

芦生演習林内の高原部における 由良川最源流部の2流域の流出特性

中島 皇・福嶋 義宏

Characteristics of Streamflow at two Source Watersheds of
the Yura River in Highland Area of Kyoto University Forest in Ashiu

Tadashi NAKASHIMA and Yoshihiro FUKUSHIMA

要 旨

京都大学芦生演習林の気象・水文を把握するために、演習林全体を含むおよそ4,700haの由良川源流域において調査用施設を配置し、観測を開始した。このうち、由良川最源流に設定された上谷・下谷試験流域は芦生演習林の中では高原部に位置し、標高は625~935 mで南北に隣接するほぼ東向きの2流域である。流域面積はそれぞれ490ha, 303ha, 地質は丹波帯の中生層で頁岩を主体として砂岩、チャートを含んでいる。植生は上谷がスギと広葉樹(ブナ, ミズナラ)が混交した天然林であるのに対して下谷は皆伐後の二次林とスギの人工林であり、芦生の比較的標高の高い地域を代表する植生の面から言えば好対照の2流域である。今回はこの流域において60年前に行われた水文観測の結果をレビューし、近年の観測結果と比較して流出の傾向が上谷と下谷で逆の傾向を示していることを指摘した。また、上谷量水堰で観測された無雪期のハイドログラフにおいて水循環モデルの流域定数(パラメーター)を決定し、他の流域との比較を試みた。

は じ め に

森林の成立している山地源流域は「生物資源」, 「水資源」, 「水に運ばれる物質」の生産の場として、適切な管理が期待されている。由良川の源流域に約4,200haの面積を持つ京都大学芦生演習林では設定以来70年を経過するが、これまで森林の生長に関する研究は数多く報告されているが、森林と水との相互作用についての調査は数が少なく、僅かに寺澤¹⁾や福嶋ら²⁾の報告があるのみである。また、全国的にみても数百~数千haオーダーの森林における水文観測はあまり例が見られない。一方、水資源に対して有効な森林管理の方法を明らかにすること、つまり森林施業法の違いによる流出量への影響について調べることは森林や林業の研究にとって重要な研究課題である。さらに環境問題が叫ばれている現在においては、その重要性がますます高くなってきている。

そこで、東西約7 km, 南北約7 kmの芦生演習林が位置する地域全体の森林の気象・水文環境を把握することを目的として以下のような調査・観測体制を構築した。すなわち、芦生演習林では事務所構内の露場(355 m)において気象観測が行われており、それよりおよそ300 m 標高の高い長治谷作業所(640 m)においても構内に準ずる形で気象観測が行われている。この2地点を気象観測のベースとして、標高別の降雨量・気温観測点を設けて無雪期に観測した。積雪期の水量を

見積るためにおよそ30点の最大積雪深計を林道沿いに配置している。比較的標高の高い部分に位置する由良川最上流部にあたる上谷・下谷の両流域でそれぞれ流量を観測し、斜面部の代表的な小流域である幽仙谷でも流量を観測している。また由良川本流域の流量を観測するために事務所構内の由良川橋にも水位計を設置している。斜面部における小流域の流出特性及び広域的な気象要素の分布については前二報³⁾⁴⁾に報告しているので参照していただきたい。このような全体構想のうち、上谷・下谷試験流域は芦生演習林の準平原状の高原部に位置する流域を代表するものとして位置づけている。今回は最近見つかった60年前の上谷・下谷における観測結果のレビューと現況との比較、及び流域の概況、観測結果と水循環モデルを適用して得られた流出特性についての検討結果を報告する。

1. 過去における観測の試み

芦生演習林は設定されて70年余りが経過したが、この間の気象観測については安藤⁵⁾が詳しくまとめている。ここでは水文観測について過去の試みを列挙してみる。

1932年(昭和7年)：林学科4回生・寺澤金治氏が、「森林ノ流量ニ及ホス影響ニ就イテ」(昭和8年)という卒業論文をまとめている。これによれば、市河三祿教授の指導の基に、上谷・下谷にそれぞれ雨量計および量水堰を設けて水文観測を行っている。この結果については後に詳しく述べるが、当時は芦生演習林が設定されたのち演習林としての基盤が徐々に整い始めた時期であり、中山作業所を調査の基地として精力的に上谷や下谷において森林に関する実証的な研究が行われており、この時期に芦生演習林ではいくつもの卒業研究が行われた。

1953年(昭和28年)：戦後のヘスター台風などの大災害によって、防災対策上も水文観測の必要性が認識され、赤崎東谷・西谷に量水堰が設置され観測が開始される予定であったが、台風13号によって堰が破壊され観測の試みは中止された。

1968年(昭和43年)：関西電力の揚水ダム予備調査によって上谷で流量が観測されたことがある。

1977年(昭和52年)：福嶋らを中心とした林学教室のスタッフ⁶⁾によって下谷流域内の弥生谷・トイノ谷で水文観測が行われた。

1983年(昭和59年)：窪田らによって上谷流域内のサワ谷で流量観測が試みられた。

1988年(昭和63年)：上谷・下谷に水位計が設置され流量観測が開始されたが、河床変動が大きくなり、特に上谷では度々流路が変化するなど、流量の測定見積が困難になった。このため、1991年に上谷、1993年に下谷に量水堰を設置して流量の観測を継続中である。

2. 試験流域の概要

1) 位置・地質

上谷・下谷試験地は北緯35°19'～21'、東経135°43'～46'に位置する南北に隣接する2流域であり、京都市のおよそ30km北に位置する京都大学芦生演習林内の由良川最源流域にあたる。冬期は日本海からの北西の季節風をともに受けるため1～3mの積雪がある。地質は中・古生層の丹波帯に属し、基岩は中生代の頁岩を主体として、チャートや砂岩を含んでいる。土壌は森林褐色土B₀タイプであり、尾根部にはポドソルがみられるところがある。

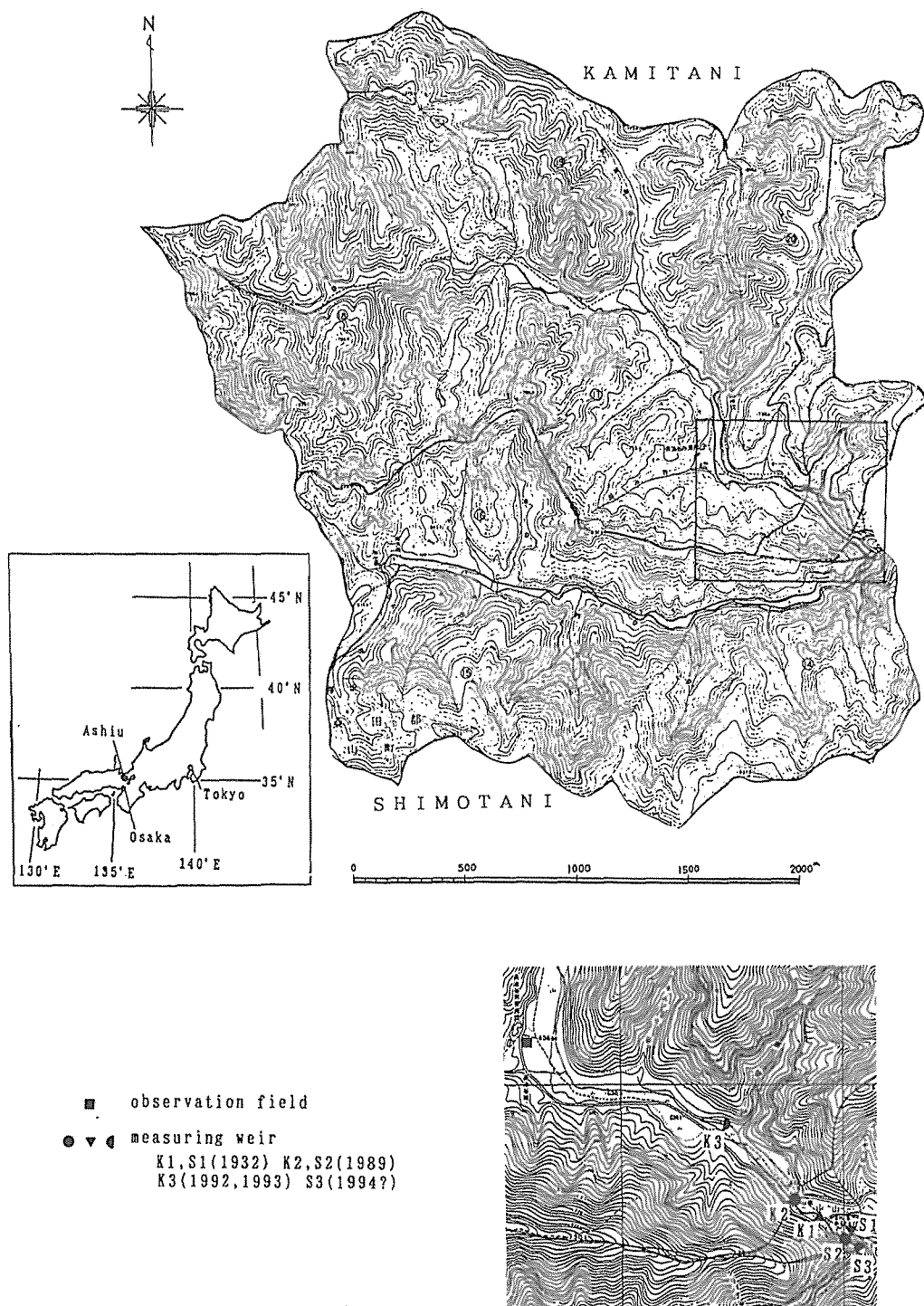


図1 流域地形図

Fig. 1 Map of Kamitani and Shimotani experimental watersheds

表1 地形特性値
Table 1 Geographical factors

	Yanagatani		Yusen	Kamitani	Shimotani
	CA 1	CA 2			
latitude	35° 17' N		35° 19' N	35° 19' N ~ 35° 21' N	
longitude	135° 50' E		135° 43' E	135° 43' E ~ 135° 49' E	
basin area (ha)	70.0	4.06	7.95	489.6	303.0
altitude (m)	360-815	450-700	490-740	627-836	625-935
direction	NE	NNW	S	E, SE	E
mean slope angle	33.2°	38.3°	35.2°	15.2°	21.0°

2) 地形

上谷・下谷試験地の流域面積はそれぞれ490ha, 303haである。流域地形図, 流域諸元をそれぞれ図-1, 表-1に示す。流域内の最高点は上谷で836 m, 下谷で943 m, 最低点は上谷で627 m, 下谷で625 mである。4万分の1の地形図より読み取った高度別面積分布は図-2のようになり, どちらの流域も600~800 mの地帯が75~95%を占めている。上谷では河道の主流方向が東から南東に近く, 下谷ではほぼ真東に近い。これら

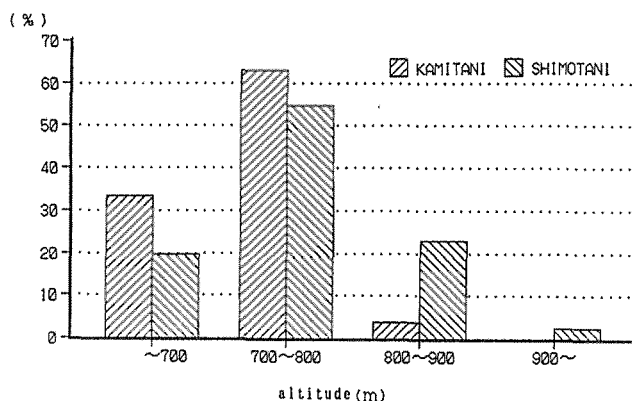


図2 高度別面積分布

Fig. 2 Distribution of area in altitude

の主河道にほぼ直交するように支谷が形成されているが, これらの支谷は谷底の勾配が小さく, 平坦で, 幅も30 m~100 mくらいで, 谷頭部には地入り地形や滝があり, 主谷への出口は谷の中よりもかなり狭くなっているのが特徴である。ちょうど高瀬舟か伝馬船の舟底のような形をしている。斜面方位は南北方向の支谷が多いため, 東向きや西向きの斜面が多くなっているが, 谷の幅が奥まで広いため南向きや北向きの斜面も場所によってはかなり存在する。高原(準平原)上にある斜面のため平均傾斜は上谷で15.2°, 下谷21.0°で, 幽仙谷(35.2°)などの斜面と比較すればかなり緩やかである。

3) 植生及び森林施業法

両試験流域とも演習林設定以前の植生については詳しい資料がないため, いくつかの関連した資料⁶⁾から推定すると, 江戸時代の初め頃には本演習林に300人以上の木地師やその家族がミズメやホオノキを抜き伐りして, 杓子や盆を作ったり, スギを伐り出して下駄にしたり, 炭焼きをして生活していた⁷⁾。これらの木地師たちも江戸の終わり頃にはほとんどが山を下りたが, 明治に入っても滋賀県や福井県側からかなりの人が出入りして, 長谷谷辺りは茅場や葦原になっていた⁸⁾。三国峠周辺では火入れをして草生地になっていたことが記録されている。また現在, 上谷上流部左岸側にはスギのほとんどないミズナラ・コナラの二次林的な森林が形成されていることは過去に相当な外的要因(伐採, 山火事, 火入れなど)が加わったものと推察される(写真1)。大正10年に京都大学が地上権を設定した当時の林相は演習林概要⁹⁾および芦生演習林¹⁰⁾(概要: パン

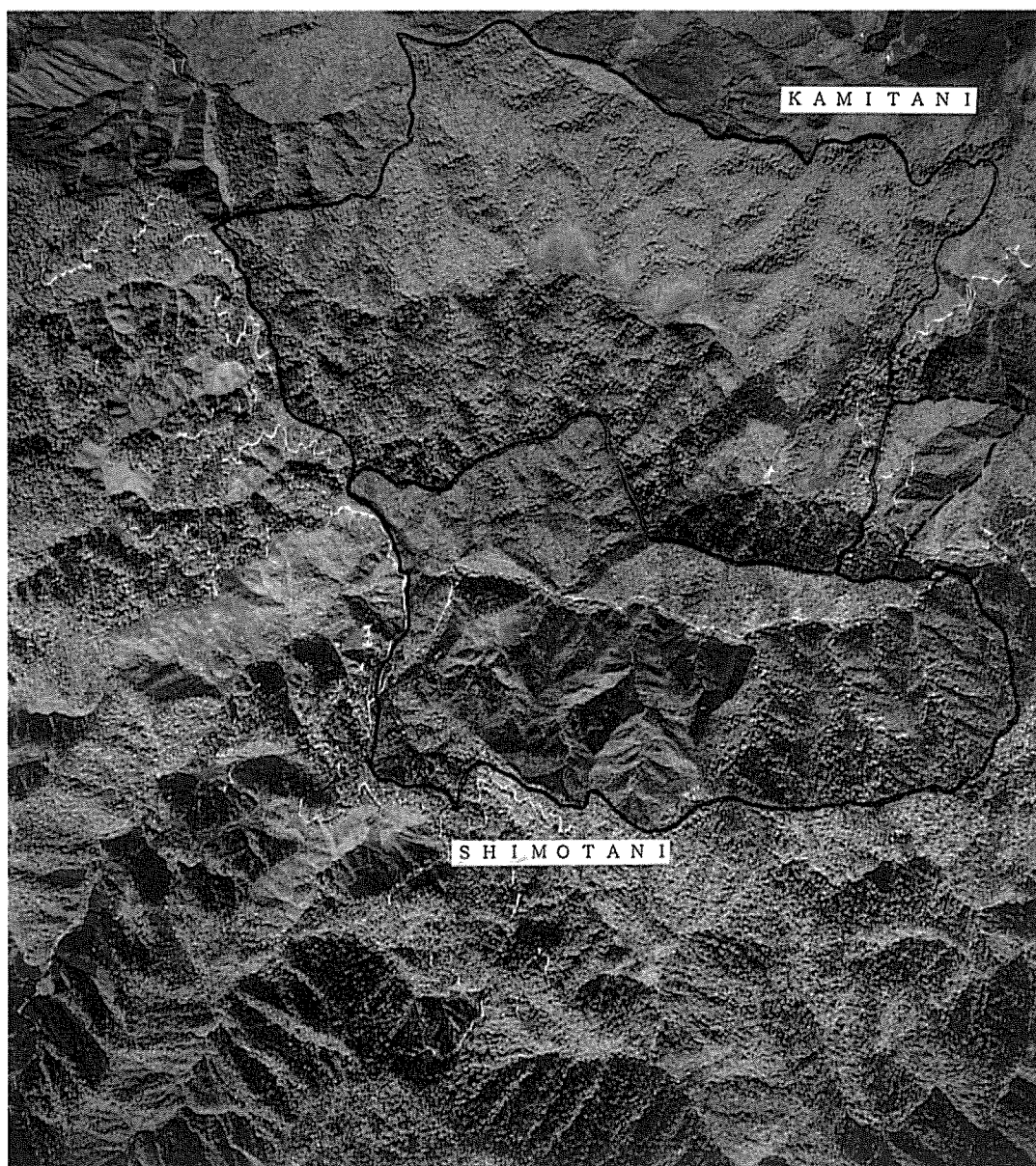


写真1 上谷・下谷空中写真

Photo 1 Aerial photograph of Kamitani and Shimotani (1993)

フレット)に概況が述べられているのでそれを引用すれば、上谷の大部分は老齢のナラ、ブナ、トチ等の広葉樹天然密林で、所々にこれらの幼齢林や針葉樹の人工林があり、三国峠や野田畑の草原等の開放地があった。下谷は針葉樹(スギ)が多くあり、大部分は混交林となっているが、中齢の純林も相当な面積存在していた。これらの混交林は、天然に或いは人工的にスギの単純林に更新されつつあり、広葉樹は老齢大形のブナ、ナラ、トチが多い。

現在の林相(写真1)および施業法は上谷ではおよそ77%が演習林設定以来、人の手が加えられていない森林で、上谷上流部右岸や枕谷の溪畔や斜面には大径のミズナラ、ブナ、トチなどが、また尾根部ではこれらの樹種とスギとが混交している。15%が天然林手入れ、6%がスギ・ヒノキなどの人工林、2%が湿地・草生地である。一方、下谷では昭和30年代に大部分の地域が皆伐され、77%が天然更新地(天然林の二次林)、23%がスギの人工造林地である。

3. 観測方法

1) 気象観測

試験流域の気象状況は、上谷量水堰の約500 m 上流の長治谷作業所(観測所)の露場で降水量、気温、地中温度(深さ10cm)、湿度、風速、日射量、積雪深を記録している。先にも述べたように、長治谷では冬期には平年で2 m の積雪がある。商用電源(AC 100 V)が引かれていないため、積雪期の降水量は溶液型雨量計を用いているが、これに加えて貯留型雨量計としてドラム缶(200 ℓ) 2 個を準備し、積雪期間の途中で取り替え、冬期の総降水量を測定している。積雪深は超音波式積雪深計('81.12~'92.4)のものをを用いていたが、現在は光学式積雪深計およびインターバルタイマーカメラ('92.11~)で観測されている。

2) 水位の観測及び水位流量関係式

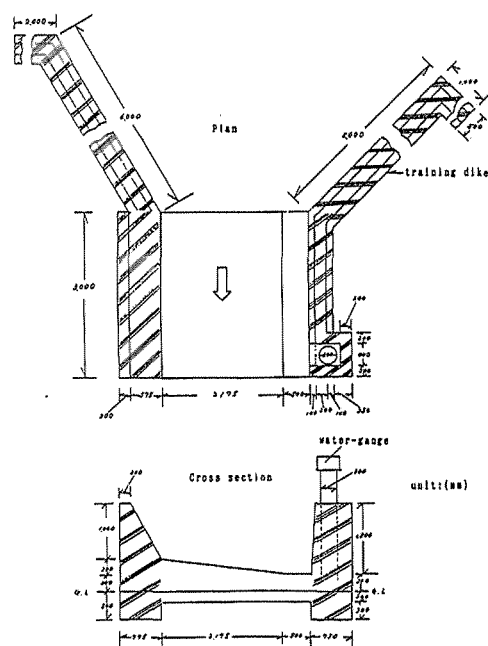


図3 上谷量水堰設計図
Fig. 3 Kamitani weir

流量の観測地点は図1中の拡大図に示した。S1とS2はまったく同一の場所である。1989年は水位計のみを設置し、河床変動も実測して流量を測定していたが、1992年からは上谷で、岩盤が河床に露出した箇所を選定し、水路勾配は2°のコンクリート製の水路式量水堰⁹⁾(図3、写真2)を建設した。水位はフロート式水位計



写真2 上谷量水堰
Photo 2 Kamitani weir

により自記されており、一週間に一回程度行われる定期観測時にポイントゲージ測定により水位記録値の検定を行った。流出量算定に用いられる水位流量関係式は以下のように求めた。堰および堰の上流または下流の適当な箇所では井式流速計を用いての流速を測定し、測定地点の流路の断面形を計測して実測流量を算出する。高水位から低水位までの種々の水位に対する実測流量を計測することにより、各堰の水位流量曲線が得られる。堰に勾配を持たせたことから水路に砂が貯まることはなく、流路断面が確定されている。

4. 昭和7年の観測結果

前述の卒業研究の方法と結果を簡単に述べる。当時、森林水文学はその研究の緒についたばかりでこのような量水試験はスイスの林業試験場長 A. Engler 博士が Emmental において行ったものとアメリカ・コロラド州 Wagon Wheel Gap において山林局と気象局が共同で行った試験以外には信頼できる資料がなかった。日本でも東京営林局管内の太田、笠間、足尾の三試験地で流量が観測され、また東京大学千葉演習林でも観測が開始されている。そこで、芦生演習林内の由良川最源流域の上谷・下谷に量水堰(写真3, 図4)、雨量計(写真4)を設置し、水文観測を開始した。当時は上谷と下谷の合流点付近に中山作業所(観測所)(写真5)があり、現在の長治谷作業所の前身の施設として気象観測及び各調査の基地となっていた。観測は量水堰堤の建設及び測定方法の確立するために試行錯誤を行った後、昭和7年6月下旬から開始されたが、7月2日の豪雨によって上谷の量水堰は破壊され、測定不能となった。しかし、7月中旬に再度改築して12月中旬まで観測を続けている。流量の測定は水位と流速を直接測定する方法を取り、水位は平水の場合6:00, 12:00, 18:00の1日3回、降雨の場合には時間単位或いはさらに短時間の間隔(深夜22:00や24:00などの観測データもある。)で観測し、流速は堰堤の通水部に測線を引き、表面浮子(3cm四方、厚さ1cmのスギの板)を測線毎に流して4mの距離を通過する時間を測定し表面流速を計算し、これに0.8を乗じて平均流速とし、この平均流速を通水部の横断方向に平均して算出している。降水量は中山観測所、上谷(サワ谷:5点)、下谷(6点)で貯留型雨量計で観測され、林外雨・林内雨の日雨量が測定されている。観測結果は7月から10月まで(7/1~17までは下谷のみ)示されており、それらの流量データを時間単位の水ロググラフとして表すと図5になる。卒論では降水量によって流出の傾向を表2のようにまとめている。つまり、乾燥期や少雨期には下谷の流量が上谷の流量の1.2~1.4倍になるが、豪雨期は豪雨中のみ上谷の流量が多くなるが豪雨が過ぎればほぼ等しくなる。多雨期には上谷の流量は下谷の流量の1.15倍になる。また、降水量は上谷、下谷でほとんど差がない。林内雨については秋に上谷の雨量が増加して下谷の1.2倍くらいになっている(図

6)。これらのデータは流量のオーダーも1989年の観測データと一致しており、精度も同程度と思われる。現在のデータと比較可能な60年前の貴重なデータであると言える。

表2 1932年の上谷・下谷の流量の比較(日雨量を指標)

Table 2 Comparison of the discharge in Kamitani to that of Shimotani in 1932

期 間	平均日雨量 (mm/day)	最高日雨量 (mm/day)	比
乾燥期 (7.18~8.4 10.1~10.31)	R < 2	10	P = 1.3~1.4
少雨期 (8.5~8.19 9.21~9.30)	4 < R < 10	39.1	P = 1.2
豪雨期 (8.2~9.3)	R = 7.5	78.0	P = 1.0
多雨期 (9.4~9.20)	R = 20	66.5	P = 0.9

上谷の流量 QK, 下谷の流量 QS とすると $P = QS/QK$

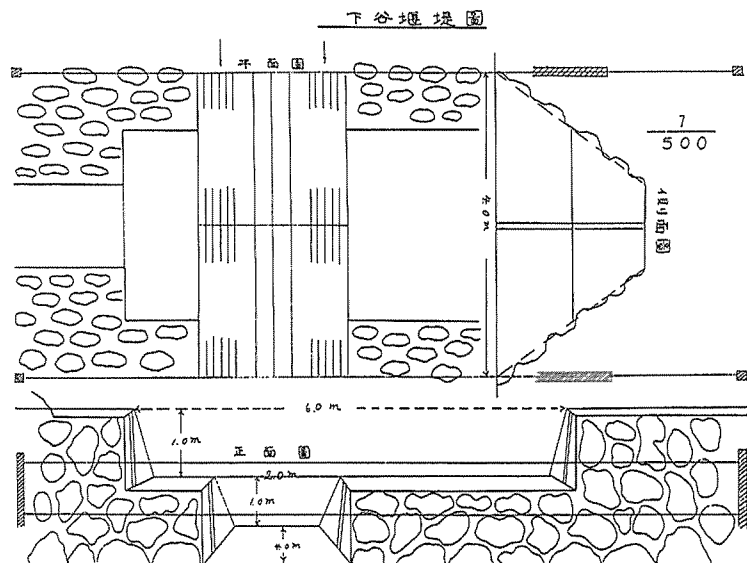


図4 1932年の下谷量水堰
Fig. 4 Shimotani weir in 1932



写真3 1932年の上谷量水堰
Photo 3 Kamitani weir in 1932



写真4 下谷の林内雨量計
Photo 4 Rain gauge in the forest of Shimotani

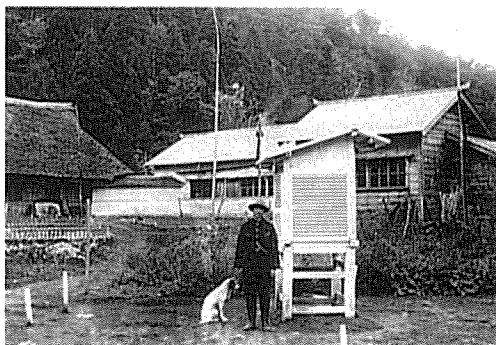


写真5 中山作業所と露場
Photo 5 Nakayama observation field

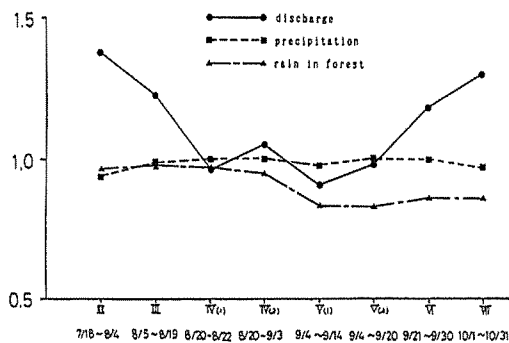


図6 期間毎の流量・雨量・林内雨量の下谷の上谷に対する比

Fig. 6 Ratio of Shimotani to Kamitani
(discharge, precipitation, rain in forest)

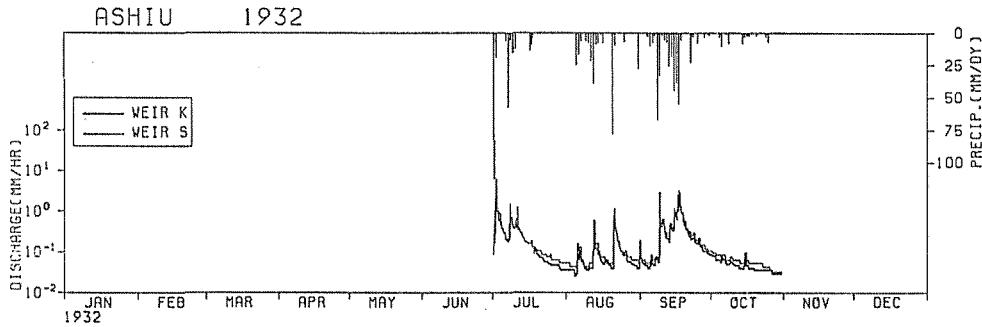


図5 1932年の上谷・下谷の観測結果

Fig. 5 Hourly hydrographs in Kamitani and Shimotani (1932)

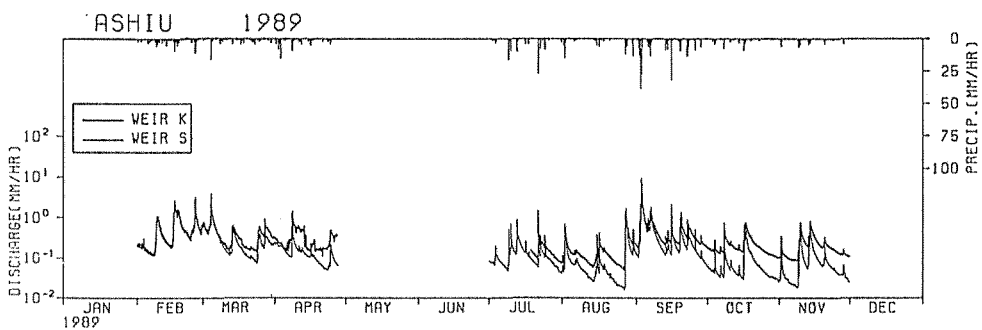


図8 1989年の上谷・下谷の観測結果

Fig. 8 Hourly hydrographs in Kamitani and Shimotani (1989)

5. 観測結果及び解析方法

1) 1989年の両流域の結果について

水位計が設置してあった地点(図1のK2とS2)の河床横断の変化を図7に示した。上谷では8月までは徐々に河床の侵食が進み、9月初旬の大雨で一挙に土砂が堆積して河床が急激に変化している。この時の降雨強度は最大で38.0mm/hr、ピーク流出量は10.0mm/hr前後である。これに対して下谷では4月から一貫して堆積傾向にあり、9月初旬の降雨によってかなり河床が上昇している。このような自然河床の変動は繰り返されていくものと推察されるが、流量観測にとつては不都合で大きな河床変動の度にH(水位)－Q(流量)の関係式を見直す必要がでてくるため、流量実測を度々行わなければならない。図8に1989年の上谷・下谷の観測結果を示す。水収支は7/19～11/30の期間において上谷では総雨量1175.5mm、流出量871.0mmとなり、損失量は304.4mmとなった。これを幽仙谷で求められた月別蒸発散量から算出したこの期間の蒸発散量(305mm)と比較するとほぼ妥当な値が得られている。一方、7/19～11/20の期間において下谷では総雨量1156.5mm、流出量516.7mmとなり、損失量は639.8mmで、雨に対する流出量の割合が小さく、損失量が大きい結果になった。しかし、ピーク流量は下谷の方が大きいことが多い。流出の傾向のうち降雨に対する応答はどちらの流域も同様であるが、下谷では逓減が早く、上谷ではゆっくり減衰している。

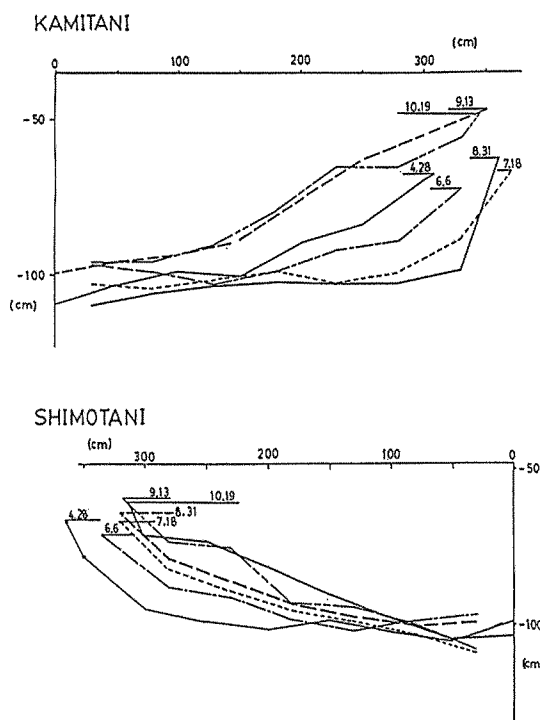


図7 1989年の上谷・下谷における河床変動
Fig. 7 Deformations of river bed in Kamitani and Shimotani (1989)

および年水収支を表3に示す。1～3月の積雪期の降水量は貯留型雨量計の値を用いている。カッコ内が溶液型雨量計の値で1～3月の期間で130～250mm少なくなっている。これは溶液型雨量計の融解能力以上に降雪があった場合、その雪が雨量計には捕捉されずに、外へ落ちているために起こっているものと推察される。月別の水収支は両年とも同様の傾向を示し、4、5、7月には損失がほぼ0かマイナスになっている。このような傾向は梁ヶ谷試験地における観測結果¹⁰⁾にも表れている。年損失量はおよそ450mmとなり、幽仙谷で得られた年損失量と同程度の値が得られた。これらの値は北海道や東北で報告されている例¹¹⁾に対応する値である。しかし、滋賀県南部田上山地の桐生、川向の両試験地で求められた流域水収支¹²⁾では年損失量770～890mm、湖東の竜王山試験地のNo.1, No.2で求められた年損失量¹³⁾580～690mm、幽仙谷試験地の東南東約15kmの安曇川水系に位置する梁ヶ谷試験地で求められた年損失量¹⁰⁾約600mmなどより少ない値となっている。

3) 水循環モデル

モデルについてはすでに論文¹⁴⁾¹⁵⁾に発表されており、説明が詳細に述べられているので省略するが、ここではパラメーターについて簡単な説明をしておく。流出に関係するパラメーターとしては不浸透部分の比率を表すC、不浸透部の流出成分の貯留変換定数Kc、斜面部分からの直接流出成分を定める有効土層深の流域平均値50とその標準偏差を定めるD₁₆、表層土層における貯留水の再配分を定めるKu、早い流出成分の貯留変換定数Kh、基底流出の貯留変換定数Kbの7個である。雨水の運動に関するパラメーターとしてはKc, Kh, Kuがあり、この順に早い成

2) 1992年・1993年の上谷の結果について
データの精度を高め、観測を省力化するために、河床変動が起こらないようなコンクリート製の水路式量水堰を1991年7月完成させ、10月から測定を開始した。長治谷観測所の気象観測点における降水量と上谷量水堰における流出量の測定結果を図9に示した。1992年1月1日から1993年12月31日までの二年間のデータが欠測なく示されている。このうち梅雨期の最大降雨強度は1992年7月13日の36.0mm/hr、その時のピークの流出量4.0mm/hr程度であり、かなり大きな面積の流域に対しては降雨に対しての応答が早い。積雪期のハイドログラフは無雪期のハイドログラフに比べて立ち上がりやゆるやかになり、ピークがはっきりしなくなるが、幽仙谷の観測結果³⁾と比較すればピークが顕著である。この量水堰へは冬期間にも月に1～3度の割合でチェックに行った。堰の流路部分以外には積雪が見られることもあったが、常に水が流れており流路が結氷していることはなかった。

これらの測定値から算出した上谷の月別

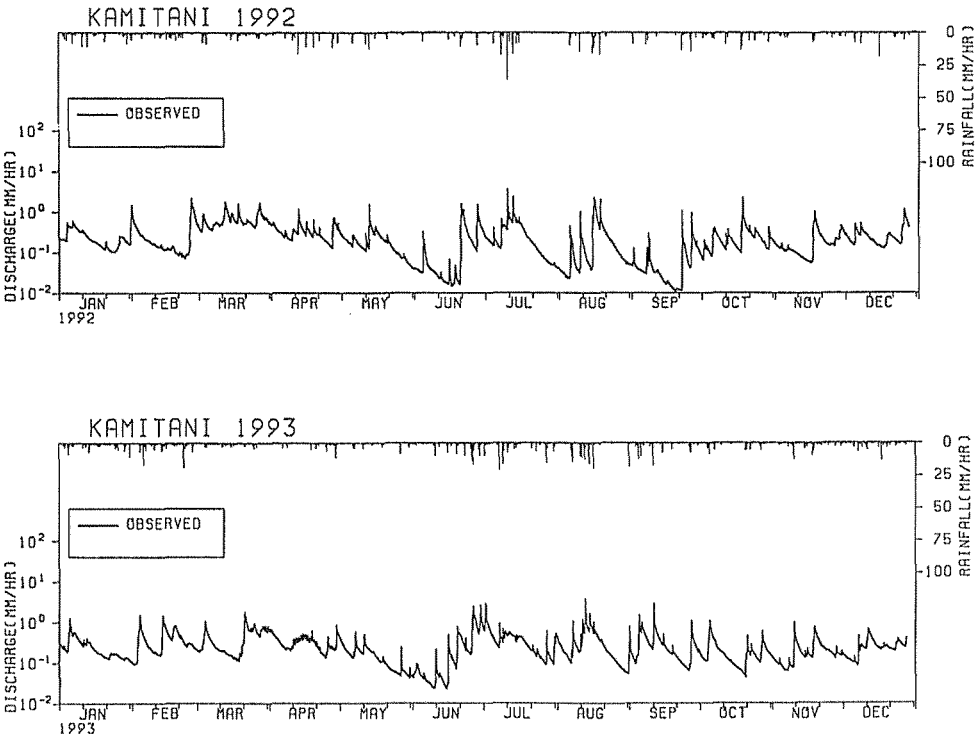


図9 1992年・1993年の上谷の観測結果
Fig. 9 Hourly hydrographs in Kamitani (1992・1993)

表3 上谷の1992年・1993年の水収支表
Table 3 Annual and monthly water budget in Kamitani (1992・1993)

Month	1 9 9 2			1 9 9 3		
	Precipitation	Discharge	Loss	Precipitation	Discharge	Loss
1	(194.0)	872.0	(182.6)	(245.0)	(215.6)	163.6
2	(293.0)		(157.1)	(276.0)	(255.4)	
3	(255.5)		(507.5)	(151.5)	(280.9)	
4	204.0	253.1	-49.1	85.0	266.8	-181.8
5	147.0	166.1	-19.1	141.0	136.0	5.0
6	227.5	98.4	129.1	301.5	135.4	166.1
7	212.0	248.8	-36.8	334.5	335.3	-0.8
8	312.5	167.0	145.5	299.5	257.8	41.7
9	182.0	48.3	133.7	319.0	207.5	111.5
10	218.0	174.9	43.1	184.5	147.9	36.6
11	172.0	127.3	44.7	159.5	143.6	15.9
12	233.5	206.1	27.4	250.0	176.8	73.2
total	(2651.0)	2780.5	2337.2	(2747.0)	2990.0	431.0

注 ()は冬期は溶液型雨量計によって得られたデータである。

分から遅い成分を意味する。さらに、基底流出の運動パラメーターとして K_b がある。これまでの解析より、 D_{50} 、 D_{16} 、 K_b は母岩や土壌の性質に基づくパラメーターであると考えられ、 K_c 、 K_h 、 K_u は斜面の長さや勾配に関するパラメーターであると考えられる。

蒸発散量の与え方は桐生流域に準ずるものとした。すなわち福嶋¹⁵⁾のように、 $E_i(t)$ については時間単位では枝葉による初期遮断貯留量 1.44mm、幹の初期遮断貯留量 0.53mm、貯留成分が残っている間は $E_i(t) = 0.1618\text{mm/h}$ の遮断蒸発が発生する。ただし、ポテンシャル蒸散の月分布値 $E_{tp}(I)$ を算出する方法としては、幽仙谷³⁾の解析と同様に、桐生流域で算出された推定式より経験式ではあるが、より汎用性のある Hamon 式を適用することにした。

すなわち、Hamon 式は

$$E_p = 0.14 \cdot D_o^2 \cdot P_t$$

ここに、 D_o ：1日の可照時間を12時間で除した量

P_t ：日平均気温に対する飽和絶対湿度 (gm/m^3)

である。これに係数 A を乗じた次式によって $E_{tp}(I)$ を推定した。

$$E_{tp}(I) = A \cdot 0.14 \cdot D_o^2 \cdot P_t$$

Hamon 式型 ($A=17.0$) と桐生型の蒸発散量と短期水収支法で算出した損失量を比較して示すと図10になる (○-○, ●-● 短期水収支法による結果)。適合度はあまり良いとは言えないが、5月～10月の傾向は桐生型よりはむしろ Hamon 式型のほうが適用可能なことを示している。

4) 誤差評価

誤差評価は次の二式による。

$$F1 = \frac{1}{N} \sum \frac{|Q_{ob}(t) - Q_{ca}(t)|}{Q_{ob}(t)}$$

$$F2 = \frac{\sum Q_{ob}(t) - \sum Q_{ca}(t)}{\sum Q_{ob}(t)}$$

ここに、 $Q_{ob}(t)$ ：観測流量、 $Q_{ca}(t)$ ：計算流量、 N ：観測データ個数

$F1$ ：相対誤差、 $F2$ ：水収支誤差

5. 解析結果

1) 1932年と1989年観測データの比較

1932年の観測結果と近年の観測結果において見られる顕著な差異は60年前のデータでは乾燥期

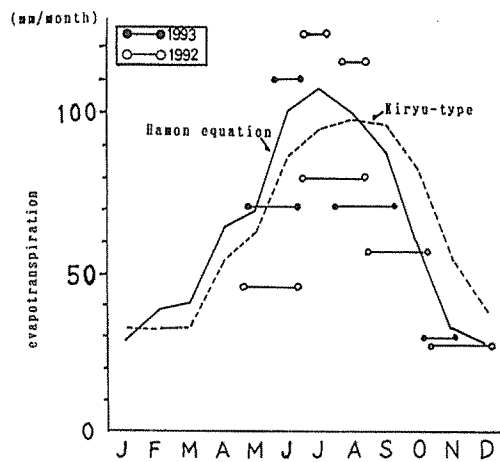


図10 蒸発散量の比較
Fig. 10 Comparison of calculated evapotranspiration by Hamon equation and that of Kiryu-type

や少雨期に下谷の流量が上谷の流量より多くなることである。この傾向は現在の傾向とまったく逆で、非常に興味深い結果である。つまり、当時と現在で大きく変化しているのは森林の状態である。先に述べたように1932年当時は下谷には良好な森林が保たれ、上谷の森林はかなり利用されて伐採跡地や無林地などが存在していた。

しかし、現在では下谷は1950～60年代にほぼ皆伐された後、造林地や天然更新地になったために20～40年生の木がほとんどであり、上谷は演習林設定以来70年余り、大部分の地域が天然状態のまま保たれている。1932年の観測結果は4ヶ月間のデータのみで、また1989年の下谷のデータでは損失量の割合がかなり大きくなっており断言は難しいが、良好な森林を伐採した場合には、水源涵養機能の低下ともいえる現象が、ピーク流量の増加や流出量の遅延率の増大、つまり流量の減衰が著しくなるという形で現れてくる。このことから森林の変化が流量に大きな影響を与えていることが示唆された。下谷については、現在新しい量水堰による観測を継続中であり、データの集積を待って上記の点は改めて論じたい。

2) 1992年・1993年の無雪期のハイドログラフ

1992年・1993年の上谷の観測結果に上述の水循環モデルを適用してみる。まず、無雪期である5月1日から10月31日までの時間単位の適用結果を図11示す。得られたパラメーターと他の流域のパラメーターを表4に示す。誤差評価は1992年が $F1=0.4659$, $F2=0.0038$, 1993年が $F1=0.2061$, $F2=0.1008$ とまずまずの値である。

同定された上谷の流域定数を他の流域の定数値と比較してみる。まず、直接流出を主に規定する C , D_{50} と D_{16} についてみる。 $C=0.050$ は他の流域に比べて最も大きな値となっているが、これは流域内に湿地を持つためである。直接流出量を主に定める D_{50} が120となり、これも従来の最大値100より大きな値であるが、 D_{16} は10で幽仙谷などと同じである。これは、小降雨に対しての直接流出量は幽仙谷流域と類似の量を発生させるが、大降雨になると直接流出量の増加率が低下するという傾向を意味し、幽仙谷よりなお雨水の保持性が高いと判断される。一方、基底流出の運動を支配する Kb は、同じ中・古生層の堆積岩地帯である梁ヶ谷流域や幽仙谷流域と同一になった。斜面直接流出の運動パラメーター Kh は10、斜面内の土壌水分の再配分を定める Ku は20と幽仙谷流域とは逆の傾向を示しており興味深く、これらの解釈については現在データが集まりつつあり、これからの課題になる。近隣の流域ではあるが、上谷流域は幽仙谷流域や梁ヶ谷流域とは流域の位置する場所が斜面部ではなく高原部で異なっており、また流域面積も7～60倍と大きい。パラメーターの違いが、これらの要因をどのように反映しているかを今後検討していく必要がある。

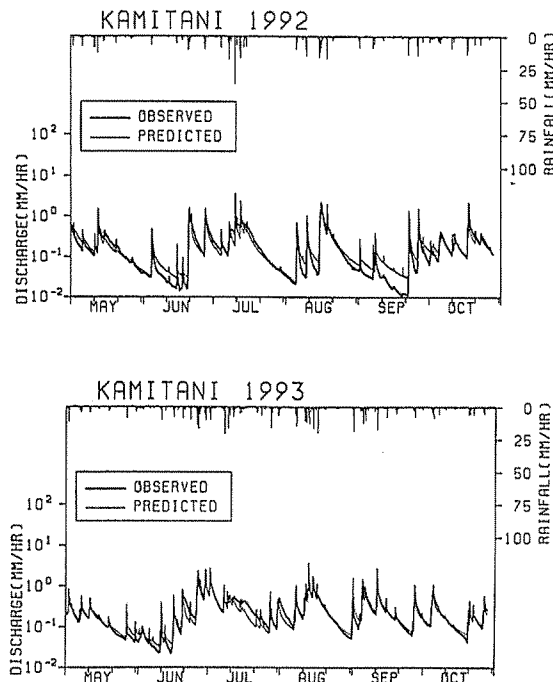


図11 1992・1993年の上谷無雪期の適用結果(時間単位)
Fig. 11 Predicted hydrographs by HYCYMODEL (hourly)

表4 上谷流域で決定された HYCYMODEL のパラメーターと他の流域のパラメーターとの比較

Table 4 Parameters for HYCYMODEL obtained in Kamitani and in other catchment basins

(Condition for basin)				
Geology	Sedimentary rock			
	Kutsuki		Ashiu	
Region	Yana	Sub-Yana	Yusen	Kamitani
Basin name				
Basin area (ha)	70.0	4.06	7.95	490
Vegetation ^{*1)}	Qm, Fc	Db	Cj, Fc, Qm	Cj, Fc, Qm
(Parameters for runoff)				
C	0.035	0.025	0.03	0.05
D_{50} (mm)	100	50	100	120
D_{10} (mm)	20	10	10	10
Kc ($\text{mm}^{2/5}\text{hr}^{3/5}$)	2	2	2	2
Kh ($\text{mm}^{2/5}\text{hr}^{3/5}$)	30	30	15	10
Ku (hr)	10	10	12.5	20
Kb ($\text{mm}^{9/10}\text{hr}^{1/10}$)	687	687	687	687

^{*1)} Co; *Chamaecyparis obtusa*, Cj; *Cryptomeria japonica*, Pd; *Pinus densiflora*, PT; *Pinus Thunbergii*, Pp; *Pinus pentaphylla*, Db; *Deciduous broad-leaved forest*, Fc; *Fagus crenata*, Qm; *Quercus mongolica*

謝 辞

本研究には、芦生演習林の多くの教職員の方々の協力を得ている。試験流域設定については前任者の東京農工大学・窪田順平助手の労によるところが大きい。量水堰の設定については、前芦生演習林長の太田誠一助教授に色々とお骨折り頂いた。砂防学研究室の小橋澄治教授には量水堰の設計、建設において援助と助言を頂き、実際の量水堰の設置については前芦生演習林業務掛長の菅原哲二技官をはじめとする利用班の方々の努力の成果である。とくに林英夫技官には重機の操作からコンクリートの打設まで大いに活躍して頂いた。記して感謝の意を表す次第である。また、昭和7年に観測が行われ、林学科の卒業論文としてまとめられているという貴重な資料の存在をお教え頂いた島根大学名誉教授・遠山富太郎先生に御礼申し上げる。なお、本研究におけるデータ処理並びに計算は京都大学大型計算機センターのシステムを利用した。

引 用 文 献

- 1) 寺澤金治(1933)森林ノ流量ニ及ボス影響ニ就イテ、昭和7年度林学教室卒業論文。
- 2) 福嶋義宏・鈴木雅一・谷 誠・加藤博之・太田岳史(1979)芦生演習林内の2つの小流域における水文観測報告。京大演報。51. 152-163
- 3) 中島 皇・福嶋義宏・太田誠一(1992)芦生演習林内の急峻地帯における小流域の流出特性。京大演報。64. 75-87
- 4) 中島 皇・福嶋義宏・小橋澄治(1993)暖候性積雪地域の山地流域における気象要素の空間的分布—降雨量・気温・積雪深—。京大演報。65. 113-124
- 5) 安藤 信・登尾久嗣・窪田順平・川那辺三郎(1989)芦生演習林の気象観測資料の解析(1)—事務所構内と長治谷の観測所の比較解析を中心に—。京大演報。61. 25-45
- 6) 京都帝國大學農學部附屬演習林(1928)京都帝國大學農學部附屬演習林概要。53-86
- 7) 中島 皇・今井英治郎・太田誠一(1992)芦生演習林の変遷(資料)。京大演集。25. 122-140
- 8) 京都帝國大學農學部附屬演習林(1932)京都帝國大學芦生演習林。

- 9) 林英夫・石川秀夫・二村一男・藤井弘明・菅原哲二・柴田泰征(1994)上谷・下谷流量観測堰の取設. 京都大学農学部附属演習林. 演研 1. 1-4
- 10) 福嶋義宏・鈴木雅一・友村光秀(1981)梁ヶ谷試験地の水文観測報告. 京大演報. 53. 131-143
- 11) 塚本良則編(1992)森林水文学. 文永堂出版. 96-97
- 12) 鈴木雅一(1985)短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定. 日林誌. 67. 115-125
- 13) 鈴木雅一・福嶋義宏・窪田順平(1987)竜王山試験流域の水文観測報告. 京大演報. 59. 165-175
- 14) 福嶋義宏・友村光秀・鈴木雅一・窪田順平(1989)暖候性古生層山地流域における降雨・降雪と流出(I)―無雪期の流出特性―. 日林誌. 71(5). 187-195
- 15) 福嶋義宏(1987)花崗岩山地における山腹植栽の流出に与える影響. 水利科学. 177. 17-34

Résumé

Hydrological observations have been made in Kamitani Experimental Watershed and Shimotani Experimental Watershed situated on the source area of Yura River in Kyoto Prefecture, for understanding the meteorological and hydrological conditions of the University Forest in Ashiu. Kamitani and Shimotani Watershed is underlain by *Mesozoic* and *Paleozoic Era* formations. Kamitani is covered with natural forests of *Cryptomeria japonica*, *Fagus crenata* and *Quercus mongolica* var. *grosseserrata*. Shimotani is covered with artificial forests of *Cryptomeria japonica* and secondary forests dominated *Cryptomeria japonica*, *Quercus mongolica* var. *grosseserrata* and *Betula grossa* and *Acer L.*. The basin area of Kamitani is 490 (ha) and that of Shimotani is 303 (ha). The altitude of these watersheds range 625m-935m. These forests represent the upper parts of Ashiu.

The results are as follows,

- 1) The observation data in these watersheds of 1932 are reviewed. Comparing old data with new data, it is clear that another characteristics appear in the discharges of Kamitani and Shimotani. Namely the discharge of Kamitani in normal water level was smaller than that of Shimotani in 1932, but there is the reversed tendency between Kamitani and Shimotani in 1989.
- 2) The hourly data of rainfall and discharge during non-snow seasons from May to October of 1992 and 1993 were used for determining the runoff constants on HYCYMODEL which is a synthetic runoff model. Comparing with the parameters already determined by HYCYMODEL in other regions, the characteristics of streamflow in Kamitani catchment are examined.