

森林土壌の土壌水分に関する研究 (第5報)

京都府中部および南部山地土壌の水湿状態,
保水量, 水湿指数

吉 岡 二 郎⁽¹⁾

Jirō YOSHIOKA : Studies on Moisture Status of Forest Soil V
Moisture status, water storage and moisture index of forest
soils in central and southern part of Kyoto Prefecture

要 旨 : テンションメーターを使用して京都府下の6観測地点, 5土壌型の森林土壌について18~24カ月間連続的に水分測定を行った。

土壌の水湿状態は基本的には気象条件に支配されるが, 地形, 土壌母材, 植生等の影響を受け, 土壌型ごとに特徴が見られた。弱乾性土壌の乾燥化が土壌内部から進行する状態や, 乾性土壌が降水に湿りにくいのは, 主に $pF < 1.7$ の土壌孔隙内に菌糸により形成された疎水性が水分の浸透を妨げるためである等が明らかになった。各土壌型の通年の水湿状態の多寡は適潤性 > 弱乾性 \geq 適潤性偏乾亜型 > 乾性であり, 暖候期は寒候期よりも乾燥化しやすく, 蒸発散による水分消失が土壌の水湿状態の形成に大きく作用することを示している。

森林土壌の保水量については, 斜面上部と下部に位置する Bc 型と Bd 型土壌の保水量を pF 値から算出し, その保水状態から両土壌の保水機能上の位置付けを考察した。Bd 型土壌は通常は同一斜面を移動する水分を下方へ伝達する役割を果し, 上部斜面からの水分流入が中断した場合に限り自己の保有水分を消失している。斜面上部では降水後は次の降水があるまで保水量は減少を続けるので, 降水時に貯水可能な多容量の空間を準備していることになり, 多量の降水を直接地中に貯留できる。その容量で保水機能を評価するとすれば, 斜面上部の Bc 型が優位にあるといえる。

土壌を乾燥または湿潤化させる気象条件の数値化を試み, 降水量, 降水回数, 気温から新たに土壌の水湿指数を作成した。この指数を土壌の水湿状態の目安として活用することについて検討した。

目 次

I はじめに	2
II 実験方法	3
1. 土壌水分測定法	3
2. 土壌の物理的性質に関する実験法	3
III 京都府中部地区の水湿状態	4
1. 測定地の概要および土壌	4
2. 結果および考察	6
1) 気象条件	6
2) 土壌の水湿状態の推移と気象条件	7
3) 土壌水湿状態の季節的变化	13
4) 土壌型と水湿状態	13
(1) 乾性土壌 (rB _B 型)	17
(2) 適潤性土壌 偏乾亜型 (rB _D (d)型)	20

(3) 適潤性土壌 (rB_D 型)21

IV 京都府南部地区の水湿状態21

1. 測定地の概要および土壌21

2. 結果および考察21

1) 土壌の水湿状態と気象条件23

2) 土壌型と水湿状態26

V 森林土壌の保水量30

1. 土壌の保水機能30

2. 保水量の求め方30

3. 結果および考察31

1) 湿潤度の通年的変動31

2) 土壌の保水量34

VI 土壌の水湿指数40

1. 水湿指数の考え方と作成40

2. 結果および検討41

VII おわりに45

文 献49

Summary50

I はじめに

林地の土壌水分は、植物の生育や土壌生成の環境因子として、また、近年においては、森林の水土保全機能にかかわる特に重要な因子として試験研究が進められている。土壌の水湿状態は水収支式で表わされているように、水の供給作用と消失作用の平衡関係によって左右されるが、この平衡関係に土壌の物理的性質が関与することはいうまでもない。水の収支式では、水の供給、消失の各項がそれぞれの作用にしたがって厳密に多数の要素に細分されている。

たとえば、BASYLIEV²⁾によれば

$$V_1 = V_0 + [O_s + BP_r + PGS] - [D + I_p + OGS + PS + VPS + GS] \quad \dots\dots\dots(1)$$

である。ここで、

V_0 : 観測開始時の土壌水分貯留量, V_1 : 観測終了時の土壌水分貯留量, O_s : 降水量, BP_r : 表面水・土壌水・地下水の流入量, PGS : 深層からの上昇水量, D : 植物の利用水量, I_p : 地面蒸発量, OGS : 深層への降下流出水量, PS : 表面流出水量, VPS : 土壌内流出水量, GS : 地下流出水量。

しかしながら、現状の測定技術で(1)式の各項の大部分は計測することが不可能に近く、 V_0 , V_1 および O_s を除く他の項目の測定はきわめて困難であろう。

有光²⁾はBASYLIEVの水収支式をつぎの(2)式のように簡略化して水湿状態の変動を説明しているが、やはり(1)式の場合と同様に、 W_0 , W_1 および P 以外の項目を経時的に計測するのはきわめて困難であるとしている。

$$W_1 = W_0 + [P + I] - [E + T + R] \quad \dots\dots\dots(2)$$

ここで、 W_0 : 観測開始時の土壌の水分貯留量 (水湿状態), P : 観測期間の全降水量, I : 表面流・土壌水・地下水などの流入量, E : 地表面, 植被などからの蒸発量, T : 植物の蒸散などの利用水量, R :

表面流・土壌水・地下水としての流去水量， W_1 ：観測終了時の土壌水分貯留量（水湿状態）。

したがって、今後は水収支式の各項の計測または推定を可能にするための研究は進めなければならないが、当面は土壌の水湿状態と関連性が高く、測定可能な要素の抽出が重要であり、実践的と考えられる。

筆者は主として土壌の水湿状態と気象条件との関係を解明する目的から、明らかに気象条件の異なる幾つかの地域において林地土壌の水分を長期にわたり連続的に測定してきた。この報告は近畿地方内陸部に相当する京都府中部地区、南部地区の林地において、ほぼ3日目ごとに18～24か月間にわたる測定を行った結果をとりまとめ検討したものである。林地土壌の水湿状態は降水条件と最も関連の高いことが多くの測定結果⁸⁾²²⁾²³⁾²⁶⁾から知られているが、土壌自体を含めた環境諸条件による変異が大きいため、水湿状態に対する環境要素の影響を評価することには多くの困難を伴う。この報告では、まず土壌型別に気象条件に伴う水分変化の特徴を解析し、また乾性土壌の疎水性とその原因について検討を加えた。ついで近年急速に高まっている森林の公益的諸機能に対する社会的要望への対応として、水資源確保の立場から林地の保水機能について若干の検討を行い、既報²⁴⁾にしたがって求めた保水量の変動を土壌条件、特に土壌の物理的性質と気象条件から考察した。また土壌の水分環境に対する気象条件の影響を証価する目的から新たに降水量と気温から算出される「土壌の水湿指数」を作成し土壌水分ポテンシャルへの影響程度について検討した。

この研究を進めるに当たり、中部地区の水分測定に関しては京都府林業試験場の、また南部地区では京都府営林署のご協力をいただいた。報告の取りまとめにおいては、林業試験場関西支場主任研究官長谷川敬一技官に電算機によるデータ処理をしていただき、また同場土壌研究室長白井喬二技官および育林部長大山浪雄博士からは適切な助言をいただいた。脱稿に際し林業試験場土壌部土壌第三研究室長有光一登博士から細部にわたり適確な助言をいただいたことを記し、関係機関ならびに各位に対し心から厚くお礼を申しあげる。

II 実験方法

現地における土壌水分の測定および土壌の物理的性質に関連する実験方法は次のとおりである。

1. 土壌水分測定法

水分の測定は、筆者が考案した読み取り式テンションメーターを使用した。中部地区では測定開始当初（1973年1月～3月）は旧型式を、その後改良型²⁵⁾に交換した。その他はすべて改良型を使用した。セラミックユニット（感湿体）は、それぞれの土壌層位ごとに埋設したので、埋設の深さは測定地点により異なっている。装置の設置、保守管理については既報²²⁾のとおりである。

2. 土壌の物理的性質に関する実験法

測定地点の土壌断面から、セラミックユニット埋設層位ごとに400cc採土円筒を使用して分析試料を採取し、次の実験を行った。

(1) 自然状態における三相組成

常法¹⁶⁾にしたがって固相、液相、気相の区分およびこれらに関連する諸性質を求めた。

(2) pF-水分曲線

南部地区の試料は隔膜吸引法と素焼板法を併用し、中部地区についてはマイクロフィルター使用の加圧室法を用いて測定した。

(3) 透水速度

真下¹⁰⁾の方法にしたがった。

III 京都府中部地区の水湿状態

1. 測定地の概要および土壌

所在地：京都府船井郡丹波町曾根

測定地は丹波山地西部に当たり、標高 400~500 m の山地が優占し、主として古生界に属する堆積岩（砂岩、粘板岩など）からなっている。これらの岩石は赤色風化の影響を受けて赤色味の強いものが多く見られる。気候はやや内陸的で、年平均気温は 14°C 以下、冬季は 2~3°C、夏季は 26~27°C で寒暑の差が大きい。年降水量は 1600~1700 mm で 6, 7, 9 月が多雨月になっている。冬季には日本海側気候の影響が若干あるため降雪の頻度がやや高くなるが、積雪はあまり深くない。

水分測定地は、標高約 200 m、平均傾斜 35° の斜面をもつ丘陵性の山地である。この斜面の上部 2 か所、中、下部各 1 か所に測定地点を選び、1 断面に 3 基ずつテンションメーターを設置した。

測定地点およびその周辺に分布する土壌は、全般に粘質で腐植の浸透は浅く、赤色味を帯び、やや未熟の様相を示している。この土壌は 1975 年の分類⁹⁾によれば赤色系褐色森林土に位置づけられるもので、土壌型レベルに細分された土壌の水分環境は、それぞれ褐色森林土（典型亜群）の各土壌型のそれに近似すると見なされている。測定地は林齢約 45 年生のヒノキ人工林で、斜面上部の一部には天然生アカマツが混生している。

各測定地点の土壌断面形態の記載は、次のとおりである。

Plot 1.

乾性赤色系褐色森林土（粒状・堅果状構造型）

〔rB_B 型土壌〕

地形：山腹上部凸形斜面（幅広い尾根の肩部）、
地質・母岩：古生層・砂岩、粘板岩など（Plot 1
~4 は同様なので以下省略する）、標高：240 m、
傾斜：20°、方位：N40°E、堆積様式：残積。

土壌断面記載

L：2 cm、アカマツ、ヒノキ、ソヨゴ、ミツバツツジの落枝葉が主。

F：3 cm、同上の半腐朽物堆積。

H：0~1 cm、細根富む。

A(M)：3 cm、5 YR3/2~3/3（暗赤褐色）、腐植に富む、細・小角礫有り、埴質壤土、細粒状・粒状構造混在、やや堅、やや乾、菌糸有り、細根富む、層位界明瞭。

B：17 cm、5 YR 4/6（赤褐色）、腐植に乏しい細・小角礫に富む埴土~埴質壤土、堅果状構造発達、堅さ中、潤、細根有り、層位界判然。

BC：20 cm+、7.5 YR 6/6（橙色）、腐植・構造なし、小・中角礫にすこぶる富む埴質壤土、堅、潤。



Plot 1. 乾性赤色系褐色森林土
（粒状・堅果状構造型）〔rB_B 型〕
Dry reddish brown forest soil
（granular & nutty structure type）

Plot 2.

乾性赤色系褐色森林土（粒状・堅果状構造型）〔rB_b 型土壤〕

地形：山腹上部凸形急斜面，標高：230 m，傾斜：37°，方位：N37° E，堆積様式：歩行。

土壤断面記載

L：土，ヒノキ落葉。

FH：1.5 cm，同上の腐朽物堆積，コケ類の根多し。

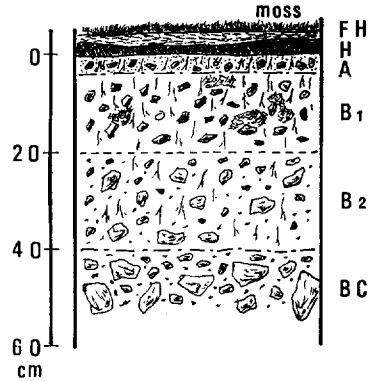
H：3 cm，細砂をわずかに混入。

A：4 cm，7.5 YR 3/3（暗褐色），腐植に富む埴質壤土，小角礫に富む，粒状・堅果状構造混在，軟，潤，細根富む，層位界判然。

B₁：17 cm，5 YR 4/6（赤褐色），腐植に乏しい壤土，小角礫に富む，堅果状構造弱度に発達，堅，潤，細根含む，下層へ漸変。

B₂：20 cm，5 YR 4/6（赤褐色），腐植に乏しい小・中角礫に富む埴土～埴質壤土，構造なし，堅，潤，細根有り，下層へ漸変。

BC：15 cm+，5 YR 4/6（赤褐色），腐植に乏しく小・中角礫に富み大角礫有り，埴土～埴質壤土，やや堅，湿。



Plot 2. 乾性赤色系褐色森林土
（粒状・堅果状構造型）〔rB_b 型〕
Dry reddish brown forest soil
（granular & nutty structure type）

Plot 3.

適潤性赤色系褐色森林土（偏乾亜型）〔rB_d(d) 型土壤〕

地形：山腹中部平行急斜面，標高：220 m，傾斜：35°，方位：N22° E，堆積様式：歩行，

土壤断面記載

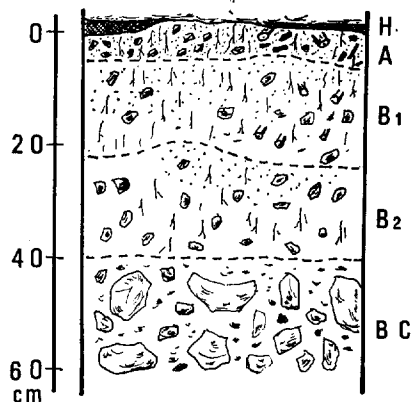
H：0～3 cm，ヒノキ落枝葉の腐朽物がレンズ状に堆積。

A：6 cm，5 YR 2/4（極暗赤色），腐植にやや富む埴質壤土，小角礫に富む，粒状構造発達，軟，潤～やや湿，細根富む，下層へ漸変。

B₁：17 cm，5 YR 4/6（赤褐色），腐植に乏しい微砂質壤土，小角礫に富む，粒状構造発達，軟，潤～やや湿，細根すこぶる富，下層へ漸変。

B₂：17 cm，5 YR 4/4（にぶい赤褐色），腐植に乏しい微砂質壤土，小角礫に富む，粒状構造やや発達，堅さ軟，潤，細根含む，層位界判然。

BC：20 cm+，7.5 YR 4/6（褐色），小・中・大角礫にすこぶる富む砂質壤土，やや堅，湿。



Plot 3. 適潤性赤色系褐色森林土
（偏乾亜型）〔rB_d(d) 型〕
Moderately moist reddish brown
forest soil（drier subtype）

Plot 4

適潤性赤色系褐色森林土 [rBb 型土壤]

地形：山腹下部微凹形急斜面，標高：180 m，傾斜：35°，方位：N25°E，堆積様式：崩積。

土壤断面記載

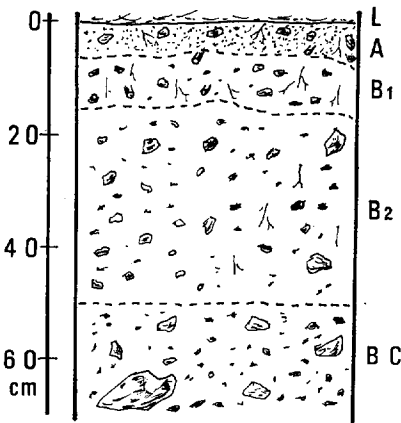
L：+，ヒノキの落枝葉。

A：6 cm，5YR 3/4（暗赤褐色），腐植にやや富む埴質壤土，小角礫に富む，団粒状・粒状構造混在，軟，潤，細根含む，下層へ漸変。

B₁：11 cm，5 YR 4/6（赤褐色），腐植に乏しい埴質壤土，小角礫にやや富む，堅さ軟，構造なし，潤，細根有り，下層へ漸変。

B₂：36 cm，5 YR 4/6（赤褐色），腐植に乏しく構造なし，小角礫に富み中角礫有り，埴質壤土，やや堅，潤，細根有り，下層へ漸変。

BC：20 cm+，5 YR 4/6（赤褐色），小・中角礫に富む埴質壤土，やや堅，潤。



Plot 4. 適潤性赤色系褐色森林土 [rBb 型]

Moderately moist reddish brown forest soil

2. 結果および考察

1973年1月から1974年9月までの土壌水分のpF値と降水状況は、Fig. 1に示したとおりである。これらの図中に欠測が見られるが、測定開始初期のものは野兎による器具配管類の嚙断被害で、対策を講ずるまで繰返し被害が発生した。1974年1月～2月の間は、降雪と地表が凍結したために測定が不可能となり中断した。その他の比較的短期間の欠測はテンションメーターの水切れによるもので、図中では記号を付して区別した。気象関係の資料は、測定地から比較的近距离（約5 km）にある京都気象台瑞穂測候所（所在地：京都府船井郡瑞穂町橋爪，海拔高：175 m）の観測値および統計値（30年平均）を使用した。

1) 気象条件

この地域の統計上の多雨月は、6，7，9月であるが、測定期間中の降水状態は必ずしもこの傾向とは一致せず、特に1973年は統計値からかなり大きな偏りが見られた。すなわち、Fig. 2の気象状況で示したとおり、1973年5月～7月の間は降水量が少なく統計値の約35～60%である。特に7月には27日間の連続無降水日があり、統計値の約33%の降水量があっただけで、いわゆる“カラ梅雨”の様相を示した。この月の気温は上昇し、日最高气温の月平均値は統計値を2.8℃も上回り高温少雨の夏季であった。8月後半～10月の間は雨に恵まれ統計値を上回る降水量となったが、11月～12月は統計値の約30%の少降水であった。1974年においては、2月，4月，7月が統計値をやや上回る降水量があり、5月，6月が約40%統計値を下回った。その他の期間は統計値に近い値を示していた。

この兩年の降水状況を比較すると、降水日数は兩年ともほぼ同じであるが、降水量は1973年が約230 mm少なくなっている。兩年の最も大きな相違点は月別の降水配分であり、1973年の多雨月に相当する7月の降水量がきわめて少なかったことである。また、この期間の気温が年平均値を上回って上昇したことも気象上の大きな特徴であった。

2) 土壌の水湿状態の推移と気象条件

土壌の水湿状態は, おおむね気象の変化に伴って推移し, 斜面上の位置や土壌型の相違にしたがって各測定地点の土壌の水湿レベルに違いが見られた。

各測定地点の水湿変化の概要は, 次のとおりである。

Plot 1 乾性赤色系褐色森林土 (粒状・堅果状構造型) (rB_B 型土壌)

1973年: 1月から9月までの期間は, 前述の野兎による被害が最もひどく発生し, 連続的に観測できた期間は短かく, 通年的水湿変化を把握するのは困難な状態であった。観測できた1月, 5月, 10月~12月について見ると, 全層の水湿状態は, 降水頻度の高かった1月中はpF 1.0~1.5の低い範囲で推移し強い湿潤状態を示した。5月中・下旬の無降水期間にはpF 2.8付近まで上昇して, かなり強く乾燥の影響を受けていることを示した。10月以降では, 比較的降水量が多かった10月のpF値が低く, 11月中旬以後の降水量の少なかった期間のpF値は上昇し, 12月中旬にはpF 2.6付近に達し乾燥状態を示した。層位別の推移を見ると, (5月初旬から6月上旬の間はA層は欠測) B₁, B₂層共に5月上旬はpF 1.3~1.5の湿潤な状態にあり, 中旬の約10日間の無降水期間にpF 2.0付近まで上昇し, 以後下旬に降水が有るまで上昇し続け, pF値は約2.65に達した。下旬中頃の降水で, B₁層はpF 2.4, B₂層は2.5まで低下したが, 速やかに上昇を始め両者ともにpF 2.7付近に達した後, 6月上旬の降水によりpF 1.0以下に急速に低下した。この間の両者のpF値は5月中旬までのpF 2.0以下の比較的湿潤が強い状態下で, B₁層が短期間に限りB₂層よりやや高い値を示した外は, B₂層がわずかに高いpF値を示した。10月から12月の間においては, 比較的まとまった降水があった10月は, pF 1.1から2.4の範囲で急激な変化をし, pF値が高い範囲ではA層がB₁, B₂層よりも少し高くなる傾向にあった。11月以後の少降水期間では, pF値はあまり急激な変化をせず, 当初pF 1.5付近から徐々に上昇を続け, 12月中旬にはpF 2.5~2.6に達した。土壌層位別に見ると, 11月中旬まではA層のpF値が下位2層のそれよりも高い値を示していたが, 中旬以後, pF 2.25付近から下位2層(B₁, B₂層)が明らかに高い値を示し, B₂層(深さ約35cm)までかなり乾燥の影響を受けた。

1974年: 3月~9月の測定期間中, 5月下旬~6月上旬の少降水期間にテンションメーターに水切れを生じ欠測した。全般的な経過は, 3月, 4月, 7月がpF 1.2~2.2の相対的に低い値を示した期間であり, 5月, 6月, 8月, 9月がpE 2.0~2.7の高い値の期間であった。pF値の高かった月別の降水量は, 5月, 6月は100 mm以下であるが, 8月, 9月は150 mm以上であり, 特に少ないとはいえない。pF値が最も高かった8月の降水量は約160 mmであったが, 降水日数は年間を通じて最少の6日間であった。層位別にpF値の出現状態を見ると, 3月, 6月下旬~7月上旬のpF値が低い期間においては, A層がB₁, B₂よりも低い値を示し, その他の期間ではおおむねA層が高い値を示した。8月, 9月には1日間の降水量が70 mmを越える降雨があったが, pF 2.7以上に上昇したA層のpF値は約2.5以上に保たれていた。3月から9月までの水湿変化で最も目立った現象は, 5月におけるpF値の急速な上昇と8月, 9月中の降水に対する反応が各土層によって大きく異なっていたことである。

Plot 2 乾性赤色系褐色森林土 (粒状・堅果状構造型) (rB_B 型土壌)

測定期間中一部に欠測と装置の水切れによる観測値の欠落があったが, 全層とも比較的順調に測定された。

1973年: 1月~3月, 5月上・中旬, 8月下旬~11月中旬は降水日が比較的多く, 全層位のpF値は

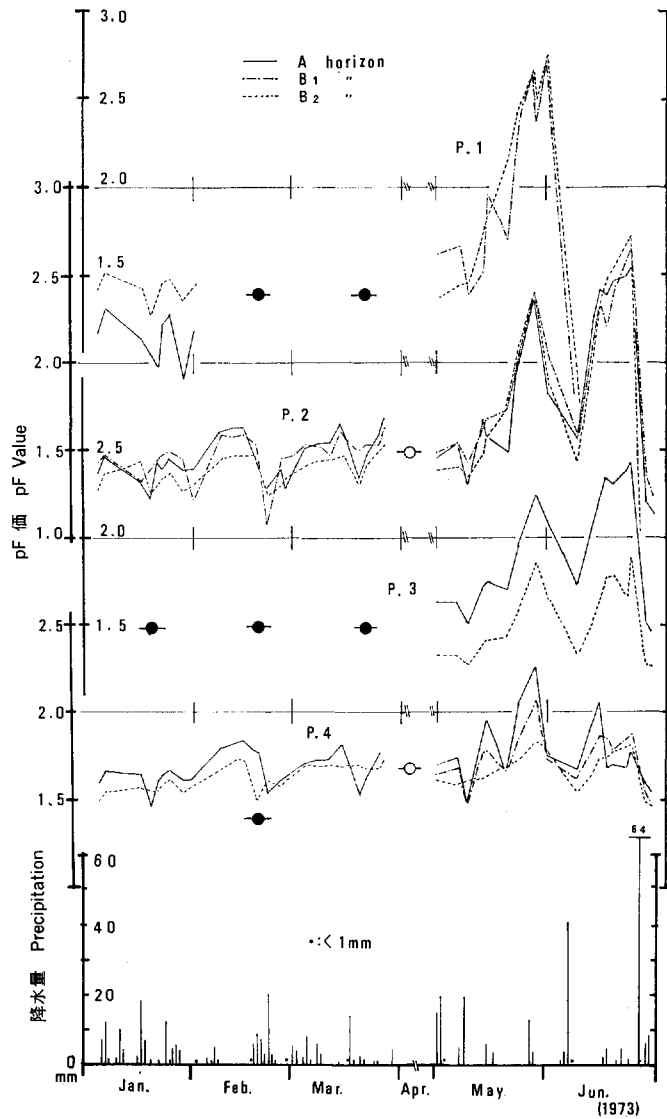


Fig. 1. pF 値の変動と降雨の関係

Relation between fluctuation of pF value and rainfall

- 野兎被害 Apparatus trouble by hare
- 欠測 Non observation
- P. 1 乾性赤色系褐色森林土 (rB_B型土壤) Dry reddish brown forest Soil (rB_B soil)
- P. 2 乾性赤色系褐色森林土 (rB_B型土壤) "
- P. 3 適潤性赤色系褐色森林土偏乾型 (rB_D(d)型土壤) Moderately moist reddish brown forest soil drier subtype (rB_D(d) soil)
- P. 4 適潤性赤色系褐色森林土 (rB_D型土壤) Moderately moist brown forest soil (rB_D soil)

所在地：京都府船井郡丹波町曾根

Locality : Tamba-cho, central part of Kyoto Prefecture

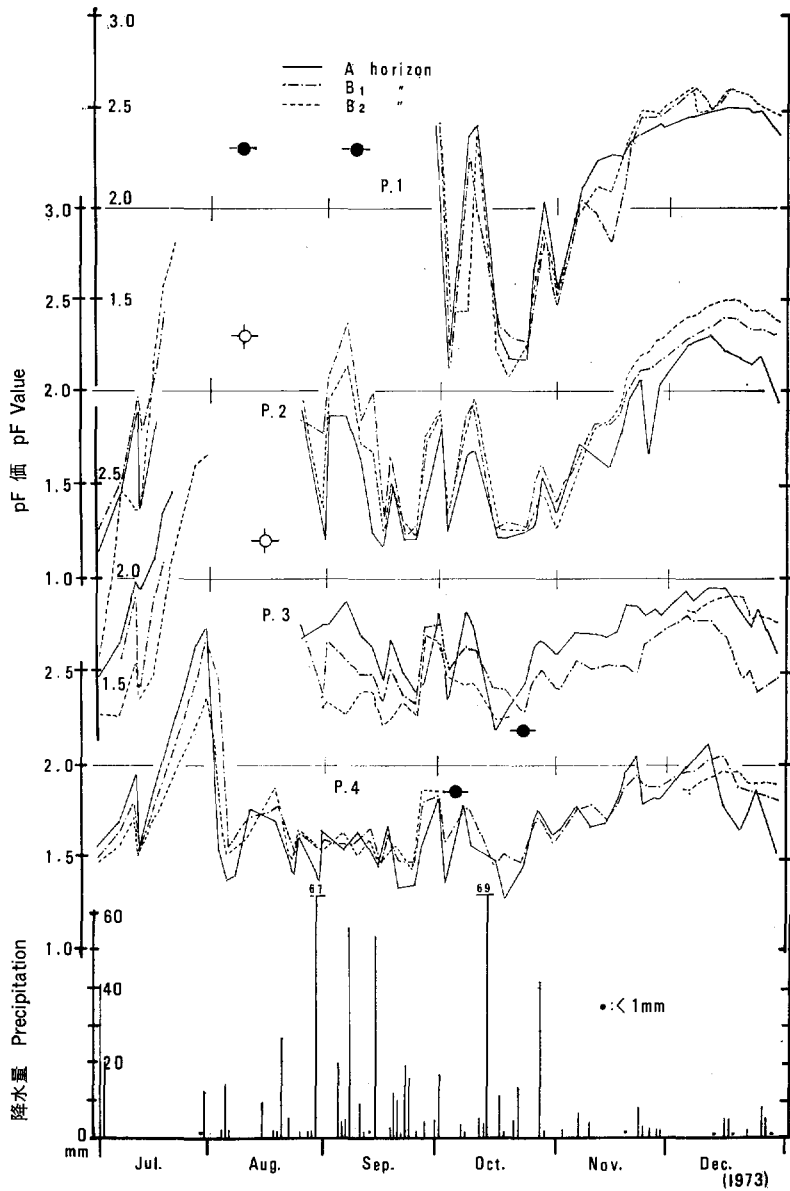


Fig. 1. (つづき) (Continued)

● 野兎被害 Apparatus trouble by hare

○ 水切れ Water run off from apparatus

P. 1 乾性赤色系褐色森林土 (rB_B型土壤) Dry reddish brown forest Soil (rB_B soil)

P. 2 乾性赤色系褐色森林土 (rB_B型土壤) "

P. 3 適潤性赤色系褐色森林土偏乾亜型 (rB_D(d)型土壤)

Moderately moist reddish brown forest soil drier subtype (rB_D(d) soil)

P. 4 適潤性赤色系褐色森林土 (rB_D型土壤)

Moderately moist brown forest soil (rB_D soil)

所在地: 京都府船井郡丹波町曾根

Locality: Tamba-cho, central part of Kyoto Prefecture

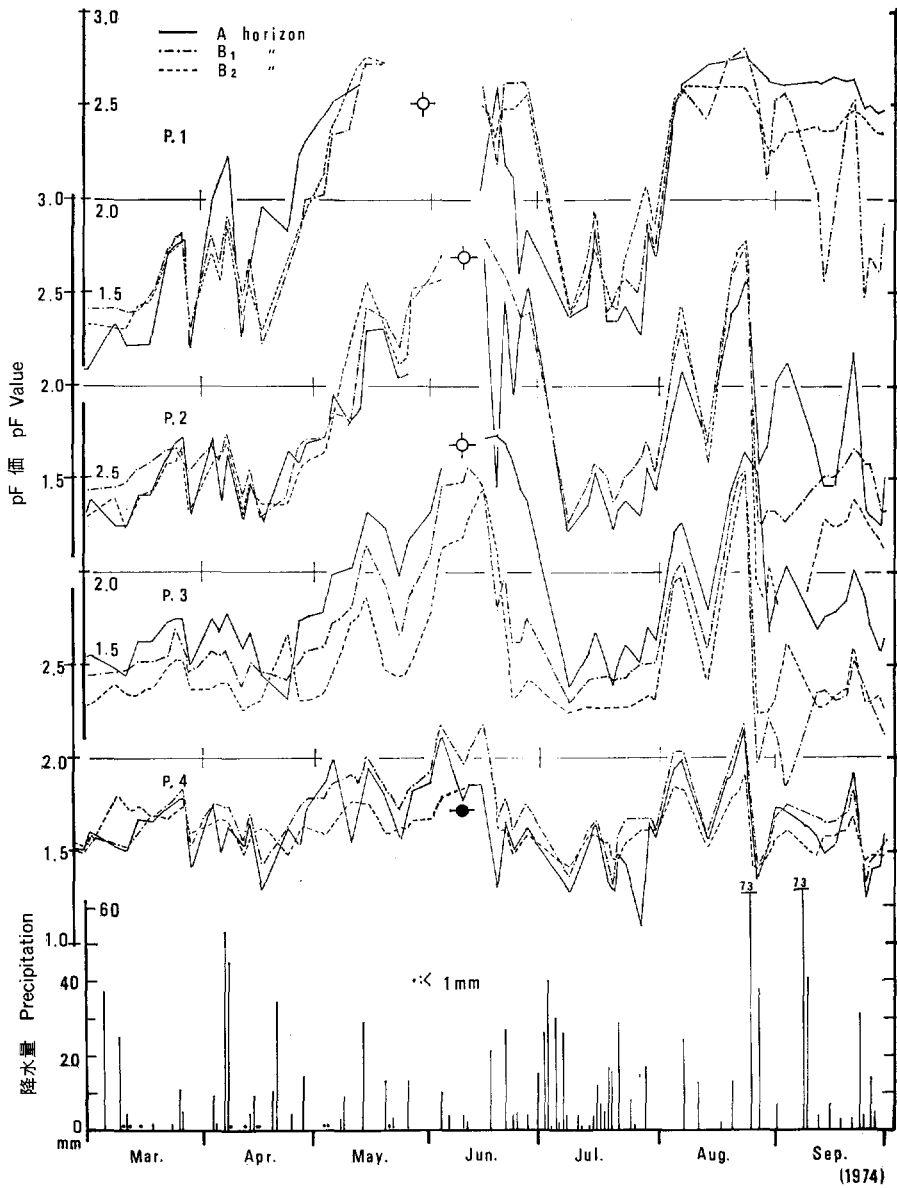


Fig. 1. (つづき) (Continued)

● 野兔被害 Apparatus trouble by hare

⊗ 水切れ Water run off from apparatus

P. 1 乾性赤色系褐色森林土 (rBs 型土壤) Dry reddish brown forest Soil (rBs soil)

P. 2 乾性赤色系褐色森林土 (rBs 型土壤) "

P. 3 適潤性赤色系褐色森林土偏乾亜型 (rBd(d) 型土壤)

Moderately moist reddish brown forest soil drier subtype (rBd(d) soil)

P. 4 適潤性赤色系褐色森林土 (rBd 型土壤)

Moderately moist brown forest soil (rBd soil)

所在地：京都府船井郡丹波町曾根

Locality: Tamba-cho, central part of Kyoto Prefecture

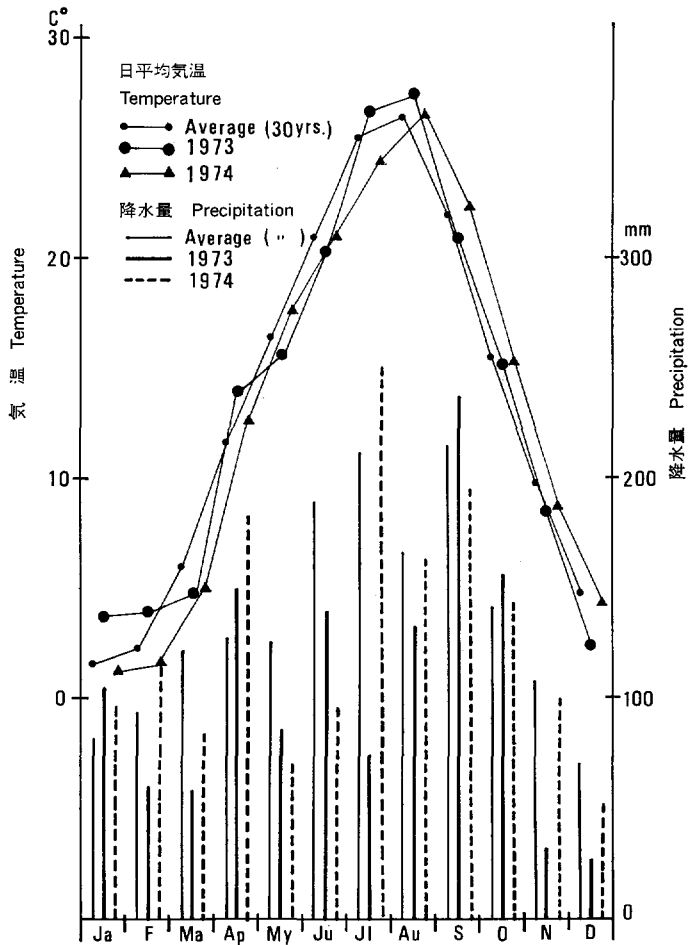


Fig. 2. 京都府中部地区の気温と降水量（京都府，瑞穂測候所による）
Atmospheric temperature and precipitation at Mizuho,
central part of Kyoto Prefecture

おおむね 2.0 より低い範囲で推移した。5 月下旬，6 月中旬，7 月中旬，11 月下旬～12 月下旬までは降水日，降水量ともに少なく，pF 値は 2.0～2.8 の相対的に高い範囲で推移した。層位ごとの pF 値は，1 月～3 月の低い pF 値を示した期間では，A 層と B₁・B₂ 層とは等価または A 層がやや高い値を示す傾向が見られた。そのほかの期間は，B₁・B₂ 層の pF 値が A 層に比べて高く，特に全層の pF 値が高くなった場合には明らかに B₁・B₂ 層の値が大きくなり，土層下部まで強い乾燥が進むことを示した。5 月下旬～9 月上旬の気温が高い期間では，7 日～10 日間の無降水日が続いた場合に，pF 値が急速に上昇して 2.5～2.7 付近に達した。1 月から 5 月中旬までは pF 値が 2.0 を越えたことはなく，土層全体が湿潤な状態にあった。

1974 年：3 月～5 月の気温が比較的低い期間，7 月の梅雨期間および 9 月の多雨期間には，全層位の pF 値はおおむね 2.0 より低い範囲で推移し，湿潤な状態にあった。そのほかの期間では，各層位とも pF 2.0 以上の相対的に高い範囲で変化し，7 日間以上の無降水日が続くと急速に乾燥が進み，最高値は pF

2.0をやや上回った。層位別の pF 値の分布状態を見ると、3月から8月までは各層とも等価もしくはA層がやや低い値を示したが、この期間内でも pF 値が特に急激に上昇する場合は、明らかに B₁・B₂ 層の pF 値がA層よりも高い値を示した。9月の多降水期間には、B₁・B₂ 層の pF 値が急速に低下して pF 1.7より低くなり、A層の分布範囲 pF 1.5~2.2 に比べてかなり低い値を示した。

Plot 3 適潤性赤色系褐色森林上 (偏乾亜型) [rBo(d) 型土壌]

1973年：1月~3月の間は前述の野兎による被害が頻発し、また7月下旬~8月上旬にはテンションメータの水切れがありその間のデータが欠落した。pF 値が2.0を越えた期間は、5月下旬、6月中旬、7月中・下旬だけで、そのほかの期間は pF 1.3~2.0の範囲で推移し湿潤な状態に置かれていた。5月下旬と6月中・下旬はA層だけが乾燥し pF 2.5付近に達したが、B₂層は2.0以下にあり湿潤な状態を示した。7月中・下旬の連続無降水期間には全土層が乾燥し、B₂層までが pF 2.7付近まで上昇した後、テンションメータが水切れを起した。8月下旬以後は pF 2.0を越えることはなく、8月下旬~10月までの降水が頻繁にあった期間の値は約1.2~1.8であり、11月~12月の少降水期間の pF 値約1.5~1.95に比べて低い傾向が見られ、また降水にはよく反応して変化していた。層位別に pF 値の推移を見ると、全般にA層>B₁層>B₂層の傾向がかなり明瞭であり、地表に近い部分ほど乾燥の影響を受けていることを示した。しかし、1月~6月、8月、11月に、全層または一部の土層のデータが欠落しているので、これが通年的な傾向であるか断定はできない。

1974年：3月~5月上旬、6月下旬~7月、9月は、pF 1.3~2.0の低い範囲で推移し、5月中旬~6月中旬、8月は、pF 2.0~2.7の相対的に高い値の範囲で推移した期間である。3月~5月上旬と5月中旬~6月中旬とは、それぞれの期間内の降水状況には大きな相違は認められないが、pF 値の分布状態はまったく対照的であった。すなわち、3月~5月上旬には pF 1.3~2.0の低い値を示したのに対し、5月中旬~6月中旬では pF 2.0~2.7の高い値を示した。さらに降水に対する反応では、前者は鋭敏に反応し pF 値が変化したが、後者では5mm程度の降水にはほとんど反応がなく、特にA層では10mm前後の降水にも反応が緩慢であった。層位別の pF 値の分布状態は、全期間を通じてほぼA層が最も高く、B₁層、B₂層の順序で低くなり、前年中と同様に地表に近い部分から順次乾燥の影響を受けたことを示した。

Plot 4 適潤性赤色系褐色森林土 (rDo 型土壌)

1973年：1月~3月にB₁層が、10月~11月にB₂層がそれぞれ野兎の被害を受けた以外は、順調に測定ができた。

5月下旬、7月中・下旬、12月上旬の比較的短期間に限り pF 値は2.0を越し、そのほかの期間は pF 1.3~1.9の範囲で推移した。7月中には27日間の連続無降水日があったためきわめて強度の乾燥を受け、A層は pF 2.7、B₁層は2.6、B₂層は2.3まで上昇して各層共に測定期間中の最高値を示した。5月下旬、12月上旬の少降水期に pF 値が上昇したが、いずれも2.2以下であった。pF 値が相対的に低い期間においても、1月~3月と8月~11月との間には、降水に対する反応に違いが見られ、前者は降水に緩慢な反応を示し、後者は鋭敏であった。両期間の気象条件を見ると、降水頻度は両者とも高いが、降水量、気温は対照的でいずれも前者が小さい値を示している。層位別の pF 値の推移では、乾燥化 (pF 値の上昇) の過程ではA層が常に先行して高い値を示し、湿潤化の過程でもA層が先行して pF 値が低下していた。

1974年：測定期間中は特に強い乾燥状態を示したことはなく、pF 1.1~2.2の範囲で推移し湿潤な状態を保っていた。この間をしいて乾燥・湿潤期間に区分すれば、5月~6月と8月にやや乾いた時期があ

り、pF 2.0~2.2 が数日間ずつ見られる程度であった。6月下旬~7月中旬の梅雨期間中は、pF 1.1~1.7 の範囲を推移し、他の期間よりやや低目の値を示した。層位別に変化を見ると、湿潤化の過程ではA層が明らかに先行して pF 値が低下し、いずれの層位よりも低い値を示した。乾燥化の過程では B₁ 層が A 層よりもやや高い値を示す傾向があり、1973 年の傾向とはやや異なっていた。

3) 土壌水湿状態の季節的变化

林地土壌の水湿状態に直接的に大きな影響を与えていたのは降水であるが、長期にわたる水湿状態には季節の推移に伴う明りょうな変化が認められた。

約 18 月間にわたる測定結果を見ると、いずれの測定点においても寒候期の pF 値は暖候期のそれより全般に低くなる傾向が見られる。pF 値は降水条件に大きく支配されるのでこれらの期間内であってもその分布範囲は一様ではないが、寒候期では降水量や降水日数にかなりの相違がある場合でも、pF 値の分布範囲はあまり変化せず、おおむね pF 1.3~2.0 を示すことが多い。これに対して暖候期では、降水量や降水日数の多い期間の pF 値は低い値を示すが、降水と降水の合間には比較的速やかに高い pF 値を示すようになる。pF 値の急速な上昇が起るのは 5 月以後の暖候期に多く見られる。1973 年はデータの欠落が多くこの傾向は確認できないが、1974 年は Plot 1~3 において、5 月中の pF 値がそれ以前に比べて急速に高い値となり、それ以後の暖候期も引き続き降水に対する反応は速やかになっている。この両期間の pF 値の状態から pF 値の上昇速度は気温と深い関連を持つことが推測される。pF 値が急速に上昇し始めた 5 月の降水量は 3 月のそれと大差はないが、気温には大きな相違が認められる。一般に蒸発散能は温度の関数と考えられるので、気温の上昇は生物活性を高め、また地表面からの蒸発を増加させる結果、土壌水分の消費を促進させるはずである。主要造林樹種の生長開始温度に関して、玉手²⁰⁾はヒノキ：10.8°C、宮崎²¹⁾はスギ・ヒノキ：13~15°C とし、さらに宮崎はスギ・ヒノキの最適生育温度を 18~20°C としている。Fig. 3 に 3 月~5 月の旬間気温の平均値を示したが、これによれば 4 月中旬~下旬の気温はスギ・ヒノキが生育を開始するに十分な温度であり、植物体を通じての土壌水分の消費は増大したと考えられる。この時期に pF 値が急に上昇した原因は主として植物体による蒸散量の増加と考えてあまり無理がないようである。

4) 土壌型と水湿状態

前述したとおり、各測定地点の水湿状態は降水や季節の推移に対応しているが、それぞれの水湿レベルには相違があり、水湿変化のパターンは、気象変化に平行する場合と平行しない場合とが認められる。このような現象は全測定地点で起る場合や特定の測定地点に限られる場合とがあり、また同一測定地点の土壌層位間で起ることが認められる。各測定地点は半径約 100 m 以内の同一斜面上に位置しているので、降水によって直接的に土壌へ供給される水分量にはあまり大きな違いはないと推定される。したがって水湿レベルや水湿変化のパターンに見られる相違は、降水が地表に到達した後の水収支バランスが主な原因と考えられる。ここでは、降水の直接的な受器である土壌とその水湿変化の特徴を主として土壌の物理的性質から考えて見ることにする。

まず、水湿レベルは、Plot 1≧Plot 2>Plot 3>Plot 4 の順序で乾燥が強く（pF 値が高い）、これを土壌型に置き換えると、rB_a>rB_b(d)>rB_b となり、今まで各種の調査研究を通じて得られた結果と完全に一致する。（ここで、rB_a や rB_b は褐色森林土（典型亜群）の B_a や B_b 各型土壌と同様の水湿状態下にあるとされる土壌である）⁹⁾。さらに、各測定地点の斜面上の位置関係では、Plot 1 と 2、Plot 3 および Plot

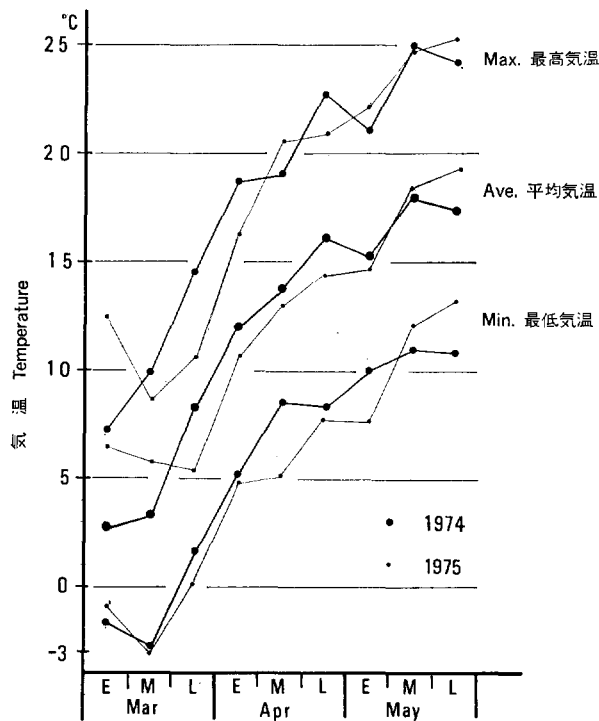


Fig. 3. 春季の気温（旬間平均気温）の推移
（京都府瑞穂測候所による）

Transition of atmospheric temperature in spring season at Mizuho, Kyoto Prefecture

- E : 上旬 early ten days in month
- M : 中旬 middle ten days in month
- L : 下旬 last ten days in month

4はそれぞれ同一斜面上の上部、中部および下部にあり、一般的に認められている地形上の位置と土壤の水湿状態の関係とも合致している。通年の土壤水湿状態の推移だけから見れば、斜面上部は排水が速いため乾燥を受けやすく、斜面下部に至るほど上部斜面からの2次的給水が多く、かつ長びくため乾燥が遅れるという考え方で十分説明できる。しかしこの考え方は、土壤の水湿状態が降水などによって供給された水分と平行して変化する場合を前提にしたものである。1974年8月～9月におけるPlot 1のように、かなり多量の降雨後においてもあまり湿潤化しない土壤については、たとえその土壤が斜面上部に位置し通年的に中・下部斜面の土壤より乾燥状態を示しているとしても、排水の運速だけで湿潤化しない理由を説明するには無理があり、それ以外の湿潤化を妨げた原因が考えられる。

そこで、水分測定地点から採取した土壤の物理的性質から湿潤化を妨げた原因について考察して見ることとする。まず、Fig. 4に土壤の水分状態にかかわる最も基本的性質とされる自然状態土壤の三相組成を示した。これら土壤の固体部分（細土、石礫、根系）は約32～46%、水分（飽水時）は約13～45%であり、三相組成には二つの特徴が見られる。その一つは、典型亜群の褐色森林土に比べて固体部分の割合が全般にやや高く、40%を越える高率のものもあること、他の一つは飽水時の空気量が30%以上の高率を示す土壤があることがあげられる。前者についてはすでに述べたとおり、これらの土壤は赤色系褐色森林土であ

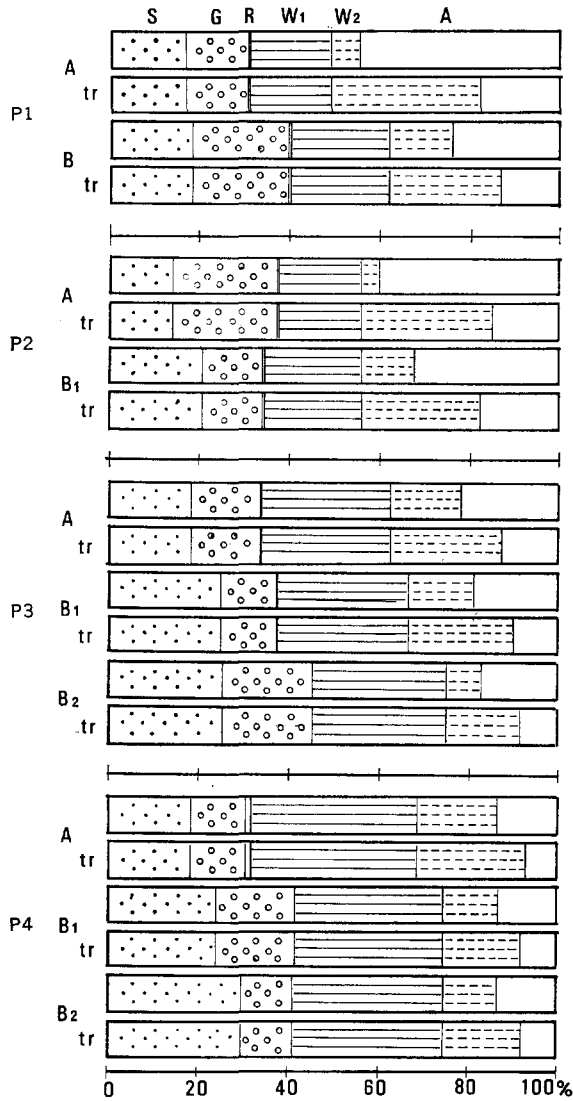


Fig. 4. 土壤の三相組成

Volume composition of soil

S: 細土 fine soil, G: 石礫 gravel, R: 根系 root, W₁: 採取時水分 moisture in field, W₂: 飽水時の吸水量 absorbed water by saturation, A: 最小容気量 minimum air capacity, tr: 疎水性消去処理 water proof condition is eliminated

P. 1 乾性赤色系褐色森林土 (rB_B 型土壤) Dry reddish brown forest Soil (rB_B soil)

P. 2 乾性赤色系褐色森林土 (rB_B 型土壤) "

P. 3 適潤性赤色系褐色森林土偏乾亜型 (rB_D(d) 型土壤)

Moderately moist reddish brown forest soil drier subtype (rB_D (d) soil)

P. 4 適潤性赤色系褐色森林土 (rB_D 型土壤)

Moderately moist brown forest soil (rB_D soil)

所在地: 京都府船井郡丹波町曾根

Locality: Tamba-cho, central part of Kyoto Prefecture

るため、土壤有機物の含有量が少なく、緊密に堆積する傾向が反映された結果と判断される。後者については、土壤孔隙を水分または空気のいずれが占めるかによって決まる問題である。自然状態の土壤では、孔隙部分は水分で満されている部分と空気で満されている部分とがあり、両者はいずれか一方が増大すれば他方は減少する関係にあり、この関係で土壤の水分状態は決まる。飽水時の土壤中の空気部分は孔隙径が粗大すぎて水分を保持し得なかったか、または、何らかの原因によって孔隙中への水分の浸透が妨げられた孔隙部分である。土壤孔隙の組成分析および吸水促進処理を行って吸水状態を解析すれば、飽水時に空気部分が多い理由は明らかになるはずである。一般に Plot 1, 2 のような乾性土壤においては、履歴効果 (Hysteresis) や外生菌根菌などに起因する疎水性 (Waterproofing) により、しばしば吸水や透水が阻害されることがすでに知られている。この実験では、蒸気で1時間土壤を蒸して疎水性除去処理を行った後、土壤孔隙の解析を行い、また、吸水量と透水量の変化を調べた。結果は Table 1, Fig. 4, 5, 6 に自然土壤の結果と対比して表示した。

疎水性除去処理による最も目立った変化は、Plot 1, 2 の土壤において吸水量と透水速度が著しく増大したことである。まず3相組成では、自然状態で約 25~45% の高率を示した Plot 1, 2 の飽水時空気量が約 18% 以下に低下して吸水量が増大し、疎水性が土壤の吸水を妨げ飽水時に多量の空気部分を残す原因の1つであることが明らかになった。次に、透水量が増大した理由を明らかにするため、素焼板法によって粗孔隙 (pF<2.7) と細孔隙 (pF>2.7) の割合を測定し、各孔隙中の吸水量の変化を調べ Table 1 に示した。土壤処理による吸水量の変化は、いずれの土壤においても細孔隙中では約 2% 以下で少なく、

Table 1. 疎水性除去処理による土壤の物理的性質の変化
Changes in physical properties after water proof feature was eliminated.

測点番号 Plot No. 土壤 soil	層位 Horizon	常法による飽水 Ordinary saturation				処理後の飽水 After treatment Saturation ¹⁾			
		最大容水量 Maximum water capacity (volume %)			透水速度 cc/min.	最大容水量 Maximum water capacity (volume %)			透水速度 cc/min.
		pF>2.7	pF<2.7	Total		pF>2.7	pF<2.7	Total	
1 rB _b	A	19.1	4.5	23.6	22	20.1	30.6	50.7	42
	B	21.9	12.7	34.6	37	21.7	23.9	45.6	111
2 rB _b	A	18.2	4.5	22.7	9	20.7	26.0	46.7	100
	B	22.8	10.1	32.9	47	20.5	30.0	50.5	101
3 rB _b (d)	A	23.2	21.2	44.4	54	25.4	27.7	53.1	18
	B ₁	24.0	19.0	43.0	94	25.2	26.7	51.9	9
	B ₂	23.8	13.2	37.0	138	25.5	19.9	45.4	47
4 rB _b	A ¹	30.1	24.5	54.6	174	31.9	28.9	60.8	114
	A ₂	26.8	18.5	45.3	42	28.1	22.1	50.2	17
	B	27.7	17.7	45.4	51	27.6	23.2	50.8	50
1 ³⁾ rB _b	A	26.4	18.4	44.8	109	27.0	24.1	51.1	140
	B	24.8	15.8	40.6	126	23.7	21.8	45.5	122

1) 蒸気加熱 (1時間) 後飽水 Saturated completely after steamed for one hour

2) 真下法による Use a coresoil 4 cm×100 m²

3) 冬季採取土壤 Sample was collected in winter

粗孔隙中では、Plot 1, 2, 3 のA層のように11~26%と著しく大きいものと、Plot 3-B₁, B₂ 層, Plot 4-全層位のように約4~7%程度の比較的小さいものがある。しかし、いずれの土壌でも細孔隙に比べ粗孔隙中の吸水変化が大きい。土壌処理の結果透水量が増大した土壌については、疎水性によって孔隙中への水の浸透が妨げられ、粗孔隙が透水に十分機能していなかったと判断される。ここで、土壌処理によって吸水量は増大したが透水量は減少した土壌がある。この点については後述する。

素焼板法による孔隙解析の結果、疎水性消去処理による吸水量の変化は主として粗孔隙内で起ること、すなわち、粗孔隙が疎水性をもつ可能性がきわめて高いことが明らかになった。そこで疎水性を示す孔隙を明確にするため、マイクロフィルターを装着した加圧膜装置を使用してpF-水分曲線を求め、土壌処理によって生じた吸水量の変化を孔隙径別に調べた。結果は Fig. 5, 6 に示したとおりである。Fig. 5 では吸水変化を比較しやすくするため、水分恒数なども考慮して孔隙径をつぎの4段階に分け、各孔隙内水分量は400 cc 採土円筒内を占める容積割合で表示した。すなわち、Fig. 5 において、AはpF=0~0.6に相当する粗大な孔隙（自然土壌の最小容気量に相当する）、NはpF=0.6~1.7、非毛管粗孔隙内水分で圃場容水量に到達するまでに排水される水分、CはpF=1.7~2.7、毛管粗孔隙内水分で孔隙内を容易に移動できる水分、そしてFはpF>2.7、主として毛管細孔隙内の水分で移動がおそいものである。なお、Aを粗孔隙の範囲に含めているが、疎水性を有する土壌のAには粗大な孔隙以外の疎水孔隙が含まれているので、この表示方法は孔隙径の区分上からは精確ではない。ここでは自然土壌と処理土壌の吸水状態を比較するため、便宜的に粗大な孔隙の範囲に置いて作図した。疎水性消去処理後の吸水状態について、つぎのことがいえる。

飽水時の水分量はいずれの土壌においても増大した。Plot 1, 2>Plot 3>Plot 4 の順序で疎水孔隙が多かった。処理によって増加した水分の孔隙径別配分では、粗孔隙中への配分が顕著であり、特にN(pF=0.6~1.7相当部分)の吸水量が著しく増大した。C(pF=1.7~2.7)やF(pF>2.7)への吸水量も増大するが、吸水量としては少ない。Plot 2 のB層, Plot 3 のB₂層における細孔隙水分量の減少やPlot 3-B₂層, Plot 4-B₂層においてCの水分量が増加するなど、一般的には疎水性は存在しないと考えられている土壌型や土壌層位に吸水変化が生じた。筆者の実験結果では、疎水性を有しない土壌を蒸気加熱法によって疎水性消去処理と同様の処理を行うと、全吸水量は増大するが細孔隙への吸水量は減少し、同時に透水量が低下する。この現象は下層土において顕著に見られる¹⁹⁾。Plot 3, 4 では透水量の減少が見られることから、土壌処理の過程において加熱による粘土の膨張や孔隙構造が物理的に破壊され孔隙組成が変化した結果、吸水量や透水量に影響を与えたことが推察される。

以上の実験結果から、Plot 1, 2 の土壌では粗孔隙が存在するにもかかわらず、その孔隙が疎水性を有するため孔隙中への水の浸透が阻害され、飽水時水分量が少なく空気量が著しく多くなっていたことが分る。さらに、疎水性はpF 0.6~1.7相当の粗孔隙中に最も多く存在し、透水性を著しく妨げていたことも明らかである。このような土壌の物理的性質を基に各測定地点（土壌型別）の水湿状態の特徴について述べる。

(1) 乾性土壌 (Plot 1, 2, rB_a型)

この土壌は、冬季から春季までの寒候期と春季から秋季までの暖候期とは著しく異なる水温状態の変化の特徴をもっている。寒候期は適潤性土壌とはほぼ同様の高い水湿レベルを保持し、気象条件にはよく反応するが水湿変化の幅はきわめて狭い。一方暖候期においては、総体的に水湿レベルが低下し、気象条件

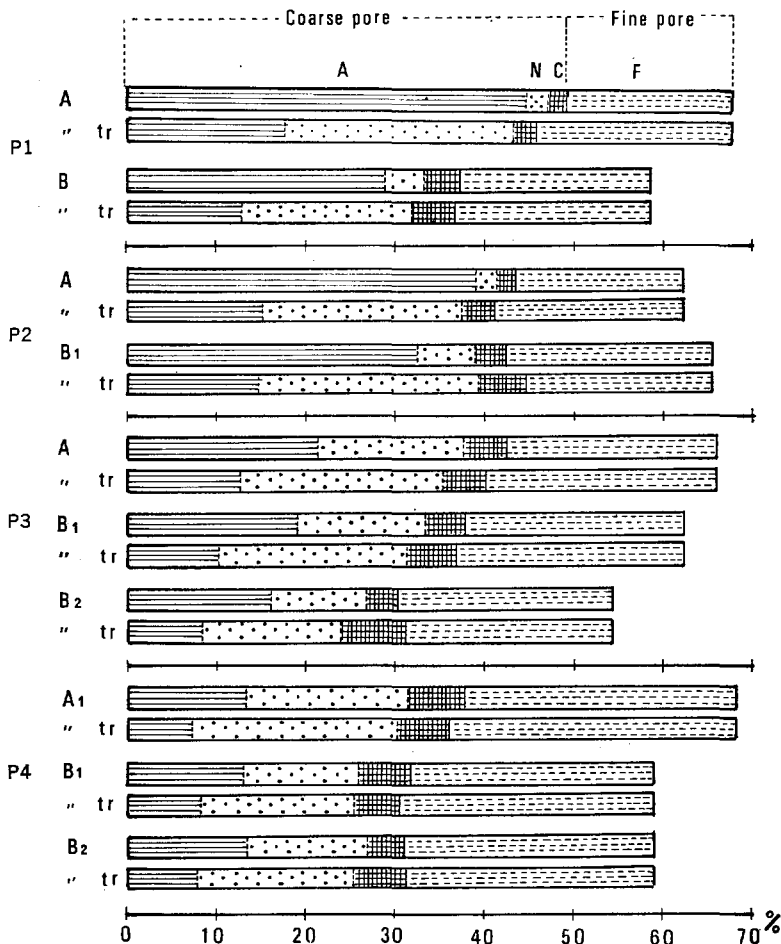


Fig. 5. 自然状態と疎水性消去処理後の土壤の粗孔隙と細孔隙との割合

Amount of coarse pore and fine pore of natural soil and the soil after eliminate the waterproof condition

粗孔隙, A: 飽水時における空気量 (最小容気量)

Coarse pore A: amount of air at saturation (minimum air capacity)

Coarse pore N: 非毛管粗孔隙 non capillary pore space

Coarse pore C: 毛管粗孔隙 capillary pore space

tr: 疎水性消去処理 waterproof condition is eliminated

P. 1 乾性赤色系褐色森林土 (rB_b 型土壤) Dry reddish brown forest

P. 2 乾性赤色系褐色森林土 (rB_b 型土壤) Soil (rB_b soil)

P. 3 適潤性赤色系褐色森林土偏乾亜型 (rB_d(d) 型土壤)

Moderately moist reddish brown forest soil drier subtype (rB_d (d) soil)

P. 4 適潤性赤色系褐色森林土 (rB_d 型土壤)

Moderately moist brown forest soil (rB_d soil)

所在地: 京都府船井郡丹波町曾根

Locality: Tamba-cho, central part of Kyoto Prefecture

に応じて pF 1.3 付近の高い水湿レベルから pF 2.8 付近のきわめて低い水湿レベルまで急速に変化する。また、強度の乾燥状態が続いた後は、他の土壤が高い水湿レベルになる程度の降水があった場合でも、全土層もしくは一部の土層は容易に湿潤化せず低い水湿レベルを保っていることがしばしばある。寒候期と暖候期の水湿レベルや水湿変化の速度などを比較すると、両者には総体的に正反対の傾向が見られる。

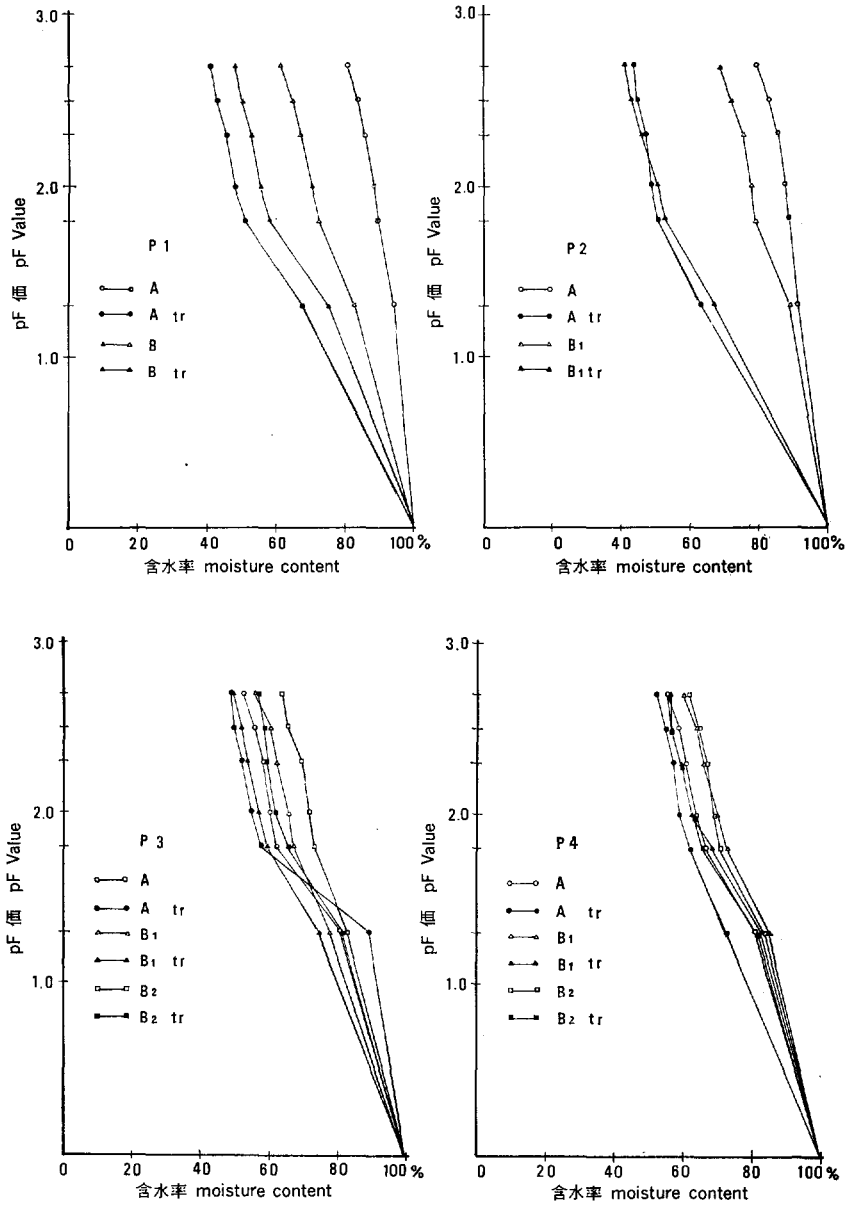


Fig. 6. 自然土壤と疎水性消去処理土壤の pF-水分曲線

Curves of pF value-water content of natural soil and the soil after eliminate the waterproof condition

tr: 疎水性消去処理土壤 The soil after eliminate waterproof condition

P. 1 乾性赤色系褐色森林土 (rB_B型土壤) Dry reddish brown forest soil (rB_B soil)

P. 2 乾性赤色系褐色森林土 (rB_B型土壤) "

P. 3 適潤性赤色系褐色森林土偏乾亜型 (rB_D(d)型土壤)

Moderately moist reddish brown forest soil drier subtype (rB_D(d) soil)

P. 4 適潤性赤色系褐色森林土 (rB_D型土壤)

Moderately moist reddish brown forest soil (rB_D soil)

所在地: 京都府船井郡丹波町曾根

Locality: Tamba-cho, centr part of Kyoto Prefecture

これらの相違は気象条件の影響を受けていることは当然であるが、前述のとおり土壌の物理的性質に起因するところが大きく、いずれも Fig. 5 に示した土壌孔隙の吸水状態から、つぎのように説明することができる。暖候期の例として Plot 1 の A 層について見ると、土壌の 3 相組成のうち全孔隙量は約 68%、そのうち粗孔隙約 46%、細孔隙約 22% の構成である。ここで重要なことは、粗孔隙のうち、わずか 4% が毛管孔隙であり 42% は非毛管孔隙であること、およびこの土壌の非毛管孔隙部分が強い疎水性を持ち、自然状態では飽水時でも全孔隙量の約 66% には水分が浸透できず、透水や一時的保水の機能を果たしていないことである。そのため、湿潤化や乾燥化の過程では親水性を有するわずかの粗孔隙が土壌水分の給排水に機能することになる。したがって降水時には比較的少量の水分で見かけ上は飽和状態となり、pF 値が急速に低下する。また、無降水時には、小容量の非毛管粗孔隙中の水分は重力水として速やかに排水されてしまう。毛管粗孔隙の容量もきわめて小さいため、この孔隙中の水分は重力移動や植物の蒸散などによって急速に消費され、土壌の水湿レベルは粗孔隙の保水能力の限界である pF 2.7 に接近する。数日間以上の無降雨日が続いた場合には粗孔隙中の水分は消費しつくされ、細孔隙中の水分消費に移るため、pF 値は 2.7 以上に上昇し、きわめて低い水湿レベルを示すことになる。

一方、寒候期の水湿状態については、冬季に採取した土壌試料の分析を行い、暖候期との相違について考察した。Table 1 に示したとおり、冬季に採取した土壌では暖候期に認められた疎水性が著しく弱められていることが分かる。すなわち、①飽水時の空気量が著しく減少し、②飽水時の水分量が増大し孔隙中へ水分が浸透したことを示している。③さらに疎水性消去処理を行っても、①および②の変化はきわめて少ない。したがって、この時点では疎水性の大部分は消滅して土壌孔隙は親水性になったものと推定できる。この変化が寒候期の水湿状態を大きく変え、適潤性土壌に近似した高い水湿レベルに導いた重要な原因と考えられる。

以上のような土壌の物理的性質の季節による変化、特に疎水性の消長についての原因は特定されていないが、菌根菌類等の糸状菌との関係が最も深いようである。小川¹⁸⁾は、糸状菌は全般に水に湿り難い性質を有し、いったん乾燥するとその性質は一層強まり、生育培地を乾燥状態に導きやすいとしている。また、それらの菌類がおう盛に発育する条件として、比較的高温と十分な水分をあげ、日本では梅雨期と 9 月に最も発育が良好である。地表の比較的浅い部分で生活する菌類は好適条件下ではきわめておう盛な発育をするが、いったんその条件が崩れた場合には急速に衰える。冬季においては著しく衰退するか、または消滅することも少なくないことを述べている。この糸状菌類の生活史と乾性土壌における疎水性の消長とが季節的にかなりよく一致するようである。糸状菌類の存否が土壌の疎水性形成の主な要因である可能性が高く、乾性土壌の水湿状態に及ぼす影響はきわめて大きいものである。

(2) 適潤性土壌 (偏乾亜型) (Plot 3, rBp(d) 型)

季節の推移と土壌の水湿状態との関係は、寒候期の水湿レベルが高く、暖候期が低いレベルにあるのは他の土壌型の場合と同様である。この土壌は気象条件の変化に最もよく反応した水湿状態を示した。降水時には適潤性土壌とほぼ同等のレベルまで湿潤化するが、無降水期間には乾性土壌に近接した水湿レベルまで乾燥する場合がある。しかし通常の水湿レベルの下限は pF 2.7 付近であり、これ以上の乾燥状態を示すことはきわめてまれである。降水に対してよく反応するが、土壌断面下部になるほど反応がやや鈍化する傾向が認められる。暖候期に約 10 日間以上の無降雨日が続くと、pF 値は明らかに上昇するが、乾性土壌に比べて水湿レベルは高く、乾燥の進行がやや遅い。層位別の通年的水湿状態は A 層 < B₁ 層 < B₂ 層

の順序で水湿レベルが高い。適潤性土壌との相違点は、乾燥時の水湿レベルが pF 2.5~2.7 付近まで低下することであり、その他の期間は適潤性土壌とほぼ同程度のレベルを保っている。乾性土壌と異なり A 層にはほとんど疎水性がなく、透水性、保水性とも乾性土壌よりまさっている。

(3) 適潤性土壌 (Plot 4, rBn 型)

通年的に pF 1.3~2.0 の高い水湿レベルを保ち、他の土壌が強い乾燥状態を示す気象条件下でも、通常は pF 2.2 付近が水湿レベルの下限である。降水に対する反応は全層ともに良好である。前述の 2 つの土壌型に比べて通年的に高い水湿レベルを保持できるのは、この土壌が斜面下部に位置していることが最大の要因である。土壌の孔隙組成や孔隙量では他の土壌と著しい相違は認められないが、水収支式でも示したとおり斜面上部からの地表流や地中水分の流入による給水に大きい違いがある。降水によって土壌が湿潤化する場合に、表層 (A 層) の水湿レベルは降水量とはあまり関係なく常に pF 1.5 以上の高い水湿レベルとなり、降水停止後は比較的速やかに B₁、B₂ 層と同等もしくはそれより低い水湿レベルになっている。このことは、地表流または比較的地表に近い地中を上部斜面から移動してくる水分によって、A 層内に一時的にきわめて高い水湿状態が出現することを示唆している。

なお、1973 年 7 月中に 28 日間にわたる無降雨日が続き、適潤性土壌においても pF 2.7 以上の強い乾燥状態が出現した。一般的にこのような気象条件を異常気象または異常乾燥などと呼んでいる。土壌の水湿状態から見て、それぞれの土壌型の水湿レベルが通常の分布範囲から大幅にはずれた場合、特に通常の気象条件下では変動が小さく高い水湿レベルを示す適潤性土壌の水湿状態が、乾性土壌の水湿レベル範囲まで変化するような場合には明らかに異常な乾燥である。

IV 京都府南部地区の水湿状態

1. 測定地の概要および土壌

所在地：京都市左京区貴船町 京都営林署鞍馬山国有林内

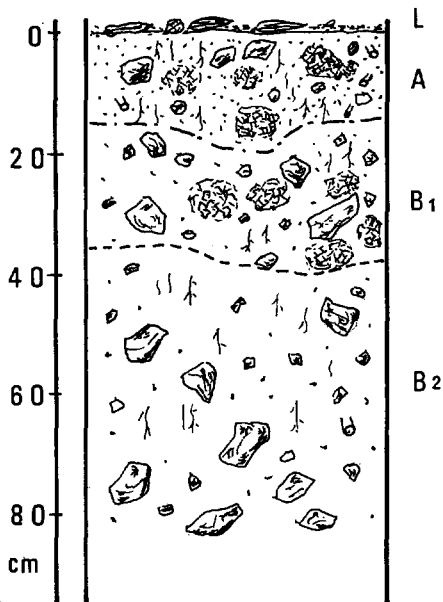
この測定地は京都盆地の北端に接する丹波山地の西半部東端に位置し、標高 400~500 m の山地が優占する地域である。河谷は比較的深く急傾斜の山腹が多い。古生界に属する堆積岩 (砂岩) が広く分布し、部分的に石灰岩の岩脈を含んでいる。気候は冷涼で、年平均気温は 13°C 前後であり、冬季の寒さは厳しく降積雪量も比較的多い。年平均降水量は 1600~1700 mm 程度であり、多雨月は 6、7 および 9 月である。

土壌は比較的成熟した形態を示す適潤性褐色森林土の分布が広く、スギ、ヒノキの人工造林地として利用されている。地形、母材の性質を反映し、比較的長大な急斜面には砂礫質の土壌が堆積し、林木の生育は良好である。

測定地点は尾根に近い斜面上部のヒノキの疎林下と斜面下部の崩積面にあるスギ林下との 2 か所を選定し、1 測定点につき 3 個のセラミックユニット (感湿体) を土壌層位別に設置した。立地条件と土壌の断面形態はつぎのとおりである。

2. 結果および考察

1974 年 4 月から 1976 年 3 月までの土壌水分の pF 値と降水状態との比較を Fig. 8 に、また土壌の保水機構の基本的条件を表す土壌の三相組成を Fig. 9 に、保水特性を表す pF-水分曲線を Fig. 10 にそれぞれ示した。



Plot 1. 弱乾性褐色森林土 (Bc 型)
Weakly dried brown forest soil

Plot 1

地形：山腹上部凸形斜面（幅広い尾根の肩部），
標高：460 m，傾斜：25°，方位：S 60°W，堆積
様式：残積，林況：ヒノキ人工林，林齡約 75 年，
生育良好。

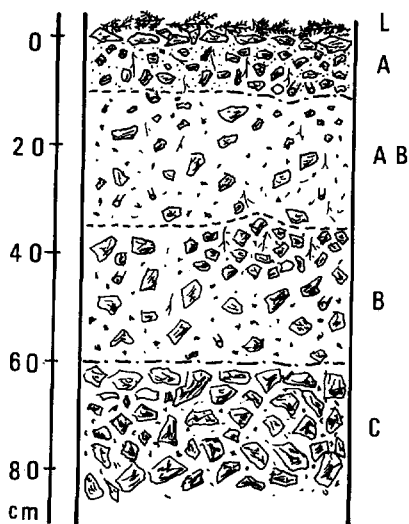
土壤断面形態記載

L：+，ヒノキ，ササ落葉がわずかに散在。
A：18 cm，10 YR 3/4（暗褐色），腐植に富む壤土，
小角礫に富む，堅果状・粒状構造顕著に発達，軟，
潤～やや乾，小根やや多し，層位界判然。
B₁：19 cm，10 YR 4/4（褐色），腐植を含む埴質
壤土，小・中角礫に富む，堅果状構造発達，堅さ
堅，潤，小根有り，下層へ漸変。
B₂：30 cm+，7.5 YR 4/4（褐色），腐植を含む埴
質壤土，構造特に発達せず，小角礫を含み中角礫
に富む，やや軟～堅，潤，中根有り。

Plot 2

地形：沢に面した山麓急斜面，標高：360 m，
傾斜：40°，方位：S，堆積様式：崩積，林況：
スギ人工林，林齡約 75 年，生育きわめて良好。

土壤断面形態記載



Plot 2. 適潤性褐色森林土 (Bb 型)
Moderately moist brown forest soil

L：1～2 cm，スギ落枝葉が主。

A：9cm，7.5 YR 3/3（暗褐色），腐植に富む壤土
～砂質壤土，小角礫に富む，団粒状構造発達，
軟，湿，小根含む，地表面に小・中角礫すこぶる
多し，下層へ漸変。

AB：23 cm，7.5 YR 4/4（褐色），腐植を含む壤土，
小・中角礫に富む，団粒状構造やや発達，軟～
堅，湿，小・中根有り，下層へ漸変。

B：25 cm，7.5 YR 4/6（褐色），腐植に
乏しい壤土～埴質壤土，構造なし，中角礫に富む，
堅さ堅，湿，小根有り，層位界判然。

C：25 cm+，小・中角礫層。

1) 土壌の水湿状態と気象条件

この地区は福井²⁾の気候区分によれば東山盆地気候区の笠置地区に含まれている。統計上の多雨月は6, 7, 9月であり, これに次いで4, 5, 8, 10月がやや多雨になる傾向がある。冬季は日本海側型気候の影響を若干受けて, 降水量は多くはないが1.0 mm以下の降水量を含む降水頻度がきわめて高く, 終日晴天の日数は少ない。土壌の水湿状態は, この気象条件を反映した季節的变化と土壌の物理的性質に起因する変化とが複合してきわめて複雑に変動している。気候の推移と水湿状態とを比較して見ると, pF 値が高くなりやすいのは相対的に気温が高い4月から10月頃までの期間であり, 11月から翌年3月まではpF 値が低い期間である。この地区の気候的特徴として多雨月が暖候期に含まれるため, 降水の配分にしたがって暖候期のpF 値は変動が大きく, きわめて湿潤の状態から強度の乾燥状態が近接して出現する場合がある。

1974年4月から1976年3月までの土壌水湿状態と気象条件の関係を概説するとつぎのとおりである。

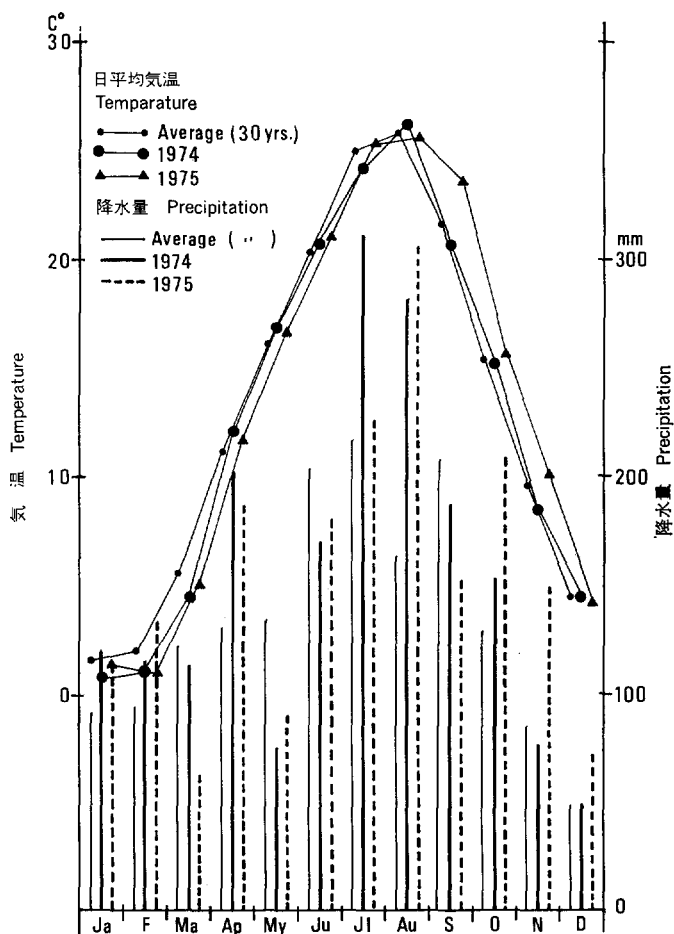


Fig. 7. 京都府南部地区の気温と降水量

(京都府, 周山および京都測候所による)

Atmospheric temperature and precipitation at Shuzan and Kyoto, southern part of Kyoto Prefecture

全測定期間を通じて、Plot 2 の適潤性褐色森林土 (B_D 型土壤) と Plot 1 の弱乾性褐色森林土 (B_C 型土壤) との水湿変化の状態は、B_D 型が湿潤で変動の少ない水湿レベルであるのに対し、B_C 型は湿潤と乾燥とが複合した変動の大きい水湿レベルであり、きわめて対照的である。

B_D 型土壤 (Plot 2)

この土壤の pF 値が 2.0 を越えたのは、5 月から 11 月までの暖候期内で、1.0 mm 以下の降水量を含む無降水日が 10~12 日間以上連続した場合だけである。この場合の pF 値の最高値は約 2.2 であり、通常は pF 1.4~1.7 の範囲で変動が少なく、高い水湿レベルを保っている。A 層は AB、B 層に比べて気象変化に対する反応が鋭敏であり変化量も大きい。A 層の pF 値は約 5 日間の無降水日が続くと上昇する傾向を示すが、AB、B 層ではほとんど変化は見られず、それぞれの pF 値は約 1.7 および約 1.5 の高い水湿レベルにある。A 層の pF 値が 2.0 を越えるような気象条件下に限り AB 層は pF 2.0 に接近し、B 層は 1.7 に近接するだけである。日本海側型気候の影響を若干受ける冬季間では、A 層の水湿レベルは一段と高まり pF 1.3~1.5 を示すが、AB、B 層の pF 値は約 1.7 および約 1.6 を保ち暖候期とほぼ同等

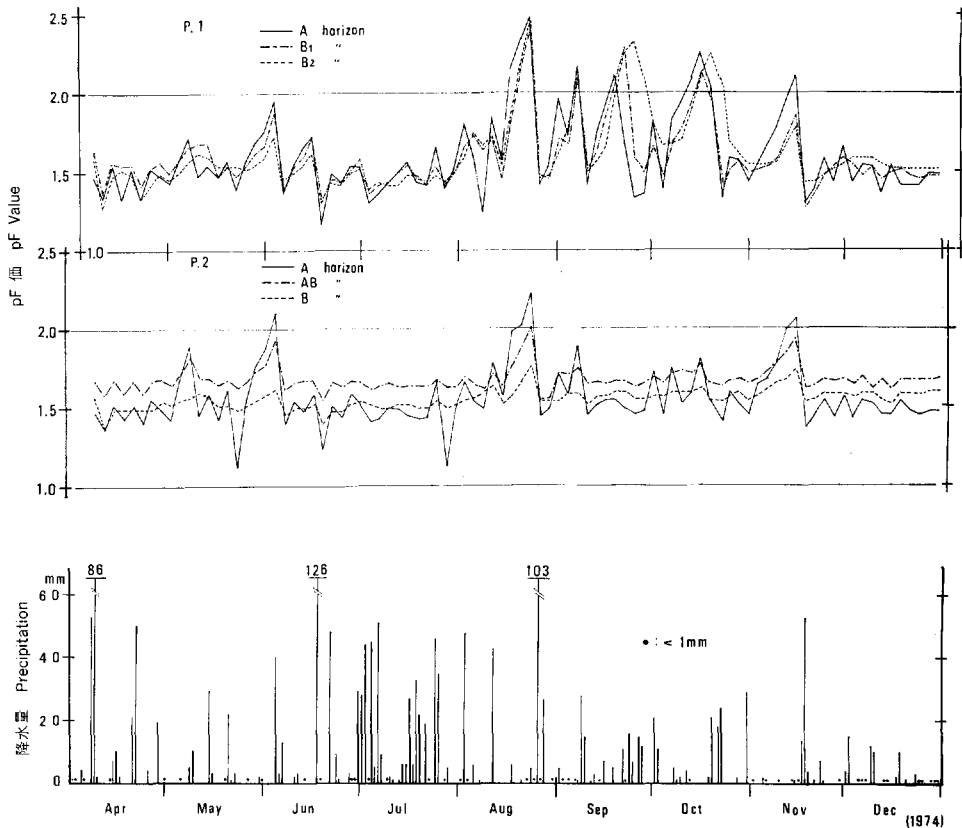


Fig. 8. pF 値の変動と降雨の関係

Relation between fluctuation of soil pF value and rainfall

P. 1 弱乾性褐色森林土 (B_C 型土壤) Weakly dried brown forest soil (B_C soil)

P. 2 適潤性褐色森林土 (B_D 型土壤) Moderately moist brown forest soil (B_D soil)

所在地: 京都市, 鞍馬山国有林

Locality: Kuramayama National Forest, Kyoto

のレベルにある。Bd 型土壤の水湿状態は, 気象条件が平年値から大幅に外れない限り安定して高い水湿レベルを保ち, 通常の気象条件下においては大きな水湿変化はしない。

Bc 型土壤 (Plot 1)

この土壤の水湿状態は気象条件の影響を受けやすく, 特に降水の配分状態によって水湿レベルに著しい相違が生じ, その相違は暖候期においていっそう顕著になる。1974年4月から1975年3月までと1975年4月から1976年3月までの各12か月間の水湿状態を比較すると, 暖候期の降水配分に伴って生じた水湿変化の相違が明瞭に示されている。前者では, 水湿レベルの高い期間が4月から8月上旬と11月下旬から翌年3月までであるのに対して, 後者では4月から7月中旬と10月から翌年3月までであり, 時期的に相当大きい差が生じている。暖候期において最も差を生じやすい時期は梅雨期(6月中旬)から9月頃までの期間で, この間の降水頻度は土壤の水湿状態に対してきわめて大きな影響を与えている。すなわち, 連続した無降水日数が5日間であれば pF 値は約 2.0 付近まで上昇し, 10日間を越えれば 2.5~2.7 付近に達している。しかも無降水期間中の pF 値の上昇速度は気温が高いほど速くなる傾向がある。pF 値

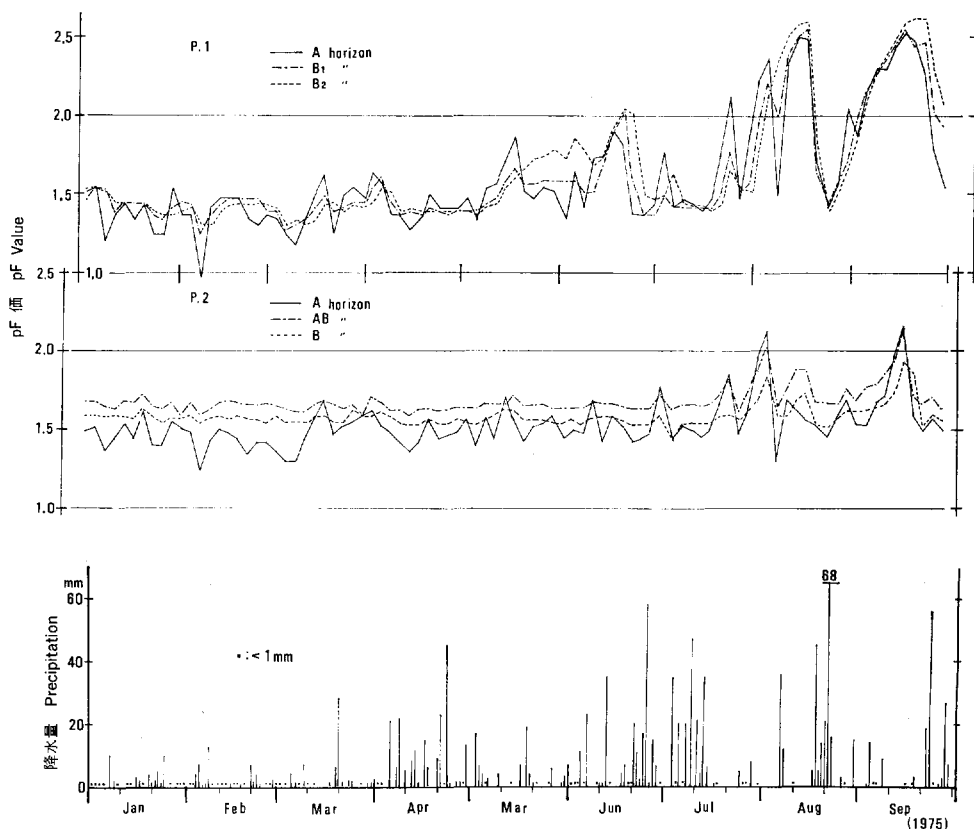


Fig. 8. (つづき) (Continued)

P. 1 弱乾性褐色森林土 (Bc 型土壤) Weakly dried brown forest soil (Bc soil)

P. 2 適潤性褐色森林土 (Bd 型土壤) Moderately moist brown forest soil (Bd soil)

所在地: 京都市, 鞍馬山国有林

Locality: Kuramayama National Forest, Kyoto

の年間最高値は気温が最も高くなる7月から8月の間に出現することが多いが、1975年9月はこの地区では記録的な残暑といわれ、高温を記録した。この時期の水湿状態は $pF = \text{約} 2.7$ となり、前年8月の $pF = \text{約} 2.5$ を上回った。寒候期における降水の影響は全体の水湿レベルが高いため暖温期ほど顕著ではない。1976年2月は平年に比べて降水量が多く気温が高かった。そのため降水のほとんどが降雨として供給されたので、全土層とも最も湿潤化した状態となり、 $pF = \text{約} 1.4$ 以下を示す高い水湿レベルの期間が続いた。

2) 土壌型と水湿状態

それぞれの土壌型に属する土壌の水湿状態は、基本的には気象条件に支配されているが、ある気象条件の範囲内ではその土壌の地形上の位置や植生などの狭義の立地条件と土壌自体の諸性質の影響を受けて変化している。ここでは Plot 1 の弱乾性褐色森林土 (Bc 型土壌) と Plot 2 の適潤性褐色森林土 (Bd 型土壌) の水湿状態の特徴について考えて見る。

まず、長期間にわたる水湿状態を見ると、Bc 型土壌の水湿レベルは暖候期と寒候期とで明瞭な差が認

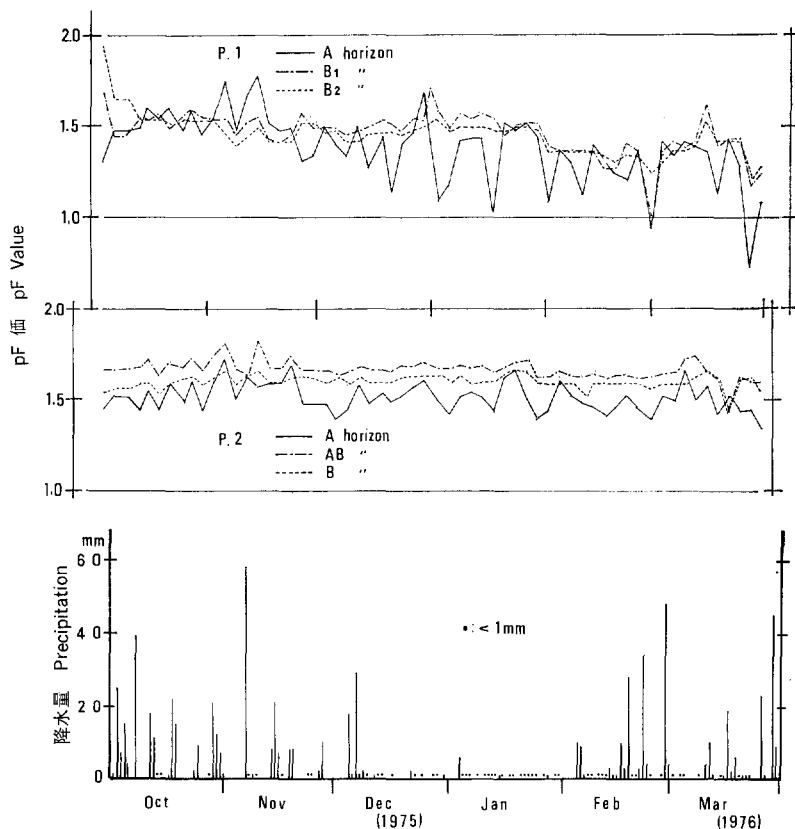


Fig. 8. (つづき) (Continued)

P. 1 弱乾性褐色森林土 (Bc 型土壌) Weakly dried brown forest soil (Bc soil)
 P. 2 適潤性褐色森林土 (Bd 型土壌) Moderately moist brown forest soil (Bd soil)
 所在地: 京都市, 鞍馬山国有林
 Locality: Kuramayama National Forest, Kyoto

められ、暖候期の水湿レベルが低い。暖候期の pF 値は 1.5~2.7 の広い範囲で変動するが、寒候期では pF 1.5~1.7 のきわめて範囲が狭く、湿潤な状態に保たれている。B₀ 型土壌の水湿レベルは通年的に pF 1.5~1.7 の範囲に保たれ、寒候期においてはこの範囲を越えることはない。暖候期中に約 10 日間以上の無降水日が続いた場合に限り、pF 2.0~2.2 の範囲まで上昇してくる。この両土壌の水湿状態を比較すると、B₀ 型土壌はきわめて安定した高い水湿レベルであるのに対し、B_c 型土壌は気象条件によく反応して水湿レベルが広い範囲で変化する特徴をもっている。この両土壌の水湿状態には、それぞれの土壌が分布する斜面上の位置の違いが強く反映されている。斜面下部に分布する B₀ 型土壌は斜面上部から常に水分供給を受ける位置にあり、斜面上部に分布する B_c 型土壌は斜面下部へ水分供給をする位置にある。両土壌の水湿状態の相違は水収支のバランスに大きな違いがあることを意味している。

降水に対する反応は両土壌ともに低い水湿レベル時が鋭敏である。したがって、季節的にはレベルの低い暖候期が、また土壌型では B_c 型の反応が早い。暖候期における B_c 型土壌の水湿変化の状態は、まず乾燥過程においては A 層がやや先行するが、ある段階から B₁、B₂ 層の乾燥が急速に進行して A 層よりやや先行するようになる。乾燥の進行に伴い、B₁、B₂ 層はより強度の乾燥状態となり、 $B_2 \geq B_1 > A$ 層の乾燥強度を示すことも少なくない。このように土層内部が表層部分より乾燥が進んだ状態では、水分のエネルギーポテンシャルの勾配は、 $A \text{ 層} > B_1 \text{ 層} \geq B_2 \text{ 層}$ となっているので、土層下部から上部へ向けての水の移動は停止し地上部へ水分が供給されない限り乾燥状態が継続される。この状態で降水等により水分が供給された場合の湿潤化過程では、まず A 層に水分が供給されることにより A 層のエネルギーポテンシャルが急激に高められ、A 層と B₁、B₂ 層の間にはポテンシャルの急勾配が出現し、水分は急速に移動できる状態となり、A から B₁ 層、B₁ から B₂ 層へ水分は速やかに浸透してポテンシャル勾配は緩やかになる。これが B_c 型土壌の降水に対する反応を鋭敏にしている理由である。

降水に対するもう一つの反応として pF 値低下の限界が認められる。平坦地等では多量の降水後に pF = 0 の湿潤状態を示すことがしばしばあるが、この測定地点では梅雨をはじめとするかなり多量の降水時にも、おおむね pF 1.3 以下の湿潤状態は見られていない。土壌断面形態図や土壌三相組成にも示したとおり、両土壌は多量の石礫を含み、固体部分の占有率が高い割合に粗孔隙量が多く、非毛管孔隙率が高い (Fig. 9, 10)。これらが土壌に良好な透水性を与え多量の降水時にも pF = 0 の湿潤状態を招きにくい要因となっている。

土壌型別の水湿的特徴について、Plot 1 の B_c 型土壌は乾燥過程において、B₁、B₂ 層まで急速に乾燥し、最終的には A 層よりも強度の乾燥状態を示すことはすでに述べた。このような乾燥過程は Plot 2 の B₀ 型土壌の場合のような A 層から順次乾燥が進行する過程とは異なる機構によると考えられる。B_c 型土壌は乾燥の程度によって区分されたかのような名称を与えられているが、この土壌の区分にあたって大政¹⁴⁾は土壌の生成要因をつぎのように指摘した。すなわち、この土壌の乾燥化の主たる原因は単に地表面からの土壌水分の消失ではなく、樹体を通じての脱水作用が想定される。したがってこの土壌は直接的に地表が風を受けるところよりむしろ樹冠部に常風を受けやすい地形面で生成されたとしている。大政は直接現地の土壌水分は測定していないが、土壌断面調査や各種実験結果から、この土壌の水分変化の特徴として乾燥化が土壌内部から進行する点にあることを指摘したといえる。

この地区の測定結果でも、Plot 1 の B_c 型土壌は Plot 2 の B₀ 型土壌と異なり A 層と B₁、B₂ 層の乾燥が同時に進行することが多く、単純に地表面からの蒸発による水分消失だけで両土壌の水湿状態の相

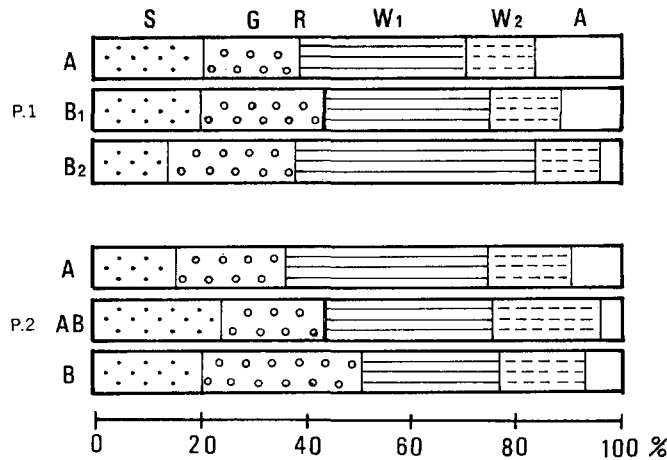


Fig. 9. 土壤の三相組成

Volume composition of soil

S : 細土 fine soil, G : 石礫 gravel, R : 根系 root,
 W₁ : 採取時水分 moisture in field, W₂ : 飽水時の吸水量 absorbed water by saturation, A : 最小容気量 minimum air capacity

P. 1 弱乾性褐色森林土 (Bc 型土壤)
 Weakly dried brown forest soil (Bc soil)

P. 2 適潤性褐色森林土 (Bd 型土壤)
 Moderately moist brown forest soil (Bd soil)

所在地 : 京都市, 鞍馬山国有林

Locality : Kuramayama National Forest, Kyoto

違を説明するのは困難である。そこでまず、水分測定地点の地形的要因を考えて見ることにする。両地点は同一斜面の上部と下部にそれぞれ位置している。Bd 型土壤は斜面下部にあって斜面上部からの水分供給を受け常時高い水湿レベルを保ち、Bc 型土壤は斜面上部にあって水分を斜面下部へ供給する位置にあるため、Bd 型土壤より乾燥状態になりやすいという考え方が一般的には成り立つ。しかし、それだけでは Plot 1 の Bc 土壤型の全層位の乾燥が同時に進行したり、寒候期に示す高い水湿状態を説明することはできない。Bc 型土壤の乾燥状態が暖候期に出現しやすいことから、重力による地中水分の移動以外に地形に関連した植物の蒸散作用の相違が推測される。すなわち、2 か所の水分測定地点は、地域内を流れる水系本流とその支流のごく小さい谷にはさまれた尾根の支流側斜面に位置している。この尾根は本流の谷に対して 35° 位の角度で下流方向に張り出している。支流と本流の合流部分は急傾斜して狭く、支流の出口下流側の尾根が高く本流に突出しているため、支流の谷へ本流に沿って流れる常風は流入しにくい。この地形の状況から、測定地点の斜面へ本流に沿って流れる常風が直接当たり、それが土壤を特別に乾燥させる要因になるとは考え難い。しかし、常風が下流方向の場合には、測定地点反対側の本流に面した斜面は直接風を受ける。斜面に沿って上昇した風は、尾根の頂部付近では支流側斜面の樹冠に対し直接影響することが十分に考えられる。そこで、1 月～6 月における Plot 1 の Bc 型土壤の水湿状態を見ると (Fig. 8), 4 月までの pF 値のレベルは全般に低く変動は少ないが、5 月上旬以後は pF 値のレベルが高まり変動も大きく、降水後も速やかに全層の pF 値が上昇し始めている。この時期の日平均気温は約 13°C に達しており樹液の流動はすでに活発になっているはずである。B₁, B₂ 層の水分が急速に消失する主な原因を常風によって活発になった蒸散作用であるとすれば、土壤内部から乾燥が進行する現象が最もよく説

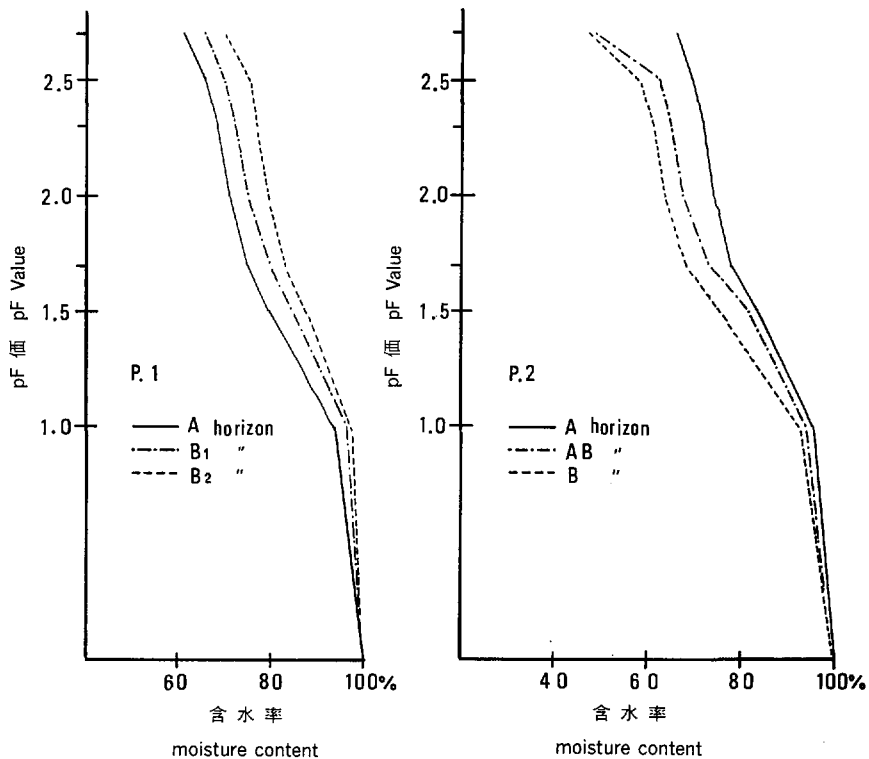


Fig. 10. pF-水分曲線（最大容水量基準）

Curves of pF value-water content (based on maximum water capacity)

P. 1 弱乾性褐色森林土 (Bc 型土壤) Weakly dried brown forest soil (Bc soil)

P. 2 適潤性褐色森林土 (Bd 型土壤) Moderately moist brown forest soil (Bd soil)

所在地：京都市，鞍馬山国有林

Locality : Kuramayama National Forest, Kyoto

明できる。1月～6月における水分消失量を後述（V）の資料（Table 3, Fig. 11）から算出してみると、A層=5.7 mm, B₁層=10.7 mm, B₂層=34 mm（降水量相当）となり、B₁, B₂層における水分の消失量が多い。これが土壤を内部から乾燥させる過程であり、樹木の蒸散作用による土壤水分の消失が主な原因である。また Plot 1 は常風が蒸散作用を活発にし、降水以外に水分が供給され難い地形的条件下に置かれているため、Bc 型土壤の水分環境の特徴をよく表わしている。Bd 型土壤の水分状態は通年的に変化が少なく、高い水湿状態を持続し、乾燥の影響は地表面ほど現われやすい。Plot 2 の Bd 型土壤の水湿状態は通年的に変化が少なく高い水湿が保たれ、乾燥の影響は地表部分から現われる。樹木の蒸散作用による水分の消失が土壤水分変化の大きな要因とすれば、Plot 2 においては暖候期のわずかな時期以外は pF 値の変動はきわめて小さく、蒸散作用による土壤水分の消失は測定結果には反映されていない。しかしこの結果は水分の消失がなかったのではなく、他からの水分の供給が消失分を補っていたことになる。すなわち、前述の水収支式（2）で示したとおり、現地の土壤水分は供給水分と消失水分の平衡関係によって決まるものである。Plot 1 の Bc 型土壤では $[P + I] < [E + T + R]$ の関係であるのに対して、Plot 2 の Bd 型土壤では $[P + I] \geq [E + T + R]$ の関係が優先していたと考えるのが妥当である。したがって、Plot 2 においては暖候期にある一定以上の無降水期間があると上部斜面からの給水量が減

少し、 $[P + I] \geq [E + T + R]$ の平衡関係が崩れ、pF 値が上昇して見かけ上の水分消失が起る。以上のように、土壌の水分状態は基本的には気象条件に大きく支配されるが、地形等に関連した狭義の立地条件に影響されるところが大きい。

V 森林土壌の保水量

森林の重要な機能の一つとして保水機能があげられ、水資源の需要が増大してきた近年において、森林の水源かん養に寄せられる期待は一段と高まっている。ここでは、前記IVにおいて測定した土壌水分の pF 値をもとにして森林の保水機能の根幹となる土壌の保水量について検討する。

1. 土壌の保水機能

森林の保水機能として一般的に期待される地中水分は、液体として土壌中に存在し、地中を移動し植物に利用され、また水系へ流出する水分である。この水分は地表から地中へ浸透し水系へ流出するまでにさまざまな段階があり、それぞれの段階で土壌の物理的、化学的性質の影響下におかれ、その挙動は制約を受けている。Briggs (1897 年)⁴⁾、Rode, A. A. (1969 年)¹⁶⁾ をはじめ多くの研究者が、土壌中の水分の状態、運動性などから土壌水分を分類している。森林土壌の保水機能に關係する土壌水分は、Briggs の分類によれば、毛管水 (Capillary water) と重力水 (Gravitational water) に相当し、それぞれ区分された水分は物理量によって範囲が明らかにされている。すべての毛管水が保水機能に關係するとすれば、その範囲は $pF=0\sim 4.2$ の水分となるが、実際には毛管張力の作用により液体状で移動できる水分は毛管連絡切断点といわれる $pF < 2.7\sim 3.0$ である。重力水は $pF=0\sim 1.8$ の範囲の水分で、24~48 時間内に流れ去る水である。このように比較的短時間で流去する水分の保水機能に対する寄与度は低いように考えられるが、森林土壌においては $pF=1.4\sim 1.8$ の状態がきわめて長期間続く土壌があり、保水機能上有効水分と考えられる。以上の保水機能に有効な水分はテンションメーターで測定できる範囲にあることがわかる。

森林土壌の保水量とその経時的変化の把握は保水機能解明の重要な手がかりとなるが、自然状態における土壌の保水量を直接経時的に測定するのは技術的にきわめて困難である。そこで保水量は土壌の保水容量の水分飽和度から間接的に求めるのが最も現実的な方法であろう。土壌中の液体状の水分は、土壌粒子の表面に被膜として吸着されているか、あるいは土壌粒子または粒子の集合体である土壌構造によって構成される土壌孔隙中に孔隙固有の毛管張力と釣り合った状態で保持されている。したがって、土壌の孔隙量および孔隙の細粗、すなわち土壌の物理性分析によって得られる保水容量と測定された土壌水分の pF 値に相当する水分の飽和度から保水量は算出できる。

2. 保水量の求め方

テンションメーターで測定した pF 値から土壌の保水量を求める方法は種々考えられるが、いずれも土壌の孔隙量、土層の厚さ、pF 値相当の水分飽和度から算出される。ここでは既報²⁴⁾にしたがって方法の概要を述べる。

(1) 保水量算出に必要な pF-水分曲線、三相組成に関連する孔隙量、最大容水量などは、あらかじめ水分測定地点の感湿体埋設土層から、400 cc 採土円筒で採取した試料から求めて置く。

(2) 現地で測定した pF 値に相当する水分飽和度は、現地から採取した採土円筒試料の pF-水分曲線から求める。水分飽和度は後述の理由により、土壌の最大容水量を基準にして百分率で表わし、またこの場

合の水分飽和度は以後、湿潤度と呼ぶこととする。

(3) 土層 100 cm までの保水量は次式によって求める。

$$W_{t100} = (W_{\max A} \times \frac{1}{400} \times w_A \times d_A) + (W_{\max B} \times \frac{1}{400} \times w_B \times d_B) + (W_{\max C} \times \frac{1}{400} \times w_C \times d_C) \dots\dots\dots(3)$$

ここで、

W_{t100} : 土層 100 cm までの保水量の合計 (cc)

$W_{\max A}$: A 層の最大容水量 (cc/400 cc 円筒)

w_A : A 層の湿潤度 (%), d_A : A 層の厚さ (cm)

$W_{\max B, C}$, $w_{B, C}$, $d_{B, C}$: B 層, C 層のそれぞれ最大容水量, 湿潤度, 層位の厚さ

ただし、土層 100 cm までの保水量を求めるとした場合に、各土壌層位の厚さの合計が 100 cm に対して過・不足を生じた時は、最下位の層位の厚さで計算上の調整を行う。また、土壌の保水量は降水量と対比されることが多いため、保水量を降水量と同じ単位 (mm) に換算して置くと都合がよい。

なお、V の中で用いる土壌水分の含有割合の表示方法について述べておく。

水分の含有割合として一般的に用いられるものは、含水率、含水比、水分率などである。この報告においては保水容量の対象となる水分は土壌孔隙中にあることを前提にしている。自然土壌においては、自然飽水させても水分を保持し得ない孔隙が存在し、これらの孔隙は保水容量の対象とはなり得ない。したがって、自然飽水時の含有水分量 (最大容水量) を基準にして変動する含有水分量を百分率で表わした。この表示法は芝本 (1952)²⁷⁾ がすでに「湿潤度」として使用しており、ここでもその名称を用いることにした。

すなわち、

$$\text{湿潤度} = \frac{\text{含有水分量}}{\text{最大容水量}} \times 100 \dots\dots\dots(3)$$

である。

3. 結果および考察

京都府南部鞍馬地区の 2 測定地点 (Bc 型, Bd 型土壌) における湿潤度の通年的変化を Fig. 11 に、保水量の変化は土壌層位別および全層合量として Fig. 12 に降水量と対比して示した。

1) 湿潤度の通年的変動

湿潤度は pF 値から算出されているので、その通年的変動は pF 値の変動とはほぼ一致している。pF 値と湿潤度との関係は、湿潤度が各土壌層位ごとの最大容水量に対する比として、pF-水分曲線から読み取られているため、仮に各層位の pF 値が等価であっても、湿潤度は土壌の孔隙組成にしたがって異なってくる。

Plot 1 の Bc 型土壌の通年的湿潤度の分布は、通常は 80~90% の範囲を推移し、無降水または少降水日が約 10 日間を越えると、暖候期では 70~80% の範囲まで低下し、最低値は約 65% である。各層位の湿潤度はおおむね $A < B_1 < B_2$ 層の順序が保たれている。これは各層位の粗孔隙量が反映されたもので、特に $pF < 1.7$ に相当する粗大な孔隙量によって規制されていることが Table 2 に示した湿潤度最大 (最大容水量) のときの水分の各サイズの孔隙への配分割合から推定できる。この土壌の $pF < 1.7$ の孔隙中に含まれる水分は $A > B_1 > B_2$ 層であり、土壌断面の上部ほど非毛管重力水の割合が高いので、速やかに

多量の水分が排除され湿潤度を低下させている。降水に対してはA層の湿潤度が最も変化しやすい。乾燥して湿潤度が低下している場合は特に急速に高い値を示す。湿潤度が80%以上のように土壌が湿っている状態においても、変化量は少ないが明らかに上昇する。いずれの場合も降水停止後は比較的速やかに湿潤度は低下するので、一回の降水が連続した長い時間でなければ湿潤度は一時的に突出した高い値になる。この結果から降水後には一時的に $pF < 1.7$ の非毛管孔隙中に多量の水分が保持されたことが分かる。しかしこの孔隙中の水分は、24~48時間以内に下方へ流去するとされており⁶⁾、降水停止一定時間以後はA層内には存在しない水分である。A層の $pF < 1.7$ の孔隙中に保持される水分は全水分量の約26%にあたり、 B_1 、 B_2 層に比べて占有率が高い。このことがA層の湿潤度が B_1 、 B_2 層に比べて低い値になっている

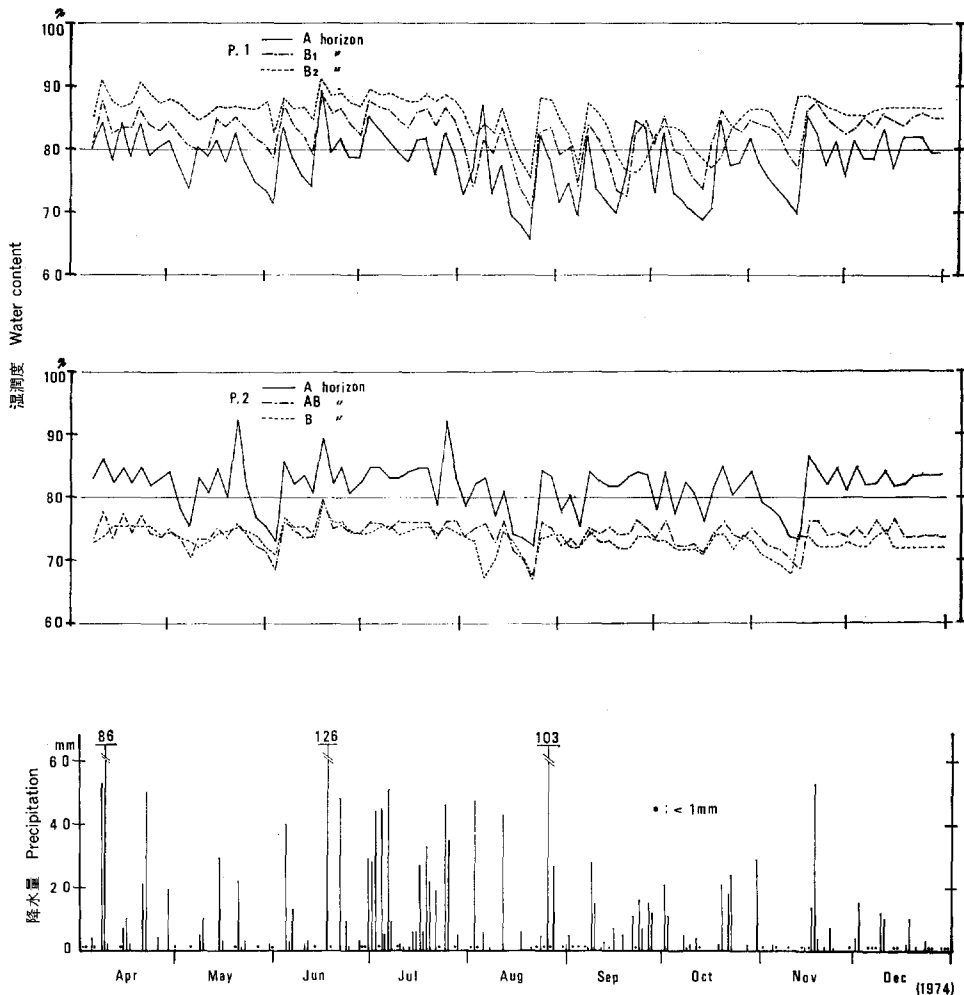


Fig. 11. 湿潤度の変化と降雨の関係

Relation between fluctuation of water content and rainfall

P. 1 弱乾性褐色森林土 (Bc 型土壌) Weakly dried brown forest soil (Bc soil)
 P. 2 適潤性褐色森林土 (Bd 型土壌) Moderately moist brown forest soil (Bd soil)
 所在地: 京都市, 鞍馬山国有林
 Locality: Kuramayama National Forest, Kyoto

る主な理由である。

B₁, B₂ 層の湿潤度の変動は基本的にはA層に平行するが、細部の変化では B₂ 層がやや異なる傾向を示している。まず、B₂ 層の湿潤度が通年的にA層や B₁ 層より高い理由は、A層の説明で触れたとおりA層と B₂ 層の pF<1.7 と pF>2.7 の孔隙の占有率がまったく逆の関係になっているからである。B₂ 層では pF<1.7 の孔隙中の水分量が少ないため、降水停止後初期の水分消失量が小さく、また乾燥が進行しても pF>2.7 の孔隙中の水分量が多いため、湿潤度は常にA層よりも高くなっている。降水に対する B₁, B₂ 層の湿潤度の変化はA層よりも鈍く、時間的に遅れを生じている。この傾向は B₁ 層より B₂ 層において顕著であり、下層部になる程1降水当たりの変化量が小さくなり、微細な変化は消去されるようになる。Fig. 11 の6月～8月の湿潤度の分布状態を見ると、B₂ 層の経時変化がA層、B₁ 層に遅れて推移

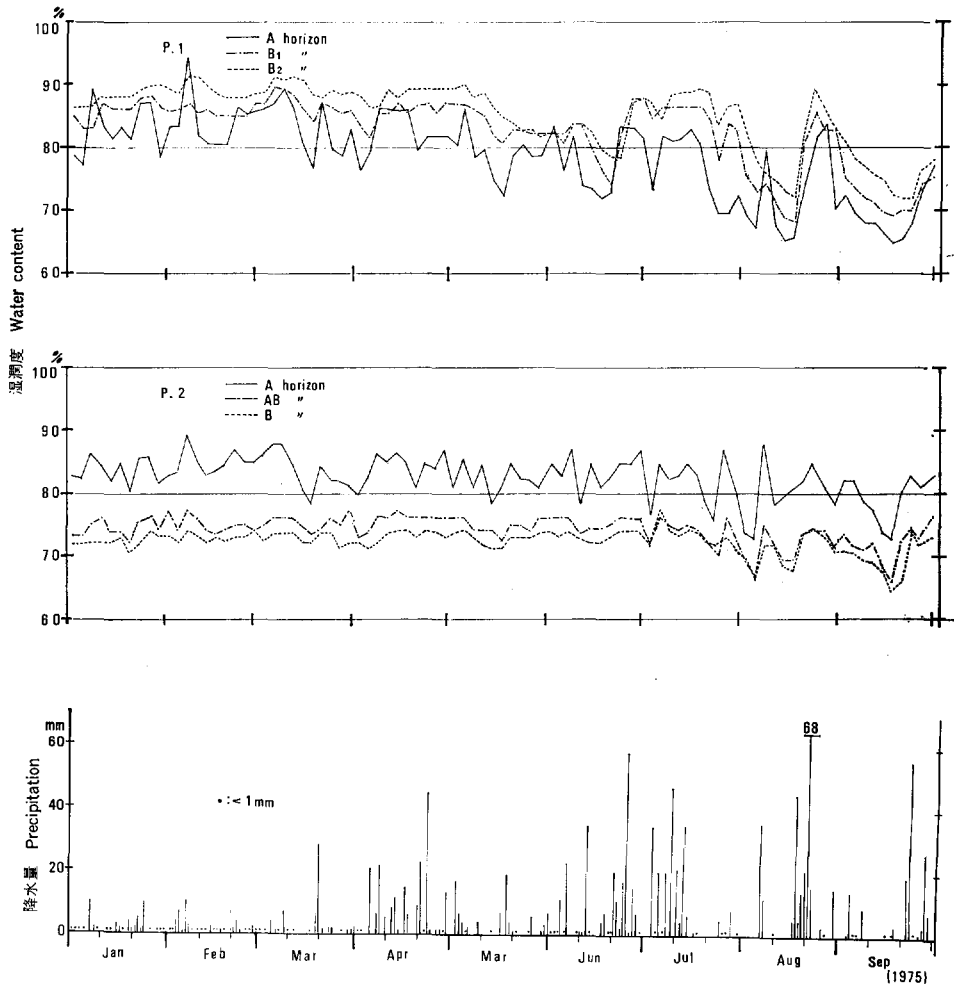


Fig. 11. (つづき) (Continued)

P. 1 弱乾性褐色森林土 (Bc 型土壤) Weakly dried brown forest soil (Bc soil)

P. 2 適潤性褐色森林土 (Bd 型土壤) Moderately moist brown forest soil (Bd soil)

所在地: 京都市, 鞍馬山国有林

Locality: Kuramayama National Forest, Kyoto

Table 2. 最大容水量の各サイズの孔隙への配分割合
Ratio of maximum water capacity of each size class
of pore to the total maximum water capacity

土 壌 型 Soil type	層 位 Horizon	孔 隙 径 別 配 分 割 合 ratio to the maximum water capacity		
		pF<1.7(%)	pF 1.7~2.7(%)	pF>2.7(%)
Bc soil	A	25.9	13.6	60.5
	B ₁	20.9	14.2	64.9
	B ₂	17.4	13.0	69.6
Bb soil	A	22.7	12.1	65.2
	A-B	27.1	24.7	48.2
	B	32.1	20.8	47.1

するため経時曲線が交錯し、さらに A 層の変化に比べて B₁ 層、B₂ 層の順で微細な変化が消去される状況がよく表われている。このように下層部になるほど降水に対する反応が遅れたり鈍る理由は、降水の絶対量が不足しているために、土壤の湿潤化は A 層または B₁ 層にとどまり B₂ 層までは及ばなかったことと、降水がある程度地中に浸透したことにより、各層内では水分の自由エネルギーの勾配がゆるみ、浸透速度が低下して下層部への水分の浸透が遅れたためと考えられる。

Plot 2 の Bb 型土壤の湿潤度の分布状態は、通常は 75~85% の範囲を推移し、気象条件にしたがって降水時は最高 90% 付近まで上昇し、少降水時には最低 65% 付近まで低下する。しかし変動が大きいのは A 層のみで、AB、B 層はきわめて狭い範囲で推移している。A 層は通常 80~85% の範囲に分布し、気象条件に応じて降水時には最高値が 90% に、少降水日が約 15 日間以上連続すると約 80% 以下となり、最低値は約 72% である。冬季には 80% 以下に低下することはない。AB、B 層の湿潤度は、AB 層が B 層より高い値で推移するが、通常は両者とも 75% 付近を中心にしてきわめて小幅の変動をしている。気象条件にしたがって両層とも類似した変動状態を示すが、A 層より高い湿潤度とはならない。降水に対する反応は A 層ほど明瞭ではなく、量、頻度とも大きい降水があっても 77~78% より上昇することはほとんどなく、少降水期間でも 70% 以下に低下することも少ない。この土壤断面の A 層が常に下位 2 層よりも高い湿潤度を示すのは Plot 1 の Bc 型で述べたように、pF<1.7 の土壤孔隙の占有率が B>AB>A 層であることが主な原因である。この場合のように低い湿潤度を保っている土壤では pF>2.7 の孔隙中の水分は、特に強い乾燥を示す時以外は直接的に水分移動の影響を受けず一定の水湿状態を保っている。したがってこの部分の孔隙占有率が高い A 層の湿潤度は他の 2 層よりも高くなっている。

なお、冬季にはしばしば降雪により水分が供給される。この期間は降雪の有無にかかわらず全般に湿潤度が高い時期でもあり、降雪の影響については不明確の点が残されている。

2) 土壤の保水量

Plot 1 の Bc 型、Plot 2 の Bb 型土壤の保水量を前述の湿潤度をもとに算出し、土壤層位ごとの経時変化として Fig. 12 に示した。両土壤とも地表から 100 cm の深さまで保水量を求め、各層の含量を T として図示した。保水量は湿潤度から算出されているので経時変化は湿潤度のそれと一致している。ここでは土壤の孔隙組成を中心に両土壤の保水機構上の相違点について考えてみたい。なお、ここで用いる保

水量の表示単位は降水量と同じ mm を用いている。

両土壤の孔隙サイズ別の保水容量を Table 3 に示した。保水機能の基本である全孔隙量, 最大保水容量の全層の合量を見ると, Plot 1 の Bc 型土壤がわずかに Plot 2 の Bb 型土壤より多く, その差はそれぞれ 16.3 mm (3%), 15.2 mm (3.4%) である。最大保水容量の孔隙サイズ別の配分状態は, Bc 型では $pF < 1.7$ の孔隙へ約 20%, $pF 1.7 \sim 2.7$ へ約 13%, $pF > 2.7$ へ約 67% で微細な孔隙への配分割合が高い。Bb 型では $pF < 1.7$ へ約 30%, $pF 1.7 \sim 2.7$ へ約 21%, $pF > 2.7$ へ約 49% で, A層を除けば粗大な孔隙への配分割合が高い。保水機能上最も重要な役目を果たす粗孔隙 ($pF 1.7 \sim 2.7$ 相当) の保水容量は, Bc 型で約 62 mm, Bb 型は約 95 mm である。最大保水容量では約 15 mm, Bc 型が上回っているが, 粗孔隙内保水容量では Bb 型が約 33 mm 多く, 両土壤の物理的性質に起因する保水容量の差を明確に示している。仮に両土壤が最大保水容量まで水分を保持した場合の水系への流出可能水量 (ここで, 流出可能水量は, V-1 で述べた理由により $pF < 2.7$ の孔隙中に含まれる水分とする) を試算してみると, Bc 型土壤では 153.4 mm, Bb 型土壤では 230 mm となり Bb 型土壤からの流出可能量が約 77 mm 多い。保水機能が水系への流出量を前提にして評価されるならば, この場合は Bb 型土壤が保水機能上有利な条件を備えた土壤といえる。

土壤の孔隙組成や孔隙量が保水機能の基本ではあるが, 実際の林地ではこれらの土壤物理性とは別に, 立地条件にしたがって地中水分の流入量, 流出量, 植生による水分消費量等が異なり, 土壤の保水量に差違が生じてくる。Fig. 12 に示したとおり, Bc 型土壤の保水量レベルは $400 \text{ mm} \pm 20 \text{ mm}$ 付近に保たれ Bb 型土壤の $340 \text{ mm} \pm 10 \text{ mm}$ に比べて常時高く, 変動幅が大きい。Bc 型土壤の保水量レベルが高い理由は, 通常では消失しにくい $pF > 2.7$ の孔隙内水分の容量が大きく, これが保水量レベルを押し上げているとして説明できるが, 変動幅については土壤の内部要因だけでなく, その他の立地条件を関連させなければ説明は困難である。保水量が最低値を示した 1975 年 8 月～9 月の乾燥時において, Bc 型土壤は粗孔隙中 ($pF 1.7 \sim 2.7$) 水分の約 80% を消失したが, Bb 型土壤では約 20% にとどまっている。この消失水量の差は両土壤の粗孔隙量の差を大きく越えていることから, 消失水量の大きかった Bc 型土壤に Bb

Table 3. 土壤孔隙サイズ別の保水容量*
The water storage capacity of 100 cm depth Soil

土壤型 Soil type	層位 Horizon	全孔隙量 Total pore (mm)	最大保水容量 Maximum water capacity (mm)	孔隙径別保水容量 water storage capacity of each size class of pore (mm)		
				$pF < 1.7$	$1.7 < pF < 2.7$	$pF > 2.7$
Bc	A	104.7	76.3	19.8	10.4	46.1
	B ₁	105.6	83.9	17.5	11.9	54.5
	B ₂	330.7	308.9	53.7	40.1	214.9
	Total	541.0	468.9	91.0	62.4	315.5
Bb	A	61.9	48.5	11.0	5.9	31.6
	AB	128.3	118.9	32.2	29.4	57.3
	B	334.5	286.3	91.1	59.6	734.8
	Total	524.7	453.7	135.1	94.9	223.7

* 土壤の深さは地表から 100 cm とし, 孔隙量, 保水容量は mm に換算した。

Water storage capacity in corresponding to 100 cm definite soil from ground surface.

型土壤より強い水分消失の作用が加えられたか、または B_D 型土壤に消失水量を補う給水作用があったと考えられる。IV-2-2)において、Plot 1 の B_C 型および Plot 2 の B_D 型土壤の水湿状態の相違は主として地形的要因に関連して生じたものと考察した。すなわち、B_C 型土壤は斜面上部に位置するため、上部斜面からの水分供給はわずかしか期待できず、蒸発散および下方への水分流出によって、保水量の減少が進行しやすい位置にある。B_D 型土壤では通常速やかに排水されると考えられている粗大な孔隙中 ($pF \leq 1.7$) に、かなり長期間にわたって保水されている。斜面上部の B_C 型土壤が粗大な孔隙中 ($pF \leq 1.7$ 相当) の水分を消失した後も、B_D 型土壤では粗大な孔隙中の水分変化が少いことから、この B_D 型土壤の場合は、流出量を含めた消失水量と上部斜面からの流入水量とが平衡状態に置かれ、上部からの流入水量

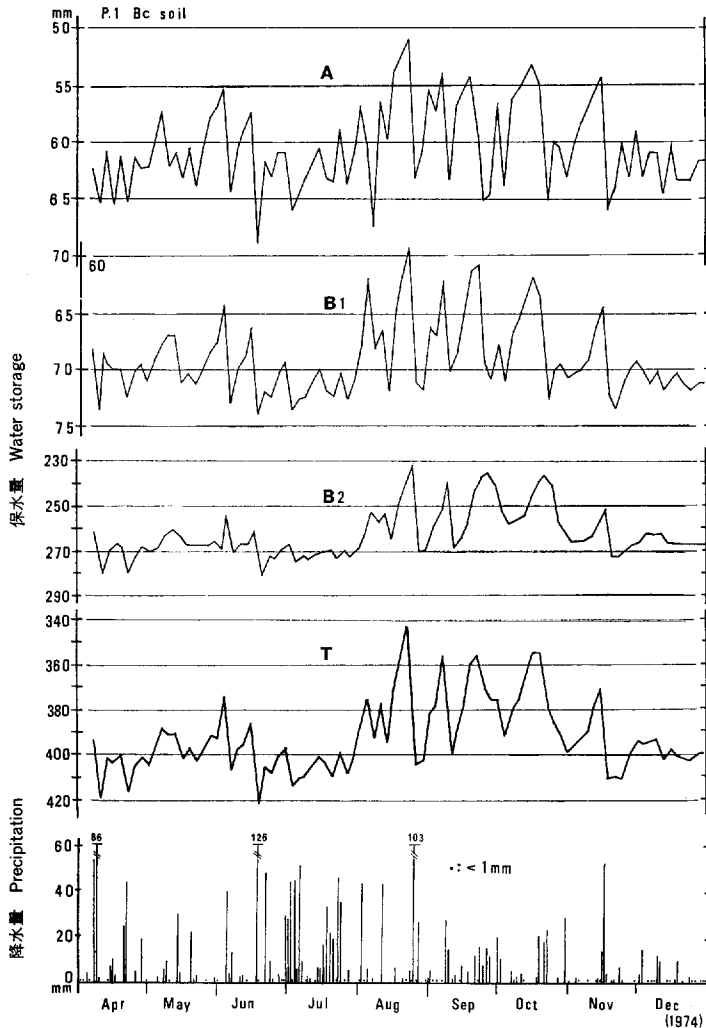


Fig. 12. 保水量と降雨の関係

Relation between fluctuation of water storage and rainfall

T : A, B₁, B₂ 層保水量の合計 Total storage of A, B₁ and B₂ horizons

P. 1 弱乾性褐色森林土 (B_C型土壤) Weakly dried brown forest soil (B_C soil)

所在地: 京都市, 鞍馬山国有林

Locality: Kuramayama National Forest, Kyoto

に応じた保水量レベルを保っているものと推定した。両土壤の斜面上の位置の相違が保水量の減少に大きな差を生じさせた原因である。

Plot 1 および 2 の両土壤の物理的諸性質や地形的特性には対照的な事象が多いことはすでに述べたが、これらの諸性質や特性は現地の保水量の経時変化に強く反映され、両土壤の保水状態はきわめて対照的である。Plot 2 の B₀ 型土壤の保水量はきわめて安定したレベルを保ち、降水時にも 10 mm 程度の変化を示すのみで、降水量とはあまり関係しない。上部斜面の土壤水分が pF 2.5 を越えるような乾燥状態が続いた場合には保水量が減少し、8 月～9 月の少降水期間に約 40 mm の保水量消失があった。しかし、40～50 mm の降水量があればほぼ平常の保水量レベルまで回復し、さらに多量の降水が続いても最大保水

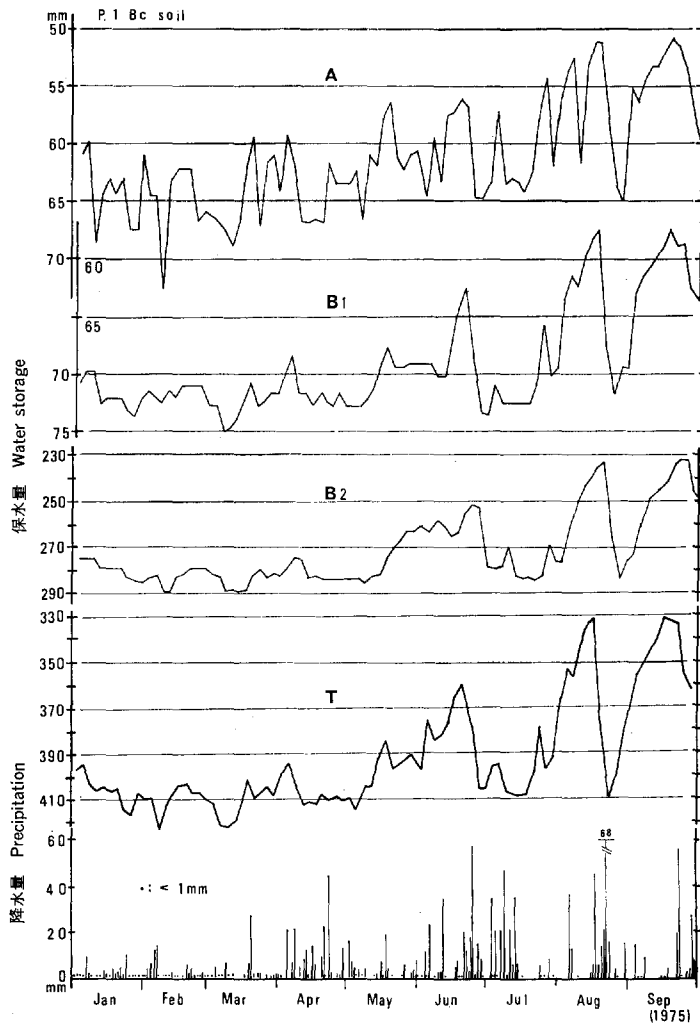


Fig. 12. (つづき) (Continued)

T : A, B₁, B₂ 層保水量の合計 Total storage of A, B₁ and B₂ horizons
 P. 1 弱乾性褐色森林土 (Bc 型土壤) Weakly dried brown forest soil (Bc soil)
 所在地: 京都市, 鞍馬山国有林
 Locality: Kuramayama National Forest, Kyoto

容量の約80%以上に増大することはない。これに対してPlot 1のBc型土壌の保水量は気象条件に対応してよく変化する。生物的活性が高まる5月頃から保水量の消失が顕著になり始め、7月中旬～9月にかけて消失量は最高値を示した。この季節においては約1か月の少降水期間に約90mmの保水量が減少した例があり、その回復は少量の降水ではむずかしく連続した100mm以上の降水が必要のようである。5月～9月の期間は保水量の変化が激しいが、全般的には水分の消失期といえる。生物的活性が低下し始める10月以降は保水量レベルが高まり、水分の貯留期といえる。この地域では11月以後は降水量が少ない時期に入るが、保水量は徐々に増加し、2月～3月には最大保水容量の約90%まで貯留された。

以上の結果から両土壌の保水機能の位置付けをすると、まず、Plot 2のB_D型土壌は通常は同一斜面

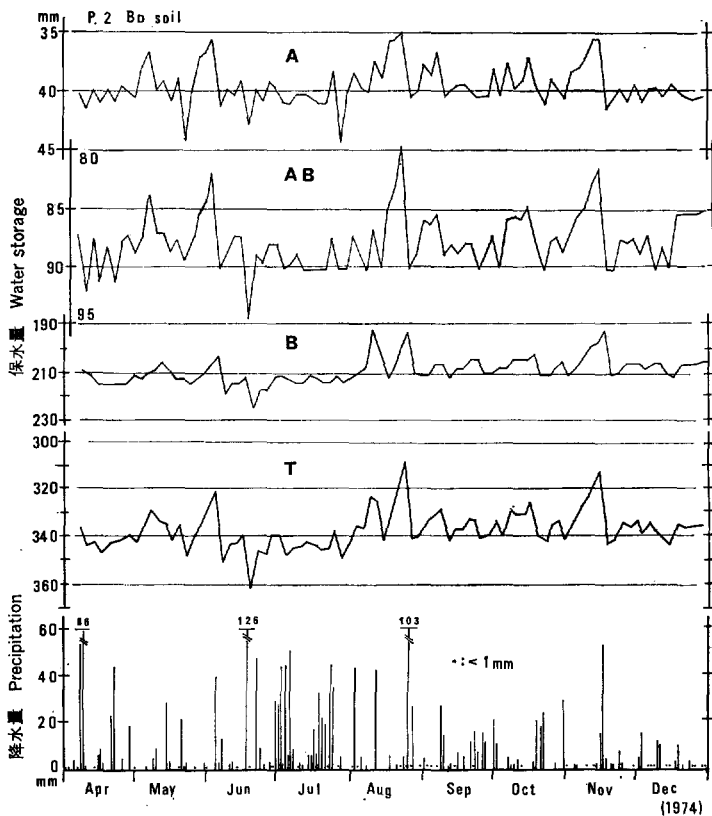


Fig. 12. (つづき) (Continued)

T: A, AB, B 層保水量の合計 Total storage of A, AB and B horizons
 P. 2 適潤性褐色森林土 (B_D型土壌) Moderately moist brown forest soil (B_D soil)
 所在地: 京都市, 鞍馬山園有林
 Locality: Kuramayama National Forest, Kyoto

を移動する水分を下方へ伝達する役割を果たし、上部斜面からの水分流入が中断した場合に限って、自己の保有水分を消失している。そのため同一気象条件下では上部斜面に位置する Plot 1 の Bc 型土壤より乾燥化の進行が遅く、水系への流出が長く続く。一方、Plot 1 の Bc 型土壤は水分のほとんどが降水から供給されているため、無降水期間には保水量は消失を続ける。土壤の保水状態をタンクモデル的に考えれば、Bc 型土壤のタンク中には Bb 型土壤より多容量の貯水可能な空間が準備されていることになる。降水を直接的に地中に貯留し、その容量で保水機能を評価するものとすれば、Bc 型土壤の保水機能は Bb 型土壤より優位にある。

ここで取り扱った保水量は地表から 100 cm までのごく浅い部分を対象にしたものであり、林地の保水

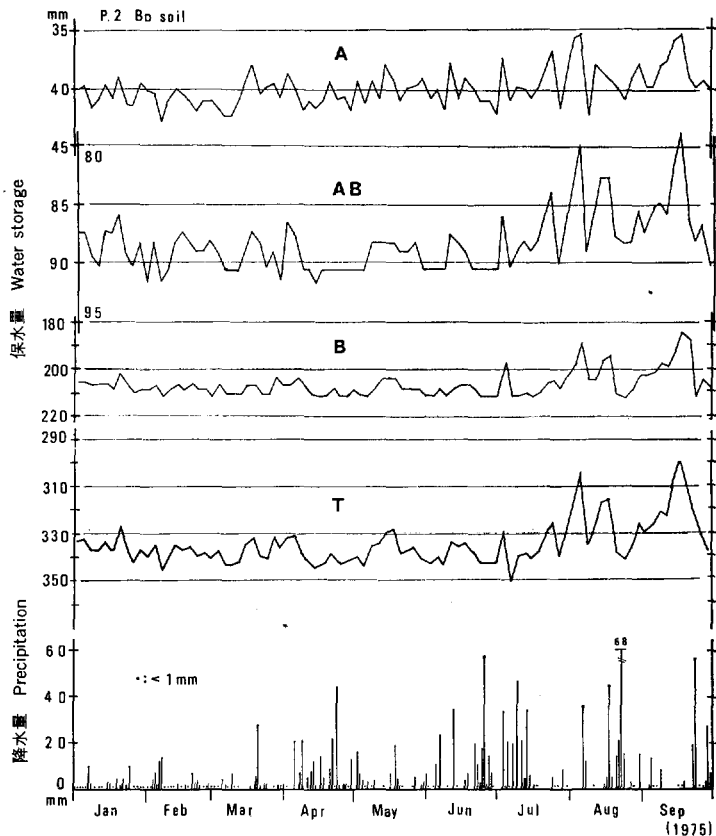


Fig. 12. (つづき) (Continued)

T : A, AB, B 層保水量の合計 Total storage of A, AB and B horizons
 P. 2 適潤性褐色森林土 (Bb 型土壤) Moderately moist brown forest soil (Bb soil)
 所在地 : 京都市, 鞍馬山国有林
 Locality : Kuramayama National Forest, Kyoto

機能を総合的に解明するためにはさらに深部の水分状態を把握する必要がある。阿部ら¹¹⁾は、土壤の水分飽和度と基定流出量とはおおむね平行関係にあり、直接流出量にも明らかな影響を与えているとしている。土壤の保水状態と流出水量の関係は、さらに検討を要する重要な課題である。

VI 土壤の水湿指数

ある時点における土壤の水湿状態は、その時点からさかのぼったある期間内の環境条件の影響が累積したものと考えられる。さかのぼり期間中には土壤を湿潤・乾燥化させる両条件が混在することになる。水収支式…(2)が示すように、土壤を湿潤化するのは降水と他の場所から流入する水分である。この水分の供給項のうち降水は、比較的容易に計測できるうえ、土壤の水分量と比較しやすい関係もあって、一般的にかなり詳しく調査されている。水分の消失項はきわめて多岐にわたるばかりでなく、現状では降水量のように適確に計測することが困難なために一般的な土壤水分調査で計測される例はきわめて稀である。したがって消失項については係数計算等による間接的な手法が多く用いられるが、なお困難な問題が多分に残されている。

筆者は、長期間にわたり林地の土壤水分を連続的に測定した結果、土壤の水分状態に最も大きな影響を与えるのは気象条件であり、土壤型によって気象変化に対する反応が異なることを認めた。そこで水分状態に対する影響が大きかった降水量、降水回数、気温を組み合わせ、〈土壤の水湿指数〉(Moisture index)とし、土壤を乾燥または湿潤化させる気象条件の数値化を試み、土壤水分状態の目安としての活用について検討した。

1. 水湿指数の考え方と作成

気象条件と土壤水分との関係について、土壤を直接湿潤化させる降水と乾燥化させる温度とは気象条件の中でも古くから注目され、土壤水分との間に一定の規則性を見出だそうとするさまざまな方法が試みられている。Lang (1926年)の雨量係数(RF)⁹⁾、Meyer (1926年)のNS係数¹¹⁾、Thorntwait (1938年)の有効降水指数(PE指数)²¹⁾などは代表的なものである。これらはすべて水熱的係数であり、気象条件に伴う湿りやすさ、または乾きやすさの指数と見なすことができる。これらの係数や指数は、地球規模で環境条件を表現し、植物の分布や土壤の成帯的分布などとの関連を求めようとして考えられたものである。

このように広域を対象に考えられた水熱的係数の手法を局所の林地土壤の水分解析に直接取り入れるのは無理であろう。しかし筆者の水分測定結果においては、土壤水分と降水・気温とはきわめて密接に関係し、両者の間には明らかに一定の傾向が認められる。土壤水分に対応する水熱的環境要素を数値化することによって、局所における両者の関係を水熱的指数で表わすことができよう。ちなみに筆者が行った林地土壤水分の連続的測定結果のうち、水熱的環境要素に関連する事項を要約すれば次のとおりである。土壤を最も湿潤化させる条件は降水量が多く降水頻度が高いことである。1回の降水が多量で短時間内に供給されるよりも、同量の降水であれば長時間もしくは分割して供給される方が湿潤化しやすい。また寒候期は暖候期に比べて湿潤化が進む。同じ降水条件下では、乾性土壤は適潤・湿性土壤に比べて湿潤化し難いものが多いことが認められた。

降水や他の場所から移動して供給された水分は、地質・母材、地形、土壤、植生などの立地条件によってさまざまに変化し土壤の水湿状態が決められる。これらの立地条件のそれぞれの要素は気象条件に比べ

て固定的な性格があり、自然条件下では急激に性格が変わることは少ない。これに対して気象条件はきわめて変化しやすく、環境条件としては固定的な要素に付加される変動的な要素と考えることができる。ここでは、土壌の水湿変動と現象的に関係が深かった日降水量、日平均気温、降水頻度を変動要素として指数計算に用いた。

水湿指数では、土壌を湿潤化させる作用をある一定期間内の降水量累計（P）と降水頻度（N）の積と仮定した。また乾燥化作用は温度の関数と見なし、測定地点における最高気温（t-max）と水分測定時の気温（t）の差が大きいかほど乾燥化作用は小さいものとした。水湿指数作成上注意を要するのは、測定時以前の気象データの累計期間（さかのぼり日数）が異なる場合には指数と水湿状態との相関が変化するので、累計期間の決定は慎重に行わなければならない。累計期間が短い場合は土壌の水湿変化が遅いため、指数の変化に水湿変化が伴わず両者の相関は弱まる。期間が長すぎる場合には、気象変化が平均化されるので比較的短期間内に発生する気象変化の特徴が薄められ、気象条件の実態が指数に十分反映されないことがある。現在までの筆者の水分測定結果では、降水停止後3～5日間で明らかに水湿変化が見られるので、気象データの累計期間は5日間前後が適当と考えられる。実際的には幾つかの累計期間の指数について試行選択する必要があるが、2日、5日、10日の各期間で試行した結果では累計期間5日間の指数が土壌の水湿状態と最も高い相関を示した。

具体的な指数の算出作業は電算機を使用するのが最も便利で、次式にしたがって気象データを入力し計算する。

$$\text{水湿指数 (MI)} = \sum^n P \cdot N + \sum^n (t - \text{max} - t)$$

ここで、P：日降水量（降水量0 mmの降水の場合は降水日数との関係で0.1 mmとして入力する）、N：降水日数（降水量0 mmの降水も降水日として入力する）、t-max：水分測定地点の年最高気温、t：水分測定時の測定地点の気温、n：水分測定時点からさかのぼった気象データ累計期間（日数）。

2. 結果および検討

水湿指数は気象データが連続している限り任意の時期の各日について算出できる。Fig. 13 に水分測定期間中の各日の水湿指数、降水量および pF 値の対応関係を示した。また水湿指数と pF 値の相関を土壌型別に Fig. 14 に示した。ここに示した水湿指数はいずれも累計期間を pF 値の変動推移に最もよく適合した5日間としたものである。なお、Fig. 13 は前述した鞍馬地区、Fig. 14 は鞍馬・丹波両地区で測定した pF 値を使用した。

Fig. 13 に示した pF 値の経時変化と降水量、水湿指数との関係を見ると、pF 値への両者の影響は基本的には同様である。しかし、水湿指数は降水の有無に関係なく土壌の乾燥・湿潤化の指標が連続して得られるので、降水による湿潤化、無降水期間の乾燥化の程度や速さ、季節的変動などの土壌の水湿状態と気象条件との関係が降水量と対比するよりも理解しやすい。

さらに Fig. 14 に示したとおり、現地で測定した pF 値とその測定日の水湿指数との間には、かなり高い相関が認められる。この関係は土壌型により異なっている。適潤性土壌は水湿指数が低い範囲（乾燥化が進行した状態）で pF 値の変化が始まり、指数と pF 値はおおむね反比例の関係を保っている。乾性土壌はさらに高い指数の範囲から pF 値は変化し始めるが、指数に対する pF 値の変動幅が大きく相関は低下している。乾性土壌についてはⅢで述べた疎水性により相関が乱されたものと考えられる。指数-pF 値の相関図で見られる各土壌型の特徴は次のとおりである。

適潤性土壌：鞍馬 Plot 2, B_D 型土壌の A 層は、指数が約 230 より小さい場合に pF 値が高まる傾向を示し、指数が小さくなるほど pF 値は高い値となる。AB 層は約 120, B 層は約 100 付近から A 層と同様の傾向が認められる。しかし、この傾向は相関図中の上限値について認められ、下限値には当てはまらない。以下 pF 値—水湿指数の相関は上限値の範囲に限定して論述することにする。この土壌断面においては、A 層から気象的乾燥化要因の影響が現われ始め、乾燥化要因が強まるにつれて影響が下部に及び pF 値が変動することを示している。この関係は逆に、A 層の指数が約 230, AB, B 層が約 120~100 以上に

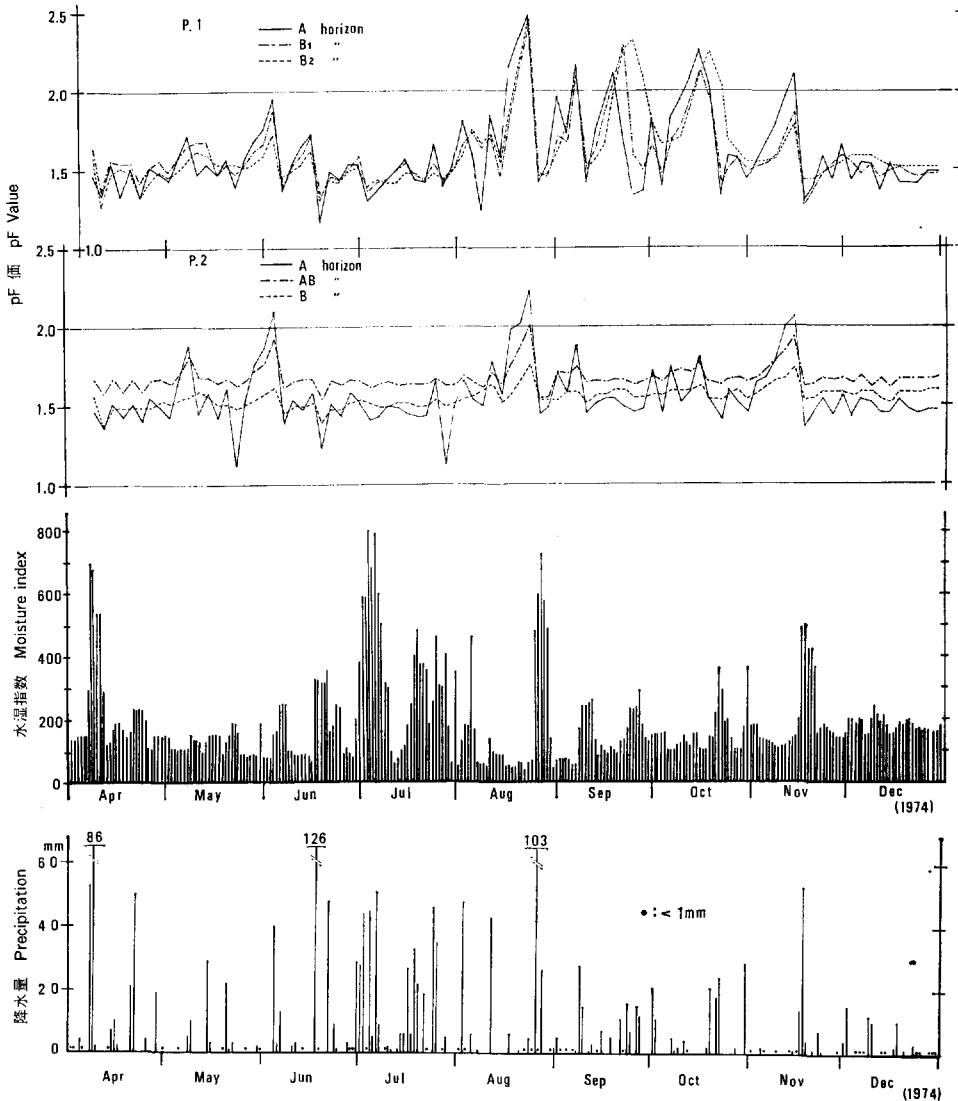


Fig. 13. pF 値, 水湿指数と降雨の関係

Relation between pF value, moisture index and rainfall

- P. 1 弱乾性褐色森林土 (B_c 型土壌) Weakly dried brown forest soil (B_c soil)
- P. 2 適潤性褐色森林土 (B_D 型土壌) Moderately moist brown forest soil (B_D soil)
- 所在地：京都市，鞍馬山国有林
- Locality : Kuramayama National Forest, Kyoto

なる気象条件下においては, 降水, 気温等の気象要素は直接土壤の水湿状態に影響を与えないといえる。丹波 Plot 4, rB_D 型土壤の場合, 水湿指数が約 200 よりも小さくなると各層位とも pF 値はゆるやかに変化し始める。pF 値の分布勾配の強さは A>B₁>B₂ 層となり, 同じ気象条件下では A 層から乾燥が進行することを示している。

適潤性偏乾亜型土壤: 丹波 Plot 3, rB_D(d) 型土壤では, 水湿指数約 200 付近から指数の減少に伴って各層位の pF 値が高くなっている。pF 値分布の勾配の強さは A>B₁>B₂ 層となり, 丹波 Plot 4 の B₀

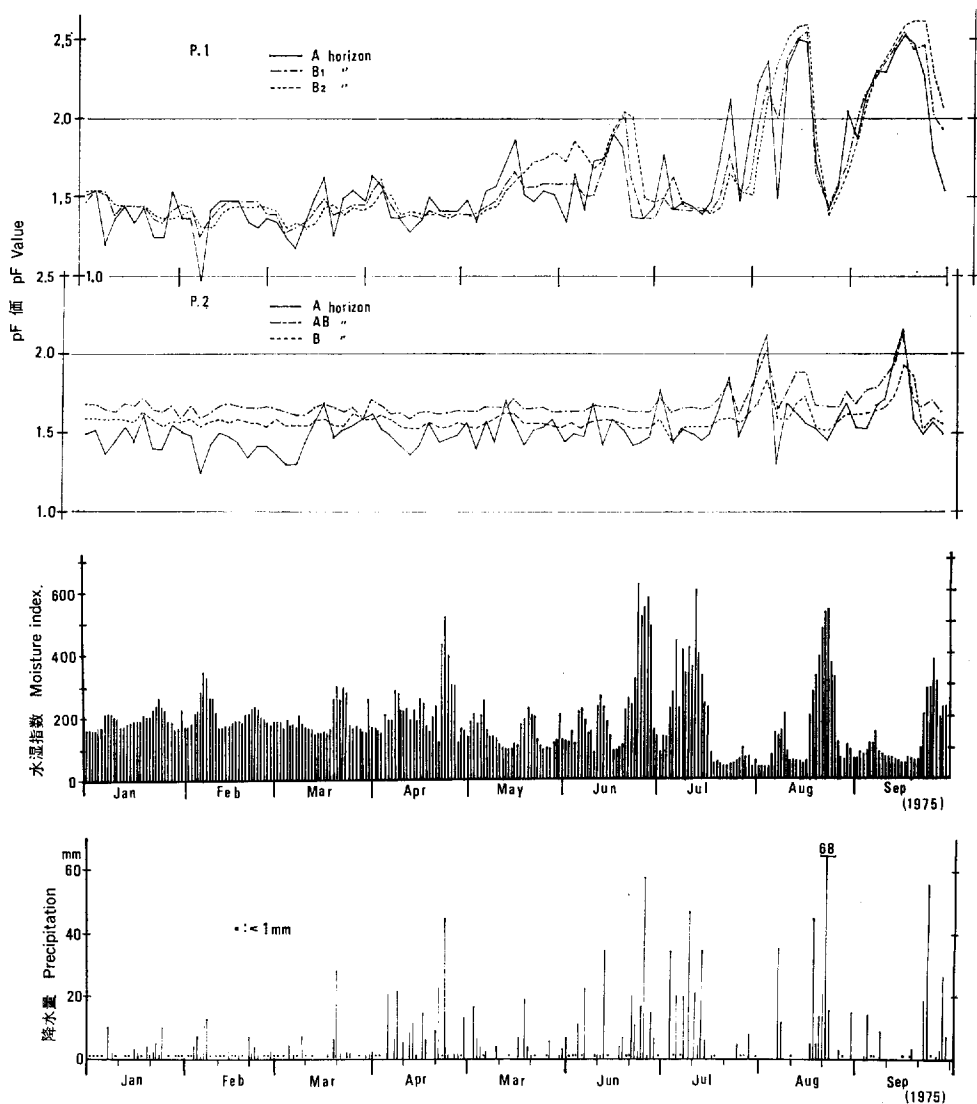


Fig. 13. (つづき) (Continued)

P. 1 弱乾性褐色森林土 (Bc 型土壤) Weakly dried brown forest soil (Bc soil)
 P. 2 適潤性褐色森林土 (B_D 型土壤) Moderately moist brown forest soil (B_D soil)
 所在地: 京都市, 鞍馬山国有林
 Locality: Kuramayama National Forest, Kyoto

型と類似しているが、指数が約100以下になるような気象条件下では、適潤性土壌に比べて強い乾燥を受け、その影響が土層断面下部にまで及ぶことを示している。

弱乾性土壌：鞍馬 Plot 1, Bc 型土壌では、いずれの層位においても指数が約200以下になると pF 値が変化し始め、約150付近からは指数の減少に伴って pF 値の変動が明らかに増大する。この土壌は指数が100以下の場合には各層位とも pF 値は高い値を示し、断面内部が表層部と同程度もしくはそれ以上に乾燥を受けている。この点が表層部分から順次乾燥化が進む Bb 型や Bb(d) 型土壌と大きく相違している。

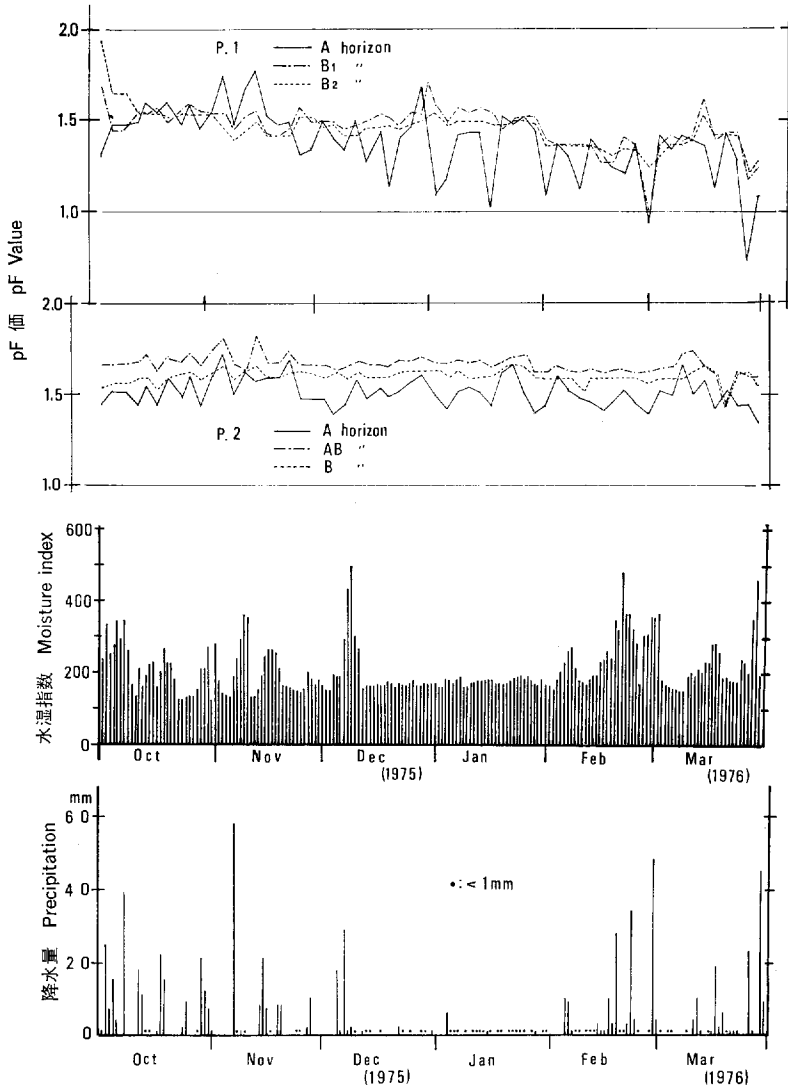


Fig. 13. (つづき) (Continued)

P. 1 弱乾性褐色森林土 (Bc 型土壌) Weakly dried brown forest soil (Bc soil)
 P. 2 適潤性褐色森林土 (Bb 型土壌) Moderately moist brown forest soil (Bb soil)
 所在地：京都市，鞍馬山国有林
 Locality：Kyoto, Kuramayama National Forest, Kyoto

る。

乾性土壌：丹波 Plot 1, 2, rB_B 型土壌では，pF 値の分散が大きく指数との関係は明確さを欠いている。全般的には指数が約 200 以下に高い pF 値が分布し，指数の減少に伴って pF 値が高くなる傾向はあるが，指数が大きい範囲でも高い pF 値が混在して，水湿指数-pF 値関係が乱れている。この二つの土壌はⅢで述べたとおり暖候期には強い疎水性を示し，孔隙中への水の浸透が阻害されていた。したがって，Plot 1 の指数が約 300 以下の範囲に分布する高い値の pF 値には，気象条件が湿潤化の方向へ進み指数が増大しても，土壌が水に湿りにくい性質を有するため湿潤化がおくれたものが含まれているはずである。Plot 2 においても，Plot 1 と同様の現象が起り水湿指数-pF 値の関係が不明確になった。さらに，寒候期に疎水性がほとんど消滅する程度まで弱められたことが，水湿状態を一層複雑にした原因と推定される。

以上のように，水湿指数を土壌の湿潤化または乾燥化の指標として土壌の水分環境を見ると，水湿指数がおおむね 200 より小さくなるような気象条件下では，いずれの土壌においても脱水-乾燥化に向う水分挙動の兆候が現れ，指数がおおむね 100 以下になると，それぞれ土壌の通年的な水分環境の中でも乾燥が進んだ状態が現れてくる。したがって，環境条件によって形成される各土壌の水分状態は，指数が 200 以下になるような乾燥した気象条件下では地質，母材，斜面の位置，方位，植被などの影響が強いが，指数が 200 を超える湿潤的な気象条件になると気象的要因の作用が高まり，他の環境要因による作用は弱められるものと考えられる。

ここに示した水湿指数はきわめて多岐にわたる環境因子の中から気象条件の一部を取り出し，初歩的な処理によって調整したものである。目標とした土壌水分と指数の関係について十分に説明されない点が多い。これは土壌が気象条件以外の多く環境因子の影響下に置かれていることを示すものである。引き続き環境因子の選択，処理方法について検討を要する。

Ⅶ お わ り に

近年においては森林の公益的機能に対する社会的要望が急速に高まり，その機構解明と機能向上への対応が急務とされている。この研究は土壌の水湿特性を明らかにし，土壌生成および林地土壌の生産力解明の手がかりを得る目的で始めたものであるが，今回は水分調査の過程で得た測定データ（pF 値）をもとに林地土壌の保水量を算出し，気象変化や季節推移に伴う保水量の変動の実態把握をも試みた。測定地点や対象とした土壌層位の範囲など限定された条件下ではあるが，土壌型別に保水機構の特徴を明らかにした。保水機能解明への土壌学的手法としてさらに検討を深めたい。

土壌の水湿指数は土壌水分に作用する環境条件をその変化に応じて数値化したもので，この指数によって土壌水分に対する環境条件の影響の程度を表現し，さらに土壌水湿状態の予察に活用しようと試みたものである。現状はきわめて初歩的な段階であるが，将来的には気象条件の影響評価法または土壌水分の予測法として発展が期待される。継続して研究を進めたい。

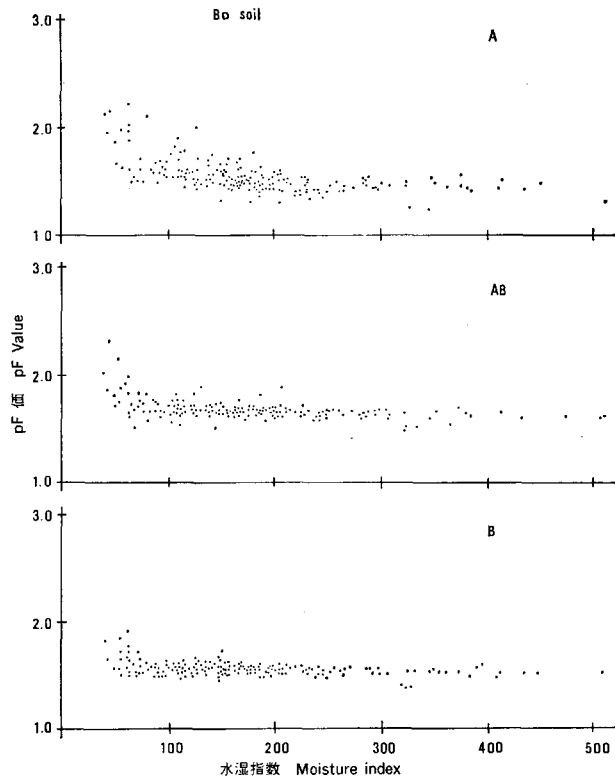


Fig. 14. 土壤型, pF 値と水湿指数との関係
Relation between soil type, pF value and moisture index
適潤性褐色森林土 (B₀ 型土壤) Moderately moist brown forest soil (B₀ soil)
所在地: 京都市, 鞍馬山国有林
Locality: Kuramayama National Forest, Kyoto

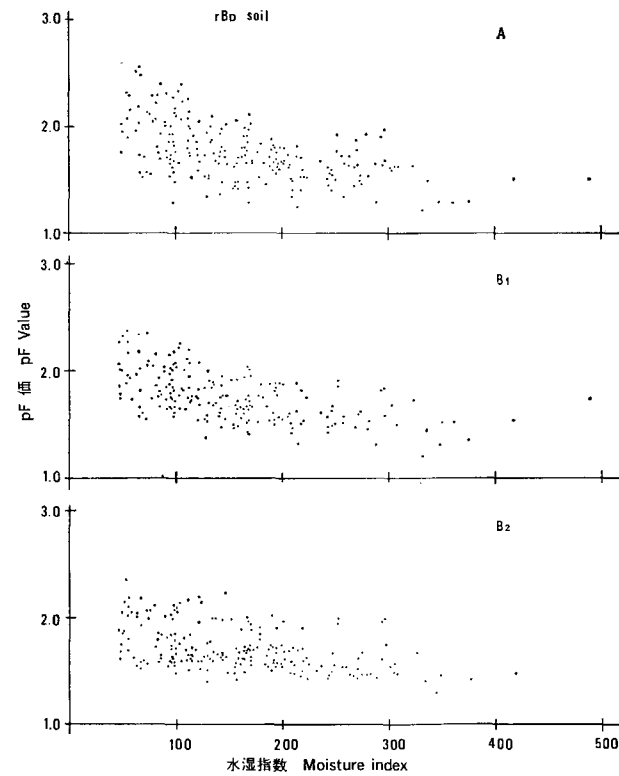


Fig. 14. (つづき) (Continued)
適潤性赤色系褐色森林土 (rB₀ 型土壤) Moderately moist reddish brown forest soil (rB₀ soil)
所在地: 京都府船井郡丹波町曾根
Locality: Tamba-cho, central part of Kyoto Prefecture

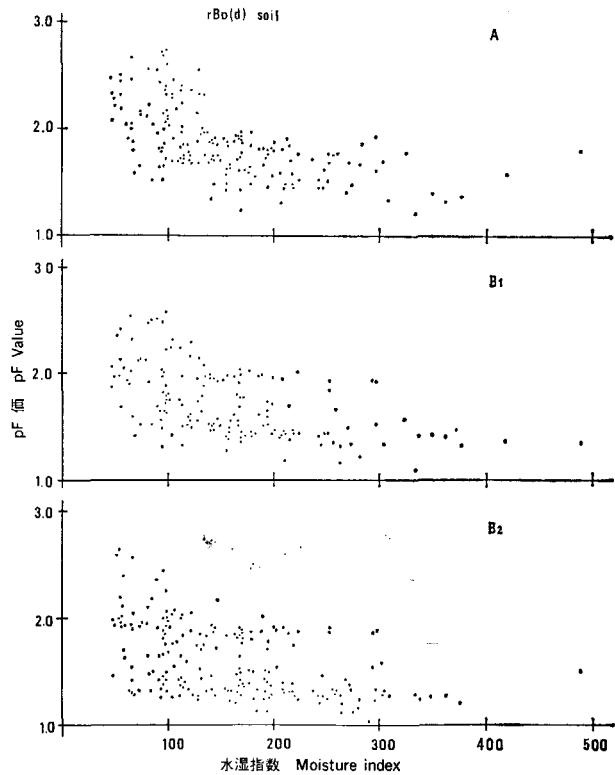


Fig. 14. (つづき) (Continued)

適潤性赤色系褐色森林土偏乾亜型 (rB₀(d) 型土壤)
 Moderately moist reddish brown
 forest soil drier subtype (rB₀(d) soil)

所在地：京都府船井郡丹波町曾根
 Locality : Tamba-cho, central part of Kyoto Prefecture

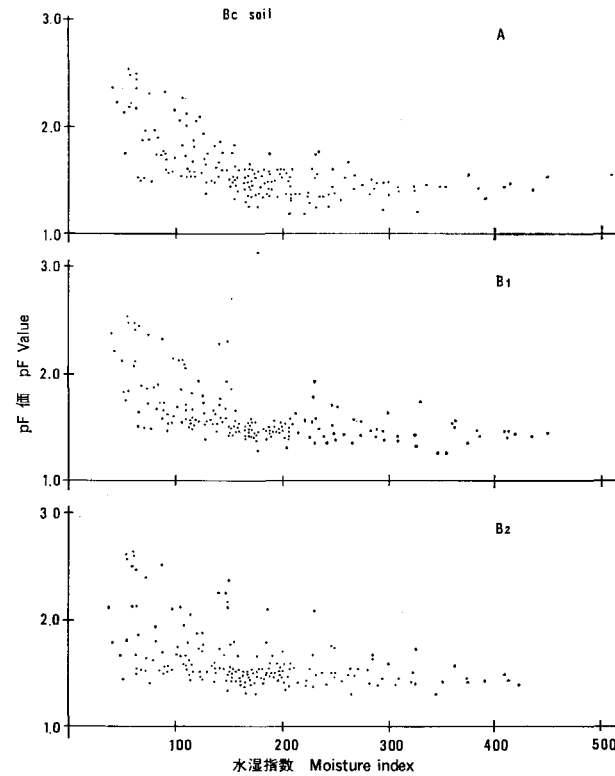


Fig. 14. (つづき) (Continued)

弱乾性褐色森林土 (B_c 型土壤) Weakly dried brown forest soil
 (B_c soil)

所在地：京都市，鞍馬山国有林
 Locality : Kuramayama National Forest, Kyoto

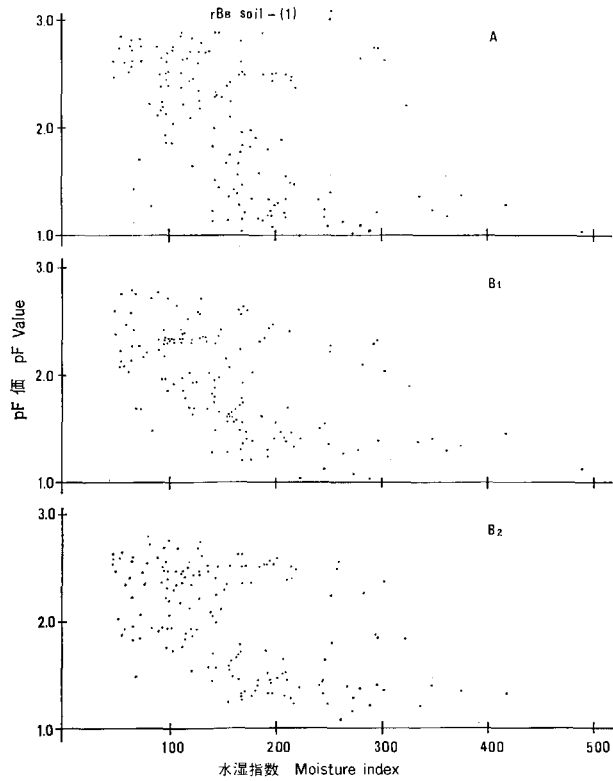


Fig. 14. (つづき) (Continued)

乾性赤色系褐色森林土 (rBs 型土壤) Dry reddish brown forest soil (rBs soil)

所在地：京都府船井郡丹波町曾根

Locality : Tamba-cho, central part of Kyoto Prefecture

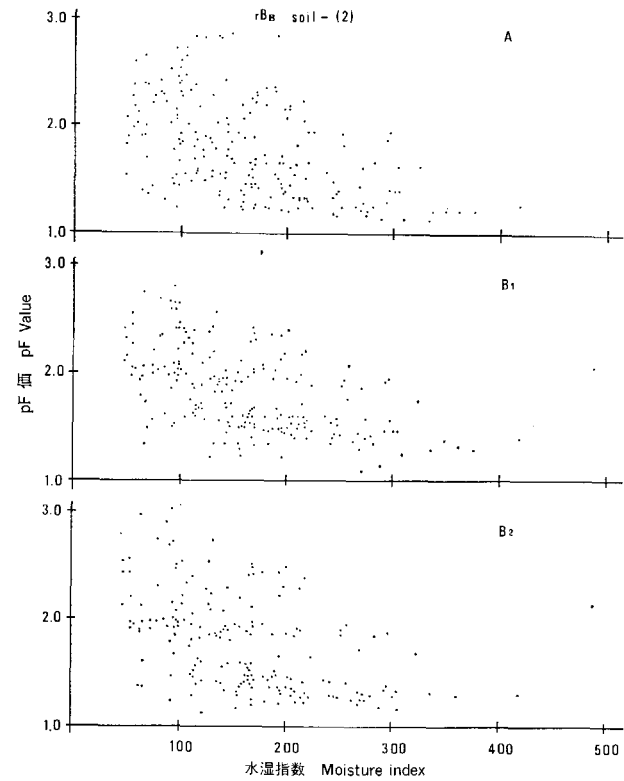


Fig. 14. (つづき) (Continued)

乾性赤色系褐色森林土 (rBs 型土壤) Dry reddish brown forest soil (rBs soil)

所在地：京都府船井郡丹波町曾根

Locality : Tamba-cho, central part of Kyoto Prefecture

文 献

- 1) 阿部敏夫・岸岡 季・谷 誠：山火事の直接流出に及ぼす影響について。日林関西支講, 33, 197~200, (1982)
- 2) 有光一登：森林土壤の水分動態に関する研究。林試研報, 371, p. 71, (1982)
- 3) BASYLIEV, I. S. : ポドゾルの水分変化。ドクチャエフ名称研究所紀要, 32, (1952), (2) 有光一登から引用)
- 4) BRIGGS, L. J. : The mechanics of soil moisture, U. S. Dept. Agr. Bur. Soil Bull., 10, (1897)
(6) 土壤物理性測定法. 107, 養賢堂 (1972) から引用)
- 5) 土じょう部：林野土壤の分類 (1975), 林試研報, 280, 1~28, (1975)
- 6) 土壤物理性測定法委員会：土壤物理性測定法. 養賢堂, p. 121, (1972)
- 7) 福井英一郎：日本の気候. 興林会, 61~74, (1939)
- 8) 井上輝一郎, 岩川雄幸：林地における土壤水分の動態 (1). 日林誌, 52, 238~243, (1970)
- 9) LANG, R. : Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde. 118~119
(1926), (菅野一郎：土壤調査法, 古今書院, 69 (1966) から引用)
- 10) 真下育久：森林土壤の理学的性質とスギ, ヒノキの成長に関する研究。林野土調報, 11, 1~145,
(1960)
- 11) MEYER, A. : Chemie der Erde, 2, 209~347, (1926) (9) 菅野一郎から引用)
- 12) 宮崎 榊・佐藤 亨：苗木の育て方. 地球出版, p. 132, (1965)
- 13) 小川 真：菌を通して森を見る。創文, 168~184, (1980)
- 14) 大政正隆：ブナ林土壤の研究。林野土調報, 1, p. 201, (1965)
- 15) 林野庁・林業試験場：国有林林野土壤調査方法書. 林野共済会, (1955)
- 16) RODE, A. A. : Theory of Soil Moisture, Vol. I, Moisture Properties of Soils and Movement of Soil Moisture. 485~523, (1969), (6) 土壤物理性測定法, p. 110, から引用)
- 17) 芝本武夫：スギ・ヒノキ・アカマツの栄養並びに森林土壤の肥沃度に関する研究。林野庁, 139~
140, (1952)
- 18) 椎名乾治：蒸発散による畑地水分の減少機構に関する研究。農土試報告1, (1963)
- 19) 水利科学研究所保全計画調査報告書. 151~160, (1981)
- 20) 玉手三葉樹：樹木ノ伸長ト気候トノ関係。森林治水気象彙報, 11, 1~29, (1931)
- 21) THORNTHWAITE C. W. : Geogr. Rev., 21, 633~655, (1931), (9) 菅野一郎から引用)
- 22) 吉岡二郎：森林土壤の土壤水分に関する研究 (1)。林試研報, 250, 44~47, (1973)
- 23) ———・梅原武夫：———(3)。日林誌, 56, 425~433, (1974)
- 24) ———：森林土壤の保水性。日林講, 86, 123~125, (1975)
- 25) ———：森林土壤の土壤水分に関する研究 (4)。林試研報, 275, 32~34, (1975)
- 26) ———：森林土壤における水環境。ペドロジスト, 25, 2, 119~129, (1981)

Studies on Moisture Status of Forest Soil V
Moisture status, water storage and moisture index of forest
soils in central and southern part of Kyoto Prefecture

Jirô YOSHIOKA⁽¹⁾

Summary

This study aims to clarify the relationship between soil moisture status and weather conditions. The author measured the forest soil moisture status during an eighteen months period by tensiometric method in the mountainous area of central and southern Kyoto Prefecture.

This report deals with the influence of weather condition on soil moisture status and water storage of forest soils and "the moisture index (MI)" which is newly proposed here to evaluate the influence of weather conditions on the soil moisture in each type of forest soils.

1. Condition of study plots

1) Central part of Kyoto Prefecture

All the observation plots were Hinoki (*Chamaecyparis obtusa* ENDL.) man-made forests, 45 years old except plot 1 which is a mixed natural Akamatsu (*Pinus densiflora* SIEB. et ZUCC.) and about the same age as the Hinoki forest. The soils of each study plot are as follows: Plot 1, 2: rB_b soil, both are dry reddish brown forest soil (granular and nutty structure type), distributed at upper part of slope.

Plot 3: rB_d(d) soil that is moderately moist reddish brown forest soil (drier subtype), distributed at middle part of slope.

Plot 4: rB_d soil that is moderately moist reddish brown forest soil, distributed at the foot of a slope.

2) Southern part of Kyoto Prefecture

Plot 1: B_c soil that is weakly dried brown forest soil, distributed at upper part of a slope, 65 years old Hinoki (*C. obtusa* ENDL.) man-made forest.

Plot 2: B_d soil that is moderately moist brown forest soil, distributed at the foot of a slope, 65 years old Sugi (*Cryptomeria japonica* D. DON.) man-made forest.

2. Method of soil moisture measurement

A ceramic sensor of tensiometer was put in each horizon and the height of a mercurial column was observed about every third day.

3. Determination of soil physical properties

Soil water permeability of the undisturbed soil core was measured (4 cm×100 cm²) by MASHIMO's apparatus. A curve of pF-water content was drawn by pressure-membrane apparatus with a micro-filter. The influence of waterproofing agents on the physical properties of the soil was determined by the elimination of the waterproof characteristics by steaming and saturating.

Received June 29, 1985

(1) Kansai Branch Station

4. Results

1) Soil moisture status of central part

In most cases, soil moisture status varied with much correspondence to the weather conditions, especially rainfall and climatic transition. Moisture status in the warm season from middle spring to middle autumn was kept under a lower level. In the cold season from late autumn to early spring, it was kept under a higher level by more than pF 1.8. The soil moisture levels of soil types in the long term are in the order of $rB_D > rB_D(d) > rB_B$ soil. In the case of rB_B soil, the moisture level did not respond quickly to one case of rainfall once the soil was strongly dried. In this report it was proved that the moisture status in dry soils such as B_B soil is due to its waterproof character, gives a timelag in the wetting process of the soil and the waterproof agent is formed in the non-capillary pore larger than 0.06 mm diameter (equivalent to pF 1.7).

2) Moisture status of southern part

Moisture level changed with weather condition and climatic transition has the almost same pattern as in the case of the central part. Moisture change became rapid from the time when the atmospheric temperature rose higher than 12°C and it continued to the autumn season. It is considered that the rapid change of soil moisture is due to the higher amount of transpiration and evaporation during the time. In a comparison of the moisture levels of B_D and B_C soils near the site, that of B_D soil was generally to a lower level of pF 1.4 to 1.8, while the moisture level in the B_C soil changed within a range of pF 1.3 to 2.7. In a strongly dried condition, moisture level in B_D soil was higher than pF 2.0, and in the case of B_C soil it reached as high as pF 2.5, for about ten days duration non-rainfall in warm season.

5. Water storage of forest soil

1) The amount of water storage was calculated by a method using the combination of pF-water content and maximum water capacity of undisturbed soil core of each horizon and estimated as far as the 100 cm depth of the study site. In this study the calculation was done for B_D soil and B_C soil in the southern part.

2) Comparison of water storage in B_D soil and B_C soils in adjacent positions on the same slope was as follows: that of B_C soil on the upper site of the slope responded quickly with rainfall and varied within a range of 370 to 460 mm compared with 300 to 340 mm in B_D soil (water storage is converted to mm).

3) On the assumption that both B_D and B_C soils were saturated completely with soil water to a 100 cm depth from the ground surface, the possible amount of streamflow drained from the maximum water storage was estimated as approximately 230 mm and 150 mm respectively. Under such a condition, from the standpoint of water storage function, B_D soil had an advantage. The difference of water storage function was mainly caused by a characteristic of pore space distribution of those soils.

4) The least storage in B_D and B_C soils were around 340 mm and 370 mm respectively after which there were estimated to be about 30 days light rainfall in the warm season. Nearly 50 mm of rainfall at once was required for reverting to the previous water storage level on the B_D soil and more than 100 mm of continuous rainfall was required on the B_C soil.

5) It is considered that B_C soil has an advantage of storage function in the field because B_C soil distributed on a drier site has much available pore space for storage water than B_D soil.

6. Proposal of moisture index of soil

Observed soil moisture status was influenced by the environmental factors in some previous term before the observation time. The author presented a new index named "moisture index (MI)" which would be able to measure the influence of the environment, especially weather condition, on soil moisture status. Then MI can be calculated from meteorological data i. e. precipitation, number of rainy day, maximum atmospheric temperature and mean atmospheric temperature.

1) Formula of MI is as follows :

$$MI = \sum^n P \cdot N + \sum^n (t_{\text{max}} - t)$$

Remarks :

P : Precipitation (mm), N : Number of rainfall days, t-max : maximum atmospheric temperature in the observation term (°C), t : Mean atmospheric temperature in observation days (°C), n : Appropriate certain days before an observation day while meteorological data is integrated (in this report 5 days is available).

2) This MI is able to predict the correlation between the moisture change in the soil and the weather conditions at the site even during the non-rainfall term.

3) In the drier condition of MI of less than 200, the soil moisture status is influenced by the environmental factors other than weather conditions such as geology, parent material, releif, vegetation, etc. In the wetter conditions of MI of more than 200, the weather conditions are the dominant factor and the effect of other environmental factors on soil moisture status are faded on each soil type except B₃ soil. The pF value of B₃ soil changed irregularly due to its waterproof property.