

---



---

## 卷 頭 言

---



---

### 農 業 試 験 研 究 の 原 点

古 畑 哲\*

Akira FURUHATA

昨年2か月半ほど国際協力事業団の短期専門家として、ブラジリアのセラード地域農業研究センターで仕事を  
する機会を得た。ブラジルには現在日系人は約80万人在住し、各界で活躍しているが、特に農業方面で目覚まし  
く、野菜、チャ、コショウ、ジュートなどの栽培には先駆的役割を果たしてきた。また今日のセラード地域の農業  
開発においても、勤勉な国民性を発揮して、過酷な諸条件に耐えながら定着化に努めている人が多い。

日系の農業者や農業関係者は母国から派遣されてきた専門家の研究成果には、強い関心と期待を寄せている。  
それだけに専門家がブラジルに居なくてもできる試験研究を行った場合には、失望の色を隠さず、厳しく批判を  
するとの話を聞かされた。

御存知の方も多と思われるが、昭和58年12月1日をもって、農林水産省の試験研究機関の幾つかが組織再編  
され、これに伴い土壌肥料分野の研究組織もかなり変更することになった。その渦中において農業環境技術研究  
所では土壌物理関係の研究室として、幸いにも土壌物理研と土壌保全研が配置される予定である。研究室によっ  
ては研究内容、研究手法も変わらざるを得ないところもある。

このような組織再編の背景には、従来の研究組織では農業構造の変化に対応した研究が推進できにくいとの批  
判が強かったことが挙げられる。この種の研究を進めにくい要因として、研究職の昇格において、トップネーム  
の発表数を重視する選抜方法も見逃せない点である。

しかしながら、農業を発展させるためには、個々の研究者に対し、いつの世でも、また国が異なっても、  
農業生産の現場から研究課題を拾い上げ、その成果を現場へ還元する努力が社会的に要請されていることには変  
わりない。それには研究者自身が担当する課題について、目的と成果の受渡し先を明確に意識しながら、研究を  
進めるといった農業研究の原点に立つ必要がある。

土壌肥料分野における土壌物理研究者の層は現状では厚くない。層が厚くないだけに、土壌物理研究者が農業  
試験研究の原点に立った課題を積極的に取り上げなければ、農業生産における土壌物理研究の重要性が正当に評  
価されなくなる。他方その重要性が広く認識されるようになれば、研究者の層も厚くなることと思う。

今後の我国の農業は国土と環境の保全を重視しながら、高位・安定・低コストの生産が迫られている。試験研  
究機関にも、その目標に向けて試験研究を推進することが求められている。その一つの表れとして、土壌肥料分  
野では、全国的に生産現場からの強い要望で、土壌診断と作物栄養診断に正面から取り組むことになった。診断  
関係の研究は土壌学と作物栄養学の成果を総合して解決していかねばならぬ性格を持っている。したがって土壌  
肥料分野の土壌物理研究者に対しても、土壌と作物の特性を十分に理解した上で、診断の方法と基準の策定にあ  
たって、重要な役割を果たすことが期待され、またこれに応える必要があろう。

こうした農業試験研究の原点を踏まえた課題を遂行することが、発展途上国への技術援助、ひいては21世紀に  
予想される食糧危機と環境破壊を回避する技術の確立に結びつくのである。

(1983. 10. 24 受理)

\* 農業技術研究所

## 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\*\*\*\*

Effects of compaction on some physical properties of drained paddy  
soils for upland crop production

Norio NAKAYA\*, A. Eduardo G. DOS REIS, Hidetaka KATOU\*\*\* and Ken-ichi MAEDA\*\*\*\*

\*National Institute of Agricultural Sciences

(present, Tropical Agriculture Research Center)

\*\*Centro de Pesquisa Agropecuária dos Cerrados-BRASIL

\*\*\*National Institute of Agricultural Sciences

### I はじめに

水田を転換して畑作物を栽培する転換畑においては、水田に比較して土壌が強い乾燥を受けるために、表土はもちろんすき床層に亀裂が生成されたりあらたに構造が生成されて透水過多になることが多い<sup>1,5,10,12)</sup>。また、水田からの転換畑化が未熟な場合においては農業機械の走行によりすき床層がより強化されて逆に透水性が悪化する懸念もある。さらに、作土下の土層が無構造のグライ層では乾燥・脱水を受けると圧密層を形成して土壌中の水分移動を妨げることも指摘されている<sup>7)</sup>。このように、水田一畑の輪換利用における水田への復元時には透水性の制御が重大な課題となる。したがって、水田からの転換や田畑輪換の場合には純然たる畑地管理とは異なった考慮が必要と考えられる。

透水性の制御の問題は、水田一畑の輪換利用に限らず、従来から水田の基盤整備などに対しても重要視され、さまざまな研究がなされ<sup>8)</sup>、その中で一応の基準値などももうけられている<sup>11)</sup>。圃場において透水性制御方策が講じられた後の透水性の変化は現地構造の試料を測定して求められるが、方策を計画する段階における透水性の予測には、一般には測定精度を高めるために風乾土を現地構造と同じ仮比重になるように充てんして供試さ

れることが多い。土壌に処理を施した場合の透水性の変化の測定は風乾土についてであれば数多く測定され、新しい有益な知見を得ている<sup>2,6,13)</sup>。しかしながら、風乾土を供試して得た測定値には、現地に適用する場合におのずから制約があることは当然で、未風乾の現地構造を有する土壌を用いた場合の処理による透水性の変化の測定の必要性が痛感されている。とくに転換による透水性の変化と、それが再び水田へ復元された時の適正な透水性を維持する方策についての基礎的解明を行うことがきわめて重要であるにもかかわらず、未風乾土を供試材料とするこの種の研究は行われていない。

本報においては、水田一畑の輪換利用における水田復元時の土壌の透水性の変化要因の解明を目的として、未風乾の現地構造を有する土壌に一定の荷重を加えて圧縮を行ない、透水性制御の可能性を探るとともに、それに関与する土壌の要因を抽出することを試みた。

### II 実験方法

供試土壌：沖積土壌として農業研究センター川里圃場\*\*\*\*および黒ボク土壌として栃木県農業試験場内のそれぞれの転換畑の表土およびすき床層から現地構造の土壌を100 mlの試料円筒に採取した。これらの土壌の一般の性質を表-1に示した。

表-1 供試土壌の一般的性質

		仮比重	真比重	粗砂	細砂	シルト	粘土	土性	採土時の水分		土 壤 型
				%	%	%	%		重量%	pF	
川里	表土	1.04	2.65	7.1	7.6	37.7	47.6	HC	36.7	2.6	灰色低地土泉崎統 多湿黒ボク土瓦谷統
栃木	表土	0.66	2.45	9.8	21.4	23.1	45.7	HC	80.4	2.1	
〃	すき床	0.74	2.42	8.3	19.8	27.0	44.9	LiC	81.3	1.9	

\* 農技研 (現熟帯農業研究センター)

\*\* ブラジル国セラード農牧研究センター

\*\*\* 農技研

\*\*\*\* 川里圃場のすき床層土は 図-4 に示されるように、無荷重でもすでに  $4 \times 10^{-7}$  cm/sec の値を示す難透水性土であったので、本研究の試料としては不適当と考え、一連の測定から割愛した。

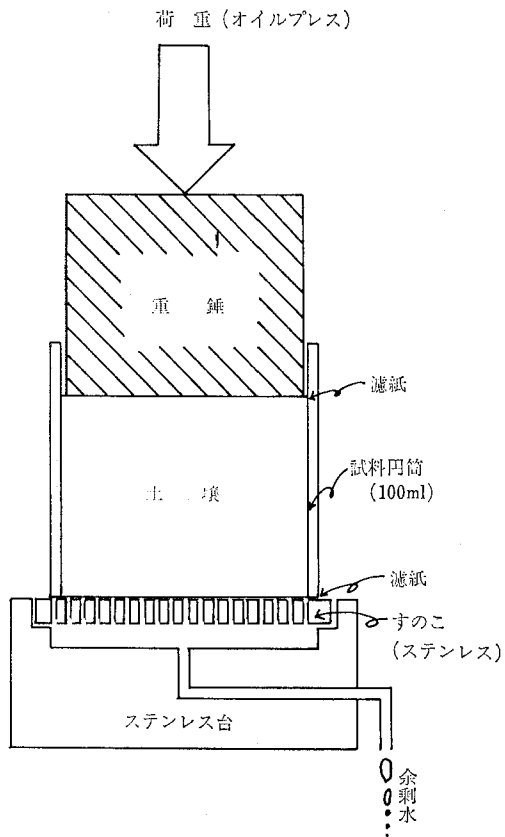


図-1 圧縮装置

圧縮方法：100 ml の試料円筒に採取した土壌について図-1 に示したように、オイルプレスを用いて荷重を加えた。その際に排出される余剰水は、試料下部からは濾紙を敷いたステンレス製のすのこを通じて、試料上部からは重錘脇から、除去した。加えた荷重は試料に対して、0, 20, 50, 100, 200, 300 kg で、30分間その荷重を持続した。以降の図には  $\text{kg}/\text{cm}^2$  に換算して表示した。

測定項目および方法：圧縮量をノギスで測定した後、山中式硬度計で土壌硬度を測定した。また、圧縮量を測定した別の試料を飽水させ、常法により飽和透水係数を測定（表示値は  $20^\circ\text{C}$  に換算）し、ついで加圧板法により孔隙分布を求めた。真比重はピクノメーター法によって求め、三相分布を算出した。測定は各荷重について、6連 (0 kg 荷重) ~ 3連 (300 kg 荷重) で行なった。

### III 結果

圧縮による体積減少をノギスで測定した結果を圧縮率として図-2 に示した。これらの土壌の圧縮率は荷重の増加とともに増大し、 $0\sim 5 \text{ kg}/\text{cm}^2$  では急増するが、そ

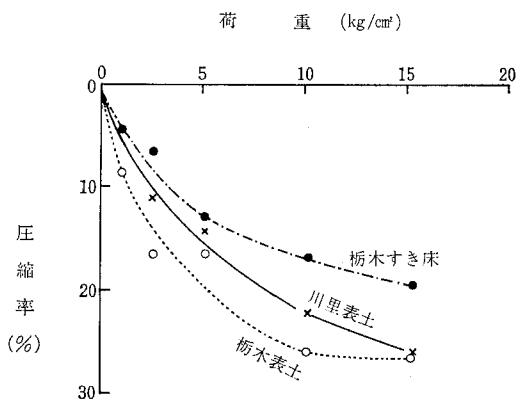


図-2 荷重と圧縮率との関係

れ以上の荷重ではその程度は弱まった。黒ボク土壌と言えどもすき床層では全体に圧縮率は小さく推移した。圧縮にもなって水が浸出する場合は飽和状態に近い土壌の圧密と考えられるが、圧密では時間の経過とともに圧密が進行し平衡に達するのにはかなり長時間を要することが一般的に認められている<sup>14)</sup>。本報においては一様に30分間のみの圧縮を行なっているため、それぞれの荷重において30分間では平衡には達していないと考えられ、測定された圧縮率はさらに高まる可能性がある。

土壌硬度の結果を図-3 に示した。いずれの土壌においても  $0\sim 5 \text{ kg}/\text{cm}^2$  の範囲では土壌硬度はほぼ直線的に増大し、 $5\sim 15 \text{ kg}/\text{cm}^2$  でも黒ボク土壌ではさらに増大し続けるが、川里沖積土壌ではほとんど変化しなかった。

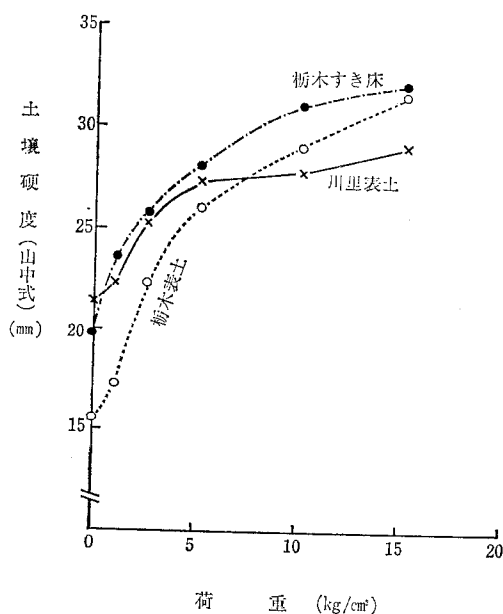


図-3 荷重と土壌硬度との関係

飽和透水係数の変化を 図-4 に示した。これによると、栃木黒ボク土壌では荷重 0~5 kg/cm<sup>2</sup>、川里沖積土壌では 0~10 kg/cm<sup>2</sup> の範囲でいずれの飽和透水係数も直線的に減少したが、それ以上の荷重においては前者では 10<sup>-7</sup> cm/sec 付近、後者では 10<sup>-8</sup> cm/sec 付近に収れんした。これらの結果からも黒ボク土壌は強度の圧縮を加えても透水性が極端に低下しないことが示された。

加圧板法によって測定した孔隙分布を 図-5 に示した。孔隙量は圧縮後の土壌の体積のいかんにかかわらず、そのなかに存在した量 (ml/100 ml コア) として示されている。この研究の目的は透水性を制御する要因を明らかにすることであり、透水性に関する孔隙は一応 pF 3 相当までと考えて、本測定では pF 3.0 相当までの粗孔隙と毛管孔隙のみを測定した。これらによると、pF 0~1.5 相当の粗孔隙は川里沖積土壌では 5 kg/cm<sup>2</sup> の荷重で消滅するのに対して黒ボク土壌では 2.5 kg/cm<sup>2</sup> の荷重ですでに消滅している。一方、pF 2.5~3.0 相当の孔隙に関しては、川里土壌では 15 kg/cm<sup>2</sup> の荷重でも荷重による影響を全く受けていないのに対して、黒ボク土壌では 5~10 kg/cm<sup>2</sup> 以上の荷重を受けると pF 2.5~3.0 相当の孔隙が明らかに減少している。この事実は次のように詳細に検討するとさらに明瞭に認めることができる。すなわち、川里土壌では荷重の増加とともにまず pF 0~1.5 相当の粗孔隙のみが減少し、ついでこの孔隙が消滅すると pF 1.5~2.0 相当の孔隙のみが影響を受けて減少すると言うように、より大きい孔隙が破壊されて後に、次の大きさの孔隙が破壊され、最後までもっとも

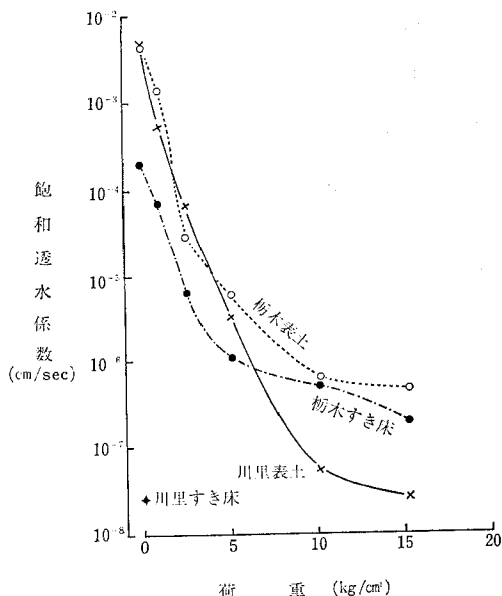


図-4 圧縮ともなる透水性の変化

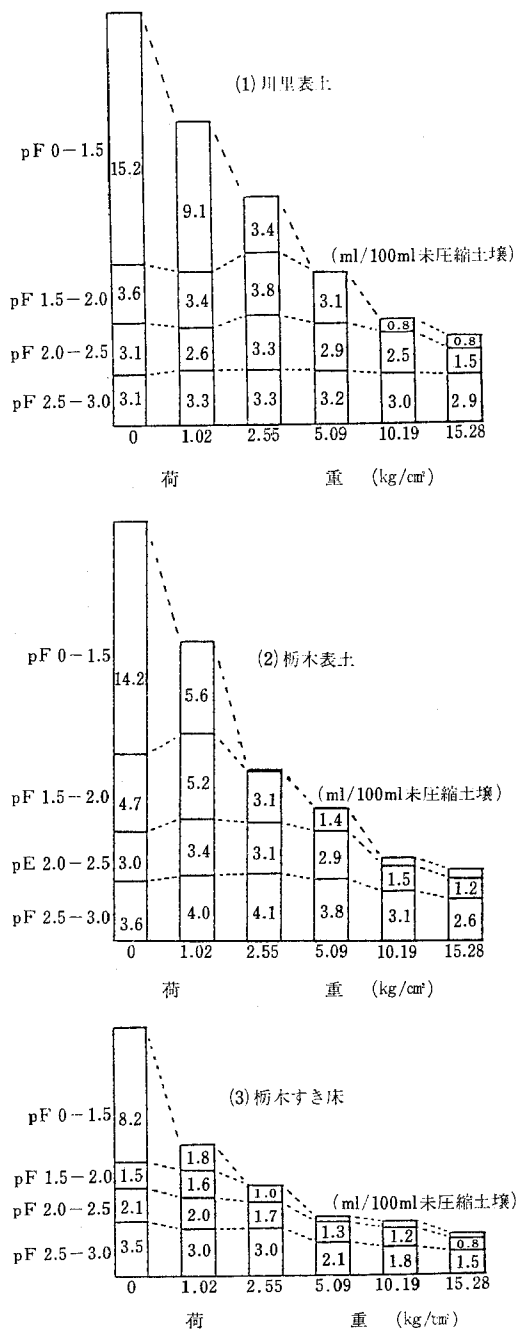
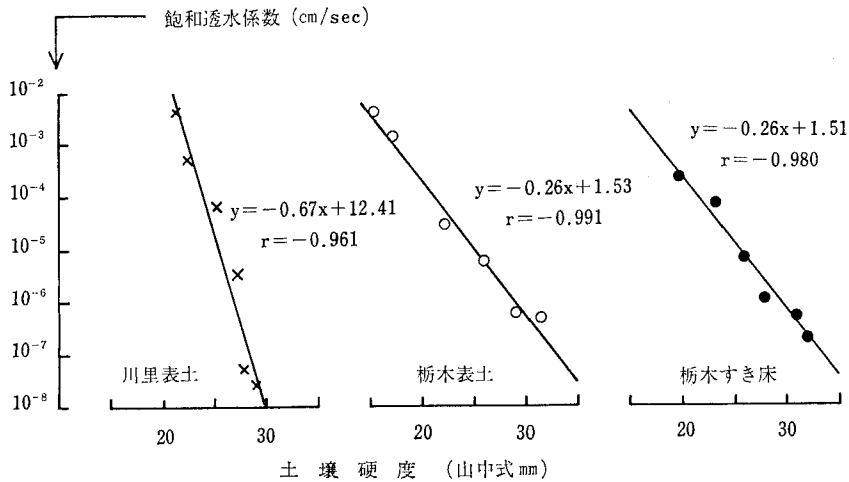
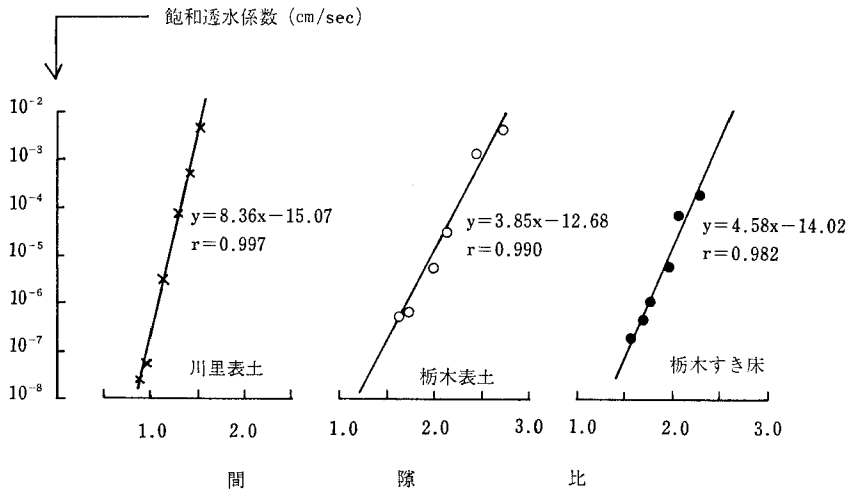


図-5 供試土壌の孔隙分布

微小な孔隙が荷重に抵抗して残存していることが認められる。換言すれば、川里沖積土壌では大孔隙が不安定であるのに対して微小孔隙の構造がきわめて安定である。一方、黒ボク土壌では低荷重でも大孔隙がもちろん影響を受けるが、同時に小孔隙へも影響を及ぼしていることが明らかで、小孔隙も比較的弱い力で破壊されやすい。



図—6 圧縮ともなる土壌硬度の変化と透水性



図—7 圧縮ともなる間隙比の変化と透水性

これらの事実から土壌の種類によって団粒の圧縮に対する抵抗性が異なることが示唆され、同じ大きさの団粒でもその生成要因・作用によって機械的強度が異なることが推定される。

つぎに、圧縮された土壌における透水性と相関の高い土壌の物理性を検討すると、土壌の硬度と間隙比にそれを求めることができ、それらの結果を 図—6, 7 に示した。それらによると、いずれの場合もきわめて高い相関が認められ、それぞれの土壌について任意の飽和透水係数の時の土壌硬度や間隙比を求めることができる。この事は、転換畑の水田復元時の透水制御に対して、圧縮がきわめて有効な手段の一つと考えられることを示唆するとともに、圧縮した場合だけでなく一般的に土壌硬度や間隙比が透水性の指標として有効であると言うことができよう。

土壌の透水性はおもに土壌の構造に影響され、なかでも粗孔隙（非毛管孔隙）に著しく影響され、透水性と粗孔隙との間には高い相関が認められている<sup>3,9)</sup>。

供試した土壌では、孔隙分布の項でも明らかにしたように、 $pF 0 \sim 1.5$  相当の粗孔隙が  $2 \sim 5 \text{ kg/cm}^2$  の荷重で消滅した。しかしながら、粗孔隙が消滅した試料でも荷重の増加とともに透水性は減少している。したがって、透水性に関与する要因を粗孔隙の分布量のみを求めるのではなく、より広い範囲の透水性を支配する要因を明らかにする必要があると考えられる。

#### IV 考 察

従来、この種の研究では先に述べたように未風乾の現地構造の土壌を用いることはほとんどなかったために、現在までのところ研究結果の蓄積はほとんどなされてい

ない。ここでは、本邦でもっとも代表的と考えられる川里沖積土壌と栃木黒ボク土壌の現地構造の試料を用い、圧縮された時の物理性の変化を追求するとともに透水性をおもに支配している孔隙分布を明らかにしようとしたものである。

孔隙分布と透水性との関係を図-4と図-5を比較しながら検討すると、荷重の増加とともに逐次破壊される孔隙を有する川里土壌の例では、pF 0~1.5 相当の粗孔隙は先に述べたように荷重  $5 \text{ kg/cm}^2$  で消滅しており(図-5)、この  $5 \text{ kg/cm}^2$  の荷重は飽和透水係数  $3 \times 10^{-6} \text{ cm/sec}$  (図-4) に相応している。したがって、この荷重域では pF 0~1.5 相当の粗孔隙以外は変化していないこととあわせて考えれば、この粗孔隙が関与する飽和透水係数は  $10^{-5} \text{ cm/sec}$  までであるとは言える。同様に、pF 1.5~2.0 相当の孔隙は荷重  $10 \text{ kg/cm}^2$  でほとんど消滅し、これは  $5 \times 10^{-8} \text{ cm/sec}$  に相当することから、この孔隙は  $10^{-6} \sim 10^{-7} \text{ cm/sec}$  の透水性に関与していると言える。つぎに、pF 2.0~2.5 相当の孔隙に関しては、 $10^{-8} \text{ cm/sec}$  のオーダーの透水性に関与しているが、pF 2.5~3.0 相当の孔隙に関しては、 $15 \text{ kg/cm}^2$  までの荷重では変化が認められないことと透水性がもはや変化しないことから、透水性には関与していないことが読みとれる。

一方、黒ボク土壌では弱い荷重でも小孔隙までが影響を受けるために、川里沖積土壌の例のように明解に言及できないが、pF 0~1.5 相当の粗孔隙はおおよそ  $10^{-5} \text{ cm/sec}$  までの透水性に、pF 1.5~2.0 相当の孔隙は  $10^{-6} \text{ cm/sec}$  のオーダーの透水性に関与し、pF 2.0~2.5 相当の孔隙は  $10^{-7} \text{ cm/sec}$  のオーダーの透水性に関与していると解釈できる。pF 2.5~3.0 相当の孔隙も若干減少していることから透水性に関与していることがうかがえるが、定量的な言及はできない。したがって、圧縮された土壌においては透水性と孔隙の大きさとの間には密接な関係が存在することがうかがわれる。すなわち、土壌の透水性は圧縮によって制御され、それに関与する要因は孔隙の大きさの違いであることが示唆される。

水田としての適正減水深は、一般に平均  $20 \text{ mm/日}$ <sup>11)</sup> と言われており、これをかりに飽和透水係数に換算すれば(動水勾配を1と仮定)  $2.3 \times 10^{-5} \text{ cm/sec}$  となる。また、透水性と孔隙の大きさおよびその分布量との関連で考察したように、これは明らかに粗孔隙が関与する範囲である。水田の漏水対策は機械的鎮圧以外に土壌の粘土粒子の分散性を高めて不透水層を作る方法もあるが、ここでは供試土壌を圧縮によってのみ透水性を制御することにして考察すると、川里表土では約  $3.5 \text{ kg/cm}^2$ 、栃木表土では約  $2.8 \text{ kg/cm}^2$ 、栃木すき床では約  $1.7 \text{ kg/cm}^2$  の荷重を負荷させることによって  $2.3 \times 10^{-5} \text{ cm/sec}$  す

なわち  $20 \text{ mm/日}$  の浸透量となる。これらの荷重は機械的鎮圧のみによっても得ることは可能で、圧縮のみによって透水性を制御することが可能であることを示唆している。

供試した土壌の性質が大きく異なる沖積土壌と黒ボク土壌であるにもかかわらず、未風乾の現地構造を有する土壌の場合には圧縮によってその物理性の変化が同じ傾向を示していることから、これらの結果を一般の土壌に普遍化できる可能性がうかがえる。しかしながら、土壌が圧縮を受ける時はその時の水分含量によりその変化が大きく異なる<sup>4)</sup>。本報では試料採取時の水分含量でのみ圧縮を行っており、現地圃場における水分変化を考えれば当然供試土壌の水分の異なる場合についての検討が必要である。また、現場の問題として、存在する亀裂の圧縮による変化等も透水性に大きく関与するものと考えられるが、この点についても未検討である。今後、本報の結果を基礎にして、その他の種類の土壌についてのみならず、供試土壌の水分が異なる時に圧縮を受けた場合の土壌の透水性ならびに関連する性質を明らかにしたい。

## V 要 約

水田一畑の輪換利用における水田復元時の土壌の透水性の制御を目的として、未風乾の現地構造を有する土壌に一定の荷重を加えて圧縮を行ない、透水性制御の可能性を探るとともに、それに関与する土壌の物理的要因を抽出してその機作を解明しようとした。

得られた結果は次のとおりである；

- 1) 飽和透水係数に関しては、栃木黒ボク土壌では荷重  $0 \sim 5 \text{ kg/cm}^2$ 、川里沖積土壌では  $0 \sim 10 \text{ kg/cm}^2$  の範囲でほぼ直線的に減少したが、それら以上の荷重においては、透水性は漸減し、 $15 \text{ kg/cm}^2$  の荷重では前者では  $10^{-7} \text{ cm/sec}$ 、後者では  $10^{-8} \text{ cm/sec}$  に取れんした。
- 2) 土壌の粗孔隙は  $3 \sim 5 \text{ kg/cm}^2$  の荷重で消滅し、その粗孔隙は  $10^{-5} \text{ cm/sec}$  までの透水性を支配すると考えられた。
- 3) 圧縮された土壌の硬度や間隙比と飽和透水係数との間には高い相関が認められた。
- 4) したがって、転換畑の水田復元時の土壌の透水性の制御には、圧縮が有効な手段の一つで、土壌硬度や間隙比が透水性の指標として有効であると考えられるとともに、さらに農業機械による土壌の密化の防止のための判断基準としてこれらを有効な指標として利用できる可能性が示唆された。

## 謝 辞

栃木県農試川田登部長には黒ボク土壌採取に便宜を与

えられ、また同土壌における機械走行性にもなうち密化について御教示を賜った。記して謝意を表する。

引用文献

- 1) 足立忠司, 堤 聡, 竹中 肇: 畑地転換による水田用水量の変化—一段丘上水田の例—, 農土論集, **65**, 20—26 (1976)
- 2) 荒川 稔: 土の低圧締固めについて, 農土論集, **42**, 8—12 (1972)
- 3) Baver, L.D. Soil Physics, 3rd Ed., p.261—273 (1956)
- 4) Baver, L.D. Soil Physics, 4th Ed., p.104—109 (1972)
- 5) 南 松雄, 前田 要: 水田転換畑の生産性向上に関する研究. 第1報 水田の畑地化に伴う土壌の理化学性の変化. 北海道立農試集報, **29**, 72—85 (1974)
- 6) Motomura, S., F.M. Lapid and H. Yokoi: Soil structure development in Ariake polder soils in relation to iron forms. Soil Sci. Plant Nutr. **16**, 47—54 (1970)
- 7) 中野啓三: 低湿重粘土水田の畑転換に伴う土壌物理性の推移. 北陸農試報告, **21**, 63—94 (1978)
- 8) 農林省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)
- 9) Parr, J.F. and A.R. Bertrand: Water infiltration into soils. Adv. Agr. **12**, 311—363 (1960)
- 10) 桜井一男: 沖積転換畑における耕盤の透水性について, 土壌の物理性, **44**, 52—56 (1981)
- 11) 多田 敦: 水田転作(土肥学会編) 3. 基盤整備と用排水, p.45—64, 博友社 (1979)
- 12) 竹中 肇: 転換畑における土壌水分と土壌構造の変化, 土壌の物理性, **31**, 24—28 (1975)
- 13) 横井 肇, 池宗勝三郎, 水野要蔵, 小柳芳郎: 土壌の透水係数の方向性について, 土肥誌, **40**, 271—275 (1969)
- 14) Yong, R.N. and B.N. Warkentin: 土質工学の基礎《土の力学的挙動》(山崎不二夫, 山内豊聡監訳): p.167—220 (1972)

(1983. 6.29受理)

Summary

The possibility of controlling the permeability of soils immediately after reconversion of upland fields into paddy fields in the paddy field-upland field rotation was evaluated by analysing the changes of permeability and related physical properties of compacted soils. Soil samples used were undisturbed and not subjected to air drying.

The results obtained are as follows;

- 1) The hydraulic conductivity (log scale) of Tochigi andosol and Kawasato alluvial soil decreased abruptly when the load applied increased and ranged between 0—5 kg/cm<sup>2</sup> and 0—10 kg/cm<sup>2</sup>, respectively. Beyond these loads, the values for the former soil reached 10<sup>-7</sup>cm/sec and for the latter 10<sup>-8</sup>cm/sec.
- 2) The disappearance of soil macro-pores, when a load of 3—5 kg/cm<sup>2</sup> was applied, was considered to be one of the factors whereby the hydraulic conductivity could be controlled up to 10<sup>-5</sup>cm/sec.
- 3) There were a high positive correlations among soil hardness, void ratio and hydraulic conductivity of compacted soil.
- 4) Consequently, compaction was considered to be a useful method for controlling the permeability of soils. In addition soil hardness and void ratio which were considered to be valuable indices of soil permeability may also be applied for assessing soil compaction by agricultural machinery.

## 春季の土壤水分がリンゴ樹に及ぼす影響

加藤 正\*, 成田春蔵\*

Some effects of spring soil moisture on the growth of apple trees

Tadashi KATO\* and Haruzo NARITA\*

Aomori Apple Experiment Station

### I 緒 言

リンゴの主産地である青森県は春季の降雨量が少なく、しばしば干天が続くことがある。この理由として、長谷部<sup>9)</sup>は梅雨性降雨が少ないことを挙げている。

近年、早期多収、良品生産、省力化を目指して新植されているわい性台リンゴ樹は、従来の台木（マルバカイドウ、ミツバカイドウなど）を利用した樹に比較して浅根性であり、その主要根群域は水分変動の激しい表層部分に分布する場合が多い<sup>10)</sup>。

しかし、リンゴ樹の場合、土壤水分が生育や果実品質に及ぼす影響については、夏季の乾燥期におけるかん水の効果に関する成績は多いが、生育初期の春季における土壤水分との関係について検討したものは少ない。

このような背景から、筆者らは水分コントロールが比較的容易で、しかも根群域の土壤水分を的確に把握しやすい大型コンクリートポットに栽植したリンゴ樹を用いて、春季の土壤水分がリンゴ樹に及ぼす影響について検討した。

### II 材料と方法

#### 1. 供試樹並びに試験区の構成

青森県りんご試験場圃場内に埋設してある直径85 cm、深さ68 cmのコンクリートポットに、深さ35 cmまでは砂れきを詰め、その上に場内圃場の黒ボク土を30 cm充てんした。供試土壌（黒ボク土）の水分特性は表-1のとおりである。

表-1 供試土壌の三相分布及び水分特性

仮比重	三相分布 (pF1.5)			pF				
	固相	液相	気相	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0
0.777	V% 28.3	V% 44.6	V% 27.1	V% 52.7	V% 44.6	V% 40.6	V% 38.0	V% 35.6

これに、1980年4月、4年生M26台スターキングデリシャスを植付け、1年間はいずれの樹も同一に管理し、1981年と1982年に処理を行った。

処理区は湿潤をpF 1.5~1.8、乾燥をpF 2.7~2.8として、1981年の場合、5~6月湿潤区、5月乾燥6月湿潤区、5~6月乾燥区の3処理、1982年は新たに5月湿潤6月乾燥区を加えて4処理とした。但し、1981年の場合、開花始めはほぼ平年並みであったが、開花期間が長く、落花期が5月25日と平年に比べて4日も遅れたので、5月の乾燥処理は6月9日まで継続した。

供試樹数は1981年が1処理2~3樹、1982年は3~4樹である。

供試樹の満開期は1981年が5月18日、1982年が5月14日であった。

#### 2. 管理方法

土壤水分の処理方法は、20 cmの深さに設置したテンシオメーターを毎朝9時に観測し、適宜かん水して所定の水分状態に保持するようにした。また、5~6月の処理終了後は、収穫期まで適宜かん水してpF 2.3~2.5に保持するように努めた。なお、ポットへの降雨の侵入は、写真-1のように、ポットをビニールシートで覆って防いだ。

肥料は4月から6月までの3か月間、毎月中旬に1ポット当たりN 10 g、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 3.3 g、K<sub>2</sub>O 6.7 gを複合肥料で施した。

人工受粉は兩年とも開花次第、随時綿棒で実施した。

#### 3. 調査項目と調査方法

##### 1) 結実率、早期落果率及び花芽分化率

結実率は5月中旬の開花期間中に1樹当たりの花そう数を調査しておき、1981年は6月10日（満開23日後）、1982年は6月4日（満開21日後）に中心花の結実数を調査して花そう数に対する割合で算出した。

早期落果率は1981年は6月30日、1982年は6月28日に

\* 青森県りんご試験場





写真一 供試樹と降雨遮断のためビニールシートで被覆している状況

1 樹当たりの着果数（中心果）を調査し、次の式から求めた。

$$\text{早期落果率}(\%) = \frac{[\text{中心花の結実数} - \text{着果数(中心果)}]}{\text{中心花の結実数}} \times 100$$

花芽分化率は翌年の開花期中に調査し、全頂芽数に対する花そう数の割合で表示した。

#### 2) 樹体の生育量及び果実の発育経過

水分処理変更時（1981年が6月9日，1982年が5月31日）と処理終了時（1981年が6月30日，1982年が7月1日），それに果実収穫後（1981年が10月22日，1982年が10月8日）の3回，1樹ごとに新しょう長を測定した。

果実の発育経過は1981年に，1樹当たり10～20果にラベルをつけ，6月11日から9月30日まで，10日前後の間隔で果実の横径を測定した。

#### 3) 収量及び果実品質

1981年は10月9日に1樹ごとに収量調査を行ったが，1982年には9月13日の台風（18号）による落果が多く，収穫量は把握できなかった。従って，10月7日に採取した果実について1果平均重量を算出した。

果実品質調査には，収穫果から平均的な果実を1樹当たり5～10個選んで分析に供した。果実硬度の測定にはマグネステラー型硬度計を，可溶性固形物含量には屈

折糖度計を用いた。また，リンゴ酸含量の測定は一定量の果汁を0.1N-NaOHで滴定し，リンゴ酸に換算した。果心内エチレン濃度は，水中でがくあ部から果心部へ注射針をそう入してガスを抜き取り，ガスクロマトグラフで測定した。ヨードでん粉反応は果実の赤道部からスライス状に切片を取り，ヨード・ヨー化カリ溶液を塗って，染色面積により5段階にグレードをつけた。

#### 4) 葉の水ポテンシャルと土壌の吸引圧

土壌水分処理が樹体のホストレスに及ぼす影響を明らかにするため，1981年6月28日に葉の水ポテンシャルと土壌の吸引圧を測定した。

葉の水ポテンシャル（以下 $\psi$ と略記）の測定には，プレッシャーチャンバーを用い，日の出前（午前4時）と正午に測定し，それぞれ $\psi_{\max}$ ， $\psi_{\min}$ とした。供試葉は新しょう中央葉で，1樹当たり5葉ずつ測定した。 $\psi$ 測定時の天候は晴れであったが， $\psi_{\min}$ 測定時は風が少しあった。

土壌の毛管吸引圧はテンシオメーターによった。浸透吸引圧は飽和抽出法<sup>1)</sup>で土壌溶液を採取し，電気伝導度（EC，m·mho/cm，25°C）を測定して浸透圧 $=0.36 \times \text{EC}$ の式で求め，採土時の土壌水分量から採土時の浸透吸引圧を推定した。飽和抽出には，深さ0～30cmから採土して2mmのフルイを通した生土を用いた。

全吸引圧は〔毛管吸引圧+浸透吸引圧〕によって示した。

### III 試験結果

#### 1. 各処理区の水分経過

処理期間中の各区の土壌水分張力は図一に示すとおりである。湿潤処理は1981年の場合はほぼ設定したpF 1.5～1.8（水柱30～60cm）の範囲内で経過したが，1982年の場合，特に6月はpF 2.0（水柱100cm）を越える日がかかなり多かった。乾燥処理は1981年の場合，5月中旬まではpF 2.7（水柱500cm）以下の水分張力を示す日が多かったが，その後は，ほぼpF 2.7～2.8（水柱500～630cm）の範囲内で経過した。1982年の乾燥処理は，5月上旬はpF 2.7以下を示す日が多かったが，その後5月中はほとんどの場合pF 2.6～2.8（水柱400～630cm）で推移した。6月に入ると設定したpF 2.8を越える水分張力を示す日が多かった。

#### 2. 結実率，早期落果率及び花芽分化率

各処理区の2か年の結実率，早期落果率および花芽分化率を示すと表一のとおりである。

結実率は初期の生理落果が終了したと思われる満開3週間以後に調査したが，1981年は各処理区とも80%以上と，青森県のデリシャス系の平年値73.7%に比べて高く，1982年は59～73%と平年値に比べて幾分低かった。

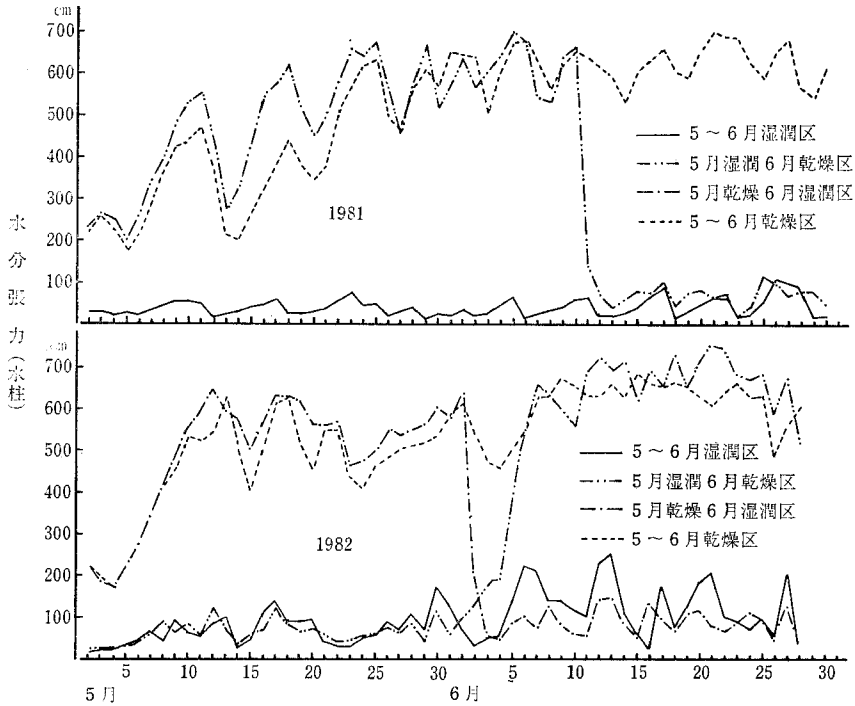


図-1 水分処理期間（5～6月）中の各処理区の水分張力

表-2 結実率，早期落果率及び花芽分化率

処 理 区	結 実 率 (%)		早 期 落 果 率 (%)		花 芽 分 化 率 (%)	
	1981	1982	1981	1982	1981	1982
5～6月湿潤	85.5	66.0	26.3	19.9	44.8	74.2
5月湿潤6月乾燥	—	73.1	—	31.2	—	71.6
5月乾燥6月湿潤	83.7	59.0	23.1	23.8	53.3	61.9
5～6月乾燥	89.4	68.2	43.9	54.6	41.3	70.1

表-3 新しゅう伸長

処 理 区	1 9 8 1					1 9 8 2				
	平均新しゅう長 (cm)			新しゅう数	新しゅう 総伸長量	平均新しゅう長 (cm)			新しゅう数	新しゅう 総伸長量
	6月/9日	6/30	10/22			5月/31日	7/1	10/8		
5～6月湿潤	8.6	16.1	19.8	84	16.6	11.0	22.4	29.7	62	18.4
5月湿潤6月乾燥	—	—	—	—	—	11.7	17.8	21.2	43	9.1
5月乾燥6月湿潤	7.3	12.4	14.3	69	9.9	10.4	21.8	30.4	47	14.3
5～6月乾燥	7.6	10.8	11.1	56	6.2	9.3	14.5	19.0	50	9.5

処理区間でみると，1982年の場合，5月乾燥6月湿潤区の結実率が59%と幾分低い傾向が窺われたが，1981年の場合は処理区間の結実率に差異が認められず，春季の土壤水分が結実に及ぼす影響は明らかでなかった。

早期落果率は1981年，1982年の2か年とも，5～6月乾燥区は他の3処理区に比べて明らかに高く，1981年で43.9%，1982年で54.6%であった。また，3処理区の中では1982年の場合，5月湿潤6月乾燥区の早期落果率は

31.2%で、5～6月湿潤区の19.9%，5月乾燥6月湿潤区の23.8%に比べて幾分高い傾向にあった。

花芽分化率は、1981年の場合、41～53%と平均の62.3%に比べて低く、1982年の場合は平均並みか平均を上回る値を示したが、2か年の花芽分化率をみると、処理区間に一定の傾向が認められなかった。

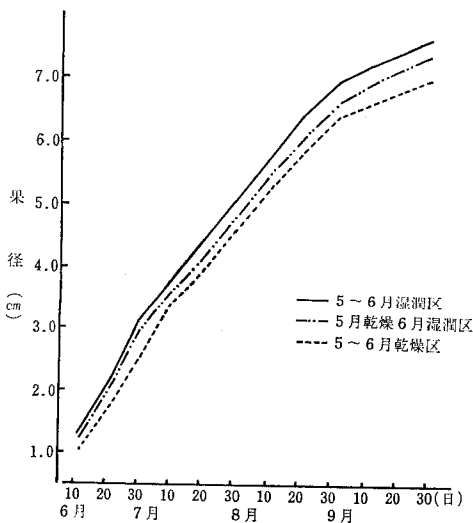
3. 樹体の生育量及び果実の発育経過

1981年、1982年の新しょう伸長は表—3に示すとおりである。

5月の水分処理が終了した時点の平均新しょう長（1981年6月9日、1982年5月31日調査）は、5月の乾燥処理で劣った。

5～6月の水分処理終了時の新しょう長は、1981年、1982年の2か年とも5～6月湿潤区で勝り、5～6月乾燥区が劣った。5月乾燥6月湿潤区は5月の乾燥処理で新しょう伸長が抑制されたが、6月の湿潤処理で生育が増大し、1982年の場合は5～6月湿潤区の新しょう長と同程度まで回復した。1982年の5月湿潤6月乾燥区と5月乾燥6月湿潤区を対比すると、前者は最も生育の劣った5～6月乾燥区に近い新しょう長であったのに対して、後者は5～6月湿潤区並みの新しょう長を示し、5月乾燥に比べて6月乾燥が新しょう伸長に大きく影響した。

新しょう伸長停止後の新しょう長（1981年10月22日、1982年10月8日調査）は2か年とも水分処理終了時の新しょう長とほぼ同様の傾向を示しており、7月以降同一な水分管理（pF 2.3～2.5）をしても、5～6月の水分処理の影響は新しょう停止期まで及んだ。



図—2 果実の発育経過 (1981)

1樹当たりの新しょう総伸長量は2か年とも平均新しょう長が長く、新しょう数の多い5～6月湿潤区が最も勝り、次いで5月乾燥6月湿潤区、5～6月乾燥区の順であった。また、1982年に設定した5月湿潤6月乾燥区は、最も伸長量の劣った5～6月乾燥区と同程度にすぎなかった。

次に、1981年の果実横径の肥大曲線を示すと図—2のとおりである。

果実の発育は5～6月湿潤区が最も勝り、次いで5月乾燥6月湿潤区、5～6月乾燥区の順であり、5～6月の水分処理終了後は収穫期までpF 2.3～2.5に土壤水分を保持しても、生育初期の果実の大小の差は縮小せず、5月、6月の水分処理の影響が収穫期まで及んだ。

4. 収量及び果実品質

1) 1樹当たり収量と1果平均重量

収量調査結果は表—4に示すとおりである。

表—4 1樹当たり収量、個数及び1果平均重量

処 理 区	収 量	個 数	1果平均重量	
	1981	1981	1981	1982
5～6月湿潤	kg/樹 7.06	34.0	g 207	g 288
5月湿潤6月乾燥	—	—	—	271
5月乾燥6月湿潤	7.98	42.5	188	285
5～6月乾燥	6.09	37.5	161	267

1樹当たり収量は、5～6月乾燥区が5～6月湿潤区、5月乾燥6月湿潤区に比べて、幾分低い傾向にあった。5月乾燥6月湿潤区が高い値を示しているのは、早期落果率調査後の6月下旬に、4頂芽に1果程度の割合になるよう摘果したものの、結果的には他の処理区に比べて多く着果したためで、水分処理による影響とは認められない。

1果平均重量は2か年とも5～6月湿潤区が最も勝り、5～6月乾燥区が最も劣った。5月湿潤6月乾燥区は1981年の場合処理区を設定しなかったが、1982年のそれは、果実肥大が最も劣った5～6月乾燥区に等しい平均重量であった。これに対して5月乾燥6月湿潤区の場合は、最も肥大の勝った5～6月湿潤区と比較して、1981年の場合、着果数が多かったことが影響したためか、幾分劣ったものの、1982年には、ほとんど差異が認められず、5月乾燥に比べて6月乾燥が果実の肥大に大きく影響した。

2) 果実品質

収穫時における果実硬度、可溶性固形物含量、リンゴ酸含量、ヨードでん粉反応、果心内エチレン濃度は表—5に示すとおりである。

表-5 果 実 品 質

処 理 区	果 実 硬 度		可溶性固形物		リ ン ゴ 酸		ヨードでん粉 反応*		果心内 C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> 濃度 lppm 以上の果実の割合	
	1981	1982	1981	1982	1981	1982	1981	1982	1981	1982
5 ~ 6 月 湿 潤	lb	lb	%	%	g/100ml	g/100ml			%	%
5 ~ 6 月 湿 潤	16.6	15.8	14.8	14.4	0.39	0.39	2.7	2.7	100	96
5 月 湿 潤 6 月 乾 燥	—	15.9	—	13.0	—	0.36	—	3.2	—	92
5 月 乾 燥 6 月 湿 潤	17.2	15.8	14.0	13.4	0.36	0.41	3.4	3.5	84	93
5 ~ 6 月 乾 燥	17.6	15.6	14.1	13.7	0.39	0.40	3.3	3.4	73	85

\* ヨードでん粉反応の染色面積により5段階にグレードをつけ、完全染色するものに5、染色面積割合10%に満たないものに1を与えた。

表-6 葉の水ポテンシャル ( $\psi$ ) と土壤の吸引圧

処 理 区	$\psi_{max}$ 毛管吸引圧		浸透吸引圧		全吸引圧		$\psi_{min}$ 毛管吸引圧		浸透吸引圧		全吸引圧	
	bar	bar	bar	bar	bar	bar	bar	bar	bar	bar	bar	bar
5 ~ 6 月 湿 潤	-2.1	0.05~0.06	1.11~1.64	1.17~1.69	-17.9	0.06~0.12	1.57~1.89	1.69~1.95				
5 月 乾 燥 6 月 湿 潤	-2.5	0.03~0.10	1.99~4.48	2.02~4.58	-17.9	0.04~0.14	2.41~5.33	2.45~5.47				
5 ~ 6 月 乾 燥	-4.2	0.47~0.67	4.21~7.48	4.88~8.06	-19.2	0.45~0.62	4.21~6.98	4.83~7.51				

1981年6月28日に測定

果実硬度は、1981年の場合、果実が小さかったため、1982年に比べて高い値を示した。処理区間では、1981年には、5~6月湿潤区が低い傾向にあったものの、1982年は処理区間に差異が認められず、春季の土壤水分処理による影響は明確でなかった。

可溶性固形物含量は、2か年とも5~6月湿潤区が他の処理区に比べて高かった。また、1982年の場合、5月湿潤6月乾燥区が幾分低い傾向にあったが、5~6月乾燥区が13.7%と、5月乾燥6月湿潤区の13.4%より高い値を示していることから、6月乾燥が関与しているとは考え難い。

リンゴ酸含量は、1981年の場合、処理区間に差異は認められなかった。1982年には5月湿潤6月乾燥区が他の処理区に比べて低い傾向にあったが、5~6月乾燥区がかならずしも低い含量ではないことから、可溶性固形物含量の場合と同様、6月の乾燥によるものとは考え難い。

でん粉含量をヨード・ヨウ化カリ溶液による染色面積から指数を与えて半定量的に測定したところ、2か年とも5~6月湿潤区は他の処理区に比較して低い指数を示し、でん粉含量が少なかった。

果実の心内エチレンが1ppm以上の濃度を示す果実割合は、1981年の場合、5~6月湿潤区は100%と最も高く、次いで5月乾燥6月湿潤区の84%、5~6月乾燥区は73%と最も低かった。1982年は5~6月湿潤区96%、5月湿潤6月乾燥区と5月乾燥6月湿潤区は92~93%、5~6月乾燥区は85%と最も低かった。

#### 5. 葉の水ポテンシャルと土壤の吸引圧

1981年6月28日に測定した各処理区の $\psi$ と土壤の吸引

圧を示すと表-6のとおりである。

$\psi_{max}$  は土壤吸引圧を良く反映して5~6月乾燥区が-4.2 bar と、測定時に湿潤状態にあった5~6月湿潤区の-2.1 bar、5月乾燥6月湿潤区の-2.5 bar に比較して明らかに低かった。

$\psi_{min}$  は5~6月乾燥区が-19.2 bar、5~6月湿潤区と5月乾燥6月湿潤区は-17.9 bar であり、 $\psi_{max}$  と同様の傾向にあった。

葉の水ポテンシャル測定時の土壤の吸引圧をみると、浸透吸引圧は5~6月湿潤区が1.1~1.9 bar、5月乾燥6月湿潤区が2.0~5.3 bar、5~6月乾燥区が4.2~7.5 bar であり、全吸引圧はそれぞれ1.2~2.0 bar、2.0~5.5 bar、4.8~8.1 bar であった。

次に土壤の吸引圧と葉の水ポテンシャルとの関係を示すと図-3のとおりである。

$\psi_{max}$  との関係は、毛管吸引圧、浸透吸引圧および全吸引圧とも有意な相関関係にあったが、毛管吸引圧、浸透吸引圧に比べて、全吸引圧の場合、より高い相関係数が得られた。しかし、 $\psi_{min}$  との間には、毛管吸引圧、浸透吸引圧、全吸引圧とも有意な相関関係は認められなかった。

#### IV 考 察

春季はリンゴ樹の新根の伸長が盛んな時期であり、栄養的にも開花結実に大半の貯蔵養分を消費し、その後の果実肥大や樹体を養うための新しい養分が形成される転換期に相当している。また、生理的落果（ジュンドロップ）が発生するなど、環境的なストレスに対する感受性の強い、非常に不安定な時期と言える。

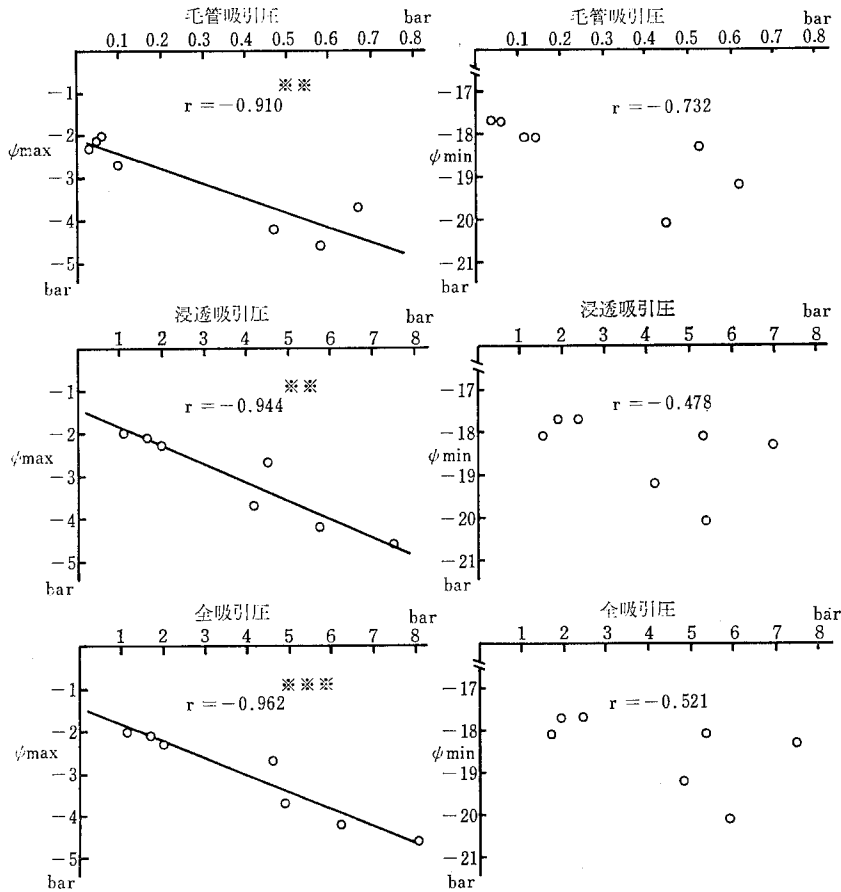


図-3 土壌の吸引圧と葉の水ポテンシャルの関係

Powell<sup>12)</sup>は圃場条件下の9年生 Cox's Orange Pippin に、3月末から6月中旬まで、地表面を被覆して降雨を遮断し、水ストレスを与えて、実止まりが悪くなる成績を得ている。本試験の場合、花が咲き次第徹底した人工受粉を実施した関係もあってか、満開3週間後に調査した中心花結実率には処理区間の差異が明確でなかった。しかし、その後の落果率は2か年とも5~6月乾燥区が他の処理区に比べて明らかに高かった。最近、当場で実施したデリシャス系の早期落果と果実の大きさについて検討した成績<sup>16)</sup>は、果径の小さい果実ほど高温や日射量不足などの気象条件の変化によって落果しやすいことを示唆しているが、本試験の場合も、5~6月乾燥による幼果期の肥大抑制が早期落果率の増大に結びついたものと考えられる。しかし、Powell<sup>13)</sup>は春季乾燥処理樹の収穫果は充実した種子が少ないことをも報告しているので、5~6月乾燥区の果実が充実した種子数が少なく、素質的に落果しやすいことも考えられ、今後検討を要する点である。

リンゴの花芽分化は新しょう伸長停止後に開始するとされており、地域により、また品種や樹勢によって異なるが、青森県のデリシャス系は7月末から始まる<sup>5)</sup>。本試験の花芽分化率には処理間に差異がなかったが、花芽形成期にはすでに水分処理が終了しており、処理の影響が現われなかったものと考えられる。

新しょう伸長は乾燥処理によって抑制されたが、5月乾燥6月湿潤区にみられるように、5月の乾燥によって生育が抑制されても6月の湿潤処理によって回復した。これに対して5月湿潤6月乾燥区は5~6月乾燥区と同程度の生育量にすぎず、5月乾燥に比較して6月乾燥が大きく影響した。この結果は、リンゴの新しょうは5月中旬の満開すぎ頃から生長し始めるが、6月に入ると一層生長力を増し、生長量が最も多くなる時期であることから、当然予想される。

果実の肥大抑制に対しては、収穫果の1果平均重量にみられるように5~6月の乾燥が大きく影響したが、5月乾燥と6月乾燥では後者の影響が著しかった。

果実の大きさは1果当たりの細胞数と細胞の大きさによって決定される。この細胞数が決まる果肉細胞の分裂停止期は品種や気象条件によって異なるようであるが<sup>7)</sup>、我が国では、田村ら<sup>15)</sup>がスパータンで開花後40日前後と推定し、望月ら<sup>9)</sup>は紅玉で、6月10日には細胞分裂は終了期に近いことを認めている。これらから判断すると、本試験の水分処理期間は細胞分裂期に相当し、土壤水分の多少が幼果の細胞分裂に影響したことも当然考えられる。しかし、熊代ら<sup>6)</sup>は土壤水分が高いほど果実の肥大が勝ることを認めているものの、果肉細胞数はpF 3.0を上まわる水分張力で保持した区の果実においても、pF 2.0程度の水分処理区の果実との間に差異を認めていないので、本試験における果実肥大の差は細胞数以外の、細胞自身の肥大と細胞間隙の発達によると考えなければならぬ。

収穫期の果実の大きさは、6月末までの果実の発育量との間に正の相関があるという報告<sup>5)</sup>があるように、本試験の場合、5～6月の水分処理による幼果期の果実の大小が、そのまま収穫期の大きさを決定づけたものと考えられ、図-3の果実の発育経過は、そのことを良く示している。

なお、1981年の1果平均重量が1982年に比べて各処理ともかなり劣ったが、この理由としては、1981年の場合樹勢から判断して幾分着果過多の傾向にあったことも挙げられるが、開花期の不順天候による落花期の遅れ、幼果発育期の低温など気象条件による影響が大きいようで、青森県全体の10月1日の調査においても、デリシャス系品種の果実の大きさは平年比81.6%(体積比)であった。

果実品質に関しては、可溶性固形物含量は5～6月湿潤区が他の乾燥処理区に比べて高かった。

収穫期における可溶性固形物含量は成熟に伴って増加する。5～6月湿潤区はヨードでん粉反応指数が低く、果心内のエチレン濃度が高い傾向にあり、他の乾燥処理区に比べて熟期が早かったものと判断される。Powell<sup>13)</sup>もヨードでん粉反応によって熟度判定を行い、春季の乾燥処理によって熟期が遅れるという、本試験と一致した成績を得ている。

果樹の葉の水ポテンシャルは、これまでの成績<sup>3,9)</sup>によると、日の出前が最も高く、その後次第に低下して正午頃に最低値を示し、その後は上昇し始め、日没頃には日の出前の値に近づくとされている。そこで本試験では日の出前の測定を $\psi_{max}$ 、正午頃を $\psi_{min}$ として、土壤水分が樹体の水ストレスに及ぼす影響を検討したところ、土壤の吸引圧を良く反映して、測定時に乾燥処理を受けていた樹の $\psi$ は、湿潤処理のものに比べてより低いポテンシャルを示していた。

処理区間の $\psi$ の差異は日変化からみると、1～2 bar と

少ないものであったが、Drake ら<sup>2)</sup>はゴールデンデリシャスの果実品質についてトリクルかん水とスプリンクラーかん水の影響を検討し、1～2 bar の差が大きな意味を持つことを示唆している。

$\psi$ と土壤の吸引圧との関係では、 $\psi_{min}$  の場合は明確でなかった。これは、日中の $\psi$ は町田ら<sup>9)</sup>も指摘するように、日射量や風速の変化など、気象要因による影響が現われたものと考えられる。しかし、日の出前の $\psi_{max}$ は土壤の吸引圧との間に強い相関係が認められ、その中でも浸透吸引圧をも付加した全吸引圧との間には、より高い相関係数が得られ、樹体の水ストレスに及ぼす土壤の吸引圧として、毛管吸引圧以外に、土壤溶液自体の浸透圧の重要性が指摘できる。

テンシオメーターによる土壤水分の測定が根のごく近くの水分を的確にとらえているかという論議もあり、水分張力から単純に樹の水ストレスを推定するのは問題がある場合もあるが、本試験では、前述したように、土壤の水分張力と $\psi_{max}$ との間には有意な相関が得られている。 $\psi$ の測定は1981年6月28日1回限りであったが、水分張力から推定すると、5～6月の処理期間中、湿潤処理を受けている樹は $\psi_{max}$ で-2 bar 前後、乾燥処理樹は-4 bar 程度の水ポテンシャルを呈していたものと考えられる。

作物根の水分吸収を阻害する土壤の吸引圧として、毛管吸引圧以外に浸透吸引圧があるが、土壤溶液の浸透圧は施肥による塩類濃度によって大きく影響される<sup>11,14)</sup>。本試験では4月から6月の3か月間、毎月中旬に施肥しており、施肥後の経過日数によって塩類濃度が当然変化していると考えられる。従って、この点については6月28日1回限りの測定だけで処理期間の浸透吸引圧を推定することは困難である。しかし、鈴木ら<sup>14)</sup>は温州ミカン幼樹の試験結果から、樹体の生育量や果実品質に対して、夏季の水分吸引力(毛管吸引圧)は0.5 bar 以下、浸透吸引力は2.0 bar 以下、全吸引力は2.5 bar 以下にあることが望ましいとしていることから判断すると、6月28日の5～6月湿潤区は、この条件を満たしていたとも解釈できよう。

以上のように、本試験結果では、春季、それも6月の土壤水分の減少が生育を緩慢にするともに果実肥大を抑制し、ひいては樹勢衰弱を招く可能性も考えられた。

長谷部<sup>4)</sup>によると、青森県地方は水収支からみて、5月から高い不足水量を示すことを報告しているが、青森県リンゴ園土壌の性状をみると、沖積土の川原地帯や表土の浅い火山灰地帯、それに傾斜地は、有効土層が浅く、保水性に乏しいので、常に干ばつの危険にさらされている。従って、これらの地帯では、春季の水分管理にも十分な配慮が必要である。

V 摘 要

大型コンクリートポット (直径 85 cm, 深さ 68 cm, 地表下 0~30 cm は黒ボク土, それ以下は砂れき土) に栽植した M 26 台スターキングデリシャス (1980年4月4年生樹栽植) を供試して, 1981年と1982年の2か年, 春季の土壤水分がリンゴ樹に及ぼす影響を検討した。

処理区は1981年が5~6月湿潤, 5月乾燥6月湿潤, 5~6月乾燥の3処理区, 1982年にはこれらに5月湿潤6月乾燥を追加して4処理区とした。水分処理の方法は, ビニールシートでポットへの降雨の浸入を避け, 深さ 20 cm に埋設したテンシオメーターを毎朝9時に観測し, 湿潤処理は pF 1.5~1.8, 乾燥処理は pF 2.7~2.8 になるよう適宜かん水した。

結果は以下に記すとおりである。

1) 春季の土壤水分が結実率や花芽分化率に及ぼす影響は明らかでなかったが, 早期落果率は5~6月乾燥区で明らかに高かった。また, 6月乾燥処理も落果率を高める傾向があった。

2) 樹体の生育量や果実肥大は5~6月乾燥区が最も劣った。また, 5月乾燥と6月乾燥では後者の影響が大きかった。果実の発育は5~6月の処理期間終了後, pF 2.3~2.5 に水分張力を保持しても, 幼果期の果実の大小の差は縮小せず, 生育初期の影響が収穫期まで及んだ。

3) 収穫果の可溶性固形物含量は5~6月湿潤区に比べて, それ以外の乾燥処理区で低かったが, これはヨードでん粉反応や果心内エチレン濃度から推察して, 熟期の遅れによるものと判断した。

4) 1981年6月28日に測定した  $\phi_{max}$  は測定時に湿潤状態にあった樹では -2.1~-2.5 bar であったのに対し, 乾燥処理では -4.2 bar であった。

5) 土壤の吸引圧と  $\phi$  との関係では,  $\phi_{min}$  の場合, 気象要因による影響が大きいため, 土壤吸引圧との関係

は明確でなかったが,  $\phi_{max}$  とは毛管吸引圧, 浸透吸引圧および全吸引圧とも有意な相関係数があり, 全吸引圧の場合は, 毛管吸引圧, 浸透吸引圧に比べて, より高い相関係数 ( $r = -0.962^{***}$ ) が得られた。

引用文献

- 1) 土壤養分測定法委員会編: 土壤養分分析法, 養賢堂 (1970)
- 2) Drake, S.R., E.L. Proebsting, Jr., M.O. Mahan, and J.B. Thompson: J. Amer. Soc. Hort. Sci., 106, 255~258 (1981)
- 3) Goode, J.E., and K.H. Higgs: J. Hort. Sci., 48, 203~215 (1973)
- 4) 長谷部次郎: 農土誌41, 499~504 (1973)
- 5) 木村甚弥編: りんご栽培全編, 養賢堂 (1964)
- 6) 熊代克己・建石繁明: 園学雑, 36, 9~20 (1967)
- 7) Landsberg, J.J., and H.G. Jones: Apple orchards. In "water deficits and plant growth, vol VI" Ed. Kozlowski, T.T., Academic Press. (1981)
- 8) 町田裕・間学谷徹: 園学雑, 43, 7~14 (1974)
- 9) 望月武雄・花田慧: 弘大農報, 6, 43~56 (1960)
- 10) 成田春蔵・岩谷 齊・加藤 正・桜田 哲・相馬盛雄: 園芸学会東北支部昭和57年度大会研究発表要旨 (1982)
- 11) 大城 晃: 土壤の物理性, 38, 2~8 (1978)
- 12) Powell, D.B.B.: J. Hort. Sci., 49, 257~272 (1974)
- 13) Powell, D.B.B.: J. Hort. Sci., 51, 75~90 (1976)
- 14) 鈴木鉄男・金子 衛: 園学雑, 39, 99~106 (1970)
- 15) 田村 勉・福井博一・今河 茂・三野義雄: 園学雑, 50, 287~305 (1981)
- 16) 東北地域技術連絡会議事務局・果樹試験場盛岡支場 編集: 昭和57年度寒冷地果樹に関する試験研究推進会議資料, 第1分科会 (栽培), (1982) (1983. 9. 1 受理)

Summary

This study was carried out for a period of two years from 1981 to 1982 to determine the effects of spring soil moisture on the growth of apple trees. Cultivar used in the experiment was six to seven years old Starking Delicious which had been grafted on M 26 root stock. Trees were grown individually in large-sized pots.

The experiment was conducted according to the following design:

Code of Treatment	Month of Treatment	
	May	June
A	Wet	Wet
B	Wet	Dry
C	Dry	Wet
D	Dry	Dry

In this experiment however, treatment B was omitted in 1981. Soil moisture was maintained at a pF of about 1.8 and 2.8 in the wet and dry treatment, respectively, by watering and intercepting rainfall with a vinyl film.

The results obtained are as follows;

1. The treatments did not exert a significant effect on fruit-set and flower bud formation in the next spring. The percentage of fruit drop in the early stage of the growing period was the highest in treatment D followed by treatment B.

2. Tree growth rate and fruit size were the lowest in treatment D followed by treatment B. These findings suggest that the trees are more sensitive to the dry conditions of June than to those of May. The difference in fruit size thus observed in the early stage of development persisted until harvesting time, even when the trees were kept under suitable conditions with a pF ranging from 2.3 to 2.5 subsequently.

3. In the harvested fruits, soluble solid content was the highest in treatment A. Judging from the iodostarch reaction and concentration of ethylene in the core, it was considered that dry soil conditions inhibited the process of ripening in treatment B, C and D.

4. Soil moisture was reflected in the maximum leaf water potential. Thus, the potential value ranged from  $-2.1$  to  $-2.5$  bar in the wet-treatment while it amounted to  $-4.2$  bar in the dry-treatment. The potential value was well correlated with the suction values in the soil solution, especially with the total suction value.

5. Minimum leaf water potential did not correlate well with soil moisture, presumably due to the fact that in the day time the effect of soil moisture was offset by other environmental factors acting upon the water status of apple trees.



# 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\*\*

Unsaturated hydraulic conductivity of the Kuroboku soil and its measurement

Masaharu KURODA\* and Tadashi KUNIEDA\*\*

\*Faculty of Agriculture, Kyushu University

\*\*Ministry of Agriculture, Forestry & Fisheries

## I はしがき

土壤中において、降水、蒸発あるいは作物根による吸水などによって生ずる水分移動は、不飽和状態で行なわれることが多い。

ここでは、クロボク土（有機質土）を対象に、土壤水分の動態解析に不可欠な不飽和透水係数の測定を論ずることとする。

土壤の不飽和透水係数の測定法は、大別して定常法と非定常法に分類される。

定常法は、Darcy 法則を不飽和かつ定常条件のもとで適用することによって、測定を行なう方法であり、吸引法と加圧法とがある。これらの方法で、不飽和透水係数と土壤水分量との関係を求めるためには、種々の土壤水分量に関する数多くの測定を必要とする。

これに対し、非定常法では、Richard 型の土壤水分動態に関する基礎方程式を、簡単な境界条件のもとで解くと同時に、この境界条件を満足する実験装置で測定を行なうことによって、不飽和透水係数を、ある土壤水分の変域に関して求めることができる。

本報告では、以下に述べる理由から、非定常法として、Bruce and Klute<sup>1)</sup>の方法および Dirksen<sup>2)</sup>の方法に着目し検討を試みた。

Bruce and Klute の方法は、簡単な境界条件のもとで厳密解を用いて計算を行なう方法であり、土壤水分の広い領域にわたり、適用が可能である。しかし、実験装置の制約から乱さない現地土壤を対象とした測定が困難である。

これに対し、Dirksen の方法は、土壤水分拡散係数の算定に Crank<sup>2)</sup>の重み付き平均拡散係数を導入して解かれている。測定領域は、Bruce and Klute の方法に比べて狭くなる。しかし、この方法は、乱さない現地土壤を対象とした測定が可能である。

クロボク土は有機質含量が多く、団粒構造となっている。したがって、不飽和透水係数の測定に際して、浸潤した水の団粒内への再配分、あるいは脱水される水分の時間遅れなどが問題となる。また、水分特性にヒステリシスが存在するので、初期含水率の大小によって、不飽和透水係数の測定結果が左右されることが予想される。これらの点についても IV 章で検討を行なった。

吸湿過程および脱水過程のそれぞれに対し、Bruce and Klute の方法および Dirksen の方法を適用して、不飽和透水係数の測定を行ない、それぞれの測定に関する考察を試みた。

## II 試料土の物理性

試料土は阿蘇火山に起因するクロボク土であり、採取地点は大分県野津地区の畑地の作土層である。

試料土の乾燥密度  $\gamma_d$ ; 0.696 (g/cm<sup>3</sup>), 飽和含水率  $\theta_s$ ; 0.750 (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>), 飽和透水係数  $K_{s(25^\circ\text{C})}$ ;  $1.30 \times 10^{-2}$  cm/sec, 全炭素含量  $T_c$ ; 4.89%, 腐植含量  $H_c$ ; 8.43% であった。

団粒分析の結果は、Fig. 1 に示すとおりであり、団粒化度は 63.3% である。

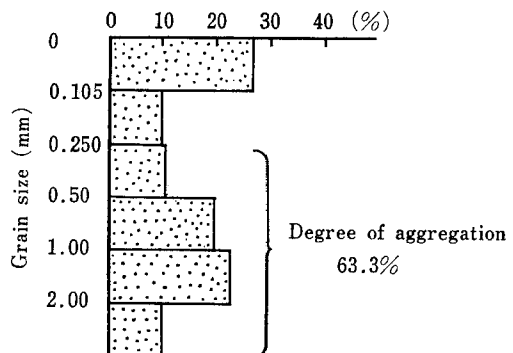


Fig. 1 Result of analysis of water-stable aggregates for Kuroboku soil.

\* 九州大学農学部

\*\* 農林水産省濃尾用水第二期農業水利事業所

水分特性を Fig. 2 に示す。脱水過程の水分特性は、飽和から pF 2.2 までを吸引法、pF 2.0 から pF 4.2 までの範囲を遠心法、それ以上の pF 値に関しては、蒸気圧法で求めた。

また、吸湿過程については、pF 4.0 以上を蒸気圧法、pF 2.2 以下を吸引法で測定した

Fig. 2 から明らかなように、水分特性曲線のヒステリシスは、それほど顕著ではなかった。

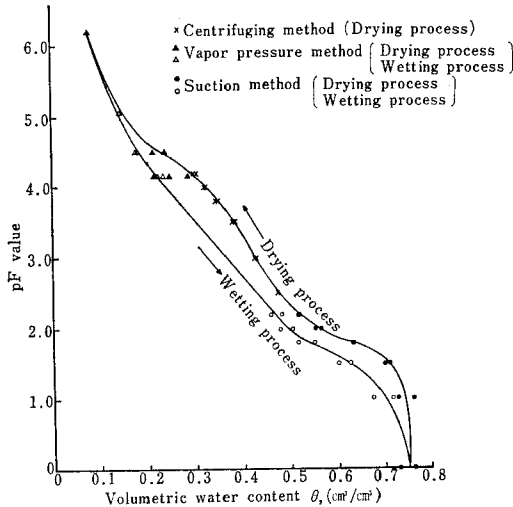


Fig. 2 Soil water characteristic curves.

III 流れの基礎方程式

土壌中における水分の水平一次元流れ、および重力項が無視できる場合の鉛直一次元流れの基礎方程式は、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad \dots\dots(1)$$

で与えられる。

ここで、 $\theta$ ；土壌の容積含水率 ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )、 $D(\theta)$ ；土壌の水分拡散係数 ( $\text{cm}^2/\text{sec}$ ) である。

また、 $D(\theta)$  と不飽和透水係数  $K(\theta)$  とは、(2)式で関係づけられる。

$$D(\theta) \equiv K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 $\psi$ ；マトリック・ポテンシアル (cm) である。

IV Bruce and Klute の方法

この方法は1956年に R.R. Bruce and A. Klute<sup>1)</sup> によって発表されたものである。

流れの基礎方程式である(2)式に Boltzmann 変換 ( $\lambda = xt^{-1/2}$ ) を行なえば、つぎの常微分方程式が得られる。

$$-\frac{\lambda}{2} \frac{d\theta}{d\lambda} = \frac{d}{d\lambda} \left[ D(\theta) \frac{d\theta}{d\lambda} \right] \quad \dots\dots(3)$$

(3)式を吸湿過程あるいは脱水過程のそれぞれに応じた境界条件のもとで解けば、 $D(\theta)$  を求めることができる。

1. 吸湿過程

(1) 実験方法

① Fig. 3 に示すアクリル円筒製のリングを適当な長さ連結する。② 風乾した土壌試料を所要の乾燥密度で均一に充填する。③ 試料円筒を水平に静置し、マリョット装置から給水する。④ 浸潤前線が試料円筒の下流端に到達する以前の任意の吸水経過時間  $t=t_1(\text{sec})$  に給水を停止し、リングを手早く切り離し、各位置  $x$  における土壌の容積含水率  $\theta_x$  を炉乾法によって測定する。⑤ 測定で得られた  $\theta_x$  と  $x$  との関係を図. 4 の模式図に示すようにプロットする。

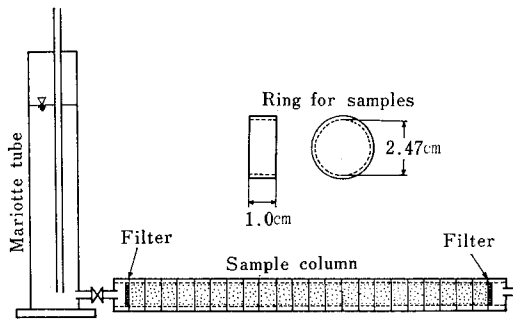


Fig. 3 Apparatus for Bruce and Klute method. (absorption).

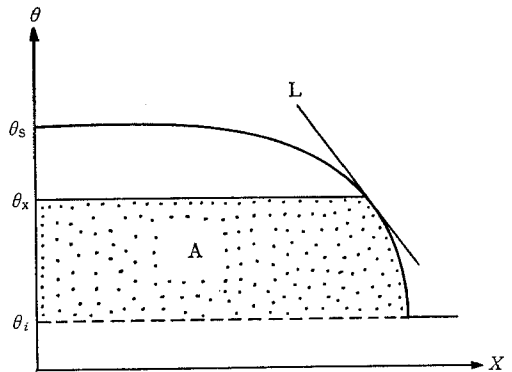


Fig. 4 Water content profile of column. (absorption).

(2) 境界条件と解

Fig. 3 に示す装置を用いた場合の初期条件および境界条件は、

$$\left. \begin{aligned} \lambda = \infty \text{ (ie, } t = 0 \text{)}; \theta = \theta_i \\ \lambda = 0 \text{ (ie, } x = 0 \text{)}; \theta = \theta_s \\ \lambda = \infty \text{ (ie, } x = \infty \text{)}; (d\theta/d\lambda)_{\theta_i} = 0 \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots(4)$$

ここで、 $\theta_i$  は試料土壌の初期容積含水率であり、 $\theta_s$  は飽和容積含水率である。

(3)式を  $\theta_i$  から  $\theta_s$  まで積分し、(4)式の3番目の条件を

用いると、

$$D(\theta_x) = -\frac{1}{2} \left( \frac{d\lambda}{d\theta} \right)_{\theta_x} \int_{\theta_1}^{\theta_x} \lambda d\theta \quad \dots\dots(5)$$

任意の時刻  $t=t_1$  に関しては、

$$D(\theta_x) = -\frac{1}{2t_1} \left( \frac{dx}{d\theta} \right)_{\theta_x} \int_{\theta_1}^{\theta_x} x d\theta \quad \dots\dots(6)$$

となる。(6)式の右辺の積分は Fig. 4 の A の部分の面積で与えられ、 $(dx/d\theta)_{\theta_x}$  は接線 L のコウ配の逆数で与えられる。

(6)式で得られた  $D(\theta)$  を用いて(2)式から  $K(\theta)$  を求めることができる。

(3) 測定結果と考察

①浸潤時間の長短が  $D(\theta)$ ,  $K(\theta)$  に及ぼす影響

クロボク土は Fig. 1 に示したように、団粒化が進んでいるので、Bruce and Klute の方法を適用するに際し、(6)式の実験継続時間(浸潤継続時間)  $t_1$  の長短によって、団粒内で水の再配分が生ずる可能性を有している。したがって、この現象が  $D(\theta)$  および  $K(\theta)$  に影響を与える程度を確認しておくことが必要である。このような観点から、浸潤継続時間を種々に変えて実験を試みた。

なお、実験に用いた風乾試料の初期含水率  $\theta_1$  は pF 5.0 相当の水分量であり、浸潤継続時間  $t_1=1800$  秒、

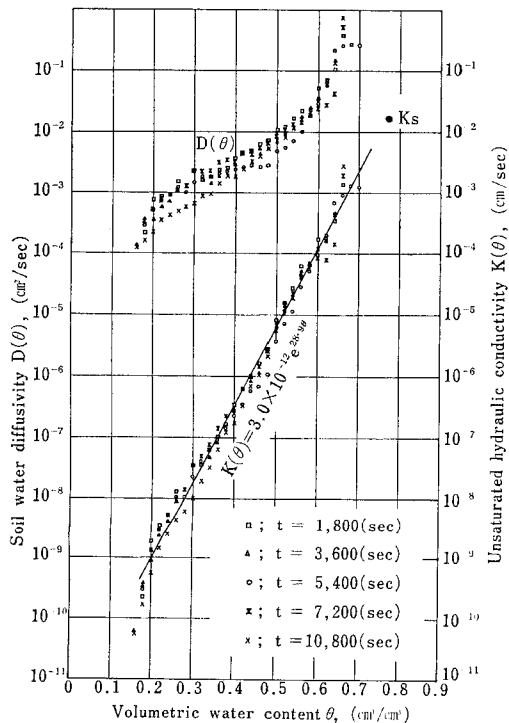


Fig. 5 Values of  $D(\theta)$ ,  $K(\theta)$  versus  $\theta$  for each processing time of infiltrations. (Bruce and Klute method, absorption, Kuroboku soil).

3600秒、5400秒、7200秒および10800秒の5例について実験を試みた。

結果を Fig. 5 に示す。これによれば、 $D(\theta)$  は片対数紙上で若干、下に凸の曲線となる。また、浸潤継続時間が大きな実験結果ほど、 $D(\theta)$  が小さく求まる傾向が認められる。このことは、土壤の団粒内に水が再配分されることによる影響の可能性を示唆するものである。

これに対し、(2)式を用いて  $D(\theta)$  を  $K(\theta)$  に変換した場合、水分特性曲線のコウ配  $d\theta/d\psi$  の値が卓越しているために、測定に際しての浸潤継続時間の長短による  $K(\theta)$  の相違は殆んど認められなくなる。したがって、実用上では、 $K(\theta)$  の測定に際して、浸潤継続時間を任意に選択してよいことになる。

②試料の初期含水比が  $D(\theta)$ ,  $K(\theta)$  に及ぼす影響

測定時の浸潤継続時間を一定にして、初期含水率  $\theta_1$  が種々に異なる場合の  $D(\theta)$  および  $K(\theta)$  の測定を試みた。結果を Fig. 6 に示す。これによれば、 $\theta_1$  が大きいほど、 $D(\theta)$  が小さく求まる傾向が認められる。しかし、①と同様に、 $K(\theta)$  に変換すると  $\theta_1$  の相違による影響は小さくなる。

このことは、Bruce and Klute の方法による不飽和透

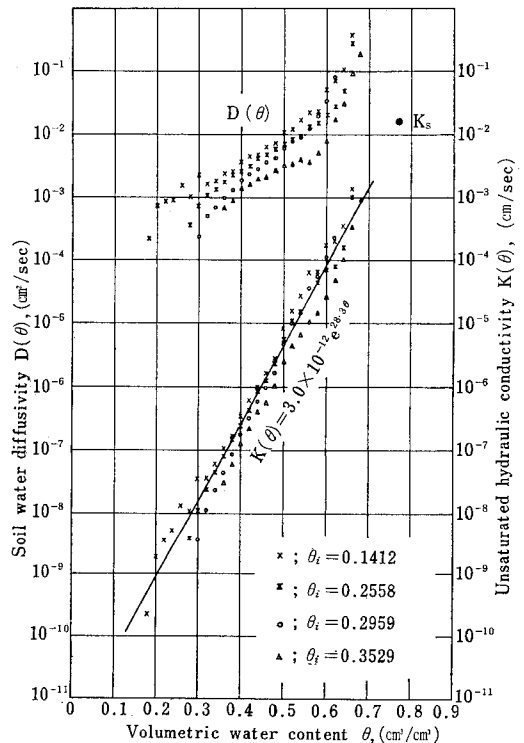


Fig. 6 Values of  $D(\theta)$ ,  $K(\theta)$  versus  $\theta$  at four different initial moisture contents  $\theta_1$ . (Bruce and Klute method, absorption, Kuroboku soil).

水係数の測定には、初期含水率を任意に設定できることを意味している。したがって、強く乾燥した場合、物理性が変化するような土壌に関しても適用可能な方法と云えよう。

③吸湿過程において Bruce and Klute の方法による  $D(\theta)$ ,  $K(\theta)$  の測定可能水分域は、 $\theta=0.16$  (pF 4.5 相当水分量) から飽和水分量までの水分域となった。

2. 脱水過程

脱水過程における土壌水分拡散係数および不飽和透水係数の測定に際しては、土壌試料にサクシオンをかける方法として、蒸発脱水法を用いた。なお、この方法については、一部、Rose<sup>5)</sup> によっても検討が試みられている。

(1) 実験方法

①アクリル円筒製のリングを適当な長さ連結し、風乾した土壌試料を均一に充填する。②試料円筒の一端から他端まで、十分に水を浸潤させる。③その後、試料円筒の一端にメンブラン・フィルタを付けて吸引するか、または、一端にファンをかけて水分を蒸発させて、所望の  $\theta_i$  になるまで過剰な水分を土壌から取り除く。④試料円筒を湿潤箱に静置し、土壌試料内の水分分布が均一になるまで数日間、養生する。⑤このようにして得られた  $\theta_i$  の均質な試料を、Fig. 7 に示すデシケータ内に静置し、一端からファンで水分を蒸発脱水させる。他端は、蒸発を生じないように小孔をもったフタで封じておく。デシケータには、 $MgCl_2 \cdot 6H_2O$  (塩化マグネシウム) の飽和溶液を入れておく。このようにすれば、試料の蒸発面の pF 値は 6.2 に維持できる。⑥土壌試料内の蒸発による水分低下が、他端に及ぶ以前の任意の蒸発脱水経過時間  $t=t_1$  (sec) に、試料をデシケータから取り出す。手早くリングを切り離し、各位置  $x$  における  $\theta_x$  を炉乾法によって測定する。⑦測定で得られた  $\theta_x$  と  $x$  の関係を模式図 (Fig. 8) に示すようにプロットする。

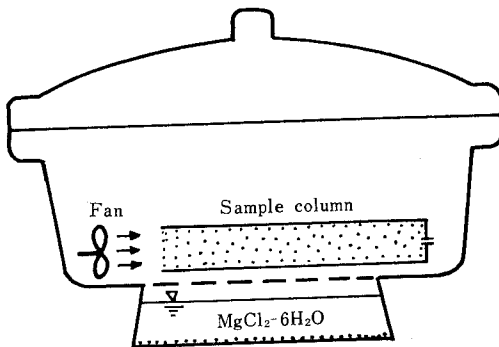


Fig. 7 Apparatus for Bruce and Klute method (desorption).

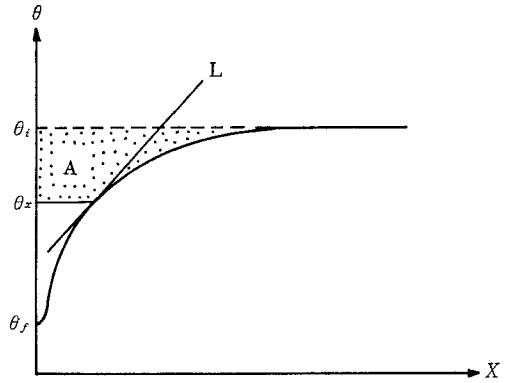


Fig. 8 Water content profile of column. (desorption).

Fig. 7 の装置を用いた場合の初期条件および境界条件は、

$$\left. \begin{aligned} \lambda &= \infty \text{ (ie, } t = 0 \text{)}; \theta = \theta_i \\ \lambda &= 0 \text{ (ie, } x = 0 \text{)}; \theta = \theta_f \\ \lambda &= \infty \text{ (ie, } x = \infty \text{)}; (d\theta/d\lambda)_{\theta_i} = 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots(7)$$

となる。ここで  $\theta_i$  は試料土の初期容積含水率である。 $\theta_f$  は蒸発面における土壌の容積含水率であり、本実験では、デシケータに  $MgCl_2 \cdot 6H_2O$  の飽和溶液を封入しているため、実験供試土の pF 6.2 相当水分量、すなわち  $\theta_f = 0.077$  である。

(7)式の条件のもとで、任意の時刻  $t=t_1$  に関して、(3)式を解けば、

$$D(\theta_x) = -\frac{1}{2t_1} \left( -\frac{dx}{d\theta} \right)_{\theta_x} \int_{\theta_i}^{\theta_x} x d\theta \dots\dots(8)$$

を得る。すなわち、脱水過程の解の形は吸湿過程の場合の解(6)式と、まったく同じ形となる。

ただし、脱水過程の場合には  $\theta_i > \theta_f$  であるので、(8)式中の積分

$$\int_{\theta_i}^{\theta_x} x d\theta$$

は Fig. 8 の A の部分となり、積分の値は負となる。また、Fig. 8 から明らかなように

$$dx/d\theta > 0$$

である。

(3) 測定結果と考察

① $\theta_i = 0.40$  前後の実験試料を用いて、実験継続時間  $t_1 = 2.69 \times 10^5$  sec,  $2.72 \times 10^5$  sec および  $3.32 \times 10^5$  sec の3例について実験を行なった。結果を Fig. 9 に示す。これによれば、実験継続時間の長短に拘らず、測定結果は互いに一致した。

②Fig. 9 から明らかなように、脱水過程の  $D(\theta)$  および  $K(\theta)$  の測定可能水分域は、 $\theta = 0.40 \sim 0.08$  (pF 値

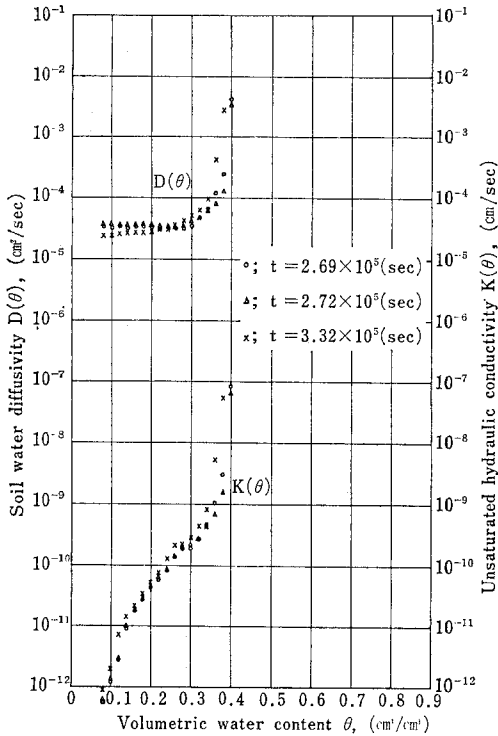


Fig. 9 Values of  $D(\theta)$ ,  $K(\theta)$  versus  $\theta$  for each processing time of infiltrations. (Bruce and Klute method, desorption, Kuroboku soil).

で3.2~6.2)の範囲となった。これよりも水分量が多い領域では、実験試料の一端における水分蒸発の進行にともない、その影響が試料の他端に出現し、実験中に条件式(7)の3番目の条件が満足できなくなった。

したがって、この測定方法は土壌中の水分量が毛管連絡切断点 (pF 3.0) よりも少ない水分域において、適用可能な方法と云えよう。

③Fig. 5 と Fig. 9 を比べれば明らかなように、本実験に用いたクロボク土では、吸湿過程と脱水過程の間で、 $D(\theta)$  および  $K(\theta)$  のそれぞれに顕著なヒステリシスが認められる。なお、同じ水分量  $\theta$  に対する  $D(\theta)$  および  $K(\theta)$  の値は、吸湿過程のほうが脱水過程に比べて大きくなった。

④吸湿過程の測定に比べて、脱水過程の測定には100倍程度の時間を要することとなった。

### V Dirksen の方法

この方法は1975年に Dirksen<sup>3)</sup> によって提唱された、土壌水分拡散係数および不飽和透水係数の測定法である。Dirksen の方法の特徴は、Crank の拡散係数と重み付き平均拡散係数  $D^*$  との関係を導入し、基礎方程式を

線型化することによって、解析的な取り扱いを容易にしている。

Dirksen<sup>3)</sup> の原論文はかなり難解な点を含んでいるので、ここでは、Philip<sup>4)</sup> および Crank<sup>2)</sup> の論文を引用しながら、Dirksen の方法の再構成を試みる。

#### 1. 理論展開

基礎方程式(1)を

$$\left. \begin{aligned} t=0, x > 0; \theta = \theta_i \\ t \geq 0, x = 0; \theta = \theta_f \\ t \geq 0, x > \infty; \theta = \theta_i \end{aligned} \right\} \dots\dots(9)$$

の条件のもとで解く。

$$\lambda = xt^{-\frac{1}{2}} \dots\dots(10)$$

として(1)式を変換すれば

$$-\frac{\lambda}{2} \frac{d\theta}{d\lambda} = \frac{d}{d\lambda} \left( D \frac{d\theta}{d\lambda} \right) \dots\dots(11)$$

なお条件式(9)式は

$$\left. \begin{aligned} \lambda = 0; \theta = \theta_f \\ \lambda = \infty; \theta = \theta_i \end{aligned} \right\} \dots\dots(12)$$

となる。

Philip<sup>4)</sup> によれば、土壌試料の単位断面積当りの積算浸入量  $i$  (cm) を

$$i = \int_{\theta_i}^{\theta_f} x d\theta \dots\dots(13)$$

と定義する。

また一方、 $x$  と  $\lambda$  との間には(10)式の関係があるので、

$$i = t^{\frac{1}{2}} \int_{\theta_i}^{\theta_f} \lambda d\theta \dots\dots(14)$$

ここで

$$S \equiv \int_{\theta_i}^{\theta_f} \lambda d\theta$$

として、sorpitivity  $S$  を定義すれば

$$i = t^{\frac{1}{2}} S[\theta_i, \theta_f] \dots\dots(15)$$

となる。

このようにして、Philip<sup>4)</sup> は sorpitivity と積算浸入量との関連づけを行なっている。

さて、ここで実際に計算を進めるためには、 $i$  の関数型を定める必要がある。ここで、 $\theta$  の微小な変域では、(1)式の  $D(\theta) = D^*(\text{const.})$  と仮定すると

$$-\frac{\partial \theta}{\partial t} = D^* \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} \dots\dots(16)$$

を得る。(16)式を条件(9)式のもとで解けば

$$\theta = \theta_i + (\theta_f - \theta_i) \operatorname{erfc} \left[ \frac{x}{2\sqrt{tD^*}} \right] \dots\dots(17)$$

(13)式および(17)式から

$$i = \int_{\theta_i}^{\theta_f} x d\theta = t^{\frac{1}{2}} \int_{\theta_i}^{\theta_f} \lambda d\theta = t^{\frac{1}{2}} \int_0^{\infty} (\theta - \theta_i) d\lambda$$

$$= 2(D^*/\pi)^{\frac{1}{2}} (\theta_f - \theta_i) t^{\frac{1}{2}} \quad \dots\dots(18)$$

このようにして、iの関数型が定まる。

(18式および(19式から

$$D^* = \frac{\pi S^2 [\theta_f, \theta_i]}{4(\theta_f - \theta_i)^2} \quad \dots\dots(19)$$

を得る。

2. 吸湿過程

(1) 解の形

Crank<sup>2)</sup>によれば、吸湿過程では重み付き平均拡散係数  $\bar{D}_r$  を次のように定義する。

$$\bar{D}_r = \frac{1 + \gamma}{(\theta_f - \theta_i)^{1+\gamma}} \int_{\theta_i}^{\theta_f} (\theta - \theta_i)^\gamma D(\theta) d\theta \quad \dots\dots(20)$$

(ただし  $\gamma = 0.67 \approx 2/3$ )

ここで  $D^* = \bar{D}_r$  とすれば、(19式および(20式から、任意の水分  $\theta_f$  に関する  $D(\theta_f)$  は

$$D(\theta_f) = \frac{3\pi}{20} \times \frac{1}{(\theta_f - \theta_i)^{2/3}} \frac{d}{d\theta_f} \left( \frac{S^2 [\theta_f, \theta_i]}{(\theta_f - \theta_i)^{1/3}} \right) \quad \dots\dots(21)$$

で与えられる。

(2) 実験方法

① Fig. 10 に示すマリョット管とビューレットを組み合わせた装置を準備する。

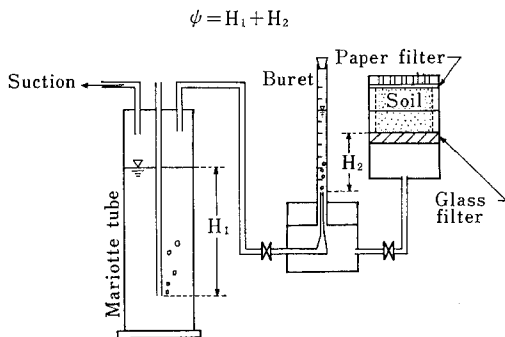


Fig. 10 Apparatus for sorptivity measurements. (absorption).

②マリョット管で  $H_1$  を調節し、フィルターの高さで  $H_2$  を調節し、フィルターにかかるサクシヨンの大きさ  $\psi = H_1 + H_2$  を設定する。

③  $\theta_i$  の土壌試料をフィルターを介して水と接触させる。なお、土壌試料としては、容量 100 cc (直径 50 mm, 高さ 51 mm) の円筒形採土管に詰めたものを用いた。

④ 浸潤経過時間  $t$  (sec) と積算浸入量  $i$  (cm) を測定する。

なお、この  $i$  はビューレットの読みを土壌試料の断面積で除して求める。

⑤ 接触面の容積含水率  $\theta_f$  を求める。

⑥  $\theta_i$  が等しい多くの試料について種々の  $\psi$  を設定して、上記の測定を行なう。

⑦ このようにして得られたデータは、(20式)における  $\theta_i$ ; const.,  $\theta_f$ ; variable の条件を満たしていることになる。

(3) 実験結果と考察

① 実験には II で述べたクロボク土を用いた。

②  $t$  (sec) の平方根と  $i$  (cm) をプロットすれば、Fig. 11 を得る。

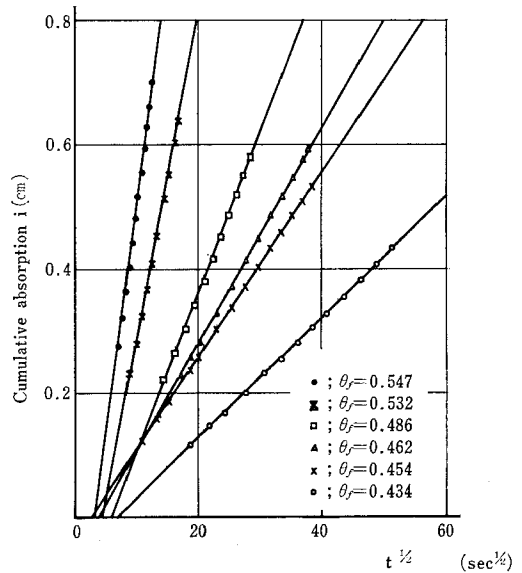


Fig. 11 Cumulative absorption  $i$  versus square root of time  $t^{1/2}$ . (where  $\theta_i = 0.125$ ).

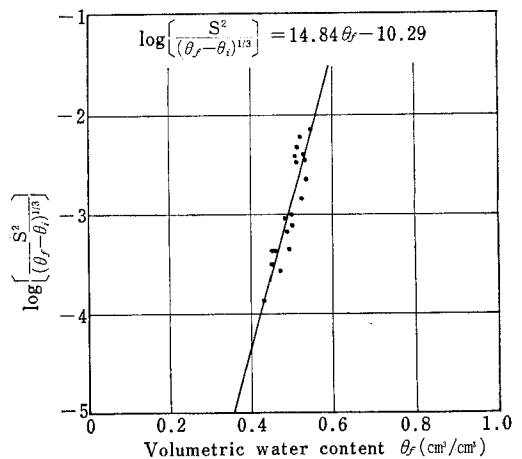


Fig. 12 The relation between sorptivity  $S$  and water content  $\theta_f$  in the case of absorption. (Kuroboku soil).

③(19式から明らかなように、Fig. 11における  $i$  と  $t^{1/2}$  の関係を与える直線のコウ配として、sorptionity  $S[\theta_r, \theta_i]$  が得られる。

④ $\theta_r$  と  $S^2$  との関係を片対数紙上にプロットすると Fig. 12 を得る。最小自乗法で直線近似すると

$$\log \left[ \frac{S^2}{(\theta_r - \theta_i)^{1/3}} \right] = 14.84\theta_r - 10.29 \quad \dots\dots(2)$$

となった。

⑤ここで(2)式の微分は

$$\frac{d}{d\theta_r} \log \left[ \frac{S^2}{(\theta_r - \theta_i)^{1/3}} \right] = \frac{1}{\ln 10} \frac{\frac{d}{d\theta_r} [S^2 / (\theta_r - \theta_i)^{1/3}]}{S^2 / (\theta_r - \theta_i)^{1/3}} = 14.84 \quad \dots\dots(3)$$

であるから

$$\frac{d}{d\theta_r} [S^2 / (\theta_r - \theta_i)^{1/3}] = 14.84 \frac{1}{\log e} \cdot \frac{S^2}{(\theta_r - \theta_i)^{1/3}} \quad \dots\dots(4)$$

(4)式を(2)式に代入して

$$D(\theta_r) = \frac{3 \times 14.84 \pi S^2}{20(\theta_r - \theta_i) \log e} \quad \dots\dots(5)$$

⑥測定で得られた  $\theta_r$  とそれに対応する  $S$  を(5)式に代入して、 $D(\theta_r)$  が得られた。また、この  $D(\theta)$  は(2)式によって  $K(\theta)$  に変換された。結果を Fig. 13 に示す。

⑦ $D(\theta)$  および  $K(\theta)$  の測定可能水分域は  $\theta = 0.43$  から  $0.55$  であった。これは pF 値で  $2.4$  から  $1.7$  の範囲

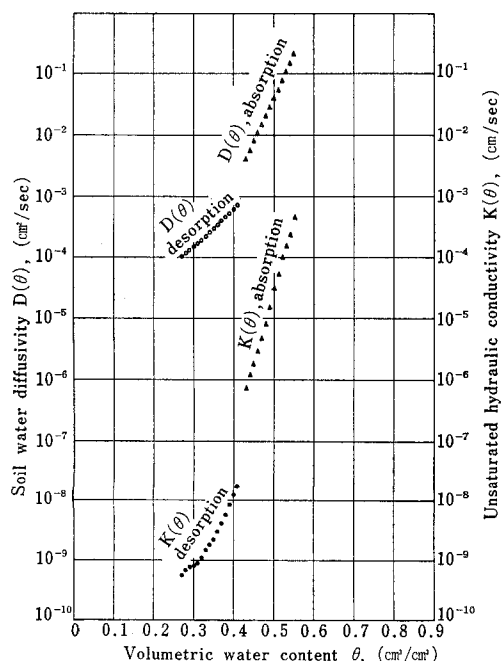


Fig. 13 Values of  $D(\theta)$ ,  $K(\theta)$  versus  $\theta$ . (Dirksen method, absorption and desorption, Kuroboku soil).

の水分量である。このように、測定可能水分域が狭くなったのは、測定に際し、土壌面にサクションを作用させた状態で土壌に水の浸潤を生じさせることが必要であり、この目的で用いるフィルターの制約によるものである。

Dirksen の方法は現地試料（不カク乱試料）を直接測定できる利点はあるけれども、Bruce and Klute の方法に比べて、測定範囲が著しく狭くなる。

### 3. 脱水過程

#### (1) 解の形

Crank<sup>2)</sup> によれば、脱水過程の重み付き平均拡散係数  $\bar{D}$  は

$$\bar{D}_r = \frac{1+\gamma}{(\theta_i - \theta_r)^{1+\gamma}} \int_{\theta_r}^{\theta_i} (\theta - \theta_r) r D(\theta) d\theta \quad \dots\dots(6)$$

で与えられる。ここで  $\gamma = 0.85$  である。

ここで  $D^* = \bar{D}_r$  とすれば、(19式および(6)式から、任意の  $\theta_i$  に関する  $D(\theta_i)$  は

$$D(\theta_i) = \frac{\pi}{4} \frac{1}{1+\gamma} \frac{1}{(\theta_i - \theta_r)^\gamma} \frac{d}{d\theta_i} \left[ \frac{S^2(\theta_i, \theta_r)}{(\theta_i - \theta_r)^{1-\gamma}} \right] \quad \dots\dots(7)$$

で与えられる。

なお、実験は脱水過程であるから、ここで定義されている  $S[\theta_i, \theta_r]$  は負の値をとる。つまり、負の sorptivity を得ることは desorptivity を得ることを意味する。

#### (2) 実験方法

実験は(9)式の条件のもとで、蒸発脱水法によって行なった。

①恒温、恒湿の条件のもとで、Fig. 14 に示す容積100 cc (直径 50 mm, 高さ 51 mm) の円筒形採土管の下端を小孔を有するフタで閉じ、上端を大気に開放した初期含水率が等しい数個の土壌試料の上端から水分を蒸発させる。

②任意の時間  $t$ (sec) が経過するごとに、土壌試料を1個ずつ取り出し、重量法によって試料から失われた水分  $i$ (cm) と、表面(蒸発面)の容積含水率  $\theta_r$  を測定する。このとき、Fig. 14 に示す土壌試料の底面の容積含水率の測定も併せて行ない、底面の容積含水率が初期値から変化していないことを確認しておく。これは、(9)式の第3番目の条件を満足しているか否かの確認のためである。

③ $t$ (sec) の平方根と  $i$ (cm) とをプロットし、直線関係となっていることを確認する。この場合、実験は脱水過程で行なっているので、 $i$  は負の値をとる。つまり土壌試料から水が浸出していることを示す。したがって、 $i$  と  $t^{1/2}$  の関係を示す直線のコウ配として与えられる  $S$  は負の値をとる。

④上記の測定を、 $\theta_i$  が異なる数グループの土壌試料につ

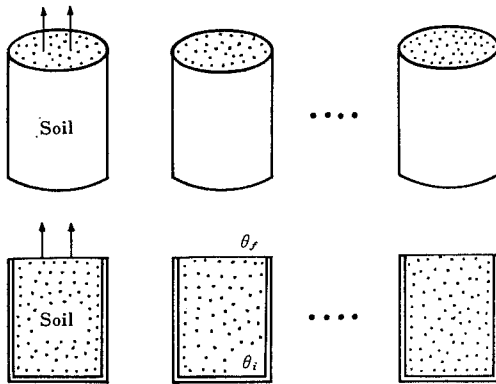


Fig. 14 Apparatus for sorptivity measurements. (desorption).

いて繰り返す。

⑤このようにして得られた任意の  $\theta_i$  と  $S^2$  との関係を用いて、(7)式の  $D(\theta_i)$  を求める。この場合、(7)式において  $\theta_i$ ; const.,  $\theta_i$ ; variable として計算を進めることになる。

### (3) 実験結果と考察

①土壌試料として II で述べたクロボク土を用いた。前述の測定方法で得られた  $S^2$  と  $\theta_i$  との関係は

$$\log \left[ \frac{S^2}{(\theta_i - \theta_r)^{0.15}} \right] = 7.83\theta_i - 7.67 \quad \dots\dots(28)$$

となった。

したがって、前節(吸湿過程)の場合と同様な方法によって

$$D(\theta_i) = \frac{7.83\pi}{4(1+0.85)\log e} \cdot \frac{S^2}{(\theta_i - \theta_r)} \quad \dots\dots(29)$$

測定で得られた  $\theta_i$  とそれに対応する  $S$  を(29)式に代入して、 $D(\theta_i)$  が得られた。また、(2)式を用いて  $D(\theta)$  は  $K(\theta)$  に変換された。結果を Fig. 13 に示す。

②クロボク土の脱水過程を対象とした、この方法による  $D(\theta)$ ,  $K(\theta)$  の測定可能水分域は  $\theta=0.41\sim0.27$  の範囲であり、pF 値では  $3.1\sim4.2$  の範囲に相当する。

③これ以上に水分量が多い範囲 (pF 値が小さい範囲) では、Fig. 14 に示す試料の試料表面からの蒸発の進行にともない、試料底面の境界条件、すなわち、(9)式の第3番目の条件が維持できなくなり、測定不能となる。したがって、この方法では、かなり土壌が乾燥した範囲における  $D(\theta)$  および  $K(\theta)$  の測定が可能となる。

## VI まとめ

クロボク土(有機質土)を対象に非定常法による不飽和透水係数の測定を試み、その測定上の問題点について論じた。

### 1. Bruce and Klute の方法による測定

①吸湿過程における不飽和透水係数の測定は浸潤法に

よって行なった。その結果、測定可能水分域は pF 4.5 から飽和までの水分域であり、この方法はかなり広範囲の水分域で適用できることが明らかとなった。

測定に際しての浸潤継続時間の長短ならびに試料土の初期容積水分率の相違は、土壌水分拡散係数の測定結果に若干の影響を与えるが、不飽和透水係数の測定結果には、ほとんど影響を与えなかった。したがって、不飽和透水係数の測定に関しては、(4)式の第3番目の条件を満足する範囲であれば、任意の浸潤継続時間で測定を行なうことができる。また、上述のように、土壌水分の初期値も任意に選べる。

②脱水過程の不飽和透水係数の測定は、蒸発脱水法によって行なった。測定可能水分域は pF 3.2~pF 6.2 の水分域であり、かなり乾燥した水分域の不飽和透水係数が測定された。これよりも水分量が多い領域では、限られた長さのカラムでは、水分移動がカラムの全域におよび、その結果(7)式の3番目の条件が満足できなくなる。

③測定に用いたクロボク土試料では、吸湿過程と脱水過程のそれぞれの不飽和透水係数の間にかなり大きなヒステリシスが認められた。

### 2. Dirksen の方法による測定

①不飽和透水係数の測定に際し、吸湿過程では浸潤法が、また、脱水過程では蒸発脱水法が用いられた。

②吸湿過程の不飽和透水係数の測定可能水分域は pF 1.7 から pF 2.4 相当の水分域であり、かなり水分量が多い領域である。これ以上、サクションが大きな領域では、土壌面にサクションを作用させた状態で土壌に水の浸潤を生じさせる際のフィルターの制約から、測定ができなくなった。

③脱水過程における不飽和透水係数の測定可能水分域は pF 3.1 から pF 4.2 の水分域であり、かなり水分量が少ない領域である。これよりも水分が多い領域では、測定に際し、(9)式の3番目の条件が満足できなくなる。

④Dirksen の方法では、試料円筒として、100 cc の採土管を用いることができるので、不カク乱試料の測定が容易な利点がある。しかし、上述のように測定可能水分域が小さいことが難点である。

## 謝 辞

本研究は、昭和54年、55年度文部省科学研究費(試験研究1)「農地利用のためのクロボク土の理工学性の測定法基準化に関する研究」(代表者・北海道大学 前田隆教授)の補助を得て行なわれたものである。記して謝意を表す。



## 引用文献

- 1) Bruce, R.R. and A. Klute : The measurement of soil moisture diffusivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 20 ; 458~462, (1956).
- 2) Crank, J. : The mathematics of diffusion. Second Ed. ; 250~251, Clarendon Press. Oxford (1975).
- 3) Dirksen, C. : Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurement. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39 ; 22~27, (1975).
- 4) Philip, J.R. : Theory of infiltration. Advances in hydroscience, Vol. 5, 235~238, Ed. by V.T. Chow, Academic Press (1969).
- 5) Rose, D.A. : Water movement in porous materials, III. Evaporation of water from soil. Brit. J. Appl. Phys, Ser. 2, Vol. 1, 1779~1791, (1968).
- (1983. 9. 1受理)

## Summary

Measurements of the soil-water diffusivity  $D(\theta)$  and unsaturated hydraulic conductivity  $K(\theta)$  of the Kuroboku soil were performed in applying the unsteady-state method of Bruce and Klute as well as of Dirksen, respectively.

The measurements were carried out for both the wetting and the drying process. The infiltration procedure was applied in the wetting process and the evaporation procedure in the drying process.

The physical properties of the Kuroboku soil are shown in Fig. 1 and Fig. 2.

The results obtained are as follows.

## 1) Method of Bruce and Klute.

The values of  $D(\theta)$  and  $K(\theta)$  in the wetting process are shown in Fig. 5. The measurable range of  $D(\theta)$  and  $K(\theta)$  corresponded to the range of the volumetric water content from  $\theta=0.16$  (equivalent to pF 4.5) to saturation.

The values of  $D(\theta)$  and  $K(\theta)$  in the drying process are shown in Fig. 9. The measurable range of  $D(\theta)$  and  $K(\theta)$  corresponded to the range of  $\theta=0.40\sim 0.08$  (equivalent to pF 3.2~pF 6.2).

The hysteresis of  $K(\theta)$  between the wetting and the drying process became wide in the case of the Kuroboku soil.

## 2) Method of Dirksen

The values of  $D(\theta)$  and  $K(\theta)$  for both the wetting and the drying process are given in Fig. 13.

The measurable range of  $D(\theta)$  and  $K(\theta)$  corresponded to a range of  $\theta=0.43\sim 0.55$  (equivalent to pF 2.4~1.7) for the wetting process due to the restriction caused by the filter, and to a range of  $\theta=0.41\sim 0.27$  (equivalent to pF 3.1~pF 4.2) for the drying process since specific conditions had to be fulfilled.

In brief, for the determination of  $D(\theta)$  and  $K(\theta)$ , the method of Bruce and Klute is more suitable than the method of Dirksen when the fluctuations in the water content are large. On the other hand, the method of Dirksen can be applied to undisturbed soil *in situ*.

# 土壌の突固め充填過程のレオロジー的考察

安 富 六 郎\*

Rheology of compaction curve

Rokuro YASUTOMI\*

Faculty of Agriculture, Ibaraki University

## 1. はじめに

土壌の突固め特性は、土工計画のみならずアースダム、農道路床施工、水田の透水性制御など施工管理上にも欠かすことができない。土壌に適合した施工を行うためには土壌の理工学的性質を十分に把握しなければならない。

土壌の体積密度は一定の突固めエネルギー条件では土壌含水比によって変化する。突固めによる土壌の挙動は土性、粘土鉱物、土壌構造や試料の風乾や力学的履歴によっても大きく変わる。このために挙動を解析的に扱うことは困難と考えられている。この報文は土壌構造を形成している土粒子が充填構造を変える場合に、土壌水分が潤滑にどのように寄与するかを想定し、土粒子のレオロジーモデルから総括的な手法によって突固め曲線の特徴をとらえようとしたものである。

## 2. $\rho_d$ 曲線の極大はどうして現われるか

土壌粒子は相互に結合力および摩擦力によって力学的に平衡し、一定の土壌構造を形成する。これに外力を加えて突固める場合、土壌構造強度以下の力では、土壌は弾性的変形を受けるのみで、突固めの効果は現われない。外力仕事は弾性復元する過程で熱となって消散する。強度以上の外力では土壌は構造を変える。このとき外力仕事の一部は粒子充填を密にするために使用され、乾燥密度 ( $\rho_d$ ) は増大する。構造の変化をおこす外力の限界値は土壌の降伏値 ( $\theta$ ) であり、この  $\theta$  以上の外力が  $\rho_d$  を変化させる 1 つのパラメータとなっている。 $\theta$  は土壌水分の有するエネルギー状態、および粒子相互の摩擦力によって決まる。毛管水分不飽和領域 ( $pF < 3$ ) では降伏値  $\theta$  は水分エネルギー状態に支配されるが、低水分状態 ( $pF > 3$ ) では粒子形状、粒子間摩擦力も降伏値  $\theta$  を決める要因となる<sup>1)</sup>。

充填の状態を示す乾燥密度 ( $\rho_d$ ) は一定範囲の水分領域では大きい値をとり得る。水分飽和した領域では水が

粒子間の充填を妨げ、 $\rho_d$  は小さな値を示すであろう。土粒子間に不飽和の空隙が発達し、かつ粒子間潤滑が大きい土ほど明瞭な最大乾燥密度が期待できる。これは塑性変形 (= 構造変化) が最大に達した場合に相当すると理解できる。この最大値は突固め条件が同じならば、水分による粒子間の潤滑と乾燥摩擦力の競合によって生ずる。

試料の含水比を  $w$ 、土粒子密度を  $G$  とする。粒子空隙なしの状態 (ゼロ空隙) では、土の乾燥密度  $\rho_d$  は

$$\rho_d = G\gamma_w / (1 + G \cdot w) \quad \dots\dots (1)$$

但し、 $\gamma_w$ : 水の密度  $G$ : 土粒子密度、

$w$ : 含水比

突固め曲線のゼロ空隙の曲線からのずれは、外力に対する粒子間の潤滑が少ないほど大きい。粒子間の粒子潤滑性は水分によって高まるが、水分の粒子表面への毛管水の量が多いほど、また附着皮膜が厚いほど潤滑性はよいであろう。

## 3. レオロジーモデル

### (1) レオロジーモデルの外力仕事と構造変化について

土壌の突固めに対する力学モデルを偽ビンガム体 (Pseud Bingham 体)<sup>2)</sup> とし、Fig. 1 のように示す。Fig. 1 の  $H$  はスプリング (弾性率  $E$ )、 $N$  はダッシュポット (粘性率  $\eta$ )、 $Y$  は降伏値を示すホック (降伏値  $\theta$ ) である。スプリングに蓄えられるエネルギー  $W_E$  は、外力  $P$  が

i)  $P < \theta$  ならば、歪  $\epsilon$  によって、 $W_E = E\epsilon^2/2$  となる。外力を除くと再び  $\epsilon$  は 0 にもどる。系に与えられたエネルギーはスプリング  $H$  を通じて消散する。

ii)  $P \geq \theta$

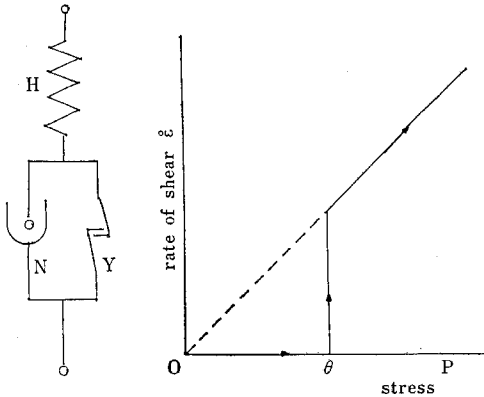
ホック ( $Y$ ) ははずれ  $P = \eta\dot{\epsilon}$  が生ずる。

$\eta/E = T_M$  とし、 $T_M \gg t$  ならば、蓄積エネルギー  $W_E$  は

$$W_E = E\epsilon^2/2 \quad \dots\dots (2)$$

充分大きい観測時間 ( $T_M \ll t$ ) では、この間に試料に加えられたエネルギー  $W$  はスプリングに蓄えられる

\* 茨城大学農学部



**Fig. 1** A model for pseud-plastic flow  
 Y : hock (yield value  $\theta$ )  
 N : dash pot (viscosity  $\eta$ )  
 H : spring (elasticity E)

ものもあるが、結局はダッシュポットで消費される ( $W\eta$ )。

$$W\eta = \int_0^t \eta(\dot{\epsilon})^2 dt \quad \dots\dots(3)$$

消散エネルギー ( $W\eta$ ) が一定ならば  $\eta$  が大きいほど  $\int_0^t (\dot{\epsilon})^2 dt$  は小さくなり、観測時間  $t$  における歪は小さい。

単位質量当たり、外力仕事によるエネルギー  $W$  は蓄積エネルギー  $W_E$  と消散エネルギー  $W\eta$  の和である。

$$W = W_E + W\eta \quad \dots\dots(4)$$

ここで蓄積エネルギー ( $W_E$ ) の一部が構造変化のエネルギー  $W_E'$  に用いられるものとするれば、 $W_E = W_E' + W_E''$  である。 $W_E''$  は外力によって与えられた蓄積エネルギーであるが、応力緩和過程で時間を充分大きくとれば、 $W_E'' \approx 0$  となる。すなわち  $W_E \approx W_E'$  である。

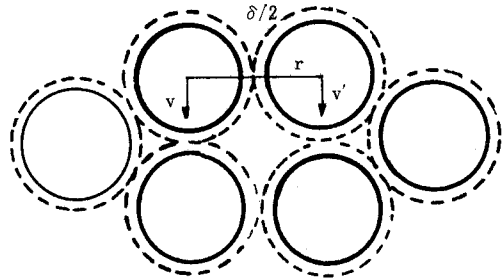
$$W_E' = W - W\eta \quad \dots\dots(4)'$$

粒子充填過程ではモデルの力学定数は変化する。粒子が最密充填に近づくにつれて構造内に蓄えられるエネルギーよりも消散エネルギーが増大する。この構造内に蓄えられるエネルギーは粒子系が有する一種のポテンシャルとして考えられる。

**(2) 粒子の充填と粒子間潤滑について**

土粒子間の水膜が厚いほど粒子相互の移動は容易であろう。**Fig. 2** のような粒子配列があり、外力により2粒子に流速  $v, v'$  の流動が生じたものとする。粒子の半径  $r$ 、その比表面積  $S$ 、その表面に  $\delta/2$  の厚さの水膜が存在する。外力  $P > \theta$  であれば、粒子間の流動はニュートン流動をする。各粒子の移動速度  $v, v'$  の差  $\Delta v$  は  $v' - v = \Delta v$  であるから粒子間の剪断力  $\tau$  と水膜の粘性  $\eta_0$  および粒子によるみかけの粘性  $\eta$  の間には次式が成立つ。

$$\tau = \eta_0 \Delta v / (2 \cdot \delta/2)$$



**Fig. 2** A model for lubrication by water film around particles  
 $r$  : radius of particle,  $\delta/2$  : thickness of the film,  $v, v'$  : rate of particle moving by compaction

$$= \eta \cdot \Delta v / (2r + \delta) \quad \dots\dots(5)$$

D : 粒径

$$\eta / \eta_0 = 1 + D / \delta \quad \dots\dots(6)$$

さらに粒子の比表面積  $S$ 、試料の含水比  $w$  とすれば

$$S \cdot \frac{\delta}{2} \approx w \quad \dots\dots(7)$$

$$S = 6 / D \cdot G \quad \dots\dots(8)$$

比粘性  $\eta_{sp}$  (specific viscosity) は

$$\eta_{sp} = (\eta - \eta_0) / \eta_0 = D / \delta = 3 / w \cdot G \quad \dots\dots(9)$$

粒子間の潤滑性は水粘性に対するみかけ粘性の増加によって減少する。したがって突固めによる充填抵抗は比粘性が大きいほど大きいと考えられる。パラメータとして  $K$  を定数にとれば、 $K \cdot \eta_{sp}$  は突固めの消散エネルギーを決める項である。

粒子充填状態がその充填系のエネルギー状態に対応すると仮定し、突固め初期のエネルギー状態を  $e_2$ 、突固め後の充填密度  $\rho_d$  のとき  $e_1$ 、最密充填  $\rho_d'$  のとき  $e_0$  とする。外から充填系に与えられるエネルギー  $e$  が  $e_0$  に等しいとき ( $e = e_0$ )、 $(e_0 - e_2)$  と  $(e_1 - e_2)$  のエネルギー差  $\Delta e$  は系外への散逸エネルギーと考えられる。

$$\Delta e = (e_0 - e_2) - (e_1 - e_2) \quad \dots\dots(10)$$

$$e_1 = e_0 - \Delta e \quad \dots\dots(10)'$$

この式は式 (4') に等しい。

粒子系のもつ充填エネルギー状態は単位体積当りのエネルギーと充填密度によって決まるから、式 (11)' は乾燥密度  $\rho_d$  がゼロ空隙乾燥密度  $\rho_d'$  および消散エネルギーに関係する項によって表わすことができることを示唆するものである。ここで次のような一つの経験式が提示できるであろう。

$$\rho_d = G \cdot \gamma_w / (1 + G \cdot w) - K \cdot \eta_{sp} \quad \dots\dots(11)$$

式(9)から

$$\rho_d = G \cdot \gamma_w / (1 + G \cdot w) - 3K / G \cdot w \quad \dots\dots(11)'$$

$K$  は実験によって決められる定数である。 $\rho_d$  は含水比  $w$  とパラメータ  $K$  から求められる。

4. 突固め実測値との対応 および式の補正

式(1)の K をパラメータとして、含水比  $w$  と乾燥密度  $\rho_d$  の曲線を Fig. 3 に示す。実測値曲線の Fig. 5 と比べ式(1)は適合すると言えない。粒子充填は粒子相互依存的な構造変化で進むから、粒子間潤滑も完全ニュートン流動に従わないであろう。低含水比領域ではダイラタント的な粒子挙動もあろう。式(1)を Fig. 5 の実測値にあわせるため、粒子充填の潤滑を妨げる第 2 項に  $(K \cdot \eta_{sp})^n$  を代入し、次のように補正する。

$$\rho_d = G\gamma_w / (1 + G \cdot w) - (3K/G \cdot w)^n \quad \dots\dots(12)$$

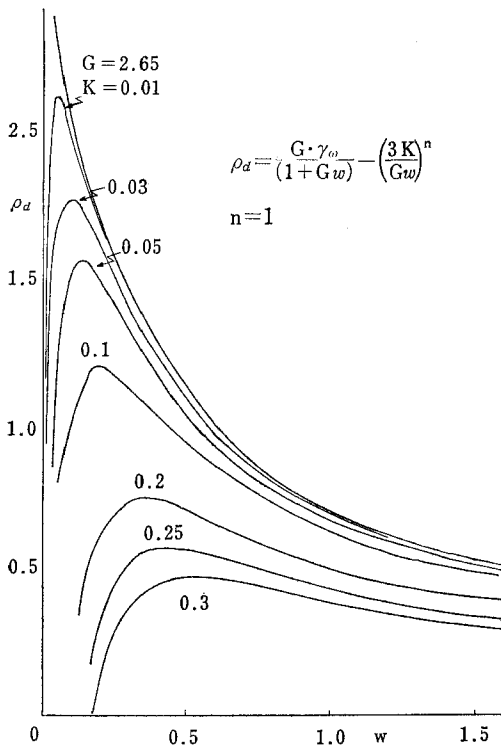


Fig. 3 Dry density curves using eq. (11)  
w : moisture content of the soil  
n=1

n を 1 から次第に大きくする。n=3.5 とした例を Fig. 4 に示す。Fig. 5 の曲線と比べ、式(12)は数例を除き高い相関を示す。Table 1 に式(12)の n, K, および試料の常数などを示した。

5. 考察

(1) 式の適合性について

式(12)の K をパラメータとして、含水比  $w$  と乾燥密度  $\rho_d$  の関係を Fig. 4 に示す。

実験値曲線 Fig. 5 に対する式(12)の適合性について考える。突固め曲線は Wetting Process と Drying Process では異なるが、非火山灰土壌では共に、式(12)の n, K を適当に選ぶことによって実験値を式にのせることが

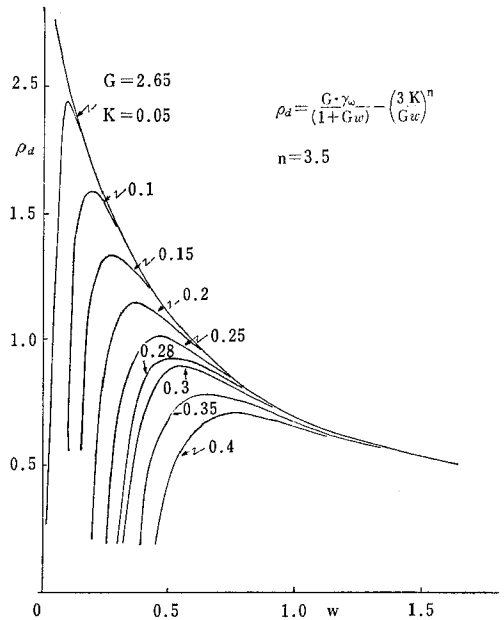


Fig. 4 Dry density curves using eq. (11)  
w : moisture content of the soil  
n=3.5

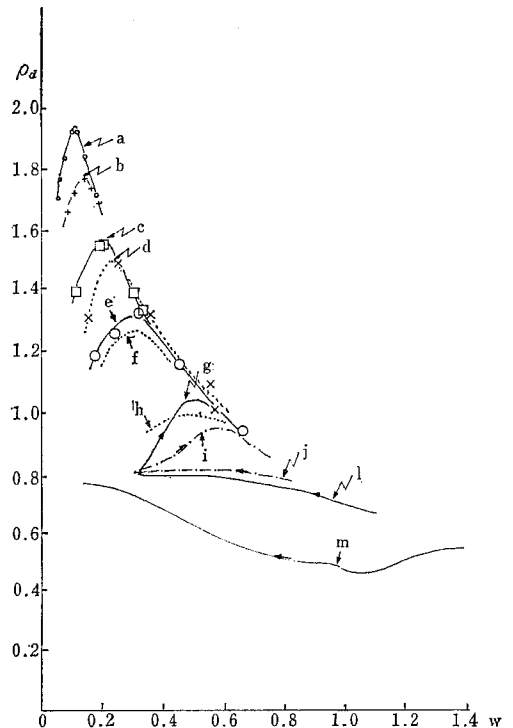


Fig. 5 Dry density curves by experimental data.  
w : moisture content of the soil

できる。多くの場合、n=3.5 が最もよい曲線を示す。しかし関東ローム生土の適合性は悪く、n=2 として実

Table 1. Characteristic constants of several samples experimented

試料	土粒子密度 G	K	n	実測値と(11)式との相関*	試料土壌	引用文献
a	2.61	0.05	3.5	0.92	砂質マサ土	宮内 <sup>6)</sup>
b	2.76	0.07	3.5	0.97	平塚の土	渡辺・久野 <sup>2)</sup>
c	2.7	0.10	3.5	0.99	粘質マサ土	宮内 <sup>6)</sup>
d	2.58	0.12	3.5	0.98	盤田原粘土	須藤・安富 <sup>9)</sup>
e	2.58	0.15	3.5	0.94	第三紀層粘土	須藤・安富 <sup>9)</sup>
f	2.55	0.17	3.5	0.94	洪積粘土	荒川 <sup>7)</sup>
g	2.7	0.25	3.5	0.95	北関東ローム (風乾)	須藤・安富 <sup>9)</sup>
h	2.77	0.24	3.5	0.95	沖積粘土	荒川 <sup>7)</sup>
i	2.58	0.28	3.5	0.74	関東ローム表層 (風乾)	多田 <sup>8)</sup>
j	2.58	0.35	2.0	0.42	○関東ローム表層土(生)	多田 <sup>8)</sup>
l	2.7	0.35	2.0	0.00	○北関東ローム(生)	須藤・安富 <sup>9)</sup>
m	2.78	—	? <2.0	—	○関東ローム下層土(生)	多田 <sup>8)</sup>

\* 実験値と(11)式で算出される値との相関係数 ( $w > w_{opt} \pm 15\%$ )  
 ○ Drying Process, これ以外は Wetting Process またはこれに準じたものとみなす。

測値を式(12)に合わせることができ精度は悪い。とくに関東ローム生土の Drying Process では曲線に明瞭なピークがない。このとき式(12)は必ずしも適合性があるとはいえない。

風乾によって土壌粒子の物理化学的特性、とくに水和現象の著しい変化が見られる火山灰生土の突固め曲線の式(12)への適用はむずかしい。一般にアロフェンを含む土壌では、風乾作用によって粒子が親水の性質から疎水的に変化し、乾燥摩擦が発生し易くなる。風乾された土壌は、多くの例について非火山灰土と同じ挙動をする。

沖積土、他の非火山灰土に対し、式(12)は有効であり、K がわかれば含水比の変化による乾燥密度をある範囲内で推定できる。関東ローム生土以外は実測値と式(12)の適合性は相関係数 R を用いると最適含水比  $w_{opt}$  の±15%の領域内では  $R=0.92\sim 0.74$  と高い値が得られた (Table 1)。

(2) K について

突固めによる乾燥密度曲線は土壌の乾燥履歴や実験条件によって変わる。突固めエネルギーの変化は乾燥密度の最大値  $\rho_{max}$  にも影響を与える。関東ローム生土は一般に  $\rho_{max}$  が明瞭に現われない。これは基準の突固めエネルギーでは構造が強く、変化しないためであろう。

風乾土と生土の乾燥密度曲線の異なりは外力仕事に対する土壌構造変化のしかたが異なるためであろう。風乾が進むと粒子相互の結合力は低下し、外力によって充填され易くなる。Table 1 からみると関東ロームの K の

値は他に比べ高い。これは土壌が充填しにくい高い降伏値、または粒子が大きい充填抵抗を示すからである (g, h, i, j, l)。一般に非火山灰土の K は低く、突固めの容易さを示す (a, b, c, d, e, f)。

K は土壌構造の強さを示す指標とみなすことができる。K が大きいものほど突固めによる粒子充填は困難となる。関東ロームのような比表面積の大きい火山灰土では非自由水分量も多く、水分減少によって粒子間の潤滑は減少し、充填抵抗は増大する。K の大きいものは突固め曲線も平坦化する傾向がある (Fig. 5 の m)。

(3) n について

Table 1 からわかるように、関東ローム生土以外の試料ではすべて、式(12)の n は 3.5 となる。しかし関東ローム生土は n は 2.0 になり同時に K も増大する。n は実験値であるが、潤滑層の非ニュートンの挙動またはその非線型性を示す指標である。この非ニュートンの挙動は粒子表面の界面特性の変化、または粒子の幾何学的形状によって支配されると考えられる。n が 1 に近づくほど粒子表面は厚い水和層に覆われていると予想できる。

関東ローム生土は n は 2 付近の値をとる。土壌構造の発達がよく、降伏値も高いものほど突固め曲線は平坦化すると考えられる。

(4) 式(12)の実用性について

式(12)が  $n=3.5$  の時、K が定まれば最大乾燥密度  $\rho_{max}$  と突固め最適含水比  $w_{opt}$  が推定できる。n が既知の土壌について任意の w に対する  $\rho_d$  が実験値として得られ

ると、K が定まるから式(12)を用いて  $\rho_{\max}$ ,  $w_{\text{opt}}$  が計算できる。但し、 $w < w_{\text{opt}} \pm 15\%$  の範囲にあるものとする。

### 計算例

問. 沖積土壌の含水比  $w=0.15$  (15%) のとき突固め乾燥密度  $\rho=1.5$  (g/cc), 1.55, 1.3 であった。このときの  $\rho_{\max}$ ,  $w_{\text{opt}}$  を求めよ。但し、土壌の  $n=3.5$ , および  $w < w_{\text{opt}} \pm 15\%$  とする。

解. 平均乾燥密度  $\bar{\rho}_d$  とすれば

$$\bar{\rho}_d = \frac{1}{3}(1.5 + 1.55 + 1.3) = 1.45$$

式(12)より  $K=0.10$  が求まり、Fig. 4 から

$$w_{\text{opt}} = 0.2(20\%), \rho_{\max} = 1.59(\text{g/cc})$$

### 5. まとめ

以上の考察および計算結果から次のようにまとめられる。

1. 突固めによる乾燥密度  $\rho_d$  曲線を土粒子間に生ずる水膜に発生する見掛け粘性から説明し、粒子間潤滑層の比粘性の大きいものほど粒子充填が密になりにくいことを示した。

2.  $\rho_d$  と含水比  $w$  は次式で表わせる。

$$\rho_d = \frac{G \cdot \gamma_w}{1 + w \cdot G} - \left( \frac{3K}{w \cdot G} \right)^n$$

但し、G: 土粒子密度,  $w$ : 含水比, K, n: 定数,  $\gamma_w$ : 水の密度

3. 充填の抵抗は土壌のもつ降伏値が大きいほど大きく、外力に対し粒子間の潤滑の大きく現われる土ほど充填が密になる。このための補正值を実験的に K および

n の定数を設け実験値と適合させることができる。

4.  $n=3.5$  のとき式から求められる  $\rho_d$  は含水比  $w < w_{\text{opt}} \pm 15\%$  で実測値との相関係数 R は 0.92~0.74 を示した。

5. 関東ロームはここで示した非火山灰土と比べ K の値が大きく、n が小さいことは、火山灰土の力学的構造の発達を示すものと理解できる。

### 参考文献

- 1) Marshall, T.J.: Relation between Water and Soil, p. 70, (1959). Technical Communication, No. 50 Commonwealth Bureau of Soil Harpenden, England
- 2) 渡辺 隆・久野悟郎: 土木学会誌 38, 5, 5~10 (1953)
- 3) Pryce-Jones, J.: Study in Thixotropy, Kolloid Z, 129, 96 (1952)
- 4) Proctor, R.R.: Fundamental Principles of Soil Compaction, Eng. News Record 3, 286~289 (1933)
- 5) 森 芳郎・乙竹 直: 化学工学, 20, 9, 488 (1956)
- 6) 宮内定基: 農地工学へのエンジニアリングペドロジーの適用, 文部省試験研究報告課題番号57306030, 33~39, (1982)
- 7) 荒川 稔: 同上, 62~66
- 8) 多田 敦: 農土研別冊 No. 14, 36~40 (1965)
- 9) 須藤清次・安富六郎: 農土研別冊 No. 7, 98~104 (1963)
- 10) 中垣正幸編: 水の構造と物性 (化学の領域増刊号 南江堂 (1974)) (1983.10.26受理)

### Summary

The compaction curve is not drawn on the basis of theoretical deductions, but from experimental results. In this report several compaction curves were deduced from soil properties based on a rheological model. The soil structure associated with packing varies depending on the force applied to the sample that is being compacted. The soil structure becomes looser with the increase in the packing density, when the force applied exceeds the yield value of the soil.

A rheological model for soil response to compaction was designed as follows

$$P = E \cdot e \quad \text{when } P \leq \theta$$

$$P = \eta \cdot \dot{\epsilon} \quad \text{when } P > \theta$$

where e: strain,  $\eta$ : viscosity, E: rigidity, P: force,  $\theta$ : yield value

This model corresponds to a pseudo-newtonian flow having the yield value. The specific dry density ( $\rho_d$ ) of the compacted soil is well correlated to the moisture content ratio ( $w$ ).

$$\rho_d = \frac{G \cdot \gamma_w}{1 + G \cdot w} - \left( \frac{3K}{G \cdot w} \right)^n$$

where G is the density of soil particles, K is a parametric constant related to the yield value and the structure of compacted soil. n is an experimental constant,  $\gamma_w$  is the density of water.

The compaction curves of volcanic ash soil showed a considerable difference between the process of drying and wetting of soil. No distinct peak was observed in the dry density curve of soil during the drying process of Kanto loam volcanic ash soil. The density curve after soil compaction except in the case of Kanto loam during the drying process can be adjusted using K and n. A reasonable degree of fitness was observed in several experimental curves when  $n=3.5$  in the equation.

## 南九州地域の火山灰土の物理的性質について

山下 恒 雄\*

Physical properties of volcanic ash soil in the southern Kyushu area

Tsuneo YAMASHITA

Kyushu National Agricultural Experiment Station  
Farm-land Utilization Division

## 1. まえがき

南九州地域は火山活動により、火山灰土に覆われている面積が広く、そのため農耕や土木工事に与える影響は大きい。最近、畑地などの圃場整備工事などで深い層の土まで対象として工事を行っている。しかしながらこの地域の火山灰土について全般的な物理的性質があまり検討されていない。

この地域に分布する火山灰土はしらす、黒ぼく、赤はや、黒にが、ぼら、こらなどである。これらの火山灰土が問題となるのは①分布面積が広い（例えばしらすは鹿児島県本土の約50%に分布している<sup>1)</sup>）②それぞれの火山灰土はほとんど特殊土に属し、農耕に不適な土が多く、物理的性質が異っていることである。

今回、これらの火山灰土の物理性について資料<sup>15)~28)</sup>を基にして検討を行ったので報告する。

## 2. 地質的特性, 分布, 成分について

## 1) 地質的特性

しらすは鮮新世から更新世にかけて阿多・始良カルデラなどより噴出し、100 m 以上の厚い層をなして中・古期の安山岩などの地層を覆っている。その上に赤はや、黒にが、ぼら、こら、黒ぼくが更新世末期(約1万年前)より堆積している<sup>2)</sup>。

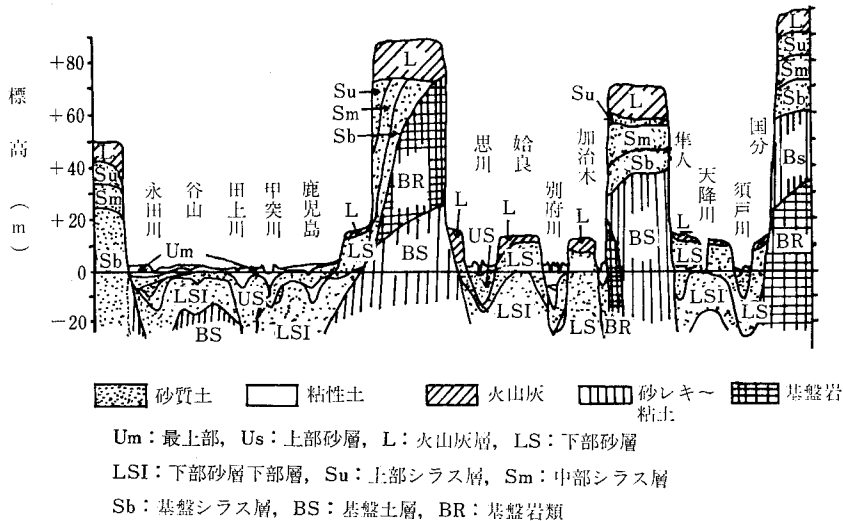
これらの模式的な層序の例として鹿児島・始良地区の模式断面図を 図-1<sup>3)</sup> に、一般的なしらすより上層の地質区分を表-1<sup>2)</sup> に示す。

## 2) 分布

南九州におけるしらすの分布面積は約 4700 km<sup>2</sup> であり<sup>1)</sup>、その分布を 図-2<sup>4)</sup> に示す。なお、しらすは南九州地域以外にも東北、北海道地域の火山周辺に分布する<sup>1)</sup>。

南九州地域の火山灰は分布標高が 400 m 以下で台地を形成し、その後河川がその台地を侵食して出来た樹枝状の侵食谷と沖積平野が当地域の地形の特徴であろう。

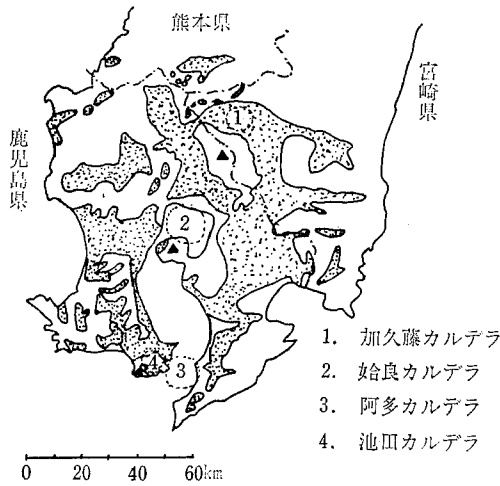
黒ぼく、ぼら、こらの分布を 図-3<sup>4)</sup> に示す。赤はや、

図-1 鹿児島、始良地区の模式断面図<sup>3)</sup>

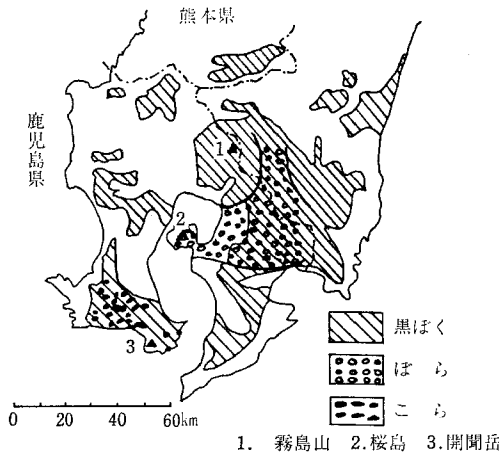
\* 九州農業試験場農地利用部

表一 しろすより上層の地質区分

黒色火山灰土 (黒ぼく, 黒にが, こら) 褐色火山灰土 (赤ほや) 褐色軽石層 (ぼら)	: 新期火山噴出物 (多層にわたり互層化)
二次しろす	: 二次堆積物
風化しろす層 しろす層 かたしろす層 溶結礫灰岩	: 軽石流堆積層



図一 しろすの分布



図二 黒ぼく, ぼら, こらの分布

黒にがは黒ぼくの分布の中に入る。黒ぼく, 赤ほや, 黒にがは鹿児島県の畑地の 84%を占め<sup>5)</sup>, 宮崎県の中部に南にも多く分布する。

ぼらは桜島, 霧島の御池から噴出した軽石層で, 噴出

源により大正ぼら, 安永ぼら (桜島), 御池ぼら (霧島) と分類されている。大隅半島中部より宮崎県南西部に分布し, 噴出源より遠くなるにつれてその層厚は薄くなっている<sup>6)</sup>。

こらは開聞岳から噴出した火山岩砕が堆積し凝固したものと伝えられており<sup>7)</sup>, 薩摩半島南部に分布しているが, 現在はこら排除事業により大部分は取り除かれている。

### 3) 成分

南九州地域でしろすと呼ばれているものは軽石流堆積物, 降下軽石堆積物及び軽石流・降下軽石の二次堆積物などである。しろすの成分は火山ガラスが約80%, 斜長石が11%, 石英が4.8% (32~115メッシュ重量%) とほとんど軽鉱物である<sup>8)</sup>。

黒ぼく, 黒にが, ぼらについて長友<sup>9)</sup> は次のように注釈している。黒ぼくは表土をなしている腐植に富んだ黒~黒褐色の火山灰層の総称である。黒にがはきわめて腐植に富んだ黒色の埋没火山灰層の総称である。ぼらは南九州で軽石やスコリヤ (降下火砕物と火砕流堆積物を含めた名称) を呼ぶ名称である。

黒ぼくは表層に多量の腐植が集積し, 可給態の植物養分に乏しく, 多量のリン酸を固定する。また多孔性の微細な土壤粒子からなり軽しゅうで侵蝕されやすいなどの特異な理化学的性質を持っているとされている<sup>10)</sup>。

赤ほやは軽石質火山噴出物が高温多湿のもとに風化作用を受けて, 苦土, 珪酸および石灰が著しく溶脱された黄褐色土壌で黒ぼくの下層に存在することが多い<sup>11)</sup>。なお成分のうち  $Al_2O_3$  は14%,  $Fe_2O_3$  は4.8%であった<sup>11)</sup>。

ぼらの成分は  $SiO_2$  が58.5%,  $Al_2O_3$  が22.6%,  $Fe_2O_3$  が6.5%である<sup>12)</sup>。

こらの成分は主に  $SiO_2$  が約46%,  $Al_2O_3$  が約19%,  $Fe_2O_3$  が約14%で, しゃく熱減量は12.7~0.1%と幅がある。こらはひごら, とっぶいごら, あわ飯ごらなどの種類がある<sup>13)</sup>。

### 3. 土壌の物理的特性について

#### 1) 真比重

度数分布を表一に示す。黒ぼく, 赤ほや, 黒にがの大部分の値は固相率と密度より算出した。

しろすの真比重が一般の土より小さいのはしろすの成分の約80%を占める火山ガラスの真比重が2.16と小さいことと, また混在している軽石破砕岩には微気泡が包含されているためと考えられる<sup>8)</sup>。

黒ぼく, 赤ほや, 黒にがは同じような火山灰土であるが, 赤ほやが2.61と一般の土に近い値を示しているのに黒ぼく, 黒にがが2.42, 2.46と小さいのは後述のように有機物含有量が異なるためであろう。



表-2 真比重の度数分布 (百分率)

土質 区分	しらす	黒ぼく	赤ほや	黒にが	ぼら
2.0~2.1	0	4.1	0	4.2	0
2.1~2.2	0.4	10.6	0	8.3	0
2.2~2.3	0.7	7.3	4.0	8.3	0
2.3~2.4	25.7	22.0	6.0	16.7	10.5
2.4~2.5	46.4	22.8	8.0	8.3	26.3
2.5~2.6	21.6	16.3	36.0	37.5	21.1
2.6~2.7	5.2	8.9	16.0	8.3	15.8
2.7~2.8	0	8.1	16.0	8.3	21.1
2.8~2.9	0	0	14.0	0	5.3
平均	2.454	2.422	2.607	2.460	2.561
個数	268	123	50	24	19
分散	0.0065	0.0334	0.0243	0.0399	0.0212
標準偏差	0.0805	0.1826	0.1559	0.1996	0.1457

表-4-1 礫含有量の度数分布 (百分率)

土質 区分(%)	しらす	黒ぼく	赤ほや	黒にが
0 ~ 5	30.3	46.5	66.1	80.0
5 ~ 10	23.5	18.5	14.5	6.7
10 ~ 15	18.9	12.7	0	3.3
15 ~ 20	12.2	7.0	6.5	0
20 ~ 25	6.3	8.3	6.5	3.3
25 ~ 30	4.2	3.8	4.8	6.7
30 ~ 35	2.9	1.9	0	0
35 ~ 40	0.8	1.3	0	0
45 ~ 50	0.4	0	0	0
80 ~ 85	0.4	0	0	0
平均	10.96	8.74	5.71	4.00
個数	238	157	62	30
分散	95.53	79.96	76.71	55.78
標準偏差	9.77	8.94	8.76	7.47

表-3 乾燥密度の度数分布 (百分率)

土質 区分(gf/cm <sup>3</sup> )	しらす	黒ぼく	赤ほや	黒にが
0.2~0.3	0	3.8	1.9	8.7
0.3~0.4	0	5.8	18.9	30.4
0.4~0.5	0	13.5	18.9	8.7
0.5~0.6	0.8	14.7	20.8	21.7
0.6~0.7	0	22.4	13.2	8.7
0.7~0.8	3.1	25.0	15.1	4.3
0.8~0.9	11.7	8.3	0	8.7
0.9~1.0	18.7	2.6	5.7	4.3
1.0~1.1	31.9	1.9	1.9	0
1.1~1.2	18.3	1.3	3.8	0
1.2~1.3	10.9	0	0	4.3
1.3~1.4	2.7	0.6	0	0
1.4~1.5	1.9	0	0	0
平均	1.046	0.639	0.586	0.548
個数	257	156	53	23
分散	0.0229	0.0365	0.0437	0.0555
標準偏差	0.1512	0.1910	0.2092	0.2356

ぼらの真比重は赤ほやに近い値である。赤ほやが軽石質火山噴出物の風化土でぼらと成分が似ているためである。

2) 乾燥密度

度数分布を表-3に示す。しらすの乾燥密度が一般の砂質土より小さい値であるのは比重が小さいことと間隙比が特異な粒子形状のため大きいことによる。一方、同じような真比重値である黒ぼく、黒にがと比較して乾燥密度が大きいのはしらすの固相が大きいためである。

新期火山灰土の乾燥密度は、黒ぼく>赤ほや≒ぼら>

黒にがの順になるが、4種とも0.6 gf/cm<sup>3</sup>前後であり、一般の土より非常に小さい値を示している。黒にがは0.3~0.4 gf/cm<sup>3</sup>の小さい値が多い。赤ほやは真比重がしらすより大きい、乾燥密度はしらすの6割程度で、後述の固相率も約半分である。これは赤ほやの構造が空隙の多い構造となっていることを示す。すなわち、テックス様構造で非晶質のごく微細な火山玻璃片を含む<sup>11)</sup>。ぼらは平均乾燥密度0.580 gf/cm<sup>3</sup>(試料数16個)であり、黒ぼくより小さく赤ほやとほとんど同じである。礫土であるが、密度が小さいのは礫自体に空隙があるためである。

3) 粒度分布

土全体の礫含有量の度数分布を表-4-1に、2mm以下の土の砂、シルト、粘土含有量を表-4-2に示す。粒度分析法は資料により土質工学会法と国際土壌学会法の二つの方法がとられていたため、資料からグラフに書き直して土質工学会法に統一した。

しらすの粒度組成は礫10%、砂70%、シルト15%、粘土5%程度の粒度の良い土であり、砂に近い砂質土に分類されるものが多い。礫の含有量の分散値が大きいのは地域的な差と考えられ、宮崎県えびの市附近のしらすは礫が少なく、鹿児島市附近は多い。また上層にあり風化が進んだしらすには礫が少ない。

黒ぼく、赤ほや、黒にがに含まれる礫はほとんど軽石であり、ぼら層が存在するとぼら層の上下の黒ぼくなどの層は礫が多い。また、礫の量は黒ぼく>赤ほや>黒にがの順になるが、赤ほや、黒にがには礫を含まない試料が多い結果とみられる(礫含有量0%は赤ほや39%、黒にが33%)。これら3種類の土は一般に火山灰粘性土と

表4-2 砂, シルト, 粘土含有量の度数分布 (百分率)

土質 区分(%)	砂				シルト				粘土			
	しらす	黒ぼく	赤ほや	黒にが	しらす	黒ぼく	赤ほや	黒にが	しらす	黒ぼく	赤ほや	黒にが
0 ~ 5	0	0	0	0	3.2	0	0	0	20.8	4.1	18.0	4.7
5 ~ 10	0.4	0	0	2.3	5.1	0	0	0	46.8	13.2	30.0	18.6
10 ~ 15	0	0.8	2.0	2.3	20.4	0	0	0	22.2	46.3	34.0	37.2
15 ~ 20	0	3.3	0	2.3	21.8	1.7	2.0	0	7.4	26.4	12.0	23.3
20 ~ 25	0	0	2.0	2.3	22.7	5.0	2.0	9.3	1.4	5.8	4.0	7.0
25 ~ 30	0	2.5	0	2.3	13.9	5.0	8.0	0	0.9	0	2.0	4.7
30 ~ 35	1.2	9.1	4.0	11.6	5.1	15.7	20.0	2.3	0	1.7	0	2.3
35 ~ 40	0	15.7	14.0	23.3	2.3	17.4	14.0	9.3	0	2.5	0	2.3
40 ~ 45	1.6	17.4	18.0	18.6	3.2	24.0	24.0	27.9	0	0	0	0
45 ~ 50	0.8	16.5	14.0	20.9	0.5	24.0	16.0	27.9	0	0	0	0
50 ~ 55	2.8	8.3	16.0	2.3	0.5	5.0	6.0	18.6	0	0	0	0
55 ~ 60	6.0	14.9	14.0	2.3	0.9	0.8	4.0	0	0	0	0	0
60 ~ 65	8.0	5.0	8.0	2.3	0	0	0	0	0	0	0	0
65 ~ 70	14.4	3.3	6.0	2.3	0	1.7	2.0	2.3	0	0	0	0
70 ~ 75	15.6	0.8	2.0	4.7	0	0	0	2.3	0	0	0	0
75 ~ 80	16.4	1.7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80 ~ 85	9.6	0.8	0	0	0	0	2.0	0	0.5	0	0	0
85 ~ 90	4.4	0	0	0	0.5	0	0	0	0	0	0	0
90 ~ 95	4.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
95 ~ 100	1.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
平均	71.2	46.0	48.4	41.3	20.6	39.9	41.1	44.2	8.6	14.2	10.4	14.5
個数	250	121	50	43	216	121	50	43	216	121	50	43
分散	156.45	154.29	137.65	175.95	108.74	77.59	122.95	99.48	50.58	36.89	28.28	49.13
標準偏差	12.51	12.42	11.73	13.26	10.43	8.81	11.09	9.97	7.11	6.07	5.32	7.01

呼ばれているが粘土分は少ない。

ぼらは礫土と言われるように礫が非常に多い(66%, 28個平均, 分散684.8, 標準偏差26.2)。そして, 新しい噴出ぼらほど礫が多く, 古いぼらは風化され, 軽石がくずれやすくなっている。

こらは火山礫も含む固結土であり, 黒ぼくなどより礫の量が多い(28.6%, 4個平均)。また, 砂, シルト, 粘土が全体の45%, 22%, 6%(4個平均)であり, 黒ぼくなどより砂が多いが資料が少なく確かなことは言えない。

#### 4) 三相分布

三相分布について, 度数分布を表-5に示す。しらすの三相分布は測定されている資料が少ないため乾燥密度, 真比重, 含水比より計算した。

しらすは固相の占める割合が他の土より多く, 43%であるが, 他の土は30~21%と小さい。しらすの固相率の値が大きいのは噴火による堆積の時に締め固められたことと, 上層に新期火山灰土が堆積し土圧が加わったためと考えられる。

こらの固相率が29.6%(4個平均)と大きく, 黒ぼく, 赤ほや, 黒にがの順に小さくなっているがあまり大きな差はなく20%台である。ぼらは固相率が21.5%(15個平均), 液相率52.3%(10個平均), 気相率23.7%(10個平均)となっている。ぼらの固相率は黒にがとほぼ同じであるが, ぼらの固相率が小さいのは粒子自体に空隙が多いためである。しらす以外の土の固相率は一般の沖積粘土と比較しても小さい。

#### 5) 間隙比

度数分布を表-6に示す。間隙比は真比重と乾燥密度より計算したため, それぞれの特性と同じ傾向を示す。しらすの間隙比は黒ぼく, 赤ほやなどより非常に小さく, ち密であることを示している。他の土は間隙比3.1~3.9と一般の土と比較して大変大きい値である。

#### 6) 土壌硬度

度数分布を表-7に示す。黒ぼくの表層の値は耕耘作業によって非常に小さい値となっている。

しらすは4), 5)において述べたようにち密であるので土壌硬度は大きくなっている。

表一五 固相, 液相, 気相の度数分布 (百分率)

土質 区分(%)	固 相				液 相				気 相			
	しらす	黒ぼく	赤ほや	黒にが	しらす	黒ぼく	赤ほや	黒にが	しらす	黒ぼく	赤ほや	黒にが
0 ~ 5	0	0	0	0	0.4	0	0	0	1.6	1.7	0	9.7
5 ~ 10	0	0	1.3	0	0.4	0	1.6	0	2.4	5.1	1.6	9.7
10 ~ 15	0	2.5	13.3	10.4	4.4	0	3.1	0	5.6	6.3	7.8	6.5
15 ~ 20	0	9.0	33.3	39.6	12.1	1.1	1.6	0	8.8	10.2	17.2	12.9
20 ~ 25	0.8	18.6	18.7	22.9	29.8	5.7	4.7	3.2	7.2	9.1	6.3	19.4
25 ~ 30	0.8	33.7	10.7	18.8	26.6	15.9	10.9	0	15.3	13.1	23.4	9.7
30 ~ 35	8.8	27.6	9.3	4.2	10.1	11.4	4.7	3.2	21.7	13.6	7.8	19.4
35 ~ 40	20.5	7.5	10.7	2.1	7.3	15.3	6.3	3.2	18.9	13.6	12.5	3.2
40 ~ 45	36.1	1.0	2.7	0	4.0	10.8	4.7	6.5	12.0	12.5	14.1	6.5
45 ~ 50	20.9	0	0	2.1	2.4	11.9	10.9	22.6	4.4	8.5	4.7	3.2
50 ~ 55	10.0	0	0	0	2.4	11.4	18.8	12.9	1.6	4.0	4.7	0
55 ~ 60	1.6	0	0	0	0	4.0	14.1	12.9	0.4	1.1	0	0
60 ~ 65	0.4	0	0	0	0	8.5	6.3	9.7	0	1.1	0	0
65 ~ 70	0	0	0	0	0	3.4	7.8	19.4	0	0	0	0
70 ~ 75	0	0	0	0	0	0.6	4.7	3.2	0	0	0	0
75 ~ 80	0	0	0	0	0	0	0	3.2	0	0	0	0
平均	42.6	27.4	22.8	21.3	26.7	41.8	46.2	54.4	30.6	31.0	30.1	22.4
個 数	249	199	75	48	249	176	64	31	249	176	64	31
分 散	38.92	35.77	71.02	47.41	76.27	162.79	250.47	137.00	116.23	169.50	131.65	140.57
標準偏差	6.24	5.98	8.43	6.89	8.73	12.76	15.83	11.70	10.78	13.00	11.47	11.86

表一六 間隙比の度数分布 (百分率)

土質 区分	しらす	黒ぼく	赤ほや	黒にが
0.5~1.0	10.8	0	0	0
1.0~1.5	56.4	0.9	4.2	5.0
1.5~2.0	26.0	6.5	8.5	10.0
2.0~2.5	5.6	29.6	10.6	5.0
2.5~3.0	0.4	22.2	14.9	15.0
3.0~3.5	0	10.2	8.5	10.0
3.5~4.0	0.8	13.0	14.9	15.0
4.0~4.5	0	7.4	8.5	5.0
4.5~5.0	0	4.6	6.4	10.0
5.0~5.5	0	0	6.4	10.0
5.5~6.0	0	0.9	10.6	5.0
6.0~6.5	0	2.8	6.4	5.0
6.5~7.0	0	1.9	0	5.0
平均	1.408	3.088	3.699	3.738
個 数	250	108	47	20
分 散	0.156	1.262	2.047	2.148
標準偏差	0.3944	1.1233	1.4306	1.4657

黒ぼくの第2層以下, 赤ほや, 黒にがの土壌硬度はほとんど同じであった。これは同じような状態で堆積したと考えられ, 固相率も同じ傾向を示している。

表一七 土壌硬度の度数分布 (百分率)

土質 区分(mm)	しらす	黒 ぼ く		赤ほや	黒にが
		表 層	第2層以下		
0 ~ 5	0	10.4	0	1.4	1.8
5 ~ 10	0	37.5	1.1	12.9	1.8
10~15	1.4	20.8	8.7	7.1	5.5
15~20	9.8	28.1	42.4	18.6	29.0
20~25	21.0	3.1	41.3	44.3	58.2
25~30	51.9	0	5.4	15.7	3.6
30~35	14.0	0	0	0	0
35~40	1.4	0	0	0	0
平均	25.9	10.5	19.0	19.0	19.7
個 数	214	96	92	70	55
分 散	22.28	24.18	11.54	38.55	18.64
標準偏差	4.72	4.92	3.40	6.21	4.32

こちらは火山灰, 火山砂, 火山礫が噴出されて堆積し固結したため土壌硬度は大きく 28 mm (12個平均) であった。

しらすについては土質工学会で「硬さによる地山しらすの判別分類」の基準<sup>14)</sup>を作成し山中式土壌硬度計によって硬さを測定することになった。今回使用したしらすの試料の分類は表一八のようになり, 中硬質しらすが59

表—8 硬さによる地山しらすの判別分類に基づく度数分布

土壌硬度(mm)	分類	個 数	百分率
20以下	極軟質しらす	24	11.7
20~25	軟質しらす	45	21.8
25~27	植生工容易 } 中硬質しらす	39	18.9
27~30		植生工困難 }	84
30~33	硬質しらす	25	12.1

(注) 土壌硬度は山中式土壌硬度計による。

表—9 腐植率の度数分布(百分率)

区分(%)	土質		
	黒ぼく	赤はや	黒にが
0 ~ 2	3.5	30.9	7.5
2 ~ 4	7.0	39.7	1.9
4 ~ 6	22.0	19.1	5.7
6 ~ 8	23.0	5.9	15.1
8 ~ 10	16.5	2.9	1.9
10 ~ 12	9.5	1.5	13.2
12 ~ 14	5.5	0	7.5
14 ~ 16	4.0	0	15.1
16 ~ 18	4.5	0	7.5
18 ~ 20	1.0	0	11.3
20 ~ 22	1.0	0	5.7
22 ~ 24	1.0	0	3.8
24 ~ 26	0.5	0	1.9
26 ~ 28	1.0	0	0
28 ~ 30	0	0	0
30 ~ 32	0	0	1.9
平均	8.55	3.13	12.66
個 数	200	68	53
分 散	22.68	4.19	45.76
標準偏差	4.76	2.05	6.76

%ともっとも多い。

ぼらは礫土であり土壌硬度の測定は不可能である。

#### 7) 腐植率

度数分布を表—9に示す。この結果は明らかに差が見られ、腐植率は黒にが>黒ぼく>赤はやの順になり、それぞれの値の差は大きい。

しらす、こらについて少ない資料より平均値を示すと1.03% (4個平均)、3.46% (5個平均)であった。このように両者とも腐植率は非常に小さく農耕に不適な土であろう。

#### 8) 自然含水比

自然含水比の資料はしらす以外は少なかったのですらすについて度数分布を表—10に示す。しらすは風化が進むと粘土化し、自然含水比も大きくなるが、今回の結

表—10 しらすの含水比の度数分布

区 分 (%)	度 数 百 分 率
5 ~ 10	0.9
10 ~ 15	4.9
15 ~ 20	16.1
20 ~ 25	28.1
25 ~ 30	24.6
30 ~ 35	12.1
35 ~ 40	2.7
40 ~ 45	7.6
45 ~ 50	0.9
50 ~ 55	0.9
55 ~ 60	1.3
平均	26.4
個 数	224
分 散	78.54
標準偏差	8.862

果では最大60%であり特に大きな値となっていない。しらすの軽石の間隙に水を含みやすいので、一般の砂より含水比は大きいと考えられる。

他の土は黒ぼく 67.5% (10個平均)、赤はや 125.8% (14個平均)、黒にが 125.1% (6個平均)、ぼら 92.2% (14個平均) ころ36.8% (4個平均) ところ以外はたいへん大きな値である。5)に述べたように間隙比が大変大きいので水分保持力が大きい。

#### 4. まとめ

以上の結果、南九州地域の火山灰土はそれぞれ特異な土壌物理性を有する土が多いことが判明した。

(1) しらすは土壌硬度が平均 25.9 mm であるように非常に密な土である。これは固相率が平均43%と大きく、間隙比が平均1.41と小さく、乾燥密度も平均 1.06 gf/cm<sup>3</sup> と真比重が小さい割には大きい値となっていることからわかる。真比重が2.45と一般の土より小さいことが特長であるが、これはしらす粒子の成分が火山ガラスが約80%と多いことによる。また軽石が多いため、礫、砂が多く、土質工学会の分類では砂に近い砂質土に分類される場合が多い。

(2) 黒ぼく、赤はや、黒にがは物理的性質はよく似ており、土壌硬度で約 19 mm、乾燥密度で 0.55~0.64 gf/cm<sup>3</sup>、砂及びシルト含有量がそれぞれ41~48%、40~44%となっている。

異なるのは腐植率が黒にが 12.6%、黒ぼく 8.6%、赤はや 3.1%、真比重が赤はや 2.61、黒にが 2.46、黒ぼく 2.42と大きいことである。また礫含有率が黒ぼく、赤はや、黒にががそれぞれ 8.7%、5.7%、4.0%、固相率は黒ぼくが他の土より約5%大きい。

しらすとこれらの土を比較すると黒にがはしらすとは相反する性質を有し、腐植、空隙の多い土で、礫含有量も少ない。黒ぼくは黒にがに近い性質を有するが、固相率、乾燥密度、礫含有率はわずかに大きい。赤ぼくは真比重が大変大きい、他は黒にがと同じ性質を有する。しらすと黒ぼく、黒にがは真比重が同じ程度であるがしらすは火山ガラスの影響、黒ぼく、黒にがは腐植分の影響が大きいように思われる。

(3) ぼらは礫土であるが乾燥密度、間隙比などは赤ぼくと同じであり、それぞれの土粒子の成分も類似している。

こらは噴出した火山岩滓が凝固したため硬度、固相率が大きい資料が少なく確かなことは言えない。

今回の研究は文部省の科研費で行ったものであり、この研究の機会を与えていただいた茨城大学の須藤教授に、また資料を提供していただいた鹿児島大学の難波教授、鹿児島農業試験場の草水技官、宮崎県総合農業試験場の河野科長、九州農業試験場畑作部の大嶋技官に謝意を表します。

#### 文 献

- 1) 土質工学会九州支部；九州・沖縄における特殊土；p. 143；昭和57年5月（1982）
- 2) 1)；p. 144
- 3) 建設省計画局，鹿児島県；鹿児島・始良地区の地盤，都市地盤調査報告書第19巻；p. 3，昭和44年3月（1969）
- 4) 1)；p. 231～p. 234
- 5) 鹿児島県農政部；鹿児島県の特特殊土；p. 46，昭和54年10月（1979）
- 6) 1)；p. 168
- 7) 1)；p. 175～p. 177
- 8) 土質工学会；日本の特殊土；p. 209～210，昭和49年8月（1974）
- 9) 九州農業試験場；あるいて見る九州の土壌，九農試験資料62号；p. 54，昭和57年3月（1982）
- 10) 9)；p. 55
- 11) 5)；p. 46～48
- 12) 鹿児島県企画調査室；鹿児島県大隅半島北部一帯のボラ層の分布について；p. 11，昭和32年3月（1957）
- 13) 1)；p. 175～177
- 14) 土質工学会しらす基準化委員会；土壌工学会基準案「地山しらすの判別分類基準」について，土と基礎27巻8号；p. 53～55，昭和54年8月（1979）
- 15) 鹿児島県農業試験場土壌肥料部；鹿児島県土壌調査結果
- 16) 宮崎県総合農業試験場；土壌肥料成績書昭和55年度；p. 1～87，昭和56年3月（1981）；昭和56年度 p. 1～10，昭和57年3月（1982）
- 17) 九州農業試験場畑作部土壌改良研究室；試験成績書，昭和47年度；p. 30～57，昭和48年3月（1973）
- 18) 難波直彦・三輪晃一・若松千秋；シラス地帯における火山灰土の物理的性質；文部省科学研究費；昭和53年度総合研究(A)報告書；p. 5～9，昭和54年3月（1979）
- 19) 市来征勝・小原秀雄・森田重利；桜島火山降灰が農耕地土壌の理化学性に及ぼす影響；鹿児島県農業試験場研究報告・10号；p. 1～46，昭和50年1月（1975）
- 20) 河野満雄・野中仙三郎；宮崎県畑土壌の理工学的特長と生産性（1報）；宮崎県総合農業試験場研究報告9号；p. 1～14，昭和50年1月（1975）
- 21) 中村征夫・藤波 明；火山灰土壌傾斜面における土壌侵食に関する研究（第1報）；宮崎県総合農業試験場研究報告1号；p. 18～31，昭和41年3月（1966）
- 22) 建設省九州地方建設局九州技術事務所；シラス災害の特性調査；p. 49～136，昭和49年3月（1974）
- 23) 日本道路公団福岡支社；九州縦貫自動車道鹿児島線吉田試験盛土工事報告書 No. 1；p. 29，昭和33年（1958）
- 24) 鹿児島県シラス対策研究会；シラス地帯における土工設計施工方針と運用；p. 59～69，昭和51年3月（1976）
- 25) 春山元寿；シラスの土質試験結果の応用による設計の考え方に関する研究；p. 8～17，昭和47年3月（1972），鹿児島県林務部治山課
- 26) 春山元寿・下川悦郎；南九州における特殊地質の理工学的特性；p. 73～98，昭和49年3月（1974），シラスに関する主要研究論文集（第2集）
- 27) 科学技術庁研究調整局；シラス地帯の集中豪雨災害防止に関する総合研究報告；p. 222，243，昭和52年3月（1977）
- 28) 九州農業試験場農業水利研究室；南九州地域総合開発調査事務所依頼研究報告；p. 8～10，昭和58年3月（1983）

（1983. 5.30受理）

# 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\*

Evaluation of soil tilth in clayey soils in paddy-upland rotation  
—Ratio of plastic limit to soil moisture content (pF 1.8)—

Keizo NAKANO

Shikoku National Agricultural Experiment Station

## I 緒言

水田の畑転換に際して、碎土の不良は播種・苗立ち時に大きな問題として挙げられる。不十分な碎土はその後の播種作業だけでなく、作物の出芽や初期生育に著しく悪影響を及ぼして、甚しい時には全減に至ることは良く経験するところである。碎土の精粗に関与する土壌要因としては、碎土時の土壌水分の影響があげられる。過湿状態にある土壌は耕耘によってねりかえされ、構造の劣化を招く。特に細粒質の強グライ土ないしグライ土水田の畑転換初期では、土壌粒子が親水的であるので、慣行の耕耘ができる水分含量までに土壌水分を減少させるには長時間を必要とする。このような圃場では土壌の乾燥を待っていたのでは、適期に播種ができないことになる。

Boekel<sup>1)</sup>は重粘土の構造劣化が、主に湿潤状態での機械走行や重力などによって生じる機械的な力による塑性変形にあることを見出し、このような土壌での構造は孔隙の量や分布などの1時点の測定だけでなく、構造の安定性についての要因を加えることの必要性を強調した。そして、土壌団粒の塑性変形を起さなくなる水分点としての塑性限界が、圃場条件での水分安定点としての圃場含水量に対してどういう位置にあるのかを見ることによって、土壌構造の安定性が推定できるとした。すなわち、土壌の塑性限界が圃場含水量に対して大きいほど、土壌構造が外力に対して安定な状態にあると考えた。

さらに、久保田<sup>2)</sup>によって、この塑性限界と圃場含水量の対比は圃場における耕耘可能状態の安定性の推定へと発展された。塑性限界を耕耘可能な水分点とすれば、塑性限界が圃場含水量に比べて大きい土壌、すなわち、塑性限界/pF 1.8-含水比が大きい土壌ほど耕耘の支持力が大きく、より多量の降雨によってはじめて耕耘不能の

水分域に達し、また、降雨後に速かに耕耘可能な水分域となると考えられた。また、久津那<sup>3)</sup>は転換畑土壌の易耕性を塑性限界と pF 1.7-含水比との関係から考察し、易耕性の判断に対してその有効性を認めている。

このような検討は、土地基盤の整備が進み、大型機械の導入と水田の汎用化が図られつつあるわが国の水田の土壌管理にとって必要であり、特に、重粘土水田の畑転換に際しての土壌管理にとって重要であると言わねばならない。

ここでは、転換畑土壌における畑地化の程度を示す指標として、易耕性や土壌構造の安定性の面から「塑性限界/pF 1.8-含水比」を検討した。

なお、本試験は1970年から1982年にわたって実施したものである。

## II 分析法

供試土壌は収穫後(表-6:3年目(耕起前)は耕起前)に、圃場の表層部が湿潤状態のとき深さ 3~8 cm の作土を採取した。

pF 1.8-含水比は 100 ml 円筒で採取した 12 個の不攪乱土から平均重量に近いもの 6 個を選び、吸引法で測定した。

塑性限界の測定は礫を除いた生土について JIS 規格 (JIS A 1206) に準じて行った。

## III 畑転換に伴う塑性限界 /pF 1.8- 含水比の推移

転換畑土壌について、畑地化の進行と塑性限界/pF 1.8-含水比の推移との関係を明らかにした。

### 1. 試験方法

供試圃場は北陸農試構内にある細粒強グライ土の田川統に属する水田で、畑転換時にブロック排水、本暗渠及

\* 農林水産省四国農業試験場

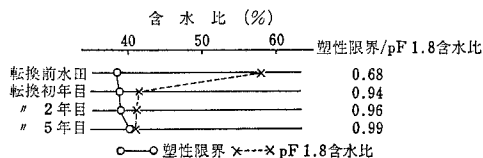


図-1 畑転換に伴う作土の塑性限界と pF1.8-含水比との関係

び補助暗渠（弾丸暗渠）が施工されている。トウモロコシ（サイレージ用）を栽培したが、普通畑と同程度の収量が得られるまでに3年を必要とした。

2. 結果と考察

畑転換に伴う作土の塑性限界と pF 1.8-含水比の関係を示した図-1にみられるように、畑への転換が困難である強グライ土の重粘土水田は pF 1.8-含水比が塑性限界に比べてかなり大きい特徴を持っている。しかし、畑転換によって pF 1.8-含水比は大きく低下したが、塑性限界では大きな変化はなかった。その結果、塑性限界/pF 1.8-含水比は転換前水田の 0.68 が、畑転換によって初年目 0.94、2年目 0.96、5年目 0.99 と転換年数、すなわち、畑地化の進行と共に大きくなった。また、塑性限界に対応する未攪乱土の pF 値は転換前水田では 3.8 と高かったが、初年目 2.5、2年目 2.1、5年目 1.8 と転換年数の経過とともに次第に低下した。

また、本試験と同時に、同ブロック内の隣接圃場で山崎ら<sup>5)</sup>によって実施された耕起方法と碎土率に関する試験では、転換初年目における耕起時の作土は降雨後11日目であるにもかかわらず、含水比が50%前後と塑性限界の39%に比べて多水分状態にあったため、耕起ピッチ 9.8 cm のロータリー耕では、播種・出芽に直接関係のある土層（深さ：0~5 cm）の碎土率は 2.0 cm 以下が25%に過ぎず、4.0 cm 以上の大土塊が 42% にも達した。トウモロコシの発芽に一応支障のない碎土率（2.0 cm 以下の碎土率で70%）を得るには、耕起ピッチ 1.0 cm の微速での耕起が必要とされた。これに対して、本試験における転換2年目の耕起時には前日に降雨があり、作土の pF が 1.7（含水比：41%）であったが、耕起ピッチ 4.4 cm のロータリー耕によって碎土率は76%が得られ、転換4年目春には標準ロータリー耕での碎土率は90%に達した。

このように、作土の塑性限界/pF 1.8-含水比が小さい細粒強グライ土水田は土壌のコンシステンシーが劣っており、畑作物栽培のための機械作業や土壌管理が困難である。一方、このような水田でも、畑転換による畑地化が進んで塑性限界/pF 1.8-含水比が大きくなるにしたがって土壌の乾燥が速やかとなり、また、比較的低い pF 値においても耕耘できるようになるなど、易耕性の改善

表-1 暗渠の施工が塑性限界 /pF1.8-含水比に及ぼす影響 (1973~1974)

年次	項目 処理	塑性限界	pF1.8-含水比 (%)	塑性限界 / pF1.8-含水比
		転換3年目	暗渠	37.4
	無暗渠	39.3	48.4	0.81
転換4年目	暗渠	40.5	41.4	0.98
	無暗渠	40.5	47.8	0.85

が進む。また、畑転換3年目及び4年目において暗渠の施工が塑性限界/pF 1.8-含水比に及ぼす影響を示した表-1にみられるように、塑性限界/pF 1.8-含水比は畑地化の進行が遅い無暗渠区が暗渠区に比べて小さいことなどからも、塑性限界/pF 1.8-含水比が畑転換に際しての畑地化の程度を示していると考えられる。

IV 転換畑の水田還元に伴う塑性限界 /pF1.8-含水比の推移

重粘土転換畑の水田還元に伴う“もどり”を塑性限界/pF 1.8-含水比との関連で検討した。

1. 試験方法

さきの試験で供試した転換畑（転換年数：7年）に、水稻一裏作小麦を二毛作栽培（水稻：中苗機械移植，小麦：平畦ドリル播）した。

2. 結果と考察

転換畑の水田還元に伴う塑性限界/pF 1.8-含水比の推移を示した表-2にみられるように、転換畑に水稻一裏作小麦を二毛作栽培をした時、作土の塑性限界と pF 1.8-含水比はともに水稻栽培によって増加し、小麦栽培で低下した。このように、畑転換で改善された物理性は水稻栽培によってもどり、小麦栽培で回復を繰り返しながら、水田還元後の年数経過とともに次第にもどりが進行した。例えば、pF 1.8-含水比は畑転換前水田の 58% から畑転換によって40%へと大きく低下したが、水田還元によって次第に増加し、3年目水稻作後には57%と畑転換前水田の値にまでもどった。この水田還元に伴うもど

表-2 転換畑の水田還元に伴う塑性限界 /pF 1.8-含水比の推移 (1977~1979)

年次	項目 処理	塑性限界	pF 1.8-含水比	塑性限界 / pF 1.8-含水比
		初年目	水田還元前	39.1
	水稻作後	41.1	47.9	0.86
	小麦作後	39.5	45.6	0.87
2年目	水稻作後	44.9	51.6	0.87
	小麦作後	41.7	47.9	0.87
3年目	水稻作後	44.4	57.3	0.77

り(増加量)は pF 1.8-含水比が塑性限界よりも大きいために、塑性限界/pF 1.8-含水比は水田還元前転換畑の 0.98から水田還元3年目には0.77にまで低下し、機械導入に不利な状態となったことを示した。事実、転換畑を水田に還元した初年では小降雨後、湿った作土は耕耘によってあたかも水分が減少したような状態変化を示し、作業は容易であったが、水田還元3年目には小降雨後でも耕耘によって作土はねりかえされ、小麦の播種作業が不能な状態となるなど、かなりのもどりの進行がみられ、塑性限界/pF 1.8-含水比の低下と一致がみられた。

## V 改良資材施用と塑性限界/pF 1.8-含水比との関係

塑性限界/pF 1.8-含水比の小さい細粒強グライ土水田は土壌のコンシステンシーが劣っており、畑転換初期には機械作業に支障をきたすことが多い。その改善のための資材施用と塑性限界/pF 1.8-含水比との関係を明らかにした。

### A 稲わらと塩化アルミニウム

#### 1. 試験方法

さきの転換畑と同ブロック内の隣接した圃場を供試した。試験開始の前年秋に改良資材(稲わら: 300 kg/a, 塩化アルミニウム: 120 kg/a)を各処理区全体に散布し、耕深 15 cm のロータリー耕で作土に混和した。なお、塩化アルミニウムの施用は土壌 pH を低下させ、作物が Al 障害によって枯死するため、土壌反応の矯正を行った。

#### 2. 結果と考察

稲わらと塩化アルミニウムの施用と塑性限界/pF 1.8-含水比との関係を、畑転換初年目と4年目の各収穫期について図-2に示した。

初年目の結果では、塑性限界は稲わら区が42.5と無施用区の41.3よりやや大きかったに過ぎないが、pF 1.8-含水比は稲わら区が49.2%と無施用区の42.7%に比べて著しく大きかった。その結果、塑性限界/pF 1.8-含水比は稲わら区が0.86となり、無施用区の0.97に比べて小さく、畑地化の進んでいない畑転換初期での粗大有機物の多量施用が作土のコンシステンシーの改善を妨げること

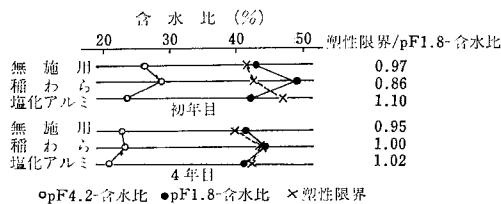


図-2 改良資材施用に伴う塑性限界と pF 1.8-含水比との関係

を示した。しかし、施用した稲わらの腐植化が進んだ4年目の結果では、無施用区は塑性限界の39.8に比べて pF 1.8-含水比が 41.8%と大きく、塑性限界/pF 1.8-含水比が0.95であったのに対して、稲わら区は塑性限界と pF 1.8-含水比がともに 44.0 附近にあり、塑性限界/pF 1.8-含水比は 1.00 と無施用区より大きかった。すなわち、有機物の施用はその腐植化によって塑性限界と pF 1.8-含水比の両者とも増大するが、その増加量は塑性限界が pF 1.8-含水比を上回るとする Boekel<sup>2)</sup>の結果と一致し、土壌の易耕性や土壌構造の安定性を改善することを示した。

一方、塩化アルミ区における塑性限界/pF 1.8-含水比は、初年目及び4年目ともに無施用区に比べて大きく、塩化アルミニウムの施用がコンシステンシーを改善することを示した。ところで、塩化アルミニウムの施用による塑性限界/pF 1.8-含水比の増加は、稲わらの場合と異なり、その施用によって塑性限界が大きくなったが、pF 1.8-含水比は大きくならず、むしろ低下をしたためである。改良資材としての稲わらと塩化アルミニウムはその改良機作の異なることが推定される。

### B 稲わら連用とポリ塩化アルミニウム

#### 1. 試験方法

北陸農試構内にある幡野統に属するグライ土水田を畑に転換し、改良資材としては稲わら連用(60 kg/a: 以下稲わら)、ポリ塩化アルミニウム(300 kg/a, 作土の CEC の 30% 相当量: 以下 PAC)及び両資材併用(以下 PAC・稲わら)を使用した。供試作物はトウモロコシ(サイレージ用)であった。

#### 2. 結果と考察

資材施用に伴う塑性限界/pF 1.8-含水比の変化を示した表-3にみられるように、PACの施用によって塑性

表-3 塑性限界/pF 1.8-含水比に対する改良資材の影響 (1979~1981)

年次・処理		項目	pF 1.8-含水比 (%)	塑性限界/pF 1.8-含水比
転換前		塑性限界	62.9	0.71
初年目	無施用	40.9	48.8	0.84
	稲わら	45.6	54.5	0.84
2年目	無施用	39.1	45.4	0.86
	稲わら	44.9	51.0	0.87
	PAC	45.3	45.3	1.00
	PAC・稲わら	47.4	52.3	0.91
3年目	無施用	36.9	41.2	0.90
	稲わら	42.1	47.2	0.89
	PAC	44.2	43.6	1.01
	PAC・稲わら	45.7	47.1	0.97



表-4 砕土分布に対する改良資材施用の効果 (畑転換3年目) (1981)

項目	耕起時の水分環境		土塊分布 (%)						砕土率 (%)	
	含水比 (%)	pF	>4.0 cm	3.0~4.0 cm	2.0~3.0 cm	1.0~2.0 cm	0.5~1.0 cm	<0.5 cm	<1.0 cm	<2.0 cm
無施用	38.7	2.8	23.9	6.5	18.1	24.9	11.8	14.8	26.6	51.5
稲わら	40.1	3.6	39.6	10.7	15.6	17.1	9.2	7.8	17.0	34.1
PAC	34.8	3.6	8.2	7.0	12.0	31.3	18.0	23.6	41.6	72.9
PAC・稲わら	39.0	3.7	10.4	7.0	16.5	30.4	15.5	20.8	36.3	66.9

表-5 転換3年目における梅雨明け時, トウモロコシの生育 (1981)

項目	草丈 (cm)	1株乾物重 (g)
無施用	114	30.3
稲わら	110	18.2
PAC	141	47.6
PAC・稲わら	136	41.4

表-6 三相分布に対する資材施用の影響 (1982~1983)

年次	処理	真比重	乾燥密度	三相分布 (pF1.5) (%)		
				固相	液相	気相
2年目 (収穫期)	無施用	2.56	1.01	39.0	46.4	14.6
	稲わら	2.51	0.90	35.7	46.2	18.1
	PAC	2.53	0.92	36.2	43.0	20.8
	PAC・稲わら	2.51	0.85	34.3	46.1	19.6
3年目 (耕起前)	無施用	2.52	1.03	40.5	47.9	11.6
	稲わら	2.49	0.91	36.5	51.6	11.9
	PAC	2.51	0.92	36.8	45.7	17.5
	PAC・稲わら	2.48	0.88	35.4	52.8	11.8
3年目 (収穫期)	無施用	2.54	1.04	41.1	44.2	14.7
	稲わら	2.48	0.96	38.8	46.2	15.0
	PAC	2.54	0.90	35.6	40.4	24.0
	PAC・稲わら	2.48	0.93	37.3	44.5	18.2

限界は明らかに増加したが、pF 1.8-含水比はほとんど増加しないか、その増加が小さいために、塑性限界/pF 1.8-含水比は大きくなり、さきの塩化アルミニウムの場合と同じ結果が得られた。これに対して、稲わらの施用は塑性限界を増加させるが、pF 1.8-含水比も塑性限界とほぼ等しく増加したため、塑性限界/pF 1.8-含水比は大きくならなかった。そして、転換3年目春の耕起時における砕土調査の結果を示した表-4にみられるように、トウモロコシの機械播種に必要とする65%以上の砕土率が得られたのはPACを施用したPACとPAC・稲わらの両区であり、稲わら区の砕土率は34%と低く、無施用区よりも劣った。このように、重粘土転換畑での

PACの施用は易耕性を改善したが、稲わらのような粗大有機物の施用には問題が残った。

転換3年目は播種後の6月から7月初めまでの間に降雨日が多く(降水量は平年比の180%)、トウモロコシは湿害を受けて全体として生育が劣った。この転換3年目における土壌水分の推移は、PACを施用した区がPACを施用しなかった区に比べて高いpF値で推移しており、また、降雨後にpFの上昇が速やかであるなど、圃場はPACの施用によって乾燥し易くなることを示した。その結果、梅雨明け時におけるトウモロコシの生育は、表-5にみられるように、稲わら区が湿害を強く受けて劣ったのに対して、湿害が比較的軽かったPAC区で優った。転換2年目と3年目の三相分布を示した表-6にみられるように、粗孔隙はPACを施用した区で多く、特に、PAC区がトウモロコシの生育期間を通じて20%を維持したことなど、PACの施用による塑性限界/pF 1.8-含水比の増大が易耕性や土壌構造の安定性改善を通じて、作物の湿害の回避、または、軽減に役立ったと考えられる。

VI 有機物施用と水田土壌の物理性

水田土壌の物理性(主として、コンシステンシー)に対する有機物の施用効果は、圃場の乾湿や土性などによって異なることが予想されるので、塑性限界/pF 1.8-含水比を指標として検討した。

1. 試験方法

北陸地域で実施されている有機物連用試験の圃場から作土を採取し、分析を行った。

2. 結果および考察

有機物施用と塑性限界/pF 1.8-含水比の関係を示した表-7にみられるように、有機物の施用はpF 1.8-含水比を増大させた。一方、塑性限界は有機物施用によって灰色低地土水田で大きくなったが、強グライ土ないしグライ土水田では一定の傾向が認められなく、増加したのもその増加量がpF 1.8-含水比の増加量よりも少ない傾向が認められた。塑性限界/pF 1.8-含水比は有機物施用によって強グライ土ないしグライ土水田においては低下する傾向を示したが、灰色低地土水田では一定の傾向

表-7 有機物施用と塑性限界 /pF 1.8- 含水比との関係

項目		全 炭 素 (%)	塑 性 限 界	pF 1.8- 含 水 比 (%)	塑 性 限 界 pF 1.8- 含 水 比
土 壤	処 理				
新 潟 農 試 東浦統(細・強グ)	無 施 用	1.89	54.2	80.2	0.67
	稲 わ ら	2.03	58.9	83.6	0.70
	厩 肥	2.02	53.3	85.0	0.63
	無 施 用	2.18	41.2	50.9	0.81
北 陸 農 試A 保 倉(細・グ)	小 麦・稲 わ ら	2.30	41.8	52.9	0.79
北 陸 農 試B 田 川(細・強グ)	無 施 用	2.62	45.6	58.4	0.78
	稲 わ ら	3.01	53.2	70.8	0.75
	厩 肥	3.51	53.7	71.6	0.75
	無 施 用	1.67	45.7	47.1	0.97
富 山 農 試A 国 領(礫・灰)	厩 肥	2.52	54.0	54.6	0.99
富 山 農 試B " (")	無 施 用	1.69	42.5	42.6	1.00
	稲 わ ら	1.94	43.6	48.8	0.89
	乾 燥 牛 ふ ん	2.10	44.9	50.1	0.90
	オ ガ 屑 牛 ふ ん	2.09	46.4	50.2	0.92
石 川・劔 崎 宝 田(細・灰)	無 施 用	1.73	43.0	50.0	0.86
	稲 わ ら	1.96	44.2	51.0	0.87
	半 乾 牛 ふ ん	2.16	45.2	56.6	0.80
福 井 農 試 富曾木(細・強グ)	無 施 用	2.55	57.2	79.1	0.72
	稲 わ ら	2.80	56.5	82.7	0.68
福 井 市 寮 町 東 浦 (")	無 施 用	1.59	40.3	59.0	0.68
	稲 わ ら	1.76	45.0	63.4	0.71
福 井・坂 井 町 田 川 (")	無 施 用	1.87	45.5	62.6	0.73
	稲 わ ら	2.06	43.9	66.0	0.67
	厩 肥	1.95	46.9	65.2	0.72

が認められなかった。このように、水田における有機物施用と塑性限界/pF 1.8-含水比との関係は必ずしも、特に湿田においては Boekel<sup>2)</sup> の報告と同様の結果が得られなかった。これは水田と畑の土壤構造の違いや土壤の乾湿の相違などが関与していると思われる。

水田の畑転換に際して、塑性限界/pF 1.8-含水比の小さい湿田(半湿田を含め)では、すでに機械作業が困難な状態にあるため、有機物施用による同比の小さい低下でも、畑転換時には不利となる。これに反して、塑性限界/pF 1.8-含水比が大きい乾田においては、有機物施用によって同比が低下しても、作業に支障をきたす値にはならないと考えられる。

## VII 総合考察

強グライ土ないしグライ土の重粘土水田における畑転換に際しては、耕耘や播種などの作業が困難であり、作物の生育にも悪影響を伴うことが多い。このような転換畑で畑作物の安定多収を得るには、個々の圃場で畑転換の難易を把握し、土壤条件に適した改善法の選択が重要である。ここでは、畑転換の難易の程度を示す指標として、作土の畑地化に必須である易耕性の面から「塑性限

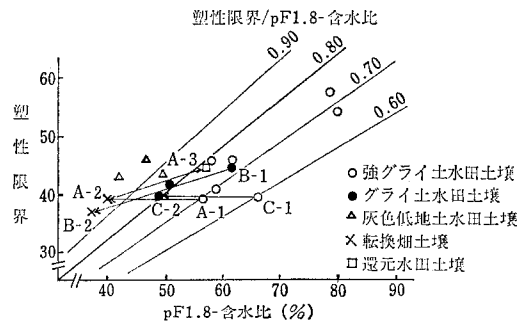


図-3 各土壤の pF1.8-含水比に対する塑性限界の位置

界/pF 1.8-含水比」を検討した。

本試験に供試した圃場の各作土について、pF 1.8-含水比に対する塑性限界の位置を 図-3 に示した。畑転換が容易である乾田の灰色低地土水田は塑性限界/pF 1.8-含水比が0.80よりも大きく、特に、粗・中粒の水田は1.00附近にあり、畑作物の栽培には特別な対策を必要としない。しかし、塑性限界/pF 1.8-含水比が0.86であった細粒質の宝田統に属する灰色低地土水田は透水性が劣

表—8 塑性限界/pF 1.8-含水比と畑転換のための整備法

区分	塑性限界/pF 1.8-含水比	改善法
I	0.90以上	畑転換が容易
II	0.80~0.90	地表排水の整備などの営農作業で畑転換が可能
III	0.70~0.80	暗渠（組合せ暗渠を含めて）などの排水施工が必要
IV	0.60~0.70	排水施工に加えて、ソルガムなどの深根性長大飼料作物の栽培を組合せて土層の乾燥をはかる。
V	0.60以下	排水施工と水稻の無湛水栽培や水管理を組合せて、土層改良をはかり、上記の改善法に引き継ぐ。

っており、畑転換に際しては排水溝などの営農排水が必要と考えられる。一方、排水対策やコンシステンシーの改善を必要とする強グライ土ないしグライ土の塑性限界/pF 1.8-含水比は0.80よりも小さい。特に、同比が0.59と極めて小さかった圃場（C-1）は地盤支持力も小さく、水稻栽培のための機械使用にも支障があり、暗渠を施工してもすぐには排水効果の現われない水田である。しかし、この水田も水稻の無湛水栽培と弾丸暗渠の組合せによる土層改良によって塑性限界/pF 1.8-含水比は0.81に増加し（C-2）、大型機械による水稻の乾田直播栽培（撒播全層播き）ができるようになった。塑性限界/pF 1.8-含水比が0.70付近にある圃場（A-1）は畑転換に際してブロック排水、本暗渠と弾丸暗渠を、圃場（B-1）は本暗渠と初がら暗渠を施工して畑転換した結果、同比は1.00に近づき（A-2, B-2）、普通畑と同様の安定した収量が得られるようになった。しかし、このような畑地化が完了した転換畑においても、水田へ還元すれば3年目には塑性限界/pF 1.8-含水比は0.77に低下するとともに、耕耘碎土が不良となり、裏作小麦の作付けに支障をきたすようになる（A-3）。

図—3をもとに、塑性限界/pF 1.8-含水比の0.80線以上を営農作業程度までの改善で畑への転換ができる範囲とし、畑転換の難易及び畑転換のための整備についての基準を表—8に示した。なお、本基準は作製にあたって

の事例数が少ないため、さらに詳しい検討が望まれる。

この基準にしたがえば、転換畑において塑性限界/pF 1.8-含水比が低下する粗大有機物の施用は同比が0.80よりも小さい場合には避け、0.80以上、できれば0.85よりも大きくなってから施用することが望ましいと云える。また、冬季積雪下にある北陸地域の重粘土地帯での水稻—裏作小麦の2毛作栽培にあたっては、小麦栽培での碎土率を確保する必要から、塑性限界/pF 1.8-含水比を0.80以上に保たねばならず、表—2にみられるように、水稻栽培は2年目までで、3年目には夏作飼料作物を栽培する輪作を考えなければならない。このように、塑性限界/pF 1.8-含水比は水田の畑転換や汎用化に際しての土壌管理に対して活用が考えられる。

### VIII 要約

塑性限界/pF 1.8-含水比は転換畑における作土の畑地化に必須である易耕性を知る指標として有効であるとともに、作土のコンシステンシー改善のための資材施用効果の評価に適用できる。

### 謝辞

本試験の実施にあたり、土壌試料の採取に多大なお世話になった北陸四県農試の土壌肥料研究室の方々、貴重なご助言を下された北陸農試の山室成一、伊藤滋吉、青田精一及び中国農試の久保田徹の各氏に感謝致します。

### 文 献

- 1) Boekel, P. and Peerlkamp, P.K. (1956) Soil consistency as a factor determining the soil structure of clay soils. *Neth. J. Agric. Sci.*, **4**, 122~125.
- 2) Boekel, P. (1963) The effect of organic matter on the structure of clay soils. *Neth. J. Agric. Sci.*, **11**, 250~263.
- 3) 久保田徹 (1971) 作土の構造維持に対する有機物施用の効果——コンシステンシーに及ぼす影響, *日土肥誌*, **42**, 7~11.
- 4) 久津那浩三・宮崎直美 (1983) 水田の畑転換による理化学性の変化, *北海道農試研報*, **137**, 107~125.
- 5) 山崎信蔵・小山懸雄・執行盛文 (1973) 低湿重粘土転換畑の耕起碎土, *農作業研究*, 第8回講演会要旨, 15~16.

(1983. 9.2受理)

# 耕地の深耕効果の持続性

—田畑輪換が土壌の物理性に及ぼす影響—

川 崎 哲 郎\*

Persistence of the beneficial effect of deep plowing of arable land

—Effect of paddy-upland rotation on soil properties—

Tetsuro KAWASAKI

Ehime Agricultural Experiment Station

## I はじめに

近年の水田経営は、米の生産過剰を契機に畑作物の導入を前提とした水田高度利用方式の開発を推進してきている。水田に畑作物を導入する場合、作物の生産量の増大あるいは効率的な農作業を推進するために最も重要なのは土壌水分のコントロールである。しかしながら、水田は従来湛水しやすいように造成され、その土壌の特徴として耕盤を有しており、これが排水不良の原因の1つになっている。一方、水田の耕盤は極めてち密であり、作物根の伸長が困難な土壌環境を有している。したがって、有効土層が浅く、畑作物を導入する場合には早害を受け易い土壌環境であるといわれている<sup>1)</sup>。

このように、水田は、畑作物を導入する場合には「排水不良」、「早害を受けやすい」という相反した両面の土壌水分環境を有しており、生産量を増大するためには、深耕によって耕盤を破砕するなど、土壌物理性と同時に土層改良をはからなければならない。

水田高度利用をはかるための農地の利用形態は、半永久的に畑地として利用する場合と田畑輪換を行う場合の2つに大別される。半永久的に畑地として利用する場合、深耕後の土壌物理性に最も影響を与えるのは、トラクタなど機械の走行による踏圧であると考えられる。一方、田畑輪換を行う場合には、一般に水田還元時に代かき作業を実施しなければならず、これが土壌の物理性に大きな影響を及ぼすものと推察される。

本報では、水田に畑作物を導入するうえでの深耕の効果と深耕後田畑輪換を実施した場合の深耕効果の持続性について土壌の物理性を中心に検討した結果の概要を報告する。

## II 試験の方法

### 1. 供試ほ場の概要

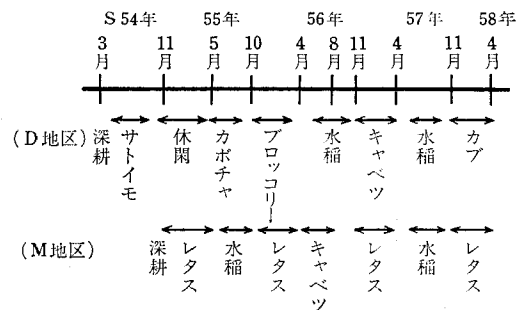
試験場所は、愛媛県伊予郡松前町 (M地区と呼ぶ) と

表—1 供試土壌の粒径組成

場 所	深 さ (cm)	粒 径 組 成				土 性
		粘土 (%)	シルト (%)	細砂 (%)	粗砂 (%)	
M 地 区	0~15	17.0	29.8	37.1	16.1	CL
	15~30	22.9	20.2	46.1	10.8	CL
	30~50	24.7	24.8	46.0	4.5	CL
D 地 区	0~17	13.0	25.9	38.9	22.2	L
	17~30	10.5	27.2	35.4	26.9	L
	30~50	11.4	26.3	37.8	24.5	L

宇摩郡土居町 (D地区と呼ぶ) の2カ所の田畑輪換田で、いずれの場合も地下水位は低く、乾田である。土壌の粒径組成は表—1に示したとおりで、M地区は粘土含量17.0~24.7%のCL、D地区は粘土含量10.5~13.0%のLであった。

両ほ場における試験期間中の作付形態の概要は図—1に示した。D地区のは場合は、昭和54年3月に深耕ロータリによる深耕 (深さ40cm) を行った後、26カ月間、サトイモ、カボチャなどの畑作物を栽培した後水田に還元した。一方、M地区のは場合は、昭和54年11月に深耕を行



図—1 供試ほ場における作付形態の概要

\* 愛媛県農業試験場

った後6カ月間で水田に還元し、その後は田畑輪換を実施した。なお、水田に還元する際の代かき作業は、M地区の場合はティラー(カゴ車輪)、D地区は20PS級の乗用トラクタを使用した。また、一般の耕うん作業は、いずれの場合も20PS級の乗用トラクタを用いた。

2. 測定項目とその方法

深耕前後並びに深耕後3~7カ月毎に、高さ5cm、体積100cm<sup>3</sup>の円筒で、下層土(深さ20~25cm, 30~35cm)を各々2個ずつ採取した。その試料について、三相分布、pF~水分曲線、飽和透水係数を測定した。三相分布は実容積法、飽和透水係数は変水位法によって測定し、pF~水分曲線は、pF 2.0以下は吸引法、pF 2.0~4.2は遠心法によって求めた<sup>2)</sup>。

また、土壌の採取時期に合わせて、SR-2型土壌抵抗測定器(頂角30度、底断面積6.0cm<sup>2</sup>の円錐を使用)で、深さ別コーン指数の経時変化を調査した。ただし、8.3kg/cm<sup>2</sup>以上のコーン指数を示した場合には、頂角30度、底断面積2.0cm<sup>2</sup>の円錐を使用した。なお、測定は各々5カ所について行い、その平均値で表示した。

さらに、水田還元後におけるき裂の発達並びに透水性の変化を推測するために、下層土の収縮特性及びインタークレートを調査した。土壌の収縮特性は、深さ20~25cm, 30~35cmの土壌を、高さ5cm、体積100cm<sup>3</sup>の円筒で各々2個ずつ採取し、その試料を室内で自然乾燥させた後炉乾燥し、垂直方向、水平方向の変位量をノギスで測定した。インタークレートは、内径30cmの無底の円筒を深さ25cmまで打ち込んで測定した。なお、インタークレートは、深耕田と対比するために隣接田(対照田)においても調査した。

III 試験結果と考察

1. 土壌の三相分布

下層土における深耕前後並びに深耕後の三相分布の変化を図-2(1)(2)、図-3(1)(2)に示す。この場合、変化特性はM地区、D地区ともに、深さによる差異がほとんどみられなかったもので、区別せずに述べる。

まず、M地区についてみると、固相率は、深耕前には約60%と大きかったが、深耕によって16~18%減少し、42~44%となった。その後急速に増大する傾向がみられ、耕起後6カ月目には48~51%と深耕直後に比べて4~9%大きな値を示した。水田還元後(耕起後11カ月目)は55~58%と深耕前に近い状態となった。その後は日数の変化に伴う固相率の変化がほとんどみられなかった。したがって気相率は、当初は4%前後と小さかったが、深耕によって著しく増大し、24~31%と当初値に比べて6倍以上となった。その後日数の経過に伴って減少し、水田還元後には当初値とほとんど差がなくなった。

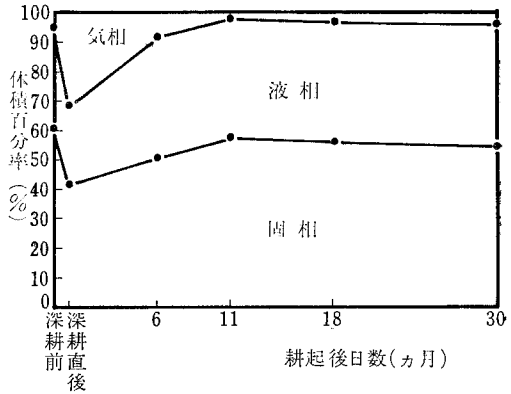


図-2(1) M地区における三相分布の変化 (深さ20~25cm)

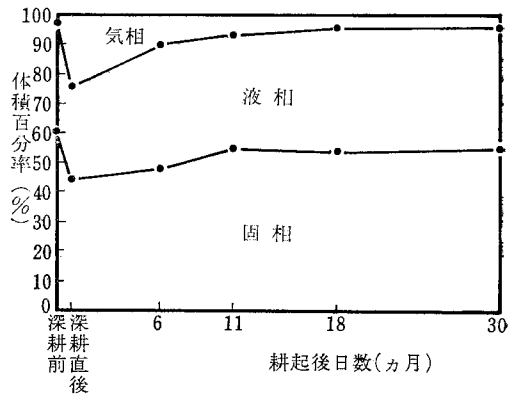


図-2(2) M地区における三相分布の変化 (深さ30~35cm)

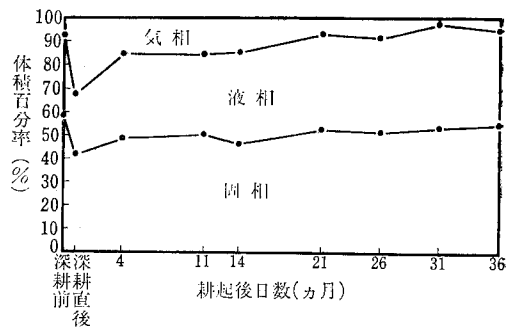


図-3(1) D地区における三相分布の変化 (深さ20~25cm)

D地区についてみると、固相率は、深耕前には約59%と大きかったが、深耕によって17~19%減少し、40~42%の値を示した。その後4カ月間で6~7%増大し、約48%となった。以後は日数の経過に伴って徐々に増大する傾向を示したが、耕起後26カ月経過しても52%前後と深耕前に比べると約7%小さな値を示した。水田還元後(耕起後31カ月目)はさらに増大し、耕起後36カ月目には56~57%と深耕前に近い固相率となった。このような

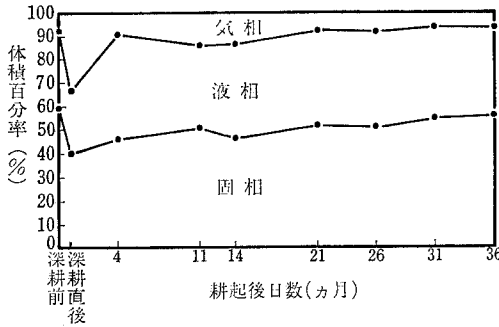


図-3(2) D地区における三相分布の変化  
(深さ30~35cm)

固相率の変化に対応して、気相率は、当初は約8%と比較的小さかったが、深耕によって約25%増大し、33%となった。その後日数の経過に伴って徐々に減少し、耕起後26ヵ月目には当初値と差がなくなった。水田還元後にはさらに減少し、耕起後31ヵ月目には2~6%の値を示した。

## 2. 間隙分布

一般に、 $pF 0$ からは場容水量 ( $pF 1.5 \sim pF 1.8$  附近) までの粗間隙に含まれる水を重力水、場容水量から  $pF 3.0$  までの間隙に含まれる水を正常生育有効水分といわれている<sup>23)</sup>。また、一般畑作物や露地野菜におけるかん水点は  $pF 2.5 \sim pF 3.0$  とされている<sup>4)</sup>。したがって、 $pF 1.5$  以下の粗間隙に含まれる水を重力水、かん水点を  $pF 2.8$  とすれば、 $pF 1.5 \sim pF 2.8$  に相当する間隙量が多い畑作物を栽培するうえで有利であると考えられる。さらに、 $pF 1.5$  以下の粗間隙量は透水性と密接な関連を有している<sup>3)</sup>。そこで、三相分布を測定した試料について  $pF$ -水分曲線を描き、この曲線から、 $pF 0 \sim pF 1.5$ 、 $pF 1.5 \sim pF 2.8$  に相当する間隙量を各々求め、その経時変化について検討した。その結果は図-4及び図-5に示したとおりである。なお、M地区、D地区ともに、深さによる差異はほとんどなかったためその平均値で表示した。

$pF 1.5$  以下の粗間隙量についてみると、M地区においては、当初約4%と小さかったが、深耕によって著しく増大(約24%)した。その後急速に減少する傾向がみられ、耕起後6ヵ月目には約8%の値を示した。水田還元後はさらに減少し、耕起後11ヵ月目は約3%と当初値に比べて小さくなった。

D地区においても、粗間隙量は当初4.5%と小さかったが、深耕によって約24%に増大した。その後急速に減少し、4ヵ月目には約10%となった。しかしながら、耕起後26ヵ月経過しても約6%と比較的大きな値を維持した。水田還元後(耕起後31ヵ月目)はさらに減少し、当初値に復元した。

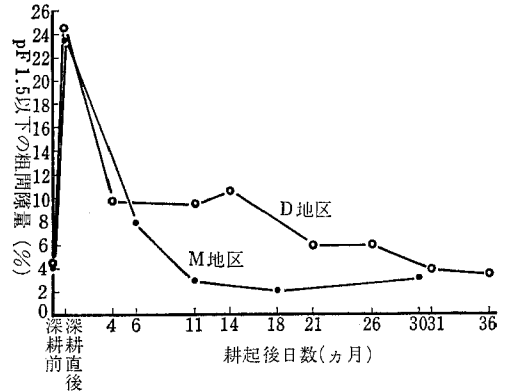


図-4  $pF 1.5$  以下の粗間隙量の変化

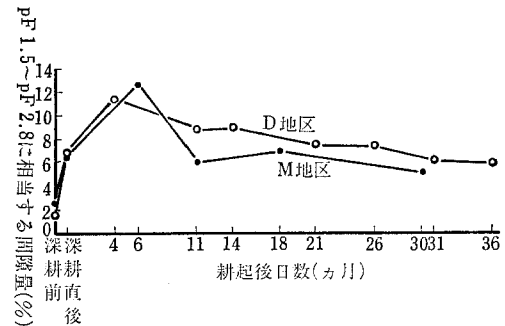


図-5  $pF 1.5 \sim pF 2.8$  に相当する間隙量の変化

次に、 $pF 1.5 \sim 2.8$  に相当する間隙量についてみると、M地区においては、当初は2.5%と著しく小さかったが、深耕によって増大し6.5%となった。その後さらに増大し、耕起後6ヵ月目には当初の5倍の値(12.5%)を示した。水田還元後(耕起後11ヵ月目)は著しく減少したが、当初値に比べると大きかった。以後は大きな変化はなく、6%前後の値で経過した(耕起後30ヵ月目)。

D地区においても、当初は1.5%と著しく小さかったが、深耕によって増大し約7%となった。その後さらに増大し、耕起後4ヵ月目には11.5%と当初の約8倍の値を示した。以後は日数の経過に伴って次第に減少する傾向を示したが、耕起後26ヵ月経過しても7.5%と比較的大きかった。水田還元後(耕起後31ヵ月目)はさらに減少したが、当初に比べると大きな値(6%)を示した。

## 3. 透水性

飽和透水係数の経時変化を調査した結果は表-2及び表-3に示したとおりである。

M地区についてみると、当初は透水性は小さく  $10^{-6}$  cm/sec のオーダーを示したが、深耕によって著しく増大し、 $10^{-2}$  cm/sec のオーダーとなった。耕起後6ヵ月目には透水性は低下したが、 $10^{-4} \sim 10^{-5}$  cm/sec と比較的大きなオーダーを示した。しかしながら、水田還元後(耕起後11ヵ月目)には透水性は著しく低下し、当初に

表-2 M地区における飽和透水係数の変化 (cm/sec)

深さ	時期	耕起前	耕起直後	耕起後6ヵ月	耕起後11ヵ月	耕起後18ヵ月
20~25cm		$9.6 \times 10^{-8}$	$7.7 \times 10^{-2}$	$8.7 \times 10^{-4}$	$2.3 \times 10^{-7}$	$6.3 \times 10^{-7}$
30~35cm		$9.9 \times 10^{-8}$	$3.8 \times 10^{-2}$	$5.1 \times 10^{-5}$	$1.5 \times 10^{-6}$	$1.9 \times 10^{-6}$

表-3 D地区における飽和透水係数の変化 (cm/sec)

深さ	時期	耕起前	耕起後4ヵ月	耕起後14ヵ月	耕起後26ヵ月	耕起後31ヵ月
20~25cm		$2.1 \times 10^{-5}$	$3.8 \times 10^{-2}$	$7.4 \times 10^{-5}$	$1.0 \times 10^{-5}$	$4.2 \times 10^{-6}$
30~35cm		$8.6 \times 10^{-5}$	$2.5 \times 10^{-4}$	$1.5 \times 10^{-4}$	$2.1 \times 10^{-4}$	$6.6 \times 10^{-6}$

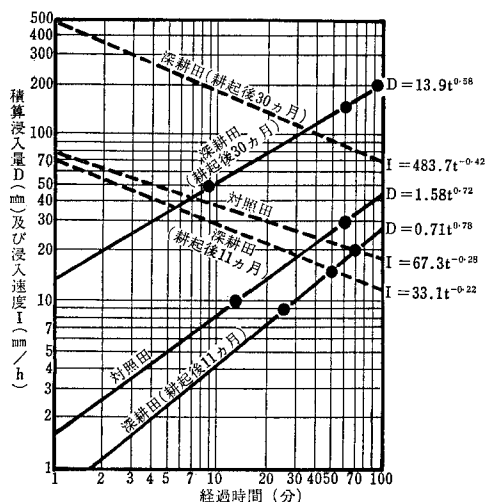


図-6 水田還元後におけるインタークレートの変化 (M地区)

比べても小さな値を示した。

D地区においても、当初は透水性は比較的小さく  $10^{-5}$  cm/sec のオーダーを示したが、深耕によって増大し、耕起後4ヵ月目には  $10^{-2} \sim 10^{-4}$  cm/sec のオーダーとなった。以後日数の経過に伴って透水性は低下したが、耕起後26ヵ月経過しても当初に比べると大きく、 $10^{-4} \sim 10^{-5}$  cm/sec のオーダーを示した。水田還元後（耕起後31ヵ月目）はさらに低下し、当初値に比べて小さな透水性を示した。

このような飽和透水係数の変化はさきに述べた粗間隙量の変化とほぼ対応した関係を示している。すなわち、M地区、D地区ともに、深耕前は粗間隙量が小さく、飽和透水係数も小さな値を示したが、深耕によって粗間隙量、飽和透水係数ともに増大した。しかしながら、水田還元後は粗間隙量の減少に伴って飽和透水係数が著しく低下した。そしてその程度は、粘土含量の多いM地区の方がD地区に比べて顕著であった。このような水田還元による粗間隙量の減少並びに透水性の低下は、還元時

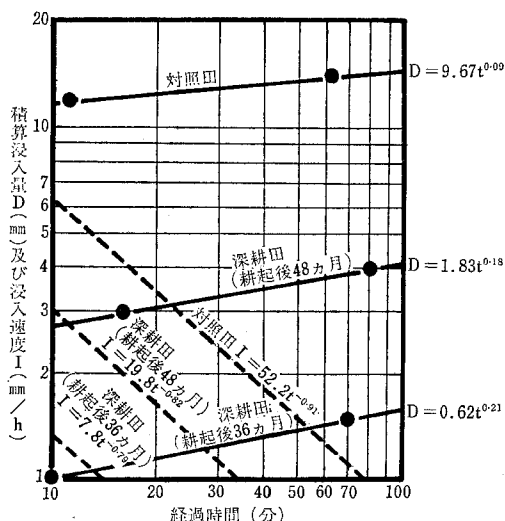


図-7 水田還元後におけるインタークレートの変化 (D地区)

の代かき作業における土壌のねり返しによるものと考えられる。

次に、水田還元後における透水性の変化を明らかにするために、インタークレートの変化を調査したが、その結果を図-6、図-7に示す。

M地区の場合についてみると、耕起後11ヵ月目（水田還元直後）における浸入能は、深耕田の方が対照田に比べて小さかったが、耕起後30ヵ月目（水田還元後19ヵ月）においては逆に深耕田の方が対照田に比べて大きな浸入能を示した。

D地区においては、耕起後36ヵ月目（水田還元後5ヵ月）の浸入能は、深耕田の方が対照田に比べて著しく小さかった。そして、耕起後48ヵ月目（水田還元後17ヵ月）には深耕田の浸入能が増大する傾向がみられたが、対照田に比べると小さな浸入能を示した。

このような水田還元後における透水性の変化は、還元後における土壌の乾燥に伴うき裂の発達に影響すると考

表-4 土 壤 の 収 縮 特 性

項目 場所	深さ (cm)	耕 起 後 日 数 (カ月)	$\frac{\Delta h}{h_0} \times 100$ (%)	$\frac{\Delta \phi}{\phi_0} \times 100$ (%)	体 積 変 化 率 (%)
M 地 区	20~25	11	2.5	3.1	8.4
		30	2.0	2.8	7.0
	30~35	11	2.3	3.0	8.2
		30	1.9	2.8	7.3
D 地 区	20~25	36	1.3	2.4	6.0
		48	1.0	1.9	4.2
	30~35	36	2.1	1.9	5.8
		48	2.0	2.2	5.8

注) 1),  $\Delta h$ : 垂直方向(高さ)の変位量(mm),  $\Delta \phi$ : 水平方向(直径)の変位量(mm),  $h_0$ : 供試体当初の高さ(mm),  $\phi_0$ : 供試体当初の直径(mm)

2) 体積変化率

$$= \frac{\text{供試体当初の体積} - \text{乾燥後の体積}}{\text{供試体当初の体積}} \times 100(\%)$$

えられたので、インタークレート測定時の下層土について、き裂の発達と関連のある土壌の収縮特性を調査した。その結果は、表-4 に示したとおりである。

M 地区についてみると、いずれの深さにおいても、耕起後30カ月の方が耕起後11カ月目と比べて、水平方向、垂直方向ともに収縮量が小さかった。一方、D 地区においては、深さ 20~25 cm の土壌は、耕起後48カ月の方が耕起後36カ月目と比べて水平方向、垂直方向ともに小さな収縮量を示したが、深さ 30~35 cm の土壌では、時期の違いによる収縮量の差異はほとんどなかった。

これらの結果から、M 地区、D 地区ともに、水田還元後の畑作物栽培期間中に土壌が乾燥し、これに伴う土壌の収縮によってき裂が発達し、透水性を増大したものと考えられる。そして、還元後における透水性の増大は M 地区の方が D 地区に比べて著しかったが、これは両者間における土性の差異あるいは還元後における管理方法の違いによるものと推察される。すなわち、M 地区では、還元後夏の乾燥期に畑作物を栽培したのに対し、D 地区においては、還元後の夏作に水稻を栽培しており、前者の方が後者より土壌の乾燥及び収縮が著しく、透水性を増大したものと考えられる。

#### 4. コーン指数

深さ別 コーン指数の変化について調査した結果を図-8 および 図-9 に示す。なお、深耕に伴う コーン指数の変化は下層土が特徴的であると思われるので、深さ 15 cm より深い部位について述べる。

M 地区についてみると、コーン指数は、当初は 16~19 kg/cm<sup>2</sup> と大きな値を示したが、深耕によって著しく減少し、2 kg/cm<sup>2</sup> 前後となった。その後若干増大し、耕起後 6 カ月目には 3~4 kg/cm<sup>2</sup> となった。水田還元後(耕起後11カ月目)にはさらに増大したが、8~11 kg/cm<sup>2</sup> と当初に比べると小さな値を示し、以後はほとんど変化がみられなかった。

D 地区においても、当初は大きなコーン指数を示したが、深耕によって著しく減少し、2 kg/cm<sup>2</sup> 以下となった。その後徐々に増大する傾向がみられたが、耕起後26

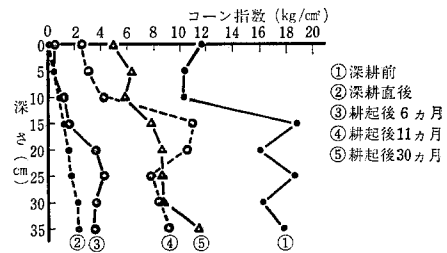


図-8 M地区におけるコーン指数の変化

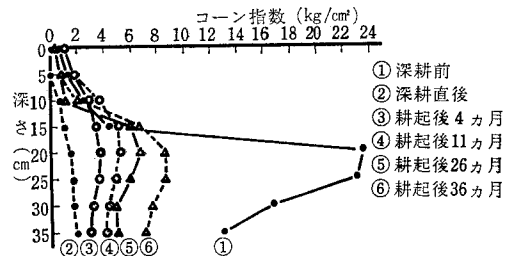


図-9 D地区におけるコーン指数の変化

カ月経過しても 5~7 kg/cm<sup>2</sup> と比較的小さな値を持続した。水田還元後(耕起後36カ月目)にはさらに増大したが、7~9 kg/cm<sup>2</sup> と当初に比べると著しく小さなコーン指数を示した。

#### 5. 深耕効果とその持続性

畑作物の生育に影響する土壌の物理的要因は、主として透水性(排水性、通気性)、保水性、硬度などであると考えられる。土壌の透水性は大きい程排水を良好にし、土の中の空気率を確保でき、作物の生育に好適である。そして、畑地土壌の透水性は、一般に 10<sup>-4</sup> cm/sec 以上が好ましいといわれている<sup>1)</sup>。また、さきに述べたように、pF 1.5~pF 2.8 に相当する間隙量が大きい程作物生育に有効な水分が多く、畑作物を栽培するうえで有利と考えられる。一方、土壌硬度は作物根の伸長との関連で検討されている。すなわち、土壌物理研究会編「土壌の物理性と植物生育」<sup>2)</sup>では、小川<sup>3)</sup>、三好<sup>4)</sup>の試験結果を引用し、作物の根の伸長を良好にするためには、一般



に土壤硬度を山中式硬度計の目盛で 20 mm (SR-2 型に換算すると約 10 kg/cm<sup>2</sup>) 以下にする必要がある。ただし、根菜類の栽培では指標硬度が 18 mm (SR-2 型で約 7.5 kg/cm<sup>2</sup>) 以下にすることがのぞましいと述べている。

本試験結果によれば、水田の下層土は、透水性は小さく、pF 1.5~pF 2.8 に相当する有効水分は少なく、コーン指数は著しく大きかった。しかしながら、深耕によってこれら土壤物理性が改善され、透水性並びに有効水分が増大し、コーン指数は著しく減少した。そして、深耕後畑作を継続した場合には耕起後26か月経過しても透水性および有効水分は比較的大きく、コーン指数は 7 kg/cm<sup>2</sup> 以下の小さな値を示した。深耕後畑地として利用する間の土壤物理性の変化は、一般管理作業におけるトラクタ走行時の土壤水分条件によって異なると考えられる。別途に実施した試験結果<sup>9)</sup>によれば、トラクタ走行時の土壤水分が少ない場合には、30回繰返し走行しても固相率の増大は少なく、飽和透水係数は 10<sup>-4</sup> cm/sec のオーダーを維持し、有効水分の減少はみられなかった。これらのことから、深耕後畑作を継続する場合、土壤水分を考慮して管理作業を行えば、深耕の効果は長期間持続するものと考えられる。しかしながら、深耕後水田に還元した場合には、飽和透水係数は 10<sup>-5</sup>~10<sup>-7</sup> cm/sec のオーダーに低下し、コーン指数は 10 kg/cm<sup>2</sup> 以上を示す部位が認められた。したがって、深耕後水田に還元した場合には、深耕効果は期待できなくなるものと推察される。

なお、D 地区において、深耕後サトイモを作付し、その生育状況を調査したが、深耕田の方が対照田に比べて生育が旺盛であった。また、別途に実施した大豆の栽培試験結果<sup>9)</sup>によれば、深耕によって土壤水分環境が改善され、初期生育が旺盛となり、収量が増大する例がみられた。これらの試験結果から、深耕後、水管理、肥培管理などを考慮すれば深耕による増収効果が期待できるものと考えられる。一方、深耕後田畑輪換を実施する場合、水田還元時の代かき作業や田植作業における機械の走行性に問題を生じると考えられたので、田植機の走行性について検討した。その結果、田植え時のコーン指数は対照田に比べて小さく、田植機のスリップ率は増大したが、作業は可能であった。

#### IV 摘要

水田に畑作物を導入するうえでの深耕の効果と深耕後田畑輪換を実施した場合の深耕効果の持続性について、

土壤の物理性を中心に検討し、次のことが明らかになった。

1. 深耕前は、固相率が大きく、粗間隙量、作物生育に有効な間隙量並びに透水性は小さかったが、深耕によってこれら物理性が改善された。
2. 深耕後畑作を継続した場合には、耕起後26か月経過しても比較的良好な土壤物理性を持続した。
3. しかしながら、深耕後水田に還元した場合には、粗間隙量が減少して透水性が著しく低下し、深耕前に比べても小さな透水性を示した。
4. 水田還元後再び畑作物を栽培した場合には、畑作物栽培時における土壤の乾燥によって亀裂が発達し、透水性が増大した。
5. 以上の試験結果から、深耕後畑地として継続利用する場合には深耕効果は長期間持続するが、水田に還元した場合にはその持続性は期待できなくなると考えられた。

#### V おわりに

本研究にあたり、懇切なるご指導を賜った愛媛大学農学部佐藤晃一教授、いろいろとご援助をいただいた愛媛県農試竹内 学場長に厚くお礼申し上げます。なお、本研究は、農林水産省の総合助成を受けて行ったことを附記する。

#### 引用文献

- 1) 土壤肥料学会編：水田転作，博友社，p. 45~64 (1979)
- 2) 土壤物理性測定法委員会編：土壤物理性測定法，養賢堂，p. 1~11, p. 134~157, p. 177~182, p. 107~113, p. 311~312 (1975)
- 3) 三好 洋，丹原一寛：土の物理性と土壤診断，日本イリゲーションクラブ，p. 32~53, p. 85~86 (1977)
- 4) 湯村義男：土壤水分と施肥，農林水産研究文献解題，畑地カンガイ編，p. 47~79，農林水産技術会議事務局 (1975)
- 5) 土壤物理研究会編：土壤の物理性と植物生育，養賢堂，p. 161~164 (1979)
- 6) 小川和夫：鈣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, p. 192~352 (1969)
- 7) 三好 洋：根群発達の良い土壌条件からみた畑地の有効土層の検討，土肥誌，43, p. 92~97 (1972)
- 8) 川崎哲郎：未発表
- 9) 川崎哲郎，石田典兄：未発表 (1983. 9. 26受理)

# 土壌の物理性測定法についての一考察

—赤音地データに基づいて—

山 村 善 洋\*

Methods of determination of soil physical properties

—On the basis of data from Akaonji soils—

Yoshihiro YAMAMURA

Faculty of Agriculture, Miyazaki University

## I 緒言

土壌の物理性を論じるために、その測定法を規準化し(例えば、JIS規格)同じ条件下で実験を行ない、そのデータに基づいて種々の土壌間の比較を行なうことは意義のあることである。しかし、画一化された同一条件・同一手順の測定法をとることによって、逆に、土壌の物理的特性が明瞭に表わされないことがある。本報では、赤音地を例にとりて考察する。

## II 赤音地について

### II-1. 概説

赤音地は、高知・愛媛両県にまたがる四国西南地域に分布する黄褐色火山灰土壌で、土壌孔隙が多いために乾燥した土層の表面を強く踏むと、にぶい音を発するので音のする地という意味から、その名が生じたと言われている(高知県百科事典)。町田 洋<sup>1)</sup>によると、その噴出源は鹿児島島の南、トカラ列島の鬼界カルデラで南九州に分布するアカホヤと同一噴出源の火山灰土壌であると言われている。赤音地は、その殆んどが地中部に種々のタイプの成層条件で、しかも局地的に存在する\*\*。

不攪乱状態の乾燥密度は、 $0.31\sim 0.41\text{ g/cm}^3$ と非常に小さく、その間げき率は80%前後と非常に大きい。乾燥させると軽石の様に重量感は全く無くなり、色も淡黄色と白っぽくなり、火山ガラスがキラキラ光って見える。自然含水比は120~130%と非常に高く、飽和含水比は200%を越える。

### II-2. 物理的性質試験

土質試験法(JIS規格準拠)に基づいて実験を行なった。赤音地についての種々のデータは拙著に報告している<sup>2)</sup>ので、ここでは赤音地の物理性について考察を行なうのに必要な最小限に留める。

### II-2-1. 比重試験(JIS A 1202—1978)

この試験方法で得られる赤音地の比重は、 $2.50\pm 0.05$ である。採土地点、風乾の程度等の条件によってかなりのバラツキが見られる。

### II-2-2. 粒度試験(JIS A 1204—1980)

試験方法に準拠して粒度試験を行なった。分散剤として珪酸ナトリウム溶液を用いると凝集現象が認められるので、カルゴン(ヘキサメタリン酸ナトリウム)を用いた。カルゴンを分散剤とした場合の結果を表-1に示す。

表-1 赤音地の粒度試験結果(分散剤:カルゴン)

粗 砂	$0.42 < d < 2.0\text{mm}$	6.5%
微 砂	$0.074 < d < 0.42$	43.2
シルト	$0.005 < d < 0.074$	39.5
粘 土	$d < 0.005$	10.8
コロイド	$d < 0.001$	7.2

### II-2-3. 液性限界試験・塑性限界試験(JIS 1205, JIS 1206)

液性限界試験は、溝切りが容易でなく極めてデータがとり難いが、次の様な結果が得られる。

$$\text{流動曲線 } w = -21.7 \log N + 122.3$$

$$\text{液性限界 } w_L = 92.0\%$$

$$\text{塑性限界 } w_P = 77.6\%$$

$$\text{塑性指数 } I_P = 14.4\%$$

前述の様に、不攪乱土の自然含水比は120~130%であるので液性限界よりも大きい。

### II-2-4. 収縮定数試験(JIS A 1209—1978)

この試験方法に基づいて得られる収縮限界( $w_s$ )は、94.1%である。

### II-2-5. その他(吸湿性)

赤音地の吸湿性を蒸気圧法によって求めると、相対湿

\* 宮崎大学農学部

\*\* 日本土壌肥料学会秋季臨時大会 見学旅行案内 pp 25-39 (1967.10)

度 60%, 80% の時, 吸湿量はそれぞれ 8.0, 9.5 g/100 g と非常に大きい。

### III 赤音地の物理性についての考察

#### III-1. 赤音地の成因と乾燥密度

赤音地は, その骨格構造が火山ガラスから成りその表面が風化変質したアロフェン粘土で覆われていると考えられている\*。前述の如く, 赤音地不攪乱土の乾燥密度は非常に小さく一たん風乾させた攪乱試料を再充填してもこの様な疎な密度は得られない。ところが, 後述の方法で赤音地から分離した火山ガラス (>74 μ) のみを再充填すると不攪乱土に近い小さな乾燥密度が得られる\*\*。この事実は, 6,000~6,500年前に噴火堆積した火山ガラスが, その後, 表面が風化変質作用を受けアロフェン粘土化し, 現在の赤音地として存在する証拠であると著者は推察する。

#### III-2. 赤音地 (火山ガラス, アロフェン粘土) の真比重

赤音地の真比重は, 先述の様に 2.50±0.05 である。ところで, 赤音地を構成する火山ガラス, アロフェン粘土に分離し, 各々について比重試験を行ない次の結果が得られた。

火山ガラスの真比重は,  $G_s=2.06$  が得られた。この値は, 石英ガラス (不透明) の 2.07\*\*\* に相当し非常に小さい。

一方, アロフェン粘土の真比重は, 2.62 の値が得られ, この値は火山ガラスのそれと大きな差がある。このことは, 粒度試験の解析には真比重の値が大きな意味をもっているので, 赤音地の粒度試験は火山ガラスとアロフェン粘土を分離したもので各々行なう必要があることを意味している。

さらに, アロフェン粘土の場合, 真比重試験において, 乾燥質量を求める際の乾燥処理温度 (規定温度 110 °C) が変化することによって大きく変動する (図-1 参照)。

#### III-3. 赤音地の火山ガラスとアロフェン粘土への分離と粒度試験

表-1 の粒度試験の結果は, 分散剤としてカルゴンを使用した場合の結果を示している。しかし, 赤音地の粒子表面はアロフェン粘土で覆われており, このアロフェン粘土に関して須藤俊男はカルゴンが分散剤として適当でない<sup>3)</sup>と指摘している。

更に, III-2 で述べた如く火山ガラスとアロフェン粘土とは真比重が大きく異なるために赤音地の粒度分析を

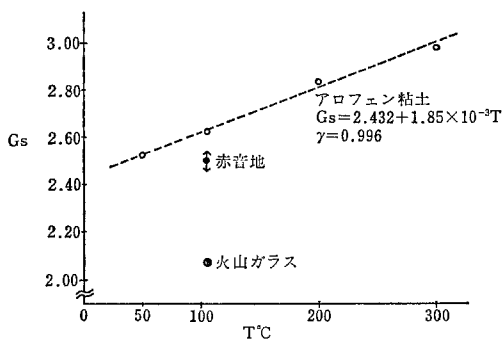


図-1 炉乾温度と真比重との関係

行なうには先づ火山ガラスとアロフェン粘土とに分離採取することが必要である。

ところで, 赤音地に酸性処理を施すと火山ガラスとアロフェン粘土に分離することは目視により確認されるが, 特に 74 μ 以下の微細な粒子について各々を完全に分離採取する方法は確立されておらず, 今後の課題である。

#### III-4. 液性限界試験

液性限界試験については, コーン法でも試みた。しかし, この場合には容器に充填する試料の含水比が液性限界に近くなると, 赤音地は膨潤し容器の表面が盛り上がり, 落下させたコーンがまともに貫入せず, 貫入深さが正確に測定できないために, この方法は赤音地に適用するのに難がある。

#### III-5. 収縮限界試験

乾燥に伴う土の収縮機構として毛管モデルによる説明がなされている<sup>4)</sup>けれども, 赤音地の場合にはこのモデルでは説明がつかない。赤音地に蒸留水を加え試料間隙を飽和させペースト状にすると, その含水比は約 120 % である。このよく練り合わさったペースト状の試料を収縮皿に入れると, 短時間のうちに沈下収縮が起こり水が表面に浮き出しタン水する。この現象に, 赤音地の主骨格が火山ガラスで構成され, その表面がアロフェン粘土化していることを考え合わせると, 赤音地の収縮限界はアロフェン粘土そのものの非常に高い収縮限界とは異なることになる。むしろ火山ガラスで構成される構造の収縮によって収縮限界が決定され, その状態での含水量が赤音地の収縮限界として示されると考える。

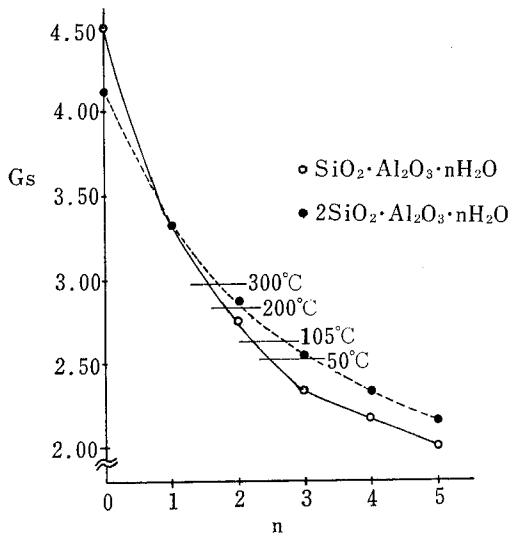
#### III-6. 吸湿性

赤音地の吸湿量を, ローゼの粒径と吸湿性との関係<sup>5)</sup>を参照して比較すると, 赤音地の吸湿量は 2 μ 以下の粘土に相当する値である。ところで, 表-1 の赤音地

\* 例えば, 前出見学案内 p 35 赤音地の粘土鉱物の示差熱分析結果参照。

\*\* ここでの再充填は数十 cm の高さから自然落下させ軽く振とうさせる方法である。

\*\*\* 東京天文台編纂 理科年表 p 435 丸善株式会社 (1983) による。



図一 アロフェン粘土の水分子数と真比重との関係

の粒度組成で見ると、この粒径に相当する粒子は僅か10%程度しか含まれていない。赤音地の場合、粒子の分散方法の不完全さを考慮しても、火山ガラス表面を覆う僅かなアロフェン粘土によってその吸湿性が特徴づけられていることは興味深い。

### III-7. 赤音地 (特にアロフェン粘土) の乾燥質量と乾燥温度との関係

一般に、赤音地は炉乾処理を行なうとその物理特性が著しく変化することが定性的に認められている。

ところで、III-2 で述べた様に、アロフェン粘土は真比重試験を行なう際の乾燥処理温度を変化させると、真比重の値が大きく変動する (図一 参照)。この結果に考察を加える。

アロフェン粘土は、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{H}_2\text{O}$  から成っており、その比率は1~2:1:約5と言われている<sup>9)</sup>。すなわち  $\text{H}_2\text{O}$  分子が結合水として含まれているわけで、乾燥処理温度が上昇するにつれてこの  $\text{H}_2\text{O}$  分子が脱離する結果、真比重が大きくなると考えられる。

図一に、 $\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  および  $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  の場合の  $n$  の変化と真比重の変化の様子を示す。ここでの真比重は次の方法で求めた。

$\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{H}_2\text{O}$  の分子量はそれぞれ 60.1, 102.0, 18.0 であるので、例えば、 $\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  の比重は次式で与えられる。

$$G_s = \frac{60.1 \times 1 + 102.0 \times 1 + 18.0 \times n}{(1+1+n) \times 18.0}$$

この結果を 図一 の真比重の乾燥処理温度依存の結果と比較すると、温度上昇による  $\text{H}_2\text{O}$  分子の脱離する割

合が推察できる。

ところで、強結合水はその密度が  $1.7 \text{ g/cm}^3$  と非常に大きく土粒子に大きな力で保水されている<sup>7)</sup>。更に、粘土鉱物の吸着水の密度は自由水の比重より大きい<sup>8)</sup> ことを考慮すると、先述の式の様に単純に比重を求めることは出来ず、水分子数  $n$  あるいは  $\text{H}_2\text{O}$  の分子量に修正を加える必要がある。

ところで水分子の脱離と吸着とは不可逆現象であるために赤音地の物理特性が著しく変化すると考えられる。

## IV 総括

以上述べた様に、赤音地は顕著な相違点をもつ火山ガラスとアロフェン粘土から成り、しかもアロフェン粘土が火山ガラスを覆う形で存在するために種々の特異な物理性を示す。

赤音地の構造に基づく特性は、火山ガラスの疎な骨格構造に起因し、その大きな間げき率によって赤音地は大きな透水性をもつ。一方、赤音地の表面特性は、アロフェン粘土の特性、例えば、非常に高い吸湿性に基づく保水力あるいは、その熱的特性に基づくヒステリシス現象と大きく関与している。

赤音地は風乾したり攪乱するとその特性が著しく変化することが認められており、現場の状態を再現し室内実験を行なおうとする時、元の状態 (密度) を再現することすら不可能である。このこと自体が赤音地の物理特性を象徴している。

赤音地の物理特性を見るためには、規格化された試験法で結果を求め他の土壌との相違点を比較すると同時に、赤音地固有の特性を見いだすために温度特性を考慮した特別な試験法や粒度試験法の開発が必要であることを提言し本論を結ぶ。

### 参考文献

- 1) 町田 洋: 火山灰は語る・火山と平野の自然史, pp. 188~208, 蒼樹書房 (1979)
- 2) 南 信弘, 山村善洋: 赤音地の物理特性, 高知大学 学術研究報告, 第32巻, 自然科学 (印刷中)
- 3) 須藤俊男: 粘土鉱物学, p. 29, 岩波書店 (1974)
- 4) 例えば, 土質工学会編, 土質試験法 (第2回改訂版) p. 158 (1979)
- 5) A, A, ローゼ著, 山崎不二夫監訳, 土壌と水, p. 30, 東京大学出版会 (1971)
- 6) 前出書3) p. 341
- 7) 前出書5) p. 38
- 8) 前出書3) p. 256

(1983. 10. 17受理)

# 会 務 報 告

(昭和58年6月1日～昭和58年11月31日)

## 諸会議開催経過

### 1 事務局・編集委員会合同会議 (58.8.2於農土試)

〔出席者〕 岩田, 諸遊, 前田, 多田, 河野, 浜崎, 粕淵, 軽部, 長谷川, 井上 (事務局)

1) 第25回シンポジウム主題の決定

### 2 第1回評議員会 (58.8.24於愛媛大)

〔出席者〕 岩田, 東山, 粕淵, 多田, 中野, 三野  
(以上評議員) 河野, 長谷川, 奥山 (以上事務局)

1) 会計経過報告

2) 編集経過報告

3) 高橋強氏の会長委嘱評議員承認

### 3 編集委員会 (58.10.4於農土試)

〔出席者〕 河野, 陽, 藤縄, 軽部, 長谷川 (以上編集委員) 奥山, 井上 (以上事務局)

1) 会誌48号原稿の査読結果報告及び審査

2) 会誌50号記念事業について

3) 執筆規定改正について

4) その他

### 4 第2回評議員会 (58.11.11於農土試)

〔出席者〕 岩田, 佐久間, 東山, 粕淵, 多田, 中野, 諸遊, 三野, 高橋, 久保田 (以上評議員) 村山, 河野, 長谷川, 井上, 奥山 (以上事務局)

1) 経過報告

2) 57年度決算案, 58年度予算案承認

3) 編集委員会報告 (50号記念事業など)

4) 執筆規定改正案, 一部訂正後承認

5) その他

### 5 58年度総会 (58.11.11於農土試)

1) 経過報告

2) 57年度決算案, 58年度予算案提案 (可決)

3) 編集委員会報告

4) 執筆規定改正案提案 (可決)

5) その他

## 会員動向

### 1 新入会員 昭和58年6月1日～

氏 名	会員種別	連 絡 先
世良田 和 寛	(正)	252 神奈川県藤沢市亀井町日大農獣医学部
清 沢 秀 樹	(正)	514 津市上浜町 1515 三重大農学部
沢 田 富 雄	(正)	673 明石市北王子 13-1 兵庫県農総試
坂 本 年 秋	(正)	036-03 黒石市境松 1丁目 青森県農試

荒 木 誠	(正)	305 稲敷郡茎崎町 林業試験場
小 泉 豊	(正)	439 小笠郡菊川町倉沢 1706 静岡県茶業試
武 藤 和 夫	(正)	024 北上市飯豊町字成田20-1 岩手県園芸試
藤 原 多見夫	(正)	729-24 豊田郡安芸津町三津 広島県果樹試
小 菅 孝 利	(正)	305 筑波郡谷田部町観音台 2-1-2 農土試
伊 藤 邦 夫	(正)	680-11 鳥取市橋本 260 鳥取県農試
赤 江 剛 夫	(正)	525 草津市西沢川 2-8-4 滋賀県立短期大学
安 中 武 幸	(正)	840-01 佐賀市日の出 2-1-1 九州農試農地利用部
山 路 永 司	(正)	113 文京区弥生 1-1-1 東大農学部
徳島県農業試験場	(購)	779-32 名西郡石井町石井 1660

## 2 退会者

松井重光 (三重), 岡本三郎 (兵庫), 手島渚 (神奈川), 五島一成 (長崎), 塩光輝 (茨城), 栗野博夫 (宮崎), 福川利玄 (宮崎), 吉浦昭二 (大分), 梶田勝弘 (静岡), 河森武 (東京), 田中宏幸 (愛知), 土井淳多 (東京), 河野満雄 (宮崎), 鈴木隆 (山形), 北岸確三 (三重), 細井昭彦 (青森), 村田恒治 (山梨), 島田俊介 (東京)

## 3 住所変更

氏 名	旧	新しい連絡先
大森 正	岡山	709-46 岡山県久半町宮部下 35-5 岡山県農試北部支場
高橋 強	岡山	606 京都市左京区北白川追分町 京都大学農学部
赤城 仰哉	北海道	063 札幌市西区稲東 3 南 4 丁目 10
桜井 俊武	鹿児島	890 鹿児島市西田 2-25-34
中井 久	山口	740-07 山口県玖珂郡錦町広瀬 錦農業改良普及所内
後藤 計二	北海道	063 札幌市西区山の手 5 条 3 丁目 3-27
南 松雄	北海道	098-57 北海道枝幸郡浜頓別町字緑ヶ丘 道立天北農試
石田 智之	京都	305 茨城県新治郡桜村天王台 1-1-1 筑波大学学術情報処理センター
開発 一郎	茨城	440 豊橋市天伯町雲雀ヶ丘 1-1 豊橋技術科学大学建設工学系
出井 嘉光	岩手	840 佐賀市本庄町 1 佐賀大学農学部
石居企救男	埼玉	362 上尾市上 1481-28
北岸 確三	三重	514-11 久居市野村町 372-98
水之江政輝	東京	997 山形県鶴岡市若葉町 1-23 山形大学農学部
寺沢 四郎	東京	176 練馬区早宮 3-56-13
三野 徹	京都	700 岡山市津島中 1-1-1 岡山大学農学部
河野 英一	東京	252 藤沢市亀井野 1866 日本大学農獣医学部

石田 朋靖	東 京	997	鶴岡市若葉町1-23 山形大学 農学部	平山 力	茨 城	310	水戸市貝川 5 丁目127-184
宮脇 忠	北海道	082	河西郡芽室町新生 道立十勝農 試	村上 康則	福 岡	818	福岡県筑紫野市大字吉木587 福岡県農総試
福原 道一	北海道	305	筑波郡谷田部町観音台3-1-1 農技研化学部土壌第3科	野村 栄吉	北海道	062	札幌市豊平区月寒東 4 条 9 丁目 北海道開発コンサルタント(株)

## 会計報告

58年度総会において、57年度決算案、58年度予算案が可決されました。

昭和57年度会計決算

(昭和58年10月30日現在)

	項 目	予 算 額	決 算 額	増 減	備 考
収 入 の 部	繰越金	1,771,814	1,771,814	0	
	賛助会費	60,000	60,000	0	15,000円×4口
	購読会費	232,000	249,500	17,500	4,000円×60.5口, 2,500円×3口
	一般会費	2,144,000	1,778,000	△366,000	正会員 3,000円×562口 " 2,000円×32口 学生会員 2,000円×14口
	出版物売上 雑収入	10,000 20,000	4,600 37,501	△5,400 17,501	バックナンバー, レジメ 利息, 印税 (森北出版)
	合 計	4,237,814	3,901,415	△336,399	
支 出 の 部	会誌製作費	2,800,000	1,836,800	963,200	会誌45, 46, 47号
	総会費	250,000	122,645	127,355	シンポジウム運営費
	通信費	250,000	175,400	74,600	会誌発送(3回), 事務連絡
	文具費	20,000	9,000	11,000	消耗文具類
	賃金	40,000	3,410	36,590	会誌発送手伝い
	交通費	100,000	2,000	98,000	事務局会議
	会議費	30,000	30,940	△940	評議員会
	幹事手当	16,000	12,000	4,000	3人
	編集委員会費	150,000	92,490	57,510	査読料, 交通費, 郵送料
	予備費 繰越金	581,814 0	0 1,616,730	581,814 △1,616,730	
	合 計	4,237,814	3,901,415	336,399	

## 昭和58年度土壌物理研究会予算

	項 目	予 算	備 考
	繰越金	1,616,730	
	賛助会費	45,000	15,000円×3口
	購読会費	220,000	4,000円×55口
	一般会費	2,072,000	3,000円×686口, 2,000円×7口
	出版物売上 雑収入	10,000 20,000	バックナンバー, レジメ 利息, 印税
	合 計	3,983,730	
	会誌製作費	2,500,000	48,49号(各750,000), 50号(1,000,000)
	総会費	250,000	シンポジウム運営費, レジメ, ポスター
	通信費	250,000	会誌発送3回, 郵送料, 事務連絡
	文具費	10,000	消耗文具類

賃	金	50,000	会誌発送(3回), 事務整理
交	通 費	70,000	事務局会議, 評議員会
会	議 費	30,000	評議員会
幹	事 手 当	40,000	4人
編	集 委 員 会 費	200,000	交通費, 査読料
選	挙 管 理 委 員 会 費	250,000	59, 60年度評議員選挙
予	備 費	333,730	
合 計		3,983,730	

### 会誌の編集について

昭和58年11月11日に開かれた評議員会及び総会に、編集委員会より次の事項が提案され、大筋で了承されました。

#### 1. 会誌50号記念事業

- ・土壌物理研究レビュー：編集委員会を強化して作成方法を検討し、58年度中に執筆者等を決定する。
- ・SI（国際単位系）解説：土壌物理の分野について  
以上に伴い50号は30ページ前後増ページとなる。
- ・バックナンバーサービス：56ページに詳細な揭示あり。

#### 2. 執筆規定の一部改正

主に SI の採用に関連して規定の一部を改正する。但し、上記会議において若干の修正意見が出されたので更に検討し、50号を目的に改正を行う。

## 一 編 集 後 記 一

日ごとに近づいて来る冬將軍の足音に負けじと、本号の編集を終了いたしました。狭い島国である日本も地方ごとに特色ある風土をもち、四季折々が美しいと言われています。気候と同様、土壌にもお国がらがあると思えます。

本号でも北から南から、地方色豊かな論文をお寄せ頂きましたが、これからも幅広い投稿をお待ちしています。

第25回シンポジウムは、準備した椅子がたりなくなるほど多くの方が参加されて盛況のうちに行なわれました。講演された論文と討論については次号で特集いたします。

昭和59年は会誌50号記念号の発行や SI（国際単位系）への切り換えなど新しい機軸を迎えます。力不足の編集幹事ですので皆様の一層の御支援をお願いいたします。

（奥山武彦）

## 50号記念事業

### 復刻版作成について

会誌「土壌の物理性」は1959年（昭和34年）3月に第1号を発行して以来、間もなく第50号の発行を迎えようとしています。

事務局では、50号記念事業の一環として、バックナンバーを整備し、広く会員諸氏に頒布する予定であります。特に、新生の息吹に満ちた、初期の会誌は、残部がほとんどなく、極めて入手困難な状態にありますので、これを復刻したいと考えています。是非ともこの機会に御購入下さい。（価格は未定ですが注文数が多い程安くできます。）

御注文、御問合せは下記まで、できましたら文書でお願い致します。

〒305

茨城県筑波郡谷田部町観音台 2-1-2

農業土木試験場農地整備部気付

土壌物理研究会事務局 宛

号数	特 集 等	残 部
1	1959. 3 創 刊 号	0(事務局保存分のみ)
2	1960. 3 測 定 法	0( " )
3	1960. 9 水 田 の 透 水 性	0( " )
4	1961. 3 土 壌 侵 食	0( " )
5	1962. 2	0( " )
6	1962. 4	0( " )
7	1963. 1 土壌改良剤とその利用	11
8	1963. 5	20
9	1963.10	7
10	1964. 3 土壌の圧縮および繰戻耕盤の形成	14
11	1965. 2 (合併号) 土壌物理性の測定法	3
12		
13	1965. 9	66

以降 100 部以上の残部有

現場で簡単に土の三相分布が測定できます。

土壤三相計 MII型 DIK—1100  
R II型 DIK—1110

(特許申請中)



#### <特 長>

- 試料の実容積をダイヤルゲージから直接読み取れます。
- 圧力を加える媒体がシリンダーなので取り扱いが簡単です。

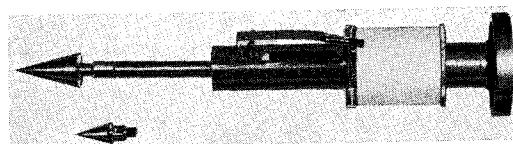
土の抵抗力を簡単に測定でき、その測定値を自記記録します。

#### 貫入式土壤硬度計

(旧名称 記録式土壤抵抗測定器)

DIK—5510

(特許申請中)



※ 改良の為、実物は写真と若干異なりますが、悪しからず御了承下さい。

#### <特 長>

- 抵抗値が自記記録されるので、目盛を読み取る必要がありません。
- 軽量、コンパクトなので、現場への携帯に便利です。



大起理化工業株式会社

東京都荒川区西尾久7-60-3 〒116 TEL 03-810-2181(代表)

お問合せをお待ち  
申し上げます。