

東丹沢大洞沢試験流域における水収支・流出特性 — 地下部における水移動の影響 —

小田智基 *・鈴木雅一 *・内山佳美 **

Water balance and runoff characteristics in Ohborasawa Watershed in Tanzawa Mountains -Effect of bedrock groundwater flow -

Tomoki ODA*, Masakazu SUZUKI* and Yoshimi UCHIYAMA**

要 旨

丹沢山地大洞沢流域内の 48ha、7 ha、5 ha の 3 流域 (No 1、No 3、No 4 流域) における降水量・流出量・水質を計測し、水収支・流出特性について検討した。2010、2011 年の平均年降水量は 3100 mm であり、同期間の流出量は 3 流域で 1800 ～ 3900 mm/year であった。CI⁻ 収支法から得られた基岩深部浸透量は -1700 ～ 700 mm/year であり、3 流域間に大きな違いが見られた。この深部浸透量を考慮すると 3 流域の年蒸発散量は 500 ～ 1000 mm/year となり、気候学的に丹沢山地の森林で想定される蒸発散量となる。また、基底流出時の流量は 3 流域で大きく異なるが、直接流出量は大きな違いは見られなかった。この結果から、数 ha 程度の流域 (2 次谷) では、隣接する流域においても、地下部での水移動の影響で流出特性が大きく異なることが示唆された。

I はじめに

山地源頭流域は、水源であるだけでなく、土砂生産・水質形成に関わる重要な場所である。源頭流域における流出プロセスを把握することは下流河川の問題を把握するために不可欠であると言える。これまで、多くの山地流域で水文観測が行われており、各流域において、植生や地質・地形によって異なるなど、流出プロセスなどの知見は蓄積されている。その中で、近年、同一の地質・植生であっても隣接する流域間でもプロセスが異なることが報告され、小流域ほど流出にばらつきが大きく、大流域になるほど収束すると言われており (Uchida *et al.*, 2005)、流域間での深部地下水の移動が影響していることが指摘されている (Uchida and Asano,

2010)。岩盤を浸透して流域外に流出する成分や流入する成分は源流域の流出特性に影響を与えていることは、報告されており (Onda *et al.*, 2001; Kosugi *et al.*, 2008)、このような地下水の流動は、山地源頭流域の水収支や流出を把握するために重要である。深部浸透量は直接計測することが難しく、複数の入れ子状の流域において水収支観測を実施する手法 (Kosugi *et al.*, 2006) や CI⁻ 収支を用いる手法 (小田ら, 2008)、蒸発散量をモデルにより推定する手法 (寺嶋ら, 1993) などの研究が行なわれているが、山地源頭流域における流出にどの程度の影響を与えているのかは未だ十分に解明されていない。

神奈川県丹沢山地大洞沢流域では、48ha の地点に量水堰が設置され、長期的に流量観測が実施され

* 東京大学大学院 農学生命科学研究科 (〒 113-8657 東京都文京区弥生 1-1-1)

** 神奈川県自然環境保全センター 研究企画部 研究連携室 (〒 243-0121 厚木市七沢 657)

ている。さらに、2009年に5ha、7haの地点にもコンクリート製の量水堰が設置され、小流域から比較的大きな48haの流域での正確な流量観測が可能となっている非常に貴重なサイトである。本研究では、大洞沢流域において、水収支・流出特性を把握し、さらにC1収支法を用いた深部浸透量の推定を行うことにより、流出における深部地下水の影響について検討した。

II 流域の概要

調査地である大洞沢流域は、神奈川県丹沢山地の東部、中津川上流（宮ヶ瀬ダム上流）の標高432～878mに位置する48haの流域であり、調査対象流域はその内の5ha（No 4）、7ha（No 3）の小流域である。小流域内はスギやヒノキの若齢林から壮齢林、広葉樹林等の多様な林分がモザイク状に配置している。地質は新第三紀層丹沢層群大山亜層群に属する。流域は地形が比較的急峻であり、複雑な深い谷を形成している。流域の平均傾斜はおよそ36°である（白木ら、2007）。平均年降水量は、およそ3000mmであり、年平均気温はおよそ10℃である（内山ら、2009）。

III 水文調査方法

降水量の観測は、No 5地点（図1）において行なっている。口径20cm、降水量0.5mmで1転倒する転

倒升式雨量計による自記記録と、口径20cmの貯留式雨量計を併用することにより観測を行った。貯留式雨量計に貯留された雨水は、2週間に1回から月1回の頻度でメスシリンダーによって計測した。貯留式雨量計によって測定された期間中の総降水量を真値とし、転倒枴雨量計によって得られた期間中の転倒回数で除することにより、観測期間中の1転倒に対する雨量を決定するという方法で補正を行なった。林内雨量を計測するため、T1、T2地点（図1）にそれぞれ5つの直径21cmのロートをつけた10ℓのポリボトルを設置し、2週間に1回から月1回の頻度で計量を行なった。林内雨量はこれらの貯留ボトルで計測された雨量の平均とした。

樹幹流量は、T1、T2地点にそれぞれ5本ずつの対象木に胸高付近の樹幹に樹幹流採取装置（樹幹部にビニールチューブを巻きつけ、貯留タンクまたは転倒枴雨量計に導入）を取り付けて2週間に1回から月1回の頻度で計測した。水高への換算は、各プロット内の5本の樹幹流量から、プロット内の全林木の樹幹流量を推定し、プロット面積に対する樹幹流量の合計を算出し、mm単位に換算するという手法を用いた。

流量観測は、大洞沢流域のNo 1、No 3、No 4流域の末端のWeir 1、Weir 3、Weir 4地点に設置された量水堰にて行った。水位は、水圧式水位計を用いて自動的に計測した。水位データを流量データに変換するために、実測により流量を計測し、水位流量関係式を導出した。No 3流域とNo 4流域の

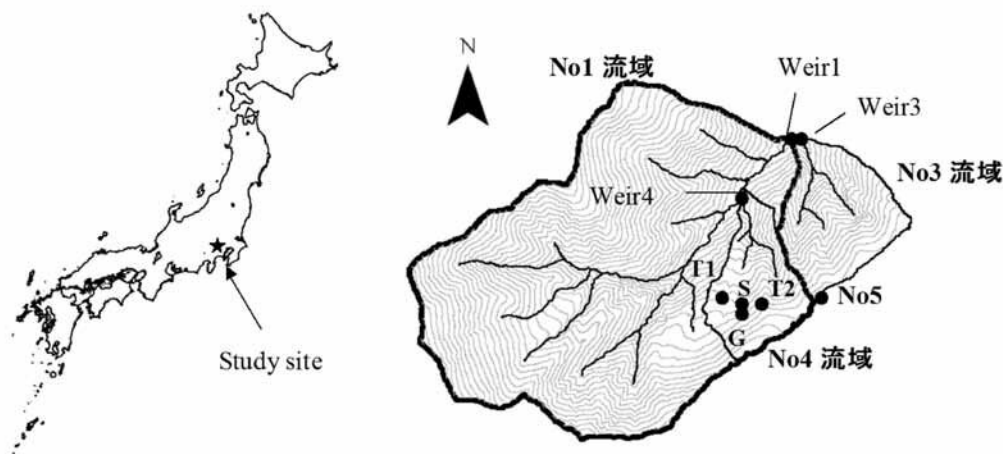


図1 大洞沢流域の地形図

Weir 1, 3, 4 : 量水堰、T 1, T 2 : 林内雨・樹幹流観測点、S : 土壌水観測点、G : 地下水観測点、No 5 : 降水量観測点

流量はプラスチック製のバケツ (50 ℓ) とストップウォッチを用いて計測し、同時に水位計測を実施した。No 1 では、電磁流速計 (KENEK 社製, VE20) を用いて計測した。本調査では水理学的な関係から、水位が V ノッチの高さ (No 1 ; 64cm, No 3, No 4 ; 50cm) を超えない場合には流量が水位の b に比例する式を用い、以下の式とした。

$$Q = aH^b \quad \text{式 (1)}$$

Q : 流量、 H : 越流水深、 a 、 b : 係数

水位が V ノッチを超える場合、

$$Q = \frac{2}{3} c \sqrt{2g} B H^{\frac{3}{2}} + a(H_0)^b \quad \text{式 (2)}$$

とし、この時 c は係数 (0.6)、 B は流路幅である (3m)。 H_0 はそれぞれの量水堰の V ノッチの高さである。流量と水位を実測により求め、その関係から、係数 a ・ b を求めた。

IV 水収支・深部浸透量の推定

量水堰では流量を計測できない岩盤深部に浸透して流域外に流出する水の量を深部浸透量とし、小田ら (2008) と同様の手法により、 Cl^- の物質収支から深部浸透量を推定した。 Cl^- 濃度を計測するため、林内雨は No 5 地点で採水し、林内雨は T 1、T 2 プロットにおいて 5 本ずつボトルを設置して採水した。樹幹流はスギ・ヒノキの樹幹にビニールホースを巻きつけてポリボトルに導水し採水した。渓流水は Weir 1, 2, 3 (図 1) において 2 週に 1 回から月 1 回の頻度で採水を行なった。イオンクロマトグラフィー (島津製作所 LC-10A) により、 Cl^- 濃度を測定した。

地下深部への浸透量を考慮し、水収支式を次のように表す。

$$P_y = Q_y + Q_B + \Delta Q_G + E \quad \text{式 (3)}$$

(P_y : 年降水量 (mm/yr)、 Q_y : 年流出水量 (mm/yr)、 Q_B : 年深部地下水浸透量 (mm/yr)、 ΔQ_G : 貯留量変化 (mm/yr)、 E : 年蒸発散量 (mm/yr))

物質収支式については、降雨による大気からの流入負荷量と、渓流からの流出と深部地下水浸透による流域外への流出負荷量、貯留量の変化によって次

のように表すことができる。

$$Cl_{input} = Cl_{stream} + Cl_{Bedrock} + \Delta Cl_{storage} \quad \text{式 (4)}$$

(Cl_{input} : Cl^- の流入負荷量、 Cl_{stream} : Cl^- の渓流水への流出負荷量、 $Cl_{Bedrock}$: 深部地下水浸透による流出負荷量、 $\Delta Cl_{storage}$: 貯留量変化)

流入負荷量は次のように林内雨による負荷量と樹幹流による負荷量の和として算出した。

$$Cl_{input} = Tf_y \times C_{Tf_y} + Sf_y \times C_{Sf_y} \quad \text{式 (5)}$$

(Tf_y : 年樹冠通過雨量 (mm/yr)、 Sf_y : 年樹幹流下雨量 (mm/yr)、 C_{Tf_y} : 樹冠通過雨の算術平均 Cl^- 濃度 ($\mu \text{eq/l}$)、 C_{Sf_y} : 樹幹流下雨の算術平均 Cl^- 濃度 ($\mu \text{eq/l}$))

年間の Cl^- 流出負荷量は、渓流水の流量と Cl^- 濃度の関係から、時間ごとの渓流水 Cl^- 濃度 ($C(t)$) を算出し、積算することにより算出した。

$$C(t) = a \ln Q(t) + b \quad \text{式 (6)}$$

$$Cl_{stream} = \sum C(t)Q(t) \quad \text{式 (7)}$$

ΔQ_G 、 $\Delta Cl_{storage}$ は、一般には伐採など攪乱の影響のない成熟した森林において、一年単位の長期間で見た時は無視できると考えられている (小田ら, 2008)。また、深部へ浸透する水の Cl^- 濃度 C_L は直接計測していないため、基底流出時の渓流水中 Cl^- 濃度と同じ濃度であると仮定した。しかし、基底流出時の Cl^- 濃度はある程度変動が見られるため、深部へ浸透する水の Cl^- 濃度はそれぞれの流域における基底流出時の最大 Cl^- 濃度と平均濃度を用いた。

V 結果・考察

1 流量

図 2 に 2010 年、2011 年のハイドログラフを示す。No 1 流域は、2011 年 9 月 23 日の台風により量水堰が土砂で埋まってしまったため、2011 年 9 月 23 日から 11 月 3 日まで水位が正常に計測されていなかった。No 3、No 4 流域は同期間において正常に水位計測されていることが確認されたため、2010 年 No 1 流域と No 3 流域の関係 $y = 0.74x + 2.38$ ($R^2 = 0.87$) (x は No 3 の日流量、 y は No 1 の日流量) から 2011 年 9 月 23 日から 11 月 3 日までの No 1 流域の日流量を補完した。

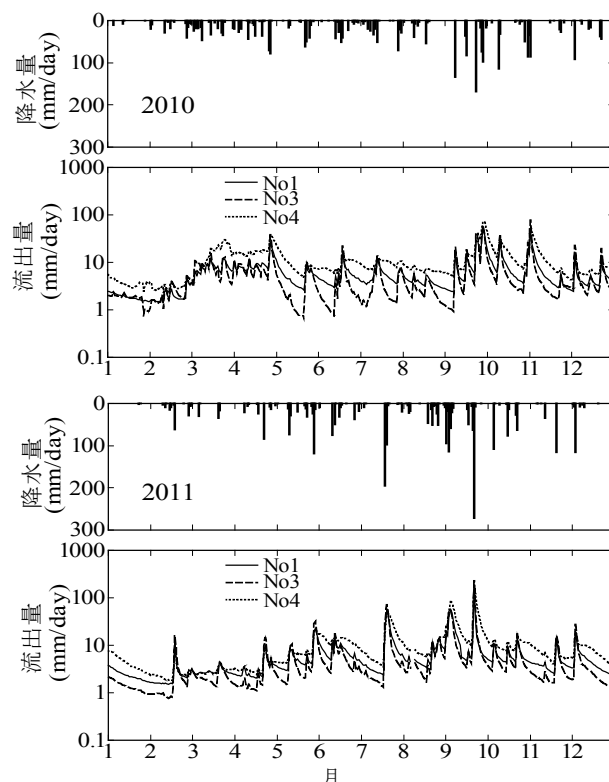


図2 No.1、No.3、No.4流域における2010年・2011年のハイドログラフ

降水時の流出の応答は、どの流域でも同様に立ち上がり、ピーク後の流出量の低減は、No.3流域の傾きが大きく、素早く低下している。それに対し、No.4流域は緩やかに低下した。2010年の年降水量に対する年流出量の割合は、No.1、No.3、No.4流域でそれぞれ72%、60%、125%、2011年の年降水量に対する年流出量の割合は、それぞれ76%、64%、115%であり、同様の結果であった。

2010年、2011年のNo.1、No.3、No.4流域における日流量を大きい順に並べた流況曲線を図3に

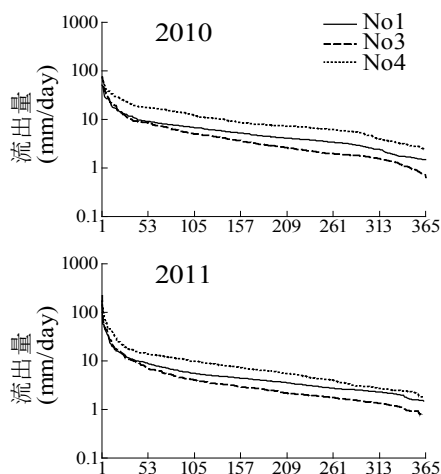


図3 No.1、No.3、No.4流域における2010年、2011年の流況曲線

示す。2010年、2011年ともに最大流量はNo.4流域が3流域の中で最も大きく、No.3、No.1流域の順であった。No.4流域は豊水流量、平水流量、渇水流量についても他の流域よりも大きく、No.3流域は豊水流量はほぼNo.1流域と同様の値であったが、平水流量、渇水流量はNo.1流域よりも小さかった。このように、隣接する3流域で大きく流況が異なっていることが明らかになった。直接流出 (Hewlett and Hibbert, 1967) と降水量との関係を図4に示す。降水量が100mmを超えると、3流域で急激に直接流出量が増加し、降水量に対して1:1に近い割合で増加する。2010年から2011年のNo.1、No.3、No.4流域における直接流出量の総降水量に対する割合は、それぞれ28%、35%、33%であり、それぞれの流域の年流出量の違いと比べて流域間の差が小さいという結果であった。

2 水収支

2010年、2011年の年降水量はそれぞれ3130 mm、3030 mmであった。降水量から流出量を差し引いた値を損失量 (深部浸透量+蒸発散量) とし、2010年、2011年の年降水量、流量、損失量を表1に示す。その結果、降水量は年間3000mm程度であるのに対

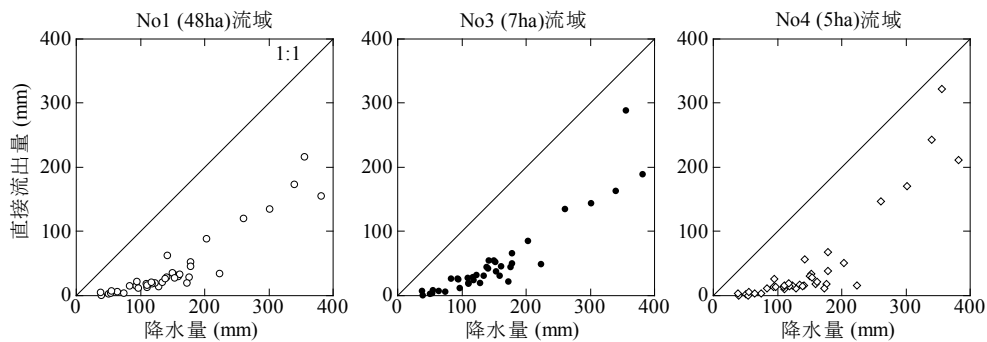


図4 No.1、No.3、No.4流域における直接流出量と降水量の関係

して、No 1、No 3、No 4 流域の流量は2年間の平均で2300、1900、3700mmであり、損失量はそれぞれ800、1100、-600 mmとなった。3流域間では水収支に大きな違いが見られた。

Cl⁻収支を用いた深部浸透量推定の結果から、No 1、No 3、No 4 流域の深部浸透量はそれぞれ-100 ~ 400 mm/year, 600 ~ 1000 mm/year, -1400 ~ -600 mm/yearであった。

蒸発散量は年々で多少のばらつきがあると考えられるが、近藤ら(1992)によると、関東地方の蒸発散量は600mmから900mmの範囲にあると推定されており、同地域で同植生の流域間では大きな違いは見られないと考えられる。そのため、損失量の内、600 ~ 900mmは蒸発散量であるとする、深部浸透量は、No 1が-100 ~ 300mm/year、No 3流域では200 ~ 700mm/year、No 4流域では-1700 ~ -1100mmと考えられる。年々のCl⁻収支を用いた深部浸透量の推定値には手法上の問題点から誤差が生じるものの、年収支から算出された値とほぼ同様の値であった。隣接する流域において、明らかに流域間で地下水流動の違いが見られた。この結果から、数百mm程度の誤差はあるにしても、やはり隣接する流域で明らかに水収支に違いが見られ、その違いは流域深部における地下水の流動によるものと考えられる。

No 1流域では、深部浸透量による損失量や隣接流域からの流入量が他の流域に比べて明らかに小さいことを示している。5ha、7haの小流域では、地表面の地形と基岩地形の違いや基岩浸透量の違いにより、地表面の集水面積と地下部の集水面積が一致せず、水収支にばらつきが大きいと考えられる。

それに対して、No 1流域のように48haと大きな流域では、いくつかのばらつきを持った小流域の組み合わせであると考えられ、岩盤浸透による流入、流出の小流域のばらつきが平均化されて小さくなると考えられる。そのため、No 3とNo 4流域のように小流域間で施業に対する応答などを比較する場合はそれぞれの流域特性を踏まえる必要がある。また、大洞沢の水収支、流出特性と他の地域の特性を比較するためには、流域面積によって特性は違うことを考慮する必要があり、ばらつきが小さいと考えられる大流域の流出特性を用いるのが妥当であると考えられる。

VI まとめ

大洞沢流域の5ha、7ha、48haの3流域において、降水量・流出量の観測をすることにより、水収支・流出特性が把握できた。数haの2次谷の流域においては、深部における地下水の流入・流出が大きく、流域間で水収支が大きく異なっていた。それに対して、数十haの流域では深部浸透による損失量や流入量が小さく、流域間のばらつきが小さくなることが考えられた。また、基底流出の大小に深部地下水流出が大きく寄与しており、降雨時の直接流出量は比較的流域間差が小さかった。このことから、水収支・流出特性に地下水移動が大きく影響していることが示された。

VII 参考文献

- Hewlett JD, Hibbert AR. (1967) Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In International Symposium on Forest Hydrology, Sopper WE, Lull HW (eds). Pergamon Press: Oxford; 275-290.
- 近藤純正・中園信・渡辺力・桑形恒男 (1992) 日本の水文気象 (3) —森林における蒸発散量—, 水文水資源学会誌, 5, 4; 8-18
- Kosugi, K., Katsura, S., Mizuyama, T., Okunaka, S., Mizutani, T., (2008) Anomalous behavior of soil mantle groundwater demonstrates the major effects of bedrock groundwater on surface hydrological processes. Water Resources Research 44, W01407, doi:10.1029/2006WR005859.
- 小田智基, 浅野友子, 鈴木雅一 (2008) 塩化物イオンの物質収支を用いた新第三紀層山地小流域における深部地下水浸透量の推定. 水文・水資源学会誌, 21, 3: 195-204
- Onda Y, Komatsu Y, Tsujimura M, Fujihara J. (2001) The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation. Hydrological Processes 15: 1693-1706.
- 白木克繁・若原妙子・石川芳治・鈴木雅一・内山佳美 (2007) 大洞沢の降雨と流出, 丹沢大山総合調査学術報告書
- 寺嶋智巳・森綾子・石井治男 (1993) 花崗岩山地の二小流域における深部地下水浸透量の比較研究, ハイドロロジー, 23; 105-118.
- Uchida, T., Asano, Y., Onda, Y., Miyata, S. (2005) Are headwaters just the sum of hillslopes?. Hydrological Processes. 19, 3251-3261.
- Uchida, T., Asano, Y. (2010) Spatial variability in the flowpath of hillslope runoff and streamflow in a meso-scale catchment. Hydrological Processes. 24, 2277-2286.
- 内山佳美・相原敬次・飯田勝彦・板寺一洋 (2009) $\delta^{18}\text{O}$ をトレーサーとした短期流出特性把握におけるサンプリング方法の検討. 神奈川県自然環境保全センター報告 第6号, 63-68.

東丹沢大洞沢試験流域における窒素流出機構

小田智基*・鈴木雅一*・内山佳美**

Mechanisms of nitrogen export in Ohborasawa Watershed in Tanzawa Mountains

Tomoki ODA*, Masakazu SUZUKI* and Yoshimi UCHIYAMA**

要 旨

丹沢山地大洞沢における窒素流出について把握するため、降水・土壌水・地下水・溪流水の水質モニタリングを行い、水の流動過程とともにどのように硝酸態窒素濃度が形成されているのかを調べ、さらに窒素収支の推定を行なった。降水中 NO_3^- 、 NH_4^+ 濃度はおよそ $10 \mu\text{mol/l}$ であり、樹冠を通過すると $20 \mu\text{mol/l}$ 近くにまで濃度が上昇した。さらに、土壌の浅い部分での NO_3^- 濃度は高い濃度 ($100 \mu\text{mol/l}$) であるが、深く浸透するにつれて濃度が低下し、溪流水への流出 NO_3^- 濃度は $30 \sim 40 \mu\text{mol/l}$ であった。 NO_3^- -N、 NH_4^+ -N を合わせた林外雨と樹冠を通過した林内雨・樹幹流による N 流入負荷量は、2010～2011 年の平均でそれぞれ 7 kgN/ha ・ 13 kgN/ha であった。それに対して大洞沢内の 3 流域 (No 1、No 3、No 4 流域) の N 流出負荷量はそれぞれ 14、9、 26 kgN/ha であった。大洞沢流域末端における N 流出負荷量は 10 kgN/ha を超える高い流出量であり、窒素飽和に近い状態にある可能性が示唆された。

I はじめに

窒素は樹木の成長に不可欠な栄養分であり、森林生態系では樹木の成長の制限要因になっていると言われている (Vitousek and Howarth, 1991)。しかし、近年、都市近郊における森林では大気降下物量が増加し、窒素降下物による窒素供給が増加しているという報告があり、その影響が森林生態系や河川の水質に及ぶことが懸念されている。長期的に高濃度の窒素降下物にさらされると、森林から高濃度の NO_3^- が溪流に流出する窒素飽和と言われる現象 (Aber *et al.*, 1998) が起こると言われており、日本でも関東地方の森林で溪流への高濃度の NO_3^- 流出が報告されている (Ohnishi *et al.*, 1997; 戸田ら, 2002)。

神奈川県丹沢山地でも、同様に都市域からの距離が近く、大気降下物が多い地域と考えられるため、このような窒素飽和現象が起こり、将来的に河川の水質環境に影響を及ぼす可能性がある。そのため、長期的なモニタリングを行い、生態系内の窒素収支や水質について知見を得る必要がある。これまで、戸田ら (2007) などが同地域でモニタリングを行い、大洞沢流域における窒素降下物量は全国的に見て比較的多いということを報告している。また、丹沢における河川水中の NO_3^- 濃度も比較的高く、都市域からの大気汚染物質が森林生態系に影響を与えている可能性が指摘されている。しかし、これらの降下物が森林内でどのように生態系に取り込まれ、流出しているかは複雑であり、詳細には明らかになって

* 東京大学大学院 農学生命科学研究科 (〒113-8657 東京都文京区弥生 1-1-1)

** 神奈川県自然環境保全センター 研究企画部 研究連携課 (〒243-0121 厚木市七沢 657)

いない。

本研究では、降下物によって供給された窒素が樹冠を通過し、土壤に浸透し、流出するまでの過程でどのように濃度変化をし、どの程度が流出しているのかを把握するために東丹沢大洞沢流域において、降水・土壌水・地下水・渓流水について集中的に観測した。さらに、降水量、流出量の観測も同時に行い、流域の窒素収支についても把握することを目的とした。

II 方 法

1 流域概要

調査地である大洞沢流域は、神奈川県の大洞山地の東部、中津川上流（宮ヶ瀬ダム上流）の標高 432～878m に位置する（北緯：35° 28' N, 東経：139° 12' E）48ha の流域であり（図 1）、調査対象流域は 48ha の流域に加え、その内の 5 ha（No 4 流域）、7 ha（No 3 流域）の小流域の 3 流域である。小流域内はスギやヒノキの若齢林から壮年林、広葉樹林等の多様な林分がモザイク状に配置している。地質は

新第三紀層丹沢層群大山垂層群に属する。流域は地形が比較的急峻であり、複雑な深い谷を形成している。流域の平均傾斜はおよそ 36° である。降水量はおよそ 3000mm/year である（内山ら, 2009）。

2 観測方法

林外雨は No5 地点において、10 l のポリボトルに直径 21cm のロートを付けたサンプラーを用いて採水した。林内雨は、スギ、ヒノキの樹冠下（T 1, T 2）に、林外雨採取用と同様のサンプラーを 5 個ずつ設置し、定期的に採水した。樹幹流は各プロット内 5 本の樹木の樹幹部にビニールチューブを巻きつけ、貯留タンクに導水し、採水した。

渓流水は大洞沢流域内の 3 流域 No 1（48ha）、No 3（7 ha）、No 4（5 ha）において、それぞれの流域末端に設置された量水堰（Weir 1、Weir 3、Weir 4）にて観測毎に採水した。林外雨・林内雨・樹幹流・渓流水の採水は、2009 年 6 月 10 日から 2012 年 2 月 14 日まで 2 週間から 1 ヶ月に 1 回の程度の頻度で定期的に行なった。

さらに、図 1 の S 地点に土壌水採取プロットを 3

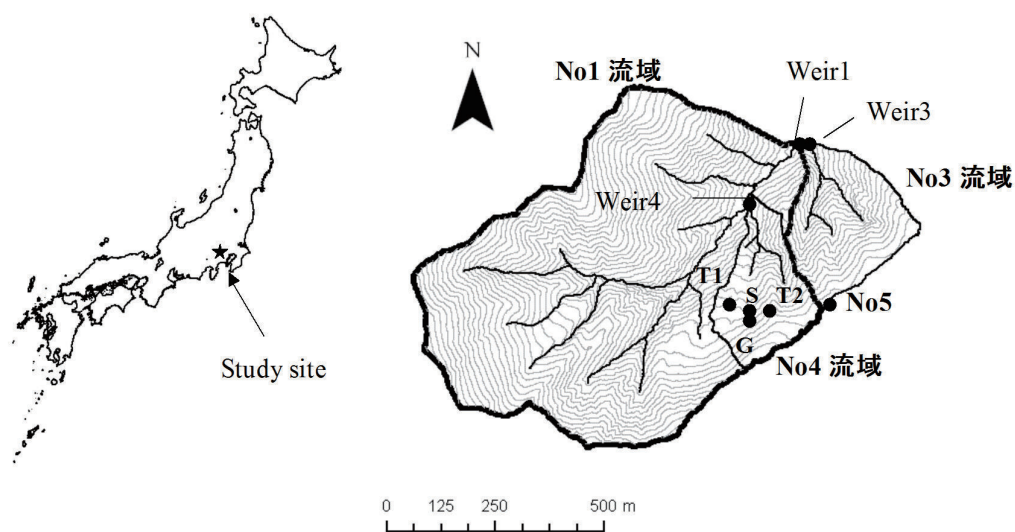


図 1 大洞沢流域の地形図

Weir 1, 3, 4 : 量水堰、T 1, T 2 : 林内雨・樹幹流観測点
S : 土壌水観測点、G : 地下水観測点、No 5 : 降水量観測点

点設置し、それぞれ 10cm, 30cm, 70cm の深度にテンションライシメータを設置した。土壌水は観測時にハンドポンプを用いて、ポーラスカップにつないだ三角フラスコ内を減圧しフラスコ内にたまっている水を回収した。また、G 地点において地下水採取用の井戸（深度 1 m, 直径 6 cm）を 2 点設置した（G 1、G 2）。その中に 50ml のポリボトルを取り付けた直径 1 cm 程度の塩ビパイプを挿入して飽和地下水を採水した。土壌水、地下水の採水は 2011 年 4 月 17 日から 2012 年 2 月 14 日まで 2 週間から 1 ヶ月に一度の頻度で行った。

採取してきたサンプルは東京大学に持ち帰り、 $0.2 \mu\text{m}$ のメンブレンフィルターを用いてろ過した後、バイアルに入れ、冷蔵庫で保存した。分析はイオンクロマトグラフィーにより行い、 NO_3^- ・ NH_4^+ の濃度を測定した。

物質流入量の算出方法は、観測毎の林外雨量、林内雨量、樹幹流量にそれぞれの物質の平均濃度を掛け合わせたものを算出した。流域内の植生分布は、1997 年の大洞沢における植生調査により、スギ・ヒノキ混交林が流域の 60% 以上を占めているという報告がされていることから、スギ・ヒノキが代表的な植生であると考えてスギ・ヒノキ樹冠下の林内雨濃度の平均を流域の林内雨濃度として計算した。物質流出量は、観測期間中の単純平均濃度と期間中の

総流量を掛け合わせるにより算出した。

Ⅲ 結果・考察

1 流域内の濃度変動

林外雨・林内雨・土壌水・地下水・渓流水中の NO_3^- 、 NH_4^+ 濃度分布を図 2 に示す。 NO_3^- 濃度は、林外雨の 2010 年から 2011 年の平均濃度が $9 \mu\text{mol/l}$ に対し、林内雨濃度平均は $12 \mu\text{mol/l}$ 、樹幹流は $19 \mu\text{mol/l}$ であった。 NH_4^+ は、林外雨の平均濃度が $8 \mu\text{mol/l}$ に対し、林内雨濃度平均は $11 \mu\text{mol/l}$ 、樹幹流は $12 \mu\text{mol/l}$ であった。林外雨から、林内雨・樹幹流への濃度上昇が認められ、樹冠に付着した乾性沈着成分によるもの、また葉からの溶脱によると考えられる。

土壌水中には NH_4^+ はほとんど含まれなかった。 NO_3^- 濃度は地表面からの深度が 10cm から 70cm までの土壌で $100 \mu\text{mol/l}$ 以上に大きく濃度上昇し、地下水では $10 \sim 50 \mu\text{mol/l}$ に濃度が低下している。この濃度変化は、土壌中では硝化によって大量に生成された NO_3^- が、水の地下水への浸透過程で樹木や微生物によって吸収されたためであると考えられる。また、土壌水は観測毎のばらつきが大きく、この原因は降水の混合によると考えられる。それに対し、地下水の G 1、G 2 では NO_3^- 濃度はそれぞれ

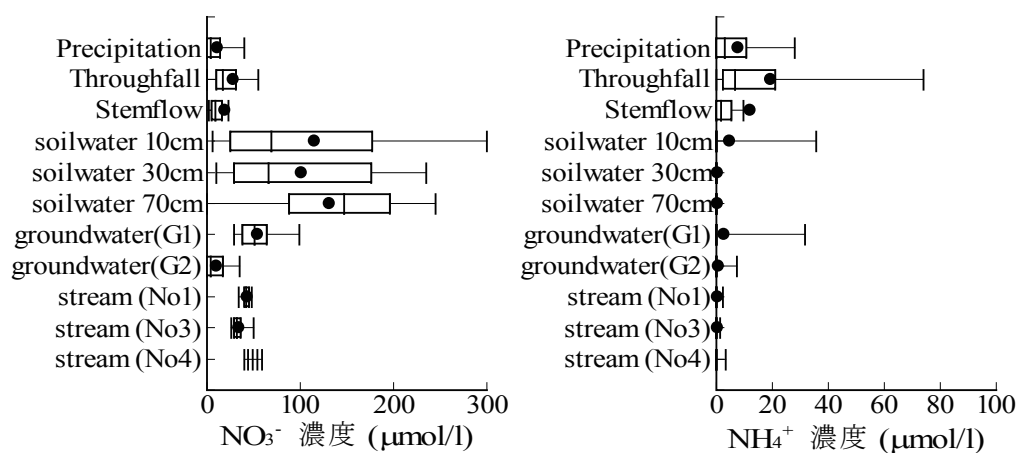


図2 林外雨・林内雨・土壌水・地下水・渓流水の NO_3^- 、 NH_4^+ 濃度分布

表1 2010年、2011年の $\text{NO}_3^- \cdot \text{NH}_4^+$ 流入量・流出量

	流入		流出		
	林外雨	林内雨+樹幹流	No1	No3	No4
NO_3^- (kgN/ha)					
2010	5.2	8.0	13.0	9.0	25.3
2011	1.2	4.5	14.7	8.6	26.7
NH_4^+ (kgN/ha)					
2010	5.9	5.4	0.1	0.1	0.4
2011	0.7	2.2	0.0	0.0	0.3

平均 $10 \mu\text{mol/l}$, $54 \mu\text{mol/l}$ と空間的なばらつきはあるものの、比較的安定しており変動は小さかった。渓流水中の平均 NO_3^- 濃度は、No 1, No 3, No 4 流域でそれぞれ $43 \mu\text{mol/l}$, $33 \mu\text{mol/l}$, $49 \mu\text{mol/l}$ であり、渓流水質は、地下水 G 1 の濃度が渓流水中の濃度と同程度であり、平水時には地下水起源の NO_3^- が水とともに溪流に流出していると考えられる。

渓流水中・土壌水・地下水中の NO_3^- 濃度の季節変化を図3に示す。渓流水への NO_3^- 流出は明確な季節変動は見られず、一年を通して $30 \sim 40 \mu\text{mol/l}$ の濃度で安定していた。土壌水・地下水においても明確な季節変動は見られなかった。地下水では、G 1 で高濃度の NO_3^- が一回検出されたが、それ

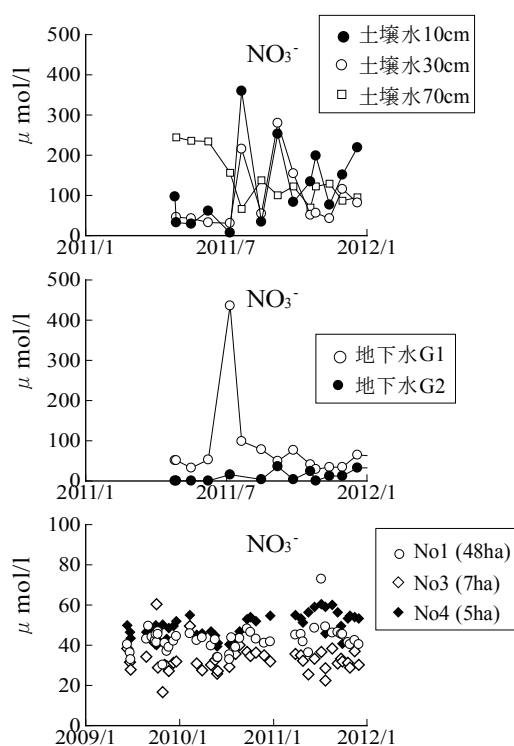
以外は安定しており、1年を通じて同様の値であった。

2 物質収支

2010年、2011年の NO_3^- 、 NH_4^+ の流入量・流出量を表1に示す。大洞沢では、 NO_3^- -N と NH_4^+ -N を合わせたN流入量は、林外雨による湿性沈着成分が2010年では 11 kgN/ha に対して2011年では 2 kgN/ha であった。さらに樹冠を通過した林内雨・樹幹流による流入量は2010年は 13 kgN/ha 、2011年は 7 kgN/ha とわずかに林外雨に比べて流入量が増加している。林内雨では降雨中の湿性沈着に加え、乾性沈着量が多いことが分かった。

窒素流出は、 NH_4^+ の形態ではほとんど流出せず、 NO_3^- の形態で流出していた。2010年のNo 1、No 3、No 4のN流出量はそれぞれ 13 , 9 , 25 kg-N/ha であり2011年は 15 , 9 , 27 kg-N/ha であった。No 3流域は深部地下水浸透によって流域外に流出する量が大きく、No4流域は逆に地下部を通じて隣接する流域から流入していることが分かっており (Oda *et al.*, 2012)、流域間の流出負荷量の違いは、流出水量の違いによるところが大きいと考えられる。No 1流域は岩盤を通じての損失水量や流入水量が小さいことから、この流域の代表的なN流出量を示していると考えられ、およそ 14 kgN/ha の流出量であった。

N流入量が、 10 kgN/ha/yr を超えると、窒素飽和が起こる可能性があると言われており (Mitchell *et al.*, 1997; Wright *et al.*, 1995)、2010年に 13 kgN/ha 程度の流入量が観測された大洞沢は、窒素沈着量の多い地域であると考えられる。しかし、2011年のN流入量は 7 kgN/ha と前年と比べ大きく減少した。2年間のデータでは、減少傾向にあるのか、もともと年毎にばらつきが大きいのかは判断で

図3 渓流水・土壌水・地下水の NO_3^- 濃度季節変動

きないが、年々で大きな変動があることが明らかになった。それに対し、N 流出量は、大洞沢を代表する No1 流域で兩年とも 10 kgN/ha を超えており、高窒素流出状態が継続している。

N 流入量は年々で大きく変動しているが、N 流出量は大きな変動がなく安定しており、大気由来の N 流入によらず生態系内の N 循環は安定しており、流域内に蓄積された N が流出していると考えられる。N 流出は、長期的な N 流入の履歴により形成されると推測される。そのため、今後も流入 N 量、流出 N 量の計測により、長期的な傾向を把握する必要がある。それに加え、流域内の水質形成機構の調査を継続し、流出する窒素濃度が高い原因を究明することが必要である。

IV まとめ

東丹沢大洞沢流域において、降水・土壌水・地下水・渓流水における窒素濃度と収支を計測した。その結果、土壌水で NO_3^- 濃度が急上昇し、地下水で濃度低下が見られ、渓流水に流出していた。水の浸透過程における NO_3^- 濃度形成が明らかになった。さらに、物質収支から、7～13 kgN/ha、平均 10 kgN/ha の年々変動の大きな流入量に対し、流出量は 13～15 kg/ha、平均 14 kg/ha と安定していた。このことから短期的な N 流入量の変動ではなく、長期的な履歴が高 N 流出を形成していると考えられる。大洞沢では、他の流域に比べ比較的大きな N 流入量・流出量が見られ、今後もモニタリングを継続し、長期的な生態系・環境への影響を把握する必要がある。

V 参考文献

- Aber, J., W. McDowell, K. Nadelhoffer, A. Magill, G. Berntson, M. Kamakea, S. McNulty, W. Currie, L. Rustad, and I. Fernandez (1998) Nitrogen saturation in temperate forest ecosystems, *BioScience*, 48, 921-934.
- Mitchell, M. J., Iwatsubo, G., Ohrui, K., Nakagawa, Y. (1997) Nitrogen saturation in Japanese forests: an evaluation. *Forest Ecology and Management*. 97: 39-51.
- Oda, T., Suzuki, M., Egusa, T., Uchiyama, Y., (2012) Effect of bedrock flow on catchment rainfall runoff characteristics and the water balance in forested catchment in Tanzawa Mountains, Japan. *Hydrological Processes*, DOI:10. 1002/hyp.9497
- Ohrui, K and M J, Mitchell, (1997) Nitrogen saturation in Japanese forested watersheds. *Ecological Application*, 7: 391-401.
- Ohte, N., M. J. Mitchell., Shibata, H., Tokuchi, N., Toda, H., Iwatsubo, G., (2001) Comparative evaluation on nitrogen saturation of forest catchments in Japan and Northeastern United States. *Water Air and Soil Pollution*, 130: 649-654.
- 戸田浩人 (2002) 陸上生態系の物質循環からみた窒素飽和による汚染の構図. *資源環境対策*, 38: 1067-1072.
- 戸田浩人. 白木克繁・石川芳治・内山佳美・鈴木雅一 (2007) 大洞沢の降雨水質. 丹沢大山総合調査学術報告書.
- 内山佳美・相原敬次・飯田勝彦・板寺一洋 (2009) : $\delta^{18}\text{O}$ をトレーサーとした短期流出特性把握におけるサンプリング方法の検討. 神奈川県自然環境保全センター報告 第 6 号, 63-68
- Vitousek P. M., Howarth R. W. (1991). Nitrogen limitation on land and in the sea: How can it occur? *Biogeochemistry*, 13, 87-115.
- Wright, R. F., Roelofs, J. G. M., Bredemeir, M., Blanck, K., Boxman, A. W., Emmet, B. A., Gunderson, P., Hultberg, H., Kjonaas, O. J., Moldan, F., Tietema, A., van Breemen, N., van Dijk, H. F. G. (1995) NITREX: responses of coniferous forest ecosystems to experimentally changed deposition of nitrogen. *Forest Ecology and Management*. 71: 163-169.

大洞沢試験流域における林床植生の空間分布特性

五味高志*・平岡真合乃*・坂上賢*・アン ファム ティ クイン**・
内山佳美***

Characteristics for the spatial distribution of vegetation ground cover in the Oborazawa monitoring watersheds

Takashi GOMI*, Marino HIRAOKA*, Ken SAKAGAMI*, Pham Thi Qyunh ANH**,
and Yoshimi UCHIYAMA***

要 旨

大洞沢試験流域内の流域No.3および流域No.4における林床植生分布を把握することを目的とし、林床被覆状態、地形条件、土壌条件、上層木の植生状態を測定した。2流域について53カ所のプロットで調査し、被覆状態を6段階で評価した結果、流域No.3より流域No.4において、裸地化している面積割合が大きい傾向があり、かつ溪流沿いの急斜面で大きくなっていた。林床植生の分布には、樹冠開空率と斜面勾配が強く影響を及ぼしていると考えられた。流域の林床植生はシカの不着好性種および耐性種が優占しており、シカの採食圧の影響を受けていると考えられた。土壌保全上、100 g / m²程度の植生バイオマス量を維持することが必要であると考えられ、そのためには、10%以上の樹冠開空度もしくは20%以上の相対照度が必要であると予想された。斜面における侵食土壌の溪流への流入を検討するためには、急勾配における落葉や植生の定着状態や、森林状態や流域内の立地特性を考慮した、林床状態の変化を継続的に観測する必要があると考えられた。

I はじめに

日本各地の山林において、ニホンジカ (*Cervus nippon*: 以下シカとする) やエゾシカ (*Cervus nippon yezoensis*) の増加による植生変化(古林・丸山, 1977; 梶, 1993; 田村ほか, 2007) やそれに伴う生態系 (Sakai *et al.*, 2012) の変化が報告されている。神奈川県の水源地域である森林域でも、シカの過密化により1970年代からスズタケ (*Sasamorpha borealis*) が衰退し、その後も林床植生の衰退と林床の裸地化が進行している。特に丹沢山地では、1990年代以降、鳥獣保護区のブナ林において、シ

カの過密化により、林床植生が衰退し表層土壌の侵食が局所的に起こっている(山根, 2003; 石川, 2008; 若原ほか, 2008; 山根, 2010)。神奈川県では、平成19年度より水源環境保全税を導入し、市町村と連携し、水源林整備などの対策事業を推進している(内山・山根, 2008)。この取り組みは、順応的管理(中村, 1999; Berkes *et al.*, 2000)により推進、実行する方針とされ、対策事業の実施効果をモニタリングする調査が盛り込まれている。そこで、平成20年度より試験流域を順次設定し、モニタリングの基礎データとなる降水量や河川水量、土砂流出を始めとした観測が開始されている。特に、森林流域

* 東京農工大学 農学府 (〒183-8509 東京都府中市幸町3-5-8)

** 東京農工大学連合農学研究科 (〒183-8509 東京都府中市幸町3-5-8)

*** 神奈川県自然環境保全センター 研究企画部 研究連携課 (〒243-0121 厚木市七沢657)

に対する各種対策事業の効果検証を目的として、対照流域法 (Bosch and Hewlett, 1982) による水や土砂の流出、流域植生などの総合的な森林の水源かん養機能モニタリングが進められている。

これらのモニタリング調査では、ニホンジカの個体数変化に伴う採食圧変化、林床植生分布や量の変化の把握が重要である。林床植生は、森林環境の種の多様性を維持するのみならず (Miller *et al.*, 2002)、土壌侵食を抑制する効果 (初ほか, 2010) や高い浸透能を維持する効果も大きい (平岡ほか, 2010)。林床植生やリターが土壌侵食を防止する機能として、①樹冠下で大きくなる雨滴エネルギーを抑える効果、②落葉や植生根系により浸透能が向上し地表流量を減少させる効果、③斜面粗度により発生した地表流の流速を抑え土壌への浸透を促す効果、④植生根系による土粒子の緊縛による土壌粒子の拡散防止の効果などが重要である。裸地化した土壌では、上記の効果が得られないことから、降雨による雨滴侵食、浸透能の低下による地表流の発生により表土流亡が起こっている (恩田ほか, 2005)。

流域スケールで見ると林内の光環境分布やシカの採食圧の程度により、林床植生やリターの分布は一樣ではない (Miller *et al.*, 2002)。例えば、清野 (1990) は林内の光環境の林床植生への影響を示し、林内照度の増加に伴って林床植生が増加することを報告している。林床植生生育の第一要因として光環

境を挙げているが、林内相対照度と植被率の関係には大きなばらつきが存在していることも示している。また、三浦 (2000) は林床植生とリターを一体として林床被覆として捉え、林床被覆は林内の光環境のみならず、樹種や林齢により変化することを示している。さらに、山地斜面では林床のリターは移動することから (若原ほか, 2008)、流域内における地形条件などによって、林床リターの分布も異なると考えられる。したがって、林床植生や裸地分布の不均質な流域における、斜面から溪流への侵食土壌の移動や表面流の流出などを検討する場合 (Gomi *et al.*, 2002, 2008)、流域スケールでの植生分布を把握する必要がある。

そこで、本研究では流域スケールで林床植生の分布を調査し、それぞれの斜面地形や斜面位置、土壌や林分状態との対応を把握することによって、(1) 流域スケールにおける林床植生分布の特徴の把握、(2) 流域内に優占する林床植生の把握、(3) 林床植生分布を特徴づける地形、土壌などの要因について解析することを目的とする。

II 調査地概要

本研究は、神奈川県愛甲郡清川村煤ヶ谷地区宮ヶ瀬ダム上流域に位置する、大洞沢観測流域内の流域No. 3と流域No. 4を対象に行った (図1)。丹沢山地

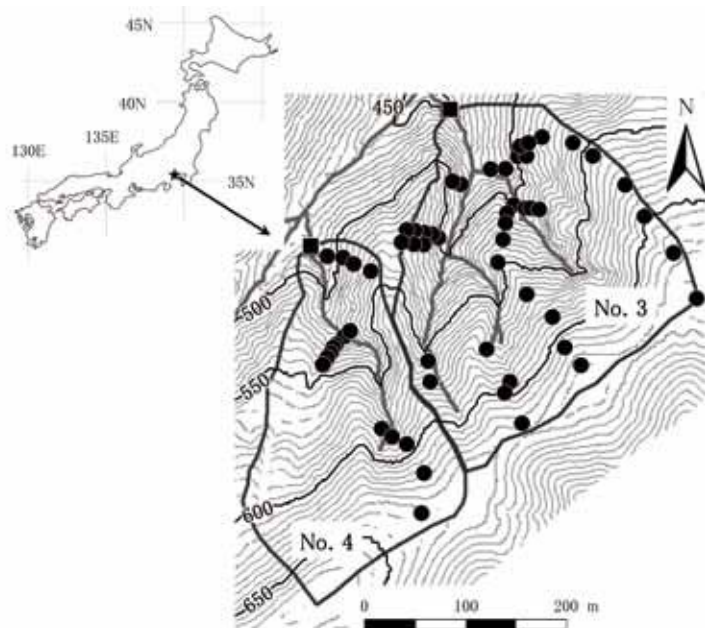


図1 調査地位置図

は伊豆半島の衝突による急激な褶曲を受けた山地であり、変成作用を受けた脆弱な地層が多く、崩壊が発生しやすい。地質は新第三紀層丹沢層群大山亜層群に属する。丹沢層群は比較的古い海成堆積層で、その見かけの厚さは10 kmに達する。新第三紀層堆積岩は、礫・砂・シルトが酸化鉄又は石灰質で膠結（こうけつ）され形成されている。これらの膠結剤は二酸化炭素と雨水の影響で風化・流亡しやすい。そのため、森林土壌の形成が不十分なところではこの風化は広範囲に及ぶ表層崩壊を発生させる。また、新第三紀層の裸地は風化により表面侵食をも受けやすい。そのため、地形が比較的急峻であり、複雑な深い谷を形成している。

大洞沢全体の流域面積は48.3 ha、標高432～878 m、年降水量は約3,000 mmである。土壌は火山灰（関東ローム）の影響を強く受けており、粗孔隙の割合が比較的大きい（白木ほか，2007）。土壌型はほとんどが適潤性褐色森林土で、一部に弱湿性褐色森林土が見られる。土壌は全般的に構造発達が悪いが、急傾斜地や尾根部分でも1 m以上の厚さを持つ。1997年の調査では、流域面積の約97%が森林であり、林況はスギ（*Cryptomeria japonica*）やヒノキ（*Chamaecyparis obtusa*）の人工林が59.2%、その他針葉樹林が0.8%、広葉樹林が18.6%、針広混交林が18.1%、その他3.2%となっていた。大洞沢試験流域（48 ha；流域No.1）には、昭和56年より林野庁の補助事業である重要水源地域整備治山事業によって本流の量水堰において水文観測が開始され、現在も継続されている（内山・山根，2008）。これまでに本流を対象とした水や土砂流出観測が行われてきた（例えば、矢部ほか，2000；白木ほか，2007）。

対照流域法による森林管理事業検証のために、平成20年度に新たに二つの隣接する支流を操作流域（流域No.3）、対照流域（流域No.4）を設定し、水流出と土砂流出を観測する施設を設けた（図1）。流域面積は、流域No.3は7.0 ha、流域No.4は4.6 ha、標高はそれぞれ、471～637 mと484～670 mである。平成21年から23年度の3年は、現況のまま流域内の気象や河川水量、水質等の観測など操作前の状態での観測を行い、流域の特性を把握している（五味ほか，2012）。その後、平成23年末に操作流域にお

いて植生保護柵の設置を行い、整備の前後での変化や整備を行わない対照流域との差異を調査する。平成24年度からは植生保護柵設置後の観測が行われて操作実験が開始された。本対象地域におけるシカ生息密度は16.2頭/km²である（田村ほか，2007）。本研究は、植生保護柵設置前の状態を対象としている。

Ⅲ 調査方法

1 現地調査

流域No.3と流域No.4において尾根、谷、斜面の側線上に50×50 cmのプロットを設置し、2010年8月および10月に現地調査を実施した（図1）。林床被覆状態の分類はブラウン-ブランケ（Braun-Blanquet, 1964）の指標を参考にして、被覆度1：裸地、被覆度2：リター被覆のみ少量あり、被覆度3：リター被覆のみ多あり、被覆度4：植生被覆が40%以下、被覆度5：林床被覆が40～80%、被覆度6：植生被覆が80%以上の6段階に分類した（図2）。ここでは、林床植生があればリターも十分捕捉されるとして、林床植生はないあるがリター被覆のあるない被度は設定しなかった。

植生バイオマス量を把握するために、各プロット内の高さ1 m以下の林床植生を全て刈り取り、電気乾燥炉で80℃、24時間以上乾燥させ、乾燥重量を計量した。植物種はプロット付近の1×1m四方の範囲に生育している種を同定した。プロット周辺の林相としてスギ林、ヒノキ林、広葉樹林などを記述した。

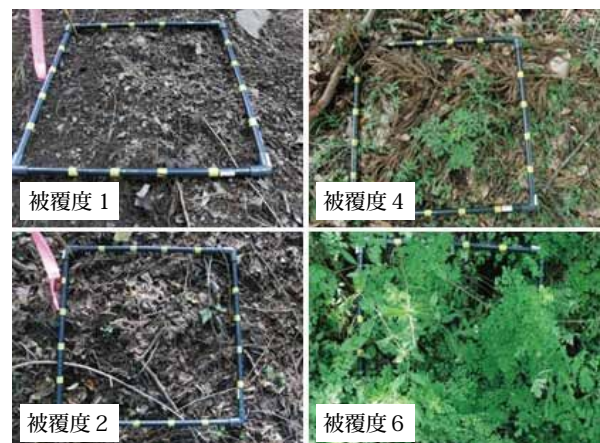


図2 被覆度クラスの例

樹冠開空率を得るために、デジタルカメラ (Nikon D 40) と魚眼レンズ (Sigma Fish Eye Lens 8mm) を使用しプロット直上の全天空写真を撮影した。撮影画像はGap Light Analyzer (Frazer *et al.*, 1999) を用いて、樹冠開空率を求めた。広葉樹については、十分葉のある状態での樹冠開空率としている。

リター厚はプロット近辺の土壌を鉛直掘削し、 A_0 層の厚さを測定した。雨滴侵食の簡易的な目安として、プロット付近で形成されている土柱高を測定した (Sidle *et al.*, 2004)。降雨時に土壌が露出している地表面では雨滴による侵食が起こるが、小石など雨滴を遮蔽するものが存在している箇所は雨滴エネルギーが土壌に伝わらず侵食されない。その結果、柱状の微地形が形成され、土柱となる。塚本ら (1998) により土柱は土壌侵食強度が増すにつれて増加することが示され、土柱が土壌侵食強度の間接的な指標として有効であることが報告されている。土柱高は各プロットの内外の3箇所測定し、平均値を算出した。

土壌硬度は山中式土壌硬度計を使用し計測した。土壌水分はCampbell土壌水分計を使用し計測した。土壌硬度、土壌水分の値はそれぞれ、プロットで3回計測し平均値を得た。土壌サンプルは林床植生やリター層を取り除き、地表面から直径11.7 cm、深さ2.5 cmの円筒を用いて土壌を採取した。土壌密度は植物遺体や根系、実生を取り除き、電気乾燥炉で105℃、12時間以上乾燥後、計量した。粒度分布は乾燥させた土壌サンプルを20.00 mm、5.66 mm、4.76 mm、2.00 mm、1.00 mm、0.50 mmの篩にかけた後、それぞれの重量を計量した。

丹沢山地では、1970年代の拡大造林に重なり、シカによる林業被害が出たことから (古林・丸山, 1977)、1970年代後半から神奈川県は植生保護柵を設置するなどの対策を施した。対象流域内には1983～1985年の人工林植栽と同時に設置された植生保護柵が残存している (図1)。過去の資料や現地踏査により、設置当初は両流域の境界線や尾根部に沿って柵は連続しており、流域の南部は完全に囲まれていたと考えられる。しかし、調査時の2010年では、一部撤去されている部分や、動物の移動による穴などがあり、野生動物が行き来している痕跡

もある。そこで、これらの植生保護柵が林床植生に与える影響を調べるため、その位置を地形図に記すとともにプロットの位置が植生保護柵内部か外部であるかを記録した。

2 解析方法

得られた各要素については、Personの相関分析を行うことによって要素間の関連性を把握した。また、主成分分析 (PCA: Principal Component Analysis) を行うことによって、観測された多数の項目について、それらの項目全体が示す、森林環境、地形条件、土壌侵食など相互的な傾向の解析を行った。

現地調査で得られたデータをもとにArcGISを用いて林床被覆分布図を作成した。プロットによる被覆状態の調査を得られなかった箇所については、踏査による現地観察から被覆状態を把握した。林床植生被覆図については、ArcGIS Spatial AnalystのKringingによる空間補間手法を利用した。作成図から被度ごとの面積を計算し、流域に占める割合を求めた。同様に、ArcGISを用いてLiDAR地形計測による5 mメッシュDEMから、斜面傾斜分布図を作成した。

IV 結果および考察

1 プロットの特徴

流域No.3およびNo.4の58箇所のプロットについては、被覆度1が9か所、被覆度2が10か所、被覆度3が8か所、被覆度4が12か所、被覆度5が8か所、被覆度6が11か所であった (表1)。広葉樹は全体に見られるが被覆度が低い箇所は広葉樹林に出現する傾向がみられた。一方、スギ、ヒノキ林は被覆度が高いところで多くみられる。1980年代の植生保護柵内外別のプロット箇所数についてみると、被覆度4～6のプロットは50～100%以上が柵内部のスギ、ヒノキの人工林を中心に分布し、被覆度1～3のプロットは、おおむね柵外部の広葉樹林に分布していた (表1)。

プロットの平均勾配は被覆度1～6のそれぞれ41.8°、40.1°、35.6°、30.8°、34.4°、29.8°であった (表1)。被覆度3～6は緩勾配の斜面に

表1 植生被覆度クラスごとの調査項目概要

	被覆度												総計	
	1		2		3		4		5		6			
	平均	標準偏差	平均	標準偏差	平均	標準偏差	平均	標準偏差	平均	標準偏差	平均	標準偏差	平均	標準偏差
データの個数 / 立木樹種	9		10		8		12		8		11		58	
広葉樹割合	100.0		100.0		87.5		33.3		12.5		9.1		55.2	
勾配(°)	41.8	2.5	40.1	3.4	35.6	12.4	30.8	7.6	34.4	6.7	29.8	10.4	35.1	9.1
開空率(%)	3.9	2.2	4.6	2.5	3.8	1.8	5.4	4.1	6.9	3.9	12.8	6.7	6.4	5.2
バイオマス量(g/m ²)	2.0	5.7	1.4	3.1	1.8	2.8	15.3	17.5	45.0	31.5	95.5	54.5	28.3	45.0
リター厚さ(cm)	0.0	0.0	2.2	1.5	6.4	4.2	2.1	1.9	1.3	1.7	0.9	1.0	2.0	2.8
未分解層(cm)	0.0	0.0	0.8	0.7	2.3	1.3	0.8	0.9	0.6	1.0	0.2	0.4	0.7	1.1
土柱高(cm)	2.2	1.6	2.8	0.8	1.5	1.0	1.0	1.0	1.5	1.3	0.4	0.6	1.5	1.4
土壌硬度(kPa)	42.9	27.1	51.1	43.5	55.2	44.4	86.8	47.7	57.7	33.0	92.2	47.2	66.5	46.1
土壌水分(%)	19.7	5.7	23.4	9.9	20.8	8.0	22.8	5.7	22.6	5.9	27.2	7.5	23.0	7.7
土壌密度(g/cm ³)	0.7	0.1	0.6	0.1	0.5	0.2	0.5	0.4	0.6	0.2	0.5	0.2	0.5	0.3
草本種数	0.8	1.9	0.2	0.6	1.1	1.4	4.4	2.0	5.1	2.4	5.5	1.9	3.0	2.8
木本種数	0.1	0.3	0.4	1.2	0.5	0.7	2.3	2.3	1.5	1.1	2.3	2.0	1.3	1.8
さく内の割合	0		0		12.5		50		100		100		0	

分布しており、裸地もしくは落葉被覆の少ない被覆度1と2のプロットは40°付近の急勾配斜面に出現していた。

平均バイオマスは、被覆度1～6のそれぞれで2.0 g / m²、1.4 g / m²、1.8 g / m²、16.7 g / m²、45.0 g / m²、95.5 g / m²であり、ばらつきはあるものの植生被覆率の増加に伴いバイオマス量が多くなる傾向が見られた(図3)。特に、被覆度4～6では、ばらつきが大きくなり、同一の被度クラスであっても、植生高の違いや優占種の生育状況により、バイオマス量に差が生じると考えられた。

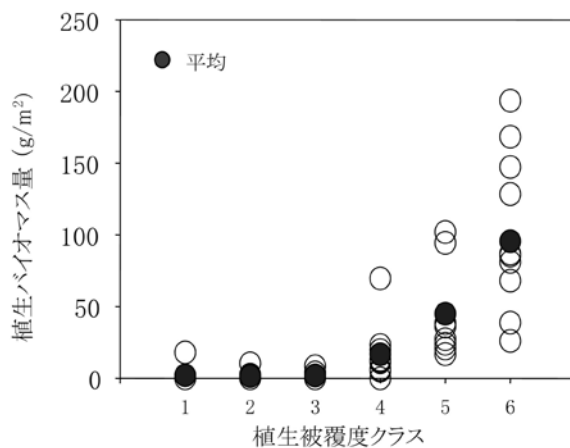


図3 被覆度クラスと植生バイオマス量

樹冠開空率の平均は被覆度1～6まで3.9%、4.6%、3.8%、5.4%、6.9%、12.8%であった(表1)。被覆度1～3のクラスでは樹冠開空率に差は見られなかった。被覆度4～6では植生被覆率が上がるともに樹冠開空率は高くなる傾向がみられた。

被覆度3のみリター厚は1～14 cmの高い値となったが、他の被覆度では平均2 cm程度であった(表1)。立木樹種別のリター厚は広葉樹が平均2.3 cm、スギが3.1 cm、ヒノキが0.7 cmであった。ヒノキのみやや小さい値となった。ヒノキのリターは鱗片化し、移動・流亡し、表層土壌に混入する特質がある(三浦, 2000)。特に、三浦(2000)では、夏期にヒノキのリターが林床から消失することを示している。そのため、スギ林や広葉樹林では落葉の定着が見られたが、ヒノキ林ではリター量が少なかったと考えられた。

被覆度1～6の平均土柱高は2.2、2.6、1.5、1.0、1.5、0.4 cmとなっていた。ばらつきがあるものの被覆度が大きいほど、土柱高が小さくなる傾向がみられた。土柱高は雨滴侵食の強度と受食性により決まると考えられる(Sidle *et al.*, 2004)。そのため、村井ら(1975)や塚本ら(1998)の既往の研究が示したように、リターや林床植生などの林床地被物には雨滴侵食抑止効果があるという結果が本研究でも得られた。

土壌水分は、プロットごとのばらつきは大きいものの、被覆度ごとの平均値に大きな差はみられず、20から27%であった(表1)。土壌硬度も、プロットごとにはばらつきがあるものの、被覆度ごとの平均値は48～95 kPaであり、被覆度1で最小値、被覆度2で最大値が計測された。土壌密度は被覆度1から3の平均で55～75 g / cm³と比較的高い傾向があり、植生被覆の大きい被覆度4から6の平均は45～55 g / cm³と小さくなる傾向がみられた。

表2 出現草本および木本リスト

	種和名	別和名	種学名	見かけ被度						出現回数
				1	2	3	4	5	6	
草本	マツカゼソウ		Boeninghausenia albiflora	●		●	●	●	●	27
草本	ケチヂミザサ	チヂミザサ	Oplismenus undulatifolius	●	●	●	●	●	●	21
草本	ヒゴクサ		Carex japonica			●	●	●	●	10
草本	コアカソ		Boehmeria spicata			●	●	●	●	9
草本	アシボソ		Microstegium vimineum				●	●	●	8
草本	タチツボスミレ		Viola grypoceras var. grypoceras				●	●	●	8
草本	アオミズ		Pilea pumila			●	●	●	●	7
草本	イヌワラビ		Athyrium niponicum			●	●	●	●	5
草本	クサアジサイ		Cardiandra alternifolia				●	●	●	5
草本	ゲジゲジシダ		Thelypteris decursivopinnata				●	●	●	5
草本	ヒメチドメ		Hydrocotyle yabei					●	●	5
草本	イストウバナ		Clinopodium micranthum var. micranthum			●	●	●	●	4
草本	ススキ		Miscanthus sinensis					●	●	4
草本	タイアザミ	トネアザミ	Cirsium nipponicum var. incomptum				●	●	●	4
草本	クワガタソウ		Veronica miqueliana	●			●	●	●	3
草本	ツルキンバイ		Potentilla rosulifera	●			●	●	●	3
草本	テンニンソウ		Leucosceptrum japonicum					●	●	3
草本	ハウチワテンナンショウ	ヒガンマムシグサ	Arisaema aequinoctiale				●	●	●	3
草本	フモトシケシダ		Deparia pseudoconillii	●			●	●	●	3
草本	ミスヒキ		Persicaria filiformis	●		●	●	●	●	3
草本	エイザンスミレ		Viola eizanensis		●		●	●	●	2
草本	カタバミ		Oxalis corniculata						●	2
草本	アカネ		Rubia argyi	●						1
草本	アザミ sp.		Cirsium sp.				●	●	●	1
草本	イネ sp.		Poa sp.				●	●	●	1
草本	イノデ sp.		Polystichum sp.					●	●	1
草本	ウツバミソウ		Elatostema involucratum					●	●	1
草本	カントウカンアオイ	カンアオイ	Asarum nipponicum var. nipponicum					●	●	1
草本	キッコウハグマ		Ainsliaea apiculata				●	●	●	1
草本	サワギク		Nemoseneke nikoensis					●	●	1
草本	ジャノヒゲ		Ophiopogon japonicus					●	●	1
草本	スミレ sp.		Viola sp.				●	●	●	1
草本	セントウソウ		Chamaele decumbens						●	1
草本	チゴユリ		Disporum smilacinum						●	1
草本	ツリガネニンジン		Adenophora triphylla var. japonica						●	1
草本	ツルニガクサ		Teucrium viscidum var. miquelianum						●	1
草本	トウゴクサハノオ		Dichocarpum trachyspermum			●				1
草本	イストウバナ		Clinopodium micranthum				●	●	●	1
草本	ナガバヤブマオ		Boehmeria sieboldiana Blume				●	●	●	1
草本	ナギナタコウジュ		Elsholtzia ciliata						●	1
草本	ノササゲ		Dumasia truncata						●	1
草本	ハリガネワラビ		Thelypteris japonica						●	1
草本	ヒヨドリバナ		Eupatorium makinoi					●	●	1
草本	ホウチャクソウ		Disporum sessile					●	●	1
草本	マルバースミレ		Viola keiskei				●	●	●	1
草本	ミヤマタニタデ		Circaea alpina subsp. alpina					●	●	1
草本	ヒロハヤマトウバナ		Clinopodium multicaule var. latifolium						●	1
草本	ヤマネコノメソウ		Chrysosplenium japonicum				●	●	●	1
草本	ヨゴレネコノメ		Chrysosplenium macrostemon var. atrandrum				●	●	●	1
木本	ニガイチゴ		Rubus microphyllus	●				●	●	7
木本	マルバウツギ		Deutzia scabra				●	●	●	6
木本	ムラサキシキブ		Callicarpa japonica				●	●	●	5
木本	モミジイチゴ		Rubus palmatus		●		●	●	●	5
木本	ヤブムラサキ		Callicarpa mollis				●	●	●	5
木本	ウツギ		Deutzia crenata				●	●	●	4
木本	ケヤキ		Zelkova serrata		●		●	●	●	4
木本	エビガライチゴ		Rubus phoenicolasius				●	●	●	3
木本	オオバアサガラ		Pterostyrax hispida				●	●	●	3
木本	ミヤマシキミ		Skimmia japonica var. japonica				●	●	●	3
木本	アズマイバラ		Rosa onoei var. oligantha				●	●	●	2
木本	カタバミ		Oxalis corniculata					●	●	2
木本	サンショウ		Zanthoxylum piperitum				●	●	●	2
木本	タマアジサイ		Hydrangea involucrata					●	●	2
木本	テイカカズラ		Trachelospermum asiaticum				●	●	●	2
木本	ヒメウツギ		Deutzia gracilis				●	●	●	2
木本	アカシデ		Carpinus laxiflora		●					1
木本	アブラチャン		Lindera praecox			●				1
木本	イヌシデ		Carpinus tschonoskii		●					1
木本	イワガラミ		Schizophragma hydrangeoides					●	●	1
木本	ウグイスカグラ		Lonicera gracilipes						●	1
木本	ガクウツギ		Hydrangea scandens			●				1
木本	カジカエデ		Acer diabolicum						●	1
木本	キブシ		Stachyurus praecox				●	●	●	1
木本	クマヤナギ		Berchemia racemosa				●	●	●	1
木本	コバノガマズミ		Viburnum erosum				●	●	●	1
木本	コボタンヅル		Clematis apiifolia var. biternata					●	●	1
木本	ハナイカダ		Helwingia japonica				●	●	●	1
木本	バライチゴ		Rubus illecebreus						●	1
木本	ハンショウヅル		Clematis japonica			●				1
木本	マルバアオダモ		Fraxinus sieboldiana			●				1
木本	ミズキ		Cornus controversa						●	1
木本	ムクノキ		Aphananthe aspera				●	●	●	1

※ 学名引用: 米倉浩司・梶田忠 (2003-) 「BG Plants 和名-学名インデックス」(YList), http://bean.bio.chiba-u.jp/bgplants/ylist_main.html (2012年10月5日)。

2 出現植物種

本対象流域では、神奈川県周辺の山地で確認されるササ類はみられなかった。田村ほか (2007) の分類にあるように、短茎草本類の優占する林床植生であった。優占していた草本類はマツカゼソウ (*Boenninghausenia japonica*) やケチヂミザサ (*Oplismenus undulatifolius* var. *undulatifolius*)、ヒゴクサ (*Carex japonica*) であった (表2)。木本類では、ニガイチゴ (*Rubus microphyllus*)、マルバウツギ (*Deutzia scabra*)、ムラサキシキブ (*Callicarpa japonica*) などがみられた (表2)。草本類の出現種が多くかつ、シカが好んで採食しない不嗜好性種、あるいはシカに採食されても再生できる耐性種 (田村ほか, 2007) が優占する傾向がみられた。

柵内外を比較すると、柵外部においては、マツカゼソウ、ケチヂミザサ、ヒゴクサ、アシボソ (*Microstegium vimineum*)、タチツボスミレ (*Viola grypoceras*) などが優占していた。柵内部ではマツカゼソウ、ケチヂミザサ、コアカソ (*Boehmeria spicata*)、アオミズ (*Elatostema japonicum*) であった。その他、タイアザミ (*Cirsium nipponicum*) などの不嗜好性種、ヒメチドメ (*Hydrocotyle yabei*) などの耐性種などが優占していた。いずれもシカの不耐性種、耐性種が林床植生を優占していたことから、過去に設置された植生保護柵については、柵内外いずれもシカの採食圧を受けていると考えられた。また、本調査地域のシカ生息密度は16.2頭/㎢で、神奈川県下の密度と比較すると中程度であり (田村ほか, 2007)、本調査期間中も、流域内全域にシカの糞塊がみられたことから、シカの採食圧の影響を顕著に受け、不嗜好性種や耐性種が優占していると考えられた。

しかし、流域No.4内には、過去に設置された植生保護柵により囲まれている20m四方の小区画が確認でき、柵内部は被覆度5もしくは被覆度6であった。この区画内では、不嗜好性種でも耐性種でもないクサアジサイ (*Cardiandra alternifolia*) がみられた。以上のことから、流域内の一部では、過去に設置した植生保護柵が機能しており、今後、流域スケールでの植生回復を考える場合、このようなパッチ状の保全された箇所が種子の供給源などになると予想された。

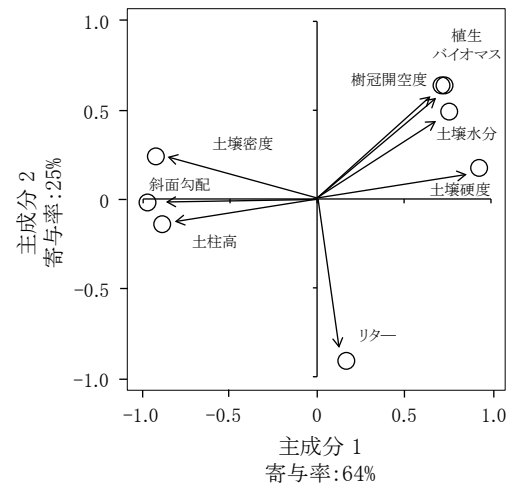


図4 PCAによる分析結果

3 林床植生、樹冠構造、土壌侵食の関係

各プロットの特徴を説明する要因解析として、主成分分析を行い、各計測項目間の傾向を把握した (図4)。第一主成分については、樹冠開空度や林床被覆が正の方向を示し、土柱高や斜面勾配などが負の方向を示した。第一主成分が全体の64%のばらつきを説明していることから、植生被覆にともなう土壌侵食の有無が、プロット間のばらつきを説明していると考えられた。第二主成分については、全体の25%のばらつきを説明しており、リター量のみが特徴づけられていた。以上の結果から、流域内の林床植生分布については、樹冠開空度や斜面勾配などに関連する植生被覆条件が重要な要因であり、次いでリター被覆条件が全体のばらつきを説明する要因となっていると考えられた。このことは、林床被覆の回復を目指す対策について検討する場合、樹冠構造や斜面勾配に対応した対策方法を立案することが、林床植生回復やリターの定着を促す要因になると考えられた。

そこで、観測項目個別の相互作用を分析するために、相関分析を行った (表3)。斜面勾配が大きい斜面では、土壌硬度 ($p=0.012$) や土壌密度 ($p=0.007$) も大きくなる傾向がみられ、かつ土柱高 ($p=0.007$) との相関も有意であった (表3)。また、土壌硬度と土柱高に有意な相関 ($p=0.027$) がみられることや、土壌水分と土壌密度に有意な相関 ($p=0.035$) がみられた。このことは、急勾配斜面では、裸地化し、土壌侵食量が顕著であるととともに土壌物理性が

表3 相関分析の結果

Factor		被覆度	斜面勾配	樹冠開空度	植生バイオマス	リター量	土柱高	土壌硬度	土壌水分	かさ密度	土壌粒度(<1mm)
被覆度	R	—	-0.91 *	0.83 *	0.87 *	-0.06	-0.85 *	0.79	0.77	-0.75	0.53
	P-value		0.01	0.04	0.02	0.91	0.03	0.06	0.07	0.09	0.25
斜面勾配	R		—	-0.69	-0.70	-0.09	0.93 *	-0.93 *	-0.67	0.88 *	-0.63
	P-value			0.13	0.12	0.87	0.01	0.01	0.14	0.02	0.18
樹冠開空度	R			—	0.99 *	-0.37	-0.73	0.74	0.91 *	-0.51	0.16
	P-value				0.00	0.47	0.10	0.10	0.01	0.31	0.76
植生バイオマス	R				—	-0.37	-0.76	0.69	0.85 *	-0.47	0.18
	P-value					0.47	0.08	0.13	0.03	0.35	0.74
リター量	R					—	0.00	-0.10	-0.26	-0.34	-0.08
	P-value						1.00	0.85	0.62	0.51	0.88
土柱高	R						—	-0.86 *	-0.57	0.68	0.37
	P-value							0.03	0.24	0.14	0.47
土壌硬度	R							—	0.77	-0.84 *	0.59
	P-value								0.08	0.04	0.22
土壌水分	R								—	-0.68	0.32
	P-value									0.14	0.54
かさ密度	R									—	-0.66
	P-value										0.16
土壌粒度(<1mm)	R										—
	P-value										

注)p<0.05を*で示した。

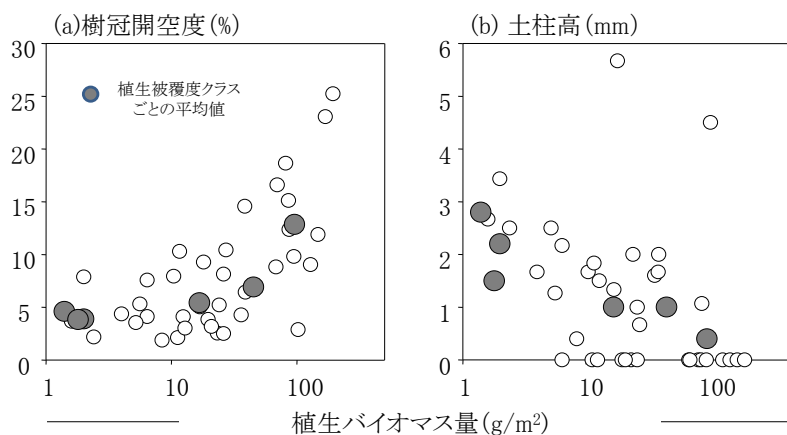


図5 植生バイオマス量と樹冠開空度および土柱高

変化していたと考えられた (Schlesinger, 1997)。今後、植生被覆や落葉の蓄積に伴う土壌の変化や、植生被覆とその根茎に発達による土壌物理性の変化について、検討する必要もある。

バイオマス量と樹冠開空度では、ばらつきがあるものの、樹冠開空率が10%以上では、概ね林床植生のバイオマス量は100 g / m²であった (図5)。清野 (1990) によると、100 g / m²程度の植生バイオマスの維持には、相対照度として20%程度の光環境が必要であることから、本研究でも同様の林床の光環境改善が必要であると考えられた。

また、被覆度が小さくなるほど、土柱高が大きくなり、斜面の雨滴侵食や表面土壌の剝削などの土壌侵食が発生していることが示された。土柱高と植生バイオマスの関係は統計的に有意でないものの (表3)、バイオマスが、10 g / m²以上になると、平均土柱高は1 cm以下になり、100 g / m²以上で土柱高

の形成が0 cmとなるプロットが増える傾向があった (図5)。このことから、大洞沢流域における土壌侵食防止を目標とした植生回復を行う場合、初期の目標として10 g / m²以上の植生回復を目指し、最終的に100 g / m²程度の植生回復を行う必要があると推察された。しかし、土壌侵食を抑制する林床被覆として落葉も重要であり、初ほか (2010) などが示す林床合計被覆率などの指標や落葉による被覆の季節的な変動については、落葉の供給時期 (平岡ほか, 2013) を把握する必要がある。

4 林床被覆、バイオマス、土壌侵食の空間分布

プロットで得られた被覆度クラスと現地踏査による被覆度の補足調査から林床被覆の空間分布を作成した (図6)。両流域ともに林床被覆状態が良い箇所は尾根部沿いに分布しており、かつスギやヒノキの人工林の箇所であった。谷部でかつ人工林である

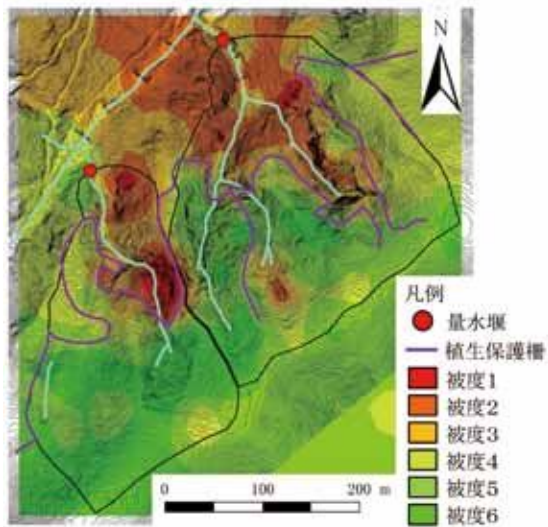


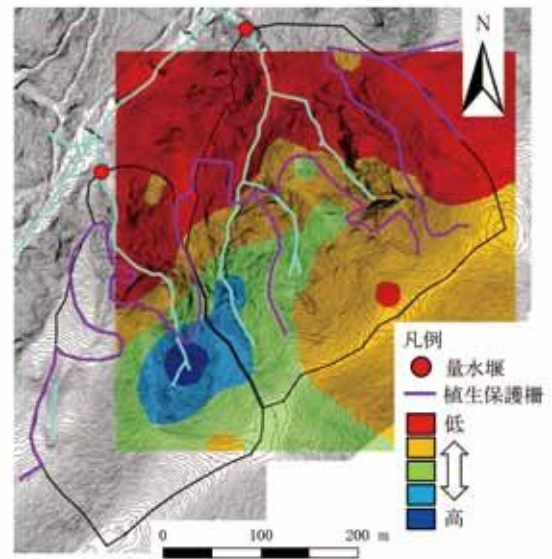
図6 被覆度クラスの分布図

箇所、被覆率の小さい場所は、近年の斜面崩壊跡地であり、表土の削剥により裸地化している箇所であった。また、尾根部付近では、スギやヒノキ人工林内においても小面積パッチ状に被覆率が小さい箇所が点在していた。この箇所では、スギ林が高密度に植栽されており、林内の光環境低下による林床植生の衰退が確認された（図6）。

両流域ともに、流域末端部から上流の流路沿い300 m程度までは、被覆度3以下で、裸地あるいは落葉被覆のみの林床であった。特に裸地化している被覆度1は河道沿いの急勾配斜面に分布していた。裸地面積を計算した結果、流域No.3で1.3 ha、流域No.4で0.7 haであった。裸地が流域面積に占める割合はそれぞれ19%、15%であった。傾斜分布から、どちらの流域でも40°以上の急傾斜が流路に面した斜面に多く見られた。特に、流路に面した急勾配(>40°)の斜面と被覆度1~2のような裸地斜面の分布が重なる傾向が見られた。

樹冠開空率と土柱高についても、空間分布図を作成し、検討した結果、流路沿いの急勾配斜面では、樹冠開空率が低く（図7a）、土柱高は高く（図7b）になっていた。特に、流域No.3の溪流沿いの斜面では、流域No.4と比べて、樹冠開空率、バイオマス量は低く、土柱高は高い結果となった。このことから、流域No.3では、流域No.4と比べて、裸地面積の流域に占める割合も大きく、かつ土壌侵食も活発であることが予想された。五味ほか(2012)や平岡ほか(2013)

(a) 樹冠開空度 (%)



(b) 土柱高 (mm)

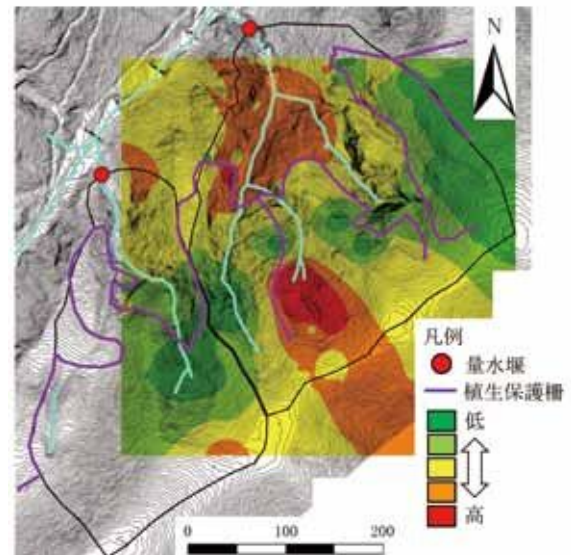


図7 樹冠開空度と土柱高の分布図

では、流域No.3の末端における流出土砂量が流域No.4の3倍程度と報告されており、斜面における侵食土壌が流域の流出量に影響を及ぼしていると考えられた。

V まとめ

本研究から、流域スケールでの林床植生の分布を把握することができた。本研究の結果で明らかになった点は以下のようにまとめられる。①広葉樹林の谷部あるいは河道沿いでは、急勾配斜面であり、林床被覆度、林床植生バイオマス量は低く、土壌侵食が顕著に起こっている傾向があった。②流域全域

で、林床植生はシカの不嗜好種や耐性種が優占していたことから、シカの採食圧の影響が考えられ、多様度は低いと考えられた。③土壤保全上、100 g / m²程度の植生バイオマス量回復が必要であると考えられ、そのためには、10%以上の樹冠開空度、もしくは20%以上の相対照度が必要であると予想できた。④林床被覆分布図から、ヒノキやスギ人工林の植栽地である尾根部では林床被覆率、バイオマス量が高い傾向にあった。⑤流域スケールの植生や土壤の保全では、流路沿いの急勾配斜面の植生回復が必要であり、そのためには、樹冠開空率の上昇にともなう植生バイオマス量の変化とともに、急勾配における落葉や植生の定着が必要であると考えられた。このような林床状態の変化が、斜面における侵食土壤が直接溪流に流出することを抑える効果を発揮すると予想される (Gomi *et al.*, 2002)。

流域スケールでの植生回復や土壤保全を検討する場合、急勾配裸地斜面にどのように植生が回復していくかを観測する必要がある。特に、谷部の広葉樹林帯では、夏季の照度が低いことから、シカの採食圧のみならず、そもそも林床植生の生育には十分でない立地である可能性も示唆できた。また、人工林において過密状態のため樹冠開空率が低い箇所では間伐が必要である。流域の林床植生はマツカゼソウ、ケチヂミザサなどのシカの不嗜好性種、耐性種が優占しており、草本類および木本種の稚樹は出現頻度が低くなり、シカの食害採食圧が土壤の形成や樹木の更新を阻害している恐れがある。森林のもつ多面的な機能を維持するためには、土壤侵食の防止のみならず、生物多様性や生態系保全を合わせて考える必要があり、シカの個体数管理や、植生保護柵の導入のみならず、間伐などの森林管理や、植生回復のための対策工などの総合的な対策が必要であると考えられる。

VI 謝 辞

本研究を推進するにあたり、東京農工大学の学生・院生諸氏には現地調査の協力をいただいた。また、石川芳治教授、白木克繁准教授には様々なアドバイスをいただいた。ここに感謝、御礼申し上げる。

VII 引用文献

- Berkes, F., Colding, J., and Folke, C. (2000) Rediscovery of traditional ecological knowledge as adaptive management. *Ecological Applications* 10:1251-1262.
- Bosch, J.M. and Hewlett, J.D. (1982) A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 55: 3-23.
- Braun-Blanquet, J. (1964) *Pflanzensoziologie*, Springer-Verlag. Wien. (鈴木時夫訳 (1971) 「植物社会学 I, II」. 朝倉書店, 東京)
- 初磊・石川芳治・白木克繁・若原妙子・内山佳美 (2010) 丹沢堂平地区のシカによる林床植生衰退地における林床合計被覆率と土壤侵食量の関係. *日本森林学会誌* 92(5) : 261-268.
- Frazer, G.W., Canham, C.D., and Lertzman, K.P. (1999) Gap Light Analyzer (GLA), Version 2. 0: Imaging software to extract canopy structure and gap light transmission indices from true-colour fisheye photographs, users manual and program documentation.
- 古林賢恒・丸山直樹 (1977) 丹沢山塊札掛におけるシカの食性. *哺乳動物学雑誌* 7: 55-62.
- Gomi, T., Sidle, R.C., and Richardson, J.S. (2002) Understanding processes and downstream linkages of headwater systems. *BioScience*, 52: 905-916.
- Gomi, T., Sidle, R.C., Miyata, S., Kosugi, K., and Onda, Y. (2008) Dynamic runoff connectivity of overland flow on steep forested hillslopes: scale effects and runoff transfer. *Water Resources Research* 44: W08411.
- 五味高志・小田智基・鈴木雅一・平岡真合乃・宮田秀介・内山佳美・山根正伸 (2012) 丹沢山大洞沢観測流域における水と土砂動態観測. *砂防学会誌* 65(1) : 73-77.
- 平岡真合乃・恩田裕一・加藤弘亮・水垣滋・五味高志・南光一樹 (2010) ヒノキ人工林における浸透能に対する下層植生の影響. *日本森林学会誌* 92(3) : 145-150.

- 平岡真合乃・五味高志・小田智基・熊倉歩・宮田秀介・内山佳美 (2013) 大洞沢試験流域における流出土砂量と土砂生産源の季節変動. 神奈川県自然環境保全センター報告 10:71-79
- 石川芳治 (2008) 丹沢山地でのシカによる林床植生衰退地における土壌浸食機構と対策手法. 森林科学 53: 48-52.
- 梶光一 (1993) シカが植生をかえる. 242-249. 生態学からみた北海道. 東正剛・阿部永・辻井達一編, 373pp, 北海道大学図書刊行会, 北海道.
- 清野嘉之 (1990) ヒノキ人工林における下層植物群落の動態と制御に関する研究. 森林総合研究所研究報告 359: 1-122.
- Miller, T.F., Mladenoff, D.J., and Clayton, M.K. (2002) Old-growth northern hardwood forest: Spatial autocorrelation and patterns of understory vegetation. *Ecological Monographs* 72(4): 487-503.
- 三浦寛 (2000) 表層土壌における雨滴浸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(2): 132-140.
- 村井宏・岩崎勇作 (1975) 林地の水および土壌保全機能に関する研究 -1- 森林状態の差異が地表流下, 浸透および侵食に及ぼす影響. 林業試験場研究報告 274: 23-84.
- 中村太士 (1999) 流域一貫森と川と人のつながりを求めて. 138pp, 築地書館株式会社, 東京.
- 恩田裕一・辻村真貴・野々田稔郎・竹中千里 (2005) 荒廃したヒノキ人工林における浸透能測定法の検討. 水文・水資源学会誌 18(6): 688-694.
- Sakai, M., Natuhara, Y., Imanishi, A., Imai, K., and Kato, M. (2012) Indirect effects of excessive deer browsing through understory vegetation on stream insect assemblages. *Population Ecology* 54:65-74.
- Schlesinger, W.H. (1997) *Biogeochemistry: an introduction of global change* (2nd edition), Academic Press.
- 白木克繁・若林妙子・石川芳治・鈴木雅一・内山佳美 (2007) 大洞沢の降雨と流出. 丹沢大山総合調査学術報告書: 405-409.
- Sidle, R.C., Sasaki, S., Otsuki, M., Noguchi, S., and Nik, A.R. (2004) Sediment pathways in a tropical forest: effects of logging roads and skid trails. *Hydrological Processes* 18: 703-720.
- 田村淳・永田幸志・小林俊元・栗林弘樹・山根正伸 (2007) 第1次神奈川県ニホンジカ保護管理事業における植生定点モニタリング. 神奈川県自然環境保全センター報告 4: 7-20.
- 塚本良則 (1998) 森林・水・土の保全—湿潤変動帯の水文地形学—. 朝倉書店.
- 内山佳美・山根正伸 (2008) 森林における水環境モニタリングの調査設計 - 大洞沢における検討事例 -. 神奈川県自然環境保全センター報告 5: 15-24.
- 矢部和弘・中嶋伸行・西尾邦彦 (2000) 東丹沢大洞沢における流出土砂量推算式の検討. 東京農大農学集報, 45(3): 217-225.
- 山根正伸 (2003) ニホンジカ被害問題に残されている課題. 神奈川県丹沢山地の経験から. 森林科学 39: 35-40.
- 山根正伸 (2010) 神奈川県におけるニホンジカ保護管理の新展開. 日本鹿研究 創刊号: 2-8.
- 若原妙子・石川芳治・白木克繁・戸田浩人・宮貴大・片岡史子・中田亘・鈴木雅一・内山佳美 (2008) ブナ林床植生衰退地におけるリター堆積量と土壌浸食量の季節変化 - 丹沢山地堂平地区のシカによる影響 -. 日本森林学会誌 90(6): 378-385.

大洞沢試験流域における流出土砂量と土砂生産源の季節変動

平岡真合乃*・五味高志*・小田智基**・熊倉歩***
・宮田秀介****・内山佳美*****

Seasonal variation of sediment yields and potential source of sediment production in the Oobora monitoring watershed

Marino HIRAOKA*, Takashi GOMI*, Tomoki ODA**, Ayumu KUMAKURA***,
Shusuke MIYATA**** and Yoshimi UCHIYAMA*****

要 旨

丹沢山地大洞沢試験流域内の流出土砂量と土砂生産源の季節変化を把握するために、流域末端の沈砂池で流出土砂量の測定と、流域内斜面でのインターバルカメラを用いた林床被覆の連続観測を行った。流出土砂量は台風などの大規模降雨時に多くなる傾向が見られたが、流量変化との関係は見られなかった。流域内で裸地は流路沿いに分布しており、斜面傾斜が 40° 以上と急傾斜であったことから、潜在的な土砂生産源と考えられた。林床被覆率は秋季から冬季の気温の変化にともなって経日変動していた。気温が 0℃ 付近を変動している期間の裸地面では、凍結融解作用にともなう土砂の不安定化や移動が確認でき、土砂生産の季節的な変動が示唆された。

I はじめに

世界各地でニホンジカ (*Cervus nippon*; 以下、シカ) やエゾシカ (*C. n. yesoensis*)、アカシカ (*C. elaphus*) などによる植生変化が報告されている (例えば, Gill, 1992; 梶, 1993; 田中ほか, 2008)。神奈川県丹沢山地では、1955 年にシカ猟が禁止され、1960 年代から造林地における採食被害の発生が確認されてきた (内山・鈴木, 2007b)。1980 年代にはスズタケ (*Sasamorpha borealis*) の退行や希少植物の減少など、シカの過密化による影響が発生している (村上, 2007; 田村, 2007; 山根, 2010)。シカの累積的な採食にともなう急速な林床植生の衰退は、林床の裸地化を促進し (安藤ほか, 2007)、森林生態系における種多様性の低下

(安藤ほか, 2007; 福島ほか, 2011; Sakai *et al.*, 2012) に加えて、水や土砂 (石川ほか, 2007) および栄養塩の流出 (福島・徳地, 2008) の発生などが報告されている。特に、丹沢山地の斜面は急傾斜で地盤が脆弱であり (金子ほか, 2007)、潜在的に土砂生産が活発な地域である。そのためシカ採食による林床植生の衰退が進めば、土壌侵食による土砂生産が加速化するおそれがある。神奈川県では、丹沢山地におけるシカの採食が水や土砂の流出に及ぼす影響について、2007 年から対照流域法によるモニタリングを開始している。

近年、丹沢山地では、斜面プロットを用いて侵食土砂量を観測し、山地斜面からの土砂生産量が推定されている (石川ほか, 2007; 若原ほか, 2008; 初ほか, 2010; 海虎ほか, 2012)。これらの研究

* 東京農工大学大学院 農学府 (〒183-8509 東京都府中市幸町 3-5-8)

** 東京大学大学院 農学生命科学研究科 (〒113-8657 東京都文京区弥生 1-1-1)

*** アジア航測株式会社 防災地質部 (〒215-0004 神奈川県川崎市麻生区万福寺 1-2-2)

**** 京都大学防災研究所 (〒612-8235 京都府京都市伏見区横大路下三栖東ノ口)

***** 神奈川県自然環境保全センター 研究企画部 研究連携課 (〒243-0121 厚木市七沢 657)

により、山地斜面における土砂生産は、誘因となる降雨や風速などの気象条件と、素因である傾斜、林床植生やリターなどの林床被覆に影響を受けることが明らかになった。特に、林床合計被覆率が低下することによって降雨1mm当たりの侵食土砂量が増加し(初ほか, 2010)、堂平地区では年間2~9mmの土壌が侵食されていると報告されている(石川ほか, 2007)。日本の山地における平均的な年間侵食速度は0.1~1.0mm/yr程度(長谷川ほか, 2005)であることと比較すると、堂平地区では激しい土壌侵食が発生していると考えられる。しかし、斜面プロットの観測結果のみでは、現在神奈川県が進めている対照流域法による水環境モニタリング調査における、流域スケールの土砂流出プロセスを把握することは難しい。

一般に、流域の土砂流出プロセスを検討する場合、流域末端の堰堤などの堆砂量から流出土砂が把握され、流量との関係を検討することが多い(例えば、芦田・澤田, 1992)。流域の土砂動態は地形や地質、林況などの場の条件に加えて、水の掃流力や流量によって支配される現象である(矢部ほか, 2000)。しかし、単純に斜面で生産された土砂のすべてが流域系外へ流出するとは考えにくく(Knighton, 1998)、流域からの土砂流出を考える上で、土砂動態、すなわち土砂生産と輸送過程を把握することが重要である。特に、山地上流域では、斜面と流路が密接に関連しており、土砂の生産現象と河道内での流送現象を一体的にとらえる必要がある(五味, 2006)。そのため、複雑な土砂の動態や流出過程を把握するためには、流域末端部における観測に加えて、斜面における土砂生産過程も把握する必要がある。

斜面の土砂生産に関連する表面流の発生や土壌侵食は、林床被覆状態によって異なることが示されている(例えば、Miura *et al.*, 2003; 平岡ほか, 2010)。一般に、森林の地表面は林床植生もしくはリターによって被覆されているが、シカの高密度生息地や施業遅れの人工林では、地表面が裸地化し、表面流や土壌侵食の発生が報告されている(Miura *et al.*, 2003; 石川ほか, 2007; Onda *et al.*, 2010)。流域内の裸地は土砂生産源であり(藤田ほか, 2004; Mizugaki *et al.*, 2008)、流域の土

砂生産特性を把握するためには裸地の空間分布を把握する必要がある。林床植生やリターは空間的に不均質に分布していることから(例えば、五味ほか, 2012)、裸地についても同様であると考えられる。さらに、林床植生やリターの被覆量は季節的に変動し(服部ほか, 1992; 石川ほか, 2007)、土砂生産の場やその条件も季節的に変化する(藤田ほか, 2004)。したがって、土砂生産の場の空間的、時間的不均一性、降雨の季節性などの、誘因と素因の季節的な変動を把握することは、斜面の土砂生産過程を明らかにする上で重要である。

そこで本研究では、大洞沢観測流域における数年間の流出土砂や林床被覆動態の観測結果から、山地流域の土砂生産特性を検討するために、(1)流域の土砂流出の実態を把握し、(2)土砂生産源である裸地斜面の分布との関係を検討し、(3)斜面の林床被覆と裸地の季節変動を把握することを目的とした。

II 研究方法

1 対象流域の概要

研究対象流域は神奈川県清川村煤ヶ谷の大洞沢支流の2流域(流域No.3:7.0ha、流域No.4:4.6ha)とした(図1)。年平均気温は11℃で、年平均降水量は約3,000mmである。標高は、流域No.3が471~637m、流域No.4が484~670mである(図1)。地質は新第三期層丹沢層群大山亜層群に属する。基岩は風化した堆積岩で、一部流路沿いの斜面に基岩が露出した箇所が見られる。大洞沢は地質的に脆弱であるため小規模崩壊の発生数が多く、それゆえ多量の土砂が生産される特徴がある(矢部ほか, 2000)。土壌は火山灰が混入しており(白木ほか, 2007)、全般的に構造発達は悪い。流域内の平均傾斜は36°であるが、流路沿いには40°以上の斜面が分布している(五味ほか, 2012)。流域内には、スギやヒノキの人工林と落葉性の広葉樹林がモザイク状に分布している。尾根部から斜面中腹の林床では、シカの嗜好性種であるマツカゼソウ(*Boenninghausenia japonica*)やケチヂミザサ(*Oplismenus undulatifolius*)などが優占しており、植生被覆が見られるが、斜面下部では、林床植生は

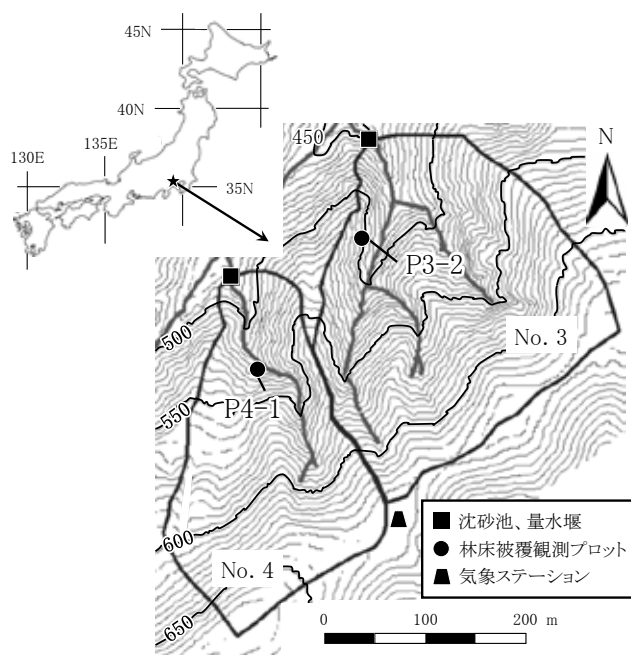


図1 対象流域概要と沈砂池および量水堰、観測プロット、気象ステーションの位置図

乏しく、リター被覆のみの箇所や裸地化している箇所がみられる。流域内の植生調査結果から、全流域面積に対する裸地面積の割合を推定したところ、流域No. 3が19%、流域No. 4が15%であった(五味ほか, 2013)。

2 流域の流出土砂量および流量の観測

流出土砂量を把握するために、流域No. 3と流域No. 4の末端の沈砂池(幅5 m×長さ10 m×深さ2 m)で横断測量を行い(図1)、任意の期間に堆積した土砂量を測定した。沈砂池両端に1 m間隔で基準点を設け、両端を結んで水平面を作成し、土砂までの深度を測定した。水平面から土砂までの空間容積を算出し、沈砂池の容積から差し引くことで当該堆積

土砂量を求め、前回堆積土砂量との差分を期間内流出土砂量とした。土砂の体積を重量に換算する際の土砂密度は $2.6 \text{ t} / \text{m}^3$ とした。

各流域の出口の 90° Vノッチ量水堰に圧力式自記水位計を設置し(図1)、水位を10分ごとに観測した。観測された水位は水位流量関係式を用いて流量に変換し、日流量を算出した。観測期間は2009年8月1日から2012年8月31日とした。また、流域尾根部の気象ステーションで(図1)、降雨量、風速、日射量、気温をそれぞれ測定した。

3 林床被覆の観測と画像解析

流域No. 3と流域No. 4の斜面に、固定プロット(0.5×0.5 m)を2箇所設置した(図1)。プロットは、設置時点でリターのみが存在する箇所(P3-2)、林床植生とリターが存在する箇所(P4-1)にそれぞれ設置した。各プロットの傾斜はP3-2が 55° 、P4-1が 40° であった。いずれのプロットも上層木は落葉性広葉樹であった。インターバルカメラはGardenWatchCam (GWCTLC130A, Brinno Co Ltd., U.S.A.)を用いた。カメラはプロットの斜面下方の地表面からおおよそ1.5 mの高さで、撮影時のゆがみが最小になるように斜面傾斜に対して平行に設置した(平岡ほか, 2013)。一日一回正午12時に写真撮影し、P3-2では2011年8月28日～2012年1月17日、P4-1では2011年9月30日～12月9日に観測を行った。

撮影された画像は、初ほか(2010)に基づいて、Adobe Photoshopでプロット内の林床植生およびリターのピクセル数をそれぞれ計測し(写真1)、その合計値である林床被覆率(三浦, 2000)を算出した。ただし、レンズが曇っている画像、もしくは

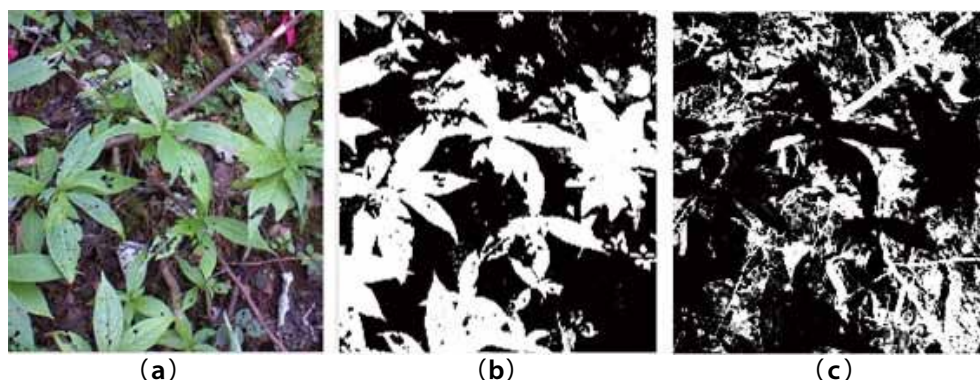


写真1 ピクセル解析のフロー

(a) 撮影された林床被覆の画像 (b) 抽出された下層植生のピクセル (c) 抽出されたリターのピクセル

日射が局所的に強い画像については、解析時の色域指定作業に影響が出るため解析から除外した。また、積雪があった場合についても解析から除外した。

Ⅲ 結果・考察

1 流域の流出土砂量

2009年度流出土砂は、台風9号を含む期間1（2009年8月4日～24日）と、台風18号を含む期間2（2009年8月24日～10月22日）の2期間で観測できた。2010年度は、期間3（2009年10月22日～2010年6月24日）、台風9号を含む期間4（2010年6月24日～9月21日）、前線通過にともなう降雨を含む期間5（2010年9月21日～11月

8日）、期間6（2010年11月8日～24日）の4期間で観測できた。2011年度は台風6号を含む期間7（2010年11月24日～2011年8月1日）と、台風12号と15号を含む期間8（2011年8月1日～10月19日）の2期間で観測できた。2012年度は、台風4号を含む期間9（2012年6月19日～7月3日）、梅雨前線にともなう降雨を含む期間10（2012年7月3日～8月20日）の2期間で観測できた（表1）。流域No.4では、期間9に横断測量を実施していない。4年間の観測結果から、本研究対象地域では、おおむね7月下旬から10月下旬まで台風や前線にともなう大規模な降雨があり、それ以外の時期は比較的小規模な降雨が観測される傾向が見られた（表1、図2）。流域No.3と流域No.4の降雨に対する

表1 流出土砂量の観測期間と概要

期間No.	観測期間	主な降雨イベント	イベント 総降雨量* (mm)	流出土砂量 (m ³)	
				No.3	No.4
1	2009/08/04～08/24	台風9号	136	11.60	3.38
2	2009/08/24～10/22	台風18号	202	0.62	0.30
3	2009/10/22～2010/06/24		153	7.47	3.14
4	2010/06/24～09/21	台風9号	134	0.06	2.36
5	2010/09/21～11/08	前線通過	174	9.57	1.26
6	2010/11/08～11/24		51	0.99	0.60
7	2010/11/24～2011/08/01	台風6号	295	6.46	0.66
8	2011/08/01～10/19	台風12号、15号	323、345	8.40	1.50
9	2012/06/19～07/03	台風4号	157	0.61	—
10	2012/07/03～08/20	梅雨前線	152	2.09	3.11

* 期間内最大イベント

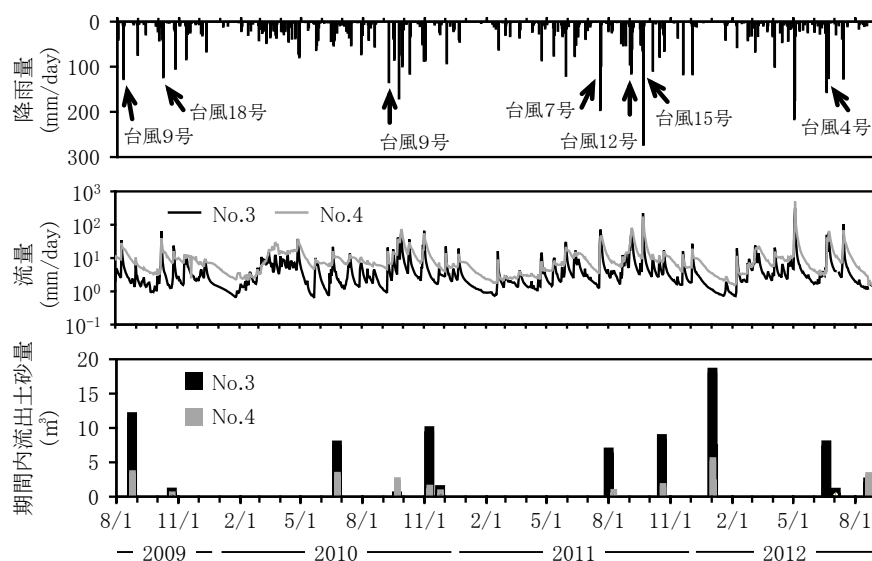


図2 2009年8月1日から2012年8月31日までの降雨量、流量、期間内流出土砂量

流出波形は類似した傾向を示したが、流域No. 3の方がNo. 4よりも減水が早い傾向があった（図2）。

台風や前線通過にともなう大規模降雨（総降雨量130 mm以上）を含む期間1、2、4、5、7～10には、流域No. 3で0.06～11.60 m³、流域No. 4で0.30～3.38 m³の流出土砂量が観測された（図2、表1）。期間3および6では、流域No. 3で7.47、0.99 m³、流域No. 4で3.14、0.60 m³の流出土砂量が観測された（表1）。両期間とも主な降雨イベントはなかったものの、期間3の方が降雨規模が大きく（表1）、期間内の降雨頻度も高かったことから、流出土砂量が大きかったと考えられた。また、これらの期間は降雪のある冬期から春期を含んでおり、融雪にともなう土砂流出が発生している可能性が考えられた（芦田・澤田，1992；Kurashige，1998）。2009年8月から2011年8月までの観測結果から年間の流出土砂量を推定したところ、流域No. 3で6.47～7.61 t/ha/yr、流域No. 4で2.11～4.57 t/ha/yrとなった。先行研究の観測結果と比較すると、流域No. 3、流域No. 4とも先行研究結果のオーダーの範囲内であった（表2）。

流量と掃流力の関係を把握するために、同一期間内の総流出量と流出土砂量との関係を調べたところ、いずれの流域においても明瞭な関係は見られなかった（図3）。期間内総流出量が500 mm以上の場合、流域No. 3と流域No. 4平均流出土砂量は、それぞれ2.96 t/ha (SD = 0.49)、1.13 t/ha (SD = 0.58)であり（図3）、流量が増加しても流出土砂量はほとんど変わらなかった。また、同程度の流量に対する流出土砂量は、流域No. 3の方が流域No. 4よりも1オーダー以上多かった（図3）。これらのことから、各流域における流出土砂量に対して、流域内の土砂生産量、河道内の土砂貯留量や掃流力の違いが影響

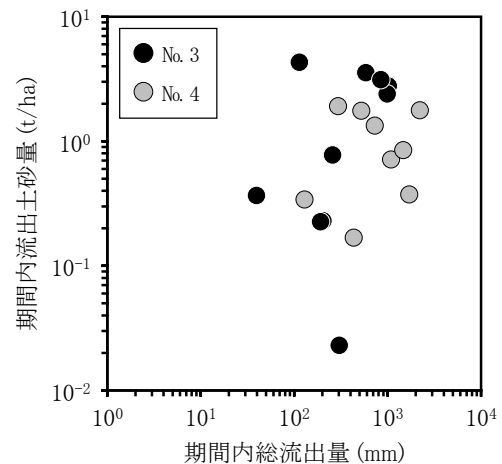


図3 期間内の総流出量と流出土砂量

している可能性が考えられた。すなわち、流路内の土砂貯留量が制限要因となり、大規模降雨時の流量が土砂流出量の増加をもたらさなかった可能性がある。ただし、流路内の土砂貯留量は流域No. 3の方が多く、流域末端における流出土砂量が多くなったと考えられた。

2 流域内の土砂生産源分布の推定

流域No. 3と流域No. 4における流出土砂量の観測結果から、流路内の移動可能な土砂量の違いが考えられ、その要因として流域内の裸地の分布に着目した。いずれの流域においても流域末端部に近い河道沿いに裸地斜面が分布していた（五味ほか，2012）。このことから、河道で観測される浮遊砂は流域内の裸地から供給される可能性が高いと考えられた（Mizugaki *et al.*, 2008）。また、河道沿いの斜面勾配は40°以上と急傾斜であることから、雨滴衝撃による飛散土砂によって、土壌侵食が発生しやすい可能性も考えられる（Mizugaki *et al.*, 2010）。

表2 本研究および先行研究における流域の年間流出土砂量

観測地	流域名	年間流出土砂量 (t/ha/yr)	観測期間	流域面積 (ha)	年降水量 (mm)	標高 (m)	傾斜 (°)	地質	植生タイプ	出典
Oborazawa, Japan	No.3	6.47～7.61	2009～2011	7.0	2,189	471～637	36	砂岩	広葉樹、スギ、ヒノキ	本研究
Oborazawa, Japan	No.4	2.11～4.57	2009～2011	4.6	2,189	484～670	36	砂岩	広葉樹、スギ、ヒノキ	本研究
Coweeta, NC, USA	WS2	0.1	2年	12.3	1,810	716～991	31	石英閃緑岩、砂岩	ユリノキ、ブナ	Swank <i>et al.</i> (2001)
HJ Andrews, OR, USA	WS2	1.8	1958～1988	60.0	2,300	525～1,065	n/a	火山砕屑岩	アメリカトガサワラ	Grant and Wolff (1991)
Alsea, OR, USA	Flynn Creek	10.2	1959～1965	202.0	2,540	300*	n/a	砂岩	アメリカトガサワラ、広葉樹	Beschta (1978)
Alsea, OR, USA	Flynn Creek	9.5	1966～1973	202.0	2,540	300*	n/a	砂岩	アメリカトガサワラ、広葉樹	Beschta (1978)
Alsea, OR, USA	Deer Creek	9.7	1959～1965	304.0	2,540	254*	n/a	砂岩	アメリカトガサワラ、広葉樹	Beschta (1978)
Alsea, OR, USA	Needle Branch	5.3	1959～1965	75.0	2,540	225*	n/a	砂岩	アメリカトガサワラ、広葉樹	Beschta (1978)

* 平均標高

n/a: 記載なし

全流域面積に対する裸地面積の割合は、流域No. 3が19%、流域No. 4が15%であり、裸地面積は流域No. 3が1.3 ha、流域No. 4が0.7 haと推定された（五味ほか，2012）。裸地面における単位面積当たりの侵食土砂量が同程度発生していると仮定すると、流域No. 3は流域No. 4と比べると2倍程度の土砂生産があると予想される。実際には、斜面で生産された土砂が河道に流入するプロセスを考慮する必要があるが（Knighton, 1998）、両流域とも河道沿いの急斜面に裸地が分布しており、こうした場で生産された土砂の多くが河道に流入する可能性が高い。以上のことから、本研究対象流域の土砂生産特性は、流路内の移動可能土砂量と土砂の生産場である裸地斜面の分布に大きく影響される可能性が示唆された。

3 林床被覆分布とその季節変動

流出土砂量は流域No. 3で多く、裸地面積も流域No. 3が大きいことから、流域内の土砂生産量は流域No. 3の方が多いと推察された。しかし、斜面の裸地の状態は、林床植生やリターなどの林床被覆の季節変動性に依存して季節的に変動すると考えられる（服部ほか，1992）。インターバルカメラを用いて斜面の林床被覆の経日変動を計測した結果、林床被覆率は降雨時にはほとんど変化しなかったが、リター被覆のみのP 3-2では夏季から冬季にかけて増加傾

向を示し、植生とリター被覆が存在するP 4-1では秋季から冬季にかけて減少傾向を示した。P 3-2では、台風時に一時的な林床被覆率の低下が見られたが、8月下旬に10%程度だった被覆率は徐々に増加し、11月以降60%程度まで増加した。P 4-1では、10月上旬に80%程度だった林床被覆率が徐々に減少し、12月中旬には60%程度になった（図4）。落葉広葉樹下のリターは降雨や林内の風によって移動し（服部ほか，1992；若原ほか，2008）、気温の低下にともなって上層木からの落葉が増加することでリター被覆が増加すると考えられた（三浦，2000）。植生は気温の低下にともなって枯死する種もあることから、秋季から冬季には植生被覆は減少すると考えられた（三浦，2000）。山地斜面の侵食土砂量は林床被覆の低下にともなって増加することから（Miura *et al.*, 2003；初ほか，2010）、林床被覆率が季節的に変動し、それにともなって土砂生産の場となる斜面の条件も変動すると考えられた。特にP 3-2では、12月中旬から1月中旬にかけて林床被覆率が低下しており（図4）、生産される土砂量が増加する可能性がある。

林床被覆の季節変動と降雨パターンから、斜面で土砂が生産される時期を推定した。リター被覆のみの地点では、落葉期前の初秋には林床被覆率は比較的低く、そこへ台風などの大規模な降雨があるため

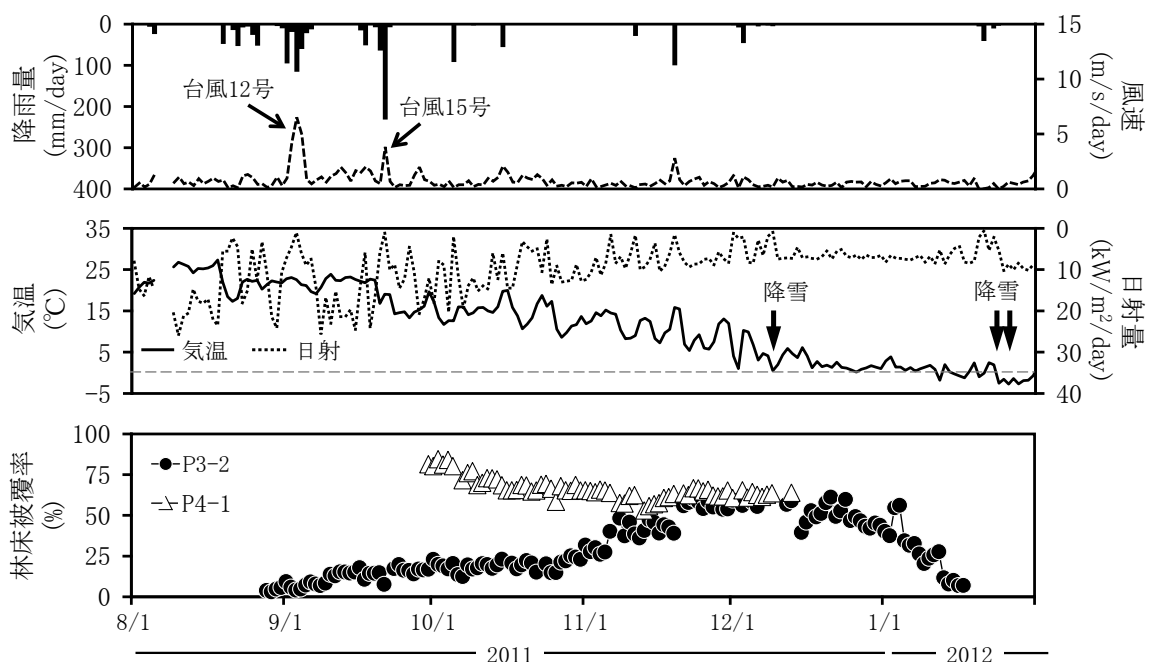


図4 観測期間の降雨量、風速、気温、日射量および林床被覆率（灰色の点線は気温0℃を表す）

に土砂が生産され、流域外へ流出する可能性が考えられた（図2、4）。春先には大規模な降雨は少ないものの、林床被覆率が低下しているため（図2、4）、斜面で土砂が生産される可能性が考えられる。また、裸地では凍結融解作用によって土壌が不安定になり、土砂が移動することもあるため（藤田ほか，2004；堤ほか，2007）、気温が0°付近を変動する冬季には、土砂生産量が増加する可能性もある。しかし、積雪期間は地表面が雪で被覆されている状態が確認されたことから、土砂はほとんど移動しないと考えられる。植生とリター被覆が存在する地点では、冬季の植生枯死後の林床被覆や裸地の経日変動についてさらに詳しく調べる必要があると考えられる。以上のことから、流域の土砂生産特性を考えるうえで、斜面からの実際の土砂生産量の観測に加えて、裸地の空間分布や季節的な動態を把握することが必要と考えられる。また、土砂流出過程を検討するためには、掃流砂と浮遊砂、ウォッシュロードなどを観測し、定量化する必要がある（芦田・澤田，1992；Kurashige，1998）。加えて、丹沢山地の地質的、地形的特性から斜面崩壊の発生が多数報告されており（金子ほか，2007；厚井ほか，2007；内山・鈴木，2007a）、本対象流域内でも崩壊痕が見られることから、斜面崩壊にともなう大規模な土砂移動や土砂生産（加藤ほか，2005）についても把握する必要があると考えられる。

IV まとめ

大洞沢試験流域における流出土砂量と土砂生産源の分布および季節変動を調べた結果、以下のことが明らかとなった。（1）流域の土砂生産は降雨の規模や頻度、季節性に影響を受けるが、流出土砂量には上限があり、流量増加にともなって増加するわけではないことが分かった。（2）本流域では、急傾斜の裸地が流域の末端部付近の河道沿いに分布しており、土砂生産場である可能性が考えられた。こうした裸地の面積の大きさや分布特性が、流域の流出土砂量に影響していると考えられた。（3）林床植生やリターなどの林床被覆は、降雨ではなく、風速や気温などの気象条件に応じて季節的に変動し、それによって土砂生産源である裸地も季節的に変

動することが分かった。さらに、冬季には裸地で凍結融解作用による不安定な土砂の生産と移動が確認された。以上のことから、山地流域の土砂生産を検討する上で、降雨規模や頻度よりはむしろ、土砂生産場である裸地の空間分布とその季節変化を把握することが重要であると考えられる。また、今後流域の土砂収支を検討するためには、流路内の土砂の輸送・滞留過程の定量的な把握や、裸地を拡大させるような崩壊痕からの土砂生産の定量化などが必要であると考えられる。

V 謝辞

本研究を行うにあたり、東京農工大学流域水文・生態系管理学研究室の皆さんには、現地調査で多大なご協力をいただいた。また、東京農工大学の石川芳治教授と白木克繁准教授には数多くのアドバイスをいただいた。記して感謝申し上げる。

VI 引用文献

- 安藤彰則・鈴木伸一・村上雄秀（2007）東・西丹沢の植生比較 - 丹沢東西モニタリングエリアの植生 - . 丹沢大山総合調査学術報告書：67-74.
- 芦田和男・澤田豊明（1992）山地流域における出水と土砂流出（21）. 京都大学防災研究所年報 35(B-2)：29-39.
- Beschta, R.L. (1978) Long-term patterns of sediment production following road construction and logging in the Oregon coast range. *Water Resources Research* 14: 1011-1016.
- 初磊・石川芳治・白木克繁・若原妙子・内山佳美（2010）丹沢堂平地区のシカによる林床植生衰退地における林床合計被覆率と土壌侵食量の関係. *日本森林学会誌* 92(5)：261-268.
- 藤本征司（2008）気温変動が暖温帯域の樹木の葉フェノロジーに与える影響の予測. *保全生態学研究* 13(1)：75-87.
- 藤田正治・澤田豊明・志田正雄・伊藤元洋（2004）山地流域における土砂生産 - 高原川流域における観測研究 - . *京都大学防災研究所年報* 47(B)：143-150.

- 福島慶太郎・徳地直子 (2008) シカの食害が森林生態系の物質循環に与える影響：溪流水質の予備調査から．森林研究 77：77-87.
- 福島慶太郎・井上みずき・阪口翔太・藤木大介・山崎理正・境優・齊藤星耕・中島皇・高柳敦 (2011) ニホンジカによる過採食が芦生の冷温帯天然林の生物多様性と生態系機能に及ぼす影響の解明．プロ・ナトゥーラ・ファンズ第20期助成成果報告書：181-199.
- Gill, R.M.A. (1992) A review of damage by mammals in north temperate forests: 1. deer. *Forestry* 65(2)：145-169.
- Gomi, T., Sidle, R.C., and Swanston, D.N. (2004) Hydrogeomorphic linkages of sediment transport in headwater streams, Maybeso Experimental Forest, southeast Alaska. *Hydrological Processes* 18(4)：667-683.
- 五味高志 (2006) 土壌侵食と森林 - 森林斜面から流域の視点へ - . 森林科学 47：10-14.
- 五味高志・小田智基・鈴木雅一・平岡真合乃・宮田秀介・内山佳美・山根正伸 (2012) 丹沢山大洞沢観測流域における水と土砂動態観測．砂防学会誌 65(1)：73-79.
- 五味高志・平岡真合乃・坂上賢・ファム ティ クイン アン・内山佳美 (2013) 大洞沢試験流域における林床被覆の空間分布特性．神奈川県自然環境保全センター報告 10：59-69.
- 海虎・石川芳治・白木克繁・若原妙子・畢力格図・内山佳美 (2012) ブナ林における林床合計被覆率の変化が地表流流出率に与える影響．日本森林学会誌 94(4)：167-174.
- 長谷川浩一・若松加寿恵・松岡昌志 (2005) ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布．自然災害科学 24(3)：287-301.
- 服部重昭・阿部敏夫・小林忠一・玉井幸治 (1992) 林床被覆がヒノキ人工林の侵食防止に及ぼす影響．森林総合研究所研究報告 362：1-34.
- 平岡真合乃・恩田裕一・加藤弘亮・水垣滋・五味高志・南光一樹 (2010) ヒノキ人工林における浸透能に対する下層植生の影響．日本森林学会誌 92(3)：145-150.
- 平岡真合乃・五味高志・内山佳美 (2013) インターバルカメラを用いた連続観測による林床被覆の季節変化の把握．砂防学会誌 (印刷中)
- 石川芳治・白木克繁・戸田浩人・若原妙子・宮貴大・片岡史子・中田亘・鈴木雅一・内山佳美 (2007) 堂平地区における林床植生衰退地での土壌侵食と浸透の実態．丹沢大山総合調査学術報告書：445-458.
- 梶光一 (1993) シカが植生をかえる．242-249. 生態学からみた北海道．東正剛・阿部永・辻井達一編，373pp, 北海道大学図書刊行会，北海道.
- 金子慶之・有馬眞・佐藤理恵子・小野紘斗・岩垣拓也・川崎昭如 (2007) 西丹沢中川上流域に分布するトータル岩母材土壌の構造と地球化学的特性：長期モニタリングに向けた基盤データの構築．地質学雑誌 113(12)：611-627.
- 加藤弘亮・恩田裕一・平松晋也・柏木章子・宮本邦明 (2005) 吉野川上流長沢ダム流域における放射性同位体を用いた微細土砂供給源の推定．砂防学会誌 58(2)：5-14.
- Knighton, D. (1998) *Fluvial Forms and Processes: A New Perspective*. John Wiley & Sons, New York. 383pp.
- 厚井高志・堀田紀文・鈴木雅一 (2007) 中川川流域における堰堤満砂期間を用いて推定した土砂生産分布と崩壊履歴の関係．丹沢大山総合調査学術報告書：425-431.
- Kurashige, Y. (1998) Process-based estimation of suspended-sediment concentration during the thaw season in a small headwater basin. *International Association of Hydrological Science Publication* 249：415-422.
- 三浦寛 (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(2)：132-140.
- Miura, S., Yoshinaga, S., and Yamada, T. (2003) Protective effect of floor cover against soil erosion on steep slopes forested with *Chamaecyparis obtusa* (hinoki) and other species. *Journal of Forest Research* 8(1)：27-35.
- Mizugaki, S., Onda, Y., Fukuyama, T., Koga, S., Asai, H., and Hiramatsu, S. (2008) Estimation of suspended

- sediment sources using ^{137}Cs and $^{210}\text{P}_{\text{bex}}$ in unmanaged Japanese cypress plantation watersheds in southern Japan. *Hydrological Processes* 22(23): 4519-4531.
- Mizugaki, S., Nanko, K., and Onda, Y. (2010) The effect of slope angle on splash detachment in an unmanaged Japanese cypress plantation forest. *Hydrological Processes* 24(5): 576-587.
- 村上雄秀 (2007) シカ食害下の丹沢山地の植生変遷について. *生態環境研究* 14(1): 19-33.
- Onda, Y., Gomi, T., Mizugaki, S., Nonoda, T., and Sidle, R.C. (2010) An overview of the field and modelling studies on the effects of forest devastation on flooding and environmental issues. *Hydrological Processes* 24(5): 527-534.
- Sakai M., Natuhara Y., Imanishi A., Imai K., and Kato M. (2012) Indirect effects of excessive deer browsing through understory vegetation on stream insect assemblages, *Population Ecology* 54(1): 65-74.
- 白木克繁・若原妙子・石川芳治・鈴木雅一・内山佳美 (2007) 大洞沢の降雨と流出. 丹沢大山総合調査学術報告書: 405-409.
- Swank, W.T., Vose, J.M., and Elliott, K.J. (2001) Long-term hydrologic and water quality responses following commercial clearcutting of mixed hardwoods on a southern Appalachian catchment. *Forest Ecology and Management* 143: 163-178.
- 田村淳 (2007) ニホンジカの採食圧を受けてきた冷温帯自然林における採食圧排除後 10 年間の下層植生の変化. *森林立地* 49(2): 103-110.
- 田中由紀・高槻成紀・高柳敦 (2008) 芦生研究林におけるニホンジカ (*Cervus nippon*) の採食によるチマキザサ (*Sasa palmata*) 群落の衰退について. *森林研究* 77: 13-23.
- 堤大三・藤田正治・伊藤元洋・手島宏之・澤田豊明・小杉賢一朗・水山高久 (2007) 凍結融解による土砂生産に関する基礎的研究－田上山裸地斜面における現地観測と数値シミュレーション－. *砂防学会誌* 59(6): 3-13.
- 内山佳美・鈴木雅一 (2007a) I 丹沢山地における土砂災害の実態とその履歴. 丹沢大山総合調査学術報告書: 469-473.
- 内山佳美・鈴木雅一 (2007b) II 丹沢大山地域における森林資源の変化と森林管理・利用の変遷. 丹沢大山総合調査学術報告書: 474-478.
- 矢部和弘・中嶋伸行・西尾邦彦 (2000) 東丹沢大洞沢における流出土砂量推算式の検討. *東京農業大学農学集報* 45(3): 217-225.
- 山根正伸 (2010) 神奈川県におけるニホンジカ保護管理の新展開. *日本鹿研究* 創刊号: 2-8.
- 若原妙子・石川芳治・白木克繁・戸田浩人・宮貴大・片岡史子・鈴木雅一・内山佳美 (2008) ブナ林の林床植生衰退地におけるリター堆積量と土壌侵食量の季節変化 - 丹沢山地堂平地区のシカによる影響 -. *日本森林学会誌* 90(6): 378-385.

貝沢試験流域における隣接する三流域の降雨流出特性と浮遊土砂動態

白木克繁*・片岡宏介*・工藤 司**

Characteristics of rainfall-runoff processes and stream turbidities at adjacent three basins in Kaisawa experimental watershed

Katsushige SHIRAKI*, Kousuke KATAOKA*, and Tsukasa KUDO**

要 旨

神奈川県相模原市の相模川支流の貝沢を試験流域に選定し、降雨流出特性と浮遊土砂動態の特徴を調査した。試験地内に隣接する第1、第2および第3流域を設置し、それらと残流域を合わせた第4流域、および全体を内包する最下流に第5流域を設定し量水堰を設置した。調査の結果、地形図上で流域条件が類似していると考えられた第1流域、第2流域、第3流域の流出特性に違いがみられることが明らかとなった。特に第1流域においては総流出量が第2、第3流域よりも多く、降雨時、無降雨時ともに流出量が多いことが分かった。一方、第2流域と第3流域の流出特性は類似していることがわかった。浮遊土砂動態に関しては、第1流域において濁度濃度が高くなる傾向があった。浮遊土砂による各流域からの土砂流出量は、第1、第2、第3流域の合計浮遊土砂量よりも第4流域からの流出量が少なく、第4流域内部で浮遊土砂の堆積が起こっている可能性が示唆された。

I はじめに

日本は多雨地帯に位置しているが、急峻で狭小な地形的特徴や、降雨量の地域格差や季節変動、都市と工業の発展に伴う大量の生活用水および産業用水等の大量の水需要が発生するため、安定した水資源の確保が重要な課題となる。

そのため、国土の約7割を占め主要な水源地帯である森林山地流域の水源涵養機能が期待される。また、手入れの行き届いていない人工林が森林の水源涵養機能へ与える影響や、下流への土砂流出被害が懸念されており、全国の各自治体では森林税や水資源税が導入され森林の水源涵養機能と土砂の流亡防止に着目した森林管理計画・手法の確立へ向けた取

り組みが行われている。

本報告の対象流域である神奈川県貝沢試験流域は、県より水源の森林エリアに指定されている。水源の森林エリアの一部では、「かながわ水環境保全・再生事業」の一環により、山地森林流域の管理計画・手法の確立を目的として県内の複数個所に試験地が設定され研究調査が行われている。特に本調査地である貝沢試験流域では、水文試験である対照流域法を用いて森林整備による山地の水源涵養機能へ及ぼす影響の実証検証を長期にわたって行うことが計画されている。

そこで本報告では、貝沢試験流域内の隣接する三流域の流出特性を把握することと降雨流出に伴う浮遊土砂流出の現状について把握することを目的とした。

* 東京農工大学大学院 農学研究院 (〒183-8509 東京都府中市幸町 3-5-8)

** 砂防エンジニアリング株式会社

Ⅱ 貝沢水文試験地の概要と観測方法

1 貝沢水文試験流域の概要

貝沢水文試験地(北緯 $35^{\circ} 37'$, 東経 $139^{\circ} 10'$)は相模川水系相模川上流、神奈川県相模原市緑区与瀬地区(旧津久井郡相模湖町)に位置しており、源流域における隣接した三つの小流域(流域1, 2, 3)とそれらを含む流域(流域4)が入れ子状に設定してある(図1、図2)。

気候は、流域内に設置した気象ステーションNo.1(図1参照)の記録(2010年5月～2011年9月)より平均気温 15.3°C 、最暖月(8月)の平均気温 23.7°C 、最寒月(1月)の平均気温は -0.6°C であった。平均年降水量は 1673.5mm (相模湖アメダス1981年～2010年)で、最も平均降水量の多い月は8月の 271.1mm 、最も平均降水量の少ない月は12月で 46.4mm となっている。

地質は、白亜紀から古第三紀系の小仏層群に分類され、基岩は堆積岩となっている。土壌は褐色森林土亜群となっており乾性褐色森林土・適潤性褐色森林土が分布している。

植生は、スギ・ヒノキからなる植林地と一部のコナラ群落からなる二次林になっている。

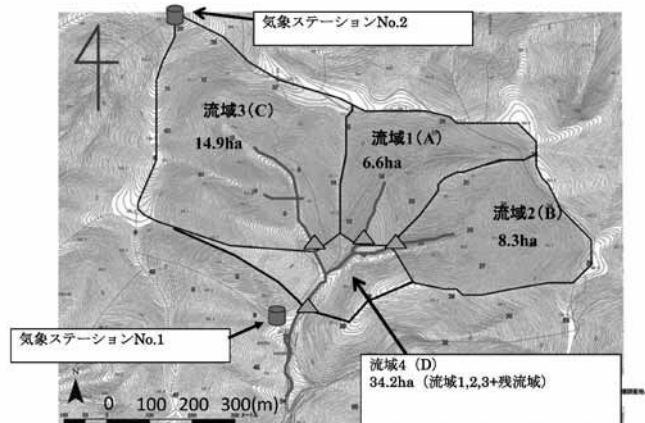


図2 流域1から4と量水堰の位置

2 観測方法

(1) 雨量

雨量は、気象ステーションNo.1、No.2(位置は図1を参照)において 0.5mm 転倒マス式雨量計を用いて観測を行った。本報告では、比較的上空の開けたNo.2雨量計の雨量データが、流域の情報としてもっとも適当として解析に用いている。

2010年5月21日～2011年4月までは1分毎に、それ以降は10分毎に自動記録を行った。なお、全ての観測項目は2010年5月21日より観測を開始した。

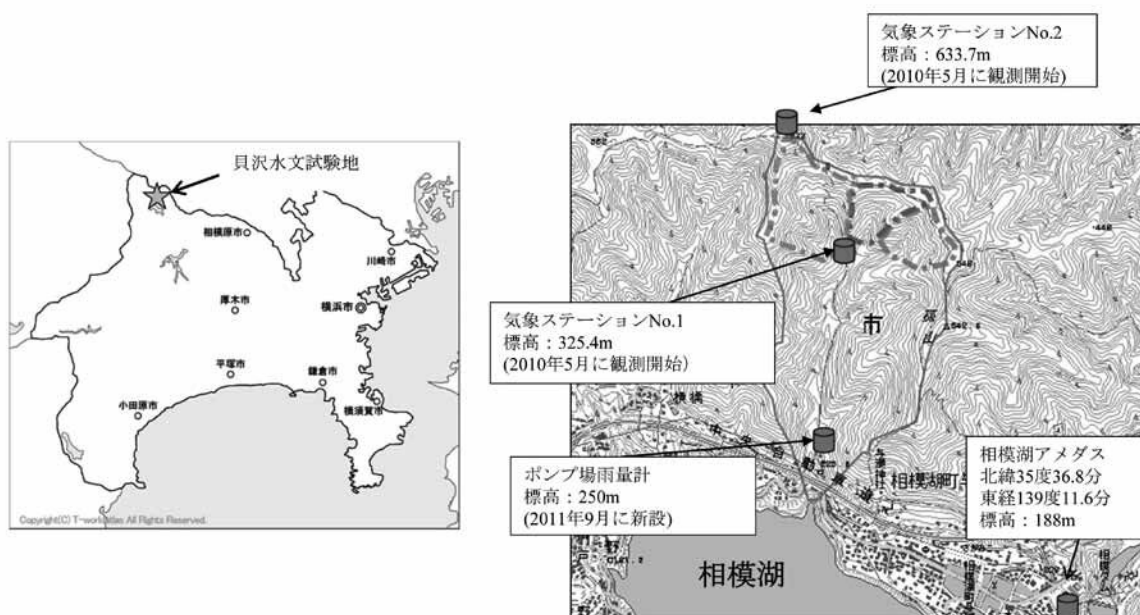


図1 貝沢試験流域の位置と各雨量計、気象ステーション位置

(2) 流量

各流域（1、2、3、4）の末端部において 90° V ノッチの量水堰を設置し、水位観測を行った。また各量水堰には圧力式水位計と、ステンレス製の定規（以下、水位ゲージと表記）の設置を行い、事前調査により作成した水位流量換算式（以下、H-Q 式と表記）を用い流量への換算を行った。

(3) 濁度 (Formazine Turbidity Unit)

各流域の堰プール内に濁度計（測定範囲は 0-500FTU）を設置して、濁度データの自動記録を行った。

濁度は、Formazine Turbidity Unit（以下 FTU）を指標に用いて測定を行った。FTU とはホルマジン濁度標準液を基準液として、試料を通過した透過光の強度を測定し作成した検量線から求める濁り具合の指標のことである。値が小さければ水が澄んでいることを表し、値が大きければ水が濁っていることを表す。

III 観測データの精度

1 水位 - 流量換算式 (H-Q 式) の作成過程

(1) H-Q 式の概要

水位と流量の関係式である H-Q 式を各流域において作成した。H-Q 式には次の 90° V ノッチの水理公式を利用した。この式は以下のようにあらわすことができる。

$$Q = C \cdot H^{2.5} \quad \dots (1)$$

但し、Q: 流量 (m³/sec)、C: 流量係数、H: 越流水位 (m)

上記の水理公式を利用するには C と H の決定が必要となる。以下、決定方法について簡単に示す。なお、H-Q 式は堰のメンテナンスやエッジの摩耗、ステン板のゆがみが生じることを考慮し定期的に確認し、更新していくことが望ましい。

(2) 越流水位 H の決定

本報告において越流水位 H は、以下の式より算出した。

$$H = H_r - H_0 \quad \dots (2)$$

但し、H_r: ゲージ水位 (m)、H₀: 0 水位 (m)

本報告において、H_r (ゲージ水位) は堰内ノッチ部付近に固定したステンレス製定規の目盛を指し、H₀ (0 水位) は、実測した H-Q の関係から決定した流

量が 0 の時のゲージ水位のことである。

(3) 0 水位 H₀ の決定

H₀ は、越流水位 H を求めるために必要となる。そこで本報告では、H₀ を求めるために、全量チェックと 0 水位チェックを行った。

全量チェックとは、量水堰からの越流水を時間を計りながら集水し、集水した越流水の容量の測定と、集水時のゲージ水位 H_r の測定を行う作業のことをいう。集水した越流水の容量は、メスシリンダーやビーカーを用いて測定した。容量を測定した越流水は、水位との対応関係をみるため集水時間で除して単位時間あたりの流量 (m³/sec) を求めた。この全量チェックを、水位を変化させながら各水位にて 3 回以上行った。本報告において、水位の変化は塩ビ管やホースを使用し堰プール内から下流へ流すことで行った。但し、全量チェックは水位の安定の確認をしてから行った。

0 水位チェックとは、堰からの越流がなくなるまで水位を下げ、越流が止まる瞬間のゲージ水位 (H_{0e}) と越流が始まる瞬間のゲージ水位 (H_{0s}) を測定する作業をいう。

0 水位チェックにより測定した H_{0e} と H_{0s} をもとに、全量チェックで得られたゲージ水位 H_r から越流水位 H を算出し、越流水位 H (m) と流量 Q (m³/sec) の関係を同じ散布図上に 2 つ (H_{0e} と H_{0s} の場合) 作成し近似線と決定係数 (R² 値) を求めた。この際 R² 値が 1 に近い方を、越流水位 H を求める際に用いる 0 水位 (H₀) に決定する。

なお本報告では、より流量データの精度を高めるために、求めた 2 つの近似線の間を通り、かつ R² 値が最も 1 に近づくような 0 水位 (H₀) を試行により決定した。

(4) 流量係数 C の決定

90° V ノッチの量水堰において、流量係数 C の決定には沼知・黒川・淵沢公式（以下、沼知式）が用いられることがあるが、本調査流域ではデータ精度を高めるため全量チェックで得られた実測流量と越流水深から最小二乗法を用いて流量係数 C を導いた。各量水堰の HQ 曲線と実測流量の値を図 3(a) (b) に示した。

以上より、各流域の水位 - 流量換算式 (H-Q 式) は以下ようになった。

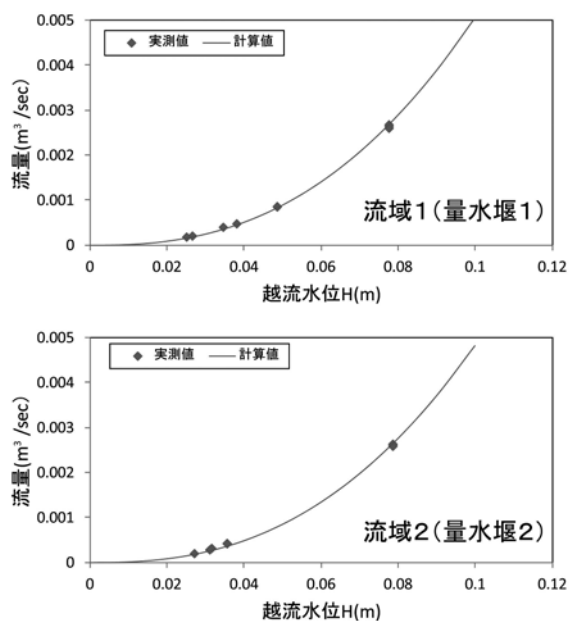


図3(a) 流域1(量水堰1)と流域2(量水堰2)のH-Q曲線

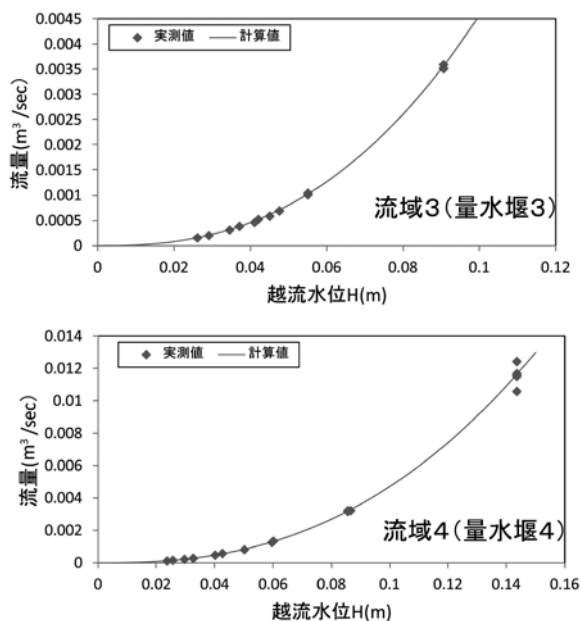


図3(b) 流域3(量水堰3)と流域3(量水堰3)のH-Q曲線

流域1

$$Q_1 = 1.592754 (Hr_1 - 0.3195)^{2.5} \quad \dots (3)$$

流域2

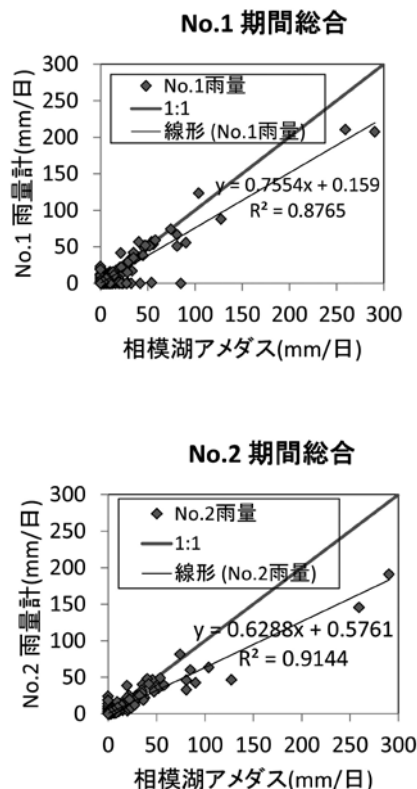
$$Q_2 = 1.52341 (Hr_2 - 0.2125)^{2.5} \quad \dots (4)$$

流域3

$$Q_3 = 1.439928 (Hr_3 - 0.412)^{2.5} \quad \dots (5)$$

流域4

$$Q_4 = 1.485121 (Hr_4 - 0.4035)^{2.5} \quad \dots (6)$$

図4 相模湖アメダスと各雨量計の関係(日雨量)
期間総合 2010年5月～2011年12月

2 解析に用いた雨量データ

流域量水試験を行うためには、信頼できるデータ精度が重要な課題となる。特に雨量は、降雨流出過程の入力情報として高い精度が要求される。そこで解析に用いるデータ精度のチェックを行った。データ精度のチェックには、雨量計 No. 1、雨量計 No. 2、相模湖アメダスの日雨量 (mm/day) データを用い各雨量計の日雨量の関係によって検討した。図4に、相模湖アメダスと No. 1 雨量計・No. 2 雨量計の関係を、日雨量データを用いて整理したものを示す。図より、雨量計 No. 1、雨量計 No. 2 とともにアメダス相模湖の値と比較して降水量が少なくなっていることが分かる。これは特に降雨量の多い期間でのデータに顕著である。この原因として、実際に降雨空間分布に差があり、アメダス相模湖の地点での降水量が多い場合と、貝沢雨量計の雨量補足率が少ない可能性が考えられる。今後貝沢気象ステーション周辺の樹木の位置や風の強度、およびレーダー雨量計で求められる降水空間分布について比較検討を継続していく必要がある。

そのほかに詳細な比較を行ったところ、一方の気象ステーション雨量計で強制的に強い雨が観測されているが、もう一方の気象ステーション雨量計およびアメダス雨量計では無降雨となる日がみられた。これらの日は、いずれか一方の雨量計において、雨量計へのいたずらを含めた転倒マスの誤転倒、もしくは記録されていない転倒マスチェックである可能性が考えられる。そこで誤転倒の可能性が考えられる日における1時間データの降雨-流出応答から誤転倒の有無の判定を行った。また、誤判定と判断したものはアメダスデータを用いた。

本報告では、流域の近辺であり、上空の開空度の比較的高いNo.2雨量計の値を解析に用いる値としている。

IV 結果および考察

1 各流域のハイト・ハイドログラフ

2010年6月より2011年12月までのハイトグラフ、ハイドログラフを図5(a)(b)に示す。流量、雨量ともに水高換算して記してある。

水高換算した流量(mm/day)のハイドログラフからは、降雨の少なかった2011年1月、12月の流域1に逓減が他の流域に比べて緩やかであり、他流域より流域1の基底流出成分が多いことが考えられた。

基底流出成分は、地下水流と遅い地中流であるとされていることから、流域1において基底流出が多くみられた原因として、①土層厚の違いによる遅い地中流の影響、②流域界外からの地下水流入の影響等が考えられるが、流域1の基底流出成分が多いのではなく他流域の基底流出成分が少ない可能性もある。原因として、③各流域における蒸発散量の違い、④山体深部への浸透等が考えられる。流域1において基底流量が多い理由については、今後も継続して分析が必要である。

2 観測期間の水収支

観測期間(2010年6月～2011年12月)の月別水収支を表1に示す。

また、図6には月別降雨量と月別流出量の関係を示す。

観測期間の月別水収支より、流域1の流出量が他

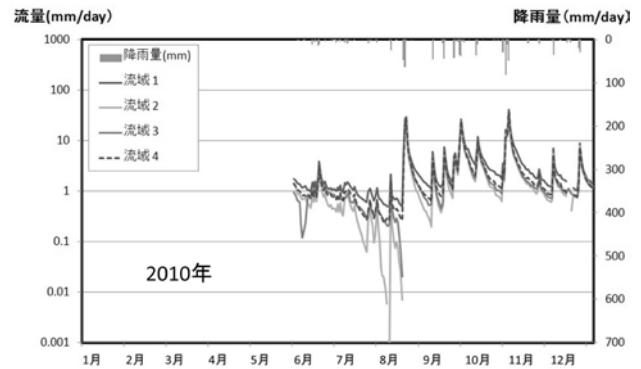


図5(a) ハイトグラフとハイドログラフ
(2010年6月から12月)

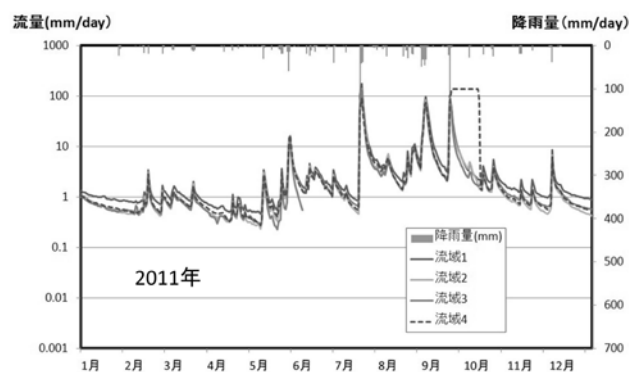


図5(b) ハイトグラフとハイドログラフ
(2011年)

流域よりも大きく流出率が高いことがわかる。比較的にデータの信頼性が高かった2011年3月～6月にかけての平均流出率は流域1で51.2%流域2で40.2%、流域3で34.2%(但し、補完箇所含む)、流域4で41.1%となり、流域1の流出率が10～15%程度高い結果となった。

また、各流域において2010年10月、2011年1月、7月、9月に流出率(流出量/降雨量×100)が100%以上の流出がみられた。流出率が100%以上の流出がみられた月の雨量をみると、2011年1月を除いて、いずれも200mmを超える雨量(mm/month)が確認された。このことは、No.2雨量計の降雨の過小評価の影響の可能性と、各流域に流域外からの水供給がある可能性が考えられる。2010年10月、2011年1月は、当該月の降水量が少なく、前の月の降水量の影響を受け当該月の流量が多くなっていることが流出率が高い原因である。

表1 月別水収支（網掛けは補完箇所、－はオーバーフローのため欠測）

年 year	月 month	No.2 降雨量 (mm) Precipitation	流出量 Discharge (mm)				流出率 (%)			
			流域①	流域②	流域③	流域④	流域①	流域②	流域③	流域④
2010	6	58.5	41.9	24.9	27.1	30.8	71.6	42.5	46.4	52.6
	7	56	30.9	11.2	17.5	19.4	55.1	20.0	31.3	34.7
	8	140.5	112.1	77.2	91.5	90.5	79.8	55.0	64.0	64.4
	9	232.5	157.1	114.5	118.9	129.2	67.6	49.2	51.1	55.6
	10	177	246.7	175.3	179.8	193.7	139.4	99.0	101.6	109.4
	11	70	68.2	37.7	40.9	46.7	97.4	53.9	58.4	66.7
	12	105	70.8	53.8	47.9	58.1	60.6	45.9	45.6	47.2
2011	1	0.5	31.2	22.1	20.9	22.6	102.3	72.3	68.5	73.9
	2	67	32.1	22.3	21.6	22.7	47.9	33.3	32.2	33.9
	3	53	31.1	23.5	21.7	24.2	58.7	44.3	40.9	45.6
	4	26.5	19.7	13.0	12.9	14.5	48.6	32.1	31.8	35.9
	5	180.5	81.4	72.0	54.3	72.8	40.8	36.1	27.2	36.5
	6	128	72.7	62.0	60.0	59.3	56.8	48.4	36.8	46.3
	7	314	486.3	379.9	362.4	288.8	154.9	121.0	115.4	92.0
	8	154.5	148.0	117.7	113.4	123.4	95.8	76.2	73.4	79.9
	9	347.5	674.8	540.9	483.1	—	194.2	155.6	139.0	—
	10	84.5	89.32	72.48	65.23	—	105.7	85.8	77.2	—
	11	53	39.90	22.41	27.29	25.12	75.3	42.3	51.5	47.4
	12	51	48.08	31.30	33.91	33.78	94.3	61.4	66.5	66.2

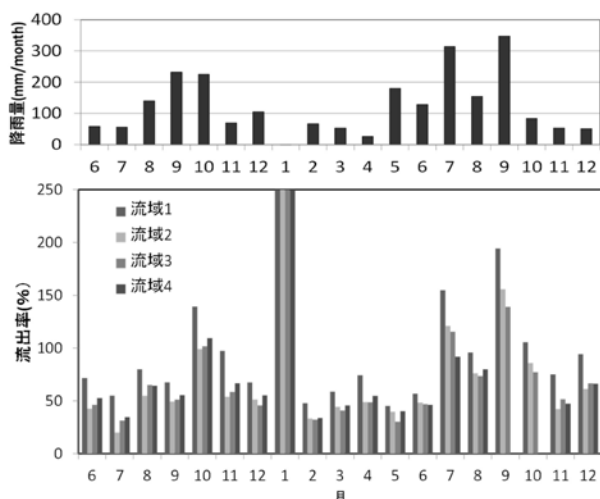


図6 月別降雨量と流出量

3 直接流出特性

直接流出は表面流と早い地中流から構成されており、流域内の内部情報を知るための手掛かりとなる。そこで直接流出の分離を行い各流域の相違を調べた。

直接流出量の分離には、1時間データ (mm/hour) を用いた。分離方法は、変曲点法を用いた（ごく少規模の流出に対しては水平分離法）。具体的には、ハイドログラフを対数上にとり、降雨に伴い流出量が増加する直前を始点として逡減期間の変曲点まで直線を引き、ハイドログラフと直線に囲まれる部分を直接流出量として算出した。変曲点の決定は、対数軸上にとったハイドログラフの逡減期において6時間以上が直線とみなせる時刻とした。また、ごく

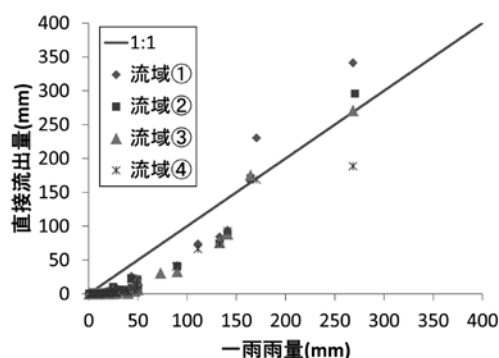


図7 直接流出量と一雨の関係

小規模の出水において変曲点が現れないまま始点と同じ流量に戻る場合は水平分離法を用いた。

直接流出の分離の結果を図7に示す。どの流域においても一雨雨量が約20mm付近から直接流出量が顕著に増加する傾向がみられた。一方で、約150mm以上の大規模な降雨があった場合には、流域1において直接流出の割合が他流域よりも大きくなる傾向がみられた。さらに流域4での結果を除き、降雨量が多くなると降水量の全量が直接流出として流出する結果となった。これは、水収支での結果と同様、一雨単位でも流出量が過大となっていることを示している。この現象が、降水量の過小評価であるのか、流域外からの流入が流域1から3で発生しているかどうかを、今後検討していく必要がある。

また、同程度の直接流出量がみられる150mm以下の各流域の平均直接流出率は、流域1で11.6%、流

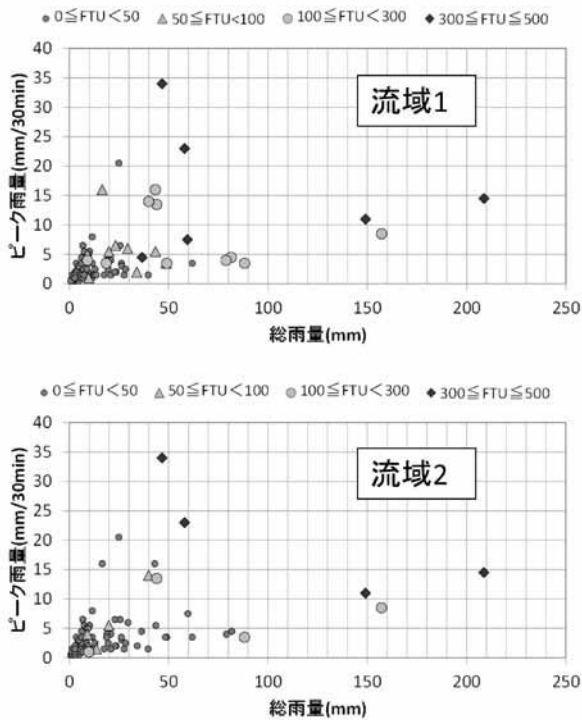


図 8(a) 降雨特性と濁度濃度

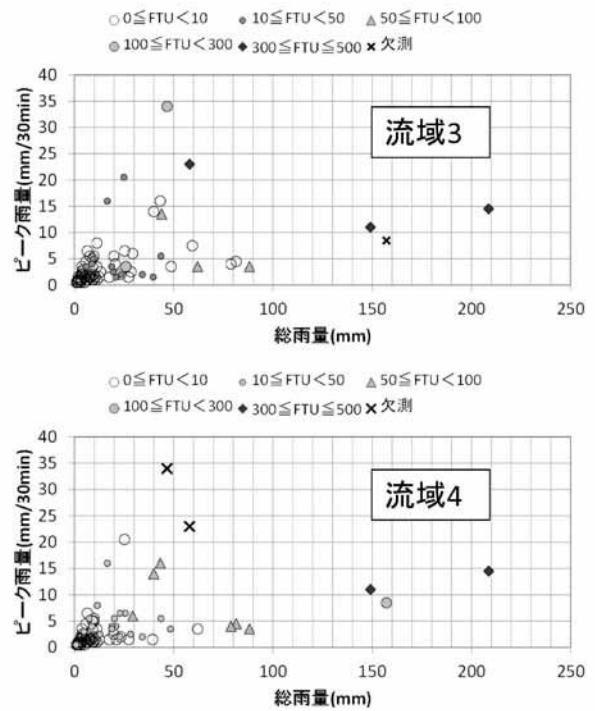


図 8(b) 降雨特性と濁度濃度

域 2 で 9.8%、流域 3 で 8.7%、流域 4 で 9.6% であった。

4 各流域の浮遊土砂量

図 8(a) (b) に、降雨イベントごとの降雨特性（総雨量、ピーク雨量）と、降水イベント最大濁度を流域ごとに示した図を示す。この図より、流域 1、2 において濁度の値が高い傾向があり、総雨量が少なくピーク雨量が少なくても比較的高濃度の濁水が生じることが分かった。流域 3 は流域 1、2 と比較すると濁度が低いことが分かる。

各流域の浮遊土砂量の相違を検討するため、FTU を浮遊土砂濃度に相当する量と仮定し、30 分ごとに観測されている FTU 値に流量 ($\text{m}^3/30\text{min}$) を乗じて総流出浮遊土砂量の指標（以下、SSi）を算出した。本報告では、各流域において濁度計に欠測がなくデータ精度が高いとみられる期間の抽出をおこなった。

図 9 に各流域の SSi 値を図示した。この図より、流域 1 の土砂流出量が最も高く、流域 2 はその半分程度であった。流域 3 からの流出土砂量は流域 1、2 と比較すると極めて少ないことが分かった。流域 4 は流域 1 に次いで土砂流出量が多くなったが、流域 4 は流域 1 から 3 および残流域が合流したものである。流域 1 から 3 の SSi 値の合算値よりは流域 4

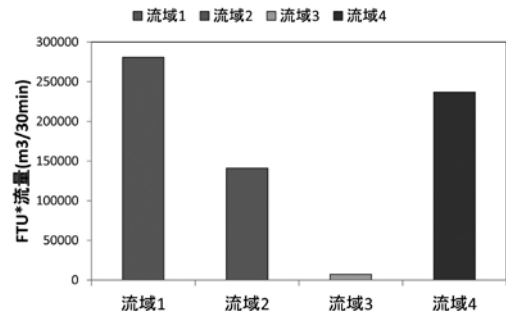


図 9 流出土砂量の指標

の SSi 値が少ないので、流域 1 から 3 を流下した土砂の一部は、流域 4 の量水えん堤を流下する前に流域 4 内に堆積したと考えるのが妥当であると思われる。

V 結 論

本報告は、神奈川県貝沢水文試験地において、対照流域試験の候補地に選定されている隣接した三流域の現状の降雨流出特性と浮遊土砂動態の実態を明らかにすることを目的として、①雨量・流量データの精度、②各流域の流出特性、③各流域の浮遊土砂動態、について検討を行った。結論を以下に記す。

(1) 雨量データの精度

- ・相模湖アメダスの日雨量データに対する雨量計 No. 1、No. 2 との関係は、日雨量が大きくなるほど、より標高の高い No. 1、No. 2 雨量計での雨量が小さく観測されており、樹冠等による過小評価の可能性が考えられるが、実際に貝沢流域内の雨量が小さい可能性についても否定できない。
- ・近隣アメダスとの比較を行った結果は、最も標高の低い相模湖アメダスにおいて最も多く雨量が観測されていたので、標高による降雨分布の違いなどから、No. 1、No. 2 雨量計における雨量の過小評価を説明することはできなかった。そのため 2011 年 9 月に新たに設置したポンプ場の雨量計の情報やレーダー雨量計による降水量分布情報も含めて今後も慎重に検討する必要がある。

(2) 流量データの精度

- ・H-Q 式の作成に関しては、実測値に沿うように作成することができた。しかし 2011 年 1 月に流域 2 において補修メンテナンスが行われたことや、流域 4 において台風イベント時に大量の土砂が流入し、流域内の状態が大きく変化した可能性を考慮すると 2012 年度においても H-Q 式の更新を行うことが必要である。
- ・2010 年に流域 2、流域 3 において微量ながら漏水が確認されているため、2011 年 1 月に補修が行われる以前のデータの取り扱いに注意する必要がある。
- ・2011 年 5 月、6 月の流域 3 における圧力式水位計のデータがロガーの電池切れのような異常値がみられた。メンテナンス等以外でも圧力式水位計に何らかの異常値がみられることがあるため注意が必要。

(3) 各流域の降雨流出特性

- ・水高換算によるハイドログラフの比較からは、流域 1 において降雨の少ない時期で逓減が緩やかで基底流量が大きいことが顕著にみられた。また直接流出量の解析から、洪水流出においても流域 1 の流出量が多いことが分かった。
- ・比較的データ精度の高いと思われる 2011 年 3 月～6 月にかけての月別水収支の結果から、平均流出率は流域 1 で 51.2%、流域 2 で 40.2%、流域 3 で

34.2%(但し、補完箇所含む)、流域 4 で 41.1% となり、流域 1 の流出率が 10～15% 程度高い結果となり、流域 1 での流出率が最も高いことがわかった。

(4) 各流域の浮遊土砂量

- ・各流域における降雨特性とピーク濁度の濃度別整理を行った結果、流域 1 において濁度発生回数が多く、流域 4 において濁度発生回数が少なくなる傾向がみられた。
- ・浮遊土砂流出量の指標 (SSi) を算出し、降雨イベント毎に各流域の SSi を求めた結果、流域 1 から SSi 値が最も大きかった。また流域 3 で最も小さかった。
- ・流域 1、2、3 の SSi 値合算値より流域 4 の SSi 値が小さく、流域 4 で流出に至るまでに浮遊土砂が堆砂している可能性が考えられた。

VI 引用・参考文献

- 藤枝基久 (1995) : ブラジル・サンパウロ州海岸山脈における流出特性, 森林総研研報, No. 369, 63-152
- 藤田正治・澤田豊明・水山高久 (2003) : 山地小流域における土砂動態のモニタリング手法, 京都大学防災研究年報, 第 46 号 B,
- 服部重昭・志水俊夫・荒木誠・小杉賢一朗・竹内郁雄 (2001) : 森林の水源かん養機能に関する研究の現状と機能の維持・向上のための森林整備のあり方 (I) - 湧水地域上流森林整備指針策定調査報告 -, 水利科学, 260, 1-40
- 株式会社総合環境計画 (2008) : 平成 20 年度対照流域法調査地森林環境調査業務報告書
- 神奈川県 HP : かながわ水環境保全・再生施策大綱 - 水源環境保全・再生の将来展望と施策の基本方向 - (2008)
- 倉茂好匡 (1996) : 河川の浮流土砂研究における最近の動向, 北海道大学物理学研究報告 59, 1-13
- 小田智基・浅野友子・鈴木雅一 (2008) : 塩化物イオンの物質収支を用いた新第三紀層山地小流域における深部地下水浸透量の推定, 水文・水資源学会誌, Vol. 21, No. 3, pp195-204
- 恩田裕一編 (2008) : 人工林荒廃と水・土砂流出の

実態, pp163-209

澤田昇平 (2009) : FM 草木小流域における溪流流量
の空間分布特性, 東京農工大学卒業論文

白木克繁・劉若剛・唐鎌勇・執印康裕・太田猛彦

(1999) : 東京大学農学部附属千葉演習林袋山
沢水文試験地の水収支解析, 東京大学演習林報
告, 102, p71-86

神奈川県の実験流域における窒素動態特性

辻千智*・戸田浩人**・崔東寿**

Characteristics of nitrogen movement in Kaisawa experimental catchments, Kanagawa prefecture

Chisato TSUZI*, Hiroto TODA** and Dong Su CHOI**

要 旨

相模湖の実験流域に設置された対照流域法試験地において、水源林整備の施業前の窒素（N）動態特性を明らかにするとともに、施業や時空間的変動による溪流からのN流出の変化を予測する方法を検討した。3つの対照試験流域の水を介したN移動特性に大差はなかったが、溪流へのN流出量は流域3が多く、高齢林化によるN吸収量の減退が示唆された。一方、土壌と植生のN供給と吸収からN流出を予測するPnET-CNモデルの値は、流域2と3でN流出量が実測値よりも著しく高く、特に高齢林の流域3で予測値が高くなった。3つの流域の下層土による NO_3^- 吸着力は、流域3 > 流域1 > 流域2の順に高く、PnET-CNモデルの予測値と実測値との誤差に下層土の NO_3^- 吸着力が影響していると考えられた。また、 A_0 層のN蓄積量は流域3で多く、 A_0 層のN回転率も遅いことから、リター分解が遅延し有機物として林床などにN保持されている可能性がある。以上のように、流域3はN動態が安定しており、“対照”流域として妥当である。

キーワード： N動態モデル、N保持能、 NO_3^- 吸着、溪流水質、水源林

I はじめに

森林は様々な公益的機能を有するが、その一つに水源涵養機能がある。日本は多くの森林が水源地域に位置しており、その影響は大きい。しかし近年、間伐が遅れるなど、管理が不十分な人工林が増加し、その結果、水源に位置する人工林でも、下層植生が衰退し表土が流亡するなど水源涵養機能が低下することが懸念されている。

神奈川県について見てみると、森林面積は40%と日本平均に比べ低く、さらにそのほとんどが水源地域に位置している。また、人口も多いため、水源涵養機能の低下が多くの人々に影響を及ぼす。そこ

で、神奈川県は近年、森林・水資源を持続的に利用するために「かながわ水源の森林づくり（森林所有者を主とした県民・企業・団体と協力し、水源地域の私有林の公的管理・支援を推進する）」を進めている。この事業の中で、水源涵養機能を高める施業方法として、複層林化、針広混交林、巨木林化などの施業が検討されている。このような施業の中から、適切な管理方法を選定するための有効な手段の1つに、対照流域法がある。これは、集水域単位で対照地を設けてモニタリング調査を行うものである。地形や気象条件などが類似した、隣接する複数の流域において異なる施業を行い、流域の自然環境や水収支などの変化を時系列的に比較・検討する際に対照流域

* 東京農工大学大学院 農学府（〒183-8509 東京都府中市幸町3-5-8）

** 東京農工大学大学院 農学研究院（〒183-8509 東京都府中市幸町3-5-8）

法は、気象条件など時間と共に変化する要因を排除して検討できるという利点がある。

そこで、本研究では、対照流域法試験地の各流域における物質循環特性を明らかにし、施業の効果を検証するための基礎的情報を得ること目的とした。特に、植物の生育に不可欠でありながら、下流に流出すれば富栄養化の原因ともなる窒素動態を中心に調査を行った。さらに、本試験地の調査結果を利用して、施業や時空間的変動（例えば他流域や同流域の過去、未来）にともなう、溪流水質の変化を予測する方法を検討した。

II 調査方法

1 貝沢流域の概況

調査地は、神奈川県相模原市与瀬にあり、相模湖の北面（相模川水系相模川上流部）に位置する貝沢流域である。年降水量は、1717.3mm（相模湖アメダス〔北緯 36.8 度 36.8 分、東経 139 度 11.6 分、標高 188m〕1990～2011 年平均）、年平均気温は 15.53℃（海老名アメダス〔北緯 35 度 26 分、東経 139 度 23.2 分、標高 18m〕1990～2011 年平均）である。流域面積は約 96ha、流域内平均傾斜は、22.4° で、尾根付近の一部を除けば、傾斜は比較的緩やかである。標高は 255～633m、母材は砂岩、頁岩である。流域内の植生は、スギ（*Cryptomeria japonica*）、ヒノキ（*Camaecyparis obtusa*）の針葉樹人工林が中心で、一部にコナラ（*Quercus serratta*）を主とした落葉広葉樹二次林がある。流域全体の特徴としては、人工林率が高い、シカ採食圧の影響がほとんどみられないことが挙げられる。この貝沢流域内の流域 1、2、3 の 3 つの小流域を対照流域法試験地として設置した（図 1）。どの流域も 90%以上が針葉樹人工林となっており、流域間の概況に大きな差はないが、流域 3 は林齢がやや高く、立木密度が低い（表 1）。流域 1、2、3 の末端及び 3 つの流域の合流地点には、量水堰が設置され、流量観測が行われている。

基礎情報として、各流域の土壌の化学性を表 2 に示す。分析試料は、各流域の源頭部と尾根部の A 層、B 層をそれぞれ 2 回繰り返して採取し、全 C、N 量を C N コーダ（Yanako CN CORDER MT-700）を用い

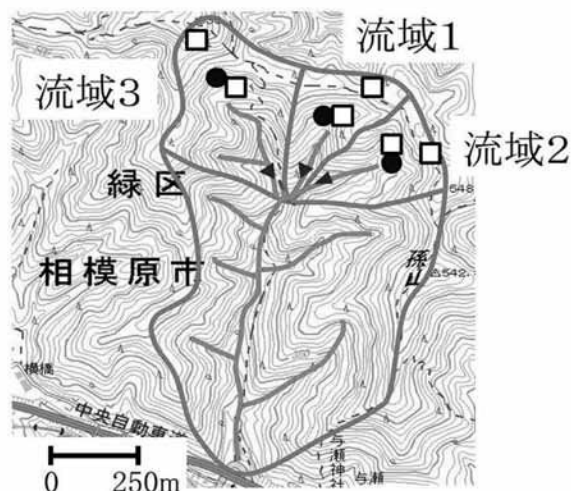


図1 貝沢対照流域試験地の概要

▼溪流水採取点、□リタートラップ、イオン交換樹脂パック、地温計、●林内雨採取、林内雨量計

表1 貝沢対照流域の概況

	流域面積 ha	植生 %	立木密度 本/ha	傾斜 °	目標林形
流域1	6.7	スギ 70 ヒノキ 20 広葉樹 10	1500	29.6	複層林
流域2	9.2	スギ 80 ヒノキ 10 広葉樹 10	1500	30.7	複層林
流域3	15.2	スギ 90 ヒノキ 10	700	31.5	巨木林

表2 調査流域の土壌の化学性

			全 C	全 N	C/N	NO ₃ -N	NH ₄ -N
			g/kg			mg/kg	
流域1	尾根	A層	54.5	3.9	14	1.5	2.6
		B層	20.8	1.8	12	—	—
	源頭部	A層	36.6	3.3	11	3.2	3.3
		B層	13.6	1.8	8	—	—
流域2	尾根	A層	39.9	3.2	12	2.2	3.1
		B層	21.3	2.0	11	—	—
	源頭部	A層	37.3	3.4	11	1.0	5.5
		B層	35.4	3.4	10	—	—
流域3	尾根	A層	52.9	3.9	14	3.9	3.2
		B層	16.3	1.7	10	—	—
	源頭部	A層	40.8	3.4	12	2.4	3.2
		B層	20.2	2.1	10	—	—

注) 無機態Nは年平均値

て分析した。3つの流域間で、土壌のCおよびN濃度とC / Nに大きな違いはみられなかった。

2 窒素移動特性

対照流域法により施業の効果を検証するために

は、施業前の状況を十分に把握することが重要となる。そこで、3つの対照流域における窒素移動特性を把握するため、以下の調査を実施した。各調査のおよその地点を図1に示す。

リターフォールによる地表面への窒素供給量を把握するため、リタートラップを各流域の源頭部と尾根部にそれぞれ3つずつ設置し、月1回程度の頻度で回収した。調査期間は、2009年10月～2011年12月までである。回収した試料は、針葉樹葉、広葉樹葉などに分別して計量した後、粉碎し、全C、N量を測定した。また、2011年7月に各流域においてA₀層を採取し、リターフォールと同様に全C、N量を分析した。同時に温度計ロガーを各地点の地表面に設置し、1時間ごとの地表面温度を測定した。

林内雨の水質分析用試料を、大型ロート（直径30cm）を取り付けたバケツを用い、月1回、各流域で、3回繰り返して採取した。同時に転倒マス式雨量計（Davis Instrument Rain Collector II）を各流域に設置し、1時間ごとの林内雨量をロガー（HOB0 Pendant Event/Temp Logger）で記録した。渓流水を、各流域の末端部で平水時に月1回採取した。以上の採取・測定期間は、2009年9月～2011年12月である。林内雨、土壌水、渓流水は、イオンクロマトグラフ（DIONEX ICS-1100 Anion カラム：Ion Pack AS4A-SC 4X、Cation カラム：Ion Pack CS12A 4 X）を用い、NO₃⁻濃度およびNH₄⁺濃度を測定した。

土壌水によるイオンの移動量は、イオン交換樹脂バック法（生原ら、1990）を用い、2009年9月～2010年3月と2010年3月～2010年9月までの半年間ずつ埋設して測定した。埋設したのは、各流域の源頭部と尾根部で土壌深0cmと10cmの2深度、それぞれ6回繰り返して行った。半年間埋設後、回収したイオン交換樹脂は生原ら（1990）にしたがって、1M-KClと1M-酢酸アンモニウム（pH7）でそれぞれ抽出し、土壌水と共に土層を移動した無機態Nの量を測定した。また、土壌の無機態N現存量を次項のプロセスモデルの因子とするため、2009年～2010年にかけて5回、各流域の各地点において3地点でA層土壌を採取し、土壌：2N-KClを1：5で抽出、無機態Nを測定した（結果は表2に示した）。NO₃-Nはフェノールジスルホン酸法、NH₄-Nはモリブデンブルー法で分析した。

3 プロセスモデル解析

長期的な森林生態系の物質循環について考えるとき、対照流域法などのモニタリング調査を行うだけでなく、プロセスモデルを用いた研究も行うことが非常に有効である（Aber and Driscoll, 1997）。プロセスモデルを活用することにより、環境変動に対する生物地球化学プロセスの応答や、時空間変化を解明することができる。また、プロセスモデルで予測を行うことで、その予測を森林管理に活かせる可能性もある。しかし、日本における物質循環モデルの開発はまだ途上であり（徳地ら、2006）、すでに開発されたモデルを日本の森林生態系に適用することが簡便である。本研究では、代表的なプロセスモデルであり河川へのN流出予測ができる、PnET-CN（Photosynthesis Evapo Transpiration model of Carbon and Nitrogen in Forest Ecosystem）（Aber and Driscoll, 1997）を用いた。

PnET-CNモデルは、森林生態系における植生－土壌系における物質循環を記述したモデルである。樹木の光合成と蒸散の樹木生理モデルが中心となっており、月別の気象、大気沈着データを入力することで、生態系のC、N、水の動態をモデル化している。このモデルは、①葉のN含有率が最大光合成速度と直線関係にあり、②葉の水利用効率が飽差（Vapor pressure deficit；空気中の飽和水蒸気圧と実際の蒸気圧の差）の関数で示される、という2つの単純化した樹木プロセスを中心としているという特徴がある。また、大気中のCO₂濃度やオゾン濃度、気象、酸性雨の経時変動や、森林伐採などの土地利用変動に関する過去の履歴を含んだシミュレーションや、環境変動や人為攪乱に対する将来予測を行うことも可能である（柴田、2006）。

モデルのパラメータは大きく分けると、植生、Scenario（攪乱、施肥、オゾンについて）、Site（緯度やバイオマスなど調査地の基本条件、モデル稼働条件など）、気象（大気沈着含む）の4つの項目がある。モデル内には、Hubbard Brook Experiment ForestやHarvard Forestなど北東アメリカの複数の試験地のデータセットが用意されている。また、植生については、Red Maple and Red Oak、Northern Hardwood、Spruce、Red Pineの4つのデー

タセットがある。必ず用意しなければならないデータは、気象データセット(数年間分の月降水量、気温、光合成有効放射束密度(PAR)、林内雨の NH_4^+ 、 NO_3^- 濃度)と緯度、経度であり、その他についてはモデル内のデータセットを選択、または選択後一部変更して利用することができる。

気象データセットは、気温を海老名アメダス、降水量を相模湖アメダス、PARは東京アメダスを利用し、1985年から2011年までのデータセットを用意した。PARは、全天日射量と日中の時間から求める。日中の時間は、日の出から日の入りまでを太陽の上辺で測るが、日中の時間のデータがなかったため、可照時間(日の出から日の入りを太陽の中心で測る)で代用した。可照時間は、アメダスの日照時間と日照率から算出した。林内雨の NH_4^+ 、 NO_3^- 濃度は貝沢流域における実測値を用いた。Siteパラメータでデフォルトから変更したのは、バイオマス量、C蓄積量、土壌 NH_4^+ 現存量などである。地上部バイオマス量は、戸田ら(1991)や原田ら(1972)の調査結果を用いて推定し、土壌の値は貝沢の実測値を入力した。以上の条件でシミュレーションを行い、その結果(予測値)と実測値を比較して、その精度を検証すると共に、誤差の原因を検討した。

4 下層土の硝酸吸着能

上述のPnET-CNモデルは、植物生理を中心とした植物-土壌系のモデルであるため、植物の影響の及ばない範囲のプロセスは組み込まれていない。そのため、植生により吸収されなかった無機態Nは全て溪流に流出するという設定になっている。日本では、火山灰性土壌が多くみられ、下層土の NO_3^- 吸着が報告されている(例えば、浦川ら、2007・2009; 田村ら、2011など)。貝沢においても、下層土の NO_3^- 吸着が生じている可能性があり、流出の予測値に影響を及ぼすと考えられる。また、地質や地形など下層土の吸着能とその発揮に影響する要因を把握することで、流域ごとに NO_3^- 流出が起こりにくい施業を考えるうえでの基礎情報となる。そこで、本研究では、下層土による NO_3^- 吸着能評価と NO_3^- 吸着能に影響を及ぼす要因の解析を行った。

貝沢に加え、地質が異なる神奈川県内の、大洞沢、ヌタノ沢、クラミおよびフチヂリ沢で調査を行った。

これらの流域は、神奈川県水源林モニタリングの対照流域法試験地として設定されている。大洞沢は、東丹沢中心部の宮ヶ瀬湖上流に位置する、中津川流域の支流であり、地質は安山岩および玄武岩である。ヌタノ沢は、西丹沢中心部の丹沢湖上流に位置する、中川川の支流であり、地質は石英閃緑岩である。クラミおよびフチヂリ沢は、南足柄の狩川上流の隣り合う支流であり、地質は狩野溶岩グループである。貝沢は堆積岩、大洞沢とヌタノ沢は火成岩、クラミおよびフチヂリ沢は火山灰・火山噴出物に大別できる。

貝沢は流域1~3、ヌタノ沢は隣り合う2つの小流域、大洞沢、クラミおよびフチヂリ沢は各流域で1箇所ずつ土壌断面を作成し、A層およびB層を採取した。土壌採取地点は、攪乱や崩壊の形跡がなく、安定した場所を選定した。各地点の NO_3^- 吸着能は以下のバッチ実験にて評価した。土壌10gに対して、0、100 mgN/Lの NaNO_3 を30ml添加し、1時間浸透後、遠心分離した。その上澄み液を、シリンジフィルターを用いてろ過し、フェノールジスルホン酸法で NO_3^- -N濃度を分析した。

NO_3^- 吸着能に影響を及ぼす要因として、 $\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$ 、 $\text{pH}(\text{KCl})$ 、アロフェン含有量を分析した。 $\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$ 、 $\text{pH}(\text{KCl})$ は、風乾土10gに対して、 CO_2 不含水または1N-KClを25ml加え、常法にてガラス電極を用いて測定した。得られたpH値より、 ΔpH ($\text{pH}(\text{KCl}) - \text{pH}(\text{H}_2\text{O})$ の絶対値)を算出した。この ΔpH が小さいほど、アロフェンのアルミニウムは変異荷電として陰イオンを吸着しやすくなるとされている(田村ら、2011)。アロフェン含有量は、アロフェンに含まれるケイ素を、酸性シュウ酸塩で抽出し、モリブデン青法により吸光光度計を用いて測定した。アロフェン量は酸性シュウ酸塩可溶ケイ素(%) $\times 7.14 =$ アロフェン(%)として算出した(足立・岩田、2003)。

III 結果と考察

1 窒素移動特性の比較

(1) リターフールと A_0 層

各流域の源頭部、尾根部および流域平均の年間リターフール量と、全Cおよび全N量を表3に示す。

表3 調査地のリターフォール、 A_0 層の量およびC、N量

			乾重	全C	全N
			t/ha		kg/ha
流域1	リター フォール /yr	尾根	5.8	3.1	40.5
		源頭部	3.6	2.0	34.5
		流域平均	4.7	2.6	37.5
	A_0 層	流域平均	8.4	3.4	45.1
		回転率	1.8	1.3	1.2
流域2	リター フォール /yr	尾根	5.8	3.1	39.7
		源頭部	3.4	1.9	19.9
		流域平均	4.6	2.5	29.8
	A_0 層	流域平均	9.2	3.6	45.1
		回転率	2.0	1.5	1.5
流域3	リター フォール /yr	尾根	6.2	3.9	45.0
		源頭部	4.8	1.7	28.0
		流域平均	5.5	2.8	36.5
	A_0 層	流域平均	11.3	3.2	76.9
		回転率	2.1	1.1	2.1

年間リターフォール量は、斜面の源頭部でやや平坦な尾根部より少ない傾向があり、流域平均では乾物量で4.6～5.4 t/ha、N量で30～38 kg/haと3つの流域で明確な差はなく、温帯常緑針葉樹林における年間リターフォール量 4.57 ± 1.42 t/ha、N供給量 33 ± 13 kg/ha (堤, 1987) の範囲内であった。

A_0 層の乾物量およびN含有量は、8.4～11.3 t/ha および 45～77 kg/ha であり、 A_0 層の回転率 (A_0 層 / リターフォール) は、乾物量で1.8～2.1年、N含有量で1.2～2.1年となり、流域3でやや大きくリター分解の速度が遅かった (表3)。これらの値は、北関東のスギ・ヒノキ林における A_0 層量およびN含有量の4.9～17.6 t/ha および 45～265 kg/ha、 A_0 層の回転率の乾物量1.3～4.7年およびN含有量1.4～8.8年 (戸田, 2012) とくらべ、全体的に低めの値であった。本調査地の年平均地温は12～13℃であり、北関東の9～10℃とくらべて2～3℃も高く、温度に依存した A_0 層分解の速さが示唆され、鉱質土層への有機物およびN供給速度が北関東よりも速いと考えられる。一方、こうした広域比較に比べ、3つの流域に大きな差異はないといえる。

(2) 水の移動にともなう窒素動態

林内雨の無機態N濃度を図2に示す。 NH_4^+ および NO_3^- 濃度ともに、2010年2月、2011年11月にピークがあり、次いで夏季に高い傾向であった。2月と11月に濃度が高いのは、該当調査期間の雨量が少なく、樹冠に沈着した成分が濃縮したためと思われる。夏季は気温が上昇し生物活動が活発になるため、

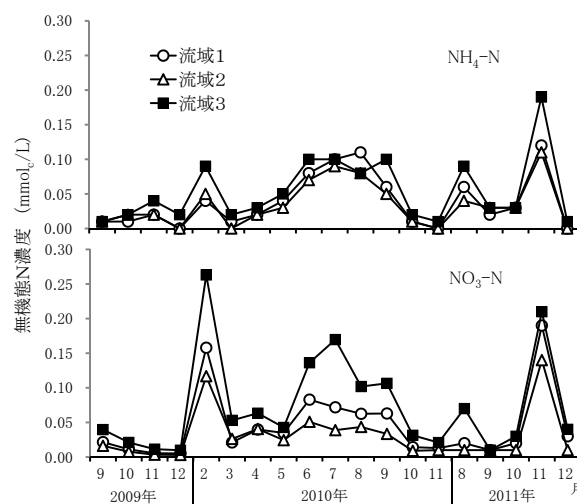
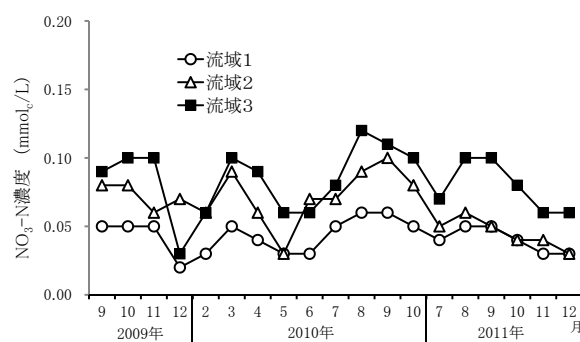


図2 貝沢対照流域法試験地における林内雨中の無機態N濃度の季節変化

樹冠から溶脱する無機態N濃度が高くなったと考えられる。無機態N濃度およびその季節変化は3つの流域で顕著な違いはなく、流域3で若干高い程度であった。渓流水中の無機態Nは、 NH_4^+ での流出はほとんど見られず、大部分が NO_3^- であった。渓流水の NO_3^- 濃度は0.01～0.12 mmol/Lの範囲で季節変化し、林内雨と同様に流域3でやや濃度が高かった (図3)。

図3 貝沢対照流域法試験地における渓流水中の NO_3^- -N濃度の季節変化

3つの流域の無機態N量移動量を図4に示す。林外雨は、過去の測定値を参考にした (武田・小松, 2009)。 A_0 層通過水、土壌深10cmの値は、イオン交換樹脂パックの分析結果から求めた。無機態N移動量は、どの流域も林外雨→林内雨→ A_0 層通過水までは増加し、 A_0 層通過水→土壌深10cm→渓流水では減少に転じ、植生の根によるN吸収が顕著であ

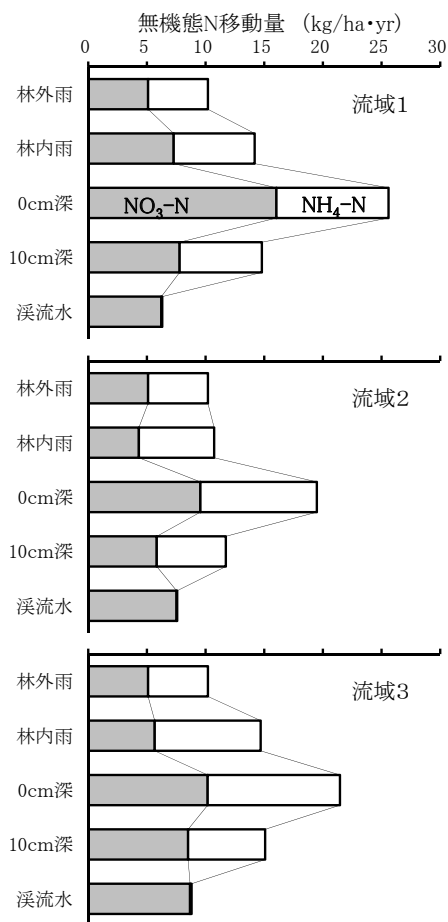


図4 貝沢対照流域法試験地の年間無機態N移動量
0cm深および10cm深: A₀層直下および土壌
10cm深に設置したイオン交換樹脂バックで測定。

ることがわかる。いずれの流域も、流入（林外雨）に対して流出（渓流水）が少なく、流域外部からのNを内部循環系に取り込む水質浄化が機能していた。流域ごとの特徴をみると、流域1は林外雨からA₀層通過水まで大幅に増加するが、渓流水からの流出が少なかった。流域2は林外雨からA₀層通過水までの増加も、渓流水にむかっての減少も少なかった。流域3は林外雨から林内雨への増加が他の2流域よりやや多いものの、渓流水にむかっての減少は少なく、溪流からのN流出が最も多かった。これは、流域3が最も林齢が高く、植生によるN吸収量の少ないことが影響している可能性があり、対照流域法としてモニタリングする際に林齢の影響も考慮する必要性が示唆される。

既往の研究では、老齢林で植生のN吸収量が減少し、溪流のN流出が多くなると報告されている（例えば、Vitousek and Reiners, 1975; Latty ら,

2004）。また、北関東の94年生の老齢なスギ・ヒノキ林小流域では、年間N移動量が林外雨で11kg/ha、林内雨で20kg/ha、渓流水で14kg/haでありN飽和が疑われている（小柳ら, 2002）。一方、奈良県のスギ人工林流域では、皆伐直後から30年生までは、林齢とN流出に負の相関が認められ、スギの成長によるN吸収力が流域のN保持に重要であるとしている（Fukushima ら, 2009; Tateno ら, 2009; Fukushima ら, 2011）。しかし、30年生以降にスギ成長量が減少してもN流出の増加はみられず、植生の吸収以外にも流域内で土壌や有機物・微生物などがNを保持している可能性を指摘している。

2 プロセスモデルの適合度

PnET-CNモデルによる渓流水中の無機態N濃度予測値を、貝沢の実測値と共に図5に示す。その結果、いずれの流域も冬季は実測値より過大評価であるのに対して、夏季は実測値に流域1で近く、流域2で過小、流域3で過大となった。この原因のひとつとして、冬雨型であるPnET-CNモデル開発地の北東アメリカと、アジアモンスーン気候の日本では降水パターンが異なることがあげられる（大手, 2006）。夏季に降水量が多い地域では、土壌有機物の分解・無機化が好条件で進み、地下水位も高くなりやすく、微生物的にも水文条件としてもNO₃⁻が流出しやすい状態となる。一方、冬雨型では、夏季に植物のN吸収が微生物による無機化を上回ることに加え、地

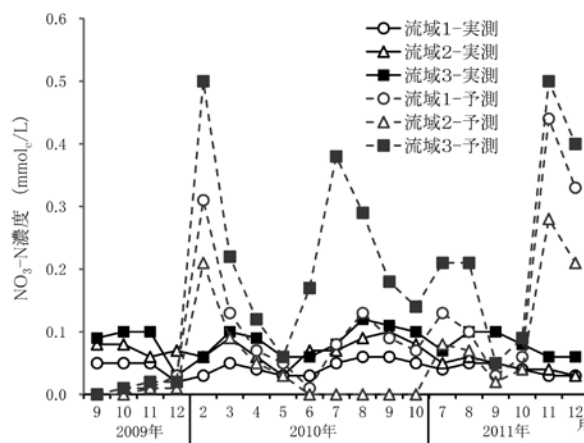


図5 貝沢対照流域法試験地における渓流水中のNO₃-N濃度の実測値とPnET-CNモデルによる予測値の季節変化

下水位の低下や土壌水分の低下が起こるため、溪流への NO_3^- 流出は抑制される傾向にある。また、冬季の積雪が融ける春先などは、冬雨型でより水文条件としても NO_3^- が流出しやすいといえる。

次に、渓流水のモデルによる無機態N濃度の予測値と流量から、年間の無機態N流出量を算出し、実測値と比較した（表4）。その結果、流域2では年間N流出量が $1 \text{ kg/ha}\cdot\text{yr}$ 程度の差であったが、流域1で3倍、流域3で4倍もの過大評価となった。前述のように、PnET-CNモデルは植物のN吸収が及ばない下層土での現象は無視されていることから、このような過大評価の原因として、火山灰性の土壌でみられる下層土の NO_3^- 吸着能によるN流出遅延や脱N等の影響が考えられる。この他にも、急峻な斜面に森林が成立している日本では、斜面上での物質循環の異質性が高いが、PnET-CNモデルでは土壌層が1層のみで、深度方向の異質性が考慮されていないことなどが、モデル適用の課題として挙げられている（徳地，2006）。このようなモデルを適用し、施業によるN流出への影響の精度を高めるためには、土壌中の物質移動を再現した他のモデルと組み合わせる、パラメータの調整をするなど、今後も改善をしていく必要がある。

表4 PnET-CNモデルによる渓流水からの年間N流出量の予測値と実測値

	PnET-CNモデルの 予測値 kg/ha・yr	実測値	予測値／ 実測値
流域1	18.9	6.3	3.0
流域2	6.2	7.6	0.8
流域3	38.6	8.8	4.4

3 下層土の硝酸吸着能評価

調査地点を母材の種類ごとに分けて、各調査地点の下層土の NO_3^- 吸着能を図6に示す。火山噴出物・火山灰性の土壌で NO_3^- 吸着能が高い傾向であった。 NO_3^- 吸着能は、アロフェンなどの非晶質、準結晶質鉱物を主要な粘土鉱物とする火山灰性土壌で見られる。 NO_3^- 吸着が発生するのは、アロフェンが正荷電、負荷電を同時に持つという性質があるためである。正荷電の量は、アロフェン量やpH、イオン強度、

吸着イオン種に影響を受けるということが知られている（田村ら，2011）。本研究でも、土壌のアロフェン量が多いほど、 NO_3^- 吸着能も高くなる傾向がみられた（図7）。

ΔpH はアロフェン量と負の相関が高く、陰イオン吸着能を有する鉱物含量の有効な指標とされている（三浦，2011）。本調査地の ΔpH と NO_3^- 吸着能との関係では、全体としては明瞭な関係がみられなかったが、火山噴出物・火山灰を母材とする地域では、 ΔpH と NO_3^- 吸着能に負の相関がみられた（図8）。 ΔpH はアロフェン量よりも容易に測定でき、火山灰性の土壌ではアロフェン量の指標となるものの、すべての土壌に適用するのは難しいと考えられ

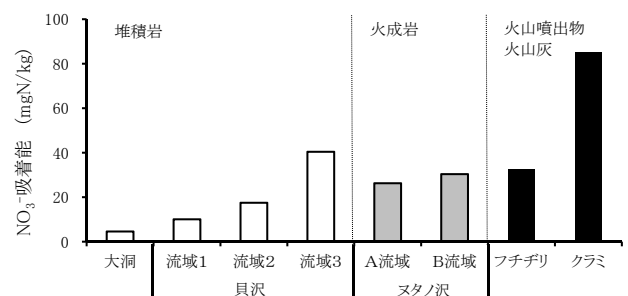


図6 神奈川県対照流域における下層土(B層)の NO_3^- 吸着能

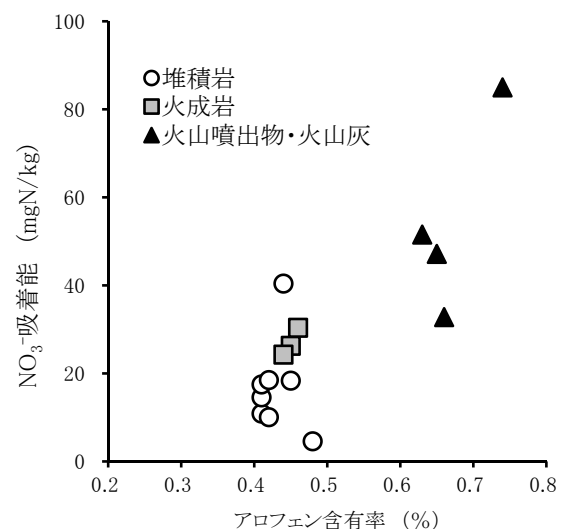


図7 神奈川県対照流域土壌のアロフェン含有率と NO_3^- 吸着能の関係
全体で相関係数 $r = 0.827$

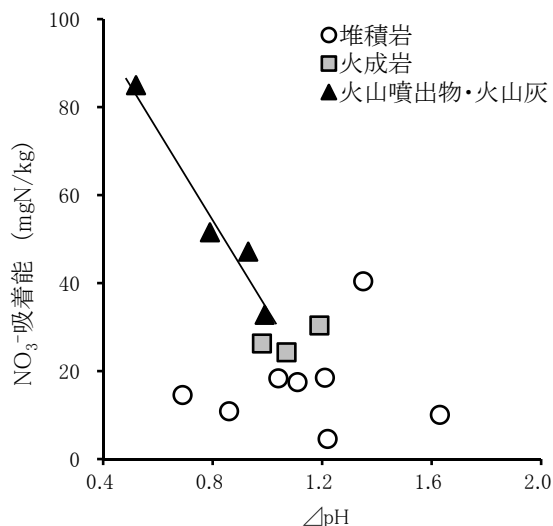


図8 神奈川県対照流域土壌のアロフェン含有率と NO_3^- 吸着能の関係
近似線は火山噴出物・火山灰のみ ($r = -0.980$)

る。また、本研究の土壌において、アロフェン量や母材は NO_3^- 吸着能に影響を及ぼしているが、これらの要因だけでは NO_3^- 吸着能を完全に評価しきれないといえる。

貝沢の3つの流域において、下層土（B層）の NO_3^- 吸着ポテンシャルを概算した。土壌層の厚さや土壌物理性については、神奈川県の調査結果（私信）を用いた。その結果、流域3: 290 kg/ha > 流域1: 130 kg/ha > 流域2: 97 kg/ha の順に NO_3^- 吸着ポテンシャルが大きかった。これは、前述の年間の溪流からのN流出量を PnET-CN モデルと実測値と比較した際の、差の大きい順序と一致しており、下層土による NO_3^- 吸着が誤差を生じた原因のひとつとして示唆される。

IV おわりに

貝沢の3つの対照流域におけるN動態を比較すると、著しい違いはないものの、流域3の人工林の高齢化による溪流からのN流出増が示唆された。流域3からN流出の多さは、PnET-CN モデルによる予測ではより極端に表れ、実測値でN流出が抑制されている原因の1つとして、下層土による NO_3^- 吸着の影響が考えられた。下層土に吸着した NO_3^- は、いずれ流出することになるが、貯留されている（急速に流出しない）間に脱Nなどで消費される可能性が

高くなるといえる。

また、3つの流域のリターフォールによるN供給量は大きな差がなく、温帯の常緑針葉樹としては平均的であるが、 A_0 層のN蓄積量は流域3で多く、 A_0 層のN回転率も遅かった。 A_0 層のC / Nからは流域3のリター分解が遅いとはいえないことから、高齢林では別の理由（例えば、アレロパシー様物質やリン（P）などの微生物が要求する養分とのバランス）で、リター分解が遅延し有機物として林床などにN保持されている可能性がある。この有機態でのN保持も、高齢林の流域3で PnET-CN モデルによる予測よりもN流出が少ない（Nが保持されている）原因の一つと考えられる。今後、PnET-CN のようなモデルを活用しながら、日本の気候や森林タイプにあったパラメータやN保持機構を組み入れいるなど、改善をすすめる必要がある。

貝沢の対照流域モニタリングでは、流域3の目標林形を巨木林とし、しばらくは積極的に手を入れない“対照”の流域としている。これは、本研究の結果から考えても、流域3はN動態が安定していて、森林生態系のN保持能がよく発揮されている流域として妥当であるといえる。流域1は植生のN吸収も土壌のN保持も機能しており、植生によるN循環が盛んであるため、強度間伐などの施業影響を受けにくく緩衝力が高いと考えられる。一方、流域2は植生のN吸収がN保持の多くを占めていると考えられ、それを極端に減退させる施業を行うとN流出への反応が顕著に起るといえる。以上のようなN動態の違いは、林齢だけでなく地形・地質や土層圧の分布が影響していると考えられ、今後、数値地形解析などの情報解析を進め、N保持能の流域評価ができるようにしていく必要がある。

V 謝 辞

神奈川県自然環境保全学センターの皆様には、貝沢対照流域法試験地の設置・管理および試料分析に関して多大なご協力をいただきました。また、溪流水量について東京農工大学大学院の白木克繁准教授に、ご教示いただきました。ここに記して、御礼申し上げます。

VI 引用文献

- Aber, J. D. and C. T. Driscoll (1997) Effects of land use, climate variation and N deposition on N cycling and C storage in northern hardwood forests. *Global Biogeochemical Cycles*, 11: 639-48.
- 足立泰久・岩田進牛 編著 (2003) 土のコロイド現象、土・水環境の物理化学と工学基礎. 451pp、学会出版センター、東京.
- Fukushima, K., Tateno, R. and Tokuchi, N. (2011) Soil nitrogen dynamics along stand development after clear-cutting in Japanese cedar (*Cryptomeria japonica*) plantations. *Journal of Forest Research* 16: 394-404.
- Fukushima, K., Tokuchi, N., Tateno, R. and Katsuyama, M. (2009) Water yield and nitrogen loss during regrowth of Japanese cedar forests after clearcutting. In Taniguchi, M., Fukushima, Y., Burnett, W. C., Haigh, M. and Umezawa, Y. (eds.) *From Headwaters to the Ocean: Hydrological Change and Watershed Management*. Taylor & Francis. 97-104.
- 生原喜久雄・相場芳憲・川島裕 (1991) イオン交換樹脂による森林土壌浸透水の移動イオン量の測定. *日生態会誌* 40: 19-25.
- 原田洸・佐藤久男・堀田庸・蜂屋欣二・只木良也 (1972) スギ壮齢林の養分含有量に関する研究. *林試研報* 249: 17-74.
- Latty, E. F., Canham, C. D. and Marks, P. L. (2004) The effects of land-use history on soil properties and nutrient dynamics in northern hardwood forests of the Adirondack Mountains. *Ecosystems* 7: 193-207.
- 三浦憲蔵 (2010) アロフェン質黒ボク土野菜畑における硝酸態窒素の垂直分布と窒素収支の関係. *土肥誌* 82: 200-206.
- 大手信人 (2006) 森林流域を対象とする渓流水質予測モデルを構築する際に考慮すべき水文過程の影響について. *陸水学会誌* 67: 259-266.
- 小柳信宏・浦川梨恵子・生原喜久雄・戸田浩人 (2002) スギ・ヒノキ壮齢人工林小流域における降雨の移動に伴う溶存有機態窒素および溶存有機態炭素の動態. *森林立地* 44: 11-20.
- 柴田英昭・大手信人・佐藤冬樹・吉岡崇仁 (2006) 森林生態系の生物地球化学モデル: PnET-CN モデルの適用と課題. *陸水学雑誌* 67: 235-244.
- 武田麻由子・小松宏昭 (2009) 相模川上流域における大気由来の窒素負荷量調査. *神奈川県環境科学センター研究報告* 32: 62-69.
- 田村和杏・中原治・田中正一・加藤英孝・長谷川周一 (2011) 見かけの塩吸収によるアロフェン質黒ボク土下層土の硝酸イオン吸着と移動遅延. *日土肥誌* 82: 114-122.
- Tateno, R., Fukushima, K., Fujimaki, R., Shimamura, T., Ohgi, M., Arai, H., Ohte, N., Tokuchi, N. and Yoshioka, T. (2009) Biomass allocation and nitrogen limitation in a *Cryptomeria japonica* plantation chronosequence. *Journal of Forest Research* 14: 276-285.
- 徳地直子・館野隆之輔・福島慶太郎 (2006) 森林生態系の攪乱影響と長期影響評価に向けた PnET-CN モデルの適用の検討. *陸水学会誌* 67: 245-258.
- 戸田浩人 (2012) 人工林の資源利用. 64-74. *森のバランス*. 森林立地学会編. 300pp、東海大学出版、東京.
- 戸田浩人・生原喜久雄・新井雅夫 (1991) スギおよびヒノキ壮齢林小流域の養分循環. *東農工大演報* 28: 1-22.
- 堤利夫 (1987) 森林の物質循環. 124pp、東京大学出版会、東京.
- 浦川梨恵子・戸田浩人・生原喜久雄 (2007) 高齢化したスギ・ヒノキ人工林小流域における下層土の NO_3^- 吸着による窒素流出の遅延効果. *日林誌* 89: 190-199.
- 浦川梨恵子・戸田浩人・生原喜久雄・崔東寿 (2009) スギ・ヒノキ伐採流域における火山灰土壌の陰イオン吸着特性が NO_3^- の長期流出に及ぼす影響. *日林誌* 91: 184-191.
- Vitousek, P. M. and Reiners, W. A. (1975) Ecosystem succession and nutrient retention: a hypothesis. *Bioscience* 25: 376-381.

西丹沢ヌタノ沢の水文地質と流出状況

横山尚秀*・内山佳美*・山根正伸**

Characteristics of hydrogeology and discharge of the Nutanosawa, a branch of Nakagawa River in the Western Tanzawa Mountains

Takahide YOKOYAMA, Yoshimi UCHIYAMA and Masanobu YAMANE

要 旨

シカ採食圧により林床植生が衰退した森林の水源環境の対策を想定し、試験流域のヌタノ沢流域の自然特性を調査した。その現況を反映させた水循環モデルを構築し、シナリオ解析を行って施業の実施と効果のモニタリング調査に役立てる計画である。このため、事前モニタリング調査として森林の水源かん養機能に果たす土壌および基盤岩の役割に注目し、これらを把握するため、現地踏査とボーリング調査による水文地質調査および流量調査による流況把握を行った。その結果、土層厚の分布、基盤岩を構成する石英閃緑岩の風化、節理などの地質、上流から下流に至る河川水量の変化とその年間の推移など水文地質と流況を明らかにした。とくに、流域を構成するA沢とB沢の流況の違いが確認されたことから、モニタリング調査の精度向上をはかり、両沢の水収支についても、調査を行っていく必要がある。

I はじめに

平成 22 (2010) 年度に第 3 番目の試験流域に設定された中川水系 (三保ダム上流域) 支流のヌタノ沢は、西丹沢山系、権現山の東麓に位置し (図 1)、流域面積が 7 ha と 4 試験流域の中では最も面積が狭い流域である。流域は急峻で東方に開け、中央の尾根を境に南側の A 沢 (4 ha)、北側の B 沢 (3 ha) で構成されている。両沢は東端で合流し、流水は 10 m 程の滝状になって中川に落下する。流域の林相は、上流部に広葉樹林が分布し、中・下流部にスギ・ヒノキの人工林が分布する。流域はシカ採食圧が顕著で、写真 1 に示すように、林床植生は殆ど認められない。このような流域状況を踏まえ、西丹沢の特徴的な地質を備えるヌタノ沢が試験流域に選定された。

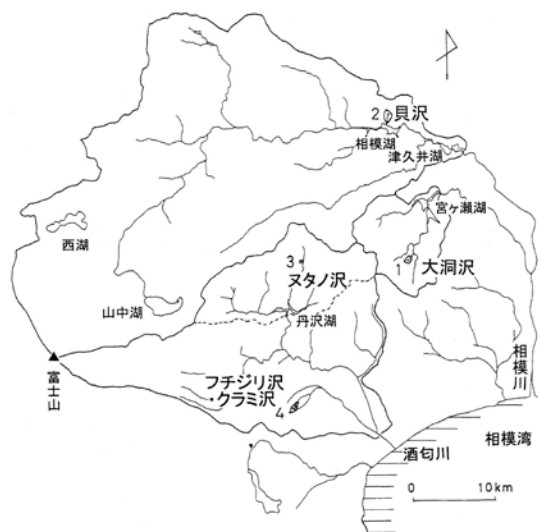


図 1 ヌタノ沢等の試験流域の位置
(ヌタノ沢は地図上の流域 3)

* 神奈川県自然環境保全センター 研究企画部 研究連携課 (〒 243-0121 厚木市七沢 657)

** 神奈川県環境農政局 水・緑部 自然環境保全課 (〒 231-8588 横浜市中区日本大通 1)



写真1 ヌタノ沢の林床の状況
(土壌が浸食され、根が露出している)

ヌタノ沢では、水循環機構を調査し、森林の水源かん養機能(中野, 1976)を評価した上で、森林保護対策として想定される植生保護柵設置等の効果について予測し、対照流域法により施業の効果をモニタリングしていく計画である。調査にあたって、森林の水源かん養機能に果たす土壌のバッファー効果や透水性基盤からの基底流出の役割が重要で(藤枝, 2007; 小杉, 2007)、流域特性として把握する。さらに、林床植生が衰退した林地ではその回復が流出へ与える影響(海ほか, 2012)を想定する必要がある、これらを考慮して森林環境調査項目を検討した。

森林環境調査を平成22(2010)年度から施業前の事前モニタリングとして開始した。ヌタノ沢が水源かん養機能として備える保水性、貯水性を把握することとし、土壌、地質及び流況を調査した。本報告では、これらを水文地質および河川流況における流域特性としてとりまとめた。調査結果は、想定される施業の効果の事前予測する流域水循環モデルの構築に役立て、さらにシミュレーションで予測・検証された結果をモニタリング調査にフィードバックする計画である。

II 調査方法

1 調査項目

中川川流域の土砂流出については、厚井ほか(2007)によって報告されているが、ヌタノ沢は調査対象外であった。試験流域選定時に行われた基礎調査によると、昭和47(1972)年の西丹沢で発生

した大洪水時に土砂災害が発生し、その対策事業により治山堰が設置されたこと、両沢とも源頭部の湧水を水源とし、年間を通して流水が見られること、流況がA沢とB沢では大きく異なること、地質は石英閃緑岩で風化が顕著で、急傾斜であること、などが把握されている。そこで、本調査では、対照流域法の適用を踏まえ、水循環機構の解析の基礎となる水文地質について、ヌタノ沢のA沢とB沢を個別に調査し、小流域レベルでの表層地質(地形・地質)、地下水理、土壌および河川の流況などを流域特性として把握する。すなわち、地質関係では岩石の風化や亀裂の状況を現地踏査とボーリング調査により明らかにし、流況については源頭部から下流までの定点での定期的な流量調査と下流に設置した量水堰での定期的な流量調査を行った。なお、流域特性把握の一環として、河川水の水質についても調査した。分析項目は、陽イオン、陰イオン等の一般項目である。

2 水文地質

(1) 地形・地質

表層地質図(神奈川県, 1987)によると、西丹沢中川川流域は深成岩(石英閃緑岩)と一様に表示されているが、北東-南西方向の節理が発達し(水上ら, 1964)、リニアメントが分布している(棚瀬, 1997)ことが知られている。これらが地下水の流動機構へ影響していると考えられるので、空中写真の判読、現地踏査による地形観察、露頭観察を行うと共に、A沢とB沢の境界(中尾根)で深度50mのボーリング調査を行った(図2)。

ボーリング調査では、深度50mまでオールコア採取による地質(目視による岩石、岩相の変化、風化及び亀裂)の把握を行った。さらに、山地流域で地下水流動機構を把握する上で基盤(山体)の岩石の風化や亀裂の状況などの物理性を把握することが重要であり、沢の河床や谷壁で観察される岩相の変化や節理の状況を補完し、併せて地層の比抵抗を把握するため電気検層を行った。

(2) 地下水理

地下水の状況を合わせて解析するため、ボーリング中の毎朝の静水位を観測して亀裂の情報を得ると共に、ボーリング孔掘削後に孔内をキャリパー検層、

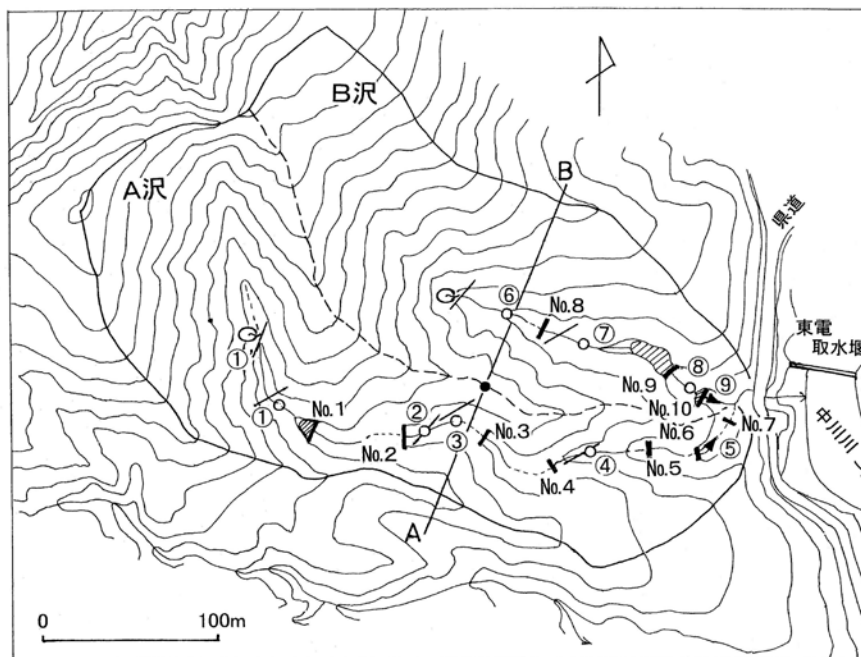


図2 ヌタノ沢の調査地点

(①～番号は流量等調査地点、No.1～は治山堰、▼は量水堰、／は節理の走行、A－Bは断面線位置を示す)

温度検層の調査を行い、岩石の脆さ、亀裂の状況、帯水層の位置の情報を得た。さらに、これらの調査結果を踏まえて孔内の湧水圧試験を行い、地層の透水係数を調べた。採取されたコアに基づく孔内の地質、掘削完了後に行った比抵抗検層などの物理探査及び湧水圧試験等の結果を総合的に分析し、帯水層等の地下水理の把握に努め、現地踏査結果等と併せ、流域の水文地質の総合的な解析に努めた。なお、調査後は孔井に塩ビケーシングを挿入し、地下水位観測井戸に仕上げた。

(3) 土壌

丹沢山地森林土壌の特性については、越地ほか(2007)が既存の調査報告の成果をベースに、土壌分類と土壌物理性、土壌化学性などの土壌特性を明らかにしている。その中で、土壌形成に係る母岩の影響とその物理特性などを明らかにしており、ヌタノ沢の土壌は風化した石英閃緑岩を母材とする砂質型に相当すると考えられる。しかし、基本的には1m深度の調査結果に基づいており、水源かん養機能(水循環機構)の把握のために基盤岩までの土層厚の把握が必要である。そこで、森林環境調査の一環として行われた簡易貫入試験結果(12ヶ所)の調査結果を用い、試験値が凡そ30以下を基盤までの深度を土層厚とみなして分布を把握すると共に、現

地踏査により表層の状況、土壌の浸食状況などの現況を調査した。

3 河川流量および水質

(1) 流量

水循環機構解明のために必要な項目としては、降雨量に伴うピーク流量等の直接流出量の増加、通常時の基底流出量の状況およびこれらを総合した流況曲線上の変化が考えられる。降雨時の流出量増加については、その詳細は量水堰(写真2)のデータの解析を待たねばならないが、凡その年間の河川流量の変化と降水の状況量を定期的の実施した現地調査



写真2 A沢(左奥)およびB沢(右手前)の量水堰
(A沢とB沢の合流部)

結果に基づき推定した。そして、A沢とB沢の流量が、年間を通じて、降雨時にどのように増水するか、出水時から渇水時へどのような推移をしていくか、両沢の差を把握し、実施流域と対照流域それぞれの流出特性の把握に努めた。

沢の流量は、平成23(2011)年3月から凡そ月1度の頻度で、定点および量水堰の9ヶ所(①~⑨、図2)において測定を開始した。沢ごとに源頭部から下流までの流量変化を調べ、沢水の水収支を左右する無降雨時の流出・浸透の状況(地下水と河川水との交流)を把握できる。なお、ヌタノ沢を含む4試験流域で渇水期に行った一斉流量調査(平成23(2011)年11月)の結果を合わせて解析した。定点および量水堰における定期的な流量調査は、容器法または断面一流速法で行った。また、夏期の一部の期間の降雨前後の量水堰の流量変化について、自動観測により連続記録を用いて比較検討した。

さらに、平成24(2012)年度から観測井戸での地下水位測定を開始した。水位測定は水面検出器を用いて行った。なお、降水量データはアメダス(丹沢)を用いた。

(2) 水質

ヌタノ沢等の試験流域では、河川水中の主要な溶存成分について月1度の頻度で、継続的に観測している(自然環境保全センター, 2012)。その結果、ヌタノ沢の水質は溶存成分が少なく、陽イオン

は Ca^{2+} が、陰イオンは HCO_3^- が主成分で、pHは7.7であることが報告されている。そこで、流域内での水質分布を源頭部から合流点まで詳細に把握するため、渇水期(2011年1月)の流量調査時に採水した河川水の主要イオン構成を調査した。調査は、現地で水温、pH、電気伝導度を測定し、実験室で陽イオン(カリウム(K^+)、ナトリウム(Na^+)、カルシウム(Ca^{2+}))、陰イオン(塩素(Cl^-)、炭酸(HCO_3^-)、硫酸(SO_4^{2-})、硝酸(NO_3^-))を分析した(分析法は、JISK0101)。調査結果は、各測点の水質構成をヘキサダイアグラムに表し、比較検討した。

Ⅲ 調査結果

1 地形・地質

ヌタノ沢流域の地質を構成する石英閃緑岩の風化がかなり進んでいる上、節理が発達している。節理は $\text{N}40\sim60^\circ\text{E}$ の方向が卓越し、水上ら(前出)の記載と同様な状況が認められた。さらに、棚瀬(前出)が指摘するリニアメントに相当する尾根の凸形状と並びがヌタノ沢のA沢南尾根、A沢・B沢境界尾根およびB沢東尾根に伸びることが空中写真及び現地踏査で認められた。

谷底に露出する、あるいは谷の急斜面に露出する閃緑岩はかなり風化が進み、黄変し、或いはゴマシオ(ザラメ)状となっている。A沢は、源頭部がV字状で直線状の急峻な谷となっており、ザラメ状の閃緑岩と捕獲岩と考えられる丹沢層群が認められ、谷の右岸側の亀裂から地下水が湧出している(写真3)。この露頭の状況を示した見取り図(図3)にあるように、垂直で $\text{N}60^\circ\text{E}$ の方向の亀裂帯と $\text{N}20^\circ\text{W}$ の裂け目が認められ、A沢の主要な湧水源を形成している。

B沢の源頭部は壁状に切り立って閃緑岩が露出し、黄色に変色し、岩盤の割れ目から地下水が湧出している(写真4)。B沢の源頭部にはA沢のようなV字状の谷は形成されていない。このため、B沢はこの湧水帯から流れが始まり、峡谷を形成してA沢と合流する。

ボーリングの調査結果(図4)によれば、コアーの地質は石英閃緑岩で、亀裂が多く、深度23m付近に溶岩をはさむ。全体に風化を受けており、31



図3 A沢源頭部湧水の見取り図



写真3 A沢源頭部の湧水と谷の状況
(左手前のクリノメータ上が湧水)



写真4 B沢源頭部の湧水帯
(正面の谷頭部が湧水帯)



写真5 A沢左岸（調査孔下）の露頭（③付近）
(節理：N60° E、90°と小断層)

m以浅と42 m以深で風化が進んでいる。とくに、19 m、30 m、43 m付近などに強風化部が認められる。ボーリング孔はA沢とB沢の境界鞍部に位置しているので、孔井の上部の地質を両沢の谷の露頭の観察で検証できる。A沢側の露頭（写真5）では、風化した閃緑岩とN 60° Eの走行でほぼ垂直の節理、取り込まれた丹沢層群が観察でき、ボーリング孔内の上部の地質とこの露頭観察結果とは調和的である。

ヌタノ沢は、小流域ながらA沢で7ヶ所、B沢で3ヶ所と治山用の堰が10ヶ所と多く設置されていることが特色で、土砂流出が著しいという特徴を表している。その内の7ヶ所が満砂しており、3ヶ所が殆ど満砂状態にある。

調査を開始してから2年の間に、時間雨量100mmを超える強雨を伴う大雨が数度あった。これらの大雨で斜面土壌が流出すると共に、それまで谷底に堆積していた土砂が強雨のたびの出水により削り取られ、下流の堰に堆積した状況が観察された。とくに、狭隘部（地点④）では土砂や枯れ木、枝などの被覆物が洪水と共に流れ去り、基盤岩が露出した。河床では、風化してザラメ状になった石英閃緑岩、捕獲岩の丹沢層群と岩脈状の溶岩、連続性のよい節理が確認できた（写真6）。

2 土壌

地形は全般に斜面傾斜がきついが、尾根の緩傾斜の部分に土壌が比較的厚く堆積している。簡易貫入試験結果をもとに土層厚分布（図5）を把握した。土層の分布は、傾斜が緩い南尾根、東尾根で凡そ3 mと厚く、頂部や流域上部の急傾斜域、中尾根および河床では数10 cm以下と薄い。写真7はB沢左岸、頂上に近い急傾斜斜面（台風による崩壊部）で撮影

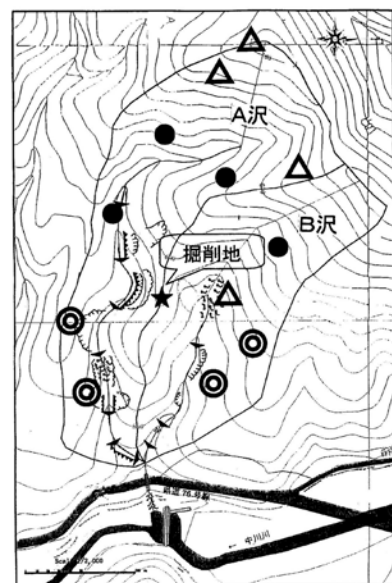


図5 土層厚の分布とボーリング位置
(◎: 3m以上、●: 1~3m、△: 1m以下、★: ボーリング地点)

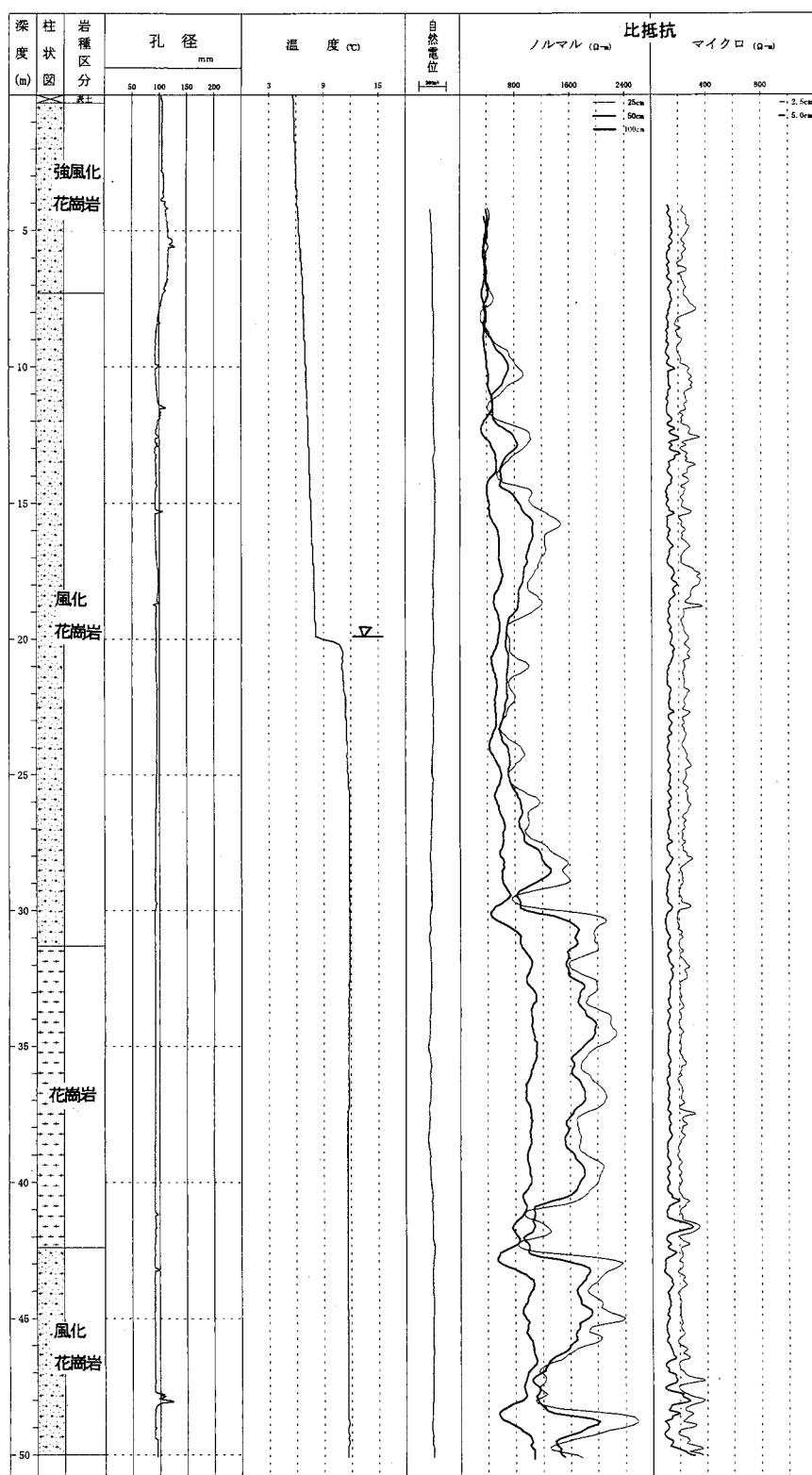


図4 ボーリング調査結果 (▽は地下水位)



写真6 A沢の峡谷部の河床に現れた節理（④付近）
（谷底に直線状に伸びる節理：N60°E）



写真7 B沢頂上近くの崩壊部の土壌と基盤岩
（ハンマー位置に節理が認められる）



写真8 A沢右岸（②付近）の土壌の状況

したが、ここでは20cm程度の薄い土壌と節理を伴う基盤岩の状況がよく分かる。一方、A沢中流部右岸の緩斜面の崖では、風化した石英閃緑岩の基盤岩の上にローム層も認められる（写真8）。ヌタノ沢の土壌は、越地ほか（前出）が分類した砂質型に相当する。

なお、流域全般に林床植生が乏しく、雨滴侵食を受けやすく、土壌の流出による樹木の根の露出、基盤の露出、台風後の倒木と崩壊が認められた。

3 地下水理

孔内の地質柱状図、各種検層結果から、亀裂の多さ、あるいは地質の境部の位置等を読み取り、深度25 mから35 mと40 mから50 mまでの5 m毎の透水係数を求めたところ、表1のとおりであった。コアと比抵抗値、掘削中の孔内水位、温度検層結果を検討し、最下部の帯水層である 10^{-5} cm/秒のオーダーの透水性を持つ亀裂部（深度40 m～45 m）に

表1 ボーリング孔井内の透水試験結果

No.	深度	透水係数
1	25m～30m	2.4×10^{-5} cm/秒
2	30m～35m	3.7 "
3	40m～45m	1.2 "
4	45m～50m	8.6×10^{-6} cm/秒

スクリーンを設置し、観測井戸に仕上げた。

観測井戸の孔内水位は地表から21.5 m（標高565.5 m）であった。ヌタノ沢の地下水は風化が進んだ石英閃緑岩中の亀裂を通して流動している。観測井戸を通る南北方向の地質断面（図6）を描くと、地下水位はA沢とB沢の河床標高の中間にあって、調和的である。なお、調査開始後の水位は、図7に示したように、この半年間に凡そ1 m上昇した。

4 河川流量と水質

（1）流量の年間変化

平成23（2011）年度のA沢、B沢の量水堰⑤および⑨の越流量の実測結果（一部）を旬降水量（丹沢湖）と一緒に図8に示した。年間の降雨と流量の変化の特徴は、7、9月に台風による500mmを超える大雨があったため、このことを反映して流量が急増し、土砂流出も生じたことである。大雨直後の両沢の流量変化を比較すると、A沢の流量は300L/分を超え、急激に増加し、水量も多くなった。一方のB沢は200L/分と比較的緩やかな増加であった。さらに、ピーク後の変化を見ると、A沢は急激に減少するが、B沢の方は緩やかに減少し、8月および10月以降のように、降水量が少なくなると逆転し、B沢の流量の方が多くなる。このように、B沢の方が基底流量がA沢に比べて多く、年間を

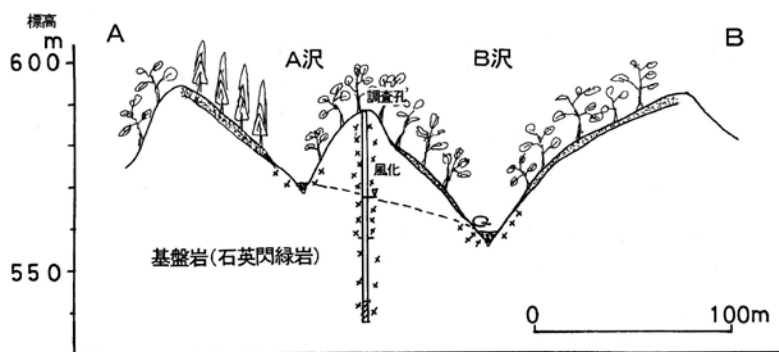


図6 尾根を挟んだA沢とB沢の関係（尾根の地質断面図）
（破線は推定地下水面、断面線A-Bの位置は図2に示す）

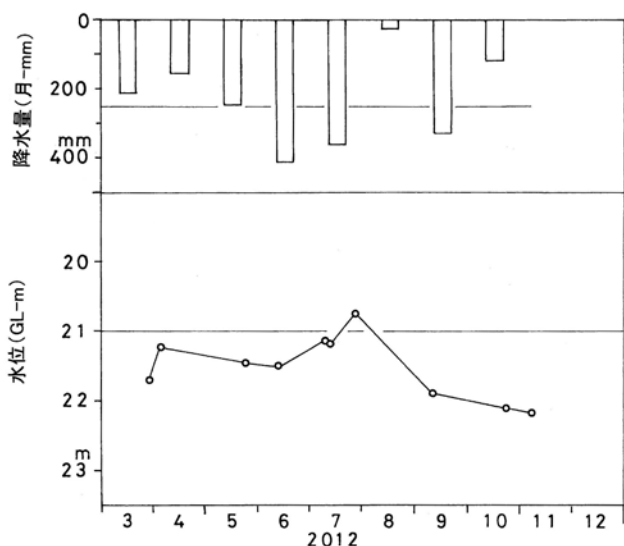


図7 月降水量(丹沢湖)と観測井戸の地下水位観測結果
（水位は地表からの深度m）

通じて安定した流量が観測されている。

（2）上流～下流への水量の増減

A沢とB沢の上流から下流にわたる水系内での流量の増減について状況を把握するため、台風による洪水後1月余り経過し、流量が安定した2011年8月23日に測定したデータを用い、水源の位置、堰の位置が分かるように併せて表示し、図9、10に示した。

A沢は測点①の上流にある湧水を水源とし、No.1の堰の池に流入する。しかし、池はかなり土砂で埋設されている。この堰からのオーバーフローする水量は僅かで、下流のNo.2の堰の手前で流水は全量が浸みこんでしまう。表流水は堰下の水抜き孔から再び流出するが、沢を流下しながら次の堰まで次第に堆積土砂中に覆没浸透してしまう。このような現象が繰り返され、A沢はB沢と合流する。B沢も、基本的にはA沢と同様に、土砂で埋まった堰での覆没

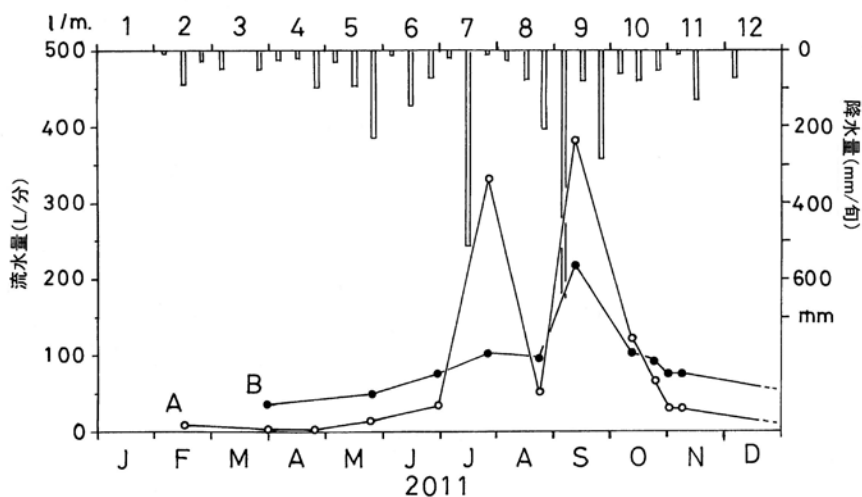


図8 A沢・B沢の量水堰における流量実測結果
（上側が旬降水量、下側が堰水量、○：A沢、●：B沢）

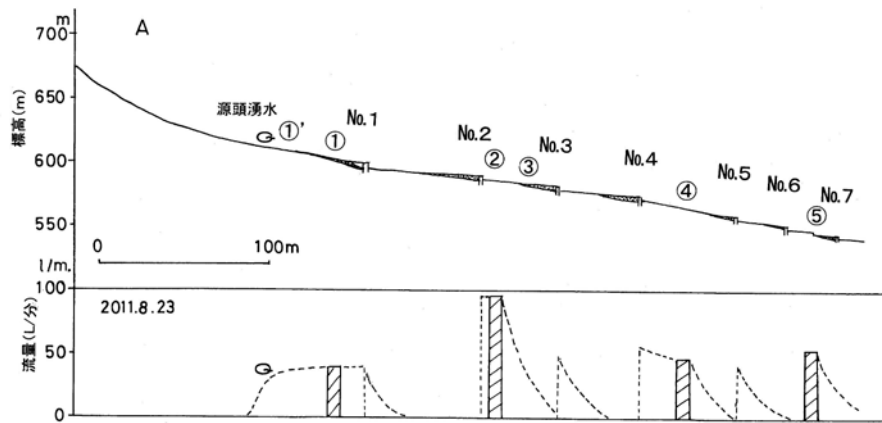


図9 A沢の河床断面（標高）と流水量（L/分）の変化
（2011年8月23日観測、流量観測地点：番号①～および治山堰：No.1～の位置は図2に示す）

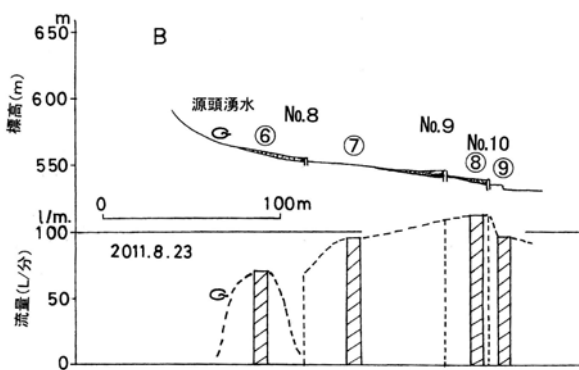


図10 B沢の河床断面（標高）と流水量（L/分）の変化
（2011年8月23日観測、流量観測地点：番号⑥～および治山堰：No.8～の位置は図2に示す）

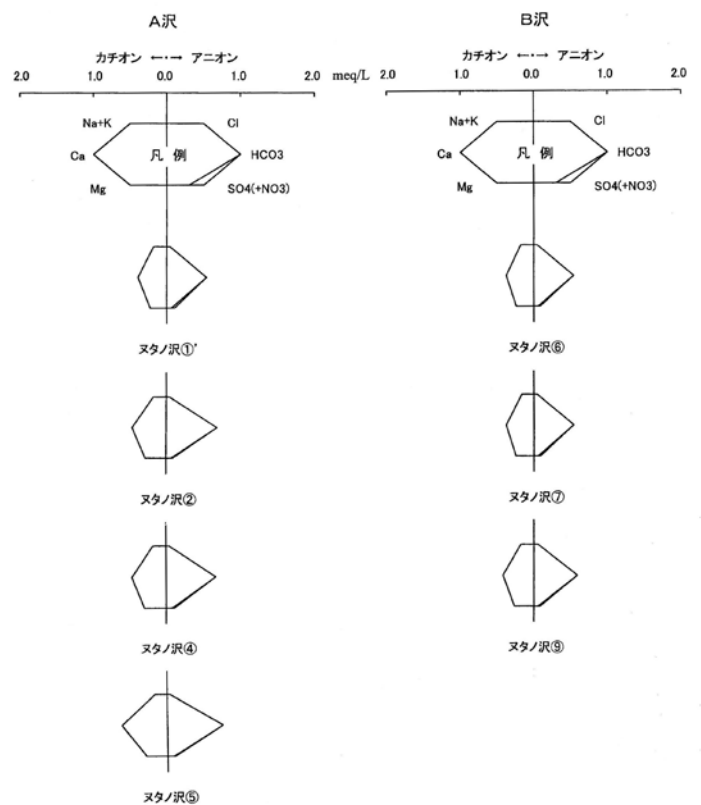


図11 両沢の水質構成（ヘキサダイアグラム）の変化
（調査地点①～は図2に示す）

浸透による流量減少、堰下の水抜き孔からの湧出による流量回復を経て流下し、A沢と合流する。

（3）水質

ヌタノ沢の河川水の水質について、分析結果を水質構成図（ヘキサダイアグラム）に表し、A沢、B沢を並べ、それぞれを上流から下流に配し、図11に示した。水質構成は、両沢ともに陽イオンの主成分は Ca^{2+} 、陰イオンは HCO_3^- が多い。この水質構成は水源から下流まで変わらない。

水質ダイアグラムの主成分である Ca^{2+} と HCO_3^- について源頭部と下流側を比較してみると、A沢では①'に比べ②以下の下流側で僅かな増加が認められる。B沢でも⑥と⑦以下を比べると沢ほどではないが僅かに増加が求められる。さらに、pHは7.6～7.8と弱アルカリ性で、溶存量は上流から下流へ増加する傾向が認められる。大気由来も考えられる NO_3^-

濃度は2 mg/Lと少ない。

IV 考 察

1 ヌタノ沢の水循環機構

ヌタノ沢は、土層が流域上流部の急斜面で薄く、南尾根及び北尾根で土層が厚い。土層の下に石英閃

緑岩の基盤岩があって、流域全体を構成している。土層がある上、石英閃緑岩は全般にかなり風化し、亀裂部も発達していることから、降雨浸透があって、岩盤と云えども地層中を地下水が浸透、流動していると考えられる。また、谷底に認められる節理から、その部分で侵食が進み、谷形成の要因となったと考えられる。さらに、北東－南西方向の節理に沿った方向に地下水が流動しやすくなっていることも考えられる。

調査で把握された地形・地質と湧水の位置、地下水位等から想定される水循環機構を模式的に図12に示した。

2 A沢とB沢の流出

降雨時のA沢の量水堰⑤およびB沢の⑨で記録された堰の流量変化(図13)を見ると、降雨後の出水ピークに時間差はなく、普段少ないA沢の流量がB沢とほぼ同等までに増加している。さらに、台風により500mmを超える大雨があった2011年7月と9月の流量観測結果(図8)を見ると、A沢の降雨後の流量はB沢の水量の倍以上に増加している。出水時の記録(図8、13)から、A沢の方が強雨後の水量の増加が著しく、降雨のピークを過ぎると直ぐに低減し、A沢の推量が多くなっても短期間で流量は逆転し、B沢の方が多くなることが読み取れる。このようなA沢の直接流出の変動が顕著になる傾向は、両沢に流域の林相、地質に大きな差は無いこと

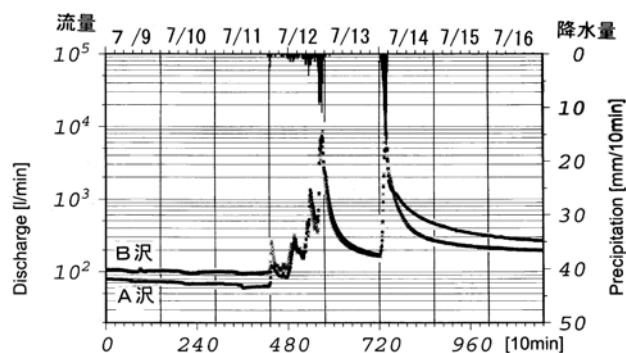


図13 量水堰(No.5、9)における降雨前後の流量観測結果(ハイトグラフ)
(10分毎の観測データ、上段が降水量、下段が流量)

から、A沢の上流部で林床植生の植被率が低い、斜面勾配が急な箇所が多い、土壌浸食が進んでいるなどの流域特性(図2)が原因の一つと考えられる。

一方、無降雨時の状況を見ると、基底流量は流域面積の狭いB沢の方が多く、かつ安定している。両沢共に源頭部に湧水源があって、河川流量にこれらの湧水量が大きく影響しているものの、A沢の場合は上流域で石英閃緑岩中に丹沢層群の捕獲岩が認められ、その亀裂に沿って湧水が湧き出ている、その規模はB沢に比べ小さく、水量の変化が大きい。B沢は谷頭部の壁状の斜面が湧水帯となっていて、流量が多く、比較的安定している。このように、隣り合う流域でも個別の特長が認められた。今後は、ヌタノ沢独特の局所的な水文地質を精査し、両沢で

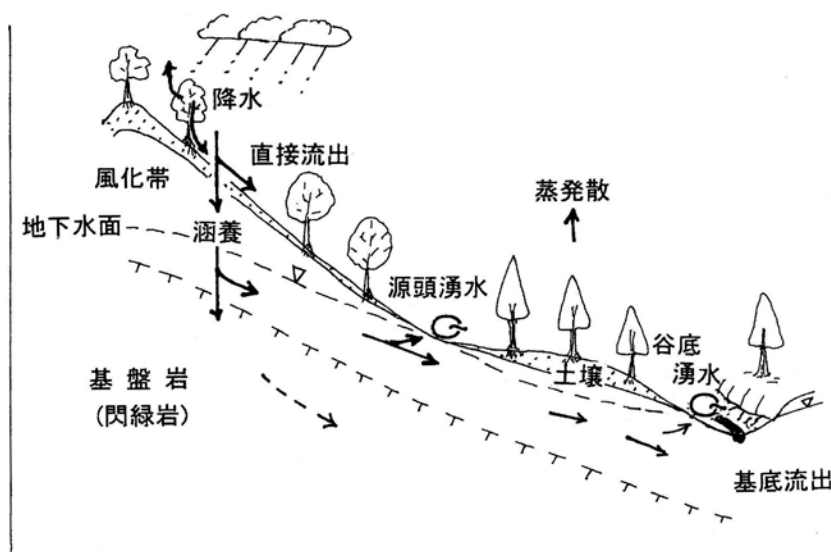


図12 ヌタノ沢における水循環機構の概要(図中の矢印は水の循環移動を示す)

水循環機構の違いがあるか、あるいは降雨時の雨水浸透量の差などで流況の差を説明できるか、水収支等の解析を併せて行って明らかにする必要がある。

3 流量と地質

(1) 河川水と地質

流量観測で明らかになったことに、各堰の前後で流量が減少・増加を繰り返す特徴がある(図9、10)。堰の堆砂中に浸透した表流水は、堰の直下では河床に基盤岩が露出し、このために流量が復活する。

A沢の流量の増減を見ると、No.2の堰の下(②)で最も流量が多くなるが、No.4の堰の下(④)では凡そ1/2に減少してしまう。そして、量水堰(⑤)でも水量は回復せず、水収支的には損失となっている。一方、B沢では源頭部の湧水量(⑥)は、A沢の①と比べ2倍弱とかなり多い。そして、下流の堰No.8の下(⑦)で水量は増加する。堰下では基盤が露出し、右岸側から湧水の浸み出しが観察され、新たに湧水が加わっている。

ボーリング調査した中央尾根を挟み、A沢とB沢の谷底の位置関係を図6で確認すると、B沢の標高がA沢より大凡20 m低いことがわかる。さらに、A沢の露頭で節理が発達し、風化が著しい石英閃緑岩および取り込まれた丹沢層群が観察されること(写真8)、ボーリング調査で尾根部の深度30 mほ

どは風化が進み、玄武岩を挟む石英閃緑岩が確認されていること、ボーリング孔(観測井戸)の地下水位(水頭)が地表面下21 mで両沢の中間の値にあること、A沢の②とB沢の⑦の上流側、No.8の堰の下に褐色の風化した石英閃緑岩が露出し、B沢で湧水も見られることを合わせ考えると、A沢からB沢へ尾根を挟む水の交流の可能性も考えられる。

(2) 河川水量の年間の推移と水循環

流域面積はA沢の方が3割ほど広く、2度の500mmを超える大雨時のピーク流量はB沢より多くなったが、その後の平常時の水量は逆転し、B沢の方が多く、安定している。そこで、両沢の1年分の各観測点の流量の変化を把握し、その差を比較検討するため、上流～下流の観測結果(A沢の①～⑤、B沢の⑥～⑨)を並べ、年間の推移として図14、15に示した。

A沢の1年間の上流～下流への流量の増減の状況(図14)を比較してみると、洪水時は明瞭でないが、観測点①、②と増え、③で一旦減少し、④、⑤と再度増加する傾向が認められる。しかし、④、⑤は②の水量まで復活しない。洪水時を除けば、年間を通じて水量欠損が認められる。一方、B沢の1年間の状況(図15)では、洪水時を除き、⑥から⑦へ水量の増加傾向が認められている。年間を通して、この傾向が認められ、湧水により水量が増加していると考えられる。

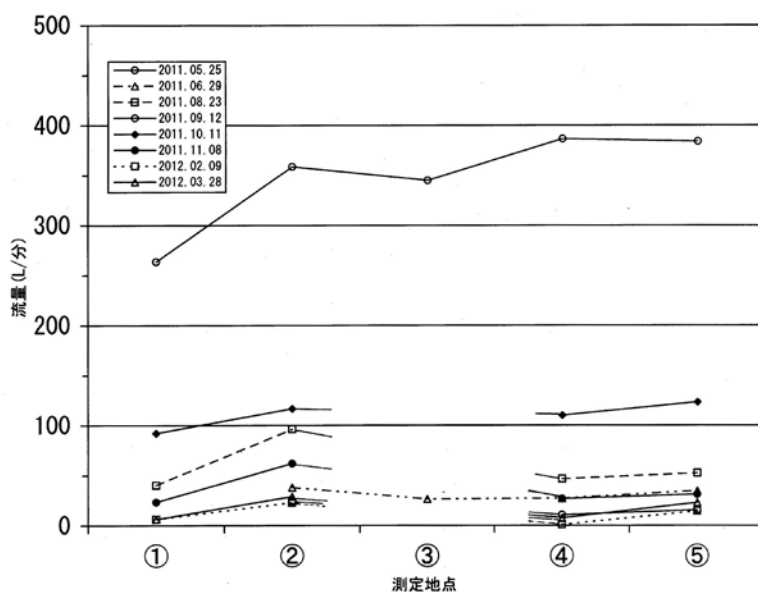


図14 A沢の堰と流量の年間変化(①～⑤は図2に示す調査地点)

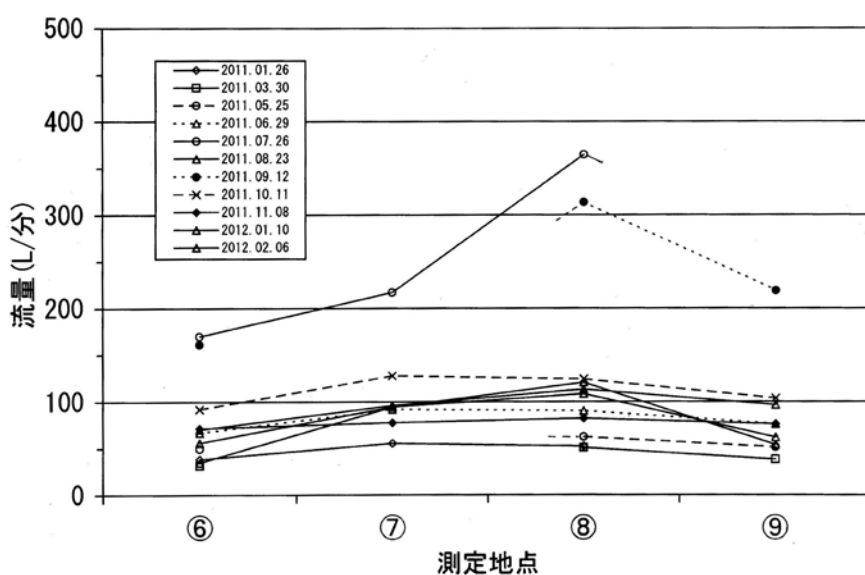


図15 B沢の堰と流量の年間変化 (⑥～⑨は図2に示す調査地点)

4 河川水の水質構成

ヌタノ沢の水質は Ca^{2+} 、 HCO_3^- 型で、pHが7.6～7.7と弱アルカリ性にある。これは、丹沢山地周辺の地下水の特徴である高アルカリ地下水の範囲（板寺，2012）に合致する。

水質構成は Ca^{2+} － HCO_3^- 型で、西丹沢の一般的な水質（石坂ほか，2000）である。河川水は堰の前後で表流水の堆砂への浸透・堰の水抜き孔からの湧出を繰り返し、河川流量は増減変化を繰り返しながら流下する。この過程の中で水質構成は周囲からの地下水流入が無くとも下流側に Ca^{2+} 、 HCO_3^- が増える変化が認められる。この変化は、堆積した土砂中に表流水が浸透し、埋もれている木の葉などの有機物に影響されていることも要因と考えられる。

V おわりに

試験流域ヌタノ沢で想定されている植生保護柵設置等の対策とその効果のモニタリングを踏まえ、流域の保水性、貯水性に係る森林水環境調査を続け、水循環解析モデルの構築に反映させる考えである。

事前モニタリング調査により、ヌタノ沢流域の水文地質と水循環、水収支について考察を進める上で、B沢の方が源頭部の湧水量が年間を通して多く、沢の流量が安定していることなど、両沢の源頭部の湧水機構の差、沢途中での流水の増減と両沢相互の尾

根をまたぐ両沢の関係について説明を続ける必要があることが分かった。とくに基盤岩の役割について精査する必要があり、量水堰における直接流出、基底流出の分離と水収支の解析と水循環シミュレーションによる現況分析を行って流域内の水循環機構の解明が欠かせない。

VI 謝 辞

本調査を進めるにあたり、県西地域総合センター森林整備課、東京電力小田原支社松田制御所、企業庁酒匂川水系ダム管理事務所には資料の提供や現地調査への立会いなどのご協力をいただいた。厚くお礼申し上げます。

VII 参考文献

- 藤枝基久（2007）森林流域の保水容量と流域貯留量．森林総合研究所報告 Vol. 6，No.2：101-110
- 海虎・石川芳治・白木克繁・若原妙子・華力格図・内山佳美（2012）ブナ林における林床合計被服率の変化が地表流出率に与える影響．日林誌 Vol. 94，No.4：167-174
- 石坂信之・松木泰代（2000）西丹沢における河川水の化学成分の特徴．神奈川温地研報告．Vol. 31，No.2：99-106

- 板寺一洋（2012）丹沢山地の高アルカリ性地下水.
「水文科学が解き明かす不思議な天然水 5」.
日本水文科学会誌 Vol. 42, No. 1 : 21-28
- 神奈川県（1987）土地分類基本調査「秦野・山中湖」
Ⅱ表層地質図.
- 神奈川県自然環境保全センター研究連携課（2012）
対照流域法等によるモニタリング調査ー広域
水環境調査ー. 業務法報告 No. 44 : 62-65
- 越地正・相原敬次・内山佳美・山根正伸（2007）丹
沢山地における森林土壌の特性. 439-444. 丹沢
大山総合調査学術報告書. 丹沢大山総合調査団
編. 794pp. (財) 平岡環境科学研究所, 神奈川
- 小杉賢一郎（2007）森林の水源涵養機能に土層と透
水性基盤が果たす役割の評価. 水文・水資源学
会誌 Vol. 20, No. 3 : 201-213
- 厚井高志・堀田紀文・鈴木雅一（2007）中川川流
域における堰堤満砂期間を用いて推定した土
砂生産分布と崩壊履歴の関係. 425-431. 丹沢
大山総合調査学術報告書. 丹沢大山総合調査団
編, 794pp, (財) 平岡環境科学研究所, 神奈川.
- 中野秀章（1976）森林水文学（水文学講座 13）共
立出版 pp228, 東京.
- 水上武・松田時彦・平賀士郎・宝来帰一・杉田宗満
（1964）丹沢山塊の地球物理学的及び地質学的
調査. 温泉研究所報告No. 2 : 1-18
- 棚瀬充史（1997）Ⅳ. 丹沢山地のマスムーブメン
ト. 64-73. 「第2章 地形と地質」丹沢大山自
然環境総合調査報告書. (財) 神奈川県公園協
会丹沢大山自然環境総合調査団企画委員会編,
635pp, 神奈川県環境部, 神奈川.

西丹沢ヌタノ沢試験流域における平成 23 年度の台風による土砂流出の概況

内山佳美*・横山尚秀*・山根正伸**

Sediment yields by the typhoons in 2011 of the Nutanosawa monitoring watersheds

Yoshimi UCHIYAMA*, Takahide YOKOYAMA*, and Masanobu YAMANE**

要 旨

西丹沢のヌタノ沢試験流域における流域スケールの土砂生産や土砂流出の特性の把握に先立ち、観測初年度の平成 23 年度の土砂流出の概況を把握した。その結果、特に台風 6 号と 15 号の際に A 沢の流域末端の量水堰に 20 m³を超える流出土砂が堆積した。また、A 沢では流域内で生産された土砂の一部、B 沢ではほぼ全部が、いずれの台風の際にも流域末端まで流出せずに未満砂の治山堰堤で捕捉されていた。ヌタノ沢の A 沢の流域末端に流出した土砂量を大洞沢、貝沢の各量水堰に流出した土砂量と比較したところ、各集水区域の平均侵食深では、ヌタノ沢が最も大きかった。今後、ヌタノ沢では、植生回復の効果を流域スケールで検証する計画であり、事前のモニタリングでは、現状の林床被覆状態における流域内の土砂生産特性と流域からの土砂流出特性を関連づけて把握しておく必要がある。

I はじめに

神奈川県の水源地域では、近年丹沢山地を中心としてニホンジカ（以下、「シカ」と呼ぶ。）が多く生息し、森林の植生が大きく影響を受けてきた（山根、2010 など）。シカの高密度化により林床植生が衰退し、地表面が裸地化した箇所では、降った雨が地中に浸透しにくくなり、地表流が発生し土壌の侵食が進行する（石川ほか、2007）。東丹沢の大洞沢試験流域（以下、大洞沢と呼ぶ。）では、神奈川県の水源地環境保全・再生対策の効果検証の一環として、シカの生息密度を低減させた効果を流域スケールで検証するために、流域内の植生被覆分布と土砂生産特性、流域末端での土砂流出特性が調査されている（五味ほか、2013、平岡ほか、2013）。

西丹沢の小流域であるヌタノ沢試験流域（以下、ヌタノ沢と呼ぶ。）も、シカの生息密度を低減させて植生が回復した効果を流域スケールで検証するための試験流域である。ヌタノ沢では、平成 23 年度から気象・水文観測を開始したが、流域の植生の回復効果の検証に先立ち、現況での水や土砂の流出特性を事前に把握しておく必要がある（内山ほか、2013）。

ヌタノ沢の平成 23 年度の観測においては、特に台風 6 号、台風 15 号の際に量水堰に多量の土砂が堆積し、そのたびに水文観測が不能になった。2 度とも観測が復旧するまでデータの異常や欠測が発生したが、ヌタノ沢の流出土砂量と、比較対象としての大洞沢、貝沢試験流域（以下、貝沢と呼ぶ。）における各量水堰の流出土砂量を測定することができ

* 神奈川県自然環境保全センター 研究企画部 研究連携課（〒243-0121 厚木市七沢 657）

** 神奈川県環境農政局 水・緑部 自然環境保全課（〒231-8588 横浜市中区日本大通 1）

た。そこで、ヌタノ沢における流域スケールの土砂生産や土砂流出の特性の把握に先立ち、平成23年の台風6号、15号の影響を中心とした土砂流出の概況について資料として報告する。

Ⅱ 各調査地の概要

調査地は、丹沢湖上流の中川川流域に位置するヌタノ沢である。また、比較対象として、同様に平成23年度の台風6号、15号により量水堰に土砂が堆積した清川村煤ヶ谷の宮ヶ瀬湖上流に位置する大洞沢、津久井湖上流に位置し相模湖に直接注いでいる貝沢も調査地とした。

ヌタノ沢は、権現山の東麓で、標高530～705mに位置する全体で約7haの試験流域である(図1)。地形は急峻で、特に流域の上流部では直線状のV字谷となっている(写真1)。地質は、石英閃緑岩であり、一部の緩傾斜の尾根で土層は厚いが、傾斜の急な斜面では土層は薄い(横山ほか, 2013)。既設

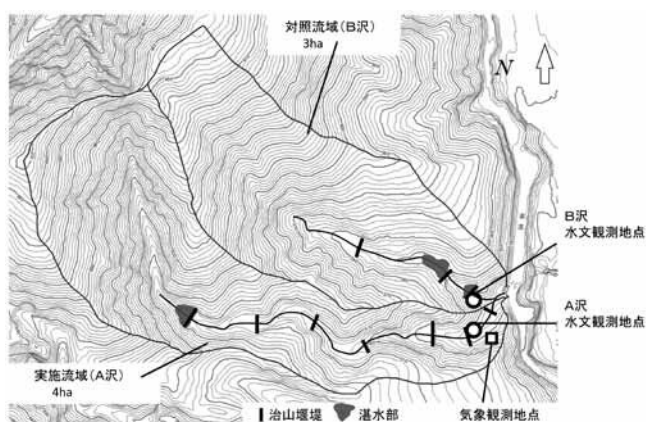


図1 ヌタノ沢試験流域



写真1 ヌタノ沢の流域内の状況 (A沢の上流)

の治山堰堤がA沢に7基、B沢に3基設置されている。尾根の一部にスギやヒノキの人工林があるが、試験流域の大部分はアカシデ、ケヤキ等をはじめとした広葉樹林である。シカの影響が顕著であり、低木層や林床の植生は乏しく、ミツマタやマツカゼソウ等のシカの不嗜好性植物がみられる。

大洞沢は、中津川支流の布川上流で、標高432～878に位置する全体で約58haの試験流域である(図2)。地形は全体的に急峻であり、地質は新第三紀に属する丹沢層群である。本流に6基、流域No.3に3基、流域No.4に4基設置された既設治山堰堤は、すべて満砂している。本流の量水堰では、昭和56年から水文観測が行われてきた。流域内の植生は、広葉樹林よりもスギやヒノキの人工林が多いが、樹種や植栽年度の異なる林分がモザイク状に配置している。植生は、シカの累積的影響を受けており、シカの不嗜好性植物が優占する(写真2)。

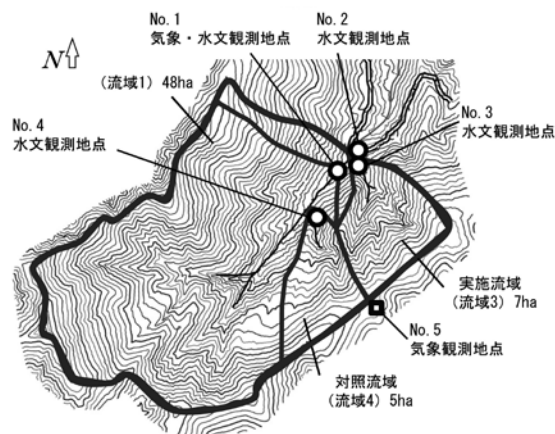


図2 大洞沢試験流域



写真2 大洞沢の流域内の状況 (流域No.4の尾根付近)

貝沢は、陣馬山の南で、標高 170 ～ 633 に位置する全体で 96ha の試験流域である（図 3）。地質は、固結した砂岩、頁岩の互層で、小仏層群または相模湖層群に属する。尾根にはローム層が堆積し土壌は厚く、沢沿いでは 1m 程度である（横山ほか、2013）。本流に治山堰堤が 3 基あるが、いずれも古く施工年度は不明である。植生は、ごく一部に落葉広葉樹の二次林があるものの、ほぼ流域全体がスギやヒノキの人工林である。シカの影響はほとんど見られず、林床の植生は繁茂している（写真 3）。

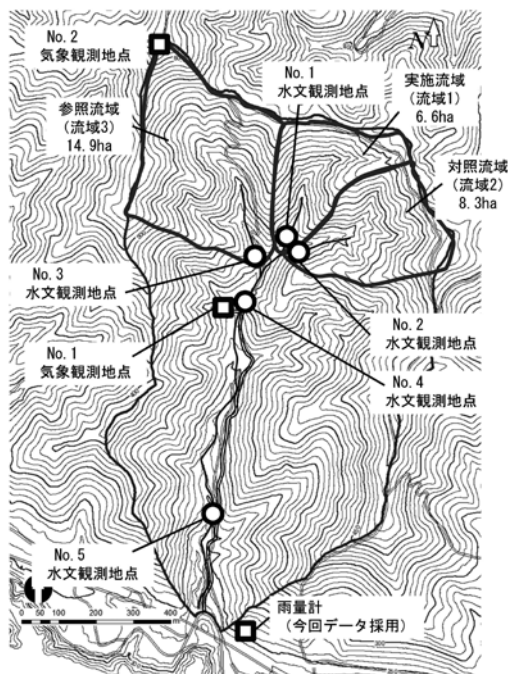


図 3 貝沢試験流域



写真 3 貝沢の流域内の状況（No. 1 水文観測地点の上流）

Ⅲ 調査方法

ヌタノ沢の降水量は、A 沢の水文観測地点の近傍（図 1）に設置された転倒ます式雨量計（大田計器製作所製、0W-34-BP）により観測した。大洞沢の降水量は、小田ら（2012）によって観測、補正された No. 5 地点（図 2）の降水量のデータを用いた。貝沢の降水量は、貝沢の流域下流付近に設置された転倒ます式雨量計（ウイジン製、U-DotP）により観測した（図 3）。計測は、いずれも 10 分間隔である。

ヌタノ沢の流量は、各量水堰において圧力式水位計（ウイジン製、UIZ-GY1000A）で測定した 10 分間隔の水位データより求めた。水位から流量への換算は、90° V ノッチの水力公式である次式を用いた。

$$Q = C \cdot H^{2.5} \quad \dots \dots \dots (1)$$

但し、Q: 流量（m³/sec）、C: 流量係数、H: 越流水位（m）
流量係数 C は、各量水堰で水位と流量を実測し、その水位と流量の関係から求めた。

流出土砂量は、特に多量の土砂が流出した台風 6 号および 15 号による出水の後に、各量水堰の沈砂池に堆積した土砂量を測定した。なお、測定した堆積土砂量は、各量水堰における直近の浚渫あるいは堰の新設から土砂量測定時点まで間の累積値である

表 1 測定土砂量の堆積期間

	ヌタノ沢	大洞沢	貝沢
台風 6 号後測定分の土砂の堆積期間	H23. 3～ H23. 7. 28	H23. 3～ H23. 8. 8	H22. 4～ H23. 8. 5
台風 15 号後測定分の土砂の堆積期間	H23. 8. 10～ H23. 10. 4	H23. 9. 16～ H23. 10. 4	H23. 8. 29～ H23. 10. 7

（表 1）。土砂量の測定は、ヌタノ沢の A 沢量水堰、大洞沢 No. 1 水文観測地点の量水堰、貝沢の No. 1 ～ 5 の各水文観測地点の量水堰を対象とした。

ヌタノ沢の量水堰は、既設治山堰堤の下流側にコンクリート三面張の水叩き部と水路部が接続した形状である。この水叩きと水路の部分に 1.5 ～ 2.0 m 程度の測点を設定し（図 4）、水準測量を行って堆積土砂量を求めた。堆積土砂量の測定と併せて、上流の踏査による土砂移動状況の調査、監視カメラにより記録された出水時の量水堰付近の画像の確認を行った。

大洞沢では、昭和 55 年度に整備された No. 1 水文

観測地点の量水堰の堆積土砂量を測定した。矢部ら(2000)による堆積土砂量の実測例を参考に沈砂池に測点を設定し(図5)、平均断面法により堆積土

砂量を算出した。

貝沢の5か所の量水堰は、ヌタノ沢、大洞沢と異なり、自然の河道に堰板を設置した構造である。このため、既存の溪流測量成果を参考にポケットコンパスで簡易平面測量を行うとともに水準測量を行い、堆積土砂量を算出した(図6)。

IV 調査結果

1 ヌタノ沢における平成23年度の降雨流出概況

平成23年4月から12月のヌタノ沢における日降水量および日流量の推移を図7に示す。ヌタノ沢のA沢の量水堰に流出土砂の堆積がみられたのは、7月19日の台風6号、9月2～4日の台風12号、9月21日の台風15号の各台風の影響による出水の際であったが、年間の降雨流出概況から、この3回の降水量と流量が突出していた。このうち、9月2

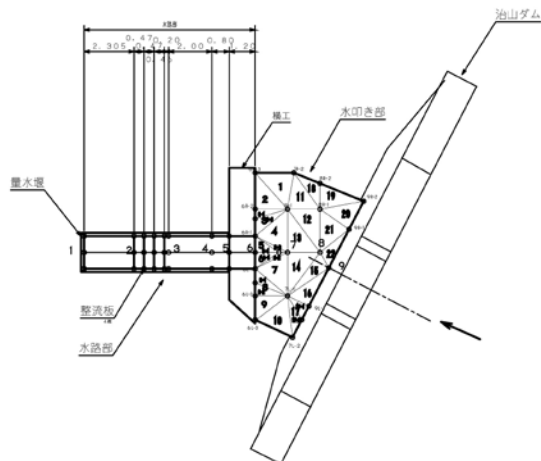


図4 ヌタノ沢A沢の量水堰の堆積土砂量の測点

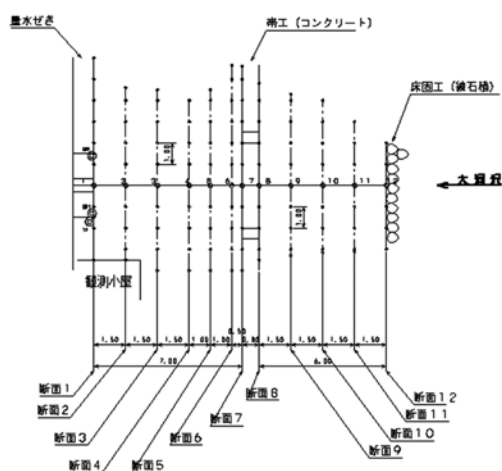


図5 大洞沢No.1水文観測地点の堆積土砂量の測点

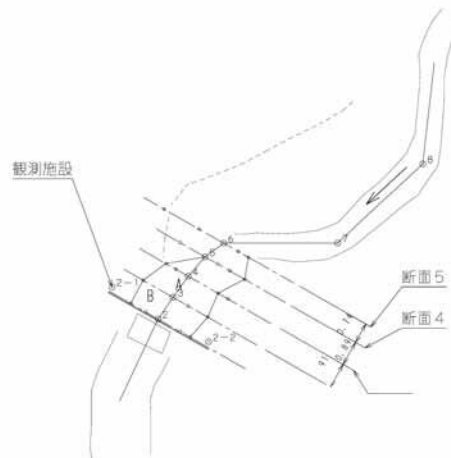


図6 貝沢No.1水文観測地点の堆積土砂量の測点

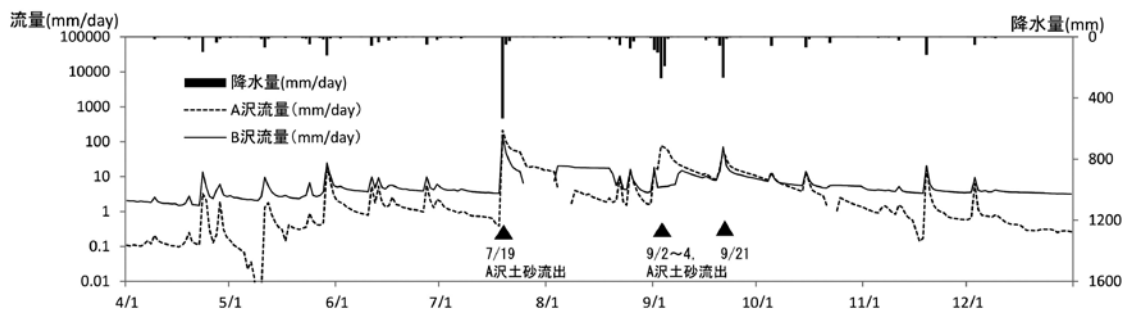


図7 ヌタノ沢における降雨流出概況(平成23年4月～12月)

～4日の流出土砂は、量水堰の水叩き部に高さ1 m程度の山状に堆積し、比較的少量であった。また、流量の推移をみると、最初に土砂流出のあった7月19日以降10月末頃までの間、欠測や異常値が多く、正確な観測に復旧するまで施設の改良等も含めて多くの期間を要した。

2 台風6号、15号による降水量の推移

ヌタノ沢において特に大きな土砂流出のみられた台風6号、台風15号について、大洞沢、貝沢と比較して降水量の推移を整理した。台風6号の影響による総降水量と最大1時間雨量は、ヌタノ沢が最も大きかった(表2)。ヌタノ沢の最大1時間雨量70.5mmは、降雨の初期に記録された(図8)。観測の継続年数の浅いヌタノ沢と貝沢の降水量は、過去との比較ができないが、アメダスの丹沢湖と相模湖のこの時の降水量は、それまでの7月の日降水量の1位を更新する値であったため(横浜地方気象台, 2011)、ヌタノ沢と貝沢もそれぞれこれまでにない規模の降水量であった可能性がある。

台風15号の影響による総降水量は、大洞沢が最

表2 台風6号、15号による総降水量と最大1時間雨量

	台風6号				台風15号			
	総降水量		最大1時間雨量		総降水量		最大1時間雨量	
ヌタノ沢	612.0mm	70.5mm	7/19 6時	6時	332.0mm	47.0mm	9/21 16時	16時
大洞沢	300.5mm	33.0mm	7/19 23時	23時	345.4mm	41.9mm	9/21 15時	15時
貝沢	391.0mm	39.5mm	7/19 17時	17時	238.5mm	28.0mm	9/21 15時	15時

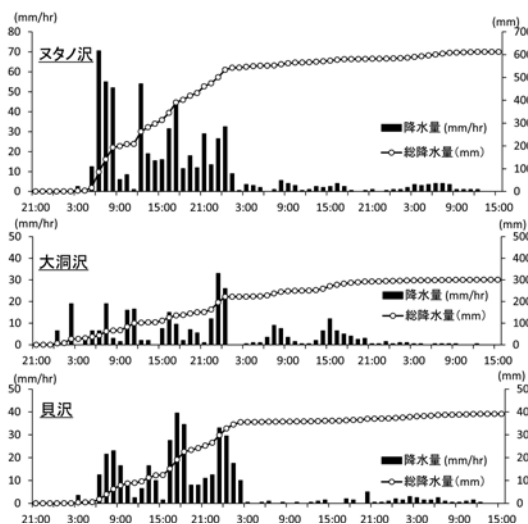


図8 台風6号による降水量の推移
(平成23年7月18日21時～21日15時)

も大きく、最大1時間雨量は、ヌタノ沢が最も大きかった(表2)。ヌタノ沢では、200 mm程度の降雨の後に時間雨量40 mmを超える降雨が3時間続いた(図9)。

3 台風6号、15号による流出土砂量

台風6号および15号の影響による出水後に測定した各試験流域の流出土砂量を図10に示した。流出土砂量を各流域の1 m²あたりの土壌侵食深に換算するとヌタノ沢が最も大きく0.60 mm～0.67 mmであった。一方、ヌタノ沢や大洞沢と比較して、貝沢の流出土砂量は極端に少なかった。

ヌタノ沢のA沢の量水堰では、台風6号の際には、流量の増加により整流板が外れ、8時13分の写真では、すでに水叩き部に土砂がたまっているのが見

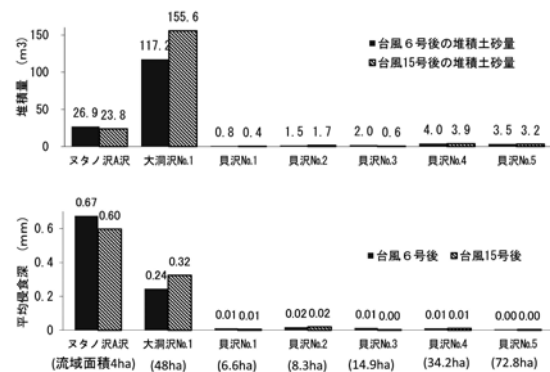


図10 各試験流域の流出土砂量

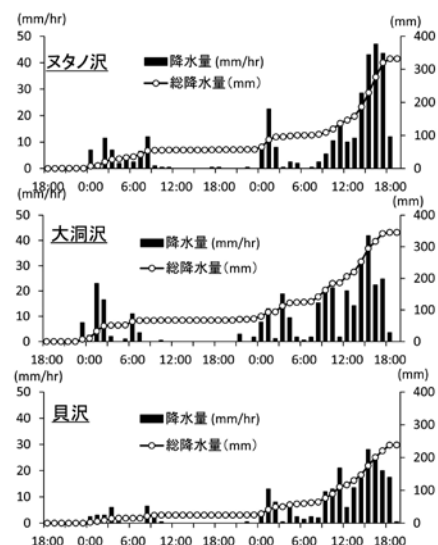


図9 台風15号による降水量の推移
(平成23年9月19日18時～21日18時)

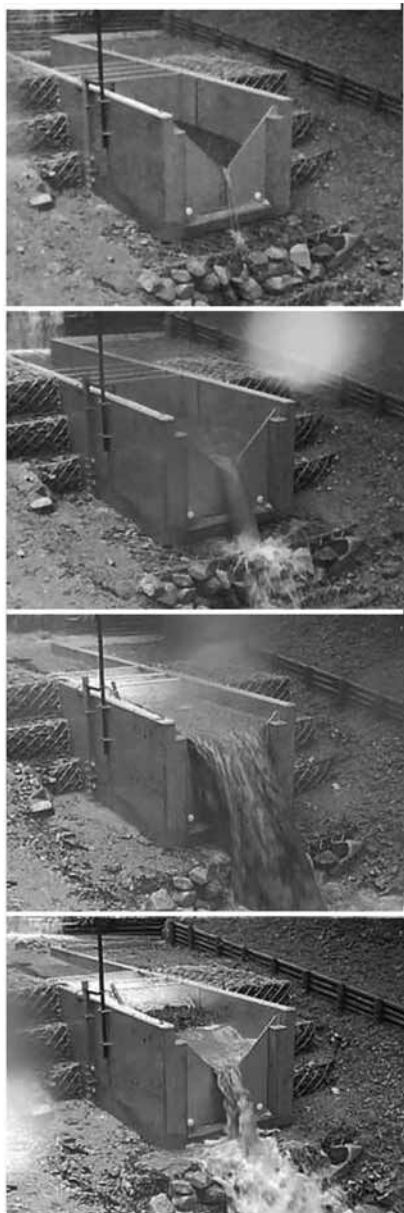


写真4 台風6号の際のヌタノ沢のA沢量水堰の状況
(上から7月19日 5:13、5:33、7:13、8:13)



写真6 台風15号の際のヌタノ沢のA沢量水堰の状況
(9月21日 16:33)



写真7 大洞沢No.1 水文観測地点の量水堰の土砂堆積状況
(平成23年8月8日撮影)



写真5 ヌタノ沢のA沢の量水堰の土砂の堆積状況
(平成23年7月28日撮影)



写真8 貝沢No.1 水文観測地点の量水堰の土砂堆積状況
(平成23年8月5日撮影)

える（写真4）。流入した土砂は、堰板のノッチの付近まで流れ込んでいた（写真5）。台風15号の際には、補強した整流板が外れることはなかったが、ピーク流量時には、整流板より上流側の水位が側壁の高さよりも上昇して量水堰の外側に溢れた（写真6）。大洞沢と貝沢における各量水堰では、台風6号と15号のいずれの際も沈砂池の上流側から土砂の堆積が進み、最終的に量水堰のノッチまでは完全には到達していない状況であった（写真7、8）。

4 流域内の土砂移動状況

ヌタノ沢、大洞沢、貝沢のいずれの流域においても、台風6号、15号の影響による山腹崩壊の発生は無かった。ヌタノ沢、大洞沢では、溪岸のごく小規模な崩壊が流域内に1～2か所見られた。

ヌタノ沢のA沢の上流では、台風6号の後は、V

字谷の箇所を中心に溪床の堆積土砂が流され、それまで見えなかった岩盤が露出した。台風15号の後は、溪岸のごく小規模な崩壊が1か所見られたが、全体的には、溪床の土砂の堆積が若干増えた印象であった。A沢に設置された治山堰堤のうち、最上流に位置する完全には満砂していない平成16年施工の堰堤の湛水域では、平成21年8月と比較して台風6号後、台風15号後ともに上流側から土砂の堆積が進行している様子がみられた（写真9）。

ヌタノ沢のB沢は、台風6号、15号のいずれの際も量水堰に土砂が堆積しなかったが、量水堰の上流側に接続している治山堰堤とその上流にある昭和48年施工の治山堰堤が完全には満砂していないため、上流から流下した土砂が、これらの治山堰堤で捕捉されて流域末端の量水堰まで到達しなかったと考えられた。これらの未満砂の治山堰堤の湛水域の上流側では、風化した石英閃緑岩が砂状に堆積し小規模な河原を形成しており、溪床の土砂の堆積は進行していると考えられた。

V まとめ

ヌタノ沢における流域スケールの土砂生産や土砂流出の特性の把握に先立ち、観測初年度の平成23年の台風6号、15号の影響を中心に土砂流出の概況を調べた。今回明らかになった以下の点を踏まえて、今後のヌタノ沢における観測を改善していきたい。

- ・ヌタノ沢は全面積が7haと小さいが、観測を開始してみると、A沢の流域末端における流出土砂量は想像した以上に多かった。現状では、A沢では流域内で生産された土砂の一部、B沢ではほぼ全部が、流域末端まで流出せずに未満砂の治山堰堤で捕捉されている。このような現状を踏まえて、流域全体の土砂流出の把握に努める必要がある。

- ・台風15号による出水の際には、量水堰の両脇に水があふれてしまい、ピーク流量を正確に計測できなかった。台風6号の際には、整流板が外れ、量水堰の脇を水がまわることはなかったが、水路に堆積した土砂を撤去するまでの間、流量観測ができなかったうえ、計測機器への影響も大きく、正常な観測に復旧するまで長期間を要した。



H21.8.25



H23.7.28(台風6号後)



H23.10.4(台風15号後)

写真9 台風15号の際のヌタノ沢のA沢量水堰の状況

・ヌタノ沢、大洞沢と比較して、シカによる植生への影響がほとんど見られない貝沢では、土砂の流出量が極めて少なかった。しかし、この3か所の試験流域では、林床の被覆状態だけでなく地質や地形の相違もある。今後、ヌタノ沢における植生の回復効果を流域スケールで検証する際にも、貝沢や大洞沢とも土砂流出量を比較していくことで、石英閃緑岩地帯であるヌタノ沢の土砂流出の特性がより明確になると思われる。

今後、ヌタノ沢では、実施流域であるA沢を植生保護柵で囲み、植生回復の効果を検証する計画である。事前のモニタリングでは、現状の林床植生の衰退した状態での流域内の土砂生産の特性と土砂流出量を関連づけて把握していく必要がある。

VI 謝 辞

本研究における各試験流域の流出土砂量の測定は、神奈川県森林組合連合会が受託して実施した。各試験流域における量水堰の浚渫工事は、請け負った各業者により速やかに行われた。ここに記して感謝の意を表します。

VII 引用文献

五味高志・平岡真合乃・坂上賢・ファム ティ クイン アン・内山佳美 (2013) 大洞沢試験流域における林床植生の空間分布特性, 神奈川県自然環境保全センター報告, 10 : 59-69
平岡真合乃・五味高志・小田智基・熊倉歩・宮田秀

介・内山佳美 (2013) 大洞沢試験流域における流出土砂量と土砂生産源の季節変動, 神奈川県自然環境保全センター報告, 10 : 71-79
石川芳治・白木克繁・戸田浩人・若原妙子・宮貴大・片岡史子・中田亘・鈴木雅一・内山佳美 (2007) IV 堂平地区の林床植生衰退地での土壌侵食および浸透の実態, 445-458. 丹沢大山自然環境総合調査報告書. 丹沢大山総合調査団編, 794pp, 財団法人平岡環境科学研究所, 相模原市.
小田智基・鈴木雅一・内山佳美 (2013) 東丹沢大洞沢試験流域における水収支・流出特性ー地下部における水移動の影響ー, 神奈川県自然環境保全センター報告, 10 : 47-52
内山佳美・山根正伸・横山尚秀・山中慶久 (2013) 神奈川県における水源環境保全・再生施策の検証手法とその実施状況, 神奈川県自然環境保全センター報告, 10 : 1-12
矢部和弘・中嶋伸行・西尾邦彦 (2000) 東丹沢大洞沢における流出土砂量推算式の検討. 東京農大農学集報, 45(3) : 217-225.
山根正伸 (2010) 神奈川県におけるニホンジカ保護管理の新展開 日本鹿研究 創刊号 2-8
横浜地方气象台 (2011) 平成23年7月台風6号に関する神奈川県気象速報. 横浜地方气象台, 1-14
横山尚秀・内山佳美・佐藤壮・山根正伸 (2013) 試験流域の水文地質等の流域特性, 神奈川県自然環境保全センター報告, 10 : 203-214