

自然林地と都市化域における不飽和帯水分の挙動の相違 (2)

—テンシオメータによる降雨時の観測成果—

Differences in the Behavior of Soil moisture between Natural Forest Basin and Urbanized Basin (2)

—Some Considerations of the Data Observed by Tensiometers during rainstorm—

虫 明 功 臣*・岡 泰 道*・小 池 雅 洋*

Katumi MUSIAKE, Yasumiti OKA and Masahiro KOIKE

1. ま え が き

不飽和帯水分の挙動を把握するには、含水率変化、吸引圧変化等の情報が必要となるが、これらはテンシオメータによる観測値から得ることができる。テンシオメータは直接には吸引圧変化のみを追跡する装置であるが、前報¹⁾で述べたキャリブレーションカーブ (pF -水分曲線)を用いることにより、含水率への換算が可能となる。

本報では多摩ニュータウン地区の自然・都市化両試験流域内に設置された各深度のテンシオメータ記録を用い、降雨時の不飽和帯水分増加量を算定し、雨量との対応関係を調べた。解析の対象とした降雨は、自然流域(長池試験流域、面積 4.4 ha)については 1980 年 7 月～1981 年 12 月の 31 降雨、都市化流域(永山試験流域、面積 2.8 ha)については 1979 年 1 月～1980 年 7 月の 22 降雨である。

2. テンシオメータ記録の扱い方

テンシオメータ記録の取り扱い方法は以下のとおりである。

(1) 自然・都市化両流域とも深部のテンシオメータは空気混入等が頻繁に起こり、精度上問題があるため、自然流域は 5～180 cm の 12 深度、都市化流域は 5～200 cm の 8 深度のデータを用いた。

(2) 読み取り時間単位は自然流域で 1 時間、都市化流域で 30 分とし、吸引圧は cm H₂O 単位で表した。

(3) 吸引圧 ψ から体積含水率 θ への変換は pF -水分曲線によった。

(4) 自然流域の 35 cm 以浅の pF -水分曲線にはヒステリシスがみられるが、今回は簡単のため、脱水・吸水の平均値を用いた。

(5) 特定深度の記録に欠測がある場合は、その上下の深度の記録から補間するか、あるいはそれが不可能な

場合は、上下の深度の記録で代表させた。

3. 降雨時の不飽和帯内の吸引圧変化

3.1 降雨に伴う不飽和帯吸引圧の低下

a) 自然流域

図 1 (a)に示すように、自然流域では地表面からの雨水の浸入に伴い、上層から順に吸引圧の低下が起こる。深度が浅いほど、降雨強度が大きいほど、この低下量は大きくなる。また、各深度の吸引圧は常に負圧を示し、雨水の浸透が不飽和状態で進行していることがわかる。

b) 都市化流域

都市化流域でも同様に降雨によって吸引圧は低下するが、吸引圧の変化は上層から下層へと移行する場合は稀であり、弱い雨を除いては上層の吸引圧変化とほぼ同時に下層の吸引圧が変化する例が多い。図 1 (b)は集中的な降雨のあった場合の各深度の吸引圧変化を示す。雨水の浸入により表層の吸引圧が 0 (飽和)に近づくと深部の吸引圧が急激に正圧に変わっている。これは後述するように閉塞空気の影響と考えられる。

3.2 降雨前後の水利ポテンシャルプロファイル

図 2 (a), (b)に、各深度の水利ポテンシャル(圧力ポテンシャル+位置ポテンシャル)の時間的変化を示す。

a) 自然流域

降雨前のプロファイルを見ると、表層では蒸発散の影響で上向きのクラックスが生じている場合が多い。このプロファイルは降雨前の無降雨日数あるいは季節にもより、図 2 (a)は無降雨日数が 12 日と長く、かなり乾燥していた例である。地表面下 120～140 cm 付近にゼロフラックス面が形成されていることから、蒸発散の影響がこの深度まで及んでいるのがわかる。

雨水の浸透に伴って表層のポテンシャル勾配は減少し -1 に漸近する。一方下層 (160 cm 以深)では、降雨強度が大きい場合は吸引圧そのものは変化することもあるが、ポテンシャル勾配は -1 に近い値を維持し、降雨前後でほとんど変わらない。このことは、下層での浸透が

* 東京大学生産技術研究所 第 5 部

研 究 速 報

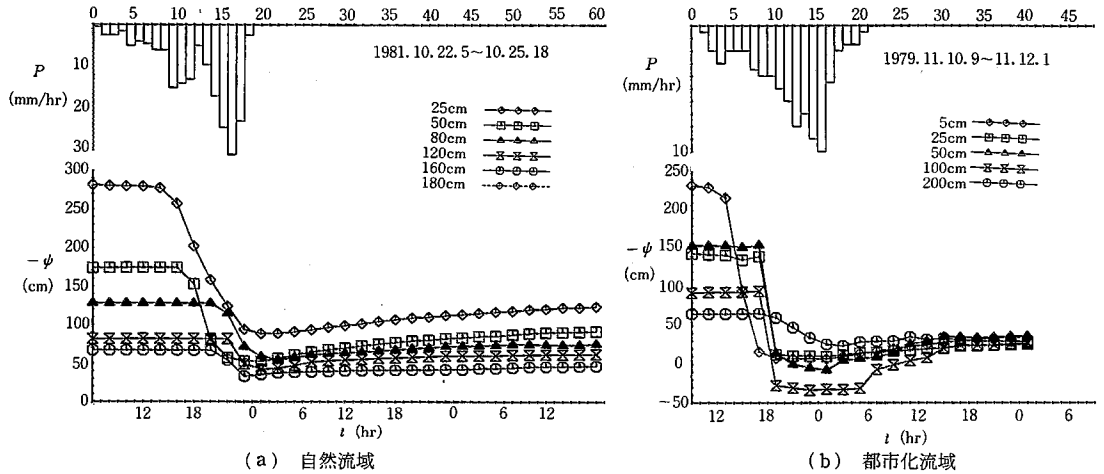


図 1 降雨時の不飽和帯吸引圧の変化

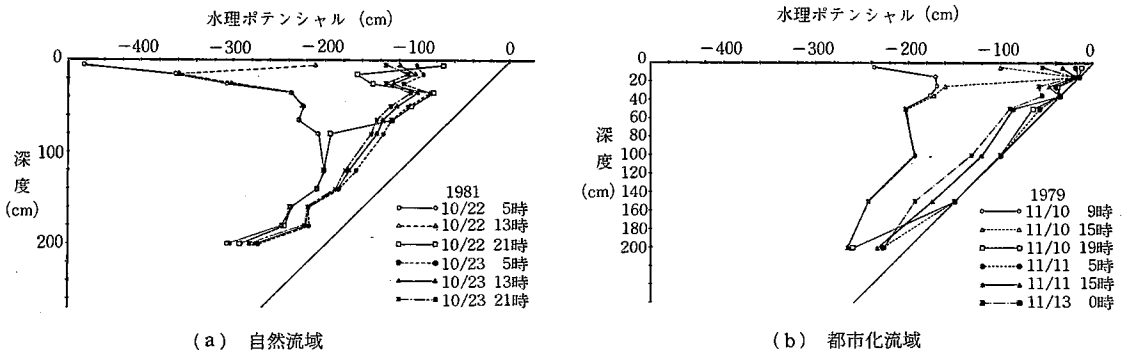


図 2 降雨前後の水理ポテンシャルプロファイル

鉛直方向に等吸引圧下で進行することを示している。

b) 都市化流域

降雨前のゼロフラックス面は、図 2 (b) の例のように、15~35 cm 付近にみられ、それ以深のポテンシャル勾配は -1 に近い値となっている。前節で述べた閉塞空気の影響を伴う期間を除けば、35 cm 以深のプロファイルの変化は、降雨の大小に拘らず自然流域の 140 cm 以深と同様の傾向を示している。

都市化流域においては、切土・盛土・転圧等により、自然流域にみられる表層のポーラスな土壌が消失している。つまり、 ∂F -水分曲線からも推察されるように、表層でさえも雨水の保留能力が自然流域に比してはるかに小さいことが、上記のような両流域での現象の相違として表れている。

3. 不飽和帯浅層の水分増加量と一雨雨量との対応

3.1 雨 量

a) 自然流域：テンシオメータ設置場所付近の雨量と

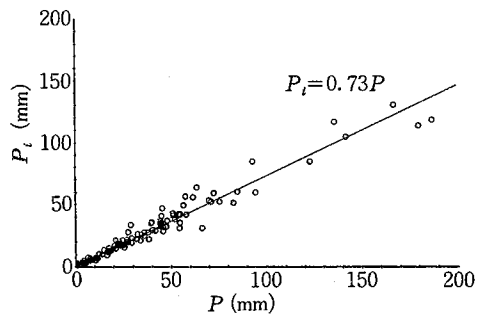


図 3 自然林地における林内雨量 P_i と林外雨量 P の関係

して、林内雨量計の値を用いた。林内雨量が欠測の場合は、林内雨量 P_i と林外雨量 P との相関関係(図 3)から、林外雨量の 73% の値を用いた。

b) 都市化流域：流域下流端での雨量データを用いた。

3.2 不飽和帯浅層の水分増加量と一雨雨量の関係

解析対象とした最深部のテンシオメータ (自然流域 180 cm, 都市化流域 200 cm) と、その代表土柱との関係

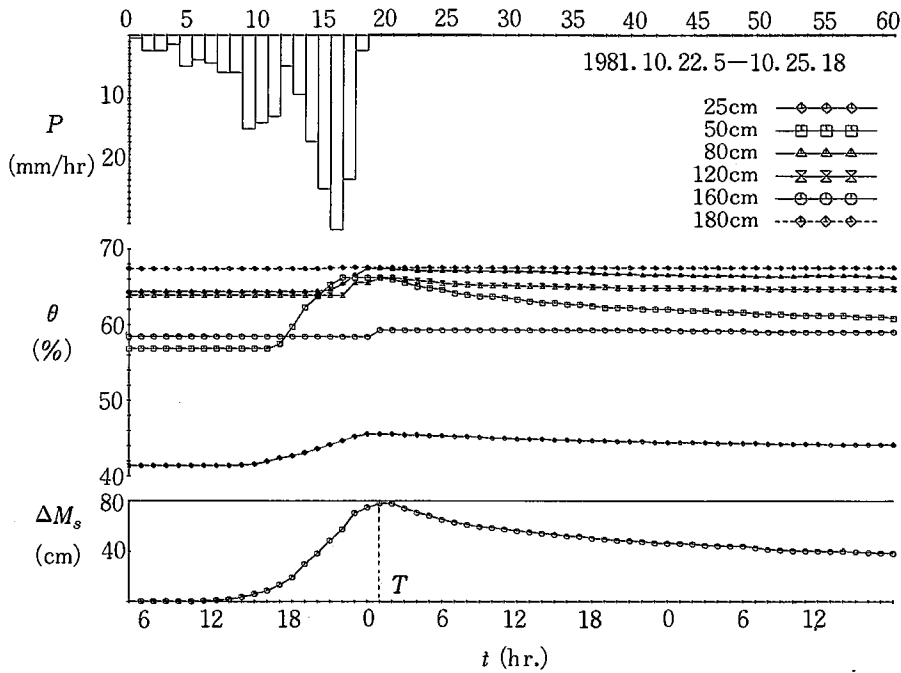


図4 各深度の体積含水率 θ と不飽和帯浅層の水分量 M_s の時間的变化 (自然流域)

から、不飽和帯浅層とはこの場合、自然流域で 190 cm 以浅、都市化流域で 225 cm 以浅をさす。

不飽和帯浅層の水分保留を $M_s(t)$ とすれば、その変化量 $\Delta M_s(t)$ は次式で表される。

$$\Delta M_s(t) = \sum_i a_i (\theta_{i,t} - \theta_{i,t-1}) \quad (1)$$

ここに $\theta_{i,t}$: 時刻 t における深度 i 地点の体積含水率

a_i : 深度 i のテンシオメータの代表土柱

a) 自然流域

降雨前後の各時刻、各深度の吸引圧を体積含水率に変換したものを図4に例示する。図中 ΔM_s は (1) 式で求めた $\Delta M_s(t)$ の累加曲線を表している。この ΔM_s が最大となる時刻 (図中の T で示す) が、

- (1) 降雨終了後である。
- (2) 深部 (180, 200 cm) のテンシオメータの反応遅れ時間内にある。

という条件を満たしていれば、 ΔM_s の最大値は不飽和帯への雨水の総浸入量を表す。しかし、20 cm 以浅は腐食土壌でかなりポーラスになっているため、テンシオメータで得られた値が必ずしも水分量の変動を示しているとはいえない。そこで、5, 15 cm については時刻 T の水分量が $pF 2.0$ に対応するものと仮定し、それと初期水分量との差を 20 cm 以浅の水分増加量 ΔM_{su} とした。20~190 cm の水分増加量 ΔM_{sl} は (1) 式で求めたものをそのまま用いた。

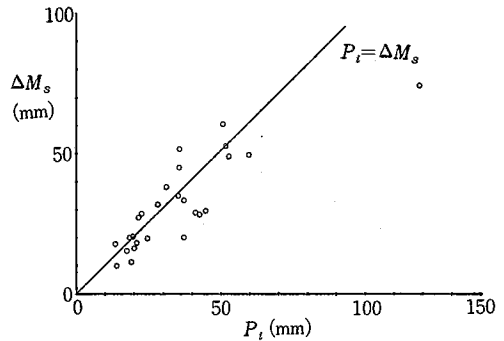


図5 不飽和帯水分増加量と一雨雨量の関係 (自然流域)

以上のようにして得られた、時刻 T までの水分増加量 $\Delta M_s = \Delta M_{su} + \Delta M_{sl}$ と林内雨量との関係を図5に示す。時刻 T は降雨終了後数時間以内となっている場合がほとんどなので、蒸発散量の影響は考慮しなかった。 ΔM_s の算定においてヒステリシスを無視したことなどにより、かなりばらつきはあるものの、各点は $P_i = \Delta M_s$ の直線にはほぼ沿っている。

なお、 $P_i = 118.5$ mm の降雨は直線から大きくずれているが、これは上記 (2) の条件を満たしておらず、時刻 T にはすでに深層への浸透が起り、 ΔM_s が過小評価されたと考えられる。

b) 都市化流域

研 究 速 報

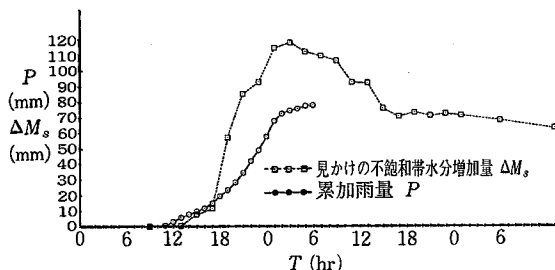


図 6 累加雨量と見かけの不飽和帯水分増加量 (都市化流域)

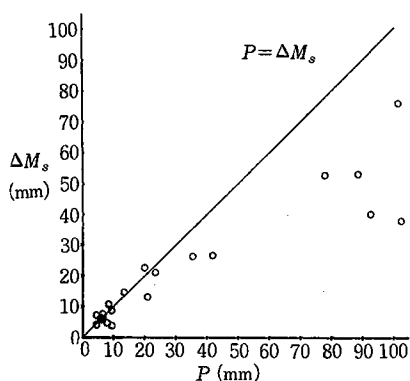


図 7 不飽和帯水分増加量と一雨雨量の関係 (都市化流域)

3.1で述べたように、都市化域での吸引圧変化は自然流域とは異なった様相を呈する。図 1 (b) を例にとれば、降雨中に吸引圧が急激に低下する 17 時頃から、図 6 に示すように不飽和帯の水分増加量は雨量をはるかに上回る。このケースでは総雨量 78 mm に対して最大 120 mm が不飽和帯に保留されるという矛盾した結果となる。しかし、正圧を示す吸引圧の値は降雨終了後負圧へと回復し、それに伴って不飽和帯水分量の計算値は雨量に見合う値となってくる。

以上のことから判断して、下層の急激な負圧 ($-\psi$) の低下は水分変化によるものではない。つまり閉塞封入空気による圧力上昇と解釈すれば上記の矛盾は説明がつく。この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 を雨量と比較した結果を図 7 に示す。 ΔM_s を算定した時点が降雨終了からかなりの時間を経ている場合も多いので、ここでは蒸発散量を考慮した値を ΔM_s としてとっている。

小降雨に関しては M_s が P をわずかに上回る例もあるが、ほぼ両者は符合している。一方、雨量が大きくなると、 $\Delta M_s < P$ となっており、窪地貯留あるいは表面流出が発生した可能性がある。

4. まとめと今後の課題

本研究で得られた結果は以下のとおりである。

(1) 降雨に伴う不飽和帯吸引圧の低下は、自然流域では不飽和状態で上層から下層に順次進行する。一方、都市化流域では、表層が急激に飽和に近づくと、閉塞空気の影響で下層の吸引圧が上層とほぼ同時に変化することが多い。

(2) 無降雨期に蒸発散が主として及ぶ深度は、自然流域では 120~140 cm、都市化流域では 15~35 cm 程度であることが、降雨前の水理ポテンシャルプロファイルから推定できた。

(3) 蒸発散の影響が及びにくい深度では、両流域ともポテンシャル勾配は常に -1 に近い値を示し、降雨前後で変化しない。すなわち、間隙に富む自然流域の 140 cm 以浅を除外した部分が都市化流域の 35 cm 以深に対応しており、鉛直方向に一定のポテンシャル勾配で水分が移動している。

(4) 都市化流域では、自然流域にみられる水分保留能力の大きい表層土壌が消失しているため、中小降雨でも深部に雨水が速やかに伝達される。

(5) テンシオメータ記録に基づいて推定された不飽和帯の水分増加量 ΔM_s は、中小降雨の場合、自然・都市化両流域ともほぼ一雨雨量と対応している。

(6) 自然流域については、強度が大きく、総量の多い降雨の場合、深層への雨水の伝達速度が速いため、本研究の方法では ΔM_s が過小評価されたと考えられる。都市化流域については、雨量 P が数十 mm 以上に達すると一律に $\Delta M_s < P$ となること、および不飽和帯の雨水吸収能力が小さいことから、大降雨では窪地貯留あるいは表面流出が発生した可能性がある。

本研究では自然流域の 35 cm 以浅の pF 水分曲線にみられるヒステリシスループを無視した。ヒステリシスに関する独立領域理論に基づいたループ内の走査曲線を考慮することにより、今回の結果は若干改善されると考えられるが、これは今後の課題としたい。また、本報ではテンシオメータ設置地点での水分移動のみを取り扱ったが、これを流域内の水収支解析に拡張した結果を次報で述べる予定である。 (1982年8月24日受理)

参 考 文 献

1) 虫明功臣・小池雅洋・岡泰道：自然林地と都市化域における不飽和帯水分の挙動の相違(1), 生産研究, Vol. 34, No. 10, 1982.