

## 黒ボク土畑の圃場容水量の実態

長谷川 周一\*

Field Capacity of a Volcanic Ash Soil—the real conditions

Shuichi HASEGAWA\*

National Institute of Agro-Environmental Sciences

### Abstract

Field capacity is a widely used concept for irrigation management, but its definition is still controversial. Field capacity has been recognized by soil physicists a process of free drainage and it can not be defined as an intrinsic properties of the soil. To investigate further the meaning of field capacity, soil water content to a depth of 1 m and matrix flow by Darcy's law at 1-m depth were measured and calculated every 30 minute for 1997 and 1998 at a maize-Chinese cabbage cropping field. Matric potential profiles with depth of a soybean field were also measured at a heavy rain event in 1991. The field soil is a well-drained volcanic ash soil. As the matrix flow is influenced by soil water content profiles during rain event and rainfall distribution pattern, the rain events whose amounts at the final day of consecutive rainy days were more than 10 mm/d, and brought the maximum values of matrix flow exceeding 5 mm/d at 1-m depth on the day following the rainfall were applied for discussing field capacity. When soil water conditions on the second day after the rainfall were applied as a field capacity, the matrix flow was 4 mm/d, and the hydraulic conductivity and the hydraulic gradient at 1-m depth were approximately  $1 \times 10^{-5}$  cm/s and 0.5, respectively. The amount of water stored to a depth of 1 m was 620 mm and the matric potential in the subsoil ranged between -50 to -100 cm. The matrix flow of 4 mm/d was very small compared to 620 mm water stored to a depth of 1 m. Although free drainage was still lasting on the second day after heavy rain events, the day can be applied as the field capacity for well-drained volcanic ash soils.

**Key words** : Field capacity, volcanic ash soil, free drainage, matrix flow, TDR

### 1. はじめに

圃場容水量は良く使われ、教科書にも必ずと言って良いほど出てくる用語であるが、畑で土壌水分量を実測して考察した例は多くない。その理由は、畑土層の土壌水分量を連続的に測定する良い方法が発達していなかったからである。TDR (Time Domain Reflectometry) は、従来の点の測定ではなく、2点を結ぶ線の平均水分を測定出来るという利点を持っている。そこで、本研究では、排水性の良い黒ボク土普通畑を対象に、主としてTDRを利用して、多量の降雨時の深さ1 mまでの土層水分量を連続測定するとともに、テンシオメータを併用して深

さ1 mの浸透流を連続的に推定することにより圃場容水量を考察した。

### 2. 圃場容水量についてのレビュー

圃場容水量 (field capacity) は1927年の第1回国際土壌学会 (現在の世界土壌科学会議) において、Veihmeyer & Hendricksonにより発表された。それは、"The amount of water held in the soil after the excess gravitational water has drained away and after the rate of downward movement of water has materially decreased, which usually takes place within 2 or 3 days (after a rain or an irrigation) in

pervious soils of uniform structure and texture.”というものであった (Veihmeyer & Hendrickson, 1931)。カッコ内は、同論文中に出てくる別の表現を挿入した。岩田 (1963) はこれを「排水が良好な均一な構造をもった土壌で、多量の降雨があった2~3日後、水の下降運動の割合が、非常に小さくなったときの土壌水分量」と訳している。Veihmeyer & Hendrickson は、2~3日後も排水は続くがその量は、彼らの実験結果によれば、植物の吸水量よりも小さかったと述べている。我が国では、岩田 (1963) により圃場容水量が排水過程の水移動という視点から考察された。岩田は、排水性の良い土壌に対して、「裸地状態でかつ土面蒸発が抑制されている条件のもとで、植物の根が分布する深さに対応する土層から排水される水の量が、その時期の植物の蒸発散量以下になるときの水分状態」と定義した。論文の中では、蒸発散の値としては、 $7\text{ mm d}^{-1}$  と比較的大きな値を与えている。また、水移動の視点から、圃場容水量に対応する水分状態での動水勾配は  $1.0\sim 0.1$  の範囲内で、不飽和透水係数は  $10^{-6}\text{ cm s}^{-1}$  のオーダーであると指摘している。岩田とはほぼ同時期に圃場容水量を考察した竹中 (1969) は、現実の畑地では作物が栽培されており、蒸発散が進行しつつ重力による排水も進むと考え、圃場容水量を「根群域に対して下層から水分移行が開始されたときの水分状態」と定義した。しかし、砂丘地土壌では、この定義によると植物が水不足となるため、保水力の乏しい土壌では水の下方損失を含んだ段階で有効水分の上限界を考えざるを得ないと述べている。一方、椎名 (1963) は、圃場容水量を「実際の構造を持った土壌において、大量の灌水または降雨後、ほぼ平衡状態に達した水分を意味する」と規定した。また、均一層であれば大量の灌水または降雨後、24~72時間程度で表層から1m位までの土層から排除された後の水分状態であって、マトリックポテンシャルは $-100\text{ cm}$  ( $\text{pF } 2.0$ ) 付近とした。土壌物理用語事典 (1974) では、圃場容水量を「多量の降雨もしくは灌水した1~2日後、水の下降移動量が非常に小さくなったときの水分量」と定義しており、Veihmeyer & Hendrickson と類似している。しかし、降雨後、水の下方浸透が非常に小さくなるのが、アメリカと日本では1日差が見られる。土壌物理用語事典ではまた、圃場容水量に対するマトリックポテンシャルは、土壌の種類によって多少異なるが、我が国の場合、大体 $-30\sim -100\text{ cm}$  ( $\text{pF } 1.5\sim 2.0$ ) の範囲にあると説明している。マトリックポテンシャルとの関連づけでは、 $-30\text{ cm}$  ( $\text{pF } 1.5$ ) や $-60\text{ cm}$  ( $\text{pF } 1.8$ ) を与えている例が多い (農林水産技術会議事務局, 1972)。

アメリカ農学会の用語集 (Glossary of Soil Science

Terms, 1996) では、圃場容水量を“The content of water, on a mass or volume basis, remaining in a soil 2 or 3 days after having been wetted with water and after free drainage is negligible.”と解説しており、Veihmeyer & Hendrickson の考えを踏襲している。しかし、Hillel (1980) は圃場容水量とは水の再配分過程であり、Veihmeyer & Hendrickson の定義する圃場容水量は存在せず、圃場容水量をマトリックポテンシャルで測定できないことを指摘している。また、Jury *et al.* (1991) はアメリカ農学会の定義は、粗粒土では実用上適用可能であるが、その他の土では、排水が長期にわたって続くため、圃場容水量の水分を与えることが出来ないと指摘している。また、マトリックポテンシャルで表すという考え方には、土層の水分保持が透水性と動水勾配によって変化するということを無視していると批判している。

圃場容水量は、土層から排水が生じている過程であって、運動学的に定義しようとする、排水速度を規定しなければならず、排水速度が測定できなければ、圃場容水量を考察することは出来ない。さらに、多量の降雨後という場合、降雨パターンと降雨強度が降雨後の排水過程の水移動に影響を与えるが、この点は竹中により指摘されているが、余り議論されてこなかった。また、植物の根が分布する深さ (根群域) も概念的なものであり、議論はほとんどなされてこなかったようである。圃場容水量の実測は1960年代にテンシオメータを用いて行われたが、いくつかの測定データの積み上げ後は、不攪乱試料のマトリックポテンシャルで圃場容水量を決定し、代替するという考え方になってしまっている。結局、圃場容水量は排水が平衡化していく過程での水の動きであるという視点からの新たな知見は、この40年近く見られないようである。

### 3. 圃場容水量の対象とする土層深と今回の実験

対象とする土層の深さが浅いほど、降雨後の排水は早期に終了するため、深さは圃場容水量を考えるときに重要な要因となってくる。しかし、岩田 (1963) や竹中 (1969) が根群域を採用している他は、深さについてははっきりしていない。一般に、作物根長は土壌の深さとともに急激に減少し、深い部位の根の蒸散に対する寄与は小さくなる。土層に十分水がある場合には、植物は浅い部位から優先的に吸水し、深部の根の寄与は少ない傾向にあり、根の吸水率は輪によっても異なる。したがって、根群域という概念はあっても、それを数値化することは難しい。そこで、今回は後述する試験畑において以下のことを考慮し、深さ1mを対象として圃場容水量を

考えることにした。

- ① 地下水位が1mより浅くなることは数年に1回しかないこと
- ② 土壌水分の変動領域が不飽和透水係数の測定しやすい湿潤状態にあること
- ③ ダイズの根は深さ80cmにおいても認められたこと
- ④ 掘削や測定センサー埋設等の作業のしやすい深さであること

ここで、①は降雨により、対象とする深さより地下水面が上部にくると、排水性の良い土壌という条件が満たされないためであり、②は浸透流の推定が可能という前提条件による。

#### 4. 実験方法

土壌水分およびマトリックポテンシャルの測定は、TDR ケーブルテスタ (テクトロニクス社 1502B)、圧力変換器とデータロガーを用い、30分間毎に行った。圃場は農環研構内の淡色黒ボク土普通畑で1997～1998年の栽培履歴は次のようである。1997年5月23日にトウモロコシを播種し8月19日に収穫、10月2日にハクサイを定植し12月6日収穫、1998年4月21日にトウモロコシを播種し、7月30日に収穫、9月9日にハクサイを定植し、11月16日に収穫した。非栽培期間は除草を行って裸地状態とした。土層水分測定用のTDRプローブは長さ1mあり、0～1m土層の平均体積含水率、つまり、保水量を直接測定する。測定はそれぞれ1m離れた3点で行った。深さ1mにおける浸透流は、90cmと110cmに埋設したテンシオメータのマトリックポテンシャル値から動水勾配を求め、深さ1mの透水係数を乗じて求めた。透水係数はTDRで測定した深さ1mの体積含水率から推定した。このため、前もって、Richards法により不攪乱試料のマトリックポテンシャルと不飽和透水係数の関係性を求め、同一試料の水分特性曲線を用いて、透水係数を体積含水率の関数に変換しておいた。また、透水係数と体積含水率との間にはヒステリシスがないことを確認した。テンシオメータ、透水係数用試料(直径10cm、高さ4cm)の反復数は3である。深さ1mの体積含水率測定は2m離れた2点で行った。それぞれ、深さ1mに、長さ30cmのTDRプローブを水平方向に挿入した。TDRによる水分測定法の詳細はHasegawa(1997)を参照されたい。

深さ別マトリックポテンシャルの測定は、1991年8月下旬の多量の降雨後、ダイズ畑において行った。ポーラスカップ(長さ60mm)の中心を地表から6, 22, 32, 41, 55, 67, 83, 104cmに埋設し、マトリックポテンシ

アルを1時間毎に自動計測した。測定深の反復はない。測定の詳細はHasegawa *et al.* (1994)を参照されたい。

#### 5. 結果と考察

##### 1) 降雨条件について

自然状態の畑では、ライシメータ試験とは異なり、一定時間に一定強度の雨が降るということはない。2年間の降雨と浸透量を整理していく中で、降雨条件として、次のような降雨を対象とすることにした。それは、「降雨終了日の雨量が10mm以上であって、浸透流の最大値が降雨翌日に生じ、その流量が5mm以上となる雨」である。この規定は多分に任意的であるが、総降雨量が多量としても日雨量が数mmの程度の雨を入れると降雨終了の決定が難しくなること、また、最大値が降雨終了の翌日になる雨を対象としたのは、浸透流が最大値を示した後の雨の取り扱いが難しいことによる。なお、最大値が降雨終了の翌々日になる雨はなかった。また、時間の尺度は、午前0時で区切り日単位で考えることにした。

##### 2) 降雨後の浸透量と圃場容水量

図-1は、1997年4月～6月の梅雨を含む3ヶ月間の降雨量、地表から1mまでの土層に蓄えられる保水量、および地下1mの浸透流を日単位で示している。降雨が午前0時以前に止むか以降に止むかで、時間軸は約1日間の違いを持っている。降雨後の保水量の変化は、浸透流と蒸発散量の和に等しいが、1mのTDRプローブ精度はほぼ0.5% (水量換算で5mm)であるため、保水量の変化と浸透流の値から蒸発散量を求めることはできない。日浸透流の最大値が5mmを超えたのは3回と少ない。このうち、4月8日、6月21日の最大値は、降雨翌日に生じており、今回考察の対象とした雨である。一方、5月25日の最大値は19.2mm d<sup>-1</sup>に達しているが、その翌日には13.9mmの降雨があり、降雨中に浸透流の最大値が生じている例であり、考察対象外の雨である。

1997年と1998年において浸透流の最大値が5mmを超えた降雨は18あり、そのうち5降雨では、降雨中に最大値が発生しており、今回規定した条件を満たす降雨は13であった。表-1にこれら13降雨とその後の排水の特徴を示した。降雨翌日に生じた浸透流の平均値は約7mm d<sup>-1</sup>であり、降雨後2日の浸透流の平均値は約4mm d<sup>-1</sup>になっている。また、降雨中に浸透流の最大値が生じた図-1の5月の雨においても、降雨後2日目の浸透流は4.2mm d<sup>-1</sup>であった。

降雨後の浸透流の経時変化は、気温や日射の影響も当然受けるが、図-1の4月の雨では約2週間排水が継続し、その後水移動は上向きに転じている。岩田(1963)

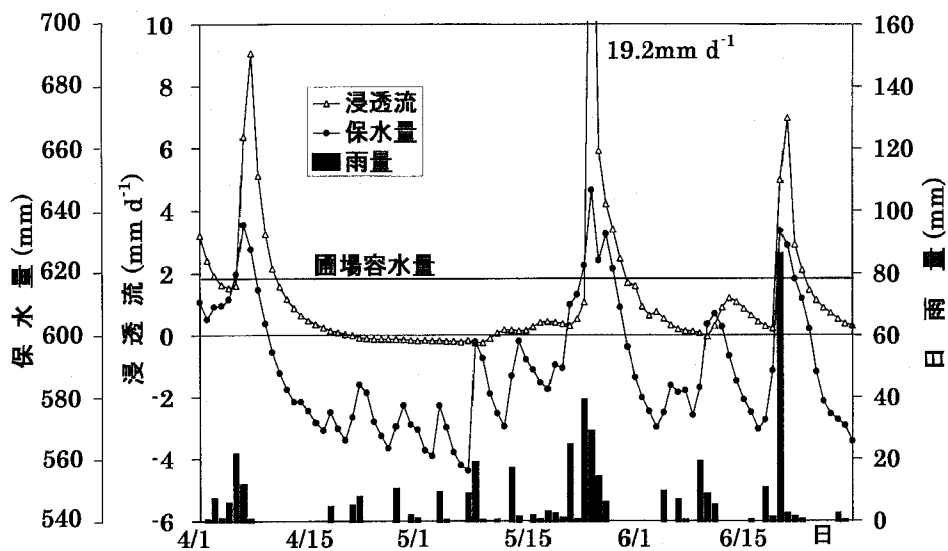


図-1 深さ 1 m の浸透流 (下向きが正) と保水量の経時変化 (1997 年)

Fig. 1 Rainfall, stored water to a depth of 1 m and matrix flow at 1 m (downward positive) from April to June, 1997.

表-1 降雨後の土層水分状態

Table 1 Soil water conditions after the rainfall

降雨終了	連続雨量 (mm)	降雨翌日		降雨後 2 日					
		保水量 (mm)	浸透流 (mm/d)	保水量 (mm)	浸透流 (mm/d)	透水係数 (cm/s)	動水 勾配	90 cm ポテン シャル (-cm)	110 cm ポテン シャル (-cm)
1997 年									
4 月 7 日	38.5	628	9.1	615	5.1	8.5E-06	0.7	52	46
6 月 20 日	97.4	629	7.0	618	2.9	1.1E-05	0.3	50	36
11 月 29 日	30.7	634	6.2	632	4.7	5.1E-06	1.1	52	54
1998 年									
1 月 18 日	14.0	644	8.9	633	5.2	1.1E-05	0.5	46	37
2 月 21 日	40.2	626	7.9	618	4.4	7.0E-06	0.8	57	53
3 月 1 日	32.0	630	8.9	621	5.3	8.7E-06	0.7	52	46
4 月 9 日	20.0	630	8.6	616	5.4	9.8E-06	0.6	50	42
4 月 17 日	17.1	631	6.2	618	3.8	1.2E-05	0.4	51	38
5 月 19 日	49.5	613	6.1	598	3.1	6.7E-06	0.6	55	47
6 月 14 日	33.5	623	7.7	610	4.5	8.2E-06	0.6	51	44
6 月 22 日	47.5	622	6.6	610	3.5	7.7E-06	0.5	53	44
9 月 27 日	44.5	633	5.5	625	2.7	8.7E-06	0.4	47	35
10 月 1 日	37.3	631	5.6	619	2.5	9.7E-06	0.3	48	34
平均値		629	7.3	618	4.1	8.8E-06	0.6	51	43
標準偏差		7	1.3	9	1.1	2.0E-06	0.2	3	7

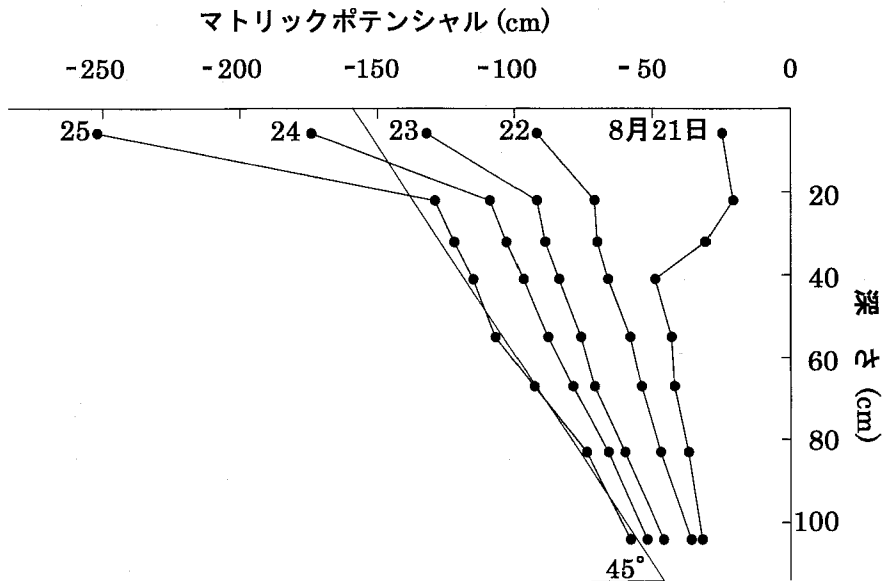


図-2 多量の降雨後の土壤中マトリックポテンシャル分布 (1991年)

Fig. 2 Matric potential profiles with depth after a heavy rain event (1991).

は黒ボク土 (赤ノッポ), 洪積土 (磐田ヶ原) 土壌を充填したライシメータ実験より, 100~150 mm の灌水後に土壌面蒸発を抑制した場合, 深さ 70 cm の 1 日当たり排水量は, 灌水後 3~4 日間 7 mm を超えたと報告している。今回の実験では, 土壌表面からの蒸発 (蒸発散) を抑制していないが, 後述のように, 降雨後数日間は蒸発散が地下 1 m の水移動に与える影響は小さいと考えられるため, 岩田との違いは, 充填土壌と自然の乱さない構造を持つ土壌の差等によると考えられる。

圃場容水量を排水過程のある水分状態と考え, 浸透流の最大値が生じることの多い降雨翌日は適当ではない。一方, 降雨 2 日後の浸透流量は今回の場合, 約 4 mm d<sup>-1</sup>あり, 無視できる量というほど小さくないが, 実用上は, 圃場容水量を降雨後 2 日とする定義で十分であろう。土壌物理用語事典では, 降雨 1~2 日後を採用しているが, 上記のことを考慮すると, 降雨 1 日後は除外した方が適当である。

### 3) 降雨後 2 日の土壌水分量

圃場作土の乾燥密度は約 0.8 Mg m<sup>-3</sup>, 心土の乾燥密度は 0.55 Mg m<sup>-3</sup>であり, 間隙率が非常に大きいという特徴がある。0~1 m の平均間隙率は計算上約 77% となる。一方, 表-1 から降雨翌日の 0~1 m の保水量は平均値 629 mm, 標準偏差 7 mm である。降雨 2 日後の保水量の平均値, 標準偏差はそれぞれ, 618 mm, 9 mm であり, 体積含水率では 62% となる。図-1 にこの平均値

を圃場容水量として図示した。TDR はこのように, ある土層に含まれている土壌水分量を直接, 精度良く測定できるという, 今までの測定法にない特徴を持っている。黒ボク土の保水量の多さからみると, 降雨後 2 日の浸透流量は, 保水量の 1/100 以下で無視しうる量である。一方, 気相率からみれば, 圃場容水量時には 15% が確保されており, 湿害による作物の生育障害は起こらないわけである。

### 4) 降雨後 2 日の透水係数

降雨後 2 日, 浸透量の最大値が見られた翌日の透水係数は, 表-1 にみるように, 平均  $8.8 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$  と  $1 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$  に近い。圃場容水量は排水過程の途中の段階であり, 動水勾配は 0 に向かって減少しており, 降雨後 2 日の平均動水勾配は 0.6 となっている。なお, 深さ 1 m の土の透水係数が  $1 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$  の時は, 水の流れは下向きの時も, 上向きの時のこともあり, その大きさは 1 日 1 mm 未満が多く, 水移動がほとんどない状態である。したがって, 大まかには圃場容水量の透水係数は  $1 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$ , 動水勾配は 0.5 と考えて良いようである。

### 5) 降雨後 2 日のマトリックポテンシャル分布

1991 年 8 月 20 日に 79 mm, 8 月 21 日に 25.5 mm の降雨があり, 16 時に降雨が終了した。図-2 に, 8 月 21 日から, 各日 16 時の深さ別マトリックポテンシャル分布を示す。図示はしていないが, 降雨による浸潤前線が深

さ104 cmに達したのは8月21日の0時から1時の間であった。マトリックポテンシャルと深さとの関係から、21日と22日の間において動水勾配がほぼ1の浸透流が起きていたことがわかる。ただし、ポテンシャル分布は降雨パターンの影響を受けるため、地表から深さ1 mまで全体にわたって動水勾配が1とはならない。その後、心土では排水に伴って、動水勾配が減少し静水圧分布に近づいていく。一方、最も浅い位置の作土では蒸発散に伴う上向きの水移動が22日には生じている。

降雨後2日の23日(ちょうど48時間後)のマトリックポテンシャルを見ると、深さ20~30 cmで約-100 cm、深さ104 cmで-52 cmとなっている。一方、表-1からは、降雨後2日の深さ90 cm, 110 cmのマトリックポテンシャルはそれぞれ $-51 \pm 3$  cm,  $-43 \pm 7$  cmとなる。圃場容水量は排水過程の途中にあるため、マトリックポテンシャルは単一な値として決定できないことはもちろんであるが、 $-50 \sim -100$  cmということを経験の実験は示している。心土の毛管飽和からの脱水過程の水分特性曲線から、マトリックポテンシャルが-30, -50, -70, -100 cmにおける体積含水率は0.709, 0.689, 0.675,  $0.660 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ である。圃場容水量を-50 cmまたは-100 cmとして近似してもその差は $0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ である。採土試料の体積含水率のバラツキを考えると、排水の良好な土壌の場合、圃場容水量の目安として多く使われている-60 cm (pF 1.8)は、実用上有効である。

## 6. おわりに

黒ボク土普通畑における深さ1 mまでの平均土壌水分量、深さ1 mの土壌水分量と動水勾配の連続測定データをもとに、圃場容水量を考察した。その結果、自然降雨条件下の畑において圃場容水量を厳密に定義しようとすると、水移動にとって有意な根群域をはっきりさせること、多量の降雨の意味を明確にすることが必要であった。そこで、対象土層を1 m、雨を「降雨終了日の雨量が10 mm以上であって、浸透流の最大値が降雨翌日に生じ、その流量が5 mm以上となる雨」と規定して圃場容水量を考察した。畑での2年間の実験データから考察されたことは、圃場容水量は排水過程の途中であるため、自然の降雨、土層および根系の異なる作物を対象とする場合、浸透速度で厳密に定義するのも実用的ではなく、排水の良い土壌では、降下浸透が小さくなったときの水分状態という定義で十分であった。今回の淡色黒ボク土の実測データからは、確実に排水過程に入っている降雨

後2日を圃場容水量とすることが適当であった。このときの深さ1 mの状態は浸透流が1日4 mm程度、透水係数がおおよそ $10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$ で動水勾配が約0.5、マトリックポテンシャルは約-50 cmであった。また、0~1 m土層の保水量は約620 mmあり、TDRによって直接精度良く計測された。

## 謝 辞

畑での2年間にわたる測定補助および、多量のデータの吸い上げならびに作表、作図処理をしていただいた郷原弘美さんに感謝します。

## 引 用 文 献

- 土壌物理研究会編(1974): 土壌物理用語事典, p. 67, 養賢堂, 東京.
- Hasegawa, S., Osozawa, S. and Ueno, H. (1994): Measurement of soil water flux in andisols at a depth below a root zone of about 1 meter. *Soil Sci. and Plant Nutr.*, **40**: 137-147.
- Hasegawa, S. (1997): Evaluation of rainfall infiltration characteristics in a volcanic ash soil by time domain reflectometry method. *Hydrology and Earth System Sciences*, **1**: 303-312.
- Hillel, D. (1980): *Applications of soil physics*. p 67-72, Academic Press, New York.
- 岩田進午(1963): 圃場容水量について, 農業土木研究 **30**: 385~394.
- Jury, W.A., Gardner, W.R. and Gardner, W.H. (1991): *Soil physics*. p 150-151, Jhon Wiley & Sons, Inc., New York.
- 農林省農林水産技術会議編(1972): 畑地かんがい, pp. 56~57, 農林省農林水産技術会議事務局, 東京.
- 椎名乾治(1963): 蒸発散による畑地水分の現象機構に関する研究, 農土試報 **1**: 83~156.
- Soil Science Society of America (1997): *Glossary of Soil Science Terms 1996*, p 40, Madison.
- 竹中肇(1969): 圃場容水量, 山崎不二夫監修土壌物理 pp. 293~297, 養賢堂, 東京.
- Veihmeyer, F.J. and Hendrickson, A.H. (1931): The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. *Soil Sci.* **32**: 181-193.

受稿年月日: 1999年12月10日

受理年月日: 2000年2月16日