森林源流域における流出高の日変動と蒸発散量の関係

鈴木 啓助^{*1}・久保池大輔^{*1}・倉元 隆之^{*1}The analysis of diurnal variation of base-flow and evapotranspiration
in a forested watershedKeisuke SUZUKI ^{*1}, Daisuke KUBOIKE ^{*1} and Takayuki KURAMOTO ^{*1}

Abstract

When stream discharge is composed of baseflow only, the discharge shows diurnal variation; namely, the daily minimum discharge is observed at noon, and the daily peak discharge is observed in the afternoon. Diurnal variations of latent heat flux and discharge show a same phase. Solar radiation and relative humidity have also good correlation with discharge. It is considered that the diurnal variation of discharge is affected by the latent heat flux from watershed. The diurnal variation of discharge is observed during the warm season, especially in spring and autumn. This variation is influenced by evapotranspiration because of a rich solar radiation, relative humidity declines, and it is not observed the heavy rainfall in both seasons.

Key words : base flow, evapotranspiration, latent heat flux, solar radiation, relative humidity

キーワード：基底流出，蒸発散，潜熱輸送，日射量，相対湿度

I. はじめに

森林源流域における渓流水の流量変動は、水資源を考える上で極めて重要である。一般にわが国の森林源流域は水量も豊富で、水質的にも良好であることが多い。裸地流域に比べて森林流域では、降雨に対する応答が緩やかであり、洪水流量を抑制する働きがある。その一方で、森林からの蒸散も活発であり、森林流域では蒸発散量が比較的大きくなる。これまでに、蒸発散や地表面熱収支に関する研究は数多く行われており、また世界各地の河川流域において水収支に関する各要素の観測が行われている。これらの研究により、直接的に測定が不可能な蒸発散量を定量化する数多くの方法が提唱されている（近藤，1996；杉田，1996；

田中，1996；中川，1996；檜山，1996）。この中で、地表面熱収支を解析することにより蒸発散量を推定する方法は、最も一般的であり研究報告例も多い。

また、森林流域における洪水流は、裸地流域に比べてピーク流量が小さくなるが、森林流域の基底流量は裸地流域に比べて大きくなる。降雨や融雪に伴って洪水流出が形成される際に、洪水流量を構成する水がいかなる経路を通過して河道に出てくるのかは水文学上の課題のひとつであり、洪水流出時の流出成分の検討に関する研究も多数行われている（例えば、Sklash and Farvolden, 1979；鈴木・小林，1987；日原・鈴木，1988；恩田・小松，2001；浅井ほか，2001）。

さらに、洪水流出に対し基底流出に関しては、

* 1 信州大学理学部物質循環学科 Department of Environmental Sciences, Faculty of Science, Shinshu University

無降雨が長期間継続した後の晴天日の森林源流域における河川流出量は明瞭な日変動を示すことが知られている（例えば、塚本, 1989; Kobayashi *et al.*, 1990; Kobayashi *et al.*, 1995; Bren, 1997）。そして、河川流出量の日周変動は流域内の蒸発散に起因すると考えられている。先行研究では、いずれも蒸発散のピークから数時間遅れて最小流出量が観測されている。しかしながら、本研究の対象流域では、蒸発散量のピークと最小流出量がほとんど同時に観測された。この時間的な差異を生ずる原因については必ずしも明らかにすることはできないが、流域の標高や形状などが効いている可能性もあるので、ここに観測結果を報告する。

II. 研究方法および研究対象流域の概要

1. 研究対象流域の概要

研究対象流域は長野県伊那市にある信州大学農学部アルプス圏フィールド科学教育研究センター西駒ステーション内の森林源流域である (Fig. 1)。中央アルプスの東側斜面に位置し、天竜川水系小黒川の源流域となっている。流域面積は約 0.29km² で、植生はカラマツやシラビソといった針葉樹が卓越している。流域の標高は 1250m から 1800m となっており、北西から南東方向に流路を持つ細長い流域である。また、流域の地質は古生代後期から中生代中期の領家変成岩類黒雲母粘板岩帯となっている。本流域は急峻な山岳に囲

Fig. 1 Study site.

まれており、流域の南から南西方向にも尾根が延びているため、太陽高度が低下した季節には、日照時間が極端に短くなり、日射量の極大時刻が早まる地域である。

研究対象流域の気象条件としては、2001 年に観測された年降水量は 2152.0mm であり、松本の平年値 1018.5mm の約 2.1 倍、飯田の平年値 1606.7mm の約 1.3 倍である。降水の多くは梅雨前線や秋雨前線、台風による降雨であるが、冬季には、冬型の気圧配置時のみならず日本列島南岸を通る低気圧によっても降雪がもたらされる。そのため、冬季は積雪に覆われる。2001 年に観測された年平均気温は 7.1℃ であり、夏季は 30℃ を超えることはないが、冬季には -10℃ を下回ることもある。

2. 観測方法

河川流出量の連続測定は、流域最下流部に流路幅 15cm のパーシャルフリュームを設置し、水位を圧力センサー (KONA System: KDC-S10D) とデータロガー (KONA System: KADEC-US) で自動計測した。計測した水位から河川流量を算出した。

熱収支解析によって森林流域における蒸発散量を算出するためには、放射収量を林冠上で計測する必要があるが、本研究では林冠上で放射収量を計測することができなかった。そこで、蒸発散量算出に必要な気象要素 (気温、相対湿度、日射量、現地気圧) と降水量を、標高 1250m の流域外の開けた林外地 (Fig. 1 の M 地点) で計測した。気温は白金抵抗素子式温度計 (KDC-S3)、相対湿度は静電容量式湿度計 (KDC-S2)、気圧はゲージ圧式気圧計 (KDC-S12)、日射量は熱電対式日射計 (KDC-S11-PCM) により観測し、データロガー (KONA System: KADEC-WT) により 1 時間毎に記録した。降水量は、転倒升式雨雪量計 (KDC-S13) により計測しデータロガー (KADEC-UP) により 10 分毎の観測値を記録した。気温、相対湿度および気圧は地上高 1.5m の百葉箱内で、日射量は地上高 2m で計測した。

蒸発散量を気象観測によって算出する際に、調

査対象流域は山岳に取り囲まれており、流域全体を代表する風速を現地での観測によって求めることは困難である。そこで、より広域での「地域代表風速」を入力パラメータとして使用することが必要となってくる。そこで、今回の研究では飯田測候所の風速データを使用することとした。飯田測候所は、研究対象流域からは50kmほど離れているものの、飯田測候所の風速塔は周辺の建築物より高い位置にあること、0.1m/s単位で風速が観測されていることなどから、今回の研究に有用なデータであると考え、飯田測候所の風速データを使用した。

3. 蒸発散量の算出方法について

近藤(1994)に従い、地表面の薄い層の熱収支を考える。この層がごく薄い場合($\leq 1\text{mm}$)、その熱容量は無視できて、この層に入るエネルギーと出るエネルギーはいつも等しいとすることができる。薄層の上面に入るエネルギーは放射収支量 R_n 、出るエネルギーは顕熱輸送量 H と潜熱輸送量 ιE である。薄層の下面から地中に入るエネルギーは地中伝達熱 G である。これらの関係は

$$R_n = H + \iota E + G \quad (1)$$

で表される。この式はエネルギー保存則を表し、いかなる場合にも成り立つ基本式である。また、入力放射量 R_d と地表面温度 T_s が与えられた場合には、熱収支式として

$$R_d = \sigma T_s^4 + H + \iota E + G \quad (1')$$

で表される。

本研究では、林冠上での放射収支量を計測していないため、地表面の薄層から出る顕熱輸送量と潜熱輸送量を、近藤(1994)の近似解法によって算出する。

地表面温度 T_s と気温 T の温度差 δT が小さい時、 Δ を T における値とすれば

$$\delta T \approx \frac{(R_d - \sigma T^4) - \iota \rho \beta C_H U [q_{SAT}(1 - RH)]}{(4\sigma T^3 + c_p \rho C_H U + \iota \rho \beta C_H U \Delta)} \quad (2)$$

$$H = c_p \rho C_H U \delta T \quad (3)$$

$$\iota E = \iota \rho \beta C_H U [q_{SAT}(1 - RH) + \Delta \delta T] \quad (4)$$

で表される。

ここで、 R_d : 入力放射量 (W/m^2)、 U : 地域代表風速 (m/s)、 T : 気温 (K)、 RH : 相対湿度、 ι : 気化潜熱 (Jkg^{-1}) であり、

$$\iota = 2.50 \times 10^6 - 2400T \quad (5)$$

q_{SAT} : 水蒸気の飽和比湿であり、

$$q_{SAT} \equiv [0.622(e_{SAT}/p)]/[1 - 0.378(e_{SAT}/p)] \quad (6)$$

$$e_{SAT} = 6.1078 \times 10^{7.5T/(237.3+T)} \quad (7)$$

ここで、 p : 大気圧 (hPa)、 e_{SAT} : 飽和水蒸気圧 (hPa) である。

Δ : 飽和比湿の温度に対する変化率 (K^{-1}) であり、

$$\Delta = dq_{SAT}/dT \quad (8)$$

と表されるが、今回は4次式による近似式

$$\Delta = 8 \times 10^{-5} T^4 + 0.009 T^3 + 0.4956 T^2 + 17.366 T + 274 \quad (9)$$

を使用した。また、

$$c_p \rho: \text{空気の体積熱容量 } (\text{kg} \cdot \text{K}^{-1} \text{m}^3)$$

$$c_p \rho = 1.21 \times 10^3$$

$$\rho: \text{空気密度 } (\text{kg} \cdot \text{m}^3) \quad \rho = 1.20$$

$$\sigma: \text{ステファン・ボルツマン定数 } (\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \text{K}^{-4})$$

$$\sigma = 5.67 \times 10^{-8}$$

さらに、 C_H : パルク輸送係数、 β : 蒸発効率を示す。これらは、地表面の種類や状況によって異なる値を示すものである。今回は森林における代表的な値 $C_H = 0.008$ 、 $\beta = 0.26$ (近藤ら 1992) を使用した。

入力放射量 R_d は次式で定義される。

$$R_d = (1 - \text{ref})S + L_d \quad (10)$$

ここで、 S は日射量 (W/m^2) であり観測値を用いる。 ref はアルベドであり、研究対象流域の値を直接測定していないので、針葉樹林の一般的な

値である 0.05 ～ 0.15 (近藤, 2000) を参考に 0.1 とした。Ld は下向きの大気放射量 (W/m^2) であり, 快晴時には次のプラント型の式でかなり正確に表現することができる (榎根, 1980)。

$$Ld = \sigma T^4 (a + b\sqrt{e}) \quad (11)$$

ここで, e : 水蒸気圧 (hPa) であり, a , b は経験的定数であるが, 中川 (1977) による館野における $a = 0.634$, $b = 0.036$ を用いる。なお, 館野は北緯 $36^\circ 03'$ に, 本流域は北緯 $35^\circ 49'$ に位置しておりほぼ同じ緯度を示す。曇天時の下向き大気放射量は (11) 式で得られる値より大きくなり, 本方法は曇天時には過小評価されることになるが, 本研究では雲量や雲型を観測していないため, 下向き大気放射量は (11) 式によって算出した。

Ⅲ. 結果と考察

1. 潜熱輸送量と顕熱輸送量の計算結果

前述の方法で, 1 時間毎の気象データから潜熱輸送量と顕熱輸送量を算出し, それぞれの日変動および日々変動を検討する。まず, 日変動の例として, 2002 年 8 月 23 日から 29 日までの 1 週間について Fig. 2 に示す。なお, Fig. 2 には参考のため日射量も図示する。夜間には顕熱・潜熱輸送量とはともにマイナスの値を示し, 地表面が夜間に放射によって冷却されており, それを緩和するよう

Fig. 2 The variations in global radiation (S), sensible heat flux (H) and latent heat flux (ϵE) for the period August 23-29, 2002.

に顕熱・潜熱輸送により大気から地表面に熱が輸送されている。夜間の絶対値としては顕熱輸送量の方が潜熱輸送量よりも大きく, 特に, 日没前後に顕熱輸送量は大きなマイナスの値を示す。この 1 週間では, 朝 7 時以降 18 時頃まで日射量が観測されている。8 月 23, 24 日には一時的に降雨が観測されており, 日中の日射量, 顕熱・潜熱輸送量ともに値が小さくなっている。この両日は顕熱輸送量の方が潜熱輸送量よりも日最大値がわずかに大きくなっている。降雨日以外には潜熱輸送量の方が顕熱輸送量よりも日最大値が大きくなっており, 降雨日より晴天日に潜熱輸送量が大きくなり蒸発散が活発であることがわかる。

2002 年 8 月 23 日から 10 月 31 日までの日射量, 顕熱・潜熱輸送量の変化を Fig. 3 に示す。夏から秋にかけての 70 日間にわたる観測結果であるが, 日々変動が見てとれる。日射量は 9 月 2 日にこの期間最大の $16.6 MJ/m^2/day$ を示すが, それ以降は太陽高度の低下とともに, 晴天日においても日射量は小さくなる傾向にある。9 月中旬は秋雨前線が本州付近まで南下した影響で, 気温が低くぐずついた天気が続いた。この期間には, 研究対象流域においても日射量が少なく, 顕熱・潜熱輸送量ともに小さな値を示している。潜熱輸送量は 9 月 1 日にこの期間最大の $8.59 MJ/m^2/day$ を示し, 10 月に入っても晴天時にはプラスの値で, 地表面から蒸発散が起きていることがわかる。また,

Fig. 3 The daily variations in global radiation (S), sensible heat flux (H) and latent heat flux (ϵE) from August 23, 2002 to October 31, 2002.

降雨日には潜熱輸送量がマイナスの値を示す。この期間の顕熱輸送量はマイナスの値を示す日が多く、10月28日には $-7.17 \text{ MJ/m}^2/\text{day}$ を示す。当日は冬型の気圧配置となり寒気が流入し、松本において統計開始以来最も早い初雪を観測している。

なお、前述の(4)式から蒸発散量 E は次式で求まる。

$$E = \rho \beta C_H U [q_{\text{SAT}} (1 - \text{RH}) + \Delta \delta T] \quad (12)$$

(2) 式と (12) 式から計算された蒸発散量は、8月下旬(9日間)には11.4mmとなり観測期間の旬値としては最大であり、9月中旬に2.57mmと最小となる。9月の月間蒸発散量は14.5mmとなり、10月の月間蒸発散量は21.3mmである。9月中旬の秋雨前線の影響が9月の月間蒸発散量低下に現れている。

2. 蒸発散量と気象要素の関係

蒸発散量を推定する(2)式と(12)式から明らかなように、蒸発散量の多寡に影響を及ぼす気象要素は風速、気温、湿度、日射量である。そこで、日蒸発散量と各気象要素との関係を検討するために、風速、気温、湿度については、それぞれ日最大値、日平均値、日最小値と日蒸発散量との相関係数、日射量については日最大値、日積算値と日蒸発散量との相関係数を求めた。その結果、風速と気温については、日蒸発散量と最も良好な相関を示すのは日最大値であり(それぞれ相関係数: 0.595と0.437)、湿度については日最小湿度が日蒸発散量と最も相関係数が大きい(-0.791)。さらに、日最大日射量よりも日積算日射量の方が日蒸発散量との相関が良好である(0.877)。これら、4種類の気象要素と日蒸発散量との関係を Fig. 4 に示す。なお、Fig. 4 に示す相関係数はすべて1%水準で有意である。日最小湿度と日蒸発散量との間でのみ負の相関係数(-0.791)を示し、日最小湿度が低下すれば日蒸発散量が大きくなる傾向を示す。日最高気温と日蒸発散量との間の相関が、Fig. 4 中の他の3つの相関に比べて、相関係

Fig. 4 The relationship between daily evapotranspiration and daily maximum wind speed, daily maximum air temperature, daily minimum relative humidity (RH) and daily global radiation (S).

数の絶対値が最も小さい。各気象要素の中で、日蒸発散量と最も良好な相関を示すのは日積算日射量であり、相関係数は0.877である。

研究対象期間の日蒸発散量 E_{day} を目的変数、日最大風速 WD_{max} 、日最高気温 T_{max} 、日最小湿度 RH_{min} 、日積算日射量 S_{day} を説明変数とする重回帰分析を行うと、

$$E_{\text{day}} = 0.138 WD_{\text{max}} + 0.037 T_{\text{max}} - 0.023 RH_{\text{min}} + 0.071 S_{\text{day}} + 0.455$$

となり、決定係数は0.887である。一方、標準偏重回帰係数は日最大風速: 0.282、日最高気温: 0.199、日最小湿度: -0.392 、日積算日射量: 0.368となり、日蒸発散量の変動を規定する要因としては日最小湿度が最も重要であることがわかる。

3. 河川流出高と蒸発散量との関係

無降水期間が比較的続いた時の流出高の例として、2002年10月11日から19日までの流出高の変化を Fig. 5 に示す。なお、前述のように推定蒸発散量は8末から9月初めに大きくなっているが、この期間には河川水位の欠測が断続的にあった

Fig. 5 The variations in runoff and evapotranspiration (E) for the period October 11-19, 2002.

めに、河川流出高と蒸発散量の両者が同時に得られた期間が少なく、無降水期間が比較的続いた時の流出高の例としては Fig. 5 の場合のみである。10月15日の夜に計18mmの降雨が観測され、一時的に流出高が増加しているが、この期間中はどの日も昼前後に流出高が急激に低下し、午後には再び増加するという日変化を示している。Fig. 5 には (2) 式と (12) 式から求めた蒸発散量も合わせて示すが、両者の変動は鏡像関係にあることがわかる。つまり、蒸発散量は昼頃に日最大値を示すが、そのほぼ同じ時間に流出高は日最小値を示す。午後に入り蒸発散量が減少すると流出高は再び増加している。夜間には蒸発散量はマイナスの値を示すが、これは大気中の水蒸気が地表面に凝結することを示す。両者の日変動傾向から、流出高の日変化は流域からの蒸発散の影響によるものであることが強く示唆される。

先行研究 (Kobayashi *et al.*, 1990; Kobayashi *et al.*, 1995; Bren, 1997) では、蒸発散のピークから数時間遅れて最小流出量が観測されている。しかしながら、本研究の対象流域では、蒸発散のピークと最小流出量がほとんど同時に観測された。本対象流域で両者に時間差が生じないのは、流域特性に起因することが推察される。つまり、先行研究の対象流域はいずれも広幅の形状を示し、標高が290-540m, 500-700mである。一方、本流域は幅の狭い細長い形状となっており、標高も1250-1800mと高くなっている。これらの流域特性の差異によって、蒸発散のピークと最小流出量の遅れ

時間が異なる機構については今後の課題である。

また、流出高が日最小値を示した後に、反動のように流出高が急激に増加するが、その後再び緩やかに流出高は減少している。これは、次のように考えることができる。流域内の地下に貯留されている水が、日中の地表面からの蒸発散によって上向きの移動成分を生ずる。それが、蒸発散量の減少とともに上向きの移動成分が無くなり、その反動として下向きの流れが一時的に増加する。しかしながら、地下貯留水量は蒸発散によって減少しているため、一時的な増加の後に流出高は緩やかに減少するものと考えられる。

Fig. 5 で明らかなように、流出高の日変動量は日々異なっている。10月13日のように、流出高が昼に大きく減少している場合もあれば、18, 19日のように流出高の昼の減少量が小さい場合もある。18, 19日は日中の蒸発散量のピークも小さくなっている。逆に、流出高の減少量が大きい13日には日中の蒸発散量の値も比較的大きくなっている。このことから、流出高の日中の減少量は蒸発散量の変動に規定されていることが推定できる。

そこで、2002年10月11日から19日までの流出高の日較差と日蒸発散量との関係を Fig. 6 に示す。ここで、流出高の日較差は、日最大流出高と

Fig. 6 The relationship between diurnal range of runoff and daily evapotranspiration for the period October 11-19, 2002.

日最小流出高の差をとった。10月15日は降雨が観測されたため除外した。なお、16日は未明まで15日夜の降雨の影響が残っていたため、日最大流出高として午後の最大値を採用した。両日以外の日の日最大流出高はすべて午後に観測されているので、この処置は妥当であると考えられる。流出高の日較差と日蒸発散量との相関係数は0.98と極めて高く、日蒸発散量の多寡によって流出高の日較差の値が規定されていることを示す。このことから、無降雨時に観測される流出高の日変化は、流域内の地表面からの蒸発散の影響であることを強く裏付けるものである。

Ⅳ. まとめ

中央アルプス東側に位置する、天竜川の一支流である森林源流域において、河川流量を精度良く観測するとともに、潜熱・顕熱輸送量算出に必要な気象要素の観測を行った。その結果次のことが明らかとなった。

研究対象期間の夜間には顕熱・潜熱輸送量とともにマイナスの値を示し、地表面が夜間に放射によって冷却されており、それを緩和するように顕熱・潜熱輸送により大気から地表面に熱が輸送されている。夜間の絶対値としては顕熱輸送量の方が潜熱輸送量よりも大きく、特に、日没前後に顕熱輸送量は大きなマイナスの値を示す。降雨日以外には潜熱輸送量の方が顕熱輸送量よりも日最大値が大きくなっており、降雨日より晴天日に潜熱輸送量が大きくなり蒸発散が活発であることがわかる。

日蒸発散量と各気象要素との関係を検討すると、日最小湿度と日蒸発散量との間でのみ負の相関係数(−0.791)を示し、日最大風速、日最高気温、日積算日射量とはそれぞれ0.595, 0.437, 0.877と正の相関係数を示す。また、日蒸発散量を目的変数とする重回帰分析を行った結果、標準偏回帰係数の絶対値は日最小湿度について最大となり(−0.392)、日蒸発散量の変動を規定する要因として日最小湿度が重要であることがわかる。

無降水期間が比較的続いた時の流出高の日変化は、蒸発散量の日変化と鏡像関係にある。蒸発散量は昼頃に日最大値を示すが、そのほぼ同じ時間に流出高は日最小値を示す。両者の日変動傾向から、流出高の日変化は流域からの蒸発散の影響によるものであることが強く示唆される。流出高の日較差と日蒸発散量との相関係数は0.98と極めて高く、日蒸発散量の多寡によって流出高の日較差の値が規定されていることを示す。このことから、無降雨時に観測される流出高の日変化は、流域内の地表面からの蒸発散の影響であることを強く裏付けるものである。

ここで報告したのは、夏から秋にかけての70日間についての観測結果であり、流出高と蒸発散量との関係を明らかにするためには、さらに長期にわたる観測が必要であり、また、植生の異なる流域での観測も必要であろう。また、蒸発散量のピークと最小流出量の遅れ時間が、流域によって異なる機構については今後の課題である。

謝 辞

匿名の査読者2名からは森林流域における熱収支問題について懇切丁寧な助言をいただき、本稿の改善に大変役立ちました。ここに感謝の意を表します。

本研究には、学術振興会科学研究費補助金(課題番号:12480018, 研究代表者:鈴木啓助)の一部を使用しました。

文 献

- 浅井和由・辻村真貴・佐竹 洋(2001):乗鞍岳東斜面における地下水流動系と降雨流出過程. 日本水文学会誌, 31, 135-149.
- 恩田裕一・小松陽介(2001):ハイドログラフの比較による遅れた流出ピークと山体地下水の関連. 日本水文学会誌, 31, 49-58.
- 樫根 勇(1980):水文学, 大明堂, 272pp.
- 近藤昭彦(1996):広域蒸発散の推定法(2). 日本

- 水文科学会誌, 26, 267-280.
- 近藤純正(1994): 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, 128pp.
- 近藤純正(2000): 地表面に近い大気の科学, 東京大学出版会, 324pp.
- 近藤純正・渡辺 力・中園 信(1992): 日本各地の森林蒸発散量の熱収支的評価. 天気, 39, 685-695.
- 杉田倫明(1996): 蒸発散の測定法(1). 日本水文科学会誌, 26, 49-56.
- 鈴木啓助・小林大二(1987): 森林小流域における融雪流出の形成機構. 地理学評論, 60, 707-724.
- 田中隆文(1996): 蒸発散の測定法(2). 日本水文科学会誌, 26, 135-143.
- 塚本良則(1989): 森林と地下水. 地学雑誌, 98, 99-110.
- 中川清隆(1977): 完全晴天時における大気放射. 地理学評論, 50, 129-143.
- 中川慎治(1996): 蒸発散の概念と推定法の適用条件. 日本水文科学会誌, 26, 43-48.
- 日原高志・鈴木啓助(1988): 丘陵地源流域における降雨による流量のふたつのピークについて. 地理学評論, 61, 804-815.
- 檜山哲哉(1996): 広域蒸発散の推定法(1). 日本水文科学会誌, 26, 195-207.
- Bren, L. J. (1997): Effects of slope vegetation removal on the diurnal variations of a small mountain stream. *Water Resources Research*, 33, 321-331.
- Kobayashi, D., Suzuki, K. and Nomura, M. (1990): Diurnal fluctuation in stream flow and specific electric conductance during drought periods. *Journal of Hydrology*, 115, 105-114.
- Kobayashi, D., Kodama, Y., Ishii, Y., Tanaka, Y. and Suzuki, K. (1995): Diurnal variations in streamflow and water quality during the summer dry season. *Hydrological Processes*, 9, 833-841.
- Sklash, M. G. and Farvolden, R. N. (1979): The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology*, 43, 45-65.
- (受付 2003年5月27日)
(受理 2004年1月28日)
-
- この論文に対する討論を2004年8月31日まで受付けます。