

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

白木克繁*、劉若剛***・唐鎌勇****・執印康裕*・太田猛彦*

Water Balance in the Fukuroyamasawa Experimental Watersheds in University Forest in Chiba, The University of Tokyo

Katsushige SHIRAKI*, **, Ruo Gang LIU***, Isamu KARAKAMA****,
Yasuhiro SHUIN* and Takehiko OHTA*

I. はじめに

東京大学農学部附属千葉演習林内に、森林地での水循環、熱収支および物質循環を解明する目的で袋山沢水文試験地が1991年9月に開設された。試験地内の流域末端部付近で二つの支流が合流しており、Y字形の流路網を形成している。それぞれの支流に量水堰が設置され、この隣接した2流域を対象にして、対照流域法により森林の持つ機能を評価する研究が進められている。現段階で数年分の降雨流出が観測され、水収支解析を行うことができたので、袋山沢水文試験地の説明を含め、水収支解析結果を報告する。今回の報告の対象とする水文観測期間は、1993年9月より1996年8月の3年間である。

II. 流域の概況

1. 袋山沢流域の位置、地形図および地質

袋山沢水文試験地は、東京大学農学部附属千葉演習林内、北緯 $35^{\circ}12'$ 東経 $140^{\circ}06'$ に位置する(図-1)。標高は125.5 mから230.2 mで、試験流域全体の面積は2.029 haである。袋山沢流域の地形図を図-2に示す。降水量は、試験地より東へ200 mほど離れた露場で観測されている。地質は飯島ら(1976)の調査により、新第三紀層三浦層群豊岡層に分類されており、基岩は砂岩泥岩互層である。

2. 袋山沢流域の地形的特徴

図-2のように、袋山沢流域全体をC流域(2.029 ha)とし、北側の支流にA流域(0.802 ha)、南側の支流にB流域(1.087 ha)を設定し、それぞれの流域の末端部に量水堰を設置している。表-1

* 東京大学大学院農学生命科学研究科森林科学専攻

Department of Forest Science, Graduate School of Agricultural and Life Sciences, The University of Tokyo.

** 現 東京農工大学農学部

Present address: Faculty of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology.

*** 株式会社ブレック研究所

PRECI Institute Inc.

**** 東京大学農学部附属演習林千葉演習林

University Forest in Chiba, Faculty of Agriculture, The University of Tokyo.

にそれぞれの流域ごとの流域面積、標高、主流の平均勾配、平均土層厚をまとめた。

各流域の主流の平均勾配は、(標高差)/(流域最高点までの主流長)で計算した。この結果各流域の主流の平均勾配は、A 流域 25.5° 、B 流域 23.5° 、C 流域 23.5° であった。C 流域の流路は流域末端部で A、B 二つの流域の支流に分かれるが、ここでは流域最高点が存在する B 流域の支流を主流であると仮定して計算している。また、標高 170 m 以上の流域上部での主流の勾配に注目すると、A 流域 34.4° 、B 流域 37.1° となっており、流域上部の傾斜が急であることが本試験流域の特徴であると言える。

流域内の土層厚の分布は、(株)筑波丸東製、斜面調査用簡易貫入試験機を用いて測定した。ここで土層厚とは、いわゆる水文学的基盤(透水能が非常に小さく、この層以下への雨水の浸透量が流域からの短期的な流出量の変化にほとんど影響を及ぼさないと考えられる層)までの土層の厚さであり、 Nc 値 30 (5 kg のおもりを 50 cm の高さから落とす時の打撃でコーンを貫入させたとき、コーンが 10 cm 進むのに 30 回の打撃を必要とする硬度)を境界とした。試験を行ったほとんどの個所で、土層と基盤との境界は明瞭に区別できた。この簡易貫入試験機を用いて流

表-1 各流域の流域面積、標高、主流の平均勾配及び平均土層厚

Table 1. Watershed area, altitude, average gradient of main stream and mean topsoil depth of each watershed

流域 Watershed	流域面積 Watershed area (ha)	標高 Altitude (m)	主流の平均勾配*1 Average gradient of main stream [degree]	平均土層厚 Mean topsoil depth (m)
A	0.802	129.2~224.5	0.478 [25.5]	2.87
B	1.087	128.4~230.2	0.434 [23.5]	2.22
C	2.029	125.5~230.2	0.434 [23.5]	2.44

*1 (標高差)/(流域最高点までの主流長) で計算

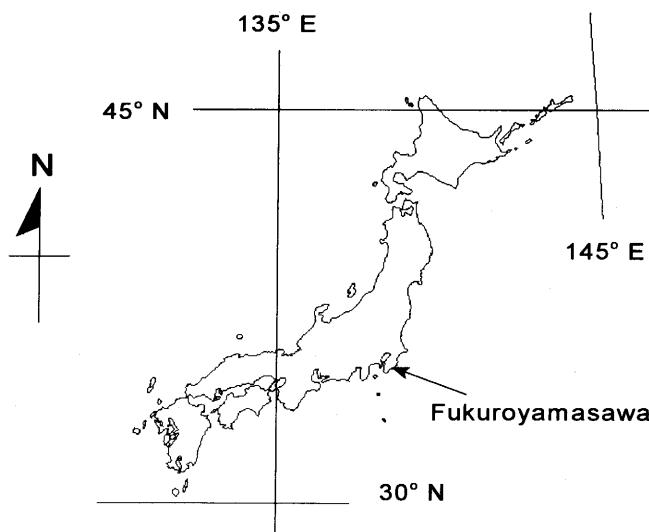


図-1 袋山沢水文試験地の位置

Fig. 1. Location of Fukuroyamasawa experimental watershed.

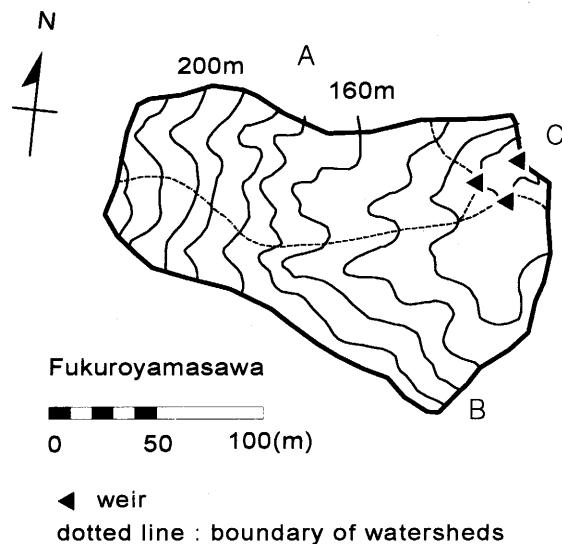


図-2 袋山沢流域図（等高線 10 m 間隔）

Fig. 2. Topographical map of Fukuroyamasawa (contour 10 m interval).

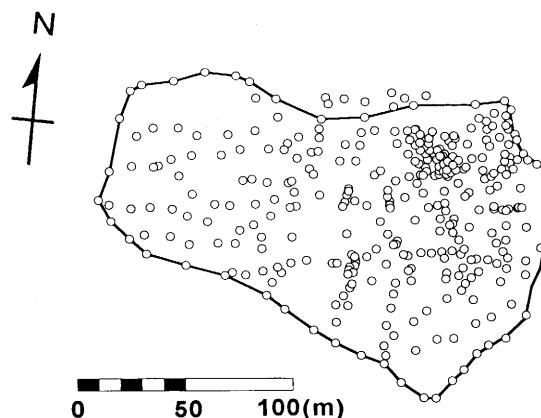


図-3 貫入試験のポイント

Fig. 3. Sampling points of penetration test.

域内 335 箇所（図-3）の土層厚の測定を行った。測定された最大の土層厚は 9.9 m であり、最小は基盤が露出している 0 m であった。この測定結果を用いて流域内の土層厚分布図を作成し（図-4）、平均土層厚を算出した。

図-4 より、袋山沢での土層厚分布の特徴として、A 流域中流部の北側尾根と、その南方の A, B 流域境界の尾根に、特に厚い土層があることが分かる。また標高から土層厚を減することにより、水文学的基盤の等高線を記述することができる。これを図-5 に示す。この図より、地表面の等高線では明瞭である A, B 流域の流域界が、水文学的基盤では明瞭ではないことが特徴として挙げられる。

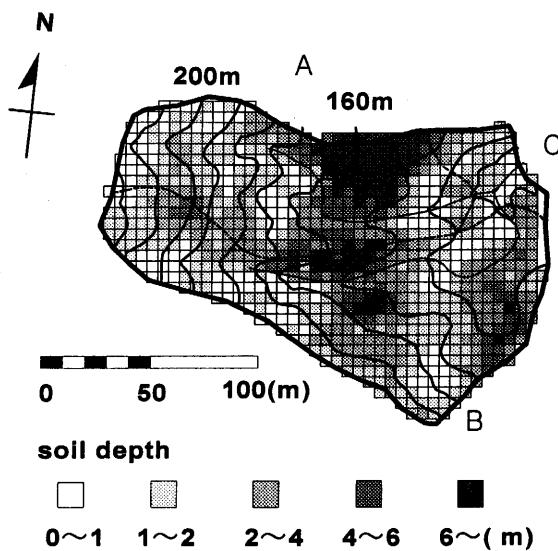


図-4 袋山沢土層厚分布
Fig. 4. Distribution of the soil depth.

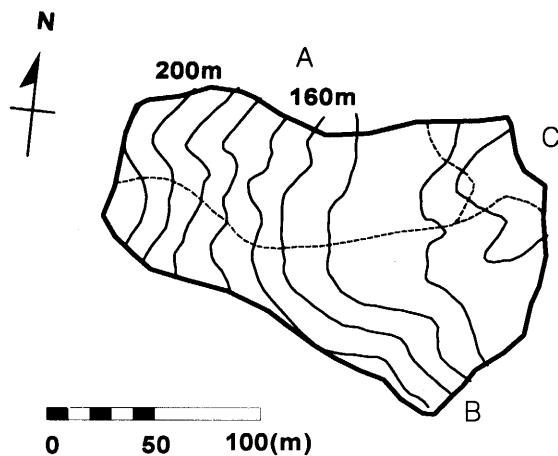


図-5 袋山沢水文学的基盤の等高線（等高線 10 m 間隔）
Fig. 5. Contour lines of the hydrological base of Fukuroyamasasawa (contour 10 m interval).

3. 袋山沢流域周辺の気候的特徴

袋山沢流域での気象観測設備は順次整備されつつある状態であり、長期データはそろっていない。ここでは袋山沢流域の気象条件の特徴を明らかにするため、本試験地から南南東へ 1.5 km はなれた露場（郷台観測所、標高 221 m、千葉演習林気象観測施設）で測定された気象観測結果を表-2 に示す。この表では演習林（東大）に掲載されている東京大学演習林気象報告より、袋山沢で水収支解析を行っている期間を含む、1987 年から 1996 年の 10 年間の平均気温、最高気温、最低気温、降水量の月別平均値を示している。郷台観測所は袋山沢流域と距離的に近く、同

表-2 郷台観測所における 1987 年～1996 年の平均気温及び降水量

Table 2. Average temperature and precipitation (1987–1996) at Godai weather station

		Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Annual
気温 (°C) temperature														
平均	mean	4.5	4.6	7.1	12.1	16.1	19.7	23.4	24.9	21.5	16.2	11.4	6.7	14.0
最高	max.	9.0	9.0	11.2	16.5	20.0	22.9	26.5	28.2	24.6	19.5	15.8	11.4	17.9
最低	min.	0.1	0.1	3.0	7.7	12.1	16.4	20.2	21.6	18.5	13.0	7.1	1.9	10.1
降水量	precipitation (mm)	111.3	120.3	248.5	200.4	219.7	261.4	211.1	176.1	366.0	274.0	165.7	70.4	2424.5

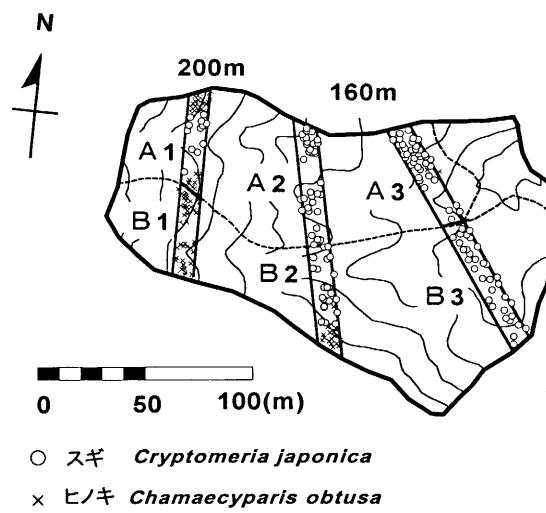


図-6 ラインサンプリングを行った領域

Fig. 6. Area of line sampling.

標高にあるため、この観測結果は袋山沢の気象の特徴を良く反映していると考えられる。

この結果から袋山沢流域の気象の特徴として、年平均気温が 14.0°C、年平均降水量が 2424.5 mm であることが挙げられる。また、12 月の平均降水量が 70.4 mm と 100 mm を下回るが、1 月、2 月では月平均降水量が 100 mm を上回っており、冬期でも降水量が多いことが特徴である。また台風の到来により 9 月、10 月の月平均降水量が多いのに比べ、7 月、8 月はしばしば無降雨状態が続く期間があり、年によっては極端に少ない月降水量が観測されることが特徴である。特に全国的に水不足が問題となった 1994 年 7 月、8 月の 2 ヶ月間の合計降水量は、郷台で 97.5 mm、袋山沢で 107.2 mm であった。

降雪は年に数回観測されるが、全く観測されない年もある。積雪は数 cm 程度であり、主に 1 月、2 月に観測される。これらの積雪は数日で融解する。また、ごくまれに 10 cm を超える積雪が観測されることがある。

4. 植 生

袋山沢では 1929 年にスギ、ヒノキが植林され、1998 年現在 69 年生の壮齡林で、樹冠はほぼ

表-3 ラインサンプリングによる上層木調査（1991年11月実施）
Table 3. Inventory of overstory trees by line sampling (Nov. 1991)

調査領域* ¹ Plot* ¹	樹種 Species	本数 Number of trees	平均胸高直径 Mean DBH (cm)	平均樹高 Mean tree height (m)	平均生枝下高 Mean canopy height (m)
A1	スギ h [*]	s* ² 30	24.22 22.35	16.38 17.32	8.27 10.00
	スギ h [*]	s 0	31.52	22.76	18.11
A3	スギ h [*]	s 40	30.14	23.97	18.03
	スギ h [*]	h 4	28.73	25.05	18.78
B1	スギ h [*]	s 47	— 23.52	— 19.18	— 13.28
	スギ h [*]	s 18	32.38 22.43	23.87 20.42	17.18 15.48
B3	スギ h [*]	s 0	33.70	24.81	16.43
	スギ h [*]	h 0	—	—	—

*¹ 図-6 参照 See Fig. 6

*² s: *Cryptomeria japonica*

h: *Chamaecyparis obtusa*

表-4 各流域の立木密度、平均樹高、蓄積
Table 4. Stand density, mean height and stock of each watershed

流域 Watershed	立木密度 Stand density (number/ha)	平均樹高 Mean height (m)	蓄積 Stock (m ³ /ha)
A	1061	20.9	678
B	856	21.2	553
C	937	21.4	614

閉鎖している。1991年11月に千葉演習林によって植生調査が行われ、樹冠を構成する樹木の胸高直径毎木調査が行われた。また、流域内の植生の詳細を調査するため、10 m の幅のラインサンプリング(3 ライン)を行い、調査領域内の上層木の樹種、胸高直径、樹高、生枝下高調査および位置測量が行われた。ラインサンプリングの位置、調査木の位置を図-6、取りまとめ結果を表-3 に示す。これらの結果と現地での視察から、樹冠を構成している樹種はスギ、ヒノキがほとんどを占め、樹高は 16m から 25m の間に集中し、流域上流側へ行くほど樹高が低くなる傾向がわかった。また、ヒノキは主に尾根沿いと流域上流部に植林されている。

ラインサンプリング内の調査木の胸高直径、樹高のデータに加え、毎木調査による胸高直径の結果から、全木の樹高と蓄積を推定する作業が千葉演習林によって行われた。この作業によって得られた各流域での上層木の立木密度(本/ha)、平均樹高(m)、蓄積(m³/ha)の結果を表-4 に示す。

また、下層にはアオキ、ヒサカキ等の広葉樹が存在する。

III. 降水量流出量の観測

1. 降水量観測

降水量観測は袋山沢量水堰より約 200 m 東方に離れた露場で行っている。観測は口径 20 cm, 降水量 0.5 mm で 1 転倒する転倒升式雨量計による自記記録と、口径 20.95 cm の漏斗とタンクを用いて自作した貯留式雨量計を併用している。貯留式雨量計による降水量の観測は、週 1 度を目安に行われている。転倒升式雨量計は左右の升が交互に転倒して流量を測定する構造になっているが、升に貯留した雨水が無降雨期間中に蒸発することにより、降水量を過小評価することが知られている。また転倒升の構造上、左右の升が転倒時に切り替わる際に升へ流下する雨水は升に捕捉されることはないとため、降水量を過小評価する。貯留式雨量計は、降水を貯留するタンクからの蒸発はほとんど無視でき、観測期間中の総降水量を転倒升式雨量計と比較して精度良く測定することが可能である。本報告では、貯留式雨量計で得られた降水量を真値として、転倒升式雨量計による自記記録の値を補正した。

降雪時の降水量については、次のように判断した。ほとんどの降雪は数 cm の積雪であり、数日で融解する。このため積雪時の降雪の時間的情報を判定することは困難であるが、転倒升式雨量計に捕捉された降雪が徐々に融解することで、降雪時の総降水量を測定することが可能である。また袋山沢流域周辺では、ごくまれに 10 cm 以上の積雪が観測されることがある。袋山沢流域の降水量観測地点では積雪深を測定していないため、前出の郷台観測所での観測結果を参照すると、1996 年 2 月 18 日に 22.0 cm の積雪が観測されている。郷台観測所での当日および前日の最高気温は 0°C を下回っており、この間の降水は降雪によってもたらされたものと判断できる。新雪の密度は 0.07~0.15 g/cm³ と言われており（塚本ら、1992），仮にこの時の密度を 0.1 g/cm³ とすると、この降雪による積雪水量は 22.0 mm となる。袋山沢流域の降水量観測地点における転倒升式雨量計の値は、2 月 18 日は 0 mm であるが、19 日に 12.7 mm, 20 日に 6.3 mm を記録している。21 日の降水量は 0 mm であることから、二日間で転倒升式雨量計に捕捉された積雪が融解したことが分かる。また、この間に郷台観測所では降水は観測されていない。転倒升式雨量計によって観測された積雪融解による降水当量は合計 19.0 mm であり、この降雪での積雪水量の大部分が捕捉されていると考えることができる。また、このときの降雪記録を除き、解析期間中に 10 cm 以上の積雪は観測されなかった。以上の考察から、袋山沢流域降水量観測地点における降水量の観測は、降雪時に関しては時間的な誤差が生じるが、量的な誤差は年間の水収支解析にはほとんど影響しない程度であると判断した。

2. 流出量観測

流出量は、各流域末端部の 3 個所に 90° 三角堰を設置して観測している。図-2 に堰の位置を、写真-1 に B 流域の量水堰を例に、堰と水位計の様子を示す。

堰を越流する流量は、堰での水位の記録から算出している。それぞれの堰での水位は、フロート式自記水位計（池田計器製、長期自記水位計）を用いて、チャート紙上にペンレコーダーで記録している。堰の水位は週 1 度を目安に堰に固定した水位ゲージを 1 mm 単位で読み取り、チャート紙上に記録される水位と実際の越流水深の更正、チャート紙に記録された時刻と実際の時刻との更正を行っている。

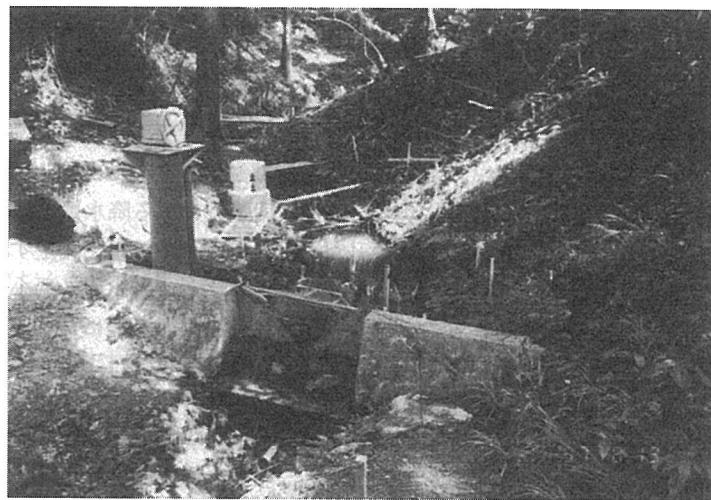


写真-1 B 流域量水堰の写真

Photo 1. Picture of the weir of watershed B.

水位から流量への換算は、水位と流量を実際に測定して換算式を作成するとともに、大流量に対して沼知式による換算を組み合わせて用いている。流量の実測は、ストップウォッチ、プラスチックバケツ、メスシリンダーを用いて測定した。さまざまな水位での流量を測定するため、それぞれの堰について 1992 年 7 月 29 日より 1993 年 6 月 24 日の期間において、適宜 20 回の水位、流量測定を行った。この期間中にそれぞれの堰で、数 mm から 100 mm 程度の越流水深-流量の実測ができた。実測した越流水深以上の水位は、発現頻度が極めて少なく、水位-流量関係を実測することが困難であった。このため、低水位では実測から作成した水位流量換算式、高水位では直角三角堰の流量換算式を広く使われている沼知式を用いることとした。低水位での水位流量換算式には、水理学的な関係から、流量 Q (m^3/sec) が水位 H (m) の 2.5 乗に比例する式を用いた。以上を定式化すると、

$$H \leq H_1 \quad Q = 0$$

$$H_1 < H < H_2 \quad Q = a(H - H_1)^{2.5}$$

$$H_2 \leq H \quad Q = \left\{ 1.354 + \frac{0.004}{H} + \left(0.14 + \frac{0.2}{\sqrt{Hd}} \right) \left(\frac{H}{b} - 0.09 \right)^2 \right\} H^{2.5}$$

である。ここで H_1 はこれ以下の水位では越流がおこらない水位、 H_2 は低水位、高水位の切り替えを行う水位、 a は低水位での水位流量換算式のパラメーター、 Hd, b は沼知式のための定数（堰の形状から決定され、長さの単位を持つ）である。定数 H_2 は、実測によって作成した低水位での水位流量換算式と、沼知式とが連続的に推移するように設定した。それぞれの堰での定数を表-5 にまとめ、図-7 に水位流量換算式と、水位-流量実測結果を図化したものを見た。

堰から越流する流量を計算するための実際の作業としては、チャート紙上にペンレコーダーで自記された水位の時間変化の痕跡をデジタイザーで読み取り、水位を 1 分ごとに補間計算し、それぞれの堰の換算式から流量を算出する方法をとった。

表-5 水位流量換算のための定数
Table 5. Parameters for the H-Q equations

堰 Weir	a	H_1 (m)	H_2 (m)	Hd (m)	b (m)
A	1.50970	0.0013	0.056	0.2	1.0
B	1.44684	0.0020	0.120	0.2	1.0
C	1.60075	0.0017	0.043	0.2	1.2

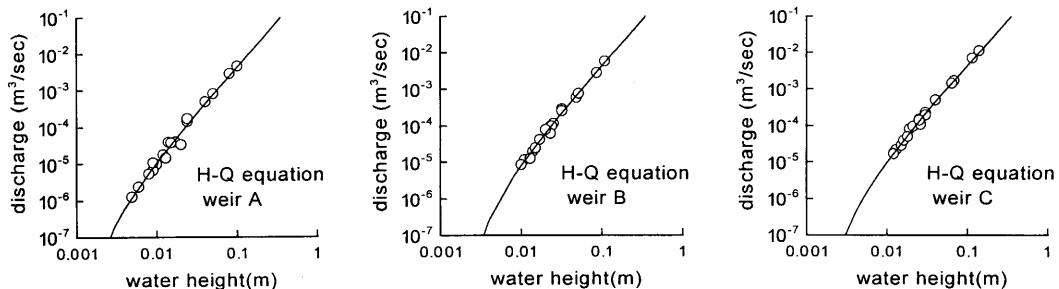


図-7 水位流量換算（線：計算式、○：測定値）
Fig. 7. H-Q curve fitting (line: equation, circle: observed).

3. (A+B) 流域の定義と C 流域流出量欠測に対する補間法

観測期間中、堰での水位自記計の不調による数日間の欠測が 3 回あった。いずれも C 流域量水堰の水位計であり、期間は 1993 年 10 月 9 日から 13 日、1993 年 11 月 22 日から 24 日、1996 年 5 月 16 日から 21 日である。水収支解析を行う上で、降水量、流出量の情報の時系列的な連続性が重要である。流出量の連続データを作成するため、今回の解析では以下に示す方法によって C 流域流出量欠測期間の日流出量を推定した。

C 流域は A 流域、B 流域および残流域を合わせた流域である。A 流域と B 流域の合計流域面積は 1.889 ha であり、C 流域の流域面積の約 93% を占めている。このため、C 流域流出量は A 流域と B 流域の合計流出量と高い相関性を持つことが期待できる。以後簡便のため、A、B の 2 流域を合計した流域を (A+B) 流域と表現する。(A+B) 流域の流出量は (A 流域量水堰を越流する流量 + B 流域量水堰を越流する流量) / (A 流域の面積 + B 流域の面積) という計算方法で水高に換算した。

日流出量データについて、(A+B) 流域の流出量を横軸、C 流域と (A+B) 流域の流出量の差を縦軸にあらわしたグラフが図-8 である。図に示した範囲において、C 流域と (A+B) 流域の日流出量の差は必ずしも一定ではないが、0.5 mm 程度であることが分かる。また詳細に見ると、(A+B) 流域の流出量が少ない時は C 流域と (A+B) 流域の日流出量の差も少なくなる傾向がある。これらの特徴を表現するため、図中に示した直線で C 流域の欠測期間の日流出量を推定することとした。

C 流域での流出量記録が欠測となり、上記の補間を行った期間は、いずれも降雨後のハイドログラフが漸減を示している期間で、(A+B) 流域の日流出量が 0.2 mm から 15.3 mm の範囲であった。

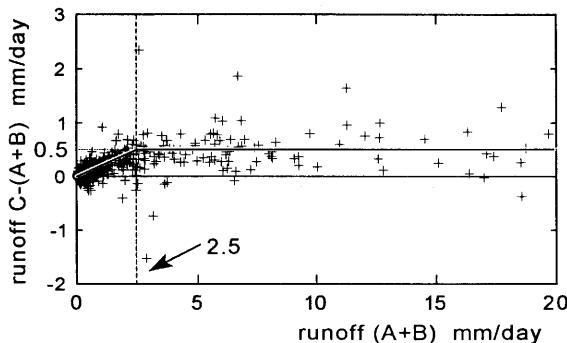


図-8 C 流域と (A+B) 流域の日流出量の差

Fig. 8. Difference of daily runoff between watershed C and (A+B).

表-6 袋山沢年間水収支

Table 6. Yearly water budget at Fukuroyamasawa

年 Year	降水量 Precipitation mm	A 流域流出量 [損失量] Runoff A [loss] mm	B 流域流出量 [損失量] Runoff B [loss] mm	C 流域流出量 [損失量] Runoff C [loss] mm
1994	1943.9	701.0 [1242.9]	652.2 [1291.7]	693.2 [1250.7]
1995	1974.1	791.9 [1182.2]	724.6 [1249.5]	772.7 [1201.4]

IV. 観測結果と水収支解析

1. ハイドログラフと年間水収支

1993 年 9 月より 1996 年 8 月のハイドログラフを図-9 に示す。ハイドログラフからは A, B, C 流域ともほぼ同様な流出特性を有していることがわかる。そして、無降雨状態が連続した場合、量水堰からの越流が無くなり流出量が 0 になることが特徴である。各流域の差異について流出過減時に注目してみると、A 流域での流出量の過減が B 流域と比較して早く、C 流域の流出量は、A, B 流域の流出量の間の値をとることがわかる。また連続した無降雨期間に量水堰からの越流が無くなる時期は、A 流域、C 流域、B 流域の順番で生じていることが特徴である。

年間を通じて精度良くデータの取得できた、1994 年と 1995 年の水収支を表-6 に示す。ここで損失量は、各年ごとに降水量から流出量を減じて計算している。

年流出量はいずれの年も A 流域が最大であり、B 流域が最小である。A 流域と B 流域の年流出量には、およそ 50 mm の差が生じている。損失量は 1200~1300 mm 程度であり、年流出量の差が年損失量の差に反映されている。

近藤(1992)は熱収支的解析から日本の森林からの蒸発散量を計算した。その結果、森林における年蒸発散量は、北日本で 600 mm から 700 mm、南日本では 800 mm から 900 mm であると算出された。この結果をもとにすれば、袋山沢の損失量は蒸発散による損失のみとするには大き

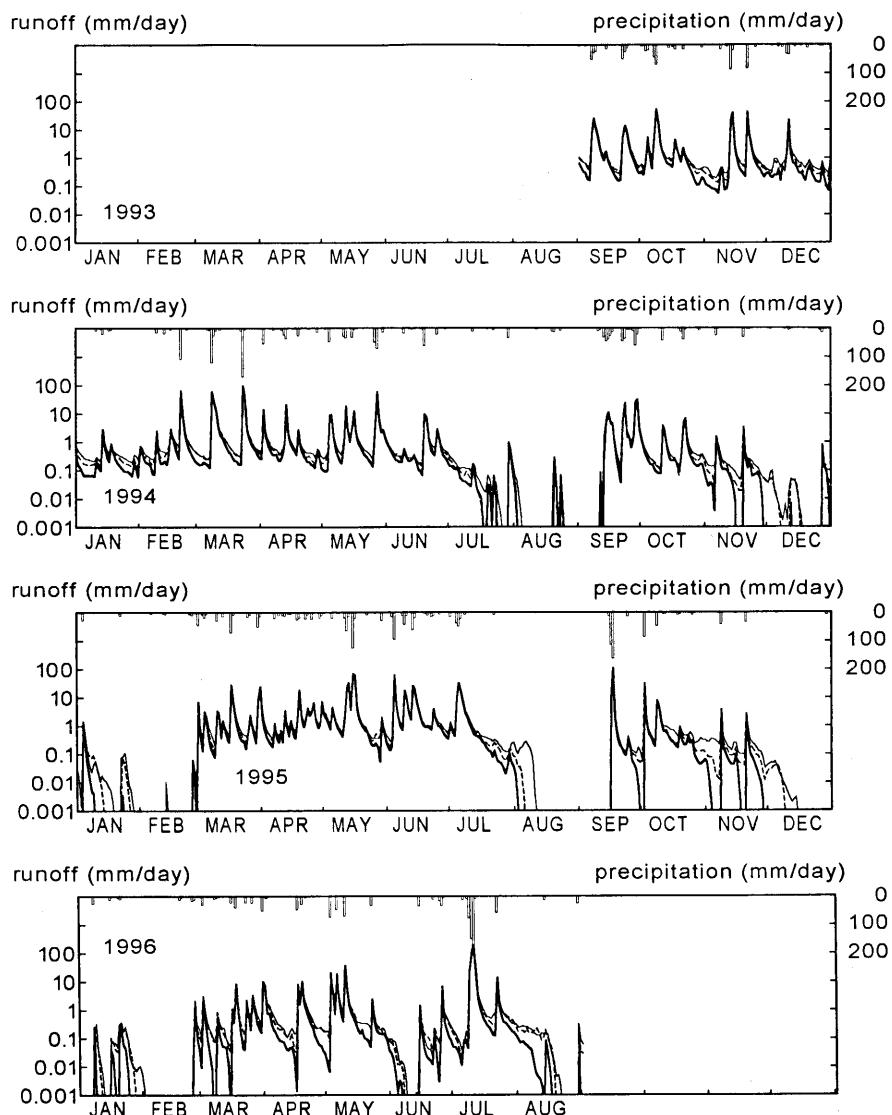


図-9 ハイドログラフ（縦棒：降水量、太線：A 流域流出量、細線：B 流域流出量、点線：C 流域流出量）

Fig. 9. Hydrograph (bar: precipitation, thick line: runoff A, thin line: runoff B, dotted line: runoff C).

い値である。この原因として、この地域での蒸発散量が近藤の推定値よりも大きい、水文学的基盤に山体深部への選択的な浸透を発生させるクラック等が存在する、流域外への流出する成分が存在しているなどが考えられる。特に本試験地はスギ・ヒノキ壮齡林で、冬期においても降水量が多いことが特徴であり、樹冠遮断量が一般の森林より多い可能性が考えられる。降水量、流出量の観測からは、損失量の具体的な内容を判断することは困難であり、損失量についての個々の観

測による解析が必要である。

2. 移動水収支法による比較

2.1 12ヶ月水収支

移動水収支法は藏治(1995)によって提案された方法であり、水収支期間の始日と終日を1日ごと移動して1水年を決定する手法である。ここでは、1月ごと1水年をずらして降水量、流出量を合計し、年間の水収支を算出した。図-10(a)には1993年9月から1994年8月の期間から、1995年9月から1996年8月の期間の降水量、流出量を図示した。このうち、降水量が最大となる12ヶ月と最小となる12ヶ月を選抜すると、最大となったのは1993年10月から1994年9月の期間で、年降水量は2298.6 mmであった。この期間の、流出量は、A流域924.6 mm, B流域873.1 mm, C流域925.1 mmであった。同様に年降水量が最小になったのは1995年7月より1996年6月の期間で、この時の年降水量は1502.6 mmであり、各流域の流出量は、A流域421.7 mm, B流域413.4 mm, C流域439.8 mmであった。

年降水量から年流出量を減じた値を年損失量と計算し、図-10(b)に図示した。図より、降水量の増加に伴い損失量が増加していることが分かる。これは樹冠遮断量など、降水量に依存する損失成分の影響を受けているものと考えられる。いずれの流域でも年損失量が最大となるのは年降水量が最大の期間であり、この時の年損失量はA流域1373.9 mm, B流域1425.5 mm, C流域1373.4 mmであった。同様に、いずれの流域においても年損失量が最小となる期間は年降水量が最小となる期間と同じであり、この時の各流域の年損失量は、A流域1080.9 mm, B流域1089.2 mm, C流域1062.8 mmであった。

2.2 各流域の流出量の比較

袋山沢 A, B, C 流域ごとに年流出量、年損失量が異なる原因としては、a. 蒸発散量が流域ごとに異なっている、b. 水文学的基盤にクラック等が存在し山体深部への選択的な浸透があり、その

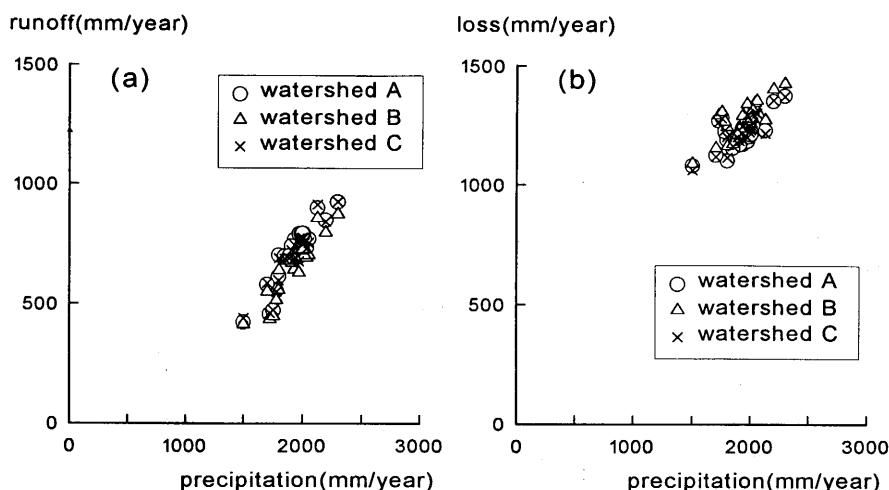


図-10 移動水収支 ((a): 12カ月降水量と流出量, (b): 降水量と損失量)

Fig. 10. Shifting water balance ((a): 12 months precipitation vs. runoff, (b): precipitation vs. loss).

量が流域ごとに異なっている、c. 地表面形状から判断した流域境界と、実際に土中に浸透した雨水がどのように集水するかで判断される水文学的流域境界が異なっている、等が考えられる。

a. の項目は、袋山沢流域が植生の等しい隣接した流域であるので考えにくいが、b. c. の項目は年損失量の相違の原因となり得る。また、両者の要因が組み合わさって影響している可能性も考えられる。

b. の影響を量的に解析するためには、山体深部への選択的な浸透量を直接測定するか、深部浸透以外の損失量を正確に測定する必要がある。これらの観測は非常に困難であるため、本報告ではc. の項目に注目し、流域境界の相違が各流域の流出量の計算結果にどのような影響を与える、各流域の流出量の差をどの程度説明できるかについて検討する。

i) A 流域と C 流域の流出量の比較

地表面地形から判断される流域境界と、実際の土中水の挙動から判断される水文学的流域境界が異なっていることを仮定し、2つの流域の年流出量を水高換算して比較した時、実際にはこれらの量が同値であることを仮定する。流域境界線の変化は流域面積の値に反映され、水高換算して計算される流出量が異なることを意味する。

図-11(a)にA流域とC流域の12ヶ月流出量の比較を図示した。図中の直線は原点を通る回帰直線であり、分散(R^2 二乗)は0.99で傾きは1.0126であった。これは、C流域の流域境界を固定して考えると、A流域の流出量はA流域の流域面積が現在よりも0.010 ha大きいとすると、C流域流出量と等しくなることに相当する。

ii) B 流域と C 流域の流出量比較

図-11(b)にB流域とC流域の12ヶ月流出量の比較を図示した。図中の直線は原点を通る回帰直線であり、分散(R^2 二乗)は0.99で傾きは0.9408であった。これは、前出の例と同様にC流域の流域境界を固定して考えると、B流域の流出量はB流域の流域面積が現在よりも0.064 ha小さいとすると、C流域流出量と等しくなることに相当する。

iii) (A+B) 流域と C 流域の流出量比較

図-11(c)に(A+B)流域とC流域の12ヶ月流出量の比較を図示した。図中の直線は原点を通る回帰直線であり、分散(R^2 二乗)は1.00で傾きは0.9713であった。i), ii)と同様にC流域の流域境界を固定して考えると、(A+B)流域の流域面積が現在よりも0.054 ha小さいとすると、(A+B)

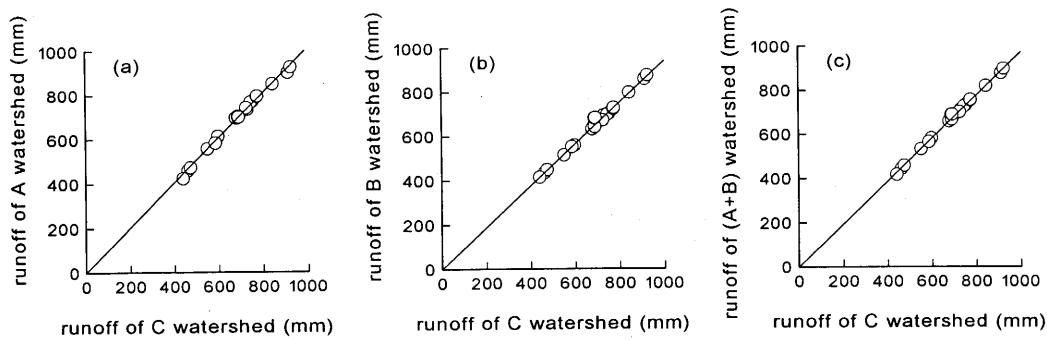


図-11 各流域の年流出量の比較

Fig. 11. Comparisons of annual runoff between each watershed.

+B) 流域の流出量は C 流域流出量と等しくなることに相当する。

i), ii), iii) それぞれの関係の相関が高いことから、各流域の流出量の差は地表面地形から判定した流域境界と水文学的流域境界が異なるということによって説明できる要素が大きいと考えることができる。ただしこの結果は先に挙げた b. の「水文学的基盤にクラック等が存在し山体深部への選択的な浸透があり、その量が流域ごとに異なっている」という要素を否定するものではなく、相互に影響している可能性もある。また実際の水文学的流域境界が地形図上でどのように線が引けるかという検討も必要であり、これらの問題を解決することが今後の課題として残っている。

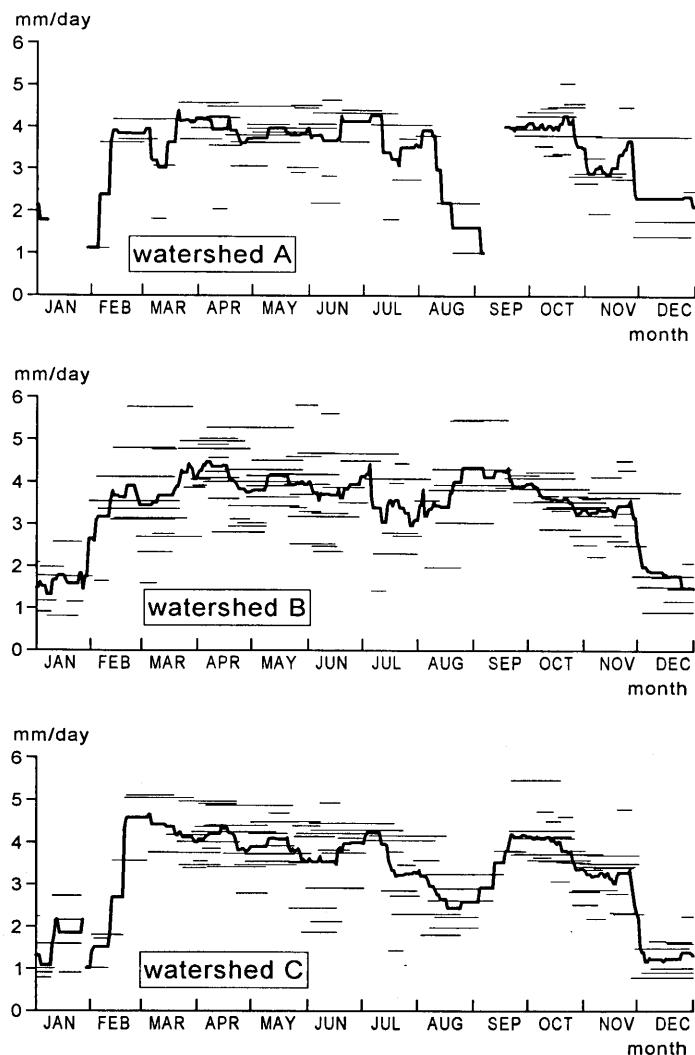


図-12 短期水収支法による損失量の計算（太線は細線で表記した各計算値の平均）

Fig. 12. Water loss calculated by short period water budget method (the thick line is the average of each calculation described with thin line).

3. 短期水収支法による損失量の解析

短期水収支法は、水収支期間の始日と終日で流域貯留量が等しくなる期間を選択し、損失量の季節変化を算出する方法である。流域貯留量が等しいことを判断する条件として、いくつかの手法が提案されているが、流出量が等しい時に流域貯留量が等しくなるとする方法が取られることが多い。ここでは他流域で解析されている短期水収支法を、袋山沢流域に適用した場合にどのような結果が得られるかを検討する。

本報告では、鈴木(1985)の方法にならい、流出量が等しいときを流域貯留量が等しいとし、水収支期間を降雨直前より8日後から45日後までとした。積雪のあった期間は計算から除外した。計算は1993年9月より1996年8月のデータと、1993年3月から同年9月までの間で降水量、流出量とも信頼できる観測結果が得られている期間を用いた。この結果を図-12に示す。

特徴としては、いずれの流域においても12月、1月に1.0~2.0 mm/dayの比較的少ない日損失量を算出するが、3月から10月の期間では夏期の渇水期を除き4.0 mm/day程度の数値を算出している。今回解析対象とした1993年から1996年の期間では、1993年を除き、夏期は量水堰からの流出量が0まで減少する期間があった。この期間に短期水収支法を適用した場合に、夏期に比較的少ない日損失量を算出している。

また、損失量の最小値を冬期に記録するという季節的な傾向はあるが、C流域において3月初旬に損失量の最大値を記録するといった疑問点が残る。このような要因の一つとして、短期水収支法は流域貯留量の推定誤差が水収支誤差に直接影響を及ぼすという欠点があることが指摘できる。窪田ら(1987)は、地質が風化花崗岩である小流域(0.0065 ha)において土壌水分分布を実測し、流出量と流域貯留量の関係を検討した。この結果、流域からの流出量は、流域下部での飽和度との相関は高いが、流域全体を平均した飽和度との相関は低く、同じ平均飽和度であっても流出量で1オーダー以上のばらつきがあることを示した。本試験地においても、流域からの流出量が量水堰周辺や谷部の一部の土壌飽和度とは相関が高いが、流域全体の貯留量と流出量との相関は低いという可能性が考えられる。

このような疑問点を解明するため、斜面での土壌水分分布の変化や、蒸散量、樹冠遮断蒸発量の季節変化について、詳細に検討することが必要である。

謝 辞

袋山沢水文試験地の設定から現在に至るまで、東京大学農学部附属千葉演習林の教官職員各位には、量水堰の建設はじめり、微気象観測用の鉄塔や斜面を移動するためのはしごの建設、試験地までの歩道の整備など、紙面に書ききれぬほどの御協力をいただきました。ここに謝意を表します。

要 旨

東京大学農学部附属千葉演習林内に開設された袋山沢水文試験地(A, B, C流域)において、地形測量、土層厚分布測定及び降水量、流出量観測を行った。流域の地質は新第三紀層砂岩泥岩互層で、植生は1929年植栽のスギ、ヒノキ人工林である。それぞれの流域での流域面積と平均土層厚は、A流域0.802 ha, 2.87 m, B流域1.087 ha, 2.22 m, C流域2.029 ha, 2.44 mであった。地形的な特徴としては、流域内の土層厚が0 mから10 mまでの範囲で分布していること、

基盤地形では流域境界が明瞭でない個所が存在することが挙げられる。1993年9月より1996年8月の観測データより、降水量が最大と最小になる連続した12ヶ月間の降水量、流出量はそれぞれ、降水量が最大の場合(2298.6 mm)、各流域の流出量は、A 流域 924.6 mm, B 流域 873.1 mm, C 流域 925.1 mm であり、降水量が最小の場合(1502.6 mm), A 流域 421.7 mm, B 流域 413.4 mm, C 流域 439.8 mm であった。降水量から流出量を減じた損失量は、C 流域で最大 1373.4 mm、最小 1062.8 mm であった。

キーワード：袋山沢水文試験地、森林水文、水収支、降雨流出特性

参考文献

- 飯島 東・池谷仙之(1976): 千葉演習林の地質、演習林(東大), 20, pp. 1-38
 演習林研究部(1992): 東京大学演習林気象報告(自1985年至1989年), 演習林(東大), 29, pp. 141-204
 以下同様に(自1990年1月至1990年12月), 29, pp. 205-333; (自1991年1月至1991年12月),
 30, pp. 141-268; (自1992年1月至1992年12月), 31, pp. 39-166; (自1993年1月至1993年12
 月), 33, pp. 113-240; (自1994年1月至1994年12月), 34, pp. 193-320; (自1995年1月至1995
 年12月), 35, pp. 193-320; (自1996年1月至1996年12月), 37, pp. 83-210
 塚田順平・福嶋義宏・鈴木雅一(1987): 山腹斜面における土壤水分変動の観測とモデル化、日林誌, 69, pp.
 258-269
 藏治光一郎(1996): 热帯林の水文特性に関する研究、東京大学大学院農学生命科学研究科博士論文
 近藤純正・中國 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巻4号 pp. 8-18
 鈴木雅一(1985): 短期水収支法による森林流域からの蒸発散推定、日林誌, 67, pp. 115-125
 塚本良則編(1992): 森林水文学、文永堂出版, pp. 196-197

(1998年10月30日受付)

(1999年5月17日受理)

Summary

The authors reported on the water balance of the Fukuroyamasawa experimental watersheds (A, B and C) from Sep. 1993 to Aug. 1996. These watersheds were established in University Forest in Chiba, Faculty of Agriculture, The University of Tokyo in 1991. The bedrock of this watershed is formed from layers of sandstone and mudstone of the Tertiary. The watersheds are covered with dense manmade forests of Sugi (*Cryptomeria japonica*) and Hinoki (*Chamaecyparis obtusa*) planted in 1929. The results of a topographical survey show that the watershed area and the mean soil depth of the A, B and C watersheds are 0.802 ha, 2.87 m; 1.087 ha, 2.22 m; and 2.029 ha, 2.44 m respectively. The soil depth varies from 0 m to 10 m. The boundary of the watersheds is uncertain in view of the contour map of the hydrological base. By three years observations, we obtained the following results on the water balance. The maximum and minimum continuous twelve month precipitation were 2298.6 mm and 1502.6 mm respectively, while the maximum and minimum continuous twelve month runoff were 924.6 mm and 421.7 mm in the A watershed, 873.1 mm and 413.4 mm in the B watershed and 925.1 mm and 439.8 mm in the C watershed. The annual loss calculated by subtracting annual runoff from annual precipitation computed by shifting water balance analysis varies from 1062.8 mm to 1373.4 mm in the C watershed.

Key words: Fukuroyamasawa experimental watersheds, forest hydrology, water balance, rain-runoff characteristics

Abstract

A Study on Scenery Assessment of Hot Spring Areas in Korea and Japan

Kim HYUN

This study is about hot spring areas in both Korea and Japan, identifies what type of scenery is perceived positively as an accommodation base, by local residents of each countries, and discusses what makes truly attractive hot spring-resort scenery. This study also differentiates between the two countries on this subject.

The purposes of this study are as follows: 1) to gain an understanding of the current situation in the development of hot spring areas in Korea. 2) to clarify the actual conditions of street space and street scenery in the hot spring regions in Korea and Japan. 3) to clarify the different scenery assessment systems for hot spring regions in Korea and Japan, and identify the future model of hot spring resorts in Korea.

The result of this study clearly illustrates that Korea and Japan have different evaluation systems and people in those countries also have different preferences regarding scenery. Based on this fact, the design of hot spring scenery should be different from that of other ordinary leisure places.

Water Balance in the Fukuroyamasawa Experimental Watersheds in University Forest in Chiba, The University of Tokyo

Katsushige SHIRAKI, Ruo Gang LIU, Isamu KARAKAMA,
Yasuhiro SHUIN and Takehiko OHTA

The authors reported on the water balance of the Fukuroyamasawa experimental watersheds (A, B and C) from Sep. 1993 to Aug. 1996. The bedrock is formed from layers of sandstone and mudstone of the Tertiary. The results of a topographical survey show that the watershed area and the mean soil depth of the A, B and C watersheds are 0.802 ha, 2.87 m; 1.087 ha, 2.22 m; 2.029 ha, 2.44 m respectively. The maximum continuous twelve month precipitation and runoff were 2298.6 mm and 925.1 mm, the minimum of these were 1502.6 mm and 439.8 mm respectively in the C watershed.