

# 博士論文

## 論文題目

湿潤気候下の森林流域における表層土壌の撥水性の時空間的変動

氏 名 梶浦 雅子

# 目次

目次.....	i
1. 序論.....	1
1.1. 本研究の背景.....	1
1.2. 既往研究.....	1
1.2.1. 撥水性.....	1
1.2.2. 土壌の撥水性の原因物質.....	2
1.2.3. 撥水性に寄与する因子.....	2
1.2.4. 撥水性評価法.....	3
1.2.4.1. 「実際の撥水性」と「潜在的撥水性」.....	3
1.2.4.2. 撥水性の指標.....	3
1.3. 目的.....	4
1.4. 調査地.....	5
2. 実際の撥水性の発現状況の推定.....	6
2.1. 撥水強度の規定要因.....	6
2.1.1. はじめに.....	6
2.1.2. 試料と方法.....	7
2.1.2.1. 土壌試料.....	7
2.1.2.2. 土壌の理化学性.....	8
2.1.2.3. 土壌水分量と撥水強度との関係.....	9
2.1.2.4. データ解析.....	10
2.1.3. 結果.....	10
2.1.3.1. 土壌の理化学性.....	10
2.1.3.2. 土壌水分量と撥水強度との関係.....	11
2.1.4. 考察.....	17
2.1.4.1. 土壌水分量に伴う撥水強度の非線形的な変動機構.....	17
2.1.4.2. 土壌水分量-撥水強度の関係を特徴づけるパラメータとその説明変数との関係..	19
2.1.4.3. 土壌水分量-撥水強度の関係の推定.....	21
2.1.5. まとめ.....	22
2.2. 潜在的撥水強度に対する試料採取時土壌水分量の影響.....	24
2.2.1. はじめに.....	24
2.2.2. 試料と方法.....	26
2.2.2.1. 調査地点と土壌試料.....	26
2.2.2.2. 土壌の理化学性.....	26
2.2.2.3. 土壌粒子に対する土壌有機物の吸着構造の潜在的撥水強度への寄与.....	27
2.2.2.4. データ解析.....	27
2.2.3. 結果.....	27

2.2.3.1. 土壌の理化学性.....	27
2.2.3.2. 潜在的撥水強度の因子.....	28
2.2.4. 考察.....	32
2.2.4.1. 潜在的撥水強度に対する水溶性有機物の寄与.....	32
2.2.4.2. 試料採取時土壌水分量の潜在的撥水強度への影響.....	32
2.2.4.3. 試料採取時土壌水分量の水分量・撥水強度の関係との係わり.....	33
2.2.5. まとめ.....	34
2.3. 土壌水分量・撥水強度の関係の推定に適した試料の採取時土壌水分条件.....	36
2.3.1. はじめに.....	36
2.3.2. 試料と方法.....	37
2.3.2.1. 試料の採取方法と理化学性.....	37
2.3.2.2. 土壌水分量・撥水強度の関係のパラメータ推定式の検証.....	38
2.3.2.3. 試料採取時土壌水分量による水分量・撥水強度の関係の変動.....	38
2.3.3. 結果と考察.....	39
2.3.3.1. 土壌水分量・撥水強度の関係のパラメータ推定式の妥当性.....	39
2.3.3.2. 試料採取時土壌水分量に伴う水分量・撥水強度の関係の変動性.....	39
2.3.4. まとめ.....	40
2.4. 撥水性発現状況の推定可能性.....	42
2.4.1. はじめに.....	42
2.4.2. 試料と方法.....	42
2.4.3. 結果と考察.....	43
2.4.3.1. 代表的な土壌水分量・撥水強度の関係による撥水性発現状況の推定.....	43
2.4.3.2. 広域での撥水性発現状況の推定可能性.....	45
2.4.3.3. 注目すべき指標「撥水面積割合」.....	45
2.5. まとめ.....	47
3. 時空間変動する撥水面積割合の推定.....	49
3.1. 地表面における撥水面積割合の時空間変動性とその規定要因.....	49
3.1.1. はじめに.....	49
3.1.2. 調査地点と測定方法.....	49
3.1.2.1. 調査地点.....	49
3.1.2.2. 撥水性と土壌水分量.....	52
3.1.2.3. 水分特性曲線.....	53
3.1.2.4. 撥水性の境界水分環境.....	53
3.1.2.5. 区画内の撥水面積割合と土壌水分環境.....	54
3.1.3. 結果と考察.....	54
3.1.3.1. 土壌の理化学性.....	54
3.1.3.2. 撥水面積割合の時空間変動.....	55
3.1.3.3. 境界水分量と撥水性発現状況の空間変動性.....	56

3.1.3.4. 調査地点代表の境界水分環境.....	57
3.1.3.5. 境界水分環境と撥水面積割合との関係 .....	57
3.1.3.6. 土壌水分環境による撥水面積割合の推定 .....	59
3.1.4. まとめ.....	59
3.2. 地表面における撥水面積割合の推定 .....	61
3.2.1. はじめに .....	61
3.2.2. 方法 .....	63
3.2.2.1. 既知の気象・地形情報からの水分環境の時空間変動の推定 ~Submodel A~ .....	63
3.2.2.2. 土壌水分環境 (pF 値)による撥水面積割合の推定 ~Submodel B~ .....	63
3.2.3. 結果と考察 .....	64
3.2.3.1. 表層土壌の pF 値の時空間変動.....	64
3.2.3.2. Submodel A の構築.....	64
3.2.3.3. Submodel A+B による撥水面積割合の推定 .....	68
3.2.3.4. 水文/水移動モデルへの応用 .....	69
3.2.4. まとめ.....	70
4. 総括 .....	71
4.1. 本研究の成果.....	71
4.2. 新規性 .....	71
謝辞.....	73
引用文献 .....	75

## 図目次

図 1.1 固体の疎水性 .....	2
図 1.2 エタノールの濃度と表面張力との関係 .....	3
図 1.3 水滴侵入時間(WDPT)とエタノールモル濃度(MED)との関係 .....	4
図 1.4 本研究の概念図 .....	4
図 2.1 土壌水分量と撥水強度との関係の模式図 .....	7
図 2.2 調査地内の試料採取場所と採取日前後の降雨量 .....	8
図 2.3 異なる相対湿度環境下における風乾土壌の湿潤化実験 .....	9
図 2.4 土壌水分量と撥水強度との関係 .....	11
図 2.5 境界水分量と撥水性最大時水分量の土壌有機物量に対する関係 .....	13
図 2.6 土壌有機物量と潜在的撥水強度を用いた境界水分量と撥水性最大時水分量の推定 .....	13
図 2.7 土壌水分量と撥水強度の関係を特徴付けるパラメタ間の相互関係と土壌有機物量との関係 .....	14
図 2.8 試料採取時土壌水分環境によって異なる土壌有機物量と潜在的撥水強度との関係 .....	14
図 2.9 乾燥過程と湿潤過程の土壌水分量・撥水強度関係の比較 .....	16
図 2.10 Dewetting 現象 .....	22
図 2.11 撥水する固体における異なる水湿条件での固体・液体・気体間の界面張力 .....	22
図 2.12 土壌粒子に対する土壌有機物の吸着概念モデル .....	25
図 2.13 ヘキサン浸漬による両親媒性有機物の吸着構造の変化 .....	25
図 2.14 ヘキサン浸漬前後の撥水強度と水溶性有機物量もしくは土壌有機物量との関係(2006 年採取試料) .....	29
図 2.15 土壌有機物量と採取時土壌水分量の潜在的撥水強度に対する関わり方 .....	30
図 2.16 土壌有機物量と潜在的撥水強度、ヘキサン浸漬後の撥水強度との関係(2006 年+2007 年採取試料) .....	31
図 2.17 潜在的撥水強度の土壌有機物量と試料採取時土壌水分量に対する関係 .....	31
図 2.18 異なる水分条件のときに採取した場合に室内実験で得られる水分量・撥水強度の関係とその関係から推定される現場の水分量・撥水強度の関係 .....	34
図 2.19 現場の水分量・撥水強度の関係の推定に適した採取時土壌水分量 .....	37
図 2.20 採取試料の位置と、採取時水分量、土壌有機物量、実際の撥水強度、潜在的撥水強度 .....	37
図 2.21 pF3.4 のときの体積含水率を 1 としたときの、異なる水ポテンシャル時の含水率の比 .....	38
図 2.22 水分量・撥水強度の関係のパラメータ推定式の妥当性 .....	39
図 2.23 湿潤気候下の森林流域の表層土壌が取りうる水分環境の範囲内における採取時水分量に伴う水分量・撥水強度の関係の変動 .....	40
図 2.24 各試料もしくは区画代表の水分量・撥水強度の関係 .....	43
図 2.25 各試料もしくは区画代表的水分量・撥水強度の関係から推定した撥水強度の頻度分布 .....	44
図 2.26 各試料もしくは区画代表的水分量・撥水強度の関係から推定した一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合 .....	44

図 2.27 撥水性を示した場所の面積割合と、 $< 30、32、35、40、50、60、70 \text{ mN m}^{-1}$ の撥水強度を示す場所の面積割合との関係.....	46
図 2.28 第 2 章の成果.....	48
図 3.1 調査地点.....	50
図 3.2 観測期間中の降水量と気温.....	50
図 3.3 区画内の各観測点において撥水性を発現した頻度.....	52
図 3.4 Theta Probe による体積含水率の測定値とコアサンプルでの実測の体積含水率との関係.....	53
図 3.5 4 調査地点内の 2 区画における境界水分量の頻度分布.....	54
図 3.6 水分特性曲線.....	55
図 3.7 孔隙径分布.....	55
図 3.8 地表面における撥水面積割合の時間変動.....	56
図 3.9 区画を代表する現場の水分量と水ポテンシャルに対する撥水面積割合の関係.....	58
図 3.10 対象領域内の $pF$ の確率分布による撥水面積割合規定メカニズム.....	59
図 3.11 表層土壌の撥水面積割合推定シナリオ.....	61
図 3.12 本節の概要.....	62
図 3.13 Topographical Wetness Index (TWI) と開空度との関係.....	63
図 3.14 4 調査地点における表層土壌の $pF$ 値の時間変動と、観測期間中の降水量と気温.....	64
図 3.15 4 調査地点平均 $pF$ 値と $pF$ 値観測前の異なる日数の積算降水量と積算飽差との関係.....	65
図 3.16 4 調査地点の表層土壌の $pF$ 値と積算降水量との関係.....	65
図 3.17 4 日と 32 日の積算降水量によって $pF$ 値を推定したときの残差の時間変動と日平均飽差.....	65
図 3.18 異なる積算日数の積算飽差と、4 日と 32 日の積算降水量によって $pF$ 値を推定したときの残差との相関関係.....	66
図 3.19 式 3.7 におけるパラメータと TWI との関係.....	67
図 3.20 Submodel A による $pF$ 値の再現性.....	67
図 3.21 実測の $pF$ 値に対して Submodel A をフィッティングさせたときと撥水面積割合に対して Submodel A + B をフィッティングさせたときに推定された $pF$ 値と実測 $pF$ 値.....	68
図 3.22 Submodel A + B による撥水面積割合の再現性.....	69
図 4.1 本研究の成果.....	72

## 表目次

表 2.1 試料採取場所の植生、地形条件.....	8
表 2.2 土壌試料の理化学性 .....	10
表 2.3 土壌水分量と撥水強度との非線形的関係の特徴づけるパラメータ .....	12
表 2.4 土壌水分量と撥水強度との非線形的関係の特徴付けるパラメータと、それに寄与する可能性のある土壌理化学性とのピアソンの相関係数.....	13
表 2.5 異なる相対湿度環境下において土壌を湿らせたときの含水比と撥水強度 .....	15
表 2.6 湿潤過程における撥水強度と土壌の理化学性とのピアソンの相関係数.....	16
表 2.7 異なる相対湿度環境下での土壌の水分量と理化学性との間のピアソンの相関係数 .....	17
表 2.8 2006 年に異なる火災被害度のプロットの表層と次表層から採取した土壌の潜在的撥水強度とそれに寄与する可能性のある土壌の理化学的性質 .....	28
表 2.9 潜在的撥水強度と各土壌理化学性とのピアソンの相関係数.....	28
表 2.10 多項ロジットモデルを用いた土壌有機物量と採取時土壌水分量に対する潜在的撥水強度の回帰線パラメータ .....	31
表 2.11 一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合の Model 1 の推定値に対する Model 2 の推定精度 .....	45
表 3.1 土壌断面記載 .....	51
表 3.2 4 調査地点における表層土壌の土壌の理化学性.....	55
表 3.3 式 3.7 におけるパラメータ .....	67

## 1. 序論

### 1.1. 本研究の背景

土壌の撥水性、すなわち「土壌が水をはじく現象」(1.2.1 項参照)は、様々な地形、植生、土地利用、気象条件下の土壌で認められる一般的な現象である(Doerr *et al.* 2000)。土壌の骨組みとなる一次、二次鉱物はもともと親水性であるが、その表面を、疎水基を有する土壌有機物が覆うと、撥水性が発現するようになる(1.2.2 項参照)。特に、雨水の入り口となる表層土壌や地表面が水をはじくと、土壌中に水が浸透しにくくなり、結果として地表流や選択流が増え、土壌中の水分貯留量が低下することが知られている(DeBano 2000; Kobayashi *et al.* 2007; Miyata *et al.* 2007)。水分動態が変化すると、水分環境の影響を受ける土壌微生物の基質質量や活性も変化するため(Paul 2006)、土壌の撥水性の及ぼす影響の波及効果は大きい。

土壌の撥水性の水分動態に対する影響を定量的に評価することは、水文モデルや水移動モデルの精緻化にとって重要である。しかし、森林流域や斜面という広域スケールで、撥水性発現状況、すなわち撥水箇所の広がりや強さのばらつきを定量的に把握することが困難であるため、既存の水文/水移動モデルは、上記のような撥水性に伴う水分動態の変化を十分に組み込めていないのが現状である。その最たる理由が、撥水性の極めて大きい時空間変動性である。撥水性の発現やその強さは、土壌有機物量や水分量などさまざまな因子に依存している(1.2.3 項参照)。それら規定因子の多様性や変動に伴い、撥水強度は時間的にも空間的(例えばセンチメートル単位で)にも大きく変化する(Dekker *et al.* 2000; Johnson *et al.* 2005; Keizer *et al.* 2007)。そのため、実測によって広域での撥水性発現状況を把握するには、非常に多くの地点において撥水性を観測する(撥水性の測定方法については 1.2.4 項参照)必要がある。しかしこれは労力的に極めて困難である。そこで、撥水性発現状況を、実測することなく把握する方法が望まれる。

湿潤気候下の森林流域では、土壌の撥水性が既存の水文/水移動モデルの推定精度を大きく低下させる可能性がある。植物の成長に適した湿潤気候下の森林流域の表層土壌は、土壌有機量を多く含むため、強度の撥水性を発現しうる。一方、気象の日変化や季節変動、様々な地形条件によって土壌水分量は大きく変動する。そのため、撥水性の発現状況が時空間的に大きく異なることになる。さらに、日本のように、降雨強度の大きい集中豪雨(台風)など、地表流を起こしやすい気象条件にある場合、撥水性の地表流への影響も認められやすい。

そこで本研究では、湿潤気候下の森林流域における水文/水移動モデルの精緻化に必要な、表層土壌(地表面)の撥水性の発現状況の推定方法を考案することを目的とした(目的詳細は 1.3 節参照)。

### 1.2. 既往研究

#### 1.2.1. 撥水性

固体の濡れやすさは、固体と液体の表面自由エネルギー(表面張力)のバランスに依存する。固体より液体の表面自由エネルギーが大きい場合、液体—気体界面が広がるより固体—気体界面が広がっている方が、エネルギー状態が低い。よって、液体は固体表面に広がらず、凝集することによって、液体—気体界面の面積を小さくし、表面自由エネルギーが増大しないようにする。例えば、プラスチックは表面自由エネルギーが水より低いため、プラスチック表面に水を垂らしても



濡れず、水が凝集し水滴を発生する。このような、水に対する濡れにくさを「疎水性」という。疎水性は、しばしば固体表面と水滴とで成す接触角の大きさを評価される(図 1.1)。一般的に接触角が  $90^\circ$  を超すほど比較的強い疎水性を示す場合を、「撥水する」「撥水性を有する」という。本研究では、撥水性の強度を「撥水強度」と、撥水性の有無や撥水強度の実状を「撥水性の発現状況」という用語で表す。

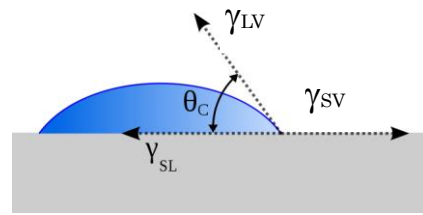


図 1.1 固体の疎水性

接触角( $\theta_c$ )と、固体—気体、液体—気体、固体—液体各界面に働く界面張力（それぞれ $\gamma_{sv}$ 、 $\gamma_{lv}$ 、 $\gamma_{sl}$ ）

### 1.2.2. 土壌の撥水性の原因物質

土壌を構成する一次、二次鉱物は、強い極性をもつため、鉱物表面の表面自由エネルギーが大きく水に濡れやすい。しかし、その表面に土壌有機物が付着すると撥水性を発現するようになる(Doerr *et al.* 2000)。土壌有機物は、疎水性を示す化学構造(疎水基)を有するからである。その疎水性成分の由来となる疎水性有機物や両親媒性有機物のうち、土壌有機物中に比較的多く含まれる両親媒性有機物が、土壌の撥水性の原因物質としての寄与が大きい(Ma'shum *et al.* 1988; Hudson *et al.* 1994; Doerr *et al.* 2000; Franco *et al.* 2000)。撥水性の原因となる両親媒性有機物は、植物、菌、土壌動物などさまざまなものに由来している(Doerr *et al.* 2000)。火災被害地では、火災前に存在していたそれら起源の熱分解生成物も含む(DeBano 2000)。

### 1.2.3. 撥水性に寄与する因子

撥水性の有無や撥水強度は水分量に依存する。撥水性の原因となる有機物を比較的多く含む土壌は、乾燥しているときに撥水性を発現し、湿っているときは撥水しない(Johnson *et al.* 2005; Buczko *et al.* 2006)。有機物の被覆によって撥水性を示す土壌粒子表面も、いったん湿って水の膜で覆われた状態になると、土壌粒子を覆った水と滴下された水が引き合うため、撥水しなくなる。それ以上湿っていると撥水せず、それ以上乾燥すると撥水する水分量を、「境界水分量(Critical water content)」と呼ぶ(Dekker *et al.* 1994)。一方、比較的乾燥して撥水性を示しているとき、乾燥するほど撥水強度が高くなる水分量域と低くなる水分量域があり、撥水強度は水分量に対して非線形の関係を示す(Regalado *et al.* 2005; de Jonge *et al.* 2007; Kawamoto *et al.* 2007)(詳細は 2.1 節参照)。

水分量の影響を除いた一定水分条件(風乾時)の土壌の撥水強度は、撥水性の原因となる土壌有機物の量の他、有機物の質、粘土や鉄・アルミ酸化物、pH、などに左右される。同じ量の有機物を持つ土壌でも、有機物中の疎水基が多いとより高い撥水強度を示す。例えば、マツやユーカリ、ヒノキなどの常緑樹の葉には疎水性の高いワックス類が存在しており、これがリターとなって土壌に供給される結果、それらの林下では土壌有機物中に含まれる疎水部分が増大し、同じ有機物量で比較したとき広葉樹林より撥水強度が高くなることが報告されている(Doerr *et al.* 2000; 小林政広 *et al.* 2006)。親水性でかつ比表面積が大きい粘土や鉄・アルミ酸化物が多く含まれる土壌では、同じ量の有機物を保持していても、砂に比べて有機物によって被覆されない親水性の表面が多く残るため撥水強度は低くなる(Harper *et al.* 1994; Harper *et al.* 2000; McKissock *et al.*

2002)。また pH が高いと撥水強度が低下することも知られている(Mataix-Solera *et al.* 2007)。

#### 1.2.4. 撥水性評価法

##### 1.2.4.1. 「実際の撥水性」と「潜在的撥水性」

1.2.3 項で示したように、土壌の撥水強度は土壌水分環境に依存する。水分量の影響を受けた、水分を含んだ状態の撥水性を「実際の撥水性」という。一方、土壌を絶乾もしくは風乾させたときの撥水性を「潜在的撥水性」という。潜在的撥水性は、撥水性に対する水分量の影響を除いた、土壌粒子表面そのものの撥水性を評価していることになる。潜在的撥水性は、絶乾時と風乾時とで大きく異ならず、また風乾の方が容易に調整できるため、風乾時に測定するのが一般的である(Jex *et al.* 1985)。湿潤な森林流域においては、風乾状態になることはまずないため、流域の水分動態に直接寄与する撥水性は、「実際の撥水性」である。

##### 1.2.4.2. 撥水性の指標

###### 1.2.4.2.1. 水滴侵入時間法

水滴侵入時間法(Water Drop Penetration Time test: WDPT 法)は、疎水性の持続性を測定する方法である。試料表面に純水を、スポイドを用いて 1 滴ずつ 5 箇所水滴下し、水滴が土の中に浸透するまでの時間(秒)を測定し、5 滴の浸透時間の平均値を WDPT 値とする(Letey 1969)。疎水性が高い試料は、数時間もの浸透時間を有する場合がある一方、弱い疎水性を秒単位で評価できることから、この方法は疎水性の比較的低い試料に適する。撥水性の有無の境界となる WDPT 値を便宜的に 5 秒としている研究例が多いが、接触角(図 1.1)と WDPT 値の関係から、経験値として、撥水性が発現するとされる接触角  $90^\circ$  の疎水強度が、WDPT 値 10 秒に相当するという報告があるため(Leelamanie *et al.* 2008)、本研究では  $WDPT < 10$  秒(s)のときを、「撥水性なし」と定義した。値が大きいほど、疎水性が高いことを示す。

###### 1.2.4.2.2. エタノールモル濃度法

エタノールモル濃度法(Molarity of Ethanol Droplet test: MED 法)は、撥水性の強度を測定する方法である。0~11 M のエタノール溶液を 0.2 M 間隔で作製し、その液滴を試料表面にスポイトで滴下したとき、液滴が 10 秒以内に浸透するエタノール溶液の最低濃度を MED 値とする(King 1981)。また、MED 値(エタノールモル濃度(M))は表面張力(Surface Tension: ST ( $\text{mN m}^{-1}$ ))に換算することができる(式 1.1) (Roy *et al.* 2000)。MED 値が高く、また ST が低いほど撥水強度が高いことを示す。

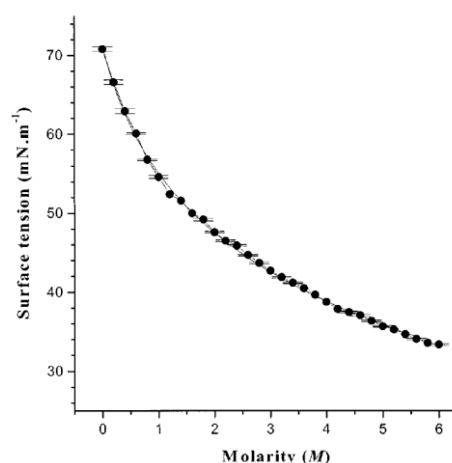


図 1.2 エタノールの濃度と表面張力との関係 (Roy *et al.* 2000)

$$ST = 61.05 - 14.75 \times \ln(MED + 0.5) \quad (\text{式 1.1})$$

撥水強度の推定式を導く際は、説明変数によって撥水強度が数式化できればよいと、表面張力、モル濃度いずれも用いることができる。ただし、表面自由エネルギーの観点から撥水強度の変動メカニズムを考察する際は表面張力を用いる(第2章)。

また、 $MED = 0 \text{ M}$  は  $WDPT < 10 \text{ s}$  と同義であり「撥水性なし」と定義した。

#### 1.2.4.2.3. 水滴侵入時間法とエタノールモル濃度法との対応

撥水性の持続性を示す水滴侵入時間(WDPT 値)と、撥水強度を示すエタノールモル濃度(MED 値)との間には正の関係が成り立ち(図 1.3)、MED 値が高いときほど WDPT 値が高い(Harper *et al.* 1994)。すなわち、撥水強度が高いほど撥水性の持続時間は長い。

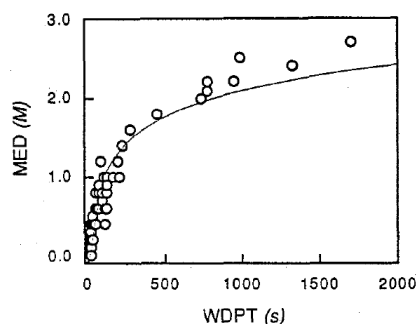


図 1.3 水滴侵入時間(WDPT)とエタノールモル濃度(MED)との関係 (Harper *et al.* 1994)

### 1.3. 目的

本研究では、湿潤な森林流域における水文/水移動モデルの精緻化に向けて、「森林流域において時空間的に大きく変動する表層土壌(地表面)の撥水性発現状況の定量的な推定方法を考案すること」を目的とした。

推定する撥水性発現状況の指標は、水文モデルや水移動予測モデルに適用可能なものがよい。これらのモデルでは、流域を区切ったメッシュ(数 10 cm～数 100 m 程度)を計算単位とし、メッシュ毎に土壌の物理パラメータを当てはめて水の流れを計算することが多い。そこで、メッシュ毎に撥水性発現状況を表す数値指標が求められる。その数値指標として、一定強度以上の撥水性を示した場所の面積割合が有効な指標であると考えられる。たとえば撥水性の発現によって選択流が生じるとき、水みちでは水は移動することができるが、それ以外の領域は容易に浸潤しない。このような、水移動が可能な領域の減少程度を既存の水移動モデルに組み込むことで、水分動態をより精度よく推定できたという報告がある(Wessolek *et al.* 2008)。また、水移動が可能な領域は、その領域の撥水強度に伴って経時変化すると考えられる。撥水強度が低い領域は短時間で湿り、そこは水移動が不可能な領域から可能な領域に転換されるからである。そこで、撥水性を示した場所の面積

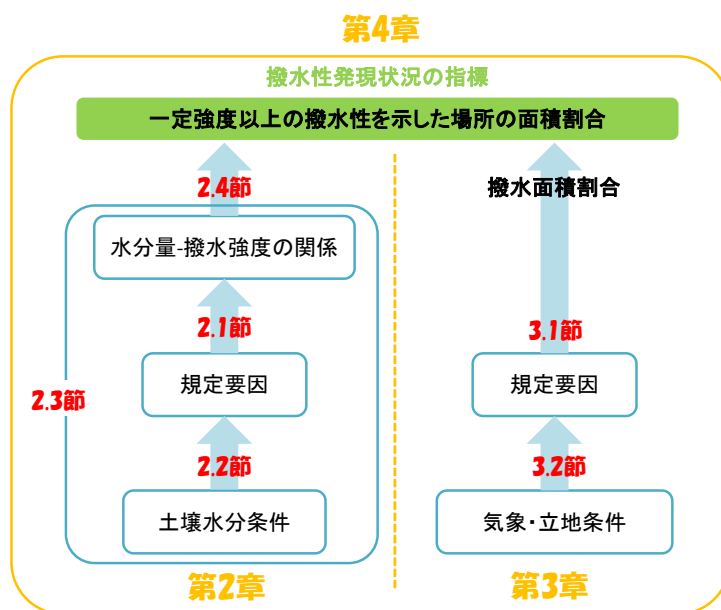


図 1.4 本研究の概念図

割合のみならず、どの程度の強さの撥水性がどの程度の広さで発現しているかが、水分動態にとって有効な情報となる。ただし、撥水性の有無や強さは、地形、微地形スケールにとどまらず、センチメートルレベルでも大きく異なる(Gerke *et al.* 2001; Buczko *et al.* 2006; Täumer *et al.* 2006; 小林政広 *et al.* 2006)。本研究では、各メッシュ内でも不均一性の大きい撥水性発現状況を推定するための、実現可能性の高い方法を模索する。第2章では、数10 cm 四方の小領域内における一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合を、第3章においては、より現実的な撥水性発現状況の推定方法を求め、第2章で求めた面積割合の中で重要性の高い、撥水する場所の面積割合「撥水面積割合」の推定方法を確立することを目的とした。

#### 1.4. 調査地

2.2 節以外は、静岡県賀茂郡南伊豆町に位置する東京大学大学院農学生命科学研究科附属演習林樹芸研究所青野研究林において調査を行った。地質は新第三紀中新統の白浜層群からなり、石英安山岩、ひん岩が陥入岩類として認められ、伊豆半島広域に、天城カゴワ平などのテフラの堆積が認められる(町田洋 *et al.* 2003)。1964-1993 年の平均気温は 15.0°C、年降水量は 2,270 mm であり(樹芸研究所ホームページ概要参照 (<http://www.uf.a.u-tokyo.ac.jp/jyugei/gaiyo.htm>))、温暖湿潤な気候条件にある。夏に降水量が多いものの、降雨イベントをはさんで、数週間程度の少雨期があり、この時期は表層土壌が強く乾燥する(梶浦雅子 *et al.* 2010)。このような降雨と降雨後の少雨期に伴う土壌水分量の大きな変動によって、表層土壌や地表面における撥水性の発現状況は時間的に激しく変動することが想定されることから、本研究の目的を明らかにする上で適した調査地といえる(1.1 節)。

## 2. 実際の撥水性の発現状況の推定

本章は、水文/水移動モデルで用いるメッシュデータになりうる撥水性発現状況の指標、「一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合」を推定するための方法論を確定することを目的とする。まず、「2.1 撥水強度の規定要因」、「2.2 潜在的撥水強度に対する試料採取時土壌水分量の影響」、「2.3 土壌水分量・撥水強度の関係の推定に適した試料の採取時土壌水分条件」から得られた知見を元に、湿潤気候下の森林流域の任意の表層土壌において「実際の撥水強度」を推定する方法を提案する(2.3.4 項)。次に、「2.4 撥水性発現状況の推定可能性」において、2.3 節で示した方法を元に、一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合の推定方法や、その課題について述べる。最後に「2.5 まとめ」において、本章で得られた知見を総括する。

### 2.1. 撥水強度の規定要因

#### 2.1.1. はじめに

水文/水移動モデルの計算単位となるメッシュごとに「一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合」を推定するには、まず対象領域内の任意の地点において時間変動する、「実際の撥水強度」を推定可能にする必要がある。撥水強度は土壌水分量に大きく依存することが知られている(Regalado *et al.* 2005; Täumer *et al.* 2005)。乾燥状態から水分量が増加するに従って撥水強度は増加し、ある水分量(撥水性最大時水分量)で最大撥水強度を示したのち、さらに水分量が増えるとある水分量(境界水分量)のとき撥水性は消滅する(図 2.1)。このように、撥水強度は水分量に対して非線形的な関係を示す。この非線形的な水分量・撥水強度の関係が既知であれば、水分量を把握することで「実際の撥水強度」を推定することができる。

水分量に伴う撥水強度の非線形的関係は、水分量を変化させたときの撥水強度を測定することで、直接得ることができる。ただし、水分量・撥水強度の関係は土壌によって異なるため、土壌ごとに同様の実験を行わねばならない。このような作業は、多大な時間と労力を要するため、測定が容易な土壌特性から、水分量・撥水強度の非線形的関係を推定する必要性が生じる。

水分量・撥水強度の関係の推定方法を導き出すには、その関係を特徴づけるパラメータの規定因子を明らかにする必要がある。水分量・撥水強度の非線形的関係は、「潜在的撥水強度」「撥水性最大時水分量」「最大撥水強度」「境界水分量」の 4 つのパラメータによって特徴づけられる(図 2.1)(Regalado *et al.* 2005; de Jonge *et al.* 2007; Kawamoto *et al.* 2007)。境界水分量は、土壌有機物量と相関が高いことが報告されている(Regalado *et al.* 2005; Täumer *et al.* 2005; de Jonge *et al.* 2007; Kawamoto *et al.* 2007)。また、土壌有機物量が多いほど潜在的撥水強度が高まることが報告されている(Harper *et al.* 1994; Harper *et al.* 2000; McKissock *et al.* 2002)。一方、土壌有機物量と撥水性最大時水分量や最大撥水強度との関係性は一貫せず、知見は乏しい(Regalado *et al.* 2005; Kawamoto *et al.* 2007)。もし、境界水分量や潜在的撥水強度に加えて撥水性最大時水分量や最大撥水強度も、土壌有機物量によって直接的もしくは間接的に表現できるならば、土壌有機物量からすべてのパラメータ、すなわち水分量・撥水強度の関係を明らかにすることができる。土壌有機物量は、近接土壌探査やリモートセンシングなどによって、土壌採取することなく推定可能となりつつあり、森林流域など広域での把握が期待できる土壌情報である(Rossel *et al.* 2011)。

水分量・撥水強度の関係を特徴づけるパラメータに対し、土壌有機物量以外の土壌理化学性が寄与する可能性がある。境界水分量をマトリックポテンシャルに換算した値(境界水ポテンシャル)は、土性や土壌有機物量が異なる土壌間で同程度( $pF$ [水頭高(cm)で表した土壌の水ポテンシャルの常用対数値]が 3 程度)であることが報告されている(de Jonge *et al.* 2007; Kawamoto *et al.* 2007)。粘土量が多い土壌ほど、 $pF3$  程度(境界水ポテンシャル)のときに保持する水分量が多い(Naveed *et al.* 2012)。よって、粘土量の多い土壌ほど、境界水分量も多くなると考えられる。また、団粒構造の多少によっても、土壌の水分特性の形状が異なる(単峰性や二峰性など)ため、境界水分量に変化する可能性がある(Coppola 2000)。また、親水性で比表面積の大きい粘土やシルトの量が多いほど潜在的撥水強度が低くなることも報告されている(1.2.3 項参照)(Harper *et al.* 1994; Harper *et al.* 2000; McKissock *et al.* 2002)。

本節は、仮説「撥水強度と土壌水分量との関係は、主に土壌有機物量によって説明できる」を検証し、仮説が否定された場合は、水分量・撥水強度の関係を推定するために、必要となる情報を明らかにすることを目的とする。調査地(1.4 節参照)の様々な場所から土壌を採取し、水分量と撥水強度との関係を特徴づける 4 つのパラメータ(潜在的撥水強度、最大撥水強度、撥水性最大時水分量、境界水分量)(図 2.1)を調べ、各パラメータを規定すると考えられる要因(土壌理化学性、特に土壌有機物量)やパラメータ間の関係を明らかにした。本調査地は、急峻な斜面を含む森林流域に位置するため土壌の理化学性が多様であり、普遍性の高いパラメータ規定要因を抽出するために適している。

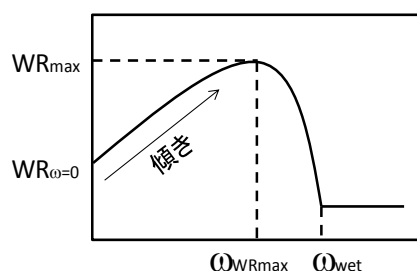


図 2.1 土壌水分量と撥水強度との関係の模式図

$WR_{\omega=0}$ ：潜在的撥水強度、 $WR_{max}$ ：最大撥水強度、 $\omega_{WRmax}$ ：撥水性最大時水分量、 $\omega_{wet}$ ：境界水分量、傾き：最大撥水強度と潜在的撥水強度との間の水分量に対する撥水強度の変化率

## 2.1.2. 試料と方法

### 2.1.2.1. 土壌試料

調査地(1.4 節)の植生の異なるさまざまな地点の表層、次表層から 20 個の攪乱土壌を採取した(表 2.1、図 2.2 左の地図)。No. 1~6 は 2005 年 12 月 12~13 日、No.7 は 2006 年 6 月 17 日、No. 8~20 は 2005 年 5 月 18~19 日に採取した。試料採取日前後の降水量(石廊崎アメダス、気象庁)を図 2.2 (右のパネル)に示す。採取した試料を目開き 2 mm の篩に通して粗大な植物根や礫を除去した。篩に通りきらなかった土塊は、潰さずに除去した。篩い分けした試料をプラスチック袋に入れ、冷蔵庫(5℃以下)に保管した。

表 2.1 試料採取場所の植生、地形条件

試料 No.	植生	採取場所 層位・深さ	地形
1	二次林	表層	尾根
2	二次林	表層	尾根
3	ユーカリ林	表層	斜面上部
4	ユーカリ林	次表層	斜面上部
5	ユーカリ林	表層	斜面上部
6	ユーカリ林	表層	斜面上部
7	二次林 (ヒメシヤラ優占)	表層	斜面下部
8	二次林	表層	斜面中部
9	二次林	表層	斜面中部
10	二次林/ヒノキ林境界	10-20 cm	尾根
11	ユーカリ林	次表層	斜面上部
12	二次林	表層	尾根
13	ヒノキ林	2-4 cm	尾根
14	二次林	0-2 cm	尾根
15	スギ・ヒノキ混交林	0-5 cm	尾根
16	二次林	0-10 cm	尾根
17	ヒノキ林	0-5 cm	尾根
18	ヒノキ林	0-5 cm	尾根
19	スギ林	0-5 cm	斜面下部
20	スギ林	5-10 cm	斜面下部

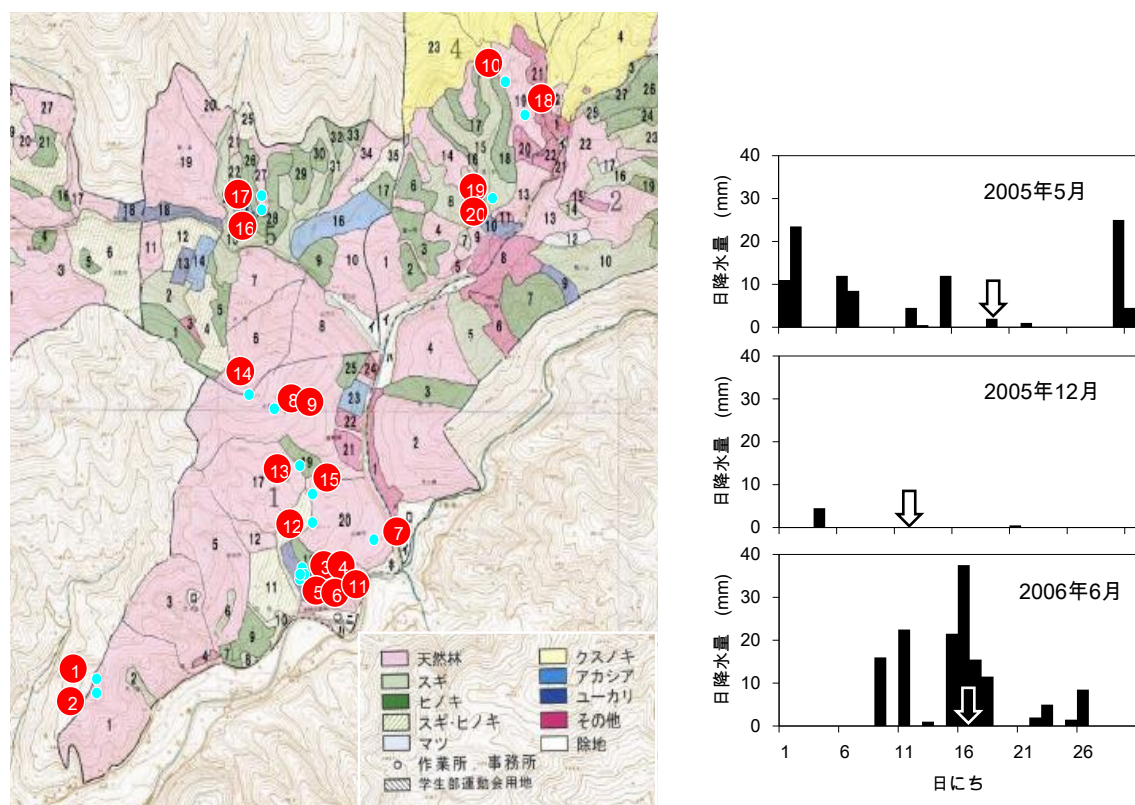


図 2.2 調査地内の試料採取場所と採取日前後の降雨量

試料採取場所を左の地図中に、採取日前後の日降水量を右のパネルに示す。  
 右のパネル内の矢印は試料採取日を示す。

#### 2.1.2.2. 土壌の理化学性

分取した試料を秤量した後に 105℃で炉乾させ、炉乾前後の試料質量差から試料採取時の含水比（採取時水分量／炉乾重）を算出した。また、試料を風乾させ、目視できる植物根をピンセット



トで除去したものを風乾細土とし、これを用いて粒径組成と団粒量を分析した。湿式分画とピペット法を用い、粘土+シルト量(粒径 0.02 mm 以下)と粗砂量(0.2 ~ 2 mm) (有機物除去後の重量%) を求めた(Gee *et al.* 2002)。風乾細土を分取し秤量した後、風乾状態で目開き 0.25 mm の篩で一定の強さで 50 往復篩い、篩上に残った土を秤量して風乾細土に対する割合を算出した。この割合から粗砂量(有機物除去前の重量%)の割合を差し引き、これを団粒量とした。風乾細土を 0.2 mm 以下になるまで微粉碎し、NCS アナライザー( NA1500; Carlo Erba 社)を用いて全炭素量を測定した。土壌は石灰質でないため全炭素量を土壌有機物量の指標とした。撥水強度はエタノールモル濃度法(MED 法)で測定した。

### 2.1.2.3. 土壌水分量と撥水強度との関係

#### 2.1.2.3.1. 乾燥過程

No.1~20 について、試料を風乾させていく過程の撥水強度の変化を調べた。試料の乾燥化が不均一にならないよう、乾燥過程で土壌構造を壊さないようにやさしく試料を定期的に攪拌し、数 10 分から数時間間隔で試料を分取し、秤量した後に撥水強度を測定した(分取サンプルは繰り返しなし)。その後凍結乾燥して秤量し、撥水強度測定時の含水比を算出した。風乾に近い状態まで乾燥した試料を凍結乾燥した後すみやかに撥水強度を測定し、これを「潜在的撥水強度」とした。

湿って撥水しなかったときの最も低い含水比を「境界水分量」とした。最大撥水強度は、含水比と撥水強度との間の非線形な関係の中で、撥水強度がもっとも高くなったときの撥水強度「最大撥水強度」とし、そのときの含水比を「撥水性最大時水分量」とした。異なる水分量で最大撥水強度を示した場合、水分量の多い方を撥水性最大時水分量とした。また最大撥水強度と潜在的撥水強度との間の、含水比に対する撥水強度の変化率を「傾き」とした(図 2.1)。試料採取時に比較的乾燥し強く撥水していた試料(No. 11~20)については、試料採取時と凍結乾燥後との間の変化率を「傾き」と定めた。

本節では、水分量に伴う撥水強度の変化を表面自由エネルギーと関連づけて考察するため、エタノールモル濃度法で測定された撥水強度を表面張力によって評価した。

#### 2.1.2.3.2. 湿潤過程

No.8~20 の風乾細土を、異なる相対湿度(RH)の容器内に密封し、異なる量の水蒸気を吸着させたときの撥水強度の変化を調べた(繰り返しなし)。ペトリ皿内の純水に、飽和濃度以上の各種塩類を加えてそれぞれ飽和塩溶液を調整し、中板径 15~20 cm のガラス製デシケータの底に入れた(図 2.3)。また、純水のみを入れたデシケータも用意した。径約 2.5 cm、高さ約 1 cm のプラスチック容器に風乾細土を深さ 5 mm 程度になるように入れて平らにし、それを中板上に置き、ガラス製デシケータを密封した。実験

期間中の室温はほぼ 25℃であった。デシケータ内の純水や飽和塩溶液と気相が 25℃において平衡となったときの相対湿度は次の通りである。塩化カリウム飽和溶液(RH = 86%)、硝酸カリウム飽和溶液(RH = 93%)、硫酸カリウム飽和溶液(RH = 97%)、純水(RH = 100%)。78 時間静置後、試



図 2.3 異なる相対湿度環境下における風乾土壌の湿潤化実験



料を取り出し、撥水強度を測定した。水蒸気吸着に要する時間(78 時間)は、予備実験において土壌試料の水分量の増加速度が十分に小さく(54~70 時間時点で含水比増加速度< 0.01%/h)、また微生物の繁殖が撥水性に及ぼす影響が小さい時間数とした(Jex *et al.* 1985)。

#### 2.1.2.4. データ解析

土壌水分量と撥水強度との関係の特徴づけるパラメータ(潜在的撥水強度、最大撥水強度、撥水性最大時水分量、境界水分量、傾き)を規定する重要な要因を、各パラメータ間や、各パラメータと土壌理化学性(土壌有機物量、団粒量、粘土+シルト量)との間の単回帰分析や重回帰分析によって解析した。

#### 2.1.3. 結果

##### 2.1.3.1. 土壌の理化学性

試料採取時の撥水強度「実際の撥水強度」は 0.0~10.8 M の範囲内で変動係数 0.92 と、試料間で非常に大きく異なった。土壌有機物量、団粒量、粘土+シルト量、砂量はそれぞれ 0.03~0.33 g-C g<sup>-1</sup>、30~79%、31~74%、11~49%であり、試料の理化学性は多様だった(表 2.2)。9 試料が採取時に撥水せず(実際の撥水強度 0.0 M)、そのうち 4 試料が乾燥時にも撥水せず(潜在的撥水強度 0.0 M)、残りの 5 試料は乾燥時に撥水性を示した(潜在的撥水強度> 0.0 M)(表 2.2)。採取時に撥水した 11 試料の撥水強度(表面張力換算)は、土壌水分量や有機物量との間に相関が認められなかった( $P=0.15, 0.42$ )。

表 2.2 土壌試料の理化学性

試料 No.	実際の 撥水強度 (M)	潜在的 撥水強度 (M)	採取時 含水比 (%)	土壌 有機物量 (g-C g <sup>-1</sup> )	団粒量 (%)	粘土+ シルト量 (%)	粗砂量 (%)
1	0.0	2.0	250	0.33	79	59	20
2	0.0	1.6	126	0.16	67	52	34
3	0.4	2.0	112	0.21	48		
4	0.0	1.4	78	0.10	33		
5	0.0	0.2	77	0.11	57	31	49
6	0.0	0.0	80	0.12	72	53	26
7	0.0	0.0	71	0.20	62	74	11
8	0.0	1.2	74	0.12	75	72	14
9	0.0	0.0	55	0.07	54	63	23
10	0.0	0.0	58	0.07	58	59	24
11	10.2	1.6	52	0.08	43		
12	9.0	2.0	27	0.10	30	38	33
13	8.8	0.2	30	0.03	38	50	34
14	8.2	1.8	66	0.12	55		
15	10.6	2.2	54	0.10	60	62	17
16	9.8	1.6	52	0.13	62	61	23
17	10.8	2.0	41	0.08	38	52	28
18	10.8	3.0	52	0.16	45	48	24
19	9.0	2.4	64	0.12	50	49	25
20	4.2	0.2	26	0.07	38		

### 2.1.3.2. 土壌水分量と撥水強度との関係

#### 2.1.3.2.1. 乾燥過程

No.1～20のうち、試料採取時に湿っていたために撥水しなかった(実際の撥水強度 0.0 M)試料 (No.1, 2, 4～10)、もしくは撥水強度が低かった(実際の撥水強度 0.4 M) No. 3において、含水比と撥水強度との間に極大値を持つ非線形の関係が認められた(図 2.4)。乾燥する過程において、ある含水比のところで撥水性が発現し始めて急激に撥水強度が高まり、試料が取り得る最大の撥水強度を越えてさらに乾燥すると、次第に撥水強度は低下した。この水分量・撥水強度の関係を特徴付ける、境界水分量、最大撥水強度、撥水性最大時水分量、潜在的撥水強度や傾きは試料によって異なった(図 2.4、表 2.3)。試料採取時に比較的乾燥していたため撥水性を示した(実際の撥水強度 > 0.0 M)試料 (No. 11～20) (No.3 除く)では、試料採取時の含水比で撥水強度が最大となり、乾燥するに従って撥水強度が低下する傾向が認められた。これらの試料においても、潜在的撥水強度や含水比に対する撥水強度の変化率(傾き)が試料によって異なった(表 2.3)。

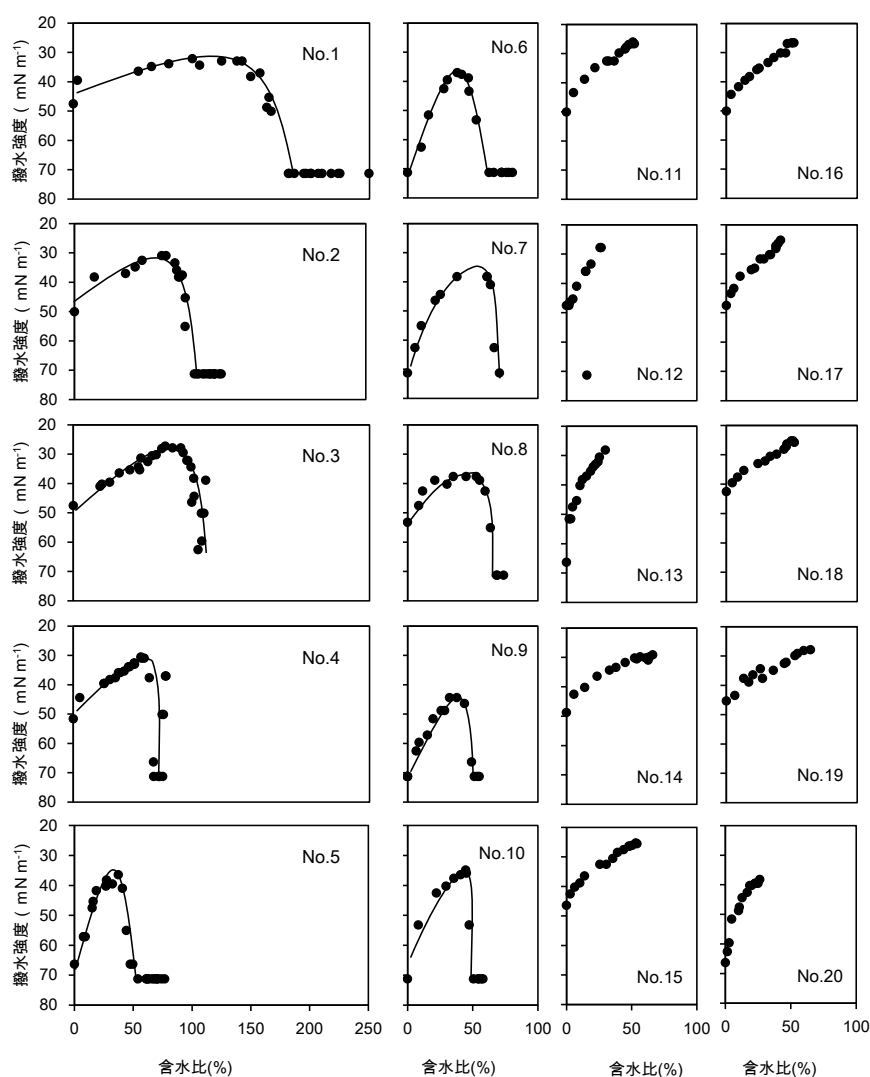


図 2.4 土壌水分量と撥水強度との関係

近似曲線(実線)は目視で引いた。MED 法で測定した撥水強度を表面張力( $\text{mN m}^{-1}$ )に換算して示した。表面張力が小さいほど撥水強度が高いことを示す。

表 2.3 土壌水分量と撥水強度との非線形的関係の特徴づけるパラメータ  
各パラメータの定め方は 2.1.2.3.1 項を参照。

試料 No.	境界水分量 (%)	撥水性最大時 水分量 (%)	最大 撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )	潜在的 撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )	傾き
1	182	138	32	48	-0.08
2	105	79	31	50	-0.23
3		84	27	48	-0.24
4	72	60	31	52	-0.31
5	54	37	36	66	-0.85
6	66	38	37	71	-0.95
7	71	49	38	71	-0.13
8	69	53	38	53	-0.40
9	51	38	44	71	-0.83
10	51	45	35	71	-0.73
11				50	-0.40
12				48	-0.79
13				66	-1.02
14				49	-0.25
15				46	-0.35
16				50	-0.39
17				48	-0.47
18				43	-0.30
19				45	-0.26
20				66	-0.98

水分量・撥水強度の関係を規定する要因を明らかにするため、各パラメータ(境界水分量、撥水性最大時水分量、最大撥水強度、潜在的撥水強度、傾き)間や、各パラメータと土壌理化学性(土壌有機物量、団粒量、粘土+シルト量)との関係を調べた。

単回帰した結果、境界水分量と撥水性最大時水分量は非常に強い相関関係にあり( $P < 0.01$ )、いずれも、土壌理化学性の中では土壌有機物量との間に最も強い相関が認められた( $P < 0.01$ ) (表 2.4、図 2.5)。また、重回帰分析の結果、土壌有機物量に加えて潜在的撥水強度も、境界水分量や撥水性最大時水分量の有意な説明因子であることが示された( $P < 0.05$ )。境界水分量、撥水性最大時水分量の重回帰式はそれぞれ  $\omega_{\text{wet}} = 3.9 \times 10^2 \times \text{SOM} - 1.2 \times \text{WR}_{\omega=0} + 98$ 、 $\omega_{\text{WRmax}} = 2.7 \times 10^2 \times \text{SOM} - 1.1 \times \text{WR}_{\omega=0} + 88$  ( $\omega_{\text{wet}}$ : 境界水分量(%), SOM: 土壌有機物量(g-C g<sup>-1</sup>),  $\text{WR}_{\omega=0}$ : 潜在的撥水強度(mN m<sup>-1</sup>),  $\omega_{\text{WRmax}}$ : 撥水性最大時水分量(%)) となった。これらの重回帰式によって、境界水分量や撥水性最大時水分量の多様性のそれぞれ 93%、91%を説明することができた(図 2.6)。重回帰式中の  $\text{WR}_{\omega=0}$  の係数が負であることは、潜在的撥水強度が小さい( $\text{WR}_{\omega=0}$  (mN m<sup>-1</sup>)が大きい)ほど境界水分量や撥水性最大時水分量が小さくなることを示す。

潜在的撥水強度は、他のパラメータ(境界水分量、撥水性最大時水分量、最大撥水強度、傾き)との間に有意な相関が認められた(それぞれ、 $P < 0.05$ ,  $< 0.05$ ,  $< 0.05$ ,  $< 0.01$ ) (表 2.4)。しかし、潜在的撥水強度の主要な説明因子であると想定された土壌有機物量との間に有意な関係は認められず、全パラメータの中で土壌有機物量による推定精度が最も低かった(表 2.4、図 2.7)。また、

潜在的撥水強度への寄与が報告されている土性（粘土+シルト量）（Harper *et al.* 1994; Harper *et al.* 2000; McKissock *et al.* 2002）との間にも有意な関係が認められなかった(表 2.4)。最大撥水強度は、撥水性最大時水分量や潜在的撥水強度、傾きと有意な関係を示したが(いずれも  $P < 0.05$ ,  $WR_{\max} = 0.34 \times WR_{0=0} + 15$ )、土壤理化学性との間に強い相関関係は認められなかった(表 2.4)。

表 2.4 土壤水分量と撥水強度との非線形的関係の特徴付けるパラメータと、それに寄与する可能性のある土壤理化学性とのピアソンの相関係数

	境界 水分量 (%)	撥水性最大時 水分量 (%)	最大 撥水強度 ( $\text{mN m}^{-1}$ )	潜在的 撥水強度 ( $\text{mN m}^{-1}$ )	傾き	土壤 有機物量 ( $\text{g-C g}^{-1}$ )	団粒量 (%)	粘土 +シルト量 (%)
境界水分量	–	<b>0.99</b>	-0.52	<b>-0.70</b>	<b>-0.71</b>	<b>0.93</b>	0.49	0.07
撥水性最大時水分量	<b>0.99</b>	–	<b>-0.59</b>	<b>-0.76</b>	<b>-0.71</b>	<b>0.90</b>	0.29	0.10
最大撥水強度	-0.52	<b>-0.59</b>	–	<b>0.76</b>	<b>0.63</b>	-0.45	0.24	0.28
潜在的撥水強度	<b>-0.70</b>	<b>-0.76</b>	<b>0.76</b>	–	<b>0.62</b>	-0.29	0.17	0.16
傾き	<b>-0.71</b>	<b>-0.71</b>	<b>0.63</b>	<b>0.62</b>	–	-0.42	-0.25	-0.10
土壤有機物量	<b>0.93</b>	<b>0.90</b>	-0.45	-0.29	-0.42	–	<b>0.53</b>	0.23
団粒量	0.49	0.29	0.24	0.17	-0.25	<b>0.53</b>	–	-0.23
粘土+シルト量	0.07	0.10	0.28	0.16	-0.10	0.23	-0.23	–

太字ゴシック体、斜体はそれぞれ  $P < 0.01$ ,  $0.05$  で有意であることを示す

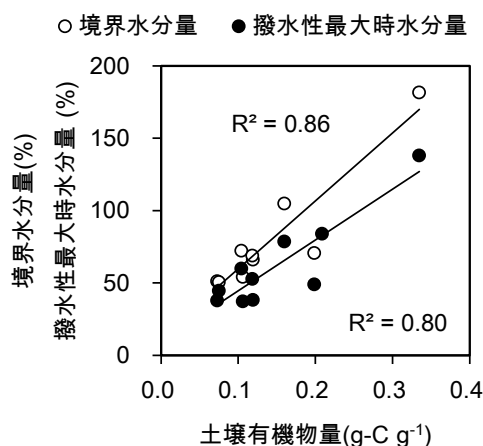


図 2.5 境界水分量と撥水性最大時水分量の土壤有機物量に対する関係

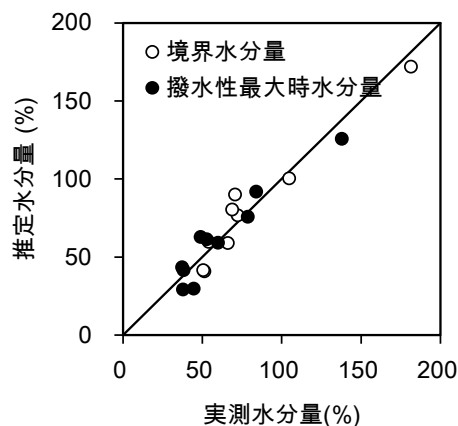


図 2.6 土壤有機物量と潜在的撥水強度を用いた境界水分量と撥水性最大時水分量の推定

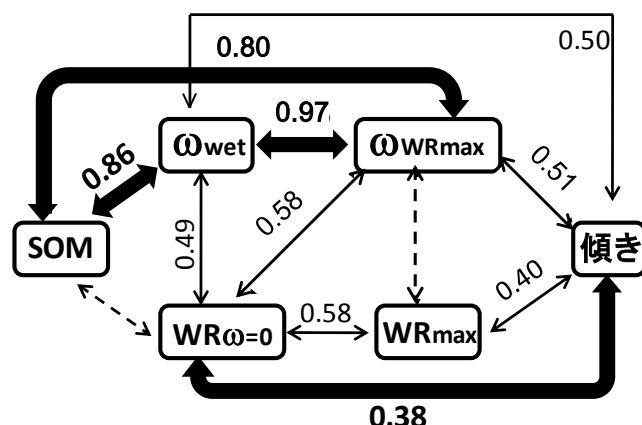


図 2.7 土壌水分量と撥水強度の関係を特徴付けるパラメタ間の相互関係と土壌有機物量との関係  
 $WR_{\omega=0}$ ：潜在的撥水強度、 $WR_{max}$ ：最大撥水強度、 $\omega_{WRmax}$ ：撥水性最大時水分量、 $\omega_{wet}$ ：境界水分量、傾き：最大撥水強度と潜在的撥水強度との間の水分量に対する撥水強度の変化率、SOM:土壌有機物量。太字と太矢印、細字と細矢印、点線矢印はそれぞれ  $P < 0.01$ ,  $0.05$ , 有意性なしの相関関係を示す。数字は決定係数を示す。

#### 2.1.3.2.2. 潜在的撥水強度に対する試料採取時水分量の影響

土壌有機物量・潜在的撥水強度の関係を弱めた因子を明らかにするため、潜在的撥水強度の土壌有機物量と各土壌理化学性(採取時水分量、団粒量、粘土+シルト量)の2因子に対する重回帰分析を行った。いずれの理化学性も、有意な寄与は認められなかった( $P > 0.05$ )。しかし、試料採取時に湿っていて撥水しなかった試料と、採取時にある程度乾いていて撥水していた試料とを区別し、土壌有機物量と潜在的撥水強度との関係を調べたところ、採取時に湿っていたために撥水しなかった試料(No. 1, 2, 4~10)や撥水強度が弱かった試料(No.3)では、採取時に比較的乾燥して強く撥水していた試料(No. 11~20)と比べて土壌有機物量の割に潜在的撥水強度が低い傾向が認められた(図 2.8)。

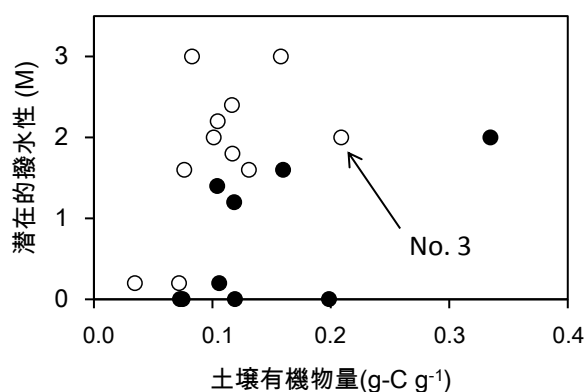


図 2.8 試料採取時土壌水分環境によって異なる土壌有機物量と潜在的撥水強度との関係  
 撥水強度はモル濃度で示す。試料採取時に湿っていて撥水しなかった試料(●)、比較的乾燥して撥水していた試料(○)を示す。

### 2.1.3.2.3. 湿潤過程

乾燥過程で認められた水分量・撥水強度の関係が湿潤過程でも同様であるか調べるため、水蒸気を一定量吸着させたときの撥水強度の変化を調べた。含水比は最大 17%まで増加したが、撥水性最大時水分量以上まで増加することはなかった(表 2.5、図 2.9)。No.8~20 のいずれの試料も、含水比が増加するほど撥水強度が高かった(表 2.5、図 2.9)。

含水比・撥水強度の関係は乾燥過程と類似しており、No.8、10 と 20 をのぞき、湿潤過程と乾燥過程との間に大きな違いは認められなかった(図 2.9)。No.8、10 と 20 においては、含水比が低いときほど乾燥過程に比べて湿潤過程での撥水強度が小さかった(図 2.9)。

表 2.5 異なる相対湿度環境下において土壌(No. 8~20)を湿らせたときの含水比と撥水強度

RH (%)	8		9		10		11		12		13		14	
	含水比 (%)	撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )	含水比 (%)	撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )	含水比 (%)	撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )	含水比 (%)	撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )	含水比 (%)	撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )	含水比 (%)	撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )	含水比 (%)	撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )
86	11	50	9	63	7	71	7	48	7	45	5	48	3	46
93	13	49	10	60	8	66	8	45	8	44	6	46	5	46
97	15	45	12	55	9	63	10	43	9	43	7	44	7	44
100	17	43	14	53	10	55	11	43	11	40	8	48	8	44

RH (%)	15		16		17		18		19		20	
	含水比 (%)	撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )	含水比 (%)	撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )	含水比 (%)	撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )	含水比 (%)	撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )	含水比 (%)	撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )	含水比 (%)	撥水強度 (mN m <sup>-1</sup> )
86	8	43	11	43	7	43	9	40	10	43	4	71
93	10	42	13	43	8	43	10	40	11	43	4	66
97	11	40	14	41	9	42	11	39	13	41	5	63
100	13	40	17	40	10	40	13	38	14	40	6	55

湿潤過程に用いた試料間(No. 8~20)では、No.1~20 の試料群内では認められなかった、潜在的撥水強度(表面張力換算値)と土壌有機物量との間の有意な負の相関関係が認められた( $P < 0.05$ )。

各相対湿度環境下の撥水強度は、潜在的撥水強度と強い相関関係が認められた( $P < 0.001$ )。相対湿度( $h_r$ )は、土壌水ポテンシャル( $\psi$ )の関数であることから( $h_r = \exp(M_w \psi / RT)$ ;  $M_w$ : 水の分子量、 $R$ : 気体定数、 $T$ : 絶対温度)、各相対湿度環境下の撥水強度と潜在的撥水強度間の相関は、ある水ポテンシャルでの撥水強度が潜在的撥水強度に依存することを示す(表 2.6)。

単回帰分析の結果、さまざまな湿度環境下の含水比は、比較的高い湿度で土壌有機物量や団粒量との間に正の相関が認められた( $P < 0.05$ )が、潜在的撥水強度や粘土+シルト量との間には関係が認められなかった(表 2.7)。一方、二つの説明因子による重回帰分析の結果、各相対湿度条件下の含水比に対して、水分保持能を左右する土壌有機物量と粘土+シルト量が有意な説明因子となった( $P < 0.05$ )。

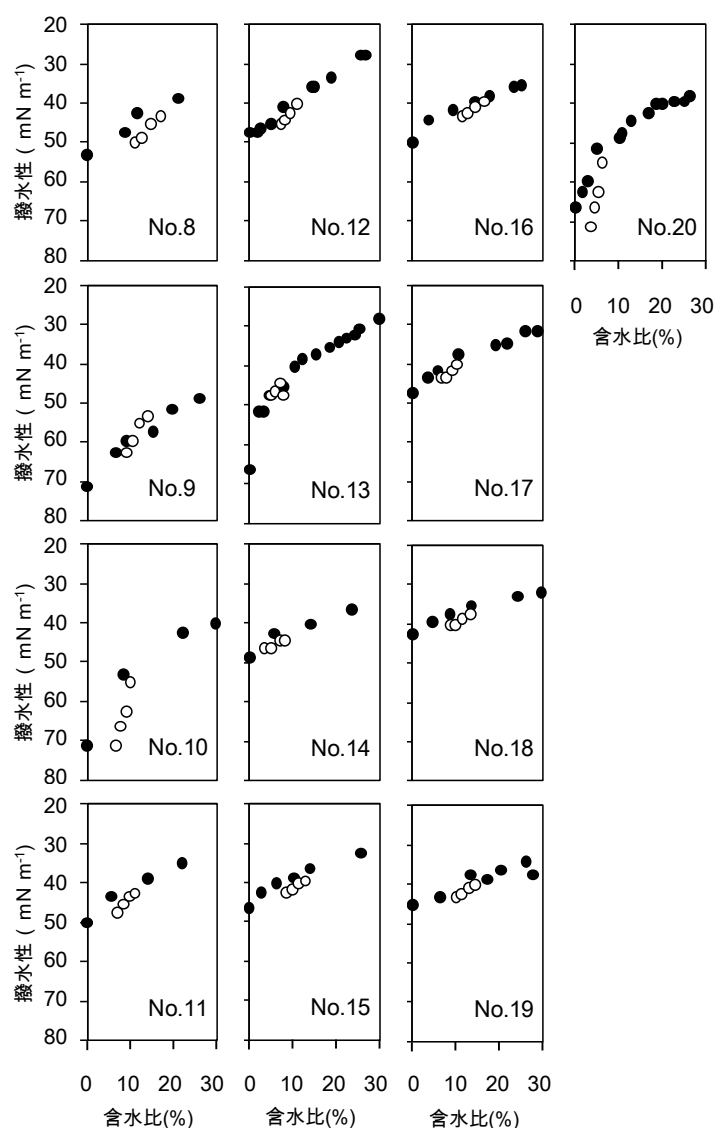


図 2.9 乾燥過程(●)と湿潤過程(○)の土壌水分量-撥水強度関係の比較

表 2.6 湿潤過程における撥水強度と土壌の理化学性とのピアソンの相関係数

	潜在的撥水強度 ( $\text{mN m}^{-1}$ )	各相対湿度 (%)における撥水性 ( $\text{mN m}^{-1}$ )			
		86%	94%	98%	100%
潜在的撥水強度	-	<b>0.86</b>	<b>0.86</b>	<b>0.85</b>	<b>0.94</b>
86%	<b>0.86</b>	-	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>0.96</b>
94%	<b>0.86</b>	<b>1.00</b>	-	<b>1.00</b>	<b>0.96</b>
98%	<b>0.85</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	-	<b>0.96</b>
100%	<b>0.94</b>	<b>0.96</b>	<b>0.96</b>	<b>0.96</b>	-
土壌有機物量	<b>-0.68</b>	-0.51	-0.50	-0.50	<b>-0.65</b>
団粒量	0.07	0.05	0.05	0.03	0.01
粘土+シルト量	0.33	0.37	0.37	0.33	0.33

太字ゴシック体、斜体はそれぞれ  $P < 0.01, 0.05$  で有意であることを示す

表 2.7 異なる相対湿度環境下での土壌の水分量と理化学性との間のピアソンの相関係数

	各相対湿度における含水比			
	86%	94%	98%	100%
土壌有機物量	0.52	0.54	<b>0.57</b>	<b>0.60</b>
団粒量	0.54	<b>0.60</b>	<b>0.64</b>	<b>0.63</b>
粘土+シルト量	0.51	0.56	0.57	0.55
潜在的撥水強度	-0.28	-0.30	-0.31	-0.32

斜体は  $P < 0.05$  で有意であることを示す

#### 2.1.4. 考察

##### 2.1.4.1. 土壌水分量に伴う撥水強度の非線形的な変動機構

試料採取時に湿っていて撥水しなかったもしくは撥水性が弱かった試料を乾燥させると、撥水強度は水分量の減少に対し、最大強度をもつ非線形的関係を示した。この非線形的傾向は既報の傾向と矛盾しなかった(Regalado *et al.* 2005; de Jonge *et al.* 2007; Kawamoto *et al.* 2007) (図 2.4)。撥水強度がなぜこのような変動を示すのか、(1) 境界水分量での撥水性発現、(2) 撥水性の発現から撥水強度が最大に至るまで、(3) 撥水性最大時から更に乾燥して撥水強度が低下していく段階の3段階にわけて考察する。

##### 2.1.4.1.1. 境界水分量における撥水性発現機構

疎水性を示す固体を水に浸漬した状態から乾燥させると、厚い水の膜が固体表面に保持され、さらに乾燥して水の膜が薄くなると、膜が不安定化するため、水分子が数層吸着したごく薄い水の膜と凝縮した水(水滴)からなる、「部分濡れ」状態へ移行する(図 2.10) (Schlangen *et al.* 1994; Churaev 2000)。この、厚い水膜から部分濡れへの状態変化は、dewetting 現象とも呼ばれる(de Gennes *et al.* 2004)。たとえば、プラスチックを水に浸漬した状態から大気中に取り出したとき、プラスチック上に水滴が生じるが、このとき速やかな dewetting 現象が生じている。孔隙においては、図 2.10a→図 2.10b のように示せ、部分濡れ状態では孔隙径の小さい部分に水滴が凝集する(Churaev *et al.* 1998)。厚い水の膜が存在する状態と部分濡れ状態にある固体表面の濡れやすさについては、熱力学的視点から以下のように考えられる。浸漬状態は厚い水の膜の状態よりエネルギーが低いため、厚い水の膜がある状態から浸漬状態へ移行しやすい、すなわち濡れやすい(図 2.11)。一方、部分濡れ状態より浸漬状態の方がエネルギーが高いため、部分濡れから浸漬状態へは移行しにくい、すなわち濡れにくい(図 2.11)。また、部分濡れ状態における濡れにくさは、以下のようにも説明できる。水膜の厚さが薄くなるほど、水の粘性は指数関数的に高くなり、水膜を介した水の動きは遅くなる。部分濡れ状態の水の膜は nm オーダーと非常に薄いため、水膜の水の動きは極めて遅い。そのため、新たに加えられた水は移動しにくく、その結果、濡れにくい、すなわち撥水現象に至ったと考えられる。本研究では、土壌が境界水分量まで乾燥することによって、厚い水膜から部分濡れへの状態変化が起こり、撥水性を発現したと考えられる。

##### 2.1.4.1.2. 境界水分量から撥水性最大時水分量に至るまでの撥水強度の変化



境界水分量からわずかに乾燥すると、撥水強度は急激に高まった(図 2.4)。このとき、境界水分量のときに発現し始めた部分濡れが、より広範囲に広がったと考えられる。鉱物粒子上では土壌有機物が不均一に吸着しているため、土壌粒子表面上、場所によって疎水強度が不均一であると考えられる(Doerr *et al.* 2000)。部分濡れになるときのマトリックポテンシャルは固体表面の疎水強度に依存する(2.1.4.2.1 項参照)。よって、境界水分量では、孔隙壁面上の比較的撥水強度の強い部分に限り部分濡れが発現し、さらに乾燥し撥水性最大時水分量に至った時点では、疎水強度の比較的低い部分まで広く部分濡れを発現したと考えられる。

#### 2.1.4.1.3. 撥水性最大時水分量からより乾燥させたときの撥水強度の変化

撥水性が最大となってからさらに乾燥させると、撥水強度は低下した(図 2.4)。この原因として、(1)土壌溶液の高濃度化、(2)両親媒性有機物による固体表面の親水化が挙げられる。

土壌溶液中には、フルボ酸などの両親媒性有機物が存在する。両親媒性有機物は、界面活性剤と同様に溶液の表面張力を低下させる作用がある(小林政広 2007)。そのため、土壌が乾燥すると、土壌溶液中の両親媒性有機物の濃度が上昇し、土壌溶液の表面張力( $\gamma^L$ )が低下すると考えられる。このとき、部分濡れの時の界面自由エネルギー( $\gamma^{SV}(\Gamma\ddagger) = \gamma^{SL} + \gamma^L \cos\theta$ )は増加する( $\cos\theta$ は負なため  $\gamma^L \cos\theta$ は増加)ため、部分濡れ時のエネルギー状態が浸漬状態のエネルギーに近づき、濡れにくさが緩和されることになる(図2.7)(Schlangen *et al.* 1994)。湿潤過程、すなわち風乾状態から相対湿度を増加させて土壌水分量を増大させたとき、乾燥過程と同様の水分量・撥水強度の関係が認められ、水分量の増減に伴う撥水強度の変化は可逆的現象であることが示された(図 2.9)。この結果は、撥水強度が土壌溶液の濃縮と希釈による溶液の表面張力の変化に伴って変化するという説に矛盾しない。

土壌溶液の濃縮によって、土壌粒子表面の親水化が促進される可能性もある。親水性の固体に両親媒性有機物と塩を含んだ溶液を垂らすとする。溶液の濃度が高まると、両親媒性有機物中の親水基が固体表面に、疎水基を外側に向けて吸着するため、いったん固体表面の疎水性が増大する。しかし、さらに乾燥して溶液が濃縮すると、固体表面にすでに吸着していた両親媒性有機物の疎水基に、溶液中の両親媒性有機物の疎水基が新たに結合し、今度は親水基が外側に向いた状態になり、固体表面は親水化する。このような親水化が土壌中でも起きている可能性がある。

上記二つの原因は、土壌溶液中に両親媒性有機物が存在することを前提とする。しかし、Soxlet 抽出を繰り返し、溶液中の溶質濃度を低くした場合でも、土壌水分量に対する撥水強度の変化率は抽出前と同程度であるという報告もあり(小林政広 2007)、上記以外の撥水強度変動メカニズムも存在すると考えられる。既報では、水分量に伴う撥水強度の変動に対して、土壌粒子に吸着している両親媒性有機物中の親水基や疎水基の配向性や、微生物の繁殖が寄与すると考えられてきた(King 1981; Jex *et al.* 1985; Regalado *et al.* 2005)。しかし、いずれも撥水強度の変動を説明するには矛盾がある。まず、乾燥過程において、土壌粒子に吸着している両親媒性有機物の親水基が次第に外側に配向し、撥水強度が低下するようになるという可能性は小さい。親水基の配向性は、乾燥した方がむしろ内側を向く可能性が高いからである。疎水性の長鎖と親水性の側鎖からなる一種類の両親媒性有機物を固体に吸着させ、これを相対湿度の高い条件に置く(水分量は増大)と、親水基を外側に向けるようになり、疎水強度はむしろ低下する(Fuji *et al.* 1999)。長鎖が

親水性、側鎖が疎水性の場合はその逆となる(Mackel *et al.* 2007)。土壌中に含まれる腐植酸なども、カルボキシル基や水酸基などの親水基を側鎖とする構造をとるものが多いため、理論上、前者の両親媒性有機物と同様の傾向を示すはずである。しかし、本研究では逆に、水分量が多いほど撥水強度が高いという結果となった。よって、撥水性最大時水分量より乾燥した水分条件における撥水強度の変化に対し、親水基の吸着構造の変化が寄与する可能性は小さいと考えられる。また、水分量が多いときほど撥水強度を強める微生物が繁殖した、ということも考えにくい。本研究では、湿った土を乾燥させる過程で撥水強度を測定しているため、ある程度水分を含んだ範囲内であれば、より時間が経ったときの方が微生物は繁殖し、撥水強度は増大するはずである。また、糸状菌などの微生物が分泌する hydrophobin という撥水性原因物質は、菌が死んでもなお土壌に残るため、数時間～1日程度では撥水性は衰えない(White *et al.* 2000; Rillig 2005)。本研究結果は、この理屈にも反する。この撥水強度の変動が観察されてから30年近く経つ(King 1981)が、未だ十分な説明はできていないのが現状である。水分を含んだ状態での土壌粒子上の微少領域の観察や、土壌に吸着した有機物の深度別質的(吸着形態の)変化の測定といった技術的進歩によって、メカニズムの解明に近づくと期待する。

#### 2.1.4.2. 土壌水分量・撥水強度の関係を特徴づけるパラメータとその説明変数との関係

##### 2.1.4.2.1. 境界水分量

既報と同様、本研究でも境界水分量は有機物量に対して正の相関関係を示した(de Jonge *et al.* 2007; Kawamoto *et al.* 2007)。この結果は、dewetting 現象が生じるときのマトリックポテンシャルが一定であり、そのマトリックポテンシャルに相当する水分量が主に土壌有機物量に依存するためであると考えられる。境界水分量をマトリックポテンシャルによって評価する(境界水ポテンシャル)と、土壌有機物量や土性に関わらず、一定の pF 値(2.8～3.2)となる(de Jonge *et al.* 2007; Kawamoto *et al.* 2007)。また、pF3 程度の体積含水率は、主に粘土含量と有機物量に依存することが報告されている(Naveed *et al.* 2012)。既報や本研究においては、特に土壌有機物量が試料間で大きく異なったために、境界水ポテンシャルである約 pF3 に相当する体積含水率が主に有機物量に依存したと考えられる。

境界水分量に対し、土壌有機物量に次いで潜在的撥水強度も有意な説明因子であり、潜在的撥水強度が高い土壌ほど境界水分量が多かった(2.1.3.2.1 項)。2.1.4.1 項で示した撥水性発現機構を前提とすると、この結果は、潜在的撥水強度が高い土壌ほど、水分を含んでいても部分濡れ状態になりやすいことを示唆する。これは、以下のように説明できる。厚い水の膜から部分濡れに移行するときの水の膜の厚さ(以下、境界水膜厚)は、固体の疎水強度に依存することが知られている( $\gamma(1 - \cos\theta) = \rho g e^2 / 2$ ;  $\gamma$ : 水の表面張力、 $\theta$ : 接触角、 $\rho$ : 水の密度、 $g$ : 重力加速度、 $e$ : 境界水膜厚) (de Gennes *et al.* 2004)。疎水強度が高い、すなわち接触角( $\theta$ )が大きい固体ほど、境界水膜厚( $e$ )は厚くなる。安定した水の膜の厚さは、気相の相対湿度に依存し、相対湿度はマトリックポテンシャルと対応する(相対湿度が高いほどマトリックポテンシャルが低い)。よって、水膜の厚さはマトリックポテンシャルと対応する。境界水膜厚が厚いということは、より低いマトリックポテンシャル条件で部分濡れが発現し始めることを意味する。以上をまとめると、疎水強度の高い固体ほど、より湿った水分条件で部分濡れに移行しやすいことになる。この現象は、状態変化に伴

うエネルギー変化量からも説明できる。疎水性が高い(接触角 $\theta$ が大きい)固体の方が、浸漬状態や厚い水の膜で覆われた状態から部分濡れ状態(撥水状態)へのエネルギー降下量(それぞれ $\gamma^L \cos \theta$ 、 $\gamma^L(1 - \cos \theta)$ )が大きく、部分濡れへの移行が起こりやすいことがわかる(図 2.11)(Schlangen *et al.* 1994)。既報において、境界水ポテンシャルが一定値(pF3 前後)をとるものの多少のばらつきがある(pF 2.8~3.2)のは、土壌の潜在的撥水強度の違いに起因すると考えられる。現段階では、理化学性の異なる土壌間で境界水ポテンシャルが同程度であるという報告のみであり、わずかながら認められる境界水ポテンシャルのばらつきについての知見はない。本研究で初めて示唆された、潜在的撥水強度の境界水分環境に対する影響を実証するには、土壌有機物量や潜在的撥水強度の多様な土壌群もしくは潜在的撥水強度を調整した人工試料を用いた試験が必要であると考えられる。

#### 2.1.4.2.2. 撥水性最大時水分量

境界水分量と同様、撥水性最大時水分量は土壌有機物量と正の相関関係を示し、土壌有機物量に次いで潜在的撥水強度が有意な説明因子となった。また、土壌有機物量と潜在的撥水強度による撥水性最大時水分量の説明精度は、境界水分量と大差なく 9 割以上説明できた。これらの結果は、撥水性最大時水分量が、有機物量や潜在的撥水強度を説明変数とする境界水分量と近接した値をとるためである。

#### 2.1.4.2.3. 最大撥水強度

最大撥水強度は、潜在的撥水強度との間に相関関係が認められた(図 2.7、表 2.4)。これは、撥水性最大時の部分濡れ状態における表面自由エネルギー( $\gamma^{SV}(\Gamma \ddagger) = \gamma^{SL} + \gamma^L \cos \theta$ )が、水蒸気が付着していない固体表面の疎水強度に依存するためと考えられる(図 2.11)(Schlangen *et al.* 1994)。溶液の表面張力を一定としたとき、固体表面の疎水強度が高いほど、部分濡れを形成する液滴の接触角( $\theta$ )は大きくなる。よって、潜在的撥水強度が高いほど  $\cos \theta$ は低下するため、撥水性最大時(部分濡れ状態)の表面自由エネルギー( $\gamma^{SV}(\Gamma \ddagger) = \gamma^{SLm} + \gamma^{Lm} \cos \theta$ )も低くなる。その結果、浸漬時のエネルギー状態との差が大きくなり、より濡れにくくなったと考えられる。ただし、最大撥水強度は潜在的撥水強度によって 6 割程度しか説明できていない。説明出来ない残り 4 割の潜在的撥水強度の多様性は、2.1.4.1.3 項で述べた、土壌溶液の濃縮過程でおこる表面張力( $\gamma^L$ )の変化や、土壌溶液中の両親媒性有機物による固体表面の親水化によると考えられる。

潜在的撥水強度と最大撥水強度との正の相関関係は、105℃のオーブンで炉乾したときの撥水強度を潜在的撥水強度として示した既往研究(Regalado *et al.* 2005)の結果と矛盾する。105℃オーブンで炉乾すると、風乾時より撥水強度が高くなることが多いことが知られている(de Jonge *et al.* 2007; Kawamoto *et al.* 2007; Regalado *et al.* 2009)。105℃にさらすことによって、土壌有機物中の両親媒性有機物の配向や性質も変化することで、撥水強度が強化すると考えられる。一方、本研究では、凍結乾燥した場合の撥水強度は風乾時と同程度であり、既報を支持する結果が得られた(de Jonge *et al.* 1999)。おそらく、撥水性の原因有機物の配向や性質が、105℃でのオーブン乾燥時と比較して大きく変化せず、その結果、最大撥水強度と潜在的撥水強度との間に相関関係が認められたと考えられる。以上のことから、最大撥水強度を推定するために用いる潜在的撥水強度は、凍結乾燥や風乾など、高温に曝さないで乾燥させて測定する必要があると考える。なお、

相対湿度 80%以上の多湿環境下では、比較的多くの水蒸気が土壌に吸着して水分量が増加する結果、撥水強度が増大してしまうため(Jex *et al.* 1985)、風乾時の撥水強度を測定したい場合は、測定環境の相対湿度を 80%以下に保つ必要がある。

#### 2.1.4.2.4. 潜在的撥水強度

潜在的撥水強度の強弱は、乾燥過程で用いた試料群内では土壌有機物量によって説明できなかったが、湿潤過程で用いた試料群内ではある程度説明できた(表 2.4、2.6)。この矛盾は、採取したときの水分環境に起因したと考えられる。採取時水分量の潜在的撥水強度に対する寄与は統計的に有意でなかったものの、試料採取時に湿っていて撥水しなかった試料では、同程度の土壌有機物量における潜在的撥水強度が、試料採取時に乾燥して撥水していた試料に比べて低くなる傾向が認められた(図 2.8)。湿潤過程で用いた試料の大部分が、試料採取時に乾燥して撥水していたのに対し、乾燥過程の試料群内には、採取時に湿って撥水しなかった試料も多く含まれており、この採取時水分環境の違いが乾燥過程における有機物量と潜在的撥水強度との関係を弱めた原因となったと考えられる。採取時水分量が潜在的撥水強度を左右するのであれば、採取時水分量は、水分量・撥水強度の関係やそれを用いて推定される実際の撥水強度にも影響を及ぼすことになる(2.1.3.2.1 項)。試料採取時水分量の潜在的撥水強度に対する影響は、さらに詳しく検証し、考察する必要がある(2.2 節へ)。

#### 2.1.4.3. 土壌水分量・撥水強度の関係の推定

##### 2.1.4.3.1. 土壌有機物量による推定可能性

非線形的な関係の特徴づける、境界水分量、最大撥水強度、撥水性最大時水分量、潜在的撥水強度のうち、境界水分量と撥水性最大時水分量は、土壌有機物量によって 8 割程度説明可能だったものの(図 2.7)、最大撥水強度と潜在的撥水強度は有機物量との相関が認められなかった(表 2.4)。よって、仮説「撥水強度と土壌水分量との関係は、主に土壌有機物量によって説明できる」は否定された。

##### 2.1.4.3.2. 土壌水分量・撥水強度間の関係の推定に重要なパラメータ：潜在的撥水強度

水分量・撥水強度間の関係を規定するパラメータ(境界水分量、撥水性最大時水分量、最大撥水強度、潜在的撥水強度)のうち、最大撥水強度と潜在的撥水強度は有機物量によって推定できなかった(2.1.4.2 項)(図 2.7、表 2.4)。また、土壌有機物以外の土壌理化学性(粘土+シルト量、団粒量など)との相関も認められなかった(表 2.4)。これら土壌理化学性によって、潜在的撥水強度と最大撥水強度を推定できないことから、潜在的撥水強度と最大撥水強度を実測などによって把握する必要がある。最大撥水強度と潜在的撥水強度は相関関係を有する(図 2.7、表 2.4)ため、いずれかのパラメータを得れば、もう片方を推定することができる。これら 2 つのパラメータのうち、潜在的撥水強度は、一定の水分環境(乾燥状態)において撥水強度を測定すればよいから、さまざまな水分環境での撥水強度を測定して初めて得ることができる最大撥水強度より実測しやすい。よって、土壌有機物量に加え、潜在的撥水強度を実測することが、水分量・撥水強度の関係を推定する上で有効と考える。

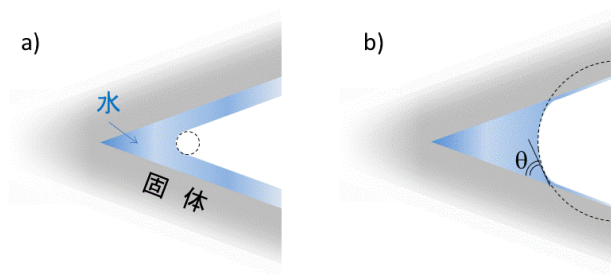


図 2.10 Dewetting 現象

厚い水の膜が固体表面を覆った状態 a) から、より安定的な薄い水膜と凝集した水とで成す状態 b) への移行を Dewetting 現象という。θ は接触角を示す。

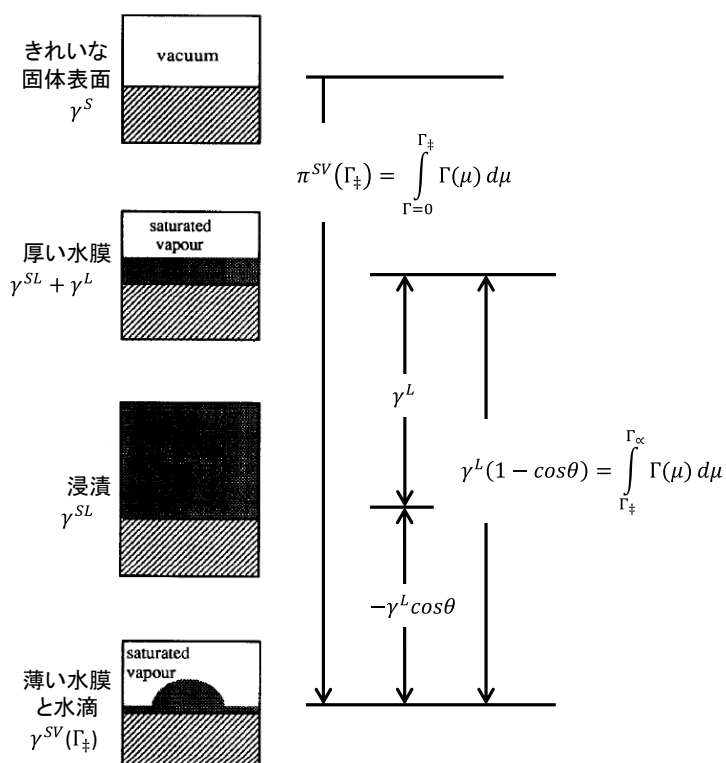


図 2.11 撥水する固体における異なる水湿条件での固体-液体-気体間の界面張力

$\gamma^S$ 、 $\gamma^{SL}$ 、 $\gamma^L$ 、 $\gamma^{SV}(\Gamma_{\ddagger})$  はそれぞれ、固-気、固-液、液-気界面、 $\Gamma_{\ddagger}$  量の水分子が吸着したときの部分濡れ時界面張力を示す。 $\pi^{SV}$  は、固体表面に水分子が広がる拡張圧を示す。(Schlangen *et al.* 1994)) の図を、固体の接触角  $\theta > 90^\circ$  の場合に改変。

#### 2.1.5. まとめ

仮説「撥水強度と土壤水分量との関係は、主に土壤有機物によって説明できる」を検証するため、湿潤気候下の森林流域の多地点から採取した、土壤理化学性や水分条件が多様な土壤試料群を用いて、土壤水分量と撥水強度との関係を調べ、その関係を特徴づけるパラメータと因子(土壤理化学性、特に土壤有機物量)との関係を明らかにした。仮説は否定されたものの、土壤有機物量に加え、潜在的撥水強度を把握することで水分量-撥水強度の関係を推定できることが示された。ただし、採取時に湿って撥水していなかった試料が、撥水していた試料と比べて、有機物量のわりに潜在的撥水強度が低かったことから、潜在的撥水強度は試料を採取したときの水分量に左右

される可能性が推察された。これは、同じ土壌でも、採取したときの水分量が異なると、潜在的撥水性に付随して水分量・撥水強度の関係やそれを基に推定する実際の撥水強度も異なってくることを意味する。これは、第 2 章の目的を追求するに当たって無視できない影響である。よって、2.2 節では、採取時水分量の撥水強度への影響を検証する。

## 2.2. 潜在的撥水強度に対する試料採取時土壌水分量の影響

### 2.2.1. はじめに

2.1 節では、試料採取時に湿っていて撥水しなかった試料で、有機物量が多いわりに潜在的撥水強度が低い傾向が認められたことから、採取時水分量の潜在的撥水強度に対する負の影響が推察された。潜在的撥水強度は、最大撥水強度ばかりでなく、境界水分量や撥水性最大時水分量の説明因子でもある(2.1 節)。よって、採取時水分量の潜在的撥水強度に対する影響が大きい場合、採取時水分量によって、得られる水分量・撥水強度の関係全体、すなわち境界水分量、撥水性最大時水分量や最大撥水強度が変化する。実際の撥水強度の推定誤差を拡大させないためには、試料採取時水分量の潜在的撥水強度への寄与を検討し、そのメカニズムを明らかにする必要がある。

採取時水分量が潜在的撥水強度に対して負に寄与するメカニズムの一つとして、撥水性原因物質である両親媒性有機物の量的変化が考えられる。土壌に吸着している有機物の大半が、撥水性の原因物質と言われている両親媒性有機物である。特に土壌の撥水に直接寄与する最も外側に吸着し露出している両親媒性有機物は、内側の有機物にゆるく吸着している(動的反応域; 図 2.12) ため、土壌中の水分動態に伴って洗脱しやすい(Kleber *et al.* 2007)。また、最外殻に位置するため、微生物による分解が速いことも考えられる。最外殻の有機物が洗脱もしくは微生物分解によって除かれた場合、新たに露出する両親媒性有機物(疎水的相互作用域; 図 2.12)では、カルボキシル基などの親水基を外側に配向し、かつ交換性イオンなどが吸着していると考えられる。そのため、土壌の撥水強度は低下すると考えられる(Kleber *et al.* 2007)。

一方、土壌水分によって撥水性原因物質が量的に変化するだけでなく、土壌粒子に吸着している両親媒性有機物の立体構造が変化することで、撥水強度が低下する可能性がある。最外殻の土壌有機物は両親媒性であるため、溶液に漬けた際に吸着構造が変わると考えられている(Ma'shum *et al.* 1985; Ma'shum *et al.* 1988; Roy *et al.* 2000)。たとえば、エタノールなどの極性溶媒に浸漬して速やかに乾かした場合、親水基が外側(孔隙方向)を向き撥水強度が低下する。一方、ヘキサンやベンゼンなどの無極性溶媒に浸漬した後乾かすと、親水基が無極性の溶液環境を避け、吸着有機物内部の親水基、もしくは親水性である鉱物粒子の方向に配向し、逆に疎水基は土壌粒子表面に伸び広げられ、撥水強度が高まる(梶浦雅子 2005) (図 2.13)。これらのことから、土壌粒子に吸着している両親媒性有機物表面は、土壌水の増加に伴って水に曝され、極性溶媒に浸漬したときと同様の現象、すなわち親水基が外側を配向し、撥水強度が低下することが予想される。

そこで、本節においては、「湿潤気候下では、土壌の潜在的撥水強度に対し、試料採取時の水分量が説明因子となる」ことを検証するため、熱帯の火災被害度の異なる天然林下の土壌を対象に、さまざまな理化学性と潜在的撥水強度との関係を調べた。着目した土壌の理化学性は、既往研究もしくは本研究内で潜在的撥水強度に対する寄与が示されている、土壌有機物量、採取時水分量、pH、鉄・アルミ酸化物量などである。親水性で比表面積の大きい鉄・アルミ酸化物が多いと、有機物量のわりに露出する親水性の鉱物表面が多く、撥水強度が低下する(Harper *et al.* 1994; Harper *et al.* 2000; McKissock *et al.* 2002)。また、pH が高い土壌では、土壌粒子表面の電荷が多くなり親水性が弱まる(Mataix-Solera *et al.* 2007)。火災を受けると、土壌有機物は消失し、灰の供給に伴い pH が上昇するなど、土壌の理化学性が大きく変化する(Certini 2005)。また、火災被害によって土壌有機物や植物残渣の熱分解生成物が沈着することによって撥水強度が高まるこ

とも報告されている(DeBano 2000)。火災の土壌理化学性への影響の持続性はまちまちであるが、10年近く維持されたケースも報告されている(DeBano 2000)。よって、火災被害度の異なる土壌群は、理化学性が多様であり、さまざまな土壌特性の中で潜在的撥水強度に大きく寄与する因子を見つけるのに適すると考える。一方、熱帯は有機物のターンオーバーが速いため、もし水溶性有機物の量や質が潜在的撥水強度に寄与するならば、温暖帯に比べ、より明確に水分量の影響が表れると考えられる。

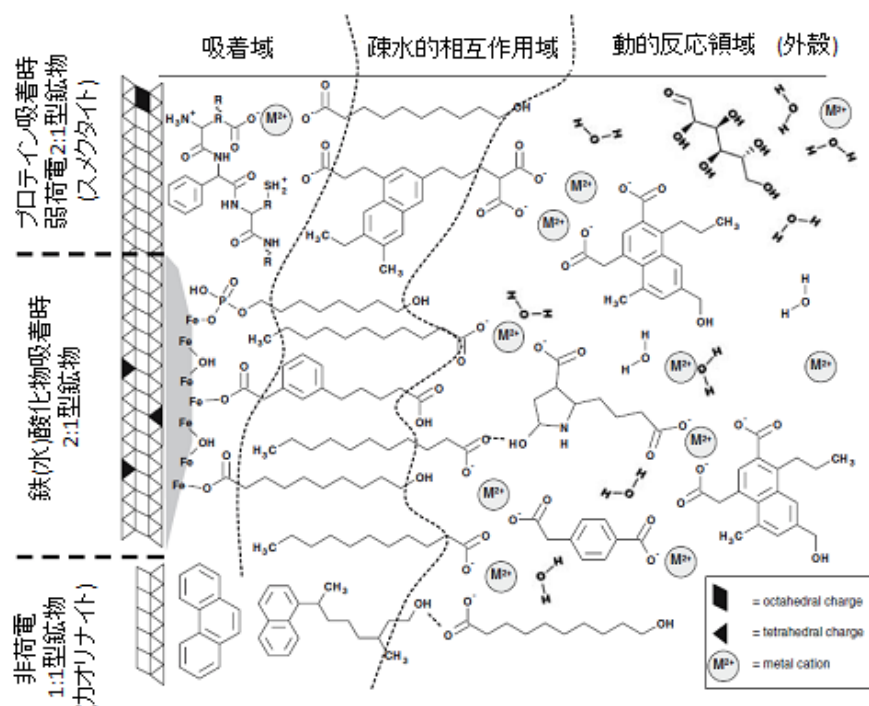


図 2.12 土壌粒子に対する土壌有機物の吸着概念モデル  
Klever *et al.* (2007)を改変

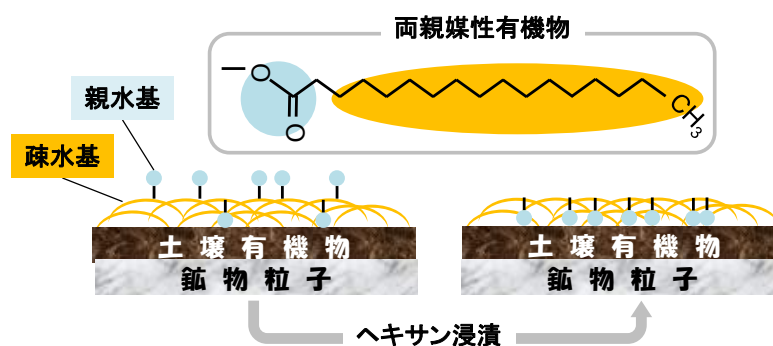


図 2.13 ヘキサン浸漬による両親媒性有機物の吸着構造の変化



## 2.2.2. 試料と方法

### 2.2.2.1. 調査地点と土壌試料

調査地は、インドネシアボルネオ島東カリマンタン州ブキットバンキライの自然林内に位置する。東カリマンタン州は 1997 年から 1998 年の間に、森林火災の被害を受けており、調査地では、2002 年の植生調査をもとに、火災の被害の程度の異なる区画、すなわち高被害度区(HD 区)、低被害度区(LD 区)、無被害度区(K 区) (各々 10000 m<sup>2</sup>)が設置されている(Abe 2002)。各区画は互いに 500~1000 m 離れている。火災前の植生は区画間で異ならなかったが(Abe 2002)、現在、HD 区や LD 区の優占種は、先駆樹種の一つである *Macaranga gigantea* (Euph.)であり、LD 区では、極相樹種である *Shorea parvifolia* (Dipt.)や *Madhuca kingiana* (Sapo.)も広く認められ、また K 区では、極相樹種の *Dipterocarpus confertus* (Dipt.)や *Shorea laevis* などが優占している。HD 区、LD 区、K 区の深さ 0~30 cm の土壌の土性は、それぞれ、砂土、砂質埴土もしくは砂質埴壤土、砂質埴壤土に分類されている(Seki *et al.* 2010)。

まず、土壌理化学性の多様性を明らかにするため、2006 年 8 月に、HD 区で 3 地点、LD 区で 4 地点、K 区で 3 地点の計 10 地点の表層(約 0~4 cm 深)と次表層(約 4.5~20 cm 深)から、縦 15 cm × 横 15 cm × 厚さ 3~8 cm 程度の攪乱土壌を採取した。さらに、潜在的撥水強度に対して採取時水分量が寄与しているか調べる試料として、2007 年 8 月、HD 区内の 5 地点、LD 区内の 14 地点の計 19 地点において、オーガー(φ 4 cm × 50 cm, DK-106B; 大起理化工業)を用いて、深さ 0~25 cm の試料土壌を 5 cm きざみで採取した。それらの試料のうち、深さ 0~10 cm の全試料、深さ 10~25 cm の数試料について、土壌有機物量と試料採取時の土壌水分量を調べた。試料採取地点は少なくとも 20 m 離れている。採取試料はプラスチックの袋に入れ、分析まで冷蔵庫 (5℃以下) で保存した。

### 2.2.2.2. 土壌の理化学性

まずエタノールモル濃度法(MED 法)を用いて撥水強度を定量し、撥水性を示さなかった (MED = 0.0 M) 試料に対しては、さらに水滴侵入時間法(WDPT 法)を用いて撥水しない程度の疎水強度も調べた。本節では、この「疎水強度」もあわせて、「撥水強度」と述べる(「撥水性」や「疎水性」の定義は 1.2.1 項参照)。撥水強度の結果を以下のように分類した。強度撥水 (MED ≥ 1.0 M)、弱度撥水 (0.0 M < MED < 1.0 M)、非撥水 1 (1 s < WDPT < 10 s)、非撥水 2 (WDPT ≤ 1 s)。非撥水 1 は 2 より疎水性が高い。本研究では、これら撥水性を示さないがある程度の疎水性を示す土壌もあわせて、採取時水分量の撥水強度への寄与を検討する。含水比 (水分量/乾燥重量) は、105℃ で 2 日間乾燥させた前後の重量差から求めた。粗大な根を除去して微粉碎した後、NCS アナライザー(NA1500; Carlo Erba 社)を用いて全炭素量や全窒素量を測定した。石灰質土壌でなかったことから、全炭素量を土壌有機態炭素量とし、これを土壌有機物量の指標として用いた。試料中、炭化物と思われる細かい黒色粉末も認められたが、分離が難しいため本研究では分離していない。土壌 pH(H<sub>2</sub>O)をガラス電極法(CM40-S; 東亜ディーケーケー社)で、電気伝導度(Electrical Conductivity: EC)を電気伝導度計(CM40-S; 東亜ディーケーケー社)で、それぞれ土:水=1:2.5、1:5 の懸濁溶液で測定した。遊離酸化鉄(ジチオナイト(DCB)可溶鉄: Fed)とアルミ酸化物(酸性シュウ酸塩可溶アルミニウム: Alo)を、それぞれ Mehra and Jackson 法と Tamm 法を用いて抽出した。

いずれも、土壌に存在する各酸化物の多くを抽出可能である。抽出された鉄、アルミ酸化物の量を原子吸光度計(Z-1600; 日立製作所)を用いて測定した。土:水=1:10 懸濁液となるよう生土に水を加えて 30 分振とうさせ、8000 rpm で遠心分離した上澄み液を目開き 0.45  $\mu\text{m}$  の PTFE 製濾紙で濾過して得た濾液の炭素量を、TOC アナライザー( $V_{\text{CSH/CSN}}$ ; 島津製作所)を用いて測定し、これを水溶性有機態炭素量とした。非石灰質土壌であることから、水溶性有機態炭素量を水溶性有機物量の指標として用いた。

#### 2.2.2.3. 土壌粒子に対する土壌有機物の吸着構造の潜在的撥水強度への寄与

無極性溶媒である *n*-ヘキサン(25℃時の誘電率は 1.9)を用いて、撥水性有機物の立体構造、すなわち親水基や疎水基の配向が、潜在的撥水強度に寄与しているかどうか調べた。ヘキサンは疎水性の極めて強いごく少量の土壌有機物しか抽出しないため(Corradini *et al.* 2006)、ヘキサン浸漬による土壌有機物量や撥水性原因有機物量の変化は極めて小さいと想定される。風乾土を、土:ヘキサン=1:1(重量比)となるよう、50 ml プラスチックチューブに入れ、しっかり栓をして何回か優しく振とうさせた。その後 48 時間室内に静置し、定性濾紙(No. 2; 東洋濾紙株式会社)を用いて濾過し、残渣を 2 日間風乾した後、やさしくかき混ぜてから撥水強度を測定した。溶媒への浸漬時間は、(Ma'shum *et al.* 1988)を参考にした。

#### 2.2.2.4. データ解析

土壌の理化学性が、プロット(火災被害度)や土壌深度によって異なるかを、制限付き最尤法(REML)を用いた SASv9.2 (SAS Institute Inc.)の PROC MIXED : 分散分析 (混合モデル) によって評価した(Littell *et al.* 2006)。プロット(火災被害度: "fire")、土壌深度("horizon")や交互作用("fire  $\times$  horizon")を固定効果として扱い、プロット効果の下に土壌深度効果が入る入れ子構造をとるとした。また、各プロットにおける採取地点(HD, LD, K プロットにつき 3, 4, 3 箇所)の効果("location")をランダム効果とした。分散分析の分母の自由度は、Kenward-Roger 法を用いて算出した(Kenward *et al.* 1997)。分散分析に加え、ボンフェローニ補正をした多重比較も行った。

潜在的撥水強度を規定する要因を、一般化線形モデル(SAS の PROC GLM)を用いて検討した。また、4 段階に分類された撥水強度 (2.2.2.2 項参照)に対しては、多項ロジットモデルを用いて検討した(SAS の GENMOD) (Dobson 2001)。さらに、推定された多項ロジットモデルを用いて、異なる土壌有機物量と採取時土壌水分量の試料について潜在的撥水強度の発現可能性を予測し、土壌有機物量・採取時土壌水分量・潜在的撥水強度の 3 次元データを GIS フリーソフトの SAGA2.0.8 を用いて図示して、実測データとの整合性を示した。

### 2.2.3. 結果

#### 2.2.3.1. 土壌の理化学性

試料採取深度や火災被害度によって土壌の理化学性は大きく異なった(表 2.8)。酸性シュウ酸塩可溶アルミニウム(Al<sub>o</sub>)以外の全理化学性が土壌深度("horizon")によって異なり、土壌有機物量や水溶性有機物量に対して火災被害度("fire")が寄与していた。また、土壌有機物量、水溶性有機物量、EC に対して交互作用("fire  $\times$  horizon")の寄与が認められた。HD 区や LD 区より K 区の表層

土壌で土壌有機物量や水溶性有機物量が多かったが、その区画間の相違は次表層土壌では小さかった。

潜在的撥水強度に対する影響が想定される水溶性有機物量に対し、土壌有機物量と試料採取時水分量が寄与することが、重回帰分析の結果示された(それぞれ  $P < 0.001$ ,  $0.05$ )。

**表 2.8 2006 年に異なる火災被害度のプロット(“fire”)の表層と次表層(“horizon”)から採取した土壌の潜在的撥水強度とそれに寄与する可能性のある土壌の理化学的性質**

Plot	n	潜在的 撥水強度 (M)	土壌有機物量 (g-C/g)	水溶性 有機物量 ( $\mu$ g-C/g)	pH(H <sub>2</sub> O)	電気伝導度 (dS/m)	Fed (g/kg)	Alo (g/kg)
<b>表層</b>								
HD	3	0.4 (0.5) ab	0.013 (0.002) bc	69 (33) b	4.3 (0.3) ab	0.046 (0.011) ab	0.4 (0.6) a	0.9 (0.8) a
LD	4	0.2 (0.2) ab	0.017 (0.003) b	104 (31) b	4.1 (0.3) ab	0.042 (0.012) abd	3.5 (1.7) a	2.9 (1.4) a
K	3	1.3 (1.0) a	0.030 (0.005) a	243 (119) a	3.8 (0.0) b	0.075 (0.026) ac	3.9 (3.4) a	2.6 (1.7) a
<b>次表層</b>								
HD	3	0.0 (0.0) b	0.006 (0.004) c	50 (28) b	4.6 (0.3) a	0.030 (0.009) cd	0.7 (1.2) a	1.4 (2.3) a
LD	4	0.0 (0.0) b	0.012 (0.003) bc	59 (15) b	4.2 (0.2) ab	0.034 (0.011) bcd	4.4 (2.1) a	3.8 (1.4) a
K	3	0.0 (0.0) b	0.010 (0.005) bc	75 (20) b	4.2 (0.4) ab	0.041 (0.025) bd	4.6 (4.1) a	2.7 (2.1) a
<b>ANOVA</b>								
Fire		ns	*	*	ns	ns	ns	ns
Horizon		*	***	**	**	***	**	ns
Fire $\times$ horizon		ns	**	*	ns	**	ns	ns

Fed, ジチオナイト可溶鉄; Alo, 酸性シュウ酸塩可溶アルミニウム

\*\*\*,  $P < 0.001$ ; \*\*,  $P < 0.01$ ; \*,  $P < 0.05$ ; ns, 有意性なし。括弧中の数字は標準偏差を示す。括弧右の異なるアルファベット(a,b,c,d)は多重比較の結果有意に異なるかを示す ( $P < 0.05$ )。

## 2.2.3.2. 潜在的撥水強度の因子

### 2.2.3.2.1. 2006 年採取試料における潜在的撥水強度と土壌理化学性との関係

2006 年に採取した試料のうち、MED > 0.0 M の試料を対象に、潜在的撥水強度を各土壌理化学性(土壌有機物量, 水溶性有機物量, 試料採取時土壌水分量、pH, EC, ジチオナイト可溶鉄量, 酸性シュウ酸塩可溶アルミニウム量)に対して回帰したところ、水溶性有機物量(対数)が最も高い相関を示した(表 2.9)。しかし、潜在的撥水強度の多様性のごく一部しか説明できなかった( $R^2 = 0.33$ ) (図 2.14-a, 2.15)。一方、土壌有機物量と潜在的撥水強度との間に相関は認められなかった( $R = 0.37$ ) (図 2.14-b, 図 2.15, 表 2.9)。この、土壌有機物量・潜在的撥水強度間の関係を弱めた因子を明らかにするため、

重回帰分析を行ったところ、土壌有機物量に加えて、試料採取時土壌水分量もしくはジチオナイト可溶鉄量のみが有意な負の説明因子となった( $P < 0.05$ )。このとき、ジチオナイト可溶鉄より水分量の方が、潜在的撥水強度の多様性をよく説明した(それぞれ  $R^2 = 0.65$ ,  $0.76$ ) (採取時土壌水分量については図 2.15)。一方、水分量のみでは潜在的撥水強度は説明できなかった( $R^2 = 0.03$ )。また、土性が異なるプロット(粘土含量: HD < LD < K)における MED > 0.0 M の試料を対象に、プ

**表 2.9 潜在的撥水強度と各土壌理化学性とのピアソンの相関係数**

SOM	0.37
log WEOM	0.58
pH	-0.12
EC	-0.13
Fed	-0.31
Alo	-0.33
$\omega$	-0.17

SOM, 土壌有機物量; WEOM, 水溶性有機物量; Fed, 遊離酸化鉄量; Alo, 非晶質・準結晶質アルミ酸化物量;  $\omega$ , 試料採取時土壌水分量。

ロット（カテゴリーカル変数）と土壤有機物量を説明変数とした線形モデルに当てはめたところ、プロットと土壤有機物量の交互作用は潜在的撥水強度に対して有意ではなかった( $P = 0.83$ )ことから、プロットによって有機物量-撥水強度の関係が異なることが示された。

土壤粒子表面の土壤有機物の吸着構造が、潜在的撥水強度と水溶性有機物量や土壤有機物量との関係を弱める要因となっているかどうか明らかにするため、土壤を *n*-ヘキサンに浸漬し、撥水強度と土壤有機物量や水溶性有機物量との関係性が高まるかどうか明らかにした。ヘキサン浸漬後、ほとんどの土壤で撥水性が強まったが、浸漬前と変わらず  $MED = 0.0\text{ M}$  のままの土もあった(図 2.14)。撥水性を示した( $MED > 0.0\text{ M}$ )試料について回帰分析を行った結果、浸漬後の撥水強度は水溶性有機物量（対数）に対して浸漬前よりも高い相関を示した ( $R = 0.83$ ) (図 2.14-a)。土壤有機物量に対しても、浸漬後の撥水強度の方が浸漬前より高い相関を示したものの、水溶性有機物量よりは低かった ( $R = 0.69$ ) (図 2.14-b)。さらに、水溶性有機物の吸着構造の潜在的撥水強度に対する影響を明らかにするため、潜在的撥水強度を水溶性有機物量と採取時土壤水分量に対して回帰した。水溶性有機物量と土壤水分量との有意な負の交互作用が認められ ( $P < 0.05$ ) (図 2.15)、水溶性有機物量が多いときほど、土壤水分量の増大に伴って潜在的撥水強度が低くなることを示された。

2006 年に採取した試料について、以上の結果を総括すると、潜在的撥水強度に対して水溶性有機物量と採取時土壤水分量が、また水溶性有機物量に対して土壤有機物量と採取時土壤水分量が有意な関係にあるため、潜在的撥水強度は土壤有機物量と採取時土壤水分量と有意な関係を持つことが示された (図 2.15)。

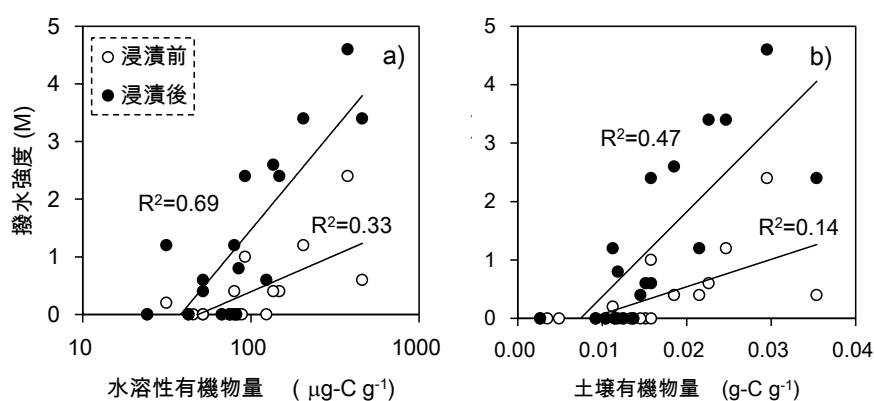


図 2.14 ヘキサン浸漬前後の撥水強度と水溶性有機物量もしくは土壤有機物量との関係  
(2006 年採取試料)

$MED > 0\text{ M}$  を示した試料について、撥水強度 ( $MED$  値) を水溶性有機物量、土壤有機物量にそれぞれ対数、線形近似したときの  $R^2$  を示す。

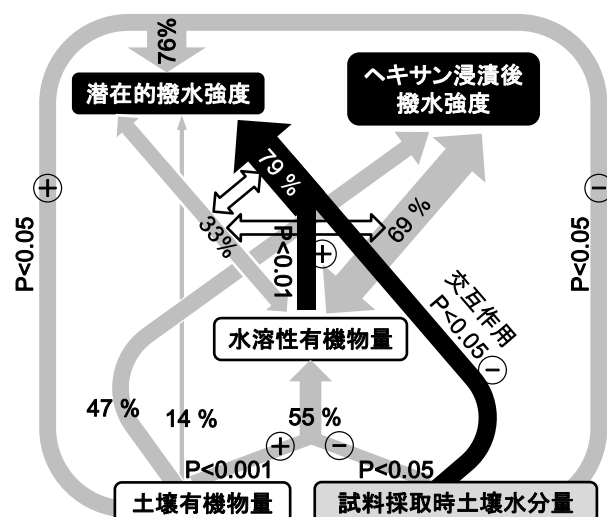


図 2.15 土壌有機物量と採取時土壌水分量の潜在的撥水強度に対する関わり方

2006 年採取試料についての単回帰もしくは重回帰分析（灰色、黒色矢印）で得られた回帰式による説明精度（%）を示す。また、各パラメータの正、負の寄与をそれぞれ＋、－で示す。白抜き矢印は、水溶性有機物の土壌粒子への吸着構造(図 2.13)の影響を考慮すると、3 割程度の説明精度が 7～8 割程度に高まることを示している。潜在的撥水強度やヘキサン浸漬後の撥水強度については、MED > 0 M の試料についてのみ解析した。水溶性有機物量は対数変換した値を用いた。

#### 2.2.3.2.2. 潜在的撥水強度に対する土壌有機物量と試料採取時土壌水分量の寄与

2006 年に採取した試料から示唆された、土壌有機物量と採取時水分量の潜在的撥水強度に対する関係が確かなのか、2007 年に採取した試料も合わせて解析した。まず、1) 広い範囲の土壌有機物量(0.003~0.040 g-C g<sup>-1</sup>)において、MED = 0.0 M を示す試料が見られ、2) MED > 0.0 M の試料間で、潜在的撥水強度は土壌有機物量に対して相関が非常に低かった( $R = 0.39$ ,  $P = 0.06$ )ことから、2006 年に採取した試料と同様、土壌有機物量のみではほとんど潜在的撥水強度が説明できないことが明らかとなった(図 2.16-a)。ヘキサン浸漬後も、土壌有機物量と潜在的撥水強度との関係性は低かった( $R = 0.31$ )(図 2.16-b)。土壌有機物量が比較的多くても(約 0.04 g-C g<sup>-1</sup>)、浸漬後も依然撥水性を示さない(MED = 0.0 M)試料があった(図 2.16)。2006 年に採取した試料と同様、2006 年、2007 年両年の試料についても、土壌有機物量と採取時土壌水分量二つの因子を用いることで、潜在的撥水強度の多様性をよりよく説明することができた。このとき、潜在的撥水強度(PWR(M))の、土壌有機物量(SOM)と採取時水分量( $\omega$ )に対する回帰式は、 $PWR = 57 \times SOM - 4.8 \times \omega$  ( $R^2 = 0.30$ , SOM と  $\omega$  の P 値はそれぞれ < 0.01, < 0.05)であり、2006 年に採取した試料と同様、土壌有機物量と採取時土壌水分量はそれぞれ潜在的撥水強度に対して正と負の寄与を示した。

水滴侵入時間法(WDPT 法)によって測定した、潜在的撥水強度も含めて解析するため、MED 値と WDPT 値をもとに 4 つに分類された潜在的撥水強度(2.2.2.2 項参照)について、土壌有機物量と土壌水分量との関係を調べた。土壌有機物量が増えるほど潜在的撥水強度は増大し、同様の有機物量をもった試料で比較すると採取時水分量が多くなるほど潜在的撥水強度は低下した(図 2.17)。多項ロジットモデルの回帰式から推定した潜在的撥水強度は実測値とよく一致した(図 2.17)。両因子を用いた方が、土壌有機物量、採取時水分量各々よりよく推定された(土壌有機物量、土壌水分量、両因子で推定した場合の Akaike Information Criteria, AIC = 211, 212, 159)。

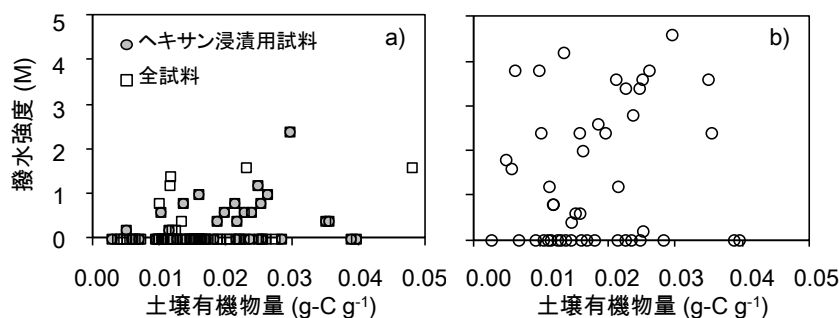


図 2.16 土壌有機物量と a)潜在的撥水強度、b)ヘキサン浸漬後の撥水強度との関係  
(2006 年 + 2007 年採取試料)

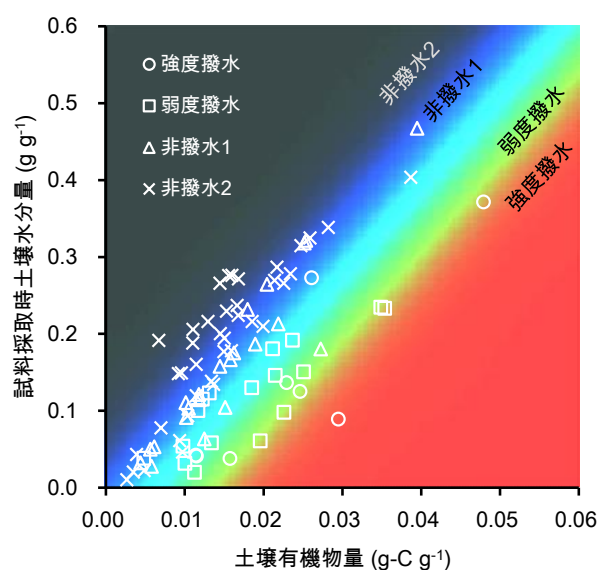


図 2.17 潜在的撥水強度の土壌有機物量と試料採取時土壌水分量に対する関係

2006 年、2007 年に採取した土壌の潜在的撥水強度の実測値（強度撥水( $1.0 \leq \text{MED (M)}$ )、弱度撥水 ( $0.0 < \text{MED (M)} < 1.0$ )、非撥水 1 ( $1 < \text{WDPT (s)} < 10$ )、非撥水 2 ( $\text{WDPT (s)} \leq 1$ )) を白抜き凡例で示す。また実測値から推定された多項ロジットモデルを用いて各カテゴリーの撥水性の発現可能性を予測し、RGB(red-green-blue)カラーモデルを用いてこれを図示した。赤、緑、青はそれぞれ強度撥水、弱度撥水、非撥水 1 の発現可能性を示し、残りの黒い領域は、最も疎水強度の弱い非撥水 2 の発現可能性が高いことを示す。色が濃いほど発現可能性が高い。

表 2.10 多項ロジットモデルを用いた土壌有機物量と採取時土壌水分量に対する潜在的撥水強度の回帰線パラメータ

パラメータ <sup>a</sup>	推定値	Wald 検定 (カイ二乗検定)	有意水準
切片 1	-5.10	32.5	***
切片 2	-2.36	17.1	***
切片 3	-0.34	0.45	ns
土壌有機物量	3.81	37.7	***
土壌水分量	-0.33	38.5	***

a: 切片項は、以下の順序の潜在的撥水強度のカテゴリーの累積ロジットに対応する。i) 強度撥水, ii) 弱度撥水, iii) 非撥水 1, iv) 非撥水 2。非撥水 1 は 2 より疎水性が強い。\*\*\*,  $P < 0.001$ ; ns, 有意性なし

## 2.2.4. 考察

### 2.2.4.1. 潜在的撥水強度に対する水溶性有機物の寄与

2006 年の試料において、(1)水溶性有機物量が潜在的撥水強度に対して最も相関が高かったこと(表 2.9)、また、(2)ヘキサン浸漬によって有機物の土壌粒子への吸着構造が撥水強度に及ぼす影響を除外させた場合、水溶性有機物量は撥水強度の多様性を 7 割程度説明できたことから(図 2.14・a、図 2.15)、水溶性有機物の量と吸着形態が潜在的撥水強度に寄与する可能性が示唆された。水抽出した有機物を、有機物を完全に除去した非撥水の土壌に吸着させたとき、撥水性を示すようになるという既報の結果(Franco *et al.* 2000)は、水溶性有機物が潜在的撥水強度に寄与する可能性を支持すると考えられる。ただし、水溶性有機物量が潜在的撥水強度に対する交絡因子である可能性も残る。水溶性有機物の潜在的撥水強度に対する直接的な寄与を明確にするには、水溶性有機物の抽出前後の試料に対してヘキサン浸漬による撥水強度の変化を調べるなど、さらなる研究を要する。

潜在的撥水強度に対し、水溶性有機物の量と吸着形態以外に、水溶性有機物の質(親水基の多さ)も寄与する可能性がある。水溶性有機物量中には、撥水性を発現可能な両親媒性有機物の他に、撥水強度を低下させる糖などの親水性有機物も含まれる(Kaiser *et al.* 2007)。水溶性有機物量が説明できなかった、3 割程度のヘキサン浸漬後の撥水強度の多様性に対し、親水性有機物量の多少が寄与しているのかもしれない。

### 2.2.4.2. 試料採取時土壌水分量の潜在的撥水強度への影響

潜在的撥水強度に対する寄与が示唆された水溶性有機物量に対し、試料採取時水分量が有意な負の関係をもったことから(図 2.15)、採取時水分量が多いときほど水溶性有機物量が少なく潜在的撥水強度が低下すると考えられる。また、(1)潜在的撥水強度に対し、有意な水溶性有機物量と試料採取時土壌水分量の負の交互作用が認められたこと、すなわち、水溶性有機物量が多いときほど、土壌水分量の増大に伴う潜在的撥水強度の低下傾向が強かったこと(図 2.15)、(2)その交互作用の項を含んだ水溶性有機物量と試料採取時土壌水分量に対する潜在的撥水強度の重回帰式によって、潜在的撥水強度の多様性の 8 割程度を説明することができ、水溶性有機物量のみのとき(3 割程度)と比較し説明精度が大幅に高まったこと(図 2.15)、(3)その説明精度は、水溶性有機物量によるヘキサン浸漬後の撥水強度の説明精度と遜色なかったこと(図 2.14, 15)から、土壌水分量が多いときほど、水溶性有機物量の親水基がより多く外側に配向し、潜在的撥水強度が低下することが考えられた(Ma'shum *et al.* 1985; Ma'shum *et al.* 1988; Kalbitz *et al.* 2000; Doerr *et al.* 2005)。

本研究では、試料を採取したときの土壌水分量が多いと、土壌有機物量が多いわりに潜在的撥水強度が低い傾向があることが確かめられた。雨の多い季節に潜在的撥水強度が低いことが報告されているが(小林政広 2007)、この季節変動性は土壌水分量によって説明づけられる可能性がある。土壌水分量が「実際の撥水強度」を大きく左右することは多く報告されているものの(Regalado *et al.* 2005; de Jonge *et al.* 2007; Kawamoto *et al.* 2007)、潜在的撥水強度と試料採取時土壌水分量との関係について着目したものは本論文以外に見受けられない(Kajiura *et al.* 2012b)。本研究で

は、土壌水分量と潜在的撥水強度との因果関係（土壌水分量が多いから潜在的撥水強度が低下するのか、潜在的撥水強度が低いから濡れやすく土壌水分量が多いのか）を実証したわけではないが、以下の既報の知見も含めて総合的に考慮すると、土壌水分量が潜在的撥水強度を弱める可能性は大いにあり得ると考える。(1)いったん土を湿らせたあと風乾させても、撥水強度は低下し、元の強度には戻らないこと(Doerr *et al.* 1996)、(2) 極性溶媒（例：水）への浸漬によって、土壌の撥水性の原因物質である両親媒性有機物の吸着構造が変化すること(Franco *et al.* 2000)、(3)自然条件下では、土壌水分量を左右する潜在的撥水強度より強い要因（気象条件など）があること。潜在的撥水強度に関わらず、頻繁に雨が降った後、表層土壌は湿っていることがよく知られている(Dekker *et al.* 1994; Wessolek *et al.* 2008; 梶浦雅子 *et al.* 2010)。

2006 年と 2007 年両年に採取した試料の潜在的撥水強度に対して、土壌有機物量と採取時水分量が有意な説明因子になったものの、3 割しか説明できなかった。その理由の一つは、本調査地が森林火災の被害地を含んでいることから対象とした試料の中に、植物残渣の他に炭素の塊である細かい炭が混入しており、その量が試料によって異なったためであると考え。表面に露出していない内側の有機物は潜在的撥水強度に対して寄与しないからである。また、既報のような潜在的撥水強度との明確な関係は認められなかったものの、様々な土壌理化学性(pH や鉄・アルミ酸化物量、土性)も複合的に潜在的撥水強度の多様性に寄与した可能性も残る。

マツやユーカリなどが優占する植生下では、落葉広葉樹林などにくらべて土壌有機物量のわりに潜在的撥水強度が高くなる傾向が認められる。その要因として、マツやユーカリのリターは落葉広葉樹に比べて疎水基に富むワックス類が多く、また、マツ林下では強い撥水性を示す菌糸網層が発達しているためであると考えられてきた(大政正隆 1951; 吉岡二郎 *et al.* 1974; Doerr *et al.* 2000)。しかし、土壌の撥水性について報告されているマツ(*Pinus banksiana*, *jeffreyi*, *monophylla*, *patula*, *pinaster*, *radiata*, *resinosa*, *strobus* など)やユーカリ(*Eucalyptus astringens*, *globulus*, *marginata*, *patens* など)は、乾燥した立地条件に生育していることが多い。マツやユーカリ林下で潜在的撥水強度が高いのは、疎水性の強い有機物や菌糸を多く含むことだけでなく、本研究で示したように、試料を採取するときの水分量がそれらの森林の立地条件上比較的乾燥していることも要因の一つになっているのかもしれない。

#### 2.2.4.3. 試料採取時土壌水分量の水分量・撥水強度の関係との係わり

水分量が多いときに土壌を採取すると、潜在的撥水強度が低い傾向にある (2.2.4.2 項)ということは、試料を採取するときの水分量によって、推定される水分量・撥水強度の関係(2.1 節)が変動することを意味する。潜在的撥水強度は、境界水分量、撥水性最大時水分量や最大撥水強度の説明因子となることから(2.1.3.2.1 項参照)、採取時水分量は、潜在的撥水強度の変動を通して、水分量・撥水強度を特徴づける 4 つのパラメータ全てに影響を及ぼす。試料を採取したときの水分量が少ないと、潜在的撥水強度が高くなり、最大撥水強度、境界水分量や撥水性最大時水分量が増加する(2.1.3.2.1 項)。採取時水分環境がより湿っていれば、その逆の現象が起こる。その結果、より乾燥した土壌水分条件のときに試料を採取するほど、図 2.18 の  $a \rightarrow b \rightarrow c$  のように、水分量と撥水強度の関係が移行していく。よって、現場で示す水分量・撥水強度との関係は、採取時水分量によって変動する水分量・撥水強度の関係上の点をつなげた図 2.18 に記す赤の曲線 d のようになると考



えられる。室内実験で試料を乾燥させたときに得られる水分量-撥水強度の関係(例：図 2.18 の曲線 a)が、現場での乾燥過程(図 2.18 の曲線 d)と異なる(例：図 2.18 の赤の矢印)のは、主に土壤の乾燥速度の違いによると考えられる。室内における攪乱土壤の乾燥と比較して、自然条件下での不攪乱土壤の乾燥は緩やかに起こる。現場では、より湿った下層から、毛管や水蒸気によって水分が供給され、相対湿度も高く乾燥しにくいからである。現場での比較的緩やかな乾燥においては、土壤粒子表面に吸着している両親媒性有機物(水溶性)の親水基が乾燥に伴って内向きに配向するようになり、また土壤有機物の微生物分解によって水溶性有機物量が増加するなどして、潜在的撥水強度が高まったと考えられる。一方、室内における速やかな乾燥では、これら両親媒性有機物の量や吸着構造が試料採取時(比較的湿っていた場合は、水溶性有機物量が少なく親水基は外側を配向しているなど)から変化しないまま維持されると考えられる。

採取時水分量に伴って変動する水分量-撥水強度の関係は、現場の水分量-撥水強度の関係性全体を把握できないことを意味する。採取時水分量近辺の水分量と撥水強度の関係は現場の水分量-撥水強度の関係と重なるため(図 2.18 曲線 d と●、●、○が重なる)、採取時水分量近辺に限り水分量-撥水強度の関係は精度良く推定できる。よって、現場の水分量-撥水強度の関係の全貌(図 2.18 曲線 d)を知るには、多様な水分条件、少なくとも三つの水分条件(風乾時、撥水性最大時、境界水分量)のときに試料を採取し、各試料の採取時水分量近辺の水分量-撥水強度の関係を精度良く推定することが必要となる。しかし、同一試料を複数回採取することは不可能である。隣接土壤を代用とする方法も考えられるが、数 cm 程度しか離れてなくても、水分量-撥水強度の関係を規定する土壤有機物量や潜在的撥水強度が大きく異なる(2.3 節)ため、対象試料の代用にはなり得ない。そこで、現場の水分量-撥水強度の関係の全貌を推定出来なくても、「実際の撥水強度」の推定精度を大きく低下させないような採取時水分条件を模索する必要性が生じる。これについては、2.3 節でより詳しく述べる。

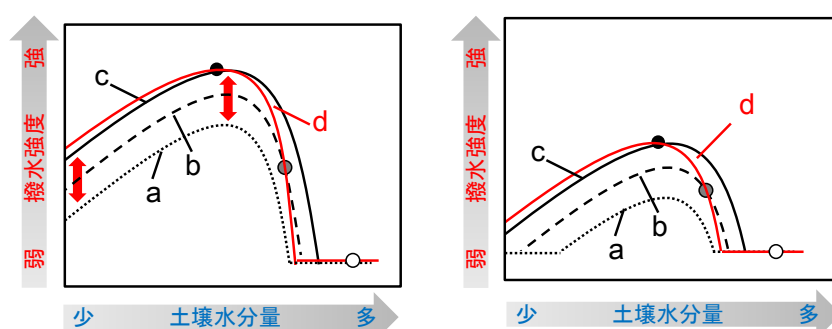


図 2.18 異なる水分条件(○,●,●)のときに採取した場合に室内実験で得られる水分量-撥水強度の関係(a,b,c)とその関係から推定される現場の水分量-撥水強度の関係(d)  
左右のパネルは、それぞれ潜在的撥水強度が高い試料、低い試料について示す。

## 2.2.5. まとめ

インドネシア東カリマンタン州の熱帯林下において、土壤の潜在的撥水強度を規定する因子を理化学性が多様な土壤を用いて調べた結果、仮説「湿潤気候下では、潜在的撥水強度に対して試料採取時水分量が説明因子となる」ことが正しいことが示された。土壤水分量が潜在的撥水強度に寄与するプロセスとして、土壤粒子上に吸着する有機物の最外殻に存在すると想定される、水

溶性有機物などのごく一部の有機物の量や吸着構造の変化によることが示唆された。

試料の採取時水分量によって潜在的撥水強度が異なるということは、その潜在的撥水強度を用いて推定する水分量-撥水強度の関係も異なることを意味する。水分量-撥水強度の関係の、採取時水分量に伴う変動傾向から、現場で生じている水分量-撥水強度の関係の全貌を知ることができないことが明らかになった。しかし、現場の水分量-撥水強度の関係全体を把握できなくても、「実際の撥水強度」を推定したい水分量域に限って、現場の水分量-撥水強度に近い関係を得られれば、「実際の撥水強度」の推定誤差を抑えることができる。そこで、次節では、本研究成果の将来的波及効果（水文/水移動モデルの精緻化）が期待される「湿润気候下の森林流域」に焦点を当て（1.1節）、この表層土壌において、「実際の撥水強度」の推定誤差を抑えられるような採取時水分条件を示すこととする。

## 2.3. 土壌水分量-撥水強度の関係の推定に適した試料の採取時土壌水分条件

### 2.3.1. はじめに

「実際の撥水強度」を精度よく推定するには、その推定に用いる現場の水分量-撥水強度の関係の推定誤差を小さくする必要がある。しかし、現場の水分量-撥水強度の関係の全体像を把握することはできない(2.2 節)。そこで、対象地域の土壌が取り得る水分条件内で、できるだけ現場に近い水分量-撥水強度の関係が得られるよう、採取時の水分条件を工夫する必要がある。

選択すべき採取時水分量は、採取時水分量に伴う水分量-撥水強度の関係の変動の仕方と、土壌が取り得る水分量域の兼ね合いによる。例えば、採取時水分量によって、境界水分量や撥水性最大時水分量より潜在的撥水強度や最大撥水強度の方が大きく変動する場合(図 2.19-a)、土壌が取り得る水分量域内(水色)においては、比較的乾燥したときに採取した試料から得た水分量-撥水強度の関係(図 2.19-a 黒実線)が現場の関係(図 2.19-a 赤実線)に近い。採取時水分量に伴う変動が、潜在的撥水強度や最大撥水強度より境界水分量や撥水性最大時水分量の方が大きい場合(図 2.19-b)、境界水分量～撥水性最大時水分量付近の水分量のときに採取して得た関係(図 2.19-b 黒破線)が、現場(図 2.19-b 赤実線)に近くなる。一方、採取時水分量に伴う水分量-撥水強度の関係の変動傾向が図 2.19-b と同様だが、土壌が取り得る水分量域がより乾燥している場合(図 2.19-c)、その水分量域内で採取すれば、得られた水分量-撥水強度の関係(図 2.19-c 黒実線)は、現場の関係(図 2.19-c 赤実線)に近い。このように、土壌が取り得る水分量域内の水分量-撥水強度の関係が、現場の関係と最も近くなるような採取時水分量を選択すべきである。

そこで本節では、本研究成果の将来的波及効果(水文/水移動モデルの精緻化)への期待が大きい湿潤気候下の森林流域において(1.1 節)、表層土壌が取りうる水分量域の中で、現場の水分量-撥水強度の関係に近い関係が得られるような採取時水分量を明らかにすることを目的とした。まずはじめに、2.1 節で得られた、水分量-撥水強度を特徴づけるパラメータ(最大撥水強度、撥水性最大時水分量、境界水分量)の推定式の妥当性を、一区画(40×60 cm)内に位置する多数の表層土壌を用いて示した。また、本試料に対し、採取時水分量による潜在的撥水強度の変化を示す関数(土壌有機物量と採取時水分量に対する潜在的撥水強度の重回帰式)(2.2 節参照)を得て、表層土壌が取り得る水分領域で示しうる潜在的撥水強度を推定した。次に、推定した潜在的撥水強度、実測した土壌有機物量と、妥当性が示された 2.1 節のパラメータ推定式を用いて、表層土壌が取り得る水分量の範囲内における、採取時水分量による水分量-撥水強度の関係の変動性を明らかにした。最後に、これらの結果をもとに、推定される水分量-撥水強度の関係が現場と近くなるような採取時水分量を示した。本節では、緩斜面上の数 10 cm 区画の狭い範囲内に位置する 24 試料を用いた。これらの試料は、水分量-撥水強度の関係を規定する土壌有機物量や潜在的撥水強度は多様であるが、潜在的撥水性に寄与しうる土壌理化学性(土性など)は同様と想定される。よって、潜在的撥水強度に対する採取時水分量の影響を捉えやすく、採取時水分量を説明変数とする潜在的撥水強度の推定式を得るのに適すると考える。

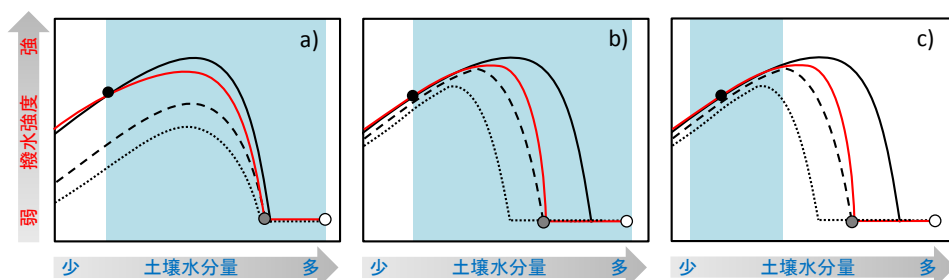


図 2.19 現場の水分量-撥水強度の関係の推定に適した採取時土壌水分量  
土壌水分量が異なる時(●、●、○)に採取した場合に得られる水分量-撥水強度の関係(それぞれ黒実線、黒破線、黒点線)、土壌が取り得る水分量域(水色)、現場での水分量-撥水強度の関係(赤線)を示す。採取時水分量によって、境界水分量や撥水性最大時水分量より潜在的撥水強度や最大撥水強度が相対的に大きく変化する場合 a と、その逆の場合 b、c とする。c では、b に比べ取り得る土壌水分環境がより乾燥していることを想定している。

### 2.3.2. 試料と方法

#### 2.3.2.1. 試料の採取方法と理化学性

樹芸研究所青野研究林(1.4 節) 1 林班 20 小班のヒメシヤラが優占する二次林において、緩斜面上の 40 cm × 60 cm 区画(2.1 節 No.7 試料に近接)内の表層土壌(Ao 層は除いた鈹質土壌 0~5 cm 深)を 10 cm 四方ずつ 24 サンプル採取した。2 mm の篩に通した生土の現場の水分状態における撥水強度「実際の撥水強度」を、エタノールモル濃度法(MED 法)を用いて測定したのち、105℃の恒温機で 3 日以上乾燥させ、乾燥前後の重量から試料採取時の含水比(水分量/乾燥重量)を得た。残りの粒径 2 mm 以下の生土を風乾させ(風乾細土)、エタノールモル濃度法(MED 法)を用いて潜在的撥水強度を測定した。風乾細土から目視で根などの粗大有機物を除去し、< 0.25 mm に微粉碎したのち NCS アナライザー(NA1500; Carlo Erba 社)を用いて全炭素量を測定した。石灰質土壌でないため、全炭素量を土壌有機物量の指標とした。24 試料の位置関係と理化学性のデータを図 2.20 に示す。

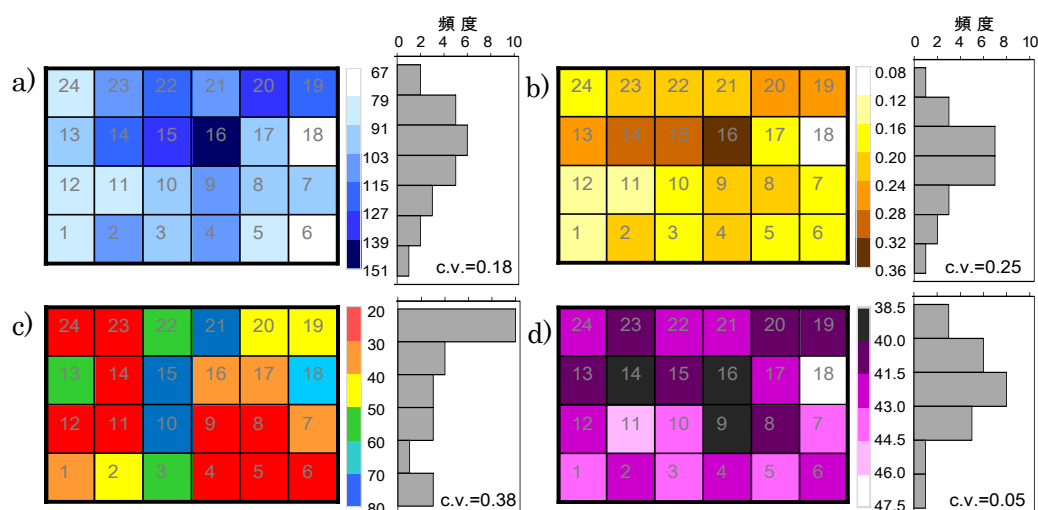


図 2.20 採取試料の位置と、a)採取時水分量(%), b)土壌有機物量(g-C g<sup>-1</sup>), c)実際の撥水強度(mN m<sup>-1</sup>), d)潜在的撥水強度(mN m<sup>-1</sup>)

区画(40 cm × 60 cm)を示す各パネルの右側に、区画内での頻度分布と変動係数(c.v.)を示す。頻度分布図左に、階級の範囲(数値)と、各階級に相当する色(バー)を示す。パネル c、d ではそれぞれ、暖色、濃色ほど高い撥水強度を示す。

### 2.3.2.2. 土壌水分量-撥水強度の関係のパラメータ推定式の検証

2.1 節で得られた、水分量-撥水強度のパラメータ推定式:  $\omega_{\text{wet}} = 3.9 \times 10^2 \times \text{SOM} - 1.2 \times \text{WR}_{\omega=0} + 98$ ,  $\omega_{\text{WRmax}} = 2.7 \times 10^2 \times \text{SOM} - 1.1 \times \text{WR}_{\omega=0} + 88$ ,  $\text{WR}_{\text{max}} = 0.34 \times \text{WR}_{\omega=0} + 15$  を用いて、各 24 試料の境界水分量( $\omega_{\text{wet}}(\%)$ )、撥水性最大時水分量( $\omega_{\text{WRmax}}(\%)$ )、最大撥水強度( $\text{WR}_{\text{max}}(\text{mN m}^{-1})$ )を、土壌有機物量( $\text{SOM}(\text{g-C g}^{-1})$ )、潜在的撥水強度( $\text{WR}_{\omega=0}(\text{mN m}^{-1})$ )から推定した。相対湿度が約 80% 以下のとき撥水強度は大きく異ならないため(Wallach *et al.* 2007)、風乾時(相対湿度 < 約 70%)の潜在的撥水強度は絶乾時( $\text{WR}_{\omega=0}$ )と同様であるとみなす。推定した境界水分量、撥水性最大時水分量、最大撥水強度と実測した潜在的撥水強度によって成り立つ水分量-撥水強度の非線形的関係上に、水分量と実際の撥水強度の実測値が重なるかどうか調べた。

### 2.3.2.3. 試料採取時土壌水分量による水分量-撥水強度の関係の変動

湿潤気候下の森林流域において表層土壌が取り得る水ポテンシャル(pF 約 2.0~4.5、3.1 節参照)と、本試料採取時の水ポテンシャルから、表層土壌で取り得るおよその水分量を試算した。まず、実測した 24 試料の土壌有機物量と潜在的撥水強度の平均値を用いて、最大撥水強度、撥水性最大時水分量と境界水分量を推定し、区画代表の水分量-撥水強度の関係を得た(2.3.2.2 項参照)。この関係に、24 試料平均の実測水分量をあてはめると、撥水性最大時近傍だった。既報から撥水性最大時水ポテンシャルは平均的に pF3.4 程度であることから(Kawamoto *et al.* 2007)、24 試料を採取したときの水ポテンシャルも pF3.4 付近であると仮定した。次に、対象土壌の土性(USDA 分類)は埴壤土に近い埴土だったことから、埴壤土と埴土の水分特性パラメータ(埴壤土、埴土それぞれ( $\theta_r, \theta_s, \alpha, n$ ) = (0.095, 0.410, 0.019, 1.31), (0.068, 0.380, 0.008, 1.09))(Carsel *et al.* 1988)と van Genuchten 式( $\theta(\psi) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) / [1 + (\alpha |\psi|^n)]^{1-1/n}$ )(Van Genuchten 1980)を用いて、pF2.0 と 4.5 に相当する体積含水率と、本試料を採取したときの水ポテンシャル(約 pF3.4)に相当する体積含水率との比(それぞれ $\theta_{2.0}/\theta_{3.4}$ ,  $\theta_{4.5}/\theta_{3.4}$ )を算出した(図 2.21)。 $\theta_{2.0}/\theta_{3.4}$ は最大 1.7(埴壤土で 1.7、埴土で 1.2)、 $\theta_{4.5}/\theta_{3.4}$ は最小 0.7(埴壤土で 0.7、埴土で 0.8)だった。そこで、24 試料の平均採取時水分量に 1.7、0.7 を乗じて、pF2.0 と 4.5 に相当するおよその水分量を算出し、これを区画代表的な水分量が取り得る水分量の閾値とした。

次に、各閾値水分量のときに採取した試料の潜在的撥水強度を推定した。本調査地における、潜在的撥水強度の採取時水分量に対する依存性は、24 試料で実測した潜在的撥水強度(PWR(M))に対し、実測の土壌有機物量(SOM(g-C g<sup>-1</sup>))と採取時水分量( $\omega(\%)$ )を説明因子とした重回帰式( $\text{PWR} = 1.7 \times \text{SOM} - 0.030 \times \omega + 2.6$  ( $R^2=0.80$ ))で表せた。この重回帰式に、先に推定した各閾値水分量(平均採取時水分量の 0.7, 1.7 倍量)と、実測の平均土壌有機物量を代入し、各閾値水

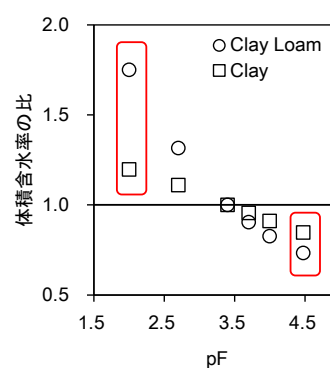


図 2.21 pF3.4 のときの体積含水率を 1 としたときの、異なる水ポテンシャル時の含水率の比  
埴壤土と埴土の既報の水分特性パラメータ(Carsel *et al.* 1988)と、van Genuchten 式を用いて推定した。赤の四角は、pF2.0、4.5 のときの推定値を示す

分量のときに採取した場合に試料が示す、潜在的撥水強度を推定した。

次に、推定した潜在的撥水強度から最大撥水強度を、推定した潜在的撥水強度と実測の土壌有機物量から、撥水性最大時水分量と境界水分量を推定し(2.3.2.2 参照)、各閾値水分量(pF 約 2.0 と約 4.5 に相当)のときに採取した場合の、水分量-撥水強度の関係を推定した。

### 2.3.3. 結果と考察

#### 2.3.3.1. 土壌水分量-撥水強度の関係のパラメータ推定式の妥当性

実際の撥水強度と水分量との関係は、3 点(No. 13, 15, 21)を除き、推定された最大撥水強度、撥水性最大時水分量、境界水分量で特徴付けられた水分量-撥水強度のグラフ上、もしくはその近辺に位置した(図 2.22)。よって、試料を採取した水分量近辺の水分量-撥水強度の関係を概ねよく再現できたと言える。

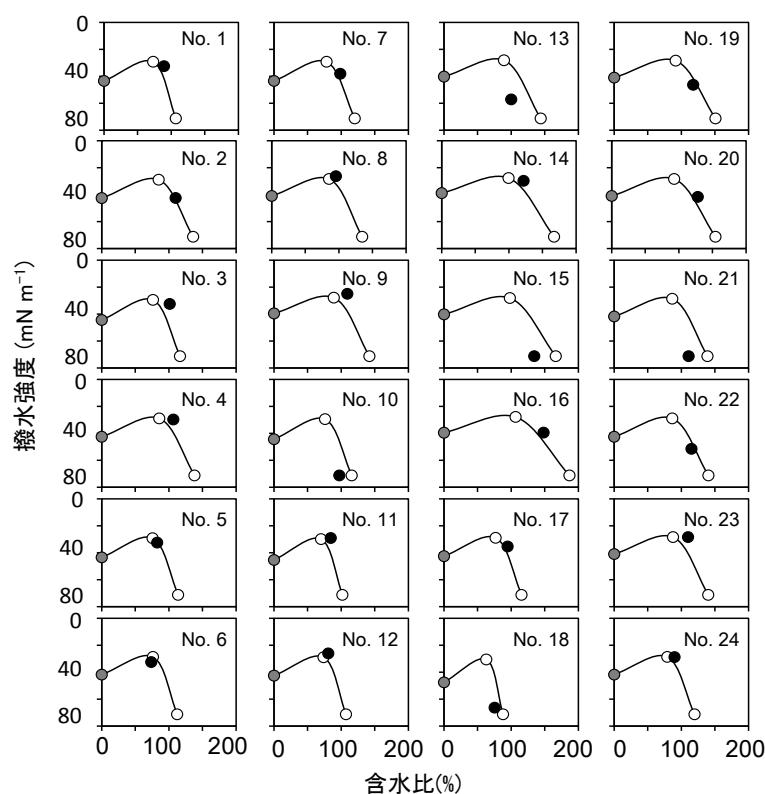


図 2.22 水分量-撥水強度の関係のパラメータ推定式の妥当性

試料採取時の水分状態における実際の撥水強度(●)、実測の潜在的撥水強度(●)、実測の潜在的撥水強度と土壌有機物量とパラメータ推定式を用いて推定した境界水分量と撥水性最大時水分量のときの撥水強度(○)を示す。推定した水分量-撥水強度の関係(曲線)は点(○と●)を結びスムージングしたものである。

#### 2.3.3.2. 試料採取時土壌水分量に伴う水分量-撥水強度の関係の変動性

湿潤気候下の森林流域において表層土壌が取りうる水分量の範囲内(およそ pF2.0~4.5)の、ある水分量のときに採取した試料から推定される水分量-撥水強度の関係は、特に境界水分量~撥水性最大時水分量の間で、現場の関係と大きく異なる可能性が高い。採取時水分量の 1.7 倍量(お

よそ  $pF2.0$ )のときに土壌を採取した場合、推定された境界水分量、撥水性最大時水分量、最大撥水強度( $mN\ m^{-1}$ )、潜在的撥水強度( $mN\ m^{-1}$ )は、採取時水分量のとき(図 2.23 黒実線)と比べてそれぞれ 12%, 15%, 16%, 32%小さくなり、潜在的撥水強度の低下率が最も大きかった。しかし、推定したこれらのパラメータから得られた水分量-撥水強度の関係(図 2.23 青点線)は、境界水分量～撥水性最大時水分量の間で特に、現場の関係(図 2.23 赤実線)と大きくずれた(図 2.23 右矢印)。境界水分量や撥水性最大時水分量の推定誤差は比較的小さかったものの、水分量に対する撥水強度の変化率が大きかったために、誤差が増幅されたものと考えられる(図 2.23)。よって、現場の撥水強度の推定誤差を小さくするには、境界水分量～撥水性最大時水分量の範囲内をできるだけ現場の水分量-撥水強度の関係に近づけるように、試料採取時土壌水分条件を選択する必要がある。試料を採取したときの水分量付近は、現場の水分量-撥水強度の関係を精度良く推定できる(図 2.22)。よって、境界水分量～撥水性最大時水分量付近の水分条件のときに土壌を採取すべきと考えられる。

攪乱土壌を用いた既報の成果によると、境界水分量は  $pF3$  前後、撥水性最大時は  $pF3.4$  前後である(de Jonge *et al.* 2007; Kawamoto *et al.* 2007)。よって、表層土壌の  $pF$  値をテンシオメータなどで観測し、 $pF3\sim3.4$  程度になったときを狙って試料を採取するのがよいのかもしれない。ただし、土壌水分環境の時間変動が激しく、かつ強く乾燥することもある表層土壌において、テンシオメータで  $pF$  値を常時観測することは技術的に難しい。湿潤気候下の森林流域の表層土壌が取り得る水分環境の範囲内では、撥水時(採取時水分量の 0.7 倍～境界水分量)に採取すれば、現場の水分量-撥水強度の関係と比較的近い関係を得られる(図 2.23)。よって、 $pF$  値の直接観測の代わりに、撥水時に採取することも有効と考える。

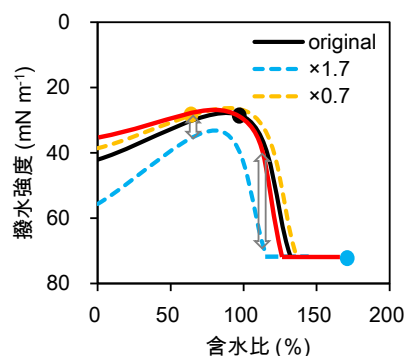


図 2.23 湿潤気候下の森林流域の表層土壌が取りうる水分環境の範囲内における採取時水分量に伴う水分量-撥水強度の関係の変動

本試料の実測した土壌有機物量と潜在的撥水強度から得た水分量-撥水強度の関係(黒実線)と、その関係上の採取時水分量の点を(●)で示す。表層土壌が取り得るおおよその閾値水分量(採取時水分量の 0.7(●)、1.7 倍(●))のときに、本試料と同一の試料を採取したと想定して推定した水分量-撥水強度の関係(それぞれ黄点線と青点線)を示す。この推定には、採取時水分量の 0.7 倍もしくは 1.7 倍量から推定した潜在的撥水強度と、実測した土壌有機物量を用いた。採取時水分量に伴う水分量-撥水強度の関係の変動から推測された現場の関係を赤実線で示す。矢印は、湿った水分条件のとき(●)に土壌を採取した試料から推定される水分量-撥水強度の関係(青点線)と、現場の関係(赤実線)との相違を示す。

#### 2.3.4. まとめ

湿潤気候下の森林流域において、表層土壌が取り得る水分量の範囲内での、水分量-撥水強度の関係の変動傾向を検討した結果、特に、撥水性最大時水分量～境界水分量の範囲内で、現場の水



分量・撥水強度の関係の推定誤差が大きくなることが明らかとなった。採取時水分量付近に限って、現場の水分量・撥水強度の関係を精度よく推定できることから、撥水性最大時水分量～境界水分量付近の水分条件の時に試料を採取することで、現場の水分量・撥水強度の関係の推定誤差を抑えられることがわかった。湿潤気候下の森林流域の表層土壌においては、撥水性発現時の水分条件が、撥水性最大時水分量～境界水分量付近の水分環境とおおよそ対応した。よって、撥水性の有無を、採取時水分環境の代替指標とすることも可能である。

以上 2.1 節～2.3 節で得られた知見から、湿潤気候下の森林流域の任意の表層土壌における「実際の撥水強度」の推定方法は、以下の様にまとめられる。(1)pF3～3.4 程度の水ポテンシャルのとき、もしくは撥水性を発現しているときに現場から試料を採取する、(2)採取試料の土壌有機物量と潜在的撥水強度を用いて、最大撥水強度、撥水性最大時水分量、境界水分量を推定し、水分量・撥水強度の関係を導く、(3)水分量を観測し、(2)の關係に当てはめて、実際の撥水強度を推定する。



## 2.4. 撥水性発現状況の推定可能性

### 2.4.1. はじめに

将来的に、湿潤気候下の森林流域における表層土壌の撥水性が水分動態に与える影響を定量的に評価し、水文/水移動モデルを精緻化するためには、水移動の計算単位となるメッシュ(例えば数 10 cm～数 10 m など)ごとの撥水性発現状況の数値情報が必要となる(1.3 節参照)。たとえば、撥水性の発現によって選択流が生じているとき、水移動が起きている領域(面積)の減少程度をパラメータとして組み込むと、土壌水分量の変動の予測精度が高まることが報告されている(Wessolek *et al.* 2008)。水は撥水性を発現したところには浸潤していきにくいことから、撥水性を示した部分は非水移動領域となりうる。地表面での非水移動領域は、雨水の土壌中への浸透に寄与することから、地表面での撥水性の発現面積割合は重要なモデルパラメータになると考える。ただし、弱い撥水強度の土壌ほど濡れやすいため、通常数分～数時間続く降雨イベント中に、徐々に水が浸入して撥水しない領域が増大していくと考えられる。そこで、降雨イベント中に経時変化する非水移動領域を表すものとして、一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合、すなわち降雨イベントが始まったとき、どの程度の強さの撥水性がどの程度広がっているのかが指標となりうると考える。

各メッシュ内の一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合は、撥水強度の頻度分布から求めることができる。撥水強度の頻度分布は、水分量・撥水強度の関係をj得て、メッシュ内多地点の土壌水分量のデータをその関係に代入することで得ることができる。ただし、フィールドでは、水分量・撥水強度の関係の規定因子である土壌有機物量や潜在的撥水強度が空間的に大きく変動する(例えば数 cm 間隔)(Dekker *et al.* 2000; Buczko *et al.* 2006; 小林政広 *et al.* 2006)ため、任意の地点から土壌(たとえば数 cm 四方)を採取し、土壌有機物量と潜在的撥水強度を測定して水分量・撥水強度の関係をj得ても、その関係がメッシュ内全域に適用できるとは限らない。土壌水分量データをj得た地点ごとに水分量・撥水強度の関係をj得ることが理想的ではあるが、土壌有機物量や潜在的撥水強度を測定するためにメッシュ内の多地点で破壊的な土壌採取を行うのは現実的でない。そこで本研究では、メッシュ内の数地点の土壌有機物量と潜在的撥水強度から推定したメッシュ代表の水分量・撥水強度の関係と、メッシュ内多地点の土壌水分量から撥水強度を推定する方法をより現実的な方法として提案し、この方法の推定精度と課題について検討する。

### 2.4.2. 試料と方法

2.3 節と同じ 40 cm×60 cm 区画内 24 試料について、実測した土壌有機物量、潜在的撥水強度から各試料もしくは区画を代表する水分量・撥水強度の関係を推定した(2.3 節方法参照)(図 2.24)。本試料を採取したときほとんどの試料が撥水していたため、この潜在的撥水強度から推定した水分量・撥水強度の関係は、現場での関係を比較的よく表すと考えられる(2.3 節)。各試料もしくは区画代表的な水分量・撥水強度の関係に、各試料の土壌水分量を代入して各試料の撥水強度を推定し、区画内の撥水強度の頻度分布を求めた。各試料でj得た関係を用いた場合を Model 1、区画代表的な関係を用いた場合を Model 2 とする。撥水性最大時水分量～境界水分量の間や撥水性最大時水分量～絶乾時の間の各水分量域における撥水強度は、水分量に対して直線的に変化すると見

なし、Excel 統計の trend 関数を用いて算出した。水分量・撥水強度の関係に代入する土壤水分量を、湿潤気候下の森林流域の表層土壌において取り得る水分領域 (pF2.0～pF4.5) 内で変動(採取時水分量の 0.7、0.8、0.9、1.0、1.1、1.2、1.3、1.4、1.5、1.6、1.7 倍)させ、撥水強度を推定した(2.3 節方法参照)。このとき、区画内 24 点の土壤水分量は等倍に変動すると仮定した。このようにして推定された、異なる土壤水分量条件での撥水強度の頻度分布と、一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合について、Model 1 と 2 の推定結果を比較した。24 試料中一定強度以上の撥水性を示した試料の数の割合を算出し、これを一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合とした。

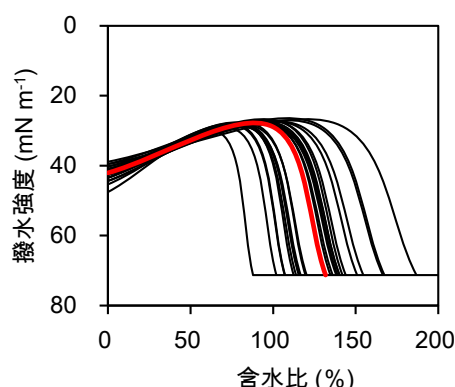


図 2.24 各試料もしくは区画代表の水分量・撥水強度の関係

各試料と区画代表の水分量・撥水強度の関係を、それぞれ黒線と赤線で示す。

### 2.4.3. 結果と考察

#### 2.4.3.1. 代表的な土壤水分量・撥水強度の関係による撥水性発現状況の推定

代表的な水分量・撥水強度の関係をを用いた Model 2 の推定結果は、各試料の水分量・撥水強度の関係をを用いた Model 1 とは異なる結果を示した。Model 2 では、比較的乾燥しているときに撥水強度を過小評価 (より大きい表面張力を推定) するケースが多く、比較的湿ってくるときは過大評価 (より小さい表面張力を推定) することが多かった(図 2.25)。それに伴い、Model 2 では標準偏差が大きくなった(図 2.25)。このような撥水強度の過大、過小評価によって、一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合は、Model 1 の推定値が低いとき Model 2 でより高い割合が推定され、Model 1 の割合が高いときは逆に、Model 2 でより低い割合が推定された (図 2.25、2.26)。比較的撥水強度の弱い場所 (< 35、40、50、60、70 mN m<sup>-1</sup>、撥水性あり) の面積割合は 9 割推定することができた(表 2.11)。一方、比較的強い撥水強度を示す場所 (<30、32 mN m<sup>-1</sup>) の面積割合の推定精度は 7 割以下と比較的低かった(表 2.11)。<32 mN m<sup>-1</sup> の撥水強度は、区画内の試料が示しうる最大の撥水強度の範囲だった(図 2.24)ことから、最大撥水強度付近の面積割合の推定精度が特に低くなると考えられる。最大強度付近の撥水性が広範囲に広がる (たとえば面積割合 80% 以上) 機会は少ないものの、広範囲に広がった場合は長時間にわたって水分動態に影響を及ぼしうる。よって、撥水強度の強い場所の面積割合の推定精度の向上が重要な課題として残る。

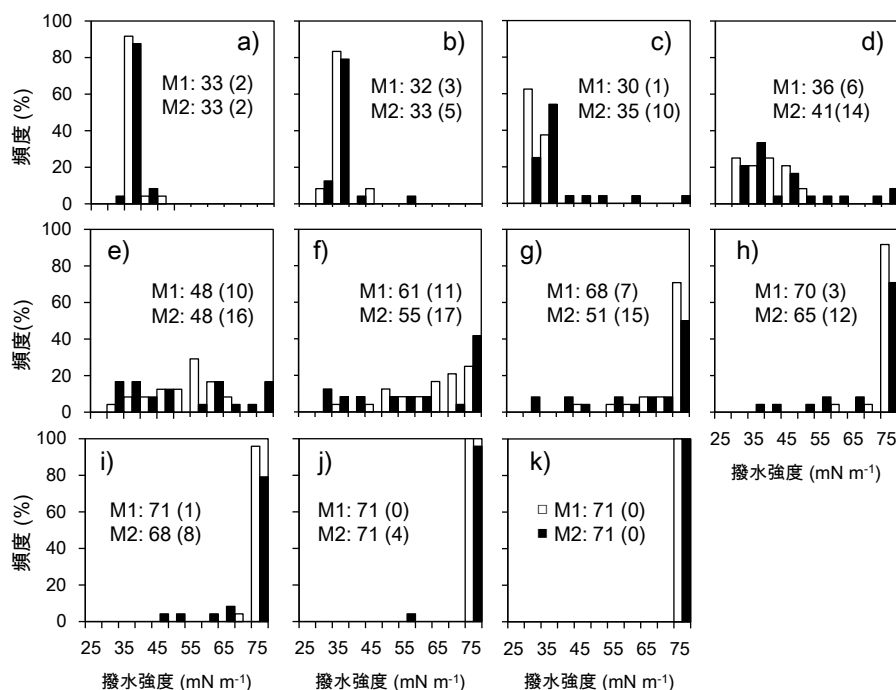


図 2.25 各試料もしくは区画代表的水分量・撥水強度の関係から推定した撥水強度の頻度分布  
40 cm×60 cm 区画内 24 試料について、各試料の土壌有機物量と潜在的撥水強度から得られた各試料の水分量・撥水強度の関係に、各試料の土壌水分量を代入した場合（M1: Model 1）と、24 試料平均の土壌有機物量と潜在的撥水強度から得られた区画代表の水分量・撥水強度の関係に、各試料の土壌水分量を代入した場合（M2: Model 2）の、区画内の推定撥水強度の頻度分布を示す。各パネルは、湿润気候下の森林流域の表層土壌で観測された範囲内(pF2.0~4.5)のさまざまな土壌水分量のときの撥水強度の推定結果を示す。アルファベット順が若いほど、試料採取時土壌水分量はより乾燥している。凡例内の数値は平均値と標準偏差（括弧内）である。

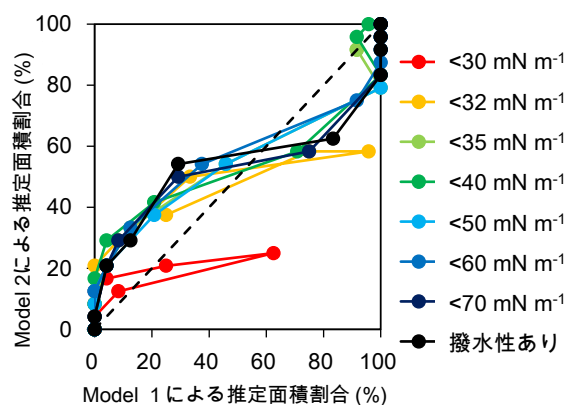


図 2.26 各試料もしくは区画代表的水分量・撥水強度の関係から推定した一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合

一定強度以上（<30、32、35、40、50、60、70 mN m<sup>-1</sup>）の撥水性、もしくは撥水した試料の面積割合を示す。40 cm×60 cm 区画内 24 試料について、各試料の土壌有機物量と潜在的撥水強度から得られた各試料の水分量・撥水強度の関係に、各試料の土壌水分量を代入した場合（Model 1）と、24 試料平均の土壌有機物量と潜在的撥水強度から得られた区画代表の水分量・撥水強度の関係に、各試料の土壌水分量を代入した場合（Model 2）の推定結果を示す。さまざまな土壌水分量のときの推定結果を、土壌水分量の多少の順に線で結んだ。MED = 0 M の表面張力は 71.27 mN m<sup>-1</sup> に相当するため、<71.26 mN m<sup>-1</sup> の撥水強度のとき「撥水性あり」とした。

表 2.11 一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合の  
Model 1 の推定値に対する Model 2 の推定精度

撥水強度	推定精度
< 30 mN m <sup>-1</sup>	0.50
< 32 mN m <sup>-1</sup>	0.73
< 35 mN m <sup>-1</sup>	0.93
< 40 mN m <sup>-1</sup>	0.90
< 50 mN m <sup>-1</sup>	0.94
< 60 mN m <sup>-1</sup>	0.93
< 70 mN m <sup>-1</sup>	0.92
撥水性あり	0.91

\* (推定精度) =  $1 - (\text{残渣平方和}) / (\text{全平方和})$

#### 2.4.3.2. 広域での撥水性発現状況の推定可能性

本節では、数 10 cm 四方を対象に、比較的弱い撥水強度であれば、区画代表的な水分量・撥水強度の関係を用いて一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合を推定できることが示された。しかし、より広域なメッシュに適用する場合、推定精度は本研究で示された値より低下すると考えられる。スケールが大きくなればなるほど、水分量・撥水強度の関係に用いる土壤有機物や潜在的撥水強度の分散が大きくなり、区画代表的な水分量・撥水強度の関係と大きく異なる関係を示す場所が存在することになるからである (Cambardella *et al.* 1994)。撥水強度の面積割合を精度よく推定するには、本試料のように推定単位を小さくすればよいが、一方で推定単位ごとの土壤有機物量と潜在的撥水強度の代表値を推定するためのサンプリング量が増えてしまう。よって、森林流域などの広域には適用できない。この問題点は、土壤有機物量や潜在的撥水強度のデータを得るために、試料採取を必要とすることに起因する。解決方法の一つは、試料採取することなく、土壤有機物量や潜在的撥水強度を推定する技術を開発することであると考え。近年、近接土壤探査 (Proximal Soil Sensing) による土壤有機物や土性、その他理化学性の推定精度が向上しつつあり、期待できる技術と言える (Rossel *et al.* 2011)。一方、潜在的撥水強度の重要な規定要因の一部は明らかにされているものの (例：土壤有機物量、水溶性有機物量、土性、pH、採取時土壌水分量)、それら因子を総動員しても、潜在的撥水強度を十分に説明できていないのが現状である。近接土壤探査などによる技術向上に加え、潜在的撥水強度の推定式の構築も課題として残る。

#### 2.4.3.3. 注目すべき指標「撥水面積割合」

一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合は、空間代表的な水分量・撥水強度の関係を元とした本章の方法では限界があった (2.4.3.2 項) ことから、新たな推定方法を考える必要がある。撥水性を示した (< 71.26 mN m<sup>-1</sup>) 場所の面積割合 (以降「撥水面積割合」) は、各強度以上の撥水性を示す (< 30, < 40, < 50, < 60, < 70 mN m<sup>-1</sup> など) 場所の面積割合より、撥水性発現状況の変化を詳細に評価することが出来る。例えば、撥水面積割合が 0~80% の範囲内では、撥水面積割合の増加に伴って約 4~5 分以上水滴が浸入しない程度の撥水強度 (50 mN m<sup>-1</sup>) を示す面積割合も増加する傾向を示しており (図 2.27)、限定的ではあるが一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合も指標する。よって、撥水面積割合は撥水性発現状況の程度を示す重要な指標といえる。そこで、第 3 章では、撥水面積割合に対象を絞り、その推定方法を追求することとした。

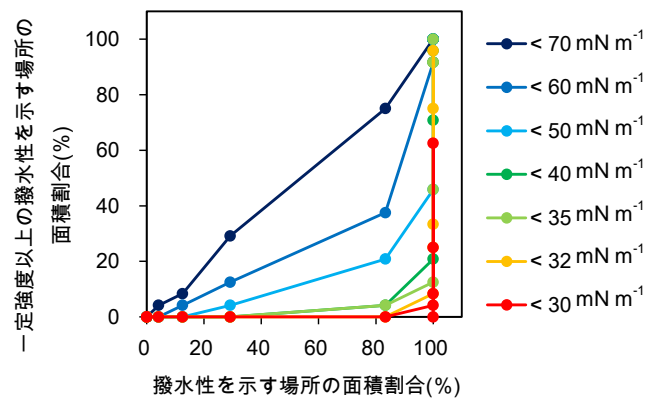


図 2.27 撥水性を示した( $< 71.26 \text{ mN m}^{-1}$ )場所の面積割合と、 $< 30, 32, 35, 40, 50, 60, 70 \text{ mN m}^{-1}$ の撥水強度を示す場所の面積割合との関係

湿潤気候下の森林流域の表層土壌で観測された範囲内( $\text{pF}2.0 \sim 4.5$ )のさまざまな土壌水分量るとき、Model 1 の方法によって推定された 24 試料の撥水強度について示す。24 試料中、一定以上の撥水強度を示した試料数の割合を面積割合(%)とした。

## 2.5. まとめ

本研究は、湿潤気候下の森林流域における水文/水移動モデルの精緻化に必要な、時空間変動性の大きい表層土壌の撥水性発現状況の推定方法を考案することを目的とした。流域の水分動態に与える撥水性発現状況の指標として、表層土壌における一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合に着目した。

まず、2.1 節～2.3 節において、実際の撥水強度に対し、土壌有機物量、潜在的撥水強度、土壌水分量、試料採取時水分量が寄与することが明らかになった(図 2.28)。土壌の撥水強度は、水分量に大きく依存し、水分量-撥水強度の関係は、土壌有機物量、潜在的撥水強度によって規定された(2.1 節)。また、水分量-撥水強度の関係を規定する因子の一つである潜在的撥水強度は、試料を採取する時の水分量に依存した(2.2 節)。よって、室内実験で得られる水分量-撥水強度の関係は、試料採取時水分量によって異なり、現場で起きている水分量-撥水強度の関係と異なることが明らかになった。水分量-撥水強度の関係の推定誤差は、実際の撥水強度の推定精度を低下させる。湿潤気候下の森林流域に表層土壌においては、マトリックポテンシャルが  $pF3\sim3.4$  程度のとき、もしくは撥水性を示しているときに試料を採取すれば、室内実験によっても現場の水分量-撥水強度の关系到比較的近い関係を得ることができ、実際の撥水強度の推定誤差を抑えられることがわかった(2.3 節)。

次に、2.4 節において、表層土壌における一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合を推定する現実的な方法として、土壌有機物量と潜在的撥水強度の平均値から求めた空間代表的な水分量-撥水強度の関係をを用いることを提案した。この方法では、比較的弱い撥水強度の面積割合は精度よく推定できたものの、水分動態に大きな影響を及ぼしうる最大撥水強度付近の面積割合は推定できないことがわかった。さらに、この推定方法を広域に適用する際、多量のサンプリングを要することも課題として残った。また一方で、表層土壌における撥水した場所の面積割合「撥水面積割合」は、限定的ではあるが他の撥水強度の面積割合の指標性もあるため、撥水性発現状況を示す重要な指標となりうることがわかった。よって、次章では、サンプリングを要しない方法で撥水面積割合を推定する方法を追求することとする。

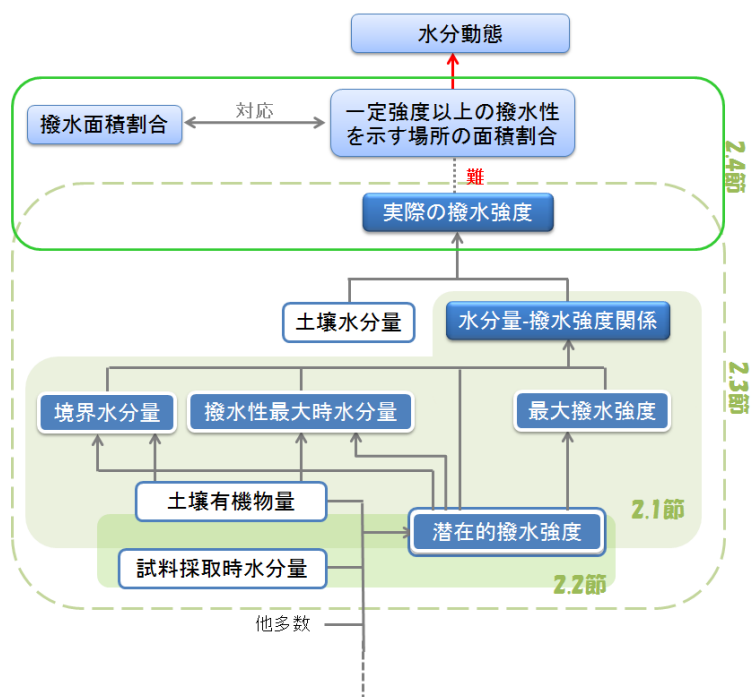


図 2.28 第 2 章の成果

### 3. 時空間変動する撥水面積割合の推定

表層土壌におけるさまざまな撥水強度の面積割合の中で、撥水性を示す( $< 71.26 \text{ mN m}^{-1}$ )場所の面積割合「撥水面積割合」は、撥水性発現状況を評価できる重要な指標であることが明らかになったことから(第2章)、本章では、撥水面積割合の推定方法を確立することを目的とする。第2章においても、空間代表的な水分量・撥水強度の関係から撥水面積割合を比較的精度よく推定できたものの、森林流域などの広域を水分動態の予測対象とする場合は、土壌有機物量と潜在的撥水強度のデータを得るために多量のサンプリングを要するという問題が残った。そこで、本章で構築する推定方法は、サンプリングを要さない方法であることを第一条件とする。まず、地表面の撥水面積割合の規定要因を「3.1 地表面における撥水面積割合の時空間変動性とその規定要因」において明らかにし、「3.2 地表面における撥水面積割合の推定」において、3.1節の知見を基に、入手容易な気象や地形情報から、地表面の撥水面積割合の推定を試みた。

#### 3.1. 地表面における撥水面積割合の時空間変動性とその規定要因

##### 3.1.1. はじめに

撥水性が発現するかどうかは、境界水分環境より乾燥しているか湿っているかに依存する(第2章)。境界水分量は主に土壌有機物量に依存することが既往研究や本研究において示された(2.1節)。しかし一方で、この境界水分量は、土壌有機物量などの土壌の理化学性に関わらず、一定の水ポテンシャル(境界水ポテンシャル)( $pF3$ 程度)に相当することも知られている(de Jonge *et al.* 2007; Kawamoto *et al.* 2007)。よって、森林流域の地表面における撥水性の発現の有無、さらには撥水面積割合について、表層土壌の水ポテンシャルが有用な指標となりうると考えられる。しかし、境界水ポテンシャル( $pF$ 値)が一定であるという知見や、その値( $pF3$ 程度)は、攪乱土壌を用いた室内実験についてのみ報告されており、現場の不攪乱土壌にも当てはまるのか定かでない。よって、本節では、1)現場の境界水ポテンシャルが、地形や土壌条件にかかわらず一定の  $pF$  値を取ること、2)表層土壌の水ポテンシャルによって、地表面の撥水面積割合を推定可能であることを明らかにすることを目的とし、一森林流域内の地形/土壌条件の異なる多地点に数 10 cm 四方の区画を 2 区画ずつ設置し、区画内の多点で、地表面の撥水性の有無と表層土壌の水分環境を定期的に観測した。

##### 3.1.2. 調査地点と測定方法

###### 3.1.2.1. 調査地点

樹芸研究所青野研究林(1.4節)の1林班1小班の広葉樹二次林内において、地形や土壌の理化学性の異なる7地点(P1~7)を調査地点の候補とした(表3.1、図3.1)。土壌水分量や撥水性の観測期間中の降水量や気温を図3.2に示した。P1, 2, 3は尾根に、P4, 5は尾根肩から斜面上部にかけて、P6, 7は斜面中腹から下部の凹型斜面にそれぞれ位置する(図3.1)。P1はコナラ(*Quercus serrata*)が、その他の調査地点ではスダジイ(*Castanopsis sieboldii*)が優占する。P2はヒノキ(*Chamaecyparis obtusa*)人工林が隣接し、P3,4,5にはスダジイに加えてオオバヤシャブシ(*Alnus sieboldiana*)やアオキ(*Aucuba japonica*)が繁茂していた。野外調査における土壌の断面形態を表3.1に示す。林野土壌分類体系(林野試験場土じょう部, 1976)に基づき、P1はB<sub>b</sub>型土壌、P2はBl<sub>b</sub>(d)



型土壌、P3 は B<sub>D(d)</sub>型土壌、P4 と P5 は B<sub>c</sub>型土壌、P6 と P7 は B<sub>D</sub>型土壌に分類された。P1 で堅果状構造が認められなかったのは、土壌構造が作られる際の土壌粒子間の接着物質である粘土の量が少なかったためであると判断した。P3 は B<sub>c</sub>型土壌に分類された P4 や P5 よりも上部に位置するが、リター層が薄く、A 層が比較的厚く、また B 層に粒状もしくは堅果状構造が認められず、塊状構造が認められたことから、B<sub>B</sub>型ではなく B<sub>D(d)</sub>型と判断した。断面調査に加え、P1~P7 の地表面の撥水性発現状況も調べた(3.1.2.2 項参照)。P1~P3 で最も高頻度に撥水性を示し、次いで P4 と P5 が、その次に P6 と P7 の順に撥水性の発現頻度が低下した(図 3.3)。以上の野外調査から、水分環境や撥水性発現状況が多様となるように、4 地点 (P1, 3, 5, 6) を調査地点として選択した。褐色森林土や黒色土の場合、最も乾燥した時の水ポテンシャルや、比較的高頻度で観察される水ポテンシャルが、土壌型とある程度対応することから(真下育久 1957)、水分環境の多様性に関しては土壌型を参照した(表 3.1)。以降、3.1 節ではこれら 4 地点のみ扱う。

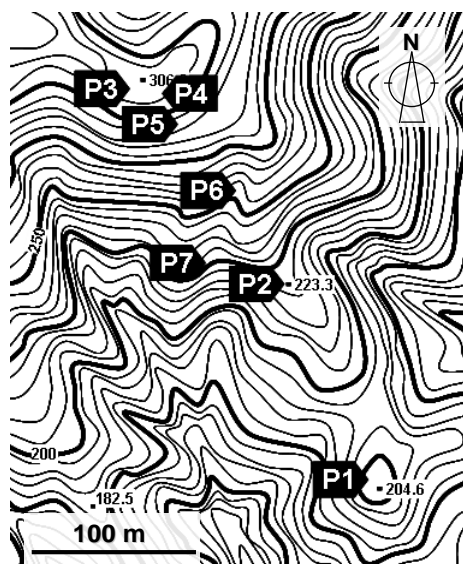


図 3.1 調査地点

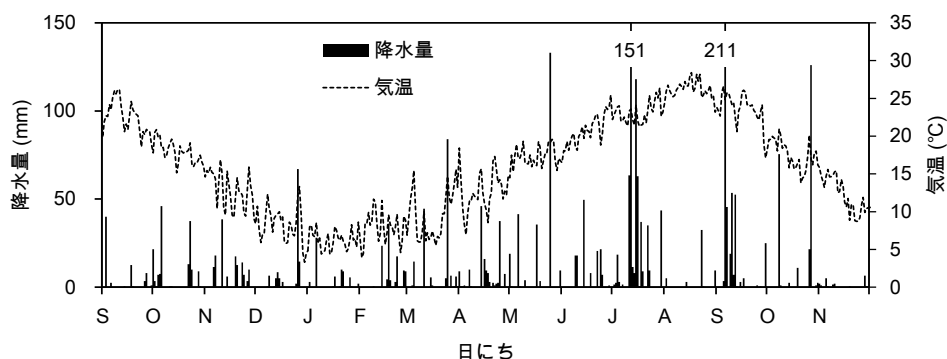


図 3.2 観測期間中の降水量と気温

表 3.1 土壌断面記載

撥水面積割合と水分環境との関係を調べるために選択した地点を赤枠で示す。土性は、現地判定。

調査地点	層位	深さ (cm)	土色		土性	構造	堅密度	根量
P1 B <sub>B</sub> 型	L	9 - 8						
	F	8 - 6						富む
	H	6 - 0						富む
	A <sub>1</sub>	0 - 6	5YR	3/2	砂壤土	中度粒状・中度塊状	しょう	富む
	A <sub>2</sub>	6 - 12	7.5YR	3/3	砂壤土	微弱粒状	しょう	富む
	AB	12 - 26	7.5YR	3/4	砂壤土	弱度粒状・中度塊状	しょう	まれにあり
尾根 (傾斜17°)	B	26 - 44	7.5YR	3/3.5	砂壤土	なし	軟	まれにあり
	BC	44 -	5YR	3/3	砂壤土	なし	堅	まれにあり
P2	L	0~0.5cm斑状						
B/ <sub>D(d)</sub> 型 尾根 (傾斜27°)	A <sub>1</sub>	0 - 5	10YR	1.5/1	砂壤土	中度粒状	しょう	あり
	A <sub>2</sub>	5 - 12	10YR	2/2	砂壤土	中度粒状	軟	まれにあり
	A <sub>3</sub>	12 - 30	10YR	2/2	砂壤土	弱度粒状	しょう	まれにあり
	B	30 -	10YR	6/6	砂壤土	弱度塊状	軟	まれにあり
P3	L	0~0.5cm斑状						
B <sub>D(d)</sub> 型 尾根 (傾斜13°)	A <sub>1</sub>	0 - 3	7.5YR	2/1	埴土	中～強度粒状	軟	あり
	A <sub>2</sub>	3 - 18	7.5YR	2/2	埴土	中度塊状	軟	まれにあり
	B <sub>1</sub>	18 - 45	7.5YR	3/2	埴土	弱度塊状	堅	まれにあり
	B <sub>2</sub>	45 - 60	7.5YR	3/3	埴土	微弱塊状	堅	なし
	B <sub>3</sub>	60 -	7.5YR	3/3.5	埴土	なし	堅	なし
P4	L	8 - 0.5						
B <sub>C</sub> 型 尾根肩 (傾斜15°)	F	0.5 - 0						
	A <sub>1</sub>	0 - 10	7.5YR	6/1	埴土	中度堅果状	堅	富む
	A <sub>2</sub>	10 - 20	7.5YR	3/2	埴土	弱度堅果状	堅	含む
	B <sub>1</sub>	20 - 45	7.5YR	3/3	埴土	なし	堅	あり
	B <sub>2</sub>	45 -	7.5YR	2/3	埴土	なし	堅	あり
P5	L	0~0.5cm斑状						
B <sub>C</sub> 型 斜面上部 (傾斜36°)	A <sub>1</sub>	0 - 5	10YR	2/2	埴土	中度堅果状	軟	含む
	A <sub>2</sub>	5 - 10	10YR	3/3	埴土	中度堅果状	軟	含む
	AB	10 - 20	10YR	4/3	埴土	中度堅果状	軟	まれにあり
	B <sub>1</sub>	20 - 30	10YR	4/4	埴土	なし	堅	まれにあり
	B <sub>2</sub>	30 - 60	10YR	4/6	埴土	なし	堅	まれにあり
	B <sub>3</sub>	60 -	8.25YR	4/6	埴土	なし	堅	まれにあり
P6	L	5 - 0						
B <sub>D</sub> 型 斜面中腹 (傾斜27°)	A <sub>1</sub>	0 - 4	10YR	2/2	埴土	弱度団粒状・弱度塊状	しょう	あり
	A <sub>2</sub>	4 - 23	10YR	2/3	埴土	弱度塊状	軟	まれにあり
	B <sub>1</sub>	23 - 50	10YR	3/3	埴土	弱度塊状	軟	まれにあり
	B <sub>2</sub>	50 -	10YR	3/4	埴土	なし	軟	まれにあり
P7	L	0~0.5cm斑状						
B <sub>D</sub> 型 斜面下部 (傾斜35°)	A	0 - 10	10YR	2/3	埴壤土	弱～中度団粒状	軟	含む
	AB	10 - 20	10YR	3/4	埴壤土	中度塊状	軟	あり
	B <sub>1</sub>	20 - 40	10YR	4.5/3	埴壤土	中度塊状	堅	あり
	B <sub>2</sub>	40 -	10YR	4.5/4	埴壤土	なし	堅	あり

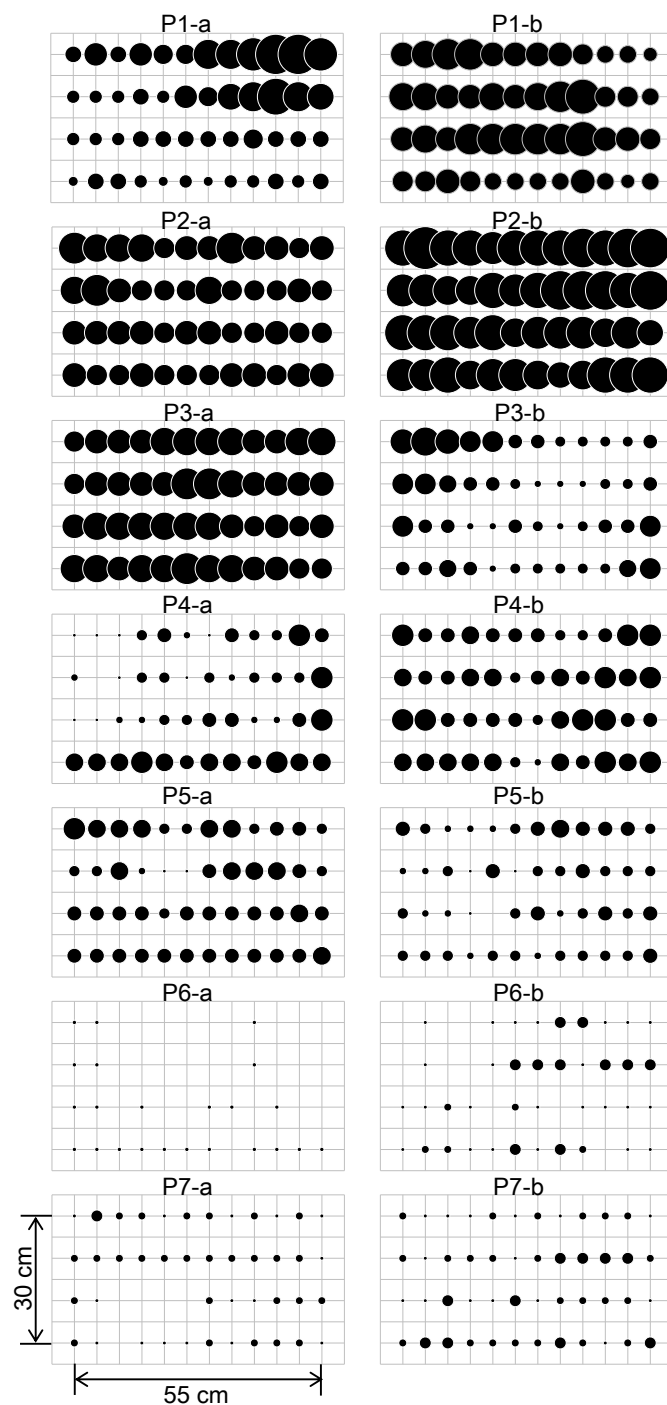


図 3.3 区画内の各観測点において撥水性を発現した頻度

各パネルは区画を示し、その中に格子点状に並ぶ 48 点が観測点にあたる。1 調査地点につき 2 区画(a,b)示す。観測点上の黒丸の大きさは、2006 年 9 月 23 日から 2007 年 11 月 17 日までの計 19 観測日中、撥水性を示した観測日の割合の程度を示す。黒丸がない格子点は、常に撥水性を示さなかった点である。調査地点の地形条件は表 3.1 と図 3.1 参照。

#### 3.1.2.2. 撥水性と土壤水分量

1 調査地点につき、2 つの観測区画(30 cm×55 cm)を設置した(図 3.3)。区画間は 1~4 m 離れている。各区画内の格子点(10 cm×5 cm 間隔)上の 48 点において、地表面の撥水性の有無と表層土壌の体積含水率を、2006 年の 9 月から 2007 年の 11 月の 19 回(月 2 回程度)測定した。観測点を

定めて繰り返し測定することによって、水分量と撥水面積割合との関係に対する境界水分量の影響が除かれ、明確な水分量-撥水面積割合関係が得られると考えた。

撥水性は、リター層をはがした鉱質土層面(以下地表面)上で測定した。地表面に水滴をスポイトで滴下したとき、水滴が10秒以内に土壤中に浸透した場合「撥水性なし」、10秒たっても浸透しなかった場合「撥水性あり」と判断した(1.2.4.2.1 項参照)。

撥水性を測定した点のすぐ隣の0~5 cm 深の体積含水率を、ML2x Theta Probe (Delta-T Devices 社)を用いて測定した。区画近く(区画外)において体積含水率をプローブで測定したのち、5, 6 個の100 cc コアサンプルを採取し、それらの含水量を用いてプローブの測定値の校正を行った。プローブの測定値とコアサンプルによる実測値との関係を図 3.4 に示す。

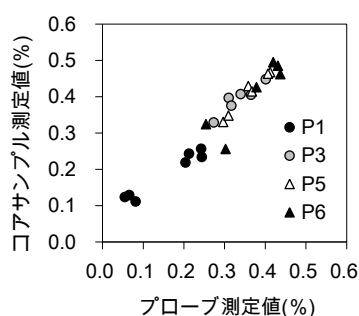


図 3.4 Theta Probe による体積含水率の測定値とコアサンプルでの実測の体積含水率との関係

### 3.1.2.3. 水分特性曲線

表層土壌のマトリックポテンシャルは、時間変動が激しく、また強度に乾燥することもあるため、既存のテンシオメータなどで直接測定することは技術的に難しい。そこで、水ポテンシャルのデータを得るために、テンシオメータによる直接観測の代替手法として、実測した体積含水率を室内実験で求めた水分特性曲線によって  $pF$  値に換算することとした。土壌動物による穴や粗大植物根のない観測区画外の隣接箇所から、各調査地点 2~3 個の土壌コア (100 cc) を採取し (P1, P3, P6 は  $n=3$ , P5 は  $n=2$ )、コア下部を水に浸して完全に飽水させてから乾燥過程の水分特性曲線を調べた。土壌コアのいくつかは撥水性を示し、数日たってもコア表面が湿らなかつたため、エタノール溶液 (50% v/v) をコア表面にスプレーし、強制的に飽水させた。 $pF = 0.0 \sim 2.1$  は砂柱法で、 $pF = 2.1 \sim 3.7$  は加圧板法 (Dane *et al.* 2002)、 $pF > 4$  はサイクロメータ法 (Dew Point Microvoltmeter HR-33T; Wescor Inc 社)を用いて水分特性を調べた。サイクロメータ法では、2 mm 以下に篩った土壌を異なる時間風乾させた後、袋に入れて 48 時間冷蔵庫におき水分を均一にさせ、 $pF$  値と含水比を調べた。土壌コアの乾燥密度を用いて含水比を体積含水率に換算した。得られた  $pF$  値と体積含水率との関係を、二峰性小杉モデル (Seki 2007) によってフィッティングさせた。

### 3.1.2.4. 撥水性の境界水分環境

全観測点 (48 観測点  $\times$  2 区画  $\times$  4 地点 = 384 観測点) において、境界水分量を求めた。各調査地点で、観測日によって撥水したりしなかったりした。撥水しているときもっとも高い水分量 (撥水時最大水分量)、また撥水していないときもっとも低い水分量 (非撥水時最小水分量) は境界水分量に近いと考えられたため、撥水時最大水分量と、非撥水時最小水分量の平均値を境界水分量とし

た。また、同一調査地点における 2 区画の境界水分量の頻度分布が同様だったため、調査地点を代表する境界水分量を、96 地点の平均境界水分量とした (図 3.5)。さらに、この調査地点代表の境界水分量から、調査地点を代表する境界水ポテンシャルを、3.1.2.3 項で求めた水分特性曲線を用いて算出した。

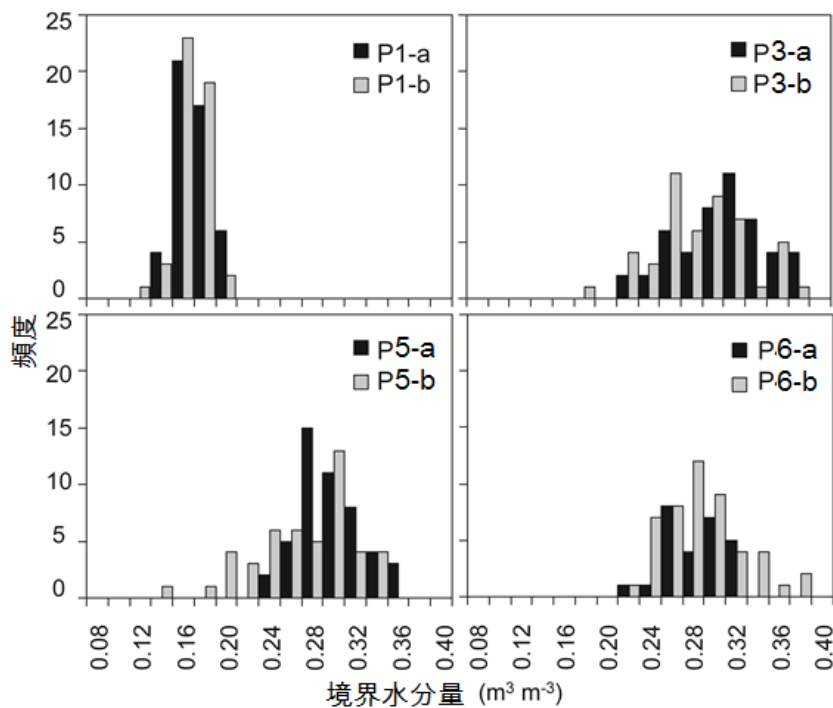


図 3.5.4 調査地点(P1, 3, 5, 6)内の 2 区画(a, b)における境界水分量の頻度分布

同一調査地点内の 2 区画は黒とグレーのバーで区別した。P6 におけるいくつかの観測点では、常に撥水しなかったため、境界水分量を算出できなかった。

### 3.1.2.5. 区画内の撥水面積割合と土壤水分環境

各区画の 48 観測点中、撥水した点の割合を「撥水面積割合」とした。また、48 観測点の平均体積含水率を、区画を代表する水分量とし、これを水分特性曲線によって pF 値に換算したものを、区画を代表する水ポテンシャルとした。

## 3.1.3. 結果と考察

### 3.1.3.1. 土壤の理化学性

表層 0~5 cm の土壤の理化学性は調査地点によって大きく異なった。P6 は構造の発達が弱く、仮比重も小さかった (表 3.2)。一方 P1 は、粘土含量が少なく、高い C/N 比を示し、P3 は土壤有機物量が比較的少なかった (表 3.2)。水分特性曲線は既報の単峰性もしくは二峰性の近似曲線 (Brooks *et al.* 1964; Van Genuchten 1980; Durner 1994; Kosugi 1996) の中で、二峰性小杉モデル (Seki 2007) が最もよくフィットした (図 3.6)。P1 で他の調査地点と比べて 1  $\mu\text{m}$  以下の小さい孔隙が少なかったため、pF3 より高い pF 値に相当する体積含水率が少なかった。これは、P1 で砂の含量が高いことに起因すると考えられる (図 3.7)。

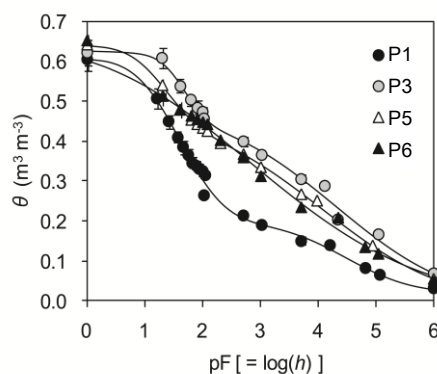


図 3.6 水分特性曲線

曲線は二峰性小杉モデル(Seki 2007)を用いてフィッティングさせた( $R^2=0.994\sim0.999$ )。シンボルは平均値±標準偏差を示している(P1, 3, 5, 6 のサンプル数は各々  $n = 3, 3, 2, 3$ )。

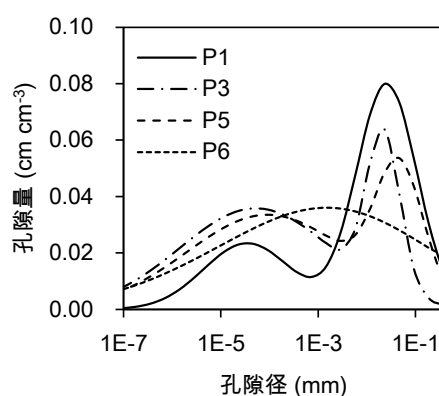


図 3.7 孔隙径分布

図 3.6 に示した水分特性曲線のフィッティングカーブを微分して孔隙径分布を推定した。マトリックポテンシャルから孔隙径への換算には次の式を用いた。 $h = 0.149 / r$  ( $h$ : 水頭高( $\text{cmH}_2\text{O}$ )、 $r$ : 孔隙径( $\text{cm}$ ))(Haverkamp *et al.* 1986)。

表 3.2.4 調査地点 (P1, 3, 5, 6)における表層土壌(0~5 cm 深)の土壌の理化学性

調査地点	土壌構造	仮比重( $\text{g cm}^{-3}$ )	土性	土壌有機物量( $\text{g-C g}^{-1}$ )	C/N 比
P1	中度粒状・中度塊状	0.65 (0.03, $n = 3$ )	砂質埴壤土	0.076 (0.016, $n = 6$ )	24 (3, $n = 6$ )
P3	中度粒状	0.67 (0.03, $n = 3$ )	重埴土	0.046 (0.009, $n = 5$ )	13 (1, $n = 5$ )
P5	中度堅果状	0.69 (0.04, $n = 2$ )	重埴土	0.075 (0.016, $n = 6$ )	14 (1, $n = 6$ )
P6	弱度団粒状・弱度塊状	0.59 (0.07, $n = 3$ )	軽埴土	0.075 (0.011, $n = 5$ )	14 (1, $n = 5$ )

平均値(標準偏差, サンプル数)を示す。土性は粒径組成を基に、国際法を用いて分類した(Gee *et al.* 2002)。

### 3.1.3.2. 撥水面積割合の時空間変動

観測期間中、撥水面積割合に明確な季節変動性は認められず、観測日間で大きく変動した(図 3.8)。調査地点によって撥水面積割合の程度は異なるものの、撥水面積割合が広くなる観測日は、いずれの調査地点でも同じだった(図 3.8)。

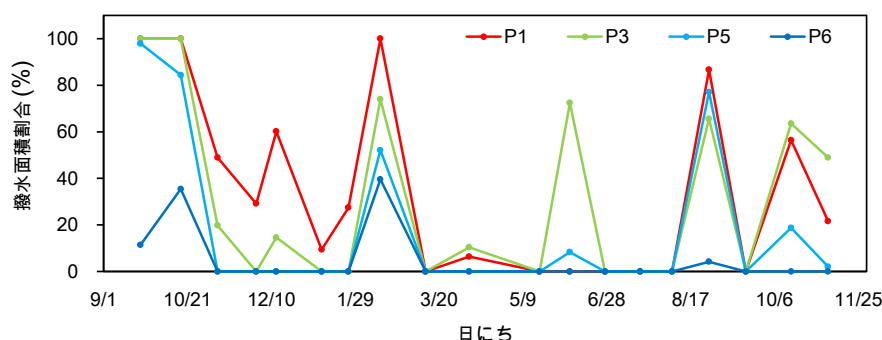


図 3.8 地表面における撥水面積割合の時間変動

各調査地点内 2 区画の平均撥水面積割合を示す。全観測点(48 点/区画)中撥水した点の数の割合を「撥水面積割合」とした。

図 3.3 に、全ての観測点において、観測日中どの程度の頻度で撥水したかを示した。P1, 3, 5, 6 の中で、斜面の上部に位置する調査地点ほど撥水する頻度が高かった。たとえば、尾根上に位置する P1 と P3 では、多くの観測点が全観測日の 4 割以上で撥水した。斜面上部に位置する P5 では、多くの観測点が観測日の 35% 以下で撥水性を示し、斜面中腹に位置する P6 では、ほとんどの場合で撥水せず、全く撥水しなかった観測点も認められた。

区画内においても、撥水性の発現の仕方は多様であり、たとえば、ほとんどの調査日に撥水していた観測点のそばにほとんど撥水しなかった点が存在した。観測時の観察によると、P1 ではリターが厚く積もっているところ（最大 9 cm 程度）、P3, 4, 5 では地上に樹木の幹がせり出している場所の下に位置する観測点において、高頻度で撥水していた。これらの観測点では、雨水の供給が比較的少なかったと考えられる。たとえば、リターの厚い部分では、リターにしみ込んだ雨水が、リター層に保持され、鉱質土層に浸透する前に蒸発したと考えられる。また、幹がせり出したところでは、雨水が樹幹流を通じて、樹木の根元へと集まるため、樹冠下へは水が滴下しづらいと考えられる。

### 3.1.3.3. 境界水分量と撥水性発現状況の空間変動性

全調査地点において、境界水分量は各区画内でばらつき、正規分布に近い分布を示した(図 3.5)。また他の調査地点と比較して、P1 で境界水分量の空間変動性が小さかった(図 3.5)。同一調査地点内では、2 つの区画(a,b)で境界水分量は同様の頻度分布を示した一方、2 区画間で撥水性の発現頻度は異なった(図 3.3)。たとえば、P3 では a 区画のほうが b 区画に比べ、より高頻度で撥水性を発現していた。撥水性の発現は、境界水分量より乾燥しているか、湿っているかによることから、この同一調査地点内の 2 区画間での撥水性発現の仕方の違いは、境界水分量ではなく、土壌水分量に起因するものと考えられる。ほとんどの調査地点で境界水分量の計算に用いた撥水時最大水分量は非撥水時最小水分量より大きく、両含水量に挟まれた水分領域では、観測日によって撥水したりしなかったりした。これは、撥水性に関わるごく表層の水分量と表層 0~5 cm 深の平均的な水分量との相違によると考える。たとえば、降雨後の乾燥過程では、表層から乾燥が進むため、ごく表層の土壌の方が 0~5 cm 深より乾燥し、また土壌がある程度乾燥したのちに雨が降ると、その逆の現象が起こると考えられる。しかしながら、本研究では、降雨イベントからの日数もさ

まざまな多数の観測データをもとにしたため、0～5 cm 深内に生じた水分環境のバイアスは相殺され、妥当な境界水分量が得られたと考える。

#### 3.1.3.4. 調査地点代表の境界水分環境

調査地点を代表する境界水分量は、P1, 3, 5, 6 で 0.16, 0.29, 0.28, 0.27  $\text{m}^3\text{m}^{-3}$  と P1 で比較的小さい含水率を示した。一方、調査地点を代表する境界水ポテンシャルは P1, 3, 5, 6 で  $\text{pF}=3.8, 3.9, 3.6, 3.5$  であり、全調査地点で同程度だった。これは、土性や土壤有機物量が異なると境界水分量は異なるのに対し、水ポテンシャルに換算すると土壤間で同程度であることを示しており、攪乱土壤を用いた室内実験による既往研究の知見と矛盾しない(de Jonge *et al.* 2007; Kawamoto *et al.* 2007)。

攪乱土壤を扱った既往研究では、境界水分量は土壤有機物に依存することが報告されている。しかし、本研究では、表層 0～5 cm 深の土壤有機物量と調査地点代表の境界水分量とは相関が認められなかった ( $P=0.54$ )。本研究では、不攪乱土壤の体積含水率を対象としたため、境界水ポテンシャル( $\text{pF}3.7$  前後)に相当する体積含水率を規定する土壤水分特性に対して、土壤有機物以外の要因(例: 土性)も影響を与えたためと考える(図 3.6)。

調査地点代表の境界水分量を水ポテンシャルに換算する際、水分特性曲線の主脱水曲線を用いたことで、境界水ポテンシャル( $\text{pF}$  値)を過大評価した可能性がある。撥水性を示す土壤は、水分特性にヒステリシスを生じやすく(Bauters *et al.* 2000; Miyata *et al.* 2007; Naasz *et al.* 2008; 梶浦雅子 *et al.* 2010)、このとき湿潤過程や、高次の排水過程の水分特性曲線上の  $\text{pF}$  値は、同一体積含水率で比較したときの主脱水曲線上の  $\text{pF}$  値より小さい。よって、現場の水分特性が、ヒステリシスによって主脱水曲線から大きくずれている場合は、 $\text{pF}$  値を過大評価することになる。しかし、ヒステリシスによる  $\text{pF}$  値の過大評価の程度は、土壤の水分履歴のなかで、換算対象とする水分条件がどの程度に位置するかによる。土壤が取り得る水分履歴の範囲内で、湿った条件であるほど  $\text{pF}$  値の過大評価の程度は大きく、乾燥条件であるほど小さい。本調査地での調査地点代表の境界水分量は、本調査期間内でとりうる最小の体積含水率と同程度か、わずかに湿った程度の水分条件だったため、ヒステリシスによる過大評価の影響はさほど大きくはないと考えられる。

#### 3.1.3.5. 境界水分環境と撥水面積割合との関係

区画代表の水分環境が、調査地点代表の境界水分環境と一致したとき、約半分の面積が撥水した(図 3.9-a, b)。境界水分環境は、攪乱土壤を用いた室内実験では、「撥水するか、しないか」という指標だったが、フィールドにおいては、「土壤水分量を観測した領域の半分の面積が撥水する」指標であると言える。これは、以下のように説明できる。

不攪乱土壤でも土壤の理化学性の異なる土壤間で境界水ポテンシャルが同等の値( $\text{pF}3.7$  程度)を示したことから(3.1.3.4 項)、区画内の各観測点においても、境界水ポテンシャルに対する  $\text{pF}$  値の高低によって撥水性の発現の有無が決まっていると考えられる。マトリックポテンシャル( $\text{cmH}_2\text{O}$ )の空間変動性は対数正規分布に従うため(Sharma *et al.* 1979)、マトリックポテンシャルを対数変換した  $\text{pF}$  値は正規分布に従う。各区画内で  $\text{pF}$  値が正規分布を示すと、 $\text{pF}$  値の平均値が境界水ポテンシャルに相当するとき、境界水ポテンシャルより低いポテンシャルの観測点が半



数となるため、区画の半分の面積が撥水性したと言える(図 3.10-a)。

さらに、境界水分量の観点からも、パラメトリック統計を用いることで以下のように説明できる。撥水面積割合は、 $\theta\text{-CWC} < 0$  ( $\theta$ , CWC はそれぞれ任意の地点の実測水分量と境界水分量)の確率に等しい。すなわち、 $\theta\text{-CWC}$  の累積密度関数  $f(x)$  において、 $f(0)$  が撥水面積割合となる(式 3.1、 $\text{erf}$ : 誤差関数、 $\mu_{\theta\text{-cwc}}$ :  $\theta\text{-CWC}$  の期待値、 $\sigma_{\theta\text{-cwc}}$ :  $\theta\text{-CWC}$  の標準偏差)。P1, 3, 5, 6 の境界水分量(96 地点)の空間変動性は、Shapiro-wilk 検定で  $P=0.43, 0.42, 0.004, 0.83$  であり、正規性を示す調査地点が多かった。また、各調査日の調査地点内の 96 地点の体積含水率( $\theta$ )も正規性を示すことが多かった。よって、各調査日の  $\theta$  と CWC の確率分布を正規と近似すると、 $\theta\text{-CWC}$  の期待値と標準偏差は、パラメトリック統計の加法定理によって式 3.2、3.3 が成り立つ。 $\mu_{\text{cwc}}$ 、 $\mu_{\theta}$ 、 $\sigma_{\text{cwc}}$ 、 $\sigma_{\theta}$  はそれぞれ、CWC の期待値、 $\theta$  の期待値、CWC の標準偏差、 $\theta$  の標準偏差を示す。 $\text{cov}(\theta, \text{CWC})$  は  $\theta$  と CWC の共分散を示す。

$$f(x) = \frac{1}{2} \left( 1 + \text{erf} \left( \frac{x - \mu_{\theta\text{-cwc}}}{\sqrt{2}\sigma_{\theta\text{-cwc}}} \right) \right) \quad (3.1)$$

$$\mu_{\theta\text{-cwc}} = \mu_{\theta} - \mu_{\text{cwc}} \quad (3.2)$$

$$\sigma_{\theta\text{-cwc}}^2 = \sigma_{\theta}^2 + \sigma_{\text{cwc}}^2 - 2 \cdot \text{cov}(\theta, \text{CWC}) \quad (3.3)$$

対象領域の体積含水率の代表値が境界水分量るとき ( $\mu_{\theta} = \mu_{\text{cwc}}$ )、 $f(0)$  は 1/2 となり、よって撥水面積割合が 50% であることが示せた。

本研究で示された境界水ポテンシャル(pF3.7 程度)は、攪乱土壌についての既往研究のそれ(pF3 程度)よりやや大きい(de Jonge *et al.* 2007; Kawamoto *et al.* 2007)。これは、対象とする土壌が攪乱か不攪乱かに依存すると考えられる。非攪乱土壌では、植物の細根などによって水分環境が攪乱土壌に比べて空間的に不均一である。よって、平均すると pF=3 に相当する水分環境でも部分的にはそれより湿っているため、撥水するにはより乾燥することが必要になったと考えられる。現場での境界水ポテンシャルが普遍的に pF3.7 程度であるのか、さらに異なる地形や土壌条件での現地調査を行い、検証する必要があると考える。

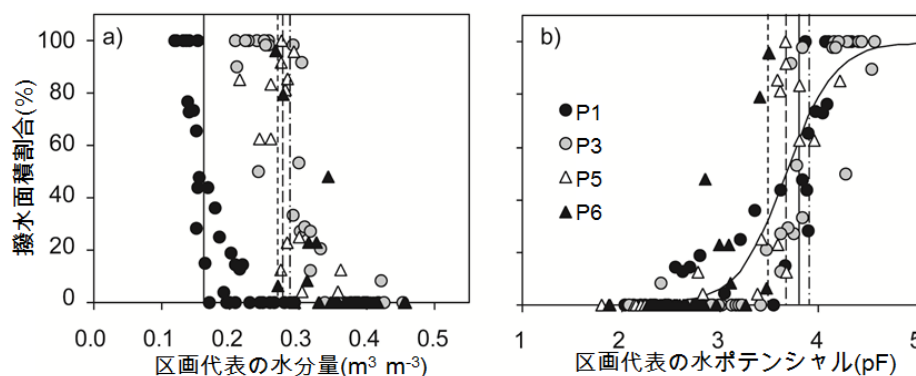


図 3.9 区画を代表する現場の a)水分量と b)水ポテンシャルに対する撥水面積割合の関係

それぞれある観測日の区画ごとのデータを示す。同一調査地点内の 2 つの区画 a, b に対し、同じシンボルを使っている。実線、一点鎖線、破線、点線はそれぞれ P1, 3, 5, 6 の調査地点代表の境界水分環境を示す。パネル b に、全調査地点のデータを近似したシグモイド曲線( $y = \alpha - \alpha / (1 + e^{(\alpha - \beta x)})$ ) ;  $\alpha = 100$ ,  $\beta = 3.7$ ,  $\gamma = 0.25$ ,  $R^2 = 0.79$ )を示す。

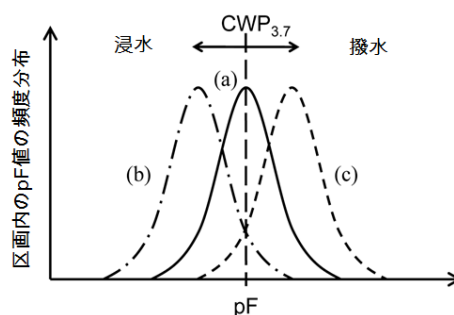


図 3.10 対象領域内の  $pF$  の確率分布による撥水面積割合規定メカニズム

領域内の全面が撥水性を発現する潜在性を持ち、 $pF$  は正規分布を示すと想定し、3つの異なる水分条件を示す(a, b, c)。 $pF < CWP_{3.7}$ (境界水分環境。本研究においては  $pF_{3.7}$ )の累積確率が撥水面積割合となる。

#### 3.1.3.6. 土壌水分環境による撥水面積割合の推定

表層土壌が乾燥しているときほど地表面の撥水面積割合は広がった(図 3.9)。区画代表の水分量と撥水面積割合との関係は、P1 と他の調査地点とで異なったが、区画代表の水ポテンシャルとの関係は、全調査地点で同様だった(図 3.9)。区画の撥水面積割合と区画代表の土壌水分量との関係を、全調査地点(全区画)共通のシグモイド曲線で近似したところ、 $R^2$  ( $R^2 = 1 - \text{RSS}/\text{TSS}$ , RSS : 残差平方和、TSS : 全平方和)は 0.38 と低く、表層 0~5 cm 深の水ポテンシャル( $pF$ )によって地表面の撥水面積割合の時間変動の 4 割以下しか説明できないことがわかった。一方、全調査地点の区画代表の水ポテンシャル( $pF$  値)と撥水面積割合との関係は、シグモイド曲線、 $y = \alpha - \alpha / (1 + e^{(\alpha - \beta)/\gamma})$  ( $\alpha = 100$ ,  $\beta = 3.7$ ,  $\gamma = 0.25$ ,  $R^2 = 0.79$ ) で近似され、地表面における撥水面積割合の時間変動の約 8 割を説明できることが明らかとなった。この全調査地点共通の関数による説明精度の違いから、土壌の理化学性や地形条件が多様な地域では、水分量より水ポテンシャルの方が撥水面積割合の指標としてより堅強であることが示唆された。

#### 3.1.4. まとめ

流域内のさまざまな地形、土壌条件を示す多数の地点に設置した調査地点において、表層土壌 0~5 cm 深の水分環境と地表面の撥水性の有無を多点で定点観測したところ、境界水分量は調査地点間で異なったものの、境界水ポテンシャルは全調査地点で同様( $pF_{3.7}$  程度)であることが明らかとなった。また表層土壌の体積含水率と地表面の撥水面積割合との関係は調査地点によって異なったが、水ポテンシャルとの関係は全調査地点で同様だった。このことから、土壌や地形の多様な森林流域では、水ポテンシャルが撥水面積割合を示すよりよい指標となりうることが明らかとなった。

撥水面積割合は、境界水ポテンシャル(約  $pF_{3.7}$ )より乾燥した場所の頻度に等しい。よって、水文/水移動モデルで用いる各メッシュの撥水面積割合を得るには、メッシュ領域内の数地点で表層土壌の水ポテンシャルを観測して  $pF$  値の頻度分布を推定し、 $pF > 3.7$  の累積確率を求めればよい。ただし、表土が激しく流亡するなどして、どのような水分条件でも撥水し得ない地表面が存在する場合は、本調査地のように全面撥水しうる場合より、撥水面積割合は小さくなると考えられる。

本調査地における数 10 cm 四方の小区画においては、地形や土壌理化学性に関わらず共通の  $pF$  値・撥水面積割合の関係(図 3.9-b)を示したことから、この関係の近似式(3.1.3.6 項)と、区画代表の  $pF$  値を用いて撥水面積割合を推定可能であることがわかった。ただし、表層土壌の水分環境は時間変動性が大きく、かつ強度に乾燥することがあるため、既存のテンシオメータなどによる現地観測は難しい。 $pF$  値を実測することなく、地表面の撥水面積割合を推定する方法が必要と考える。

## 3.2. 地表面における撥水面積割合の推定

### 3.2.1. はじめに

3.1 節において、小領域における撥水面積割合は、領域代表の表層土壌の  $pF$  値を把握することで推定できることが示された。しかし、湿潤気候下の森林流域においても、表層土壌は  $pF4.5$  程度まで強く乾燥することもあり、また降雨に伴う水分環境の時間変動性も大きい(3.1 節)。このようなマトリックポテンシャルを実測で把握することは難しく、推定方法の考案が望まれる。考えられる  $pF$  推定方法は 1)ECH<sub>2</sub>O などの体積含水率センサーを表層土壌に埋設させるなどして、水分量の常時観測を行い、水分特性曲線

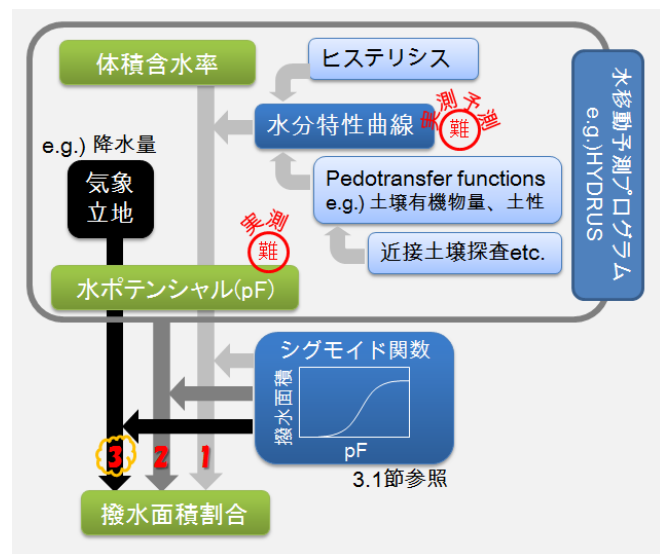


図 3.11 表層土壌の撥水面積割合推定シナリオ

を用いて  $pF$  値に換算する方法、2)  $pF$  値を既存の水移動予測プログラム(例：HYDRUS)で推定する方法、3) 簡略な表層土壌の  $pF$  値の推定モデルを考案し、その新モデルによって推定する方法である(図 3.11)。方法 1 ではまず、撥水性土壌で生じやすい水分特性のヒステリシスが、大きな推定誤差を生む可能性が考えられる。正確に  $pF$  値を推定するには、主脱水/吸水曲線に加え高次の脱水/吸水曲線まで明らかにし、かつ、あるときに観測した体積含水率がどの曲線状に乗るのか明らかにする必要があるが、これは非常に困難である。また、水分動態の計算単位となるメッシュごとの水分特性曲線を得るにも、多くの土壌を採取して時間を要する室内実験を行う必要があり、労力がかかる(3.1 節)。水分特性曲線を室内実験で得る代わりに、水分特性の規定因子(Pedotransfer functions) (例：土壌有機物量や土性など)によって水分特性曲線を推定するにも、推定精度の向上(Wösten *et al.* 2001)と、それら規定因子を土壌を採取することなく把握する方法(例：近接土壌探査)(Rossel *et al.* 2011)の確立など、何段ものステップが必要となる。また、方法 2 を遂行しようとする際も、モデルに必要な入力データやパラメータが多く、またヒステリシスの問題も残ったままであり、方法 1 での水分特性の推定における難しさと同様の問題が生じる。

本研究が対象とするのは、表層土壌という限られた領域であるため、地表面における水のインプットとアウトプット、すなわち降水と蒸発は、表層土壌の水分環境を左右するもっとも重要なプロセスである。地表面からの蒸発は、地表面と空気中の水蒸気密度の差に依存する(式 3.4)。調査地の表層土壌は乾燥しても  $pF4.5$  以下であり(3.1 節、図 3.9)、このマトリックポテンシャルは相対湿度( $h$ ) > ~98%に相当する(マトリックポテンシャルと相対湿度の関係は 2.1.3.2.3 項参照)。よって、3.4 式中の  $h$  を約 1 に近似できる。さらに、林冠で覆われた林床では地表面温度と気温が大差ないと仮定し、比湿( $q$ )を蒸気圧( $e$ )に換算する( $q = 622e/(p - 0.378e)$ ;  $p$  = 気圧)と、蒸発量は主に飽差( $D$ )、すなわち飽和蒸気圧( $e_s$ )と蒸気圧( $e$ )の差( $D = e_s - e$ )に依存することになる(式 3.4)。

一方、いったん土壌中に浸透した降雨は地下に保持され、表層土壌の乾燥に伴って毛管上昇、すなわち表層土壌に向かう水移動が生じる。そのため、地下部の水分貯留量も表層土壌の水分環境に寄与する可能性がある。地下部の水のインプットとしては中長期的な積算降水量が、アウトプットとしては蒸発量に加えて植物による蒸散量も寄与すると考えられる。蒸散量は主に、飽差に依存する(式 3.5)。これら、表層土壌の水分環境に寄与すると考えられる、降水量や、飽差の計算に必要な気温や相対湿度は、アメダスなどでも観測しており、入手も容易である。

土壌水分環境は地形条件と密接に関わる(Burt *et al.* 1985; Moore *et al.* 1991)。林野土壌分類の褐色森林土や黒色土の各土壌型は、地形条件に対応し、たとえば、尾根、尾根肩、斜面中腹に位置する土壌はそれぞれ乾性、弱乾性、適潤性などに分類される(3.1 節)。また、各土壌型によって、最も乾燥した時の  $pF$  値や頻度の高い  $pF$  値が異なることも報告されている(真下育久 1960)。これは、地形によって土壌の  $pF$  値の変動が規定される可能性を示唆する。実際、3.1 節においても、斜面上部に位置する表層土壌ほど  $pF$  値が高い傾向にあった。表層土壌の土壌水分量に対し、地形情報である Topographical Wetness Index (TWI)(Beven *et al.* 1979; O'Loughlin 1986)が重要な説明変数になることが知られている(Moore *et al.* 1988; Moore *et al.* 1993)。TWI は、集水面積を斜面の傾斜で除したもので(式 3.6)、任意の領域の水の集まりやすさと流出しやすさを考慮した指標である。連続数なので、地形が土壌水分量に及ぼす影響を、地形情報(例：尾根)のようなカテゴリカルなデータより詳細に表現することができると考えられる。

そこで本節では  $pF$  値推定方法 3 (図 3.11)を選択し、1) 降水量や飽差などを表層土壌の  $pF$  値の時間変動パラメータに、また TWI を空間変動パラメータとして  $pF$  値推定モデルを構築し、2) このモデルと、3.1 節で得られた  $pF$  - 撥水面積割合関係によって、地表面の撥水面積割合を推定できるか検討した(図 3.12)。

$$E = \rho g a \beta^* [h q_{SAT}(T_s) - q] \quad (\text{式 3.4})$$

$$\left( \begin{array}{l} E = \text{蒸発量} \\ \rho = \text{空気密度} \\ ga = \text{土壌表面と空気間の交換係数} \\ \beta^* = \text{蒸発効率} \\ h = \text{相対湿度} \\ q_{SAT}(T_s) = \text{地表面温度 } T_s \text{ に対する飽和比湿} \\ q = \text{空気中の比湿} \end{array} \right)$$

$$Et = g_v D \quad (\text{式 3.5})$$

$$\left( \begin{array}{l} Et = \text{蒸散速度} \\ g_v = \text{水蒸気についての気孔コンダクタンス} \\ D = \text{飽差} \end{array} \right)$$

$$TWI = \ln(\alpha / \tan \beta) \quad (\text{式 3.6})$$

$$\left( \begin{array}{l} \alpha = \text{集水面積} \\ \beta = \text{斜面の傾斜角度} \end{array} \right)$$

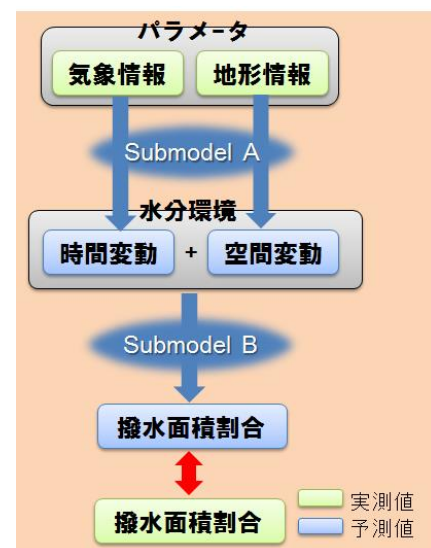


図 3.12 本節の概要

### 3.2.2. 方法

#### 3.2.2.1. 既知の気象・地形情報からの水分環境の時空間変動の推定 ～Submodel A～

本研究では、表層土壌における pF 値の時間変動に対する重要なパラメータとして、降水量や飽差に着目した(3.2.1 項)。直前の降水量が多かったり、また、梅雨の時期など、直前に雨が降っていなくてもそれ以前に降った積算降水量が多かったりすると土壌が湿っていることから、観測日前短、中期的な期間の積算降水量がパラメータとなると考えられる。また、表層土壌が保持可能な水分量以上の雨が降った場合、余剰の水分は重力によって次表層以下に浸透もしくはより斜面下方に流出するため、表層土壌の水分量はそれ以上増大しない。そこで、積算降水量が多いと積算降水量の土壌水分量への寄与は小さいと想定し、対数変換した積算降水量をパラメータとして用いることとした。同様に、飽差も積算値を用いることとした。異なる積算日数の積算降水量、積算飽差、と 3.1 節で選択した 4 つの調査地点 (P1, 3, 5, 6) の表層土壌の pF 値(2 区画平均の区画代表体積含水率の pF 換算値)との相関を調べ、変数増加法を用いて pF 値時間変動に寄与するパラメータを抽出した。

一方、pF 値の空間変動性を規定すると想定された Topographical Wetness Index (TWI)は、入手が容易な 10 m メッシュの DEM データをもとに、GIS フリーソフトの System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) 2.0 を用いて算出した。小領域が位置する 10 m メッシュの TWI を、小領域の TWI として用いた。TWI は湿りやすい地形であるか示す指標であるため、降水量の土壌水分量への寄与を、地形によって重み付けるときに用いる。蒸発散量(水のアウトプット)に関しては、開空度(日射の入り方)などに依存する可能性が考えられるが、ばらつきは大きいものの開空度と TWI は負の相関関係 ( $P < 0.0001$ ) にあったことから (図 3.13)、蒸発散量の地形依存性も TWI を用いて示すこととした。

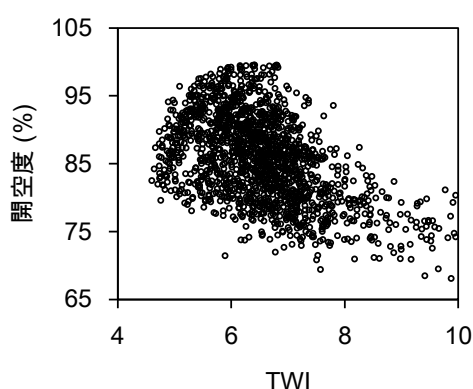


図 3.13 Topographical Wetness Index (TWI)と開空度との関係

調査地点を設置した流域周辺の DEM 情報から SAGA2.0 を用いて TWI と開空度を算出した。

#### 3.2.2.2. 土壌水分環境 (pF 値)による撥水面積割合の推定 ～Submodel B～

3.1 節で、数 10 cm 区画内の撥水面積割合(WRarea)は区画代表の pF 値に対してシグモイド曲線的な関係を示したことから、これを Submodel B として用いることとした。



$$WR_{area} = 100 - 100 / (1 + e^{(pF - 3.7)/0.25}) \quad (\text{式 3.7})$$

### 3.2.3. 結果と考察

#### 3.2.3.1. 表層土壌の pF 値の時空間変動

全 4 調査地点で、pF 値は降雨に伴って変動した(図 3.14)。たとえば、図 3.14 の矢印で示した時期は、大量の降雨があり、pF 値も低かった。特に 7 月の降雨の時は、全調査地点で pF2.0 以下まで低下した。斜面上部に位置する P1, 3 では、斜面上部もしくは中腹に位置する P5, 6 より pF 値が高かった。また P3 は、春から夏にかけて P1 より乾燥することが多かった。より下方に位置した P6 では、夏から秋にかけて P5 より乾燥せず、pF 値の時間変動が緩やかだった(図 3.14)。

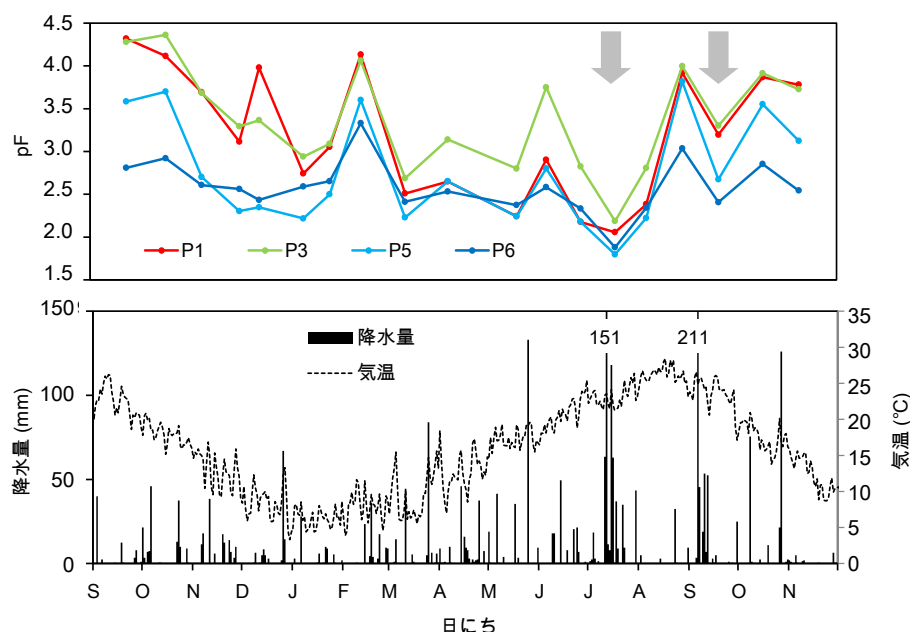


図 3.14 4 調査地点(P1, 3, 5, 6)における表層土壌(0 ~ 5 cm 深)の pF 値の時間変動(上のパネル)と、観測期間中の降水量と気温(下のパネル)

調査地点の詳細は、3.1 節を参照。各調査地点 2 区画(30 cm × 55 cm)の区画代表体積含水率の平均値を、水分特性曲線を用いて pF 値に換算した(3.1 節)。矢印は、激しい降雨と pF 値の低下が認められた時期を示す。

#### 3.2.3.2. Submodel A の構築

##### 3.2.3.2.1. 積算降水量や積算飽差と表層土壌の pF 値との関係

pF 値は、いずれの調査地点においても降雨に伴って増減したことから(図 3.14)、まず 4 調査地点(P1, 3, 5, 6)平均 pF 値との関係から、pF 値時間変動の規定要因を検討した。さまざまな日数分積算した降水量もしくは飽差、またその対数変換値と、4 調査地点平均 pF 値との相関関係を調べたところ、撥水性観測日前の約 1 週間(4 日もしくは 7 日)と約 1 ヶ月間の積算降水量が、pF 値に対して最も相関が高かった(図 3.15)。4 日と 7 日積算降水量間の相関は高かった ( $R = 0.74$ ) が、4、7 日積算降水量と 32 日積算降水量との間の相関は比較的低く ( $R = 0.45, 0.65$ )、多重共線性は小さいことが示された。また、積算降水量を対数変換した方が、高い相関を示した(図 3.15)。

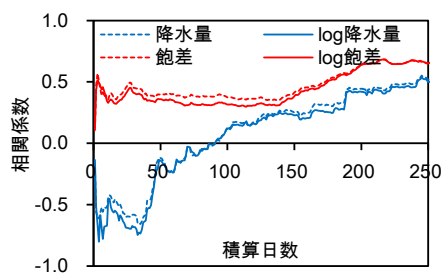


図 3.15 4 調査地点(P1, 3, 5, 6)平均 pF 値と pF 値観測前の異なる日数の積算降水量と積算飽差(対数変換あり、なし)との関係

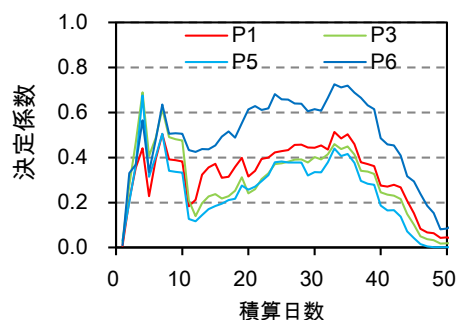


図 3.16 4 調査地点(P1,3,5,6)の表層土壌の pF 値と積算降水量(対数変換値)との関係

#### 3.2.3.2.2. 各調査地点における積算降水量と表層土壌の pF 値の関係

4 調査地点全てにおいて、降水量の積算日数を 4 日、7 日、32 日としたときに、表層土壌の pF 値と相関が高かつ

た(図 3.16)。よって、いずれの地形条件においても、同じ日数(4, 7, 32 日)の積算降水量(対数変換値)(それぞれ  $\log P_4$ ,  $\log P_7$ ,  $\log P_{32}$ )をパラメータとして適することが示された。各調査地点について、 $\log P_4$ ,  $\log P_7$ ,  $\log P_{32}$  の 3 因子を用いた重回帰分析を行った結果、 $\log P_7$  はいずれの調査地点においても pF 値に対して有意に寄与しなかった( $P = 0.39 \sim 0.99$ )。よって、 $\log P_4$ ,  $\log P_{32}$  の 2 因子をパラメータとして用いた。4 日積算、32 日積算降水量はそれぞれ、各降雨イベント、雨の多い季節などによる土壌の湿り具合を示すと考えられる。各調査地点の実測 pF 値に対して、 $\log P_4$  と  $\log P_{32}$  によって重回帰した結果、pF 値の時間変動の 63% 程度しか説明しなかった。そこで、推定精度を向上させるため、2 因子によって説明できなかった推定残差に対し、新たな

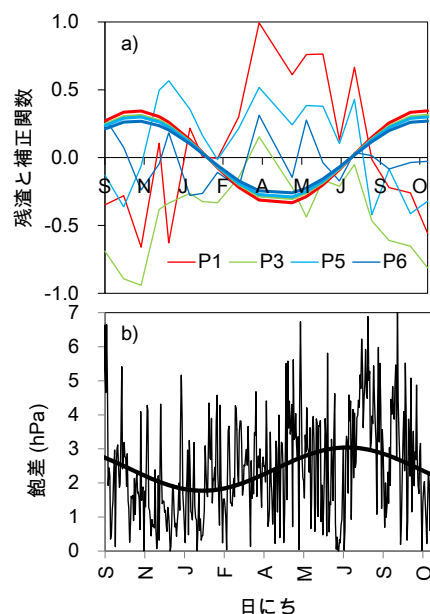


図 3.17 4 日と 32 日の積算降水量(対数変換値)によって pF 値を推定したときの残差の時間変動と日平均飽差

残差と飽差の時間変動をそれぞれパネル a と b の細線で示す。パネル a の太線は、実測 pF 値に式 3.7 をフィッティングさせたときの、残差補正関数(式 3.7 の 3 項目)である。パネル b の太線は日飽差にフィッティングさせた正弦関数である。



パラメータによる説明が可能かどうか検討した。

### 3.2.3.2.3. 2 因子( $\log P_4$ と $\log P_{32}$ )による pF 値の推定残差の季節変動性

各調査地点における pF 値を 2 因子に重回帰させたときの残差は、特に尾根筋に位置する調査地点(P1, 3)において、春では pF 値を過大評価し(残差大、より乾燥と推定)、秋には過小評価(残差小、より湿潤と推定)する傾向が認められた(図 3.17-a)。もし、飽差の増大に伴う蒸散の増大が、その時点の表層土壌をより乾燥させるならば、飽差の最大ピークと残差の最小ピークの時期が重なるはずである。飽差の変動を正弦曲線でフィッティングさせると、最大となるピークが 7 月下旬だったのに対し、残差にフィッティングさせた正弦曲線の最小となるピークが 10 月終わりにあり、飽差と残差のピーク時がずれていた(図 3.17-a, b)。また、残差は 1 ヶ月以内の短期積算飽差とは相関が弱く、また調査地点によって相関の正負が異なった(P1, 6 では正、P3, 5 では負)(図 3.18)。

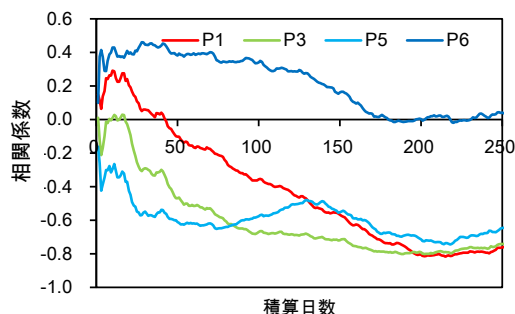


図 3.18 異なる積算日数の積算飽差と、4 日と 32 日の積算降水量(対数変換値)によって pF 値を推定したときの残差との相関関係

よって、短期間の蒸散は、表層土壌の pF 値に対する寄与が小さいことが示唆された。一方、残差は P6 を除き 200 日前後の積算飽差との間に強い負の相関を示した(218 日積算飽差  $D_{218}$  の  $R^2 = 0.74 \sim 0.81$ )(図 3.18)。また、 $\log P_4$ ,  $\log P_{32}$ ,  $D_{218}$  の重回帰分析を行うと、P6 を除いた 3 調査地点で  $D_{218}$  は pF 値に対して有意に正に寄与することが示された(P6:  $P = 0.14$ , P1, 3, 5:  $P < 0.01$ )。これは、飽差の 200 日前後の移動平均値の周期変動が、残差の周期変動と一致することを意味する。200 日前後、すなわち半年強の飽差の履歴は、次表層以下からの毛管上昇などによる水分供給可能量の程度を左右することで、表層土壌の水分環境に影響を与えるのかもしれない。積算飽差と表層土壌の水分環境との関係は、HYDRUS などのプロセスベースモデルを利用することで解明することが可能であると考えられる。しかし、本研究では、残渣補正の正弦関数を経験的に得て、pF 値推定式に組み込むこととした(図 3.17-a, 式 3.7, 式 3.8)。

### 3.2.3.2.4. pF 値の空間変動と TWI との関係

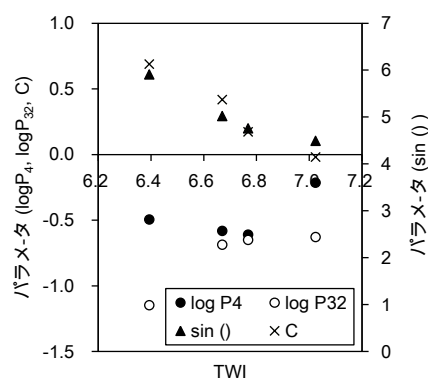
4 日と 32 日の積算降水量と残差補正の正弦関数を用いた、pF 値の時間変動を推定する式 3.7 を、実測 pF 値に対してフィッティングさせた結果、各調査地点におけるパラメータ  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$  を得た(表 3.3)。TWI と各パラメータ( $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$ )は、ほぼ直線関係にあった(図 3.19)。また、 $\log P_4$  と  $\log P_{32}$  のパラメータ( $a$ ,  $b$ )と TWI との関係が類似していたため、共通の直線式で示しうる。よって、式 3.7 は TWI を用いて式 3.8 と表せた。

$$pF = a \log P_4 + b \log P_{32} + c \sin(2\pi(t - t_0) / 365) + d \quad (\text{式 3.7})$$

$$pF = (\alpha \text{ TWI} + \beta) (\log P_4 + \log P_{32} + \gamma + \omega \sin(2\pi(t - t_0) / 365)) \quad (\text{式 3.8})$$

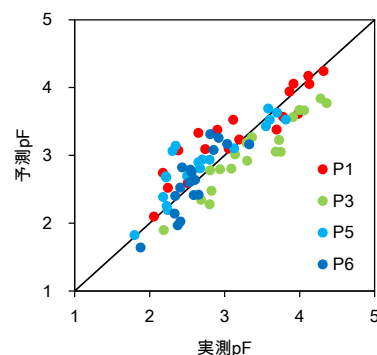
表 3.3 式 3.7 におけるパラメータ

調査地点	TWI	$a$ ( $\log P_4$ )	$b$ ( $\log P_{32}$ )	$c$ 補正関数	$d$ C(定数)
P1	6.4	-0.49	-1.15	0.61	6.1
P3	6.7	-0.58	-0.69	0.29	5.4
P5	6.8	-0.61	-0.65	0.20	4.7
P6	7.0	-0.22	-0.63	0.11	4.1

図 3.19 式 3.7 におけるパラメータ( $a, b, c, d$ ; それぞれ  $\log P_4, \log P_{32}$ , 補正正弦関数の係数と、定数)と TWI との関係

## 3.2.3.2.5. Submodel A による推定

式 3.8 を実測の  $pF$  値にフィッティングさせた結果、 $\alpha, \beta, \gamma, \omega, \theta$  はそれぞれ、0.20, -1.8, -8.9, 0.61, 30 となった。これらのパラメータを式 3.8 に代入し、Submodel A を得た。Submodel A によって、表層土壌の  $pF$  値の時空間変動の 75% を説明できた(図 3.20)。P1 では、2006 年 4/7, 6/27 においては、実際は推定した水分環境より湿っていた(図 3.21)。一方、P1 に近接する Ao 層を除去した調査地点(P1')では、2 観測日において P1 より精度よく

図 3.20 Submodel A による  $pF$  値の再現性

推定できた(図 3.21)。P1 は Ao 層が厚く(10 cm 程度)、礫や植物残渣によるマルチのように、毛管が途切れて鉱質土層からの水分蒸発が抑えられ、乾燥しやすい気象条件においても比較的湿った状態が保たれたと考えられる。P3 は 1 年を通して推定  $pF$  値を過小評価する傾向があった。P3 は、P1 より実測の年平均  $pF$  値が高かったにも関わらず、TWI は P1 より高く、湿りやすい地形条件にあると推定された。本研究で用いた TWI は、10 m メッシュの DEM から算出したため、数 10 cm ～数 m スケールの微地形が小領域の集水に及ぼす影響を表すことができない。P3 調査地点は、雨水が流出しやすい、尾根上やや凸型斜面上に位置したため、算出された TWI より乾燥しやすい地形条件だったと考えられる。より細かいメッシュの DEM 情報を用いれば、小領域の TWI の推定精度を向上でき、小領域代表の  $pF$  値もより精度よく推定できると考える。

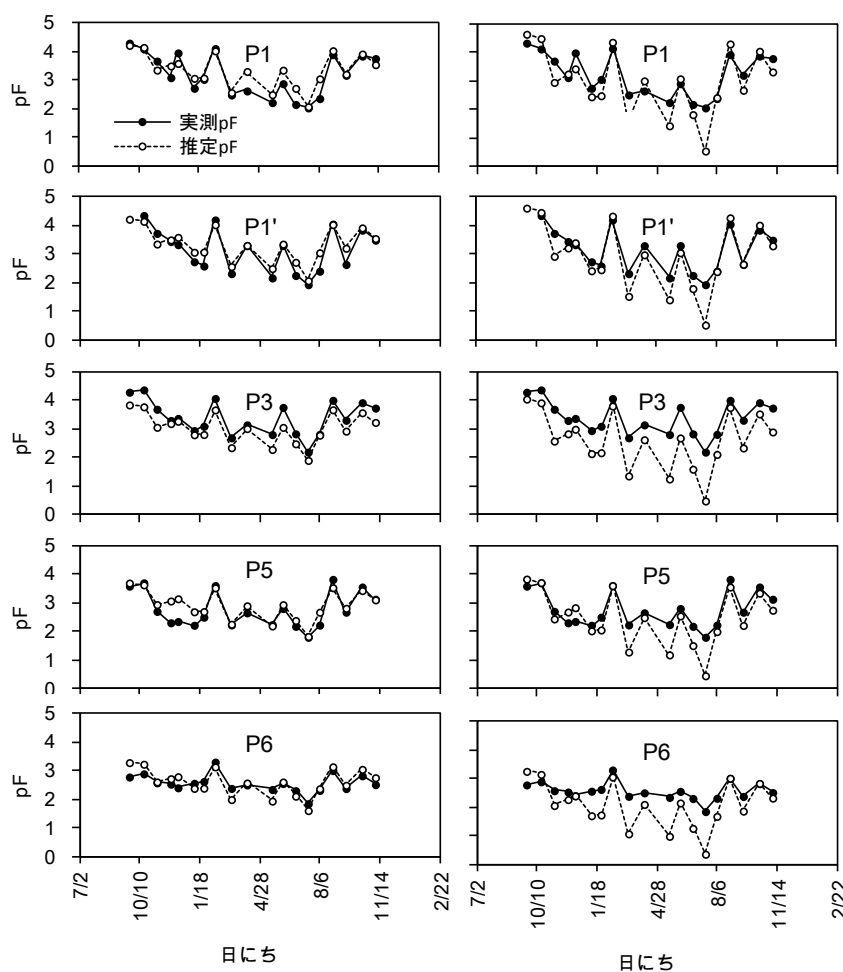


図 3.21 実測の pF 値に対して Submodel A をフィッティングさせたとき (左) と撥水面積割合に対して Submodel A + B をフィッティングさせたとき (右) に推定された pF 値と実測 pF 値  
P1' は P1 に近接し Ao 層を除去した調査地点である。

### 3.2.3.3. Submodel A+B による撥水面積割合の推定

TWI と式 3.7 の各パラメータ ( $a, b, c, d$ ) との関係の内挿もしくは外挿することで、P1, 3, 5, 6 に加えて P4, 7 の pF 値も Submodel A によって推定し、推定された pF 値から Submodel B を用いて撥水面積割合を推定したところ、撥水面積割合の時空間変動の 69% が推定された (図 3.22 左)。Submodel B 自体の推定精度 (67%) (3.1 節参照) を考慮すると、Submodel A + B は撥水面積割合の時空間変動を比較的良好に説明できたと言える。P1, 5 では、撥水面積割合を過大評価し、P3, 7 は過小評価する傾向が認められた (図 3.22 左)。P1, 3, 5, 6 調査地点において、pF 値を過大評価したとき、撥水面積割合も過大評価する傾向が認められた。よって、pF 値の推定精度が撥水面積割合の推定精度低下の原因の一つであると考えられる。一方、Submodel A を Submodel B に代入したものの (Submodel A + B) を、実測の撥水面積割合に対してフィッティングさせた結果、77% 程度の撥水面積割合が説明できた (図 3.22 右)。このとき、Submodel A 中の  $\log P_4$ 、 $\log P_{32}$  の負の係数は、Submodel A を実測 pF 値に対してフィッティングした場合より 2 倍程度低かった (絶対値は 2 倍大きい) ことから、撥水面積割合にフィッティングさせた Submodel A + B は、降雨に伴ってより大きく pF 値が低下する推定式となっていることがわかる。実際、撥水面積割合に対してフィ

ッティングしたときのパラメータによって  $pF$  値を推定したところ、図 3.22 の右のパネルのように、比較的湿潤な観測日に  $pF$  値を過小評価する傾向が認められ、より激しい  $pF$  値変動が推定された。実測の撥水面積割合にフィッティングさせた場合の、推定された  $pF$  値の変動の激化と、撥水面積割合の推定精度の向上は、実測の撥水面積割合にフィッティングして得られたモデルパラメータが、撥水面積割合に直接寄与する地表面の水分環境の激しい変動を比較的精度よく推定できたことを示す。

3.1 節でも述べたように、Submodel B の高くない推定精度(7 割程度)は、表層土壌 0~5 cm 深のバルクの水分環境と地表面のごく薄い数 mm 程度の土壌の水分環境とのギャップによると考えられる。撥水面積割合の推定精度を向上させる一つの方法として、表層 0~5 cm 深の水分環境から地表面の水分環境を表現するサブモデルを、Submodel B に組み込むことが挙げられる。

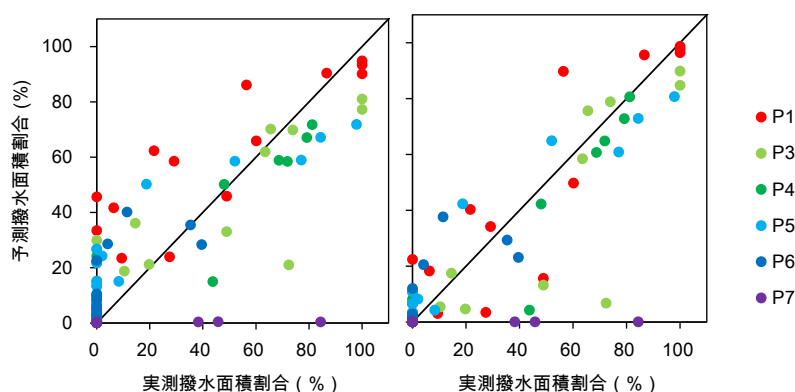


図 3.22 Submodel A + B による撥水面積割合の再現性

実測の  $pF$  値(左)と撥水面積割合(右)にモデルをフィッティングさせて得られたパラメータによる推定結果を示す。

#### 3.2.3.4. 水文/水移動モデルへの応用

モデルの計算単位のメッシュの大きさに合わせて、本研究で示したモデルや DEM 情報の用い方を選択する必要がある。本研究においては、数 10 cm 四方の小領域の撥水面積割合を推定する際、入手容易な 10m メッシュの DEM 情報から算出した TWI を、小領域の TWI として代用した。この場合、小領域が 10 m メッシュ内のどの地点に位置しても、同じ TWI が与えられるため、同じ撥水面積割合が推定される。水文/水移動モデルの計算単位が 10 m メッシュより細かく、各メッシュに対して撥水面積割合の多様性を反映させたい場合、その計算単位に合わせてより細かいメッシュの DEM 情報を用いる必要がある。ただし、細かい DEM 情報は一般的に入手しにくく、測地の必要性が生じると考えられる。10 m メッシュの DEM 情報を用いて、数 m~数 10 m メッシュの撥水面積割合を、本研究と同様の方法で推定する場合、留意すべき点がある。Submodel B は数 10 cm 四方の実測値を基にした経験則に成り立っている。そこで、メッシュ代表の  $pF$  値と撥水面積割合との関係が、数 m~数 10 m メッシュにも適用可能か確認する必要がある。3.1.3.6 項で示したように、Submodel B の関係式は、領域内の  $pF$  値の頻度分布に依存する。数 m~数 10 m メッシュの  $pF$  値の頻度分布が、数 10 cm 四方と同様であれば、本研究で示したモデルを適用することが可能である。異なった場合は、Submodel B のパラメータを変えるなどの対処が必要と考える。一方、10 m より大きいメッシュを計算単位とする場合、メッシュを 10 m 四方に区切

り、本研究と同様の方法で各撥水面積割合を推定し、その平均値をメッシュ全体の撥水面積割合とすることが方法の一つとして挙げられる。

#### 3.2.4. まとめ

本調査地の実測データを基に考案した、入手が容易な気象条件(降水量)や地形条件(Topographical Wetness Index: TWI)を用いた経験則モデルによって、流域内の任意の地点に設置した小領域の撥水面積割合の時空間変動の 8 割程度を説明できることがわかった。よって、このような比較的単純な構造のモデルでも、地表面の撥水面積割合を推定できる可能性が示唆された。

しかし、本モデルはリター層が鉱質土壤中の水分量へ及ぼす影響、表層 0~5 cm 深のバルク土壌とごく表層の水分環境の違いや、微地形の水分環境への影響を考慮しきれておらず、改善の余地がある。また、本研究では、日単位の気象情報(日積算降水量など)を用いているため、本モデルでアウトプットされる撥水強度も日単位となり、地表流などの水分動態の変動と時間スケールが異なる。よって、本研究で得られた知見、「積算降水量は撥水面積割合の時間変動を推定可能である」を、短時間の変動へスケールダウンすることが課題となる。考案したモデルは、本調査地の一流域における実測データを用いた経験則に基づいており、他の地域に於いても適応できるのかは、さらに多様な地域におけるケーススタディーを重ねて明らかにしていく必要がある。その際、森林土壌図(森林立地懇話会 1972)と各土壌型で観察される pF 値の頻度分布(真下育久 1960)から想定される pF 値の広域の空間変動と、過去の気象情報や DEM 情報から推定される pF 値とつき合わせることで、モデル改良に必要な新たなパラメータを抽出できるかもしれない。

## 4. 総括

### 4.1. 本研究の成果

本研究は、湿潤な森林流域における水文/水移動モデルの精緻化に必要な撥水性発現状況の指標、「一定強度以上の撥水性を示した場所の面積割合」と撥水性を示した場所の頻度「撥水面積割合」の推定方法を考案すること(それぞれ第2章、第3章)を目的とした。

第2章において、土壌水分量に対する撥水強度の非線形的な関係とその規定要因(2.1、2.2節)、水分量-撥水強度の関係を推定するために用いる試料を採取する時の水分条件(2.3節)、空間代表的な水分量-撥水強度の関係をを用いた撥水性発現状況の推定可能性(2.3節)を調べた結果、以下のような推定方法が提案された。水文/水移動モデルの計算単位となる各メッシュにおいて、1)表層土壌が  $pF3\sim3.4$  程度を示す、もしくは撥水性を広く発現しているときに、数地点試料を採取する、2)各試料の土壌有機物量と潜在的撥水強度を測定する、3)土壌有機物量と潜在的撥水強度の平均値から、撥水性が発現し始める水分量(境界水分量)、撥水性が最大となる水分量(撥水性最大時水分量)を、また潜在的撥水強度の平均値から最大となったときの撥水強度(最大撥水強度)を推定し、対象領域を代表する水分量-撥水強度の関係を推定する、4)対象領域内の多地点で観測した土壌水分量と3)の空間代表の水分量-撥水強度の関係から、一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合を推定する。

第3章では、現場の地表面で発現する撥水面積割合とその規定要因との関係性(3.1節)と、撥水面積割合規定要因と気象や地形条件との関係性(3.2節)を調べた結果、以下のような「撥水面積割合」推定プロセスが提案された。1)気象条件(中短期的積算降水量)、地形条件(Topographical Wetness Index)から、表層土壌の  $pF$  値の、それぞれ時間変動性と空間変動性を推定する、2)推定された表層土壌の  $pF$  値から撥水面積割合を推定する。この推定モデルは、実測した撥水面積割合の多様性を8割程度再現した。

以上より、撥水性発現状況の指標、「一定強度以上の撥水性を示す場所の面積割合」や「撥水面積割合」の推定方法が示された。前者は、水文/水分動態モデルの計算単位となる各領域(メッシュ)の中での、土壌情報(土壌有機物量と潜在的撥水強度)の空間代表値を得る必要があり、そのためには試料採取が伴う。しかし、撥水面積割合の方は、土壌を採取することなく、気象条件と地形条件によってある程度推定可能である。よって、撥水面積割合の方がより容易に推定出来ると言える。ただし、撥水面積割合の推定モデルのパラメータが本調査地以外にも適応可能かどうか、モデルの校正を行う必要があると考える。

### 4.2. 新規性

本研究は、以下に列举するように、新規性の極めて高い研究となった。

- 撥水性規定因子の知見を、撥水性発現状況の実用性のある推定方法の考案に収束させたこと(本研究全体)
- 試料採取時水分量が潜在的撥水強度の重要な説明因子になり得ることを初めて示したこと(2.2節)(Kajiura *et al.* 2012b)
- 撥水性発現状況(撥水面積割合)に対して初めて統計学的な解釈を行ったこと(3.1節)
- 室内実験で示されてきた境界水分環境の現場での意味を初めて明らかにしたこと(3.1

節)(Kajiura *et al.* 2012a)

■撥水性の発現状況の時間変動性と気象情報との関係を初めて数式化したこと(3.2 節)

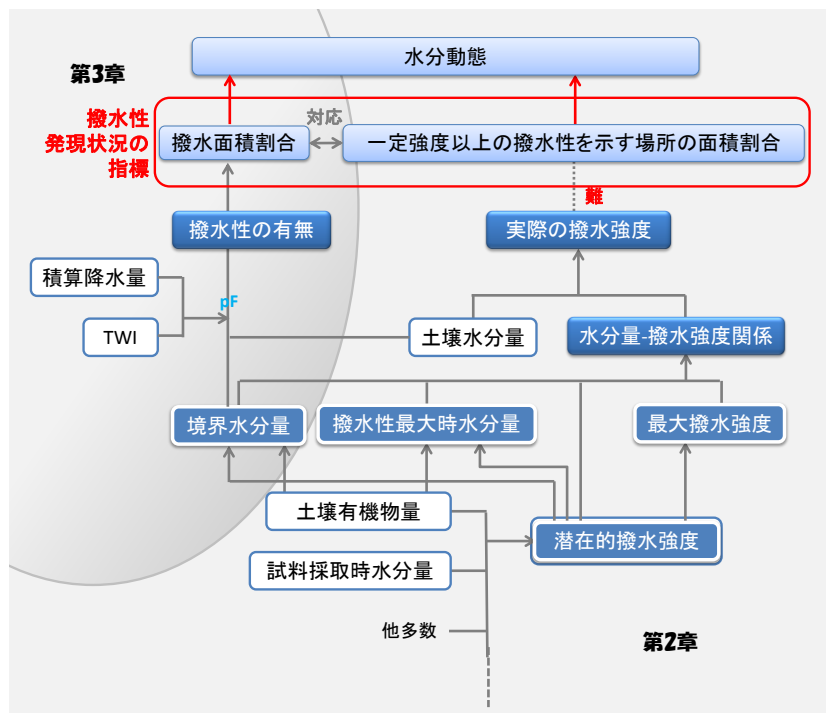


図 4.1 本研究の成果

## 謝辞

本論文を取りまとめるにあたり、東京大学大学院農学生命科学研究科の丹下健教授、鈴木雅一教授、西村拓教授、益守眞也講師、独立行政法人森林総合研究所の小林政広チーム長には、審査を通じて多くの助言をいただきました。ここに厚く御礼申し上げます。

本研究は主に東京大学大学院農学生命科学研究科附属樹芸研究所で行いました。まず樹芸研究所のスタッフの渡邊良広氏には、調査の日程調整や送迎を始め、調査自体も度々手伝って頂きました。大変お世話になりました。本研究に用いた試料の採取場所以外にも、青野研究林を広範囲に見せて頂き、優占する樹種が林班や小班ごとに多様に異なっており、興味深く感じた事を覚えています。ユーカリも植わっていたのには驚きました。また、鴨田重裕所長には、七輪や蒔ストローブを囲んだ夕飯などご一緒させて頂き、研究についてはもちろん様々なお話を聞かせていただきました。学部生を対象とした、山の利活用を体験する実習も大変人気ということで、樹芸研究所の特長がより色濃くなっている、そんな感覚を持ちました。また、樹芸研究所のスタッフの辻ご夫婦には、いつも温かく接していただきました。また、事務スタッフの故山本親男氏は、自家菜園でできた野菜を沢山差し入れてくださいました。寡黙な中にも暖かさを感じた方でした。早くに旅立たれてしまったこと、残念でなりません。

また、インドネシアでの調査では、環境地水学研究室の、宮崎毅現名誉教授、西村拓教授、関勝寿現東洋大学准教授や、常田岳志氏、鈴木香織氏、加藤千尋氏他多くの学生たちと楽しく有意義な調査を行うことができました。本調査で一緒だった学生たちの多くは、同研究室に所属されていた溝口勝教授発案のゼミ(土壌ゼミ)で出会い、ゼミの初代幹事の常田岳志は、今や私の夫であります。さまざまな形で大変お世話になったと感じております。また、同研究室の要である井本博美氏は、いつも温かくにこやかに接して頂きました。土壌ゼミ 2 代目幹事の遠藤敏史氏には、ゼミ運営に際してはときどき面倒をかけてしまったと思います。試行錯誤しつつ企画したゼミ合宿を含め、一緒に過ごした日々は忘れられません。土壌ゼミでは、名古屋大学出身の仁科一哉氏、東京農工大学出身の柳井洋介氏、北海道大学出身の片柳薫子氏、京都大学出身の伊ヶ崎健大氏や藤井一至氏を始め、数多くの生涯の友人を得ることができました。

造林学研究室の丹下健教授には、第 3 章で行ったフィールド研究の口火を切って頂きました。忙しい中、調査も度々同行して頂きました。ありがとうございました。さまざまな申請書など、いつもギリギリで丹下教授にはご迷惑、お手数をおかけしたこと大変申し訳なく思っております。益守眞也講師には、研究分野が違うにも関わらず、かつては修士論文の指導教官になって頂き、博士過程の研究に対してもゼミを通して様々な助言をして頂きました。修士課程のときは、私の乏しいディスカッション能力にもめげず、また週 1 回の論文紹介などを企画して頂き、辛抱強く指導していただけたことを大変感謝しております。私が博士課程の終わり頃に、アメリカでのポスドク経験を経て赴任された大澤裕樹助教からは、日々の研究に対する姿勢を見るに、研究人生が厳しい競争のもとにあることを教わりました。卒業論文のときの指導教官、森林土壌学を専門とする八木久義名誉教授には、私が修士課程に進学したときに三重大学に移られてからも度々土壌調査をご一緒させて頂きました。この調査を通して、日本の地味ではあるが多様な林野土壌に引き込まれていったと感じています。博士課程の始めあたり、同研究室に赴任された宝月岱造教



授には、視野を広げて頂いたと思います。本研究が基礎より応用寄りの話にまとめることになったのも、異なる分野の研究者の視点からの助言を頂いたことがきっかけとなっているかもしれません。また、研究室の先輩、同僚、後輩とも有意義な学生生活を送らせて頂きました。特に、遠藤いず貴氏、田中一生氏とは一日の大半を共に過ごし、夜な夜な語り合いながら、さまざまなことを共有してきました。また、樹芸研究所への月2回の調査は、後輩である江取良枝氏と二人三脚でした。本研究のデータ収集できたのも、ひとえに江取氏のお陰と思っています。

また現在私が所属している独立行政法人農業環境技術研究所の和穎朗太研究員には、博士課程での内容であるにも関わらず、国際学会の発表に際し指導していただきました。教育に時間を割くことを惜しまれず、若い研究者にとってはとても恵まれたボスであると感じています。また、夫である常田岳志氏には、投稿論文の書き方を一から学びました。英語表現からイントロダクションでの要点にいたるまで時間をかけて徹底的に直してもらいました。この地道なやりとり無しには、自分一人で投稿論文を執筆するスキルは培われず、博士号取得もなかったと思います。

以上、ここに記せなかった多くの方々を含め、本研究を執筆するに当たってお世話になった方々に御礼申し上げます。

## 引用文献

- Abe, Y., Hirata, Y., Shimizu, H. (2002). Studies on the impacts of forest fires on natural resources and on the evaluation of ecosystems. *Summary Report of Research Results Global Environment Research Fund in FY2002*: 1-278.
- Bauters, T. W. J., Steenhuis, T. S., DiCarlo, D. A., Nieber, J. L., Dekker, L. W., Ritsema, C. J., Parlange, J. Y., Haverkamp, R. (2000). Physics of water repellent soils. *Journal of Hydrology* **231-232**: 233-243.
- Beven, K. J., Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal* **24**(1): 43-69.
- Brooks, R. H., Corey, A. T. (1964). Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Papers, Colorado State University* **3**.
- Buczko, U., Bens, O., Durner, W. (2006). Spatial and temporal variability of water repellency in a sandy soil contaminated with tar oil and heavy metals. *Journal of contaminant hydrology* **88**(3): 249-268.
- Burt, T. P., Butcher, D. P. (1985). Topographic controls of soil moisture distributions. *Journal of Soil Science* **36**(3): 469-486.
- Cambardella, C. A., Moorman, T. B., Novak, J. M., Parkin, T. B., Karlen, D. L., Turco, R. F., Konopka, A. E. (1994). Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. *Soil Science Society of America Journal* **58**(5): 1501-1511.
- Carsel, R. F., Parrish, R. S. (1988). Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research* **24**(5): 755-769.
- Certini, G. (2005). Effects of fire on properties of forest soils: a review. *Oecologia* **143**(1): 1-10.
- Churaev, N. V. (2000). Liquid and vapour flows in porous bodies: surface phenomena. Taylor & Francis, London.
- Churaev, N. V., Setzer, M. J., Adolphs, J. (1998). Influence of surface wettability on

adsorption isotherms of water vapor. *Journal of colloid and interface science* **197**(2): 327-333.

Coppola, A. (2000). Unimodal and bimodal descriptions of hydraulic properties for aggregated soils. *Soil Science Society of America Journal* **64**(4): 1252-1262.

Corradini, D., Grego, S., Liburdi, K., Marinari, S., Tonci, M. (2006). A combined approach employing Soxhlet extraction and linear gradient elution reversed-phase HPLC for the fingerprinting of soil organic matter according to hydrophobicity. *Chromatographia* **63**: S11-S16.

Dane, J. H., Hopmans, J. H. (2002). Water retention and storage. *In* Methods of soil analysis: Part 4 Physical methods. Dane, J. H., Topp, C. *et al.* Soil Science Society of America, Madison, WI, pp 671-717.

de Gennes, P.-G., Brochard-Wyart, F., Quéré, D. (2004). Capillarity and wetting phenomena: drops, bubbles, pearls, waves. Springer, Paris.

de Jonge, L. W., Jacobsen, O. H., Moldrup, P. (1999). Soil water repellency: Effects of water content, temperature, and particle size. *Soil Science Society of America Journal* **63**(3): 437-442.

de Jonge, L. W., Moldrup, P., Jacobsen, O. H. (2007). Soil-water content dependency of water repellency in soils: Effect of crop type, soil management, and physical-chemical parameters. *Soil Science* **172**(8): 577-588.

DeBano, L. F. (2000). The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: a review. *Journal of Hydrology* **231-232**: 195-206.

Dekker, L. W., Ritsema, C. J. (2000). Wetting patterns and moisture variability in water repellent Dutch soils. *Journal of Hydrology* **231-232**: 148-164.

Dekker, L. W., Ritsema, C. J. (1994). How water moves in a water repellent sandy soil: 1. Potential and actual water repellency. *Water Resources Research* **30**(9): 2507-2517.

Dobson, A. J. (2001). An introduction to generalized linear models. Chapman & Hall, London.

Doerr, S. H., Shakesby, R., Walsh, R. (2000). Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science Reviews* **51**(1): 33-65.

Doerr, S. H., Llewellyn, C. T., Douglas, P., Morley, C. P., Mainwaring, K. A., Haskins, C., Johnsey, L., Ritsema, C. J., Stagnitti, F., Allinson, G., Ferreira, A. J. D., Keizer, J. J., Ziogas, A. K., Diamantis, J. (2005). Extraction of compounds associated with water repellency in sandy soils of different origin. *Australian Journal of Soil Research* **43**(3): 225-237.

Doerr, S. H., Shakesby, R. A., 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 the Águeda Basin, Portugal. *Catena* **27**(1): 25-47.

Durner, W. (1994). Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research* **30**(2): 211-223.

Franco, C. M. M., Clarke, P. J., Tate, M. E., Oades, J. M. (2000). Hydrophobic properties and chemical characterisation of natural water repellent materials in Australian sands. *Journal of Hydrology* **231-232**: 47-58.

Fuji, M., Machida, K., Takei, T., Watanabe, T., Chikazawa, M. (1999). Effect of wettability on adhesion force between silica particles evaluated by atomic force microscopy measurement as a function of relative humidity. *Langmuir* **15**(13): 4584-4589.

Gee, G. W., Or, D. (2002). Particle-size analysis. In *Methods of soil analysis: Part 4 Physical methods*. Dane, J. H., Topp, C. *et al.* Soil Science Society of America, Madison, WI, pp 255-294.

Gerke, H. H., Hangen, E., Schaaf, W., Hüttel, R. F. (2001). Spatial variability of potential water repellency in a lignitic mine soil afforested with *Pinus nigra*. *Geoderma* **102**(3): 255-274.

Harper, R. J., Gilkes, R. J. (1994). Soil attributes related to water repellency and the utility of soil survey for predicting its occurrence. *Australian Journal of Soil Research* **32**(5): 1109-1124.

Harper, R. J., McKissock, I., Gilkes, R. J., Carter, D. J., Blackwell, P. S. (2000). A multivariate framework for interpreting the effects of soil properties, soil management and landuse on water repellency. *Journal of Hydrology* **231-232**: 371-383.

Haverkamp, R., Parlange, J. Y. (1986). Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: 1. Sandy soils without organic matter. *Soil Science* **142**(6): 325-339.

Hudson, R. A., Traina, S. J., Shane, W. W. (1994). Organic matter comparison of wettable and nonwettable soils from bentgrass sand greens. *Soil Science Society of America Journal* **58**(2): 361-367.

Jex, G. W., Bleakley, B. H., Hubbell, D. H., Munro, L. L. (1985). High humidity-induced increase in water repellency in some sandy soils. *Soil Science Society of America Journal* **49**(5): 1177-1182.

Johnson, M. S., Lehmann, J., Steenhuis, T. S., De Oliveira, L. V., Fernandes, E. C. M. (2005). Spatial and temporal variability of soil water repellency of Amazonian pastures. *Soil Research* **43**(3): 319-326.

Kaiser, K., Mikutta, R., Guggenberger, G. (2007). Increased stability of organic matter sorbed to ferrihydrite and goethite on aging. *Soil Science Society of America Journal* **71**(3): 711-719.

梶浦雅子 (2005) 愛知演習林赤津研究林の花崗岩を母材とする撥水性土壌の性質. 東京大学大学院農学生命科学研究科. 修士論文.

梶浦雅子, 江取良枝, 丹下健 (2010). 南伊豆の広葉樹林における乾性土壌の水分環境: 一時的な強度の乾燥に伴う吸水性の低下とその影響. *森林立地* **52**(1): 19-28.

Kajiura, M., Etori, Y., Tange, T. (2012a). Water condition control of in situ soil water repellency: an observational study from a hillslope in a Japanese humid-temperate forest. *Hydrological Processes* **26**(20): 3070-3078.

Kajiura, M., Tokida, T., Seki, K. (2012b). Effects of moisture conditions on potential soil water repellency in a tropical forest regenerated after fire. *Geoderma* **181**: 30-35.

Kalbitz, K., Solinger, S., Park, J. H., Michalzik, B., Matzner, E. (2000). Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: A review. *Soil Science* **165**(4): 277-304.

Kawamoto, K., Moldrup, P., Komatsu, T., de Jonge, L. W., Oda, M. (2007). Water repellency of aggregate size fractions of a volcanic ash soil. *Soil Science Society of America Journal* **71**(6): 1658-1666.

Keizer, J. J., Doerr, S. H., Malvar, M. C., Ferreira, A. J. D., Pereira, V. (2007). Temporal and spatial variations in topsoil water repellency throughout a crop - rotation cycle on sandy soil in north - central Portugal. *Hydrological Processes* **21**(17): 2317-2324.

Kenward, M. G., Roger, J. H. (1997). Small sample inference for fixed effects from restricted maximum likelihood. *Biometrics* **53**: 983-997.

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**(3): 275-285.

Kleber, M., Sollins, P., Sutton, R. (2007). A conceptual model of organo-mineral interactions in soils: self-assembly of organic molecular fragments into zonal structures on mineral surfaces. *Biogeochemistry* **85**(1): 9-24.

小林政広 (2007) 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. 東京大学大学院農学生命化学研究科. 博士論文.

Kobayashi, M., Shimizu, T. (2007). Soil water repellency in a Japanese cypress plantation restricts increases in soil water storage during rainfall events. *Hydrological Processes* **21**(17): 2356-2364.

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**(5): 354-362.

Kosugi, K. (1996). Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resources Research* **32**(9): 2697-2703.

Leelamanie, D. A. L., Karube, J., Yoshida, A. (2008). Characterizing water repellency indices: Contact angle and water drop penetration time of hydrophobized sand. *Soil Science & Plant Nutrition* **54**(2): 179-187.

Letey, J. (1969). Measurement of contact angle, water drop penetration time, and critical surface tension. Symposium on water-repellent soils, University of California, Riverside, CA.

Littell, R. C., Milliken, G. A., Stroup, W. W., Wolfinger, R. D., Schabenberger, O., Eds. (2006). SAS for Mixed Models. SAS Institute, North Carolina.

町田洋, 新井房夫 (2003). 新編 火山灰アトラス-日本列島とその周辺-, 東京大学出版会: pp.336.

Ma'shum, M., Farmer, V. C. (1985). Origin and assessment of water repellency of a sandy south Australian soil. *Australian Journal of Soil Research* **23**(4): 623-626.

Ma'shum, M., Tate, M. E., Jones, G. P., Oades, J. M. (1988). Extraction and characterization of water-repellent materials from Australian soils. *Journal of Soil Science* **39**(1): 99-110.

Mackel, M. J., Sanchez, S., Kornfield, J. A. (2007). Humidity-dependent wetting properties of high hysteresis surfaces. *Langmuir* **23**(1): 3-7.

真下育久 (1957). 森林土壌の水湿状態 (pF 値) . *林野土壌調査報告* **8**: 43-86.

真下育久 (1960). 森林土壌の理学的性質とスギ・ヒノキの成長に関する研究. *林野土壌調査報告* **11**: 1-182.

Mataix-Solera, J., Arcenegui, V., Guerrero, C., Mayoral, A. M., Morales, J., Gonzalez, J., Garcia-Orenes, F., Gomez, I. (2007). Water repellency under different plant species in a calcareous forest soil in a semiarid Mediterranean environment. *Hydrological Processes* **21**(17): 2300-2309.

McKissock, I., Gilkes, R. J., Walker, E. L. (2002). The reduction of water repellency by added clay is influenced by clay and soil properties. *Applied Clay Science* **20**(4-5): 225-241.

- Miyata, S., Kosugi, K., Gomi, T., Onda, Y., Mizuyama, T. (2007). Surface runoff as affected by soil water repellency in a Japanese cypress forest. *Hydrological Processes* **21**(17): 2365-2376.
- Moore, I. D., Burch, G. J., Mackenzie, D. H. (1988). Topographic effects on the distribution of surface soil-water and the location of ephemeral gullies. *Transactions of the Asae* **31**(4): 1098-1107.
- Moore, I. D., Gessler, P. E., Nielsen, G. A., Peterson, G. A. (1993). Soil attribute prediction using terrain analysis. *Soil Science Society of America Journal* **57**(2): 443-452.
- Moore, I. D., Grayson, R. B., Ladson, A. R. (1991). Digital terrain modelling - A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes* **5**(1): 3-30.
- Naasz, R., Michel, J. C., Charpentier, S. (2008). Water repellency of organic growing media related to hysteretic water retention properties. *European Journal of Soil Science* **59**(2): 156-165.
- Naveed, M., Moldrup, P., Tuller, M., Ferrè, T., Kawamoto, K., Komatsu, T., de Jonge, L. W. (2012). Prediction of the Soil Water Characteristic from Soil Particle Volume Fractions. *Soil Science Society of America Journal* **76**(6): 1946-1956.
- O'Loughlin, E. M. (1986). Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research* **22**(5): 794-804.
- 大政正隆 (1951). ブナ林土壤の研究-特に東北地方のブナ林土壤について. *林野土壤調査報告* **1**: 1-243.
- Paul, E. A. (2006). Soil microbiology, ecology, and biochemistry. Academic Press, Waltham.
- Regalado, C. M., Ritter, A. (2009). A bimodal four-parameter lognormal linear model of soil water repellency persistence. *Hydrological Processes* **23**(6): 881-892.
- Regalado, C. M., Ritter, A. (2005). Characterizing water dependent soil repellency with minimal parameter requirement. *Soil Science Society of America Journal* **69**(6): 1946-1956.



1955-1966.

Rillig, M. C. (2005). A connection between fungal hydrophobins and soil water repellency? *Pedobiologia* **49**(5): 395-399.

Rossel, R. A. V., Adamchuk, V. I., Sudduth, K. A., McKenzie, N. J., Lobsey, C. (2011). Proximal soil sensing: an effective approach for soil measurements in space and time. *In* *Advances in Agronomy*. Sparks, D. L. Academic Press, London. **113**, pp 237-282.

Roy, J. L., McGill, W. B. (2000). Flexible conformation in organic matter coatings: An hypothesis about soil water repellency. *Canadian Journal of Soil Science* **80**(1): 143-152.

Schlangen, L. J. M., Koopal, L. K., Cohen Stuart, M. A., Lyklema, J. (1994). Wettability: thermodynamic relationships between vapour adsorption and wetting. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects* **89**(2): 157-167.

Seki, K. (2007). SWRC fit - a nonlinear fitting program with a water retention curve for soils having unimodal and bimodal pore structure. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* **4**(1): 407-437.

Seki, K., Suzuki, K., Nishimura, T., Mizoguchi, M., Imoto, H., Miyazaki, T. (2010). Physical and chemical properties of soils in the fire-affected forest of East Kalimantan, Indonesia. *Journal of Tropical Forest Science* **22**(4): 414-424.

Sharma, M. L., Luxmoore, R. J. (1979). Soil spatial variability and its consequences on simulated water balance. *Water Resources Research* **15**(6): 1567-1573.

森林立地懇話会 (1972). 森林土壌図.

Täumer, K., Stoffregen, H., Wessolek, G. (2005). Determination of repellency distribution using soil organic matter and water content. *Geoderma* **125**(1): 107-115.

Täumer, K., Stoffregen, H., Wessolek, G. (2006). Seasonal dynamics of preferential flow in a water repellent soil. *Vadose Zone Journal* **5**(1): 405-411.

van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* **44**(5):

892-898.

Wösten, J. H. M., Pachepsky, Y. A., Rawls, W. J. (2001). Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology* **251**(3): 123-150.

Wallach, R., Graber, E. R. (2007). Infiltration into effluent irrigation - induced repellent soils and the dependence of repellency on ambient relative humidity. *Hydrological Processes* **21**(17): 2346-2355.

Wessolek, G., Schwärzel, K., Greiffenhagen, A., Stoffregen, H. (2008). Percolation characteristics of a water - repellent sandy forest soil. *European Journal of Soil Science* **59**(1): 14-23.

White, N. A., Hallett, P. D., Feeney, D., Palfreyman, J. W., Ritz, K. (2000). Changes to water repellence of soil caused by the growth of white-rot fungi: studies using a novel microcosm system. *FEMS microbiology letters* **184**(1): 73-77.

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. *日本林學會誌* **56**(12): 425-433.