

技術報告

川上演習林における水文観測 — 2011-2012年の観測結果 —

脇山義史^{1*}・山中 勤¹

¹ 筑波大学陸域環境研究センター
305-8577 茨城県つくば市天王台1-1-1

要 旨

川上演習林の鞍骨・堀内北沢の2流域において、2011年9月1日から2012年8月31日まで水文観測を行った。観測結果から、流量観測方法について以下のことがわかった。1) 直角三角堰の公式を用いて水位を流量に変換できること、2) 屋外用作業灯3機で冬季の観測が可能であること、3) 冬季には水位計に異常値が記録される可能性があること。年間積算降水量は1642mmに対して、流出高は鞍骨流域で1163mm（流出係数0.71）であり、堀内北沢流域で928mm（流出係数0.57）であった。月別に見ると、両流域とも4、5月に降水量に比して流出高が大きく、冬季の降水が流出に寄与していることが示唆された。鞍骨流域と堀内北沢流域を比較したところ、鞍骨流域では堀内北沢流域に比べて直接流出が発生しやすいことがわかった。1986年と2012年の堀内北沢流域の水流出の比較したところ、2012年には融雪に起因すると思われる流出ピークが早く、近年の冬季降水流出の早期化が示唆された。

キーワード：川上演習林、水位流量曲線、水収支流況曲線、気候変動

緒 言

気候変動による水循環への影響の解明を目的として、一級河川における水流出パターンの長期的な変化(Yamanakaら2012)、ダムの水位データの長期変動(Shinoharaら2009)、流域スケールでの将来予測(佐藤ら2009)など数km²を超える空間スケールを対象とした定量的な評価が行われている。こうした研究によって得られた知見を検証するためにも、源流域などを利用して時間分解能の高い観測に基づく定量的な評価も必要であると考えられる。

川上演習林内には鞍骨流域、堀内北沢流域の2流域が設定されており、それぞれの流域特性に応じた水文観測が行われてきた。鞍骨流域では十数年来、階段状河床地形の形成に関する研究が行われてきた(眞板1996; 秋山ら2001;

中村ら2008)。堀内北沢流域では、源流域における水文プロセスの解明を目的とした研究が多数行われてきた(辻村ら1991; Tanaka and Tsujimura 1999; Kasdiら2005)。これらの研究は、日単位または1時間単位程度の高い時間分解能での観測に基づいており、それによって詳細な地形プロセス、水文プロセスの知見が蓄積している。川上演習林における観測を継続的に行うことで、気候変動に関する既往研究に対する検証のためのデータ、あるいは大きなスケールでは感知できない環境変動に関する知見を得ることができると考えられる。

本稿では、川上演習林を対象とした2011年9月1日から2012年8月31日までの1年間の観測結果を報告する。本稿では、今後の研究計画立案に資するため、通常の研究論文では取り扱いにくい観測方法のより詳細な記述や観測結果

*連絡者：脇山義史 陸域環境研究センター
305-8577 茨城県つくば市天王台1-1-1
電話：029-853-2533 E-mail：wakiyama@suiiri.tsukuba.ac.jp

の検証などに比較的多くの紙面を割いた。合わせて、現地における既往研究ではあまり触れられなかった、1水年での水収支、鞍骨流域・堀内北沢流域の流出応答の相違について、速報的に記述を行った。さらに、気候変動による水循環の影響とその要因について予察するため、堀内北沢流域における過去の水流出データと本研究で得られたデータの比較を行った。

調査方法

調査対象は川上演習林内の鞍骨流域と堀内北沢流域の2流域である(図1)。川上演習林はハヶ岳連峰の南東、千曲川の源流に位置する。面積は190haであり、標高は1350mから1790mの範囲にある。比較的高標高域に位置していることは川上演習林のひとつの特徴であり、全国大学演習林協議会の水文データベースに対象流域として記載されている中では、東京大学が保有する秩父演習林について2番目に高い地点に位置している(http://forester.uf.a.u-tokyo.ac.jp/~kuraji/univ_for_exp_list.html)。地質は新第三紀火山岩類を基岩としており、土壌は褐

色森林土が発達している。内陸性の冷涼寡雨・寒冷少雪な気候条件下にあり、林内にある総合気象の観測データによれば、2001年から2011年の期間のうち、欠測のなかった年の年間降水量は1062~1810mmであり、年平均気温は6.5~7.4℃である。年間で気温が最低となる1月または2月には、月間平均値は-7.1~-3.6℃である。冬季には低温かつ少雪のため、土壤凍結が観測される(内田ら 1992; 濱田・田中 2010)。濱田・田中(2010)の1996年から2003年までの7年間の観測結果によれば、年最大積雪深は0cmから70cm程度、年最大土壤凍結深は数cmから20cm程度である。

鞍骨流域は、流域面積38.8ha、標高1440~1786mの範囲にある。標高1550m地点から上流域は急峻な地形を示し、それより下流は緩やかで堆積土層が厚い(中村ら 2008)。堀内北沢流域は、流域面積14.4ha、標高は1500~1680mの範囲にある。植生はミズナラを主体とした落葉広葉樹林とカラマツの植栽林からなり、林床にはミヤコザサが密に繁茂している(辻村ら 1991)。両流域には流域末端に、Vノッチ型直角三角堰が設置されており、量水堰近傍の観測

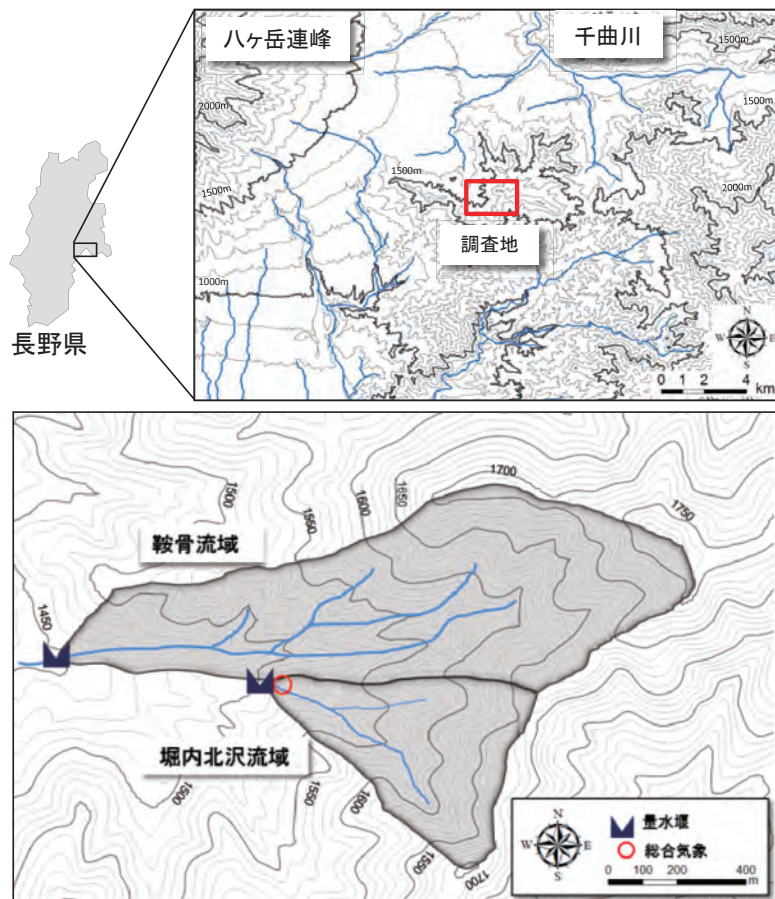


図1 川上演習林の位置図と鞍骨流域と堀内北沢流域の地形図

小屋には商用電源が付設され、電力が供給されている。

水流出の観測は各流域下端に設置された量水堰を利用して行った。データロガー付き静電容量式水位計 (TruTrack社製、SE-TR/WT500) を量水堰の水位観測箇所に設置し、水位 (mm) を10分間隔で記録した。冬季には堰の結氷が予想されたため、商用電源を利用して、2011年12月から2012年4月の期間、屋外用作業灯 (HATAYA製 RY-200型 110V 200W) を設置して、流出口と水位観測箇所を照射・加温することで結氷を予防した。この屋外用作業灯への送電には、防雨型延長コードを使用し、コードを固定して極力水濡れを予防した。降水量データは、筑波大学農林技術センターが管理する川上演習林内の総合気象観測地点 (総合気象) で観測されたデータを用いた。量水堰の検定のため、両流域において容積法で流量の実測を行った。ストップウォッチで時間を計測しながら、堰の流出口から出てくる水を70Lポリバケツで水を受け、その水の量を計量した。ポリバケツに入った水の量を計測時間で除することによって、流量の実測値とした。

結果および考察

1 水位－流量曲線

図2に流量観測による越流水深と流量の関係を既往研究で使用された水位－流量曲線とともに示した。鞍骨流域では中村ら (2008)、堀内

北沢流域では田中ら (1988) によって、下記の沼知・黒川・淵沢の式 (土木学会1974) による直角三角堰の公式が使用されており、本研究でもこの式を採用した。

$$Q = 0.01 C h^{5/2} \quad (1)$$

$$C = 1.354 + \frac{0.004}{h} + \left(0.14 + \frac{0.2}{\sqrt{D}} \right) \left(\frac{h}{B} - 0.09 \right)^2 \quad (2)$$

ここで Q は流量 (l/sec)、 h は越流水深 (m)、 C は流出係数、 B は堰の幅 (m)、 D は堰底面よりVノッチ底までの高さ (m) である。鞍骨流域では D 、 B としてそれぞれ0.245、2.5mを用いた。中村ら (2008) では D は0.25mと記載されていたが、実測したところ0.245mであったため、 $D=0.245$ を採用した。堀内北沢流域では、田中ら (1988) に従って、 D 、 B として、それぞれ0.338、1.4mを用いた。

(1)、(2) 式によって得られる計算値 Q_{Cal} (l/sec) を説明変数として、容積法によって得られた実測値 Q_{Mes} (l/sec) との関係を切片0の回帰直線として表すと、以下の式が得られた。

$$\text{鞍骨流域: } Q_{Mes} = 1.07 Q_{Cal} \quad (r^2 = 0.989, n = 8) \quad (3)$$

$$\text{堀内北沢流域: } Q_{Mes} = 1.07 Q_{Cal} \quad (r^2 = 0.995, n = 8) \quad (4)$$

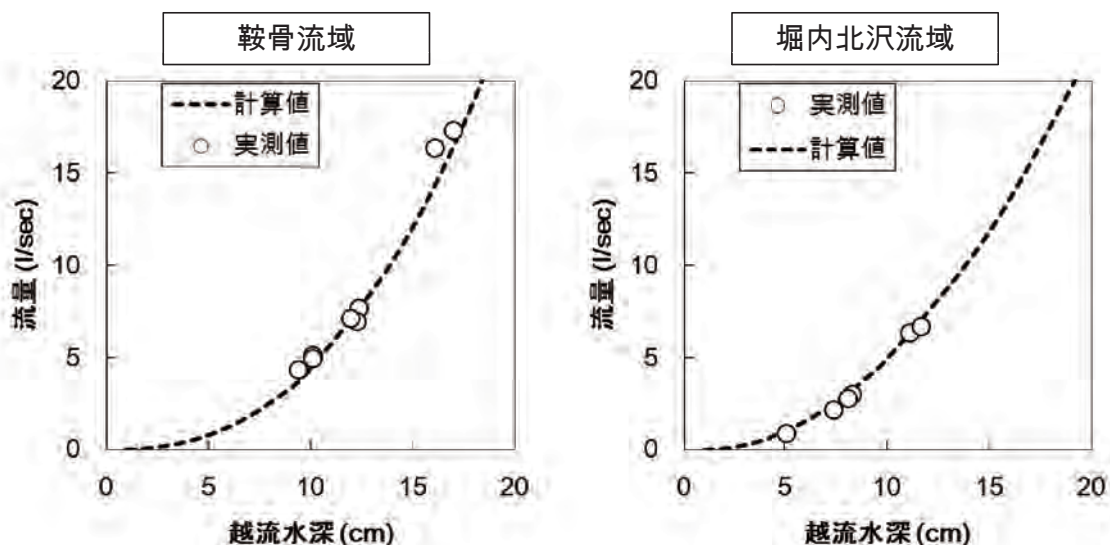


図2 鞍骨流域、堀内北沢流域の量水堰における越流水位と流量の関係
横軸は越流水深を示している。白丸が実測流量、破線が(1)、(2)式によって得られる水位流量曲線を示している。

いずれの流域においても、決定係数は高い値を示すものの、直線回帰式の傾きは1.07であり、計算式では流量が過小評価される結果となった。この理由としては、高水時の流量観測において実測値に誤差が生じた可能性が考えられる。例えば、鞍骨流域では水位が高かった6月28日と7月29日に流量観測を行ったが、70Lポリバケツでは容量が小さく、計測時間も最大で2.12秒と短く、十分な計測時間が確保できたかについては疑問が残る。今後、高水位時に容量の大きな容器を用いて流量を測定するなどして、検証を行う必要があるだろう。ただし、いずれの流域でも、実測値が計算値を上回っていることから、堰の劣化による漏水は顕著ではないと考えられる。以上のことから、本稿では、(1)、(2)式を用いて、観測水位を流量に変換することとした。さらに得られた流量は流域間の比較を容易とするため、それぞれの流域の流域面積で除して、流出高 (mm) に変換した。

2 データおよび観測方法の検証

図3に総合気象における日降水量と鞍骨流域、堀内北沢流域における日流出高の時系列変化を示す。図中に示すように、欠測扱いとした期間がある。これらの時間変動や傾向を示す前に、まずこれらの欠測値について多少の説明を加え、観測に際しての留意点を示す。

まず、9月には高強度の降水イベントにより、9月1日から5日にかけて台風12号にもなっており、積算で216.5mmの降水が観測され、堰内での土砂の堆積が見られた。図4は、降水イベント後の9月6日に両流域の量水堰において撮影された写真である。両流域とも堰が満砂しており、Vノッチの下端近くまで土砂が堆積していた。また、鞍骨流域の堰では土砂の堆積により、落とし板の下に通水部分が閉塞していた。堀内北沢流域の堰では落とし板が外れていた。

土砂の堆積をうけて、10月23日に鞍骨流域、

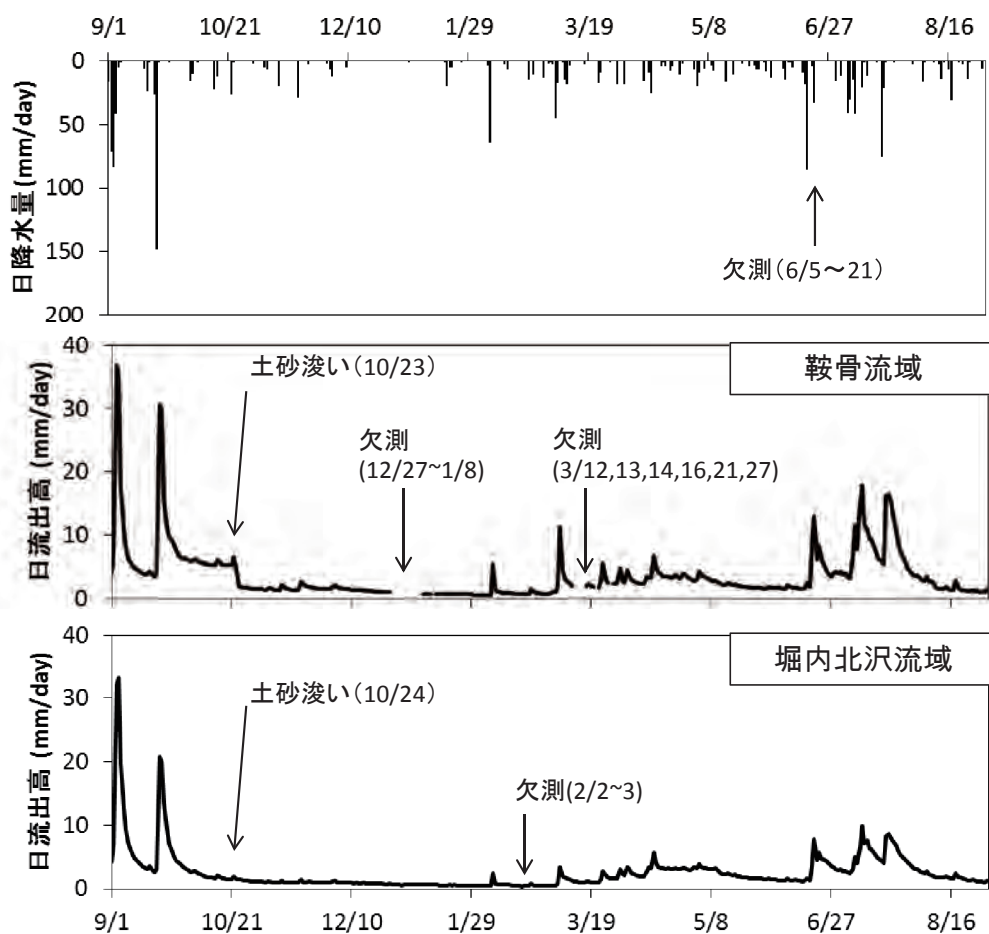


図3 日降水量 (a) と鞍骨流域、と堀内北沢流域における日流出高の時系列変化
鞍骨流域では12月27日から1月8日、1月13日、3月12、13、14、16、21、27日、堀内北沢流域では2月2、3、4日に水位に異常値が観測され欠測とした。降水量は6月5日から21日にかけて、川上演習林の総合気象の観測停止にともなう欠測が見られたため、(5)式によって補完した。

10月24日に堀内北沢流域の堰の土砂浚いを行ったところ、図3に見られるように鞍骨流域においては水位の低下が見られた。一方で、堀内北沢流域においては、土砂浚いの前後で水位の変化は見られなかった。

両流域における土砂堆積の影響の違いが何に起因するものか検討するため、土砂浚いの前後



図4 9月6日に撮影した量水堰と水位観測点入口の落とし板の様子
上段が鞍骨流域、下段が堀内北沢流域の写真であり、それぞれ、左が満砂した堰の様子、右が水位観測点入口の落とし板の様子を示している。両流域とも堰が満砂しているが、鞍骨流域の堰では土砂の堆積により、落とし板の下を通水部分が閉塞していた。堀内北沢流域の堰では落とし板が外れていた。

のハイドログラフを確認した(図5)。土砂浚いを行う前日に降水が観測され、両流域とも複数の流出ピークが見られる。堀内北沢流域ではそれぞれ流量増加速やかに通減しているのに対して、鞍骨流域では階段状に上昇し通減も比較的緩やかである。また、土砂浚い前の無降雨期間には、通減は見られず、土砂浚い後には通減が見られるようになった。これに対しては、堀内北沢流域では土砂浚い前の無降雨期間にわずかながら通減が見られた。

これらの結果から、鞍骨流域では水位観測点周辺の土砂堆積によって越流水深が過大評価されたことが考えられる。越流水深が過大評価された原因としてはいくつか考えられるが、ひとつの可能性として、水位観測点周辺で水のプールが形成されていたことが考えられる。前述したように、落とし板の下を通水部分が土砂堆積によって閉塞していた。このため、堰の本流の部分と水位観測点との水交換が阻害され、水位観測点内に排水されない水が高い水位を保ったままプールとして残ったことが考えられる。

降水時には越流水深の上昇が見られたが、この際には、落とし板の隙間から水位観測点に水が流入したと考えられる。鞍骨流域の落とし板は複数の木製の板から成っており、それぞれの板の間には数mmの隙間があり、水の流入は可能である。逆に通減時には主に落とし板の隙間からのみ排水されるため、水位が高止まりするか、排水されたとしても緩やかになり、水位が

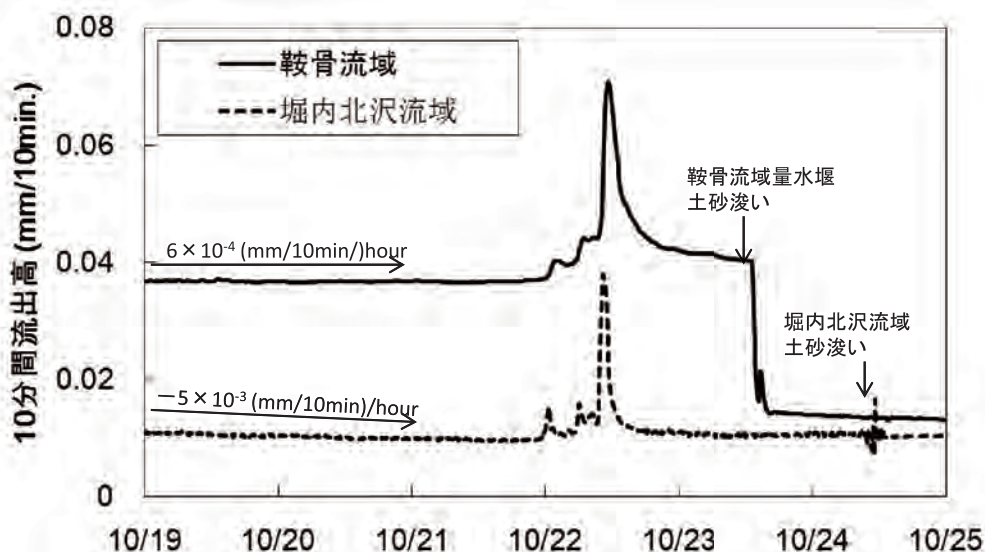


図5 10月19日から10月25日の鞍骨流域・堀内北沢流域における10分間流出高の時系列変化
土砂浚いは、鞍骨流域では10月23日13時頃から4時間程度、堀内北沢流域では10月24日9時頃から3時間程度から行った。10月17日0時から10月22日0時までの10分間流出高の変化割合は、鞍骨流域で 6×10^{-4} mm/10min/hour、堀内北沢流域で -5×10^{-3} mm/10min/hourであった。

高く保たれたと考えられる。このようなプールが形成された可能性のほかには、堆積した土砂が水位計に接触しており、その高さが水位として観測され続けた可能性も考えられる。いずれにせよ原因を明確に示すことは難しいが、今後の対策として、落とし板に複数の穴をあけるなどして土砂堆積時であっても、通水を確保する工夫が必要であろう。

一方で、堀内北沢流域では土砂浚い後にもほとんど流出高は変化しておらず、土砂堆積の影響を受けなかったと考えられる。堀内北沢流域では、水位観測点周辺に著しい土砂の堆積は見られず、流出口の水位と同じ水位が観測されていることが目視でも確認された。では、水位が観測されていれば流量観測には問題ないのか？これを確かめるために (2) 式における D の値が土砂堆積によって低下したことを仮定して、両流域とも (2) 式に $D=0.01$ を代入して流量を求めた。その結果、通常の状態（鞍骨流域で $D=0.245$ 、堀内北沢流域で $D=0.334$ ）での流量と比較した場合、 $D=0.01$ の時には流量を最大でも 1 % 上回る程度であった。これらのことから、土砂堆積が著しい場合でも、水位が正確に計測されている限り、計算上は流量および流出高には大きな誤差は生じないと言える。

冬季の観測に際して、12月4日から流出口に屋外用作業灯を1機設置したが、12月下旬から1月上旬にかけて流出口および水観測箇所に結氷が見られた。鞍骨流域では結氷が見られた12月27日から1月8日にかけて異常に低い水位が記録されていたため、この期間は欠測とみなした。これを受けて、流出口の屋外用作業灯を1機増設して2機とした（図6）。水位観測地点の屋外用作業灯を水位観測点の落とし板に取り付けることで、より近くから照射できるように位置替えを行った。これ以降、流出口と水位観測点の結氷は見られなかった。その後、堰の結氷が見られた3月2日に両流域で流量観測を行ったが、計算値と実測値の間に大きな差はなかった。2月7日には降雨によると考えられる急激な流量の増加が観測され、1日のうちに越流水深が20cm上昇していた。この後、2月15日に現地を訪れた際は、屋外用作業灯は消灯しておらず、またガードの部分にリターが付着していた。このことから、流量増加によって作業灯が浸水したが、作業灯は動作していたと考えられた。したがって、冬季に観測されるような短時間の浸水であれば漏電・消灯することな



図6 冬季の量水堰の様子

（鞍骨流域量水堰：2012年2月15日撮影）

12月下旬から3月下旬にかけて堰の結氷が見られたため、流出口に2機（12月4日から1月13日までは1機）の屋外用作業灯を設置し、照射・加温した（左上）。水位測定点も屋外用作業灯で設置し、照射・加温した（右上）。流出口の様子（左下）、ガードに付着したリター（右下）。

く、問題なく観測に使用できると考えられる。これらのことから、屋外用作業灯3機を使用して照射・加温をすることにより、流出口と水位観測点の結氷の防止し、適正に観測ができると考えられる。

しかし、冬季には堰の結氷に由来しない欠測も見られた。鞍骨流域では1月13日、3月12、13、14、16、21、27日、堀内北沢流域では2月2、3、4日に水位の測定値が異常に低かったり、降水や融雪による水流出が考えにくい状態で不安定な変動が見られたりした。欠測が見られた日の平均気温はいずれも氷点下であったことから、欠測の原因として低温に起因する水位計の出力の低下が考えられた。この点については、原因が明らかではないが、可能であれば、複数の水位計を設置するなどの対策が必要であると考えられる。

6月5日から21日までの期間中には川上演習林内での総合気象での観測が停止し、データが得られていなかった。この欠測を補足するため、川上演習林に直近のアメダス野辺山のデータを活用した。6月中の欠測期間中におけるアメダス野辺山の1時間降水量 R_{Nobe} と川上総合気象の1時間降水量 R_{kawa} との間で以下の回帰式が得られた。

$$R_{kawa} = 0.9184 \times R_{Nobe} \quad (r^2 = 0.728, n = 333) \quad (5)$$

決定係数としては低い、相関自体は有意であるため、(5)式を用いて6月の降水量の欠測値を補完することとした。

3 水流出の時間変動

本節では、前節と同様に図3を用いて時間変動パターンについて記述する。9月1日から5日にかけて台風12号にともなって、積算で216.5mmの降水が観測された。この期間で、鞍骨流域では年間最大日流出高36mm/dayが観測され、積算で111mmの流出高が観測された。同様に堀内北沢流域では年間最大日流出高33mm/dayが観測され、積算で109mmの流出高が観測された。同様に9月20日から23日にかけて台風15号にともなって、両流域において流出高が大きかった。台風以降12月初旬までは大きな降水イベントはなく、急激な水流出は

観測されず、冬季に向かって流出量が減少し続けた。12月下旬から1月にかけて降水量は少なく、この間に水流出量は最低の値を示した。1月は下旬から降水が観測されていたが、流出ピークは見られなかったことから、1月の降水はほとんどが積雪として保存されたと考えられる。2月以降は降水と同時に流出ピークが見られたことから、融雪もしくは降雨にともなう水流出が起こったと考えられた。3月以降はとくに流出ピークが顕著となり、ピーク発生後に流出高の逡減が明瞭ではなく、流出ピークごとに流出高全体が上昇する傾向が見られた。4月から5月にかけては、流量ピークは明瞭ではないものの、水流出量が全体的に高い値を示した。

4 年間水収支

表1に月別の積算降水量、各流域の積算流出

表1 月別の降水量と鞍骨流域、堀内北沢流域における流出量および流出係数

月	降水量 (mm)	鞍骨流域		堀内北沢流域	
		流出高 (mm)	流出係数 ^{*1}	流出高 (mm)	流出係数 ^{*1}
9	421	264 ^{*2}	0.63	265	0.63
10	87	66	0.76	59	0.68
11	60	48	0.80	32	0.53
12	25	39 ^{*3}	1.60	27	1.10
1	31	22 ^{*3}	0.71	19	0.60
2	113	27	0.24	18 ^{*4}	0.16
3	147	80 ^{*5}	0.55	44	0.30
4	98	103	1.10	91	0.92
5	97	74	0.76	74	0.76
6	186 ^{*6}	101	0.54	77	0.42
7	283	243	0.86	165	0.58
8	97	56	0.58	58	0.60
合計	1642	1163	0.71	928	0.57

*1 流出係数は流出高を降水量で除して求めた。

*2 9月4日から10月23日までを欠測期間とし、9月1日から10月31日の欠測期間以外の期間について鞍骨流域の1時間流出高を従属変数、堀内北沢流域の1時間流出高を説明変数とする回帰式を求め、その式に堀内北沢流域の1時間流出高を代入して、鞍骨流域の1時間流出高を算出・補完した。

*3 *2の方法で補完。12月28日から1月8日が欠測期間。12月1日から1月31日のデータを回帰式作成に用いた。

*4 2月2日から4日にかけて欠測が見られたため、2月1日と2月5日の平均値をこの期間の流出高として、代入した。

*5 *2の方法で補完。3月12, 13, 14, 16, 21, 27日のうちそれぞれ数時間欠測していた。3月1日から3月31日のデータを回帰式作成に用いた。

*6 6月5日から21日にかけて、総合気象の観測システムが停止したため、この期間の降水量は、アメダス野辺山の1時間降水量と総合気象の1時間降水量との回帰式(5)式によって求められる値を代入した。

高および流出係数を示した。欠測が多かった鞍骨流域については、各欠測期間の前後の期間について、堀内北沢流域の1時間流出高を説明変数とする回帰式を求め、その式を用いて欠測期間中のデータを補完した。年間の降水量は1642.3mmであり、流出量は堀内北沢流域で928mm、鞍骨流域で1163mmであった。月別に見た場合、全体的に鞍骨流域で流出量が多いが、両流域で変動パターンはほぼ同じであった。台風が通過した9月に降水量は最大、次いで7月、6月の順であり、暖候期に降水量が多い。降雪が見られた12月から3月のうち、12月、1月には降水が少なく、2月、3月に多かった。

流出高は降水量が大きいほど大きくなる傾向が見られ、流出係数は0.4から寒候期には両流域とも2月に最3月に最も大きく、次いで2月に大きかった。流出高は、夏季には降水の多い月に大きくなる傾向が見られるが、12月から2月にかけては降水量に関わらず流出量が小さく、4月、5月に降水量に比べて流出量が大きくなる。

流出に関しては、4月、5月に高い流出係数が見られている。4月上旬には現地に積雪がほとんど見られなかったことから、このことから堀内北沢流域では冬季に涵養された降水が4月、5月に時間をかけて緩やかに流出したと考えられる。

流出係数について既往研究と比較すると、鈴木(1988)における温暖寡雨な竜の口試験流域では、流出係数は0.37と低い値を示した。一方、金子ら(2010)による積雪地森林流域における年間の流出係数は0.6~0.8の値を示している。これらの値と比較すると、本研究における流出係数0.71と0.57はこれらの中間の値であった。

5 流況曲線

図7に、鞍骨流域、堀内北沢流域における流況曲線を示した。流況曲線作成にあたっては、各流域の地域性や気象条件に考慮して水年開始日時を決定するが、今回はデータ不足のため、便宜的に観測開始日の9月1日を水年開始日とした。鞍骨流域では、最大流量は36.9mm/day、豊水流量は3.23mm/day、平水流量は1.86mm/day、低水流量は1.34mm/day、渇水流量は0.633mm/dayであった。堀内北沢流域では、最大流量は33.2mm/dayであり、豊水流量は3.09mm/day、平水流量は1.59mm/day、低水流量は0.972mm/day

day、渇水流量は0.484mm/dayであった。

流況曲線の形状や各指標となる日流量について、地形・地質・土壌・植生・降水量などの影響について様々な形で検討が行われており(地頭蘭・竹下1987;1988;李1991;真板ら2008)、とりわけ地質が重要な因子であることが指摘されている(地頭蘭・竹下1987;1988;真板・鈴木2008)、地質に基づいて日本全国の流域を分類し、流況曲線を評価した地頭蘭・竹下(1987)では、第三紀火山岩類の地質で年間降水量1500mm程度の流域では平均的に豊水流量3.0mm/day、渇水流量0.7mm/day得られることを示している。これらの値を比較すると、本研究における両流域の結果も概ね一致している。

降水量によっても流況曲線の形状や指標となる各日流出高は変動する(劉ら2008)。さらに、流況曲線については水年開始日の検討が必要である(稲葉ら2007)。前節の水収支と合わせて、流域特性をより正確に把握するためには、通年観測の継続が必要であろう。

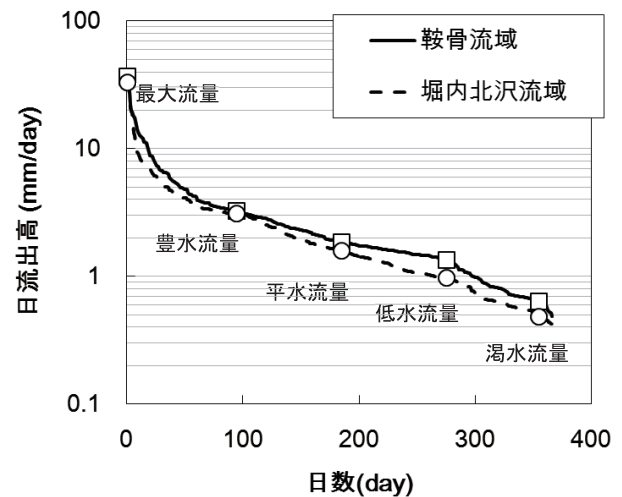


図7 鞍骨流域および堀内北沢流域における流況曲線
水年開始日は観測開始の9月1日とした。2012年はうるう年であるため、横軸の最大値は366日である。鞍骨流域では、最大流量は36.9mm/dayであり、豊水流量(95日流量)は3.23mm/day、平水流量(185日流量)は1.86mm/day、低水流量(275日流量)は1.34mm/day、渇水流量(355日流量)は0.633mm/dayであった。堀内北沢流域では、最大流量は33.2mm/day、豊水流量は3.09mm/day、平水流量は1.59mm/day、低水流量は0.972mm/day、渇水流量は0.484mm/dayであった。

6 鞍骨流域・堀内北沢流域における流出応答の比較

図8に鞍骨・堀内北沢流域におけるイベント降水量と直接流出の比較を行った。直接流出を評価するにあたって、Hewlett and Hibbert (1967) に従ってQuick flowとDelayed flowの

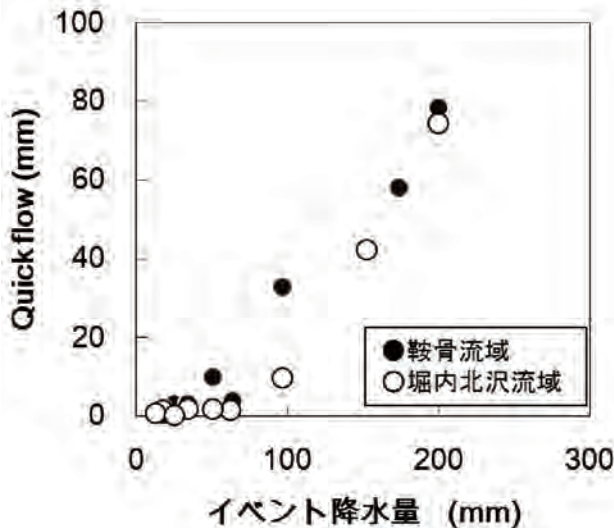


図8 鞍骨流域と堀内北沢流域におけるQuick flowとイベント降水量の関係の比較

Quick FlowはHewlett and Hibbert (1967) に基づき、降水イベント中にDelayed flowが一定割合で上昇することを仮定し、各時間の流出量からDelayed flowを差し引いた値をQuick flowとした。イベント降水量は、降水開始から、流出のピーク後の通減時にDelayed flowが流出量を上回る時間までの間の積算降水量とした。

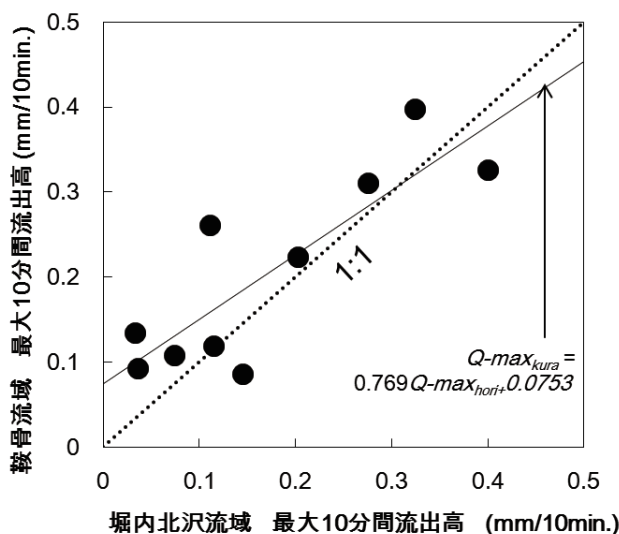


図9 鞍骨流域と堀内北沢流域における最大10分間流出高の関係

図中の実線は直線回帰式（6式）、破線は1対1の線を示している。

分離を行った。降水イベント中にDelayed flowが一定割合で増加することを仮定し、各時間の流出量からDelayed flowを差し引いた値がQuick flowとなる。両流域とも、イベント降水量が少ない場合は、Quick flowも少ないが、ある閾値を超えるとQuick flowが増大する傾向が見られる。流域ごとに見ると、鞍骨流域では50mm程度、堀内北沢流域では100mm程度で急激に直接流出量が増加する傾向が見られる。このことから鞍骨流域の方が、より少ない雨で直接流出が発生しやすいことが示唆される。

図9に、鞍骨流域と堀内北沢流域において同じ降水イベント内に観測された最大10分間流出高を比較した。両流域における最大10分間流出高の間の関係は下記の直線回帰式によってあらわされる。

$$Q\text{-Max}_{Kura} = 0.769 Q\text{-Max}_{Hori} + 0.0753$$

$$(r^2 = 0.710, n = 10) \quad (6)$$

ここで、 $Q\text{-Max}_{Kura}$ は鞍骨流域における降水イベント時の最大10分間流出高 (mm/10min.)、 $Q\text{-Max}_{Hori}$ は堀内北沢流域における降水イベント時の最大10分間流出高 (mm/10min.) である。10分間最大流出高が0.3mm/10min.程度の降水イベントであれば、鞍骨流域で流出ピークが高くなる傾向にある。また、図中の点の分布を見ると、基本的には1対1の線に沿って分布しているものの、10点中8点は1対1の線より上に分布している。各天における鞍骨流域と堀内北沢流域における最大10分間流出高の比 ($Q\text{-Max}_{Kura} / Q\text{-Max}_{Hori}$) を平均すると1.62であり、同じ降水イベントでは鞍骨流域で流出ピークが高くなることを示唆している。図8、図9の結果を総合すると、鞍骨流域では堀内北沢流域に比べて、より速やかな流出応答を示すことがわかる。

7 1986年と2012年の堀内北沢流域における水流出の比較

表1に示されたように、4、5月には冬季降水が流出に寄与することが示唆された。冬季降水の挙動を把握することは、気候変動の影響を考える上で重要な課題である。堀内北沢流域では田中ら (1988) によって1986年の日流量の数値データが示されており、本研究とも比較が可能である。そこで、1986年と2012年の3月下旬から5月末までの流出高の比較を試みた

(図10)。気象データは1986年には川上演習林における気象データがないため、両年ともアメダス野辺山の降水量、日平均気温を比較した。まず流出高を見ると、最大値は1986年では4月28日、2012年では4月14日に観測されており、2012年で流出ピークが早い。流出ピークだけでなく、期間全体を見ると、2012年では流出高の増加と減少のタイミングが1986年に比べて、1週間から10日ほど早い。このことから、融雪の時期が早期化している可能性も考えられる。

しかし、この期間では両年に日平均気温違いはほとんど見られない。しかし、降水量に関しては、1986年では3月下旬から4月上旬にかけての降水量が少ないのに対して、2012年では4月上旬に20mmを超える降水が3回観測されているというように違いが見られる。データがないため想像の域を出ないが、2012年には融雪期に降雨が発生することで融雪が促進された可能性が考えられる。

融雪の時期やその規模は融雪期前のどれだけ

雪が残っているかによって規定されることを考えると、厳冬期からの積雪水当量の追跡も重要であろう。Yamanakaら (2012) は中部山岳地域内の一級河川の流量データと気象データとの関係性を調べ、1月の気温が高いほど、融雪による流出ピークが表れる日が早いことを示した。彼らの解析では、川上演習林が位置する千曲川水系では1月の気温と流出ピークの時期に明瞭な関係性は見られなかったものの、冬季降水の流出ピークの時期の変化を考える上で有効な指標となると考えられる。そこで、1月のアメダス野辺山での日平均気温を比較すると、1986年では -7.0°C 、2012年では -6.7°C と2012年で高い。このことはYamanakaら (2012) の結果と符合するように思われる。気候変動の影響を鑑み、冬季降水の挙動を把握するためには、前述のように降雨の発生時期に加えて、厳冬期の気象条件を考慮する必要があると考えられる。

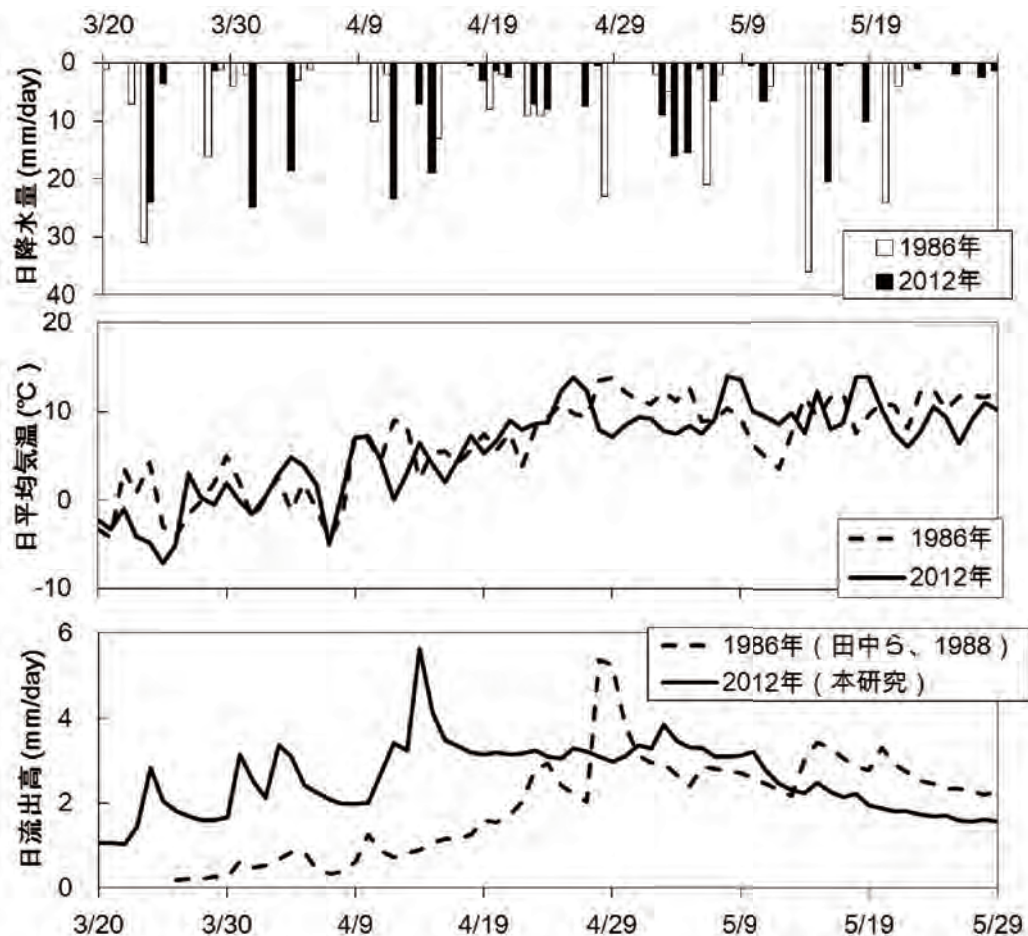


図10 1986年と2012年における降水量、日平均気温、堀内北沢流域における日流出高の時間変動
降水量、日平均気温はいずれの年もアメダス野辺山のデータを用いた。1986年の流出高は田中ら (1988) から引用した。

結 言

川上演習林内の鞍骨流域および堀内北沢流域において、2011年9月1日から2012年8月31日までの1年間、水文観測を行った。その結果、以下の知見を得た。

- (1) 鞍骨流域、堀内北沢流域ともに直角三角堰の公式を使用することで、適正に流量を算定できることが確認された。ただし、鞍骨流域における高水位時の流量については再検証が必要である。
- (2) 台風等の高強度の降水イベント時には堰の土砂堆積が発生し、越流水深の過大評価により流量および流出高が過大評価される場合がある。しかし、土砂が堆積した場合であっても、越流水深が正確に測定されていれば流量および流出高に大きな誤差は生じないと考えられる。冬季には、屋外用作業灯で流出口および水位観測点を照射・加温することによって観測が可能である。ただし、異常値が記録されたため、複数の水位計を設置することが望ましい。
- (3) 年積算降水量1643mmに対して、年間流出量は堀内北沢流域では928mm、鞍骨流域で1163mmであった。月別に降水量・流出高について見ると、4、5月には降水量に比して、流出高が大きく、冬季降水が流出に寄与している可能性が示唆された。今回の結果を既往研究と比較した場合、流出係数や流況曲線も既往研究と同様の値であり、妥当な値と言える。今後、通年観測を継続することにより、水収支の年間差や流況解析に適した水年開始日の検討などが課題として挙げられる。
- (4) 降水イベント時の直接流出および最大10分間流出高を比較したところ、鞍骨流域と堀内北沢流域では、鞍骨流域の方が速やかな流出応答を示すことがわかった。
- (5) 堀内北沢流域では、1986年に比べて2012年には冬季降水の流出が全体的に早かった。この原因は明確ではないが、冬季降水の挙動を把握するためには、降雨の発生時期や厳冬期の気象条件を考慮する必要があると考えられる。

以上のように、本稿ではデータおよび観測方法の検証により観測上の課題を提示した。また、冬季降水の流出の早期化の可能性など、今後の研究を行う上で重要な示唆を得ることがで

きた。本稿で得られた知見を基に、観測方法の改善を図るとともに、提示された研究課題への取り組みが期待される。

謝 辞

本研究は、「中部山岳地域における環境変動の解明から資源再生をめざす大学間連携事業—地球環境再生プログラム—」の一部として実施した。量水堰の利用に際して、田中正筑波大学名誉教授(前職・筑波大学陸域環境研究センター教授)、眞板秀二氏(前職・筑波大学生命環境科学研究科准教授)に有意義なご助言をいただいた。また、堰の土砂浚いや総合気象の気象データの使用に際し、筑波大学農林技術センター技術職員 杉山昌典氏、井波明宏氏にご協力をいただいた。ここに記して謝意を表す。

引用文献

- 秋山智弘、眞板秀二、天田高白(2001) 山地溪流河床におけるstep-poolの構造の解析. 筑波大学農林技術センター演習林報告 17: 53-76.
- 土木学会編(1974) 水理公式集 昭和46年改訂版 255.
- 濱田洋平、田中正(2010) 冬季土壌CO₂濃度の年々変動とそれに及ぼす気象条件の影響. 水文・水資源学会誌 23: 398-407.
- Hewlett JD and Hibbert AR (1967) Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In Sopper, WE. and Lull HW., editor, Forest hydrology, New York: Pergamon Press, 275-290.
- 稲葉誠博、近藤観慈、沼本晋也、林拙郎(2007) 水年開始日の設定が低水・渇水・流況解析に及ぼす影響—竜の口山森林理水試験地の場合—. 日本森林学会誌 89: 412-415.
- 地頭蘭隆、竹下敬司(1987) 山地河川の流況と流域条件との関係解析 II. 流域地質が流況に及ぼす影響. 鹿児島大学農学部演習林報告 15: 15-38.
- 地頭蘭隆、竹下敬司(1988) 山地河川の流況と流域条件との関係解析 III. 流域の地形・地質と流況の関係. 鹿児島大学農学部演習林報告 16: 61-81.
- 金子智紀、武田響一、野口正二、大原偉樹、藤枝基久(2010) 積雪地帯の近接したスギ人工林3小流域における流出特性の比較. 日本森林学会誌 92: 208-216.
- Kasdi S, Tanaka T, Hamada Y and Tsujimura M (2005) Defining hydrological evolution of streamflow through flowpath dynamics in Kawakami headwater catchment, Central Japan. Hydrological Processes 19: 1938-1965.
- 李憲浩(1991) 林相の経年変化が水流出特性に及ぼす影響. 東京大学農学部附属演習林報告 86: 77-178.
- 劉若剛、鈴木雅一、芝野博文、太田猛彦(1998) 山地流域の流況曲線に与える降雨の年々変動の影響. 日

- 本林学会誌 80 : 184-188.
- 真板英一、鈴木雅一 (2008) 森林植生の伐採が山地小流域の流況曲線に与える影響—流況の流域間変動に対する植生要因の大きさの検討—. 日本森林学会誌 90 : 36-45.
- 真板秀二 (1996) Sediment Waveの通過とStep-Pool河床の変形. 砂防学会誌 49 : 21-27.
- 中村和央、真板秀二、宮本邦明 (2008) 山地小流域溪流における階段状河床地形の形成・破壊の実態. 筑波大学農林技術センター演習林報告 24 : 1-36.
- 佐藤嘉展、森英祐、浜口俊雄、田中賢治、小尻利治、中北英一 (2009) 気候変動に対する先行適応のための流域スケールでの洪水および渇水リスク評価. 京都大学防災研究所年報 52 : 537-586.
- Shinohara Y, Kumagai T, Otsuki K, Kume A and Wada N (2009) Impact of climate change on runoff from a mid-latitude mountainous catchment in central Japan. Hydrological Processes 23 : 1418-1429.
- 鈴木雅一 (1988) 山地流域の流出に与える森林の影響評価のための流況解析. 日本林学会誌 70 : 261-268.
- 田中正、黒田吉雄、海上道雄、高山茂美 (1988) 川上演習林堀内北沢流域 (川上試験流域) の水文観測システム. 筑波大学農林技術センター演習林報告 4 : 173-185.
- Tanaka T and Tsujimura M (1999) Integration of tracer techniques and hydrometric approaches in catchment hydrology : research on hydrological processes in the Kawakami experimental basin, central Japan. IAHS publications 258 : 135-141.
- 辻村真貴、田中正、島野安雄 (1991) 川上試験流域における浸潤能と浸潤後の流動経路について. 筑波大学農林技術センター演習林報告 7 : 137-161.
- 内田煌二、真板秀二、伊藤香里、黒田吉雄 (1992) 高海拔山地の南・北斜面の立地環境に関する研究 (I) —林地の土壌凍結と気象・地形条件の関係—. 筑波大学農林技術センター演習林報告 8 : 107-122.
- Yamanaka T, Wakiyama Y and Suzuki K (2012) Is snowmelt runoff timing in the Japanese Alps region shifting toward earlier in the year? Hydrological Research Letters 6 : 87-91.

Hydrological Observation at Kawakami Instruction Forest. — Observation Results in 2011 and 2012. —

Yoshifumi WAKIYAMA^{1*} and Tsutomu YAMANAKA¹

¹ Terrestrial Environment Research Center, University of Tsukuba,
Ten-nodai 1-1-1, Tsukuba, Ibaraki, 305-8577, Japan

Abstract

Hydrological observations, from 1st on September in 2011 to 31st on August in 2012, were conducted at the Kurahone and the Horiuchi-kitasawa watersheds on the Kawakami forest. Based on observation results, following three findings associated with observation methods of discharge were obtained; 1) the calculus equation for triangular-notch weir can be used for converting water height into discharge, 2) use of three outdoor type work lamps ensure winter observations of discharge and 3) water height sensor can log abnormal values assumedly due to low temperature. The annual precipitation amount was 1621 mm and annual total discharge amounts of the Kurahone and the Horiuchi-kitasawa watersheds were 1163 (0.71 of discharge coefficient) mm and 928 mm (0.57 of discharge coefficient), respectively. Also, total discharge amounts in April and May were high relative to precipitation amounts, and it suggested the contribution of winter precipitation to discharge of these months. Comparison between the Kurahone and the Horiuchi-kitasawa watersheds revealed that quicker hydrological responses are found in the Kurahone watershed rather than the Horiuchi-kitasawa watershed. Furthermore, comparisons of discharge between 1986 and 2012 indicated that the discharge peaks of winter precipitation in 2012 was earlier than that in 1986 and it suggested that discharge of winter precipitation is shifting toward earlier in recent years.

Key words: Annual water balance, Discharge duration curve, Discharge-water height curve, Kawakami forest,

*Corresponding Author: Yoshifumi WAKIYAMA Terrestrial Environment Research Center, University of Tsukuba
Ten-nodai 1-1-1, Tsukuba, Ibaraki, 305-8577, Japan
TEL: 029-853-2533 E-mail: wakiyama@suii.tsukuba.ac.jp