

火山灰土壌の水分について

岩 田 進 午*

I はじめに

火山灰土壌の水分に関する研究は、火山灰土壌の他の分野の研究と同じく、わが国で独自の発展をみたという過言でないであろう。

1953年、火山灰土壌の水分系の特徴を見事に浮き彫りにした美園、寺沢等の論文¹⁾を出発点として、多くの研究がこの分野につやされ、少なからぬ成果をあげてきた。

私は、この小論で、これらの成果を紹介するとともに、今後の課題について若干の問題提起を行なう。

II 火山灰土壌の水分の特徴

ここでは、火山灰土壌として関東ロームを、非火山性土壌として磐田ヶ原、高師ヶ原洪積土壌を主として対象にとり、両者の水分に関連する諸性質を比較することによって火山灰土壌の水分特性を明らかにすることを試みる。

よく知られているように、火山灰土壌は、固相率が20%前後で極めて小さく、アロフエンを主体とする粘土鉱物によって形成される多孔質の構造を有する。一方洪積土壌は、固相率が大きく、粘土鉱物としてはカオリンを主とし、massiveな構造を形成している。これらの諸性質を反映して、火山灰土壌の水分量はすべてのpFにおいて洪積土壌より大きい値をしめす。(図-1)

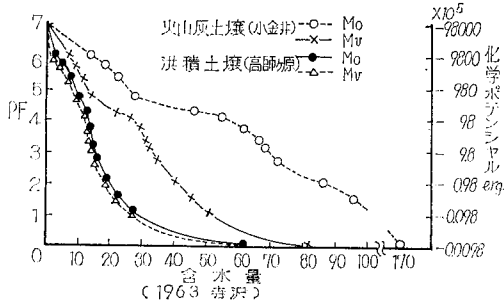


図-1 pF-水分曲線

*農技研

われわれは、pF およびそれに対応する水分量を連続量として扱っている。しかし、それらの水分を、その存在様式およびその機能から考えれば、およそ次のつの水分領域に分けることが可能であろう。

- (1) 排水の難易、圃場容量などを規制する pF 0~2.0 の水分分布
- (2) 降雨後の蒸発を含めた水の移動および植物への水の供給を規定する pF 2.0~4.2 の水分領域
- (3) 基本的に、粘土鉱物の特性に大きく影響される pF 4.2 以上の領域

そこで、以下、三つの領域のそれぞれについて火山灰土壌の水分特性をみてみよう。

1. pF 0~2.0 の水分領域

(1) 水分分布 図-2に典型的にしめされているように、火山灰土壌は洪積土壌に比して、この領域の水分量を多量に保持している。この傾向は、とくに張力10cmの水分量につい

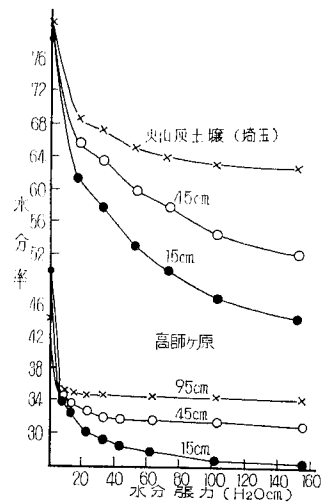


図-2 水分張力-水分量曲線

て顕著である。これは、別の表現をすれば、張力10cm~150cmに対応する間ゲキ量が多いことを意味している。

なお、両土壌とも下層ほど、張力10~150cmに対応する孔隙量が減少している事実を重視する必要がある。それと同時に、その減少の割合にも注目することが大切である。

(2) 水分移動 張力10~150cmに対応する間ゲキ分布の差は、当然不飽和透水係数に大きな差をもたらす。図-3) それに加えて、深さに対する孔隙量の減少率が火山灰土壌では洪積土壌に比して小さいという事実は、

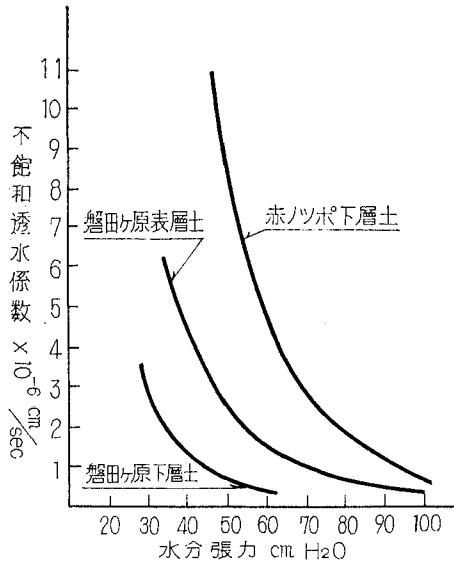


図-3 不飽和透水係数

表-1 圃場容水量の pF

深さ	火山灰土壌						非火山灰土壌
	黒石原			埴玉			
10	1.98	2.02	2.11	10	1.81	1.89	武豊 pF 1.6*
20	1.89	1.95	2.06	20	1.76	1.84	高御原 pF 1.5
30	1.83	1.91	2.00	40	1.62	1.72	砂質土壌
50	(1.86)	(1.93)	(2.03)	70	1.40	—	第3紀 pF 1.5
100	(0.14)	(0.61)	(1.84)	90	1.34	1.45	鹿島 pF 1.7**

(1965 北島)* (1967 新井)⁹ * 1965 横井⁹ ** 1963 長谷川⁷

降雨後の水分移動の特質および圃場容水量状態の pF に大きく影響する。

すなわち、表-1に見られるごとく、火山灰土壌の圃場容水量状態の pF は、一般に他の土壌より高い。水分移動について見れば洪積土壌においては、火山灰土壌に比して平衡化作用（水頭コウ配を 0 に近づける作用）が

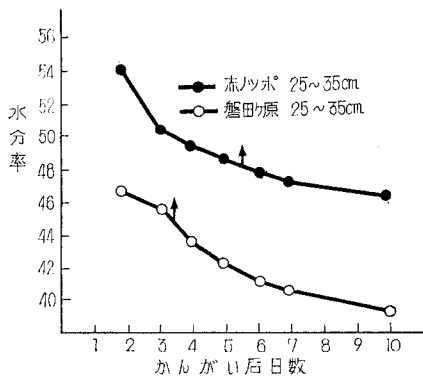


図-4 時間一水分量曲線

強く働く。したがって、前者の方が、降雨後短かい時間で水の運動が下降より上昇に転ずる。(図-4⁹) 6月29日 100mm かん水後の水分変化、裸地)これは表面蒸発の問題と関連して、水文学的に無視できない点であろう。なお、洪積土壌の下層土において、降雨後 1 に近い水頭コウ配を保ちつつ水分が減少する現象が見られる⁹⁾。この現象は、火山灰土壌においては認められない。これは、洪積土壌の下層土にみられる massive な構造と関連して、ここで問題としている水分領域における両土壌の水分運動形態に質的な差が存在することを示唆する。

2. pF 2.0~4.2 の水分領域

この領域における火山灰土壌の水分量も、表層下層を通じて洪積土壌のそれより大きい。

しかし、この領域における火山灰土壌の水分特性は、下層土の水分形態ならびにそれにとまなう下層からの水分移動に最も顕著に認められる。

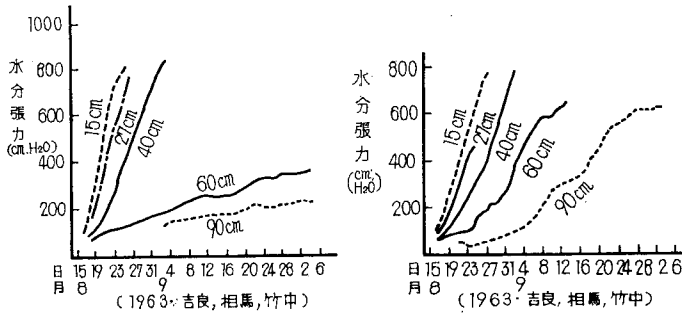
(1) 水分の形態 竹中等⁹⁾は、顕微鏡によって測定された関東ローム下層土の薄片粗間ゲキ量 (0.1mm 以上) と pF-水分曲線とを比較したところ、表-2 にみられる

表-2 pF 2.5~4.2 の水分量

採土地	全間ゲキ率	薄片粗間ゲキ量 (0.1mm 以上)	pF 0	pF 2.5	構造型
			~2.7 含水量	~4.2 含水量	
関東ローム	農 30	76	30	17	団粒
	大 43	80	19	20	カベ
	大 140	80	7	26	カベ
	宇 15	80	21	17	堅果
洪積土壌	大 180	78	14	25	カベ
	静 5	56	26	9	カベ
大 40	51	10	11	カベ	

(1963 竹中, 田淵, 田淵(公), 多田)

ように、関東ロームの下層土では 0.1mm 以上の薄片粗間ゲキの量が、pF 0~2.7 の水分量よりはるかに大きいことを見出した。そこで彼等は、カベ状構造の中にある非常に太い管状の間ゲキの多くが、非常に細い間ゲキ部分によってつながれているものと推論した。この間ゲキの中の水分の pF を規定しているものはくびれの部分の径である。これは、関東ローム下層土の pF 2.5~4.2 の水の多くの部分は、表層土あるいは洪積土壌が保持する同一 pF の水より、より自由な水であることを示している。(土壌粘土との相互作用が無視でき、自由水に近い)一方、彼等は、洪積土壌の下層土については、関東ロームの下層土と同じく、大きい間ゲキと小さい間ゲキがつながりあって管状の間ゲキを形成しているが、0.1mm



図一五

以上の大きな間ゲキは、はるかに小さく径変化の度合も小さいと推定している。

(2) 下層土からの水の移動 寺沢は、早くから、ライシメータ試験によって、火山灰土壌における下層からの水分供給の重要性を指摘していた¹⁰⁾。一方、吉良等は、蒸発散が晴天下で進行すると、植物根のほとんど認められない60~100cmの層の水分までが次第に減少する事実に着目し、下層土の水分供給の役割を明らかにする実験を行なった¹¹⁾。その実験結果の一部を図一五に示す。試験圃場は、宇都宮大農場。切断区は、8月14日100mmかん水後45cmの深さに鉄矢板を打ちこみ下層からの水の供給を切断した区。非切断区は、鉄矢板を打ちこまなかった区。ともに、その後の降雨は遮断しており、植生は陸稲。切断区では、1ヶ月後初期シオレが認められたのに対し、非切断区では、刈り入れまで初期シオレが認められなかった。なお、吉良等が、宇都宮大農場、東京農大農場で行なった測定によれば、100cm前後の深さでも、pF 2.7をこえることがある¹²⁾。一方、武豊(洪積積土壌)の測定結果によれば、裸地ではあるが、7月27日165.7%の降雨後、1カ月間の間24.1%の降雨しかなかったのに、深さ45cmの張力は、100cmをこえなかった¹³⁾。

これらの結果は、関東ロームにおける下層からの水分供給の特殊性を明らかにしめている。

表一三 西ヶ原火山灰土壌水分に及ぼす各処理の影響

		pF	
処理		4.2~5.5	5.7~7.0
表層土	原土	14.2%	16.5%
	風乾土	-5.0	-0.6
	風乾砕土	-4.2	-0.8
	焼土(600°C)	-6.9	-12.1
下層土	原土	47.5	25.2
	風乾土	-37.2	-3.4
	風乾砕土	-37.1	-1.9
	焼土(600°C)	-39.2	-14.5

(1953 美園, 寺沢, 木下, 須藤)

3. pF 4.2~の水分領域

美園, 寺沢等は、pF-水分分布曲線の極小値の位置から、おおむね pF4.2~5.7を膨潤水と名づけるとともに、多量の膨潤水の存在が火山灰土壌の水分系の特質をなすものであることを強調した¹⁴⁾。さらに彼等は、火山灰土壌の膨潤水について次の事実を明らかにした。①下層土は表層土より膨潤水の量が多い。②風乾処理によって表層土も下層土も、ともに膨潤水の量は減少するが、下層土の減少はとくに著しい。③

土壌が比較的新らしく風化および土壌化作用があまり進んでいないな山灰土壌の膨潤水の量は少ない。

その後、竹中も関東ロームの非自由水分に関する研究

表一四 前処理による吸湿水分の変化(含水比%)

採土地点	深さ	pF 前処理	4.8	6.0	7.3
			宇	0 cm	生土
		風乾	29.5	13.1	0.8
		105°C炉乾	17.4	9.5	0.6
宇	65 cm	生土	54.4	16.2	1.0
		風乾	38.0	16.0	0.9
		50°C炉乾	28.3	14.9	0.8
		105°C炉乾	26.6	11.8	0.6
静	45 cm	生土	15.9	3.9	0.4
		風乾	15.8	3.7	0.3
		105°C炉乾	12.1	2.7	0.2
紋	40 cm	生土	12.6	3.9	0.4
		風乾	9.5	3.8	0.3
		105°C炉乾	9.3	3.0	0.3

(1963) 竹中

のなかで、下層土の膨潤水量は、他の土壌より大きく、かつ、風乾処理、熱処理による膨潤水の減少率が他の土壌に比し著しいことを認めている。これらの結果の一部を、表一三、四に示す¹⁵⁾。さらに、増島は¹⁶⁾、タム試薬によるアルミナゲル、シリカゲルの溶出により、火山灰土壌の膨潤水が激減することを認めている。火山灰土壌の膨潤水に関するこれらの特質は粘土鉱物としてのアロフェンの特異性に起因するものとして、一般に理解されている。

(1) 吸湿水 吸湿水の範囲をどこにとるのかについては、まだ明確ではないが、ここでは、吸着表面積を代表すると言われており、かつ表層土と下層土の含水量にあまり差の認められない pF 6.0 の水分量を1つのめやすとして考えよう。火山灰土壌の吸湿水分は、他の土壌に

比して大きい、膨潤水と異なり風乾処理および熱処理による減少率は、他の土壌との間に明らかな差が認められない。

(2) 吸着エネルギー 火山灰土壌における水分子の吸着エネルギーについての測定は、ほとんど行なわれていない。ここでは、BET式によって算出したOrchistorの結果をかかげておく¹⁷⁾¹⁸⁾。

表-5 吸着エネルギー

粘土鉱物		(P/P ₀)m	Xm	E ₁ -E _L cal/mal	S m ² /g
モンモリ	*無処理	0.179	12.56	1810	454
	600°C乾熱	0.243	1.94	1354	70
カオリナイト	無処理	0.140	0.17	2160	6.1
	600°C乾熱	0.138	0.11	2182	4.0
アロファン	無処理	0.17	11.26	1850	406
	600°C乾熱	0.13	5.44	2288	196

(1954, 1955 Orchiston)
 (P/P₀)m: 一分子層の相対湿度
 Xm: 一分子層の吸着量 g/100g
 E₁-E_L: 一分子層の吸着エネルギーと凝縮熱 (EL) の差
 S: 表面積
 *無水硫酸で脱水したもの

III 討議と今後の問題点

1. 水分の移動について

水分移動に関する知見をさらに深めるためには、運動の量的側面の追求だけでなく、吸着力場にある水の運動形態と関連して、ある水分状態において水が動くことの可能なポテンシャルコウ配と、その条件下での不飽和透水係数の値を測定することが必要である。この中で、他の土壌の下層土に比べて、火山灰土壌のそれが、なぜあのように乾燥するのか明らかにされるとともに、長田の提起した¹⁹⁾ 難流動水分-火山灰土壌 pF 3.0、洪積土壌 pF 2.6 など一意義づけがより一層深められるであろう。これに加えて、成層条件下での水分移動の特質をさらに明確にするならば、下層からの水分移動の問題をふくめて、それぞれの土壌における水分変化の動態を量的に把握することが可能となる。

2. 膨潤水について

(1) 土壌の膨潤水 Carman は、粉末および練り固めた状態のシリカおよび炭素に対して、CF₂Cl₂を吸着させ、間ゲキ分布の吸着量におよぼす影響を研究した²⁰⁾。前者は、多分子吸着が自由に行なえる状態であり、後者は、多分子吸着は制限されるが毛管凝縮が生ずる状態である。

その結果によれば、ねり固めた試料の孔隙率が、0.506

(シリカ) および 0.739 (炭素) の場合には、相対湿度 0~0.5 の範囲において、ねり固めた試料と粉末試料に対する吸着量はほぼ一致する。相対湿度のさらに大きな領域 (0.5~0.95) では、粉末試料に対する吸着量の方が小であるとともに、ねり固めた試料においてヒステリシスが認められる。さらに、孔隙率が 0.496 (炭素) のときには、相対湿度のほぼ全域にわたって (0~1.0)、ねり固めた試料に対する吸着量が、粉末試料のそれより小さい。

Carman は、これらの結果から、相対湿度が 0.5 以上の領域では、毛管凝縮作用が重要な役割をはたしていること、および、小間ゲキ (20Å 以下) の存在が、吸着現象において演ずる阻害作用の重要性を指摘している。

表-6 吸着分子層と相対湿度との関係

P/P ₀	吸着分子層	P/P ₀	吸着分子層
0.25 (pF 6.28)	1.29	0.7 (pF 5.7)	2.50
0.5 (pF 5.98)	1.78	0.9 (pF 5.16)	5.60

表-6 は、荷電の存在しない平らな表面に対する吸着分子数と相対湿度との関係をしめす²¹⁾。

表-7

	pF 5.2	pF 4.8	pF 4.2
字 0 cm	2.2	3.2	8.8
大 65	3.3	4.9	7.5
静 0	3.5	6.4	7.7
大 45	4.3	6.9	9.4
紋別 40	3.7	5.2	8.3
モンモリロナイト	2.5	3.0	

表-7 は、BET式によってほぼ 1 分子層と認められている pF 6.3 の吸着量を基準にとったときの各土壌の pF と吸着量の関係をしめす。

火山灰土壌の表層土とモンモリロナイトの吸着量は、平らな面への吸着量より小さいこと、および、カオリン鉱物を含む土壌 (静大、紋別) の値が前二者に比しはるかに大きく、平らな面への吸着量にはほぼ等しいことが特徴的である。もし、物理吸着されている水が、105°C 乾熱によって全部飛び去り、かつ BET式によって求められた一分子層の吸着完了をしめす相対湿度が正しく現象をしめしているとするならば、われわれは、以上の事実から次の結論を導くことができる。

1) 一分子層の吸着が完了する相対湿度が、粘土鉱物の種類によらず、0.14~0.18 (表-5) にあるという事実は、もし土壌の単位粒子を分散させ自由な表面吸着が可能な条件を保証してやるならば、吸着分子層と相対湿度 (pF) との関係は、すべての土壌においてほぼ一致する

ことを推定させる。

2) 上の推定にもとづいて、表-7を検討するならば、火山灰土壌表層土およびモンモリロナイトでは、単位粒子間の間ゲキの多くは、自由な表面吸着を保証できないほど狭く小さい。換言すれば、両土壌がある相対湿度と平衡にあるとき、その湿度で平らな表面に吸着している分子の厚みよりも小さな径をもつ間ゲキが多数存在しているのである。これは、火山灰土壌表層土およびモンモリロナイトの吸着においては、吸着に対しプラスの要因として作用する毛管凝縮より、多数の小間ゲキの存在によって生ずる多分子吸着への阻害作用の方が、はるかに大きな役割をはたしていることを意味する。これに反して、カオリン鉱物を含む土壌では、毛管凝縮作用と小間ゲキによる阻害作用がほぼ拮抗していると考えてよいであろう。これは、別のみかたをすれば、すべての単位粒子表面は、自由で平らな面と同じように水を吸着させている状態と考えられる。火山灰土壌下層土についてみるならば両者の中間に位置しているが、基本的にはカオリン鉱物に近い状態にあると推定してよいように思われる。

3) 美園、寺沢らは、 pF 4.2~5.7の領域の水を膨潤水と規定した。理論的立場からすれば、この領域の水分を物理的に特徴づけるものとして、毛管凝縮作用を考慮することが可能であるが、構造をもった現実の土壌では、このように規定することは困難である。

4) 現実の土壌で、膨潤水の量を規定するのは、基本的に表面積の大小である。もちろん表面積が同程度の土壌においては、小間ゲキの分布の差が大きく影響してくることは言うまでもない。

(2) 火山灰土壌下層土の風乾処理による膨潤水の不可逆性について この不可逆性を説明するものとして Fe, Al などの架橋説があるが²²⁾、アロフェンの全表面において、荷電の存在する面が占める割合の小さいことから考えて、一般性を有しないであろう。

下層土の骨格は、前項で論じたような下層土の水の存在様式およびその生成過程から考えて、粒子の接合によって形成されているのではなく、粘土のまわりに吸着された水によって作られていると推定できる。このような考え方にたてば、風乾処理は、脱水により粒子を接近させ、粒子による骨格の形成をうながす。その結果形成された粒子による骨格は比較的安定であるとともに、風乾前の構造より間ゲキがせまく、不可逆性の原因となると考えてよいであろう。

3. 吸湿水の上限と吸着エネルギー

この問題を討議するにあたって、強調しなければなら

ない点は、粘土粒子は荷電的に均一な面でないということである。モンモリロナイト鉱物について言えば、その表面は、同形置換にもとづく荷電密度の小さな面——これが表面積の圧倒的部分を占める——と破かい原子価にもとづく荷電密度の高い面とから構成されている。カオリン鉱物では、荷電密度0の面と、はかい原子価にもとづく荷電密度の高い面が存在し、後者は前者のほぼ $1/10$ の面積を占めるにすぎない。アロフェンについてみれば、カオリン鉱物と質的に同一であるが、前者の面積は後者の100~200倍であると推定される。これら荷電密度からみた表面状態^(註)の差異は、当然水分子が吸着する際の吸着エネルギーおよびその状態における水分子の pF に影響をおよぼす。荷電密度0に対する水分子の吸着は、**van der waals** 力によるものであるが、粘土表面の分子がOもしくはOHであるので、これを水素結合と考えてよいであろう。もし、この仮定が成り立つとすれば、荷電密度0の面への吸着エネルギーは、水素結合のエネルギー(5 kcal/mol 前後)から、吸着の際水分子同志の水素結合が切断される頻度を考慮して計算されるエネルギー値を差し引くことによって求められる。しかし、ここでは、問題を単純にし、第一近似を求めるということで、差し引くべきエネルギーを無視しよう。化学ポテンシャルに対する比エントロピー寄与は、近似的に17%前後と推定されるので²³⁾、この際の pF 値は、ほぼ $pF7.0$ である。

次に荷電が存在する面に対する吸着エネルギーを考察する訳であるが、この際には、拡散二重層の影響を考慮しなければならない。しかし、粒子表面にごく近い点(1~2分子層)に対する吸着エネルギーの計算にあたっては、表面から1~2分子層の水分子は荷電とイオンの間にはさまれているとする。このような仮定で計算すると、モンモリロナイトの荷電密度が小さい面での吸着エネルギーは、荷電密度0の面のそれに比して、3~4 kcal/mol 大きく、その pF 値は、約7.2である。荷電密度の最も高い、いわゆる edge 面に対する吸着エネルギーは、その面の大きさによって異なるけれども、少なくとも数十から数百 kcal/mol におよび、その pF 値は8.0~9.0である。²³⁾

従来、粒子部分の量を測定する方法として用いられている105°C乾熱法(pF 6.8~6.9)にもとづく結果が、いろいろな問題との関連で著しい違いを示さなかったという事実は、このように粘土表面の圧倒的部分に吸着される水分子の pF 値が、7.0 前後であるということに起因していると考えてよい。一方、edge 面での吸着

(註) 内部エネルギーの変化。ここでは (E_1-E_2) をしめす。

エネルギーが非常に大きいという事実は、数百度Cの乾燥によっても、まだ失なわれないで残っている水分子が存在することを示唆している。換言すれば、従来、結合水、化合水として定義されていた水の中にも、物理的な吸着による水分子も含まれていると推定されるのである。

いままでの吸着エネルギーの測定値は、1.5~4 kcal/mol の範囲内にある。pF 7.0, 6.8, 6.3 に対するエントロピー寄与をそれぞれ 17, 13, 6% とすれば²³⁾、対応する吸着エネルギーはそれぞれ 5, 3, 0.9 kcal/mol となる。この事実は、吸着に際してのエントロピー寄与が予測値とあまり変わらないことをしめしている。

なお、Orchistor の結果に見られるような粘土鉱物による吸着エネルギーの差は、粘土粒子表面において、荷電的性質の異なった面が占める面積比率および、小間ゲキ (5Å 前後) の分布差に起因する水分分布の差異によるものと考えられる。

参 考 文 献

- 1) 美園繁, 寺沢四郎, 木下彰, 須藤清次 農技研報告 B2 1953 農技研報告 B2 1965
- 2) 寺沢四郎 農技研報告 B13 1963
- 3) 岩田進午 農土研 30 1963
- 4) 北島知 九州農試年次報告 1966
- 5) 新井真杉 未発表
- 6) 横井肇 東海近畿農試報告12 1965
- 7) 長谷川文男 茨城農試年次報告 1963
- 8) 岩田進午 農技研報告 B16 1966
- 9) 竹中肇, 田淵俊雄, 田淵公子, 多田敦 農土研 別冊7 1966
- 10) 寺沢四郎 土壤改良誌6, 10 1957
- 11) 吉良芳夫, 相馬恒一, 竹中肇 農土研 別冊7 1963
- 12) 吉良芳夫, 安保文夫, 相馬恒一, 伊藤精延 農土研 別冊7 1953
- 13) 中島田誠 未発表
- 14) 美園繁, 寺沢四郎 農技研報告B7 1957
- 15) 竹中肇 農土研 別冊7 1953
- 16) 増島博 北農試報 77 1962
- 17) Orchiston, H. D. Soil sci 78 1954
- 18) Orchiston, H. D. Soil sci 82 1958
- 19) 長田昇 農土研 別冊7 1963
- 20) P. C. Carman and F. A. Raal. Proc. Roy. Soc. (London) 209A (1951)
- 21) C. Pierce. J. Chem. Phys. 57 Feb. (1953)
- 22) 須藤清次 農技研報告B12 1962
- 23) 岩田進午 43年度粘土学会講演要旨
- 24) 岩田進午 43年度肥講演要旨

〔討論〕

(東山勇・山形大農) アロフェンのような非晶質のものに、比表面が定義できるのだろうか。

(久保田・農技研) 水膜層数の計算に際し、BETの1

分子形成水分量を使っているが、 N_2 -比表面が H_2O 比表面より著しく小さい火山灰土壌でこのようなやり方は妥当でないと思う。

(寺沢四郎・農技研) 火山灰土壌のアロフェンの生成過程からみて、加水分解によって生じた $Si(OH)_4$ と $Al(OH)_3$ が、風化液中で等電沈澱して非晶質アルミノ珪酸塩のアロフェンができる。この沈澱ゲルが凝固するさいに形成する不規則な微細間隙に、いわゆる膨潤水が収蔵される。このアロフェンを風乾脱水するにつれて間ゲキは縮少し、粒子表面の水和水がとれて粒子間結合が強まり、多孔質の不可逆乾膠体ができる。この現象は、水ガラスから作る多孔質珪酸ゲルの製法における脱水機構によくにている。事実、アロフェン例えば飯島味噌土粘土を乾燥するとゲル状容積の $1/10$ にも縮少し、これを水に入れてもほとんど膨潤せず、乾膠体のままにとどまり、膨潤水も不可逆的に激減することなどから、アロフェンの膨潤水は、土壌生成過程と関連があろう。

(木下彰・北農議) 火山灰土壌の水分に関する問題点として残されているもののうち、もっとも重要と思われるものは次の点であると考えられる。

①不飽和状態での水の移動、②火山灰土壌の大きな保水力の特性の主役を果している膨潤水の解明

1. 不飽和状態での水の移動

これについて、岩田氏は「運動の量的側面の追求だけでなく、吸着力場にある水の運動形態と関連して、ある水分状態において水が動くことの可能なポテンシャルコウ配と、その条件下での不飽和透水係数の値を測定することが必要である」と述べている。

まことにもっともな意見で、この面での研究の進展を熱望する。作物生産に関係する水分としては、いうまでもなく有効水分であるが、有効水分領域内での水の法則性が明らかでない現在では、第1歩として「水の運動の量的把握」が必要である。このさい、土壌の構造(孔隙性)と関連して追求することが必要であると考えられる。

火山灰土壌の構造は、他の非火山灰土壌のそれに比べれば明確に区分される特徴をもっているが、火山灰土壌内での構造による分類が必要であり、分類された構造に対応した水の運動の把握——さし当っては量的把握で十分であろうと考える。

土壌構造に関する研究段階はきわめて低いものであり、現在わずかに粒団篩別法、顕鏡法、pF-含水比曲線による法などで、水の運動を解明する資料としてはあまり有効でないので、新しい研究手法の開発が必要である。

現在、緊急に解明を必要とする事項としては、次が挙

げられる。

① 火山灰土壌と非火山灰土壌とで、圃場容水量の張力のちがいはなぜあるのか。

② 火山灰土壌で、夜間に作土層で水分の回復があるが、下層土から量的にどの位あるか、そして運動の形態はどんな形か。

③ 根による脱水域への水分移動の速度と量はどのようなか。

以上よりみて、土壌の水に関する研究は、静的より運動という動的問題に移った黎明期というべきであろう。

2. 膨潤水について

岩田氏は Carman らの実験をもとにして、火山灰土壌（アロフェン）の水吸着を毛管凝縮と小間ゲキによる多分子吸着への阻害作用とより考察しているが、理解しにくい点をもっている。

アロフェンの化学的ならび電顕写真によれば SiO_2/Al_2O_3 はほぼ 1 に近く、形態は球形または毛髪状（イモゴライトとよばれる）のものがあ、X線回析では無定形であることなどから、膨潤水は毛管凝縮では説明がつかないように思われる。

膨潤水は、イオンの和、アロフェン自体にゲルとして含まれる水、一部は間ゲキ水によって構成されているものと推察される。

岩田氏のような接近法もあるが、化学的手段による実証のデータより解析するような方法も有効であると思う。

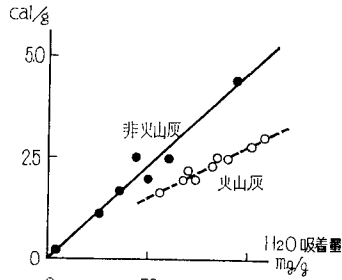
いずれにしても、火山灰土壌の異常に大きい保水力（膨潤水）の形態、保持力を明らかにすることは、火山灰土壌の諸特性（置換容量、リン酸吸収係数、腐植の吸着）の究明の基礎となると思われるので、この研究の進展をねがうものである。

（北島知・九州農議） edaphology の立場から一火山灰土壌の示す物理的な諸性質、とくにその水分系に関する研究は、わが国で独自の発展をとげてきた。これは岩田の指摘するとおりであって、わが国に広く分布する火山灰畑土壌の生産力をより向上させるために、その研究はさらに進められねばならない。

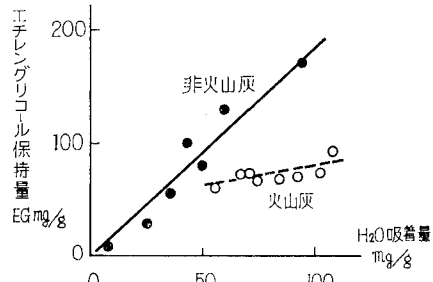
岩田の論文の主題からややはずれるが、地方にあって火山灰土壌の改良を試みているものの立場から二、三の感想を述べてみたい。

(1) 細粒質火山灰土壌のもつ特徴の一つは、多量の膨潤水を保有することであろう。

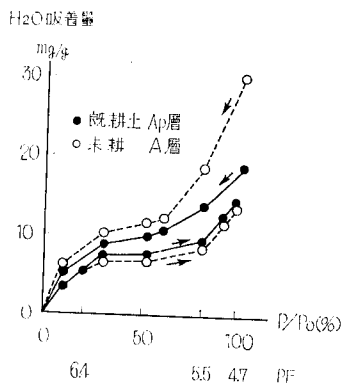
膨潤水量は比表面積によって規定される部分が多いものとみられているが、Jura-Harkins 法により脱水過程で測定すると、単位表面積あたりの水蒸気吸着量は図



図一六 P/P₀=0.60における湿潤熱量と水蒸気吸着量(25°C)脱水過程



図一七 エチレングリコール保持量と水蒸気吸着量 (P/P₀=0.60脱水過程との関係



図一八 腐植質火山灰土壌(黒石)の等温水蒸気吸着曲線とヒステリシス(25°C)

一八に示すように非火山灰土壌に比較して火山灰土壌の方が著しく多い。(Jura-Harkins の絶対法では $P/P_0=0.3\sim 0.8$ における湿潤熱量から比表面積を算出する。現在、理論的欠陥のもっとも

少ない方法とされている)。一方、吸水過程で水蒸気吸着量を測定すると図一八に示すよう

に、既耕地と未耕地の差もほとんど消失してしまふようであり、表面の状態そのものが変質してしまふものとみられ、in situ の状態での比表面積を測定できるとは考えられない。また火山灰土壌では乾燥試料(Hg 1 mm

以下、5酸化リン上にて脱水)のエチレングリコール吸着量と、 $P/P_0=0.6$ における水蒸気吸着量(図一にみられるごとく比表面積にはほぼ比例するものとおもわれる)との関係は明瞭でなく、EG吸着量は必ずしも火山灰土壌の比表面積をあらわしえないものとみられる。

比表面積に比較して吸着水量の多い原因に、毛管凝縮と粒子骨格の形成にゆるく関与している水の存在の両者を考えることができるが、この場合には後者であるとおもわれる。すなわち、岩田の述べている粒子と水の関係

表—8 pF 1.8~2.7 相当の毛管孔隙量

位置	A	B	B/A (%)	
0~20cm	15.0	11.4	0.76	多腐植, 細粒状構造
20~30	23.0	7.7	0.33	多腐植
30~50	17.5	5.3	0.30	漸移層, カベ状構造
50~80	24.7	7.3	0.30	褐色下層 //

供試土壌: 腐植質火山灰土壌 (熊本県菊池郡西合志町)
測定法: A 不攪乱採土試験について、吸引法と遠心法の併用

B 現地圃場において、テンシオメータと中性子水分計の併用

単位: 孔隙量 cc/土壌 100cc

は、ほぼ妥当なものである。

このように多量の膨潤水を保有することと、火山灰土壌の示す他の性質例えば大きいリン酸吸収係数や高い等電点とはどのような関係にあるのであろうか。また、熟化化ともなって膨潤水量は減少し、リン酸吸収係数も減少するが、これは同一の機構によるものであろうか。

(2) 下層から根圏への水の供給能は、他種土壌に比較して火山灰土壌の方が大きいものと考えられている。しかし、両者を直接比較したデータがないために、詳細は不明な点も多いのではないであらうか。

カベ状構造をもつ火山灰下層土の毛管水保有力は室内法で測定するとかなり大きい。しかし、表—8 に示すように、in situ ではその大部分が dead pore 様のものと考えられる。

混層耕あるいは心土耕などの問題と関連して、下層土のもつ意義をより詳細に検討する必要があるものとみられる。

(3) 岩田の論文ではふれていないが、有効性養分の問題の中にも、いわゆる土壌物理の手法と理論をもって解決できる部分があるものと推察される。

(岩田進午)

1. 圃場含水量について ここでは、圃場含水量を、わが国でひろく認められている定義にしたがい多量の降雨あるいはかん水 1~2 日後の作土層の土壌水分量とする。侵潤の性質から、表面水が消失する以前は、作土層はほぼ飽和していると考えてよいので、各土壌の圃場含水量およびその状態に対応する pF は、表面水消失後 1~2 日の間にどれだけの水が、飽和状態の作土層から下層に排水されるかによってきまる。排水量を規定する要因として、作土層の水頭コウ配および不飽和透水係数の大きさに加えて、作土層と下層土の不飽和透水係数の差があげられる。この外に、地下水の高低も考えられるが、一般に、畑では地下水が低いので、この影響は無視

してよいであろう。まづはじめに作土層と同じ構造をもった土層が深くまで連続している場合を考察する。このとき、作土層は、土壌の種類をとわず排水のよい条件を満足していると考えてよいので、圃場含水量を対象とする時間内では、水頭コウ配は、火山灰土壌でも洪積土壌でも、1.0~1.5 の範囲内にある²⁾。一方、不飽和透水係数は、水分張力 50cm でも、前者の値は後者の 3 倍以上の大きさをしめしており、それ以下の水分張力ではその比はさらに大きくなる。わが国の下層土は湿潤であるので、平衡化の過程は、下方から上方に向う。そのため、作土層からの排水量は、作土層内の水頭コウ配と不飽和透水係数によって規定される。同一水分張力に到達するまでに作土層から排水されねばならぬ量は、火山灰土壌の方が洪積土壌より多いが、(図—2) 上述の条件はこの差を上まわる排水量を、火山灰土壌に保証する。これは、下層土の影響を考えなくとも、表面水消失後同一時刻での火山灰土壌の水分張力は、洪積土壌のそれより高いことをしめすものである。現実の土壌では、これに加えて、下層土の影響があらわれる。火山灰土壌の作土層と下層土の不飽和透水係数の差はあまり大きくなく、火山灰土壌の圃場含水量は、下層土の存在に大きく影響されないことを推定させる。これに反して、洪積土壌の下層土の不飽和透水係数は、作土層に比して非常に小さい³⁾。そのため、洪積土壌では、少くとも降雨後 1~2 日間、下層土の表面近くに、あたかも地下水が存在するような状態となる。この状態は、作土層の水分張力をさらに小にする。

以上が、火山灰土壌の圃場含水量状態に対応する水分張力が、洪積土壌に比して大きな値をしめす理由である

2. 再び膨潤水について さきに、膨潤水の量を規定する最も大きな要因は、粘土の表面積の大きさであることを強調した。この結論は、膨潤水領域の水分子は、主として粘土表面に多分子吸着(物理吸着)されているのであって、表面と化学的に結合しているのではないとの見解から導かれている。これは、寺沢の意見と全く同一の基盤に立っている。膨潤水領域の水分子と粘土表面との間には、少なくとも 2 分子の水が存在していると推定される以上、表面との化学的結合を考えることは無理であろう。

最近、飯村は、アロフェンにおいては、次のメカニズムによって、60°C の乾熱により、かんまんではあるが、Al と結合している水が飛ぶことを主張している²⁴⁾。



24) 飯村康二 土肥講演要旨第14集

この主張は、エネルギー的にみても、水分子の吸着状態から考えても、さらに深く検討されるべき問題を含んでいるが、たとえこの見解が正しいものとしても、60°Cの乾熱は pF 6 に相当するので、少くとも膨潤水領域の水の問題ではない。このように考えると、膨潤水の問題は、非可逆性もふくめて、粘土表面の性質が変化しないかぎり、(風乾では変化すると考えられない) 吸着水分子を入れる空間の問題に帰着せざるをえないのである。

なお、筆者は、膨潤水の非可逆性に関する寺沢の見解に基本的に賛成であるが、“微細間隙に膨潤水が収蔵される”のではなく、アロフェンのまわりに水和している水が、空間(間隙)を形成していると考えている。つまり風乾脱水する前の土壌の骨格は、粘土部分によって形成されているのではなく、主として和された水によって形づくられていると考えるのである。

最近、青峯らは、水分吸着および脱着等温線においてアロフェンではヒステリシスがほとんどみられないことを報告している²⁵⁾。この事実は、風乾あるいは熱処理の結果生ずる骨格は、比較的安定であり、かつ毛管凝縮作用の影響が小さいという筆者の見解を支持するものである。

3. 表面積について アロフェンの形状は、一般に球状もしくはそれに近いとされているが、薄膜状、毛髪状等の報告もある。一方、和田²⁶⁾および飯村²⁷⁾は、それぞれアロフェンの構造式についての見解を発表しているが、統一された見解をうるまでには、今後多くの時間が

25) 青峯重範, 大塚紘雄 土肥講演要旨第14集

26) 和田光史 Amer Mineral 52 1967

27) 飯村康二 土肥講演要旨第13集

必要であるように思われる。

このように、われわれは、まだ、アロフェンの形状および構造式に関する明確な知見をもつにいたっていない。しかし、それが結晶に近いものであれ、無定形のものであれ、一定数以上のシリカおよびアルミナが結合して最小単位を形成するとともに、それを多数とればアルミナとシリカの比が一定の巾におさまることは確かであろう。とすれば、平均化された構造を想定することも可能であるし、比表面も定義することができる。

Orchistonの実験結果によれば、水分子吸着から求めた無処理のアロフェンの表面積は 322 m²/g、N₂ から求めたものは 173 m²/g である。^(註2) この差が生ずる原因としては、一般に、前者は内表面と外表面を、後者は外表面のみを測定していることによるものとされている。確かに表一7から、アロフェンには、数 Å から十数 Å の微細な間隙が多数存在すること。すなわち大きな内表面の存在が推定される。しかし、モンモリのように内表面に荷電が分布する条件のもとでは、有極性分子が層間に容易に入りうるのに対し、無極性分子は入り難いことは理論的に考えられるが、アロフェンの場合は荷電量からみて、このような事実(内表面のすべてに荷電が均一に分布していること)は考え難いのではないだろうか。この点、アロフェンのモデルを設定するためにも、今後解決しなければならぬ問題である。

註1 最少単位を球形と仮定すれば、アロフェンの表面積を 400 m²/g とした場合その径は約 50 Å となる。なお、薄膜状および毛髪状は、一次元、二次元のみでなく三次元的にも結晶の発達がある程度認められないと過大な表面積を与えることになる。

註2 モンモリロナイトにおいては、内表面と外表面の比は、アロフェンにくらべてさらに小さく、後者は前者の数分の1にすぎない。この点、アロフェンの構造を考えると、忘れてならない重要な事実であろう。