

## 阿蘇火山流域における水収支に関する観測研究\*

A FIELD STUDY ON HYDROLOGICAL BALANCE IN VOLCANIC  
BASIN : THE ASO BASIN

下津昌司\*\*

By Masashi SHIMOTSU

This paper reports the results of the field study which has been carried out in the Aso basin belong to Quaternary volcanic rocks zone, and it has been continued to for the purposes of investigating the flowing route and mechanism of rain-water in the drainage basin. Then this paper shows that the Aso basin consists of the following two zones, recharging zone and discharging zone. Next, two types of field for the observation of hydrological events have been set. After the consideration of the results of observation, hydrological budget is evaluated for drainage basin divided by ridge line on the basis of water balance. Under the evidence presented above, characteristics in hydrologic cycle of volcanic drainage basin is clarified.

*Keywords : runoff, infiltration, volcanic basin, hydrological balance*

## 1. 概 説

流域における水循環過程を対象とする河川水文学の応用範囲が、従来の治水・利水の領域にとどまらず、水質制御等のいわゆる環境保全の分野にまで広がっている現在、流域の水循環機構について、さらに広範で、きめの細かい解明が要望されており、そのため従来の実用的な概念モデルに対し、より物理性を追求し、さらに客観的な手法として完成を目指しながら、試験地流域において、水循環の物理機構の詳細な把握のための観測研究が行われている。しかるに、現実の河川流域における水循環は、自然的、社会的条件に従った、いわゆる地域性をもっている。たとえば本研究で対象とする阿蘇火山流域をはじめ、一般に火山噴出物の堆積によって形成されたいわゆる火山性地質流域の流出特性に関して、主に長期流出の面から研究<sup>2)-4)</sup>が行われている。まず、表層土壌の保水性能が、地下水帯への涵養源である雨水を多量に保留するのに有効に機能しており、その下位に分布する空洞や亀裂をもつ火山噴出物の堆積と透水性の小さい風化層に

よって幾層かの帯水層が形成されている。このような成層火山の地質構造に基づいた地下水涵養とその流出機構が、火山流域の豊富な基底流量を形成し、流出現象を特徴づけている。一例として、わが国初期の流れ込み式水力発電所の立地が、第四紀火山岩類、あるいは火山噴出物の堆積した流域河川に集中して、その常時使用水量は、2.5~5 mm/日で、これらの河川のほぼ渇水量に相当していることが指摘<sup>5)</sup>されている。

ところで、一般に流域は、ヘテロジニアスな性質の集合であって、火山流域の場合もその例外ではない。ここでは、まず流域の平均化された水循環現象をマクロに捉えながら、一方ではヘテロジニアスを前提として、それぞれに異なった性質をもつ小流域を対象とした、ミクロな実態の把握に基づいて、全体像を捉える視点が必要となる。この場合マクロな水収支からみて、地下水帯を経由する成分の割合が大きい火山流域では、流域の区分によっては、水循環過程の全体が完結し得ないことがある。たとえば山腹斜面では、浸透現象が卓越し、地下水流出現象は発生しにくい。一方、山麓部の湧水域では、浸透と関係なく、常時地下水流出現象が生起している。したがって水循環の全体を把握する必要がある場合には、これらの一連の水循環過程を包含し、水収支の均衡がとれるような領域を設定することが必要である。さらに、1

\* 本研究の一部は文献1)に発表済みであるが、その後の研究成果を加えて取りまとめたものである。

\*\* 正会員 工博 熊本大学助教授 工学部環境建設工学科 (〒860 熊本市黒髪2丁目)



2つの領域が、それぞれ存在する形となっている。外輪山内側のカルデラでは、かつての湧水部の一部が、先の図一2に示した湧水域に相当し、地下水の自噴帯を形成している。阿蘇谷流域では、この自噴帯が、山麓部における地下水揚水の影響によって、1954年(図中S.29)の状態から、約30年後の1982年には、図示した(ハッチの流出域)位置まで低下している。また図中には、地下水帯における流動に伴う水質変化を、電導度( $\mu\text{s}/\text{cm}$ )で示している。

一方、外輪山外側の西斜面は、広大な台地状の浸透域であり、その台地末端部には、水前寺・江津湖などの湧水域が広がっている。この外輪山西側地域、つまり菊池川上流域、白川中流域、および緑川支川木山川流域を含む約900 $\text{km}^2$ の範囲(図一1参照)にわたる水循環、特に地下水域に関する研究が、山本<sup>8)</sup>、梶倉・柴崎<sup>9)</sup>、下津ほか<sup>10)</sup>および科学技術庁<sup>11)</sup>、梶根ほか<sup>12)</sup>によって進められてきており、水循環の実態がしだいに明らかになった。

以上のような火山体を含む火山性地質流域における流出の実態観察に基づき、流域を浸透現象が卓越し、しかも地下水流出現象が生起しないような浸透域(または涵養域)と、一方浸透した雨水の流出場として、常時地下水流出を伴う湧水域(流出域)とに分けながら、その水循環過程をより詳細に把握し、検証することを試みる。

### 3. 現地観測による水循環過程の検証

前章2.に述べた火山流域における水循環過程を把握し、検証するために、2種類の研究流域を設定した。

- a) 水循環過程における個々の要素の特性や、それらの相互関係を調べるための小面積の研究プロット
- b) 上流(涵養域)から、下流(流出域)にわたっての雨水流出過程を追跡する目的の研究流域

すなわち、水循環の現象場を涵養域と流出域に分けたうえで、それぞれの領域での水の移動に関する特徴を次のように捉える。涵養域では、雨水が流域表層土壌の浸透性に支配されて、主に鉛直下方への移動が卓越しており、流出域では、涵養域での浸透涵養によって、飽和地下水帯に貯留された雨水が流動し、地下水流出として地表へ流出する現象が主体となる。さらに現実流域では、涵養域、流出域それぞれの場の性質も均質ではない。したがって、次のように複数箇所に、研究プロットおよび流域を設けている。すなわち図一4に示すように、阿蘇火山を含む白川流域と、それに隣接する流域で、この流域の中に a) の研究プロットとして、外輪山内側に池平(Ik)、長陽(Ch)、東岳川(Hg)、赤水(Ak)、外輪山西麓台地に合志(Go)、熊本空港

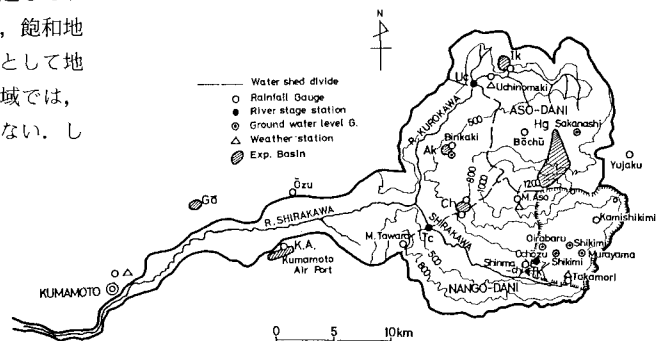
(K.A.)の各地点を設け、b)の研究流域として、支川白川上流域の高森(Tk)、とこれを含む栃木(Tc)、支川黒川の内牧(Uc)の各観測地点を設けている。

#### (1) 流域の地質特性概要と雨水保留特性

いま、研究対象流域の水文地質特性について、既報<sup>13)</sup>に基づき、その要点をまとめてみると、水分移動に関する表層土の物理的性質として、次の結果を得ている。

- i) 流域全域を被覆し堆積している火山灰土は、ローム質の微粒子土壌で空隙規模が微細であって、その間(空隙)率は70~88%ときわめて大きい値を示す。ii) 表土の飽和透水係数は $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{ cm/s}$ のオーダーで、不飽和透水係数および水分拡散係数の変動範囲は、それぞれ $10^{-4} \sim 10^{-6} \text{ cm/s}$ および $10^{-2} \sim 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{s}$ であった。iii) 毛管水分特性曲線の吸水、排水両過程のヒステリシスは顕著ではない。

また数mあるいは、それ以上に堆積した表層土の下位には、部分的に、亀裂、空洞を含む安山岩(一部玄武岩)や、火山礫、灰などの空隙率、透水性に富む火山噴出物を挟在した地層が連続していて、これらの地質構成によって規定される水文地質的特性の分布も、ミクロな立場では多様で、均質とはいいたいものであるが、表層土を含めた流域平均的な観点からみた水循環過程には、火山性地質流域としての特質を有することが確認された。つまり研究流域における雨水の保留特性を通して、水循環過程の平均的特徴を捉えることができる。すなわち、短期的な流域表層での浸透過程を通しての保留と、長期的な不飽和帯および飽和帯での移動過程における貯留に分け、それぞれの過程における現象の分析を行ってみる。まず短期的な一連続降雨を対象とした結果を図一5に示す。浸透域の池平(Ik)(図一5(c))では、降雨量100mmくらいまでは全量が浸透量となり、このほか、東岳川(Hg)、高森上流域(Tk)では、200mmくらいまでが損失高となる。一方湧水域を含む長陽(Ch)(図一5(b))、白川(Tc)、黒川(Uc)(図一5(a))の例では、降雨の初期段階から直接流出の発生が認められる。また



図一4 研究対象流域位置図

白川、黒川の例では、降雨量が200mmを超えると浸透域からの直接流出によって、流出率  $f$  (図-5(a) 参照)の増加が顕著になることがわかる。

次に月ないし年間にわたる長期的な保留特性をみるために、非火山性地質(中・古生代堆積岩)の球磨川流域と比較した結果<sup>14)</sup>を図-6に示す。同図は月降水量と月流出高の対応を、月の日数で割ったmm/日の単位で縦軸にとり、横軸は昭和48年10月より51年9月までの36か月について表わしたもので、図中の数字は月を示す。両者には、月降水量の多い6、7月の流出高に顕著な相異があり、一方冬季に火山流域では、流出高が降水量を超過し、年間を通して流出高の変動幅が小さいのに対し、球磨川では冬季の流出高は極端に減少し、年間の変動幅が大きい。図-7は、昭和26~52年の27年間の月流出高平均と標準偏差を縦線で表わしたもので、白川の流出高は年間を通して平均化されていて、両流域の保留特性の差がよく現われている。一雨ごとの保留に対し、このような長期にわたる流域での雨水保留は、流域表層部での保水効果だけでなく、浸透後の水循環過程の場となる火山帯の地層構造に基づく、流域規模の貯留効果によるものであって、それは、水循環に関連する流域性質の総合的な効果を含むものである。

(2) 浸透域および湧水域における観測結果

いま、雨水の循環経路に従って、浸透域での直接流出発生と、一方、浸透涵養に伴う地下水の動態ならびに湧水域における地下水流出の実態を観測し、その結果について考察し、水循環過程の検証を行ってみる。

a) 直接流出観測

① 研究プロット池平 (Ik)<sup>15),16)</sup>

当地点は、図-4に示した黒川流域の一部で、面積0.0754 km<sup>2</sup>のごく小さな流域(図-8)である。直接流出が生じた一例を図-9に示す。この流出機構の概要を把握するために、2段のタンクモデルで流出量の概略値(時間ステップは1時間)を求めたものが点線で示してある。1、2段目をそれぞれ表面、中間流出の流出高に対応させ、2段目から下方への分を浸透および損失として、表-1に示す。それによれば、670mmの雨水が、地表から浸透したことになり、その中の損失高として、数10mmが、蒸発散量である。またこの降雨を含めた6~7月の2か月間の総雨量1135mmのうち、約44%の500mmが流出し、残量が蒸発散量と浸透高となっている。流量低減部は、片対数紙上で直線に近いが、流量が零に近づくにつれ、通常は地下水流出成分の緩やかな低減に移行するが、ここでは上に凸形の減衰形となり、流出過程での浸透をうかがわせる。

以上のように当流域では、一連続雨量100mm以下では、流出現象は発生しない。それ以上の降雨量によって発生する直接流出も中間流出成分が主体の流出であり、

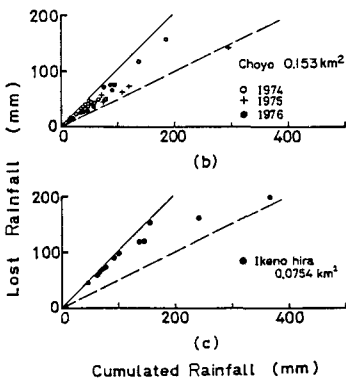
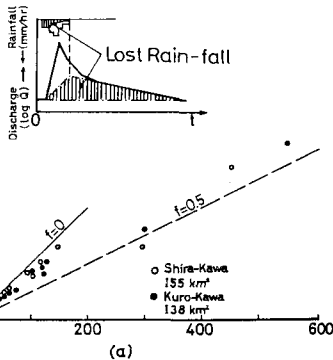


図-5 降雨量-損失雨量

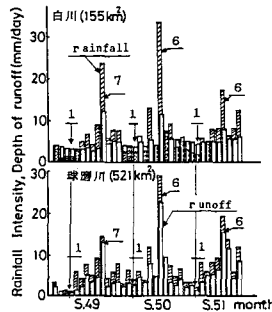


図-6 月降水量-月流出高

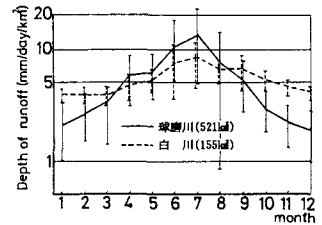


図-7 月流出高の季節変化

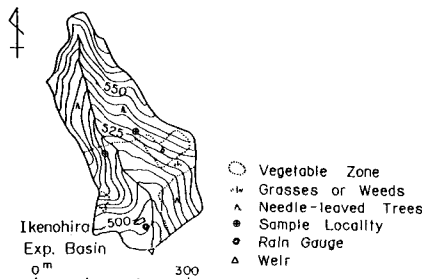
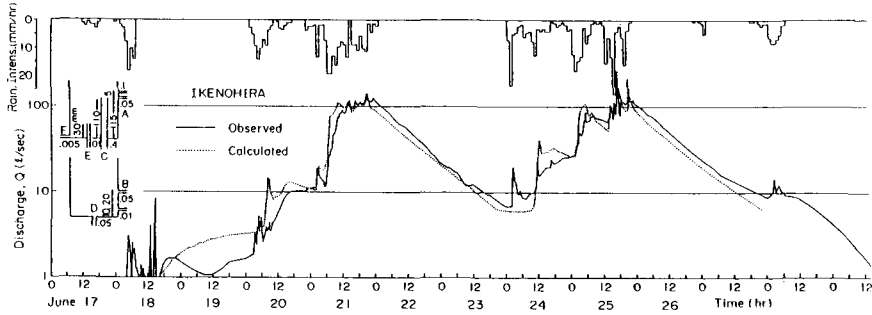


図-8 研究プロット概要図

表-1 各成分の有効雨量

	(mm)
降雨量	711
表面流出高	41
中間流出高	330
浸透高及び損失高	340



図—9 観測ハイドログラフと計算値 (池平)

地下水流出は全くない。この間 20 mm/h 以上の降雨強度で、局所的に水みち流出の発生が認められる。

② 長陽 (Ch)<sup>17),18)</sup>

池平と同程度の面積 0.153 km<sup>2</sup> の中央火口丘斜面の涵養域に位置する小流域であるが、既報<sup>17)</sup>のとおり、流域末端で地下水流出成分を含んでいる。したがって図—5 に示したとおり、降雨の初期段階から直接流出の発生が認められる涵養域では特殊な領域である。

③ 研究プロット合志 (Go)<sup>18),19)</sup>

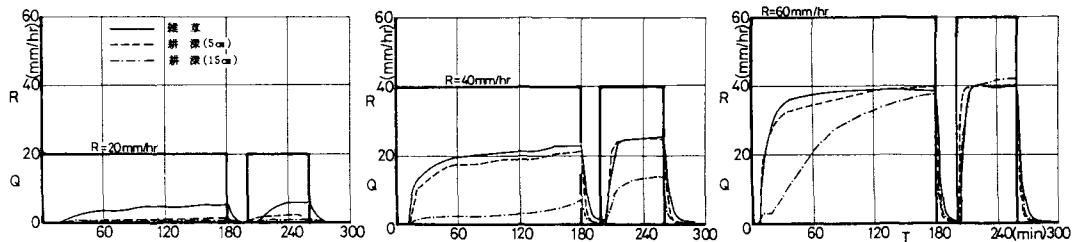
図—4 に示す外輪山西麓台地上の畑地に、一辺 10 m の正方形区画を造り、散水施設を設け、地被状態を変えて、3 年間にわたって散水実験を行った。数か月放置して雑草が繁茂した状態、畑地として地表面を耕した場合 (耕深 5 cm, 15 cm の 2 種類)、芝地とした場合などである。地表面は一方向へ 2% の傾斜をつけ、斜面末端は流路のコンクリート側溝天端に一致させてあるので、斜面からは地表面流だけが、流路に流入する。その観測例を図—10 に示す。降雨 (散水)  $R$  は一定強度で 20, 40, 60 mm/h を 3 時間継続、20 分間停止後、再び 1 時間散水のパターンとしている。土壌表面を耕した場合、散水強度の増加とともに、急速に表面が締め固められ、数か月放置した状態に近づいてゆくことがわかる。自然放置の雑草地でみると散水強度  $R$  の増加につれ、流出率が高くなり、総散水量に対する総流出高の割合は 20, 40, 60 mm/h に対し、それぞれ 0.2, 0.5, 0.6 と散水強度の増大に伴う地表面流出成分の増加が顕著となる。図

—10 は mm/h 単位の流出強度  $Q$  で表わしてあるので、各時刻の降雨量との差は、浸透高を表わす。4 時間経過後の傾向から、最終浸透高を推定すると 20~15 mm/h の間に収斂する傾向を示している。流出率をまとめると表—2 のようになる。実験斜面が緩勾配であるため、流出率はやや小さいが、池平など現地流域の観測例でも 20 mm/h 以下での流出率は小さいことが確認されていて、さらに表面が芝生の場合に、地表での保留効果が増加する傾向があり、原野、草地の面積比率が大きい現地の状況を考えると、地表面流発生の下限に相当する降雨強度は 20~10 mm/h であると推定される。また円筒型浸透計により現地で簡易な測定を行った結果は表—3 のような値を示す。これは、外側 120 cm, その中に 50 cm 径のビニール円筒を、それぞれ 30 cm 深さに埋め込み、それぞれに 4~5 時間注水した、内側円筒内の最終

表—2 流出率, 流出高, 浸透高

降雨強度 mm/hr	地 被	流 出 率 %			流出高mm	浸透高mm	総雨量mm
		前半3時間	後半1時間	ピーク			
20	雑草	18	23	29	15.4	64.6	80
	耕5cm	6	11	13	5.8	74.2	#
	耕15cm	3	3	3	2.4	77.6	#
40	雑草	48	57	57	80.4	79.6	160
	耕5cm	42	57	62	73.2	86.8	#
	耕15cm	7	29	36	20.0	140.0	#
60	雑草	59	62	66	143.4	96.6	240
	耕5cm	51	63	66	129.6	110.4	#
	耕15cm	41	64	70	112.2	127.8	#
芝 1	芝 1	4	7	11	11.4	228.6	#
	芝 2	7	15	23	21.6	218.4	#
80	芝生	17	23	27	59.2	260.8	320

(浸透高 = 降雨量 - 流出高)  
芝生 1 芝丈 20cm 程度  
芝生 2 芝丈 5cm 程度



図—10 降雨 (散水) 強度-流出強度 (合志)

表-3 最終浸透能測定例

場 所	地 目	$f_c$ mm/h	実施月
阿蘇外輪山麓	畑 地	31	9月
高遊原台地	畑 地	61	9月
合志試験地	畑 地	36	11月
試験地隣接地	畑 地	24	9月

表-4 研究流域における流出率（高森）

地点	浸透域		流出域	備考
	洗川	高森	竹崎	
流域面積 km <sup>2</sup>	2.6	26.4	54.2	
流 出				
降雨量 298mm (7月25日 -27日)	-	9	1.6	前期降雨 6月21日~23日 120mm
降雨量 210mm (7月9日)	9	1.1	2.3	前期降雨 7月1日~6日 276mm

浸透能である。散水実験に比較して2倍近く大きな値を示している例もあり、円筒法では、一般に大きめの値を示す傾向があるといわれる結果を示している。なお相対的にみれば、この結果から現地最終浸透能は多様であることがうかがわれる。また等価粗度法による hidro グラフの再現例によれば、等価粗度係数は裸地の自然締め固り状態で  $0.05 \text{ s/m}^{1/3}$ 、芝生2の場合で  $0.3 \text{ s/m}^{1/3}$  程度となっている。

④ 研究流域高森 (Tk)

この研究流域は、浸透域から湧水域までを含む流域である。最上流の洗川地点 (2.6 km<sup>2</sup>)、浸透域中流部の高森地点 (26.4 km<sup>2</sup>)、湧水域上流部の竹崎地点 (54.2 km<sup>2</sup>) のうち、高森、竹崎地点の hidro グラフを図-11 に示す。表-4 には、各観測地点での流出率を示す。浸透域に対して湧水域の竹崎地点では、浸透域からの直接流出をはじめ、湧水域の各小流域からの直接流出が、それぞれ河道へ流入してくるので、流域面積の増加にもかかわらず、降雨に対する流出の応答が平均化されていない hidro グラフとなっている。その流出率も浸透域に比較して大きくなっている。浸透域での hidro グラフの再現によれば、直接流出成分に対する有効降雨は、一定量損失法で 10 mm/30 min つまり 20 mm/h を超える雨量相当分である。この値は東岳川 (Hg, 6.34 km<sup>2</sup>) における値、5.5 mm/10 min = 33 mm/h より小さい。この Hg 地点の流出率は昭和 57 年 7 月 (長崎豪雨と同時期) の観測結果では総雨量 1 660 mm/24 日の約 6% となっていて、Tk よりさらに浸透性の高い流域である。以上の最終浸透能は、表層土壌の飽和透水係数  $10^{-4} \text{ cm/s}$  のオーダーに対応する値となっている。なお竹崎地点では、河道流水の電気伝導度の連続測定を行い図中に示している。μs/cm で 500 くらいの地下水流出に表面流出が混入するにつれ、しだいに導電率が低下し、流量のピーク付近では、150~100 程度になり、降雨が終了し、直接流出水の流入が減少するにつれ、比較的早く元の値に回

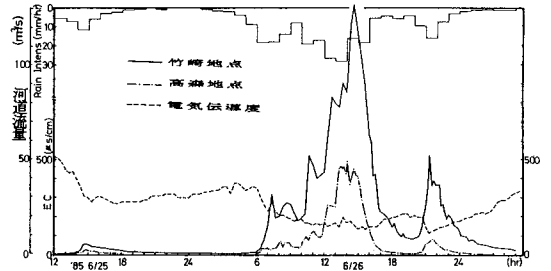


図-11 観測 hidro グラフ、電導度

復している。当地域では表土を透過した浅層地下水の導電率が、100 前後の値を示す。

b) 涵養域における地下水の動態と流出域における地下水流出観測

火山流域における地下水は、火山噴出物中の不規則な空隙中に賦存する形態をとることが多く、ミクロにみれば非等質な現象場にあるといえる。地下水帯への涵養過程の中で、個々の雨水は平面的にも、鉛直的にもきわめて多様な経路をたどりながら移動しており、その移動に伴う長い時間的経過の中で、何らかの平均化作用を受けている。そして飽和した地下水帯に到達した後は、種々の経路を経てきた水は、同一の連続体として、貯留された形となり、さらに平均的な挙動を示すことになる。したがって、どのような面積的規模のものを対象にしても、これらの個々の亀裂や空隙からの流出水は、それぞれの規模に応じて平均化された形のものとなっており、さらにそれらが合流した結果を観測することになる。ここでは涵養域において浸透し、地下水域へ到達した雨水の動態を地下水位の変化として間接的に捉え、この水位を地下水域の貯留量の指標としながら、次にこの地下水域における貯留量と河道への流出量の対応を現地観測に基づき検証し、流出域における流出特性の把握を通して、流出域の存在を確認しようとするものである。

① 涵養域における地下水の動態

図-4 に示す山麓部 (涵養域) に位置する Binkaki (Bk), Murayama (Mr), Oirabaru (Or), Sikimi (Sk) など、地下水面までの深さが、それぞれ異なる地点での水位変化は、既報<sup>20)</sup>に示したとおり、浅層から深層へと、地下水面までの浸透距離が長くなるにつれ、降雨に対する応答がしだいに遅れ、平滑化された形となる。そしてその波形は、遅れ系モデルのタンクモデルの水位変化によく対応している。すなわち、既報では白川の長期流出量算定を目的とした4段直列型のタンクモデルにおいて、その3,4段目タンク内の水位変化が、それぞれ Mr, Sk 地点の地下水位に対応する事実を示した。本来タンクモデルは流域平均的な概念モデルであって、タンクの水位をはじめ、パラメーターが、現地の流域特性の

物理性と必ずしも直結するものではない。しかし、火山流域の水循環過程は、半減期の長い地下水流出によって特徴づけられており、この移動速度の緩慢な現象を貯留効果と言い換えることができ、この貯留の概念の具現が火山流域の水循環モデルにとっては意義がある。その点でタンクモデルによる結果には、有用性を認めることができる。

② 研究プロット赤水 (A<sub>K</sub>) および長陽 (C<sub>H</sub>) における地下水流出

湧水域における地下水流出の低減特性を、小流域についてみる。高木<sup>21)</sup>の示した不圧地下水流出の線形近似式

$$Q_v = Q_{v0} \cdot \exp(-\alpha t) \dots \dots \dots (1)$$

を用いて、浅層地下水帯からの流出量の低減係数  $\alpha$  を求める。いま、図-4に示す A<sub>K</sub> 地点は、湧水域の上流端に位置しており、この地点の谷頭部の崖錐の間から流出している流量を、台形せきを用いて測定するとともに、この流出地点より山麓斜面上流約 170 m の位置に掘削した井戸で、地下水位を測定し、その変化の一部を示したものが、図-12である。強降雨時には、谷頭部の上方から、表面流の流入があり、地下水流出成分との分離が必要であるが、それ以外のときは、すべて地下水流出量のみである。たとえば、1975年6月18日~7月20日の流出量は、地下水流出以外の流出成分が卓越しており、その後の8月後半にかけて、地下水流出の低減部が現われている。

このような地下水流出量の低減部は、何層かの、あるいは、何種類かの異なった経路の地下水の合成によって形成されていると考え、10年間の観測資料について、流出量と低減係数の対応を整理すると、表-5に示す  $\alpha_0, \alpha_1, \alpha_2$  の3段階に分類された。一方、山腹斜面の浸透域に属する C<sub>H</sub> 地点では、前述のように、流出量に一部地下水流出成分を含み、したがってこの小斜面域は、一部流出域を含んでいる。そこで、ハイドログラフの低減部を、式(1)の低減係数で表わし、その係数を求め

表-5 地下水流出量低減係数値

	赤水浅層地下水 1/hr (1/day)	長陽河道流出 1/hr (1/day)
$\alpha_0$	0.001~0.002 (0.024~0.048)	0.001~0.003 (0.024~0.072)
$\alpha_1$	0.005~0.009 (0.12~0.216)	0.005~0.009 (0.12~0.216)
$\alpha_2$	0.01~0.02 (0.24~0.48)	0.01~0.03 (0.24~0.72)
$\alpha_3$		0.06~0.08
$\alpha_4$		0.22~0.25

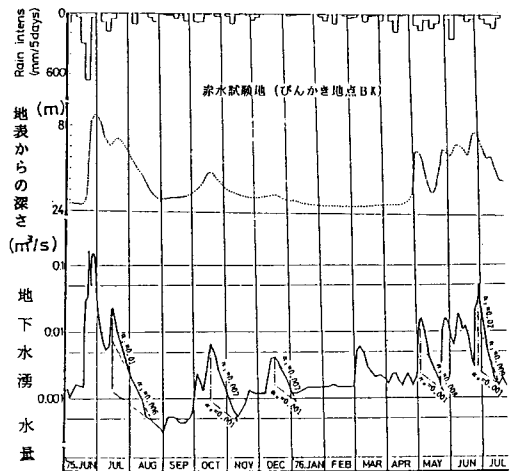


図-12 不圧地下水水位と不圧地下水流出量の季節変化(赤水)

ると、表-5に示す値が得られた。その中で、 $\alpha_0 \sim \alpha_2$  は、両流域で同程度の値を示しており、両流域とも、同程度の面積規模の中で、貯留された地層中の比較的浅い部分に賦存する不圧地下水であると推定される。それは、水質的にも検討<sup>22)</sup>されており、たとえば A<sub>K</sub> 地点では、導電率 80  $\mu\text{s/cm}$  程度で、雨水が混入した場合 70 程度に低下し、逆に流出量の減少に伴う導電率の増加は顕著ではない。C<sub>H</sub> 地点の渓流水は 100~150  $\mu\text{s/cm}$  を示し、やや流下経路の長い地下水成分を含んでいることも考えられる。なお同表中の ( ) 書は 1/day に換算した値である。

③ 流出域における被圧地下水帯からの流出

図-2に示したとおり、カルデラ底では、標高 400~500 m の位置で、山麓に沿って湧水域が存在する。この中で、比較的湧水量が大きい O<sub>H</sub> 地点 (図-4 Ochozu) の湧水量とその上流約 2 km に位置する浸透域内の S<sub>K</sub> 地点 (図-4 Sikimi) の地下水位、および対象流域の末端の栃木 (Tc) 地点の河道流量を図-13に示す。O<sub>H</sub> 地点では、溶岩の割れ目から池底の砂粒を巻き上げながら

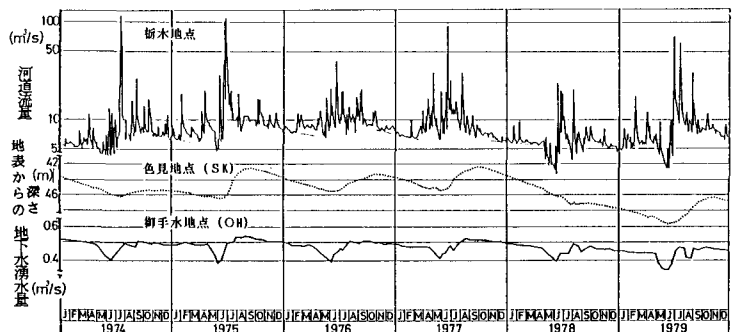


図-13 河道流量、被圧地下水水位と被圧地下水流出量の季節変化

湧出しており、その湧出量は  $0.6 \sim 0.4 \text{ m}^3/\text{s}$  の間で、浸透域の地下水頭 ( $S_k$  地点) に対応した変化を示している。地下水帯への涵養は、不飽和帯での水分状態に応じて、常時行われているので、地下水位、流出量ともに年によって低減の傾向は異なり、一定の低減を示さないが式 (1) を用いて、低減係数の略値を求めてみると、 $\alpha_{c0} = (1.2 \sim 2.6) \times 10^{-4}$ 、 $\alpha_{c1} = (0.96 \sim 1.92) \times 10^{-2} \text{ 1/day}$  の2つの低減部に分けられる。例年5~6月に流量の急減がみられるのは、周辺地区での灌漑用の地下水揚水の影響であって、自然低減を示すものではない。いま流域末端 ( $T_c$  地点) における河道流量の低減部は、四俵<sup>(23)</sup>が指摘するように、種々の減衰率をもつ流出成分の合成された結果とすれば、その中の最も基底部を、 $O_H$  地点に代表される深層地下水帯からの流出量が、占めていると考えられる。最近の30年間で最渇水である1983年12月の  $T_c$  地点の河道流出高は、 $2.8 \text{ mm/day}$  を示し、平年の7~6割となっているのに対し、 $O_H$  地点の湧水量は9割程度であり、さらに翌年にかけて減少傾向を示している。このように河道流量の低減部は、流出形態の異なった成分で合成されたものとなっている。

以上、火山流域における水循環過程を浸透域と湧水域に分けて、プロットの現象場において観測された不均質性の強い個々の結果と、不均質場の集合体である流域スケールでの平均化された現象の実態を示した。

4. 観測結果に基づく閉塞流域の水収支

(1) 水収支モデル

火山体における、雨水流出現象のマクロな観察から、先に図-3に示したような涵養域と流出域の設定を試みた。そしてこれらを検証するために、浸透域から湧水域にわたる水循環過程の種々のスケールについて、詳細な現地観測を行い、その実態を明らかにしてきた。つまり流域を、浸透が現象の主体となる涵養域と、浸透した後、飽和帯を経て、常時、河道への流出を伴う流出域に分けながら、不均質な個々のプロットの現象場において観測された結果から、しだいに、それらの面積積分として、また同時に、時間積分としての流域スケールへ対象を拡大し、全流出場が、水収支的に完結し、均衡のとれている閉じた領域とした場合、その水循環過程を概念的に図-14のように考えることができる。そこでこの水循環経路を模式的に表わすと、図-15のようになる。

いま、火山流域の閉塞流域における水収支を、図-15に従って、次のようにモデル化する。ここで水収支の時間スケールは、年単位とし、したがって不飽和帯での水分変化は考慮しないこととする。図-15において、涵養域の地表付近における水収支式は次のようになる。

$$P_R = Q_R + E_R + D_R \quad (2)$$

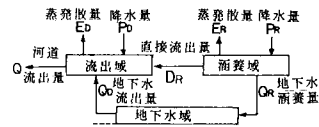


図-14 阿蘇火山流域水循環概念図

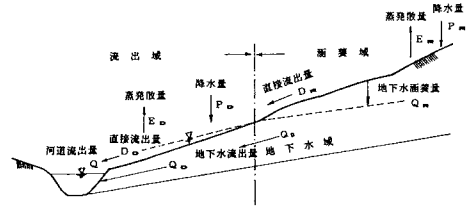


図-15 流域における水収支模式図

ここで、 $P_R$ ：降水量、 $Q_R$ ：地下水涵養量、 $E_R$ ：蒸発散量、 $D_R$ ：涵養域からの直接流出量、添字  $R$  は涵養域を表わす。

次に、流出域では、地下水流出は涵養域からのものがそのまま流出すると考えると、

$$P_D = E_D + D_D \quad (3)$$

ここで、 $P_D$ ：降水量、 $E_D$ ：蒸発散量、 $D_D$ ：流出域からの直接流出量、添字  $D$  は流出域を表わす。

一方、河道からの全流出量  $Q$  は、

$$Q = D_R + D_D + Q_D \quad (4)$$

ここで、 $Q_D$ ：地下水流出量

式 (2)、(3) を用いて、

$$\begin{aligned} Q &= P_R - Q_R - E_R + P_D - E_D + Q_D \\ (P_R + P_D) + Q_D &= Q + Q_R + (E_R + E_D) \end{aligned}$$

$$P_R + P_D = P, \quad E_R + E_D = E$$

とすれば地下水涵養量  $Q_R$  は

$$Q_R = P - Q - E + Q_D \quad (5)$$

ここで、右辺の諸量を観測によって、既知量とすることができれば、 $Q_R$  が算定される。 $Q_D$  は出水ごとに直接流出量を求め、これを  $Q$  から差し引いて求める。

式 (5) はまた

$$\begin{aligned} P - Q - E &= Q_R - Q_D = \Delta S \\ \therefore \sum (P - Q - E) \cdot \Delta t &= \sum \Delta S \quad (6) \end{aligned}$$

ここで、 $\Delta S$ ：流域貯留量 (地下水) の変動量

式 (6) について、長期間をとれば、右辺は0に収斂することが、水収支的に均衡のとれた、いわゆる閉塞流域を対象とした場合の基本である。そこで、この流域貯留量を表わす各帯水層の地下水位と対応させながら、右辺が0になる水収支算定期間を設定する。ここで直接流出量は、表面流出量、早い中間流出量と遅い中間流出量の一部を含んでいて、遅い中間流出量成分と地下水流出成分の区別がつけられない場合は、遅い中間流出成分は地下水へ入れている。なお、式 (5)、(6) において、両



辺を流域面積で除すと、…量を…高と読み替えることができる。

(2) 白川流域の水収支

過去20年間ほどの観測資料から、水収支の均衡がとれていると判断される支川白川栃木(図-4中のT<sub>c</sub>)地点(流域面積155km<sup>2</sup>)について、前節に従って水収支を算定する。月単位の各水文量を基礎資料として用い、涵養域と流出域の面積はそれぞれ、140, 10km<sup>2</sup>である。まず流域平均雨量は、図-4に示した阿蘇山上、高森、新町、上色見、俵山、河陰の6地点のティーセン分割により求める。河道流出量は、図-4のT<sub>c</sub>地点の観測値を用いる。流域の月間蒸発散量は、流域で最高に近い阿蘇山上(EL.1143m)と、カルデラ底の高森(EL.550m)の2気象観測所の気温、日照時間を用い、ソーンズウェイト式により算出し、この値を標高によって比例配分して、等蒸発散量線を描き、これの面積積算平均値を求めた。なお、水田は年間800mmの蒸発散量地域として、積算平均し、流域平均化している。式(6)を用い、1967~1979の13年間について月単位の水収支を算定し、これを年にまとめたものを表-6に示す。また、月単位の貯留量変動量 $\sum\Delta S$ と、これに対応すると考えられる地下水位(図-4のOirabaru地点)の変動を図-16に示す。水収支算定の期間は、その始期と終期において各帯水層の地下水位が、ほぼ同一であることを条件として、できるだけ長い期間を選定する。すなわち、最初の貯留状態に戻っているとして、

$$\sum\Delta S = \sum Q_R \cdot \Delta t - \sum Q_D \cdot \Delta t = 0$$

と設定できる。そこで、この期間の水収支は、

$$P - Q - E = 32\,501 - 22\,609 - 9\,558 = +334 \text{ (mm)}$$

つまり、13年間の累加で334mm、年平均25.7mm(4×10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>/年に相当)の流域外への地下水流出があることになる。しかし、この値は流域総雨量3.87×10<sup>8</sup>m<sup>3</sup>/年の約1%に相当し、その他の水文量の測定精度からみて、誤差相当値と判断すべきである。したがって、当

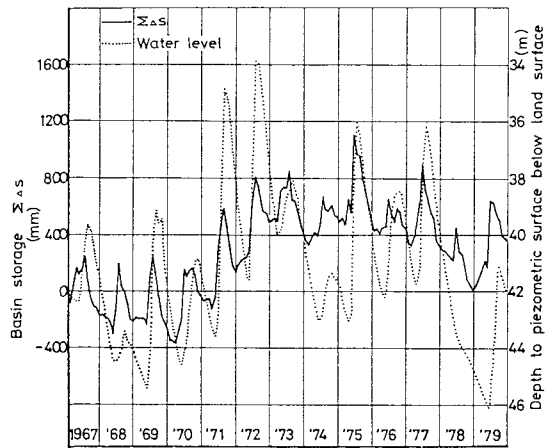


図-16 流域貯留高と地下水位の変化

流域の水収支は、ほぼ均衡状態にあると考えられる。また、図-16に示した、貯留量変動高と、地下水位との相互関係は、約2か月のずれで、相関係数0.78となり、比較的高い相関を示している。ここで、表-6によれば、地下水の年流出高は約1200mmで、河道全流出高1739mmの7割を占め、これに対する地下水帯への年涵養高は、1224mmとなっていて、収支上の誤差を含むものの、涵養域における年降水量P<sub>R</sub>の54%である。つまり、年降水量2500mmに対する配分は、おおよそ蒸発散量30%、地下水帯への涵養量50%、直接流出量20%となっていて、直接流出と地下水流出の成分比は3:7で、火山流域での水循環の特性が示されている。そして、このような流域の貯留機能により、水収支は1水年を越えて数年にわたる持続性をもつことが示された。

5. まとめ

以下に本研究の結果を要約する。

(1) マクロな観察を通して、火山流域での雨水循環の場を標高によって、浸透域(涵養域)と湧水域(流出域)に分けて、水循環特性を把握することを提示した。

(2) 火山流域での水循環過程を観測研究するための研究流域設定の考え方に従って、小面積の研究プロットと、涵養域から流出域にわたる雨水流出過程を追跡するための研究流域を設置し、これらの流域特性に対応する雨水の浸透・保留および流出に関して、その特性を検証した。すなわち、100~200mm以上の連続降雨時のみ直接流出の発生があり、その最終浸透能20~10mm/hを示す浸透域の存在と、その水文特性の多様性が確認された。次に、浸透から流出までの各過程を通じて、現象の不均質性が平均化され、地下水帯での水位変動は、

表-6 流域水収支表(白川T<sub>c</sub>地点155km<sup>2</sup>)

年	河道流出高			地下水帯			Q <sub>o</sub> /Q	Q/P	Q <sub>o</sub> /P	Q <sub>o</sub> /P <sub>R</sub>
	降水量 P	全流出高 Q	蒸発散量 E	全流出高 Q <sub>o</sub>	蒸発散量 E	Q <sub>o</sub> /Q				
1967	2051	1503	1054	721	881	0.70	0.73	0.43	0.48	
'68	2181	1519	1129	703	1088	0.74	0.70	0.50	0.55	
69	2514	1851	1315	713	1265	0.71	0.74	0.50	0.56	
70	2627	1647	1098	750	1328	0.67	0.63	0.51	0.56	
71	3066	2146	1278	756	1442	0.60	0.70	0.47	0.52	
72	3192	2056	1402	781	1757	0.68	0.64	0.55	0.61	
73	2306	1671	1178	722	1091	0.70	0.72	0.47	0.53	
74	2449	1594	1101	734	1222	0.69	0.65	0.50	0.55	
75	2768	2049	1369	727	1361	0.67	0.74	0.49	0.55	
76	2550	1912	1482	726	1394	0.78	0.75	0.55	0.61	
77	2439	1814	1289	736	1178	0.71	0.74	0.48	0.54	
78	1632	1222	861	739	532	0.70	0.75	0.32	0.36	
79	2726	1625	1016	750	1367	0.63	0.60	0.50	0.56	
計	32501	22609	15572	9558	15906					
平均	2500	1739	1198	735	1224	0.69	0.696	0.49	0.54	

地表からの深さに応じた時間遅れを示し、それに対応した地下水流出が、確認された。

(3) 火山流域の水循環系の全体像を把握するため、浸透域と湧水域を含み、水収支的に均衡のとれた閉塞流域である、白川上流域について、13年間の水収支を算定した結果、年降水量は、30, 50, 20%の割合で、蒸発散量、地下水涵養量、直接流出量になることが示された。

終りに、本研究の過程において、京都大学防災研究所石原安雄教授と、角屋 睦教授より有益なるご教示、ご意見を賜った。ここに記して、深甚なる感謝の意を表す。

#### 参 考 文 献

- 1) 下津昌司：阿蘇火山体における循環地下水の特性について、日本地下水学会会誌, Vol. 28, No. 1, pp. 1~13, 1986. 2.
- 2) 科学技術庁資源調査会：水資源の変動様相に関する調査報告, 1965.
- 3) 虫明功臣 (高橋 裕編)：河川水文学, 共立出版, pp. 141~179, 1978.
- 4) 虫明功臣ほか：日本の山地河川の流況におよぼす流域の地質の効果, 土木学会論文報告集, No. 309, pp. 51~62, 1981. 5.
- 5) 前出3), pp. 173~179.
- 6) 日本粘土学会編：粘土ハンドブック, 技報堂出版, p. 152, 1967.
- 7) 山本荘毅：新版地下水調査法, 古今書院, p. 94, 1983.
- 8) 山本荘毅ほか：熊本市及び周辺地域地下水調査業務報告書, 水資源開発研究会, 1975.
- 9) 榎倉克幹ほか：熊本市およびその周辺の地下水について、熊本市水道局, 1980.
- 10) 下津昌司ほか：広域水収支における地下水流動量の算定, 阿蘇火山西麓部を例として, 日本地下水学会会誌, 21巻3号, pp. 100~110, 1979.
- 11) 科学技術庁研究調整局：地下水の水収支の解析手法に関する総合研究報告書, 1982.
- 12) 榎根 勇ほか：白川とその周辺地域の水循環特性, 比較河川学の研究, pp. 1~26, 1986. 3.
- 13) 下津昌司：阿蘇火山流域における水文学的研究 (1. 試験地選定とその流域特性), 熊本大工学部研究報告, 29巻2号, pp. 19~28, 1980. 8.
- 14) 下津昌司：火山地帯の水文, 19回水工学に関する夏期研修会講義集 A-2, 土木学会水理委員会, 1983.
- 15) 下津昌司：流域の都市化に伴う洪水流出形態の変化予測に関する研究 (代表者：角屋 睦), 文部省自然災害研究成果 No. A-52-5, pp. 40~49, 1977. 9.
- 16) 前出13).
- 17) 下津昌司：火山灰層斜面域における雨水流出について (1), 土木学会 31 回年講 2 部, pp. 186, 1976. 10.
- 18) 前出13).
- 19) 前出11), pp. 179~208.
- 20) 前出1).
- 21) 高木不折：地下水流出のモデル化について, 土木学会水理委員会, 1977 年度, 水工学に関する夏期研修会講義集 A-6, 1977.
- 22) 下津昌司：阿蘇カルデラ内の地下水の水質と流動について, 日本地下水学会会誌, Vol. 17, No. 1, 1975.
- 23) 四俣正俊：洪水流量減速曲線の解釈, 土木学会論文報告集, No. 245, pp. 59~64, 1976.

(1987. 7. 24・受付)