

II-362 テンシオ・メータによる不飽和帯水分量の観測(2) ——都市化地盤の場合——

東京大学生産技術研究所 正員 虫明 功臣
同 正員 岡 泰道
同 ○正員 小池 雅洋

1. はじめに

不飽和帯水分量を測定するにはいくつかの方法があるが、テンシオ・メータは比較的簡単に自記記録が得られることから一般によく使用される。筆者らも多摩丘陵の自然林地および都市化域に設けた試験地において不飽和帯水分の挙動を明らかにするためにテンシオ・メータを使用し継続的な観測を行なっている。

本稿では都市化地盤(多摩ニュータウン・永山地区)のテンシオ・メータの観測に基づき、①降雨期間前後の深度別テンシオ・メータ記録の変化 ②一雨雨量と不飽和帯水分増加量の関係、③計算から得られた不飽和帯水分量を用いての水収支解析、について報告する。

2. 降雨期間前後のテンシオ・メータ吸引圧の変化と水分量

試験地に埋設されたテンシオ・メータは不飽和帯の深度別に、5, 15, 25, 35, 50, 100, 150, 200, 300, 400 cmの10深度である。図. 1(a)~(c)に降雨期間前後の吸引圧(ψ ; 毛管負圧)の変化を示す。吸引圧の変化は浅い層に埋設したテンシオ・メータから順に深い層のテンシオ・メータへと変化する場合は稀であり、弱い雨を除いては中間層の吸引圧変化より先に深い層の吸引圧が変化する例が多い。

図. 1(a)は表層が濡れた状態で断続的な降雨のあった時の吸引圧変化である。図. 1(b)は各層とも比較的湿潤状態の時に集中的な降雨のあった場合である。いずれも、表層の吸引圧が $\psi=0$ (飽和)に近づくと深部の吸引圧が急激に低下し正圧に変わっている。

図. 2は図. 1(c)の吸引圧を時間の経過とともに不飽和帯水分量に換算したものである。図中の ΔM_s は深度200 cmまでのテンシオ・メータ観測記録を用いて代表土柱高を考慮した深度225 cmまでの不飽和帯水分量である。水分量の換算に際してはサンプル試験で求めた深度別の水分特性曲線に基づく。

図. 1(c)において降雨中に吸引圧が急激に低下し正圧を示す17時頃から、図. 2で算出される不飽和帯水分保留量の値は累加雨量よりも大きくなっている。このケースでは総雨量78 mmに対して最大で220 mmが保留されるという矛盾した結果となっている。しかし、正圧を示す吸引圧の値は降雨終了後負圧へと回

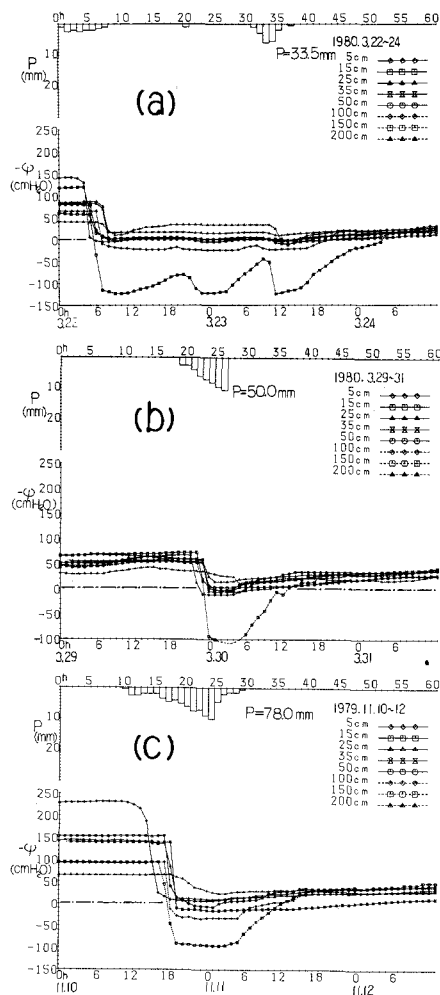


図. 1. 降雨期間前後の吸引圧変化

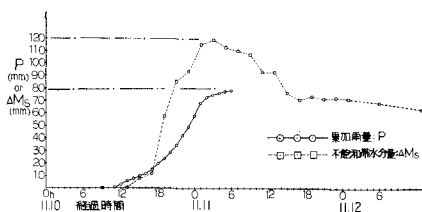


図. 2. 累加雨量と不飽和帯水分量

復し、それに伴って不飽和帯水分量の計算値は雨量に等合う値となっている。以上のことから判断して、下層の急激な負圧(- ψ)の低下は水分変化に伴わないもの、つまり閉塞封入空気圧による圧力上昇と解釈すれば上記の矛盾は説明がつく。

3. 一雨雨量と不飽和浅層の水分増加量の関係

深度300cm以深のテンシオ・メータは変化が小さくかつ、モノメータ部分への空気の浸入などにより欠測が多い。したがって、深度5~200cmの8深度の記録を用いて1979年1月~1980年7月の大小22の降雨を対象に降雨開始時から封入空気が解放されたと判断される時点までの不飽和帯浅層の水分増加量 ΔM_s を算定し、一雨雨Pと比較した。結果を表.1と図.3に示す。小雨では M_s がPをわずかに上まわる例もあるがほぼ両者は符合している。雨量が大きくなると $\Delta M_s < P$ となるが、 ΔM_s の値は25~75mmとかなり大きな値となっている。また、雨量がほぼ100mmの79年3月24日と10月6日の ΔM_s は75.5mm, 37.6mmと大差があるが初期水分量を比較すると後者の方が前者より約70mm多い。すなわち初期の乾湿状態により水分保留量が著しい影響を受ける。

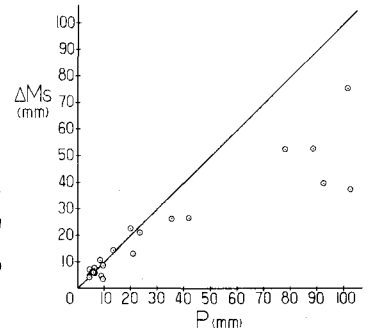


図.3.一雨雨量と水分増加量

4. 流域単位の一雨毎の水収支

永山試験地(流域面積: 2.8ha, 裸地域46%, 不浸透域54%)では、テンシオ・メータによる観測の他、雨量流出量、地下水位、蒸発量を継続観測している。ここでは、上記降雨を対象に降雨直前から封入空気が解放される時点までを水収支期間として流域単位の水収支解析を行なう、流域単位の水収支式は、

$$P - Q - E - (G_o - G_i) = \Delta M'_s + \Delta M_{SL} + \Delta H \cdot Pa + D \quad \text{----- (1)}$$

ここに、E:水収支期間内の蒸発量で、永山の自記蒸発波形により東京農工大波丘地利用実験施設のパン蒸発量を時間配分することにより算出、 G_i :地下流入量、 G_o :地下流出量、 $\Delta M'_s$:表層から225cmまでの不飽和帯水分増加量で3節で求めた ΔM_s の値に裸地面積率0.46を乗じて流域単位の値とする、 ΔM_{SL} :より深層での不飽和帯水分増加量、 $\Delta H \cdot Pa$: (地下水位上昇量) × (有効空隙率) で地下水増加量、D:窪地等の貯留量、である。

いっぽう、地下水帯の水収支は、

$$R - (G_o - G_i) = \Delta H \cdot Pa \quad \text{----- (2)} \quad \text{ここに、R:地下水涵養量}$$

(1), (2) 式より、 $P = Q + \Delta M'_s + E + \Delta M_{SL} + R + D$ となり、 $\Delta M_{SL} + R = F$; 深層への浸透量とすると、 $P = Q + \Delta M'_s + E + (F + D)$ ----- (3)

(3) 式を基本式として、(F+D)を未知量として水収支配分を求めた結果を表.1である。以上、3、4節の要点をまとめると次の通りである。

①表層2m付近までの関東ロームと稻城砂で転圧され、基盤は稻城砂でできた地盤であるが、不飽和帯浅層における水分保留能はかなり高い、またそれは不飽和帯浅層の乾湿状態によってかなり変化する。

②一出水の流出率(Q/P)に着目すると、40mm以下の中川降雨ではいずれも不浸透面積率(0.54)以下であるのに対して、強雨では0.6~0.7と不浸透面積率以上の値を示し裸地域からの流出を示唆している。

③深度への浸透量Fと窪地等への貯留量Dを加えた値も無視できない大きさである。現段階では両者を明確に区別することはできないが、水収支の終点を封入空気が解放された時点に採っているため、流域内の窪地貯留等の効果はごく小さいとすれば、この値はより深層への浸透量に相当する、さらに、3,4mのテンシオ・メータによる水分変化量はきわめて小さいことから、不飽和帯深層は貯留機能がなく下方への水分伝播機能を果すものとするれば、この値は地下水涵養量に相当する。

表.1. 水収支結果

DATE	T	P	ΔM_s	$\Delta M'_s$	Q	E	F+D
1979 1.7	9	4.5	4.1	1.9	0.6	0.1	1.9
210-11	24	6.5	7.5	3.5	1.2	0.4	1.4
217-18	31	8.5	10.6	4.9	1.6	1.4	0.6
223-24	33	23.5	21.0	9.7	6.7	0.4	6.7
3.3-4	16	4.5	4.2	1.9	0.3	0.0	2.3
3.24-25	38	101.5	75.5	34.7	59.7	1.8	5.3
4.2-3	40	13.5	14.4	6.6	4.7	0.2	2.0
4.8-10	40	42.0	26.5	12.2	23.5	2.7	3.4
4.20-21	47	9.5	8.6	4.0	1.5	1.6	2.4
5.7-10	49	92.5	39.7	18.3	63.1	1.3	9.8
5.14-15	29	88.5	52.7	24.2	48.5	1.4	14.4
6.14-15	21	6.0	5.9	2.7	0.8	0.3	2.2
7.8-9	24	6.0	6.2	2.9	2.5	1.7	-1.1
7.15-16	20	6.5	5.8	2.7	2.9	1.2	-0.3
7.27-28	16	4.5	7.1	3.3	1.4	1.4	-1.6
10.2-4	35	21.0	13.0	6.0	9.2	0.7	5.1
10.6-8	38	102.5	37.6	17.3	62.2	0.8	22.2
10.10-11	40	78.0	52.4	24.1	33.8	1.0	19.1
11.17-18	35	20.0	22.5	10.4	6.8	0.4	2.4
1980 6.8	4	9.5	3.6	1.7	3.5	0.0	4.3
6.9	9	8.0	4.6	2.1	4.2	0.0	1.7
7.30-31	19	35.5	26.2	12.1	18.6	0.0	4.8

T: 水収支期間(時期)