

# 土壌の物理性

第 37 号

昭和53年 5 月

---

巻 頭 言	長 堀 金 造	1
シンポジウム		
I Recent Aspects on Soil Physics		
Recent Progress in Soil Physics Reseach	W. R. Gardner	3
Particle Interaction in Soil Physics	B. P. Warkentin	9
II 各種ホ場における水収支の諸問題		
火山灰台地における水分変動	早 坂 猛	17
傾斜開畑地における熱・水配分構造と土壌の物理性	三 野 徹	22
樹林地の土壌改良後における水収支について	四方山 穆	29
質疑応答と総合討論		35
総説 土壌の保水性と透水性について	山 村 善 洋	39
資料 芝生土壌の物理性測定結果について(I)	前 窪 伸 雄	47
解説 ポリライトによる土壌スライドの製作法	長 田 昇	52
会務報告		56

---

## 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。編集委員会に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	図表数	写真数	葉
著者名	別刷		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

---

---

### 農 地 環 境 を め ぐ っ て

長 堀 金 造\*

Kinzo NAGAHORI

米の過剰生産のために農林省では昭和53年～55年度にわたり、391,000ha(170万ton 相当)の畑作転換計画がなされ、この数量を原則として固定しようとしている。

一口に391,000haといってもわが国水田総面積の約1割をこえる耕地であって転換面積としては少ない。もともと水田は水がかりのよいしかも代かきなどにより浸透を抑制するように管理された土層構造を形成されているので、畑地とは異なった状況にある。それがはたして畑作物生育に適した水分環境をあたえるように土壌の物理的な改善を計ることができるか否かが重要な問題なのである。

一般に地下水位の高いかんがい期間中の水田地帯で一部畑作転換を計った場合は、通気性や排水性の不良のために畑作物の生産力低下をもたらすことが多く、ホ場排水の促進とともに土壌構造の改善が必要となる。一方、タン水条件下で形成された水田土層に特徴的な土壌構造は畑地転換に伴う乾燥によって変化するのでそれを再び水田に還元する場合に水田浸透量にどのように影響するかが用水計画上也重要な問題である。

このように畑作転換計画の農地が水田にも畑にも多目的に利用される場合には、それをとりまく農地環境をよく検討して、利用目的にマッチした土壌環境と土壌物理的な改善を計ることが何よりも重要なこととなる。

つまり、土壌の物理性がどのような状況の時に作物がもっとも生産性が高いのか作目ごとに明確にすることが重要なこととなる。したがって、転換作物の生育、収量と土壌物理的諸条件の関連についての実学的な調査研究が今後特に望まれるところであり、これらを明らかにするための土壌物理研究が畑転換計画成功のかなめとなるものである。

一方、地力の低下も深刻である。堆肥、有機質肥料のかわりに手間をはぶくためもっぱら化学肥料の投下となって、農地のためには望ましい堆肥などによる農業廃棄物の農地還元量を低下させ、ひいては土壌の浄化能力を低下させ農業の環境汚染を起こしたり、肥料養分の流亡による水域の富栄養化の一つの原因を作っていると考えられる。また、多肥による収量増加の頭打ち、病原菌害虫などの農業耐性の問題、粗大有機物投下量の減少に伴う土壌の易耕性の低下等、地力維持・向上という長期的問題の解

---

\* 岡山大学農学部

決されなければならないものが多い。

以上のように米の生産過剰をめぐる問題と安易な食糧の輸入の思想が地力を維持しようとする努力を阻害しているように思えるのである。

土も生きているのであるから、土壌の物理性や化学性の指標から診断してつねに活力のある農地基盤を保全しつつ、良質の食糧を供給する農業生産方式に切り替えていくべきであることを各界に提言していくことも本研究会の重要な課題のように思えるのである。

## RECENT PROGRESS IN SOIL PHYSICS

**W. R. Gardner<sup>1)</sup>**

Department of Soil Science University of Wisconsin-Madison

A number of general themes characterize the research in soil physics in the United States in recent years. This brief account does not attempt to describe all of them, being restricted to a few of those areas in which we at the University of Wisconsin-Madison have shared an interest with colleagues from a significant number of other research institutions. During the decades of the 1950's and 1960's there were carried out a large number of laboratory studies, particularly on water movement in unsaturated soils. With the increasing availability of high-speed digital computers many complex mathematical problems in unsaturated flow received attention. Along with an increased understanding of flow, both saturated and unsaturated, came an increased interest in and study of solute movement in soils.

Unsaturated flow of water has always been of interest in irrigated areas in the United States and in the Western regions salinity problems have engendered interest in solute movement, e.g. leaching of chlorides and sulfates. With the countrywide concern for water quality which expanded greatly during the 1970's, the need to understand water and solute movement under field situations became compelling nationwide. The nation's water quality standards were largely set by an Act of Congress in 1972, which specified as national policy the virtual elimination of all discharge of pollutants into the nation's surface waters by 1985. This elimination of point discharge

dictates that almost all wastes must be disposed of on land, since burning would tend to violate previously enacted air quality laws. Although soil physicists have felt confident that their laboratory studies have elucidated the proper physical and mathematical laws describing water and solute movement in the field, the application of these laws to field situations has proven very difficult and soil physicists and engineers across the country are now actively pursuing a large number of field studies.

Our Department has been involved in experiments on the disposal of sludge and other substances such as whey on agricultural land and has carried out the usual type of empirical field plot trials. However, the studies which I wish to describe in more detail are those designed to improve the efficiency of nitrogen fertilization under our irrigated conditions. Some of the hydrological aspects of our researches have been summarized in the SEFMIA paper (Gardner, 1977). Wisconsin has about 20,000 ha of land in potatoes, mostly on sandy soils with a very low water holding capacity (about 15mm in a 25-cm root zone). Large acreages are planted to other vegetable crops. This low water holding capacity requires that the normal rainfall be supplemented by irrigation, usually supplied by overhead sprinklers. Our water balance studies on beans (Black et al., 1970) indicated that most crops in this region were being irrigated much more than strictly necessary. Research also has shown that N applications

<sup>1)</sup> Research supported by the College of Agricultural and Life Sciences, University of Wisconsin, Madison.

in excess of 220 kg/N/ha do not increase yields of tubers. These facts inferred that substantial leaching losses of N were occurring, with the potential for nitrate pollution of groundwater, as well as the economic losses due to inefficient fertilizer use.

Therefore, our soil physicists joined forces with our soil chemists to verify these presumed leaching losses and to determine if more efficient irrigation and fertilization schedules could be developed. As described in the SEFMIA paper, the hydrological cycle for this sandy soil has been worked out with some precision, with the individual elements of the water budget for the soil profile capable of prediction with quite good precision. Unlike most irrigated regions in the Western United States, farmers in the Midwest must take precipitation during the growing season into account if they are to improve the efficiency of their irrigation and fertilization; although it has been the usual practice to ignore rainfall in scheduling irrigation. Details of the experiments are given by Saffigna and Keeney (1977) and by Saffigna et al. (1977) and will not be repeated here. The significant finding was that by reducing the irrigation according to the precipitation and by going to smaller and more frequent irrigations and fertilizer applications than the conventional practice, nitrate leaching could be reduced significantly. Figure 1 illustrates the reduced leaching accompanying the reduced drainage. Since there are fewer uncertainties in the chloride balance than in the nitrogen balance of a soil profile chloride as well as nitrate was followed. The data shown were obtained from the effluent from weighing lysimeters fitted with a suction drainage system. It has earlier been established that the drainage from the lysimeters was virtually identical with that from the surrounding field. It can be seen from Figure 1 that about a 25 percent decrease

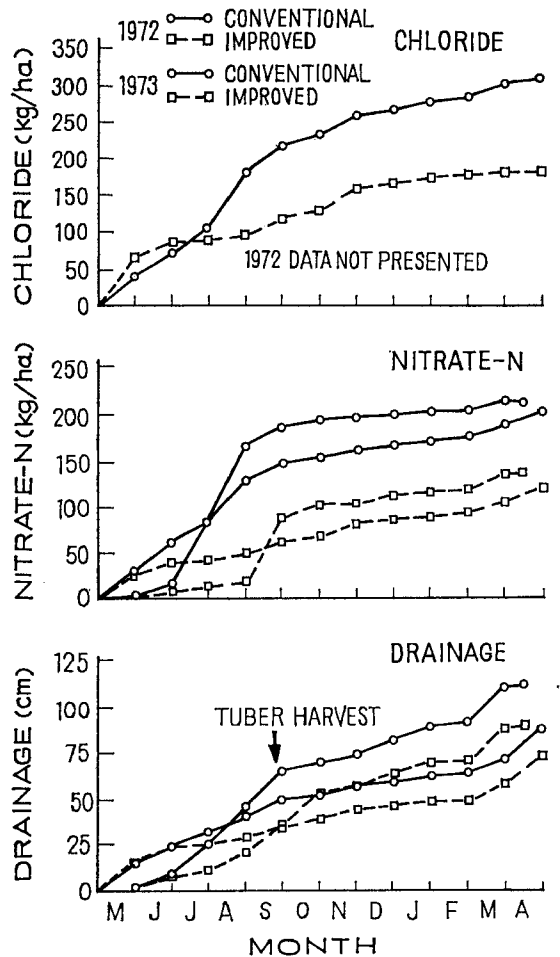


Figure 1 Cumulative drainage, nitrate and chloride leaching under irrigated potatoes. The Conventional treatment represents present farmer practices and the Improved smaller and more frequent irrigations and fertilizer applications.

in the amount of drainage water was achieved by the reduced irrigation schedule. When this is coupled with more frequent application of nitrate an even greater reduction in the leaching of nitrate is achieved. For details of the actual treatments, the reader is referred to the papers cited.

One important finding of Saffigna's experiments was that, at least for potatoes, was that there was a very non-uniform infiltration of water into the soil profile (Saffigna et al., 1976). The potato plants were found to channel water down their stems and into the soil above the

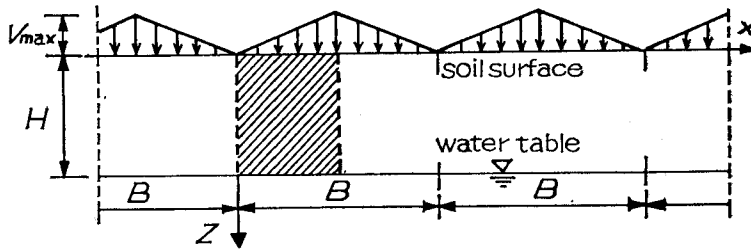


Figure 2 Schematic diagram of non-uniform infiltration problem.

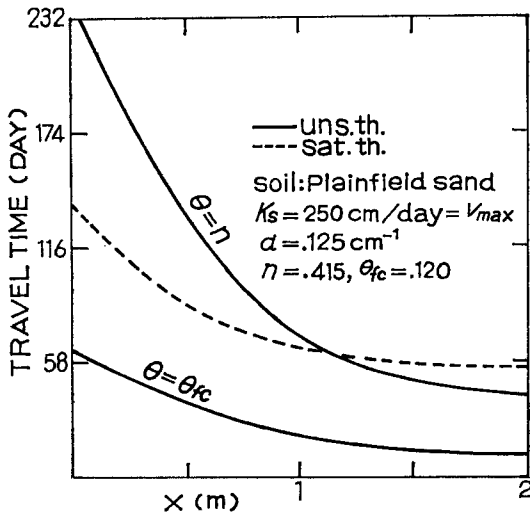
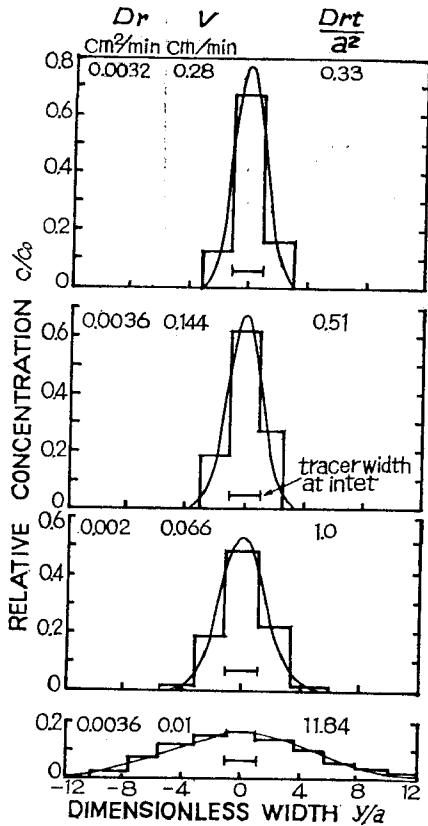


Figure 3 Travel times as a function of lateral position for special case of problem illustrated in Figure 2.  $n=0.415$  represents saturated water content and  $\theta_{fc}=0.12$  is the approximate value of the field capacity water content. The maximum infiltration is 250 cm/day which is also equal to the saturated permeability. The parameter  $\alpha$  characterizes the soil structure.

tubers. Water running off the leaves tended to infiltrate in the furrow with very little water entering the soil on the shoulders of the ridges. This non-uniform infiltration lead to a very nonuniform leaching of the root zone, and it was found that estimation of leaching losses from field cores tended to give biased estimates. A weighted sampling scheme taking into account the non-uniform infiltration improved the estimates (Jury et al., 1976), but did not completely solve the problem. The field data suggested that there was every little lateral dispersion of transport of solute in this soil.

In order to gain some insight into the lateral transport phenomenon, we have carried out

two additional studies. In one of these we (Batu and Gardner, 1977) looked at the lateral movement of water in a profile due to non-uniform infiltration. Taking for simplicity a linearly-varying infiltration rate illustrated in Figure 2, we calculated the position of the streamlines and the travel times within the root zone. Figure 3 shows the travel times as a function of position in a system two meters wide across which the infiltration rate varies linearly. Two different water contents were assumed, saturation at which  $\theta=0.415$  and field capacity at which  $\theta=0.12$ . A saturated conductivity of 250 cm/day was assumed and the maximum infiltration rate at the peak was set equal to this rate. The conductivity was assumed to decrease exponentially with decreasing water potential. The soil is quite sandy so the result is more dramatic than it would be in a clay. What should be observed is that the time for a solute tracer to travel about one meter down through the profile is four times as long under the region where the infiltration is minimum compared with the region where it is maximum, and that the difference is much greater for the unsaturated case than were the soil saturated. The practical implication of this result is that the water tends to move downwards below where it enters the soil and that any surface effects which tend to result in non-uniform infiltration are propagated for considerable depth down through the unsaturated zone and do not average out readily.



**Figure 4** Chloride concentration showing lateral dispersion for flow through Plainfield sand for different velocities. The corresponding dispersion coefficients are shown on the figure.

In a second study, we (Yule and Gardner, 1978) found from laboratory dispersion experiments that the lateral dispersion coefficient in this sandy soil is very small and independent of flow velocity. In **Figure 4** are plotted the concentration distribution of a chloride tracer as it passes through a 20cm soil sample. Four different flow velocities are represented. In each case, the driving force was approximately unity (gravitational) so that the decreasing flow rates are associated with decreasing soil water contents. The pore water velocities varied from 0.01 cm/min to 0.28 cm/min, representing a water content variation from a low of 0.12 to a high of 0.28 (percent by volume). The concentration distribution obeys simple dispersion theory (Yule and

Gardner, 1978) with a constant lateral dispersion coefficient of about 0.003 cm<sup>2</sup>/min. Over this same range of water contents and velocities the longitudinal dispersion coefficient was found to be a linear function of the velocity according to the regression equation  $D_L = 0.216v + 0.0032$  cm<sup>2</sup>/min.

The significance of this very low and constant lateral dispersion coefficient is that in this sandy and poorly structured soil, there is very little lateral dispersion or spreading so that a solute which enters the soil as a narrow band or at a point will tend to move along a water flow streamline for great distances without much lateral displacement. Furthermore, the amount of displacement depends upon how slowly the solute moves. This explains why the infiltration pattern and nitrate leaching pattern found under our potato field persisted to the water table at a six or seven meter depth. It implies that small localized soil samples will reflect local effects even to considerable depth that a collection of individual samples will not necessarily represent a good average for a large field. We found that we could not determine the average water percolation rate and multiply it by the average concentration of the soil solution to get a good average for the leaching rate. It was necessary to multiply the local percolation rate by the local solution concentration and then average the product of the two. Even then this was not in exact agreement with the lysimeters. Field cores indicated that the profile was leached more rapidly than did the lysimeter. This implies that the less well-leached regions were not adequately represented in our field core sampling procedure, even though attempts were made to take into account the differences in fluxes below the furrows and the ridges.

Our results seem to be consistent with those found elsewhere in field studies in recent years. We find that we can predict the soil water



budget quite well and that our flow theories are reasonably adequate in terms of averages over large areas so long as we have hydraulic conductivity data determined in the field. Our prediction and description of solute movement is much less satisfactory and we have much more to do on this problem before we have adequate predictive capability. When we add to the problem biological effects such as those involved in the nitrogen budget where mineralization and nitrification must be taken into account, our equations do not even cope with controlled laboratory situations. We are far from an adequate description of the field. Thus, we cannot predict the fate of nitrogen added in land disposal of wastewater and we still do not know why we must apply much more nitrogen than the plants need to get maximum crop production. Because the problems are so complex and the experiments so difficult and time-consuming, it is very important that we share information as widely as possible and seek to work together with colleagues everywhere. We in the United States have much to learn from our Japanese colleagues, particularly on the subject of soil nitrogen, and I hope that the future will see us working very closely together on many of these important problems.

#### References

- 1) Batu, V. and W.R. Gardner. 1978. Steady-state solute convection in two dimensions with non-uniform infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42: 18-22.
- 2) Black, T.A., W.R. Gardner and C. B. Tanner. 1970. Water storage and drainage under a row crop on a sandy soil. *Agron. J.* 62: 48-51.
- 3) Gardner, W.R. 1977. Control of irrigation and drainage for intensively-managed soils. *Trans. Seminar on Soil Environment and Fertility Management in Intensive Agriculture, Tokyo, Oct. 1977.* p. 44-52.
- 4) Jury, W.A., W. R. Gardner, P.G. Saffigna and C. B. Tanner. 1976. Model for predicting simultaneous movement of nitrate and water through a loamy sand. *Soil Sci.* 122: 36-43.
- 5) Saffigna, P.G., C. B. Tanner and D.R. Keeney. 1976. Non-uniform infiltration under potato canopies caused by interception, stemflow, and hilling. *Agron. J.* 68: 337-342.
- 6) Saffigna, P.G. and D.R. Keeney. 1977. Nitrogen and chloride uptake by irrigated Russet Burbank potatoes. *Agron. J.* 69:258-264.
- 7) Saffigna, P.G., D.R. Keeney and C. B. Tanner. 1977. Nitrogen chloride and water balance with irrigated Russet Burbank potatoes in a sandy soil. *Agron. J.* 69: 251-257.
- 8) Yule, D.F. and W.R. Gardner. 1978. Longitudinal and transverse dispersion coefficients in unsaturated Plainfield sand. *Water Resour. Res.* (In press).

#### Questions and Answers

**Yasutomi:** Profile of nitrate content have any peaks against depth. Is it because the irregularity of mechanical property of soil texture? Did you get mechanical texture of soil you use?

**Gardner:** We do have the mechanical texture. It is the fine sand. We think there are in a lysimeter in a slight separate two peaks for any individual input of fertilizer. But we don't know why.

It (is those are) two sets of channels, perhaps, but for specific uniform material, we don't know why these two sets of channels sit to exist. If there were well structured soil, we might be able to believe in a two-channel system, but in this we can't find the evidence for it. I don't know the answer to your question.

**Miyazaki:** You have programmed that you put a ceramic tube at bottom of lysimeter. What suction, I mean the negative tension, you put to that ceramic tube?

**Gardner:** About one-third the atmosphere. About 3 - 500 mb., it's initially with control quite precisely and it's found that this

control with unnecessary, that it could be uncontrolled suction, but it's been measured about one third.

**Miyazaki:** What's the depth of the bottom of the lysimeter?

**Gardner:** 150 cm. The ceramic tubes are surrounded with the layer of special earth which give you better contact than the sand.

**Iwata:** You showed that the gradient of hydraulic head becomes often about unit in profile of the field. I also found this phenomena. Please tell me the reason.

**Gardner:** It takes a little bit of mathematics. But the reason is that profile drains almost uniform water content. And it only requires a very small increase in water content with that to give you enough increase in conductivity to take care of the diversion of the flux, or the increase flux. And so that if there is any major departure from unity, then you will have tendency for the lines straight up again. And in one of his papers, Philip goes soon argument as to why a propagation cannot grow why it must decrease. What is surprising a little bit is that at the surfaces of the soil, of course, cannot be true. Because there is no flux and gradient must be

-1 to oppose gravity, but the surface zone turns out to be very short. And I can't prove why that should be. But it is.

**Tabuchi:** About the problem of nitrate intake. Are you studying under the cooperation with soil chemists or biologists?

**Gardner:** The study we did was with Dr. Keeney, soil microbiologist, and Dr. Kirkham who is a plant physiologist. So I myself would not do that alone. I don't want to take time to go and to study except that the conclusion convinced us that there was very little nitrate taking up in a lower part of the red zone until the water was taking up from the same region. And so we think that the water and nitrate cycles must be studied together. May I make one another comment? I have not included the references to publish papers here. If you would like them, please write to me. And if you would rather write your question and send to me, please do. I promise I'll answer if I can, and so if you would like to think about your question and write it down, and send it to me, then I'll be pleased to write your letter and if I can answer that well.

**Tabuchi:** Thank you.

# PARTICLE INTERACTION IN SOIL PHYSICS

**B. P. Warkentin**

Department of Soil Science, Oregon State University

The most important problems in soil physics concern the fluxes of water, gases, molecules and ions in soils. These fluxes occur in the voids in soils, and so it becomes necessary background in formation to know the size, shape, and stability of these voids. This requires an understanding of soil structure, which in turn requires an understanding of the particle interaction that leads to the soil structure we see in the field or study at different levels of magnification in the laboratory. So particle interaction is closely related to the important problems of fluxes of materials in soils.

In engineering applications, the interest is in the reaction of the soil mass to an applied stress, that is the stress-strain relationship for a particular soil. This is determined by soil structure which is determined again by particle interaction. Soil structure includes the size, shape and arrangement (fabric) of soil particles and voids.

Particle interaction, as defined for this paper, will include the arrangement of particles as well as the forces between particles. It is this interaction which results in the structure of the soil, and an understanding of soil structure requires an understanding of particle interaction. Unfortunately, the forces of particle interaction, especially the forces of attraction between particles, are not well understood. This is partly because methods have not been developed for study of particle interaction at the level at which this interaction must be studied, and partly because most of the emphasis in soil physics is on the important practical

problem of fluxes of materials through the soil. This paper is a review of some of the aspects of particle interaction which are important in determining soil structure, with mention of some of the applications which have been made in soil physics of particle interaction studies.

## 1. Organic-Inorganic Interaction

The interaction of organic molecules with inorganic surfaces is the dominant particle interaction leading to soil structure in surface horizons of most soils. The importance of maintaining organic matter in soils by using appropriate cropping systems is because of this effect on soil structure through particle interaction. While returning organic matter to the soil has been a recognized goal for soil management, the organic component of soils is often neglected in soil physics studies. The importance of organic matter has been stated by G. V. Jacks (1963) as follows: "The union of mineral and organic matter to form of organic mineral complex-a synthesis as vital to the continuance of life as, and less understood than, photosynthesis...".

Many of the early studies in soil physics related organic matter content to general physical properties. However, an understanding of particle interaction is difficult to obtain in this way, and recent studies on mineral organic particles as important units of the soil will lead to increased knowledge about the organic-inorganic interaction. In many soils, it is these mineral-organic particles which should be

studies as the ultimate units of soil rather than soil grains with organic matter removed. It is known that the bulk density of these mineral-organic units increases as the size decreases (Gumbs and Warkentin, 1976). Mineral organic units can also be separated on the basis of density rather than on the basis of size. **Table 1** shows some characteristics of these units, indicating the large difference in composition of the fractions of different densities.

**Table 1** Properties of mineral-organic particles separated from soil on the basis of density (Spycher, 1977).

Density g cm <sup>-3</sup>	Organic carbon, %	Nitrogen %	Amorphous Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Oxides Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
<1.7	24	2.3	13.4	20.4
1.7-1.8	36	1.7	15.1	16.0
1.8-1.9	30	1.4	17.7	8.5
>1.9	11	0.8	12.1	6.1

## 2. Level of Observation of Soil Structure

Soil structure can be viewed at different levels of magnification, ranging from the peds which can be described in field soils down to features in the 1-10 nm range which must be examined with an electron microscope. The different levels of structure, and levels at which particle interaction takes place, determine different properties of the soil (**Table 2**). The largest voids, in the 10<sup>4</sup>-10<sup>6</sup> nm range, are called interpedal voids. At the large end of

the range, these include soil cracks. It is in these voids where the fluxes of water, air, dissolved and suspended materials take place. At the 10<sup>4</sup> to 10<sup>2</sup> nm range are the voids that hold water available for plant growth. These voids are between clusters that form the structural units that make up the peds. The clusters, in turn, are composed of domains. The interdomain voids in the range of 10-100 nm are determined by forces between particles. The intergrain forces determine the voids in the 1-10 nm range. These different levels of soil structure are summarized in **Table 2**.

An example of the differences in interparticle forces at different levels of structure is provided in recent studies by Sakuma (1977). He separated water stable aggregates from total aggregates of a certain size. The water stable aggregates had a large volume of voids in the 3 nm range, but very few voids in the 10-30 nm range (Figure 1). Aggregates which were not stable to sieving in water had voids in the 10-30 nm range, but a lower volume in the 3 nm range. The water stable aggregates from this soil had a surface area of 27.1 m<sup>2</sup> g<sup>-1</sup> and a bulk density of 1.77 g cm<sup>-3</sup>, compared with 24.3 m<sup>2</sup> g<sup>-1</sup> and 1.73 g cm<sup>-3</sup> for the total sample including non-stable aggregates. Interaction at a high level of magnification determines property such as aggregates stability which is measured at the level of field observation.

**Table 2** The sizes of structure units or voids of importance in soils.

nm	Size	Other	Name	Processes
1-10		10-100A	Intergrain	Particle forces
10-100		100-1000A	Interdomain	Particle forces
10 <sup>2</sup> -10 <sup>4</sup>		0.1-10 <sup>μ</sup>	Intercluster	available water
10 <sup>4</sup> -10 <sup>5</sup>		0.01-0.1mm	Interped	fluxes
10 <sup>5</sup> -10 <sup>6</sup>		0.1-1mm	Interped	cracks

### 3. Grouping of Soils Based Upon Particle Interaction

One of the obvious manifestations of particle interaction in soils is volume change - swelling on wetting and shrinking on drying. This phenomenon of volume change can be used to group soils on the basis of type of particle interaction. Soils which show no overall volume change, for example sands, have particle interaction which is characterized by friction forces, but very low levels of surface forces of attraction and repulsion. The second group of soils, the swelling clays, show reversible volume change where the particle arrangement and particle interaction can change reversibly with change in water content. A third group of soils shows irreversible volume change, for example, "quick" clays and allophane soils. Here the particle interaction changes irreversibly as the soils are dried. Rewetting does not produce swelling back to the initial undried condition.

The fluxes of water and other materials must be described using different models for these different groups of soils. For example, if a constant geometry cannot be assumed, a moving coordinate system can be used in describing infiltration into reversibly swelling soils (e.g. Smiles and Rosenthal, 1968). Water infiltration into swelling soils depends upon the large voids formed during cracking, and this must be taken into account in the description of the process (Warkentin, 1974).

The suitability of clay soils for mole drains is another application of particle interaction. The particle attraction is sufficiently strong in some cases to create a stable structure which will maintain a drainage channel. In other soils, the clay disperses more easily and this drainage channel disappears within one or two seasons. The susceptibility of soils to erosion also depends upon particle interaction.

The soils which are most erosive are those where interparticle attraction is not very large.

### 4. Interparticle Bonds

Soil structure formation processes are different depending upon the particle interaction for the particular soil and the interparticle bonds in that soil. It is easy to list the various organic and inorganic bonding mechanisms which can take place in soils, but it is difficult to study quantitatively the effects of different kinds of bonding. The possible bonds have been reviewed by Greenland (1968) and studies of cementing by iron and aluminum hydroxides have also been published.

A method of calculating the forces of attraction in swelling clays has been presented by Warkentin (1976) based on an analysis of the water retention curves for soils. Since the water retention curve is the net resultant of forces of attraction and repulsion, and since the force of repulsion can be calculated under certain assumptions, it is possible to calculate the force of attraction. Another use of this method is to calculate the bonding which has been induced by compacting samples in different ways.

Another method of obtaining information on interparticle bonds is to calculate the activation energy of bonds from the rheological behavior of soil. This has been done by Murayama and Shibata (1961) and Mitchell (1976). The results show that the activation energy required to break bonds and achieve new equilibrium positions of soil particles is about 35 kcal mole<sup>-1</sup>, about an order of magnitude higher than the interparticle bonding for water. These measurements also show that the number of bonds increases with decreasing water content of the soil, changing by about two orders of magnitude from wet to dry soil. Typical values show increases from 10<sup>10</sup> to 10<sup>12</sup>

**Table 3** Measured interaction volume and liquid limit of representative clays

	Interaction Volume	Liquid Limit with Saturating Cation	
		Na	Ca
Clay	cc/g		
Kaolinite	0.5	47	54
Illite	2	61	90
Montmorillonite	25	950	360
Allophane	—	180	180

bonds per square centimeter.

### 5. Interaction Volume

The concept of an interaction volume determining bulk density, sediment volume, water content at the liquid limit, etc. has been used in many applications. The interaction volume is determined by particle interaction, both repulsion and attraction, and the resulting soil structure. Warkentin (1961) discussed the application of interaction volume to the liquid limit of clays.

**Table 3** shows the effect of surface area and of exchangeable cations on liquid limit and on interaction volumes measured as sediment volumes under defined settling conditions. The water content (or soil volume) at the liquid limit is determined by forces of attraction for kaolinite and illite, as shown by the higher liquid limit for Ca-clays. In montmorillonite, repulsion is the dominant force. Exchangeable cations have only a minor influence on interparticle forces in allophane. The concept of interaction volume has been useful in studying properties of sediments as well as properties of soils. The structure and bulk density of vertisols is related to this interaction volume.

### 6. Index Properties for Particle Interaction

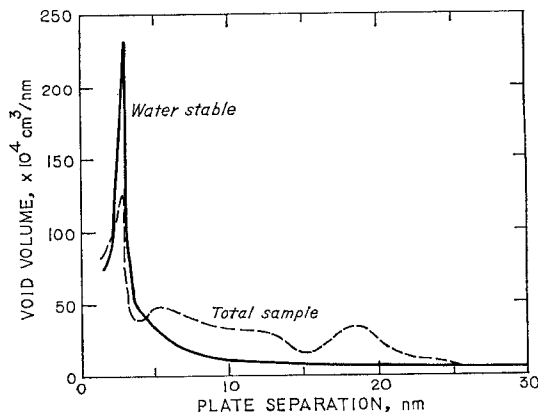
Particle interaction is difficult to measure, and hence index properties have been used in this characterization as they have in other areas of soil physics. Grain-size distribution

is not an adequate index property for particle interaction, but many properties such as those listed in **Table 4** have been used. Plasticity

**Table 4** Index properties for particle interaction in soils.

Plasticity  
Emerson Coherence Test  
Shear Properties  
Sediment Volume  
Volume Change-Swelling Pressure  
Surface Area

is very widely used in engineering characterization of soils as a measure of particle interaction. Liquid limit and plastic limit are measured and the plasticity index is calculated. Plasticity has not been as widely used as an index property in agricultural soils, even though the Atterberg limits were first suggested for classification of agricultural soils. However, it has been argued (Warkentin, 1972) that for soils with more than 30% clay, plasticity is a more useful index property than is grain-size distribution.

**Figure 1**

The Emerson Coherence Test (Emerson, 1969) is a measure of the interaction of particles when a soil aggregate is immersed in water. This is a direct index of particle interaction and is also used as a classification for soil structure. The relative value of cohesion and friction parameters in the shear test is an index property of particle interaction. Other interaction properties such as sediment volume, swelling, and surface area have been discussed above.

## 7. Summary

In this brief review, I have attempted to show the importance of interparticle forces in determining physical properties of soils. Since most physical properties depend upon soil structure, they are determined by interparticle forces. Several examples are discussed to illustrate these points. Unfortunately, our knowledge of interparticle forces is very superficial. In order to understand physical properties we will need to increase our knowledge of interparticle forces. This will require more powerful methods than those which we now use. Possibly some of the methods now being used to study surfaces of metals and polymers can be applied to our studies in soil physics.

### LITERATURE CITED

- 1) Emerson, W. W. 1967. Australian J. Soil Research 5: 47-57.
- 2) Greenland, D. J. 1965. Soils and Fertilizers 28: 415-425, 521-532.
- 3) Gumbs, F. A. and Warkentin, B. P. 1976. Soil Sci. Soc. Amer. J. 40: 28-33.
- 4) Jacks, G. V. 1963. Soils and Fertilizers, 26: 147-150.
- 5) Mitchell, J. K. 1976. "Fundamentals of Soil Behavior", Wiley, New York, pp. 422.
- 6) Murayama, S. and Shibota, T. 1961. "On the Rheological Characteristics of Clays" Bull. No. 26, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto, Japan.
- 7) Sakuma, T. 1977. Unpublished results. Soil Physics Laboratory, Macdonald College of McGill University, Montreal, Canada.
- 8) Smiles, D. E. and Rosenthal, M. J. 1968. Aust. J. Soil Res. 6: 237-248.
- 9) Spycher, G. 1977. "Water Dispersible Soil Organic Mineral Particles". Ph. D. Thesis. Oregon State University, Corvallis, Oregon, U.S.A.
- 10) Warkentin, B. P. 1961. Nature 190: 287-288.
- 11) Warkentin, B. P. 1972. Canadian J. Soil Sci. 52: 457-464.
- 12) Warkentin, B. P. 1974. Tropical Agriculture, 51: 279-287.
- 13) Warkentin, B. P. 1976. Soil Physical Conditions and Plant Growth, 33: 31-34.

### Questions and Answers

**Iwata:** I'd like to ask you two questions. First, Dr. Kobayashi, who is here, showed that the plant root takes a very important role in the formation of soil aggregate. How do you think about this? Second, you showed the liquid limit of allophane is independent to the kinds of cation. You said this is mainly due to the properties of allophane. Please explain this more in detail.

**Warkentin:** The first question on the influence of roots on structure, I have to agree with that, because roots have a number of influences; they have a drying influence, they have a pressure influence. The roots produce organic materials which give you an initial stabilization of structure. It does not worth very long but you get an initial stabilization in this way. And certainly part of the difference that we seen between surface soil and subsoil is due to the influence of plant roots; the larger changes. Many of these, of course, are physical changes of wetting and drying of pressure exerted, although we know that if we exert the same pressure on an aggregate that the root does, we do not get the same kind of

aggregate in a soil. So it is more that just a physical phenomena. In addition to that, we have the production of organic materials which are very important. So, I think that in terms of creating structure for very many soils this is important. In the soil of very high clay content versus soil, it is probably less important, that is, because you get such a large volume change and it becomes dominant over the effect of the root. But over the range of soil that we normally use in agricultural production, the roots certainly have a large influence on the kind of aggregate structure which we have, how stable it is. On the second question I think you are better able to answer it than I am. And I would like to hear a discussion on this. Firstly, the allophane is a constant potential rather than a constant charged surface and so we have a very different influence of the saturating cation on this. So we have first of all a small charge certainly a small surface charge and I think that is a main influence, main reason, why we find a very small influence of the cation.

You agree with that?

**Iwata:** Thank you very much.

**Kobayashi:** I ask you in relation to the action of roots for the better stability of the aggregate. I think that the excreted material from the roots during it's metabolism may be contributing to the aggregation which might be caused by the coating of thing of grain, and the excreted materials make them cohere and lead to good stability, and the excreted material, I think to be pectic substances. I'd like to ask you if pectic material would be helpful for the larger stability of the aggregate. (Interpreted by Mr. Hুরুkawa)

**Warkentin:** I can not answer your question in detail, because I am not a good enough organic chemist or micro-biologist. Certainly there is a lot of coating of aggregate from these materials that are given off and the roots

give off a lot of material while they are growing. Because as the root is growing a lot of material is falling off from the outside. And this has very high aggregating properties. My impression is that it is only for maybe two months, three months, something like that because these materials again break down further and so the coating you have only initially and so either you must always add new coating or you must create molecules that are more stable and these are generally the decomposition products which are then absorbed position products which are then absorbed into the aggregate a very union of clay and organic matter and the long terms stability, I think, it's due to these molecules that are much more resistant to the composition because they are either trapped between the particle surfaces and hence not exposed to enzymes which can move into the system, or they are units which are more stable. If anybody else has any information on this, I would be glad to have it. I have not myself made a detailed study of that but in most soils this is how I understand what is happening that the root material is very important in a short term but less important in a long term.

**Sudo:** What is the meaning of the term interaction volume? I want you to show me some application of the term.

**Warkentin:** Interaction volume is not a theoretically well defined term, although in practice it turns out to be very useful. Let me give you one example first, and then we will discuss interaction volume a little more. I have been involved in the last two years in a problem of mine waste disposal and this is material where in the process they use sodium hydroxide to gain material out of the sand-clay mixture. And so you have a dispersed flurry which comes out the pipe and it makes a great big lake of dispersed clay. Now we want to settle the material out of that lake and



the settling and the density to which that material will settle depends very much on the kind of clay which you have. And because of the dominant influence of montmorillonite, what we were able to do was to map their ore body, determine the montmorillonite content of the clay and then tell them how much settling area they would need in order to dispose of the waste. This is one application of an interaction volume. Basically it is the volume of the solid particle plus the water around it which is retained around it under certain condition of settling. And these conditions vary with the worker. Some people just put it in a tube and let it settle under gravity and some people centrifuge it to bring it down. You can consolidate it under a certain given state of pressure. You can do many of these things but always you'll find a volume which the inorganic; the solid soil grain and it's associated water have a certain volume which you must deal with.

**Sudo:** Is it the volume per unit?

**Warkentin:** Yes, per unit volume or per unit weight usually solid, usually given as cubic centimeters per gram of solid. It gives you information about the different activity of material. If you have a very high interaction volume, you know you have a small strength. You have a low compactibility. You have other physical properties associated with that. Is that an answer to your question or can I be more specific than that?

**Sudo:** Thank you.

**Nagota:** May I ask you one question? How do you use the term of aggregate and the ped? What do you think about the difference between aggregate and ped?

**Warkentin:** You have asked a very embarrassing question for anyone working in soil structure because we are very careless with the term that we use in soil structure. And part of the problem that we have in communi-

cating is that we all use different words for the same thing. The way in which I use the word is that a ped is any unit of natural structure. I use it in a way which Bruwer has defined it. Do you know Bock Bruwer Fabric and Mineral Analysis of Soil? Bruwer came from Australia. This is how I use the term ped. Aggregate, when I talk about surface soil, the rounded unit of surface, the crumb (the English expression crumb) of surface soil. This is how I use the term aggregate. But I am not always consistent in that. But I think it would be worth our effort sometime, maybe in the international society of soil science, to have a look at the terminology of soil structure. And the slide which I put on with the different levels of structure, giving names to different levels, is a start on an attempt to do that. Bruwer, in his book, has done some of that, but I think we now need to go further and to agree on the use of certain term. But it is a real problem and my only use is, ped is a general term and an aggregate is a ped of the surface, plow layer of a soil. How do you use the term?

**Nagota:** Usually I was very confused.

**Warkentin:** So was I.

**Nagota:** I am going to distinguish them.

**Warkentin:** Thank you. It would be interesting to see whether this distinction becomes useful in practice. It is not only in soil structure, of course, soil water when through the same thing in terms of potentials, suctions and so on. It turns out that you can standardize some of this. I first become interested in this largely as an exercise. I wanted to see whether I could get way from using the term moisture in soil. And it turns out you can except when you want to talk about a soil which is a little bit wet. Then I still use the term moist. Otherwise I talk about soil water. Now some people say the distinction between water and moisture is that we're talking about a soil solution. I am not

sure I am prepared to buy that but I would have to listen to people like yourself and Prof. Gardner on it, but I think soil structure is the same thing. If we discipline ourselves not to use a range of terms, then I think we can give one term a certain meaning and then keep an other meaning for another term. But I think we must consciously discipline ourselves to do that there is no need to talk about soil moisture and soil water. One term is good enough, so let us define it and then if we need to, use the other term for something else. Does anyone else have any ideas on this very important problem of terminology because it is a key element in how we communicate? In soil water it is much easier, you can write an equation. In soil structure, you must use a word and it is very much harder to communicate the words than mathematic symbols. I would like to hear an idea from Prof. Gardner.

**Gardner:** I do not know what you mean with respect to a ped and an aggregate or not. I am not the right man to ask that question because I have assumed that a ped is a very large aggregate. And you can see that we use it as physicists more carelessly than the people in soil classification genesis because my colleges are quite clear in their own mind what the ped is. And I think they are clear as to an aggregate but I'm not sure. But I think that Dr.

Warkentin's suggestion of an international committee is well in order and perhaps since his country be the host of the next meeting. This commission might, the Japanese, might formally request on that occasion that such discussion be started because those of us who want to use these terms and would like to them correctly. Many of us are not so concerned what the term is if you just tell us which one to use. And this was the experience with the soil water. The terminology committee has been extremely valuable. Obviously you do not solve all of the problems at once, but the experience of the examining of terminology is that you find that your terms must keep up with your advanced knowledge. And they do get out of date. I think what Dr. Warkentin's lecture has shown all of us is that the terms we have learned are out of date. And the new terms must be worked out because they involved both ideas and language. And even though the language might end up to be English, in many cases, we've become aware that the choice is correct English words depend very much on what that means in other languages. And therefore whether it might be six words equally satisfactory to one in English. One of those is usually better than other when we come to translate it into several languages. That is a philosophical non-answer.

## 火山灰台地における水分変動

早坂 猛

Behavior of Water in Upland Volcanic Ash Soil

Takeshi HAYASAKA

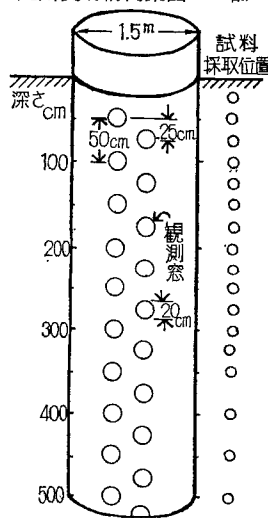
Selicultural Experiment Station

## I はじめに

農用地土壌にとって重要な条件の一つに水分供給力がある。火山灰土は一般に土層が厚く、保水性・透水性ともにくれているが、地下水位が著しく低い場合が多く、自由水面からの毛管水の供給を期待できないことが一つの弱点と考えられる。蚕糸試験場九州支場（熊本県鹿木郡植木町）の周辺においても、民家の井戸の深さは30m以上であり、地下水からの毛管水の供給は期待できないから、作物栽培に必要な水分の供給は、毛管力によって供給される範囲の土層中の有効水分に頼らざるを得ないが、まずその動態を明らかにすることが必要である。桑は深根性作物である上に、下層土からの毛管上昇を考えるとかなりの深さの土層を対象にとらなければならないが、試みに5mの土層について水分の動態をさぐってみた。十分な解析はできていないが、その結果を一つの素材として提供したい。

## II 試験方法

九州支場構内桑園の一部に観測用ピット（たて坑）を



図一 観測用ピット（たて坑）メーターを挿入して観測

掘り、その土壌断面にテンシメーターを25cmごとに設置して、土壌水分張力の経変時化を追跡した。その概略は図一に示すとおりで、直径1.5m、深さ5mの井戸と考えていただければよい。周囲は観測窓だけ残してコンクリートで塗装した。また、土壌断面から物理性測定用の試料を採取し、常法により分析を行なった。後にピットの裸地側にもせん孔し、テンシ

を行なった。

## III 供試火山灰土の特性

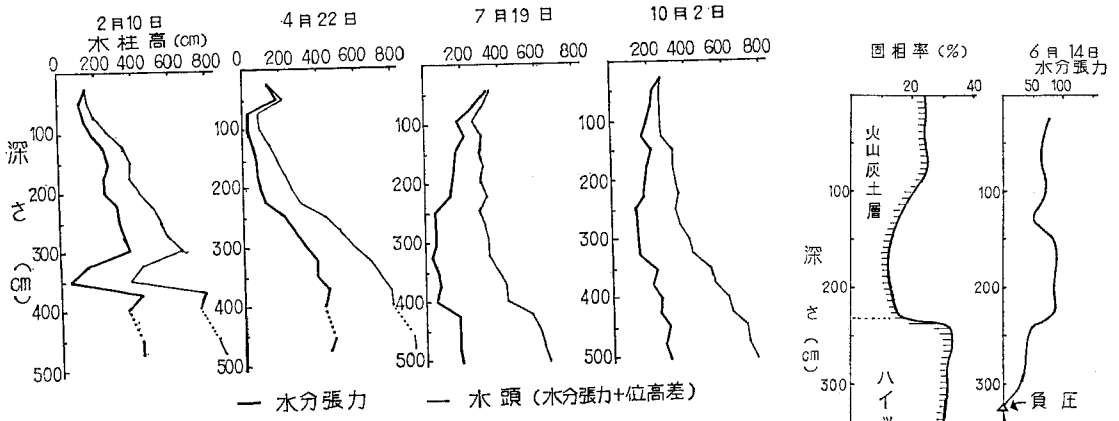
供試圃場の基盤は阿蘇山の噴出物により成り立っているが、沖積期の新しい火山灰土層の下には、洪積世末期に阿蘇カルデラが生じた際に噴出した火山灰の厚い堆積がある<sup>5)6)</sup>。この層は地質学上は熔結凝灰岩と呼ばれており、大量の火山灰が余熱を残して堆積したため、通常の火山灰層よりも固結度が高いといわれる<sup>3)5)</sup>。このような成因による代表的なものにシラスがあり、また箱根、十和田・阿寒湖などのカルデラも同期のものと言われる<sup>6)</sup>。地元ではこの火山灰層をハイツチ（灰土）と呼んでいるので、以下これを用いる。供試圃場の火山灰土層は約2mで、その下のハイツチ層は30m以上の厚さをもつとみられる（ボーリング資料より）。

ピットの土壌断面の物理的性質を表一にまとめて示す。まず、仮比重・固相率に基本的な性格が現れている。火山灰土層では表層約1mの土壌に比べて下層土の仮比重が著しく小さいが、これは火山土で普通にみられる性質である。その下のハイツチ層は、概して火山灰土層よりも仮比重が大きいものの、上位層に比べて下位層の仮比重・固相率が小さいことは、火山灰土層と同様の傾向である。

また、土性層序が土壌水分の行動を支配する要素であることが指摘されているが<sup>7)8)</sup>、このことを検討するために、深さ別に土壌の粒径分析を行なった結果を第1表の右端に示した。上位の層と土性が異っている部位は、深さ25—50cm、100—125—150cm、225—250cmの3か所であるが、とくに100cm、225cmにおいては粘土が減って微砂が著しく増えている。また、土性の表示としては変わらないが、400cm以下の層では上位のハイツチ層にくらべて粘土が少なく、細砂が増加している。このように土性層序の中に何層かの砂質土壌が介在するのは、大規模な噴火のたびに、大気中を落化する粒子が選別され、粗粒のものから順次堆積するというパターンが繰返された結果と考えられる。噴出源から遠ざかるにつれて不明瞭

表一 土 壤 の 物 理 的 性 質

深さ	仮比重	三相分布			全孔隙	飽水度		透水性係数	粒 径 組 成				土 性
		固相	液相	気相		( $\rho_F$ 2.0)	有効水分 ( $\rho_F$ 1.3 ~ 3.0)		粗砂	細砂	微砂	粘土	
cm		%	%	%	%	%	%	cm/sec	%	%	%	%	
25	0.702	24.4	42.0	33.6	75.6	55.6	15.5	$7.5 \times 10^{-3}$	4.5	44.1	25.7	25.7	堆積土
50	0.711	23.7	43.6	32.7	76.3	57.1	13.9	3.1	3.8	24.8	35.6	35.8	軽塩土
75	0.762	25.7	47.2	27.1	74.3	63.5	11.3	3.1	2.7	24.7	33.7	38.9	〃
100	0.607	20.7	50.1	29.2	79.3	63.2	15.9	2.9	4.3	20.4	45.4	30.0	微砂質堆土
125	0.510	16.3	55.4	28.3	83.7	66.2	20.9	1.3	4.8	13.9	24.0	57.3	重塩土
150	0.406	13.0	55.3	31.7	87.0	63.6	27.0	1.4	7.7	30.2	27.3	34.9	軽塩土
175	0.399	12.7	55.2	32.1	87.3	63.2	18.7	2.5	16.0	27.0	25.9	31.2	〃
200	0.410	13.3	58.5	28.2	86.7	67.5	25.6	1.9	21.6	19.3	27.7	31.5	〃
225	0.451	15.5	60.5	24.0	84.5	71.6	11.3	$6.6 \times 10^{-4}$	16.4	15.0	46.1	22.6	微砂質堆積土
250	0.978	34.1	48.8	17.1	65.9	74.1	8.4	8.2	12.6	19.2	38.0	30.2	軽塩土
275	0.922	31.8	50.7	17.5	68.2	74.3	10.8	$1.0 \times 10^{-3}$	8.3	17.4	43.2	31.1	〃
300	0.931	31.9	53.2	14.9	68.1	78.1	9.6	4.4	9.8	18.0	32.4	39.9	〃
325	0.924	30.9	53.5	15.6	69.1	77.4	10.6	2.7	10.7	17.6	30.1	41.6	〃
350	0.911	30.9	56.7	12.4	69.1	82.1	8.3	$5.1 \times 10^{-5}$	10.2	15.8	33.2	40.7	〃
400	0.778	26.5	51.5	22.0	73.5	70.1	16.8	$1.5 \times 10^{-4}$	13.2	23.7	36.0	27.1	〃
450	0.734	23.9	52.8	23.3	76.1	69.4	20.3	2.9	12.0	24.6	38.1	25.4	〃
500	0.734	24.3	50.0	25.7	75.7	66.1	15.9	2.2	12.1	22.6	40.3	25.1	〃



図一 桑園土壤水分張力の推移 (1971年)

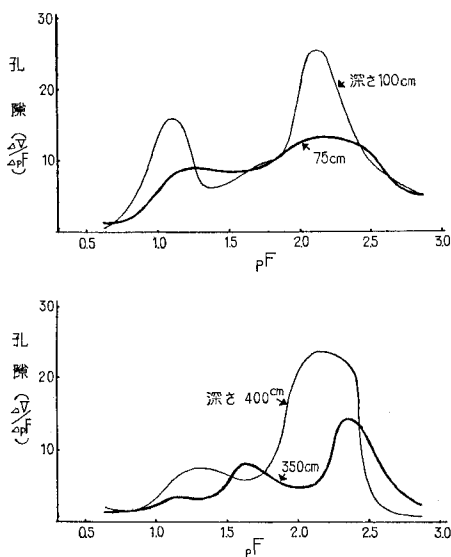
になることがあるとしても、このこともまた火山灰土に共通な性格と考えられる。

IV 土壤水分の周年変化

供試圃場の気候は太平洋岸型<sup>1)</sup>に属しており、夏に雨が冬に少ない。さらに梅雨期の雨が秋雨に比べて著しく多い点で、東日本とは逆の型となっている。したがって土壤が最も湿潤な時期は梅雨末期であり、その後盛夏には急速に表層土の乾燥が進むが、秋から冬にかけての雨量の減少とともに乾燥は下層土に達する。春とともに雨量が多くなるので、再び表土からの湿潤化が進み、梅雨により下層土まで湿潤化するというのが、概略の土

図一 3 土壤水分張力と固相率

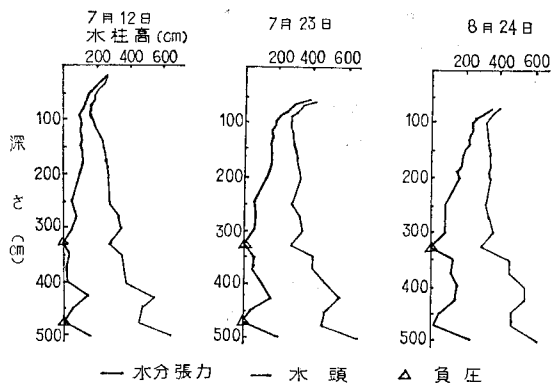
壤水分の周年変化である。桑園土壤について土壤水分張力の周年変化を測定した中から、代表的な時期のものを図一2に示した。この図において著しい点は土壤水分張力が深さとともに漸変するのではなく、何か所か張力の著しく低い部位が存在することである。この極小点は深



図一四 孔隙分布曲線

さ100cm附近、200—250cm、350cm附近に見られるが、これらは表一に示したように、土壤の仮比重・固相率あるいは土性変る部位にあっている。粗粒の土層の上に細粒の土層が接する場合、宙ぶりの毛管水が出現することは<sup>7,8)</sup>、広く知られるようになった。

図一三は梅雨期の土壤水分張力と、固相率との対比させたものであるが、かなりの対応がみられる。固相率の変化に関して、岩田の指摘のように粗孔隙量の変化と水分運動との関係としてとらえるため<sup>2)</sup>、固相率の大きく変化する部位の孔隙分布を比較したものが第4図である。火山灰土層においてもハイツチ層においても、固相率の小さい下位層の孔隙が明らかに多くなっている。このことから固相率の低下は、土性の粗粒化と同様の効果を持つものと考えられる。しかし、非火山灰土においては固



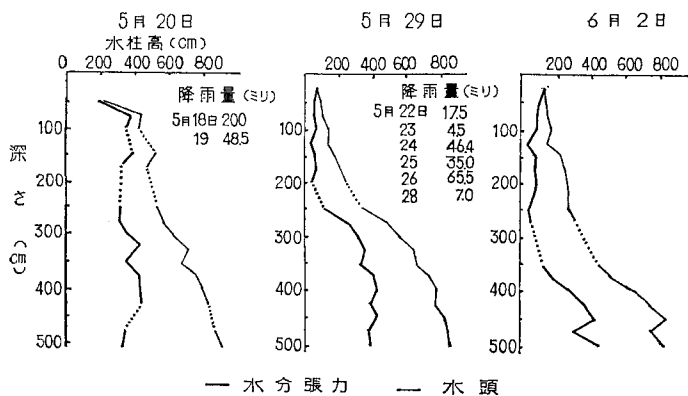
図一六 裸地土壤の乾燥経過 (1973年)

相率の著しい変化はみられないから、固相率の変化が土壤水分の動きに影響することも、火山灰土層の特性とみることができよう。

### V 土壤の湿潤・乾燥の過程

土壤の湿潤化の経過を図5に示したが、5月20日に深さ50cmにあった湿潤先端は29日には250cm、6月2日には350cmに進んでいるように見られる。そして6月8日には図一三に示した6月14日の分布状態に達しており、その湿潤先端は5m以下に進んだものと思われる。この動きとは別にいくつかの水分張力の極小点が残されており、水頭こう配からそれぞれが湿潤先端であるように見える。

一方、乾燥過程については、作物による吸水の影響を除くために、裸地において行なった観測結果から代表例をえらび、図一六として示した。この場合測定点も10cmごととして詳細な検討ができるようにした。土壤の乾燥が始まると、水分張力分布のグラフは、深さ100cm附近で折れ曲りながら、全体として張力が高まっていく傾向をみせた。この場合、深さ100cmにおける水分張力の極小点は消失するものの、水分の運動方向を示す水頭の値については、終始深さ90cmに極小点が存在しており、乾燥が進んだ段階でも1m以下の土層から毛管水が上昇してくる可能性は示唆されなかった。この極小点の消失しない理由は不明である。前述のとおり、この付近は土壤の物理性の著しい変化が重複している上に、吸水・脱水過程のヒステリシス効果<sup>9)</sup>も働いて、乾燥過程の水分運動をより大きくさまたげるものと考えられる。したがって、水頭の極小点の消失しない限り、1m以下の層から、毛管水の形で水分が上昇してくる可能性はないよ



図一五 桑園土壤の湿潤経過 (1971年)

うに思われる。

水頭の極小点は湿潤化の過程でも同様に存在するから、下方への浸透もさまたげられる筈である。にも拘わらず極小点を残したまま下層に向けて湿潤化が進行するのは、飽和浸透に近い条件では、重力水領域の孔隙が通路として開き、しかも畑地条件では下方へ向ってのみ動らくことが、乾燥過程と湿潤過程の基本的な相異と考えられる。湿潤化の経過の中で、水分張力の低減が、物理的な境界面を階段のようにして進行するように見えるのは、部分的にもせよ飽和浸透に近い条件が成立した場合、一挙に浸透が起ることを示唆するものと思われる。

## VI 土壌水分の上昇量

土壌水分の運動方向について検討した結果、深さ約1mの土層については毛管水の上昇が起るものと考えられた。このことが妥当であるかどうかについて、桑園の土壌水分の消費状態から検討してみた。その結果を表一2に示したが、1mの土層から失なわれた水分量に降雨量を加算した量は、19日間に139mmとなり、平均約7mm/日

表一2 土壌水分消費量

項目 深さ	土 壤 水 分 率			消費水分量
	6月30日	7月19日	差引	
25 cm	51.7 %	(40.5) %	11.2 %	28.0 mm
50	51.2	39.8	11.4	28.5
75	53.2	46.2	7.0	17.5
100	56.6	52.6	4.0	10.0
計	期間中の降雨量			55.0 139.0

( ) : 測定不能につき pF 2.7 の値

である。これは桑園の蒸発散量としては妥当と考えられる。また7月19日の土壌水分張力が最も小さいのは深さ1mの部位であり、pF 値として約2.3であった。この桑園では梅雨明け後約3週間の8月上旬には伸長の停滞が始まるのが常態であるところからも、深さ1mの土層が保持する正常生育有効水分約140mmが約20日で消費されるということが推定される。したがって1m以下の土層から毛管水の供給があるとは考えにくい。一方、植付後満2年を経過した桑園で、深さ2m近くの土層中に早くも細根の分布がみられることから、1m以下の土層の水分が直接利用されることは当然考えられるが、根の分布率からみれば僅かであって、桑の正常生育を維持できるとは考えられない。逆にみれば下層の水を僅かづつしか利用できないことが、かんばつ時の桑の生存を保証することになるのではなからうか。

## VII 土壌の水分環境を示す指標

土壌水分張力の分布の中で、いくつかの極小点がみられることはすでに述べたが、そのことと pF 2.0 飽水度の対応についても指摘しておかねばならない。pF 2.0 飽水度は pF 2.0 の条件下で、全孔隙中に液相が占める割合を%で表示したものである。真下はこの値が土壌の構造性に対応することを指摘した<sup>4)</sup>。供試圃場の例ばかりでなく、九州の火山灰土壌の平均的な pF 2.0 飽水度は、長野県での調査例に比べて高い値となっている。このことから、この指標が土壌の湿潤条件を示すものと考えられる。第1表の数値をひろってみると、表層50cmまでは60%以下で、乾燥の度合いが強いことを反映しているものと思われる。また300—350cmでは80%前後の値を示し、この層位に負圧の水が現れやすいことに対応しているものとみられる。このように pF 2.0 飽水度は土壌の水分環境を推定する指標となりうるものと考えられる。ただし、非火山灰土については、この数値が80%を越える場合、壁状構造という物理的不良性に対応するから、この指標についても火山灰土と非火山灰土で読み方の力点が変わることを付け加えておきたい。

## VIII あとがき

火山灰台地における土壌水分の変動を観測した結果について若干の考察を行なった。シンポジウム当日以後の経過の中で考察が進んだ部分もあり、また記述にあっては、あえて危険をかえりみず率直に考えを述べることに努めたので、この点お許しいただきたい。

## 参 考 文 献

- 1) 福井英一郎：地理学評論，37：531～547（1964）
- 2) 岩田進午：農技研報告B16：149～176（1966）
- 3) 久野 久：火山及び火山岩（岩波全書196），岩波書店：1～71
- 4) 真下育久：林野土壌調査報告，11：1～54（1960）
- 5) 松本達郎ほか2名：日本地方地質誌，九州地方朝倉書店：180～185（1962）
- 6) 湊 正雄 井尻正二：日本列島（岩波新書589），岩波書店：88～99（1966）
- 7) ローゼ：土壌と水（訳），東大出版会：52～55（1963）
- 8) 八幡敏雄：土壌の物理，東大出版会：35～70（1975）

## コメント

(東大農・中野)

下層の水の上・下移動については、まずどの深さの下層の水を対象にするかをきめ、その上で(1)土層の成層性を考慮し、(2)作土層の水が減少するステージをみて、降雨後のどの時点で物を言うか指定しなければ、その方向を判定することが出来ないだろう。

確かに、作土層直下の土層の水が作土層に移動することは私も過去に室内実験ならびにホ場調査で確かめたことがあるが、これは作土層の水がかなり少なくなつたステージで始めて見られたものであったし、移動しやすい水が下層にあったためであり、更にその下への水の移動をカットした場合であった。

作土層の水の極端な減少は表面10～15cmの範囲にあるのであって、それより下の所は作土層といえども急には水が減少しない。この直下の層では、その性質にもよるが、水は降雨後かなりの時間は下向移動し、作土層下端までが極端に水分が減少したとき始めて上向き移動する場所が上端に出来ると考えてはどうか。

## 中野氏のコメントについて

早坂 猛

ご指摘のように、結果の解析にあたり問題点の整理が不十分であった。たとえば乾燥過程の解析にあたって、作物根の影響を排除するため裸地を対象としたが、作物根の有無にかかわらず、水の運動方向を定性的に判別することは出来たはずであり、むしろ作土層を急速に乾燥させるためには、作物根の積極的利用もあり得たと思う。その他にも、実態を明らかにするためには、まず問題点を整理した上で見直し実験が必要であることを痛感している。今回は問題の提起ということでお許しいただきたい。

## コメント

(農研・寺沢)

いうまでもなく土壌水の上下移動の実態はいうまでもなく、土層内の水分移動には、液相流と水蒸気流があり、その動因は、水頭勾配、蒸気圧勾配などの2点間のポテンシャル勾配に起因している。孔隙内の水膜が連続していないと液相流を起こすに十分なポテンシャル勾配が存在しても流れが起らない。この種の液相流が困難な土壌は、保水性の低い粗粒質の土壌や土性が極端に異なる成層土壌内に起こり易い。一方関東ロームの下層土のように自由水の水膜がトコロ天のように連続する土層では、表層からの水分損失とともにポンプアップ式に水が引揚げられ、干バツに強いといわれる。しかし、この種の土壌でも粗粒の浮石層がたとえ薄く介在しただけで、水の流れが急激に悪化する。さらに、蒸気流による移動現象では、温度勾配による実地の凍結層の生成あるいは、夜間における水蒸気の凝縮などが土層内水分の上昇移動として無視できない問題である。

## 寺沢氏のコメントについて

早坂 猛

阿蘇火山灰の下層土は溶結性であり、固相率が通常のものより大きい特性を示すが、保水性が高く、年間を通じて低水分張力を示す層位をもつことなどは、関東ロームと同様であろう。その下層土水分の毛管上昇の可能性に関しては、ご指摘の砂質土層によるシャ断を考慮せねばならないが、供試圃場ではこれが深さ100、225cmの微砂質土層ではないかと考えられる。しかし、確言するためには土層間の粒度差の程度、あるいは砂質土層の厚さなどについての裏付けデータが必要と考えられる。とくに砂質層の水蒸気流については興味があるが、いずれも今後の検討課題として残されている。

シンポジウム

傾斜開畑地における熱・水配分構造と土壤の物理性

三野 徹\*

Distribution of Heat Energy and Water, and Soil Physical Conditions  
in a New Reclaimed Inclined Field

Tooru MITSUNO

Faculty of Agriculture, Kyoto University

I はじめに

現況の地形は長い年月をかけて形成され、自然のシステムと最もよくなじんだ状態にあると考えられる。なかでも、地形と水循環システムとは、互に相互作用を及ぼしながら、最も安定な系を形成しており、その系の中で独特の土壤物理性が形成されていると考えられる。

急傾斜の山林の開畑は、一応の安定を見ている自然のシステムに大きなインパクトを与える。とくに大規模な地形整形を伴う改良山成工法は、地形を一変させ、全く新しい水循環システムを作り上げる。その結果、自然システムは新しい平衡をめざして自己運動を始めるであろう。そうなれば、自然システムとの対応関係の下で形成されている土壤の物理性にも、自然システムのダイナミックスに伴って、新しい平衡をめざす動きが生じると考えられる。

本文では、このような自然システムの認識の下で、傾斜地の農地開発という自然システムへのインパクトが、水循環と土壤の物理性にどのような影響を与えるかについて、検討を加えてゆく。

II 傾斜地の水循環と農地開発

傾斜地の農地開発は、地形整形、表層土壤構造の破壊、植生の変化をもたらす。これに伴って、自然の水循環は大きく乱され、新しい水循環システムが形成される。まず、地表水と土中水の配分状況がどのように変化するかを中心に検討を加える。

1. 傾斜地水循環モデルと農地開発のインパクト

一般に雨水の流出機構は、表面流出、中間流出、地下水流出の三成分に分解して取扱われる。ここでもそれに準拠して三成分に分解し、さらに傾斜を考慮して、図-1に示すようなモ

デル設定を行う。各成分の生起する物理的空間を、地表、表層土、帯水層に対応させることとする。

水循環の駆動力には、太陽エネルギーを中心とする蒸発力、重力、そしてかんがい排水などの人工的強制力があり、それぞれ図-1に示す循環径路を形成している。雨水はこの径路に沿って各成分に特有の配分を受けつつ流出する。

傾斜地の農地開発は、次のような形で、この循環システムにインパクトを与える。

- a 傾斜の修正
- b 表面粗度の変化
- c インタークレートの変化
- d 土層構造の変化

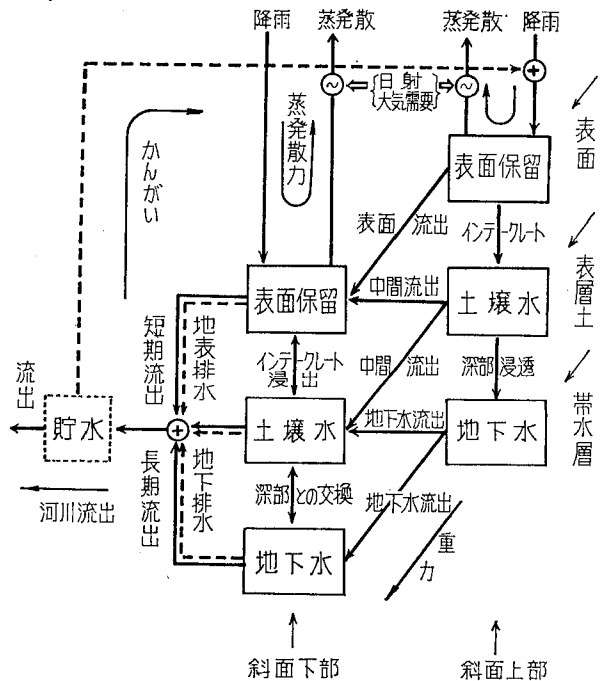


図-1 傾斜地水循環径路

\* 京都大学農学部



- e 土壤保水性の変化
- f 植生の変化
- g かんがい排水による自然水循環の人為的補完

このようなインパクトを通じて、開畑地では新たな雨水の配分構造が形成される。

2. 土地利用とインタークレート

斜面に降った雨水は、地表面に沿って流下する表流水と、地中へ浸入し、土壤水あるいは地下水となる成分にまず分かれる。両者の配分は、インタークレートと表面での雨水滞留時間に支配されるが、いずれも地表面の状態によって大きく変化する。

農地造成する以前の林地、造成直後、さらに数年間耕作が行われている畑地（切土部と盛土部）について、シリンダーインタークレートを測定した結果が図-2である<sup>1)</sup>。シリンダーインタークレートは、直接雨水浸入量を表わすものではないが、雨水浸入状況を表わすよいインデクスとはなるといえよう。

農地造成前の林地で最もインタークレートは大きく、造成直後では極端に小さい。耕作によっていくぶんかは

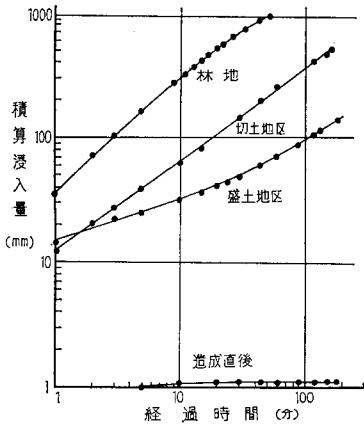


図-2 農地造成に伴うシリンダーインタークレートの変化

回復するが、完全に元へはもどらない。また切土地区と盛土地区とでは、回復状況は大きく異なる。インタークレートは、地表面近傍に発達する活性度の高い表土層の形成状況に支配されると考えられるが、とくに盛土地区では一次浸入域が顕著に見られ、土壤構造の発達の悪いことが推定される<sup>2)</sup>。このように活性層の形成はかなり長時間をかけて進行し、場所によって進行速度が異なると考えられる。

3. シミュレーションによる表面流出状況の推定

地表水と土中水との配分は、前述した雨水のインター

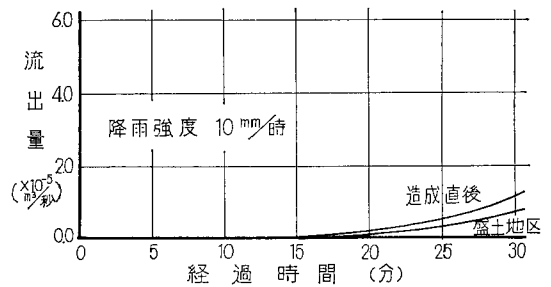
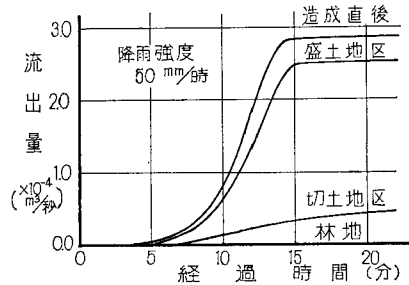
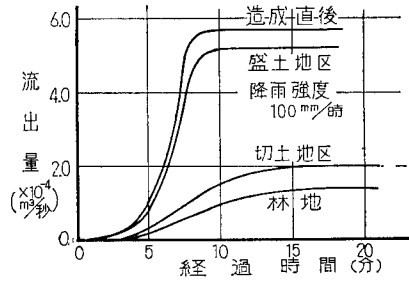


図-3 シミュレーションによる表面流出状況 (一定降雨強度)

クレートと、雨水滞留時間とに支配される。一方、地表面の雨水滞留時間には、地表の凹凸、粗度、傾斜、斜面長、インタークレートなどの要因が複雑にからみ、それらの効果は、非線形的に重ね合わさった形で現われる。

前述のインタークレートの変化が、雨水の斜面流下にどのような影響を与えるか、また非線形的特性はどの程度であるかの大略を知るために、数値シミュレーションを行った。その結果を図-3に示す。シミュレーションは Kinematic Wave 法を拡張したもので、重力と摩擦力との均合い条件、流量保存の条件、摩擦抵抗の非線形特性をもとに、基礎方程式を立て、その数値解を求める方法をとった。パラメータはなるべく実測結果に基づく値を用いた。

この結果から、表面流出は土地利用状況によって大きく変化する。とくに農地開発により、流出率は大きく、到達時間は早くなり、さらに降雨の強度によって、それらの特性は大きく変化することがわかる。インタークレ

ートの変化は、流出特性の非線形性によって、単なる加法的な効果ではなく、表面粗度の変化の効果を一層助長するように作用することがわかる。

以上のシミュレーションは、あくまでも現地でも部分的に実測したいいくつかのインデックスを、数値的に総合して検討したものにはすぎない。表面流出量には、これらの複雑な要因が直接総合されて現われると考えられる。現在約10haの試験流域を二つ設定し、農地開発に伴う直接流出特性の変化を、詳細に観測しているところである。

III 傾斜開畑地の土壤保水性と

表層土壤中の水収支

地表面から浸入した雨水は、表土層に保留され、一部は蒸発により、一部はさらに深部へと浸透する。異なる斜面位置での、表層土壤の保水特性と水収支状況を対照しながら、農地開発との関連を検討する。

1. 斜面位置による土壤保水性の差<sup>3)</sup>

a. 粒度組成 開畑直後の土壤(原土)の粒度分布と、開畑後20年を経た傾斜畑の、斜面位置の異なる三地点の粒度分布の調査結果を図-4に示す。微粒子が斜面上部から下部へ移動している状況がわかる。

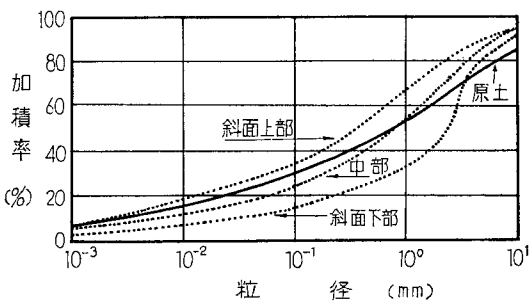


図-4 粒径分布状況

b. 土壤の親水性 土粒子の親水性を示すインデックスとして、液性限界、塑性指数、粒子の活性度の測定結果を示すと表-1のとおりである。既耕地では、開畑直後の原土に較べて、かなり親水性が大きくなっているといえる。

表-1 液性限界、塑性指数、活性度

部位	上	中	下	谷	原土
LL	36.5	48.2	36.2	40.1	30.6
IP	11.3	13.3	10.5	12.7	9.1
活性度	1.6	1.2	0.9	1.3	0.6

c. pF~含水率特性 土壤水分特性曲線を図-5に示す。表層土については、斜面位置による差は比較的小さい。しかし、下層土については、谷部では表層土とあまり差がないのに対して、斜面上の土壤では、低pFの含水量が小さくなる傾向にある。上部では表面保水が大部分を占め、いわゆる間ゲキ保水は著しく小さい。一方下部では、土壤構造が比較的発達していることがわかる。

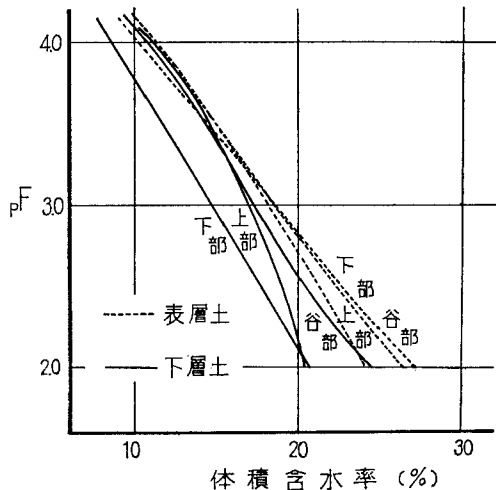


図-5 土壤水分特性曲線

2. 三相分布状況

a. 仮比重の鉛直分布 図-6に斜面位置および谷部での仮比重の分布状況を示す。表層は仮比重が小さく、土壤構造がよく発達している。また谷部では、かなり深くまで構造の発達している状況がうかがえる。

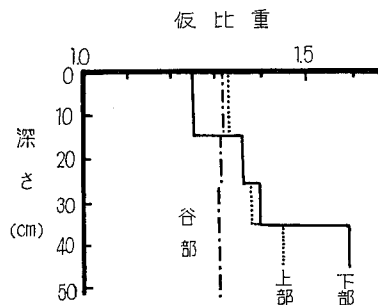


図-6 仮比重の変化

b. 鉛直土壤水分プロファイル 中性子水分計による散乱熱中性子の計数値の、深さによる変化状況を図-7に示す。計数値は、土壤の体積含水率に比例すると考えられる。ここで使用した水分計の水の中での計数値は約18,000 cpmである。

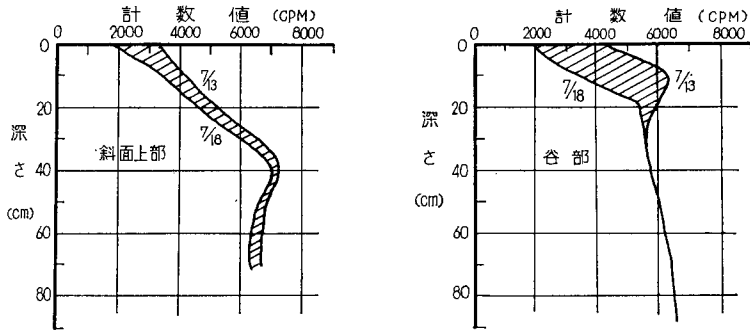


図-7 土壤水分プロファイルとその変化

3. 土壤水分変化

a. pF 値の経時変化 20cm深さでの pF の変化をテソノメータによって測定した結果が、図-8である。上部では変化幅が大きく、乾燥時には最高 pF 2.8まで上っている。それに対して、下部では pF は2.4程度までしか上昇していない。

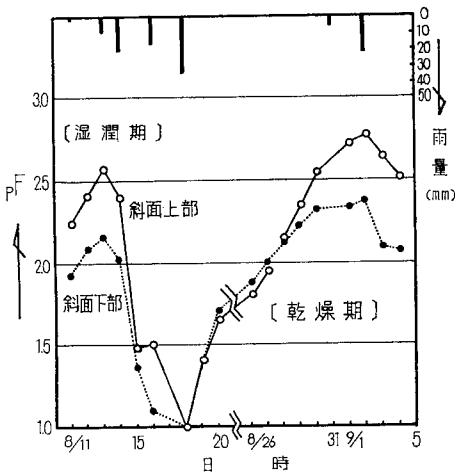


図-8 pF の経時変化<sup>4)</sup>

b. 土壤水分プロファイルの変化 図-7からわかるとおり、上部では水分消費は全層消費型となり、表層からさらに深部へ向う水分移動が見られる。これに対して、谷では表層消費型となり、下層から上層へ向う水分移動が予想される。

c. 傾斜地における表層土壌中の水収支 以上をまと

表-2 表層土壌中の水分状態の総括

条件	保水性	土層厚	水収支
斜面位置			
上部	小	小	支出過多
下部	大	大	収入過多

めると、表-2のようになる。傾斜地の表層土壌中の含水量は、いずれの要因から、斜面上部で小さく、下部で大きくなる傾向にあることがわかる。

IV 熱収支と蒸発散

傾斜地の表層土壌中の水収支について、収入、保水および支出の点から検討を加えてきた。その結果、傾斜地では重力が直接、間接に作用して、斜面位置により特徴的な水収支構造の形成されることがわかった。一方、支出を規定するもう一つの重要な要素として、蒸発散がある。蒸発散を駆動するエネルギー源は、太陽放射である。地表が吸収した太陽エネルギー、蒸発エネルギーへの変換効率、斜面に形成される局地気候の構造に支配される。

傾斜地では、斜面部位や方向によって、地表面が受ける太陽放射エネルギーは、場所により大きく変化する。これによって特有の局地気候が形成され、蒸発散は斜面位置によって大きく変化すると考えられる。

1. 日射量の分布

蒸発散は、基本的には太陽放射によって生じる。しかし、傾斜地では場所によって日射量に差が生じ、それが傾斜地の局地気候の形成に作用して、日射エネルギーの蒸発潜熱への変換効率を規定する。

直達短波放射は、太陽高度、斜面方向、傾斜、日出、日没時刻をもとに、次式で計算することができる。

$$S = \frac{1440}{2\pi} I_0 \int_{t_1}^{t_2} \{ \sqrt{1 - (m \cos \theta + n \sin \theta)^2} \cos \delta \cos(t + \alpha) + (m \cos \theta + n \sin \theta) \sin \delta \} dt$$

$$\alpha = \tan^{-1} \frac{l}{n \cos \theta - m \sin \theta} \quad (1)$$

ここで、 $I_0$ : 日射フラックス、 $t_1, t_2$ : 日出、日没時刻、 $\theta, \delta$ : 緯度、赤緯、 $(l, m, n)$ : 斜面法線ベクトル

地形を多数の三角面で近似し、各斜面について  $t_1, t_2$  を求めるとともに、実測値から割りもどした  $I_0$  を用いて上の積分を行えば、 $S$  を求めることができる。その一

例を図-9に示す。傾斜地では、このように場所によって、日射量に大きな差が生じる。

なお、季節によっても、午前と午後とでも日射量の分布は大きく異なることが、同じ計算を行うことによって明らかとなった<sup>5)</sup>。計算による値と、地温をはじめとするその他の気象要素の実測値とは、非常によい対応のあることを確認している<sup>6)</sup>。

2. 計器蒸発量と日射量

斜面位置の異なる5点において、前述の計算によって求めた日射量と実測計器蒸発量との関係を、表-3に示す。

日射量は場所により大きく異なり、最大値と最小値の比率は、約 1 : 1.7 程度となる。それに伴って計器蒸発

表-3 日射量と計器蒸発量の関係<sup>6)</sup> (mm/day)

地 点 番 号	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5	No. 7	
斜 面 方 向	WSW	S	SE	S	—	
傾 斜 角	30°	30°	30°	35°	0°	
S 5210	計器蒸発量	2.63	3.39	3.34	2.98	2.05
	斜面日射量	6.68	8.79	8.89	8.89	5.24
	比	0.39	0.39	0.38	0.34	0.39
27	計器蒸発量	2.53	2.64	2.55	2.41	1.53
	斜面日射量	6.32	7.11	7.11	7.17	4.11
	比	0.40	0.37	0.36	0.34	0.37
10 28	計器蒸発量	2.02	2.80	2.85	2.79	1.83
	斜面日射量	5.63	7.58	7.77	7.69	4.57
	比	0.36	0.37	0.37	0.36	0.40



図-9 日射量分布の計算結果の一例 (1972. 10. 27)

量も大きく異なっているが、日射量と計器蒸発量の比率は、 $0.37 \pm 0.02$  とほぼ一定している。このことは、日射量分布が傾斜地の気象環境を作る上での基本要素であり、それによって形成された環境にあうように、計器蒸発量が順応しているといえる<sup>6)</sup>。いいかえるならば、計器蒸発量は、そのような環境状況を表わす上で、非常によいインデクスになる<sup>7)</sup>。

3. 傾斜地における熱エネルギー配分構造<sup>8)</sup>

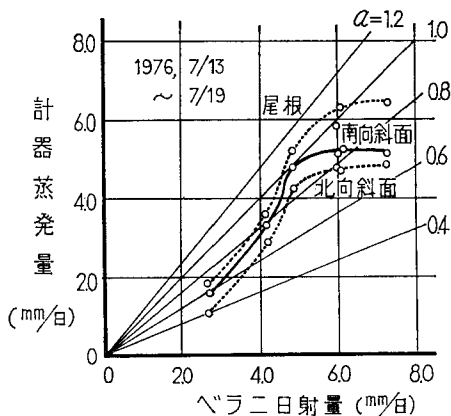
Penman の組合わせ式から、日射量と計器蒸発量との間には、次のような線形式の成立することが、類推できる。

$$E_0 = a \cdot S + b \cdot E_a + c$$

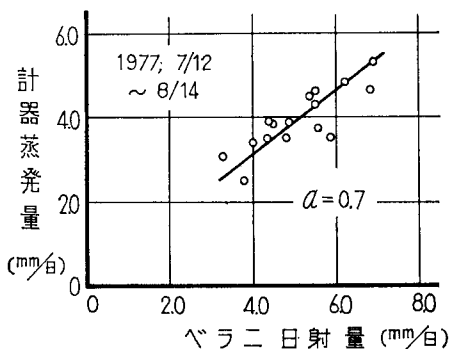
(2)

ここで、 $E_0$ : 計器蒸発量、 $S$ : 日射量、 $E_a$ : 大気需要、 $a, b, c$ : 熱エネルギー配分構造から定まる定数

日射量をベラニ式日射計により測定し、同時に計器蒸発量を、斜面位置の異なる三地点で測定した。ベラニ式日射計は、アルコールの蒸発量から日射量を求め



図一10 傾斜地における日射量と蒸発量の関係



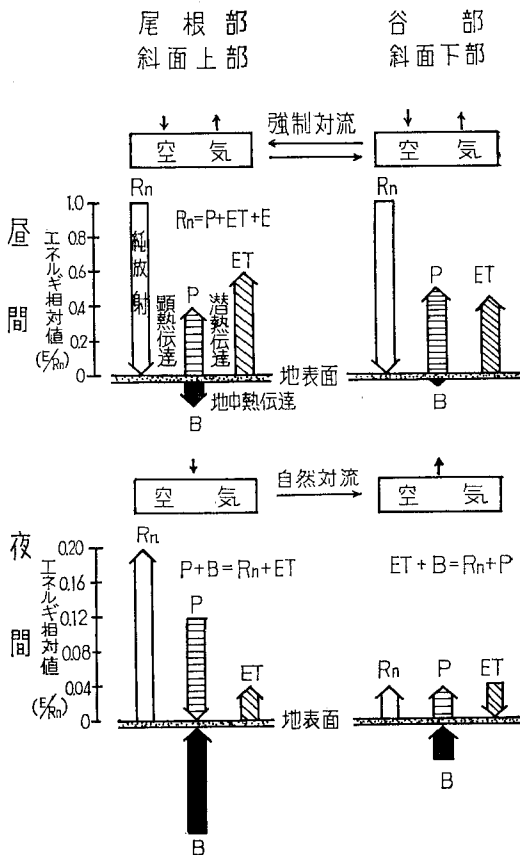
図一11 平坦地における日射量と蒸発量

るもので、ガラスにより大気から隔離されているために、上式の右辺第2項で示される大気需要の影響を受けない、一種の蒸発計とみなすことができる。

水平面日射量に換算し、計器蒸発量との間の関係を整理すると図一10のようになり、直線関係が成立しない。ちなみに、同じ方法で平坦地について測定した結果は図一11のとうりであり、直線関係が得られる。このことは、傾斜地には特有のエネルギー配分構造の存在することを示唆するものといえよう。この例では、ベラニ日射量にして約2 mm/dayと5 mm/dayに、エネルギー配分構造の転移点があるように思われる。傾斜地では平坦地とは異なり、このようなエネルギー配分に、複雑な構造が形成され、(2)式は成立しないように思われる。

傾斜地では、日射量の平面的アンバランスに伴う熱収支残差の調整現象が生じ、特有の局地気候が形成される。斜面の位置によって特徴的に異なる熱配分構造が形成され、それによって、前述の表層土壌中の水収支の斜面位置による分化を、一層促すものと推定される。結局、日射量の平面的アンバランスを駆動力として、空気を介した熱移流が、平坦地とは異った特徴的構造を形成する大きな要因として作用すると考えられる

4. 傾斜地の熱収支構造モデル



図一12 傾斜地における熱収支構造

以上をまとめ、さらに他の気象要素の実測をも総合して、大まかではあるが、傾斜地特有の熱収支構造を推定すると、図一12のようになる。斜面の位置、昼夜間で熱配分状況は大きく分化し、それぞれの間の調整役として、風と土壌の熱貯留が重要な役割を果たしているといえる。

V おわりに

以上に述べたように、傾斜地では平坦地とは異って、微妙なバランスの上に、自然システムが成立しているところに大きな特徴がある。傾斜地の開畑は、従前には一応の安定を見ている自然システムに対して、広範でかつ強力なインパクトを与える。それに対して、自然システムは次の安定平衡をめざして自己運動をする。このような動きに伴って、水収支や熱収支も大きく変化してゆくと予想される。このような動きは、斜面位置による水収支構造の分化を促し、谷部は過湿に、尾根部は過干になる。すなわち、地区全体の各流出成分の配分状況の変化に加えて、内部的な配分にも大きなアンバランスを生じる。その結果、谷部では排水により、一方の尾根部ではかんがいにより、人工的に水循環を補完する必要が生じ

る。

土地利用の変化によって、水循環システムは大きく攪乱される。傾斜開発地でのかんがい排水は、このような水循環を補完する意味において、重要な意義を持つ。したがって農地開発は、水循環、さらにはそれと密接な関係を持つ自然システムのダイナミックスに対する周到な配慮のもとに、計画されなければならない。

一步進めるならば、比較的制御の容易な土壌中の水分状態の管理（かんがい、排水）によって、微妙なバランスの上に成立している、傾斜地の自然システムの改造が可能となる。傾斜地では、このように比較的小さい力をトリガーとして、重力エネルギーのアンバランスや太陽エネルギーのアンバランスに基づく駆動力を背景に、大きな波及効果を期待することができるといえよう。

本文は、京大農学部かんがい排水学研究室で行われている一連の研究成果を、筆者が勝手にとりまとめたものである。全体的な流れの中で、個々の成果を位置づけようとしたために、一部データの乱用のきらいもなくはない。研究はまだ緒についたところで、現在、観測施設の整備が終り、データを蓄積している段階である。その意味で、本文は中間報告的なものであり、機会があれば追って詳しく報告してゆきたい。

なお、本研究は文部省科学研究費補助金の交付を受けた「農地における水供給と水消費のダイナミックパラン

ス」（一般A、代表者、丸山利輔）の一部であることを付記する。

#### 引用文献

- 1) 栗津, 丸山, 三野: 農地造成に伴う流出機構の変化, 昭52年農土学会大会講演(1977)
- 2) 加納, 小谷, 三野, 丸山: 浸入現象の転移について: 農土論集第63号, p. 15~22 (1976)
- 3) 赤江, 三野, 丸山: 傾斜地の水文環境による土壌物理性の変化, 昭52年農土学会大会講演(1977)
- 4) 奈良県五条吉野農地開発事務所: 五条吉野地区畑地かんがい営農基準圃調査報告書(1976)
- 5) 三浦, 三野, 丸山: 傾斜地の日射量分布を地形図データから求める方法と適用例, 昭52年農土学会京都支部講演(1977)
- 6) 三浦, 三野, 丸山: 傾斜地に形成される局地気候と農地開発(I)一日射量分布と地表面温度, 計器蒸発量一, 昭53年農土学会大会講演(1978)
- 7) 高瀬, 丸山, 三野: 小型蒸発計蒸発量についての一考察, 昭52年農土学会京都支部講演(1977)
- 8) 三野, 三浦, 高瀬, 丸山: 傾斜地に形成される局地気候と農地開発(II), 一傾斜地における日射量と計器蒸発量との関係一, 昭和53年農土学会大会講演(1978)

## 樹林地の土壤改良後における水収支について

四方田 穆\*

Water Balance in the Reclaimed Forest Park after the soil Improvement Work  
— Changes in Permeability and Water Retentivity of the Soil —

Atsushi YOMOTA

Faculty of Agriculture, Okayama University

## I まえがき

大都市における過密化が諸もろの公害をもたらし、その対応策の一つとして、市民に憩いと安らぎの場を与える大規模公園緑地が、各所において計画、建設されている。このような目的で盛土造成によって樹林地を作る場合には、一方ではそれを短期間に造成することが要求されるとともに、他方では造成土壤が植栽樹木の早期育成に必要な条件を備えていることが望まれる。しかしながら、天然の森林とは異なり、樹木の育成に適した土壤基盤を早急に作ることは極めて困難であり、盛土造成後、あるいは樹木植栽後、各種の方法によって土壤物理性の改良を図って行かねばならない。

ここに、大阪府大泉緑地において行われた森林造成に関する一連の調査研究の中から<sup>1)2)3)</sup>、当該緑地土壤の、主として透水性、保水性を取り上げ、土壤改良が実施された前後における、それらの変化の状況を比較し、取りまとめた。

## II 調査研究の概要

大泉緑地は、大阪府堺市の東北部に位置し、計画面積124 haに及ぶ広大な公園緑地であって、昭和42年度以降、大阪府によって建設されている。51年度末までに90haが造成され、高木、低木140種が植栽された。緑地の一部では、スプリンクラーによるカンガイが実施されている。

大泉緑地は、当初主として水田であった原地盤の上に、厚さ1 m前後の盛土を行うことによって造成されたもので、盛土材料としては、大阪府南部の河内長野等で産出するマサ土が利用された<sup>(注)</sup>。

しかしながら、樹木植栽後、場所によっては降雨後の排水状況が悪く、タン水が継続し、樹木の枯損も見られた。そこで適切なカンガイ排水を実施するため、土壤水文的な見地から一連の調査が行われることとなった。

本文に関する調査研究内容は、(1)造成緑地土壤の物

理性試験、(2)マサ土を用いた検証実験、および(3)土壤改良後の土壤の物理性試験、である。造成緑地土壤については、土層の状況、土壤硬度、現地透水係数の観測測定と、乱さない100cc試料についての室内測定を行った。その結果、現地土壤はチ密に締固められていることが判明したので、盛土材料の適否の検討を含め、検証実験として、現地に用いられたマサ土を含水比、荷重を変えて締固め、それらの物理性を測定した。以上の調査研究の結果、土壤物理性の改良を図る必要性が明らかとなり、改良工事が実施されたので、改良後の同緑地において(1)と同様の観測測定を行い、改良前の結果と比較することによって、改良工事の効果および改良工法の検討を行った。大泉緑地の平面図ならびに調査観測位置を図-1に示す。

III 造成樹林地の土壤の物理性<sup>5)</sup>

図-1のA、C、DおよびF 4調査地点において、原地盤が現れるまで掘削し、土層を観察するとともに、土壤硬度の測定、乱さない100cc試料の採土を行った。土壤は全般に非常に固く、掘削作業は困難であった。また、施工法に原因すると思われる、様相の異なった幾層かの土層を識別することができた。

地下水位探査のため、地表面下2.0~2.5mまで削孔し、観測を継続したが、地下水水面はこの範囲には存在せず、地下水位が排水不良の原因ではないことを明らかにできた。山中式土壤硬度計による土壤硬度は25~30mmという値を示したが、この値は根の伸長を困難にしているものと考えられる<sup>6)</sup>。

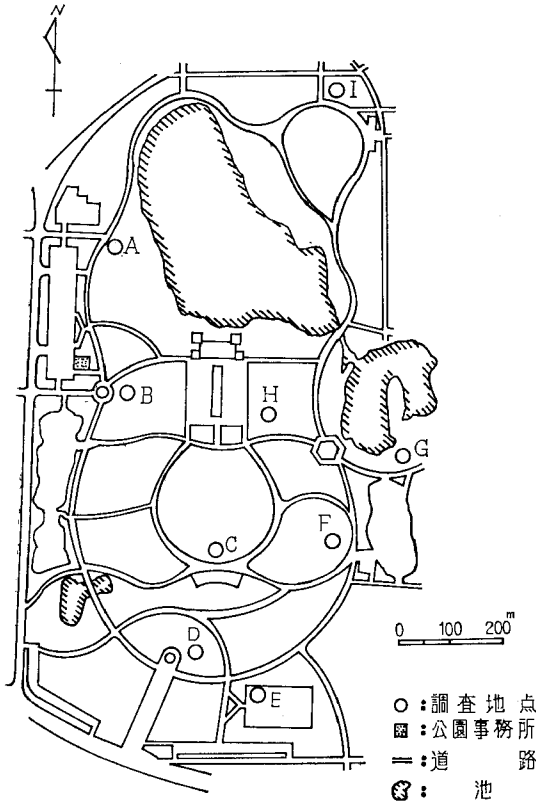
さらに図-1のA~Gの7地点において、Dry Auger-hole法による現地透水係数の測定を行った。このうちB、Gの2地点の値は $1 \times 10^{-4}$ cm/s前後であるが、他の5地点の値は $1 \times 10^{-5} \sim 1 \times 10^{-6}$ cm/sのオーダーで、こ

(注) 盛土地点ごとにマサ土の組成は異なり、原土中のレキ(2mm以上)含量は2.15~28.75%、2mm以下の細土中の粘土(0.01mm以下)含量は2.89~23.18%、日本農学会の基準による分類では、砂土および砂壤土である4)。

\* 岡山大学農学部

れら各地点土壌は、透水性が非常に低いカテゴリーに属することを示した。

先の4地点で採土した試料について行った室内実験の

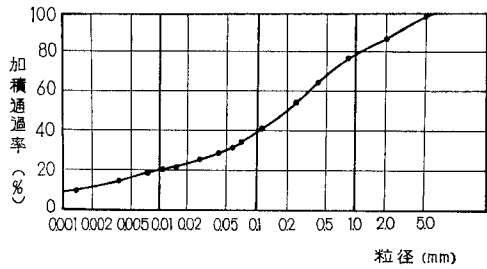


図一 大泉緑地平面図

結果は表一のとおりである。この結果から目立つことは、仮比重が1.6~1.8と大きく、また固相が65%前後を占めていることで、これらの値は通常の森林土壌の値とは比較にならない程大きい。pF~水分関係からpF1.5~4.2の範囲の水分を全有効水分、そのうちpF1.5~3.0の水分を正常生育有効水分として表すと、前者は体積率で8~17%、後者は3~11%に過ぎない。

以上の調査結果から、盛土造成された大泉緑地土壌を物理性の点から概括すると、この土壌は非常に固く、非常に締固められた、透水性、保水性の不良な土壌であると言することができる。

なお、以上の調査は大泉緑地について実施したものであるが、聴取りによれば、大阪府が建設した他の緑地においても、その土壌はほぼ類似の状況にある。従って、固く締固まった、透水性、保水性の悪い土壌基盤は、マサ土を用いて人工的に造成された緑地の共通の欠点であると思われる。



図二 試料土の粒径加積曲線

表一 緑地土壌の物理性

調査地点	土層	土層厚	真比重	仮比重	間ヶキ率	透水係数	pF ~ 水分量					有効水分		
							pF 1.0	1.5	1.8	2.0	3.0	4.2	全有効水分	正常生育有効水分
					%	cm/sec	%	%	%	%	%	%	%	
A	a-1	0.40	2.67	1.54	42.3	$1.95 \times 10^{-6}$	44.2	39.6	36.8	35.3	32.3	22.8	16.8	7.3
	a-2	0.10	2.74	1.78	35.0	$3.24 \times 10^{-5}$	33.8	31.0	27.1	24.2	19.9	14.1	16.9	11.1
	b	0.70	2.69	1.74	35.3	$3.73 \times 10^{-7}$	37.1	35.5	34.5	33.8	31.1	23.7	11.8	4.4
C	a	0.45	2.65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	b	0.65	2.63	1.79	31.9	$10^{-8}$ 程度	35.1	33.5	32.8	32.4	30.8	24.5	9.0	2.7
D	a	0.30	2.64	1.79	32.2	$1.30 \times 10^{-4}$	26.9	25.1	24.3	23.6	20.9	14.1	11.0	4.2
	b-1	0.26	2.66	1.66	37.6	$5.10 \times 10^{-6}$	38.7	37.5	37.2	37.0	35.0	29.9	7.6	2.5
	b-2	0.25	2.66	1.73	35.0	$2.59 \times 10^{-6}$	30.3	27.9	26.8	26.5	23.7	17.1	10.8	4.2
F	a-1	0.10	2.67	1.76	34.1	$9.75 \times 10^{-5}$	34.5	32.0	30.8	29.4	26.0	18.8	13.2	6.0
	a-2	0.20	2.68	1.66	38.1	$7.30 \times 10^{-7}$	33.2	32.4	31.4	30.4	26.2	19.4	13.0	6.2
	b	0.39	2.68	1.73	35.4	$1.18 \times 10^{-5}$	35.6	33.6	32.2	31.5	28.4	21.3	12.3	5.2

(注) C地点層では乱さない100cc試料採土不可能。

水分量は体積含水率を示す。



表一 締固め試験土壌の物理性

締固め 荷重	締固め 時合 水比	仮比重	間ゲ キ率	透水係数	pF ~ 水分量						有効水分	
											全有効 水分	正常生育 有効水分
					pF 1.0	1.5	1.8	2.0	3.0	4.2	%	%
0.5	10.9	1.17	56.4	$6.23 \times 10^{-5}$	41.8	39.0	35.8	33.0	24.9	16.0	23.0	14.1
	15.1	1.24	54.0	$1.78 \times 10^{-4}$	45.9	38.6	32.7	30.3	24.7	16.2	22.4	13.9
	17.0	1.30	51.5	$3.65 \times 10^{-4}$	48.4	38.5	34.5	32.5	26.1	18.3	20.2	12.5
	20.5	1.42	47.4	$8.08 \times 10^{-4}$	44.0	38.3	36.5	34.8	30.5	24.9	13.4	7.8
	23.2	1.46	45.6	$4.03 \times 10^{-4}$	45.6	39.0	37.4	36.1	32.1	26.1	12.9	6.9
2.0	10.9	1.23	54.3	$7.55 \times 10^{-5}$	43.3	40.8	38.4	36.0	27.1	17.5	23.3	13.7
	15.1	1.36	49.5	$2.30 \times 10^{-4}$	50.0	37.7	33.0	30.3	26.2	18.1	19.5	11.5
	17.0	1.38	48.6	$1.30 \times 10^{-3}$	46.6	36.8	34.1	32.6	28.6	21.0	15.8	8.2
	20.5	1.51	44.0	$4.55 \times 10^{-4}$	41.1	38.1	36.1	34.9	31.1	24.6	13.5	7.0
	23.2	1.59	41.0	$5.62 \times 10^{-6}$	40.7	40.4	39.6	38.3	35.6	30.1	10.3	4.8
4.0	10.9	1.30	51.7	$2.72 \times 10^{-5}$	46.0	43.4	41.0	33.7	28.3	18.3	25.1	15.1
	15.1	1.45	46.0	$3.37 \times 10^{-4}$	51.5	41.3	36.7	33.6	28.7	20.6	20.7	12.6
	17.0	1.58	41.3	$4.90 \times 10^{-5}$	47.9	40.1	37.6	35.9	31.4	22.8	17.3	8.7
	20.5	1.61	40.2	$4.35 \times 10^{-5}$	39.0	38.2	37.2	35.9	32.7	27.2	11.0	5.5
	23.2	1.60	40.6	$2.60 \times 10^{-6}$	37.8	37.6	37.1	36.5	34.6	29.4	8.2	3.0

(注) 水分量は体積含水率を示す。

次に、以上のような緑地土壌の物理性をもたらした原因を解明するための一つの試みとして、A地点のマサ土を利用して検証実験を行った。実験に用いた土壌の粒径加積曲線は図一2のとおりで、日本農学会の基準による分類では砂壤土である。

この実験では、標準網フルイ 4,760 $\mu$  を通過した風乾状態の試料土を用い、これを含水比と荷重を変えて締固めることによって作成した 100cc 試料について、室内における同様の物理性測定を行った。締固め荷重は、ブルドーザー、ダンプトラックの接地圧などを考慮して、0.5、2.0、および 4.0 kg/cm<sup>2</sup> の 3 種類の静荷重とした。なお、締固め時間は 3 分間に定めた。締固め試料による土壌物理性の試験結果は、表一2のとおりである。

表一2より明らかなおと、締固め荷重が大である程、また締固め含水比がある限度まで大きくなる程、土壌はよく締固まるが、締固め含水比が15%程度以下では、締固め荷重が大きくと、仮比重は1.5以下であり、正常生育有効水分の保水性は12~15%で、現地土壌の場合の2~3倍に達する。透水係数は、仮比重が1.6程度になると急激に小さい値を示すことがわかる。

現地採土試料の仮比重は、表一1において最大1.79にも達したが、これは検証実験供試土を、JIS A 1210 によって突固めて得られた値に近い。現地での盛土は、降雨後の湿潤状態でも施工され、ダンプトラック、ブルドーザーの走行、転圧の繰返しによって締固められたものと

推定される。従って、施工法ならびに原土の含水比に十分留意すれば、このマサ土を利用して透水性、保水性の相当良好な盛土が可能と思われ、施工性において、近郊の粘性土よりも優れている。

#### IV 土壌物理性の改良工法

前項までの調査研究の結果、土壌物理性の改良を図る必要性が指摘され、それによって大泉緑地の樹木未植栽区域において、改良工事が施工された。代表的な工法は、土木的な土層の破碎と、物理的な土壌改良剤の混合を併用したもので、その概要は次のとおりであった。

盛土造成が行われ、修景盛土が完了した後、土壌改良剤を地表面に散布する。その上から、リッパードーザーで土層破碎を行うが、この際、改良剤の下層への混入が行われる。さらに表層をトラクターで耕起整地する。

土壌改良剤としては、パーク堆肥(樹皮加工物、商品名キノックスK、スマリリンユーキ等)が使用され、これがブルドーザーによって厚さ5cm(単位体積重0.5g/cm<sup>3</sup>として100m<sup>2</sup>当り2.5ton使用)に均等に散布された。

土層破碎を行うリッパードーザーは、爪長1.0m、爪数3本で、土層深0.7mまで深耕する計画である。爪の間隔は1mで、これが等高線方向、およびそれに直角方向に走行するので、ほぼ1mメッシュで碎土が行われ、同時にパーク堆肥が土層中に混入された。さらに、表面の耕起、整地と、パーク堆肥の混入目的を兼ねて、ロータリー耕

表一3 改良工事前後の土壌の物理性

調 査 地 点 改 良 施 工 時 期 調 査 時 期	F		H	I	
	昭和48年5月		昭和50年2月	昭和50年12月	
	昭和47年9月	昭和50年8月	昭和50年9月	昭和50年8月	昭和51年1月
仮 比 重	1.76(0~10cm) 1.66(10~30) 1.73(30~70)	1.68(0~10cm) 1.62(10~30) 1.63(30~50) 1.69(50~70)	1.65(0~20cm) 1.61(20~45) 1.47(45~65)	1.64(0~20cm) 1.75(20~50) 1.72(50~70)	1.62(0~25cm) 1.53(25~45) 1.62(45~65)
間 隙 率 (Vol.%)	34.1(0~10) 38.1(10~30) 35.4(30~70)	38.0(0~10) 40.2(10~30) 39.4(30~50) 37.5(50~70)	40.5(0~20) 42.3(20~45) 47.0(45~65)	38.3(0~20) 36.4(20~50) 37.5(50~70)	40.8(0~25) 42.5(25~45) 41.0(45~65)
正常生育有効水分 (pF 1.5 ~ pF 3.0) (Vol.%)	6.0(0~10) 6.2(10~30) 5.2(30~70)	4.3(0~10) 2.6(10~30) 3.7(30~50) 3.3(50~70)	6.6(0~20) 6.8(20~45) 6.9(45~65)	5.3(0~20) 7.8(20~50) 8.3(50~70)	7.3(0~25) 8.4(25~45) 8.0(45~65)
全 有 効 水 分 (pF 1.5 ~ pF 4.2) (Vol.%)	13.2(0~10) 13.0(10~30) 12.3(30~70)	11.0(0~10) 9.7(10~30) 9.9(30~50) 10.2(50~70)	12.3(0~20) 15.2(20~45) 17.2(45~65)	11.6(0~20) 12.4(20~50) 13.4(50~70)	14.3(0~25) 15.4(25~45) 14.1(45~65)
土 壌 硬 度 (mm)	21.2(0~10) 29.2(10~30) 30.5(30~70)	7.9(0~10) 23.7(10~30) 21.8(30~50) 24.2(50~70)	21.2(0~20) 21.7(20~45) 20.9(45~65)	25.6(0~20) 27.3(20~50) 28.8(50~70)	16.0(0~25) 15.9(25~45) 19.4(45~65)
現 地 透 水 係 数 (cm/s)	$2.32 \times 10^{-5}$ $1.22 \times 10^{-6}$	$2.17 \times 10^{-5}$ $1.62 \times 10^{-5}$	$1.51 \times 10^{-4}$ $1.73 \times 10^{-4}$	$2.87 \times 10^{-5}$ $1.24 \times 10^{-4}$	$1.99 \times 10^{-3}$ * $8.62 \times 10^{-4}$ *

(注) ( ) は土層深cm, \* は51年3月調査

ウン爪をけん引したトラクターによって仕上げが行われた。

V 改良後の土壌物理性

改良工事が実施された区域から、図一1のF, H, およびIの3調査地点を選定して、改良工事における土壌の物理性、主として透水性および保水性に関する調査を実施し、改良効果を検討した。3地点のうち、F地点は改良前の調査実施地点である。H地点では改良前の調査を実施できなかったが、I地点では新たに改良前後の調査を実施した。

調査観測の内容および方法は、当初における緑地土壌の物理性試験の場合と同様である。まず掘削による観察結果では、当初見られた水平方向の判然たる土層は見られず、掘削作業は容易となった。他方土壌改良剤の混入状況を見れば、それは期待されたごとくに均等には分布せず、地表面近く、しかも大部分は地表面下10cm程度まで



図一3 固相と土壌間ゲキ

のところに入混されているにとどまった。

各地点から得た乱さない100cc試料土に関する室内土壌物理試験、現地における土壌硬度および透水係数測定の結果を、改良工事前後について対比しつつ示したものが表一3である。このうちF地点の改良前の値は、表一1のものと同じである。

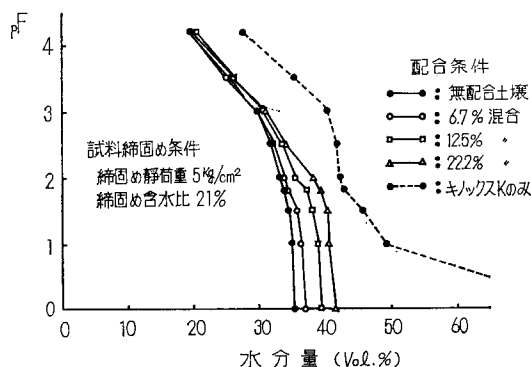
表一3において改良前後の比較ができるFおよびI地点の値から明らかとなり、土壌の仮比重、間ゲキ率、土壌硬度、および現地透水係数の各項目については、改良効果が見られる。またH地点を含めた改良後の全般的な数字を先の表一1のそれと対比しても、このことが明らかである。

すなわち表一3によれば、仮比重は改良前の1.64～1.76から改良後は1.53～1.69へ、間ゲキ率は34.1～38.1%（前）から37.5～42.5%（後）へ変化している。また土壌硬度は25～30mm（前）に対して16～24mm（後）と植物の根系の伸長に最適な値<sup>9)</sup>を表し、現地透水係数についても改良後は $1 \times 10^{-4}$ ～ $1 \times 10^{-5}$ cm/sのオーダーの値を示して、改良前と対比すれば1オーダー程度大きい。この反面、これらの結果に比べ、有効水分の保水性については改良された徴候は認め難い。

以上の検討結果から、大泉緑地における改良工事においては、機械的な土層破碎の効果が顕著であると判定される。すなわち、リッパードーザーによる土層破碎によって、土壌が膨軟になり、土壌硬度および透水性の改良もたらされた。しかしながら、このような土壌破碎は細部の土壌構造に変化を及ぼすには至らず、あわせて土壌改良剤の分布が不均一、かつ深層に混入されなかったため、改良効果は土壌の保水性にまでは及ばなかったとみることが妥当であろう。

先の間ゲキ率およびpF～水分関係から、改良前後の土壌について、固相、小間ゲキ(pF4.2以上)、中間ゲキ(pF1.5～4.2)、および大間ゲキ(pF1.5以下)に分けて表したものが図一3である。同図に、一般に言われる改良目標<sup>7)</sup>から類推した分布を併示した。改良工事の施工によって固相率が減少するとともに、とくに大間ゲキの増加が見られ、先の透水性改良を裏付けるものであるが、固相率および中間ゲキの割合からみれば、改良目標との間に未だ相当の差が残る。

従って、大泉緑地における土壌の物理性を更に改良するためには、改良工法、とくに土壌改良剤の効果的利用について検討が加えられなければならない。別途行った土壌改良剤に関する実験から、キノックスKを配合して締固めた土壌のpF～水分曲線の一例(締固め荷重5kg/cm<sup>2</sup>、締固め含水比21%による試料)を図一4に示す。無配合の土壌の水分曲線が、キノックスK混合量を増す



図一4 土壌改良剤と保水性

につれて、キノックスK固有の曲線の方へ移動し、有効水分保水性を高める傾向が判然と示される。

以上のごとき現地および室内における検討結果から、土壌改良剤の効果を有効に発揮させるためには、パーク堆肥の混合量を現計画量の2～3倍に増加するとともに、その均等な混合を図るため、盛土の過程において、2～3層に分けてパーク堆肥を混入することが必要である。このような工法を採用することによって、一層の土壌物理性改良の効果が期待できるであろう。

## VI あとがき

まえがきにも述べたとおり、社会の要求によって短期間に造成されねばならない樹林地の土壌を、樹木の良好な生育に適したものとすることは、極めて困難であると思われ、綿密な造成計画の立案、とくに盛土材料および施工工程に関する十分な検討が必要である。

本研究では、造成された樹林地の土壌について、水収支的な立場から取上げることとし、土壌物理性の改良前後における土壌状態の比較検討を行ったが、未だ水収支として集約するには至らず、主として樹林地土壌の透水性、保水性に関して調査研究結果を取りまとめた。もとより本文はマサ土を使用して造成された、一公園緑地に関する事例研究であるが、土壌改良に伴う水の挙動を解明する上から一応の成果が得られ、今後の研究および施工計画立案の参考に資するものと考えられる。さらに長期的かつ広範なこの種の調査研究が行われることを期待して止まない。

おわりに、本調査研究は、大阪府南部公園事務所(清水正之所長)の要請に基づいて、大阪府立大学農学部農業水理学講座(手島三二教授)が実施したものであり、調査観測にあたり、当時の専攻生、加藤雅治君(滋賀県草津土地改良事務所)、山田明君(関西グリーン研究所)、

その他の方の協力が得られたことを付記して、各位に深謝の意を表するものである。

#### 引用文献

- 1) 大阪府南部公園事務所：大泉緑地森林造成に関する調査報告書—水文調査—(1973)
- 2) 大阪府南部公園事務所：大泉緑地森林造成に関する調査報告書—かんがい計画調査—(1975)
- 3) 大阪府南部公園事務所：大泉緑地森林造成に関する調査報告書—かんがい計画調査—(1976)
- 4) 大阪府臨海公園事務所，大阪府立大学農学部造園学教室：大泉緑地森林適正土壌調査報告書，pp. 69—82(1972)
- 5) 四方田穆，手島三二：マサ土で造成された大規模公園緑地の土壌の物理性について，農土誌42(5)，pp. 19—23(1974)
- 6) 木田和幸：緑化工 4 植生工とその適用，土と基礎24(1)，pp. 83—84(1976)
- 7) 山崎不二夫：農地工学 下，東京大学出版会，pp. 386—390(1972)

#### コメント

四国農試土地基盤研究室 宮崎 毅

今日のように水田が次々と宅地化したり他の用途に転用されることが多くなると，そこがもと水田であったが故の共通の特性が現われると予想される。たとえば，水田は漏水防止のための努力が長年重ねられてあったり，耕盤が形成されてあったりして，そのままの状態での用途に適した良好な排水状態を期待するのは，そもそも無理であろう。

本御発表の例も，水田の上に盛土をした状態の土地における排水不良問題としての側面を持つと思われる。四方田氏は，土壌改良工法によって透水性，保水性を良好にし，盛土工事によって著しく締固まった土を樹林地に適した土に戻す方法について研究された。特に，バーク

堆肥や他の土壌改良剤と土壌との混合により，土が粗な状態に変化すること，及びリッパによる土層破砕効果があること，などを指摘された点が重要と思う。

しかし，疑問に思うのは，水田の上に盛った土の改良だけで樹林地の水収支を全体として改良できるのかどうかである。

水田はもともと平坦に作られており，しかも初めに述べたような水田向きの改良などが加えられているから，他の用途から見れば排水性は良くないはずである。従って，盛土の下に来る水田土層の改良とか，水田土層と盛土部との境界面にレキ層をはさんで排水性を良くするなど，別の角度からの検討も必要となるのではないかと思われる。

#### 宮崎氏のコメントについて

四方田 穆

一般論としては，宮崎氏のご指摘のとおりであり，盛土施工前に，現況水田に対して何等かの対策を講じておかねばならない。

大泉緑地の調査に際しても，当初はその点に留意された。しかしながら，(1)水田面下1.5m程度まで塩ビ管を埋設したが，地下水は観測されなかった，(2)掘削調査でも，水田面近くの土壌の水分量は多くはない，(3)盛土層の透水係数が水田土壌のそれより小さい，などの調査結果，また降雨後に地中への浸透が少なく，盛土層の透水性，保水性が悪い，という事実から，本発表では盛土層の改良に焦点をしばった。

土壌中の水の挙動をより正確に把握するため，樹林地に一定区画を仕切り，降雨後における地表流出量，表面タン水量，地中における水の移動などを計測し，水収支的に解明する試みが引続いて行われており，その結果が明らかになれば，ご指摘の点を含めたより正確な解答が得られるであろう。

## 質 疑 応 答

座長 丸山（京大農）

宮崎（四国農試） 桑の根群はどのような分布をしているのでしょうか。

早坂 火山灰土と非火山灰土では多少深さが違いますが、物理性のよい火山灰土壌では60cmぐらいのところまでにだいたい80%ぐらいの根が分布している。土壌改良や天地返しをすると80cmぐらいまで根は入るが、一般に60~80cmの間で10~15%、それ以下の層で5~10%程度となります。しかし、深い火山灰土壌では2mぐらいまではみることができません。断面でみた限りでは灰土層には桑の根はみられませんでした。それから、気相率がpF 1.5より、粗孔隙が10%以下になると桑の根は入ることができないと考えられている。これは森、鈴木木のデータによって確認されている。

川田（栃木農試） わたくしは北関東の鹿沼土がある栃木におりますが、シラスの性状がわかりません。粘土はこのように light clay としてでておりますが、鹿沼土ですとclayのかたまりがポーラスになっております。シラスでは鹿沼土と同じような構造になっていると推察してよろしいのでしょうか。

早坂 降ってたまったものが軽石層のような形ではなくて、もっと大きな軽石がぼこんぼこんと入っているような状況ですので、ち密な部分が点々と入って、その間にポーラスな部分があるという、かなり不均一な状態である。

川田（栃木農試） 粘土は clay というようなものと考えてよろしいでしょうか。

早坂 かなり風化が進んでおり、ハロイサイトぐらいのところまで風化が進み、アロヘンではなくなっているという段階のものと考えてよい。

中村（愛大農） 開畑というのは改良山成か、それとも現状のままの表面を剥いだだけのものか。

三野 土壌の物理性に関する部分のデータは開発予定地周辺の人力開こんによって開かれた場所で調べたものである。

インタークレートの部分は改良山成土で造成され、大規模に土が動かされたところで調べたものです。いま現在計画されているところは全部改良山成土で計画されており、研究そのもののねらいは改良山成土による造成を前提において考えています。

宮崎（四国農試） 傾斜角度はどのくらいか。

三野 だいたい25度ぐらいの非常に急なところで、そこで柿が栽培されている。

田淵（茨大農） インタークレートの式で Philip の式を使ったと聞きましたが、斜面では成層状態になっていると思われませんが、成層状態を考慮した式ですか。

三野 Philip の式を使ったのは曲線のあてはめだけに使って、パラメータには意味を考えておりません。成層状態でも内そう式としてはよく合うので、一応使ってみたということで、物理的意味を含めておりません。したがって、Philip の式とってよいかどうかは疑問であります。

田淵（茨大農） よくあてはまったということですか。

三野 あてはめに使った。あるいは無理にあてはめたということになります。開発前後の流出特性の変化状況をシミュレートする際の関数化に使ったにすぎません。

福井（大府大農） 柿園と申されましたが、植被状態は柿だけが斜面に植えられているということですか。

三野 一応柿ですが、柿は湿気をきらうということで斜面の下部の湿度の高いところではミュウガが植えられており、谷の方では状況が若干異なります。

福井（大府大農） 柿の場合、どの程度葉がおおっているのですか。

三野 かなり密植に栽培されており、斜面は一様に葉におおわれている状態です。蒸発量は樹高とほぼ同じ高さのところにセットできるように台を設けて測定しております。

座長 手島（大府大農）

宮崎（四国農試） 改良の結果 スライドにあったような水たまりはなくなったのでしょうか。

四方田 その部分は木が植えられておいて、先のようなリッパーがかけられなくて、いまお話したような形では行っていないわけです。全体的には、ところどころに固い土壌ができておいたものがなくなっておりますので、あのような水たまりはできないだろうと考えられます。しかし、木が植えられているところでは、重機が自由に走りまわることにはできないので、別途改良を講じなければならないわけで、問題としては残っているということになります。

## 総 合 討 論

**座長** 岩田進午（農技研）

**講演者**

早坂 猛（蚕糸試）

三野 徹（京大農）

四方田穆（岡大農）

**座長** 討議にうつりたいと思いますので、ご協力をお願いします。ここでは次の2つの部分に分けて討議したいと思います。一つは早坂氏より提起された深層の水の移動と三野氏から提起された斜面における水の移動です。もう一つは人工的な手が加えられた後の土壌の変化について三野、四方田両氏からそれぞれ提起されている問題です。まず、水分移動の問題から討論に入ります。

**古田（岐大農）** 早坂さんにおたずね致しますが、1971年から現在まで観測されている土壌水分の変動から、水文学で一般的にいわれている Water year（水年）の変動、つまり乾燥期から湿潤期へ、あるいは冬期から夏期までの水分変動の変化点が各年とも時期は同じなのか。またその時期において水分に大きな変動はみられるのか。この点観測記録から指摘できるかどうかおたずねしたい。

**早坂** 5年間観測を続けてきましたが、現在は測定を一時中止しております。そのなかでみられることは、年によって水分率に変動がみられるということです。これはおもにその年の降雨状況によってかわってくるものです。ただ、飽和に達する時期はほぼ同じで6月ごろ、急速に乾燥するのは7月後半から8月にかけて、2mから上のポテンシャルが高まるという形で乾燥期に入ります。雨の多い夏ですとポテンシャルが高まらずに秋に入ってしまう。

西日本気候が東日本と違うことは、とくに九州の西部ですと、台風が九州の西側に雨をもたらすことはあまりみられません。東日本では梅雨時より秋雨の方が総雨量が多くなるのが一般的なパターンになると思われますが、西日本では梅雨時に集中し、秋雨では少なくなります。したがって、9月以降、12～1月にかけて下層の乾燥が進行します。これにはかなりの時間がかかって、徐々に乾燥が進むわけですが、7、8月は急速に表層が乾いて、9月は徐々に下層に乾燥が進み、12月ごろまでは表層も同期に乾燥が進んでいきます。1月ごろになると霜柱が立つようになり、下層の乾燥は進みますが、表層はむしろ湿潤になってきます。このようなパターンが毎年くり返されることとなります。そして下層の乾燥は6月

にならないと解消しません。表層土では変動がみられませんが、下層土は大雨が降る6月ごろまでは比較的乾いた状態が続きます。下層土と申すのは灰土の層で、これが6月まで乾燥した状態で経過するのが一般的なパターンであると思われます。

**田淵（茨大農）** 資料の中で、152mmとあらわされている降水量は6月2日から8日までに降った雨の総量ということですか。

**早坂** そうです。

**田淵（茨大農）** 6月8日は下の方まで影響がでておりますが、これは152mmの雨が500cmのところまで影響していることをあらわしているのか。

**早坂** そうとは限りません。上から徐々にしみ込んでくる分もあります。つまり、その152mmがそのまま落ちてくるのではなくて、順送りになって落ちてくるものです。

**中村（愛大農）** この浸透の経過をみると、ほとんどが正圧浸透で負圧浸透は乾燥期にシラスのところ、それも負圧一定浸透は一部だけのようにみられます。また上昇浸透はみられなかったのでしょうか。

**早坂** わたくしの印象では上昇するような動水勾配は一つもみられなかった。負圧にはなりますが、300～400cmにあるシラス層の比較的コンパクトに詰ったところがそのよう形となります。ご指摘のように1m以下のところで、部分的に上昇傾向がありますが、全体としてとらえてみると、下降していると考えざるを得ないということで、下層土の水分を利用するという事はむしろかしいのではないかと考えられます。

**座長** 一般には下層からの水の供給があるという実際のデータもあり、このような結果が一般性をもつものか、あるいは特殊性によるものか、討議をお願いします。

**中村（愛大農）** シラスで行なった結果では、あまり上昇の傾向はみられなかった。

**中野（東大農）** わたくしたちは宮崎県のシラス（よく似た地質だと思います）で7.5m下まで、10cm間隔で水分量を測定した結果では、これはわたくしの直感的な仮説ですが、水分変動における上昇下降の変化が著しいのは表層部分のみで、下層では完全に下向きの動水勾配ができており、このような状態が定常的に認められます。1年間を Water year として考えてみますと、上昇期間が短期間あるかもわかりませんが、上向きというよりも下向きの速度の大小が Water year レベルでかわっ

ているという仮説をもつて解析しようと考えているところであります。その区切りのようなものが、5~6月ごろ最も水分量が減った時期と解釈させていただくと、このときは下の方に水分がさがって、平衡水分分布のようなところで落ちついている。その後、梅雨あるいは台風などを経過して下層の水分が増加して、これはそのまま下の方に流れるという感触をもっている。

**座長** ありがとうございます。異なった見解をお持ちの方はございませんか。

**寺沢（農技研）** データを詳しく検討しないと明らかではないのですが、水の上昇下降については water budget を正確につかまないといけない。もちろん、動水勾配の方向や測定精度の問題もあります。わたくしがこれまで、関東ロームで行なってきた試験の範囲で、有効土層をしゃ断したり、深さをかえたり、あるいは根系層の範囲をかえた場合、水収支については根系層だけをみては不十分であるという結果がでていいます。同様の結果が山崎さんたちの関東ローム総合研究や吉良さんたちの土層のしゃ断試験でもみられ、サククションがしゃ断した場合と、しない場合とでは明らかに異なるし、ライシメータにおける排水量などをみても植物の消費量と排水される量との水収支からみて、やはり根系層が浅ければ浅い程、下からの水の補給がなければ収支が合わなくなる。早坂さんのデータでも上昇がないということではなくて、上昇量が少ないものと受け取ったのですが、いなかでしょうか。

**早坂** 土層の深さをどれだけにするかということかわってくると思われまいます。1 m ぐらいの深さでは確かに上昇があるといえます。しかし、それ以下にある貯留量の多いところからの上昇を期待したのですが、その傾向はみられませんでした。2 m ぐらいの土壌水を吸引してとり、硝酸態窒素イオンを測定してもほとんどあらわれませんが、ポリマルチをかけて同様の測定をすると硝酸態窒素イオンがあらわれることから、何らかの条件を与えることによって、下降を止めることができそうな印象をもっている。シラス層の上の方で有効水分量を計算してみると 400 mm を越す程度みられる。したがって、蒸発散量を 8 mm/day とすると 50 日分あると見積ることができるが、実際は 1 カ月ぐらいで生長が止る。これは下に逃げていることによるものという印象を支える。

**手島（大府大農）** 巾の広い、あるいは hydrological な発想になるかも知れませんが、soil physics の水の問題として考えたときも、1 つの圃場を平面とみて、2 次元的な水分変動で解決していこうとする考え方で測定を行なったとすると、広い地域の中で一枚一枚の圃場に対して、どのような条件で測定が行なわれたかが問題にな

る。わたくしたちの経験から申しまして、圃場を造成したとするとそこには勾配ができるし、土壌構造に粗密部分が生じ、また浅いところ深いところで water valley ができる。そのため根群が水を吸っているのか、出しているのかわからない層ができてくる。当然水分は上下においてそれぞれ変動している。つまり、1 つのロットをとって考える場合、全体の地形の中で水の収支を考え、自分の測定している部分がどの位置であり、その中でどのように変動しているのかを考えなければいけないのではないのでしょうか。いま考えられることでは横移流の問題、栽植密度、葉面積指数、土壌面に生じるクラックなどの問題が関連してくると思います。早坂さんが測定されたデータの位置づけはいかがでしょうか。

**早坂** データのはじめにあるように、井戸を掘りさげて直線的に測定し、点を打って線をつないだという形になっております。それを平面化し、立体的にするにはどうしたらよいかをいま検討しているところです。おっしゃるとおり、横の流れをつかんで平面的なものから立体的なものにすることが重要であると考えます。

**座長** この問題は興味ある重要な問題ですが、時間の関係で次に移りたいと思います。そこでこの問題については編集委員会などでその取扱いについて検討していただきたい。

次は水の横の流れや造成とも関連した問題にポイントを移します。

**中野（東大農）** 三野さんは流出率を計算するシミュレーションを行っておりますが、そこで 2 つの式を使って計算されております。その結果、流出率が急に立上る場合と緩やかに立上る場合とを雨の量で区別されておりました。このとき流出率をだすのに地表流の計算に用いる表面粗度と tortuosity を計算されておりますが、その数値的な大きさおよびそれが流出率の計算にどの程度きいているのかをご紹介いただきたい。

**三野** 観測プロットでの降雨流出状況の解析によって、等価粗度を算出して見ますと、降雨強度によってかなり大きく変化しますが、造成前の状態では、中小降雨ではほぼ 0.08~0.17 程度の値が得られました。そこでシミュレーションでは、等価粗度にして 0.1 の値を採用しています。

等価粗度はあくまでも一様水深のシートフローが斜面に生じているとした時の粗度であります。現実の斜面流のイメージとはかなりかけ離れているといわざるをえません。そこで、私共は、それは数値計算上のパラメータに過ぎないと考え、もう少し物理的意味を掘り下げるために、表面流面積率とトートシティとミズミチの水理学的粗度を用いて、斜面の等価粗度を表わそうと考えまし

た。当然、トートシティは表面流発生面積率が増すと減少してゆくような特性を持ち、このために等価粗度は一定ではなくなると考えています。トートシティも流れの状態と表面の凹凸特性に支配され、一定数ではありません。最も流路が乱れた状態では、一応 $\sqrt{2}$ になると考えています。

このように考えることによって、Kinematic Wave Model で表わし切れない強い非線形流出特性を表わそうと考えたわけです。そしてその非線形性は、表面での流路発生確率と密接な関係を持ち、この非線形性が農地造成により一層助長されることを示したかったのです。

農地開発は、この運動方程式の非線形性に、インテークの変化が作用して、流出特性の非線形性を一層助長します。雨水の滞留時間は極端に減少し、流出率は極端に増大します。

この非線形性のゆえに、トートシティの効果だけを取り出して見ることはできません。また、そこにトートシティを導入したねらいがあるともいえます。

どうも適確な答えにはなりません、まだ私共自身も適確にとらえていないのが正直なところです。現在、この辺のところを現地プロットの観測で明らかにしたいと思ひ調査中であります。

なお、トートシティ導入の意図の一つに、地表の管理状態、例えばウネタテの状況を定量的に表現することが入っています。タテウネでは1、ヨコウネではウネ長によりトートシティは大きくなります。

**中野 (東大農)** 造成地は果樹を植える前か、後か。

**三野** 植える前です。

**手島 (大府大農)** 現時点ではシミュレーションモデルとして考えておられ、将来においてカンガイやその他の物理的要因を含めた物理モデルにしたいと考えておられるようですが、タンクモデルからこれを定性的な要因を経て、直にそれを物理モデルとして提案し、そのまま先へ走ってしまうことを非常に恐れています。水文においても同様に数理モデルは重要であるが、物理的特性を考慮したいいわゆる物理モデルが必要であり、またこの方向に進みつつある。Soil physics は Hydrogy の基礎であって、水文における水は上下、あるいは横方向とつながったものであり、その zoning が重要になる。タンクモデルにおいてもどこに出口をつけるか、あるいはどのような出口とするかなど、考え方はいくとおりもあるので、もう少し考え方を広げていただきたい。

**三野** 私のような門外漢が、タンクモデルだの Kinematic Wave Model だのといいましたのは、新しい降雨流出モデルを作り上げようというような大それたことを考えているわけではありません。農地造成という人工的な

インパクトが加えられた後の、自然システム、あるいは土壌物理性のダイナミクスが、降雨の流出特性を介して最もうまくとらえることができるのではないかという期待があるからであります。したがって、このシミュレーションも、流出モデルの正確な表現というよりはむしろ、傾斜地に形成される自然システムの自己運動機構を考えてゆくための、一つのプロセスと見ていただきたく思います。

**座長** ありがとうございます。あと5分程で終りにしたいと思いますが、四方田さんにご質問はありませんか。または四方田さんからコメントすることがありましたらどうぞ。

**四方田** 人工的な緑地造成があちこちで行なわれているが、宅地造成ではなくて、樹林地造成であるという認識が欠けている。施工する側は宅地を造成すると同じように丈夫なものを造るということになって、結果的には固い地盤ができあがってしまうことになっているようだ。樹林地を造成するための工程表や仕様書が用意されるべきであろう。

**座長** 時間がございませんが、他に何かご意見がありましたらどうぞ。

**中野 (東大農)** 三野さんのお話、貴重なものとして伺いました。傾斜開畑地における熱、水配分構造の分析をしていただいたということで興味をもちました。わたくしとしては傾斜開畑地に関する一般的構造として明らかにするには、三野さんはストックということで問題を考えているようですが、直接、地下水流、地下水脈という言葉で構造に入れていただきたいと思います。しかし、地下水流、地下水面、地下水流だけ入れたのでは具合がわるく、地下水面上にある土壌水分、貯留量などが重要になり、これを同時に考えることが構造を考えていく上で重要である。わたくしは地下水と深層土壌水分という言葉をつかっているわけですが、これが一般的に考えて水配分構造の点で傾斜開畑地では重要になる。技術的にも、開畑地で地下水の予測やその処理ができなくて困ったとか、造成してからその問題で困ったとか聞きますが、その意味でも構造を考えることは重要であると思います。

**田淵 (茨大農)** 開畑が傾斜地の熱水配分構造に与える影響につけ加えて、土壌侵蝕、土壌養分の溶脱などの問題があり、それ自体の問題と同時にそれがまた水分構造に戻ってくる。したがって、配分構造を考える場合、熱、水、物質について傾斜地ではそれを3次元的に考えることが必要であると思います。

**座長** ありがとうございます。これで総合討論を終ります。



# 土壌の保水性・排水性と透水性について

—毛管ポテンシャル理論の観点から—

山 村 善 洋\*

On the Soil Properties of Water Retention, Drainage and Seepage

—In view of a Capillary Potential Theory—

Yoshihiro YAMAMURA

Faculty of Agriculture, Kyushu University

## 1. はしがき

土壌の保水性および排水性は表裏一体の関係にあるが、両者に相関連するのが透水性である。これらについて、毛管ポテンシャル理論の観点から論じることとする。

毛管ポテンシャル理論およびその歴史については中野(1966)によって詳細に述べられ、かつ論評されているので、ここではその重複はできるだけ省くことにする。著者は毛管ポテンシャル理論と、土壌の保水性・排水性および透水性との関連性を概括し、毛管ポテンシャル理論の有効性の限界について提言する。

まず、2では土壌内水分量と間げき水圧、土壌水分吸引圧との関係、毛管ポテンシャル理論の概念の誕生について述べる。

3では、毛管ポテンシャルと水分量との関係を  $pF$  ~ 水分曲線、 $pF$  ~ 水分分布曲線を用いて説明する。

4では、非粘性砂質土の場合に見られる排水特性について3で述べた *specific moisture capacity*:  $C$  の概念によって説明を試み、排水のメカニズムについて論じる。

5では、砂質土壌の透水性についての飽和透水係数、不飽和透水係数の特異性を毛管ポテンシャルと水分量あるいは水分分布との関係から検討する。また、不飽和の状態に2通りの存在形態があり、同一水分量、飽和度であっても不飽和透水係数は物理的に異なる意味をもつことを提言する。

全体を通して、砂質土の排水性・透水性の特徴(性)を、砂質土の毛管ポテンシャルによって保持される水分量との関連(即ち  $pF$  ~ 水分分布曲線)で説明を試みる。その結果、一般に、他の土性の土壌の場合の排水性・透水性との相違が生じることを考察する。

## 2. 土壌水分量と土壌間げき水圧

### 2-1 土壌水の存在形態と存在状態

土壌中の水分について議論するためには、水分の存在形態、存在状態を規定する必要がある。

まず水分は、土壌間げき中に飽和状態で存在しているのか、それとも不飽和状態で存在しているのか。さらに、水分は、どのような境界条件(領域)の中に存在しているのか。その領域内に自由水面が存在するのかわからないのか。

次に、水分は、静止・平衡状態にあるのかそれとも流動状態にあるのか。流動状態にある時、水分量は変動しているのかないのか。水分量の変動しているならば、その過程は、湿潤過程なのか、それとも乾燥過程なのか、等々についてである。

以上のような土壌水分の存在形態・存在状態を示す物理量が、間げき水圧・土壌水分張力、含水比・容積水分率である。

### 2-2 土壌間げき水圧と土壌水分張力(土壌水分吸引圧)

土壌の間げきが、完全に水で飽和されている場合には、普通用いられている土壌間げき水圧の概念で、土壌水の静水圧分布、動水圧分布を論じることができる。飽和状態での間げき水圧の説明については Jacob Bear (1972, a) に詳しい。

ところで、土壌間げき内の水分が不飽和な状態になると、水と土壌粒子との間にメナスカスが形成され、毛管圧が作用する(注1)。この毛管圧を  $p_c$  とすると、 $p_c$  は次式で表わされる。

$$p_c = -p_w = -2\sigma/r \quad (2 \cdot 2 \cdot 1)$$

ここで、 $p_w$  は界面に直接接している水の圧力を表わす。この毛管圧は、メナスカスの大きさを表わす。

(注1) ここでの不飽和状態は厳密には 5-2 で述べている(1)の場合に相当する。

\* 九州大学農学部

多孔媒体内には、種々の大きさのメニスカスがランダムに分布している。従って、(2・2・1)式を適用するためには、その様なメニスカスを平均して $r$ を求めることが必要となる。また、その場合、 $p_w$ は負値となる。一方、 $r$ は均質等方な多孔媒体では土壌水分量で変動する、即ち、毛管圧は土壌水分量の関数として表わされることになる。

ここに毛管ポテンシャルの概念の誕生がある。

E. Buckingham (1907) は、毛管ポテンシャルを単位質量の土から、単位質量の水を引出すのに要する仕事であり、土壌の毛管力に抗して単位質量の水を自由表面から一定点まで動かすのに要する仕事と定義した。

一方、L. A. Richard (1931) は、 $\phi = \int dp/\rho$  を毛管ポテンシャルと定義し、もし流体の密度が一定かつ1に等しい時には、 $\phi$  は数値的には圧力に等しくなるとした。ところで、L. A. Richard の定義した毛管ポテンシャルは、M. K. Hubbert (1940) の定義した *force potential* (注2) の圧力水頭の項と本質的には同じものである。

毛管ポテンシャル $\phi$ は一般に、次の様に定義される物理量である。すなわち、

$$\phi = -p_c/\rho g \quad (2 \cdot 2 \cdot 2)$$

また、毛管圧力水頭は次の様に定義される。

$$h_c = p_c/r_w = -p_w/r_w \quad (2 \cdot 2 \cdot 3)$$

### 2-3 不飽和流におけるピエゾ水頭

全ての流れ領域に対してピエゾ水頭を

$$\varphi = z + p_w/r_w \quad (2 \cdot 3 \cdot 1)$$

と定義する。不飽和流では(2・2・1)式から、ピエゾ水頭を表わすために毛管水頭 $\varphi_c$ が用いられる。すなわち

$$\begin{aligned} \varphi_c &= z + p_w/r_w, \\ &= z - p_c/r_w, \\ &= z - h_c \end{aligned} \quad (2 \cdot 3 \cdot 2)$$

ところで、飽和・不飽和領域内の浸透流解析において、「全水頭を圧力水頭と位置水頭の和と仮定し、飽和領域では、圧力水頭が正、不飽和領域では圧力水頭が負

であると仮定すると、自由水面は圧力水頭が零の点を連ねた面であるといえる」とする考えがある。しかし、実際には飽和水分領域であっても、圧力水頭が負の領域が存在する(例えば飽和毛管帯)ため、圧力水頭(正) = 飽和、圧力水頭(負) = 不飽和の関係は常に成立するとは限らない。

## 3. 毛管ポテンシャルと水分量との関係について (土壌の保水性)

### 3-1 pF の概念について

pF の概念を提唱したのは、R. K. Schofield (1935) であり、pF は(2・2・3)式で定義された毛管圧力水頭の対数值をとることによって、次の様に定義されていた。

$$pF = \log h_c \quad (3 \cdot 1 \cdot 1)$$

ところで、この $h_c$ を用いると(2・2・1)式で、 $r = 2.87\mu$ で吸引圧水頭が1033cm(1気圧)となって $r$ がこれ以下では「負圧」の物理的意味を失い、 $pF > 3$ の概念がなくなる。一方、このpF表示法では吸引圧がゼロの場合 $pF = -\infty$ となり、吸引圧が負数(正圧)の場合にはpF値で表わせない。

このような矛盾から、土壌水分の変化を停滞水の出現から(正圧)、排水、乾燥(負圧)まで連続した動的過程としてとらえるためには、土壌水分張力のpF表示は全く無意味であるとする論もあり、現在国際的には廃語となっている。

そこで、 $h_c$ の代りに、純水におけるギブスの比自由エネルギー(化学ポテンシャル)を水頭(水柱高)に換算し、その絶対値の常用対数をとってその数値でpFを再定義することができる。

以下の章で用いるpFの概念は、上述の定義によるものとする。

### 3-2 土壌水分特性曲線

土壌水分吸引圧(毛管ポテンシャル、広義には化学ポテンシャル)と水分量との関係を表わす曲線を、土壌水分特性曲線あるいはpF～水分曲線という。

図3-1は、土性による違いを示す図であり、図3-2は、粒度組成の異なる2種の砂の土壌水分特性曲線を示すものである。一般に、pFと水分量とは一価の関係になく、脱水過程と吸水過程で異なるが、これらの曲線は全て脱水過程についてのみのものである。

これらの曲線は、当然のことながら、あるポテンシャルで保持されている水分量を示すものであるが、毛管ポテンシャルで保持されている水分量を見るには不十分である。

図3-2は、粒度組成の相違により、間げき構造が変化した、それに伴って毛管ポテンシャルの大きさが変動

(注2) 多孔媒体内での流れを支配するポテンシャルについては、*force potential*\* の立場をとる考え方と、*velocity potential*\*\* の立場をとる考え方の2通りがあったが、現在では *force potential* の妥当性が確立されている。(黒田(1966), A. E. Scheidegger (1974))

\* *force potential*:  $\phi = gz + \int_{p_0}^p dp/\rho(p)$   
 $q = -(K\rho/\mu)grad\phi$

\*\* *velocity potential*:  $\phi = Kp/\mu + \int_{z_0}^z K\rho g dz/\mu$   
 $p = -grad\phi$

すなわち、*piezometric head*(ピエゾ水頭)とは流体のもっている *force potential* の水頭表示ということになる。

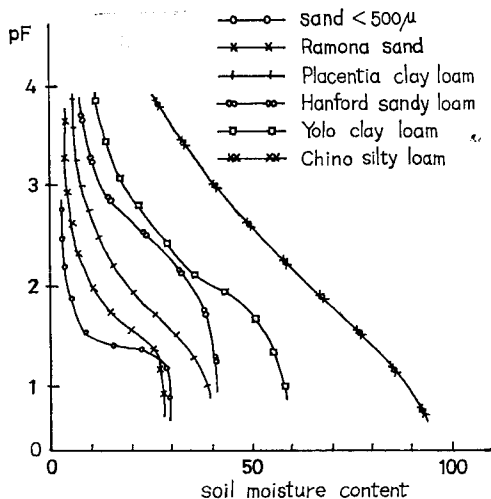


図3-1 典型的な水分特性曲線(脱水過程)  
(Jacob, Bear (1972, a))

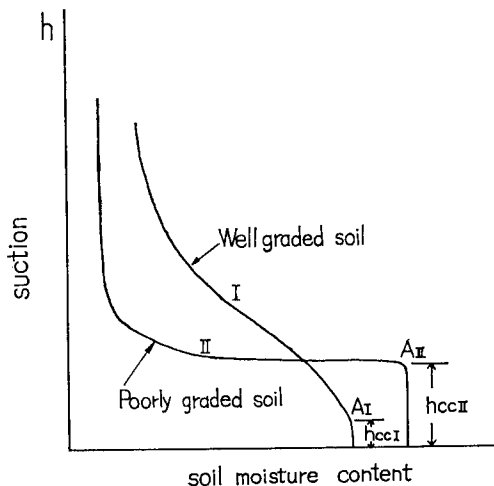


図3-2 土壌の保水特性を示す概要図  
(Jacob, Bear (1972, a))

し、保水量が変化することを示すものである。

ところで、 $pF \sim$ 水分曲線は、 $pF$  に対する水分量を表わす曲線であり、一定の  $pF$  に対応する保水量はわかるが、それぞれの単位  $pF$  の増減による保水性の変化の状態は、わかりにくい。換言すれば保水力の異なる水分の分布状態を知るためには、一連の  $pF \sim$ 水分曲線に微分操作を加えて得られる  $pF \sim$ 水分分布曲線を用いると一目瞭然である。

このような単位  $pF$  (あるいは  $h_c$ ) の変化量、 $\Delta pF$  (あるいは  $\Delta h_c$ ) に対する水分量の変化量  $\Delta \theta$  を微分容水量 (Differential water capacity:  $C$ ) という。すなわち、

$$C = \frac{d\theta}{dpF} \quad (3.2.1)$$

一方、A. Klute (1952) は、土壌水の拡散運動理論を展開した中で、比容水量  $C(\theta)$  (Specific water capacity) を次の様に定義している(注3)。

$$C(\theta) = \frac{d\theta}{d\psi} \quad (3.2.2)$$

ところで、水平一次元流れの一般式は、Darcy の法則と、連続の式から次の様に与えられる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] \quad (3.2.3)$$

ここで、マトリックサクション勾配 (matrix suction gradient)  $\partial \psi / \partial x$  は次の様に表わされる。

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{1}{C(\theta)} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (3.2.4)$$

(注3) 1962年、第7回国際土壌学会用語委員会では  $C = d\theta / dpF$  と定義せず、 $C = d\theta / d\psi$  あるいは、 $C(\theta) / d\psi$  の値を術語として採用し微分容水量と名づけた。ただし、ここで  $pF$  と  $\psi$  の間には  $pF = \log \psi$  の関係がある。

従って、Darcy の式は次の様に書くこともできる。

$$q = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{K(\theta)}{C(\theta)} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (3.2.5)$$

ここで、 $D(\theta) = K(\theta) / C(\theta)$  とおき、これを *diffusivity* (土壌水分拡散係数) と称す。従って、(3.2.3)式は

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad (3.2.6)$$

となり、これが不飽和水分移動 (水平一次元) を表わす拡散型方程式と称されている。

### 3-3 砂質土の土壌水分特性曲線ならびに $pF \sim$ 水分分布曲線

土壌の保水を論じる時、2通りの保水の形態を考える。その一つが土壌の固相表面の物体吸着能力であり、他の一つが、土壌の間げき構造に由来するもので、間げきに張る水面のメニスカスの毛管力や重力の作用力に因るものである。 $pF \sim$ 水分分布曲線は、この土壌の保水性が、毛管ポテンシャルによるものであるか、吸着ポテンシャルによるものであるかを明確に示している。

図3-3は、標準砂の水分特性曲線を示すがこの図をもとに、微分容水量  $C(\theta)$  を算定して  $\psi \sim C(\theta)$  曲線を求めると図3-4の様に表わされる。この図から明らかな様に吸引圧力水頭 ( $\psi$ ) が約 40~50cm のところで  $C(\theta)$  (Specific moisture capacity) は著しく大きい値を示しており、約 42cm 水頭のところにそのピークが見られる。このことは、この大きさ近くの吸引圧水頭値に相当する毛管ポテンシャルによって保持されている水分が集中して存在していることを示しているものである。逆の観点から見れば、間げき内でこの水頭値に相当する毛管ポテ

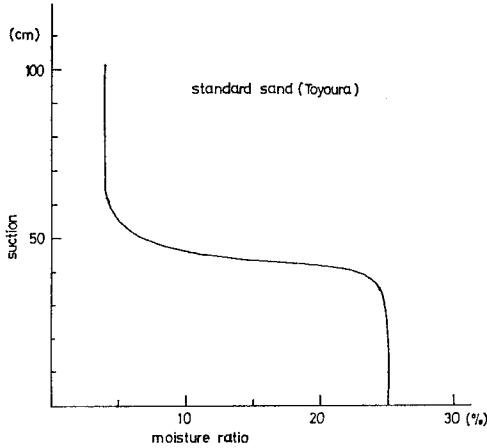


図 3—3 水分特性曲線 (豊浦標準砂)

ンシャルで保持されている水は、その水頭値で表わされる大きさの吸引圧が作用すると、容易に移動することを意味する。含水比 4~25%の水分領域に相当する水分が間げきの毛管性に基づく毛管ポテンシャルによって保持されているのに対して、含水比が 4%以下に相当する水分は、砂粒子の表面のもっている保水能、すなわち、吸着ポテンシャルによって保持されていることを示すものである。(図 3—3, 3—4 参照)

所謂、水理学的に連続な水分領域は、 $p^F \sim$ 水分分布曲線で  $\psi \sim C(\theta)$  曲線が連続して存在する範囲であって、標準砂の場合には含水比が 4%, 吸引圧水頭が約 70cm の点で水理学的連続性が断たれていることがわかる。

砂質土の場合には、毛管ポテンシャルによって保持される水分と吸着ポテンシャルによって保持される水分とを分離することができるが、粘土分が多くなるにつれて  $C(\theta)$  の分布が  $\psi$  に対して一様になって、保水特性が砂質土の場合に比べて著しく異なることがわかる。この保水特性がまた排水特性と密接に関連しているのである。

#### 4. 砂質非粘性土壌にみられる排水特性

##### 4-1 標準砂の保水特性と排水特性

3—3 に述べた様に、標準砂の場合、毛管ポテンシャルで保持されている水分の殆んどは吸引圧水頭 30~60cm のところに集中している。このことは、標準砂の間げき構造が、この吸引圧水頭を作り出す相当毛管径を持っていることを示している。

従って、標準砂の排水性を見るとき、水分を保持している毛管ポテンシャル以上の吸引圧を土壌水に作用させると、毛管ポテ

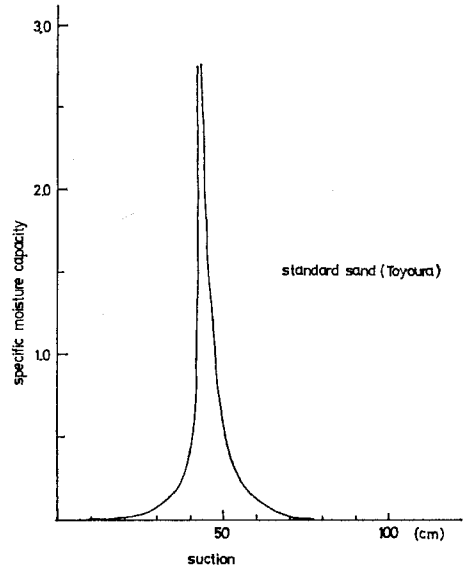


図 3—4 水分分布特性曲線 (豊浦標準砂)

ンシャルによる全保水量が排水されてしまうことを意味する。

一般に、飽和状態の土壌水に吸引圧  $h$  を作用させて、脱水(排水)させると、その時の排水量  $q$  (これは勿論、最終的に水分平衡に達するまでの全排水量である)は、Specific moisture capacity:  $C$  を用いると次式で表わされる。

$$q = \int_0^h C dh$$

ところで、鉛直柱内に飽和された土壌からの排水を考える時には、水面からの高さ  $z$  には  $h=z$  の吸引圧が作用していることに相当するので、 $z$  における排水量  $q_z$  は

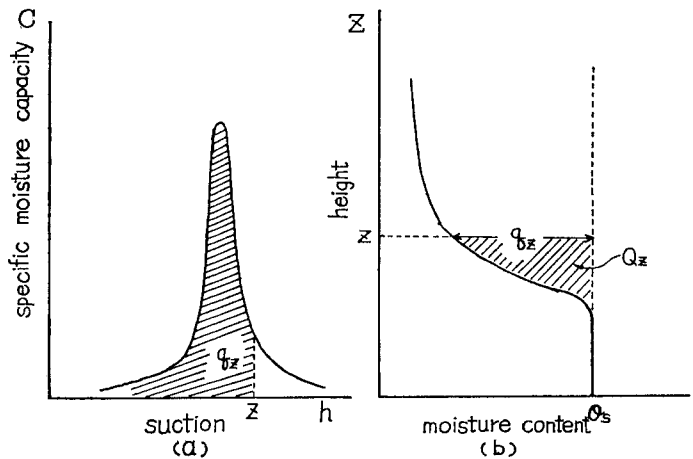


図 4—1 (a)  $C$  と  $q_z$  の関係を示す概念図、  
(b)  $q_z$  と  $Q_z$  との関係を示す概念図

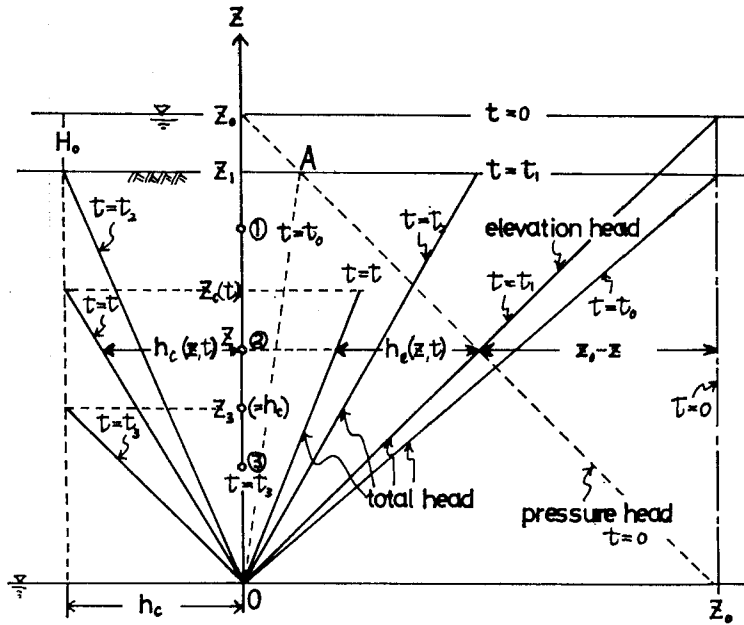


図4-2 排水のメカニズムを説明する概念図  
後退毛管力の作用する位置の経時変化に伴う圧力水頭、全水頭の経時変化を示す

$$q_z = \int_0^z C dh$$

で表わされ、鉛直柱全体からの総排水量  $Q_z$  は次式で表わされる。

$$Q_z = \int_0^z q_z dz = \int_0^z \int_0^z C dh dz$$

#### 4-2 排水過程時に作用する間げき水圧の経時変化

4-1において、排水性について、*Specific moisture capacity* :  $C$  を用いて定量的に説明したが、排水が進行している際の間げき水圧の経時変化を見ることによって、排水のメカニズムを論じてみる。

図4-2は、T. W. Lamb (1951) を参照し、間げき水圧の測定結果をもとに、排水の進行時における間げき水圧勾配の経時変化、および全水頭勾配の経時変化を模式図化したものである。

$t=0$  で、タン水深  $H_0$  の静止状態における全水頭はどの点でも同じである。この状態で下端から排水を開始すると、その時刻  $t=t_0$  で、圧力水頭勾配は急激に浸透層内での流れ抵抗によって低下し、図でA-Oの様に変化する。排水の進行に伴って、タン水深が低下すると各点における圧力水頭は低下し圧力勾配も漸時低下する。タン水がなくなった ( $H_0=0$ ) 瞬間に圧力勾配はゼロになる。さらに排水が進行して土壌粒子と間げき水との間にメニスカスが形成されると、間げき水圧はこの引張り力によって負圧となる。この間の間げき水圧の変化は急

激に起こる。

さらに、排水が進行するにつれて全水頭勾配も、 $t=t_2 \rightarrow t_3$  と経時的に変化していく。 $t=t_3$  の時点において、圧力水頭の絶対値が位置水頭に等しくなると、全水頭勾配が0となり排水が終了し、水分平衡状態に達する。

これと全く同様の鉛直一次元排水問題に関して Y. Fujioka and T. Kitamura (1964) は理論的考察を行っている。その中で、この問題に関する系列として、

1. Childs(1960), Youngs(1960) および Ligon ら(1962) と、
  2. Luthin and Miller (1953), Day and Luthin (1956) および Gardner (1962) の2グループあるとしている。
- Y. Fujioka らは、2つの理論のうち、次の様な理由で第2のグループの立場をとった。その理由とは、すなわち、

「第1のグループの理論を正しいものとすれば、土壌内の間げきは水面下は水で完全に飽和されているが、しかし、水面上の土壌は飽和されていない。それ故に、土壌水の相対的な圧縮性は、不飽和領域においてのみ存在しうる。それで、間げき圧力の伝播は、土壌水の飽和と不飽和の境界で急激に変化するはずである。しかしながら、我々の実験では圧力水頭の変動は認められなかった」

彼らが決定的理由として挙げている彼らの実験結果については、圧力水頭の測定方法に問題かあると考えられる。即ち、マンメーター法では、圧力水頭は、管内の流体の流入・流出を介して指示されるのであるから、非定常流れの場合のタイム・ラグは無視できないからであり、層内とマンメーターとの間の水の出入りにより層内の水が乱されることによる圧力測定の不確かさがある。

#### 4-3 後退毛管力の概念を用いた排水現象のメカニズムの説明

間げき中の水分が排水され、土壌粒子と間げき水との間にメニスカスが形成されると、間げき水圧は、表面張力の作用によって負圧となる。ところで、間げき内においてこの力は毛管力と称せられ、水理学的連続性の保たれている水分領域内において、その最大値すなわち最大毛管力が存在する。この最大毛管力は、この水分領域で *Specific moisture capacity* :  $C$  がピーク値をとる吸引圧に相当し、後退毛管力と称せられる。この後退毛管力

が排水のメカニズムを支配することは実験結果によっても明らかである。(図4-2の $h_c$ を参照)

すなわち、後退毛管力の大きさ、作用する位置によって、排水領域内の全水頭勾配が決定され排水量が定まる。この場合、飽和排水領域内での透水係数は、飽和透水係数がそのまま適用できる。

ところで、この後退毛管力の大きさは、土壌の保水性とどの様に関係するかを考えてみる。実験結果によると、標準砂の場合、この後退毛管力の大きさは $pF$ ～水分分布曲線で、*Specific moisture capacity*:  $C$  が最大となる吸引圧水頭に相当する。

すなわち、標準砂の様な $pF$ ～水分分布曲線において、 $C$ にピークの存在する試料の場合には、4-2に示した様な間げき水圧の経時変化に特色が見られる。

他の土性の土壌、例えば、粘土の場合には $pF$ ～水分分布曲線は、 $C$ が砂質土の場合の様にピークを示さず、水分量の微小変化に伴う水分量の変化、あるいは吸引圧の大きさによって殆んど影響されないことを示している。このことは、後退毛管力が砂質土の場合の様に明確には作用しないことを意味する。

5. 砂質土壌の透水性

5-1 飽和透水係数、不飽和透水係数

図5-1はM.Nakanoら(1977)によって、sandおよびsandy loamについて得られた不飽和透水係数に関する実験結果を示すものである。これと同様な結果は、長谷川ら(1976)によっても報告されている。

R. H. Brooks and A. T. Corey (1966)の論文を参考にして、J. Bear (1972, b)は砂におけるこの関係(図5-2参照)を次の様に表わした。

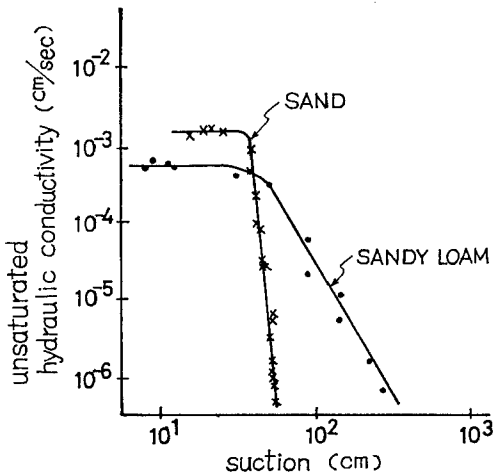


図5-1 吸引水頭と不飽和透水係数との関係 (M.Nakano and K.Ichii (1977))

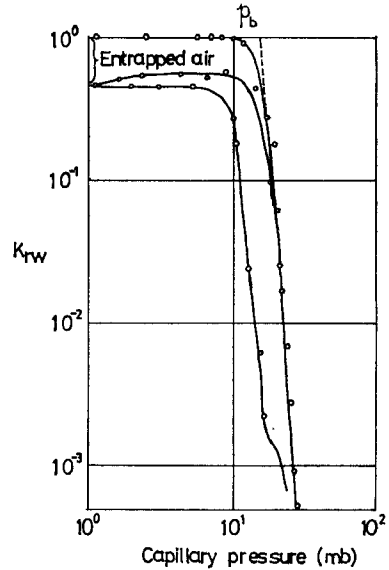


図5-2 毛管圧力と相対透水係数との関係 (Jacob, Bear (1972, a))

$$\begin{cases} k = k_0, & p_c \leq p_b \\ k = k_0(p_b/p_c)^n, & p_c > p_b \end{cases}$$

ここで、 $k_0$ は飽和透水係数、 $p_b$ は *bubbling pressure* であり、指数  $n$  は多孔媒体の間げき径分布の指数である。*bubbling pressure* とは *air entry value* のことを意味し、図3-2における $h_{cc}$ に相当する。この $h_{cc}$ は、 $pF$ ～水分分布曲線において *Specific moisture capacity*:  $C$  がピーク値を持つ吸引圧、すなわち、後退毛管力の大きさに相当する。

ところで、この $p_b$ の値までは間げき水は飽和状態である (*capillary stage*)。従って、不飽和状態は $p_b$ 以上の毛管圧力が作用する領域 (*funicular stage*) において存在する(注4)。この領域において水理学的連続性が維持された流れは、(2.3.2)式で表わされる毛管水頭勾配によって生ずるのであるから、不飽和透水係数の測定が可能なのは、高々、吸引圧水頭が100~200cmの大きさの範囲までである(例えばDe Wiest (1969), L. A. Richards & D. C. Moore (1952)参照)

ところで、図3-4の標準砂の $pF$ ～水分分布曲線を参照すればわかる通り、標準砂の場合毛管ポテンシャルに相当する吸引圧で保持されている水分は、約70cm吸引圧水頭までである。従って、このポテンシャルよりも大きなポテンシャルで保持されている水分は、自然状態下では、温度勾配の存在のみによって移動が可能となる。これらの現象の説明については八幡の著書(1975, a)に詳しい。ちなみに著者の行った標準砂の実験結果によれ

(注4) 先に4-2, 4-3で述べた後退毛管力によって水分が維持できなくなった領域に相当する。

ば、この水分量は含水比4%に相当する(3-3参照)。

### 5-2 もう一つの不飽和透水係数

前に述べた不飽和透水係数は、所謂、毛管伝導度と称されるものである。ところで、土壌水分の不飽和状態は、(1)土壌水分が土壌粒子とメニスカスを界して存在する場合と、(2)土壌水中に空気が封入空気(*entrapped air*)の形で存在する場合の2つに分類して考えることができる。(例えば、八幡(1975, b))

後者の場合、封入空気量は、土壌水中では飽和水分量から *bubbling pressure* あるいは *air entry value* に相当する負圧までにおいてしか存在しえない。

従って、浸透層中での圧力低下による溶解気体の析出に伴う不飽和浸透流の場合においても、封入空気量はその限界に達すると定負圧帯が下層に伸び負圧の大きさが減少していく過程をとることが、黒田(1966)によって実験的に確かめられている。

従って、後者の場合の不飽和透水係数は、前者のそれとは物理的な意味を異にする。これらの相違について、岡本(1966)は「不飽和透水係数は、飽和度と、層内圧力の両者によって支配されている」と述べている。すなわち、同一の飽和度であっても不飽和透水係数の大きさは、圧力の相違によって異なった値を示すことになる。

田淵(1959)は、「不飽和≡毛管膜」、「毛管膜≡負圧」の関係が意味をもつのは、開放浸透の場合に限っており、閉鎖浸透の場合にはたとえ不飽和で層内圧力であっても浸透様相には殆んど変動を生じないと指摘している。前述の前者の場合が開放浸透に相当し、後者の場合が閉鎖浸透に相当する。すなわち、閉鎖浸透流で、封入空気が存在する場合には、封入空気も流体の一部と考えると、その流体の密度が間げき水圧によって変動することになる。従って、圧力水頭は

$$\int_{p_0}^p dp/g\rho(p)$$

で表わされる。

すなわち、M. K. Hubbert (1940) の唱えた *force potential* に従って流れが生じることを意味する。

一方、前者の場合には、圧力水頭は  $\int_{p_0}^p dp/\rho$  であるから  $(p-p_0)/\rho$  の形で表わされる。

## 6. むすび

毛管ポテンシャル理論の観点から、土壌の保水性、排水性と透水性について論評を試みた。そのうちの一部分について、これらは、特に著者が土壌物理の研究に際して、これまで興味をもった側面について論じたものであり、その内容については一面的なものである。読者諸賢の御批判、御教示を願いたい。

## 参考引用文献

- 1) Bear, Jacob (1972, a) dynamics of fluids in porous media, American Elsevier (Environmental Science Series) pp. 59-64.
- 2) Bear, Jacob (1972, b) dynamics of fluids in porous media American Elsevier (Environmental Science Series) pp. 492-493.
- 3) Brooks, R.H. and A. T. Corey (1966) Properties of porous media affecting fluid flow, Proc. Amer. Soc. Civil Eng. No. IR. 2. 92, pp. 61-87.
- 4) Buckingham, E. (1907) Studies on the movement of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull. 38.
- 5) De Wiest, Roger J.M. (1969) Flow through porous media, New York & London, Academic Press, p. 254.
- 6) 土壌物理研究会編(1974), 土壌物理用語事典, 養賢堂
- 7) 土壌物理性測定法委員会編(1972), 土壌物理性測定法, 養賢堂
- 8) Fujioka, Y. and T. Kitamura (1964) Approximate Solution of vertical Drainage Problem, Journal of Geophysical Reserch vol. 69. No. 24.
- 9) 長谷川周一ら(1976), 不飽和透水係数に関する研究, 北大農学部邦文紀要, 第10巻, 第3号
- 10) Hillel, D. (1971) Soil and Water, Academic Press.
- 11) Hubbert, M.K. (1940) The theory of ground water solution J. Geol. 48. pp. 785-944.
- 12) Klute, A. (1952) A Numerical Method for Solving the Flow Equation for Water in Unsaturated Materials. Soil Sci. vol. 73.
- 13) 黒田正治(1966), 溶解気体による不飽和浸透の発生とその浸透性に関する研究, 九州大学農学部学芸雑誌第22巻, 第3号
- 14) Lambe, T.W. (1951) Capillary phenomena in cohesionless soils, Proc. of A. S. C. E. 76.
- 15) 中野政詩(1966), 毛管ポテンシャルによる不飽和運動理論の歴史, 土壌物理研究 No. 3.
- 16) Nakano, M. and K. Ichii (1977) Measurement and Prediction of Hydraulic Conductivity in Unsaturated Porous Medium. Trans. of The Japanese Society of Irrigation, Drainage and Reclamation Engineering, vol. 69. pp. 29-34.
- 17) 農林水産技術会議編(1972), 畑地かんがい, 農林技術出版社, p. 63.
- 18) 岡本雅美 (1966), Porous Media を通る流れの特性, 土壌物理研究
- 19) Richards, L. A. (1931) Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics, vol. 1.
- 20) Richards, L. A. and C. Moore (1952) Influence of capillary conductivity and depth of wetting on moisture retention in soil, Trans. Am. Geophys. Am. Geophys. Union, 33. pp. 531-540.
- 21) Scheidegger, A. E. (1974) The physics of flow through porous media, 2nd ed. University of Toronto Press, pp. 78-79.

- 22) Schofield, R.K. (1935) The pF of the water in soils. Trans. 3rd Int. Congr. Soil Sci. (Oxford) 2. pp. 37-38.
- 23) 浸透理論体系化研究グループ(1965), 土壌水運動理論の諸系列 1, II, 毛管ポテンシャルによる不飽和運動理論, 土壌の物理性, No.13.
- 24) 田淵俊雄(1959), 負圧浸透について, 土壌の物理性, No. 1.
- 25) 八幡敏雄(1975, a), 土壌の物理, 東大出版会, pp. 108-117.
- 26) 八幡敏雄(1975, b), 同上書, p. 86.



## 芝生土壌の物理性測定結果について (I)

一締固め試験と土壌改良資材の効果一

前 窪 伸 雄\*

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

Compaction Test and Soil Conditioners

Nobuo MAEKUBO

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

## まえがき

締め固められた土壌の物理性の測定、これが本報告のテーマでもある。

芝生は、人々によって積極的に使用される、植物の直接上からの踏み躪りがある。最近では、管理を行う為の大型機械が走る。しかも、人々が使用する条件は、農作物や園芸作物を栽培する場合と異なり、雨が降って、土壌水分が多く、過湿潤であっても、毎日のように続けられ、芝生としての価値のある期間中、それが仮令50年、100年間であっても、耕起、攪拌されることは全くない。ゴルフ場、フットボール競技場、野球場、その他スポーツを行う芝生の使用のされ方は特にはげしいものがある。時には、プレイ上、表面の均一さ、或は硬さを求めるために、ローラーなどによる締め固めもされる。

土壌の物理性は、芝生にとって特に吟味すべき条件である。土壌の物理性が良く、根や地下茎が充分に深く伸び、活発な活動をしていれば、相当量の踏圧にも耐えるであろうし、損傷を受けたとしても、そのあとの回復は速いに違いない。どうせすり切れてしまう芝生であっても、その使用可能な期間を伸ばすことができるはずである。

ある土壌が芝生に適しているかどうかを調査する場合、或は適合させる或は適合させるための土壌改良法を検討する場合、つまり、芝生土壌の物理性を測定するに際しては、まず締め固められに条件下で、しかも、含水比が高い時点での締め固めでなければならぬと考へる。芝生土壌の室内測定について、Ferguson, M. H. 他(1960)<sup>1)</sup>が impact-type compactor と、Permeameter を使用する方法を提唱した。そこでは、圃場容水量の水分の時に締め固めた土壌の透水性は、水頭 0.25 インチの時、 $\frac{1}{2}$  (インチ/時) よりも多く、 $1\frac{1}{2}$  (インチ/時) よりも少ないもので、全孔隙量は最低33%、非毛管孔隙

量は12~18%、毛管孔隙量は15~21%のものが、芝生土壌に適合するものであるとした。筆者は、これに対して日本の事情を加味し、締め固め方は JIS-A-1210, 土の突固め試験<sup>2)3)</sup> を取り入れ、締め固められた試料土壌の物理性の測定を行って来た。

初めは、締め固めの曲線(乾燥密度~含水比曲線)から土壌改良資材の土壌に対する効果を求め、植物の生育を考へる上から、全孔隙量の測定、続いて硬度や、ゴルフボールを使用した反発力などの測定を行った。更に、定水位法による透水試験と、Hilgard 法、土柱法、遠心法、蒸気圧法等による pF-水分孔隙量(pF-曲線)の測定を行って来た。

本報告(1)では、芝生土壌としての適否を調査するために、土壌の種類や、土壌改良資材の処理が締め固まりにどれほど耐えるか、土の締り方や、全孔隙量について、室内実験を行うと同時に、ポット栽培実験結果との比較検討がなされた。数種の土壌改良資材は、土壌に処理されると、締め固めに対する抵抗性のあることが証明された。

なお、一連の実験、研究にあたり、故、富士岡義一教授(農学博士)、恩師久保貞教授(林学博士)の御指導に對し、謹んで深謝の意を表す。

## 1. 目的及び概要

土壌改良資材の処理が、土の締め固まり方をどのように変化させるかを測定するために、1963<sup>5)</sup>、1964年<sup>6)</sup>に行ったポット実験と同一の土壌を用いて、JIS-A-1210土の突固め試験を行った。14種類の土壌改良資材が供されたが、鉱物質系及び有機物質系の内3~4種が乾燥密度を下げ、最適含水比を高める効果が認められた(1964)<sup>4)</sup>。

## 2. 試験の材料及び方法

土壌は、埴質土壌(宝塚原土)と、粘土含量10%に調整された2系統あり、各々に土壌改良資材が混合処理さ

\* 財団法人 関西グリーン研究所

実験材料一表—1 土壌改良剤の混合割合(埴土の場合)

番号	土 壤	区 分	土 壌 改 良 剤	混合割合	粘土含量	真 比 重	突 固 め 方 法
1	宝塚原土	無 機 質 系	ネ ニ サ ン ソ	30	40.7	2.5420	JIS-A-1210 規格 土の突固め試験法 25回三層自由落下
2			パーミキュライト	15	49.4	2.6530	
3			ダノ・コンポスト	20	46.5	2.6979	
4		有 機 質 系	ピ ー ト モ ス	10	52.3	2.6092	
5			テ ン ボ ロ ン	4	55.8	2.6134	
6			テ ル ナ イ ト	0.1	55.0	2.6346	
7		合 成 高 分 子 系	ク リ リ ウ ム	0.05	58.1	2.6531	
8			ソ イ ラ ッ ク	0.05	58.1	2.5913	
9			ポ バ ー ル 1	0.05	58.1	2.6391	
10			ド ロ ゲ ン 1	0.05	58.1	2.6282	
11			無 処 理		58.1	2.6189	
12		無 処 理 無 植 物		58.1	2.6206		

実験材料一表—2 土壌改良剤の混合割合(砂土の場合)

番号	土 壤	区 分	土 壌 改 良 剤	混合割合	粘土含量	真 比 重	突 固 め 方 法
1	西宮原土 + ろ過砂	無 機 質 系	ネ ニ サ ン ソ	30. %	0.01mm以下 10. %	2.5713	JIS-A-1210 規格 土の突固め試験法 25回三層自由落下
2			パーライト 1号	15. //		2.5769	
3			パーライト 3号	15. //		2.5961	
4			パーミキュライト	15. //		2.6471	
5		有 機 質 系	ダノ・コンポスト	20. //		2.5780	
6			ピ ー ト モ ス	10. //		2.6328	
7			テ ン ボ ロ ン	4. //		2.6243	
8		合 成 高 分 子 系	テ ル ナ イ ト	0.1 //		2.6202	
9			ク リ リ ウ ム	0.05 //		2.6402	
10			ソ イ ラ ッ ク	0.05 //		2.6453	
11			ポ バ ー ル 1号	0.05 //		2.6311	
12			ポ バ ー ル 2号	0.05 //		2.6325	
13			ド ロ ゲ ン 1号	0.30 //		2.6607	
14			ド ロ ゲ ン 2号	0.05 //		2.6308	
15		無 処 理		2.6376			

れた。割合の多いものは容積割合で、少ないものは重量割合であった(表一1,2参照)。

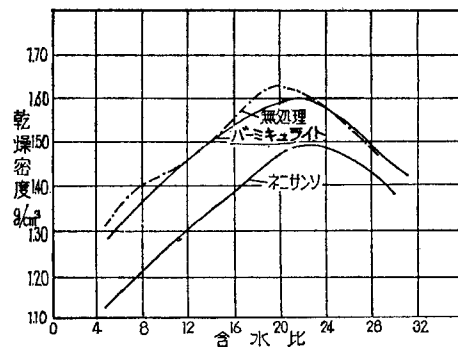
締め固め方法は、JIS-A-1210規格法に従った。試料土へ水分をよくなじませるために、加水後24時間放置した。

3. 試験の結果 (改良資材の効果)

埴土に処理した場合の突固め曲線を図一1~3に示した。図一1は鉱物質系の場合で、硬いネニサンソは締り難いが、軟かいパーミキュライトは無処理とほとんど変りがなく、効果がない。図一2は有機質系であるが、コンポスト、ピートモスは効果を挙げたが、テンポロン、テルナイトは効果がない。図一3は、合成高分子系であるが、いずれも効果は認められない。

粘土10%に調整した砂土に処理した場合の突固め曲線

を図一4~6に示した。図一4は鉱物質系である、ネニサンソ、パーライト1号、パーライト3号、パーミキュライトの順に効果がでている。有機質系(図一5)の場



図一1 鉱物質系土壌改良剤(埴土)

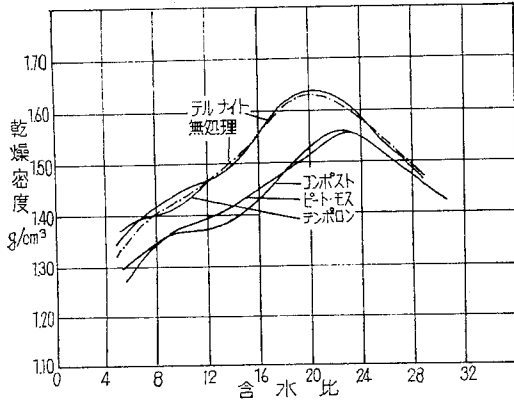


図-2 有機質系土壌改良剤 (植土)

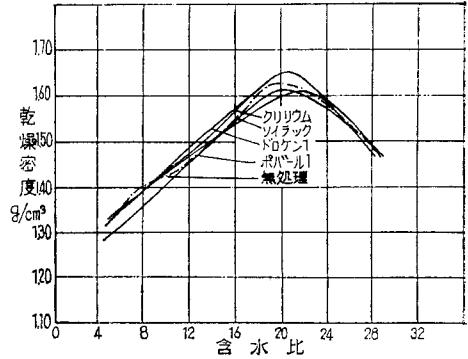


図-3 合成高分子系土壌改良剤 (植土)

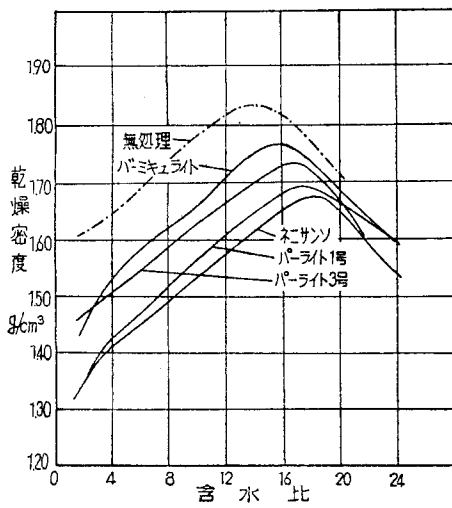


図-4 鉱物質系土壌改良剤 (砂土)

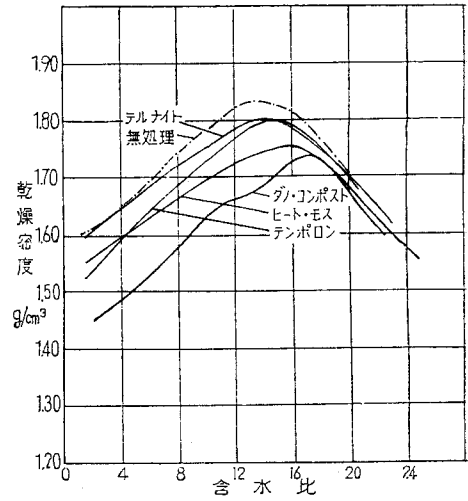


図-5 有機質系土壌改良剤 (砂土)

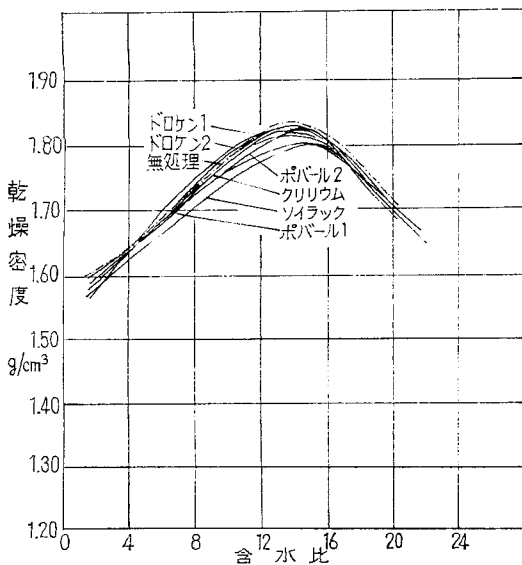


図-6 合成高分子系土壌改良剤 (砂土)

表-3 土壌改良資材処理と全孔隙量(1964)

改良資材	土性	全孔隙量 (g/cm³)	
		植土	砂土
ネニサンソ	30%	41.4 (109)	34.9 (114)
パーライト1号	15%	—	34.2 (112)
パーライト3号	15%	—	33.4 (109)
パーミキュライト	15%	40.1 (106)	33.3 (109)
ダノ・コンポスト	20%	42.4 (112)	32.7 (107)
ビートモス	10%	40.6 (107)	33.3 (109)
テンポロン	4%	37.6 (99)	31.4 (103)
テルナイト	0.1%	37.9 (100)	31.1 (102)
クリリウム	0.05%	38.8 (102)	31.7 (104)
ソイラック	0.05%	38.1 (100)	32.5 (106)
ポパール1号	0.05%	39.0 (103)	31.6 (103)
ポパール2号	0.05%	—	30.7 (100)
ドロゲン1号	0.30%	37.2 (98)	31.4 (103)
ドロゲン2号	0.05%	—	31.0 (101)
無処理		38.0 (100)	30.6 (100)

合、コンポスト、ピートモスは効果がでていますが、テンポロン、テルナイトはその効果は少ない。合成高分子(図-6)は、ほとんど効果は認められない。

が緩くなったと考へられ勝であるが、植物の立場からは、むしろ孔隙を問題にすべきであろう。従って最高乾燥密度時の全孔隙量を表-3に示した。

4. 検 討

乾燥密度、即ち仮比重が低くなったことは、締まり方

一方、まったく同一の混合土壌を用いてポット実験を行った(1963, 1964)<sup>5)6)</sup>。踏圧によって改良資材の効果(全孔隙)がどのように変化してくるかの結果を示した

表-4 土壌改良資材処理と全孔隙量(%) (埴土) 1963

踏圧回数	土壌改良資材	ネニサンソ	パーミキュライト	ダノ・コンポスト	ピートモス	テンポロン	テルナイト	クリリウム	ソイラック	ポパール1号	ドロゲン1号	無処	無処理無植物	平均
0回		65	59	63	62	58	58	55	65	58	66	69	69	63
1回		61	55	56	54	50	51	51	50	55	43	50	54	53
5回		61	55	56	58	50	51	51	50	51	51	50	54	53
20回		61	55	56	50	50	51	51	50	51	51	54	54	53
平均		62	56	58	56	52	53	52	54	54	53	56	58	

表-5 土壌改良剤処理と土壌中の全孔隙量(%) (砂土) 1964

踏圧回数	土壌改良剤	ソイラック	クリリウム	ドロゲン1号	ドロゲン2号	ポパール1号	ポパール2号	パーミキュライト	ネニサンソ	パーミキュライト	ダノ・コンポスト	ピートモス	テンポロン	テルナイト	無処	無処理無植物	平均
0回		44.5	47.3	44.7	45.8	43.4	43.0	49.6	56.4	55.5	51.6	48.7	44.5	43.1	43.2	44.3	47.0
1回		43.0	46.2	41.4	44.3	45.3	41.4	51.5	53.5	50.6	49.2	47.2	44.1	42.4	43.6	44.3	45.9
5回		46.0	43.9	43.6	42.4	42.6	40.3	49.6	54.1	50.2	48.4	47.2	44.5	44.0	41.4	43.2	45.4
10回		45.7	45.5	43.6	42.8	44.5	42.6	51.2	56.0	49.1	49.2	47.5	45.6	40.5	41.7	41.7	45.8
25回		45.7	43.2	42.1	41.7	43.0	41.8	53.5	55.3	48.3	47.7	46.4	45.2	43.1	42.8	43.2	45.5
平均		45.0	45.0	43.1	43.4	43.8	41.8	51.5	55.1	50.7	49.2	47.4	44.8	42.6	42.5	43.3	

L. S. D=2.5(1%)

表-6 土壌改良剤と芝生表面の沈下程度(単位mm) 踏圧68日間(埴土) 1963

踏圧回数	土壌改良剤	ネニサンソ	パーミキュライト	ダノ・コンポスト	ピートモス	テンポロン	テルナイト	クリリウム	ソイラック	ポパール1号	ドロゲン1号	無処	無処理無植物	平均
0回		+6.63	0.63	0.62	1.10	+0.18	+0.85	+0.75	+4.28	+1.17	+0.73	+0.03	10.87	0.38
1回		26.76	26.46	22.68	30.12	38.92	33.49	29.52	27.99	26.45	28.02	39.83	50.54	31.73
5回		34.90	35.11	32.21	45.31	48.94	40.37	39.48	33.38	44.00	41.05	44.22	60.13	41.59
20回		43.88	47.21	43.47	59.47	48.72	53.20	39.95	45.10	47.00	41.74	56.05	71.20	49.75
平均		26.23	27.35	24.75	34.00	34.10	31.55	27.05	25.55	29.07	27.52	35.02	48.19	

表一七 土壤改良剤処理と芝生表面沈下程度(mm)±は隆起を示す 踏圧98日間(砂土) 1964

踏圧回数	土壤改良剤															平均
	ソイラック	クリリウム	ドロゲン 1号	ドロゲン 2号	ポパール 1号	ポパール 2号	パライト	ネニサンソ	パーミキュライト	ダノ・コンポスト	ピートモス	テンポロン	テルナイト	無処理	無処理無植物	
0回	+1.99	+1.00	+1.01	+0.83	+1.21	+0.17	+4.33	0.52	0.20	0.72	+0.17	+2.21	+2.55	+0.99	4.98	+0.67
1〃	1.40	1.80	1.68	2.09	2.78	+0.15	0.52	1.44	4.33	3.68	4.62	2.63	2.85	2.47	7.27	2.63
5〃	2.46	1.72	4.77	2.75	2.55	2.16	4.78	2.87	8.60	8.77	7.55	3.65	1.81	1.28	7.10	4.19
10〃	3.80	2.21	5.27	5.75	5.30	5.90	8.09	6.08	8.20	13.17	11.65	4.78	5.33	3.85	10.15	6.63
20〃	7.99	7.68	8.92	7.86	5.17	6.13	11.40	9.90	10.92	18.88	10.47	11.26	5.43	5.71	13.47	9.41
平均	2.73	2.48	3.93	3.52	2.92	2.75	4.09	4.17	6.45	9.04	6.82	4.02	2.57	2.46	8.59	
0~20の差	9.98	8.68	9.93	8.69	6.38	6.30	15.73	6.40	10.72	18.16	10.64	13.47	7.98	6.70	8.49	

のが表一四、五である。埴土に処理した場合、ネニサンソだけが特に多く（他は無処理と違いのないことから）その効果が認められる。砂土に処理した場合、F検定の結果、無処理区と比べ有意差の認められるのは、ネニサンソ、パーライト、パーミキュライト、ダノコンポスト、ピートモスである。表一四、五から推定すると、表一三に示した締め固め試験結果の全孔隙量に於ては、無処理区100に対して少くとも107以上の指数を示した土壤改良資材が一応の効果があつたと考へることができる。ポット実験の踏圧による締め固まり方は、突固め実験法よりもやや少ないように思はれる。但し、ポット実験の場合、実容積法に用いる定容採土器でサンプリングした試料について全孔隙量を測定したが、この方法では固く締め固まった土ほど土壤がゆるくなる傾向が見られた。芝生表面の沈下を調査した結果、踏圧による影響は、全孔隙量以上に大きいからである（表一六、七参照）。なほ、10mmの沈下は、全孔隙量で3%減少したことになる。

あとがき

締め固められることのない場合、十分に効果があると認められている土壤改良資材でも、締め固め試験を行うことによって、ほとんど効果を示さない、つまり、踏圧に対して抵抗力のない土壤改良資材のあることが証明された。合成高分子系のいわゆる粒団形成剤と呼ばれるも

のはその傾向が強く、孔隙量を増加させることはほとんどなかった。

締め固めた土壌の硬さ、反発力、透水、保水の測定結果については次号に報告予定である。

引用文献

- 1) M. H. FERGUSON, L. HOWARD and M. E. BLOODWORTH 「Laboratory Methods for Evaluation of Putting Green Soil Mixtures」 USGA Journal and Turf Management, Vol. XIII, No. 5, Sept. (1960) pp. 30—33 (H. B. MUSSER 「Turf Management」 Revised Edition, Mc Graw Hill Book Company, Inc., New York, 1962.
- 2) 久野悟郎「土の締め固め」技報堂全書, 1963
- 3) 渡辺隆「土質調査および土質試験」技報堂全書, 1958.
- 4) 久保貞, 前窪伸雄他「グリーンの床土に関する基礎実験について」グリーン研報, Vol. 7, pp. 15—28, 1964.
- 5) \_\_\_\_\_ 他「各種土壤改良剤の芝生に対する効果(III)」グリーン研. 報. Vol. 5, pp. 37—52, 1963.
- 6) \_\_\_\_\_ 「各種土壤改良剤の芝生に対する効果(IV)」グリーン研. 報. Vol. 7, pp. 31—54, 1964.

## ポリライトによる土壌スライドの作製法

長 田 昇\*

A Method of Preparing Thin Sections of Soils by Using Polylyte

Noboru NAGATA

Faculty of Agriculture, Mie University

## I はじめに

土壌構造の研究には、三相構造の研究、団粒を中心とする骨格構造の研究、流体の透過性などの評価による間ゲキ構造の研究に大きな流れをみる事ができる。一方、土壌を直接観察することによって、マクロあるいはミクロな形態を明らかにしようとする研究もかなり長い歴史をもつにいたっている。土壌構造の形態学的研究として、土壌を自然状態のまま細部にわたって観察し、その形態的特徴を構造量との相互関係によって記述・整理しようとする試みもなされている。いずれ近い将来には定量形態学の考え方をとり入れて構造形態をもっと定量的に評価することもできるようにならう。また、観察手段の発達によって、土壌構造の形態的特徴のより高倍率の観察が可能となっている。それには、電子顕微鏡機器を駆使して土粒子表面の構造までミクロ観察した研究の成果がすばらしい業績をあげつつあり、土壌構造の研究は格段の進歩をみせるようになってきている。

光学顕微鏡レベルでの形態観察法としては、一方では低倍率のルーペによる方法から、高倍率の顕微鏡を用いる方法までである。その中で、顕微鏡によって反射光により直接土壌表面をみて、その焦点深度内の土壌構造をみる方法は、自然構造を乱さないで観察する手段としてすぐれていると考えられる。しかし、さらにより一層高い倍率で観察するためには、やはりまだ透過光を使った顕微鏡により土壌薄片(スライド)を拡大観察する方法によらざるをえないのが現状であろう。

土壌スライド観察は、1920年代からひろく利用されている研究方法である。スライド観察を土壌構造研究の手法として駆使することによって数多くの研究成果があげられている。スライド作製法についても、土壌物理の分野でもすでに田淵<sup>1)</sup>、河野<sup>2)</sup>、三輪<sup>3)</sup>たちによって詳細に紹介され、創意的な研究成果が蓄積されてきている。これらのスライド作製法は、いずれも固化剤としてカナダバルサムを使用するものであるが、合成樹脂のひとつ

であるポリエステル樹脂を利用する方法が河井<sup>4)5)</sup>によって報告されている。その方法は藤原<sup>6)</sup>によっても土壌構造の観察に応用されている。それはスチロール系の不飽和ポリエステル樹脂であるポリライト(Polylyte)を使うもので、ポリライトは粘性率が2~3ポアズと低い材料であり、浸透性がよく、固化もはやい特性をもっている。筆者は、主としてクロボク土のスライド作製にポリライトをもっぱら使っているので、河井の方法に準じているものではあるが、多少の経験を交えて筆者の作製法を紹介して参考に供したいと思う。

## II 使用する材料と器具

- (1) 固化剤 ポリライトFH-103(大日本インキ化学 K・K・製造, 日本ライヒホールドK・K・販売)
  - (2) 固化促進剤 パーメックN(日本油脂K・K・製品)
  - (3) 固化用容器 35ミリフィルム用の空缶(プラスチック円筒ケース)
  - (4) スライドガラス (岩石用28×48mm, 厚さ1.0mm)
  - (5) カバーガラス (24×24mm, 厚さ0.13mm)
  - (6) スライド固定剤 カナダバルサム(溶剤としてキシロール)
  - (7) 注射器円筒 500cc 1本
  - (8) スポイト 1本
  - (9) ピンセット 2本
  - (10) 蒸発皿 2個
  - (11) 研磨剤 カーボランダム(#200, #500) アランダム(#1000)
  - (12) ヒーターと鉄板・金アミ
  - (13) 減圧用デシケーター
- 切断・研磨のための器具として、いずれも丸東製作所製の下記のものを使っている。

- (1) 岩石切断器(マルトー・トリムソーCE-84)
- (2) 研磨盤(マルトー・ラップJU-24)
- (3) 二次切断装置(マイクロラップCE-83)

\* 三重大学農学部

### III 試料の調整

- (1) 構造を乱さないように採土したサンプラーから、サンプラー内壁の周囲に針金をまわして試料を壁からはずして取り出す。
- (2) 取り出した円柱状の試料をカミソリで切って、 $1 \times 1 \times 0.8$ cmの大きさのキャラメル状の直方体をつくる。そのとき、赤色チョークの粉を試料上面にかけておき、上下方向を明らかにしておく。
- (3) 直方体をフィルム空缶に入れて、2~3日風乾する。試料によっては、あるいは研究目的によってはそのまま次の工程に移ってもよい。

### VI 固化剤の混合

- (1) ポリライトを注射器で蒸発皿にとる。
- (2) その中にスポイトでとったパーメックNを注入し、かくはん棒ではじめピンク色の混合液が黄色になるまでよくかきまぜる。
- (3) 粘土のように間ゲキの乏しい試料の固化には、はじめにポリライトにアセトンを加えて混合し、ポリライトを希釈した上でそれにパーメックNをまぜるとよい。
- (4) 適当な混合量(cc)は、経験では次のとおりである。(試料13~15個分)

土の種類	クロボク	砂まじり粘土	粘土
ポリライト	75	75	75
パーメックN	5	7.5	7.5
アセトン	—	20~25	25~35

### V 試料の固化・養生

- (1) 混合した固化剤を蒸発皿からフィルム空缶内に注入する。注入は2~3回に分ける。
- (2) 試料の高さの半分ほどまで一次注入した試料をデシケーターに入れて減圧する。減圧脱気した試料について、固化剤を試料が完全に浸るまで二次注入してふたたび減圧する。
- (3) デシケーターから出した試料を冷暗所で1~2日放置し固化させる。
- (4) 固化剤は混合後20分くらいすると固化しはじめるので、(1)、(2)の操作はすばやくしなければならない。

### IV 試料の切断・スライドガラスへの固定

- (1) 固化した試料をフィルム空缶から取り出し、切断する。
- (2) 切断面を研磨剤を使って研磨機でみがきあげた後、

よく水洗して乾かす。

- (3) ヒーターの上に金アミをのせた鉄板をおき、金アミの上にスライドガラスをのせて十分に加熱する。
- (4) 加熱したスライドガラスの上にカナダバルサムをガラスの面積の半分ほど塗布し、アメ色の光沢が出るまで加熱する。
- (5) 加温したバルサムの上に研磨した試料面を、気泡が入らないように注意しながら横からすべりこませるようにのせる。
- (6) さらに1分間ほど加熱し、切断面全体にバルサムがひろがったことを確認して、スライドガラスを取り出し、しばらくの間試料を押さえて接着させる。
- (7) スライドに接着した試料に番号をつけて冷暗所に1週間ほど放置し、十分接着が完了していることを確かめて二次切断に移る。

### VII 二次切断

- (1) バルサムで接着した試料を二次切断装置によって厚さ0.1mm程度に切断する。
- (2) 次に、カーボラシウム#200、#500およびアラシウム#1000の順で仕上げ研磨をする。顕微鏡下でスライドの上面と下面のビントの位置の差から平行を確かめながら、指先の感覚を頼りに注意深くなるべく平行面がつくられるように研磨する。50 $\mu$ 程度の厚さにして研磨を仕上げる。
- (3) 仕上げ研磨を終ったスライドはよく水洗し風乾した後、バルサム・キシロール混合液を2、3滴おとし、その上に加温したカバーガラスをかぶせて固定する。仕上げのすんだスライドは1週間ほど放置すれば完成である。

### VIII おわりに

ポリライトを固化剤とするスライドの作製では、固化がはやいので操作をすばやくしなければならないのが難

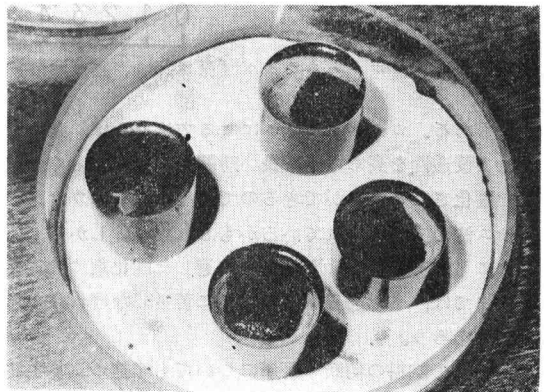


図-1 ポリライトで固化した試料

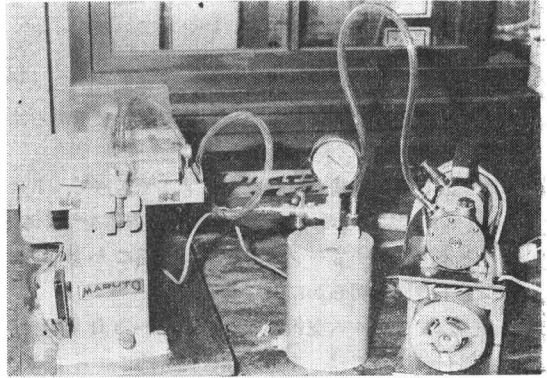
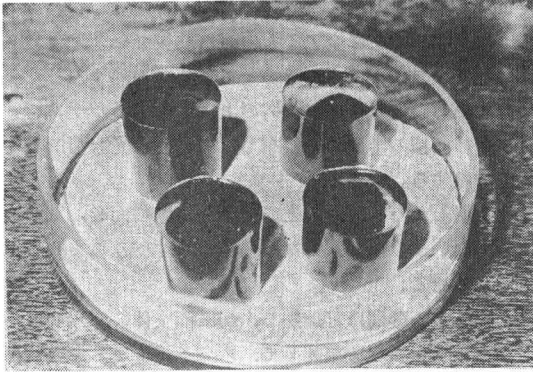


図-2 二次切断装置

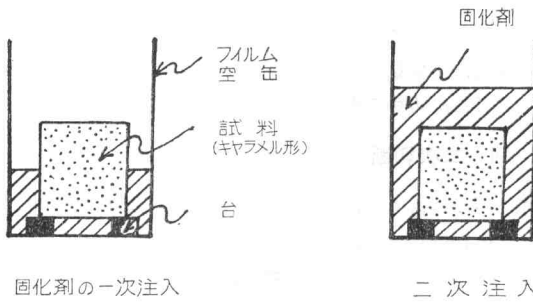


図-3 試料の固化

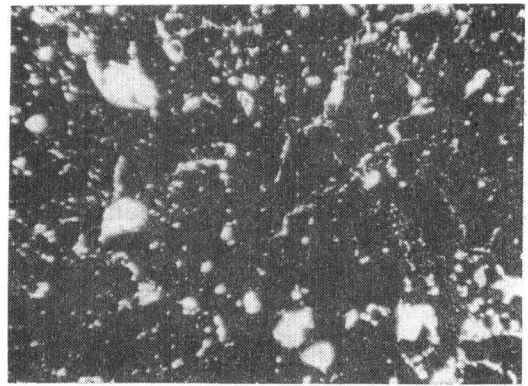


図-4 クロボク・スライド (深さ5cm, 水平断面)

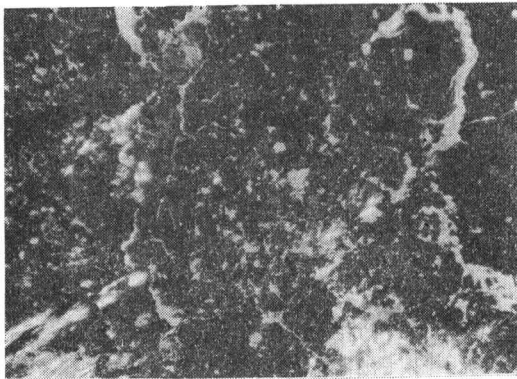


図-5 クロボク・スライド (深さ25cm, 垂直断面)

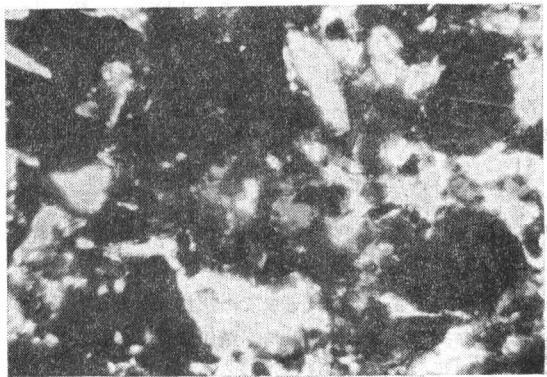
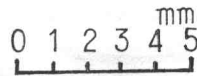
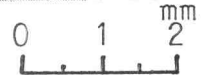


図-6 マサ・スライド



点でもある。カナダバルサムによる方法ならば、濃度を変えて浸透性を高めながら長い時間をかけてゆっくり試料を固化させることができるので、その点ではカナダバルサム法の方がすぐれているかもしれない。しかし、いずれにしても土壌のような材料に適した固化剤に改良されるまでは、まだ当分試料の固化に苦労しなければならないであろう。

さらに、試料の切断・研磨についても辛抱よく手間をかけなければならないのは言うまでもない。もっとす

ぐれた方法や道具に改良されることを期待したい。

参考文献

- 1) 田淵公子(1965): 土壌構造の顕微鏡観察法, 土壌の物理性No. 11~12合併号, p. 58~68.
- 2) 河野洋・小谷佳人・三輪晃一(1968): 大山火山灰土の理工学的性質に関する研究, 鳥取農学会報,



- No. 20, p. 86~101.
- 3) 三輪晃一(1977): 圧縮による団粒破碎の観測, 農土論集, No. 71, p. 27~30.
  - 4) 河井完示(1962): ポリエステル樹脂による土壌薄片の作製法について, 日土肥誌, Vol. 33, No. 4, p. 190~194.
  - 5) 河井完示(1961): 合成樹脂による土壌薄片作製について, ペドロジスト, Vol. 5, No. 1, p. 44~47.
  - 6) 藤原宏志・松尾忠夫(1969): 根圏土壌の観察におけるポリエステル樹脂利用について, 農土誌, Vol. 37, No. 5, p. 359.

# 会 務 報 告

(昭和52年10月1日～昭和53年2月28日)

**第3回評議員会** 52.10.14 於・農技研  
 〔出席者〕 手島, 岩田, 寺沢, 前田, 木下, 丸山, 須藤

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。  
 (適用方法は評議員会にゆだねる。)

〔報告および議題〕

高, 承認された決算, 予算は次の通り。

- 1 報告事項 1) 会務運営現況の報告
- 2 協議事項 1) 20周年記念事業について
- 2) 第19回シンポジウムの開催について
- 3) その他

昭和51年度中間報告

(昭和51年11月1日～52年9月30日)

**第19回シンポジウム** 52.10.17 於日本万博協会

講演: 午前の部

特別講演「Recent Aspects on Soil Physics」

- ① Prof. W.R. Gardner.  
 (Wisconsin State University)
- ② Prof. B.P. Warkentin  
 (Oregon State University)

午後の部

シンポジウム「各種ホ場における水収支の諸問題」

- 1 火山灰台地における水分変動  
 早坂 猛 (蚕糸試九州支場)
- 2 傾斜開畑地における熱・水配分構造と土壌の物理性  
 三野 徹 (京都大農)
- 3 樹林地の土壌改良後における水収支について  
 四方田 穆 (岡山大農)

昭和52年度土壌物理研究会総会 52.11.17

於日本万博協会

シンポジウムの休憩時間を利用して総会が開かれた。

議長: 中村忠春 (愛媛大)

経過報告

- 1) 一般事務報告
- 2) 編集委員会報告
- 3) 会計報告
- 4) 会計監査報告

議題

- 1) 20周年記念事業について
- 2) 昭和52年度予算および特別会計について
- 3) 会則改正について
- 4) その他

経過報告, 議案が承認され, 会則第6条は次のように改正された。

(現)第6条 本会に次の役員をおく。任期は2年とし, 選出方法は別に定める。

(案)第6条 本会に次の役員をおく。任期は2年と

項 目	昭和51年度 予 算 額	S52. 9. 30 現在の執行 額	摘 要
収 入			
緑 越 金	1,565,877	1,565,877	
賛 助 会 費	50,000	0	
購 読 会 費	115,000	119,000	
一 般 会 費	1,340,000	644,500	
廣 告 料	6,000	65,000	
出 版 物 売 上	40,000	35,800	
雑 収	6,000	16,498	
合 計	3,122,877	2,446,675	
支 出			
会 誌 製 作 費	2,000,000	1,046,850	No. 34, 35, 名簿用パンチカード
総 会 費	200,000	171,776	18回シンポ, 19回シンポ用ポスター
通 信 費	200,000	139,798	No. 34, 35の発送, ポスター案内状の発送
文 具 費	20,000	15,080	ゴム印, ノート代, コピー使用料
賃 金	50,000	38,400	アルバイト
交 通 費	140,000	132,100	評議員, 事務局役員交通費
会 議 費	30,000	16,176	評議員会, 幹事
役 員 手 当	100,000	61,900	評議員, 事務局年手当, 事務局年
編 集 委 員 会 費	100,000	81,736	交通費, 日当, 手当, 事務費
予 備 費	282,877	0	
緑 越 金	0	742,859	
合 計	3,122,877	2,446,675	

昭和52年10月執行予定および昭和52年度（52.11.1～53.10.31）予算

項 目	S52年10月の執行予定額	昭和52年度予算額	摘 要
繰越金	742,859	1,369,325	
賛助会費	50,000	50,000	10,000円×5社
購読会費	12,500	115,000	2,500円×46口
入一般会費	730,000	1,495,000	2,000×740人, 1,500×10人
の 告 告 料	10,000	20,000	
部 出版物売上	5,000	50,000	レジメ, バック ナンバー
雑 収	2,000	10,000	別刷
合 計	1,552,359	3,109,325	
支 出 の 部			
会誌製作費	0	1,950,000	No.36, 37, 38
総 会 費	0	200,000	19回シンポ, 20 回シンポ用ポス ター
通 信 費	60,202	200,000	No.36, 37, 38 発送, 会員への 連絡
文 具 費	4,920	20,000	
賃 金	11,600	50,000	
交 通 費	36,124	180,000	評議員, 事務局 交通費
会 議 費	13,824	30,000	評議員会, 幹事 会
役 員 手 当	38,100	100,000	評議員, 事務局 日当, 事務局手 当
編 集 委 員 会 費	18,264	100,000	交通費, 日当, 手当, 事務費
予 備 費	0	279,325	
繰 越 金	1,369,325	0	
合 計	1,552,359	3,109,325	

なお、シンポジウム開催にあたり、御協賛いただきました会社は下記のとおりです。

- 安達電気株式会社  
大阪市福島区福島中1丁目38 堀内ビル3階
- 安全興業株式会社  
堺市新家町765
- 財団法人 関西グリーン研究所  
宝塚市小林字南畑226-1
- 共立金属工業株式会社  
大阪市東淀川区三国本町1-76
- 株三友精機製作所 京都出張所  
京都市中京区壬生西土居の内町3-1

- 大起理化工業株式会社  
東京都荒川区町屋2-16-2
- 中央復建コンサルタンツ株式会社  
大阪市淀川区東三国3-5-26
- 株式会社テテプロ設計研究所  
大阪市北区此花町2-42 千代田第2ビル10F  
A B号室
- 富田測量器株式会社  
京都市左京区二条通り東山西
- 内外エンジニアリング株式会社  
京都市南区久世中久世町2丁目103
- 日電子技術サービス株式会社  
大阪市淀川区西中島5-14-22 リクルート新大阪  
ビル
- 株式会社ニッソク  
大阪市生野区田島6-16-2
- 日本万国博覧会記念協会  
大阪府吹田市山田小川23-17
- 株式会社 豊順洋行  
大阪市西区靱2丁目26
- ワールド精工株式会社  
京都府長岡京市馬場川町
- 環境事業計画研究所 K K  
京都市中京区堺町蛸薬師上ル みよいビル
- 富士電機製造株式会社(大阪営業所)  
大阪市北区堂島浜通2-4(古河大阪ビル)  
最後に御協賛いただきました各社に対して厚く御礼申  
上げます。

**第6回事務局会議** 52.10.22 於大府大農  
〔出席社〕 手島, 穂波, 村島, 上田, 葛上, 矢部  
〔議 題〕

- 事務打合せ
- 1) 連絡員の依頼について
- 2) シンポジウムの事後処理について
- 3) その他

**第3回編集委員会** 53.1.23 於京大農  
〔出席者〕 四方田, 三野, 穂波  
〔議 題〕 会誌 No.37の編集について

**第7回事務局会議** 53.2.6 於大府大農  
〔出席者〕 手島, 穂波, 葛上, 矢部  
〔議 題〕 事務打合せ

- 1) 会員名簿作成について
- 2) 第4回評議員会について
- 3) 第20回シンポジウムについて
- 4) 連絡員の依頼について
- 5) その他

## 〔住所変更〕

佐々木 次 郎	☎154	東京都世田谷区下馬3-34-1	日本大学農獣医学部農業工学科
岡崎 紘一郎	☎082	北海道河西郡芽室町新生	北海道農試畑作部
高尾 英 男	☎044	小樽市潮見台1丁目15-5	北海道開発局小樽開発建設部
細井 昭 彦	☎031	八戸市江陽3丁目1-109	日東化学工業八戸工場肥料部
吉田 裕 一	☎090	青森市長島1-1-1	青森県農政部
及川 慶 一	☎980	仙台市桜ヶ丘6丁目16-8	宮崎県農業センター
芥藤 三 郎	☎995	山形県村山市大字楯岡5650	山形県蚕業試栽培部
和田山 利 明	☎960	福島市杉妻町	福島県肥料検査所
有田 裕	☎300-31	茨城県新治郡桜村竹見3-706-202(自)	熱帯農業研究センター
押鴨 保 夫	☎311-42	水戸市上国井町3344	茨城県農試
小林 登	☎310	水戸市三の丸	茨城県農林水産部
永塚 鎮 男	☎300-31	茨城県新治郡桜村	筑波大学応用生物化学系
沢村 宣 志	☎365	埼玉県鴻巣市大字鴻巣1227	農事試
志賀 一 一	☎365	埼玉県鴻巣市大字鴻巣1227	農事試
昆 忠 男	☎364	埼玉県北本市荒井160	農事試畑作部
橋爪 厚	280-02	千葉県市川市辺田町570	千葉県原種農場
堀川 郁 朗	☎123	東京都足立区新田3丁目23-2号	糞サン科学
渡辺 兼 吾	☎183	東京都府中市幸町3-5-8	東京農工大学農学部
蟻川 浩 一	☎251	藤沢市本鵠沼2-1-10(自)	神奈川県農政部
山 泉 辰 雄	☎407-01	山梨県北巨摩郡双葉町下今井	山梨県農試
久津那 浩 三	☎062	札幌市豊平区羊ヶ丘1	北海道農試
吉野 喬	☎930-11	富山市吉岡1124-1	富山県農試
豊田 広 三	☎389-02	長野県北佐久郡御代田町	草地試山地文場
伏見 弘	☎425	静岡県北安東4丁目27-1	静岡県農試
野中 民 雄	☎427	静岡県追手町9-6	静岡県農業水産部
石沢 修 一	☎426	静岡県藤枝市手島625-31(自)	
長谷川 徹	☎480-11	愛知県愛知郡長久手町大字岩作字三ヶ峰	愛知県農総試
田中 宏 幸	☎480-11	愛知県愛知郡長久手町大字岩作字三ヶ峰	愛知県農総試
飯田 修	☎467	名古屋市瑞穂区直木町2-6	名古屋大学農学部
河西 孝 司	☎420	静岡市片羽町39(自)	
下野園 正	☎397	長野県木曾郡木曾福島町5471	林試木曾分場
加護谷 栄 章	☎678	兵庫県明石市北王子町365	兵庫県農総センター
小谷 佳 人	☎680	鳥取市浜坂1390	鳥取大学農・砂丘利用研
浦木 松 寿	☎683	米子市観音寺526(自)	
梅原 久 稔	☎780	高知市東石立町81-16(自)	
山村 善 洋	☎783	高知県南国市物部乙200	高知大学農学部
高木 睦 夫	☎818	筑紫野市大字二日市73-64(自)	
松行 輝 夫	☎884	宮崎県児湯郡高鍋町大字上江1333	宮崎県児湯農林振興局
市来 征 勝	☎891-01	鹿児島市上福元町5500	鹿児島県農試
松井 俊 武	☎891-01	鹿児島市上福元町5500	鹿児島県農試
松井 健	☎102	東京都千代田区三番町5 三番町大ビル	榮地域開発コンサルタンツ
平島 利 昭	☎061-01	札幌市豊平区羊ヶ丘1	北海道農試草地開発第1部
木元 秀 彰	☎060	札幌市中央区北三条西6丁目	北海道庁農務部
山本 晴 雄	☎060	札幌市中央区北三条西6丁目	北海道庁農務部

## 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, 1—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、はじめにそれが出る個所で正式の名称とともに記す。例: 液性限界 (LL)
- 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 —

新年度を迎えられ、会員各位には益々ご活躍のこととお慶び申し上げます。

さて、本号は昨秋に元万国博会場で開催されました第19回シンポジウムの特集号であり、幸い両外人講演の原稿も頂けましたので、5件の発表内容の詳細を掲載致しました。また、当日ディスカッションの時間が十分ではなかったので、各々、二の問題について紙上討論の形で取りまとめました。

さらに、一般投稿原稿として、たまたまシンポジウムの内容とも関連する問題に関する、一編は理論的な立場、一編は実地における測定結果に基づく二編を掲載することになりました。

なお、土壌物理性の測定法に関する投稿をお待ちしています。掲載を要望される項目についてもお知らせ下さい。

その他、会員各位からの幅広いご投稿をお願い致します。原稿の閲読、校正などで、投稿者にご迷惑をお掛けしておりますが、よろしくご協力下さい。(四方田穆)

### 土壌物理研究会

事務局構成	会長 手島 三二
	副会長 岩田 進平
	庶務幹事 葛上 久、欠部勝彦 会計幹事 村島和男 編集幹事 穂波信雄、上田和夫
編集委員	四方田穆(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37号 (会員配布) 1978年5月31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業工学科内

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. 37

May 1978

---

## Contents

Foreword.....	K. NAGAHORI.....	1
Symposium		
I Recent Aspects on Soil Physics		
Recent Progress in Soil Physics Research .....	W. R. GARDNER.....	3
Particle Interaction in Soil Physics.....	B. P. WARKENTIN.....	9
II Water Balance on Some Specific Fields		
Behavior of Water in Upland Volcanic Ash Soil.....	T. HAYASAKA.....	17
Distribution of Heat Energy and Water, and Soil Physical Conditions in a New Reclaimed Inclined Field .....	T. MITSUNO.....	22
Water Balance in the Reclaimed Forest Park after the Soil Improvement Work.....	A. YOMOTA.....	29
Discussion .....		35
Review		
On the Soil Properties of Water Retention, Drainage and Seepage.....	Y. YAMAMURA.....	39
Notes		
Compaction and Physical Conditions of the Turf Soil(I).....	N. MAEKUBO.....	47
Explanation		
A method of Preparing Thin Sections of Soils by Using Polylite.....	N. NAGATA.....	52
Announcement .....		56

---

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