

平成 30 年度 卒業論文

火山地域におけるタンクモデルを用いた
一時河川の挙動解明

筑波大学生命環境学群地球学類

地球環境学主専攻

201510759

大北 慧

2019 年 1 月

目次

要旨.....	iii
Abstract.....	iv
表目次.....	v
図目次.....	vi
第 1 章 序論.....	1
1.1 研究背景.....	1
1.2 研究目的.....	1
第 2 章 研究方法	2
2.1 研究対象.....	2
2.1.1 研究対象地域.....	2
2.1.1.1 位置及び基本状況.....	2
2.1.1.2 土地利用.....	2
2.1.1.3 地形と地質.....	2
2.1.1.4 植生.....	3
2.1.1.5 気候.....	3
2.1.2 対象期間.....	3
2.2 使用データ.....	3
2.2.1 降雨と蒸発量.....	3
2.2.2 河川流量（過去データ）	4
2.2.3 河川流量（測定）	4
2.2.3.1 圧力測定.....	4
2.2.3.2 水位算出.....	5
2.2.3.3 流出高算出.....	5
2.2.4 地下水位.....	6
2.2.5 空間情報.....	6
2.3 使用モデル.....	6
2.3.1 タンクモデルのパラメータ	6
2.3.2 タンクモデルによる計算式.....	6
2.3.2.1 モデル精度評価.....	7
2.3.2.2 モデル定数探索法.....	8
2.4 河川・地下からの山中湖流入量算出方法.....	8
2.4.1 先行研究での水収支調査方法.....	8
2.4.2 モデルを用いた R_{in} , G_{in} 算出方法.....	8
第 3 章 結果と考察.....	10
3.1 山中湖一時河川の流出特性.....	10
3.1.1 イベントの定義と各河川まとめ.....	10
3.1.2 降雨と水位・流量の関係, 流出時間.....	10
3.2 タンクモデル作成.....	11

3.2.1 Case:1.....	11
3.2.1.1 キャリブレーション.....	11
3.2.1.2 バリデーション.....	11
3.2.2 Case:2	12
3.2.2.1 キャリブレーション.....	12
3.2.2.2 バリデーション.....	12
3.3 河川小流域からの地下水涵養と地下水位の関係.....	14
3.3.1 降雨と地下水位の関係.....	14
3.3.2 各井戸の平均水位・地下水位変動幅の違い.....	14
3.4 過去データから見る山中湖間欠河流の特性.....	15
3.4.1 河川流出量と地下水涵養量.....	15
3.4.2 期間内の最高河川水位.....	15
3.4.3 先行研究との水収支比較.....	16
3.4.3.1 畢（2018）との比較.....	16
3.4.3.2 山中湖村（2016）との比較.....	16
第4章 まとめ	17
4.1 結論.....	17
4.2 今後の課題.....	17
謝辞	17
参考文献	19

大北 慧

要旨

火山はその活動で生命に危害を与えうる一方、日本のように降水の豊かな地域では巨大な水瓶のような役割をもち、山体の各地に湧水や河川、温泉などの水の恩恵をもたらす。108 もの活火山が集中する日本においては特に、火山地域の河川流出特性を知る事は重要である。

富士山麓に位置する山中湖には 4 本の流入河川が存在する。これらの河川は、流域が非常に透水性の良い火山地質であるために、降雨時のみ流水が現れる一時河川となっている（濱田・北川 2010）。山中湖水収支において湖への 4 流入河川を全て考慮した先行研究は畢（2018）のみだが、大規模な降水時には水位が 1 m を超えるような河川もあることが水位計測によりわかっている。本研究では、山中湖の 4 流入河川について降雨流出過程をモデル化し、過去の表流出量や地下水涵養量を調べることで、火山地域における間欠河流の特性を調べた。

流出推定には代表的な河川流出モデルの 1 つであるタンクモデルを用いた。実測値の存在する 2017 年 6 月～2018 年 11 月の無降雪期間をキャリブレーションに用いた結果、降雨イベントの合計流出量を高い精度で推定できるようになった。

本研究で得たモデルから流域の地下水涵養量を推定し、降雨、地下水位との関係を調べたところ、4 河川小流域からの 1 時間あたりの地下水涵養量が $100 \text{ m}^3/\text{s}$ を超える時に地下水位が上昇すること、降雨と井戸水位上昇量に比例関係がある程度見られることがわかった。

次に過去 10 年の河川流出量と地下水涵養量を推定したところ、降雨のうち 99 % は地下水涵養、残り 1 % が河川水として流出することがわかった。また 10 年間の各河川最高水位を調べたところ、最も高い河川で 1.94 m となったが、過去 10 年の降雨では河川が氾濫する危険性はほぼなかったとわかった。

さらに山中湖の水収支についても、モデルを用いることでより詳細な調査を行うことができ、過去の先行研究より高精度な結果が得られた。

ただしタンクモデルの推定精度に関しては、まだ検証がうまくいっていないという課題が残る。今後、流入河川の水位データを増やしてモデルの推定精度をあげる事ができれば、さらに詳細な河川流入量や水位、地下流入量を得る事ができるだろう。

Key words: 火山地域, 山中湖, タンクモデル, 一時河川, 水収支

Elucidation of behavior of intermittent river discharge using tank model in a volcanic area

Akira OKITA

Abstract

While volcanoes can harm life in their activities, they play a role like a huge water tower in areas rich in precipitation like in Japan, and we benefit from water in the form of spring water, rivers, hot springs. In Japan where 108 active volcanoes concentrate, it is especially important to know the characteristics of river runoff in volcanic areas.

Four inflowing rivers exist in Lake Yamanaka located at the foot of Mount Fuji. These rivers are temporary rivers where flowing water only appears during rainfall because the basin is underlain by highly permeable volcanic geology (Hamada and Kitagawa 2010). In the water balance of Lake Yamanaka, only a preliminary study considered all four influent rivers to the lake (Hitsu 2018), but it is known by water level measurement that there are rivers with a water level exceeding 1 m at large scale precipitation. In this study, we investigated the characteristics of intermittent river flow in a volcanic area by simulating the rainfall runoff process for four inflowing rivers in Lake Yamanaka and examining the amount of surface runoff and groundwater recharge in the past.

For the outflow estimation, a tank model, which is one of the typical river runoff models, was used. As a result of using the data in the snow-free period from June 2017 to November 2018 in which actual measurement values exist for calibration, it is now possible to estimate total event outflow amount with high accuracy.

The groundwater recharge amount in the basin was estimated from the model obtained in this study and the relationship with rainfall and groundwater level was investigated. As a result, the amount of groundwater recharge per hour from four small river basins exceeded 100 (m^3/s) when the groundwater level increased, it was found that there is a proportional relationship between rainfall and well water level increase to some extent.

Next, estimating the amount of river runoff and groundwater recharge in the past 10 years revealed that 99% of the rainfall was used to recharge groundwater and the remaining 1% was drained as river water. Also, when we looked at the maximum water level of each river in 10 years, it was 1.94 m in the highest river, but it was found that there was almost no danger of river flooding in the past 10 years rainfall.

Furthermore, with regard to the water balance of Lake Yamanaka, we can conduct a more detailed investigation by using a model, and a result with higher accuracy than the previous study in the was obtained.

Regarding estimation accuracy of the model, however, the problem remains that verification has not been successful. If we can increase the estimation accuracy of the model by increasing the water level data of the incoming river in the future, we can obtain further detailed river inflow, water level, underground inflow.

Key words: *Volcanic area, Lake Yamanaka, tank model, intermittent stream, water balance*

表目次

表 2-1 モデル作成対象期間.....	20
表 2-2 過去の流量観測結果まとめ.....	20
表 2-3 各河川の流水断面図 A と潤辺 S.....	20
表 2-4 先行研究による水収支調査方法.....	20
表 3-1 一の砂川イベントまとめ.....	21
表 3-2 大堀川流出イベントまとめ.....	22
表 3-3 一の堀川イベントまとめ.....	23
表 3-4 二の堀川イベントまとめ.....	23
表 3-5 イベント内最大降水強度と河川流出の関係.....	24
表 3-6 各河川の実測 10 分値の最大水位, 流量・流出高 (2017 年 6 月 12 日～11 月 30 日).....	24
表 3-7 河川小流域に属する井戸の透水係数まとめ.....	24
表 3-8 Case 1 各河川タンクモデル定数.....	24
表 3-9 降雨イベントの頻度 (イベント数/対象期間).....	25
表 3-10 イベントあたりの平均降水量 (総降水量/イベント数).....	25
表 3-11 Case 2 各河川タンクモデル定数.....	25
表 3-12 Case 2 キャリブレーション期間における 10 分推定値の最大水位, 流量・流出高...	25
表 3-13 降雨イベントと井戸水位変化量まとめ.....	26
表 3-14 過去 10 年間の 4 河川流出特性まとめ.....	27
表 3-15 各河川の 10 年間最高水位まとめ.....	27
表 3-16 各河川の流出率.....	27
表 3-17 畢 (2018) との水収支比較結果.....	28
表 3-18 山中湖村 (2016) との水収支比較結果.....	28

図目次

図 2-1 山中湖流域と河川の小流域.....	29
図 2-2 流域の土地利用.....	29
図 2-3 流域の地形，地質.....	29
図 2-4 流域植生 (2014 年度).....	30
図 2-5 河川水圧観測地点，雨量計地点，井戸地点.....	30
図 2-6 雨量データ比較 (2017 年 6 月 21 日イベント).....	31
図 2-7 データ補正前の各河川圧力比較 (2017 年 7 月 4 日イベント/総降水量 48.5mm).....	31
図 2-8 データ補正後の各河川圧力比較 (2017 年 7 月 4 日イベント/総降水量 48.5mm).....	31
図 2-9 水位計設置地点における各河川の川断面図.....	32
図 2-10 タンクモデル構造 A.....	32
図 2-11 タンクモデル構造 B.....	32
図 2-12 2017 年 6 月 21 日 一の砂川 流出量時間変化.....	33
図 2-13 2017 年 6 月 21 日 一の砂川 タンク内水位変化.....	33
図 2-14 2017 年 6 月 21 日 一の砂川 流出量割合.....	33
図 3-1 2017 年 6 月 21 日イベントのハイドログラフ (河川水位)	34
図 3-2 2017 年 6 月 21 日イベントのハイドログラフ (流出高)	34
図 3-3 Case 1-キャリブレーション・10 分値流出高比まとめ.....	35
図 3-4 Case 1-キャリブレーション・各河川 10 分値流出高比.....	35
図 3-5 Case 1-キャリブレーション・イベントごとの合計流出高比まとめ.....	36
図 3-6 Case 1-キャリブレーション・各河川イベント合計流出高比.....	36
図 3-7 Case 1-バリデーション・10 分値流出高比まとめ.....	37
図 3-8 Case 1-バリデーション・各河川 10 分値流出高比.....	37
図 3-9 Case 1-バリデーション・イベントごとの合計流出高比まとめ.....	38
図 3-10 Case 1-バリデーション・各河川イベント合計流出高比.....	38
図 3-11 Case 2-キャリブレーション・10 分値流出高比まとめ.....	39
図 3-12 Case 2-キャリブレーション・各河川 10 分値流出高比.....	39
図 3-13 Case 2-キャリブレーション・イベントごとの合計流出高比まとめ.....	40
図 3-14 Case 2-キャリブレーション・各河川イベント合計流出高比.....	40
図 3-15 Case 2-バリデーション・1997 年流量観測を用いた検証.....	41
図 3-16 Case 2-バリデーション・2018 年流量観測を用いた検証.....	42
図 3-17 Case 2-バリデーション・検証結果まとめ.....	42
図 3-18 降雨と井戸水位の時間変化 (2015.5.28~2016.12.12).....	43
図 3-19 降雨と井戸水位の時間変化 (2016.12.12~2018.2.27).....	43
図 3-20 イベント合計雨量・イベント内最大降雨強度と井戸水位の関係.....	43
図 3-21 河川小流域からの地下水涵養量と井戸水位の時間変化 (2018.8.25~2018.10.30).....	44
図 3-22 河川小流域からの地下水涵養量 G3 と井戸水位の関係.....	44
図 3-23 2009 年における月ごとの降雨，河川流出量，河川小流域からの地下水涵養量.....	44
図 3-24 10 年間合計の河川流出量 (m ³ /10 年)・地下水涵養量 (m ³ /10 年)とその割合 (%)... 45	
図 3-25 2009 年から 2018 年の各河川流出高散布図.....	45

第1章 序論

1.1 研究背景

日本は世界有数の火山保有国であり、世界の 7%を占める 110 もの火山が 378,000 km² の狭い国土に集中している。火山地域は特徴的な火山地形や火山地質を持ち、豊かな水環境も作り出す。降水の豊富な地域では火山は内部に多くの水を蓄え、その水は山体の各地に湧水や河川、温泉などの恩恵をもたらす。火山が多い日本においては特に、火山地域の水収支を理解することは非常に重要である。

山中湖は日本を代表する富士山麓に位置する富士五湖の一つであり、湖面積は 6.57 km² で、富士五湖中最大である。山中湖村では年間 3,487,804 m³/year と多くの地下水が組み上げられており、うち 15.5 %がミネラルウォーターや工場に利用されている (山中湖村, 2016)。過去の調査や研究において、現在の揚水状況で地下水量に大きな打撃などを与えることはないとされているが、山中湖の水収支を理解することは水資源保全的な観点からも、火山地域全体の水収支理解という観点からも重要である。

山中湖には 4 つの流入河川が存在するが、山中湖流域が非常に透水性の良い火山性地質であるためこれらの河川は降雨時のみ流水が見られる一時河川となっている。この 4 本の一時河川は伏流し、山中湖への流入は全て地下から行われる (濱田, 2010) とされてきたが、実際はいずれの河川も表流出を発生させており、大規模な降雨時には水位が 1m を超える河川も存在する (畢, 2018)。河川水は地上に現れる貴重な淡水資源の代表例であり、火山地域の特殊な河川の挙動を知ることとも今後の火山地域の水資源利用において意味を持つと考えられる。また、河川の挙動をモデル化することは河川の表流出量を知るだけでなく、その河川小流域からの地下水涵養量を知ることにも繋がる。よって山中湖においては、この 4 本の一時河川の流出特性を解明することが山中湖水収支のより深い理解に繋がると考えられる。

1.2 研究目的

本研究では山中湖に流入する 4 本の一時河川について降雨流出過程をタンクモデル化し、得られたモデルから過去の河川水位や河川流出量、地下水涵養量を調べることで、火山地域における一時河川の特性を調べる。

第2章 研究方法

2.1 研究対象

2.1.1 研究対象地域

本研究では、山梨県山中湖流域を対象として研究を行い、なかでも山中湖に流入する4河川を中心に扱う。

2.1.1.1 位置及び基本状況

山中湖は日本を代表する火山である富士山の東北東約15 kmに位置し、富士五湖中もっとも大きく標高も高い湖である。その流域面積は62.5 km²、湖面積は6.57 km²、最大水深は13.3 m、平均湖面標高は980.5 m、湖岸線長は13.5 km、貯水量が 6.39×10^7 m³である。この湖には桂川という流出河川があり、流入河川には湖南東のものから反時計回りに大堀川、一の砂川、一の堀川、二の堀川が存在する。大堀川と一の砂川は山梨県が管轄する河川であるものの、一の堀川と二の堀川は河川法の対象には入っておらず書類上は山中湖村が管轄する排水路となっているが、本研究では4河川全てを山中湖流入河川として扱う。各河川の小流域面積はそれぞれ9.54 km²、2.97 km²、8.69 km²、12.15 km²となっている。図2-1に山中湖とその流域、河川小流域を示す。

また、山中湖流域内には一の砂川上流に掛水沢荒廃砂防ダム、一の堀川近辺には川を横断した形で調節池が存在する。本研究において話題の中心とはならないが、その基本情報を以下に記す。

< 掛水沢荒廃砂防ダム >

- 建設年月…1994年度～1995年度の2年間で施工
- 設置目的…山火事時の消火用水確保と渇水対策（山中湖の上水用）。ただし実際に使用されたことはない。
- 貯水・放水の時期や方針…通常は常時満水で堰堤上部から水が自然に流れるが満水時の貯水容量は不明。土砂の流れ込みで堆積が進んだ場合に土砂除去のため水抜き（放水）を行う。放水した水は一の砂川に流れる。これまで2012年に一度水抜きを行なっている。

< 調節池 >

- 建設年月…2003年度～2006年度の4年間で施工
- 設置目的…洪水被害防止
- 構造…上流：掘込式 下流 傾斜コア型フィルムタイプダム式
- 運用方法…洪水調節方式（人口操作によらない自然放流方式孔あきダム）

※ただし現状として雨水はこの調節池をただ通過して流れており、調節池としての機能を果たした前例はまだない。

2.1.1.2 土地利用

国土数値情報による2014年の土地利用調査結果を図2-2に示す。流域の60.2%を森林が占め、次いで陸上自衛隊野演習場などの荒地が13.5%、水面積が10.6%、建物用地が10.6%と続く。

2.1.1.3 地形と地質

山中湖の地形と表層地質を図2-3に示す。山中湖は富士山の東北部に位置しているが、西側は両側の山によって形成された谷になっており、ここが山中湖とその流域の流出口となっている。それ

以外の北，東，南側は 1100 m～1350 m の丘陵に囲まれている．国土交通省国土計画局による分類では，山中湖流域の表層地質は，主に東側に火砕流堆積物，西側に火山岩と苦鉄質火山岩が占めているが，一の砂と大堀川付近は堆積岩となっている (<http://nrb-www.mlit.go.jp/kokjo/inspect/landclassification/index.html#tb50-1>)．富士山による火山噴出物地層の透水性が良いため，山中湖は保水性が低いと考えられている (濱田・北側，2010)．

2.1.1.4 植生

環境省自然環境局生物多様性センター (<http://www.biodic.go.jp/>) による山中湖流域の 2014 年度植生調査結果を図 2-4 に示す．市街地等や湖，植林地・耕作地を除いた流域は主にブナクラス域植生がほぼ全てを占める．

2.1.1.5 気候

山中湖の年降水量は 1980～2010 年のアメダス雨量データから平均値を求めると，2268 mm である．山中湖の月平均降雨量は 9，10 月が比較的多く，11 月～2 月が少ないため，9，10 月を豊水期，その他の月を渇水期とする (畢，2018)．また，2005～2015 年のアメダスデータによると月平均気温は 1，2 月が氷点下となっている．

2.1.2 対象期間

モデル作成に使用したデータ期間は表 2-1 に示す．本研究では積雪がある時期の流出推定は行わないため，モデル作成には 4 月から 11 月のデータのみを用いる．井戸水位と流域からの地下水涵養量の比較には 2015 年 5 月 28 日～2018 年 2 月 27 日，2018 年 8 月 25 日～10 月 31 日のデータを用いた．過去データによる河川流出量，地下水涵養量，河川水位の推定は 2009 年から 2018 年の 4 月～11 月を対象に行い，2 つの先行研究，畢 (2018) と山中湖村 (2016) との比較は 2009 年 1 月 1 日～2011 年 12 月 31 日を対象期間としている．

2.2 使用データ

2.2.1 降雨と蒸発量

タンクモデルの作成や，その後モデルを用いて流出推定を行うには正確な降雨データが必要となる．山中湖付近には山中アメダスと東京大学大学院生命環境科学研究所 附属演習林：富士癒しの森研究所 (以下「富士癒しの森研究所」と称する) の 2 つの雨量計が存在する．両者の位置は 2.2.4 において図 2-5 に示す．この図には研究に用いた河川水圧計や雨量計，井戸の地点が一つにまとめられている．

本研究では前者の 10 分間隔データと後者の 10 秒間隔データを利用するが，アメダスデータと富士癒しの森研究所データの比較図を図 2-6 に示す．ここでは富士癒しの森研究所データは 10 秒間隔データを 10 分間隔に合計・変換し，両データ比較には水圧計設置後初めて 4 河川全てが流出する 2017 年 6 月 21 日イベントを例として用いる．10 分間降雨量増減の推移や総雨量は大きく変わらないが，山中アメダスの値は 0.5 刻みである．

山中アメダスのデータは正確だが 0.5 mm/10min 以下の弱い雨を表現できない一方で，富士癒しの森研究所のデータは高い時間分解能で降水を表現できるものの雨量計が林の中にあり，必ずしも望ましい雨量計の設置状況 (気象庁，<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/uryou/uryou.pdf>) を満た

していない。また、山中アメダスデータは1994年4月1日から利用でき、富士癒しの森研究所データは1997年から利用できるが、2000年12月1日を境に観測器が型番C-CR10Xのデータからデジタル百葉箱に変わっている。

本研究では、タンクモデル作成には富士癒しの森研究所のデータを山中アメダスと同じ10分値にまとめ、両者の平均値を利用することとする。それ以外の、モデルを用いた解析にはアメダス10分値を利用する。これは、アメダス10分値データはインターネット上で簡単に得られる正確かつ最も短い時間間隔データであり、長期的な解析を簡単に行えるためである。モデルを作成する際には時間分解能がより高く、細かい雨もなるべく表現できるほうが好ましいが、モデルを用いた解析にはアメダス10分値の時間分解能で全く問題はない。

また、具体的な計算式などは2.4.2で述べるが、山中湖流域全体からの地下水涵養量、湖への地下水流入量を計算するためには流域蒸発散量が必要となる。本研究では、3.4.3章で2009年～2011年の年間地下水涵養量を算出する時には畢(2018)による2009年～2011年の年間蒸発量(mm/年)を、3.4.1章で月ごとの地下水涵養量変化を調べる時には山中湖村(2016)による1980年～2010年の平均実情蒸発量(mm/月)を用いる。

畢(2018)による年間蒸発量は正味放射量、地中熱流、顕熱フラックス、気温、及び基準蒸発散量とポテンシャル蒸発量を利用し、土地利用ごとの蒸発散量をそれぞれ推定した上で算出されており、2009年～2011年の年ごとの気候の違いも表せている。このため2009年～2011年の年間蒸発量としては最も信頼できるデータであると考えられるが、残念ながら月ごとの値は残されていない。そこで、月ごとの蒸発散量が必要な3.4.1章では山中湖村(2016)の値を用いる。こちらは30年平均値であるため年ごとの気候の違いは表せないが、長期的なデータに基づく値であるためデータの信頼性は高く、おおまかな地下水涵養量とその月変化を見たいこの章では十分である。

2.2.2 河川流量 (過去データ)

Case 2のバリデーションには、過去の各河川流量観測結果を用いる。観測は1997年11月26日～28日と2018年8月24日～25日に行われている。2018年の観測は私自らと指導教員である杉田倫明先生によって行われたものであるが、1997年の観測は当時の筑波大学学生達によって行われたものである。そのためデータの信憑性には多少疑問があるが、水位データから流量に変換する必要のないこと、独立した期間のデータであることが利点である。方法は浮子式というもので、ある距離を浮子(予め用意して置いた紙や葉など)が通過するのにかかる時間を計測し、そこから流速(m/s)を求め、河床断面図(m²)をかけることで、流量(m³/s)を求めるというものである。本研究で利用する流量観測データは表2-2にまとめた。

2.2.3 河川流量 (測定)

2.2.3.1 圧力測定

杉田研究室では、2017年6月12日から型番HOBO U20の圧力計を合計5つ、各河川に設置している。各河川に1つずつ水圧計として、一の砂川にはもう1つ大気圧計として設置し、河川水圧・大気圧を5分間隔で計測し続けている。大気圧計は2018年7月11日までは一の堀川に設置されていたが、それ以降は、データ回収の利便性向上のため一の砂川に設置されている。ただしこれにより、大気圧の値に大きな違いが出るなどのエラーは生じていない。

水圧計の位置は先ほどの図2-5に示されている。本研究ではこの実測水圧を河川水位、流量に変

換することでモデル作成を行う。

なお、水圧計の測定精度は水位にすると 0.015 m であるが、実測水圧には大堀川を中心にデータエラーと思われる値が多く見受けられ、明らかにおかしい場合は、大気圧と 4 河川の水圧を比較し、外れ値を持つ河川の水圧に想定誤差を加減することでイベント毎にデータ補正を行った。わかりやすい具体例として 2017 年 7 月 4 日イベントを用いる。図 2-7 では大堀川の水圧がイベントの前後で大気圧より低くなっており、一の砂川はイベントの途中で大気圧を下回ってしまっている。これを修正するため。

大堀川…12:00 時点での大気圧との誤差 0.829 kPa を全体に加算

一の砂川…大気圧との負の誤差の最大値 1.081 kPa を 18:30～1:15 の間において加算

という補正を行った結果、図 2-8 のように自然な水圧推移となった。

このようにしてある程度エラー値を補正することができるが、図 2-7 のように明らかに他の値と違うことがわかりやすくなければ補正は難しく、これによって全てのデータがほぼ正確であるとは言えない。

2.2.3.2 水位算出

計測器で得られたある河川の水圧を w (kPa)、大気圧を a (kPa) とすると、河川水位 h (m) は

$$h = (w - a) \times 0.1022 \quad (1)$$

と算出される。

2.2.3.3 流出高算出

一般的に河川流量 Q (m³/s) は水流の断面積 A (m²)、流速 v (m/s) を用いて

$$Q = A \times v \quad (2)$$

と表せるが、流速を常に計測し続けることはできない。そこで本研究では、得られた河川水位 h (m) から畢 (2018) による各河川の河床データ、マンニング式を用いて河川流量、流出高を求める。

各河川の河床断面図は図 2-9 に示す。河川水位 h (m) と、この河床図から得られる A (m²)、潤辺 S (m) の関係を表 2-3 に示す。河川の径深 R (m) は

$$R = A/S \quad (3)$$

と表される。これらと、畢 (2018) による河床勾配 I 、粗度係数 n (m^{-1/3}・s) を用いると、マンニング式

$$Q = A \times \frac{1}{n} \times R^{\frac{2}{3}} \times I^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

から流量 Q (m³/s) を算出することができる。流出高は各河川の小流域面積で Q を除することで算

出できる。

2.2.4 地下水位

3.3 の河川からの地下水涵養と地下水位の関係において地下水位実測値が必要となり、本研究では山中湖村が保有する観測井のうち、第2観測井と第3観測井のデータを使用する。両観測井の位置を、雨量計、圧力計の位置とともに図 2-5 に示す。この井戸では、山中湖村によって 2015 年 5 月～2018 年 2 月まで井戸水位が観測されていたが、以降観測を取りやめてしまったため、同年 8 月 25 日から杉田研究室にて新しく、流入河川と同じ水圧計を設置、計測を開始した。流入河川と同じように井戸水位を求めることができるが、井戸水位のデータ測定間隔は 1 時間である。

2.2.5 空間情報

土地利用には国土交通省の国土数値情報の 2014 年土地利用細分メッシュデータ、地形は畢 (2018) による 20 m 間隔等高線データ、表層地質には国土交通省国土計画局による shape ファイルデータ、植生には環境省自然環境局生物多様性センターによる 25,000 分の 1 縮尺 shape ファイルデータを用いた。畢 (2018) の等高線データの元データは国土地理院 (http://www.gsi.go.jp/kankyochiri/Laser_demimage.html) によるものである。各データは ESRI ジャパンの Arc Map 10.4.1 を用いて作図を行なった。

2.3 使用モデル

2.3.1 タンクモデルのパラメータ

4 流入河川の流出推定には図 2-10, 2-11 のような直列 3 段タンクモデルを用いる。構造 A, B で 2 段目の流出孔の数が異なるが、基本原理は変わらない。タンクモデル作成において、Case 1 では一の砂川のみが構造 B、他 3 河川は構造 A だが、Case 2 では大堀川も構造 B となっている。構造 B の方が A より推定過程が多少複雑になるものの、一の砂川と大堀川のように流出が比較的生じやすい河川においては、流出変化量の細かな緩急を表すのに適している。

タンクモデル入力データは降水量 P (mm) と蒸発量 E (mm) だが、降雨流出時については

$$E = 0 \quad (5)$$

とする。これは、対象河川が一時河川であり、流出が発生するような降雨時も、これら河川は降雨終了後の表面流出持続時間が非常に短いためである。

タンクモデル定数は各タンクからの流出しやすさを表す流出係数 a 、下タンク・地中への浸透しやすさを表す浸透係数 b 、各タンク内の水位 H (mm)、流出孔の高さ z (mm) がある。タンクモデル作成はこれら 4 種類のモデル定数を調整することで行われる。 Q (mm) は各流出孔からの流出量、 G (mm) は各タンクから下に落ちる浸透量である。河川流出量は各タンクの Q を全て合計した値、地下水涵養量は $G3$ となる。

2.3.2 タンクモデルによる計算式

各タンクからの流出量 Q (mm) と浸透量 G (mm) は流出・浸透係数、各タンクの流出孔とタンク内水位から求められる。 Q の計算式を以下に示す。

タンクは上から n 段目として表し、特定のタイムステップにおいて変化前のタンク内水位を H ,

変化後を H' とする時, あるタイムステップ i におけるタンク内水位 H は

< $n=1$ のとき>

$$H_{n=1}(i) = H'_{n=1}(i-1) + P(i) \quad (6)$$

< $n \geq 2$ のとき>

$$H_n(i) = H'_n(i-1) + G_{n-1}(i-1) \quad (7)$$

と表せる.

タンクからの流出量 Q は

<1つのタンクに流出孔が2つある時>

$$Q_n(i) = Q_{n1}(i) + Q_{n2}(i) \quad (8)$$

$$Q_{n1}(i) = a_{n1} \times \{H_n(i) - z_{n1}(i)\} \quad (9)$$

$$Q_{n2}(i) = a_{n2} \times \{H_n(i) - z_{n2}(i)\} \quad (10)$$

<1つのタンクに流出孔が1つの時>

$$Q_n(i) = a_n \times \{H_n(i) - z_n(i)\} \quad (11)$$

と表せ, タンクからの浸透量 G は

$$G_n(i) = b_n \times H_n(i) \quad (12)$$

となる.

これらを元にタイムステップ i での河川流出量 $Q(i)$ は

$$Q(i) = \sum_{n=1}^3 Q_n(i) \quad (13)$$

と求められる. 3 段目タンクからの浸透量 $G3$ は地下水涵養量となる.

またこの時, タイムステップ内でタンク内水位 H は式 (13) のように H' に変化する.

$$H'_n(i) = H_n(i) - Q_n(i) - G_n(i) \quad (14)$$

2.3.2.1 モデル精度評価

実測値にはデータエラーと思われるものが多く, 正確な流量変化を推定するには限界がある. また, 本研究の目的は流出量や最高水位がある程度合えば達成できることから, 本研究ではハイドログラフ, 10 分値の精度よりイベントごとの合計流出高の精度を重視する. ただし瞬間値の精度もある程度保つため, 評価関数 $RMSE$ や実測値と推定値の R^2 値, 回帰直線の傾き・切片も精度評価の

対象とする。

2.3.2.2 モデル定数探索法

モデル作成では、実測値と推定値の流出高比較に加え、流出量時間変化、各タンク内水位変化、各流出孔からの流出量割合の3つを図示し、ある程度目視でモデル定数の探索を行う。キャリブレーション期間最初のイベントである2017年6月21日イベントの一の砂川を例として、それぞれの図を図2-12、2-13、2-14に示す。その後、イベントにおける実測値と推定値の R^2 値や回帰直線の傾き・切片を元に細かく調整する。

2.4 河川・地下からの山中湖流入量算出方法

本研究では、モデルから得られる河川・地下から湖への流入量を算出し、先行研究と比較することで、山中湖水収支理解の向上を目指す。

2.4.1 先行研究での水収支調査方法

畢（2018）では2009年～2011年、山中湖村（2016）では1980年～2010年のデータを用いて山中湖の水収支を調べており、両者の調査方法は表2-4のようになっている。しかし山中湖村（2016）では、流入河川は常時流水が見られるものはなく、透水性の大きさから降水もすぐに地下浸透してしまうと考え、 R_{in} を0としてしまっているが実際は0ではない。畢（2018）は各河川の流出率を定数あるいはイベント降雨量による一次関数として一意的に決めているが実際の河川流出率はイベントごとに大きく異なり、イベント降雨量との比例関係もあまり見られない。そこで、本研究では R_{in} と G_{in} の算出に推定モデルを利用する。

ここではモデルを用いて2009年～2011年の年間 R_{in} 、 G_{in} を推定し、先行研究との比較を行うが、同じ対象期間で各年の水収支を調査している畢（2018）については、それぞれの年について比較を行う。一方30年間平均値を用いている山中湖村（2016）については、2009～2011年の3年間平均値と比較を行う。

2.4.2 モデルを用いた R_{in} 、 G_{in} 算出方法

● 河川から山中湖への流入量 R_{in}

各河川タンクモデルから算出される流出高 Q を流量（ m^3 ）に換算し、4河川で合計する。

● 地下から湖への流入量 G_{in}

1: 河川小流域からの地下水涵養量

各河川モデルの $G3$ （ mm ）を m^3 に換算し、4河川で合計する。3.3章における地下水位と河川小流域からの地下水涵養量の比較にはこの値を用いる。

2: 湖と河川小流域を除いた部分からの地下水涵養量

ここでは降水は全て地下に浸透するものとする。

3: 流域全体の地下水涵養量

1と2を足し、畢（2018）によって2009年～2011年のデータより算出された流域全体の蒸発量

を引く．畢（2018）との比較時には年ごとの値を用い，山中湖村（2018）との比較時には3年間平均値を用いる．

4: 湖への流入量 *G_{in}*

畢（2018）によると，地下水涵養量のうち湖流入成分は年間を通して約60 %で，残りは山中湖より深部へ浸透し，下流に流出する．このため，3で算出された値のうち60 %のみが *G_{in}* になると計算する．

第3章 結果と考察

3.1 山中湖一時河川の流出特性

3.1.1 イベントの定義と各河川まとめ

本研究での降雨イベントは以下のように定義する。

1. 流出が起こる全ての一連の降水を降雨イベントと定義する。また、降水・流出の両方を含めて降雨流出イベントと呼ぶ。
2. 前後を1時間以上の無降雨期間で挟まれた期間の降雨を「一連の降雨」とする。ただし、降水が一度終了して一時間以上経過したとしても河川流出が終了する前に再び降水が起きた場合は一連の降水と捉える。
3. 降雨イベント、降雨流出イベントの開始時刻はともに一連の降水が始まる時刻とする。
4. 流量が0となる時刻と「一連の降雨」のどちらか遅い方を降雨イベント、降雨流出イベントの終点にする。

この定義に基づいて、2017年6月～11月、2018年6月～11月において、河川ごとのイベントをまとめた表を表3-1～3-4にまとめる。

3.1.2 降雨と水位・流量の関係、流出時間

2017年6月12日～2017年11月30日のイベントを用いて降雨解析を行ったところ、河川の流出の仕方はイベント内の最大降水強度で、大まかにではあるが表3-5のように3段階に分かれることがわかり、流出の起こりやすさが流域東側の一の砂川・大堀川と流域西側の一の堀川・二の堀川で大きく異なることがわかる。また、この期間における各河川の実測最高水位、最大流量・流出高を表3-6に示す。一の堀川のみ2017年7月4日に最大値が出ているが、他3河川はいずれも2017年10月23日に期間内最大値を観測している。2つの降雨イベントの合計雨量や最大降雨強度を比較すると一の堀川については2017年7月4日の値がデータエラーである可能性もあるが、この時の水圧比較図2-6、2-7からは判断できない。

次に山中湖一時河川の降雨流出過程の特徴を示すため、例として2017年6月21日イベントの4河川ハイドログラフを河川水位については図3-1に、流出高については図3-2に示す。このイベントは河川水圧計設置後初の、4河川とも流出する大規模なイベントである。

河川水位については主に

$$\text{大堀川} > \text{一の砂川} > \text{二の堀川} > \text{一の堀川} \quad (15)$$

となっているが、流出高は小流域面積の違いにより一の砂川と大堀川が逆転し

$$\text{一の砂川} > \text{大堀川} > \text{二の堀川} > \text{一の堀川} \quad (16)$$

となる。

流出時間については、いずれの河川も降雨終了後の表流出継続時間が非常に短く、特に一の堀川と二の堀川は降雨が完全に終了する前に流出が終わってしまうことがほとんどである。また平均流出遅れは河川によって異なるが、最も短いものは一の堀川の11分、最も長いものは一の砂川の37分である。イベントごとにずれはあるものの、基本的に東側の2河川に比べ西側の2河川の方が

流出遅れも流出持続時間も短い。

流出のしやすさ、河川水位、流出高、流出時間のいずれにおいても、東の一の砂川・大堀川と西の一の堀川・二の堀川で傾向が異なるが、これは表層地質による透水性の違いによるものであると考えられる。

流域の表層地質分布は図 2-3 に示したが、一の砂川・大堀川の位置する東側と、一の堀川・二の堀川の位置する西側で大きく異なる。山中湖村(2016)の井戸台帳より、一の砂川・大堀川の小流域と一の堀川・二の堀川小流域に属する井戸の透水係数を調べた結果を表 3-7 に示す。一の砂川一の砂川・大堀川小流域に関しては範囲が $4.8 \times 10^{-5} \text{ m/s} \sim 7.7 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ で平均値が $2.9 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ 、一の堀川・二の堀川小流域は範囲が $2.1 \times 10^{-4} \text{ m/s} \sim 2.5 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ で平均値が $1.2 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ となっており、一の堀川・二の堀川小流域のほうが一の砂川・大堀川小流域のほうより値が大きい。よって一の堀川・二の堀川小流域地質のほうが透水率、地下浸透性が大きく、流出が起こりにくいと考えられる。

3.2 タンクモデル作成

タンクモデルは、始めは Case 1 の期間について作成した後、その結果に基づいて Case 2 の期間について作り直した。モデル構造や計算方法は章 2-3 に示している。

3.2.1 Case 1

水圧計による実測データは 2017 年 6 月 12 日から 2018 年 11 月 30 日までであり、Case 1 ではこの実測データのみをモデル作成の基準として完結させるため、以下のデータ期間でモデル作成を行う。

- キャリブレーション期間…2017 年 6 月 12 日～2017 年 11 月 30 日
- バリデーション期間…2018 年 6 月 1 日～2018 年 11 月 30 日

3.2.1.1 キャリブレーション

瞬間値における実測流出高と推定流出高の比を 4 河川まとめたものを図 3-3、河川ごとに分けたものを図 3-4 に示す。イベントごとの合計流出高を実測値と推定値で比較した図を、4 河川まとめたものは図 3-5、河川ごとに分けたものは図 3-6 に示す。また、Case 1 における各河川のタンクモデル定数は表 3-8 にまとめる。

結果は、一の砂川と大堀川は 10 分値もイベント合計値も比較的高い精度で推定することができた。一方、一の堀川と二の堀川は流出が極めて起こりにくく不安定で推定が難しいため精度が悪いが、この 2 河川は一の砂川・大堀川に比べ絶対値が非常に小さいため、4 河川合計の表流出量や今後のモデルを用いた解析結果にはほとんど影響しない。ただし二の堀川については水圧→流量変換過程に誤りがあり、実際よりかなり小さい、間違った実流出高についてキャリブレーションを行ってしまっていたことが後にわかった。これにより Case 1 の実流出高を修正した結果、二の堀川の実測値と推定値の精度はさらに大きく下がり、回帰直線は横ばいになってしまった。Case 2 では正しい実流出高についてキャリブレーションが行われているため、最終的に完成したタンクモデルに問題はない。

RMSE は瞬間値の図 3-3、図 3-4 では期間内全瞬間値について、イベント合計値の図 3-5、図 3-6 ではイベント合計値について計算したため、必然的に後者 2 つのほうで絶対値が大きくなる。これは今後の 3.2.1.2、3.2.2.1 章の図についても同様である。

3.2.1.2 バリデーション

作成されたモデルを、2018 年 6 月～11 月の期間でも高精度に推定できるか検証した。瞬間値における実測流出高と推定流出高の比を 4 河川まとめたものを図 3-7、河川ごとに分けたものを図 3-8 に示す。イベントごとの合計流出高を実測値と推定値で比較した図を、4 河川まとめたものは図 3-9、河川ごとに分けたものは図 3-10 に示す。

結果は全体的にキャリブレーション結果に比べてバリデーション結果の精度が大きく劣ることとなった。一の堀川イベント合計値を除く全ての瞬間値、イベント合計流出高について *RMSE* が増加しており、特に 10 分値の精度は全体的に大きく下がっている。

この原因は、キャリブレーション期間（2017 年 6 月～11 月）とバリデーション期間（2018 年 6 月～11 月）の降雨特性の違いによるものであると考えられる。期間内の合計降雨量はキャリブレーション期間が 1591 mm、バリデーション期間が 1468 mm とあまり変わらないが、表 3-9、3-10 に示す降雨イベント頻度（イベント数/対象期間）とイベントあたりの平均降水量（総降水量/期間全体のイベント数）が大きく異なる。これに基づいて次章では Case 2 の対象期間にてモデル作成をやり直した。

3.2.2 Case 2

Case 1 では 2017 年と 2018 年の降雨特性の違いにより推定精度があまり良くなかった。これを解決するためには、キャリブレーションの対象期間をなるべく長くする必要がある。よって Case 2 では実測水圧データの存在期間を全てキャリブレーションに回し、バリデーションには 1997 年と 2018 年の河川の流量実測データを用いた。

- キャリブレーション期間…2017 年 6 月 12 日～2017 年 11 月 30 日
2018 年 6 月 1 日～2018 年 11 月 30 日
- バリデーション期間…1997 年 11 月 26 日～28 日
2018 年 8 月 24 日～25 日

3.2.2.1 キャリブレーション

瞬間値における実測流出高と推定流出高の比を 4 河川まとめたものを図 3-11、河川ごとに分けたものを図 3-12 に示す。イベントごとの合計流出高を実測値と推定値で比較した図を、4 河川まとめたものは図 3-13、河川ごとに分けたものは図 3-14 に示す。また、Case 1 における各河川のタンクモデル定数は表 3-11 にまとめる。

全体的なイベント合計値は高い精度で推定することができたものの、10 分値になると精度が多少劣ることとなった。一の堀川は特に他 3 河川に比べ精度が劣るものの、やはり絶対値が非常に小さいため本研究のモデルを用いた解析にはあまり大きな影響はない。

このキャリブレーション期間において推定された最大水位、流量・流出高を表 3-12 に示す。今後のモデルを用いた解析にあたって、推定された値がこの表の範囲を超えなければ、その値は推定可能範囲内である。いずれの河川も同一の 2018 年 9 月 30 日イベントで最大値が算出されており、このイベントは 2017 年～2018 年の無降雪期間において、最もイベント内最大降雨強度 (mm/hour) の大きな降雨流出イベントである。

3.2.2.2 バリデーション

1997 年 11 月 26 日～28 日の流量観測データを用いた各河川のバリデーション結果を図 3-15、2018

年 8 月 24 日～25 日の流量観測データを用いた各河川のバリデーション結果を図 3-16 に示す。これらの流量観測はある特定の時刻の瞬間値しかないため、図 3-15、3-16 では、対象イベント全体の流出高推移を推定し、流量実測結果の瞬間値をプロットしている。実測値の詳しいデータは表 2-2 にまとめた。また全バリデーション期間・全河川において、実測値と推定値を流量から流出高 (mm/10min) に換算し、流量観測時刻でのみ流出高比をまとめたものを図 3-17 に示す。

結論としては、バリデーションはほぼ全くと言っていいほど合わなかった。図 3-17 と Case 1 のキャリブレーション 10 分値 (図 3-3)、Case 2 のキャリブレーション 10 分値 (図 3-11) を比較すると、RMSE は Case 1 のキャリブレーション値より大きく、Case 2 のキャリブレーション値より小さいが、 R^2 値は両者に比べ非常に小さい。図 3-15 を見ると一見そこまでずれていないようにも見えるが、一の堀川と二の堀川は、実際に流出が発生している流量観測時において推定値が 0 の値をとってしまっている。水圧計の実測値もある図 3-16 を見ると、二の堀川以外の 3 河川は流量観測実測値と水圧計実測値も合っていない。以上から Case 2 においてバリデーションが合わなかった可能性として考えられる原因は

- キャリブレーションに用いた水圧計の実測値か、バリデーションに用いた流量観測値のどちらかが間違っている。
- キャリブレーションにおいて、水圧を流量に変換するための河床データが間違っている。

などがあるが、過去の降雨時の水位観測から考えると水圧計の値が特別おかしいようには感じられないため、本研究ではバリデーションは今後の課題とし、キャリブレーションで得られたモデルを用いて以降解析を行う。

3.3 河川小流域からの地下水涵養と地下水位の関係

本章では、得られたモデルによって算出される河川小流域からの地下水涵養量と2つの観測井の水位、降雨の時間変化を比較し、3つの関係を調べる。ある河川のタンクモデルにおいて、第3タンクからの浸透量 $G3$ (mm) が河川小流域からの地下水涵養量となるが、ここではそれぞれの河川小流域における地下水涵養量 $G3$ (mm) をモデルから算出し、単位を m^3/s に変換した後合計した。

地下水位は山中湖第2、第3観測井の水位を用いる。山中湖流域西側の第2観測井と対応する河川は一の堀川と二の堀川、流域東側の第3観測井と対応するのは一の砂川と大堀川である。

3.3.1 降雨と地下水位の関係

2015年5月28日～2018年2月27日の降雨と井戸水位の時間変化を図3-18、図3-19に示す。第3観測井の観測は2016年12月12日から始まっており、図3-18は第3観測井のデータが得られるまでの第2観測井だけのグラフ、図3-19はそれ以降の両観測井のグラフである。またモデル作成期間における流入河川の降雨流出イベント（表3-1～表3-4参照）時の井戸水位上昇量を調べたところ、イベント合計雨量、イベント内最大降雨強度と井戸水位の関係については図3-20のような関係がみられた。各イベントの詳細は表3-13にまとめる。

図3-20を見るとイベント合計雨量が約200 mm、最大降雨強度が約40 mm/hを超えると第2観測井と第3観測井で水位変化量に大きな違いが出ることがわかった。合計雨量、最大降雨強度にはどちらも同程度の井戸水位との相関関係が見られたが、第3観測井のほうが回帰直線の R^2 値が大きく、降雨と水位の比例関係が強いことがわかる。また、第3観測井の回帰直線の傾きは第2観測井の約2.7倍であった。

3.3.2 各井戸の平均水位・地下水位変動幅の違い

2015年5月28日～2018年2月27日のデータにおいて井戸の平均水位（標高）を調べたところ、第2観測井は980.3 m、第3観測井は982.7 mとなった。

2018年8月25日～10月30日における、井戸水位と対応する河川小流域からの地下水涵養量の時間変化を図3-21、関係を図3-22に示す。

この期間ではアメダスによると、2018年9月4日～5日に合計降水量210 mm 最大降水強度63 mm/hour、9月29日～10月1日に合計降水量285.5 mm 最大降水強度75 mm/hourの強い降水イベントが起きている。図3-21を見ると、この時一の砂川・大堀川小流域からの $G3$ 、一の堀川・二の堀川小流域からの $G3$ ともに急激に増加し、井戸水位も著しく増加しているという関係が見られた。

次に図3-22を見ると、対応河川小流域からの $G3$ 値が第2観測井は1000 m^3/s 、第3観測井は600 m^3/s を超えなければ水位はほとんど変動しないことがわかる。また井戸水位上昇量と対応河川小流域の $G3$ において回帰直線を引いたところ、両者 R^2 値が0.70以上を超える比例関係が現れた。

図3-18～図3-22から、第2観測井のほうが第3観測井に比べ、概して水位変化が緩やかであることがわかるが、第3観測井に対応する一の砂川・大堀川小流域に比べ、第2観測井に対応する一の堀川・二の堀川小流域のほうが、 $G3$ 値は常に約1.5倍大きい値をとっている。この上昇量の違いは、第2観測井付近に存在するウォーターサーバー工場の揚水によると考えられる。

3.4 過去データから見る山中湖間欠河流の特性

本研究のモデルを用いれば、10 分値雨量データさえあれば、モデルの適用可能範囲内において、いつの時代の河川流出、地下水涵養量も推定することができる。ここでは 2009 年～2018 年のデータを用いて降雨流出過程を長期的に調べ、山中湖流入河川の流出特性を調べた。

3.4.1 河川流出量と地下水涵養量

年間降雨量、河川流出量、河川小流域からの合計地下水涵養量の関係を表 3-14 に、月ごとの値を、2009 年を例に図 3-23 に示す。

表 3-14 によると河川流出量は年によってばらつきが大きい、最も値の大きい 2012 年でも地下水涵養量の方が 68 倍上回っており、山中湖一時河川は常にほとんどが地下水へ行くことがわかる。10 年間合計値ではこの値は 98 となり、長期的に見ると、無降雪期における山中湖一時河川小流域では、降雨のうち 99 %は地下水、残り 1 %が河川水として流出することがわかった。

次に図 3-24 には河川流出量と地下水涵養量に占める各河川の割合を示したが、河川流出量に関してはこれまで述べてきた通り大堀川>一の砂川>二の堀川>一の堀川となっているが、地下水涵養量ではこの関係が変化し、二の堀川>大堀川>一の堀川>一の砂川となっていることがわかった。後者は実質、河川小流域の大きさ順となっている。

3.4.2 期間内の最高河川水位

2009 年～2018 年の 10 年間無降雪期において、各河川の最高水位を調べた結果を表 3-13 にまとめた。水位観測地点における氾濫発生水位は畢（2018）による川断面図（図 2-8 参照）の河床から河岸までの高さとして求めた。算出された最高水位が信頼できる値かどうか判断する指標として、Case 2 のキャリブレーションで求めたモデルの推定可能範囲（表 3-12 参照）と、水圧計による実測最高水位がある。

推定可能範囲を超えた値はモデルから正しいと保証することができないが、この範囲はモデル作成期間内のイベントによる推定値から決まるため、より大規模な降雨イベントで算出された値がモデル推定可能範囲を超えることは十分起こりうる。実際、2009 年～2016 年には、モデル作成期間である 2017 年～2018 年よりも大規模な降雨イベントが存在するため、10 年間最大値がモデル推定可能範囲を超えたとしても、その値が必ず間違いであるとも断定されない。

実測最高水位は表 3-6 にも示したが、一の砂川が 0.81 m、大堀川が 1.97 m、一の堀川が 0.051 m、二の堀川が 0.27 m である。河川それぞれこの値までは一応モデルで算出されてもおかしくないと保証できる。

結果として、過去 10 年間の最高河川水位は大堀川が最も高い 1.94 m、二の堀川が最も低い 0.26 m であったが、一の堀川以外の 3 河川はモデルの推定可能範囲外を超えている。これは、いずれの河川も 2012 年 6 月 19 日イベント時に最高水位を記録しているが、このイベントがキャリブレーション期間内にはない、強い最大降雨強度を持つ大規模なイベントであったためである。一方、実測最高水位と過去 10 年の推定最高水位を比較すると、大堀川と二の堀川は実測最高水位範囲に収まり、一の砂川と一の堀川は超えている。

推定された過去 10 年最高河川水位と氾濫発生水位との差は大堀川が 82 cm であるが、他の 3 河川は 1.0 m 以上の余裕がまだ残っている。この時（2012 年 6 月 19 日）には、285.5 mm の雨が 13 時間 30 分という短い時間で降っており、アメダス 10 分値データから得たイベント内最大降雨強度

は 72 mm/hour で、瞬間的に非常に強い雨が降ったことがわかる。また、この雨は水工研究グループ水理水文チームによるアメダス確立降雨量計算プログラム (<https://www.pwri.go.jp/jpn/results/offer/amedas/top.htm#Sec1>) によると、8 年確率降雨となる。

よって、本研究で得られたモデルによると、8 年確率降雨では山中湖 4 流入河川が、他の地点では断言できないものの少なくとも水位観測地点においては、氾濫する可能性はないといえる。

3.4.3 先行研究との水収支比較

ここでは湖への河川流入量 Rin と地下水流入量 Gin を、モデルを用いて算出し、畢 (2018) と山中湖村 (2016) の値と比較した。

3.4.3.1 畢 (2018) との比較

畢 (2018) では 2017 年 6 月～10 月の実測水圧データ (本研究と同じ) を用いて各河川の流出率を一意的に算出し、 Rin を求めているが、流出高を湖面積で算出している点で、対象河川小流域面積で算出する本研究と異なる。これにより流出率に大きな差が生じるため、本研究の流出高算出方法に基づいて流出率を算出しなおし、畢 (2018) のように流出率から算出する Rin と、モデルから算出する本研究の Rin を比較することとした。また、畢 (2018) では 2009 年～2011 年の 3 年間で解析を行っているが、本研究の Rin と Gin の値も同じ期間の降水データを用いて算出した。

年単位で算出した各河川の流出率を表 3-14、散布図を図 3-25 に示す。年単位で算出しても流出率にはばらつきが大きく、降雨量との相関関係もみられないことから、流出率を一意的に決めることは難しいとわかる。

この流出率算出を踏まえ、畢 (2018) の Rin 算出方法と本研究の算出方法、畢 (2018) の Gin 値と本研究の値を比較した結果を表 3-15 に示す。畢 (2018) では Gin は毎年同じ値となっているが、本研究では年によって大きく異なり、2009 年と 2011 年で約 1000 mm も異なる。また、 Rin の値も本研究の方が畢 (2018) より振れ幅が大きい。これは、本研究の一時河川タンクモデルが降雨の影響を特に強く受けるからである。しかし方法は違うものの、3 年間の値を平均すると、 Rin は 93.0 %、 Gin は 86.8 %と高い精度で値が一致した。

3.4.3.2 山中湖村 (2016) との比較

山中湖村 (2016) では 1980 年～2010 年の 30 年データの平均値を用いて Gin を算出しているが、本研究では 30 年単位での解析は行っていないため、畢 (2018) との比較時に用いた 2009 年～2011 年の Rin 、 Gin 値をそのまま比較に用いた。

比較結果を表 3-16 に示す。本研究 Gin の値が畢 (2018) との比較時と異なるのは、山中湖村 (2016) の解析範囲が畢 (2018) と異なるためである (表 2-3 参照)。3 年間平均値と 30 年間平均値の違いから降雨量 P の値が 352 mm 異なるが、 Gin は 83.1 %の精度で一致している。山中湖村 (2016) では $Rin = 0$ mm とみなしているが本研究により実際は 0 ではないと算出できた。

以上 2 つの先行研究との比較から、本研究の結果はある程度信憑性も高く、過去の研究より詳細かつ高精度な水収支調査結果が得られたと言える。

第4章 まとめ

4.1 結論

山中湖に流入する一時河川の流出特性を調べた結果、河川流出量が流域の東側に位置する河川と西側に位置する河川で異なる傾向が見られた。これは表層地質の透水性が東西で異なるためと考えられ、堆積岩と火砕流堆積物で構成される東側に比べて、火山岩で構成される西側の方が降水の地下浸透性が大きいことがわかった。

また、流域に存在する2つの観測井について水位上昇特性を調べた結果、イベント合計雨量、イベント内最大1時間雨量と井戸水位上昇関係に相関関係が見られた。ただし東の第3観測井に比べて西の第2観測井のほうが同じイベントでも水位が上昇しにくく、これは先第2観測井近隣のウォーターサーバー工場による揚水が影響しているのではないかと考えられる。

次に4河川の流出推定タンクモデルを作成し、それを用いて解析を行った結果、様々なことがわかった。河川小流域からの地下浸透量が $100 \text{ m}^3/\text{s}$ を上回る時、2つの観測井の水位が上昇することがわかった。

無降雪期の河川流出特性を2009年～2018年の10年間雨量データで調べた結果、降雨のうち99%は地下水、残り1%が河川水として流出することがわかった。また10年間最高水位を各河川について推定した結果、4河川に最高水位をもたらした降雨は2012年6月19日イベントで、これは8年確率降雨であった。この時の各河川最高水位は最も高い大堀川で1.94 mだが、いずれの河川も水位上昇高より河床から河岸の高さのほうが大きいため、氾濫の心配はない。つまり、8年確率降雨では河川氾濫の可能性は非常に低いことがわかった。ただし、この評価は水位観測点での氾濫可能性についてであり、河川他地点については別途考察が必要である。

またモデルを用いることで、一時河川の挙動を踏まえた、より詳細な山中湖水収支調査を行うことができ、2つの先行研究と比べてより高精度とみられる結果が得られた。

4.2 今後の課題

本研究では、2017年6月～11月、2018年6月～11月の実測水圧値を用いてタンクモデルを作成したが、データ計測期間が短い、エラーと思われる値が多い、などの問題からイベント合計流出高に比べ瞬間値は推定精度がやや劣る、バリデーションがうまくいっていないなどの課題が残っている。今後水圧や流量の実測データを増やしてより高精度なモデルを作ることができれば、本研究で行ったモデルによる水文解析はより正確になり、火山地域の水文特性の理解や災害対策・水資源保全策に大いに貢献できるかもしれない。

謝辞

本研究を行うにあたり、筑波大学生命環境系の杉田倫明先生には、研究方法における丁寧なご指導やご提案など、数多くの面において大変お世話になりました。誠に感謝申し上げます。

筑波大学水文科学分野の先生方、杉田研究室の方々には、度々貴重なご意見を頂きました。

筑波大学大学院図書館情報メディア研究科の小邦将輝氏には、データの取得や扱いにおいて、度々ご指導を頂きました。

東京大学大学院生命環境科学研究所 附属演習林：富士癒しの森研究所の方々にはデータをご提供頂き、大変ありがたく利用させて頂きました。

山梨県庁の方々には水位計設置の許可を頂き、本研究において重要な各河川水位実測値を計測す

ることができました.

山中湖村役場の方々には過去の地下水データのご提供, 河川水位計設置のご協力, 観測位利用のご許可・ご協力, 都市計画図や様々な情報のご提供など, 多くの場面で大変お世話になりました.

以上の方々と, 本研究に対して応援をくださった家族, 友人をはじめとする全ての方々に, この場を借りて心から御礼申し上げます.

参考文献

- 稲垣秀輝・小坂英輝 (2001), 火山地域の地形・地質の特徴と自然災害に対するリスクマネジメントによる土地利用 -那須火山地域を例として-, 応用地質, 42, 3, 149-162
- 大八木英夫 (2008), 富士山麓における湖沼の水収支, 富士学研究, 6, 29-33
- 風間聡 (2011), 水文学, コロナ社
- 環境省 自然環境局 生物多様性センター, 自然環境調査 Web-GIS (2018 年 12 月 28 日アクセス)(<http://gis.biodic.go.jp/webgis/index.html>)
- 北川光雄 (1992), 富士火山とその周辺地域における水文環境と水文地形
- 国土交通省 国土計画局 国土情報課, 国土調査 (2018 年 12 月 28 日アクセス)(<http://nrb-www.mlit.go.jp/kokjo/inspect/landclassification/download/>)
- 水工研究グループ水理水文チーム, アメダス確立降雨量計算プログラム (2019 年 1 月 17 日アクセス)(<https://www.pwri.go.jp/jpn/results/offer/amedas/top.htm#Sec1>)
- 田中丸治哉・大槻恭一・近森秀高・諸泉利嗣 (2016), 地域環境学, 朝倉書店
- 堤充紀 (1987), 山梨県相模川流域の降雨流出解析の試み, 山梨県公研年報, 第 31 号, 34-38
- 登坂博行 (2006), 地域水循環の水理-流域水循環の解析法, 東京大学出版会
- 濱田浩美・北川義人 (2010), 山中湖における水温・水質の季節変化と水収支に関する研究, 千葉大学教育学部研究紀要, 58, 371-380
- 畢世明 (2018), 湖水と地下水の交流関係を踏まえた山中湖水収支の解明, 筑波大学修士論文
- 福島晟・田中礼次郎 (1982), 基準化パウエル法の適用によるタンクモデルの同定, 島根県農研報, 16, 98-105
- 山中湖村役場・株式会社 萩原ボーリング (2016), 山中湖村地下水資源保全対策基礎調査業務委託報告書
- 横尾善之・風間聡・西村仁嗣・沢本正樹 (1999), 国土数値情報に基づくタンクモデル定数の推定, 水文・水資源学会誌, 12, 6, 481-491

表 2-1 モデル作成対象期間

	Case1	Case2
キャリブレーション期間	2017年6月～11月	2017年6月～11月&2018年6月～11月
バリデーション期間	2018年6月～11月	1197年11月26日～28日 & 2018年8月24日～25日

表 2-2 過去の流量観測結果まとめ

	測定時刻	河川	実測流量(m³/s)
1	1997/11/26 14:54	一の砂	0.28
2	1997/11/27 10:20	一の砂	0.042
3	1997/11/28 12:00	一の砂	0
4	2018/8/25 9:45	一の砂	0.25
5	1997/11/26 14:46	大堀	0.12
6	1997/11/28 12:00	大堀	0
7	2018/8/24 16:15	大堀	1.4
8	2018/8/25 10:25	大堀	0.29
9	1997/11/26 14:30	一の堀	0.11
10	1997/11/27 11:00	一の堀	0.019
11	2018/8/24 15:35	一の堀	0.047
12	1997/11/26 15:00	二の堀	0.41
13	2018/8/24 15:53	二の堀	0.13

表 2-3 各河川の流水断面図 A と潤辺 S

River	水流断面積 (A) と潤辺 (S)
一の砂	$A = 0.5h^2 + 3.04h$ $S = 3.04 + 2.25h$
大堀	$h \leq 1.03, A = 0.47h^2 + 1.94h$ $S = 1.94 + 2.22h$ $h > 1.03, A = 2.08h^2 + 0.28h + 0.6$ $S = 2.98 + 2.23h$
二の堀	$A = 0.95h^2 + 4.09h$ $S = 4.09 + 2.19h$
一の堀	$h \leq 0.20, A = 1.07h^2 + 3.6h$ $S = 3.60 + 2.94h$ $h > 0.20, A = 4.07h - 0.05$ $S = 3.79 + 2.0h$

表 2-4 先行研究による水収支調査方法

	畢 (2018)	山中湖村 (2016)
解析範囲	流域 (62.5km²)	地下水涵養域 (102km²)
<i>Rin</i>	各河川の流出率を, 2017年6月～11月の水圧実測値に基づく流出量から一意的に決めた後, この流出率に降水量をかけることで <i>Rin</i> を求める	流入河川は一時河川かつ, 浸透性が大きい地質からすぐに水流が伏流してしまうため, 常に0とする
<i>Gin</i>	流域をセル分割し, 各セルについてダルシーの法則から地下水流入・流出フラックスを計算し, 地下水解析を行う	水収支式 $P - E = Rout + Gin$ から計算する

表 3-1 一の砂川イベントまとめ

番号	降雨開始 日時	合計 雨量	降雨継続 時間	流出継続 時間	合計 流出高	合計 流量	流出率	降雨開始から 流出開始までの 遅れ時間	降雨ピークと 流出ピークの 時間差	降雨終了から 流出終了までの 遅れ時間
		mm	min	min	mm	m ³ /s		min	min	min
1	2017/6/21	142	820	565	3.78	35	0.03	215	20	-40
2	2017/7/4	37	220	385	1.7	16	0.05	65	75	230
3	2017/8/1	52	520	440	0.63	6	0.01	30	35	-110
4	2017/8/7	189	610	545	4.77	45	0.03	25	60	-40
5	2017/8/11	4	75	80	0.001	0.01	0.0002	60	20	65
6	2017/8/12	11	90	110	0.1	1	0.01	50	90	70
7	2017/8/13	3	100	100	0.05	0.4	0.01	40	60	40
8	2017/8/15	3	125	50	0.003	0.03	0.001	130	140	50
9	2017/8/16	9	305	55	0.01	0.1	0.001	215	45	-35
10	2017/9/1	26	500	245	0.17	2	0.01	255	20	0
11	2017/9/16	130	2510	1035	2.71	25	0.02	540	20	25
12	2017/9/22	15	690	140	0.08	1	0.01	315	30	-45
13	2017/9/27	43	555	310	0.42	4	0.01	275	5	30
14	2017/9/28	11	210	245	0.21	2	0.02	5	20	40
15	2017/10/6	87	1100	830	2.09	20	0.02	185	45	-85
16	2017/10/16	35	1955	1050	0.12	1	0.003	695	50	-210
17	2017/10/19	42	1465	635	0.36	3	0.01	360	35	-470
18	2017/10/21	323	6345	5870	24.89	233	0.1	75	85	235
19	2017/10/28	152	1430	3405	8.73	82	0.1	195	35	2170
20	2017/11/22	28	715	1000	0.13	1	0.005	360	30	50
1	2018/6/20	43	1170	740	0.1	1	0.002	430	10	0
2	2018/6/29	0.3	360	270	0.003	0.03	0.01	90	20	0
3	2018/7/4	114	1840	1860	0.43	4	0.004	70	40	90
4	2018/7/5	0.3	100	20	0.001	0.01	0.004	0	ピークなし	-80
5	2018/7/5(2)	28	1060	820	0.01	0.1	0.0005	120	40	-120
6	2018/7/6	53	960	670	0.28	3	0.01	240	-20	-50
7	2018/7/9	21	110	30	0.002	0.02	0.00	120	70	40
8	2018/7/12	19	270	170	0.44	4	0.02	140	20	40
9	2018/7/28	155	1480	1350	5.1	48	0.03	210	30	80
10	2018/8/6	34	150	90	0.63	6	0.02	110	10	40
11	2018/8/6b	3	120	50	0.04	0.4	0.01	40	30	-30
12	2018/8/12	28	220	90	0.09	1	0.003	130	70	0
13	2018/8/13	16	140	70	0.21	2	0.01	90	20	20
14	2018/8/23	221	1990	1810	6.91	65	0.03	160	30	-20
15	2018/9/4	198	1560	1990	5.37	50	0.03	300	20	730
16	2018/9/8	3	130	70	0.13	1	0.04	100	40	40
17	2018/9/10	24	450	240	0.07	1	0.003	230	30	20
18	2018/9/17	5	500	340	0.13	1	0.03	140	80	-20
19	2018/9/20	18	1900	1550	0.48	5	0.03	440	40	90
20	2018/9/25	17	390	340	0.31	3	0.02	120	30	70
21	2018/9/26	77	1280	1240	2.71	25	0.04	60	10	20
22	2018/9/29	82	1470	1170	1.52	14	0.02	380	10	80
23	2018/9/30	167	900	3290	23.23	218	0.14	80	20	2470
24	2018/10/13	19	710	130	0.06	1	0.003	430	40	-150
25	2018/10/20	10	260	60	0.01	0.1	0.001	200	10	0
26	2018/10/26	18	900	920	0.07	1	0.004	10	30	30
27	2018/11/13	2	100	60	0.003	0.02	0.002	70	60	30
28	2018/11/19	4	380	10	0.001	0.01	0.0003	190	10	-180
	平均						0.018	183	37	109

表 3-2 大堀川流出イベントまとめ

番号	降雨開始 日時	合計 雨量 mm	降雨継続 時間 min	流出継続 時間 min	合計 流出高 mm	合計 流量 m ³ /s	流出率	降雨開始から 流出開始までの 遅れ時間 min	降雨ピークと 流出ピークの 時間差 min)	降雨終了から 流出終了までの 遅れ時間 min
1	2017/6/21	142	990	1000	2	71	0.02	350	20	360
2	2017/7/4	38	1090	1090	1	25	0.02	120	70	120
3	2017/8/1	52	600	580	0.3	11	0.01	60	40	40
4	2017/8/3	2	160	170	0.002	0	0.001	0	ピークなし	10
5	2017/8/7	189	1900	2350	8	258	0.04	30	70	480
6	2017/8/12	16	730	780	0.1	4	0.01	100	10	150
7	2017/8/13	4	190	410	0.1	4	0.04	100	260	320
8	2017/8/15	7	750	690	0.02	1	0.003	140	160	80
10	2017/8/16	10	770	430	0.05	2	0.005	280	30	-60
11	2017/8/30	7	280	570	0.01	0.2	0.001	210	50	500
12	2017/9/1	26	610	600	0.1	3	0.004	140	0	130
13	2017/9/16	130	2700	3280	2	61	0.01	50	10	630
14	2017/9/22	15	700	750	0.1	4	0.01	190	50	240
15	2017/9/27	32	680	730	0.3	10	0.01	140	30	190
16	2017/9/28	11	710	1020	0.3	9	0.03	110	60	420
17	2017/10/2	3	540	820	0.02	1	0.01	0	20	280
18	2017/10/3	1	930	2450	0.2	5	0.13	-40	40	1480
19	2017/10/6	87	1190	1910	2	62	0.02	80	40	800
20	2017/10/16	61	6050	5750	0.5	16	0.01	110	240	-190
21	2017/10/19	41	1470	1370	0.2	7	0.01	90	100	-10
22	2017/10/20	5	370	250	0.004	0.1	0.001	170	80	50
23	2017/10/21	323	6610	7600	19	589	0.06	350	60	1340
24	2017/10/28	152	1980	5430	5	159	0.03	230	60	3680
25	2017/11/13	2	150	310	0.01	0.5	0.01	70	10	230
26	2017/11/14	1	160	890	0.1	2	0.06	240	80	970
27	2017/11/22	28	1290	1330	0.1	5	0.01	160	50	200
1	2018/6/10	10	400	260	0.02	1	0.002	160	60	20
2	20180610(2)	22	900	620	0.1	2	0.003	340	20	60
3	2018/6/20	43	1170	1080	0.2	6	0.005	290	50	200
4	2018/6/23	18	480	340	0.1	3	0.005	300	40	160
5	2018/7/4	85	1190	1090	1	20	0.01	120	30	20
6	2018/7/5	28	1140	980	0.1	4	0.005	250	20	90
7	2018/7/6	53	960	890	0.4	14	0.01	70	0	0
8	2018/7/12	19	270	410	0.3	10	0.02	110	60	250
9	2018/7/28	155	1480	2450	3	102	0.02	210	40	1180
10	2018/8/6	38	340	210	0.2	6	0.01	110	30	-20
11	2018/8/12	28	220	100	0.03	1	0.001	180	100	60
12	2018/8/13	16	140	130	0.05	1	0.003	90	30	80
13	2018/8/23	221	1990	2610	6	189	0.03	170	70	790
14	2018/9/2	5	380	250	0.03	1	0.01	110	40	-20
15	2018/9/3	4	330	170	0.02	1	0.004	390	270	230
16	2018/9/4	198	1560	2990	3	105	0.02	370	40	1800
17	2018/9/8	3	3130	110	0.04	1	0.01	3110	70	90
18	2018/9/10	24	450	390	0.03	1	0.001	130	80	70
19	2018/9/14	11	600	10	0.0001	0.002	0.000005	470	40	-120
20	2018/9/20	14	1030	550	0.0003	0.01	0.000023	420	100	-60
21	2018/9/21	0	10	10	0.0001	0.002	0.0002	10	10	10
22	2018/9/25	17	390	110	0.002	0.1	0.0001	210	30	-70
23	2018/9/26	77	1280	1060	1	23	0.01	240	40	20
24	2018/9/29	263	10900	11750	7	840	0.03	360	20	1210
25	2018/10/13	20	1150	1190	0.07	2	0.003	50	10	90
26	2018/10/15	0	30	20	0.0001	0.003	0.0004	80	ピークなし	70
27	2018/10/16	1	360	490	0.001	0.03	0.001	50	50	180
28	2018/10/19	1	230	910	0.004	0.1	0.003	220	290	900
29	2018/10/20	10	260	170	0.01	0.3	0.001	190	50	100
30	2018/10/26	18	900	1080	0.08	3	0.005	30	20	210
31	2018/11/6	7	680	640	0.08	3	0.01	120	40	80
32	2018/11/9	10	330	730	0.08	2	0.01	160	80	560
33	2018/11/13	2	100	430	0.002	0.1	0.001	190	380	520
34	2018/11/19	4	520	950	0.01	0.2	0.001	80	20	510
35	2018/11/28	4	290	660	0.003	0.1	0.001	20	10	390
	平均						0.012	211	66	362

表 3-3 一の堀川イベントまとめ

番号	降雨開始 日時	合計 雨量	降雨継続 時間	流出継続 時間	合計 流出高	合計 流量	流出率	降雨開始から 流出開始までの 遅れ時間	降雨ピークと 流出ピークの 時間差	降雨終了から 流出終了までの 遅れ時間
		mm	min	min	mm	m ³ /s		min	min	min
1	2017/6/21	142	830	210	0.02	0.5	1.1×10^{-4}	360	-10	-260
2	2017/7/4	37	230	90	0.01	0.3	2.9×10^{-4}	60	10	-80
3	2017/8/1	52	560	20	0.00	0.01	3.7×10^{-5}	10	10	-530
4	2017/8/7	189	1100	780	0.03	1	1.5×10^{-4}	130	20	-190
5	2017/9/17	129	1430	140	0.01	0.1	4.3×10^{-5}	1220	20	-70
6	2017/10/6	86	1230	50	0.001	0.03	1.2×10^{-5}	700	10	-480
7	2017/10/22	303	2010	340	0.03	1	9.8×10^{-5}	1640	10	-30
8	2017/10/28	151	1290	630	0.01	0.3	8.9×10^{-5}	620	0	-40
1	2018/6/20	43	1170	950	0.04	1	1.0×10^{-3}	210	20	-10
2	2018/6/23	18	480	90	0.01	0.3	6.2×10^{-4}	310	20	-80
3	2018/7/4	85	1190	760	0.21	6	2.5×10^{-3}	40	10	-390
4	2018/7/5	28	1060	80	0.002	0.1	7.9×10^{-5}	450	20	-530
5	2018/7/6	53	960	290	0.18	5	3.4×10^{-3}	260	0	-410
6	2018/7/9	21	110	50	0.02	1	1.1×10^{-3}	50	10	-10
7	2018/7/28	140	1350	880	0.01	0.2	4.8×10^{-5}	300	10	-170
8	2018/7/29	15	40	20	0.003	0.1	2.2×10^{-4}	20	10	0
9	2018/8/13	16	140	10	0.001	0.02	3.6×10^{-5}	80	10	-50
10	2018/8/23	221	1990	1420	0.03	1	1.4×10^{-4}	150	10	-420
11	2018/9/4	198	1560	1080	0.04	1	2.1×10^{-4}	440	10	-40
12	2018/9/26	71	740	10	0.0004	0.01	6.1×10^{-6}	290	20	-440
13	2018/9/29	82	1470	140	0.01	0.3	1.2×10^{-4}	1130	20	-200
14	2018/9/30	167	900	860	0.05	2	3.3×10^{-4}	90	0	50
	平均						4.8×10^{-4}	389	11	-199

表 3-4 二の堀川イベントまとめ

番号	降雨開始 日時	合計 雨量	降雨継続 時間	流出継続 時間	合計 流出高	合計 流量	流出率	降雨開始から 流出開始までの 遅れ時間	降雨ピークと 流出ピークの 時間差	降雨終了から 流出終了までの 遅れ時間
		mm	min	min	mm	m ³ /s		min	min	min
1	2017/6/21	142	830	280	0.83	32	5.8×10^{-3}	320	-10	-230
2	2017/7/4	37	230	170	0.35	13	9.5×10^{-3}	60	20	0
3	2017/8/1	52	480	410	0.19	7.2	3.7×10^{-3}	20	20	-50
4	2017/8/7	189	1100	890	0.12	31	6.3×10^{-4}	120	0	-90
5	2017/8/12	20	190	20	0.0014	0.055	7.0×10^{-5}	110	10	-60
6	2017/9/17	129	1430	160	0.077	3.0	6.0×10^{-4}	1220	60	-50
7	2017/10/6	86	830	220	0.027	1.0	3.1×10^{-4}	540	10	-70
8	2017/10/21	303	2010	330	1.4	53	4.6×10^{-3}	760	0	-920
9	2017/10/28	151	1290	770	0.19	7.4	1.3×10^{-3}	510	40	-10
1	2018/6/20	43	1170	30	0.0082	0.32	1.9×10^{-4}	420	10	-720
2	2018/7/4	85	1190	100	0.04	1.6	4.7×10^{-4}	70	-10	-1020
3	2018/7/6	53	960	20	0.0061	0.24	1.2×10^{-4}	350	20	-590
4	2018/7/28	140	1350	960	0.042	1.6	3.0×10^{-4}	300	20	-90
5	2018/7/29	15	40	20	0.029	1.1	1.9×10^{-3}	30	10	10
6	2018/8/6	34	160	30	0.037	1.5	1.1×10^{-3}	130	40	0
7	2018/8/13	16	140	10	0.0029	0.11	1.8×10^{-4}	90	20	-40
8	2018/8/23	221	1990	160	0.16	6.4	7.2×10^{-4}	150	10	-1680
9	2018/9/26	71	730	180	0.15	6.0	2.1×10^{-3}	220	30	-330
10	2018/9/29	82	1470	100	0.021	0.84	2.6×10^{-4}	1170	30	-200
11	2018/9/30	167	900	620	2.4	95	1.4×10^{-2}	240	30	-40
12	2018/10/6	10	240	10	0.0014	0.055	1.4×10^{-4}	220	40	-10
	平均						2.3×10^{-3}	336	19	-295

表 3-5 イベント内最大降水強度と河川流出の関係

X=イベント最大降雨強度 (mm/hour)	流出が起こる河川
$X < 12$	一の砂川 or 大堀川
$12 \leq X \leq 48$	一の砂川 & 大堀川
$48 < X$	全河川

表 3-6 各河川の実測 10 分値の最大水位, 流量・流出高 (2017 年 6 月 12 日～11 月 30 日)

	日付	合計雨量 (mm)	最大降雨強度 (mm/hour)	最高水位 (m)	最大瞬間流量 (m ³ /10min)	最大瞬間流出高 (mm/10min)
一の砂川	2017/10/23	303	60	0.81	4716	1.7
大堀川	2017/10/23	303	60	1.97	11121	1.2
一の堀川	2017/7/4	37	30	0.051	588	0.013
二の堀川	2017/10/23	303	60	0.27	2628	0.22

表 3-7 河川小流域に属する井戸の透水係数まとめ

	一の砂川・大堀川小流域 (第3観測井)	一の堀川・二の堀川小流域 (第2観測井)
小	4.8×10^{-5}	2.1×10^{-4}
	1.4×10^{-4}	2.3×10^{-4}
	2.4×10^{-4}	9.7×10^{-4}
	2.7×10^{-4}	1.2×10^{-3}
	3.0×10^{-4}	1.5×10^{-3}
大	3.0×10^{-4}	1.9×10^{-3}
	7.7×10^{-4}	2.5×10^{-3}
平均値	2.9×10^{-4}	1.2×10^{-3}

表 3-8 Case 1 各河川タンクモデル定数

一の砂川		大堀川		一の堀川		二の堀川	
a11	0.008	a11	0	a11	0	a11	0.28
a12	0.015	a12	0.003	a12	0.00015	a12	0.000005
a21	0.002	a2	0.005	a2	0.0001	a2	0.000005
a22	0.0003	-	-	-	-	-	-
a3	0	a3	0.001	a3	0.0002	a3	0.000015
b1	0.3	b1	0.3	b1	0.6	b1	0.4
b2	0.02	b2	0.2	b2	0.5	b2	0.4
b3	0.01	b3	0.25	b3	0.4	b3	0.4
z11(m)	5	z11(m)	30	z11(m)	96	z11(m)	80
z12(m)	1.4	z12(m)	0.5	z12(m)	5	z12(m)	8
z21(m)	40	z2(m)	3	z2(m)	5	z2(m)	5
z22(m)	10	-	-	-	-	-	-
z3(m)	50	z3(m)	3	z3(m)	5	z3(m)	5
H1o(m)	0	H1o(m)	0	H1o(m)	0	H1o(m)	0
H2o(m)	40	H2o(m)	0	H2o(m)	0	H2o(m)	0
H3o(m)	50	H3o(m)	0	H3o(m)	0	H3o(m)	0

表 3-9 降雨イベントの頻度 (イベント数/対象期間)

	一の砂川	大堀川	一の堀川	二の堀川
2017年	20	27	8	9
2018年	28	35	14	12

表 3-10 イベントあたりの平均降水量 (総降水量/イベント数)

	一の砂川	大堀川	一の堀川	二の堀川
2017年	73mm	54mm	184mm	163mm
2018年	57mm	45mm	114mm	133mm

表 3-11 Case 2 各河川タンクモデル定数

一の砂川		大堀川		一の堀川		二の堀川	
a11	0.003	a11	0	a11	0	a11	0.28
a12	0.004	a12	0.002	a12	0.00015	a12	0.002
a21	0.01	a21	0.004	a2	0.0001	a2	0.003
a22	0.0007	a22	0.0005	-	-	-	-
a3	0.0005	a3	0.002	a3	0.008	a3	0.001
b1	0.25	b1	0.3	b1	0.6	b1	0.4
b2	0.03	b2	0.05	b2	0.5	b2	0.4
b3	0.03	b3	0.2	b3	0.4	b3	0.45
z11(m)	15	z11(m)	30	z11(m)	96	z11(m)	80
z12(m)	1.4	z12(m)	5	z12(m)	5	z12(m)	8
z21(m)	30	z21(m)	15	z2(m)	5	z2(m)	5.3
z22(m)	7	z22(m)	3	-	-	-	-
z3(m)	50	z3(m)	10	z3(m)	0	z3(m)	4
H1o(m)	100	H1o(m)	0	H1o(m)	0	H1o(m)	0
H2o(m)	100	H2o(m)	0	H2o(m)	0	H2o(m)	0
H3o(m)	100	H3o(m)	0	H3o(m)	0	H3o(m)	0

表 3-12 Case 2 キャリブレーション期間における 10 分推定値の最大水位, 流量・流出高

	日付	合計雨量 (mm)	最大降雨強度 (mm/hour)	最高水位 (m)	最大瞬間流量 (m ³ /10min)	最大瞬間流出高 (mm/10min)
一の砂川	2018/9/30	167	69	0.74	4116	1.5
大堀川	2018/9/30	167	69	1.5	5916	0.62
一の堀川	2018/9/30	167	69	0.54	1819	0.22
二の堀川	2018/9/30	167	69	0.21	1727	0.15

表 3- 13 降雨イベントと井戸水位変化量まとめ

日時	総降雨量 (mm)	最大降水強度 (mm/hour)	第2観測井 上昇量 (m)	第3観測井 上昇量 (m)
2017/6/21	134	26	0.01	0.03
2017/7/4	26.5	10.5	0	0
2017/8/1	59.5	28	0.07	0.38
2017/8/10	16	5	0.02	0.13
2017/8/12	1	0.5	0	0
2017/8/13	0.5	0.5	0	0
2017/8/14	22.5	4.5	0.01	0.09
2017/8/16	1	0.5	0	0
2017/8/29	7	6	0	0
2017/8/31	26.5	5	0	0.01
2017/9/15	144.5	14.5	0.04	0.1
2017/9/21	21.5	4.5	0	0.01
2017/9/26	34	7	0.01	0.01
2017/9/28	1	0.5	0	0
2017/10/1	4	1	0.01	0.01
2017/10/5	82	12	0.04	0.21
2017/10/12	14	3.5	0	0.01
2017/10/14	83.5	3	0.03	0.1
2017/10/18	405.5	48	0.6	1.84
2017/10/24	23.5	3	0.06	0.13
2017/10/27	158	21	0.55	0.23
2017/11/21	27	5	0.02	0
2018/9/1	10.74	3	0.01	0
2018/9/3	4.01	1.3	0.01	0
2018/9/4	198.11	21.6	0.14	0.46
2018/9/7	9.08	2.9	0.07	0.12
2018/9/10	25.24	6.6	0.07	0.05
2018/9/13	16.77	2.6	0.04	0
2018/9/17	4.99	2	0.02	0
2018/9/20	18.64	3	0.02	0
2018/9/25	21.96	6.3	0	0
2018/9/26	77.44	14.7	0.02	0.06
2018/9/29	249.42	42.9	0.54	1.61
2018/10/6	10.17	8.4	0.12	0.01
2018/10/13	20.29	6.4	0.01	0
2018/10/15	0.44	0.3	0.02	0
2018/10/16	0.82	0.4	0	0
2018/10/19	1.44	0.6	0	0
2018/10/20	10.00	2.8	0	0
2018/10/26	17.76	5.1	0.02	0

表 3- 14 過去 10 年間の 4 河川流出特性まとめ

年	合計降雨量(mm)	合計河川流出量	合計地下水涵養量	地下水涵養量/河川流出量
2009	1497	1042	161286	155
2010	1948	1527	209764	137
2011	1454	930	168254	181
2012	1769	2792	189226	68
2013	1679	2606	179524	69
2014	1680	2187	179827	82
2015	1796	1852	192886	104
2016	1454	936	156582	167
2017	1831	2666	196137	74
2018	2006	2396	226707	95
合計	17112	18933	1860193	98

表 3- 15 各河川の 10 年間最高水位まとめ

	時刻	総降雨量(mm)	最大降雨強度(mm/hour)	氾濫発生水位(m)	最高水位(m)	差(m)
一の砂川	2012/6/19 22:20	285.5	72.0	2.44	1.11	1.33
大堀川	2012/6/19 22:20	285.5	72.0	2.76	1.94	0.82
一の堀川	2012/6/19 20:50	285.5	72.0	2.98	0.60	2.38
二の堀川	2012/6/19 20:50	285.5	72.0	1.60	0.26	1.34

表 3- 16 各河川の流出率

年	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	平均	畢(2018)
年間降雨量P(mm)	1497	1948	1454	1768.5	1679	1680	1796	1454	1831	2006	1711	
一の砂川年間流出高(mm)	77	110	75	214	200	172	137	69	202	175	143	
大堀川年間流出高(mm)	39	59	35	93	91	79	68	35	94	88	68	
一の堀川年間流出高(mm)	2.5	2.8	2.2	12	8.9	5.3	5.4	2.2	9.2	6.9	5.7	
二の堀川年間流出高(mm)	1.3	1.5	1.2	7.6	5.3	3.0	3.1	1.2	5.4	4.0	3.4	
一の砂川年間流出率	0.052	0.057	0.051	0.121	0.119	0.102	0.076	0.047	0.111	0.087	0.082	0.0001p+0.016
大堀川年間流出率	0.026	0.031	0.024	0.052	0.054	0.047	0.038	0.024	0.051	0.044	0.039	0.0011p-0.032
一の堀川年間流出率	0.0017	0.0014	0.0015	0.0068	0.0053	0.0031	0.0030	0.0015	0.0050	0.0034	0.0033	0.0003
二の堀川年間流出率	0.00089	0.00080	0.00081	0.0043	0.0031	0.0018	0.0017	0.00081	0.0029	0.0020	0.0019	0.0105

畢 (2018) による一の砂川と大堀川の p は、流出イベントごとの降雨量 (mm) である。畢はこの 2 河川については、流出率は定数ではなく、イベント合計降雨量 p に比例する一次関数としていた。

表 3- 17 畢（2018）との水収支比較結果

単位:mm/year	2009年	2010年	2011年	平均
<i>P</i>	2040	2626	3193	2620
<i>Rin</i> (畢(2018))	41	53	64	53
<i>Rin</i> (本研究)	25	34	113	57
<i>Rin</i> 差	16	18	-49	-4
<i>Gin</i> (畢(2018))	2087	2087	2087	2087
<i>Gin</i> (本研究)	1888	2439	2889	2405
<i>Gin</i> 差	199	-352	-802	-318

表 3- 18 山中湖村（2016）との水収支比較結果

単位:mm/year	<i>P</i>	<i>Rin</i>	<i>Gin</i>
山中湖村(1980~2010)	2268	0	2405
本研究(2009~2011)	2620	57	1998
差	352	57	-407

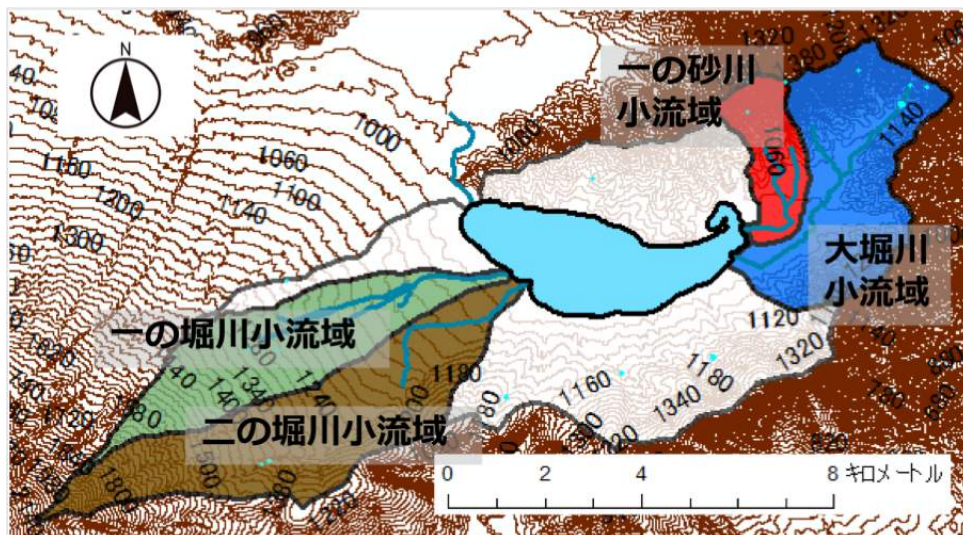


図 2- 1 山中湖流域と河川の小流域

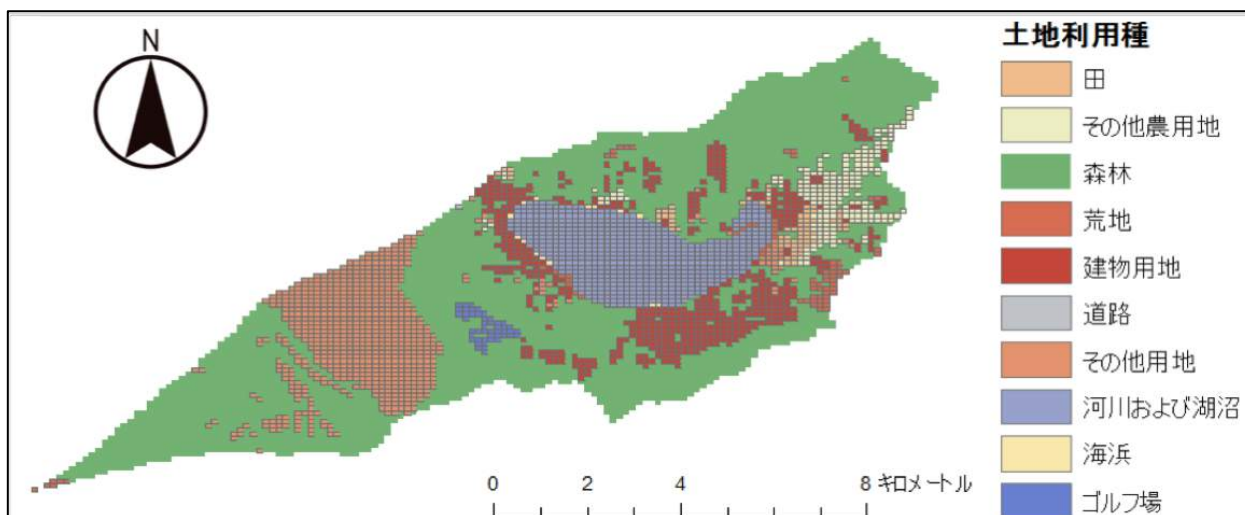


図 2- 2 流域の土地利用

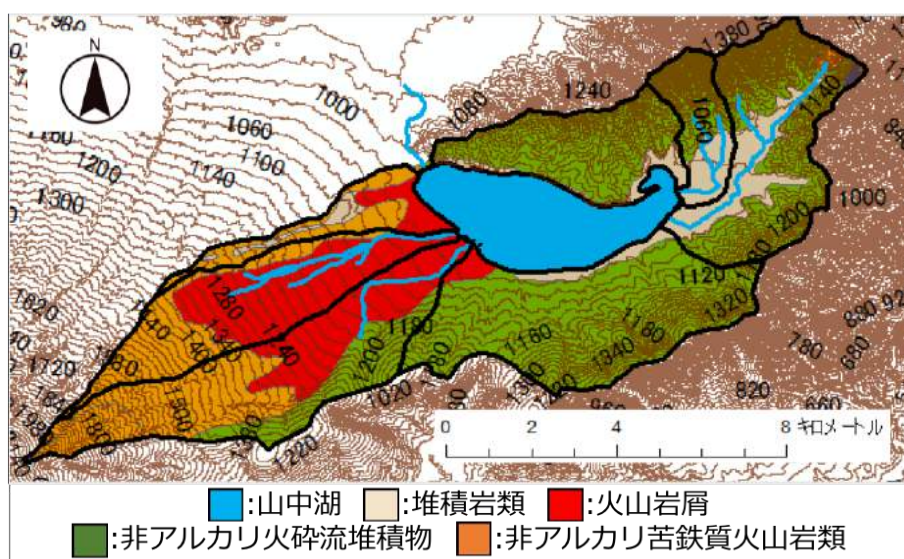


図 2- 3 流域の地形、地質

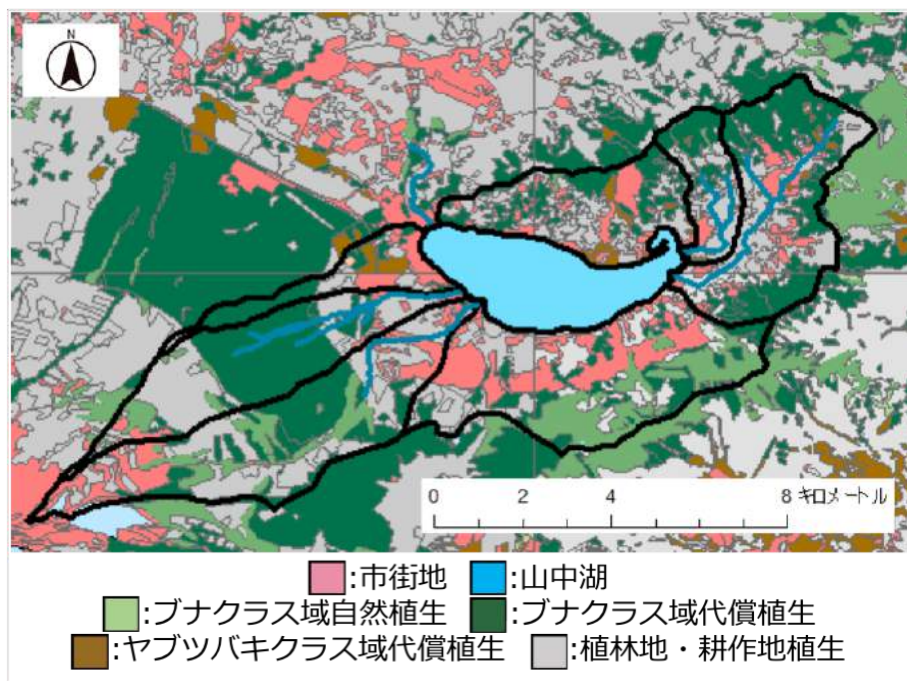


図 2-4 図 2-4 流域植生 (2014 年度)

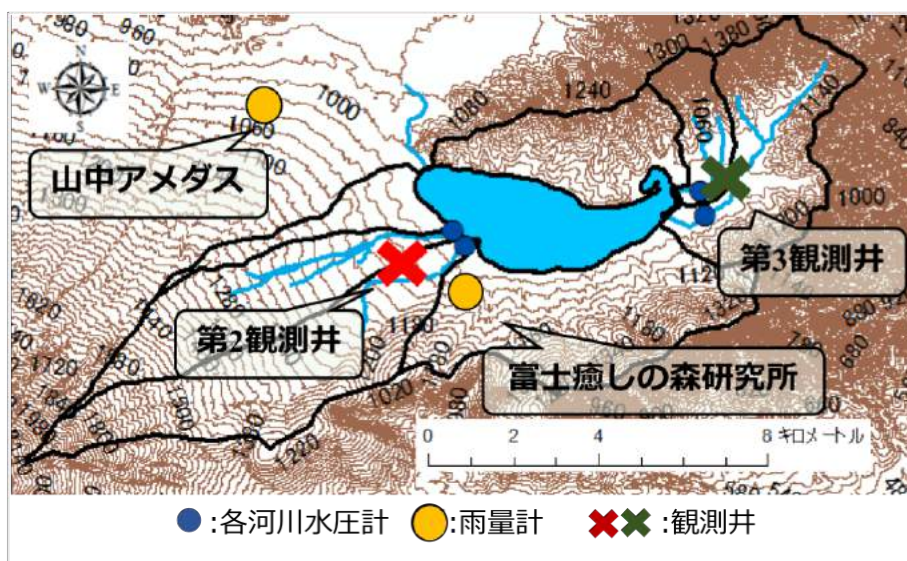


図 2-5 河川水圧観測地点，雨量計地点，井戸地点

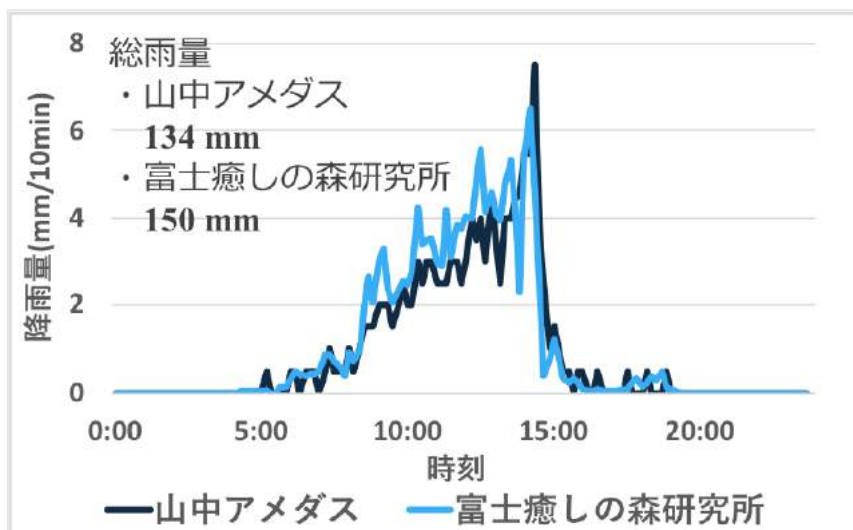


図 2- 6 雨量データ比較 (2017 年 6 月 21 日イベント)

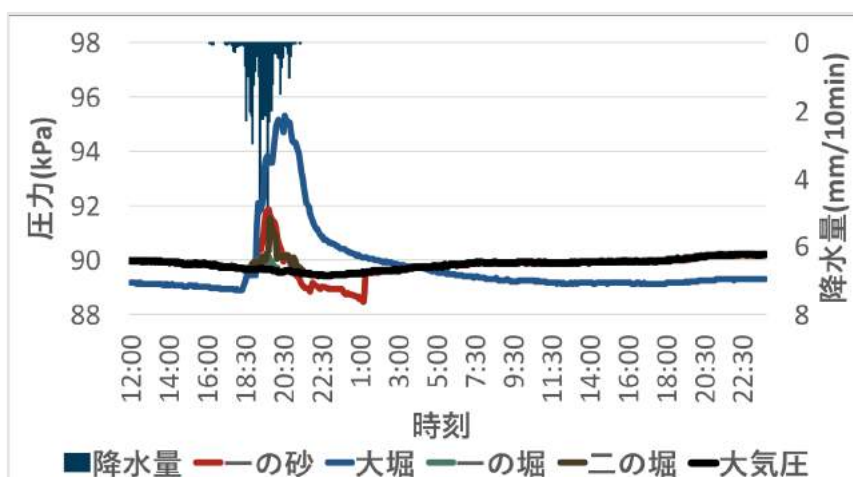


図 2- 7 データ補正前の各河川圧力比較 (2017 年 7 月 4 日イベント/総降水量 48.5mm)

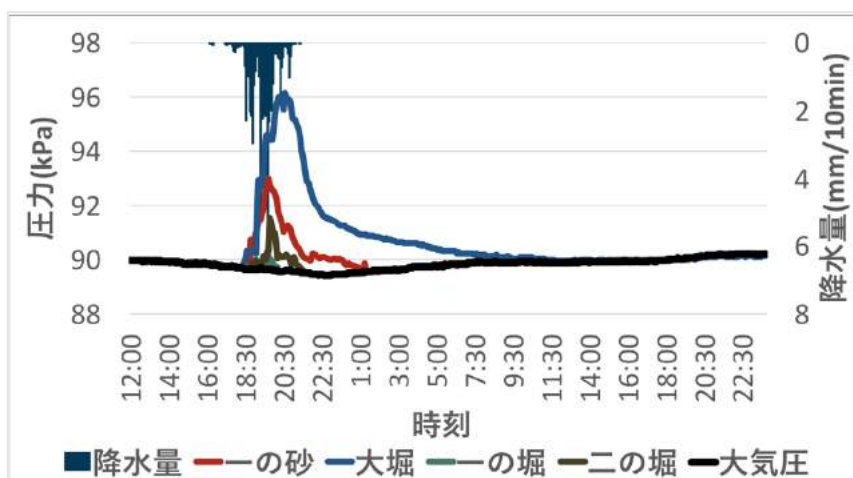


図 2- 8 データ補正後の各河川圧力比較 (2017 年 7 月 4 日イベント/総降水量 48.5mm)

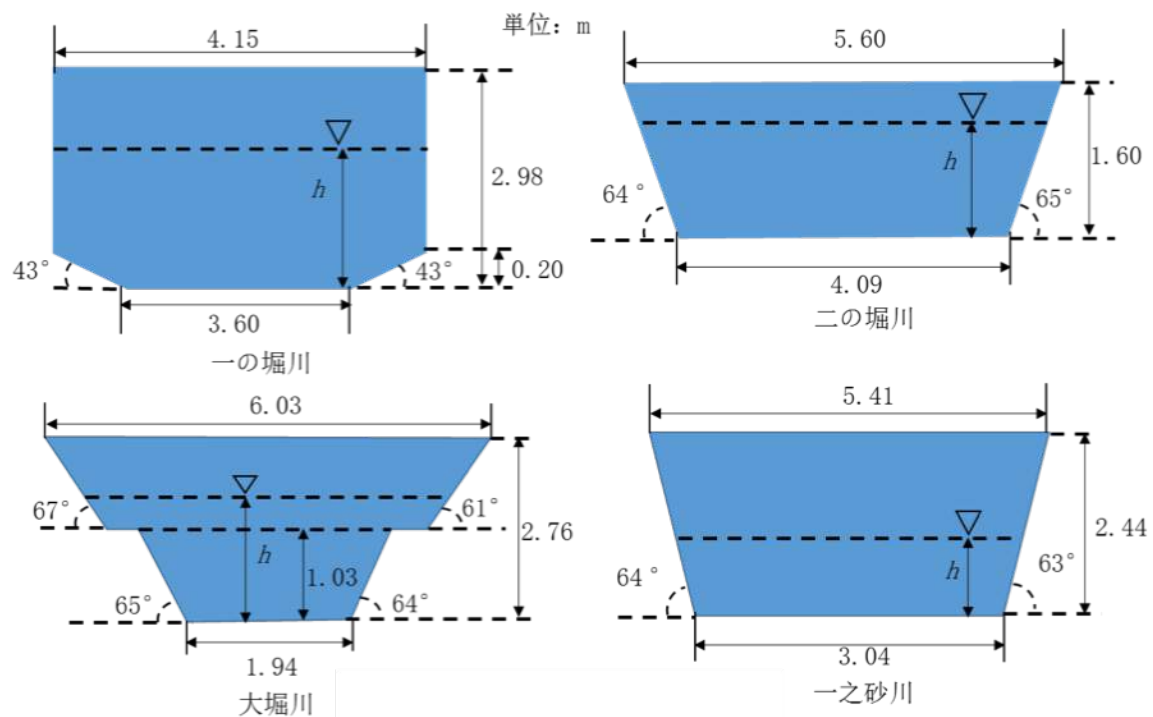


図 2-9 水位計設置地点における各河川の川断面図 畢 (2018) より

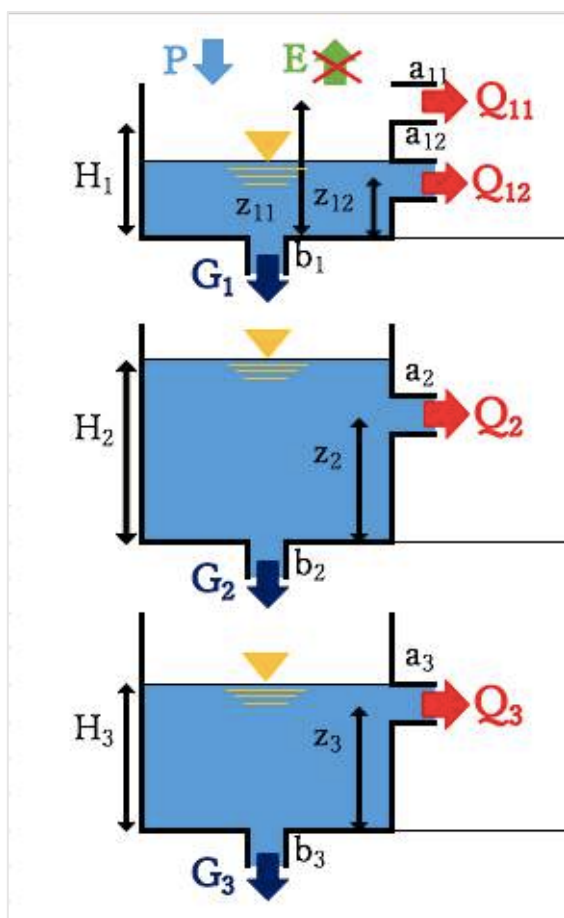


図 2-10 タンクモデル構造 A

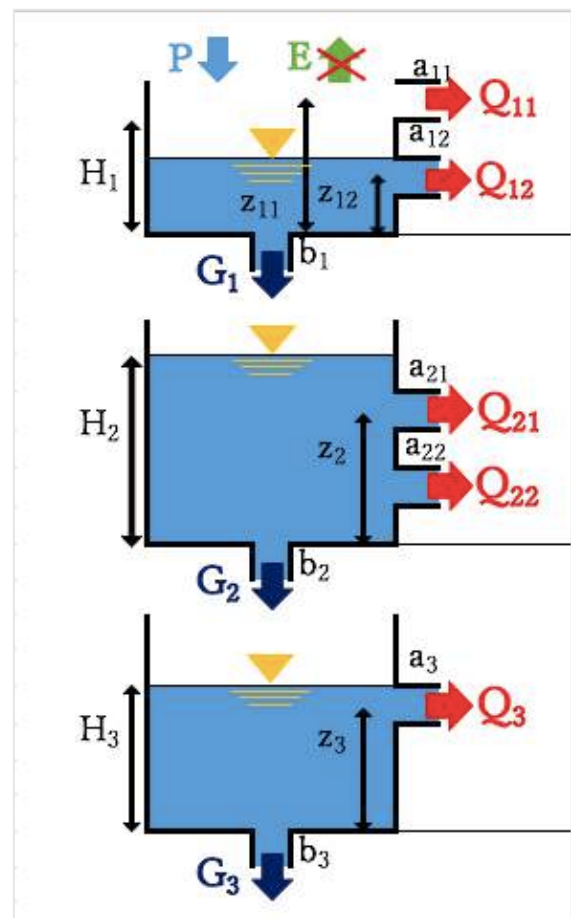


図 2-11 タンクモデル構造 B

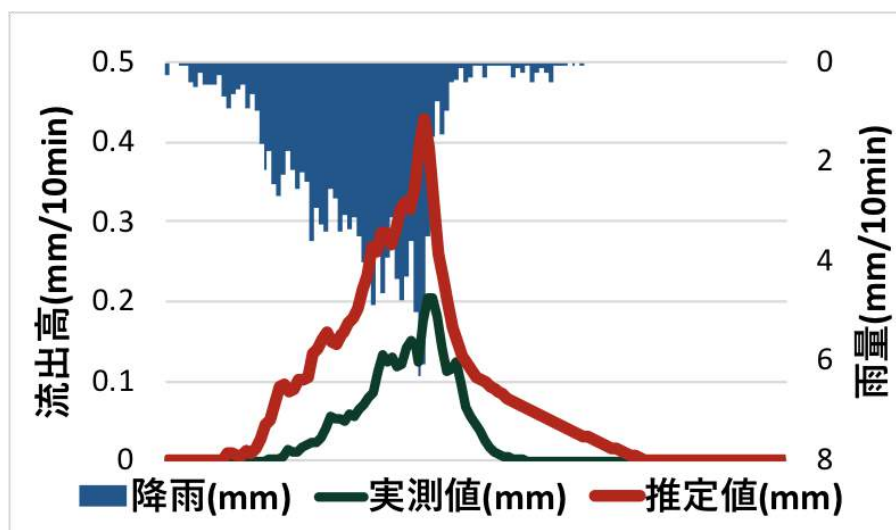


図 2- 12 2017 年 6 月 21 日 一の砂川 流出量時間変化 (総降雨量 142mm)

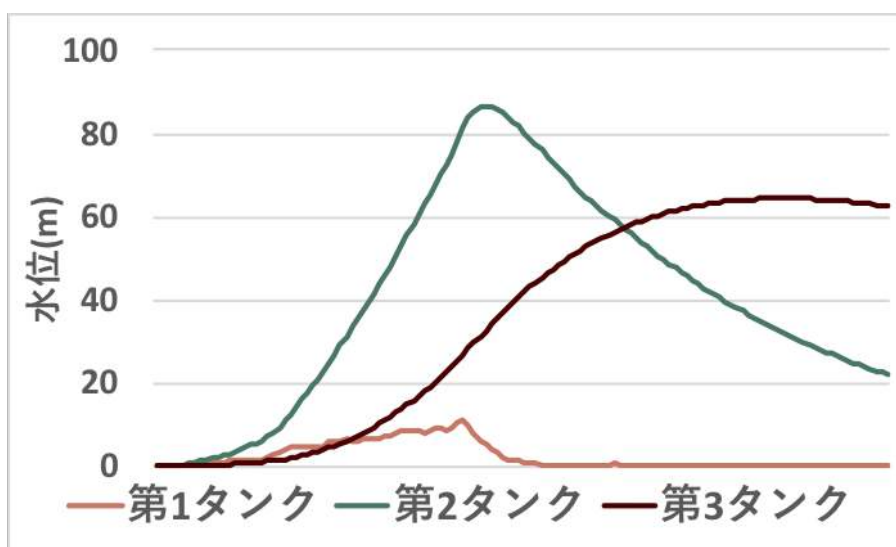


図 2- 13 2017 年 6 月 21 日 一の砂川 タンク内水位変化

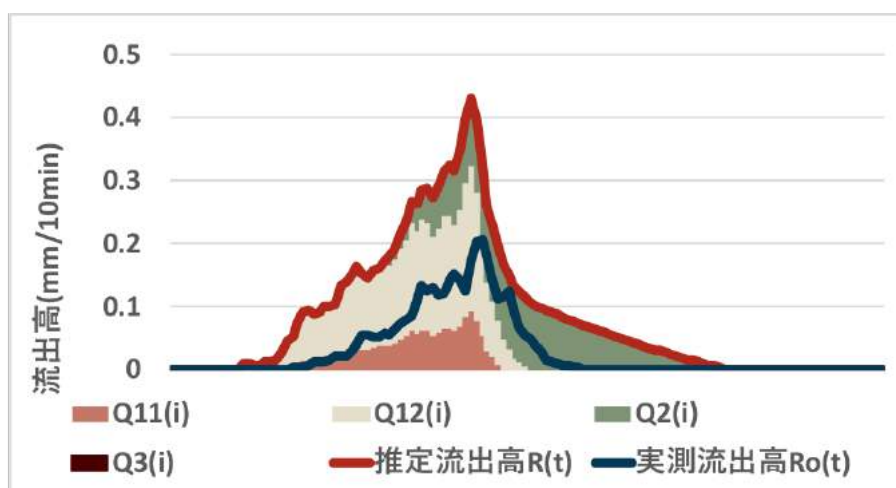


図 2- 14 2017 年 6 月 21 日 一の砂川 流出量割合

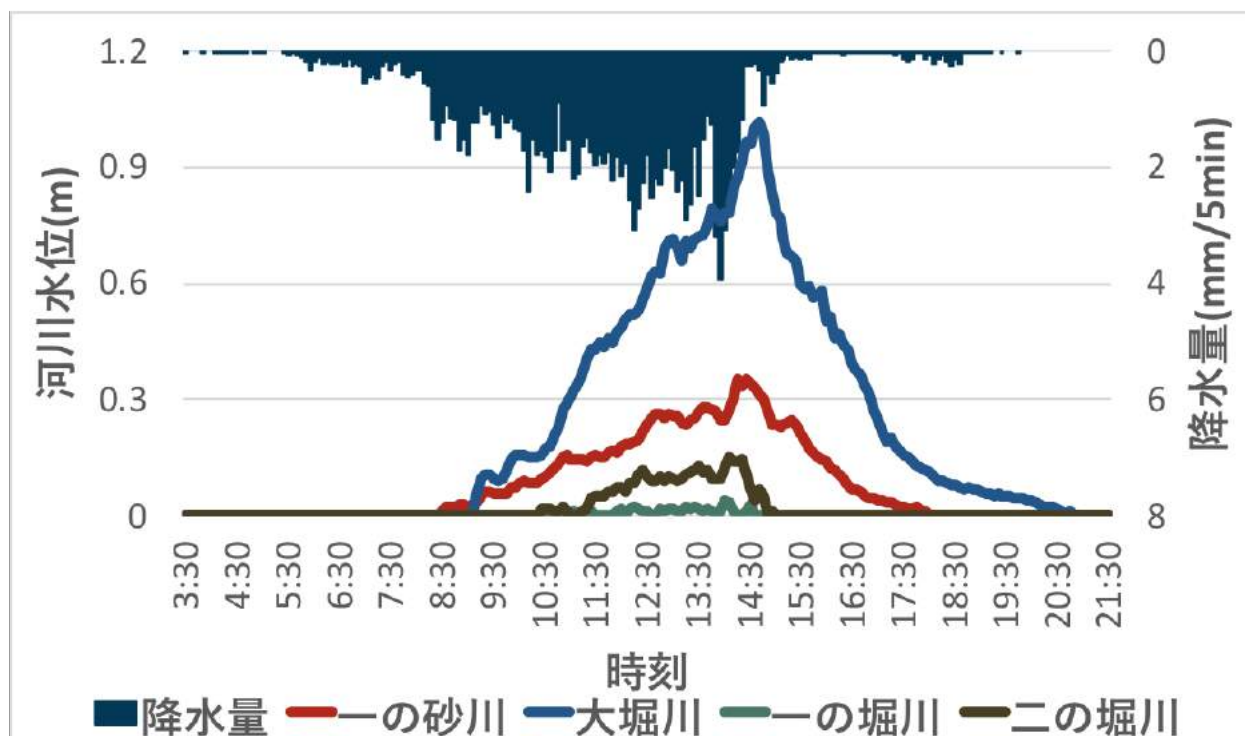


図 3-1 2017 年 6 月 21 日イベントのハイドログラフ (河川水位)

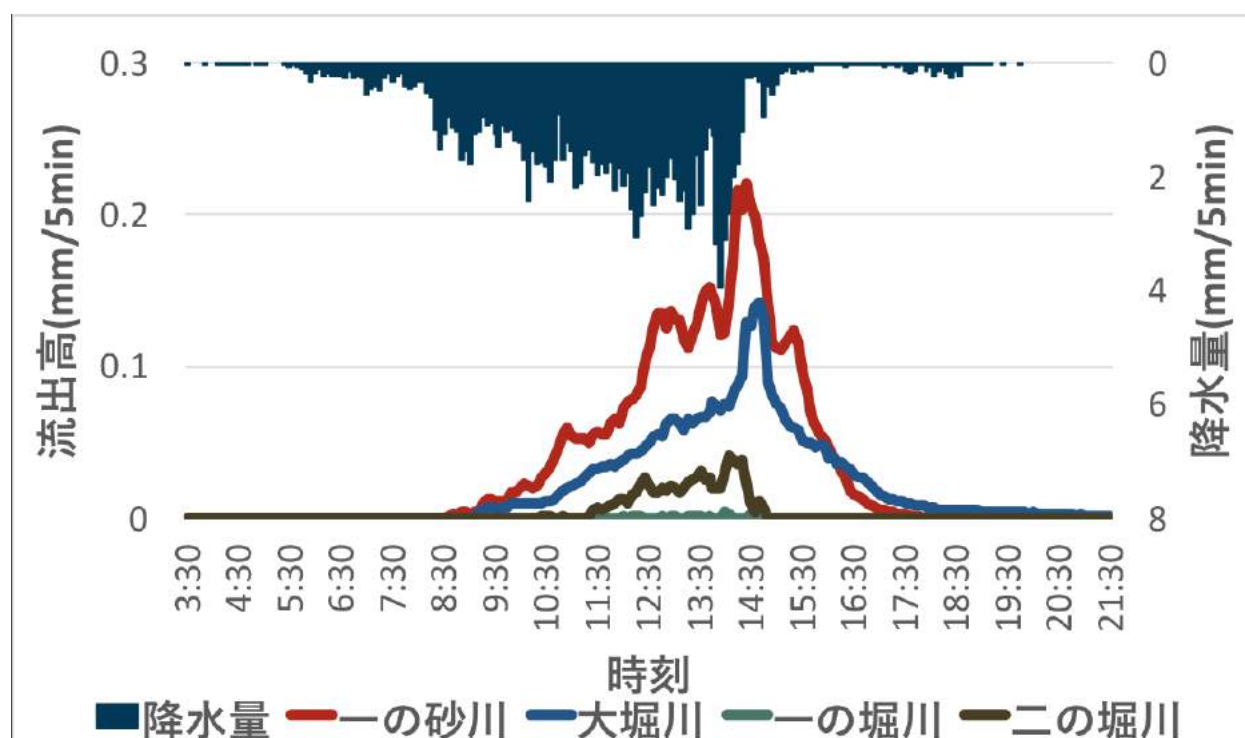


図 3-2 2017 年 6 月 21 日イベントのハイドログラフ (流出高)

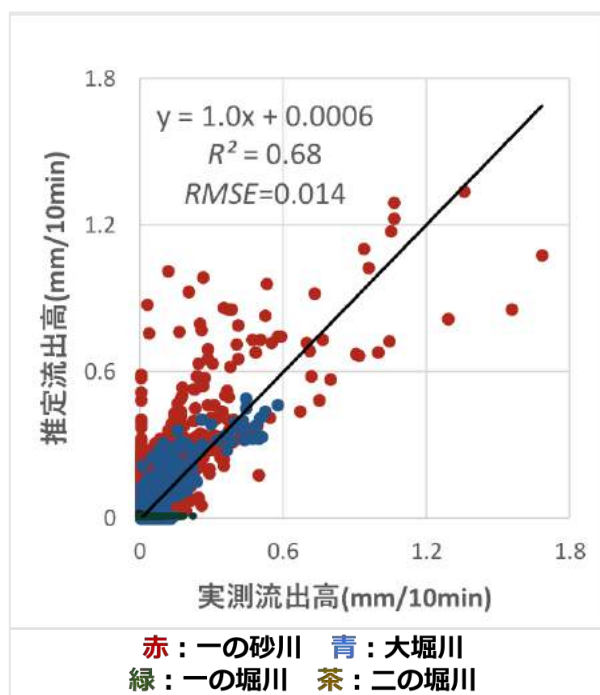


図 3-3 Case 1-キャリブレーション・10 分値流出高比まとめ

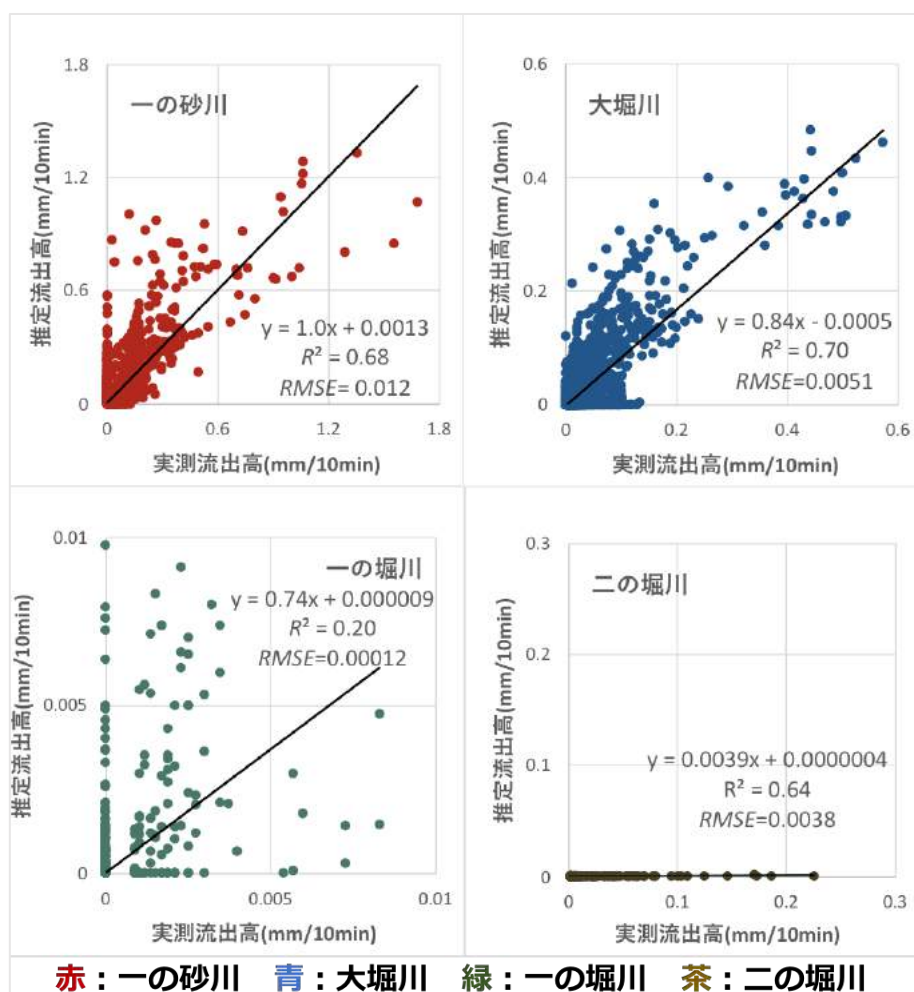


図 3-4 Case 1-キャリブレーション・各河川 10 分値流出高比

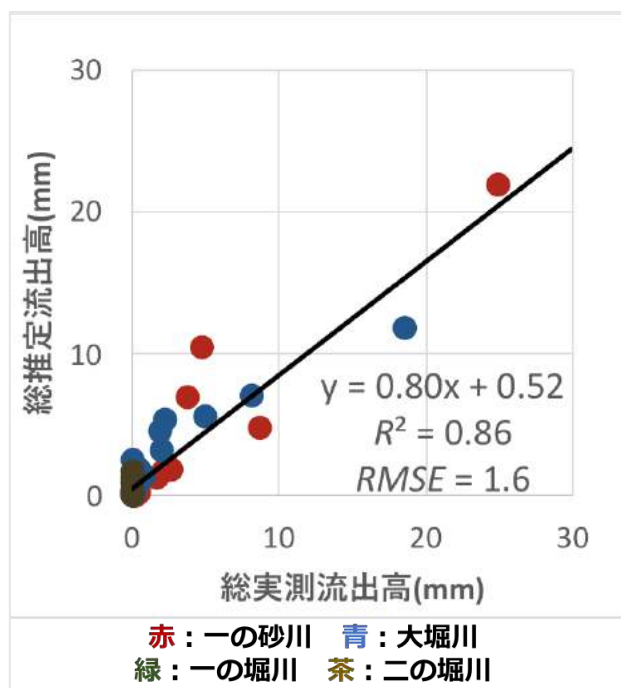


図 3-5 Case 1-キャリブレーション・イベントごとの合計流出高比まとめ

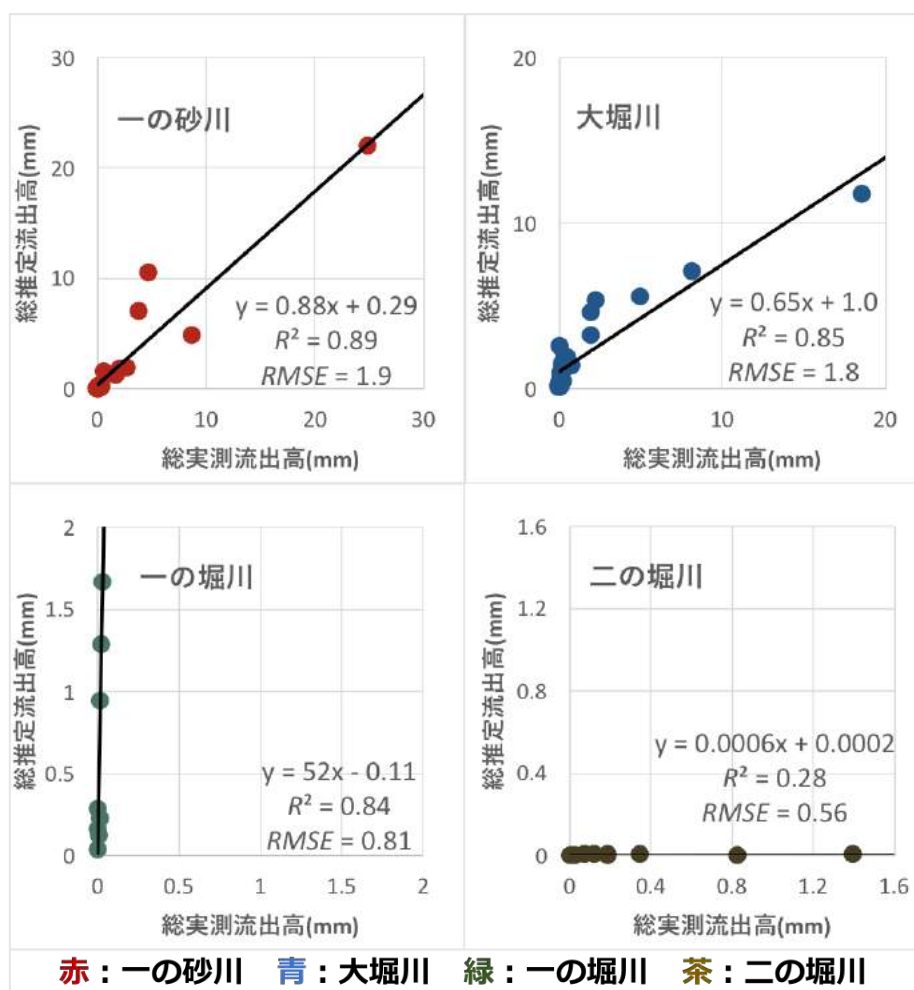


図 3-6 Case 1-キャリブレーション・各河川イベント合計流出高比

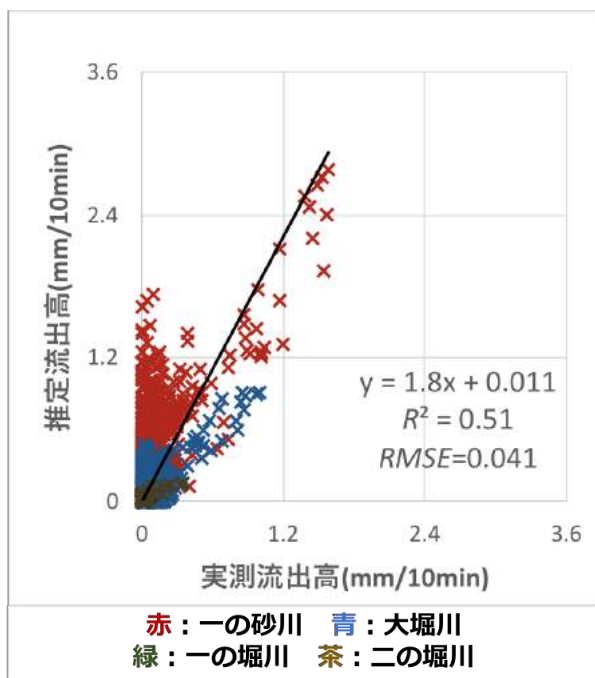


図 3-7 Case 1-バリデーション・10 分値流出高比まとめ

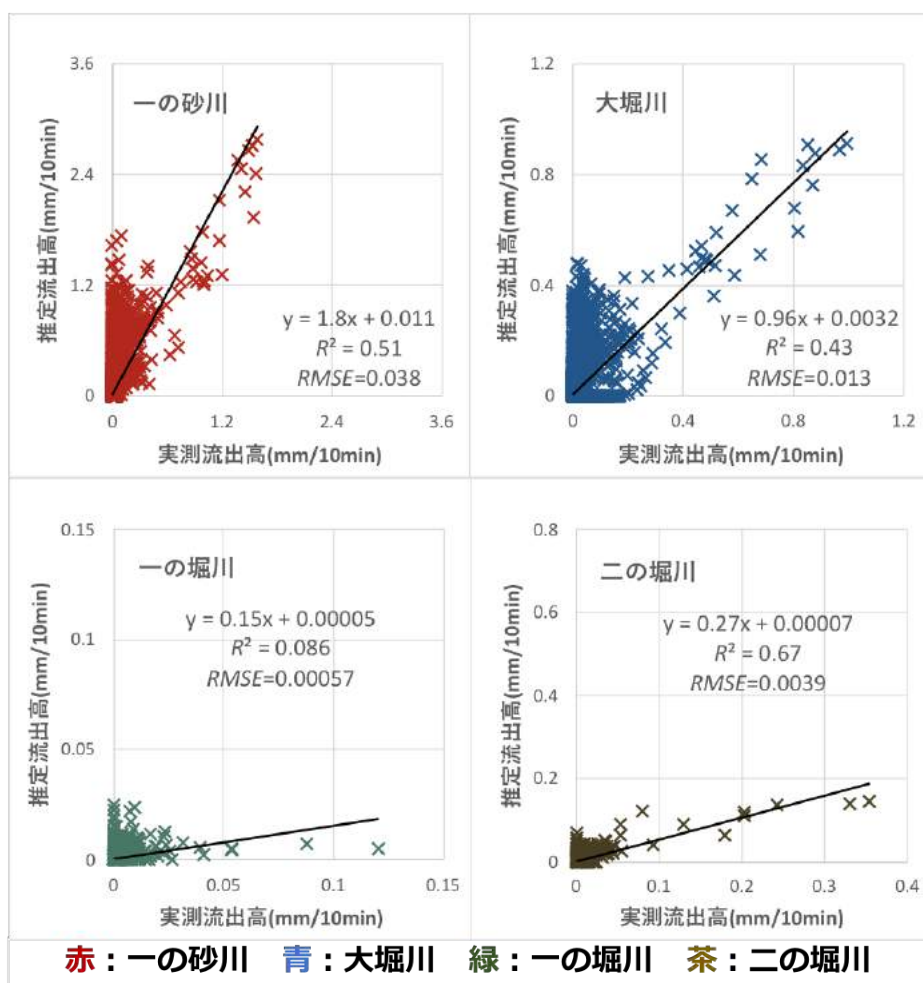


図 3-8 Case 1-バリデーション・各河川 10 分値流出高比

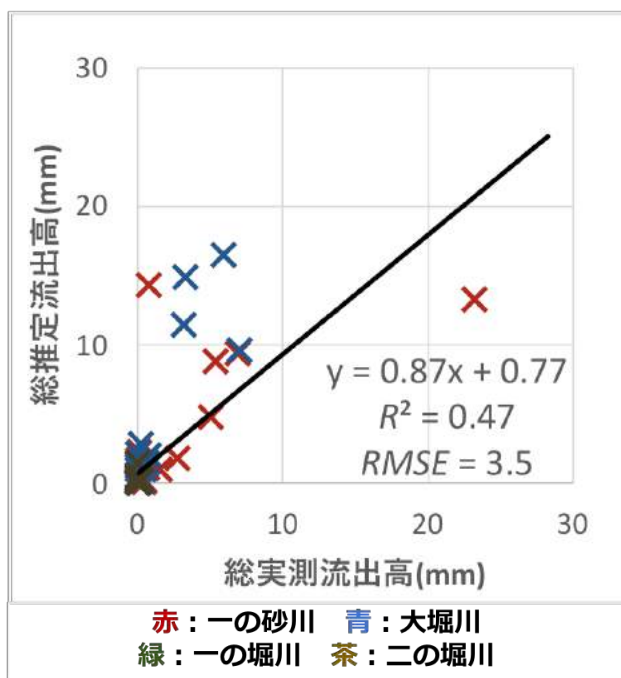


図 3-9 Case 1-バリデーション・イベントごとの合計流出高比まとめ

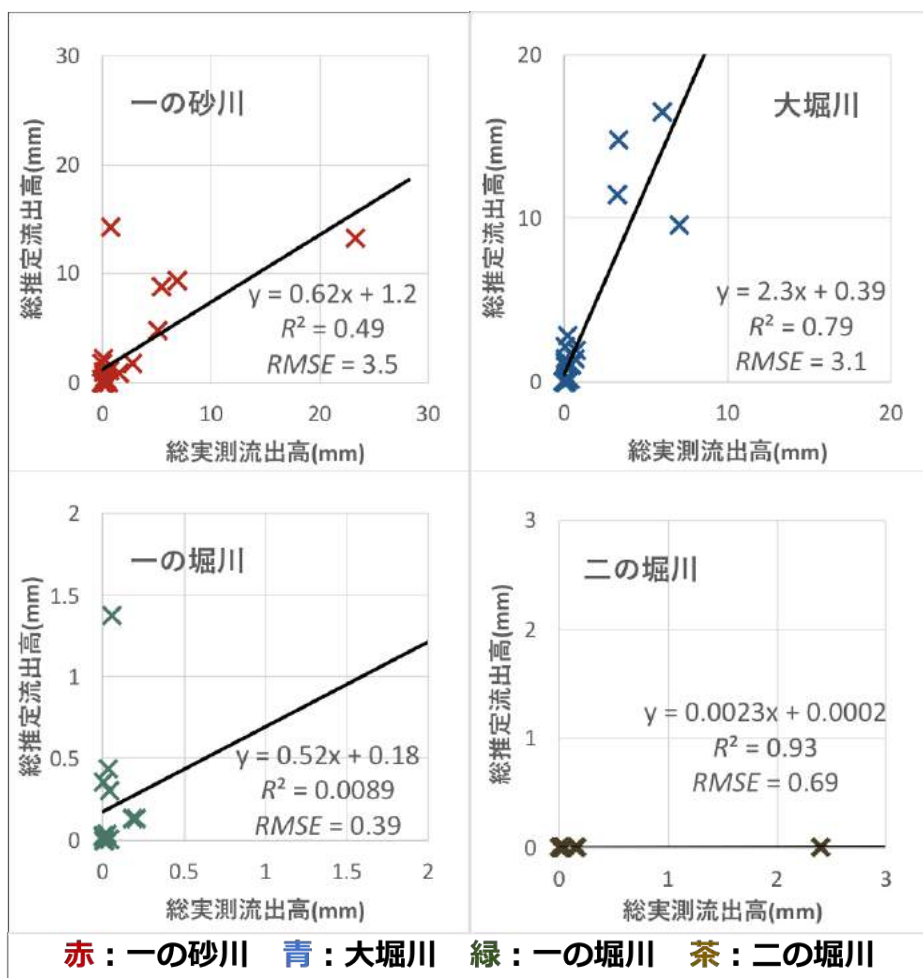


図 3-10 Case 1-バリデーション・各河川イベント合計流出高比

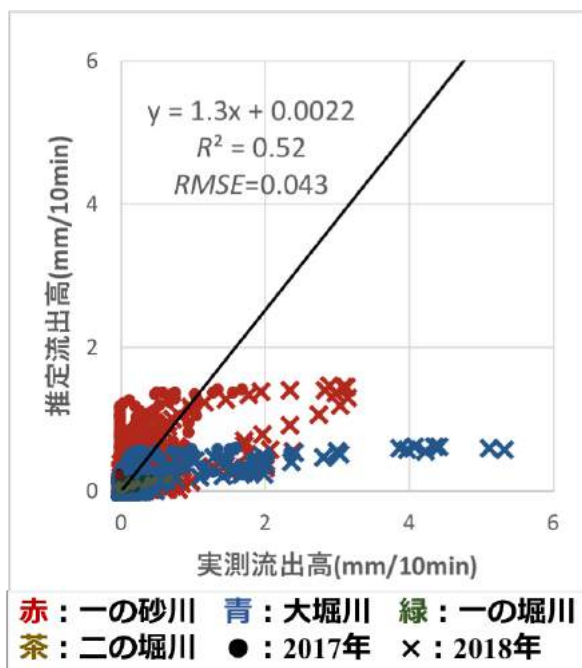


図 3- 11 Case 2-キャリブレーション・10 分値流出高比まとめ

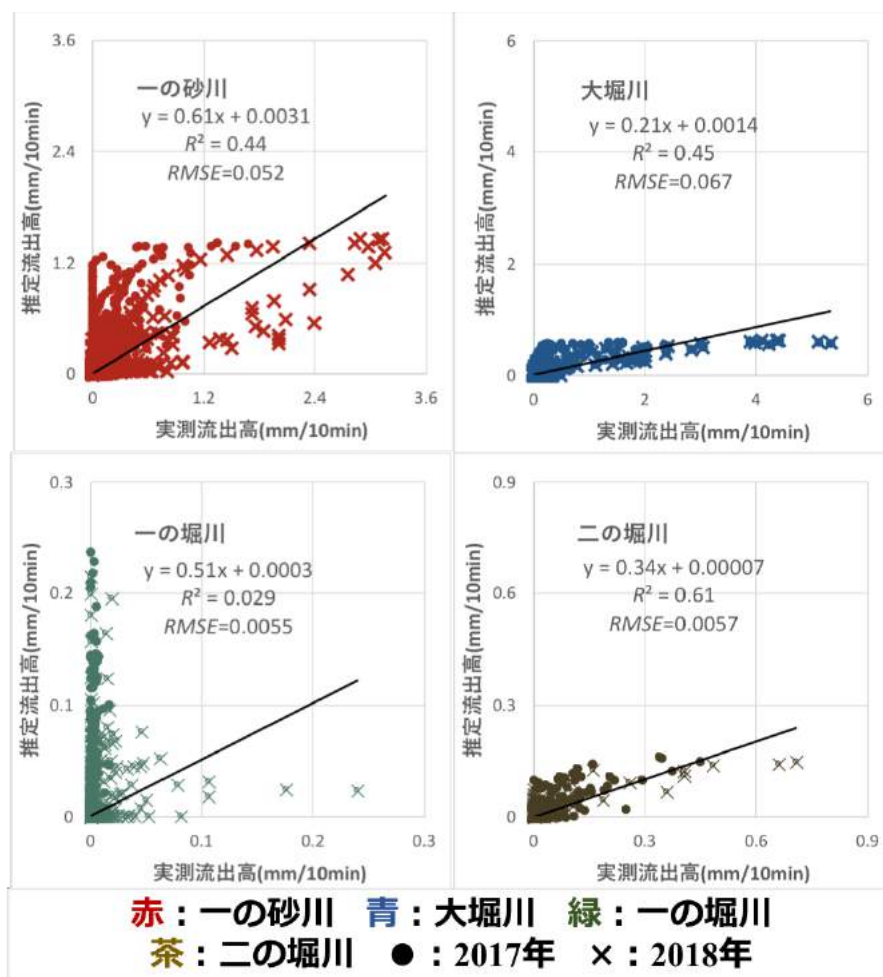


図 3- 12 Case 2-キャリブレーション・各河川 10 分値流出高比

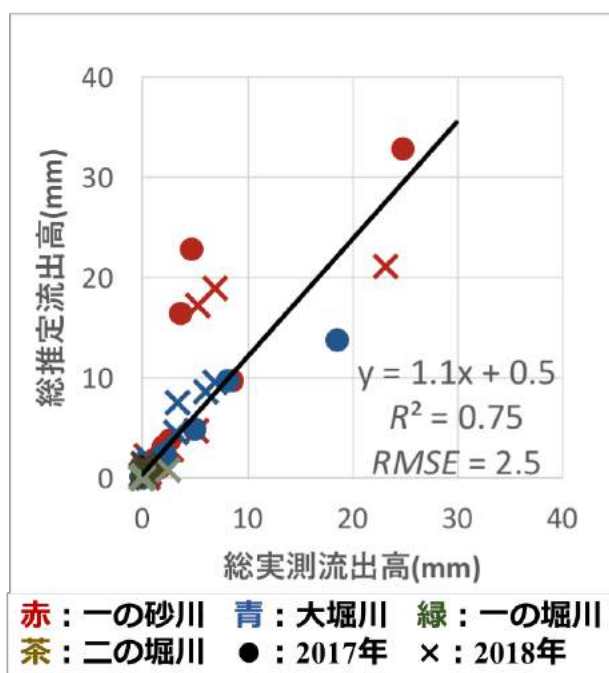


図 3-13 Case 2-キャリブレーション・イベントごとの合計流出高比まとめ

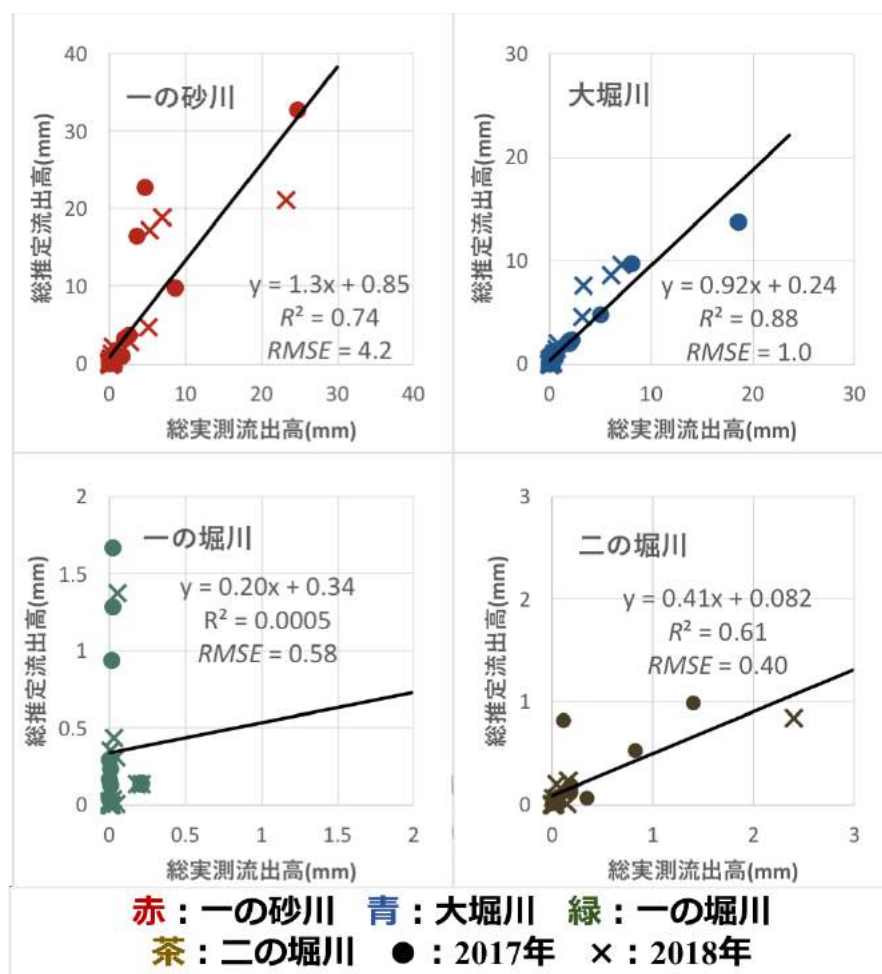


図 3-14 Case 2-キャリブレーション・各河川イベント合計流出高比

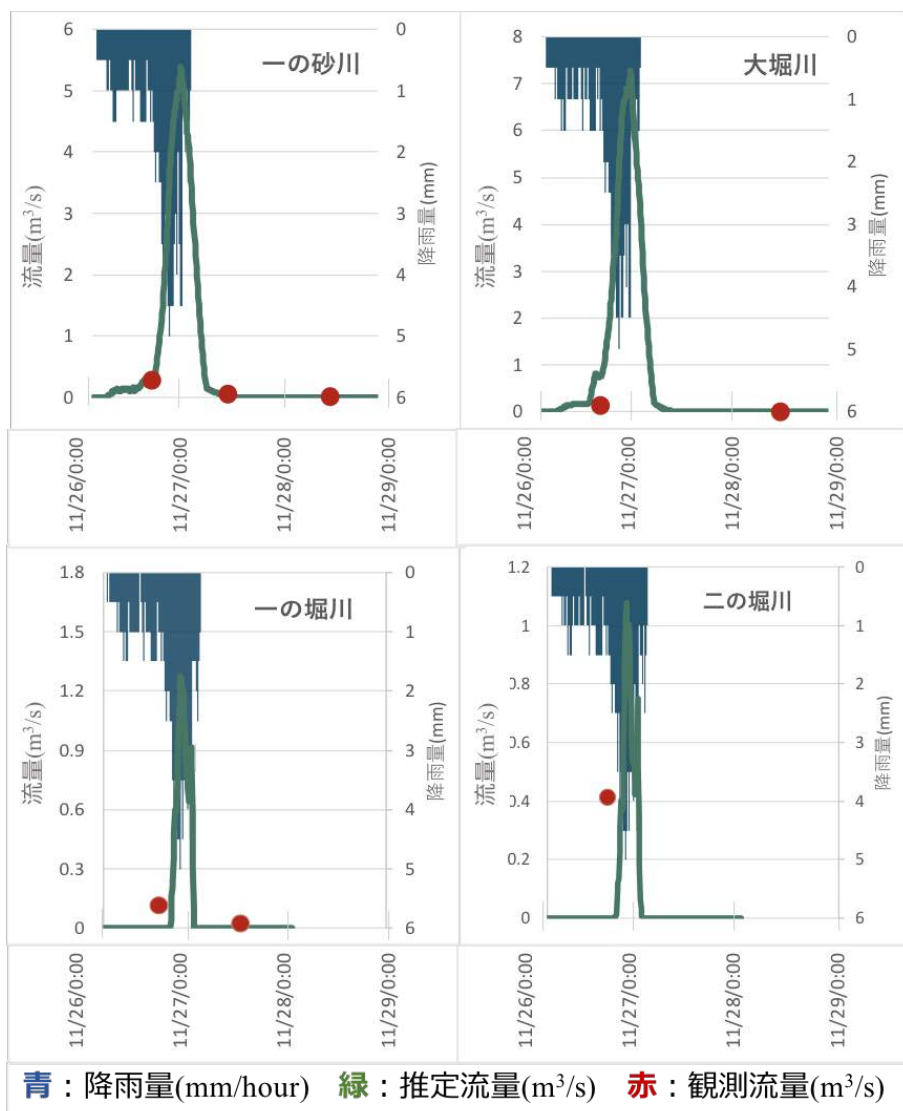


図 3- 15 Case 2-バリデーション・1997 年流量観測を用いた検証

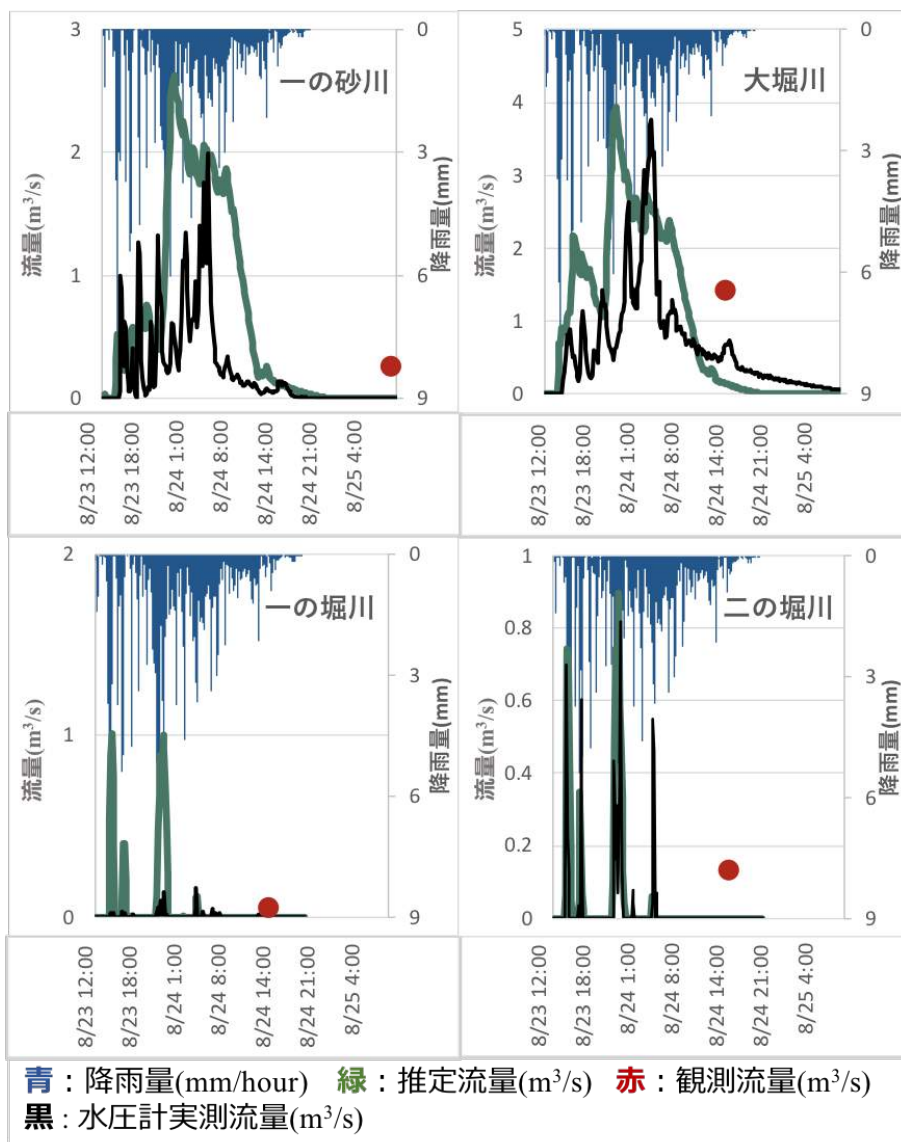


図 3- 16 Case 2-バリデーション・2018 年流量観測を用いた検証

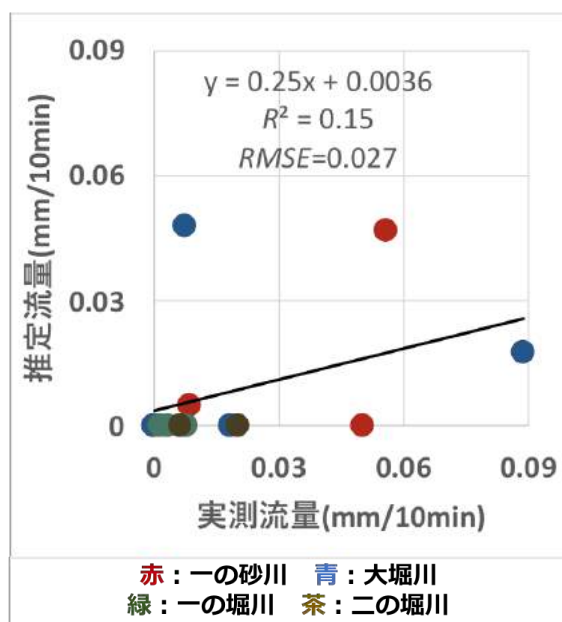


図 3- 17 ase 2-バリデーション・検証結果まとめ

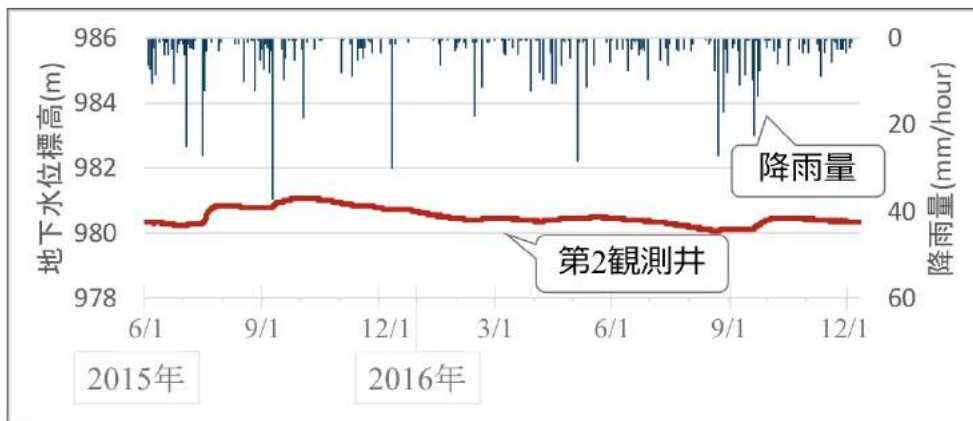


図 3- 18 降雨と井戸水位の時間変化 (2015.5.28～2016.12.12)

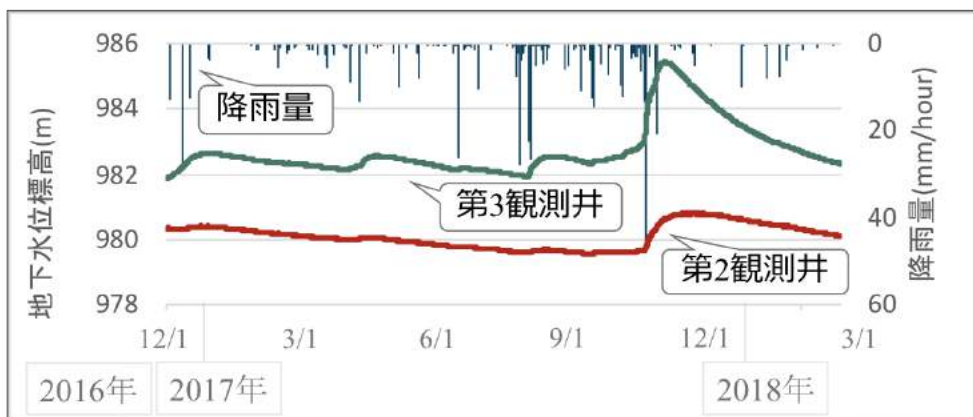


図 3- 19 降雨と井戸水位の時間変化 (2016.12.12～2018.2.27)

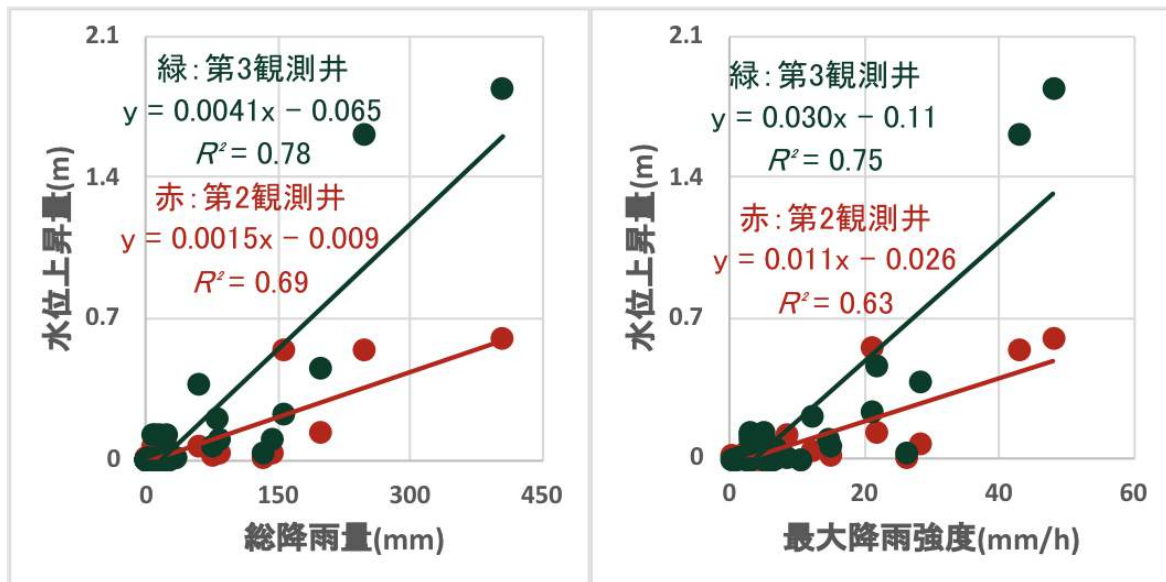


図 3- 20 イベント合計雨量 (左) ・イベント内最大降雨強度 (右) と井戸水位の関係

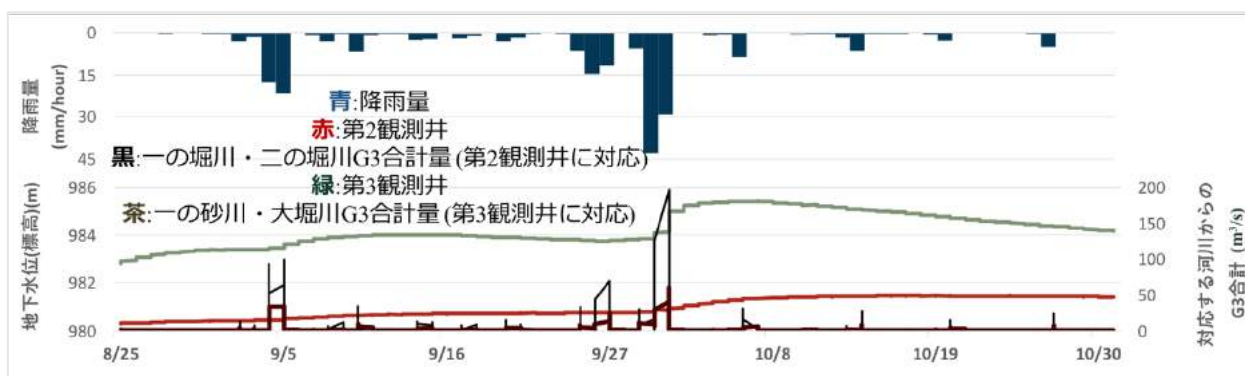


図 3- 21 河川小流域からの地下水涵養量と井戸水位の時間変化 (2018.8.25~2018.10.30)

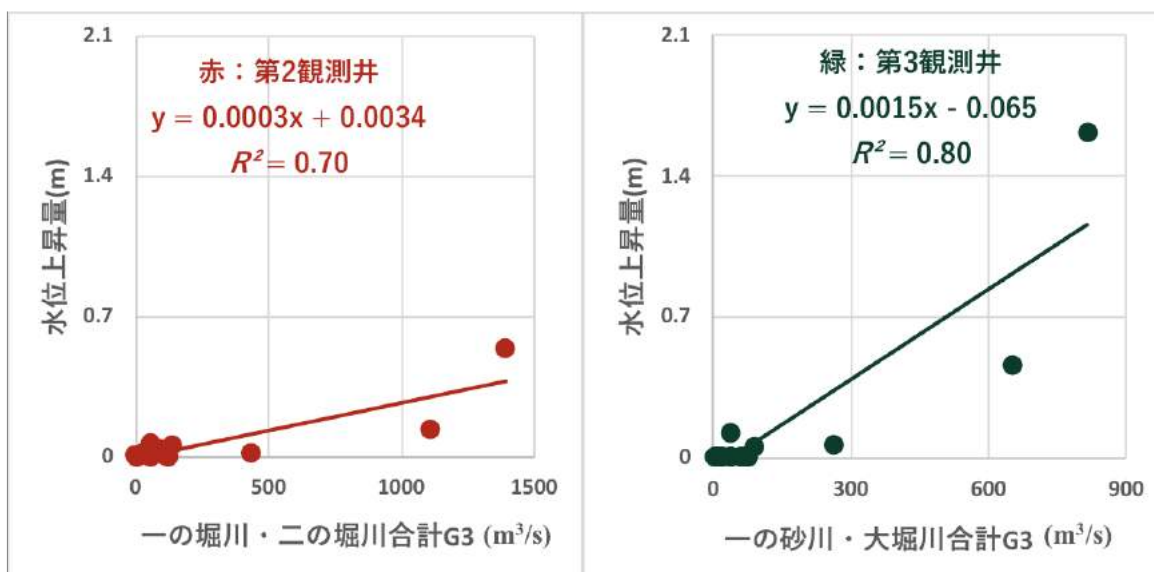


図 3- 22 河川小流域からの地下水涵養量 G3 と井戸水位の関係

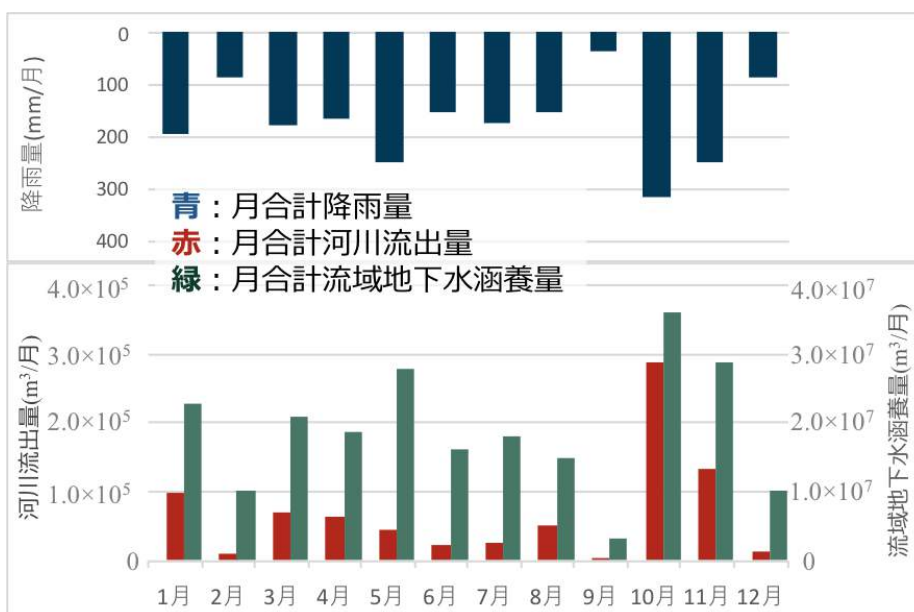


図 3- 23 2009 年における月ごとの降雨，河川流出量，河川小流域からの地下水涵養量

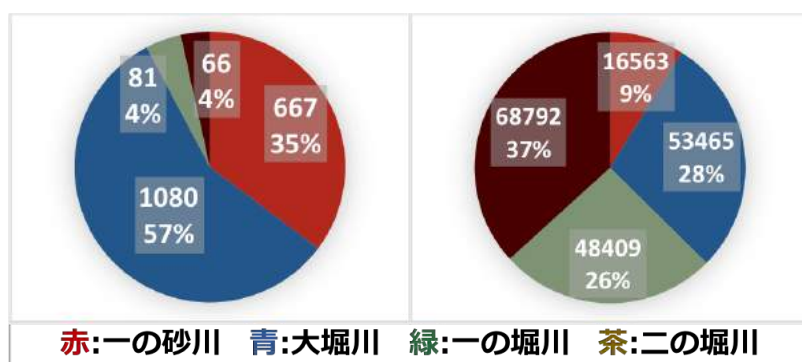


図 3-24 左：10 年間合計の河川流出量 (m³/10 年)，右：地下水涵養量 (m³/10 年) とその割合 (%)

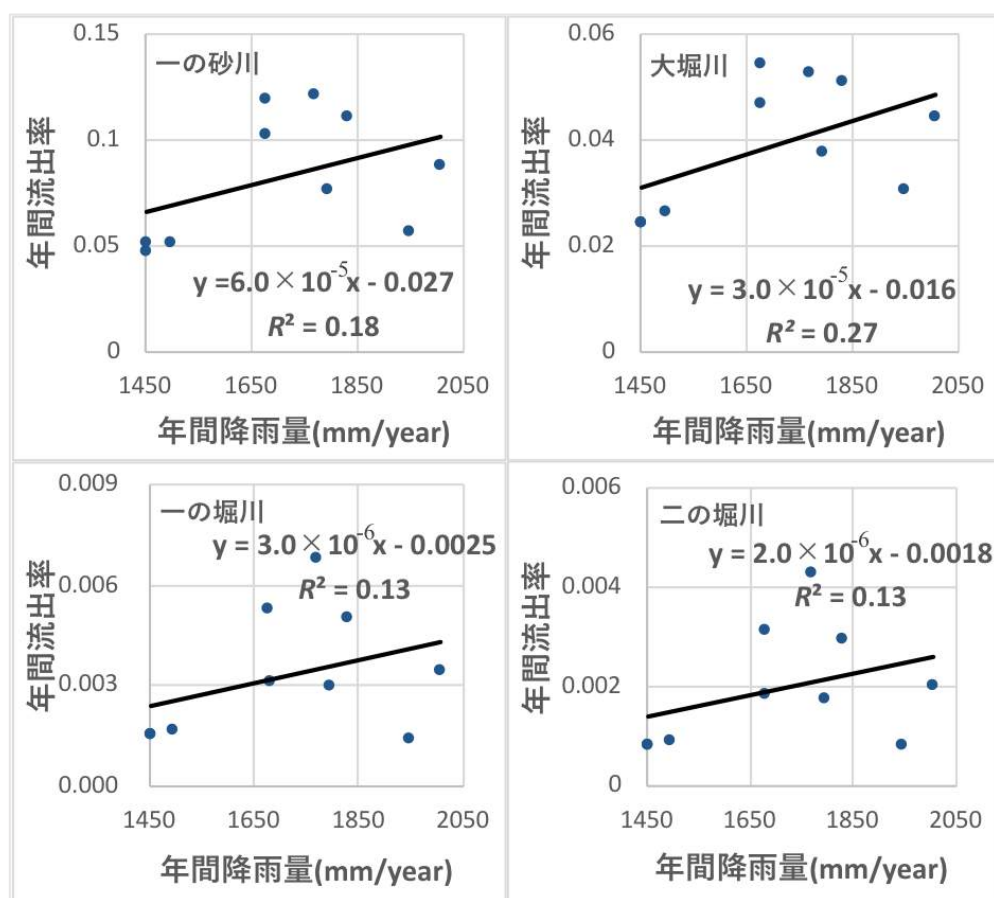


図 3-25 2009 年から 2018 年の各河川流出高散布図