

土壌の水収支機能についての2・3の考察

—八ッ岳山麓のアンド土壌の例—

本 村 悟*・仲 谷 紀 男*

Some Aspects on Role of Soils in Hydrological Cycle

—An Example of Ando Soils in Yatsugatake—

Satoru MOTOMURA and Norio NAKAYA

National Institute of Agricultural Sciences

1. はじめに

地上に降った雨の一部は地表面を流去し、一部は土壌中へ浸透し、また一部は地表面に到達する間に蒸発する。土壌中へ浸透した水の一部は土壌孔隙中に貯留され、一部は中間流出あるいは地下水へ流出する。土壌孔隙中に貯留された水は植物の根を通しての蒸散と地表面からの蒸発によって再び大気中に放出されるので絶えず変化している。このようにして、水収支が成り立っている¹⁾。

水収支に関する一般式において、降水量、蒸発散量を除く水収支項はいずれも土壌の要因とくにその物理性に著しく影響されるものと考えられるが、その実態については不明な点も多い。本研究は水収支の各項目について土壌の物理性との関係を土壌の立地条件、土地利用形態との関連で解明し、水収支に果す土壌の機能を明らかにしようとするものである。

2. 試験の方法

1) 調査地域および供試土壌

本研究の対象とした地域は山梨県北巨摩郡大泉村にある開拓連実験農場および隣接の農地約2 haである。

土地利用形態および土壌断面形態の相違を考慮して、水収支項に関連する物理性として次の各項目について現地および室内において測定した。

2) 現地試験

(1) 浸潤能測定：直径約30cm、高さ約35cmのステンレス製円筒を打ち込み、水位を15~20cmに保ち、積算浸入量を時間の関数として測定し、パーシク・インテーク・レート(IB)を算出した²⁾。

(2) 現地土壌水分の経時変化：6月から11月までの6ヶ月間にわたって、毎月1回、深さ100cmまで5cm毎に採土して熱乾法によって土壌水分を測定。

3) 室内実験

(1) 腐植含量・粒径組成：2mm篩別の風乾細土につい

て常法により測定³⁾。

(2) 三相分布・仮比重：土壌断面の各層位から採取した試料について、熱乾法によって測定³⁾。

(3) pF—水分値：現地構造を保持したままの試料を土壌断面の各層位から採取し、pF1.5~2.7までは吸引法により、pF3.0、pF4.2は遠心分離法によって測定²⁾。

(4) 透水性：土壌断面の各層位から垂直方向に採土し、飽和透水係数を測定³⁾。

3. 試験結果および考察

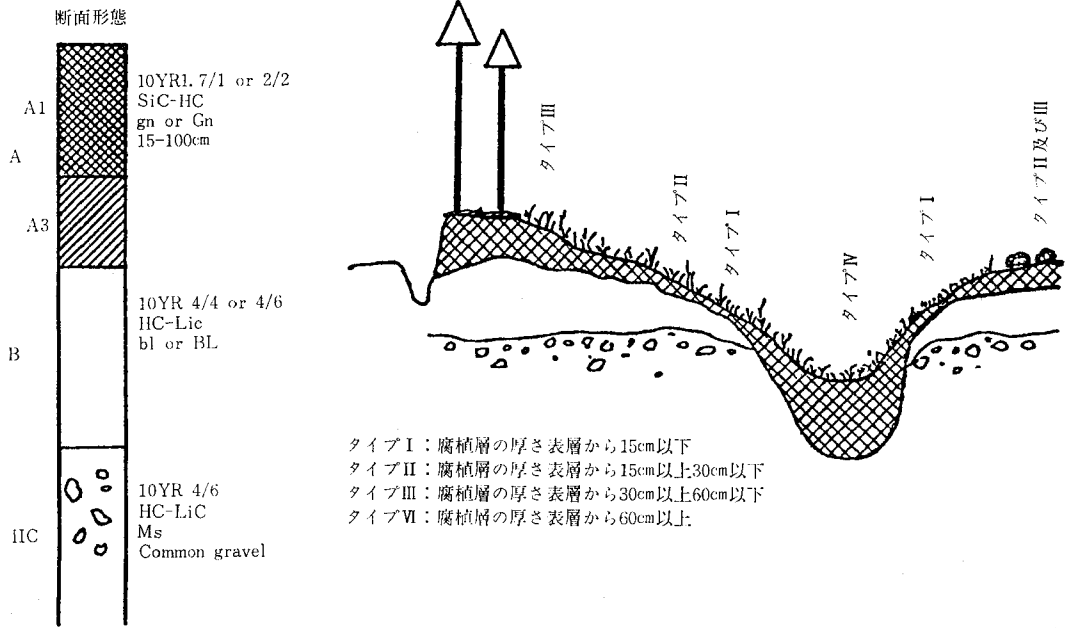
1) 調査地域の土壌概況

調査地域は4~6°の緩傾斜面をもち、洪積世の火山灰を母材とした表層多腐植層の土壌で、山梨県農試の地力保全事業調査³⁾によれば、表層多腐植、粘質な念場統に属しているが、腐植層の厚さは地形によって著しく異なっている。本圃場は主として牧草畑として利用されているが、一部普通畑としても利用されている。また周辺の一部は雑木林が残されている。試坑による本圃場の基本的な土壌断面形態の特徴は次のとおりである。(図1参照)

A層の厚さは15~80cmで腐植含量はきわめて高く(20%以上)、黒色(10YR^{1.7/1}ないし^{2/6})を呈し、土性はSiCないしHCで、発達中程度の細ないし中粒状構造がみられる。B層は腐植を僅かに含み(5%以下)、褐色(10YR^{4/4}ないし^{4/6})を呈し、土性はHCないしLiCで、発達程度弱ないし中程度の細塊状構造がみられる。I C層は腐植を僅かに含み(5%以下)、褐色(10YR^{4/6})を呈し、未風化および半風化の小中半角礫を含み、土性はHCないしLiCで、ち密なマツシブ構造である。

このような基本型を中心として、腐植含量の高いA層の厚さは、図—1に模式的に示したように地形の相違によって著しく異なるので、これに基づいて土壌を次の4つのタイプに区分した。

タイプI：腐植層の厚さ表層から15cm以下。



図一 地形と腐植層の厚さとの関係

表一 気象データから計算した水分不足量あるいは水分過剰量

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
昭和49年度(大泉村)													
月平均気温℃	-4.6	-3.2	0.6	10.2	14.7	18.5	20.6	20.3	16.8	10.6	5.6	0.2	
蒸発散位mm	0	0	1.6	48.6	81.1	108.6	124.6	115.8	80.3	44.6	18.7	0.4	624.3
降水量mm	15.0	33.1	104.0	84.5	76.5	210.4	468.1	224.2	201.8	46.3	17.5	51.0	1532.4
差 mm	15.0	33.1	102.4	35.9	-4.6	101.8	343.5	108.4	121.5	1.7	-1.2	50.6	
土壌水分貯留量mm	330	330	330	330	325.4	330	330	330	330	330	328.2	330	
土壌水分変化mm	0	0	0	0	-4.6	+4.6	0	0	0	0	-1.2	+1.2	
水分不足量mm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
水分過剰量mm	15.0	33.1	102.4	35.9	0	97.2	343.5	108.4	121.5	1.7	0	49.4	908.1
昭和29年～昭和48年の20か年平均(小淵沢)													
月平均気温℃	-0.6	-0.1	3.1	9.9	14.5	17.7	22.0	23.2	18.7	12.5	7.5	2.6	
蒸発散位mm	0	0	13.2	42.4	78.7	103.1	138.9	141.5	87.6	51.9	24.1	6.0	687.4
降水量mm	53.9	62.8	81.5	115.3	137.0	199.7	150.6	139.0	175.6	104.2	54.2	38.3	1312.1
差 mm	53.9	62.8	68.3	72.9	58.3	96.6	11.7	-2.5	88.0	52.3	30.1	32.3	
土壌水分貯留量mm	330	330	330	330	330	330	330	327.5	330	330	330	330	
土壌水分変化mm	0	0	0	0	0	0	0	-2.5	+2.5	0	0	0	
水分不足量mm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
水分過剰量mm	53.9	62.8	68.3	72.9	58.3	96.6	11.7	0	85.5	52.3	30.1	32.3	624.7

タイプI：腐植層の厚さ表層から15cm以上30cm以下。
 タイプII：腐植層の厚さ表層から30cm以上60cm以下。
 タイプIII：腐植層の厚さ表層から60cm以上。
 林地には主として土壌タイプIIIが、普通畑にはタイプIおよびIIが、草地にはタイプI～IVがみられるが、タ

タイプIVは凹地に分布し、タイプIは斜面の肩に分布しているが、分布割合はきわめて僅少である。

2) 調査地域の気象概況

ある地域での水収支を考える場合、その地域の降雨状況を的確に把握する必要がある。表一は調査地域の若

干の気象データおよびそれより計算される水分不足量あるいは水分過剰量を示した。昭和29年から昭和48年までのデータは蚕糸試験場小沢分室で観測されたものであり、昭和49年度のデータは調査地区に隣接した農家圃場で観測されたものである。年平均降雨量は1300mm程度であるが、昭和49年度は1500mmで若干多い。表から明らかのように、6～7月の梅雨時、10月の台風時に雨量は多く、また日雨量から推定される降雨強度もこの時期に高いことがうかがわれる。

Thorntwaite の式から計算される蒸発散位⁴⁾は平年時687mm、多雨時624mmとなり、流出量は平年時625mm、多雨時では908mmとなる。この余剰水量は地表状態、土壌条件などに応じて、表面流去水となって流出し、また土壌を浸潤して行く過程で中間流出あるいは地下水流入となって究極的には流出し、ある地域での水収支が成りたつものと考えられる。

3) 表面流去水の発生と土壌の浸潤能

一般に雨は速やかに土壌に吸収されて、土壌孔隙内で一時的に飽和状態となるが、さらに下層へと浸潤していき、雨は引き続き土壌に吸収される。しかしながら、浸透速度以上の雨が降ったりあるいは降雨が長時間に及ぶと、地表に達した雨はその全量を土壌中に浸入させることが出来なくなり、一時的に地表面に貯留されるかあるいは表面流去水が発生するようになる⁵⁾。

水が単位時間に地表面から土壌中に浸透していく割合は降雨の継続時間に伴って次第に小さくなり、また土層の成層状態や地表状態によって著しく異なる。したがって、表面流去水発生は降雨状況、地形、地被、土壌条件など多くの要因に強く影響されるので、表面流去水の発生を正確に予測することは極めて困難であるが、土壌の浸潤能と密接に関係していることは明らかである。

表一2に土地利用形態、地形別にシリンダー法による積算浸入量実験式、浸入速度曲線式、ベーンツク・イン

表一2 浸潤能の特性

土地利用形態	地形	積算浸入量 (mm)	浸入速度曲線 mm/hr	ベーンツク・インテーク・レート mm/hr
林地	斜面上部	$D = 5.7T^{0.84}$	$I = 287T^{-0.16}$	138
	斜面下部	$D = 5.2T^{0.83}$	$I = 259T^{-0.17}$	118
草地	斜面上部	$D = 7.6T^{0.84}$	$I = 383T^{-0.16}$	185
	斜面中部	$D = 4.2T^{0.86}$	$I = 217T^{-0.14}$	117
	凹地上部	$D = 3.7T^{0.88}$	$I = 195T^{-0.12}$	117
	凹地下部	$D = 1.3T^{0.82}$	$I = 64T^{-0.18}$	28
畑地	斜面上部	$D = 6.1T^{0.85}$	$I = 311T^{-0.15}$	158
	斜面下部	$D = 4.5T^{0.85}$	$I = 230T^{-0.15}$	117

テーク・レート (IB) など土壌の浸潤能特性を示した。積算浸入量の実験式における常数 C, n のうち、n の値は 0.82～0.88 で測定地点による若干の差はあるが、他の火山灰土壌と比較して大きな差異は認められない。これに対して、C の値は次項で述べるように粗孔隙が多いにも拘らず、いずれの地点においても比較的小さい。IB は常時水分含量の高い凹地の下部で 28mm/hr と著しく低い値を示すほかは 117～185mm/hr の値で土地利用形態別には大きな差は認められなかった。

シリンダー法による浸潤能の測定に際してはある一定の水圧がかかっており、また雨滴の打撃によって土壌構造は破壊され、土壌粒子は分散して、浸潤能は降雨の継続とともに著しく低下するが、降雨の休止によって再び回復するなど絶えず変化していることが知られている。したがって、シリンダー法から求められるベーンツク・インテーク・レートのみから降雨による表面流去水の発生を評価することはきわめて困難であるが、本地区のように比較的高い浸潤能を示すところでは、常時多湿な環境下にある凹地の一部を除いては表面流去水発生の危険性は梅雨期あるいは台風時以外はきわめて少ないと考えられる。したがって、降雨の大部分は土壌中に貯留され、また土壌をとおして中間流出あるいは地下水へ流出するものと推定される。

4) 保水量、中間流出および地下水流出と土壌の孔隙特性

土壌中に浸潤あるいは浸透した水は土壌孔隙を允たし土壌を完全に飽和する。そして一部は土壌孔隙中に安定して保水されるが、過剰の水はさらに下層へ浸透される。下層への浸透量を超える水が連続して地表に注がれると余剰水となって表面流去が発生するのは前述のとおりである。土壌孔隙中への貯留量、下層への浸透速度を規制する主な要因は土層中の孔隙特性である。

表一3に土地利用形態、地形との関連で、各土壌の孔隙特性を示した。全孔隙量は林地で最も多く、草地、畑地の順に少なく、林地、草地では下層に向かって減少しているが、畑地では下層で僅かに増加する傾向がみられた。表層土についてみると林地においては、全孔隙量に対する pF1.5 以下の非毛管孔隙量、pF1.5～4.2 の毛管孔隙量の割合はそれぞれ 45%、37% で、非毛管孔隙の占める割合が大きいものに対して、草地ではそれぞれ 10～36% 42～57% で、毛管孔隙量の占める割合が多くなり、畑地では、それぞれ 10～12%、54～58% で毛管孔隙量の占める割合が著しく大きくなっているのが特徴的である。

これらの土壌孔隙分布を基礎として、土地利用形態、土壌タイプごとに土層 100cm までに保持されうる水の量を水深で示したのが表一4 である。pF1.5～4.2 の毛管孔隙内に貯留されうる量は林地で 320mm、草地で 294～

表-3 土 壌 孔 隙 特 性

土 地 利 用	地 形	土 壌 タイプ	層 位	全孔隙量 (%)	非毛管孔隙量 (%) (pF 1.5以下)	粗毛管孔隙量 (%) (pF1.5~2.7)	細毛管孔隙量 (%) (pF2.7~4.2)	不 動 水 量 (%) (pF4.2以上)
林 地	傾斜面上部	■	A ₁₁	86.4	38.9	14.7	17.1	15.7
			A ₁₂	82.9	26.1	11.6	20.1	25.1
			A ₁₃	79.1	8.1	11.6	24.3	35.1
			B	—	—	—	—	—
草 地	傾斜面上部	■	A _p	81.8	29.4	17.7	16.5	18.2
			A _s	85.4	25.8	24.5	11.0	24.1
			B	84.1	20.0	18.4	15.2	30.5
	傾斜面中部	■	A _p	81.7	27.4	16.2	21.8	16.3
			A _s	80.5	13.9	15.0	24.9	26.7
			B	80.3	14.4	11.3	24.4	30.2
			■ C	81.3	16.0	8.1	21.0	36.2
	傾斜面下部	■	A _p	81.2	19.6	18.1	22.8	20.7
			A _s	81.6	18.4	13.1	19.6	30.5
			B	83.8	19.8	11.1	20.3	32.6
			■ C	73.4	8.2	10.3	17.8	37.1
	凹 地 上 部	IV	A ₁₁	75.7	7.9	20.9	22.5	24.4
			A ₁₂	77.1	9.1	20.7	23.2	24.1
			■ A ₁₁	79.5	9.3	24.8	19.2	26.2
			■ A ₁₃	77.0	13.7	20.8	17.5	25.0
			■ A ₁₁	79.6	8.2	19.2	19.4	32.8
凹 地 下 部	IV	A ₁₁	82.5	24.7	15.5	21.8	20.5	
		A ₁₂	82.2	8.0	14.5	29.7	30.0	
		A ₁₃	83.6	15.2	10.4	29.2	28.8	
畑 地	傾斜面上部	■	A _p	77.8	9.5	22.0	20.0	26.3
			A _s	77.4	10.2	12.0	22.3	32.9
			B	77.1	4.7	11.1	22.2	39.1
	傾斜面下部	■	A _p	74.0	7.6	16.3	26.3	23.8
			A _s	79.3	13.9	13.0	22.0	30.4
			B	78.0	14.1	10.5	19.0	34.4
			■ C	76.6	1.2	7.9	22.6	44.9

404mm, 畑地では352~355mmとなる。

しかしながら、この量は降雨前の土壌水分状態によって著しく異なるので、年間を通じての土層内の水分変化を明らかにする必要がある。図-2に昭和49年6月から11月にかけて現地水分変化を測定した結果を示した。林地では最乾時、0~70cmまでの土壌水分はpF2.2~2.7の間に、70cm以下の土層ではpF1.6~1.0の間に分布し多湿時にはそれぞれpF2.0前後、pF1.0以下の値を示した。草地の斜面上部では、最乾時表層でpF2.0前後、下層ではpF2.7~3.0であったが、多湿時にはそれぞれpF1.5、2.0前後の値を示した。斜面下部においては、最乾

時表層でpF2.3前後、下層ではpF3.0前後であったが、多湿時には全層を通じてpF1.5~2.0となった。凹地においては、最乾時表層でpF2.2~3.0、下層では2.0前後であったが、多湿時にはそれぞれpF2.0、1.0以下となった。pF4.2以上の不動水を除いた土層100cmまでの水分量は、多湿時林地で302mm、草地の斜面上部で269mm、下部では307mm、凹地では342mmとなり、最乾時の水分量はそれぞれ226mm、200mm、232mm、216mmで、その差はそれぞれ76mm、69mm、75mm、126mmと計算される。現地の土壌水分はこの程度の幅で気象条件に応じて変動しているものと推定される。

表-4 土壌タイプごとの貯水量

土地利用	土壌タイプ	pF 4.2以下の孔際の貯水量 mm	pF 1.5以下の孔際の貯水量 mm	pF 1.5~4.2の孔際の貯水量 mm	不動水量 mm
林地	Ⅲ	577	257	320	257
草地	I	444	164	310	339
	Ⅱ	472	178	294	320
	Ⅲ	510	194	316	294
	Ⅳ	530	126	404	276
畑地	Ⅱ	421	69	352	349
	Ⅲ	442	87	355	328

土壌タイプ I 腐植層の厚さ表層から15cm以下
 // Ⅱ // 30cm以下
 // Ⅲ // 60cm以下
 // Ⅳ // 60cm以上

以上の現地土壌水分の変化を考慮すると、降雨によって土層内に貯留される量は土壌が最も乾いている時、林地で94mm、草地斜面上部で116mm、下部で100mm、凹地で188mmとなり、多湿時においては、それぞれ18mm、47mm、0mm、62mmとなる。

土壌水分を補った後も降雨が続く場合には、表層は水で飽和されるようになり、非毛管孔隙に沿って下降運動し、地下水流出となる。しかしながら、下層に不透水層が存在すれば、水は下降することが出来ず、不透水層に沿って運動し、中間流出するものと考えられる。

土層内での水の移動を知る一つの手段として、土壌断面の各層位から現地構造を保持したままの試料について飽和透水係数を測定した結果を表-5に示した。飽和透水係数はいずれの地点においても 10^{-4} のオーダーで大差はないが、同一断面内では、下層とくに小中半角礫を含むⅢC層で若干小さい値を示した。したがって、土壌中に浸

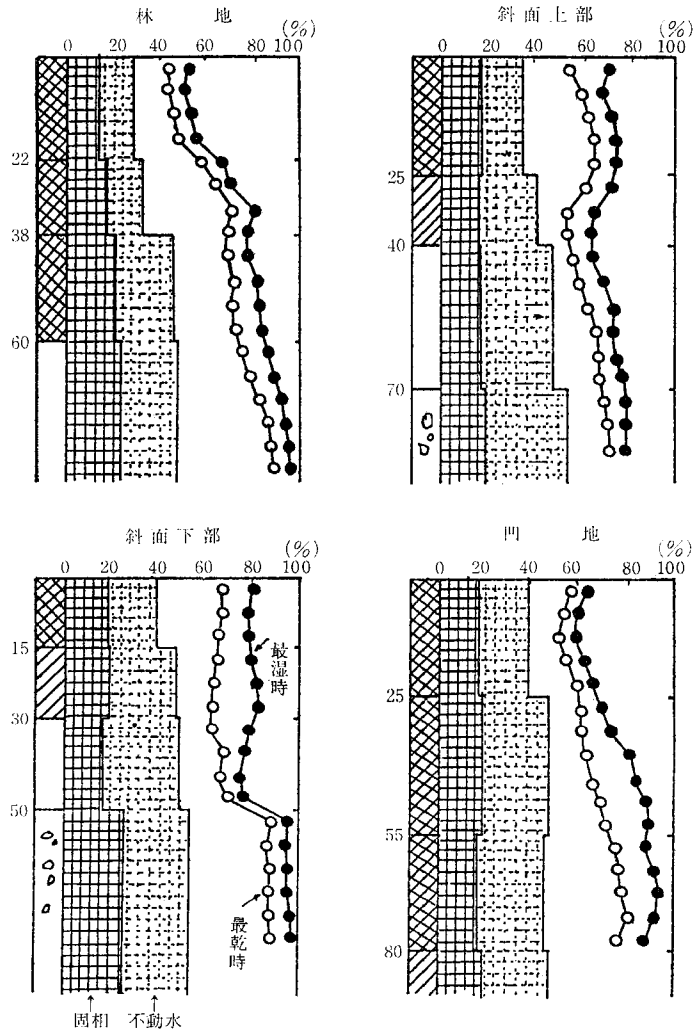


図-2 現地水分の変化

表-5 飽和透水係数

土地利用地	層位	深さ cm	飽和透水係数 cm/sec
林地 傾斜面上部	A ₁₁	0-22	9.2×10^{-4}
	A ₁₂	22-38	7.0×10^{-4}
	A ₁₃	38-60	7.2×10^{-4}
	B	60+	1.3×10^{-4}
草地 傾斜面上部	Ap	0-25	2.5×10^{-4}
	A ₃	25-38	5.5×10^{-4}
	B	38-72	1.8×10^{-4}
草地 傾斜面中部	A ₁₁	0-20/30	4.9×10^{-4}
	A ₁₃	20/30-30/40	1.4×10^{-4}
	B	30/40-50/60	4.6×10^{-4}
	IC	50/60+	3.8×10^{-4}
草地 傾斜面下部	Ap	0-25	2.1×10^{-4}
	A ₃	25-28	3.4×10^{-4}
	B	28-60	3.6×10^{-4}
	IC	60+	2.1×10^{-4}
草地 凹地	A ₁₁	0-27	5.1×10^{-4}
	A ₁₂	27-57	2.5×10^{-4}
	A ₁₃	57-80	1.5×10^{-4}
普通畑 傾斜面中部	Ap	0-25	5.4×10^{-4}
	A ₃	25-35	2.0×10^{-4}
	B	35-60	1.8×10^{-4}
	IC	60+	1.8×10^{-4}

透した水はこの層位で若干の横移動が考えられるが、大部分は下降運動して地下水流出に向けられるものと推定される。

〔謝辞〕本研究の実施にあたって、山梨県農業技術研究所の夜久所長、山県科長に大変お世話になった。また、農業技術研究所土壤第2科横井科長、秋山技官にはいろいろ御教示いただいた。ここに厚く深謝の意を表する。

4. ま と め

水収支と密接な関係にある土壤の要因として、土壤の浸潤能、孔隙特性、飽和透水係数をとりあげ、表面流去水の発生、土壤中の貯留量、中間流出および地下水流出との関係を考察した。調査対象にした地域は表層多腐植層をもつ黒ボク土壤で、一般に非毛管孔隙量が多く、土壤の浸潤能から推定される表面流去水発生の危険性は、常時多湿な条件下にある凹地の一部を除いて、梅雨期あるいは台風シーズン以外はきわめて少ないものと考えられる。したがって、降雨の大部分は土壤中に容易に浸潤浸透することになるが、このうち土層100cmまでに貯留される量は最乾時94~188mm、多湿時0~62mmである。この量は土地利用形態あるいは地形によって著しく異なる。土壤中に貯留される以外の水は中間流出あるいは地下流出することになるが、本地区では土壤断面の飽和透水係数の測定結果から、若干の横浸透による中間流出があるものの、大部分は地下水流出になるものと推定される。

以上のように、水収支に対する土壤の機能は土壤の物理性とくに土壤の孔隙特性を通じて、表面流去水の発生、土壤中の水分貯留、中間流出および地下水流出と密接に関係している。したがって、孔隙特性を支配する土壤構造の生成、発達その安定性について、土壤の立地条件、肥培管理との関係で体系的に研究する必要がある。

引用文献

- 1) 内嶋善兵衛：耕地の水収支、新編気象ハンドブック、pp. 183-202 養賢堂(1974)
- 2) 土壤物理測定法委員会編：土壤物理性測定法、養賢堂、(1972)
- 3) 山梨県農業技術研究所：昭和40年度地力保全成績書(1966)
- 4) 岩崎尚：蒸発散の計算法、新編気象ハンドブック、pp.802~812 養賢堂(1974)
- 5) 金子良：水文学的循環における土壤の効果、農技研報告F9、63-191(1956)

Some Aspects on Role of Soils in Hydrological Cycle

—An Example of Ando Soils in Yatsugatake—

Satoru MOTOMURA and Norio NAKAYA
National Institute of Agricultural Sciences

Summary

In order to clarify soil factors affecting hydrological cycle, some physical properties such as infiltration capacity, permeability and pore size distribution were measured in

relation to soil types and land utilization. The area investigated is located at the foot of Yatsugatake in Yamanashi Prefecture. The soils are Ando Soils rich in humus, but the thickness of humus layer greatly differs from topographic position.

It was inferred from the infiltration capacity of the soil that the surface runoff of rain water would take place unfrequently at this area exclusive of rainy season in June to July or typhoon season. Accordingly a large portion of rain water was considered to be readily infiltrated into the soil. On the basis of the pore size distribution, water retained up to 100 cm deep of soil profile amounted to 94 mm in forest, 116 mm at upper part of slope in grassland, 100 mm at lower part of slope in grassland and 188 mm at the depression at the driest condition, while these figures were calculated at 18 mm, 47 mm, 0 mm and 62mm at the wettest condition, respectively. The rain water over the water retention capacity will move down to the deeper part of profile to result in interflow and/or groundwater flow.

In short, soil physical properties, especially the characteristics of pore distribution are concluded to be closely related to surface runoff, water storage of rain water in soil profile and rate of interflow and/or groundwater flow.

[1979. 3. 10. 受稿]