

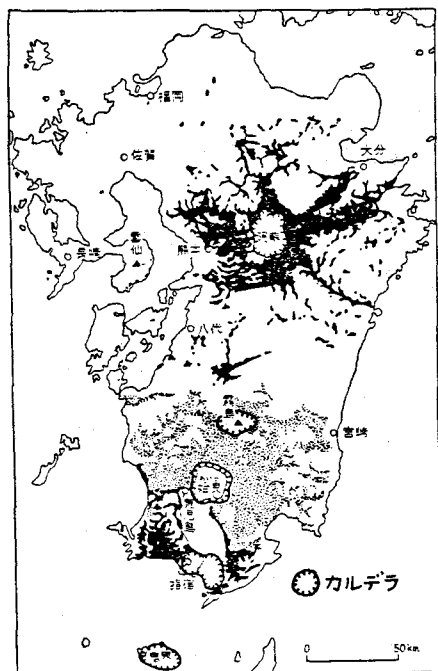
火山地帯の水文——阿蘇火山を例として——

下 津 昌 司

1. まえがき

よく知られている通り、日本列島は環太平洋火山帯の一部で、これが北海道—東北—中部—伊豆を結ぶ、東日本火山帯と、中国—九州—琉球を結ぶ西日本火山帯に、大きく2分されるようである。前者は千島、那須、鳥海、富士、乗鞍の火山帯に、後者は大山（山陰）霧島（琉球）の計7火山帯に分けられている。ところで、これら火山帯の分布する北海道、東北、関東、中部の各地域および九州では、火山に由来する地質が、広い面積¹⁾を占めている。

特に九州では、東西方向の大山火山帯と、南北方向の霧島火山帯の両者が、中央部で交差している。そして霧島系に属する火山は、図—1²⁾に示すように、カルデラ型式が多い。それは多量の噴出物を出したせいであって、そのため九州では、火山噴出物の堆積によって形成された、いわゆる火山流域の占める割合が大きい。特に第四紀の火山岩類で構成されている流域の流況が、他の流域に比べ、極めて安定していると^{3), 4), 5), 6), 7)}いわれている。これは、この流域の流域特性によるものであって、流域表層が、火山灰、火山礫などの間隙率が高く、透水性、保水性に富んでいる火山噴出物で覆われていること、そして、その下位に分布するキ裂の大きい、溶岩や火砕流堆積物などが、帯水層を形成し、粘土化した噴出物や火山岩などが、不透水層を構成し、何層にも、このような地下水帯を形づくっている。このような火山体（成層火山）の内部構造に基づいた、地下水涵養と、その流出機構が、これらの流域の基底流量を豊かにし、流出現象を特徴づけている。そこで、本講においては、成層火山の一つである、阿蘇火山を主な対象として、火山流域における水循環の一端を紹介してみることとする。



図—1 九州における火砕流堆積とカルデラ（松本唯一 1943）²⁾

2. 流域特性

2.1 火山の形態

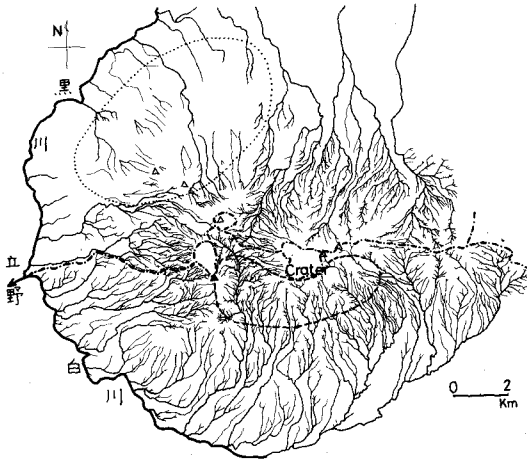
火山の噴火に伴って噴出する溶岩は、その成分によって流動性が異なり、二酸化ケイ素 SiO_2 を多く含んだ火成岩（酸性岩一流紋岩）は、白っぽく流動性が乏しい。反対に二酸化ケイ素の少ないもの（塩基性岩—玄武岩）は、黒っぽく流動性が高い。この中間的なものに安山岩がある。溶岩の流動性は、火山の形に関係があり、流動性が低いと、高く盛り上った鐘状の火山（Tholoide, Belonite）（北海道有珠火山）となる。一方、流れやすいと、緩傾斜の玄武岩台地（Pedionite, Aspite）（九州唐津地方）を形成する。また活動が爆発性で、溶岩の他に放出物が多量であると、その堆積物によって形は円錐形をなし、山頂に噴火口を有し、山麓部が裾野を引く形（Konide）となる。富士山をはじめ、日本の火山にこの形が多い。この形の頂上を切取って、広い火口をもった形を臼状火山（Homate）という。また、多量の噴出物により陥没した窪地を Caldera といい、九州の阿蘇、桜島、北海道の屈斜湖、阿寒などが著名である。この中で、はじめの4型式の山体は、溶岩だけで構成されている火山で、これを塊状火山と称することがある。これに対して、後者の Konide, Homate は、溶岩と放出物が重なり合って構成されている火山で、これを成層火山と称している。わが国には、この型が多く、地下水を含めて水文的特徴が、顕著な火山である。

2.2 植生

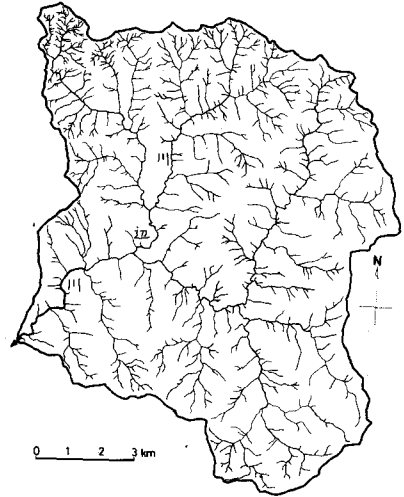
一般に活火山では、火口から噴出される火山灰、ガスなどのために、植物の生育が阻害され、火口周辺は、禿地となっていて、これが豪雨に伴って発生する土石流、泥流の供給源となっていることが多い。火口から離れるにしたがって、ススキなどの禾本草原が分布し、その下位標高部には、クヌギ、ミズナラ林など、さらに低位置に広葉樹、針葉樹林が分布するが、一般に植生は豊かであるとはいえない。

2.3 地形および表層地質

荒地となっている裸地域では、ガリーが発達し、流下につれて、集まる流水により、深い急勾配の谷が刻まれ、溪谷となって流下し、山麓部の緩勾配部で扇状地を形成する。これを火山扇状地⁸⁾と称し、河道は通常はカレ谷となっていることが多い。斜面には、火山噴出物が堆積し、それらは、未固結で流水の浸食に対して弱い。図-2 に示す阿蘇中央火口丘南面の比較的急勾配斜面（破線で囲んだ部分）は、昭和28年豪雨に際し、崩壊が集中的に発生した箇所で、谷の分布密度が極めて高い部分である。同図右に示す、中生層堆積岩の球磨川上流域と比較してみると、その差異がはっきりする。このような斜面に対し、巨大な噴出物が粗く堆積したり、溶岩洞がある場所では、流水が地中に伏脱し、谷や河道が発達しない。阿蘇では、中央火口丘の北側斜面（点線で示した部分）や外輪山西麓斜面の一部などに、このような地形が見られる。富士山でも溶岩トンネルがあり、三島溶岩流中の地下川⁹⁾は著名である。空洞の成因については諸説¹⁰⁾がある。地表に噴出した溶岩は、圧力の減少、温度の低下のため、溶けていたガスが大気中にぬけ出し、多孔質、軽石質となるので、このような溶岩が、地下水の滞水層となっている例が多い。（熊本市上水道の主要水源井（ $10^5 \text{ m}^3/\text{日}$ ）は、砥川溶岩¹¹⁾層を主な滞水層としている。）このような火山体に対し、山本¹²⁾は富士山を例にとり、図-3 のようなマクロな水文的モデルを示している。阿蘇火山についても、斜面部分の涵養域と山麓部の流出域を、外輪山の内と外で設定することができる。内側のカルデラでは、図



(白川流域—阿蘇中央火口丘)



(球磨川上流域)

図-2 河道網の比較

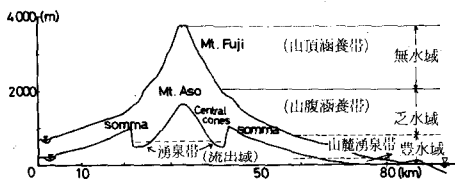


図-3 成層火山体の水文モデル
(富士山は山本¹²⁾による)

—4 のハッチ部が流出域に相当する部分である。

つぎに火山流域を構成している表層地質であるが、火山が噴火すると、火山ガスと共に、溶岩や火山放出物が地表に出てくる。これらを総称して火山噴出物という。この中で火山放出物（火山砕屑物ともよぶ）は、火山噴出物中の大小の岩片の総称で、その大部分は溶岩の破片である。大きさや形で、つぎの区別がある。径 4mm 以下を火山灰、4～32mm を火山礫、32mm 以上を火山岩塊（噴石）とよび、火山岩塊

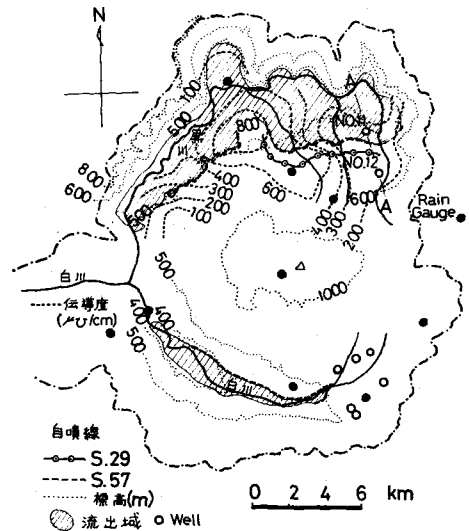


図-4 阿蘇カルデラ流域の流出域および水質（電気伝導度）分布²⁴⁾

で特定の形のものを火山弾という。放出物には、非常に多孔質のものもあり、酸性のマグマに由来する白っぽいものを軽石、比較的塩基性で黒っぽいものを岩滓 (scoria) と称している。また高温の溶岩片が、火山ガスを伴って高速で、山腹を流下する現象を、熱雲 (式噴火) といい、これによって出来た堆積物を、火砕流堆積物といっている。主に火山灰が、高温を保ったまま堆積したものを、溶結凝灰岩と称し、阿蘇では阿蘇溶岩といっているものである。弱溶結の部分阿蘇泥溶岩あるいは灰石とよんでいる。阿蘇火山の莫大な噴出物の大部分が、この火砕流堆積物といわれている。鹿児島では始良火砕流をシラスとよんでおり、微細な軽石質で、白色のさらさらした噴出物である。また阿蘇の溶結凝灰岩は柱状節理が発達しているため、この地域では地下水帯水層の一つとして重要である。さらに、この阿蘇火砕流は図-1に示す通り、中部九州をほとんど覆っており、九州以外、四国宇和島や山口県宇部付近までおよんでいる。この大量の噴出物は、わずか4回 (やや細かく分けて8回) の噴火活動によるということである。そして、この噴出物を下位から Aso 1, 2, 3, 4 と称している。

2.4 表層土壌の性質¹³⁾

阿蘇では火山灰をヨナとよんでいる。この火山灰は粒子が細かいので、化学的風化を受けやすく、鉱物の一部が分離し、ケイ酸とアルミニウムが結びついて、アロフエン¹⁴⁾という特殊な粘土鉱物をつくる。このアロフエンは、腐植と結びつきやすいので、火山灰土には、腐植が厚くたまっている、この層から長年月の間に、雨水によって、アルカリ分が溶け出し、水中の水素イオンと入れ替る。この H^+ によって、土が酸性になる。表層数10cmはこのような有機質の多い、黒灰色の火山灰土 (黒ボクと称する) が表面を覆い、その下に雨水によって、上層からの鉄分がたまった茶褐色のローム (赤ボク) が続いている。この黒、赤ボク層とも、ロームないしシルト質ロームの微粒子土壌で、その粒径分布を図-5に示す。土粒子の真比重は、腐植の多い表面の黒ボクで2.4程度、下層土は2.5~2.7、赤ボクは2.7、鉄分を多く含有する場合2.8を示す。間 (空) 隙率は、いずれも70~88%と大きい、極めて微細粒子の空隙であって、有効間 (空) 隙率は30~40%である。これは表層30cm程度の厚さで、100mmの雨量を保留しうる空隙に相当する。

つぎに雨水の浸透性、ならびに水分移動の尺度となる土壌の物理定数を実験的に求めたものの1例を示す。黒ボクの攪乱試料について、吸水過程の水分拡散係数および、これから算定した不飽和透水係数を図-6に示す。不攪乱試料についての飽和透水試験では、黒ボク $4.6 \times 10^{-4} \sim 2.5 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ 、赤ボク $(3.0 \sim 8.0) \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ という値を得ている。表土黒ボクの透水係数を浸透能で表わすと、おおよそ14

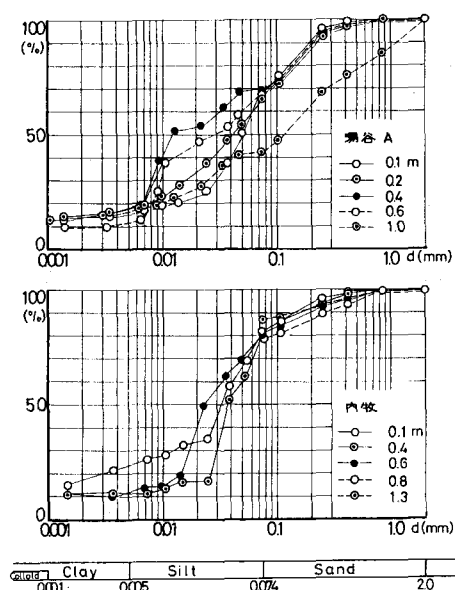


図-5 火山灰土壌の粒径加積曲線

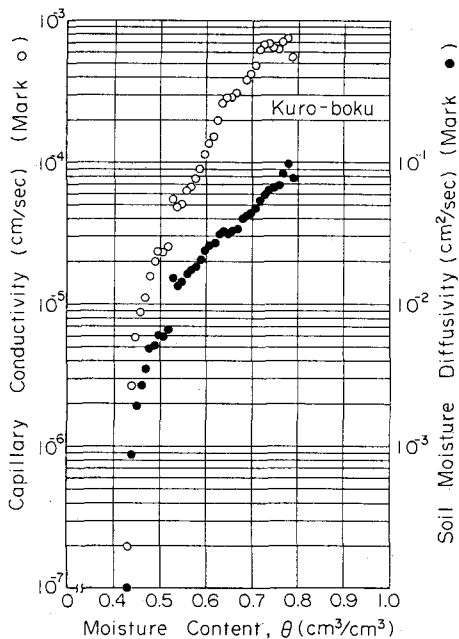


図-6 黒ボクの土壌水分拡散係数および不飽和透水係数

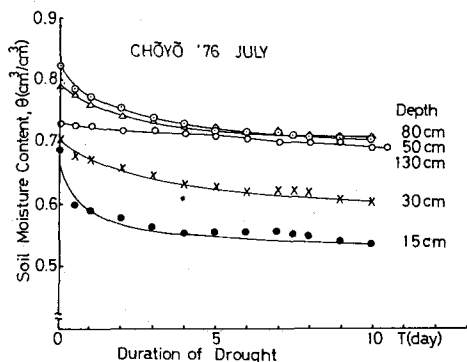


図-8 降雨終了後の土壌水分変化(乾燥)

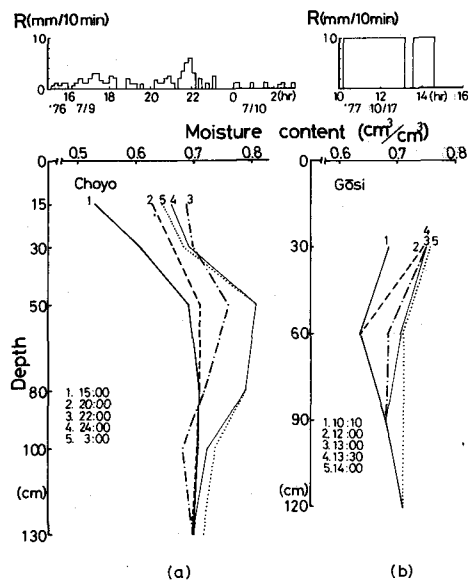


図-7 表層土壌水分変化の実測例

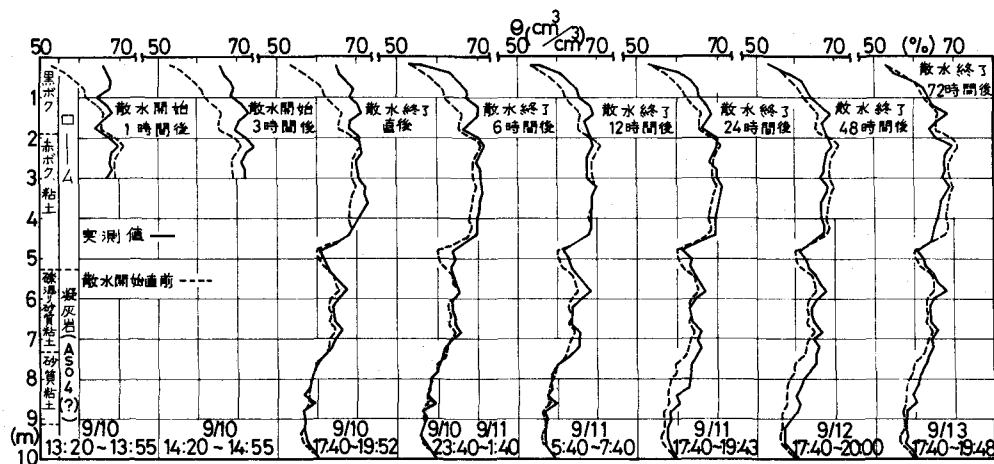
～90mm/hrに相当し、空隙率の大きさと共に、火山流域表層土の特性といえよう。つぎに、現地流域¹⁵⁾の草地斜面と平地の畑に、容量式土壌水分計¹⁶⁾センサーを埋設し、測定した例を図-7に示す。(a)の例では、50cm付近に水分貯留層がある。(a)は自然降雨、(b)は人工散水によるものである。降雨終了後、干天が継続して、水分が減少する過程は、図-8に示すように、はじめ、重力水の移動によるとみられる、乾燥速度の早い時期が2日程あり、つぎに毛管排水による指数関数的低減の減率乾燥¹⁷⁾期が続き、その後は、いわゆる平衡水分状態となる。

図-7(b)に示した畑地の浸透実験で、中性子水分計により測定した例を図-9に示す。これは散水強度

80mm/hrを3時間、20分間休止後、再び1時間散水で降雨を与えた。なお表面傾斜2%の芝地斜面のため、流出率は16%であった。

3. 流出特性

3.1 雨水損失(雨水保留量)



図－9 雨水の浸透と土壌水分変化（畑地）³²⁾

阿蘇火山流域での雨水浸透量を，流出過程における損失として，巨視的な流域平均値で表すと，それぞれ図－10(a)～(c)のようである。白川流域内の小試験地で，直接流出が比較的多い流域(b)と，少ない流域(c)で，(a)はこれらの小流域を含む白川，黒川流域の値，(d)は非火山流域試験地¹⁸⁾の値である。白川では通常100mm程度の降雨量は，涵養域では，全量に近い量が損失となる。

3.2 河川流出量

前述のように，第四紀火山岩類流域と，それ以外の流域の雨水流出現象には，短期的にも長期的にも相異がある。虫明¹⁹⁾によれば，日本のいずれの気候区においても，図－11に示す通り，第四紀火山岩類流域の低水流出指標（355日流量に相当）が最大で，花崗岩類，第三紀火山岩類がこれにつき，中生層，古生層で，その値が最も小さい。そして，低水流出指標が大きい地質ほど，流量低減が緩やかであるが，最も緩やかな第四紀火山岩類流域の低減曲線のバラツキが，大きいことを指摘している。これは地下水貯留能に富むと同時に，流域ごとに，火山体の内部構造（岩相や帯水層厚など）が異なるためとし，一方，年最大流量は，第四紀火山岩類流域が最小で，平水量以下で認められた現象と逆の傾向を示している。これは浸透性の高い流域ほど，洪水流出量が小さくなり，低水流出量が大きくなるという，極めて単純明快な結果を表わしている。また竹下²⁰⁾は，九州各地の林地を対象に，52流域の流況に対する地質，地形の影響を検討しているが，基岩が火山岩以外の中・古生層の場合にも，厚い火山灰土で覆われている流域では，雨水の貯留機能が増大し，低水量が大きいことを指摘している。

いま，地形の項で，阿蘇火山（白川流域）と，対照的な流域として挙げた，非火山流域（中・古生層）の球磨川について，月単位の流出量の変動を比較してみる。図－12に示す通り，月ごとの変動巾，年間にわたる流量の平均化の相異が表れている。この場合，両流域の降雨量に大きな差はない。さらに月雨量と

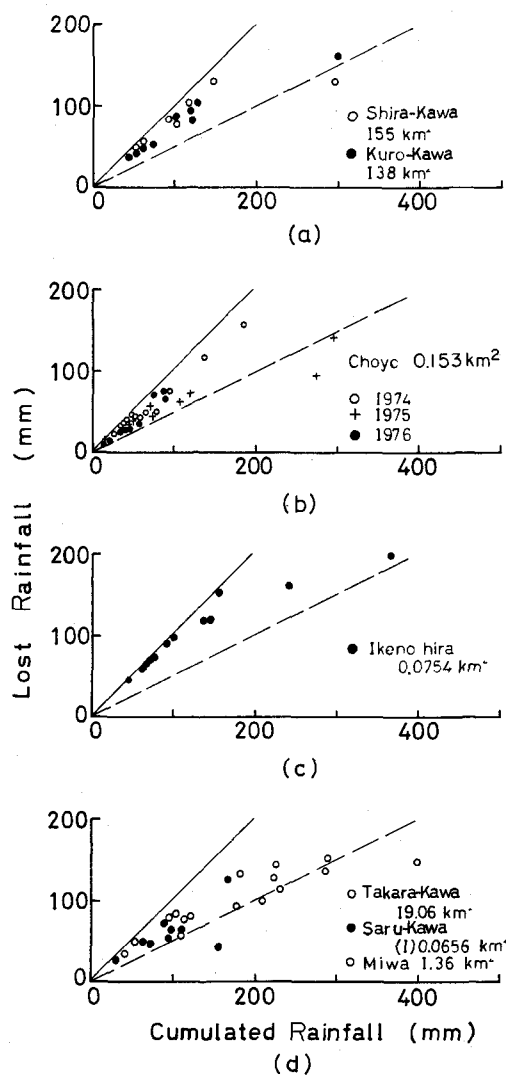


図-10 流域の損失雨量

月流出高の対応をみると、図-13には、流出高が雨量を超過する冬期に、流域の貯留能の差がよく表れている。流況の安定性について、菅原²¹⁾も月流量資料を用いて、全国河川を対象に検討をおこなっている。

河川の N 年間の平均流量 $\bar{q}$ の $\lambda\%$ に当る q_λ を、全期間定常的に利用するとして、これを利用率と称し、火山灰地帯河川では、利用率50%までは、貯水池が不要であるのに対し、火山灰地以外の河川では、20~30%を超えると貯水池が必要となることを示している。火山流域特に第四紀火山岩流域の流出特性は、以上のように流域の貯留効果に基づく、低水流出にあるといえる。

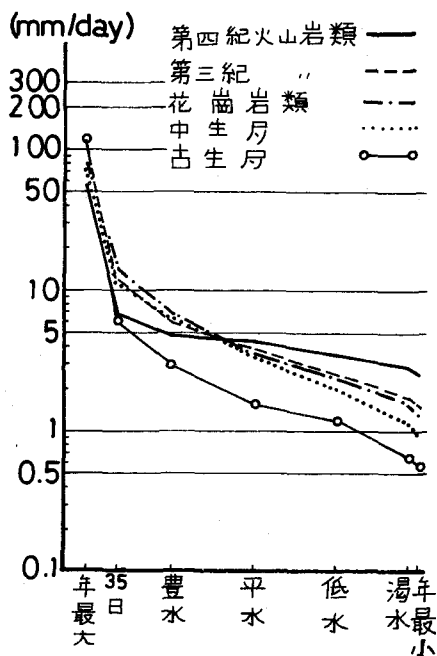


図-11 地質区分別の流況曲線
(虫明⁷⁾による)
(関東・東海気候区)

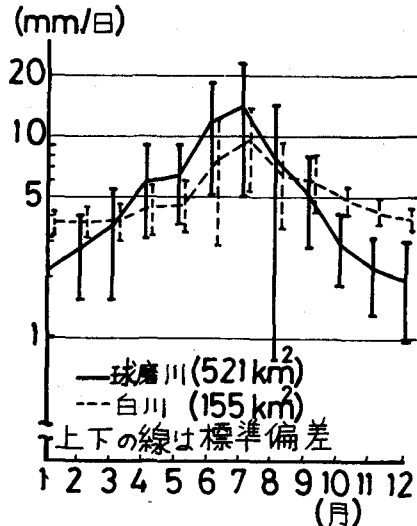


図-12 月流量の平均値と変動巾

4. 帯水層と地下水

ここでは、地下水を含めて水文の特性が、顕著な成層火山の一つである、阿蘇の事例を示してみる。阿蘇カルデラ形成を引きおこした火砕流は、前述のようにAso 1からAso 4に分けられている。水理地質的²²⁾には、Aso 4と、それ以下の火砕流の果す役割が異なっている。Aso 4は上位の地層とともに、自由地下水の帯水層となっているが、Aso 3以下の火砕流は、その溶結相はキ裂性帯水層を形成しうる条件を有しているものの、必ずしも地下水を胚胎しているとは限らない。一方カルデラでは、中央火口丘の噴出物である、黒ボク、赤ボクの土壤層が数mあり、この下に火山灰まじりの砂礫、粘土と、キ裂に富む中央火口丘からの溶岩流が互層をなしている。この砂礫層、溶岩流が有能な帯水層を形成しており、表土の浸透性と相まって、これらの地質条件が、この流域の流出特性を形づくっている。

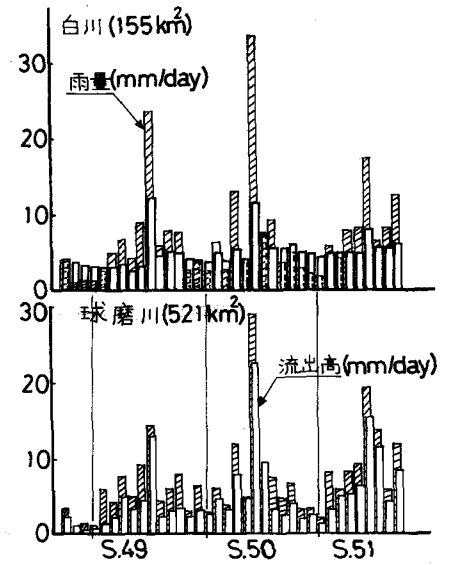


図-13 月流出高—月降水量

4.1 阿蘇中央火口丘の山麓の場合

中央火口丘の山麓は、火山扇状地を形成し、図-4に示したモデルの山腹斜面部分では、強い降雨の時以外は、流水は見られない。すなわち涵養帯において浸透した雨水は扇状地末端部で、被圧地下水となって流出域を形成している。この山麓部における代表的な水理地質的断面²³⁾ 図-14を示す。この中で帯水層は、溶岩流と砂礫層の部分で、その透水量係数（または透水係数）および貯留係数は、それぞれ $4 \sim 200 \text{ m}^2/\text{日}^{24)}$ ($1 \times 10^{-4} \sim 9 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$), $2 \times 10^{-3} \sim 4 \times 10^{-2}$ (被圧), ²⁴⁾ $0.1 \sim 0.7$ (不圧) とかなり差が大きい。特に貯留係数の値は、観測井を用いていないので、参考値とみた方がよい。揚水テストの水位低下の

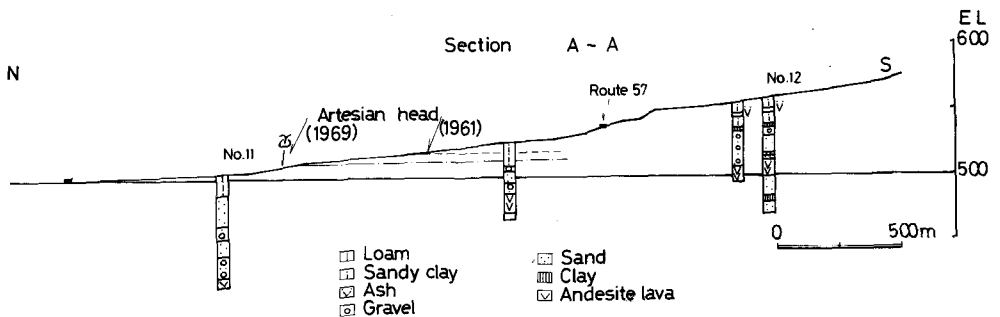


図-14 阿蘇谷の水理地質断面図 (九州農政局²³⁾ による)
A~A (図-4を参照)

パターンは、図-15のように水平方向の流動と、鉛直方向からの漏水性の被圧地下水型を示している。この他、空洞やスケールの大きいクラックを流動する地下水には、不圧的なものもあり、沖積平野における層状帯水層に比較して、鉛直方向の連続性による涵養補給が活発な場合が多い。このような裂カ水に対しても、近似的にダルシー則の適用は可能である。先に示した、涵養域、流出域における地下水の電気伝導度の分布²⁴⁾を図-4に示すが、扇状地部で低く、流動するにつれ次第に高くなり、流出域末端では約 $400\mu\text{v}/\text{cm}$ となっている。カルデラ東部の地下

水流は、流動量も多く、循環速度の早いことが、伝導度変化の小さいことからうかがわれる。山麓および、扇央部の地下水位変化は、図-16のように浅層から深層になるにつれ、降雨に対する応答が次第に遅れ、

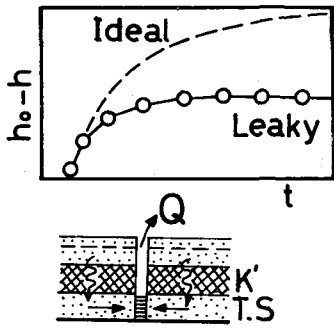


図-15 揚水による水位低下パターン (漏水性被圧地下水)

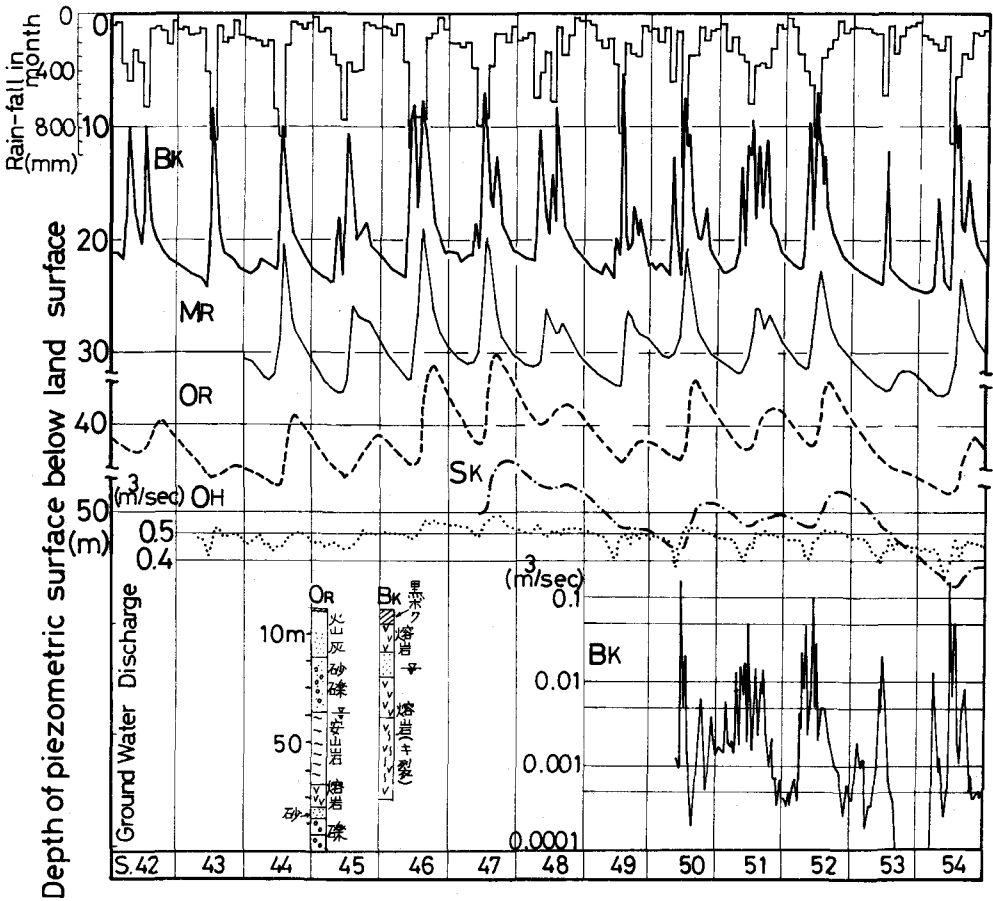


図-16 地下水位および地下水流出量の変化

平均化された形を示すようになる。各層からの地下水流分量も、その帯水層の水位と対応した変動を示している。いま、河道の長期流出量を再現するために、4段直列のタンクモデルを用いた場合、その3、4段目タンクの水位と、ほぼそれに近い帯水層の水位の対応は図-17に示すようなものとなる。

4.2 外輪山西麓の場合

九州農政局の調査²⁵⁾によれば、外輪山西麓には、基盤岩類の凹地を埋めて、旧期阿蘇火砕流であるAso 2, 3が堆積し、水成堆積物もしくは溶岩流を夾在し、さらに広域にAso 4が堆積している。火砕流堆積後の浸食により、現在はEL. 200~50mの台地となっている。台地のまわりに2段の段丘が形成され、この台地、段丘の末端には、いくつかの湧泉群が分布している。代表的な水前寺・江津湖 ($9 \sim 5 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{日}$)、木柑子 ($5 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{日}$) などである。また、この台地には「クボ」のつく地名が多く、陥没した地形と対応しているようである。これは火砕流堆積物のルーズな箇所が、浸透した雨水や表流水により、長い年月の間に、大空洞、キ裂を通して流し出されるためなどで発生するようで、ボーリング孔が、これらの空洞に当たると、勢いよく空氣の流通が起こることがある。これを地元では風穴といっている。高遊原台地に40年代に開設された熊本空港の雨水排水も、従来からの河川が、全くない台地のため、溜池貯留方式を採用しているが、この中には、 $10^5 \text{ m}^3/\text{日}$ オーダーの浸透量を示す池がある。このように台地、段丘面で、降水は蒸発散量を除いて、ほぼ全量が浸透しており、したがって河川は発達していない。この状況を積極的に利用して、緑川水系の高水時の河水を導水し、高水流量の低下と同時に地下貯留量の増加を計る考え方もある。しかし、現実には問題点も多い。以上のように、外輪山西麓側の斜面は、ほぼ全域が地下水の涵養域を形成し、これによって、台地末端部に位置する熊本市圏（人口約70万人）の生活用水の全量と農業用水の相当量合計約 $2 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{年}$ ²⁶⁾（昭和55年）が、地下水でまかなわれている。これは富士山周辺の地下水利用と対比出来るものであり、また53年の西日本渇水に際して、福岡市とは対照的に安定した状況であった。この熊本市域での代表的帯水層は、前述の砥川溶岩層で、層厚は厚い所で60m、この上層部10~15m位が、多孔質で有力な帯水層を形成している。（図-18を参照）この層厚分布と井戸の比湧出量に対応していて、層厚の厚い健軍地区で大きく、 $10^3 \sim 10^4 \text{ m}^3/\text{日}/\text{m}$ を²⁶⁾示し、層厚が薄くなると減少する。そして、この帯水層の地下水は、次節に述べるような広い範囲から流動涵養されている。

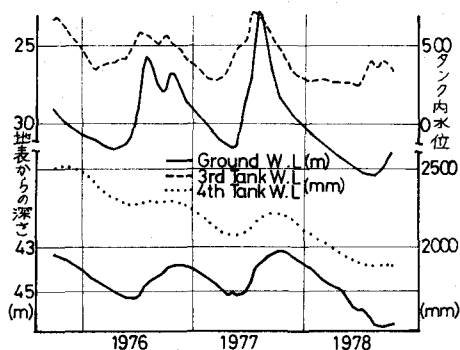


図-17 地下水位とタンク水位との対応

5. 地下水流動と水収支

以上のような地下水流成分の割合が大きい流域での水収支は、地表の河川流域だけでは不整合の場合があり、地下水流動を含めた検討が必要となる。その事例を示してみる。まずカルデラの白川、黒川の2流域についてみると、当流域はカルデラ湖（約2万~1万年位前）²⁷⁾として、一つの閉塞流域であった時

期を経て、カルデラ縁の1部が切れ、現在の白川が出来た。この切れた部分から始った河床の不連続部が両川を遡上し、現在、合流点上流数100mの所で、それぞれ滝を形成し、2つの流域に分かれた。

そこで、一つの河川流域においては、ある期間について、

$$\text{降水量}(P) - \{ \text{河道流出高}(O) + \text{蒸発散量}(E) \pm \text{地下水流出(入)高}(G) \} = \text{流域の貯留高変動}(\Delta s)$$

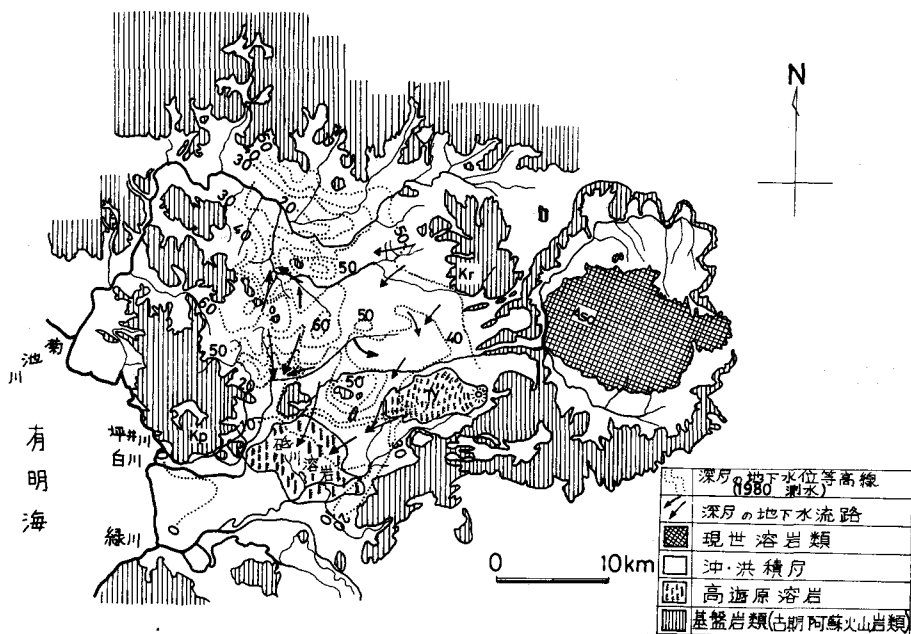
..... (1)

の関係がなりたつ。いま右辺の Δs が0になるような期間をとることが出来れば、左辺の蒸発散量に推算値を用いて、観測不能の流出入量の差（主に地下水流動量）を、ある程度の精度で推定することが出来る。そこで貯留高変動の基準として、流域の代表的帯水層の地下水位を用い、カルデラ2流域の水収支^{28) 29)}を求めた。1960～'79の20年間のマクロな水収支では、降水量約2550mm/年に対し、蒸発散量740mm/年、残りが河道流出高約1800mm/年である。支川白川流域では、水収支がほぼバランスしており、この流出量の直接、間接の比は3：7となっている。したがって、間接流出成分に対する涵養量は約1200mm（3.3mm/日）となり、降雨量の約半分に相当する。そして、1200mmの約0.6が深層地下水への涵養量である。一方、黒川流域では、外輪山北側から約0.7m³/s（2.2×10⁷ m³/年）以上の地下水流入によって河道流出量が大きくなっている。年平均降水量2700mm/年に対し、流出高2100mm/年で、その差600mm/年は、蒸発散量推定値740mm/年より140mm/年程少ない。すなわち2100mm＝1960mm＋140mm（他流域からの流入量2×10⁷ m³に相当）となるべきものである。つぎに、白川および外輪西側の菊池川、坪井川、緑川支川（加勢川等）の各流域を含む1300km²の広域について、マクロな水収支計算と現地調査をおこない、地下水流動量³⁰⁾を求めた。各流域ごとの損失高（P－O）は、表－1に示す通りである。この結果を基に、関係機関^{31) 32)}の調査とそれに基づき提示された流動経路を考慮しながら、流域間の総合的な水収支を求めると、図－19に示す結果となる。なお、これは蒸発散を700mm/年とした場合であるが、これを750、650mmとした場合も、流域間の流動量に多小の変動があるものの、基本的な流動形態は同じである。すなわち菊池川支流合志川流域から、菊池川本川と坪井川と、それから白川の下を通り抜けて加勢川の3流域へ、年間それぞれ

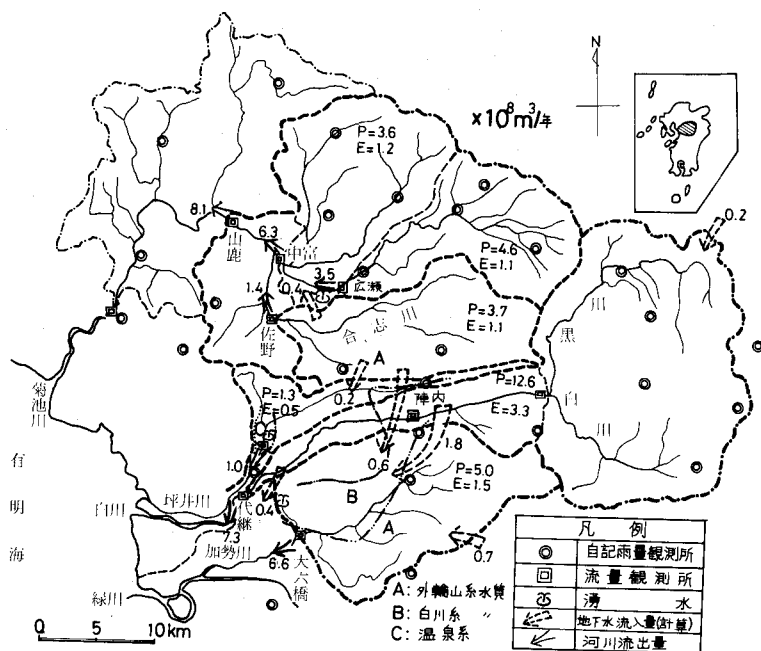
		流域面積 km ²	年間損失高 p-o)mm	資料期間
白川	陣内	425.0	1248	'59~'77
	代継橋	477.0	1152	'58~'77
坪井川		66.6	432	'75~'77
加勢川・大六橋		220.3	-741	'71~'77
菊池川水系	佐の橋	156.7	1473	'62~'63 70~'77
	広瀬	152.0	725	'62~'76
	中富	331.7	588	'60~'76
	中富(広瀬除)	179.7	472	" "
	山鹿	586.0	816	'58~'77
	山鹿(佐の除)	429.3	596	'71~'77
全流域	代大坪山 継六井鹿 大坪佐 六井の	1349.9	635	
	代大坪山 継六井鹿 大坪佐 六井の	920.6	640	

表－1 流域の年損失高

4，2，6（×10⁷）m³計1.2×10⁸ m³が流出しており、一方加勢川流域には、白川中流部台地の水田を通して、1.8×10⁸ m³、合志川流域から6×10⁷ m³、緑川水系御船川筋から7×10⁷ m³計3.1×10⁸ m³の流入が推算される。（図－19参照）以上のように火山噴出物に覆われた地下の地質構造によって、地表流域とは相当異なった水循環の流動経路の存在することが判明した。



図一18 阿蘇西麓台地の深層地下水位等高線
(熊本県資料²⁶⁾³²⁾による)



図一19 阿蘇西麓流域の水収支概要

6. その他

水循環に関連して、火山流域特有の問題を列挙してみる。

- a. 火山活動に伴う火山噴出物（特に火山灰）による問題。降雨により泥流または濁水の河道流入により、水質が悪化し、河川生態系、河口の生態系に与える影響が大きい。また酸性、重金属、フッ素など有害物質の長期にわたる混入により、人体、放牧家畜への影響。
- b. 表層が、常に未固結の新期堆積物であるため、浸食が活発である。崩壊量が極めて多量であり、制御が困難。（28年白川出水氾濫による、熊本市内での堆積土量は 10^6 m^3 オーダー、南九州のシラス災害）
- c. 地下水利用に伴う陥没沈下現象

7. まとめ

以上阿蘇火山を中心に、火山流域の流域特性と水文現象の概要を述べた。火山流域は、土地利用の面からは、必ずしも好条件に恵まれているとはいえず、むしろ厳しい自然環境といえるため、開発は進んでいない。しかし火山の存在は、その流域表層を含めた地質構造によって、流域の水循環に特徴を与えている。すなわち、表層における雨水の保留量が大ききことは、直接流出にとっては大きな損失量としてあらわれ、裏を返せば地下水帯への豊富な涵養量となり、豊かな基底流量を生む源となっている。いくつかの問題点は残されているものの、火山体は水資源の包蔵体として評価されうる条件を備えており、今後、積極的な調査研究が望まれるところである。

参 考 文 献

火山や地質に関する一般的記述は、つぎの文献を参考にさせて頂いた。

- ① 藤本治義 新地質学汎論 地人書館 1959
- ② 牛来正夫 地殻・岩石・鉱物 共立出版 1968
- ③ 松本達郎他 日本地方地質誌九州地方 朝倉書店 1962
- ④ 藤本・柴田編 地質学ハンドブック 朝倉書店 昭42
- ⑤ 久野久 火山及び火山岩 岩波書店 1976
- ⑥ 松本征夫・松本幡郎編 阿蘇火山 東海大学出版会 1981
- 1) 日本粘土学会編 粘土ハンドブック 技報堂 昭42 P. 152
- 2) 松本唯一 The Four Gigantic Caldera Volcanoes of Kyūsyū Jap. J. Geol. Geogr. 19 (special number) (1943)
- 3) 阿部謙夫 九州における河川の流量について 土木学会誌 12巻4号 大正15年8月
- 4) 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 昭40. 10.
- 5) 金子良 農業水文学 共立出版 1973
- 6) 虫明功臣 高橋裕編 河川水文学 共立出版 1978
- 7) 虫明功臣他 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

1981—5

- 8) 矢沢大二他 扇状地—地獄的特性— 古今書院 1971
- 9) 落合敏郎 三島溶岩流中の岩カ地下水に関する研究 日本地下水学会誌 No 16, 17. Dec. 1969
- 10) 前出④ P 157—158
- 11) 松本幡郎 砥川溶岩について 火山第2集19巻1 1974
- 12) 山本莊毅 火山における地下水のかん養機構について 火山地帯の水文学に関するシンポジウム Feb. 1970
- 13) 下津昌司 阿蘇火山流域における水文学的研究 第1報 熊本大学工学部研究報告29巻2号 昭55 8
- 14) 前出1)
- 15) 下津昌司他 火山灰土層斜面における土壌水分と流出について 37回土木学会年講 2部 昭57
- 16) 岡太郎他 容量式土壌水分計とそれによる斜面表層部の土壌水分測定 13回自然災害シンポジウム 1976
- 17) 八幡敏雄 土壌の物理 東大出版会 1975 P. 92
- 18) 青木佑久 山地流域における洪水流出の追跡 土研報告 No 143 昭47
- 19) 前出7)
- 20) 竹下敬司他 暖帯林地の水保全環境に関する土壌及び地形的研究 福岡県林業試験場時報26号 1977
- 21) 前出4) に同じ
- 22) 榎倉克幹 阿蘇カルデラ火山の地質と地下水 九州農政局調査資料 昭47. 3. P. 11
- 23) 前出22) P. 18
- 24) 建設省九州地建熊本工事々務所 白川計画調査報告書 昭56
- 25) 前出22) P. 21
- 26) 熊本市水道局 熊本市およびその周辺の地下水について 業務資料 昭55
- 27) 前出①
- 28) 下津昌司 阿蘇火山カルデラにおける水収支 日本地下水学会誌 18巻2号 1976
- 29) 下津昌司他 阿蘇火山流域の水収支に関する一考察 土木学会西部支部研究発表会 昭58 2
- 30) 下津昌司他 広域水収支における地下水流動量の算定 日本地下水学会誌 21巻3号 1979
- 31) 宮本昇他 阿蘇火山西麓台地の水理地質 地質学雑誌 68巻800号 1962
- 32) 科学技術庁 地下水の水収支の解析手法に関する総合研究 未公表