

---

---

## 巻頭言

---

---

### 第9回シンポジウムに寄す

(岡山大学農学部) 米田茂男

土壌物理性の問題は、近年わが国においてきわめて重要視されてきている。たとえば各地の農業試験場の土壌肥料関係者の調査研究のテーマをみても、従来は土壌化学一辺倒の観があったのに対して、最近ではむしろ土壌物理の問題に関心がおかれている傾向すらみられ、まさに隔世の感がある。その理由として、本質的には、土壌を作物生育培地としてみる場合、その生産性を規定する因子として、構成材料としての土壌の性質と、根の生育の場としての土壌の環境が車の両輪の関係にある点を指摘できる。前者は植物養分の供給量や土壌の反応など、化学的性質に規定される面が多いが、後者はこれと反対に土壌の物理性に規定される面が大きい。しかも後者は比較的最近になって開拓された新しい研究分野で、未解決の問題も多く、従ってこの方面に関心が向けられるのも当然の結果であろう。

第2に、開拓や干拓、その他一切の土地改良事業において、その実施の前後に土壌調査を行なうことが条件づけられている。かつ本調査で行なう土壌断面の調査項目の重点が、土壌物理性の計測と判定を基礎として組み立てられている事実も、その原因の一つとして指摘できる。

第3の、当面の問題として、農業構造改善と関連し、大型機械の導入と、これに伴う基盤整備に関し、土壌物理性の問題が積極的に取りあげられる、否とりあげざるをえない事態に至っている点も指摘できる。

ところで研究成果の実態をみるに、欧米における多年の研究の蓄積と比較すると、なおかなりの遅れがみられ、今後の一段の飛躍が望まれると同時に、わが国に特有の解決を要するいくたの問題も存在している。その一つが、母材的に物理性の不良土の代表例の一つとみられる火山灰壤の問題で、今回のシンポジウムにおいて火山灰土壌がとりあげられたのも、かかる理由に基づくと考える。

ところで日本土壌肥料学会が、今般部門別進歩総説(土肥誌, 29, 1, 1967)を刊行するに当り、筆者は美園、横井両氏と協同で、土壌物理部門を担当し、最近約年間の研究の進歩を中心としてのとりまとめを行なった。これらの報文中、火山灰土壌を対象としての成果も少なくなく、その概要を以下に紹介しよう。

土壌の機械分析を行なう場合、火山灰土壌でいかなる分散法が合理的であるかの問題に関し、音波振

とう処理はアグリゲートを崩壊し、高い粘土含量を与えることが報告された。土壤構造については、火山灰土壤の固相率と水分率の関係や顕微鏡を用いての微細構造の特徴の詳しい観察が行なわれた。土壤水分については、ローム質火山性土の  $pF$ -水分曲線や透水性と孔隙の量および大きさの関係が明らかにされた。

水食に関して、火山灰土壤と鉍質土壤の、また黒ぼく茶園とシラス茶園の侵食性の比較試験が行なわれ、次に風食をうけ易い土壤と耐食性土壤の理化学的性質が比較検討された。

火山灰土壤の物理性の改良法については、ポパール系高分子化合物とベントナイトの併用が火山灰土のすぐれた連結作用を発揮すること、また漏水田の漏水防止や透水抑制の効果のあること、農道の安定処理法として「PVA-H」の有効なことなどが明らかにされた。

火山灰漏水田で、ベントナイトの透水抑制効果が砂質漏水田に比べて劣るのは、活性アルミニウムが主因子であることが見出されたが、この種の問題は土壤の物理性を論じる場合、きわめて重要な点と考える。それは、土壤の物理的性質、行動および特徴は多くの場合、土壤の化学的、とくにコロイド化学的性質によって規定されるからで、ここに問題の複雑性がある。たとえば、同一の機械的組成、すなわち粒度分布を示す土壤でも、粘土鉍物が異なれば透水性や凝集力などに大差を生じ、さらに同一土壤でも置換性塩基の組成を人為的に変えると、上記の物理性が根本的に変化する。いわゆる理想土壤について求められた理論を、そのままの形で自然土壤に適用する場合、種々の矛盾を経験する原因もここに存する。このように考えてくると、本研究会のように、専門を異にする各方面の研究者によって構成されている研究組織の意義と価値が、いかに大きいかが痛感される。

## 火山灰土壌の生成と物理性

松 井 健\*

### はじめに

土壌の生成・分類・調査を専門とするわれわれペドロジストにとって、土壌の物理性にかんする知識はきわめて重要だが、不勉強のため、生成と物理性との関係についてつっこんだお話しはできないので、ここでは主として火山灰土壌にはどんな種類があり、その生成や特性について日本のペドロジストたちによってどんな成果があげられ、何が当面の課題になっているかといったことについて、スライドを中心にご紹介し、さいごに「生成と物理性」の関係について多少の私見をのべ、責を果すこととお許し願いたい。

### I 土壌調査と物理性

火山灰土壌にかぎらず、一般に土壌研究の出発点である野外の断面調査では、物理性に関連した調査項目が少くない。まず第一に、土壌をA、B、C層等に層位区分する場合の識別規準として重要なものは、色、粒径組成(土性)、ちみつ度など、土壌の物理的組成や挙動に関連した諸性質である。また、火山灰土壌を野外で他の土壌と識別する特徴も、腐植層(A層)の、きわめて粗しょうで細かい団粒の発達した soft and mellow な感触や、下層土の多孔質で軽く、乾くと柱状の割れ目ができやすい特有の外観が、その産状や鉱物組成とともに重要なキメ手となるが、これらの物理性の調査法はベテランの勘に頼った定性的なもので、さいきん急速に進歩した土壌物理や工学のレベルからみれば、きわめてプリミティブな状態にある。もちろん土壌調査に一定期間の経験が必要なことはいうまでもないが、上記のような職人的技術に頼っているかぎり、ペドロロジーは近代科学の発展からとり残されてしまうであろう。

### II 火山灰土壌には種類が多い

いっぽう、土壌物理や土質工学からの火山灰土壌へのアプローチは、卒直にいて自然体としての土壌の不均

一性を実体的に把握する面が弱く、均質な力学的素材として扱う傾きが強かったのではなからうか。これはある土壌個体のサンプリングのさいにも、A、B、Cなどの層位ごとに採取するというごく初歩的なことすら、ともすれば忘れられがちだし、もっと重要なことは、一口に火山灰土といっても、いろいろ種類が多いのに、その区別にあまり気をつかっていない点によく表われている。降灰後数百年しかたっていないごく未熟なものも、1万年以上も地表風化をうけ、50%以上の粘土をふくむものも、同じ火山灰土壌として一律な扱いをうけているのではなからうか。

#### 1) 新期火山灰土の特性

ここでは、現在から約1万年前まで(沖積世)に降灰した火山灰に由来するものを、かりに「新期火山灰土」とよんでおく。その分布は北海道の南・東部、南九州に多く、それ以外の地域でも活火山の周辺にかなり分布している。

北海道のものは山田、瀬尾ら、北海道のペドロジストたちによって創始された調査方法によって類別され、それぞれの分布、起原、年代が明らかにされていることはいうまでもない。南九州でも演者らにより同じ方法が適用され、新期火山灰土の分布状況が明らかになった。

新期火山灰降灰年代と、それに由来する土壌断面の成熟度との間には、山田(1964)により指摘されたような規則的な関係がある。北海道の駒ヶ岳a、b、c、d、有珠a、b、樽前a、b、十勝a、b、摩周aの各火山灰層や、富士山の宝永スコリア層、榛名山二ツ岳から噴出した伊香保浮石層、南九州の桜島a(大正ボラ)、b(安永ボラ)、霧島a(享保スコリア)、開聞aなど、降灰後500年未満のごく新しい火山噴出物に由来した土壌では、断面の層位分化はきわめて未発達で、(A)/CまたはA/Cの断面構成をもち、あるていどの腐植の蓄積をのぞけば、砂丘や海浜の砂土と大差なく、粘土含量も数%にすぎず、成熟した火山灰土のもつ後述するような物理・化学的特性をほとんどもっていない。したがってこのような火山灰土は、成熟したものとは土壌型の段階で区別さ

\* 資源科学研究所

れ、レゴゾル（非固結岩屑土）にふくめられる。その管理・改良方法も当然成熟したものは本質的に異なっている。

これより古い火山噴出物、たとえば北海道の駒ヶ岳 e、樽前 c, d、有珠 c、十勝 c、摩周 c, d, e、…… i の各火山灰層や、南九州のコラ（さいきんの  $^{14}\text{C}$  年代測定によれば通説のように貞観年間ではなく、2000年より古い）や、霧島 c（黄ボラ）、開聞 c など、500～3000年前に噴出した火山灰に由来する土壤では、あるていど風化がすすみ、A層よりの遊離酸化鉄の移動・集積も加わって、B層の生成が認められ、A/B/Cの断面構成をもっている。

ところが、さいきん  $^{14}\text{C}$  年代測定により、約5000年前の噴出と判明した南九州のアカホヤ（人吉盆地ではイモゴ、四国では赤オンジとよばれるが、いずれも同一の火山灰層）では、風化が全層におよび、火山ガラスのアロフェン化が進んで、B層とC層の区別がつかなくなり、断面構成の上では後述の古期火山灰土と類似してくる。その物理・化学的特性も、古期火山灰土と同様に、アロフェンの構造化学的特性に左右されるようになる。

つまり、レゴゾルと区別される独立の土壤型としての「火山灰土」の生成には、母材が本来細粒質のアカホヤで少なくとも5000年の年代を必要としている。本来粗粒質の軽石層やスコリア層では、これ以上の年代を必要としよう。

## 2) 古期火山灰土の特性

これより古い火山灰土、つまり地質学上洪積世とよばれる1万年以上前に降灰した火山噴出物に由来する土壤では、全層にわたって風化による粘土化と水酸化鉄の遊離がすすみ、いわゆる“ローム”になっている。粘土 ( $<2\ \mu$ ) 含量は、分散法が適切であれば下層土で一般に50%以上に達する。母材としてのC層とB層の区別は困難である。表層には重縮合の進んだ黒色の腐植が厚く蓄積し、しかも腐植の浸透により、A、B両層間に漸移層ができる。したがって断面構成は一般に  $A_1/A_3/B_1/B_2/B_3C$  となる。

この腐植の給源はイネ科草本を主とする草原植生とみられる。その証拠としてA層から分離した細砂分には、イネ科草本の珪化組織に由来する植物珪酸体（プラントオパール）がきわめて多く、 $A_1$ 層ではしばしば50%以上、 $0.05\sim 0.02\text{mm}$ の部分では大半を占め、しかも腐植含量と正の相関が認められる（菅野, 1961；加藤, 1962）。この腐植含量はときに30%にもおよび、大陸のチエルノジョーム土やプレイリー土より高く、世界に例がない。しかし日本の地理的位置からみて、ステップやプレイリ

ーのような極盛相としての草原の存在を許す気候条件は、少くとも洪積世以降にはとうてい考えられないので、火山灰土の腐植の給源であるイネ科草本植生は、極盛相としての森林を二次的に交代したササ、ススキ原野とみられる。そのような交代の主な原因は、自然的遷移というよりはむしろ、縄文時代以降の火入れ、伐採などによる人為的遷移ではなからうか。

古期火山灰土のもう一つの特性は、粘土鉱物が2、3の例外を別として、アロフェンと総称される非晶質ゲルを主としていることである。これは古期火山灰土の母材である洪積世末期～沖積期初期に降灰した火山灰（南関東の立川ローム層に対比されるもの）について一般的な傾向である（もっとも、さいきんアロフェンよりも2：1型粘土鉱物のほうが優勢な例が、同定方法の進歩により報告されつつあるが）。現段階では、上述のような著しい量の腐植と結合し、これを強く保持する性質や、腐植の蓄積によって累加される著しい保水能、大きな透水性と間ゲキ率、小さな容積重と固相容積、非可逆的な脱水特性やそれともなり力学的性質の非可逆的な変化、機械分析の場合の特異な分散特性（アルカリで凝固し酸で解膠する）や、強固なマイクロアグリゲート（二次粒子）形成能等々、この土壤に特有の物理的性質の大半は、アロフェンの構造化学的特性とその巨視的表現である粗しょうな組織に起因しているようである。陽イオン、とくに  $\text{K}^+$ 、 $\text{NH}_4^+$  のような1価陽イオンの吸着保持力が弱く塩基が溶脱され易いことや、逆にリン酸イオンのような陰イオンの吸収力が異常に大きいといった火山灰土独特の化学的特異性も、アロフェンに起因していることはいうまでもない。

このように、アロフェンが風化物の主成分となるのは、細粒で透水性が大きく、火山ガラスのような易風化鉱物にとんだ火山灰という母材と、温暖湿潤な日本の気候とが決定的な要因となっている。同じ鉱物組成でも、固結した安山岩や玄武岩からはアロフェンはできない。また湿潤熱帯のハワイでは、珪酸の流亡が著しく、アロフェンはできずに  $\text{R}_2\text{O}_3$  が火山灰土の主成分となり、火山灰を母材とするラトゾル（ラテライト性赤色土）を形成している。この土壤にはラテライト性土壤特有の著しい易砕性 friability, miry なコンシステンシー、乾くと非可逆的に形成される果核状構造などが認められ、容積重が小さく、含水量が大きい点で母材の火山灰の特性が残ってはいるものの、上記のような日本の古期火山灰土の物理・化学的、形態的特性とは明らかに異っている。

このように日本の古期火山灰土およびそれに類似のアカホヤなど、沖積世前～中期に降灰した火山灰に由来し

た土壌は、著しい腐植の蓄積とアロフェンの生成で特徴づけられる特異な生成過程と、それに対応した独特の形態的、物理・化学的特性をそなえている。このような土壌は世界の既存の土壌に類例がないので、独立した土壌型とみなすべきである。それは大陸東岸の温帯～暖帯湿潤気候下で、火山灰という特殊な母材の上で、二次植生としての草原下に発達した成帯内性土壌である。これに対して、草野褐色土(関, 1934)、(草原様)褐色森林土(Kamoshita, 1958)、アンド土(Thorp et al, 1949)火山性黒色土(内山, 1954)、黒色土壌群(林試, 1958)腐植質アロフェン土(菅野, 1961; 宮沢, 1962)など、種々の土壌型名が提案されている。この中では上記のような火山灰土の生成的特性を端的に表現した腐植質アロフェン土と、アメリカのペドロジストに命名されたアンド土とが国際的にも知られているが、後者は語源的に問題があり、前者も土壌型名としては異質なためか、必ずしも日本のペドロジストの支持を得ていない。演者も、必ずしもアロフェンを主体としない火山灰土や、それと類縁の非火山灰質黒色土壌が存在することからみて、この名称には賛成でなく、これらをつくめた、より高次の分類単位名として、日本の農民に多年親しまれてきた「黒ボク土」という名称を採用することをはじめて提案し(松井ほか, 1961)、その中で火山灰に由来するものに、後に火山性黒ボク土という土壌型名を与えた。

なお、火山灰土にも気候帯による性質の差があり、それに応じて亜型区分すべきだという意見もあるが、そのためには同じ年代、類似の岩石学的組成をもったものを比較しないと大きな誤りを犯す危険があろう。

### III 腐植層(“黒土”)の母材は“ローム” か否かという問題

ペドロジストの多くは、火山灰の表層にある腐植層は、下層の“ローム”(古期火山灰風化物)を母材とし、上述のような過程で腐植が蓄積したもの、つまり腐植層は立川ローム相当層の上に発達した土壌のA層とみていた。ところが関東ローム層を研究している地質学者たちの多くには、この腐植層をその下位の“ローム”とは時期を異にする別の堆積物だとする観念が根強く、両者の境界を沖積・洪積世の境界とみるのが常識ようになってきている(関東ローム研究グループ, 1965)。さいきん一部の地質学者は、考古学的遺物のうち、旧石器は“ローム”から出土し、“黒土”と“ローム”の境界部(土壌層位でA<sub>3</sub>ないしB<sub>1</sub>層に当る部分)は主に縄文早期の遺物をふくみ、黒土中には縄文前期以後の土器が、新しいものほど順次上位から出土するという一般的数据に

もとづいて、“黒土”は層位学の基本である「累重の法則」に支配されて、下位の“ローム”とは別な時代に順次堆積したものであると主張した(町田, 1964; 井尻, 1966; 小林, 1967)。

つまり腐植層は立川ローム相当層に腐植が蓄積したものではなく、それ以後におだやかに降灰した火山灰やレス状の dust, mass-wasting や solifluction のような陸上の再堆積の産物を材料とし、その堆積速度がおそいために植生の繁茂をゆるし、母材の堆積と腐植の生成とが平衡を保って進行したために、厚い黒土が生成したという見解である。

この見解は十分検討に値する問題と思われる。“ローム”、つまり古期火山灰層の上位に、明瞭にC層を識別できる新时期火山灰層が何枚も、それぞれ腐植層をもって累積している場合には、北海道や南九州で行われたように、これらを1枚1枚類別し、それぞれの分布や起源を追跡できる。これらの分布限界ふきんにゆくと、C層はほとんど識別できず、一見一つづきの厚い黒土層のようにみえるが、ベテランの土壌調査マンは、色、土性、構造、コンシステンシー等の微妙な差で、これらを数枚の単層に識別してきた。しかし、さらに噴出源から遠ざかると、黒土層は全体として薄くなるので、植物根・地中動物・耕作などにより混合され、個々の単層の識別は不可能になるだろう。われわれの経験でも、茨城、千葉県など、活火山から遠い地域では、肉眼的には新时期火山灰層をほとんど識別できない場合が多いが、粒径組成を比較すると、腐植層は“ローム”にくらべ砂分がやや多く、新时期火山灰の混入の影響を認めることができる。

これらの事実はすでにペドロジストによって確認されてきたことである。それにもかかわらず、上記のような地質学者たちの指摘は、ともすれば厚い腐植層全体を、その下位の“ローム層”と同一母材からなるA層とみがちで、土壌調査の経験の少ない土壌学者にとってはきわめて重要な教訓といえよう。

しかし、地質学者が説くように、“黒土層”の下限は果して沖積・洪積世の境界であろうか。また、「火山灰の降灰と腐植の生成の平衡関係」はごく一般的に、どこでも観察できるだろうか。

演者はさいきん関東ローム層の分布する台地上の縄文時代の遺跡の発掘に立会う機会を何回か得た。そのさい、前記のような、北海道のベテラン・ペドロジストのセンスで詳細に観察すると、一見、一つづきのように見える厚い腐植層は、ほとんど例外なく何層かの Soil stratigraphic unit に区分されることを再確認した。つまり“黒土層”は、IA/II Ab/II AbB/III Ab/III AbB/

IV A<sub>1</sub>b/IV A<sub>3</sub>b/IV B<sub>1</sub>b/IV B<sub>2</sub>Cb…… というくあいに区分される。多くの場合、IVは立川ローム層最上部、IIIは町田(1964)の「富士黒土層」、IIは町田の Younger Fuji tephra ないしは同時期の再堆積物、Iはごくさいぎんの再堆積物であって、土器の多くはこれら各 unit の(埋没) A層から出土することがわかった。つまり「黒土層」は、たしかに地質学者の説くように、その大半は「ローム層」とは時期を異にする累積土壌である。しかし、この累積は、まず母材が堆積し、つぎに腐植化によって、各 unit の母材からA層が分化しており、母材の堆積と腐植の生成とが平衡を保つ場合は、理論的には可能であるが、現実にはそれほど普遍的ではないことが分かった。また、新时期堆積層と「ローム層」との境界は、上記の断面構成の例では、地質学者のいうように、「黒土層」の下限、つまり IV A<sub>3</sub> と IV B<sub>1</sub> との境ではなく、III ABb と IV A<sub>1</sub>b との境であることも明らかになった。この境界を見分けられぬベドロジストは少いだろう。IV A<sub>1</sub>層からIV A<sub>3</sub>層の下限、つまり「黒土層」の下限までの厚さは、根の分布、地中動物の混和作用、腐植の垂直移動等の相互作用によってきまるもので、原則的に不定であるが、イネ科草本の根系の平均的な深さ(20~30 cm)は一応の目安となろう。腐植の給源としては草本の場合、地表に還元される地上部遺体よりも、地中で腐植化する地下部遺体のほうが優勢なことは生態学者により証明されているからである(翠川, 1962)。

したがって、これよりも腐植層が厚い場合には、前記の地質学者の指摘にしたがって、再堆積や新时期火山灰の降灰等による母材の累積を疑ったほうがいい。

以上の事実から明らかのように、みかけ上の黒土層の基底そのものが、沖積世と洪積世との境界というように、地質学的不整合を指示するものではなく、新时期火山灰層ないし再堆積物層の基底は、みかけ上一つづきのように見える腐植層の中間にあることを強調しておきたい。ただし、物質の添加した時期というより腐植の蓄積した時期そのものには、明らかに歴史的制約があり、包含される考古学的遺物との関係から、少なくとも縄文早期以降とみられ、それ以前には、黒色の腐植層の著しい蓄積が常時おこったという積極的証拠はない。このことは、後水期に入って気団配置がほぼ現状に近くなり、モンスーン的気候に変ったという推定や、縄文時代に入って人類の生産活動が飛躍的に発展したという考古学的定説と関連が深いように思われる(加藤, 1964)。

#### IV 地表下1.5mから数mへ、土壌学の領域の拡大について

関東ロームの団体研究の成果として、かつては一つづきのように思われた台地上の厚い火山灰層は、主に段丘との関係と、相互の不整合関係を手がかりに、立川、武蔵野、下末吉、多摩の各ローム層という地質学的累層に区分されるようになった。そして各累層の年代、噴出源や、鉱物組成、粘土鉱物などの特徴も明らかにされ、同じ方法が全国的に洪積世火山灰層に適用され、火山灰層を鍵に、第四紀の地層や地形面を対比、編年するテフロクロノロジー(火山灰編年学)の方法が確立され、日本の第四紀の地史を、世界の氷期、間氷期と対比することがはじめて可能となった。これはまことに画期的な成果である。

ところでこれらのローム層には、何枚かの暗色帯、キレツ帯が存在し、浮石層などとともに層位学的鍵層として役立つことが分ったが、これらはC、N値の極大を示すことから、欧米のレス中の化石土壌と類似の埋没古土壌に他ならない(戸谷・貝塚, 1956)。黒部(1936)によれば、立川ローム層中の暗色帯から抽出された腐植酸は、地表の現土壌のそれと類似しており、その生成環境が現土壌のそれに近かったことを推察させる。演者はさいぎん、この立川ローム層中の2枚の暗色帯から抽出した腐植酸の<sup>14</sup>Cによる年代測定を、学習院大学木越研究室に依頼したところ、上位のものは17,000±400y. B.P., 下位のものは25,900±700y. B.P. という値を得た。この中少くとも下位のものの年代は、ヨーロッパのPaudorf 亜間氷期、USAのFarmdale 亜間氷期と一致する。加藤(1962)は、北関東のローム層中の暗色帯の腐植含量が、植物珪酸体と正の相関を示すことを見出し、これらが降灰中止期に生成した古土壌のA層であることを証明した。すなわち洪積世の降灰休止期には、現在と類似した土壌生成期が存在したことが暗示される。

このように、暗色帯、キレツ帯とよばれる古土壌は、土壌学の方法によってはじめてその生成環境を復元できる対象であり、それによってローム層の細分や、その生成史の解明に貴重な資料を提供できる。古土壌に限らず、その中間のローム層に対しても、土壌学の知識の適用はきわめて有効である。たとえば露頭で立川ローム層と武蔵野ローム層を識別する場合、一般に前者は乾いて黄色を呈し、比較的粘りが少ないが、後者はやや湿っていて褐色を呈し、しばしばコケが付着し粘りが強いことで容易に区別できる。この差は主として両者の粘土鉱物組成の差(前者はアロフェン、後者はハロイサイト)に起因することは明らかである。現地での簡単なコンシステンシーのテストや、KF-フェノールフタレン・テストは両者の識別上さらに有効である。

このように、土壌学の対象を地下1.5m以内に限定せず、地下数まで拡大すること（土層学と仮称）は、第四紀層序学に寄与するだけでなく、それを媒介として基盤整備、大規模な農地造成、農道、一般道路、宅地造成、建築物の基礎工事など、農業工学や土木工学の側からの要請にも答えることになる。従来の地質学の精度と方法だけでは不十分なことは証明済みで、土壌学の精度と多様な方法が要求されている。

そのためには、ペドロロジーと火山灰層序学の方法を結合するだけでなく、従来の調査項目のほかにも、各土層の圧縮比、ねりかえし強度、先行荷重など、各種の工学的性質を簡便に現地で測定する必要がある。この方向は従来施肥学だけに眼を向けていた土壌学の市場拡大に有効なだけでなく、ともすれば化学偏重だった日本の土壌学のヒズミの是正のためにも必要と思われる。

### むすびにかえて

紙面のつごうで、要約の代りに、ペドロジストとして土壌物理学者への注文を列挙させていただくことにする。

- 1) 現地で簡単に定量化できる物理性測定方法の確立
- 2) 火山灰土壌に適した機械分析方法の標準化
- 3) 土壌型のような高次の分類だけでなく、低次の土壌分類上の差を十分に考慮したデータの比較や整理、そのためのペドロジストとの対話や共同研究の促進
- 4) 前述の土層学の方法確立のための、ペドロジスト、第四紀層位学者、粘土鉱物学者と土壌物理学者、農業工学者の広汎な共同研究体制の確立

### 【討論】

(佐々木清一・北大農) 火山灰土壌の定義をどのように考えるか。

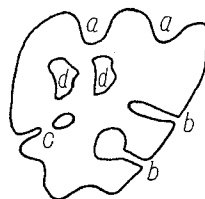
(松井健) ここでは Pyroclastic fall に由来した土壌を総称した。flow に由来したものは含めていない。

(鎌田嘉考・長野農試) スコリアと軽石の生成論および構造的な相異点は何か。

(松井健) マグマに由来する火山レキの中で塩基性で気泡の少ないのがスコリアであって、気泡の多いのが軽石である。軽石の Pore と水の関係については北大佐々木研究室で研究している。

(前田隆・北大農) 軽石とスコリアとの物理性から見た違いについて補足すると、軽石は粒子そのものに孔隙が多く、モデル的に図示すると次のようになる。

したがって軽石は真比重が軽く、粒子自体が或程度の



- a: 活性孔げき  
(木の浸入が容易)
- b: 半活性孔げき  
(一部しか脱水出来ない)
- c: 二次活性孔隙  
(わづかな圧加圧 減圧で半活性孔げきと閉塞孔げきとの間に連絡通路が通じて Q または b になりうる孔げき)
- d: 閉塞孔げき (閉ぢ込められ水が入らない孔げき)

水を持っている。これに比べてスコリアは孔隙が比較的少なく、軽石のように閉塞孔隙は持たないために真比重が重い。また粒子自体あまり水を持っていない。

(木下彰・北農試) 火山灰土壌の特徴である腐植層の生成について、とくに厚い腐植層の生成は植物根の腐朽と母材的な性質すなわちアロフェンによる腐植の固定であるとされている説に対して、降雨による水の滲透によっては厚い腐植層の生成は考えにくいのか、どう考えるか。

(松井健) 厚い腐植層の集積の原因としては過去に湿地的環境があった場合と、何回かのうすい降灰がくり返され、その後のできた腐植と混合して見掛上、ひとつづきの厚い腐植層をつくる場合がある。表層の腐植が下層に移行する程度はそれ程ではない。移動するのは主として淡色のフルボ酸であって、黒味の強い腐植酸やアルカリ不溶分はあまり動かない。

(佐々木清一) 腐植の集積と腐植の土壌物理性におよぼす影響はどうか。

(松井健) 腐植の蓄積には材料(草木)の豊富なこと、環境が湿潤なこと、アロフェンのような結合の相手があることなどの要因がある。それ以外には厚い腐植層は見かけはひとつづきであっても噴出時期の異なる何層かに区分される場合が多い。

(多田敦・農土木試) 生成論の立場から土壌物理性のどのような性質をどんな目的でとらえることが必要になってくるか。

(松井健) たとえばコンシステンシーの表現にしてもチーズ状、グリース状など感覚的なものが多く、Compactness にしても loose, compact だけで割り切れぬ場合もある。測定方法だけでなく表現法も検討してほしい。また圧密過程は土壌生成過程の重要な側面だが土壌生成学的にはほとんど検討されていない。先行荷重その他の力学的性質も調査項目にとり入れる必要がある。

(寺沢四郎・農技研) 新しい火山灰土壌の固相率が小さいのは何故か。脱珪酸作用の影響はどうか。

(松井健) 新しい火山灰土の固相率が小さいのは、脱珪

酸作用の結果よりもむしろ本来の組織の特性（火山ガラスの寄木細工状の組織）によるものと思う。ハワイのラトゾルでは脱珪酸の結果できたマイクログリゲートの間の孔隙が多い。日本の古い火山灰土では両方の因子が効いてくる。火山灰はアロフェン → ハロイサイト →  $R_2O_3$  鉱物という風化系列をたどる。

(横井肇・農技研) 物理性測定の目的はおのおの違うので、土壌調査などで目的に応じた分析法を検討してゆく必要があるのではないか。

(佐々木清一) 「火山灰土壌」という術語について。これを演者もまた聴衆もどう受取られていたかということです。演者の述べる所を借りますと「腐植層(A層)のきわめて粗しょうで細かい団粒の発達した Soft and mellow な感触を持ち、下層は多孔質で軽く、乾くと柱状の割れ目ができやすい特有の外観をもつ」たものというのが火山灰土壌を他の土壌と区別する野外での決め手の一つとされています。この記載は関東ロームのような土を想像させますが北海道の火山灰土または火山性土はとも想像できない表現です。これは火山灰即ち灰という言葉をそのまま受とって灰の堆積物と考えるべきなのでしょう。しかし演者のお話をまとめますと。

新期火山灰土：一万年以内に降灰したもの			
五〇〇〇年以内	北海道	駒ヶ岳 a, b, c, d, 有珠 a, b, 樽前 a, b, 十勝 a, b, 摩周 a	(A)/C または A/C
	府県	富士スコリア, 榛名浮石 桜島 a, b, 霧島スコリア, 開聞 a	
五〇〇〇年以上	北海道	駒ヶ岳 e, 樽前 c, d, 有珠 c 十勝 c, 摩周 c, d, e……i	A/B/C
	府県	九州コラ, 霧島 c(黄ボラ), 開聞 c	
古期火山灰土：一万年以上前に降灰			
各地のローム			$A_1/A_3/B_1/B_2/B_3C$

表ようになります。ここで5000年以内のものを非固結岩屑土(レゴソル)とし1万年以上を経たと思われるローム質のものを関、鴨下……其他の人々の使用された命名を紹介され、火山性クロボク土が適当な名称であると述べられております。そうすると火山性クロボク土はローム質の古期火山灰土に対して与えられた名称で、火山灰土全体の名称ではなく、新期のものの一部はレゴソルであり、約5000—10000年のものでA/B/Cの層位を持ったものは何と呼ぶべきなのでしょう。新期火山灰土も火山性クロボクに入るのでしょうか。また新期、古期というのはクロボク上の亜型なのでしょう。

第二には年代と風化の問題です。確かに古いもの程風化が進んでいることは通念としてはわかります。しかし火山の噴火の際常に Pumice と Scoria だけが噴出されるわけではなく、先年の十勝岳爆発の際にもセメントのような火山灰の抛出があったことは記憶に新しい所です。演者のお話の中にあつた摩周 g, h, i は 6460±130 Y. B. P. と算出されておりますが新鮮な軽石です。それと同じ頃の噴出と思われる樽前 d はかなり粘土化が進んでいます。もしこれがそれぞれの軽石がおかれている環境のせいだとするなら、樽前と同じ場所にある支笏の Spfl(31900±1700 Y. B. P.) や Spfa<sub>1</sub> および a<sub>2</sub> (32200+4700(-3100) Y. B. P.) は可なり新鮮なのはどう解釈したらよいのでしょうか。むしろ風化に対して抵抗力の様々な色々な物質の存在を考えるほうがよいのではないのでしょうか。

第三にローム質火山灰土における腐植の集積の問題ですが、腐植の給源をササ、ススキと考えることには私の現在の知識では何ともいいかねますが、縄文時代以降の火入、伐採による人為的遷移による自然の改革により、森林から草原への変遷の説は賛意を表しかねるようです。

第四には火山灰土の粒径組成の問題ですが、これは何も火山灰土に限ったことではありませんが、何故土壌を粒子のみからできていると考えねばならないのでしょうか。粒度試験を土壌の本質に合致するよう改良されることが望まれます。粒度ばかりでなく土壌全般にわたり、適切な物理量の測定方法の出現を期待するのは演者も私も同様であります。

(松野正・北海道開発局土木試) 松井健氏は火山灰の降灰(堆積)年代の相違が、化学的、物理的、鉱物学的にかなりの異質性があることを指摘しているが、比較的新しい火山灰を常にみている北海道の土壌研究者にとっては、その降灰年代の異つただけではなく、同一噴出源で同一時期に降灰した火山噴出物についても、かなりの問題が考えられる。

具体的な例として、樽前 a 火山灰層の分布をみると、噴出源より遠距離になるにしたがい、その層厚は薄くなり、粒径は粗粒質から細粒質に変るのは累重の法則の示すとおりである。また、それに伴って、鉱物組成、化学組成も異つている(北大、佐々木清一教授の論文(1957))。

しかし、現在までの土壌研究者は、同一噴出源、同一時期の火山噴出物については、同一母材の火山灰土壌として単純に取扱ってきたきらいがある。確かに質的にみて同一火山噴出物であるが、土壌の母材としてみると、同一母材としてよいであろうか? 物理的にみて、粒径の異質性は、その各地点の降灰した堆積環境、すな



わち、そこに加わる圧密、孔隙量、三相比、比重etc.を異にし、土壌母材として同一物理的性質を有しているとは考えられない。また、化学的性質もそれに伴って異っていることは前述のとおりである。

このような異質性は土壌風化過程に大きな影響をもたらすことは当然である。また、このような異質性は同一火山噴出源の火山灰に依るが、異った火山噴出源から抛出された火山灰に、かえって、類似の物理性、化学性を有している場合がある。このような場合には当然、土壌母材として同一視することが必要である。それゆえ、土壌母材の物理的性質を精しく知ることが、その土壌の風化過程を知る上に、きわめて重要な鍵をにぎることになる。(最近、北農試佐々木龍男氏により、一部、研究されつつあることはきわめて喜ばしいことである。)

つぎに、松井健氏は火山灰土壌の土壌型名について論じ、高次の土壌型の物理性は比較的多く研究されていることを指摘しているが、筆者は高次の土壌型の段階における物理性の共通性はきわめて少ないのではないかと考えている。

すなわち火山灰土壌は成帯内性土壌の範疇に入り、その母材の異質性は、松井健氏のあげられるように、アロフェンの構造化学的特性がその物理的特性を規制していることになる。

しかし、成帯性土壌においては、土壌型の段階ではその土壌の物理性はかなり同一性を示していない。(このことは筆者らの調査した範囲の成帯性土壌の土壌型の段階ではかなりバラツキの数値がみられた。)

それゆえ、火山灰土壌の物理的性質は特殊であることを認識しなければならない。

## 土 粒 子

約2年まえ、九州より北海道に転勤して、どのような仕事をしようかと考えたすえ、北海道の畑地を有効水分量によって区分することを思い立った。

当初は簡単に考えて作業順序として、① 既存の気象データから、この目的に応じた項目(降水量、蒸発量もしくは蒸発散量によって気象区分をする、② 気象区分内より土壌を種類別に採土して、その有効水分容量(pF 1.6~3.8)を測定する。③ ①と②を組合わせてそれぞれの畑地の有効水分の量(mm)を算定し、それに基づいて区分図を作る、ことを考えた。ところが、これが実に困難な仕事であることを思い知らされた。

まず、降水量であるが、北海道での播種は融雪をまっす5月初旬に始められるが、雪の融水が有効水分としてのくらい利用されるか分からないので、降水量をいつか

(松井健)

1. 佐々木氏の意見に対して 拙稿の表現が不十分なためと思いますが、5,000~10,000年 B.P. の火山灰でA/B/Cの層位をもつものは火山性クロボク土に入れています。年代そのものより、断面構成を重視しています。新时期、古期は土壌分類学上の区分ではなく、母材の年代による便宜上の区分で、クロボク土の亜型の区分基準には、現在はしていません。

風化と年代との関係は、一般的な傾向をのべているわけで、母材による抵抗力の差はもちろん否定できないと思います。

腐植の給源を二次的なイネ科草本植生と考えた根拠についてはくりかえす必要はないでしょう。人為的遷移は想像にすぎません。生成環境の復元にはあるていどの夢が必要ではないでしょうか。

粒径組成の件は文意を判断しかねますが、たとえば団粒の集合率を測定するには、完全分散による粒土含量の値が必要なことは今さらいうまでもないと思います。

2. 松野氏の意見に対して 同一時期に降灰した火山噴出物が、場所により粒径や鉱物組成が異なり、したがって物理性も異にしていることは事実で、北海道の土壌学者によりこの問題が詳細に研究されていることに大いに期待しております。

第二の点、つまり一般に成帯性土壌は、土壌型の段階では物理性はかなりバラツクもので、火山性クロボク土が土壌型の段階でかなり共通した物理性をもっているのはむしろ例外的で、これは火山灰という母材の特性に基因しているという御指摘には全面的に賛成です。

らいつまでの期間をとってよいか、疑問となった。また蒸発量にしても、水面蒸発量のデータしかない現状では適正な土壌面蒸発量が求められない。蒸発散量にしても農業気象学分野で検討しているが、気象データからの推定方法であるために、実際との適合性ははなはだ疑わしい。

土壌の有効水分容量にしても、重粘土のような排水不良地土壌に対しては、意味のうすい数値となり、有効水分容量などという概念は排水良好地に限るものともうやく気付く始末である。北海道の有効水分による区分図は、前途遠しの感じであるが、大鉦をふるって曲りなりにも完成させなければならない。

北海道の土壌の特性(排水不良)と地形的特性(波状)からみて、小面積に適用できる蒸発散量を基礎とした有効水分量の算定よりも、大面積を対象としてみる地区消費水量(Project consumptive use)の考え方が必要であると考えられる。(北海道農試 木下 彰)

## 火山灰土の物理性と生産力

増 島 博\*

わが国の畑面積 240万 ha 中、その約60%の 140万 ha は火山灰土とされている。この中には新しい風化の進んでいないもの、洪積期に降った灰でかなり風化を受け粒度もこまかくなったもの、また多量の有機物を集積して、黒ボクと呼ばれるものなどいろいろのタイプがある。しかし、ある程度の風化を受けた火山灰土は、その物理性において多くの共通点をもっている。まず軽しようであるということ。すなわち、容積重が小さく、孔げき率が大きい。多量の膨潤水を含み、大きな保水性を呈する。表一は関東都県と長野、山梨、静岡各県の地力保全基本調査による畑土壌統の代表地点について、風積の火山灰土とその他の土壌統に分けて三相の分布を比較したものである。火山灰土は非火山灰土にくらべて明らかに固相率が小さく、液相率、気相率が大きいといえる。構造的には強固な二次粒子を作っているが、二次粒子間の結合力は弱く、マクロの構造単位は風乾によって容易にくだける。このような性格は火山灰土の粘土の主体をなすアロフェンによってもたらされるといわれるが、火山灰土特有の多量の有機物の集積もその傾向を一層助長している。このような物理的特徴は断面の特徴として垂直的にかかなりの深さまで均一に現われている場合もあるが、わずかの深さの間に性状の異なる火山灰を何層にもたい積して、有効土層一作物の根の入る深さを制限している場合が多い。

このような火山灰土の物理的性質はそれ自体直接に、

表一 火山灰土と非火山灰土の三相分布

	作 土 層			第 2 層		
	気相	液相	固相	気相	液相	固相
火山灰土	38.5	35.9	25.6	33.8	43.3	23.0
非火山灰土	31.5	29.7	38.8	25.8	32.1	42.1
差の有意性	**	**	**	**	**	**

(注) 標本数 火山灰土作土層 106 第2層 102  
 非火山灰土作土層 145 第2層 134  
 差の有意性 \*\* : P=0.01

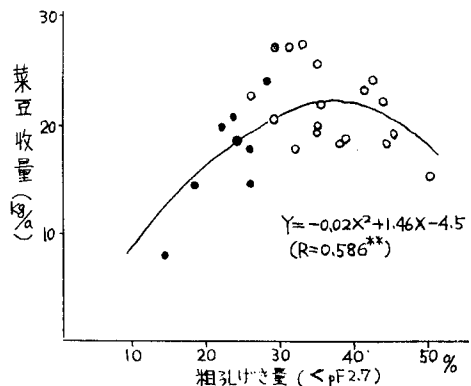
あるいは土の化学的状態を通じて間接に、そこに栽培される作物の生育を規制する。たとえば、有効水の少ないことは直接作物に影響を与えるだろうし、容積重の小さいことは根に接触する養分濃度が低いという点を通じて間接的に影響するであろう。ここでは主として、土から作物への水供給の面から火山灰土の生産力を論議する。

### 1. 火山灰土の物理性と生産力に関する調査結果

このような火山灰土の物理性が実際の圃場で、作物の生育収量にどのような影響を及ぼしているか？ この問題について、かつて北海道農試<sup>5)10)</sup>で筆者もその一部を分担して行なった十勝火山灰地における調査結果について考察してみよう。

#### (1) 粗孔げき量と収量

調査した場所は帯広市南方の段丘上に分布する火山灰地の約 2,000ha の限られた範囲内で、この地区の菜豆作付畑について、作土の粗孔げき量と菜豆の収量の関係をしらべた。その結果は図一に示した通りで、粗孔げき量のある範囲で収量は最大となり、粗孔げき量がそれより多くても少なくても収量は低下する。このうち黒丸で示した地点は、いわゆる湿性型と呼ばれ、有機物の集積の多い土壤に属する畑である。白丸で示した地点は乾性型であって 50~100cm の深さにレキ層が出現する。



図一 粗孔げき量と菜豆収量(十勝)

\* 農林省農事試験場

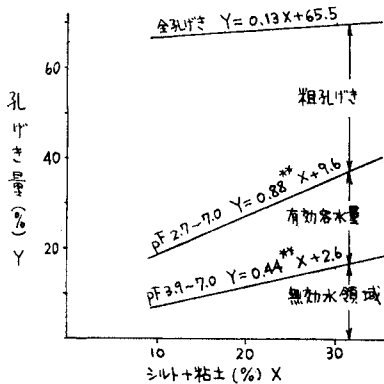


図-2 十勝火山灰土における粒度と各孔径フラクションとの関係



図-4 標本市町村

30cmに限ったのはこの地区での断面観察の結果、菜豆根の大部分の分布は30cm以内であったことによる。この関係が図-3であって、収量は平均を100とした指数で示した。収量と有効容水量は明らかな正の相関を示している。回帰から大きくはずれのものについては、それぞれその理由が認められる。たとえば No. 16 の畑は風食を受け表土がうすくなり、作土のリン酸吸収係数も高く、作物体は

湿性型に属する畑での粗孔径きの少ないことによる低収は根への通気の不足、低地温などの影響—いわゆる湿害と考えられる。乾燥型の畑で粗孔径きが多くなると収量が下るのは、粗孔径きそのものの過剰の害は考えられない。粗孔径きの過剰にともなう有効容水量の不足、水の下降運動にともなう養分の溶脱などが生産に影響したと考えられる。後者の影響については、菜豆生育期間中

Mg 欠乏の症状を示していた。これに反し、No. 6 の畑は逆に飛土のたい積した畑で有効土層が厚く、リン酸吸収係数は低く、硝酸化成菌の菌数も多かった。またレキ層までの浅い畑は回帰線の下に出る傾向があり、レキ層までの深い畑は根域下部からの水の補給を予想させた。これらの調査年には、作物体に明白なかん害の徴候は全くみられなかった。それにもかかわらず、有効容水量と収量が正の相関を示したことは、その潜在的な水不足があると考えられる。

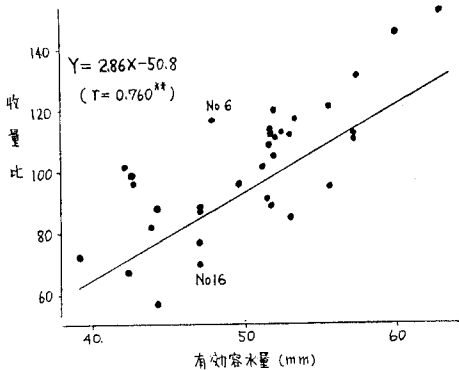


図-3 有効容水量と収量(十勝)

北海道の火山灰土では粗孔径きが少なく湿害の出る例は少なく、土壌の水分供給力が生産を支配する場合の方が多いと考えられる。

(3) 火山灰土における降雨の生産への寄与

土壌への水の供給はほとんど降雨によるものであるが、前節の仮定が正しければ、火山灰土では降雨量は生産にプラスの要因となるはずである。

そこで北海道内に主として畑地が火山灰土壌からなる市町村37、非火山灰土壌からなる市町村37をえらび、気象条件と菜豆収量の関係をみた。市町村のえらび方は

の土壌分析結果からは裏付けがえられず判然としない。前者については、この地区では粗孔径き量、有効容水量、膨潤水量と土の粒度との間に図-2の関係がえられ、その植生に及ぼす影響は十分考えられる。

(2) 有効容水量と収量

そこで最適粗孔径き量(図-1から pF 2.7 相当の孔径き量で30%附近と考えられる)以上の粗孔径き量を有する畑について、土の深さ30cmまでの有効容水量と菜豆収量との関係をみた。土の深さを

表-2 降水量、平均気温と菜豆収量との関係

年次	土 壤 別	菜豆収量 平 均	7. 8 月 降 水 量 平 均	7. 8 月 平 均 気 温	収量-降水量 相 関 係 数 (A)	収量-気温 相 関 係 数 (B)
		kg/10 a	mm	°C		
1960~ 1963 平 均	火山灰土	142(18)	320(14)	20.0(4)	0.592**	0.179
	非火山灰土	133(17)	284(20)	20.0(4)	-0.509**	0.240
少雨年 (1961)	火山灰土	152(20)	205(33)	20.5(4)	0.502**	0.198
	非火山灰土	153(24)	210(37)	21.0(4)	-0.408*	0.221
多雨水 (1962)	火山灰土	121(29)	518(19)	19.4(6)	0.447**	0.089
	非火山灰土	99(21)	442(22)	19.2(5)	-0.530**	0.252

(注) ( ) 内は変異係数 %  
(A): 収量・降水量から気温の影響をのぞいた偏相関係数  
(B): 収量・気温から降水量の影響をのぞいた偏相関係数

菜豆作付面積 10ha 以上、気象庁指定の観測所をもつものとし、火山灰土と非火山灰土の区分は瀬尾ら<sup>3)</sup>の調査結果によった。その分布は図一4に示した。菜豆収量は農林省統計調査事務所発表

表一5 関東火山灰土における陸稲に対するかんがいの効果(鴻巣)

年	無かんがい区に対するかんがい区の収量指数	7月中旬~8月下旬降水量 (mm)	かん水量 (mm)	無かんがい区最低土壌水分 (%)	左起日 (月日)
1954	98	152	120	29.2	8. 29
1955	119	286	150	23.8	8. 3
1956	465	136	150	21.6	8. 14
1957	102	207	180	28.6	8. 30

のもの、気象要因としては菜豆の生育後期の7、8月の平均気温と降水量(気象庁:全国気象旬報による)を用いた。1960~1963年の4カ年のデータを整理すると表一2のようになる。

火山灰土では各年とも収量と降水量の間に正の相関があり、降水は明らかに収量にプラスに働いているが、非火山灰土では両者の間の相関は負になり、降水は収量にマイナスに働くことを示している。このようなきわめて大雑把な分け方でも火山灰土では明らかに水供給が作物生産の支配的要因であることを示す結果がえられた。

## II 火山灰土の物理性改良を目的とした栽培試験例

上にのべたように、火山灰土では作物への水供給の円滑化が、生産を増すためのカギとなる場が多い。直接に、あるいは間接にそのような効果をねらった栽培試験は各地で数多く行なわれている。ここでは、その中で比較的土の物理的条件が明らかになっている試験例を引用して考察してみよう。

### (1) 畑かんがい

直接に土の物理性改良をねらったものではないが、火山灰土において水供給が生産の支配的要因であるならば、直接作物に水を供給する畑かんがいは当然効果があるはずである。

西潟ら<sup>9)</sup>が十勝の乾燥型火山灰土において、かんがい

表一3 十勝火山灰土におけるかんがいの効果

年	無かんがい区を100とする収量指数			
	春播小麦	驚鈴薯	大豆	チモシー
少雨年	113	109	89	112
多雨年	99	98	91	114

表一4 普通畑と牧草畑の孔げき分布

	pF				全孔げき量
	<1.6 (%)	1.6-2.7	2.7-3.9	3.9-7.0	
普通畑	27.4	11.5	8.6	20.9	68.4
牧草畑	9.0	3.6	14.1	35.0	61.7

を行なった成績は表一3の通りである。

かんがいは5日間に20mmを原則とし、降雨のあった場合はその分を差し引いて行なわれている。表一3によると、少雨年には大豆をのぞいてかんがいの効果が認められるが、多雨年には牧草畑にのみ効果があった。この原因は作物的な蒸散量の差とともに牧草畑の構造的ちがいによるものと考えられる。

筆者がこの試験に使われた圃場に隣接する普通畑と牧草畑(3年目)の孔げき分布を測定した結果は表一4の通りで、牧草畑は普通畑にくらべて固相率が増大し、それにともない pF 3.9 以上の土粒子に拘束された水分量も増大するが、pF 2.7~3.9の部分も増大し、pF 2.7 以下相当の粗孔げき量が減少している。この土壤では、ほぼ pF 2.7 付近の状態でかん水を行なった場合、かん水 24 後時間で作土の水分は元のレベルにもどることが認められており、5日の間隔の給水では pF 2.7~3.9 の範囲の貯留水量がかなり植生に影響を与えたと考えられる。すなわち牧草畑では粗孔げき→細孔げきの転化によって、かん水の有効利用が促進されたと考えられる。

表一5は関東火山灰土(立川ローム)におけるかんがい試験の例<sup>10)</sup>であるが、明らかにかん害を受けた年(1956年)以外ではかんがいの効果はあまり大きくない。

粗孔げき量が大きく、透水の良好な火山灰土では、降水、かん水の有効利用の面から、孔げきの細化手段が必要となってくる。

### (2) 圧密

孔げき細化の方法として圧密が考えられる。三好<sup>11)</sup>は両麓火山灰土のわく試験で、通常の固相率20%のものを26%まで圧密して小麦を栽培し、表一6の結果をえた。

圧密区は表土の深さを標準区と一致させたもの(圧密

表一6 両麓火山灰土における圧密の効果(わく試験)

区	固相率 (%)	充てん土量 (kg)	深さ (cm)	小麦穂重 (g)	総重 (g)	作物体中 SiO <sub>2</sub> 濃度 (%)
標準	20	56	30	182	440	5.2
圧密1	26	74	30	236	534	6.3
圧密2	26	56	23	210	456	5.7

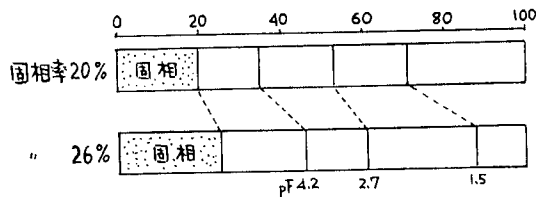


図-5 両総火山灰土の圧密による孔げき大きさ分布の変化  
1) と、土量を一致させたもの(圧密2)の2区が設けられているが、いずれも収量は標準区より高くなっている。収穫物中の SiO<sub>2</sub> 濃度は作物体の吸水量にはほぼ比例する考えると、この濃度の高い圧密区は作物体を利用された水量も多いと考えられる。この試験における土の孔げき分布は図-5の通りで、圧密により pF 1.5 以下の粗孔げきが減少し、細孔げき、とくに pF 1.5~2.7 の部分が増大し、水分伝導が改善されたことが認められている。三好はさらにこの結果を圃場試験に適用し、500kg のコンクリートローラーを用いて圧密を行ない

表-7 両総火山灰土における圧密の効果(圃場)

耕庄	深密	24+	24-	15+	15-
小麦子実重		34.3	33.5	37.3	34.0
同茎葉重		38.9	36.0	40.6	38.4
固相率	(cm)	(%)			
	0-5	26.4	20.7	26.6	19.6
	5-10	26.7	21.6	26.6	20.7
	10-15	24.3	22.6	25.0	21.7
	15-20	22.2	22.4	21.9	22.8
	20-25	21.6	21.9	21.9	21.9

表-7の結果をえている。鎌田ら<sup>9)</sup>は桔梗ヶ原火山灰土において、トラクタ踏圧が作物に及ぼす影響をみているが、畦間踏圧によって、とうもろこし、大根などの収量がやや低下した。(無踏圧区にくらべ3~5%の低下)この圃場における土壌断面中の孔げき分布は、踏圧によって固相率は増し、pF 1.5以下の粗孔げきは減少しているが、pF 4.2以上の膨潤水も固相率にもなって増大し、有効容水量はむしろ低下している。

このように火山灰土に対する圧密の効果はどこでも同様にあられるものではない。おそらく圧密が孔げきの大きさ分布をかえる機作は、荷重による土壤粒団の破壊の程度に関係するものであろう。

(3) 不耕

火山灰土の低生産の要因がその固相率の小さいことに起因し、固相率を増すような処理は、有効容水量の増大、水伝導の改善などの効果があるとすれば、耕起作業は火山灰土に対し、固相率や毛管伝導の面で悪い影響を及ぼすと考えられる。むしろ不耕起はそれらの悪影響を回避し、労働生産性の上からも好ましい栽培法というこ

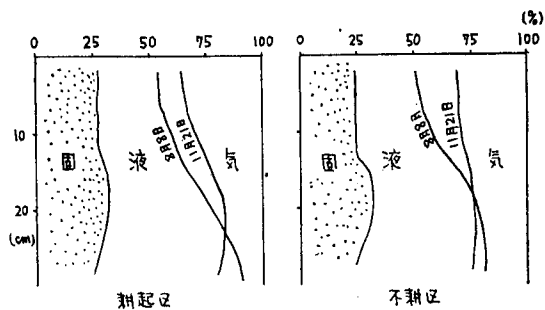


図-6 都城火山灰土における不耕の三相分布への影響  
となる。

草野ら<sup>4)</sup>は都城火山灰土において、不耕起および鎮圧の処理を行なったところ、甘しょ収量で耕起区100に対し、不耕区106、鎮圧区98の成績をえた。土の三相分布は図-6の通りで、不耕区の固相率は対照区と大差なかった。この試験で火山灰土において耕起によって減少した固相率は意外に早く元にもどり(降雨によって)、耕起区が不耕区に対し低い固相率を保っているのは耕起後から最初の降雨までのわずかの期間だけであることが明らかになった。

(4) 深耕, 混層耕

かつて火山灰土の生産力増強の手段として深耕がとり上げられ、全国各地で多くの試験が行なわれた。その深耕のねらいの一つとして有効土層を拡大して土から作物への水供給を増す効果が期待された。

北海道農試<sup>10)</sup>では十勝乾燥型火山灰土において、普通耕12cmの耕深に対し24cmの深耕を行なって表-8の結

表-8 十勝火山灰土における深耕の効果

区	初年目 デントコーン生草重 (kg/10a)	2年目 馬鈴薯薯重	3年目 菜豆子実重
普通耕	4461	3361	186
深耕	4661	3447	213

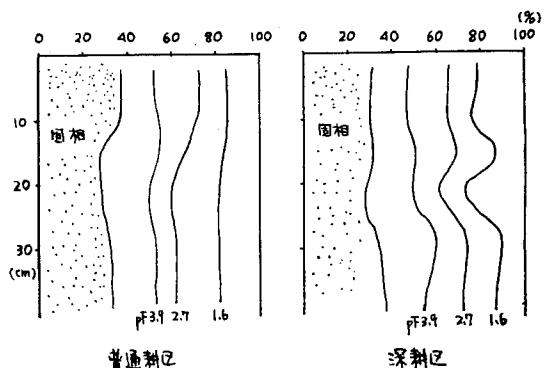


図-7 十勝火山灰土における深耕の孔げき分布への影響

果をえた。

各年次各作物とも、深耕区は普通耕区にくらべ若干収量が増しているが、菜豆をのぞいて特に顕著な効果とはいえない。土の孔げきの断面分布は図-7に示す通りで、深耕は明らかに粗孔げきをまし、pF 2.7~3.9の有効含水量は深耕区の表層ではむしろ減少し、普通耕の心土に相当する深耕区の深さでややましているが、深耕によってとくに植生に有利な条件は生れなかったと見られる。

石井が関東火山灰土(立川ローム)の圃場で行なった混層耕の結果もほぼ同様なもので、作物収量にはほとんど影響ないか、むしろ混層区でやや減収した。孔げき分布では、混層耕によって粗孔げきが著るしく増大した。夏季最も乾燥したときの有効水の残留分(図-8の斜線部分)は表層では混層区が多く、かつ下層まで均等に水の利用が行なわれている様相が見えているが、混層耕によって有効含水量自体が減少しているの、植生には大きな影響を及ぼしえなかったと考えられる。

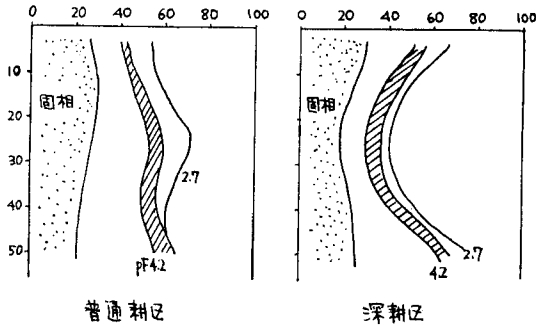


図-8 関東火山灰土における深耕の孔げき分布への影響  
表-9 岩手火山灰土の混層耕の効果

	普通耕	45cm混層耕	75cm混層耕
小麦子実重	(kg/a) 19	30	33
馬鈴薯薯重	194	356	388
根域中の有効含水量	(mm) 14	52	87

混層耕が劇的な効果をあげるのは、根の侵入を全くゆるさない程極端に物理性不良の層が比較的浅い所に出現する場合である。

岩手農試と東北農試<sup>11)</sup>は作土直下にスコリア層のある岩手火山灰土でスコリア層を含めた混層耕の試験を行なった。作物の収量に対する効果は表-9に示すとおり著るしいものがあつた。

この生産性の改善は、土の孔げき性の改変に基づくことが認められている。土の断面中の孔げき分布は図-9に示した通りで、全孔げき量においては普通耕区も混層耕区も大差ないが、普通耕区では作土とその下のコーク

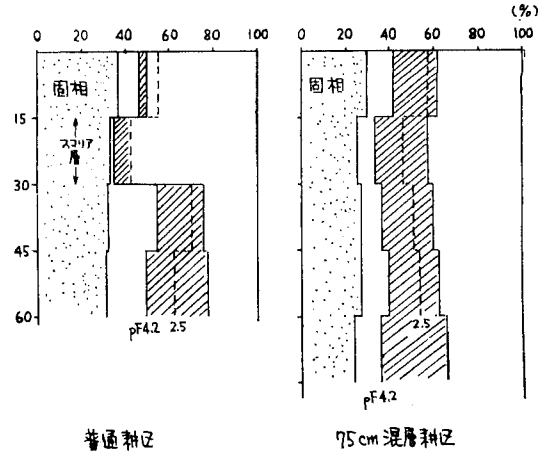


図-9 岩手火山灰土における混層耕の孔げき分布への影響  
ス状のスコリア層で粗孔げき量が大きく、毛管孔げき一有効含水量は少ない。夏季最も乾燥したとき土層に残っている有効水量(図中斜線の部分)はスコリア層の下ではかなり貯留されているが、この部分へは根が及ばず、またスコリア層によって上昇移動をさまたげられているので、根域に補給されることもなく、いわば死蔵されている。これに反し、混層耕区では孔げきの分布は全層一様となり、根の分布も確実に耕起深さに対応しており、乾燥時の残留有効水も根域全層にわたって、比較的低 pF の有効度の高い状態に保たれている。

### III む す び

ここに紹介した結果のように、火山灰土では土壤の水分供給力が生産を規制する物理的要因となっている場合が多い。土壤の水分供給力を豊かにするような土壤の改良法には、これといった一定の方式はない。スコリア層を含む土壤のように根の伸長に対し機械的な抵抗の大きい場合には、その層を破ることによって、明らかに有効土層を拡大しており、改良の方法も効果も明瞭である。しかし、中粒質の土層の深い火山灰土における生産に対する物理的障害というものは、むしろ潜在的であつて、栽培試験を行なっても問題の解析が十分できない。この原因は化学的要因の消去が不十分であることにもよるが、その土壤本来の物理的条件の測定が不十分のために、試験設計自体に誤りがある場合が意外に多いと考えられる。

今後、関東以南の火山灰土の畑地には、畑作水稻——そ菜の作付体系がかなり発展するすう勢にある。これには畑かんがい前提となるが、農業用水の前途は工業用水との競合が解決したとしても、なお問題がのこる。

三宅<sup>12)</sup>の試算によると、わが国で現在農業用として利

用されている水は年間約600億トンで、国民1人1日の陸産動物蛋白摂取量は10gである。20年後にこの蛋白摂取量を諸外国の水準に近づけ20gにふやすとすると、人口増を計算に入れ、海産蛋白の増産は大して望めないとなると、農業用水1140億トンを要する。これに工業用水を含めた上水道用水310億トンをたし、1450億トンが20年後の必要量となるが、これは利用可能の降水量ぎりぎりの線である。

したがって今後、火山灰土の生産要因としての物理性の研究の方向は、降水、かんがい水の有効利用ということが当面の課題となるであろうが、そこには、この問題を通して、水田、畑の区別のない新しい農業形態を可能にする未来があるように思われる。

#### 文 献

- 1) 石井和夫：農業技術 16 552 (1961)
- 2) 長谷川新一ほか：農事試験場研究報告 (6) 81 (1964)
- 3) 北海道農試：北海道土性調査報告 (1) (1951)
- 4) 九州農試畑作部土壌改良研究室：試験研究成績書 (1963)
- 5) 増島博・森哲郎：北海道農試い報 (79) 30 (1962)
- 6) 三宅泰雄：朝日ジャーナル 17 (28) 96 (1965)
- 7) 三好洋：千葉農試特別報告 (2) (1966)
- 8) 長野農試桔梗ヶ原分場：土壌肥料試験成績書 (1963, 1964)
- 9) 西潟高一ほか：北海道農試い報 (72) 92 (1957)
- 10) 農林水産技術会議：畑土壌の生産力に関する研究 (別冊) (1962)
- 11) 島田晃雄：東北農業研究 (1) 104 (1958)

#### 〔討論〕

(和田稔・宮崎農試) 宮崎県の42年の干バツでは、火山灰土地帯は非火山灰の地帯にくらべて干バツの程度が軽かった。10mm以下の降雨量が50日以上続いた状態で下層土のpFは3以下の場合が多かった。これをどう考えるか。

(木下彰・北農試) 火山灰土壌の耐乾性が大きいのは下層土が水のタンクになっているためと思う。

(三好洋・千葉農試) 土壌の単位容積もしくは単位重量の孔隙量、含水量、水分状態が作物根への水分供給力を支配することは論をまたない。しかし、土壌水分の伝導の良否はこれと同等以上の影響をもつと考えられる。両総火山灰土壌とこれよりも沖積的な土壌であるちばまつちの裸地における比較<sup>12)</sup>では、かん水後の土壌水分張力の上昇は明らかに火山灰土壌の方が早い。この傾向は土壌の表部ほどいちじるしく、下層ではその変化の差は明らかではない。見かけの水分消失量も火山灰土壌の表層がいちじるしく大きいにもかかわらず、下層ではその差小さい。これは表部の水分消失にともなう下部からの水分補給が火山灰土壌で小さいからにほかならない。初期

の畑かん試験でかん水のみやすを10~20cmの深さのpF値が2.5に達したときとしたが、かん水がおくれて収量低下を招いたことがあった。じつはそのとき0~10cmのpF値は3.2をこえていたのである。この知見からも火山灰土壌の生産力を作物への水供給の面から論ずるには土壌水分伝導の良否がかなりの重要性をもってとり上げられなければならない。水分伝導を良好にするためには、粗孔隙の細化が必要であるが、その方法としては、今のところ砂客入がもっとも有利で永続的と思われる。(草野秀・九州農試) 増島氏は、北海道の7, 8月の降水量のデータをもって「火山灰土では降水量は生産にプラスの要因となる」と述べているが、わが国では、北海道と中央高原地域だけが他の地域と異って7, 8月の降水量より蒸発散量が上まわる傾向が認められている<sup>13)</sup>。これらの地域では、7, 8月の降水量の間に正の相関があるのが当然であり、むしろ非火山灰土で負の相関を示す理由がわからない。南九州の火山灰地帯では、70年来の干バツといわれた42年の甘しょ生産量において、干害のでない程度に降水のあった地域では、平年より1~2割増収している。一般には南九州では降水が多いため、土壌中の諸成分、施肥成分の流亡がはげしく、地力の維持増進が困難である。降水量の多少と生産の関係は大変微妙なものと思う。

(三好洋) 有効含水量という語は作物栽培の面から見て不満足である。増島氏はしばしばpF 2.7以下の孔げき量を問題にしており、椎名<sup>14)</sup>もpF 2.7以上になると作物に悪影響があるとのべている。私<sup>15)</sup>も有効含水量領域の高pFにおける作物生育の良好でないことを確認し、作物生育に良好な水分状態の限界を毛管連絡切断点水分、pF 2.8~2.9附近にあることをたしかめた。この限界点がpF 2.7~3.0の間にあることは私の知見の範囲内では一致しているものと思われる。よって圃場含水量とこの点との間の含水量を有効含水量(圃場含水量-萎凋点水分量)に対して何らかの呼名をつけてとりあげることが栽培指導上に便利であろう。

(鎌田嘉好・長野農試) 桔梗ヶ原火山灰土でトラクタ車輪による踏圧(圧縮)の影響を検討した(図-10, 図-11)。pF 2.0をこの土壌の圃場含水量の近似値とし、pF 2.0~3.2を最も有効化しやすい水分、pF 3.8を有効化の限界水分値と一応考えた場合、固相率とこれらとの間には、かなり明確な関係がみられる。すなわち、pF 2.0時の水分量は、固相率30%前後までは、その増加に伴い増加するが固相率がこれを超えると、むしろ極めて徐々に減少する。pF 3.2および3.8は、それぞれ固相率の増大に伴って直線的に増大するが、両者の勾配はpF 3.2>

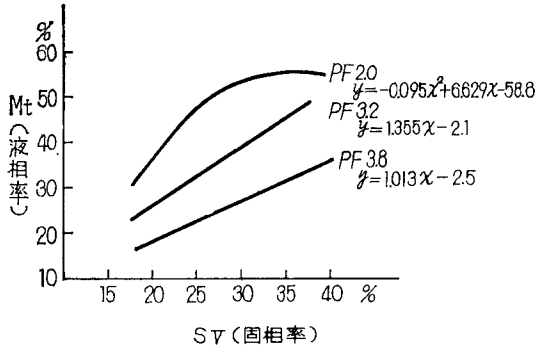


図-10 Sv—Mtの関係

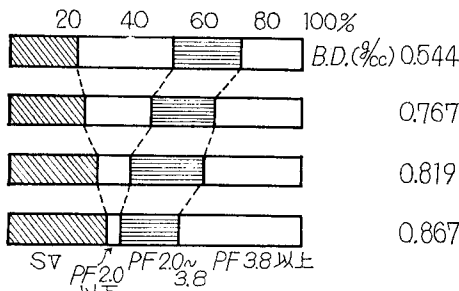


図-11 圧密と孔けきの変化

3.8である。実際的には pF 2.0~3.2の水分量は固相率 25~30%では大差ないが、20%以下および30%以上では明かに減少する。勿論 pF 3.2~3.8の水分は、比較的移動し難いが、植物根が直接その位置に接した場合に有効に利用されるものと思われる。従って有効水を pF 2.0~3.8 とすれば、圧密と水分量との関係は、かなり強度の圧密でも有効であると考えられる。しかし畑かんがいの諸報告にみられるように、作物生産の立場から正常生育には、かなり低いエネルギーの水が必要であることからすれば圧密にも一定の限度があると考えられる。また圧密には必ず、硬度、透水性の変化といった条件も伴うが、硬度 22~23mm (山中式)、透水係数  $10^{-3}$ 、pF 2.0時の気相が最低10%を一応の限度とすれば、これらを満足しうる固相率は25~30%と見なすことができる。この数値は中~細粒質火山灰土では、それほど大差はないものと思われる。従って、圧密の程度はもちろん、耕耘の意義、また深耕・混層耕の必要の有無も、この観点よりみることは当然必要である。この土壤物理の目標を、実際の圃場でどのようにして造成するかということであるが、多くの中細粒質の土層の深い火山灰土では、不耕起あるいは表層攪拌だけで得られる場合が多い。また実際大型機械で行なっている場合には、プラウ耕では導入時の土壤水分が極端に高くない場合 (pF 2.2~2.3 以上) であれば問題はない。ロータリー耕では、乾燥時では膨軟にすぎ

る (固相率20%前後) こともあるので、ローラー鎮圧が必要である。このように土壤の化学性をも考慮した上でそれぞれ実際の耕耘法と関連づけながら、上記目標の物理性の獲得に留意するのが耕耘の意義ともいえる。

(小原秀雄・鹿児島農試) 混層耕の影響の作物の種類によって大きく異り、下層土の影響もまた大きい。一般に混層耕によって保水力が減少しているが、これは土壌量の減少に関係すると考えてよい。

(八幡敏雄・東大農) 混層耕した畑で生産力が必ずしも高くない一つの原因は微生物にあるように思う。物理性の改変が微生物の環境の変化を通じて生産力に影響している点を今後あわせて研究して行く必要があると思う。

(増島博) 和田氏と三好氏の知見は全く相反しているように見えるが、これは恐らく宮崎と千葉の火山灰土の特性のちがいに基づくものであろう。宮崎の場合下層土の固相率は尚総火山灰土の下層より若干大きく (図-6, 表-7)、水分伝導が良好で、木下氏のいわれるタンク効果がでたものと考えられる。

根域中の pF 値が 2.7~3.0 以上に上昇した場合、水の流動は困難になり<sup>10)</sup>、作物の吸水に見合うだけの水の伝導による根域外から根域内への補給は期待できない。鎌田氏の指摘通り、有効水領域中 pF 3 以上の高pFの水は根がそこに接してはじめて有効となると考えられる。火山灰土ではこの高 pF 領域の水の分布が比較的多く、同化は阻害されても決定的干害は受けにくいといわれる火山灰土の耐乾性はこの辺にもあると考えられる。

また、草野氏のいわれるように余分の降水は養分の流亡ばかりでなく、日照の減少によっても同化を制限する。表-2で非火山灰土で収量と降水量の負の相関の中には、とくに多雨年において、非火山灰土の粗孔けきの少ないことによる湿害のほか、日照の要因も含まれている。

水利用の面から、生産性の向上には根域の拡大が何としても必要と考えられる。根のはり方には作物的な特性もあるが、一般に水平方向の拡大は栽植密度によって制約されるので、垂直方向への拡大がはかられることになる。そのため必然的に深耕がとり上げられることになる。岩手火山灰のスコリア、南九州のボラのように機械的に根の伸長をはばんでいる場合には、これらの層を破る処理は著るしい効果をあげる<sup>11)18)</sup>。しかし、このような例はむしろ特別で、一般には下層土の化学性に問題のある場合が多い。火山灰土では弱酸可溶のアルミニウムの含量と水中沈定容積の間には正の相関があり<sup>17)</sup>、土壤中の陽荷電の多いことと固相率の小さいこととの間の因果



関係を思わせる。陽荷電の多い下層土を混層耕すると、小原氏のいわれる様に土壤量の減少ともなう保水力の減少がおこり、化学的にも、物理的にも、また微生物的にも不良な作土を作ることになる。

耕うんの意義は物理的には作物の生育期間を通じて、その根に十分な水と空気を供給するという土の機能を助けることであって、習慣的に土に農具を接触させることによって good tilth が作られるという錯覚はすてなければならぬ。その意味で、不耕栽培は施肥法の改良によって見直す余地があるように思える。

## 文 献

- 12) 三好洋：土肥誌 36 11~14 (1965)
- 13) 日本農業気象学会：農業気象新典，養賢堂 (1954)
- 14) 椎名乾治：農業土木試験場報告 (11) 155~ (1962)
- 15) 三好洋：千葉農試研究報告 5 45~55 (1964)
- 16) 長田昇：農土研別刷 (7) 48~52 (1963)
- 17) 高橋達児：九州農試報 10 205~246 (1964)
- 18) 松下研二郎他：鹿兒島農試研究報告 220~242 (1960)

(引用文献に関する図は原図および原報中の数値に基づいて著者が作図した。)

## 第10回 十周年記念シンポジウム

日 時 昭和43年11月22日(金) 9:30 ~ 17:00

場 所 東京大学農学部 403号室

## I 記念講演

土壤物理研究の現状と将来	米 田 茂 男 (岡山大)
土壤の物理性と土地生産性	山 田 忍 (専修大)

## II シンポジウム「最近の研究の進歩」

土壤物理の測定手段について	土 井 淳 多 (東 大)
土壤中の水の運動について	田 淵 俊 雄 (東 大)
土壤構造について	木 定
土壤の力学的挙動	東 山 勇 (山 大)
赤黄色土の物理性と有機物	湯 村 義 男 (東海近畿農試)

## 火山灰土壌の水分について

岩 田 進 午\*

### I はじめに

火山灰土壌の水分に関する研究は、火山灰土壌の他の分野の研究と同じく、わが国で独自の発展をみたという過言でないであろう。

1953年、火山灰土壌の水分系の特徴を見事に浮き彫りにした美園、寺沢等の論文<sup>1)</sup>を出発点として、多くの研究がこの分野につやされ、少なからぬ成果をあげてきた。

私は、この小論で、これらの成果を紹介するとともに、今後の課題について若干の問題提起を行なう。

### II 火山灰土壌の水分の特徴

ここでは、火山灰土壌として関東ロームを、非火山性土壌として磐田ヶ原、高師ヶ原洪積土壌を主として対象にとり、両者の水分に関連する諸性質を比較することによって火山灰土壌の水分特性を明らかにすることを試みる。

よく知られているように、火山灰土壌は、固相率が20%前後で極めて小さく、アロフエンを主体とする粘土鉱物によって形成される多孔質の構造を有する。一方洪積土壌は、固相率が大きく、粘土鉱物としてはカオリンを主とし、massiveな構造を形成している。これらの諸性質を反映して、火山灰土壌の水分量はすべてのpFにおいて洪積土壌より大きい値をしめす。(図-1)

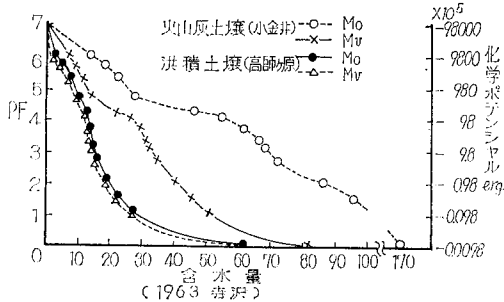


図-1 pF-水分曲線

われわれは、pF およびそれに対応する水分量を連続量として扱っている。しかし、それらの水分を、その存在様式およびその機能から考えれば、およそ次のつの水分領域に分けることが可能であろう。

- (1) 排水の難易、圃場容水量などを規制する pF 0~2.0 の水分分布
- (2) 降雨後の蒸発を含めた水の移動および植物への水の供給を規定する pF 2.0~4.2 の水分領域
- (3) 基本的に、粘土鉱物の特性に大きく影響される pF 4.2 以上の領域

そこで、以下、三つの領域のそれぞれについて火山灰土壌の水分特性をみてみよう。

#### 1. pF 0~2.0 の水分領域

(1) 水分分布 図-2に典型的にしめされているように、火山灰土壌は洪積土壌に比して、この領域の水分量を多量に保持している。この傾向は、とくに張力10cmの水分量につい

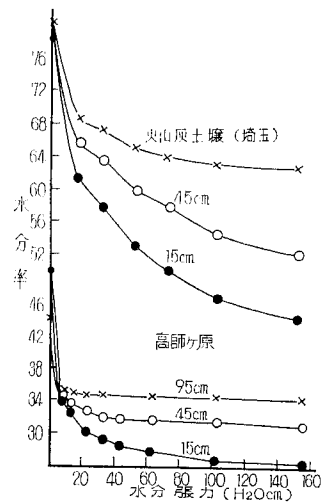


図-2 水分張力-水分量曲線

て顕著である。これは、別の表現をすれば、張力10cm~150cmに対応する間ゲキ量が多いことを意味している。

なお、両土壌とも下層ほど、張力10~150cmに対応する孔隙量が減少している事実を重視する必要がある。それと同時に、その減少の割合にも注目することが大切である。

(2) 水分移動 張力10~150cmに対応する間ゲキ分布の差は、当然不飽和透水係数に大きな差をもたらす。図-3) それに加えて、深さに対する孔隙量の減少率が火山灰土壌では洪積土壌に比して小さいという事実は、

\*農技研

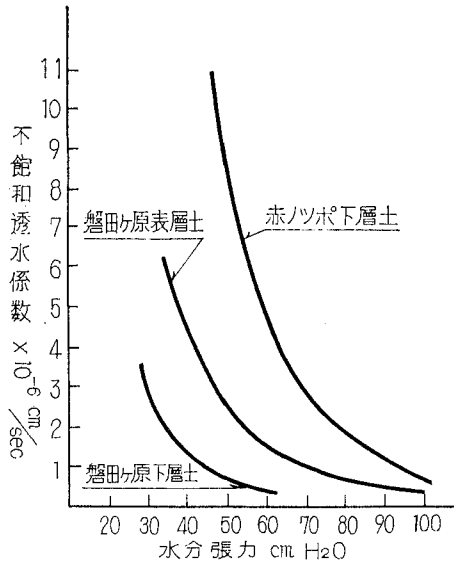


図-3 不飽和透水係数

表-1 圃場容水量の pF

火山灰土壌							非火山灰土壌	
黒石原			埴玉			洪積土壌		
深さ	24h	48h	92h	深さ	24h	48h		
10	1.98	2.02	2.11	10	1.81	1.89	武豊	pF 1.6*
20	1.89	1.95	2.06	20	1.76	1.84	高御原	pF 1.5
30	1.83	1.91	2.00	40	1.62	1.72		砂質土壌
50	(1.86)	(1.93)	(2.03)	70	1.40	—		第3紀 pF 1.5
100	(0.14)	(0.61)	(1.84)	90	1.34	1.45	鹿島	pF 1.7**

(1965 北島)\* (1967 新井)<sup>9</sup> \* 1965 横井<sup>9</sup> \*\* 1963 長谷川<sup>7</sup>

降雨後の水分移動の特質および圃場容水量状態の pF に大きく影響する。

すなわち、表-1に見られるごとく、火山灰土壌の圃場容水量状態の pF は、一般に他の土壌より高い。水分移動について見れば洪積土壌においては、火山灰土壌に比して平衡化作用（水頭コウ配を 0 に近づける作用）が

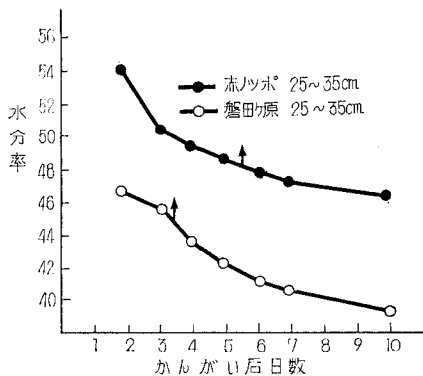


図-4 時間一水分量曲線

強く働く。したがって、前者の方が、降雨後短い時間で水の運動が下降より上昇に転ずる。(図-4<sup>9</sup>) 6月29日 100mm かん水後の水分変化、裸地)これは表面蒸発の問題と関連して、水文学的に無視できない点であろう。なお、洪積土壌の下層土において、降雨後1に近い水頭コウ配を保ちつつ水分が減少する現象が見られる<sup>9)</sup>。この現象は、火山灰土壌においては認められない。これは、洪積土壌の下層土にみられる massive な構造と関連して、ここで問題としている水分領域における両土壌の水分運動形態に質的な差が存在することを示唆する。

## 2. pF 2.0~4.2 の水分領域

この領域における火山灰土壌の水分量も、表層下層を通じて洪積土壌のそれより大きい。

しかし、この領域における火山灰土壌の水分特性は、下層土の水分形態ならびにそれにともなう下層からの水分移動に最も顕著に認められる。

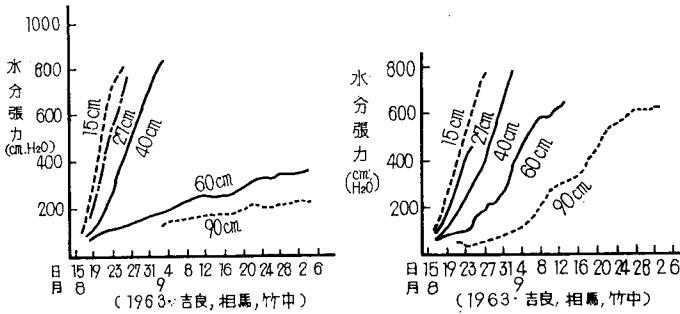
(1) 水分の形態 竹中等<sup>9)</sup>は、顕微鏡によって測定された関東ローム下層土の薄片粗間ゲキ量 (0.1mm以上) と pF-水分曲線とを比較したところ、表-2にみられる

表-2 pF 2.5~4.2 の水分量

	採土地	全間ゲキ率	薄片粗間ゲキ (0.1mm 以上)	pF 0	pF 2.5	構造型	
				~2.7 含水量	~4.2 含水量		
関東ローム	農	30	76	22	30	17	団粒
	大	43	80	27	19	20	カベ
	大	140	80	22	7	26	カベ
	宇	15	80	21	40	17	堅果
洪積土壌	大	180	78	24	14	25	カベ
	静	5	56	9	26	9	カベ
	大	40	51	6	10	11	カベ

(1963 竹中, 田淵, 田淵(公), 多田)

ように、関東ロームの下層土では 0.1mm 以上の薄片粗間ゲキの量が、pF 0~2.7 の水分量よりはるかに大きいことを見出した。そこで彼等は、カベ状構造の中にある非常に太い管状の間ゲキの多くが、非常に細い間ゲキ部分によってつながれているものと推論した。この間ゲキの中の水分の pF を規定しているものはくびれの部分の径である。これは、関東ローム下層土の pF 2.5~4.2 の水の多くの部分は、表層土あるいは洪積土壌が保持する同一 pF の水より、より自由な水であることを示している。(土壌粘土との相互作用が無視でき、自由水に近い)一方、彼等は、洪積土壌の下層土については、関東ロームの下層土と同じく、大きい間ゲキと小さい間ゲキがつながりあって管状の間ゲキを形成しているが、0.1mm



図一五

以上の大きな間ゲキは、はるかに小さく径変化の度合も小さいと推定している。

(2) 下層土からの水の移動 寺沢は、早くから、ライシメータ試験によって、火山灰土壌における下層からの水分供給の重要性を指摘していた<sup>10)</sup>。一方、吉良等は、蒸発散が晴天下で進行すると、植物根のほとんど認められない60~100cmの層の水分までが次第に減少する事実に着目し、下層土の水分供給の役割を明らかにする実験を行なった<sup>11)</sup>。その実験結果の一部を図一五に示す。試験圃場は、宇都宮大農場。切断区は、8月14日100mmかん水後45cmの深さに鉄矢板を打ちこみ下層からの水の供給を切断した区。非切断区は、鉄矢板を打ちこまなかった区。ともに、その後の降雨は遮断しており、植生は陸稲。切断区では、1ヶ月後初期シオレが認められたのに対し、非切断区では、刈り入れまで初期シオレが認められなかった。なお、吉良等が、宇都宮大農場、東京農大農場で行なった測定によれば、100cm前後の深さでも、pF 2.7をこえることがある<sup>12)</sup>。一方、武豊(洪積積土壌)の測定結果によれば、裸地ではあるが、7月27日165.7%の降雨後、1カ月間の間24.1%の降雨しかなかったのに、深さ45cmの張力は、100cmをこえなかった<sup>13)</sup>。

これらの結果は、関東ロームにおける下層からの水分供給の特殊性を明らかにしめしている。

表一三 西ヶ原火山灰土壌水分に及ぼす各処理の影響

		pF	
処理		4.2~5.5	5.7~7.0
表層土	原土	14.2%	16.5%
	風乾土	-5.0	-0.6
	風乾砕土	-4.2	-0.8
	焼土(600°C)	-6.9	-12.1
下層土	原土	47.5	25.2
	風乾土	-37.2	-3.4
	風乾砕土	-37.1	-1.9
	焼土(600°C)	-39.2	-14.5

(1653 美園, 寺沢, 木下, 須藤)

3. pF 4.2~の水分領域

美園, 寺沢等は、pF-水分分布曲線の極小値の位置から、おおむね pF4.2~5.7を膨潤水と名づけるとともに、多量の膨潤水の存在が火山灰土壌の水分系の特質をなすものであることを強調した<sup>14)</sup>。さらに彼等は、火山灰土壌の膨潤水について次の事実を明らかにした。①下層土は表層土より膨潤水の量が多い。②風乾処理によって表層土も下層土も、ともに膨潤水の量は減少するが、下層土の減少はとくに著しい。③

土壌が比較的新らしく風化および土壌化作用があまり進んでいないな山灰土壌の膨潤水の量は少ない。

その後、竹中も関東ロームの非自由水分に関する研究

表一四 前処理による吸湿水分の変化(含水比%)

採土地点	深さ	pF 前処理	4.8	6.0	7.3
			宇	0 cm	生土
		風乾	29.5	13.1	0.8
		105°C炉乾	17.4	9.5	0.6
宇	65 cm	生土	54.4	16.2	1.0
		風乾	38.0	16.0	0.9
		50°C炉乾	28.3	14.9	0.8
		105°C炉乾	26.6	11.8	0.6
静	45 cm	生土	15.9	3.9	0.4
		風乾	15.8	3.7	0.3
		105°C炉乾	12.1	2.7	0.2
紋	40 cm	生土	12.6	3.9	0.4
		風乾	9.5	3.8	0.3
		105°C炉乾	9.3	3.0	0.3

(1963) 竹中

のなかで、下層土の膨潤水量は、他の土壌より大きく、かつ、風乾処理、熱処理による膨潤水の減少率が他の土壌に比し著しいことを認めている。これらの結果の一部を、表一三、四にしめす<sup>15)</sup>。さらに、増島は<sup>16)</sup>、タム試薬によるアルミナゲル、シリカゲルの溶出により、火山灰土壌の膨潤水が激減することを認めている。火山灰土壌の膨潤水に関するこれらの特質は粘土鉱物としてのアロフェンの特異性に起因するものとして、一般に理解されている。

(1) 吸湿水 吸湿水の範囲をどこにとるのかについては、まだ明確ではないが、ここでは、吸着表面積を代表すると言われており、かつ表層土と下層土の含水量にあまり差の認められない pF 6.0 の水分量を1つのめやすとして考えよう。火山灰土壌の吸湿水分は、他の土壌に

比して大きい、膨潤水と異なり風乾処理および熱処理による減少率は、他の土壌との間に明らかな差が認められない。

(2) 吸着エネルギー 火山灰土壌における水分子の吸着エネルギーについての測定は、ほとんど行なわれていない。ここでは、BET式によって算出したOrchistorの結果をかかげておく<sup>17)18)</sup>。

表-5 吸着エネルギー

粘土鉱物		(P/P <sub>0</sub> )m	Xm	E <sub>1</sub> -E <sub>L</sub> cal/mal	S m <sup>2</sup> /g
モンモリ	*無処理	0.179	12.56	1810	454
	600°C乾熱	0.243	1.94	1354	70
カオリナイト	無処理	0.140	0.17	2160	6.1
	600°C乾熱	0.138	0.11	2182	4.0
アロファン	無処理	0.17	11.26	1850	406
	600°C乾熱	0.13	5.44	2288	196

(1954, 1955 Orchiston)  
 (P/P<sub>0</sub>)m: 一分子層の相対湿度  
 Xm: 一分子層の吸着量 g/100g  
 E<sub>1</sub>-E<sub>L</sub>: 一分子層の吸着エネルギーと凝縮熱 (EL) の差  
 S: 表面積  
 \*無水硫酸で脱水したもの

### III 討議と今後の問題点

#### 1. 水分の移動について

水分移動に関する知見をさらに深めるためには、運動の量的側面の追求だけでなく、吸着力場にある水の運動形態と関連して、ある水分状態において水が動くことの可能なポテンシャルコウ配と、その条件下での不飽和透水係数の値を測定することが必要である。この中で、他の土壌の下層土に比べて、火山灰土壌のそれが、なぜあのように乾燥するのか明らかにされるとともに、長田の提起した<sup>19)</sup> 難流動水分-火山灰土壌 pF 3.0、洪積土壌 pF 2.6 など一意義づけがより一層深められるであろう。これに加えて、成層条件下での水分移動の特質をさらに明確にするならば、下層からの水分移動の問題をふくめて、それぞれの土壌における水分変化の動態を量的に把握することが可能となる。

#### 2. 膨潤水について

(1) 土壌の膨潤水 Carman は、粉末および練り固めた状態のシリカおよび炭素に対して、CF<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub>を吸着させ、間ゲキ分布の吸着量におよぼす影響を研究した<sup>20)</sup>。前者は、多分子吸着が自由に行なえる状態であり、後者は、多分子吸着は制限されるが毛管凝縮が生ずる状態である。

その結果によれば、ねり固めた試料の孔隙率が、0.506

(シリカ) および 0.739 (炭素) の場合には、相対湿度 0~0.5 の範囲において、ねり固めた試料と粉末試料に対する吸着量はほぼ一致する。相対湿度のさらに大きな領域 (0.5~0.95) では、粉末試料に対する吸着量の方が小であるとともに、ねり固めた試料においてヒステリシスが認められる。さらに、孔隙率が 0.496 (炭素) のときには、相対湿度のほぼ全域にわたって (0~1.0)、ねり固めた試料に対する吸着量が、粉末試料のそれより小さい。

Carman は、これらの結果から、相対湿度が 0.5 以上の領域では、毛管凝縮作用が重要な役割をはたしていること、および、小間ゲキ (20Å 以下) の存在が、吸着現象において演ずる阻害作用の重要性を指摘している。

表-6 吸着分子層と相対湿度との関係

P/P <sub>0</sub>	吸着分子層	P/P <sub>0</sub>	吸着分子層
0.25 (pF 6.28)	1.29	0.7 (pF 5.7)	2.50
0.5 (pF 5.98)	1.78	0.9 (pF 5.16)	5.60

表-6 は、荷電の存在しない平らな表面に対する吸着分子数と相対湿度との関係をしめす<sup>21)</sup>。

表-7

	pF 5.2	pF 4.8	pF 4.2
字 0 cm	2.2	3.2	8.8
大 65	3.3	4.9	7.5
静 0	3.5	6.4	7.7
大 45	4.3	6.9	9.4
紋別 40	3.7	5.2	8.3
モンモリロナイト	2.5	3.0	

表-7 は、BET式によってほぼ 1 分子層と認められている pF 6.3 の吸着量を基準にとったときの各土壌の pF と吸着量の関係をしめす。

火山灰土壌の表層土とモンモリロナイトの吸着量は、平らな面への吸着量より小さいこと、および、カオリン鉱物を含む土壌 (静大、紋別) の値が前二者に比しはるかに大きく、平らな面への吸着量にはほぼ等しいことが特徴的である。もし、物理吸着されている水が、105°C 乾熱によって全部飛び去り、かつ BET 式によって求められた一分子層の吸着完了をしめす相対湿度が正しく現象をしめしているとするならば、われわれは、以上の事実から次の結論を導くことができる。

1) 一分子層の吸着が完了する相対湿度が、粘土鉱物の種類によらず、0.14~0.18 (表-5) にあるという事実は、もし土壌の単位粒子を分散させ自由な表面吸着が可能な条件を保証してやるならば、吸着分子層と相対湿度 (pF) との関係は、すべての土壌においてほぼ一致する

ことを推定させる。

2) 上の推定にもとづいて、表-7を検討するならば、火山灰土壌表層土およびモンモリロナイトでは、単位粒子間の間ゲキの多くは、自由な表面吸着を保証できないほど狭く小さい。換言すれば、両土壌がある相対湿度と平衡にあるとき、その湿度で平らな表面に吸着している分子の厚みよりも小さな径をもつ間ゲキが多数存在しているのである。これは、火山灰土壌表層土およびモンモリロナイトの吸着においては、吸着に対しプラスの要因として作用する毛管凝縮より、多数の小間ゲキの存在によって生ずる多分子吸着への阻害作用の方が、はるかに大きな役割をはたしていることを意味する。これに反して、カオリン鉱物を含む土壌では、毛管凝縮作用と小間ゲキによる阻害作用がほぼ拮抗していると考えてよいであろう。これは、別のみかたをすれば、すべての単位粒子表面は、自由で平らな面と同じように水を吸着させている状態と考えられる。火山灰土壌下層土についてみるならば両者の中間に位置しているが、基本的にはカオリン鉱物に近い状態にあると推定してよいように思われる。

3) 美園、寺沢らは、 $pF$  4.2~5.7の領域の水を膨潤水と規定した。理論的立場からすれば、この領域の水分を物理的に特徴づけるものとして、毛管凝縮作用を考慮することが可能であるが、構造をもった現実の土壌では、このように規定することは困難である。

4) 現実の土壌で、膨潤水の量を規定するのは、基本的に表面積の大小である。もちろん表面積が同程度の土壌においては、小間ゲキの分布の差が大きく影響してくることは言うまでもない。

(2) 火山灰土壌下層土の風乾処理による膨潤水の不可逆性について この不可逆性を説明するものとして Fe, Al などの架橋説があるが<sup>22)</sup>、アロフェンの全表面において、荷電の存在する面が占める割合の小さいことから考えて、一般性を有しないであろう。

下層土の骨格は、前項で論じたような下層土の水の存在様式およびその生成過程から考えて、粒子の接合によって形成されているのではなく、粘土のまわりに吸着された水によって作られていると推定できる。このような考え方にたてば、風乾処理は、脱水により粒子を接近させ、粒子による骨格の形成をうながす。その結果形成された粒子による骨格は比較的安定であるとともに、風乾前の構造より間ゲキがせまく、不可逆性の原因となると考えてよいであろう。

### 3. 吸湿水の上限と吸着エネルギー

この問題を討議するにあたって、強調しなければなら

ない点は、粘土粒子は荷電的に均一な面でないということである。モンモリロナイト鉱物について言えば、その表面は、同形置換にもとづく荷電密度の小さな面——これが表面積の圧倒的部分を占める——と破かい原子価にもとづく荷電密度の高い面とから構成されている。カオリン鉱物では、荷電密度0の面と、はかい原子価にもとづく荷電密度の高い面が存在し、後者は前者のほぼ $1/10$ の面積を占めるにすぎない。アロフェンについてみれば、カオリン鉱物と質的に同一であるが、前者の面積は後者の100~200倍であると推定される。これら荷電密度からみた表面状態<sup>(註)</sup>の差異は、当然水分子が吸着する際の吸着エネルギーおよびその状態における水分子の  $pF$  に影響をおよぼす。荷電密度0に対する水分子の吸着は、**van der waals** 力によるものであるが、粘土表面の分子がOもしくはOHであるので、これを水素結合と考えてよいであろう。もし、この仮定が成り立つとすれば、荷電密度0の面への吸着エネルギーは、水素結合のエネルギー(5 kcal/mol 前後)から、吸着の際水分子同志の水素結合が切断される頻度を考慮して計算されるエネルギー値を差し引くことによって求められる。しかし、ここでは、問題を単純にし、第一近似を求めるということで、差し引くべきエネルギーを無視しよう。化学ポテンシャルに対する比エントロピー寄与は、近似的に17%前後と推定されるので<sup>23)</sup>、この際の  $pF$  値は、ほぼ  $pF7.0$  である。

次に荷電が存在する面に対する吸着エネルギーを考察する訳であるが、この際には、拡散二重層の影響を考慮しなければならない。しかし、粒子表面にごく近い点(1~2分子層)に対する吸着エネルギーの計算にあたっては、表面から1~2分子層の水分子は荷電とイオンの間にはさまれているとする。このような仮定で計算すると、モンモリロナイトの荷電密度が小さい面での吸着エネルギーは、荷電密度0の面のそれに比して、3~4 kcal/mol 大きく、その  $pF$  値は、約7.2である。荷電密度の最も高い、いわゆる edge 面に対する吸着エネルギーは、その面の大きさによって異なるけれども、少なくとも数十から数百 kcal/mol におよび、その  $pF$  値は8.0~9.0である。<sup>23)</sup>

従来、粒子部分の量を測定する方法として用いられている105°C乾熱法( $pF$  6.8~6.9)にもとづく結果が、いろいろな問題との関連で著しい違いを示さなかったという事実は、このように粘土表面の圧倒的部分に吸着される水分子の  $pF$  値が、7.0 前後であるということに起因していると考えてよい。一方、edge 面での吸着

(註) 内部エネルギーの変化。ここでは  $(E_1-E_2)$  をしめす。

エネルギーが非常に大きいという事実は、数百度Cの乾燥によっても、まだ失なわれないで残っている水分子が存在することを示唆している。換言すれば、従来、結合水、化合水として定義されていた水の中にも、物理的な吸着による水分子も含まれていると推定されるのである。

いままでの吸着エネルギーの測定値は、1.5~4 kcal/mol の範囲内にある。pF 7.0, 6.8, 6.3 に対するエントロピー寄与をそれぞれ 17, 13, 6% とすれば<sup>23)</sup>、対応する吸着エネルギーはそれぞれ 5, 3, 0.9 kcal/mol となる。この事実は、吸着に際してのエントロピー寄与が予測値とあまり変わらないことをしめしている。

なお、Orchistor の結果に見られるような粘土鉱物による吸着エネルギーの差は、粘土粒子表面において、荷電的性質の異なった面が占める面積比率および、小間ゲキ (5Å 前後) の分布差に起因する水分分布の差異によるものと考えられる。

#### 参 考 文 献

- 1) 美園繁, 寺沢四郎, 木下彰, 須藤清次 農技研報告 B2 1953 農技研報告 B2 1965
- 2) 寺沢四郎 農技研報告 B13 1963
- 3) 岩田進午 農土研 30 1963
- 4) 北島知 九州農試年次報告 1966
- 5) 新井真杉 未発表
- 6) 横井肇 東海近畿農試報告12 1965
- 7) 長谷川文男 茨城農試年次報告 1963
- 8) 岩田進午 農技研報告 B16 1966
- 9) 竹中肇, 田淵俊雄, 田淵公子, 多田敦 農土研 別冊7 1966
- 10) 寺沢四郎 土壤改良誌6, 10 1957
- 11) 吉良芳夫, 相馬恒一, 竹中肇 農土研 別冊7 1963
- 12) 吉良芳夫, 安保文夫, 相馬恒一, 伊藤精延 農土研 別冊7 1953
- 13) 中島田誠 未発表
- 14) 美園繁, 寺沢四郎 農技研報告B7 1957
- 15) 竹中肇 農土研 別冊7 1953
- 16) 増島博 北農試報 77 1962
- 17) Orchiston, H. D. Soil sci 78 1954
- 18) Orchiston, H. D. Soil sci 82 1958
- 19) 長田昇 農土研 別冊7 1963
- 20) P. C. Carman and F. A. Raal. Proc. Roy. Soc. (London) 209A (1951)
- 21) C. Pierce. J. Chem. Phys. 57 Feb. (1953)
- 22) 須藤清次 農技研報告B12 1962
- 23) 岩田進午 43年度粘土学会講演要旨
- 24) 岩田進午 43年度肥講演要旨

#### 〔討論〕

(東山勇・山形大農) アロフェンのような非晶質のものに、比表面が定義できるのだろうか。

(久保田・農技研) 水膜層数の計算に際し、BETの1

分子形成水分量を使っているが、 $N_2$ -比表面が $H_2O$ 比表面より著しく小さい火山灰土壌でこのようなやり方は妥当でないと思う。

(寺沢四郎・農技研) 火山灰土壌のアロフェンの生成過程からみて、加水分解によって生じた $Si(OH)_4$ と $Al(OH)_3$ が、風化液中で等電沈澱して非晶質アルミノ珪酸塩のアロフェンができる。この沈澱ゲルが凝固するさいに形成する不規則な微細間隙に、いわゆる膨潤水が収蔵される。このアロフェンを風乾脱水するにつれて間ゲキは縮少し、粒子表面の水和水がとれて粒子間結合が強まり、多孔質の不可逆乾膠体ができる。この現象は、水ガラスから作る多孔質珪酸ゲルの製法における脱水機構によくにている。事実、アロフェン例えば飯島味噌土粘土を乾燥するとゲル状容積の $1/10$ にも縮少し、これを水に入れてもほとんど膨潤せず、乾膠体のままにとどまり、膨潤水も不可逆的に激減することなどから、アロフェンの膨潤水は、土壌生成過程と関連があろう。

(木下彰・北農議) 火山灰土壌の水分に関する問題点として残されているもののうち、もっとも重要と思われるものは次の点であると考えられる。

①不飽和状態での水の移動、②火山灰土壌の大きな保水力の特性の主役を果している膨潤水の解明

#### 1. 不飽和状態での水の移動

これについて、岩田氏は「運動の量的側面の追求だけでなく、吸着力場にある水の運動形態と関連して、ある水分状態において水が動くことの可能なポテンシャルコウ配と、その条件下での不飽和透水係数の値を測定することが必要である」と述べている。

まことにもっともな意見で、この面での研究の進展を熱望する。作物生産に関係する水分としては、いうまでもなく有効水分であるが、有効水分領域内での水の法則性が明らかでない現在では、第1歩として「水の運動の量的把握」が必要である。このさい、土壌の構造(孔隙性)と関連して追求することが必要であると考えられる。

火山灰土壌の構造は、他の非火山灰土壌のそれに比べれば明確に区分される特徴をもっているが、火山灰土壌内での構造による分類が必要であり、分類された構造に対応した水の運動の把握——さし当っては量的把握で十分であろうと考える。

土壌構造に関する研究段階はきわめて低いものであり、現在わずかに粒団篩別法、顕鏡法、pF-含水比曲線による法などで、水の運動を解明する資料としてはあまり有効でないので、新しい研究手法の開発が必要である。

現在、緊急に解明を必要とする事項としては、次が挙

げられる。

① 火山灰土壌と非火山灰土壌とで、圃場容水量の張力のちがいはなぜあるのか。

② 火山灰土壌で、夜間に作土層で水分の回復があるが、下層土から量的にどの位あるか、そして運動の形態はどんな形か。

③ 根による脱水域への水分移動の速度と量はどのようなか。

以上よりみて、土壌の水に関する研究は、静的より運動という動的問題に移った黎明期というべきであろう。

2. 膨潤水について

岩田氏は Carman らの実験をもとにして、火山灰土壌（アロフェン）の水吸着を毛管凝縮と小間ゲキによる多分子吸着への阻害作用とより考察しているが、理解しにくい点もっている。

アロフェンの化学的ならび電顕写真によれば  $SiO_2/Al_2O_3$  はほぼ 1 に近く、形態は球形または毛髪状（イモゴライトとよばれる）のものがあ、X線回析では無定形であることなどから、膨潤水は毛管凝縮では説明がつかないように思われる。

膨潤水は、イオンの和、アロフェン自体にゲルとして含まれる水、一部は間ゲキ水によって構成されているものと推察される。

岩田氏のような接近法もあるが、化学的手段による実証のデータより解析するような方法も有効であると思う。

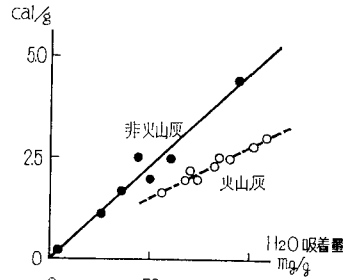
いずれにしても、火山灰土壌の異常に大きい保水力（膨潤水）の形態、保持力を明らかにすることは、火山灰土壌の諸特性（置換容量、リン酸吸収係数、腐植の吸着）の究明の基礎となると思われるので、この研究の進展をねがうものである。

（北島知・九州農議） edaphology の立場から一火山灰土壌の示す物理的な諸性質、とくにその水分系に関する研究は、わが国で独自の発展をとげてきた。これは岩田の指摘するとおりであって、わが国に広く分布する火山灰畑土壌の生産力をより向上させるために、その研究はさらに進められねばならない。

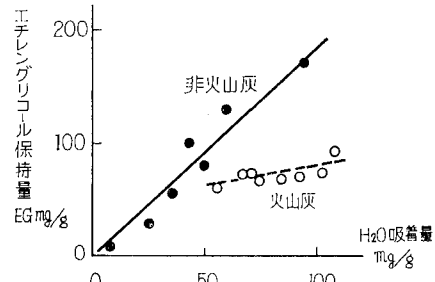
岩田の論文の主題からややはずれるが、地方にあって火山灰土壌の改良を試みているものの立場から二、三の感想を述べてみたい。

(1) 細粒質火山灰土壌のもつ特徴の一つは、多量の膨潤水を保有することであろう。

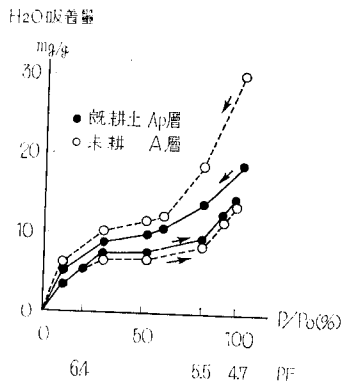
膨潤水量は比表面積によって規定される部分が多いものとみられているが、Jura-Harkins 法により脱水過程で測定すると、単位表面積あたりの水蒸気吸着量は図



図一六 P/P<sub>0</sub>=0.60における湿潤熱と水蒸気吸着量(25°C)脱水過程



図一七 エチレングリコール保持量と水蒸気吸着量 (P/P<sub>0</sub>=0.60脱水過程との関係



図一八 腐植質火山灰土壌(黒石)の等温水蒸気吸着曲線とヒステリシス(25°C)

一八に示すように非火山灰土壌に比較して火山灰土壌の方が著しく多い。(Jura-Harkins の絶対法では  $P/P_0=0.3\sim 0.8$  における湿潤熱量から比表面積を算出する。現在、理論的欠陥のもっとも

少ない方法とされている)。一方、吸水過程で水蒸気吸着量を測定すると 図一八に示すよう

に、既耕地と未耕地の差もほとんど消失してしまふようであり、表面の状態そのものが変質してしまふものとみられ、in situ の状態での比表面積を測定できるとは考えられない。また火山灰土壌では乾燥試料(Hg 1 mm

以下、5酸化リン上にて脱水)のエチレングリコール吸着量と、 $P/P_0=0.6$  における水蒸気吸着量(図一六にみられるごとく比表面積にはほぼ比例するものとおもわれる)との関係は明瞭でなく、EG吸着量は必ずしも火山灰土壌の比表面積をあらわしえないものとみられる。

比表面積に比較して吸着水量の多い原因に、毛管凝縮と粒子骨格の形成にゆく関与している水の存在の両者を考えることができるが、この場合には後者であるとおもわれる。すなわち、岩田の述べている粒子と水の関係



表—8 pF 1.8~2.7 相当の毛管孔隙量

位置	A	B	B/A (%)	
0~20cm	15.0	11.4	0.76	多腐植, 細粒状構造
20~30	23.0	7.7	0.33	多腐植
30~50	17.5	5.3	0.30	漸移層, カベ状構造
50~80	24.7	7.3	0.30	褐色下層 //

供試土壌：腐植質火山灰土壌（熊本県菊池郡西合志町）  
 測定法：A 不攪乱採土試験について、吸引法と遠心法の併用  
 B 現地圃場において、テンシオメータと中性子水分計の併用  
 単位：孔隙量 cc/土壌 100cc

は、ほぼ妥当なものである。

このように多量の膨潤水を保有することと、火山灰土壌の示す他の性質例えば大きいリン酸吸収係数や高い等電点とはどのような関係にあるのであろうか。また、熟化化ともなって膨潤水量は減少し、リン酸吸収係数も減少するが、これは同一の機構によるものであろうか。

(2) 下層から根圏への水の供給能は、他種土壌に比較して火山灰土壌の方が大きいものと考えられている。しかし、両者を直接比較したデータがないために、詳細は不明な点も多いのではないであらうか。

カベ状構造をもつ火山灰下層土の毛管水保有力は室内法で測定するとかなり大きい。しかし、表—8 に示すように、in situ ではその大部分が dead pore 様のものと考えられる。

混層耕あるいは心土耕などの問題と関連して、下層土のもつ意義をより詳細に検討する必要があるものとみられる。

(3) 岩田の論文ではふれていないが、有効性養分の問題の中にも、いわゆる土壌物理の手法と理論をもって解決できる部分があるものと推察される。

(岩田進午)

1. 圃場含水量について ここでは、圃場含水量を、わが国でひろく認められている定義にしたがい多量の降雨あるいはかん水 1~2 日後の作土層の土壌水分量とする。侵潤の性質から、表面水が消失する以前は、作土層はほぼ飽和していると考えてよいので、各土壌の圃場含水量およびその状態に対応する pF は、表面水消失後 1~2 日の間にどれだけの水が、飽和状態の作土層から下層に排水されるかによってきまる。排水量を規定する要因として、作土層の水頭コウ配および不飽和透水係数の大きさに加えて、作土層と下層土の不飽和透水係数の差があげられる。この外に、地下水の高低も考えられるが、一般に、畑では地下水が低いので、この影響は無視

してよいであろう。まづはじめに作土層と同じ構造をもった土層が深くまで連続している場合を考察する。このとき、作土層は、土壌の種類をとわず排水のよい条件を満足していると考えてよいので、圃場含水量を対象とする時間内では、水頭コウ配は、火山灰土壌でも洪積土壌でも、1.0~1.5 の範囲内にある<sup>2)</sup>。一方、不飽和透水係数は、水分張力 50cm でも、前者の値は後者の 3 倍以上の大きさをしめしており、それ以下の水分張力ではその比はさらに大きくなる。わが国の下層土は湿潤であるので、平衡化の過程は、下方から上方に向う。そのため、作土層からの排水量は、作土層内の水頭コウ配と不飽和透水係数によって規定される。同一水分張力に到達するまでに作土層から排水されねばならぬ量は、火山灰土壌の方が洪積土壌より多いが、(図—2) 上述の条件はこの差を上まわる排水量を、火山灰土壌に保証する。これは、下層土の影響を考えなくとも、表面水消失後同一時刻での火山灰土壌の水分張力は、洪積土壌のそれより高いことをしめすものである。現実の土壌では、これに加えて、下層土の影響があらわれる。火山灰土壌の作土層と下層土の不飽和透水係数の差はあまり大きくなく、火山灰土壌の圃場含水量は、下層土の存在に大きく影響されないことを推定させる。これに反して、洪積土壌の下層土の不飽和透水係数は、作土層に比して非常に小さい<sup>3)</sup>。そのため、洪積土壌では、少くとも降雨後 1~2 日間は、下層土の表面近くに、あたかも地下水が存在するような状態となる。この状態は、作土層の水分張力をさらに小にする。

以上が、火山灰土壌の圃場含水量状態に対応する水分張力が、洪積土壌に比して大きな値をしめす理由である

2. 再び膨潤水について さきに、膨潤水の量を規定する最も大きな要因は、粘土の表面積の大きさであることを強調した。この結論は、膨潤水領域の水分子は、主として粘土表面に多分子吸着（物理吸着）されているのであって、表面と化学的に結合しているのではないとの見解から導かれている。これは、寺沢の意見と全く同一の基盤に立っている。膨潤水領域の水分子と粘土表面との間には、少なくとも 2 分子の水が存在していると推定される以上、表面との化学的結合を考えることは無理であろう。

最近、飯村は、アロフェンにおいては、次のメカニズムによって、60°C の乾熱により、かんまんではあるが、Al と結合している水が飛ぶことを主張している<sup>24)</sup>。



24) 飯村康二 土肥講演要旨第14集

この主張は、エネルギー的にみても、水分子の吸着状態から考えても、さらに深く検討されるべき問題を含んでいるが、たとえこの見解が正しいものとしても、60°Cの乾熱は pF 6 に相当するので、少くとも膨潤水領域の水の問題ではない。このように考えると、膨潤水の問題は、非可逆性もふくめて、粘土表面の性質が変化しなにかぎり、(風乾では変化すると考えられない) 吸着水分子を入れる空間の問題に帰着せざるをえないのである。

なお、筆者は、膨潤水の非可逆性に関する寺沢の見解に基本的に賛成であるが、“微細間隙に膨潤水が収蔵される”のではなく、アロフェンのまわりに水和している水が、空間(間隙)を形成していると考えている。つまり風乾脱水する前の土壌の骨格は、粘土部分によって形成されているのではなく、主として和された水によって形づくられていると考えるのである。

最近、青峯らは、水分吸着および脱着等温線においてアロフェンではヒステリシスがほとんどみられないことを報告している<sup>25)</sup>。この事実は、風乾あるいは熱処理の結果生ずる骨格は、比較的安定であり、かつ毛管凝縮作用の影響が小さいという筆者の見解を支持するものである。

3. 表面積について アロフェンの形状は、一般に球状もしくはそれに近いとされているが、薄膜状、毛髪状等の報告もある。一方、和田<sup>26)</sup>および飯村<sup>27)</sup>は、それぞれアロフェンの構造式についての見解を発表しているが、統一された見解をうるまでには、今後多くの時間が

25) 青峯重範, 大塚紘雄 土肥講演要旨第14集

26) 和田光史 Amer Mineral 52 1967

27) 飯村康二 土肥講演要旨第13集

必要であるように思われる。

このように、われわれは、まだ、アロフェンの形状および構造式に関する明確な知見をもつにいたっていない。しかし、それが結晶に近いものであれ、無定形のものであれ、一定数以上のシリカおよびアルミナが結合して最小単位を形成するとともに、それを多数とればアルミナとシリカの比が一定の巾におさまることは確かであろう。とすれば、平均化された構造を想定することも可能であるし、比表面も定義することができる。

Orchistonの実験結果によれば、水分子吸着から求めた無処理のアロフェンの表面積は 322 m<sup>2</sup>/g、N<sub>2</sub> から求めたものは 173 m<sup>2</sup>/g である。<sup>(註2)</sup> この差が生ずる原因としては、一般に、前者は内表面と外表面を、後者は外表面のみを測定していることによるものとされている。確かに表一7から、アロフェンには、数Åから十数Åの微細な間隙が多数存在すること。すなわち大きな内表面の存在が推定される。しかし、モンモリのように内表面に荷電が分布する条件のもとでは、有極性分子が層間に容易に入りうるのに対し、無極性分子は入り難いことは理論的に考えられるが、アロフェンの場合は荷電量からみて、このような事実(内表面のすべてに荷電が均一に分布していること)は考え難いのではないだろうか。この点、アロフェンのモデルを設定するためにも、今後解決しなければならぬ問題である。

註1 最少単位を球形と仮定すれば、アロフェンの表面積を 400 m<sup>2</sup>/g とした場合その径は約 50Å となる。なお、薄膜状および毛髪状は、一次元、二次元のみでなく三次元的にも結晶の発達がある程度認められないと過大な表面積を与えることになる。

註2 モンモリロナイトにおいては、内表面と外表面の比は、アロフェンにくらべてさらに小さく、後者は前者の数分の1にすぎない。この点、アロフェンの構造を考えると、忘れてならない重要な事実であろう。

# 火山灰土壤の耕うんの諸問題

藍 房 和\*

火山灰土壤における耕うん作業技術上の主要な問題としては、つぎのようなものが上げられよう。すなわち、

(i) トラクタ、犁などの土壤圧結による耕盤形成の問題

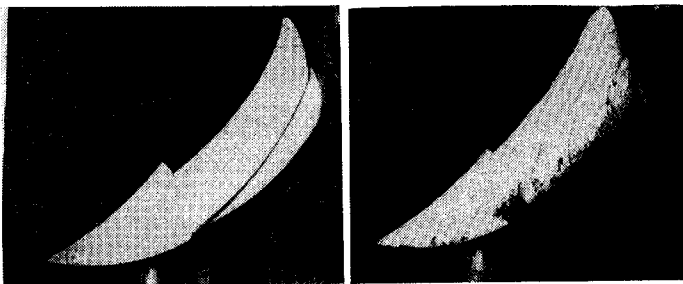
(ii) トラクタ車輪の滑りや沈下に関する問題

(iii) 耕うん時における犁体への土壤付着に関する問題などである。(i)の問題は、犁耕を繰り返し実施すると、作土中または作土の下層部に硬化した層ができ、これが作物の生育収量に悪影響を及ぼすというものであり、(ii)は火山灰土壤においては、トラクタの車輪が滑りや沈下を生じやすく、けん引性能が低下して作業に支障をきたすという問題であり、(iii)は、火山灰土壤中にいちじるしく付着性の強い土壤があり、犁体への土壤付着のため、犁の性能がはなだしく減殺され、ひどい場合には作業不能の状態も生ずるという問題である。以上の起因するところは、いずれも火山灰土壤特有の物理的性質からよってきたるものと考えられる。

上記の問題中、(iii)以外のものについては、すでに本誌にも詳細な報文<sup>1)2)3)</sup>がみられるので、ここでは(iii)の犁体への土壤付着の問題にのみしぼって農業機械の立場から述べ、会員各位から問題解決のための御指導を得たいと思う。

## 1. 農機具への土壤付着の実態

図-1は、犁への土壤付着の状況を示めたものである



(a) 未付着犁体 (b) 付着犁体

図-1 犁体面への土壤付着状況

る。付着の問題は、犁のみに限ぎられたものでなく、問題の多少は別にして土を取扱う農機具すべてに関した問題でもある。

付着しやすい土壤は、通常火山灰軽しょう土と俗称されているもので、この種の土壤は、わが国の畑地のかなりの部分を占めており、農林省の調査<sup>4)</sup>では、総畑面積の23%が軽しょう土であるという。水田においても4%程度はあるが、水田の場合には、作業上そう問題はない。

軽しょう土の分布をみれば、全国的に分布しているが、とくに関東、東北地方に多く、この地方の畑作地帯では、土がつくというなやみは、はなはだしいものがあり、くわを使用していた時代に、付着のひどいところでは三本くわを使用し、しかもその上に竹べらを腰に下げて土を落しながら作業をしたような状態である。

いづれにしろ、農機具への土壤付着は、耕盤形成の問題と共に、水田の機械化よりもむしろ技術的には容易であるはずの畑作の機械化を遅らせてきた主要な因子といえる。

## 2. 犁体面への土壤付着の様相

### (1) 付着の経過と状況

図-2は、付着経過を示めたものである。この図にみられるように付着土量は概括的には犁耕距離の増加と共に増大するが、その増大はジグ・ザグの経過をたど

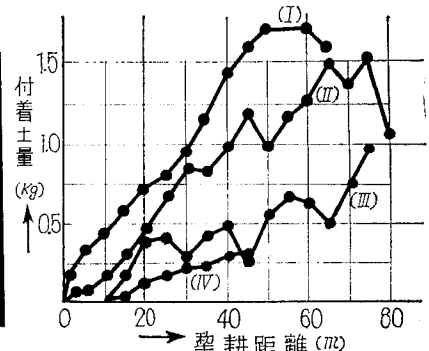


図-2 犁体面への土壤付着の経過  
(府中洪積層植壤土)

\*東京農工大学農学部

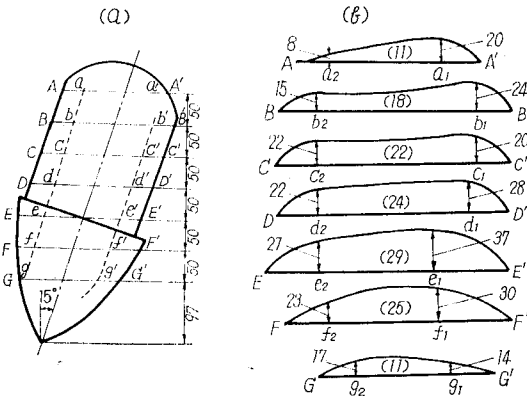


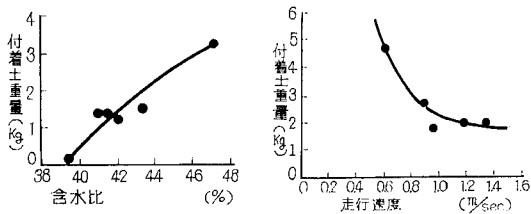
図-3 犁体面上の附着位置

る。すなわち、おおむね 10~15m ごとに不安定期がきて附着土の一部が脱落し、再びすぐに附着が始まり、次第に土量が増加してゆく。しかし、附着土量にはある限界があって、一定以上の量を越せばそれ以上はもう増加しない。これは、附着土量が増大すると、附着土に対する歴土の圧力も大きくなり、附着力よりも歴土の圧力の方が大きくなった部分で附着土は一部脱落し、この附着と脱落を繰り返しつつ附着量はほぼ一定値を保つわけである。限界量に達する犁耕距離は、もちろん土壌条件や作業条件で異なるが、おおむね 40~50m 程度で限界量に達する。

図-3は、犁体面上の各位置における附着状態を示めたものである。測定は、「へら」の上端から垂直距離 50mm ごとの位置で、附着土の厚さならびに表面形状を測定している。同図(b)中の数字は附着土の厚さであり、カッコの数字は平均厚さである。

附着土は、概して犁体の上端および下端は少なく「すき先」と「へら」の接合部付近が最も多い。また、断面の形からみると、「すき先」先端部では進行方向に向かって中心より右側の方に最厚部があり、「へら」の上部にゆくにしたがって左側に移る。附着土の硬さは、「すき先」の先端に近いほど硬く、それより上部にゆくにしたがって軟らかくなり、そして軟らかい部分は、衝撃や振動によって脱落しやすい。

以上のような附着状態と犁体面が犁耕中に受ける圧力



(a) 圃場含水比と附着土量 (b) 走行速度と附着土量

図-4 作業条件と附着土量 (鴻巣洪積層植壤土)

とを考え合わせてみると、おおむね犁体面の受ける圧力が大きいと思われる部分に附着が大である。したがって、土に対する垂直圧力が大なるほど附着性も大きいと考えられる。

(2) 附着と作業条件

図-4は、鎬木氏らの試験結果<sup>5)</sup>で、同図(a)は圃場の含水量と附着土量を示めている。この圃場の水分変化の範囲は、通常38~47%程度で、含水量39%以下ではほとんどつかず、それより水分が多くなると急激に附着量が増加している。農工大農場におけるわれわれの試験結果でも、圃場の含水量の変化範囲は年間通じて非常に小さく、その変化範囲内ではやはり含水量が多いほど附着量が増大する。

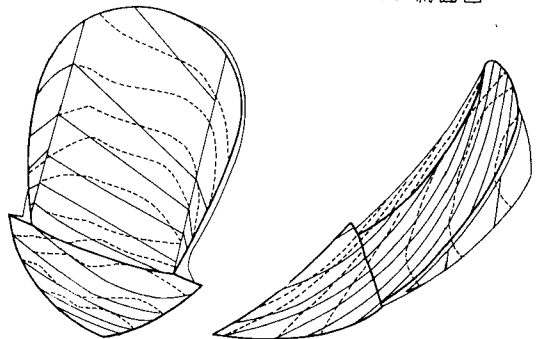
同図(b)は、トラクタの走行速度と附着土量の関係を示めたもので、附着土量は速度が増加するとともに減少している。これは低速の場合には歴土の投てき作用が不良となるため、歴土が犁体面上に停滞することによって考えられる。

耕深ならびに耕幅については、耕深を増せば附着量は増加し、その関係は放物線形である。また耕幅も大きくとるにしたがって増すが、耕幅が耕深の1.5倍以上になると、歴土の流れが安定するためにかえって附着量は減少する。作業時の圃場の膨軟度は附着性ととくに関係があり、膨軟なほど附着が大となる。

(3) 附着による犁体曲面の変化とその作業に及ぼす

(a) 正面図

(b) 側面図



(c) 平面図

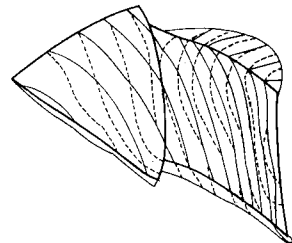


図-5 土壤附着による犁体曲面の変化

影響

犁体曲面は、土壤粒子の付着の経過にしたがって漸次変化する。図—5は、光学的プロフィログラフを用いて、未付着犁体の犁体線図と付着犁体の線図を描写して重ね合わせたものである。図中の実線は、未付着犁体のもの、すなわち犁が本来有する曲面を示めており、点線は付着土が限界量に達したときの付着土の表面を示めず線図である。付着が始まると歴史は付着土の表面上を滑動するので、付着土表面が実質的に犁体曲面となる。図にみられるように、犁本来の曲面は全く失なわれて、新たな曲面が形成されている。したがって、本来犁に与えられている扛起角 ( $\alpha$ )、反転角 ( $\beta$ )、投擲角 ( $\gamma$ ) 等も全く違ったものとなる。たとえば、いま反転角についてみると、図(a) (正面図) における犁体線上の任意の点において水平線を引けば、その水平線と犁体線の接線とのなす角度が、その点の位置の反転角を示めず。図にみられるように反転角は犁体中心部でいちじるしく小さくなっており、また左側部では反転方向とは逆の負の角度に変化している。これでは、とうてい良好な反転性能を期待することは無理である。扛起角、投擲角も同様にいちじるしい変化がみられる。

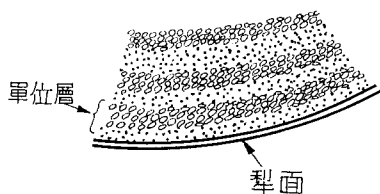
以上のように土がつくと、作業上つぎのような支障をきたす。

- (i) 犁体曲面の変化のため、反転、投擲が悪くなり、溝開きも不完全となる。
- (ii) 犁床にも土壤が付着し、サクション (Suction) がなくなって、犁は不安定となり、けん引抵抗が増大する。
- (iii) 犁の切断力が弱まり、安定不良となってけん引抵抗が増大する。
- (iv) 犁の安定が悪いので操縦が困難となり、運転者の疲労が増大する。

したがって、あまり付着のひどいときは、作業の実施は不能となる。

3. 付着土の構造

付着土の断面を合成樹脂固定法により固定し調べると、図—6の模式図に示めすように構造がみられる<sup>6)</sup>。それはちょうど、木材の年輪のようで、これは付着の生長経過を示めている。圃場における付着の観察結果とこの構造から



図—6 付着土の構造

この構造から付着経過を推察すれば、犁体面への付着は、付着土が最初から厚く付着するもの

ではなく、初めは土壤粒子の一部が犁体面に付着し、その土壤粒子を母体として、その上部に他の土壤粒子が付着し、だんだんにその厚みを増してくるものと考えられる。

つぎに付着土の粒径組成をみてみると、付着土の組成は、犁耕圃場のそれとは明らかに異なり、その大部分は粒径の小さい微砂と粘土に占められ、とくに粘土が多い。この事実からも上述の付着の経過をうかがうことができる。恐らく、犁体面上を歴史か滑動する過程で、表面活性の大きい粒子のみが犁体へ付着を始め、その土壤粒子にさらに他の土壤粒子が吸着されて次第に付着量を増してゆくものと考えられる<sup>7)</sup>。

4. 付着と土壤の物理性

付着性の強い土とそうでない土との間の土壤の物理性の差は、必ずしも明瞭でないが、付着性に関係深い事項について整理してみると表—1のようである。

表—1 付着性と土壤の物理性

項目	付着性からみた特徴
1. 凝集力	火山灰土壌の凝集力は小さいことが知られているが、これは静的条件下における特徴で、動荷重により圧結したような場合は、必ずしも小さくはない。
2. 粘着力	粘着力の大小と付着性の大小とは直接的な関係はみられないが、凝集力と組合せて考えると特徴が出てくる。
3. 圧縮性	付着の大きい土壌は、圧縮による容積変化が大である。
4. 土性	付着性の強い火山灰土壌は壤土から植土の間であるが、その間での土性と付着性の大小とはあまり関係がない。
5. 土壤構造	付着性の強い土壌ほど団粒で構成された多孔の海绵状構造をもっており、土塊を形成しない。また、この構造は比較的弱い力で破壊されやすい。
6. 団粒の強さ	機械的力に対する強さは、火山灰土壌は他の種の土壌よりは強い。しかし、付着性の強い軽しよう土の団粒は、そうでないものより弱い。
7. 腐植含有量	多いものほど付着性弱く、少ないものほど付着が大。
8. 含水量	付着性の強いものほど、最大含水量が大きい。

よくつく土は、つかない土に比べて、圧縮による容積変化が大きく、土壤構造は付着性の強い土壌ほど団粒で構成された多孔の海绵状構造をもっており、この構造は比較的弱い力で破壊されやすい。団粒の強さは、よくつく土ほど機械的力に対する抵抗性が弱くてこわれやすく、腐植含有量の少ないものほど、付着しやす。またよくつく土ほど、最大含水量が大きいことが特徴として上げられる。

犁体への土壤付着の問題は、前述の付着経過ならびに付着土の構造からして、二つの問題として考えられる。

すなわち、第一は犁体材料への土壌粒子の付着であり、第二はその付着した土壌粒子が母体となって、付着土が増加してゆく過程の問題である。第一の問題は、土壌粒子と犁体材料との親和力に関したものであり、第二の問題は土壌粒子相互間の親和力に関したものである。そして、前者は主として土壌の粘着力により、後者は凝集力によるものと考えられる。

粘着力および凝集力について、米田氏<sup>9)</sup>は、「粘着力は固相界面における液相の牽引力に関連する現象であり、この場合水分子は土粒表面およびこれと接触せる物体に付着して両者間に皮膜を形成し、土壌の他物体への付着はかかる皮膜の媒体を通じて行なわれる。これに対して湿潤土壌の凝集力とは、隣接せる粒子間に皮膜水として存在する液相の分子間引力に機械的成分が相互に牽引、連結することによる」と述べている。

ここで、筆者の粗雑な見解を許していただくならば、上記の粘着力、凝集力に対する考え方をもとに、その観点から付着をみれば、それは土壌水液と固体（犁体材料と土壌粒子）とのぬれ（wetting）の問題に帰するものと思われ、土がつくためには、まず犁体材料ならびに土壌粒子が水によってぬれるということが第一条件であらぬれやすいかどうかということが、付着性の大小を示めり、すものとする。

いまぬれの問題として付着力を考えれば、土壌水液と固体との付着強さに置きかえられる。そこで、液体が固体に付着する場合、液体および固体の単位面積当りの表面自由エネルギーをそれぞれ  $\gamma_s$ ,  $\gamma_L$  とし、その液体と固体との接触面における界面自由エネルギーを単位面積について  $\gamma_{SL}$  とすれば、付着の仕事  $W_A$  は、

$$W_A = \gamma_s + \gamma_L - \gamma_{SL}$$

で示され、さらに図-7のように液滴が固体面上において平衡の位置を占めた場合を考えると、

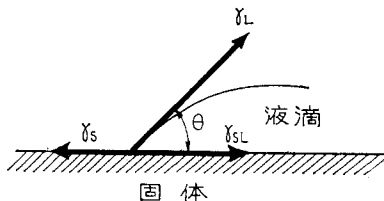


図-7 ぬれの平衡

$$W_A = \gamma_L(1 + \cos \theta)$$

なる関係が得られる<sup>9)</sup>。  $W_A$  は、接触面において固体から液体を単位面積だけ引き離すに要する強さを示すものであり、 $\theta$  は液滴の接触角である。上式では、付着力はその液体の凝集力より大きな値をもち得ないこととなるが、付着力が凝集力より大なる場合については、固体

の表面自由エネルギーが吸着膜の存在のため  $\gamma_s$  より低下していると考え、その低下度を  $\pi$  とすると、

$$W_A = \gamma_L(1 + \cos \theta) + \pi$$

なる式が与えられる<sup>10)</sup>。

いづれにしろ、接触角  $\theta$  が小なるほど付着力は大きくなる。筆者らは、目下、各種犁体材料についての水滴の接触角を測定し、それと土壌付着性について検討しているが、概ね水の接触角の小さい材料は付着性が大きく、一般に金属材料は表面が汚れやすく、そのため接触角がいちじるしく小さくなり、付着性の強い傾向がうかがえた。また、各種材料の中でテフロンがとくに接触角が大きく、付着性の小なることが知れた。

## 5. 土壌の犁体付着対策

犁体に対する土壌付着を軽減するためには、土壌の物理性の改良と犁の改良という二方向からの対策が考えられるが、これまで具体的に実施されてきたのは、主として犁の改良面からの対策である。

### (1) 土壌の物理性の改良

付着性を軽減するために、これまでに石灰砂、腐植質、土壌改良剤等の混入による改良が試みられた。山中氏<sup>11)</sup>は、石灰の施用が土壌の凝集力に及ぼす影響について述べており、山崎氏<sup>12)</sup>は鋼土に砂を加えた場合は、砂の混合量が50%以上にならぬとほとんど効果がないが、石灰を加えた場合は、粘着力を減少させるのに有効であることを指摘した。

鍋木氏<sup>9)</sup>は、石灰添加について少くとも40%以上加えねば付着性を軽減するに有効ではないので実用性に乏しいとし、さらに土壌改良剤(A-22)が付着性に対してどのような影響を与えるかを調査した。A-22処理土壌は無処理土壌にくらべて塑性限界、容水量ともかなり小さく、土壌構造は、無処理土壌が比較的小塊の多いのに対して、処理土壌は細かい粒子が集って大塊をなしており、しかもこの大塊を改良剤が包んでいるため吸水力が小さく、細い粒子が十分付着作用を行なわないために付着性が小さくなることを認めた。

### (2) 犁の改良

土のつかない犁の研究は、古くからいろいろな研究が行なわれてきた。

たとえば、ドイツにおいて重粘土壌の犁体へら面に粘着するのを防ぐために、「へら」面に水液を流し、部分的に土壌に泥液性を与えてやることを知り、このような方法を検討したが、軽しょう土地では、一層付着性を増す結果であった。

付着は土壌粒子が犁体面上を滑動するとき、「へら」

面が帯電する結果によるのではないかと考え、「へら」を硬質陶器にした犁の研究も行なわれた。しかし、これも一層付着が多く、かつ陶器は曲面を与えるのがむづかしく、大量生産が困難な面もあって研究は中止された。さらにゴム材料で作った犁も実験されたが、これも目的を達しなかった。

犁耕中に「へら」の背面をハンマーでたたき、付着した土壌を衝撃により落す構造のプラウの試作も行なわれた。しかし、これも実験の結果は、犁耕中は「へら」面を歴土が強く圧しているの、わずかの衝撃では土を落す効果がないことを知るにとどまった。

以上の他にもいろいろな試みが行なわれたが、決定的なものではなく、昭和27年に至って犁の「へら」が従来のもののように一枚板ではなくフォーク状にした、いわゆる「フォークべら」型犁が発表された。この犁は付着に対してかなり有効なものとして認められ、それ以後は、畑用犁はほとんど「フォークへら」型となり、この犁をもとにして改良が進められ、現在一般に使われているような形態の軽しょう土犁となった。

いろいろな研究経過の中で、付着に対する犁の改良上とくに認められた点は、犁の吸い込み (Suction) を強くすれば、たとえ土が付着しても、ある程度耕起が継続できる。すなわち、犁の Suction を大きくとれば「へら」面に土が付着しても、犁体の土中へのさきり込みが強いので作業が可能である。「すき先」、「へら」、等の面積が大であると付着しやすいので、これらはいずれも小さくし、かつ「へら」はフォーク型等として土との接触面積をできるだけ小さくする。また、「すき先」、「へら」の曲面が強いつきは、犁体面へ土壌粒子が強く押しつけられ、犁体面上での土の流れが不良となって付着が増大する。したがって、「すき先」、「へら」の曲率を緩にした単一の曲面を与えるといふ等が犁の改良上認められた事項である。

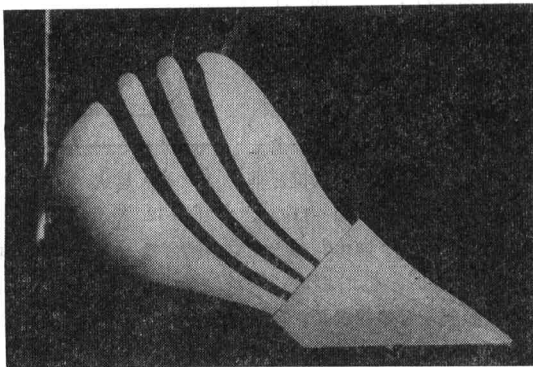


図-8 現用の畑用犁

以上のような点から、現在一般に使用されている軽しょう土用犁は図-8の犁のように、(i)「すき先」、「へら」が比較的小さい、(ii)「すき先」、「へら」の曲率が小さい、(iii) 接触面積の小さいフォーク型へら、(iv) Suction が大きい、等の特徴をもっている。

上のような特徴をもつ現用の犁は、一応作業に支障のない程度に付着をとどめ得るものになっている。しかしながら、これはあくまでも土のつかないことを第一義に考えたもので、本来、犁が有すべき性能をほとんど犠牲にしたもので、完全なものとはいえない。

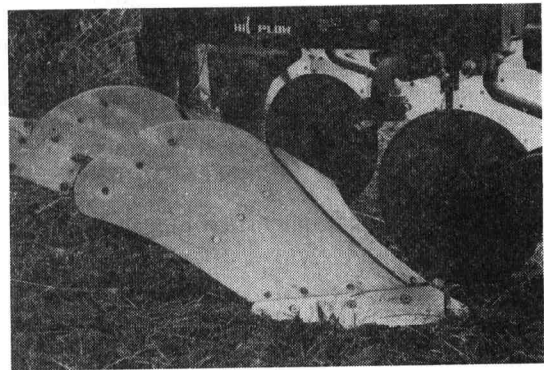


図-9 合成樹脂面材の犁

最近、図-9に示すような合成樹脂を用いた特殊面材の犁が発表され、ほとんど土のつかないことで注目されている。しかし、この犁は、土はつかないが、耐摩耗性に問題がある。摩耗を減らすために鉄粉などの耐摩耗材を混入すると、摩耗は減少するが、また土がつくという結果になる。したがって、犁体材料として最も効果的な材料を選択するためには、やはり、なぜ土がつくのかという本質的な問題が一層究明されなければならない。

## 6. むすび

犁体への土壌付着の問題は、これまで述べたように根本的には未解決である。付着問題の根本的な解決のためには、どうしても、なぜ土がつくのかという本質的な問題の究明が必要である。そのためには、土壌自体に関する研究として、今後は、機械的エネルギーによる土壌粒子の物理化学的性質の変化とそれに接する外相ならびに界面の変化、いわゆる mechanochemistry 的研究等も加わってゆくことが必要と思われる。

付着問題の本質的な究明は、単に犁だけの問題にとどまらず、土に接する農機具全般に通ずるものがある。たとえば、トラクタの走行性能の向上は、いかに車輪に土をつけるかという問題として考えることができ、相通ずるものである。会員各位のご指導ならびに関係の研究の進

展を願う次第である。

引 用 文 献

- 1) 長崎明ら：大型トラクタの踏圧が畑土壌の物理性と作物の生育におよぼす影響，土壌の物理性 第9号，p. 38
- 2) 山田忍：犁底盤について，同上 第10号 p. 31
- 3) 佐藤清美：畑の畜力耕起による耕盤形成と今後の問題点，同上 第10号 p. 39
- 4) 農林省農林改良局研究部：軽鬆土の分布面積，低位生産地改良資料 第19号
- 5) 籾木豪夫ら：犁の切削特性に関する研究 第Ⅱ報，犁体面への土壌付着について，関東々山農試研究報 (16) p. 309
- 6) 田原虎次ら：農機具の接地部における土壌粒子の付着性に関する基礎的研究 第3報，農機誌 第15巻 3・4号
- 7) 藍房和ら：犁体付着土壌の組成について，農機学会第26回講演要旨 p. 43
- 8) 米田茂男：土壌の物理的性質，農学講座 第2巻 p. 192
- 9) 日本化学会編：異面化学，実験化学講座 (7) p. 65
- 10) 高分子学会編：接着 (理論と応用)，p. 108
- 11) 山中金次郎：土壌の凝集力に関する研究，農技研報 B (6)
- 12) 山崎不二夫：鋼土の粘着力に及ぼす石灰の影響，農土研 第8巻4号

〔討論〕

横井肇 (農技研)・安富六郎 (東大農) すきに対する土の付着の機構 (一次付着，二次付着を含めて) をどのように考えたらよいか。講演者のようにぬれの問題として考えることも一つの方法と思うが，土と金属の場合の適応については必ずしも同意できない。

藍房和 付着という現象は，一見単純に見えながらそれに関連し影響をおよぼす因子はきわめて多いので，いろいろな立場から論ずることができると思う。答えにならないかも知れないが，先程，お話し申し上げたような付着土の構造から考えると，一次付着は，犁体面上を歴土が滑動する過程で，犁体が歴土中の土粒子を引き離なしてゆく問題であり，二次付着は，その付着した土粒子が，さらにその面上を滑動する歴土の中より土粒子を引き離なしてゆく問題として考えられ。そして，この歴土中から土粒子を引離なすことに対して，土壌水の犁体材料や土粒子に対するぬれが大きな関連があると思う。

きわめて乾燥している土壌，あるいは極端に水分の多い土壌では，ぬれの問題とは考えられないが，圃場における水分変化の範囲，つまり，通常犁耕作業の行なわれる含水量程度を対象にしては，ぬれは大きな関係があると思う。極端に乾燥している土壌の場合は，犁体材料面の粗度等の表面の形質が問題であり，極端に水分が多い場合は，犁体面上の土の滑動は，流体摩擦のような状態が想定され，ぬれはあまり関係なくなってしまうのでは

ないかと思う。

安富六郎 土の付着しないすきとして帯電の極性の等しい材料を用いるとか，機械的に附着土をハギとるといった対策，或いはゴムのような変形し易い材料を用いることは考えられないか。

藍房和 帯電の問題は重要なことで，今後研究を進める必要があると思う。

機械的に附着土をはぎ取ることは，ディスクプラウは別にして，これまでに試みた結果では，スクレーパの部分に土がたまって，かえって付着を増すことになり，またけん引抵抗が増大して具合がわるい。

ゴム材料も実際に使ってみたことがあるが，どうもあまり効果がなく，よけいつくようであった。

小中俊雄 (農事試) 犁体などへの土壌の付着現象を，1) 犁体材料への土壌粒子の付着と，2) 付着した土壌粒子が母体となって付着土が増加するという二段階の過程に分けて考察された点にも賛同するものですが，そこで使われている土壌の粘着力，凝集力などの術語の定義について，多

少明確でない点を感じましたので，私の解釈を述べさせていただきます。“土壌の凝集力”とよんでおられるものは，土壌のせん断抵抗と垂直圧力との関係が図-10のように，クーロンの公式 ( $\tau = c + \sigma \tan \phi$ ) が成立

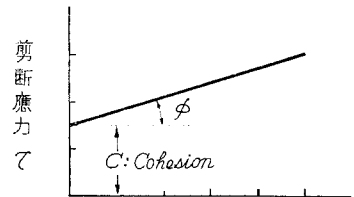


図-10 剪断抵抗

する場合の c:

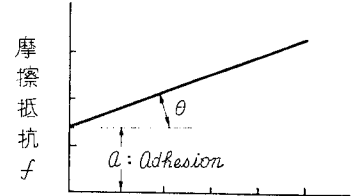


図-11 摩擦抵抗 (土と金属などの)

Cohesion (土質力学方面で

はこれを粘着力とよぶ) のことであると推察しました。

“土壌の粘着力”とは，土と金属などの間の摩擦抵抗と垂直圧力との関係が図-11のよ

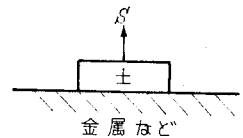


図-12 接着抵抗

うに， $f = a + p \tan \theta$  が成り立つ場合の a: Adhesion (付着力などとよばれる) のことか，図-12のように，土と金属などの接着面に垂直方向の引き離す力: s (これも Adhesion, 付着力とよぶことがある) のことか，a と s では力学的意味と実際の測定値も多少異なるので



すが、そのあとの文節で、 $s$  のことを“付着力”とよんでおられるので、氏は前者のを粘着力とよばれたのでしょうか。この点の使いわけに疑問を感じましたがいかがでしょうか。

また、付着力  $s$  が凝集力  $c$  より相対的に大きいときに付着現象が起こりやすいと解釈しました。

なお、付着性の小なる材料としてあげられたテフロンは、近年家庭用品にまで使われて有名になりましたが、数年前ハワイ大学でプラウ犁体面にテフロンを塗装して土の付着性を実験した例があることと、アイオワ州立大学の耕うん機械実験用の土壌槽の鎮圧ローラー表面などにテフロンを塗装して、土の付着の防止に実用化していたことなど、ついでながら報告させていただきます。

**藍房和** 術語の定義をせずに、不用意に使ったので、ご指摘はごもっともで、つぎのような考え方で凝集力、粘着力、付着力という使い分けをしました。

凝集力 (cohesion, Kohäsion), 粘着力 (stickiness, adhesion, Adhäsion) 付着力という用語は、これまで多くの人によって、同種の物質相互間または異種の物質間の密着、結合を引き離なそうとするときに生ずる力に関して用いられてきましたが、これらの用語の中で凝集力という言葉は、大体いづれの場合をみても同種の物質相互間の力に関して用いられており、粘着力、付着力という言葉は他物質間の力に関して使われているようです。そして、粘着力、付着力という言葉に関しては、使いわけが不明確で、大体同じような意味に使われているようです。そこで、筆者は、土粒子相互間の力に関しては凝集力、土粒子と犁体間に関しては粘着力、付着力を用いることにし、さらに粘着力と付着力については、付着問題の考察の便宜上、粘着力は犁体と土粒子の摩擦力に關したものとし、付着力は犁体面についた土を垂直方向に引き離なそうとするときの力について言うことにしました。したがって、小中氏の示めされた三つの図についていえば、図-10中の  $c$  は凝集力、図-11中の  $a$  は粘着力、図-12の  $s$  は付着力となります。

犁体と土の付着は、犁体面と土との摩擦力が、その犁体面と土粒子の接触界面にきわめて近い位置における土のせん断力よりも大きい場合に、すなわち、 $f > \tau$  のとき、書きかえれば、

$$a + p \tan \theta > c + \sigma \tan \phi$$

のような条件によって、土がつくものと考えています。上式において、せん断位置と摩擦面とはきわめて近い距離を考えますので垂直圧力  $p$  と  $\sigma$  は、 $p = \sigma$  と考えてよいのではないかと思います。

**木谷養 (三重大農)** 土壌の付着理論には様々の立場が

考えられるが、力学的平衡から考えると、ほぼ次のようになると思われる。今、犁体面の接線方向に沿って  $x$  軸をとり、法線方向に  $y$  軸をとると、犁体表面 ( $y=0$ ) に接した土壌の微小要素が歴の流れから引き離されて犁体に付着するには、微小要素とこれに隣接した土壌境界面にはたらく  $x$  方向のせん断応力  $\tau$  と、これに抗して、犁体面が微小要素をとどめようとする力  $R$  (単位面積当り) との間に、 $\tau < R$  の関係がなければならぬ。

犁体面への垂直圧力を  $\sigma_0$  とすれば、微小厚さの要素と隣接土壌との境界面にも、ほぼ同じ垂直応力が働いていると考えてよいであろう。したがって、土壌に対する Coulomb 法則より、内部摩擦角を  $\phi$ 、粘着力を  $c$  とすれば、せん断応力は  $\tau = c + \sigma_0 \tan \phi$  で表わされる。

一方、 $R$  の方は、土壌と犁体面の乾燥摩擦係数を  $\mu_w$ 、犁体面への凝着力を  $c_w$  として、

$R = \mu_w \sigma_0 + c_w$  で表わすことができよう。乾燥摩擦と考えることは、含水量の大きい土壌では抵抗を感じるかも知れないが、金属摩擦における完全潤滑の領域においてさえ部分的に乾燥摩擦が入っていることを考えれば、土壌においても乾燥摩擦が部分的に入っている、上の式のような形になると考えるのが自然であろう。そこで、以上から、

$$c + \sigma_0 \tan \phi < \mu_w \sigma_0 + c_w$$

$$\text{故に } (\mu_w - \tan \phi) \sigma_0 + (c_w - c) > 0$$

したがって、付着力は  $\mu_w - \tan \phi$ 、および  $c_w - c$  が大きく、かつ犁体面垂直圧力が大きいほど大となる。付着土の成長機構に関しては、垂直応力の  $y$  方向変化  $\sigma(y)$ 、および  $\sigma$  が変化するときの  $c$  および  $\phi$  の微小な変化を問題にしなければならない。これらの変化について調べ関数形が明らかにされれば、微小要素について微分方程式を立てることができよう。

なお、ここにのべた摩擦論的アプローチの他に、次のような方法も一度検討してみるべきと思われる。

- (1) 粉体工学における dynamic な付着の研究方法<sup>2)</sup>
- (2) 接着工学における物理化学的研究方法<sup>3)4)</sup>
- (3) 附着性の強い土壌と弱い土壌との力学的差異を系統的に明らかにする研究

なお藍氏の論文では、農業機械技術者の立場からみた火山灰土壌耕うんの問題がとりあげられているが、たとえば、同じ問題を作物を中心に考えたとき、耕盤による根の伸長阻害とならんで、土壌が破壊され、播種床としての構造が劣化する問題がとりあげられるべきであろう。付着性の強い軽しよ土は海綿状の構造をもっているものが多く、その組織は比較的弱い力で破壊されるからである。せん断力による土壌構造の破壊の問題は、付

着の問題とある意味ではうらはらの関係にあると思われる。すなわち、多くの場合、土粒子の付着は、犁体面またはすでに犁に付着した土壌層への付着力と土壌構造から切り離されるに要する力の大小によって決り、構造のせん断抵抗力が低く、付着力が相対的に大きい土壌ほど犁体に付着しやすいと考えられるからである。この点からして、圃場における土壌構造破壊の研究は付着問題を解く一つの鍵ではないかと考えられる。

### 参 考 文 献

- 1) 曾田範宗, 摩擦と潤滑 p. 40 岩波 1954
- 2) 井伊谷綱一編, 粉体工学ハンドブック p. 132 朝倉 1966
- 3) Fowkes, F.M.; Determination of intermolecular forces by surface-chemical techniques, ASTM special Technical Publ. No. 360 p. 20 1964
- 4) Dahlquist, C.A.; Adhesion and cleavage stress at interfaces between solids and a pressure-sensitive adhesive, *ibid.* p. 46 1964

**藍房和** 付着問題に対する摩擦論的考察は、きわめて有力であり、重要なことと考えている。しかし、実験的には、摩擦研究はどろ沼みたいなのだとよく言われるように、なかなかむづかしい。

木谷氏の示めされた犁体への付着条件

$$(\mu_w - \tan \phi) \sigma_0 + (c_w - c) > 0$$

については、筆者も全く同様に考えている。本文中に述べたこれまでの軽しょう土犁の改良経過は、式中の垂直圧力  $\sigma_0$  を、ひたすら小さくすることに努めてきたものといえる。すなわち、改良犁の特徴として「へら」の曲率を大きくしないことは、垂直圧力を減ずることであり、またフォーク型としているのは、フォーク間の空間は  $\sigma_0 = 0$  としたものとイえる。しかし、垂直圧力を減ずるためのこのような方法による付着の防止は、反転や投てき性能の減殺をまぬがれない。したがって、理想的な犁の完成のためには、いま式中の  $\tan \phi$  と  $c$  は、土壌自体のものとして変え難いと考え、犁体材料と土壌との関連における  $\mu_w$  と  $c_w$  を小さくすることに期待される。筆者が犁体材料と土粒子に対する土壌のぬれの問題を提起したのは、ぬれがこの  $\mu_w$  と  $c_w$  に関連する重要な因子と考えたからである。水にぬれにくい材料であるテフロンと土との摩擦係数は、金属材料と土の場合の  $1/2$  程度である。

単に用語上の問題かもしれないが、木谷氏は、犁体と土壌との摩擦状態を乾燥摩擦とされたが、筆者は境界摩擦と考えている。摩擦試験を行って観察してみると、一般によく用いられている図-13のような境界摩擦の模型と合致するように見受けられる。

付着機構の究明に関して幾つかの方法論を提起されて

いるが、いづれも有効な方法として、全く同感である。中でも接着工学における物理的研究方法は効果的な手法と考えられる。付

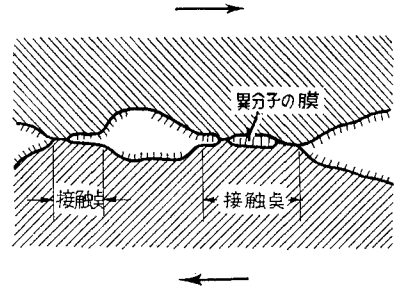


図-13 境界摩擦の模型

着現象といったような複雑な因子がからみ合った現象は、体系化は難かしいと思われるので、分子間力と付着、帯電と付着、ぬれと付着、界面化学と付着、表面の性質と付着、付着の動力学、付着のレオロジー等といったような多くの観点から研究を進め、土壌付着現象に対する圍繞をせばめてゆく必要があると思う。

土壌構造破壊の問題も御指摘の通りと思う。土壌構造破壊の問題は、付着だけの問題でなく火山灰土の耕うんの問題として、はじめにあげた耕盤形成の問題、車輪の沈下や滑りの問題とも共通するもので、火山灰土の土壌構造や団粒がせん断や圧縮などの機械的力に対して弱いというところに起因するものと思われる。

**須藤清次 (山形大農)** (1) 付着 土が犁に付着する問題は指摘されているように一般的にも重要である。しかしこれを固体(犁, 土粒子)——水——土粒子としただけでは解決されたことにはならない。この場合には固体と水の付着は不問にされ、架橋の役をなす水素結合が考えられているわけであるから、この論理は現代では通用しないと思う。また藍氏のあげた界面エネルギー論はそのものは正確でも、エネルギー論は結果論であるから付着の説明としては直接的でない。

付着の機構は私にはわからないので、付着しにくい材料を実験的に選択するよりほかはない。しかし次にマスとしての土の挙動ならばいろいろと考えることができよう。例えば、耕耘による圧縮・犁の振動・歴条による摩擦・これらの影響下での付着土の面の安定などの要素を考慮して検討されよう。フォークへらや深さ・幅比や速度などによる付着量の低下は歴条の細粉化を促進することにより、犁面の土圧を減じていると考えられないだろうか。一方含水量の増大に伴う付着量の増大は土の弾性の歪限界が大になって細粉化が行なわれ難いためとも考えられる。

付着土の層化と土性の微細化は興味のひかれる問題である。これは付着土量の10~15m周期の変化と関係していると考えられる。付着による篩作用は藍氏のいう通り

と思う。

サクシオンが付着を小にするのはわかるような気がするが、もう少し説明を加えてもらいたい。

(2) 畑の機械化 付着の問題を畑の機械化の阻害因とみたり、土壌改良と結びつけたりする考え方は、農業機械のあり方についていえば本末顛倒のように思われる。

いま到達したフォーク犁のような改良犁が犁耕の特性を犠牲にしているという意味はどういうことが理解しがたいように思う。

**藍房和** 御指摘のように、なぜ土がつくのかという根本命題に対しては、犁体材料、水、土粒子とつづけただけでは、何の意味もない。ただ筆者は、犁体材料や土粒子に対して水の介在の仕方が付着性に大きな意味をもつのではないかということを強調したのである。

付着の真因については、せんじつめれば広い意味での分子間力による結合にほかならないから、ご指摘の水素結合や、Van der Waals 力（分散力、Keesom 力、誘起力）、電荷移動力等を考えねばならないと思う。

犁の改良は、結果的には付着しにくい材料を実験的に選択してゆくことになるが、犁の材料としては、付着のほかに強度、耐摩耗性、工作の難易、価格等いろいろな条件を考えねばならないから、たくさんの材料の中から開雲に選択してゆくのではなく、付着性に関して何らかの選択の手がかりがほしいのである。

含水量の増大にともなう付着量の増大については、付着は犁体面と土粒子の摩擦抵抗が、土粒子相互間のせん断抵抗より相対的に大となったときに生ずると考えるので、水分増加により、犁体面へ薄い水の吸着膜ができ、それにより摩擦抵抗が増大することになるのではないかと考えている。御説のように細粉化が阻ばれるのならば、むしろ付着は減少するものと思う。

サクシオンの大小は、直接付着にはあまり関係がない。軽しよう土犁がサクシオンを大きくとっているの

は、小さいと、土がついたときにサクシオンがなくなってしまう、犁が上中にさきり込まなくなるため、かなり土がついても、必要なサクシオンが保てるように大きな隙間を与えているのである。

付着問題を畑の機械化の一阻害因子と見たことや土壌改良に触れたことについて、農業機械の立場からは本末顛倒とのことだが、本末顛倒かどうか分らぬが、歴史的にみると昭和15年における牛馬耕の普及面積は、水田では約73%に達しているのに、畑では約46%、北海道を除けば約29%という低いもので、第二次大戦に入って労力の不足から畑の作付放棄する農家がいちじるしく増大した。当時の農林省としては、この畑の作付放棄を防ぐことは重要な課題で、そのためには畑の機械化を推進する必要がある、第一に取り上げたのが土のつかない犁の改良であった。そして、農林省の呼びかけにより、犁のメーカを主体とし、学術振興会、帝国馬匹協会、全国農業会等が参加して研究が開始されたのである。

土壌改良の問題については、農業機械の分野には、大きく分けると機械の製作や改良の分野と機械利用の分野があり、機械の効率的利用のために、機械の対象物である土壌や作物を機械に適合させるための研究が行なわれている。

現在、到達した改良犁が、犁が本来有すべき性能を犠牲にしているという意味は、付着防止のために土圧を減ずる必要から、犁体曲面を緩にし、あるいは「へら」をフォーク型にしているが、これは、反転や投擲性能あるいは溝こぼれ等の点からのぞましいことではない。しかし、土をつけないためには仕方がないということで黙視しているのである。もし、土のつかない理想的な材料が見つかるならば、犁本来の性能を発揮する所望の曲面を与え、「へら」もフォーク型とすることなく一枚へらにすることが可能である。

# 火山灰土の土工上の諸問題

— 関東ロームを中心として —

安 富 六 郎\*

## 1. はじめに

関東ロームは工学的に多くの問題をもつ代表的な火山灰土といえる。関東ロームは自然含水比がいちじるしく大きいにもかかわらず、構造性が強いので地耐力または強度、耐食性が強い。しかし一旦構造をこわすと強度は極端に低下し、水にも分散しやすくなる。くずされた土の盛土時の転圧効果も小さい。このため関東ロームを土工材料に用いる場合、施工過程におけるねり返しによる強度低下や、粘着性増大などによる作業困難が生ずる。また構造性をこわされた土は侵食を受けやすく、造成後の維持管理にも難点が多い。今後十分な対策を考えることが必要である。とくに盛土ノリ面保護は今後にのこされた課題といえる\*\*。

ここでは主に関東ロームの工学的性質に関する東大山崎研究室の研究を紹介する。このことにより実際問題への解決の手がかりが示されれば幸である。

## 2. 地層的特徴

1) 地層分類 関東ロームの地層分類は関東ローム研究グループ\*\*\* などの考えに従っておこない、立川ローム層、武蔵野ローム層、多摩ローム層の物理性、工学性をしらべた。試料採取は東京三鷹天文台南西の段丘のガケ、神奈川県生田、鶴川、および東京都多摩町の多摩丘陵などで行なった。粘土鉱物判定に電子顕微鏡を補助的に用いた。

立川ローム層：アロフェンを主とする関東ロームで、時代的にもっとも新しいものに属する。

武蔵野ローム層：立川ローム層より時代の古いもので、アロフェンからやや結晶化の進んだ（加水）ハロイサイトを主成分とする。

多摩ローム層：以上の二層とくらべ、もっとも地質的

に古く、結晶化の進んだハロイサイトを主成分とする。一部は海成ともいわれている。

三層の関係は通常は表層に立川ローム層、最下層に多摩ローム層がある。各層は関東平野の各段丘で表面に露出しているが、侵食によって必ずしも共存しない。

2) 粒度分析、充填状態 表-1に示すように、生田の立川ローム層は固相率%がもっとも低く、多摩ローム層はもっとも高い。気相率は逆の傾向を示す。pF 3 水

表-1 関東ロームの物理性（生田の関東ローム）

	立川ローム層 (85cm)	武蔵野ローム層 (350cm)	多摩ローム層 (780cm)	
真 比 重	2,790	2,760	2,808	
仮 比 重	0.480	0.650	0.690	
透 水 係 数 cm/sec	$1.1 \times 10^{-2}$	$8.4 \times 10^{-3}$	$4.1 \times 10^{-4}$	
現 場 含 水 比	136.6%	86.5	98.6	
固 相 %	17.2%	34.5	36.0	
液 相	52.1	50.0	62.3	
気 相	30.7	19.5	1.9	
粒 度 分 析	粗 砂	2.2%	3.9	8.5
	細 砂	18.6	13.9	19.5
	微 砂	45.4	28.7	36.0
	粘 土	33.8	53.5	36.0

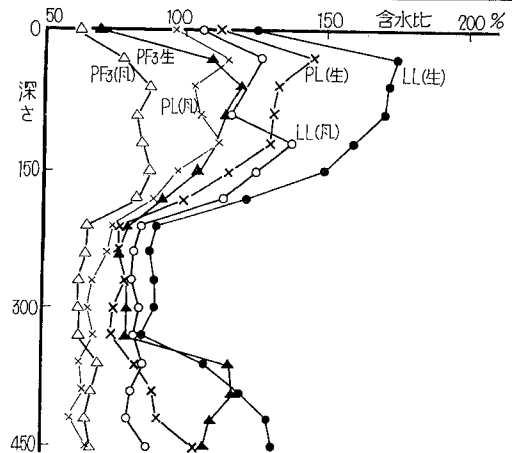


図-1 関東ロームの深さ (cm) による物理性の変化 (鶴川の関東ローム)

\* 東大農学部

\*\* 青柳, 的場, 滋賀, 長島, 百瀬, 関東ロームの盛土ノリ面の研究 東大農学部農業工学科 昭和42年度卒論

\*\*\* 関東ローム研究会編 関東ローム 築地書館 (1964)

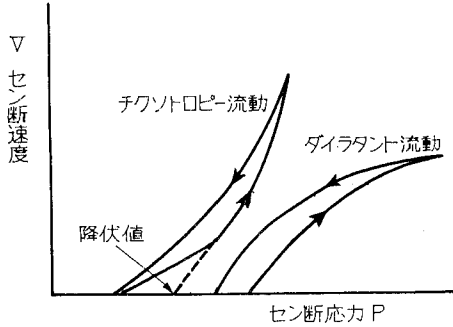


図-2 流動曲線(コンシステンシ曲線) 関東ロームベースト(立川ローム)

分は立川ローム層が最大で、武蔵野ローム層が最小である。鶴川の例では pF 3 水分アッターベルグ試験などについても図-1にみられるように深さ別の大きなグループに別けられる\*。

### 3. 工学的性質

1) 流動特性 関東ロームを水に分散させたサスペンションの流動特性の基本形は図-2に示される。立川ローム層の生土の場合、外力Pの増加と共に(流動性を示す)ずり速度Vが増大するチクソトロピー流動を示す。風乾土は外力増加と共に流動性が減少するダイラタント流動を示す\*\*。このことから関東ローム生土は外力を加えると流動性が増すようないわゆる軟化現象があり、風乾土では硬化現象のあることがわかる。

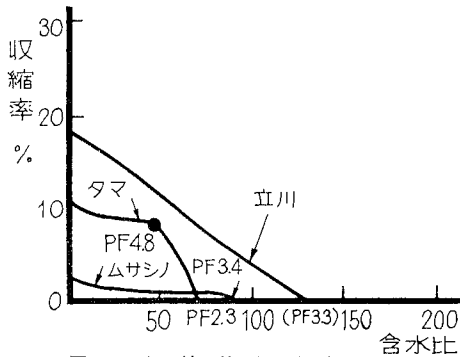


図-3 収縮特性(竹中)

2) 収縮特性\*\*\* 収縮率と pF の関係が図-3に示されている。立川ローム層生土は高 pF まで一様な収縮率の増大を示すが武蔵野ローム層は収縮率は低く平坦な曲線を示す。多摩ローム層は pF 4.8 に至るまでは一様な収縮率の増大があるが、それ以上の pF では平坦とな

\* 扇原, 相馬, 山中, 山崎 関東ロームの練り返しによる強度変化 東大農業工学科昭和41年度卒論

\*\* 須藤清次他農研別冊 No. 7 関東ロームの工学的特性 (I) p. 92 (1963)

\*\*\* 竹中肇 農研別冊 No. 14 収縮挙動より見た土の工学的性質 p. 32 (1965)

る。これらの収縮挙動はつきかためにおいても特徴的に表われるものと予想される。

3) アッターベルグ限界\* 液性限界 LL の変化は関東ローム各層の特徴をよく現わしている。鶴川の例では(図-1), 表面0から180cmまで立川ローム層でそれ以下に武蔵野ローム層, 多摩ローム層がある。LL は浅い所で大きく, 深い所は小さい。しかしごく表面は風乾を受けたため値は小さい。生田の例では各層のもっとも平均的な LL を示す(図-4)と, 立川ローム層は170%, 武蔵野ローム層は107%, 多摩ローム層は108%である。風乾によって立川ローム層は120%, 武蔵野は92%, 多摩は105%といずれも減少する。

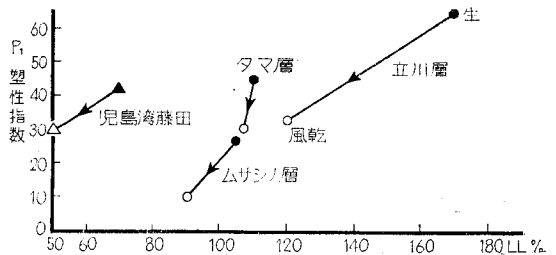


図-4 関東ローム塑性図(生田の関東ローム)

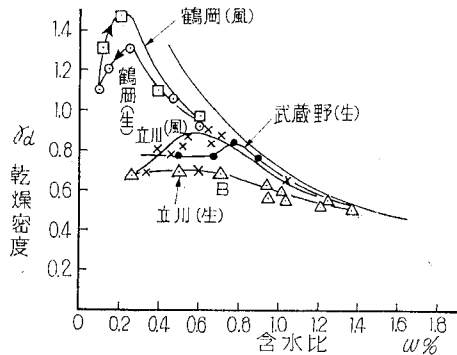


図-5 つきかため曲線

塑性限界 PL についても LL の変化と同様な傾向がみられる。

4) 突固め\*\* 関東ローム生土の突固め曲線は乾燥密度  $\gamma_d$  の明瞭な極大値のないことが特徴である。立川ローム層については生土から次第に乾燥させてゆくと,  $\gamma_d$  はゼロ空けき曲線に添って増大するがやがて減少しはじめる。さらに乾燥して塑性限界付近になると再び  $\gamma_d$  の増加がみられる。しかし, 図5に示すように生土の  $\gamma_d$  の変化は小さく乾燥土の場合にみられる明瞭なピークはない。武蔵野ローム層については立川ローム層とやや異

\* 山崎不二夫他 農研別冊 No. 14 風乾がアッターベルグ限界に及ぼす影響 p. 46 (1965)

\*\* 須藤清次他 農研別冊 No. 7 関東ロームの工学的性質 p. 98 (1963)

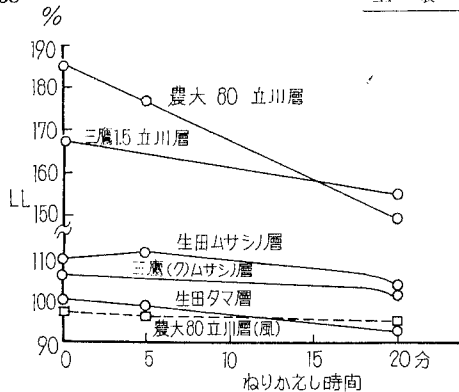


図-6 ねりかえしによる液性限界の変化

なり、ピークを示す傾向がある\*。

以上は関東ロームが自然状態で多量の水をもつことが原因と考えられるが、各層の粘土鉱物アロフェンの結晶化の程度と密接な関係があると思われる。風乾によってこれらの特徴は失なわれる。

5) ねり返しによる力学的特性の変化 関東ロームではねり返しによる力学的特性の変化は非火山灰土と比べいちじるしく大きい。ねり返しは約 500gr の土をビニール袋につめ、足で踏みつけて行なう。時間は0, 5, 10, 20分と4段階である。

アッターベルク限界は一種の強度の指標であると考えられるから、ねり返しによる LL, PL の変化は土の力学的変化を示すものといえる。立川ローム層の LL は、0分ねりの180%が20分ねりでは150%へ低下する。多摩ローム層でも同様な低下の傾向がみられる。武蔵野ローム層ではねり返し時間を増してゆく過程で一旦 LL が高まるが、充分時間をかけてねると低下する。風乾土では、ねり返しによる LL 低下は生土に比べいちじるしく少ない。表土の LL がねり返しによりむしろ増大の傾向を示すことも関東ロームの工学的特徴の一つといえる。

表土のように風乾効果を受けたものでは、突き固め\*\*によって pF 曲線は上方に移行する\*\*\*。心土生土では

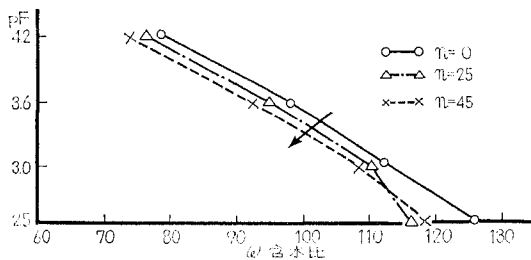


図-7 心土の突固め (n: 突固回数)

\* 荒井, 須貝早川, 洪 関東ロームにおける表土・心土の物理的・工学的性質の比較検討 東大農業工学科 昭和43年卒論

\*\* 突固めはねり返しと同様の効果をもつ

\*\*\* 宮内定基 東大農工43年度修士論文

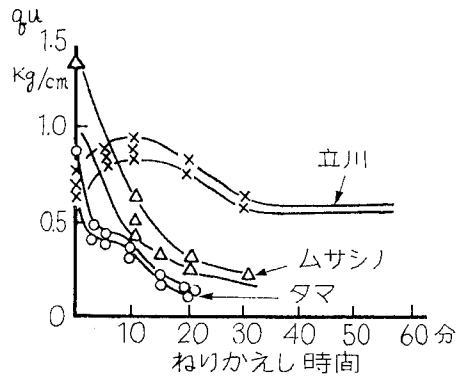


図-8 ねりかえし時間と一軸圧縮強度 (生田の関東ローム)

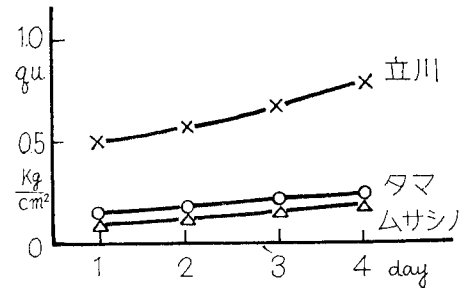


図-9 ねりかえし後の強度回復

pF 曲線は下方に移行する (図-7)。

自然含水比付近でねり返した試料について一軸圧縮試験器で強度  $q_u$  を求めると、図-8 のようになる。立川ローム層の  $q_u$  は短時間のねり返しでは増大するが、長時間のねり返しでは低下する。武蔵野、多摩ローム層では短時間のねり返しによっても  $q_u$  は急激に低下する。

ねり返し後の強度  $q_u$  の回復はかなり長時間にわたって続く、立川ローム層についてねり返し後1~2日の  $q_u$  変化を追ってみると、かなりの回復がみられる。

#### 4. 土工における軟化現象について

以上に示ような関東ロームのねり返しによる工学的性質的变化は機械施工過程でみることができる。

生田における盛土のブル転圧 (NTK 4 による) でコーン指数は転圧後むしろ低下して  $1/2 \sim 1/3$  になった。この低下は土がねり返しを受けたための軟化とみなせよう (図-10)。

NTK 4 をけん引車とした場合のけん引力  $P$  とスリップ率  $V'$  との関係は、切土部分 (不攪乱土) では10%スリップで最大けん引力に達し、それ以上の力をかけると急に100%スリップになってしまう。盛土部分 (攪乱土) ではスリップ率の増加と共にけん引力は増加する\* (図-11)。

\* 竹中肇他 農土研別冊 No. 14 関東ロームにおける土工 p. 76 (1965)

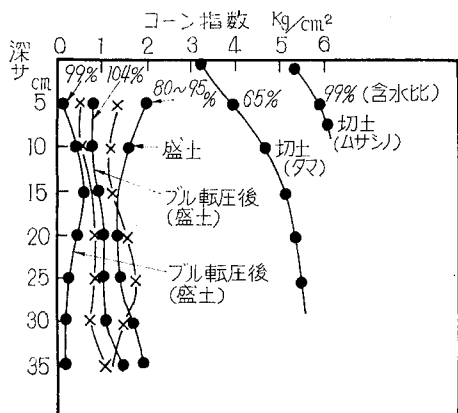


図-10 現場コーン指数のフル転圧による変化(生田の関東ローム)

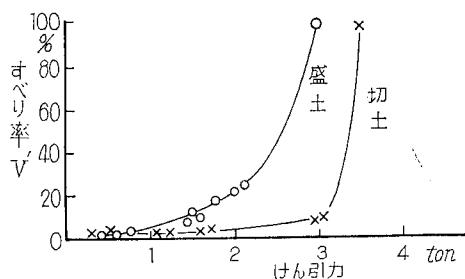


図-11 すべり率 (V) とけん引力 (P) (生田の関東ローム)

ブルトローザのスリップ率  $V'$  はクローラによる土のせん断速度  $V$  に比例するとすれば、このスリップ率とけん引力曲線(図-11)は先に述べた流動曲線(図-2)(コンシステンシー曲線)に対比させることができる。切土部についての曲線は盛土部に比べて降伏値が高いが、いったん土が降伏してしまうとスリップ率の急激な上昇がみられ、軟化することを示す。

5. 風乾効果とねり返し効果についての考察

以上の風乾またはねり返しによる関東ロームの工学的性質の変化は次のように考えることができるであろう。風乾またはねり返し効果は(土・水系としての)土壌が「親水的」から「疎水的」へ変化した結果生ずるのである。ただしここでいう「親水的」という言葉は一定応力下で土を脱水させても通常の土とくらべ多量の水を保持しているという意味である。「疎水的」という言葉は「親水的」という言葉に対して用いた。

風乾またはねり返しを受けた上の LL はねり返しを受けない生土の LL より低い。このことは風乾またはねり返しによって土中水分の強度に寄与する効果が減少したことを意味する。これらの事実は流動特性、一軸試験からも知ることができる。また pF 曲線の下方向への移行は「親水的」なものから「疎水的」なものへの変化を裏がきする。

立川ローム層生土の突固め曲線に明瞭なピークが現れないのは次のように理解できる。突固め作用による土粒子の疎水化によって粒子相互の潤滑性が増大し、粒子充填が高まる。このため図-5におけるB点付近では粒子間の摩擦減少がある。同時に土粒子の収縮量も乾燥に従い増大するので  $\gamma_d$  の増加に寄与するから、明瞭な  $\gamma_d$  の低下は生じない。一方武蔵野ローム層の場合には、立川ローム層の場合よりも突固めによる拘束水の自由化は少なく、乾燥が進むにつれて摩擦抵抗は増大する。同時に土粒子の収縮も立川ローム層の粒子より小さいのでこれらの効果が総合されて  $\gamma_d$  の低下が立川ローム層よりも大きいと理解できる。

非排水状態のねり返しでは土の構造中に含まれている拘束水が解放されて自由水となり(「疎水的」になり)、この自由水が粒子間の潤滑剤になり軟化すると考えられる。これとは逆にねり返しによって土粒子が細かく分かれて新しい吸着面が生ずる場合は、自由水が拘束水に変わり(「親水的」になり)硬化する。LL の増大、 $q_u$  の増大もこのことが原因である。図-8の立川ローム層の  $q_u$  が一旦増加後、さらによりねり返すことにより低下するのは軟化と硬化の競合作用によるものであろう。

関東ロームは一般に強い骨格構造をもち、しかも高い含水比をもつ。山形大の須藤・東山氏のいうように、立川ローム層はアロフェンが多量の水分を拘束し、それがゲル状の蜂巢構造をもち親水性の強い状態にあると考えられる。このような土はねり返しまたは風乾効果が大きい。多摩ローム層では(加水)ハロイサイトの発達が目立ち立川ローム層よりも「疎水的」になっている。したがってねり返し、または風乾効果は立川ローム層よりも小さい。武蔵野ローム層では LL, PL などが立川、多摩ローム層両者の性質を兼ねた場合が多い。粒子表面の活性は立川ローム層より低くハロイサイトの結晶化も未発達であるためと構造的拘束が少なくとみなしうる。拘束水も図-1, 図-4, 図-6 からわかるように以上三つの中でもっとも少なく、「疎水的」であり、ねり返しまたは風乾効果は小さい。

風乾とねり返しによる工学的性質の変化は基本的には粒子が「親水的」なものから「疎水的」なものへ変化することによって生ずる。ねり返し効果は非排水条件下での工学的性質の変化であり、風乾効果は自由水排水条件下でのねり返し効果に対応する。

6. おわりに

以上のように関東ロームの土工上の重要な特性として、風乾による「疎水化」の他にねり返しによるいちじ

しい強度低下と、それに基づく走行性の悪化、および転圧効果の低いことがあげられる。関東ローム地帯の農地造成あるいは農地整備の施工管理において、関東ロームのこの特性は常に十分考慮されなければならない。

なおここで用いた図表の多くは研究室から借用した。またこの報文をまとめるにあたり山崎先生はじめ研究室の多くの人々の援助を受けた。また電子顕微鏡写真については小野田セメント中央研究所内川研究グループ、ブルドーザのスリップ試験については幾久建設の中尾氏、また地質調査については農工大黒部隆氏、資測研松井健氏らのお世話になった。記して謝辞とする。

## 〔討論〕

**土井淳多（東大農）** ねり返しについて：ねり返しのあるいはこね返し的基本的概念とその定量的測定法について説明してほしい。

**永田慧（鹿島建設）** ねり返しによる関東ロームの強度低下は過剰間ゲキ水圧の発生によるとの説がある。ねり返しにより拘束水が自由水に転化するという考えがよく理解できない。

沖積粘土ねり返しによる強度低下と関東ロームのねり返しによる強度低下とは質的に同じものであるかどうか。

**横井肇（農技研）** ねり返し効果は水の飽和の程度の変化があって起る可能性もある。これについてはどのように考えるか。

**中村忠春（愛媛大農）** ねり返しによるLLの変化は、生土を試料にもちいた場合には、測定時加水の方向で測定するか減水の方向で測定するかで値に大きく影響があるのではないか。関東ロームのように鋭敏な土ではねり返しの影響よりもこの方の影響が大きくなるだろうか。

**永田慧** 拘束水と自由水の区別をどう考えるか。また両者を定性的にまたは定量的に確認する方法があるか

**岩田進午（農技研）** 土粒子が水を保持する力がpFとの関連で数量的にあらわされれば、あるpF以上の水はある力に対して拘束水であるという表現が可能か

**美園繁（農技研）** 拘束水は音波振動によっても自由化するか。

**松井健（資源研）** 多摩ローム層中のハロイサイトの層間の水は一種の拘束水と思われるが、外力を加えて自由化することはないか。

**美園繁** 拘束された水すなわち蜂の巣構造の中の水ということによって、風乾によってLLが減少するというこ

とが説明されるか。

火山灰土壌の固相率は各講師がいろいろにきわめて小さく、水分率は大きい。したがって素朴なモデルでは火山灰土は水の中に固相粒子が浮いているようなものと考えられる。ところが“拘束”されたということになると固相粒子に囲まれた水というモデルになる。このようなモデルを考えねばならなかった実験的根拠はどういうことなのか。

**松井健** 蜂の巣状構造とは実験的にどの程度のオーダーのものか。

**多田敦（農土木試）** 拘束水の内容には粒子表面にひかれている水と封じられたPore内の水の両方があると思う。大きなスケールでみると、封じられた水は吸引法と顕微鏡法の差でみとめられるが、これだけでは関東ロームの拘束水全てを説明することはできず、おそらくさらに小さな粒子の構造も関係してくると思う。

**佐藤裕一（水資源開発公団）** 土の破壊は土一水系の化学ポテンシャルが増加するからであると考えているか、セン断破壊の場合には、土一水系の化学ポテンシャルの増加がセン断面で最大になると考えてよいか。また、セン断面での粒子のオリエンテーションが化学ポテンシャルの増加と結びつけられるのか。

**土井淳多** 土工の際生ずる応力を equivalent な pF で表現すればどの位か。

**佐野文彦（茨城大農）** 現場員の一般的な概念として、土中に水が多いとその強度は低いと考えている。安富氏は親水的、疎水的という言葉を用いて説明しているが、水の多い方が強度が大であるような感じを受ける。「疎水的」な土は水は脱水されやすいかもしれないが、工学的性質を問題にする限りにおいては、風乾の場合は別として、ねり返しの場合は水は土そのものからは脱水されずに土中に残っており、土の強度に悪い影響を及ぼす水は多い。「親水的」といっているのは、土粒子が多量の水分を拘束するという意味からは親水的であるが、強度に悪い影響を及ぼす水分が土中には少ないという意味では「疎水的」ではないだろうか。

土中水分の強度に寄与する効果をのべているが、この意味ははっきりしない。水を拘束できる構造そのものが強度に寄与するものであろうが、土中水分のある程度の存在がその構造形成に寄与しているのであろうか。現場的なセンスからいうと、土中から水を抜くことは土の強度を増大するために有効な対策であると思っている。風乾も水を抜くための手段の一つである。しかし本論では風乾が有利であるのか不利なのか判定がつかない。もし有利であるとすれば、どの程度の脱水で効果があるの



か。土を取扱う前にハロー掛けのような方法で土層表面から逐次乾燥させることは効果があるだろうか。

各種の強度指標を用いているが、その結果を比較してみると、必ずしも対応関係がない。試験方法については、土に対する実際の挙動になるべく近い方法で行なうことが必要で、特殊な土には特殊な試験方法が開発されるべきであろう。

こまかい点についてみると、立川ローム層の  $q_u$  の変化(図-8, 9)で「長時間のねり返しでは一旦上昇したものが低下する」といっているが、図-8でみる  $q_u$  とはほぼ元の値に戻っている、低下はみられない。同じように、 $q_u$  の回復について「かなりの回復がみられる」といっているが、ほぼ完全に回復している。またブル転圧についてみると(図-10)、貫入深さをもっと深くまで測定すれば、変化のない深さがわかるだろうか。もしわかれば機械の走行による影響深度が知れると思うが、切土の場合の変化はどうか。

**国分欣一(農事試)** ブルドーザ走行の際のスベリ率とけん引力の関係(図-11)で、切土部と盛土部でスベリ率に対応するけん引力の増大に差がみられるが、この場合走行部の沈下の差はどうか。

切土部ではスベリ率10%ぐらいから大きくなると「けん引力」の増大が頭打ちになっているが、走行部が沈下しないで滑っているならばもう少し荷重が加わって沈下がともなえばけん引力も増すとと思われるがどうか。

**佐野文彦** スリップ率とけん引力の関係はむずかしい問題で、単純には割り切れないと思う。走行装置の接地部と土層との各種の変化に着目しなければならず、土中反力が発生する時の土の拘束状態の実態をまず知る必要がある。

**土井淳多** 付着しない条件がけん引力(Soil thrust)を増加させる方向であり、ねり返しなどでけん引力が低下する方向が付着を小さくする傾向と思われる。作業機側と原動機側では同一性質の両側面を問題にしている。

安富・藍両氏の逆の立場からみた意見をききたい。

**徳永光一(岩手大農)** 筆者は火山灰地帯における開田工法を研究し、その過大な透水性を克服するために、水田地盤の切土部を耕起破碎(約40cm)してから転圧すると顕著な浸透抑制を示す土層(耕盤)が得られることを確認して来た。この“破碎転圧工法”は、地盤を自然状態のまま転圧する“普通床締め”との対比の中で発展してきたものである。普通床締めよりなぜ浸透抑制効果が高いか、地盤破碎の意義についての知見は、報告者の強調する“ねり返し効果”とも関連が深いので若干の資料を提供したい。

図に示すように火山灰地の貫入抵抗値は、 $10\text{kg}/\text{cm}^2$  を越えることが多く、標準型ペネトロメーターをそのまま用いては人力貫入が困難または検力計がスケールアウトとなることが普通といつてよい。このように強固な骨格構造をもつ地盤に含まれた粗大孔隙を、地表面からの転

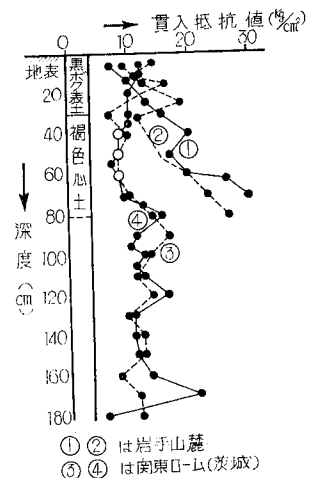


図-12 火山灰地盤のコーン支持力

ことは容易ではない。室内実験によると、JIS 標準突固めエネルギー下で自然構造内の孔げき変形は、直径収縮率で最大20%程度にすぎず、その連続性に関しては原状を変えることはほとんどできないといつてよい(突固め面より-5cmの深度についての実験)。JIS エネルギーを床締めなどの現場転圧に対比すれば、標準的仕様を超える高い仕事量である。しかし、浸透抑制のためにはこれらの粗大孔げきを圧潰し水みちを絶たねばならない。孔げき圧潰のためには骨格の破壊すなわち地盤の降伏が必要となる。

切土部地盤を10数 ton 級のブル履帯で10回通過(普通床締め)した結果、えられる降伏深度は動沈下計の埋設により実測、解析すると転圧地表面から10cm未満である。しかも地表から数cmは履帯爪による攪乱層となり、不透水層としては無効になるから有効不透水層としては、厚い場合で数cm、多くは0~3cmである。同じ地盤を耕起破碎してから転圧した場合は、破碎層底面付近まで塑性変形を生じ、降伏深度は20~25cmとなり有効不透水層厚さも15~20cmが形成される。

破碎による降伏深度増大の主因は、攪乱による地盤土質の強度低下である。掘削採取した生土を自然構造と同一密度にリモールドした試料の  $q_u$  値は、不攪乱土のそれに比し  $1/5 \sim 1/15$  と著しい低下を示す。いわゆる“ねり返し効果”である。さらに破碎の意義としては、地盤土質の強度低下から派生する二次的効果すなわち応力集中による転圧力の増大を考えねばならない。強度の低下は、転圧荷重面両端を通過する鉛直面上でのセン断応力の減少を来し、圧縮応力の増大をもたらす。その増強は15~20%と推算される。

しかし、これらの“ねり返し効果”を期待するために

は、転圧時の土壌水分条件が満されねばならない。破碎土が転圧される過程で“ねり”の作用が生ずるのは、かなりの高含水比を必要とする。

安富六郎 質問の要旨は ①自由化とはどのような概念であるか、②セン断強度と化学ポテンシャルはどのように対応するか、③スリップ率とけん引力についてねり返しがどのように問題になるかの三つになるであろう。総合的に次のように考える。

1. 自由化の概念について 従来からの考えによれば、土は粒子の集合体であり、その間ゲキが水が満していると考えた。したがって保水力はすべて毛管力によって生じ、粒子は常に何らかの形でまわりの粒子と直接に接していた。

関東ロームのように固相率が極めて小さく、含水比の大きい土については強度が大きいことから考えて、なんらかの構造(骨格)があって、その中に空気・水が封入されていると考えるのが自然であろう。この骨格は建物の柱のように相互に水膜やノリ状物質で接着された構造をもち、一定の力まで耐えられる強いものと考えられる。立川ロームの比表面は竹中氏によれば、ベントナイトのそれに匹敵するほど大きい。このことから、一般の関東ロームでは吸着水量がかなり大きいゲル状の構造単位が考えられる。このことは関東ロームが自然状態でも他の沖積土などと比較にならぬほど多量の水分をもつこと、また風乾を受けると非可逆的に「疎水的」になることから裏づけられる。

このような構造をもつ土では水の拘束状態は基本的に二つに別けられる。まず一つは表面に吸着された形で拘束を受けている表面拘束水、一つは上述の構造内に外部とは力学的に独立した水が包まれたような形で拘束を受けている構造拘束水である。この拘束水の二つの形態には質的な差がある。しかし量的に大きな差のある場合には両者が共存しないように見える場合もある。例えば八郎潟ヘドロのように表面拘束が大きいことがある。また関東ロームのように間ゲキ率が80%も占めるときは構造拘束水共に多いこともある。

このような拘束水を含む系が外力を受けた場合、拘束水の自由化が生ずる。構造拘束水の自由化は外力で骨格構造が破壊されるとき生ずる。構造拘束水はいままで拘束を離れて流動を始める。表面拘束水の自由化は表面、または内部の表面に拘束された固体的な拘束水が外力によって液体的になり流動する。これは水和水のような粒子に拘束された水が自由水となる場合である。表面拘束水の自由化はゲル状の物質が外力で液体的に変化するのに相当する。このような表面拘束水の化学ポテンシ

ヤルの上昇が拘束水の自由化の内容の一つである。

自由水は系外に排出されなければ粒子相互の変形抵抗(コンシステンシ)を減ずるように作用するであろう<sup>2)</sup>。反対にこれらの自由化した水が系外に排水されるとき、コンシステンシは一見増大するように見えるが、自由化による減少もあるから一概にはいえない。

このように自由化には拘束条件に相当する二つの形式があり、一つは構造を破壊することによって生ずる非可逆的な自由化である。他は表面拘束水が外から加えられた仕事(音波振動も含む)による自由化である。これは土壌水の平均圧(相圧)の上昇を示す可逆的なものである。内容的にはハロイサイトの層間に含まれる水も表面拘束水と同様の性質のものと考えてよいであろう。層間の拘束水は膨潤の原因となるもので、逆に外力によって膨潤を制御できて、可逆的である。しかし自由化には二つの拘束水の自由化が同時に生ずるのが常であり、特別な場合を除きそれらの分離はむづかしい。さらに実際問題としてはねり返しによる自由化と一次粒子の破壊による新しい分割面への水の吸着、すなわち自由水の拘束化が生ずる結果、自由化の内容を定量化することは困難である。自由化の後に放置した場合に時間経過と共に原状態よりも拘束水が増えるのは新分割面への拘束化の現われである。

一般には自由化の速度は拘束化の速度との競合によって決まるから、試料に与える条件、例えば、LL試験における試料の水分変化の方向によるLL値のバラツキも自然現われて来よう。風乾土によるLL値の減少は構造性の減少と疎水化による。

以上から自由化の様子は土の種類、含水量、ねり返し条件によって異なるものであると言える。なお、ここでは拘束水の自由化によって原状態よりも脱水が容易になった場合に「親水的」な系が「疎水的」に変ったと定義する。この場合の逆は自由化の拘束化のときに当る。

2. 剪断の強さについて 土のセン断強度は土・水系の弾性限界強さと考え、クーロン・モールの内部摩擦と粘着力との和として表示できる。粘土のように内部摩擦が粘着力が強度の主要な部分と考えられる。粘着は土・水系での土粒子・水の結合によって生ずるとすれば、土粒子の結合力を示す相圧によって表示できる<sup>3)</sup>。すなわちその対数であるpFによって表わせる。

これについては粘土のセン断強度または降伏値は、その試料のpFと実験的にはほぼ等しいことがわかって<sup>4)</sup>。(粘土以外の土については強度が相圧のみで決まらないことはいうまでもない)。関東ロームのように土壌構造が強度にきいてくる場合、ねり返しによる強度低下

が著しい。この構造変化も考りよすれば次のような実験式が得られる<sup>4)</sup>。

$$pF = \alpha \cdot \log \theta + \log k$$

ここで  $\alpha$  は補正係数で、粘土では  $\alpha \approx 1$  となる。 $\theta$  はねり返しを受けた状態での降伏値。 $k$  はねり返しによって降伏値変化を示すチクソトローピー係数  $\theta_0/\theta = k$ 。 $\theta_0$  はねり返し前の降伏値。 $k$  は土の構造性を示す係数である。関東ロームでは  $k$  は 5~15 で沖積土の 2~3 倍大きい(軟化が大きい)。

このように自由化には土の強度、とくにねり返しによる強度変化の実験的根拠が多くある。土の力学モデルは骨格構造内と粒子表面に拘束されて土の粒子の結合に寄与している水の両者を考えざるを得ない。

粘弾性挙動で土はパーガス体(K-M)に近似される。これがゲルを骨格とするハチの巣構造に対応できる。この構造のスケールは関東ロームでは数  $\mu \sim 10\mu$  のオーダーであろう。しかし厳密には規定されない。パーガス体のフォークト要素  $K$  はハチの巣構造に、マックスウェル要素  $M_1$  はゲル状物質に対置できる。

ねり返しによる拘束水の自由化も各々の要素の常数が変化するものとして考えられる。構造拘束水の自由化は主として  $G_K$  の低下が、表面拘束水の自由化は主として  $\eta_M$  の低下があるとも考えられる。

3. 土工におけるねり返し 土工の際の土に加わる応力状態を正しくとらえるのはむづかしい問題である。ここでは 1, 2 で述べて来たことが、実際の場合にも何らかの形で生じていることをスリップ率とけん引力から見た。土工機械の接地圧(クローラ)は動荷重として静荷重の倍は越えないと考えられている<sup>5)</sup>。ここで、接地圧

がクローラで  $0.5\text{kg/cm}^2$  とし、約  $1\text{kg/cm}^2$  以上、すなわち  $pF$  値に換算して 3 以上の力が荷重としてかかる。

水田における二、三の例ではあるがペネトロメータではほぼ  $1\text{kg/cm}^2$  が走行性を保ちうる限界値と考えられる<sup>6)</sup>。この動荷重は比較的短時間に除去されるのでスリップの小さい状態では土への影響はそれほど大きくない。しかしスリップが大きくなると荷重の効果はねり返しによる拘束水の自由化を進める。沈下によって、走行性は加速的に悪化する。ブルドーザによる運土作業では、スリップが始まると急激に作業能率低下が生ずる。沈下は盛土締固まり状態によって異なる。通常は 10cm ぐらいであろう。しかしスリップ率が 100% になると沈下は 30cm 程度は生じてくる。関東ロームの多摩ローム層を盛土する作業では沈下してもけん引力の増大はなく、そう難した例は多い。切土では、瞬間的な荷重による影響はおそらくブルのシューにかかる深さ程度であろうか。

ペネトロメータによる実測では不明であった。

#### 引用文献

- 1) 多田敦・竹中肇・相馬恒一・黒部隆・端山好和  
関東ロームの構成粒子特性 農土研別冊 7 p. 14-21 (1963)
- 2) 安富六郎・須藤清次：土壌ペーストの流動(1) 農土研別冊 2 p. 71-74 (1961)
- 3) 妹尾学：土壌水エネルギー指数  $pF$  による土壌構造の考察 農土論集(14) p. 11-15 (1965)
- 4) 安富六郎・竹中肇・須藤清次：工学的にみた土の剛性率・降伏値と  $pF$  について 農土論集(14) p. 49-53 (1965)
- 5) 土井淳多 (未発表)
- 6) 田淵俊雄・安富六郎・堤聡・土井淳多・多田敦：粘土質の水田の地耐力に関する研究(Ⅲ) 農土論集(21) 1967

---

 総 合 討 論
 

---

**永田慧 (鹿島技研)** 耕土の物理的特性(生産力との関連における)と関東ロームの堆積年代あるいは自然含水比との相関はどうか。たとえば、自然含水比の多少によって耕土としての適否を判定できるか。

**松井健 (資源研)** 立川ローム層と武蔵野ローム層との間では、自然含水比は前者の方が高いが、風乾すると前者の方がはるかに乾きやすい。後者はいつまでも湿っている。粘土鉱物は前者ではアロフェン、後者ではハロイサイトで、この差が耕土化にもきてくると思う。

**竹中肇 (東大)** 表土化のメカニズムとして、まず植物根の活動による粗間ゲキの増大、腐植の集積が考えられる。この構造は長期間保存される。人為的な耕耘は粗間ゲキの増大を更に促進して行くし、耕耘によって表層が乾くことにより、非自由水の相当量が非可逆的に失なわれて、相対的に自由水がふえる。

**美園繁 (農技研)** 関東ロームの腐植を含んでいる黒い表土とその下の赤土とでは自然含水比がちがっている。天地返しなどして下の赤土が出てくると、3年位たつて表層土のような自然含水比になるが、このような意味では、自然含水比の大きい赤土の方が耕土としてはよくない。

**木下彰 (北農試)** 腐植層の深浅による有効水分量の多少は、腐植層の深浅自体が地形的、立地的による影響が大きく、腐植層の厚い土壌では立地的に土壌水分が多い条件であるから、従って有効水分は多いと考える。

**美園** 安富氏のデータを見ても、立川ローム、武蔵野ローム、多摩ロームの固相率はそれぞれ、18、25、36%となっている。火山灰土の固相率が小さいのは、風化しやすい火山ガラスを含む母材であってアロフェンができるからだとして松井さんはいわれた。多摩ローム層もかつて18~20%の固相率をもっていたが、今日では36%であるとする、かなりの“しまり”あるいは圧縮が生じていなければならない。土層10cm当り2cm位にもなるかと思うが、生成論的にはそのようなことが考えられるのか、またその証拠は見出されているのか？

**松井** 多摩ロームは降灰後数十万年、武蔵野ロームは数万年たっており、アロフェンはハロイサイトに変っているので“はちのす”構造はこわれるし、圧密過程も進むので固相率も上昇するものと思う。

**美園** はちのす構造を実証した実験があったら紹介さ

りたい。

**増島博 (農事試)** アルコールとアセトンの混合液を使って土壌から水を抽出したところ、非火山灰土ではかなり粘土質のもので容易に105°C 炉乾水分と当量程度の水が抽出されるが、火山灰土では抽出効率が悪い。抽出液と土壌を乳鉢に入れ磨砕しつつ抽出するとかなりの水が抽出できたが、それでも105°C 乾燥水分には及ばなかった経験がある。これは火山灰土のはちのす構造を示すものと思われる。

**司会** ペドロジストの立場から土壌物理研究会への注目はなにか。

**松井** 土壌物理研究会で火山灰土壌の機械分析方法を標準化してほしい。

**田淵俊雄 (東大)** 土壌の人はどうしてそうこわしたがるのか。土をいつも粒子系と考えるのはおかしい。粒子系でない土をこわして粒度分析する意味は何なのか？「粘土が多い」という表現のためだけに必要なのか。むしろ粘土鉱物の質を明らかにする方が重要であろう。

**増島** 粒度分析は土の分類のものさしの意味が大きい。火山灰土はこのものさしの上によく乗って来ない。土の性質の多くは土粒子表面の属性ということであれば、土性分類にかわって土壌の比表面積をものさしとした分類も考えられよう。

**山崎不二夫 (東大)** プラントオパールは粒度分析でどの位のフラクションに入るか。また腐植含量との関係はどうか。

**松井** プラントオパールは腐植含量と正の相関がある。国際法の細砂の中の細かい部分に圧倒的に多い。しかし土壌全体に対する含量はそれほどでもない。黒土が砂ぼく感じるのは新しく降灰した未風化火山灰の混入によるものと思う。

**土井淳多 (東大)** 土壌物理の対象としている土の time scale について、作物あるいはペドロジーでは $10^7 \sim 10^{12}$  秒位であるが、農業機械あるいは土工では秒のオーダーで極端な差がある。この点取扱い方策の意見をききたい。

**司会 (多田)** 時間のスケールは施工で短く、土壌、地質で長い。圃場整備などの場合年後の事が問題となり、両者のあゆみよりが求められている。

## 会 務 報 告 (昭和42年11月1日～43年3月31日)

### (1) 幹事会

42年11月6日 於東大農学部

出席 八幡, 国分, 増島, 中野, 岩田, 土井, 竹中

1. 第9回シンポジウムの運営について
2. 規約改正案, 会計, 予算案審議
3. 第10回シンポジウムのテーマについて

### (2) 第9回シンポジウム

42年11月21日 於東大農学部

参加数は150名に達した。とくに土木関係の人々の参加が目立った。

### (3) 評議員会

42年11月21日 於東大農学部

出席 八幡敏雄, 国分欣一, 山崎不二夫, 米田茂男, 木下彰, 美園繁, 田原虎次, 横井肇評議員  
多田, 岩田, 中野, 土井, 増島, 福桜各幹事

1. 活動経過報告
2. 規約改正案, 予算案審議
3. 会誌18号について第9回シンポジウムを主体として編集を進めることを確認
4. 次期シンポジウムテーマ審議

### (4) 総会

42年11月21日 於東大農学部

出席 会員 約80名

議事 議長に木下彰氏を選出, 以下の審議を行なった。

1. 経過報告承認
2. 昭和41年度会計報告監査報告承認
3. 規約改正案承認
  - 第1議案 会計報告の承認
  - 第2議案 会則第4条(会員)に学生会員を加える
  - 第3議案 会則第5条(会費)に「学生会員年額300円」を加えるほか, 賛助会員1口年額5,000円を10,000円に値上げする
  - 第4議案 会則第6条(役員)の任期1年を2年に改める。また幹事は総会選出を会長委嘱に改める
  - 第5議案 会計年度始まりを4月1日から10月1日にうつす。

なお総会の討議の中で, 幹事に今後許す範囲内で十分な手当を考へること, ならびに会の発足後すでに10ヶ年を迎えようとする現在, 会員の層も次第に安定的なものとなり, かつ研究会の性格も次第に明確なものになりつつあることを考へて, 役員の出選方法などにも再検討を

加えるべきではないか, との積極的な意見が出され, 役員会としてもこの方向に沿って検討を進めることとした

### 4. 予算案承認

#### 1. 収入の部

(1) 繰越金	324,412	
(2) 会費	300,000	
(3) 賛助会費	110,000	
(4) 出版物売上	20,000	会誌売上他
(5) 会誌広告	60,000	
(6) 雑収入	60,000	展示会収入他
(7) 合計	874,412	

#### 2. 支出の部

(1) 通信費及 会誌発送費	50,000	切手等連絡費, 会誌発送郵送料, 発送アルバイト費他
(2) 会誌製作費	400,000	印刷製本費, 編集アルバイト費 (17, 18号)
(3) 賃金	30,000	バックナンバー販売アルバイト 費他
(4) 文具費	10,000	
(5) 交通費	10,000	幹事交通費
(6) 会議費並び に討論会費	80,000	会議費 25,000 討論会費 55,000
(7) 雑費	24,412	
(8) 次期繰越金	270,000	
(9) 合計	874,412	

### (5) 幹事会

42年12月14日 於東大農学部

出席 八幡, 国分, 増島, 岩田, 中野, 土井, 竹中

1. 第9回シンポジウムの会計報告を確認し, 運営上の問題点を反省し検討した
2. 会誌18号の編集
3. 次回シンポジウムテーマを検討

### (6) 幹事会

43年2月13日 於東大農学部

出席 八幡, 増島, 中野, 土井, 多田, 竹中

1. 会誌 No. 18 の編集
2. 次期シンポジウムテーマについての会長案を審議した。なおテーマについて各評議員にアンケートを発して意見を求めることとした。次期シンポジウムは研究会成立10年目に当るのでこれの記念行事としての意味も含ませる。

### (7) 幹事会

42年3月26日 於東大農学部

出席 八幡, 国分, 増島, 土井, 中野, 多田

1. 会誌 No. 18 編集
2. 次期シンポジウムテーマについて

## 研究者名簿

さきに、研究者名簿の作製についてご協力をお願いしましたが、今後、事務局に到着した分から会誌にのせさせていただきます。

なお、今後ともひき続きご協力をお願いします。

所属機関名 北海道大学農学部

氏名	身分	現在の研究テーマ	「土壌の物理性」についての関心事項
農業原動機学教室	講座	{トラクターの走行性能 {農用車輪	土壌のかたさ 特に $K_c$ , $K_\phi$ , コーン指数, $N$ 値, その他等
梅田 安 治	助 教 授	土の透水抑制について	
丸 谷 典 弘	助 手	土壌溶液の研究	孔隙の形
矢 沢 正 士	助 手	腐植質土壌の物理性	土壌の粘着力・凝集力
前 田 隆	助 教 授	火山性土壌の物理性に関する研究	水分保持形態
渡 辺 紀 元	土壌学教室 大 学 院	湛水条件の土壌における水 稲のリン酸吸収	液相, 固相間における水分移動, 及び水分の浸 透速度の意味するもの
白 木 俊	土壌学教室 4 年 生	土壌調査について	
横 田 勝 徳	土壌学教室 大 学 院	てん菜の連作障害について	いきものとしての土壌微生物と物理性の関連
有 賀 直 記	土壌学教室 4 年 生	湛水土壌よりの硫黄吸収と 硫黄欠乏症	土壌母材の物理的風化 特に温熱との関係
中 林 一 夫	土壌学教室 4 年 生	水稲における鉄過剰症発現に 対する加里の抑制作用	
佐々木 清 一	教 授	火山性土の生成, 分類に関 する研究	土壌の構造

所属機関名 北海道農業試験場

氏名	身分	現在の研究テーマ	「土壌の物理性」についての関心事項
音 羽 道 三	研究室長	土壌分類	火山灰土壌の分類に物理性をどのように評価す るか
佐々木 龍 男	研 究 員	土壌分類	火山噴出物の土壌母材としての性格 (特に物理性)
木 下 彰	研究室長	畑土壌の構造	畑地における水の運動
金 野 隆 光	研 究 員	根の発達と土壌条件	植物の環境因子としての土壌の水
昆 忠 男	〃	畑土壌の構造と水分	畑地の水保持と供給性
千 葉 豪	研究室長	土地改良	土壌構造と水の移動

氏名	身分	現在の研究テーマ	「土壌の物理性」についての関心事項
佐藤 博	研究員	土地改良	土のレオロジー的性質
久末 勉	〃	〃	土と水のバランス
木村 和夫	〃	〃	土壌中の水の運動
土居原 一三	研究室長	収穫用作業機	コンバインその他自走式作業機の走行性
富田 貢	研究員	〃	〃
杉本 清治	研究室長	泥炭地水田における大型機械の走行性と土壌物理性	地耐力 土のかたさ
山岸 敏喜	研究員	〃	〃
志賀 一一	研究室長	基盤整備 水田土壌肥沃度と施肥改善	土壌の物理化学性と地耐力 水田土壌の物理性と根の伸び
新田 一彦	研究室長	牧草生理	土壌の物理性と牧草根の伸長（とくにアルファルファの場合）
片岡 健治	研究員	〃	〃
早川 康夫	研究室長	草地の造成 放牧草地の維持管理	不耕起簡易造成法における地表面処理 家畜の踏圧による草地土壌の理化学性の変化
高畑 滋	研究員	〃 〃	不耕起簡易造成法における播種床の状態と発芽 踏みかためが牧草生育におよぼす影響
佐藤 康夫	〃	放牧草地の維持管理	傾斜草地の土壌保全 放牧強度と土壌の透水性の変化
伊藤 巖	〃	〃	放牧地の踏みつけによる土壌の圧密と草生

所属機関名 北海道立中央農業試験場

氏名	身分	現在の研究テーマ	「土壌の物理性」についての関心事項
大垣 昭一	研究職員	土壌調査, 分類	土層改良についての関連事項
山本 晴雄	〃	〃 湿性火山灰土壌の水分系	pF 測定法 (容積法による)
後藤 計二	〃	土壌調査, 分類	土壌の種類と三相との関係
宮脇 忠	〃	〃	下層土の盤について (成因と理化学性)
小林 茂	〃	〃	泥炭土壌の理化学性 (特に孔隙について)
小林 荘司	〃	〃	水田土壌の透水性 (ち密度, 地下水位, 地形との関係)
菊地 晃二	〃	火山灰土壌の分類調査	火山灰土壌の水分系 〃 の構造

氏名	身分	現在の研究テーマ	「土壌の物理性」についての関心事項
高尾 欽 弥	研究職員	土壌調査, 分類	火山性土の水分, 三相分布と根圏の関係
平井 義 孝	〃	土層改良と植生反応	機械走行による土壌物理の変化と植生反応
梶川 勝	〃	土壌調査, 分析	埋没火山灰土の特性
南 松 雄	科 長	腐植質土壌の改良	土壌腐植, フルボ酸と土壌物理性の関係

所属機関名 農林省 農事試験場 畑作部

氏名	身分	現在の研究テーマ	「土壌の物理性」についての関心事項
小岩 武	農林技官	火山灰土壌における除草剤の行動	火山灰土壌のもつ水分その他物質の吸着性・移動性
渡辺 和之	〃	土壌の物理性と作物の生育および収量との関係	土壌空気の測定法について
小浜 節雄	〃	火山灰土壌の施肥改善に関する研究	土壌水の動態
石井 和夫	〃	土壌圧縮に及ぼすトラクタ走行の影響	土壌圧縮
高木 清継	〃	火山灰土壌の耕耘整地法	〃

所属機関名 日本専売公社 宇都宮たばこ試験場

氏名	身分	現在の研究テーマ	「土壌の物理性」についての関心事項
国生 哲夫	研究室長	農業機械による耕盤形成	土のかたさ, 水のうごき
佐々木 幹夫	〃	黒ボク土壌における土壌水分とタバコの成熟	水の移動, pF の測定

## 編集後記

第9回土壌物理研究会シンポジウムは、火山灰土壌を中心テーマとしてペドロロジー、土壌肥料、土壌水分、農業機械および農業土木の各分野専攻の方々にお話しを願うこととした。シンポジウムは昨年11月21日、東京大学農学部で開かれ、150名余の参加者を得、会場近くの土壌物理研究用機器多数の展示とあいまって、非常に盛大、好評であった。司会者として石井和夫氏(農事試)、東山勇氏(山形大)、多田敦氏(農土研)の3人をお願いし、5講師のそれぞれの分野での興味深いお話しと白熱した

討論をうかがうことができた。とくに会場で出された多くの活発な質疑応答はそのまま聞き流しにするのはもったいないことであり、会誌に集録して当日出席されなかった会員の方々にも広く読んでいただくべきだとの意見が出され、当日の講演内容の他に、会場での質問に各講演それぞれについて日頃深い関心を持っておられる数名の方々に依頼した紙上討論を加え、各講師の回答意見などとともに原稿としてここに掲載した次第である。各講師をはじめ紙上討論および司会の労をとられたの方々、シンポジウムの運営に当たられた多くの方々に本欄を借りて厚くお礼申し上げる。

(編集幹事 増島, 岩田, 多田, 福桜, 土井)

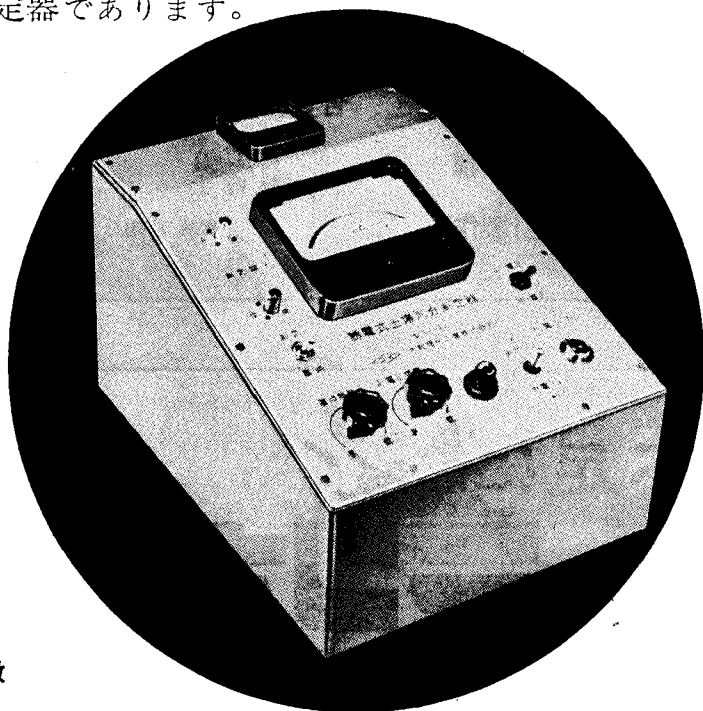


農業技術に革新をもたらす

# DIK誘電式土壤水分測定器

PATENT. p. 386877

本器は、在来の電気抵抗式、もしくは抵抗値を含めた静電容量式の水分計と全く異なり高周波誘電率のみによる土壤水分測定器で在来の水分計では得られなかったいろいろの特長をもつ全く新しい土壤水分測定器であります。



## 特 徴

- (1) 測定範囲が大きい  
あらゆる土壌に対して、飽和～風乾に至る間の水分変化が的確に測定出来る。
- (2) 水分測定値が直線的である  
 $\mu A$ で表示される水分測定値は、圃場状態の実用的範囲において殆んど直線である。
- (3) 即応的である  
埋没した感体は、直接土壌の誘電率を測定するので、測定時の水分をそのまま表示し時間的な遅れは全然ない。
- (4) 再現性がある  
測定に当って、土壌には何の物理化学的変化も与えないで、連続的にくり返し測定ができ、同時にその再現性が十分に保証されている。



## 大起理化工業株式会社

東京都荒川区町屋2丁目16-2  
TEL 東京 (802) 2 1 9 1 (代表)

# 自記マノメーター

硝子ゲージ管の水柱又は水銀柱の高さを自動的に自記します。

## 主要製品

土壤溶液採取装置(リチャード型)  
精密自記蒸発計  
簡易自記水位計  
自記蒸発散位計  
森式風向風速自画器  
農業用微気象測定器各種  
その他各種測定器設計製作

## 主な納入先

農業技術研究所・東海近畿農業試験場  
関東東山農業試験場・九州農業試験場  
各地農業試験場・各大学農学部

東京都世田ヶ谷区玉川用賀町1-22

合資会社 **ウイジン工業社**

代表社員 森 武保  
技術士

電話 (03)0531

# 堆肥不足に

# テンポロン®

タバコ・蔬菜の苗床の土作りに  
果樹園の土壤を若返らせ、樹勢を快復させる地力の素

メモ

テンポロンの主成分は熟成堆肥の成分である  
フミン酸カルシウムを85% (完熟堆肥の約20  
倍の濃度) を含んでいます。  
したがって最近の堆肥不足をおぎなうために  
最も適した化学堆肥です。

代表製法特許 日本第240930号

(類似品に御注意下さい)

**三菱商事株式会社**

本社/東京・丸の内 電(211)0211(代表)

**天北化学株式会社**

本社/東京・神田 工場/北海道・幌延  
電話東京(252)4304

発売元



製造元

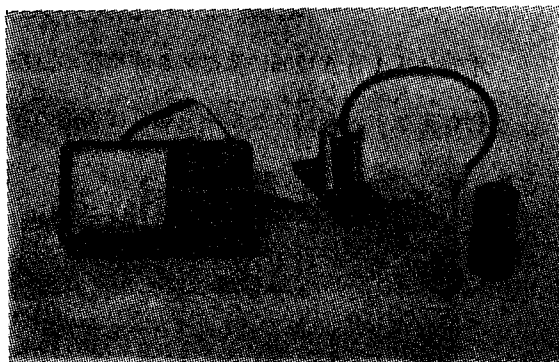


# 理研式酸度計

PHメーター

農産加工用、醸造用、  
土壌調査用、酪農用、

簡易騒音計  
疲労度検査器  
ルクスメーター  
各種科学計器



携帯用ケース付 ¥25,000

## 理研科学測定器研究所

東京都台東区東上野4の14の9

電話 (844) 4307・4925

農林省登録腐植酸肥料

# フミン酸肥料懇話会

会員メーカー (ABC順)

アツミン

東化工株式会社

東京都中央区日本橋小網町2-14 (洋糖ビル)

フミゾール

北炭化成工業株式会社

埼玉県戸田市川岸1丁目1-20

エスコン

日本水素工業株式会社

東京都千代田区有楽町1-10 (三信ビル)

テルナイト

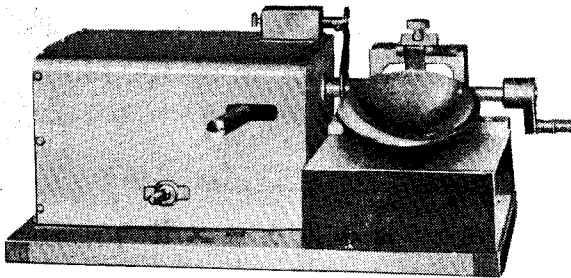
帝石テルナイト工業株式会社

東京都渋谷区幡ヶ谷1-31

# 丸東の土壌物理試験器

## 電動式液性限界測定装置 S O 2 B

本器は J I S A 1205 に準拠する液性限界試験を電動によって行なえるようにした装置です。人為的な落下速度の変動などの誤差を除去し、機械的な正確さで簡単に試験が行なえます。電動クラッチを切れば普通の手動装置としても使用できます。



### 営業品目

土質試験機  
コンクリート・アスファルト試験機  
万能圧縮材料試験機

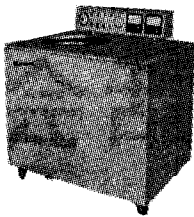
## 株式会社 丸東製作所

本社 / 東京都江東区深川白河町2の7 TEL 東京 (642) 5121(代表)  
京都出張所 / 京都市中京区壬生西土居の内町3の1 TEL 京都 (84) 7992  
北海道出張所 / 札幌市南十条西十三丁目970 TEL 札幌 (23)-0409

# PF水分測定用遠心分離機 (冷却式万能型)

## マルサン50B-C.F.S.-2R

100cc土壌採取筒×4ヶ掛、PF4.0~PF4.5



寸法 高さ860×巾984×奥行684mm  
重量 250kg

### 仕様

最高回転数 18,500 R.P.M.  
最大遠心力 35,500×G  
冷凍機 750W全密閉空冷式  
モーター出力 1,500VA空冷式  
使用温度 +5°C~-18°C

### ●使用ローター

ローター NO	容量	形状	最高回転数 R.P.M.	PF値
1B	15cc×12本	角度型	18,500	4.5
6B	50cc×6本	〃	18,000	4.0
10BR	100cc採取筒×4ヶ	水平型	10,000	4.0

### ●特長

- 100cc土壌採取筒にてPF4.0まで測定できます。
- ローターは水平型であるので、土壌のつまり具合即ち一定の遠心力を加えたときにおける土壌のコンパクションの状況を容易にしかも正確に測定する事ができます。
- 小容量、高遠心ローター(角度型)も兼用に使用でき、PF4.5まで測定できます。
- オート・トランジスタメーターリレー式回転調節器でローターの回転を±100R.P.M.以内に制御する。
- 電気式ブレーキを取付。停止時間は約長に短縮され2,000R.P.M.にて自動的に解放されます。

## 株式会社 佐久間製作所

本社工場 東京都大田区南六郷3-16-27 電話(731)1257・3170。(732)0847番  
神田出張所 東京都千代田区内神田3丁目2番8号 電話(251)4917・6059番  
大阪アフターサービス出張所 大阪府西区江戸堀北通2の24 電話(43)4700,(36)7763,(36)1770  
福岡アフターサービス出張所 福岡市天神3丁目4番13号 電話(75)0275番  
札幌アフターサービス出張所 札幌市北10条西4丁目11番地フジヤ商会内 電話(71)3246番