

(研究資料)

筑波共同試験地理水流域における土壌の分布と その保水・流出特性にかかわる物理的特性

大貫 靖浩⁽¹⁾, 吉永 秀一郎⁽²⁾

OHNUKI, Yasuhiro and YOSHINAGA, Shuichiro : Soil Distribution
and its Physical Properties Affecting Water Storage and Runoff
Rates in Tsukuba Forest Experimental Watershed

(Research note)

要 旨 : 筑波共同試験地理水流域において, 流出過程に関与すると考えられる林地斜面の土壌の分布とその物理性に関する詳細な調査分析を行った。その結果, 以下のことが明らかになった。

1) 調査斜面には火山灰を主たる母材とする褐色森林土が分布し, BD(d)型土壌と BD型土壌に分類される。BD(d)型土壌は埋没腐植層の存在, 土壌構造, 母材の堆積様式から, さらに BD(d)-A, BD(d)-R, BD(d)-V, BD(d)-C に細分される。

2) 各土壌型・土壌垂型ごとの飽和透水係数は A 層で 10^{-4} ms^{-1} オーダー, B 層で 10^{-5} ms^{-1} オーダーを示すところが多い。孔隙分布特性は, 低水分張力域で孔隙が少なく, 高水分張力域で孔隙が多い。

3) 調査斜面の表層土層厚は, 尾根部や中腹部では 2~3 m と変化が少ない。しかし谷部の中心では局所的に 6 m を越えるところもある。調査斜面の地表の形態は, 中心部が浅くくぼんだ単純な谷地形を示すのに対し, 表層土層基底では湧水点に連続する深い谷地形が認められる。

4) 保水容量 S を算出した結果, 直接流出に寄与すると考えられる S_{4-50} は, BD(d)-C 型で値が大きい。一方, 基底流出に寄与すると考えられる S_{50-500} は, BD(d)-A 型と BD(d)-C 型で大きい値を示す。また BD 型においては, 二つの湧水点付近で S_{50-500} の値がそれぞれ大きく異なる。

目 次

1	はじめに	190
2	試験地の概況	190
3	調査・分析手法	191
4	土壌の分布	193
4.1	土壌型の分布	193
4.1.1	BD(d)型	193
4.1.2	BD型	193
4.2	表層土層厚の分布	193
5	土壌の物理的性質の特徴	196

5.1 一般的物理性	196
5.2 粒径分布	196
5.3 孔隙径分布	196
5.4 有効孔隙率	196
5.5 透水性	202
6 保水容量の算出とその流域内における分布	202
7 まとめ	204
謝 辞	204
引用文献	204
Summary	206

1 はじめに

林地において、樹冠を通過し地表面に達した降水は、蒸発散により失われる水分量を除くと、森林土壌を経由して地下水、渓流水となる。この過程において、森林土壌の保水特性・水移動メカニズムは大きな役割を果たしていることが近年指摘されつつある（有光ほか，1986；有光ほか，1987；堀田，1987；太田・新井，1991；竹下，1988）。

森林総合研究所筑波共同試験地地理水流域は、山地流域における降雨・流出・土壌水分・地下水・蒸発散などの水文現象を総合して、流出機構を検討する目的で 1978 年に設置された（平，1980；水資源研・水流出研，1993）。それ以来、蒸発散量の推定（平，1986 a, b）や地下水位の変化（志水ほか，1989）、流出過程の解析（野口ほか，1990）など多くの研究が行われてきた。しかし、理水流域内の土壌については水資源研・水流出研（1993）において簡単に触れられただけで、詳細な検討が行われてこなかった。森林環境部地質研究室では、1988 年より農林水産省技術会議総合的開発研究「農林業における水保全・管理機能の高度化に関する総合研究」のなかで、理水流域における土壌及び基岩の風化層の分布とその物理的性質を調査してきた（大貫ほか，1991；吉永・大貫，1992；OHNUKI *et al.*, 1993）。本稿では、一連の調査研究を通じて明らかになった理水流域における土壌の分布と、保水・水流動メカニズムに影響を与えると考えられる土壌の物理的性質について報告する。さらにその結果をもとに、理水流域における森林土壌が有する保水容量とその空間的な分布について検討する。

2 試験地の概況

筑波共同試験地地理水流域（筑波森林水文試験地，Fig. 1）は、東経 140°18′，北緯 36°20′に位置する、流域面積 3.786 ha の北向きの流域である（水資源研・水流出研，1993）。ここでは 3 か所から湧水が認められており、右岸側（東側）より湧水 A 地点、湧水 B 地点、湧水 C 地点と呼ばれている（野口ほか，1990）。本稿ではこのうち湧水 B 地点と湧水 C 地点のかん養域である林地斜面を、一括して調査の対象とした。対象とした斜面の面積は約 1.2 ha、標高差は約 70 m、平均傾斜は約 25°である。なお、湧水 B 地点と湧水 C 地点へと連続する流域の境界は、地表面の形態からは不明瞭である（Fig. 2）。流域の植生

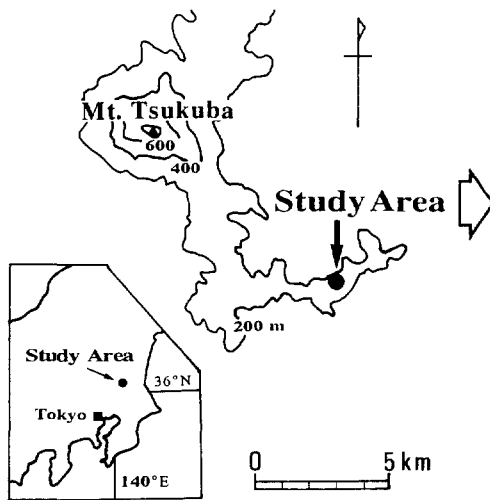


Fig. 1 調査地位置図
Location of the study area

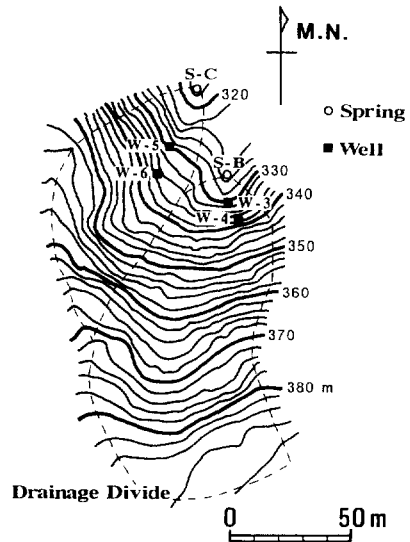


Fig. 2 調査斜面地形図
Topographical map of the experimental basin

は、頂上尾根筋にコナラ林の保護樹帯を残した、スギ・ヒノキの造林地である（水資源研・水流出研，1993）。下層植生は密生したアズマネササが主体であり、特に右岸側の尾根部では高木が欠如し、ササ原となっている。地質は、筑波変成岩類（柴，1979）の黒雲母片麻岩が大部分を占め、花崗岩質の岩脈が局所的に認められる。基岩の風化物は砂質であり、粘土画分に乏しい。これらの基盤岩石並びにその風化物を覆って関東ローム層が厚く堆積している。試験地の年平均気温は 14.1℃（1989 年），年平均降水量は 1 373.1mm（1978～1987 年，水資源研・水流出研，1993）である。年間流出量は B 流域で 7 328.4 m³，C 流域で 2 895.7 m³（1989 年）であり，両流域とも 8～10 月に流量が多い。なお湧水点上方の斜面には，それぞれ二つの井戸があり，継続して地下水水位が観測されている（野口ほか，1990）。

3 調査・分析手法

調査斜面において，上部・中部・下部といった位置や斜面の横断形の凹凸を考慮して，14 地点において土壌断面調査を行った（Fig. 3-a）。土壌型の分類は土じょう部（1976）によった。また表層土層厚の分布を把握するため，土研式簡易貫入試験をほぼ均等の調査密度となるように 153 地点で行った。なお，土壌断面調査との対応から，貫入抵抗値 $N_c 10$ が 5 以下の部分を表層土層とした。

土壌の物理的性質は，400 ml 円筒試料を用いて，一般物理性と定水位法による透水性を測定した。測定法は河田・小島（1976）及び土壌標準分析測定法委員会（1986）に準拠した。なお 12 地点 47 試料については，水分保持特性を測定した。測定に際しては，4～50 cm H₂O（pF 0.6～1.7）相当は砂柱法を，毛管切断点と考えられる 500 cm H₂O（pF 2.7）相当は素焼板法（真下，1960）を用いた。また 3 地点 23 試料について，ピベット法により粒径分布を求めた。

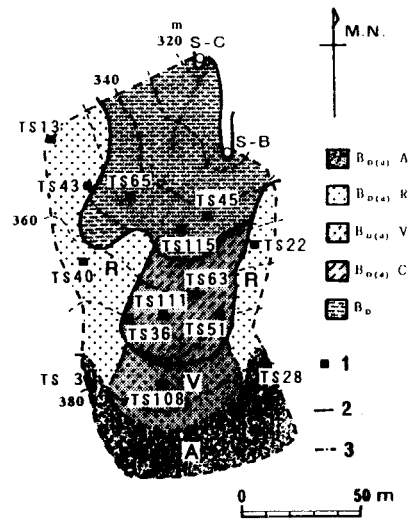


Fig. 3-a 調査斜面土壤図
Soil map of the experimental basin
S-B. 湧水 B 地点
S-B. B-Spring
S-C. 湧水 C 地点
S-C. C-Spring
1. 土壤断面
2. 土壤型境界
2. Border of soil types
3. 土壤亜型境界
3. Border of soil sub-types

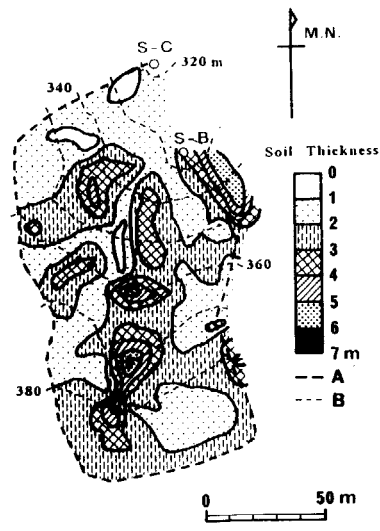


Fig. 3-b 表層土層の層厚分布
Distribution of soil thickness in the experimental basin
A. 分水界
A. Drainage divide
B. 等高線
B. Contour shows land surface altitude

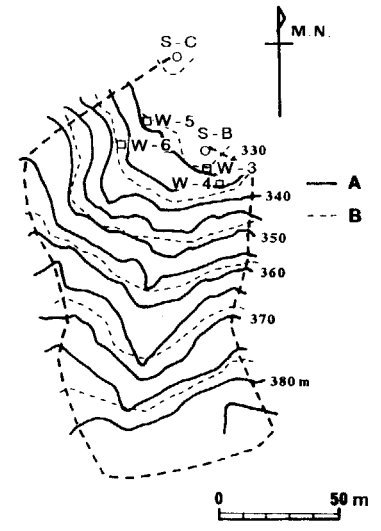


Fig. 3-c 表層土層基底の地形
Undulation of soil base in the experimental basin
A. 土層基底面の等高線
A. Contour shows soil base altitude
B. 地表面等高線
B. Contour shows land surface altitude

4 土壌の分布

4.1 土壌型の分布

調査斜面の土壌は火山灰を主たる母材とする褐色森林土からなり、尾根部・中腹部には BD(d) 型が、斜面下部では Bd 型が分布する。BD(d) 型は、埋没腐植層の存在、土壌構造、母材の堆積様式から、さらに BD(d)-A、BD(d)-R、BD(d)-V、BD(d)-C の四つに細分される (Table 1)。試験斜面の土壌図を Fig. 3-a に、土壌断面図を Fig. 4 に示す。

4.1.1 BD(d) 型

BD(d) 型は A₀ 層が薄く、粒状ないしは堅果状・亜角塊状構造が発達する土壌型である。しかし、調査斜面内に分布する BD(d) 型の断面形態は変化に富む。そこで埋没腐植層の有無、土壌構造、母材の堆積様式に着目して、さらに BD(d)-A 型、BD(d)-R 型、BD(d)-V 型、BD(d)-C の四つに細分した。

BD(d)-A 型は分水界に近い頂部平坦面に主として分布する残積土壌で、地表から 40~80 cm 付近にやや固結した埋没 A 層を伴うことが特徴的である (TS 3, TS 28)。A 層には、粒状・弱い堅果状・亜角塊状構造が混在する。

BD(d)-R 型は頂部斜面や上部谷壁斜面に分布する匍行土壌である (TS 13, TS 22, TS 40, TS 43)。地表付近には菌糸が認められ、A 層に粒状構造ないしは弱い堅果状構造が発達することから、より乾燥した土壌と推定される。

BD(d)-V 型は谷頭凹地の上部に分布する運積土壌である (TS 108)。A 層には、塊状・亜角塊状構造が発達する。B₁-B₂ 層が湿っており、断面にパイプが認められる。

BD(d)-C 型は谷頭凹地中部に分布する。分布域はアズマネザサの密生域とほぼ同じであり、地表にはササの葉のリターが多い (TS 36, TS 51, TS 63, TS 111)。A 層は柔らかい A₁ 層と、堅果状構造が発達し比較的硬い A₂ 層に分かれる。アズマネザサの根は B 層上部まで認められる。

4.1.2 Bd 型

Bd 型は、A 層に団粒状ないしは塊状構造が発達する土壌型である。B 湧水点上方の谷頭凹地 (TS 45, TS 115) では、ササの中根が B 層上部まで認められ、石礫をほとんど含まない。それに対し C 湧水点上方の谷頭凹地 (TS 65) では、A 層においても中根は少なく石礫と雲母片が多く認められる。このように同じ Bd 型でも、断面形態には多少の違いが認められる。また、湧水 B 地点と湧水 C 地点の間の小高い尾根部などのように、地形が異なる場所もある。これらのことから、図示単位を細かくとれば、Bd 型もさらに細分が可能と考えられる。この点については今後の課題である。

4.2 表層土層厚の分布

表層土層の層厚分布を Fig. 3-b に示す。調査斜面内の土層厚は変化に富んでおり、最大で 6 m 以上に達するところもあるが、おおむね 2~3 m 程度のところが多い。土層の厚いところは両湧水点の上方に連続的に分布する。これらの土層の厚い部分の間には、土層厚が 2 m 以下の部分が線状に分布する。このように表層土層基底の地形は細かい起伏に富む (Fig. 3-c 及び Fig. 5)。なお縦断面・横断面のなかで、大きい記号で示したところは、土壌断面調査実施地点を含む断面である。本調査斜面では、地表面

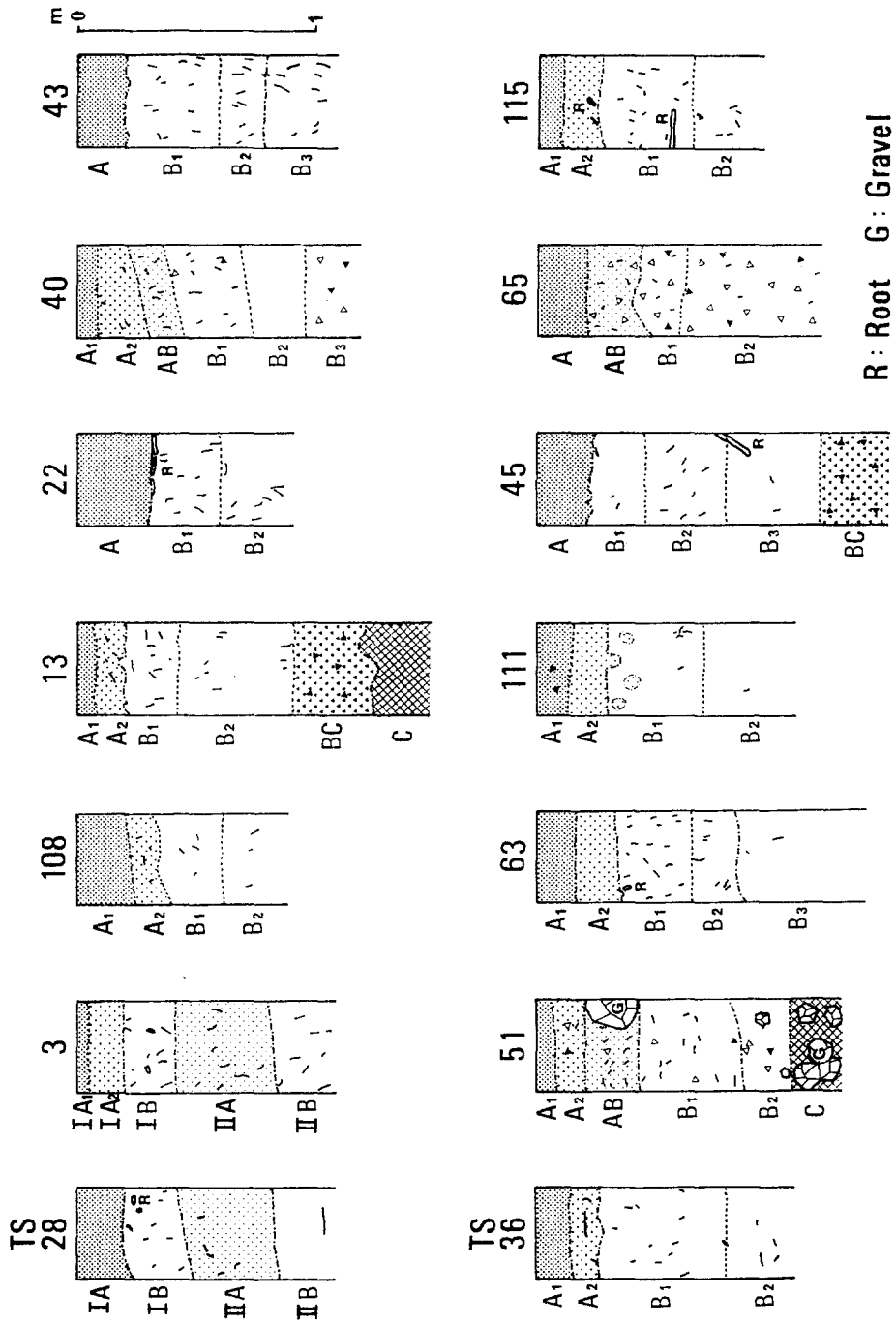


Fig. 4 土壤断面図
Soil profiles in the experimental basin

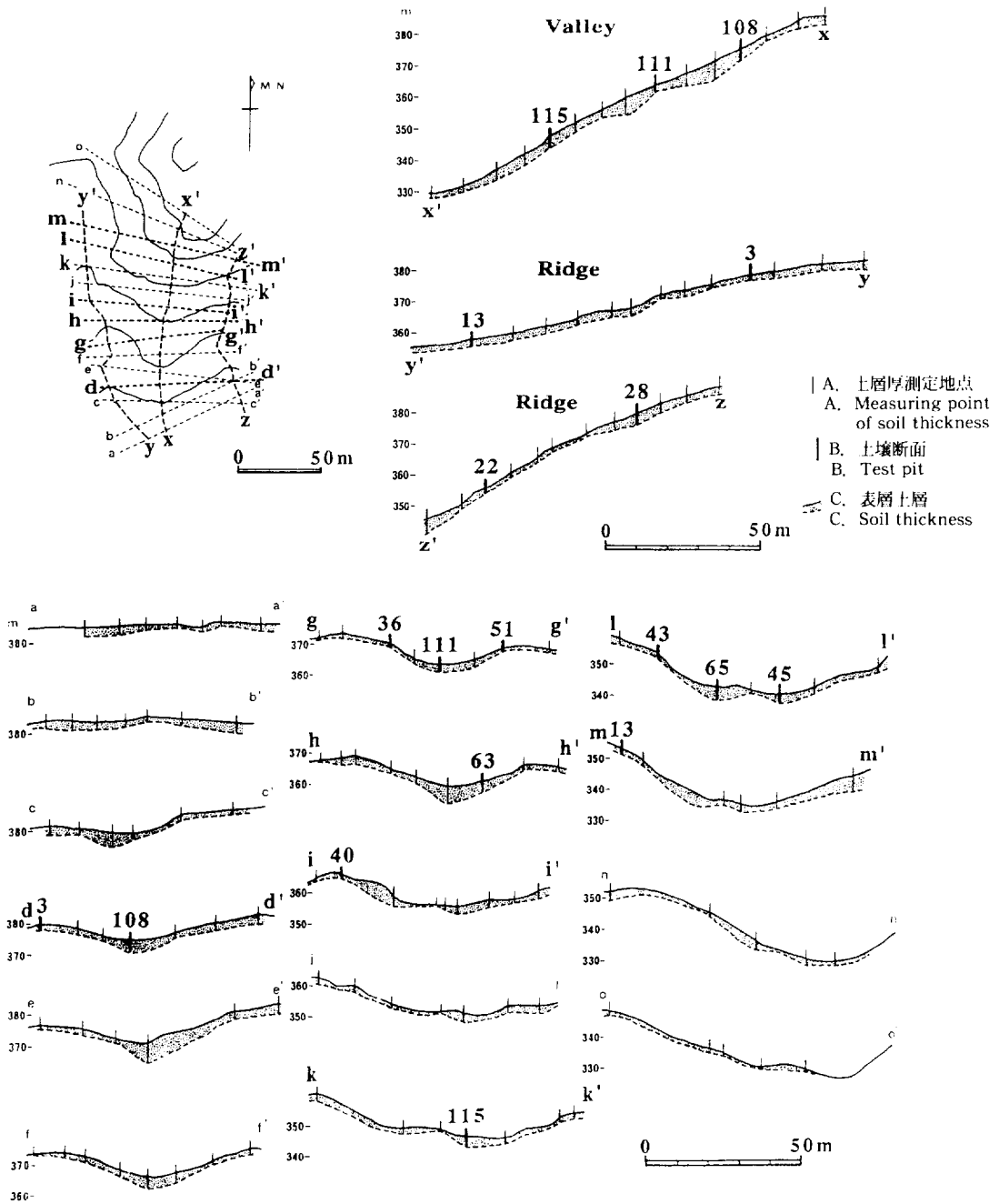


Fig. 5 調査斜面縦断面・横断面図
 Longitudinal sections of experimental
 Sections and cross basin

の形態からは一つの 0 次谷しか確認できない。しかし表層土層厚の分布から、土層の基底にはそれぞれの湧水点に連続する埋没した二つの谷地形が認められる (Fig. 3-c)。ここではそれぞれを B 埋没流域、C 埋没流域と呼ぶ。

5 土壌の物理的性質の特徴

5.1 一般的物理性

各土壌断面における一般的物理性を、Table 1 に示す。容積重は、A 層・B 層ともに大部分が $0.4\sim 0.6 \text{ Mg m}^{-3}$ の範囲にあるが、B 層下部から C 層では 1.0 Mg m^{-3} を越える。三相組成は、固相は $15\sim 25\%$ のものが大部分であるが、液相は深度方向に増加傾向、気相は深度方向に減少傾向にある。採取時含水率 (液相) は A 層で $\text{BD(d)}\text{-R}$ 型や、 $\text{BD(d)}\text{-C}$ 型で少なく、 $\text{BD(d)}\text{-V}$ 型・ BD 型が多い。最大含水量は、 $0.55\sim 0.75 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の範囲にあるものが大部分である。深度方向の変化には、一定の傾向は見られない。

5.2 粒径分布

$\text{BD(d)}\text{-R}$ 型の TS 40 地点では、土層の深度方向に粘土画分が 37% から 17% に減少し、細砂画分が 26% から 40% へと増加する。 $\text{BD(d)}\text{-A}$ 型の TS 105 地点では、土層の深度方向へ粘土画分が 38% から 9% へと減少し、細砂画分は 29% から 68% に増加する。断面観察によれば、II B₄ 層以下の層では基岩起源の礫が目立つ。これらのことから、II B₃ 層以上が関東ローム層であると考えられる。また、TS 120 地点 (BD 型) では、細砂画分は深度方向の変化は少ないが、粗砂画分は 10% から 42% へと、深度方向の増加率が高い (Table 2)。

5.3 孔隙径分布

全孔隙率・細孔隙率・粗孔隙率を Table 1 に、水分特性曲線を Fig. 6 に示す。

全孔隙率は、 $0.75\sim 0.85 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の範囲にあるものが多いが、B 層下部から C 層にかけては $0.55\sim 0.67 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ と低い値を示すものもみられる (TS 13, TS 51)。各土壌型ごとの系統的な違いは認められない。細孔隙率は、下層の一部を除いて $0.33\sim 0.60 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の範囲にあるが、 $\text{BD(d)}\text{-R}$ 型で $0.25\sim 0.56 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ と他に比べてわずかに低い値を示す。粗孔隙率は $0.17\sim 0.40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の値を示す。B 層上部で極大値を示すものが多い (TS 40, TS 43, TS 65, TS 115)。

水分特性曲線は、概して $10\sim 50 \text{ cm H}_2\text{O}$ (pF $1.0\sim 1.7$) の範囲の孔隙が多く、低水分張力域の勾配が大きい S 字型を呈する。 $\text{BD(d)}\text{-R}$ 型、 $\text{BD(d)}\text{-V}$ 型と $\text{BD(d)}\text{-C}$ 型の A 層の一部 (TS 22, TS 36, TS 40, TS 108) は、 $10 \text{ cm H}_2\text{O}$ 以下の孔隙も多く、低水分張力域の勾配が緩い凹形の曲線を示す。

5.4 有効孔隙率

土壌中に存在する孔隙は、径の大きさにより大孔隙、中孔隙、小孔隙、細孔隙に区分される (竹下, 1985)。そのうち土層の保水能すなわち水源かん養機能に寄与するのは、中孔隙 (重力水保持の限界点から圃場容水量まで) と、小孔隙 (圃場容水量から毛管連絡切断点まで) と考えられている。圃場容水量、毛管切断点をどの水分張力にするかについては様々な意見があるが、本稿では圃場容水量を水分張力 $50 \text{ cm H}_2\text{O}$ (pF 1.7)、毛管連絡切断点を水分張力 $500 \text{ cm H}_2\text{O}$ (pF 2.7) とした。中孔隙は直接流出に寄与し、小孔隙は基底流出に寄与すると考えられる (竹下, 1985; 吉永・大貫, 1992; OHNUKI, *et al.*, 1993)。

Table 1. 土壤の理化学性
Physical characteristics of soils

土壌型 Soil type	分布域 Distribution	断面 No. Profile	層位 Horizon	容積重 Bulk density (Mgm ⁻³)	孔隙率 Porosity (m ³ m ⁻³)			三相組成 Three phase distribution (%)			透水性 Water permeability (cc/min)	透水係数 Hydraulic conductivity (ms ⁻¹)	最大含水量 Maximum water holding capacity (m ³ m ⁻³)
					全孔隙率 Total	細孔隙率 Fine	粗孔隙率 Coarse	固相 Solid phase	液相 Liquid phase	気相 Gaseous phase			
BD(d)-A	0次谷の谷頭部にちかい 頂部平坦面 Crest flat	TS 3	I A	0.48	0.80	0.44	0.30	20.4	41.1	38.5	83.3	1.11×10 ⁻⁴	0.63
			I B	0.54	0.80	0.52	0.25	20.5	52.2	27.3	35.9	4.79×10 ⁻⁵	0.72
			II A	0.44	0.83	0.48	0.32	17.0	51.2	31.8	29.3	3.91×10 ⁻⁵	0.74
			II B	0.46	0.84	0.52	0.29	16.4	58.2	25.4	25.8	3.44×10 ⁻⁵	0.77
		TS 28	I A	0.47	0.81	0.45	0.24	19.0	44.8	36.2	107.9	1.44×10 ⁻⁴	0.70
			I B	0.49	0.77	0.35	0.40	23.0	39.5	37.5	40.1	5.35×10 ⁻⁵	0.61
			II A	0.52	0.81	0.52	0.27	18.9	57.1	24.0	62.5	8.33×10 ⁻⁵	0.71
			II B	0.50	0.82	0.57	0.25	17.6	63.2	19.2	17.5	2.33×10 ⁻⁵	0.74
BD(d)-R	頂部斜面 上部谷壁斜面 Crest slope, Upper side-slope	TS 13	A ₁	0.58	0.78	0.39	0.18	22.4	40.8	36.8	195.0	2.60×10 ⁻⁴	0.57
			A ₂	0.55	—	—	—	—	—	—	69.0	5.97×10 ⁻⁵	—
			B ₁	0.56	0.81	0.40	0.30	19.5	45.1	35.4	59.5	7.93×10 ⁻⁵	0.70
			B ₂	0.74	0.81	0.45	0.26	19.4	48.5	32.1	—	—	0.71
			BC	1.06	0.74	0.40	0.26	25.6	43.3	31.1	—	—	0.66
			C	—	0.63	0.25	0.32	37.0	29.4	33.6	—	—	0.56
		TS 22	A	0.35	0.84	0.36	0.36	15.6	34.9	49.5	96.2	1.28×10 ⁻⁴	0.59
			B ₁	0.48	0.81	0.47	0.29	19.2	51.2	29.6	13.0	1.74×10 ⁻⁵	0.73
			B ₂	0.47	0.83	0.56	0.25	17.3	56.3	26.4	15.9	2.12×10 ⁻⁵	0.70
		TS 40	A ₂	0.47	0.81	0.43	0.30	18.9	36.4	44.7	150.5	2.01×10 ⁻⁴	0.73
			B ₁	0.43	0.84	0.41	0.39	15.7	42.0	42.3	72.5	9.67×10 ⁻⁵	0.71
			B ₂	0.68	0.76	0.46	0.27	24.2	47.6	28.2	—	—	0.66
			B ₃	0.93	0.67	0.40	0.23	32.9	44.4	22.7	—	—	0.57
		TS 43	A	0.41	0.83	0.38	0.32	17.3	38.3	44.4	184.3	2.46×10 ⁻⁴	0.62
			B ₁	0.45	0.83	0.40	0.40	16.6	46.2	37.2	44.8	5.97×10 ⁻⁵	0.73
			B ₂	0.55	0.81	0.41	0.33	19.2	44.3	36.5	78.3	1.04×10 ⁻⁴	0.68
B ₃	0.62		0.78	0.42	0.31	21.9	44.8	33.3	63.3	8.44×10 ⁻⁵	0.68		
—	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
BD(d)-V	谷頭凹地上部 Upper part of head hollow	TS 108	A ₁	0.35	0.85	0.43	0.35	15.5	41.8	42.7	501.0	6.68×10 ⁻⁴	0.66
			A ₂	0.53	0.79	0.55	0.23	20.7	57.9	21.4	111.0	1.48×10 ⁻⁴	0.73
			B ₁	0.47	0.82	0.58	0.24	17.8	62.1	20.1	80.0	1.07×10 ⁻⁴	0.76
			B ₂	0.49	0.82	0.55	0.23	18.0	57.8	24.2	—	—	0.73
			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

筑波共同試験地における土壌の分布と保水特性 (大貫ほか)

Table 1. つづき
Continued

土壌型 Soil type	分布域 Distribution	断面 No. Profile	層位 Horizon	容積重 Bulk density (Mgm ⁻³)	孔隙率 Porosity (m ³ m ⁻³)			三相組成 Three phase distribution (%)			透水性 Water permeability (cc/min)	透水係数 Hydraulic conductivity (ms ⁻¹)	最大含水量 Maximum water holding capacity (m ³ m ⁻³)		
					全孔隙率 Total	細孔隙率 Fine	粗孔隙率 Coarse	固相 Solid phase	液相 Liquid phase	気相 Gaseous phase					
BD(d)-C	谷頭凹地中部 Middle part of head hollow	TS 36	A ₁	0.42	0.82	0.39	0.30	18.0	32.0	50.0	286.0	3.81×10 ⁻⁴	0.72		
			A ₂	0.46	0.81	0.43	0.29	19.0	32.9	48.1	243.0	3.24×10 ⁻⁴	0.72		
			B ₁	0.45	0.83	0.44	0.36	17.1	42.8	40.1	86.0	1.15×10 ⁻⁴	0.73		
			B ₂	0.55	0.80	0.51	0.26	20.3	49.9	29.8	—	—	0.71		
		TS 51	A ₂	0.48	0.81	0.41	0.20	19.1	40.2	40.7	65.9	8.78×10 ⁻⁵	0.61		
			AB	0.54	0.80	0.33	0.34	20.5	34.3	45.2	39.7	5.29×10 ⁻⁵	0.67		
			B ₁	0.60	0.78	0.39	0.29	22.5	42.6	34.9	26.1	3.48×10 ⁻⁵	0.68		
			B ₂	1.08	0.62	0.26	0.29	38.4	28.3	33.3	—	—	0.55		
		TS 63	C	1.28	0.55	0.18	0.29	45.4	23.6	31.0	—	—	0.48		
			A ₁	0.43	0.81	0.41	0.35	18.7	40.0	41.3	212.3	2.83×10 ⁻⁴	0.59		
			A ₂	0.51	0.79	0.40	0.34	20.9	40.8	38.3	53.1	7.07×10 ⁻⁵	0.63		
			B ₁	0.53	0.80	0.44	0.33	19.9	48.7	31.4	54.5	2.27×10 ⁻⁵	0.71		
		TS 111	B ₂	0.59	0.79	0.51	0.27	21.5	55.1	23.4	18.5	2.47×10 ⁻⁵	0.70		
			A ₁	0.37	0.85	0.44	0.37	15.5	40.5	44.0	211.0	2.81×10 ⁻⁴	0.69		
			A ₂	0.48	0.81	0.46	0.30	18.6	45.0	36.4	301.0	4.01×10 ⁻⁴	0.70		
			B ₁	0.57	0.78	0.60	0.17	21.7	59.3	19.0	35.0	4.67×10 ⁻⁵	0.73		
BD	谷頭凹地下部 Lower part of head hollow	TS 45	B ₂	0.55	0.80	0.56	0.23	20.0	57.9	22.1	35.5	4.73×10 ⁻⁵	0.72		
			A	0.38	0.84	0.39	0.40	16.0	37.9	46.1	291.2	3.88×10 ⁻⁴	0.57		
			B ₁	0.52	0.81	0.48	0.33	19.3	51.4	29.3	62.6	8.35×10 ⁻⁵	0.70		
			B ₂	0.52	0.81	0.41	0.38	18.8	46.7	34.5	89.3	1.19×10 ⁻⁴	0.69		
		TS 65	B ₃	0.49	0.83	0.55	0.28	17.3	58.3	24.4	—	—	0.72		
			A ₁	0.51	0.79	0.48	0.30	19.3	47.5	33.2	464.4	6.19×10 ⁻⁴	0.63		
			A ₂	0.69	0.74	0.53	0.21	26.3	53.0	20.7	90.2	1.20×10 ⁻⁴	0.64		
			B ₁	0.62	0.76	0.47	0.30	23.6	47.7	28.7	30.1	4.28×10 ⁻⁵	0.61		
		TS 115	B ₂	0.49	0.82	0.53	0.28	18.3	49.7	32.0	—	—	0.66		
			A ₁	0.32	0.86	0.41	0.30	14.4	38.9	46.7	194.8	2.60×10 ⁻⁴	0.60		
			A ₂	0.41	0.84	0.41	0.31	16.3	44.9	38.8	177.0	2.36×10 ⁻⁴	0.66		
			B ₁	0.49	0.82	0.42	0.34	17.8	47.8	34.4	87.6	1.17×10 ⁻⁴	0.70		
					B ₂	0.58	0.79	0.60	0.17	21.4	67.9	10.7	98.8	1.32×10 ⁻⁴	0.75

Table 2. 粒径分布
Grain-size distribution of selected soil samples

土壌断面 (土壌型) Profile (Soil type)	層位 Horizon	粗砂 Coarse sand (%)	細砂 Fine sand (%)	シルト Silt (%)	粘土 Clay (%)
TS 105 (BD(d)-A)	IA	6.7	28.9	26.1	38.3
	IB	7.1	27.5	41.7	23.8
	IIA	1.9	29.3	45.3	23.5
	IIB ₁	4.0	46.8	32.0	17.2
	IIB ₂	1.3	54.7	30.0	14.0
	IIB ₃	5.3	54.0	12.6	28.1
	IIB ₄	10.1	65.2	19.3	5.4
	IIIC ₁	19.2	46.2	26.0	8.7
IIIC ₂	4.7	68.1	18.3	8.9	
TS 40 (BD(d)-R)	A ₁	9.2	31.1	26.1	33.6
	A ₂	9.2	25.8	28.2	36.8
	AB	3.6	39.4	36.1	20.9
	B ₁	4.2	39.5	39.5	17.0
	B ₂	5.7	40.4	34.0	20.0
	B ₃	9.3	38.9	35.4	16.5
TS 120 (Bd)	IB	16.0	35.2	31.8	17.0
	IIA	12.9	30.2	27.3	29.6
	IIB ₁	10.0	29.2	33.7	27.1
	IIB ₂	11.8	49.1	26.7	12.4
	IIB ₃	19.8	46.7	27.0	6.5
	BC ₁	28.8	44.5	21.3	5.4
	BC ₂	25.7	39.4	23.8	11.1
IIIC	42.0	36.9	15.7	5.4	

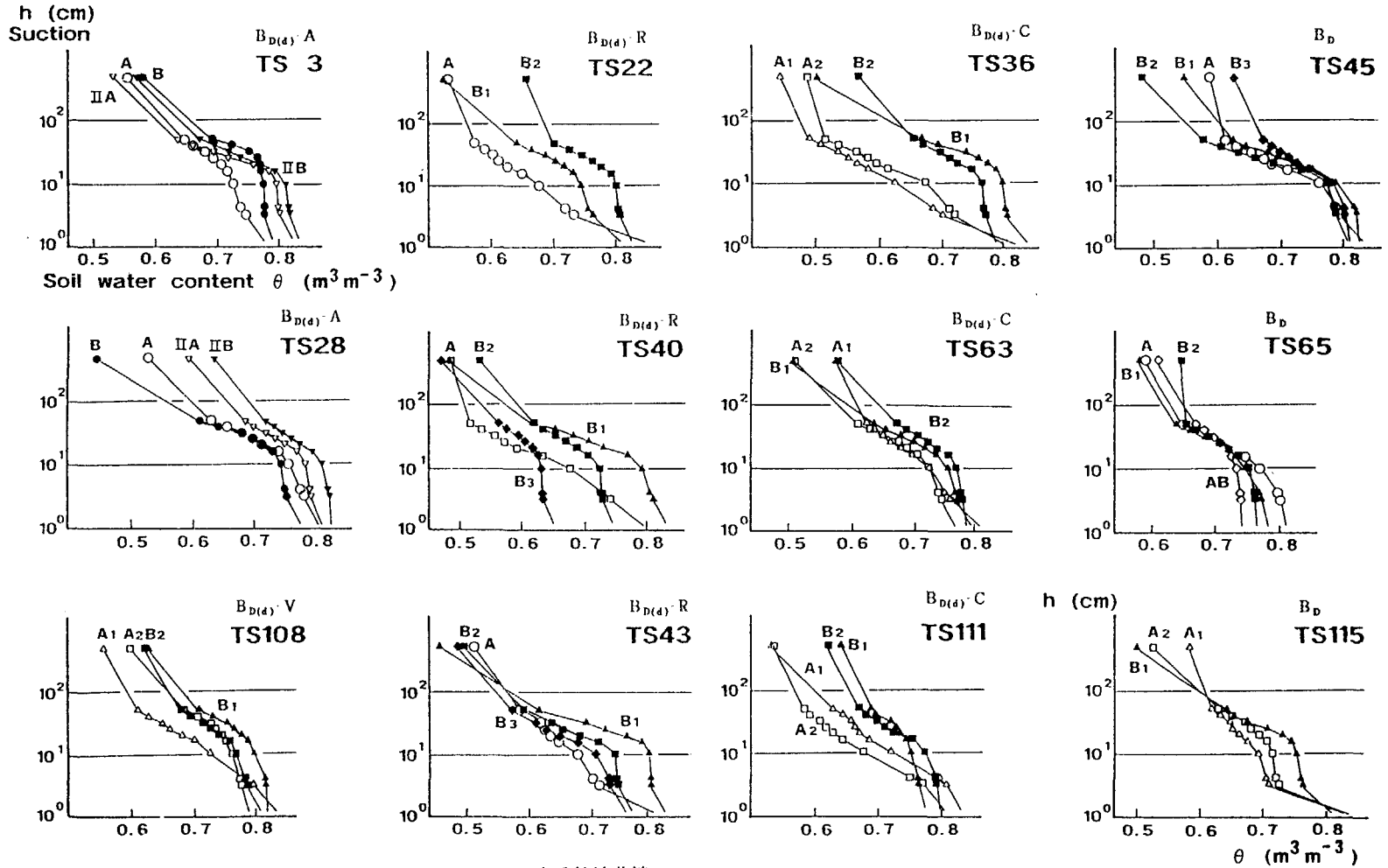


Fig. 6 水分特性曲線
Soil moisture retention curves for the main soil types

これを用いて、中孔隙（水分張力 4~50 cm H₂O, pF 0.6~1.7 相当）に相当する $\Delta\theta_{4-50}$ と小孔隙（水分張力 50~500 cm H₂O, pF 1.7~2.7 相当）に相当する $\Delta\theta_{50-500}$ を定義した (Fig. 7)。 $\Delta\theta_{4-50}$ と $\Delta\theta_{50-500}$ をあわせたものを、土層の水源かん養機能に有効な孔隙という意味で「有効孔隙率」と呼び、 $\Delta\theta$ とする。

土壌型別に検討すると (Table 3), $\Delta\theta_{4-50}$ は BD(d)-R 型と BD(d)-C 型を除き、B 層の方が値が大きい。A 層では BD(d)-R 型と BD(d)-C 型が、 $0.16\sim 0.17\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ と大きい値を示し、その他は $0.12\sim 0.13\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ である。B 層では BD(d)-V 型で $0.21\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ であるほかは、 $0.11\sim 0.14\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ の範囲の値を示す。

$\Delta\theta_{50-500}$ は、BD(d)-V 型を除き A 層よりも B 層の方が値が大きい。A 層では $0.05\sim 0.10\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ の範囲の値を示す。値が最も大きいのは BD(d)-A 型で、次いで BD(d)-V 型である。B 層では $0.07\sim 0.11\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ の値を示し、A 層と同様に BD(d)-A 型が最も値が大きい。

斜面上の位置に注目すると、流域の高所に分布する BD(d)-A 型で $\Delta\theta_{50-500}$ が高い値を示すのに対し、湧水点付近に分布する BD 型では $\Delta\theta_{50-500}$ 値が低い。また BD 型のなかでも、B 埋没流域と C 埋没流域とで $\Delta\theta_{50-500}$ 値に違いが認められる。すなわち、B 埋没流域 (TS 45, TS 115) においては、 $0.10\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ 程度の孔隙が存在するのに対し、C 埋没流域 (TS 65) においては $0.05\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ 程度の孔隙しか存在しない。

このように、 $\Delta\theta_{4-50}$ は土壌型により A 層が高い値を示すものと、B 層が高い値を示すものとに分かれる。 $\Delta\theta_{50-500}$ は B 層の方が高い値を示すことが多い。また $\Delta\theta_{4-50}$ は BD(d)-R 型で値が大きく、 $\Delta\theta_{50-500}$ は BD(d)-A 型で高い値を示す (Table 3)。

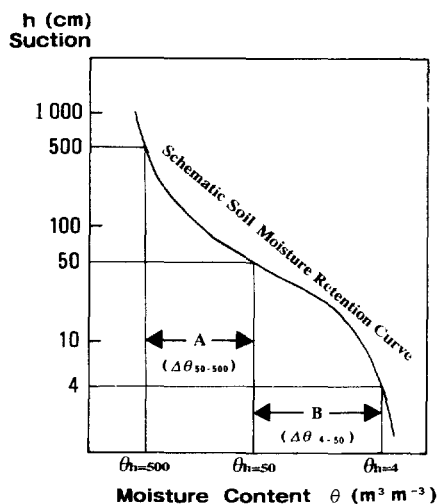


Fig. 7 $\Delta\theta_{4-50}$, $\Delta\theta_{50-500}$ の決定法
Determination of $\Delta\theta_{4-50}$ and $\Delta\theta_{50-500}$

Table 3. 有効孔隙率
Effective porosity

土壌型 Soil type	層位 Horizon	$\Delta\theta_{4-50}$ ($\text{m}^3\text{ m}^{-3}$)	$\Delta\theta_{50-500}$ ($\text{m}^3\text{ m}^{-3}$)
BD(d)-A	A	0.12	0.10
	B	0.12	0.11
BD(d)-R	A	0.16	0.05
	B	0.13	0.10
BD(d)-V	A	0.13	0.07
	B	0.21	0.07
BD(d)-C	A	0.17	0.07
	B	0.10	0.10
BD	A	0.12	0.05
	B	0.14	0.07

5.5 透水性

全体的にみると、飽和透水係数は $10^{-4} \sim 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ のオーダーの範囲にある (Table 1)。谷頭凹地に分布する $\text{BD}_{(d)}\text{-V}$ 型、 BD 型がほぼ全層位にわたって飽和透水係数が 10^{-4} ms^{-1} オーダーと大きい、 $\text{BD}_{(d)}\text{-A}$ 型、 $\text{BD}_{(d)}\text{-R}$ 型、 $\text{BD}_{(d)}\text{-C}$ 型では B 層で飽和透水係数が 10^{-5} ms^{-1} と、深度方向に透水性が低下する。このように、斜面上の位置によって透水性の深度方向への変化傾向が異なる。

6 保水容量の算出とその流域内における分布

土層の保水容量 S_v は、以下の式で示される。

$$S_v = V_{\text{soil}} \times \Delta\theta \dots\dots\dots (1)$$

ここで V_{soil} は表層土層の体積 (m^3)、 $\Delta\theta$ は有効孔隙率 (m^3m^{-3}) である。 S_v は m^3 の次元をもつ。これを水柱高で表した場合、保水容量 S_{mm} は次式で示される。

$$S_{\text{mm}} = S_v \times A^{-1} \dots\dots\dots (2)$$

ここで A は流域面積 (m^2) である。この式は $\Delta\theta$ に $V_{\text{soil}} \times A^{-1}$ 、すなわち平均土層厚 D を乗じたものに等しい。すなわち S_{mm} は

$$S_{\text{mm}} = \Delta\theta \times D \dots\dots\dots (3)$$

で算出される。

本来は V_{soil} を算出すべきであるが、本研究では土層厚測定を調査斜面内で密にはほぼ等間隔で行っているため、測定値の平均値をもって平均表層土層厚 D とし、(3) 式を用いて保水容量を算出した。なお吉永・大貫 (1992) において、調査斜面全体について体積を求め、平均土層厚を算出したところ、2.15 m の値が得られた。この値と、本稿で土壌型別に厚さを求めて平均したのとは同じ値を示したので、問題はないと考えられる。

$\Delta\theta_{4-50}$ に対応する保水容量として S_{4-50} を、 $\Delta\theta_{50-500}$ に対応する保水容量として S_{50-500} を算出した。なお、0 次谷の中心部には 5~6 m に達する土層もあるが、そのような地下深部に位置する土層の孔隙組成は変化が少ないものと仮定した (Table 3)。また A 層については、土壌断面調査の結果から層厚に際だった変化が認められないため、流域内に均一に 20 cm の厚さで分布しているものとした。

土壌型ごとに算出した $\Delta\theta_{4-50}$ 、 $\Delta\theta_{50-500}$ と、 S_{4-50} 、 S_{50-500} を Table 4 に示す。 S_{4-50} は 386~506 mm の範囲にあり、調査斜面全体としては 450 mm に達した。土壌型ごとでは $\text{BD}_{(d)}\text{-C}$ 型が高く、 $\text{BD}_{(d)}\text{-A}$ 型、 $\text{BD}_{(d)}\text{-V}$ 型で低い値を示す。これに対し S_{50-500} は 131~263 mm の範囲にあり、調査斜面全体としては 189 mm となった。土壌型ごとでは $\text{BD}_{(d)}\text{-A}$ 型と $\text{BC-BD}_{(d)}$ 型で値が大きい。 S_{4-50} と S_{50-500} を合計した全体の保水容量は、 $\text{BD}_{(d)}\text{-C}$ 型が大きく、 $\text{BD}_{(d)}\text{-A}$ 型がそれに次ぐ。

調査斜面における S_{4-50} の分布を Fig. 8 に、 S_{50-500} の分布を Fig. 9 に示す。全体的には 0 次谷の中心付近で値が大きく、表層土層の層厚分布 (Fig. 3-b) と良い対応を示す。二つの埋没流域で比較してみると、直接流出に寄与すると考えられる S_{4-50} は、B 埋没流域で 303.6 mm、C 埋没流域で 286.8 mm と大きな差はみられない。これに対し、基底流出に寄与すると考えられる S_{50-500} は、B 埋没流域で 213.8 mm、C 埋没流域で 155.3 mm と差がある。B 埋没流域では 0 次谷の中心付近や湧水点直上付近で大きな

Table 4. 土壌型別有効孔隙率・保水容量
Effective porosity and water storage capacity of each soil type

土壌型 Soil type	面積 Area (ha)	平均土層厚 Average soil thickness (m)	$\Delta\theta_{4-50}$ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	$\Delta\theta_{50-500}$ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	S ₄₋₅₀ (mm)	S ₅₀₋₅₀₀ (mm)
Bd(d)-A	0.19	2.37	0.17	0.11	400	263
Bd(d)-R	0.28	1.93	0.23	0.09	451	166
Bd(d)-V	0.13	2.32	0.18	0.07	414	170
Bd(d)-C	0.20	2.41	0.21	0.10	506	234
Bd	0.40	2.18	0.21	0.07	458	153
平均 mean		2.15	0.21	0.09	450	189

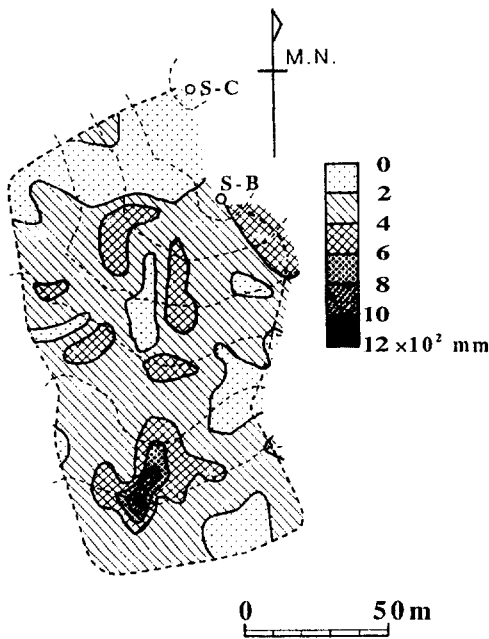


Fig. 8 保水容量 (S₄₋₅₀) の分布
Distribution of water storage capacity
(S₄₋₅₀)

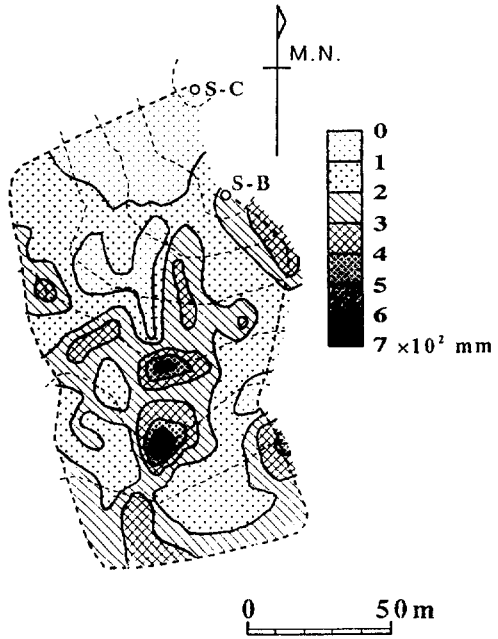


Fig. 9 保水容量 (S₅₀₋₅₀₀) の分布
Distribution of water storage capacity
(S₅₀₋₅₀₀)

値を示すが、C 埋没流域においては頂部斜面で 300~400 mm と比較的大きい値を示すだけで、湧水点付近では 100 mm 以下と少ない (Fig. 9)。同じ Bd 型においても、B 埋没流域の TS 115 地点の S_{50-500} は 298.2 mm であり、C 埋没流域の TS 65 地点の 149.2 mm の約 2 倍の値を示す。このように B 埋没流域と C 埋没流域では、流域全体の保水容量 (S_{50-500}) 自体に差があるのに加え、保水容量の流域内における分布形態に大きな違いが認められる。このことが、B 湧水点のハイドログラフが降雨に対する反応が鈍くなだらかな曲線を描くのに対し、C 湧水点のハイドログラフは降雨に対して鋭敏に反応する (野口ほか, 1990)、という流出特性の違いの一つの要因となっていると考えられる。

7 ま と め

森林総合研究所筑波共同試験地理水流域谷頭部における表層土層厚測定、土壌断面調査及び円筒試料の物理性の測定、流域の保水容量の算出により、以下のことが明らかになった。

1) 調査斜面の表層土層厚は、概して 2~3 m とほぼ一定であるが、谷部の中心で厚く 6 m を越えるところもみられる。表層土層基底の地形は起伏に富み、二つの湧水点へと連続する深い谷地形が顕著である。

2) 調査斜面に分布する土壌は火山灰を主たる母材とする褐色森林土であり、Bd(d) 型と Bd 型土壌に分けられる。Bd(d) 型土壌は埋没腐植層の存在、土壌構造、母材の堆積様式から、さらに Bd(d)-A, Bd(d)-R, Bd(d)-V, Bd(d)-C の四つに細分される。

3) 各土壌型の飽和透水係数は A 層で 10^{-4} ms^{-1} オーダー、B 層で 10^{-5} ms^{-1} オーダーを示すところが多いが、Bd(d)-V 型、Bd 型では下層まで透水性が良い。孔隙分布特性は、低水分張力域で孔隙が少なく、高水分張力域で孔隙が多い。Bd(d)-A 型を除き、A 層において低水分張力域の孔隙が比較的多い。

4) 保水容量 S を算出した結果、 S_{4-50} は Bd(d)-C 型で値が大きい。一方、 S_{50-500} は Bd(d)-A 型と Bd(d)-C 型で大きい値を示す。二つの湧水点に連続する B, C 二つの埋没流域で比較すると、流域全体の S_{50-500} 値に違いがあるのに加え、流域内の保水容量の分布形態が大きく異なる。この結果は二つの湧水点における流出特性と整合的である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、森林環境部水資源保全研究室、水流出管理研究室には本試験地を使用させていただいた。森林環境部水流出管理研究室野口正二氏、愛媛県林業試験場豊田信行氏、長崎県総合農林試験場田嶋幸一氏、森林環境部立地環境科の諸氏には、現地調査にご協力いただき、有益なご助言をいただいた。ここに記して感謝致します。

引 用 文 献

有光一登, 宮川 清, 小林繁男, 加藤正樹, 荒木 誠: 森林の水保全機能計量化のための基礎的研究, 科学技術庁重点基礎研究昭和 60 年度報告書, 27, 1~5 (1986)

—————, —————, —————, —————, —————: 森林の水保全機能計量化のための基礎的研究, 科

- 学技術庁重点基礎研究昭和61年度報告書, 44, 1~4 (1987)
- 土じょう部: 林野土壌の分類 (1975), 林試研報, 280, 1~28 (1976)
- 土壌標準分析・測定法委員会: 土壌標準分析・測定法, 博友社, 354 pp. (1986)
- 堀田 庸: 山体の保水量および保水特性(Ⅲ) —保水特性と保水特性を用いた流出解析—, 98 回日林論, 565~568 (1987)
- 河田 弘, 小島俊郎: 環境測定法Ⅳ—森林土壌—, 共立出版, 189 pp. (1976)
- 真下育久: 森林土壌の理学的性質とスギ, ヒノキの成長に関する研究, 林野土壌調査報告, 11, 1~182 (1960)
- 水資源保全研究室・水流出管理研究室: 筑波森林水文試験地観測報告 (1978年5月~1987年12月), 森林総研研報, 364, 125~168 (1993)
- 野口正二, 岸岡 孝, 菊谷昭雄: 筑波森林水文試験地における湧水の流出特性, 101 回日林論, 605~608 (1990)
- , 大貫靖浩, 藤枝基久, 吉永秀一郎: 筑波森林水文試験流域における土層深と湧水の流出特性, 43 回日林関東支論, 123~125 (1992)
- 大貫靖浩, 吉永秀一郎, 野口正二: 森林総研筑波共同試験地地理水流域における保水容量の推定, 101 回日林論, 355~359 (1991)
- OHNUKI, Yasuhiro, YOSHINAGA, Shuichiro and NOGUCHI, Shoji: Estimation of water storage capacity of forest soils in Tsukuba Forest Experimental Basin, Japan, Exchange Processes at the Land Surface for a range of Space and Time Scales, 55-60 (1993)
- 太田猛彦, 新井雅夫: 森林斜面の雨水流と森林施業のあり方, 東京農工大学農学部演習林報告, 29, 55~71 (1991)
- 柴 正敏: 茨城県, 筑波変成岩類の層序と変成分帯, 岩石鉱物鉱床学会誌, 74, 339~349 (1979)
- 志水俊夫, 坪山良夫, 竹内信治, 平 和敬: 筑波森林水文試験流域における水文観測, 100 回日林講要集 (1989)
- 平 和敬: テレメーターシステムを導入した森林水文試験, 32 回日林関東支論, 129~130 (1980)
- : 筑波水文試験地における蒸発散量の推定, 38 回日林関東支論, 231~232 (1986)
- : 筑波水文試験地の地下水について, 38 回日林関東支論, 233~234 (1986)
- 竹下敬司: 森林土壌と水源かん養機能, 森林立地, 27, 19~26 (1985)
- : 森林・土壌と水問題, 森林立地, 30, 26~32 (1988)
- 吉永秀一郎, 大貫靖浩: 山地の風化層が有する水保全機能の評価, 第4回水資源に関するシンポジウム前刷集, 661~666 (1992)

**Soil Distribution and its Physical Properties Affecting Water Storage
and Runoff Rates in Tsukuba Forest Experimental Watershed
(Research note)**

OHNUKI, Yasuhiro⁽¹⁾ and YOSHINAGA, Shuichiro⁽²⁾

Summary

In Tsukuba Forest Experimental Watershed (T.F.E.W.) of F.F.P.R.I., measurements of runoff, rainfall and evapotranspiration have been conducted to clarify hydrological processes and its influence on forests since 1978. However, soil which have been considered to play a important role in water storage and hydrological processes in T.F.E.W. have not yet clarified. To estimate the contribution of soil to basal runoff processes, we investigate the soil type distribution, the soil thickness and the physical properties of soils in T.F.E.W. In this paper, we discuss the water storage capacity in T.F.E.W. from these soil characteristics.

The results are :

1) Distribution of soil thickness shows the variety in the experimental basin. In the center of the valley, we recognize thick soils, exceeding 6 m thick at some points. On the other hand, soil has 2 to 3 m thick on ridges and hillsides. Two buried valley was restored from the subsurface landform under the forest soil.

2) Soils in the experimental basin are classified into 2 soil types of brown forest soils, which parent material is volcanic ash. $B_{D(d)}$ type is distributed on crest flat, crest slope, upper side slope and head hollow. B_D type is distributed on lower side slope, head hollow and bottomland. $B_{D(d)}$ type is subdivided into 4 sub-types according to their location and soil profile character.

3) We measured the physical properties using cylinder samples in each soil types. Saturated hydraulic conductivities indicates 10^{-4} ms^{-1} level at A-horizon and 10^{-5} ms^{-1} level at B-horizon. Moisture retention curves of cylinder samples shows that much pore ranged from 10 to 50 cm H_2O (pF 1.0-1.7) and their shapes are similar to "S" character. Except for $B_{D(d)}$ -A type, A-horizon has also much pore in lower moisture tension range.

4) Water storage capacity, calculated in each soil type, is divided into S_{4-50} and S_{50-500} . S_{4-50} , which contributes to direct runoff, indicates large value at $B_{D(d)}$ -C type located on head hollow. Meanwhile, S_{50-500} , which contributes to base runoff, indicates large value at $B_{D(d)}$ -C type and $B_{D(d)}$ -A situated on crest flat. Compared B-buried valley with C-buried valley, we recognize no remarkable difference about S_{50-500} between the former and the latter, but we recognize remarkable difference of their distribution. That is, B-buried valley has large S_{50-500} area in lower part of the basin near the spring but C-buried valley has not large one. This result corresponds with the characteristics of runoff rate of two springs. Therefore, we conclude the

Received November 11, 1993

(1) Kyushu Research Center

(2) Forest Environment Division

spatial distribution of water storage capacity is an important factor which provides the characteristics of runoff rate.