

降雨時の表層不飽和帯水分の自然林地と都市化域における挙動の相違  
Differences in the Behavior of Soil Moisture During Rainstorm  
between Natural Forest Basin and Urbanized Basin

東京大学生産技術研究所 正員 虫明功臣

東京大学生産技術研究所 正員 ○岡 泰道

東京大学生産技術研究所 正員 小池雅洋

## 1. はじめに

流域の都市化を水循環の立場から見ると、(1)表土の改廃と地盤の平坦化、(2)不浸透域の拡大、および(3)雨水排水の強化、と把握することができる。これらのうち、(1)と(2)は不飽和帯の改変であり、洪水時の雨水損失、蒸発散、地下水涵養など、流域における水循環に重大な影響を与える。こうした観点から、著者らは多摩ニュータウン区域の自然林地と都市化域に設置した試験流域の観測項目のうち、特にテンシオメータによる不飽和帯水分の把握に重点を置いている。テンシオメータは土壌間隙水の毛管張力による吸引圧を測定する器具であり、水分量を知るには、吸引圧と水分量の関係を求めておかなければならない。これは $pF$ -水分曲線と呼ばれ、単に両者の量の関係というだけでなく、不飽和帯の水分保持の特性を支配する重要な要素である。

本研究では、まず、不飽和帯の水分挙動を議論する前段として、両流域の $pF$ -水分曲線と不飽和帯水分保持特性の相異について述べる。次に、各深度に埋設したテンシオメータの観測記録を用い、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。

## 2. テンシオメータ設置場所の概要

自然地区の試験流域は、八王子市別所の多摩丘陵の一面(長池試験流域、面積4.4 ha)に設定されている。<sup>1)</sup> その林内尾根部の地中に、5, 15, 25, 35, 50, 65, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 300 cmの14深度にテンシオメータを埋設している。この周辺の尾根部は一般に、10 m以上関東ロームで覆われている。設置点の深度20 cm程度までは未分解の腐葉土が卓越し、30~40 cmくらいまでは植物の根の活動が活発な腐植土であり、約60 cm以深で風積のほぼ新鮮な立川ロームとなる。

既開発地区の試験流域は、住宅団地ができて10年以上経過する多摩市永山地区(永山試験流域、面積2.8 ha)に設定されており、テンシオメータは住棟間の平地に5, 15, 25, 35, 50, 100, 150, 200, 300, 400 cmの10深度に埋設されている。深度2 m付近まではロームと稻城砂が混入した転圧地盤であり、深層15 cm程度までは表土が配されているがかなり締め固まっている。約2 m以深は地山のロームであり、4 mくらいから下が稻城砂層となる。

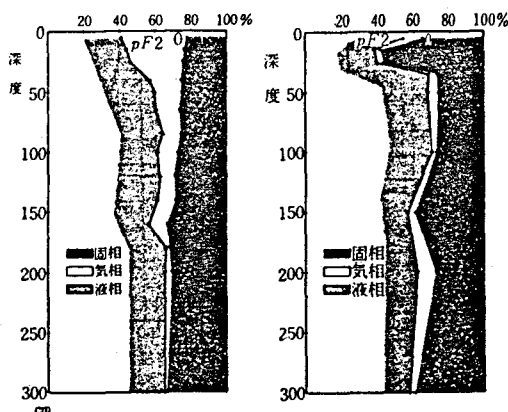
## 3. 自然林地と都市化域の不飽和帯水分保持特性の相違

### 3.1 三相区分

自然林地と都市化域の両試験流域のテンシオメータ埋設点近辺で、各埋設深度の円筒サンプルを採取し、各種試験方法による整合性を検討しながら、<sup>2)</sup>  $pF$ -水分関係を求めた。同一深度の試料であっても試験結果にかなりの差が見られる場合がある。この原因としては、場所の相違と採土器の打ち込み過ぎが考えられるが、後者による試料の圧密が懸念されたので総脱水量が多い試料の試験結果を優先的に採用した。

$pF$ -水分曲線において、 $pF = 0$ は飽和を表し、それに対応する含水率は総間隙を、残りは土壌粒子の体積率すなわち固相を示す。重力水の範囲については議論のあるところであるが、通常言われている $pF = 2$ とすると、 $pF = 0 \sim 2$ の間の含水率は重力排水が可能な間隙の割合を表す。これを気相と呼んでいる。 $pF = 2$ 以上は重力では移動できない毛管水と吸着水の範囲であり、液相と呼ばれる。

長池(自然)と永山(都市化)の両試験流域の $pF$ -水分試験結果より、上記の三相を深度方向に描いたのが、図1(a)(b)である。長池流域の自然林地の土壌では、気相が表層25 cm付近までは30~40%と



(a) 長池流域（自然林地） (b) 永山流域（都市化地盤）

図1 三相区分図

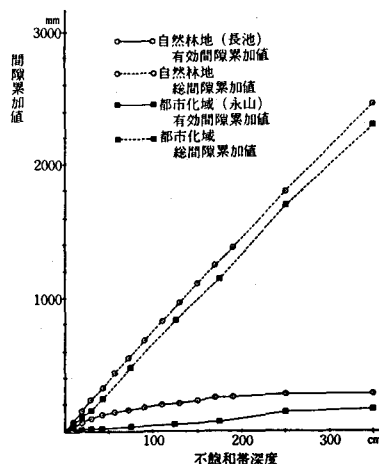


図2 総間隙ならびに有効間隙の深度方向累加曲線

大部を占め、50 cm以下160 cm付近までは10～15%，それ以深では数%と小さくなる。これに対して、永山の場合には、表層は転圧やその後の踏固めなどにより固相部分が著しく大きく、深度150 cm付近まで気相はほぼ5%以下と、長池流域に比べてきわめて小さい点が注目される。また、永山の2 m以深は表土層を剥いだ地山のローム層に相当している。

図2は、総間隙と有効間隙（三相区分の気相の部分に相当）の深度方向の累加曲線である。総間隙は両者の間で大差はないが、有効間隙に著しい相違が表れている。

以上より、自然林地の尾根部2 m付近までは重力水が移動できる間隙の割合が大きく、土壌の雨水保留能が高いのに対して、都市化地盤ではそれがきわめて低下するのがわかる。

### 3.2 pF-水分曲線

図3(a)～(c)に自然林地長池流域の、(d)～(f)に都市化永山流域の深度別pF-水分曲線を例示する。自然林地の表層5～35 cmの場合、図3(a)の例に見られるように、脱水過程と吸水過程で違う経路をとる。これは、pF-水分曲線のヒステリシスと言われるものであるが、深度50 cm以深と都市化域の全深度に対してはヒステリシス・ループの幅は無視できるほど小さい。浅部の森林土壌では、団粒構造が発達し粗大な間隙と微細な間隙が混在することが、ヒステリシス・ループの幅が大きい原因と考えられる。

永山の深度15 cmの例では、総間隙が4.2%と小さく、しかも曲線の勾配が著しく急である。これは、低い吸引圧で保持される水分が少なく、言い換えれば、微細な間隙あるいは土粒子から強い拘束を受けて保持されている水分が多いことを示している。すなわち、都市化地盤永山の表層の不飽和帯水分の多くは、ポテンシャル・エネルギーの低い水であり、浸透降下あるいは蒸発散などによる水分移動が生じ難いという特性を持つ。

## 4. テンシオメータによる降雨時の観測成果

解析の対象とした降雨は、自然流域については1980年7月～1981年12月の31降雨、都市化流域については1979年1月～1980年7月の22降雨である。用いたテンシオメータ記録は、自然流域では5～180 cmの12深度、都市化流域では5～200 cmの8深度である。自然流域の35 cm以浅のpF-水分曲線にはヒステリシスが見られるが、今回は簡単のため、脱水・吸水の平均値を用いた。

### 4.1 降雨時の不飽和帯内の吸引圧変化

#### (1) 降雨に伴う不飽和帯吸引圧の低下

##### a) 自然流域

図4(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場合が多い。図4(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)に近づくとき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。

## (2) 降雨前後の水理ポテンシャルプロファイル

図5(a)(b)に、各深度の水理ポテンシャル(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フ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る。図5(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120~140cm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。

雨水の浸入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(160cm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5(b)の例のように、15~35cm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、35cm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140cm以深と同様の傾向を示している。

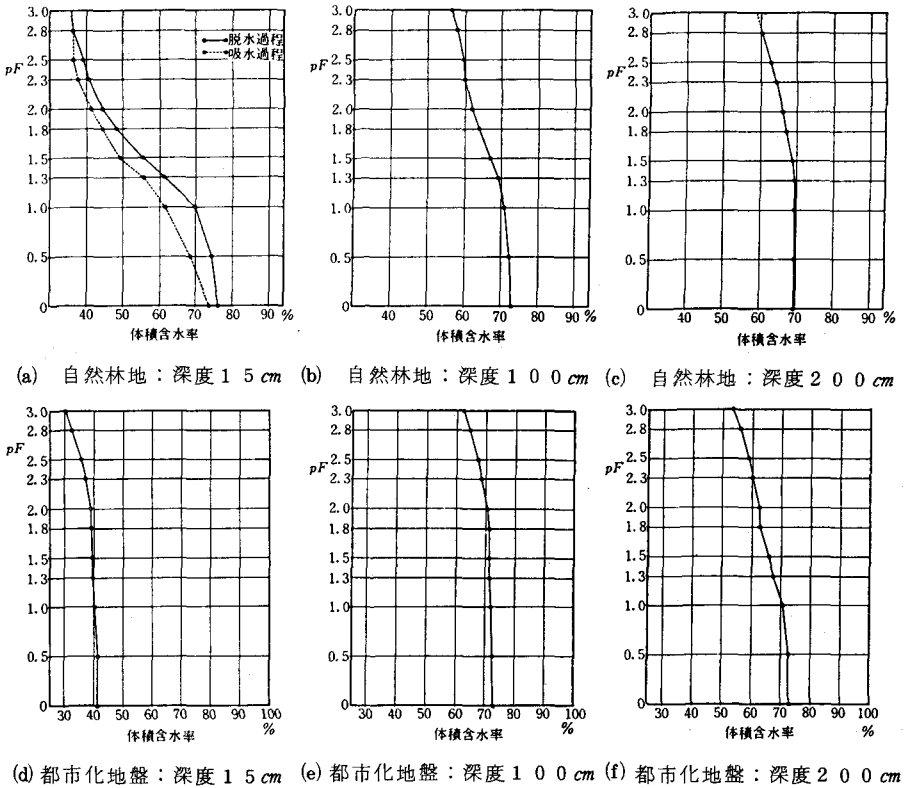


図3 深度別  $pF$ -水分曲線の例

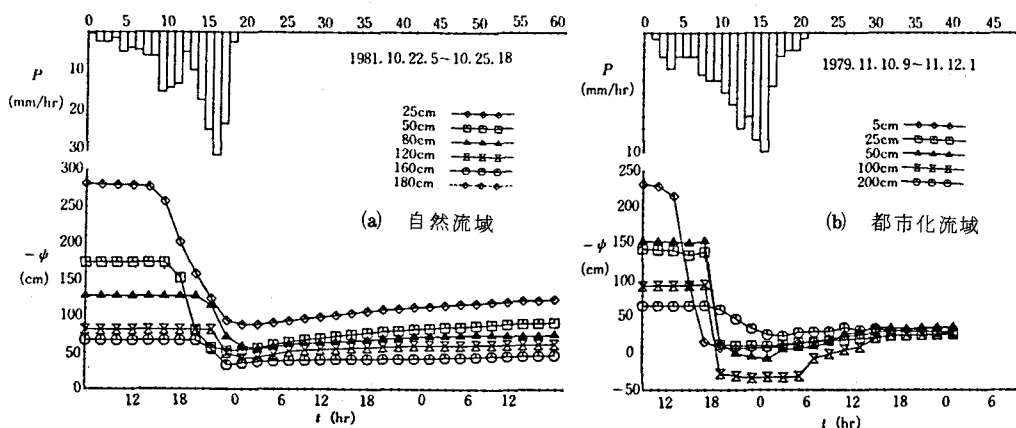


図4 降雨時の不飽和帯吸引圧の変化

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、 $pF$ -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水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の現象の相違として表れている。

#### 4.2 不飽和帯浅層の水分増加量と一雨雨量との対応

##### (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6）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。

##### (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180cm，都市化流域200cm）と、その代表土柱との関係から、不飽和帯浅層とはこの場合、自然流域で190cm以浅，都市化流域で225cm以浅をさす。

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

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

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7に例示する。図中 $\Delta M_s$ は①式で求めた $\Delta M_s(t)$ の累加曲線を表している。この $\Delta M_s$ 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（180，200cm）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

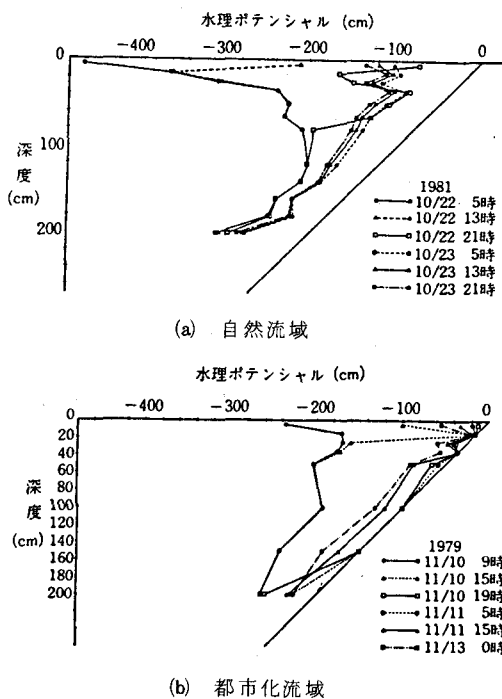


図5 降雨前後の水理ポテンシャルプロファイル

いれば、 $\Delta M_s$  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 以浅は腐葉土層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  $\Delta M_{su}$  とした。20~190 cm の水分増加量  $\Delta M_{sl}$  は①式で求めたものをそのまま用いた。

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 8 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。 $\Delta M_s$  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、 $\Delta M_s$  が過小評価されたと考えられる。

#### b) 都市化流域

4.1 (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 4 (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 9 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。実際、テンシオメータは空気圧の半分程度の値は感知することが室内実験で確かめられた。ただし、深度 150 cm のテンシオメータは、降雨によっては、正圧で 50 cm~130 cm にも達することがある。これは閉塞空気のみによるものとは考え難く、現在のところ原因は不明である。

この封入空气が開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  $\Delta M_s$  を雨量と比較した結果を図 10 に示す。 $\Delta M_s$  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  $\Delta M_s$  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。

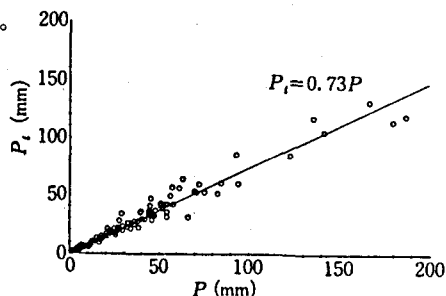


図 6 林内雨量  $P_i$  と林外雨量  $P$  の関係

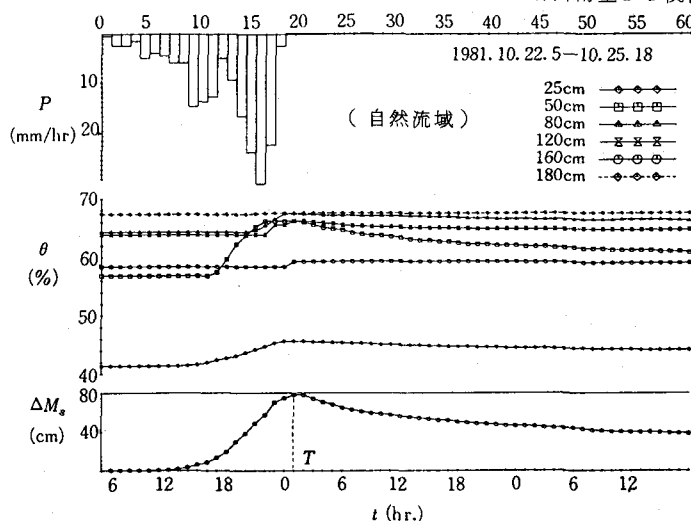


図 7 各深度の体積含水率  $\theta$  と不飽和帯浅層の水分量  $M_s$  の時間的变化

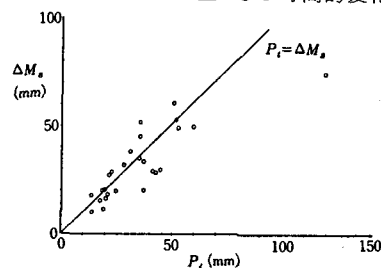


図 8 不飽和帯水分増加量と一雨雨量の関係

## 5. まとめと今後の課題

(1) 自然林地と都市化地盤では浅部特に表層30～40cmまでの土壌の水分保持特性に顕著な相違があることが明らかとなった。一方、テンシオメータによる不飽和帯水分の動態の把握には、現地の不攪乱状態の土壌に対する吸引圧-水分関係を求めなければならない。これまでは、農学の分野で常用される試料採取法を踏襲してきたが、今後はサンプルサイズあるいは試料の乱れの効果を検討する予定である。

(2) 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。

(3) 無降雨期に蒸発散が主として及ぶ深度は、自然流域では120～140cm、都市化流域では15～35cm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。

(4) 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、隙間に富む自然流域の140cm以浅を除外した部分が、都市化流域の35cm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。

(5) 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。

(6) テンシオメータ記録に基づいて推定した不飽和帯の水分増加量 $\Delta M_s$ 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。

(7) 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 $\Delta M_s$ 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。

(8) 本研究では自然流域の35cm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。

## 謝辞

多摩ニュータウンでの観測・調査に当っては、日本住宅・都市整備公団の各位に多大な協力を戴いた。また、パン蒸発量の資料は東京農工大波丘地利用実験実習施設から提供して戴いた。資料の収集・解析には、本学大学院の桑原衛氏、当時武蔵工業大学学生の三重野正英・深沢敏章の両氏から援助を得た。記して感謝の意を表します。

## 参考文献

- 1) 虫明 他：多摩丘陵への試験流域の設置とその水文地質構造，生産研究，30，11，1978．
- 2) 虫明 他：自然林地と都市化域における不飽和帯水分の挙動の相異(1)，生産研究，34，10，1982．

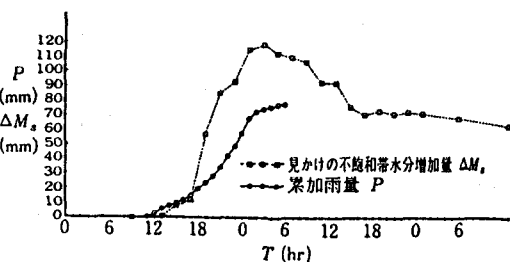


図9 累加雨量と見かけの不飽和帯水分増加量 (都市化流域)

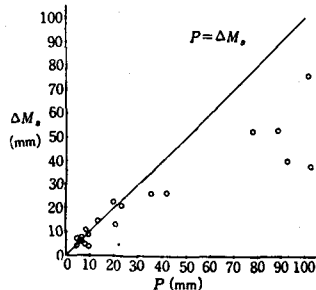


図10 不飽和帯水分増加量と一雨雨量の関係 (都市化流域)