

# 武蔵野のローム層における降雨浸透 機構および物質移動特性に関する研究

2000年

唐 常 源  
魏 勁 松  
古 川 正 修

千葉大学大学院自然科学研究科

## 概 要

- 1) 武蔵野台地のローム層は多摩川流域に覆われる主要な地層であり、これまで均一に扱われてきたが、本研究での調査結果によると、場所によって、透水係数はもちろん、表層の含水量も異なっていた。研究地としては東京都田無市東京大学附属演習林田無試験地内にある横幅70m、縦30mの敷地が選ばれ、そこに草地、道及び樹齢36年である人工杉林がある。縦方向には、土地利用種類が同じであるが、横0～18mまで荒地、18～21mまで道、そして、21～70mまでは杉林である。これまで、調査したのは、林地、草地および道路であり、透水係数は林地>荒地>道路順で小さくなっていく。また、透水係数の変化範囲は最大の $1.5 \times 10^{-2}$ から最小 $6.013 \times 10^{-7}$ までおよんでいることが分かる。
- 2) 含水量も同じ傾向が見られた。これらのことは従来の研究も指摘されていたが、実測データがあまりなかった。一方、同じ土地利用状態においても、表層土壌の透水係数および含水量も場所によって異なることも観測された。水分量増減を調べると、林内の土壌水分量減少が大きく、逆に草地の土壌水分量が増えている現象が見られた。
- 3) 長期間における、水分の移動を追跡するために、トレーサー実験が行われた。実験の結果、草地での浸透速度は $0.72\text{m/yr}$ で、林地は $0.60\text{m/yr}$ になり、草地の浸透速度は林地より速いことを示唆した。トレーサー実験結果と降雨特徴のデータを基いて、水収支を計算した。総降雨量の $2315.5\text{mm}$ に対して、草地では涵養量が $851.4\text{mm}$ で、総降雨量の $36.77\%$ を占め、除発散量は $1464.1\text{mm}$ で、 $63.32\%$ を占める。林内では遮断損失が $215.8\text{mm}$ で、総降雨量の $9.32\%$ を占め、涵養量は $667.4\text{mm}$ で、 $28.82\%$ 、蒸発散量は $1432.3\text{mm}$ で、 $61.86\%$ になる。
- 4) 前期降雨量が実験地における降雨浸透量を大きく影響していることがこれまで多くの研究から得られた結論と一致した。一方、前期降雨量の変わりに、1m深土壌水の圧力水頭を指標として、降雨直前の地層状態を表せる。各深度の水理水頭の変化から見ると、深さ2mまでの土層が地中水への涵養量及び涵養速度を調整する。実験地における深度6mでの水理水頭の変化が地表からの降雨浸透に起因する圧力伝播状態に左右される。

# 目 次

1 序 論	1
1.1 まえがき	1
1.2 研究背景	1
1.3 本報告書の構成	2
参考文献	3
2 研究地での地中水環境	4
2.1 研究地概要	4
2.2 研究方法	7
2.3 まとめ	7
参考文献	8
3 降雨特徴	10
3.1 従来の研究	10
3.2 研究地概要と観測方法	12
3.3 結 果	13
3.4 考 察	13
3.5 結 論	14
参考文献	16
4 表層土壌水分量の時空間分布	18
4.1 従来の研究	18
4.2 研究方法	19
4.3 結 果	20
4.4 考 察	27
4.5 結 論	30
参考文献	30
5 降雨浸透特性	33

5.1	はじめに	33
5.2	従来研究	33
5.3	研究方法	34
5.4	結 果	35
5.5	議 論	41
5.6	結 論	41
	参考文献	42
6	草地と林地における浸透の違い	44
6.1	はじめに	44
6.2	従来の研究	45
6.3	研究方法	46
6.4	結 果	47
6.5	考 察	48
6.6	結 論	51
	参考文献	51
7	ま と め	53

# 1. 序 論

## 1.1 まえがき

水は、持続的な自然エネルギーによって循環系を形成し、自然の水循環のもたらす恩恵は、人間だけでなく、流域全体の生態系を根底から保障している。現在水に関わる様々な問題が現れ、それを解決するためには、水循環という総合的な視点の導入、及び地形・地質等の自然条件や土地利用などの社会的条件等の地域特性をふまえ、流域を基本単位とする研究が必要である。そこで、本研究調査地域である多摩川流域に覆われるローム層が降雨浸透の境界層であり、流域における水循環および物質循環を大いに左右する。一方、近年、産業廃棄物、農薬、生活排水などの混入による土壌・地下水汚染が深刻な社会問題となっている。ローム層における地中水の特性がこれらの汚染物質の移動・拡散を評価するための基礎的知見としても重要である。しかし、これらの地層における降雨浸透水の移動機構について十分な研究がされておらず、特に、浸透に関する研究は点観測で行われたものが多かった。そこで、本研究は、それらの問題を解決するためには、まず、面的な降雨浸透観測を試み、その上で水の浸透に大きく支配されている汚染物質の挙動についても詳細な調査、研究を進むこととした。

## 1.2 研究背景

現在、我々の前に、地球温暖化、オゾン層破壊、森林破壊、砂漠化などのグローバルな環境問題を直面している。森林は我々人類にとって、かけがえのない存在である。森林は水質保護と土壌を安定させる役割があると同時に、森林は大部分の陸生の植物と動物に居場所を提供している、さらに、その生物多様性は我々に十分な食糧と健康に欠かせない薬を保証してくれた。森林の中に、今も5千万の原住民が住んでいる。

森林は大量な二酸化炭素を吸収している。その二酸化炭素は現在の地球温暖化を引き起こした温室ガスの一つである。しかし、樹木が燃焼或いは腐敗した後に、大気中に炭素を放出し、地球温暖化をいっそう加速する恐れもある。

森林に生息する土壌生物は落葉・落枝を腐らせ分解することによって生命を維持していますが、この過程において、土壌の団粒構造を発達させ、土壌孔隙をつくり、土壌を膨軟化し肥沃にしています。また、土壌の孔隙は、スポンジのように雨水を地中に蓄え、徐々に河川へ送り出しています。森林は、こうした河川等への流出量の平準化により洪水の防止や渇水の緩和に役立っており、このような機能を指して森林は「緑のダム」といわれています。さらに土壌の孔隙は水を濾過したり化学物質を吸い取って水を浄化し

ています。森林が生み出す水は汚れがなく、岩石の間を通ることによりミネラルを含み、国民の健康な生活に必要なばかりなく、農業用水、工業用水、発電用水として利用され、さらに漁業にとっても大切なものとなっています。

森林のもう一つの役割は土壌・水・空気・木との間の複雑な相互作用によって、局地の気温を影響し、それによって、降水を影響し、最終的には、気候まで影響を及ぼす。しかし、土壌・水・空気・木との間の相互作用はまだ十分に分かっていない。水文学の角度から見れば、森林だけでなく、すべての植生が水文過程に大きな影響を及ぼしている。

一方、自然な帯水層において、不均一性が著しいことは最近発表された論文の中に、ますます認められるようになってきた。例えば、透水係数や貯流量係数などの帯水層性質を反映する物理量は空間的不規則性を有し、涵養・汚染源・境界条件も時空間の変数である。その不均一性がゆえに、地下水流動場を予測する際に、不確定性を生じ、さらに、地下水流動系における物質輸送を予測するときに、その正確性を影響する。その不均一性を扱うとき、統計的な手法を用いるのが普通である。

現在、各スケールにおける、不均一性を詳細に特徴づけることが強調されている。例えば、汚染範囲を定量化するときには、詳細なデータが必要になっている。現在、データは益々細かくなってきた。そして、その極めて細かいデータを解釈するために、微分式に基いた伝統的な方法は物足りなくなった。例えば、亀裂岩系で行った干渉試験とトレーサー実験の結果から見れば、観察を行ったスケールにおいて、それらの系を均一媒体として扱うことはとうてい出来ない。

森林流域が土壌、植生、大気という三つの要素から構成される連続システムであって、しかも、森林微気象、植生生理、土質、地形、土壌物理等の極めて多様な因子が存在して作用する複雑な系となっているためである。

### 1.3 本報告書の構成

本報告書が森林における水のインプット及び浸透過程に主眼を置き、次のような章の構成となる。

第一章は、本章であり、報告書の全般の内容を概説する。

第二章は、研究地の概況を説明する。

第三章は、林外雨、林内雨、樹幹流の特性を調べ、森林内における降雨の時空間分布を報告する。

第四章は、林地内における土壌水の空間分布の不均一性、林内降雨の空間分布特性および浸透に与える影響について論じる。

第五章は、林地及び草地における浸透特性を調べ、植生種類によって、浸透に与える影響を報告する。

第六章は、林地の年間水収支を論じる。

第七章は、結論である。

## 参考文献

- 新井秀子・田瀬則雄（1992）：玉川上水における流下に伴う水質の変化、筑波大学水理実験センター報告、No.16、P.39-43.
- 安藤義久・大隅多加志・高橋 裕、松尾禎士（1983）：都市河川の環境維持流量としての地下水流出の形態と涵養源に関する研究—野川における事例的研究—第11回環境問題シンポジウム講演論文集.
- 国分寺市都市整備部（1987）：「野川関連清流復活に関する親水調査委託報告書」.
- 国分寺市（1988）：「水と緑の実態調査報告書」.
- 国分寺市建設部（1988）：「湧水群等調査委託報告書」.
- 国分寺市建設部（1989）：「湧水群保全対策調査概要報告書」.
- 国分寺市建設部・（1989）：「国分寺市湧水源台帳」.
- 小金井市環境保全課（1986・87・88）：「野川水域環境調査業務結果報告書」.
- 小金井市環境保全課（1989・90・91）：「小金井市水域環境保全調査」.
- 高橋 裕（1983）：野川流域における水循環機構に関する試験流域による研究、とうきゅう環境浄化財団.
- 高付弘毅（1985）：多摩川における湧水の涵養機構に関する研究、とうきゅう環境浄化財団.
- 田瀬則雄、秋山 聡、小林 師、細野義純（1989）：玉川上水における再通水の環境科学的評価—地下水への影響—、筑波大学水理実験センター報告、No.13、55-61.
- 東京都土木技術研究所（1968）：「北多摩幹線排水路流域地下水調査報告書」.
- 東京都環境保全局水質保全部（1990）：「東京の湧水」.
- 平野晃章・小倉紀雄（1985）：水質変動からみた湧水の湧出機構推定の試み、水利科学、1992、No.6.
- 吉田和広・小倉紀雄（1978）：野川湧水中の硝酸塩濃度とその起源、地球化学、Vol.12、44-51.

## 2. 研究地での地中水環境

本研究が地域全体の水環境を把握すると共に、典型的な林地を選んで、長期的な観測を行った。

### 2.1 研究地概要

研究地は東京都田無市東京大学附属演習林田無試験地内に位置する（図2-1）。田無実験地は、武蔵野台地北部を開析する石神井川、黒目川にはさまれた大地面のほぼ中央部に位置し、地形学的には武蔵野面と総称される地形面上にある。武蔵野面は細かく見ると、礫層上面に接するローム層の層位の差に基づいて古い方からM1面（成増台、朝霞台、豊島台）、M2面（本郷台、赤羽台）、M3面（中台段丘）に区分される（日本の地質「関東地方」編集委員会、1986）。本研究地はM1面（成増台、朝霞台）に相当する。また、実験地でのボーリング柱状図（図2-2）を見ると、この地点の地質は上位から黒ボク土（0m～0.5m）であり、草根、木根を多く混入する。その次は関東ローム（0.5m～6.8m）であり、軽石、スコリヤ、腐食物質を混入している。関東ロームの下位には、凝灰質粘土（6.8m～7.4m）であり、腐食物質を混入し、粘着性が強い。さらに、シルト混じり砂礫（7.4m～21.3m）の存在が確認される。

観測圃場を設置した地点の海拔標高は約58mで、台地面は北東方向へ緩やかな勾配で傾斜しているが、観測圃場を中心とする一帯は平坦で、また、観測圃場で行った浸透能試験によると浸透能は $1.26 \times 10^{-4}$  (cm./sec) と大きく、表面流出や湛水が生じることはほとんどない。

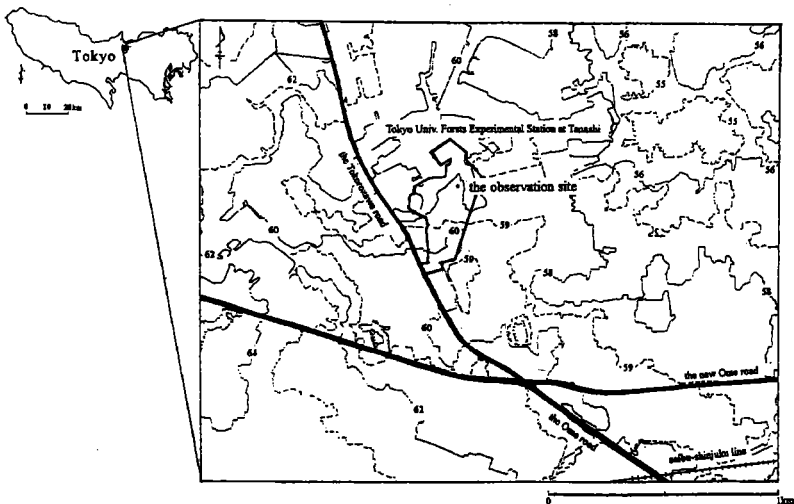
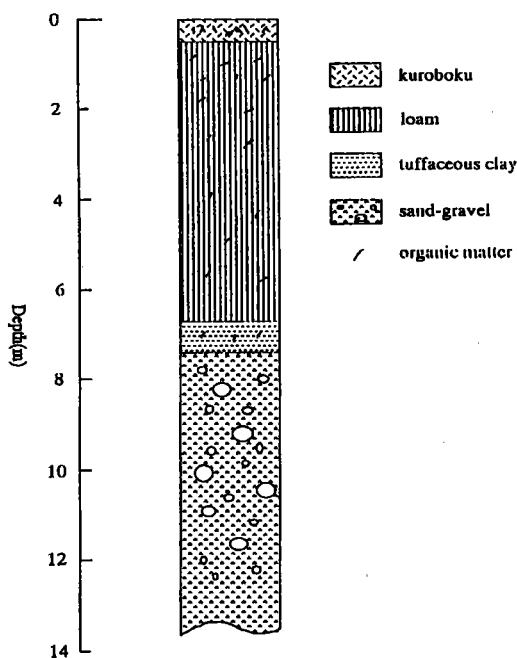


図2-1 研究地概要





(Note; date obtained with boring core on May 15, 1994.)

図 2-2 実験地でのボーリング柱状図

なお、観測圃場を設置した場所は、昭和 4 年（1929 年）の試験地発足以来手つかずのままにされており、本研究が始まるまで雑草は刈り取られるだけで、根茎はそのままにされていた。また、周囲にはわずかながら自然林が残されている。従って若干植生の影響を受けると考えられるが、極めて自然状態に近い関東ローム層であると考えられる。

ボーリングの際に採取したコアサンプルを用いて、各深度の土壤飽和透水係数を測定した。飽和透水係数は蒸留水を満たした減圧容器に試料円筒を入れ、真空ポンプで容器内を減圧し、気泡が出なくなるまで飽和させた後、JSFT311 に従い、変水位法を用いて求めた。表 2-1 に各深度の飽和透水係数の測定結果を示す。観測圃場における飽和透水係数は  $2.5 \times 10^{-6} \sim 5.0 \times 10^{-3}$  (cm/sec) の範囲で、全層の平均は  $9.7 \times 10^{-4}$  である。また、関東ロームの飽和透水係数については、竹中（1968）は、川崎市生田の深度 7~790cm で  $4.0 \times 10^{-4} \sim 1.0 \times 10^{-2}$  (cm/sec)、三鷹市天文台の深度 10~700cm で  $4.0 \times 10^{-4} \sim 1.0 \times 10^{-2}$  (cm/sec)、安池・鈴木(1986)は、川崎市宮前区の深度 0~300cm で  $1.33 \times 10^{-5} \sim 6.44 \times 10^{-4}$  (cm/sec)、(100cc サンプルの鉛直方向の飽和透水係数) と報告している。  $10^{-6}$  (cm/sec) オーダーを示した深度 390cm、540cm、690cm の飽和透水係数は、試料採取時に受けた圧密が若干影響していると思われるが、観測圃場における飽和透水係数はほぼ上記の報告と一致しているので、一般的な関東ロームの飽和透水係数を示していると考えてよい。

表 2 - 1 実験地各深度土壌の比重、空隙率および飽和透水係数一覧表

depth (cm)	drybulk density $\rho_b$	specific gravity $\rho_s$	solid ratio $S_r$ (%)	porosity $n$ (%)	saturated hydraulic conductivity $K_s$ (cm/sec)
15	0.543	2.507	21.67	78.33	
30	0.566	2.513	22.53	77.47	5.0E-03
60	0.569	2.551	22.31	77.69	2.4E-03
90	0.527	2.603	20.26	79.74	1.7E-03
120	0.529	2.564	20.64	79.36	9.5E-04
150	0.571	2.552	22.37	77.63	1.6E-03
180	0.567	2.546	22.26	77.74	
210	0.544	2.470	22.01	77.99	1.0E-03
240	0.537	2.557	20.99	79.01	5.2E-04
270	0.578	2.732	21.15	78.85	3.0E-04
300	0.635	2.518	25.22	74.78	5.3E-04
330	0.578	2.636	21.94	78.06	5.6E-05
360	0.627	2.685	23.34	76.66	1.3E-06
390	0.602	2.702	22.27	77.73	3.1E-06
420	0.601	2.704	22.23	77.77	2.1E-05
450	0.589	2.535	23.23	76.77	2.3E-05
480	0.531	2.534	20.96	79.04	1.8E-03
510	0.582	2.685	21.67	78.33	3.5E-03
540	0.575	2.683	21.41	78.59	2.5E-06
570	0.558	2.688	20.75	79.25	1.0E-03
600	0.577	2.684	21.49	78.51	4.0E-05
630	0.581	2.710	21.42	78.58	6.0E-04
660	0.633	2.715	23.33	76.67	3.5E-04
690	0.576	2.693	21.38	78.62	2.9E-06
average	0.574	2.615	21.95	78.05	9.7E-04

水分特性曲線は、蒸留水を満たした減圧容器に試料円筒を入れ、真空ポンプで容器内を減圧し、気泡が出なくなるまで飽和させた後、pF 1 ~ 1.5cm (圧力水頭で -10.0 ~ -31.6 cm H<sub>2</sub>O) の範囲を土柱法によって求め、pF 1.5 ~ 3.2cm (圧力水頭で -32.6 ~ -1584.8cmH<sub>2</sub>O) の範囲を、JSFT151に従い、加圧法によって求めた。図 2 - 3 に、その結果を示す。図中の曲線はいずれも排水過程を示す。図 2 - 3 から明らかのように、観測圃場における関東ローム土壌の空気侵入値は、いずれの深度においても、-20 ~ -10cm H<sub>2</sub>Oを示す。そしてこの空気侵入値を境にして、圧力水頭の低下に伴う水分特性曲線の勾配はほぼ一定で、圧力水頭の低下に伴って土壌水分は徐々に排水されることを示している。図 2 - 3 に示す水分特性曲線は、関東ロームの下層土に特有な水分保持形態を示しておる。ただし深度1.0mの関東ローム土壌は、他の深度に比べ圧力水頭の低下にともなう水分特性曲線の勾配は急で、-100cmH<sub>2</sub>Oで変曲点をもつ。

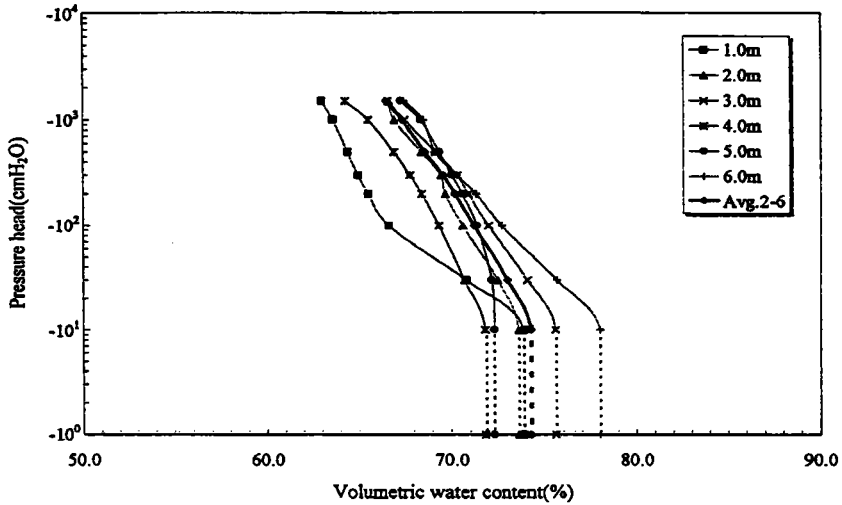


図 2 - 3 観測圃場における関東ローム土壌の水分特性曲線（排水特性）

## 2.2 研究方法

実験地において、下記の方法で林外雨、林内雨、樹幹流、表層土壌水分量、土壌水の浸透速度等を1996年から1999年まで観測し、そのデータを基づいて、異なる植生条件下での土壌水分空間分布や水収支を調べた。

- (1) トレーサー 観測圃場において30×70mのサイトに10m間隔で合計32箇所それぞれ飽和塩酸ナトリウム水溶液を200cc散布する（1996年5月21日）（図2-4に参照）。その後、トレーサーを入れた地点でボーリングを行い、土壌サンプルを取り、各地点におけるトレーサーの濃度プロファイルならびに土壌性質のプロファイルを調べ、水分移動を追跡する。
- (2) 一ヶ月か二ヶ月かごとに上記の32箇所表層土壌サンプルを取り、炉乾法でその水分量を調べる。
- (3) TDRを用いて、上記の32箇所のうち、林内四箇所で一時間表層土壌の含水量を調べる。
- (4) 樹幹流下量と樹冠通過雨量と林外雨量を自記雨量計で計測する。
- (5) 代表の木を選定し、樹幹から50cm、100cm、150cm、200cm、250cm離れたところで林内雨と表層土壌水分量を測定する。

## 2.3 まとめ

これまでの研究は、主に降雨が地表面を通過した後に、関東ローム中の水の浸透特性を注目したものが殆どである。しかしながら、実際に、主に林冠による降雨の遮断など

に起因する降雨の不均一性が地表面に到達する降雨の量を大きく左右する。土壌の空間不均一性問題の以前に、降雨の空間不均一性が考えられなければならない。本研究は、そのような植生による流域に降雨インプットの空間不均一性を考慮し、関東ロームにおける土壌水の時空間分布、土壌水の速度などを調べた。

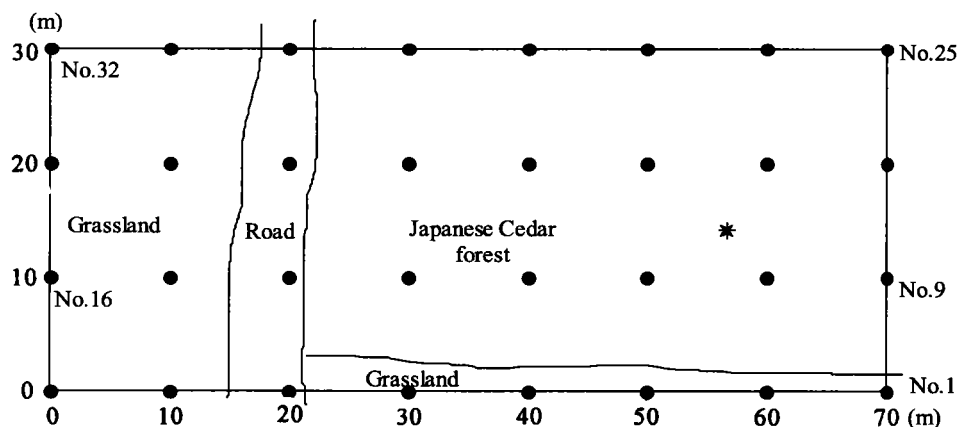


図 2 - 4 実験地の概略図 (●：サンプル地点)

## 参考文献

- 竹中 肇 (1968)：関東ロームの物理的特性について、第 4 紀研究、Vol. 7 (3)、109-115.
- 竹中 肇、田淵俊雄、田淵公子、多田 敦 (1963)：関東ロームの自由水分、農業土木研究、別冊、Vol. 7、61-67.
- 日本の地質「関東地方」編集委員会 (1986)：日本の地質 3、関東地方。共立出版社、169p.
- 安池慎治、鈴木裕一 (1986)：関東ロームの透水性とその異方性について、日本地下水学会誌、Vol. 28(4)、163-171.
- 関東ローム研究グループ (1965)：「関東ローム—その起頼と性状—」。築地書館。
- 消防研究所 (1968)：「武蔵野台地における地表水および地下水の測水資料」。消防研究所技術資料、第 1 号。
- 消防研究所 (1970)：「武蔵野台地における帯水層の形状に関する調査資料」。消防研究所技術資料、第 3 号。
- 新藤静夫 (1968)：武蔵野台地の水文地質。地学雑誌、Vol. 77、223-246.
- 新藤静夫 (1970)：武蔵野台地の地下地質。地学雑誌、Vol. 78、449-470.

新藤静夫 (1980) : 武蔵野台地における深層地下水の動態. Vol. 89、336-347.

新藤静夫、太田和寿 (1993) : 武蔵野台地の段丘崖に分布する著名湧水の湧出機構の解明とその保全ならびに環境モニターとしての機能の研究、とうきょう環境財団助成研究. 84p.

細野義純 (1971) : 自由地下水面の変動の性状について — とくに武蔵野台地の場合 — .  
71IAH 国内シンポジウム論文集 54-61.

### 3. 降雨特徴

#### 3.1 従来の研究

水は絶えずに循環している。ある系における水循環は一般的に水収支で現わす。水収支には大きくインプットとアウトプットに分けられる。インプットの角度から見れば、森林流域では、降雨に対して樹木の遮断、樹幹流と樹冠降雨の再分布は重要なプロセスである。樹木による降雨の遮断と再分布は中緯度 (Rothacher, 1963; Ruter, 1963; Helvey and Patric, 1965; Clements, 1971) と熱帯 (Jackson, 1975) 生態系において研究されてきた。森林流域と非森林流域では降雨による涵養の違い樹木の種類によって涵養が違うなどのことが明らかにされてきた。塚本ら (1988) は八王子の多摩試験地で杉、ヒノキ、カラマツについて、年遮断量を調査した。その結果、年降雨量の中に遮断量を示していた割合が杉 (30.5~49.4%) > ヒノキ (23.1%) > カラマツ (18.4%) の順となったことがわかった。

森林流域は基本的に、「土壌 (Soil)」、「植生 (Plant)」および「大気 (Atmosphere)」の3要素が有機的に結合した連続システムと考えられる。流域における水移動機構を大気中から樹冠に達した雨水が流域外へ流出するまでを対象として考えると、主として「降雨遮断蒸発過程」、「蒸散過程」および「浸透・流出過程」の3つの素過程に大別できる。

樹冠に捕捉された降雨は、一般に幹を經由して地表に到達する「樹幹流」成分と樹冠面より直接地表へ落下する「滴下」成分のいずれかによって地表へ到達し土壌内へと浸透して行く。また、樹冠に捕捉されることなく地表に達する「直達雨量」と「滴下雨量」の和を「樹冠通過雨量」、「樹冠通過雨量」と「樹幹流下量」の和を「林内雨量」と呼んでいる (例えば、塚本 (1992))。樹冠に捕捉された雨水の一部は地表に到達することなく、降雨終了後に日射量、気温の増加あるいは湿度の低下にともなって再び大気中へ還元される。これが樹冠での降雨遮断にともなう雨水の蒸発過程であり、主に植生 (樹体) の表面で発生する。

一方、土壌中に発達した根系が土壌水分を吸収し、樹液として幹内を上昇させて、最終的に樹冠の気孔から大気中へと還元させるのが蒸散過程であり、前述の蒸発過程とは大きく異なって、主として植生の内部で行なわれる。土壌内における土壌水分の吸収過程では、土壌と植生という2つの要素があり、葉面の気孔から大気中へと放散される過程では植生と大気という2つの要素がある。そして、その渾は互に密接に関連し合っている。また樹液の上昇過程を通して、日射量、気温、湿度あるいは風速というような大

気中における条件変化が土壌へと伝達される一方で、土壌水分量の減少といった土壌中における条件変化が、逆に樹冠面へと伝達されることが知られている。したがって蒸散過程は、土壌、植物、大気という森林構成要素のいずれとも深く関連する水文素過程と  
いてよい。

国内における観測研究例としては、アカマツ林、カラマツ林を対象とした村井 (1970) の研究、ヒノキ林を対象とした藤井 (1959)、服部ら (1982) の研究、およびアカマツ・ヒノキ混交林を対象とした鈴木ら (1979a, b) の研究など枚挙に暇がない。一方で、海外においてもボンデローサ松を対象とした Rowe (1951)、シロマツやダグラスモミを対象とした Helvey ら (1957) を始めとして、ヨーロッパマツを対象とした Gash and Morton (1978)、シトカマツを対象とした Calder (1977) の研究などが多数ある。近年では、熱帯雨林を対象とした Hutjes et al. (1990) のような研究も観られる。これらの研究で得られた結果はいずれも一降雨の林外雨量と樹冠通過雨量、樹幹流下量および降雨遮断量の関係を線形回帰して整理されている。

樹種やその他の要因によって若干の違いはあるとしても、樹冠からの遮断蒸発量に占める降雨中の蒸発量の割合はかなりの大きさであることが認識されてきた。その理由として森林の葉面積が大きいと蒸発過程に与る蒸発面積も大きくなるという指摘 (吉良 (1976)) がある。また、降雨中蒸発に関するエネルギーの収支について、降雨中での蒸発潜熱が純放射量を上回るという興味深い報告 (服部、近嵐、竹内 (1982)) がある。塚本ら (1988) は降雨強度が大きくなれば降雨中蒸発強度もそれにつれて大きくなるという現象を報告している。

一般に降雨中蒸発量には樹冠の厚さ、枝葉群の密度や葉の有無など樹種や森林構造の他に、樹冠の滴れ具合、降雨強風、降雨継続時間、更には樹冠付近での微気象といった複数因子の影響が存在する。したがって従来のように経験的な回帰式から遮断蒸発量を求める方法論を取る限り、こうした複数因子の影響を考慮することは不可能である。正確な遮断蒸発量を推定するためには、刻々と変化する樹冠付近の微気象を取り込んで樹冠附着水の動態を経時的に的確に表現することが不可欠と考えられる。

降雨の遮断蒸発過程に関する数理的なモデリングは Gash and Morton (1979) のように、これまでの回帰式をベースとしたいわゆる analytical model と Rutter ら (1971、1975) に代表されるように樹冠 (枝葉) と樹幹 (幹) を一つのタンクと見なして雨量収支を定式化した貯留型モデルの 2 系統がある。

一方、森林流域において、涵養は樹冠流下雨と樹幹流にだけではなく、土壌性質な

ども大きく依存する。しかし、多くの研究は、林床の上の遮断損失と降雨再分布に注目している。それと土壌水分量と総合して研究を行う例はまだ少ない。

樹冠流下雨のパターンに関する研究は非常に希である。さらに、木の種類と林分密度と風の通しなどに密接に関わっているから、他人の研究結果がそのまま引用するには無理がある。

本章では、詳細に樹冠降下雨のパターンを述べる。第4章と第5章では、その降雨パターンが土壌水分量と浸透に与える影響を論述する。

## 3.2 研究地概要と観測方法

### 3.2.1 研究地域

研究地域に関することの一部はすでに前章で述べてある。ここでは、杉林に関することを付け加えることにする。杉林の杉は1961年に植えられ、つまり樹齢が38年になった。平均胸高直径は22cmで、平均高さは約30mである。林分密度は400本/haである。

### 3.2.2 研究方法

樹冠通過雨と樹幹流と林外雨を計測するために、合わせて3つの自記雨量計(ONSET Computer Corporation)を用いた。さらに、樹冠通過雨と幹からの距離との関係を検証するために、代表的な木を選んで、その幹から50cmずつ離れた場所で、自製の簡易採雨器を設置した。木と木の間の距離は約5mであり、そして、幹から2.5m離れたところは丁度木と木の真ん中あたりで、その直上は樹冠に覆われていない。外の4つは樹冠の真下に位置する。簡易採雨器は上には直径14.8cm漏斗で、下には容量2Lの採水瓶からなる。採水瓶からの蒸発を防ぐために、漏斗の中にピンポン玉を置いた。風に吹き倒されることを防ぐために、採水瓶の底部分は地下に埋設し採水瓶を固定した。樹冠通過雨は下記の式によって計算した。

$$h = v/10\pi r^2$$

ここで、 $h$ は樹冠通過雨の深さ、単位はミリメートルで、 $v$ は採水瓶に溜まった水の体積で、単位はミリリットル、 $r$ は漏斗の半径で、単位はセンチメートルである。

樹冠通過雨と同時に樹幹流も計測した。プラスチック製のホースを半分切って、樹幹を螺旋状三周りしてから、下部はPVC容器とつながる。幹とホースの間には粘着剤で密接させ、水がもれなく容器に流入するように工夫した。

観測サイトから100m離れたところに、演習林の気象観測所がある。そこでは、日雨



量、風向、風速、最高温度と最低温度を記録している。本章に気象データは上記の気象観測所と OnSet 自記雨量計と自製の簡易採雨器から得られたデータを用いた。

### 3.3 結果

森林地域に降った雨は、一部は樹冠に遮断され、樹冠にとどまり最終的には蒸発される。

表 3 - 1 には1998年3月16日から同年11月4日までの樹冠通過雨と樹幹量と林外雨を表にしたものである。観測期間に、全降水量は1349mmになり、平均樹冠通過雨は全降水量の89.25%で、樹幹量は全降水量の1.43%。そして樹冠による遮断量は全降水量の9.32%に占める。

同じの樹冠通過雨も場所によってかなり違う。表 3 - 1 に示したように、幹から50cm、100cm、150cm、200cmおよび250cm離れたところの全雨量はそれぞれ全降水量の84.45%、87.45%、94.80%、94.65%、86.98%になっている。幹から離れることにつれて、樹冠通過雨は減少する傾向を示している。

表 3 - 1 林外雨、樹幹流及び木から離れる場所での林内雨の変化

場 所		雨 量 (mm)	(%)
林 外 雨		1349	100
樹 幹 流		10988	1.43
林 内 雨 (木からの距離)	50cm	1112	82.45
	100cm	1179	87.45
	150cm	1279	94.80
	200cm	1277	94.65
	250cm	1173	86.98

### 3.4 考 察

樹幹流は幹に沿って幹の周辺に流入する。その流入量を把握し、樹冠通過雨と樹幹流を比較するために、樹幹流は下記の式によって計算してみた。

$$h = v / 10 \pi r^2$$

ここで、 $h$ は雨量で、単位はmm、 $v$ は樹幹流の量、 $r$ は地表面と接する部分の樹幹の半径、測定した結果、ここでは10cmになる。そして、計算した $h$ は10998mmにもなり、全降水量の8倍にも達する。それは、樹幹流は降雨を集める役割があることを示している。樹幹流は point source として、幹の付近に流入し、地下水を涵養する作用は比較的大きいと予想出来る。一方、樹冠の降雨遮断効果があるために、樹冠通過雨は一般に林外雨より小さい。そのために林内では水のインプットからみれば、樹幹の近くには大量のインプットがあって、樹幹から離れたところには小さいインプットがある。その差は大きい。林内雨の分布は極めて不均一であることは明らかである。

同じ樹冠通過雨では、その量は場所によって違う。幹から50cm離れたところの樹冠通過雨は全降水量の82.45%で、最も小さい。樹幹から150cmと200cm離れたところの樹冠通過雨量はそれぞれ全降水量の94.80%と94.65%で、全降水量に近い値になっている。それは幹に近いほど樹冠の厚度が大きく、より多くの雨が遮断され、樹冠通過雨が小さくなるからである。そのことは林外雨と樹幹流と樹冠通過雨の水質データからも示唆される。表3-2及び表3-3には水質データを表わしている。樹幹流は最低のpH位最大の電気伝導度値および最も多くの溶質を有す。それに対して、林外雨にpHが最も高く、電気伝導度が最も低く、溶質も一番少ない。それに、樹冠通過雨にはその中間的な値を示している。さらに、樹冠通過雨の水質からみても、樹冠通過雨の水質は樹幹からの距離と関係があることは明らかである。

樹冠通過雨の量と水質とを比べて、水質の変化がよりスムーズであることがわかる、それは、樹冠通過雨の落下位置が一番低い葉や枝に沿って落ちてくる。その最低位置の葉や枝の分布の不均一性が樹冠通過雨に影響したと考えられる。

### 3.5 結論

樹幹流は大量の水を集中させる役割があって、point source として地面に達し、地下へ浸透していく。樹冠の遮断があるために、樹冠通過雨は林外雨より少ない、non-point source として、地下へ浸透する。結果として、林内の降雨分布は極めて不均一である。その不均一性は必ず表層土壌水分量と地中における水分の浸透過程に影響を及ぼす。そのことについては、ほかの章で述べる。

林内降雨分布をもっと詳しく知るためには、さらに密にした雨量計測が必要である。樹冠厚さの変化と最低位置の葉と枝の分布を調べる必要もある。これはかなり難しいことと思う。なぜなら、木の成長とともに、葉や枝は絶えずに変化しているからである。

表 3 - 2 林外雨、樹幹流及び木から離れる場所での  
林内雨のpH及びECの経時変化〔1998年〕

a. pH

場 所		15-Aug	29-Aug	21-Sep	5-Oct
樹 幹 流		110	53.3	34.2	146.2
林 内 雨 (木からの距離)	50cm	42.1	33.6	21	32.2
	100cm	30.7	26.2	22.8	27.5
	150cm	24.3	24.2	9.27	24.2
	200cm	21.2	20.5	12.3	21.3
	250cm	19.81	18.5	16.41	16.56
林 外 雨		15.89	21	23.5	8.89

b. EC ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )

場 所		Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>
樹 幹 流		4.25	12.76	3.48	1.09	0.60	2.13	4.47
林 内 雨 (木からの距離)	50cm	2.26	10.18	2.58	0.41	0.05	0.00	1.49
	100cm	1.30	6.96	2.52	0.35	0.00	0.07	0.82
	150cm	0.93	4.83	2.33	0.30	0.00	0.12	0.59
	200cm	0.83	4.19	1.17	0.25	0.00	0.26	0.31
	250cm	0.78	4.31	1.35	0.21	0.00	0.25	0.20
林 外 雨		0.61	2.96	0.84	0.20	0.00	0.25	0.14

表 3 - 3 林外雨、樹幹流及び木から離れる場所での林内雨の水質特徴

場 所		15-Aug	29-Aug	21-Sep	5-Oct
樹 幹 流		3.88	3.48	3.28	2.88
林 内 雨 (木からの距離)	50cm	4.76	3.8	4.96	5.11
	100cm	5.2	3.98	4.29	4.95
	150cm	4.85	3.69	4.76	4.85
	200cm	5.28	3.93	4.68	4.03
	250cm	6.06	4.07	5.21	4.79
林 外 雨		4.98	4.27	6.11	4.82

## 参考文献

- 江原貞吉、桃井治三郎 (1917) : 林木の雨水保持量に関する試験. 森林測候所特別報告、4、農商務省山林局.
- 藤井真一 (1959) : ヒノキ林の遮断雨量に関する試験. 日本林学会誌、4 (7)、262-269.
- 服部重昭、近嵐弘栄、竹内信治(1982) : ヒノキ林における樹幹遮断量測定とその微気象学的解析、林業試験場研究報告、318、79-102.
- 平田徳太郎(1921) : 樹冠保留雨量について、森林測候所特別報告、6、農商務省山林局.
- 吉良竜夫(1976) : 陸上生態学. 生態学講座 2、共立出版、166p.
- 村井 宏(1970) : 森林植生による降水の遮断についての研究、林業試験場研究報告、232、25-64.
- 鈴木雅一、加藤博之、谷 誠、福鳥義宏 (1979) : 桐生試験地における樹幹通過雨量、幹流下量、遮断量の研究 (I)、日本林学会誌、61(6)、202~210.
- 鈴木雅一、加藤博之、谷 誠、福鳥義宏 (1979) : 桐生試験地における樹幹通過雨量、樹幹流下量、遮断量の研究 (II)、日本林学会誌、61 (11)、391~398.
- 只木良也、吉良竜夫編 (1982) : ヒトと森林. 森林の環境調節作用、共立出版、82~84.
- 武田京一 (1951) : 林地雨量について. 気象集誌、9 (6)、19~32.
- 塚本良則、太田猛彦、峯村徹哉 (1988) : 降雨中の樹冠蒸発. 水文・水資源学会1988年研究発表会要旨集、PP. 40~41.
- 塚本良則編 (1992) : 森林水文学、文英堂出版、319 p.
- 塚本良則 (1998) : 森林・水・土の保全、朝倉書店、138 p.
- 塚本良則、丹下 勲、峰村徹哉 (1988) : 森林の樹冠遮断量について、波丘地研究、No.6、60-79.
- Beven, K., and Germann, P. F. 1982. 'Macropores and water flow in soils', Water Resour. Res., 18: 1311-1325.
- Clements, J. R. 1971. 'Evaluating summer rainfall through a multi-storied largetooth aspen community', Can. J. For. Res., 1, 165-184.
- Giacomin, A. and Trucchi, P. 1992. 'Rainfall interception in a beech coppice (Acquerino, Italy)', J. Hydrol., 137, 141-147.
- Helvey, J. D. and Patrie, J. H. 1965. 'Canopy and litter interception of rainfall by hardwoods of eastern United States', Water Resour. Res., 1, 193-206.

- Jackson, I.J. 1975. 'The relationship between rainfall parameters and interception by tropical forests', *J. Hydrol.*, 24., 215-238.
- Kirkby, M. J. 1985. 'Hillslope hydrology', In Anderson, M. G. and Burt, T. P. (Eds), *Hydrological Forecasting*, John Wiley, New York, 37-75.
- Miranda, R. A. C. 1994. 'Partitioning of rainfall in a Cocoa (*Theobroma Cacao* Lour.) plantation', *Hydrol. Proc.*, 8, 351-358.
- Mosley, M. P. 1979. 'Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand', *Water Resour. Res.*, 15, 795-806.
- Pook, E. W., Moore, P. H. R. and Hall, T. 1991. 'Rainfall interception by trees of *Pinus radiata* and *Eucalyptus viminalis* in 1300 mm rainfall region of southeastern New South Wales. I. Gross losses and their variability', *Hydrol. Proc.*, 5, 127-141.
- Pook, E. W., Moore, P. H. R. and Hall, T. 1991. 'Rainfall interception by trees of *Pinus radiata* and *Eucalyptus viminalis* in 1300 mm rainfall region of southeastern New South Wales. II. Influence of wind-borne precipitation', *Hydrol. Proc.*, 5, 143-155.
- Rothacher, J. 1963. 'Net precipitation under a Douglas-fir forest', *For. Sci.*, 9, 423-429.
- Rowe, I. K. 1975. 'Rainfall interception by mountain beech', *N. Z. J. For Sci.*, 5, 45-61.
- Rutter, A.J. 1963. 'Studies in the water relations of *Pinus sylvestris* in plantation conditions. II. The annual cycle of soil moisture change and derived estimates of evaporation', *J. Appl. Ecol.*, 18, 521-527.
- San Jose, J. J. and Montes, R. 1992. 'Rainfall partitioning by a semideciduous forest grove in the savannas of the Orinoco Llanos, Venezuela', 132, 249-262.
- Schulze, R. E., Scott-Shaw, C. R., and Nanni, U. W. 1978. 'Interception by *Pinus patula* in relation to rainfall parameters', *J. Hydrol.*, 36, 393-396.
- Tang, C. and Yang, X. 1991. 'Research of the effects of pine on the rainfall interception', *Sup. Acta Sci. Sunyatseni Univ.*, 10(1), 101-105.
- Wang, Y. 1992. 'The hydrological influence of Black locust plantations in the loess area of northwest China', *Hydrol. Proc.*, 6, 241-251.
- White, R. 1985. 'The influence of macropores on the transport of dissolved and suspended matter through soil', In Stewart, B. A. (Ed), *Advances in Soil Science*, 3, Springer-Verlag, New York, 95-120.

## 4 表層土壌水分量の時空間分布

### 4.1 従来の研究

浸透・流出・溶質輸送・蒸発散などの水文循環過程において、表層土壌は重要な役割を果たしている。同様に、地形発達過程と土壌生成過程においても、重要な役割を果たしている。一方、表層土壌水分量を評価することは、上述の水文循環過程・地形発達過程・土壌生成過程に関するモデリングにとっては大切である。

その重要性のために、表層土壌水分量は古くから水文学研究者や他の分野の研究者によって、大小各種のスケールにおいて調査されてきた。その結果、表層土壌水分量の時空間変化が大きいことは昔から知られていた。

多くの研究者は、なぜ表層土壌水分量の時空間変化が大きいかを答えるために、様々な研究を積み重ねて、特に流域のような大きいスケールにおける土壌性質、地形、降雨分布に注目している。しかし、小さいスケール、例えば、10mスケール或いは一本木のスケールの場合には、まだ研究例が少ない。

森林地域では、樹冠通過雨は分散的なインプットとして林床に達し、樹幹流は集中的なインプットとして、地下へ浸透する。樹幹流はより多くの雨水を狭い場所に集めてくる。その故、林内では水のインプットは幹の近くとそうでないところでは量的に違う。

さらに、樹冠構造の違いと樹冠の閉鎖状況などによって、同じ樹冠通過雨でも、場所によって、量が異なる(表3-1)。前章に述べたように、樹冠通過雨は幹からの距離と関係する。林内ではすぐ隣り合う二箇所でも、雨水のインプットがかなり異なる。本章では、雨水インプットの違いが、表層土壌水分量の時空間分布に及ぼす影響を検討することにする。

表層土壌の水分分布が浸透、流出、蒸発散、水質などの流域水循環各素過程に重要な役割を演じる。気候条件、地形、植生被覆などは表層土壌水分特徴を支配する。その意味で、表層土壌水分の変化が環境に敏感に反映する。表層土壌水分量の時空間分布を把握するのは、浸透モデル、物質輸送モデルや短期の気候モデルに非常に重要である。

近年、表層土壌水分量の測定がいろいろなスケールで行われているようになる。Carve 及び Gascuel-Odoux (1997) はフランスの Brittany 地方、Cote-Dan 流域にある 1.3 平方キロの小流域で土壌水分量の空間分布を調べた。その結果、地形や土壌タイプが 1 平方キロスケールの表層土壌水分量を支配することがわかった。

林内雨が林冠や枝を通過し、林床に到達するが、樹幹流が樹幹を経て、木の根元に集中的に流れている。言い換えると、林地での降雨としては、林内雨及び樹幹流がそれぞ

れ非点源と点源である。木から離れるにつれて、林床にインプットされていた雨量が異なり、また、植生の種類や大きさも地面に到達する雨量に影響を及ぼしている。

## 4.2 研究方法

研究地は東京都田無市東京大学農学部附属演習林田無試験地内(図2-1)にある。田無試験地の総面積は約9.1haで、標高約60mの台地面上に位置し、地形的にはほぼ平坦である。気候は夏が暑く、冬が寒い、年平均温度は13.7度で、年平均降水量は約1400mm/yrである。

図4-1と図4-2はそれぞれ1997年及び1998年の日降水量を示したものである。一般的に、年間を通して、一年中に降雨が発生する。大雨は特に梅雨前線の影響で、六月と七月に発生し、夏から秋に台風の影響で集中豪雨が発生する場合もある。

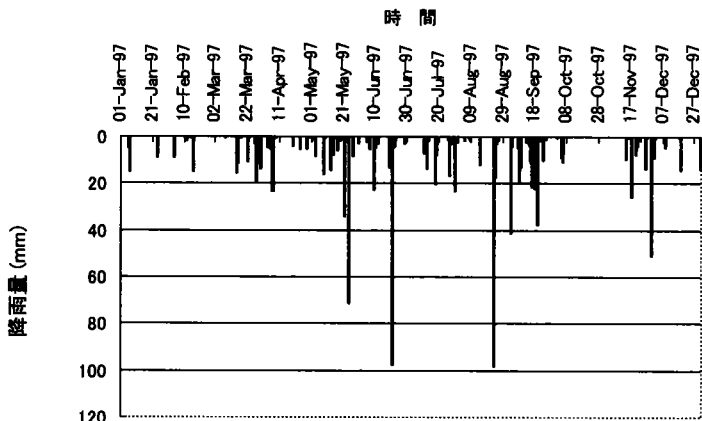


図4-1 実験地の日降水量〔1997年〕

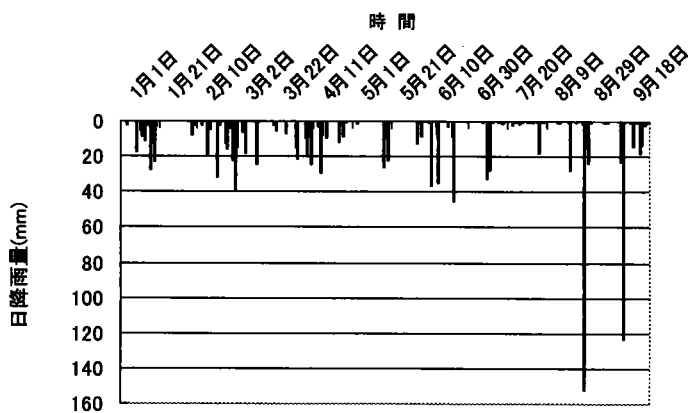


図4-2 実験地での日降雨の経時変化〔1998年〕

研究地の地層では、表層50cmは黒い土で、黒ボク土と称し、黒ボク土の下には赤い土で、関東ロームと称する厚さ6.3mの火山灰である。本地域の帯水層は7m以深の砂層と礫層である。しかし、1998年3月にボーリングする際に、もう1つの地下水面が関東ローム層内部に発見された。その後、計測した結果から、その地下水面は年間通して存在することが分かった。その地下水面の平均標高は2.15mである。

試験地内に30m×70mのサイトを選んで観測サイトにした。観測サイトは、道路を挟んで、一方は1961年に植えた杉林で、もう一方は草地である。すなわち、二種類の植生が存在する。土地利用の角度からみれば、三つのタイプがある：森林と草地と道路。

図2-4には研究地の略図を示してある。黒い点は表層5cmの土壌水分量を測ったところを表わしてある。2、3か月に一回のペースで Theameter という土壌水分計を用いて計測を行った。その目的は観測サイトの表層土壌水分量の空間分布を明らかにすることである。点と点との間隔は10mで、一回の計測で得られるデータは合わせて32箇所になる。

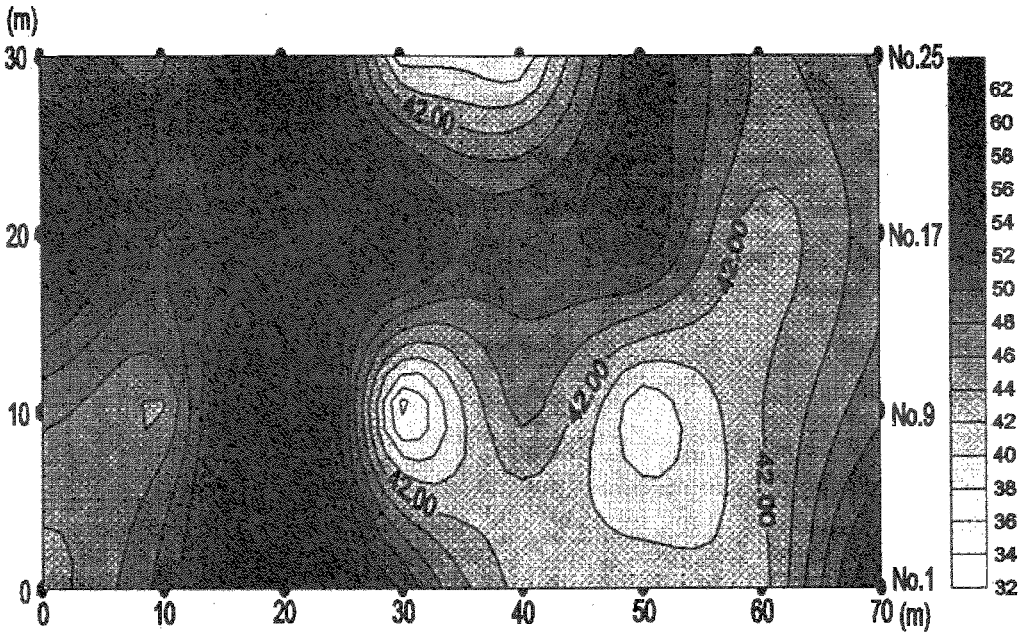
樹木の表層土壌水分量への影響を検証するために、代表の木を選んで、その幹から50cmずつ離れたところで、五本のWater Content Reflectometer (TDR) を設置した。図2-4の星印は杉林内に代表の木の位置を示してある。TDRのprobeはデータローガーにつながる。TDRセンサーは長さが30cmで、地面と垂直に設置された。その計測値は表層30cmの平均土壌水分量を表す。同時に、前章でも述べたように、林外雨と樹幹流と樹冠通過雨も自記雨量計で計測した。

#### 4.3 結 果

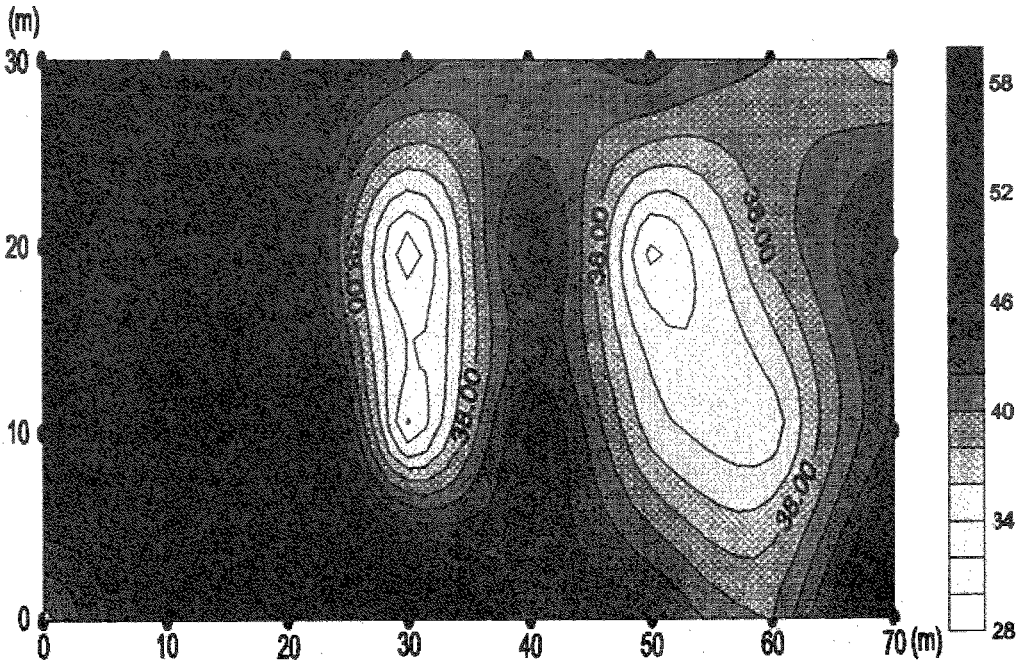
ThetaMeter を用いて、1997年6月7日から1998年8月29日に7回にわたって、表層土壌水分量の測定が行われた結果をまとめた。図4-3は表層土壌水分の測定結果を等値線で表わしたものである。その図に示したように、表層土壌水分量の空間変化は非常に大きい、一定の傾向を現わしている。草地での水分量は林地より高い、道路の水分量は全観測サイトにおいて最も高い。草地の体積水分量は33.1%から43.7%に変化し、林地では26.6%から43.6%まで変化する。道路での体積水分量変化は小さく、46.4%から48%になる。

4回の表層土壌水分量の結果は同じ傾向を示した。草地の方がやや高く、林地の方がやや低く、道路では一番高かった。



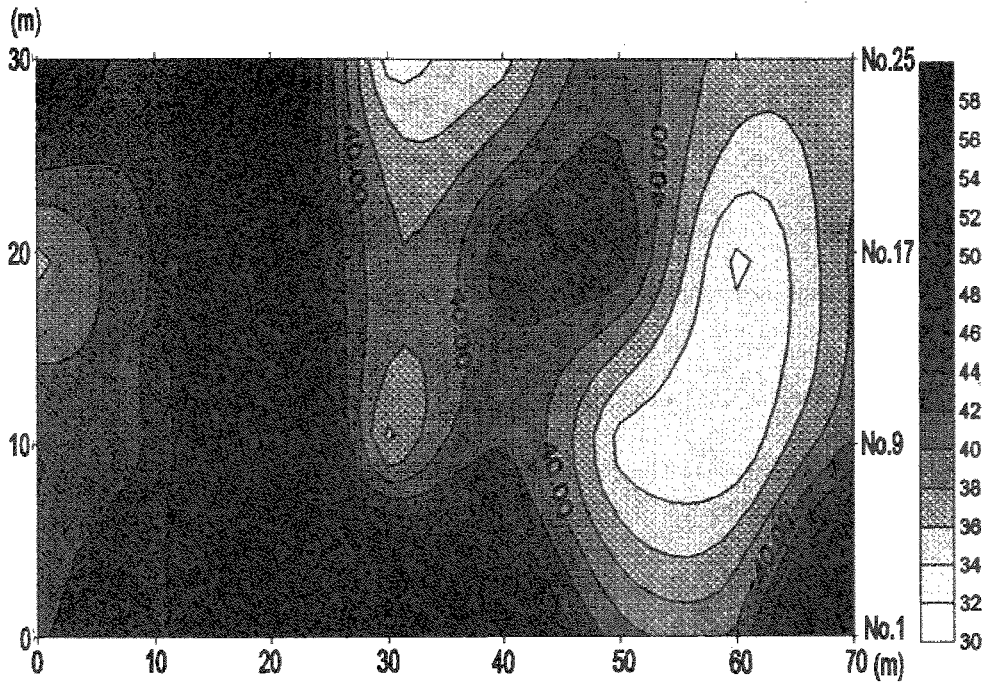


Near-surface soil moisture content (Jun.7,1997)

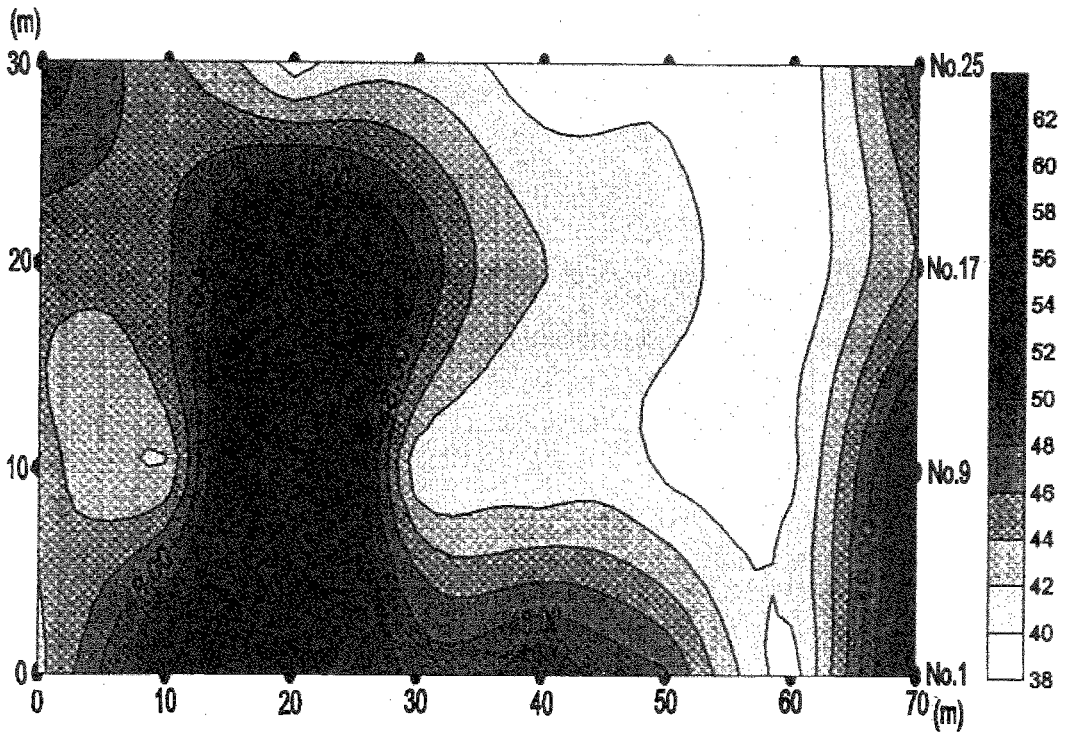


Near-surface soil moisture content (Aug.24,1997)

図 4 - 3 実験地での表層土壌の水分空間分布

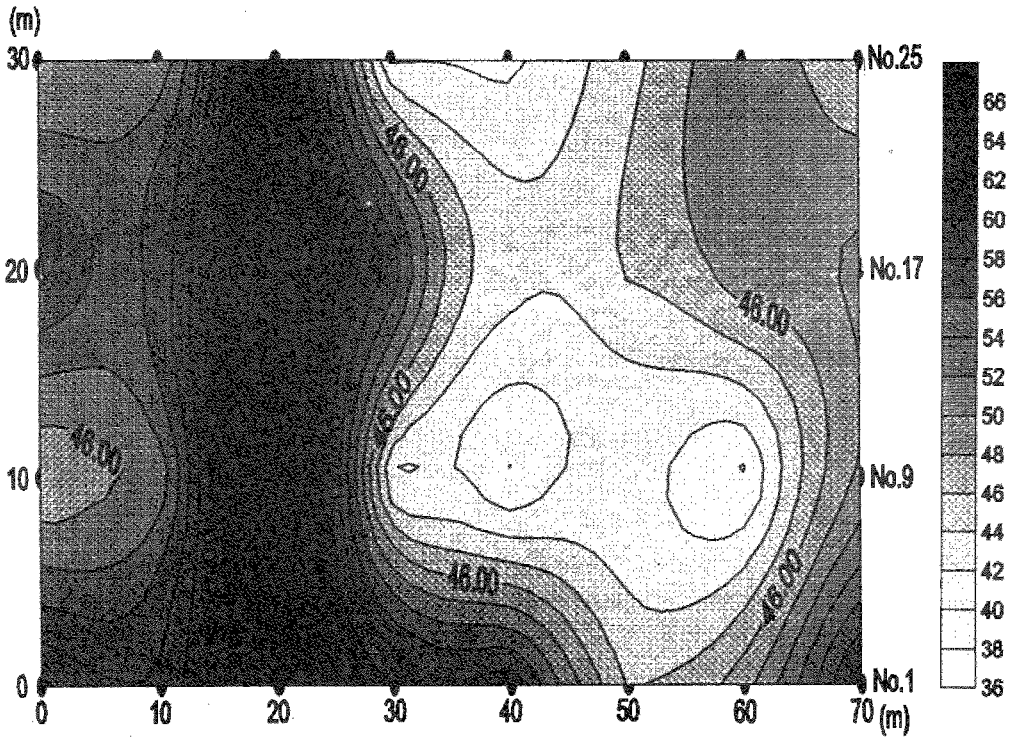


Near-surface soil moisture content (Oct.30,1997)



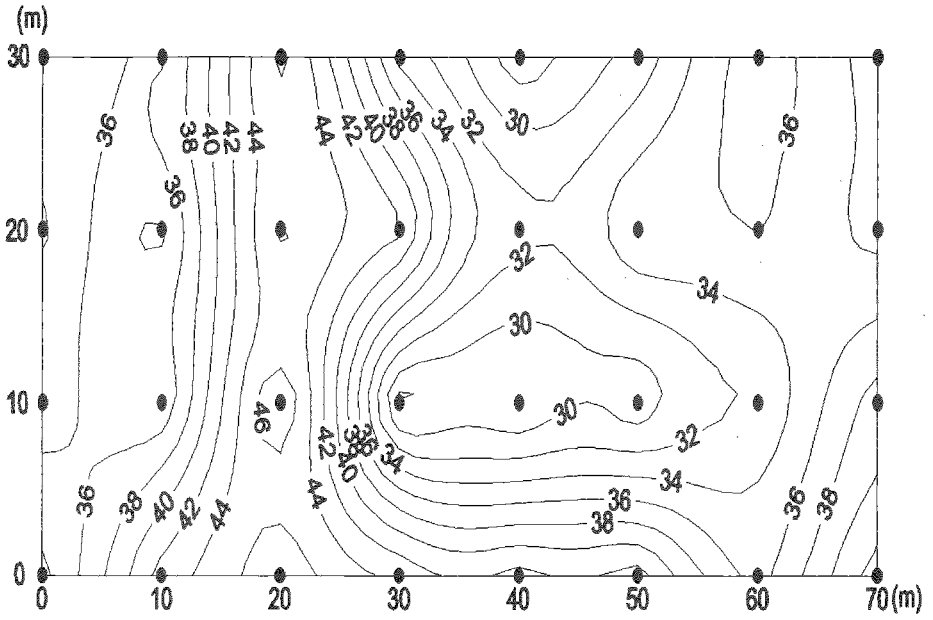
Near-surface soil moisture content (Dec.6,1997)

図 4 - 3 実験地での表層土壌の水分空間分布(つづき)

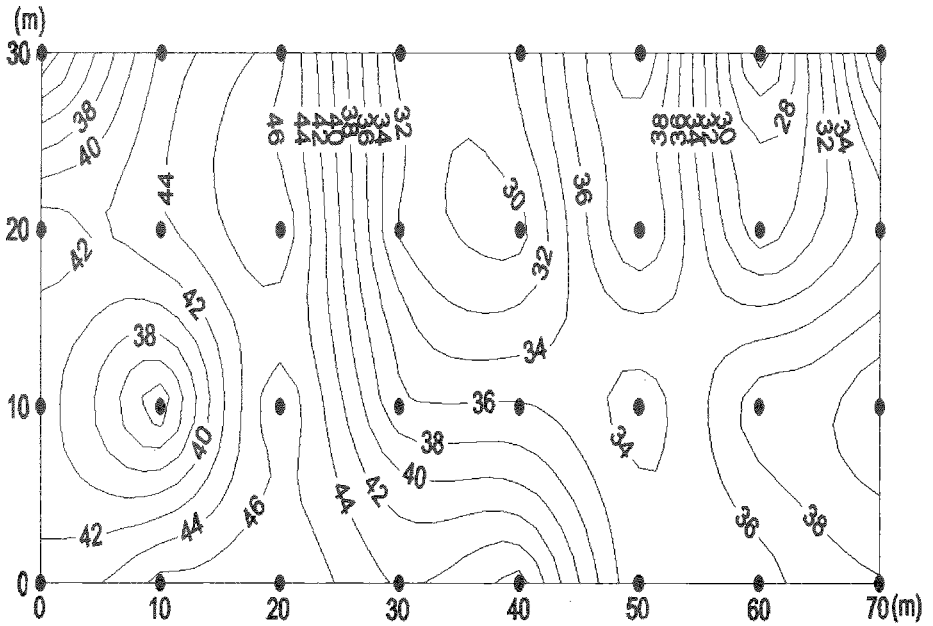


Near-surface soil moisture content (March 8, 1998)

図 4 - 3 実験地での表層土壌の水分空間分布(つづき)



Near-surface soil moisture content (Jun.2,1998)



Near-surface soil moisture content (Aug.29,1998)

図 4 - 3 実験地での表層土壌の水分空間分布(つづき)

図4-4は代表の木の樹冠下で時期は1998年10月19日から29日まで、TDRを用いて計測した結果である。その間に、1998年10月21日13:00から21:00に降雨があったことを記録されている。降水量は41mmであった。図4-4に示したように、樹幹から250cm離れたところでは、土壌水分量は常に最も高い値を示し、100cmのところでは、一番低い値を示した。降雨が発生した後、表層土壌水分量はすぐ増加し、雨が止んだ後に、水分量はゆっくり減少していく。

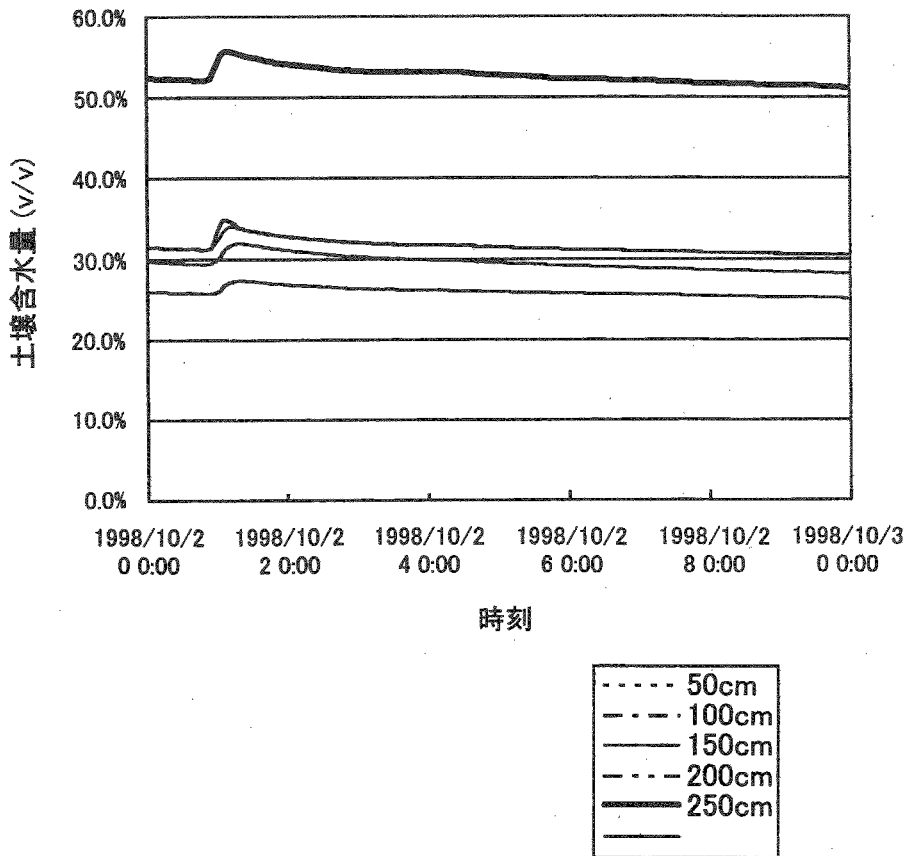


図4-4 イベント期間中の木から離れるにつれて表層土壌水の時空間変化

## 4.4 考 察

前にすでに述べた通り、観測サイトの地形は平坦である。このような面積の小さいサイトでは、地形の影響は無視することができる。同様に、雨が樹冠に達する前には、降雨の空間的変化はないと考えても良いでしょう。本節では、土地利用、樹冠構造、降雨特徴、表層土壌の透水係数が土壌水分量にもたらす影響について考察する。

### 4.4.1 土地利用の影響について

図4-5、4-6および4-7は三種類の土地利用形態に対して、それぞれの表層土壌水分量のヒストグラムである。図は TheFameter 測定値に基づいて作成した。図から道路での表層土壌の平均水分量は55%で、草地は48%で、林地は35%。であることが分かる。このように、異なる土地利用状態では、異なる水分量値を持つことから、明らかに表層土壌水分量は土地利用と密切な関係があると言えよう。

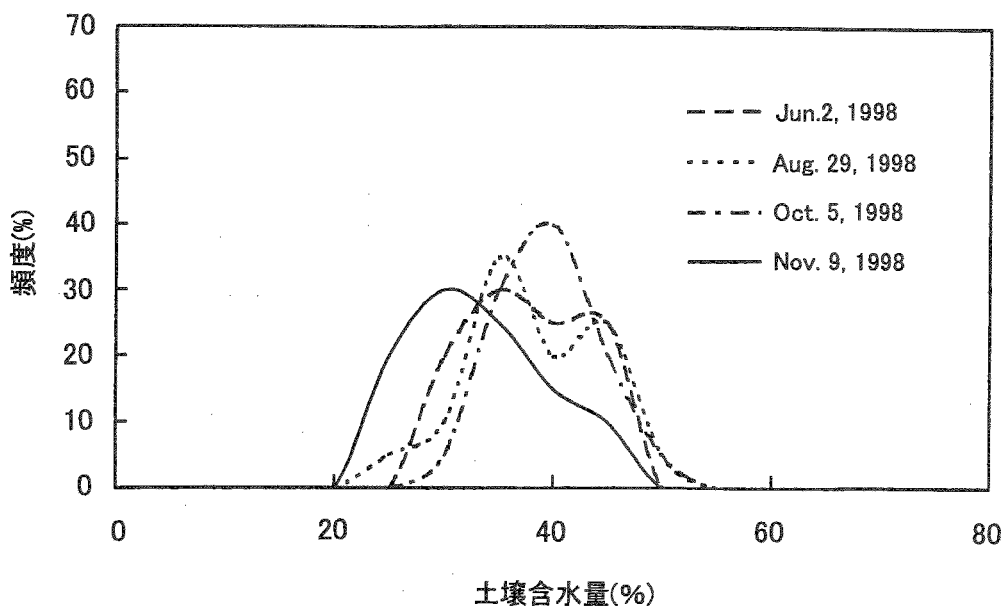


図4-5 林地表層土壌の含水量分布のヒストグラム

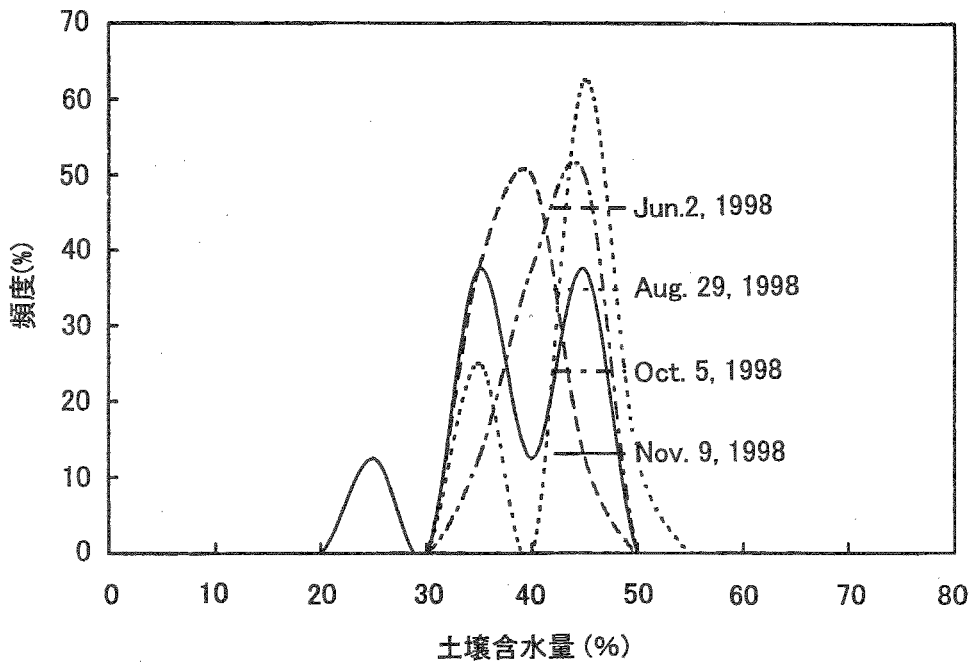


図 4 - 6 草地表層土壌の含水量分布のヒストグラフ

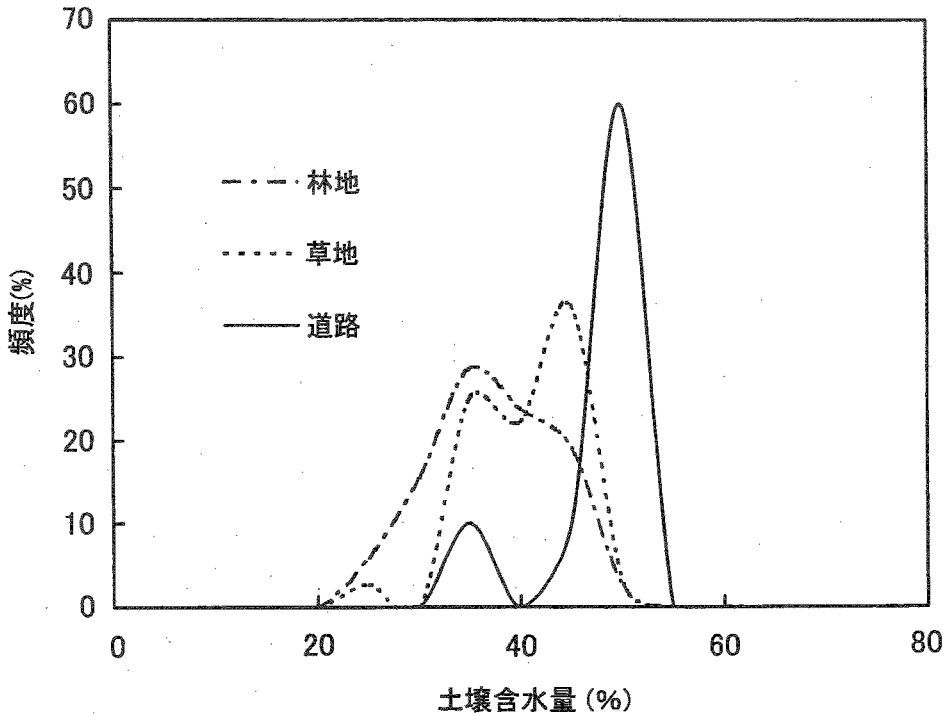


図 4 - 7 表層土壌の含水量分布のヒストグラフ

#### 4.4.2 樹冠構造の影響について

表3-1に示したように、1998年3月16日から11月14日まで、林外雨に対して、樹幹流と樹冠通過雨と遮断蒸発量の比率はそれぞれ1.43%、89.25%、9.32%に占める。

一般に、降雨は遮断蒸発（10-20%）と樹冠通過雨（70-80%）と樹幹流（10%以下）に分けられる（森林水文学、塚本良則編）。樹幹流は point source として、樹幹の近くに浸透する。樹幹の近くは樹幹より離れたところと比べて、降雨のインプットが大きい。樹幹流が林内雨の中で占める割合は少ないが、地下水への涵養は大きいはずである。樹冠構造とうっ閉度によって、同じ樹冠通過雨でも場所によって異なる。表3-1に示したように、樹幹から50cm ずつ離れる異に連れて、総降雨量に対して、樹冠通過雨は82.45%、87.45%、94.80%、94.65%、86.98%になる。林内雨の空間分布は樹冠構造と深く関わっている。表層土壌水分量の角度からみれば、樹幹から100cm離れたところで、一番低い値を示していることは、樹冠通過雨が低いことと対照している。同じ理由で、樹幹から100cmと200cm離れたところで高い水分量値を示すのも降雨量が相対的に多いからである。樹幹から50cm離れたところで、降雨量は一番小さいが、土壌水分量は相対的に高い。それは、その場所は樹幹に近く、樹幹流の影響を受けやすいためである。樹幹から250cm離れたところでは、その林内雨が少ないにも関わらず、土壌水分量が常に高い（図4-8）。それは、その場所は木と木の間であり、根の分布が少なく、根による土壌水の吸収が少ないからである。

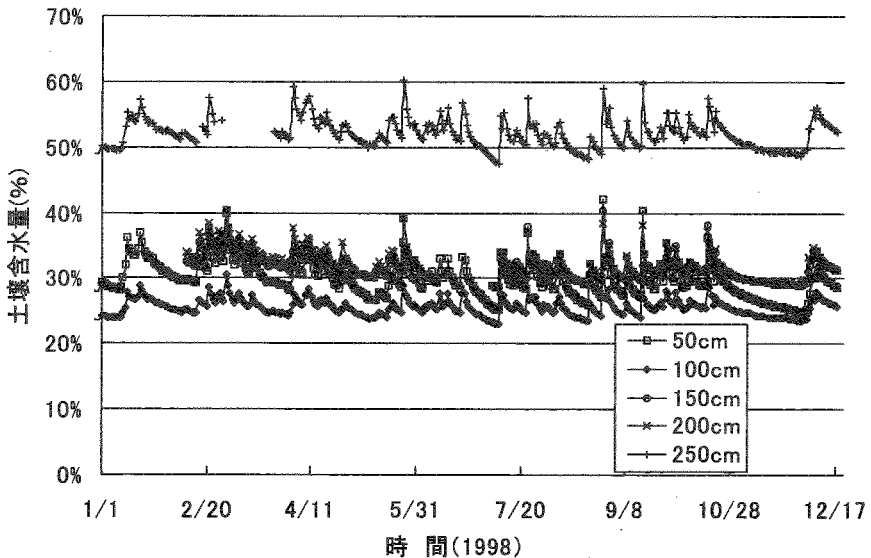


図4-8 木から離れるにつれて表層土壌水の時空間変化



### 4.4.3 降雨特徴の影響

図4-1および図4-2には日降雨量が示されている。土壌水分量と降雨の起こる頻度と比較してみると、降雨頻度が高い時には、表層土壌水分量も高い。降雨頻度の低い時には、表層土壌水分量が低いことが分かる。それは当たり前のことであるが、降雨があると、新しい水が土層に浸透し、それに応じて土壌水分量が増加する。雨が止むあと、深部への浸透や蒸発散によって、次の降雨が起こるまでに、表層の土壌水分量が減少する一方である。降雨が起こる度に、土壌水分量が増加するという循環が起こる。降雨頻度が高い時期には、土壌水分量が減少から再び増加し、相対的に高い状態に保つことになる。降雨頻度が低い時期には、土壌水分量が長い間において減少するために、土壌水分量が割と低い状態にいる。降雨頻度以外に、降雨強度も土壌水分に関係がある。降雨強度が強い時には、土壌水分量の上昇が大きい、降雨強度が低いときには、土壌水分量の上昇が小さい。それも図4-8からはっきりしている。

### 4.4.4 飽和透水係数の影響

図4-9は観測サイトにおいて、表層32点の飽和透水係数を示したものである。道路で取った表層土壌サンプルの平均飽和透水係数は $4.47 \times 10^{-5}$  cm/sで、草地は $7.62 \times 10^{-3}$  cm/s、林地は $7.2 \times 10^{10^{-3}}$  cmである。図4-3の表層土壌水分量の空間分布を比較すると、両者が同じ傾向を示していることが分かる。もう一つ一致しているところは、空間変化が大きいことである。水分量の分布は飽和透水係数と関係があると思われる。すなわち、土壌性質も土壌水分量分布を決める要素の一つである。

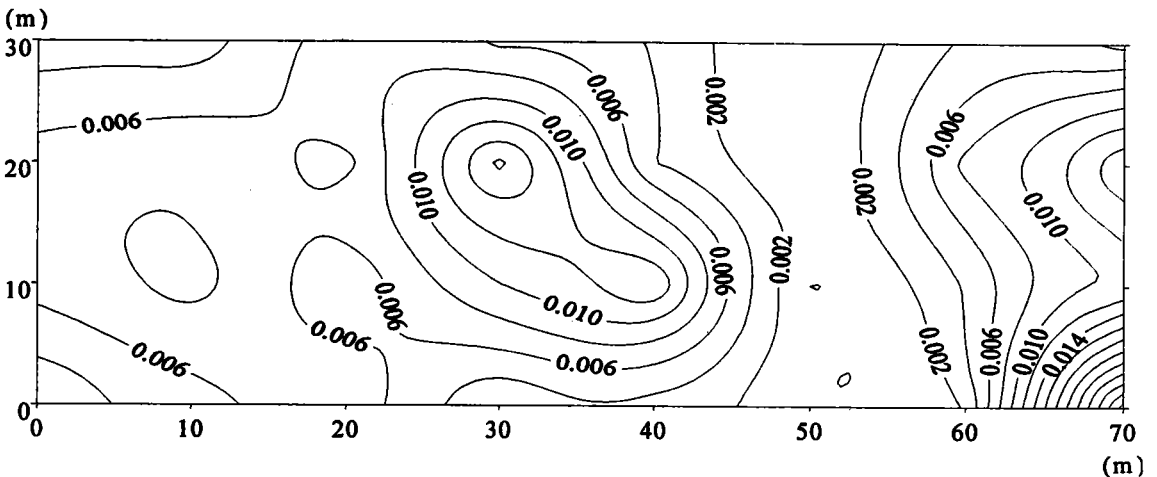


図4-9 実験地での表層土壌の飽和透水係数の空間分布

#### 4.4.5 表層土壌水分量の時空間分布特徴

図4-10は1998年8月29日と1998年6月2日表層土壌水分量の空間変化分布を示す。図を見ると、林地の表層土壌水分量が道路や草地と比べると、減少していることがわかる。逆に、草地の方が、水分量の増大が見られる。このことは、樹木遮断による林床に到達する雨量が少ない一方、樹木成長に多量な水が蒸発散として消費されている。また、水分量の空間分布変化をみても、植生が同じでも、表層土壌水分量が異なることがわかる。つまり、樹木が単なる地下への涵養量の調整をするだけでなく、涵養の空間分布にも影響を与える。

#### 4.5 結 論

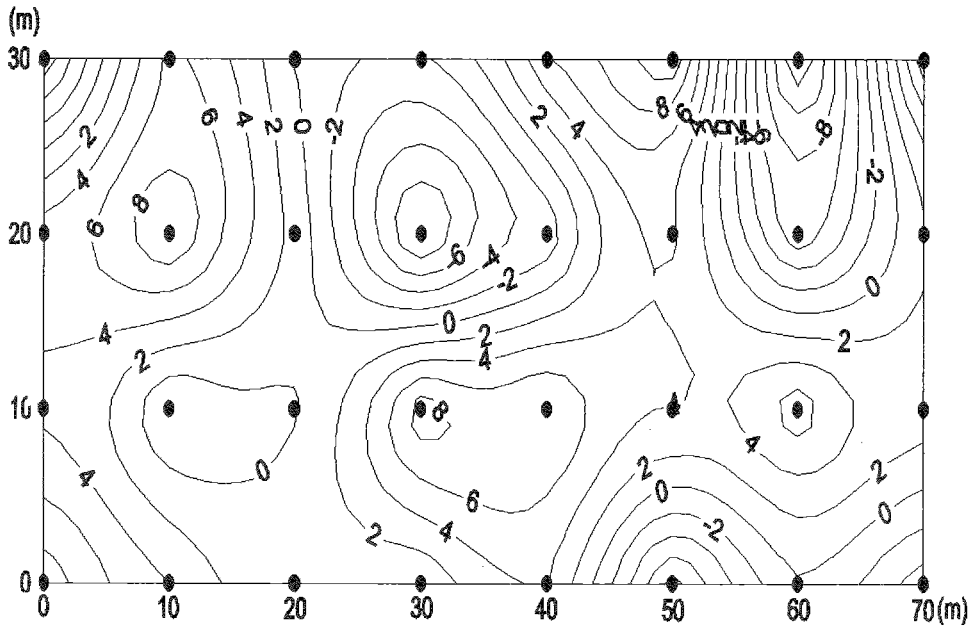
本章ここまで述べた観測結果と分析からみると、以下の結論を得られた

- 1) 降雨特徴と土壌性質は土壌水分量に影響をもたらしているが、植生もその主要要素の一つである。さらに言えば、樹冠構造が林内降雨の再分布に影響し、そのインプットの違いが表層土壌水分量に大きな影響を及ぼす。
- 2) 遮断の影響によって林床に達する降雨が表層土壌水分量の量及び空間分布大きく影響を与えると同時に、樹木は、蒸発散のために多量な水を消耗する。結果的に、草地と比べると、林地のほうが、表層土壌水分量の変化が大きい。

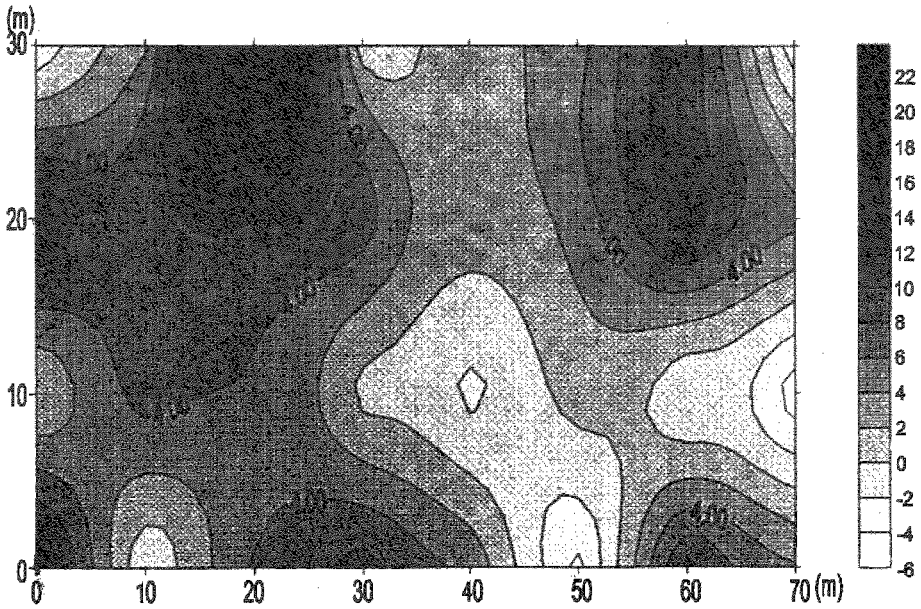
また、植生が土壌水分量の時空間分布に与える影響については、まだ研究例が少ないようであるが、今後、もっと盛んに研究を行われてくると予想される。

#### 参考文献

- Crave, A. and Gascuel-Oudou, C., 1997. The influence of topography on time and space distribution of soil surface water content. *Hydrol. Proc.*, Vol.11. 203-210.
- Entekhabi, D., Rodriguez-Iturbe, I. And Castelli, F., 1996. Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes, *Jour. Hydrol.*, 184, 3-17.
- Kitanidis, P.K. and Bras, R.L., 1980. Real time forecasting with a conceptual hydrological model.2. Applications and results, *Water Resour. Res.*, 16, 1034-1044.



Comparison of water content on Aug.29 and Jun.2,1998



Comparison of water content on Mar.8,1998 and Dec.6,1997

図 4 - 10 1998年8月29日と1998年6月2日表層土壌水分量の空間変化分布

Moore, I.D., Burch, G.J. and Mackenzie, D.H., 1988. Topographic effects on the distribution of surface soil water and location of ephemeral gullies. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 31, 1098-1107.

塚本良則編 (1992) : 森林水文学、文英堂出版、319 p.

Western, A.W., Bloschl, G. and Grayson, R.B., 1998. Geostatistical characterisation of soil moisture patterns in the Tarrawarra catchment. *Jour. Hydrol.*, 205, 20-37.

水谷 淳、虫明功臣 (1981) : 武蔵野台地における水循環機構に関する研究、第25回水理講演会論文集、153-160.

水みち研究会 (1992) : 水みちを探る - 井戸と湧泉と地下水の保存のために -、けやき出版.

## 5. 降雨浸透特性

### 5.1 はじめに

水循環がいろいろなプロセスからなる。そのうち地中水の挙動が最も重要なものである。それを調べるために、地中水を単に静的に把えるのではなく、これを水循環に沿って動的に把握することが必要であり、その場合に、降雨による地中水への涵養問題は極めて重要となってくる。本章では、実測結果から降雨期間中の土壌水分変化を重点的に調べた。

### 5.2 従来研究

土壌水分の挙動を把握することは、単に水循環機構を把握するのみならず、水を媒体として移動する物質の挙動を解明する上で非常に重要である。

降雨や灌漑などにより地表面に供給された水は、土壌の初期水分量、吸引力、組織、構造、成層状態などに関係する浸潤能に応じて土壌中に侵入する。浸潤速度と浸潤量に関して古くから多くの研究が行われてきた。Green, Ampt (1911)は、湛水条件における明瞭なぬれ前線をもつ湿潤に適用できる理論式を浸潤速度 $q_1$ 、伝達帯の透水係数 $K_f$ 、湛水深 $H$ 、伝達帯の厚さ $L_f$ とぬれ前線における臨界圧力水頭 $\Psi_{cr}$ で表した。この理論式は伝達帯の含水量と透水係数を一定としてこの層にダルシー式を適用した結果と同じである。Philip (1957)も、鉛直一次元不飽和流に関する拡散型偏微分方程式を解き、浸透速度、積算浸潤量について求めたが、この式も Green, Ampt (1911)と同じく深さに対する含水量や透水係数の変化には適用できなかった。Horton (1940)は、浸潤速度についての経験式を求めたが、初期浸潤速度の取り扱いに問題があった。

一方近年、降雨に対応する比較的早い地下水位上昇や、河川への地下水の早い流出が報告されている(平田、1971)。この現象について樞根ほか(1980)は、土壌水のトリチウム収支を計算し、水圧伝搬による押し出しが原因であると説明した。このように、降雨に対する地下水面の反応が早いにもかかわらず、実際の水の浸透は遅いという矛盾がある。こういった土壌水の移動機構に関する実験的研究も数多い。Horton and Hawkins (1965)は、カラム実験によって粗粒土壌間を重力によって降下するよりも毛管力によって周囲の細粒土壌間隙に移動すること、小さな間隙中を降下した水はカラム底部で再び粗粒土壌間に再移動することを示した。ロージェ(1963)は、毛管水体上端に水が付加されると、毛管水帯における毛管力と重力の平衡が崩れて、付加された水と同量の水が毛管水帯下端から排出されることを指摘している。佐倉・開発(1980)は、

ライシメータに砂と関東ロームを詰め降雨浸透実験を行った。その結果、地表が極度に乾燥している時を除いて流出の開始及び流量低減は関東ロームが砂より早いこと、砂の方が流量を長期間維持させることを明らかにし、土壤水の移動にとって毛管水帯が重要な役割を担っていることを示した。不飽和水帯の保水形態や移動形態による区分は、ロージェ (1963)、岩田 (1970) や佐倉・谷口 (1983) らによって行われている。また間隙空気の働きも無視できないことが指摘されている (権根、1980)。

### 5.3 研究方法

図5-1が降雨浸透での実験圃場の測器の配置を示す。降雨による土壤水の応答を測定するために、圧力式自記式テンシオメーター (サンケイ理化[株]社製の埋設型感圧水分センサーSK-5500E) を使用した。このテンシオメーターは、水分センサー (外径3.6mm、長さ4.5mm) となるセラミックフィルターと感圧センサーが隣接している。この

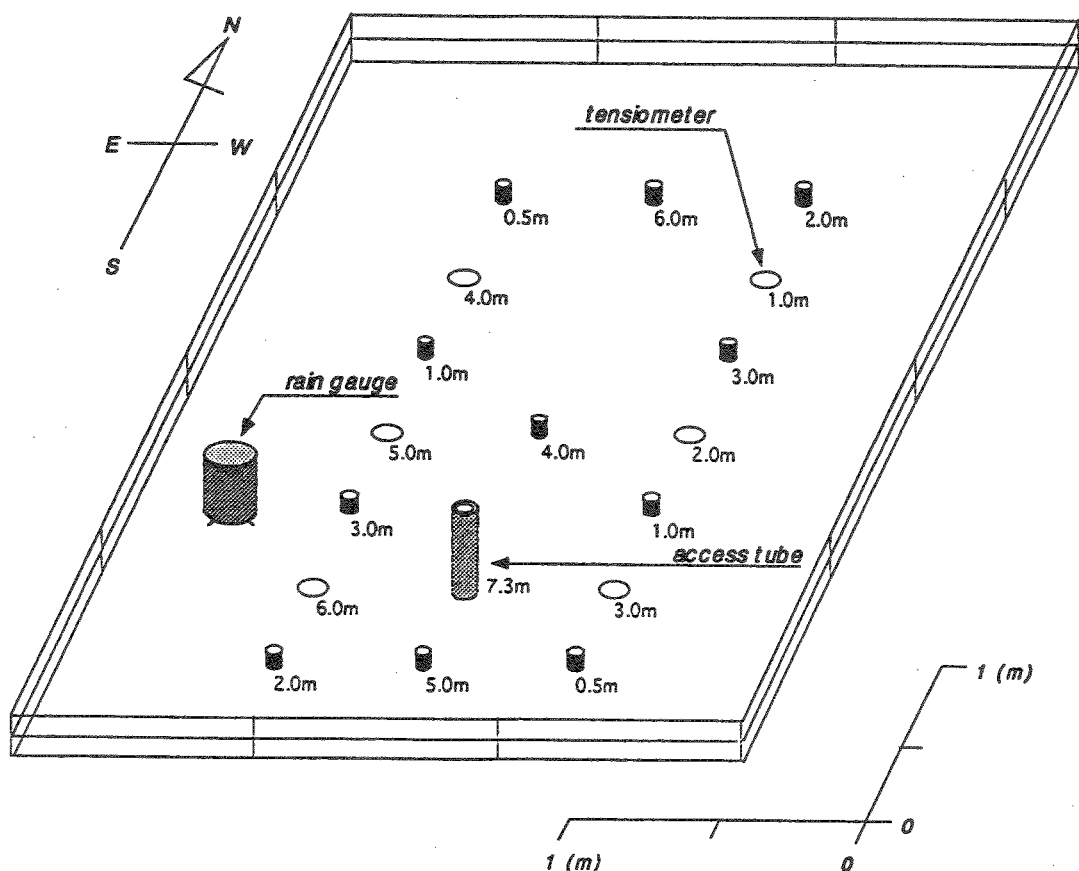


図5-1 降雨浸透での実験圃場の測器の配置

ことによって、測定値の時間遅れや温度影響を最小限に止められ、土壌の圧力環境をタイムリーにそして正確に取られる事が可能である。測定範囲は+100cm H<sub>2</sub>O ~ -500cm H<sub>2</sub>O となっているが、実際の観測では、+250cm H<sub>2</sub>Oまで測定しても問題がなかった。測定精度は0.1cm H<sub>2</sub>O までである。データロガーは Unipulse (株) 社製の U-Logger L810BS を用い、電源は DC 7V~12V (単 3 マンガン電池 6 本使用) を使用した。

テンシオメーターの埋設は、まず外形100mmのハンドオーガで測定位置より上部50cmまで掘削し、次に外径40mmのハンドオーガで測定位置より上部5cmまで掘削した後、テンシオメーターを測定深度まで押し込んだ。テンシオメーターと土層との間隙は掘削時に取り出した関東ロームを細かくほぐした後、水を与えながらできるだけ詰め込んだ。テンシオメーターは深度1m、2m、3m、4m、5m及び6mに設置された。

なお、降雨量は田無試験地内の気象観測施設で観測された雨量データを使用した。

## 5.4 結 果

### 5.4.1 土壌水分垂直プロファイル

観測圃場における土壌水分の観測結果に基づき、関東ローム層の水分プロファイルを示したのが図5-2である。水分プロファイルは、表層で40%前後、深度30~70の間で急激に上昇し、深度70~200cmで70%弱、深度200cm以深で70%以上の体積含水率を示している。観測期間中の体積含水率の変動幅は、表層で10%以上を示し、深度90~200cmの間で徐々に小さくなり、深度200cm以深になると変動幅は5%前後と非常に小さくなる。体積含水率の変動幅が小さかった深度200cm以深の不飽和帯について、観測期間中に測定したすべての測定結果を用いて体積含水率の平均を求めたところ、73.65%であった。図2-3の水分特性曲線によると、この水分量に対応する圧力水頭は約-20cmH<sub>2</sub>Oである。観測圃場の関東ロームの空気侵入値は、10~20cm H<sub>2</sub>Oであるから、観測圃場における深度200cm以深の関東ローム土層の不飽和帯は、常に湿潤な環境にあることがわかる。しかし、体積含水率の変動可能な領域に対する変動幅の占める割合は約75%と大きく、わずかに5%前後の変動が重要な意味を持つことを示している。

### 5.4.2 時間降雨量と圧力水頭の時連続観測結果

降雨の地中への侵入は降水量、継続時間、降雨の強度、降雨前の土層の乾湿、降雨後の気象条件によって異なる。そこで、時間降雨量と圧力水頭の観測結果から、一降雨ごとの降雨特性(降雨時間、総降雨量、平均降雨強度)と、各深度の応答開始時間、及び

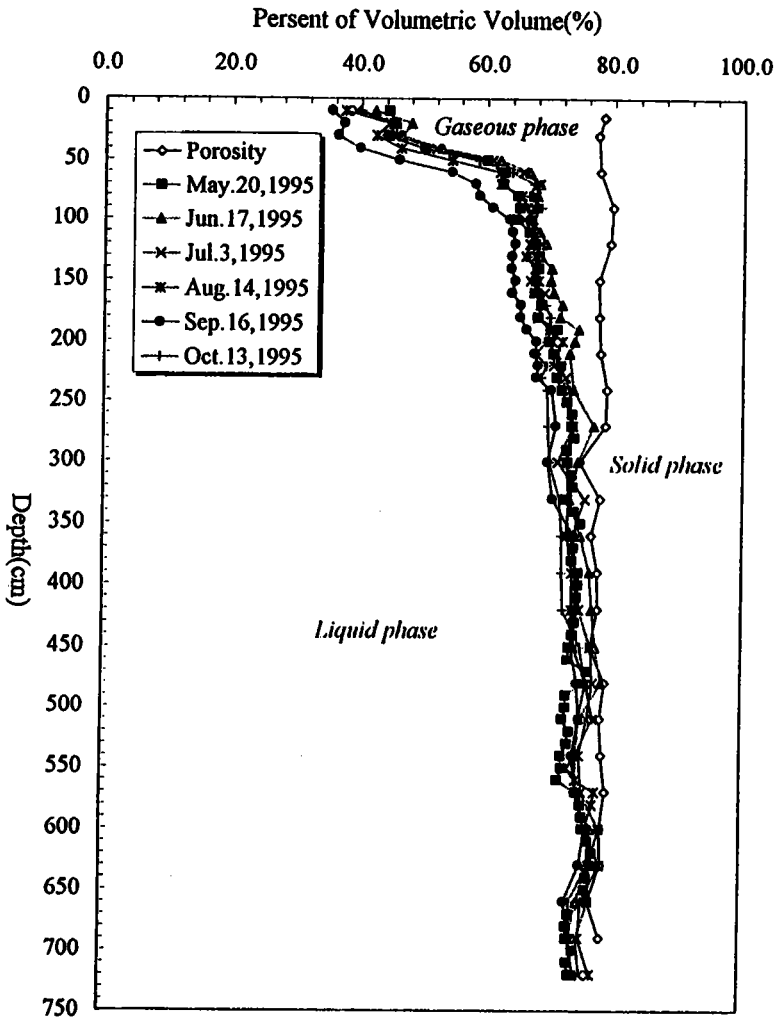


図5-2 観測圃場における関東ローム層の水分プロファイル

降雨直前の土層の乾湿について調べた。土層の乾湿は、深度1.0mの圧力水頭の値を用いて、観測時間中の平均値（ $-64.45\text{cm H}_2\text{O}$ ）より大きい場合を“土層が湿っている”、小さい場合を“土層が乾いている”と判断した。

#### 5.4.2.1 土層が湿っている場合

1995年7月17日23時から7月18日2時に発生した降雨イベント、及び1995年7月20日4時から12時に発生した降雨イベントの時間降雨量と各深度の圧力水頭の経時変化を図5-3に示す。図に示されている期間（1995年7月17日から27日）、深度5.0mと深度6.0mは、ともに正圧を示していた。この期間の深度5.0m、6.0mの圧力水頭の変化は、



地下水位の変化を反映するものと判断できる。図5-3では深度5.0mの圧力水頭を代表させて表示する。

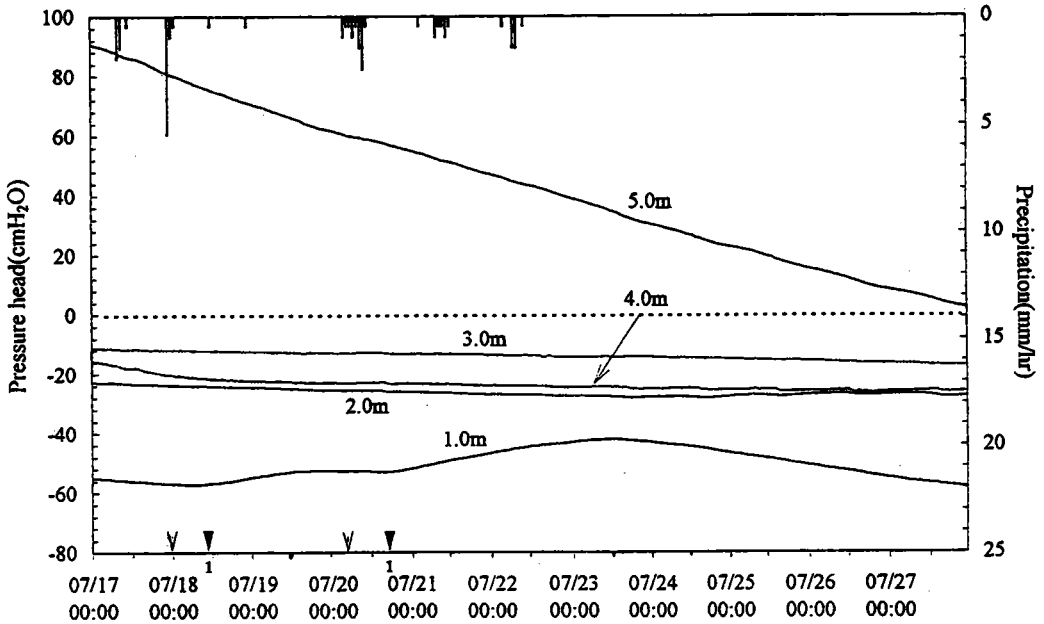


図5-3 土壌が湿っている場合での  
降雨と各深度における圧力水頭の経時変化

1995年7月17日23時から7月18日2時に発生した降雨イベントの降雨時間はわずか3時間で、総降雨量は11mm 平均降雨強度は2.31/hrであった。降雨イベント直前の深度1.0mの圧力水頭は-56.8cm H<sub>2</sub>Oを示している。従って、本降雨イベント開始前の関東ローム層は通常より湿潤な環境にあったといえる。深度5.0mの圧力水頭は+81.3cm H<sub>2</sub>Oを示している。このことから、地下水位は降雨イベント直前に深度4.2m降近に位置していたことがわかる。

図中の矢印と数字は、本降雨イベントにおける各深度の圧力水頭の応答開始時間を示している。圧力水頭の応答は深度1.0mで確認された。各深度の圧力水頭の応答特性について、以下に詳細に述べる。

【深度1.0m】

圧力水頭は降雨開始から11時間後に増加を始め、応答開始から35時間かけて4.4cmH<sub>2</sub>O増加してピーク (-52.5cm H<sub>2</sub>O)に達する。その後は緩やかに低下する。

#### 【深度2.0m】～【深度4.0m】

圧力水頭は各深度とも緩やかな低下を示し、応答はみられなかった。

#### 【深度5.0m】

圧力水頭（地下水位）に、応答はみられなかった。

1995年7月20日4時から12時に発生した降雨イベントの降雨時間は8時間で、総降雨量は8.0mm、平均降雨強度は1.0mm/hrであった。降雨イベント直前の深度1.0mの圧力水頭は-52.6cm H<sub>2</sub>Oという値を示している。従って、本降雨イベント開始前の関東ローム層は通常より湿潤な環境にあったといえる。深度5.0mの圧力水頭は+60.9cm H<sub>2</sub>Oを示している。このことから、降雨イベント直前において、地下水位は深度4.4m降近に位置していたことがわかる。図中の矢印と数字は、本降雨イベントにおける各深度の圧力水頭の応答開始時間を示している。圧力水頭の応答は深度1.0mで確認された。各深度の圧力水頭の応答特性について、以下に詳細を述べる。

#### 【深度1.0m】

圧力水頭は、降雨開始から13時間後に増加を始め、応答開始から66時間かけて10.8cm H<sub>2</sub>O増加してピーク（-42.1cm H<sub>2</sub>O）に達する。その後は緩やかに低下する。

#### 【深度2.0m】～【深度4.0m】

圧力水頭は各深度とも緩やかな低下を示し、応答はみられなかった。

#### 【深度5.0m】

圧力水頭（地下水位）に、応答はみられなかった。

#### 5.4.2.2 土層が乾燥している場合

1995年5月28日19時から29日21時に発生した降雨イベントの時間降雨量と各深度における圧力水頭の経時変化を図5-4に示す。この降雨の降雨時間は26時間で、総降雨量は15.0mm、平均降雨強度は0.6mm/hrであった。降雨イベント直前の深度1.0mの圧力水頭は、-67.9cm H<sub>2</sub>Oを示している。従って、本降雨イベント開始前の関東ローム層は通常より若干乾燥した状態にあったといえる。

図中の矢印と数字は、本降雨イベントにおける各深度の圧力水頭の応答開始時間を示している。圧力水頭の応答は、深度1.0mで観測された。各深度の圧力水頭の応答特性について、以下に詳細を述べる。

#### 【深度1.0m】

圧力水頭は、降雨開始から35時間後に増加を始め、応答開始から53時間の間に6.1cm

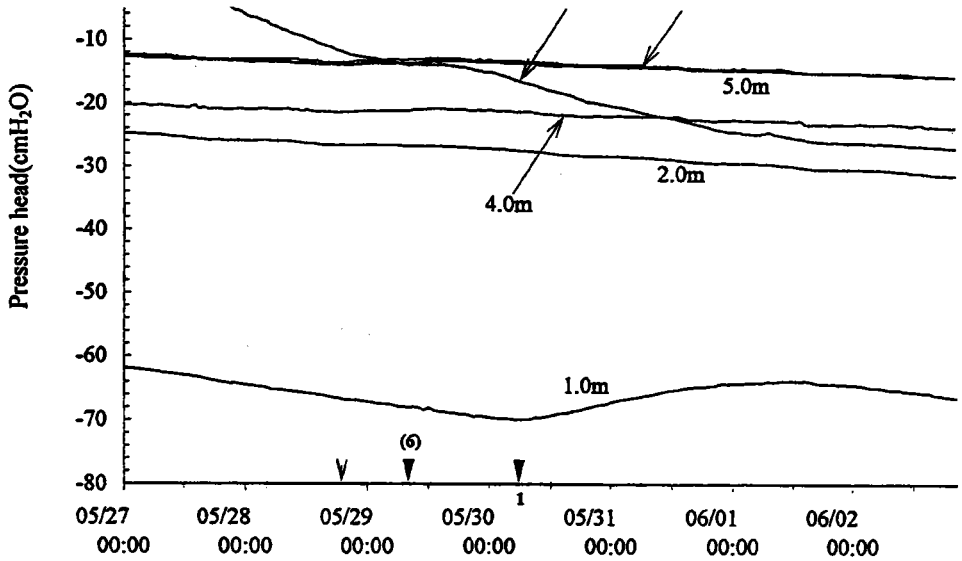


図5-4 土壌が乾燥している場合での  
降雨と各深度における圧力水頭の経時変化

H<sub>2</sub>O増加してピーク (-63.8cm H<sub>2</sub>O) に達する。その後は緩やかに低下する。

【深度2.0m】～【深度5.0m】

圧力水頭は緩やかに低下を続け、応答はみられなかった。

【深度6.0m】

圧力水頭が増加に転じるような応答はみられなかったが、降雨開始13時間後から、一時低下の度合いをゆるめた。

5.4.2.3 台風の場合

1995年9月16日7時から17日13時に発生した降雨イベントの時間降雨と各深度における圧力水頭の経時変化を図5-5に示す。この降雨は台風によってもたらされたもので、降雨時間は30時間、総降雨量276.0mm、平均降雨強度9.21mm/hrと、観測期間中最も規模の大きい降雨であった。降雨イベント直前の深度1.0mの圧力水頭は、-273.9cmH<sub>2</sub>Oを示している。従って、本降雨イベント開始前の関東ローム層は通常より若干乾燥した状態にあったといえる。これは8月22日以来まとまった降雨がなく、夏の好天による表層からの土壌水分の蒸発と、観測圃場に分布する植生からの発散の影響を反映したものであろう。

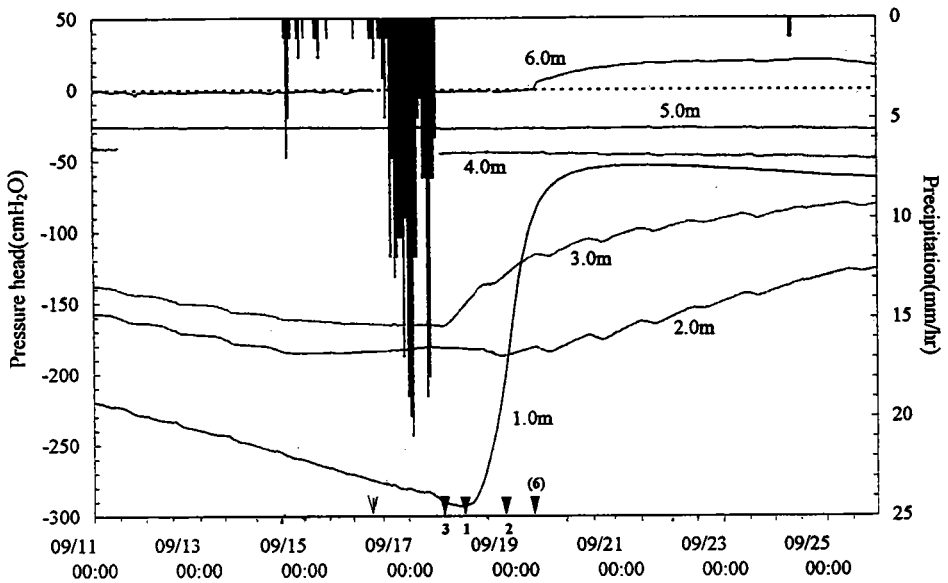


図5-5 台風の場合での降雨と各深度における圧力水頭の経時変化

図中の矢印は、本降雨イベントにおける各深度の圧力水頭の応答開始時間を示している。圧力水頭の応答は、深度1.0m、2.0m、3.0mで確認された。応答の順序は、深度3.0m→1.0m→2.0mであった。各深度の圧力水頭の応答時間について、以下に詳細を述べる。

【深度1.0m】

圧力水頭は、降雨開始から43時間後に増加を始め、応答開始から103時間の間に240.0cm H<sub>2</sub>O増加してピーク(-53.0cm H<sub>2</sub>O)に達する。その後は緩やかに低下する。

【深度2.0m】

圧力水頭は、降雨開始から61時間後に増加を始め、その後数日間かけて緩やかに増加し続ける。

【深度3.0m】

圧力水頭は、降雨開始から33時間後に増加を始め、その後数日間かけて緩やかに増加し続ける。

【深度4.0m】、【深度5.0m】

圧力水頭は緩やかに低下を続け、応答する様子は確認されなかった。

【深度6.0m】

圧力水頭は、降雨開始から63時間後に増加を始め、すぐに正圧を示すようになる。こ

の応答は地下水位の上昇によってもたらされたものと考えられ、本降雨イベントに対する応答ではないと判断した。

## 5.5 議 論

降雨の前期降雨が重要な指標であるが、本研究は深度1.0mでの圧力水頭を基準にして、地面の乾湿状態を決める。それによって、降雨に対する地下水の応用や、地中水の挙動が大きく異なってくるのがわかった。

これまでの観測結果から、深度2m、3m、4mの水理水頭が一定の勾配を保ちながら、降雨期間中にはほかの深度の水理水頭と比べると、変動幅が小さいといえる。表層土壌の水分量が激しく変化しても、2m以深になると、ほぼ一定量の水を地下へ浸透させる。いわゆる、土壌が水循環のプロセスの中に、一種の涵養調整役を演じている。表層から深度2m間の土層には、降水や蒸発散などの影響を受けて、地中へ涵養する水分量を平均化する。

一方、地下水位の位置によって、深いところの圧力変化が大きかったのは、佐倉らの研究で指摘された毛管帯の圧力伝播作用と一致した。

## 5.6 結 論

垂直1次元の降雨浸透現象をテンシオメーターの連続観測から検討した。次のような結論があった。

- 1) 前期降雨量が実験地における降雨浸透量を大きく影響していることがこれまで多くの研究から得られた結論と一致した。一方、前期降雨量の変わりに、1m深土壌水の圧力水頭を指標として、降雨直前の地層状態を表せる。
- 2) 各深度の水理水頭の変化から見ると、深さ2mまでの土層が地中水への涵養量及び涵養速度を調整する。
- 3) 実験地における深度6mでの水理水頭の変化が地表からの降雨浸透に起因する圧力伝播状態に左右される。

## 参考文献

- 岩田進午(1970)：土壤水の運動について、農業気象、26-1、41-19.
- 榎根勇・田中正・嶋田純(1980)：環境トリチウムで追跡した関東ローム層中の土壤水の挙動、地理学評論、53、225-237.
- 榎根勇(1980)：水文学、大明堂、169-171.
- 佐倉保夫・谷口真人(1983)：土壤水の移動特性に関するカラムを用いた降雨浸透実験、地理学評論、56、81-93.
- 中野政詩・宮崎毅・塩沢昌・西村拓(1995)：土壤物理環境測定法、pp23-24、東京大学出版会.
- 中村忠春(1968)：毛管ポテンシャル曲線と土壤水形態、日本土壤肥料学雑誌、39-6、282-291.
- 平田重夫(1971)：本郷台、白山における不圧地下水の涵養機構、地理学評論、44、14-46.
- 安池慎治・安原正也・丸井敦尚・鈴木裕一・高山茂美(1989)：TDR法に基づく電磁波式土壤水分計の試作とキャリブレーション、水文学、19-2、96-102.
- 安池慎治・安原正也・丸井敦尚・鈴木裕一・高山茂美(1990)：TDR法に基づく電磁波式土壤水分計の関東ロームへの適用、水文学、20-3、133-139.
- 開発一郎(1990)：土壤水分測定のための TDR2 線平行プローブのキャリブレーションに関する問題、水文学、20-3、141-150.
- A. A. ロージェ(1963)：「土壤と水」、山崎不二夫監訳、東京大学出版会、p138.
- 田中 正(1980)：今市扇状地における関東ロームの水分特性と比産出率、地理学評論、Vol. 53(10)、646-665.
- 松尾禎士(1981)：野川に関する水収支および水溶存物質の涵養源の研究 — 安定同位体比測定手法の導入 —. とうきゅう環境浄化財団.
- Aneblom, T. and Persson, G.(1978): Studies of the variations in water content in the unsaturated zone of an esker, Nordic Hydrological Conference and Second Nordic IHP Meeting, No.1, 21-29.
- Gillham, R.W.(1984): The capillary fringe and its effect on water table response, Journal of Hydrology, Vol.67, 307-324.
- Green, W. H., Ampt, G. A.(1911): Studies on soil physics. Part 1-The flow of air and water through soils. J. Agr. Sci., 4, 1-24.
- Horton, R. E.(1940): Approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. Soil Sc. Soc. Am., Proc., 5, 339-417.

- Horton, J. H. and Hawkins, R. H.(1965): Flow path of rain from the soil surface to the water table. *Soil Sci.*, 100, 377-383.
- Kostiakov, A. N. (1932) : On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and the necessity of studying it from the dynamic point of view fir the purposes of amelioeation. *Trans. Sixth Comm. Int. Soc. Soil Sci.*, 17-21.
- Nghiem, L.X.,D.K.Fong, and K. Aziz(1981): Compositional modeling with an equation of state. *Soc. Petrol. Eng.*, 21(6), 687-698.
- Novakowski, K.S. and Gilliam, R.W.(1988): Field investigations of the nature of water table response to precipitation in shallow water table environments, *Journal of Hydrology*, Vol.97, 23-32.
- Philip, J. R. (1957): The theory of infiltration, 1-The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.*,83, 345-357.
- Sklash, M.G. and Favolden, R.N.(1979): The role of groundwater in the storm runoff, *Journal of Hydrology*, Vol.43, 45-65.
- Smith, W.O.(1967): Infiltration in sand and its relation to groundwater recharge, *Water Resources Research*, Vol.3(2), 539-555.

## 6. 草地と林地における浸透の違い

### 6.1 はじめに

不飽和帯における土壌水の挙動は、大気中の水から地下水（浸潤）、あるいは逆方向（蒸散）の過程として水循環系の重要な位置をしめている。特に地下水涵養は降水や灌漑によって不飽和帯を通して行われるので、地下水涵養機構を把握するために不飽和帯における土壌の浸透機構を明らかにすることは必要不可欠である。

地表に到達した降雨が土壌内へ浸透し、重力、表面張力等の作用により土壌の表層から深層へ、さらには地下水帯へ浸透しながら鉛直降下しつつ、様々な層位から異なった流出経路を経て溪流へ流出する。しかしながら、土壌層位はその深度によって大きく異なっており、大別して表層より、A層、B層ならびにC層と称される土層から構成されている。地表に堆積する有機物層（落葉、落枝などの植物遺体や腐植）はAo層と称されている。この層は未分解のリター（落枝葉）の層であるL層、植物組織の認められるリターの分解物層であるF層および植物組織の認められないリターの分解物層であるH層とに分けられる。

A層とは鉱物質土層の最土層で、有機質に富むか、あるいはこれを含んでいる層であり、気候、植生、生物などの環境の影響を最も受ける。細かく観る場合には、腐植の多い鉱物質土層をA1、腐植のやや少ない層をA2層と呼んでいる。植生根系の発達や小動物の作用によって内径が数ミリにも及ぶ大孔隙あるいは粗大孔隙が多数分布するために、土壌は非常に多孔質である。

B層とはA層の下部にあって腐植を含むか、あるいはこれを含んでも乏しい層で、A層と母材層との中間的な性質を帯びており、有機物による着色が少なく、母材の色が強く現れている。この層もB1層およびB2層の2つに区分されることがある。

C層とはB層甲下部にあって風化過程にある土壌母材または風化した基岩層である。腐植を含まず母材の色を示し、緊密に堆積しているため土壌構造が発達しない。したがって内径が0.01mm以下の細孔隙が多く分布している。C層の下には母材となる基岩層が位置する。

降雨強度の大きい場合には有機物が豊富で大孔隙の発達したA層において斜面方向に沿った「早い中間流出」成分が発生したり、甚だしき場合はA層内が飽和に達し流れが地表に現れるようになって「表面流出」成分が発生するが、降雨強度の小さい場合にはA層の下のB層とC層の境界に沿って「遅い中間流出」成分が発生しやすい。C層から更に鉛直に浸透した雨水は最終的に地下水帯に達し「地下水流出」の成分となる。表層



からの浸透と土壌内の各層位において斜面方向に沿った雨水流の発生する過程が総称して浸透—流出過程である。

このように、森林流域における水移動過程は土壌、植生および大気といった要素と極めて密接に関連しており、加えて、それぞれの要素が相互作用を及ぼしている。したがって水移動過程を的確にかつ定量的に把握するためには土壌、植生ならびに大気をバラバラに捉えるのではなく、森林流域を土壌、植生、大気の連続体 (Soil-Plant-Atmosphere continuum: SPAC と略称) として捉える必要がある。そうすることでこそ初めて、森林流域の構成要素間の相互作用も考慮にいたれたモデリングが可能となる。

本章ではまず第2節において、これら個々の水文素過程について既往の研究をレビューし、現況の把握を行う。続いて、植生の異なる森林と草地を選び、トレーサー実験から、浸透の特性を明らかにする。

## 6.2 従来の研究

### 6.2.1 浸透研究

Anderson and Sever(1974)、Aneblom and Persson(1978)、樫根ほか(1980)は、水質や同位体を土壌水のトレーサーとした浸透の研究から、土壌水の移動速度が年間0.5mから3.0m程度であることを指摘した。Gillham(1984)、Novakowski and Gillham(1988)、Sklash and Farvolden(1979)、平田(1971)は、降雨に対する地下水面の上昇や、河川への地下水流出の応答が極めて早い現象を観測した。近年の土壌水の挙動に関する研究は、このような降雨に対する地下水位の上昇が早いにもかかわらず、土壌水の実際の移動速度は極めて遅いという一見矛盾した現象の解明を目的として行われてきた。

野外観測では、Gillham(1984)、Novakowski and Gillham(1988)は、この一見矛盾した現象において毛管水帯が重要な役割を果たすと指摘した。樫根ほか(1980)は環境トリチウムを土壌水のトレーサーとし、土壌水のトリチウム濃度分布の解析から、関東ローム層における土壌水の移動機構と地下水涵養は新たに浸入した水が古い土壌水を押し出す、いわゆるピストン流モデルで説明できることを示した。実験観測では、佐倉・開発(1981)は野外に設置したライシメーターによる観測から、降雨にともなう排水の開始は砂槽よりローム土槽で早いことを見出した。佐倉・谷口(1983)は、以上の研究結果が、毛管水帯上端に水が付加されると、毛管水帯における毛管力と重力の平衡が崩れて付加されたと同量の水が毛管水帯下端から排出されると考えた。そして、砂カラムの実験か

ら、不飽和帯について保水形態の違いから懸垂水帯、不飽和毛管水帯、飽和毛管水帯に区分し、それぞれの領域における土壌水の運動形態について調べた。その結果、ぬれ前線が懸垂水帯を降下して毛管水帯の上端に達すると、毛管水帯では毛管力と重力の圧力平衡が崩壊し、土壌水の一斉移動が始まり、地下水面を通過するフラックスが生じることを明らかにした。

しかし、関東平野に広く分布する洪積世末の火山活動によって生成した関東ロームは、複雑な性質を有するため、いまだに土壌水の浸透機構について十分に把握されていない。

## 6.2.2 水文学においてトレーサーの応用

水文学との分野では、トレーサーは地下水流動系に関する情報を反映することができる物質やエネルギーをさす。現在、トレーサーを使用する目的は主に二つある、一つは帯水層に関するパラメータを測定すること、もう一つは汚染源や汚染物質の移動速度と移動方向を確定することである。

理想的なトレーサーは(1)微量でも定量的に検知できること、(2)天然の水に含まない、或いはほとんど含まないこと、(3)化学的な性質が安定であること、すなわち、天然の水と反応が起らないことと多孔質媒体に吸着されないこと、(4)人体に対して無害であること、(5)コスト面から安いと入手しやすいこと、5つ条件が満たすものである。しかし、現実的には、以上の5つ条件がすべて満たすトレーサーは希である。特定の条件に応じて、適当なトレーサーを使用することが普通である。現在まで、使用されたトレーサー種類は以下のものである：染料、可溶性塩素と硫酸の塩類。

トリチウムなどの放射性同位体もよくトレーサーとして使われている。放射性同位体は地下水の滞留時間を推定することだけでなく、地域の地下水流動系を推定することにも役立つ。

## 6.3 研究方法

本研究では、化学的に安定な塩酸ナトリウムの飽和水溶液をトレーサーとして、不飽和帯の浸透速度をはかり、異なる植生条件下の浸透の差を検証するために、実験を行った。さらに、トレーサー実験結果と同時期の降水データを合わせて、涵養量を推定し、水収支を計算した。

天然の水の中でも、塩素イオンとナトリウムイオンが割と多く含まれてある。そのバックグランドから、トレーサーの塩素とナトリウムイオンとを区別するために、バックグ

ランドの塩素とナトリウムイオン濃度はるか上回る塩化ナトリウム飽和水溶液を1996年5月21日に投入した。そして、1998年3月23日にトレーサーを投入したところでボーリングし、20cmの間隔で、地下300cmまで、土壌サンプルを採取した。

一般に、土壌中の粘土表面には、負の電荷が帯びているため、陰イオンは土壌に吸着されないまま、水分とともに、地下へ浸透する。一方、陽イオンは粘土粒子との間に吸着と脱着をくり返しながら、地下へ浸透する。その結果、陰イオンの移動速度は水分の移動速度を反映し、陽イオンの移動速度は水分の移動速度より遅いと考えられる。

## 6.4 結 果

図6-1にはボーリングの土壌サンプルから土壌水の塩素濃度プロファイルを示してある。バックランドで土壌水の塩素濃度は12.36ppmから60.13ppmに変化し、平均は31.29ppmになる。No.13地点(林内)で、上部60cmの塩素濃度はバックランドと同様に低いが、それより深いところに濃度が増加し、110cmの深度でピークに達する。ピーク濃度は402.46ppmである。No.16地点(草地)の塩素濃度は地下深度90cmから増加傾向を示し、深度130cmのところにピークに達する。そのピーク濃度は173.57ppmである。この図のように、トレーサーを投入した二箇所では、塩素濃度はバックランドよりはるか高く、ピークもはっきりしていることから、今回のトレーサー実験は成功したと言えよう。

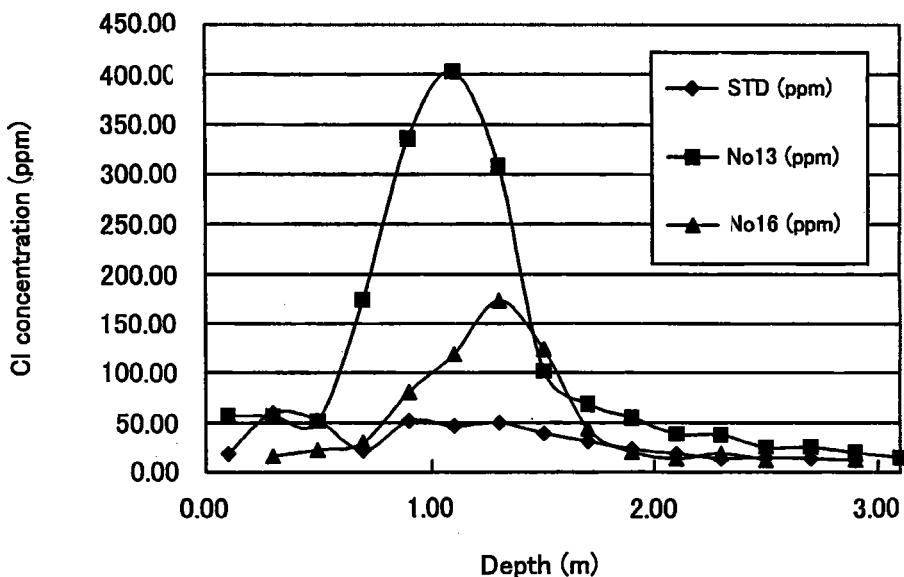


図6-1 林地及び草地におけるClイオン濃度分布

表 6 - 1 トレーサー実験結果

深度(m)	STD (ppm)	No.13 (ppm)	No.16 (ppm)
0.10	19.03	56.85	
0.30	60.13	56.40	16.36
0.50	52.35	51.52	22.27
0.70	21.74	173.91	29.94
0.90	51.93	336.25	80.71
1.10	47.00	402.46	118.81
1.30	49.59	308.86	173.57
1.50	39.38	101.91	124.21
1.70	30.86	68.88	43.93
1.90	23.54	54.90	20.31
2.10	18.98	38.77	13.74
2.30	13.75	37.82	18.78
2.50	14.84	24.92	12.16
2.70	13.91	25.46	
2.90	12.36	19.96	12.96
3.10		14.78	

表 6 - 1 から土壤水の浸透速度を調べた。塩素濃度のピークは塩素イオンの平均移動速を表わし、水の移動速度と一致すると仮定した。前述のように、塩素イオンの移動速度は水の移動速度と一致することから、林地及び草地における土壤水のその平均移動速度はそれぞれ0.60m/yrと0.72m/yrになる。

## 6.5 考 察

不飽和帯において、水の浸透速度はポテンシャル勾配と不飽和透水係数によって決定される。ポテンシャル勾配は時間とともに変化する。次は、透水係数に絞って議論する。

### 6.5.1 飽和透水係数

表 6 - 2 はボーリングした三個所の土壤サンプルの飽和透水係数をまとめてある。飽和透水係数は $10^{-3}$  cm/sから $10^{-6}$  cm/sに大きく変化する。表層の黒ボク土の透水係数は $10^{-3}$  cm/sオーダーで、下層の関東ロームよりはるか透水性が良い。林地と草地の透水係数を比較すると、表層土壌としては、草地の表層の黒ボク土は $1.22 \times 10^{-2}$  cm/sで、林地

の $8.57 \times 10^{-4}$  cm/sより高い。一方、表層の下にある関東ロームをみると、透水係数は逆に林地の方が高い結果が出た。そのために、飽和透水係数だけで、草地での浸透速度は林地より速いという理由が説明出来ない。

表 6 - 2 各深度での土壤飽和透水係数 (単位: cm/sec)

深度 (m)	Standard	No.13	No.16
0.2	2.475E-03	4.513E-04	3.286E-03
0.4	1.226E-03	5.017E-04	2.662E-02
0.6	1.012E-03	1.617E-03	6.700E-03
0.8	4.340E-05	3.997E-04	2.895E-05
1	1.274E-06	4.847E-05	2.188E-06
1.2	1.069E-06	3.475E-05	1.528E-06
1.4	8.286E-06	4.266E-05	4.847E-06
1.6	1.242E-05	2.589E-05	1.168E-05
1.8	4.096E-06	2.403E-05	5.051E-05
2	1.369E-04	1.167E-04	2.452E-05
2.2	1.541E-03	1.228E-05	3.073E-05
2.4	2.100E-04	4.073E-04	2.779E-04
2.6	7.107E-05	1.859E-05	5.050E-05
2.8	1.234E-05	—	—
3	1.164E-06	1.398E-06	3.367E-07
平均値(0-0.6m)	1.571E-03	8.565E-04	1.220E-02
平均値(0.8-3.0m)	1.703E-04	1.E-04	4.39774E-05

### 6.5.2 鉛直断面における土壤水分量変化

表 6 - 3 と図 6 - 2 はボーリング地点で垂直方向の土壤水分量が表わしている。いずれも、表層土壤の含水率は低い、下へ行くと、急に高くなって、90cm以深はほぼ一定となる。しかし、全体的には、草地の土壤水分量は林地より高い。土壤の不飽和透水係数は水分量の関数であり、水分量の高いほど、不飽和透水係数が大きい。含水率がすこし変化しただけでも、不飽和透水係数が著しく変化すると考えられる。草地での土壤含水率が高いことで、不飽和透水係数も高いと予想できる。その結果、草地での浸透速度が林地より速い。

表 6 - 3 林地及び草地における土壌含水率分布 (%)

深度(m)	STD	No.13	No.16
0.1	45.28	42.79	47.17
0.3	54.06	49.47	43.14
0.5	56.63	50.05	52.79
0.7	64.41	54.98	62.13
0.9	73.53	66.35	74.56
1.1	65.96	70.04	72.36
1.3	79.15	71.47	73.55
1.5	77.82	71.17	76.84
1.7	77.34	74.11	71.16
1.9	78.59	70.64	74.88
2.1	74.87	78.17	81.44
2.3	79.25	81.58	81.04
2.5	80.86	77.61	76.51
2.7	80.72	76.68	76.36
2.9	73.46	75.75	76.21

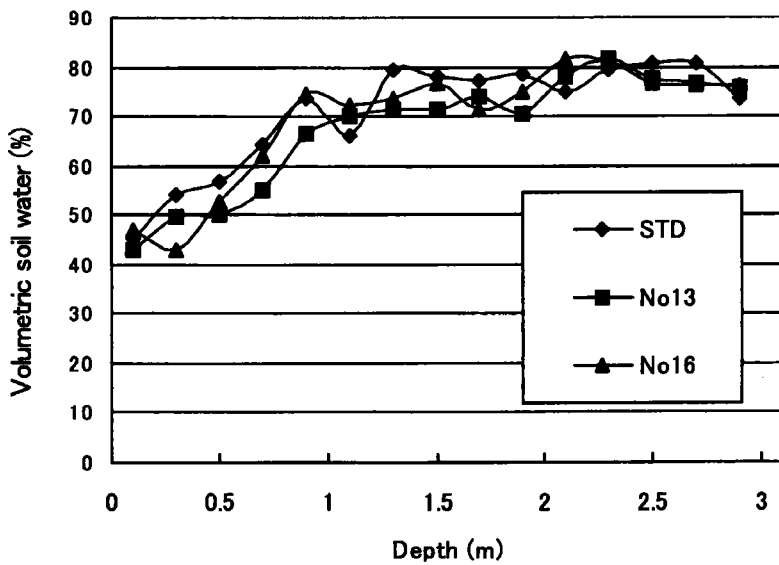


図 6 - 2 林地及び草地における土壌水の鉛直分布

### 6.5.3 水収支

降雨データとトレーサー実験結果から、水収支を計算することができる。

林地の水収支式は下記の式で表わす。

$$P = I + R + E_p$$

ここで、Pは総降雨量で、Iは樹冠による遮断蒸発量、Rは地下水への涵養量、E<sub>p</sub>は蒸発散量である。

計算した結果、1996年5月21日から1998年3月23日までの間において、総降雨量は2315.5mmで、その中で、遮断損失は215.8mmで、総降雨量の9.32%を占め、涵養量は667.4mmで、総降雨量の28.82%になり、蒸発散量は1432.3mmで、総降雨量の61.86%を占める。

一方、草地での水収支は下記の式で表わす。

$$P = R + E_p$$

ここで、Pは総降雨量で、Rは地下水への涵養量、E<sub>p</sub>は蒸発散量である。草地の遮断量林地のそれと比べてはるか小さいために、無視することにした。

計算した結果は次の通りになる。総降雨量は同じ2315.5mmであるが、地下水への涵養量は851.4mmで、総降雨量の36.77%を占め、蒸発散量は1464.1mmで、総降雨量の63.32%を占める。その意味で、林地と草地では水循環過程も水収支もかなり異なることが分かる。

## 6.6 結 論

トレーサー実験の結果から、林地での水の浸透速度は0.60m/yrであり、草地では0.72m/yrであることが分かった。林地より、草地の方が浸透速度が速い。地下水への涵養量の角度からみると、草地の涵養量は総降雨量の36.77%で、林地は総降雨量の28.82%を占める。草地の方は涵養量が多い。

## 参考文献

- 開発一郎、佐倉保夫(1979)：散乱型中性子水分計の使用に関する問題。筑波大学水理実験センター報告、No. 3、39-46。
- 榎根 勇、田中 正、嶋田 純(1980)：環境トリチウムで追跡した関東ローム層中の水分移動、地理学評論、Vol. 53(4)、225-237。
- 田中 正(1980)：今市扇状地における関東ロームの水分特性と比産出率、地理学評論、Vol. 53(10)、646-665。

- 佐倉保夫、開発一郎(1981)：野外実験土槽における観測結果(1980年4～7月)―降雨浸透時の砂槽地中熱環境変化―、筑波大学水理実験センター報告、No. 5、11-18.
- 佐倉保夫、谷口真人(1983)：土壤水の移動特性に関するカラムを用いた降雨浸透実験、地理学評論、Vol. 56(2)、81-93.
- 中井信之(1986)：地下水研究への同位体の利用、地学雑誌、Vol. 95、No. 7.
- 平田重夫(1971)：本郷台、白山における不圧地下水の涵養機構、地理学評論、Vol. 44(1)、14-46.
- 松尾禎士(1981)：野川に関する水収支および水溶存物質の涵養源の研究―安定同位体比測定手法の導入―、とうきゅう環境浄化財団.
- 松尾禎士(1983)：多摩川流域の都市河川の地下水流出の涵養源に関する同位体水文学的研究、とうきゅう環境浄化財団.
- Anderson, T and Sevel, T. (1974): Six year's environmental tritium profiles in the unsaturated and saturated zones, Gronhoj, Denmark, Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, IAEA, Vienna, No.1, 3-20.
- Aneblom, T. and Persson, G.(1978): Studies of the variations in water content in the unsaturated zone of an esker, Nordic Hydrological Conference and Second Nordic IHP Meeting, No.1, 21-29.
- Gillham, R.W. (1984): The capillary fringe and its effect on water table response, Journal of Hydrology, Vol.67, 307-324.
- Novakowski, K.S. and Gilliam, R.W. (1988): Field investigations of the nature of water table response to precipitation in shallow water table environments, Journal of Hydrology, Vol.97, 23-32.
- Sklash, M.G. and Favolden, R.N.(1979): The role of groundwater in the storm runoff, Journal of Hydrology, Vol.43, 45-65.
- Smith, W.O. (1967): Infiltration in sand and its relation to groundwater recharge, Water Resources Research, Vol.3(2), 539-555.



## 7. ま と め

わが国においては、今世紀後半以降の都市への人口集中に伴う急速な都市域の拡大により、雨水の不浸透域の拡大や森林・水田等の減少が進み、自然の水循環系が部分的に描なわれ、河川流量の不安定化や湧水の枯渇、生態系の劣化等さまざまな障害が発生しています。水に関わるさまざまな問題を解決するためには、①水循環という総合的な視点の導入、及び②地形・地質等の自然条件や土地利用等の社会的条件等の地域特性をふまえ、流域を基本的単位とする検討が必要である。地球温暖化による気候変動の結果として自然の水循環系への影響の可能性も指摘されていることから、改めて水循環系に着目し、望ましい人間と水とのかかわり方と水環境の保全の方途について検討する必要があると考えられます。

そこで、植生が水循環過程の諸要素に与える影響を究明するために、1996年から東京都田無市にある東京大学農学部付属演習林田無試験地内に観測サイトを設け、観測と測定が行われた。

1998年3月16日から11月4日までの間に、降雨、樹冠通過雨と樹幹流とを測定した結果、総降雨量に対して、遮断損失量と樹冠通過雨量と樹幹流の割合はそれぞれ、9.32%、89.25%、1.43%になる。樹冠通過雨には幹に近いほど小さい傾向がある。水質データからも、樹冠構造は林内雨大きな影響をもたらすことが明らかである。

土壌水分量の測定結果から、表層土壌水分量の時空間変化は土地利用種類、樹冠構造、降雨頻度と強度、土壌性質などの諸要素に左右される複雑な問題であることが分かった。長期間における、水分の移動を追跡するために、トレーサー実験が行われた。実験の結果、草地での浸透速度は0.72m/yrで、林地は0.60m/yrになり、草地の浸透速度は林地より速いことを示唆した。トレーサー実験結果と降雨特徴のデータを基いて、水収支を計算した。総降雨量の2315.5mmに対して、草地では涵養量が851.4mmで、総降雨量の36.77%を占め、除発散量は1464.1mmで、63.32%を占める。林内では遮断損失が215.8mmで、総降雨量の9.32%を占め、涵養量は667.4mmで、28.82%、蒸発散量は1432.3mmで、61.86%になる。以上の結果から、植生が水循環過程にもたらす影響は大きいことが分かる。

## 謝 辞

本研究は平成9年度より同11年度にかけて、とうきゅう環境財団から頂いた研究助成金によって進められたものである。最終報告をまとめるに際して、研究の機会を与えていただいた財団に心からお礼を申し上げます。

また、本研究に進むにあたって、東京大学田無試験場から資料および場所の提供など多大の便宜を頂いたことについて、心より感謝します。

---

---

「<sup>むさしの</sup>武蔵野<sup>そう</sup>ローム層<sup>こううしんとうきこう</sup>における降雨浸透機構および  
物質<sup>ぶつしつ</sup>移動<sup>いどう</sup>特性<sup>とくせい</sup>に関する<sup>かん</sup>研究<sup>けんきゅう</sup>」

(研究助成・学術研究VOL. 29-No.206)

著者 <sup>とう じょう げん</sup>唐 常 源  
発行日 2001年3月31日  
発行 財団法人 <sup>とうきゅう</sup>とうきゅう環境浄化財団  
〒150-0002  
渋谷区渋谷1-16-14 (渋谷地下鉄ビル内)  
TEL (03)3400-9142  
FAX (03)3400-9141

---

---