

旭酒造記念財団 2024 年度研究助成金
「数値実験に基づいた甲府盆地における持続可能
な地下水利用の提案」

令和 7 年 5 月 30 日
山梨大学大学院総合研究部
松浦 拓哉

目次

1. 研究背景	4
2. 研究対象領域	7
2.1 甲府盆地の概要	7
2.2 甲府盆地の水文データ	10
3. 解析手法と解析データ	14
3.1 水循環モデル	15
3.1.1 蒸発散モデル	17
3.1.2 融雪モデル	18
3.2 水循環モデルの妥当性評価	18
3.3 地下水モデルの概要	24
3.4 地下水モデルの妥当性評価	28
4. 将来予測結果	32
4.1 気象データの将来予測結果	32
4.1.1 降水量	32
4.1.2 気温	37
4.1.3 全天日射量	39

4.1.4 積雪水量	40
4.2.1 河川流量	42
4.2.2 地下浸透量.....	45
4.3 地下水の将来予測結果.....	46
5. 甲府盆地における持続可能な地下水利用量の検討	48
6. まとめ.....	50
7. 研究成果の発表・発信状況等	50
謝辞.....	51
参考文献	51

1. 研究背景

地下水は人々の生活や産業を支える重要な資源であり，世界で約 20 億人の人々が飲料水として利用している．また，世界の食料生産の約 40 %は地下水に依存した灌漑農業によって支えられており，地下水は人類にとって不可欠な資源である (Morris et al., 2003)．さらに，生活用水，工業用水など，様々な用途にも広く利用されている．近年では，こうした従来の用途に加えて，再生可能エネルギー源としての活用や，災害時の代替飲用水としての重要性も高まっており，地下水に対するニーズはますます多様化している (大谷ら，2011；猪越ら，2024)．しかし，地下水の過剰揚水は，地下水環境に深刻な影響を与え，地下水の塩水化，地盤沈下，井戸枯れといった地下水障害を引き起こし，社会・経済問題に発展する例は，世界中で枚挙にいとまがない (Phien-wej et al., 2006；Marfai et al., 2007；Sherif et al., 2012；Shi and Jian, 2014)．例えば，地盤沈下によって農地の亀裂や道路の段差，水道管の破壊，堤防の機能低下，建物の抜け上がり等，多岐にわたる被害が生じている．また，沿岸部では，地下水の塩水化が進行し，工業用水としての不適合，農作物への塩害，さらには飲料水としての利用困難などの問題が発生した．

我が国においては，地下水障害の顕在化を受けて，さまざまな法制度や条例，要綱が整備された．具体的には，工業用水法 (1956 年)，建築物用地下水の採取の規制に関する法律 (ビル用水法，1962 年)，地方自治体による条例に基づく取水規制，さらに濃尾平野及び筑後・佐賀平野，関東平野北東部における地盤沈下防止等対策要綱などが制定され，日本各地で地下水取水量が制限された．これらの対策により，長年にわたる取り組みの末，地下水位の回復が確認された．しかし，首都圏では，地下水位の上昇に伴い，地下構造物の安定を損なうといった新たな地下水障害も発生している (高村・丸井，2014)．このように，一度地下水障害が発生すると，かつての地下水環境に回復させることは困難であり，回復には

極めて長い年月を要する。また、たとえ対策を講じたとしても、地下水障害が生じる以前の地下水環境に戻るとは限らない。従って、科学的根拠に基づかない無計画な地下水利用は極めて危険である。世界に目を向けると、過去に地下水障害が発生した地域の多くは、大都市や発展途上国に集中しており (Tran et al., 2019; Rao et al., 2022; Ismanto et al., 2023), 持続可能な地下水利用に関する研究は、いまや地球規模の重要課題の一つとなっている。

さらに近年では、地下水障害に加えて、土地利用変化や気候変動が地下水環境に大きな影響を及ぼしていると指摘されている。都市化や市街地化の進行により、森林や水田などの浸透域が減少し、建物や塗装、道路といった不浸透域が増加している。このような土地利用変化に伴って地表からの地下水涵養量が減少し、その結果、地下水位の低下が発生している (国分・土屋, 2003 ; 才田ら, 2006 ; 松浦ら, 2017)。また、気候変動に伴う気温の上昇により、融雪や消雪の時期が早期化し、それに伴って河川流量のピークが数か月早まると予測されている (Christensen et al., 2004 ; 立川ら, 2009 ; Islam and Dery, 2017)。このような変化は、河川水を主な涵養源とする地下水にも影響を及ぼし、地下水位のピーク時期も河川流量と同様に早期化すると推定されている (Jyrkama and Sykes, 2007 ; Scibek et al., 2007)。さらに、降水強度の増加によって地下浸透量が増加し、地下水位が上昇するとの予測も示唆されている (Chen et al., 2002 ; 久富ら, 2015)。

以上を鑑み、地下水資源の保全、長期的な地下水利用を実現するためには、現況の地下水環境を正確に把握したうえで、様々な社会的要因、気候変動による河川流量、降水量の変動が地下水環境に与える影響を定量的に評価することが不可欠である。こうした評価により、地下水資源の持続可能な管理と保全に向けた対策を立案するための基礎的な知見が得られ、将来的な地下水利用におけるリスクを最小限に抑えることが可能となる。

本研究対象領域である甲府盆地は、現時点で地下水障害は生じていない。しかし、近年、盆地全域において地下水位の上昇傾向が報告されている (松浦, 2023)。甲府盆地は、釜無川と笛吹川による度重なる氾濫によって形成されており、液状化しやすい砂・礫層が厚く堆積している。この地域では、過去の大震災において液状化被害が報告されており (浅川, 2003 ; 若松, 2023), 近年の研究では、山梨県が公表している液状化危険度よりも危険度が高まる可能性が示唆されている (大澤ら, 2013)。以上より、地下水位が上昇し続ける現状は、防災の観点から好ましい地下水環境であるとは言い難い。さらに、山梨県内の地下水は、水道水源、農業用水、飲料産業、工業用水など多岐にわたって利用されている。特にミネラルウォーターの生産量は全国シェアが 40 %を超えており (一般社団法人日本ミネラルウォーター協会, 2024), 地下水は県内における重要な産業資源でもある。

これまで、地盤沈下、硝酸性窒素による汚染、地下水塩水化といった地下水障害が社会・経済問題として注目され、多くの地下水揚水規制政策が実施されてきた。甲府盆地においても、条例に基づき一部の市町村で地下水の揚水が規制されている。このような背景から、今後も地下水位が上昇する可能性があり、対策の早急な検討が求められる。また、本来利用可能な地下水を利用・活用しないことは、経済的な損失にも繋がる。従って、地下水障害が生じず、持続的に利用可能な地下水揚水量を明らかにすることは、社会・経済的に極めて重要な課題である。

以上を鑑み、本研究の目的は、非定常 3 次元地下水流動モデルを用いて、甲府盆地における持続可能な地下水利用量を定量的に明らかにすることである。

2. 研究対象領域

2.1 甲府盆地の概要

本研究の対象領域は山梨県に位置する甲府盆地である。図-1 は甲府盆地と国土交通省、山梨県が管理している河川流量、地下水位と柱状図の観測地点である。本図には、タンクモデルの妥当性評価に使用した船山橋集水域および地下水解析領域、1974 年における甲府盆地の地下水位等高線図（東京通商産業局総務部開発業務課、1977）を追記した。表-1 は河川流量、地下水位の観測所の諸元である。

甲府盆地はかつて、大きな地殻運動によって生じた陥没湖であったと言われている。甲府盆地には、北方から釜無川、北東から笛吹川が流入している。盆地に流入後、釜無川には、御勅使川、笛吹川には金川、荒川、浅川、重川、日川などが合流しながら、流下している。その後、南西部で両河川が合流し、富士川となり駿河湾に注ぐ。甲府盆地はこれらの河川が搬入した土砂によって形成された 5 つの主要な扇状地からなり、総面積は 230 km² である。甲府盆地の周囲の山地は、四万十層群とこれを貫く新第三紀の酸性深成岩を基盤とし、これを覆う鮮新世以降の火山噴出物を主とした地質から構成されている。甲府盆地の主な帯水層は、扇状地堆積層に分布しており、深度 300 m まで砂礫層が広がっている。一部地域では、不浸透性の粘土層を挟在する礫質の被圧帯水層から自噴する地下水が見られるものの、全体としては不圧地下水が卓越している（農業用地下水研究グループ、1986）。

図-2 は 2021 年度の甲府盆地の土地利用分類図である（国土交通省国土政策局、2021）。甲府盆地における土地利用の内訳は以下の通りである。水田が 48.5 km² (9.9 %), その他の農用地が 133.9 km² (27.4 %), 森林が 88.7 km² (18.1 %), 荒地が 1.1 km² (0.2 %), 建物用地が 161.8 km² (33.1 %), 道路及び鉄道が 8.3 km² (1.7 %), その他の用地が 16.7 km² (3.4 %), 河川及び湖沼が 28.7 km² (5.9 %),

ゴルフ場が 1.4 km² (0.3 %)である。図-3 は 1976～2020 年までの 9 時期における甲府盆地の土地利用分類図の推移である (国土交通省国土政策局, 2022)。1976 年度における水田の面積は 84.5 km², その他の農用地の面積は 186.6 km² である。これに対し, 2021 年度には水田が 48.5 km², その他の農用地の面積が 133.9 km² となっており, 両者とも年々減少傾向にある。この 45 年間で水田は 36.1 km², その他の農用地は 52.7 km² 減少したことになる。一方で, 建物用地, 道路・鉄道の面積は同期間において 83.7 km² 増加しており, 甲府盆地は市街地化が進行している地域である。それ以外の土地利用区分は 45 年間を通して大きな変化は見られなかった。



図-1 甲府盆地と国土交通省, 山梨県が管理している河川流量, 地下水位と柱状図の観測地点と 1974 年における地下水位等高線図 (東京通商産業局総務部開発業務課, 1977)

表-1 河川流量，地下水位の観測所の諸元

No.	観測所	管轄	項目	標高(m)	期間
1	玉穂	山梨県	地下水位	249.9	1976 - 2023
2	田富	山梨県	地下水位	251.4	1976 - 2023
3	甲府南	山梨県	地下水位	256.7	1976 - 2023
4	甲府1号	山梨県	地下水位	256.9	1974 - 2023
5	甲府2号	山梨県	地下水位	256.9	1974 - 2023
6	石和1号	山梨県	地下水位	266.3	1992 - 2023
7	石和2号	山梨県	地下水位	266.3	1974 - 2023
8	竜王1号	山梨県	地下水位	265	1974 - 2023
9	竜王2号	山梨県	地下水位	265	1974 - 2023
10	山梨市	山梨県	地下水位	306.5	1976 - 2023
11	塩山	山梨県	地下水位	394	1976 - 2023
12	船山橋	国土交通省	流量	341.5	1971 - 2022

■ 水田 ■ その他の農用地 ■ 森林 ■ 荒地 ■ 建物用地
■ 道路・鉄道 ■ その他の用地 ■ 河川及び湖沼 ■ ゴルフ場

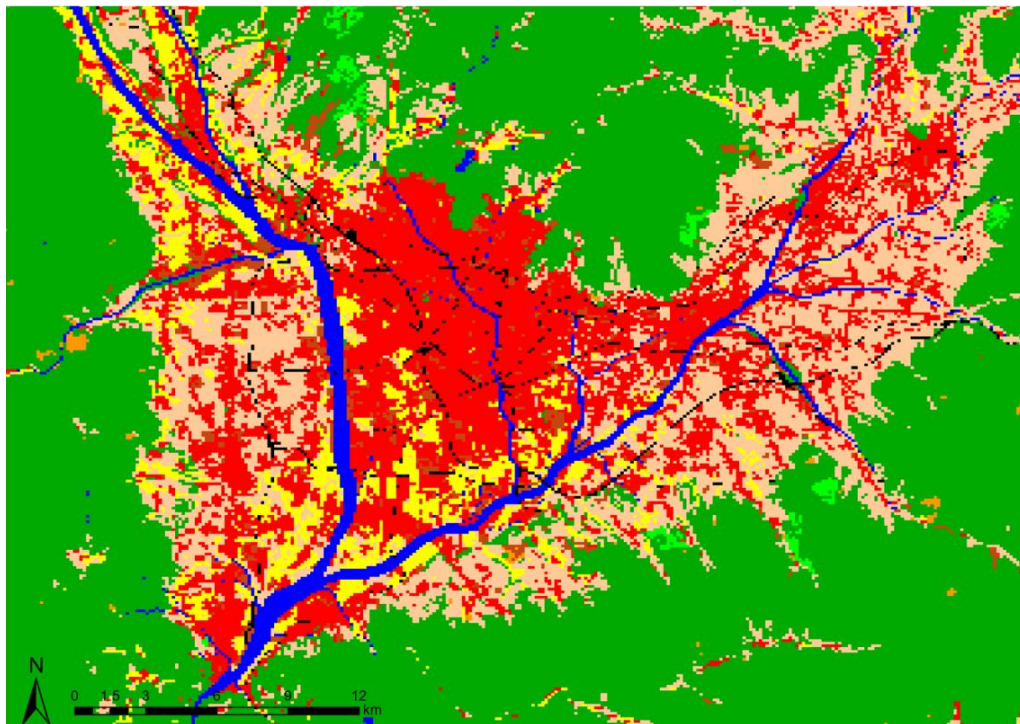


図-2 2021年度の甲府盆地の土地利用分類図（国土交通省国土政策局，2021）

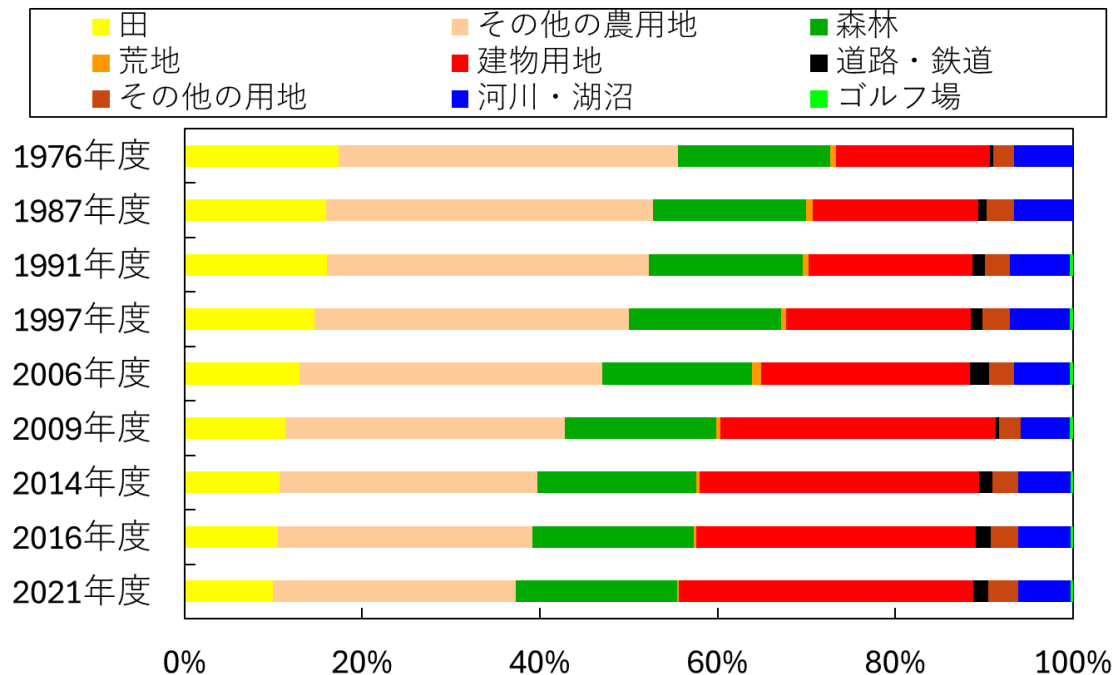


図-3 甲府盆地における 1976～2021 年度までの 9 時期の土地利用分類図の推移
(国土交通省国土政策局, 2022)

2.2 甲府盆地の水文データ

図-4 は 1974～2023 年までの甲府盆地における月平均地下水位の経月変化である。地下水位は全体的に増加傾向であり、特に、甲府 1 号、甲府 2 号は 2004～2005 年にかけて急激な地下水位の上昇が観測されているが、その原因は明らかになっていない。図-5 は、2019～2023 年までの各年の日平均地下水位の時系列変化である。地下水位の季節変化には 5～7 月に上昇し、9～3 月で減少する地点と、5～7 月に減少し、7～9 月に上昇する地点の 2 種類がある。前者の季節変化が観測された地点は、「田富、石和 1 号、石和 2 号、竜王 1 号、竜王 2 号、山梨市、塩山」の 7 地点であり、これらは河川に近傍した位置にある。一方、後者の季節変化が観測された地点は、「玉穂、甲府南、甲府 1 号、甲府 2 号」の 4 地点であり、いずれも甲府盆地の中央から南部に分布し、河川から離れた位置にある。

図-6 は上記の代表地点として、竜王1号、甲府南の2019～2023年までの各年の日平均地下水位の時系列変化である。本図には、降水量と河川流量の代表地点として、甲府と船山橋のデータを併記した。河川流量と降水量は梅雨前線、台風、秋雨前線の影響によって6～10月に上昇する季節変化が見られた。地下水位が5～7月に上昇し、9～3月で減少する季節変化を示した7地点は、釜無川と笛吹川に近接しており、これらの河川が主な涵養源であると考えられる(河西, 1986)。そのため、地下水位の季節変化は、河川流量と同様の傾向を示し、河川からの影響を強く受けていると推測される。一方、5～7月に地下水位が減少し、7～9月に上昇する4地点は甲府盆地中央から南部に分布しており、河川から離れている。地下水流動を見ると(図-1), 釜無川扇状地の扇頂部から浸透した地下水は、南方向へと徐々に流下する傾向にあり、この流動経路によって地下水の滞留時間が長くなる。その結果、地下水位の季節変化の周期が河川近傍の地点とは異なるものになったと考えられる。

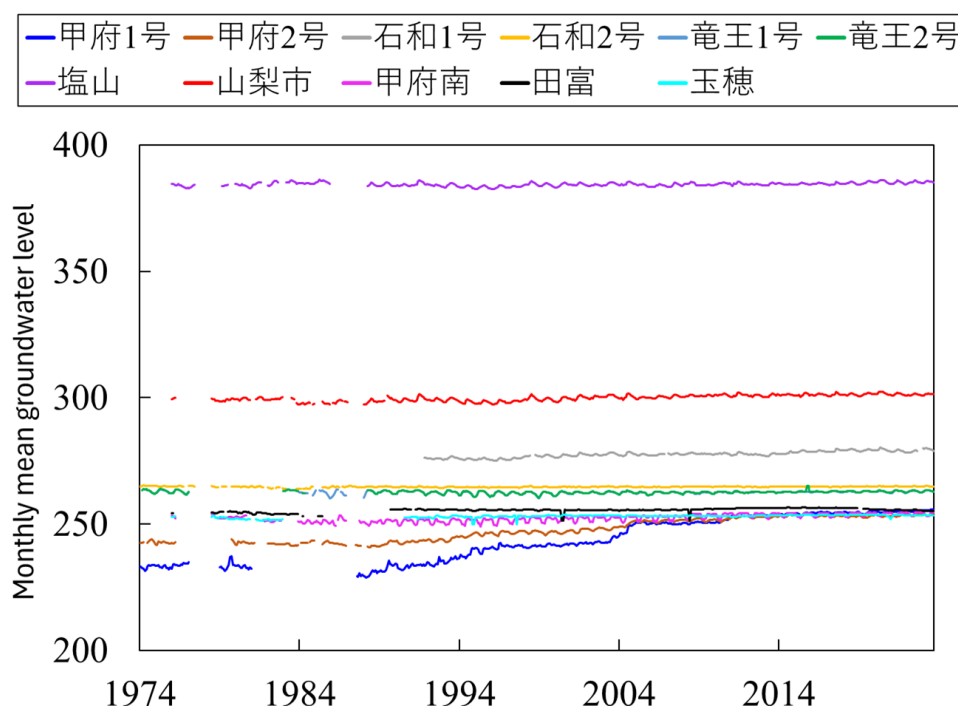


図-4 1974年～2023年までの甲府盆地における月平均地下水位の経月変化

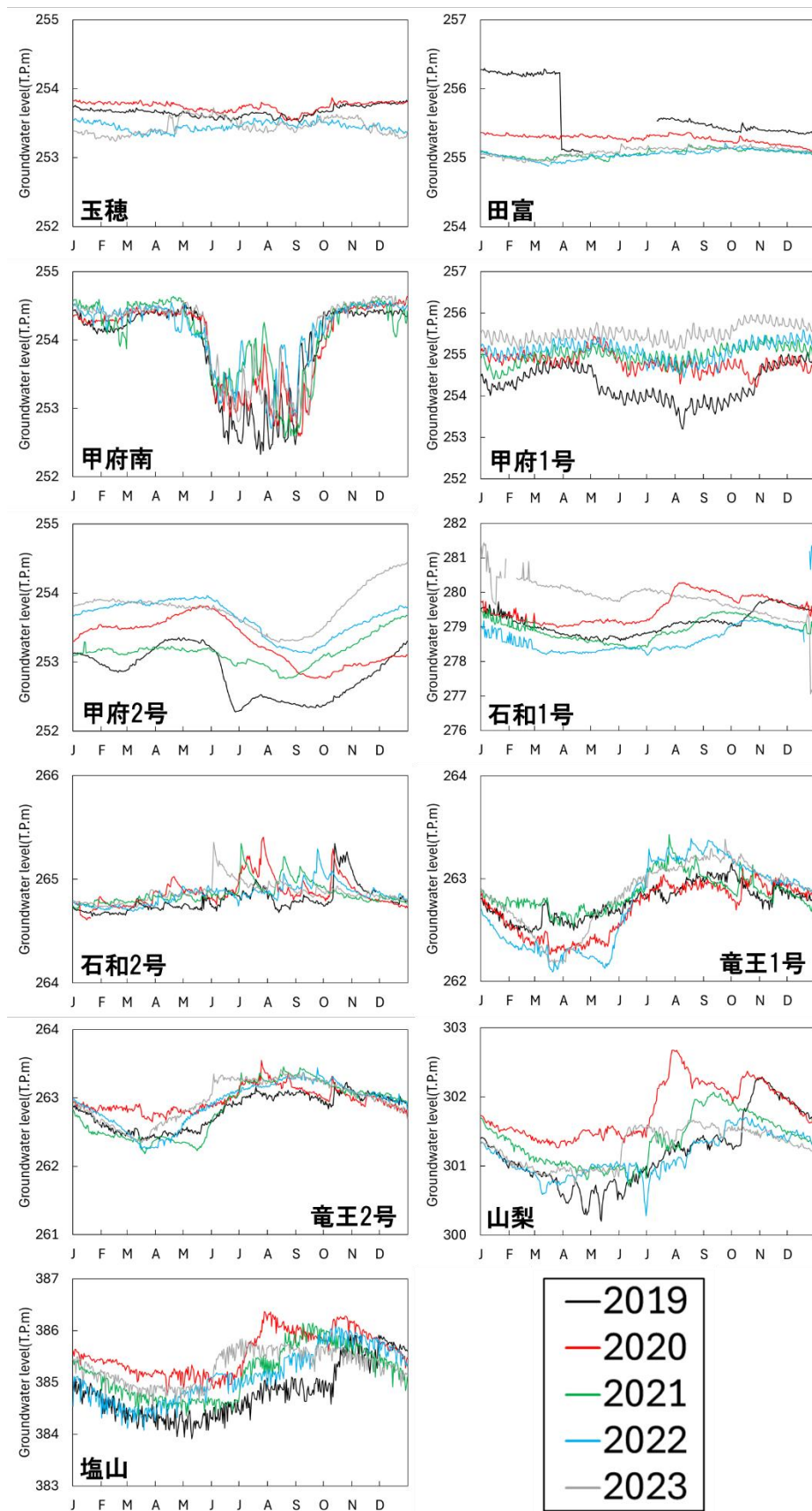


図-5 2019～2023 年までの各年の日平均地下水位の時系列変化

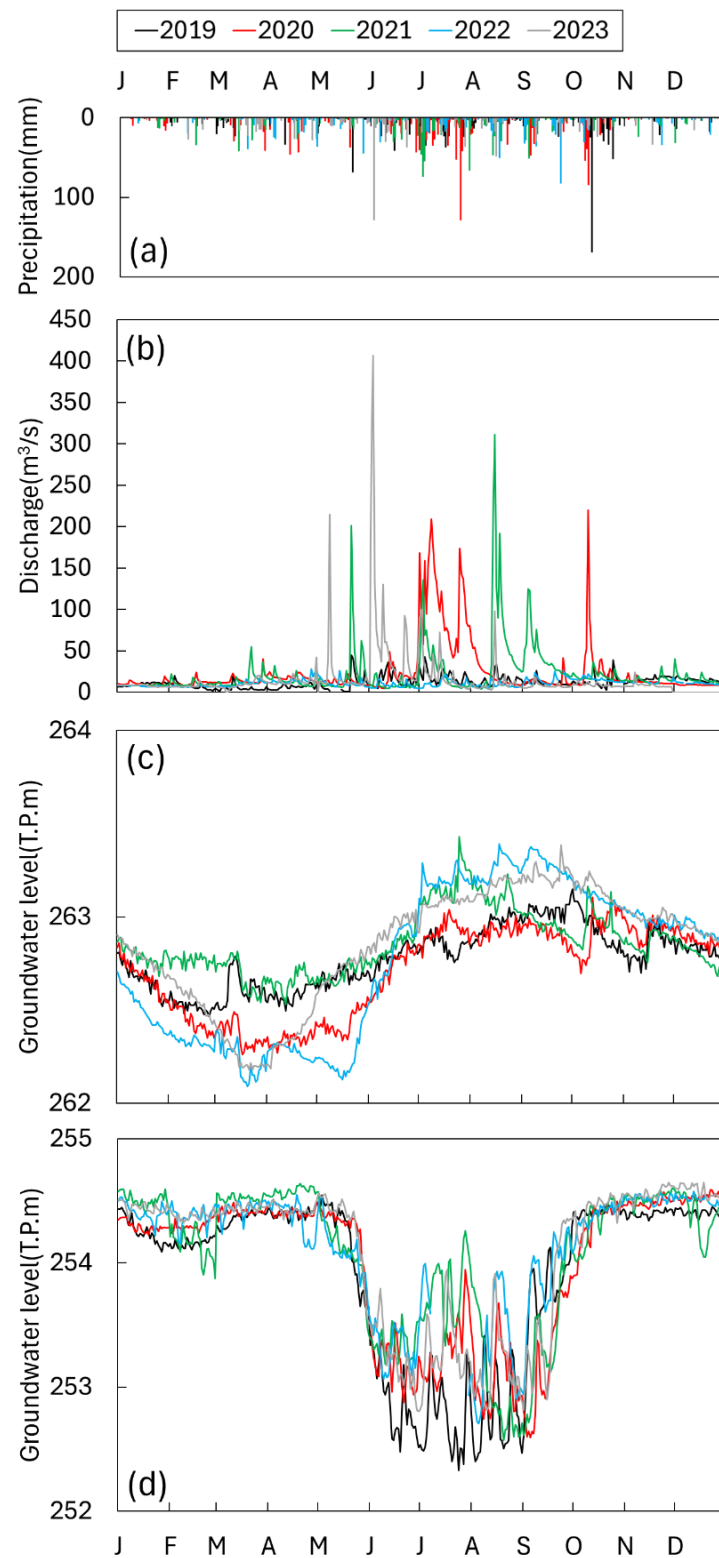


図-6 2019～2023 年までの各年の (a)甲府における日降水量, (b)船山橋における日平均河川流量, (c)竜王 1 号, (d)甲府南における日平均地下水位の時系列変化

3. 解析手法と解析データ

将来の地下水環境の予測や揚水量，土地利用等の社会的変化，気候変動による自然的変化の影響を定量的に評価するには，数値解析が有効である．**図-7** は本研究で用いた水循環解析モデルの解析フロー図である．本研究では地表水流動解析モデルと地下水流動解析モデルを結合した水循環モデルを開発し，盆地内の降水－地表－地下水間を一体とし，水循環解析を実施した．**表-2** は本研究で使用了気象データセットである．使用了気象データセットはNIES 統計ダウンスケールデータの気温，日射量，降水量（石崎，2021）と解析雨量である．

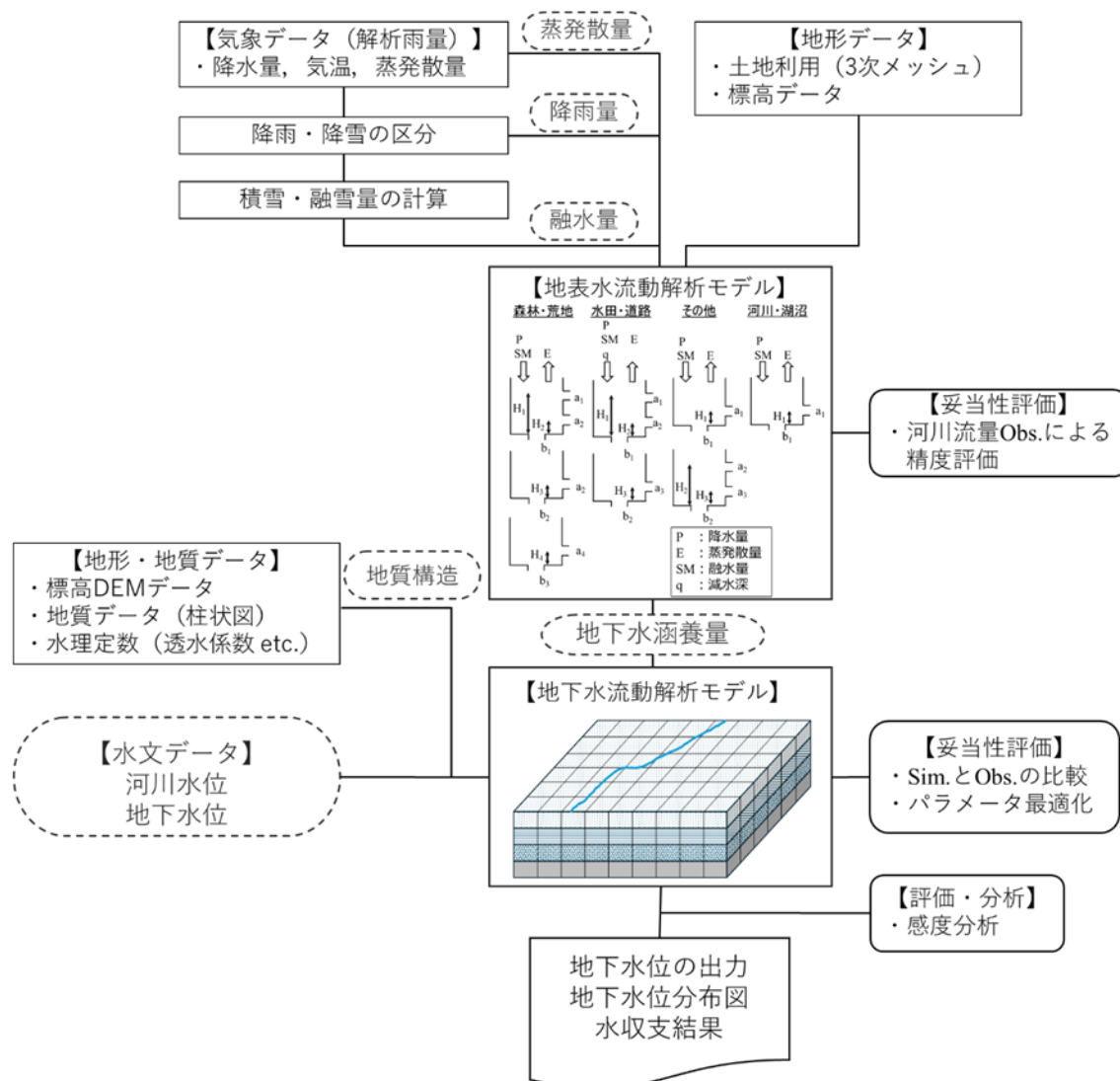


図-7 水循環解析モデルの解析フロー図

表-2 本研究で使用した気象データセット (石崎, 2021)

気候 モデル	ACCESS-CM2, IPSL-CM6A-LR, MIROC6, MPI-ESM1-2-HR, MRI-ESM2-0			
気候 シナリオ	Historical	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5
解析期間	1900~2014	2015~2100		
気候 データ	日平均気温 (°C), 降水量 (mm), 全天日射量 (MJ/m ²)			

3.1 水循環モデル

本研究では、甲府盆地をメッシュサイズ 1 km に分割し、メッシュ毎に水循環解析を実施した。計算時間間隔は日である。図-8 は本研究で用いた土地利用を考慮したタンクモデルの概念図である。モデル作成に用いたデータは国土数値情報で公開されている土地利用 3 次メッシュ (国土交通省国土政策局, 2022), 標高・傾斜度 3 次メッシュ (国土交通省国土政策局, 2011) である。甲府盆地の土地利用情報は各土地利用における土地被覆の状態を水田 (耕作地), 水田 (耕作放棄地), その他農用地, 森林, 荒地, 建物用地, 道路, 鉄道, その他用地, 河川・湖沼, ゴルフ場の 11 種類に再分類して解析を実施した。本研究では、水田面積に水頭作付面積率を乗じることで、水田 (耕作地) と水田 (耕作放棄地) の区分に分類分けした。水田は農事歴 (JA 梨北) を参考に 4~9 月の期間で減水深を与えた。図-9 は本研究で与えた減水深の経日変化である。減水深は参考文献を参考に、20mm/day で設定した (NOSAI 山梨, 2024)。

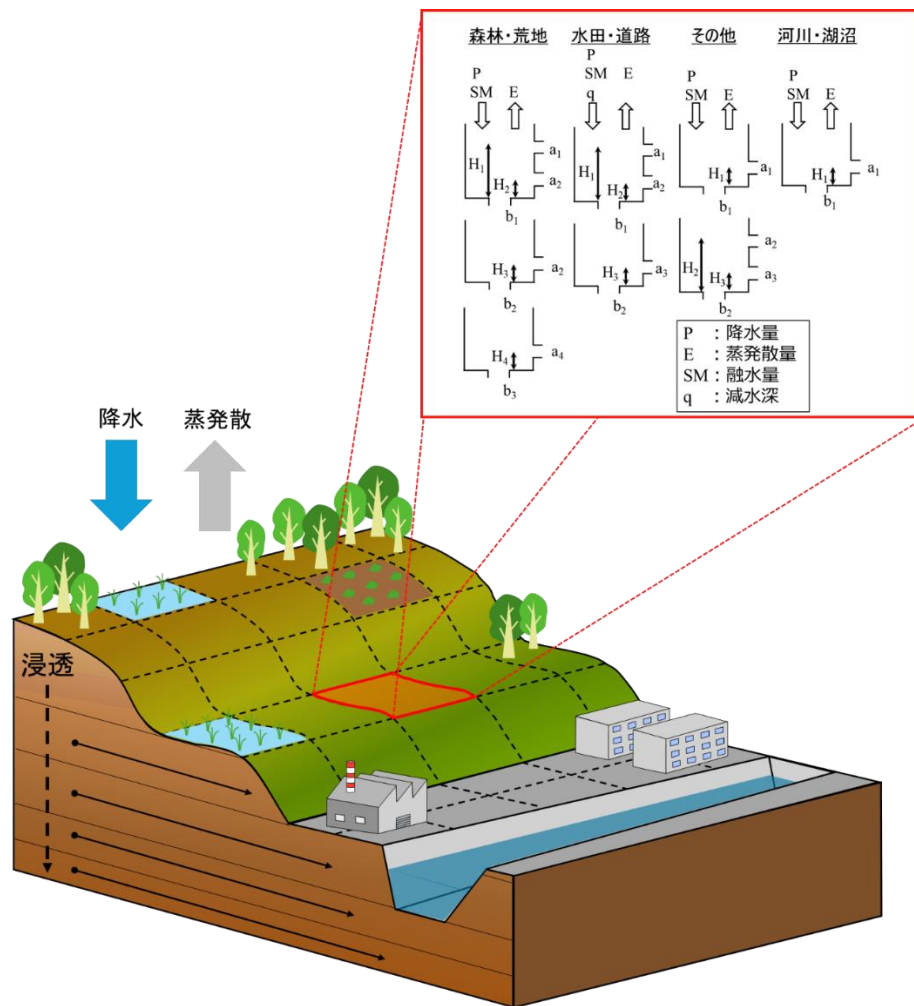


図-8 本研究で用いた土地利用を考慮したタンクモデルの概念図

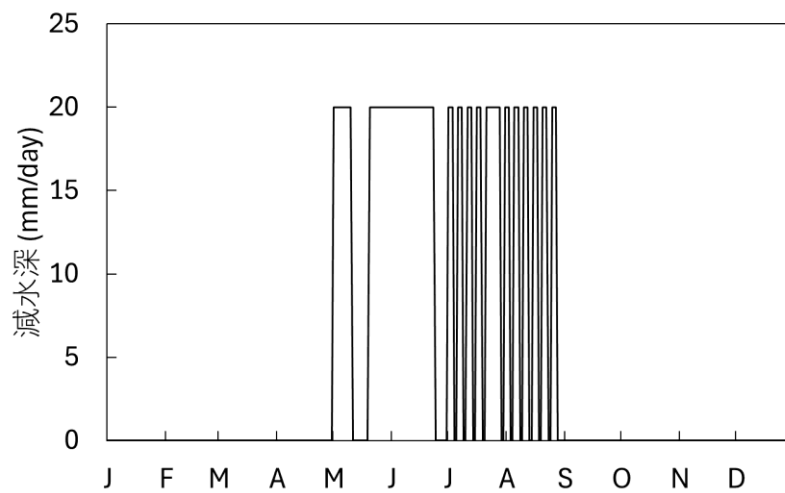


図-9 本研究で与えた減水深の経日変化

3.1.1 蒸発散モデル

蒸発散は土地利用毎に算定方法を設定した．森林の蒸発散 E (mm/day)は蒸発散量 E_t (mm/day)と樹冠遮断蒸発散量 E_i (mm/day)の総和で表した．

$$E = E_t + E_i \quad (1)$$

蒸発散量 E_t と樹冠遮断蒸発散量 E_i は次式で示した Priestley-taylor 修正式を用いた (Sawano et al., 2015)．

$$\begin{cases} E_t = \frac{(0.014T + 0.3027)(0.8S)\Delta}{(\Delta + \gamma)\lambda} \\ E_i = \left[0.18 + 0.08 \cos \left\{ \frac{2\pi}{12(M-8)} \right\} \right] P_r + SE \end{cases} \quad (2)$$

ここで， T は気温 (°C)， S は全天日射量 (MJ/m²)， Δ は T における飽和水蒸気圧曲線の傾き (Pa/K)， γ は乾湿計定数， λ は T における水の蒸発の潜熱 (J/kg)， P_r は降水量 (mm/day)， M は月， SE は降雪による樹冠遮断蒸発量 (mm/day)であり， $SE = \beta \times P'$ により算出した． P' は降雪量 (mm/day)， β は樹冠による降雪遮断蒸発散量であり，気温が 0 °C以上の時 0.35，0 °C未満の時 0.10 と設定した．樹冠による降雪遮断蒸発量はキャリブレーションを行い，パラメータの調整を行った．降雪量 P' は降水量と気温から推定した．気温が 0 °C以上の時降雪発生確率を 0 %とし，0 °C未満の時降雪発生確率を 100 %とした．

水域の蒸発散量 E_w (mm/年) は近藤 (2012)の湖面の年蒸発散量の緯度分布の図より次式を作成しモデルに適用した．

$$E_w = 0.9888l^2 + 41.629l + 561.97 \quad (3)$$

ここで， l は緯度である．

水田 (耕作地)における湛水期の蒸発散量 E_p は次式で示した純放射量から蒸発散量を推定する簡便なモデルを適用した (蒸発散研究グループ，1967)．

$$E_p = 0.82 \cdot 10 \cdot \frac{R_n}{\lambda} \quad (4)$$

ここで， R_n は純放射量 (MJ/m²)であり， $R_n = 0.8 \times S$ で示される． S は全天日射

量 (MJ/m^2), λ は水の蒸発潜熱 (J/kg)である.

水田 (耕作地)の非灌漑期, 水田 (耕作放棄地), その他農用地, 荒地, 建物用地, その他用地は Priestley and Taylor 式を適用し (Priestley and Taylor, 1972), 次式で表される.

$$E_w = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{S}{\lambda} \quad (5)$$

ここで, Δ は飽和水蒸気圧曲線の傾き (Pa/K), γ は乾湿計定数, λ は水の蒸発の潜熱 (J/kg), S は全天日射量 (MJ/m^2), α は Priestley–taylor 係数である. Priestley–taylor 係数は Suzuki and Fukushima (1985)の値を用い, 0.54 と設定した.

3.1.2 融雪モデル

融雪量 SM は degree-day 法を適用し, 次式で表される.

$$SM = KT \quad (6)$$

ここで, K は融雪係数であり, T は $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上の気温である. 融雪係数は 2.5 で設定した. 積雪水量 SWE の推定は降雪量と蒸発散量を用いて推定した. 次式に積雪水量の推定式を示す.

$$SWE = SWE' + SF - SM - SE \quad (7)$$

ここで, SWE' は前月の積雪水量 (mm/day), SF は降雪量 (mm/day), SE は降雪による樹冠遮断蒸発量 (mm/day)である.

3.2 水循環モデルの妥当性評価

モデルの妥当性評価は, 上流域にダム等の水工施設が存在しない船山橋観測所 (図-1)で実施した. 船山橋観測所は国土交通省が管轄する観測所であり, 駿河湾から 83.7 km 地点にある (北緯 35 度 41 分 45 秒, 東経 138 度 27 分 21 秒). 流域面積は 481.5 km^2 , 観測緒言は河川流量, 河川水位, 観測開始年は 1961 年 4 月である. 図-10 は船山橋集水域における 2021 年度の土地利用割合である (国

土交通省国土政策局, 2022). 船山橋集水域は水田が 2.9 % (128.5 km²), その他農用地が 6.3 % (284.2 km²), 森林が 79.6 % (3561.5 km²), 荒地が 1.1 % (48.5 km²), 建物用地が 6.0 % (269.4 km²), 道路・鉄道が 0.4 % (16.8 km²), その他用地が 1.2 % (55.2 km²), 河川・湖沼が 2.0 % (91.2 km²), ゴルフ場が 0.5 % (20.6 km²)である.

本研究ではメッシュ毎に水資源量を算出しており, メッシュ間の表面流出量の移動は考慮していないため, 集水域における表面流出量の解析値の総和で妥当性評価を行った. 妥当性評価は, 全てのデータが揃っている 2006~2009 年の期間で実施した. 2006 年は助走期間とし, 2007~2009 年までの 3 年間を評価期間とした. 気温, 日射量の観測値に基づく空間分布データが存在しないため, これらの気象要素については, NIES 統計ダウンスケールデータである MRI-ESM2-0 の気温, 日射量のデータを用いた.

図-11 は甲府観測所における 2006~2009 年までの日平均気温の観測値と MRI-ESM2-0 による推定値の経日変化である. 推定値においても, 観測値と同様に夏季に上昇し, 冬季に減少する季節変化が確認された. 図-12 は 1900~2014 年までの甲府観測所における日平均気温の観測値と推定値 (MRI-ESM2-0) の関係である. 両者の間には相関係数 0.85 の高い相関が認められた. このことから, MRI-ESM2-0 による推定値は観測値の傾向を概ね再現していることが示された. 図-13 は甲府観測所における 2006~2009 年までの全天日射量の観測値と MRI-ESM2-0 による推定値の経日変化である. 本図には, 日変動を平滑化するために, 30 日移動平均を直線で重ねて表示している. 両者ともに日ごとの変動が大きい傾向が見られるが, 30 日移動平均により変動成分を分離して比較した結果, いずれも夏季に上昇し, 冬季に減少する明瞭な季節変化が見られた. 図-14 は甲府観測所における 1973~2014 年までの全天日射量の 30 日移動平均における観測値と推定値 (MRI-ESM2-0) の関係である. 両者の間には相関係数 0.69 の高い相

関が認められた．これにより，全天日射量についても MRI-ESM2-0 の推定値が観測値の傾向を大まかに再現していることが確認された．以上より，本研究における水循環モデルの妥当性評価に用いる気温，全天日射量には，MRI-ESM2-0 のデータを使用した．

図-15 は 2006～2009 年までの船山橋観測所における河川流量の観測値と解析値の時系列変化である．解析値は，6～10 月に河川流量が増加しており，季節変化を再現できいる．図-16 は 2007～2009 年の船山橋観測所における河川流量の観測値と解析値の関係である．相関係数は 0.61 であり，概ね河川流量を再現できた．図-17 は 2006～2020 年までの山梨県内における水資源量の経年変化である．山梨県内の水資源量の内訳は，年毎にバラつきはあるものの，地下浸透量が約 12.4 % (約 281.7 mm)，表面流出量が約 42.0 % (約 954.2 mm)，蒸発散量が約 45.6 % (約 1016.7 mm)である．

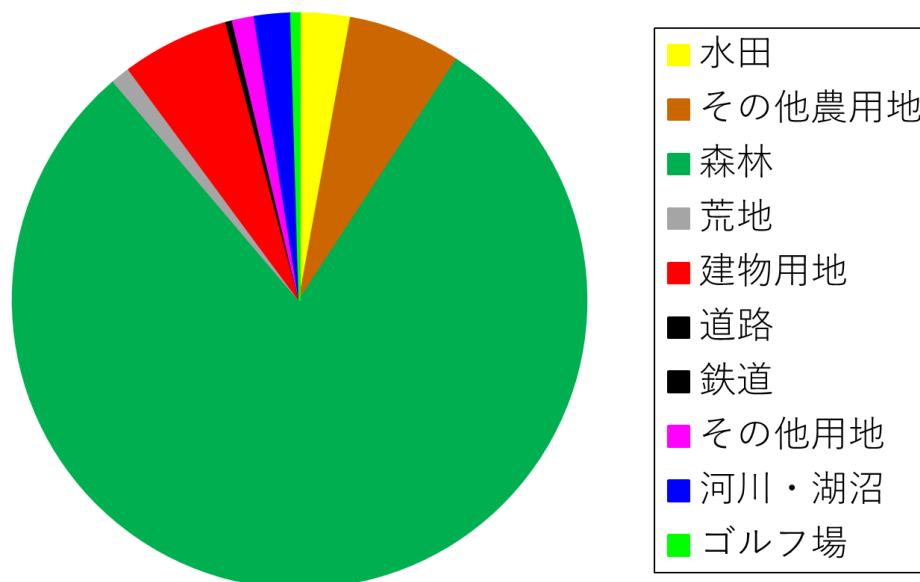


図-10 船山橋集水域における 2021 年度の土地利用割合 (国土交通省国土政策局，2022)

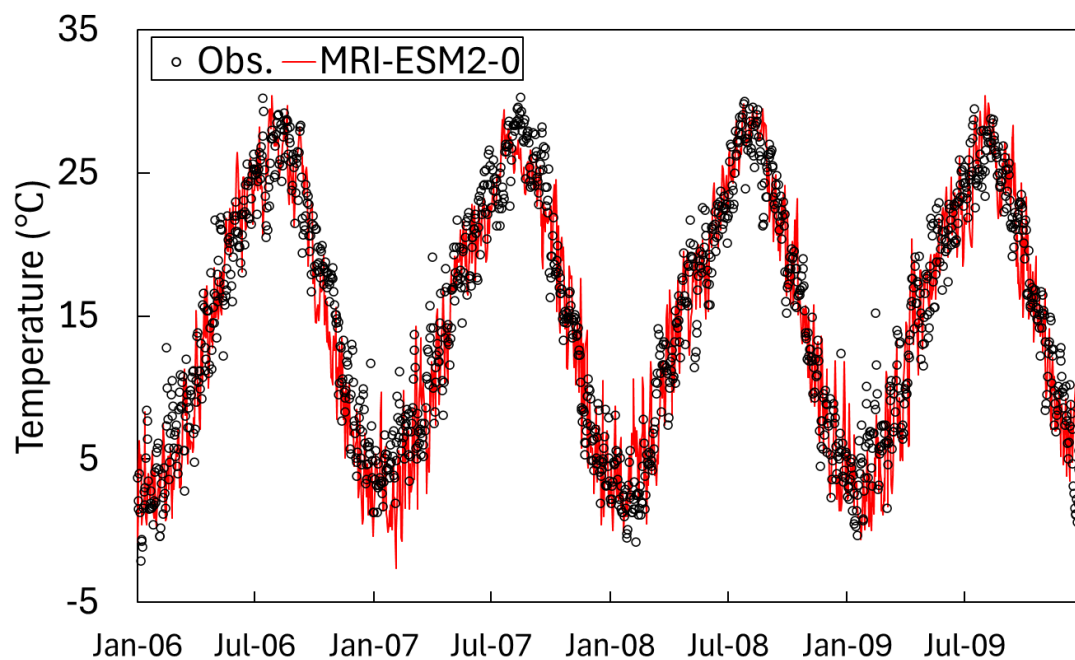


図-11 甲府観測所における 2006～2009 年までの日平均気温の観測値と MRI-ESM2-0 による推定値の経日変化

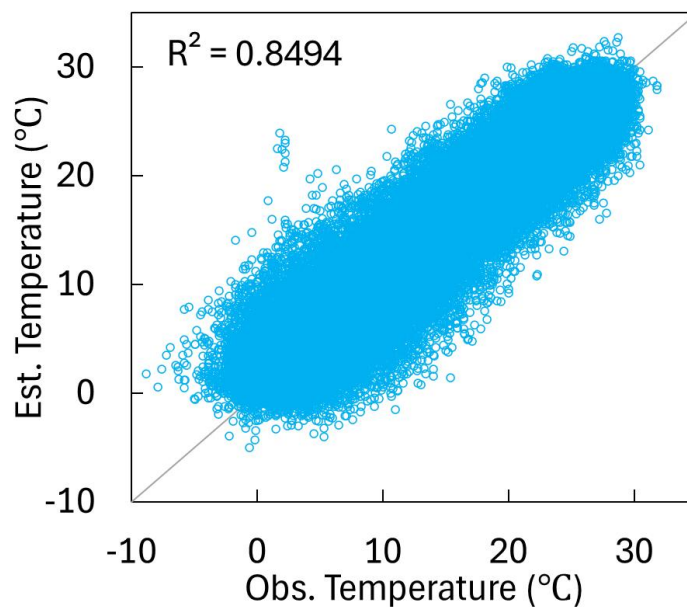


図-12 甲府観測所における 1900～2014 年までの日平均気温の観測値と推定値 (MRI-ESM2-0)の関係

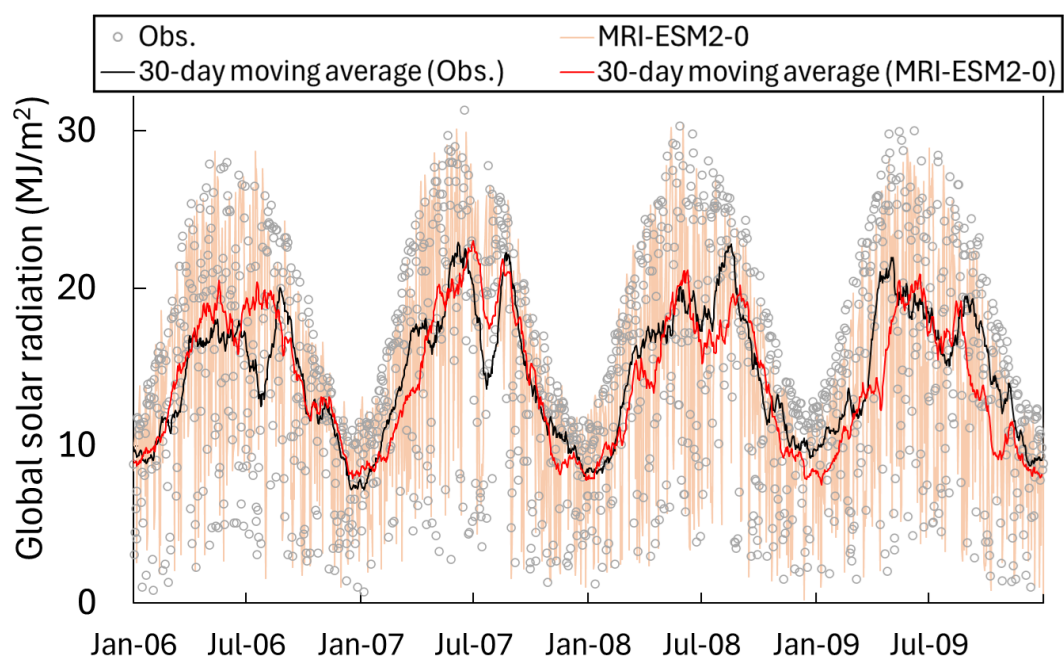


図-13 甲府観測所における 2006～2009 年までの全天日射量の観測値と MRI-ESM2-0 による推定値の経日変化

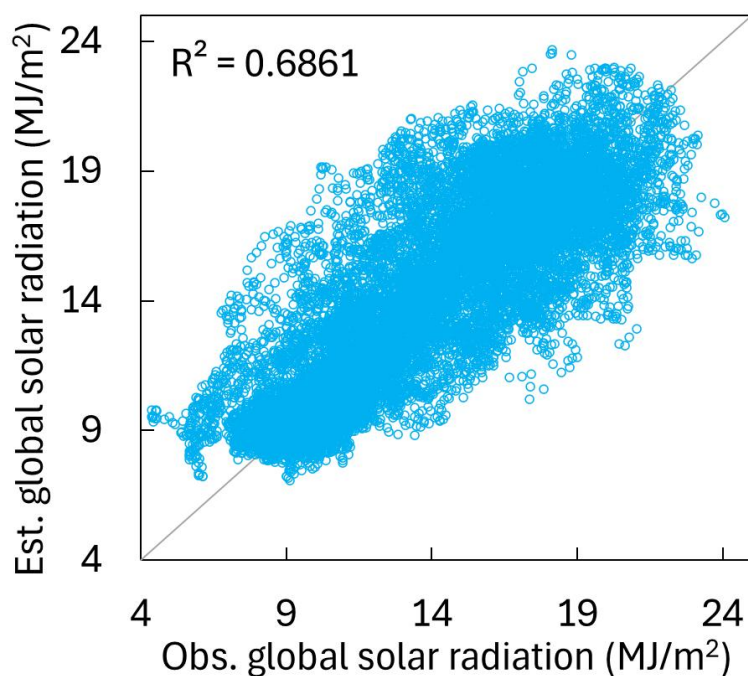


図-14 甲府観測所における 2006～2009 年までの全天日射量の 30 日移動平均における観測値と推定値 (MRI-ESM2-0)

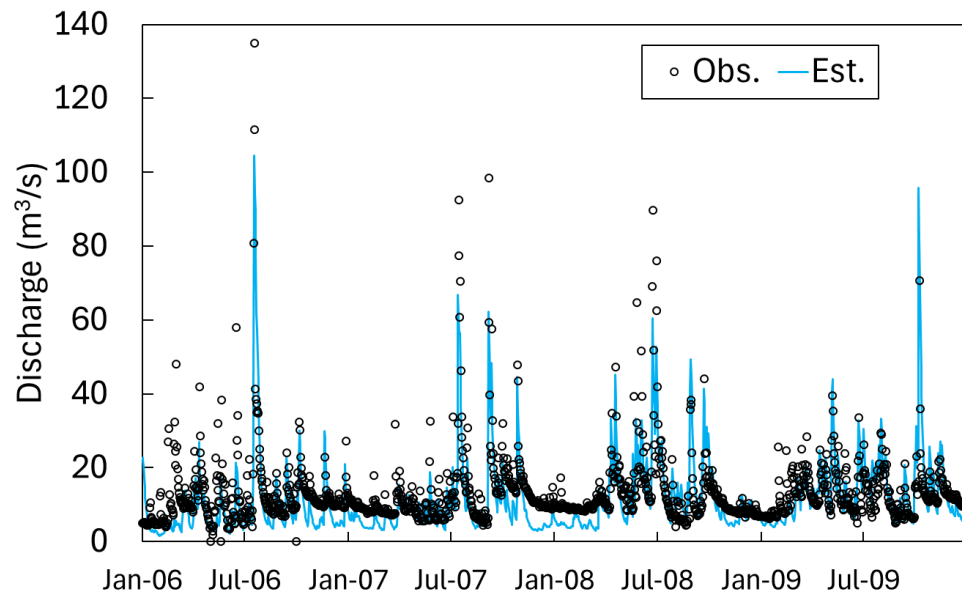


図-15 2006～2009 年までの船山橋観測所における河川流量の観測値と解析値の時系列変化

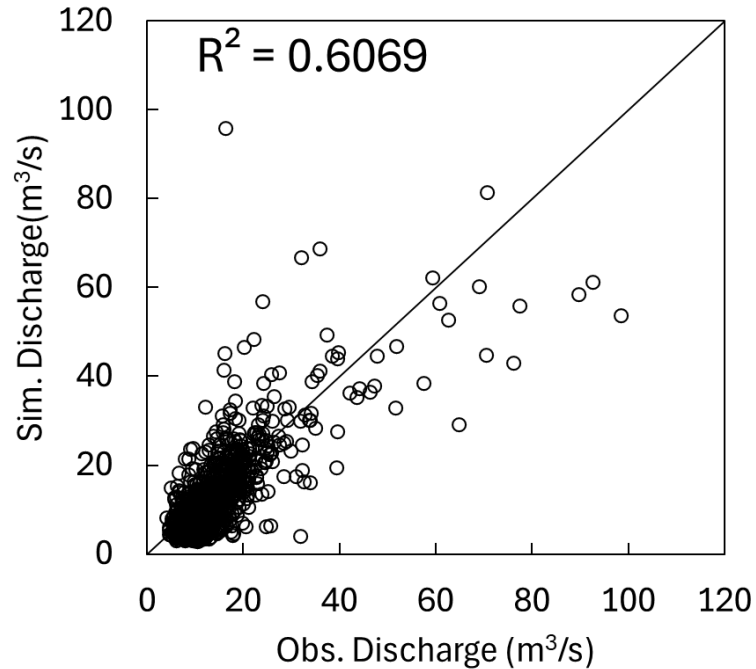


図-16 2007～2009 年の船山橋観測所における河川流量の観測値と解析値の関係

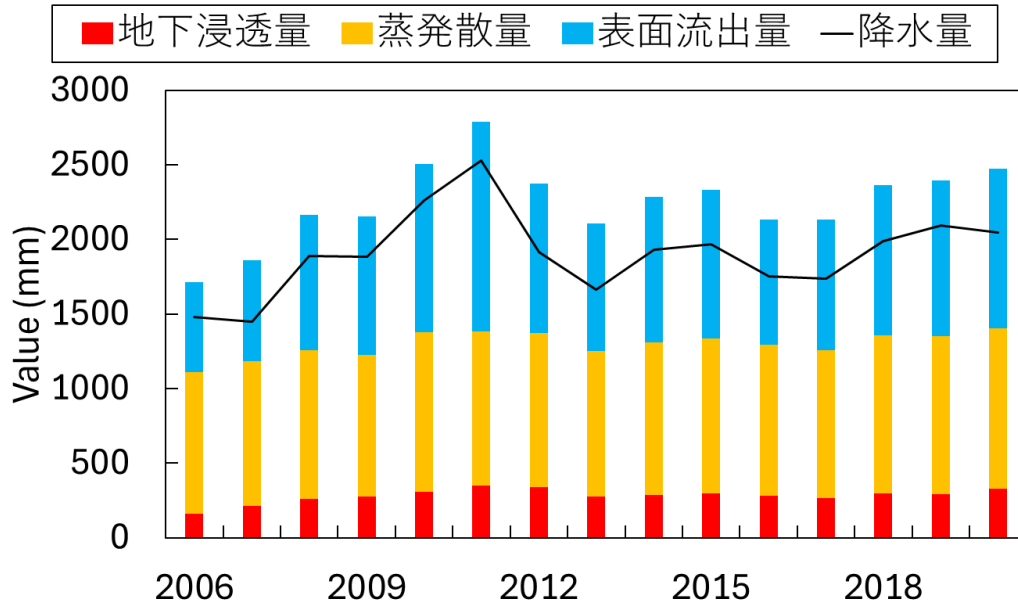


図-17 2006～2020 年までの山梨県内における水資源量の経年変化

3.3 地下水モデルの概要

本研究では、アメリカ地質調査所 (USGS)が開発し、ソースコードが公開されている地下水流動モデルである MODFLOW (Modular finite-difference flow model) を用いて (McDonald and Harbaugh, 1988), 甲府盆地における地下水解析を実施した. MODFLOW で用いられる流動方程式は、式-8 の水収支式と式-9 の 3 次元ダルシー則を連立させた支配方程式であり、式-10 のように表される.

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = S \frac{\partial h}{\partial t} - R \quad (8)$$

$$q_x = K_x \frac{\partial h}{\partial x}, \quad q_y = K_y \frac{\partial h}{\partial y}, \quad q_z = K_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad (9)$$

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} - R = \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_y \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad (10)$$

ここで、 S は貯留係数、 h は圧力水頭 (m)、 R は単位時間・単位面積当たりの流量量/流出量 (m^3/day)、 K_x , K_y , K_z は x , y , z 方向の透水係数 (cm/s)である. なお、地下水が被圧状態にある場合、貯留係数 S は比貯留係数 S_s ($1/\text{m}$)であり、不圧地下水の場合は比算出率 S_y を用いた.

図-18 は、地下水解析領域内に位置する柱状図と解析モデルの鉛直方向の層構造である（農業用地下水研究グループ，1986；奥水ら，2007）。本研究対象領域における 130 m 以浅の地質は概ね、砂礫、巨礫から構成されている。盆地中央部に位置する千秋橋では、地表面から 11～34 m、130～134.11 m の深度にシルト層が存在する。これらの柱状図を基に、解析領域内の地層構造を 4 層に区分し、全メッシュ様に与えた。層構造は上位から順に上部礫層、中部礫層、黒富士火砕流、水ヶ森火山岩とし、上部礫層を不圧帯水層、それ以深を被圧帯水層として設定した。

図-19 は本研究で使用した地下水解析モデルの鳥瞰図である。解析領域は甲府盆地を対象とし、東西方向 (x 方向)に 31.2 km、南北方向 (y 方向)に 27.2 km、鉛直方向 (z 方向)に 500 m の範囲で設定した。本研究の解析対象領域は、釜無川と笛吹川に挟まれた盆地部とし、200×200 m の等間隔グリッドで離散化した。標高データには 10 m メッシュの DEM データを用い、Kriging 法により内挿補間した。

地下水位の初期条件は、地表面の標高と地下水面が一致すると仮定して設定した。境界条件としては、河川境界条件、涵養量を設定した。河川境界条件は、釜無川と笛吹川に対して与え、河川水位には、釜無川沿いに設置されている船山橋および笛吹川沿いに設置されている桃林橋の日平均河川水位を用いた。涵養量については、上述した水循環解析の結果を参考に設定した。図-20 は 2006～2020 年の期間における山梨県内の年平均涵養割合の空間分布である。山間部では涵養割合が 10～20 %程度と低いのにに対し、解析領域である甲府盆地においては、30 %以上の涵養割合が広く分布している。特に、水田が広がっている釜無川扇状地の扇頂部、釜無川と笛吹川の合流付近 (図-2)は涵養割合が 70 %を超える地域も確認された。

甲府盆地では、地下水の揚水が県全域にわたって広く行われている。表-3 は

大規模採取者による地下水採取量と揚水設備数の経年変化である（山梨県，2025）。2023 年度の年間揚水量は約 830 万 m^3 であり，公開されている期間においては，揚水量は概ね横ばいの傾向を示している．なお，データの公表は 2013 年度以降に限られているため，本研究では 2013 年度のデータを用いて，揚水量の設定を行った．揚水量のデータは地方単位で集計されているため，各地方において揚水が一樣に行われていると仮定し，解析領域と各地方との重複面積割合を算出した．これに基づき，2013 年度における各地方の揚水量に面積割合を乗じて解析領域内の揚水量を推定し，モデルに適用した．

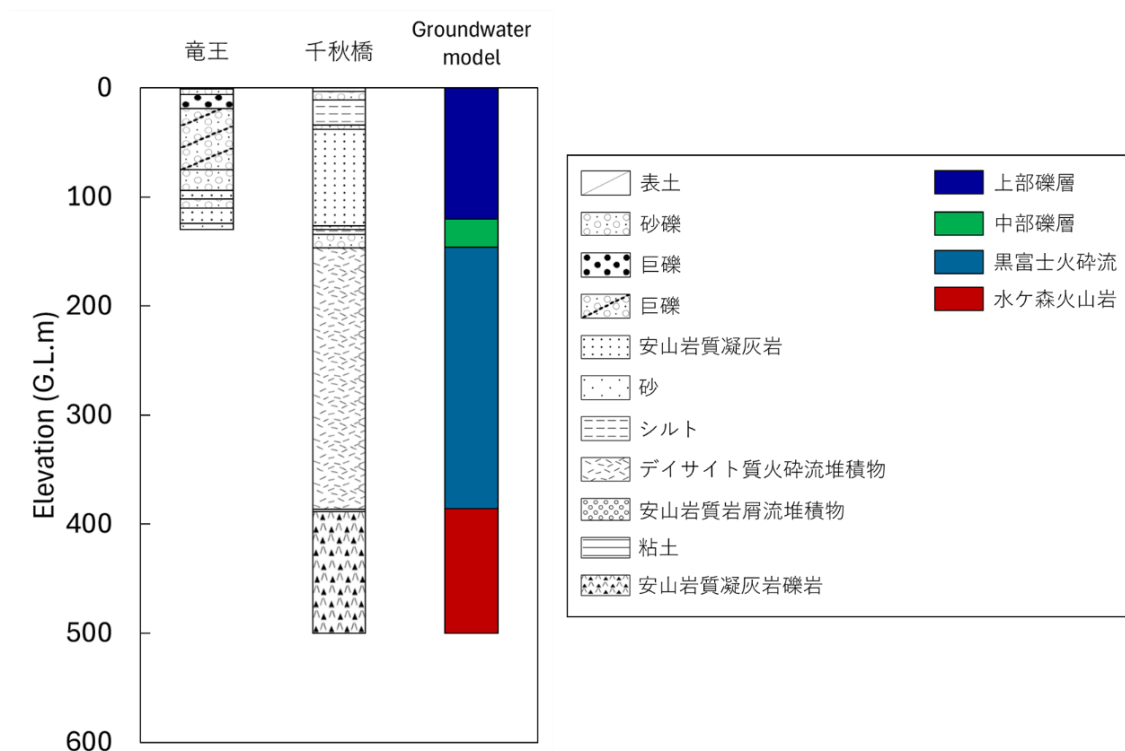


図-18 モデル作成に用いた解析領域内にある柱状図（農業用地下水研究グループ，1986；興水ら，2007）

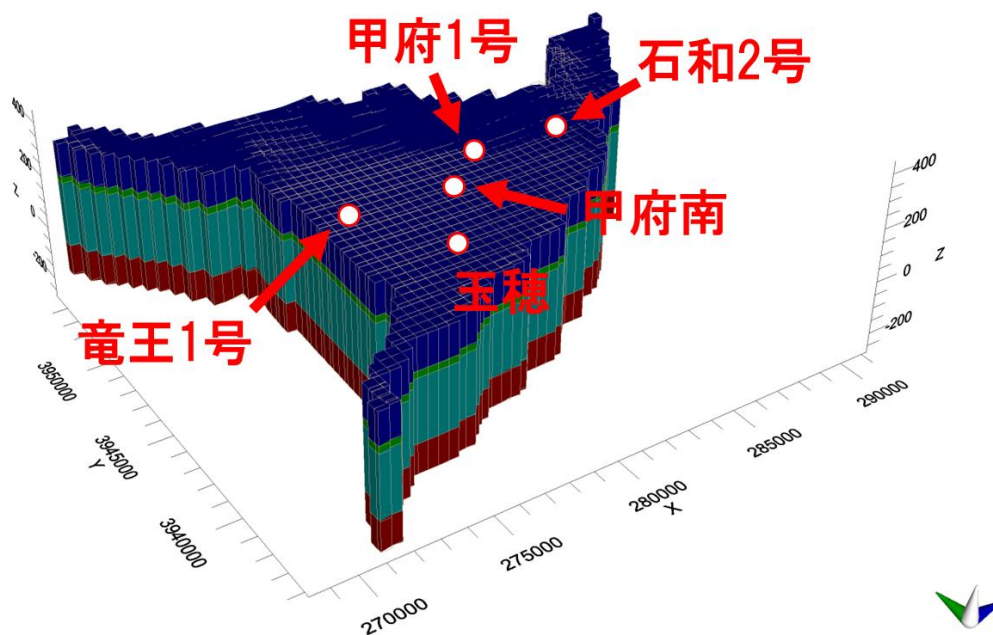


図-19 本研究で使用した地下水解析モデルの鳥瞰図

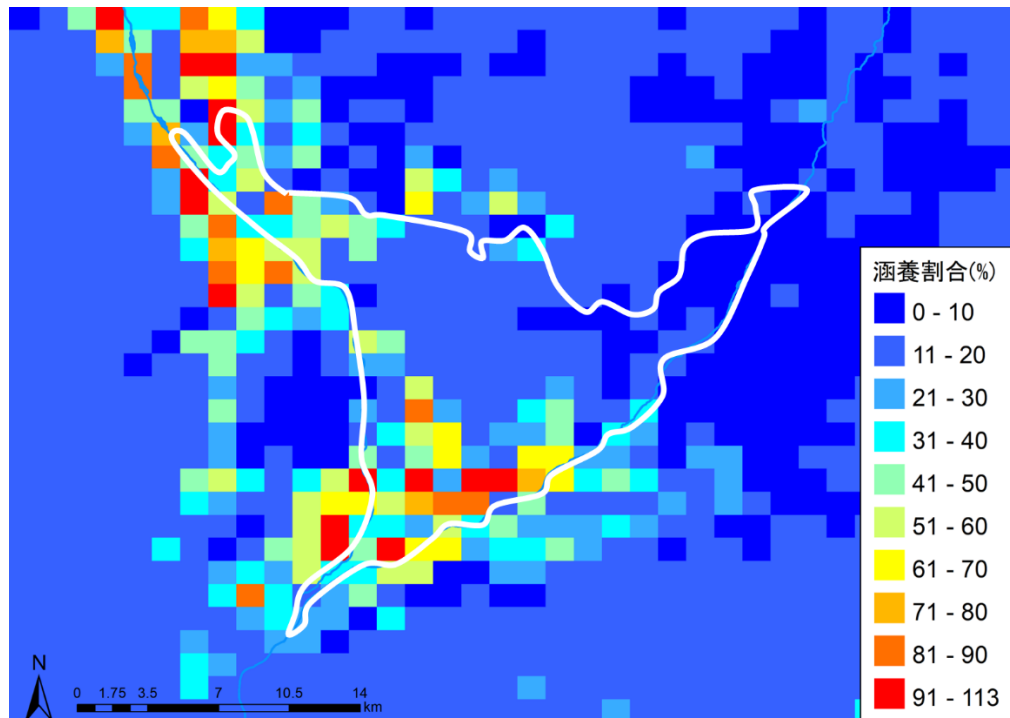


図-20 2006～2020 年の期間における山梨県内の年平均涵養割合の空間分布
(白枠線：地下水解析領域)

表-3 大規模採取者による地下水採取量と揚水設備数の経年変化 (山梨県, 2025)

年度	中北		峡東		峡南		富東	
	年間揚水量 (m ³ /年)	報告揚水設備 の数(本)	年間揚水量 (m ³ /年)	報告揚水設備 の数(本)	年間揚水量 (m ³ /年)	報告揚水設備 の数(本)	年間揚水量 (m ³ /年)	報告揚水設備 の数(本)
2013	34807956	215	12561796	106	7177059	61	27936554	132
2014	33554889	211	12791985	106	7767875	61	26098866	124
2015	32397910	232	13077218	86	6218902	37	27735624	130
2016	33574443	239	11844498	82	5533091	40	27703313	128
2017	33341127	247	11958150	100	7519604	49	28889342	150
2018	33019724	238	11700042	103	8071182	60	30422142	170
2019	32249856	242	11480214	106	8083876	61	30904625	174
2020	31690921	246	11434206	106	8664697	61	30627241	175
2021	33770904	249	11058093	106	8671842	61	30937959	179
2022	31934210	257	11275378	107	8845301	61	29713010	184
2023	32211271	266	10658857	104	8526905	61	31776944	185

(中北：甲府市，韮崎市，南アルプス市，北杜市，甲斐市，中央市，昭和町；峡東：山梨市，笛吹市，甲州市；峡南：市川三郷町，早川町，身延町，南部町，富士川町；富東：富士吉田市，都留市，大月市，上野原市，道志村，西桂町，忍野村，山中湖村，鳴沢村，富士河口湖町，小菅村，丹波山村)

3.4 地下水モデルの妥当性評価

表-4 は非線形最適化法の一つである Gauss Marquardt Levenberg 法を用いて同定した透水係数の推定結果である．地下水理パラメータの最適化は柱状図データおよび地下水位の観測データが存在する竜王 2 号地点を対象に実施した．本解析における地下水理パラメータの最適化は，前述の水循環モデルと同様に，2006～2009 年の期間を対象に実施した．2006～2007 年は地下水モデルの助走期間とし，2008 以降のデータを用いて妥当性評価を実施した．

既往研究 (東京通商産業局総務部開発業務課，1977)によれば，甲府盆地の透水係数は上部礫層が $1 \sim 0.001 \text{ cm/s}$ ，基盤は $0.001 \sim 0.0001$ の範囲と報告されている．これと比較すると，本研究で同定された透水係数のうち，上部礫層は観測値よりもやや過大評価であり，基盤についてはやや過小評価となっている．しながら，最適化により得られた透水係数は妥当な範囲にあり，これを用いて地下水解析を実施した．

図-21 は 2008～2009 年までの竜王 2 号における観測値 (点線)と解析値 (実線)の時系列変化である．両者を比較すると，解析値は，日変動のような微小な変化

に対する再現性には乏しいものの、夏季に見られる地下水位の上昇といった季節変化は概ね再現できている。図-22 は 2008～2009 年までの竜王 2 号における観測値と解析値の関係である。両者の相関係数は、0.53 であり、解析結果は観測データの傾向を概ね適切に捉えていることがわかる。

図-23 は甲府盆地における地下水位等高線の解析値である。青線は 2009 年 11 月 1 日時点の解析値に基づく等高線、赤線は 1977 年 11 月に観測された地下水位に基づく等高線を追記した (東京通商産業局総務部開発業務課, 1977)。2009 年の地下水位等高線は、解析値に対して Kriging 法を用いて内挿補間を行い、それに基づいて作成したものである。以下に、Kriging 法の概要を簡単に示す。

自然現象の観測で得られるデータは離散的であることが多く、空間的に均一なデータを得ることが困難である。そのため、離散的な解析データから、空間的な環境状況を把握するために、様々な内挿補間法が提案されている。例えば、観測データから空間分布を推定する方法 (松岡・内藤, 1984 ; 塩出, 2004 ; Azpuru a and Ramos, 2010 ; 平岡・力丸, 2017), 観測データから三次元データを推定する方法 (Agullar et al., 2005 ; 椿ら, 2007 ; 本多ら, 2010 ; Suiyuan and Junfeng, 2012), 連続データから時空間分布を推定する方法 (Kuragano and Kamachi, 2000 ; Douaik et al., 2004 ; 平岡ら, 2019 ; 平岡ら, 2021)などがある。

Kriging 法は解析点と内挿補間点の距離に限らず、解析点の近似モデルと内挿点周辺の観測値の空間的關係によって内挿する手法である。Kriging 法に先立って、解析メッシュの解析値からセミバリオグラムを推定する。セミバリオグラムは次式の通りである。

$$\hat{\gamma} = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n \{Z(x_i) - Z(x_i + h)\}^2 \quad (11)$$

ここで、 $Z(x_i)$ は i 番目の位置における地下水位の解析値、 n は距離 h で隔てられたメッシュ数のペア数、 h はメッシュ間隔である。Kriging 法の内挿におけ

る最適の重みは式-12 によって算出されたセミバリオグラムを利用する．Kriging 法は補間点に対する補間値を求める際，その周辺の n 個の観測値の重み付き移動平均を利用する．Kriging 法は次式の通りである．

$$Z(S_o) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(x_i) \quad (12)$$

ここで， λ_i は加重パラメータ， S_o は補間点の位置， N はメッシュ数である．

図-23 より，1977 年 11 月における地下水位等高線と地下水流跡線を比較した結果，解析値は 250，260 m 等高線付近において地下水位をやや過小評価しているものの，地下水の流動方向については概ね再現ができています．

表-4 非線形最適化法の一つである Gauss Marquardt Levenberg 法を用いて同定した透水係数の推定結果

Layer	透水係数 (cm/s)		
	K_x	K_y	K_z
上層部礫層	7.94	0.004	0.04
中部礫層	0.001	0.001	0.001
黒富士火砕流	0.0001	0.0001	0.0001
水ヶ森火山岩	0.000001	0.000001	0.000001

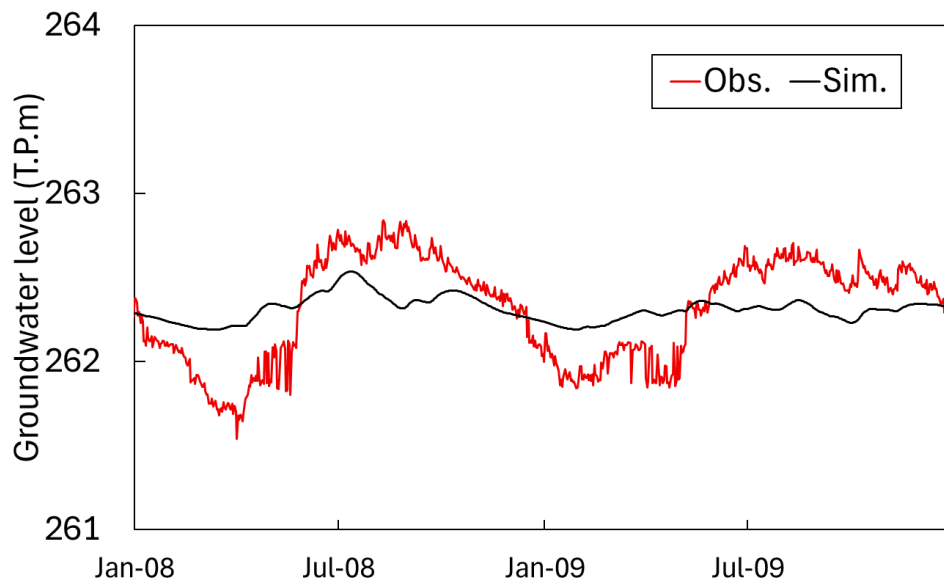


図-21 2008～2009 年までの竜王 2 号における観測値 (点線)と解析値 (実線)の時系列変化

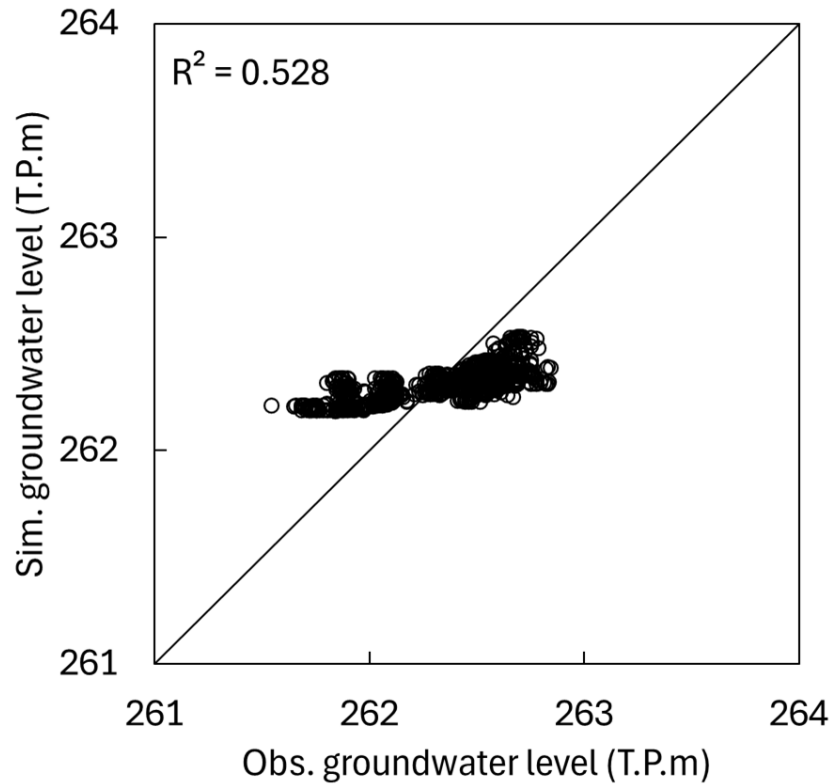


図-22 2007～2009 年までの竜王 2 号における観測値と解析値の関係

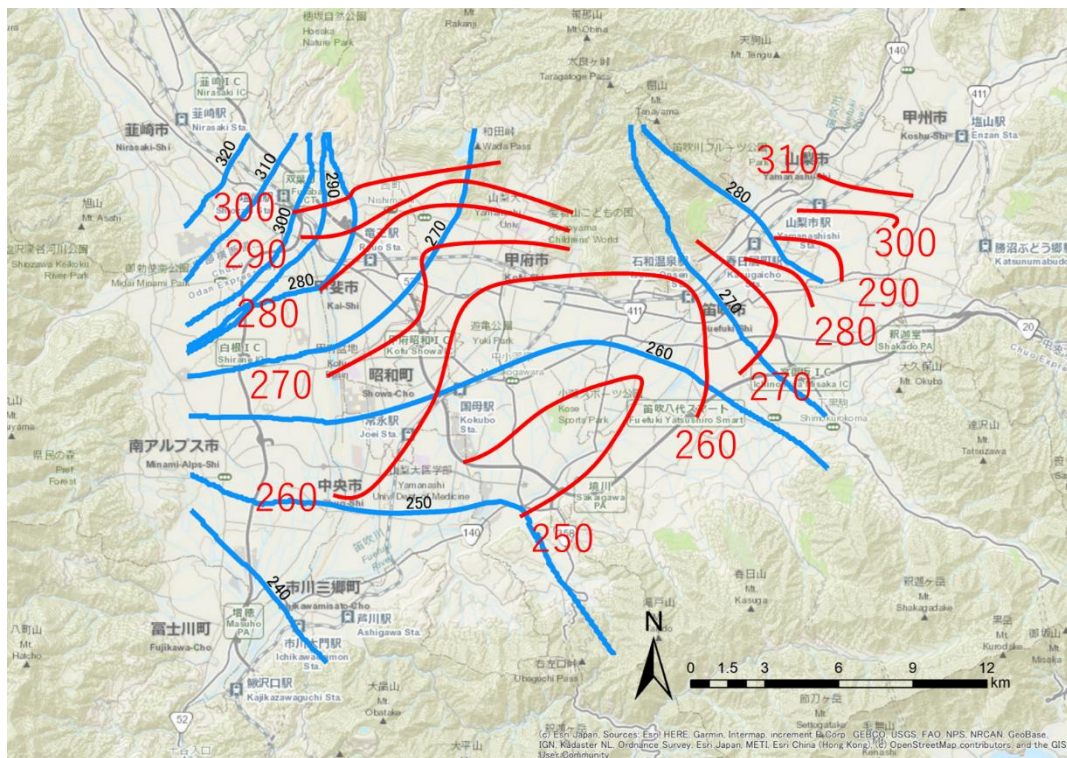


図-23 甲府盆地における地下水位等高線の解析値 (青線は 2009 年 11 月 1 日時点の解析値に基づく等高線，赤線は 1977 年 11 月に観測された地下水位に基づく等高線)

4. 将来予測結果

4.1 気象データの将来予測結果

4.1.1 降水量

図-24 は 5 つの GCM における日降水量の頻度分布である。その結果，Historical, ssp1-2.6, ssp2-4.5, ssp5-8.5 の各シナリオ間で顕著な違いは認められなかった。また，1 日あたり 50 mm および 100 mm を超える降水の発生頻度は，いずれのシナリオにおいてもそれぞれ約 0.8 %，0.1 %であり，大きな変化は見られなかった。これにより，極端降水の降水強度や頻度の増加傾向も確認されなかった。以上の結果から，甲府盆地においては将来の気候変動による強降水の強度上昇が地下水環境に及ぼす影響は限定的であると推察される。

図-25 は 5 つの GCM による 20 世紀末 (1981~2000 年), 21 世紀中頃 (2031~2050 年), 21 世紀末 (2081~2100 年)における月降水量の時系列変化である。本図に示された月降水量は, 各期間における 5 つの GCM の平均値を示している。7 月, 11 月, 12 月においては, 20 世紀末の降水量の方が高いシナリオや期間も一部に見られるが, 概ね将来の月降水量は増加傾向を示している。特に, 6 月, 8 月の降水量増加が顕著であり, シナリオおよび期間によって増加量には差があるものの, 6 月では最大で 44 mm, 8 月では 47 mm の増加が確認された。一方で, 月降水量の季節変化は, 全てのシナリオ, 期間において一致しており, 梅雨や秋雨前線, 台風の時期に月降水量が増加する傾向が認められた。

図-26 は 5 つの GCM における 1900~20100 年までの年間降水量の経年変化である。年間降水量は 501~2274 mm の範囲で推移しており, 平均値は Historical で 1192 mm, ssp1-2.6 シナリオで 1301 mm, ssp2-4.5 シナリオで 1280 mm, ssp5-8.5 シナリオで 1288 mm である。このことから, 将来にわたる年間降水量は横ばいもしくは微増傾向であると読み取れる。

図-27 は IPSL-CM6A-LR モデルを用いた ssp1-2.6, ssp2-4.5, ssp5-8.5 シナリオにおける 1900~2100 年までの日降水量について, Mann-Kendall 検定を用いてトレンド検定した結果である。ssp1-2.6 シナリオでは, 甲府盆地全域で 1 %有意に増加傾向が認められ, さらに山間部の一部では 0.1 %有意に増加傾向が示された。ssp2-4.5 シナリオは ssp1-2.6 シナリオと同様の分布傾向を示すが, 有意な増加傾向を示す地域は, 盆地中央部にやや収束している。一方, ssp5-8.5 シナリオでは, 甲府盆地全域で 0.1 %有意に増加傾向が確認された。特に, 地下水の涵養源と推定される釜無川上流部においても全域で 0.1 %有意な増加傾向がみられ, 将来的には, 降水量が増加すると考えられる。

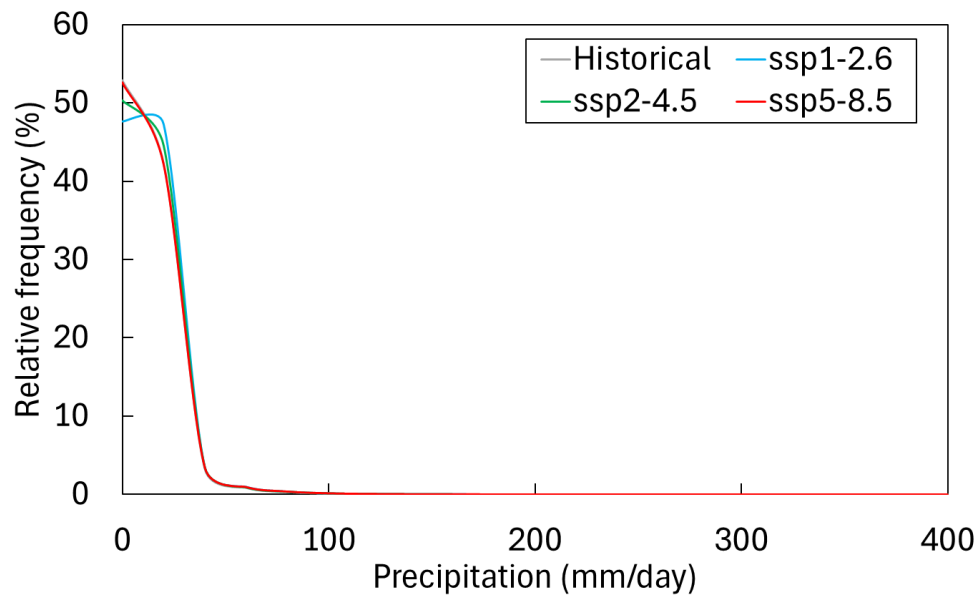


図-24 5つのGCMにおける日降水量の頻度分布

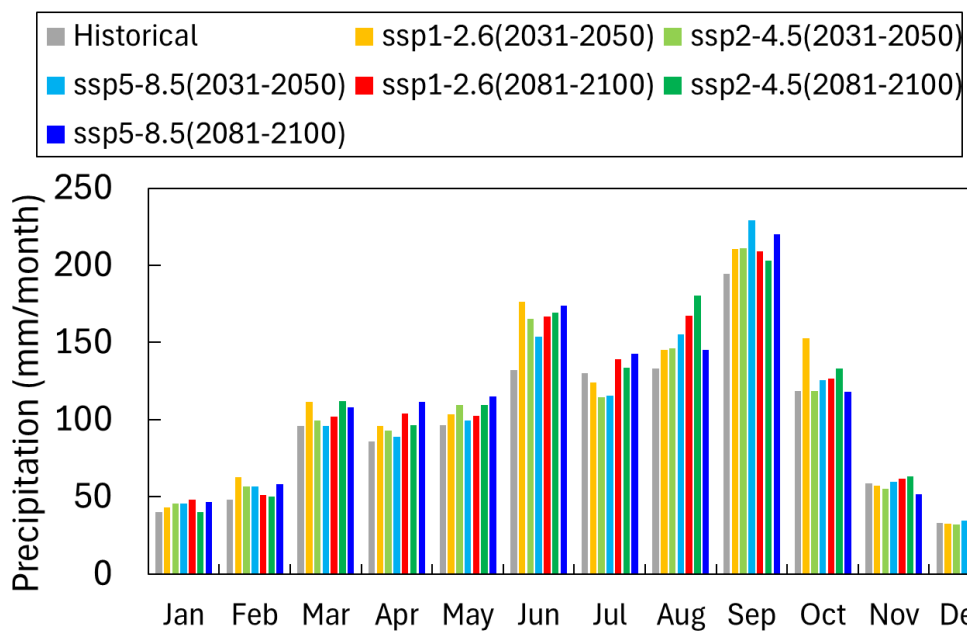


図-25 5つのGCMによる20世紀末(1981～2000年), 21世紀中頃(2031～2050年), 21世紀末(2081～2100年)における月降水量の時系列変化(本図に示された月降水量: 各期間における5つのGCMの平均値)

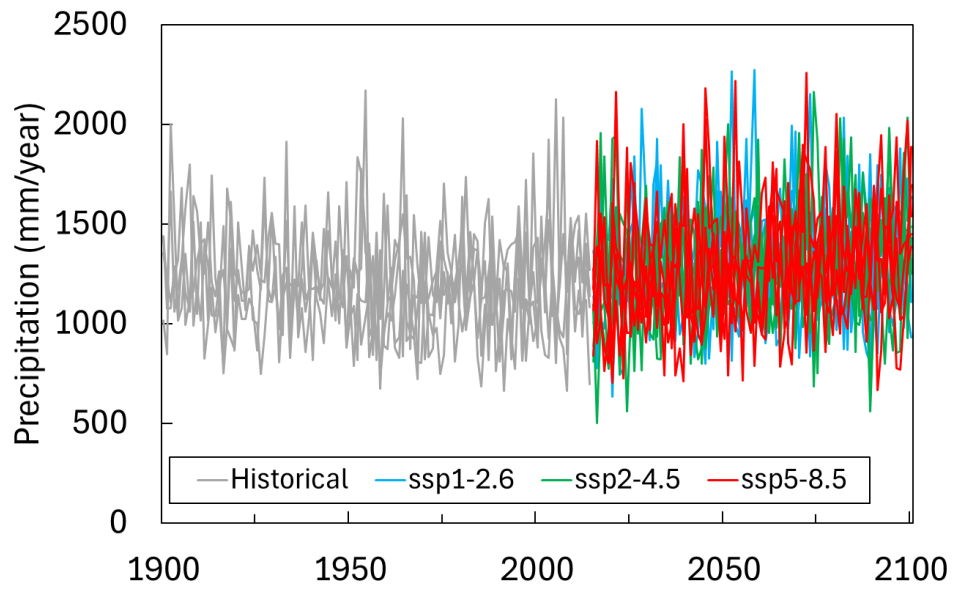


図-26 5つのGCMにおける1900～20100年までの年間降水量の経年変化

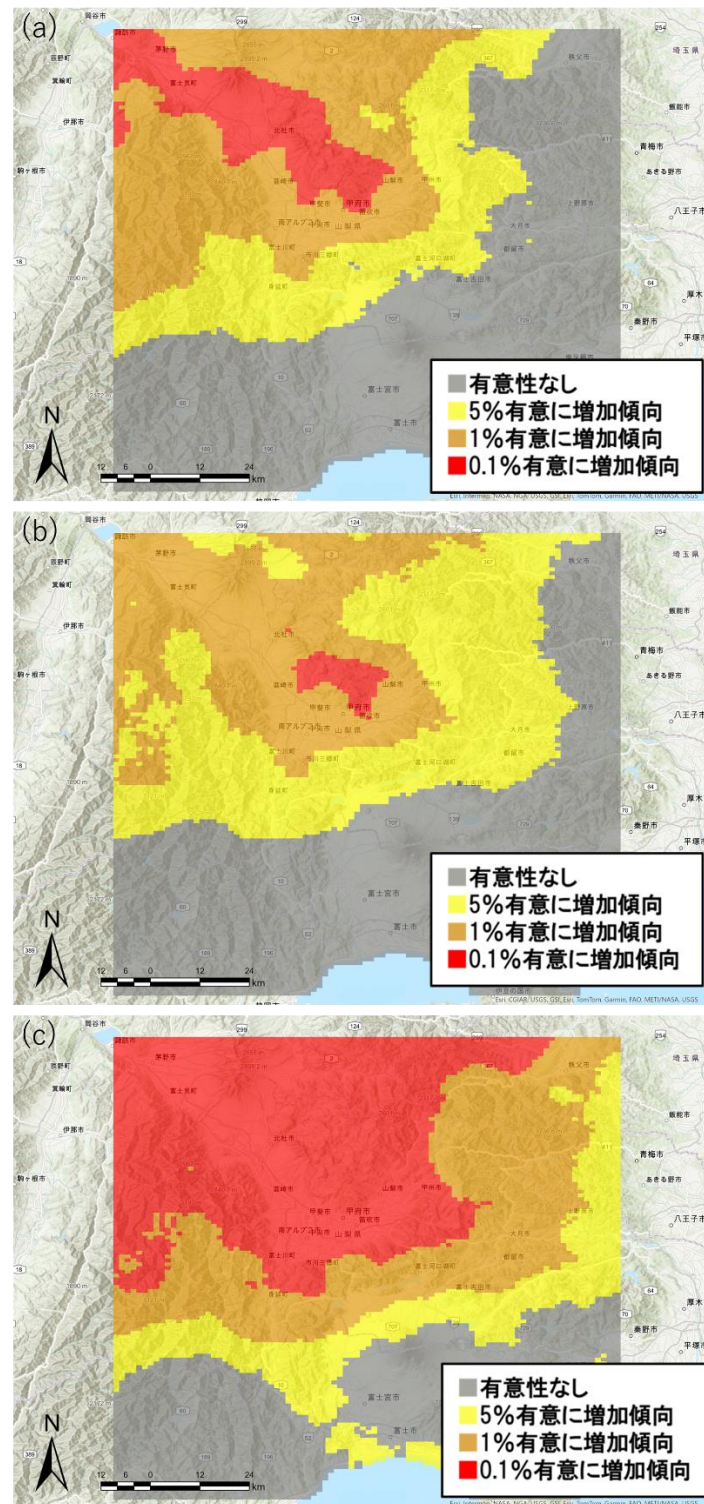


図-27 IPSL-CM6A-LR モデルを用いた ssp1-2.6 (a), ssp2-4.5 (b), ssp5-8.5 (c)
 シナリオにおける 1900～2100 年までの日降水量の Mann-Kendall 検定結
 果

4.1.2 気温

図-28 は甲府盆地における 20 世紀末 (1981～2000 年), 21 世紀中頃 (2031～2050 年), 21 世紀末 (2081～2100 年)の日平均気温の時系列変化である。本図では, 21 世紀中頃と 21 世紀末のデータに関して ssp1-2.6, ssp2-4.5, ssp8-5.8 の 3 つのシナリオに基づく結果を記載している。また, 図中の点線はそれぞれの期間およびシナリオに対応する 20 年間の平均気温を示す。気温は夏季に上昇し, 冬季に減少する季節変化を示しており, この季節変化はすべての期間, シナリオにおいて一致している。しかし, 全てのシナリオにおいて 21 世紀末には 20 世紀末と比較して, 気温が上昇していることが確認された。図-29 は 5 つの GCM における 1900～2100 年までの年平均気温の経年変化である。年平均気温は全てのシナリオにおいて, 一貫して増加傾向を示している。特に, ssp5-8.5 では, 他のシナリオと異なり, 2050 年以降に急激な年平均気温の上昇が見られ, 20 世紀末 (1981～2000 年)の年平均気温と比較して, 2100 年には約 5.7 °C の上昇が予測される。このように, 気温は気候変動の影響を強く受けており, 降水形態の変化などを引き起こす可能性がある。そのため, 甲府盆地の水循環に与える影響は非常に大きいと考えられる。

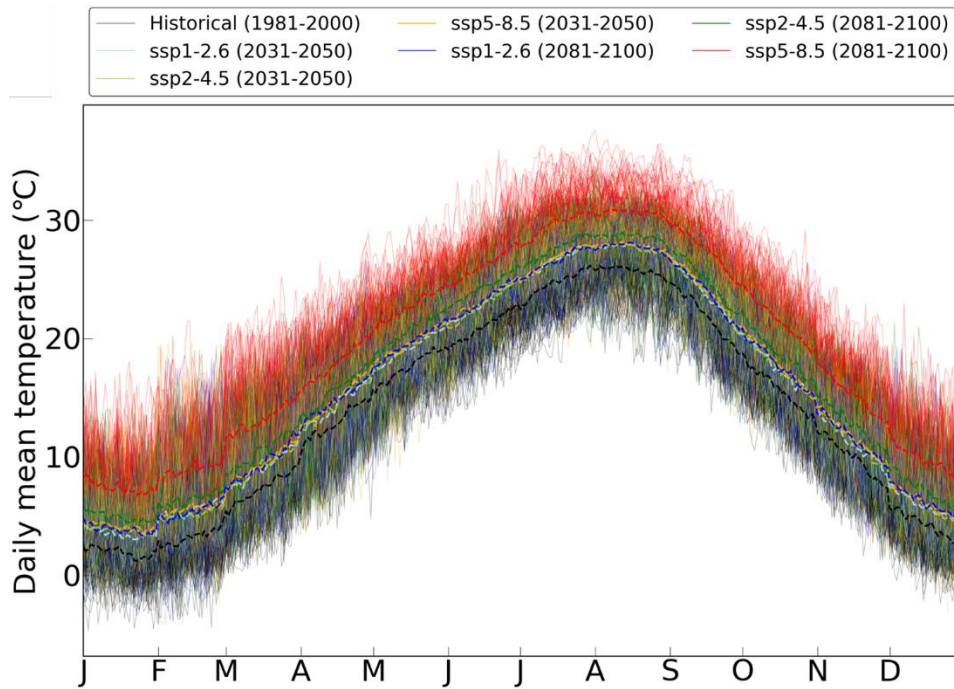


図-28 甲府盆地における 20 世紀末 (1981～2000 年), 21 世紀中頃 (2031～2050 年), 21 世紀末 (2081～2100 年)の日平均気温の時系列変化 (点線は各期間, シナリオの 20 年間の平均気温)

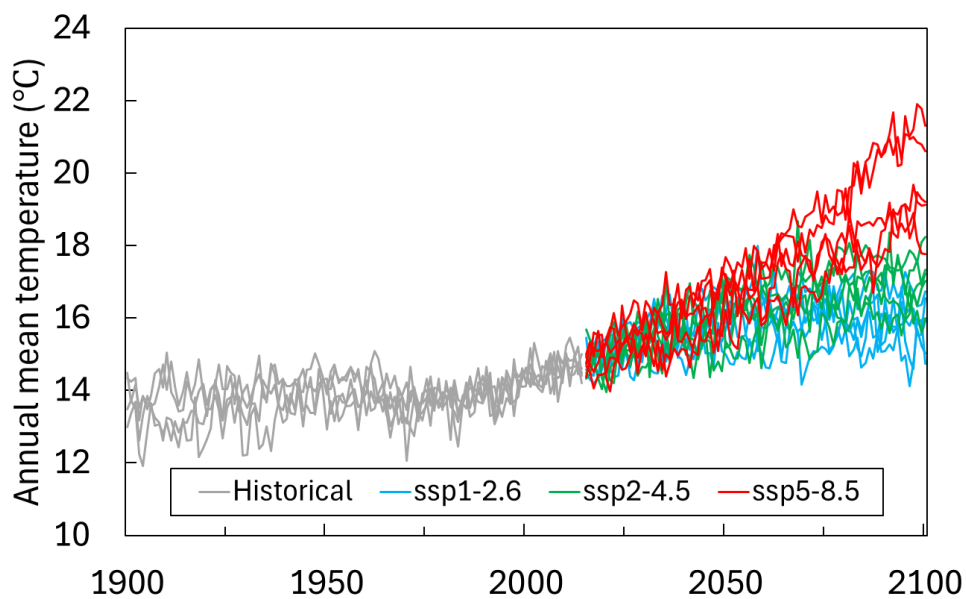


図-29 5 つの GCM における 1900～2100 年までの年平均気温の経年変化

4.1.3 全天日射量

図-30 は甲府盆地における 20 世紀末 (1981~2000 年), 21 世紀中頃 (2031~2050 年), 21 世紀末 (2081~2100 年)の全天日射量の 30 日移動平均値である。本図では, 21 世紀中頃と 21 世紀末のデータに関して ssp1-2.6, ssp2-4.5, ssp8-5.8 の 3 つのシナリオに基づく結果を記載している。また, 図中の点線はそれぞれの期間およびシナリオに対応する 20 年間の 30 日移動平均値の平均全天日射量を示す。全天日射量は夏季に上昇し, 冬季に減少する季節変化がある。全ての期間およびシナリオにおいて, 同様な季節変化が見られた。また, 図-31 は 5 つの GCM における 1900~2100 年までの年平均全天日射量の経年変化である。全天日射量はシナリオ毎に年変動が見られるものの, 全体として顕著な増減を示さず, 概ね横ばい傾向にある。このことから, 全天日射量は気候変動による影響が少ないと考えられる。

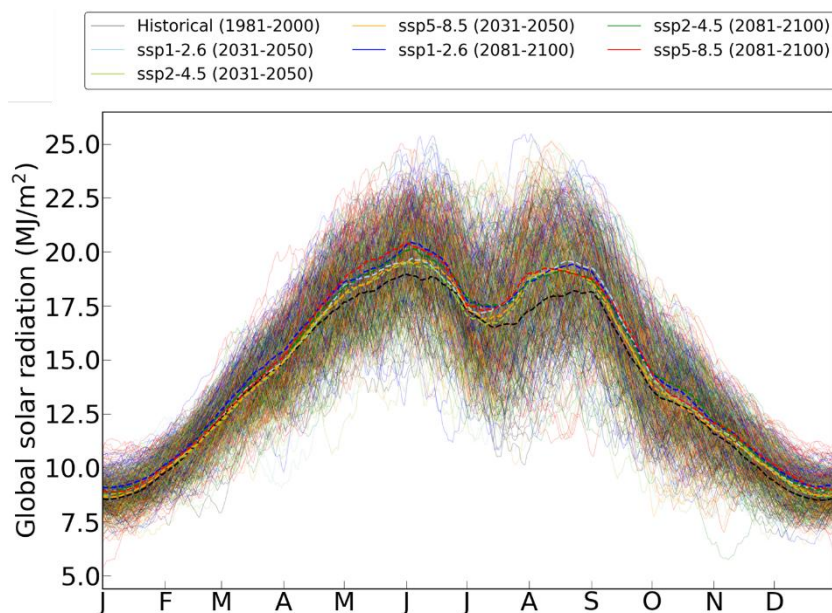


図-30 甲府盆地における 20 世紀末 (1981~2000 年), 21 世紀中頃 (2031~2050 年), 21 世紀末 (2081~2100 年)の全天日射量の 30 日移動平均値 (点線は各期間, シナリオの 20 年間の 30 日移動平均値の平均全天日射量)

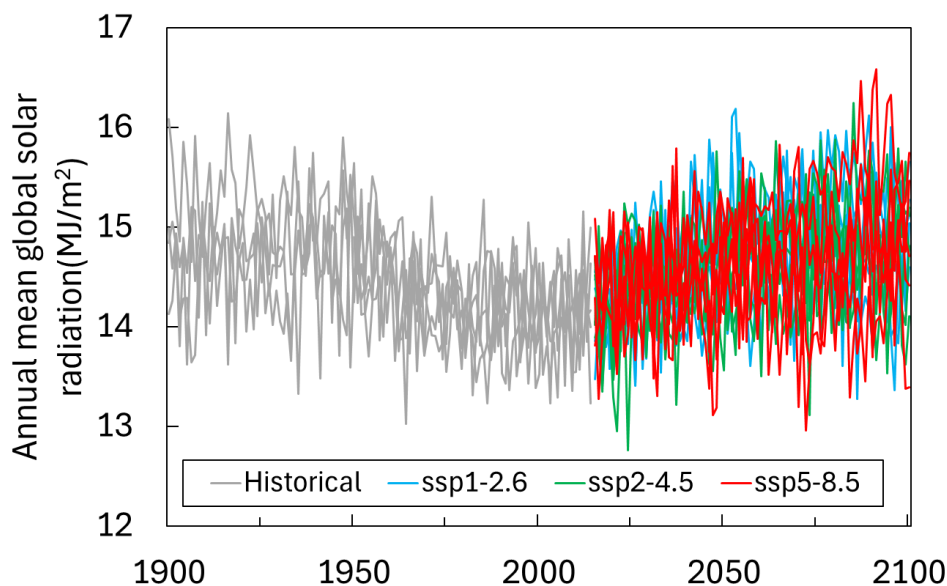


図-31 5つのGCMにおける1900～2100年までの年平均全天日射量の経年変化

4.1.4 積雪水量

図-32は富士橋流域(釜無川と笛吹川の合流地点)における20世紀末(1981～2000年)、21世紀中頃(2031～2050年)、21世紀末(2081～2100年)の積雪水量の時系列変化である。本図では、21世紀中頃と21世紀末のデータに関してssp1-2.6, ssp2-4.5, ssp8-5.8の3つのシナリオに基づく結果を記載している。20年間の平均積雪水量に着目すると、21世紀中頃では、全てのシナリオにおいて20世紀末と比較して約7.7 mmの減少が見られ、シナリオ間で大きな差異は認められなかった。一方、21世紀末では、シナリオ毎に減少量に差異が見られ、ssp1-2.6においては、21世紀中頃と同程度の約7.3 mmの減少にとどまったのに対し、ssp2-4.5では、約11 mm, ssp5-8.5では約18 mmの減少が確認された。特にssp2-4.5とssp5-8.5では、気温の上昇に伴う降水形態の変化により、降雪が降雨へと変化し、冬季の山間部における積雪貯留量が大幅に減少する可能性が示唆された。

表-5は富士橋流域における20世紀末(1981～2000年)、21世紀中頃(2031～

2050 年), 21 世紀末 (2081~2100 年)の消雪時期の一覧である。21 世紀中頃はすべてのシナリオにおいて消雪時期が 20 世紀末と比較して概ね 15 日前後早まっており, シナリオ間の差異は小さい。一方, 21 世紀末では, ssp1-2.6 シナリオでは 21 世紀中頃とほぼ同程度の変化であり, 20 世紀末と比較して 18 日の早期化が認められた。ssp2-4.5 シナリオでは 1 週間, ssp5-8.5 シナリオでは 26 日の早期化が見られ, 高放射強制力シナリオほど消雪時期の早期化が顕著となる傾向が明らかになった。

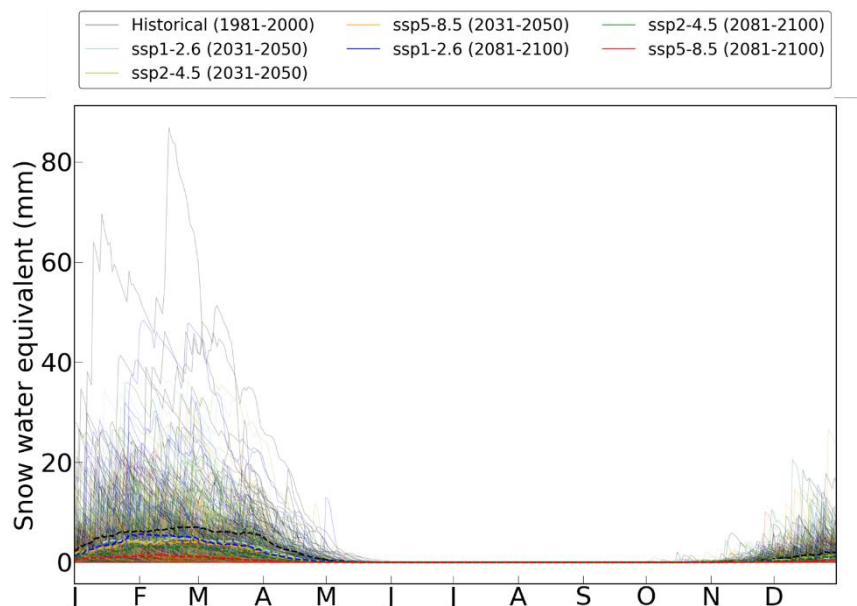


図-32 甲府盆地における 20 世紀末 (1981~2000 年), 21 世紀中頃 (2031~2050 年), 21 世紀末 (2081~2100 年)の積雪水量の時系列変化

表-5 富士橋流域における 20 世紀末 (1981～2000 年), 21 世紀中頃 (2031～2050 年), 21 世紀末 (2081～2100 年)の消雪時期の一覧

シナリオ	期間	消雪時期
Historical	1981-2000	6月7日
ssp1-2.6	2031-2050	5月24日
	2081-2100	5月20日
ssp2-4.5	2031-2050	5月22日
	2081-2100	5月16日
ssp5-8.5	2031-2050	5月21日
	2081-2100	5月12日

4.2 水循環の将来予測結果

4.2.1 河川流量

図-33 は船山橋における 20 世紀末 (1981～2000 年), 21 世紀中頃 (2031～2050 年), 21 世紀末 (2081～2100 年)の河川流量の時系列変化である。20 世紀末における 20 年間平均の流量は, 春季から夏季にかけて増加し, 7 月にピークを迎える。その後, 8 月には一旦減少し, 9～10 月にかけて秋雨前線や台風の影響により再び流量のピークが観測される。将来予測によれば, 21 世紀中頃, 21 世紀末においても, おおよそその季節変化の傾向には大きな変化は見られないものの, 1～5 月には河川流量の微増傾向が示された。また, 6 月には河川流量が顕著に増加する予測結果が得られた。1～5 月の河川流量の増加は, 20 世紀末には積雪として山間部に一時的に貯留されていた水資源が, 気候変動の影響により降雪から降雨へと降雨形態が変化し, 直接流下することで増加したと考えられる。図-25 より, 6 月の降水量は 20 世紀末と比較して, いずれのシナリオ, 期間においても増加しており, この降水量の増加が河川流量の増加を引き起こした要因であると推察される。図-34 は船山橋における 20 世紀末 (1981～2000 年), 21 世紀中頃 (2031～2050 年), 21 世紀末 (2081～2100 年)の河川流量の流況曲線であ

る。将来予測結果においては、平水流量、低水流量に大きな変化は見られないが、豊水流量及び渇水流量には大幅な増加傾向が認められた。特に、渇水流量の増加については、気候変動による積雪水量の減少に起因する冬季の渇水流量の上昇が一因と考えられる。

図-35 は桃林橋における 20 世紀末 (1981～2000 年), 21 世紀中頃 (2031～2050 年), 21 世紀末 (2081～2100 年)の河川流量の時系列変化である。図-36 は桃林橋における 20 世紀末 (1981～2000 年), 21 世紀中頃 (2031～2050 年), 21 世紀末 (2081～2100 年)の河川流量の流況曲線である。笛吹川の桃林橋においても、河川流量は、釜無川の船山橋と同様な変化であった。また、豊平低渇も同様な結果であり、平水流量、低水流量は概ね変化がなく、豊水流量及び渇水流量で増加傾向が得られた。

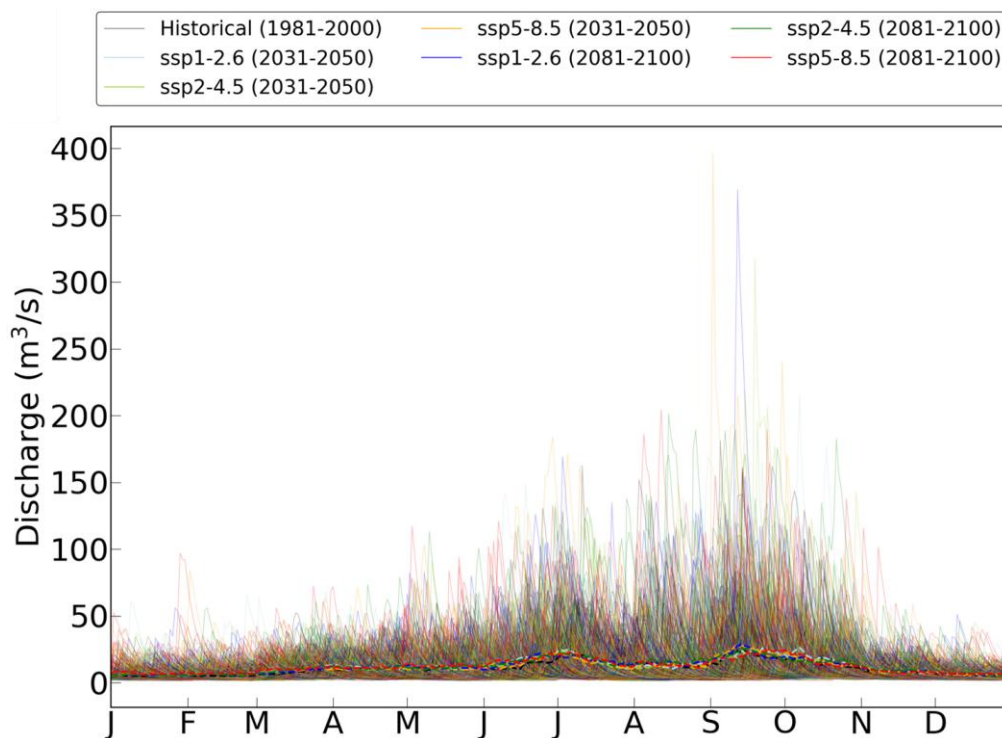


図-33 船山橋における 20 世紀末 (1981～2000 年), 21 世紀中頃 (2031～2050 年), 21 世紀末 (2081～2100 年)の河川流量の時系列変化

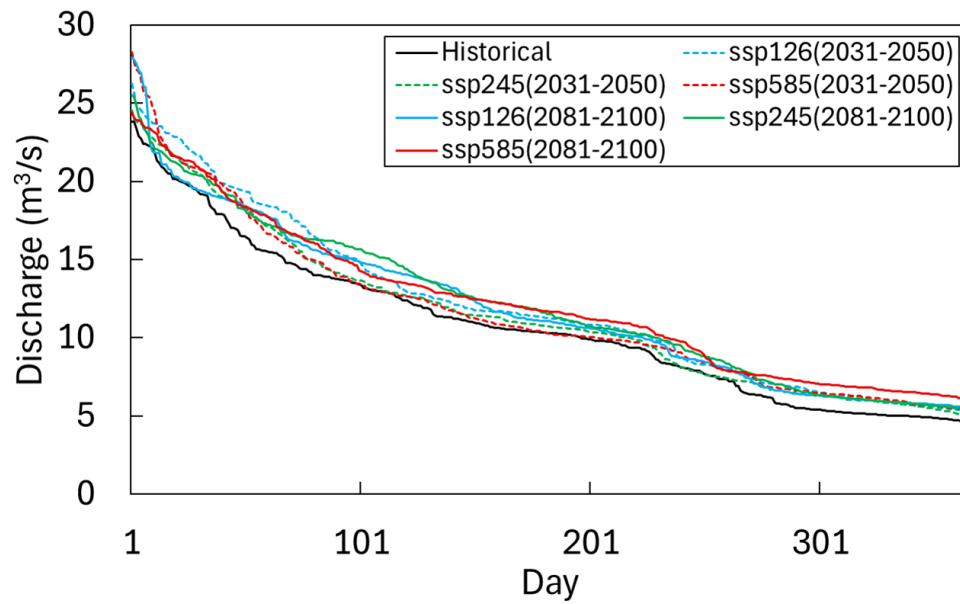


図-34 船山橋における 20 世紀末 (1981～2000 年), 21 世紀中頃 (2031～2050 年), 21 世紀末 (2081～2100 年)の河川流量の流況曲線

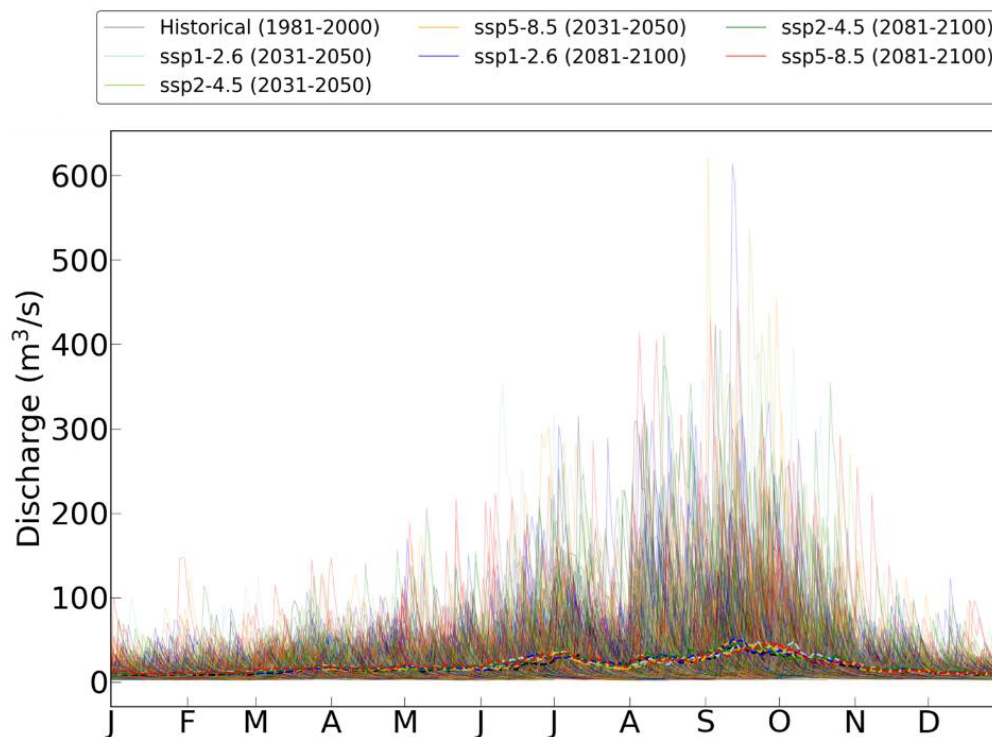


図-35 桃林橋における 20 世紀末 (1981～2000 年), 21 世紀中頃 (2031～2050 年), 21 世紀末 (2081～2100 年)の河川流量の時系列変化

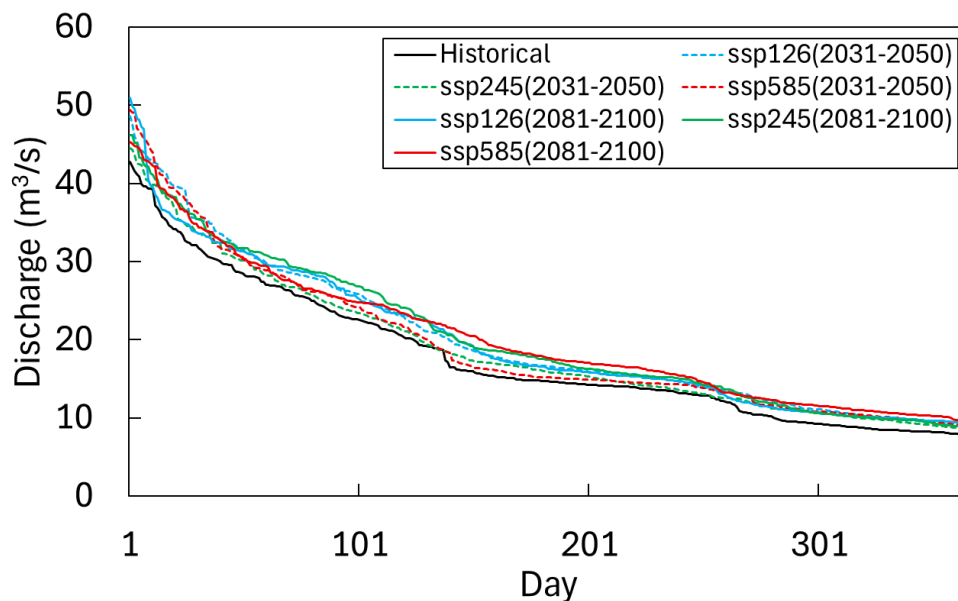


図-36 桃林橋における 20 世紀末 (1981～2000 年), 21 世紀中頃 (2031～2050 年), 21 世紀末 (2081～2100 年)の河川流量の流況曲線

4.2.2 地下浸透量

図-37 は地下水解析領域における 20 世紀末 (1981～2000 年), 21 世紀中頃 (2031～2050 年), 21 世紀末 (2081～2100 年)の地下浸透量の時系列変化である。全ての期間および気候シナリオにおいて、水田に水が貼られる 5～9 月に地下浸透量が増加し、冬季に減少する明瞭な季節変化がある。各シナリオ間で地下浸透量には一定のバラつきが見られるものの、年間を通して 20 世紀末に比べ地下浸透量は増加している。20 年間平均の変化量を示すと、ssp126 では 21 世紀中頃, 21 世紀末にそれぞれ約 11.5 mm, 約 9.5 mm, ssp245 では約 4.8 mm, 約 10.4 mm, ssp585 では、約 5.9 mm, 約 10.2 mm の増加が見られた。

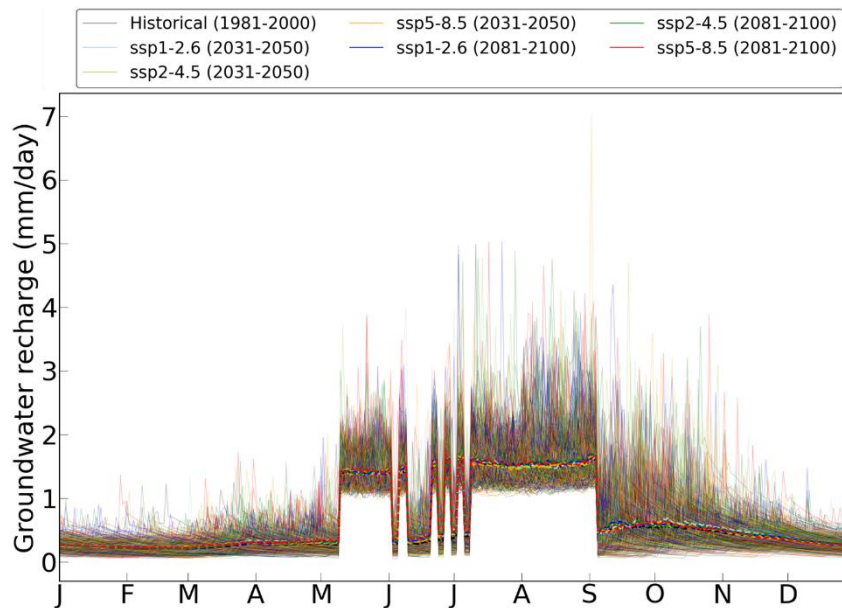


図-37 地下水解析における 20 世紀末 (1981～2000 年), 21 世紀中頃 (2031～2050 年), 21 世紀末 (2081～2100 年)の地下浸透量の時系列変化

4.3 地下水の将来予測結果

図-38 は石和 2 号, 田富, 竜王 2 号における 20 世紀末 (1992～2000 年), 21 世紀中頃 (2042～2050 年), 21 世紀末 (2092～2100 年)の地下水位の時系列変化である。甲府 1 号, 甲府 2 号, 甲府南は季節変化の再現性が低いため, 本図には示していない。将来予測の結果, 河川流量と同様に季節変化は概ね一致しており, 1～5 月にかけて微増傾向, 特に 6 月には地下水位の上昇が見られた。石和 2 号, 田富, 竜王 2 号は河川近傍に位置しており, 気候変動に伴う河川流量の変化の影響を顕著に受けていると考えられる。年平均地下水位は, 20 世紀末, 21 世紀中頃 (ssp5-8.5), 21 世紀末 (ssp5-8.5)において, 石和 2 号がそれぞれ 261.7 m, 261.7cm, 261.8cm, 田富が 252.0 m, 252.0 m, 252.1 m, 竜王 2 号が 262.2 m, 262.2 m, 262.3 m であり, いずれの観測点でも 21 世紀末には, 20 世紀末と比較して約 0.1 m の地下水位が上昇傾向であることが分かった。

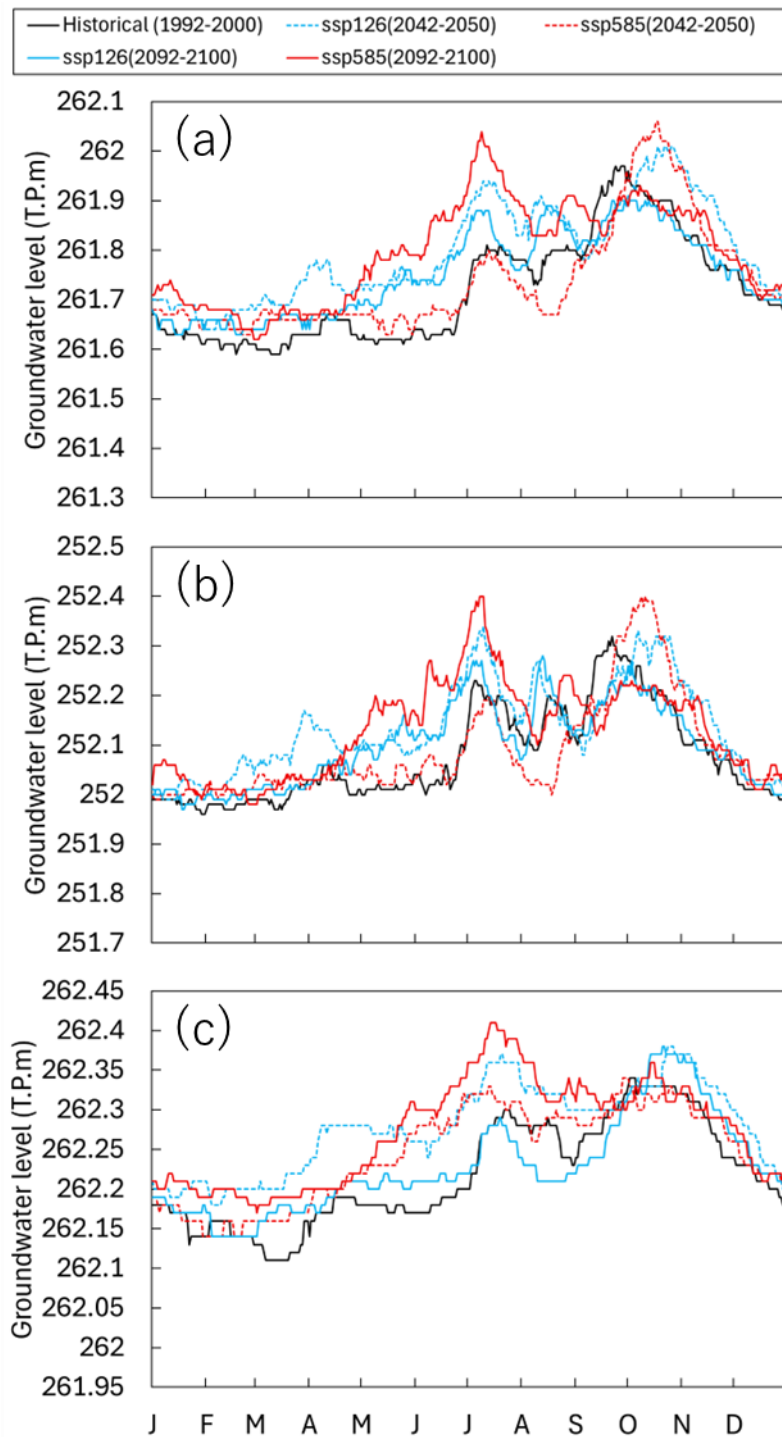


図-38 石和 2 号 (a), 田富 (b), 竜王 2 号 (c)における 20 世紀末 (1992～2000 年), 21 世紀中頃 (2042～2050 年), 21 世紀末 (2092～2100 年)の地下水位の時系列変化

5. 甲府盆地における持続可能な地下水利用量の検討

甲府盆地においては、現在のところ地下水障害は報告されていない。しかし、地下水障害は一般に沖積層が厚く堆積している地質条件下で発生しやすいとされており、本県においては甲府盆地の中央部から南部の地域が該当する。実際に、過去には昭和 40 年代に建設省国土地理院が実施した一級水準測量において、石和地域では、年平均 20 mm の地盤沈下が確認された。以上を踏まえ、本研究では、昭和 40 年代の地下水位を基準水位と設定し、これを下回らない範囲の揚水量を地下水利用の上限と仮定した。さらに、当該基準水位を下回る地下水位を引き起こす揚水量の閾値を把握することを目的として、感度分析を適用し、適切な地下水揚水量を定量的に評価した。表-6 は感度分析において設定した揚水量の倍率である。解析期間は、21 世紀末 (2098~2100 年)、地点は過去に地盤沈下が生じた石和 2 号で実施した。

図-39 は石和 2 号における取水量別の地下水位の時系列変化である。本図には、昭和 40 年代の地下水位の基準値を赤線で示し、それを下回ると地下水障害 (地盤沈下) が生じる可能性があることを示す。感度分析の結果、揚水量が 800 倍の場合には冬季の一部時期で基準値を下回った。また、揚水量が 900 倍には冬季の大部分で基準値を下回る結果であった。一方、700 倍の揚水量では基準値を下回ることがなく、地下水障害が生じない範囲での利用が可能と判断された。さらに、全ての Case において、揚水よりも涵養量が上回っており、地下水の持続可能な利用が可能であることが示された。

表-6 感度分析において設定した揚水量の倍率

Case	倍率	揚水量(m ³ /day)		
		中北	峡東	峡南
Case0	観測値	2.9	2.2	2.7
Case1	100倍	290	220	270
Case2	200倍	580	440	540
Case3	300倍	870	660	810
Case4	400倍	1160	880	1080
Case5	500倍	1450	1100	1350
Case6	600倍	1740	1320	1620
Case7	700倍	2030	1540	1890
Case8	800倍	2320	1760	2160
Case9	900倍	2610	1980	2430

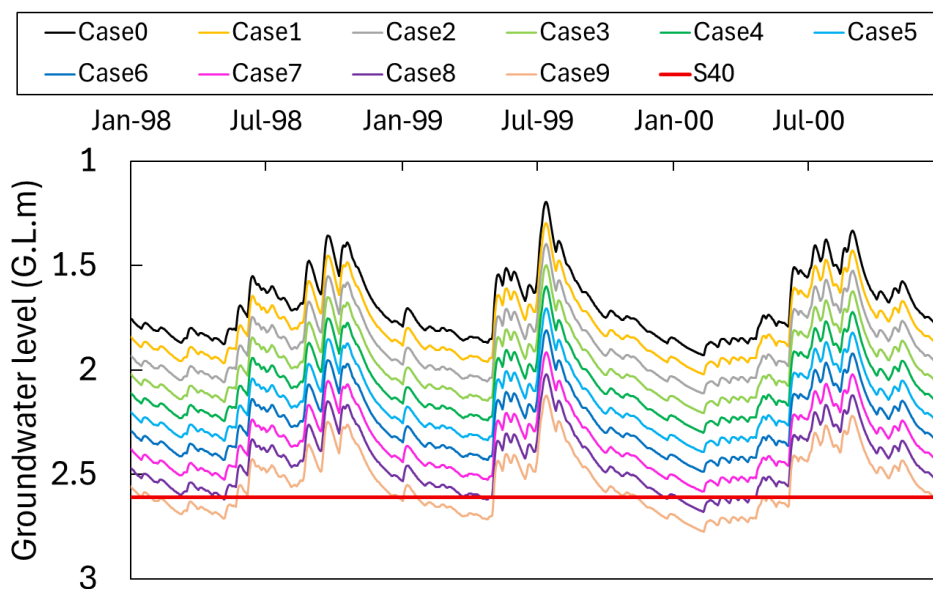


図-39 石和 2 号における取水量別の地下水位の時系列変化

6. まとめ

本研究の目的は、非定常 3 次元地下水流動モデルを用いて、甲府盆地における持続可能な地下水利用量を定量的に明らかにすることである。甲府盆地では地下水が重要な水資源であり、特に工業用水においてはその大部分を地下水に依存している。なかでもミネラルウォーター産業は全国シェアの約 40 %を占めており、持続可能な地下水利用は甲府盆地の社会・経済に大きな影響を及ぼすと考えられる。

近年、甲府盆地では、地下水位が上昇傾向にあり、現状ではさらなる地下水の利用が可能であると考えられる。しかし、過去の高度経済成長期には、全国的に過剰な地下水揚水に起因する地盤沈下や塩水化などの地下水障害が多発した経緯があり、無秩序な地下水利用は望ましくない。そこで、本研究では適切な地下水揚水量の検討を行った。そのための前提として、気候変動や社会的変化が地下水環境に与える影響し、地下水の俗的利用に向けた基礎的な知見を構築した。

7. 研究成果の発表・発信状況等

本申請に関する口頭発表は以下の通りである。

1. 永井晴也，松浦拓哉：笛吹川の河川水質の縦断分布特性，水文・水資源学会 2024 年度研究発表会要旨集，PS-2-11，2024. 【ポスター発表】
2. 永井晴也，松浦拓哉：多変量解析を用いた甲府盆地陸水の水質特性の解明，2024 年度日本水文科学会学術大会講演予稿集，P9, 2024. 【ポスター発表】
3. 小林秀平，松浦拓哉：気候変動が山梨県域の水資源量に与えた影響評価，2024 年度日本水文科学会学術大会講演予稿集，P10, 2024. 【ポスター発表】
4. 永井晴也，松浦拓哉：社会的変化が甲府盆地の地下水環境に与えた影響評価，Japan Geoscience Union Meeting 2025. (2025 年 5 月 30 日に千葉県千葉市幕張メッセにて発表) 【ポスター発表】

5. 奥山蓮, 永井晴也, 松浦拓哉: 甲府盆地における水素・酸素同位体比の空間分布, 2025 年度春季講演会. (2025 年 5 月 31 日に北里大学相模原キャンパス発表.) 【ポスター発表】

謝辞

本報告書の作成にあたっては、山梨県大気水質保全課、山梨県県土整備部治水課には地下水位、ダム流入量と放流量、降水量データのご提供を頂きました。また、山梨大学国際流域環境研究センターの中村高志准教授には、甲府盆地の地下水モデルに関してご助言を頂きました。ここに合わせて感謝の謝意を表します。

参考文献

- Aguilar FJ, Aguera F, Aguilar MA, Carvajal F.: Effects of terrain morphology, sampling density, and interpolation methods on grid DEM accuracy. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, Vol.71, No.7, pp.805-816, 2005. DOI: 10.14358/PERS.71.7.805.
- 農業用地下水研究グループ: 日本の地下水, 地球社, pp.305-311, 1986.
- 浅川一郎: 甲府盆地の液状化に関する資料, 山梨県立考古博物館・山梨県埋蔵文化財センター研究紀要, No.19, pp.159-166, 2003.
- Azpurua, M., Dos Ramos, K.D.: A comparison of spatial interpolation methods for estimation of average electromagnetic field magnitude, Progress In Electromagnetics Research M, Vol.14, pp.135-145, 2010. DOI: 10.2528/PIERM10083103.
- Chen Z., Grasby S.E., Osadetz K.G.: Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: an empirical model, Journal of Hydrology, Vol.260, No.1-4, pp.102-117, 2002. DOI: 10.1016/S0022-1694(01)00606-0.

- Christensen N.S., Wood A.W., Voisin N., Lettenmaier D.P., Palmer R.N.: The effects of climate change on the hydrology and water resources of the Colorado River basin, *Climatic Change*, Vol.62, No.1, pp.337–363, 2004. DOI: 10.1023/B:CLIM.0000013684.13621.1f.
- Douaik A, van Meirvenne M, Toth T, Serre M.: Space-time mapping of soil salinity using probabilistic bayesian maximum entropy, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* Vol.18, pp.219-227, 2004. DOI: 10.1007/s00477-004-0177-5.
- 平岡透, 中川啓, 野中尋史, 廣田雅春, 鈴木祥広: 土地利用情報を加えた時空間分析による地下水中の硝酸性窒素濃度の補間, *水文・水資源学会誌*, Vol.34, No.3, pp.181-191, 2021. DOI: 10.3178/jjshwr.34.181.
- 平岡透, 力丸厚: 逆フィルタを用いた DEM の補間, 写真測量とリモートセンシング, Vol.56, No.1, pp.14-17, 2017. DOI: 10.4287/jsprs.56.14.
- 平岡透, 豊満幸雄, 中川啓, 野中尋史, 廣田雅春, 鈴木祥広: 都城盆地における地下水の硝酸性窒素濃度の時空間分析による補間, *水文・水資源学会誌*, Vol.32, No.1, pp.23-34, 2019. DOI: 10.3178/jjshwr.32.23.
- 久富悠生, 中山大地, 松山洋: 武蔵野台地における浅層地下水位の長期変動解析および将来予測—MODFLOW を用いて—, *水文・水資源学会誌*, Vol.28, No.3, pp.109-123, 2015. DOI: 10.3178/jjshwr.28.109.
- 本多眞, 山本真哉, 櫻井英行, 鈴木誠, 真田祐幸, 杉田裕, 松井裕哉: 地球統計学的手法を用いた地下水水質分布の推定とその不確実性の評価, *土木学会論文集 C*, Vol.66, No.3, pp.609-624, 2010. DOI: 10.2208/jscejc.66.609.
- 猪越翔大, 五味高志, 邱滇瑋, 恩田裕一, 浅井和由: 災害時の分散型生活用水源確保に向けた山地流域の基底流量分布と流域地形特性, *水文・水資源学会誌*, Vol.37, No.4, pp.335-350, 2024. DOI: 10.3178/jjshwr.37.1840.

- 石崎紀子：CMIP6 をベースにした CDFDM 手法による日本域バイアス補正気候シナリオデータ (NIES2020), Ver.1.0. 国立環境研究所, 2021. DOI : 10.17595/20210501.001.
- Islam S.U., Dery S.J.; Future climate change impacts on snow and water resources of the Fraser River basin, British Columbia, Journal of Hydrometeorology, Vol.18, No.2, pp.473-496, 2017. DOI: 10.1175/JHM-D-16-0012.1.
- Ismanto, A., Hadibarata, T., Widada, S., Indrayanti, E., Ismunarti, H.D., Safinatun najah, N., Kusumastuti, W., Dwiningsih, Y., Alkahtani, J.: Groundwater contamination status in Malaysia: level of heavy metal, source, health impact, and remediation technologies, Bioprocess and Biosystems Engineering, Vol.46, pp.467-482, 2023. DOI: 10.2208/prohe.51.1201.
- Jyrkama M., Sykes J.F.: The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario), Journal of Hydrology, Vol.338, No.3-4, pp.237-250, 2007. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.02.036.
- 河西秀夫：地下水データの電算処理-山梨県甲府盆地の地下水データの統計処理一，情報地質，No.11, pp.25-38, 1986. DOI: 10.6010/geoinformatics1975.1986.11_25.
- 国分邦紀，土屋光圀：東京の地下水と水循環について，水文・水資源学会誌，Vol.16, No.3, pp.289-300, 2003. DOI: 10.3178/jjshwr.16.289.
- 近藤純正：湖面や海面の蒸発，天気，Vol.59, No.3, pp.487-490, 2012.
- 興水達司，内山高，嵯峨山積，八木公史，竹下欣宏：甲府盆地 500m ボーリングコアの地質年代と古環境，日本地質学会学術大会講演要旨，O-51, 2007. DOI: 10.14863/geosocabst.2007.0.166.0.
- Kuragano T, Kamachi M.: Global statistical space-time scales of oceanic variability

- ty estimated from the TOPEX/POSEIDON altimeter data, *Journal of Geophysical Research* Vol.105, No.C1, pp.955-974, 2000. DOI: 10.1029/1999JC900247.
- Marfai, M.A. and King, L.: Monitoring land subsidence in Semarang, Indonesia, *Environmental Geology*, Vol.53, No.3, pp.651-659, 2007. DOI: 10.1007/s00254-007-0680-3.
- 松岡譲, 内藤正明: 水質観測データの内挿補間による 2 次元分布推定手法について, *水質汚濁研究*, Vol.7, No.3, pp.182-190, 1984. DOI: 10.2965/jswe1978.7.182.
- 松浦拓哉: 甲府盆地における地下水位の長期変動特性の解明, *水文・水資源学会 / 日本水文科学会 2023 年度研究発表会要旨集*, pp.2-2-16, 2023. DOI: 10.11520/jshwr.36.0_370.
- 松浦拓哉, 手計太一, 富樫聡, 緒方陸: 分布型水収支モデルを用いた土地利用変化と気候変化が富山県域の水資源量に与えた影響評価, *土木学会論文集 B 1 (水工学)*, Vol.74, No.4, pp.I_37-I_42, 2018. DOI: 10.2208/jscejhe.74.I_37.
- McDonald, M.G., Harbaugh, A.W.: A Modular Three-dimensional Finite-difference Ground-water Flow Model, *USFS Techniques of Water Resource Investigations*, p.586, 1988.
- 一般社団法人日本ミネラルウォーター協会: 都道府県別生産数量の推移, <https://minekyo.net/publics/index/5/>, 2024. (最終閲覧日: 2024/4/30)
- 国土交通省: 標高傾斜度 3 次メッシュ, <https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/gml/datalist/KsjTmplt-G04-a.html>, 2011. (最終閲覧日: 2025 年 5 月 12 日)
- 国土交通省国土政策局: 国土数値情報 (土地利用細分メッシュ), <https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/gml/datalist/KsjTmplt-L03-b.html>, 2021. (最終閲覧日: 2025 年 5

月 12 日)

国土交通省国土政策局：国土数値情報 (土地利用 3 次メッシュ), <https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/gml/datalist/KsjTmplt-L03-a-2022.html>, 2022. (最終閲覧日：2025 年 5 月 12 日)

Morris, B.L., Lawrence, A.R.L., Chilton, P.J.C., Adams, B., Calow, R.C., Klinck, B.A.: Groundwater and its susceptibility to degradation: a global assessment of the problem and options for management, UNEP, pp.1-2, 2003.

NOSAI 山梨：稲作だより田植え編, No.5, 2024.

大谷具幸, 神谷浩二, 金井梢, 澤村悠, 小嶋智, 山崎勲, 香田明彦, 戸塚雄三：地下水利用型地中熱利用の導入可能性評価の試み - 遮水層の連続性と地下水水質に関する検討 -, 応用地質, Vol.51, No.6, pp.257-264, 2011. DOI: 10.5110/jjseg.51.257.

大澤史崇, 鈴木猛康, 宮本崇：プレート境界型地震時における甲府盆地の局所的な地盤構造を考慮した液状化危険度評価, 地震工学研究発表会講演論文集, Vol.33, pp.1-4, 2013.

Phien-wej, N., Giao, P.H. and Nutalaya, P.: Land subsidence in Bangkok, Thailand, Engineering Geology, Vol.82, No.4, pp.187-201, 2006. DOI: 10.1016/j.enggeo.2005.10.004.

Priestley, C.H.B., Taylor, R.J.: On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, Monthly Weather Review, Vol.100, No. 2, pp.81-92, 1972. DOI: 10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2.

Rao, N.S., Das, R., Gugulothu, S.: Understanding the factors contributing to groundwater salinity in the coastal region of Andhra Pradesh, India, Journal of Contaminant Hydrology, Vol.250, 104053, 2022. DOI: 10.1016/j.jconhyd.2

022.104053.

蒸発散研究グループ：水田の蒸発散，農業気象，Vol.22, No.4, pp.13-21, 1967.

才田進，高橋研，神野健二，濱里学，下大迫博志：水循環解析による都市化域での水資源賦存量評価，水工学論文集，Vol.50, pp.259-264, 2006. DOI: 10.2208/prohe.50.259.

Sawano, S., Hotta, N., Tanaka, N. Tsuboyama, Y., Suzuki, M.: Development of a simple forest evapotranspiration model using a process-oriented model as a reference to parameterize data from a wide range of environmental conditions, Ecological modeling, Vol.309-310, No.10-24, pp.93-109, 2015. DOI: 10.1016/j.ecolmodel.2015.04.011.

Scibek J., Allen D.M., Cannon A.J., Whitfield P.H.: Groundwater-surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model, Journal of Hydrology, Vol.333, No.2-4, pp.165-181, 2007. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.08.005.

Sherif, M., Kacimov, A., Javadi, A. and Ebraheem, A.A.: Modeling Groundwater Flow and Seawater Intrusion in the Coastal Aquifer of Wadi Ham, UAE, Water Resources Management, Vol.26, No.3, pp.751-774, 2012. DOI: 10.1007/s11269-011-9943-6.

Shi, L., Jiao, J.J.: Seawater intrusion and coastal aquifer management in China: a review, Environmental Earth Sciences, Vol.72, No.8, pp.2811-2819, 2014. DOI: 10.1007/s12665-014-3186-9.

塩出志乃：逆距離加重法によるネットワーク空間上での点補間に関する研究，GIS-理論と応用，Vol.13, No.1, pp.33-41, 2004. DOI: 10.5638/thagis.13.33.

Suiyuan W, Junfeng W.: Pulmonary nodules 3D detection on serial CT scans, 2012 Third Global Congress on Intelligent Systems, pp.257-260, 2012. DOI:

10.1109/GCIS.2012.46.

Suzuki, M., Fukushima, Y.: Estimates of evapotranspiration from the land surface of Shiga Prefecture using a digitized square-grid map data base, Lake Biwa Study Monographs, No.2, pp.1-55, 1985.

立川康人, 滝野晶平, 市川温, 椎葉充晴 : 地球温暖化が最上川・吉野川流域の河川流況に及ぼす影響について, 水工学論文集, Vol.53, pp.475-480, 2009.

高村弘毅, 丸井敦尚 : 東京の水環境, 地学雑誌, Vol.123, No.2, pp.182-188, 2014. DOI: 10.5026/jgeography.123.182.

東京通商産業局総務部開発業務課 : 山梨県甲府地域地下水利用適正調査報告 (その 2), 工業用水, No. 222, pp.51-70, 1977.

Tran, A.D., Tsujimura, M., Vo, P.H., Nguyen, T.V., Nguyen, D.L., Dang, D.T.: Stable isotope characteristics of water resources in the coastal area of the Vietnamese Mekong Delta, Isotopes in Environmental and Health Studies, Vol.55, No.5, pp.566-587, 2019. DOI: 10.1080/10256016.2019.1673746.

椿涼太, 藤田一郎, 武藤裕則, 萬矢敦啓 : ランダム計測された ADCP データの補間法の開発と流れの三次元構造の抽出, 水工学論文集, Vol.51, pp.1063-1068, 2007. DOI: 10.2208/prohe.51.1063.

山梨県 : 地下水資源保全対策について, <https://www.pref.yamanashi.jp/taiki-sui/hozentaishaku/chikasuihozen.html>, 2025. (最終閲覧日 : 2025 年 5 月 31 日)

若松加寿江 : 1923 年関東地震による被害化被害, 地盤工学会災害調査論文報告集, Vol.1, No.2, pp.239-250, 2023.