

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE
OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No.1432 December 2025

河川流量境界条件の不確実性が EcoPARI 予測システムの
塩分・海水温の精度に及ぼす影響
松崎 義孝, 久保田 雅也

国立研究開発法人 海上・港湾・航空技術研究所

National Institute of Maritime,
Port and Aviation Technology, Japan

目 次

要 旨	3
1. はじめに	4
1.1 導入	4
1.2 背景と目的	6
2. 方法	6
2.1 準リアルタイム予測システムに用いる河川流量境界条件の選定	6
2.2 準リアルタイムに算出可能な河川流量の不確実性の評価方法	9
2.3 感度分析による数値シミュレーションの誤差範囲の推定方法	9
3. 結果	13
3.1 河川流量境界条件の不確実性評価結果	13
3.2 感度分析による数値シミュレーションの誤差範囲の推定結果	15
4. 考察	25
4.1 河川流量予測のための不確実性評価結果の考察	25
4.2 感度分析による数値シミュレーションの誤差範囲の推定結果の考察	26
4.3 感度解析結果の塩分と海水温の変動の説明	26
5. 結論	28
6. おわりに	28
謝 辞	29
参考文献	29
付録A. 貯留閾数法による流量推定のパラメータ調整結果及び流量の再現状況	31
付録B. 塩分と海水温に関する観測値と数値シミュレーション結果の比較	49
付録C. 数値モデル間の塩分と海水温の相関係数	53

Effect of Uncertainty in River Discharge Boundary Conditions on Prediction Errors of Salinity and Seawater Temperature in the EcoPARI Nowcasting System

Yoshitaka MATSUZAKI^a and Masaya KUBOTA^b

Synopsis

This paper is a Japanese translation of the article “Uncertainty in river discharge forcings and error range on nowcasting numerical simulation of salinity and seawater temperature in Ise Bay, Japan” published in Marine Pollution Bulletin, with some modifications to its structure. We estimated the error range of the simulated salinity and seawater temperature based on the uncertainty of the river discharge into Ise Bay in a near real-time numerical simulation for coastal estuary by ecological hydrodynamic model. We used two methods for calculating the river discharge forcing in a near real-time numerical simulation. In the first method, precipitation was used as the input for the storage function method. In the second method, the Basin Rainfall Index was used, which is a nowcasting dataset of river discharge simulated by the JMA. The uncertainty in annual river discharge in both methods was estimated to be within $\pm 30\%$. Simulations were conducted using the hydrodynamic simulation model. Annual simulation error ranges associated with the uncertainty in river discharge for salinity and seawater temperature were estimated to be approximately ± 1.2 and ± 0.15 °C, respectively. We proposed a practical research procedure that can be applied to other models and the simulation of the water environment of coastal and estuary areas.

Key Words: Ise Bay; Hydrodynamic Numerical Simulation; Storage Function Method; Basin Rainfall Index; Salinity; Seawater Temperature

a Head of Marine Pollution Management Research Group

b Associate Postdoctoral Researcher, Marine Pollution Management Research Group

3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826, Japan Port and Airport Research Institute

Phone : +81-46-844-5064 Fax : +81-46-844-0575 E-mail : matsuzaki-y@p.mpat.go.jp

河川流量境界条件の不確実性が EcoPARI 予測システムの 塩分・海水温の精度に及ぼす影響

松崎義孝^a, 久保田雅也^b

要　　旨

本論文は Marine Pollution Bulletin で出版された論文 “Uncertainty in river discharge forcings and error range on nowcasting numerical simulation of salinity and seawater temperature in Ise Bay, Japan” の構成を一部変更して日本語訳したものである。流動と生態系モデルによる沿岸・河口域を対象とした準リアルタイム予測システムの構築においては、使用可能な河川流量のデータセットの選定とその不確実性について検証が必要である。伊勢湾への河川流量の不確実性を考慮した数値シミュレーションモデルを用いて、塩分と海水温の数値シミュレーション結果の誤差範囲を推定した。準リアルタイム予測システムに向けた河川流量の算出には 2 つの手法を用いた。1 つ目の手法では、降水量を貯留閑数法の入力として用いる。2 つ目の手法では、気象庁が作成した河川流量の数値シミュレーションデータである流域雨量指標を用いる。両手法における年間河川流量の不確実性は $\pm 30\%$ 以内と推定された。流動モデルを用いて数値シミュレーションを実施した。河川流量の不確実性に起因する塩分および海水温の年間の数値シミュレーション誤差範囲は、それぞれ約 ± 1.2 および $\pm 0.15^{\circ}\text{C}$ と推定された。本研究の手法は、他のモデルや沿岸域および河口域の水環境数値シミュレーションにも適用可能である。

キーワード：伊勢湾, 流動数値シミュレーション, 貯留閑数法, 流域雨量指標, 塩分, 海水温

^a 海洋環境制御システム研究領域　海洋汚染防除研究グループ　グループ長

^b 海洋環境制御システム研究領域　海洋汚染防除研究グループ　準専任研究員

〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所港湾空港技術研究所

電話 : 046-844-5064 Fax : 046-844-0575 E-mail : matsuzaki-y@p.mpat.go.jp

1. はじめに

1.1 導入

港湾空港技術研究所では、沿岸・河口域の海域環境を診断・評価する上で重要な指標である流動、水温、溶存酸素、植物プランクトン、動物プランクトン、青潮・赤潮、魚類や二枚貝などの物理・化学・生物量の変動メカニズムを解明し、環境施策への提言につなげることを目的として、数値モデルの研究開発を進めてきた。その一環として、沿岸・河口域の流動と低次生態系に関する物理・化学・生物量を計算可能な数値シミュレーションモデル、いわゆる「伊勢湾シミュレータ」(田中ら, 2011, 2012)を開発した。近年はこのモデルを発展させ、他海域・水域でも活用可能と理解されるように、「伊勢湾シミュレータ」から「流動生態系シミュレーションシステム “EcoPARI”(エコパリ)」へと改称し、単なる数値シミュレーションプログラムにとどまらず、前処理（入力ファイル作成）から後処理（結果の可視化）までを含む統合的な環境（図-1）を構築した(Matsuzaki et al., 2024; 松崎ら, 2024)。これにより、学術研究のみならず産業分野における活用促進が期待される。

流動生態系シミュレーションシステム EcoPARI (エコパリ)

Ecological hydrodynamics simulation system of the Port and Airport Research Institute

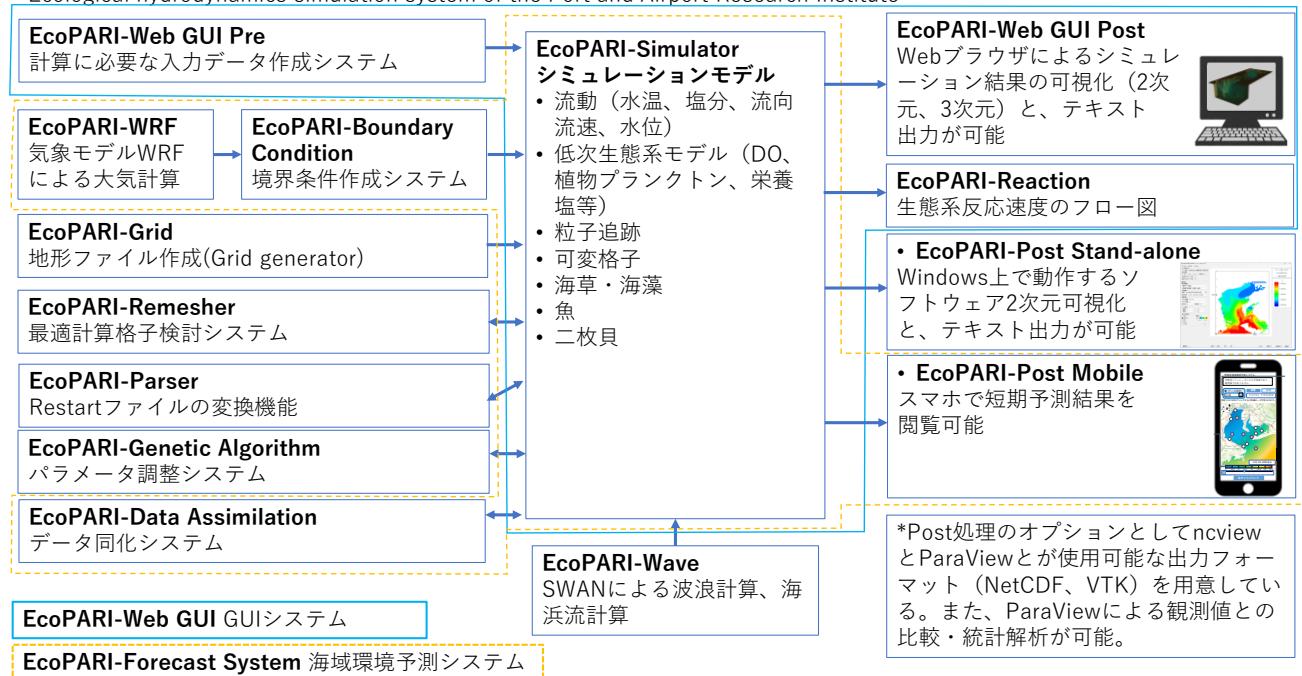


図-1 EcoPARI の全体像 (Matsuzaki et al., 2024; 松崎ら, 2024) を基に作成)

EcoPARI の中核をなす数値シミュレーションモデル（ソルバー）である EcoPARI-Simulator は、(1)流速、水温、塩分、水位を計算する流体力学モデル、(2)溶存酸素、植物プランクトン、動物プランクトン、栄養塩を対象とする浮遊生態系モデル、(3)底質からの溶出を含む堆積物中の初期統成過程を扱う底生生態系モデルから構成される。流体力学モデルには、非静水圧モデル、粒子追跡モデル、移流拡散を解析するトレーサーモデル、可変格子（variable mesh）、および高解像度の領域解析を可能とする Building Cube Method (BCM) が実装されている。浮遊生態系モデルには、溶存酸素、植物プランクトン、動物プランクトン、原生動物、好気性細菌、金属類、栄養塩などを取り扱う機能が備わり、二枚貝モデル(鶴島ら, 2019)、魚類モデル(井上 & 小室, 2020)といった比較的高次の生態系を対象とする要素も組み込まれている。

EcoPARI-Simulator は伊勢湾再生行動計画に基づいて開発されたことから、伊勢湾を対象とする適用事例が多数報告されている(永尾ら, 2019; 永尾・中村, 2018; 田中ら, 2012; 鶴島ら, 2019, 2023)。東京湾(Wang et al., 2022; 比嘉ら, 2023)、大阪湾

(Hafeez et al., 2024), 宮道湖(Hafeez & Inoue, 2024)といった、他の沿岸域や汽水湖への適用実績もある。

応用として、粒子追跡モデルを用いて、浮遊ごみ、流出油、浮遊幼生の移流・拡散・漂着や潮目位置の再現が可能である(蝦名ら, 2021)。さらに、流動や生態系の数値シミュレーションに際しては大気条件の高精度な再現が求められるため、Weather Research and Forecasting (WRF) モデル(Skamarock et al., 2008)により計算された風速や気温を大気境界条件として利用できる仕組みを構築している(Hafeez et al., 2021; Matsuzaki et al., 2021)。加えて、観測値を数値モデルに取り込むデータ同化手法も実装され、予測精度の向上が図られている(Matsuzaki & Inoue, 2022; 松崎ら, 2025; 松崎・井上, 2020, 2022; 水口ら, 2025)。

近年では、EcoPARI の開発に伴い、気象や海流の数値シミュレーション結果を活用した準リアルタイムの短期予報システムの実現が期待されている。著者らの研究グループ(松崎ら, 2025)はその一例として、伊勢湾における流況および潮目位置を準リアルタイムで 1 時間ごとに最大 10 時間先まで自動予測する数値シミュレーション手法と、Web アプリケーション型の描画システムである「潮目・流況予測システム」を構築した(図-2)。流動数値シミュレーションの精度検証は海洋レーダー観測値との比較により行い、M2 分潮で $\pm 0.025 \text{ m/s}$ 以内、潮汐残差流で $\pm 0.075 \text{ m/s}$ 以内の精度を得ている。潮目予測についてはリアプローフ指数という力学系においてごく接近した軌道が離れていく度合いを表す量を用い、浮遊ごみ回収事例との照合から、海洋レーダーを用いた既存手法と同程度の予測的中率であることを確認した。これらの成果は、広域的かつリアルタイムな海洋ごみ対策や海洋環境監視への応用可能性を示している。本システムは Web ベースかつセキュアな構成を備え、アクセス性・運用性に優れることから、他地域への展開も可能である。

本稿では、EcoPARI を活用した適用事例の一つとして実施した、準リアルタイムの流動数値シミュレーションに用いる河川境界条件ファイルの不確実性に伴う塩分と海水温の誤差範囲の推定に関する研究論文(Matsuzaki & Kubota, 2024)について一部構成を変更して和訳するとともに、今後の研究展望について論じる。なお、本論文では「準リアルタイム(near real-time)」を厳密なリアルタイムではないものの、ごく短い遅延で処理やデータ更新が行われることの意味で使用している。

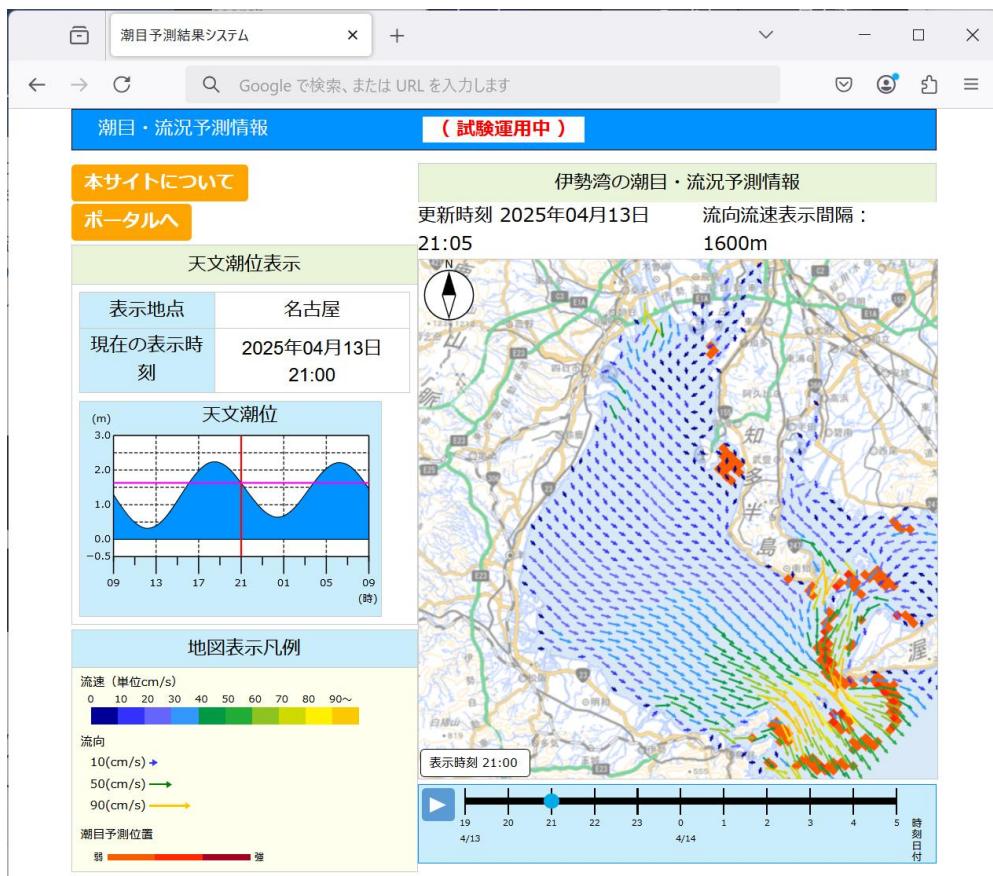


図-2 伊勢湾を対象とした潮目・流況予測情報の web 画面の一例(松崎ら, 2025)。ベクトルが流向流速、橙色で塗られた位置が潮目位置であることを示す。

1.2 背景と目的

沿岸域や河口域においては、河川が水環境の質に大きな影響を及ぼす。例えば、河川水の流入量によって、塩分が変化し、生物種によっては過剰な淡水流入によって生息が困難となる。実際、2018年の西日本豪雨時には三重県沿岸域に低塩分水が長期間滞留し、貝類への被害が生じた事例も報告されている。海洋生物環境における主要な制御因子の一つである溶存酸素濃度は、水温と塩分によって影響を受ける(Weiss, 1970)。したがって、これらの変数は水中の溶存酸素濃度をシミュレートする上で不可欠である。特に河口域の塩分や水温は河川流量と河川水温に依存するため、溶存酸素濃度の推定には河川流量および水温の精度が重要となる。また、河川流入は流体力学的に溶存酸素濃度の分布を変化させることが知られている。実際、中国の広州市にある珠江河口 (Pearl River) を対象としたシナリオ分析では、河川流量の変動に応じて低酸素域が異なる応答を示すことが報告されている(Wei et al., 2016)。栄養塩もまた重要な要素である。例えば、海藻養殖の収穫量は河川から供給される栄養塩に依存し、栄養塩濃度は河川流量と相関することが示されている。この関係はL-Q曲線あるいはL-Q式として表現され(Yamamoto & Suetsugi, 2006)、河川から沿岸域への栄養塩負荷は河川流量と栄養塩濃度の積で決定される(Van Der Wulp et al., 2016)。したがって、沿岸域の栄養塩濃度を再現する上でも正確な河川流量の評価は不可欠である。

1.1で述べた通り、EcoPARIの開発に伴い、「潮目・流況予測システム」(松崎ら, 2025)のような気象や海流の数値シミュレーション結果を活用した準リアルタイムの短期予報システムの実現が期待されている(以下、準リアルタイム予測システム)。著者らは松崎ら(2025)のシステムを応用し、伊勢湾における水温、塩分、クロロフィル濃度、植物プランクトン濃度を約11日先まで準リアルタイムに予測するシステムを開発し、非公開で試験運用中である。この仕組みは物理・化学・生物量の予測が可能な「海の天気予報」と位置づけられる。将来的には、スマートフォンを通じてユーザが利用することで、工事による濁りの移流・拡散予測や、10日先の水温変動を漁業者が作業判断に活用するといった応用が想定される。

準リアルタイム予測システムにおいても、河川流量の境界条件が海域の数値モデルの結果に与える影響を適切に表現することが不可欠である。しかしながら、沿岸域における準リアルタイム予測システムにおいて、河川流量の境界条件を高精度に設定することは困難であることが予想される。例えば、降水量から河川流量を推定するタンクモデルや貯留関数法には、降水量推定の不確実性が伴う。第一に、気象庁の自動気象観測システム(AMeDAS)の降水量データを用いる場合、空間補間に起因する不確実性が生じる。第二に、降水観測そのものに測定誤差が含まれ、風、跳ね返り、蒸発、測器を潤すための誤差、寸法による誤差、取り付けによって生じる誤差が挙げられる(矢崎, 1974)。第三に、数値天気予報から得られる降水量データは数値シミュレーション固有の誤差を含む。河川流量境界条件に不確実性が含まれる場合、境界条件と数値シミュレーション結果との関係を明らかにする感度分析が必要となる。塩分や水温の再現精度が影響を受けることは予想されるものの、その程度については知見が限られている。本研究の成果は、塩分および水温に関する物理モデルの精度向上に資するのみならず、生態系モデルの基盤強化にも寄与する。特に、溶存酸素濃度は水温と塩分によって律速されるため、これらの精度が極めて重要である。

これまでにも河川境界条件の有無に関する検討は行われている(Kärnä et al., 2015; Luijendijk et al., 2020; Markus Meier & Kauker, 2003)。また、河川流量を半減させたシナリオ解析によって影響を評価する研究も存在する(Wei et al., 2016)。しかし、河川流量の不確実性に基づく水温・塩分の誤差範囲を体系的に評価した研究はなく、現実的な河川流量を考慮した研究は限られている。したがって、本研究は、河川流量の不確実性に着目した流動モデルの数値シミュレーションを実施する点に新規性がある。本研究により、誤差の大きさと数値シミュレーション結果との関係を明らかにすることは、対象海域ごとに異なる不確実性の影響を評価する上で重要な意義を持つ。

本研究は、準リアルタイム予測システムに利用可能な河川流量のデータセットを選定したうえで、二つの側面から実施される。第一に、貯留関数法および流域雨量指數を用いて河川流量の不確実性を推定した。第二に、推定された不確実性を考慮した河川流量を与え、数値シミュレーションに対する感度分析を実施した。なお、ここで提案する誤差分析手法は、他の沿岸域や河口域にも適用可能である。

2. 方法

2.1 準リアルタイム予測システムに用いる河川流量境界条件の選定

準リアルタイム予測システムは運用開始後、できる限り計算が正確に止まることなく実施できることが望ましい。その条

件を満たす、準リアルタイム予測システムに利用する河川流量のデータセットの条件として、中小河川を含めた流域に注ぐ時間当たりの淡水量が遅延なく入手可能であることとする。その条件を満たす河川流量データセットの作成方法として、気象庁が計算し、気象業務支援センターが配信するオンライン気象情報のファイル形式データ (<https://www.jmbsc.or.jp/jp/online/f-online0.html>, 最終訪問日 2025 年 9 月 30 日) から選択することとした。河川流量の算出は、降水量から貯留関数法(Prasad, 1967)やタンクモデルを使って算出する方法が挙げられる。また、気象庁では流域雨量指數(田中ら, 2008)という、河川流量の数値シミュレーション結果が防災情報として提供されている。これを準リアルタイム予測システムに直接利用することも可能である。海洋モデルの河川流用境界条件として流域雨量指數の利用を検討した先行研究がある(浦川ら, 2016)。

準リアルタイム予測システムに使用可能な河川流量のデータの候補として、貯留関数法と気象庁の提供する流域雨量指數を選択した。以下でその算出過程について説明する。

(1) 貯留関数法による流量算出

貯留関数法とは、流出解析の一種であり、流域または河道を仮想的にひとつの貯水タンク（貯水池）と考えて流域をモデル化する方法である（図-3）。貯留関数法による河川流量 $Q[\text{m}^3 \text{s}^{-1}]$ は以下の式によって算出され、ここでは 1 時間ごとに計算した。

$$\frac{ds}{dt} = q_{up}(t) + r(t) - q(t) - q_{base} \quad (1)$$

$$s = k_1 q^p + k_2 \frac{dq}{dt} \quad (2)$$

$$Q(t) = \frac{q(t)}{3.6} A \quad (3)$$

ここで、 s は流域の見かけの貯留高 [mm], t は時間 [h], r は流域の平均降水量 [mm h^{-1}], q は時間 t の流出量 [mm h^{-1}], q_{up} は上流からの流出量 [mm h^{-1}], q_{base} は基底流出量 [mm h^{-1}], k_1 , k_2 , p は定数, A は流域面積 [km^2] である。式(2)は Prasad (1967) に基づく。パラメータの調整方法および調整した結果の河川流量算出結果は付録 A に記載する。

準リアルタイム予測システムにおける降水量のデータのうち、気象業務支援センターが配信するオンライン気象情報のファイル形式データから使用可能となるデータとして AMeDAS および GPV の降水量データを選択した。AMeDAS および GPV の降水量の空間分布データは次のように作成された。

AMeDAS の平均降水量 r は、各流域を格子点に分割し、各格子点とアメダス観測点間の距離を計算したうえで、格子点から 30 km 以内に存在するアメダス観測点を抽出して算出した。各格子点における AMeDAS 観測点の最大数は 10 点とした。各格子点の降水量は、他の気象データと同様の方法で重み付けして計算した。最終的に、各格子点の降水量の合計を流域全体の平均降水量として用いた。

GPV に含まれる降水量を用いる場合について、解析値には降水量データが含まれていないため、予測値を用いた。予測値は 1 時間ごとに提供される。本研究では、GPVMSM は予測開始から 3 時間後の降水量 (2 時間後から 3 時間後の降水量), GPVLFM は予測開始から 1 時間後の降水量 (0 時間後から 1 時間後の降水量) を使用した。

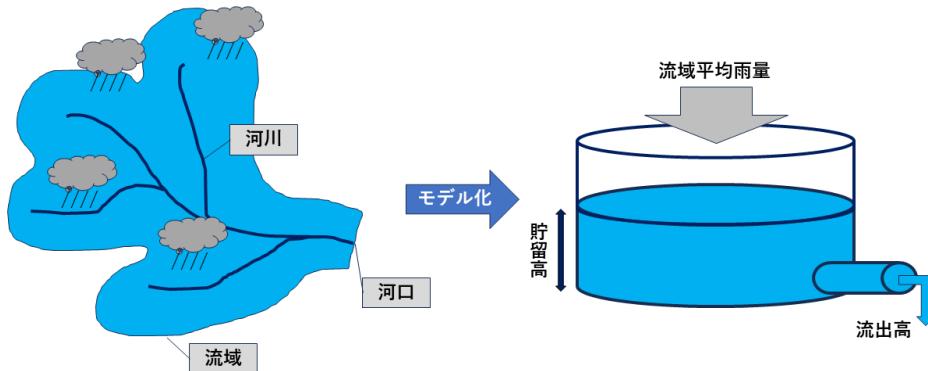


図-3 貯留関数法のモデル化のイメージ図

(2) 流域雨量指数を用いた河川流量の算出

気象庁ホームページ (<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/bosai/ryuikishisu.html>, 最終訪問日 2025 年 9 月 30 日) を引用し, 流域雨量指数について説明する。流域雨量指数とは, 上流域に降った降雨が下流域の洪水危険度をどの程度高めるかを評価するための指標である。流域雨量指数は, 降雨が地表および地中を通じて河川へ流出し, さらに河道を下流へと移動する過程を, タンクモデルや運動方程式を用いて数値化したものである。本指数は, 気象台が発表する洪水警報・注意報の判断基準として用いられている。

流域雨量指数の計算は, 全国約 20,000 の河川を対象として実施されている。まず, 流域を 1 km 四方の格子 (3 次メッシュコード, https://www.stat.go.jp/data/mesh/m_tuite.html, 最終訪問日 2025 年 10 月 9 日) に分割し, 各河川の上流における降雨が河川に流出する量をタンクモデルにより算定する (流出過程)。次に, 河川に流出した雨水が河道を流下する量を, 運動方程式等を用いて算定する (流下過程)。これらの計算により得られた流下量の平方根を流域雨量指数と定義する (ファイル容量を削減するために流量の平方根が採用されている(太田ら, 2023; 田中ら, 2008))。計算に必要な地理情報としては, 国土数値情報に含まれる河川流路, 地質, 傾斜, 土地利用などを用いている。

流域雨量指数の流出計算で使用する降雨データには, 解析雨量と降水短時間予報が用いられる。解析雨量は, 1 km メッシュごとに 10 分間隔で観測されたレーダー反射強度を基に推定・積算されたものであり, 降水短時間予報は, 実況の補外による予測 (EX6) とメソ数値予報モデルによる降水量予測を組み合わせて作成されている。<https://www.data.jma.go.jp/suishin/jyouhou/pdf/534.pdf>, 最終訪問日 2025 年 10 月 9 日)。降雨によって生じた雨水は, 地中へ浸透して地下水となるか, 地表面を流下して河川に流入する。流域雨量指数における流出過程の計算には, 孔の開いたタンクを用いて雨水の流出過程を表現する「タンクモデル」を用いる。タンクモデルは, 複数のタンクを直列に配置し, 雨水の浸透および河川への流出を模式的に表現したものである。

都市域においては, 地表がコンクリート等で被覆されているため, 浸透が抑制され, 表面流出が卓越する。このため, 都市域では表面流出を主とする 5 段タンクモデルを用いる。一方, 非都市域では直列 3 段タンクモデルを用い, 地質条件に応じて流出特性の異なる 5 種類のモデルを適用する。都市域・非都市域いずれも, 1 km²格子内の土地利用条件 (舗装地, 水田, 畑地, 森林など) の割合に応じて加重平均を行い, 土地利用条件のパラメータ値を適用している。

さらに, 流出過程により算定された雨水の流入量に基づき, 河川内の流下過程を計算する。具体的には, 運動方程式 (マニングの平均流速式に基づき, 勾配や水深に応じて流速を算定) および連続の式 (水量保存則) を用いて, 1 km 格子ごとの流下量の時間変化を算出する。河川の合流点に相当する格子においては, 各河川の流下量を加算し, 合流後の流量を求める。

流域雨量指数は BUFR 形式のファイルで配信される。河川毎に割り当てられた河川番号ごとに, 3 次メッシュコードと流域雨量指数 (河川流量の平方根) が対になっており, 10 分に 1 回, 現況と 6 時間後までの予報値が配信される。このファイルから河川流量データとして抽出したい河川番号と 3 次メッシュコードを指定して, 流域雨量指数を抽出し使用する。

流域雨量指数を河川流量境界条件として利用する際には, 以下の点に留意する必要がある(太田ら, 2023)。第一に, 流域雨量指数の計算には人工的な洪水調節が考慮されていない。そのため, ダム・堰・水門等による操作が行われる場合, 流域雨量指数と実際の河川水位との対応関係に乖離が生じる可能性がある。第二に, 流域雨量指数の計算では入力降水量をすべて雨として扱っており, 降雪の積雪過程や, その後の融雪による河川流出過程は考慮されていない。このため, 降雪時には

指数が上昇する場合がある一方で、融雪水に起因する流出を指數で表現することはできない。

なお、気象庁によって、流域雨量指数と中小河川の水位との関係に基づく精度検証が実施されている(太田ら, 2023)ものの、河川流量に関する精度検証は行われていない。理由は先行研究で触れられていないものの、流域雨量指数が主として防災目的で提供されることによるものと考えられる。

2.2 準リアルタイムに算出可能な河川流量の不確実性の評価方法

準リアルタイム予測システムに使用できる河川流量境界条件の不確実性の推定には、貯留関数法と流域雨量指数の二つの手法を用いた。貯留関数法に用いる降水量データ、および流域雨量指数の諸元については表-1に示す。

本研究では、伊勢湾に流入する10本の一級河川を対象に、不確実性の推定を行った。不確実性は、年間河川流量に対する推定流量の比率として定義した。河川流量の比率 RRD (Ratio of River Discharge) は次式で表される。

$$RRD = ERD / ORD \quad (4)$$

ここで、 ERD (Estimated River Discharge) は貯留関数法または流域雨量指数に基づき推定された時間平均河川流量、 ORD (Observed River Discharge) は観測値に基づく時間平均河川流量である。 ERD および ORD は2019年および2020年についてそれぞれ計算した。観測所と河川流域面積の一覧を表-2に示す。

表-1 準リアルタイム予測システムに使用可能な降水量データセットと流域雨量指数に関する伊勢湾周辺における諸元

Dataset	AMeDAS	GPVMSM	GPVLFM	流域雨量指数
空間解像度	~17 km	5 km	2 km	1 km
時間解像度	10 min	3 h	1 h	10 min
本検討において使用した予報時刻	-	3 h later	1 h later	-

表-2 一級河川：河川観測所およびその流域面積に関する情報

河川名	支川	観測地点	緯度	経度	流域 [km ²]
木曽川		笠松	35.363	136.762	4956
長良川		墨俣	35.362	136.688	1914
揖斐川	牧田川	鳥江	35.306	136.594	180
	杭瀬川	高瀬	35.308	136.596	174
	揖斐川	万石	35.360	136.658	1196
庄内川		枇杷島	35.203	136.875	705
矢作川		米津	34.889	137.059	1657
豊川		当古	34.811	137.419	634
鈴鹿川	内部川	河原田	34.919	136.596	51
	鈴鹿川	高岡	34.902	136.596	269
櫛田川		櫛田橋	34.546	136.585	423
宮川		岩出	34.464	136.654	780

2.3 感度分析による数値シミュレーションの誤差範囲の推定方法

(1) 数値シミュレーションモデルとセットアップ

本研究の数値シミュレーションは、Matsuzaki & Inoue (2022)に報告された設定に基づき、港湾空港技術研究所が開発した流動生態系シミュレーションシステム EcoPARI の流動モデル(田中・鈴木, 2010)を用いて実施した。モデル海域は伊勢湾全域（表面積 2,342 km²、体積 3.94×10^{10} m³、平均水深 17 m）を対象に構築された（図-4）。

伊勢湾は東西約 70 km に広がり、西側（表面積 $1,738 \text{ km}^2$, 体積 $3.39 \times 10^{10} \text{ m}^3$, 平均水深 20 m）と三河湾（表面積 604 km^2 , 体積 $5.5 \times 10^9 \text{ m}^3$, 平均水深 9 m）の二つの部分に区分される（図-5）。湾中央部の水深は最大 35 m, 湾口では 100 m に達する。年間河川流量は約 $2.0 \times 10^{10} \text{ m}^3$ であり、湾容積の約半分に相当する。伊勢湾には 10 本の一級河川と 91 本の中河川が流入し、特に木曽川、揖斐川、長良川の 3 大河川は湾奥から大量の淡水を供給している。流入は西側に集中し、三河湾にも 2 本の一級河川が注いでいる。風況としては、秋から春にかけて北西季節風が卓越し、夏季には昼間は南東、夜間は北西の海陸風が支配的である（Sekine et al., 2002）。

モデル格子は直交座標系を用い、水平方向には 800 m 解像度で設定した。座標系は時計回りに 45° 回転させ、鉛直方向には z 座標系を採用した。鉛直層は 32 層とし、水面付近は 0.5 m 間隔、海底付近は 30 m 間隔とした。水深データは海上保安庁の海図（カタログ番号 M7002、日本水路協会、最終アクセス日：2024 年 5 月 17 日）から取得した。水平方向のサブグリッドスケール乱流モデルとして Smagorinsky モデル（Smagorinsky, 1963）を、鉛直乱流モデルとして Henderson-Sellers (1985) を改良した Nakamura & Hayakawa (1991) のモデルを用いた。外洋との開境界にはゾンマーフェルト型放射条件（Orlanski, 1976）を適用した。

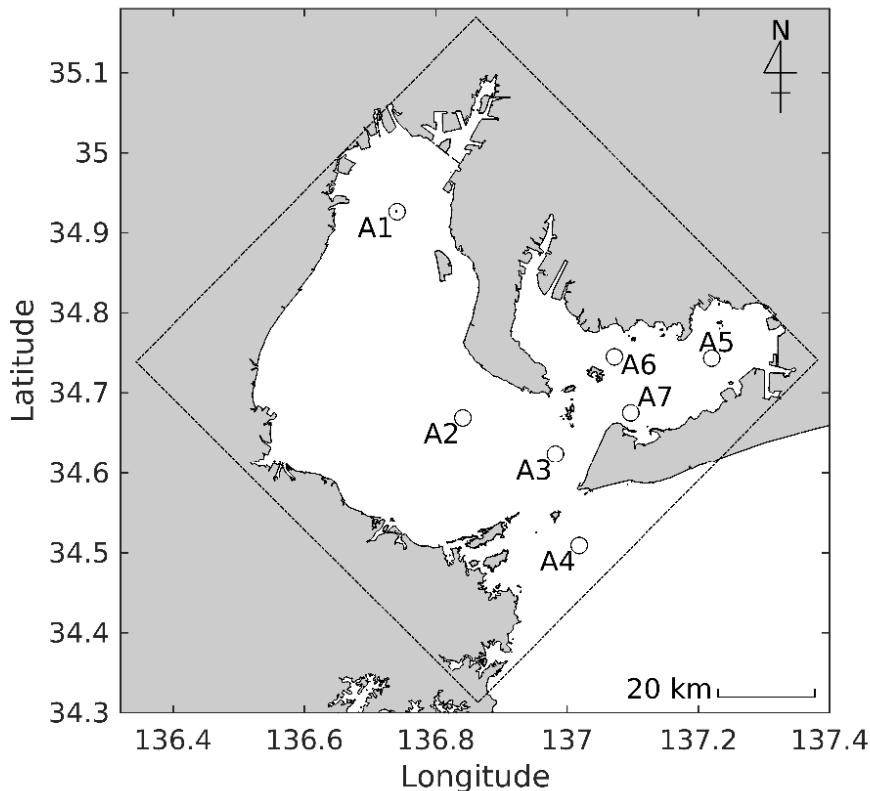


図-4 伊勢湾の位置関係。破線は数値シミュレーションの実施範囲を示す A1 地点から A7 地点（表-3）は付録 B の精度検証に使用した観測点を表す。A1 地点と A6 地点は感度分析のための代表地点である。A4 地点は側方境界条件に使用した観測点である。

表-3 観測点情報

No.	観測地点名	Latitude (°N)	Longitude (°E)	観測水深 [m]
A1	伊勢湾湾奥	34.926	136.741	水面から 1.0 m
A2	伊勢湾湾央	34.669	136.841	水面から 1.0 m
A3	中山水道	34.623	136.982	L.W.L.から 1.4 m
A4	伊勢湾湾口	34.509	137.018	L.W.L.から 1.0 m
A5	三河湾 1 号ブイ	34.743	137.220	水面から 1.0 m
A6	三河湾 2 号ブイ	34.745	137.072	水面から 1.0 m
A7	三河湾 3 号ブイ	34.675	137.097	水面から 1.0 m

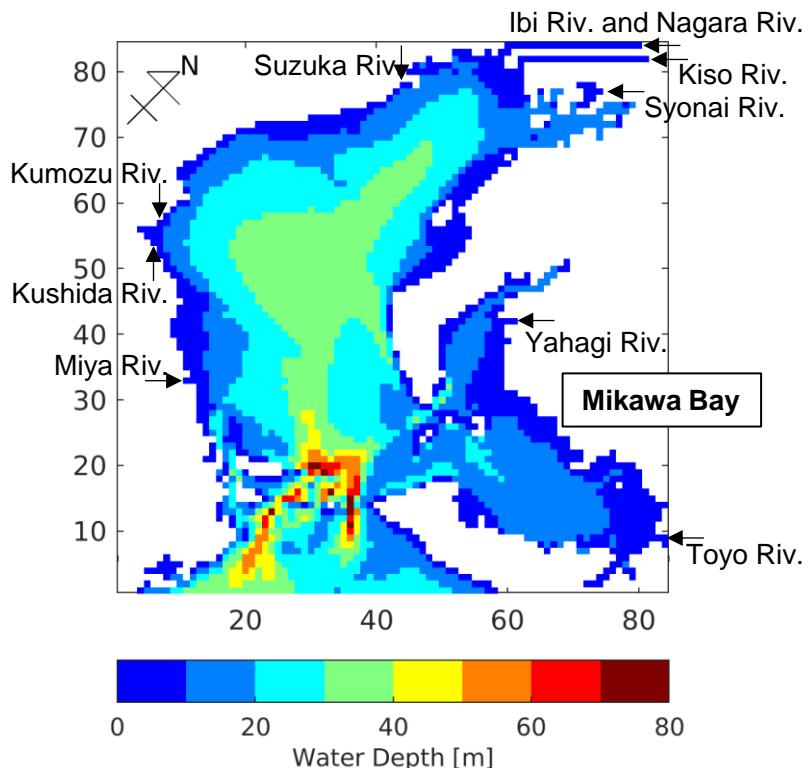


図-5 計算グリッドと水深。矢印は 10 本の一級河川の流入位置と流入方向を示す。横軸と縦軸はそれぞれ x 方向と y 方向の計算グリッドを示し、グリッド数は 85×85 である。

(2) 境界条件の設定

境界条件は、河川、大気、側方（開境界）の 3 つとした。

一級河川の河川流量と河川水温は表-2 に示す観測点の観測データから得た。なお、河川流量の不確実性に着目するために、流量の倍率のみに着目し、流量の時間変動の不確実性には研究対象外とする。数値シミュレーションの期間中の観測データがない中小河川の河川流量は、以下の 2 つの方法を用いて算出した。既往観測値のある河川については、アメダス降水量を空間補間して流域内平均降水量を求め、貯留関数法を用いて河川流量を算出した。既往流量観測値のない河川については、最寄河川の河川流量に流域面積比および流域平均降水量比を乗じて河川流量を計算し、これに流域面積比および流域平均降水量比を乗じて河川流量を計算した。河川流量の境界条件は河川流速（運動量） u_{riv} として河川流量 Q_{riv} を河川断面積（河川幅 $width$ と河川深さ $bottom$ の積）で除して算出する。

$$u_{riv} = Q_{riv} / (width \times bottom) \quad (5)$$

河川の水温 $temp_{riv}$ は気温 $temp_{air}$ から 1 時間ごとに計算した。大気境界条件の気温を使用して以下の式で算出した。

$$temp_{riv} = a_{air} temp_{air} + b_{air} \quad (6)$$

ここで、 a_{air} と b_{air} は、一級河川で観測された河川水温と近傍気温との関係から導出された係数である（表-4）。 a_{air} , b_{air} の算出には 2010 年から 2019 年までの 1 時間ごとのデータを用いた。なお、一級河川以外の河川の水温は、近隣の一級河川の水温と同一であると仮定した。河川水の塩分は 0 とした。

大気境界条件データ（短波放射・長波放射、気圧・気温、風向・風速、蒸気圧、降水量）は、GPVMSM の解析値（初期値）を 3 時間ごとに取得し、時間方向および空間方向に線形補間して用いた。降水量については、3 時間先の予測値（2~3 時間後の降水量）を採用した。

側方境界条件（開境界条件）には図-4 の地点 A4 における毎時の水温・塩分観測データを用いた。観測点は水平方向に 1 点のみであるため、水平方向には一様補間を、鉛直方向および時間方向には線形補間を適用した。潮位の側方境界条件には、側方境界付近の赤羽根検潮所（緯度 34.6°、経度 137.18333°）における毎時水位観測値を使用した。

表-4 式(5)の係数 a_{air} と b_{air} 、および気温と河川水温の関係から得られるそれらの相関係数

河川名	河川水温観測所	気温観測所	a_{air}	b_{air}	相関係数
木曽川	弥富	桑名	0.731	3.98	0.91
長良川	揖斐長良大橋	桑名	0.680	6.03	0.91
揖斐川	南城	桑名	0.673	6.73	0.91
庄内川	枇杷島	名古屋	0.737	6.77	0.96
矢作川	岩津	岡崎	0.724	4.29	0.93
豊川	当古	豊橋	0.762	4.07	0.94
鈴鹿川	高岡	四日市	0.711	6.77	0.95
櫛田川	雲出橋	津	0.841	3.30	0.95
宮川	度会橋	小俣	0.623	7.29	0.93

(3) 実験条件

本研究では 4 種類の数値シミュレーション実験を実施した（表-5）。コントロールラン（CaseBase）に対し、CaseFlow200%，CaseFlow150%，CaseFlow50%では、CaseBase における河川流量をそれぞれ 200%，150%，50%に変更した。河川流量の倍率は、年間流量の不確実性推定結果（3.1 節参照）に基づいて設定されている。

数値シミュレーション期間は 2017 年 1 月 1 日からの 3 年間とし、初期条件は 2016 年 1 月 1 日から 1 年間のスピナップ計算によって生成した。なお、スピナップ期間においても河川流量の不確実性が考慮されている。

表-5 実験条件

ケース名	数値シミュレーション条件
CaseBase	コントロールラン
CaseFlow200%	河川流量を CaseBase の 200%に変更
CaseFlow150%	河川流量を CaseBase の 150%に変更
CaseFlow50%	河川流量を CaseBase の 50%に変更

(4) 感度分析の評価方法

感度分析の結果は以下の手順で評価した。まず、伊勢湾の主要河川である木曽三川河口に近い地点 A1 と、河口から離れた地点 A6 における数値シミュレーション結果を用い、時系列図により概要を把握した。次に、式 (7) で定義されるモデル出力結果同士のバイアスの水平分布を算出し、塩分および水温の差の空間分布を評価した。

$$BIAS_{mm} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (msa_i - mcr_i) \quad (7)$$

ここで, msa は感度実験 (CaseFlow200%, CaseFlow150%, CaseFlow50%) の結果, mcr はコントロールラン (CaseBase) の結果, N は数値シミュレーション結果の総数である. 平均的な傾向を把握するため, 2017年1月1日から3年間のバイアスを算出した. モデル出力は1時間ごとであるため, $N=365\times3\times24$ である. また, 季節的特徴を明らかにするため, 2017年の各月ごとに $BIAS_{mm}$ を算出した.

なお, 本研究で用いた EcoPARI の定量的精度は, 既往研究(Hafeez et al., 2021; Matsuzaki & Inoue, 2022)により確認されている. しかし, 本研究のモデル設定は既往研究と完全には一致していないため, 誤差範囲の妥当性を検証する目的で, 観測値を用いた定量的評価を行った. 具体的には, CaseBase における地点 A1~A7 の数値シミュレーション結果 (1時間間隔の塩分・水温) を観測データと比較した (付録 B 参照).

3. 結果

3.1 河川流量境界条件の不確実性評価結果

図-6 は, 10本の一級河川における1年毎の観測流量平均値と, 貯留関数法および流域雨量指数を用いた推定流量平均値との関係を示す. データ点はちらばっているものの, 変動幅は概ね 50~200%の範囲に収まった. また, 観測流量が $100\text{ m}^3/\text{s}$ 未満の場合, 推定値が高めに算出される傾向が認められた.

図-7 は, 10本の一級河川の1年間平均流量に対する観測値と推定値の比を示す. この比は, 式(4)に示すように, 推定値を観測値で割ることで定義される. 解析の結果, 年間降雨量の再現精度の観点からは, GPVLFM および流域雨量指数を用いた準リアルタイム予測システムの構築が有効であることが示唆された. これらの手法による河川流量の不確実性は $\pm 30\%$ 以内と推定された. GPVMSM および AMeDAS を含めた年間の最小および最大の流量比はそれぞれ 83% と 160% であった.

気象モデルの結果である GPVMSM と GPVLFM に基づく河川流量には差異が認められ, GPVMSM による推定値が GPVLFM よりも高く算出された. 精度としては, GPVLFM に基づく流量の方が観測値に近い傾向を示した. 本研究で用いたデータセット (表-1) の中では, GPVLFM と流域雨量指数が最も高い再現性を示し, 2019 年にはそれぞれ 121% および 129%, 2020 年には 83% および 97% であった.

以上の結果 (図-6 及び図-7) は, 河川流量の不確実性が 50~200%の範囲にあることを示している. また, 推定手法によっては流量が過大評価される可能性が示唆された. これらの知見に基づき, 3.2 節の感度分析においては年間河川流量の不確実性を 200%, 150%, および 50% に設定 (CaseFlow200%, CaseFlow150%, CaseFlow50%) し, コントロールラン(CaseBase)との比較を行った.

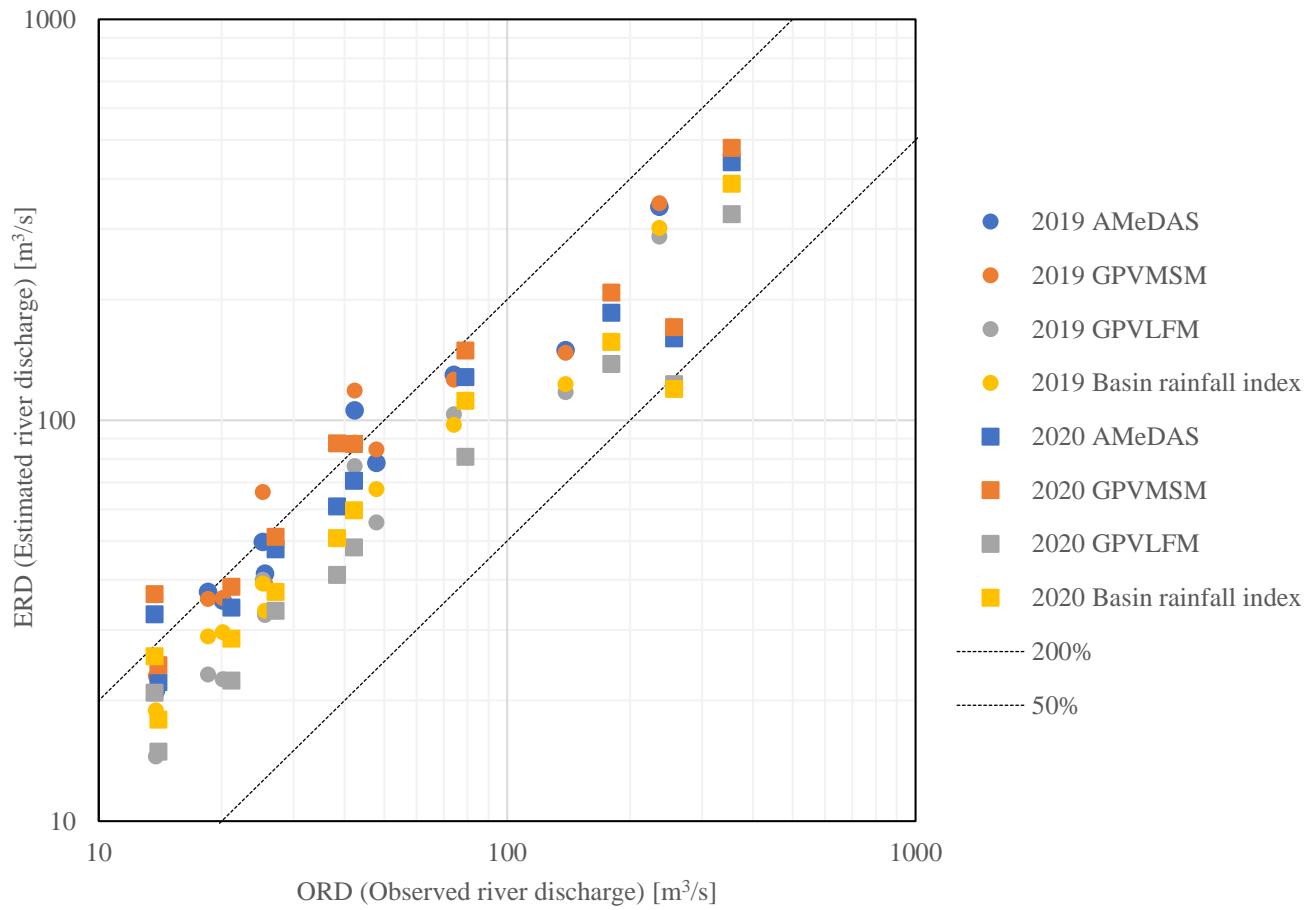


図-6 10本の一級河川の観測流量平均値と貯留関数法および流域雨量指数に基づく河川流量平均値との関係。点線は横軸（観測値）の50～200%の範囲を表す。

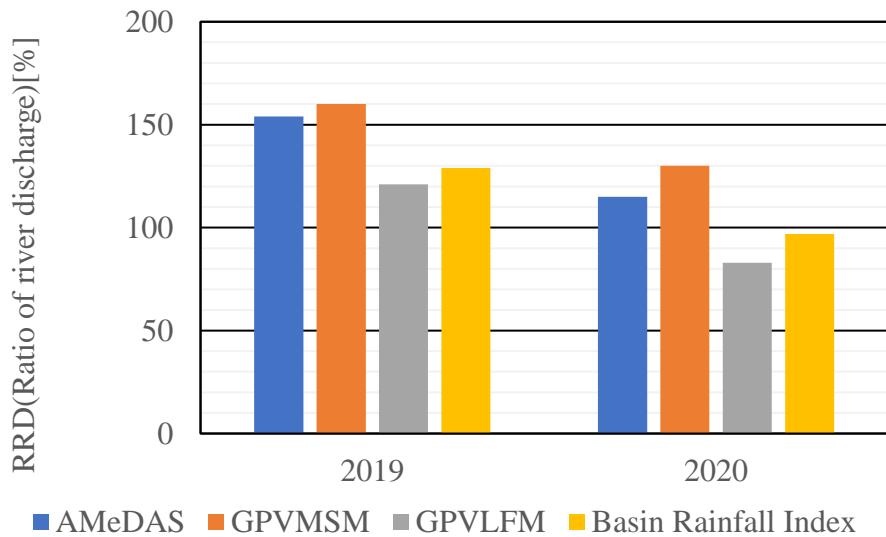


図-7 10本の一級河川の平均総流量の観測値と推定値の比（式(4)）

3.2 感度分析による数値シミュレーションの誤差範囲の推定結果

塩分の時系列(図-8 および図-9)は、河川流量の増減、すなわち不確実性を考慮することで、コントロールラン(CaseBase)に対して塩分が増加または減少することを示している。大規模河川である木曽三川の河口に近い地点A1では、遠方の地点A6に比べて不確実性の影響が顕著であった。海水温についても同様に、CaseBaseとの差異は不確実性の大きさ及び大規模河川の河口からの距離に依存して現れた(図-10, 図-11)。塩分と海水温の双方に系統的な偏差は見られたが、時系列変動のパターン自体は大きく変化せず、平均誤差として現れるにとどまった。この特徴を確認するため、塩分および海水温の相関係数の水平分布を作成した(付録図C-1 及び付録図C-2)。その結果、いずれも高い相関が示され、感度分析の評価指標として相関係数や二乗平均平方根誤差ではなく、2.3の(4)に節示した $BIAS_{mm}$ を用いることが妥当であると判断した。すなわち、図-8～図-11は、 $BIAS_{mm}$ を用いた評価が有効であることを裏付けている。

塩分バイアスの水平分布(図-12)からは、河川流量の増加(CaseFlow200%)に伴いバイアスが負方向に大きくなる、すなわち CaseFlow200%の塩分が CaseBase より低下することが示された。河川流量不確実性に起因するバイアスは、伊勢湾の三大河川の河口付近で顕著であり、湾口に向かうにつれて減少した。不確実性を 200～50%と仮定した場合、3年間の表層塩分の平均誤差は河口付近で約±4 であった。月別解析(図-13)によれば、塩分バイアスの絶対値は7～8月に大きく、12～3月に小さくなる傾向が確認された(考察 4.3(1)参照)。参考情報として、モニタリングポスト地点の塩分バイアス値を示す(図-14)。

海水温の水平分布(図-15)においても、河川流量が増加するとバイアスは負に変化し、CaseFlow200%の海水温は CaseBase より低下することが確認された。バイアスは木曽三川の河口付近で大きく、湾口に向かって減少する傾向を示し、これは塩分の場合と一致していた。不確実性を 200～50%とした場合、河口付近の3年間の表層海水温の平均誤差は約±0.5°C であった。月別解析(図-16)では、絶対バイアスが8月および10月に大きく、2月に小さいことが示され、さらに3月には負の $BIAS_{mm}$ が観測された(考察 4.3(2)参照)。参考情報として、モニタリングポスト地点の海水温バイアス値を示す(図-17)。

なお、GPVLFM または流域雨量指数に基づく河川流量の不確実性は±30%以内と推定されている(3.1 節参照)。したがって、本研究の結果に基づけば、GPVLFM または流域雨量指数を使用した場合の河川流量の不確実性に起因する数値シミュレーション誤差の範囲は、塩分で年間約±1.2 および海水温で約±0.15°C と見積もられる。

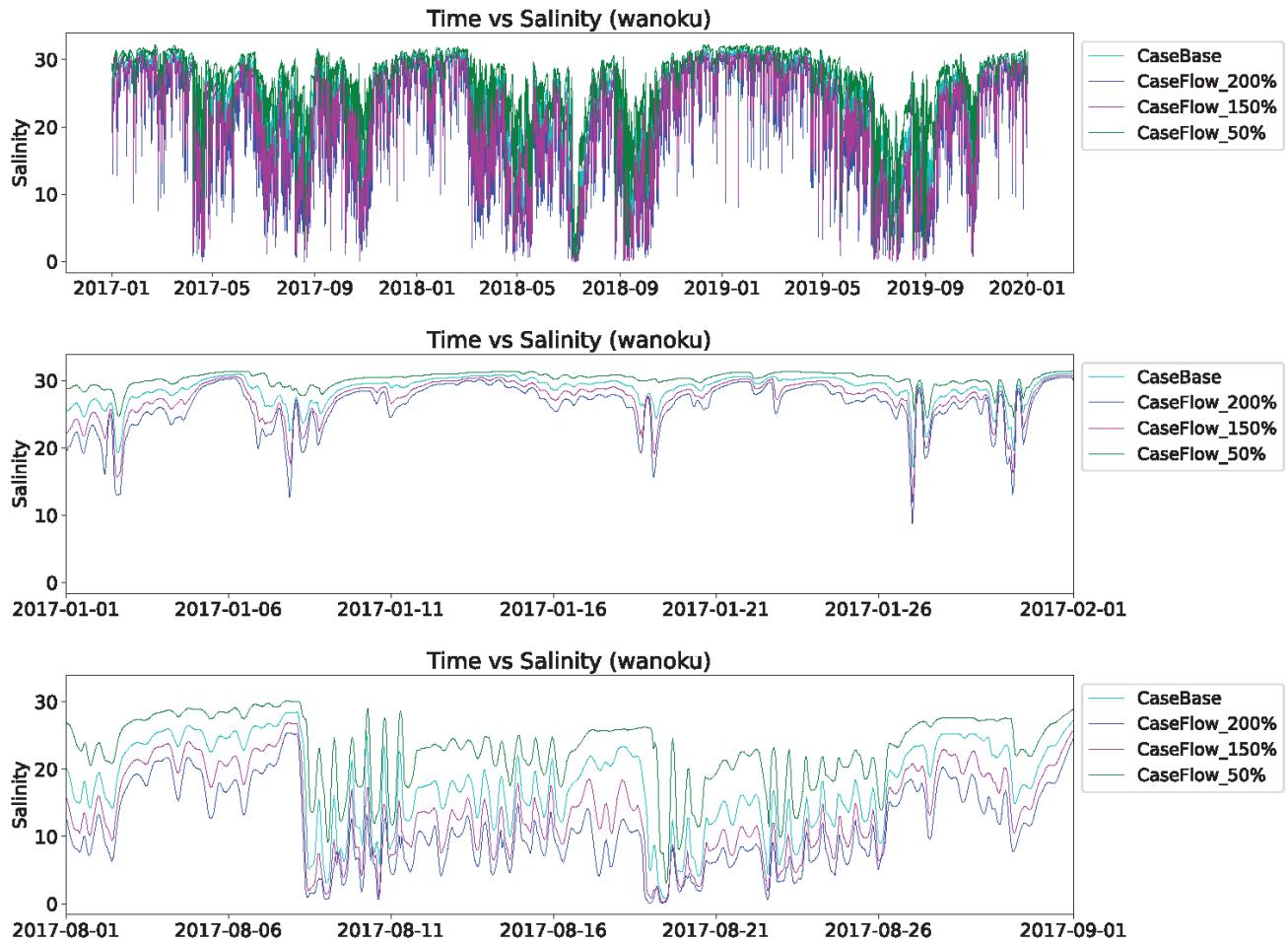


図-8 塩分の時系列. 水深は 1.0 m, 場所は地点 A1. 横軸の範囲を除いて 3 つは同じグラフである.

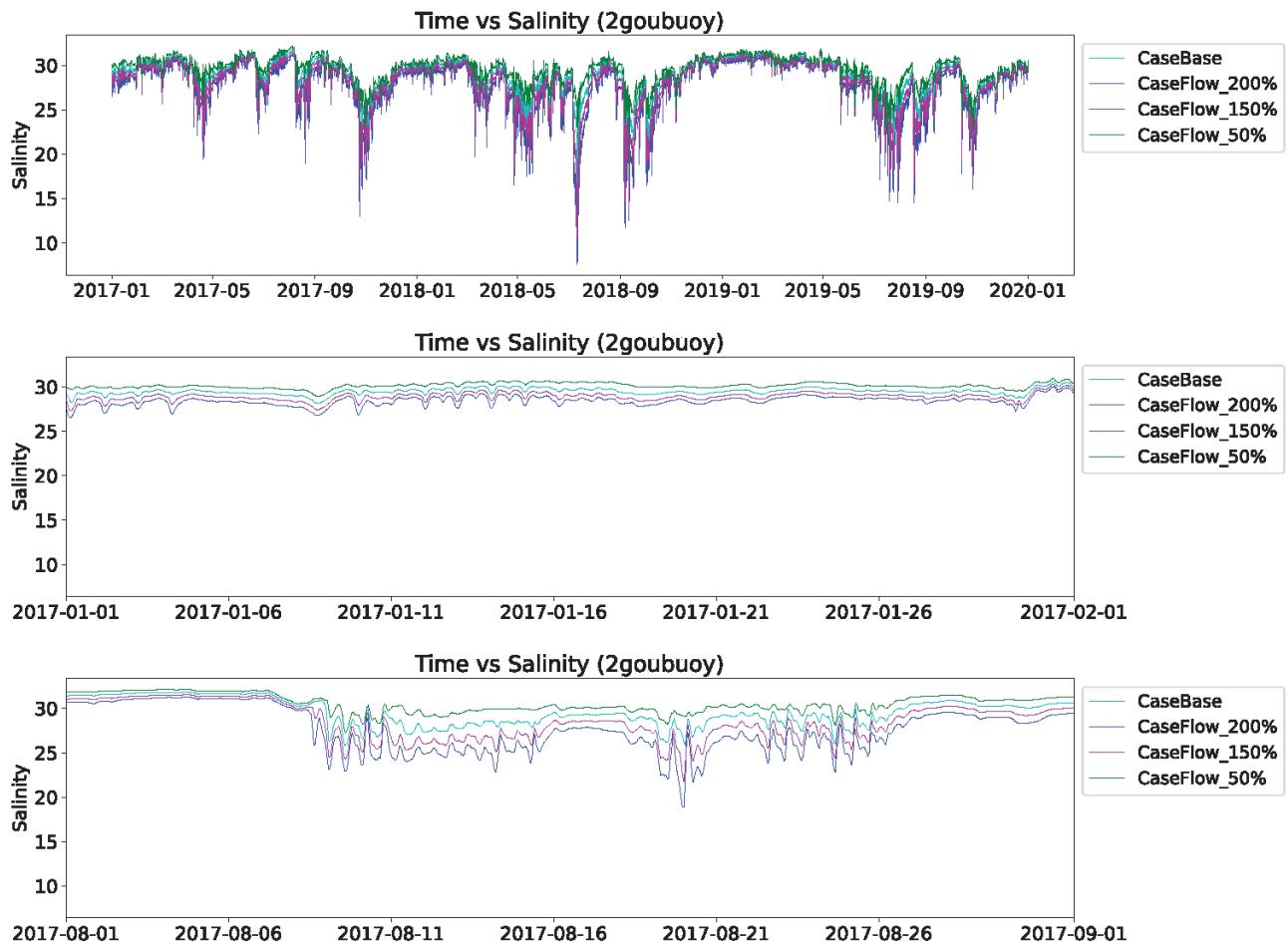


図-9 塩分の時系列. 水深は 1.0 m, 場所は地点 A6. 横軸の範囲を除いて 3 つは同じグラフである.

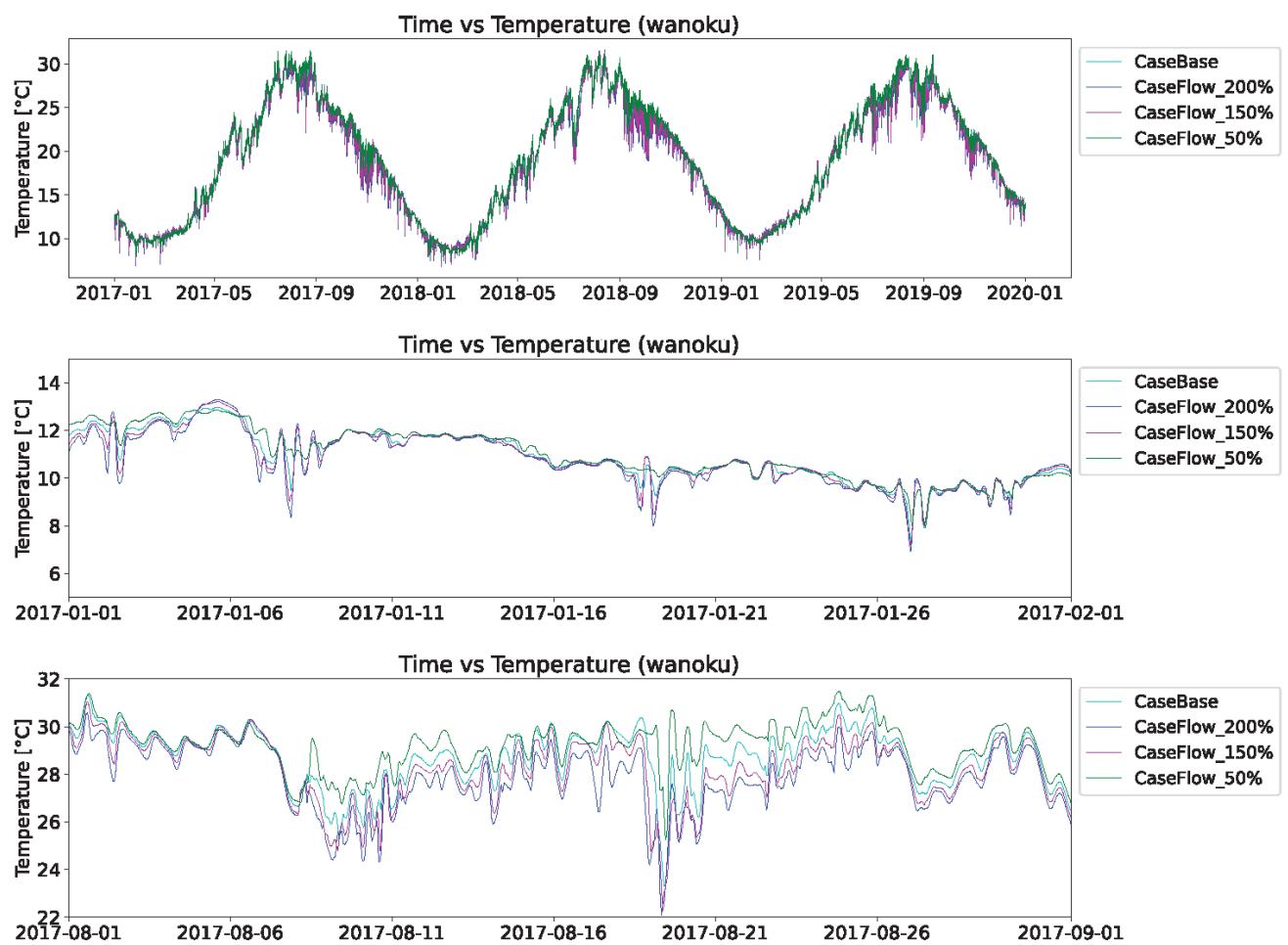


図-10 海水温の時系列. 水深は 1.0 m, 場所は地点 A1. 横軸の範囲を除いて 3 つは同じグラフである.

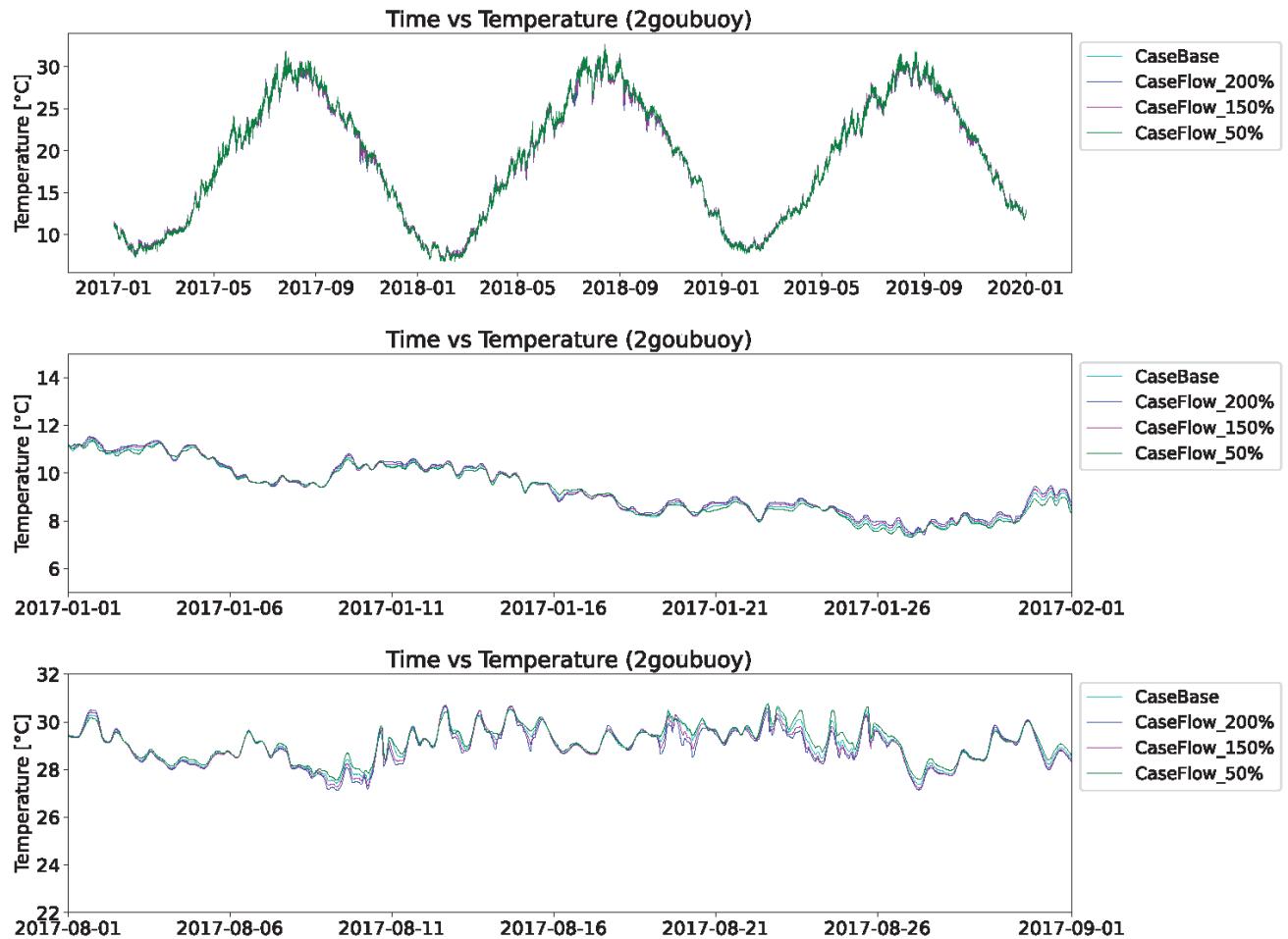


図-11 海水温の時系列。水深は 1.0 m, 場所は地点 A6. 横軸の範囲を除いて 3 つは同じグラフである。

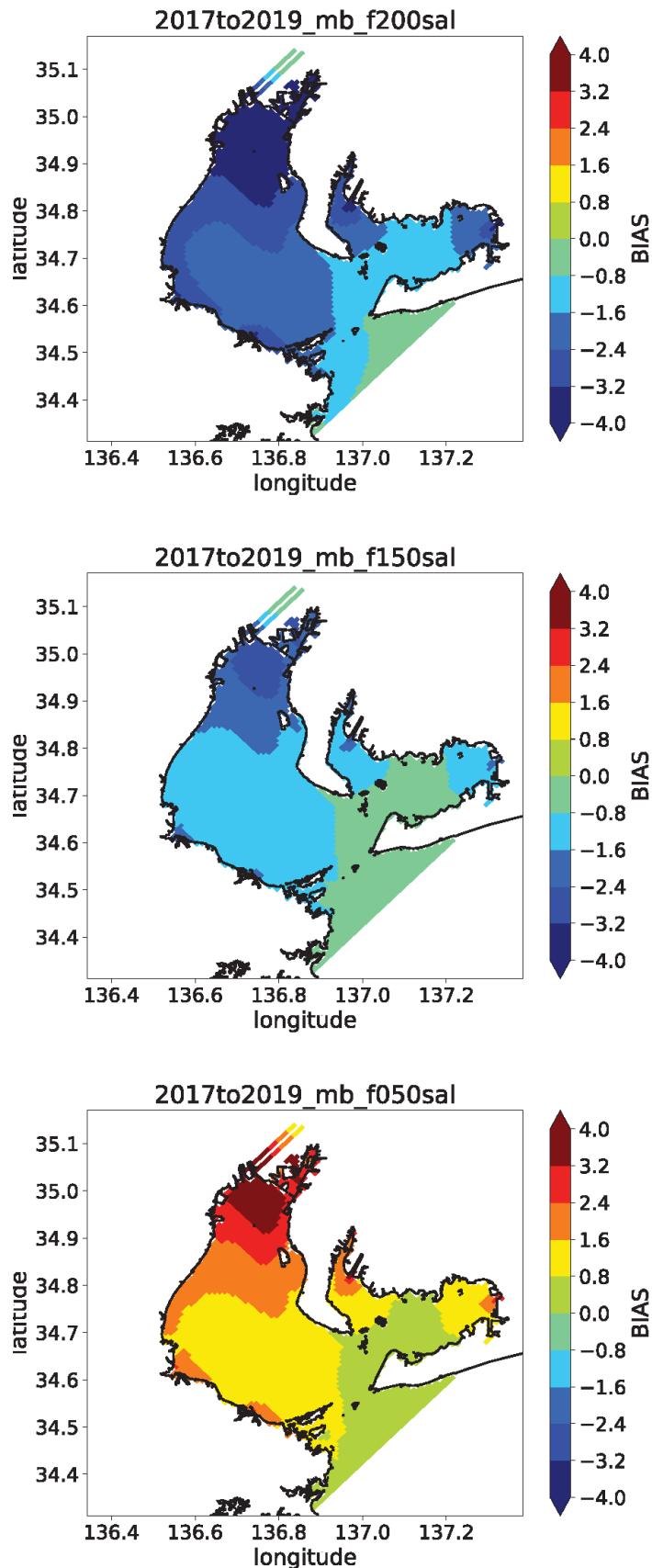


図-12 海面塩分の $BIAS_{mm}$ の水平分布. 計算期間は 3 年間. 上図, 中図, 下図はそれぞれ CaseFlow200% (最小値～最大値 : -5.33～0.00), CaseFlow150% (-3.12～0.00), CaseFlow50% (0.00～5.14) を表す.

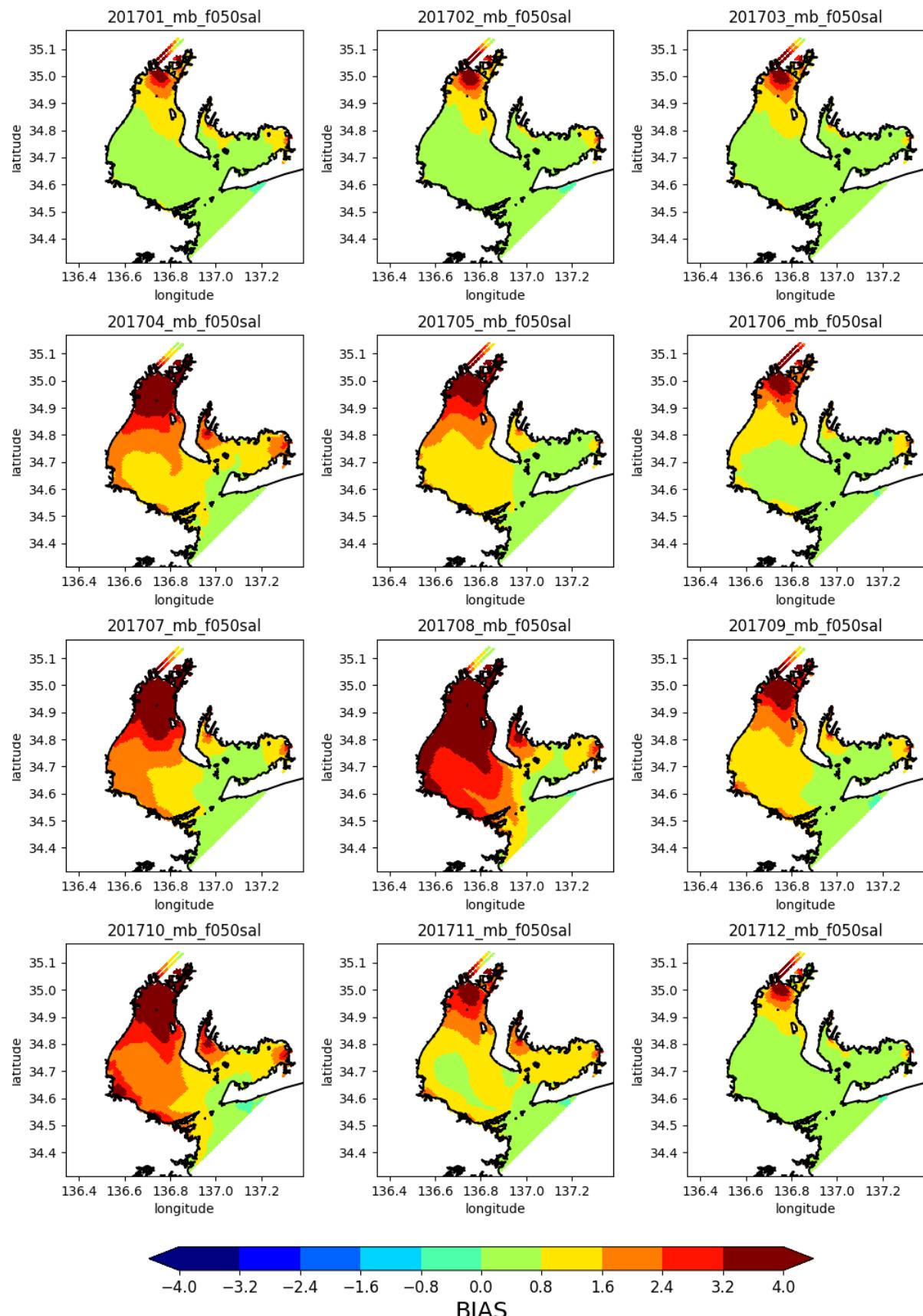


図-13 2017年の海面塩分のCaseFlow50%とCaseBase間のBIAS_{mm}の月別水平分布。左上から右上の画像は1月から3月のデータ、右下の画像は12月のデータを表しています。

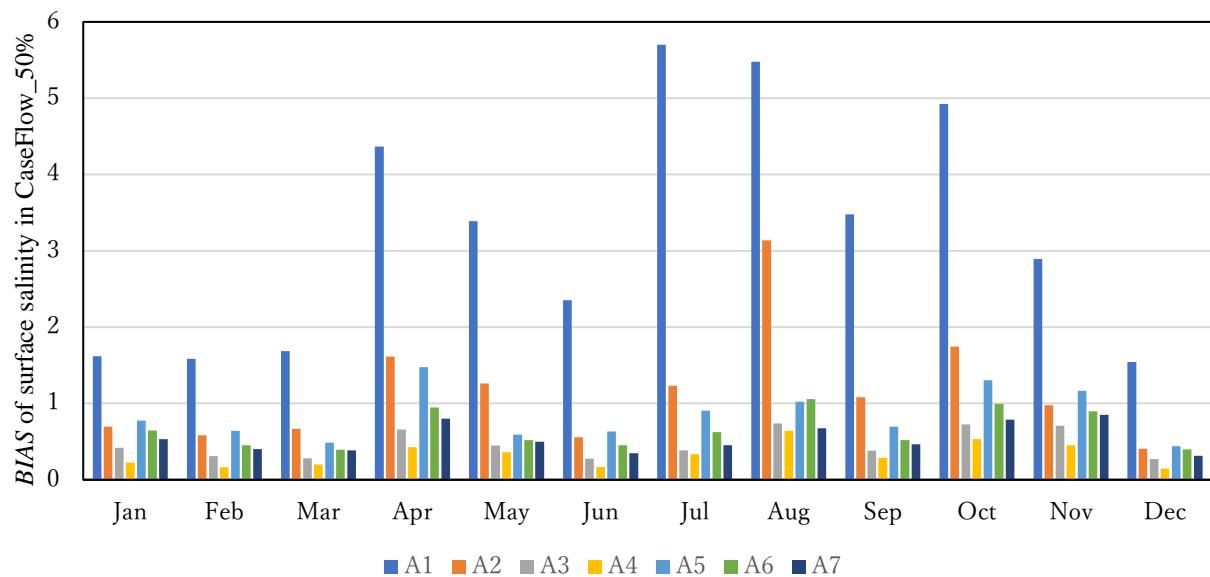


図-14 2017 年の CaseFlow50% における A1 から A7 地点の月間表面塩分の $BIAS_{mm}$.

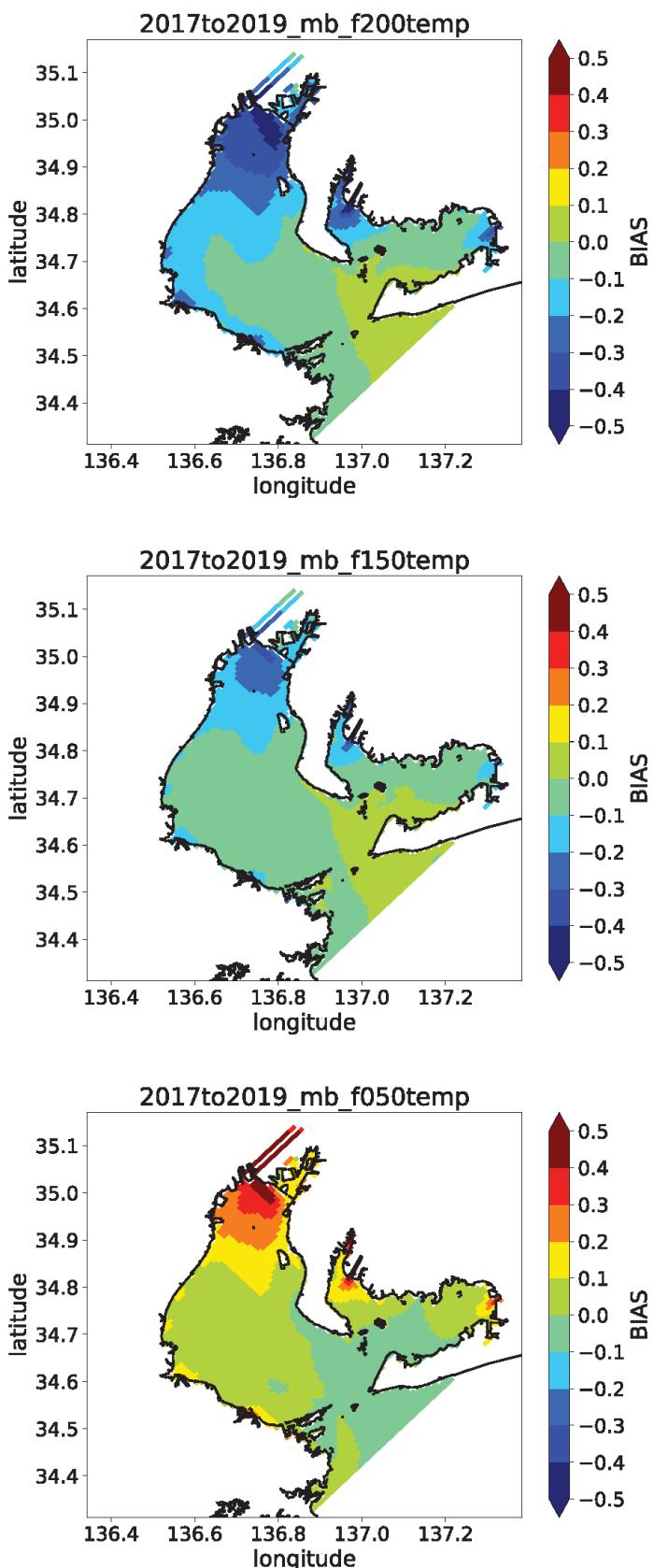


図-15 海面水温 $BIAS_{mm}$ の水平分布. 計算期間は 3 年間. 上図は CaseFlow200% (最小値～最大値 : -0.64～0.06), 中図は CaseFlow150% (-0.38～0.04), 下図は CaseFlow50% (-0.05～0.69) を表す.

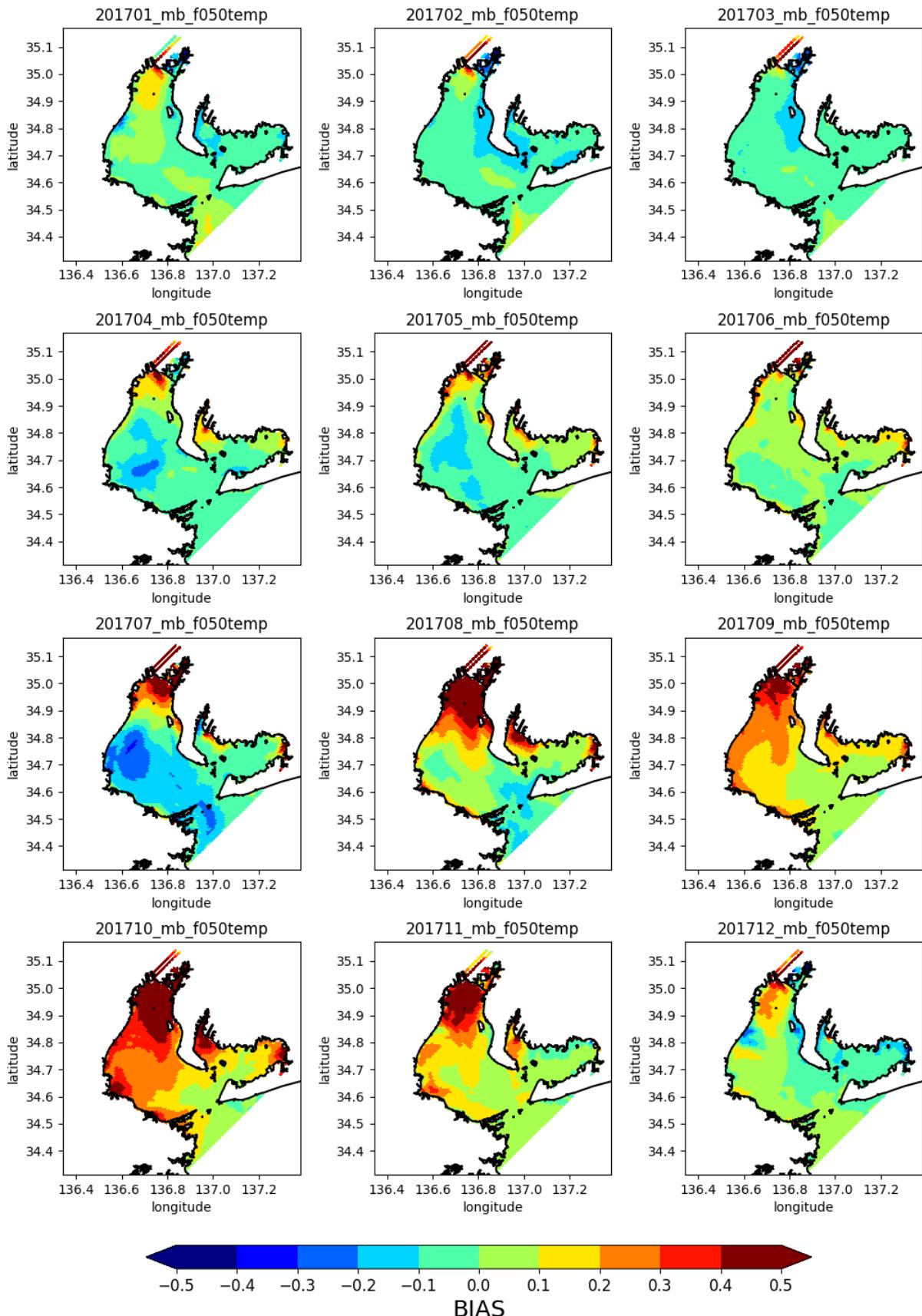
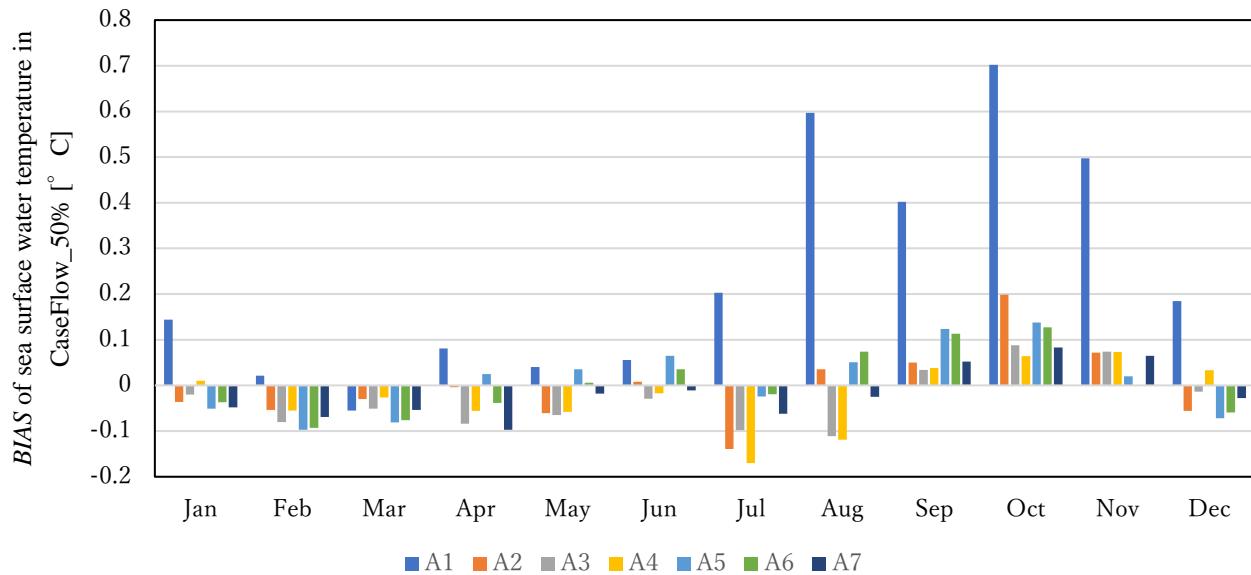


図-16 2017年の海面水温のCaseFlow50%とCaseBase間のBIAS_{mm}の月別水平分布。左上から右上の画像は1月から3月のデータ、右下の画像は12月のデータを表す。

図-17 2017 年の地点 A1 から A7 における CaseFlow50% の海面水温の月別 $BIAS_{mm}$

4. 考察

4.1 河川流量予測のための不確実性評価結果の考察

河川流量予測のための最新データセットと判断される GPVLFM は水平解像度 2 km の気象予報データであり、流域雨量指数は 1 km の解像度を有している。しかし、これらを用いた場合でも、一級河川の観測値と比較すると河川流量には 83～129% の誤差があった。さらに、観測流量自体にも不確実性が含まれると考えられる。具体的には、測定誤差、河川水深と流量の相関式の不確実性（本研究で用いた水文水質データベースではこの相関式に基づいて流量を算出）、および観測点より下流域の降水が考慮されていない点などが挙げられる。したがって、数値シミュレーションの境界条件として河川流量を正確に与えることは困難であり、入力流量の不確実性を量化解した上で、その不確実性に基づく塩分や海水温の誤差を考慮する必要がある。本研究で用いたモデルや境界条件、パラメータに依存して結果は変動し得るが、本研究で提示した手順は他の研究や海域においても参考となる。

本研究で用いた GPVMSM と GPVLFM では、降水量の予測時刻が我々の開発した境界条件データセットを作成するシステム (EcoPARI-Boundary Condition (Matsuzaki et al., 2024)) の制約により異なり、GPVMSM は予測開始から 3 時間後、GPVLFM は 1 時間後の降水量を利用している（なお、GPV データセットの初期値には降水量は含まれていない。また、現状の EcoPARI-Boundary Condition では降水量の予報時刻を任意に選択可能である。）。先行研究(永野ら, 2022)では、予測時刻によって降水推定精度が変化することが示されており、予測時間の進行に伴う精度低下の可能性が示唆されている。今後は、AMeDAS 観測との比較により、最も精度の高い予測時刻の検討が必要と考えられる。

また、貯留関数法に入力される降水量は蒸発を考慮していないため、算定された河川流量は実際より過大評価される可能性がある。図-6 及び図-7 に示した結果もこの可能性を支持している。河川流量推定の不確実性は、降水量データセットの精度向上や複数データセットの統合によって低減できる可能性がある。重要な点は、河川流量の不確実性を前提としつつ、それに起因する沿岸域の塩分および海水温の誤差範囲を併せて評価する必要があることである。

一方、流域雨量指数は蒸発の影響を考慮したパラメータ校正が行われており、年間流量に対する不確実性が小さい。したがって、準リアルタイム予測システムにおける河川流量として流域雨量指数を用いることは有効であると考えられる。

4.2 感度分析による数値シミュレーションの誤差範囲の推定結果の考察

本研究では、河川流量に内在する不確実性を示した。その結果を利用した数値シミュレーションの結果、河川流量の変動は流況の構造には大きな影響を及ぼさず、主としてバイアスに影響することが示された。すなわち、河川流量の変動に伴い水温と塩分が増減するものの、流況構造自体は大きく変化しないため、解析においては水温と塩分の変動を考慮すれば十分である。したがって、本研究では伊勢湾における河川流量の不確実性に基づき、塩分及び海水温の準リアルタイム予測に生じる誤差範囲を定量化することができた（図-12、図-13、図-15、図-16）。これは工学的に重要な知見である。

なお、数値シミュレーションの結果は採用するモデルに依存する。例えば、鉛直乱流モデルを変更した場合、推定される塩分と海水温の誤差範囲も変動する可能性がある。そのため、モデルを変更する際には、結果の厳密性を担保するために感度解析を併せて実施することが望ましい。

4.3 感度解析結果の塩分と海水温の変動の説明

以下において、河川流量をコントロールラン（CaseBase）から 50%（Case Flow50%）に設定した場合に、塩分および海水温がコントロールランから変化する要因について考察する。河川流量を 200%あるいは 150%に設定した場合には、基本的に 50%の場合と逆の効果が現れると考えられるため、詳細な説明は割愛する。

(1) 河川流量 50%（CaseFlow50%）における塩分上昇の要因

河川流量を 50%に設定した場合、塩分が上昇した。これは、河川流量の減少に伴って海域への淡水供給量が減少し、塩分が相対的に濃縮されたためである。その結果、塩分の $BIAS_{mm}$ はコントロールラン（CaseBase）よりも高くなった。この傾向は、木曽川流量と地点 A1 の表面塩分の逆相関関係（表-6、図-18）によって裏付けられる。2017 年の月平均流量は 10 月に最大、4 月にも比較的高かったが、CaseFlow50%における塩分の $BIAS$ は 7 月と 8 月に最大値を示した（図-14）。この季節的特徴は風の影響と一致する。すなわち、6～8 月は南東風、9～5 月は北西風が卓越する（2.3 の(1)参照）。伊勢湾の湾口は南東に開いており、風向と海面流は概ね対応するため、夏季の南東風下では湾口から湾奥への表層流入が相対的に弱まる。その結果、淡水が湾内に滞留しやすくなり、表層塩分が相対的に低下する傾向を示した。

(2) 河川流量 50%（CaseFlow50%）における 海水温変化の要因

河川水温が湾口の水温よりも低い場合、海水温は河口から湾口に向かって上昇した（図-19）。CaseFlow50%では CaseBase よりも淡水量が少ないため、河口から湾口に向かう際の水温上昇傾向は CaseFlow50%の方が CaseBase よりも大きい。上記の説明は、表-6 に示すように、3 月と 6 月を除いて当てはまる。

3 月には $BIAS_{mm}$ が負（図-16）であったにもかかわらず水温差は正（表-6 の(5)列）となった。これは、近傍河川である庄内川（河口位置は図-5 参照）の 3 月の平均河川水温が 12.8°C であったことから、河川水温が周辺の海水温より高かったことに起因すると考えられる。一方、6 月には $BIAS$ が正であったにもかかわらず水温差は負となった。これは、このときの木曽川以外の河川水温が地点 A1 の海水温よりも低かったためであると考えられる。例えば鈴鹿川の 6 月の水温は 21.7°C で、A1 地点の 21.8°C を下回っていた。さらに、冬季には河川水と海水の温度差が大きかったが、8～10 月には海水温の $BIAS_{mm}$ が比較的大きな値を示した。これは、当該期間における河川流量の増加と季節風の影響に起因すると考えられる（4.3(1)を参照）。

表-6 2017 年の CaseBase における木曽川の月平均流量と水温、および A1 地点の月平均塩分と海面水温。

月	(1) 河川流量 (m ³ /s)	(2) 河川水温(°C)	(3) A1 での塩分	(4) A1 での水温 (°C)	(5) A1 での水温と 河川水温の差(°C): (4)-(2)
Jan.	149.4	6.3	28.5	10.8	4.5
Feb.	161.6	6.2	29.3	9.8	3.6
Mar.	114.6	9.1	28.9	10.7	1.6
Apr.	367.7	12.1	21.5	13.9	1.8
May	126.4	18.8	23.9	20.2	1.4
Jun.	89.6	22.7	26.8	21.8	-0.9
Jul.	232.1	25.5	18.4	28.1	2.6
Aug.	384	24.5	16.7	28.5	4
Sep.	205.6	23	25.0	24.9	1.9
Oct.	493.5	17.6	18.3	21.1	3.5
Nov.	215.2	12	23.4	17.9	5.9
Dec.	112.6	8	28.6	13.9	5.9

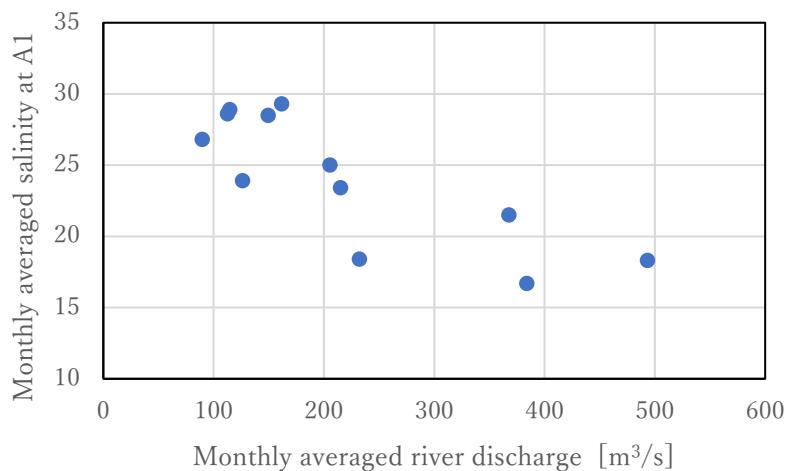


図-18 2017 年の木曽川の月平均流量と A1 地点の月平均塩分の相関関係

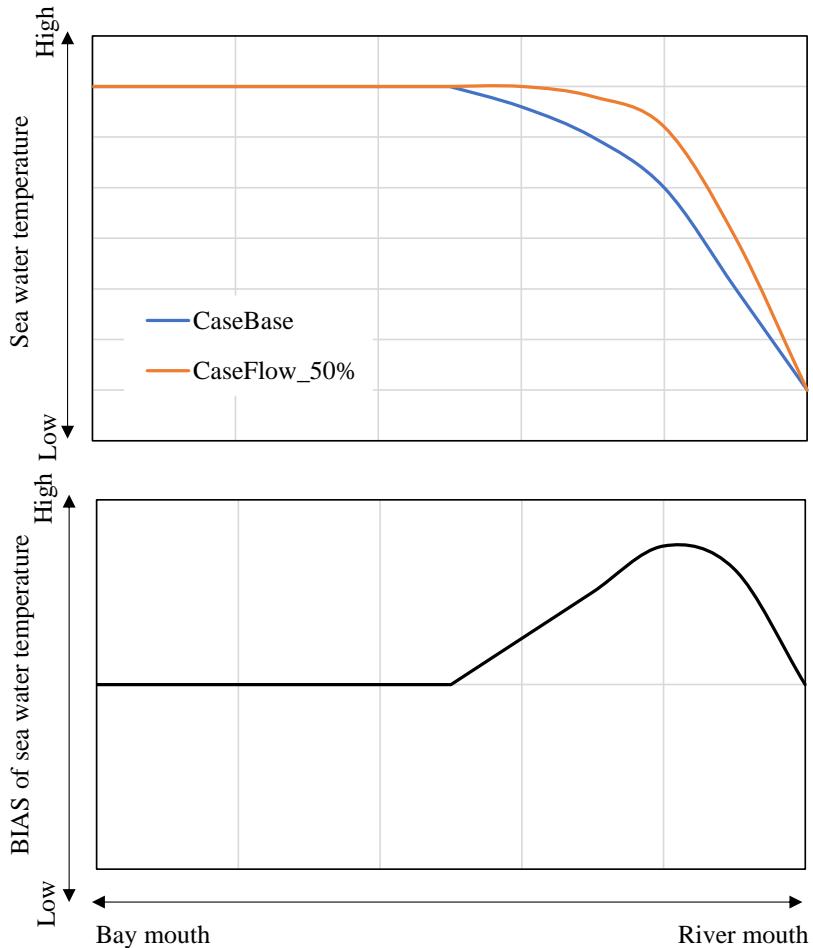


図-19 河川水温が湾口海水温より低い場合の河口と湾口間の海水温分布の概念図. 上: CaseBase と CaseFlow_50% の海水温, 下: 海水温の差 (CaseFlow_50%から CaseBase を引いた値)

5. 結論

本研究では、準リアルタイム予測システムに利用可能な河川流量データの不確実性に基づき、数値シミュレーションで得られる塩分および海水温の誤差範囲を推定するための実用的な手順を提案した。この手順は、異なる数値モデルや多様な沿岸域・河口域に広く適用可能であり、他の研究や地域への応用も期待できる。加えて、得られた結果は生態系モデルの基盤としても利用可能である。特に、溶存酸素濃度の再現精度は塩分および海水温に依存するため、河川流量の不確実性に起因するこれらの誤差範囲を把握することは、底層貧酸素状態の数値シミュレーション誤差評価にも応用できる。

6. おわりに

5章までが Matsuzaki & Kubota (2024) の成果であり、6章ではそれを踏まえた今後の展望について述べる。

著者らの研究グループでは、流域雨量指数の精度に関する検討を進めている。安藤ら (2025) は、2018~2020 年の 3 年間を対象に、伊勢湾に流入する 10 本の一級河川について、河川毎に河川流量と流域雨量指数を比較した。その際、流域雨量指数を河川流量観測地点と河口地点の比率として算定し、観測値を基準とした下流側の流量推定精度を評価した。その結果、10 河川の観測値比率は 0.87~1.16 の範囲に収まり、流域雨量指数を河川境界条件として用いる妥当性が示された。また、地点間比率は 1.00~1.13 であり、河口地点における流域雨量指数を河川流量として採用することで、流入淡水量をより正確に

再現できる可能性が示唆された。

一方で、流域雨量指標と実測河川流量のいずれが真値に近いかについては、今後さらなる議論が必要である。例えば、地下水の寄与が栄養塩循環に重要であることを示した研究(Wilson et al., 2024)もあり、正確な淡水流入量の把握は沿岸・海域の生態系評価に不可欠である。したがって、今後はモデル構築を進めつつ、最適な河川境界条件の設定について継続的に検討していく必要がある。

本研究では準リアルタイム予測システムにおける河川流量の境界条件の不確実性に起因する塩分と海水温の数値シミュレーションにおける誤差範囲に焦点を当てている。その他、境界条件としては気温、風といった大気境界条件と、伊勢湾の場合は太平洋との接続部分の水温、塩分や潮位の条件である側方境界条件（開境界条件）が数値シミュレーション結果に与える影響が大きい。それらの境界条件の不確実性についても今後検討が必要であり、それらの一例については次回の港湾空港技術研究所資料に記載する準備を進めている段階である。

謝辞

本研究は、日本の学際的大規模情報基盤共同利用・共同研究拠点（JHPCN）[プロジェクト ID : jh230015]、日本学術振興会（JSPS）科研費 21K14255、および環境省環境再生保全機構環境研究総合推進費[JPMEEFR20221R01]の支援を受けて実施された。アメダスの観測データは気象庁が運用しており、<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn> で参照可能である。河川流量および水温の観測は国土交通省が実施し、データは <http://www1.river.go.jp/> で入手可能である。塩分及び海水温の観測データは、国土交通省中部地方整備局および愛知県水産研究所より提供されており、<http://www.isewan-db.go.jp> から入手可能である。港湾空港技術研究所の井上徹教氏、松本大輝氏、および中川康之氏には、本研究に関する貴重な助言をいただいた。

参考文献

- 井上徹教, 小室隆. (2020). 新たな魚類生態系モデルによる低次生態系と漁獲量の解析. 港湾空港技術研究所資料, (1368), 38.
- 太田琢磨, 橋口祥治, 堀田純司, 傍嶋明, 矢野敦久, 長岡岳ら (2023). 雨による災害危険度を表す指数と警報の危険度分布. 測候時報, 90(8), 96.
- 安藤さゆり, 松崎義孝, 久保田雅也, 松本大輝, 井上徹教. (2025). 伊勢湾の流動シミュレーションへの流域雨量指標の適用性. 土木学会論文集特集号 (海岸工学), 81(17).
- 松崎義孝, 井上徹教. (2020). アンサンブルカルマンフィルターによる閉鎖性水域の流動解析に向けたデータ同化の計算条件の検討. 港湾空港技術研究所資料, (1367), 35.
- 松崎義孝, 井上徹教. (2022). 伊勢湾シミュレータに実装した領域沿岸データ同化法による通年のデータ同化実験: 沿岸・河口域における適切なアンサンブルを作成するための境界条件の摂動. 港湾空港技術研究所報告, 61(1), 1-37.
- 松崎義孝, 井上徹教, 久保田雅也, 松本大輝, 佐藤朋之, 坂本光, 内藤大輔. (2024). 流動生態系シミュレーションシステム EcoPARI のプリ・ポストプロセスに関する Web アプリケーションの開発. 港湾空港技術研究所資料, (1420), 29.
- 松崎義孝, 井上徹教, 安藤さゆり, 久保田雅也, 宇野健司, 日恵井京子, et al. (2025). 伊勢湾における流況および潮目のリアルタイム予測システムの構築と Web アプリケーション化. 土木学会論文集.
- 松崎義孝, 井上徹教, 内藤大輔, 水口隼人. (2025). 領域沿岸データ同化手法による伊勢湾を対象とした物理量解析データベースの開発. 土木学会論文集特集号 (海岸工学), 81(17).
- 比嘉紘士, 中村聖美, 林宏樹, 岡田輝久, 中村由行, 井上徹教, 鈴木崇之. (2023). 東京湾における水底間の硫化物・鉄・マンガン循環に関する現地観測及び生態系モデル解析. 土木学会論文集, 79(17). <https://doi.org/10.2208/jsciej.23-17143>
- 水口隼人, 松崎義孝, 井上徹教. (2025). 領域沿岸データ同化手法による 2020 年 8 月の三河湾への外洋水進入の再現精度の向上に関する検討. 土木学会論文集特集号 (海岸工学), 81(17).
- 永尾謙太郎, 中村由行. (2018). 伊勢湾における窒素・リン濃度に対する微生物ループの応答. 土木学会論文集 B2(海岸工学), 74(2), I_1243-I_1248. https://doi.org/10.2208/kaigan.74.I_1243
- 永尾謙太郎, 中村由行, 鶴島大樹, 小山悠人. (2019). 伊勢湾における下水処理場での栄養塩の管理運転の有効性に関する試算. 土木学会論文集 B2(海岸工学), 75(2), I_1021-I_1026. https://doi.org/10.2208/kaigan.75.I_1021
- 永野雄一, 高山百合子, 織田幸伸. (2022). メソ数値予報モデル GPV を用いた河川流量予測の精度評価. 河川技術論文集, 28, 55-60. https://doi.org/10.11532/river.28.0_55

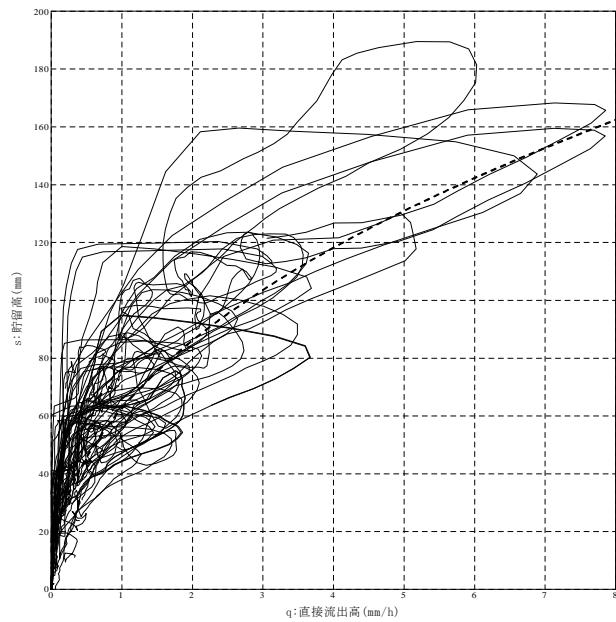
- 浦川昇吾, 山中吾郎, 平原幹俊, 坂本圭, 辻野博之, 中野英之. (2016). 日本沿岸海洋モデリングにおける流域雨量指標の有用性に関する検証. 測候時報, 83, S33-45.
- 田中信行, 太田琢磨, 牧原康隆. (2008). 流域雨量指標による洪水警報・注意報の改善. 測候時報, 75(2), 35-69.
- 田中陽二, 鈴木高二朗. (2010). 密度流湧昇流の計算を目的とした三次元沿岸域流動モデルの開発について. 港湾空港技術研究所報告, 49(1), 3-25.
- 田中陽二, 中村由行, 鈴木高二朗, 井上徹教, 西村洋子. (2011). 微生物ループを考慮した浮遊生態系モデルの構築. 港湾空港技術研究所報告, 50(2), 3-68.
- 田中陽二, 中村由行, 井上徹教, 鈴木高二朗, 内田吉文, 澤田玲, 内藤了二. (2012). 伊勢湾での陸域負荷削減が一次生産量と貧酸素水塊の規模に与える影響. 土木学会論文集 B2(海岸工学), 68(2), I_1131-I_1135. https://doi.org/10.2208/kaigan.68.I_1131
- 矢崎敬三. (1974). 雨量計について, 天気, 21(1).
- 蝦名紗衣, 小倉智代, 北代哲也, 浦垣直子, 井上徹教, 小室隆. (2021). 横浜市内のマイクロプラスチック調査(第6報)－野島海岸のマイクロプラスチック漂着量のモニタリング－. 横浜市環境科学研究所報, (45), 21-30.
- 鶴島大樹, 永尾謙太郎, 中田喜三郎. (2019). 数値シミュレーションを用いた伊勢湾におけるアサリの餌料不足に関する一考察. 土木学会論文集 B2(海岸工学), 75(2), I_1111-I_1116. https://doi.org/10.2208/kaigan.75.I_1111
- 鶴島大樹, 永尾謙太郎, 白崎正浩, 日恵井京子, 藤田智志, 中田喜三郎, 中村由行. (2023). 伊勢湾における2000年代以降の夏季底層貧酸素水塊の変動要因について. 海洋理工学会. https://doi.org/10.14928/amstec.27.2_1
- Hafeez, M. A., & Inoue, T. (2024). Three-Dimensional Hydrodynamic Modelling of Saltwater Ingression and Circulation in a Brackish Lake Shinji, Japan. *Advances in Water Resources*, 184, 104627. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2024.104627>
- Hafeez, M. A., Nakamura, Y., Suzuki, T., Inoue, T., Matsuzaki, Y., Wang, K., & Moiz, A. (2021). Integration of Weather Research and Forecasting (WRF) model with regional coastal ecosystem model to simulate the hypoxic conditions. *Science of The Total Environment*, 771, 145290. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.145290>
- Hafeez, M. A., Inoue, T., Matsumoto, H., Sato, T., & Matsuzaki, Y. (2024). Application of Building Cube Method to reproduce high-resolution hydrodynamics of a dredged borrow pit in Osaka Bay, Japan. *Proceedings of the 11th International Conference on Asian and Pacific Coasts: Apac 2023*, 14-17 Nov, Kyoto, Japan. Edited by Yoshimitsu Tajima, Shin-Ichi Aoki, and Shinji Sato. Kyoto, Japan: Springer. https://doi.org/10.1007/978-981-99-7409-2_26
- Henderson-Sellers, B. (1985). New formulation of eddy diffusion thermocline models. *Applied Mathematical Modelling*, 9(6), 441-446. [https://doi.org/10.1016/0307-904X\(85\)90110-6](https://doi.org/10.1016/0307-904X(85)90110-6)
- Kärnä, T., Baptista, A. M., Lopez, J. E., Turner, P. J., McNeil, C., & Sanford, T. B. (2015). Numerical modeling of circulation in high-energy estuaries: A Columbia River estuary benchmark. *Ocean Modelling*, 88, 54-71. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.01.001>
- Luijendijk, E., Gleeson, T., & Moosdorf, N. (2020). Fresh groundwater discharge insignificant for the world's oceans but important for coastal ecosystems. *Nature Communications*, 11(1), 1260. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15064-8>
- Markus Meier, H. E., & Kauker, F. (2003). Modeling decadal variability of the Baltic Sea: 2. Role of freshwater inflow and large-scale atmospheric circulation for salinity. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(11). Retrieved from <https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-1542286743&partnerID=40&md5=23f74a1929252a16cf774a277a928905>
- Matsuzaki, Y., & Inoue, T. (2022). Perturbation of Boundary Conditions to Create Appropriate Ensembles for Regional Data Assimilation in Coastal Estuary Modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 127(4). <https://doi.org/10.1029/2021JC017911>
- Matsuzaki, Y., & Kubota, M. (2024). Uncertainty in river discharge forcings and error range on nowcasting numerical simulation of salinity and seawater temperature in Ise Bay, Japan. *Marine Pollution Bulletin*, 207, 116734. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2024.116734>
- Matsuzaki, Y., Fujiki, T., Kawaguchi, K., Inoue, T., & Iwamoto, T. (2021). Application of the WRF model to the coastal area at Ise Bay, Japan: evaluation of model output sensitivity to input data. *Coastal Engineering Journal*, 63(1), 17-31. <https://doi.org/10.1080/21664250.2020.1830485>

- Matsuzaki, Y., Inoue, T., Kubota, M., Matsumoto, H., Sato, T., Sakamoto, H., & Naito, D. (2024). Web application of an integrated simulation for aquatic environment assessment in coastal and estuarine areas. *Environmental Modelling & Software*, 106184. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2024.106184>
- Nakamura, Y., & Hayakawa, N. (1991). Modelling of thermal stratification in lakes and coastal seas (pp. 227–236). Presented at the IAHS Publication (International Association of Hydrological Sciences).
- Orlanski, I. (1976). A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *Journal of Computational Physics*, 21(3), 251–269. [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(76\)90023-1](https://doi.org/10.1016/0021-9991(76)90023-1)
- Prasad, R. (1967). A nonlinear hydrologic system response model. *Journal of the Hydraulics Division*, 93(4), 201–222. <https://doi.org/doi:10.1061/JYCEAJ.0001646>
- Sekine, Y., Nakamura, S., & Wang, Y. W. (2002). Variation in Wind in the Region around Ise Bay. *The Bulletin of the Faculty of Bioresources. Mie University*, 28, 1–9.
- Skamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D., Wang, W., et al. (2008). A Description of the Advanced Research WRF version 3. University Corporation for Atmospheric Research. <https://doi.org/10.5065/D68S4MVH>
- Smagorinsky, J. (1963). GENERAL CIRCULATION EXPERIMENTS WITH THE PRIMITIVE EQUATIONS: I. THE BASIC EXPERIMENT*. *Monthly Weather Review*, 91(3), 99–164. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1963\)091%253C0099:GCEWTP%253E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1963)091%253C0099:GCEWTP%253E2.3.CO;2)
- Van Der Wulp, S. A., Damar, A., Ladwig, N., & Hesse, K.-J. (2016). Numerical simulations of river discharges, nutrient flux and nutrient dispersal in Jakarta Bay, Indonesia. *Marine Pollution Bulletin*, 110(2), 675–685. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2016.05.015>
- Wang, K., Nakamura, Y., Sasaki, J., Inoue, T., Higa, H., Suzuki, T., & Hafeez, M. A. (2022). An effective process-based modeling approach for predicting hypoxia and blue tide in Tokyo Bay. *Coastal Engineering Journal*, 64(3), 458–476. <https://doi.org/10.1080/21664250.2022.2119011>
- Wei, X., Zhan, H., Ni, P., & Cai, S. (2016). A model study of the effects of river discharges and winds on hypoxia in summer in the Pearl River Estuary. *Marine Pollution Bulletin*, 113(1–2), 414–427. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2016.10.042>
- Weiss, R. F. (1970). The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 17(4), 721–735. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(70\)90037-9](https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90037-9)
- Wilson, S. J., Moody, A., McKenzie, T., Cardenas, M. B., Luijendijk, E., Sawyer, A. H., et al. (2024). Global subterranean estuaries modify groundwater nutrient loading to the ocean. *Limnology and Oceanography Letters*, 9(4), 411–422. <https://doi.org/10.1002/lol2.10390>
- Yamamoto, K., & Suetsugi, T. (2006). Estimation of Particulate Nutrient Load Using Turbidity Meter. *Water Science and Technology*, 53(2), 311–320. <https://doi.org/10.2166/wst.2006.065>

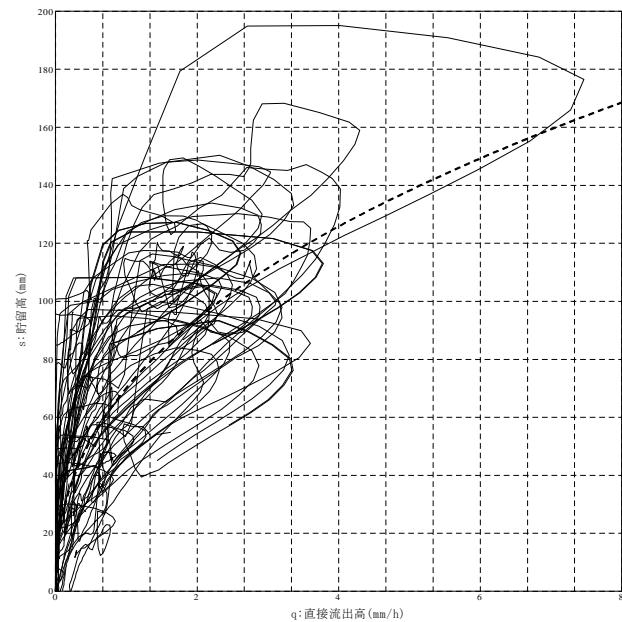
付録 A. 貯留閾数法による流量推定のパラメータ調整結果及び流量の再現状況

基底流出量は以下の通りに算出した。2004年から2013年の10年間の観測河川流量から、晴天時でも定量的に流れる流量を基底流量として、降雨により変動する流量から分離した。河川毎に5日以上の晴天だった期間の流量を抜き出し最初の3日間を取り除いた上での平均値を基底流量と定義した。

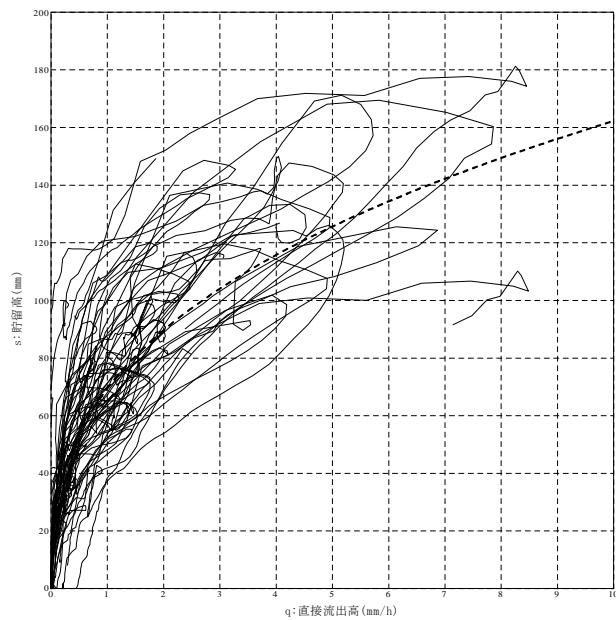
各パラメータは以下の通りに算出した。2004年から2013年の10年間の観測河川流量のうち、降雨の始まりから降雨が収まって3日間経過した時までの河川流量の増加から減少する一連の変化を一つのサイクルとして抽出し、流量ピーク値の大きい順に並べて上位30パターンを抽出した。選別を行った理由は流量変化が小さい時を抽出した場合に降雨時の河川流量変化の再現性が悪く、ピーク流量が観測値に対して半分程度しか出なかつたことによる。抽出したデータセットから、式(2)の左辺と右辺の差の和が最小となるように、重回帰分析で k_1 , k_2 , p を算出した。



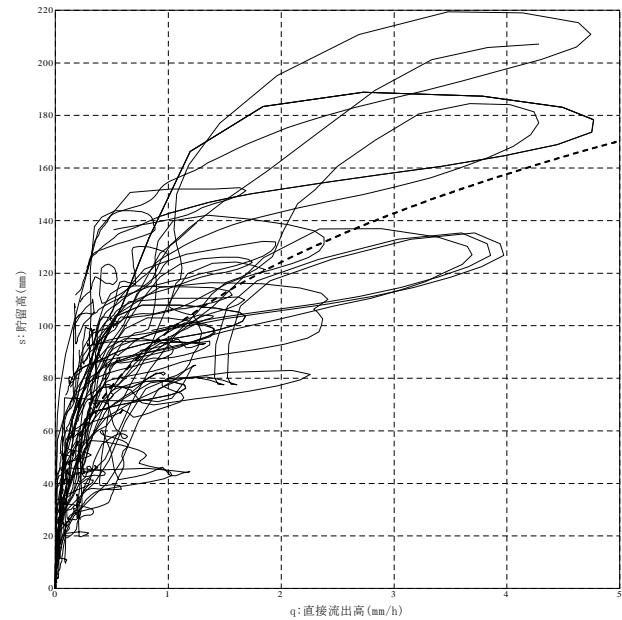
木曽川



長良川

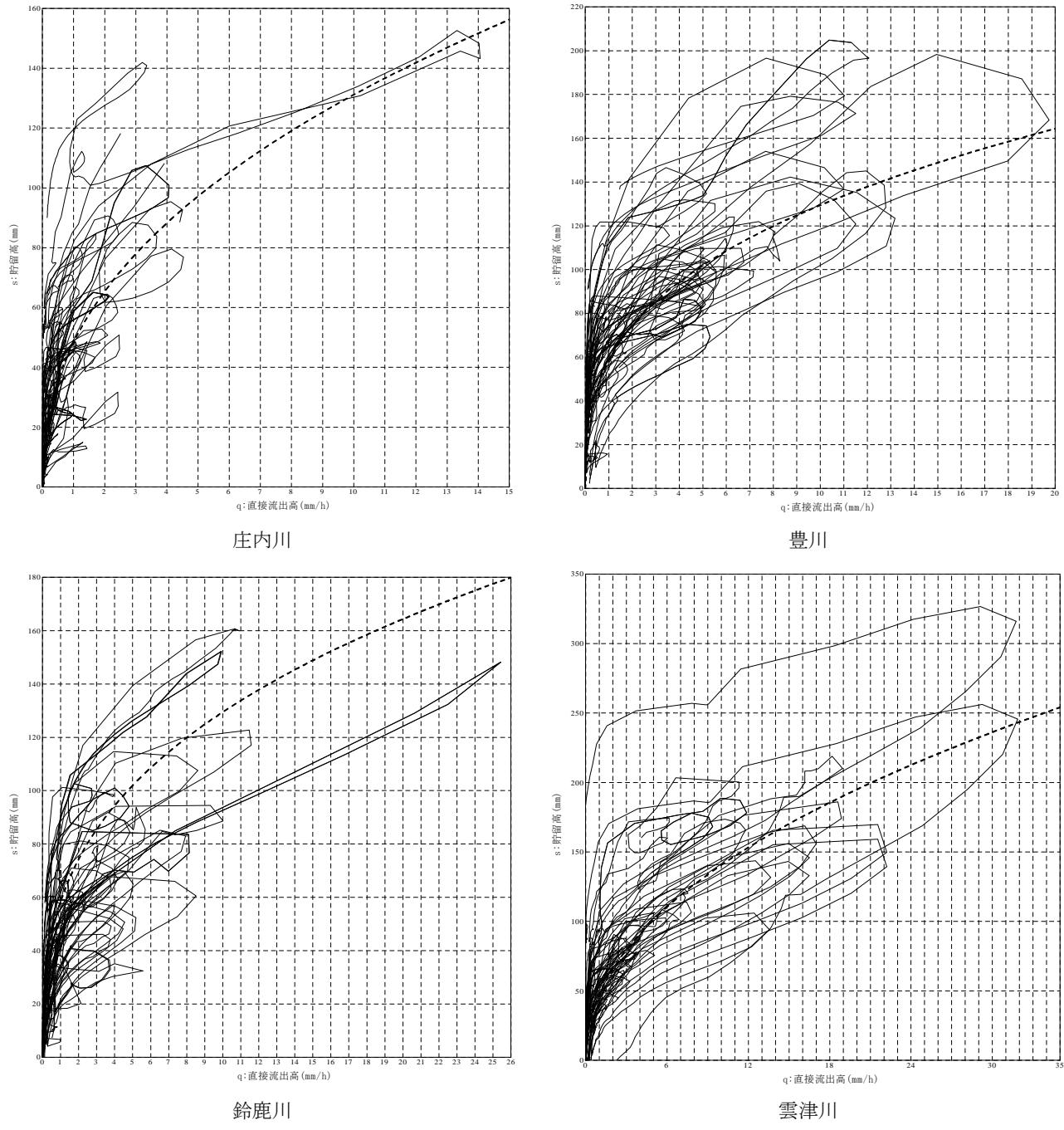


揖斐川

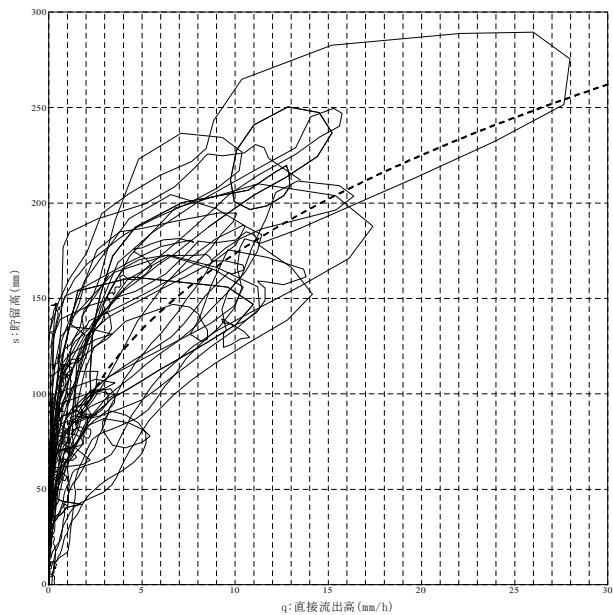


矢作川

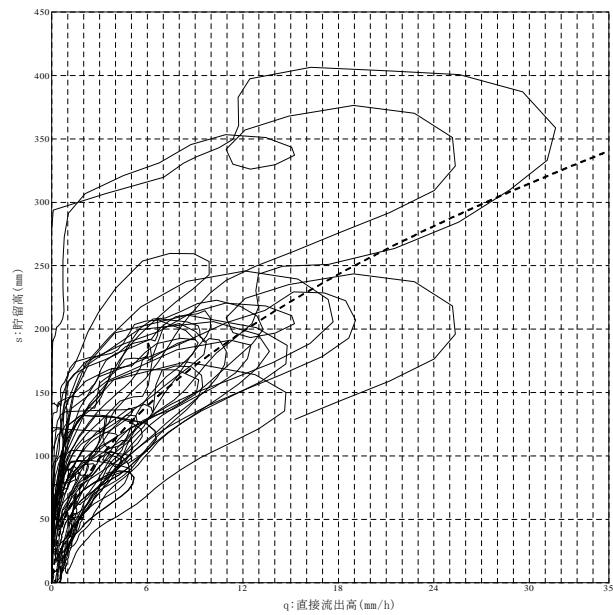
付録図 A-1 一級河川の流出高と貯留高の関係(1/3)



付録図 A-1 一級河川の流出高と貯留高の関係(2/3)



櫛田川



宮川

付録図 A-1 一級河川の流出高と貯留高の関係(3/3)

付録表 A-1 貯留関数法の基底流出量とパラメータ(1/3)。流域番号は付録図 A-1、流出先番号は付録図 A-2 参照。

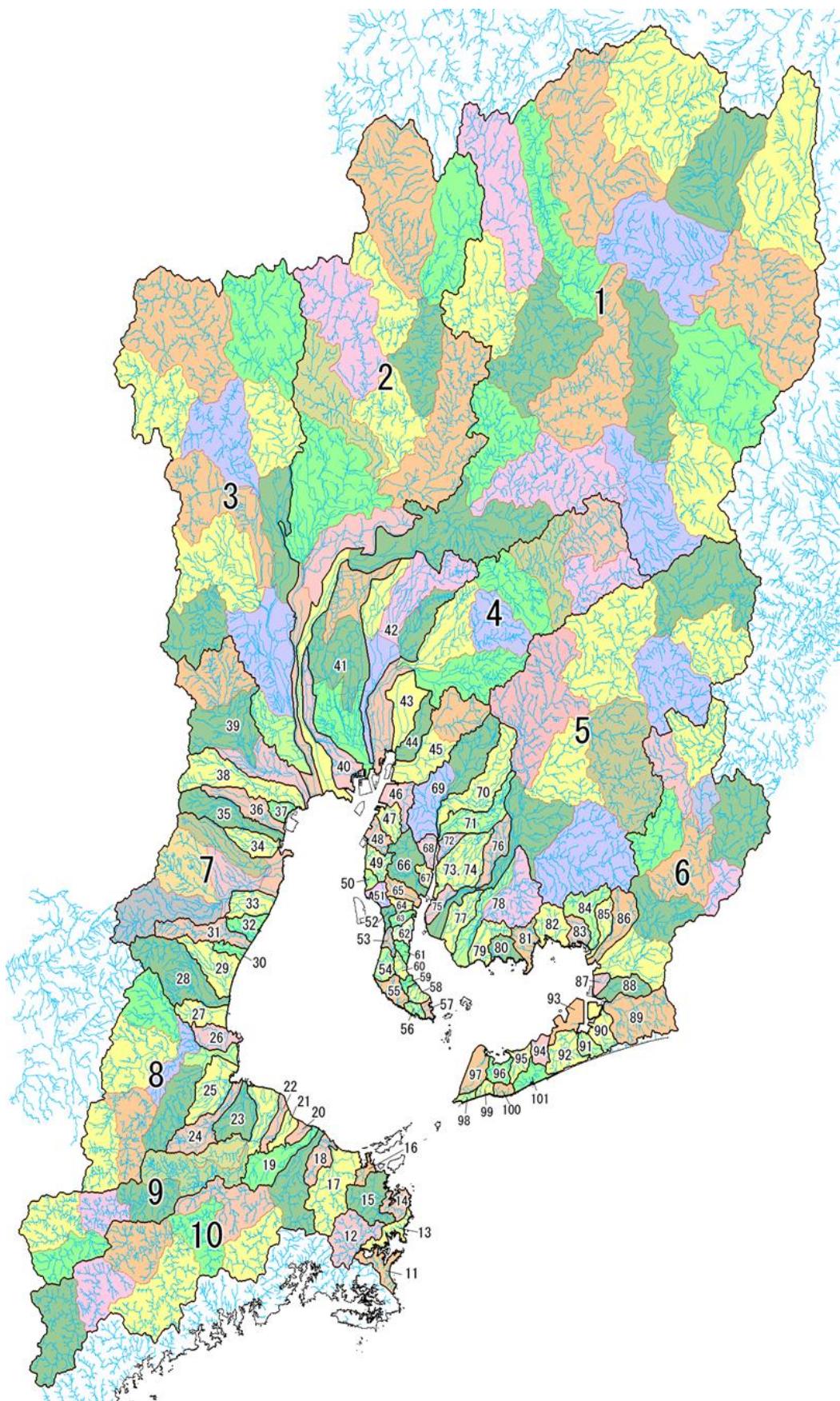
	番号	河川名	流量 データ	流域 番号	流出先 番号	流域面積 [km ²]	貯留方程式パラメータ			基底流出高 [mm/h]	基底流量 [m ³ /s]
							k ₁	k ₂	p		
1	木曽川	○	1	0	81.668	29.301	2.00	0.460	0.1054	128.039	
			2	1	273.595	39.786	2.00	0.460	0.1054		
			3	2	153.580	34.378	2.00	0.460	0.1054		
			4	2	234.433	38.261	2.00	0.460	0.1054		
			5	4	226.890	37.945	2.00	0.460	0.1054		
			6	5	225.958	37.906	2.00	0.460	0.1054		
			7	5	197.918	36.656	2.00	0.460	0.1054		
			8	7	339.159	42.008	2.00	0.460	0.1054		
			9	8	357.647	42.576	2.00	0.460	0.1054		
			10	9	342.518	42.113	2.00	0.460	0.1054		
			11	9	235.377	38.300	2.00	0.460	0.1054		
			12	9	315.164	41.235	2.00	0.460	0.1054		
			13	3	289.548	40.360	2.00	0.460	0.1054		
			14	3	251.737	38.956	2.00	0.460	0.1054		
			15	14	194.329	36.487	2.00	0.460	0.1054		
			16	15	265.293	39.477	2.00	0.460	0.1054		
			17	14	231.316	38.131	2.00	0.460	0.1054		
			18	17	402.682	43.873	2.00	0.460	0.1054		
			19	18	383.767	43.342	2.00	0.460	0.1054		
2	長良川	○	1	0	66.351	26.257	2.40	0.510	0.1997	74.646	
			2	1	122.335	30.652	2.40	0.510	0.1997		
			3	1	271.191	37.492	2.40	0.510	0.1997		
			4	3	290.635	38.154	2.40	0.510	0.1997		
			5	3	164.693	33.047	2.40	0.510	0.1997		
			6	3	132.291	31.265	2.40	0.510	0.1997		
			7	6	121.128	30.576	2.40	0.510	0.1997		
			8	6	235.753	36.187	2.40	0.510	0.1997		
			9	7	118.935	30.435	2.40	0.510	0.1997		
			10	7	325.904	39.276	2.40	0.510	0.1997		
			11	7	186.892	34.121	2.40	0.510	0.1997		
3	揖斐川	○	1	0	66.819	30.945	3.40	0.500	0.1203	52.861	
			2	1	175.350	39.501	3.40	0.500	0.1203		
			3	2	188.685	40.240	3.40	0.500	0.1203		
			4	3	111.460	35.222	3.40	0.500	0.1203		
			5	2	190.795	40.353	3.40	0.500	0.1203		
			6	2	99.299	34.208	3.40	0.500	0.1203		
			7	6	161.144	38.665	3.40	0.500	0.1203		
			8	7	156.044	38.352	3.40	0.500	0.1203		
			9	7	310.073	45.629	3.40	0.500	0.1203		
			10	6	131.135	36.701	3.40	0.500	0.1203		
4	庄内川	○	11	10	257.589	43.537	3.40	0.500	0.1203	12.288	
			1	0	65.692	117.088	2.10	0.200	0.0557		
			2	1	122.285	137.020	2.10	0.200	0.0557		
			3	1	99.662	130.109	2.10	0.200	0.0557		
			4	3	89.452	126.600	2.10	0.200	0.0557		
			5	4	107.786	132.714	2.10	0.200	0.0557		
			6	5	106.351	132.265	2.10	0.200	0.0557		
			7	6	97.110	129.258	2.10	0.200	0.0557		
5	矢作川	○	8	6	101.071	130.572	2.10	0.200	0.0557	23.059	
			1	0	142.372	82.440	5.50	0.350	0.0478		
			2	1	224.904	92.550	5.50	0.350	0.0478		
			3	1	126.839	80.065	5.50	0.350	0.0478		
			4	3	230.710	93.148	5.50	0.350	0.0478		
			5	1	252.969	95.344	5.50	0.350	0.0478		
			6	5	253.907	95.434	5.50	0.350	0.0478		
			7	6	162.566	85.253	5.50	0.350	0.0478		
			8	7	128.497	80.328	5.50	0.350	0.0478		
6	豊川	○	9	7	212.306	91.210	5.50	0.350	0.0478	9.131	
			1	0	88.750	33.249	1.50	0.460	0.0491		
			2	1	86.732	33.056	1.50	0.460	0.0491		
			3	2	112.286	35.288	1.50	0.460	0.0491		
			4	3	40.172	27.208	1.50	0.460	0.0491		
			5	3	128.947	36.545	1.50	0.460	0.0491		
			6	3	34.978	26.271	1.50	0.460	0.0491		
			7	3	86.500	33.034	1.50	0.460	0.0491		
			8	3	65.848	30.831	1.50	0.460	0.0491		
			9	8	95.048	33.831	1.50	0.460	0.0491		

付録表 A-1 貯留関数法の基底流出量とパラメータ (2/3). 流域番号は付録図 A-1, 流出先番号は付録図 A-2 参照.

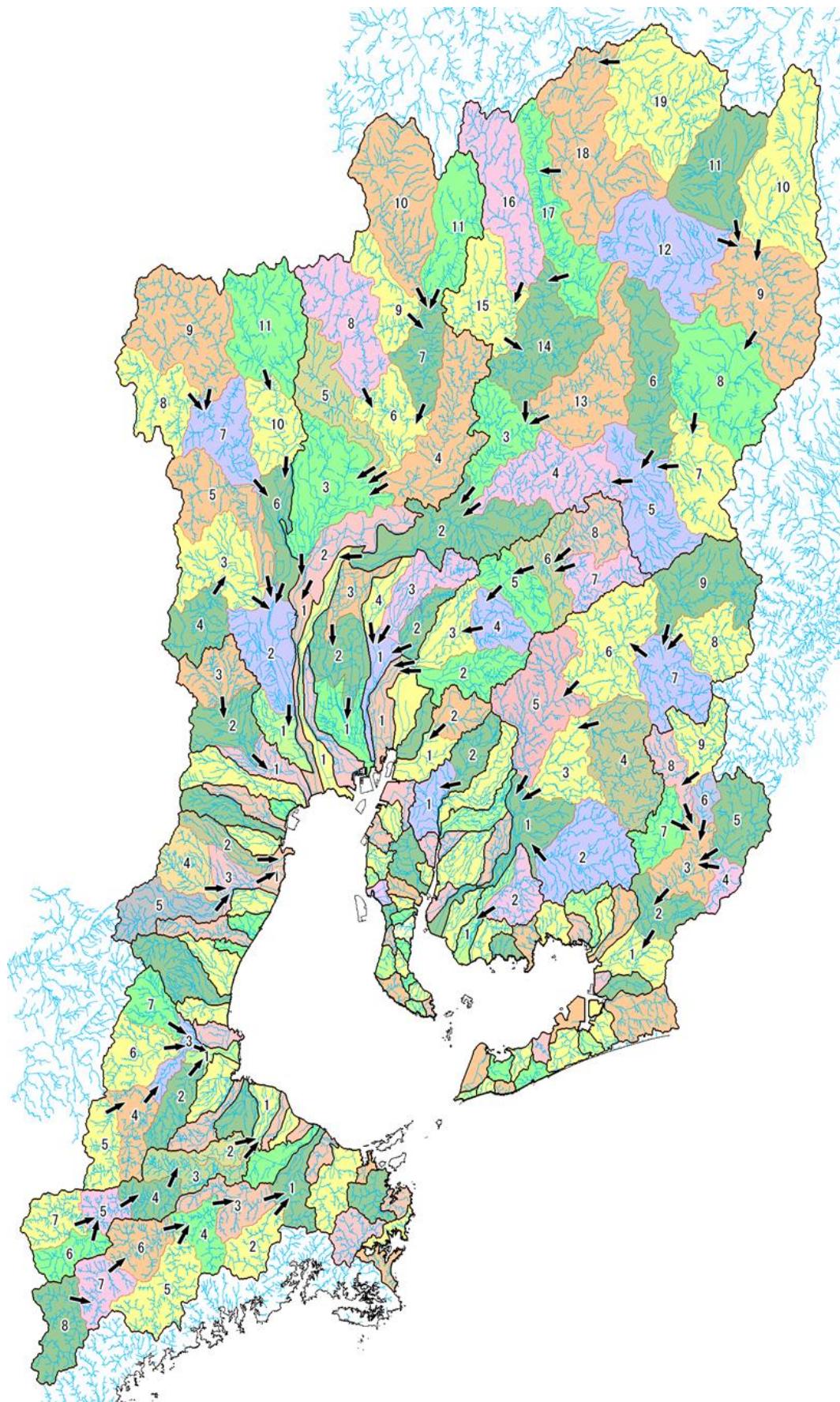
	番号	河川名	流量 データ	流域 番号	流出先 番号	流域面積 [km ²]	貯留方程式パラメータ			基底流出高 [mm/h]	基底流量 [m ³ /s]
							k ₁	k ₂	p		
一級河川	7 鈴鹿川		○	1	0	22.944	23.613	1.80	0.470	0.0499	4.326
				2	1	59.603	30.063	1.80	0.470	0.0499	
				3	1	54.254	29.357	1.80	0.470	0.0499	
				4	3	97.687	34.066	1.80	0.470	0.0499	
				5	3	120.066	35.891	1.80	0.470	0.0499	
	8 雲出川		○	1	0	23.303	14.935	1.50	0.600	0.0512	5.498
				2	1	82.150	20.542	1.50	0.600	0.0512	
				3	1	41.440	17.276	1.50	0.600	0.0512	
				4	3	94.418	21.278	1.50	0.600	0.0512	
				5	4	91.724	21.122	1.50	0.600	0.0512	
				6	3	123.619	22.779	1.50	0.600	0.0512	
				7	3	77.297	20.227	1.50	0.600	0.0512	
中川	9 櫛田川		○	1	0	39.357	27.067	2.50	0.500	0.0392	4.544
				2	1	36.157	26.492	2.50	0.500	0.0392	
				3	1	89.647	33.334	2.50	0.500	0.0392	
				4	3	68.688	31.162	2.50	0.500	0.0392	
				5	4	52.867	29.165	2.50	0.500	0.0392	
				6	5	72.719	31.615	2.50	0.500	0.0392	
				7	5	88.099	33.187	2.50	0.500	0.0392	
	10 宮川		○	1	0	80.781	29.221	1.50	0.500	0.1175	19.068
				2	1	83.250	29.444	1.50	0.500	0.1175	
				3	1	99.418	30.796	1.50	0.500	0.1175	
				4	3	77.570	28.922	1.50	0.500	0.1175	
				5	4	155.812	34.504	1.50	0.500	0.1175	
				6	4	101.304	30.943	1.50	0.500	0.1175	
				7	6	89.095	29.954	1.50	0.500	0.1175	
				8	7	126.764	32.749	1.50	0.500	0.1175	
小河川	11	名称不明	×	1	0	22.951	23.615	0.00	0.417	0.0000	0.000
	12	磯部川	×	1	0	58.405	29.909	0.00	0.417	0.0000	0.000
	13	名称不明	×	1	0	18.582	22.386	0.00	0.417	0.0000	0.000
	14	名称不明	×	1	0	19.326	22.609	0.00	0.417	0.0000	0.000
	15	加茂川	○	1	0	50.977	28.898	0.00	0.417	0.0721	0.749
	16	堀通川	×	1	0	9.340	18.810	0.00	0.417	0.0000	0.000
	17	五十鈴川	○	1	0	87.351	33.116	0.00	0.417	0.0361	0.783
	18	勢田川	×	1	0	26.442	24.476	0.00	0.417	0.0000	0.000
	19	外城田川	○	1	0	53.566	29.262	0.00	0.417	0.0638	0.727
	20	江川	×	1	0	9.779	19.030	0.00	0.417	0.0000	0.000
	21	紙漉川	×	1	0	15.622	21.425	0.00	0.417	0.0000	0.000
	22	笛笛川	○	1	0	17.922	22.182	0.00	0.417	0.6410	0.653
	23	金剛川	○	1	0	47.258	28.349	0.00	0.417	0.0139	0.175
	24	阪内川	○	1	0	53.249	29.218	0.00	0.417	0.0516	0.637
	25	三渡川	×	1	0	58.109	29.871	0.00	0.417	0.0000	0.000
	26	相川	×	1	0	28.885	25.029	0.00	0.417	0.0000	0.000
	27	岩田川	○	1	0	33.700	26.025	0.00	0.417	1.2330	1.471
	28	安濃川	○	1	0	113.908	35.416	0.00	0.417	0.0174	0.540
	29	志登茂川	○	1	0	55.044	29.464	0.00	0.417	0.5670	2.036
	30	田中川	×	1	0	10.636	19.439	0.00	0.417	0.0000	0.000
	31	中の川	○	1	0	51.673	28.997	0.00	0.417	0.0203	0.280
	32	堀切川	×	1	0	21.221	23.151	0.00	0.417	0.0000	0.000
	33	金沢川	○	1	0	33.266	25.940	0.00	0.417	0.2370	0.871
	34	天白川(三重)	×	1	0	32.925	25.872	0.00	0.417	0.0000	0.000
	35	三滝川	×	1	0	64.782	30.704	0.00	0.417	0.0000	0.000
	36	海藏川	×	1	0	42.395	27.581	0.00	0.417	0.0000	0.000
	37	名称不明	×	1	0	12.488	20.245	0.00	0.417	0.0000	0.000
	38	朝明川	○	1	0	96.452	33.957	0.00	0.417	0.0232	0.613
40	41		○	1	0	63.992	30.609	0.00	0.417	0.0884	5.600
				2	1	105.852	34.765	0.00	0.417	0.0884	
				3	2	104.097	34.619	0.00	0.417	0.0884	
				1	0	61.503	30.303	0.00	0.417	0.0000	
42	43		○	1	0	94.415	33.774	0.00	0.417	0.2610	9.226
				2	1	120.248	35.905	0.00	0.417	0.2610	
				3	2	71.006	31.425	0.00	0.417	0.2610	
				1	0	52.137	29.063	0.00	0.417	0.2770	
44	45		○	2	1	56.809	29.701	0.00	0.417	0.2770	8.477
				3	1	113.391	35.376	0.00	0.417	0.2770	
				4	1	46.424	28.222	0.00	0.417	0.2770	
				1	0	54.923	29.448	0.00	0.417	0.0000	
46	47		○	1	0	35.115	26.297	0.00	0.417	0.0000	0.000
				1	0	35.115	26.297	0.00	0.417	0.0000	

付録表 A-1 貯留関数法の基底流出量とパラメータ (3/3). 流域番号は付録図 A-1, 流出先番号は付録図 A-2 参照.

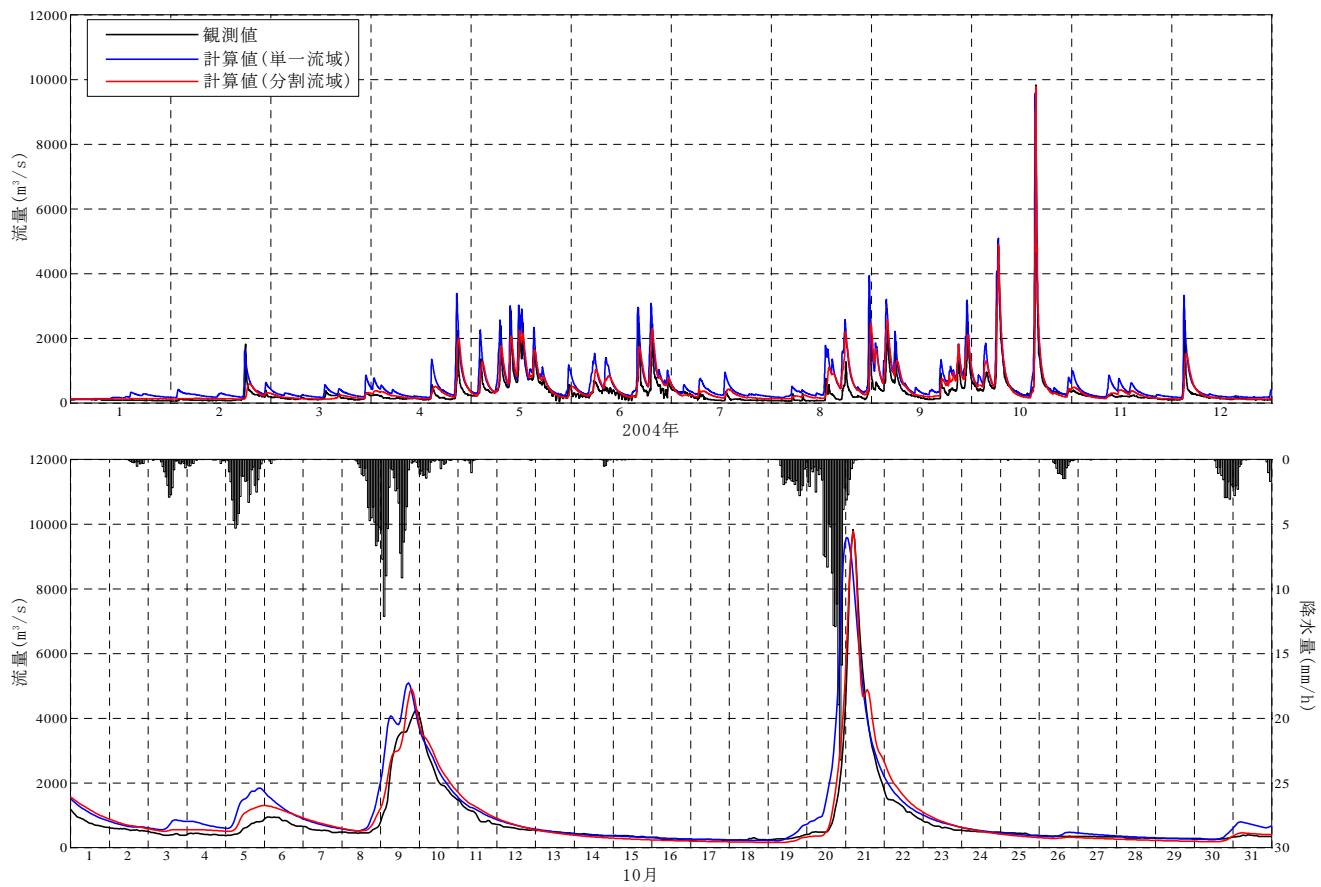
番号	河川名	流量 データ	流域 番号	流出先 番号	流域面積 [km ²]	貯留方程式パラメータ			基底流出高 [mm/h]	基底流量 [m ³ /s]
						k ₁	k ₂	p		
中 小 河 川	45 天白川(名古屋)	x	1	0	57.430	29.782	0.00	0.417	0.0000	0.000
			2	1	64.187	30.632	0.00	0.417	0.0000	0.000
	46 大田川	x	1	0	28.250	24.889	0.00	0.417	0.0000	0.000
	47 信濃川	x	1	0	21.720	23.287	0.00	0.417	0.0000	0.000
	48 曽長川	x	1	0	17.506	22.051	0.00	0.417	0.0000	0.000
	49 矢田川	x	1	0	19.920	22.783	0.00	0.417	0.0000	0.000
	50 名称不明	x	1	0	6.389	17.087	0.00	0.417	0.0000	0.000
	51 名称不明	x	1	0	11.714	19.920	0.00	0.417	0.0000	0.000
	52 名称不明	x	1	0	6.699	17.293	0.00	0.417	0.0000	0.000
	53 稲早川	x	1	0	7.315	17.682	0.00	0.417	0.0000	0.000
	54 山王川	x	1	0	15.969	21.544	0.00	0.417	0.0000	0.000
	55 内海川	x	1	0	17.520	22.055	0.00	0.417	0.0000	0.000
	56 名称不明	x	1	0	6.911	17.430	0.00	0.417	0.0000	0.000
	57 名称不明	x	1	0	4.879	15.960	0.00	0.417	0.0000	0.000
	58 五宝川	x	1	0	9.396	18.839	0.00	0.417	0.0000	0.000
	59 大川	x	1	0	4.909	15.985	0.00	0.417	0.0000	0.000
	60 新江川	x	1	0	8.672	18.460	0.00	0.417	0.0000	0.000
	61 布土川	x	1	0	6.967	17.466	0.00	0.417	0.0000	0.000
	62 新川(知多)	x	1	0	11.943	20.017	0.00	0.417	0.0000	0.000
	63 堀川(知多)	x	1	0	8.506	18.370	0.00	0.417	0.0000	0.000
	64 石川	x	1	0	8.335	18.276	0.00	0.417	0.0000	0.000
	65 神戸川	x	1	0	17.501	22.049	0.00	0.417	0.0000	0.000
	66 阿久比川	○	1	0	48.528	28.540	0.00	0.417	1.2100	1.868
	67 榎田川	x	1	0	9.059	18.665	0.00	0.417	0.0000	0.000
	68 須賀川	x	1	0	14.290	20.947	0.00	0.417	0.0000	0.000
	69 境川	○	1	0	65.076	30.739	0.00	0.417	0.0529	1.701
			2	1	72.397	31.580	0.00	0.417	0.0529	
	70 逢妻川	○	1	0	85.522	32.939	0.00	0.417	0.1960	2.164
	71 猿渡川	○	1	0	52.001	29.043	0.00	0.417	0.1084	0.948
	72 前川	x	1	0	12.769	20.359	0.00	0.417	0.0000	0.000
	73 高浜川	○	1	0	69.231	31.224	0.00	0.417	0.2295	1.760
	74 新川(衣浦)	○	1	0	69.231	31.224	0.00	0.417	0.2295	1.760
	75 蜂巣川(碧南)	x	1	0	15.730	21.462	0.00	0.417	0.0000	0.000
	76 鹿乗川	○	1	0	35.588	26.386	0.00	0.417	0.7090	1.236
	77 北浜川	x	1	0	36.551	26.565	0.00	0.417	0.0000	0.000
	78 矢作古川	○	1	0	41.465	27.426	0.00	0.417	0.0629	1.674
			2	1	80.838	32.473	0.00	0.417	0.0629	
	79 矢崎川	x	1	0	31.321	25.547	0.00	0.417	0.0000	0.000
	80 八幡川	x	1	0	19.252	22.588	0.00	0.417	0.0000	0.000
	81 拾石川	x	1	0	24.525	24.014	0.00	0.417	0.0000	0.000
	82 西田川	x	1	0	35.836	26.433	0.00	0.417	0.0000	0.000
	83 御津川	x	1	0	17.724	22.120	0.00	0.417	0.0000	0.000
	84 音羽川	○	1	0	40.306	27.230	0.00	0.417	0.0398	0.380
	85 白川	○	1	0	21.019	23.095	0.00	0.417	0.1530	0.433
	86 佐奈川	○	1	0	43.220	27.716	0.00	0.417	0.0394	0.408
	87 名称不明	x	1	0	8.495	18.364	0.00	0.417	0.0000	0.000
	88 柳生川	○	1	0	28.649	24.977	0.00	0.417	0.0432	0.277
	89 梅田川	○	1	0	89.536	33.324	0.00	0.417	0.0119	0.285
	90 紙田川	x	1	0	28.754	25.000	0.00	0.417	0.0000	0.000
	91 蜂巣川(田原)	x	1	0	14.106	20.878	0.00	0.417	0.0000	0.000
	92 汐川	○	1	0	36.487	26.553	0.00	0.417	0.1220	0.674
	93 名称不明	x	1	0	22.113	23.393	0.00	0.417	0.0000	0.000
	94 今池川	x	1	0	14.796	21.132	0.00	0.417	0.0000	0.000
	95 今堀川	x	1	0	16.705	21.791	0.00	0.417	0.0000	0.000
	96 免々田川	x	1	0	16.146	21.604	0.00	0.417	0.0000	0.000
	97 天白川(田原)	x	1	0	26.752	24.548	0.00	0.417	0.0000	0.000
	98 名称不明	x	1	0	4.770	15.869	0.00	0.417	0.0000	0.000
	99 名称不明	x	1	0	6.973	17.470	0.00	0.417	0.0000	0.000
	100 名称不明	x	1	0	7.747	17.941	0.00	0.417	0.0000	0.000
	101 池尻川	x	1	0	18.680	22.416	0.00	0.417	0.0000	0.000



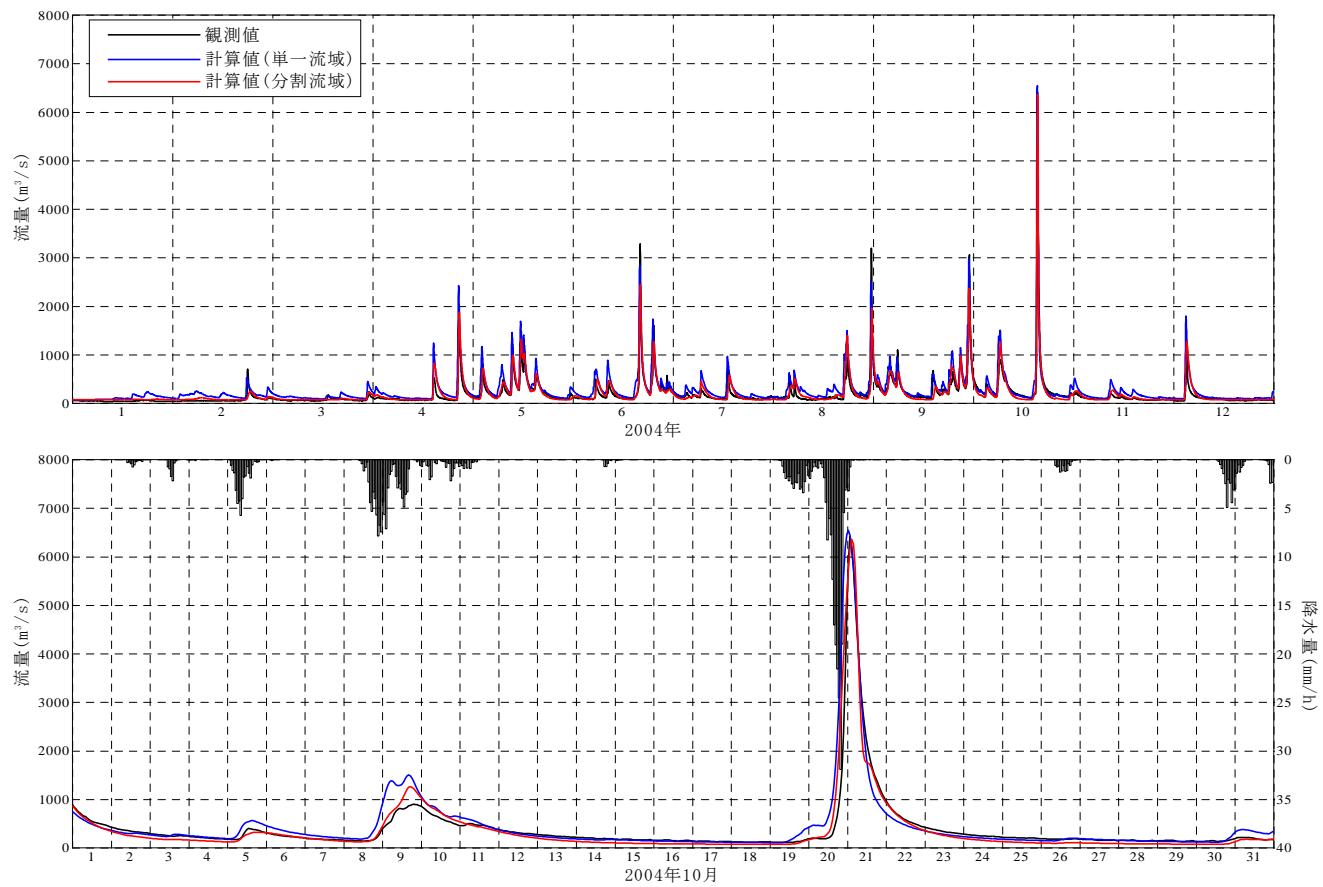
付録図 A-2 流域番号と流域の分割状況



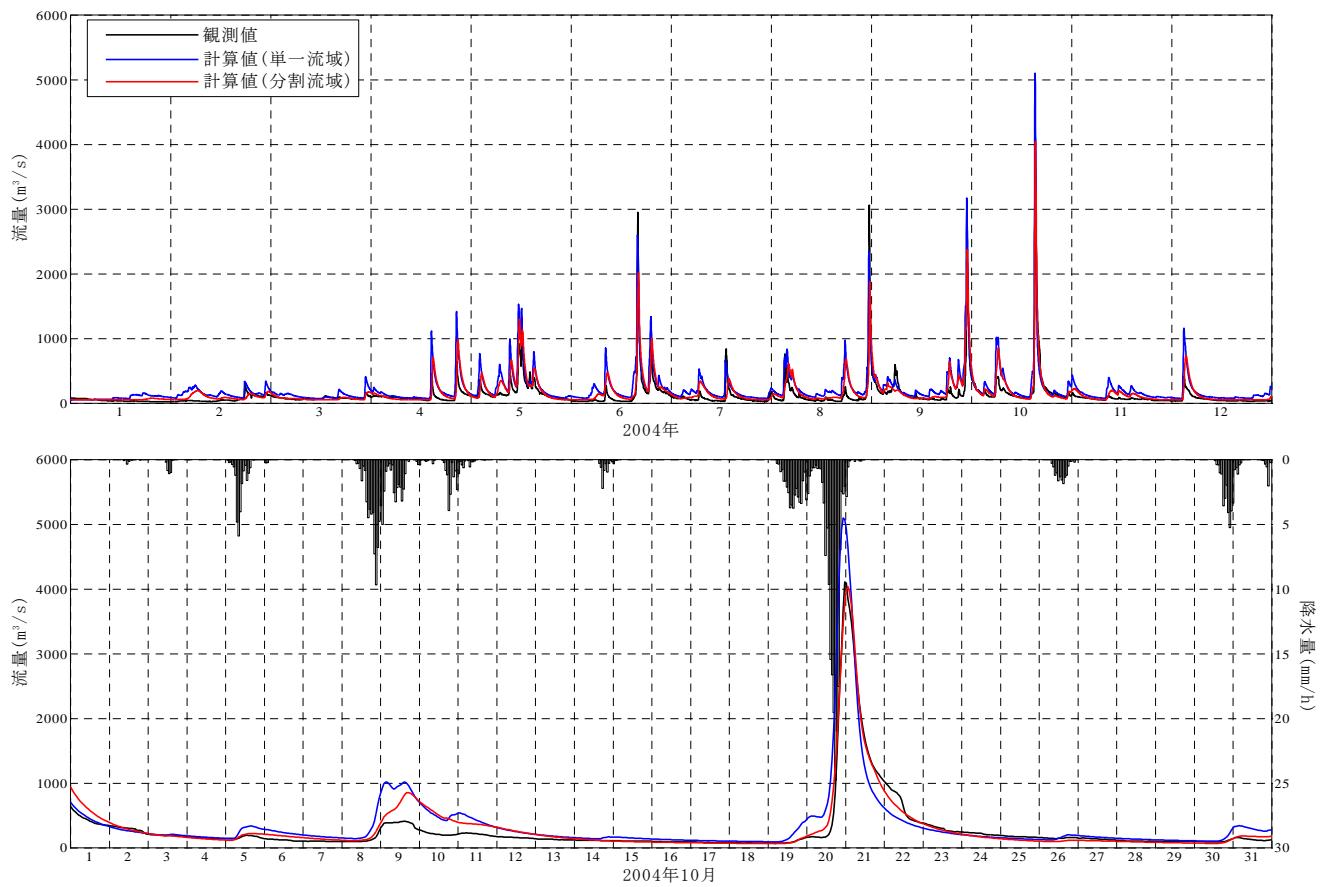
付録図 A-3 複数の流域（貯留タンク）を設ける場合の流出先番号



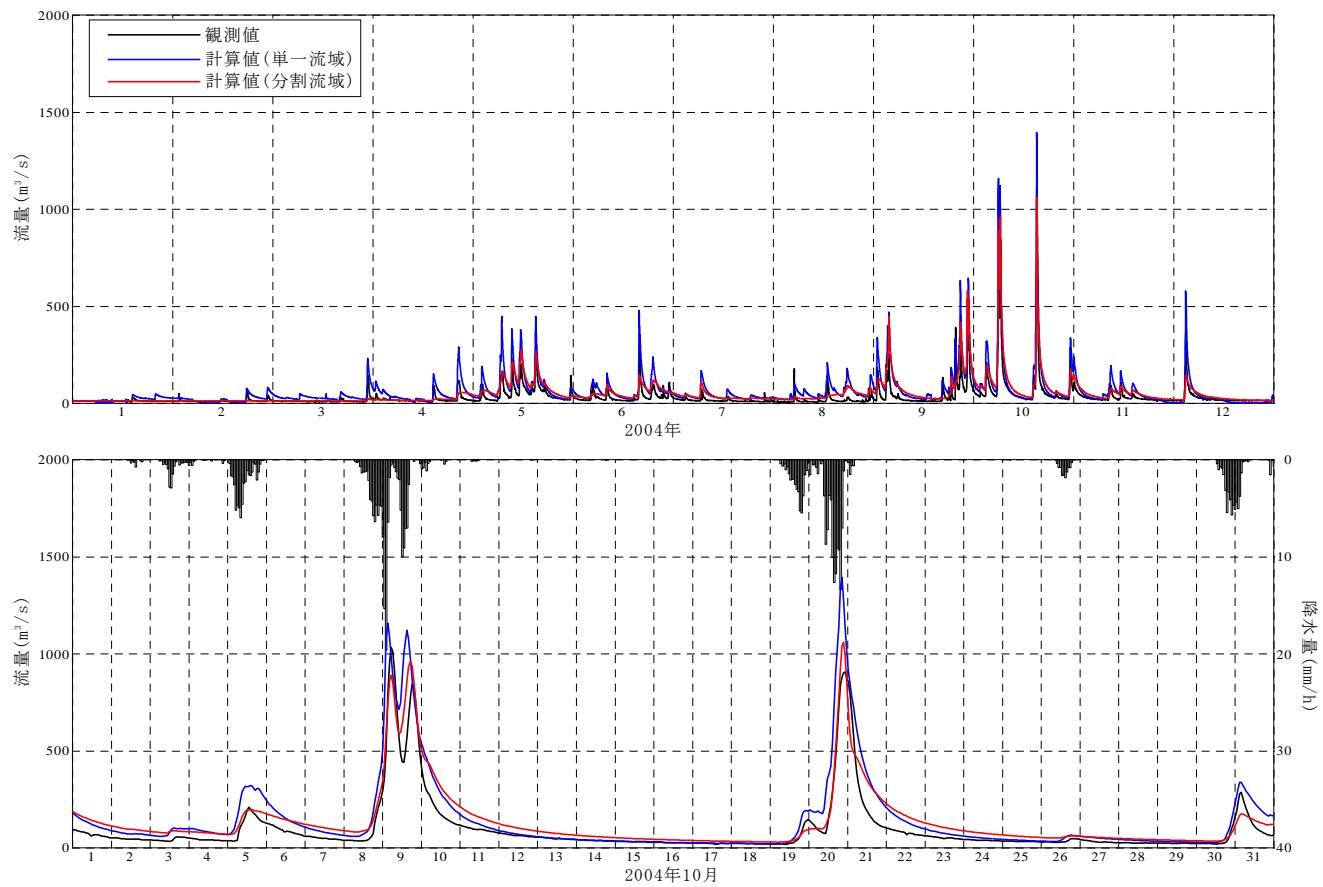
付録図 A-4 観測値と貯留関数法による計算結果（木曾川）



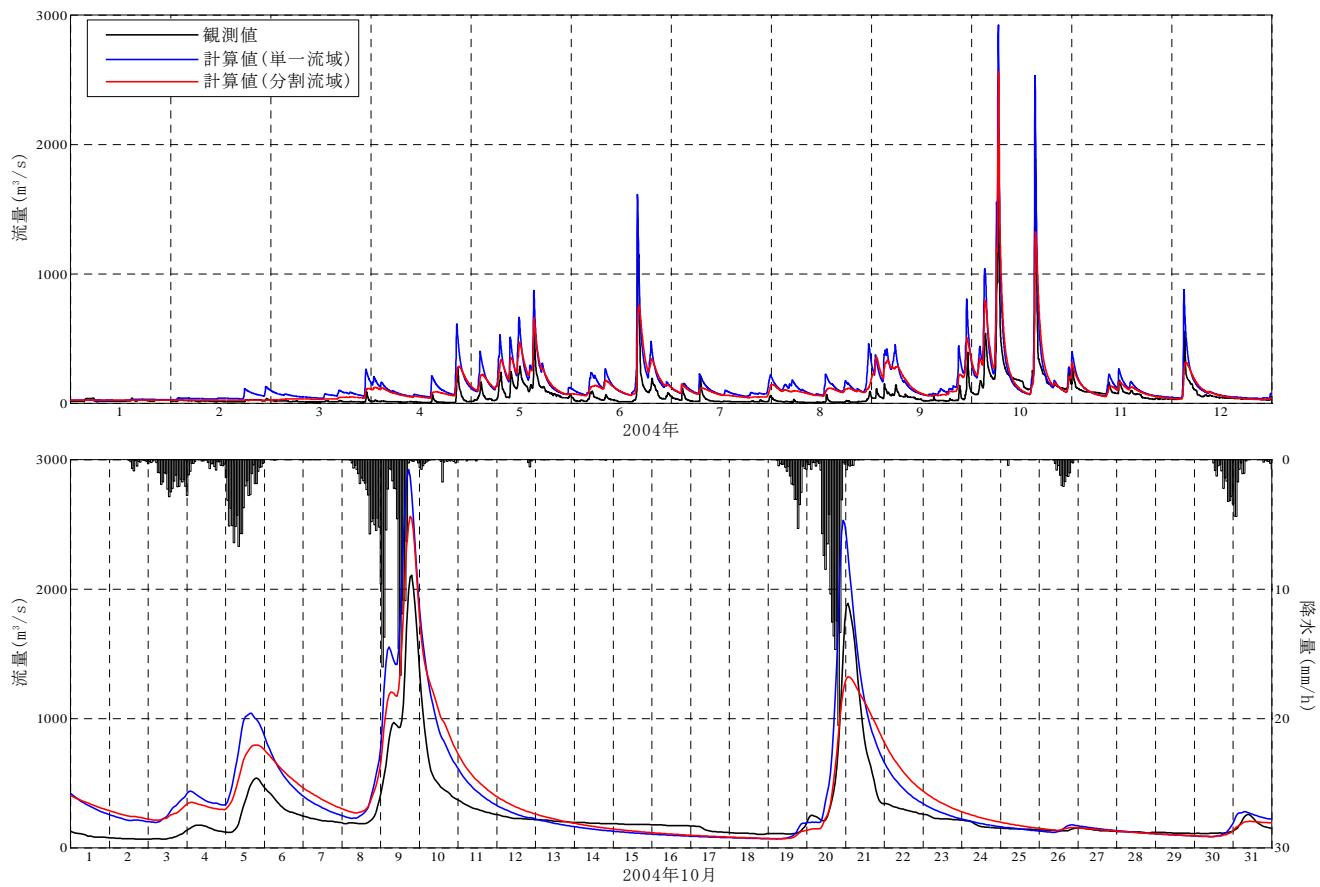
付録図 A-5 観測値と貯留関数法による計算結果（長良川）。



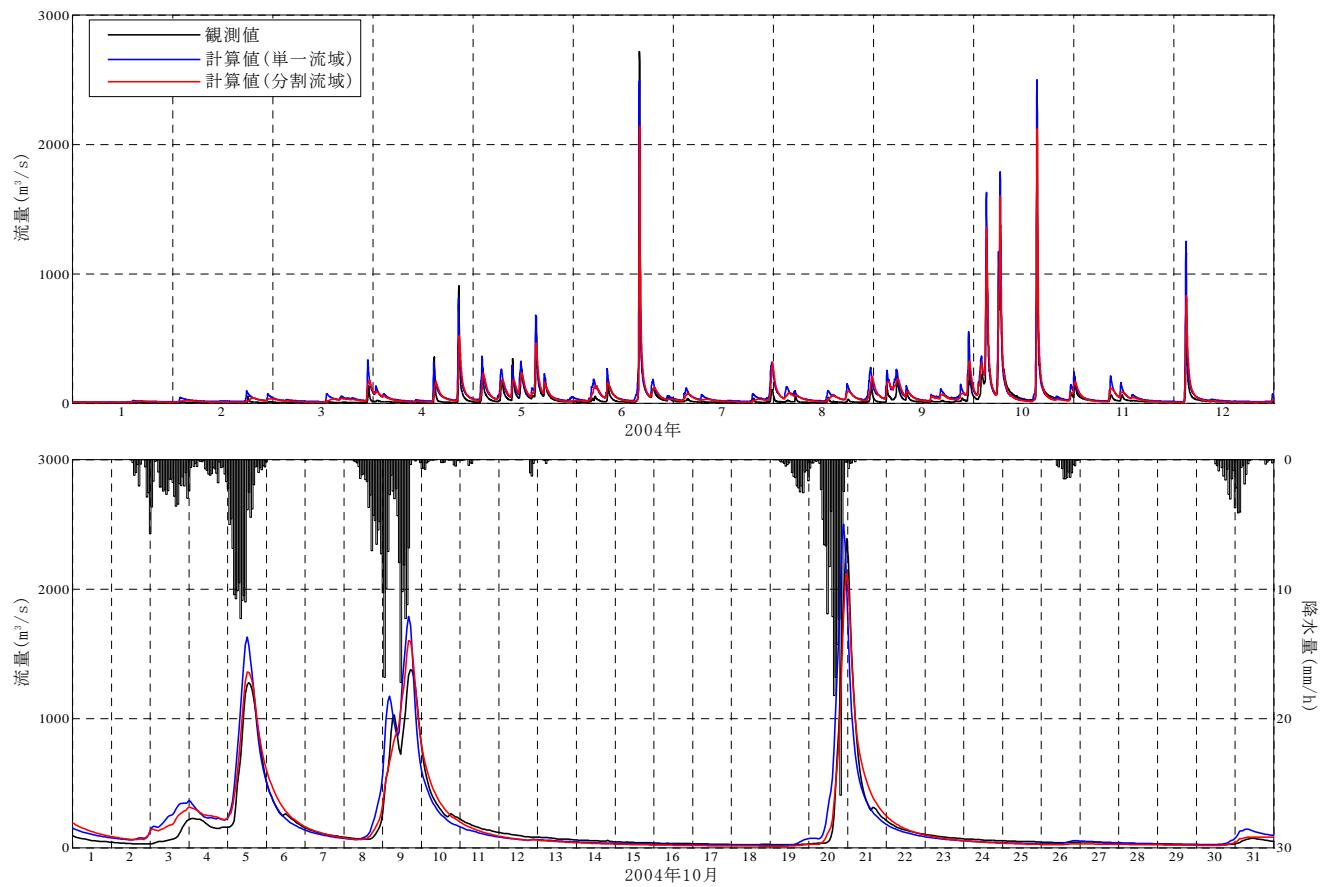
付録図 A-6 観測値と貯留関数法による計算結果（揖斐川）



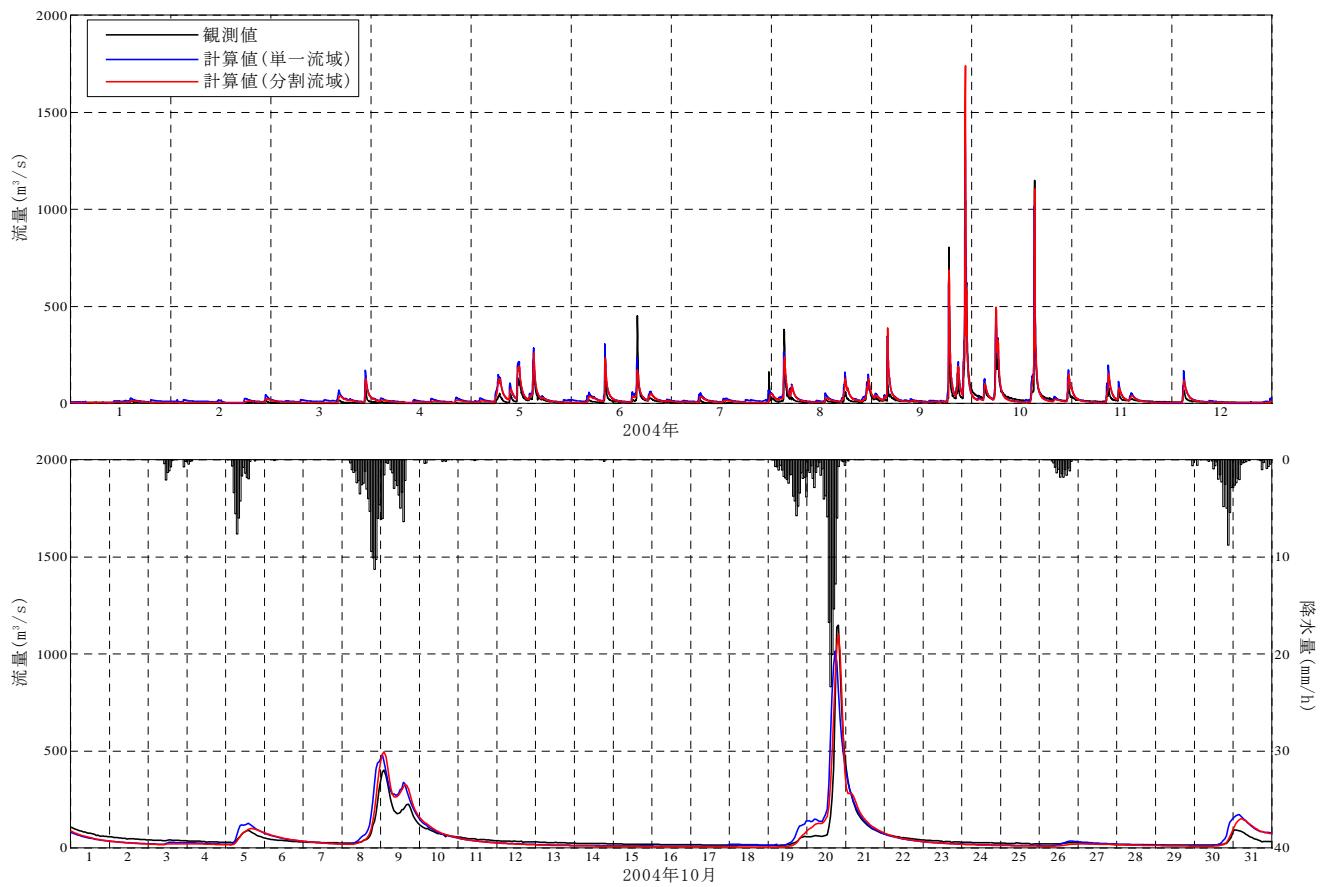
付録図 A-7 観測値と貯留関数法による計算結果（庄内川）



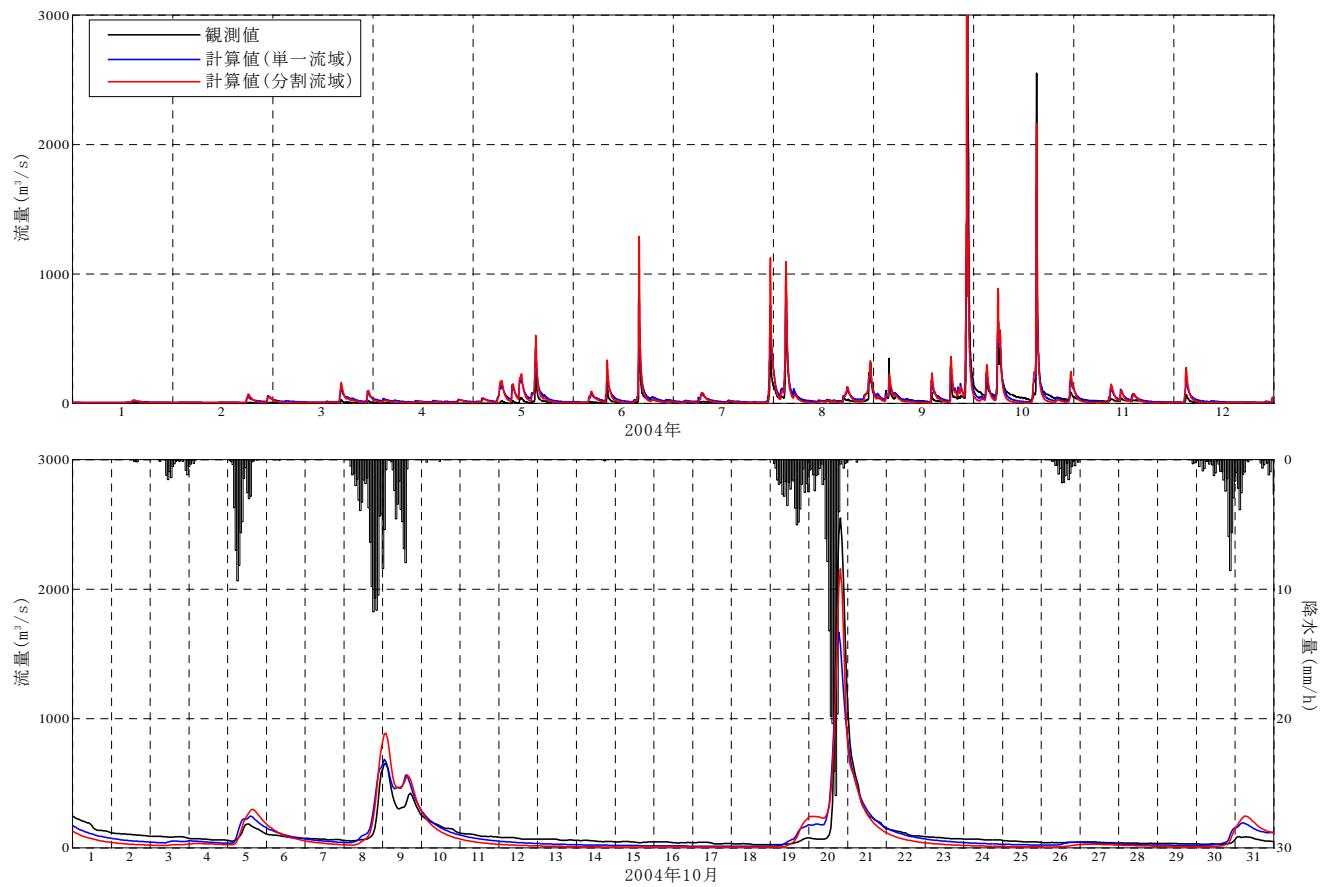
付録図 A-8 観測値と貯留関数法による計算結果（矢作川）



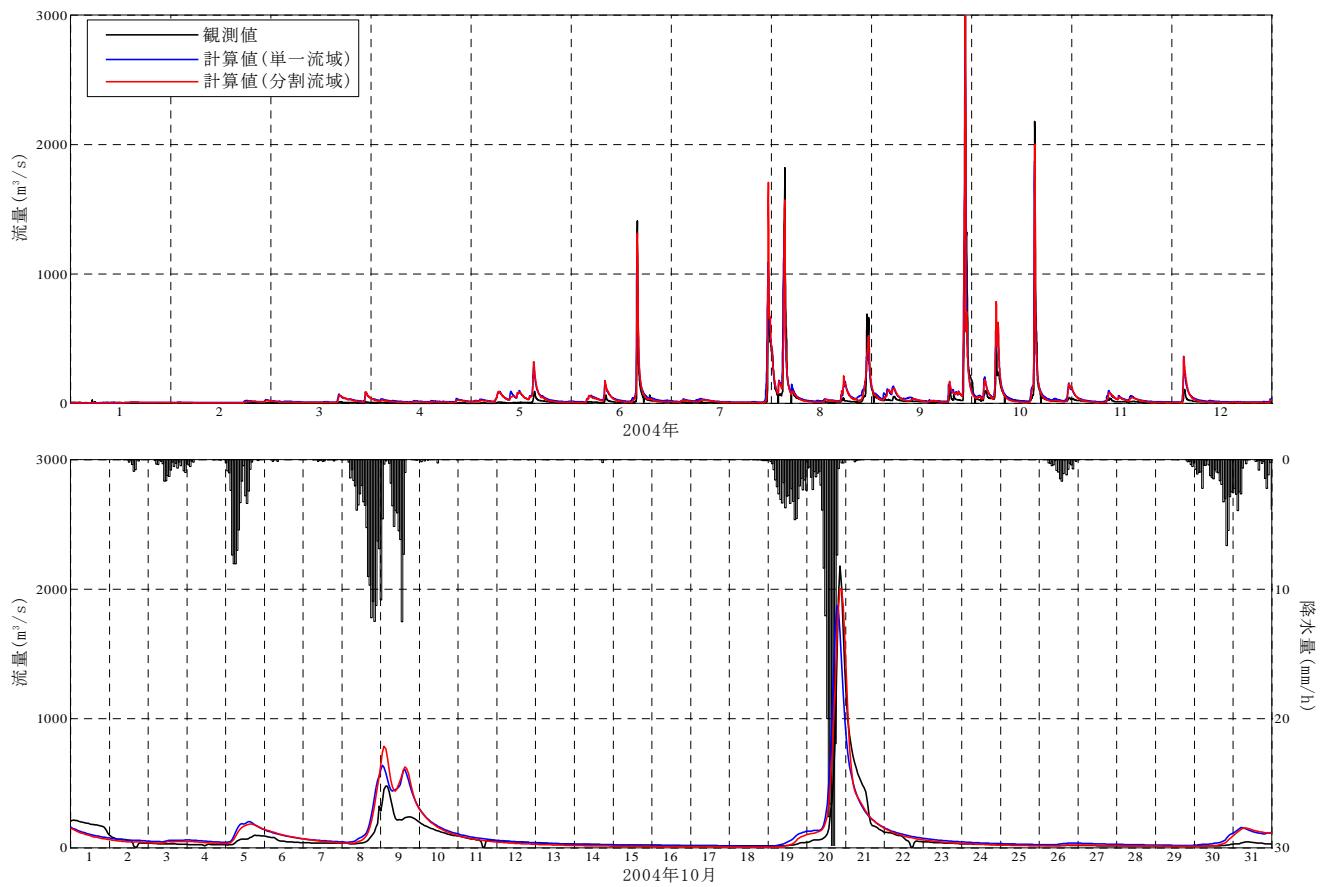
付録図 A-9 観測値と貯留関数法による計算結果（豊川）



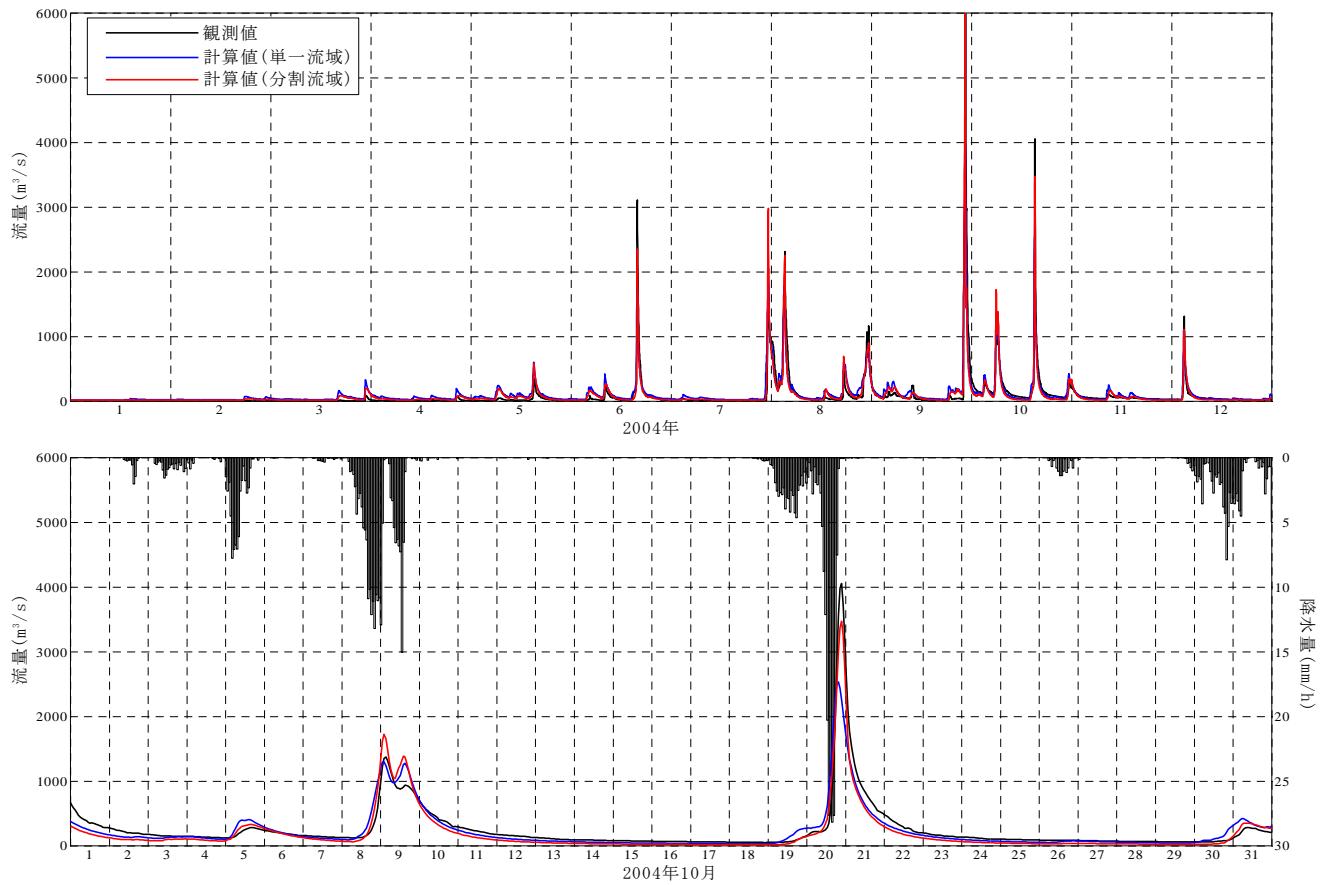
付録図 A-10 観測値と貯留関数法による計算結果（鈴鹿川）



付録図 A-11 観測値と貯留関数法による計算結果（雲津川）



付録図 A-12 観測値と貯留関数法による計算結果（櫛田川）



付録図 A-13 観測値と貯留関数法による計算結果（宮川）

付録 B. 塩分と海水温に関する観測値と数値シミュレーション結果の比較

コントロールラン (CaseBase) の精度は、バイアス ($BIAS_{mo}$, 式 B1), 二乗平均平方根誤差 ($RMSE_{mo}$, 式 B2), 中心化 (バイアス除去) $RMSE$ ($CRMSE_{mo}$, 式 B3), および相関係数 (CC_{mo} , 式 B4) を使用して評価した。

$$BIAS_{mo} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (mcr_i - o_i) \quad (B1)$$

$$RMSE_{mo} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (mcr_i - o_i)^2} \quad (B2)$$

$$CRMSE_{mo} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(mcr_i - \bar{mcr}) - (o_i - \bar{o})]^2} \quad (B3)$$

$$CC_{mo} = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (mcr_i - \bar{mcr})(o_i - \bar{o})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (mcr_i - \bar{mcr})^2} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o})^2}} \quad (B4)$$

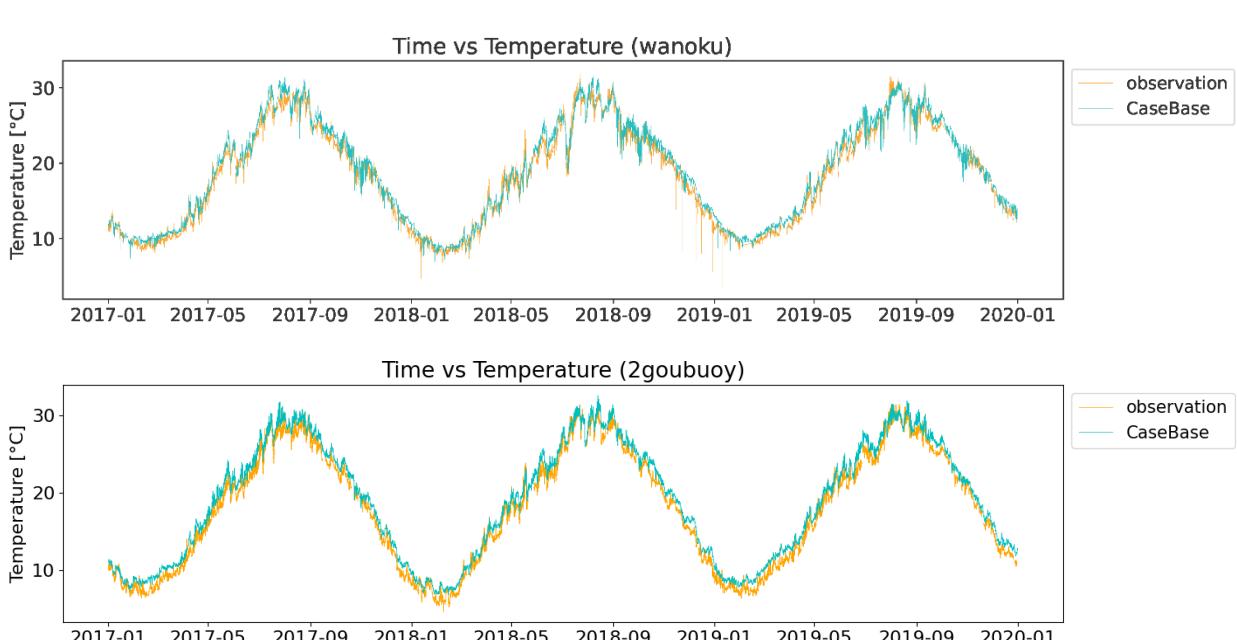
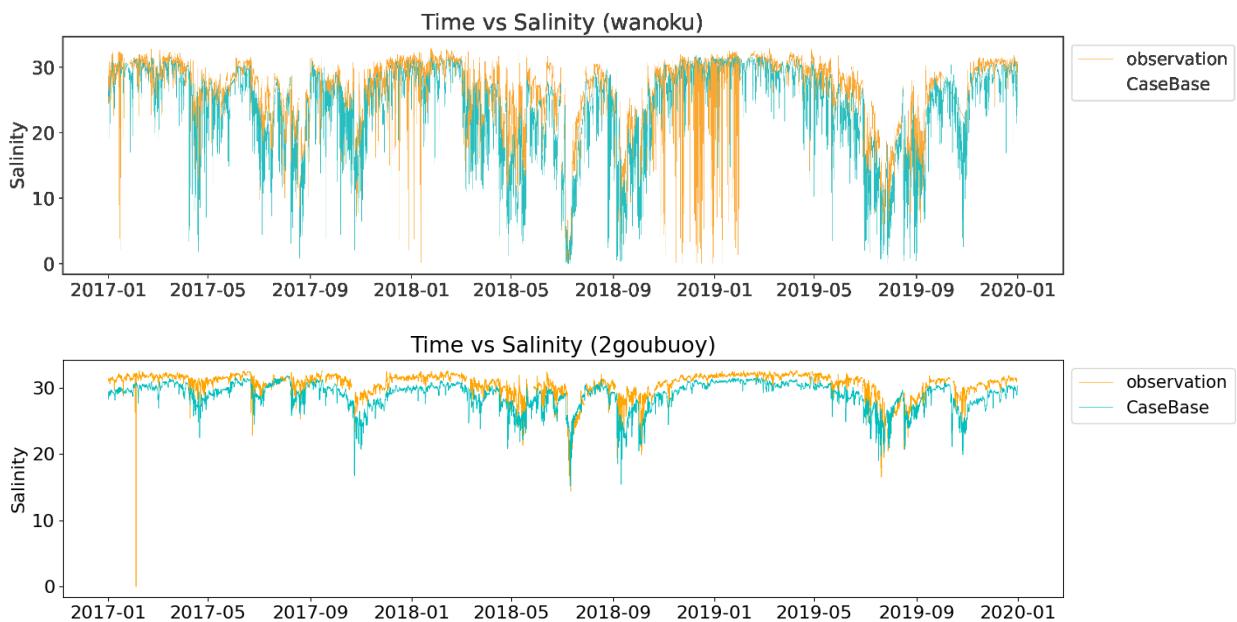
$$\bar{mcr} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N mcr_i \quad (B5)$$

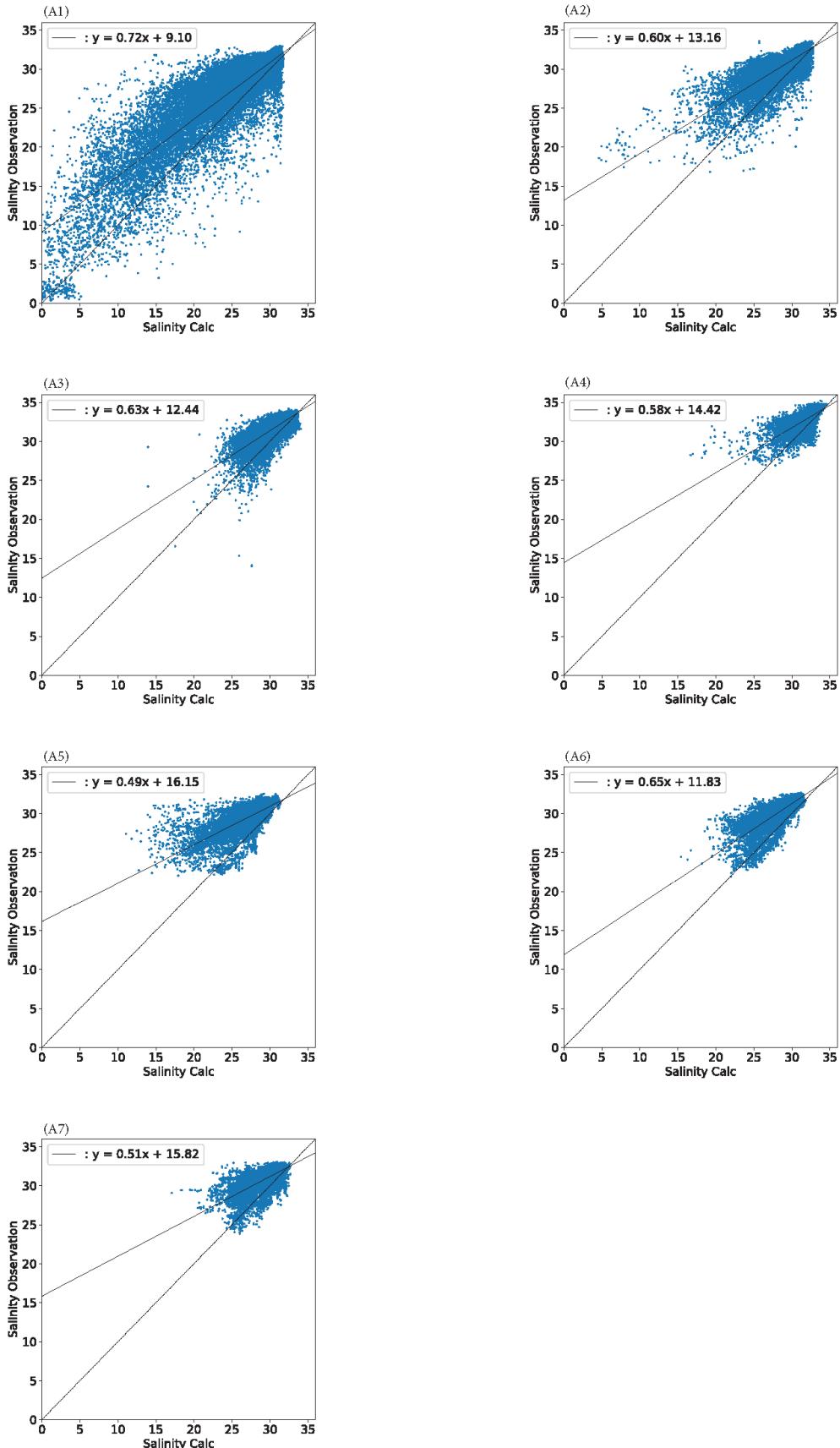
$$\bar{o} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N o_i \quad (B6)$$

ここで, mcr と o はそれぞれコントロールラン (CaseBase) と観測値であり, N はコントロールランと観測の数である。 $BIAS_{mo}$, $RMSE_{mo}$, $CRMSE_{mo}$, 及び CC_{mo} は 2017 年 1 月 1 日から 3 年間分計算された。数値シミュレーション結果は 1 時間ごとに出力された。したがって, コントロールランの出力数は 3 年間で $365 \times 3 \times 24$ であった。観測値から外れ値が除外さ

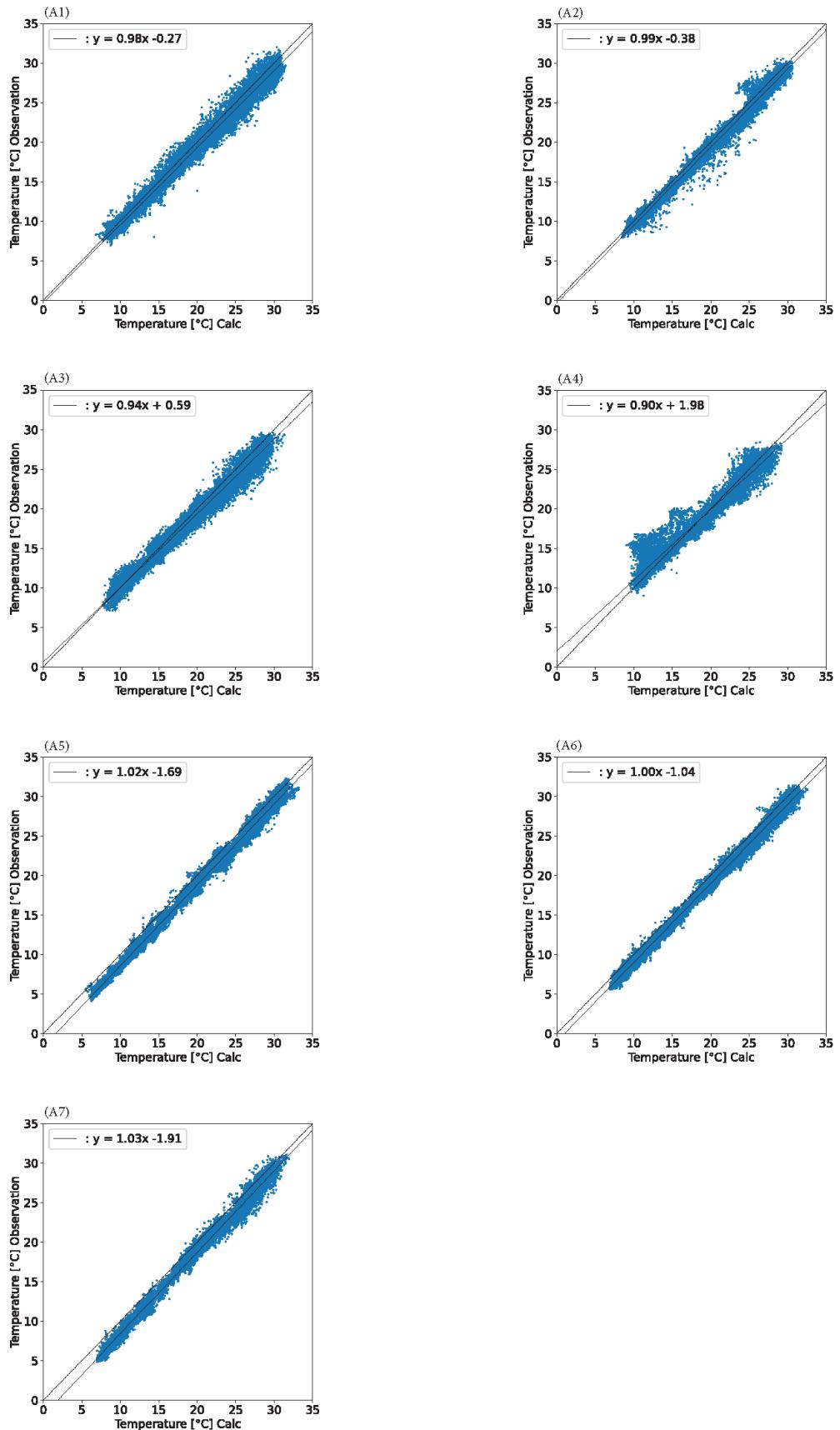
れているため、 N は $365 \times 3 \times 24$ よりも小さくなる。

付録図 B-1 と付録図 B-2 は、塩分と海水温の時系列を示している。観測値と数値シミュレーション結果は、変動が定性的に一致している。付録図 B-3 と付録図 B-4 は、塩分と海水温の散布図を示している。数値シミュレーションにおいて塩分が減少する一方で、観測値は減少しない傾向が見られるものの、概ね対角線上にのっている。計算された統計値を付録表 B-1 に示す。塩分と海水温の CC_{mo} はそれぞれ 0.70 と 0.97 を超えており、両方の相関係数は高い。A1 における塩分の $Bias_{mo}$ 、 $RMSE_{mo}$ 、及び $CRMSE_{mo}$ は理想的ではなく、精度の向上が必要である。しかし、本研究のコントロールランの精度は先行研究 (Matsuzaki and Inoue, 2022) の精度と同等であり、数値シミュレーション結果としては一般的な精度であると判断される。したがって、このモデルは、本研究の主な焦点である河川流量の不確実性に伴う、数値シミュレーション結果の塩分と海水温の誤差範囲に対する感度分析を実行するのに十分な精度であると結論付けた。





付録図 B-3 観測値とコントロールラン (CaseBase) の塩分の散布図。左から右、上から下の順で、A1 から A7.



付録図 B-4 観測とコントロールラン (CaseBase) の水温の散布図. 左から右, 上から下の順で, A1 から A7.

付録表 B-1 観測結果との比較によるコントロールランによる統計値

	(a) 塩分						
	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7
$Bias_{mo}$	-2.6	-1.6	-1.0	-0.8	-2.1	-1.7	-1.3
$RMSE_{mo}$	4.2	2.4	1.5	1.3	2.6	2.0	1.8
$CRMSE_{mo}$	3.4	1.8	1.1	1.0	1.6	1.1	1.2
CC_{mo}	0.87	0.81	0.76	0.71	0.74	0.81	0.72

	(b) 海水温						
	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7
$Bias_{mo}$	0.7	0.6	0.5	-0.1	1.3	1.0	1.3
$RMSE_{mo}$	1.0	0.9	1.0	1.2	1.4	1.2	1.5
$CRMSE_{mo}$	0.8	0.7	0.8	1.2	0.6	0.6	0.7
CC_{mo}	0.99	0.99	0.99	0.97	1.00	1.00	1.00

付録 C 数値モデル間の塩分と海水温の相関係数

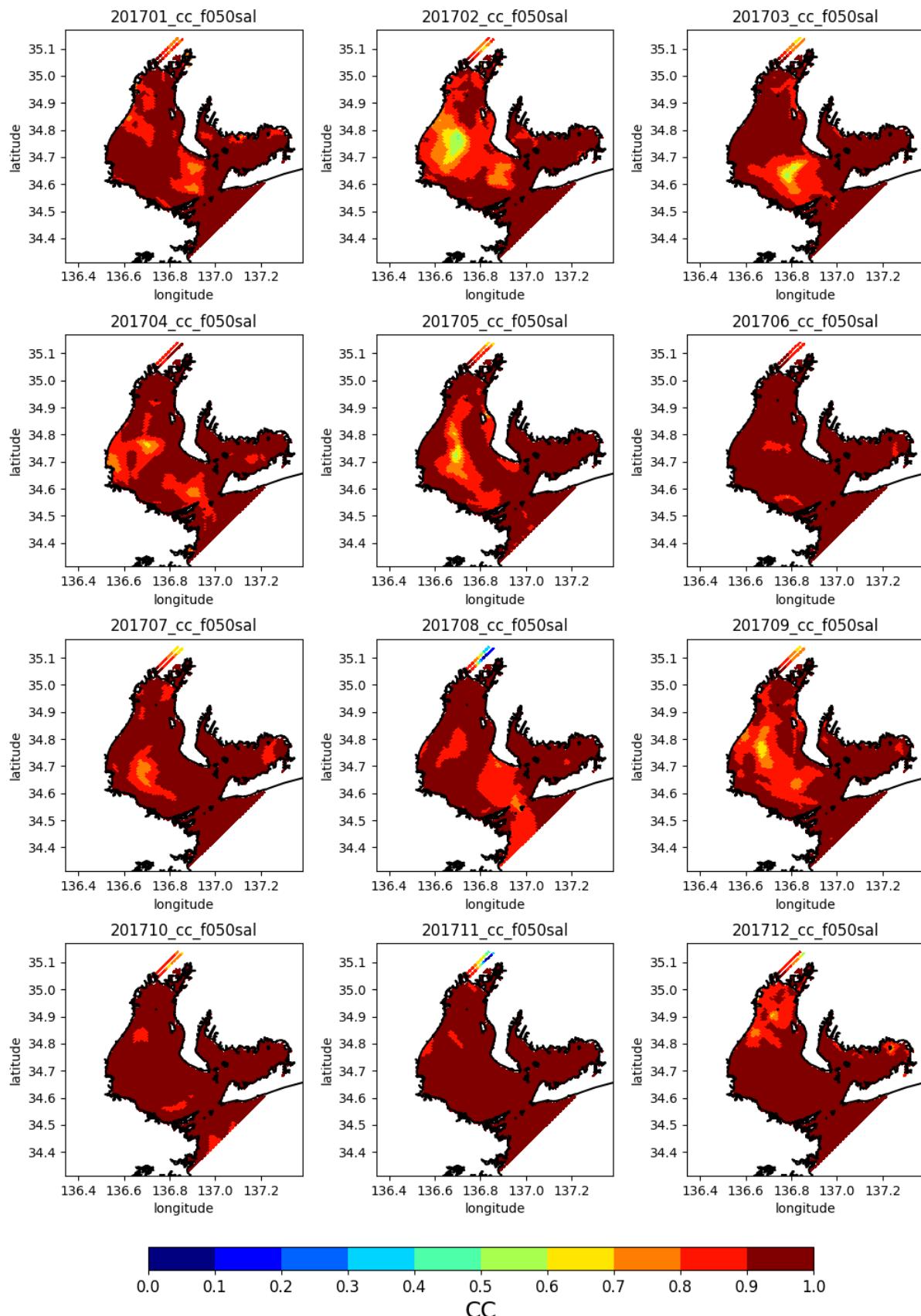
コントロールラン (CaseBase) と感度解析用の数値シミュレーション結果 (CaseFlow200%, CaseFlow150%, CaseFlow50%) の相関係数 CC_{mm} は、以下の式を使用して計算する。

$$CC_{mm} = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (msa_i - \bar{msa})(mcr_i - \bar{mcr})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (mcr_i - \bar{mcr})} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (msa_i - \bar{msa})}} \quad (C1)$$

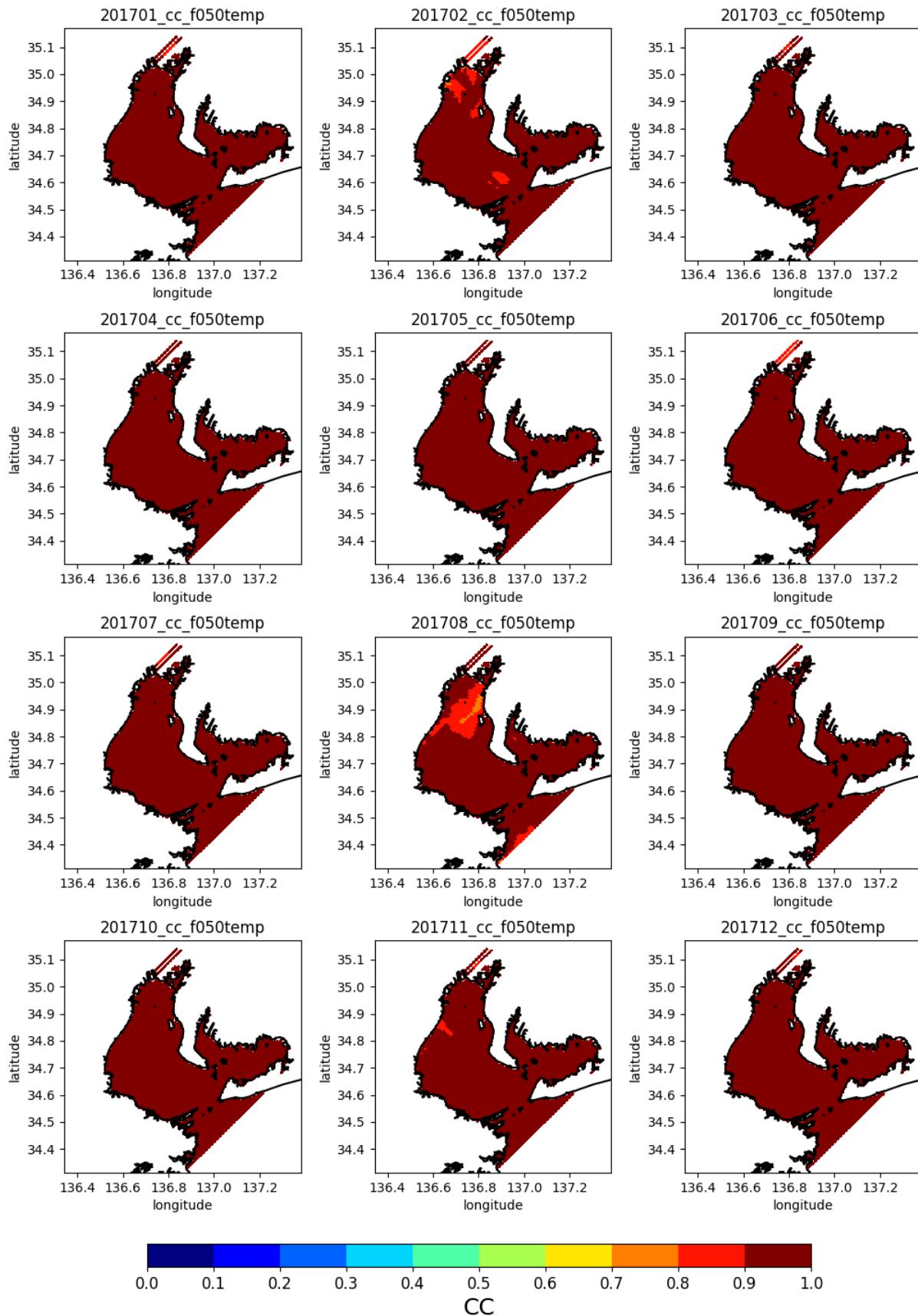
$$\bar{msa} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N msa_i \quad (C2)$$

ここで使用される記号の意味は式(7)と同じである。

塩分及び海水温の相関係数は付録図 C-1 及び付録図 C-2 の通りであり、いずれの月も伊勢湾全域において相関係数が高いことがわかる。



付録図 C-1 2017 年の海面塩分に関する CaseFlow50% と CaseBase 間の CC の月別水平分布. 左上から右上の画像は 1 月から 3 月のデータ, 右下の画像は 12 月のデータを示している.



付録図 C-2 2017 年の海面海水温に関する CaseFlow50% と CaseBase 間の CC の月別水平分布。左上から右上の画像は 1 月から 3 月のデータ、右下の画像は 12 月のデータを示している。

港湾空港技術研究所資料 No.1432

2025. 12

編集兼発行人 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所

発 行 所 港 湾 空 港 技 術 研 究 所
横須賀市長瀬3丁目1番1号
TEL. 046(844)5040 URL. <https://www.pari.go.jp/>

Copyright © (2025) by MPAT

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of MPAT

この資料は、海上・港湾・航空技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は海上・港湾・航空技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。