九州大学学術情報リポジトリ
Kyushu University Institutional Repository

管理放棄人工林を主体とする御手洗水試験流域における土壌の性質と水分保持能

久米, 朋宣
九州大学農学部附属演習林

東, 直子
九州大学農学部附属演習林

脇山, 義史
筑波大学大学院生命環境科学研究科

金丸, 裕一郎
九州大学農学部附属演習林

他

https://doi.org/10.15017/15054

出版情報：九州大学農学部演習林報告. 89, pp.13-28, 2008-03. 九州大学農学部附属演習林
バージョン：
権利関係：

KYUSHU UNIVERSITY

論　文

管理放棄人工林を主体とする御手洗水試験流域における土壌の性質と水分保持能*

久米朋宣**，東　直子**，脇山義史***，金丸裕一郎**，井手淳一郎**，大槻恭一**

抄　　録

本論文は，九州大学農学部附属演習林福岡演習林内に設置された御手洗水試験流域の土壌の性質と水分特性（透水性と保水性）を報告する．管理放棄されたヒノキ人工林が分布する本流域において，粒径分布，土粒子密度，乾燥密度，間隙率，飽和透水係数を採取した土壌サンプルを用いて計測し，土壌硬度と土層厚の計測を現場で行った．また，現場において土壌の体積含水率と圧力水頭の計測を行い，土壌の保水性を水分特性曲線によって示した．その結果，本流域の土層は40－60cmと浅く，全体的には，飽和に近い段階から排水が開始され，かつ排水が持続的に生じるという団粒もしくは粒状構造の土壌が持つ土壌水分特性を示した．一方で，斜面中腹部から下部の一部の土壌は，土壌がある程度まで乾燥しないと排水が生じず，移動可能な水分が少ないという壁状構造の土壌が持つ土壌水分特性を示した．ヒノキ人工林の林床の裸地化が土壌の物理特性に影響を及ぼしていることが示唆された．

キーワード：管理放棄人工林，ヒノキ人工林，土壌の物理性，水分特性曲線

---

* Kume, T., Higashi, N., Wakiyama, Y., Kanamaru, Y., Ide, J. and Otsuki, K.: Soil properties and moisture retention capacity in the Ochozu Experimental Watershed covered by an unmanaged man-made forest, Kyushu, Japan

** 九州大学農学部附属演習林
Research Division of University Forests, Faculty if Agriculture, Kyushu University, Fukuoka 811-2415

*** 筑波大学大学院生命環境科学研究科
Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Tsukuba, Ibaraki 305-8577

1. はじめに

日本の国土の約65%が森林で覆われ，戦後の拡大造林政策により，現在ではその半数近くがスギ・ヒノキなどの人工林となっている．60年代までに植栽された人工林は間伐などの森林管理が必要な時期にきているが，1964年に林産物貿易の自由化が決定されて以来，日本の林業は急激に衰退し，管理が行き届かない人工林（管理放棄人工林）が年々増加している（太田･服部，2002）．管理放棄人工林では樹冠がうっぺいしているため林床が暗く，下層植生が衰退する．特にヒノキ人工林では，ヒノキの葉が鱗片化して渓流へと流亡しやすく，林床が裸地化されやすいという特徴がある（三浦，2000）．そのような林床では，土壌の浸透能が低下して容易に表面流が発生するようになり，土壌の表面侵食が進むと共に，大雨の時にはリルあるいはガリ侵食を起こして流出量が増加する可能性が指摘されており（湯川・恩田，1995；辻村ら，2006；小杉，2007；恩田，2007），森林の公益的機能の低下が懸念されている．

森林の公益的機能には様々なものがあり，その中で森林の水源涵養機能や洪水緩和機能といった森林の機能を人為的に強化することができるのか，という議論がなされることがある（蔵治・保谷野，2004）．このような議論の解決には，間伐や枝打ちなどの森林管理を行うことによって渇水流量の増加あるいは洪水時流量の減少が起こりうるのかどうかを示す必要がある．しかし，このような疑問に答える大規模実験を野外で行うことは現実的には困難であり，森林の降雨流出プロセスの計測，及びその結果を反映する水循環モデル（例えば，Tanaka et al., 2004; Tsutsumi et al., 2005）の利用が，現時点では有効なアプローチであると考える．

森林では，森林へ降った雨のおよそ50－90%が林床に到達し（例えば，Lorens et al., 2007），その多くは大孔隙に富み大きな透水性を持つ森林土壌中へ浸透する（例えば，大手ら，1989；太田ら，1989）．そのため，数値モデルを利用した降雨流出プロセスの再現計算をするためには，森林土壌の透水性・保水性といった土壌の水分特性，及びその水分特性と密接に関わる土壌の性質に関する基礎的な情報の蓄積が必要不可欠である．

九州大学農学部附属演習林，福岡演習林内の御手洗水試験流域では，ヒノキの管理放棄人工林における水・物質循環の定量化と森林の公益的機能の解明を目的とした水文気象要素のモニタリングが2001年より実施されている（Ide et al.，2007；小松ら，2007）．本研究は，同試験流域における降雨流出プロセスの解明に役立つ，土壌の性質と水分特性（透水性と保水性）を明らかにすることを目的とする．その目的のために，本試験流域の多地点において，土壌サンプルを採取して粒径分布，土粒子密度，乾燥密度，間隙率，飽和透水係数を計測し，土壌硬度と土層厚の現場計測を行った．さらに，現場において土壌の体積含水率と圧力水頭の計測を行い，土壌の保水性を水分特性曲線モデル（Kosugi，1996）によって示した．

2. 材料と方法

2.1. 試験地概要

本研究は，福岡市の東方約15ｋｍに位置する九州大学農学部附属演習林の福岡演習林内の御手洗水試験流域を対象として行われた．本流域は，流域面積約9.5ha，流路長265ｍの山地小流域である．流域の河道に沿った低位部は樹齢約50年のヒノキ，中腹から尾根は広葉樹をふくむ常緑・落葉混交二次林で覆われている．

流域土壌の母岩は，三郡変成岩類中層部の緑色片岩と北部九州に広く分布する三郡変成岩帯に部分的に含まれる蛇紋岩である（日本の地質九州地方編集委員会1992）．蛇紋岩を母岩とする土壌は，透水性が悪く通気性に乏しいという物理的特徴（Proctor and Woodell，1971）と，pHが高く，多量のマグネシウム及びニッケル，クロムなどの重金属を含むという化学的特徴を持ち，これにより生育する植物の成長や種組成は強く制限される（森田・田中，1991）．本流域に分布する土壌は黄褐色森林土で，表層40cmは黒色を呈し，その下層は粘性が強く黄土色を成す．

2.2. 土壌性質の計測方法

2.2.1. 粒径分布

土壌の材料としての性質である粒径分布を把握するため，支流を含めた流路沿いの斜面19地点（図1a）で深さ5～15cmの土壌を採取した．流域内踏査の際，5～15 cmの比較的浅い層と深い層では土色に違いが見られたことから，この土色の違いが粒径分布や粘土鉱物組成の違いを反映したものであるかどうかを調査するため，19地点のうち4点においては深さ25～35 cmから土壌を採取し，比較に供した．土壌サンプルの採取地点にプラスチック製の杭を打ち込み，杭を中心に一辺およそ30 cmの正方形を描き，その四隅から検土杖を用いて土壌を採取し，50mLポリエチレン容器内で混合し，地点を代表するサンプルとした．

土壌サンプルは2～3日風乾させ，粉砕した後，風乾細土（＜2mm） 5.00ｇを500mLトールビーカーに取り，6%過酸化水素水を加え，有機物による黒色が消えるまでホットプレート上で加熱した．脱イオン水を加え内容を約400mLとした後，１M NaOHを添加して懸濁液のpHをおよそ9に調整し，音波発生装置（YAMATO BRANSON 8200）で超音波処理を行った（300W,40kHz，15分）．分散した懸濁液の全量を1L容沈定シリンダーに移し，よく撹拌し静置した．ストークスの法則より求めた所定の時間静置後，サイフォンを用いて2μｍ以下の粘土画分を2Lポリ容器に採取した．採取した懸濁液にNaClを加えて凝集させ，凝集沈定後上澄みを除去した．沈定シリンダーに再び脱イオン水を加えて撹拌，静置し，粘土画分の採取を行った．この操作を1L沈定シリンダー内の懸濁液が静置後ほぼ透明になるまで繰り返し，粘土画分を完全に分離した．分離した粘土懸濁液をあらかじめ秤量したポリエチレン瓶に入れ，質量を測定した．粘土懸濁液の入ったポリエチレン瓶の質量からポリエチレン瓶の質量を差し引き，粘土懸濁液質量とした．この後あらかじめ精秤したガラス製の遠沈管に懸濁液を取り，質量を測定したのち，遠心分離を行い上澄みを除いた．これを乾燥機で一夜乾燥させた後，質量を測定した．これらの測定値より粘土質量(g) を求めた．

粘土画分を分離した1L容沈定シリンダーの内容物を500mLトールビーカーに移し，沈

降法を用いてシルト画分を分離し，一夜静置後，上澄みを除き予め秤量した蒸発皿に移し，ホットプレート上で蒸発乾固させ放冷後，質量を測定した．シルト画分の分離後，細砂画分と粗砂画分を，0.2mmの篩を用いて分離し，蒸発乾固させ秤量した．各画分の質量から粒形組成を求めた．

2.2.2. 土粒子密度，乾燥密度，間隙率，飽和透水係数

土壌の材料としての性質である土粒子密度と，土壌の状態量である乾燥密度，間隙率，飽和透水係数を測定するため，御手洗水流域内の東向き平型直線斜面Aに試験区を設定し（図1a），H(上部・二次林帯)，M(中部・ヒノキ林帯)，LT（下部・ヒノキ林帯）の3地点において，内壁に薄くグリースを塗った100cm^{3}のサンプラーを鉛直方向に挿入し，10，30，50cmの深さから不撹乱土壌を3サンプルずつ採取した（図1b）．これらの不撹乱土壌をサンプラーに充填したまま水で飽和させた後，そのサンプラーに透水円筒を装着し，変水位法により不撹乱土壌の飽和透水係数を測定した．次に，土壌サンプルを105℃で24時間炉乾し，炉乾前後の不撹乱土壌サンプルの重量から乾燥密度を測定した．その後，根などの有機物を取り除いた土壌サンプルをピクノメーターに蒸留水とともに入れ，加熱・冷却し，真空ポンプで排気することで気泡を取り除いた後，内容物を105℃で24時間炉乾し計量することにより土粒子密度を測定した．それぞれの土壌サンプルの乾燥密度と土粒子密度から間隙率を算定した．3連の測定の平均値を，各地点の深さ毎の測定値とした．これら土壌の物理性試験の方法は，「土質試験　基本と手引き」（地盤工学会，2002）と「土壌物理環境測定法」（東京大学出版会，1995）に従った．

2.2.3. 土壌硬度と土層厚

斜面A，B，C，Dの上部，中部，下部において（図1a），山中式硬度計（藤原製作所）を用いて土壌硬度を，長谷川式貫入計（H100，ダイトウテクノグリーン）を用いて土壌硬度及び土層厚を測定した．長谷川式貫入計による土壌硬度及び土層厚の測定では，落錘を50cmの高さから落下させ，土中に貫入した先端の円錐コーンの貫入深を読みとった．長谷川式貫入計を用いて測定したS値（cm／錘落下回数）と山中式硬度計で測定した抵抗値（Y）との間には明瞭な関係（$Y=15.3\times S^{-1.68}$，$R^2=0.81$）が見られたので，土壌硬度の指標としてS値のみ示した．

2.3. 土壌の水分保持能の評価

2.3.1. 土壌の圧力水頭と体積含水率の現位置での計測

斜面A，B，C，Dそれぞれの上部，中部，下部の各地点において（図1a），圧力水頭（Ψ）と体積含水率（θ）を測定した．Ψの測定にはテンシオメータ（DIK-3023，大起理化）を用い，測定深度は10，30，50cmとした．同深度において，θを静電容量式センサー（ECH_2O-10，Decagon Device）を用いて測定した．これらの測定値は，データロガ(CR10X，Campbell Scientific)を用いて10分毎に記録した．

2.3.2. 対数正規分布モデルによる土壌水分特性曲線の作成

本流域における土壌の保水性を定量的に評価するため，４つの斜面の各計測地点で得られたΨ，θのデータのうち排水過程のみのデータを抽出し，水分特性曲線を作成した．作成した水分特性曲線を，Kosugi（1996）により提案された下記の対数正規分布モデルにフィッティングさせ，モデルパラメーターを算出した．

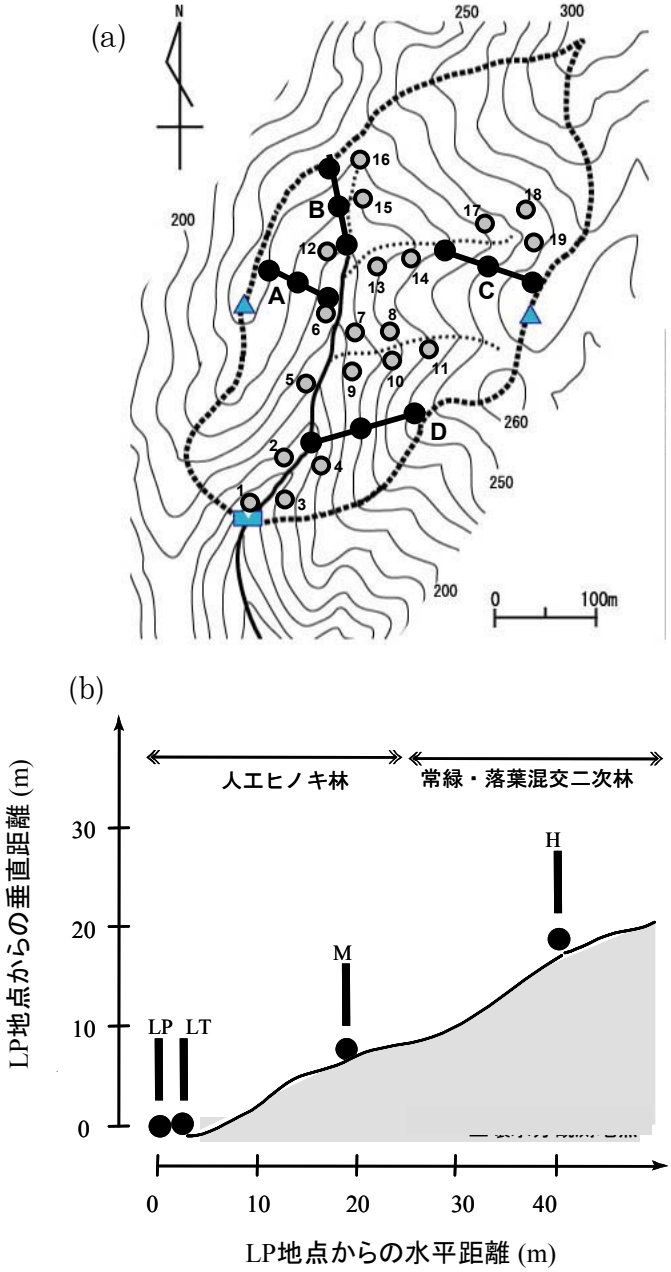

Fig. 1 a) The sampling points in the Ochoze experimental watershed, b) schematic representation of vertical section in the slope A. In the Fig. 1a, Gray circles represent sampling points for particle-size distribution, and black circles represent measurements points for soil moisture etc. In the Fig. 1b, H, M, LT, and LP represent the upper part, the middle part, the lower part, and the bottom of the slope, respectively.

図1　流域内のサンプル採取地点 (a)及び斜面Aの縦断面の概念図（b）．図1aの灰色丸は粒径組成のためのサンプル採取地点を，黒丸はそれ以外の項目のサンプル採取地及び土壌水分等の計測地点を表す．図1bのH，M，LT，LPは，それぞれ斜面下部，中部，下部，最下部を意味する．

$$S_e = \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} = Q\left(\frac{\ln(\psi / \psi_m)}{\sigma}\right) \quad (1)$$

$$Q(x) = \sqrt{2\pi}\int_x^{\infty} \exp\left(\frac{-u^2}{2}\right) du \quad (2)$$

$$\psi = A / r \quad (3)$$

ここで，S_e：有効飽和度，θ_s：飽和体積含水率，θ_r：残留体積含水率，σ：ln Ψの分布の標準偏差，r：土壌孔隙の半径，A：表面張力，接触角，水の密度，重力加速度により決まる定数である．Qは，(2) 式で表される余正規分布関数である．

(1) 式中のΨmは，圧力水頭メジアンを表し，Ψのどの段階で排水のピークが生じるかを表している．この値の絶対値が大きいほど，土壌中において高い水分張力によって保たれる水分が多いことを示し，この数値は孔隙径のメジアンに対応するため，土壌孔隙中に占める細孔隙の割合が高いことを示す．σは孔隙径の標準偏差に対応するため，この値が大きいほど，土壌中に様々な径の孔隙が存在し，Ψmを中心として，Ψの変化とともに緩やかに排水されることになる．($\theta_s - \theta_r$) は飽和体積含水率と残留体積含水率の差であり，土壌水分が移動可能な孔隙の割合を示す．本研究では，Ψm，σ及び$\theta_s - \theta_r$を土壌の水分保持能を評価するパラメーターとして扱い，これらを用いて本流域の土壌の保水特性について検討を行った．

3. 結果および考察

3.1. 土壌の性質

3.1.1. 粒径組成

粒径分析の結果を表1に示す．本流域の土壌の粒径組成は，いずれの地点・深度でも，シルトあるいは細砂含量が最も高く，粘土含量は15.4～30.2%と比較的狭い範囲にあり，23点のサンプル中3点の土性が軽埴土（LiC）であり，20点のサンプルでは埴壌土（CL）であった．土壌の深さ10cmと30cmとで明瞭な土色の違いが見られたけれども，4地点の測定では，両深度の粒径組成はほぼ同じとみなされ，土色の違いは粒径組成の違いを反映したものではないと考えた．

表層土壌の粒径組成は，渓流水中の土砂の発生源を推定するのに役立つことが報告されている（倉茂，1996）．しかし，本流域では粒径組成に地点間で大きな差異が認められなかったため，粒径組成を利用した流出土砂の発生源の推定は困難であると考えられた．一方，脇山（2004）は，本流域の表層土壌の粘土鉱物組成を計測し，上流部では緑泥石とタルクの含量が比較的高く，下流部では蛇紋石の含量が高くなるという分布の違いを示し，このような流出土砂の粘土鉱物組成を測定することにより，流出土砂の発生源や土砂供給開始時間を推定することが可能であるとした．

3.1.2. 土粒子密度，乾燥密度，間隙率，飽和透水係数

斜面A上部，中部，下部の土壌の土粒子密度，乾燥密度，間隙率，飽和透水係数の結果を表2に示す．土粒子密度，乾燥密度は，深いところの土壌ほど大きくなる傾向が認められた．一方，斜面の上部，中部，下部の間での違いは明瞭ではなかった．間隙率は，土壌の深さが深くなるに従い幾分低下した．

飽和透水係数は，土壌の深さが深くなるに従い低下した．これは，土壌の深さが深くなるに従って乾燥密度が増加し，間隙率が低下したこと，つまり土壌中の固相の質量及び体積の占める割合が増加したことと密接に関係している．斜面部位ごとにみると，斜面下部＞斜面中部＞斜面上部の順となった（表2，図2）．このことは，土壌孔隙が水で飽和された条件では，斜面下部は，上部より排水性が良く，斜面上部から集まる大きな水フラックスを浸透させることができることを意味する．深度30cmの飽和透水係数は深度10cmのそれより1オーダー以上小さく，この土層上に水分が溜まりやすいことを示唆している（図2）．なお，本研究で用いた7サンプルでの飽和透水係数の平均は1.35×10^{-3} cm s^{-1}となり，同じ流域内の別の斜面で測定された，表層土壌の平均飽和透水係数3.84×10^{-2} cm s^{-1}（平松ら，1987）よりも1オーダー小さい値となった．両者の違いが生まれた理由について，3.2.節で考察する．

表1　表層土壌の粒径組成
Table 1　Particle-size distribution in surface soil.

地点	粘土	シルト	細砂	粗砂	土性
1	22.3	41	29.6	7.6	CL
2	19.8	34.5	32.3	13.5	CL
3	20.3	39.9	32.3	7.5	CL
4	21.8	36.9	33.7	7.7	CL
5	22.2	41.1	26.9	9.8	CL
6	16.5	42.9	30.4	10.2	CL
7	18.0	33.8	35.2	13.0	CL
8	21.0	36.1	33.4	9.6	CL
9	19.8	41.4	30.0	8.7	CL
10	28.7	39.0	19.0	13.3	LiC
11	25.1	41.3	23.7	9.9	LiC
12	19.8	37.5	30.2	12.5	CL
13	19.6	27.5	45.2	7.8	CL
14	16.6	34.0	35.5	13.9	CL
15	30.2	36.1	26.9	6.9	LiC
16	24.9	30.1	16.1	28.8	CL
17	18.7	30.7	32.5	18.1	CL
18	19.5	34.8	25.5	20.2	CL
19	15.4	32.4	38.7	13.4	CL
1*	18.2	32.1	32.1	17.7	CL
2*	17.9	34.2	34.0	13.8	CL
10*	19.7	28.8	43.6	8.0	CL
17*	19.0	33.5	38.0	9.6	CL

表内の数値は%であり，土性は国際土壌学会の区分に従った（CL：埴壌土，LiC：軽埴土）
* 深度25-35cmから採取したサンプル．

表2　斜面Aの各部位の土壌の物理性と透水性

Table 2　Particle density, dry bulk density, porosity, saturated hydraulic conductivity in the slope A.

部位	深度 cm	土粒子密度	乾燥密度 g cm^{-3}	間隙率 %	飽和透水係数 cm s^{-1}
上部	10	2.61	0.91	47	9.19×10^{-4}
	30	2.7	1.36	42	3.30×10^{-6}
中部	10	2.57	1.09	51	2.78×10^{-3}
	30	2.7	1.40	44	5.37×10^{-5}
下部	10	2.66	1.22	48	4.64×10^{-3}
	30	2.71	1.26	51	2.38×10^{-4}
	50	2.81	1.37	47	8.00×10^{-4}

＊ 斜面上部及び中部の深度50cmでは，岩があり土壌を採取できなかった．

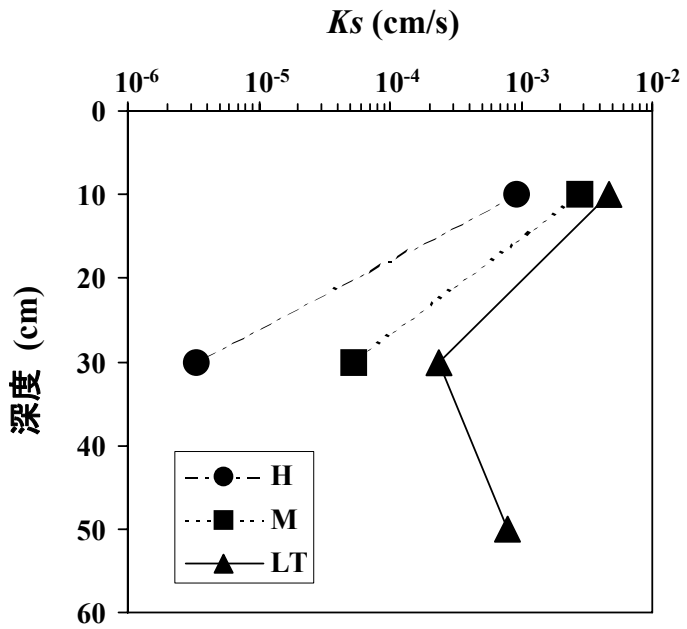

Fig. 2　Profiles of saturated hydraulic conductivity of soil in the slope A.

図2　斜面Aの土壌の飽和透水係数プロファイル

3.1.3. 土壌硬度と土層厚

４つの斜面において長谷川式貫入計で計測した土壌のS値のプロファイルを図3に示す．S値が小さいほど土壌が硬いことを示す．斜面A，Cの上部のS値は，深さが深くなるに従って小さくなったが，それ以外の地点では，深さに関わらず概ね1前後を示した．このことから，本流域では土壌硬度は深さによってあまり変化しないと思われた．4斜面で，貫入計の侵入が不可能となった深度は40～100cmの範囲にあり，約40～60cmである地点が12地点中8地点であった．貫入計の侵入が不可能となった深度には基岩が存在していると考えられるので，本試験流域の土層厚は概ね40～60cmである．斜面の上部，中部，下部の斜面部位ごとに土層厚をみると，斜面A，Bでは上部の土層が厚く，下部ほど薄くなっていたのに対し，斜面C，Dではそのような傾向は認められなかった（図3）．平松ら（1987）は本試験流域において土層厚の分布調査を実施した．それによるとヒノキ人工林帯（斜面下部）及び二次林（斜面上部）の土層厚の平均±標準偏差は，それぞれ32.2 ± 17.2 cm，18.7 ± 15.4 cmであり，斜面下部の土層の方が厚い．本研究と平松ら（1987）では，土層厚に関して結果が異なっている．その理由として，本流域の土層厚の空間分布にはバラツキがあり，本研究と平松ら（1987）とで土層厚の計測地点が異なることが挙げられる．

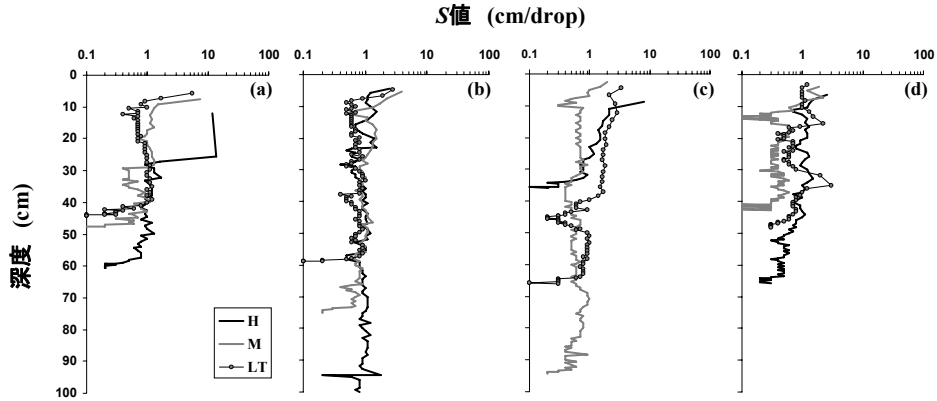

Fig. 3 S-value measured in the slope A, B, C, and D.

図3　長谷川式貫入計で計測した斜面A（a），B（b），C（c），D（d）の土壌のS値（cm/落錘回数）プロファイル

3.2. 土壌の水分保持能

斜面A，B，C，Dの上部，中部，下部で，土壌の深度ごとに計測した圧力水頭（Ψ）と体積含水率（θ）の関係を用いて算定した土壌水分特性曲線のモデルパラメーターを表3に示す．図4には典型的な例として，斜面Cの下部と上部の土壌の深度別水分特性曲線を示した．斜面Cでは，斜面下部がヒノキ人工林，斜面上部が落葉・常緑混交二次林となっている．

図4に示されるように，斜面下部の深度10，30cmでは，Ψmとσが相対的に小さく，Ψが小さくなるまでθが変化しない（図4aとb）．加えて$\theta_s - \theta_r$が小さく（図4aとb），これらの深度の土壌では，孔隙が小さい方に偏っており，Ψがある程度まで低下しないと排水が

生じず，水分移動が可能な孔隙が少ないと判断された．同じことが，斜面Dの下部の土壌にも認められた（表3）

一方，斜面Cの下部の深度50cm及び上部の深度10，30，50cmでは，Ψm及びσが比較的大きく，Ψが大きいときからθの低下が起こり，Ψの減少に伴ってθが持続的に低下するのが見て取れる（図4c，e，d，f）．加えて$\theta_s-\theta_r$が大きい（図4c，e，d，f）．よって，斜面上部の深度10，30，50cm及び下部の深度50cmでは，土壌に大小さまざまな孔隙が存在し，排水が比較的飽和に近い段階から始まり，かつ継続的に進む土壌であると判断された．

Kosugi（1997）が土壌構造ごとに特定したΨmの平均値は，大小様々な孔隙を持つ団粒構造及び粒状構造がそれぞれ-33.4cm（n=60），-43.9cm（n=24），べっとりとした外観を呈し孔隙がほとんど見られない壁状構造が-121.5ｃｍ（n=26）であり，団粒の崩壊に伴いΨmが小さくなることが報告されている．この指標に従うと，本試験流域では，斜面Cの中部，下部の深度10，30cm及び斜面Dの下部が壁状構造に相当し，それ以外は，団粒もしくは粒状構造に相当する孔隙分布をもつとみなすことができる（表2，図4）．土壌が持続的に団粒状構造を保つためには，土壌生物の活動を支えるエネルギー源となる有機物の持続的な供給が必要とされている（Huang and Schnitzer，1986）．本流域の斜面下部は，管理放棄されたヒノキ人工林で覆われている．ヒノキ林では広葉樹林に比べて落葉落枝などのリターの供給が少なく，かつ渓流へと流亡しやすいこと（恩田，2007），管理放棄人工林では樹木の成長とともに林冠がうっぺいし林床に下層植生が少ないこと（清野，1988）が指摘されている．実際，本流域の斜面下部を観察すると，林床被覆が少なく土壌がむき出しになっている箇所が多い．以上のことより，本試験流域のヒノキ人工林の一部では有機物の不足に伴う団粒の崩壊が起きていると推察された．本研究で示した表層土壌の飽和透水係数が，林冠が現在よりうっぺいしておらず林床被覆が多かったと推察される頃の飽和透水係数（平松ら，1987）より1オーダー小さかったことも，この林床被覆の衰退に伴う団粒の崩壊と関係している可能性がある．今後，土壌の水分保持能に加えて，林床被覆の状態や土壌有機物含量の調査，断面調査を実施することが，林床被覆の土壌構造変化に与える影響を明らかにするうえで有用であろう．

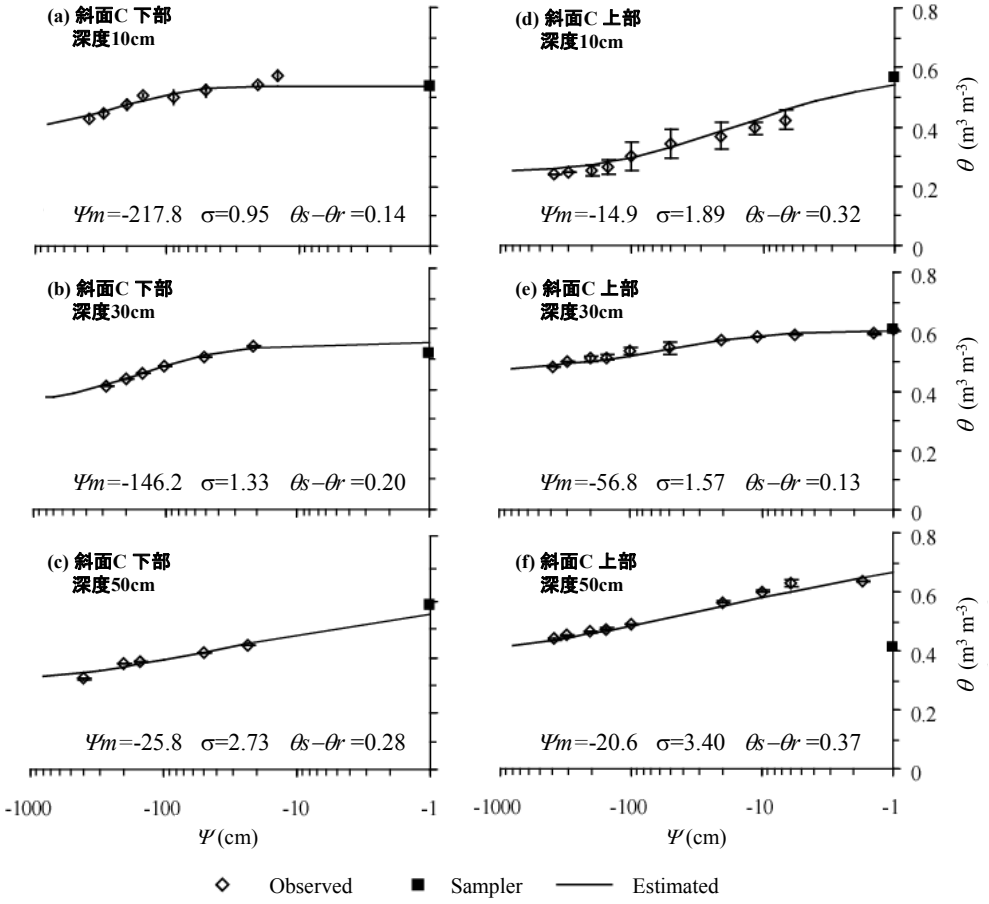

Fig. 4 Soil water retention curves in the upper part and the lower part of the slope C. The measurements were averaged during drainage period.

図4 斜面Cの上部，下部における土壌水分特性曲線．計測値は，排水過程時のデータの平均値である．

表3　各計測地点の土壌の水分特性曲線の対数正規分布モデルのパラメーター
Table 3　Parameters in log normal model for soil water retention curves.

斜面	部位	深度	Ψm	σ	$\theta s-\theta r$
A	下部	10cm	-7.55	1.37	0.09
		30cm	-13.22	1.58	0.47
		50cm	-14.50	1.53	0.36
	中部	10cm	-16.10	0.98	0.06
		30cm	-11.76	1.91	0.13
		50cm	-15.98	2.78	0.24
	上部	10cm	-4.27	2.03	0.50
		30cm	-16.82	1.96	0.45
		50cm	-12.12	1.99	0.39
B	下部	10cm	-5.03	2.10	0.24
		30cm	-21.97	1.73	0.26
		50cm	-15.73	1.54	0.16
	中部	10cm	-	-	-
		30cm	-	-	-
		50cm	-	-	-
	上部	10cm	-8.83	1.16	0.30
		30cm	-	-	-
		50cm	-	-	-
C	下部	10cm	-217.82	0.95	0.14
		30cm	-146.24	1.33	0.20
		50cm	-25.82	2.74	0.28
	中部	10cm	-381.58	1.27	0.08
		30cm	-96.04	1.02	0.03
		50cm	-8.94	2.78	0.44
	上部	10cm	-14.87	1.89	0.32
		30cm	-56.84	1.57	0.13
		50cm	-20.6	3.45	0.38
D	下部	10cm	-110.61	2.74	0.10
		30cm	-14.49	1.25	0.11
		50cm	-	-	-
	中部	10cm	-8.66	0.68	0.04
		30cm	-14.48	1.74	0.11
		50cm	-	-	-
	上部	10cm	-10.11	1.29	0.06
		30cm	-	-	-
		50cm	-	-	-

＊ データがない箇所は，機器の不具合等による欠測である．

4. まとめ

本研究では，管理放棄されたヒノキ人工林が主体となる御手洗水試験流域において，土壌の性質と水分特性（透水性と保水性）を明らかにするために，粒径分布，土粒子密度，乾燥密度，間隙率，飽和透水係数，及び透水性を土壌サンプルの採取・分析により計測し，

土壌硬度と土層厚の計測を現場で行った．また，現場において土壌の体積含水率と圧力水頭の計測を行い，土壌の保水性を水分特性曲線モデルによって示した．その結果，本試験流域は全体的には，比較的飽和に近い段階から排水が開始され，かつ排水が持続的に生じるという団粒もしくは粒状構造の土壌が持つ土壌水分特性を示すことが明らかとなった．

一方で，斜面中腹部から下部の一部の土壌は，土壌がある程度まで乾燥しないと排水が生じず，移動可能な水分が少ないという壁状構造の土壌が持つ土壌水分特性を示し，ヒノキ人工林の林床の裸地化が土壌の物理特性に影響を及ぼしていることが示唆された．本試験流域では表面流や土壌侵食が発生しやすいことが示唆されており（Ide et al.，2007），本研究で明らかとなった土壌の特性と本試験流域の流出や侵食とが，どのような関係にあるのかを明らかにすることが今後の課題である．

謝　辞

本研究を実施するにあたり，九州大学農学部附属演習林宮崎演習林の熊谷朝臣准教授，及び福岡工業大学の小川滋教授には適切な助言をいただいた．また，九州大学農学部附属演習林流域環境制御学研究室の東智洋氏には実験の一部を実施していただき，また学生の方々にはサンプルの採取及び野外計測機器の設置の際に多大なご協力をいただいた．ここに記して深く感謝いたします．

引用文献

平松和昭・田中宏平・四ヶ所四男美・森　健（1987）： 山腹斜面特性量の確率統計的特性. 九大農学芸誌 **41**: 35-45

HUANG, P.M.,and SCHNITZER, M.（1986）: Interactions of soil minerals with natural organics and microbes. The Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, pp. 606

IDE, J., NAGAFUCHI, O., CHIWA, M., KUME, A., OTSUKI, K.,and OGAWA, S.（2007）: Effects of discharge level on the load of dissolved and particulate components of stream nitrogen and phosphorus from a small afforested watershed of Japanese cypress (Chamaecyparis obtusa). J For. Res. **12**: 45-56

清野嘉之（1988）： ヒノキ人工林の下層植物群生の被度・種数の動態に影響を及ぼす要因の解析. 日本林学会誌. **70**: 455-460

小松　光・井手淳一郎・篠原慶規・芳賀弘和・藤山洋介・宮野岳明・丸野亮子・智和正明・久米朋宣・東　直子・大槻恭一（2007）： 非管理針葉樹人工林の蒸発散量. 水利科学. **297**: 107-127

小杉賢一郎（2007）： 森林土壌における雨水の浸透過程. 森林水文学.森北出版, 東京, pp. 40-64

KOSUGI, K.（1996）: Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. Water Resour. Res. **32**: 2697-2703

KOSUGI, K.（1997）: A new model to analyze water retention characteristics of forest

soils based on pore radius distribution. J For. Res. **2**: 1-8

蔵治光一郎・保屋野初子（2004）: 緑のダムー森林・河川・水循環・防災. 築地書館. 東京, p. 280

倉茂好匡（1996）: 浮流土砂の測定および解析法. 水文地形学ー山地の水循環と地形変化の相互作用ー, 古今書院, 東京, pp. 132-142

LLORENS, P.and DOMINGO, F. (2007): Rainfall partitioning by vegetation under Mediterranean conditions. A review of studies in Europe. J. Hydrol. **335**: 37-54

三浦　覚（2000）: 表層土壌における雨滴侵食保護の視点からみた林床被覆の定義とこれに基づく林床被覆率の実態評価. 日本林学会誌 **82**: 132-140

森田佳行・田中永晴（1991）: 蛇紋岩由来の暗赤色土の性質，生成並びに分類に関する研究　第3報，遊離酸化物，粒径組成，風化度及び粘土鉱物組成について. 森林総研研報 **360**: 1-20

日本の地質九州地方編集委員会（1992）: 日本の地質 **(9)** 日本の地質, 共立出版, 東京, pp. 7-8

恩田裕一（2007）: 人工林の荒廃と地表面流発生メカニズム. 森林水文学.森北出版, 東京, pp 65-81

太田猛彦・片桐真・河野幸彦（1989）: 大型透水試験器による森林土壌の透水係数の測定(II). 日本林学会誌 **71**: 164-167

太田猛彦・服部重昭（2002）: 地球環境時代の水と森ーどうまもり･はぐくめばいいのか. 日本林業調査会, 東京, p. 222

大手信人・鈴木雅一・窪田順平（1989）: 森林土壌の土壌水分特性(Ⅰ). 飽和 - 不飽和透水特性の鉛直分布の測定法と2，3の測定結果. 日本林学会誌 **71**: 137-147

PROCTOR, J.and WOODELL, S.R.J. (1971): The plant ecology of serpentine I. Serpentine vegetation of England and Scotland. J. Ecol. **59**: 375-395

辻村真貴・恩田裕一・原田大路（2006）: 荒廃したヒノキ林における降雨流出に及ぼすホートン地表流の影響. 水文・水資源学会誌 **19**: 17-24

TANAKA, K., TAKIZAWA, H., KUME, T., XU, J., TANTASIRIN, C. and SUZUKI, M. (2004): The impact of rooting depth and soil hydraulic property on the transpiration peak of an evergreen forest in northern Thailand in the late dry season. J. Geophys. Res. **109**: D23107

TSUTSUMI, D., SIDLE, R.C.and KOSUGI, K. (2005): A simple model of lateral preferential flow in hillslope soils. Water Recour. Res. **41**: W12420

脇山義史(2004）: 山地流域における粘土鉱物トレーサー実験のための予察的研究. 九州大学土壌学研究室卒業論文

湯川典子・恩田裕一（1995）: ヒノキ人工林において下層植生が土壌の浸透能に及ぼす影響（Ⅰ）散水型浸透計による野外実験. 日本林学会誌 **77**: 224-231

(2007年10月31日受付；2008年１月31日受理)

Summary

This study reports soil properties and moisture retention capacity such as particle-size distribution, particle density, dry bulk density, porosity, saturated hydraulic conductivity, soil hardness, and rootable soil depth in the Ochozu experimental watershed, which is mainly covered by an unmanaged Japanese Cypress plantation, in Kasuya Research Forest of Kyushu University, Fukuoka, Japan. In addition, we conducted soil moisture measurements such as volumetric water content and matric potential in situ, and determined soil water retention curve from these measurements in the watershed. Consequently, this study showed that there were shallow rootable soil depth with ca. 40-60 cm, and that most of soil in this site showed the water retention curves that have been observed in aggregated soil structure. On the other hand, soil in the lower part of the hill-slopes showed the water retention curves that have been observed in massive soil structure. These results imply that partially soil structure has been degraded in the watershed resulting from un-management of Japanese Cypress plantation.

Key words: unmanaged plantation, Japanese Cypress plantation, Soil physics, Soil water retention curve