

土壌の物理性

第 38 号

昭和53年11月

巻頭言	岩田進午	1
報文 静岡県下の主要柑橘園土壌の理化学性と土壌溶液について	大城晃	2
火山灰土壌下層土の分散性	矢沢正士	9
初期含水比が土の液性、塑性限界に及ぼす影響について 一土の塑性に関する研究(1)一	相馬尅之	16
総説 土壌工学を求めて	多田敦	23
資料 芝生土壌の物理性測定結果について(II) 一硬さの測定について一	前窪伸雄	27
筑後川下流域の重粘性土壌の物理性に関する研究 一ギテ土の物理的性質と微細構造について	村上康則	31
解説 土壌の物理性とリモート・センシング	五十崎恒	36
会務報告		39

土 壌 物 理 研 究 会

土壌物理研究会会則

- 第1条 本会は土壌物理研究会 (Research Association of Soil Physics, Japan) と称する。
- 第2条 本会は土壌の物理性を中心とする試験研究の発展と農業技術への貢献を図ることを目的とする
- 第3条 本会はその目的を達成するため次の事業を行なう。
- 1 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
 - 2 土壌の物理性 (Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan 会誌という) 並びにその他の印刷物の発行
 - 3 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
 - 4 その他本会の目的を達成するため必要な事業
- 第4条 本会の会員は正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種とする。会員となるには評議員会の承認を受けなければならない。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- | | | | | |
|-----------|------|----|---------|--|
| 正会員 | 年 | 額 | 2,000円 | |
| 学生会員 | 〃 | | 1,500円 | |
| (大学院生を含む) | | | | |
| 賛助会員 | 1口 | 年額 | 10,000円 | |
| 購読会員 | 会誌 | 年額 | 2,500円 | |
| 広告料 | 賛助会員 | 実費 | | |

賛助会員以外実費の5割増

- 第6条 本会に次の役員をおく。任期は2年とする。ただし、3期連続の重任は認めない。選出方法は別に定める。
- (1) 会長1名、副会長1名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (2) 評議員
イ 15名 正会員から互選される。
ロ 3名以内 会長が委嘱する。
 - (3) 会計監査 2名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (4) 幹事 若干名
会長委嘱
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- 第8条 本会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会
正会員の中から評議員会によって選出され、本会の評議員選挙を管理する。
 - (2) 編集委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、会誌その他の印刷物の編集に当る。
- 第9条 本会の経費は会費その他の収入をもってあてる
- 第10条 本会の会務執行に必要な規定は別に定める。

「土壌の物理性」投稿規定

- 1) 投稿は本会会員に限る。ただし共著者の場合また編集委員会が依頼した場合はこの限りではない。
- 2) 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会是要すれば文章の加除修正を行なう。ただし内容については、これを著者に依頼することがある。
- 3) 投稿には、400字詰横書きの原稿用紙を用い、本規定および別に定める原稿執筆規定に従って執筆するものとする。
- 4) 枚数は16枚程度、図表を含めて刷り上がり6ページ以内を規準とする。超過ページならび写真、図表など、特に多額の経費を要するときは実費を申し受ける。
- 5) 投稿は以下に示す種別にしたがい、その内容は土壌の物理性に主体をおくものとする。なお、題名、著者名、所属には英文を併記するものとし、とくに報文については、300語以内の英文要約をつけるものとする。「報文」他誌に未発表のものに限る。書き方は方法結果、考察ならびに総括(摘要)の体裁をとり、引用文献を明らかにすること。「論説・総説」土壌の物理性に主眼をおき、広い視野に立って記述したもの。

「資料」既に発表した報文または発表予定の内容を各分野の参考資料となるよう書き改めたもの。

「解説」物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介を含む。

「その他」土粒子、書評などを含む。

- 6) 原稿には下記形式の送り状をつける。報文のみ初刷りは著者校正とし、印刷ずみの原稿は返さない。

発表年月日	受付年月日		
種別	原稿枚数	図表数	図枚、表枚
表題	写真数	別刷	葉
著者名			30部+部
所属			

- 7) 別刷は30部を著者に贈呈する。それ以上希望する場合は実費を申し受ける。

付記：投稿及び会誌編集に関する通信は、下記宛のこと
大阪府堺市百舌鳥梅町4丁804 (〒591)

大阪府立大学農学部農業工学科

土壌物理研究会編集委員会

(なお、原稿執筆規定は裏表紙に従うこと)

巻 頭 言

自由な雰囲気と批判的精神の確立を

岩 田 進 午

Shingo IWATA

私は、土壌物理学の発展にとって、現在最も必要なものの1つは、なんでも言える自由な雰囲気と、過去の成果を批判的に摂取する姿勢であると考えている。

土壌粒子の周りの水の諸性質を明らかにすることは、肥料分の吸脱着・土の力学的性質を解明する上で重要な課題であるが、これについては、相反する見解が存在し、ともに、一部の実験結果を説明できないに過ぎない。実験結果を統一的に把握するためには、全く従来と異なった角度からの斬り込みが必要とされるであろう。さらに、土壌中の物質移動の解析に大きな役割を演ずる不飽和水の運動について言えば、Darcy 則が、すべての水分領域を通じて成立するとの考えが、現在、欧米諸国で支配的である。しかし、比較的湿った水分領域—pF 2.5 以下—での Darcy 則の有効性は実証されているが、乾いた水分領域で成立するかどうかは、まだ、はっきりと確かめられておらず、むしろ、否定的データが多い。そもそも、不飽和水の運動への Darcy 則の適用は、熱伝導・拡散などのアナロジー、すなわち、第一近似として出発したものであった。それが、いつの間にか、法則視され、権威づけられて来た。この分野においても、過去の成果の批判的検討が要求されている。加えて、最近、日本農業の将来展望との関連で、耕地の利用形態として、水田・畑を区別しないで農業を営なもうとする見解—日本的輪作—が注目を浴びてきている。この課題も、単に、従来知識の寄せ集めだけでは解決しえない問題をはらんでおり、新しい観点からの接近が不可欠であろう。

いまほど、ユニークな、従来考えにとらわれない発想が必要とされているときはない。これらは、自由な雰囲気のもとでの徹底した討議に加えて、研究者個々の批判的精神によってのみ生み出される。若い研究者の健闘を期待する。

* 農業技術研究所

静岡県下の主要柑橘園土壌の理化学性と土壌溶液について

大 城 晃*

Studies on the Change of the Soil Solution and the Physical and Chemical
Properties at the Main Citrus Farm's Soil in Shizuoka Prefecture

Akira OSHIRO

Shizuoka Citrus Experiment Station, Shimizu, Shizuoka

Summary The relation between soil solution and chemical and physical properties of some soils under citrus farming were investigated. The results are as follows.

(1) Specific surface area of non-volcanic ash soil is relatively small in spite of high clay content. Bulk density of volcanic ash soil (fuji soil) is approximately one half of the non-volcanic ash soil (Mikkabi, Mikatagahara and Ihara soil). The specific surface area of volcanic ash soil is very large.

(2) The water retentivity of non-volcanic ash soil is extremely low as compared with a volcanic ash soil. Both readily available water (pF 1.5-3.0) and whole water contents (pF 1.5-7.0) of Ihara soil are the smallest. Those of Mikkabi, Mikatagahara and Fuji soil increase in this order. Loosely bound water contents (pF 4.2-6.2) of Ihara soil is small.

(3) Electric conductivity of the soil solution becomes higher as the water retentivity of soil becomes lower.

(4) Osmotic pressure calculated from electric conductivity increases by fertilization. The osmotic pressure reaches more than two atm. pressure, which hinders the absorption of nutrients by plants. In particular, osmotic pressure of Ihara soil which has low water retentivity and high cation contents is extremely high.

(5) The ratio of concentration of cation to that of anion of soil solution is nearly one. The sum of anion contents is highly correlated with electric conductivity. The concentration of Ca^{++} in soil solution is high as compared with that of K^+ and Mg^{++} .

(6) Nitrification of volcanic ash soil is higher than that of non-volcanic ash soil. Nitrification is presumably suppressed by heavy fertilization more easily in non-volcanic ash soils than in a volcanic ash soil.

はじめに

近年、ミカンの過剰生産を反映し、その事が、ミカンの廉価を誘引し、そのため、施肥管理も粗放となる傾向がある。反面、ミカンの品質はますます重要視されることとなり、その合理的施肥法が検討されつつある。

果樹において、土壌タイプ別の施肥に関する研究は少なく、また、土壌水分と作物生産の関係に土壌の水分張力ならず、土壌溶液自体の浸透圧力を加味した研究は少ない。

おくれればながら、果樹においても、土壌タイプ別に電気伝導度からの土壌溶液の浸透圧を考慮した研究が始められた²⁾。

各種土壌の施肥技術を確立するためには、それぞれの土壌の理化学性と土壌溶液濃度あるいは溶出率などとの関連を知ることが必要である。

以上の見地から、静岡県の樹園地に広がるタイプの異なる四種の土壌の物理性、化学性を調査、定量すると同時に土壌の性質が土壌溶液中の成分にいかに関与するかを知るため、pF 3.2迄の土壌溶液中の施肥成分含量を追跡し、2、3の知見を得たので報告する。

1 実験方法

(1) 土壌理化学性測定法

柑橘園に隣接した未耕地土壌を用い、三ヶ日、庵原、富士で層位20、50cm、三方原35cmでの未かく乱土壌を三相分布と pF 水分曲線の3.5~7.0迄の分析に供した。

* 静岡県柑橘試験場

Table 1 Physical properties of the soils used in this experiment

Soil	Location	Coarse Sand	Fine Sand	Silt	Clay	Bulk density(e)		Specific surface area			Remarks
						20	50	External	Internal	Total	
Mikkabi(a)	Mikkabi, Inasa-gun	26.0	14.3	22.5	27.3	1.10	1.36	26.5	16.6	43.1	Chichibu series
Mikatagahara(b)	Miyakoda, Hamamatsu	20.1	14.6	20.7	44.7	1.19		42.7	43.4	86.1	Ihara tertiary period series
Ihara	Ihara, Shimizu	39.5	24.3	21.8	14.4	1.25	1.40	11.1	74.5	85.6	deluvium
Fuji(d)	Fujioka, Fuji	14.8	35.2	48.5	1.5	0.59	0.53	72.9	201.9	274.8	Fuji volcanic ash soil

(a)Red soil. (b)Yellow soil. (c)Pale brown soil. (d)Black soil. (e)Bulk density at 20cm and 50cm depth.

Table 2 Chemical properties of the soils used in this experiment

Soil	pH(a)	EC(b)	Total N	y ₁	humus (%)	CEC(c)	Exchangeable Cation(d)		
							me/100g	CaOme	MgOme
Mikkabi	4.00	118.5	0.11	32.5	2.61	14.0	0.56	0.16	0.18
Mikatagahara	4.87	54.4	0.06	5.5	0.68	13.3	2.06	0.54	0.30
Ihara	4.93	97.6	0.10	11.1	1.89	24.2	6.65	7.53	0.25
Fuji	4.88	103.5	0.61	1.7	16.87	41.1	4.34	0.67	0.23

(a)(b)Soil/water ratio is 1/2.5. (c)(c)The m.e. unit is per 100gr soils.

Table 3 Soil weight, moisture weight, Ca, Mg contents of the soil used in this experiment at NH₄-N, K contents added (SO₄ 2-ion was added as the same NH₄-N m.e. and Cl⁻ ion as the same K m.e.)

Soil	Soil weight (g)	Moisture weight (g)	Cation contents in the soil in this experiment			Cation contents added					
			Ca me	Mg me	K me	NH ₄ -N me		K me		Ca me	
						f ₂ (a)	f ₁ (b)	f ₂	f ₁	f ₂	f ₁
Mikkabi	1040	338	5.8	1.7	1.9	33.7	13.5	10.1	4.0	6.5	2.7
Mikatagahara	1125	450	23.2	6.1	3.4						
Ihara	1181	372	78.5	88.9	3.0						
Fuji	558	544	24.2	3.7	1.3						

(a)f₂ : 50kg/10a. (b)f₁ : 20kg/10a

pF 水分曲線の測定は吸引法 0~2.0, 圧膜法3.5~4.2, 蒸気圧法4.8~6.3で行なった。

粒径分布での分散剤は、すべて、ヘキサメタリン酸ソーダを用いた。

土壌比表面積はグリセロール1分子層吸着量の測定法を用い、径0.5mm篩通過の風乾土壌を供し、試料の作成はCa型土壌でのJACKSONの方法¹⁾、表面積の換算法はKINTER and DIAMOND法²⁾を採用した。

(2) 土壌溶液試験

各土壌は層位35cmの未風乾の2mm篩を通過したものを、内径50cm、深さ5cmの大シャーレに同容積になるように充填した。

これらの土壌に多肥区(f₂)、中肥区(f₁)、無肥区(f₀)を設け、f₂で10a、N、P₂O₅、K₂O各々50kg換算して、硫酸2.231g、過磷酸石灰0.810g、塩加0.749g施肥し、f₁で10a20kg換算して、硫酸0.891g、過磷酸石灰0.336g、塩加0.299g施肥した。表3に土壌量、水分量などを示した。

水分状態はpF 1.5~2.7の間で水分調節をおこないながら30℃の恒温室内に放置した。

施肥後、8日目、23日目に遠心分離により、pF 1.5~3.2の土壌溶液を採取した。23日目の土壌をpF 0に蒸

留水で添加し、3日後にpF 0~3.2迄の土壌溶液を採取した。採取した土壌溶液の電気伝導度、NH₄-N、NO₃-N、Ca、Mg、K、SO₄²⁻、Cl⁻を定量した。

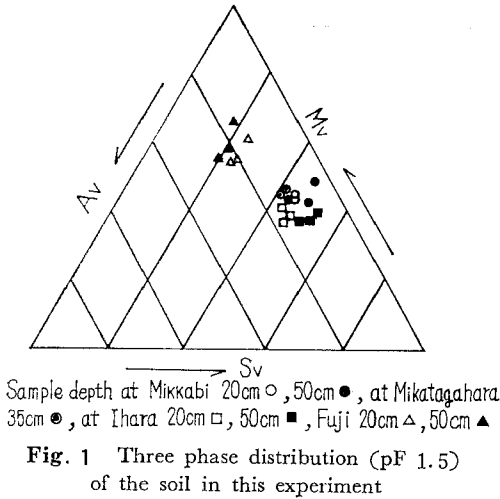
土壌溶液を採取した遠心分離後の土壌をKCl溶液で振とうし、NH₄-N、NO₃-Nを抽出、定量した。定量方法は以下に従った。電気伝導度：電極法。アンモニアおよび硝酸態窒素：コンウェイ微量拡散法。Ca、Mg：原子吸光法。K：炎光光度法。硫酸：塩加バリウム、ゼラチン比濁法。塩素：チオン酸第二水銀比色法。

2 結果と考察

(1) 供試土壌の物理性

非火山性土壌は、比較的粘土含量が高いにもかかわらず表面積は低い傾向にある。一方、富士火山灰土壌の粘土含量はわずか1.5%しか認められず、大部分はシルトから構成されているようにみえる。しかし、火山灰土壌中の粘土粒子の多くはマイクロアグリゲートの形で凝集しているものが多く、これらのアグリゲートはメタリン酸ソーダなどの化学分散剤では完全に分散できず、超音波処理による力学的分散処理を与える必要がある。

表1の富士火山灰土壌の粒径分布は、超音波処理をしない不完全分散の結果なので、正確な土性を表わしてい



ない。しかし、表面積の値は、アロフェン粘土の特質を現わして、顕著に広い内表面積を示している。

図一の三相分布をみると、非火山性土壌の固相率は40~52%の範囲に分布しているが、火山灰土壌は20%前後の低い固相率を示す。非火山性土壌の作土の固相率は下層土に比べて約8%低く、空気率は逆に高くなる。一方、火山灰土壌の固相率は下層土の方が作土層に比べて小さく、下層土は特異な土粒子充填をしていることが考えられる。

仮比重は、庵原土壌(124.7~139.5g/100cc)、三ヶ日土壌(110.2~136.4g/100cc)、三方ヶ原土壌(119.3g/100cc)、富士土壌(52.8~59.3g/100cc)の順に減少する。庵原土壌は第三紀層で砂分65%を含む粗粒質の土壌で、固相率50%にも達する密充填の土壌である。これに対し、三ヶ日と三方ヶ原土壌はやや低い仮比重を示して、土粒子充填は、やや粗な状態にある。一方、富士火山灰土壌は、非火山性土壌の仮比重の1/2にしか達せず、特異な土粒子充填をとることが考えられる。黒ぼくの作土は、大小さまざまな集合体(団粒)が配列して、多様な孔隙を形成し保水性と通気性を著しく良好にしている。黒ぼくの作土は、下層土に比べて結合水が少ないので、土壌圧縮によって孔隙が変形し易く土壌は膨軟である。

次に、保水性についてみると、図二に示したように、非火山性土壌は火山灰土壌に比べて、含水比で表わした保水性は著しく低い。非火山性土壌の中では、三ヶ日と三方ヶ原土壌の作土は、庵原

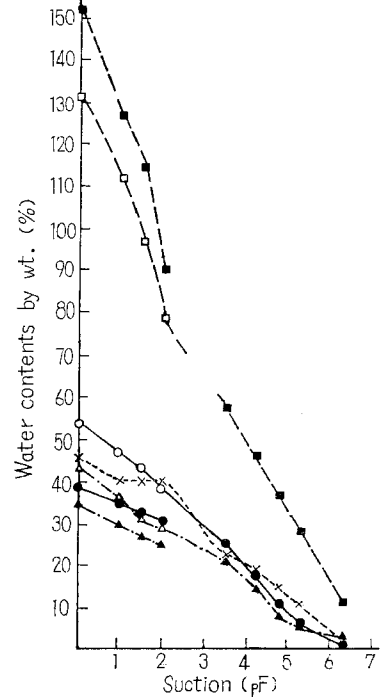


Fig. 2 pF-moisture curve

土壌に比べて pF 0~3.0 の範囲の保水力が高く、孔隙に富む土壌であることがわかる。同様に、三ヶ日と庵原土壌の作土は作層土に比べて、低 pF の保持力が高いことが認められる。

一方、pF-水分曲線を容積水分率で表わすと、pF 2.0 以上の保水力には、火山灰と非火山性土壌の間に顕著な差異は認められなくなる。これは、火山灰土壌の仮比重が非火山性土壌の約半分以下であるから含水比を容積%に直した保水力は半分に縮少し土壌間の差が小さくな

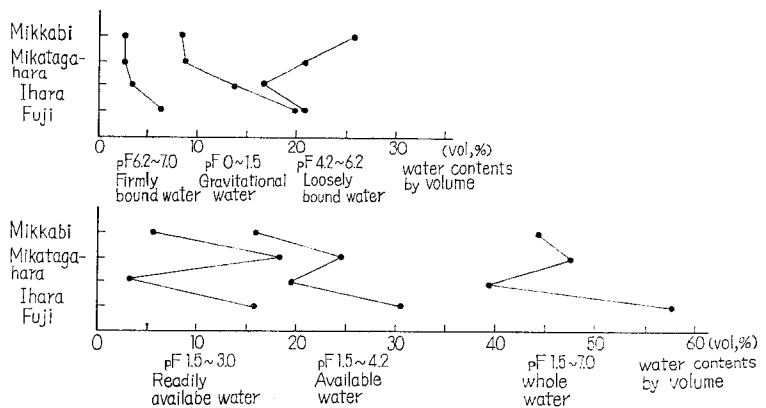


Fig. 3 Various water gained into soil (vol. %)

る。それでも pF 2.0 以下の粗大孔隙量の部分では、火山灰土壌の方が、明らかに孔隙量が多く、すこぶる孔隙に富む構造の良い土壌であることがわかる。

(2) 土壌溶液量と溶存イオンとの関係

供試土壌の各 pF 領域における含水量は、図一三に示したが、土壌の種類によって保水力がまちまちである。

まず、pF 0 ~ 1.5 の範囲の重力水は、三ヶ日土壌が最少で富士土壌が最大の保水力を示す。pF 1.5 ~ 3.0 の易有効水分量は三方ヶ原土壌が他の土壌に比べて著しく保水力が高く、三ヶ日が最少である。

pF 3.0 ~ 4.2 の難有効水分量は三方ヶ原土壌が最少で富士土壌が最大である。

pF 4.2 ~ 6.2 の弱結合水量は、いずれの土壌もほぼ等しい保持力を示しており、pF 6.2 ~ 7.0 の強結合水の保持力は、表面積の小さい三ヶ日土壌が最低で、順次三方ヶ原、庵原、富士の順に大きくなる。

pF 1.5 ~ 4.2 の有効水分量は、三ヶ日が最少で、庵原、三方ヶ原、富士の順に保水力が増大する。非有効水分量は、土壌間に大きな差異はないが、庵原土壌がやや少なく、富士土壌が最大値を示す。有効水分中のイオンはいわゆる土粒子界面の影響を強くうけずに自由にイオンが移動できる土壌溶液であり、自由水または外液ともいえるものである。一方、非有効水分中のイオンは、土粒子界面の拘束力をうけているが、界面から数 Å 以上離れるにつれて、塩の溶解度が高まり、解離したイオンの拡散層を形成している。

いずれにしても、溶媒である土壌水の量の多少が、イオン濃度に直接影響することは容易に理解される。施肥された塩分がまず土壌中の外液の有効水分にとけ、つづいて土粒子界面の非有効水分の側に拡散移行し、さらに C E C で表わされる界面のイオン交換に参加して、化学平衡の状態に到達する。結局、イオンの分布領域を大別

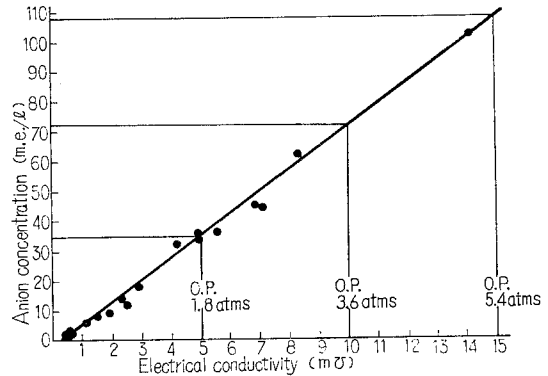


Fig. 5 Relation between electrical conductivity and Anion contents

すると、有効水分（外液）、非有効水分（内液）および界面吸着（C E C）の3つに分けられる。C E Cの大きな土壌ほど、外液のカチオン濃度が低くなり、逆にアニオン濃度が増大するといわれる。ところが、図一四に示したように、抽出した土壌溶液中のアニオン（NO₃-N, Cl, SO₄）とカチオン（NH₄-N, Ca, Mg, K）との濃度比は1であり、両者はほぼ等量に溶存していることが認められる。換言すれば、外液中のアニオン濃度は粒子界面近くのカチオン吸着による影響をうけず、自由水中の溶存状態にあることを示している。

(3) 土壌溶液の電気伝導度と浸透圧

抽出した土壌溶液中のアニオン濃度と電気伝導度の関係は、図一五に示したように、正の回帰直線で表わされる。したがって外液ではアニオンと等量のカチオン濃度と電気伝導度とも比例関係にあることになる。アニオン濃度と電気伝導度 κ との間には、次式が成立し相関係数はきわめて高い。

$$y = 7.36x - 1.87 \quad (1)$$

各種の溶存イオン濃度の指標となる電気伝導度と浸透

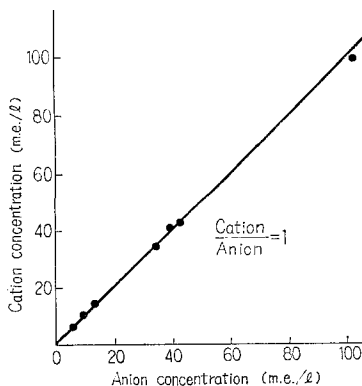


Fig. 4 Relation between anion* and cation** concentration

* Anion is the sum of NO₃-NCl and SH₄
 ** Cation is the sum of NH₄-N, Ca, Mg and K.

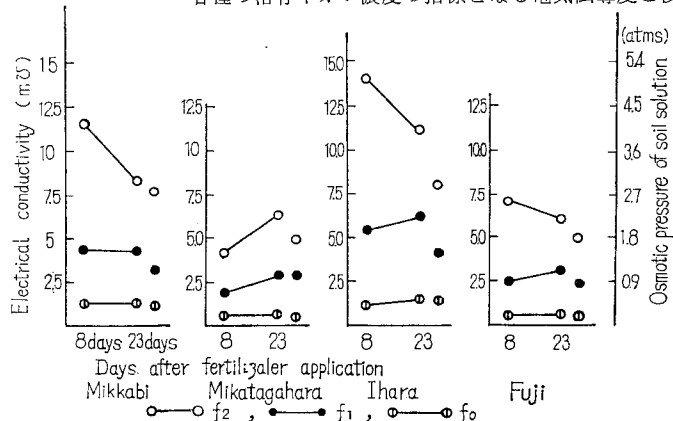


Fig. 6 Change of electrical conductivity of soil solution

圧力との関係は、一般に次式で示される。

$$p = 0.36x \tag{2}$$

ここで、 p は気圧単位、 x は25°Cの mMho/cm で表わしたEC値を用いる。(1)式に(2)式を代入すると、

$$y = 7.36x - 1.87 = 20.45p - 1.87 \tag{3}$$

又は

$$p = x / 20.45 + 0.09 \tag{4}$$

施肥量の異なる各種土壌溶液の電気伝導度の変化を図一6に示した。まず、施肥量の違いによるECの変化は、無肥 (f_0)、少肥 (f_1)、多肥 (f_2) の順に増大しているが、同一施肥量によるECの増加率は、庵原土壌が最も大きく、ついで三ヶ日土壌、富士土壌、三方ヶ原土壌の順に小さくなる。このような、土壌間のECの違いは前に述べたように、特に、保水性、イオン交換容量塩基飽和度に影響される。保水性(本実験の方法から、水分率を基準に考える。図一3から、ECをみるとECの最も高い庵原土壌はECの低い三方ヶ原土壌に比べて易有効水分が少ない。

しかし、この試験で保水力の最も低い三ヶ日土壌が庵原土壌よりも、ECが低い場合もあり、また保水力の一番高い富士土壌は三方ヶ原土壌と同じECを示すこともある。

一般的には、有効水分の保持力の高い土壌ほど、ECは相対的に低い傾向にあると考えられるが、本実験では、供試土壌のCECおよび、カチオンおよびアニオン量などに左右され、保水量のみでは、ECの高低を厳密に規定することは難しい。

一方、ECに対するCECの影響をみると、CECの大きい庵原土壌は、CECの低い三方ヶ原土壌、三ヶ日土壌に比べて、ECが高く、一定の傾向を見出しがたく保水性あるいは、供試土壌中の塩基類の多少による影響が大きいと思われる。

施肥後のECの経時的変化をみると、少肥土壌 (f_1) は8日目よりも23日目の方が、ややECは高まるが、多肥土壌 (f_2) では三方ヶ原土壌を除きECは低下する傾向にある。施肥後23日目を一応安定したECとみなし、土壌間の溶液の浸透圧を比較すると次のようになる。

まず、各種土壌の浸透圧は、 f_0 では0.2~0.5 気圧 (pF 2.3~2.7), f_1 は1.1~2.2 気圧 (pF 3.1~3.3), f_2 では2.2~4.0 (pF 3.3~3.6) の間で変化する。とくに、庵原土壌の浸透圧は、三方ヶ原土壌に比べて、同一施肥に対して約2倍の高い浸

透圧を示すので、浸透圧の上昇に伴う植物の吸水力の低下を考慮する必要がある。

土壌溶液の浸透圧の増大は、土壌水の化学ポテンシャルの低下 (pF の増大) をひき起し、水の移動を困難にする。普通作物では浸透圧を含む全吸引圧が2気圧以上になると植物体の生長加速度は負になるといわれる。また米国の塩害研究所では、土壌の電気伝導度が4 mΩ/cm以上 (浸透圧1.5気圧相当) では普通作物の塩害が起り、耐塩性作物を導入する必要があるという。すなわち、塩分濃度による浸透圧の増加は、土壌水の有効性を低下させるので適正なECを保証する施肥量をきめる必要がある。

吉村らは、水(0気圧)での吸水量に比べて溶質を加えることによって吸水が劣りはじめる溶液濃度はしょ糖液でカラタチ0.68気圧、ユズ0.54気圧、夏ミカン0.40気圧であり⁴⁾、一方、水耕液での試験であるが、しょ糖液では、3.3気圧(ユズ)~7.0気圧(カラタチ)で葉色に異常を生じ、硫安液では、2.1気圧で葉色があせ、3.6気圧で完全に枯死し、2.1気圧以上の濃度では吸水抑制よりも、イオン過剰吸収の障害が急激に現われるだろうとしている⁵⁾。

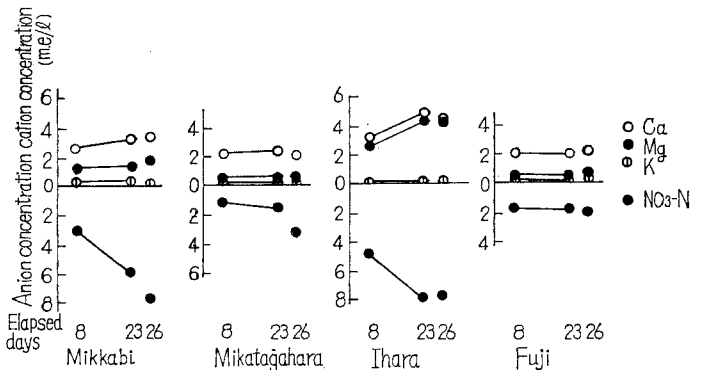


Fig. 7 Change of cation and anion concentration in soil solution (f_0)

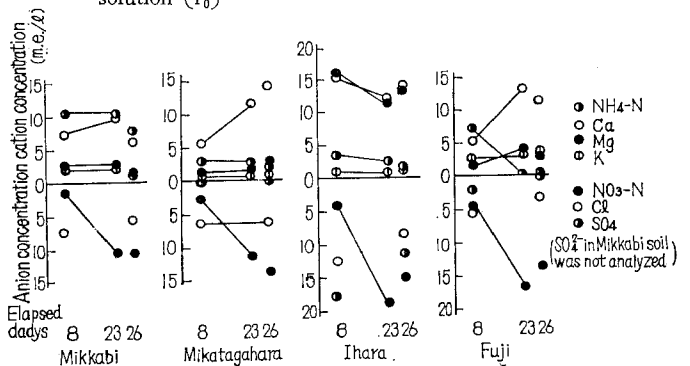


Fig. 8 Change of cation and anion concentration in soil solution (f_1)

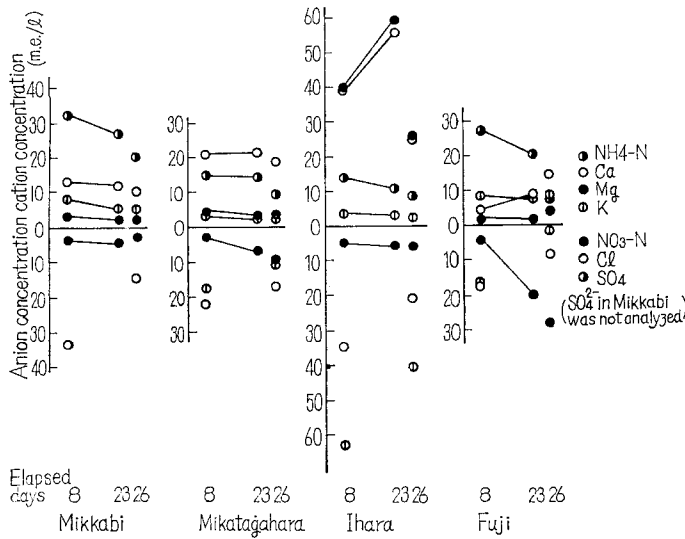


Fig. 9 Change of cation and anion concentration in soil solution (f_2)

この試験の供試土壌では、 f_2 程度の施肥をすると4 mΩを、優にこすECとなり、 f_1 程度でも庵原土壌は6 mΩのECに達して塩害を起す状態にあるといえる。

ここにおける土壌溶液は、わずか、35cmH₂O (pF1.5)相当の毛管吸引圧からの抽出であることから、全吸引圧 (Total suction) の中で占める浸透吸引圧の割合はかなり大きい。蒸発散で土壌水の損失が進むと、土壌溶液の濃度は高まり、さらに、植物根の吸水作用に対する浸透吸引圧の影響は無視できないものとなろう。この種の影響は保水性の低い庵原土壌で顕著に現われ、富士火山灰土壌では少ないように思われる。

(4) 土壌溶液中の各種イオン濃度

図7~9には、施肥量の違いによる各種土壌のイオン濃度の推移を示す。

無肥区 f_0 のイオン濃度は、カチオンでは、NH₄-N が存在しないかわりに、アニオンとして NO₃-N のみが溶存する。庵原土壌は他の土壌よりも Ca, Mg 濃度が高い。

少肥区 f_1 では、施肥によって、Cl, SO₄ などのアニオン濃度が高まり、NH₄-N の硝酸化成による NO₃-N の急増が認められる。カチオンでは Ca の増加が目立ち、NH₄-N の減少は比較的小さい。

多肥区 f_2 のイオン濃度の変化は、ほぼ f_1 の場合に類似している。カチオンでは NH₄-N の減少が認められるが、一方、アニオンの NO₃-N の増加は予想よりも低く、多肥条件下では、硝酸化成が抑制されるようにみえる。しかし富士火山灰土壌の場合は、NH₄-N の硝酸化成は盛んで、経時的に NO₃-N の増加が大きい。

土壌中の NH₄-N と NO₃-N の分布割合は図10に示した通りである。土壌溶液中とは pF 1.5~3.2 までの土壌水中の N 含量を示し、土壌溶液中以外においての無機態 N とは、pF 3.2~7 までの土壌水中の溶解イオンと土粒子界面に吸着された N 含量の含量を表わす。

多肥区 f_2 の非火山灰土壌の無機態 N は、約90%は土壌中に保留され、外液中にわずか10%の N が溶存している。同様に火山灰土壌の場合は前者に比べてやや外液中の N が増加している。土壌中の大部分の無機態 N は NH₄-N であり、火山灰土壌で NO₃-N が経過日数とともに増加し、硝酸化成の進み易いことを示している。

一方、少肥区 f_1 の土壌中の N は、やや外液中の配分率が高まるが、それでも

70~80%の無機態 N は土壌中に分布している。しかし、土壌中の N の中で NO₃-N の割合が f_2 の場合より大きく、経過日数とともに硝酸化成が進行していることを示している。

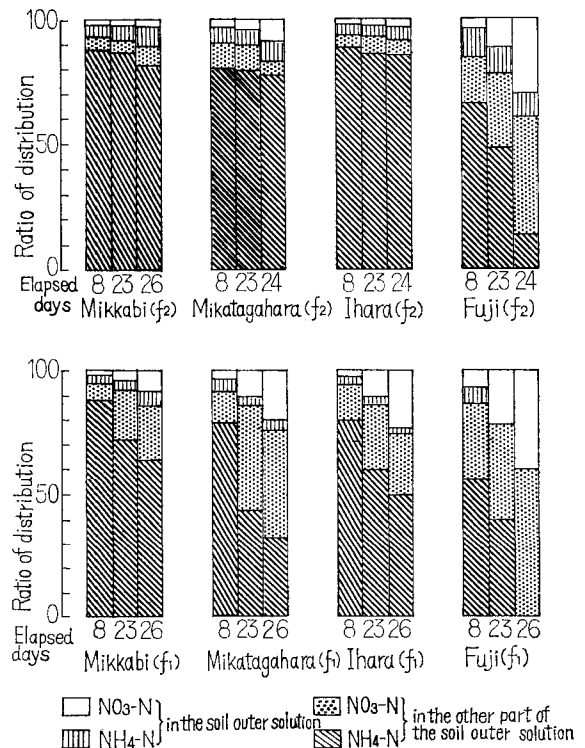


Fig. 10 Distribution of Ammonia and nitrate in the soil

図-10の土壌中の無機態Nの配分のうち、pF 3.2以上の難有効水分と非有効水分に溶存するN分と土粒子界面の取りこみ分がいくらかであるのかは不明である。各水分形態別のNの分布量がわかると、いわゆる土壌溶液中のNの分布状態がわかり、さらに硝酸化成のいとなまれる水分領域の予測も可能と思われる。

4 要 約

土壌タイプの異なる柑橘園土壌を用い、その理化学性と土壌溶液組成との関係を検討し、次の結果を得た。

(1) 非火山性土壌は比較的粘土分が多いにもかかわらず、比表面積は小さい。また粗粒質の土壌ほど仮比重は前者の約半分しかなく、比表面積は非常に大きい。

(2) 非火山性土壌の保水性は、火山灰土壌に比べて著るしく低い。容積当りの易有効水分量 (pF 1.5~3.0) と全水分量 (pF 1.5~7.0) はともに庵原土壌が最低で、ついで三ヶ日、三方ヶ原、富士土壌の順に増大する。庵原土壌は、弱結合水 (pF 4.2~6.2) の保持量も低く、溶質を溶かし得る水分の保持力は最も低い。

(3) 土壌溶液の電気伝導度は、各土壌の保水性と密接な関係があり、保水性が低い土壌ほど電気伝導度は高い。

(4) 電気伝導度から算出した浸透圧は、施肥によって著るしく増大し、植物の吸水に影響する2気圧以上の高

い値を示す。とくに、保水性が低く、塩基に富む庵原土壌で浸透圧が顕著に高まる。

(5) 土壌溶液の外液中のカチオンとアニオンの濃度比は、ほぼ1であり、アニオン量と電気伝導度の間には、高い正の相関がある。外液中のCa濃度は、K、Mgに比べて高く、CaよりもNH₄-N濃度の高い土壌がみられた。

(6) 土壌中のNH₄-Nの硝酸化成は、孔隙に富む火山性土壌の方が非火山灰土壌よりも旺盛であり、多肥条件下では硝酸化成が抑制される傾向が認められる。

謝辞：この報告は農業技術研究所化学部土壌第一科土壌物理研究室で研修中におこなったものである。本研究を行うにあたり、ご指導とご便宜をいただいた寺沢四郎室長、岩田進午主任研究官に深く感謝の意を表します。

文 献

- 1) 土壌物理性測定法委員会：土壌物理性測定法，養賢堂(1972)
- 2) 鈴木鉄男・金子衛：園学雑，32，99(1970)
- 3) 寺沢四郎：農技研報，B，13，1(1963)
- 4) 吉村不二男：高知大学学術報告，12，自然科学II：11~19(1963)
- 5) 吉村不二男・木原日奈：農乃園，41，351(1966)

火山灰土壌下層土の分散性

矢 沢 正 士*

Studies on the Dispersion and Flocculation Properties of Volcanic Ash Subsoils

Masao YAZAWA

Faculty of Agriculture, Hokkaido University

Summary The dispersion and flocculation properties of volcanic ash subsoils was examined with attention to the pH of dispersion medium and the electric charges carried by soil particles.

The results are as follows:

1. According to the experiments on the effectivity of several dispersion agents or dispersion treatments which has been proposed up to now, the alkaline dispersion using 1N-NaOH or 0.4N-Na-hexa metaphosphate was comparatively effective.
2. From the relationships between the pH of dispersion medium and the dispersion ratio of clay fraction concerning the original soils, Na-soils and the soils treated with 0.2N-HCl, the tested volcanic ash subsoils were divided into three groups.
3. It was clarified that the three groups above mentioned which have different dispersion type are dependant on the iso-electric point of soil particles and the content of gibbsite.
4. Through the results above, the experimental steps capable to disperse chemically a certain kind of the volcanic ash subsoils were proposed.

I はじめに

粘土質土壌の粒度試験を行う場合、その懸濁液が安定な分散状態を保ちうるかどうかが決定的に重要である。とくに火山灰土壌では分散が一般に困難であり、これまでに酸性分散法¹⁾やカルゴンをを用いる方法²⁾が推奨されているようである。しかしこれらの方法がすべての火山灰土壌に対して有効であるかというのと必ずしもそうではないようであり、試料により最も有効な方法は異なっている場合が見受けられる。この原因としては、一口に火山灰土壌といっても、その母材や風化程度により、構成土粒子の性格が多様性を有しているためと考えられる。したがって火山灰土壌の分散性をより正確に把握するためには、構成土粒子の特性と懸濁液の分散反応の関係を明確にしておく必要があると思われる。

本報告では、上記の観点に基づいて、とくに火山灰土壌下層土の分散性について、分散媒の水素イオン濃度(pH)と土粒子の荷電特性に注目して、どのような性格の試料ではどのような分散反応を示すのかを検討して

た。またその結果から、火山灰土壌下層土に対するできるだけ routine な分散方法の手順を提案してみた。

II 供試土と実験方法

1 供試土

供試土として、北海道内の火山灰土壌の下層土(B層およびC層)5点と、比較のため沖積土壌の下層土1点を用いた。各試料の概要を、表一に示す。

この実験で用いた火山灰土壌の下層土は、そのタイ積年代はいずれもかなり古く、いわゆる古期火山灰に属するものである。分散性や荷電特性に大きな影響をおよぼしていると思われる各試料の構成粘土鉱物について、無処理粘土と脱鉄粘土を用いてX線回折により判定してみた。無処理の粘土を供試した場合には、まず沖積土の北大Bで典型的なモンモリロナイトが認められている。一方、火山灰起源の試料では、月寒Cでハロイサイトと思われる10Å 鉱物が認められたが、それ以外の試料ではいずれも明瞭な回折ピークが検出されず、一応、非晶質(アロフェン)が主体であると判定した。ただしこれらの試料でも、脱鉄処理を行った粘土では、非膨脹性14Å 鉱物(Al-パーミキュライトと思われる)を中心として

* 北海道大学農学部

表一 供 試 土 の 概 要

項目 試料	成因	粒度組成* %			有機物 %	置換性カチオン me/100g					0.2N-HCl 可溶 R ₂ O ₃ %	粘土の X線回折結果			
		砂**	シルト**	粘土**		Ca	Mg	K	Na	計		無	処	理	脱
西舎C	火山灰	30.0	33.9	36.1	1.9	1.8	0.4	0.7	0.4	3.3	2.5	非	晶	質	14Å > 7Å > 10Å (非膨張性)
上大成B	"	7.0	42.1	50.9	6.3	0.8	0.8	0.2	0.2	2.0	3.2	"	"	14Å > 10Å > 7Å (非膨張性)	
月寒B	"	30.3	36.7	33.0	2.6	6.5	0.8	0.7	0.5	8.5	1.8	"	"	14Å > 10Å > 7Å (非膨張性)	
月寒C	"	28.1	36.6	35.3	0.8	7.7	1.2	1.2	0.8	10.9	1.3	10Å	(ハロイサイト)	10Å >> 14Å > 7Å (ハロイサイト)	
函館C	"	35.5	37.8	26.7	2.4	3.7	0.8	0.2	0.3	5.0	2.2	非	晶	質	14Å > 10Å > 7Å (非膨張性)
北大B	沖積	8.4	51.4	40.2	1.6	28.8	7.0	3.1	0.4	39.3	1.2	14Å >> 7Å > 10Å	(モンモリロナイト)	同	左

* 実験結果で述べられる種々の分散実験において、分散粘土量が最も高い結果（最高分散）を得たときの値を示す。

** 粒径区分は国際法による。

7Å, 10Å 鉱物のピークも検出されたので、結晶性の粘土鉱物もある程度含まれているとみなされる。

以上の6試料について、分散性の実験と土粒子の荷電特性の実験を行ったが、いずれの場合も、有機物を除去するための H₂O₂ 処理や、脱鉄処理などの操作はとくに行わず、生土を2mmフルイに通過させてそのまま供試した。H₂O₂ 処理を省略したのは、この操作が比較的時間を要するものであり、routine work としての粒度試験の意義を考えた場合、有機物含量の少ない下層土については H₂O₂ 処理を省略してもかまわないと考えたからである。

2 実験方法

(1) 分散性実験

ここで行った粘土の分散性の実験では、懸濁液中の土粒子濃度をすべて2%（乾土20gを蒸溜水・分散剤を含めて1000mlとする）とし、ピペット法により分散粘土量を測定した。懸濁液の pH と粘土の分散反応の実験における pH の調節は、1N-HCl と 1N-NaOH を用いて行い、pH 2から12の範囲内において、0.5 または 1.0 の pH 幅で連続的に pH を変化させた懸濁液を作製した。またすべての分散性実験において、物理的分散処理方法としては、JIS で用いられているプロペラかくはん³⁾ のみに統一して行った。

(2) 土粒子の荷電実験 土粒子の負荷電（CEC）と正荷電（AEC）を、Schofield 法⁴⁾を基本とする Wada et al⁵⁾ の用いた方法に準じて測定した。この場合、pH と分散反応の実験と対応させるため、やはり pH 2から12の間の数点の pH の値を有する NaCl 溶液を吸着塩溶液として用い、吸着された Na⁺ と Cl⁻ を常法により測

定し、CECとAECを求めた。

III 実験結果

1 各種分散剤（分散処理）の効果

まず各供試土が、従来提案されている幾つのか分散剤あるいは分散処理方法のどの方法で良好な分散状態を示すのかを検討したのが、表一2である。

表一2 各種分散方法による粘土の分散率

試料	方法					
	JIS法	カルゴン法	酸性分散法	0.2N-HCl 処理法	中性塩法	無処理
	%	%	%	%	%	%
西舎C	81.2	84.1	75.9	11.9	0.6	0
上大成B	70.3	64.1	0	3.2	61.8	0
月寒B	25.0	25.9	0	100	0	0
月寒C	83.8	77.6	0	100	9.6	0
函館C	87.9	78.4	0.9	90.3	83.5	74.5
北大B	90.3	92.9	3.4	94.5	97.3	94.6

表一2では、分散効果の相対的表示として分散率を用いたが、これは表一1の最高分散時の粘土量に対する各分散方法で得られた粘土量の比率を示している。

ここで用いた分散剤あるいは分散処理の概要は、次の如くである。

① JIS 法³⁾：ケイ酸ナトリウム溶液を用いるのではなく、簡易法としての 1N-NaOH 溶液 10ml を添加する方法で、この場合の懸濁液の pH は 11 前後の値を示す。

② カルゴン法²⁾：0.4N-ヘキサメタ燐酸 ソード50ml を添加する方法で、この場合の懸濁液の pH は 8 前後の値を示す。

③ **酸性分散法**：関東ロームなどで有効であることが報告されている方法¹⁾で、1N-HCl 溶液を添加して懸濁液の pH をここでは3.5に調節。

④ **0.2 N-HCl 処理法**：Robinson 法⁶⁾の一部を用いるもので、0.2N-HCl 溶液中で供試土をしんとうし、溶出してくる R₂O₃ を水洗で除去する。水洗後の懸濁液の pH は3から4の間を示す。

⑤ **中性塩法**：筆者らが用いている方法⁷⁾、1N-NaCl 溶液中で供試土をしんとうし、土粒子の吸着カチオンを1価の Na⁺ で置換したのち、水洗により電解質濃度を低下させる方法。

⑥ **無処理**：化学的な分散剤あるいは分散処理は一切用いず、前述した物理的分散処理のみを行う方法。

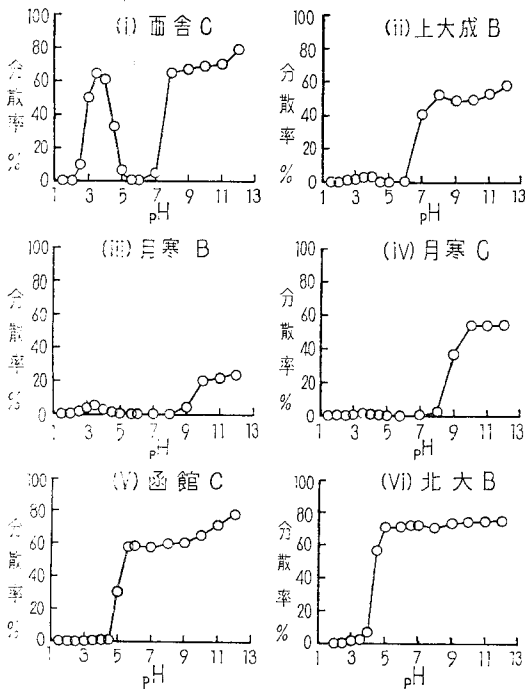
これらの6方法を、分散媒の pH のみに着目して分類するならば、①と②はアルカリ性側での分散法、③と④は酸性側での分散法、⑤と⑥は弱酸性から中性における分散法となる。

表一2の結果から、各分散剤あるいは分散処理方法の相対的な分散効果を判定してみる。まず、全試料的にもっとも分散効果が認められるのは、JIS法とカルゴン法のアルカリ性側での分散法であり、月寒Bを除いてほぼ安定な分散状態が得られている。つぎに有効なのは、0.2N-HCl 処理法であり、西舎Cと上大成Bを除いた4試料ではかなり高い分散率の値が得られている。つづ

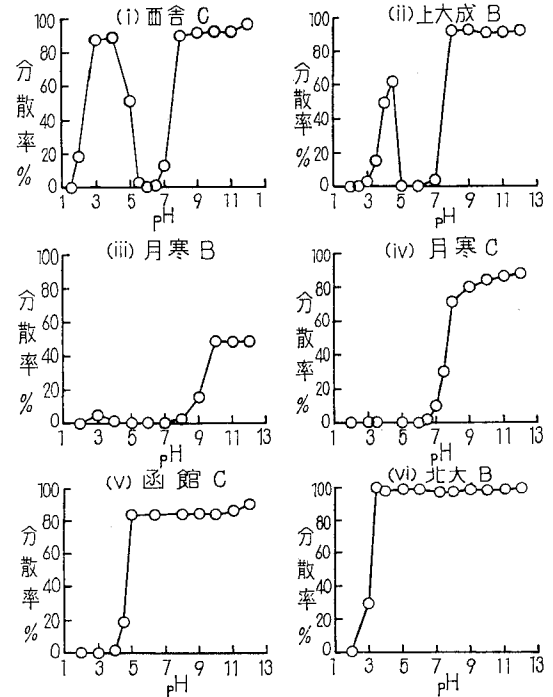
いて中性塩法・無処理があり、1N-HCl で pH を 3.5に調節する酸性分散法は、西舎Cで分散状態が得られているのを除くとほとんどが凝集状態を示し、もっとも分散効果は低くなっている。

ここで問題になるのは、同じ酸性側での分散法であるのに、0.2N-HCl 処理法と酸性分散法では、とくに月寒B・月寒C両試料において明らかなように、その有効性において顕著な差異を生じていることである。この原因として考えられるは、処理の過程で水洗が含まれているか否かがあげられる。すなわち、0.2N-HCl 処理法では水洗が含まれているので、溶出した Al³⁺ や Fe³⁺ は除去され、かつ表一1に示される置換性カチオンもほぼ H⁺ のみに置換されたと考えられる。これに対して、酸性分散法では水洗が含まれないので、溶出した Al³⁺ や Fe³⁺ さらに置換性カチオンも混在することになり、これらの存在が、懸濁液を凝集させる方向に作用したと考えられる。

一方、各供試土別の分散性の難易を判定してみると、非火山灰土の北大Bはやはり最も分散が容易であり、酸性分散法以外のすべての分散方法で安定な分散状態が得られている。火山灰試料中では、函館Cが最も分散が容易であり、非火山灰土の北大Bとほぼ同様の傾向を示している。つづいて、西舎C、上大成B、月寒Cの3試料があり、3種の分散方法について分散状態が得られてい



図一1 原土の pH 分散反応



図一2 Na 土の pH 分散反応

る。もっとも分散が困難なのは、月寒Bであり、0.2N-HCl 処理法以外の分散方法ではほとんど安定な分散状態は得られていない。

以上のように、各試料に対するおのおのの分散剤あるいは分散処理方法の有効性は、比較的効果の大きいアルカリ性側での分散方法を除くとかなり異なっており、とくに酸性から中性条件における懸濁液の pH と分散性の関係をより明確にする必要がある。

2 懸濁液の pH・分散反応

図一に、各試料の原土（後述するNa土や0.2N-HCl 処理土と区別するために用いたものであり、無処理土を意味する）について得られた懸濁液の pH と粘土の分散率の関係を示す。

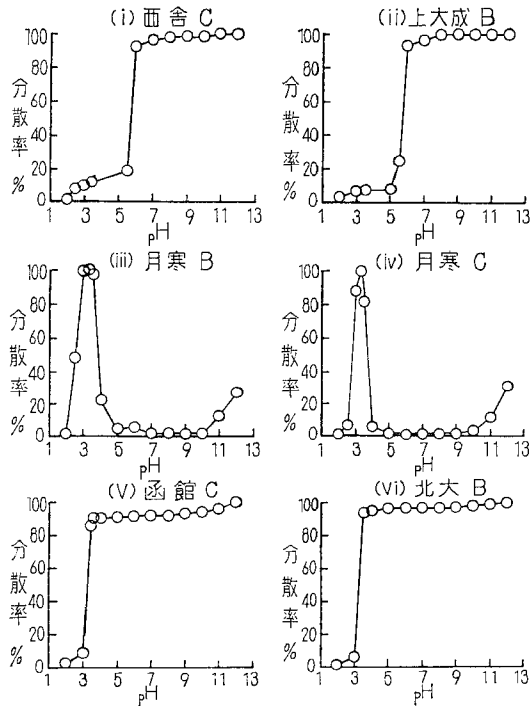
図一から、原土の pH・分散反応のタイプを試料別に検討すると、基本的には表一の内容とほぼ同じ結果が得られている。すなわち、(i)pH 3.0から4.5の酸性領域と pH 8 以上のアルカリ性領域の両方で分散状態を示す試料……西舎C、(ii)中性から pH 9 ないし10以上のアルカリ性領域でほぼ分散状態を示す試料……上大成B、月寒B、月寒C、(iii)pH 4~5.5 以上のすべて pH 領域で分散状態を示す試料……函館C、北大B。

ところで原土の場合には、表一の置換性カチオンをみてもわかるように、吸着カチオンは不均一であり、とくに2価カチオンである Ca^{++} が多く吸着されているこ

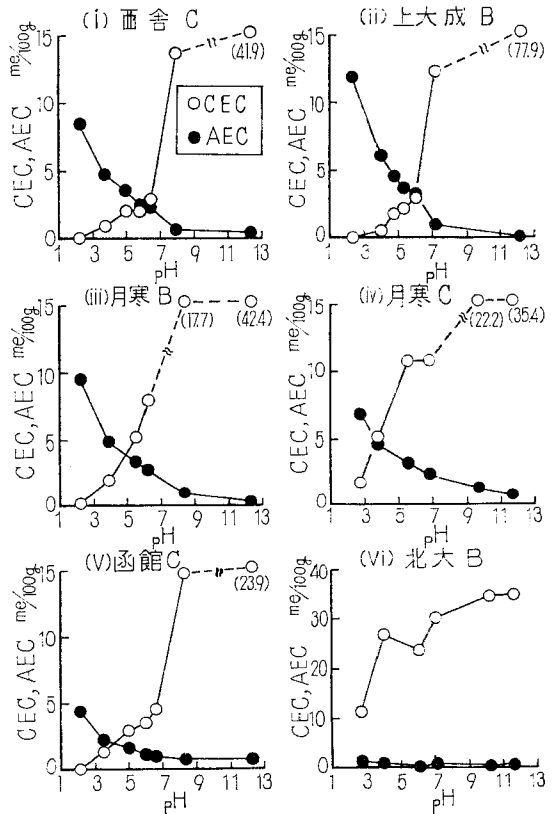
ともあって、これらの吸着カチオン組成の影響が pH・分散反応に対しても微妙な影響をおよぼしていると考えられる。そこで pH 以外の条件をできるだけ単純化するため、原土の吸着カチオンを1価の Na^+ のみで置換した単一カチオン吸着土としての Na 土の pH と分散率の関係を示したのが、図一2である。

図一2によれば、Na 土にすることにより、図一1の原土の pH・分散反応と比較して、各試料の分散率の値が上昇してより安定な分散状態が得られていること、上大成Bにおいて、pH 8 以上のアルカリ性領域で分散状態が得られているほかに、pH 3.5から4.5の間の酸性側でも分散状態が得られ、丁度西舎Cの場合と同様の結果が得られたことの2点を除いては、ほぼ原土の結果に一致している。したがって Na 土の pH・分散反応のタイプをまとめると、(i)pH 3から4.5の間の酸性領域と、pH 8 以上のアルカリ性領域で分散状態を示し、中性付近では凝集状態を示す試料……西舎C、上大成B、(ii)pH 8 ないし10以上のアルカリ性領域でのみ分散する試料……月寒B、月寒C、(iii)pH 3.5ないし5 以上のすべての pH 領域で分散する試料……函館C、北大B。

つぎに、表一において、0.2N-HCl 処理法が、J 1



図一3 0.2N-HCl 処理土の pH・分散反応



図一4 pH・荷電曲線

S法やカルゴン法のアルカリ性側での分散方法について分散効果の大きいことを示したが、そのときの懸濁液の pH は、水洗したのみであるのでほぼ 3 から 4 の間にあった。この場合、0.2N-HCl 処理後の懸濁液についても、原土や Na 土の場合と同じくより広範な pH の調節を行い、その pH・分散反応をみたのが図-3 である。

図-3 によると、0.2N-HCl 処理後の懸濁液の pH 調節により、すべての試料はどこかの pH 領域で、その分散率が 100% を示す完全分散状態が得られており、やはりこの方法の分散効果が大きいことは明らかである。しかしその分散状態を示す pH 領域、すなわち pH・分散反応の形態は、やはり試料により異なり、かつ前述した原土や Na 土の場合と比べてかなり変化する傾向がある。すなわち、(i) pH 6 以上のすべての pH 領域で安定な分散状態を示す試料……西舎 C、上大成 B、(ii) pH 3 から 4 の間のきわめて限られた pH 領域でのみ安定な分散状態を示す試料……月寒 B、月寒 C、(iii) pH 3.5 以上のすべての pH 領域で安定な分散状態を示す試料……函館 C、北大 B。

以上の 3 種の pH・分散反応の結果から、今回供試した火山灰土壌下層土を、その分散・凝集挙動の面から分類すると、(i)西舎 C・上大成 B、(ii)月寒 B・月寒 C、(iii)函館 C の 3 グループに類別され、このうち (iii) の函館 C が非火山灰土壌の性格に最も近い材料である。

3 土粒子の荷電特性

前項までに、今回供試した火山灰土壌下層土は、その pH・分散反応からみて 3 つのタイプに分けられることを述べた。ここではそのようなタイプが、土壌の有するどのような性質に関連しているのかを検討するため、懸濁液の分散・凝集挙動にもっとも鋭敏な影響を与えていると思われる土粒子の荷電特性について実験を行った。図-4 に、吸着塩溶液の pH を変えて測定したさいに得られる CEC と AEC の変化曲線、すなわち各供試土の pH・荷電曲線を示す。

図-4 をみると、まず火山灰土壌下層土の 5 試料と非火山灰の北大 B の間には、その pH・荷電曲線の形態において明らかな差異が存在することが認められる。すなわち、火山灰土壌下層土の各試料は、低 pH 領域では AEC (正荷電) が卓越し、高 pH 領域では CEC (負荷電) が卓越しているため、その途中に CEC と AEC がまったく等しくなる点、すなわち等荷電点の pH が存在している。一方、非火山灰の北大 B では、今回測定したすべての pH 領域において CEC が卓越し、AEC は溶液の pH にかかわらずきわめて小さくかつほとんど変化を示さない (1.2me/100g 以下) ので、等荷電点の存在は認められず、負荷電が圧倒的に優勢であるのが特徴で

ある。

火山灰試料間の荷電特性の差異は、等荷電点の pH の値において現われ、西舎 C と上大成 B ではいずれもほぼ pH 6.1 であり、最も高い値を有している。月寒 B の等荷電点は pH 4.9、月寒 C では pH 3.6、函館 C では pH 4.1 であり、いずれも前 2 試料よりは小さい値を有している。

つぎに、前項で 0.2N-HCl 処理土の pH・分散反応は、原土あるいは Na 土のそれと比べてかなり変化することを示したが、この場合、0.2N-HCl 処理に伴い、土粒子の荷電特性も変化していることが予想される。そこで、西舎 C と月寒 B の 2 試料について、0.2N-HCl 処理土の pH・荷電曲線を求めたのが図-5 である。

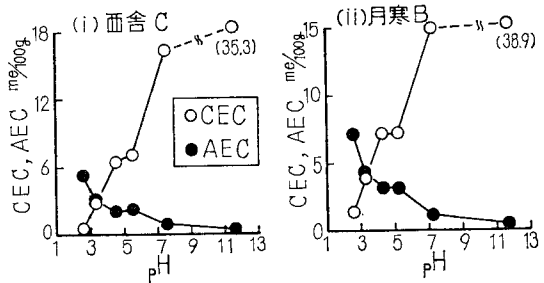


図-5 0.2N-HCl 処理土の pH・荷電曲線

図-5 において、両試料とも、低 pH 領域では AEC、高 pH 領域では CEC がそれぞれ卓越し、等荷電点の pH も存在しているので、基本的には火山灰試料としての性格をなお有している。しかし、その等荷電点の pH をみると、両試料ともほぼ 3.4 の値を示し、原土の等荷電点の pH が西舎 C で 6.1、月寒 B では 4.9 であったのと比較して、かなりの低下を示している。0.2N-HCl 処理により溶出してくる R_2O_3 量は、表-1 に示されているように、すべての試料で 1% から 3.5% の範囲内の値を有しているが、この程度の溶出量のわりには、その土粒子の荷電特性への影響はかなり大きいことが理解される。

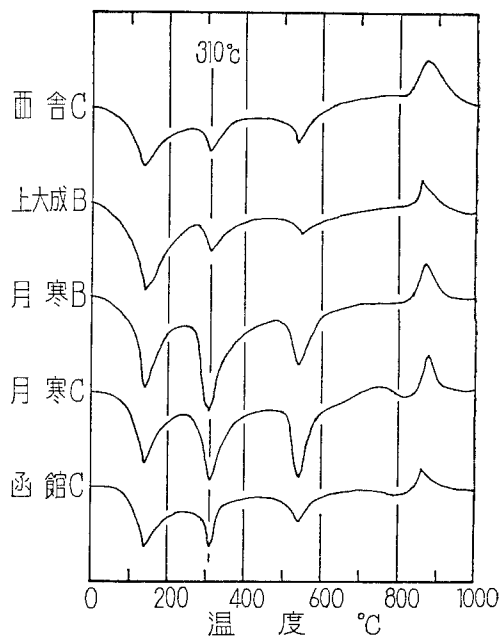
IV 考察

前節で得られた火山灰土壌下層土の懸濁液の pH・分散反応のタイプと土粒子の荷電特性を関連づけてみると、どうやら pH・荷電曲線における等荷電点の pH の大小が、分散反応のタイプと密接に関連しているように見受けられる。たとえば、Na 土の pH・分散反応において、酸性側とアルカリ側の両域で分散状態の得られた西舎 C と上大成 B の等荷電点の pH はいずれも 6.1 であったが、この等荷電点近傍の pH 領域では、両試料とも完全な凝集状態を示している。これは正負両イオンの拡散二重層の重なり合いによるものであろう。しかし等荷電点の

pH から離れ、正負どちらかの荷電がある程度優勢になると、その優勢な符号のイオンの拡散二重層の反発力により、懸濁液は安定な分散状態を示すようになると考えられる。また、非火山灰の北大Bと同じような挙動を示した函館Cの場合にも、その等荷電点の pH である 4.1 近傍、およびそれ以下の pH 領域では凝集状態を示すが、等荷電点から離れて pH 5 以上になり、負荷電がある程度優勢になった段階でやはり分散状態が得られている。さらに、月寒Bと月寒Cを除いた 0.2N-HCl 処理土の pH・分散反応は、そのすべてが、非火山灰土類似の函館Cのタイプに移行しているが、この場合も、西舎Cの等荷電点の pH が 0.2N-HCl 処理により、6.1 から 3.4 に低下している事実から理解されるように、その等荷電点の pH の変化に対応しているとみなすことができる。

以上のように、少なくとも月寒Bと月寒Cを除いた各試料の pH・分散反応は、その土粒子の有する等荷電点の pH の大小により理解することがほぼ可能である。しかし、月寒Bと月寒Cに関しては、原土や Na 土の分散反応のみならず 0.2N-HCl 処理土についても、その等荷電点の pH から予想されるような分散反応は示さず、pH・荷電特性には現われない何らかの凝集要因の存在することが推定される。そこで月寒Bと月寒Cの両試料の、他の試料とは異なる特徴的な性質を表一から検討してみる。まず置換性カチオンについてであるが、これら両試料の置換性カチオンの総量が、他の火山灰試料と比べてやや多くなっていることが認められる。また粘土鉱物については、とくに月寒Cでは、前述したようにハロサイトと思われる 10\AA のピークが顕著に存在しているのが特徴的である。これらの事実、および両試料の等荷電点の pH が比較的小さい値を示していることから考えて、月寒B・月寒Cの両試料は少なくとも西舎Cや上大成Bと比べて、ある程度風化の進んだ状態の火山灰土壌であることが推定される。菅野⁸⁾は、火山灰土壌の風化過程の一つとして、アロフェンからギブサイト・カオリン鉱物(加水ハロサイト)の生成過程が存在することを示しているが、上述した両試料の特徴から考えて、月寒Bおよびとくに月寒Cでは、この風化過程が進行していることが予想される。もしこのような風化過程が進行しているのであれば、当然、ギブサイトもある程度含まれていることになる。そこで、各火山灰試料中にギブサイトが含まれているのかどうかを検討するため、無処理粘土を用いて示差熱分析を行ったが、その結果を図一6に示す。

図一6において、ギブサイトの特徴的な反応ピークである 310°C 前後の吸熱ピークは、供試したすべての火山



図一6 粘土の DTA 曲線

灰試料について認められているのであるが、そのピーク深さ(または面積)から、各試料中に含まれるギブサイトの相対的多少を比較すると、月寒B > 月寒C > 函館C > 上大成B > 西舎Cの関係が得られている。したがって、上述した風化過程が月寒B・月寒C両試料において実際に進行していることが確認されたと考えられる。また同時に、多量のギブサイトの存在が、月寒B・月寒C両試料の pH・分散反応を特異的にしている一因であることも、定性的には推定することは可能である。ギブサイトを含む火山灰土壌の分散が最も困難であることは、宮沢⁹⁾によっても述べられているところである。しかしその機構的な面については現時点では明らかではなく、ギブサイトの荷電特性をも含めて今後の検討課題である。

以上の実験結果ならびに考察から、火山灰土壌下層土の分散性は、土粒子の有する等荷電点の pH、およびギブサイトの混入割合に依存していることがある程度明らかとなった。しかし、routine work としての粒度試験の意義を考えた場合、あらかじめ供試土の等荷電点の pH やギブサイトの存在を知ることは、その時間的制約から考えて不可能に近い。したがって、ここでは本研究で得られた内容を踏まえたうえで、本研究に用いた試料に類似した(比較的タイ積年代の古い)火山灰土壌下層土について適用しようと思われる化学的な分散処理方法の手順を提案してみたい。すなわち、①、まず原土のアルカリ性側での分散方法を適用してみる(この際、本実験で用

いた J I S 法が、その簡便さからみてカルゴン法より有効である)。②、①で分散状態の得られない場合、およびより完全な分散状態を得たい場合には、ただちに 0.2 N-HCl 処理法を用いる(水洗のみにとどめる)。③、②でも分散状態の得られない場合には、0.2 N-HCl 処理後の懸濁液に 1 N-NaOH を適量加えて、その pH をアルカリ性に調節する。以上の 3 段階の手順のどれかで、対象とする火山灰土壌下層土はほぼ安定な分散状態が得られると思われるが、このうちの③の部分は、菅野の用いた方法⁶⁾や、伊藤¹⁰⁾の提案した分散方法の一部に合致している。

最後に、火山灰土壌の分散に対して従来からその有効性が確認されてきた酸性分散法の意義について言及してみたい。今回の実験で用いた試料のなかでは、西舎 C のみが酸性分散法により良好な分散状態を示していることはすでに述べた。他の試料と比べた場合、この西舎 C の特徴的性格を振り返ってみると、等荷電点の pH がもっとも高い試料の 1 つであり、かつギブサイトの含量がもっとも少ないことである。このことは西舎 C の粘土部分が、今回用いた試料のなかでは、純粋アロフェンの性質にもっとも近い試料であることを意味していると考えられる。したがって、本研究では用いなかったのであるが、主としてタイ積年代の比較的新しい火山灰土壌の下層土(このような試料の粘土部分は、アロフェンからギブサイトや他の結晶性粘土鉱物への風化がほとんど認められず、典型的なアロフェン土と考えられる)については、①の段階で酸性分散法を用いても、アルカリ性側での分散に匹敵するだけの有効性を有しているであろうことは十分に期待される。

V 要約

火山灰土壌下層土の分散性について、構成土粒子の特性と懸濁液の分散反応の関係を明らかにするため、主として分散媒の pH と土粒子の荷電特性に注目して検討を行った。得られた結果は、次のように要約される。

(1) 従来提案されている幾つかの分散剤(分散処理)の相対的有効性を検討してみると、J I S 法およびカルゴン法のアルカリ性側での分散が比較的有效であった。

(2) 原土、Na 土、0.2 N-HCl 処理土の 3 種の pH ・分散反応から、今回供試した試料は 3 つのグループに分類された。

(3) 上記の各グループの示す分散タイプは、土粒子の pH ・荷電曲線における等荷電点の pH の大小、ならびに構成土粒子中に含まれるギブサイトの混入割合に依存していることが推定された。

(4) 以上の結果を踏まえて、比較的タイ積年代の古い火山灰土壌下層土に適用可能と考えられる化学的分散処理方法の手順を提案した。

謝辞、本研究の実験の一部を担当した北海道大学農学部土質改善学教室専攻生の小野久昭君(現山梨県庁)に謝意を表す。

引用文献

- 1) 多田敦・山崎不二夫：関東ロームの粒度分析，農土研別冊 5，17～23 (1963)
- 2) 土壌物理性測定法委員会編：土壌物理性測定法，65～71，養賢堂 (1972)
- 3) 土質工学会編：土質試験法，67～87，土質工学会 (1970)
- 4) Schofield, R. K.: Effect of pH on Electric Charges carried by Clay Particles, *J. Soil Sci.* 1, pp. 1～8 (1949)
- 5) Wada, K. & Harada, Y.: Effect of Salt Concentration and Cation Species on the measured Cation - Exchange Capacities of Soils and Clays, *Proc. Int. Clay Conf.* 1, pp. 561～571 (1969)
- 6) 菅野一郎：日本火山灰土に関する研究(第 5 報) 機械的分析法について，九州農試彙報 2，235～249 (1954)
- 7) 矢沢正士：粘土質土壌の分散凝集挙動，農土論集 63，23～28 (1976)
- 8) 菅野一郎編：日本の土壌型，76～77，農文協 (1977)
- 9) 宮沢数雄：火山灰土壌(アンド土壌)の粘土鉱物組成に関する研究，農技研報告 B-17, p. 7 (1966)
- 10) 伊藤実：粒度試験法に関する研究，農土論集 25, 1～7 (1968)

初期含水比が土の液性、塑性限界に及ぼす影響

—土の塑性に関する研究(1)—

相 馬 尅 之*

Studies on the Relationship between Atterberg Limits and Initial Water Content of Soil

—Studies on Soil Plasticity (1)—

Katsuyuki SOMA

Faculty of Agriculture, Hokkaido University

Summary The author studied the effect of air-drying on Atterberg limits. The results obtained are summarized as follows;

(1) Liquid limit and plastic limit of soils vary with initial water content. In the first, both limits are constant in spite of initial water content of soils, then these limits decrease with initial water content (Fig. 1, 2).

(2) The decrease in liquid limit on air-drying is larger than in plastic limit. This is remarkable in volcanic ash soils, especially in organo-volcanic ash soils (Fig. 5).

(3) The decreasing point of liquid limit is higher water content than that of plastic limit (Fig. 5). The author previously defined the former as the critical point of initial water content, and in this paper defines the latter as the second critical point of initial water content.

(4) Plasticity index of soils varies with initial water content. In the first, plasticity index is constant in spite of initial water content. In the second, plasticity index decreases sharply with initial water content. In the third, plasticity index decreases again, or is constant with initial water content (Fig. 9). The turning-points changing plasticity index are the critical point of initial water content and the second critical point of initial water content respectively.

(5) The critical point of initial water content is equivalent to about pF 4.1 (Fig. 14), and the second critical point of initial water content is equivalent to about pF 4.7 (Fig. 15).

(6) The critical point of initial water content, and plastic limit of fresh samples correspond to the turning-point of shrinkage curve. And the second critical point of initial water content corresponds to the turning-point of saturation degree in the stage of residual shrinkage (Fig. 16).

1 はじめに

土の物理性とくに塑性挙動は、その土の含水量によって変化する。とくに、土の物理性測定の際の試験前含水比である初期含水比は、その土の乾燥前歴と関係し、塑性挙動に大きな影響を与える。この現象は自然含水比が高い火山灰土、とくに有機質火山灰土で著しい¹⁾²⁾³⁾。

筆者は先に⁴⁾⁵⁾、土の理工学性において重要な指数特性である液性限界をとりあげ、液性限界がその土の初期含水比により変化することを明らかにした。すなわち初期含水比が限界初期含水比⁴⁾より高い場合には、初期含水比の低下に対して液性限界は一定であるが、初期含水比が限界初期含水比より低くなると、初期含水比の低下と共に液性限界が減少していく。また、この液性限界の

減少は、液性限界に関与する土粒子としての流動単位が乾燥により粗粒化し、比表面積が減少して粒子間力が小さくなることに起因する。

液性限界が試料の初期含水比により変化するように、塑性限界もまた初期含水比によって変化する。

従来、乾燥による塑性限界の変化については、液性限界の変化と対応して同じ変曲点含水比を有すると報告されている⁶⁾⁷⁾⁸⁾。しかし、筆者は有機質火山灰土およびその下層土、重粘土、沖積土を用いての液性限界と塑性限界の試験結果から、乾燥による液性限界の低下は塑性限界の低下より高い初期含水比で生じるという従来とは異なる知見が得られたのでここに報告する。

2 供試土および実験方法

(1) 供試土

実験に用いた土は、有機質火山灰土である落部上層、

* 北海道大学農学部

西舎上層, 西土幌第1層(以下西土幌Lと呼ぶ)および第2層(以下西土幌Hと呼ぶ)と火山灰下層土の落部下層と西舎下層, さらに重粘土の浜頓別第3層と沖積土の北大A層の8種類である。

供試土はすべて2mmフルイ通過部分を用いた。

供試土の特性を表一に示す。

(2) 実験方法

液性限界, 塑性限界試験……自然含水比の試料を数段階の水分状態に風乾し, 各乾燥段階(この時の含水比を初期含水比とする⁴⁾)の試料を用いてJIS法に準じて試験を行なった。

収縮試験……生土⁴⁾を液性限界状態に練り返し, その練り返し土を直径5cm, 高さ1.5cmのステンレスシャーレに充テンして恒温恒湿条件下(20℃, 相対湿度65%)で乾燥し, 各乾燥段階で体積を測定した。体積測定は遊動顕微鏡とハイトゲージにより行なった。

pF水分試験……生土を液性限界状態に練り返し, それを直径3cm, 高さ1cmのアクリルリングに充テンして加圧板法により試験を行なった。また硫酸水溶液による蒸気圧法を行ない, 両方のpF水分曲線を連続させた。試験は室温20℃の恒温室で行なった。

3 実験結果および考察

(1) 初期含水比と液性限界および塑性限界の関係

乾燥による液性限界(L.L.)の変化を図一1に, また塑性限界(P.L.)の変化を図一2に示す。

図一1, 2によると, 乾燥によるL.L.およびP.L.の変化の形態は同じで, ともに変曲点含水比を有する。筆者は先に, L.L.の場合の変曲点含水比を限界初期含水比と呼んだ⁴⁾が, ここでP.L.の場合の変曲点含水比を第2限界初期含水比と呼ぶことにする。すなわち, 初期含水比が限界初期含水比あるいは第2限界初期含水比より高い場合には, L.L.およびP.L.は一定の値を示し, 初期含水比が限界初期含水比あるいは第2限界初期含水比より低くなると, 初期含水比の低下とともにL.L.およびP.L.は低下していく。

重粘土や沖積土などの非火山灰土に比べて, 火山灰土は乾燥によるL.L.およびP.L.の低下量が大きく, とくに有機質火山灰土に著しい。またL.L.の低下量はP.L.の低下量に比べて非常に大きい。

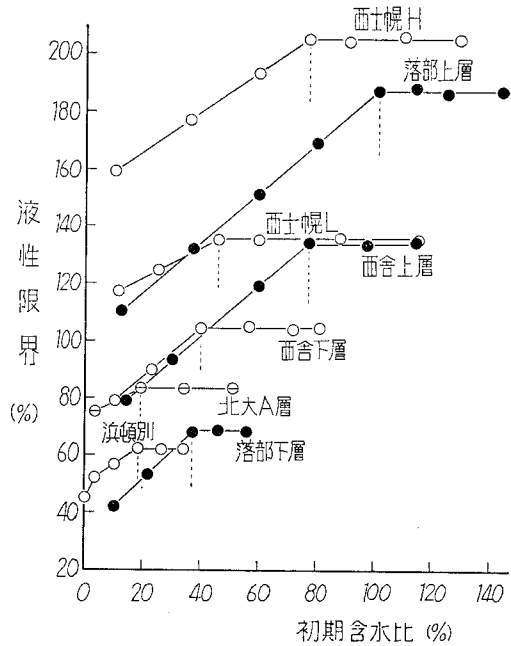
L.L.およびP.L.は土の腐植含量によっても変化するが¹⁾²⁾³⁾⁹⁾¹⁰⁾, 供試土について, 腐植含量と生土のL.L.およびP.L.の関係を示すと図一3, 4のようになる。

すなわち, 腐植含量の増加にともないL.L.およびP.L.は増加するが, L.L.の方が増加の程度は大きい。腐植は土粒子表面積を増加させる機能を有し, 腐植含量の増加に伴って土粒子表面積は増加する³⁾。これ

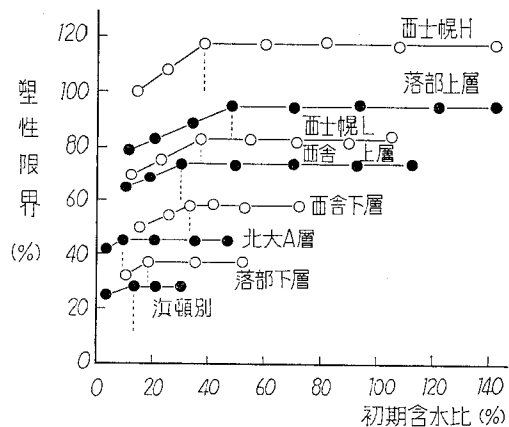
表一 供試土の特性

供試土	自然	自然状態	真比重	腐植含	粒度組成(%)		
	含水比	の乾燥			砂	シルト	粘土
(%)	度(g/cm ³)	量	(%)				
落部下層	147	0.39	2.23	29	49	33	18
落部下層	56	0.87	2.73	2	52	24	24
西舎上層	109	0.56	2.33	26	30	39	31
西舎下層	82	0.75	2.70	4	28	62	10
西土幌L	98	0.68	2.33	25	52	32	16
西土幌H	159	0.41	2.20	37	34	48	18
浜頓別	33	1.35	2.63	4	16	40	44
北大A層	45	1.08	2.50	11	60	25	15

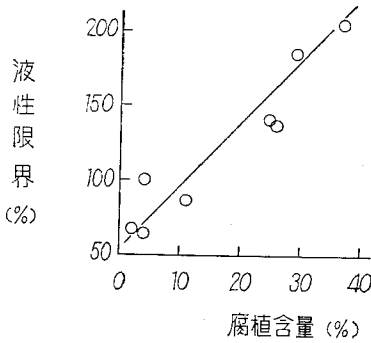
(備考) 腐植含量は重クロム酸法により測定した。



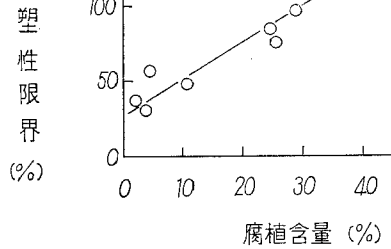
図一1 初期含水比と液性限界の関係



図一2 初期含水比と塑性限界の関係



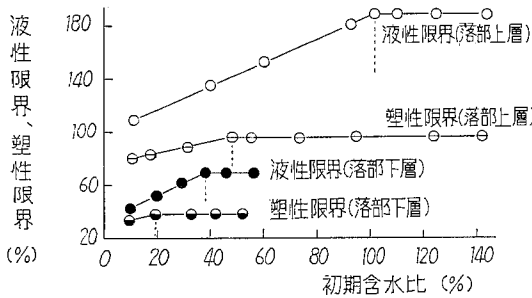
図—3 腐植含量と液性限界の関係



図—4 腐植含量と塑性限界の関係

から図—3, 4の結果は次のように考えられる。すなわち、土粒子表面積の増加にともなってL.L.およびP.L.は増加し、L.L.の方がP.L.よりも増加の程度は大きい。

落部上層、下層と西士幌H、北大A層について、初期含水比とL.L.およびP.L.との関係を示すと図—5(a), (b)のようになる。



図—5(a) 初期含水比と液性限界および塑性限界の関係

図—5によると、落部上層、下層ではL.L.の低下の程度がP.L.の低下の程度より大きく、西士幌H、北大A層では、L.L.およびP.L.の低下の程度がほぼ等しくなっている。

これから、乾燥によるL.L.およびP.L.の変化の形態は図—6(a), (b)のように区分できる。

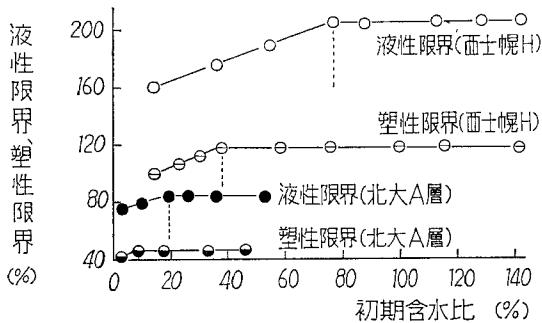
図—6(a)のグループには落部上層、下層、西倉上層、下層、浜頓別が入り、図—6(b)のグループには西士幌L.H.北大A層が入る。

また図—5によると限界初期含水比は第2限界初期含水比よりも高含水比側にあり、限界初期含水比と第2限界初期含水比とは一致するという従来の報告⁶⁾⁷⁾⁸⁾とは異なった結果になっている。

乾燥によるL.L., P.L.の低下について、従来の研究では(1)土粒子の集合化⁶⁾(2)土壌水の不可逆的脱水による土の水分保持特性の変化²⁾⁷⁾⁸⁾¹¹⁾によるものであるとされ、また限界初期含水比と第2限界初期含水比とは一致することが報告されている。

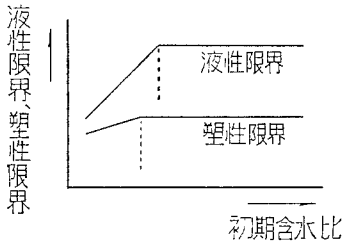
筆者は先に、乾燥によるL.L.の低下は初期含水比が限界初期含水比よりも低くなると、土粒子(流動単位)の粗粒化が生じ、比表面積が減少して粒子間力が小さくなることに起因する

と報告した⁴⁾。ここで筆者はこの考え方を押し進めて、乾燥によるP.L.の変化を次のように考えることにする。

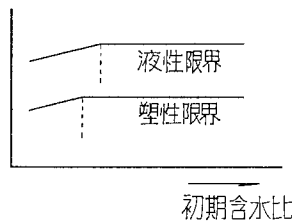


図—5(b) 初期含水比と液性限界および塑性限界の関係

(a) 液性限界の低下が塑性限界の低下より大きい場合



(b) 液性限界の低下と塑性限界の低下が同程度の場合



図—6 初期含水比と液性限界および塑性限界の関係についての模式図

P.L.は練り返し土が飽和度100%の状態では最大の乾燥密度を有するときの含水量である¹²⁾。すなわち、P.L.状態の練り返し土はL.L.状態に比べると、土粒子間隔は非常に接近している。このような状態では粒子間力は比表面積の小さな変化には影響されず、粗粒化による比表面積の減少が著しくなるまでは変化しないものと考えられる。またP.L.はL.L.に比べて土粒子表面積の影響が小さく(図—3, 4参照、

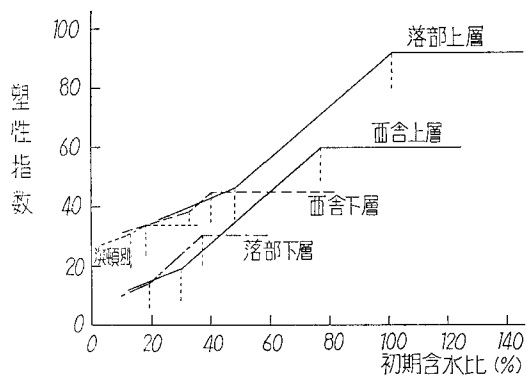
さらに粗粒化は限界初期含水比から始まるが、それが著しくなるのは限界初期含水比よりも低含水比側である⁴⁾。以上のことから、P.L.は限界初期含水比よりも低含水比側で粗粒化による比表面積の減少が著しくなると低下し始め、第2限界初期含水比は限界初期含水比よりも低くなるということが出来る。

(2) 初期含水比と塑性指数の関係

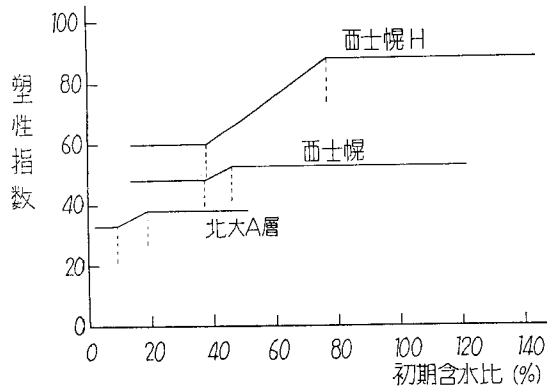
図一1, 2から乾燥による土の塑性指数(P, I,)の変化を求めると、図一7(a), (b)のようになる。

図一7(a)は図一6(a)のグループの土の場合を示し、図一7(b)は図一6(b)のグループの土の場合である。図一7によると、乾燥によるP, I.の変化は3段階よりなることが判る。すなわち

- (1) 初期含水比が限界初期含水比より高い場合には、P, I.は一定の値を示す。
- (2) 初期含水比が限界初期含水比から第2限界初期含水比に低下すると、初期含水比の低下とともにP, I.は低下し、とくに有機質火山灰土の落部上層、西舎上層、西土幌Hで著しい。
- (3) 初期含水比が第2限界初期含水比より低くなると、図一6(a)のグループの土は初期含水比の低下とともにP, I.も低下していくが、その低下の程度は前段階より



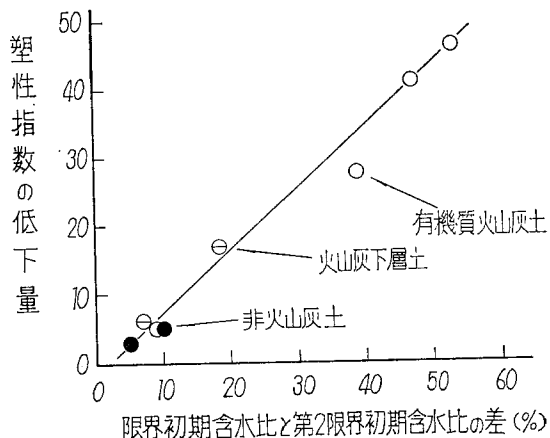
図一7(a) 初期含水比と塑性指数の関係



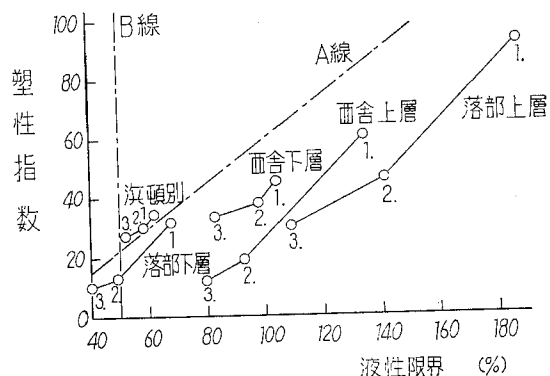
図一7(b) 初期含水比と塑性指数の関係

りも小さくなる。一方、図一6(b)のグループの土では再びP, I.が一定となる。

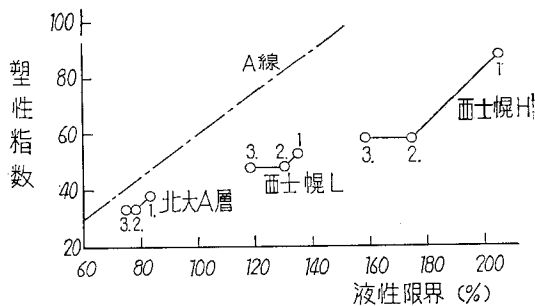
P, I.は塑性体領域の幅を意味し、図一7は乾燥により土の塑性領域の幅が縮小していくことを意味する。図一7によると、乾燥によるP, I.の低下は初期含水比が限界初期含水比から第2限界初期含水比に低下する



図一8 限界初期含水比と第2限界初期含水比との間における塑性指数の低下量



図一9(a) 供試土の塑性図 (1.初期含水比が限界初期含水比のときおよびそれより高いとき, 2:初期含水比が第2限界初期含水比のとき, 3:初期含水比が第2限界初期含水比より低い風乾土のとき)



図一9(b) 供試土の塑性図 (同上)

とき（前述の第2段階）に大きく現われる。図-8にこの第2段階におけるP.L.の低下量を示す。

これによると、有機質火山灰土は西土幌Lを除くと、限界初期含水比と第2限界初期含水比の差が大きく、その間におけるP.L.の低下量も大きいことが判る。

また火山灰土は初期含水比が10%以下では練り返しができなくなり、土は塑性を失う⁴⁾。

次に乾燥による土の塑性の変化を塑性図上における位置の変化として示すと図-9(a), (b)のようになる。

すなわち、有機質火山灰土の落部上層、西舎上層、西土幌Hは塑性図上での位置の変化が大きく、非火山灰土の浜頓例、北大A層、および有機質火山灰土の西土幌Lは位置の変化が小さい。また火山灰下層土の落部下層、西舎下層はそれらの間になる。

図-9においても、図-6で示した供試土の区分ができる。このような乾燥による土の塑性の変化形態の差違は、土粒子の表面特性や供試土の乾燥前歴（西土幌L、Hは凍結融解、北大A層は乾燥湿潤の繰返しを受けているとみなされる）などに起因するものと考えられる。

(3) 限界初期含水比および第2限界初期含水比について

図-1, 2より、生土の場合についてL.L.と限界初期含水比およびP.L.と第2限界初期含水比の関係を求めると図-10, 11のようになり、L.L.が高い土の限界初期含水比は高く、またP.L.が高い土の第2限界初期含水比は高い。

すなわち図-10, 11はL.L.あるいはP.L.が高い土では乾燥によるそれらの低下が高含水比側で始まることを示している。

また限界初期含水比と第2限界初期含水比の関係を示すと図-12のようになり、限界初期含水比が高い土は第2限界初期含水比も高い。

次に供試土の pF 水分曲線を図-13に示す。

図-13は練り返し土の pF 水分曲線であるが、練り返し土は脱水収縮による乾燥密度の増加が著しく、有機質火山灰土の落部上層、西舎上層および火山下層土の落部下層では pF 4 付近、他の試料では pF 3 付近で P.L. 状態の乾燥密度に近づく、図-13から限界初期含水比および第2限界初期含水比に対応する pF 値を求めると図-14, 15のようになる。

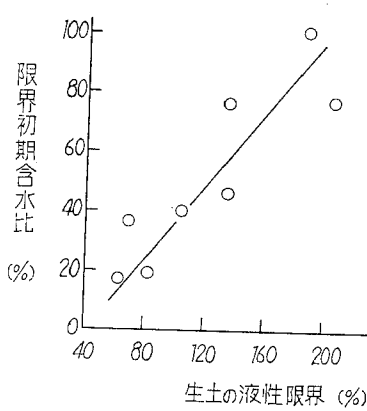


図-10 液性限界と限界初期含水比の関係

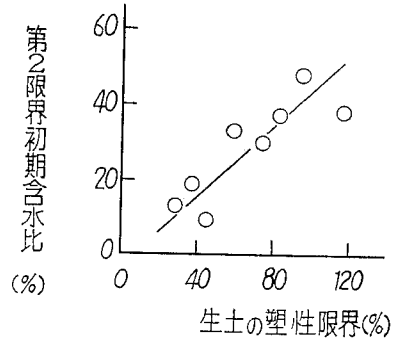


図-11 塑性限界と第2限界初期含水比の関係

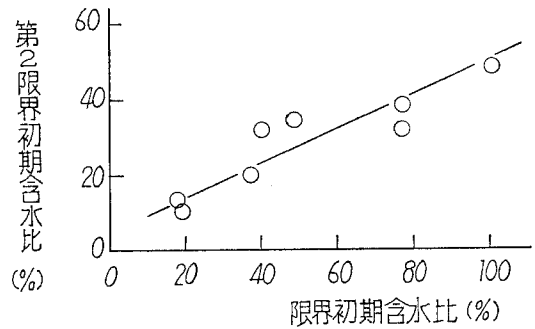


図-12 限界初期含水比と第2限界初期含水比の関係

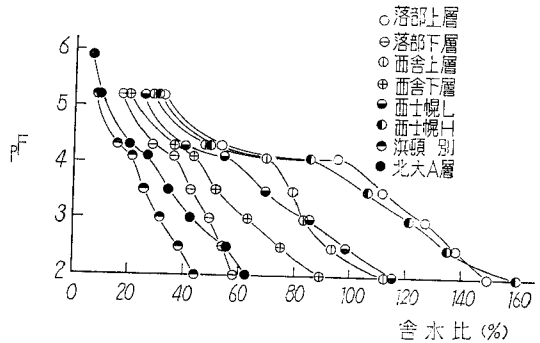


図-13 供試土の水分特性

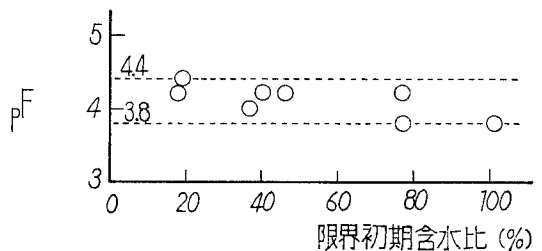
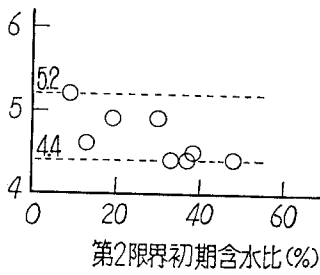


図-14 限界初期含水比に対応する pF 値



図一15 第2限界初期含水比に対応する pF 値

図一14, 15 から限界初期含水比は平均 pF 4.1, 第2限界初期含水比は平均 pF 4.7 となる。

落部上層, 西土幌Hについての生土の練り返し土(L.L.状態)の収縮挙動を 図一16(a), (b)に示す。図一16は含水比の変化による供試上の体積変化, 飽和度, 乾燥密度の変化を示したものである。

表一2 供試土の種々の変曲点含水比

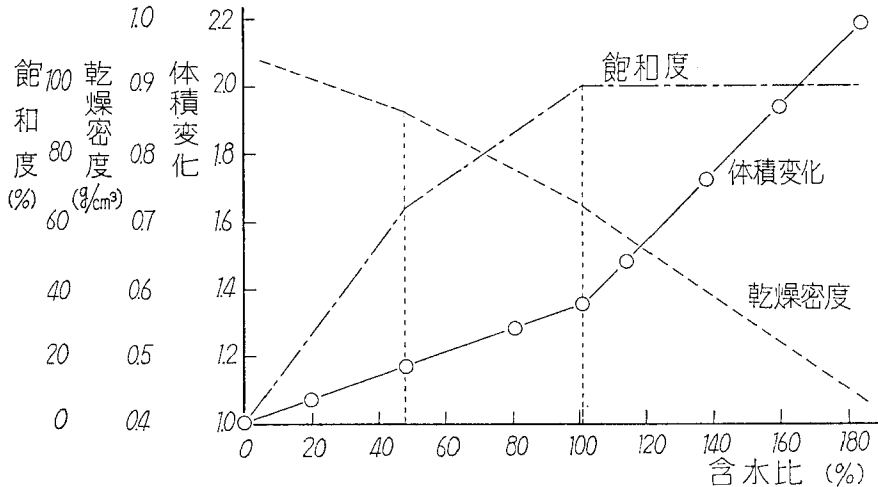
供試土	限界初期含水比	第2限界初期含水比	塑性限界	収縮曲線の变曲点	飽和度再降下点
落部上層	101	48	95	101	48
落部下層	37	19	37	37	19
西舎上層	77	30	74	77	30
西舎下層	40	33	59	58	32
西土幌L	46	37	83	82	38
西土幌H	77	38	117	116	38
浜頓別	18	13	28	29	14
北大A層	19	9	45	47	9

図一16によると, 体積変化曲線の変曲点は飽和度点の低下が始まる点であり, また飽和度 100%の練り返し土の乾燥密度が最大になる点である。この変曲点は生土の P.L. に対応している (図一2 参照)。この結果は P.L.

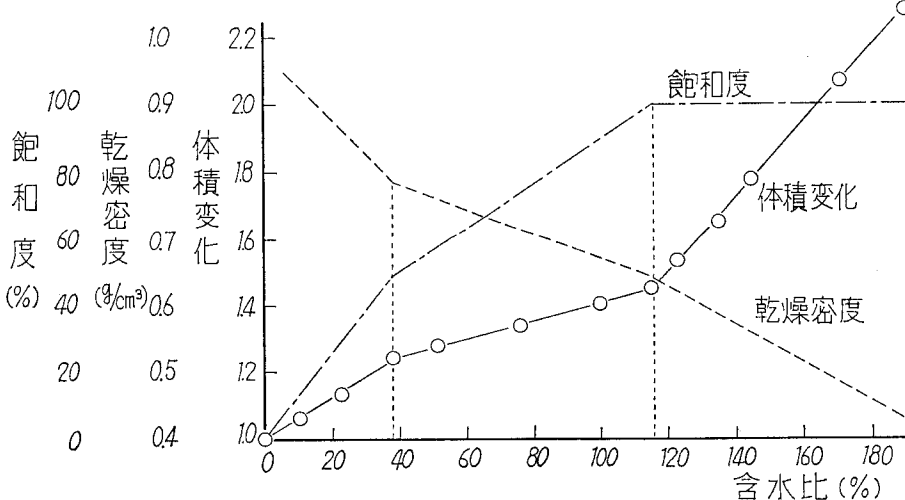
の意味について東山が飽和度 100%の状態 で最大の乾燥密度を有するときの含水量であると指摘した¹²⁾ことに合致している。

筆者は先に, この変曲点は限界初期含水比に対応することを示した⁴⁾が, 西土幌Hの場合, 限界初期含水比は変曲点よりも低含水比側にある。また飽和度曲線をみると, 変曲点で飽和度の低下が始まり, さらに低含水比側で飽和度が急激に低下する点(飽和度再降下点と呼ぶ)が存在する。このことから, 残収縮段階は次のように考えることができる。

変曲点から脱水による土の不飽和化が始まるが, 同時に粗粒化も始まる。この時の脱水は粗粒化し



図一16(a) 収縮曲線 (落部上層)



図一16(b) 収縮曲線 (西土幌H)

た流動単位（団粒）の間からの脱水であり、飽和度再降下点からは団粒内部からの脱水が始まる。

この飽和度再降下は第2限界初期含水比に対応している。第2限界初期含水比は粗粒化が著しくなる点であることを前に述べたが、この点はまた粗粒化した流動単位の脱水収縮が始まる点でもありと考えられる。

供試土について限界初期含水比、第2限界初期含水比、生土のP.L.収縮曲線の変曲点、飽和度再降下点を表一2に示す。

表一2によると、供試土のすべてについて生土のP.L.と収縮曲線の変曲点が等しく、第2限界初期含水比と飽和度再降下点とが等しいことが判る。また限界初期含水比と変曲点の関係をみると、落部上層、下層、西舎上層では両者は等しく、他の試料では変曲点の方が高くなっている。

4 まとめ

乾燥による土の塑性の変化をL.L.P.L., P.I.および収縮挙動から検討した。

(1) 乾燥による土のL.L., P.L.の変化は2段階からなり、初期含水化の低下によってもL.L., P.L.が変化せず一定となる段階と、初期含水比の低下に伴ってL.L., P.L.が低下していく段階とである。

このL.L., P.L.の低下は、乾燥による粒子の粗粒化が比表面積の減少をもたらす、粒子間力が低下したために生じるが、L.L.の方がP.L.よりも粗粒化に対して鋭敏に反応する。

乾燥によるL.L.の低下量はP.L.の低下量より非常に大きく、火山灰土とくに有機質火山灰土で著しい。

(2) 供試土は乾燥によるL.L.の低下の程度がP.L.の低下の程度より大きい土と、両者がほぼ等しい土とに区分された。

(3) L.L.の低下が始まる初期含水比（限界初期含水比）はP.L.の低下が始まる初期含水比よりも高含水比側にある。

P.L.の低下が始まる初期含水比を第2限界初期含水比と呼ぶ。

(4) 乾燥による土のP.I.の変化は3段階からなる。初期含水比が限界初期含水比より高い場合はP.I.は一定となり（第1段階）、初期含水比が限界初期含水比と

第2限界初期含水比の間の場合には、初期含水比の低下に伴ってP.I.が急激に低下していく（第2段階）。初期含水比が第2限界初期含水比より低くなると、第2段階より小さな程度でP.I.が低下していく土と、P.I.が再び一定となる土の2種類に供試土は区分される。

(5) 有機質火山灰土では、初期含水比が限界初期含水比と第2限界初期含水比の間の領域の時に、P.I.の低下量が非常に大きい。

(6) 限界初期含水比は平均pF 4.1、第2限界初期含水比は平均pF 4.7に相当する。

(7) 生土のP.L.は収縮曲線の変曲点と一致し、また第2限界初期含水比は残収縮段階において、飽和度が急激に低下する点（飽和度再降下点と呼ぶ）に一致する。

おわりに、本論文をまとめるに当たり、ご指導、ご校閲をいただいた北海道大学農学部前田隆助教授に対し、深く感謝の意を表します。また専攻生山岸由人氏（現北海道庁）には実験に協力をいただいた。なお本研究の一部は文部省科学研究費の補助を受けたものであり、記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 前田隆・相馬尅之・佐々木清一：農土論集，61，9（1976）
- 2) 堤聡・足立忠司・竹中肇：農土論集，71，8（1977）
- 3) 前田隆・相馬尅之：有機質土に関するシンポジウム，1（1977）
- 4) 相馬尅之，前田隆：農土論集，49，27（1974）
- 5) 前田隆・相馬尅之：土壌の物理性，30，15（1974）
- 6) 神山光男：土と基礎，7，44（1959）
- 7) 茨木竜雄：中央大学理工学部紀要，10，32（1967）
- 8) 小谷佳人：鳥取農学会報，21，52（1969）
- 9) 小谷佳人・河野洋・内田勝利：農土論集，60，7（1975）
- 10) 竹中肇・足立忠司・堤聡・長田昇・河野洋・小谷佳人・三輪晃一：農土論集，71，1（1977）
- 11) 山崎不二夫・竹中肇：農土論集，14，46（1965）
- 12) 東山勇：土壌の物理性，30，23（1974）

土 壌 工 学 を 求 め て

多 田 敦*

Research for Pedological Engineering

Atsushi TADA

National Research Institute of Agricultural Engineering

1 まえがき

ホ場の造成・整備に関する研究にたずさわる者にとって大切な研究項目の一つに「土壌に工学的働きかけ」を行ったとき、「土壌はどのように反応する」のか、また「その反応はどのような時間尺度」でとられるべきであるのかということがある。この場合にいう工学的働きかけの内容は幅広くみると、転圧、破碎、切土、盛土、表土扱いなどの力学的働きかけはいうに及ばず、ホ場内の暗キョ排水や地区の排水、連続、間断カンガイや地下カンガイなどのカンガイや排水手段に伴う物理的働きかけも含まれる。また、干拓、埋立てハウスなどの造成も土への大きな働きかけの一分野である。

その反応をみると、施工直後の変化から乾田化に伴う透水係数の経年変化などの時間尺の異なるは握が必要になる。ホ場の造成・整備という土壌面を取扱う工事においては、このような関連をは握した上で工事を行ない、施工効果を施工後の土壌の経年変化にまで及ぼすことが望ましいし、それが理想であろう。

土壌に対する働きかけは、施工の際の農地工学的働きかけのみではなく、栽培管理などの施工後に行なわれる土壌管理も大きな役割をはたすことは無論であるが、施工として当初に行なう土壌への働きかけは施工機械が大型化され、用排水組織が末端まで整備されるに当って重みが増してきている。また一方ではどこまでは土木工事でどこまでは営農作業の中で処理するのかの境界、期待すべき範囲の明確化も求められてくる。

以上の課題を解明してゆくに当っては、工学的働きかけを行う農地工学とその働きかけの対象である土壌の諸機構や分布を解明する土壌学との結合が不可欠になり、その具体的手段に土壌物理学が位置づけられると考えている。

2 汎用ホ場の造成・整備に関する諸問題

近年、米の需給状況の変化と他穀物の自給率の低下に伴って耕地の汎用化、水田ホ場の転換・輪換が求められている。水田、畑単独利用、汎用利用はその土壌物理的意味も興味深いので、上記課題の具体例を汎用ホ場にとって考えてみたい。

汎用ホ場の整備に当って出現する農業土木技術上の諸問題には(i)排水（地域・地区の排水、ホ場内の排水、地表排水、地下排水などに関するものなど）(ii)カンガイ（カンガイの方法、用水量の変化、—これは水田の用水量25mm/日が畑になれば5mm/日ですむという単純に減少の方向で処理されるものではない—、従来の非カンガイ期に用水が必要であるとするとその水利権などに関するものなど）(iii)区画の形状（導入作目の組合せによっては求められる区画の形状が変わってくるのが考えられる）などがあげられる。これらに関する工学的働きかけは土壌構造の変化をもたらし、これに水稲と畑作物両方の導入に伴う耕作法の変化や導入植物の影響、微生物の影響などが加わり、水田、畑の単用あるいは裏作利用では起こり得ない大きな土壌構造変化を想定する必要がある。これらを広く考えてみれば、貯留量や透水性の増大に伴う流出率の変化、透水性増大やイヤ地対策としてのカン水に伴う用水量変化や地力問題など水源の確保や環境保全にかかわる諸課題にも発展するし、また水田の畑利用に伴って求められる排水ポンプの容量変更や地下水カン養との関連はどうかなどの問題にも発展する。このように広範な問題を取扱うには多分野の研究者・技術者の参画が必要であるが、この場合の基礎として、水田土壌、畑土壌とは何か、水田と畑を輪換・転換することは土壌物理的に何を意味するのかという知見の整理が必要である。その上にたつてどういうスピード、時間尺度で変化が起こるのかを予想し、そのスピードをどのような方法で制御し変化させればよいのかを検討してゆくことになろう

* 農業土木試験場

表一 水田・畑の目標と転換技術

	水 田	畑	転 換 技 術
タン水・排水の必要度	カンガイ期 非カンガイ期 タン水可能 迅速排水 地耐力早期発現	全期タン水回避、迅速排水 許容タン水なし	地表・地下排水促進 (地下水位低下、降雨・浸入水) 排除、土壌水分調節 ↓ 排水路完備、暗キヨ排水(組合せ暗キヨ)、排水溝やウネタネ溝の地下排水組織への連結、転換ホ場の集団化、横浸透防止、地区排水、日雨量日排除→4時間雨量4時間排除の排水能力(段階的整備の必要がでる、農家の要望が加わる)
ホ場の透水性・地下水位	20mm/日前後 (下方への浸透量10~20mm/日) 透水係数 10^{-4} ~ 10^{-5} cm/sec	50mm/日以上 10^{-4} cm/sec以上 50~60cm以上	地中の水分移動の迅速化、通気性の増大 ↓ 土壌乾燥(排水) 土層改良(心土破碎など)
土壌の酸化還元及地力	作土 還元 耕盤 酸化 下層土 酸化 (地下水)弱還元 (位置層)還元 (地下水位)還元 (以下)グライ層 養分カンガイ水により補給	作土 酸化 耕盤 酸化 (なくてもよい) 下層土 酸化 同左深い // 養分溶脱により消耗	透水性・通気性増加対策・地下水位低下対策 ↓ 排水、耕起、反転、深根性牧草導入、心土破碎(耕盤の一部又は全層及び下層土) 水田への還元には、地下水位上昇対策、丁寧なしろかき、用水確保、有機物の投与、施肥量の増加
よいホ場の土壌条件	作土深 20cm 耕盤深さ 20~30cm位に支持力あり透水性をおさえる層が必要 下層土 透水好いこと 保水力 畑に比べ問題なし	作土(有効土層) 30cm以上 大・中・微細間ゲキ混合良好、土壌硬度が高すぎぬ 保水性・通気性必要	土層改良・耕種などの手段による間ゲキの増加、土壌構造発達促進、土壌の膨軟化
区画	用排水路・農道に接する、ホ場は平坦にし、ケイハンで囲む	農道、カンガイ施設に接す(転換畑なら排水路も) 傾斜 8~10°以下	区画形状の検討 集団化、農区ごとの転換

3 水田・畑の目標値と汎用ホ場の暗キヨ排水

水田・畑土壌の特徴に関しては、今回のシンポジウムで整理されよう。ここでは好ましい水田、畑の目標値(いろいろに表示された数値をごく大まかにくった)を比較し、次に転換技術のうち、まず必要となりかつ土壌変化との結びつきの深い汎用ホ場の排水に当たるとられるホ場地下排水方法をまとめ、さらに残された土壌物理学的問題点、特に農地工学と土壌学の結びつきに関連する課題を述べてみたい。

以上の目標値に近い植を時期に応じて所有する汎用ホ場とは、必要なときに水をためられ、必要なときに急速に排水できるホ場であり、水田をかえて両性質を兼備するためには、土壌構造を発達させ、土壌の透水性を上げて地表残水及び土中水の運動を迅速にするとともに、用排水組織によって水理条件を制御できることが必要になる。すなわち、土壌構造を自然的・人工的に発達させて

透水をあげる水みちを確保することにより、全土層としての透水性をあげ(自然力による土壌乾燥では水みちが耕盤以深に達しにくいので、心土破碎、弾丸暗キヨなど

表一 水田・畑の土壌条件(秋田県農試)

水	作土 耕土深18~20cm、肥沃度T.N.、0.25~0.30%、C/N10~12、乾土効果8~10、塩基置換容量20m.e.、塩基飽和度50~80%、磷酸吸収係数1000
田	下層土 透水性 30~40mm/日 地下水位 50~70cm 構造キ裂のあること
畑	作土 毛管より大きい間ゲキ 表土30cmに50%以上、空気量15%以上、有効保水量16%以上、30cmに35mm以上、土壌硬度(山中式)24mm以下、有効磷酸10mg以上、塩基飽和度50~80%、MgO/CaO 1/6~10
	下層土 透水性60mm/日以上滞水しない 地下水位 70cm以下 構造キ裂のあること

表-3 重粘土水田・転換畑の排水に関する目標値（農土試）

項目	時期別 タンク水 (期移植栽培中干し 期まで)	非タンク水期		参 考 (転換畑)
		湿 潤 期 (表日本 刈取り期 裏日本 秋冬期)	乾 期 (表日本 秋～春期 裏日本 春期)	
減 水 深	10~20mm/day	25~50mm/day		
タン水(降雨)消失速度		50mm/2日	60mm/1日	50~100mm/1日
降下浸透速度	5~15mm/day	25~50mm/day	50~60mm/day	50~100mm/day
土 壤 透 水 係 数	10^{-6} cm/sec	5×10^{-6} cm/sec.	10^{-4} cm/sec.	10^{-4} cm/sec.<
降雨後 2日目の地下水水位	20cm土壌水分	pF 0.7	pF 1.2	
		30cm	40cm	40cm
降雨後 7日目の地下水水位	20cm土壌水分	pF 1.5	pF 1.7	
		50cm	60cm	60cm
表層20cmの土壌強度		S R-II型コーン 3~3.5kg/cm ²	5 kg/cm ²	

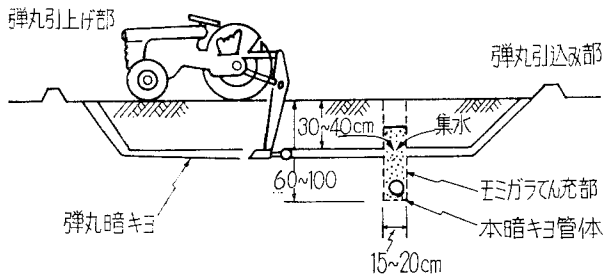


図-1 組合せ暗キヨの断面

による人工的水みちが必要になる場合が多い), この水みちを暗キヨ排水組織の一部をなす吸水キヨに接続させる。

吸水キヨの排水管は深さ 60~120cm に布設されてお

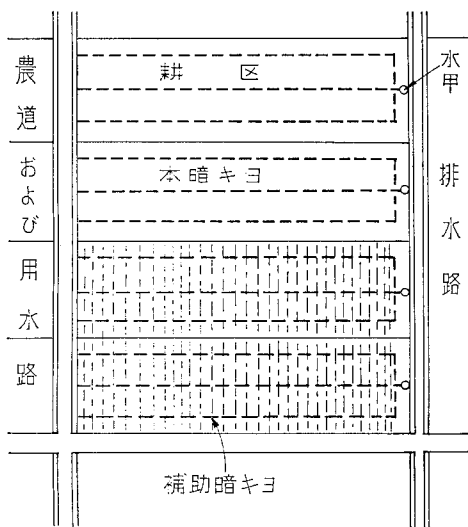


図-2 組合せ暗キヨの配置

り, 自然又は人工の水みちのよく確保できる深さ 30~45cmより深くなるので, 吸水暗キヨ管上に透水性のよい材料(疏水材といい, モミガラ, ソダ, 石レキなどが使用される)を厚く被覆し, 暗キヨと水みち間の接続をはかることが重要である(図-1~3)。

吸水キヨの水は集水キヨ, 水甲, 排水口を経て排水路に排除される。このように排水管を布設した本暗キヨとこの機能を増進し水みちを確保する

弾丸暗キヨなどの補助暗キヨと直交する暗キヨ排水組織を組合せ暗キヨ排水組織という。この地下水組織の完備は地下排水, 残水排除を目的とするとともに, タン水必要時には水甲を閉じ, また要すれば末端排水路のセキ上げを可能にすることにより地下水位を制御し, 浸透を抑制できることを原則とする。この方法を図示すると図-1~3のとおりになる。

ここで問題となるのは水みち確保の手段である。組合せ暗キヨは重粘土水田の排水手法の確立にあたって研究されたものであり, これを汎用ホ場整備にあたって応用すると上述のとおりになる。重粘土水田の本暗キヨの間隔は9~10mと考えられているが, 汎用ホ場においても水みちを確保する手段を講ずることを前提にするとこの9~10m間隔以下に狭める必要はないのではないかと現在のところ考えられる。すなわち, 本暗キヨの中間から本暗キヨまでの4.5~5.0mの長さをもつ水みちを確保することが重要で, 水みちの確保には土壌の乾燥によってできるキ裂が期待できない初期には弾丸暗キヨ機や心土破碎機による人工的な水みち造成手段が適用される。この水みちの耐久性は短かいので2回目の施工からは営農の一貫としてくり返し施工する。またウネ立て, 排水

芝生土壌の物理性測定結果について (II)

—硬さの測定—

前 窪 伸 雄*

Compaction and Physical Conditions of the Turf Soil. (II)

—Survey of Hardness.—

Nobuo MAEKUBO

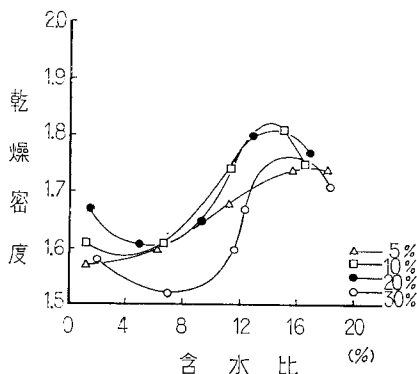
K.G.U. G.S. Research Center

まえがき

前回 (I) では締め固め試験結果、締め固め曲線 (乾燥密度へ含水比曲線) 及び最高乾燥密度時の全孔隙量から、土壌改良資材の土壌に対する効果について報告がなされたが、今回 (II) では上記試験と同時に、表面の硬度とゴルフボール反発力の測定を行った結果、土壌中の粘土含量と締め固めとの関連性について報告される。

1 目的及び概要

締め固め試験は、各含水比時に於ける締め固められた土壌の乾燥密度つまり固体の詰まり方を測定する。しかし、真比重が判れば、全孔隙量を求めることもできる。芝生の生育を考へる上からは孔隙が必要である。実用的には、定容採土と実容積測定法によって行はれているが、採土する際に土壌が緩むことが多く、しかも、多くの時間と労力を必要とする。その点、硬度の測定は直接



図一 5回3層、計15回締め固めを行った場合含水比の少ない場合30%区は締め固まりにくい、含水比が多くなると5%区と同じようになる。最高乾燥密度は20%区10%区が高い。

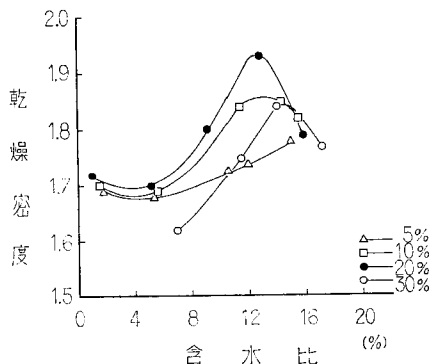
的に孔隙量を測るものではないが、土の締め固め方を知るには、土壌を緩めることが少なく、より簡易である。但し、含水比による違いが出るために必ずこれらの補正は必要であろう。

土壌中の粘土含量と締め固め方との関連性を調査するために、埴土と砂土を用いて、農学会法による原土中の粘土含量が5、10、20、30%によるように調整した混合土壌を用い、4通りの締め固めを行い、乾燥密度、全孔隙量、硬度、ゴルフボールの反発力などを測定した¹⁾。

その結果は、粘土含量20%と10%区はよく締め固まり、

表一 混合土壌の粒径分布

区	礫 (2 mm 以上)	粗砂 (2 ~ 0.25mm)	細砂 (0.25 ~ 0.05mm)	微砂 (0.05 ~ 0.01mm)	粘土 (0.01mm 以下)
	%	%	%	%	%
5%	14.54	72.41	6.87	1.17	5.00
10%	12.86	64.76	10.77	2.26	10.00
20%	9.48	47.49	18.56	4.46	20.00
30%	5.77	29.24	27.11	6.88	30.99



図二 10回3層、計30回締め固めを行った場合20%区が最も固まりやすく、10%、30%と続き、5%区が最も固まりにくい。

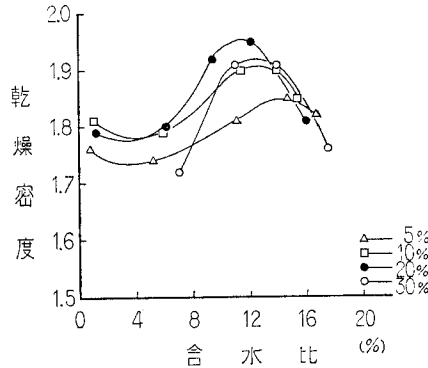
* 財団法人 関西グリーン研究所

全孔隙量も最も少なくなった。しかし、硬さは、粘土含量の多い土程硬く、ボールの反発力は、20%、30%区が高くなった。粘土含量の少ない5%区は、最も締め固まり難く、全孔隙量も安定して多く、芝生に適した土壌であると判断することができた。

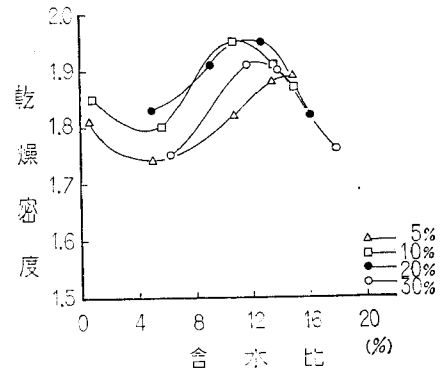
2 実験の材料及び方法

実験に用いた混合土壌の粒径組成は表一に示した通りである。それらは、宝塚原土（粘土 47.33%）とろ過砂（粘土 2.68%）との混合によって得られた。

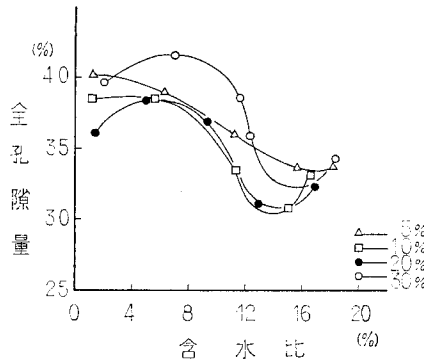
締め固めの器具は J I S-A-1210規格品を用い、規格法に基づいて突固め試験を行ったが、突固め回数を、5回3層、10回3層、20回3層、25回3層の4段階設けた。乾燥密度と真比重から全孔隙量を測定し、土壌表面硬度²⁾の測定は山中式硬度計を用いて突固めカラーを取りはづし、重量測定直後に行った。また、土壌表面の反発力は、試作したゴルフボール反発力測定器³⁾を用いて、重量測定直後に測定を行



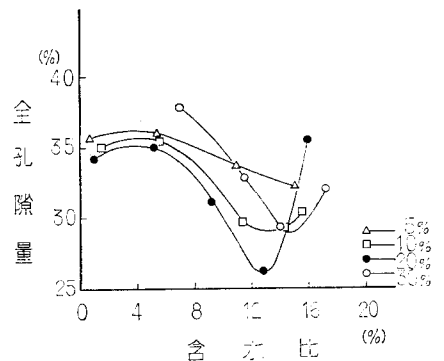
図一3 20回3層、計15回締め固めを行った場合
20%区が最もよく締め固まり、30%、10%は同程度で5%区が最も固まりにくい。



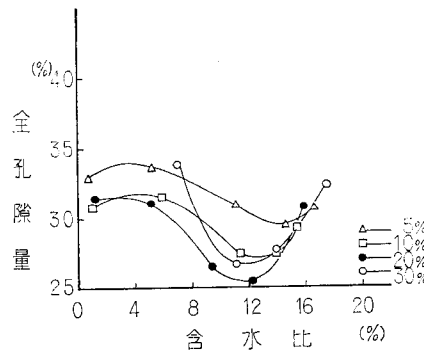
図一4 25回3層、計75回締め固め、つまり JIS 規格の場合
20%、10%が最もよく固まり、30%が次いで、5%区は最も固まりにくい。



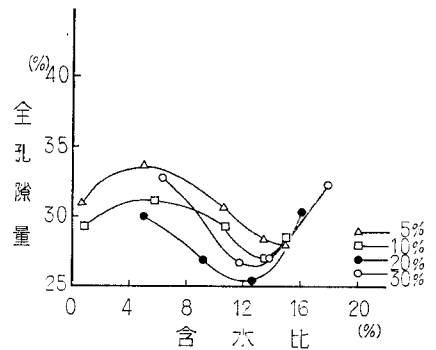
図一5 5回3層、計15回締め固めた場合の各土性の全孔隙き量
5%区が直線的な変化をしていて最も安定している。30%区が最も全孔隙き量が多い。



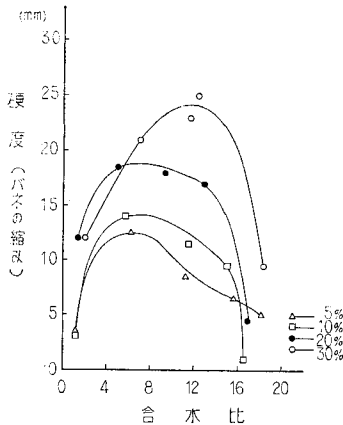
図一6 10回3層、計30回締め固めた場合の各土性の全孔隙き量
5%区が最も安定していて孔隙き量も多い。20%区が最もよくつまる。



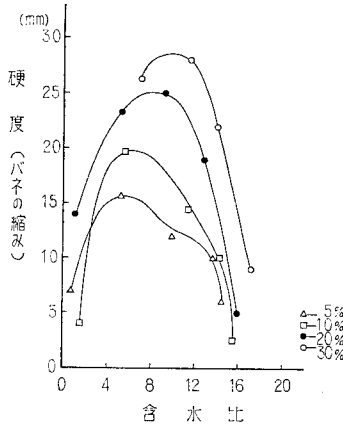
図一7 20回3層、計60回締め固めた場合の各土性の全孔隙き量
5%区は最も安定していて、孔隙き量も多い。30%、20%、10%の差はだんだんなくなる。30%区がますますはげしくつき固まる



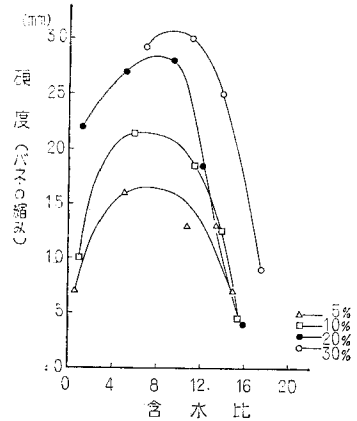
図一8 25回3層、計75回、JIS 規格で締め固めた場合の各土性の全孔隙き量
20%区は相変わらず最もよく締まってすき間が少ない、しかし土性の間での差が少なくなる、5%、10%区は他に比べて安定している。



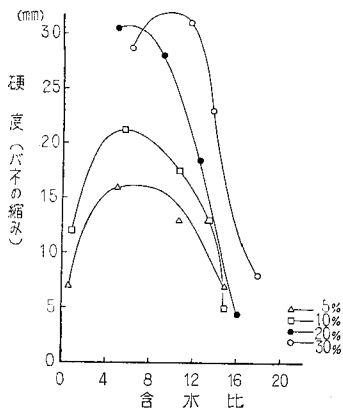
図—9 5回3層に締め固めた場合の表面硬度



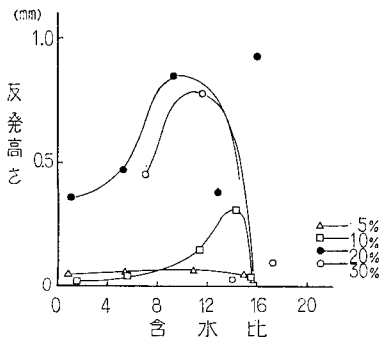
図—10 10回3層に締め固めた場合の表面硬度



図—11 20回3層に締め固めた場合の表面硬度

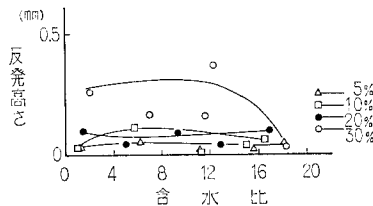


図—12 25回3層(JIS規格)に締め固めた場合の表面硬度



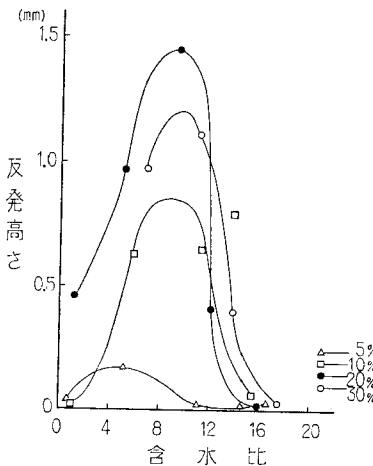
図—13 5回3層に締め固めた場合の反発力

5%区はほとんど5回の時と変わりなく反発力は弱い、10%区はそれに近く弱い、20%区と30%区は、5回の時よりもぐっと強く、5%や10%よりも強い。



図—14 10回3層に締め固めた場合の反発力

5回3層10回3層20回3層25回3層30%区が反発力が他に比べて大きい、しかし、他はほとんど同じで非常に反発力は弱い。



図—15 20回3層に締め固めた場合の反発力

20%、30%、10%、5%の順に反発力は強いが、5%区は非常に弱い。20%区は非常に強い。最高反発力の時含水比は8~12%である。

った。

3 実験の結果

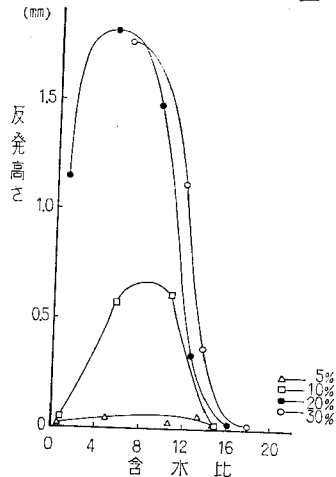
乾燥密度は図—1~4に、全孔隙量は図—5~8に、表面硬度は図—9~12、反発力は図—13~16に各々示した。

乾燥密度は、突固めの回数によって多少の違いがあったが、粘土含量20%と10%の区が高くなる傾向を示し、30%と5%区に於てはやや低くなる傾向を示した。

全孔隙量については、突固め回数の少ない場合は、粘土20%、10%区で少なくなり、5%、30%区が多くなった。しかし、突固め回数が多くなると、30%区も少なくなり、5%区だけが他にくらべてやや多くなった。

表面硬度は、突固め回数にかかわらず粘土含量の多いもの程硬くなった。但し、含水比の小さい時、或は、多い時には硬度が下った。最高に硬くなる時の含水比は、最適含水比よりもやや水分の少ない(2~4%)時になった。

反発力は、突固め回数によって如実に違いを見せた。粘



図一六 25回3層に締め固めた場合の反発力 (JIS規格)

20%、30%区は非常に反発力が強く、10%は弱く、5%区は5回の場合とほとんど変りがない。

土5%区は、突固め回数や水分にはほとんど関係なしに低くなった。20%、30%区は、突固め回数、含水比によって大きく変化し、最も高く反発した。10%区はそれらの中間になった。

4 検 討

乾燥密度の結果からは粘土20、10%区がよく締め固まり、全孔隙量からは、粘土20、30、10%区がよく締め固まることが判ったが、表面硬度の測定、反発力の測定結果からは、粘土含量が多い程硬く締め固まったことが判った。つまり、同じ状態に締め固めても、土の種類の違いによって、結果の評価が変わる。土壌の種類によって乾燥密度の結果と全孔隙量、或は硬度や反発力の結果とは必ずしも一致しない。この問題は、植物の生育を考へた上で更につきつめる必要がある。

一方、表面硬度、反発力は、最大値の含水比が、最適含水比よりも少ない方に2~4%ずれた。一般的に考へて、最も密に締め固まった時点で最も硬くなるはずであるが、これは、水分の影響によるずれがでたためと考へられる。土壌中の水分が多くなる程、軟らかくなる傾向は、粘土含量の多い土壌に出やすく、硬くなったり、軟かくなったり、変異の巾が広い。逆に、粘土含量の少ない砂に近いものになると、含水比の影響を受けることが少なく、締め固まり方の変異の巾も少ない。別に、粘土含量10%、20%、30%の土壌を用いて、芝の生育をさせた、ポット実験を行った⁴⁾⁵⁾。そこで同じ様に、芝生の表面硬度、全孔隙量、気相、液相の測定をした結果を示したのが表一2である。全孔隙量については、粘土含量との間に一定の傾向は見られないが、気相と液相に分けて見ると、粘土含量が多くなる程、気相は少なくなり、

表一2 土壌中の粘土含量と平均孔隙量及び硬度 (1965, 1966)

踏圧	測定項目				
	粘土含量	全孔隙量 (%)	気相 (%)	液相 (%)	表面硬度 (mm)*
0回	10%	44.5	25.8	18.7	19.2
	20%	48.5	20.0	28.5	20.7
	30%	45.3	12.1	33.2	21.5
10回	10%	41.5	23.7	17.8	25.8
	20%	45.4	19.2	26.2	28.5
	30%	43.1	11.9	31.2	29.3

* バネの縮み、踏圧開始後、35, 42, 48, 55, 90日の5回平均で示した。孔隙量は踏圧開始後90日の状態である。

液相が多くなることが判る。つまり、気相と液相が相反する関係を示すために、全孔隙量は、粘土含量との関係がうすれるのである。植物の生育を考へる上からは、透水性と保水性が大切で、全孔隙量を考へるよりも、非毛管孔隙量と毛管孔隙量を測定することが大切である。表面硬度の場合には、粘土含量が多い程硬くなる傾向が示され、室内に於ける締め固め実験結果と一致した。以上のようなことから、芝生の土壌を選ぶに当っては、とりあへず、粘土含量の少ないものに決めるべきであろう。

あとがき

硬度を測定することによって、現場土壌が締め固まっているか或は、いないか推定することができる。その土の突固め試験と同時に、硬度を測定しておけば、現場土壌がどれ程締め固まったか、更に正確につかむことができる。しかし、含水比の違いによる誤差があるため、水分補正をしておかねばならないであろう。なほ、実際の芝生表面硬度測定を行っている時、芝植物の影響が大きくなることに気が付く。密生し、断面層が分厚く、頑丈な芝ほど硬いといった傾向がある。従って芝生層を除いて測定するか、各深さに分けた測定が必要であろう。

引用文献

- 1) 前窪伸雄：グリーンの床土に関する基礎実験について(II), グリーン研, 報, Vol.11, pp.55—62, 1966
- 2) 戸苅義次他：作物試験法, 農.技.協., pp.134—135, 1960
- 3) 川村登：ゴルフ場の維持管理用機械, グリーン研, 報, Vol.9, pp.13, 21, 1965
- 4) 久保貞・前窪伸雄：各種土壌改良剤の芝生に対する効果(V), グリーン研, 報, Vol.9, pp.35—42, 1965
- 5) 久保貞・前窪伸雄：各種土壌改良剤の芝生に対する効果(VI), グリーン研・報, Vol.10, pp.35~44, 1966.

筑後川下流域の重粘性土壌の物理性に関する研究

— ギチ土の物理的性質と微細構造について —

村上 康 則*

Studies on the physical properties of the heavy clayey paddy soils in the lower basin of the Chikugo river.

— Physical properties and Micromorphological observations on the Gichi-Soil. —

Yasunori MURAKAMI

The Agricultural Experiment Station of Fukuoka Prefecture

1 はじめに

北部九州の主要水田地帯である筑後平野は筑後川を中心とした流域で古くから九州の穀倉地帯であり、近年は花木、施設園芸（ナス、トマト、キュウリ、イチゴ、電照菊）の伸びは著しいものがある。

筑後川総合開発の一環として昭和51年国営事業の計画確定を契機として筑後川下流域土地改良事業は福岡、佐賀県に跨る約55,000haの水田になされようとしている。この下流域の土壌はモンモリロナイトを主とする粘土鉱物よりなる粘質～強粘質の灰色低地土とグライ土よりなっている。これらの埴質水田土壌および有明海泥土の諸性質については、多くの報告がなされている^{1)~8)}。この灰色低地土の下層にはギチ土と呼ばれる粘土含量50%以上の粘土の層があるが排水は比較的良好である。本報ではこのような重粘な土壌が下層にありながら排水が比較的良好であるのはギチ土にある孔隙と無数にあるクリークの働きではないかと考え検討した結果、若干の成果を得たのでその結果を報告する。

2 研究方法

1) 供試土壌の説明

(1) 土壌断面 当地域の土壌断面の標準型は次の通りである。

Apg 作土層 灰(5 Y4/1) LiC ち密度14mm^{注)}

A12g 鋤床層 オリーブ黒(5 Y3/2)～灰5 Y4/1) LiC ち密度20mm

B 2 im 中間層 暗灰黄(2.5 Y4/2) LiC ち密度20mm

II ABim 暗色層 オリーブ黒(5 Y3/2) SiC～HC ち密度19mm

II B 2 lm 灰オリーブ(5 Y4/2) HC ち密度14～10mm

(下層になるほどち密度は小さくなる)

上記の層序が標準であるが、クリークの構築や中間層を日本瓦の原料として採土したため、中間層、暗色層がなく作土直下からギチ土層がでる場合がある。今回の試験に供した土壌断面は次の通りである。

Apg 0～11cm 灰(5 Y4/1) LiC

A12g 11～19cm 灰(5 Y4/1) LiC

II Bim 19cm以下 灰オリーブ(5 Y4/2) HC

供試土壌としてII Bim層を地表面より25cmおよび50cmの部分より100cc採土管に地表面に鉛直(タテ)および水平(ヨコ)に採土した。また同付近より一般分析用として乱塊土を採土した。

(2) ギチ土について ギチ土の名前の由来は「ギチギチする」＝「粘りが強い」という意味である。ほとんどが粘土と微砂よりなり土性はHC(重埴土)、塩基置換容量は大きく粘着性は大である。有機物はほとんど含まれておらず主要粘土鉱物はモンモリロナイトである。このギチ土は浅い場合は作土直下に、普通地表より50cm前後より出現する。分布は筑後川東岸の標高2～5mの地域の大部分で生成年代は紀元前5000～800年と推定される¹⁾²⁾⁷⁾⁹⁾。

2) 分析方法

(1) 三相分布：乾熱法

(2) 土性：ピペット法

(3) 液性限界：JIS A1205の方法

(4) 塑性限界：JIS A1206の方法

(5) pF—水分率：土柱法、吸引法、遠心法、蒸気圧法

* 福岡県立農業試験場
注) 山中式硬度計にて測定

で測定

(6) 透水係数：変水位法による透水性測定装置を用いた。

(7) 土壤薄片作成法：100cc 採土管で採土したものを24~48時間室内で風乾し、一辺が1.5cmの立方体となるよう整形し、さらに4~5日間風乾した。その後2日40℃電気恒温器で乾燥させた。浸漬装置は松井¹⁰⁾の方法を習い内径15cmの減圧用デンケータの測口からマンメーター、耐圧びん、真空ポンプと真空耐圧ゴム管で連結した。

浸漬用容器は缶づめの空缶を用い試料を一度に5~6個入れた。薄片の浸漬、固化は河井¹¹⁾の方法に準じて行なった。浸漬剤はポリライトF G 104, 100ml, モノステロール100mlを加え攪拌後ペースト状過酸化ベンゾイル(BPO)を1.0~1.2gを加えてよく攪拌したものをを用いた。試料を入れた固化容器を減圧用デンケータに入れ、浸漬剤を分液ロートに入れてから真空ポンプで30分間吸引減圧した。コックを開いて少しづつ樹脂を容器に入れ試料の上部まで樹脂が入ったら樹脂を入れるのを止め吸引を続ける。20~25時間吸引後発泡が少なくなったら樹脂を試料の上2cmでいどまで加える。(常温では固化しないので夜は吸引を止めても良い)30分間吸引後40~50℃で恒温乾燥器で固化させる。固化するまで2~5日かかる。固化を急ぎ温度を上げると樹脂に亀裂が入るので十分時間をかける。固化後100~110℃で30~60分間加熱し、完全に樹脂を硬化させる。岩石切断器を用い裁断する。裁断の際に使う水で樹脂の浸入が不完全な部分の粘土が膨潤するので、厚めに裁断し研磨して薄くした方が良かった。カーボラダム(#320, #500)およびアラダム(#1000)で研磨した。研磨—洗浄の際、水は使わずケロシンを用いた。研磨、洗浄後セメダインハイパーを用いてスライドグラス(カバーガラス)へ固定した。気泡の浸入を防ぐため、固定するまで(約15分)両手で保持する方法が最も良かった。なお研磨—洗浄—固定までは一連の操作で行った方が粘土の膨潤が起らず、また気泡も入らなかった。出来上った薄片は万能投影器(10~20倍)と鉱物顕微鏡によって微細孔隙を観察し、写真撮影を行った。

3 結果と考察

1) 物理的諸性質

供試した土壤の物理的諸性質は表—1~表—3のとおりであった。仮比重は上層(地表面より25~30cm)で、0.96下層(地表面より50~55cm)で0.90であった。

固相は下層の方が少なく孔隙率は下層の方が大であった。また孔隙のほとんどが液相で気相が少なかった。粗

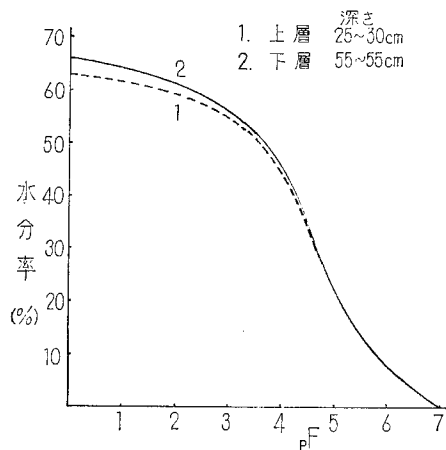
表—1 三相分布と粗孔隙

層位	深さ cm	仮比重 g/cm ³	真比重 g/cm ³	三相分布%			孔隙率 %	粗孔隙 pF 0~1.5 %
				固相	液相	気相		
上部	25~30	0.96	2.61	36.8	60.9	2.3	63.2	3.8
下部	30~35	0.90	2.62	34.4	64.6	1.0	65.6	5.2

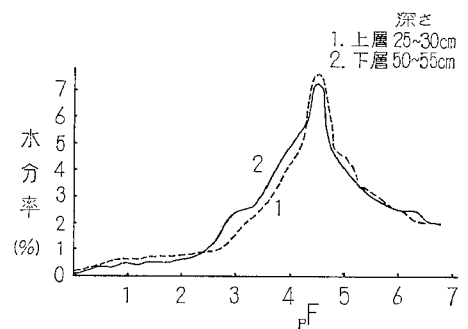
孔隙(pF 0~1.5)量は上層、下層とも少なかった。粒径組成は粘土および微砂が大部分で粘土+微砂含量が90%以上であった。レキはほとんど含まれておらず粗砂+細砂で5%でいどであった。pF測定結果は図—1, 図—2のとおりである。ギチ土の水の大半は非自由水(pF 4.2以上)で重力水(pF 0~1.7), 易効性有効水分(pF 1.7~3.0)はともに少ない事がわかった。

2) 透水係数

試料は地表面に対して鉛直および水平になるよう100cc採土管に採り透水性を変水位法で測定した。その結果は第4表のとおりである。地表面に対して鉛直となるよう採土した場合上層で 10^{-4} ~ 10^{-6} , 下層で 10^{-4} ~ 10^{-7} と



図—1



図—2

表一 2 粒径分布

層位	礫 %	粗砂 %	細砂 %	微砂 %	粘土 %	土性
上部	0	2.6	1.6	42.5	53.3	HC
下部	0	4.3	1.2	42.7	51.8	HC

表一 3 アッターベルグ限界

層位	液性限界	塑性限界	塑性指数
上部	86.5	40.5	45.5
下部	85.0	40.7	44.3

表一 4 変水位法による透水係数
K 20 (cm/sec)

試料番号	土壌断面に対して平行		土壌断面に対して垂直	
	上部	下部	上部	下部
1	8.5×10^{-7}	4.4×10^{-7}	6.8×10^{-8}	9.8×10^{-8}
2	2.7×10^{-4}	2.4×10^{-5}	9.8×10^{-8}	1.8×10^{-7}
3	2.6×10^{-6}	1.0×10^{-4}	7.8×10^{-8}	9.3×10^{-8}
4	1.6×10^{-6}	1.8×10^{-5}		
5	3.6×10^{-5}	8.3×10^{-5}		
6	4.8×10^{-5}	2.5×10^{-7}		
7	4.9×10^{-4}	3.1×10^{-7}		

巾がある。それに対して水平になるよう採土した場合は上層、下層とも 10^{-7} で安定している。この事は土壌断面にそって認められる孔隙が水浸透に大きな役割を果していると考えて良いであろう。

3) 土壌薄片の観察結果

写真1, 4に示したものが土壌薄片を作る前の土塊であり, 2, 3は土壌薄片が地表面に対して水平, 5, 6は鉛直の時の写真である。写真1, 4は実物よりもやや小さく, 2, 5の写真の倍率は約20倍, 5, 6は約54倍である。写真1, 4は直接撮影し, 2, 5は薄片を引伸し機にかけ写真としたものである。3, 6は鉱物顕微鏡(直交ニコル)で撮影したものである。地表面に対して水平な場合はほぼ円型の孔隙が多く認められ, ほとんどの孔隙の周囲は酸化鉄の集積が認められる。また鉛直の場合孔隙は5, 6で見られるように縦長くなり土壌断面にそって孔隙がある様子がはっきり覚る。非毛管孔隙の直径を0.05mm以上と考えると孔隙の数はかなり多くその一部が水の通路として働いていると考えると, 2)で示した地表面に鉛直の場合の透水係数のふれは理解できる。

4 総合討議

以上取まとめてみるとギチ土と呼ばれる重粘土が下層に存在する事で, 排水不良となり湿田化もしくはグライ層の存在が考えられるがギチ土の存在するこの地帯の水田は予想以上に乾田化している。この理由として考えられるのは 1) ギチ土層自体は重粘土であるが孔隙に富み, この層自体は排水不良ではない事。2) 一筆当たりの圃場面積が狭い事。3) この地帯に多いクレークが冬期間排水路として働き圃場の乾田化に役立っている事等が考えられる。今回の研究では主として1)の点について検討した。変水位法による透水係数の測定の結果, 地表面に鉛直に採土した場合, 透水係数は $10^{-4} \sim 10^{-7}$ で水平に採土した場合 10^{-7} で透水性は地表面に鉛直の方が良かった。また薄片の観察結果から非毛管孔隙として考えられる孔隙は地表面に鉛直なものが多くこれが水の通路として役立っていると考えられる。このような自然状態のギチ土は排水不良の原因となっていないが, 一度攪乱されたギチ土は重粘土そのものの不良性がでてくるものと考えられる。また基盤整備において過重転圧が加えられた場合, 前記のような孔隙がこわれ排水不良となる恐れがある。またクレークの統廃合によって今までであった水みちが断たれたり, 破壊される事で透水性の低下が推察される。以上の結果からギチ土の存在する地帯で基盤整備を行う場合次の点について配りよする必要があると考える。

- 1) 工事が少なくなるよう設計する。
- 2) 大型機械の導入をさける。
- 3) 含水比の大きい状態での工事をさける。

5 要約

ギチ土と呼ばれる重粘土の物理的性質と孔隙の微細形態の観察の結果は次の通りであった。

- 1) ギチ土は粒径が非常に細かく粘土が50%以上で粘土+微砂で90%を超えており粘着性が大である。
- 2) pF 水分率測定の結果から, 非自由水が多く, 易効性有効水分, 重力水が少ない事がわかった。
- 3) 透水係数は地表面に鉛直に採土した場合 $10^{-4} \sim 10^{-7}$ と幅があるが水平に採土した場合 10^{-7} で一定であった。
- 4) 土壌薄片の観察結果から0.05mm以上の大小の孔隙が多数認められた。地表面に水平な薄片では円形の孔隙が認められるのに対し, 鉛直の薄片ではヒモ状の孔隙が随所に認められる。このような土壌の方向による孔隙分布の違いは, 透水性の変動幅に影響している事が推察された。

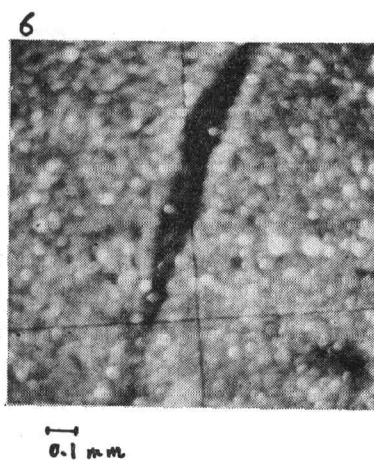
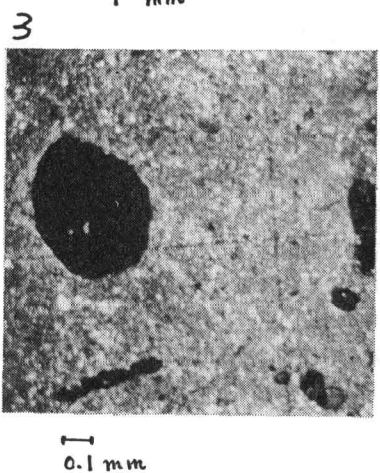
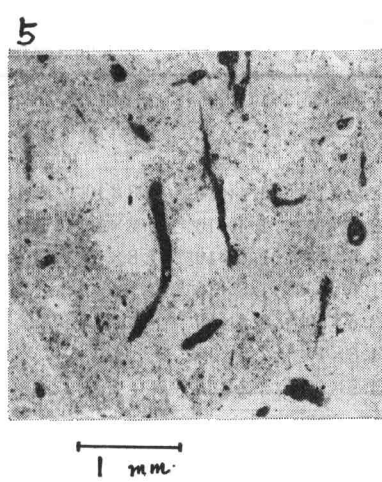
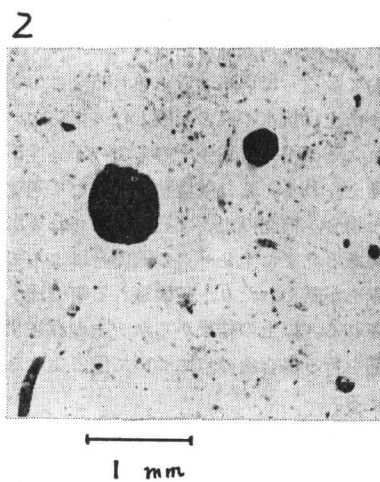
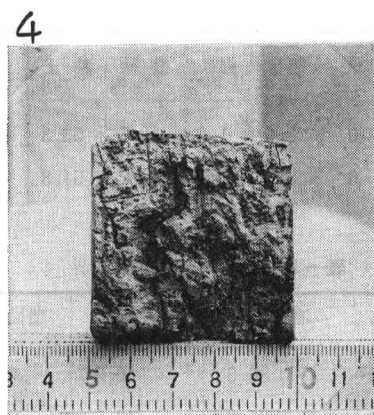
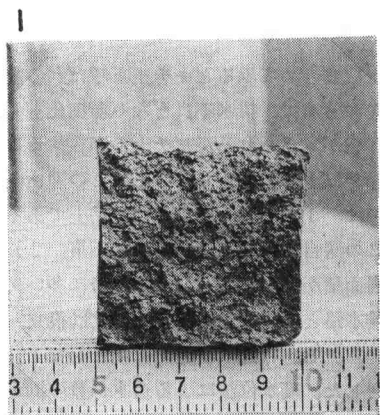


写真 1 ギチ土の未攪乱土，地表面に水平
 写真 2 同薄片の投影写真×20
 写真 3 同薄片の顕微鏡写真×54

写真 4 ギチ土の未攪乱土，地表面に鉛直
 写真 5 同薄片の投影写真×20
 写真 6 同薄片の顕微鏡写真×54

謝辞 本研究を行なうにあたって、御指導と御援助を頂いた農技研土壌物理研究室、寺沢四郎室長、岩田進午主任研究官に謝意を申し上げます。また薄片作成の際、御教示頂いた河井宗示室長、三上正則主任研究官に謝意を申し上げます。

引用文献

- 1) 青峰重範・和日光史 (1954) 有明海沖積水田土壌の粘土鉱物, 九大農学芸雑誌, 14, 377~386
- 2) 青峰重範・東俊雄・井の子昭夫 (1954) 有明海泥土の粘土鉱物, 九大農学芸雑誌, 14, 387~398
- 3) 有村玄洋・鬼鞍豊 (1971) 有明海北部および西部沿岸地域の埴質水田土壌の二・三の物理的性質と土壌微細形態的観察 九州農試報告, 16, 63~184
- 4) 松井正徳・土山健次郎・下川博通・久保田忠一 (1969) 筑後クレーク地帯の土壌 (第3報) 深さ5 mまでの硫化物の含量とその分布, 九州農業研究, No. 31, 131~132
- 5) 鬼鞍豊・有村玄洋 (1970) 大型機械化に伴う水田土壌の基盤整備—主として有明海周辺における海成沖積平野の埴質水田について—, 土肥誌, 41, 205~212
- 6) 松井正徳・下川博通・土山健次郎・久保田忠一・村上康則 (1974) クレーク統廃合に伴う圃場整備田における土壌の変化と水稲の生育, 福岡農試報告, 12, 28~33
- 7) 松井正徳・下川博通・村上康則 (1975) 筑後川下流水田における暗色層のC—14年代測定, 福岡農試概要書, 昭和50年9月, 35~36
- 8) 下川博通・久保田忠一・村上康則 (1978) 基盤整備による土壌の変化ならびに生産力向上に関する研究—ゴチ土を作土とした場合の作物栽培試験—福岡農試夏作試験成績書, 昭和53年3月, 106~118
- 9) 福岡県筑後川水系農用地開発事務所 (1977) 筑後川下流地の土水について
- 10) 松井健 (1967) 北海道の重粘性土壌の微細形態学的研究 I—試料の固化方法について—資源科研彙報, 67, 10~16
- 11) 河井宗示 (1975) 土壌物理性測定法, 養賢堂, 90~96

土壌の物理性とリモート・センシング

五十崎 恒*

はじめに

リモート・センシングは自然界の情報の収集処理、伝達に関する理論を、各種の近代的センサー・通信装置、データ処理装置に応用して特に航空機や人工衛星などから、地上の表面現象を探索する科学技術で一般には「遠隔探査」と呼ばれ、従来の手法による調査と比較してその量・質ともにはるかに多くの情報を得ることが可能である。リモート・センシングの応用により通常的手法では今まで不可能であった広大な地域あるいは奥地での情報が適確かつ迅速に、しかも省力下で安価に得られること、さらに不可視領域における各種の情報が得られることに特徴がある。リモート・センシングは地表のすべての物体からそれぞれ異なった電磁スペクトルエネルギーを放射、反射されていることを利用し、カメラ、スキャナー・レーダシステム等のセンサーを用いて可視光領域、紫外線領域、赤外線領域、マイクロウェーブ領域等の広い電磁波領域情報を探索することができるから資源、気象、海洋、農業等の自然現象の実態把握のみならず、これらの変化の実態や原因の解析にあたっての極めて有効な各種の情報を得ることが可能である。

農業土木の分野への応用の利点としては

- (1) 対象地域が広域であることから省力、省経費のもとで従来の手法によるものよりはるかに高次元の情報を得ることができる。
- (2) 調査対象物（土・水・作物・構造物等）の相互間の相対的關係や干渉の実態を総合的に把握することが可能である。
- (3) 従来の手法では点の調査による情報の集積であるのに対し、連続的な面情報が得られ、これらの面情報の変化の実態がかなり正確に把握され原因の解析や合理的な計画に有効である。

土壌物理の分野に関しては、基礎的な地質土壌、土性の識別をはじめ、土壌と水、作物とのかかわり特に土壌水分分布や水環境とその変化の実態や原因、土地利用の現況、作物の識別、生育状況、耕作可能の推定、土壌侵食の実態と原因、土地保全、地域や土壌の乾湿傾向の判別、湧水の箇所水脈の推定等直接間接に応用される部分

が多い。

土壌水分とリモート・センシング

土壌の反射特性は、土壌中の有機物、無機物粒度組成、母材等によって変化することから表層の土壌分布を知ることができる。さらに土壌水分の変化に対しては、その反射特性の変化は土壌水分の比較的小さい部分ではかなり明瞭で、これらは土性、粒度によって、水分との相関が異なるので、対象土壌あるいは類似土壌によるキャリブレーションが必要であるが、同一土壌についての土壌水分量、水分分布、水分変化の経時的観測あるいはその傾向を知るには極めて有効である。

リモート・センシングと土壌水分に関する実験についてはいくつかの研究成果があるがここには著者等が最近行った実験例を示す。

土壌水分とリモート・センシングの実験例

1) リモート・センシングによる開墾畑の土壌水分分布調査

近年特に必要とされる傾斜地における大規模農地開発では防災上あるいは土地利用上の見地から圃場あるいは地域内の水環境が重要で特に強雨時の水処理が防災上最も重要とされるが、これらは地質、土性、地形変化との関係が極めて複雑で適当な調査手法が確立していない。リモート・センシングはこれらの相互関係の傾向をマクロ的に把握することに有効な手法と考えられるので著者

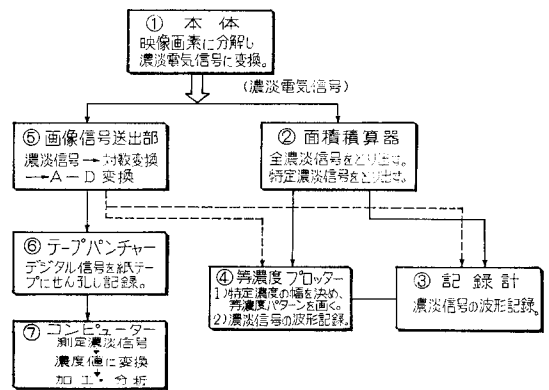


図-1

* 岐阜大学農学部

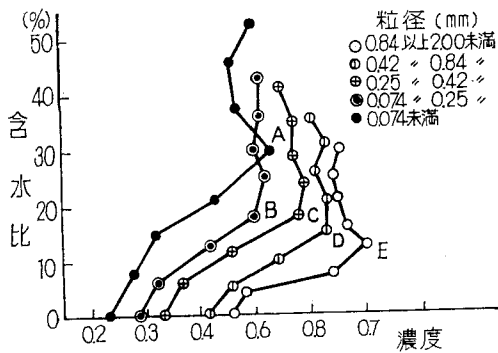


図-2(a)

らは三重県上野市青蓮寺開拓地区の造成農地に対して土壌水分分布調査を実施した。

調査はマサ土地帯に造成された平均コウ配7度 400m²のモデル圃場に対してラヂコン機を用いて約 150mの高度より空中写真撮影をおこなった。撮影は降雨後ほぼ一週間の間隔で実施し、モノクロ、カラー、赤外によって得られたそれぞれの画像をデンスitomーターを用いて写真濃度を測定記録し、さらに写真濃度をカラーでディスプレイするアナログ処理をおこなった。(Fig. 1 参照)

Ground Truth は降雨後における土壌水分を5~10mメッシュで直接サンプリングし、土壌水分分布図を作成し、これらと前記の画像解析結果と対比し検討した。これらの結果濃度値と含水比の一対一対応関係を知ることは困難であるとしても水分分布の傾向を知る上には充分

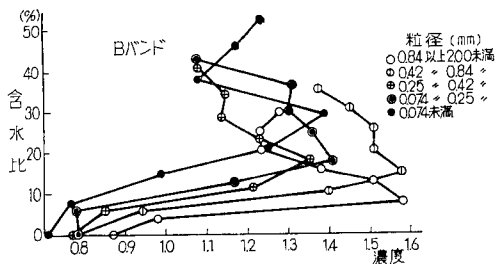


図-2(b)-1

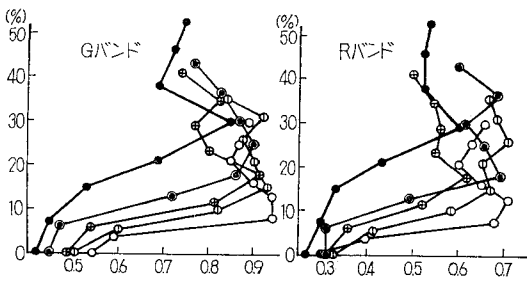


図-2(b)-2

実用に耐えることが明らかになった。

2) リモート・センシングによる傾斜地圃場のガリー発生伸長に関する調査

三重県上野市青蓮寺開拓地区(上出団地)に昭和52年度に造成されたモデル圃場(勾配約5~8度の裸地)に対して降雨毎のガリーの発生及び伸張並びに流砂、堆砂の実態をラヂコン機により撮影をおこない、ガリーと降雨との関係について一連の調査をおこなった。

この結果ラヂコン機によって得られた画像を偏位修正することにより、モデル圃場の降雨毎の地表変化の実態を正確に重ね合わせることが可能で、経時的に面的情報が得られ、一連の画像解析をおこなうことにより従来よりはるかに量、質共に豊富な情報が得られることが明らかとなった。

3) 土壌の種類と土壌水分による画像濃度の基礎的実験

標準砂、シルト質土壌、花崗岩残積土、花崗岩基盤土の4種類の土壌を用い、それぞれ8段階の土壌水分にセットしたのに対してネガカラー、ポジカラー、赤外カラー、赤外モノクロフィルムを用いて撮影をおこない、得られた画像に対して0.2×0.2mmのスリット巾でそれぞれ濃度測定をおこない各プロット内の平均の濃度電圧と含水比との相関について考察をおこなった。その結果は図-2のごとくで土壌によって相関がことなるが比較的含水比の低い場合には極めて高い相関が得られ、実用的にも充分応用が可能であることが明らかとなった。

4) 土壌水分とラヂオメーターによる土壌表面温度

前記と同様の試料及び含水状態にセットした資料について、ラヂオメーターを用いて土壌の表面温度を測定し含水比との関係につき考察をおこなった。

測定は1時間毎に24時間実施したが含水比が小さい場合には温度変化は大きく、また含水比が大となるに従って温度変化は小さくなる傾向があり、この傾向は全資料について見られた。

参考文献

- 1) リモート・センシング, 和達外, 朝倉書店, (1976)
- 2) リモート・センシングノート, 日本リモート・センシング研究会, 技報堂(1975)
- 3) リモート・センシングの農業土木への応用と今後の展望, 五十崎恒, 農土誌, 43巻1号(1975)
- 4) リモート・センシングによる開墾畑の土壌水分分布調査, 五十崎恒・松本康夫, 張中, 62号, (1976)

- 5) リモート・センシングとその土壌図への応用の可能性, 浜田竜之介, ペドロジスト, 15, (1971)
- 6) 土壌とリモート・センシング, 浜田竜之介・加藤好武, 環境情報科学, (1974)
- 7) リモート・センシングと土壌調査, 浜田竜之介, 農土誌, 43巻, (1975)
- 8) リモート・センシングの原理と問題点道野敏雄, 農土誌, 43巻, (1975)
- 9) 画像による土壌水分調査, 五十崎・松本, 張, 農業土木学会昭和53年度大会講演要旨集
- 10) ミニ・マルチバンドカメラを用いた土壌水分の検出, 高安正, 農土学会昭和52年度講演要旨集
- 11) リモート・センシングの農耕地土壌調査への利用, 加藤・丸山・山崎: リモートセンシングシンポジウム, (1976)
- 12) 赤外線写真・赤外線映像の土質調査への応用, 荒木春視, 土と基礎, 25

会 務 報 告 (53.3.1~53.9.15)

第8回事務局会議 53.3.28 於：大府大農

〔出席者〕 手島, 岩田, 穂波, 上田, 矢部, 村島

- 1) 会務運営現況について
- 2) 第20回土壌物理研究会シンポジウムについて
- 3) 次期評議員選挙について
- 4) 新入会員の申込みについて
- 5) 20周年記念事業について
- 6) その他

第4回評議員会 53.4.6 於：東京大農

〔出席者〕 手島, 岩田, 寺沢, 田淵, 前田, 湯村, 葛上 (事務局) (委任状8名)

〔報告および議題〕

1. 報告事項 1) 会務運営現況
2. 協議事項 1) 第20回土壌物理研究会シンポジウムについて (主テーマについて協議され「田畑輪換について」に決定
- 2) 次期評議員選挙について, 選挙管理委員長は駒井 豊 (大府大農) に依頼することに決定
- 3) 新入会員の承認について
- 4) 20周年記念事業について「土壌の物理性と植物生育」の出版について承認
- 5) その他

第9回事務局会議 53.5.9 於：大府大農

〔出席者〕 手島, 葛上, 矢部, 穂波, 村島

- 1) 選挙管理委員の人選について
杉本正美 (大府大農) 金木亮一 (滋賀短大)
前川俊清 (京大農)
- 2) 会員名簿の作成について

3) その他

第1回選挙管理委員会 53.7.8 於：大府大農

〔出席者〕 駒井, 杉本, 前川, 矢部 (事務局)

- 1) 選挙案内等の草稿について
- 2) 開票までの事務手続き, 日程について
- 3) その他

第10回事務局会議 53.7.12 於：大府大農

〔出席者〕 手島, 葛上, 矢部, 穂波, 村島

- 1) 評議員選挙に関する事務処理について
- 2) シンポジウム運営委員会について
- 3) その他

第4回編集委員会 53.8.28 於：大府大農

- 1) 会誌No.38の構成について
- 2) その他

第11回事務局会議 53.9.9 於：大府大農

〔出席者〕 手島, 矢部, 村島, 荻野

- 1) シンポジウム運営委員の人選について
荻野芳彦 (委員長) 杉本正美, 穂波信雄, 葛上久
上田和夫, 出浦隆一郎, 矢部勝彦, 村島和男 (以上大府大農)
- 2) シンポジウム開催準備について
- 3) その他

第1回シンポジウム運営委員会 53.9.12 於：大府大農

〔出席者〕 荻野, 上田, 葛上, 杉本, 出浦, 穂波, 村島, 矢部

- 1) シンポジウム開催案内について
- 2) シンポジウム開催までの準備について
- 3) その他

〔新入会員〕 (52.4.1~53.3.31)

岩崎正美	鳥取大農・農工	正	〒680	鳥取市湖山町1-1
上山泰	神戸大農・農場	〃	〒675-21	兵庫県加西市鶴野町堂ノ本神戸大農付属農場
加藤保	愛知県農総試	〃	〒480-11	愛知県愛知郡長久手町岩作三ヶ峰1の1
矢吹万寿	大府大農・農工	〃	〒591	堺市百舌鳥梅町4丁804
山田宣良	香川大農・農工	〃	〒761-07	香川県木田郡三木町池戸
横瀬広司	〃	〃	〒540	大阪市東区大手前之町
大槻貞男	信州大農・農化	〃	〒399-45	長野県上伊那郡南箕輪村8304
清水正之	大阪府南部公園事務所	〃	〒591	堺市金岡町128
崎山藤三郎	大阪府土木部公園課	〃	〒540	大阪市東区大手前之町
山田明	関西グリーン研	〃	〒665	宝塚市小林字南畑226-1
嘉門保彦	〃	〃	〃	〃
尾真一	〃	〃	〃	〃
井上久義	四国農試	〃	〒745	香川県善通寺市生野町1406-9 (自宅)

田 中 伸 幸	山形県農試	正	〒990	山形市鉄砲町2-10-75
佐 藤 俊 夫	"	"	"	"
神 保 恵 志 郎	"	"	"	"
藤 縄 克 己	農土試	"	〒300-21	茨城県筑波郡谷田部町観音台2-1-2
小 菅 孝 利	"	"	"	"
安養寺 久 男	"	"	"	"
金 木 壳 一	滋賀県短大	"	〒525	滋賀県草津市西渋川2-8-4
小 谷 広 通	"	"	"	"
長谷川 澄 夫	新潟大農・農工	学	〒950-21	新潟市五十嵐2の町8050
内 田 勝 利	鳥取大農・農工	正	〒680	鳥取市湖山町南4丁目101
河 野 洋	"	"	"	"
井 上 光 弘	"	"	"	"
山 本 太 平	鳥取大農・砂丘利研	"	〒680	鳥取市浜坂1390
前 川 俊 清	京成大農・農工	"	〒606	京都市左京区北白川追分町
西 出 勤	岐阜大農・農工	"	〒504	岐阜県各務原市那加門前町3-1
森 田 重 則	鹿児島農試	正	〒891-01	鹿児島市上福元町5500
熊 谷 直 敏	静岡大農・林学	"	〒420	静岡市大谷836
羽 切 俊 勝	日本土壤検定協	"	〒210	川崎市多摩区三田1-22(自宅)
小 倉 力	明治大農・農工	学	〒187	東京都東村山市野口町4-32-12(自宅)
大 野 幹 彦	"	"	〒253	神奈川県茅ヶ崎市共恵1-5-24(自宅)
花 輪 敏 彦	"	"	〒228	神奈川県相模原市相南4-13-7 小島方
小 沢 聖	東京都亜熱農センター	"	〒100-21	東京都小笠原村父島
土 谷 富士夫	帯広畜産大・農工	"	〒080	北海道帯広市稲田町西2線
村 上 康 則	福岡県農試	"	〒818	福岡県筑紫野市上古賀
高 橋 竹 彦	神戸大農・農化	"	〒657	神戸市灘区六甲台町1
木 村 清	道立中央農試	"	〒069-13	北海道夕張郡長沼町東6北15
橋 本 均	"	"	"	"
村 尾 重 信	北海道農試	"	〒062	札幌市豊平区羊ヶ丘1
佐 藤 幸 一	北里大畜産	"	〒034	青森県十和田市大字三本木字前谷地149-2
橋 本 岩 夫	石川県農短大	"	〒921	石川県石川郡野々市町未松卯33
角 博	東京都小笠原支庁	"	〒100-21	東京都小笠原村父島
緒 方 雄 一 郎	佐賀県農試	"	〒809-12	佐賀市嘉瀬町扇町227-16(自宅)
小 出 維 夫	弘前大農・農工	"	〒036	青森県弘前市文京町3
森 正 克 英	石川県農試	"	〒429-17	石川県鹿島郡鳥屋町黒氏ル部84(自宅)
茨城大学図書館	農学部分館	購	〒300-03	茨城県稲敷郡阿見町
板 木 利 隆	神奈川県園芸試	正	〒259-01	神奈川県中郡二宮町二宮1217
林 勇	"	"	"	"
吉 永 憲 正	高知県農林技研	"	〒781-21	高知県吾川郡伊野町波川
山 田 正 幸	群馬県農試	"	〒371	群馬県前橋市江木町1251
神 谷 光 彦	北海道工業大・土木	"	〒061-24	札幌市西区手稲前田419-2
中 野 俊 郎	新潟大農・農工	"	〒950-21	新潟市五十嵐2の町8050
広 島 県 農 試	資料室	購	〒739-01	広島県東広島市八本松町原
袴 田 共 之	道立根釧農試	正	〒186-11	北海道標津郡中標津町桜ヶ丘1丁目
山 口 宏	"	"	"	"
荒 井 涼	富山県立技短大農林土	"	〒939-03	富山県射水郡小杉町黒河
広 部 誠	神奈川県園芸根府川分場	"	〒350	神奈川県小田原市根府川上長畑574-1

原稿執筆規定

- 1) 文体 平かな漢字混じりの横書き口語文として、できるだけわかりやすい表現にする。
- 2) 術語以外はなるべく当用漢字を用い、かなは現代かなづかいとする。
- 3) 句読点、括弧、ハイフンには一画を与える。数字・ローマ字は一画に一字を充てる。
- 4) 数字 アラビア数字を用い、漢数字は普通の字句についてのみ用いる。
- 5) 外国人名は欧字とする。最初の文字のみ大文字とする。
- 6) 外国地名はカタカナを原則とするが、必要に応じて欧字を用いる。
- 7) 字体の指定は、ゴシック、イタリック——のように鉛筆で下線を書く。紛らわしい文字は誤植防止のための指示を鉛筆で記入する。(例: ℓ —エル, 1—イチ, I—アイなど)
- 8) 術語 原則として文部省編: 学術用語集による。普通に用いられる外国語の術語、物質名などはカタカナで書く。
- 9) 略字、略号を使うときは、はじめにそれが出来る個所で正式の名称とともに記す。例: 液性限界 (L L)
- 10) 数量の単位は原則としてCGS制を用いる。
- 11) 表・図・写真などは必要最小限とし、同一事項を表と図に重複して示すことは避ける。
- 12) 表・図・写真は本文のあとに1枚ごとに原稿用紙あるいはこれとはほぼ同大の別紙に書き、またははり付ける。1枚ごとに著者および表題を鉛筆で略記して事故の発生を避ける。本文中欄外に挿入位置を指定し空白はあけない。ただし指定の位置にはならないことがある。
- 13) 空欄の多い表は避け、注を使うなどして紙面の節約をはかる。
- 14) 図は上質白紙または淡青色方眼紙に黒インキで明確に書く。トレースに適しない図は書き直しを要求することがある。図中の文字は鉛筆でうすく記入することにとどめる。
- 15) 図は刷り上がりの大きさを指定し、1.5~2倍長ぐらい大きく書く。ただし必ずしも指定の大きさにならないことがある。図中の字の大きさおよび線の太さは刷り上がりを考慮して定める。
- 16) 表の番号は「表-1」のようにし、説明とともに表の上に記入する。
- 17) 地図には定尺をつけ、何万分の1などの縮尺を指定しない。
- 18) 文献は本文のあとにまとめて通し番号順に書く。通し番号は引用の順序または著者名のABC順とする。本文の引用個所の右肩に番号を片括弧で小さく入れる。判文名は記載しない。

— 編集後記 —

早いもので大阪府立大学農学部で事務局をお引受けして3年たち、本号をもって新しいメンバーに引継ぐこととなりました。当初、手島三二会長を中心に新メンバーによる編集担当も新機軸を出すべく努力をいたしたのであります。が、何程のことをなしたかは会員諸兄の御賢察によらなければなりません。

本38号には報文3、論説1、資料2、解説1編が寄せられ、それぞれのテーマで新しい知見が紹介されています。読者諸賢の御高論をいただければ幸いです。

最後に、これまで編集担当に寄せられました御援助と御協力に感謝するとともに、担当の不手際をおわびし、会員各位の御健康と御発展をお祈りする次第であります。(荻野芳彦)

土壌の物理性第37号のミスプリントについて

次のようなミスプリントがありました。訂正しておわび申し上げます。

	誤	正
P 15, 上から25行目, 27行目	Nagote	Nagata
P 45, 左, 25行目	不飽和で層内圧力であっても	不飽和で層内圧力が負であっても

土壌物理研究会

事務局構成	会 長 手島 三二
	副会長 岩田 進午
	庶務幹事 葛上 久, 矢部勝彦 会計幹事 村島和男 編集幹事 穂波信雄, 上田和夫
編 集 委 員	四方田敏(委員長), 荻野芳彦, 佐藤晃一, 古川久雄, 松井重光, 三野 徹

土壌の物理性 第38号 (会員配布) 1978年11月30日発行

発行 土壌物理研究会 (〒591) 大阪府堺市百舌鳥梅町4丁804 大阪府立大学農学部農工学科内

電話 0722-52-1161 (内線2446) 振替口座 東京5-17794, 銀行口座 三和銀行中もず支店

口座番号 (普通預金) 62786

Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan

No. 38

November 1978

Contents

Foreword	S. IWATA.....	1
Originals		
Studies on the Change of the Soil Solution and the Physical and Chemical Properties at the Main Citrus Farm's Soil in Shizuoka Prefecture.....	A. OSHIRO.....	2
Studies on the Dispersion and Flocculation Properties of Volcanic Ash Subsoils.....	M. YAZAWA.....	9
Studies on the Relationship between Atterberg Limits and Initial Water Content of Soil —Studies on Soil Plasticity (1)—	K. SOMA.....	16
Review		
Research for Pedological Engineering	A. TADA.....	23
Notes		
Compaction and Physical Conditions of the Turf Soil (II) —Survey of Hardness—	N. MAEKUBO.....	27
Studies on the Physical Properties of the Heavy Clayey Paddy Soils in the Lower Basin of the Chikugo River —Physical Properties and Micromorphological Observations on the Gichi-Soil	Y. MURAKAMI.....	31
Explanation		
Physical Properties of Soil and Remote Sensing	W. ISOZAKI.....	36
Announcement		39

Research Association of Soil Physics, Japan
College of Agriculture, University of Osaka Prefecture
4-804, Mozuume-machi, Sakai, Osaka, Japan
President Sanji Tejima