロフェンより低く、そのため等電点が比較的高いという特徴をもつ。また、活性アルミニウムとしての機能がアロフェンよりむしろ高いこと、アロフェンを含まない黒ボク土中にも多量に含まれることから、火山灰土におけるアロフェン様成分の役割の重要性が認識されてきている^{27,28,44)}。

3. 一般の粘性土の挙動と構造

(a) 粘性土 粘性土の巨視的挙動を説明するために、微視的な構造を定量的に表現する方法がいろいろと試みられているが、まだ統一的なものはない⁴⁵⁾。これに関連して、繰返し載荷による粘性土の挙動の物理的内容を説明する立場から、微視的挙動の解明、および微視的挙動と巨視的挙動の関連づけの必要性が述べられた⁴⁶⁾。そして、載荷による pF と構造の変化が追跡され、pF の

低下と団粒の部分的な破壊が確認された⁴⁷⁾。しかし、構造の定量化とその巨視的挙動への関連づけは今後の課題になっている。

何らかの特徴を定量的に表現し、それを指標として土の挙動と構造を結びつける方法も、主に実用的観点から行われている。例えば、不攪乱土の構造の発達状態を定量化するための構造指標として「構造発達係数（不攪乱土の収縮後最終間隙比/練返し土の収縮後最終間隙比）」が定義され、これが透水性や保水性および形態的な構造の分類と密接に関連することが報告された⁴⁸⁾。また重粘土の「構造安定度指数（塑性限界/pF 2 含水比）」が、地耐力⁴⁹⁾や易耕性⁵⁰⁾を知る指標として有効であることが報告されている。

収縮挙動について、水平収縮（正規収縮）の始まる含水比が液性限界に対応し、残留収縮の始まる含水比が塑性限界に対応すること、またそれぞれが一次亀裂、二次亀裂の発生する含水比に一致することが報告された。亀裂発生と pF の対応関係についてもおよそその値が示された⁵¹⁾。しかし、その対応関係は高 pF になるほど不明瞭になった。収縮と亀裂が相圧と骨格構造の相互関係として考えられる⁹⁾ ならば、特に高 pF 段階では、骨格構造をどのように評価していくかが今後の課題になると思われる。

土の構造形成に関して、練返し粘土を走査電子顕微鏡で観察し、養生によってベッド（団粒）が生成することを調べた報告⁵²⁾がある。そうした場合の団粒化は単なる凝集ではなく、三二酸化物、有機物、有機無機複合体などの結合物質によるとの観点から総説がまとめられている⁵³⁾。また土の工学的性に及ぼす非晶質物の影響が、Plasticity angle という指標を定義して検討された⁵⁴⁾。団粒の大きさと結合物質との関係も、250 μm を境にしてマイクログリゲートとマクログリゲートに区分され、前者は有機無機複合体が、後者は根や繊維状の有機物が結合物質になると説明された⁵⁵⁾。

また、電子顕微鏡によって粘土表面に膜状の非晶質物の存在が認められ⁵⁶⁾、特にアルミニウムは粘土粒子表面に薄い層をつくり、粒子間に橋をかけて膨潤やスレーキングを阻止する作用をもつことが調べられた⁵⁷⁾。鉄についても調べられている⁵⁸⁾が、そのような効果は一般にアルミニウムの方が大きい^{29), 53)}。同様の観点から粘土とポリマーの相互作用についてもまとめられている⁵⁹⁾。

(b) 結晶性粘土鉱物とその分散系 土が乾燥すると、粒子間に不可逆凝集が起って粒径組成が変化することが火山灰土で確かめられた⁶⁰⁾が、同じことが有明粘土でも起ることが認められ、沈降体積の変化が粒径組成の変化から説明された⁶⁰⁾。また、ス멕タイトを主成分とする土に超音波処理をすると、流動曲線における降伏値

が増大し、振とう処理や NaOH 添加をした場合とは反対になる傾向が認められた⁶¹⁾。この現象は、粘土粒子の存在状態が具体的にどのように変化したかを考える上で興味深い。

アッターベルグ限界は、一般に土粒子が凝集状態のときに高まり、配向状態では低下すると考えられる。その場合、土の状態は粘土鉱物種や溶液中のイオン種、イオン濃度などによって変わるので、これらの関係が問題になる。それに関して、土の分散凝集、水中沈定容積、液性限界、収縮、膨潤、スレーキングなど一連の粘性土の挙動に対する吸着カチオンの影響が調べられた。その結果、Ca 土は Na 土に比べて水中沈定容積、液性限界、降伏値が大きいことに加えて、沈定容積と比表面積との相関がない、チキソトロピーが大きい、収縮が等方的、膨潤が小さい、スレーキングが緩やか、一次圧密が急速で二次圧密が大きいなどの現象が観察された。これらの現象は Na 土が配向構造、Ca 土が綿毛化構造～擬配向構造をとると考えることによって説明された⁶²⁾。この関係が、粘土鉱物やイオン濃度などを考慮してどこまで一般化できるかが興味深い。

それに関連して、イオン濃度を等しくしたカオリンでは Na 土の方が大きな降伏値を示したとの報告⁶³⁾もある。海性粘土の場合、モンモリロナイト質のものは Na 土の方が、またイオン濃度の低い方が液性限界が高く、イライト質のものはその逆になることが認められた⁶⁴⁾。さらに、Na 土と Ca 土の液性限界がほぼ等しく、低膨潤性で高い鋭敏比を示すス멕タイトが存在することが報告された⁶⁵⁾。この場合、そのようなス멕タイトは水中の 2 価鉄の量に関係して生成すると推定されている。

結晶性粘土鉱物の場合も、種々の条件下における挙動とその内容は、まだ明らかであるとはいえない。現象の記述や定性的な説明を、具体的なモデルへと結びつけていくことにより明らかにされる点が少なくないと思われる。

そのような方向を目指す新しい試みとして、微視的構造モデルと力学的挙動との対応関係を定量的に結びつけようとする研究も行われた⁶⁶⁾。それは、平板状粒子が平行に配列した集合体を仮定し、その集合体相互の異方性、分散性や集合体の大きさ、密度などを考慮して、モンモリロナイトの動的粘弾性を理論的に導こうとしたものである。しかし、その関係を、粒子の配向や分散凝集を含めて理論的に取扱うのはまだ困難な段階にあり、できるだけ実体を反映した簡単なモデルをつくり上げることが今後の課題になっている。

なお、微視的立場から粒子間相互作用を仮定し、速度過程理論を適用して粘土の力学的挙動を解明しようとする研究も行われており^{67), 68)}、それに関する詳しい総説が

まとめられている^{69,70)}。

4. おわりに

土のレオロジー的挙動や構造の理解は、抽象的・定性的な段階から具体的・定量的な段階へと進みつつあり、構造単位や粒子間相互作用などの、より本質的な内容に注意が向けられるようになってきた。その成果をさらに深化発展させていく方途としては、①測定の精密化、②新しい手法の導入、③理論化、④総合化などが考えられる。これからの研究は、そのような性格づけがますますはっきりしたものになると思われる。

引用文献

- 1) 須藤清次：工学における土壌学，土壌の特理性，**2**，4—8 (1960)。
- 2) 妹尾 学：土壌粒子の分散と凝集，農業技術，**17**，221—225，340—343 (1962)。
- 3) 須藤清次：土壌構造に関する研究，農技研報，**B 12** 255—301 (1962)。
- 4) 須藤清次・安富六郎：土壌のレオロジー，土肥誌，**34**，296—308 (1963)。
- 5) 須藤清次・東山 勇・山崎不二夫：固い土の力学的性質，農土論集，**14**，21—26 (1965)。
- 6) 東山 勇，須藤清次：土の力学的転移点，農土論集**14**，27—31 (1965)。
- 7) 山崎不二夫・八幡敏雄・須藤清次：関東ロームの物理的性質，農土研別冊，**7**，1—13 (1963)。
- 8) 山崎不二夫・須藤清次：土の工学的挙動，農土論集**14**，1—10 (1965)。
- 9) 竹中 肇・安富六郎：pF の変化と軟化・硬化，農土論集，**14**，54—59 (1965)。
- 10) 徳永光一：土壌物理，248—260，養賢堂 (1969)。
- 11) 多田 敦：関東ロームの締固めと透水係数**1**，**2**，農土論集，**14**，36—45 (1965)。
- 12) 長田 昇：土壌構造について，土壌の物理性，**20**，14—18 (1969)。
- 13) ヤング R.N.・ワーケンテン B.P. (山内・竹中・東山・前田監訳)：新編土質工学の基礎，7—25，鹿島出版会 (1978)。
- 14) 岩田進午：農業土木史，1147—1154，農業土木学会 (1979)。
- 15) 須藤清次：農業土木史，1145—1147，農業土木学会 (1979)。
- 16) 長田 昇：農業土木史，1162—1171，農業土木学会 (1979)。
- 17) 相馬尅之：初期含水比が土の液性，塑性限界に及ぼす影響，土壌の物理性，**38**，16—22 (1978)。
- 18) 前田 隆・相馬尅之・佐々木清一：腐植が土の物理性に及ぼす影響，農土論集，**61**，9—17 (1976)。
- 19) 前田 隆，ほか4名：クロボク土の物理性的特徴と問題点，農土論集，**103**，1—12 (1983)。
- 20) 長田 昇・新垣雅裕：クロボク土の団粒による構造性評価，三重大農学報，**60**，43—51 (1980)。
- 21) 新垣雅裕・長田 昇：クロボク土の側方拘束下の圧縮と変形，農土論集，**103**，74—79 (1983)。
- 22) 足立忠司・堤 聡・竹中 肇：火山灰土に由来する有機質土の強度特性，農土論集，**71**，39—43 (1977)。
- 23) 相馬尅之・前田 隆：クロボク土の突固め効果，農土論集，**103**，54—63 (1983)。
- 24) 相馬尅之・前田 隆・山田耕土：クロボク土の突固め効果と透水性の関係，農土論集，**103**，62—67 (1983)。
- 25) 三輪晃一：圧縮による団粒破碎の観測，農土論集，**71**，27—30 (1977)。
- 26) 町田 洋：火山灰は語る，163—208，蒼樹書房，(1977)。
- 27) 和田光史：黒ボク土の活性アルミニウムと非晶質—準非晶質粘土鉱物，粘土科学，**17**，143—151 (1977)。
- 28) Shoji, S., and T. Ono: Physical and chemical properties and clay mineralogy of andosols from Kitakami, Japan, *Soil Sci.*, **126**, 297—317 (1978)。
- 29) 久保田徹：火山灰土壌の界面化学的研究，農技研報 **B 28**，1—74 (1976)。
- 30) Kubota, T.: Role of hydroxy aluminium ions in the interparticle bonding of layer-aluminosilicate clays, *Soil Sci. Plant Nutr.*, **21**，1—12 (1975)。
- 31) 北川靖夫：アロフェンの微細形態，土壌の物理性，**34**，32—36 (1976)。
- 32) Wada, S., and K. Wada: Density and structure of allophane, *Clay Miner.*, **12**，289—298 (1977)。
- 33) Okada, K., H. Morikawa., and S. Iwai: A structure model of allophane, *Clay Sci.*, **4**，291—303 (1975)。
- 34) Wada, K.: Allophane and imogolite, *In Clays and Clay Minerals of Japan*, 147—187, Elsevier (1978)。
- 35) Egashira, K.: Viscosities of allophane and imogolite clay suspensions, *Clay Sci.*, **5**，87—95 (1977)。
- 36) 軽部重太郎：光散乱法による分散アロフェンの微細構造，農土論集，**98**，7—14 (1982)。
- 37) 軽部重太郎：メンブレンフィルターによる分散アロフェンのドメイン径測定とアロフェン分散系の考察，農土論集，**99**，17—23 (1982)。
- 38) 軽部重太郎：アロフェンの物理的性質と微細構造，

- 農土論集, 107, 47—54 (1983).
- 39) Egashira, K.: Effects of adsorbed ions on the viscosity of allophane and imogolite clay suspensions, *Clay Sci.*, 5, 137—144 (1978).
- 40) Yasutomi, R., and M. Seno: Rheological properties of allophane colloid, *Rheology*, 2, 623—628, Plenum (1980).
- 41) 吉永長則・逸見彰男・青山茂之: アロフェンの分散挙動, 土肥要旨集, 26, 33 (1980).
- 42) 矢沢正土: 火山灰土壌下層土の分散性, 土壌の物理性, 38, 9—15 (1978).
- 43) Horikawa, Y.: Electrokinetic phenomena of aqueous suspensions of allophane and imogolite, *Clay Sci.*, 4, 255—263 (1975).
- 44) 高橋達児: 土壌養分分析法 (土壌養分分析法委員会編), 86—108, 養賢堂 (1975).
- 45) 嘉門雅史: 粘性土の構造と力学的特性, 土壌の物理性, 35, 21—28 (1977).
- 46) 宮内定基: 繰返し載荷による粘性土の挙動, 土壌の物理性, 40, 32—41 (1979).
- 47) 宮内定基・中村忠春・酒井俊典: 粘性土における繰返し載荷に伴う pF 値の変化と土壌構造との関係, 農土論集, 106, 51—60 (1983).
- 48) 矢沢正土・前田 隆: 非火山灰土壌の不攪乱試料の収縮挙動と土壌構造の関係, 農土論集, 101, 33—45 (1982).
- 49) 久保田徹: 重粘土水田土壌の地耐力診断のための土壌構造指標, 土肥誌, 55, 173—179 (1984).
- 50) 中野啓三: 重粘土転換畑における易耕性の評価, 土壌の物理性, 48, 38—43 (1983).
- 51) 河野英一: 水田作土の収縮挙動から見た工学的性質 農土論集, 81, 1—8 (1979).
- 52) 山田洋右: 粘土のチクソトロピーに関する研究, 粘土科学, 22, 68—74 (1972).
- 53) Quirk, J.P.: Some physico-chemical aspects of soil structural stability—a review, *In Modification of Soil Structure*, 3—16, John Wiley & Sons (1978).
- 54) McNabb, D.H.: Correlation of soil plasticity with amorphous clay constituents, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 613—616 (1979).
- 55) Tisdall, J.M., and J.M. Oades: Organic matter and water-stable aggregates in soils, *J. Soil Sci.*, 33, 141—163 (1982).
- 56) Jones, R.C., and G. Uehara: Amorphous coatings on mineral surfaces, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 37, 792—798 (1973).
- 57) El-Swaify, S.A., and W.W. Emerson: Changes in the physical properties of soil clays due to precipitated aluminum and iron hydroxides, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 39, 1056—1063 (1975).
- 58) Shanmuganathan, R.T., and J.M. Oades: Modification of soil physical properties by manipulating the net surface charge on colloids through addition of Fe(III) polycations, *J. Soil Sci.*, 33, 451—465 (1982).
- 59) Thing, B.K.G.: Formation and properties of clay-polymer complexes, 243—273, 283—326, Elsevier (1979).
- 60) 江頭和彦・中山正登: 乾燥および分散処理による有明海粘土の水中沈定容積の変化, 土肥誌, 50, 98—102 (1979).
- 61) 江頭和彦: 粘土質土壌の流動性に及ぼす分散処理の影響, 土肥誌, 51, 365—368 (1980).
- 62) 矢沢正土: 粘性土の理工学的挙動に及ぼす吸着カチオンの影響, 土と基礎, 28(2), 9—14 (1980).
- 63) 中石克也・岸上定男: 非膨潤土の液性・塑性限界, 農土論集, 108, 65—71 (1983).
- 64) 大坪政美: 海成粘土の液性限界・沈定容積に及ぼす塩濃度の影響, 農土論集, 96, 1—5 (1981).
- 65) Egashira, K., and M. Ohtsubo: Swelling and mineralogy of smectites in paddy soils, *Geoderma*, 29, 119—127 (1983).
- 66) 藤井克己・中野政詩: ペースト状態における粘性土の動的粘弾性の理論的考察, 農土論集, 104, 17—24 (1983).
- 67) 村山塑郎・柴田 徹: 粘土のレオロジー特性, 土木論集, 40, 1—31 (1956).
- 68) 伊藤富雄・松井 保: 粘土の流動機構, 土木論集, 268, 109—123 (1975).
- 69) 松井 保: ミクロ・レオロジー (現況総括) 土質工学論集, 18(2), 81—87 (1978).
- 70) 村山塑郎: レオロジー, 土と基礎, 27(13), 29—32 (1979).

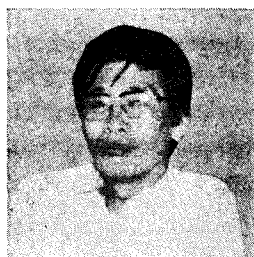
III 座談会「土壌物理の歴史とその展望」



とき 1984年9月5日
場所 農業土木試験場

出席者 (50音順)

司会 岩田 進午 (農業土木試験場)
小川 吉雄 (茨城県農業試験場)
久保田 徹 (農業環境技術研究所)
須藤 清次 (茨城大学農学部)
徳留 昭一 (農業環境技術研究所)
中野 政詩 (東京大学農学部)
陽 捷行 (農業環境技術研究所)
宮崎 毅 (四国農業試験場
現 農業土木試験場)



岩田：土壌物理研究会は1958年に設立された訳ですから、もう20数年、会誌「土壌の物理性」も50号を迎えました。そこで、50号を記念特集号にしようということになり、今日の座談会をお願いしたわけです。

土壌物理研究会発足以来、社会的な要請も食糧増産、機械化、開発途上国の援助、そして環境問題という形でかなり変化してきている訳です。そこらへんの所を縦軸にとりながら、あとはそれぞれの方が、土壌物理との出会いの問題、その後遭遇した学問的な課題、技術上の問題、そして今後土壌物理をどのように発展させればよいのかなどについて、自由にお話をさせていただければと思っています。まず草分けの須藤さんからお願いします。

戦後の土壌物理の大きな流れ



須藤：農研の前は西ヶ原の農事試験場といたしましたけど、農事試験場で初めて、土壌物理研究室（初代室長・美園 繁）というのを戦後つくったんだそうです。150万ヘクタールの緊急開拓というのが農業の課題

だった訳です。その中で、土壌肥料関係では、侵食、農業土木の方では、稲灌が土壌物理の新しい課題になっていました。僕が入った時も、土壌侵食の勉強から始めました。土壌侵食については満鉄の調査部のものとか、アメリカのミドルトンの仕事なんかうんと古い本が出ていたんです。そうこうするうちに美園さんがpFを紹介し、寺沢君などが精力的に実験しまして、その問題が土壌物理の中心的課題になったと思います。山中さんがやっていた頃はキーンの古典的な「Physical Properties of Soil」という本があって、理想土壌を中心とした土壌模型で土を考えるというものでした。これが水の機能を通じて土壌像を形成するという役割を果たしたわけです。その後、開拓の時代から高度成長の時代に入らなりましたが、その頃ですれぬ土壌物理研究会ができたのは。土壌と農業土木と農業機械の人が一緒に創ろうということのできた訳ですね。それはやっぱり、農業機械の導入に伴って物理的なファクターが土の中で重要になっ

てきたということがあると思うんです。農業も機械化時代に入り、その中で土壌物理がつくられた。その中で機械と言えれば力学の問題ですけれど、力学というのは、工学の世界で弾性学を中心にしてできあがっていたわけです。だけど、土みたいに柔かいものはスチールやコンクリートを取り扱うようには弾性的な式ではなかなか入りにくい。そういう時に粘弾性を考慮したレオロジーがとり入れられ、土なんかを力学的に取り扱うことができるようになったのではないかと思いますね。私もそのころは盛んにやっていた訳ですけど。土を力学的に取り扱うという時に欠かせなかった手段だと思えます。その後、農業面では大型水田の時代に入る訳です。土壌物理の本としては、ペーパーの「土壌物理学」が1955年に野口、福田両先生により翻訳され、今の土壌物理を考える上での基礎になっていると思うんです。土壌物理性では今でこそ水の動きや、蒸発なんかを考えますけどはじめはそうでもなかった。内嶋さんが、ブディオの「地表面の熱収支」を1954年に翻訳されているんですね。この考え方は、相当遅れて土壌学に入った。というのは、土壌学の視野が少し狭かったのではないかという気がします。土をそのままいじくって土壌をとりまく自然との相互作用の中でとらえるってことが不足していたんですね。つまり、農芸化学の人のおかげで遅れたんじゃないかという気がします。(笑)

とはいっても、京都大学土壌学教室の川口先生の所みたいで土壌物理にうんと力を入れていたところもあったんです。その中心になられたのが喜田さんなんですけど。喜田さんはその後、土質工学の分野に転進し、2年位前に土質工学会賞をもらっています。ところでこれが京大時代から喜田さんがやった、分散、凝集の知識の応用なんです。その問題でうんとむずかしい知識が入ったという訳じゃないんです。15年位前の仕事が生きていて、土木の分野で非常に大きな役割を果たしたというわけです。土質化学なんて言葉が生まれる位ですから。それから、土質工学的技術で忘れてならないのは、岩大工法が生まれたことです。火山灰の上でも、河川敷の上でも水田ができる。減反が始まる直前まで岩大工法でどんどん開田が行なわれていった。これも土壌物理の大きな成果だと思うんです。話をもとにもどしますが、わが国の土壌物理的な土壌像というのは、pF理論を中心に組み立てられてきたと思います。つまりpFによって土壌像ができた、というような気がします。その辺のことは、1969年に山崎先生と一緒に「土壌物理」という本をつくりましたけど、ここで、そういった意味の知識を集大成いたしました。土壌像としては、それ以降は、あまり発展はないんじゃないかという気がするんです。「水田の土壌学」では、塩入先生の土壌像というのがあ

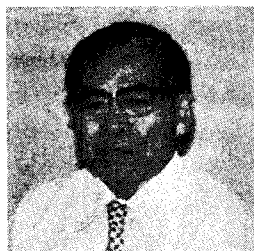
りますが、土壌物理的な土壌像も、pF中心の土壌像からあまり進んでいないですね。現代にふさわしい、新しい土壌像が求められているのではないかという気がします。

岩田：今、一応、土木的な分野の問題の展開があったんですけれども、作物との関係での問題というのが、もう一つの流れとしてあると思うんです。徳留さん、久保田さんあたりにその辺の所を何か。



久保田：農芸化学という面での土壌物理を振り返ってみたいと思います。私が農林省に入った(1959年・会誌第1号刊行)ころ、農研の美園研究室ではpFの測定とか、火山灰土壌の構造をめぐる研究とか、精力的

にやられているなあという気がしていました。一方四国では、川村さんが傾斜地の土壌保全をやられていて、団粒化による保全というのにかなり精力をさかれています。北海道の西潟さん、東北では北岸さんもそうですね。作物の方では一戸さん。つまり、保全問題とも関連して構造についての研究、団粒をどうやってつくるかという研究がさかんにやられていました。土壌にいろいろな粗大有機物をほうり込んでその効果を見たりしていたわけです。一方、水田の構造については、青峰先生が、ガスが出てその作用でもってパン状構造とかいろいろな水田の作土の構造が形成されることを示された時代があったと思うんです。また、団粒と熟化化というのをどうやってとらえるかという時に、いわゆる水中沈定容積が用いられていましたね。陰荷電的性質を獲得していくのが熟化の過程であるという塩入先生の考え方に沿って熟化の判定法として使われていました。しかし、作物生産と作土の構造というのがからむ場面というのは、まだ日本の中ではあまりなかったという気がします。それが出てくるのは、ずっと後の高度経済成長、野菜の時代に入ってからだと思いますね。野菜では、東海、近畿を中心に作物生理に合った物理性だとか、こういう作物にはこれだけの酸素がいるとか、作物がらみの土壌物理性が研究され、最近の土壌の物理性の改良基準の基礎を築いたと言ってよいと思います。果樹の物理性の研究においても下層土の物理的性質と根の伸長、収量との関係などが主に西日本でやられてきました。そして、基盤整備、大型機械化の導入に関連して、いわゆる今風の水田の物理の問題、例えば、機械が作業のできる条件とは何かというような研究も行われ、かなりの成果をあげてきたと思います。



徳留：私が土壌物理に入ったのは今から10年位前、川村さんの部屋に行ってからです。高度成長が終って環境保全の問題が出てきたころでした。その関係で土壌侵食の問題をやり始めたんです。環境保全に関連して

侵食の問題があったということ、海外からの特に韓国との研究協力の面からも侵食が問題になりまして土壌物理の問題を手がけるようになりました。その前は、土壌調査関係の仕事をやっておりまして、土壌の化学性をやっていたんです。わずかに土壌調査でやったのは、三相分布とか、山中式の硬度ですね。こういうことだったので、水の透水性の問題とか構造の問題でも、土壌物理のプロパーの人とはギャップがありまして、かなり苦労したわけです。

土壌物理の現状

岩田：だいたい一つ流れが出そろったので若い方も含めて、今までの御発言でおもしろい点があったとか、そうでもないんじゃないとか自由で発言していただければと思うんですけど。

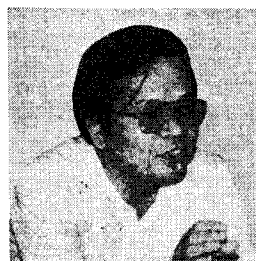


中野：私は、昭和34年に土壌物理研究会が創立になった時に農業土木の専門コースに進学したんです。ですからだいぶ長い間土壌物理と共に時間を過ごしてきたわけなんです。私は土壌物理ということを考える時に

土壌の物理性ということ考えていくのか、土壌物理学ということ考えて行くのか、つまり簡単に土壌物理と言ってるんですけど、その中味は二つあるような気がするんです。それを解く鍵は、土壌学あるいは農学、土木、土質工学の各分野で土壌物理がどのような役割を果たしているのかということを考えてみることにあるのではないかとこのように考える訳です。農学の方からいきますと、いずれにせよ、社会的要請としては、基盤を整備することによって食糧をこらする、区画をこらする、機械化をこらするということに現象としてはつなげてきたんだと思います。長い時間をかけて、基盤整備をしてきて、その過程で、土壌物理をやってきたと言えると思います。長い時間をかけているけれども、どちらかというと短期的な仕事だったんじゃないかと思うんです。その意味は、私は今まで25年間、中に入ったり、外に出たりしながらいろいろな所から見てきたわけですが、土

壌の物理性の現状把握というか、現認というんですか、とにかく土壌の属性を知ろう、発見しようという時代があったと思うんです。それがずっと一方の流れとして続いてきている。ところが、最近、環境管理、侵食なども含めて問題がおきてきた。私は、スケールの大きい水循環、土循環などを含めまして、環境管理と呼んでいるんですが、この問題は、ものすごく長い時間をかけてのスケールの問題じゃないかと思うんです。このようなことは、簡単に実態は何かという調査もなかなかしにくいですし、何が起きているのかという実験もしにくい。そうすると土壌物理は現状把握という所をぬけ出して、未来、将来の予測の科学みたいなものに変わらざるを得なくなってきたのではないかという気がしているんです。初めの方の土壌の物理性の時代は、いろいろな事が発見できて非常に楽しかった。大いに研究も高揚し、成果も蓄積された。それが、新しい発見というものが、だんだん少なくなってきた。今後も続けて行こうとしたら、それをもう1つクリアして、予測というような方法の科学のスタイルをとっていかなきゃならないんじゃないかと感じている次第です。

岩田：特に、後段の部分は須藤さんが提起された、ここ10年ばかりうろろしているという問題と関連していると思いますが、これは後段の討議していただきたいと思えます。



陽：今までのお話と立場をかえて、見てみたいということがあります。僕は土壌物理に入って10年ちょっとで物理そのものはあまり知らない訳です。ところが、土壌物理研究会に入りますと、常に物理と化学

とか、物理と生化学とか、物理と環境問題、そんなふうに、自分の中で整理して物を見るくせがつくんですね。そうみてくると、久保田さんがおっしゃいましたけれども、物理と化学の接点みたいなものが、物理研究の中から出てきているように見えますね。例えば、ヒドロキシルアルミと物理の関係というのは、ある意味では物理と化学の接点ですものね。それからもう1つは、物理と生化学という場面です。僕がはじめて、東海近畿農試に勤めた時、畑灌の問題があり、そこで土壌空気と物理の問題が扱われていました。これは、物理と生化学の問題でもあるだろうと思うんですが、そういう問題の捉え方は、まだまだ足りないような感じがします。そういう目で今度は将来の問題を物理と何々、今おっしゃったように、物理と環境問題とか、土壌物理と一もっと派手な事を言わしていただければ一生物地球科学とかね、そんな

ふうな捉え方みたいなものも、ひょっとしたら物理を基盤にして発展させていける問題じゃないかという気もしたんですけど。そういう意味では、僕みたいに物理を知らない人間でも、この土壌物理研究会は非常に大事なスタンダードポイントみたいな気がしているんです。

須藤：物理を知らなくてうんとおもしろい土壌像を作った人は青峰先生ですね。(笑い) 知らないというと思いませんけど。水田の土壌像を作ったですね。

ウィリアムズの団粒構造

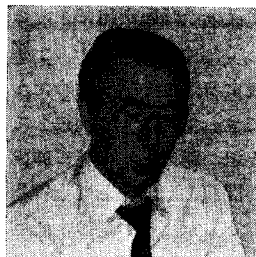
須藤：昭和26年にウィリアムズの「科学的農業耕作」(福島 訳)という本がでたんですが、それは、エダホロジーの分野にいるにうんと影響を与えました。畑農業をやっている人や侵食、肥沃性の考え方にも大きな影響を与えました。鴻ノ巣なんかでかなりやっていたようですが、なにか尻切れトンボで評価がはっきりしないで終わったという気がしますね。まあ、ずいぶんうまく書かれていたんでしょね、この本は。

岩田：そらそうでしょう。感激して土壌物理をずっとやろうと思ったんだから、あれで。(笑い)

久保田：ウィリアムズの団粒構造は、やっぱり強烈だったと思いますね。私も水田にイタリアンライグラスを導入したんです。その時に、牧草が物理性を良くする事をいろいろ勉強した事があったんです。それが契機で留学などもしたんですけれど。たしかにあの問題はうやむやになっている面もあるけど、別の側面ではかなりやられていますね。実際にああいう団粒ができるというような場面で、たとえば、菌糸が非常に重要な役割をしているとか、微生物が分泌するポリサッカライドが非常にガムの粘着剤の働きをするとか。さらにそれから始まって、恐らくクリリウムができたのは、そういう構造を真似してできたんだと思います。1954, 5年頃と思うけどポパールが日本の独自の手で作られましたね、それで、喜田さんの大研究があった訳です。今でもあの流れというものはあると思うんですね。最近、ヒドロキシアルミとか、土壌を構成している無機のある種の化合物が非常にくつつくという場面で新しく出てきています。農芸化学の関わり方としては、このような界面化学的な物理性が連続とありますね。有機の面でも、ポリサッカライドが世界的に見て、少し疑問視され、もっと他の単純な化合物がありそうだということが、2, 3報告されています。やっぱりどうしたらああいう団粒を作れるかということが、理想土壌と関連してあると思うんですね。それが、今ちょっと無機に発展してきているというような感じですね。

陽：そうおっしゃいますと、「土壌の物理性」というものの英語のタイトルは、Soil Physical Conditions, and

Plant Growth ですね。それで「土壌の物理性」と一応、標題はついているけれども、Plant Growth がついているんですね。だから本来はそういう目的が大きく、対等にある訳ですね。

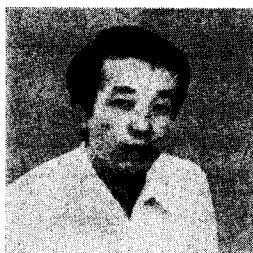


小川：土壌物理との関わりは環境問題と関連して、畑からどの位肥料が流れ出すかといった問題の中です。一番最初にぶつかったのが、水収支を正確にとらえるということだったわけです。試行錯誤でやってみた

んですが、最終的には、1m 下にビニールシートを敷くというような方法で収支をとらえた訳なんです。圃場レベルでの水の動きがどうなっているのかということで、テンシオメーターを埋めて水収支を補正しようとした。そういう所から土壌物理に関わってきたのです。次に、その水が地下水に入るわけですが、そこで田淵さんの御指導で地下水の動きなど、いろいろと勉強させていただきました。でも、今、須藤さんのお話を聞いていたら、学生時代、偶然ですけれども、喜田さんの所で一年間、石灰と土壌中の有機物との関わりが土壌の締固めに及ぼす影響を勉強させていただいた訳ですが、大分前から関わっていたのかなという気がしました。

須藤：石灰の問題は土木工学の問題なんです。環境問題もあるのですが、石灰が土壌添加剤として用いられている大きな理由はアメリカの真似ですね。アメリカでもさかんだったら日本でもやる訳ですよ。土質工学会でも2つぐらい、消石灰処理みたいなもので、学会賞を出している位ですからね。とくに石灰処理の場合は太古からある訳でしょ。まあ、太古というのはおかしいので、昔からある訳ですね。

基礎的とは何か



宮崎：土壌物理を始めてから10数年たちます。そのうち半分は大学にいたんですけど。初めは、土壌物理というのは、基礎をやっていればいつかは、それが歴史的に花開くんだという一種の科学技術論から借り

てきたような考え方を持ってたと思います。須藤さんから pF 概念を中心にして土木の系統では土壌物理がレベルアップしてきたというお話がありましたけど、やっぱり我々は、その影響を受けてきていると思います。

どう役に立つかというような事には、あまり動揺しないでやっていると大丈夫という、信念というか、信頼感を持ってやっていた訳です。これが本物の科学技術論であったかどうかということが問題なんですけれども。土壤物理の場合、物理学、あるいは化学という所で培ってきた科学技術論を機械的にもってきてはいけないんじゃないかと思うような風に少し、私自身が変わっていきました。その頃確か、岩波の「科学」の懸賞論文で「現代栄養学を考える」という論文が載っていたんです。現代栄養学と言いながら、やっている事は、生化学でも本当に細かい分析であり、分子、原子の問題であって、人間の健康にとって、人間の成長にとっての栄養という観点はまったくない。これで本当に栄養学が発展するだろうかという問題提起が出ていたんです。それを読んだ時に、はて、土壤物理も反省をしないで進んでいいのだからかということ非常に強く思ったんです。単に基礎をやっていれば大丈夫というだけではちょっと足りない。何か反省をしながら、土壤物理自身の科学技術論を創っていかないと将来、先細りの恐れありという感じを受けました。私自身の個人的な色々な考えもあって、それでは一つ場所を変えて研究してみようという事で四国の方へ移ったということも移ったその時点での理由になりました。そこから一足飛びに現在までの間を省略しますけれども、その間に一度、海外にも行ってきました。アメリカ人が日本人の研究をどうみているかということについて、感じたことがあります。彼等は、日本人の研究は非常に完成度が低いと思っているんです。その中で、成層土壌の開放浸透、閉鎖浸透についての論文（高木氏）はオリジナリティありということで評価されていました。これは、水田土壌の研究から生まれたものですね。そういうふうに日本の技術、日本の自然を背景にして確かに日本で初めて発案した研究であれば評価されるという気がしました。我々は、特に英語の論文を読むのが不得意なもんだから、見落としをしないように読もうと思うあまりにむこうのペースに結局はまっせまいがちに思えるんです。そこでオリジナリティということを国際的な目で見てもいかなきゃならないということも反省の一つに加えたいと思っている訳です。

須藤：宮崎君の言った基礎の問題だけれども北岸さんは面白い方で、戦争直後開拓部落に入っていてそれから農林省に入って、侵食や牧草のことなんかやっておられた。「土を考える時に色々な点に着目しながら考える。そういう着目点を出してくれるという意味で、基礎的なことをやっていったら意義があるんだ」ということを言われたんです。土を見る時、色々な指標があるけど、その中で新しい指標を土壤物理は幾つか出しているじゃないかすぐに役にたたなくてもいいんだと言われて、非

常に励ましになった思い出があります。（笑い）

久保田：基礎をやる時に常に迷うのは、例えば先程言われた水取支の方法のように本なんか書いてあるものを習熟して色々やるということがあるとは思いますが、もう1つ基礎の大事な面として自然の現象がありますね。こういう場面にはこういうものができるよというような謎解きをやるといような基礎があると思う訳です。こいつはいくらやっても、いつかは、基礎が役に立つという気がするのです。自然の現象でも例えば水田に水を張ったら水はどう動くかという現象と違う非常に特異な場面ですね。例えば、ある木の下には、こういう構造が何故できるかなどです。昔からやっている団粒などでも、今でも解らない部分が沢山ある訳です。こういう謎解きという基礎は、間違いなく僕は役に立つという気がするんです。

中野：この研究会が創立して5～6年から7年位の時に、一つの曲り角となっている時に、基礎ということについて皆様と議論したように思います。その時の基礎というものは、先程も言いましたように、土の見方とか、土をどう理解したらいいのか。そういうようなものを多く身につけることが、基礎を身につけるといような状態であるのではないかと。じゃあ、その為に何をしたら、何を勉強したらいいかということになってくると、ここで色々、また試行錯誤がありましたね。非常にむずかしい数学の本を読んでみたり、生物学の非常に根本的な本を読み、化学の本を読んでみたり、というようなことを研究会の皆さんもくり返してきたらと思うんです。しかし、それが今、役立ってないかというのと決してそうではなく、少なくとも私には、形にはならないけれど役立っているという実感は持っているんです。土を理解をする上であるいは、新しい土壌像を創る上で役立っているように思えるんです。創るということは、まさに科学の本質ですね。研究の本質と言ってもいいんですが。創ることを一生懸命やってきた、その過程の中で基礎を身につけたということが役立っている、ということであれば、その基礎がストレートにその成果につながるといことがなくてもいいんじゃないか。乱暴な言い方ですが、そういう気がしていますね。

陽：どういうふうに土を見るかということが基礎だというお話があったのでちょっと話が飛躍するんですけど、立花隆という人が「宇宙からの帰還」という本を書いているんです。アメリカ人の約50人の宇宙飛行士にインタビューしてまわったものなんです。とても感激して読んだんですけども。その中にジーン・サーナンとかいう人が「地球は宇宙のオアシスだ」と一言いっているんです。要するに、ものすごく遠い所の空間に行ったら、生命体というものは地球にしかないということを痛切に感

じるらしいんです。その時に地球の生命体を支えているのが「土」と「水」と「大気」だろうというふうな考え方をするんです。そういう目で、土を見ろということ、ものすごく基礎的な事かなという感じがしたんです。地球は円周4万kmですが、その生命体を支えているのは、地球の本当に薄い部分、大気みたいなんですね。大気は地球の1/700位しかないんですが、その大気を作っているのがおそらく土の呼吸なんです。我々の生命圏を保っているのは、ひょっとしたら土じゃないかと思えるんです。そんな事を考えましたら土が地球を作っているような、そんな感じがします。そうなると、土壌物理が果たす役割はとて大きいかもしれないと思ってるんです。そんなことで基礎ということを考えているところです。

土壌観の変化

小川：現場で土壌調査をやる訳ですけども、基礎となると土壌断面を見るということです。しかし、土壌物理が大事だと言われながら土壌三相と山中式の硬度計ぐらいなんです。あとはサンプルを採集して行って色々な化学分析をするんです。フィールドで簡単に物理性が測定できるものが、もう少しあってもいいんじゃないかと思っています。実際に土壌調査やってるものとしては例えば、土壌構造なんかもっと簡便に、個人が判断するんじゃなくて、判定できるようなものが何かないのかという気がします。

中野：このあいだ一寸考えさせられましたね。土壌調査をやる企画をされた方は実に卓見であったという感じがしたんです。土壌の物理性の何を調べたらいいかと改めて素朴に考えますと、やっぱり硬さと三相と土壌構造なんです。固いか、固くないかということは非常に重要です。柔らかければ、機械は走らないのだし、田植もできないんです。水の動きとか空気の動きを考えるには三相で充分でしょう。だいたい想像はつきます。三相がこの位だというと、透水係数この位、保水性この位、土壌構造というのであれば壁状だから水は流れないとか、色々想像できますよね。これに類した物理性で他に何かあるかというあまり思いつかなかったんですけど。久保田：確かに今まで調査は化学性ばかりだったんですね。だけど、今度「地力増進法」というのが国会を通りましたね。そこでは、土壌の物理性と微生物性というのが大きな柱になっています。それに伴って、農家に「こういう土壌が望ましい」という指針づくりが農産課を中心に最近行われました。物理性には水田の減水深が20～25mmとか。畑、果樹園、露地野菜については粗孔隙量、易有効水分保持能、硬度等の性質が盛り込まれています。このような土壌の物理性に関する数値が意識的に

盛り込まれたというのは、骨格をどうするかというレベルまで要請が上がってきたんですね。

須藤：「地力増進法」は、若干従来の土壌観と異なったものの上にたっている感じがします。

久保田：化学性は8～9項目ぐらいあるんですけど、物理性も4項目盛り込んだ。後、微生物性をどうやって盛り込むかが面白い問題です。

陽：今の話を少し補足しますと、化学性と物理性と生物性の3つを改良しなければならぬ。化学性はほぼ済んだので今後の主体は物理性であり、将来、生物性について検討して行くということです。

須藤：土壌観の転換があったような気がしますけど、土壌学者の間でもね。

久保田：かなり積極的な土づくり、土壌改良という方向へと。

陽：だから土壌改良資材なんていう言葉が地力増進法の中に入ってますね。

圃場の科学

岩田：徳留さんなんかは、土壌調査の際、ずっと化学性を中心にこられたんですが、いかがですか。

徳留：見てきましたのは化学性だけという感じで、土壌物理性は極く一般的なものですね。土壌プロパーの人の開発した手法なり、考え方を、調査の中に応用して現象を解析することをよくやった訳です。例えば、雨が降って斜面をどう流れるか、そういった場合は粗孔隙をはかるんですね。いっぱい立派な理論があるんですが、これを現場の問題とうまく結びつけて解析しにくい。こういう点が非常にあって、簡単にコアを入れてずっとはかるとか、そういうことだけをやってきたのです。それもかなり経験的なものですね。例えば構造になってきますと、感じで板状構造、柱状構造、塊状構造とかいう形でいくわけです。こういう問題がまだたくさんあるんです。作物の生産と結びつくのは土壌では物理性ですね。その次に化学性だと言われています。ですから、土壌の物理性は重要なものだけど、現地で測りうるものがいかにも原始的という気がしています。

中野：何か物理学にはまだなっていないような気がする。(笑い)

宮崎：土壌物理が提供する測定法の評判が今一つだと思っただけです。作物や機械を研究している人が、圃場の水分をはかりたいというんでテンシオメータのことを教える訳です。しかも必ず上にものを植えて測りたい。そうなると、見事にそこに根がきて、水を吸いますから、何を測っているのかわからないんです。その議論をした時、それじゃあ、テンシオメータの中に根が来ない液体を入れて測ればいいんじゃないかって作物の人が言うんです

よ。そういう材料あるというんです。それによって根の影響を除外して測れば、それは違う分野の人との共同作業で1つの測定手法を提供できるんじゃないか、という気がしてしょうがないんですよ。それは、恐らく土壤物理の人だけじゃあ、思いもよらない。そんなことをやって行かないと土壤物理の測定法の評判は、今1つ上がっていかないんじゃないかと思えますね。(笑い)

徳留：いわゆる生産の場面に応用できる土壤の物理性の測定法があったら非常に役に立ちますね。土壤物理の発展にもつながると思えますね。

岩田：圃場の測定法と関連して、圃場での問題をどうとらえるかっていう点でかなり未解決の問題が多いと思えます。御存知の通り、圃場は大変不均一だし、色々な要因が複雑にからみあっています。そこらへんの問題でコメントがあれば出していただきたいですね。

宮崎：平地のことは他の方にお任せするとして、傾斜地では、土壤物理の方法で圃場をはかろうとすると石だらけではかれない。しかも、現在、用いられている測定法は少くともセンサーの周辺は細い土でコンタクトしているという前提がなければならぬわけですね。ですから、私達は、5 mm, 10 mm, 10 cm, 20 cm などの石が混じりあっているような土を扱う方法を持っていないのです。

中野：私が言おうと思ったのもそのことです。圃場という、大変土が一緒になっていて作物が理想的にはえているという理解しか土壤物理屋さんは持っていないのではないのでしょうか。特にハードをやっている人は。不均一と一言で言うけれど、その不均一さは植物の根、小石、あるいは他の物によってできているのか丹念に調べることが一番必要なことではないのでしょうか。そこが出发点で、そこがわかれば何を、何を考えればよいか答えが自然に出てくると思えますね。

宮崎：いつか井上君と2人でせせと穴を掘りまして、石と土を分類してみたんです。そしたら、石の方がこんなに高くなったんです。ところで、学会で最近、圃場の不均一性の研究発表がちらほら見られますが、あれは沖積大平原での圃場の不均一性の輸入品だと思えます。日本で圃場の不均一性を議論しようと思ったら、やはり日本の実態から出発していかないと、日本における圃場の不均一性学はできないんじゃないでしょうか。

小川：pFを測るためにテンソメータを埋設するとき、畦間がよいのか株間がよいのか迷いますね。細かくやればよいのですが、どちらが本当の圃場を代表しているかわからないで困っています。

徳留：土壤の調査も土壤を面的にとらえます。しかし、全国をカバーしているのは5万分の1の土壤図で概査の段階でしかなく粗いものです。つまり、このスケールで土壤を面的にとらえているわけです。宮崎さんが言われ

たのはもっと細かい圃場レベルでの考え方ですね。そうすると1万分の1とか5千分の1位になるとかなり参考になると思います。斜面でも地形とか地質とかで状態をある程度分類できるようにになりますからね。

久保田：中国農試時代の経験ですが、中国山地には果樹園がたくさん造成されています。そういう所で都市コンポストや汚泥を入れて物理性がどう改善されるかをおさえるのに、採土管で採ってきたのですが、データは全て使いものになりませんでした。造成地は本当に不均一です。従来の方法では、物理性の数値は出せませんね。

徳留：いわゆる土壤図は自然土壤を描いていますからね。

中野：土壤物理は簡単に個人でもできるものじゃないという側面を持っていますね。すごく人力と時間と経費がいる場面もあるんです。しかし、そのあたりをやらないと土壤物理は今後環境管理問題の中で役割を果たし得ないと思えますね。物理屋というのは、えてしていいデータが出やすい試料を使ってやる人が多いんです。これに反してビッグ・サイエンスはかなりの大勢の人が参加し、そこで1人の研究指導者を決めます。指導者以外は何をやっているのかわからない面も出てきますが、何しろ目標を解決するために組織的に動くという強さがあるんです。土壤物理もそろそろビッグ・サイエンス的な性格を持ってそういう流れの中に入ってきていると考えられますね。そういうふうに考えると、これからどういふふうにやっていくか、本当に真剣に考えないと、使えない事ばかり繰り返すことになる可能性がありますね。

宮崎：ここに来る途中、僕の横に3人の情報工学の人たちがすわって話をしていたんです。自分たちの学問分野の10年前にはハードをやっていなければ研究だとは思われなかった。ソフトを出しても、そんなのはあたり前じゃないかと批判された。それに反して、今は、新卒のような若い人でも、ソフトやったらそのまま受け入れてくれる。今は何をやっても研究になっていいですねと言っていますよ。今の土壤物理の状況はどう見てもソフトの時代ではないように思えますね。どうやって測るか、何を測るかという問題は、かなりハードなところがあるがゆえに、研究テーマもなかなか見出しにくい時期に相当しているとも考えられます。苦しい峠のところにいるのかもしれないですね。

中野：例えば大きな1 m, 2 m 位の単位で土をとろうと思ったら大きなブルやショベルを用意しなければならない。そういうシステム作りを我々も真剣に考えなければならないですね。

陽：今ある軌道を保全していくのも土壤学だと思えます。土壤そのものは地球の上にあって食物を生産しているというある意味では保守的な面を持っていますね。だ

から、それを維持して行くことだけを目的とした研究も土壌学の中になかないかと思えます。必ずしもいつもソフトがでてくるかどうかは疑問ですね。

宮崎：僕は3人の話を聞いていて、我が身を悲しく思うことは全然なかったですね。

当面する土壌物理の課題選定をめぐる

陽：今の話は Physical Conditions and Plant Growth という所ですね。もう1つ例えば、Physical Condition and Plant Growth and Environmental 何々 and 何々 というふうに、土壌物理にもっとつけれるような話が今からあってもいいような気がします。

久保田：先程おっしゃった予測の科学というのはその意味だろうと思うんですね。

陽：須藤さんや中野さんがおっしゃったのもそこだろうと思うんですね。発展できる素材は、やっぱり土壌物理をやっている人の側にはあるんじゃないかという希望を持つんですが、それからもう1つは各部門の人、例えば、土壌物理、地質学をやっている人だって環境問題にみんなぶつかっているんです。この間の「物質移動」というシンポジウムをみても、そういうことが要求されている時代だと思うんです。ですからますます Physical Conditions and Plant Growth and 何かを進んでやって行かなきゃならないような責任みたいなものを感じてるんですがね。

岩田：そろそろ、将来の問題も含めてお話しをしていただいたらと思うんですが。

中野：そうなりますと、それこそ具体的な基礎ですよ。やっぱり物理学であるとか数学であるとか、化学—基礎的な化学ですが—そういうものの哲学 philosophy を理解していないと、うまくいかないんじゃないかという気がしますけどね。

宮崎：土壌物理に隣接する諸科学の人が抱く疑問として土壌物理の人が提起している問題が本当に基礎なのか、それとも枝葉末節じゃないかということがありますよね。現在、土壌物理では両方が混然一体となっていると思うんですね。例えば、学会の研究テーマを見ても、本当に基礎なのか、むしろどっかの演習問題じゃあないかというような事が含まれているんじゃないですか。我々自身についてみても、自分では基礎と思ってても本当に自分が基礎的な課題を発見しているかどうか、あやしいもんですね。問題の設定が一見基礎的だからと思うと案外そうではないことが多いと思うんです。これが基礎だということを発見するにはある程度の経験と勉強と共同の色々な討議の場が必要だと思うんです。それなしの基礎というのは、やっぱりいろいろと反省して見る必要がありますね。

岩田：重要な問題提起だと思うんですけど、陽さんとする意味では、共通してますよね。

久保田：1つには、土壌物理という分野が非常に広いと思いますね。それも今おっしゃったような原因になっているのではないのでしょうか。土壌物理でも自分の守備範囲は、ここで、ここについては、常にどこが新しいのか、どこが解かってないかということ、整理してないといけないうるんです。全体についてはとても対応できないと思いますね。

陽：宮崎さんのおっしゃったことを別な表現で話してみたいんです。現在、僕はたまたま技術会議に行っているんです。そこで、農林省で今までやられてきた環境保全に関する研究の流れをながめているんです。一番初めて出てきたのは、いわゆる公害です。カドミウムのイタイイタイ病とかですね、神通川などの点的な汚染なんですね。その次はいわゆる環境保全という概念が出てきました。農業そのものが、環境を保全しているんだということです。公害の拡大でそういう問題に気づき始めたんです。その次に出了のが、緑資源みたいな概念です。農業即、環境保全で人間にいい影響を与えているんだという概念。その後さらに発展してきて、地球規模でその環境保全を考えなければ、環境保全の問題をやっていることにならないというふうに、研究のニーズがどんどん変わっていつているんですね。だから宮崎さんのおっしゃった、基礎的な問題のニーズも変わっていくわけです。例えば、土壌物理のものすごく基礎的な計算をやっていることが、果たして本当の基礎であるのかという問いかけがやっぱり必要なような気がします。今、例えば、一こんなこと言っちゃいけませんが一このすぐそばの土にカドミウムが10 ppm あったということは、発見でもないし、基礎でもないしですね。それは、単なる1つの現象としてしか受けとられない。そんな変化にも対応するような土壌物理の生き方も必要だという感じがしました。

岩田：今の議論を聞くと、僕は時代というだけじゃあなくて、土壌物理が豊かになってきたせいじゃあないかと思えますね。今後、土壌物理全体を本当の意味で役立たせ、発展させるためにはやっぱり現象との関連の中で研究を位置づけるということが非常に重要になってきていると思いますね。もちろん、それだけ絞ってしまうと色々な問題が出てきますけれど。須藤さんあたりは、大分長い間研究をやられてきて、そこらへんのところはもうなんですかね。

須藤：土壌物理を考える際2つのポイントがあるような気がしますね。1つは、全体的に把むという点。もう1つは土をとらえる時の指標を提供することだと思うんです。非常に適切な指標を。例えば指標の中で、Darcy の

法則は誰でも知っており、誰でも使え、且つ土の透水性を全体として把えるという点で適切なものです。しかし、つい最近までそれを証明するのにうんと大学者が動員されました。このように、あまり原理的でなくてもその土の特長を適切にとらえる方法を提供するってことが、1つの役目だと思います。土にふさわしいような物理的な定式を作ることが、基礎的な問題としてあると思います。もう1つ土壌学に関連した例を挙げてみます。硬さの指標で山中式硬度計がありますよね。僕は昔、うんと嫌いだっただけですね。曖昧だし根拠がなくてね。ところが、今は固いか軟かいかを測るには、実用的には非常に適切な方法じゃないかと思うんです。おもしろいことには、土質工学会でシラスの分類に山中式硬度計をとり入れたんです。山中式硬度計で測って4種類に分類するってことをやったもんです。これには大分議論があったそうです。ある委員はね、退席した人もいるそうですよ。(笑い) だけどね実際は公定法になっているわけです。土壌学から土質工学へ輸出した数少ないものの1つですね。いずれにしても手法を提供することですね。土壌物理や土壌学で用いられている指標を数えてみると、普通に使っているものでも指標が20~30あるんですね。だけど20~30もあったんじゃない全体像がとらえられないですね。やっぱり、3つか4つ測ればいいというような指標を出すことが大切だと思うんです。それから土壌学でも学問みんなそうですけど、解らないことがうんとあるんですね。粘土みたいなのは、ばかによく解っているかと思うと、土層を決定するうんと動きやすいもの、無定形物質なんかはほとんどわかってないですね。それが実際はかなり重要な役目をしてるんじゃないかって気がするんですよ。そういうことなんかは、やっぱり、化学的手法だけじゃだめで、物理的手法も加わるとわかってくるんじゃないかって気がしますね。化学の人は今までかなり分析的にやってきたはずなんですから。大雑把にとらえる方法と新しい指標を提供するのとですね。地力増進法もですね。そういう観点を出しているようですから。僕はそういう点では、土壌物理の役目なんかも相当出てきているような気がします。

久保田：新しい指標ではね、いわゆる農家が感じる耕しやすさがあります。それが物理でどうやって1つの数字で出せるかどうかということですね。おそらく数年後には出るかもしれませんが。

小川：同じような問題なんですけど、土壌の硬さを測るのに今までは断面切って山中式で押してみましたけど、SR-II型みたいに垂直に入れるものができたでしょう。どっちがよいのかよくわからないのですが、SR-II型式のものを用いて硬度を測るということが増えてきています。SPAD(土壌・作物体分析器機開発事業)商品の形で出

てますからね。

久保田：今の処、諸遊さんがその辺、整理されてますね。県の方が色々データ出されて。そうすると、どうも、かなり硬さが違ってしまいうことあるようですね。構造が水平か垂直かっていうことからくるのかそれとも測定器自身のクセがあるのか、まだわかってないようですけど。まあ相関を当然とらないといけないうですね。

小川：実際に僕らが使ってみると、なにかやっぱり雰囲気ちがうんですね。山中式でこの位硬いと、どの位なのかなんて感覚でもって、みたりしますとね。やはり垂直にこう入れるのと横から硬さを測るのでは生育への関わりとして見た場合、どちらがより適切であるかというところちょっと……。まあ今後の問題だと思うんですけど。

陽：地力増進法の基本指針の中でもそこらへん問題になってたようです。

久保田：そうそう、だから両方使いましょうという恰好で引用されてました。

陽：逆にソフトは短期で終る可能性もありますね。

これからの展望

岩田：最後に皆さんに、こういうことは重要だろう、この分野が必要だろう、こんなことをやってみたいということをお話で結構ですから一言ずつおうかがいしたいと思います。

須藤：さっき言ったんだけど、新しい土壌像の要になるかどうか分かりませんが、今考えているのはエンジニアリング・ペドロロジーで、無定形物質の挙動と機能をはっきりさせると相当新しい土壌像がでてくるんじゃないかという気がしています。

久保田：無定形物質とはアモルファスのことですね。

須藤：ええ、そうです。土を固めようと思っても、すぐには固まらないですよ。でも少し時間が経つと固まってくる。これは、当然無定形物質がセメントの役割をしているわけでしょう。土壌学でよく言う断面における溶脱、集積にしても、砂や粘土がそう簡単に動くわけがない。やはり、無定形物質が主な役割をしていると思います。そういうものが液晶みたいな性質をもっているでしょうし、結晶とか何かという問題になると、その存在のしかた、物理化学的性質など土壌物理的にもやる事はうんとあると思うんです。その挙動がわかると農耕地土壌に対する新しい土壌像ができるのではないかという気がしますね。

久保田：熱帯土壌にたずさわった関係でお願いがあります。熱帯で物理が活躍する場面は、主に畑作だと思います。畑では大部分の国で土壌侵食が進んでいます。早く阻止しなくてはいけない。土壌学者の義務だと思いますよ。土壌の性質は単純な性質をおさえておけばよく、

ほとんどの人が共通して言っているように、耐水性団粒の問題と保水力の問題です。物理でまずやってほしいと思うのは、現地で水収支をおさえる方法です。これがあつたら非常にありがたい。水収支にからむセンサーの開発が必要だと思います。それから、須藤さんのおっしゃったアモラファスについての意見に私も全く同感です。農芸化学の土壌物理屋はもっと積極的にこの問題にとり組むべきだと思いますね。大雑把に言えば、有機物と有機化合物、無機のアリミニウム、ケイ酸とかが大事ですね。陽荷電的な性質を持った物質、日本でいえば火山灰土壌はそうですが、それに陰荷電的な性質を付与する技術に挑戦しなくてはいけない。作物とのからみで、物理が何かをやれることをかなりの人が感じているようです。例えば、土壌病害の一つにフザリウムがあります。病理屋は、その原因を糸状菌あるいはアンチのバクテリアと pH の関係に求めています。しかし、物理家としては、非常に単純に、分散系であれば病気がおこるし、凝集系であればそれがおさえられているというような見方もできるんですね。ガスもひっくるめた根の周りの物理というものをどこかでやっていかなければいけないと思いますね。

小川：最近のシンポジウムの題名を見ると、この前は物質の移動ですが、今後の方向を予測できるような極めて興味ある題について行われています。その中で必要とされる方向性としては、基礎ともう1つは学際領域を重視することだと思いますね。土壌溶液の化学的な面と土壌水の問題みたいなものを補強して頂きたい。耕種的な面の土壌の研究もありますが、耕地整理が進んでくると環境保全的な面で考えなければいけない点があります。耕地土壌のもつ浄化機能にもう少し眼が向けられることが必要じゃないでしょうか。農家にしてみれば乾かした方が作業しやすいですが、土壌のもっている環境保全的な面も考えれば、湿田であることの意味も大いに考えたうえで耕地整理を考えないと。乾かす方向だけで圃場をつくっていくと、物質がストレートに流れる形になっていくのではないのでしょうか。

宮崎：圃場にもう一度眼を向けて、圃場でどういう要因が支配的であるかということを見出せるかどうかがかぎだと思います。それを基礎的な手法で測定して解析するというふうに、土壌物理を基礎として、かつ圃場との結びつきを常にもった研究をやってゆきたいと思っています。なんで土壌物理をやっているんだとある人に手紙をもらいましたが、土壌物理ではまだまだ未知との遭遇があるから自分これでやっていくと返事を書きました。

陽：2点ほどあります。第1は土壌水中の溶存ガスの形態と挙動という事を基礎的な研究としてやりたいということです。今までは物質移動という問題は常にイオンで

あつたり、水そのものであつたりでした。だが、土壌の中にはイオン以外にガスが溶存しています。海洋学では炭酸ガスとか窒素 (N_2 だけだが) をやっていますが、農業生態系における C と N と S のガスの形態と挙動が大きなテーマとして残っているんですね。将来土壌物理の立場でやられていかねばならないテーマだと思いますね。2番めは、土壌物理がバックにあれば可能かと思う問題なんです。つまり土壌の生化学的代謝産物の挙動とその制御技術ということを考えているんです。これもガスなんですけど、最後には無機のガスになります。その挙動とそれを制御するというのが社会的な要請として残されていると思いますね。実はこれには背景があるんです。3つ位の理由があります。1つは土に肥料をやつたりする省エネルギー、省資源の問題。2番めは、この頃盛んに言っているんですが、地球規模の問題。我々は土の中に有機物を入れたり肥料を入れたりしますが、必ずその代謝産物としてガスが出てくるんです。ガスとして出てくるものはある地域にとどまってくれずに、大気を循環して地球全体に影響を与えます。すでに CO_2 , N_2O , S などで問題は出ており、気象の変動をおこしています。そのことが解決できるのはある意味では土壌学者だけです。土壌の生化学的な代謝産物の挙動とその制御技術が必ず将来問題になってくると思っています。

徳留：私の研究室は環境立地だから、いろんな研究成果を総合化する立場にあります。そこで、今問題になっているのは、窒素、リンの農耕地からの流出を予察しようということです。肥料が、農業生態系の中でどのような動きをするのかを明らかにして、将来予察をやるとういうことをやっています。大まかな事しかできないと思いますが。

中野：ここに来る前にある人に、あまり足が地から離れたような事を言うなと言われて来たんですが。最初に申し上げたように、私は、今後土壌物理学を予測の科学とする方向に努力していったらいいんじゃないかと思っています。非常に抽象的な言い方なんですけど、土壌に関して色々なインパクトがあり、それによって土壌自身が色々なリアクションを見せます。こういうものを的確に把握して評価していく技術、これを私どもが獲得することが土壌物理研究の総合的な目的ではないかと思っています。いってみれば、土壌の制御技術みたいなものを私どもが獲得するために、どんなささいな事でも調べつくすというようなことを大事にやっていくべきじゃないかと考えています。具体的なテーマとしましては、粘土あるいは粘性土壌の物理学というふうなやつをつくってみたいと思っています。粘土というのは御承知のように、普通の土の1という密度ぐらいの硬さのつまり方から、0.1以下位のところまで土みたいな挙動を示すわけで

す。そういう意味で、粘性土の物理学は、その中身が力学的であっても物質移動であっても、また植物との相互作用の場合であっても、かなり新しい見方を我々に与えてくれ、我々の大事な土壌、生きている土壌の理解を深めてくれるものと信じています。25年たって、粘土の物理学をやっている力を土壌物理研究会自体がやっと持ったんじゃないかという気がしています。

陽：サミットで砂漠化の問題がテーマとして取り上げられることになっているそうですが、そういう場合、必ず土壌肥料調査官がその窓口となるんですよ。そうすると、日本の中で砂漠化の研究をしている有識者とか学識経験者とかいう人を捜さなければならない。捜すのに必死になるわけですよ。このように日本では問題になっていないけれど、国際的な問題を研究して下さる人が増えることも、とても大切なことだと日頃思っているんで

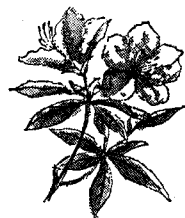
す。

須藤：例えばドイツなんかも、水田なんか無いけれど、水田の研究をやってますものね。

陽：オランダなんか特にそうですね。自分の所に全然関係ない勉強を一生懸命やっています。

岩田：話は尽きないんですが、もうタイムリミットです。今日は司会としてどういうことになるやらと思ってちょっと不安でしたが、大変おもしろいお話をたくさんかがえて、本当によかったと思っています。お暑い中、長時間にわたりどうもありがとうございました。

(この座談会は9月5日に行われ、井上および奥山両編集幹事がテープおこしをして下さった。ここに、謝意を表する次第である。なお、全ての文責は岩田にある。)



国際単位系 (SI) について

1. 総 論

佐藤 晃 一*

(1) はじめに

1875年、花の都巴里で締結されたメートル条約にわが国が加盟 (1885年) して 100 年になる。単位系というものは、数量情報に関するコミュニケーションの最も重要な手段であるから、その変更は学術的にも社会的にもさまざまな混乱の原因となりやすい。すでにわが国では、旧来の尺貫法からメートル法に切り換えるという大事業を成功させた経験があるが (昭41. 3. 31), そのためには数十年にわたる準備と経過措置の時期を必要とした。

このメートル単位系もその普及とともにさまざまに分化し、主として物理学や電・磁気学の分野で採る絶対単位系 (長さ、質量、時間を基本量とする CGS 系、電流を加えた MKSA 系など) 工学者の用いる重力系などなど10以上もの派生を見るに至った。しかもそれらはしばしば混用され、混乱をもたらした。(代表的なものに後述する質量と重量ないし力があり、いずれもグラムを用い、g, gr, G などと表わされている。)

単位系は利便性と合理性が要求され、通用範囲の広いことが必須条件となる。ここに登場した SI (エス・アイ、国際単位系 Le Système International d' Unités の略称) は「1量1単位」の原則に立ち、きわめて「一貫性のある」単位系として、いま世界各国で切り換えが進行しつつある。

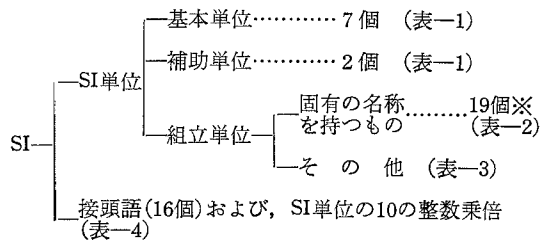
SI は MKSA 系を基礎としているので、すでにメートル系を使用しているわが国では比較的抵抗も少ないが、ますます学際化、国際化して行く土壤物理性の分野としても、その採用は重要なことと考えられる。

(2) SI の構成

単位の切り換えはさまざまなリスクとデメリットを伴うものであるから、新しく採用される単位系にはよほどのメリットが要求される。勿論、各国各分野で統一された単位系を用いることのメリットは言うまでもないが、その主旨で出発したメートル系も、実用のために多くの

分岐を見たことは先述のとおりである。

単位系は、まず基礎となる幾つかの量の単位と、これらの組合せによって他の量の単位を表現することにより構成される。前者を基本単位、後者を組立単位と呼ぶが、SI には7個の基本単位のほか、2個の補助単位がある。平面角及び立体角は他の組立単位を作る上で重要な働きをする単位であるが、基本単位のひとつとみなすべきという考えと、組立単位とする考えが対立して結論が出ないまま、無次元量のための第三の部類を設け補助単位としたものである。ここにも、通用性という立場から現実的な判断を重視する新単位系の面目が感じられる。組立単位には、固有の名称をもつものが19個あり、結局、SI は次のような構成となっている。



※ 1973年当初は16個であったが、1975年に2個、1979年1個の計3個 (いずれも放射線関係) が追加された。

SI は従来の単位系に比較して、合理的な、一貫性のある単位系であるが、その特徴は次のように集約される。

①基本単位が物理法則に基づいて明確に定義されており、現実の高い精度で再現され得る。

②ひとつの量に対してひとつの単位を定め、原則としてその単純な倍数 (10の整数乗倍) の単位だけを用いる。

③基本単位、補助単位および組立単位は、全体としての一貫性に基づいている。したがって組立単位には1以外の数値の係数が含まれない。

④従来の MKSA 単位系の拡張であるから、メートル法絶対単位系の合理性と一貫性を併せて保有している。

表—1~4に、SI 基本単位、補助単位、固有の名称をもつ組立単位、基本単位から誘導される組立単位の例、並びに SI の単位の10の整数乗倍を表わす接頭語を示す。

* 愛媛大学農学部

表-1 基本単位および補助単位

量	基本単位							補助単位	
	長さ	質量	時間	電流	熱力学温度*	物質質量	光度	平面角	立体角
名称	メートル	キログラム	秒	アンペア	ケルビン	モル	カンデラ	ラジアン	ステラジアン
記号	m	kg	s	A	K	mol	cd	rad	sr

* 表-2 の“セルシウス温度”参照。

表-2 固有の名称をもつ SI 組立単位

量	SI 単 位			
	名 称	記 号	他の SI 単位による表現	SI 基本単位による表現
周 波 数	ヘルツ	Hz		s^{-1}
力	ニュートン	N		$m \cdot kg \cdot s^{-2}$
圧 力, 応 力	パスカル	Pa	N/m^2	$m^{-1} \cdot kg \cdot s^{-2}$
エネルギー, 仕事, 熱量	ジュール	J	$N \cdot m$	$m^2 \cdot kg \cdot s^{-2}$
工 率, 電 力	ワット	W	J/s	$m^2 \cdot kg \cdot s^{-2}$
電 気 量, 電 荷	クーロン	C		$s \cdot A$
電 位, 電 圧, 起 電 力	ボルト	V	W/A	$m^2 \cdot kg \cdot s^{-2} A^{-1}$
静 電 容 量	ファラド	F	C/V	$m^{-2} \cdot kg^{-1} \cdot s^4 \cdot A^2$
電 気 抵 抗	オーム	Ω	V/A	$m^2 \cdot kg \cdot s^{-3} \cdot A^{-2}$
コ ン ダ ク タ ン ス	ジーメンズ	S	A/V	$m^{-2} \cdot kg^{-1} \cdot s^3 \cdot A^2$
磁 束	ウェーバ	Wb	$V \cdot s$	$m^2 \cdot kg \cdot s^{-2} \cdot A^{-1}$
磁 束 密 度	テスラ	T	Wb/m^2	$kg \cdot s^{-2} \cdot A^{-1}$
イ ン ダ ク タ ン ス	ヘンリー	H	Wb/A	$m^2 \cdot kg \cdot s^{-2} \cdot A^{-2}$
セ ル シ ウ ス 温 度	セルシウス度 又は 度	$^{\circ}C$		K
光 束 度	ルーメン	lm		$cd \cdot sr$
照 度	ルクス	lx	lm/m^2	$m^{-2} \cdot cd \cdot sr$
(放射核種の)放射能	ベクレル	Bq		s^{-1}
吸収線量, 質量エネルギー分与, カーマ, 吸収線量指標	グレイ	Gy	J/kg	$m^2 \cdot s^{-2}$
線量当量, 線量当量指標	シーベルト	Sv	J/kg	$m^2 \cdot s^{-2}$

(3) SI による表現法

SI は非常に合理的な構成をもち、造語力が容易かつ豊富である。すなわち自由に新しい組立単位の展開が可能ない点があるが、無原則に勝手な表示が行なわれるのは実用上かえって混乱をもたらす。そこで表現には、文法ともいべきルールがいくつか定められている。それらは JIS Z 8203 等の文献に詳しく述べられているが、特に身近なものをいくつかあげる。

- SI 単位の 10 の整数乗倍は、通常その数値が 0.1~1000 の範囲に入るように選ぶ。
- 合成された単位の接頭語は 1 つだけとし、先頭の単位 (分子) に付ける。
例 $klm \cdot s (Mlm \cdot ms$ とはしない)

$kN/m^2 (dN/cm^2$ とはしない)

$Mg/m^3 (kg/dm^3$ とはしない)

特例として、kg の k は接頭語の数から除かれる。

例 MJ/kg (kJ/g とはしない)

ただし、質量の単位は g に接頭語を付けて造る。

- 組立単位の表わし方の例

$\frac{m}{s}, m/s, \text{又は } m \cdot s^{-1}$

- 同じ行の中で斜線は 1 回だけしか用いてはならない。(複雑な場合は、負の指数がカッコを用いる。)

- 混同しやすい例

N, m, Nm, N, m (ニュートンメートル) と mN (ミリニュートン)

勿論例外も多くあるが、要は使いやすく、混乱の少な

表-3 基本単位から出発して表わされる組立単位の例

量		組 立 単 位	
		名 称	記 号
面	積	平方メートル	m ²
体	積	立方メートル	m ³
速	さ	メートル毎秒	m/s
加	速	メートル毎秒毎秒	m/s ²
波	数	毎メートル	m ⁻¹
密	度	キログラム毎立方メートル	kg/m ³
電	流	アンペア毎平方メートル	A/m ²
磁	界	アンペア毎メートル	A/m
	の	モル毎立方メートル	mol/m ³
	濃	立方メートル毎キログラム	m ³ /kg
比	体	立方メートル毎キログラム	m ³ /kg
輝	度	カンデラ毎平方メートル	cd/m ²

表-4 SI 接頭語

倍数	接頭語	記号	倍数	接頭語	記号
10 ¹⁸	エタサ	E	10 ⁻¹	デシ	d
10 ¹⁵	ペタ	P	10 ⁻²	センチ	c
10 ¹²	テラ	T	10 ⁻³	ミリ	m
10 ⁹	ギガ	G	10 ⁻⁶	マイクロ	μ
10 ⁶	メガ	M	10 ⁻⁹	ナノ	n
10 ³	キロ	k	10 ⁻¹²	ピコ	p
10 ²	ヘクト	h	10 ⁻¹⁵	フェムト	f
10 ¹	デカ	da	10 ⁻¹⁸	アト	a

い表記が望まれるのである。

(4) SI 以外の単位の取扱い

単位の切り換えは、慣用してきた者にとっては苦痛を与える。CIPM では、SI ではないが SI と併用してよい単位、或いは暫定的に使用を認める単位を表-5, 6 のように定めて、混乱と抵抗の緩和をはかった。それとともに、固有の名称をもつ CGS 単位 (エルグ, ダイン, ポアズ, ストックス, その他) の併用は一般に好ましくないとし、また標準大気圧 (atm), 重量キログラム (kgf), カロリー (cal), ミクロン (μ), その他の一般的には推奨しがたい単位などが指摘されている。しかしながらこれらも、分野によっては (当分の間) 使用されることもあるであろう。単位系の切り換えは、なかなか一朝一夕には行かないものだからである。

表-5 SI 単位と併用してよい単位

量	単位の名称	単位記号	定 義
時 間	分	min	1 min = 60 s
	時	h	1 h = 60 min
	日	d	1 d = 24 h
平 面 角	度	°	1° = (π/180) rad
	分	'	1' = (1/60)°
	秒	''	1'' = (1/60)'
体 積	リットル	l (注)	1 l = 1 dm ³
質 量	トン	t	1 t = 10 ³ kg

(注) リットルの記号は、立体の l (エル) であるが、紛らわしい時には、ltr または litre と書いてもよい。

表-6 SI と共に暫定的に維持される単位

名 称	記 号	SI 単位による値
海 里		1 海里 = 1 852m
ノ ッ ト		1 ノット = 1 海里毎時 = (1 852/3600)m/s
オングストローム	Å	1 Å = 0.1 nm = 10 ⁻¹⁰ m
ア ー ル	a	1 a = 1 dam ² = 10 ² m ²
ヘ ク タ ー ル	ha	1 ha = 1 hm ² = 10 ⁴ m ²
バ ー ン	b	1 b = 100 fm ² = 10 ⁻²⁸ m ²
バ ー ル	bar	1 bar = 0.1 MPa = 10 ⁵ Pa
ガ ル	Gal	1 Gal = 1 cm/s ² = 10 ⁻² m/s ²
キ ュ リ ー	Ci	1 Ci = 3.7 × 10 ¹⁰ Bq
レ ン ト ゲ ン	R	1 R = 2.58 × 10 ⁻⁴ C/kg
ラ ド	rad	1 rad = 1 cGy = 10 ⁻² Gy
レ ム	rem	1 rem = 1 cSv = 10 ⁻² Sv

SI に関する参考資料

- 1) JIS, 国際単位系 (SI) 及びその使い方, JIS Z8203-1978, 日本規格協会
- 2) 国際単位系 (SI) の手引, 1978, 日本規格協会
- 3) JIS, 計量単位換算表, (増補版) SI 単位への換算, 1979, 日本規格協会
- 4) 国際単位系 (SI) 情報—Vol. 1 [その 1~24]—, 1979, 日本規格協会, (月刊誌「標準化と品質管理」及び「標準ジャーナル」より集録)
- 5) 機械工学 SI マニュアル, 1979, 日本機械学会
- 6) 土質工学における SI の使い方, 1981, 土質工学会九州支部
- 7) わかりやすい SI の使い方, 1983, 農業土木学会 (学会誌連載講座の合本)
- 8) その他
「標準化ジャーナル」, 「計測と情報」には SI に関し多くのニュース, 解説が掲載されている。

2. 農業土木分野での SI の使い方について

佐藤 晃 一*

(1) はじめに

農業土木学会では、1982年から論文集で SI 採用 (非 SI のかっこ書き併記) が定められた。

この場合、最も困難と混乱を伴っているのが質量 (kg) と力 (N) の区別であり、よく使用される単位では圧力 (Pa)、エネルギー (J) などであろう。また現場での混乱を避けるために、当分の間存続させたい独特の単位もある。SI 単位及びそれと併用してよい単位等については、JIS Z 8203 に附属書として詳しく述べられているほか、JIS Z 8203 に附属書として詳しく述べられているほか、特に重量、荷重に関する切換え指針 (JSA/STACO/SC 7, 51-09-13) がある。

そこで農業土木学会では、「農業土木分野でよく使用する SI の取扱い方」(1983. 6) において、アール (a)、ヘクタール (ha) などのほか、いくつかの非 SI も使用を認めることにし、表-1 のように例示した。

(2) 質量と重量

工学的立場において、重力単位系は極めて便利な尺度である。本来、重量とは静止した物体に作用する重力の大きさであり、物体の質量と重力加速度の積で表わされる。この場合、重力単位系では質量 1 キログラムの物体に働く力を 1 重量キログラム (kgf または kgw) として基本単位に置くのである。そこで、標準重力加速度 (g_n) を 9.80665 m/s^2 とすると、

$$1 \text{ kgf} = 1 \text{ kg} \times 9.80665 \text{ m/s}^2 = 9.80665 \text{ N}$$

という関係が成り立つ。ところがこれを、1 kgf とする代りに 1 kg と慣用する方法が定着して、混乱の原因となっている。すなわち、質量 mkg の物体の重量は m kgf であるが、これを mkg と表記してきたものである。SI における力の単位は、質量 1 kg の物体に 1 m/s^2 の加速度を与える力で、これを 1 ニュートン (N) という。力学に関する各単位系を対比すると表-2 のようである。

質量は物体が本質的に保持するものであるが、重量は重力加速度によって厳密には場所による変化がある。理科年表 (昭和58年度) によると、例えばわが国では根室 ($43^\circ 19.7' \text{N}$) 9.8068363 , 鹿児島 ($31^\circ 34.4' \text{N}$) 9.7947215 などである。よく知られているように重力は月では地球の約 0.17 倍であり、また無重力の状態下でも質量は変

表-1 土壌物理、水文の分野で使用される単位記号の例 (SI ではないが特に残したいものを含む)

	量	SI 単位	よく使用する単位記号	備考
土	粒 径	m	m, cm, mm, μm , nm	Å は使用しない。
	比 表 面 積	m^2/kg	m^2/kg	従来単位 m^2/g , m^2/cm^3
	水分ポテンシャル	J/kg	J/kg	従来単位 erg/g $1 \text{ erg/g} = 1 \times 10^{-4} \text{ J/kg}$
壤	サクション (土壌水分) 吸引圧	Pa	Pa, bar, pF	pF を使用する場合には、Pa を併記する。
	透 水 係 数 (水理伝導度)	m/s	m/s	従来単位 cm/s
	水分拡散係数	m^2/s	m^2/s	従来単位 cm^2/s
物	体積熱容量	$\text{J}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$	$\text{J}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$	従来単位 $\text{cal}/(\text{cm}^3 \cdot ^\circ\text{C})$ $1 \text{ cal}/(\text{cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}) = 4.19 \times 10^6 \text{ J}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$
	温度伝導度	m^2/s	m^2/s , cm^2/s	
理	湿 潤 熱	J/kg	J/kg	従来単位 cal/g $1 \text{ cal/g} = 4.19 \times 10^3 \text{ J/kg}$
	吸 着 熱	J/mol	J/mol	従来単位 kcal/mol $1 \text{ kcal/mol} = 4.19 \times 10^3 \text{ J/mol}$
水	降 雨 量	m	mm	
	降 雨 強 度	m/s	mm/d, mm/h	
	流 出 高 (量)	m	mm, mm/d, mm/h	
	比 流 量	$\text{m}^3/\text{m}^2 \cdot \text{s}$	m^2/s	単位面積を明記する
	水 頭	m	m, cm	
文	用水量, かんがい強度	m/s	mm/d, mm/h	
	減 水 深	m/s	mm/d	
	蒸 発 散 量	m/s	mm/d	
	インテグレート	m/s	mm/h	

らない。

そこでこの2つの概念を混乱なく区別する方策として、重量に関しては力を表わす“f”という記号を付して、kgf, tf, などと表示するように奨められている。すなわち、今まで重量、荷重という用語で表わそうとする物理量が、文脈等からして質量である場合、kg を用いて質量という表現に改める。しかしながらそれが、力の概念に当たると判断されるものは、kgf で表わすのであ

* 愛媛大学農学部

表-2 力学に関する単位系の比較

単 位 系		長さ(L)	質量(M)	時間(T)	力(F)	加 速 度	応力, 圧力	エネルギー	
メ ー ト ル 法	絶対単位	SI	m	kg	s	N	m/s ²	Pa	J
		MKSA	m	kg	s	N, kg·m/s ²	m/s ²	N/m ²	N·m
		CGS	cm	g	s	dyn, g·cm/s ²	gal	dyn/cm ²	erg
		重力単位	m	kgf·s ² /m	s	kgf	m/s ²	kgf/m ²	kgf·m

る。勿論これをNとすることはより好ましいことであるが、工学系の分野では現場との遊離を避けるために kgf の形でまず明確に区別することから始める場合が多い。

(3) 単位の換算

単位の換算は理論的には簡単な演算であるが、いざ行なうとなると、しばしば面倒を感じ、間違いやすい。SI のねらいのひとつは、単位の国際的統一により換算の煩わしさをなくすことにある。しかしながらいざにせよ、現在使用されている多くの単位系について、これをSIに読み換えて行く手順は明確にされねばならない。例えば先述の標準重力加速度 (g_n) は、力の単位について重力単位系とSIとを結ぶ架け橋であり、

$$1 \text{ kgf} = 9.80665 \text{ N}$$

という基本換算式を与える。ここに 6.80665 は重力換算係数 (g_c) であり数値的には g_n と同じであるが、単位は (N/kgf) を持つ。一般には無次元数として扱っている。

非SIからSIへの換算係数は、JIS Z 8202に示され、また各種単位の換算表も出版されている。いまわれわれの分野で身近なものの一部を表-3に示す。

単位の換算に際しては、有効数字のとり方も問題となる。例えば、 $1 \text{ kgf} = 9.80665 \text{ N}$ において、これを9.8あるいは9.81と丸めた場合、計算上、前者は約-0.068%、後者は約+0.034%の系統誤差が生じる。9.807までを用いれば、誤差は-0.0036%になる。従って換算されるべき数値、要求される精度により、用いるべき係数値も変えると考えてよい。(さらに、重力換算係数に関しては、重力加速度の値が場所により変化することも考慮する必要がある。) 一般的に言えば、換算すべき数値の有効数字の桁数よりも、少なくとも1~2桁多い換算係数によって計算し、その結果について求めようとする有効数字の桁数まで数値を丸めれば良いとされている。なお、厳密に定義された換算係数が示されている物理量に関しては、定義された数値そのものを用いることが基本である。

(4) 注意すべき単位

SIの導入にあたり、土壌物理の分野では意外に特殊例の多いことに気付く。それは農業とも関連して、現場の特殊な単位が多くあり、しかも生活にまで根深く使用されている(自分にとって)便利な単位となっているからである。先に表-1に示したサククション (pF) や減水深 (mm/d) などがその最たるものである。それとともに、今まで慣用(誤用)してきたために切り換えに当たって特に注意すべき単位も多い。質量と重量(力)がそうであり、そのほかにも④密度と単位体積重量、⑤応力と圧力などが身近なものである。

④ 密度 (ρ) と単位体積重量 (γ)

密度 (density) は単位体積当りの質量で定義され、 $[\text{ML}^{-3}]$ の次元をもつ。SIの単位では kg/m^3 , Mg/m^3 などとなるが、従来から慣用された g/cm^3 , t/m^3 も捨て難いものである。これらは $\text{Mg/m}^3 (=1000 \text{ kg/m}^3)$ と数値的には等しいので、混乱は少ないであろう。量記号には ρ (ロー) を用い、従来特に区別しない場合の多かった γ (ガンマ、単位体積重量) と明確に使い分ける必要がある。

単位体積重量 (unit weight) は $[\text{FL}^{-3}]$ または $[\text{ML}^{-2} \text{T}^{-2}]$ の次元をもち、密度とは異なる量である。SIでは kN/m^3 で表わされるが、重力単位系なら gf/cm^3 , tf/m^3 としなければならない。

ρ と γ の関係は、

$$\gamma (\text{kN/m}^3) = g_n (\text{m/s}^2) \cdot \rho (\text{Mg/m}^3)$$

重力単位系の ρ と γ は数値的に等しいので問題ないが、水の単位体積重量 $\gamma_w = 1 \text{ gf/cm}^3$ はSIでは $\gamma_w = 9.80665 \text{ kN/m}^3$ となり多少不便かもしれない。

⑤ 応力と圧力

外力に対して物体内部にこれと低抗するための内力が生じるが、これを単位面積で除した値を応力 (stress) という。一般に法線方向力 (垂直応力, σ) と接線方向力 (せん断応力, τ) の2成分に分けられる。物体が気体や液体の場合には垂直応力のみとなり、圧力 (pressure) と呼んで量記号はPで表わす。

両者はともに単位面積当りの力で定義され、物理的に

表-3 非 SI から SI への換算係数の例

量	SI	非 SI	SI への換算係数
平面角	rad	° (度)	1.74533×10^{-2}
		' (分)	2.90888×10^{-4}
		" (秒)	4.84814×10^{-6}
長さ	m	μ (マイクロ)	1×10^{-6}
		Å (オングストローム)	1×10^{-10}
		in	0.0254
		ft	0.3048
		yd	0.9144
		mile	1.60934×10^3
面積	m ²	a (アール)	1×10^2
		ha (ヘクタール)	1×10^4
		in ²	6.45160×10^{-4}
		ft ²	9.29030×10^{-2}
		acre	4.0468×10^3
体積	m ³	l (リットル)	1×10^{-3}
		in ³	1.6387×10^{-5}
		ft ³	2.83168×10^{-2}
		gal (ガロン) (USA)	3.78541×10^{-3}
		(Imp. gallon)	4.54609×10^{-3}
時間	s	min (分)	60
		h (時)	3600
		d (日)	86400
		week	604800
		year	3.1536×10^7
		速度	m/s
km/h	0.277778		
knot	0.51444		
ft/min	5.08001×10^{-3}		
miles/h	0.44704		
質量	kg		
		lb (ポンド)	0.453592
密度	kg/m ³	t/m ³	1×10^{-3}
		g/ml	1×10^{-3}
		ppm	1×10^{-9}
		lb/ft ³	1.60185×10
力 (重量)	N	dyn	1×10^{-5}
		kgf	9.80665
		tf	9.80665×10^3
		lbf	4.44822
		kips (= 1000 lbf)	4.44822×10^2

量	SI	非 SI	SI への換算係数
圧力	Pa	bar	1×10^5
		atm	1.01325×10^5
		mmH ₂ O (4°C)	9.80665
		mmHg	1.33322×10^2
		Torr	1.33322×10^2
		kgf/cm ²	9.80665×10^4
応力	Pa (N/m ²)	tf/m ²	9.80665×10^3
		kgf/mm ²	9.80665×10^6
		gf/cm ²	9.80665×10
		lbf/ft ²	4.78802×10
		lbf/in ² (psi)	6.89476×10^3
		粘性係数	Pa·s
cP	1×10^{-3}		
gf·s/m ²	9.80665×10^{-3}		
動粘性係数	m ² /s	St. (ストークス)	1×10^{-4}
		cSt	1×10^{-6}
表面張力	N/m	dyn/cm	1×10^{-3}
		kgf/m	9.80665
仕事 エネルギー 熱量 電力量	J	erg	1×10^{-7}
		kW·h	3.6000×10^6
		cal	4.18605
		kcal	4.18605×10^3
		kgf·m	9.80665
仕事率 工率 動力 出力	W	Ps	7.35499×10^2
		kgf·m/s	9.80665
		kcal/h	1.16279
単位体積 重量	N/m ³	gf/cm ³	9.80665×10^3
		kgf/m ³	9.80665
		tf/m ³	9.80665×10^3
圧密係数	m ² /s	cm ² /min	1.66667×10^{-6}
		cm ² /d	1.15741×10^{-9}
		in ² /year	2.04579×10^{-11}
圧縮率 圧縮係数	m ² /N (Pa ⁻¹)	m ² /kgf	0.101972
体積係数	m ² /N	cm ² /gf	1.01972×10^{-2}
地盤係数	N/m ³	ld/in ³	2.71447×10^5
浸透力	N/m ³	lb/ft ³	1.57087×10^2

表—4 直ちに改訂できる単位表現法の例

量	記 号	従来よく用いられた記号
長 さ	μm (マイクロメートル)	μ (ミクロン)
質 量	g (グラム) kg (キログラム)	gr (KG)(キログラム)
時 間	d (日) h (時) s (秒)	day hr sec
温度(差)	K (ケルビン) °C (セルシウス度)	°K deg. C (セルシウス度)
重 量	tf (重量トン) kgf (重量キログラム) gf (重量グラム)	t (トン) kg (キログラム) g, gr(グラム)
体 積	cm^3 (立方センチメートル)	cc

は全く同じ量であるが、歴史的に使い分ける場合が多かった。すなわち、応力には kgf/cm^2 , tf/m^2 , 圧力では bar , atm , mmHg , Torr などである。SI ではともに Pa でよいが、従来の流れをくんで応力に N/m^2 を用いる傾向もある。特に γ が kN/m^3 であるため、応力も kPa よりも kN/m^2 の方が混乱しないとの考えである。将来的には Pa で統一することが望ましいと考えられる。なお、 bar はヨーロッパ等で普及し、わが国でも気象関係で用いられているが、 Pa に切り換える方向にある。

以上、SI に関する情報を、農業土木的立場を中心に記したが、要は切り換えに対する決意と、単位に対する慣れが問題なのである。それとともに、少なくとも表—4 に示すような改訂は、各人の注意において直ちに実行したいものである。

3. 土壌肥料分野での SI の使い方について

加 藤 英 孝*

(1) はじめに

国際単位系 (SI) は国際度量衡総会で採用され勧告され、以後さまざまな分野で使用されるようになった、一貫した単位系である。SI が使用されるべき理由は、SI が普遍性をもった合理的な単位系であり、ひとたび慣れれば

使いやすいという点にある。

ここではまず、土壌肥料分野での SI 導入に際しての基本的考え方、SI を使用する際の一般的な注意点を示し、つぎに SI 導入に際して主として問題になる点を取りあげる。ついでこの分野に関連のある各種の物理量の名称および使用する単位を列挙し、必要のある場合には SI 単位と従来の単位との間の換算率を示すことにする。

(2) SI 導入に際しての基本的考え方

1) 可能なかぎり SI 単位のみを用いる

SI では基本単位としてメートル (長さ, 記号 m)、キログラム (質量, kg)、秒 (時間, s)、アンペア (電流, A)、ケルビン (熱力学温度, K)、モル (物質量, mol) およびカンデラ (光度, cd) の七つを、補助単位としてラジアン (平面角, rad) およびステラジアン (立体角, sr) の二つを取り、これらを組み合わせることによって任意の物理量に対応する単位を組み立てる。SI の長所の一つは、こうして任意の単位を構成する際に何ら係数を必要としないことである。SI をそのままの形で土壌肥料分野に導入することはできないとしても、改変を加える場合にはこの長所がそなわれることのないよう考慮することが必要である。従来用いられてきた、SI 単位の10の整数乗倍 (例: cm^3 , g) は組立単位の分母としてはなるべく使用すべきでない。なお、SI 基本単位および補助単位の定義、SI 組立単位で固有の名称をもつもの、ならびに SI 単位の10の整数乗倍を構成するための接頭語については本号の1. 総論を参照していただきたい。

2) 一部の廃止された非 SI 単位の維持

SI では従来よく用いられてきた単位のいくつかが廃止されている。そのなかには当量 (equivalent) のような、土壌肥料分野では頻りに用いられている単位も含まれている。この種の単位のうち SI 単位による代替が難しいものは、そのまま当分の間は使用してさしつかえないだろう。

3) 量に対する名称について

土壌肥料分野で用いられてきた各種の量に対する名称のなかには適当ではないと思われるものがふくまれている。例えば bulk density (かさ密度) は SI では $\text{Mg}\cdot\text{m}^{-3}$ 、従来の単位では $\text{g}\cdot\text{ml}^{-1}$ で表わされるが、これに対して '仮比重' の名を与えるのは本来適当ではない (比重は無次元量)。従来用いられてきた量に対する名称の一部には、このように、量に対する単位のもつ次元との関係において一貫性を欠いているものがある。それらの名称については、SI 使用のメリットを減じないように、再検討が加えられるべきであろう。

* 農業環境技術研究所

(3) SI 使用上の注意

SI のもつ利点を最大限に生かすためには使用にあたってつぎのような注意が必要である。

1) 斜線 (/) は括弧を使ってあいまいさを除外しないかぎり一つの表示式の中に二度以上用いてはならない。

例：畑からの一酸化二窒素 (N_2O) ガス拡散の流束密度 (flux density)

不可 $\mu g/m^2/s$, $\mu g/m^2 \cdot s$

可 $\mu g/(m^2 \cdot s)$

$\mu g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$

斜線を用いるよりは負の指数を用いたほうがよい。

2) 組立単位が分数で表わされる場合、その10の整数乗倍は分子の単位にのみ接頭語をつけて表わし、分母の単位には接頭語をなるべくつけない。

例：電気伝導率

不可 mS/cm

可 dS/m または $dS \cdot m^{-1}$

3) 計算式・等式の中では SI 単位のみを用い、その10の整数乗倍は用いない。

例：土壌の含水比 w 、比表面積 s および水の密度 ρ からの土壌の平均水膜厚さ d の計算 (括弧内は単位)

不可

$$d (\text{\AA}) = \frac{w (\%) }{s (m^2 \cdot g^{-1}) \cdot \rho (g \cdot cm^{-3})} \times 10^2$$

可

$$d (m) = \frac{w (kg \cdot kg^{-1}) }{s (m^2 \cdot kg^{-1}) \cdot \rho (kg \cdot m^{-3})}$$

(4) SI 導入に際して主として問題になる点

1) 質量と重量の区別

重量 (weight) は力の一種であるので、質量 (mass) に対する名称として用いてはならない。従来 '乾土重量' と呼んできたものは '乾土質量' に、'重量百分率' は '質量百分率' にそれぞれ改められなければならない。

2) 当量 (equivalent) および規定 (normal)

当量および規定は従来よく使われてきたが SI には加えられなかった単位である。当量にかわるべき SI 単位はモルであるが、従来当量が用いられてきたところにそのままモルを用いると混乱を招きかねない。いくつかのイオン種が共存する溶液に対しても当量は便利な単位であり、当分の間は SI 単位と併用してよいと考えられる。この場合、土壌の陽イオン交換容量の単位は $meq \cdot kg^{-1}$ となる。規定はなるべく用いないほうが望ましい。

(参考) 陽イオン交換容量の単位として $meq \cdot kg^{-1}$ を採用している雑誌の例は *Journal of Soil Science*、*Australian Journal of Soil Research* では meq の使用が禁止

され、陽イオン交換容量は $C \cdot kg^{-1}$ (土壌の単位質量あたりの電荷) で表わすよう指示されている (アボガドロ定数 $N_A = 6.022 \times 10^{23} \text{ mol}^{-1}$, 電気素量 $e = 1.602 \times 10^{-19} \text{ C}$ とすると、

$$1 \text{ meq} \cdot kg^{-1} = 10^{-3} \times 6.022 \times 10^{23} \times 1.602 \times 10^{-19} \text{ C} \cdot kg^{-1} = 96.47 \text{ C} \cdot kg^{-1}$$

(5) 土壌肥料分野に関連のある各種の量の名称および使用する単位

土壌肥料分野に関連のある各種の量の名称および使用する単位を表-1に示す。非 SI 単位の一部に対しては SI 単位への換算率を示してある。いちばん右の欄の中の単位は SI 単位と併用すべきではない。

参考文献

- 1) 量記号、単位記号及び化学記号 JIS Z 8202-1978, 日本規格協会 (1978)
- 2) 国際単位系 (SI) 及びその使い方 JIS Z 8203-1978, 日本規格協会 (1978)
- 3) 「物理・化学量および単位」に関する記号と術語の手引, 日本化学会 (1979)
- 4) Hesse, P.R.: SI Units and Nomenclature in Soil Science, Soils Bulletin 28, FAO Rome (1975)
- 5) Incoll, L. D., Long, S. P., and Ashmore, M.R.: SI units in publications in plant science, *Current Advances in Plant Science*, 9, 331-343 (1977)

表-1 各種の量の名称および関係する単位

量	SI 単位およびその 10 の整数乗倍 ¹⁾	SI 単位と併用してよい単位およびその 10 の整数乗倍 ¹⁾ ならびに当分の間 SI 単位と併用してよい単位	SI 単位と併用すべきではない単位
平 面 角	rad	°(度), '(分), ''(秒)	
長 さ	m, km, cm, mm, μm, nm	Å ²⁾ 1Å=10 ⁻¹⁰ m	μ, mμ
面 積	m ² , km ² , cm ²	ha 1ha=10 ⁴ m ² a 1a=10 ² m ²	
体 積	m ³ , dm ³ , cm ³	l ³⁾ 1l=10 ⁻³ m ³ =1dm ³	cc
時 間	s, ks	d(日), h(時), min(分), y または a(年)	
振 動 数	Hz, kHz		
回 転 数	s ⁻¹	min ⁻¹ または rpm	
速 度	m·s ⁻¹		
加 速 度	m·s ⁻²		
質 量	kg, Mg, g, mg	t(トン) 1t=1Mg	
力	N, kN, mN 1N=1kg·m·s ⁻²		dyn 1dyn=10 ⁻⁵ N kgf 1kgf=9.806 65N
圧 力	Pa, kPa, MPa 1Pa=1N·m ⁻²	bar ⁴⁾ 1bar=10 ⁵ Pa	atm 1atm=101 325Pa mH ₂ O 1mH ₂ O=9 806.65Pa mHg 1mHg=133 322Pa Torr 1Torr=133.322Pa
表 面 張 力	N·m ⁻¹ , mN·m ⁻¹		dyn·cm ⁻¹ 1dyn·cm ⁻¹ =10 ⁻³ N·m ⁻¹
粘 度	Pa·s		P(ポアズ) 1P=0.1Pa·s
仕 事, エ ネ ル ギ ー	J, kJ 1J=1N·m	eV(電子ボルト) 1eV=(1.602 189 2 ±0.000 004 6) ×10 ⁻¹⁹ J	erg 1erg=10 ⁻⁷ J kgf·m 1kgf·m=9.806 65J cal 1cal=4.186 05J (温度を指定しない時) 1·atm 1l·atm=101.325 J
仕 事 率	W 1W=1J·s ⁻¹		
熱 力 学 温 度	K		°K
セ ル シ ウ ス 温 度	t°C=(t+273.15)K		
温 度 間 隔	K, °C		deg
比 熱 容 量, 比 熱	J·kg ⁻¹ ·K ⁻¹ , J·kg ⁻¹ ·°C ⁻¹		cal·kg ⁻¹ ·°C ⁻¹ 1cal·kg ⁻¹ ·°C ⁻¹ =4.186 05J·kg ⁻¹ ·K ⁻¹
エ ン ト ロ ピ ー	J·K ⁻¹ ⁵⁾		
エ ン タ ル ピ ー	J		
電 流	A		
電 荷, 電 気 量	C 1C=1A·s		
表 面 電 荷 密 度	C·m ⁻²		
電 位, 起 電 力	V 1V=1W·A ⁻¹		
誘 電 率	F·m ⁻¹		
電 気 抵 抗 (直 流)	Ω 1Ω=1V·A ⁻¹		
電 気 伝 導 率	S·m ⁻¹ 1S·m ⁻¹ =1A·V ⁻¹ ·m ⁻¹		mho 1mho=1S
波 長	m	Å ²⁾ 1Å=10 ⁻¹⁰ m	
波 数	m ⁻¹		
モ ル 吸 光 係 数	m ² ·mol ⁻¹		
物 質 量	mol		
ア ボ ガ ド ロ 定 数	mol ⁻¹		

量	SI 単位およびその 10 の整数乗倍 ¹⁾	SI 単位と併用してよい単位およびその 10 の整数乗倍 ²⁾ ならびに当分の間 SI 単位と併用してよい単位	SI 単位と併用すべきではない単位
質量濃度 モル濃度	$N_A = (6.022\ 045 \pm 0.000\ 031) \times 10^{23} \text{mol}^{-1}$ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ $\text{mol} \cdot \text{m}^{-3}$	$\text{kg} \cdot \text{l}^{-1}$ $\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ $1 \text{mol} \cdot \text{l}^{-1} = 1 \text{kmol} \cdot \text{m}^{-3}$	
質量モル濃度 化学ポテンシャル 分圧 活量 (溶質の) 活量係数 浸透圧 気体定数	$\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ Pa 無次元量 無次元量 Pa $\text{J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ $R = (8.314\ 41 \pm 0.000\ 26) \text{J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$		atm $1 \text{atm} = 101\ 325 \text{Pa}$ atm $1 \text{atm} = 101\ 325 \text{Pa}$ $1 \cdot \text{atm} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ $11 \cdot \text{atm} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ $= 101,325 \text{J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$
ボルツマン定数	$\text{J} \cdot \text{K}^{-1}$ $k = (1.380\ 662 \pm 0.000\ 044) \times 10^{-23} \text{J} \cdot \text{K}^{-1}$		
電気素量	C $e = (1.602\ 189\ 2 \pm 0.000\ 004\ 6) \times 10^{-19} \text{C}$		
イオンの電荷数 イオン強度 ファラデー定数	無次元量 $\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ $\text{C} \cdot \text{mol}^{-1}$ $F = (9.648\ 456 \pm 0.000\ 027) \times 10^4 \text{C} \cdot \text{mol}^{-1}$		
モル導電率 当量 イオンの当量濃度	$\text{S} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{mol}^{-1}$	eq, meq $\text{eq} \cdot \text{m}^{-3}, \text{keq} \cdot \text{m}^{-3}$	
放射能・壊変率	Bq $1 \text{Bq} = 1 \text{s}^{-1}$	Ci $1 \text{Ci} = 3.7 \times 10^{10} \text{Bq}$	dps (壊変毎秒), dpm (壊変毎分)
比放射能 壊変定数 吸収線量 線量当量 照射線量	$\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ s^{-1} Gy $1 \text{Gy} = 1 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ Sv $1 \text{Sv} = 1 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ $\text{C} \cdot \text{kg}^{-1}$	rad $1 \text{rad} = 10^{-2} \text{Gy}$ rem $1 \text{rem} = 10^{-2} \text{Sv}$ R $1 \text{R} = 2.58 \times 10^{-4} \text{C} \cdot \text{kg}^{-1}$	
密度 (土壌粒子の) [真比重]	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}, \text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$		
かさ密度 [仮比重]	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}, \text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$		
比表面積	$\text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$		
含水比	$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$	$\%$ ⁶⁾	
体積水分率, 体積含水率	$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	$\text{vol} \%$ ⁶⁾	
含水率, 水分含有率	$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$	$\text{mass} \%$ ⁶⁾	
蒸発散速度	$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ または $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$		
質量流量	$\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$		
流量	$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$		
流束密度 (ガス拡散の)	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$		

量	SI 単位およびその 10 の整数乗倍 ¹⁾	SI 単位と併用してよい単位およびその 10 の整数乗倍 ²⁾ ならびに当分の間 SI 単位と併用してよい単位	SI 単位と併用すべきではない単位
流 束 密 度 (水 の)	$\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ $\text{m}^3\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ または $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$		
ガ ス 拡 散 係 数	$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$		
水 分 拡 散 係 数	$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$		
水 頭 ⁷⁾		m, cm	
透 水 係 数 (水 力 学 的 伝 導 率)	$\text{kg}\cdot\text{s}\cdot\text{m}^{-3}$ 8) $\text{m}^3\cdot\text{s}\cdot\text{kg}^{-1}$ 8) $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 8)		
土 壌 水 分 ポ テ ン シ ャ ル	$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 9)		$\text{erg}\cdot\text{g}^{-1}$ $1\text{erg}\cdot\text{g}^{-1}=10^{-4}\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$
サ ク シ ョ ン, 吸 引 圧 ¹⁰⁾	Pa	bar ⁴⁾ 1bar=10 ⁵ Pa	
pF ¹¹⁾	Pa	bar ⁴⁾	
イ オ ン の 流 束 密 度	$\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$	無次元量	
全 電 解 質 濃 度		$\text{eq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$	
陽 イ オ ン 交 換 容 量		$\text{eq}\cdot\text{m}^{-3}$, $\text{keq}\cdot\text{m}^{-3}$	
間 隙 率	$\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$	$\text{eq}\cdot\text{kg}^{-1}$, $\text{meq}\cdot\text{kg}^{-1}$	
酸 度 (溶 液 の)		vol%	
ア ル カ リ 度 (溶 液 の)		$\text{eq}\cdot\text{m}^{-3}$	
酸 度 (土 壌 の)		$\text{eq}\cdot\text{m}^{-3}$	
pH		$\text{eq}\cdot\text{kg}^{-1}$	
緩 衝 強 度		無次元量	
		$\text{eq}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{pH}^{-1}$	

注1) すべてをつくしてはいない。

2) Å はなるべく用いないほうがよい。

3) なるべく dm^3 を用いたほうがよい。

4) 新たに bar を使いはじめるべきではない。

5) エントロピー及びその関連諸量については、ケルビン (K) を度 (°C) に置き換えてはならない。

6) ‘比’ はあるものに対する ratio を, ‘率’ は全体を 1 としたときの fraction を表わす。

7) ‘水頭’ の概念は本来 SI とは両立しない。これは単位重量あたりのエネルギー ($\text{m}=\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^2$) の次元を有しており、重力単位系に属する。

8) 透水係数は流束密度の次元および駆動力の次元のとり方によりいくつかの異なる次元をとりうる。

①水の流束密度 ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) が化学ポテンシャル勾配 ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$) に比例するとしたとき。透水係数 K の単位は $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{J}^{-1}\cdot\text{kg}\cdot\text{m}=\text{kg}\cdot\text{s}\cdot\text{m}^{-3}$

②水の流束密度 ($\text{m}^3\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}=\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) が圧力勾配 ($\text{Pa}\cdot\text{m}^{-1}$) に比例するとしたとき。透水係数 K の単位は $\text{m}^3\cdot\text{s}\cdot\text{kg}^{-1}$

③水の流束密度 ($\text{m}^3\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}=\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) が水頭勾配 ($\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$) に比例するとしたとき。透水係数 K の単位は $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$

9) 水の密度 $\rho=1\text{Mg}\cdot\text{m}^{-3}$ であるとするとき、 $1\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ はほぼ 1kPa ($=10^{-2}\text{bar}$) に相当する。

10) 負の値をとることはない。

10) pF は土壌水に働くサクシヨンの 1cmHgO ($=98.0665\text{Pa}$) に対する比 (無次元数) の常用対数に等しい。

例: サクシヨンの 1.5MPa ($=15\text{bar}$) のときの pF 値は

$$\log_{10} \frac{1.5 \times 10^6}{98.0665} = \log_{10} 15295.7 = 4.18$$

土 壌 の 物 理 性 第 1 号 ~ 第 50 号 総 目 次

第 1 号 (34年 3 月)

「土壌の物理性」第 1 号発刊に際して
山中金次郎..... 1
 広い分野の方々の参加を願う.....松尾 英俊..... 3
論 説
 土壌水分の問題点.....福田 仁志..... 4
 負圧浸透について.....田淵 俊雄..... 9
 地下水流動の水文学的計算.....金子 良.....16
 畑地の撒水かんがいについて.....吉良 芳夫.....21
 土壌処理と水蝕との関係.....川村 秋男.....25
 東北地方の土壌侵蝕について.....前田 信寿.....27
 今後の土壌調査、特に土性の判定につ
 いて.....山中金次郎.....32

資 料

アメリカにおける土壌物理性の測定法
 の現況.....松尾 英俊.....37
 干拓地水田と土壌構造.....久保田収治.....40
 土壌の乾燥から.....坂上 行雄.....42
 研究室のゼミナールから.....美園 繁.....44

随 想

風蝕と土壌の凝集力.....国分 欣一.....49
 旱地農業と土壌物理.....米田 茂男.....51

第 2 号 測定法に関する特集号 (35年 3 月)

御挨拶を兼ねて.....山中金次郎..... 1
論 説
 耕耘機具と土壌の物理性・力学性.....鍋木 豪夫..... 1
 工学における土壌学.....須藤 清次..... 4
資 料
 粒径分析法に関する考察.....山中金次郎..... 8
 土壌水分測定のための電気抵抗法につ
 いて.....岐部 利幸.....13
 実容積法による圃場水分の測定法.....美園 繁.....17
 土壌の透水性測定について.....八幡 俊雄.....21
 Soil tilth の測定法について.....米田 茂男.....24
 土壌構造とその測定法.....喜田 大三.....28

報 文

圃場における土壌物理性の測定値の偏
 差について.....下村和子・美園 繁.....34

第 3 号 水田の透水性特集号 (35年 9 月)

論 説

風蝕について.....国分 欣一..... 1

資 料

水田土壌の透水性について.....松尾英俊・佐藤雄夫..... 3
 水田の減水深、浸透量.....山崎不二夫..... 9
 水田減水深についての一考察.....椎名 乾治.....14
 火山灰水田における減水深.....本谷 耕一.....19

解 説

テンシオメーターについての覚え書き
竹中 肇.....21

報 文

耐水性構造及び仮比重の時期的変化と
 受蝕性に及ぼす影響——風蝕に関す
 る土壌肥料科学的研究(第 4 報).....
国分欣一・根本清一.....23
 土壌水分条件がカリの有効性に及ぼす
 影響.....木下 彰・布来秀夫.....26
 傾斜地の水分勾配について.....箱石 正.....30

第 4 号 土壌侵蝕特集号 (36年 3 月)

総 説

土壌水分吸引測定装置の改良について
石川武男・徳永光一・月館光三..... 1

資 料

傾斜地茶園の土壌保全について.....森田 昇.....11
 関東ローム地域における浸透と侵食に
 ついて.....金子 良.....15
 地力変動観測施設の設計及び問題点に
 ついて
沼尾林一郎・鈴木秀平・金井 徹・琴寄 融.....20

報 文

土壌の固結度及び連結度について——
 風蝕に関する土壌肥料科学的研究(第
 5 報).....国分欣一・板川秀雄.....28
 果樹園土壌管理法と土壌構造に関する
 一考察.....吉良 八郎.....33

随 想

土壌侵食と土壌侵食防止と土壌侵食防
 止工事と.....八幡 敏雄.....46

第5号 (37年2月)

総 説

水田の透水性に関する諸因子について
 ……………富士岡義一…………… 1

資 料

北海道の土壌侵蝕の諸問題……………一戸 貞光…………… 9
 農業土木よりみた土壌侵蝕の諸問題…金子 良……………19
 フローティング・ライシメーターにつ
 いて……………吉良 芳夫……………25
 機械耕耘による畑深耕の効果……………箱石 正……………29

報 文

畑土壌に対するペントナイト, パーミ
 ユキライトの施用効果…池宗勝三郎・川井一之……………37
 水田土壌の物理的性質とその浸透量の
 関係について……………山崎不二夫・八幡敏雄
 田淵俊雄・外田 敦・田淵公子……………43

第6号 (37年4月)

総 説

土壌の沈定容積について……………安富 六郎…………… 1

論 説

土壌の透水性に関する通則……………山中金次郎……………10

資 料

傾斜地における耕うん……………手塚右門・小中俊雄……………19
 作物よりみた深耕の効果……………渡辺 和之……………25

報 文

ライシメーターにおける畑土壌の2・
 3の実験……………寺沢四郎・岩田進午……………34
 遠心法による p.F 2.0 の測定について
 ……………岩田 進午……………39
 畑作における深耕問題……………西瀧 高一……………44

第7号 土壌改良剤とその利用特集号 (38年1月)

巻頭言

御挨拶を兼ねて……………川口桂三郎…………… 1

シンポジウム「土壌改良剤とその利用」

ペントナイトの土壌改良への利用とそ
 の効果……………沼尾林一郎…………… 2
 土壌侵食と土壌改良剤……………国分 欣……………12
 土壌改良剤の性状(1) 合成高分子を除
 く……………美園 繁……………19
 土壌改良剤の性状(2) 合成高分子……………川口桂三郎……………29
 日本農業と土壌改良剤……………奥田 東……………42
 土壌改良剤による水田および砂丘畑の
 改良……………富士岡義一……………44

Soil conditioner の園芸的利用に関す
 る研究——とくに PVA の団粒形成

に対する諸条件について——

……………志佐 誠・高野泰吉・樋口春三・中山 俊……………55
 自由討論……………66

第8号 (38年5月)

湿土壌の物理性の特徴について……………後藤 定年…………… 1
 植生の場における地中環境

とくに地温について……………上原 勝樹…………… 7

蔬菜の根の通気必要度……………位田藤久太郎……………13

無機質土壌改良剤の効果——多肥の際

の畑作物の障害と関連して——

……………藤沼善亮・鈴木達彦……………20

林木の成長と土壌の物理性……………真下 育久……………27

第9号 (38年10月)

みかんと土壌の物理性……………中間 和光…………… 1

桑栽培と土壌の物理性……………早坂 猛…………… 6

土壌温度と作物の生育

……………山田一郎・森脇 勉・長谷川浩……………14

地象環境の改善について……………中原 孫吉……………23

水田における大型機械の走行能と土壌

硬度相について……………長崎 明……………30

大型トラクターの踏圧が畑土壌の物理

性と作物の生育におよぼす影響

……………長崎 明・三熊政昭・高橋伸寿……………38

第10号 土壌の圧縮および鋤床, 盤層の生成特集号

(39年3月)

シンポジウム「土壌の圧縮および鋤床, 耕盤の生成」

土の締固めと透水性について……………多田 敦…………… 1

転動荷重を受けた地盤の挙動と締めり…佐々木次郎…………… 9

干拓新田における盤層の形成過程につ

いて……………米田 茂男……………20

犁底盤について……………山田 忍……………31

畑の畜力耕起による耕盤形成と今後の

問題点……………佐藤 清美……………39

総合討論……………56

第11・12合併号 土壌物理性の測定法特集号(40年2月)

シンポジウム「土壌物理性の測定法とその意義」

土壌の硬度・連結度……………山中金次郎…………… 1

土壌のコンシステンシー……………安富 六郎…………… 9

実容積測定法……………美園 繁……………23

団粒分析法……………喜田 大三……………33

土壌孔ゲキ測定法……………箱石 正……………47

顕微鏡測定法……………田淵 公子……………58

土壌水の吸引力 (pF) の測定法……………寺沢 四郎……………69

土壌水の2・3の恒数について……椎名 幹治……83
 現場透水性の測定法……田地野直哉……91
 室内透水性の測定法……手島 三二……103
 総合討論……113

第13号 (40年9月)

御挨拶をかねて……会長 吉良 芳夫
 土の弾性・粘性・塑性……須藤 清次……1
 土壌の易耕性……木下 彰……13
 耕起法のちがいが土壌の理化学性に及ぼす影響……石井 和夫……26
 水田転換ミカン園土壌の物理性について……丹原 一寛……45
 土壌水運動理論の諸系列
 —その内容と評価— (I) ……田淵俊雄・中野政詩……54

第14号 (41年3月)

シンポジウム「農業機械と物理性」
 プラウ耕及びロータリ耕より見た畑地の易耕性に就て……常松 栄……1
 大型機械による踏圧と畑作物の生育……鎌田 嘉孝……4
 農業機械の走行可能性……金須 正幸……10
 ホール型農用トラクタのタイヤクローラ装置……佐藤勝之郎……15
 土壌水のエネルギー概念 pF の工学的検討……竹中 肇……21
 土壌水分と硬さ——土壌類型との関連——……横井 肇……26
 第7回土壌物理研究討論会総合討論要旨……29

第15号 (41年9月)

巻頭言
 土壌物理研究会の発展のために……美園 繁……1
 水田の土壌断面と稲の生育……菅野 一郎……3
 水稲の収量と土壌断面の二・三の性質との関連……松尾 憲一……5
 多収穫水田の構造と用排水……金子 良……9
 水稲乾田直播栽培における降下浸透……増島 博……12
 機械化作業と水田土壌の物理性に関する研究(1)……国分欣一・根本清一・増島 博……15
 水稲栽培の機械化における土壌物理学的諸問題……安田与七郎……19
 かん水速度と砂層の容水量……小倉 祐幸……29
 土壌水運動理論の諸系列(2)……八幡敏雄・田淵俊雄・中野政詩・矢橋長吾……33
 土粒子

土壌の物理性によせる期待……富田 正彦……41
 植生と土木技術……東山 勇……41

第16号 (42年3月)

巻頭言

土壌物理研究会に寄せる二つの期待……八幡 敏雄……1
 シンポジウム「水田の物理性と水稲生育」
 水田土壌の断面形態と生産性……岡本 春雄……3
 水田土壌の硬度和水稲生育……滝嶋 康夫……10
 粘土質の暗キヨ施工田における排水……丸田 勇……16
 透水と水稲の生育について……石原 邦……22
 水田作土の構造と水稲生育……出井 嘉光……27
 深耕と水稲生育……山沢 新吾……33

総 説

比表面の測定……須藤 清次……39
 第8回土壌物理研究討論会総合討論要旨——土壌断面を中心にして——……43

第17号 (42年10月)

巻頭言

挨拶に代えて……国分 欣一……1
 地中環境についての二、三の問題……内島善兵衛……3
 畑地圃場整備をめぐる土壌物理の諸問題……椎名 幹治……10
 粉体の物理性……素木 洋一……15
 第9回シンポジウム要旨……21

第18号 火山灰土壌の物理性特集号 (43年8月)

巻頭言

第9回シンポジウムに寄す……米田 茂男……1
 シンポジウム「火山灰土壌の物理性をめぐる諸問題」
 火山灰土壌の生成と物理性……松井 健……3
 火山灰土壌の物理性と生産力……増島 博……10
 火山灰土壌の水分について……岩田 進午……18
 火山灰土壌の耕うんの諸問題……藍 房和……27
 火山灰土壌の土工の諸問題……安富 六郎……36
 総合討論……44
 土粒子……木下 彰……9

第19号 (43年10月)

巻頭言

相互理解と土壌物理研究会……田原 虎次……1
 コーン指数に関する2、3の考察について……吉田 勲……3
 放牧草地の土壌の物理性について……高畑 滋……8
 土壌空気と作物の生育……森 哲郎・小川和夫……13
 陽荷電合成高分子の作用について……横井 肇……20

土壌水運動理論の諸系列(3).....中村 良太.....23
 土壌水運動理論の諸系列(4).....田淵 俊雄.....28

土粒子

第9回国際土壌学会に出席して.....八幡 敏雄.....7
 10周年記念シンポジウム講演要旨.....39

第20号(44年9月)

巻頭言

御挨拶を兼ねて.....美園 繁.....1

シンポジウム「最近の研究の進歩」

土壌物理学研究の現状と将来.....米田 茂男.....3
 土壌物理研究と農業実際面との結びつきについて.....山田 忍.....7
 土壌構造について.....長田 昇.....14
 土の力学的挙動.....東山 勇.....19

土粒子

土壌微生物からみた物理性.....鈴木 達彦.....24

第21号(45年3月)

巻頭言

農地工学と土壌物理.....山崎不二夫.....1

報 文

三潞沖積土の粒度組成とコンシステンシーとの相関性について.....吉田 勲.....3
 水稻の畑かんがいの栽培による土壌の諸変化.....橋本良材・泉田又蔵.....7
 粘土質の暗きょ施工田における排水(2).....丸田 勇.....11

論 説

畑地における干害可能性の推測.....五島 一成.....16

解 説

水田におけるトラクターの走行可能性と土壌物理性について.....国分 欣一.....21
 鉱害復旧田の心土転圧について.....松井 幹夫.....28

資 料

牧野土壌の物理性について.....丹原 一寛.....30
 土粒子.....福桜 盛一.....32

第22号(45年9月)

巻頭言

土壌物理学の成立へ.....須藤 清次.....1

シンポジウム「樹園地について」

傾斜樹園地の機械化.....田辺 一.....3
 りんご園の改良.....篠辺 三郎.....7
 みかん園の造成について.....竹中 肇.....13
 下層土の物理的要因とミカンの生育.....古賀 汎.....19
 桑園土壌について.....永井 政雄.....26

樹園地の気象.....中川 行雄.....32

総合討論.....33

報 文

遠心 pF とその測定法.....須藤 清次.....35

土粒子

ペドロジーと土壌物理.....永塚 鎮男.....40

第23号(46年2月)

巻頭言

土壌物理研究会の発展のために.....美園 繁.....1

報 文

ピーク強度を示すセン断応力ヒズミ曲線について.....吉田 勲.....4

解 説

アメリカの土壌力学研究.....木谷 収.....10
 カスビン平野(イラン)ならびに後竜地区(台湾)の土壌とカンガイ計画.....水之江政輝.....14

最近の西欧における土壌構造と作物に関する研究.....久保田 徹.....20

土粒子

そ菜の洗浄と土壌付着.....前川 孝昭.....26

第24号(46年4月)

巻頭言

基礎と応用.....国分 欣一.....1

シンポジウム

遠心力場における水分張力について——遠心法についての考察——.....山本 晴雄.....3

毛管水領域(土壌溶液中)における養分の挙動.....山崎 慎一.....7

毛管連絡切断含水量について.....椎名乾治・野中仙三郎.....14

土壌の粘弾性挙動.....吉田 力.....17

土壌の付着性について——毛管力との関係——.....秋山 豊.....21

農業機械と土壌水分量の関連について.....八木 茂.....27

シンポジウム質疑応答と総合討論.....32

土粒子

土壌物理雑感.....田淵 俊雄.....37

第25号(46年9月)

巻頭言

一土壌研究者の感想.....横井 肇.....1

解 説

車輪の接地面における圧力分布.....穂波 信雄.....3

トラクタのけん引性能と土の力学性…田中 孝…… 7
「モデルプレートによるスリップ沈下の研究」について……………小中 俊雄……17
水稻不耕起直まき栽培と土壤物理性について……………大森 正……19
傾斜草地の土壤の物理性について……………加甲艶照・豊田広三……24
水田土壤の構造……………齊藤万之助……28

報 文

「新規火山性成層土における水分移動に関する研究」における土壤物理的内容……………中野 政詩……33
ジャワ島の土壤の物理性とくに硬盤について……………古川 久雄……37

土粒子

肥料の効果と土壤の物理性……………藤沼 善亮……47

第26号 (47年7月)

巻頭言

土壤物理の発展……………田淵 俊雄…… 1

報 文

乾燥密度増加による強度の減少について……………吉田 勲…… 3
有明海北西岸の海成沖積平野における壇質水田土壤の二、三の物理的特性……………鬼鞍 豊・有村玄洋…… 7

シンポジウム「施設栽培における土壤物理性に関する諸問題」

野菜栽培土壤の適性判定と土壤水分管理……………河森 武……14
温床々土の物理性と果菜類の生育……………高橋 和彦……33
施設栽培における土壤空気について…梅林 正直……38
ガラス室・ビニールハウス内の温度環境と CO₂ 環境……………内島善兵衛……47
施設栽培における灌水点……………中島田 誠……56
シンポジウム質疑応答と総合討論……………57

解 説

土壤水の物理およびその工学に関する国際シンポジウムに出席して……………岩田 進午……60

土粒子

門外漢から一言……………小山 雄生……62

第27号 (47年11月)

巻頭言

……………宇野 要次…… 1

報 文

クローンの摩擦法則について……………林 尚孝…… 3
確率・システムと毛管水分分布曲線…田淵 俊雄…… 8

解 説

水質と土壤の透水性……………宮本征一・長堀金造……10
地下水現象への土壤物理学的接近……………木村 重彦……15
マレーシア・ムダかんがい事業における水稻二期作導入と地耐力について……………八島 茂夫……20

資 料

土の濡れと撥水性……………宮本 征一……24

解 説

砂漠の国クウェートの緑化研究に従事して……………寺沢 四郎……36

土粒子

環境の構造と植物の生活……………水落 勁美……39

新刊紹介

農地工学(上・下)……………中野 政詩……40

第28号 (48年10月)

巻頭言

15周年を迎える……………木下 彰…… 1

シンポジウム「北九州の赤色土の土壤微細形態的特徴」——土壤動物排泄物の微細形態と二、

三の理化学性……………有村 玄洋…… 3

土壤構造と微生物の生育

……………松口竜彦・蘭 道生・石沢修一・鈴木達彦…… 9

土とくに砂質の土の保水の構造……………中野 政詩……15

土中水と土の物理的・力学的性質……………桑原 徹……23

力による土の変化……………須藤 清次……29

質疑応答と総合討論……………33

第29号 (49年7月)

巻頭言

15周年を祝う……………佐久間敏雄…… 1

資 料

プラウ耕(犁耕)競技会の審査項目と土壤物理性……………新関三郎・渡辺兼五…… 3

プラウ耕と土壤物理性……………新関三郎・渡辺兼五…… 7

報 文

八郎瀧のヘドロ地盤の乾燥過程について……………江崎 要・竹中 肇……13

鉦質土壤の物理性と茶樹の生育

——花崗岩質茶園の調査事例——……………川村秋男・古賀 汎・山崎清功・氏家 勉……21

解 説

除塩の基礎……………宮本征一・長堀金造……27

第30号 (49年11月)

巻頭言

土と水……………前田 隆	(2) 有効土層の差異と水収支	……………関谷宏三・小畑 仁……19
シンポジウム		
「土のコンシステンシーをめぐる諸問題」		
心土破碎の施工法と効果……………千葉 豪……1	砂丘地の水収支……………矢野 友久……24	
重粘性土壌に対する砂客土の易耕性改		
善効果……………岩間秀矩・石井和夫……7	質疑応答と総合討論……………29	
土のコンシステンシーに影響をおよぼ		
す因子について……………前田 隆・相馬尅之……15	第33号 (51年4月)	
Atterberg Limits の工学的意義……………東山 勇……23	巻頭言	
質疑応答と総合討論……………29	農村地域における物質循環と土壌物理	……………中川昭一郎……1
報 文	シンポジウム「土壌物理からみた環境汚染」	
粗大有機物連用木田土壌の物理特性に	環境における物質循環と土壌……………半谷 高久……2	
ついて……………前田 要……33	家畜生ふんの多量施用と土壌の理化学性	
実容積法について……………木内 一巳……39	の変化……………松崎敏英・香川義男・上原喜四郎……3	
第31号 (50年5月)	排水の土壌への循環……………有水 疆……11	
巻頭言	水田肥料の流出 ——N と P の水田	
解答者から提案者へ……………須藤 清次……1	への流入と流出——……………田淵 俊雄……16	
解 説	カドミウム汚染圃場の整備と土地改良	……………館川 洋……21
土壌汚染についての基礎知識……………飯村 康二……2	質疑応答と総合討論……………27	
水田泥の攪拌沈降硬化について……………藤尾 福蔵……9	報 文	
報 文	Calculation of Interparticle Attraction	
遠心法 pF—水分測定における圧縮の	for Clay Soils from Water Retention	
影響……………軽部重太郎……14	Curves ……………B. P. WARKENTIN……31	
毛管水の負圧変化について……………古賀 潔……21	相模川流域の水田・畑地の深い土層の	
資 料	物理性……………寺沢 四郎……35	
転換畑における土壌水分と土壌構造の	資 料	
変化……………竹中 肇……24	土壌の通気性測定の評価……………安田 環……43	
重粘土水田の土層改良と用排水組織に	ワーケンチン教授滞日中の随行印象記	
関する研究……………根岸 久雄……29	……………前田 隆……49	
第10回国際土壌学会から……………渡辺 春朗……34	土粒子	
書 評	農業環境の変化と風蝕……………根本 清一……52	
「八幡敏雄著 土壌の物理」を読んで		
……………木下 彰……38	第34号 (51年10月)	
土壌物理用語事典……………長野間 宏……38	巻頭言	
土粒子……………早野 恒一……39	土壌物理研究と技術の国際交流……………寺沢 四郎……1	
第32号 (50年10月)	報 文	
巻頭言	牧草根の土壌把握作業……………小林 裕志……2	
野菜花キ分野から……………湯村 義男……1	pF 吸引法装置の改良について(I)	
シンポジウム「農林地の水収支」	……………徳永光一・古賀 潔……7	
林地の水収支……………有光 一登……2	地下水面上の土層における水分消費型	
草地の水収支……………梅田 安治……8	について……………上野義視・諸遊英行……10	
水田の水収支……………丸山 利輔……11	水田に隣接した園芸施設内の地下水位	
樹園地の水収支	について……………佐藤 寛・古木敏也……15	
(1) 地形改造を実施した大規模ホ場	総 説	
の水収支……………長谷 嘉臣……16	温度勾配下の不飽和水分移動……………宮崎 毅……21	
	資 料	
	アロフェンの微細形態……………北川 靖夫……32	

農用地造成作業と土壌の不均一化……齊藤万之助……37

土粒子

ペドロジーの現場から……岩佐 安……43

書 評

略奪された水資源・絶滅の生態学……須藤 清次……44

第35号 (52年4月)

巻頭言

結成20周年を迎えるにあたって……手島 三二…… 1

シンポジウム「土壌物理の基礎」

無機固体の表面官能基とその性質……堤 和男…… 3

プレート・モデルによる土壌中の物質

移動の検討……吉田 武彦……10

土壌水物性研究の系譜……赤江 剛夫……15

粘性土の構造と力学的特性……嘉門 雅史……21

土壌の熱的性質……粕淵 辰昭……29

質疑応答と総合討論……35

解 説

中性子水分計……桂山 幸典……38

素焼板の作り方……長谷川周一……40

第36号 (52年10月)

巻頭言

土壌生態学と土壌物理……久馬 一剛…… 1

報 文

土壌の炉乾燥とサンプリングにおける

誤差要因……桜井 雄二…… 3

土の強度定数に関する一考察

……永井啓一・葛上 久…… 9

資 料

透水性付与による高生産稲作のための

基盤改善……佐々木信夫……15

泥炭土層特性と水田ホ場整備上の問題

点……福島 忠雄……22

植物-水関係の環境生態学的側面

——SPACの水の流れに対する数値

モデル的アプローチ——高見 晋一……27

解 説

サイクロメーターについて……金木 亮……34

書 評

環境測定法—農地土壌—……須藤 清次……37

第37号 (53年5月)

巻頭言

農地環境をめぐる……長堀 金造…… 1

シンポジウム

I Recent Aspects on Soil Physics

Recent Progress in Soil Physics Reseach

…… W. R. Gardner…… 3

Particle Interaction in Soil Physics

…… B.P. Warkentin…… 9

II 各種ホ場における水収支の諸問題

火山灰台地における水分変動……早坂 猛……17

傾斜開畑地における熱・水配分構造と

土壌の物理性……三野 徹……22

樹林地の土壌改良後における水収支に

ついて……四方田 穆……29

質疑応答と総合討論……35

総 説

土壌の保水性と透水性について……山村 善洋……39

資 料

芝生土壌の物理性測定結果について(I)

……前窪 伸雄……47

解 説

ポリライトによる土壌スライドの製作

法……長田 昇……52

第38号 (53年11月)

巻頭言

自由な雰囲気と批判的精神の確立を……岩田 進午…… 1

報 文

静岡県下の主要柑橘園土壌の理化学性

と土壌溶液について……大城 晃…… 2

火山灰土壌下層土の分散性……矢沢 正士…… 9

初期含水比が土の液性、塑性限界に及

ぼす影響について——土の塑性に関

する研究(I)——相馬 尅之……16

総 説

土壌工学を求めて……多田 敦……23

資 料

芝生土壌の物理性測定結果について(II)

——硬さの測定について——前窪 伸雄……27

筑後川下流域の重粘性土壌の物理性に

関する研究—ギチ土の物理的性質と

微細構造について——村上 康則……31

解 説

土壌の物理性とリモート・センシング

……五十嵐 恒……36

第39号 (54年4月)

巻頭言

21周年を新しい飛躍の第一歩に……湯村 義男…… 1

シンポジウム「田畑輪換をめぐる諸問題」

わが国における田畑輪換の位置づけに

ついて.....吉田 武彦..... 2

田畑輪換と作物栽培について.....本田 太陽..... 9

田畑輪換に伴う土壌の変化.....渡辺 春朗.....18

田畑輪換と還元田用水量.....足立 忠司.....30

田畑輪換と排水.....高橋 強.....35

総合討論.....45

報 文

土の侵食性と物理的性質.....内田 勝利.....50

解 説

吸着熱測定法.....葛上 久.....57

書 評

集約農業下の土壌環境と肥沃性.....寺沢 四郎.....17

第40号 (54年10月)

巻頭言

溶液土壌学から構造土壌学へ——分析
から総合へ——.....加藤 芳朗..... 1

報 文

土壌の水収支機能について 2, 3 の考
察.....木村 悟・仲谷紀男..... 3

泥岩構成土の物理的性質に関する実験
的研究——富山県水見地区——.....荒井 涼.....10

傾斜開畑地の微地形条件とガリ侵食の
関係について.....松本康夫・五十嵐恒.....18

電気抵抗式土壌水分計に関する基礎的
検討—キャリブレーション方法の再
検討—.....矢部 勝彦.....26

総 説

繰返し载荷による粘性土の挙動.....宮内 定基.....32

ペースト状態の粘性土における粘土粒
子の配列と力学的性質.....藤井克己・中野政詩.....42

解 説

土粒子間に作用する力の測定について
.....安富六郎・軽部重太郎.....50

土粒子

無 題.....横井 肇.....54

土壌の物理性と作物生産力について.....高橋 和司.....55

第41号 (55年4月)

巻頭言

農業機械と土壌物理.....伊佐 務..... 1

シンポジウム「土壌物理の境界領域と今後の方向」

土壌微生物の住み場所をめぐる物理的
諸問題.....服部 勉..... 2

土壌中の生物活性と温度.....金野 隆光..... 7

営農排水と土壌物理性.....佐藤 清美.....17

土壌中のイオン移動現象への化学的接

近法と物理的諸問題.....井上隆弘・三輪睿太郎.....25

土壌の理工学性に関連する物理化学的
成果の現状と今後の問題
(火山灰土を中心として).....前田 隆.....36

総合討論.....55

総 説

土壌吸着水の磁気的研究を省みて
—吸着水分子の配向構造とその分子
運動を探る手法の提案—.....佐藤 裕一.....61

資 料

畑地からの窒素の流出に関する水文学
的考察.....小川 吉雄.....68

マレーシア・ムダ地区における重粘性
土壌の物理性について.....山下恒雄・永石 隆.....80

イスラエルの自然と農業.....三野 徹.....87

解 説

土壌水分測定法.....矢部 勝彦.....90

土粒子

シスタン平野の砂漠.....須藤 清次.....95

書 評

シェファー/シャハトジャーベル 土
壌学.....湯村 義男.....86

第42号 (55年10月)

巻頭言

転換畑の水分環境.....西出 勤..... 1

報 文

Soil Water Distribution in Mountainous
Area and Irrigation Planning
T. Mitsuno, D. Zaslavasky and T. Miura..... 2

ガラスブロック水分計の実用上の水分
測定限界.....矢部 勝彦..... 9

ヘドロの客土による土壌の物理性と作
物生育への影響
.....軽部重太郎・森泉昭治・大崎和二.....13

シロカキ土壌硬度と水稻稚苗モデルに
よる植付深さに関する実験的研究
.....市川真祐・山村文雄.....20

総 説

土壌の団粒形成に及ぼす作物根の影響
.....小林 裕志.....26

資 料

重粘性土壌に対する各種資材の孔隙組
成改良効果——特に能取軽石の効果——
.....古畑 哲・岩間秀矩.....33

解 説

走査電子顕微鏡.....桜井 雄二.....41

超音波パルス法による土の物理性の計測……………小山 修平……48
 地中温度の測定法……………松井 重光……53

寄 稿

アレクセイ・アンドレーヴィッチ・ロージェ教授の逝去を悼む……………原田竹治・遠藤健治郎 共訳……56

第43号 (56年4月)

巻頭言

研究と風土……………横井 肇……1
 シンポジウム「土壌物理に関連する測定法について」
 茎キャパシタンスの測定法と土壌環境との関係……………岩尾憲三・松田兼三……2
 土壌団粒の安定性(崩落率・分散率)の測定法, および安定性と土壌型との関係……………小川 和夫……14
 圧力変換型テンシオメーターの問題点と現場測定法について……………西出 勤・伊藤和己……21
 土壌の調査法と形態的分類……………天野 洋司……29
 総合討論……………39

報 文

定常法による不飽和透水係数測定法の問題点とその改善……………岩間秀矩・小川和夫……43

資 料

乾燥地における土壌の物理性と水収支……………寺沢 四郎……48

土粒子

均質と不均質……………三好 洋……54

第44号 (56年10月)

巻頭言

圃場における土壌物理学の役割……………多田 敦……1

報 文

熱電対露点計による水分ポテンシャルの測定……………岩間秀矩・石井和夫・古畑 哲……2
 乱した土の初期水食性……………内田 勝利……9
 陸稲の土壌水分吸収モデル……………長谷川周一……14
 暗キョ排水による重粘土水田の地耐力強化について——マレーシア・ムダ地区における現地試験——……………山下 恒雄……23

資 料

土壌カラム中の無機塩の移動……………飯塚 文男……32
 耳納山麓土壌の理工学的性質……………太田 弘毅……44
 沖積転換畑における耕盤の透水性について……………桜井 一男……52
 携帯用土壌物理性測定器の構造……………美園 繁……57

土粒子

土壌の役割……………陽 捷行……62

第45号 (57年4月)

巻頭言

土のマクロな把握……………佐野 文彦……1
 シンポジウム「土壌・水・作物」
 根群域における水の行動……………石田 朋靖……2
 耕地における水収支……………古藤田一雄……14
 砂質土壌におけるかん水と養水分の行動……………川口 菊雄……18
 園芸作物における水分消費特性……………嶋田 福也……19
 作物の水分代謝と物質生産……………田中 市郎……27
 総合討論……………36

報 文

重粘土における畑地の水収支……………岩間秀矩・塩崎尚郎……39
 山梨県土壌の団粒の安定性について……………渡辺 実・板川秀雄・寺沢四郎……48

土粒子

統計土壌物理学をめざして……………弓削 善夫……55

第46号 (57年10月)

巻頭言

土地改良と土壌物理……………千葉 豪……1

報 文

沖縄県本島の主要土壌の物理性について……………登川 伸・寺沢四郎……2
 土壌の通気性とテンサイの生育……………土屋一成・塩崎尚郎・中島田誠……13
 土壌水分特性曲線に基づく不飽和透水係数の計算……………井上光弘・矢野友久・吉田 勲……………山本太平・筑紫二郎……21

資 料

水田の畑地転換に伴う土壌コンシステンスーの変化について……………服部 勲……30
 イタリアの稲作と水田……………田淵 俊雄……36

解 説

光散乱法による分散粘土の大きさ・形の測定……………軽部重太郎……40

土粒子

土壌物理への期待……………今井 秀夫……46

第47号 (58年4月)

巻頭言

作物栽培のための土壌物理……………久保田 徹……1
 シンポジウム「土壌環境の新しい現場計測」

土壌の物理環境計測へのコンピュータ
の利用……………粕淵 辰昭…… 3

地形情報と土壌の物理性……………三浦 健志…… 8

リモートセンシングによる農用地の基
盤調査……………深山 一弥……15

カラー画像データシステムを用いた
二、三の土壌物理性の判定……………谷脇 憲……22

総合討論……………27

報 文

低水分張力域における保水量の温度変
化……………中山 照之……30

八郎瀧干拓地における田畑輪換と土壌
理化学性の変化……………三浦 昌司……35

資 料

畑地の土壌硬度相について……………寺沢 四郎……44

土粒子

開発途上国の土壌生産力の低下と国際
協力……………上野 義祝……49

第48号 (58年10月)

巻頭言

農業試験研究の原点……………古畑 哲…… 1

報 文

圧縮が転換畑土壌の物理性に及ぼす影
響……………仲谷紀男・
A. Eduardo G. Dos Reis・加藤英孝・前田乾一…… 2

春季の土壌水分がリンゴ樹に及ぼす影
響……………加藤 正・成田春蔵…… 8

クロボク土の不飽和透水係数とその測
定上の問題点……………黒田正治・国枝 正……17

土壌の突固め充填過程のレオロジー的
考察……………安富 六郎……26

資 料

南九州地域の火山灰土の物理的性質に
ついて……………山下 恒雄……31

重粘土転換畑における易耕性の評価
——塑性限界と pF 1.8 —含水比の
関係——……………中野 啓三……38

耕地の深耕効果の持続性——田畑転換
が土壌の物理性に及ぼす影響——
……………川崎 哲郎……44

土壌の物理性測定法についての一考察
——赤音池データに基づいて——
……………山村 善洋……50

第49号 (59年4月)

巻頭言

コンピュータエイジに思う……………東山 勇…… 1

シンポジウム「土壌中の物質移動をめぐる諸問題」
当面する物質移動の課題
……………天谷孝夫・長堀金造・三野 徹…… 3

物質移動における亀裂の役割……………波多野隆介…… 9

地下水中の物質移動……………藤縄 克之……23

膨潤性粘土における水の浸潤……………中野 政詩……33

斜面中の水移動……………宮崎 毅……40

総合討論……………48

論 説

凍土中の水分移動が熱伝導率測定に及
ぼす影響について
福田正己・B. D. Kay・伊豆田久雄・M. I. Sheppard
……………54

土粒子

最近の地下水汚染問題……………楡井 久・佐藤賢司……62

書 評

水田土壌学……………前田 乾一……63

森に学ぶ……………足立一日出……63

第50号 (59年10月)

巻頭言

土壌物理の停滞を打ち破ろう……………岩田 進午…… 1

特 集「土壌物理研究レビュー」

I 農業と土壌物理……………3

II 基礎的研究……………41

III 座談会……………103

解 説

SIについて……………114

コンシステ ンシー	44-14	3-3	45-48	27-20	土壤空気
11・12-9	45-2	3-9			19-13
21-3	45-19	3-14	地下水	透水性	26-38
30-15	45-27	3-19		6-10	50-81
30-23	50-93	5-1		10-1	50-88
38-16	深 耕	5-43		27-10	土壤孔隙
40-10		15-12		37-39	11・12-47
46-30		16-22	地 形	44-52	42-33
48-38		31-29		透水性測定法	土壤構造
コンピュー ター		36-15		2-21	1-40
		50-3		11・12-91	2-28
47-3	浸 透	水 稻	地耐力	11・12-103	4-33
47-22		15-3		凍 土	20-14
砂質土壤		15-5		49-54	23-20
		15-12	茶	50-76	28-9
28-15		15-19		土壤汚染	31-24
32-24		16-10		21-28	38-31
45-18		16-22		31-2	土壤硬度
		16-27	地 力	33-21	9-30
施設栽培		16-33		土壤温度	11・12-1
		21-7		8-7	14-26
26-14	心土破碎	21-7		9-14	16-10
26-33		25-19	沈定容積	34-21	38-27
26-38		27-20	6-1	35-29	42-20
26-47	水 食	42-20	通気性	41-7	47-44
26-56		46-36		42-53	土壤侵食
34-15		水分恒数		47-30	1-27
		11・12-83		50-51	4-15
実容積法		24-14	泥炭土	50-68	4-46
		50-41		土壤改良剤	5-9
2-17		水 文		7-12	7-12
11・12-23	水田土壤	1-16	転換畑	7-19	39-50
30-39		41-68		7-29	50-37
締固め		生産力		7-42	土壤水運動
		16-3		7-44	理論
10-1		18-10		7-55	13-54
10-9		草地土壤		8-20	15-33
21-28		19-8		19-20	19-23
48-2		21-30		土壤改良材	19-28
48-26		25-24		5-37	50-56
		32-8		7-2	土壤水分
樹園地土壤		34-2		30-33	1-1
		37-47		42-33	1-44
		38-27		土壤学	3-26
4-33		蔬 菜		2-4	14-26
22-3		8-13		31-34	18-18
22-7		26-14	踏 圧	9-38	24-27
22-13		26-33		10-31	26-14
22-19		団 粒		10-39	26-56
22-33		11・12-33		14-4	28-23
32-16		42-26		25-3	31-24
32-19		43-14		25-17	35-15
38-2		水田の透水性			
50-13		(減水深)			
除 塩		1-42			
29-27					
植物の水分 吸収					
34-10					
36-27					

41-61	38-23	畑地土壤	33-16	37-29	北海道
48-8	50-26	5-37	35-10	40-3	5-9
50-46		9-38	41-25	43-48	
50-51	土壤物理性	10-31	44-32	45-14	東北
	測定法	10-39	45-18	45-39	1-27
土壤水分測定法	1-37	17-10	49-3		29-13
2-13	11・12-58	33-35	49-9	用排水	47-35
2-17	36-3	37-22	49-23	15-9	
4-1	37-52	41-68	50-62	31-29	関東
35-38	39-57	45-39	50-70	39-30	33-35
36-34	42-41	47-44		39-35	45-48
40-26	42-48	50-9	不飽和透水		
41-90	42-53		1-9	ライシメータ	北陸
42-9	43-2	撥水性	34-21	5-25	40-10
44-2	44-57	27-24	43-43	6-34	
	46-40	pF測定	46-21		東海
土壤調査	47-3	3-21	48-17	力学性	38-2
1-32	47-22	4-1		2-1	
43-29	48-50	6-39	粉体	13-1	九州
47-15	49-54	11・12-69	17-15	20-19	26-7
		22-35		24-17	28-3
土壤動物	土壤保全	24-3	へドロ土壤	25-7	38-31
28-3	4-11	31-14	29-13	28-23	44-44
28-9	4-46	34-7	42-13	28-29	46-2
41-2		35-40	保水性	35-21	48-31
41-7	粘性土壤	36-34	15-29	40-32	
	34-32	34-21	25-33	40-42	アジア大陸
土壤の不均一	35-21	44-2	28-15	48-26	1-51
34-37	38-31		33-31	50-98	
	40-32	pF理論	37-39		東南アジア
土壤の付着性	40-42	14-21	46-21	リモートセンシング	23-14
24-21	41-80	27-8	47-30	38-36	25-37
	42-33			47-15	27-20
土壤の理化学性	45-39	比表面積	ミカン		41-80
13-26	46-40	16-39	9-1	粒度	44-23
33-3	49-33	肥料	13-45	2-8	西アジア
35-3	農用地造成	3-26	22-13	21-3	23-14
38-2	34-37	33-3	22-19		27-36
41-36		33-16	38-2	リンゴ	41-87
47-35	畑灌溉			22-7	43-48
	1-21	風食	水収支	48-8	
土壤物理学	15-29	3-1	32-2		ヨーロッパ
20-3	21-7	3-23	32-8	林地土壤	23-20
20-7	21-16	4-28	32-11	8-27	46-36
23-10	23-14		32-16	32-3	
23-20	42-2	物質移動	32-19	37-29	アメリカ
35-15	45-18	24-7	32-24		1-37
37-3	50-16	33-2	37-17	その他	23-10
		33-11	37-22	33-49	

会 務 報 告

(昭和59年5月1日～59年10月31日)

諸会議開催経過

1. 事務局会議 (59. 7. 13 於農土試)
 - 〔出席者〕 岩田, 久保田, 河野, 長谷川, 足立, 井上, 奥山
 - 1) 次期評議員選挙について
 - 2) シンポジウムについて
 - 3) その他
2. 編集委員会 (59. 7. 24 於農土試)
 - 〔出席者〕 河野, 長谷川, 陽, 軽部, 藤縄 (以上編集委員), 井上, 奥山(以上事務局)
 - 1) 会誌50号の編集について
 - 2) 会誌50号原稿の査読について
3. 編集委員会 (59. 9. 4 於農土試)
 - 〔出席者〕 河野, 軽部, 浜崎, 藤縄, 長谷川, 陽(以上編集委員), 井上, 奥山(以上事務局)
 - 1) 会誌50号の編集について
 - 2) 会誌50号の査読結果報告

会員動向

1. 会員数 (昭和59年11月1日現在)

地 区	会員数	地 区	会員数
正会員及び学生会員	657		
北海道	68	三重	15
東北		岐阜	7
青森	17	長野	9
岩手	20	富山	6
宮城	10	石川	6
秋田	7	福井	1
山形	19	近畿	
福島	4	滋賀	4
関東		奈良	0
茨城	115	京都	12
栃木	8	大阪	24
群馬	5	兵庫	17
埼玉	15	和歌山	1
千葉	12	中国・四国	
東京都	40	鳥取	19
神奈川県	15	島根	8
山梨	4	岡山	5
新潟	14	広島	11
中部		山口	7
静岡県	15	徳島	1
愛知	15	香川	13
九州		愛媛	9
福岡	16	高知	7
佐賀	12	沖縄	3
長崎	4	海外	3
大分	2	賛助会員	3

熊本	5	購読会員	53
宮崎	11		
鹿児島	19	合 計	713

2. 新入会員

氏 名	会員種別	連 絡 先
松原利文	(正)	佐賀市本庄町末次447-1 県職宿舍554
岡崎正規	(正)	府中市幸町3-5-8 東京農工大農学部
沢田真之輔	(正)	出雲市芦渡町2440 島根県農試
稲村博子	(正)	出雲市芦渡町2440 島根県農試
石黒宗秀	(正)	305 筑波郡谷田部町観音台 2-1-2 農土試
井田明	(正)	765 善通寺市生野町2575 四国農試
(株)間組技術研究所	(購)	338 与野市本町西4丁目17の23

3. 退会者

藤井英雄(山口), 梅原久稔(高知), 山根一郎(東京), 大森正(岡山), 緒方雄一郎(佐賀), 中村秀夫(長野), 福沢伝栄(東京), 川口桂三郎(タイ), 西宗昭(北海道), 竹中肇(東京), 今井太磨雄(兵庫), 森山真明(東京), 高橋和司(愛知), 西尾一雄(鳥取), 杉本正美(福岡), 石沢修一(静岡), 太田頼敏(島根), 遠藤俊三(岡山), 林成周(北海道), 中島文四郎(群馬), 中間和光(静岡), 山口正栄(北海道), 茨木和典(熊本)

4. 住所変更

氏 名	旧	新しい連絡先
桜井一男	岩手	025 花巻市若葉町2-7-18(自宅)
草野秀	香川	765 善通寺市生野町2575 四国農試宿舍
丸田勇	新潟	940 長岡市若草町1-2-2(自宅)
平井義孝	北海道	069-13夕張市長沼町東6線北15号 道立中央農試
井上隆弘	茨城	305 筑波郡谷田部町観音台3-1-1 農研センター
村下康則	福岡	835 山門郡瀬高町大字山門1428-1
細野衛	埼玉	162 新宿区戸山1-12-7(自宅)
加藤保	愛知	480-11愛知郡長久手町岩作字三ヶ峯1-1 愛知原農総試
横井義雄	北海道	078-02旭川市永山6条18丁目 道立上川農試
沢村宜志	北海道	305 筑波郡谷田部町大わし1の2 熱研センター
森田浩	山形	034 十和田市三本木字前谷地 149-2 北里大学獣医畜産学部
小林荘司	北海道	060 札幌市中央区北3条西6 北海道庁農務部
中島田誠	"	428 棒原郡金谷町2769 茶業試

川崎 弘	茨 城	833	筑後市大字和泉496	九州農試
田村 昇一	北海道	080	帯広市西2条南7-11(自宅)	
岡部 達雄	千 葉	100	千代田区大手町1-8-3	全農
葛上 久	大 阪	565	吹田市青山台3-28-13(自宅)	
瀬野尾昭吾	山 形	990	山形市久保田二丁目9-18	
倉田 勇	埼 玉	943-01	新潟県上越市稲田1-2-1 (北陸農試)	
佐野 文彦	茨 城	214	川崎市多摩区東三田1-1-1 明治大学農学部	
林 直幹	神奈川	254	平塚市河内123-40	
館川 洋	福 島	963	郡山市富田町字若宮前20 福島県農試	
小原 秀巖	鹿児島	894	名瀬市浦上503 県農試大島支場	
福田 光治	大 阪	564	吹田市垂水町2-24-14 グリーンコーポ江坂第2-612	
木内 知美	東 京	174	板橋区上板橋3-1-1-311	
松行 輝夫	宮 崎	880	宮崎市橋通東1-9-10 宮崎県中部農林振興局	
杉本 正美	大 阪	816	福岡市南区弥永4丁目 3-14-34	
加藤 虎治	愛 知	489	瀬戸市原山台8丁目1番地	
中川 慎治	茨 城	100	千代田区大手町1-3-4 気象庁観測部管理課統計室	
石渡 輝夫	北海道	062	札幌市豊平区平岸1条3丁目 北海道開発局土木試	
奥村 純一	北海道	075	滝川市東滝川735 道立滝川畜産試	
菊地 晃二	北海道	099-14	常呂郡訓子府町弥生52 道立北見農試	
足立 嗣雄	福 岡	305	筑波郡谷田部町観音台3-1-1 農研センター	
石井 和夫	岩 手	305	筑波郡谷田部町観音台3-1-1 農研センター	
伊藤 純雄	愛 知	305	筑波郡谷田部町観音台3-1-1 農研センター	

坂上 行雄	山 口	277	柏市根戸617~40(自宅)
赤塚 恵	新 潟	132	江戸川区南葛西6-17-15 葛西第2スカイハイツ405
鈴木 達彦	広島県	410	沼津市下香貫大久保2314-42 (自宅)
松下研二郎	鹿児島	892	鹿児島市城山二丁目32-12 (自宅)
森 信行	熊 本	865	玉名市山田糠峯1836-666 (自宅)
有水 疆	茨 城	185	国分寺市西町3-39-15(自宅)

会 告

- ・ 日本学術会議第13期会員選出に関連して、当研究会も、学術研究団体の登録を申請しました。関係連絡委員会としては、会員の構成等を考慮して、農業総合科学を選びました。当会として、推薦人を1人出すことができることとなります。
- ・ 昭和58年度総会の決定に基づき、第51号より執筆規定を一部改訂いたします。裏表紙裏の執筆規定をご覧の上、御投稿の際は御注意願います。
- ・ 残部が不足しておりますバックナンバーのNo.1~No.9およびNo.11,12合併号をコピー製本いたしました(1部1,000円)。御入用の方は事務局までお申込み下さい。

拡大編集委員会

本号の編集にあたり、編集委員のほか下記に諸氏が拡大編集委員として参画しました。

岩田 進午 (農土試)	前田 乾一 (農環研)
久保田 徹 (農環研)	増島 博 (農環研)
多田 敦 (筑波大)	

— 編 集 後 記 —

今年は、厳寒の冬から一転猛暑の夏へと異常気象続きでしたが、5年続きの米の不作が避けられそうなことは幸いでした。

さて、「土壌の物理性」も、記念すべき50号を迎えました。本号では、50号記念事業として「土壌物理研究レビュー」と、「No.1~50総目次」を特集しました。研究レビューは、単に網羅的なものでなく、土壌物理研究がこれまで到達してきた課題、これから発展させて行くべき課題を重点的にとりあげ、第1線の方々執筆していただきました。また、総目次には、編集幹事の井上、奥山両氏のお骨折りにより、キーワード索引をつけました。土壌物理研究の新たな飛躍のために役立てていただきたいと思います。

また、本号では、SI(国際単位系)の採用に当たり、

SIに詳しい2人の方に、特に解説をお願いしました。SIへの理解を深めていただけるものと思います。

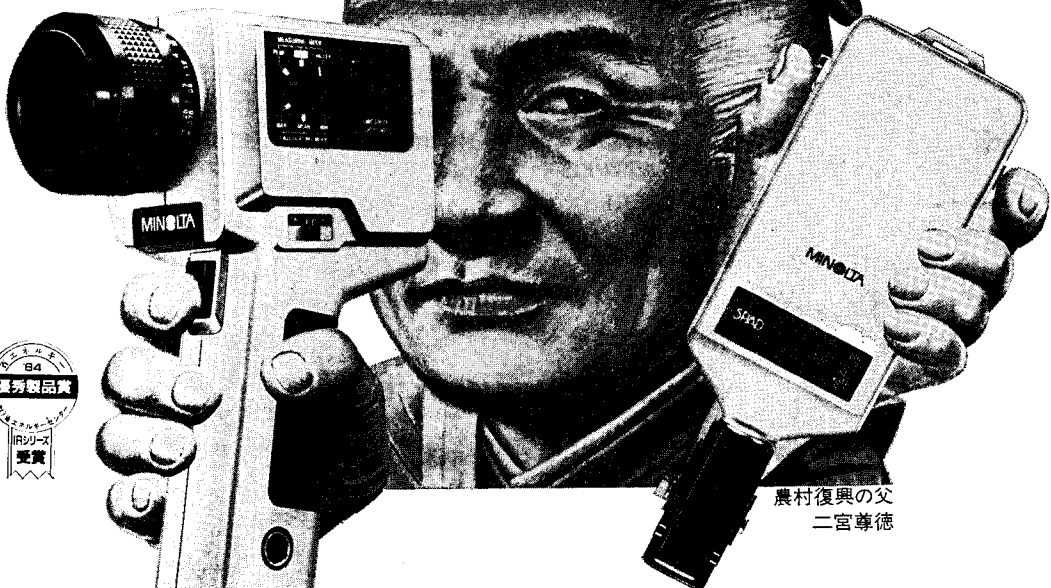
今期編集委員会は、本号をもって任期を終了しますが、50号記念の発刊を担当でき、また、目標としてきた所定期日発行にも今一步のところまで近づくことができ、大変幸運でした。

御協力いただいた会員諸氏、また、本記念号発刊に当たり、特に御協力いただいた、拡大編集委員、レビューの執筆者、座談会出席者の方々、SI解説を寄稿いただいた佐藤、加藤両氏に厚くお礼申し上げるとともに、新編集委員会のもとで、本研究会が一層の発展を遂げることを期待して、パトントンタッチしたいと思います。

(浜崎忠雄)



豊かな収穫は
確かな育成管理から。



農村復興の父
二宮尊徳

農作物の育成は、
数値で管理する時代。

葉を傷めずに葉緑素をチェック。
追肥量のコントロールに役立ちます。

作物の葉を測定ヘッドに挿入し、ボタンを押すだけで含まれているクロロフィル(葉緑素)量を瞬時に測定。デジタルで表示します。これまでのように、作物を切りとって測定する必要もありません。得られたデータをもとに作物の栄養状態を知ることができ、追肥料のコントロールなどに活用できます。

栄養診断に役立つ
コンパクトな計測器
葉緑素計 **SPAD-501**

本器は、農林水産省農
業園芸局農産課の土壌・
作物体分析機器開発事
業—Soil & Plant A-
nalyzer Development
—(略称SPAD)による
開発製品です。

作物や土壌の表面温度をチェック。
育成温度が管理できます。

-50°C~1000°Cの幅広い温度域を、触れずに測定します。測定値は、ファインダー内にデジタルで表示されますから、測定する箇所を見ながら、同時に読みとれます。お茶や野菜、土壌などの温度管理に幅広くお役に立ててください。

待望の
非接触ノンテタイプ
放射温度計 **IR-0510**

—姉妹品—
IR-630
(600°C~3000°C)
IR-308
(250°C~800°C)

お問合わせ・ご用命は下記まで
ミノルタカメラ販売株式会社 産業特機部
〒104 東京都中央区銀座4丁目9番5号 TEL (03)542-1269代
〒541 大阪市東区備後町2丁目45番地(日本精化ビル) TEL (06)201-5851代