

# 撥水性が森林土壌中の水の移動と貯留 に及ぼす影響に関する研究

2007年

東京大学学位論文（博士）

小林政広

Kobayashi, M (2007) Effect of water repellency on infiltration and storage of rainwater in forest soils. Ph.D. dissertation, The University of Tokyo. 143pp.

# 目次

<b>第1章 序論</b>	<b>1</b>
1.1 研究の背景	1
1.2 土壌の撥水性に関する既往の研究	3
1.2.1 撥水性とは	3
1.2.2 野外土壌の撥水性に関する認識	3
1.2.3 土壌の撥水性の起源	4
1.2.4 撥水性の強度に関わる要因	5
1.2.4.1 植生（樹種）	5
1.2.4.2 土壌有機物	6
1.2.4.3 土壌水分	6
1.2.5 林地斜面における撥水性土壌の空間分布	8
1.2.6 撥水性が影響する不飽和土壌中の水移動	9
1.3 本研究の目的	10
1.4 本論文の構成	10
<b>第2章 試験地の概況</b>	<b>13</b>
2.1 はじめに	13
2.2 各試験地の概況	13
2.2.1 千代田試験地	13
2.2.2 鹿北試験地	14
2.2.3 加波山試験地	17
2.2.4 常陸太田試験地	19
<b>第3章 林地における土壌の撥水性発現の実態</b>	<b>21</b>
3.1 はじめに	21

3.2	撥水性定量指標	22
3.2.1	土壌の撥水性の各種定量手法	22
3.2.1.1	水滴浸入時間 (WDPT)	22
3.2.1.2	エタノール濃度 (EP)	23
3.2.1.3	90° 表面張力 (NDST)	23
3.2.1.4	毛管上昇法による見かけの接触角	23
3.2.1.5	Sessile Drop 法による見かけの接触角	24
3.2.2	潜在的な撥水性と実際の撥水性	24
3.2.3	本研究で用いる土壌の撥水性の定量指標	24
3.3	千代田試験地の平地に植栽された異なる樹種の影響下にある土壌の撥水性	27
3.3.1	研究方法	27
3.3.2	結果	27
3.4	鹿北試験地のスギ・ヒノキ林小流域における土壌の撥水性	31
3.4.1	研究方法	31
3.4.2	結果	31
3.4.2.1	実際の撥水性の空間分布	31
3.4.2.2	潜在的な撥水性の空間分布	33
3.5	加波山試験地のヒノキ林および隣接する落葉広葉樹林における土壌の撥水性	34
3.5.1	研究方法	34
3.5.2	結果	34
3.5.2.1	全炭素含有率の分布	34
3.5.2.2	実際の撥水性の空間分布	35
3.5.2.3	潜在的な撥水性の空間分布	38
3.6	考察	45
3.6.1	土壌の撥水性に及ぼす樹種の影響	45
3.6.2	現地における撥水性の強度に影響する要因	46
3.6.2.1	土壌有機物	46
3.6.2.2	土壌水分	47
3.6.2.3	撥水性の空間分布	48
3.7	まとめ	48

<b>第 4 章</b>	<b>潜在的な撥水性を規定する土壌団粒外表面の化学組成</b>	<b>50</b>
4.1	はじめに . . . . .	50
4.2	試料 . . . . .	51
4.3	X 線光電子分光法による土壌団粒外表面の化学組成の測定 . . . . .	51
4.3.1	XPS について . . . . .	51
4.3.2	本研究における XPS 測定の諸条件 . . . . .	52
4.4	結果 . . . . .	54
4.4.1	XPS で測定した撥水性土壌の団粒外表面の化学組成 . . . . .	54
4.4.2	土壌団粒外表面の化学組成と潜在的な撥水性の強度の関係 . . . . .	58
4.5	考察 . . . . .	62
4.5.1	団粒構造を有する土壌の撥水性 . . . . .	62
4.5.2	ヒノキと広葉樹の影響下の土壌の表面化学組成の違い . . . . .	63
4.6	まとめ . . . . .	63
<b>第 5 章</b>	<b>実際の撥水性の水分依存性</b>	<b>65</b>
5.1	はじめに . . . . .	65
5.2	試料と研究方法 . . . . .	66
5.3	結果 . . . . .	68
5.3.1	水分状態と撥水性強度の関係 . . . . .	68
5.3.2	水抽出処理の影響 . . . . .	68
5.4	考察 . . . . .	72
5.4.1	実際の撥水性の水分依存性 . . . . .	72
5.4.2	土壌の撥水性の水分依存性における両親媒性有機物の寄与 . . . . .	72
5.5	まとめ . . . . .	73
<b>第 6 章</b>	<b>撥水性が関与する土壌の毛管現象</b>	<b>75</b>
6.1	はじめに . . . . .	75
6.2	撥水性が非平衡の含水率 - マトリックポテンシャル関係に及ぼす影響 . . . . .	77
6.2.1	試料と研究方法 . . . . .	77
6.2.2	結果 . . . . .	78

6.3	撥水性がマクロポアを経路とする選択流の発生に及ぼす影響 . . . . .	80
6.3.1	試料と方法 . . . . .	80
6.3.2	結果 . . . . .	82
6.4	考察 . . . . .	83
6.4.1	撥水性による大小の孔隙に水が入る順番の逆転 . . . . .	83
6.4.2	マクロポアが選択的な水移動経路として機能するための条件 . . . . .	86
6.5	まとめ . . . . .	88
<b>第7章</b>	<b>ヒノキ人工林の撥水性土壌中における選択的な水移動</b>	<b>89</b>
7.1	はじめに . . . . .	89
7.2	加波山調査プロットの土壌の飽和透水係数と撥水性 . . . . .	90
7.3	研究方法 . . . . .	90
7.3.1	マトリックポテンシャルの連続測定 . . . . .	90
7.3.2	色素トレーサーを用いた水移動経路の観察 . . . . .	92
7.4	結果 . . . . .	93
7.4.1	降雨時におけるマトリックポテンシャルの変動 . . . . .	93
7.4.2	色素トレーサーが示す水移動経路 . . . . .	96
7.5	考察 . . . . .	100
7.5.1	部分的な地表流 . . . . .	100
7.5.2	地中における選択的な水移動 . . . . .	101
7.6	まとめ . . . . .	103
<b>第8章</b>	<b>撥水性による土層の雨水貯留能力の一時的な低下</b>	<b>104</b>
8.1	はじめに . . . . .	104
8.2	研究方法 . . . . .	105
8.2.1	色素トレーサーを用いた水移動経路の観察 . . . . .	105
8.2.2	自然降雨時の含水率変化の測定と土層内水貯留量の計算 . . . . .	105
8.2.3	撥水性が影響しない場合の土層内水貯留量変化のシミュレーション . . . . .	106
8.3	結果 . . . . .	107
8.3.1	乾燥時と非乾燥時の水移動経路 . . . . .	107

8.3.2	降雨時の含水率の変化 . . . . .	107
8.3.3	降雨時の雨水貯留量の増加 . . . . .	108
8.3.4	先行水分状態と雨水貯留能力の関係 . . . . .	109
8.4	考察 . . . . .	111
8.4.1	撥水性により生じる選択流 . . . . .	111
8.4.2	撥水性が水移動形態と土層の雨水貯留能に及ぼす影響 . . . . .	112
8.5	まとめ . . . . .	114
<b>第9章</b>	<b>総括</b>	<b>115</b>
9.1	本研究で明らかにしたことのまとめ . . . . .	115
9.2	本研究の意義 . . . . .	116
9.3	今後の課題 . . . . .	117
9.4	ヒノキ林土壌の強い撥水性 . . . . .	120
9.5	土壌保全の観点からの森林管理上の留意点 . . . . .	120
	謝辞	122
	引用文献	124
	要旨	140

## 図 目 次

1.1	土壌の撥水性	2
1.2	本論文の構成	12
2.1	千代田試験地の樹木植栽地の位置	14
2.2	鹿北試験地の位置と地形	16
2.3	加波山試験地の位置と地形	18
2.4	常陸太田試験地の位置と地形	20
3.1	親水性表面 (a) と疎水性表面 (b) における水の接触角	22
3.2	千代田試験地の樹木植栽地の土壌の潜在的な撥水性 (EP(d) による表現)	28
3.3	千代田試験地の樹木植栽地の土壌の潜在的な撥水性 (WDPT(d) による表現)	28
3.4	千代田試験地の土壌試料の EP(d) と WDPT(d) の関係	29
3.5	千代田試験地の土壌試料の TC と EP(d) の関係	30
3.6	千代田試験地の土壌試料の TC と WDPT(d) の関係	30
3.7	鹿北試験地のスギ・ヒノキ林小流域における表層土壌の実際の撥水性の空間分布	32
3.8	鹿北試験地の表層土壌の体積含水率と実際の撥水性の関係	32
3.9	鹿北試験地のスギ・ヒノキ林小流域における表層土壌の潜在的な撥水性の空間分布	33
3.10	加波山試験地のヒノキ林および広葉樹林における表層土壌の全炭素含有率の空間分布	36
3.11	加波山試験地のヒノキ林および広葉樹林における表層土壌の採取時の体積含水率の空間分布	37
3.12	加波山試験地のヒノキ林および広葉樹林における表層土壌の実際の撥水性の空間分布	40



3.13 加波山試験地の土壌試料の体積含水率と実際の撥水性 (WDPT(f)) の関係	41
3.14 加波山試験地の土壌試料の全炭素含有率 (TC) と実際の撥水性 (WDPT(f)) の関係	41
3.15 加波山試験地のヒノキ林および広葉樹林における表層土壌の潜在的な撥水性の空間分布 (WDPT(d) を指標とした場合)	42
3.16 加波山試験地のヒノキ林および広葉樹林における表層土壌の潜在的な撥水性の空間分布 (EP(d) を指標とした場合)	43
3.17 加波山試験地の土壌試料の EP(d) と log WDPT(d) の関係	44
3.18 加波山試験地の土壌試料の全炭素含有率と潜在的な撥水性 (WDPT(d)) の関係	44
3.19 加波山試験地の土壌試料の全炭素含有率と潜在的な撥水性 (EP(d)) の関係	45
4.1 X 線光電子分光法 (XPS) の測定原理	52
4.2 XPS ワイドスキャンスペクトルの例	54
4.3 表面とバルクの化学組成の違い	55
4.4 撥水性強度の異なる土壌試料の C1s スペクトルの形状の違い	56
4.5 撥水性の弱い試料 (L7) と強い試料 (CC3) のピーク分離された C1s スペクトル	57
4.6 団粒外表面の炭素全体に対する成分 C1 の存在比	59
4.7 全炭素含有率 (TC) と潜在的な撥水性の強度 (EP(d)) の関係	60
4.8 団粒外表面における C/O 比と潜在的な撥水性の強度 (EP(d)) の関係	60
4.9 全炭素含有率 (TC) と団粒外表面における C/O 比の関係	61
4.10 団粒外表面における C1/O 比と潜在的な撥水性の強度 (EP(d)) の関係	62
5.1 対象土壌の水分特性曲線	67
5.2 テフロン表面に対する抽出液の接触角の測定	67
5.3 含水比と撥水性強度 (EP) の関係	69
5.4 マトリックポテンシャルと撥水性強度 (EP) の関係	69
5.5 体積含水率と撥水性強度 (EP) の関係	70
5.6 抽出処理による含水比 - 撥水性強度関係の変化	71
5.7 抽出液中の DOC 濃度と表面張力の関係	71

6.1	壁面が親水性の毛管における毛管上昇 (a) と壁面が疎水性の毛管における毛管下降 (b) . . . . .	76
6.2	非攪乱土壌試料の給排水実験に用いた装置 . . . . .	78
6.3	吸排水過程における体積含水率とマトリックポテンシャルの関係 . . . . .	79
6.4	疑似マクロポアを有するガラスビーズ充填槽 (全体が親水性) . . . . .	81
6.5	疑似マクロポアを有するガラスビーズ充填槽 (細粒ビーズの上半分に撥水性を付与) . . . . .	81
6.6	マトリックスの濡れ性と飽和・不飽和の条件がマクロポアを経路とする選択流の発生に及ぼす影響 . . . . .	84
6.7	撥水性がマクロポアを有する土壌中の水移動に及ぼす影響の概念図 . . . . .	87
7.1	雨水移動経路観察のための土壌断面の位置 . . . . .	93
7.2	降雨時のマトリックポテンシャルの変化 (非乾燥時) . . . . .	94
7.3	降雨時のマトリックポテンシャルの変化 (乾燥時) . . . . .	95
7.4	降雨時のマトリックポテンシャル変化に及ぼす先行水分条件と降雨強度の影響 . . . . .	95
7.5	土壌断面における色素で染色された水とメタノールの移動経路 . . . . .	97
7.6	水散布区から流出する筋状の地表流 (矢印) . . . . .	98
7.7	生根周囲の選択的な水の流れ . . . . .	98
7.8	土壌構造間の孔隙中の選択的な水の流れ . . . . .	99
7.9	地表から連続するマクロポアに捕捉される地表流 . . . . .	99
7.10	メタノール散布区と水散布区の土壌断面における深度ごとの染色割合 . . . . .	100
8.1	非乾燥時 (a) と乾燥時 (b) における色素で染色された水の移動経路 . . . . .	108
8.2	非乾燥時 (a) と乾燥時 (b) における自然降雨時の TDR 水分計による含水率変化 . . . . .	109
8.3	非乾燥時 (a) と乾燥時 (b) における自然降雨時の土層内水分貯留量変化 . . . . .	110
8.4	先行水分条件と積算雨量 20mm における土層内水分貯留量増加量の関係 . . . . .	110
8.5	先行水分条件と積算雨量 30mm および 40mm における土層内水分貯留量増加量の関係 . . . . .	111
8.6	非乾燥時 (a) と乾燥時 (b) の水移動形態の違いの模式図 . . . . .	113

9.1 本研究で明らかにした項目と今後明らかにすべき項目 . . . . .	119
--	-----

## 表 目 次

2.1	千代田試験地の各樹木植栽地の概況 . . . . .	15
3.1	種々の撥水性強度定量法 . . . . .	26
4.1	撥水性土壌の C1s スペクトルの波形分離された成分 . . . . .	53
4.2	各成分の存在比 (C1/C - C4/C) を説明変数、エタノール濃度を目的変数 とした重回帰分析の結果 . . . . .	58
6.1	吸排水実験の実験条件 . . . . .	78
6.2	吸水過程において一定のマトリックポテンシャル変化に要した給水量の違い	79
7.1	加波山調査プロットにおける飽和透水係数の鉛直分布 . . . . .	91
7.2	加波山調査プロットにおける潜在的な撥水性の鉛直分布 . . . . .	91
8.1	計算に用いた Van Genuchten(1980) による土壌の水理モデルのパラメータ	107

## 記号および略語

C1 - C4 : 炭素の XPS スペクトルを成分分離したときの成分

EP : Ethanol Percentage エタノール濃度 ; 撥水性強度の指標 ( %, vol/vol )

EP(f) : 実際の撥水性を表す試料採取時の水分状態で測定した EP ( %, vol/vol )

EP(d) : 潜在的な撥水性を表す風乾状態で測定した EP ( %, vol/vol )

$I$  : 降雨強度 ( mm h<sup>-1</sup> )

$S$  : 深度 0 - 60 cm の土層内水分貯留量 ( mm )

$\Delta S$  : 降雨イベント時における  $S$  の増分 ( mm )

$\Delta S_{20}$  : 積算雨量が 20 mm に達した時点における  $\Delta S$  ( mm )

$\Delta S_{30}$  : 積算雨量が 30 mm に達した時点における  $\Delta S$  ( mm )

$\Delta S_{40}$  : 積算雨量が 40 mm に達した時点における  $\Delta S$  ( mm )

TC : 全炭素含有率 ( g kg<sup>-1</sup> )

WDPT : Water Drop Penetration Time 水滴浸入時間 ; 撥水性強度の指標 ( 時間 )

WDPT(f) : 実際の撥水性を表す試料採取時の水分状態で測定した WDPT ( 時間 )

WDPT(d) : 潜在的な撥水性を表す風乾状態で測定した WDPT ( 時間 )

XPS : X 線光電子分光法

$\alpha$  : 接触角 ( ° )

$\theta$  : 体積含水率 ( m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> )

$\theta_i$  : 鹿北試験プロットにおける降雨開始直前の深度 10cm の  $\theta$  ( m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> )

$\theta_{cr}$  : Critical water content : 撥水性が現れる最も高い  $\theta$  ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )

$\psi$  : マトリックポテンシャル (飽和時は静水圧ポテンシャル) (kPa)

$\psi_i$  : 給排水開始時の  $\psi$  (kPa)

$\psi_f$  : 給排水完了時の  $\psi$  (kPa)

# 第1章 序論

## 1.1 研究の背景

森林のもつ諸機能の一つである森林の水源かん養機能に対する関心と期待は、これまで以上に増大し、日本各地で同機能を含む公益的機能の維持向上を目的とする税を導入する動きが始まっている。その背景には、適切な管理により水源かん養機能を「向上」させることが可能との期待がある。これが実際に可能なのか、可能な場合、どのようにすれば機能の向上が図れるのかという問いに答えるためには、機能に関わる水文過程に関する深い理解に基づいて機能の現状を正確に評価する必要がある。しかし、水源かん養機能に関わる諸現象についての多くの知見が蓄積されている現在においてもなお、これらが十分にできているとは認識されていない(蔵治, 2004)。

森林の水源かん養機能は、地上における蒸発散の過程と地中における水移動の過程を通じて発揮される(塚本, 1998)。このうち流出の平準化に大きく関わる地中の水移動過程に関しては、降雨中および降雨直後に斜面土層中で鉛直下向きの水移動が卓越し、明瞭な難透水層がある場合にはその上部で斜面方向に流れが転じること、降雨終了から十分に時間が経過すると土層全体で斜面方向の流れが卓越することが明らかにされている(太田ら, 1985; 窪田ら, 1987)。鉛直方向の水移動では、均一な流れを想定した場合については、不飽和に拡張されたダルシー則と質量保存則を組み合わせたリチャーズ式に基づく定量的な解析が進んだ(谷, 1982; 西垣, 1983; 鈴木, 1985; 小杉, 1997)。また、これと並行して、森林土壌に特有の孔隙組成を反映した透水性および保水性の測定が行われている(太田・片桐, 1988; 大手ら, 1989; 大手・鈴木, 1990)。近年では、森林土壌の雨水貯留能を、雨水の供給と排水が同時進行する動的過程ととらえる評価方法が提示され(小杉, 1999a)、さらに最近では、小流域における3次元の水移動の数値計算も行われるようになった(白木, 2000)。

均一な土層中の均一な流れを仮定した解析が進む一方、実際の森林土壌中では、乾燥による亀裂や動植物由来の管状孔隙のような連続するマクロポア(以下、マクロポア)が多

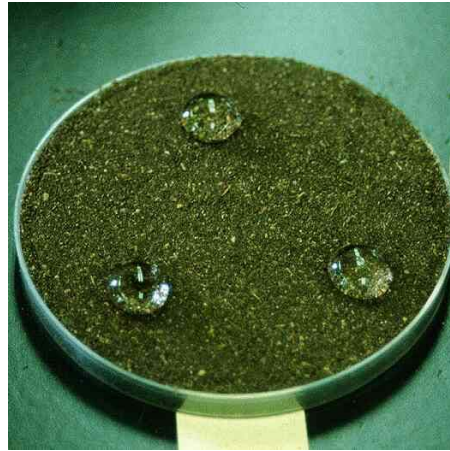


図 1.1: 土壌の撥水性.  
Soil water repellency

く存在し、これを経路とする不均一な選択流が生じやすいことが分かってきた (Beven and Germann, 1982; 北原, 1996; 王ら, 1993; Noguchi *et al.*, 1999; Weiler and McDonnell, 2004)。そのため、現地における選択流の実態を明らかにし、これを斜面や小流域スケールの水移動モデルに適切に反映させることが課題となっている (谷ら, 1998)。

選択流の発生において、マクロポアの存在は主要な要因であると考えられるが、これと並ぶ重要な要因に、土壌が水をはじく性質である「撥水性: Water repellency」がある (図 1.1)。既存の水移動理論の基礎となる土壌の保水モデルでは、通常、土壌孔隙の壁面が水に濡れやすい「親水性」であることを仮定している。しかし、鉱物と有機物の混合物である土壌は必ずしもすべてが親水性ではない。有機物を含む表層土壌が乾燥したときに水をはじく現象は、経験的にはよく知られている。撥水性が現れると、土壌のマトリックス孔隙による水の吸収が妨げられる (DeBano, 1969)。

全体として不飽和状態の土層中でマクロポアを経路とする選択流が発生するための条件は、マクロポアへの水供給速度がマトリックス孔隙の吸水速度を上回ることである (Bouma, 1991; 長谷川, 2003)。マトリックスが粘質土のように緻密でなければ、マトリックス孔隙の透水性が水供給速度を上回り、マクロポアが存在しても、雨水はマトリックス孔隙を流れる。このことは、細粗のガラスビーズを用いた Ogawa *et al.* (1994) の実験でも証明されている。ただし、これが正しいと言えるのは、マトリックスが親水性の場合である。マトリックスが撥水性を示す場合には、マトリックス孔隙の吸水が妨げられるため、降雨強



度がマトリックス本来の透水係数を下回る場合でもマクロポアを経路とする選択流が生じると考えられている (Bouma, 1990)。また、このような撥水性土壌が林地斜面の広い範囲に分布しているとすれば、斜面または流域スケールの水移動にも影響することが予想される。しかし、これらに関する研究事例は少なく、未解明の点が多い。

森林土壌が撥水性を現しやすいこと、撥水性が土壌中の水移動に影響することはそれぞれよく知られている。しかし、林地斜面土層中の水移動の解析において撥水性の影響が考慮されることは稀であった。このことが、不飽和の森林土壌中における水移動、特にマクロポアを経路とする選択的な水移動の実態と発生機構に関する理解を不十分なものになっていると筆者は考える。

以上を背景として本研究では、土壌の撥水性を森林の水源かん養機能に関わる土壌の働きに影響する要因として位置付け、林地斜面における撥水性発現の実態、撥水性の発現機構、土壌中の水の移動と貯留に及ぼす撥水性の影響を明らかにする。

## 1.2 土壌の撥水性に関する既往の研究

### 1.2.1 撥水性とは

固体物質の液体物質に対する濡れやすさを「濡れ性」という。水は、その極性と水素結合のため、常温で液体の物質の中でも特に大きな表面自由エネルギーを持つ (Hillel, 1998)。固体表面に水が濡れ広がるためには、その固体の表面自由エネルギーが水より大きくなければならない。金属表面や鉱物表面は大きな表面自由エネルギーを持ち、水分子相互間の強い凝集力を取り崩して水分子を引きつけることができるため、これらの表面は水によく濡れる (荻野, 1998)。このような水に対する親和性を「親水性」という。一方、極性を持たない分子構造が卓越する樹脂などの表面は、表面自由エネルギーが小さく、水分子相互間の凝集力を取り崩すことができないため、水に濡れにくい (荻野, 1998)。このような水になじみにくい性質を「疎水性」という。水をはじくほど濡れにくい場合、これを「撥水性」という。

### 1.2.2 野外土壌の撥水性に関する認識

乾燥すると撥水性を現す土壌の存在は、経験的には多くの地域で古くから知られていた。DeBano (2000) によれば、腐植物質が乾燥時に撥水性を示すことを述べた研究報告は、1800

年代後半にはすでに存在していた。仲谷 (1981)、DeBano (2000)、Dekker *et al.* (2005) によるレビューのいずれにおいても、土壌の撥水性に関する最も古い研究報告は、Schreiner and Shorey (1910) によるものであるとされている。

日本国内でも土壌の撥水性は古くから認識されていた。明治時代に刊行された麻生慶次郎と村松舜祐による「土壌学」(麻生・村松, 1907) には、土壌中の「樹脂質物等」が水の浸入に抵抗する性質を有すること、乾いた「腐植質土」の表面に雨のあと水たまりが生じ、その直下の土はわずかに湿っているだけということが観察されることが述べられている。また、植生と土壌の関係を調べた林学者として知られる宮崎榊は、一部の植生下の土壌に現れる撥水性により、浸透が抑制されて地表流が生じ、これが森林の水源かん養機能にも影響する可能性があるとの予見を 1930 年代にすでに述べている (宮崎, 1934)。

森林土壌が示す撥水性に関しては、この他にも数多く研究事例がある。日本の山地の尾根部に多く見られる乾性の森林土壌では、主に菌糸が関与すると考えられる撥水性により土壌の吸水性が低下し、これが土壌の水分環境に影響していることが知られている (宮崎, 1942; 大政, 1951; 山谷, 1951; 吉岡・梅原, 1974)。アメリカ各地の森林土壌の撥水性についても報告が多い (DeBano, 1969; Scholl, 1971; Singer and Ugolini, 1976; Reeder and Jurgensen, 1979)。特に、森林火災の熱で生じる撥水性が地表流の発生を通じて土壌侵食を引き起こすことから、火災の影響を受けた森林土壌の撥水性が重視されてきた (Krammes and DeBano, 1965; Cory and Morris, 1969; DeBano, 1969)。乾燥地帯が多いオーストラリアでも、撥水性土壌に関する研究は古くから行われてきた (Bond, 1964; Bond, 1972; Crockford *et al.*, 1991; McKissock *et al.*, 1998)。特に、ユーカリの影響下にある森林土壌が強い撥水性を現すことが知られており、研究事例も多い (Gilmour, 1968; McGhie and Posner, 1981; Burch *et al.*, 1989)。その他にも、カナダ (Barrett and Slaymaker, 1989)、南アフリカ (Scott, 2000)、ドイツ (Buczuko *et al.*, 2002)、ポルトガル (Doerr *et al.*, 1996) など、世界各地で撥水性を示す森林土壌の存在が報告されている。

### 1.2.3 土壌の撥水性の起源

土壌を構成する鉱物は、付着物がない状態では、極性基である-OH の存在により親水性である (Tachapek, 1984)。土壌の撥水性の原因物質は土壌の粒子を覆う有機物であると考えられている (Van't Woudt, 1959)。ただし、土壌有機物には、分子構造中に-OH、-COOH、

=O、-O-、-NH<sub>2</sub> のような極性基が卓越するものも多く (米林, 1997)、これらは親水性を示す。撥水性の原因となる疎水性の有機物とは、分子構造中に電気陰性度の高い酸素や窒素などを含まず、極性を示さない C-C および C=C 結合が卓越するアルキル錯や芳香環に富む炭素化合物であると考えられている (Tachapek, 1984)。土壌有機物中のこのような成分には、腐植酸、ワックス、脂肪、樹脂などがある (Wallis and Horne, 1992; Doerr *et al.*, 2000)。また、土壌微生物の細胞や分泌物にも疎水性を示すものがあることが知られている (Bond and Harris, 1964; 森崎・服部, 1986; Hallett and Young, 1999)。

#### 1.2.4 撥水性の強度に関わる要因

##### 1.2.4.1 植生 (樹種)

土壌の撥水性の主な原因となる土壌有機物の起源は植物リターである。そのため、土壌の撥水性の強度には、植生の種類が影響すると考えられる。これまでにいくつかの樹種が撥水性と関連付けられている。Richardson and Hole (1978) は、トウカエデやナラの生育しているアルフィソルの撥水性は弱く、ツガ、カバ、マツの混交林が生育しているスポドソルの撥水性が強いことを示した。Reeder and Jurgensen (1979) は、ジャックパインおよびポプラの林分で強い土壌の撥水性が認められることを報告した。Doerr *et al.* (2000) のレビューでは、影響下の土壌が撥水性を現しやすい樹種として報告されているのは、マツやユーカリをはじめとする常緑樹がほとんどであり、落葉樹に関する報告は少ない。

特定の植物種を人工的に植栽した場所の土壌が、強い撥水性を現すことがある。オーストラリアに分布するユーカリ天然林の土壌は強い撥水性を示し (Gilmour, 1968; McGhie and Posner, 1981; Burch *et al.*, 1989)、世界各地に造成されたユーカリの人工林においても、影響下の土壌が強い撥水性を現すことが報告されている (Doerr *et al.*, 1998; Scott, 2000; Keizer *et al.*, 2005)。

日本の森林群落を構成する樹種では、乾燥した立地環境下に多いマツ、シイ、ツガ、ヒノキ、コウヤマキ等の影響下の土壌が、疎水性の菌糸網層あるいは粉末状腐植をとともなうことが多いことが知られている (宮崎, 1942)。ただし、この知見はこれら樹種の天然の分布においてのものであり、その分範囲は限定されている。これらの樹種を広い範囲に人工的に植栽した場合にも影響下の土壌に強い撥水性が現れるかについては調べられていない。

#### 1.2.4.2 土壤有機物

土壤の撥水性強度と有機物量の関連を調べた研究事例は多い。両者の関係を論じた報告には、高い正の相関があるとする例 (Scholl, 1971)、相関は低いとする例 (Singer and Ugolini, 1976; Dekker and Ritsema, 1994) の双方がある。相関が低い理由として、土壤の撥水性には有機物の絶対量より質が強く影響することが指摘されている (Wallis and Horne, 1992)。そのため、様々な溶媒で撥水性土壤から抽出した有機物について、フーリエ変換赤外分光法 (FT-IR)、核磁気共鳴法 (NMR) などを用いて疎水性有機物を同定し、その含有量から撥水性強度を説明しようとする試みがなされている (Ma'shum *et al.*, 1988; Horne and McIntosh, 2000; Franco *et al.*, 2000; Doerr *et al.*, 2005)。また、固体状態で粉碎した試料中の脂肪族炭素の存在比を拡散反射フーリエ変換赤外分光法 (DRIFT) を用いて求め、これと撥水性強度の関係を調べた事例がある (McKissock *et al.*, 2003)。しかし、これらの事例において、測定された特定の有機物成分の量から撥水性強度が十分に説明できているとは言い難い。さらに言えば、そのような試みは根本的に困難であると考えられる。なぜなら、そもそも土壤の撥水性には最初に水に触れる土粒子または土壤団粒の表面のみの性質が影響するのに対して、抽出処理や粉碎処理を伴う測定では、表面のみの有機物の量や組成を測ることができないと考えられるからである。

前述したように、特定の樹種影響下の土壤の撥水性が強い場合があり、その原因はその樹種のリターを起源とする土壤有機物中に疎水性の成分が多いためであると考えられる。異なる樹種の影響下にある土壤の撥水性の違いを土壤有機物の質と関連付けて明らかにする場合も、土壤の粒子または団粒の表面を対象とする測定を行う必要がある。

#### 1.2.4.3 土壤水分

土壤の撥水性は乾燥時に現れ、湿潤時には低下または消失することが知られている (DeBano, 1971; Dekker and Ritsema, 1994; Doerr *et al.*, 2000)。つまり撥水性には水分依存性がある。現地における土壤中の水移動に及ぼす撥水性の影響を明らかにするためには、撥水性がどの程度の乾燥で現れるかを知ることが重要である。現地で起こり得ないような乾燥状態でしか撥水性が現れないならば、現地での現象に及ぼす撥水性の影響を考慮する必要は生じないからである。これに関して、様々な撥水性土壤の水分状態と撥水性強度の関係が調べられている (Nakaya, 1982; Grelewicz and Plichta, 1985; De Jonge *et al.*, 1999; 川

本・Banyar, 2004; Regalado and Ritter, 2005)。Dekker and Ritsema (1994) は、撥水性が生じる最低の含水率を”critical water content”と呼んだ。ただし、含水率で表される水分状態は、土性が異なる土壌の乾燥程度を統一的に表す指標としては使えない。そのため、乾燥程度の指標には、土壌水のエネルギーレベルを表すマトリックポテンシャルを用いることがより望ましいと考えられるが、マトリックポテンシャルと撥水性強度の関係を示した例は少ない。Nakaya (1982) は、これを数種類の土壌について調べ、撥水性は pF3.0 付近 (マトリックポテンシャル-98 kPa 付近) で現れはじめ、pF4.2 付近 (約-1500 kPa 付近) で最も強くなることを示した。ただし、この事例では土壌試料を繰り返して団粒構造を破壊した状態で測定が行われている。

このような土壌の撥水性の水分依存性が生じる機構として、土壌に含まれる両親媒性有機物分子 (疎水性基と親水性基の両方を持つ有機物の分子) の吸脱着が考えられている (Tachapek, 1984; Doerr *et al.*, 2000)。この考えによれば、土壌が乾燥すると、両親媒性有機物の分子が疎水性基を土粒子の外側に向けて配向した形で土粒子に吸着して撥水性が発現する。また、長時間水と接触させると、両親媒性分子の一部が水に溶け、界面活性剤の働きをして水の表面張力を低下させることにより、水が土粒子表面に濡れ広がるようになる。

もう一つの考えられる機構として、土粒子と強く結びつき水に溶解しない鎖状の高分子有機物の分子配置の変化が挙げられる。一般に高分子有機物の表面は、それを取り巻く環境に応じてエネルギー的に安定な状態に向けて分子配置を変えることが知られており、空気に長時間さらされた場合には、親水性基が内部に潜り込み、疎水性基が表面に現れるため疎水性を示し、水と長時間接触させられた場合には親水性基が表面に現れて親水性を示す (筏ら, 1985; 梶山・高原, 1995; 黒崎・三木, 2001)。土壌の撥水性の発現および消失にもこの鎖状の有機物の分子配置の変化が関与しているという見方もある (Ma'shum and Farmer, 1985; Poulenard *et al.*, 2004)。

これら土壌有機物のミクロスケールの動きが撥水性の水分依存性に関与していると考えられるが、実証データが少なく不明の点が多い。

### 1.2.5 林地斜面における撥水性土壌の空間分布

日本をはじめとして山地の割合が高い地域では、森林の多くは斜面に存在する。土壌の撥水性が斜面あるいは流域のスケールでの土層中の水移動に及ぼす影響を明らかにするためには、同スケールでの土壌の撥水性の空間分布を明らかにする必要がある。しかし、このことに関する研究事例は、オーストラリアのユーカリ林流域に設定したトランセクト上 12 地点において表層土壌の撥水性の強度を調べた事例 (Crockford *et al.*, 1991) があるのみである。この事例では、部分的な侵食が生じている地点と谷底に位置する地点の 2ヶ所では  $A_0$  層が欠如し撥水性が弱いこと、 $A_0$  層が特に厚い地点では撥水性が特に強いことが示されている。しかし、斜面や流域における土壌の撥水性の面的な分布が明らかにされるまでには至っていない。

撥水性の空間分布自体は扱っていないものの、林地において数メートルから数十メートルの領域での土壌の撥水性のばらつきを調べた事例は他にもある。Doerr *et al.* (1998) は、スペインのユーカリ人工林およびマツ人工林を対象に、山火事林分、非山火事林分のそれぞれにおいて、トランセクトを設定して表層土壌の撥水性強度を調べ、乾燥時には山火事の影響の有無に関わらずほとんどの地点で強い撥水性が発現し、撥水性の空間的なばらつきが小さかったことを報告している。一方、Mataix-Solera and Doerr (2004) は、スペインの 4 つのマツ林において  $16 \times 24$  m の領域内 15 点から土壌試料を採取して撥水性を測定し、撥水性の空間的なばらつきが大きかったことを報告している。Leighton-Boyce *et al.* (2005) は、ポルトガルの 4 つのユーカリ人工林において  $10 \times 18$  m の領域内の 60 点、3 深度で、16ヶ月にわたって 8 回、撥水性を測定した。彼らは、撥水性の空間的なばらつきが季節によって代わり、撥水性が認められる点の頻度は乾燥する夏にはほぼ 100 % に、雨の多い冬にはほぼ 0 % になることを示した。また、これらの間の季節には、撥水性が認められる頻度は中間的になるが、全く撥水性がないか強い撥水性を示すかのいずれかに偏り、中間的な強度を示すことが少なかったことを報告している。

これらの研究事例では、乾燥時には土壌の撥水性が斜面の広い範囲で発現することを示唆しているが、林地の斜面または流域における撥水性土壌の分布自体は明らかにされていない。

## 1.2.6 撥水性が影響する不飽和土壌中の水移動

撥水性が生じると、マトリックス孔隙には水を斥ける方向の毛管力が生じる。そのため、水の浸入が妨げられて土壌の浸透能が低下し (DeBano, 1969; 村井・岩崎, 1975)、傾斜地ではしばしば地表流が発生する (McGhie, 1980; Burch *et al.*, 1989)。特に、森林火災を受けた林地斜面については、熱変性した有機物に覆われた土壌がきわめて強い撥水性を現し、孔隙構造の破壊と相まって斜面を連続的に流れる地表流が生じ、これが深刻な土壌侵食をもたらすことから、古くから重要視され、多くの研究が行われてきた (Osborn *et al.*, 1964; Krammes and DeBano, 1965; Scott, 1997; Shakesby *et al.*, 2000)。流域または斜面スケールの水移動に撥水性が及ぼす影響を扱った研究のほとんどは、ここに挙げたような火災の影響により連続的な地表流が発生する場所に関するものである。

一方、斜面における地表流の発生要因としてではなく、雨水が地中に浸入する場合に生じる選択流の発生要因として撥水性に注目した研究の流れがある。これらの研究では、構造的に均一な砂質土に水を供給したときに浸潤前線が不安定化して生じる「フィンガー流」の発生要因として撥水性がとらえられており、撥水性に関わるフィンガー流の実態 (Raats, 1973; Dekker and Jungerius, 1990; Dekker and Ritsema, 1994; Ritsema and Dekker, 1994)、および発生機構 (Ritsema and Dekker, 1995; Ritsema *et al.*, 1998; Nieber *et al.*, 2000) の解明が進んでいる。

これに対して、森林土壌のようにマクロポアに富む不均一な土壌のマトリックスが撥水性を示す場合の水移動については研究事例が少ない。マクロポアを有する土壌が撥水性を現した場合には、マトリックス孔隙の吸水が妨げられるため、マクロポアを経路とする選択流が生じると考えられており (Bouma, 1990)、現地におけるマトリックポテンシャル等の観測からも、このような選択流の発生が示唆されている (Willson *et al.*, 1990; Doerr *et al.*, 2003; 小林ら, 2000)。しかし、このような選択流の発生を現地で確認した事例は、わずかに Burch *et al.* (1989)、Imeson *et al.* (1992)、Cerdea *et al.* (1998) があるのみで、不明の点が多い。また、このような選択的な水移動が生じている場合には、土壌マトリックスに一樣に水が行き渡らないため、林地土層の雨水貯留にも影響すると予想されるが、この点を現地で検証した研究事例はない。

### 1.3 本研究の目的

本研究は、森林の水源かん養機能の発揮に関わる土壌の働きに、土壌の撥水性が及ぼす影響を解明することを目標とする。

上記レビューでは、樹種が土壌の撥水性に及ぼす影響、現地における斜面や小流域のスケールでの撥水性土壌の分布等、「撥水性発現の実態」が不明であり、林地斜面土層中の水移動における土壌の撥水性の重要性が十分に議論できないことを指摘した。このことを踏まえて、「林地における撥水性発現の実態を明らかにすること」を本研究の第1の目的とする。

また、土壌の撥水性の原因となる土壌有機物の量や質と撥水性強度の関係、撥水性強度の水分依存性および水分依存性をもたらす有機物の形態等に関して、不明の点が多いことを指摘した。土壌の撥水性に関する現地の測定結果を解釈する上で、これら「撥水性の発現機構」を十分に理解している必要がある。そこで、「撥水性の発現機構を明らかにすること」を本研究の第2の目的とする。

次いで、撥水性が関与する水移動現象として、地表流やフィンガー流についてはよく調べられているが、森林土壌の大きな特徴であるマクロポアの存在が、撥水性と相まって引き起こす選択流については研究事例がきわめて少なく、このような選択流が卓越する土層の雨水貯留については調べられていないことを指摘した。このことを受けて、「撥水性が土層中の水の移動と貯留に及ぼす影響を明らかにすること」を本研究の第3の目的とする。

### 1.4 本論文の構成

本論文は9章より構成されている。研究の流れを図1.2に示した。第1章(本章)は序論である。ここでは研究の背景を示し、既存の研究のレビューを行うことにより問題点を抽出し、これらを踏まえて設定した研究の目的を示す。第2章では、後の章で記述する各種測定を行った試験地の概況を示す。第3章では、林地における撥水性発現の実態について述べる。まず、樹種が撥水性に及ぼす影響を明らかにするために、平地に植栽された複数の樹木植栽地の土壌の撥水性を比較した結果を示す。次いで、小流域および斜面における土壌の撥水性の空間分布について述べ、現地における土壌の撥水性強度に影響する要因について論じる。第4章および第5章では、撥水性の発現機構について論じる。第4章では、X線光電子分光法により測定した土壌団粒外表面の化学組成と潜在的な撥水性の関係につ



いて論じる。第5章では、実際の撥水性の水分依存性および水分依存性における両親媒性有機物の関与について論じる。第6章では、非攪乱円筒試料とガラスビーズ充填槽を用いた2つの室内実験の結果から、撥水性が関与する土壌の毛管現象について論じる。第7章では、ヒノキ人工林の撥水性土壌における水移動の実態を、マトリックポテンシャル変動の測定および色素トレーサーを用いた雨水流動経路の観察から明らかにし、その結果に基づいて不飽和土壌中におけるマクロポアを経路とする選択流の発生における撥水性の役割について論じる。第8章では、現地における色素トレーサーを用いた雨水流動経路の観察結果および土層内水分貯留量変動の測定結果から、撥水性により生じる選択流が土層の雨水貯留能力に及ぼす影響について論じる。第9章では、本研究の成果と意義について総括するとともに、今後の課題について述べる。

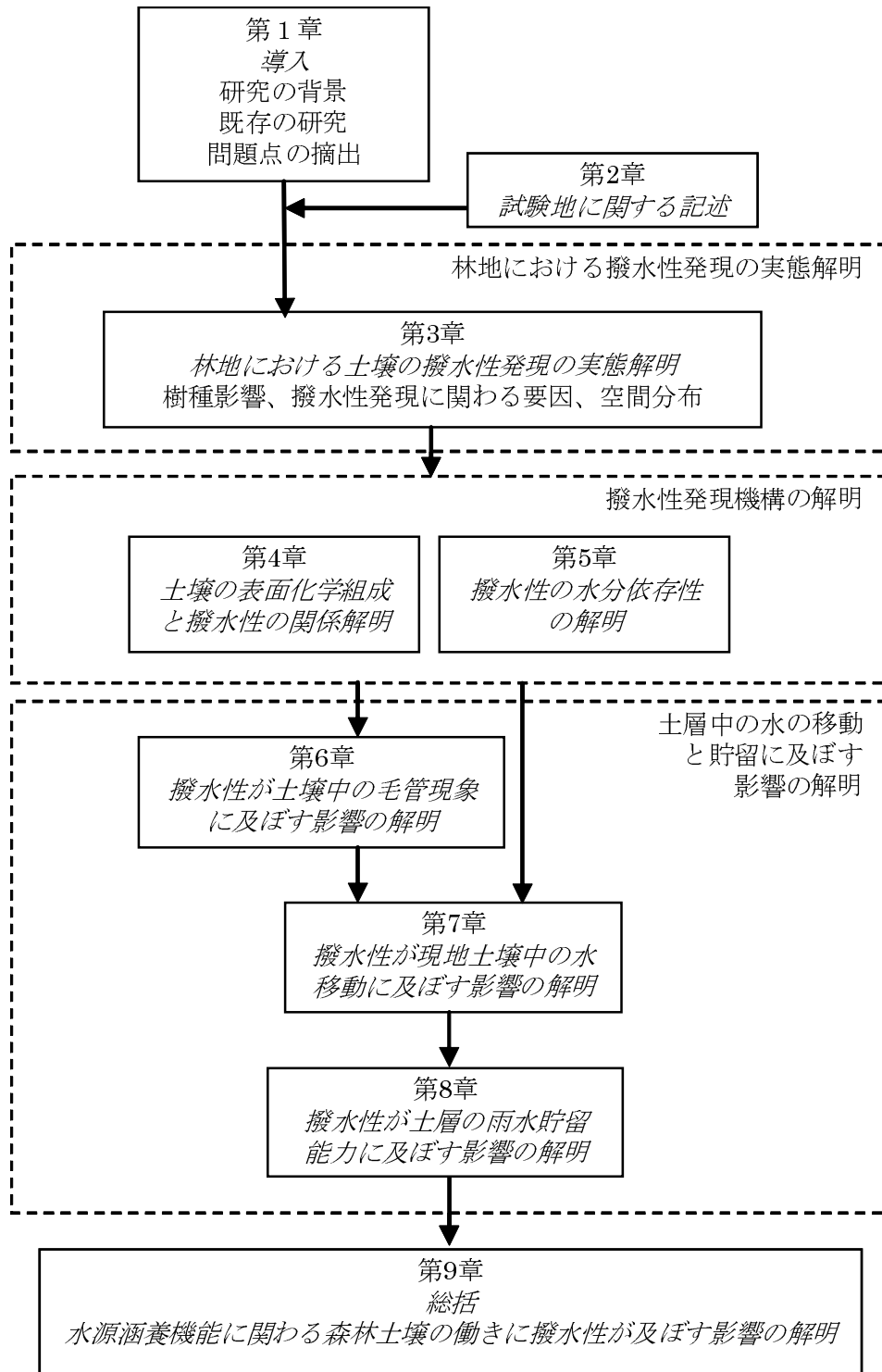


図 1.2: 本論文の構成  
Structure of dissertation

## 第2章 試験地の概況

### 2.1 はじめに

本研究では、撥水性森林土壌の試料採取ならびに撥水性土壌中の水の移動と貯留に関する現地での実験・観測を、茨城県内の3ヶ所の試験地および熊本県内の1ヶ所の試験地で行った。第3章 - 第8章では、これら試験地の土壌を対象とする結果が記述され、その中には同じ試験地での結果もあるため、本章で各試験地の概要をまとめて記述する。

### 2.2 各試験地の概況

#### 2.2.1 千代田試験地

茨城県かすみがうら市に位置する森林総合研究所千代田試験地（以下、「千代田試験地」と呼ぶ）の構内にある6ヶ所の樹木植栽地（図 2.1）では、第3章に記述する植生が撥水性に及ぼす影響の解明に関する土壌試料の採取を行った。

千代田試験地に近い土浦における、2001年から2005年の平均年降水量および年平均気温は、1198 mm および 14.6 °C であった。6ヶ所の樹木植栽地は、平地上に存在し、ほぼ同一の立地環境下にあると考えられる。いずれの樹木植栽地においても、土壌は火山灰（関東ローム）を母材とする適潤性褐色森林土 B<sub>D</sub> であり、表層部には団粒構造と弱い塊状構造が認められ、土性は埴質壤土 CL であった。石れきはほとんど含まれていなかった。

対象とした樹木植栽地は、間伐されておらず林床植生の乏しい暗いヒノキ (*Chamaecyparis obtusa*) の植栽地 (DH)、同じく間伐されておらず林床植生の乏しい暗いスギ (*Cryptomeria japonica*) の植栽地 (DS)、間伐されており林床植生の多い明るいヒノキの植栽地 (LH)、同じく間伐されており林床植生の多い明るいスギの植栽地 (LS)、常緑広葉樹のツブラジイ (*Castanopsis cuspidata*) の植栽地 (KJ)、落葉広葉樹のクヌギ (*Quercus acutissima*) およびコナラ (*Quercus serrata*) の植栽地 (KK) の6ヶ所である。各樹木植栽地の概況を表 2.1 に示した。

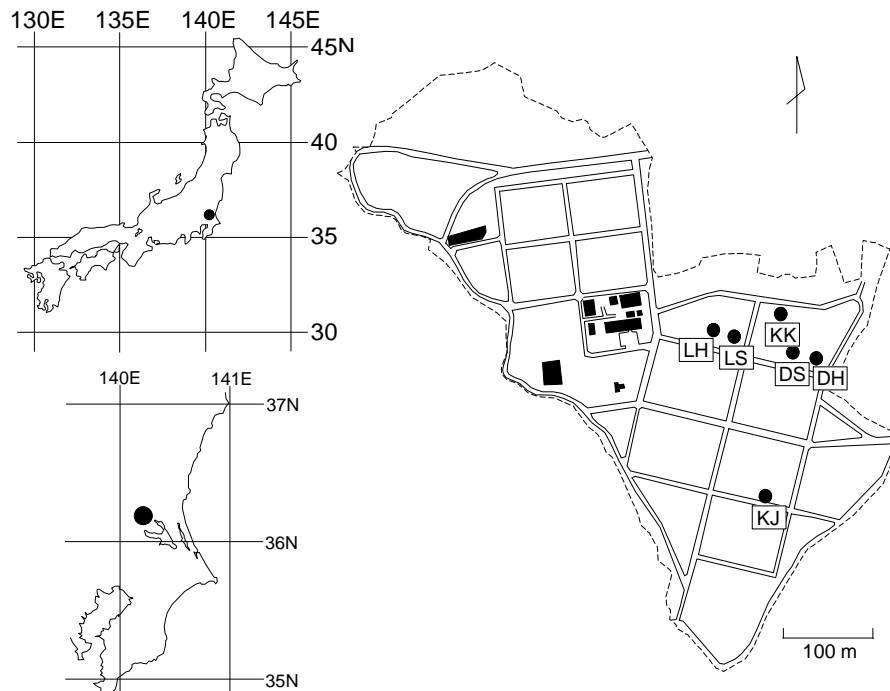


図 2.1: 千代田試験地の樹木植栽地の位置

Location of tree planted area of Chiyoda experimental site

### 2.2.2 鹿北試験地

熊本県山鹿市鹿北町に位置する九州森林管理局熊本森林管理署管内の長沢国有林内に設定されている森林総合研究所鹿北流域試験地 3 号沢の源頭部に相当するスギ・ヒノキ林小流域 (図 2.2) を本論文では「鹿北試験地」と呼ぶ。鹿北試験地では、第 3 章に記述する撥水性発現の実態解明に関する試料の採取を行った。また、小流域の右岸側谷壁斜面に固定プロットを設け (以下、「鹿北調査プロット」と呼ぶ) 第 5 章に記述する撥水性の水分依存性に関する実験に用いた土壌試料の採取、第 8 章に記述する撥水性土壌中の水の移動と貯留に関する実験および観測を行った。

3 号沢の全体に関する情報は、Shimizu *et al.* (2003) に詳しい。同試験地における 1992 年から 2003 年の期間の平均年降水量は 2160mm、年平均気温は 15.4 °C であった。流域の表層地質は結晶片岩であり、頂部平坦面および頂部斜面の一部に火山灰の堆積が認められたが、他の部分には火山灰の残存は認められなかった。この小流域は、斜面下部にはスギ、斜面上部にはヒノキが植栽されている。左岸側斜面には、アラカシ (*Quercus glauca*)、コ

表 2.1: 千代田試験地の各樹木植栽地の概況  
Properties of tree planted areas in the Chiyoda experimental site

植栽地	樹種	樹高 (m)	胸高直径 (cm)	立木密度 (本/ha)	A層の厚さ (cm)	最上層の土色
DH 下層植生のない暗い ヒノキ植栽地	<i>Chamaecyparis obtusa</i>	10.6	17.9	2800	29	7.5YR3/4
DS 下層植生のない暗い スギ植栽地	<i>Cryptomeria japonica</i>	13.4	25.4	2800	30	7.5YR2/3
LH 下層植生のある明るい ヒノキ植栽地	<i>Chamaecyparis obtusa</i>	9.8	12.7	3200	25	7.5YR3/4
LS 下層植生のある明るい スギ植栽地	<i>Cryptomeria japonica</i>	12.0	17.2	2000	>40	7.5YR3/4
KJ コジイ植栽地	<i>Castanopsis cuspidata</i>	11.9	9.5	6000	36	7.5YR3/3
KK クヌギ・コナラ植栽地	<i>Quercus acutissima,</i> & <i>Quercus serrata</i>	9.7	20.6	-	34	7.5YR3/4

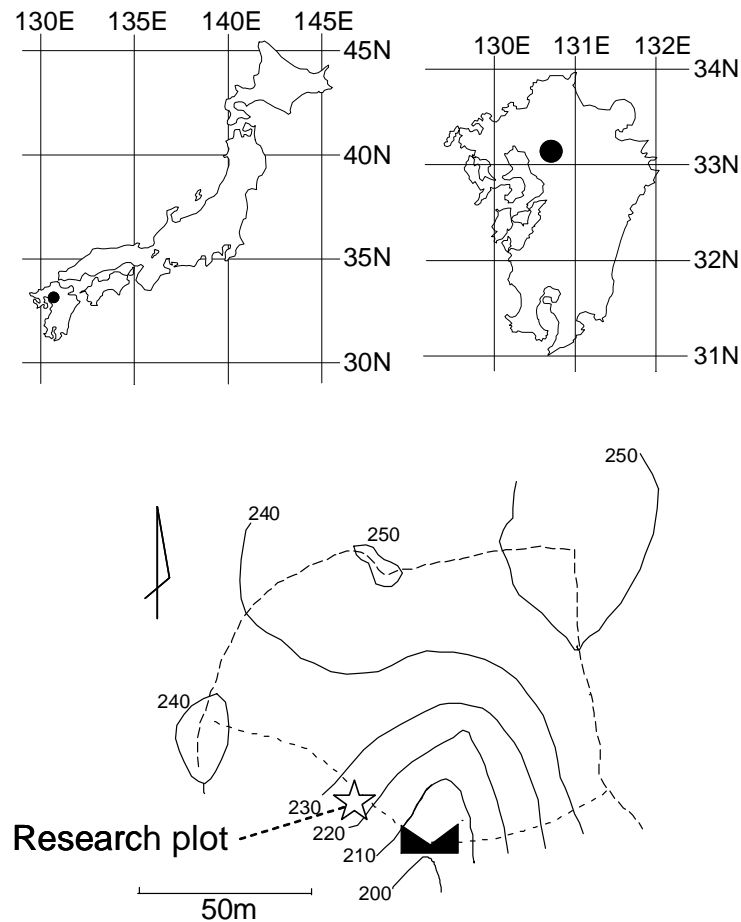


図 2.2: 鹿北試験地の位置と地形

Location and topography of Kahoku experimental site

ナラ、ツブラジイ等、前生の広葉樹が優占した状態になっている部分が多く存在した。ヒノキの樹冠下の林床の大部分には、乾性シダのウラジロ (*Gleichenia japonica*) が密に存在した。土壌は主に、斜面下部が適潤性褐色森林土 ( $B_D$ )、斜面上部が適潤性褐色森林土偏乾亜型 ( $B_{D(d)}$ ) であった。

鹿北調査プロット周辺では、上木はほぼヒノキのみで、その平均胸高直径および平均樹高は、17.9 cm および 13.8 m であった。林床にはウラジロが密に存在した。土壌は褐色森林土偏乾亜型である。土性は埴質壤土 (CL) であった。2 mm から 10 mm 程度の角レキを 6 % (vol/vol) 程度含み、土壌断面には 50 mm 以上の大径のレキも散見された。深度約 70 cm では、50 mm 以上のレキが多かった。深度 50 cm 程度まで弱い塊状構造が認められた。

レキや植物根の周囲には、0.5-1 mm 程度の肉眼でも確認できるマクロポアが存在した。リター層は、主にヒノキとウラジロの落葉からなり、0.5 - 1 cm の厚さで堆積しており、鉾質土壌が露出した部分がわずかに存在した。

### 2.2.3 加波山試験地

茨城県桜川市の加波山の北側斜面上に位置する関東森林管理局茨城森林管理署管内の天岳良国有林に属するヒノキ人工林および隣接する落葉広葉樹の二次林のそれぞれに、180 m × 60 m の矩形の試験区を尾根から谷にかけて設定した (図 2.3)。本論文では、2 つの試験区を合わせて「加波山試験地」と呼び、ヒノキ人工林を「ヒノキ林」、落葉広葉樹林を「広葉樹林」と呼ぶ。加波山試験地では、第 3 章に記述する撥水性発現の実態解明および第 4 章に記述する表面化学組成と撥水性の関係解明に関する試料の採取を行った。また、ヒノキ林の斜面中部の撥水性が強い部分を選んで固定プロット (以下、「加波山調査プロット」と呼ぶ) を設定し、第 7 章に記述する撥水性土壌中の水の移動に関する実験および観測を行った。

加波山試験地付近の林道沿いの露場で測定した 1997 年の年降水量は 1426 mm であった。ヒノキ林はほぼ東向き、広葉樹林は北東向きで、平均斜面勾配はいずれも 29 ° であった。ヒノキ林の試験区の下端には、ほぼ年間を通じて水流の認められる河道部が含まれ、広葉樹林の試験区の下端には、降雨時に湧水が生じる場所が含まれていた。土壌は両林分とも火山灰 (関東ローム) を母材とする褐色森林土であった。試験区のおよそ大半には適潤性褐色森林土 (B<sub>D</sub> 型) が分布し、表層部には団粒構造と弱い塊状構造が認められ、土性は埴質壤土 (CL) が卓越した。尾根部や凸地形部分には適潤性褐色森林土偏乾亜型 (B<sub>D(d)</sub> 型) が分布していた。

両林分とも 1968 - 1970 年に一代目のヒノキの人工林が皆伐され、その後二代目のヒノキが植栽された。ヒノキ林は 1997 年において約 30 年生で、枝打ちおよび間伐が遅れた状態にあり、林内は暗く林床植生がほとんど認められなかった。一方、広葉樹林は不成熟造林地化し広葉樹が優占するようになった林分である。

ヒノキ林では傾斜が 30° 未満の部分が大半を占め、ヒノキの落葉落枝により構成される厚さ約 1 cm の A<sub>0</sub> 層は、ほぼ年間を通じて地表を覆っていた。斜面下部の傾斜が 30 ° を越える部分では、一部鉾質土壌が露出した地表がモザイク状に存在した。この部分では、夏期の多

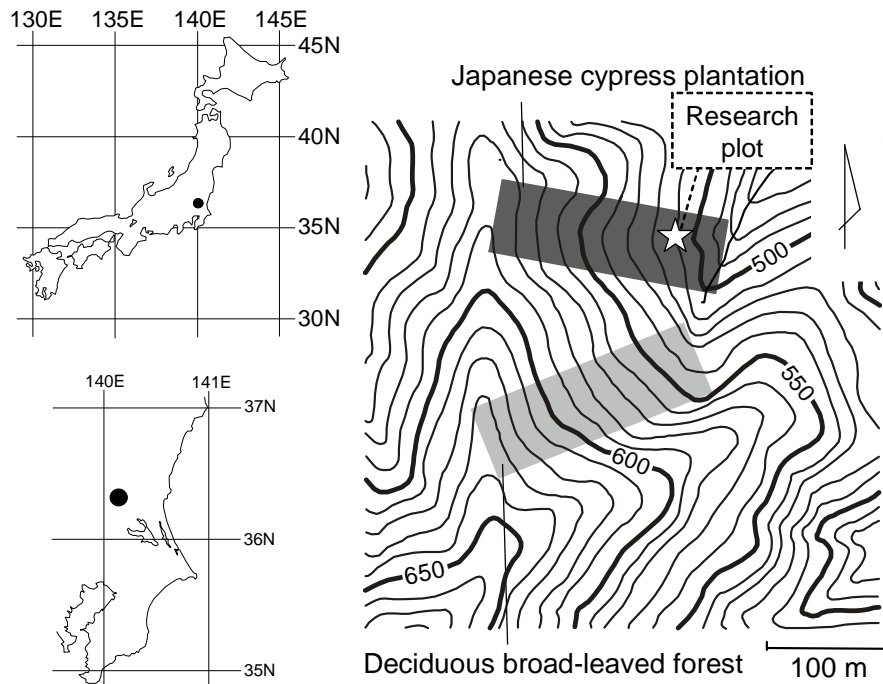


図 2.3: 加波山試験地の位置と地形

Location and topography of Kaba-san experimental site

量の降雨後には雨滴侵食を示す土柱が観察された。これよりさらに下方の河道から水平距離 10 m 以内の部分にはスギが植栽されており、厚さ 2 cm を越える  $A_0$  層は主にスギの落葉により構成されていた。尾根部では、コナラなどの落葉広葉樹とアカマツ (*Pinus densiflora*) の落葉が  $A_0$  層を構成していた。この部分では、 $A_0$  層の厚さは 2-6 cm であった。広葉樹林にはヤマザクラ (*Prunus Sargentii* subsp. *Jamasakura*)、エゴノキ (*Styrax japonica*)、アカシデ (*Carpinus laxiflora*)、アオハダ (*Ilex macropoda*)、リョウブ (*Clethra barbinervis*) 等の落葉広葉樹の高木が存在し、これらの落葉により構成される  $A_0$  層が 0.5 - 2.5 cm の厚さで分布していた。斜面上部および斜面下部には林床植生としてササ類が広く分布し、 $A_0$  層は 1 cm 以上であった。斜面中部では林床植生としてササ類に代わりシダ類およびアジサイ類が分布し、 $A_0$  層は 1 cm 未満であることが多く、鉾質土壌が露出している部分も認められた。また、広葉樹林にはヒノキの残存木が点在しており、特に斜面下部にその数が多く  $A_0$  層にヒノキの落葉が含まれていた。冬季には、 $A_0$  層が薄い部分で鉾質土壌の最表面が 1 cm 程度凍結することがあった。尾根部ではヒノキ林と同様にコナラなどの落葉広



葉樹とアカマツの落葉が  $A_0$  層を構成していた。

なお、ヒノキ林、広葉樹林ともに尾根部では  $A_0$  層下部および鉱質土壌の最表層に菌糸束が観察されたが、尾根部以外の場所では、肉眼で観察できる菌糸の存在は認められなかった。

加波山調査プロットにおける土壌の特徴は以下の通りであった。土性は全層位において埴質壤土 (CL) であった。傾斜は約  $30^\circ$  であった。また、調査プロット付近では、土研式簡易貫入試験器による  $N_c$  値  $< 5$  の土層が、210 cm - 360 cm の厚さで存在していた。A 層の最上部には膨軟な団粒構造が発達しており、A 層下部から B 層上部には弱い塊状構造が認められた。A<sub>1</sub> 層から B<sub>2</sub> 層にかけてヒノキの根が分布し、特に、地表直下から深度 10 cm までの間に中根および細根が多かった。A<sub>0</sub> 層は、ほぼヒノキの落葉落枝のみから構成され、その厚さは平均で約 1.5 cm であった。

#### 2.2.4 常陸太田試験地

茨城県常陸太田市内に位置する森林総合研究所常陸太田理水試験地 (図 2.4) (以下、「常陸太田試験地」と呼ぶ) では、第 6 章に記述する撥水性が関与する毛管現象に関する実験に用いた非攪乱円筒試料を採取した。

採取地は源頭部小流域の尾根部である。付近では、コナラやリョウブなどの広葉樹が優占しており、植栽されたヒノキも散在していた。土壌は結晶片岩を母材とした適潤性褐色森林土偏乾亜型 ( $B_{D(d)}$ ) で、試料採取層の A 層は約 10 cm と薄かった。土性は埴質壤土、構造は塊状構造、団粒状構造および弱い堅果状構造が混在していた。また、A<sub>0</sub> 層と A 層の境界、A 層内部に菌糸が散在していた。採取地点付近の水分環境は、小林ら (1994) のマトリックポテンシャルの観測結果によれば、乾燥状態にあることが多かった。

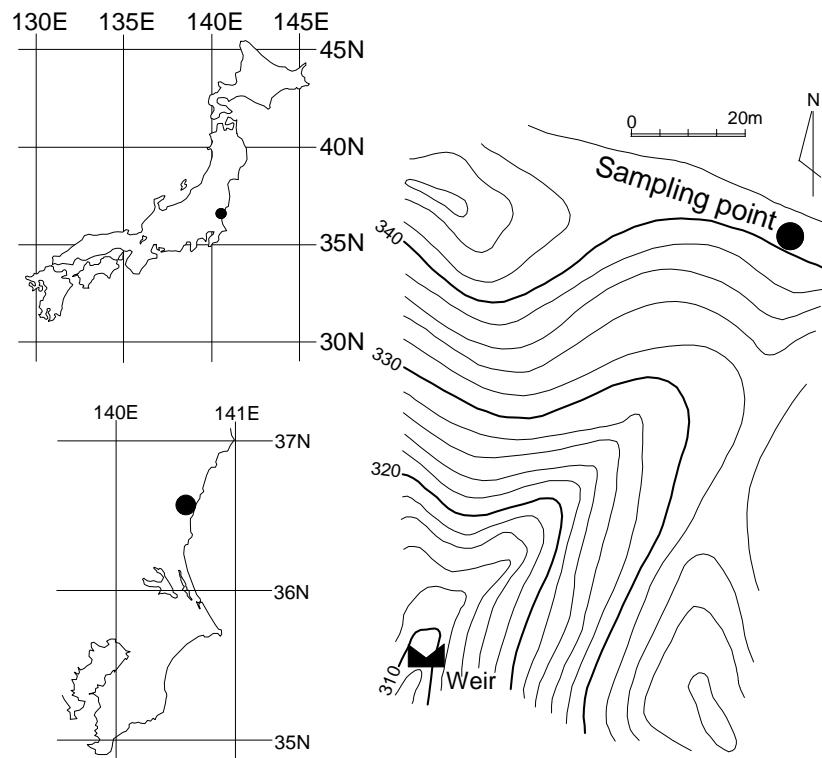


図 2.4: 常陸太田試験地の位置と地形

Location and topography of Hitach ohta experimental site

## 第3章 林地における土壌の撥水性発現の実態

### 3.1 はじめに

撥水性の強さには地上の植生が影響し、いくつかの地域に見られるユーカリ人工林のように、単一樹種の植栽が土壌に強い撥水性をもたらすことがある (Doerr *et al.*, 1998)。日本の人工林のほとんどは針葉樹の一斉林である。仮に代表的な造林樹種が影響下の土壌に顕著な撥水性をもたらしているとすれば、その樹種が植栽されている人工林の斜面全体で、植栽前とは異なる水移動が生じる可能性がある。そのため、樹種が撥水性に及ぼす影響を明らかにすることは、人工林の土壌特性を良好な状態に維持する森林管理上、重要であると考えられる。しかし、日本の人工林に用いられる樹種が土壌の撥水性に及ぼす影響を調べた例はない。

また、林地の斜面や流域のスケールの水移動現象への撥水性の影響を考える上で、同スケールにおける撥水性土壌の空間分布を明らかにすることが必要である。なぜなら、撥水性土壌の分布が狭い範囲に限定される場合は、水移動への影響も狭い範囲に留まるが、広範囲に分布する場合は斜面または流域全体の水移動に影響が及ぶ可能性があると考えられるからである。このことに関する研究事例には、オーストラリアの小流域内に設定したトランセクト上で撥水性強度の分布を調べた Crockford *et al.* (1991) の研究があるが、斜面における撥水性の面的な分布を明らかにするには至っていない。また、この事例は、可能蒸発量が年降水量を上回る乾燥地域の事例である。湿潤地域に属する日本国内では、これまで、土壌の撥水性は限られた場所に現れる特殊な性質と見なされる事が多く、既存の研究のほとんどは尾根部に分布の限られた乾性土壌に関してのものである (大政・真下, 1957; 吉岡, 1981; 吉岡, 1987)。一方、伐採後のヒノキ林で、尾根部以外の場所に撥水性が現れたことを報告している例もあり (荒木ら, 1987)、撥水性土壌は従来の認識より広い範囲に分布していることも予想される。

本章では、千代田試験地の平地に存在する複数の樹木植栽地の土壌について撥水性の強

度を比較し、樹種が土壌の撥水性に及ぼす影響を明らかにする。また、鹿北試験地のスギ・ヒノキ林小流域、加波山試験地のヒノキ林とこれに隣接する落葉広葉樹林の斜面において、表層土壌を多点採取し、林地における撥水性の空間分布を明らかにするとともに、現地での撥水性の強度に影響する要因を明らかにする。

なお、本章で示す加波山試験地のヒノキ林およびこれに隣接する落葉広葉樹林の結果は、(小林ら, 2006) の測定および分析に基づいている。

## 3.2 撥水性定量指標

### 3.2.1 土壌の撥水性の各種定量手法

固体の濡れ性の最も一般的な指標は、固液界面と気液界面のなす角として定義される「接触角」である(小野, 1998)。親水性の表面では接触角は $90^\circ$ 以下になり(図 3.1a)、完全に水に濡れる表面では接触角は $0^\circ$ となる。疎水性の表面の接触角は $90^\circ$ 以上になる(図 3.1b)。しかし、土壌は粉体であるため、平坦な表面の測定に用いられる接触角を直接測定することはできない。そのため、これに代わるものとして、以下に挙げるような指標が用いられてきた。表 3.1 に、撥水性定量手法の特徴をまとめた。

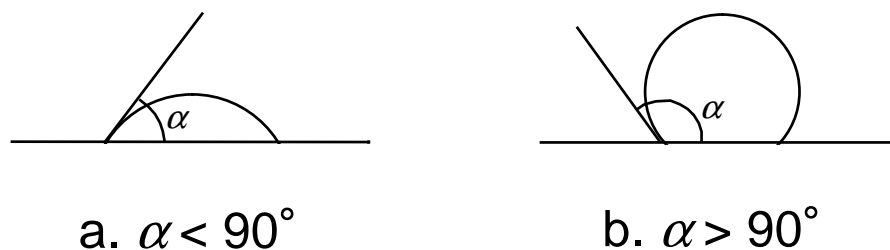


図 3.1: 親水性表面 (a) と疎水性表面 (b) における水の接触角  
Contact angles for water on hydrophilic surface (a) and hydrophobic surface (b)

#### 3.2.1.1 水滴浸入時間 (WDPT)

WDPT(Water Drop Penetration Time) は、土壌試料に静置した水滴が試料内に浸入するのに要する時間として定義される(Letey, 1969; Dekker and Jungerius, 1990)。この指標は、特別な装置を必要としない最も単純な指標であることから広く用いられている。測定

値は土壌の単粒または団粒の大きさの影響を受けるため、複数の試料の撥水性強度を比較する際には、ふるいがけして粒径を揃える必要がある。また、水をはじくほどでない濡れ性の低下は検出できない。

#### 3.2.1.2 エタノール濃度 (EP)

土壌試料に滴下したエタノール水溶液が一定時間で浸入するときのエタノール濃度 (体積濃度) として定義される (Watson and Letey, 1970)。濃度を変化させて異なる表面張力に調製したエタノール水溶液の系列を用意し、一定の時間 (例えば 5 秒) で土壌試料に浸入する濃度を探し、その濃度 EP で撥水性の強さを表す。同じエタノール濃度を用いる指標に MED (Morality of Ethanol Droplet) (King, 1981) があり、モル濃度を用いる。この指標は、比較的簡単に多数の試料を迅速に測定できるため、広く用いられている。この方法も、測定値は土壌の単粒または団粒の大きさの影響を受ける。水をはじくほどでない濡れ性の低下は検出できない。さらに  $WDPT < 5$  秒の弱い撥水性については、強度の違いを表すことができない。

#### 3.2.1.3 90° 表面張力 (NDST)

NDST (Ninety degree surface tension) は、エタノール溶液が土壌試料に 5 秒で浸入するときの接触角は 90° であると仮定し、表面張力と接触角に関するヤングの式から溶液の表面張力 ( $N\ m^{-1}$ ) を求め、これを撥水性強度の指標とする (Watson and Letey, 1970)。測定値は土壌の単粒または団粒の大きさの影響を受ける。

#### 3.2.1.4 毛管上昇法による見かけの接触角

土壌試料を詰めた透明パイプの下端を水中に入れ、浸潤前線の上昇速度を測定することにより、見かけの接触角を算出する。土壌を高温で熱して撥水性を除去した状態での測定、または土壌を完全に濡らすと考えられるエタノールを用いた測定を行い、平均の孔隙半径を求め、水の毛管上昇速度から計算される前進毛管力と孔隙半径の関係からみかけの接触角を算出する (Letey *et al.*, 1962; Emerson and Bond, 1963; Nakaya, 1977)。撥水性を示す試料の場合には、自発的な水の毛管上昇は起こらないため、パイプの下端から水を圧入する。理論上は土壌の単粒または団粒の大きさの影響を受けない。

### 3.2.1.5 Sessile Drop 法による見かけの接触角

両面テープに土壌試料を隙間なく貼り付け、その上に置いた水滴が平均的な固相表面となす角を測定する (Bachmann *et al.*, 2000)。粒径の小さい単粒の土壌には適用可能であるが、構造が発達した土壌には適用が難しい。

### 3.2.2 潜在的な撥水性と実際の撥水性

土壌の撥水性は水分状態により変化し、乾燥すると現れ、長時間水と接触すると低下または消失することが知られている (DeBano, 1971)。そのため、土壌の撥水性について述べる際には、それが現地の水分状態で実際に発現している撥水性であるか、一定のレベルまで乾燥させたときに発現し得る撥水性であるかを区別する必要がある。Dekker and Ritsema (1994) は、前者を「実際の撥水性」(actual water repellency)、後者を「潜在的な撥水性」(potential water repellency) と呼んだ。潜在的な撥水性の測定では、試料を同一の乾燥状態に揃えて測定する必要がある。最も簡易に調整可能な水分状態は風乾であるため、試料を風乾状態に統一して撥水性強度を測定し、これを潜在的な撥水性とすることが多い。ただし、土壌の撥水性は風乾状態より湿潤な状態で最も強くなることもあり (Nakaya, 1982; De Jonge *et al.*, 1999)、風乾状態における撥水性として定義される潜在的な撥水性は、必ずしもその土壌の最も強い撥水性を意味しない。

### 3.2.3 本研究で用いる土壌の撥水性の定量指標

本研究では、一度に多数の試料の測定が可能であること、複雑な装置や計算上の仮定を用いないことの条件を満たす方法として、水滴浸入時間 (WDPT) およびエタノール濃度 (EP) を撥水性強度の指標として用いた。

WDPT の測定では、シャーレ内に平らに詰めた土壌試料に 0.5 mL の水滴を 1 試料につき 3 滴、静かに滴下し、3 つの水滴が試料内に浸入するまでの時間を測定し、平均値をその試料の WDPT の値とした。EP の測定では、シャーレに平らに詰めた土壌試料に約 0.02 mL のエタノール水溶液を静かに滴下し、これが 5 秒で浸入するときの濃度を探し、その濃度を試料の EP の値とした。濃度 0 % の水溶液が 5 秒以内に浸入してしまう場合には、便宜的に EP を 0 とした。エタノール濃度は、0、1、2、3、4、5、6、7、8、9、10、11、12、13、14、15、16、18、20、22、24、27、30、35、40、45、50 %(vol/vol) を設定した。

本研究では、生土状態で測定した WDPT(以下、WDPT(f)) および EP(以下、EP(f)) を試料採取時の水分状態で発現している「実際の撥水性」の指標として用いた。また、風乾状態で測定した WDPT(以下、WDPT(d)) および EP(以下、EP(d)) を「潜在的な撥水性」の指標とした。

表 3.1: 種々の撥水性強度定量法  
Methods for quantifying the degree of water repellency

測定法	指標値	仮定	長所	短所
WDPT法	WDPT	なし	極めて簡便	撥水性が強いと長時間を要する、弱い撥水性の測定不可
エタノール水溶液法	EP:エタノール濃度 (体積濃度)	なし	簡便、迅速	弱い撥水性の測定不可
	MED:エタノール濃度 (モル濃度)	なし	簡便、迅速	弱い撥水性の測定不可
90° 表面張力法	表面張力	エタノール水溶液が土壌試料に5秒で浸入する時の接触角は90°	簡便、迅速	仮定の妥当性低い
毛管上昇法	見かけの接触角	土壌は単一径の毛管の集合体 浸潤前線通過後の含水率は一定	弱い撥水性も測定可	装置がやや複雑
Sessile drop法	見かけの接触角	なし	弱い撥水性も測定可	装置がやや複雑 構造を有する土壌には適用不可



### 3.3 千代田試験地の平地に植栽された異なる樹種の影響下にある土壤の撥水性

#### 3.3.1 研究方法

千代田試験地の各樹木植栽地内において、30 cm×30 cm の領域から、 $A_0$  層直下の深度 0 - 4cm の鉋質土壤を攪乱状態で採取した。すべての植栽地において 2004 年 6 月と 2005 年 6 月にそれぞれ 5 試料ずつ採取し、試料の繰返し数は 10 とした。採取した土壤は、根をできるだけ分離・除去し、ビニール袋に入れて実験室に持ち帰った。採取から 24 時間以内に生土の状態で網目間隔 2 mm のふるいにかけて、通過分を約 3 週間室内で乾燥して風乾状態にして保存した。

これら試料の潜在的な撥水性の強度を、WDPT(d) および EP(d) を指標として測定した。撥水性強度に及ぼす樹種の影響を明らかにするため、樹種を要因とする一元配置の分散分析および Tukey-Kramer 法による群間の多重比較を行った。統計検定では、 $p > 0.05$  を有意とした。

すべての試料の全炭素含有率（以下、TC）を乾式燃焼法（NC アナライザ：スミグラフ NC-22F）で測定した。

#### 3.3.2 結果

潜在的な撥水性は、すべての樹木植栽地の土壤に認められた。ただし、WDPT(d) と EP(d) の値は植栽地ごとに大きく異なった（図 3.2、図 3.3）。分散分析の結果、WDPT(d) と EP(d) のいずれを指標とした場合でも、各植栽地の撥水性強度の間には有意な違いが認められた（ $p > 0.001$ ）。EP(d) および  $\log$  WDPT(d) の平均値が最も大きかったのは、林床植生のないヒノキ植栽地 DH であった。Tukey-Kramer 法による多重比較において、DH の EP(d) および  $\log$  WDPT(d) は、DS を除くすべての樹木植栽地より有意に大きかった（ $p < 0.05$ ）。一方、EP(d) および  $\log$  WDPT(d) の平均値が最も小さかったのは、落葉広葉樹の植栽地 KK であった。KK の EP(d) は、KJ を除くすべての植栽地より有意に小さかった（ $p < 0.05$ ）。また、KK の  $\log$  WDPT(d) は、DH および DS より有意に小さかった（ $p < 0.05$ ）。

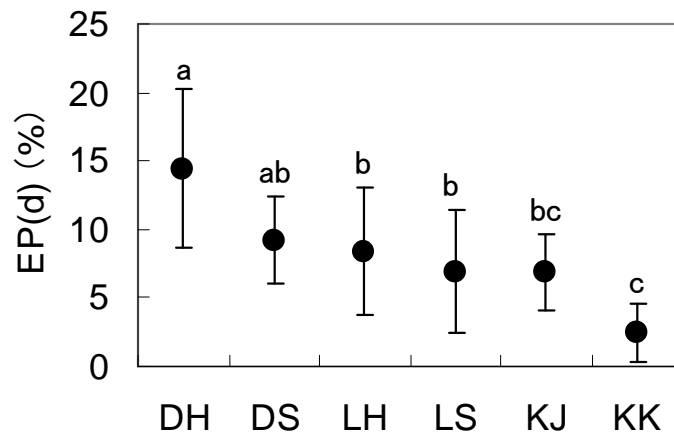


図 3.2: 千代田試験地の樹木植栽地の土壌の潜在的な撥水性 (EP(d) による表現)  
同一のアルファベットの組み合わせは、Tukey-Kramer 法による多重比較検定で有意差なしと検定されたことを示す

Potential water repellency of the soils in tree planted area of Chiyoda experimental site (Represented by EP (d)). Shared alphabet letters indicate no significant difference ( $p > 0.05$ ) using Tukey-Kramer test.

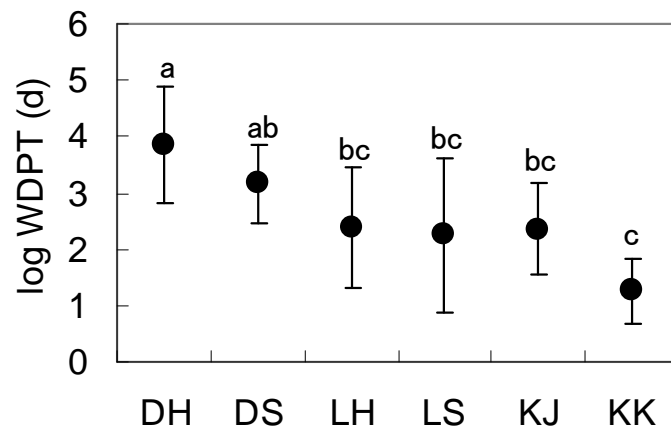


図 3.3: 千代田試験地の樹木植栽地の土壌の潜在的な撥水性 (WDPT(d) による表現)  
同一のアルファベットの組み合わせは、Tukey-Kramer 法による多重比較検定で有意差なしと検定されたことを示す

Potential water repellency of the soils in tree planted area of Chiyoda experimental site (Represented by WDPT(d)). Shared alphabet letters indicate no significant difference ( $p > 0.05$ ) using Tukey-Kramer test.

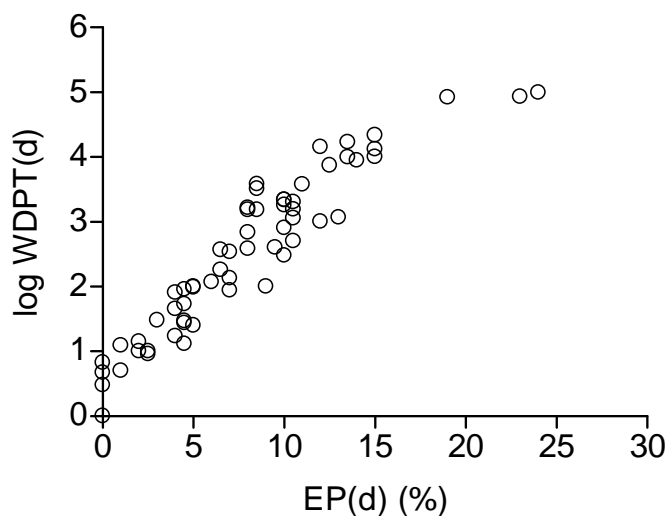


図 3.4: 千代田試験地の土壌試料の EP(d) と WDPT(d) の関係

Relationship between EP(d) and WDPT(d) for soil samples of Chiyoda experimental site

EP(d) と WDPT(d) の関係に着目すると (図 3.4)、ばらつきはあるものの、EP(d) が大きければ WDPT(d) も大きいという単純な関係が認められた。

図 3.5 に TC と EP(d) の関係、図 3.6 に TC と log WDPT(d) の関係を示した。DH および DS では、TC が他の植栽地と比較して高かった。潜在的な撥水性は、EP(d) と log WDPT(d) のいずれを指標に用いた場合でも、TC が高い試料ほど強い傾向が認められた。しかし、同じ TC に対する EP(d) または WDPT(d) の値は植栽地ごとに大きく異なり、2 つのヒノキ植栽地 DH と LH で特に大きく、クヌギ・コナラ植栽地 KK で特に小さかった。2 つのスギ植栽地 DS と LS、およびコジイ植栽地 KJ は、これらの中間に位置付けられた。

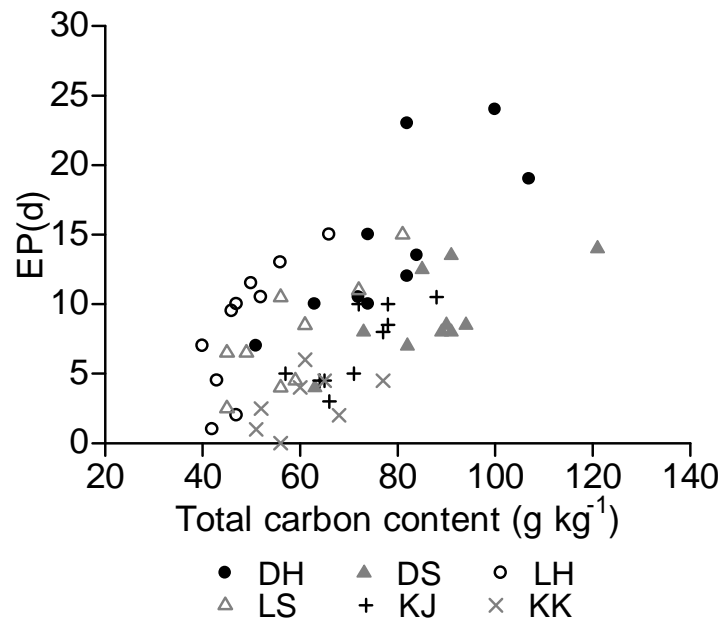


図 3.5: 千代田試験地の土壌試料の TC と EP(d) の関係

Relationship between TC and EP(d) for soil samples of Chiyoda experimental site

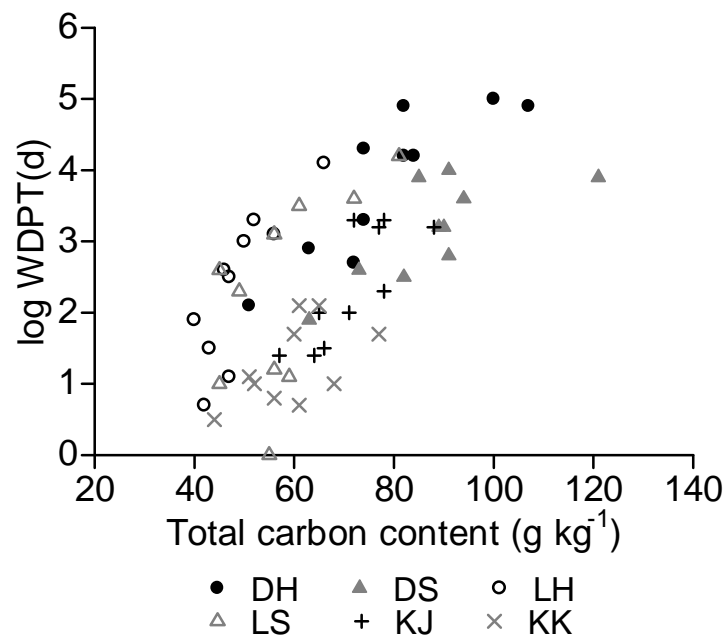


図 3.6: 千代田試験地の土壌試料の TC と WDPT(d) の関係

Relationship between TC and WDPT(d) for soil samples of Chiyoda experimental site

### 3.4 鹿北試験地のスギ・ヒノキ林小流域における土壌の撥水性

#### 3.4.1 研究方法

鹿北試験地のスギ・ヒノキ林小流域内の 54 地点から、土壌が乾燥している夏期の 2002 年 8 月 9 日に、鉍質土壌最表層の土壌を採取した。各地点において、30 cm × 30 cm の領域の  $A_0$  層を除去し、直下の鉍質土壌（深度 0 - 5 cm）を攪乱状態で採取した。採取土壌からレキや根をできるだけ分離・除去し、細土をビニール袋に入れ、密封した状態で実験室に持ち帰った。鉍質土壌の採取に先立ち、ADR 式水分計 Delta-T Devices 製、Thetaprobe ML2x) を用いて鉍質土壌の体積含水率を測定した。 $A_0$  層を除去した状態の地表に水分計のプロープ（長さ 6 cm）を垂直に挿入して測定した。水分計は、事前に鹿北調査プロット近傍の土壌を用いてキャリブレーションした。含水率の測定は 3 回繰り返し、平均値をその地点の含水率とした。

実験室に持ち帰った土壌試料の一部を生土状態で網目間隔 2 mm のふるいにかけて、通過分を対象に  $EP(f)$  を指標として撥水性強度を測定した。ここまでの測定は、試料の採取から 24 時間以内に行った。残りの試料は、風乾状態まで乾燥させた後に網目間隔 2 mm のふるいにかけて、通過分を対象に  $EP(d)$  を測定した。

#### 3.4.2 結果

##### 3.4.2.1 実際の撥水性の空間分布

下部谷壁斜面の大部分では、 $EP(f)$  が 20 - 30 の強い実際の撥水性が発現していた（図 3.7）。また、これより比高が高く傾斜が緩い上部谷壁斜面、谷頭凹地、頂部斜面、頂部平坦面では、 $EP(f)$  が 30 に達するさらに強い実際の撥水性が発現していた。小流域全体では、8 割を超える地点で実際の撥水性が発現していた。土壌が水を即座に吸収し（ $EP(f)=0$ ）、撥水性を示さなかったのは、谷底面および隣接する右岸側の下部谷壁斜面の一部に限られた。これらの部分では、地表のリター層が薄く、鉍質土壌の露出が認められ、雨滴による侵食を示す土柱が観察された。

採取時の含水率と実際の撥水性の関係に着目すると、実際の撥水性は含水率が約  $0.30 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  以下の試料に認められた（図 3.8）。

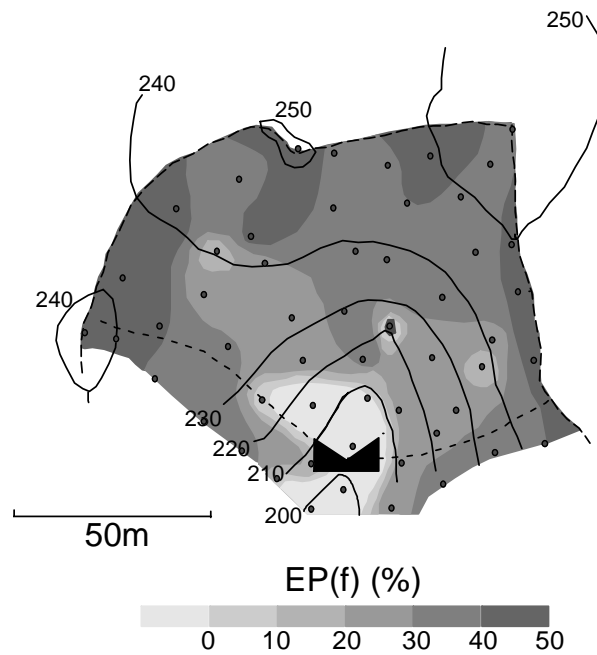


図 3.7: 鹿北試験地のスギ・ヒノキ林小流域における表層土壌の実際の撥水性の空間分布  
Spatial distribution of actual water repellency of the surface soil in the headwater catchment of Kahoku experimental site

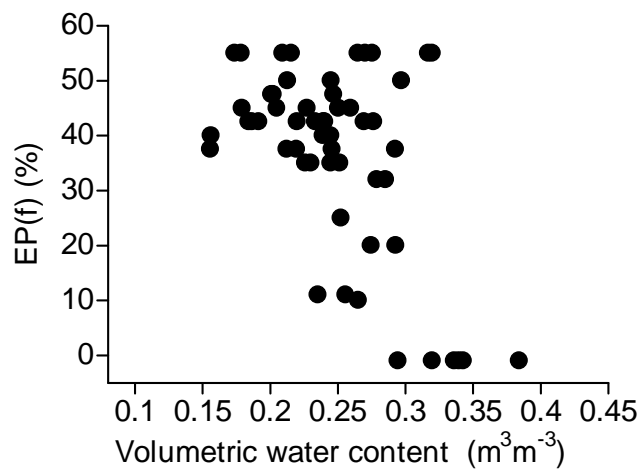


図 3.8: 鹿北試験地の表層土壌の体積含水率と実際の撥水性の関係  
Relationship between volumetric water content and degree of actual water repellency (EP(f)) of the surface soil of Kahoku experimental site

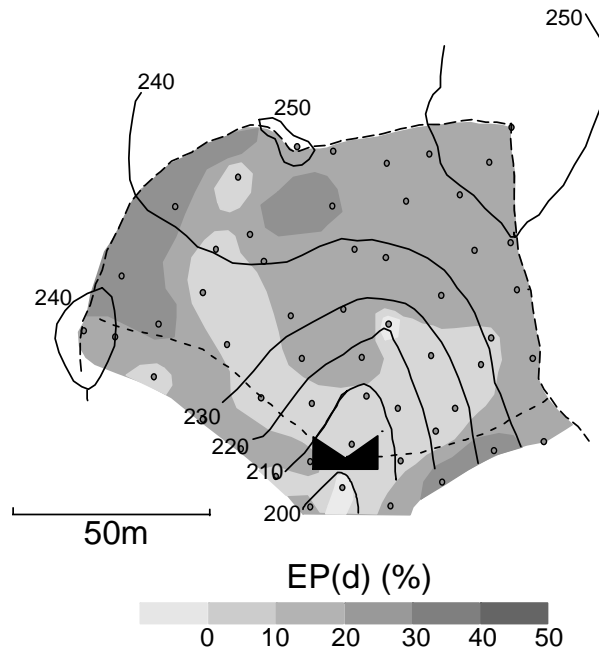


図 3.9: 鹿北試験地のスギ・ヒノキ林小流域における表層土壌の潜在的な撥水性の空間分布  
Spatial distribution of potential water repellency of the surface soil in the headwater catchment of Kahoku experimental site

#### 3.4.2.2 潜在的な撥水性の空間分布

EP(d)>0 の潜在的な撥水性は、54 地点中 52 地点で認められ、小流域内の大部分の土壌は、斜面下部も含めて、乾燥すれば撥水性を発現した (図 3.9)。実際の撥水性が発現していなかった右岸側下部谷壁斜面の急傾斜部分にも潜在的な撥水性は認められた。EP(d) の分布は EP(f) の分布に類似していた。多くの地点で EP(d)<EP(f)、つまり実際の撥水性が風乾状態における撥水性として定義される潜在的な撥水性より強かった。乾燥しても撥水性を現さない土壌が存在したのは、谷底面および局所的な侵食地の 2 地点のみであった。

潜在的な撥水性が特に強かったのは、ヒノキが存在する緩傾斜の上部谷壁斜面や頂部斜面で強く、広葉樹やスギの優占する下部谷壁斜面、谷頭凹地および谷底面では相対的に弱かった。

### 3.5 加波山試験地のヒノキ林および隣接する落葉広葉樹林における土壌の撥水性

#### 3.5.1 研究方法

加波山試験地のヒノキ林において、試験区内に節点間隔 20 m の格子を設定し、各節点 (合計 40 地点) から  $A_0$  層直下の深度 0 - 4 cm の 鈹質土壌を攪乱状態で採取した。試料採取は先行する無降雨期間の影響により土壌が乾燥していた 1996 年 9 月 3 日と、降雪の影響により土壌が湿っていた 1997 年 1 月 7 日の 2 回行った。以下、本章ではヒノキ林における 1 回目の試料採取時を「乾燥時」、2 回目の試料採取時を「湿潤時」と呼ぶ。攪乱試料と同時に  $400\text{ cm}^3$  採土円筒を用いて同深度から非攪乱試料を採取し、体積含水率を測定した。攪乱試料は生土の状態で網目間隔 1 mm のふるいにかけ、その通過分を測定対象とした。隣接する広葉樹林でも、土壌が比較的湿潤な 1998 年 3 月にのみ同様の試料採取を行った (試料数 39)。採取した試料はヒノキ林の試料と同じ方法で調整した。ヒノキ林と広葉樹林で採取したすべての土壌試料について、WDPT(f) を指標として実際の撥水性の強度を測定した。また、WDPT(d) および EP(d) を指標として潜在的な撥水性の強度を測定した。WDPT(f) の測定は 3 時間で打ち切り、この時点で水滴が浸入しない試料の WDPT(f) は一律 3 時間とした。また、WDPT(d) の測定は 24 時間で打ち切り、この時点で浸入しない試料の WDPT(d) は一律 24 時間とした。全試料の全炭素含有率 (以下 TC) を乾式燃焼法 (CN コーダー : ヤナコ社 MT-600) で測定した。

ヒノキ林と広葉樹林の全炭素含有率、WDPT、EP などの測定データの大小を比較する際には、Mann-Whitney の  $U$  検定で有意性を検定した。また、2 変数間の相関係数の有意性の検定は、Pearson の積率相関係数の有意性検定で行った。その他の統計検定については該当箇所に記した。また、 $p$  値については、その値が 0.001 以上の場合は値をそのまま示し、0.001 未満の場合には一律  $p < 0.001$  と記述した。すべての統計検定において、 $p < 0.05$  を有意とした。

#### 3.5.2 結果

##### 3.5.2.1 全炭素含有率の分布

図 3.10 に、ヒノキ林および広葉樹林における TC の分布を示した。ヒノキ林では、乾燥時と湿潤時の TC に有意な違いは認められなかった ( $p = 0.79$ )。  $180\text{ g kg}^{-1}$  以上の高い TC



を示す地点が斜面上部に数点存在した。また、斜面中部から下部にかけて TC が周囲より高い部分が帯状に存在した。広葉樹林では、斜面下部で TC が高かった。ヒノキ林では  $220 \text{ g kg}^{-1}$  を越える地点があったが、ヒノキ林 (乾燥時と湿潤時) と広葉樹林の TC には有意な違いは認められなかった ( $p = 0.54$ )。

### 3.5.2.2 実際の撥水性の空間分布

図 3.11 に、ヒノキ林および広葉樹林における試料採取時の体積含水率の分布を示した。乾燥時の平均含水率は  $0.30 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であった。尾根に近い斜面上部に含水率の低い部分が認められた。また、斜面中部にも周囲より含水率の低い部分が帯状に存在していた。これに対して湿潤時の平均含水率は  $0.39 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  に達していた。広葉樹林における試料採取時は、表層土壌が全体として湿っており、場所による含水率の違いは小さく、平均は  $0.36 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であった。

図 3.12 にヒノキ林および広葉樹林における WDPT(f) の分布を示した。測定した WDPT は、Dekker and Jungerius (1990) に従い、0 - 5 秒、5 - 60 秒、60 - 600 秒、600 秒 - 1 時間に区分し、1 時間以上をさらに 1 - 6 時間、6 時間 - 24 時間、24 時間以上に区分した。ヒノキ林において、乾燥時には、尾根に近い斜面上部に WDPT(f) > 600 秒の強い撥水性を示す部分が帯状に存在した。また、斜面中部の傾斜変換点の上方にも WDPT(f) > 600 秒の部分が帯状に存在し、WDPT(f) が 600 秒を超える地点は全体の 4 割を超えた。さらに全体の約 2 割の地点では WDPT(f) > 1 時間の極めて強い撥水性が現れていた。WDPT(f) < 5 秒で撥水性を示さない地点は、含水率が特に高い河道付近を含む全体の約 2 割に限られ、ヒノキ林では、尾根部に限らず斜面中部を含めた広い範囲に実際の撥水性が現れていた。WDPT(f) の大きい地点の分布は、含水率が低い地点の分布にほぼ一致した。一方、湿潤時には、試験区のほぼ全域で WDPT(f) < 60 秒となり、乾燥時に見られた強い撥水性は著しく弱まっていた。広葉樹林では全地点で WDPT(f) < 5 秒であり、試料採取時の湿潤な水分状態では実際の撥水性が認められなかった。

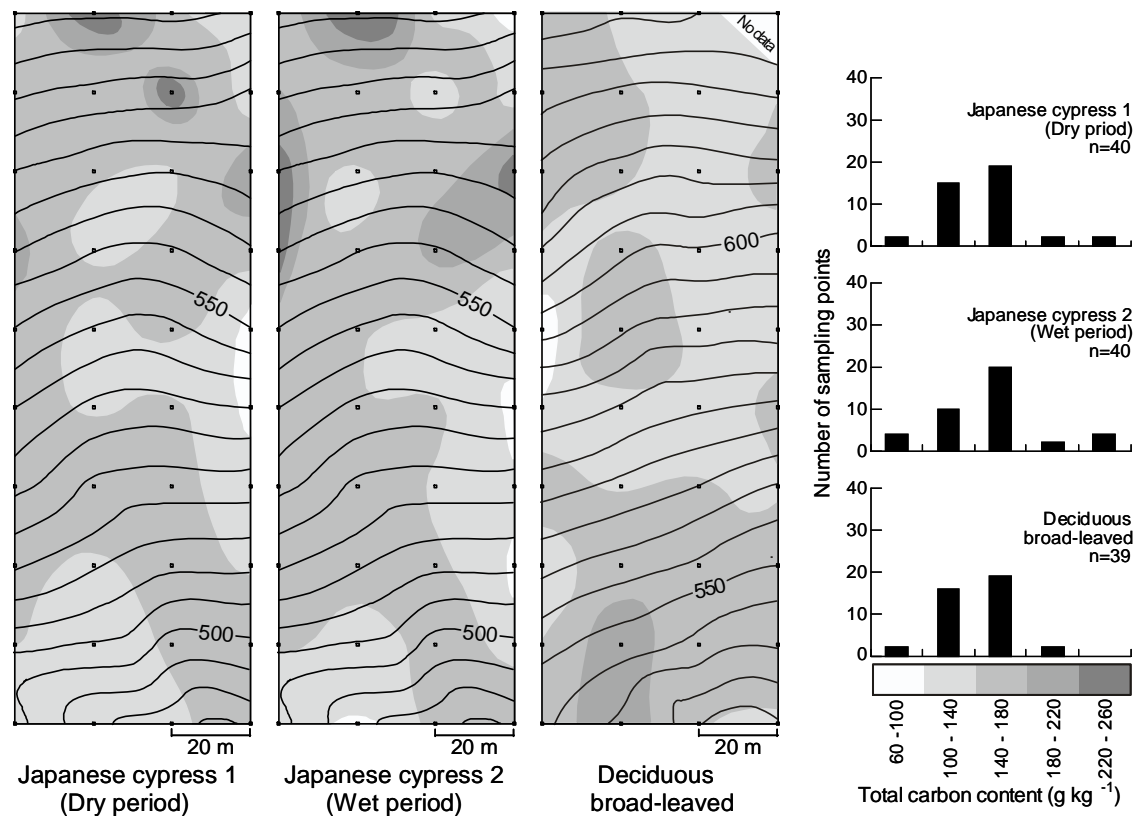


図 3.10: 加波山試験地のヒノキ林および広葉樹林における表層土壌の全炭素含有率の空間分布

Spatial distributions of total carbon content of surface soil in Japanese cypress plantation and deciduous broad-leaved forest in Kaba-san experimental site

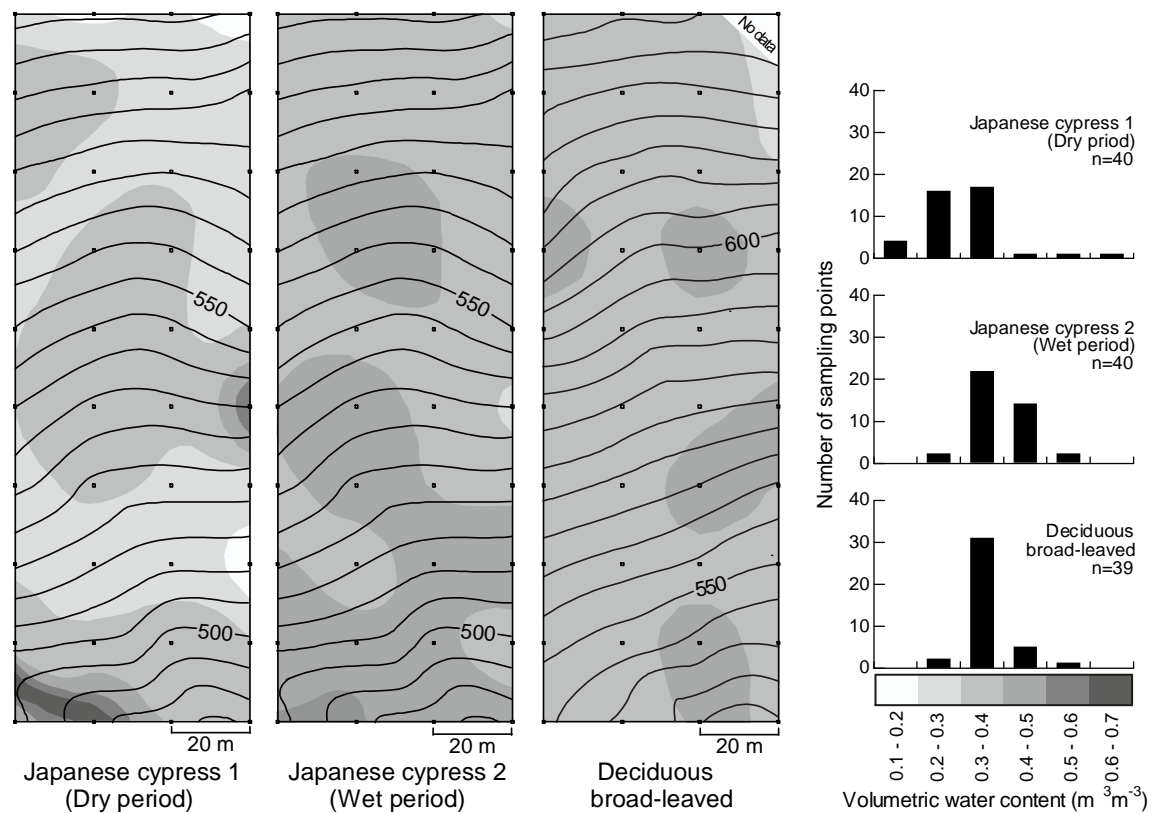


図 3.11: 加波山試験地のヒノキ林および広葉樹林における表層土壌の採取時の体積含水率の空間分布

Spatial distributions of volumetric water content of surface soil at sampling in Japanese cypress plantation and deciduous broad-leaved forest in Kaba-san experimental site

図 3.13 に、体積含水率と  $\log \text{WDPT}(f)$  の関係を示した。両者の間には有意な負の相関があった。相関係数は乾燥時のヒノキ林、湿潤時のヒノキ林、広葉樹林の順に、 $r = -0.68(n = 40, p < 0.001)$ 、 $r = -0.58(n = 40, p < 0.001)$ 、 $r = -0.46(n = 39, p = 0.0031)$  であった。TC と  $\log \text{WDPT}(f)$  については(図 3.14)、ヒノキ林については有意な正の相関が認められたが、相関係数は乾燥時が  $r = 0.41(n = 40, p = 0.0082)$ 、湿潤時が  $r = 0.32(n = 40, p = 0.044)$  であり、いずれも弱い相関であった。広葉樹林については有意な相関は認められなかった ( $p = 0.499$ )。

### 3.5.2.3 潜在的な撥水性の空間分布

図 3.15 に、ヒノキ林および広葉樹林における  $\text{WDPT}(d)$  の分布を示した。ヒノキ林における乾燥時では、約 8 割の地点で  $\text{WDPT}(d) > 1$  時間の極めて強い潜在的な撥水性が認められた。すなわち、乾燥すると撥水性を示す表層土壌はヒノキ林のほぼ全域に分布していた。さらに、 $\text{WDPT}(d) > 24$  時間の地点も約 2 割に及んだ。乾燥時において含水率が低下して強い実際の撥水性が発現していた斜面上部と斜面中部では、特に潜在的な撥水性が強かった。一方、乾燥時でも実際の撥水性が弱かった斜面最下部の河道付近では、潜在的な撥水性が弱かった。潜在的な撥水性が強い地点の分布は EP を指標とした場合でも同様であった(図 3.16)。

隣接する広葉樹林においても  $\text{WDPT}(d)$  は全地点で 5 秒を越え、潜在的な撥水性は斜面全体に分布していた。しかし、 $\text{WDPT}(d) > 1$  時間の地点は 2 割未満であり、 $\text{WDPT}(d) > 600$  秒の地点も 5 割に満たなかった。両林分の比較では、広葉樹林よりヒノキ林(乾燥時と湿潤時)で  $\text{WDPT}(d)$  が大きく ( $p < 0.001$ )、潜在的な撥水性が強かった。EP(d) も広葉樹林よりヒノキ林(乾燥時と湿潤時)で大きかった ( $p < 0.001$ )。

図 3.17 に EP(d) と  $\text{WDPT}(d)$  の関係を示した。ヒノキ林の乾燥時、ヒノキ林の湿潤時、および広葉樹林を個別に見た場合、EP(d) が大きい試料は  $\text{WDPT}(d)$  も大きかった。ただし、これらの関係は同一の直線ないし曲線で近似できず、特にヒノキ林の乾燥時と湿潤時の  $\text{WDPT}(d)$  と EP(d) の関係は大きく異なった。

同じヒノキ林の湿潤時では、 $\text{WDPT}(d) > 1$  時間の地点は全体の 5 割を越えたが、斜面中部および下部では  $\text{WDPT}(d)$  が乾燥時よりやや弱まっていた ( $p = 0.0034$ )。ただし、分布のパターン自体には変化は認められなかった。EP(d) を指標とした場合は、乾燥時と湿潤

時の間に有意な違いは認められなかった ( $p = 0.79$ )。

図 3.18 に TC と  $\log \text{WDPT(d)}$  の関係を、図 3.19 に TC と  $\text{EP(d)}$  の関係を示した。TC と  $\log \text{WDPT(d)}$  の間には、有意な正の相関が認められたが、その相関係数はヒノキ林 (乾燥時と湿潤時) で  $r = 0.52 (n = 80, p < 0.001)$ 、広葉樹林で  $r = 0.62 (n = 39, p < 0.001)$  であった。また、TC と  $\text{EP(d)}$  の間にも有意な正の相関が認められ、相関係数はヒノキ林 (乾燥時と湿潤時) で  $r = 0.77 (n = 80, p < 0.001)$ 、広葉樹林で  $r = 0.68 (n = 39, p < 0.001)$  であった。ヒノキ林については、TC と  $\log \text{WDPT(d)}$  の相関係数が TC と  $\text{EP(d)}$  の場合より小さかった。これは、強い撥水性を示すヒノキ林土壌の  $\text{WDPT(d)}$  の測定値には 24 時間で測定を打ち切り、一律「24 時間」の値を与えたものが多いためと考えられる。

$\text{EP(d)}$  については、強い撥水性も連続して定量できていると考えられるので、 $\text{EP(d)}$  を説明変数、TC を目的変数とする回帰直線を、ヒノキ林 (乾燥時と湿潤時) と広葉樹林のそれぞれについて求め、潜在的な撥水性の TC に対する依存性の違いを検討した。また、回帰直線の傾き (回帰係数の絶対値) は、広葉樹林よりヒノキ林で有意に大きく (回帰係数の差の検定:  $p < 0.001$ )、全炭素含有率ではヒノキ林と広葉樹林の撥水性を統一的に説明できなかった。なお、ヒノキ林と広葉樹林の全試料を対象として直線回帰を行った場合の決定係数は、 $R^2 = 0.53 (n = 119, p < 0.001)$  であった。

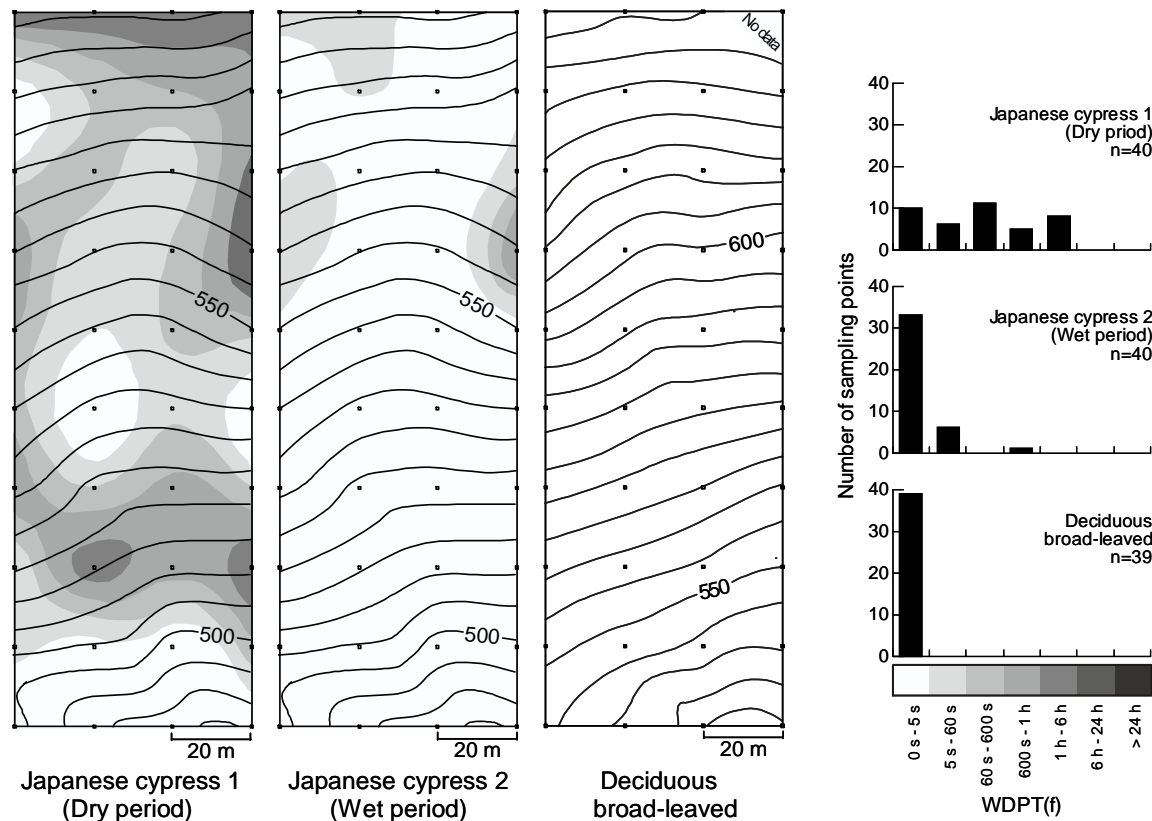


図 3.12: 加波山試験地のヒノキ林および広葉樹林における表層土壌の実際の撥水性の空間分布

Spatial distributions of actual water repellency in Japanese cypress plantation and deciduous broad-leaved forest in Kaba-san experimental site

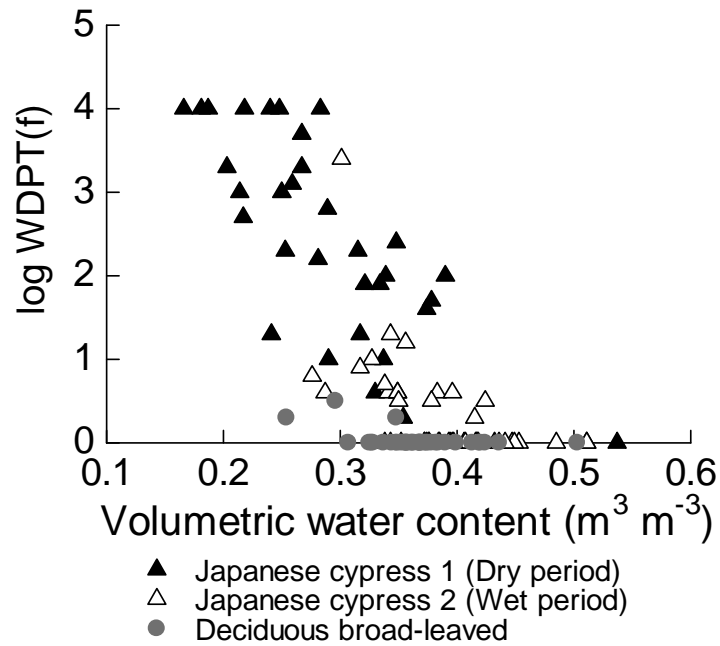


図 3.13: 加波山試験地の土壌試料の体積含水率と実際の撥水性 (WDPT(f)) の関係  
Relationship between volumetric water content and actual water repellency (WDPT(f))  
for soil samples of Kaba-san experimental site

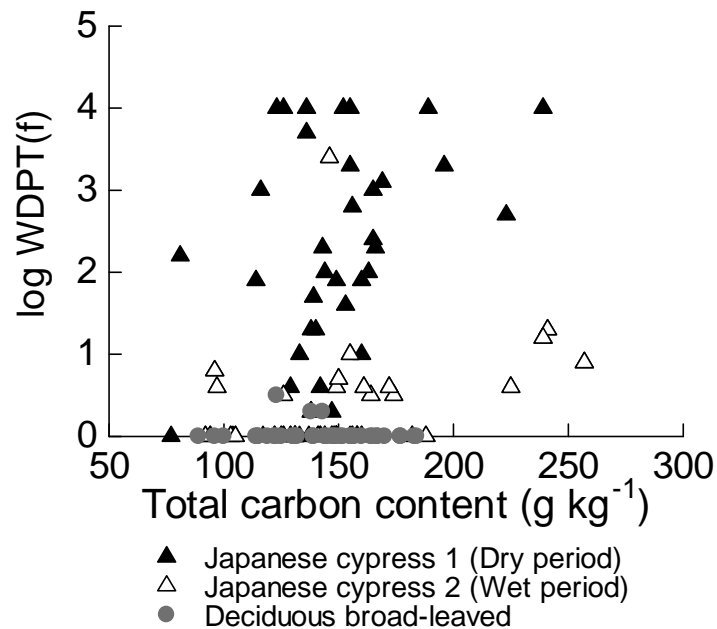


図 3.14: 加波山試験地の土壌試料の全炭素含有率 (TC) と実際の撥水性 (WDPT(f)) の関係  
Relationship between total carbon content and actual water repellency (WDPT(f)) for  
soil samples of Kaba-san experimental site

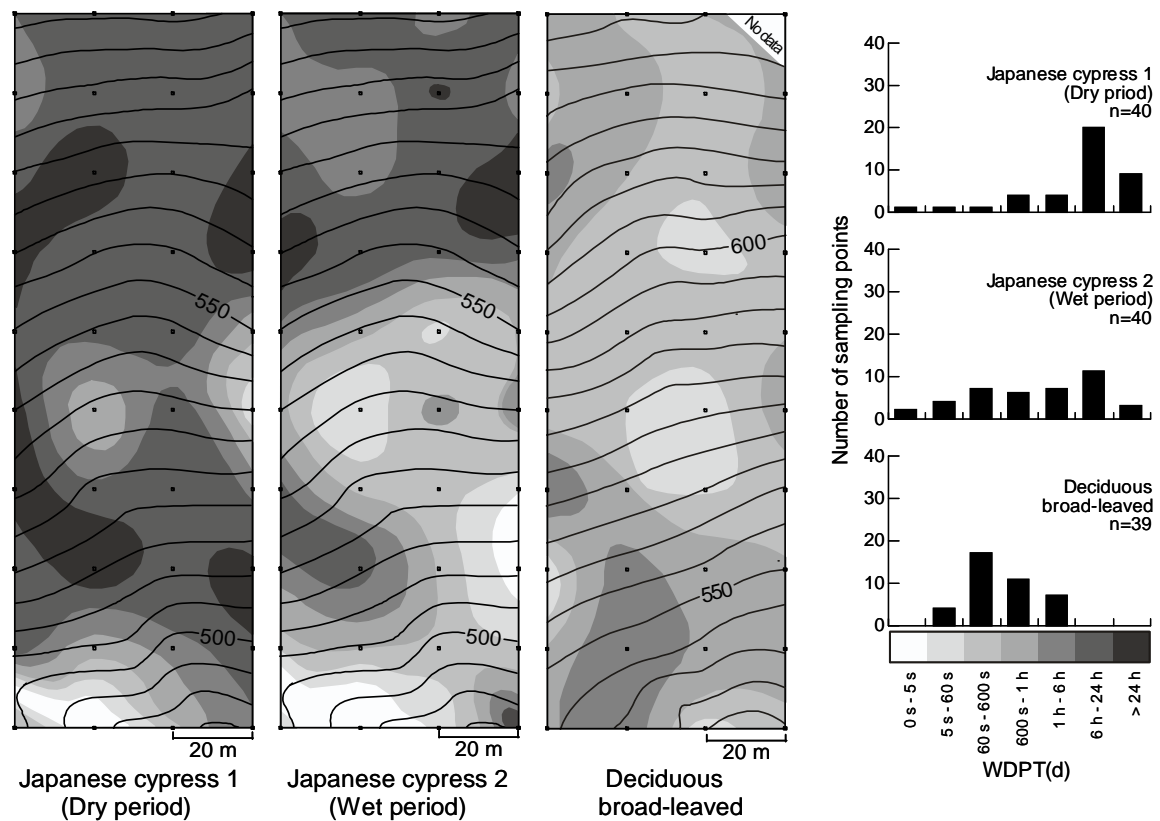


図 3.15: 加波山試験地のヒノキ林および広葉樹林における表層土壌の潜在的な撥水性の空間分布 (WDPT(d) を指標とした場合)

Spatial distributions of potential water repellency in Japanese cypress plantation and deciduous broad-leaved forest in Kaba-san experimental site (Represented by WDPT(d))



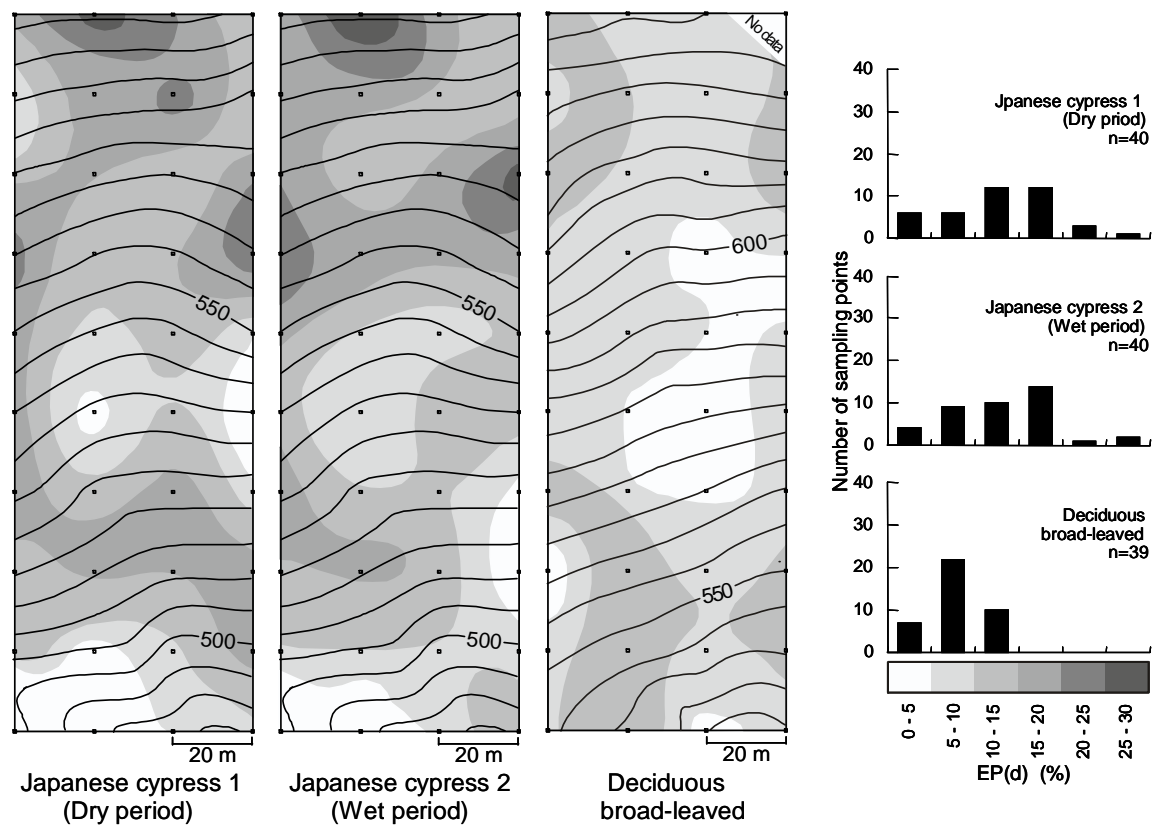


図 3.16: 加波山試験地のヒノキ林および広葉樹林における表層土壌の潜在的な撥水性の空間分布 (EP(d) を指標とした場合)

Spatial distributions of potential water repellency in Japanese cypress plantation and deciduous broad-leaved forest in Kaba-san experimental site (Represented by EP(d))

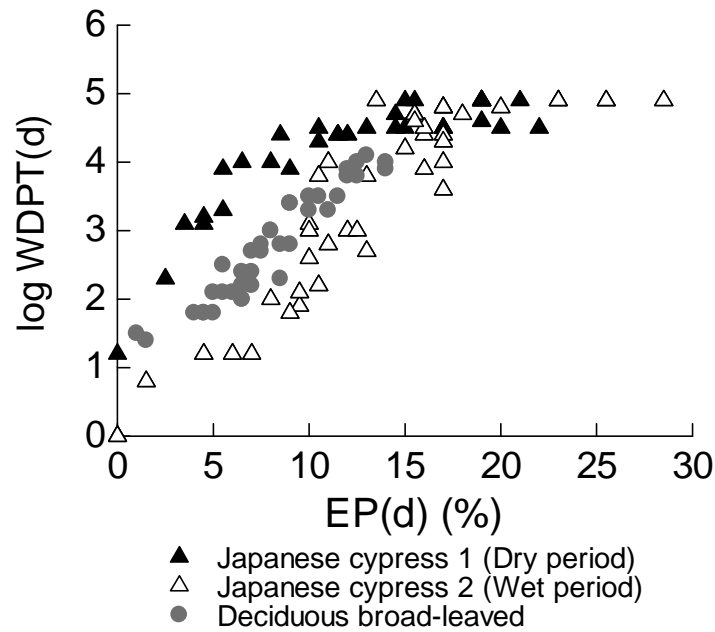


図 3.17: 加波山試験地の土壌試料の EP(d) と log WDPT(d) の関係

Relationship between EP(d) and log WDPT(d) for soil samples of Kaba-san experimental site

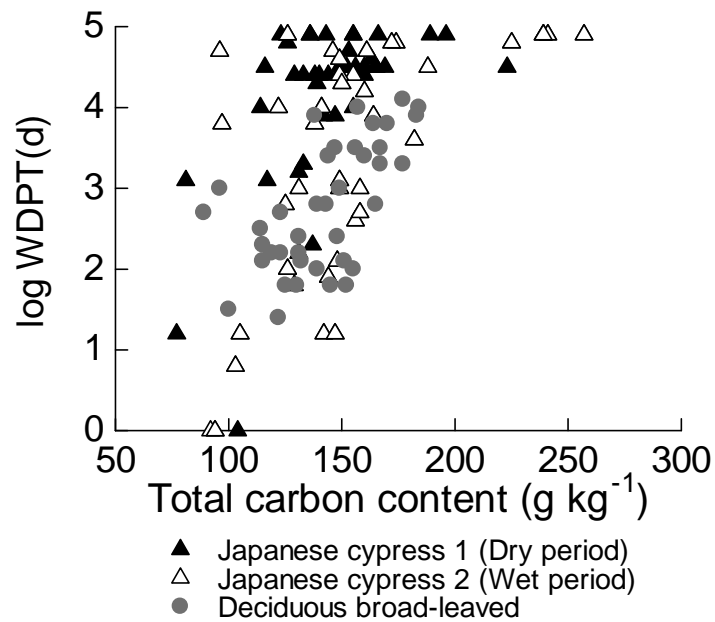


図 3.18: 加波山試験地の土壌試料の全炭素含有率と潜在的な撥水性 (WDPT(d)) の関係

Relationship between total carbon content and potential water repellency (WDPT(d)) for soil samples of Kaba-san experimental site

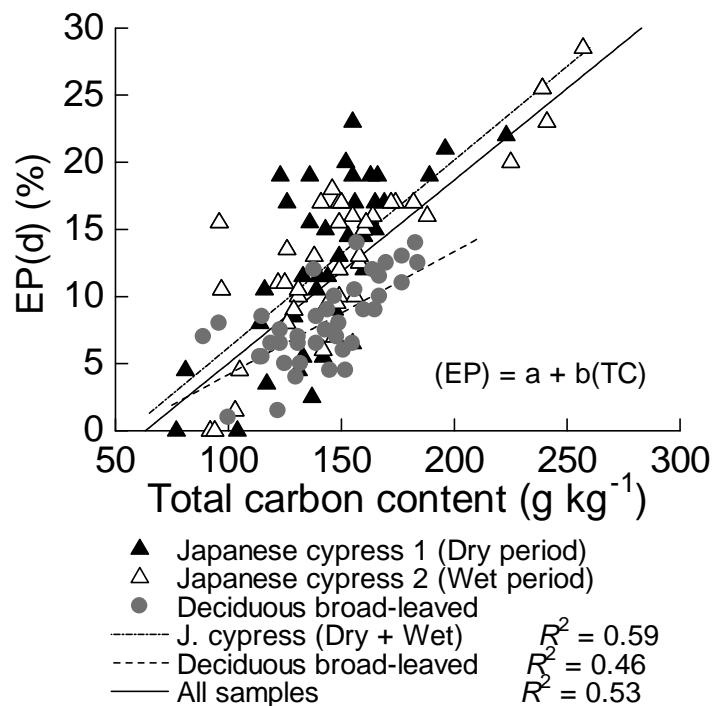


図 3.19: 加波山試験地の土壌試料の全炭素含有率と潜在的な撥水性 (EP(d)) の関係  
Relationship between total carbon content and potential water repellency(EP(d)) for soil samples of Kaba-san experimental site

### 3.6 考察

#### 3.6.1 土壌の撥水性に及ぼす樹種の影響

有機物を含む土壌は、程度の差はあるものの、乾燥すれば撥水性を示すと考えられている (仲谷, 1981)。本研究で対象とした千代田試験地の6つの樹木植栽地の土壌も、すべてが潜在的な撥水性を示した。その中でも、ヒノキ植栽地の潜在的な撥水性が強かった。鹿北試験地のスギ・ヒノキ林小流域では、主に斜面上部のヒノキが存在する部分で潜在的な撥水性が強かった。また、加波山試験地のヒノキ林と広葉樹林の比較でも、ヒノキ林の土壌はより強い潜在的な撥水性を示した。これらの結果は、ヒノキという樹種が、その影響下の土壌に強い撥水性をもたらすことを示している。単一樹種の人工林の土壌に生じる強い撥水性については、世界各地のユーカリ人工林の例が知られている (Doerr *et al.*, 1998; Scott, 2000; Keizer *et al.*, 2005)。関東以西において、土壌がやや乾燥しやすい場所 (例えば、適

潤性褐色森林土偏乾亜型が分布する範囲) はヒノキの適地とされ、ヒノキが植栽されていることが多い。このような場所では、もともと土壌が乾燥しやすい条件にあることに加えて、ヒノキの存在により潜在的な撥水性が強まり、夏期の無降雨時などには強い実際の撥水性が発現すると考えられる。

千代田試験地の例では、同じヒノキ林でも間伐がなされて林床植生が多い LH では、無間伐で林床植生の少ない DH より土壌の潜在的な撥水性が弱かった。林床植生の有無が撥水性強度に影響している可能性も考えられるが、DH と LH では TC の平均が異なり、同じ TC に対する WDPT(d) または EP(d) は LH で大きかったため、林床植生があると撥水性強度が弱まるとは一概には言えない。鹿北試験地の例でも、ヒノキが植栽されている部分にはウラジロを主とする林床植生が存在したが土壌の撥水性が強かった。ヒノキ林の撥水性強度に林床植生が及ぼす影響を明らかにするためには、林床植生の量や種類を考慮してさらに詳しく調べる必要がある。

### 3.6.2 現地における撥水性の強度に影響する要因

#### 3.6.2.1 土壌有機物

次に、潜在的な撥水性の強度に影響する要因として、有機物の量について考察する。加波山試験地の試料については、ヒノキ林と広葉樹林を個別に扱った場合、TC と EP(d) の間には有意な正の相関が認められた。このことは、撥水性の強度に有機物の全量の影響していることを示している。しかし、同じ TC に対する撥水性の強度 (EP(d)) は、広葉樹林よりヒノキ林の土壌で顕著に大きかった。つまり、有機物の全量では、すべての試料の撥水性強度を統一的に説明することができなかった。その理由として、「有機物の存在形態」と「有機物の質」の2つの影響が考えられる。

有機物の存在形態とは、団粒構造を有する土壌中における有機物の分布を指す。対象土壌のように団粒構造を有する土壌の場合、土壌の撥水性に最も強く関与するのは、土壌団粒の外表面の化学組成であると考えられる。団粒における有機物の分布は土壌により異なり、団粒外表面の有機物の量は団粒全体の有機物量に比例しない可能性がある。また、有機物の質とは、土壌有機物全体に占める疎水性の有機物、すなわち極性の弱い有機物の割合のことを指す。ヒノキを含む針葉樹は、堆積有機物中にエタノールやベンゼンで抽出される成分 (ワックス、油脂、樹脂、脂肪など) を多く含むことが知られている (堤, 1956; 河

田, 1961)。これらの成分は、いずれも分子構造中に水になじみにくい無極性の部分を持つため、撥水性の原因となり得る。リターから溶脱して鉱質土壤にもたらされる有機物中に、このような成分が多いことが、ヒノキ林土壤の強い撥水性をもたらしていると推察される。

### 3.6.2.2 土壤水分

次に、土壤の実際の撥水性に及ぼす土壤水分の影響、すなわち撥水性の水分依存性について考察する。鹿北試験地と加波山試験地における表層土壤試料の実際の撥水性は、ばらつきは大きいものの、含水率が低い地点のものほど強かった(図 3.8、図 3.13)。これらの結果は、実際の撥水性の水分依存性を示しており、この傾向はこれまでに調べられた他の撥水性土壤とも一致する(DeBano, 1971; Dekker and Ritsema, 1994; Doerr *et al.*, 2000)。なお、鹿北試験地の結果では、多くの地点で風乾状態の撥水性として定義される潜在的な撥水性より、実際の撥水性の方が強かった( $EP(f) > EP(d)$ )。この理由として、3.2.2 で述べたように、風乾状態の撥水性は必ずしもその土壤の発現し得る最強の撥水性ではなく、より湿潤な状態で最強の撥水性が現れる場合があること(Nakaya, 1982)が考えられる。ただし、鹿北の試料については、潜在的な撥水性の測定に際して風乾状態で試料をふるいかけたため、撥水性の原因物質の機械的な削剥が生じて撥水性が弱まった可能性も否定できない。

現地においては、強い実際の撥水性は、潜在的な撥水性が強い場所で土壤が乾燥した際に現れる。逆に、潜在的な撥水性が強い場所でも、含水率が高いときには実際の撥水性は全く現れない。なお、潜在的な撥水性が強い場所では、雨の少ない時期に一度撥水性が現れると、水を吸収しにくくなってさらに乾燥が強まると考えられる。この意味では、含水率と潜在的な撥水性は独立した要因ではなく、含水率は潜在的な撥水性の影響を受けていると見なすべきであろう。

加波山試験地のヒノキ林では、9月の乾燥時に斜面の広い範囲で認められた実際の撥水性が、約4ヶ月後にあたる1月の湿潤時にはほぼ消失した(図 3.12)。この期間中には、雨が比較的高頻度で降ったため、土壤と水との接触時間が長くなり、撥水性を現していた土壤も次第に水に馴染み、撥水性が消失したと考えられる。このように、現地における土壤の撥水性は、土壤の乾湿と連動して変化している。撥水性が水移動に及ぼす影響について議論するためには、撥水性が表れはじめる乾燥程度を明らかにする必要がある。

### 3.6.2.3 撥水性の空間分布

土壌の撥水性の空間分布については、これまで、乾燥地域の林地を対象とした Crockford *et al.* (1991) による事例があったが、土壌試料の採取がトランセクト上の地点に限られていた。おり、面的な分布を明らかにするまでには至っていなかった。本研究では、湿潤地域の日本の林地を対象とし、斜面または小流域における撥水性土壌の空間分布を初めて示した。これまで、日本の森林土壌の撥水性は、一部の乾性土壌の水分特性と関連付けて考えられてきた。そのため、撥水性土壌は乾性土壌が存在する尾根部に分布するものと考えられることが多かった。本研究では、対象とした鹿北試験地のスギ・ヒノキ林小流域、加波山試験地のヒノキ林と落葉広葉樹林のいずれにおいても、潜在的な撥水性を示す土壌は、尾根部に限らず、斜面あるいは小流域のほぼ全体に存在することを明らかにした。また、実際の撥水性も土壌が比較的乾燥した夏期においては、広い範囲で発現することを明らかにした。

強い潜在的な撥水性が斜面の広い範囲に分布することは、撥水性の影響による地表流や選択流が同じように広い範囲で生じ得ることを意味し、斜面や流域スケールの水の移動と貯留にも影響する可能性を示唆している。

## 3.7 まとめ

平地上の異なる樹種の植栽地について、土壌の潜在的な撥水性を比較した。その結果、すべての植栽地において潜在的な撥水性が認められ、特にヒノキ植栽地の土壌の撥水性が強かった。斜面下部にスギ、斜面上部にヒノキが植栽されているスギ・ヒノキ林小流域では、おもに斜面上部のヒノキが存在する部分で潜在的な撥水性が強かった。また、隣接するヒノキ人工林と落葉広葉樹林の土壌の比較では、ヒノキ林土壌の潜在的な撥水性が顕著に強かった。これらの結果から、ヒノキという樹種が影響下の土壌に強い撥水性をもたらすことが示された。

現地における実際の撥水性は、潜在的な撥水性の強い地点で土壌が乾燥した際に現れていた。潜在的な撥水性は、全炭素含有率 TC の高い地点ほど強かった。しかし、TC ではヒノキ林と広葉樹林の潜在的な撥水性の強度の違いを統一的に説明することはできず、土壌団粒の外表面における有機物の量や、有機物の質を考慮する必要性が示唆された。この点については、固体表面の化学組成を測定する手法を新たに導入して究明する（第4章）。

実際の撥水性は、潜在的な撥水性が強い地点で含水率が低下した場合に発現していた。乾燥時に撥水性が発現していた場所でも、湿潤時には発現していなかった。すなわち、撥水性には水分依存性が認められた。現地の水移動における土壌の撥水性の影響を明らかにするためには、どの程度の乾燥程度で撥水性が発現するかを具体的に明らかにする必要がある。この点については、水分状態と撥水性強度の関係に関する室内実験で究明する（第5章）。

スギ・ヒノキ林小流域、ヒノキ人工林斜面および隣接する落葉広葉樹林斜面のいずれにおいても、潜在的な撥水性は、従来から撥水性土壌が存在することが知られていた尾根部に限らず、流域または斜面のほぼ全体に認められた。このことから、湿潤な日本の森林において、土壌の撥水性が流域または斜面の広い範囲で水の移動と貯留に影響していることが予想される。後の章では、撥水性が土壌の毛管現象に及ぼす影響を、既存の研究並びに新たに実施した室内実験の結果に基づいて整理し（6章）現地における観測および実験に基づき、撥水性が斜面土層中における水の移動（7章）および貯留（8章）に及ぼす影響を明らかにする。

## 第4章 潜在的な撥水性を規定する土壤団粒外表面の化学組成

### 4.1 はじめに

第3章において、ヒノキ林と広葉樹林の土壤の撥水性は、個別に扱った場合には全炭素含有率 TC との間に有意な正の相関が認められたが、両者の土壤を同時に扱った場合の相関は高くないことを述べた。つまり、TC ではヒノキ林と広葉樹林の撥水性強度を統一的に説明することはできなかった。土壤の撥水性には、有機物の絶対量より質が強く影響していることが従来から指摘されている (Wallis and Horne, 1992)。これを受けて、種々の溶媒で撥水性土壤から抽出した疎水性の有機物の量で撥水性の強度を説明しようとする試みがなされてきた (Ma'shum *et al.*, 1988; Horne and McIntosh, 2000; Franco *et al.*, 2000; Doerr *et al.*, 2005)。しかし、特定の有機物成分の量で撥水性強度が十分に説明できているとはいえない。本来、固体の濡れ性には、表面の状態のみが影響する。団粒構造を有する土壤の場合には、団粒内部も含めた TC ではなく、土壤団粒外表面のみの有機物の量と質が撥水性に関与すると考えられる。そのため、撥水性と土壤有機物の関係を明らかにするためには、表面のみを対象とした化学分析手法を導入し、土粒子または土壤団粒の表面のみの化学組成から撥水性強度を説明する新たな試みが必要である。

本章では、代表的な表面化学分析手法である X 線光電子分光法 (X-ray Photoelectron Spectroscopy : XPS) を新たに導入し、土壤団粒外表面の化学組成と潜在的な撥水性の強度との関係を明らかにする。特に、同じ TC の範囲にあるヒノキ林土壤と広葉樹林土壤の撥水性強度の違いを、表面化学組成の違いから説明する。なお、表面化学組成と潜在的な撥水性の関係についての結果は、小林・松井 (2006) の分析と解析に基づいている。



## 4.2 試料

第3章に記述した加波山試験地のヒノキ林および広葉樹林において深度0 - 4 cm から採取した鉱質土壌試料の中から、28 地点分を用いた。本章ではこれらの試料を「表層土壌試料」と呼ぶ。さらに、採取した林分がヒノキ林であるか広葉樹林であるかに関わらず、採取地点の地表を覆うリター層にヒノキ落葉が含まれていた地点の試料を「ヒノキ影響下試料」と呼び、ヒノキ落葉を含まず落葉広葉樹の落葉を主体としていた地点の試料を「広葉樹影響下試料」と呼んで区別する。

また、ヒノキ林に設けた土壌断面から、高さ5 cm、容積100 cm<sup>3</sup>の採土円筒を用いて深度70 cm までの土壌を10 cm ごとに採取した。本章ではこれらを「土壌断面試料」と呼ぶ。本章の記述における表層土壌試料の全炭素含有率TC、および潜在的な撥水性の強度EP(d)は、第3章に記述した測定で得た値をそのまま用いた。土壌断面試料のTCは、乾式燃焼法(CN コーダー：ヤナコ社 MT-600)で別途測定した。

## 4.3 X線光電子分光法による土壌団粒外表面の化学組成の測定

### 4.3.1 XPS について

XPSはESCA(Electron Spectroscopy for Chemical Analysis)とも呼ばれ、X線照射により発生する電子(光電子)の運動エネルギー分布から、金属、半導体、高分子有機物などの固体表面の化学組成を測定する手法である。本章では、この手法を撥水性土壌の表面分析に新たに導入し、撥水性に直接関与する団粒の外表面のみの化学組成を測定する。

XPSの測定原理やデータ解釈などについては多くの文献がある(日本表面科学会, 1998; 黒崎・三木, 2001; 八田・根本, 1996)。XPSの測定原理を図4.1に示した。超高真空中におかれた試料表面に軟X線(MgK $\alpha$ やAlK $\alpha$ )を照射すると、量子化されたエネルギー準位に束縛されている内殻電子が光電効果により運動エネルギーを持った光電子として放出される。照射軟X線のエネルギー( $h\nu$ )、束縛エネルギー( $BE$ )、固体表面から放出される電子の運動エネルギー( $KE$ )の関係は、

$$KE = h\nu - (BE + \phi) \quad (4.1)$$

で与えられる。ここで、 $\phi$ は電子エネルギー分析器の仕事関数である。

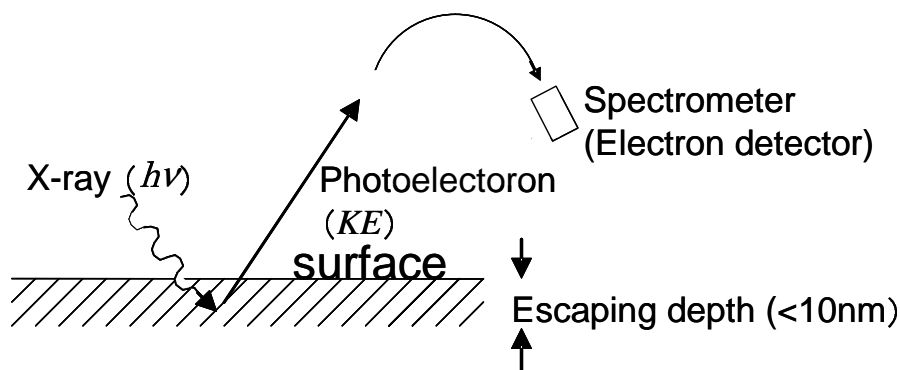


図 4.1: X 線光電子分光法 (XPS) の測定原理  
Principle of X-ray photoelectron spectroscopy (XPS)

XPS の最大の特徴は、固体の表面から数ナノメートルという極めて浅い分析深度にある。これにより固体の表面化学組成を測定できる。もう一つの重要な特徴は、元素の結合状態に関する情報が得られることである。特定の元素の特定の電子軌道における結合エネルギーは、その元素が結合している他の元素の電気陰性度に応じて一定量大きくなる。これを化学シフトと言う。この化学シフトを詳細に解析することにより、注目する元素の結合状態を推定できる。近年では、これらの特徴を活かした XPS の天然化合物研究への応用が進み、木材表面の濡れ性評価 (松井ら, 1992) や、地球化学分野での鉱物の風化過程の解析 (八田・斎藤, 1996) などに適用されている。さらに、土壌学分野においても、腐植酸の含窒素官能基組成に関する研究 (Abe and Watanabe, 2004) や土壌の生成過程に関する研究 (Yuan *et al.*, 1998) に用いられている。最近では、XPS を用いた表面分析により、土壌団粒の外表面には内部より炭素が多く存在することが明らかにされている (Yuan *et al.*, 1998; Gerin *et al.*, 2003)。XPS で土壌団粒外表面の化学組成を非破壊的に測定することにより、土壌の撥水性強度を表面の化学組成から説明することが可能になると期待される。

#### 4.3.2 本研究における XPS 測定の諸条件

本研究における XPS による表面化学分析は、島津製作所製 ESCA-850 を用いて行った。非単色化 MgK $\alpha$  線を起源とし、加圧電力 8 kV、真空度  $10^{-5}$  Pa 以下で C1s、O1s、N1s、Al2p、Si2p、および Fe2p の結合エネルギーを測定した。スキャン範囲 (およびステップ) は、ワイドスキャンが 0 - 1000(0.5)eV、C1s が 280 - 294(0.1)eV、N1s が 392 - 410(0.1)eV、

O1s が 526 - 542(0.1)eV、Al2p が 68 - 82(0.1)eV、Si2p が 94 - 110(0.1)eV、Fe2p<sub>2/3</sub> が 700 - 722(0.1)eV である。積算回数は 3 回とした。土壌試料の測定室への導入には、ステンレス製の皿形試料台 (直径 10 mm) を用いた。この試料台に風乾状態の土壌試料を葉さじの凸面を使って団粒構造を破壊しない程度に軽く押して詰め込んだ。土壌断面試料については、団粒構造を保った状態で団粒の外表面を対象とする測定 (表面) に加えて、試料を乳鉢で粉碎して調製した土壌団粒内部を含むバルクを対象とする測定 (バルク) も行った。本機の X 線照射範囲は直径 10 mm の領域であり、試料調整後の団粒の最大直径 1 mm と比較して大きく、未粉碎の試料についても粉碎試料と同等の精度で試料表面の平均的な化学組成が測定できる。

XPS スペクトルにおける各元素のピーク面積を解析ソフトウェア XPSPEAK Version 4.1(Kwok, 2000) で積分計算し、ピーク積分値と元素ごとの相対感度係数から各元素の相対存在比 (モル比) を求めた。バックグラウンド除去には直線法を用いた。また、後述するように、炭素の存在を示す C1s スペクトルには、試料によりピークの形状と位置に違いが認められたため、同ソフトウェアの波形解析機能を用いてピーク分離を行い、化学シフトを解析した。ピーク関数には、フォークト関数 (ガウス / ローレンツ比 = 80 / 20) を用いた。土壌有機物の分子構造に関する既存の知見 (米林, 1997; Essington, 2004) と XPS 測定における結合エネルギーの化学シフトに関する既知の値 (Clark and Shuttleworth, 1980; Beamson and Briggs, 1992) に基づき、土壌有機物中の炭素において考えられる結合を 4 つのグループに分け、C1s スペクトルをそれぞれに対応する 4 成分に分離した (表 4.1)。最も結合エネルギーの低いピークは C-C 結合および C=C 結合の炭素に帰属すると仮定し、その結合エネルギー値 ( $285.0 \pm 0.5$  eV) を基準としてピーク分離を行った。なお、土壌試料の測定

表 4.1: 撥水性土壌の C1s スペクトルの波形分離された成分  
Divided components of C1s spectra for water repellent soils

Component	Binding energy (eV)	Corresponding chemical bonds
C1	284.5 – 285.5	C-C, C=C
C2	C1+1.5	C-O-C, C-O, C-N
C3	C1+2.9	C=O, O-C-O
C4	C1+4.3	O-C=O

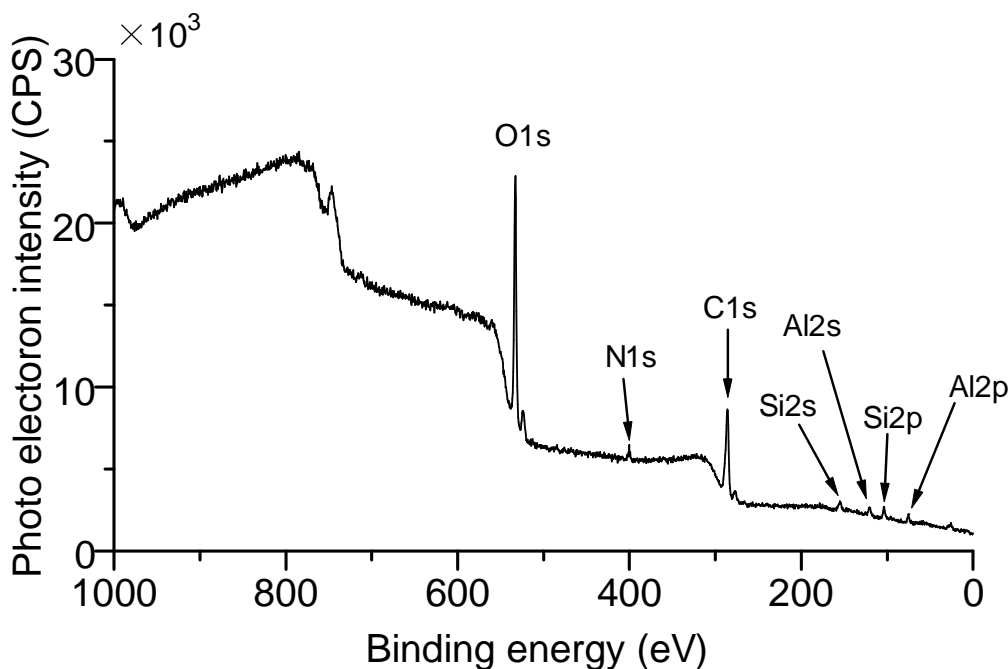


図 4.2: XPS ワイドスキャンスペクトルの例

土壌断面試料 (深度 0-5cm). 強度の単位 "CPS" は 1 秒あたりの光電子カウント数.

Example of XPS wide scan spectrum for a soil-profile sample. "CPS" means counts of photoelectron per one second

の前に同機で基準物質としてポリエチレンの測定を行い、C-C 結合の結合エネルギー値が 285.0 eV となることを事前に確認している。

## 4.4 結果

### 4.4.1 XPS で測定した撥水性土壌の団粒外表面の化学組成

図 4.2 に、土壌試料の XPS ワイドスキャンスペクトルの例を示した。横軸は光電子の運動エネルギーから算出された電子の結合エネルギーを、縦軸はそのエネルギーで放出される光電子の強度 (CPS : 1 秒あたりの光電子カウント数) を表す。スペクトルには、532 eV 付近に O1s、399 eV 付近に N1s、285 eV 付近に C1s、100 eV 付近に Si2p、74 eV 付近に Al2p のピークが確認された。Fe2p については、ピークはわずかに認められたが、今回の測定条件ではバックグラウンドノイズに比べて十分に大きいレベルではなかったため、解析対象から除外した。C1s と N1s のピークは土壌有機物によるもの、Si2p と Al2p のピーク

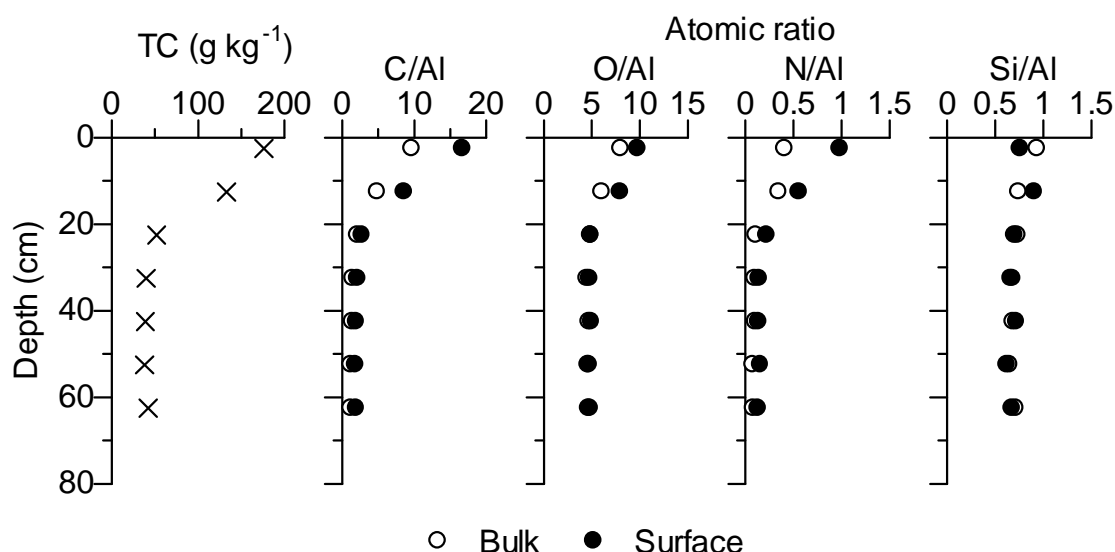


図 4.3: 表面とバルクの化学組成の違い

Differences of chemical compositions between surface and bulk

は土壌を構成する粘土鉱物の骨格中のものと考えられる。O1s については、粘土鉱物の骨格中のものや表面の-OH によるものに加えて、土壌有機物に含まれる-OH、-O-、-COOH などによるものが考えられる。

図 4.3 に、土壌断面試料の XPS による元素の相対存在比 C/Al、O/Al、N/Al および Si/Al の鉛直分布を示した。同図中には TC の値も併せて示した。ここで、存在比という相対的な表現を用いるのは、XPS スペクトルの強度そのものは試料ごとの測定条件に左右され、絶対的な存在量は求められないためである。Al を基準としたのは、土壌有機物を構成する元素以外で最も強度が大きかったためである。鉛直分布では、団粒構造を保って測定した「表面」と試料を粉砕して測定した「バルク」のいずれにおいても、C/Al および N/Al は下層より表層で高かった。これは、TC の鉛直分布と一致し、土壌有機物が表層で多く下層で少ないことに対応している。O/Al も、下層より表層で高かった。表層では、鉱物由来の酸素に加えて土壌有機物由来の酸素が存在するためと考えられる。Si/Al には、明瞭な傾向が認められなかった。

表面とバルクの違いに着目すると、C/Al および N/Al は、すべての深度でバルクより表面の値が高かった。このことは、土壌有機物が団粒の外表面に多く存在することを示して

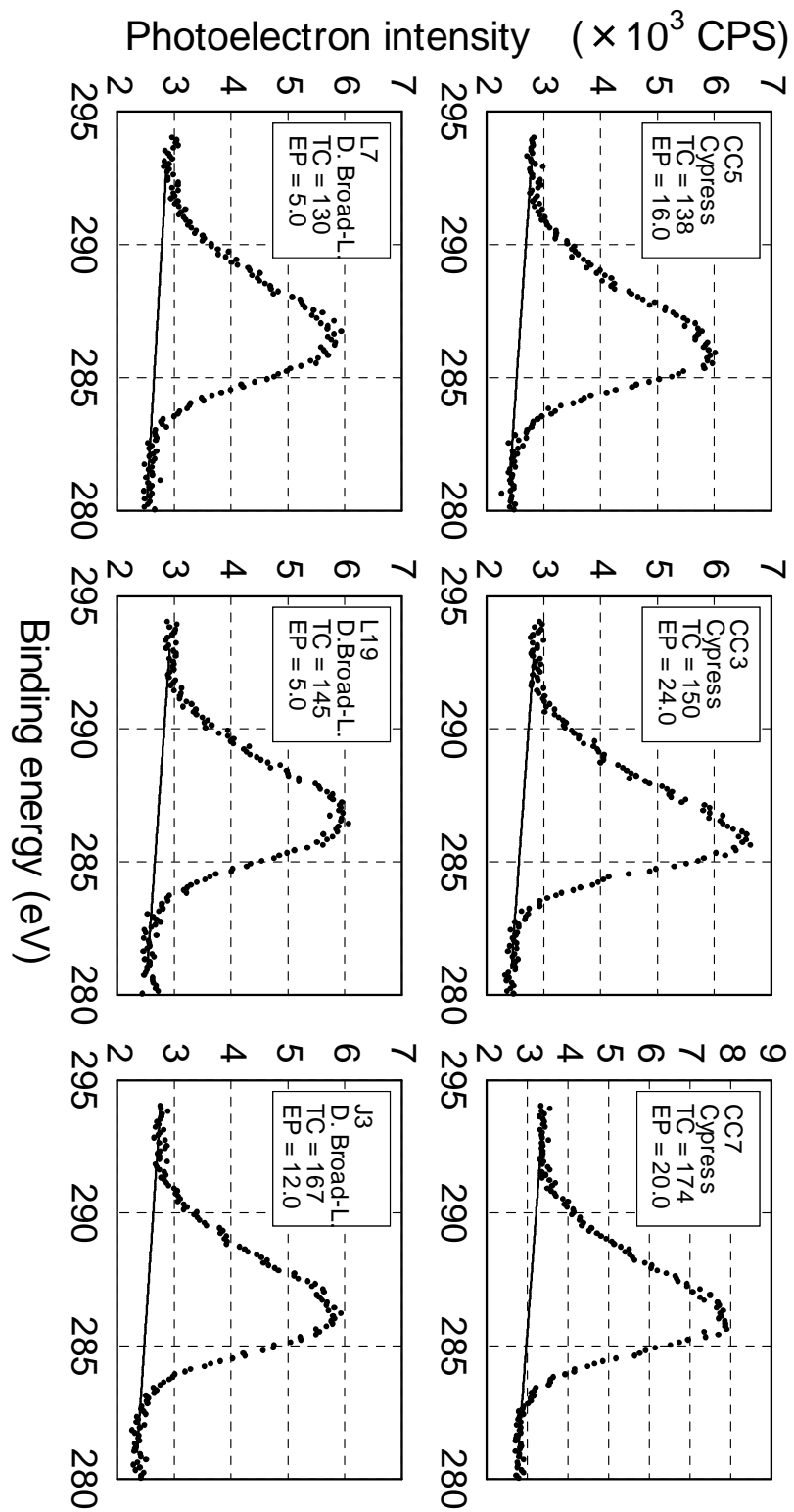


図 4.4: 撥水性強度の異なる土壌試料の C1s スペクトルの形状の違い  
強度の単位 "CPS" は 1 秒あたりの光電子カウンタ数  
Differences of the shapes of C1s spectra for variably water repellent soils.  
"CPS" means counts of photoelectron per one second

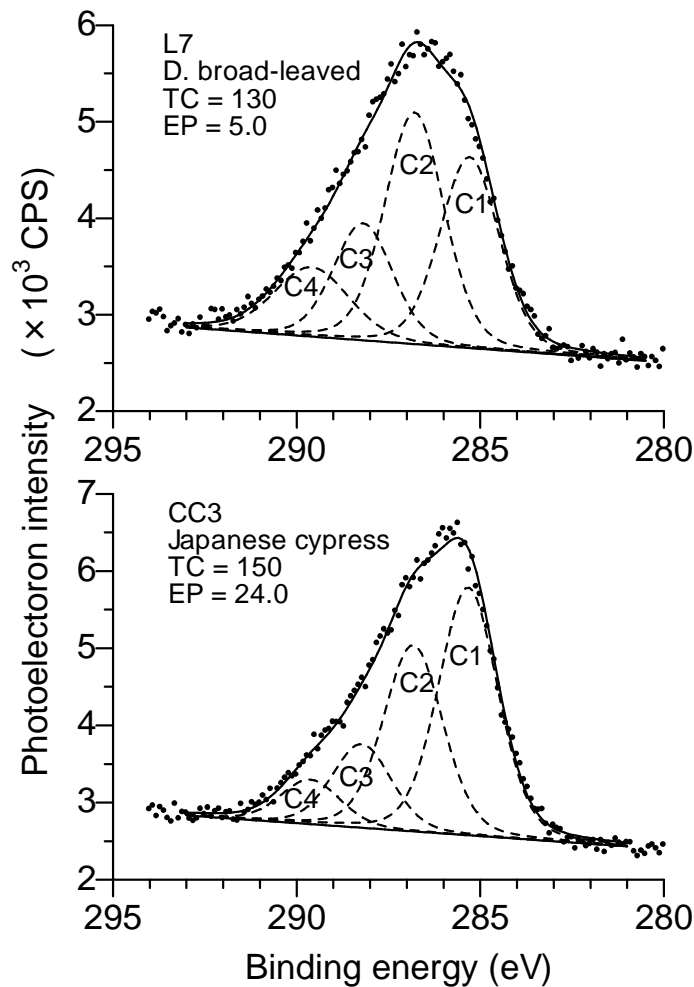


図 4.5: 撥水性の弱い試料 (L7) と強い試料 (CC3) のピーク分離された C1s スペクトル  
強度の単位 "CPS" は 1 秒あたりの光電子カウント数

Peak divided C1s spectra for a weakly water repellent sample (L7) and a strongly water repellent soil. "CPS" means counts of photoelectron per one second

おり、これは Yuan *et al.* (1998) および Gerin *et al.* (2003) の結果と一致した。O/Al は、表層ではバルクより表面の値がやや高かったが、下層ではバルクと表面の違いは明瞭ではなかった。

図 4.4 に、表層土壌試料の団粒外表面の C1s ナローキャンスペクトルの例を示した。ヒノキ影響下の撥水性の強い試料のスペクトルは、広葉樹影響下の撥水性の弱い試料に比べてピークがより低エネルギー側 (285.0 eV 付近) に位置し、形状にも違いが認められた。そ

ここで、表層土壌試料のすべての C1s スペクトルについて波形解析を行った結果、スペクトルを4つの成分に分けることにより、合成波形で元のスペクトルを近似することができた(図 4.5)。本論文ではこれらの成分を、結合エネルギーが小さい順に、C1、C2、C3、および C4 と呼ぶ。化学シフトの小さい(結合エネルギーの低い)成分 C1 は、C-C および C=C の炭素、すなわち、酸素や窒素など電気陰性度の高い元素に結合していない炭素に帰属した。これに対して化学シフトの大きい(結合エネルギーの高い)成分 C2、C3、および C4 は、電気陰性度の高い元素に結合している炭素に帰属した。

これら成分の撥水性強度に対する寄与を明らかにするため、各成分の存在比 (C1/C、C2/C、C3/C、C4/C) を説明変数、EP を目的変数とする重回帰分析を行った(表 4.2)。ここで、分母の C は、土壤団粒表面における全炭素であり、 $C = C1 + C2 + C3 + C4$  である。4つの成分の中で、標準回帰係数が正であり、かつ絶対値が大きい説明変数は C1/C であった。このことから、表面に存在する炭素の中でも、撥水性を強めることに寄与しているのは、C1 に相当する炭素であると考えられる。相対的に撥水性の強いヒノキ影響下試料と、相対的に撥水性の弱い広葉樹影響下試料の成分 C1 の違いに着目すると、C1/C 比は、ヒノキ影響下試料の方が広葉樹影響下試料より顕著に高かった (Welch の  $t$  検定,  $p < 0.001$ ) (図 4.6)。

表 4.2: 各成分の存在比 (C1/C - C4/C) を説明変数、エタノール濃度を目的変数とした重回帰分析の結果

Result of regression analysis using the abundance ratio of each component (C1/C - C4/C) as the explanatory variables and Ethanol Percentage as the objective variable

explanatory variables	Standard regression coefficients
C1/C	0.365
C2/C	-0.055
C3/C	-0.476
C4/C	-0.124

#### 4.4.2 土壤団粒外表面の化学組成と潜在的な撥水性の強度の関係

図 4.7 に、表層土壌試料について、全炭素含有率 TC と潜在的な撥水性 EP(d) の関係を示した。表層土壌試料全体では、TC が大きい試料ほど EP(d) が大きい傾向が認められた。同図に



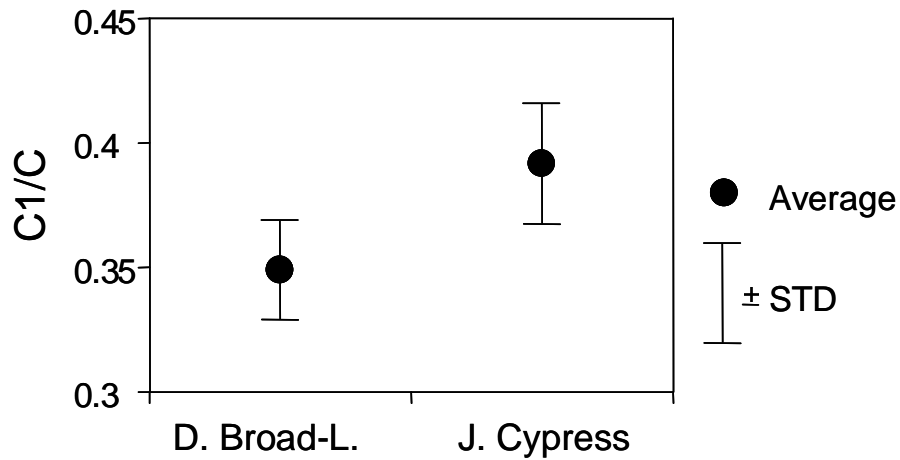


図 4.6: 団粒外表面の炭素全体に対する成分 C1 の存在比

Abundance ratio of component C1 to C on the outer surface of soil aggregate

は、TC を説明変数、EP(d) を目的変数とする回帰分析を行ったときの回帰直線も示した。広葉樹影響下試料については、回帰式の決定係数は  $R^2 = 0.65 (n = 15, p < 0.001)$  と比較的大きかった。しかし、ヒノキ影響下試料については、広葉樹影響下試料に比べて同じ TC に対する EP(d) の絶対値が大きく、決定係数は小さかった ( $R^2 = 0.06, n = 11, p = 0.45$ )。また、同じ TC に対する EP(d) は広葉樹影響下試料よりヒノキ影響下試料で明らかに高かった。表層土壌試料全体では、決定係数は有意ではあるものの、値は小さく ( $R^2 = 0.34, n = 26, p < 0.05$ )、平均の炭素含有率である TC では表層試料全体の EP(d) を十分に説明できなかった。

図 4.8 に、XPS による団粒外表面の存在比 C/O と EP(d) の関係を示した。C/O を説明変数、EP(d) を目的変数とする回帰分析を行ったときの決定係数は、広葉樹影響下試料で  $R^2 = 0.66 (n = 15, p < 0.001)$ 、ヒノキ影響下試料で  $R^2 = 0.77 (n = 11, p < 0.001)$  といずれも高かった。また、これら回帰式の切片と傾きの違いは、TC と EP(d) の場合より小さかった。表層土壌試料全体を単一の回帰式で表した場合も、決定係数は  $R^2 = 0.74 (n = 26, p < 0.001)$  と高く、C/O は TC と比べて撥水性強度をよく説明した。

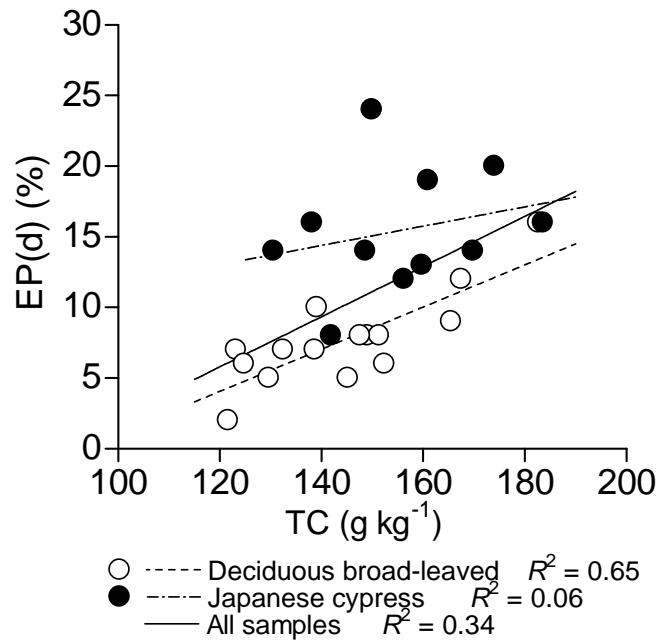


図 4.7: 全炭素含有率 (TC) と潜在的な撥水性の強度 (EP(d)) の関係

Relationship between total carbon content (TC) and potential water repellency (EP(d))

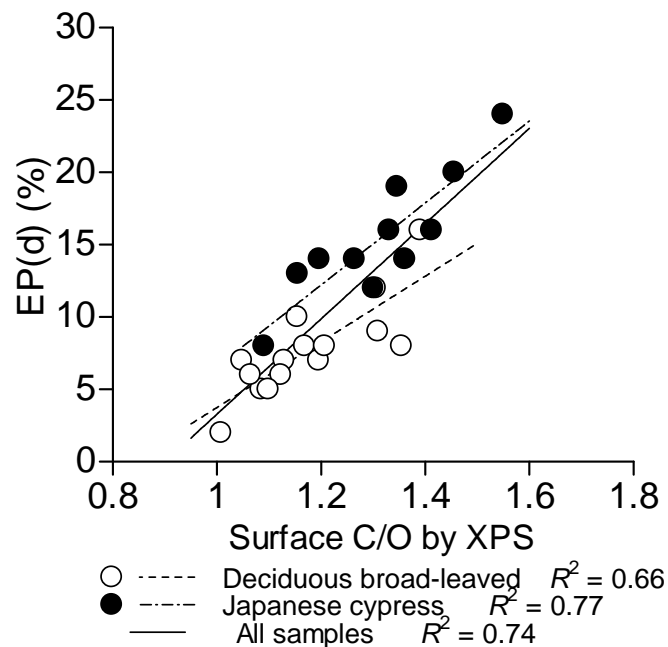


図 4.8: 団粒外表面における C/O 比と潜在的な撥水性の強度 (EP(d)) の関係

Relationship between C/O ratio on the outer surface of soil aggregate and potential water repellency (EP(d))

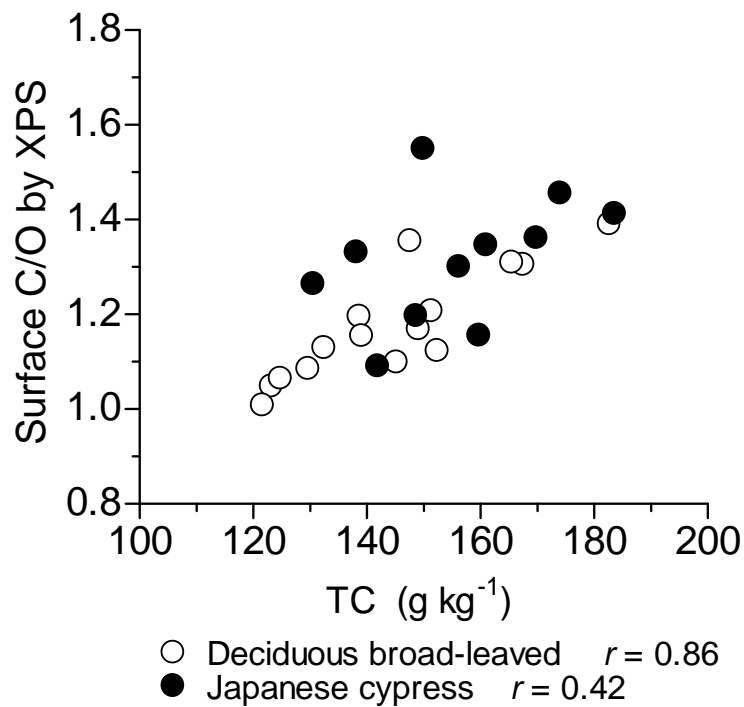


図 4.9: 全炭素含有率 (TC) と団粒外表面における C/O 比の関係

Relationship between Total carbon content (TC) and C/O ratio on the outer surface of aggregate

TC と C/O の関係に着目すると (図 4.9)、広葉樹影響下試料では有意な正の相関が認められたが ( $r = 0.86, n = 15, p < 0.001$ )、ヒノキ影響下試料では有意な相関は認められなかった ( $r = 0.42, n = 11, p = 0.199$ ) ( $r$ : 相関係数)。

図 4.10 に、表層土壌試料について、団粒外表面における化学シフトの小さい炭素と酸素の存在比 C1/O と撥水性強度の関係を示した。C1/O を説明変数、EP(d) を目的変数とする回帰分析を行ったときの決定係数は、広葉樹影響下試料で  $R^2 = 0.79 (n = 15, p < 0.001)$ 、ヒノキ影響下試料で  $R^2 = 0.76 (n = 11, p < 0.001)$  と高く、2 つの回帰式の切片及び傾きの違いは小さかった。表層土壌試料全体を単一の回帰式で表した場合も、決定係数は  $R^2 = 0.86 (n = 26, p < 0.001)$  と高く、C1/O は C/O よりさらによく撥水性強度を説明した。第 3 章で示した、加波山のヒノキ林および広葉樹林の全試料についての TC を説明変数とした回帰式 ( $R^2 = 0.53, n = 119$ ) (図 3.19) と比較しても、C1/O を説明変数とする回帰式は EP(d) をよく説明している。

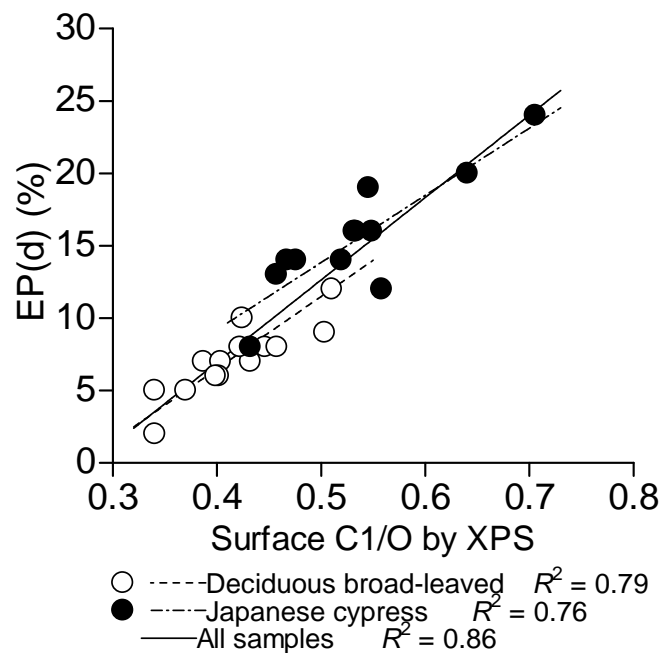


図 4.10: 団粒外表面における C1/O 比と潜在的な撥水性の強度 (EP(d)) の関係  
Relationship between C1/O ratio on the outer surface of aggregate and potential water repellency (EP(d))

## 4.5 考察

### 4.5.1 団粒構造を有する土壌の撥水性

団粒構造を有する土壌では、外部から供給された水は最初に土壌団粒の外表面に触れる。仲谷 (1981) も指摘しているように、外表面が疎水性であれば、たとえ団粒内が親水性であっても、団粒内、団粒間のいずれの孔隙にも水は浸入できない。このことは、団粒構造を有する土壌の撥水性には、土壌団粒の内部ではなく外表面の化学組成が強く影響することを意味する。測定対象とした土壌試料では、炭素は団粒全体に一樣に存在するのではなく、団粒の外表面に多かった。また、XPS による団粒外表面の C/O 比は、団粒全体の平均の有機物量である TC に必ずしも比例しなかった。これらのことは、団粒全体の有機物量が撥水性に直接関わる外表面の有機物量を表さないことを意味する。TC が表層土壌試料全体の撥水性を十分に説明しなかったのはそのためと考えられる。一方、XPS による C/O は、表層土壌試料全体について撥水性強度をよく説明した。これは、C/O が撥水性に直接関与する団粒外表面の化学組成を表しているためと考えられる。

#### 4.5.2 ヒノキと広葉樹の影響下の土壌の表面化学組成の違い

土壌の固相表面の水に対する濡れ性は、表面における微細な凹凸の影響を除けば、表面の化学的状态で決まる。ここで言う化学的状态とは、親水性基と疎水性基の存在比のことを指す。親水性とは、極性分子である水と同様に酸素や窒素のような電気陰性度の高い元素の存在により極性が生じている状態を指し、疎水性とは極性のない状態を指す(佐々木, 1978)。土壌中の親水性基としては、鉱物表面の-OH や土壌有機物表面の-OH、-COOH、=O、-O-、-NH<sub>2</sub> などが考えられる(Tachapek, 1984)。ここで、表層土壌試料の N/O、Al/O、Si/O を求めると、その値は最大でも 0.1 であった。このことから、親水性基を構成する主な元素は酸素であると言える。一方、疎水性基については、土壌有機物の中でも極性基の結合が少ない脂肪族炭素や芳香族炭素が考えられる(Braids and Miller, 1975; Tachapek, 1984; Wallis and Horne, 1992)。第 3 章でも述べたとおり、針葉樹は、落葉広葉樹と比較して、落葉中に含まれるワックス、脂肪、樹脂等の有機物成分が多い(堤, 1956; 河田, 1961)。これらの有機物成分は、分子構造中に無極性のアルキル鎖や芳香環を多く含んでいる(Braids and Miller, 1975)。このような炭素とは、C1s スペクトルにおける化学シフトの小さい成分 C1 に相当する。ヒノキ影響下試料が広葉樹影響下試料より強い撥水性を示したのは、前者の団粒表面に成分 C1 に相当する炭素が多く、C2 - C4 に相当する炭素が少ないためと考えられる。C1/O は、C/O に比べて表層土壌試料の撥水性強度をよく説明した。これは、C/O が表面に存在する有機物中のすべての炭素に相当し、それには酸素や窒素と結合して極性を生じている部分の炭素も含まれるのに対して、C1/O は極性を生じていない部分の炭素に相当するためと考えられる。

#### 4.6 まとめ

土壌の骨格をなす鉱物は、表面に極性基である-OH が多いため、親水性である。土壌に撥水性が生じるのは、粒子または団粒の表面に有機物が存在するためであると言えるが、すべての有機物が撥水性の原因とはならない。極性の生じない C-C および C=C 結合の卓越する構造のみが撥水性をもたらす。土壌有機物中では、アルキル鎖や芳香環がそのような構造に相当し、腐植酸、ワックス、脂肪、樹脂などに卓越する構造である。

本章では、代表的な表面化学分析手法である XPS(X 線光電子分光法)を用い、土壌団粒外表面の化学組成を測定した。土壌有機物は土壌団粒の内部より外表面に多い傾向にあり、

外表面における炭素の存在比は必ずしも全炭素含有率に比例しなかった。全炭素含有率では十分に説明できない土壌の潜在的な撥水性の強度は、団粒外表面における炭素と酸素の比、特に、酸素や窒素のような電気陰性度の大きい元素と結合していない炭素と酸素の存在比で統一的に説明することができた。また、ヒノキ影響下と広葉樹影響下の土壌の撥水性の違いは、団粒外表面における電気陰性度の大きい元素と結合していない炭素の存在比の違いによりよく説明できた。電気陰性度の大きい元素に結合していない炭素とは、極性のないC-CおよびC=C結合の炭素であり、ヒノキ影響下の土壌の団粒外表面にワックスや樹脂のようなアルキル錯や芳香環の多い有機物が多いことを示している。このような有機物が団粒外表面に存在する土壌は、強い潜在的な撥水性を示す。これが実際の撥水性を現すか否かは、第3章で述べたように、そのときの土壌水分による(水分依存性)。第5章では、現地における撥水性の発現と消失を左右する撥水性の水分依存性についてさらに究明する。

## 第5章 実際の撥水性の水分依存性

### 5.1 はじめに

第3章において、現地における実際の撥水性は、潜在的な撥水性が認められる土壤が乾燥した際に発現し、湿潤時には低下または消失するという水分依存性を示すことを述べた。土壤の撥水性が現地での水移動に及ぼす影響を解明するためには、撥水性が発現する乾燥程度を明らかにする必要がある。これに関連して、Dekker and Ritsema (1994) は、砂質土壤の撥水性が発現するしきいの含水率を、“Critical water content”と定義した。ここで、土壤の乾湿の度合いを現すためには、含水率よりむしろ土壤水のエネルギーレベルを表すマトリックポテンシャルで水分状態を表すことが適当と考えられる。しかし、マトリックポテンシャルと撥水性強度の関係を示した例は、Nakaya (1982) があるものの、きわめて少ない。

また、水分依存性の機構には、1) 両親媒性有機物の吸脱着 (Tachapek, 1984; Doerr *et al.*, 2000)、2) 鎖状高分子有機物の親水性基の配置の変化 (Ma'shum and Farmer, 1985; Poulenard *et al.*, 2004) の2つが考えられている。ここで、水に溶けやすい両親媒性有機物の関与が大きい場合、多量の降雨の後には撥水性の原因物質そのものが流亡し、潜在的な撥水性が降雨前より低下することが起こり得る。この場合、現地の土壤の潜在的な撥水性が降雨履歴の影響を受けて時間的に変化することになると考えられる。しかし、土壤の撥水性の発現およびその水分依存性における両親媒性有機物の関与については、研究事例が少なく、不明の点が多い。

本章では、鹿北試験地のヒノキ影響下の土壤を対象に、水分状態と撥水性強度の関係を明らかにする。さらに、試料を繰り返し水抽出して水に溶けやすい両親媒性有機物を除去する処理による撥水性強度の変化を調べることにより、撥水性の水分依存性における両親媒性有機物の寄与を明らかにする。

なお、本章に示す撥水性の水分依存性に関する結果の一部は、Kobayashi and Shimizu

(Submitted) の測定に基づいている。

## 5.2 試料と研究方法

土壌試料は、鹿北調査プロット（第2章参照）で採取した。1 m × 1 m の領域の A<sub>0</sub> 層を除去し、深度 0 - 5 cm の鉍質土壌を攪乱状態で採取した。粗大なレキや根を現地でできるだけ除去し、ビニール袋に入れて実験室に持ち帰った。これを試料採取から 24 時間以内に生土の状態で網目間隔 2 mm のふるいにかけて、通過分を風乾して保存した。

実験時には、保存しておいた風乾土壌をバットに広げて蒸留水を噴霧し、土壌団粒の破壊を最小限に抑えるように軽く混合しながら撥水性が消失するまで水を加えた。この試料を 30 個のシャーレに取り分け、30 分から 24 時間乾燥させて、乾燥程度を段階的に変化させた試料を作成した。この間、試料表面だけが乾きすぎないように、約 1 時間に 1 回、シャーレ内の土壌を軽く混合した。所定の乾燥状態に至った試料は、さらなる乾燥が起きないようにフタをして蒸発を防ぎ、約 1 時間静置した後、以下の測定に供した。

水分を調整した試料の実際の撥水性の強度を、エタノール濃度 (EP) を指標として測定した。また、同じ試料の含水比を炉乾法で、マトリックポテンシャルを水分ポテンシャルメータ (DECAGON 社製 WP4-T) でそれぞれ測定した。水分ポテンシャルメータの測定可能範囲より高い -50 kPa 以上のマトリックポテンシャルは、事前に加圧板法で測定した容積 400 cm<sup>3</sup> の非攪乱試料の水分特性曲線 (図 5.1) を用いて、含水比の値から変換して求めた。非攪乱試料の含水比は細土の含水比であり、円筒内の試料全体の水の質量から根と風化レキが含む水の質量を差し引いたものを細土の質量で除して求めた。

また、土壌の撥水性の水分依存性における、水に溶けやすい両親媒性の有機物の寄与を明らかにするため、水で繰り返し抽出する処理を施した試料についても同様の測定を行った。抽出処理では、まず、試料を内径 10.7 cm の塩化ビニール製の円筒容器に圧密しないように約 5 cm の厚さで詰め、容器下端のメンブレンフィルターを介して、蒸留水を試料上端に水位が達するまで供給した。続いて、同じく容器下端から約 -30 kPa で吸引排水した。この際、振動を与えたり攪拌することはせず、土壌団粒を破壊しないようにおだやかに給排水した。

抽出回数 5 回および 15 回の試料について、処理による水分状態と撥水性強度の関係の変化を調べた。水に溶け出した物質が両親媒性有機物であることを確認するため、抽出液の



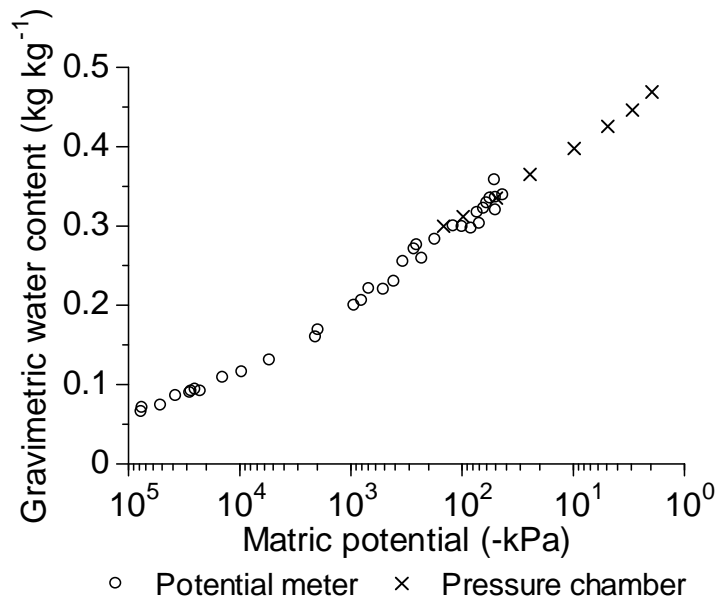


図 5.1: 対象土壌の水分特性曲線

Water characteristic curve of the soil

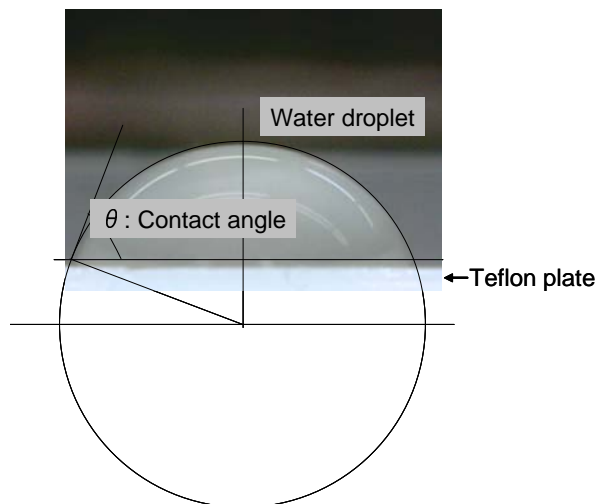


図 5.2: テフロン表面に対する抽出液の接触角の測定

Measurement of contact angle for extracted solution on a Teflon plate

全溶存有機炭素濃度 (DOC 濃度) と接触角の関係を求めた。DOC 濃度は、全有機炭素計 (島津製作所製 TOC5050A) を用いて測定した。接触角は、テフロン表面に抽出溶液の液滴を静置し、これを CCD カメラで撮影して得た写真画像上で測定した (図 5.2)。DOC 濃度の変化にともなう接触角の変化を強調するため、抽出液は 5 倍に濃縮した。蒸留水では接触角は  $90^\circ$  になり、DOC 濃度が高くなると接触角が小さくなると期待される。

## 5.3 結果

### 5.3.1 水分状態と撥水性強度の関係

図 5.3 に、対象とした鹿北試験地の表層土壌の含水比と EP の関係を、図 5.4 に同じ試料のマトリックポテンシャルと EP の関係を示した。水分を調整した試料の撥水性は、含水比が約  $0.34 \text{ kg kg}^{-1}$  以下、マトリックポテンシャル約  $-35 \text{ kPa}$  以下で現れ、これより湿潤なときには発現しなかった。土壌がさらに乾燥すると、実際の撥水性は急激に強まり、EP は含水比  $0.26 \text{ kg kg}^{-1}$ 、マトリックポテンシャル約  $-300 \text{ kPa}$  付近で最大の値 (35 %) をとった。さらに乾燥すると、EP は低下し、風乾状態 (含水比約  $0.04 \text{ kg kg}^{-1}$ 、マトリックポテンシャルは測定不可) における EP (= EP(d)) は、最大値の 3 分の 1 程度となった。

含水比を含水率に換算し、含水率と EP の関係を求めた (図 5.5)。同図には、第 3 章で示した鹿北試験地のスギ・ヒノキ林小流域で多点採取した表層土壌の含水率と EP (= EP(f)) の関係も合わせて示した。多点採取した土壌については、第 3 章で述べたとおり、含水率が約  $0.30 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  以下の地点で実際の撥水性が発現していた。室内で水分を調整した土壌試料については、撥水性が発現したのは含水率が約  $0.29 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  を下回ったときであり、多点採取した土壌の結果とほぼ一致した。また、同じく室内で水分を調整した土壌試料では、含水率約  $0.22 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  で最大の EP が現れた。これは多点採取した土壌でほぼ同じ含水率にあった試料の EP(f) の中では最低レベルであり、小流域内にはこれより強い実際の撥水性を現している地点が多かった。

### 5.3.2 水抽出処理の影響

撥水性強度は、水抽出処理により、設定した含水比の範囲のほぼ全域で顕著に低下した (図 5.6)。特に、EP の最大値は、無処理試料では 35 %であったのに対して、5 回抽出試料ではこれが 27 %まで低下した。抽出回数をさらに増やした 15 回抽出試料の EP の最大値

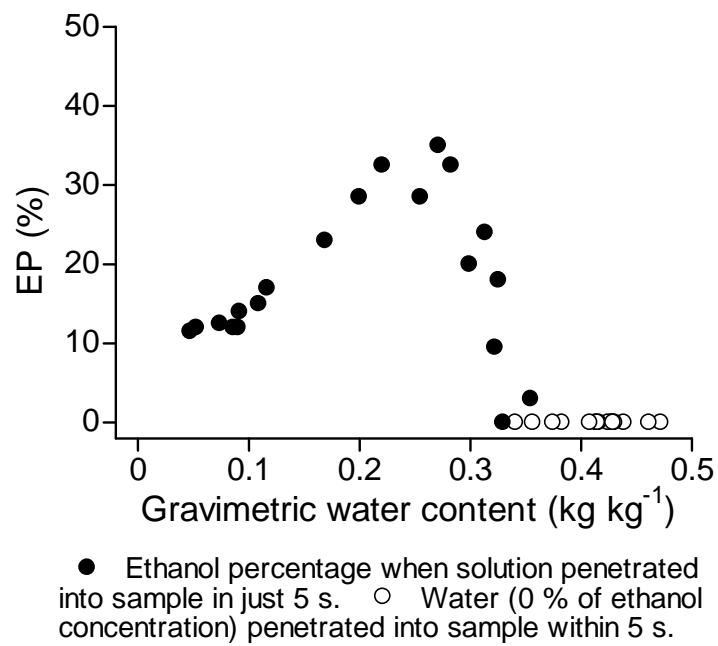


図 5.3: 含水比と撥水性強度 (EP) の関係

Relationship between gravimetric water content and water repellency (EP)

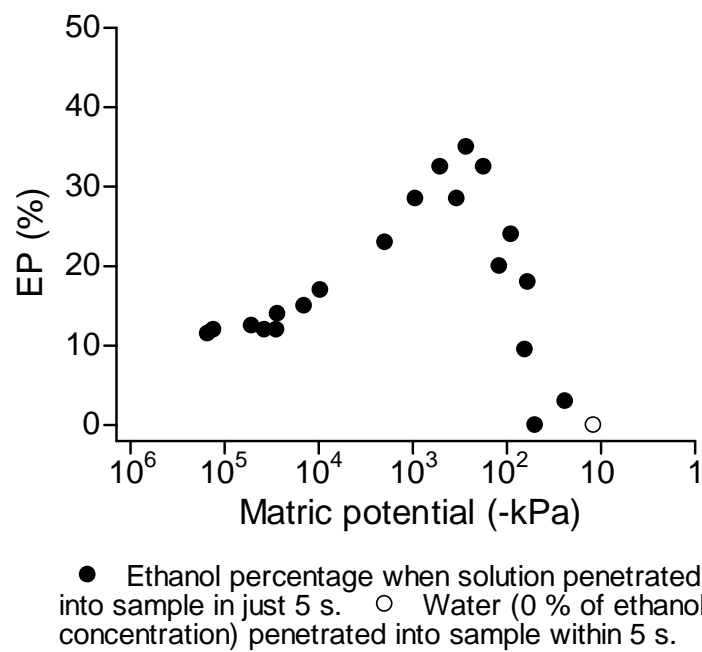


図 5.4: マトリックポテンシャルと撥水性強度 (EP) の関係

Relationship between matric potential and water repellency (EP)

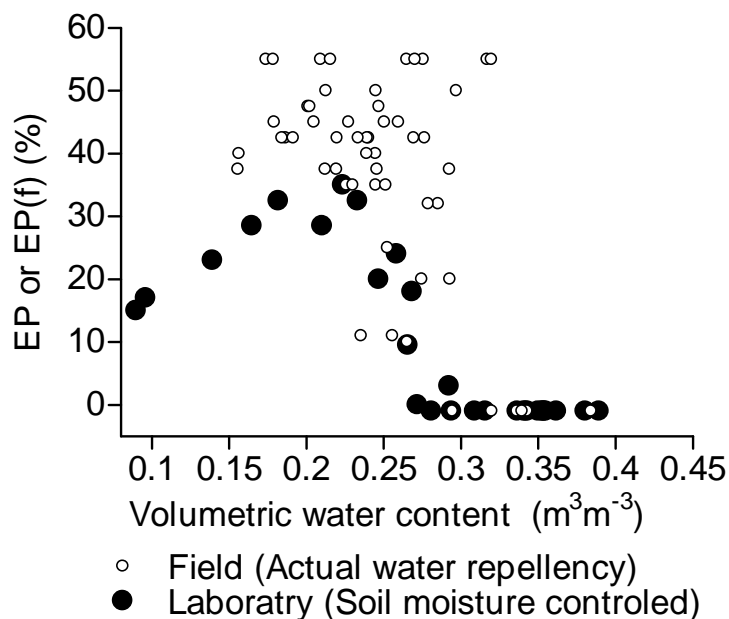


図 5.5: 体積含水率と撥水性強度 (EP) の関係

Relationship between volumetric water content and water repellency (EP)

は 24 % であり、5 回抽出試料と 15 回抽出試料の違いは、無処理試料と 5 回抽出試料の違いほどは大きくなかった。

図 5.7 に、5 倍に濃縮した抽出溶液の DOC 濃度とテフロン表面に対する接触角の関係を示した。縦軸の接触角は、抽出溶液の表面張力が大きいほど大きくなる。DOC 濃度が 0-500 mg L<sup>-1</sup> の範囲では、DOC 濃度の増加にともない接触角が小さくなる (表面張力が低下する) 傾向が明らかである。一方、DOC 濃度が 500 mg L<sup>-1</sup> 以上の範囲では、DOC 濃度が増加しても接触角 (表面張力) はほぼ一定であった。濃度と表面張力の間のこのような関係は、溶質が界面活性剤、すなわち両親媒性の有機物である場合に特有のものである。これ以上濃度を増加させても表面張力が低下しない濃度 (本実験では 500 mg L<sup>-1</sup>) は、臨界ミセル濃度 (Critical Micell Concentration : CMC) と呼ばれる (荻野, 1998)。この結果は、抽出された物質が両親媒性有機物であることを示している。

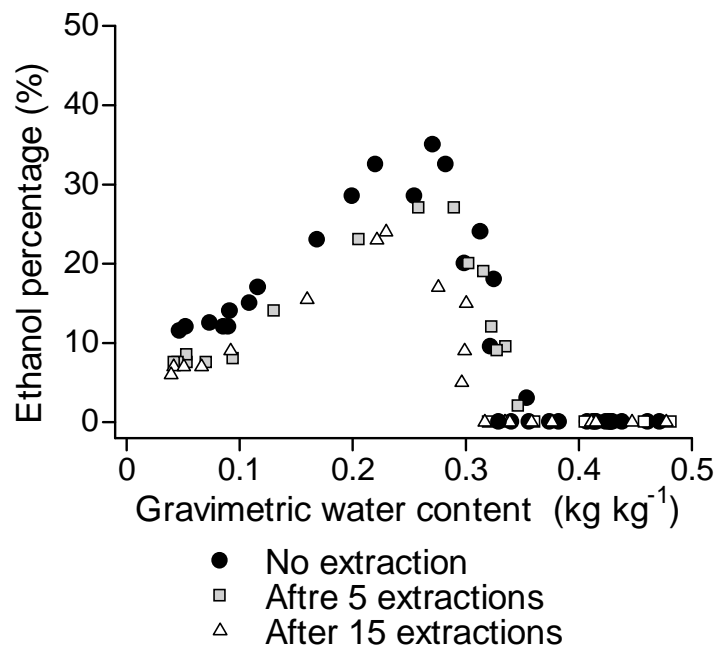


図 5.6: 抽出処理による含水比 - 撥水性強度関係の変化

Effect of extraction treatment on the relationship between gravimetric water content and water repellency (EP)

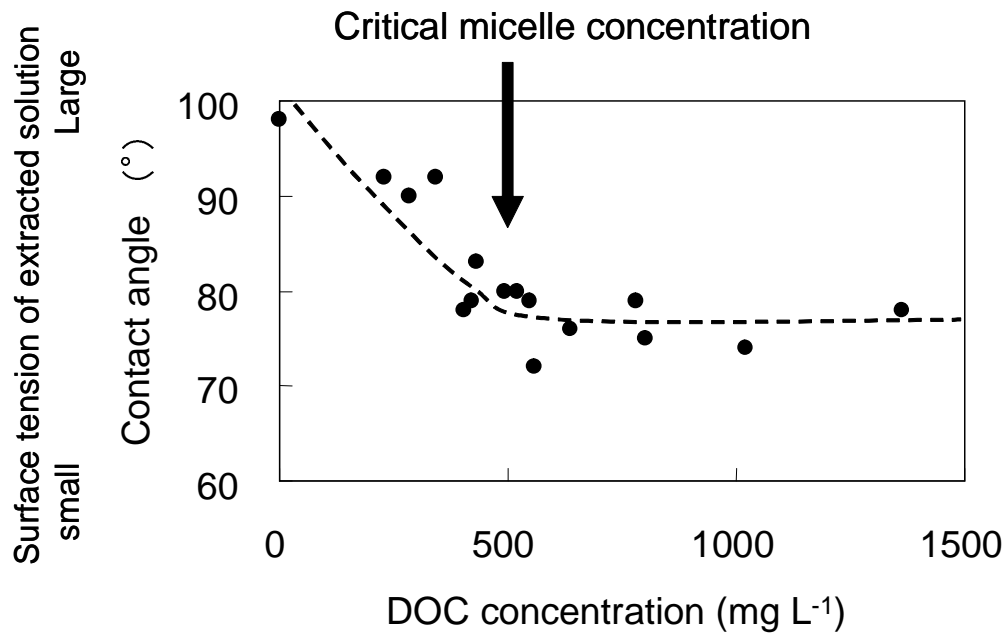


図 5.7: 抽出液中の DOC 濃度と表面張力の関係

Relationship between DOC concentration and contact angle of extracted solution

## 5.4 考察

### 5.4.1 実際の撥水性の水分依存性

鹿北試験地の谷壁斜面の表層土壌試料の撥水性は、マトリックポテンシャル約-35 kPa で現れた。現地土層中のマトリックポテンシャルの測定に用いられるテンシオメータの水切れが起きるマトリックポテンシャルは-70 kPa 程度であり、関東以西の林地では、夏季にテンシオメータの水切れはしばしば起きる。このことから考えて、-35 kPa 程度の乾燥は、河道に近い部分の土壌を除けば、夏季には現地で普通に生じると考えられる。

同試料の実際の撥水性が最強になったのは、マトリックポテンシャル約-300 kPa 付近であり、風乾まで乾燥した場合には、撥水性の強度は著しく低下した。撥水性の強度が乾燥にともない単調に増加しないことは、Nakaya (1982)、De Jonge *et al.* (1999)、川本・Banyar (2004)、Regalado and Ritter (2005) の実験結果でも示されている。一方、Poulenard *et al.* (2004) による火山灰土壌を用いた実験では、含水率の低下に伴い撥水性強度が単調に増加しており、本実験の結果とは異なる。川本・Banyar (2004) は、含水率の低下に伴う撥水性強度の変化が単調な増加にならないのは、団粒内部の親水性の孔隙のはたらきによるとしている。しかし、単粒構造が支配的と見られる砂質土壌を用いた実験 (De Jonge *et al.*, 1999) でも、本研究と同様の測定結果が示されており、詳細の解明にはさらなる研究が必要である。ただし、多点調査時の含水率の値が示すように、撥水性が最強となる乾燥程度は現地でも生じるが、土壌が風乾近くまで乾燥することはほとんど考えられない。そのため、本研究のように、現地での撥水性が関与する水の移動を議論することを目的とする場合、風乾に近い乾燥領域の実際の撥水性の低下まで把握しなくても実際には十分と考えられる。

### 5.4.2 土壌の撥水性の水分依存性における両親媒性有機物の寄与

水抽出処理により試料の撥水性は低下した。また、水抽出された物質は両親媒性有機物であった。抽出処理を行うことにより、水に溶けやすい両親媒性有機物が土壌から離脱し、乾燥時に土壌粒子表面に生じる疎水性部位の割合が低下した結果、撥水性が弱まったと考えられる。このことは、対象土壌の撥水性の水分依存性に両親媒性有機物の吸脱着が関与していることを示している。水に溶けやすい有機物が土壌の撥水性に関与することは、仲

谷 (1981) の報告でも述べられているが、両親媒性有機物であるとの認識は示されていないかった。

Doerr and Thomas (2000) は、湛水条件下で湿らせて一度撥水性を消失させた土壌を再び乾燥させたところ、撥水性が全く生じない場合があることを報告している。彼らの実験では、撥水性が消失した後に土壌に触れさせていた水を除去している。この操作により、本実験と同様に水とともに両親媒性有機物が除去され、撥水性が現れなくなったものと推察される。一方、Zhang *et al.* (2004) は、水で湿らせて撥水性を消失させた後に再び乾燥させた場合、撥水性が元のレベルより強くなったことを報告している。彼らの実験では、土壌に接触させた水を除去していないので、再乾燥にともない有機物は再び土壌粒子の表面に戻ったと考えられる。

本研究の結果は、現地の表層土壌においても、雨の多い期間に土壌が頻繁に雨水と接触する場合には、雨水に洗われて両親媒性有機物が離脱し、その後の乾燥期間に発現する撥水性の強度が元のレベルより低下し得ることを示唆している。

一方、5 回抽出試料と 15 回抽出試料の撥水性の違いは、無処理試料と 5 回抽出試料の違いほど顕著ではなかった。特に、 $0.26 \text{ kg kg}^{-1}$  以下の含水比では、5 回抽出試料と 15 回抽出試料の差は小さかった。このことは、土壌から両親媒性有機物が除去されても、なお乾燥すると撥水性が発現することを意味している。対象土壌の撥水性の水分依存性には、水に溶解しやすい両親媒性有機物だけでなく、水に溶解出ることのない、土粒子と強く結びついた有機物の挙動も関与していることが示唆される。高分子有機物一般に見られるような、分子鎖に存在する極性基の外部の水分環境に応じた反転 (筏ら, 1985) が考えられるが、詳細の解明にはさらなる実験的研究が必要である。

## 5.5 まとめ

鹿北調査プロットの表層土壌の撥水性は、体積含水率約  $0.29 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ 、マトリックポテンシャル約-35 kPa 付近で発現した。また、体積含水率約  $0.25 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ 、マトリックポテンシャル約-300 kPa で最強となり、これより乾燥すると撥水性強度は低下した。現地で春から秋に頻繁に生じるような乾燥程度で実際の撥水性が現れることが実験的に明らかになった。この試料の撥水性は、水抽出処理により低下した。また、抽出により土壌から離脱した物質は主に両親媒性有機物であった。このことから、対象土壌の撥水性の水分依存性に

は両親媒性有機物の吸脱着が関与していることが示された。一度実際の撥水性を現した土壌でも、雨の多い時期には、次第に土壌が水に馴染んで親水性に転じるとともに、両親媒性有機物が雨水に流されて潜在的な撥水性自体が低下することが考えられる。現地土壌の潜在的な撥水性の強度は、降雨履歴の影響を受けて変化していると予想される。

実験では抽出回数を5回から15回に増やしても撥水性の低下の程度に大きな違いは認められず、対象土壌の撥水性の水分依存性には、固相と強く結びついた鎖状の有機物の親水性基の動きも同時に関与していることが示唆された。構造が極めて多様であることは、土壌有機物の大きな特徴の一つである(中原, 2003)。おそらく、撥水性の原因となる有機物には、典型的な両親媒性有機物や鎖状の高分子だけでなく、両者の中間的な形態のものも含まれていると推察される。現時点では土壌有機物の構造と動態のいずれについても不明の点が多く、詳細の解明は今後の課題となる。

第4章と第5章では、土粒団粒外表面という極めて薄い部分に存在する有機物の組成、および水分状態に応じたミクロな動きによって土壌の撥水性の強度が決まることを論じた。土壌中の水の移動と貯留には、土壌の幾何学的な構造の要因も強く関与する。土壌に特有の構造の働き方は、土粒子表面が親水性であるか疎水性であるかにより大きく異なると考えられる。続く第6章では、撥水性が関与する土壌孔隙の毛管力の働き方、特に、大小の孔隙に水が入る順番について議論する。



## 第6章 撥水性が関与する土壌の毛管現象

### 6.1 はじめに

第4章および第5章では、土粒団粒外表面に存在する有機物の組成により土壌の潜在的な撥水性の強さが決まり、水分状態に応じた有機物のミクロな動きにより実際の撥水性の発現と消失が決まることを述べた。本章では、土壌の固相表面に撥水性が現れているときの毛管現象について論じる。

土壌の保水性モデルでは、土壌孔隙を異なる径の毛管の集合体と仮定することが多い(小杉, 1999b)。個々の毛管が水を保持する力 (= 毛管上昇高  $h$ ) は、毛管の半径を  $r$ 、固相に対する水の接触角を  $\alpha$ 、水の表面張力を  $\gamma$ 、水の密度を  $\rho$ 、重力加速度を  $g$  とすると以下の式で与えられる。

$$h = \frac{2\gamma \cos \alpha}{\rho g r}$$

親水性土壌では  $\alpha < 90^\circ$  であり、 $h$  の値は正となる。つまり、水は毛管に引き込まれるような力を受け、高さ  $h$  の毛管上昇が生じる (図 6.1a)。この際、 $r$  が小さいほど  $h$  が大きくなる。すなわち、小さい孔隙ほど強い力で水を吸引する。この  $h$  の符号を負にしたものは、親水性の不飽和土壌中におけるマトリックポテンシャルを水頭で表したものに相当する。

大小の孔隙が混在する親水性の土壌中では、十分に速度の小さい水供給に際して、はじめに径の小さい孔隙が水で満たされ、さらに給水が続くと径の大きい孔隙が満たされる。排水に際しては、径の大きい孔隙から先に水が抜ける。

一方、撥水性を示す土壌中では、 $\alpha > 90^\circ$  になるため、 $h$  は負の値となる。これは、水面に立てた毛管中で水が上昇せずに斥けられ、毛管中の水位が管外の水面より  $h$  だけ低い位置まで下降することを意味する (図 6.1b)。この場合、孔隙の径が小さいほど強く水を斥ける。仮に厚さ 5 mm の湛水条件を想定すると、この水圧で水の浸入が生じる孔隙の直径の最小値は、壁面の接触角が  $95^\circ$ 、 $100^\circ$ 、 $110^\circ$  のときそれぞれ、0.5 mm、1.0 mm、2.0 mm

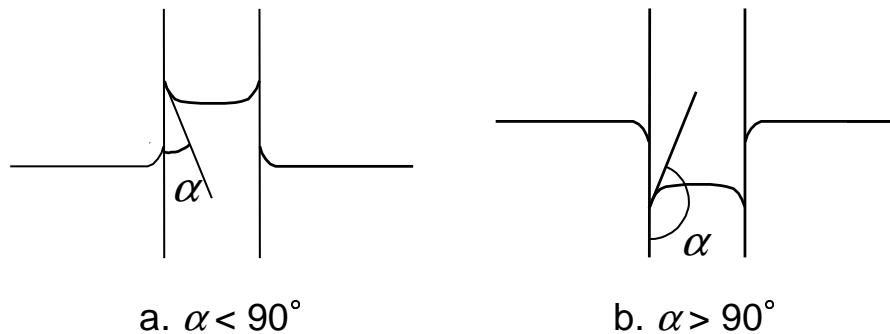


図 6.1: 壁面が親水性の毛管における毛管上昇 (a) と壁面が疎水性の毛管における毛管下降 (b)

Capillary rise in hydrophilic material (a) and Capillary descend in hydrophobic material (b)

となり、これより径の小さい孔隙には水の浸入は生じないことになる。大小の孔隙に水が入る順番は、土壌が親水性の場合と撥水性を示す場合とでは逆になると考えられる。不飽和の条件では、マトリックスが親水性を示す場合はマクロポアが存在してもマトリックスを選択的に水が流れる。このことは Ogawa *et al.* (1994) の実験で実証されている。これに対してマトリックスが撥水性を示す場合、水は小さなマトリックス孔隙に浸入できずにマクロポアを選択的に流れると考えられる。

本章では、弱い撥水性を呈する非攪乱土壌試料を用いた給・排水実験を行い、大小の孔隙に給水したときに水が入る順番に撥水性が及ぼす影響を明らかにする。また、疑似マクロポアを有するガラスビーズ充填槽を用いた実験を行い、マクロポアを経路とする選択流の発生条件を整理する。

なお、この章に示す撥水性森林土壌の水分特性曲線は、小林ら (1996) の実験で得たものである。また、疑似マクロポアを有するガラスビーズ槽を用いた実験の結果は、小林 (2002) の実験で得たものである。

## 6.2 撥水性が非平衡の含水率 - マトリックポテンシャル関係に及ぼす影響

### 6.2.1 試料と研究方法

実験に用いた試料は、常陸太田試験地の尾根部において、1993 年 10 月に採取した。試料採取日の 5 日前に 9 mm の降雨があり、その後は乾燥過程にあった。試料は、400 cm<sup>3</sup> 金属製採土円筒 (芝本式円筒：断面積 100 cm<sup>2</sup>、高さ 4 cm) を用い、深度 3-7 cm から非攪乱採取した。採土円筒には、ポーラスカップ挿入のための 2 つの小孔 (直径約 7 mm) をあらかじめ空けておいた。

実験装置を図 6.2 に示した。円筒試料を、下面にメンブレンフィルタ (富士フィルム FM-22:ポアサイズ 0.22  $\mu$ m) を介して排水溝を刻んだ受け台に接続した。これらを受け台ごと電子天秤に乗せ、重量変化を測定し、含水率変化量を求めた。また、圧力変換器 (コパル社 PS7) に接続した 2 本のポーラスカップ (直径 5 mm、長さ 8 cm) を 2 cm 間隔で円筒側面から水平に挿入し、2 深度のマトリックポテンシャルを測定した。その平均値を試料内のマトリックポテンシャルとした。測定値はパーソナルコンピュータを用いて最短 1 分の時間間隔で記録した。

吸水過程では、受け台下部の排水口を閉じ、降雨装置から一定強度の人工降雨を、試料上面に水位が達するまで与えた。排水過程では、排水口に接続したビニールチューブを介し、水頭差あるいは吸引ポンプで、段階的に -2.9 から -59 kPa の吸引圧を与えて排水を行った。表 6.1 に、それぞれの吸・排水過程の降雨強度 (I)、初期マトリックポテンシャル ( $\psi_i$ )、および最終圧力ポテンシャル ( $\psi_f$ ) を示した。このうち、WET1 は、試料採取後最初の吸水過程であり、実験時に飽水処理などを一切行わずに試料採取時の水分状態を初期条件とした。すべての吸・排水過程が終了した後、試料を炉乾して終了時の含水率を測定し、それまでの含水率変化量から各時点における含水率を求めた。

なお、水面下の土中水に生じる正の圧力ポテンシャルは、毛管現象や吸着により生じる負のポテンシャルであるマトリックポテンシャルとは厳密には区別されるが、本研究では両者を連続的に扱い、マトリックポテンシャルと呼ぶことにする。

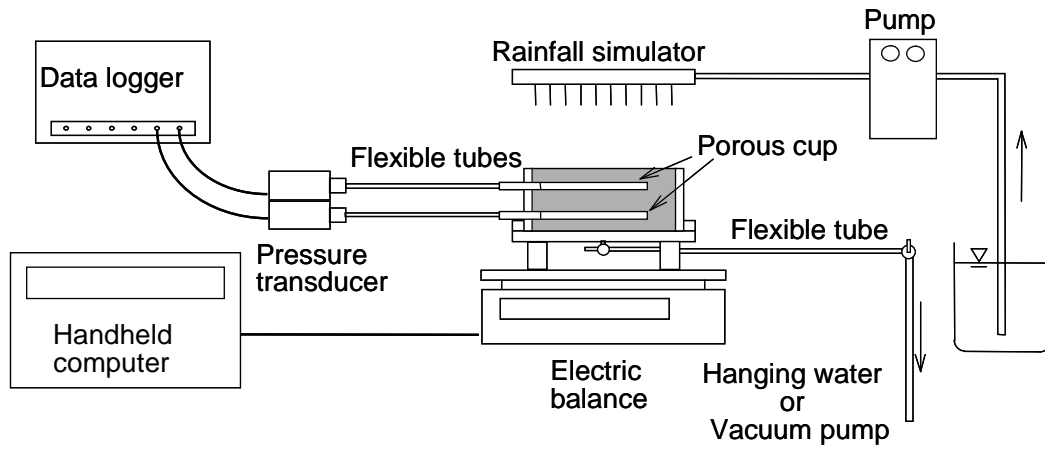


図 6.2: 非攪乱土壌試料の給排水実験に用いた装置

Schematic of experimental set up for wetting and drying experiment using an undisturbed soil sample

表 6.1: 吸排水実験の実験条件

Experimental conditions of wetting and drying experiments using undisturbed sample

Experiment	Rainfall intensity (mm h <sup>-1</sup> )	$\psi_i$ (kPa)	$\psi_f$ (kPa)
WET1	7.5	-38.6	0.2
DRY1		0.2	-53.5
WET2	8.9	-53.5	0.2
DRY2		0.2	-56.1
WET3	< 1	-56.1	0.2

$\psi_i$  : Initial matric potential.  $\psi_f$  : Final matric potential.

### 6.2.2 結果

1回目の吸水過程 (WET1) では撥水性が発現し、供給された水が試料上面で水滴となり、散水開始から約3分間停滞することが観察された ( $WDPT(f) = 3$  分)。これに対し、2回目および3回目の給水過程 (WET2、WET3) では、水滴の停滞はみられず、供給された水は直ちに試料内に浸入した。

図 6.3 に、給排水時の含水率とマトリックポテンシャルの関係を示した。同じ含水率に対するマトリックポテンシャルは、 $WET1 > WET2 = WET3$  であった。表 6.2 に、吸水過

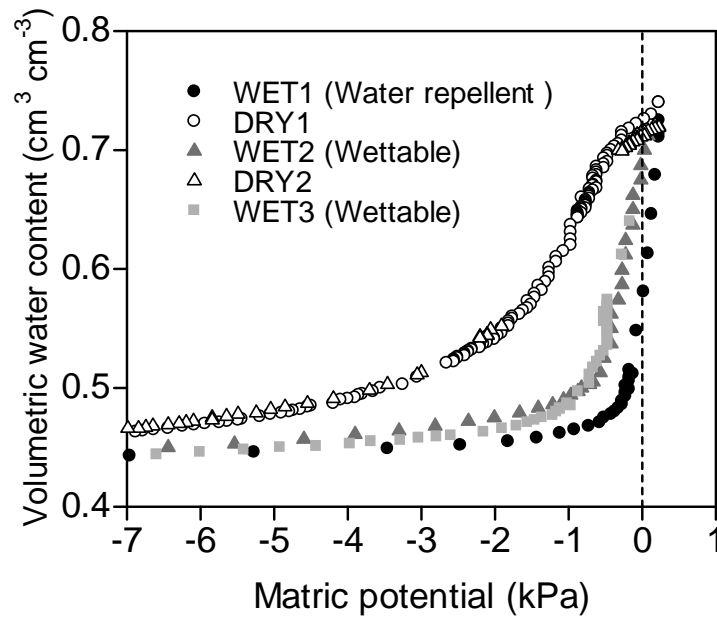


図 6.3: 吸排水過程における体積含水率とマトリックポテンシャルの関係

Relationship between volumetric water content and matric potential at wetting and drying phases

表 6.2: 吸水過程において一定のマトリックポテンシャル変化に要した給水量の違い

Difference of the amount of the applied water needed for a certain increase in matric potential during wetting

Stage	WET1	WET2
$\psi = -9.8 \rightarrow \psi = 0$ ( $\theta < \theta_{max}$ )	54.5	100.4
$\psi = 0 \rightarrow \psi = 0.2$ ( $\theta = \theta_{max}$ )	62.4	15.2
Total	116.9	115.6

程の WET1 と WET2 において、マトリックポテンシャルが -9.8 kPa から 0 kPa になるまでの給水量と、0 kPa になってから吸水完了までの給水量を示した。マトリックポテンシャル = 0 kPa における  $\theta$  は、WET1、WET2 でそれぞれ  $0.57 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 、 $0.67 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であった。このときの飽和度は、吸水完了時の含水率を  $\theta_{max}$  とし、 $\theta_{max} = 0.73 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  の飽和度を 1.00 とすれば、WET1 および WET2 でそれぞれ、0.78 および 0.92 であった。撥水性の発現した WET1 では、発現しなかった WET2 に比べて、マトリックポテンシャルが 0 kPa

になるまでの給水量が約半分であり、一方、マトリックポテンシャルが 0 kPa になってから飽和状態になるまでの給水量は、約 4 倍であった。

### 6.3 撥水性がマクロポアを経路とする選択流の発生に及ぼす影響

#### 6.3.1 試料と方法

マクロポアが選択的な水移動経路として機能する条件を明らかにするため、薄型浸透槽に充填したガラスビーズ層中に色素で着色した水を流し、移動経路を観察する実験を行った。ガラスビーズ層は、Ogawa *et al.* (1994) による実験で用いられたものを模したものである。高さ 50 cm、幅 38 cm、厚さ 2 cm の浸透槽に、土壌のマトリックスに相当する粒径 0.4 mm の細粒のガラスビーズを充填し、中央部に粒径 1.0 mm の粗粒のガラスビーズよりなる幅 4 cm の疑似マクロポアを設けた (図 6.4、図 6.5)。

ビーズは乾燥させた状態で充填した。疑似マクロポア部を充填する際には、細粗のビーズが互いに混入しないように仕切り板を用い、充填後に静かに抜き取った。細粒、粗粒のビーズの粒径はそれぞれ 0.4 mm、1.0 mm で、定水位法により測定した飽和透水係数はそれぞれ、 $1.2 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$  および  $6.9 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$  であった。ビーズ層の下部には、横方向のポテンシャル差をできるだけ小さくして排水を一樣にするために、3 cm の厚さで疎粒の石英レキ (粒径 5 mm) の層を設け、排水口は浸透槽の片側に 3 か所設けた。ビーズ層とレキ層の境界にはビーズの流出を防止するために厚さ約 2 mm のガーゼの層を設けた。

このビーズ層を用いて 3 通りの実験を行った (expA、expB、expC)。expA および expB では、図 6.4 のビーズ層を用い、希塩酸で洗浄した親水性のビーズを全体に用いた。expC はマトリックス部に撥水性がある場合を想定した実験であり、マトリックス部の上半分を撥水性ビーズに置き換えた図 6.5 のビーズ層を用いた。撥水性は、市販の撥水スプレー (住友スリーエム、スコッチガード) を噴霧して乾燥させることにより付与した。撥水性強度は、 $EP(d)=90.5\%$ 、 $WDPT>24$  時間であった。疑似マクロポア部をビーズ層の上端まで連続させるとともに、浸入を妨げられた水が中央に流れやすくするために勾配を設けた (図 6.5)。

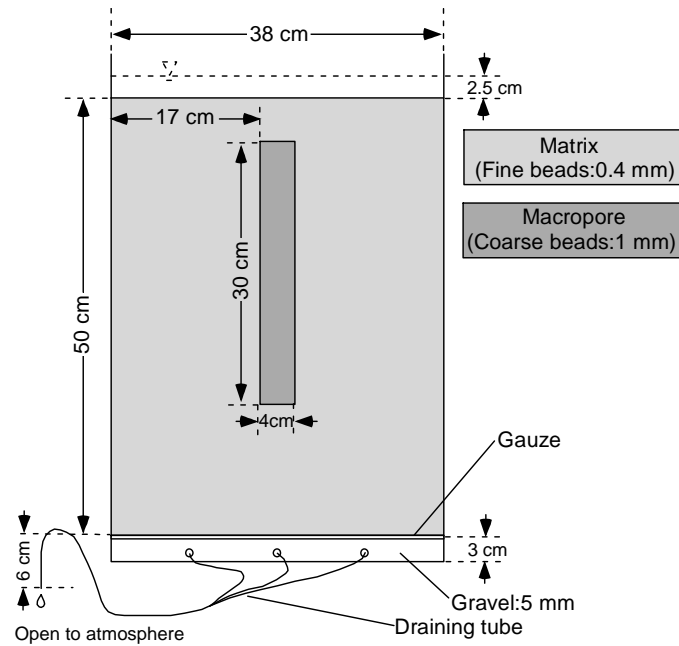


図 6.4: 疑似マクロポアを有するガラスビーズ充填槽 (全体が親水性)  
Grass bead packing with an artificial macropore (Wettable)

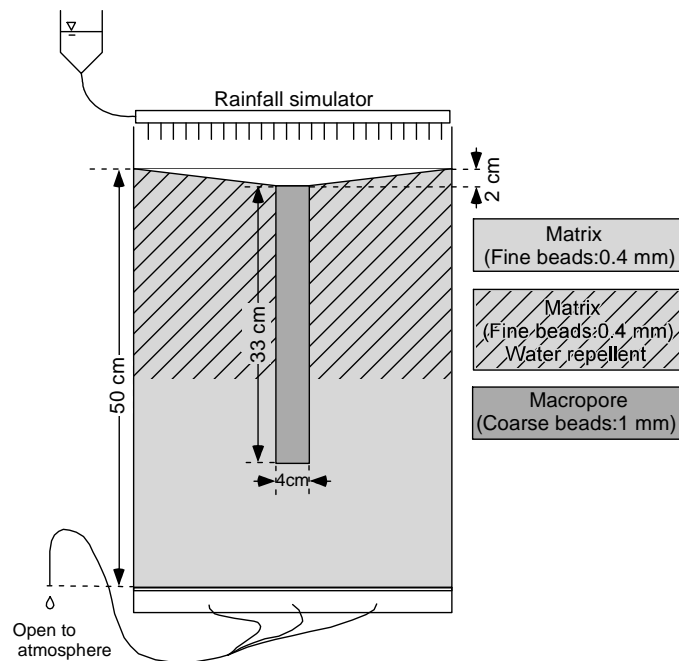


図 6.5: 疑似マクロポアを有するガラスビーズ充填槽 (細粒ビーズの上半分に撥水性を付与)  
Grass bead packing with an artificial macropore (Water repellency was applied to the upper half of fine bead)

## (expA 親水性ビーズ - 飽和)

expA では、図 6.4 のビーズ層に定常飽和流を発生させた。上端の湛水深を 2.5 cm で一定とし、排水口の水位をビーズ層の下端より 6 cm 低い位置に固定した。排水用チューブには、内径約 7 mm のシリコンチューブを使用した。この条件での排水口からの流量は  $625 \text{ cm}^3 \text{ min}^{-1}$  であった。水位差による給水を一時的に止め、代わりに青色の色素 (Brilliant Blue FCF) を含む水  $50 \text{ cm}^3$  を約 5 秒間でパルス状に投入し、直後に色素を含まない水の供給を再開して定常飽和流を維持した。

## (expB 親水性ビーズ - 不飽和)

expA 終了後のビーズ層を重力排水させて不飽和の状態にして expB を行った。排水口的位置はビーズ層下端より 6 cm 低い位置に保った。ビーズ層上端から、注射針を 1.5 cm 間隔で一列に並べた降雨装置を用いて水を供給し、定常不飽和流を発生させた。この条件においても排水チューブに空気が侵入して水が抜けることはなく、排水口からの流量は上端からの供給量に依存して  $75 \text{ cm}^3 \text{ min}^{-1}$  となった。定常不飽和流を一時的に停止し、色素を含む水  $50 \text{ cm}^3$  を約 40 秒かけて注射器を用いて手動で投入した後、色素を含まない水の供給を再開して定常不飽和流を維持した。

## (expC 撥水性ビーズ - 不飽和)

マトリックスの濡れ性が低下している場合を想定した実験も行った。排水口的位置はビーズ層の下端と同じ高さに保ち、上端からの水の供給は前述した降雨装置で行った。この条件での排水口からの流量は  $67 \text{ cm}^3 \text{ min}^{-1}$  であった。この実験では、色素を含む水  $50 \text{ cm}^3$  を注射器を用いて約 45 秒間かけて投入した後、色素を含まない水の供給を再開して定常不飽和流を維持した。

いずれの実験でも、水移動にともなうトレーサーの移動の様子を観察し、写真撮影した。

### 6.3.2 結果

図 6.6 に、各実験における色素トレーサーの移動の様子を示す。ビーズ層全体を飽和させて行った expA では、色素トレーサーがマトリックス部とマクロポア部の両方を流れたが、マクロポア部における移動速度がマトリックス部より著しく大きかった (図 6.6a)。つまり、飽和の条件下ではマクロポアが選択的水移動経路として機能した。同様の結果は、石英砂およびロームを均一に充填して作成したカラムの中央に人工的なマクロポアを設けて実験



を行った Ghodrati *et al.* (1999) によっても報告されている。このような結果になるのは、抵抗の大きいマトリックス部と抵抗の小さいマクロポア部の流速の差が大きいためである。

同じ親水性のビーズ層を不飽和にして行った expB では、色素トレーサーは明らかにマクロポア部を迂回し、マトリックス部のみを流れた (図 6.6b)。つまり、マクロポアは選択的水移動経路として機能しなかった。この結果は、小川ら (1987) および Ogawa *et al.* (1994) の実験結果と同じ傾向であった。このような結果になるのは、小さな孔隙では大きな孔隙より強い毛管力が働くことと、与えたフラックスの大きさであればマトリックス部が不飽和でも十分に水を通過させることができるためである。

同じ不飽和の条件でも、マトリックス部の上半分のビーズに撥水处理を施して行った expC では、色素トレーサーがマクロポア部を選択的に流れた (図 6.6c)。ビーズ層の表面に一樣に供給された水は、撥水性によりマトリックス部への浸入を妨げられ、地表流として中央部に集まり、マクロポア部を選択的に流下した。マトリックスが撥水性を示す場合には、不飽和の条件でマクロポアが選択的な水移動経路として機能した。これは、マトリックスに付与した強い撥水性のため水がマトリックス部の孔隙に斥けられたためである。疑似マクロポア中の水の流れが撥水处理を施していないビーズ層の深度に達した後は、expB と同様に、疑似マクロポアを避けるように細粒ビーズのマトリックス部へと拡がり、充填槽の下端へ達した。

## 6.4 考察

### 6.4.1 撥水性による大小の孔隙に水が入る順番の逆転

非攪乱試料の吸排水実験では、給水過程において、撥水性が影響したとき (WET1) には影響しないとき (WET2) より少ない含水率の増加でマトリックポテンシャルが上昇した。撥水性が発現している場合には、径の小さい孔隙ほど強く水を斥ける。土壤に撥水性が発現していた WET1 では、供給された水は小さい孔隙には容易に浸入できず、小さい孔隙に多量の空気を封入した状態で先に相対的に大きい孔隙 (団粒間の孔隙など) に入り、これを通して円筒の内部に達したと考えられる。わずかな含水率増加に伴う大きなポテンシャル上昇 (マトリックポテンシャルゼロ付近では、わずかなポテンシャル上昇に伴う大きな含水率増加) は、TDR コイルプローブを用いて測定した川本ら (2004) によっても得られている。このような結果は、撥水性により水分特性曲線のヒステリシス効果が増強さ

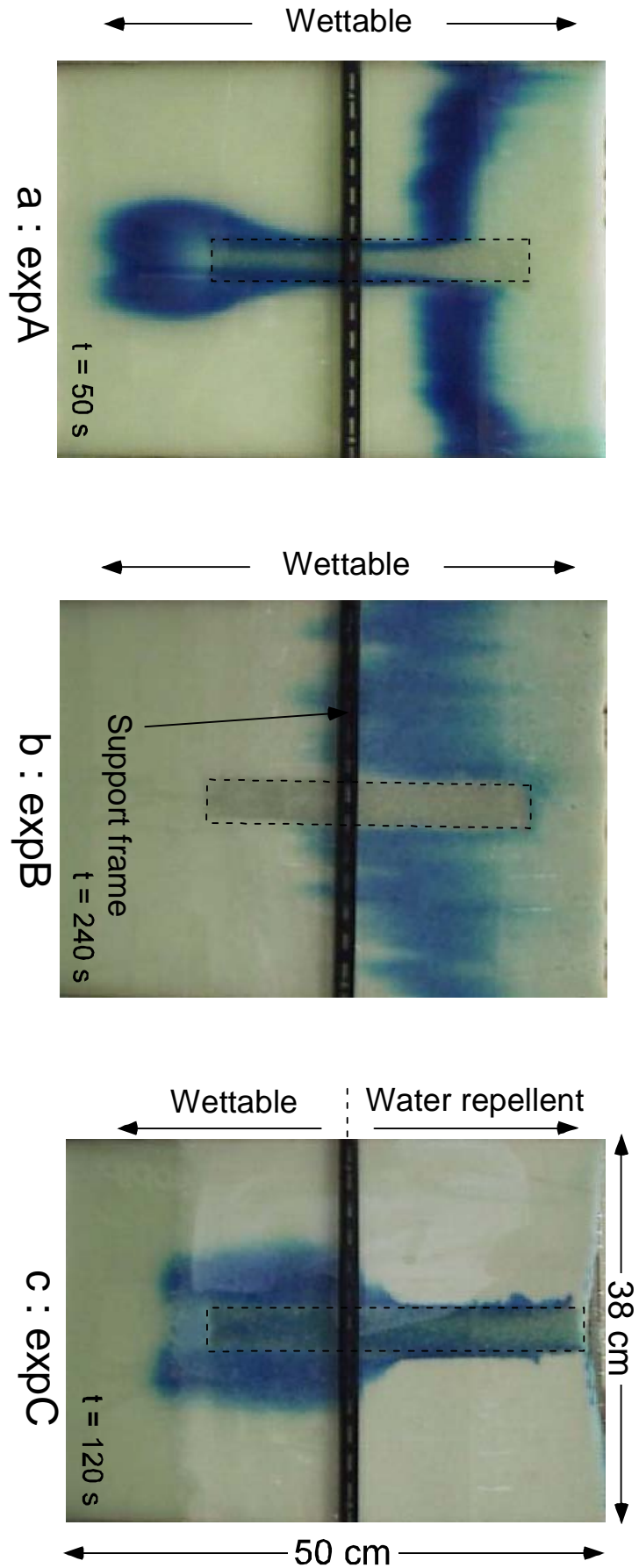


図 6.6: マトリックスの濡れ性と飽和・不飽和の条件がマクロポアを経路とする選択流の発生に及ぼす影響  
Effect of wettability of matrix and saturated-unsaturated conditions on the occurrence of preferential flow through the macropore

れたということもできる。

WET1 において、撥水性が発現していなかった WET2 に比べてほぼ半分の時間、半分の含水率の増加でマトリックポテンシャルが 0 kPa に到達したのは、試料内部で不完全な吸水が生じたためと考えられる。このときの大小の孔隙に水が入る順番は、水銀の圧入により多孔質体の孔隙径分布を測定する際に水銀が入る順番と同様に、大きい孔隙が先になる。ただし、対象とした非攪乱土壌試料は、自然の構造と濡れ性を有しており、すべての孔隙が一様な疎水性を示していたとは考えられない。もし、等しく疎水性を示していたなら、初期においてサクションは生じないからである。土壌中には親水性の孔隙も存在し、これによりサクションが生じていたと考えられる。撥水性の強度の変化は、個々の孔隙の壁面における接触角が変化することとともに、壁面が疎水性の孔隙の割合が変化することにより生じていると考えられる。

今回用いた非攪乱土壌試料に発現した撥水性は、 $WDPT(f) = 3$  分程度の弱度のものであった。そのため、撥水性は実験中に低下し、始めに撥水性を示した WET1 の吸水過程においても、最終的にはマトリックポテンシャルがゼロで孔隙に水が入り飽和度が上昇した。しかし、第 3 章で示したように、ヒノキ林の表層の土壌は、 $WDPT(d)$  が 24 時間を超えるような強い撥水性を示す場合もある。多孔体の固相表面にこのような強い撥水性が生じている場合には、水は圧入しない限り小さな孔隙に入ることはない (Ustohal *et al.*, 1998; 安中, 2006; 川本ら, 2004)。このとき、水を斥ける力が重力に対して十分小さいようなマクロポアが存在する場合には、ガラスビーズを用いた実験で確認された通り、水はマクロポア中を選択的に流れることになる。

なお、WET2 および WET3 では、初期のマトリックポテンシャル  $\psi_i$  が WET1 より低かった。すなわち、より乾燥していた。にもかかわらず、WET2 および WET3 では撥水性が生じなかった。これには、対象土壌の撥水性の発現と消失に、第 5 章で述べたように両親媒性有機物が関与しているためと考えられる。つまり、WET1 の吸水過程で飽水させた後、WET2 の排水過程で撥水性の原因となる両親媒性有機物が水とともに流亡したことにより、次の吸水過程の初期に撥水性が現れなかったことが考えられる。

#### 6.4.2 マクロポアが選択的な水移動経路として機能するための条件

土層が飽和の条件では、マクロポアが存在すればそれを経路とする選択流が生じる (expA、図 6.6a)。これは、水が抵抗の小さい部分をより多く流れるためである。

土層が全体として不飽和の条件下では、マクロポアを経路とする選択流が生じるのは、マクロポアへの水の供給速度がマトリックス孔隙の吸水速度を上回るときのみである (Bouma, 1991; 長谷川, 2003)。マトリックスが親水性の場合、埴質土のようにマトリックス孔隙の透水性が極端に低ければ、実際に起こり得る降雨強度の範囲内でこの条件が成立する (波多野ら, 1983; Booltink and Bouma, 1991; 王ら, 1993)。しかし、マトリックス孔隙の透水性が高い場合 (マクロポアへの水の供給速度 < マトリックス孔隙の吸水速度の場合) には、Ogawa *et al.* (1994) や本研究の expB (expA、図 6.6b) の結果が示すように、水はマクロポアを迂回してマトリックス孔隙を選択的に流れる。これは、毛管力が水を孔隙に引き込むように作用し、その力は小さい孔隙ほど強くなるためである。

しかし、同じマトリックスが撥水性を示す場合には、不飽和の条件でもマクロポアを経路とする選択流が生じる。撥水性により、水を孔隙から斥けようとする毛管力が働き、その力は小さい孔隙ほど強くなる。そのため、小さな孔隙ほど強く水を斥け、重力が毛管力を上回って水が浸入可能なのは、毛管力が弱い大きな孔隙のみとなる。疑似マクロポアを持つガラスビーズ充填槽を用いた実験において、マクロポアを経路とする選択流が生じたのは、以上の理由による。

以上のように、マクロポアを経路とする選択流は、従来から知られていた「1: 土層が飽和している」と「2: 土層が不飽和でマトリックスが緻密」の2つの条件に加えて、「3: マトリックスが撥水性を示す」の条件においても発生することが確認された。

非攪乱試料を用いた実験とガラスビーズを用いた実験の結果に基づき、撥水性がマクロポアを有する土壤中の水移動に及ぼす影響を概念的にまとめると図 6.7 のようになる。ここでは、土壤孔隙を、団粒内の小孔隙、団粒間の大孔隙、およびマクロポア (連続する粗大孔隙) の3種類に分けて描いた。土壤マトリックスが親水性の場合 (図 6.7a)、マトリックスの給水速度を上回らない強度で供給された水は、全て団粒内の小孔隙を流れ、マクロポアには水が入らない。これに対して土壤マトリックスが撥水性を示す場合 (図 6.7b)、水は団粒内の小孔隙には入れずに、水を斥ける方向の毛管力が重力を上回らないより大きな孔隙、特にマクロポアを選択的に流れる。

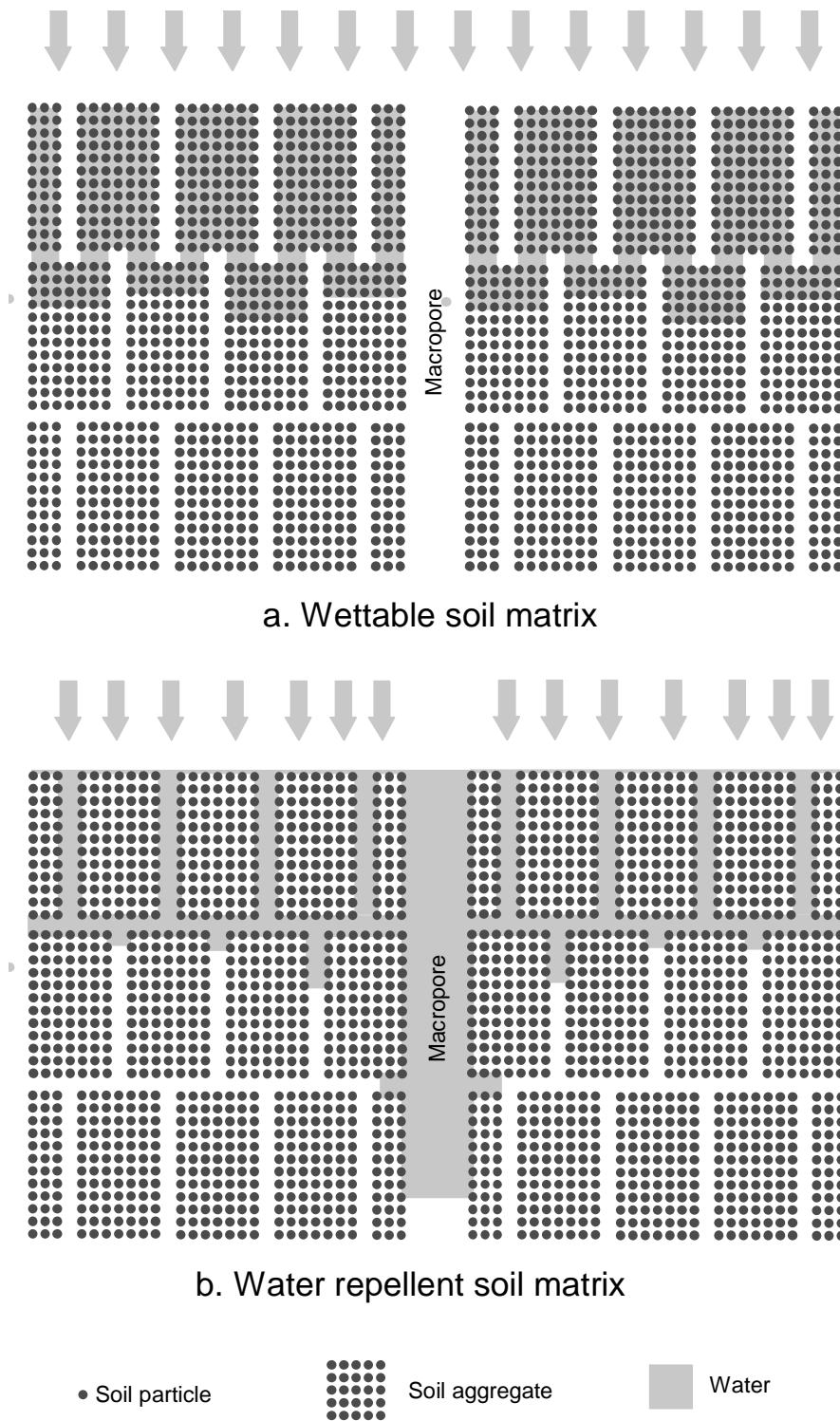


図 6.7: 撥水性がマクロポアを有する土壌中の水移動に及ぼす影響の概念図

Schematic representation of the effect of soil water repellency on the water flow in a soil with macropores

## 6.5 まとめ

壁面が親水性の毛管では、径の小さな孔隙ほど強く水を吸引する。そのため、吸水過程において、水は相対的に小さな孔隙から順に入る。撥水性が生じると、この順番は逆になる。非攪乱土壌試を用いた実験において、撥水性が発現しているときの吸水過程では、撥水性が発現しなかったときと比較して、より少ない含水率の増加でマトリックポテンシャルがゼロまで上昇した。これは、団粒内の小さい孔隙に水が浸入できず、団粒間の大きい孔隙に水が選択的に入ったことを示していると考えられた。また、撥水性を有するマトリックス中に連続するマクロポアが存在する状態を再現したガラスビーズ実験では、水はマトリックス部に入らず、疑似マクロポアを選択的に流れた。2つの結果は、撥水性により小さな孔隙ほど強く水を斥けるため、大きな孔隙に先に水が入ったという点において共通している。この際、大きな孔隙でも撥水性を示していれば水を斥ける方向の力が作用する。大きな孔隙に水が入るのは、水を斥ける力を重力が上回るためである。

マクロポアに富む現地の森林土壌においても、撥水性が発現しているときには、土層が全体として不飽和の状態でマクロポアが選択的な水移動経路として機能することが想定される。第7章では、現地における観測および観察の結果に基づいてこの点を検証する。

## 第7章 ヒノキ人工林の撥水性土壌中における 選択的な水移動

### 7.1 はじめに

前章では、撥水性が生じると大小の孔隙に水が入る順番が逆転し、わずかな含水率増加によりマトリックポテンシャルがゼロまで上昇すること、撥水性土壌に地表から連続するマクロポアがある場合はこれを経路とする選択流が生じることを実験的に示した。

撥水性によるマクロポアを経路とする選択流の発生は、実際の森林土壌中の水移動を観測したいくつかの研究において示唆されている (Willson *et al.*, 1990; Doerr *et al.*, 2003; 小林ら, 2000)。しかし、このような水移動を直接観測した事例は少ない。その中で、Burch *et al.* (1989) は、オーストラリア南東部の撥水性森林土壌を対象に散水式浸透能試験を行い、散水後に土壌断面を掘削して水移動経路を観察し、水が地表直下のマトリックスにほとんど浸入せず、"root hole" として認識されるマクロポアを選択的に流れたことを報告している。同様に撥水性土壌に散水した後の土壌断面を観察した Imeson *et al.* (1992) および Cerda *et al.* (1998) も、マクロポアを経路とする選択流の発生を報告している。しかし、ここに挙げた研究事例のいずれにおいても、選択流の発生要因となり得る土壌マトリックスの透水性の影響が考慮されていない。つまり、マトリックスが緻密で透水性が低ければ、撥水性の有無に関わらず選択流が発生すると考えられるが、これら既往研究ではこの点について議論されていない。不飽和土壌中でのマクロポアを経路とする選択流の発生において撥水性が及ぼす影響に関する知見をより確かなものとするためには、撥水性とマトリックスの透水性の影響を区別する必要がある。

本章では、乾燥時に表層部に強い撥水性を発現する加波山試験地のヒノキ林の土壌を対象に、マトリックポテンシャルを連続測定するとともに、色素トレーサーを用いた水移動経路の観察を行い、撥水性が関与する選択流の実態を明らかにする。対象とした土壌のマトリックス孔隙の透水性は、撥水性の影響を除去して測定したときには現地で起こりうる

降雨の強度に対して十分高い。水移動経路の観察では、水を散布するとともに、土壌を完全に濡らすと考えられるメタノールを散布し、両者の流動形態を比較することにより、選択流の発生における土壌の撥水性の影響をマトリックス孔隙の透水性の影響と区別して明らかにする。なお、この章の測定および観察の結果は、小林ら（投稿中）に基づいている。

## 7.2 加波山調査プロットの土壌の飽和透水係数と撥水性

表 7.1 に、マトリックポテンシャルの連続測定と水移動経路の観察を行った加波山調査プロットの土壌の飽和透水係数を示した。用いた試料は、加波山調査プロット近傍で行った土壌断面調査の際に各層位から  $400\text{ cm}^3$  採土円筒で非攪乱採取したものである。測定は定水位法で行った。この際、撥水性が発現して吸水しにくい状態にあった試料については、上面からメタノールを染み込ませて撥水性を除去し、その後十分に水を吸収させてから測定した。これら非攪乱試料の飽和透水係数は、 $2.8 - 18.1 \times \text{m s}^{-1}$  であった。これらの値は、降雨強度換算では  $100\text{ mm h}^{-1}$  に相当する。

表 7.2 に、加波山調査プロットにおける土壌の撥水性 (WDPT(d)) の鉛直分布を示した。撥水性測定用の試料は、飽和透水係数測定用の試料とは別に、深度 0 - 5 cm、10 - 15 cm、20 - 25 cm、30 - 35 cm、40 - 45 cm、50 - 55 cm、および 60 - 65 cm から採取した。採取には容積  $100\text{ cm}^3$  の採土円筒を用いた。これらの土壌試料を、生土の状態で網目間隔 1 mm のふるいにかけた後に風乾し、WDPT(d) を指標として潜在的な撥水性の強度を測定した。 $A_0$  層直下に相当する深度 0 - 5 cm では、WDPT(d) > 40000 秒（約 11 時間）を超え、土壌最表層には強い潜在的な撥水性が認められた。また、深度 10 - 15 cm でも、WDPT(d) > 14000 秒（約 3.9 時間）であり、潜在的な撥水性が認められた。一方、20 - 25 cm およびこれより深部では、全試料の WDPT(d) が 0 秒であり、土壌は親水性であった。

## 7.3 研究方法

### 7.3.1 マトリックポテンシャルの連続測定

加波山調査プロットの深度 10、30、50、および 75 cm に圧力センサ式テンシオメータを設置し、土壌のマトリックポテンシャルを測定した。テンシオメータのポーラスカップの設置に際しては、延長パイプと土壌の間に隙間が生じたときにその隙間を雨水が鉛直に流れて測定値に誤差をもたらす可能性がある。この影響を避けるため、本研究では土壌断面



表 7.1: 加波山調査プロットにおける飽和透水係数の鉛直分布  
 Vertical distribution of saturated hydraulic conductivity  
 in Kaba-san experimental plot

Layer	Depth (cm)	Saturated hydraulic conductivity ( $\times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ )
A <sub>1</sub>	3	5.2
A <sub>2</sub>	14	4.2
A <sub>3</sub>	27	2.8
B <sub>1</sub>	41	18.1
B <sub>2</sub>	66	12.1

表 7.2: 加波山調査プロットにおける潜在的な撥水性の鉛直分布  
 Vertical distribution of potential water repellency  
 in Kaba-san experimental plot

Sampling depth (cm)	WDPT (sec)
0 - 5	40247
10 - 15	14140
20 - 25	0
30 - 35	0
40 - 45	0
50 - 55	0
60 - 65	0

を作成してその側面から水平かつ等高線に平行な方向に延長パイプを 50 cm 挿入して設置した。延長パイプはL字型に曲げて地上に出し、圧力センサに接続した。圧力センサには、コパル電子社製 PS-7 を用いた。設置時の土壌断面は設置後に埋め戻した。測定間隔は 10 分とし、データロガー (白山工業製、DATAMARK LS3000Ptv) を用いて連続記録した。

### 7.3.2 色素トレーサーを用いた水移動経路の観察

加波山調査プロット内の地表の状態が一様と見なせる部分に、等高線方向 100 cm × 斜面長方向 30 cm の領域を、30 cm の間隔をあけて等高線方向に並べて 2 つ設け、一方には色素を含んだ水、他方には同じ色素を含んだメタノールを、噴霧器を用いて地表に均一に散布した。散布量は約 33 mm、散布強度は土壌の飽和透水係数より十分に小さい  $16 \text{ mm h}^{-1}$  とした。メタノールを用いたのは、表面張力の低いメタノールは水をはじく土壌でもほぼ完全に濡らすことから (Letey *et al.*, 1962)、撥水性が影響しない場合の水の移動を近似できると考えたためである。用いた水は水道水である。また、メタノールの濃度は 99 % 以上である。色素には、Brilliant Blue FCF を用いた。この色素は食品添加物として広く用いられているものであり、毒性が低いことから、近年野外における土壌中の水移動経路の観察に広く利用されている (Flury and Flühler, 1995; Weiler and Flühler, 2004; Miyamoto *et al.*, 2005)。色素の濃度は  $1.38 \text{ g L}^{-1}$  とした。なお、予備実験により、色素を含んだ水道水の表面張力は蒸留水の表面張力と変わらないことを確認している。

実験時の現地における撥水性の強さを知るため、実験の直前に散布区の近傍で  $100 \text{ cm}^3$  金属製円筒を用いて深度 0 - 5 cm の表層土壌試料を採取し、密封して実験室に持ち帰り、円筒試料の上面および下面で、それぞれ WDPT(f) を指標にして実際の撥水性を測定した。

散布終了後、散布域の上端を基準 (0 cm) として斜面下方 85 cm、50 cm、30 cm および 15 cm の位置で順に土壌断面を作成し (図 7.1)、色素で染色された水およびメタノールの移動経路を観察した。上端から 30 cm の位置は散布域下端に、15 cm の位置は散布域中央にそれぞれ相当する。

なお、Brilliant Blue 色素は土粒子にある程度吸着するため、同時に供給された水と色素の移動速度は一致せず、色素の移動は水より遅れる (Flury and Flühler, 1995)。そのため、土壌断面における色素の分布範囲は、新たに供給されて土壌中に浸透した水の実際の分布範囲より狭くなる。このような制約はあるが、色素の分布パターンから土壌中での水の移

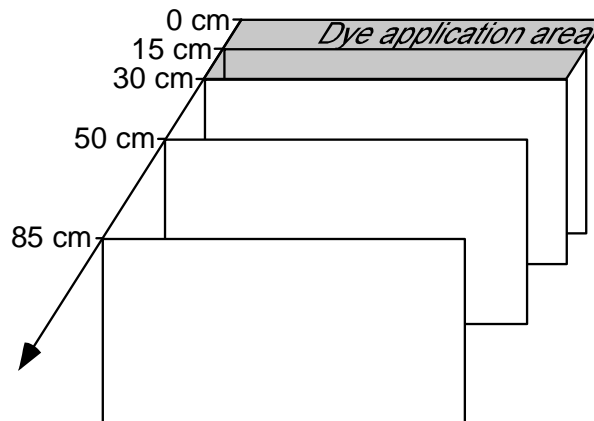


図 7.1: 雨水移動経路観察のための土壌断面の位置

Positions of the profiles excavated to observe the flow paths in the soil

動経路の形態的な特徴を知ることは十分可能であると考えた。

## 7.4 結果

### 7.4.1 降雨時におけるマトリックポテンシャルの変動

土壌中のマトリックポテンシャルの変動パターンは、先行水分条件により異なった。1997年の9月中旬から下旬にかけての非乾燥時には、降雨に伴いマトリックポテンシャルが浅い深度から順に上昇した (図 7.2)。この例では、降雨直前の深度 10 cm のマトリックポテンシャルは約-5 kPa であった。このようなマトリックポテンシャルの変化は、雨水が浸潤前線を形成してマトリックス孔隙中を連続的に降下する場合に見られる (Miyamoto *et al.*, 2005)。

これに対して 1997 年 8 月下旬から 9 月上旬、同年 10 月上旬から 11 月中旬の乾燥時には、深度 10 cm のマトリックポテンシャルがほとんど上昇しないまま、深度 30、50、75 cm のマトリックポテンシャルが上昇するという特徴的なマトリックポテンシャルの変化がしばしば観測された。特に、1997 年 11 月 16 日から 17 日の総雨量 24 mm の降雨イベントでは、この傾向が顕著であった (図 7.3)。この降雨イベントの直前において、深度 10 cm および 30 cm のマトリックポテンシャルは約-30 kPa まで低下しており、土壌表層部は乾燥していた。地表付近はさらに強く乾燥し、撥水性が発現していたと推察される。降雨開始 (11 月 16 日 23 時) から 5 時間後、深度 10 cm に変化が現れていないにもかかわらず、深

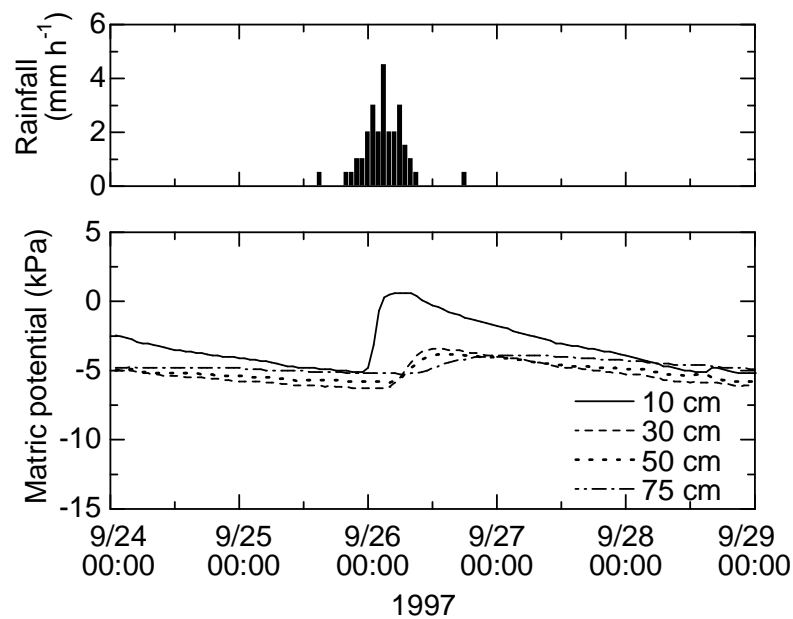


図 7.2: 降雨時のマトリックポテンシャルの変化 (非乾燥時)

Change in the matrix potential during a rainfall event (moderate moisture condition)

度 30 cm のマトリックポテンシャルが顕著に上昇し、約 11 時間後には -10 kPa 以上に達した。深度 50 cm でも、降り始めから 10 時間後にはマトリックポテンシャルの顕著な上昇が認められ、約 16 時間後には -10 kPa 以上まで上昇した。深度 10 cm では、降雨終了時までマトリックポテンシャルの顕著な上昇は認められず、-25 kPa 以下の値を維持し続けた。

図 7.4 に、1997 年および 1998 年のマトリックポテンシャル観測期間に観測された総雨量 10 mm 以上の降雨イベントを対象に、浅い部分に先立つ深部のマトリックポテンシャル変化が発生したイベントと発生しなかったイベントについて、降雨直前の深度 10 cm におけるマトリックポテンシャルとイベント中の最大降雨強度の関係を示した。浅い部分に先立つ深部でのマトリックポテンシャル変化は、土壌が湿潤なときには発生せず、土壌が乾燥しているときに発生する傾向が顕著に認められた。特に、深度 10 cm のマトリックポテンシャルが -25 kPa 程度まで乾燥した先行水分条件では、最大降雨強度が  $2 \text{ mm h}^{-1}$  程度と弱いものも含めて、すべてのイベントで発生した。

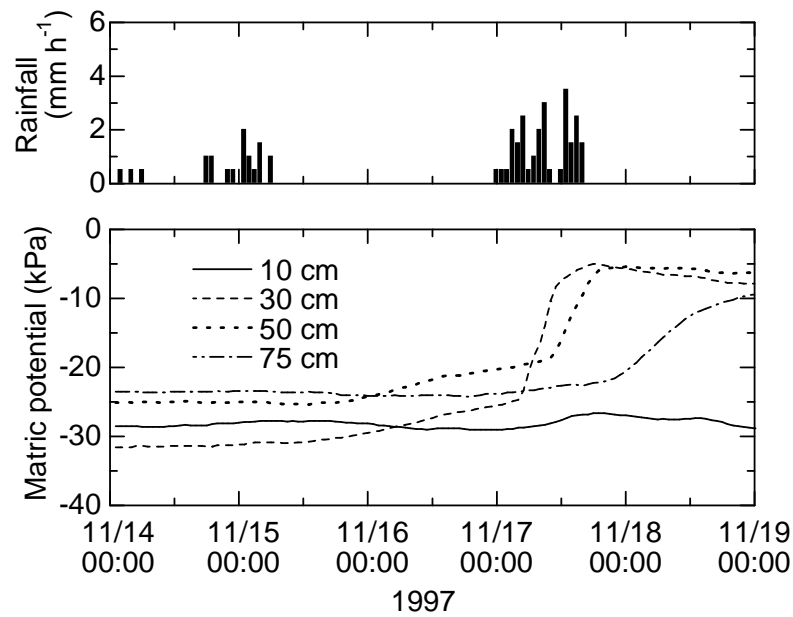


図 7.3: 降雨時のマトリックポテンシャルの変化 (乾燥時)

Change in the matric potential during a rainfall event (dry moisture condition)

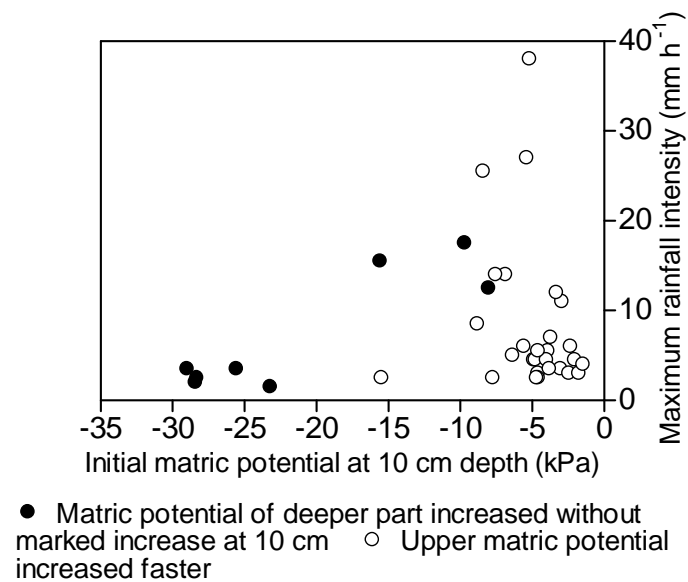


図 7.4: 降雨時のマトリックポテンシャル変化に及ぼす先行水分条件と降雨強度の影響  
Effect of the antecedent moisture condition and rainfall intensity on the matric potential change during rainfall events

#### 7.4.2 色素トレーサーが示す水移動経路

水移動経路観察実験を行った1997年9月上旬は、8月の少雨期間の影響で地表の土壌は乾燥していた。採土円筒で採取した試料の上面（深度0 cm）で測定したWDPT(f)は10800秒（3時間）以上、下面（深度5 cm）で測定したWDPT(f)も約1000秒であり、強い実際の撥水性が発現していた。

撥水性を発現している土壌でも完全に濡らすと考えられるメタノールを散布した区画（以下、メタノール散布区）では、供給したメタノールはすべて散布域内で土壌に浸入した。15 cm および 30 cm の位置の断面における染色域は、色素が到達した深度が完全に一様ではなかったが、地表から連続していた（図 7.5a、図 7.5b）。このことは、色素の到達した深度までに存在するマトリックス孔隙の大部分が、散布したメタノールの移動経路として機能したことを示している。散布域から離れた50 cm および 85 cm の位置では、土壌断面に染色域は認められなかった（図 7.5c、図 7.5d）。

一方、水を散布した区画（水散布区）では、散布した水の一部が撥水性のため地中に浸入できずにはじかれ、筋状の地表流を形成して散布域外の斜面下方へ流出した（図 7.6）。この筋状の地表流は散布域の上端から最大約1 mの距離に達した。散布域の中央にあたる15 cmの位置の断面では、染色域は不連続かつ不均一に分布し、特に地表付近では染色された部分が著しく少なかった（図 7.5e）。このことは、水が面積的に少ない限られた場所から地中に入り、地中においても空間的に限られた経路を選択的に流れたことを示している。同様の染色パターンは染色域下端の30 cmの位置の断面でも認められた（図 7.5f）。観察された選択的な水移動経路には、樹木の生根の周囲（図 7.7）や、土壌の塊状構造の構造単位間の空隙（図 7.8）のような連続するマクロポアと明らかに判断できるものがあった。水散布区では、散布域外の50 cm および 85 cm の位置の断面にも不均一な染色域が存在し（図 7.5g、図 7.5h）、それらの多くは前述した筋状の地表流の跡と連続していた（図 7.9）。すなわち、散布域外に筋状の地表流として流下した水は、地表から地中に連続するマクロポアに流れ込み、地中においてマトリックス孔隙にほとんど吸収されずにマクロポアを選択的に流れた。

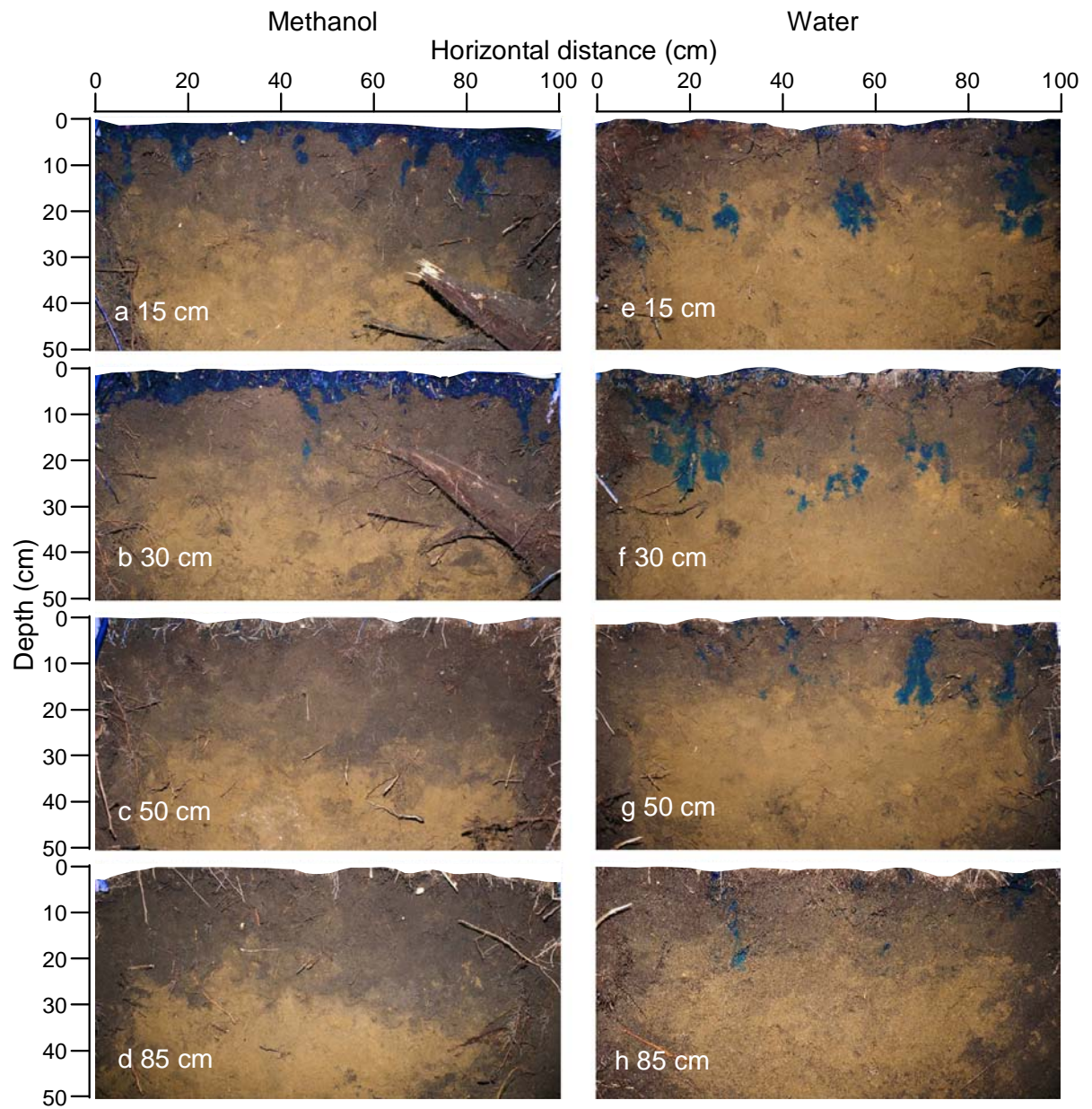


図 7.5: 土壌断面における色素で染色された水とメタノールの移動経路  
Stained flow paths of water and methanol on the excavated soil profiles



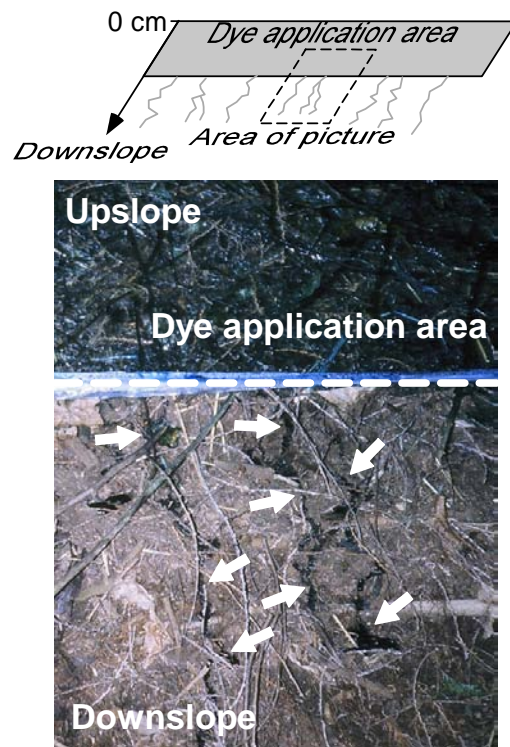


図 7.6: 水散布区から流出する筋状の地表流 (矢印)  
Linear overland run-off from the dye application area (Arrows)

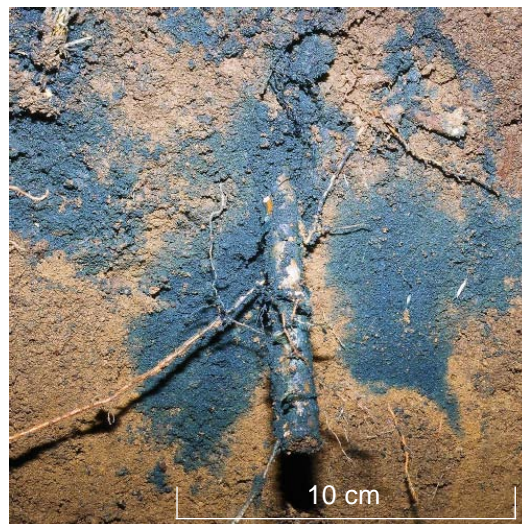


図 7.7: 生根周囲の選択的な水の流れ  
Preferential water flow around a living root



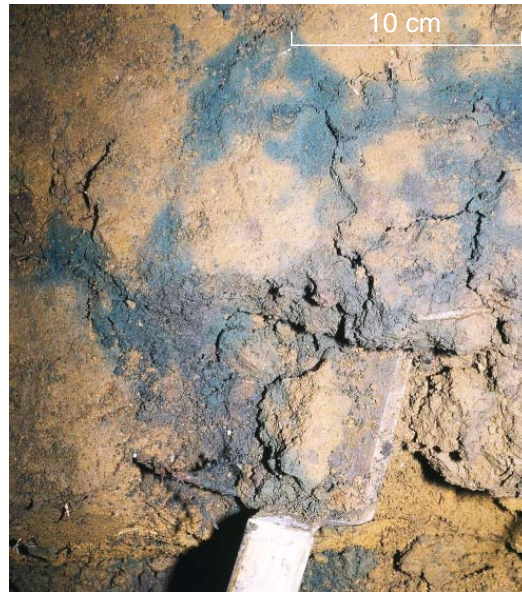


図 7.8: 土壌構造間の孔隙中の選択的な水の流れ  
Preferential water flow through inter-structural voids

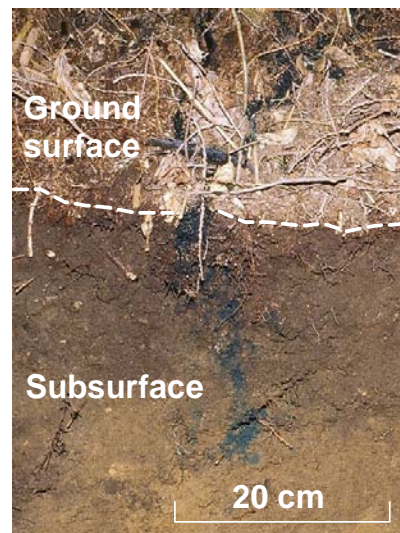
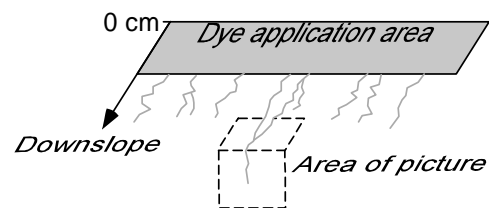


図 7.9: 地表から連続するマクロポアに捕捉される地表流  
Capture of overland flow by a macropore opening at the ground surface

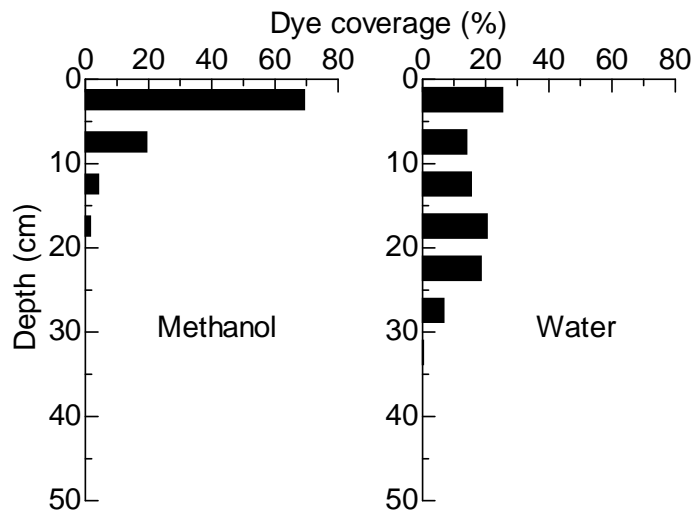


図 7.10: メタノール散布区と水散布区の土壌断面における深度ごとの染色割合  
Dye coverages on the profiles in the methanol and water plot

図 7.8 に、メタノール散布区と水散布区の 30 cm の位置の土壌断面における、深度別の染色面積率を示した。メタノール散布区では、染色面積率は深度 0 - 10 cm に集中し、特に 0 - 5 cm の深度では 70 % が染色されていた。これに対して、水散布区では 30 % 未満の染色面積率が、0 - 30 cm にわたって認められた。用いた色素は土粒子に吸着するので、色素の分布と散布した水の分布とを同一視することはできないが、水はマトリックス孔隙の多くをバイパスして深部に達したことが明らかである。

## 7.5 考察

### 7.5.1 部分的な地表流

調査プロットの表層土壌は、強い潜在的な撥水性を有しており、水移動経路観察実験時には実際の撥水性を現していた。散布した水のマトリックス孔隙への浸入は撥水性により妨げられ、一部は地中に浸入せずに地表流となり、散布域外の斜面下方まで流出した。水散布区では、散布した水の一部が地中に浸入せずに筋状の地表流となり、散布域外の斜面下方へ流出した。地表流は、撥水性が生じている場合以外にも、圧密やクラスト形成により地表付近のマトリックス孔隙の透水性が低下している場合に生じる(湯川・恩田, 1995; Sidle *et al.*, 2006)。しかし、撥水性を除去して測定した鉍質土壌最表層の飽和透水係数は  $100 \text{ mm h}^{-1}$

であり、マトリックス孔隙の透水性は撥水性が生じなければ散水強度の  $16 \text{ mm h}^{-1}$  に対して十分大きかった。また、もし観察された地表流が撥水性ではなくマトリックス孔隙の低い透水性を原因として生じたものであれば、メタノール散布区でも水散布区と同様に地表流が発生したはずである。しかし実際には、メタノール散布区で地表流は発生しなかった。これらの事実から、水散布区で地表流が発生したのは、この土壌のマトリックス孔隙の透水性が小さかったためではなく、撥水性によりマトリックス孔隙の吸水力が一時的に低下していたためと判断できる。

筋状の地表流は、土壌断面における水移動を示す染色域が観察されたことから分かるように、斜面をどこまでも連続的に流下することではなく、短い距離（本研究の実験時は散布域上端から最大  $1 \text{ m}$ ）を流れて地表の所々から土層中へ浸入した。つまり、地表流は部分的なものに限定された。これは、対象土壌には地表から地中まで連続しているマクロポアが多く、これらに地表流が流れ込んだためであり、土壌断面における不均一な染色域は、このマクロポアを経路とする水の流れを示している。これらのことから、土壌最表層の強い撥水性には、地表流の形態で雨水をマクロポアの入り口に集中させる働きがあるといえる。

#### 7.5.2 地中における選択的な水移動

乾燥時に観測された表層部の変化を伴わない深部のマトリックポテンシャルの上昇は、雨水が地中に一様に浸入せず、限られた部分を選択的に流れる「バイパス流」が生じたときに特有の現象である。この現象は Van Stiphout *et al.* (1987) により見いだされ、"internal catchment" と呼ばれる。深度  $10 \text{ cm}$  のポーラスカップは、このような選択的な水移動経路から離れた位置にあったために、雨水がこの部分をバイパスしたことによりイベント終了時までマトリックポテンシャルが上昇しなかったと考えられる。小林ら (2000) は、平地のヒノキの根元付近で土壌のマトリックポテンシャル分布を測定し、降雨時には本研究と同じように internal catchment がしばしば観測されたことを報告している。彼らはまた、土壌が乾燥しているときほど少ない降雨量、弱い降雨強度で internal catchment が生じる傾向を認め、撥水性の関与によるマクロポアを経路とする選択流が発生したことを示唆した。本研究のマトリックポテンシャル観測において、土壌が乾燥しているときは最大降雨強度が弱いイベントでも internal catchment が生じ、この傾向は小林ら (2000) の結果と一致した。しかし、土壌が湿潤なときには、約  $40 \text{ mm h}^{-1}$  の強い最大降雨強度を記録したイベン

トでも internal catchment が生じなかった。このことは、撥水性を現さない程度に湿潤なときには、対象土壌のマトリックス孔隙の透水性は十分に高く、強い強度で雨水が供給されても、ほぼマトリックス孔隙だけで雨水を通過させることができることを示している。

前章でも述べたとおり、不飽和状態の土層中で、マクロポアが選択的水移動経路として機能するための条件は、マクロポアへの水供給速度がマトリックス孔隙の吸水速度を上回ることである (Bouma, 1990; 長谷川, 2003)。土壌が水によく濡れる親水性の場合、マトリックス孔隙の透水性が低い緻密な土壌であれば、通常の降雨強度の範囲でもこの条件が成立すると考えられる。粘質土壌中の亀裂を経路とする選択流 (波多野ら, 1983; 井上, 1989; Booltink and Bouma, 1991) はこれに該当する。同じように親水性で、一般的な森林土壌の表層部のようにマトリックスが緻密でない土壌では、マクロポアがあっても雨水は強い毛管吸引力を生ずるマトリックス孔隙を主に流れる (Ogawa *et al.*, 1994)。これに対して土壌が撥水性を現している場合は、マトリックス孔隙の吸水が妨げられるため、降雨強度が土壌本来の飽和透水係数より小さいときにもマクロポアが選択的な水移動経路として機能する。このことは、第6章のガラスビーズに人工的に撥水性を付与して行った実験で示した通りである。本研究で対象としたヒノキ人工林の土壌も、撥水性の影響がなければマトリックス孔隙の透水性は降雨強度より十分大きい。乾燥して撥水性が現れたときにはマトリックス孔隙の吸水が妨げられる。そのため、特に強くない降雨強度でもマクロポアへの水供給速度がマトリックス孔隙の吸水速度を上回り、マクロポアを経路とする選択流が発生したと考えられる。

部分的な地表流と選択流は、水を散布したときには発生したが、土壌を完全に濡らすと考えられるメタノールを散布したときには発生しなかった。このことと、撥水性を除去して測定した鉍質土壌最表層の飽和透水係数が散水強度より十分大きいことから、観測された選択流は主に撥水性の影響によるものであると判断できる。ただし、深度 20 cm 以深では土壌が親水性であるため、選択流が 30 cm 以深まで継続した理由を撥水性のみに帰することはできない。強い撥水性が現れる地表付近では、マトリックス孔隙が雨水を吸収しないため、相対的に低い位置にあるマクロポアの入り口に雨水が集中して選択流が発生する。この場合、雨水は林内での平均的な降雨強度よりはるかに強い強度で土層のより深い部分へ送られると考えられる。土壌が親水性である 20 cm 以深では、マクロポア中を集中的に流れる雨水はマトリックス孔隙に吸収されつつも、一部がマクロポア中を流れ続け、さらに深部に達したと推察される。

## 7.6 まとめ

ヒノキ人工林下の撥水性土壌において、乾燥時に色素を含む水を散布したところ、水の一部は筋状の地表流となって散布域外の斜面下部へ流出した。残りの大部分は、地表から地中へ連続するマクロポアに流れ込み、これを経路とする選択流として地中の限られた部分を鉛直下方に流れた。この土壌のマトリックス孔隙の透水係数は、水の供給強度に対して十分大きかった。また、同じ速度でメタノール（土壌を完全に濡らすと考えられる）を供給した場合、地表流も顕著な選択流も生じず、散布域でほぼ全てが浸入した。これらのことは、観察された地表流と選択流が主に撥水性の影響により生じたことを示している。すなわち、第6章で示した撥水性の関与による不飽和土層中におけるマクロポアを経路とする選択流が、現地でも生じることが検証された。

マクロポアを経路とする選択流は、マクロポアへの水供給速度がマトリックス孔隙の給水速度を上回るときに生じる。土壌が親水性である場合は、通常の降雨強度でこの条件が成立するのは、亀裂を有する粘質土に代表されるようなマトリックスが極めて緻密な土壌に限られる。しかし、撥水性が影響する場合には、孔隙分布から予想される透水性が高い土壌であっても、マトリックスが水を吸収しないため、さほど強くない降雨条件下でマクロポアへ雨水が集中し、水供給速度がマトリックスの吸水速度を容易に上回る。

撥水性によりこのような選択流が生じると、マトリックス孔隙の大部分が雨水の移動経路として機能しなくなる。これらのマトリックス孔隙は、土層表層部における雨水の一時的な貯留にも関与できなくなると考えられる。その結果として、土層表層部の雨水貯留の働きが一時的に低下することが推察される。第8章では、降雨時の水分貯留量変化の測定に基づき、この点を究明する。

## 第8章 撥水性による土層の雨水貯留能力の一時的な低下

### 8.1 はじめに

水源かん養機能の発揮における表層土壌の重要な働きの一つは、時として強い強度で地表に供給される降雨を一時的に貯留して、地中深部の貯留空間に導く働きである。伐採作業等による攪乱を受けていない森林土壌では、地表で測定した浸透能は  $200 \text{ mm h}^{-1}$  前後の高い値を示すことが普通であり(村井・岩崎, 1975)、強い降雨のときであってもなおマトリックス孔隙の吸水速度は十分に高く、全ての雨水を地中に受け入れることができると考えられることが多い(田中, 1996)。本研究では、土壌に撥水性が発現した場合、孔隙分布から予想される透水係数が降雨強度と比べて十分に大きい土壌でも、マトリックスの吸水が妨げられ、部分的な地表流が生じ、それがマクロポアを流れる選択流になることを明らかにした(第6章および第7章)。

撥水性により空間的に限定されたマクロポアのみを雨水が流れる場合、マトリックス孔隙の多くは水の移動と貯留に関与できなくなり、供給された雨水は撥水性が影響しない場合より深い深度に早く到達し、連続する土層の雨水貯留能力が一時的に低下することが推察される。撥水性は乾燥時に強まるため、このような雨水貯留に及ぼす撥水性の影響は、乾燥した先行水分条件下で顕著になると考えられる。つまり、乾燥している土壌ほど雨水貯留の能力が低い、ということが撥水性の影響により起こると推察される。

このことに関しては、粘質な草地土壌の非攪乱カラムの水分貯留を測定した Dekker and Ritsema (1996) による研究事例があるものの、現地での観測に基づく研究事例はない。本章では、現地での水移動経路の観察および土層内水分貯留量の連続測定の結果からこの点を明らかにする。

なお、この章の測定および観察の結果は、Kobayashi and Shimizu (Submitted) に基づいている。

## 8.2 研究方法

### 8.2.1 色素トレーサーを用いた水移動経路の観察

土層中における水移動の経路を把握するため、色素トレーサーを混入した水を人工降雨として土壌に散布した後に土壌断面における染色パターンを観察した。実験は、鹿北試験プロットと同一の斜面で、林床の状態が同プロットに近い場所を選んで実施した。色素を溶解させた水約 30 mm 相当を、降雨装置を用いて降雨強度約  $20 \text{ mm h}^{-1}$  で散布した。色素には、Brilliant Blue FCF (Flury and Flühler, 1995) を用いた。濃度は  $2.5 \text{ g L}^{-1}$  とした。降雨装置は、 $90 \text{ cm} \times 90 \text{ cm}$  の平面に注射針 240 本を均等に配列させたものである。これを地表面から約 80 cm の高さに固定し、マリOTTタンクから一定の水頭差により色素を含む水を供給した。また、地表から約 30 cm の位置に網目間隔約 1 mm のナイロン製ネットを張り、注射針から滴下した雨滴を拡散させた。これにより  $1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$  の領域にほぼ均一に水を降らせることができる。水移動経路の観察は、土壌が乾燥していないとき (非乾燥時) と乾燥しているとき (乾燥時) に行った。人工降雨開始直前における深度 10 cm の含水率  $\theta_i$  は、非乾燥時が  $0.34 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 、乾燥時が  $0.25 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であった。前者は鹿北調査プロットの表層土壌の撥水性が発現する含水率  $\theta_{cr} = 0.29 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (第 5 章参照) より高く、後者はこれより低かった。散水終了後、直ちに散水域の中央部に土壌断面を掘削し、断面における染色パターンを観察した。

### 8.2.2 自然降雨時の含水率変化の測定と土層内水貯留量の計算

自然降雨時の土層内水分貯留量の変化を知るために、鹿北調査プロットの土壌の深度 10、30、50 cm で TDR 水分型を用いて体積含水率を測定した。TDR 水分計 (Campbell 社製、CS615) のプローブ長は 30cm であり、1 つのセンサは長さ約 30 cm、直径約 8 cm の円柱領域の平均的な含水率を測定すると考えられる。すべてのプローブは、土壌を掘った穴の側壁から水平方向に挿入した。断面はプローブ設置後に埋め戻した。これらセンサからの出力をデータロガー (Campbell CR10x) で自記記録した。測定インターバルは 1 時間とした。以降の解析に用いた含水率のデータは、2001 年 9 月から 2002 年の 12 月にかけて測定したものである。

土層内雨水貯留量を以下のように定義し計算した。各測定深度の含水率を、深度 0 - 20 cm、20 - 40 cm、40 - 60 cm の各区間における代表値とする。深度 0-60 cm の土層内水分

貯留量： $S$  (mm) は、含水率と土層厚を乗じた各区間の水分貯留量の和として次式で与えられる。

$$S = \Delta z(\theta_{10} + \theta_{30} + \theta_{50})$$

ここで、 $\theta_z$  は深度  $z$  cm の TDR 水分計による  $\theta$  測定値、 $\Delta z$  は各層の層厚 (200 mm) である。降雨イベント時の任意の時刻における土層内水分貯留量の増分  $\Delta S$  を、次式のように定義した。

$$\Delta S = S - S_i$$

ここで、 $S_i$  は降雨開始直前の  $S$  である。

さらに、総降雨量 20 mm 以上の降雨イベントを対象として、積算林外雨 20 mm における  $\Delta S$  を計算し、それぞれ  $\Delta S_{20}$  とする。もし、雨水が遮断されずに均等に 0-60 cm に入って貯留された場合、 $\Delta S_{20}$  は 20 mm となり、全く貯留されなかった場合 0 mm となる。より大きなイベントについては、同様に  $\Delta S_{30}$  および  $\Delta S_{40}$  を計算した。本章では、 $\Delta S_{20}$ 、 $\Delta S_{30}$ 、 $\Delta S_{40}$  を雨水貯留量の指標とした。

### 8.2.3 撥水性が影響しない場合の土層内水分貯留量変化のシミュレーション

撥水性が影響しないと仮定した場合の  $\Delta S$  を、水移動計算プログラム HYDRUS-2D (Šimůnek *et al.*, 1999) を用いてシミュレートした。土壌の水理パラメータは、鹿北調査プロットの近傍で採取した非攪乱円筒試料による実測値に基づいて決定した。試料の採取深度は 30 cm であり、これに 0 - 60 cm の土層を代表させた。この試料は撥水性を示さなかった。含水率とマトリックポテンシャルの関係は加圧板法で求めた。また不飽和透水係数とマトリックポテンシャルの関係は flux-head タイプの定常法で求めた。数値計算では、これらの関係を Van Genuchten (1980) の関数にあてはめて使用した。水理パラメータのリストを表 8.1 に示した。

シミュレーションでは、厚さ 100 cm の均一な土層中の鉛直一次元の水移動を計算した。上部境界条件は定常フラックス、下部境界条件は自由排水とした。撥水性は現れず、遮断蒸発および蒸散は生じないと仮定した。0.15 から 0.45  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  の一様な初期含水率を設定し、3通りの降雨強度 (1, 5, 20  $\text{mm h}^{-1}$ ) の下での  $\Delta S$  を計算した。



表 8.1: 計算に用いた Van Genuchten(1980) による土壌の水理モデルのパラメータ  
Parameters of soil hydraulic model of Van Genuchten(1980) used in the simulations

Residual soil water content	Saturated soil water content	Parameter $\alpha$	Parameter $n$	Saturated hydraulic conductivity	Tortuosity parameter
0.259	0.524	0.106	1.781	$2.7 \times 10^{-4}$	0.67

### 8.3 結果

#### 8.3.1 乾燥時と非乾燥時の水移動経路

非乾燥時 ( $\theta_i = 0.34 > \theta_{cr}$ ) に行った水移動経路の観察では、散水中に地表流は観察されず、供給された水はすべて散布域内で地中に浸入した (図 8.1a)。土壌断面における染色域は、不均一ではあったものの、ほぼ地表から連続しており、地表の多くの場所から水が浸入したことを示していた。Brilliant Blue 色素は土壌にある程度吸着するため、水の移動より遅れる (Flury and Flühler, 1995)。実際の雨水の移動経路は、色素のパターンと比べてより拡散的であったと推察される。この先行水分条件では、マトリックス孔隙の大部分が水の移動経路として機能したと考えられる。

これに対して乾燥時 ( $\theta_i = 0.25 < \theta_{cr}$ ) には、降雨装置で供給した水溶液の一部が、筋状の地表流となって散水域外の斜面下方へ流下した。土壌断面における色素による染色域は、きわめて不連続かつ不均一に存在し (図 8.1b)、選択的な水移動が生じたことを示していた。特に、深度 0 - 30 cm にはほとんど染色域が存在せず、この深度のマトリックス孔隙の大部分は水の移動経路として機能しなかったと考えられる。不均一に分布する染色域は、直径 1 cm 程度の生根と土壌の間の隙間や、中空の腐朽根の内部および周囲、さらに塊状構造の構造間の隙間に多く見られた。

#### 8.3.2 降雨時の含水率の変化

図 8.2 に、非乾燥時と乾燥時について、降雨中の含水率の典型的な変化パターンを示した。含水率増加の深部への伝わり方は非乾燥時と乾燥時では異なった。非乾燥時の例 (図 8.2a) では、降雨直前の深度 10 cm における含水率 ( $\theta_i$ ) が  $0.35 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であった。先行する 1 週間に 29 mm の降雨があったため、地表付近の含水率も 10 cm とあまり変わらず、撥

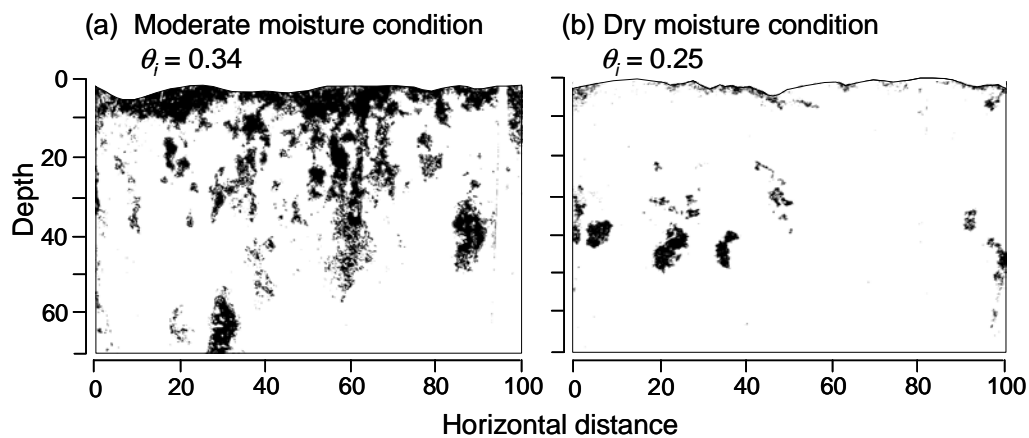


図 8.1: 非乾燥時 (a) と乾燥時 (b) における色素で染色された水の移動経路

Flow patterns revealed by the color dye during rainfall simulations conducted under (a) moderate and (b) dry antecedent moisture conditions

水性が発現するしきいの含水率  $\theta_{cr} = 0.29 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  を上回り撥水性は発現していなかったと考えられる。この例では、深度 10 cm および深度 30 cm の含水率が降雨にともない  $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  以上増加し、その後約 5 時間ほど経過した後に深度 50 cm で含水率が増加した。他のイベントでも、非乾燥時の変化傾向は同様であった。

これに対して乾燥時の例 (図 8.2b) では、 $\theta_i$  が  $0.22 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であり、地表の含水率は  $\theta_{cr}$  より低かったと考えられる。この例では、深度 10 cm と深度 30 cm の含水率がわずかに  $0.01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  しか増加していないにもかかわらず、2 時間後には深度 50 cm で含水率が増加した。このように、乾燥して土湿不足が大きい条件ほど含水率増加が速く深部に伝わる傾向が認められた。これは、一般的な浸透理論で再現される傾向とは逆である。

### 8.3.3 降雨時の雨水貯留量の増加

積算林外雨量と  $\Delta S$  の関係は、降雨直前の水分条件により大きく異なった。非乾燥時には、積算林外雨量と  $\Delta S$  はほぼ同じように増加した (図 8.3a)。これは、新たに雨水としてもたらされた水が、すべて 0 - 60 cm の土層に一時的に貯留されたことを示している。これに対して乾燥時には、積算林外雨に対して  $\Delta S$  の増加が小さくなる傾向が認められた (図 8.3b)。特に、土壌が強く乾燥しているときには、同程度の降雨に対する  $\Delta S$  が非常に小さくなり、雨水が貯留されにくい状態になっていた。この例では、深度 50 cm まで含水率の増加が伝わっていたにもかかわらず、積算雨量が増加し続けている間の貯留量の増加が

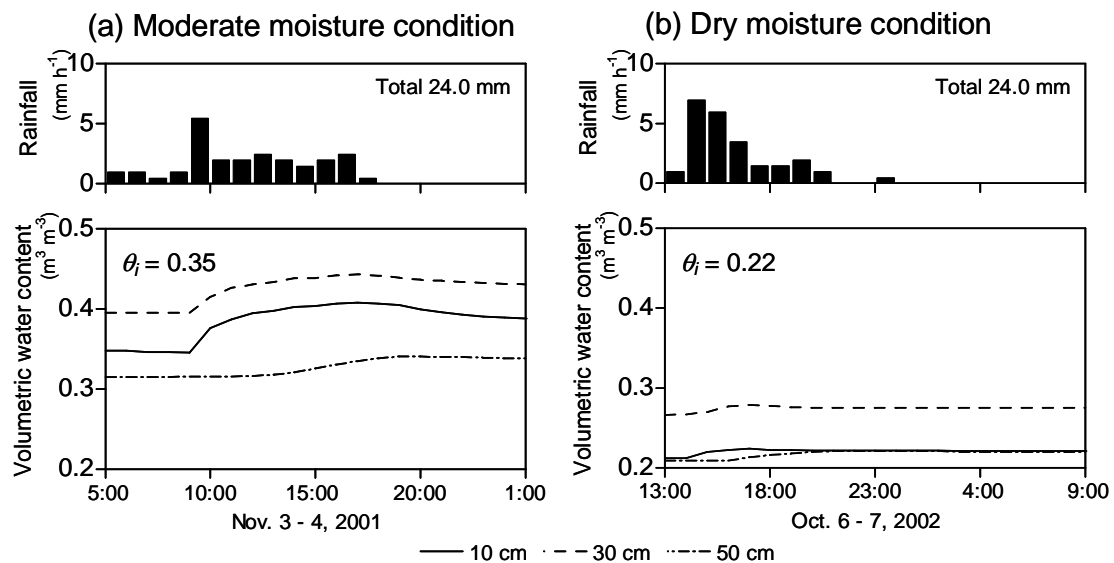


図 8.2: 非乾燥時 (a) と乾燥時 (b) における自然降雨時の TDR 水分計による含水率変化  
Typical changes in water content measured using TDR moisture sensors during natural rainfall events under (a) moderate and (b) dry antecedent moisture conditions

約 5 mm で頭打ちとなった。これは、対象とした 0 - 60 cm の深度の土層の貯水容量が一時的に 5 mm という小さいレベルに低下していたことを意味する。

#### 8.3.4 先行水分状態と雨水貯留能力の関係

図 8.4 に、自然降雨の条件下における先行水分状態 (降雨直前の深度 10 cm の含水率) と  $\Delta S_{20}$  で表される雨水貯留能力の関係を示した。数值的にシミュレートした  $\Delta S_{20}$  の値も並記した。 $\theta_i > \theta_{cr}$  の場合には、実測とシミュレーションの傾向はほぼ一致し、 $\theta_i$  が大きくなるほど  $\Delta S_{20}$  が小さくなった。これは、孔隙の多くが既に水で満たされ、空の孔隙が少なくなっているためであり、一般的な土壌の雨水貯留のあり方と言える。

一方、 $\theta_i < \theta_{cr}$  の場合には、実測とシミュレーションの傾向は一致せず、最大 15 mm 実測の方が小さかった。土壌が乾燥時したときには空の孔隙が増えるため、通常の浸透理論が適用できる土壌では  $\Delta S_{20} = 20$  mm となるはずであり、シミュレーションの結果はその通りになった。しかし、実測結果はそれに反した。データにはばらつきがあり、時に積算林外雨の値を超えたが、 $\theta_i$  が低くなるほど  $\Delta S_{20}$  が小さくなる傾向は明らかであった。

乾燥時に含水率の増加が抑制される傾向は、積算雨量 30 mm および 40 mm についても

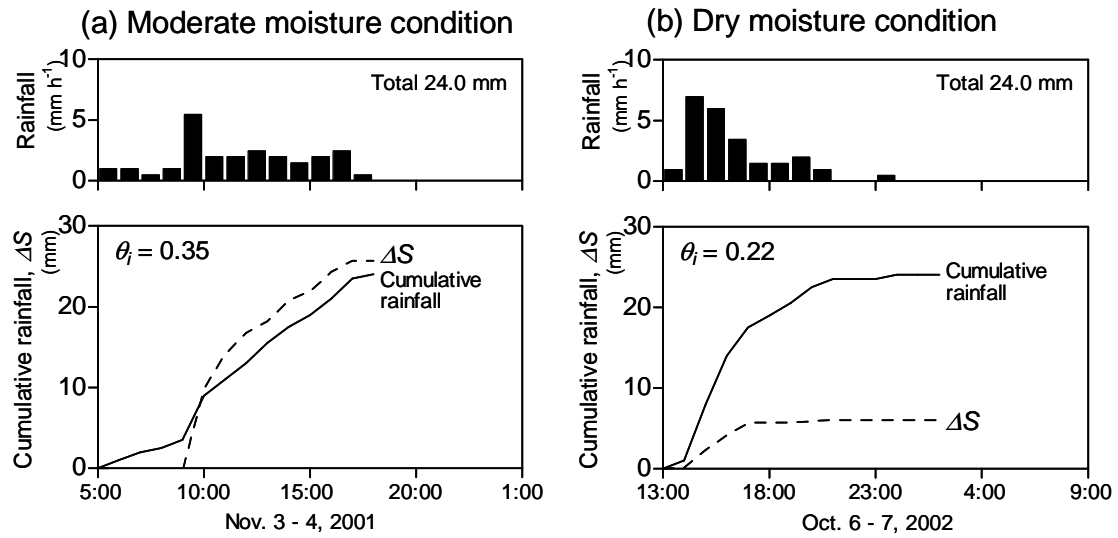


図 8.3: 非乾燥時 (a) と乾燥時 (b) における自然降雨時の土層内水分貯留量変化  
Increases in water storage within depths of 60 cm during natural rainfall events under  
(a) moderate and (b) dry antecedent moisture conditions

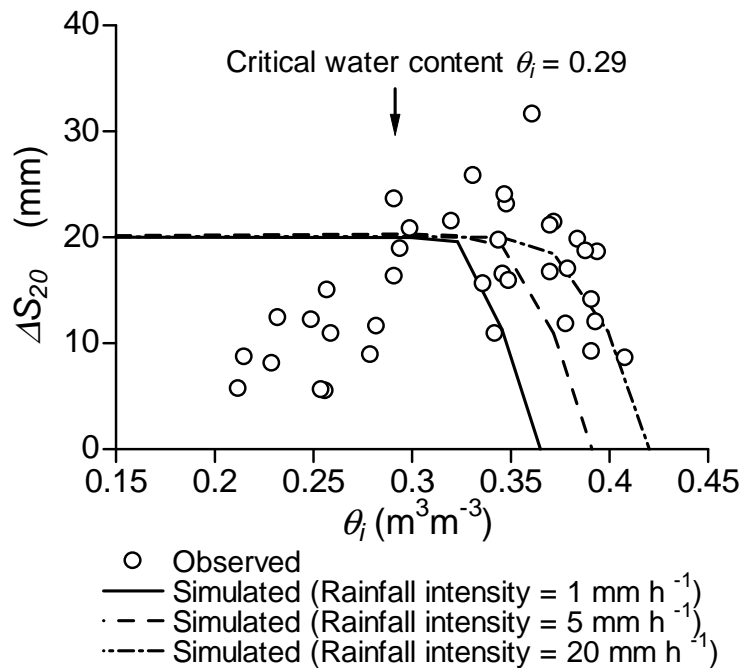


図 8.4: 先行水分条件と積算雨量 20mm における土層内水分貯留量増加量の関係  
Relationship between the initial water content at a depth of 10 cm ( $\theta_i$ ) and increases in  
water storage within a depth of 60 cm during rainfall events for cumulative rainfalls of  
20 mm ( $\Delta S_{20}$ )

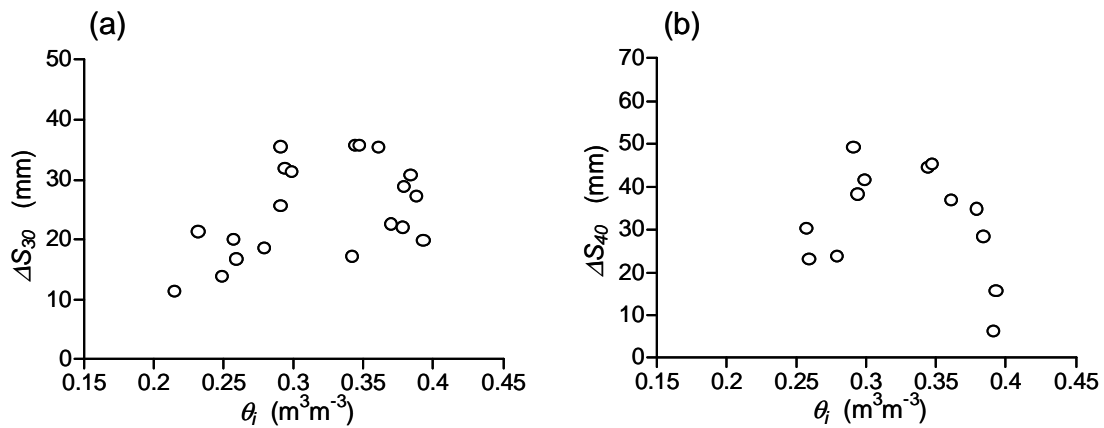


図 8.5: 先行水分条件と積算雨量 30mm および 40mm における土層内水分貯留量増加量の関係

Relationships between the initial water content at a depth of 10 cm ( $\theta_i$ ) and increases in water storage within a depth of 60 cm during rainfall events for cumulative rainfalls of (a) 30 mm ( $\Delta S_{30}$ ) and (b) 40 mm ( $\Delta S_{40}$ )

同様に認められた (図 8.5a、図 8.5b)。

## 8.4 考察

### 8.4.1 撥水性により生じる選択流

対象土壌では、土壌が乾燥した状態のときに降雨があった場合、顕著な含水率の上昇を伴わずに、含水率の変化が速やかに土層深部まで伝わった (図 8.2b)。このような含水率変化は、雨水が空間的な限られた経路を通して土層の深部に流れたことを示している。また、同じく乾燥した先行水分条件下で、土壌断面における染色パターンが極めて不連続であったことは、土層中で選択流が生じたことを示している。非乾燥時の含水率変化と染色パターンは、これとは全く異なった。降雨時に土層深部まで含水率の変化が伝わったのは、表層部で顕著な含水率の増加が生じた後であった (図 8.2a)。また、非乾燥時の人工降雨後の土壌断面における染色パターンは、乾燥時と比較してより拡散的であり、なおかつ水移動の一様性が高かった (図 7.2a)。対象とした土壌は、弱い塊状構造を有し、構造単位の間、生根やレキと土壌の間に連続するマクロポアが多く存在していた。さらにこの土壌の表層部は、乾燥時に強い撥水性を発現した。 $\theta_i$  が  $\theta_{cr}$  を下回る乾燥時の人工降雨では、散布された水は直ちに土壌マトリックスに吸収されることなく、一部が地表流となって散布

域外へ流出した。これらのことから、乾燥時に見られた鉛直方向の水移動は、地表から連続するマクロポアを雨水が流れた「バイパス流」であったと判断される。これは、前章の加波山試験地の土層中で観察された選択流と同様に、撥水性の関与により生じた選択流であると言える。

前述したとおり、散布した水の一部は地表流となった。しかし鹿北調査プロットのある斜面では、地表流が連続的に流れた痕跡（リターの移動や侵食など）は認められなかった。土層の撥水性の水文地形学的な影響に関する Doerr *et al.* (2000) のレビューにおいても、斜面における撥水性が関与する地表流は必ずしも斜面全体に連続しないことを指摘している。彼らは、地表流が連続的なものになるか部分的なものに限定されるかは、亀裂や動植物由来の管状孔隙のような“gap”が存在するか否かで決まるとしている。このような gap が無い場合、雨水は連続したホートン型地表流となって斜面を流下すると考えられる。gap がある場合には、地表流が発生してもこれに捕捉され、鉛直方向の選択流になると考えられる。本研究で観測された水移動は後者のパターンに相当し、生根や石れきの周囲、構造単位の間を確認されたマクロポアがそのような gap として機能したと考えられる。

#### 8.4.2 撥水性が水移動形態と土層の雨水貯留能に及ぼす影響

自然降雨時の土層内水分貯留量の増加は、乾燥した先行水分条件下では抑制された（図 8.4）。樹冠遮断は土層に到達する雨水の損失につながり、データに見られるばらつきにはその影響が影響し得る。しかし、ヒノキ林における遮断量は全雨量の 20 % 程度である（服部・近嵐, 1988）。これは、積算雨量 20 mm における土層内水分貯留量増加の差に比べて小さく、樹冠遮断の影響は相対的に小さいと考えられる。乾燥するほど雨水貯留能力が低下する傾向は、土層の親水性を仮定した通常の水移動理論では説明できず、乾燥すると発現する撥水性の影響を考慮した場合にはじめて説明可能となる。

現地における観察と測定から、以下のようなプロセスが示唆される。非乾燥時には、地表の多くの場所から雨水が地中へ浸入できる（図 8.6a）。この場合、雨水は拡散的に流れ、マトリックス孔隙の大部分が水の移動と貯留に関与できる。これに対して乾燥時には、撥水性が現れる表層部において、雨水は径の小さいマトリックス孔隙から斥けられ、空間的に限られた径の大きいマクロポアを選択的に流れる（図 8.6b）。そのため、マトリックス孔隙の多くがバイパスされ水の移動と貯留に関与できなくなる。さらに深部の土層におい

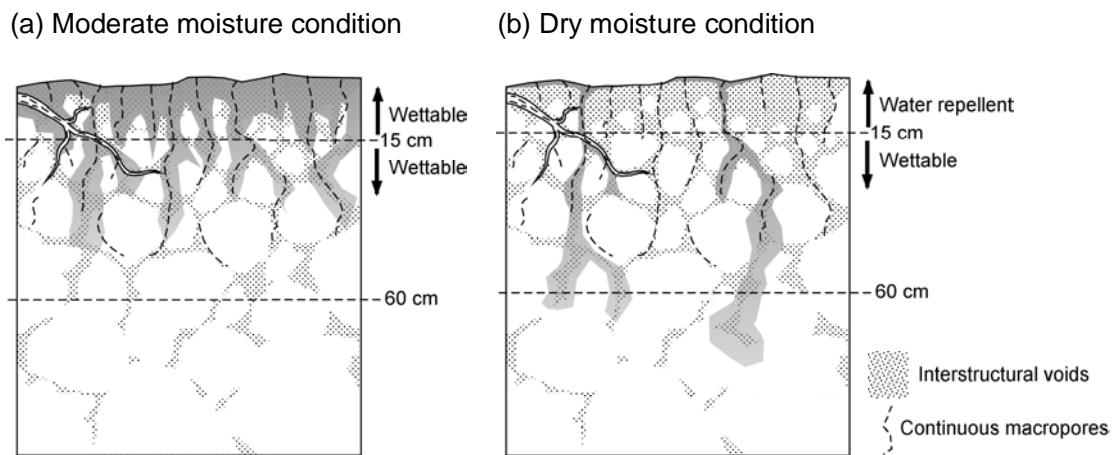


図 8.6: 非乾燥時 (a) と乾燥時 (b) の水移動形態の違いの模式図

Schematic illustration of water flow in the studied soil under (a) moderate and (b) dry moisture conditions

ても、表層からマクロポアに流れ込んで集中する水の供給速度が大きいいため、なおマトリックス孔隙の吸水速度を上回ると考えられ、雨水は撥水性がない層に達してもマクロポアを流れ続ける。その結果、マクロポアから遠い位置にあるマトリックス孔隙の多くが水の貯留に関与できなくなり、土層の雨水貯留能力が低下すると考えられる。

Dekker and Ritsema (1996) は、粘質な草地土壌の非攪乱カラム中のマクロポアを経路とする選択流に関する Bouma *et al.* (1981) のデータを再解析し、土壌カラムによる雨水の吸水 (貯留) が、初期含水率が高く空の孔隙が少ないときだけでなく、初期含水率が低いときにも制限されることを見いだした。彼らは、乾燥時のケースは撥水性による選択流が生じるためであると結論付けた。本研究では、同様のマクロポアを経路とする選択流が現地の森林土壌中でも生じることを示した (第 7 章および本章)。

構造に富む土壌が強い雨水の供給を受けたとき、小さな孔隙に雨水が行き渡る前に、大部分の雨水が相対的に大きい孔隙だけを通して深部に達することがある。このような流れの状態は、“Physical nonequilibrium” と呼ばれる (Ross and Smettem, 2000)。これは、溶質移動における可動水 - 不動水の概念 (Gaudet *et al.*, 1977) に類似している。

乾燥時には、撥水性により地表において雨水が浸入できる場所が減り、土層内において平衡状態が成立せずに不完全な貯留が起きる。非乾燥時には、雨水は地表の多くの場所から浸入できるため、水平断面内における平衡状態が各深度でほぼ成立すると考えられる。そのため、非乾燥時の雨水貯留は、平衡または定常状態で得た水理パラメータを用いたモ

デルの計算値と一致したと考えられる。

## 8.5 まとめ

ヒノキの影響下の撥水性土壌を対象に、降雨イベント時における、深度 0 - 60 cm の土層の雨水貯留量の変化を TDR 水分計で連続測定した。非乾燥時には、比較的拡散的な水移動が生じるため、積算林外雨と土層内水分貯留量はほぼ同じように増加した。この傾向は撥水性がない場合の土層中の水移動を数値的にシミュレートした結果と一致した。一方、乾燥時には、撥水性によるマクロポアを経路とする選択流が生じるため、土層内水分貯留量は、土層中の空の孔隙の割合が高いにも関わらず、積算林外雨と比較して著しく小さくなる傾向が認められた。この傾向は、シミュレーション結果に反した。乾燥時に雨水貯留能力が低下するのは、撥水性によりマクロポアを経路とする選択流が生じ、マクロポアから離れた部分のマトリックス孔隙に雨水が達する前により深部に流下するためと考えられた。土壌が親水性であることを仮定している場合、乾燥しているときほど土壌は雨水を多く貯留する。これは、土層の雨水貯留に関する一般的な認識と言える。本研究では、このような認識に反して、「乾燥している土壌ほど少ししか雨水を貯留しない」ことが土壌の撥水性の関与により起こることを示した。

撥水性が影響するこのような Physical nonequilibrium の状態にある雨水貯留は、土壌の幾何学的な特徴だけでは説明できない。団粒やマクロポアの存在のような幾何学的な構造と、有機物の組成とミクロな動きに規定される撥水性を合わせて考慮したとき、初めて解釈が可能となる。

本研究の結果は、深度 0 - 60 cm に限られ、土層が厚い斜面では、上に示したような撥水性の影響は小さいことも考えられる。しかし、土層が薄い斜面では、雨水が表層部の土壌マトリックスに貯留されずに難透水層に達し、流出や斜面安定に関与する飽和帯の速やかな発生に結びつく可能性がある。また、土層が厚い斜面であっても、地表から連続するマクロポアの出現頻度が低ければ、地表流が捕捉される機会が少なくなり、雨水の一時的な貯留に関与できないマトリックス孔隙の割合は高くなると考えられるので、土層が薄い場合と同じような影響が現れることも考えられる。



## 第9章 総括

### 9.1 本研究で明らかにしたことのまとめ

第1章では、森林の水源かん養機能に関わる土壌中の水移動は、多くの場合、リチャーズ式の単純な適用が困難な選択的かつ不均一なものであること、このような選択流をもたらす要因としてマクロポアの存在とともに土壌の撥水性が重要であることを、先行研究のレビューに基づいて提起した。これを踏まえて、林地斜面における撥水性発現の実態を明らかにすること、撥水性の発現機構を明らかにすること、撥水性が土壌中の水の移動と貯留に及ぼす影響を明らかにすることを本研究の目的に設定した。

第2章では、第3章～第8章で述べられる各種の測定を実施した試験地の概況を述べた。

第3章では、鹿北試験地のスギ・ヒノキ林小流域、加波山試験地のヒノキ人工林斜面および隣接する落葉広葉樹林において、尾根部に限らず広い範囲で実際の撥水性が現れること、潜在的な撥水性は谷底部を除くほぼ全域で認められることを明らかにした。

他の樹種との比較から、ヒノキという樹種が影響下の土壌に特に強い撥水性をもたらすことが示された。ヒノキ影響下土壌のこの強い撥水性は、全炭素含有率では説明できなかったが、X線光電子分光法を用いて測定した土壌団粒外表面の化学組成により説明できた（第4章）。すなわち、ヒノキ影響下の土壌の団粒外表面には、広葉樹影響下の土壌と比較して、酸素や窒素のような電気陰性度の大きい元素と結合していない炭素（無極性の有機物を構成する炭素）がより多く、これが強い撥水性をもたらしていることが明らかになった。土壌団粒外表面に存在するこのような有機物は、水分状態に応じて配置を変え、土壌が乾燥しているときに疎水性部分を外側に向けた配置を取ることで撥水性を発現させていると考えられた（第5章）。鹿北試験プロットの土壌の場合、実際の撥水性は、現地で頻繁に生じるとような乾燥程度であるマトリックポテンシャル約-35 kPaで現れた。このような撥水性の原因となる有機物の一部は、水に溶けやすい両親媒性有機物であり、現地ではこれが雨水とともに流亡することにより潜在的な撥水性の強度が変化していることが推察された。

第6章では、撥水性により大小の孔隙に水が入る順番が逆転することを実験的に示した。撥水性により少ない含水率の増加でマトリックスポテンシャルがゼロまで上昇することを、非攪乱土壌サンプルへの給排水実験で示した。また、地表から地中に連続するマクロポアがある場合、雨水はマクロポアを経路とする選択流として土壌中を移動することを、ガラスビーズ充填槽を用いた室内実験で確認した。このような撥水性によるマクロポアを経路とする選択流は、現地でも発生していることを、ヒノキ人工林の斜面で検証した（第7章）。撥水性によりマトリックスへの浸入を妨げられた水は地表流となったが、地表から連続するマクロポアが高頻度で存在する場合、地表流はこれらを経路とする選択流の形で地中に浸入した。このようなマクロポアを経路とする選択流は、マクロポアへの雨水供給の速度がマトリックス孔隙の吸水速度を上回るときにのみ生じる。撥水性は、マトリックスの吸水を妨げ、孔隙組成から予想される透水係数が降雨強度より十分大きい土壌でもこの条件が成立しやすくしている。撥水性により生じるこのような選択流は、土層の雨水貯留能力にも影響した（第8章）。撥水性により選択流が生じると、マクロポアから離れた位置にあるマトリックス孔隙は雨水の貯留に関与できなくなる。そのため、撥水性が生じる乾燥時には、空の孔隙が多いにも関わらず、土層の雨水貯留能力が一時的に低下することが明らかになった。

## 9.2 本研究の意義

本研究では、土壌の撥水性が従来から知られていた乾燥の著しい尾根部に限らず、斜面の広い範囲に生じることを明らかにした。これらの結果は、これまで限られた場所にのみ現れる特殊な性質と見られがちであったために水移動の解析では考慮されなかった撥水性が、林地斜面の広い範囲で水移動に影響を及ぼす要因となっている可能性を示している。以上は、本研究の土壌学および森林水文学上の意義であると考ええる。

さらに本研究では、土壌団粒外表面の化学組成を XPS を用いてほぼ非破壊で測定し、土壌の撥水性の強度を表面化学組成から説明することに成功した。これは、高分子の濡れ性の評価においては一般的に行われている方法であるが、土壌を対象とした事例としてはおそらく最初である。以上は、本研究の土壌学上の意義であると考ええる。

本論文中で繰り返し引用している Ogawa *et al.* (1994) の実験で示されているとおり、不飽和土壌中の不均一流は、不均一な構造が存在するだけでは必ずしも生じない。本研究で

は、撥水性がマトリックス孔隙の吸水を妨げ、部分的な地表流と土層中の選択的な水移動をもたらしていることを明らかにした。このような水移動は、土粒子の親水性を仮定したモデルに基づく既存の浸透理論では説明できなかった。撥水性は、全体として不飽和の状態にある土壌中において、さほど強くない降雨強度の下で、なぜマクロポアを選択的に水が流れるかを理解するための鍵であると言える。本研究では、撥水性が森林土壌中の水の移動と貯留に及ぼす影響を実験と観測により示した。以上は、本研究の土壌物理学および森林水文学上の意義であると考ええる。

森林土壌は単なる無機鉱物粒子の集合体ではない。古典的な土壌物理の実験で多用される砂のカラムのような単純な充填物とは、生物活動の結果もたらされる幾何学構造と表面化学組成において大きく異なっている。マクロポアの存在と、撥水性を含む土粒子表面の多様な濡れ性は、森林土壌の大きな特徴であると言えよう。森林の斜面土層中の水移動の解析においては、これらの特徴ゆえに生じる選択的な水移動を念頭に置く必要がある。

従来、土層の雨水貯留能力は、土層が乾燥しているときほど大きいと考えられていた。しかし、本研究では、土壌の撥水性により部分的な地表流とマクロポアを経路とする選択流が生じ、乾燥時には土層の雨水貯留能力が一時的に非乾燥時より小さくなることが明らかになった。本研究の結果はプロットスケールに限られ、斜面全体の水移動、あるいは流域からの水流出への影響の解明は今後の課題となるが、森林の水源かん養機能に関わる土壌の動きの新しい一側面を提示した。この成果は、社会的要請の高い同機能の評価手法を、現実の水移動の実態を反映させて高度化することに貢献すると期待される

### 9.3 今後の課題

図 9.1 に、本研究で明らかにした項目と、今後さらなる研究により明らかにすべきと考えられる項目をまとめた。水源かん養機能に関わる土壌の動きを扱う研究としては、やはり流域スケールの水移動現象における撥水性の影響を明らかにする必要がある。

火災の熱により生じる土壌の撥水性に関しては、プロットスケールのみならず流域スケールの流出現象にも支配的な影響を及ぼしていることが知られている (Krammes and DeBano, 1965; Scott and Van Wyk, 1990; Scott, 1997)。しかし、火災の影響を受けていない流域での撥水性の影響については、Burch *et al.* (1989) や Doerr *et al.* (2003) による研究事例がわずかに存在するものの、一定の傾向が見い出されるまでには至っていない。

土壌表層部における浸透や貯留の形態の変化が流出に影響するか否かは、流出に関わる地中プロセスが主に地表付近の浅い部分で起きているか、深部で起きているかによる(蔵治, 2003)。撥水性による地表流がマクロポアに捕捉されて斜面全体で連続しない場合、撥水性の影響が流域スケールの流出現象にまで及ぶか否かは、Doerr *et al.* (2003) が指摘するように、より深い部分の sink、すなわち、下層土、風化層、および基岩の孔隙が持つ貯留能力の大きさによると考えられる。深部の貯留能力が小さい場合には、流域の流出平準化機能にまで影響する可能性がある。逆に深部の貯留能力が大きい場合、60 cm 程度の土層の雨水貯留能力が低下しても、流域としての流出平準化機能には大きく影響しないと予想される。撥水性による選択流が生じる土層の平均的な保水性や透水性を定量し、撥水性の影響を水移動モデルに組み込むことも目指すべきであろう。

撥水性による選択的な水移動については、森林土壌中での物質移動や、植物による水分獲得のような、生態学的な過程に及ぼす影響を明らかにすることも重要であろう。選択的な水移動は、水溶性成分の移動においても大きく影響すると予想される。また、ヒノキ林のように土壌が強い撥水性を示す場所では、土壌が乾燥した状態が維持されやすくなると考えられる。このような場所では、浅い根しか張れない植物にとって厳しい生育環境となるであろう。逆に、リターの分解や微生物の消長などの生態学的な過程が撥水性に及ぼす影響を明らかにすることも、撥水性の発現機構を明らかにする上で必要となろう。リターの分解過程等で生じる疎水性の有機物が鉱質土壌に至る過程はほとんど分かっていない。

現地における撥水性の発現および消失に関しては、特に、一度撥水性が生じて水が全体に行き渡らなくなった土壌が、長い水との接触により親水性に転じる過程が不明であり、これを明らかにする必要がある。これら撥水性の発現機構との関係から、現地における撥水性の季節変化を明らかにすることが重要な課題である。

撥水性の発現機構に関してはさらに、森林火災の熱による有機物の形態変化が関与する撥水性の発現過程を明らかにする必要がある。火災の熱による撥水性が水と土砂の移動に影響している流域は、瀬戸内海沿岸をはじめとして日本でも少なくないと推察されるが、日本国内の調査事例は(長濱ら, 2001) などごく少数に限られ、今後の重要な研究課題であると考えられる。

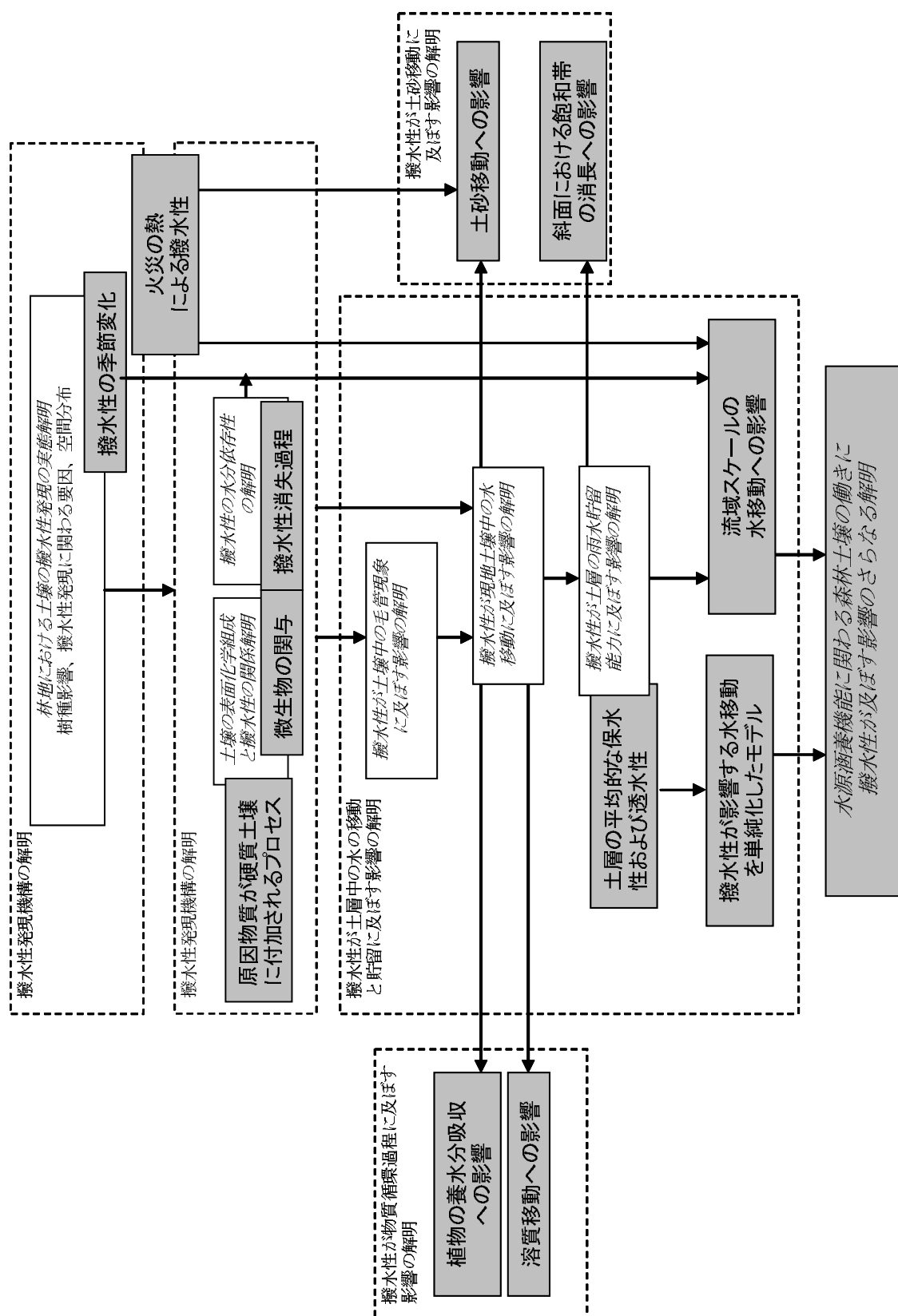


図 9.1: 本研究で明らかにした項目と今後明らかにすべき項目  
The fruits of this study and issues of future study

## 9.4 ヒノキ林土壌の強い撥水性

本研究で対象とした千代田試験地のヒノキ植栽地 DH および LH、鹿北試験地の斜面上部のヒノキが植栽されている部分、加波山試験地のヒノキ林についての測定結果から、ヒノキの影響下の土壌が特に強い撥水性を現すことが明らかになった。関東以西において、土壌がやや乾燥しやすい場所（例えば、適潤性褐色森林土偏乾亜型 ( $B_{D(d)}$ ) が分布する範囲）はヒノキの適地とされ、ヒノキが植栽されていることが多い。このような場所では、もともと土壌が乾燥しやすい条件にあることに加えて、ヒノキの存在により潜在的な撥水性が強まり、夏期の無降雨時などには強い実際の撥水性が発現すると考えられる。実際の撥水性が生じると、雨水が表層土壌のマトリックス孔隙に行き渡らず、一度乾いた土壌の乾燥状態が継続し、撥水性の発現した状態が維持されるというフィードバックが生じるであろう。

乾燥に耐える樹種では、葉の表面のクチクラ層のワックス類が多いことが知られている (Kozłowski and Pallardy, 1997)。これは乾燥に強いヒノキについても当てはまると考えられ、乾燥に耐えるためにヒノキが獲得した形質が、土壌中に疎水性の有機物を増やして撥水性をもたらし、これによりヒノキの影響下の土壌はより乾燥しやすくなっていると考えられることもできる。

林床植生の有無がヒノキ林土壌の撥水性の強度に及ぼす影響については、林床植生がヒノキリターの影響を弱め、土壌の撥水性を低く抑える可能性が考えられるが、これを明らかにするためには、林床植生の量と種類を考慮してさらに調べる必要がある。同一のヒノキ林の間伐前後で土壌の撥水性の強度を比較することも必要であろう。

## 9.5 土壌保全の観点からの森林管理上の留意点

土壌の撥水性は、土壌が一定程度乾燥したときに発現する（第5章）。人工林を皆伐した場合に地表付近の土壌の乾燥化が起こり、撥水性が発現することが考えられる（荒木ら, 1987）。

水移動経路の観察で認められた地表流は、ホートン型地表流であった。しかし、本研究で対象とした加波山および鹿北試験地の土壌では、このような地表流が生じても高い頻度で存在するマクロポアにこれが捕捉されて地中に浸入していた。そのため、地表流は長い距離に渡って斜面を連続的に流下することではなく、部分的なものに留まっていると考えられた。このことから、対象とした斜面においては、ホートン型地表流による斜面方向の水

移動は卓越せず、地表から地中に連続するマクロポアを経路とする鉛直方向の選択流が卓越していると考えれた。一般に森林土壌の地表付近には多数のマクロポアが存在することから、同様の選択的な水移動により特徴付けられる林地斜面は多いと予想される。ただし、森林の表層土壌は施業などの影響を受けて変化しやすい。

皆伐により、土壌の乾燥化と圧密等の地表攪乱が同時に生じることがある (小林, 1991)。林業機械の走行や材の移動による圧密により、マクロポアの入り口が破壊され、さらに撥水性が生じれば、雨水はマトリックスとマクロポアのどちらにも浸入できなくなると考えられる。また、ヒノキ林の土壌に、雨滴衝撃等によるクラスト (湯川・恩田, 1995; 恩田・山本, 1998) が撥水性と同時に現れることがあれば、この場合も、マトリックスとマクロポアへの雨水の浸入がともに妨げられると考えられる。これらの状況下では、灰でマクロポアがふさがれた山火事後の森林のような地表流と侵食 (Doerr *et al.*, 2000) が生じる可能性もあり、注意を要する。土壌が広い範囲で強い撥水性を現す斜面では、マクロポアに富む地表付近の孔隙構造を維持する森林の管理が特に必要である。

## 謝 辞

本論文のとりまとめに際し、東京大学大学院農学生命科学研究科鈴木雅一教授には、本論文の構成から内容まで懇切な御指導と御助言をいただいた。また、東京大学大学院農学生命科学研究科丹下健教授、宮崎毅教授、東京大学大学院農学生命研究科付属科学の森教育研究センター芝野博文助教授、東京大学大学院農学生命科学研究科大手信人助教授には、本論文のとりまとめに際して御指導と御助言をいただいた。

東京農業大学地域環境科学部太田猛彦教授、総合地球環境学研究所窪田順平助教授には、本論文の準備段階で貴重な御助言をいただいた。

本研究は、森林総合研究所土壌物理研究室、同九州支所土壌研究室、同土壌特性研究室において実施したものである。この間、前立地環境科長堀田庸氏には、野外観測や室内実験の方法を御指導いただいた。前土壌物理研究室長加藤正樹氏には、研究の場と自由に発想して試行錯誤する時間を与えていただき、多くの御助言と励ましをいただいた。前九州支所土壌研究室長酒井正治氏には、多くの議論を通じて視野を広げていただくとともに、研究の位置付けを深く考える機会を与えていただいた。土壌特性研究室長吉永秀一郎氏には、本研究の着想に欠かせない測器である TDR 水分計を早い時期から提供していただき、論文のとりまとめに至る要所において常に適切な御助言をいただいた。STA 特別研究員として土壌物理研究室に在籍された小野寺真一氏（現広島大学総合科学部助教授）からは、野外観測、学会活動、日常の議論を通じて、研究に必要な多くのことを教えていただいた。前立地評価研究室長小林繁男氏（現京都大学大学院アジア・アフリカ地域研究研究科教授）には、本研究のデータの多くを得た農林水産技術会議のプロジェクト「人工針葉樹林における土壌劣化機構の解明」において、撥水性土壌に正面から取り組む機会を与えていただいた。立地環境研究領域の前領域長太田誠一氏（現京都大学大学院農学研究科教授）、現領域長高橋正通氏、同じく立地環境研究領域の荒木誠氏、三浦覚氏、九州支所森林生態系研究グループ長大貫靖浩氏には、多くの御助言と励ましをいただいた。同領域の石塚成宏氏には、実験方法について御助言をいただいた。また、同領域の伊藤優子氏、釣田竜也氏に



は、観測および実験で御協力いただいた。釣田氏および四国支所の篠宮佳樹氏には、多くの議論を通じて研究結果の解釈に協力していただいた。九州支所前山地防災研究グループの前グループ長清水晃氏、同じく前グループ長大丸裕武氏には、流域試験地での観測や実験を支援していただき、御助言と励ましをいただいた。森林総合研究所九州支所の清水貴範氏には、鹿北試験地での観測と実験に御協力いただくとともに、共同研究を通じて貴重な御助言をいただいた。木材改質研究領域前領域長の瀬戸山幸一氏には、撥水性の測定について御助言をいただいた。同領域機能化研究室長松井宏昭氏には、XPS を用いた土壌試料の表面分析をご指導いただき、共同研究を通じて固体表面の濡れに関する多くの御助言をいただいた。気象研究領域長大谷義一氏には、入所以来、観測に関する貴重な御助言と温かい励ましをいただいた。水土保持研究領域の坪山良夫氏、三森利昭氏、東北支所森林環境研究グループの野口正二氏からも多くの御助言と励ましをいただいた。本研究で用いた土壌試料の調整では、古川則子さんに御協力いただいた。これらの方々以外にも、森林総合研究所の多くの方々に御協力いただいた。

スイス連邦工科大学チューリッヒ校陸域生態系研究所 Hannes Flühler 教授には、土壌中の水移動に関して貴重な御助言をいただいた。筑波大学生命環境科学研究科恩田裕一助教授には、撥水性に関する研究に着手した当初から御助言と励ましをいただいた。農業工学研究所での土壌物理ゼミでは、石黒宗秀氏（現岡山大学助教授）、安中武幸氏（現山形大学助教授）、原口暢朗氏（現九州沖縄農業研究センター）、吉田正則氏（現近畿中国四国農業研究センター）、宮本輝仁氏（現農村工学研究所）をはじめとする方々から、土壌物理の基礎と応用に関する多くの御助言をいただいた。九州大学での TDR ゼミでは、九州大学生物環境調節センター筑紫二郎教授、佐賀大学農学部長裕幸助教授を初めとする方々から、貴重な御助言をいただいた。

島津製作所の山口道生氏には、XPS データの解釈について御助言をいただいた。

その他にも、学会や日常の研究生活で多くの方々から有形無形の御協力をいただいた。

本研究は、これらすべての方々の御指導とご助力の賜である。ここに記して深く感謝申し上げます。

## 引用文献

- Abe, T. and Watanabe, A. (2004) X-ray photoelectron spectroscopy of nitrogen functional groups in soil humic acids. *Soil Science* 169 : 35–43.
- 安中 武幸 (2006) 撥水性砂層のぬれ性指標と水分特性. *土壌の物理性* 102 : 79–86.
- 荒木 誠・宮川 清・小林 繁男・加藤 正樹・有光 一登 (1987) ヒノキ複層林施業の土壌保全効果 (II) -今市署管内のヒノキ複層林、上木伐採林およびヒノキ皆伐 - 新植地における表層土壌の物理性の違い-. *日本林学会大会論文集* 98 : 219–222.
- 麻生 慶次郎・村松 舜祐 (1907) *土壌学*. 284 pp, 大日本図書, 東京.
- Bachmann, J., Ellis, A., and Hartge, K. H. (2000) Development and application of a new sessile drop contact angle method to assess soil water repellency. *Journal of Hydrology* 231–232 : 66–75.
- Barrett, G. and Slaymaker, O. (1989) Identification, characterization, and hydrological implications of water repellency in mountain soils, southern british columbia. *catena* 16 : 477–489.
- Beamson, G. and Briggs, D. (1992) High resolution XPS of organic polymers, the scientia ESCA 300 database. 295 pp, John Wiley and Sons Ltd, West Sussex, England.
- Beven, K. and Germann, P. F. (1982) Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research* 18 : 1311–1325.
- Bond, R. D. (1964) The influence of the microflora on the physical properties of soils II. Field studies on water repellent sands. *Australian Journal of Soil Research* 2 : 123–138.

- Bond, R. D. (1972) Germination and yield of barley when grown in a water-repellent sand. *Agronomy Journal* 64 : 402–403.
- Bond, R. D. and Harris, J. R. (1964) The influence of the microflora on physical properties of soils I. Effects associated with filamentous algae and fungi. *Australian Journal of Soil Research* 2 : 111–122.
- Booltink, H. W. G. and Bouma, J. (1991) Physical and morphological characterization of bypass flow in a well-structured clay soil. *Soil Science Society of America Journal* 55 : 1249–1254.
- Bouma, J. (1990) Using morphometric expressions for macropores to improve soil physical analysis of field soils. *Geoderma* 46 : 3–11.
- Bouma, J. (1991) Influence of soil macroporosity on environmental quality. *Advances in Agronomy* 46 : 1–37.
- Bouma, J., Dekker, L. W., and Muilwijk, C. J. (1981) A field method for measuring short-cutting in clay soils. *Journal of Hydrology* 52 : 347–354.
- Braids, O. C. and Miller, R. H. (1975) Fats, waxes, and resins in soil. *In* Soil components volume 1, Organic components. Gieseking, J. E. (ed), Springer-Verlag, New York, 343–368.
- Buczuko, U., Bens, O., Fischer, H., and Hüttl, R. F. (2002) Water repellency in sandy luvisols under different forest transformation stages in northeast germany. *Geoderma* 109 : 1–18.
- Burch, G. J., Moore, I. D., and Burns, J. (1989) Soil hydrophobic effects on infiltration and catchment runoff. *Hydrological Processes* 3 : 211–222.
- Cerda, A., Schnabel, S., Ceballos, A., and Gomes-Ameria, D. (1998) Soil hydrological response under simulated rainfall in the Dehesa land system (Extremadura, SW Spain) under drought conditions. *Earth Surface Processes and Landforms* 23 : 195–209.

- Clark, D. T. and Shuttleworth, D. (1980) Plasma polymerization. II. An ESCA investigation of polymer synthesized by excitation of inductively coupled RF plasma in Perfluorobenzene and Perfluorocyclohexane. *Journal of Polymer Science: Polymer Chemistry Edition* 18 : 27–46.
- Cory, J. T. and Morris, R. J. (1969) Factors restricting infiltration rates on decomposed granitic soils. *In Proceedings of a Symposium on Water Repellent Soils, 6-10 May 1968*. DeBano, L. F. and Letey, J. (eds), University of California, 149–161.
- Crockford, H., Topalidis, S., and Richardson, D. P. (1991) Water repellency in a dry sclerophyll eucalypt forest - measurement and processes. *Hydrological processes* 5 : 405–420.
- DeBano, L. F. (1969) Water movement in water-repellent soils. *In Proceedings of a Symposium on Water Repellent Soils, 6-10 May 1968*. DeBano, L. F. and Letey, J. (eds), University of California, 61–89.
- DeBano, L. F. (1971) The effect of hydrophobic substances on water movement in soil during infiltration. *Soil Science Society of America Proceedings* 35 : 340–343.
- DeBano, L. F. (2000) Water repellency in soils: a historical overview. *Journal of hydrology* 231–232 : 4–32.
- De Jonge, L. W., Jacobsen, O. H., and Møldrup, P. (1999) Soil water repellency: Effects of water content, temperature, and particle size. *Soil Science Society of America Journal* 63 : 437–442.
- Dekker, L. W. and Jungerius, P. D. (1990) Water repellency in the dunes with special reference to the netherlands. *Catena Supplement* 18 : 173–183.
- Dekker, L. W., Oostindie, K., and Ritsema, C. J. (2005) Exponential increase of publications related to soil water repellency. *Australian Journal of Soil Research* 43 : 403–441.

- Dekker, L. W. and Ritsema, C. J. (1994) How water moves in a water repellent sandy soil - 1. potential and actual water repellency. *Water Resources Research* 30 : 2507–2517.
- Dekker, L. W. and Ritsema, C. J. (1996) Preferential flow paths in a water repellent clay soil with grass cover. *Water Resources Research* 32 : 1239–1249.
- Doerr, S. H., Ferreira, A. J. D., Walsh, R. P. D., Shakesby, R. A., Leighton-Boyce, G., and Coelho, C. O. A. (2003) Soil water repellency as a potential parameter in rainfall-runoff modelling: experimental evidence at point to catchment scales from Portugal. *Hydrological Processes* 17 : 363–377.
- Doerr, S. H., Llewellyn, C. T., Douglas, P., Morley, C. P., Mainwaring, K. A., Haskins, C., Johnsey, J., Ritsema, C. J., Stagnitti, F., Allison, G., Ferreira, A. J. D., Keizer, J. J., Ziogas, A. K., and Diamantis, J. (2005) Extraction of compounds associated with water repellency in sandy soil of different origin. *Australian Journal of Soil Research* 43 : 225–237.
- Doerr, S. H., Shakesby, R. A., and Walsh, R. P. D. (1996) Soil hydrophobicity variations with depth and particle size fraction in burned and unburned eucalyptus globulus and pinus pinaster forest terrain in agueda basin, Portugal. *Catena* 27 : 25–47.
- Doerr, S. H., Shakesby, R. A., and Walsh, R. P. D. (2000) Soil water repellency: it's cause, characteristic and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science Reviews* 51 : 33–65.
- Doerr, S. H., Shakesby, R. A., and Walsh, R. P. D. (1998) Spatial variability of soil hydrophobicity in fire-prone eucalyptus and pine forests, Portugal. *Soil Science* 163 : 313–324.
- Doerr, S. H. and Thomas, A. D. (2000) The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal. *Journal of Hydrology* 231–232: 134–147.
- Emerson, W. and Bond, R. (1963) The rate of water entry into dry sand and calculation of the advancing contact angle. *Australian Journal of Soil Research* 1 : 9–16.

- Essington, M. E. (2004) Soil and water chemistry. 552 pp, CRC Press, Florida.
- Flury, M. and Flühler, H. (1995) Tracer characteristics of Brilliant Blue FCF. Soil Science Society of America Journal 59 : 22–27.
- Franco, C. M. M., Clarke, P. J., Tate, M. E., and Oades, J. M. (2000) : Hydrophobic properties and chemical characterization of natural water repellent materials in Australian sands. Journal of Hydrology 231-232 : 47–60.
- Gaudet, J. P., Jégat, H., Vachaud, G., and Wierenga, J. (1977) Solute transfer, with exchange between mobile and stagnant water, through unsaturated sand. Soil Science Society of America Journal 41 : 665–671.
- Gerin, P. A., Genet, M. J., Herbillon, A. J., and Delvaux, B. (2003) Surface analysis of soil material by X-ray photoelectron spectroscopy. European. Journal of Soil Science 54 : 589–603.
- Ghodrati, M., Chendorain, M., and Chang, Y. J. (1999) Characterization of macropore flow mechanisms in soil by means of a split macropore column. Soil Science Society of America Journal 63 : 1093–1101.
- Gilmour, D. A. (1968) Water repellence of soils related to surface dryness. Australian Forestry 32 : 143–148.
- Grelewicz, A. and Plichta, W. (1985) Water absorption in samples of different types of forest humus. Forest Ecology and Management 10 : 1–11.
- Hallett, P. D. and Young, I. M. (1999) Changes to water repellence of soil aggregate caused by substrate-induced microbial activity. European Journal of Soil Science 50 : 35–40.
- 長谷川 周一 (2003) 土壌中の水と養分移動. 日本土壌肥料学雑誌 74 : 839–844.
- 波多野 隆介・佐久間 敏雄・岡島 秀夫 (1983) メチレンブルートレーサー法による水みちの分布状態. 日本土壌肥料学雑誌 54 : 490–498.

- 八田 珠郎・根本 清子 (1996) ESCA (XPS) -地球化学的試料分析の基礎-. (土壌構成成分解析法 (IV) -新しい手法、新しい考え方-. 土壌肥料学会 編, 博友社, 東京). 109-132.
- 八田 珠郎・斎藤 範三 (1996) X 線光電子分光法による鉱物の変質および生成過程の解析. 月刊地球 18 : 236-240.
- 服部 重昭・近嵐 弘栄 (1988) ヒノキ林における間伐が樹冠遮断に及ぼす影響. 日本林学会誌 70 : 529-533.
- Hillel, D. (1998) Environmental soil physics. 771 pp, Academic Press, San Diego.
- Horne, D. J. and McIntosh, J. C. (2000) Hydrophobic compounds in sands in New Zealand - extraction, characterization and proposed mechanisms for water repellency expression. Journal of Hydrology 231-232 : 35-46.
- 筏 義人・松永 忠与・鈴木 昌和 (1985) 高分子表面上の極性基の反転. 日本化学会誌 6 : 1079-1086.
- Imeson, A. C., Verstraten, E. J., van Mulligen, E. J., and Sevink, J. (1992)  
The effect of fire and water repellency on infiltration and runoff under Mediterranean type forest. Catena 19 : 345-361.
- 井上 久義 (1989) 亀裂が発達した粘土質圃場における水移動現象のモデル化. 土壌の物理性 59 : 35-51.
- 梶山 千里・高原 淳 (1995) 材料表面・界面の構造解析および分子運動解析. (高分子の物性 (3) 表面・界面と膜・輸送. 高分子学会 編, 共立出版, 東京). 1-58.
- 河田 弘 (1961) 落葉の有機物組成と分解にともなう変化について. 林業試験場研究報告 128 : 115-144.
- 川本 健・Aung, B. (2004) 火山灰土の撥水性評価に関する実験的研究 - 有機物含有量と初期水分量が及ぼす影響 -. 農業土木学会論文集 230 : 75-83.
- 川本 健・Aung, B.・Møldrup, P.・小松 登志子・小田 匡寛 (2004) Tdr コイルプローブ法による撥水性火山灰土壌の保水性評価. 農業土木学会論文集 233 : 83-91.

- Keizer, J. J., Coelho, C. O. A., Matias, M. J. S., Domingues, C. S. P., and Ferreira, A. J. D. (2005) Soil water repellency under dry and wet antecedent weather conditions for selected land-cover types in the coastal zone of central Portugal. *Australian Journal of Soil Research* 43 : 297–308.
- King, P. M. (1981) Comparison of methods for measuring severity of water repellence of sandy soils and assessment of some factors that affect its measurement. *Australian Journal of Soil Research* 19 : 275–85.
- 北原 曜 (1996) パイプ流と大孔隙に関する研究史. *水利科学* 227 : 80–114.
- 小林 政広 (2002) 連続する粗大孔隙を含む土壌中の水と溶質の移動に関する実験的研究. *地形* 23 : 659–673.
- 小林 政広・伊藤 優子・釣田 竜也・加藤 正樹 (投稿中) ヒノキ人工林の撥水性土壌中における選択的な水移動. *日本森林学会誌*.
- 小林 政広・加藤 正樹・小野寺 真一 (1994) 結晶片岩地域における林地土壌の保水・排水特性. *日本林学会論文集* 105 : 235–236.
- 小林 政広・松井 宏昭 (2006) 森林土壌の撥水性を規定する土壌団粒外表面の化学組成. *土壌肥料学雑誌* 77 : 525–531.
- 小林 政広・小野寺 真一・加藤 正樹 (1996) 撥水性が森林土壌の水分特性曲線に与える影響. *水文・水資源学会誌* 9 : 88–91.
- 小林 政広・小野寺 真一・加藤 正樹 (2000) 樹木の存在が林地土壌中の水分動態に与える影響. *日本林学会誌* 82 : 287–294.
- Kobayashi, M. and Shimizu, T. (Submitted) Soil water repellency in Japanese cypress plantation restricts increases in soil water storage during rainfall events. *Hydrological processes*.
- 小林 政広・釣田 竜也・伊藤 優子・加藤 正樹 (2006) ヒノキ人工林および隣接する落葉広葉樹林における土壌の撥水性の空間分布. *日本森林学会誌* 88 : 354–362.
- 小林 繁男 (1991) 森林の伐採に伴う土壌の変化. *森林計画誌* 16 : 159–170.



- 小杉 賢一郎 (1997) 森林土壌の孔隙径分布特性が土層内の鉛直水分移動に及ぼす影響の解析. 水文・水資源学会誌 10 : 226–237.
- 小杉 賢一郎 (1999a) 森林土壌の雨水貯留能を評価するための新たな指標の検討. 日本林学会誌 81 : 226–235.
- 小杉 賢一郎 (1999b) 森林の水源涵養・洪水緩和機能と土壌孔隙特性 森林土壌の孔隙特性が雨水流出に及ぼす影響 . 水利科学 43 : 29–59.
- Kozlowski, T. T. and Pallardy, S. G. (1997) Physiology of woody plants. 411 pp, Academic Press, San Diego.
- Krammes, J. F. and DeBano, L. F. (1965) Soil wettability: A neglected factor in watershed management. Water Resources Research 1 : 283–286.
- 窪田 順平・福嶋 義宏・鈴木 雅一 (1987) 山腹斜面における土壌水分変動の観測とモデル化. 日本林学会誌 69 : 258–269.
- 蔵治 光一郎 (2003) 森林の緑のダム機能 (水源涵養機能) とその強化に向けて. 75 pp, (社) 日本治山治水協会, 東京.
- 蔵治 光一郎 (2004) 森林の機能論としての「緑のダム」論争. (緑のダム - 森林、河川、水循環、防災. 蔵治光一郎・保屋野初子 編, 築地書館, 東京). 131–149.
- 黒崎 和夫・三木 哲朗 (2001) 実用高分子表面分析. 150 pp, 講談社, 東京.
- Kwok, R. W. M. (2000) XPSpeak version 4.1 XPS peak fitting program for win95/98. <http://www.phy.cuhk.edu.hk/surface/XPSPEAK>.
- Leighton-Boyce, G., Doerr, S. H., Shakesby, R. A., Walsh, R. P. D., Ferreira, A. J. D., Boulet, A. K., and Coelho, C. O. A. (2005) Temporal dynamics of water repellency and soil moisture in eucalypt plantations, Portugal. Australian Journal of Soil Research 43 : 269–280.
- Letey, J. (1969) Measurement of contact angle, water drop penetration time, and critical surface tension. In Proceedings of a Symposium on Water Repellent Soils, 6-10 May 1968. DeBano, L. F. and Letey, J. (eds), University of California.

- Letey, J., Osborn, J., and Pelishek, R. E. (1962) Measurement of liquid-solid contact angles in soil and sand. *Soil Science* 93 : 149–153.
- Ma'shum, M. and Farmer, V. C. (1985) Origin and assessment of water repellency of a sandy south Australian soils. *Australian Journal of Soil Research* 23 : 623–626.
- Ma'shum, M., Tate, M. E., Jones, G. P., and Oades, J. M. (1988) Extraction and characterization of water-repellent material from Australian soils. *Soil Science* 39 : 99–110.
- Mataix-Solera, J. and Doerr, S. H. (2004) Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous top soils from fire-affected pine forests in southeastern Spain. *Geoderma* 118 : 77–88.
- 松井 宏昭・瀬戸山 幸一・黒須 博司 (1992) 含フッ素ガスプラズマによる木材の表面改質 (第1報) テトラフルオロメタンプラズマ処理. *木材学会誌* 38 : 73–80.
- McGhie, D. A. (1980) The contribution of the mallet hill surface to runoff and erosion in the Narrogin of Western Australia. *Australian Journal of Soil Research* 18 : 299–307.
- McGhie, D. A. and Posner, A. M. (1981) The effect of plant top material on the water repellence of fired sands and water repellent soils. *Australian Journal of Soil Research* 32 : 609–620.
- McKissock, I., Gilkes, R. J., Harper, R. J., and Carter, D. J. (1998) Relationships of water repellency to soil properties for different spatial scales of study. *Australian Journal of Soil Research* 36 : 495–507.
- McKissock, I., Gilkes, R. J., and van Bronswijk, W. (2003) The relationship of soil water repellency to aliphatic C and kaolin measured using DRIFT. *Australian Journal of Soil Research* 41 : 251–265.
- Miyamoto, T., Kobayashi, M., Haraguchi, N., and Shiono, T. (2005) Visualization of soil water pathways in an andisol under two field conditions. *Agricultural Meteorology* 60 : 1077–1080.

- 宮崎 榊 (1934) 森林植生の水源涵養機能に及ぼす影響に就いて. 日本林学会誌 17 : 280–289.
- 宮崎 榊 (1942) 四国森林植生と土壌形態との関係に就いて. 250 pp, 興林会, 東京.
- 森崎 久雄・服部 黎子 (1986) 界面と微生物. 133 pp, 学会出版センター, 東京.
- 村井 宏・岩崎 勇作 (1975) 林地の水および土壌保全機能に関する研究 (第 1 報) 森林状態の差異が地表流下, 浸透および侵食に及ぼす影響 . 林業試験場研究報告 274 : 23–84.
- 長濱 則夫・小野寺 真一・小林 政広・安藤 幸仁・バーマノ MD・濱田 洋平 (2001) 電気探査を用いた撥水性土壌での降雨浸透過程に関する実験的研究. 水文・水資源学会誌 14 : 27–33.
- 中原 治 (2003) 化学構造と荷電特性. (土のコロイド現象 土・水環境の物理化学と工学的基礎. 足立 泰久・岩田 進午 編, 学会出版センター, 東京). 23–41.
- Nakaya, N. (1977) The method for measuring of water repellency of soil. Soil Science and Plant Nutrition 23 : 417–426.
- 仲谷 紀男 (1981) 有機物が関与する土壌の水分特性について - とくに、土壌有機物の存在様式と撥水性を中心にして . 農業技術研究所報告 B 32 : 1–74.
- Nakaya, N. (1982) Water repellency of soils. Japan Agricultural Research Quarterly 16 : 24–28.
- Nieber, J. L., Bauters, T. W. J., Steenhuis, T., and Parlange, J.-Y. (2000) Numerical simulation of experimental gravity-driven unstable flow in water repellent sand. Journal of Hydrology 231-232 : 295–307.
- 日本表面科学会 編 (1998) X 線光電子分光法. 232 pp, 丸善, 東京.
- 西垣 誠 (1983) 飽和・不飽和領域内の土柱水の浸透特性に関する 2,3 の考察. 土質工学会論文報告集 23 : 165–177.
- Noguchi, S., Tsuboyama, Y., Sidle, R. C., and Hosoda, I. (1999) Morphological characteristics of macropores and the distribution of preferential flow pathways in a forested slope segment. Soil Science Society of America Journal 63 : 1413–1423.

- 小川 滋・井上 章二・長谷川 良一 (1987) 日本林学会誌 69 : 362–367.
- Ogawa, S., Kishi, Y., Ebisu, N., and Okamoto, T. (1994) Studies on infiltration-discharge of rain water in heterogeneous soil in Proceeding of the international symposium on forest hydrology, Tokyo, Japan, October 1994 : 93–98.
- 荻野 圭三 (1998) 表面の世界. 161 pp, 裳華房, 東京.
- 大政 正隆 (1951) ブナ林土壌の研究 (特に東北地方のブナ林土壌について). 林野土壌調査報告 1 : 1–243.
- 大政 正隆・真下 育久 (1957) 森林土壌の吸水性に関する研究. 林野土壌調査報告 8 : 25–42.
- 太田 猛彦・片桐 真 (1988) 大型透水試験器による森林土壌の透水係数の測定 (I). 日本林学会誌 70 : 367–370.
- 太田 猛彦・塚本 良則・城戸 毅 (1985) 丘陵性自然斜面における雨水移動の実証的研究 (II) 斜面内地中流の実態. 日本林学会誌 67 : 383–390.
- 大手 信人・鈴木 雅一 (1990) 森林土壌の土壌水分特性 (II) 大型土壌サンプルを用いる飽和・不飽和透水試験による体積含水率 - 圧力水頭関係の測定法とその適用. 日本林学会誌 72 : 468–477.
- 大手 信人・鈴木 雅一・窪田 順平 (1989) 森林土壌の土壌水分特性 (I) 飽和 - 不飽和透水性の鉛直分布の測定法と 2、3 の測定結果. 日本林学会誌 71 : 137–147.
- 恩田 裕一・山本 高也 (1998) リターに被覆された土壌表面におけるクラスト形成プロセスの解明. 日本林学会誌 80 : 302–310.
- 小野 周 (1998) 表面張力. 136 pp, 共立出版, 東京.
- Osborn, J. R., Pelishek, R. E., Krammes, J. S., and Letey, J. (1964) Soil wettability as a factor in erodibility. Soil Science Society of America Proceedings 28 : 294–295.
- Poulenard, J., Michel, J. C., Bartoli, F., Portal, J. M., and Podwojewski, P. (2004) Water repellency of volcanic ash soils from Ecuadorian *Páramo*: effect of water content and

- characteristics of hydrophobic organic matter. *European Journal of Soil Science* 55 : 487–496.
- Raats, P. A. C. (1973) Unstable wetting fronts in uniform and nonuniform soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 37 : 681–685.
- Reeder, C. J. and Jurgensen, M. F. (1979) Fire-induced water repellency in forest soils of upper michigan. *Canadian Journal of Forest Research* 9 : 369–373.
- Regalado, C. M. and Ritter, A. (2005) Characterizing water dependent soil repellency with minimal parameter requirement. *Soil Science Society of America Journal* 69 : 1955–1966.
- Richardson, J. L. and Hole, F. D. (1978) Influence of vegetation on water repellency in selected western wisconsin soils. *Soil Science Society of America Journal* 42 : 465–467.
- Ritsema, C. J. and Dekker, L. W. (1994) How water moves in a water repellent sandy soil 2. Dynamics of fingered flow. *Water Resources Research* 30 : 2519–2531.
- Ritsema, C. J. and Dekker, L. W. (1995) Distribution flow: A general process in the top layer of water repellent soils. *Water Resources Research* 31 : 1187–1200.
- Ritsema, C. J., Dekker, L. W., Nieber, J. L., and Steenhuis, T. S. (1998) Modeling and field evidence of finger formation and finger recurrence in a water repellent sandy soil. *Water Resources Research* 34 : 555–567.
- Ross, P. J. and Smettem, R. J. (2000) A simple treatment of physical nonequilibrium water flow in soils. *Soil Science Society of America Journal* 64 : 1926–1930.
- 佐々木 恒孝 (1978). *ぬれる - 固体と液体の出会い*. (身近な現象の化学. 日本化学会 編, 培風館, 東京). 143–168.
- Scholl, D. G. (1971) Soil wettability in utah juniper stands. *Soil Science Society of America Proceedings* 35 : 344–345.

- Schreiner, O. and Shorey, E. C. (1910) Chemical nature of soil organic matter. USDA Bureau Soils Bulletin 74 : 2–48.
- Scott, D. F. (1997) The contrasting effects of wildfire and clearfelling on the hydrology of a small catchment. *Hydrological Processes* 11 : 543–555.
- Scott, D. F. (2000) Soil wettability in forested catchments in south africa; as measured by different methods and as affected by vegetation cover and soil. *Journal of Hydrology* 231-232 : 87–104.
- Scott, D. F. and Van Wyk, D. B. (1990) The effects of wildfire on soil wettability and hydrological behavior of an afforested catchment. *Journal of Hydrology* 121:239–256.
- Shakesby, R. A., Doerr, S. H., and Walsh, R. P. D. (2000) The erosional impact of soil hydrophobicity: current problems and future research directions. *Journal of Hydrology* 231-232 : 178–191.
- Shimizu, A., Shimizu, T., Miyabuchi, Y., and Ogawa, Y. (2003) Evapotranspiration and runoff in a forest watershed, western japan. *Hydrological Processes* 17 : 3125–3139.
- 白木 克繁 (2000) 簡略化された 3 次元飽和不飽和浸透数値計算による森林山地流域土中水挙動の長期再現計算. *日本林学会誌* 82 : 364–372.
- Sidle, R. C., Ziegler, A. D., Negishi, J. N., Rahim, N. A., Siew, R., and Turkelboom., F. (2006) Erosion processes in steep terrain-truth, myths, and uncertainties related to forest management in southeast asia. *Forest Ecology and Management* 224:199–225.
- Šimůnek, J., Sejna, M., and van Genuchten, M. T. (1999) The HYDRUS-2D software package for simulating the two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 2.0. IGWMC-TPS 53G : International Ground Water modeling Center, Colorado School of Mines "Golden, CO".
- Singer, M. J. and Ugolini, F. C. (1976) Hydrophobicity in the soils of findley lake, washington. *Forest Science* 22 : 54–58.

- 鈴木 雅一 (1985) 山地小流域の基底流出逓減特性 (i) 飽和 - 不飽和浸透流モデルを用いた数式的検討. 日本林学会誌 66 : 174-182.
- Tachapek, M. (1984) Criteria for determining the hydrophilicity-hydoropobicity of soils. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 147 : 137-149.
- 田中 正 (1996) 降雨流出過程 (水文地形学-山地の水循環と地形変化の相互作用-. 恩田裕一・奥西 一夫・飯田 智之・辻村 真貴 編, 古今書院, 東京). 56-66.
- 谷 誠 (1982) 鉛直一次元不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性. 日本林学会誌 64 : 409-418.
- 谷 誠・小杉 賢一朗・坪山 良夫・窪田 順平 (1998) 森林土壌が多様な不均質性をもつ流域の流出特性に及ぼす影響の解明に向けて. 日本林学会誌 80 : 44-57.
- 塚本 良則 (1998) 森林・水・土の保全 - 湿潤変動帯の水文地形学 -. 138 pp, 朝倉書店, 東京.
- 堤 利夫 (1956) 林木落葉の分解について. 京都大学農学部演習林報告 26 : 59-87.
- Ustohal, P., Stauffer, F., and Dracos, T. (1998) Measurement and modeling of hydraulic characteristics of unsaturated porous media with mixed wettability. Journal of contaminant hydrology 33 : 5-37.
- Van Stiphout, T. P. J., van Lanen, H. A. J., Boersma, O. H., and Bouma, J. (1987) The effect of bypass flow and internal catchment of rain on the water regime in a clay loam grassland. Journal of Hydrology 95 : 1-11.
- Van Genuchten, M. T. (1980) A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal 44 : 892-898.
- Van't Woudt, B. D. (1959) Particle coatings affecting the wettability of soils. Journal of Geophysical Research 64 : 263-267.
- Wallis, M. G. and Horne, D. J. (1992) Soil water repellency. *In* Advances in Soil Science vol. 20. Springer, New York, 91-146.

- 王 棟・窪田 順平・塚本 良則 (1993) 山腹斜面土層の飽和面形成における縦パイプの役割. 日本林学会誌 75 : 88–99.
- Watson, C. J. and Letey, J. (1970) Indices for characterizing soil-water repellency based upon contact angle-surface tension relationships. Soil Science Society of America Proceedings 34 : 841–844.
- Weiler, M. and Flühler, H. (2004) Inferring flow types from dye patterns in macroporous soils. Geoderma 120 : 137–153.
- Weiler, M. and McDonnell, J. J. (2004) Water storage and movement - Soil development and properties. *In* Encyclopedia of Forest Sciences. Elsevier, Amsterdam, 1253–1260.
- Willson, G. V., Jardine, P. M., Luxmoore, R. J., and Jones, J. R. (1990) Hydrology of a forested hillslope during storm events. Geoderma 46 : 119–138.
- 山谷 孝一 (1951) ヒバ林土壌水分量の季節的变化. 日本林学会誌 33 : 97–101.
- 米林 甲陽 (1997) 土壌の有機物. (最新土壌学. 久馬 一剛 編, 朝倉書店, 東京). 43–53.
- 吉岡 二郎 (1981) 森林土壌における水環境. ペドロジスト 25 : 39–49.
- 吉岡 二郎 (1987) 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の水湿状態、保水量、水湿指数. 林業試験場研究報告 344 : 1–52.
- 吉岡 二郎・梅原 武夫 (1974) 森林土壌の土壌水分に関する研究 (III) 乾性褐色森林土 (B<sub>a</sub> 型土壌) の水湿状態. 日本林学会誌 74 : 425–433.
- Yuan, G., Soma, M., Seyama, H., Theng, B. K. G., Lavkulich, L. M., and Takamatsu, T. (1998) Assessing the surface composition of particles from some podzolic soils by X-ray photoelectron spectroscopy. Geoderma 86 : 169–181.
- 湯川 典子・恩田 裕一 (1995) ヒノキ林において林床植生が土壌の浸透能に及ぼす影響 (I) 散水型浸透計による野外実験. 日本林学会誌 77 : 224–231.
- Zhang, B., Peng, X. H., Zhao, Q. G., and Hallett, P. D. (2004) Eluviation of dissolved organic carbon under wetting and drying and its influence on water infiltration in



degraded soils restored with vegetation. *European Journal of Soil Science* 55 : 725–737.

# 要 旨

本研究は、森林の水源かん養機能の発揮に関わる土壌の働きに、土壌が水をはじく性質、すなわち「撥水性」が及ぼす影響を解明するために、林地斜面における撥水性発現の実態、土壌有機物と土壌水分量が関与する撥水性の発現機構、斜面土層表層部における水の移動と貯留に及ぼす撥水性の影響を明らかにするものである。

第1章では、不飽和の森林土壌中の鉛直方向の水移動に関する研究における問題点を示し、連続する粗大孔隙、すなわちマクロポアを経路とする選択流の発生機構において、土壌の撥水性を考慮する必要性を述べた。その上で、土壌の撥水性に関する既往の知見を整理し、山腹斜面に分布する森林土壌中の水移動を解明する上でさらに明らかにすべき点を挙げ、これらを本研究の目的として呈示した。

第2章では、本研究における実験と観測、および試料採取を実施した4つの試験地について述べた。千代田試験地は、平地に存在する6つの樹木植栽地、すなわち、間伐されていない暗いヒノキ植栽地、間伐されていない暗いスギ植栽地、間伐されている明るいヒノキ植栽地、間伐されている明るいスギ植栽地、コジイ植栽地、クヌギ・コナラ植栽地である。鹿北試験地は源頭部小流域のスギ・ヒノキ林、加波山試験地は山腹斜面のヒノキ林およびこれに隣接する落葉広葉樹林、常陸太田試験地は源頭部小流域のスギ・ヒノキ林である。第3章では、実際の林地における撥水性発現の実態について述べた。千代田試験地の6つの樹木植栽地の土壌、加波山試験地のヒノキ林と広葉樹林の土壌について、風乾状態まで乾燥したときに現れる撥水性（以下、潜在的な撥水性）の強度を比較したところ、ヒノキの影響下にある土壌が特に強い撥水性を示すことが明らかになった。現地における土壌水分で実際に発現している撥水性（以下、実際の撥水性）は、土壌が乾燥している場所で強く、湿っている場所で弱い傾向があり、水分依存性が認められた。潜在的な撥水性は、土壌の全炭素含有率（以下、TC）が高い場所ほど強い傾向が認められ、同じTCではヒノキ林の土壌の方が広葉樹林の土壌より潜在的な撥水性が強かったが、TCのみで潜在的な撥水性の強度を十分に説明することはできなかった。また、鹿北試験地の源頭部小流域、加

波山試験地の山腹斜面における測定結果から、従来から撥水性土壌の分布が知られていた尾根部に限らず、谷底面近傍を除くほぼ全ての斜面位置で、強い潜在的な撥水性が認められること、乾燥時には斜面または流域の広い範囲で強い実際の撥水性が発現することが明らかになった。

第4章と第5章では、撥水性の発現機構について述べた。まず、第4章では、潜在的な撥水性と土壌団粒外表面の化学組成の関係について述べた。代表的な表面化学分析手法であるXPS(X線光電子分光法)を用い、土壌団粒外表面の化学組成をほぼ非破壊で測定した。土壌有機物は土壌団粒の内部より外表面に多い傾向にあり、外表面における炭素の存在比は必ずしもTCに比例しないこと、ヒノキ影響下の撥水性の強い土壌の団粒外表面には、広葉樹影響下の撥水性の弱い土壌と比較して、酸素や窒素のような電気陰性度の大きい元素と結合していない炭素成分がより多く存在することが明らかになった。このような炭素成分は、ワックスや樹脂等に卓越する無極性構造中の炭素と考えられ、土壌の潜在的な撥水性の強度は土壌団粒外表面におけるこの炭素成分と酸素の存在比でよく説明できた。

第5章では、実際の撥水性の水分依存性について述べた。鹿北試験地の土壌試料の撥水性は、体積含水率(以下、 $\theta$ )約 $0.29 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 、マトリックポテンシャル(以下、 $\psi$ )約 $-35 \text{ kPa}$ 付近で発現し、対象土壌の撥水性が現地で春から秋に頻繁に生じるような乾燥程度で現れることが明らかになった。また、土壌試料を5回水で抽出する処理を施した場合、無処理の試料と比べて各水分における撥水性の強度が低下した。抽出液のDOC濃度と表面張力の間には、親水性基と疎水性基を兼ね備える両親媒性有機物を含む溶液に特有の関係が認められ、土壌の撥水性およびその水分依存性には、水に溶解しやすい両親媒性有機物が関与していることが確認された。ただし、抽出回数を5回から15回に増やしても、撥水性がさらに大きく低下することはなく、撥水性には土壌固相と強く結びついて水に溶けにくい成分も関与していることが示唆された。

第6章、第7章、第8章では、撥水性が土壌中の水の移動と貯留に及ぼす影響について述べた。まず、第6章では、撥水性が関与する土壌の毛管現象について述べた。常陸太田試験地内の尾根部で $400 \text{ cm}^3$ 採土円筒を用いて非攪乱採取した撥水性土壌を対象に、吸・排水実験を行った。弱度の撥水性が発現した1回目の吸水過程では、撥水性が発現しなかった2回目、3回目の吸水過程と比較して、より少ない $\theta$ の増加で $\psi$ が $0 \text{ cm}$ まで上昇した。これは、吸水過程における団粒内部の細孔隙による吸水が撥水性により妨げられ、水を斥ける力が強くない相対的に大きな孔隙に選択的に水が浸入したため、つまり、大小の孔隙に

水が入る順番が親水性の土壌の場合とは逆になったためと考えられた。また、薄型浸透槽に充填された細粒のガラスビーズ中に、粗粒のガラスビーズよりなる疑似マクロポアを設け、飽和、不飽和の条件下で色素を含んだ水の移動を観察する実験を行った。ガラスビーズが親水性の場合、疑似マクロポアは、飽和の条件下では選択的水移動経路として機能し、不飽和の条件では機能しなかった。細粒のガラスビーズに人工的に撥水性を付与した場合、不飽和の条件下で疑似マクロポアが選択的水移動経路として機能した。これらの実験結果から、現地においても、地表から地中に連続するマクロポアに富む森林土壌が撥水性を現した場合、不飽和の土層中でマクロポアが選択的水移動経路として機能することが示唆された。

第7章では、乾燥時に強い撥水性を現す加波山試験地のヒノキ林の斜面土層における水移動の実態について述べた。同試験地に設定した試験プロットにおいて、自然降雨時の変化を測定するとともに、色素トレーサーを含む水を人工降雨として散布した際の地表および地中での水移動経路を観察した。非乾燥時には、降雨イベント時の $\psi$ の上昇は浅い深度から順に始まった。これに対して、乾燥時には、深度10 cmの $\psi$ がほとんど上昇せずに30 cm、50 cm、75 cmの $\psi$ が上昇し、撥水性によりマトリックス孔隙の大部分が水移動に関与しない選択的な水移動が生じることが示唆された。そのような水移動が現地で実際に生じることが、色素トレーサーを用いた実験により確認された。散布した水の一部は、散水域内で地中に浸入しきれず、筋状の地表流となって散布域外下方へ流出した。散水後の土壌断面観察における染色域は、染色されない部分を多量に残した極めて不連続かつ不均一な分布を示し、供給された水は選択流の形で土層深部に移動していた。染色された選択的水移動経路には、植物根と土壌の間の隙間や、土壌の塊状構造の構造単位間の隙間と判断できるものも多かった。このような地表流と選択流は、撥水性を除去して測定した表層土壌の透水係数が散水強度より十分大きかったこと、および、土壌を完全に濡らすと考えられるメタノールを散布した場合には生じなかったことから、主に撥水性の関与により生じたことが明らかになった。

第8章では、撥水性による選択的な水移動が生じている場合の、土層の雨水貯留について述べた。鹿北試験地の谷壁斜面に設定した試験プロットにおいて、色素トレーサーを含む人工降雨を散布し、土層中の水移動経路を観察した。また、同斜面において、TDR水分計を用いて降雨イベント時の深度0-60 cmの土層の水貯留量の変化を測定した。降雨イベント時の水貯留量は、非乾燥時には、ほぼ積算林外雨量に相当する分増加した。一方、乾

乾燥時の降雨イベントにおいては、土層中の空の孔隙の割合が高いにもかかわらず、水貯留量の増加は積算林外雨量より著しく小さくなるが多かった。このことは、乾燥時に土層の雨水貯留能力が一時的に低下することを意味する。乾燥時に水貯留量の増加が抑えられるのは、撥水性によりマクロポアを経路とする選択流が生じ、マクロポアから離れた部分のマトリックス孔隙が雨水の移動と貯留に関与できなくなるためと考えられた。

9章ではこれらの結果を総括して本研究の意義を述べるとともに、今後の課題を示した。本研究では、土壌の撥水性が、夏期に普通に生じる乾燥の程度で、林地斜面または小流域の広い範囲で発現することを明らかにした。また、土壌が撥水性を現すことにより、森林土壌の表層部に普遍的に存在するマクロポアが不飽和の条件で選択的水移動経路として機能し、土層の雨水貯留能が一時的に低下することを明らかにした。これら新たな知見により、これまで限られた場所の特殊な性質と見なされていたために森林土壌中の水移動の解析では考慮されなかった撥水性が、林地斜面の広い範囲で水の移動と貯留に大きな影響を及ぼし得る要因であることが示された。本研究の成果は、森林の水源かん養機能の発揮における土壌の働きに関する理解を深めるとともに、社会的要請の高い同機能の評価手法を、現地における現実の水移動の実態を反映させて高度化することに貢献すると期待される。