

博士論文

全球への適用を目指した地下水流動  
モデルの開発

Development of groundwater flow  
model for global scale

三浦 陽介  
Yosuke Miura

## 論文要旨

これまで全球を対象とした水資源に関する研究は、水不足に関する指標を用いて、現在及び将来について評価が実施されてきた。特に、将来における水資源は、今後予想される気候変動や人口増加に伴い、全球的に逼迫すること、乾燥地域ではより乾燥し、湿潤地域ではより豪雨などの発生回数が増え、人間が使用できる水資源賦存量は減ることが予想されている。また、水資源は使用する地域内で消費される資源であるが、今日のグローバルな社会・経済活動に伴い、使用される水が地域で消費されていたとしても、その効果や影響は他の地域にも波及し、グローバルな影響力を持つものとなっている。

これまで実施されてきた全球を対象とした水資源に関する研究は、河川水を中心とする地表水に対し議論がなされており、地下水、特に水平方向の地下水流動については十分に考慮されてこなかった。しかし、近年、全球を対象とした研究において、河川への流出現象に対する地下水流動の重要性が認識されつつあり、さらには、地下水面の位置の違いにより、蒸発散量の割合が異なることが指摘され、気候学的観点からも地下水流動の重要性が増している。地下水は特に乾燥地域における生活用水として利用され、全球における水利用のうち、農業用水として4割程度が利用されており、重要な水資源である。また、これまで開発されてきた全球スケールのモデル、Earth System Model (以降、ESM)には、地下水流動を陽に扱うモデルは少ない。さらに、これまで流域スケールで活用されてきた地下水流動モデルは大規模計算に活用できるようには設計されていないため、これをそのまま全球スケールに適用することは計算コストがかかるという問題がある。

これまで実施されている全球スケールでの解析では、計算コストを抑えるため、様々なパラメタリゼーションが施されている。これらは検証され、適用されているものもある一方で、十分な検証が実施されていないものもある。そのため、ある条件には適合したとしても、条件が変わった場合には、適合しないものもあると考えられる。特に、気候変動などの将来予測においては、気候変動予測そのものの不確実性に加え、陸面過程におけるモデルの不確実性が加わり、出された解に対する解釈を難しくさせていると考えられる。そのため、なるべく陸面過程におけるモデルの不確実性を抑えることが求められている。

その一方で、近年の計算機環境の進展に伴い、大陸スケールでは地表・地下を一体的に扱い、物理・数学に忠実なモデルが開発されてきている。これらのモデルは大規模計算にも活用できるように設計されているものの、それぞれに一長一短があるとともに、これをそのまま全球に適用するには、計算機環境が進展した今日においても困難と予想され、実際に、これまでに全球スケールに適用された事例はない。

このような背景を受け、本研究では、特に水平方向の地下水流動に着目し、これまで全球スケールで活用されてきた地表付近を中心とする陸面モデルと結合させることを念頭に、全球への適用が可能な地下水流動モデルの開発を目指し、以下の目的で研究を実施した。

- 地下水流動を平面的に数 km 単位で表現できることを目標とし、地表や気象へ与える影響を解析でき、計算コストを抑えながら、ラージスケールの問題に対応できるモデルを構築すること
- 今後のモデル開発やパラメタリゼーションの方向性を示すため、平野部、山間部における表現上必要な要素や表現の仕方を示すこと

本論文では、上記の目的を果たすため、モデル開発を行い、コードとしての確からしさを確保しながら、高速に解き、実現象を再現できるモデルを構築した。モデルの構築過程で得られた知見とともに、実際の流域へ適用し、観測値や既存モデルとの比較結果から、地下水流動に関連する現象を表現する上で、必要な要素や表現方法に関する知見をまとめた。

各章の要旨を以下に示す。

第 2 章では、モデルの基礎となる採用した支配方程式、その離散化手法を示し、開発したモデルで扱える現象について示す。採用した支配方程式は、飽和・不飽和を一体的に扱える方程式である。これは、気象条件により、飽和帯や不飽和帯の厚さは異なるため、計算時の条件に応じて、自動的に飽和・不飽和を診断し、忠実に地下水の状況を再現するとともに、浸透過程や流出過程の再現性を高めるために採用した。離散化手法は空間的には有限体積法を、時間的にはオイラー陰解法を採用した。有限体積法を採用した理由は、地表や地下の不均質性にも対応でき、質量収支を満たすことができるためであり、オイラー陰解法を採用したのは、計算の安定性を確保できるためである。開発したモデルで扱える現象は地下における水の流動であり、地表水と地下水の水のやり取りが考慮できる。

第 3 章では、計算コストがもっともかかると考えられる非線形解法と線形解法に対する高速化手法とその結果を示す。非線形解法には Newton-Raphson 法を採用しているが、線形解法における収束性を高めるための手法である Inexact-Newton 法を採用し、高速化を図っている。また、非線形解法のさらなる収束性改善のため、残差を最小化する Backtracking 法と緩和係数を導入した Under-relaxation を適用している。線形解法には CG 系の解法である Bi-CGSTAB を採用し、この前処理として、一般的によく使用され、対象行列のみの情報しか必要としない ILU(0)を採用し、さらに、全球への適用を鑑み、計算時間が反復回数増加の影響を受けにくく、問題の規模のみに依存しやすい解法である Multigrid 法 (MG 法)のうち、代数的 MG 法 (AMG 法)を採用している。これらの高速化を図ったコードを用いて第 4 章のコード検証を行い、確からしさが確認できた手法を第 5 章で採用した地域である米国、カリフォルニア州、セントラル・バレーに適用し、地下水位の安定状態を得るための定常解析を実施した。その結果、計算開始時の設定水位を地表面とし、AMG 法を適用した場合、1CPU で 1 億年の計算を約 7 日で終了させることができた。

第 4 章では、開発したコードの確からしさの結果を示す。確認を実施したケースは、今後のモデルの活用方法を想定し、鉛直一次元の降水浸透問題、鉛直二次元の河川水浸透問題、三次元地下水揚水問題、斜面における鉛直二次元湧出問題を設定し、それぞれ、他の研究者が実施した計算結果や模型実験による観測値と比較した。また、ある計算範囲における水収

支が閉じているかどうかの確認も合わせて実施した。その結果、コードは正しい解を出していると判断できる結果であり、開発したコードは境界条件に応じた解を求めることができる。結果として、信頼性のあるコードと言え、様々な流域に適用することができるモデルが構築できた。

第 5 章では、開発したモデルの平野部における再現性を確認する目的で、実際の流域へ適用させ、流域内で観測されている地下水位と比較し、モデルの再現性、妥当性の確認結果を示すとともに、平野部におけるラージスケール問題に対する表現方法について提案を実施した。対象とした流域は、全球での地下水利用の傾向と同様である乾燥地域であり、農業用水として地下水を利用している地域である米国、カリフォルニア州のセントラル・バレーを選定した。この理由以外にも、地下地質構造がある程度把握されており、地下水位や地下水揚水などのデータが公表され、さらに世界的に有名な地下水モデルである MODFLOW が適用されているという理由から選定した。MODFLOW で設定されているパラメータを参考に、パラメータ調整を実施し、観測されている地下水位と比較を実施したのち、パラメータ調整で使用した地点以外を対象に USGS が分割した 21 地域ごとに、MODFLOW との結果とも比較しながら、妥当性の確認を実施した。その結果、本研究で開発したモデルと MODFLOW では井戸揚水の仕方の違いにより、その結果に差異が見られた。MODFLOW では、複数の帯水層や計算格子にまたがる井戸からの地下水揚水をそれぞれの計算格子における地下水位の状況に応じて、地下水揚水量を分配している。一方で、本研究で開発したモデルは、計算開始前にあらかじめ計算格子から揚水する量を計算格子の厚さに応じて設定していたため、結果に違いが出たと考えられた。そこで、一つの井戸が複数の鉛直方向の計算格子にまたがり、なおかつ、一つの平面格子上に複数の井戸があった場合でも、計算時の地下水位の状況に応じた地下水揚水の計算が可能な手法を開発した。さらに、全球への適用性を鑑みて、井戸の半径などの諸元を必要としない手法とした。その結果、地下水位の表現力が向上したが、それでもなお、MODFLOW との結果と差異のある地域が見られ、計算開始時における初期水位の違いが計算に影響していることが示唆された。そこで、観測されている初期水位を用いた計算を実施し、さらに計算結果が改善したことを示した。これらの一連の結果から、全球スケールにおいても、適用可能な地下水揚水の新たなパラメタリゼーション手法を提案するとともに、計算開始時期よりも前に地下水が利用されている場合には、その地下水揚水の量・場所に関する情報が重要であることを確認した。また、今後の全球スケールでの計算を実施する際には、地下水揚水が盛んになる前を非定常計算の開始年と設定し、涵養量などの境界条件を時間変化させない定常的な数値計算を実施することで、非定常計算開始時の地下水位を作成することが望ましいことを提案した。非定常計算の開始年を地下水揚水が盛んになる後に設定せざるを得ない場合には、全球スケールでの計算では、本研究で実施したように自然状態での地下水位を作成後、地下水揚水を考慮した定常的な計算を実施し、計算開始時の初期水位とする代替案を提示した。

第 6 章では、開発したモデルの山間部における再現性を確認する目的で、実際の流域へ

適用させ、流域内で観測されている河川流量と比較し、モデルの再現性、妥当性の確認を実施し、これらの実施結果から地下水流動モデルから見た山間部におけるラージスケール問題に対する表現に必要な要素と表現方法について提案を実施した。対象とした流域は、起伏の激しい地形を有し、河川流量などのデータが入手しやすい日本域を選定した。これまで、ESM で用いられている一定の深さによる一様な鉛直分割や地表面付近のみを一定の深さで鉛直分割した格子の計算では、数値解として、良好な初期値を設定することが難しいこと、設定する基盤の深さ及びパラメータの設定が重要であることが確認された。また、これまで全球及び日本全域にも適用されている陸面モデルである MATSIRO、河川・氾濫現象を扱うモデルである CaMa-Flood と本モデルをカップリングし、そのカップリング手法による計算結果の違いや本モデルを用いた場合とそうでない場合における計算結果を比較した。その結果、MATSIRO と本モデルを比較すると、本モデルでは観測されている河川流量が少ない場合に、良好な結果を示した。これは、本モデルで地下水流動、特にこれまで考慮されて来なかった水平方向の地下水流動を陽に表現したことにより、基底流出成分の精度が向上したことを示していると考えられる。その一方で、河川流量が多い場合には、観測されている河川流量や MATSIRO の結果と比較すると、過小に予測する傾向にあった。これは本モデルでは MATSIRO のように地表面流出成分を格子内で表現する仕組みがないことに起因していると考えられる。具体的には、山間部のような起伏の激しい地域では、大きな格子サイズを採用した場合、一つの格子内で地表面流出や基底流出が起きていると考えられる。しかし、本モデルでは、一旦浸透した水はその格子内の水位を上げ、隣接する格子との水位差によって、水平及び鉛直方向に流れていってしまう。また、基盤の設定が現実より浅く設定している場所では鉛直浸透は抑制される傾向にあり、水平方向への流動が起き、地表面に出てくるまでに時間がかかっている可能性が示唆され、地表面流出成分を十分に表現することが難しくなっていると考えられる。このような結果から、ESM で採用されている一定の深さでの鉛直分割を地形条件に応じたより現実的な鉛直分割にする必要性を示すとともに、本モデルは主に低水時の河川流量の予測には十分活用できることから、MATSIRO と CaMa-Flood とのカップリング手法として、MATSIRO の地表面流出成分を除いた浸透量を本モデルが受け取り、本モデルから計算される流出成分と MATSIRO の地表面流出成分を合わせて CaMa-Flood に受け渡すというカップリング手法を提案した。その結果は、これまでの MATSIRO のみの結果と比較すると、低水時の河川流量の精度を大きく改善することが可能となり、本モデルが地下部分における ESM の一部を担える可能性を示すことができた。また、本モデルでの表現上の課題である地表面流出成分への表現をより高めるパラメタリゼーション手法を提案し、これを適用した結果、地表面流出成分を表現できるようになり、高水時の河川流量の表現力を向上させるとともに、低水時の河川流量の表現力も向上させることが可能となった。

第7章に結論として、全体のまとめ、今後のモデル開発及び研究の方向性、今後の展望を示した。

# 目次

第 1 章. 序論 .....	1
1.1 研究の背景.....	1
1.2 既往の研究.....	2
1.3 研究の目的.....	5
1.4 本論文の構成 .....	5
第 2 章. 地下水流動モデルの構築 .....	6
2.1 はじめに .....	6
2.2 地下水流動モデルの支配方程式 .....	6
2.3 数値解法 .....	8
2.3.1 空間の離散化.....	8
2.3.2 時間の離散化.....	9
2.3.3 非線形解法 .....	9
2.3.4 線形解法.....	10
2.3.5 収束判定条件.....	10
2.3.6 境界条件.....	11
2.4 地下水流動モデルで扱える現象 .....	11
2.5 まとめ.....	13
第 3 章. 地下水流動モデルの高速化 .....	14
3.1 はじめに .....	14
3.2 Picard 法と Newton 法の比較検討.....	14
3.2.1 Picard 法と Newton 法の比較検討における実験設定 .....	15
3.2.2 Picard 法と Newton 法の比較検討結果.....	15
3.3 Inexact Newton 法の適用可能性検討 .....	17
3.4 Relaxation 法の比較検討 .....	19
3.4.1 Relaxation 法の比較検討における実験設定.....	19

3.4.2 Relaxation 法の比較検討結果 .....	20
3.5 Multigrid 法の適用可能性検討 .....	22
3.6 まとめ .....	26
<b>第 4 章. 地下水流動モデルのコード検証 .....</b>	<b>27</b>
4.1 はじめに .....	27
4.2 検証問題 1: 鉛直一次元浸透問題 .....	27
4.3 検証問題 2: 鉛直二次元浸透問題 .....	28
4.4 検証問題 3: 三次元地下水揚水問題 .....	30
4.4.1 被圧条件 .....	31
4.4.2 不圧条件 .....	32
4.5 検証問題 4: 斜面二次元湧出問題 .....	32
4.6 水収支の確認 .....	36
4.7 まとめ .....	38
<b>第 5 章. 平野部におけるモデルの再現性検証 .....</b>	<b>39</b>
5.1 はじめに .....	39
5.2 セントラル・バレーの特徴 .....	39
5.3 再現実験の設定方法 .....	41
5.3.1 実験設定 .....	42
5.3.2 モデルの構築 .....	43
5.4 再現結果の検証 .....	53
5.4.1 パラメータ調整及びパラメータの感度分析結果 .....	53
5.4.2 妥当性確認結果 .....	58
5.5 平野部のラージスケール問題における地下水流動の表現方法の提案 .....	61
5.5.1 井戸揚水のパラメタリゼーションの目的 .....	62
5.5.2 井戸揚水のパラメタリゼーションの考え方 .....	62
5.5.3 井戸揚水のパラメタリゼーション方法 .....	63
5.5.4 井戸揚水のパラメタリゼーションによる計算結果 .....	66

5.6 計算開始時の初期水位の影響 .....	67
5.7 まとめ .....	71
<b>第 6 章. 山間部におけるモデルの再現性検証 .....</b>	<b>73</b>
6.1 はじめに .....	73
6.2 再現実験の設定方法 .....	73
6.2.1 実験設定 .....	73
6.2.2 モデルの構築 .....	74
6.3 再現結果の検証 .....	77
6.3.1 再現性の確認方法 .....	77
6.3.2 一様な鉛直格子による計算結果 .....	79
6.3.3 カップリング手法の検討結果及び妥当性確認結果 .....	82
6.4 既存の陸面モデルとの比較 .....	94
6.5 既存の陸面モデルとのカップリング手法の提案 .....	102
6.6 山間部のラージスケール問題における地下水流動の表現に必要な要素 .....	109
6.7 まとめ .....	115
<b>第 7 章. 結論 .....</b>	<b>117</b>
7.1 まとめ .....	117
7.2 今後のモデル開発及び研究の方向性 .....	118
7.2.1 流出現象に対する表現力の向上 .....	119
7.2.2 不均質性を考慮したパラメータ設定方法 .....	119
7.3 今後の展望 .....	121
<b>Appendix .....</b>	<b>124</b>
修正 Picard 法と Newton-Rapshon 法について .....	124
空間分布的な涵養量の算出方法 .....	126
MATSIRO の地表面流出を日平均し、本モデルとカップリングした結果 .....	127
MATSIRO のみによる時間単位出力値を使用した結果 .....	132



参考文献..... 137

謝辭..... 143

## 図目次

図 2-1	本モデルにおける地表・地下間でのフラックスの受け渡しの概念図 .....	12
図 3-1	Picard 法における水収支の時系列図.....	16
図 3-2	Inexact Newton 法から Newton 法の結果を引いた水位差 (1,000,000 年後)..	18
図 3-3	タイムステップの時系列変化図 (Newton と Inexact Newton).....	19
図 3-4	Cooley + Backtracking における水収支の時系列図.....	20
図 3-5	Cooley 法適用から Backtracking 法の結果を引いた水位差 (1,000,000 年後)	21
図 3-6	タイムステップの時系列変化図 (Backtracking と Backtracking + Cooley) ..	22
図 3-7	MG 法の概念図 .....	23
図 3-8	AMG (SA)から ILU(0)の結果を引いた水位差 (100,000,000 年後).....	24
図 3-9	タイムステップの時系列変化図 (ILU(0)と AMG(SA)).....	25
図 4-1	鉛直一次元浸透問題における概念図.....	27
図 4-2	鉛直一次元浸透問題における Paniconi et al. (1991)との比較結果.....	28
図 4-3	鉛直二次元浸透問題における概念図.....	29
図 4-4	鉛直二次元浸透問題における Vauclin et al. (1979)の実験値との比較結果 .....	29
図 4-5	三次元地下水揚水問題における概念図 .....	30
図 4-6	三次元地下水揚水問題における計算格子の設定状況.....	30
図 4-7	三次元地下水揚水問題におけるティームの定常解との比較結果 (被圧条件)...	31
図 4-8	三次元地下水揚水問題におけるティームの定常解との比較結果 (不圧条件)...	32
図 4-9	斜面二次元湧出問題における概念図.....	33
図 4-10	斜面二次元湧出問題における圧力水頭と透水係数の関係 .....	34
図 4-11	斜面二次元湧出問題で使用した計算格子.....	34
図 4-12	斜面二次元湧出問題における Fredlund & Rahardjo (1993)との比較結果....	35
図 4-13	斜面二次元湧出問題における RS2 の検証結果.....	35
図 4-14	水収支確認における Celia et al. (1990)との比較結果.....	37
図 4-15	水収支の経時変化の結果.....	37
図 5-1	セントラル・バレーの地形図 (Faunt ed. (2009)より引用).....	41
図 5-2	セントラル・バレーにおける計算過程 .....	43
図 5-3	平野部における再現実験対象範囲 .....	44
図 5-4	セントラル・バレー南部における粘土層の分布状況.....	46
図 5-5	セントラル・バレーでの鉛直格子分割状況 (断面図).....	47
図 5-6	セントラル・バレーでの鉛直格子分割状況 (断面拡大図).....	48
図 5-7	地質区分の平面図 (左: 第2層 右: 第8層) .....	49
図 5-8	セントラル・バレーにおける土壌区分 .....	51
図 5-9	セントラル・バレーにおける観測地点と 21 地域.....	54

図 5-10	セントラル・バレーにおけるパラメータ感度分析結果.....	56
図 5-11	セントラル・バレーにおける複数パラメータによる感度分析結果.....	57
図 5-12	セントラル・バレーにおける非定常計算結果.....	58
図 5-13	セントラル・バレーにおける妥当性確認結果 (サクラメント).....	59
図 5-14	セントラル・バレーにおける妥当性確認結果 (サン・ホアキン).....	59
図 5-15	本研究と MODFLOW の妥当性確認比較結果 (サクラメント).....	60
図 5-16	本研究と MODFLOW の妥当性確認比較結果 (サン・ホアキン).....	61
図 5-17	井戸と計算格子の平面的な位置関係の概念図.....	64
図 5-18	地下水揚水の概念図.....	65
図 5-19	地下水揚水方法の違いによる計算結果の違い.....	67
図 5-20	Region14 における観測井戸に対応する計算結果 (本研究).....	68
図 5-21	Region14 におけるある観測井戸と対応する計算の地下水位時系列図.....	68
図 5-22	初期水位の違いによる計算結果の違い.....	69
図 5-23	ある観測井戸と初期水位の違う計算の地下水位時系列図.....	69
図 5-24	Region14 における観測井戸に対応する計算結果 (MODFLOW).....	70
図 6-1	日本域に適用した一定の深さによる鉛直方向の格子分割概念図.....	74
図 6-2	MATSIRO、CaMa-Flood とのカップリング概要図.....	77
図 6-3	山間部における再現性確認に使用した地点.....	79
図 6-4	一様な鉛直格子分割による水位の変位.....	80
図 6-5	日本域に適用した同じ基底面による鉛直方向の格子分割概念図.....	80
図 6-6	同じ基底面の鉛直格子分割による水位の変位.....	81
図 6-7	地形勾配に応じた地形断面概念図.....	82
図 6-8	河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 最大流量).....	83
図 6-9	河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 豊水流量).....	83
図 6-10	河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 平水流量).....	84
図 6-11	河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 低水流量).....	84
図 6-12	河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 渇水流量).....	85
図 6-13	流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 最大流量).....	86
図 6-14	流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 豊水流量).....	86
図 6-15	流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 平水流量).....	87
図 6-16	流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 低水流量).....	87
図 6-17	流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 渇水流量).....	88
図 6-18	河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET : 最大流量).....	89
図 6-19	河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET : 豊水流量).....	90
図 6-20	河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET : 平水流量).....	90
図 6-21	河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET : 低水流量).....	91

図 6-22	河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET : 渇水流量).....	91
図 6-23	流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET : 最大流量).....	92
図 6-24	流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET : 豊水流量).....	92
図 6-25	流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET : 平水流量).....	93
図 6-26	流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET : 低水流量).....	93
図 6-27	流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET : 渇水流量).....	94
図 6-28	河川流量の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 最大流量).....	95
図 6-29	河川流量の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 豊水流量).....	95
図 6-30	河川流量の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 平水流量).....	96
図 6-31	河川流量の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 低水流量).....	96
図 6-32	河川流量の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 渇水流量).....	97
図 6-33	流出高の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 最大流量).....	97
図 6-34	流出高の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 豊水流量).....	98
図 6-35	流出高の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 平水流量).....	98
図 6-36	流出高の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 低水流量).....	99
図 6-37	流出高の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 渇水流量).....	99
図 6-38	本モデルと MATSIRO の流況曲線 (天塩川:名寄 1,719km <sup>2</sup> ).....	100
図 6-39	本モデルと MATSIRO の流況曲線 (北上川:七日町 7,641km <sup>2</sup> ).....	101
図 6-40	本モデルと MATSIRO の流況曲線 (利根川:前橋 3,266km <sup>2</sup> ).....	101
図 6-41	本モデルと MATSIRO の流況曲線 (木曽川:今渡 4,632km <sup>2</sup> ).....	102
図 6-42	カップリング手法による流況曲線 (天塩川:名寄 1,719km <sup>2</sup> ).....	103
図 6-43	カップリング手法による流況曲線 (北上川:七日町 7,641km <sup>2</sup> ).....	103
図 6-44	カップリング手法による流況曲線 (利根川:前橋 3,266km <sup>2</sup> ).....	104
図 6-45	カップリング手法による流況曲線 (木曽川:今渡 4,632km <sup>2</sup> ).....	104
図 6-46	カップリング手法によるハイドログラフ (天塩川:名寄 1,719km <sup>2</sup> ).....	105
図 6-47	カップリング手法によるハイドログラフ (北上川:七日町 7,641km <sup>2</sup> ).....	105
図 6-48	カップリング手法によるハイドログラフ (利根川:前橋 3,266km <sup>2</sup> ).....	106
図 6-49	カップリング手法によるハイドログラフ (木曽川:今渡 4,632km <sup>2</sup> ).....	106
図 6-50	天塩川 (名寄)における 2009 年のハイドログラフ (流域面積 1,719km <sup>2</sup> ) ....	108
図 6-51	最上層における流速ベクトル.....	110
図 6-52	サブグリッド表現の概念図.....	112
図 6-53	起伏量と水深から求まる浸透に寄与する面積割合.....	112
図 6-54	山間部におけるパラメタリゼーション結果 (天塩川:名寄 1,719km <sup>2</sup> ).....	113
図 6-55	山間部におけるパラメタリゼーション結果 (北上川:七日町 7,641km <sup>2</sup> ).....	113
図 6-56	山間部におけるパラメタリゼーション結果 (利根川:前橋 3,266km <sup>2</sup> ).....	114
図 6-57	山間部におけるパラメタリゼーション結果 (木曽川:今渡 4,632km <sup>2</sup> ).....	114

## 表目次

表 1-1	既往の飽和・不飽和三次元モデルの基本的な仕様 .....	3
表 3-1	地下水流動モデルの高速化における計算条件 .....	14
表 3-2	Picard 法と Newton 法の比較検討における反復回数の内訳.....	15
表 3-3	Picard 法と Newton 法の比較検討における計算時間の比較結果 .....	16
表 3-4	Inexact Newton 法の適用可能性検討における計算時間の比較結果.....	18
表 3-5	Inexact Newton 法の適用可能性検討における計算状況 (10,000 年) .....	18
表 3-6	Inexact Newton 法の適用可能性検討における計算状況 (1,000,000 年) .....	19
表 3-7	Relaxation 法の比較検討における計算時間の比較結果 .....	21
表 3-8	Relaxation 法の比較検討における計算状況 (10,000 年) .....	21
表 3-9	Relaxation 法の比較検討における計算状況 (1,000,000 年).....	22
表 3-10	Multigrid 法の適用可能性検討における計算時間の比較結果 .....	24
表 3-11	Multigrid 法の適用可能性検討における計算状況 (10,000 年).....	25
表 3-12	Multigrid 法の適用可能性検討における計算状況 (1,000,000 年).....	25
表 3-13	Multigrid 法の適用可能性検討における計算状況 (100,000,000 年).....	25
表 4-1	鉛直一次元浸透問題の設定パラメータ .....	28
表 4-2	Clement et al. (1994)による鉛直二次元浸透問題の設定パラメータ .....	29
表 4-3	検証問題 3 の設定パラメータ (三次元地下水揚水問題).....	31
表 4-4	斜面二次元湧出問題の設定パラメータ .....	33
表 4-5	水収支確認における Celia et al. (1990)による設定パラメータ .....	36
表 5-1	設定する必要のあるパラメータ .....	50
表 5-2	セントラル・バレーにおける飽和透水係数と比貯留係数の設定値 .....	50
表 5-3	セントラル・バレーにおける不飽和帯に関するパラメータ設定値 .....	52
表 5-4	セントラル・バレーにおけるパラメータ感度分析ケース .....	55
表 5-5	セントラル・バレーにおける複数パラメータによる感度分析ケース .....	56
表 5-6	セントラル・バレーにおける妥当性確認実施ケース.....	58
表 6-1	土性区分によるパラメータ設定値 (Schaap et al. (1998)) .....	76

## 第1章. 序論

### 1.1 研究の背景

全球を対象とした水資源評価は、Vörösmarty et al. (2010), Mekonnen& Hoekstra (2016) によって、水不足に関する指標を用いて、現在の気候下における評価が実施されてきた。また、将来の気候下における同様の評価も Vörösmarty et al. (2000), Arnell (2004), Alcamo et al. (2007), Haddeland et al. (2014)によって実施されている。これらの結果から、今後の気候変動や人口増加に伴い、水資源はより一層逼迫していくことが予想されており、乾燥地域ではより乾燥し、湿潤地域ではより豪雨などの発生回数が増え、人間が使用できる水資源賦存量は減ることが予想されている。しかし、これらの研究における水資源は河川水を中心とする地表水に対し、議論がなされており、地下水については、Oki&Kanae (2006)に代表される水収支図に示されるように貯留成分として表現され、地下水流動については十分に考慮されてこなかった。その後、Wada et al. (2010)が実施したように、涵養と地下水揚水のみを考慮した解析や Döll et al. (2014)が実施したような河川水との双方向の水のやり取りを考慮した解析が現在及び将来予測（例えば、Portmann et al. (2013)）として実施されてきた。これらの研究においても地下水は地表水をより良く表現するための要素として扱われる傾向にあり、鉛直方向の地下水流動に着目したものとなっている。しかし、近年、既存の陸面モデルでは河川の基底流出を過小に予測していることや地表水と地下水の相互作用の欠如により、河川からの取水量の推定値に影響を与えることが指摘され、流出現象をより良く表現するためには水平方向の地下水流動が重要であるとの認識が共有されつつある (Graaf et al. 2017)。さらには、Maxwell & Condon (2016)が示したように水平方向の地下水流動を考慮した計算と考慮しなかった計算では地下水面の位置が変わり、蒸発散量に占める蒸散量の割合が異なることが示され、水平方向の地下水流動が気候学的観点からも重要であるとの認識が広まりつつある。

その一方で、Döll et al. (2012)が推定したように地下水は全球における水利用のうち、生活用水として約 36%、農業用水として約 42%、工業用水として約 27%使用されており、全球における重要な水資源の一つである。地表水と地下水は不飽和帯や不圧地下水を介して密接に関連しており、地表と地下は相互に影響を及ぼし合っている。また、乾燥地域においては、地下水は非常に重要な水資源であり、それ以外の地域においても、地下水は高度に利用されている。にもかかわらず、全球を対象とした水資源評価では、未だ河川水を中心とする地表水を対象としており、水平方向の地下水流動を考慮した水資源評価は少ない。水資源は基本的には、地域における資源として活用されるが、今日のグローバルな社会・経済活動に伴い、使用される水が地域で消費されていたとしても、水利用によってもたらされる農作物や工業製品は世界中に恩恵をもたらす。その一方で、今後予想される気候変動や人口増加により、地域の水資源が逼迫した場合には、今まで恩恵を受けていた地域まで悪影響を及ぼす可能性があり、水利用はグローバルな影響力を持つものとなっている。このため、地下

水も含めた全球における水資源を評価することは、今後の水資源政策の方向性、あり方を決める上で、非常に重要で、意義深いものである。

## 1.2 既往の研究

全球スケールで将来の水資源を評価するためには、予測するためのモデルが必要である。このような全球スケールで解析を行うモデルは Earth System Model (以降、ESM) と呼ばれ、水資源に関連するモデルは陸面モデルと呼ばれ、これまでに Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and Runoff (Takata et al. 2003, 以降、MATSIRO), H08 (Hanasaki et al. 2008a, 2008b), WaterGAP (Alcamo et al. 2003, Döll et al. 2003), PCR-GLOBWB (Beek & Bierkens 2008) といった様々なモデルが開発されており、これらのモデルを活用し、気候変動や人間による水利用も考慮した将来予測に関する研究が実施されてきた。しかしながら、これらのモデルは水平方向の地下水流動を陽には扱っておらず、地下水揚水による地下水流動変化、影響範囲は不明確であり、さらに、地表水や気候への影響も不明確である。

このような状況から、全球を対象とした水平方向を考慮した地下水流動モデルの開発が試みられている。もっとも最初に全球スケールで水平方向の地下水流動を考慮したのは、Fan et al. (2013) であり、定常状態の解析ではあるが、30 秒 (1km 以下) 格子の高解像度で計算が実施され、全球での地下水面分布が表現されている。また、Graaf et al. (2015, 2017, 2019) は 5 分 (約 10km) 格子で地下水流動モデルである MODFLOW と陸面モデルである PCR-GLOBWB をカップリングさせ、地下水の流動状況と河川の生態系が必要とする環境水に対する影響について考察を実施している。しかし、これらのモデルでは、不飽和帯を明示的に扱っていない、または、不飽和帯の流れを鉛直次元として扱っており、特に山間部などの急斜面では、不飽和帯においても、降水の浸透により、上層部が飽和した場合には、鉛直浸透より水平流動が卓越することも考えられることから、これまでの手法では地下水流動の表現力が十分ではない可能性もある。さらに、将来における気候変動下では、不飽和帯の厚さは同じ地域でも現在とは異なると考えられるが、例として挙げた上述の陸面モデルでは、不飽和帯は計算開始時点であらかじめ、その厚さを設定する仕様となっている。しかし、乾燥地域や将来における極端な気象現象によっては、不飽和帯の状況は変化するため、不飽和帯の厚さをあらかじめ設定し、その下に飽和帯の流れを表現するモデルと結合することは将来予測における不確実性を生む要因となる。また、これらのモデルでは人間活動である地下水揚水を明示的には考慮しておらず、飽和帯における鉛直方向の分割数も 1 層または 2 層で表現されており (Graaf et al. 2017)、三次元的な流れである地下水流動としては十分な解像度と言いつつも難しい状況にある。

その一方で、適用範囲が全球ではなく、流域から大陸スケールでは、飽和・不飽和を三次元的に扱ったモデルが存在する。ここでは、そのようなモデルのうち、代表的なモデルとして、「PFLOTRAN」「ParFlow」「HydroGeoSphere」の 3 つを取り上げ、それぞれが有している機能や特徴について記載する。なお、上記の 3 つのモデル以外にも飽和・不飽

和を一体的、かつ、三次元的に扱えるモデルも存在する（例えば、GETFOLWS）。ここでは、後述する本モデルと同様の方程式を採用しているモデルと比較するため、その代表として上記の3つのモデルを取り上げた。また、それぞれのモデルは現在も開発が継続しているため、現時点での情報として、それぞれ以下の情報源から情報を得て記載した。

「<https://www.pflotran.org/documentation/>」「ParFlow User's Manual GMWI 2016-01 vv3.3.1-27-ga606fdd Sep, 2017」「HydroGeoSphere version 2148 User Manual」の情報に基づいて調査した「PFLOTRAN」「ParFlow」「HydroGeoSphere」の仕様結果及び本研究のモデルも参考として含め、表 1-1 に示す。

表 1-1 既往の飽和・不飽和三次元モデルの基本的な仕様

	PFLOTRAN	ParFlow	HydroGeoSphere	本研究
扱える現象	水・熱・化学・ 変位	水・熱	水・熱・化学	水
範囲	地表と地下	地表と地下	地表と地下	地下
解析方法	連成解析	熱は結合解析	連成解析	—
空間離散化	水・熱・化学： FVM 変位：FEM	地表：FVM 地下：FDM	水：CVFEM 熱・化学：FEM or CVFEM	FVM
時間離散化	オイラー陰解法	オイラー陰解法	オイラー陰解法	オイラー陰解法
並列化	MPI	MPI	OpenMP	MPI

FVM : Finite Volume Method, FEM : Finite Element Method, FDM : Finite Difference Method

CVFEM : Control Volume Finite Element Method

表 1-1 に示した基本的な仕様以外の特徴、それぞれのモデルが他のモデルと異なる点について、地下水に関連する部分を中心に以下に記載する。

PFLOTRAN は ParFlow と比較すると、不均質な地下地質構造を表現するため、空間的に自由度の高い格子を採用することができ、ParFlow にはない、熱・化学物質の反応などを水の流動と連成して解析することが可能である。これらの機能は HydroGeoSphere にも備わっている一方で、HydroGeoSphere では OpenMP による並列化のみであるが、PFLOTRAN では MPI 並列が可能であり、流域よりも大きなスケールでの計算にも対応できるものと想定される。ParFlow は地下の解析には有限差分法を採用し、PFLOTRAN や HydroGeoSphere と比較すると、地下の複雑な地質構造に対する自由度は低く、また、熱・化学物質との連成解析もできない。その一方で、大気と水のやりとりをするため、熱エネルギーや植生もモデル化されている陸面モデルの一つである Community Land Model とカップリングが可能である。また、PFLOTRAN と同様に MPI による並列化が可能のため、流域よりも大きなスケールでの計算にも対応できるものと想定される。HydroGeoSphere は PFLOTRAN や ParFlow と比較すると、地下の複雑な地質構造に対



応できることはもちろんのこと、地表水の二次元的な流れにおいても、農地・植生や都市内の建物による流動阻害も考慮でき、さらに、河川の一次元的な流れ、井戸と帯水層の水のやりとりまでを要素として表現し、考慮することが可能である。また、地下のマクロポアやフラクチャーなどの多孔質媒体における速い地下水流動と遅い地下水流動を表現することも可能である。その一方で、並列化は **OpenMP** のみをサポートしており、流域より大きなスケールへの問題には対応が難しいと想定される。

想定ではあるが、以上の特徴をまとめると **PFLOTRAN** は地下深くから開発がスタートし、多相解析に発展しながら、ラージスケール問題にも対応できるように開発されてきたと想定される。その一方で、**ParFlow** は地下を対象としながらも、地表付近に重点を置き、ラージスケール問題にも対応できるように開発されてきたと想定される。**HydroGeoSphere** は流域スケールの問題を中心に流域内の水に関する様々な現象を取り扱えるように、さらには、流域内での水資源マネジメントに資する解析ツールとして開発されてきたと想定される。

本研究はこれまで全球スケールでは陽に扱ってこなかった、または飽和・不飽和一体ではなかった地下水流動を考慮した地表水と地下水一体となった将来の水資源を評価することを最終目標としている。この目標を達成するためには、地表付近の水・熱流動を表現する陸面モデルと地下水流動モデルをカップリングする必要がある。そのため、**ParFlow** に近い領域を対象としながらも、今後地下深くの重要性が増すと想定し、不均質な地下地質構造にも対応できることを念頭に置いている。計算機環境が進展した今日においても上述したモデルで地表と地下を一体的に解析するためには、地下水と比較すると流動が速い、二次元的な流れである地表面での水の流れや一次元的な流れである河川水も含めて一体的に解を求める必要があることから、全球に適用することは困難と予想され、実際、これまでに全球スケールに適用された事例はない。以上の状況から、飽和・不飽和一体となったモデルを全球に適用するためには、物理的な表現力を落とすことなく、かつ、計算コストを抑えることが必要と考えられる。これらの問題に対処するため、これまで実施されている全球スケールでの解析では、様々なパラメタリゼーションが施されている。これらは検証され、適用されているものもある一方で、十分な検証が実施されていないものもある。そのため、ある条件には適合したとしても、条件が変わった場合には、適合しないものもあると考えられる。特に、気候変動などの将来予測においては、気候変動予測そのものの不確実性に加え、陸面モデルの不確実性が加わり、出された解に対する解釈を難しくさせていると考えられる。

以上のように、全球スケールに適用可能な地下水流動モデルは多くなく、さらに、現時点では、モデルに何らかのパラメタリゼーションを施す必要があると考えられ、その妥当性についても十分検証される必要がある。そのためには、パラメタリゼーションのリファレンスとなるモデルが必要であり、さらにこれまで使用されている陸面モデルとのカップリングを行うことを念頭に置いたモデルが必要であると考えられる。これらの要件を満たすため、**ESM** の一つとして活用され、全球への適用を目指した地下水流動モデルを開発することとした。

### 1.3 研究の目的

本研究は、上述したような背景や既往の研究結果を受け、地下水流動モデルとこれまで全球スケールで活用されてきた地表を中心とする陸面モデルを結合させることを念頭に、全球への適用が可能な地下水流動モデルを構築することを目指し、以下の目的で研究を実施した。

- パラメタリゼーションに伴う地下水流動の表現力を落とすことなく、地表や気象へ与える影響を解析でき、なおかつ、計算コストを抑えながら、ラージスケール問題に対応できるモデルを開発する。
- 開発したモデルを用いて、今後のモデル開発やパラメタリゼーションの方向性を示すため、平野部、山間部における表現上必要な要素や表現の仕方を明らかにする。

### 1.4 本論文の構成

本論文では、前半の第2章及び第3章で、開発したモデルに関する物理・数学的な表現や計算コストを抑えるための高速化の結果について示す。後半の第4章～第6章では、開発したモデルのコード検証、開発したモデルを実際の流域へ適用させ、観測値や他のモデルとの比較結果について示し、表現上必要な要素や表現の仕方について議論する。

- 第2章では、開発した地下水流動モデルの基礎となる採用した支配方程式、その離散化手法を示し、開発したモデルで扱える現象について示す。
- 第3章では、計算コストがもっともかかると考えられる非線形解法と線形解法に対する高速化手法とその結果を示す。
- 第4章では、開発したコードの今後の活用方法を想定し、扱う現象に対するコードとしての確からしさの検証結果を示す。
- 第5章では、開発したモデルの平野部における再現性を確認する目的で、米国、カリフォルニア州、セントラル・バレーへ適用させ、流域内で観測されている地下水位や地下水モデルである MODFLOW の結果と比較し、平野部におけるモデルの再現性、妥当性確認の結果を示す。また、これらの結果から、平野部における地下水流動を表現する上で必要な要素や表現の仕方について議論する。
- 第6章では、開発したモデルの山間部における再現性を確認する目的で、地形の起伏が激しい日本域に適用させ、流域内で観測されている河川流量と比較し、山間部におけるモデルの再現性、妥当性確認の結果を示す。また、これらの結果から、山間部における地下水流動を表現する上で必要な要素や表現の仕方について議論する。
- 第7章では、全体の結論として、まとめ、今後のモデル開発及び研究の方向性、今後の展望を示す。

## 第2章. 地下水流動モデルの構築

### 2.1 はじめに

本研究では、全球への適用が可能な地下水流動モデルを開発することが研究の目的の一つである。第1章でも述べたように、全球への適用にあたっては、パラメタリゼーションが必要な可能性が高い。パラメタリゼーションの妥当性を示すためには、物理・数学に忠実なモデルと比較することが重要と考える。また、地表付近を中心とする陸面過程を表現するモデルと結合し、地表と地下において、十分な水流動の表現力を発揮するためには、飽和帯と不飽和帯を分けて表現するのではなく、一体的に扱うことによって、地表と地下の相互の流動をシームレスに表現することが重要と考える。

そこで、本章では、開発した地下水流動モデルの支配方程式、離散化手法、線形・非線形の数値解法について示し、本モデルで扱うことのできる現象について示す。

### 2.2 地下水流動モデルの支配方程式

本研究では、全球における地表と地下一体となった今後の水資源状況を明らかにすることを最終的な目標としている。そのため、本研究で採用する方程式は式 2-1 に示す飽和と不飽和が一体的に扱うことができ、地下水の不圧・被圧状況も同時に扱える方程式とした。この方程式は、リチャーズ式 (Richards 1931) をベースに地下水の貯留性を考慮した方程式である。全球における地下の状況、特に不飽和帯の厚さは気候条件によって大きく異なると考えられ、さらに、将来の気候変動によっても変化すると考えられる。そのため、明示的に飽和帯と不飽和帯を分けて設定する必要がなく、さらに、地下水の貯留性についても考慮が可能な本方程式を用いることとした。

$$\frac{\partial \theta(\varphi)}{\partial t} + S_s S_w(\varphi) \frac{\partial \varphi}{\partial t} = \nabla \cdot [\mathbf{K}(\varphi) \cdot \nabla(\varphi + Z)] + Q \quad \text{式 2-1}$$

ここで、

$\theta$  : 体積含水率 (–)

$\varphi$  : 圧力水頭 (L)

$S_s$  : 比貯留係数 ( $L^{-1}$ )

$S_w$  : 飽和度 (–)

$\mathbf{K}(\varphi)$  : 透水係数テンソル (L/T)

$Z$  : 位置水頭 (L)

$Q$  : ソース/シンク項 ( $L^3 T^{-1}$ )

$\cdot$  : 内積

この方程式は **Mixed-form** と呼ばれる形式であり、他の研究では、これとは違う **Pressure-form** という左辺を違う形式にした式 2-2 の方程式を採用している場合がある。Celia et al. (1990) は式 2-2 を有限差分法と有限要素法で離散化し、Picard 法を適用した

場合、タイムステップを小さくしないと水収支が確保されないことを示した。その理由は式 2-2 における比水分容量である  $C(\varphi)$  は  $\frac{\partial\theta(\varphi)}{\partial\varphi}$  で算出することができるが、 $C(\varphi)$  を求めるためには、一つ前のタイムステップにおける圧力水頭と非線形解法で求められた対象とするタイムステップにおける圧力水頭を用いて、後述する水分保持曲線から体積含水率を求め、圧力水頭と体積含水率の変化から  $C(\varphi)$  を求めることとなる。この  $C(\varphi)$  を求める際に数値計算上、線形的に求めることとなるが、実際の水分保持曲線は非線形である。このような違いから、水収支が確保されない場合が生じる。ただし、タイムステップを小さくすると、水分保持曲線の非線形性が小さくなり、それに伴い、 $C(\varphi)$  の値も本来の値へと近づくこととなる。一方で、式 2-1 の形式の方程式は左辺において、直接的に体積含水率を用いていることから、水収支を確保することが可能となる。そこで、本研究では、式 2-1 の形式の方程式を用いることとした。

$$[C(\varphi) + S_s S_w(\varphi)] \frac{\partial\varphi}{\partial t} = \nabla \cdot [\mathbf{K}(\varphi) \cdot \nabla(\varphi + Z)] + Q \quad \text{式 2-2}$$

ここで、

$C(\varphi)$  : 比水分容量 ( $L^{-1}$ )

圧力水頭と位置水頭を合計した全水頭を用いて、式 2-3 に示す全水頭( $h$ )を未知数とする方程式が得られる。本研究では、最終的に求めたい解が全水頭であるため、式 2-3 を支配方程式とした。本方程式を空間的・時間的に離散化し、最終的な解を算出する。ただし、体積含水率 (飽和度) や透水係数の算出にあたっては、圧力水頭を用いる。

$$\frac{\partial\theta(\varphi)}{\partial t} + S_s S_w(\varphi) \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot [\mathbf{K}(\varphi) \cdot \nabla h] + Q \quad \text{式 2-3}$$

式 2-3 を離散化し、解を求めるためには、相対浸透率を算出し、不飽和帯において、圧力水頭から体積含水率 (飽和度) を求める必要がある。本研究では、圧力水頭と体積含水率 (飽和度) の関係を表す水分保持曲線として、式 2-4 と式 2-5 に示す van Genuchten (1980) と Mealem (1976) モデルを採用している。現在もっとも一般的に広く使用されているモデルであり、そのパラメータも多くあることが想定されるため、このモデルを採用することとした。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = (1 + |\alpha\varphi|^n)^{-m} \quad \text{式 2-4}$$

$$K_r = S_e^{1/2} \left[ 1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad \text{式 2-5}$$

ここで、 $S_e$  は有効飽和度(-)、 $\theta_s$  は飽和体積含水率(-)、 $\theta_r$  は残留体積含水率(-)であり、 $\alpha(L^{-1})$ 、 $n(-)$ 、 $m(= 1 - 1/n)$  は曲線の形状を与えるパラメータを表す。van Genuchten モデルより求めた有効飽和度を用いて、相対浸透率を算出し、飽和透水係数に相対浸透率を乗じることにより、透水係数を決定している。

## 2.3 数値解法

### 2.3.1 空間の離散化

式 2-3 に示した支配方程式は、透水係数と不飽和帯における体積含水率において、非線形性を有している。そのため、不飽和帯で特に計算資源が必要になると想定される。また、地下水利用は陸域全体から見れば面積の狭い平野部を中心に活発に利用されている。そこで、本研究では、必要な計算資源をなるべく効率的に活用すること、現象をなるべく忠実に再現することを目的として、柔軟な格子を作成でき、質量保存則を厳密に満たす有限体積法によって空間的な離散化を実施することとした。また、最も計算時間を消費すると考えられる線形解法をなるべく条件の良い行列とするため、構造格子とし、未知数を格子の中心に配置するスタaggerド格子を用いている。

式 2-3 の支配方程式のうち、右辺の空間に関する項を重心である  $p$  を中心とするコントロール・ボリューム  $V_p$  を用いて、体積積分形式で表現した結果を式 2-6 に示す。

$$\int_{V_p} \nabla \cdot [\mathbf{K}(\varphi) \cdot \nabla h] dV + \int_{V_p} Q dV \quad \text{式 2-6}$$

式 2-6 のうち、第一項は隣接格子からコントロール・ボリュームへの流入出を表し、第二項は対象格子におけるソース/シンク項であり、本研究では、地下水揚水や注入、地表から地下への浸透や蒸発散による損失を表す。式 2-6 の第一項は、さらに、ガウスの発散定理を用いて、面積積分形式で表現すると式 2-7 のようになる。

$$\sum_f \mathbf{s} \cdot [\mathbf{K}(\varphi) \cdot \nabla h]_f \quad \text{式 2-7}$$

ここで、 $\mathbf{s}$  は対象格子に隣接するそれぞれの格子から構成される面積ベクトルであり、 $f$  は面における変数を表す添字である。式 2-7 中の  $\mathbf{s}$  は、直交格子であれば、面に直交する外向きベクトルの方向と大きさが同じになり、 $\nabla h$  を格子間の距離と水頭差から算出した値を使用できるが、直交格子ではない場合には、直交成分と非直交成分を分ける必要がある。しかし、本研究では、細かな複雑な形状への適用を想定していないことから、McBride et al. (2006) も実施しているように、面と格子の三次元的な角度が必要となる補正を実施しないこととした。これにより、式 2-7 は式 2-8 に示すように、対象格子 ( $p$ ) と隣接する格子 ( $n$ ) の面積  $A$  ( $m^2$ )、距離  $d$  ( $m$ )、水頭  $h$  ( $m$ ) を用いて表現することができる。

$$K(\varphi)_{p,n} A_{p,n} \frac{h_n - h_p}{d_n + d_p} \quad \text{式 2-8}$$

面における透水係数  $K(\varphi)_{p,n}$  は対象格子と隣接格子それぞれにおける透水係数から算出する。飽和帯においては、これまでよく用いられている式 2-9 に示す調和平均を使用する。不飽和帯における透水係数をどのように算出するかは、未だ先進的な研究領域であり、算術平均、幾何平均などの手法 (Zhu 2008) やそれ以外の手法も数多く提案されている (Belfort et al. 2013, An & Noh 2014)。これまで提案されている手法の代表的なものを以降に示す。Warrick (1991) は隣り合う格子における面でのフラックスの値が定常状態であ

るとの仮定のもと、Darcian 平均という概念を提案した。その後、Baker (2000)は Darcian 平均が水平方向の流れに対して、時間積分することと等価であることを示した。これらの結果をもとに、Szymkiewicz (2009)は様々な不飽和帯の流れ（乾燥土壌への浸透、排水過程、毛管上昇）に対応できる三つの異なる不飽和透水係数の算出方法を提案した。Szymkiewicz (2009)の方法では、不飽和帯の流れの状況を逐次観察しておく必要があることに加え、鉛直一次元の流れを対象としたものとなっている。また、単純な算術平均では振動解が生じることが指摘されている (Belfort et al. 2013)。本研究では、三次元の地下水流動を扱うこと、計算コストが少ないこと、振動解を生じないとの理由から、風上法を相対浸透率に適用し、調和平均から算出された飽和透水係数に乗じることで、不飽和透水係数を算出することとした。

$$K_{Sp,n} = \frac{d_p + d_n}{d_p/K_{Sp} + d_n/K_{Sn}} \quad \text{式 2-9}$$

### 2.3.2 時間の離散化

時間の離散化については、計算の安定性と質量保全性を考慮し、オイラー陰解法を採用している。また、タイムステップには、Diersch & Perrochet (1999)が採用したような、あらかじめ適切なタイムステップを求める方法もあるが、Diersch & Perrochet (1999)の結果から、計算時間はある一定の幅を乗じる手法が結果的には早く計算が終了することから、本研究でも、ある一定の幅を乗じる手法を採用している。

支配方程式である式 2-3 の左辺の時間に関する項を有限体積法に対してオイラー陰解法を用いると、式 2-10 のように離散化される。

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \int_{V_p} \theta(\varphi) dV + S_s S_w(\varphi) \frac{\partial}{\partial t} \int_{V_p} h dV \\ = \frac{V_p}{\Delta t} \{ [\theta(\varphi)_p^{m+1} - \theta(\varphi)_p^m] + S_s [S_w(\varphi)_p^{m+1} h_p^{m+1} - S_w(\varphi)_p^m h_p^m] \} \end{aligned} \quad \text{式 2-10}$$

ここで、上添字は時間ステップを表し、 $m + 1$ は解を求めたい時間、 $m$ は1ステップ前の時間を表す。

### 2.3.3 非線形解法

本研究で使用する支配方程式である式 2-3 は、透水係数と不飽和帯における体積含水率において、圧力水頭を関数とする非線形性を有するため、非線形解法が必要である。これまで Richards 式を中心とした非線形解法には大きく分けて、二つの手法が採用されてきている。一つは局所解に陥ることがなく、目的関数の最適解を得ることができる大域的な手法である Picard 法ともう一つは Newton-Raphson 法である。大域的な手法である Picard 法及び Celia et al. (1990)が提案した修正 Picard 法は安定的に解が得られる一方で、直線的な収束性を示す。一方で、Newton-Raphson 法は二次曲線的な収束性を示し、Picard 法と比較すると、Newton-Raphson 法の方が早く解を得ることができる可能性が

ある。ただし、Newton-Raphson 法が二次曲線的な収束性を示すには、計算における初期条件が解に十分近い必要があり、初期条件が悪い場合には、数値的な発散を引き起こす。また、Paniconi & Putti (1994)が示すように、修正 Picard 法と Newton-Raphson 法を組み合わせた解法が結果的に収束性を早めることも指摘されている。本研究では、第 3 章の「3.2 Picard 法と Newton 法の比較検討」に示す結果から、Newton-Raphson 法を採用した。さらに収束性を高めるために、同様に第 3 章の「3.3 Inexact Newton 法の適用可能性検討」に示す結果から、Eisenstat & Walker (1996)によって提案された Inexact Newton 法を採用した。本研究で採用した Newton-Raphson 法は局所的な収束解に陥る可能性がある。そこで、本研究では、よりロバストで収束性を高めるため、Newton-Raphson 法の Relaxation として、大域的な手法を活用している。この大域的な手法には、不飽和帯における Richards 式に対してよく活用される Line search 法と Trust region 法がある。本研究では、Newton-Raphson 法の収束過程を使用することで、降下方向を決めてからステップ幅を決定し、より収束性を高める方法である Line search 法の一つである Backtracking 法 (Brown & Saad 1990)を適用している。Line search 法を適用したのは、その簡潔さと容易に Newton-Raphson 法に適用できることから、この手法を採用した。一方で、飽和帯における地下水の分野では、別の Relaxation 法が活用されている。特に、地下水を専門に研究をしていた Cooley (1983)による実験的な方法が多く採用されている。本研究では、第 3 章の「3.4 Relaxation 法の比較検討」で示すように、上記二つの手法を組合せて解析している。

#### 2.3.4 線形解法

線形解法は作成される線形方程式が Newton-Raphson 法では、非対称行列となることから、非対称行列にも対応可能な前処理付き安定化双共役勾配法(Bi-conjugate gradient stabilized method : Bi-CGSTAB 法)を採用した (van der Vorst 1992)。前処理には、不完全 LU 分解のうち、対象行列のみの情報しか使用せず、余計な計算機上の記憶容量を必要としない ILU(0)を採用した。また、本モデルでは、第 3 章の「3.5 Multigrid 法の適用可能性検討」で示すように、計算時間が反復回数に依存せず、問題の規模のみに依存すると言われているスケーラブルな解法である Multigrid 法 (以降、MG 法)のうち、より複雑な形状にも対応できる代数的 MG 法 (以降、AMG 法)もオプションとして選択することが可能である。

本モデルは三次元の構造格子を用いていることから、7 点差分の疎行列となる。そのため、記憶容量削減のため、行列のデータ格納形式は一般的によく使用される Compressed Row Storage (CRS)形式を採用した。

#### 2.3.5 収束判定条件

本研究では、線形解法・非線形解法ともに、反復法を採用している。しかし、本モデルでは、Inexact Newton 法を採用しているため、必要となる収束条件は非線形解法のみであ

る。本研究では、より厳しい条件である全水頭の最大誤差である式 2-11 に示す最大ノルム ( $L_\infty$ -norm)を採用することとした。

$$\max_p |h_p^{m+1,k+1} - h_p^{m+1,k}| \leq \varepsilon_h \quad \text{式 2-11}$$

ここで、 $k + 1$ は現在の非線形反復回数であり、 $k$  は 1 ステップ前の非線形反復回数を表している。また、 $\varepsilon_h$ は非線形解法における収束判定値である。

### 2.3.6 境界条件

境界条件としては、大きく分けて、ディレクレ境界条件とノイマン境界条件がある。ディレクレ境界条件は、点で境界に値を与える条件のことであり、ノイマン境界条件は境界面で解の微分を与える条件のことである。本研究で使用する地下水流動モデルで扱う境界条件は以下に示す条件を取り扱う。

- ・ 地表からの降水を中心とする浸透 (ノイマン境界条件)
- ・ 地下からの蒸発散 (ノイマン境界条件)
- ・ 海域、河川、湖を想定した水位境界 (ディレクレ境界条件)
- ・ 地下からの地下水揚水または注水 (ノイマン境界条件)

本モデルは計算を実施しない範囲を指定することができ、計算範囲外からの流入フラックスはゼロとなり、最も下層の格子での流入出もゼロとなる。また、地表への湧出を表現するため、湿潤面においては、湧出する場合は地表面標高に応じたディレクレ条件となり、湧出しない場合はノイマン条件となるスイッチングを採用している。

## 2.4 地下水流動モデルで扱える現象

開発した地下水流動モデルは飽和・不飽和の区別なく、地下における水の流れを扱うことのできるモデルである。ただし、以下の制約と特徴がある。

- ・ 支配方程式が Richards 式に基づいたものであるため、不飽和帯では、大気圧は一定と仮定しており、空気を含めた二相流は扱えない。
- ・ また、本モデルには熱やそれに伴う密度変化については考慮していないため、水温や塩分による密度流についても対象外である。
- ・ 地表水の流動も方程式上含まれていないため、扱うことはできないが、地表との水のやり取りは考慮可能である。具体的には、河川・湖・海の水位を境界条件として設定することで、地表と地下のフラックスを算出している。
- ・ 図 2-1 の右図は例として河川と地下のフラックス算出方法を示す鉛直方向の断面図である。河川水位が青い実線の高さであり、地下水面が赤い点線の高さにあった場合、河川水が地下水を涵養することとなり、その際に算出されるフラックスは水位差、河床の面積 (赤い実線部分)、透水係数などを使用して算出される。同様に、地下水面が紫の点線の高さにあった場合には、地下水が河川に流入し、その際、使用される面積は赤い実線部分に加え、紫の実線部分を足した面積が使用される。な



お、現状の本モデルでは河川との水のやりとりに使用する透水係数は、計算格子の最上層の透水係数を使用しており、河床の透水係数を別途設定することは今後の改良事項としている。

- また、図 2-1 の左図の例のように地表の水位を設定していない箇所（灰色部分）についてもフラックスを算出することが可能であり、地表水のある箇所の面積などを入力することで、本モデルの一つの計算格子内で地表水がある箇所とない箇所を同時に扱うことも可能である。
- 地下の水を動かす要因である外部条件には、地下への浸透と井戸からの地下水揚水がある。地下への浸透は降水と蒸発散として与えることも可能であるが、これらは境界条件として与えることとなり、内部では明示的に計算されるわけではない。
- 地下水揚水については、マイナス値で与えれば、揚水として、プラス値で与えれば、注水として扱うことが可能であり、「第 5 章. 平野部におけるモデルの再現性検証」で示すように、一つの井戸が複数の鉛直方向の計算格子にまたがっている場合にも、井戸と計算格子での水のやりとりを扱うことができ、一つの水平格子内に複数の井戸を考慮することも可能である。
- これらの境界条件は時系列で入力が可能であり、時間は秒、分、時、日、年に対応している。
- 「2.3.6 境界条件」でも述べた通り、地表と水のやり取りをする最上層の上面以外は、境界条件として入力していない範囲についてはすべて閉境界条件となり、水の流入出は考慮されない。

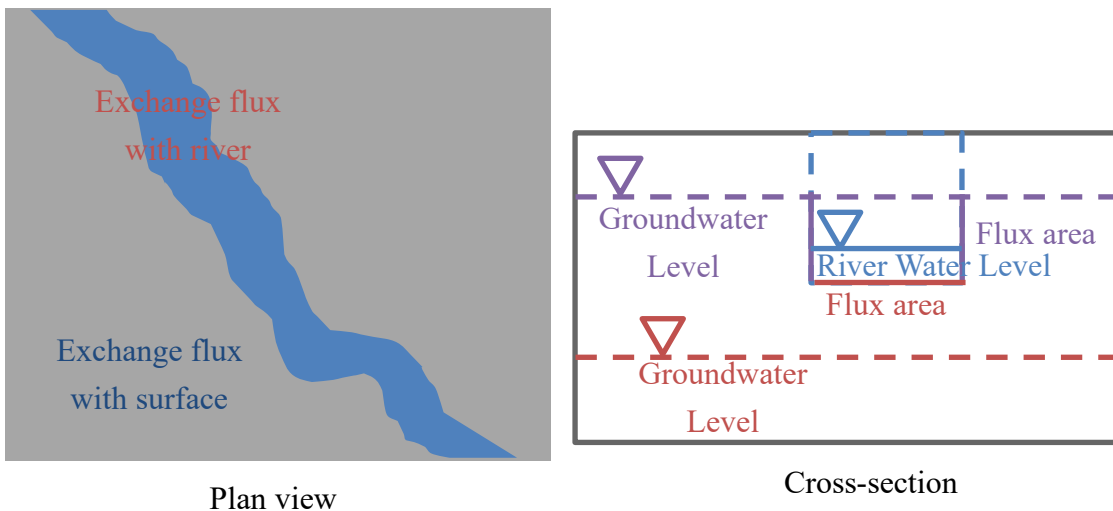


図 2-1 本モデルにおける地表・地下間でのフラックスの受け渡しの概念図

## 2.5 まとめ

開発した地下水流動モデルの物理的・数学的側面について示した。開発した地下水流動モデルは物理・数学に忠実なモデルであり、地下における水の流動については不確実性が入る余地は境界条件に寄るところが大きい。本モデルをそのまま全球に適用できる可能性もあるが、計算コストを抑える必要がでた場合には、パラメタリゼーションを適用する可能性が高い。本モデルはパラメタリゼーションの妥当性を示すためのリファレンスともなるモデルであると考え。また、本モデルで採用した支配方程式は飽和・不飽和が一体となった方程式であるため、明示的に不飽和帯の厚さなどを設定する必要がなく、そのときの気候・気象条件に応じたより現実的な飽和帯と不飽和帯を表現することが可能である。これは、地下における水の流動の再現性を向上させるとともに、気候変動下における地下水の予測精度も向上させることが可能であると考え。

また、本モデルは河川水や地表面とのフラックスを算出することもできることから、これまで全球スケールで開発されてきた地表付近の水の流動を扱う陸面モデルと結合することで、地表と地下を一体的に扱うモデルが構築できる。これにより、地表と地下の相互の水の流動をシームレスに表現することが可能になり、地下だけではなく、地表における水の流動の再現性を向上させることが期待できる。そのため、地下水の場合と同様に気候変動下における地表水に対する予測精度の向上も期待することができると考える。

## 第3章. 地下水流動モデルの高速化

### 3.1 はじめに

第2章の「2.2 地下水流動モデルの支配方程式」で示したように、本研究で採用した方程式は飽和・不飽和一体となった物理方程式に基づいたモデルである。そのため、計算時間が非常にかかることが懸念される。第2章の「2.1 はじめに」で述べたように本モデルは今後のパラメタリゼーションの妥当性を確認するためのリファレンスとしての役割も担うことから、方程式に忠実かつ高速に解を求める必要がある。

そこで、これまで提案されている数学的手法を取り入れ、高速化を図ることとした。本章では、本モデルに適用した高速化手法の内容及び結果について示す。まず、導入を検討している手法のコード検証を「第4章. 地下水流動モデルのコード検証」で示す各問題に適応させ、コード及び手法の検証を実施した。コード及び手法の検証ができた手法を「第5章. 平野部におけるモデルの再現性検証」で示す平野部におけるモデルの再現性確認に使用した米国、カリフォルニア州、セントラル・バレーに適用し、計算時間について確認した。セントラル・バレーを選定したのは、平野部であり、堆積層が厚く分布していること、これに伴い設定する飽和透水係数も山間部の地層と比較すると高めであり、流動性が高いこと、その一方で、乾燥地域であり、地表からの浸透量も少なく、計算開始時点における初期水位を作成するのに長い期間を設定し、計算時間を要すると考えたためである。高速化の検討としての計算は定常的な地下水位を作成するために平均的な涵養量・河川水位を境界条件とし、境界条件が時間変化しない定常計算を実施した。実施した計算条件を表3-1に示す。

表 3-1 地下水流動モデルの高速化における計算条件

	Non-Linear	Linear
Iteration number	20	10
convergence condition	1.0E-03 (Absolute error $L_{\infty}$ -norm)	1.0E-08 (Relative residual $L_2$ -norm)

### 3.2 Picard 法と Newton 法の比較検討

本モデルで採用した方程式は透水係数と不飽和帯における体積含水率において、圧力水頭を関数とする非線形性を有する。第2章の「2.3.3 非線形解法」でも述べたように、非線形解法にはPicard法とNewton-Raphson法があり、それぞれで重視する項目が異なる。例えば、Picard法はそのロバスト性を評価する一方で、計算スピードが劣る傾向にある。Newton-Raphson法は計算スピードが早いですが、初期値が解から遠い場合には、ロバスト性に劣る。本研究では計算スピードを重視しているため、Newton-Raphson法を適用することが考えられるが、Newton-Raphson法の良い初期値を得るには、ロバストな解法も必要

ではないかと考えた。そこで、Picard 法をある回数計算した後、Newton-Raphson 法を適用するスイッチングを採用し、その内訳の回数について検討を行った。また、正確には Celia et al. (1990)が提案した修正 Picard 法を使用しているが、以降は Picard 法という名称を使用している。具体的な修正 Picard 法と Newton-Raphson 法の離散化式は Appendix に記載している。なお、計算時間節約のため、第 2 章の「2.3.3 非線形解法」で示した Brown & Saad (1990)の Backtracking 法を Picard 法、Newton-Raphson 法ともに適用した。

### 3.2.1 Picard 法と Newton 法の比較検討における実験設定

実験は、非線形の反復回数を合計で 20 回と固定し、それぞれ、表 3-2 に示す内訳回数を検討対象とした。表 3-2 での 2 行目は Picard 法を 3 回実施し、その後、Newton-Raphson 法を 17 回反復計算することを示している。セントラル・バレーを対象とした実験では、計算開始時の初期値を地表面標高と同じ（以降、0m）場合と地表面標高から 10m 下（以降、-10m）の場合の 2 通りの初期値を用いることとした。これは任意の設定であるが、計算開始時の初期値が計算スピードにどのような影響を与えるのかを確認する目的で実施した。

表 3-2 Picard 法と Newton 法の比較検討における反復回数の内訳

Picard method	Newton-Raphson method
0	20
3	17
5	15
10	10

### 3.2.2 Picard 法と Newton 法の比較検討結果

コード及び手法の検証を実施したところ、「4.6 水収支の確認」で実施した鉛直一次元の浸透問題において、Picard 法を適用した計算ケースにおいて、水収支を満たさないことが判明した。一例として、Picard 法を 3 回、Newton-Raphson 法を 17 回で実施した場合の水収支の時系列図を図 3-1 に示す。なお、ここでの水収支は計算領域全体での収支を表し、領域外からの流入出と領域内での貯留量変化の比である。図 3-1 の水収支が 1 を超えているタイミングでは領域外からの流入出より、領域内での貯留量変化が小さい場合である。また、水収支が 3 を超えているタイミングでは領域内での貯留量変化が非常に小さい値であった。

本実験は計算時間を節約するため、Picard 法にも Backtracking 法を適用したが、このような事例はほとんどなく、Picard 法に Line search 法 (Backtracking 法も Line search 法の一つ)を適用した Sande et al. (2004)の事例が見つかったのみである。そこで、Picard 法のみ Backtracking 法を適用せずに計算を実施したところ、水収支を満たすことが確認できた。

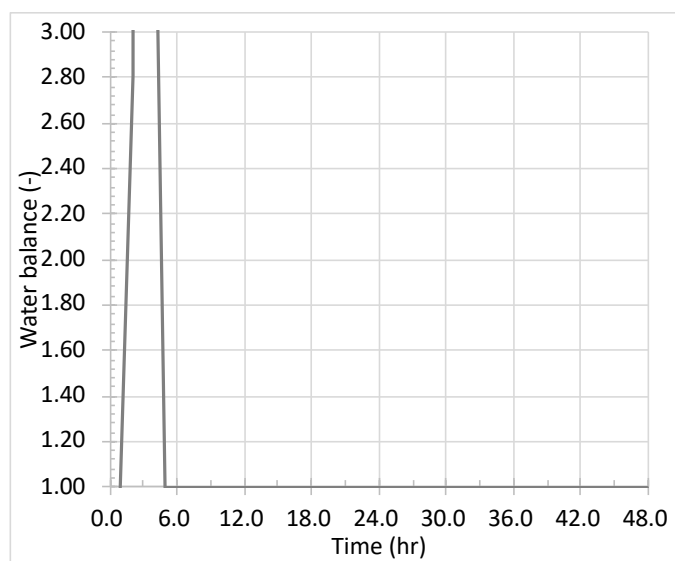


図 3-1 Picard 法における水収支の時系列図

続いて、Picard 法には Backtracking 法を適用しない設定に変更し、これをセントラル・バレーへ適用した。それぞれの実験における計算時間の比較結果を表 3-3 に示す。なお、計算対象期間は 10,000 年である。表 3-3 より、初期値を地表面に設定し、最初から Newton-Raphson 法を適用した場合には、10,000 年の計算を 2.16 時間で終了する一方で、その他の場合には、15 日間計算を実施しても、100 年ほどしか経過しなかった。

そこで、本研究では、Newton-Raphson 法のみで非線形の解法を行うこととする。流域スケールや全球スケールへの適用においては、設定したパラメータでの定常解を得るためには、地表面である 0m を初期値とした計算を行うこととする。その上で、求められた定常解を用いて、非定常計算を行うことが望ましいと考える。なお、パラメータを少し変更した場合には、変更前の定常解を初期値として計算できるように設計しており、これを活用することで、長い期間の計算においても、早く定常解を得ることができる。

表 3-3 Picard 法と Newton 法の比較検討における計算時間の比較結果

Picard method	Iteration number		Initial Surface	
	Newton-Raphson method	0m	-10m	
0	20	2.16 (hour)	-	
3	17	-	-	
5	15	-	-	
10	10	-	-	

### 3.3 Inexact Newton 法の適用可能性検討

「3.2 Picard 法と Newton 法の比較検討」の結果より、本研究では非線形解法に Newton-Raphson 法を採用することとしたが、さらなる計算スピードの向上を図るため、Eisenstat & Walker (1996)によって提案された Inexact Newton 法の適用可能性について検討を実施した。Inexact Newton 法は非線形解法における収束状況や残差ノルムの状況から線形解法における収束条件をアダプティブに変更する手法である。得たい解は非線形解法における収束条件を満たす解であるため、線形解法を真面目に解き過ぎないことで、線形解法での反復回数を減らし、結果的に計算スピードの向上が期待できる。

第 4 章で示す各問題に適応させたところ、コード及び手法の検証が確認できたため、セントラル・バレーに適用し、Newton-Raphson 法と Inexact Newton 法の比較を行った。計算対象期間は 10,000 年と 1,000,000 年であり、10,000 年の計算時間だけでは計算時間が短く、もっと長い期間についての計算時間を確認するため、1,000,000 年の計算を実施した。計算時間の比較結果である表 3-4 から、Inexact Newton 法の方が Newton-Raphson 法より若干短く、Inexact Newton 法から Newton-Raphson 法の結果を引いた水位差である図 3-2 に示すように、ほぼ全域で水位差は 0 であるグレーで示され、計算結果も大きく違わなかった。Inexact Newton 法の方が早い理由を探るため、計算が終了するまでのステップ数、平均的な非線形解法の反復回数、非線形解法内での平均的な線形解法の反復回数、非線形解法内での平均的な Backtracking の回数を集計するとともに、タイムステップの時系列図を作成した。計算が終了するまでのステップ数などの計算状況は、対象ステップが収束した場合としなかった場合について、10,000 年と 1,000,000 年の結果をそれぞれ表 3-5 と表 3-6 に示す。また、タイムステップの時系列図を図 3-3 に示す。なお、タイムステップの時系列図は計算期間の後半になるほどタイムステップが大きくなるため、y 軸であるタイムステップを指数で表示している。また、1,000,000 年の場合は、10,000 年以降のタイムステップに大きな変化はなく、Newton-Raphson 法、Inexact Newton 法ともに同じようなタイムステップの時系列変化であり、収束した場合としなかった場合の時系列図でも大きな違いがなかったため、記載していない。

表 3-5 に示した 10,000 年の結果から、Newton-Raphson 法と Inexact Newton 法を比較すると、Inexact Newton 法の方がステップ数、その他の平均的な反復回数ともに少ないことがわかる。その一方で、表 3-6 に示した 1,000,000 年の結果からは、Inexact Newton 法の方が Newton-Raphson 法と比較するとステップ数が多い結果となった。想定される理由として、その他の平均的な反復回数が Newton-Raphson 法より少なく、収束した場合もしなかった場合も早々に計算を終了させる傾向にあるため、結果的に反復回数が増えたと考えられる。また、図 3-3 に示したタイムステップの時系列図の結果から、Inexact Newton 法は Newton-Raphson 法と比較して、早めに大きなタイムステップ（およそ  $1.0E+09$  sec 相当）に移行し、その後も比較的安定的なタイムステップを推移しているのに対し、Newton-Raphson 法は大きなタイムステップに移行するのが遅く、その後も一旦タ

タイムステップが小さくなる。10,000年以降の計算においては、両手法ともに同じようなタイムステップであり、これ以降の手法間での違いはほとんどないため、10,000年と1,000,000年の計算時間の差がほとんどないと考えられる。10,000年より前に早めに大きなタイムステップへ移行した Inexact Newton 法の方が Newton-Raphson 法より早くなつたと考えられ、計算時間が短かつた Inexact Newton 法を採用することとした。

表 3-4 Inexact Newton 法の適用可能性検討における計算時間の比較結果

Study case	Target period (year)	
	10,000	1,000,000
Newton-Raphson method	2.16 (hour)	67.51 (hour)
Inexact Newton method	1.28 (hour)	65.69 (hour)

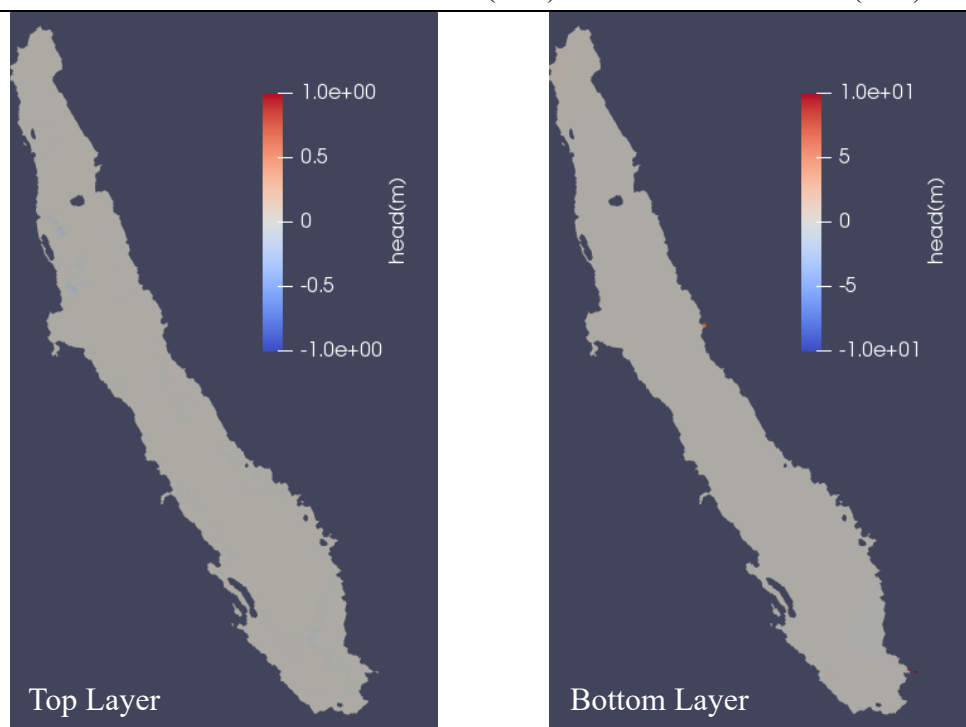


図 3-2 Inexact Newton 法から Newton 法の結果を引いた水位差 (1,000,000 年後)

表 3-5 Inexact Newton 法の適用可能性検討における計算状況 (10,000 年)

Converge	Study case	Number		Average number	
		Step	Non-linear	Linear	Backtrack
Yes	Newton-Raphson	1,057	10.6	72.8	7.3
	Inexact Newton	732	9.9	10.2	7.0
No	Newton-Raphson	262	17.3	111.4	1.2
	Inexact Newton	176	13.7	14.6	0.8

表 3-6 Inexact Newton 法の適用可能性検討における計算状況 (1,000,000 年)

Converge	Study case	Number		Average number	
		Step	Non-linear	Linear	Backtrack
Yes	Newton-Raphson	17,695	9.8	95.7	8.6
	Inexact Newton	21,736	9.6	10.1	8.5
No	Newton-Raphson	4,643	18.0	176.7	1.7
	Inexact Newton	5,698	16.4	19.2	1.6

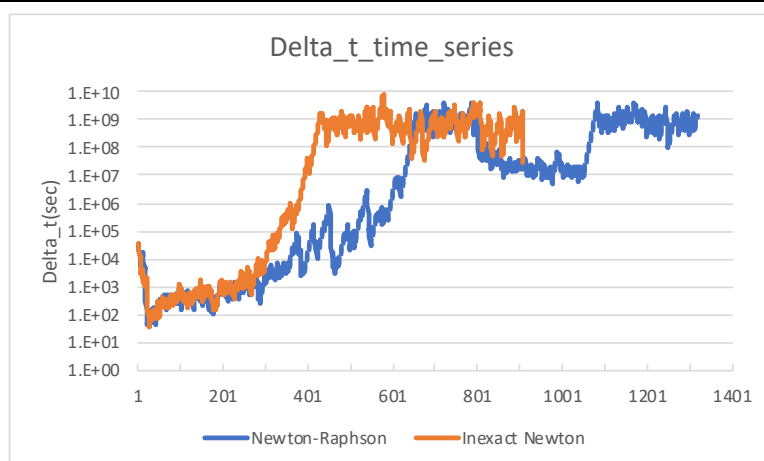


図 3-3 タイムステップの時系列変化図 (Newton と Inexact Newton)

### 3.4 Relaxation 法の比較検討

本研究で採用した Newton-Raphson 法 (Inexact Newton 法を含む) は局所的な収束解に陥る可能性がある。そこで、本研究では、よりロバストで収束性を高めるため、Newton-Raphson 法の Relaxation として、大域的な手法を活用することとした。この大域的な手法には、不飽和帯における Richards 式に対して活用される Line search 法と Trust region 法がある。本研究では、Newton-Raphson 法の収束過程を使用することで、降下方向を決めてからステップ幅を決定し、より収束性を高める方法である Line search 法の一つであり、Brown & Saad (1990) により提案された Backtracking 法を適用する。一方、飽和帯における地下水の分野では、別の Relaxation 法が活用されている。特に、地下水を専門に研究をしていた Cooley (1983) による実験的な方法 (以降、Cooley 法) が多く採用されている。そこで、本研究では、Backtracking 法に加え、Cooley 法の適用可能性について検討を実施した。

#### 3.4.1 Relaxation 法の比較検討における実験設定

Newton-Raphson 法に対する Relaxation 法は通常一つの手法を適用することが多いが、Backtracking 法は残差の二乗ノルムを最小化する手法であり、Cooley 法は全水頭の最大ノルムを最小化する手法である。両手法がどのように解の収束に影響を与えるのかを確認



するため、両手法の適用する順番について検討することとした。そのため、Backtracking 法単独の場合に加え、その前後に Cooley 法を適用した場合の三ケースについて実験した。

### 3.4.2 Relaxation 法の比較検討結果

これまでと同様に、第 4 章で示す各問題に適応させたところ、Cooley 法の後にさらに Backtracking 法を適用したケースにおいて、「3.2 Picard 法と Newton 法の比較検討」と同様に、水収支を満たさないことがわかった。その状況を図 3-4 に示す。

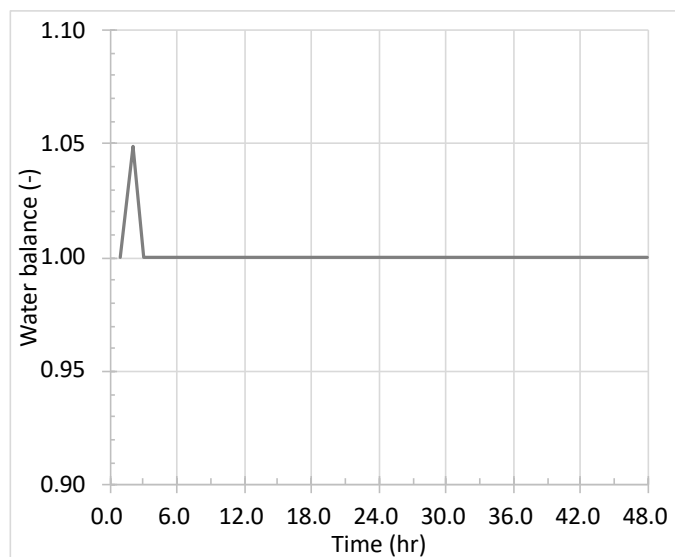


図 3-4 Cooley + Backtracking における水収支の時系列図

以上の検証結果から、セントラル・バレーには、Backtracking 法のみと Backtracking 法の後に Cooley 法を適用した実験を実施し、その計算時間の比較結果を表 3-7 に示す。なお、計算対象期間は「3.3 Inexact Newton 法の適用可能性検討」の場合と同様に、10,000 年と 1,000,000 年とした。表 3-7 より、10,000 年、1,000,000 年ともに、非常に小さい計算時間の差しかなく、図 3-5 に示す水位の差についてもほとんど違いが見られなかった。「3.3 Inexact Newton 法の適用可能性検討」の場合と同様に、計算状況を示すステップ数や平均的な反復回数の結果を 10,000 年と 1,000,000 年について、それぞれ表 3-8 と表 3-9 に示す。表 3-8 及び表 3-9 に示した結果から、Backtracking 法の後に Cooley 法を適用した方法の方が Backtracking 法のみの方よりステップ数が多い結果となった。想定される理由は、「3.3 Inexact Newton 法の適用可能性検討」の場合と同様に、Backtracking 法の後に Cooley 法を適用した方が Backtracking 法のみより、平均的な反復回数が若干少なく、収束した場合もしなかった場合も早々に計算を終了させる傾向にあるため、結果的にステップ数が増えたと考えられる。また、図 3-6 に示したタイムステップの時系列図の結果から、Backtracking 法の後に Cooley 法を適用した方が Backtracking 法のみより、少し遅く大きなタイムステップに移行しているが、その移行途中で Backtracking 法のみより早く大きなタイムステップに到達していることがわかる。大きなタイムステップに到達して以降は両手

法ともに、ほぼ同じタイムステップで推移していることから、10,000年及び1,000,000年ともに、計算時間に大きな違いが見られなかったと考えられる。以上の結果から、10,000年及び1,000,000年ともに若干計算時間が早かった Backtracking 法の後に Cooley 法を適用する手法を採用することとした。

表 3-7 Relaxation 法の比較検討における計算時間の比較結果

Study case	Target period (year)	
	10,000	1,000,000
Only Backtracking	1.28 (hour)	65.69 (hour)
Backtracking + Cooley	1.25 (hour)	64.27 (hour)

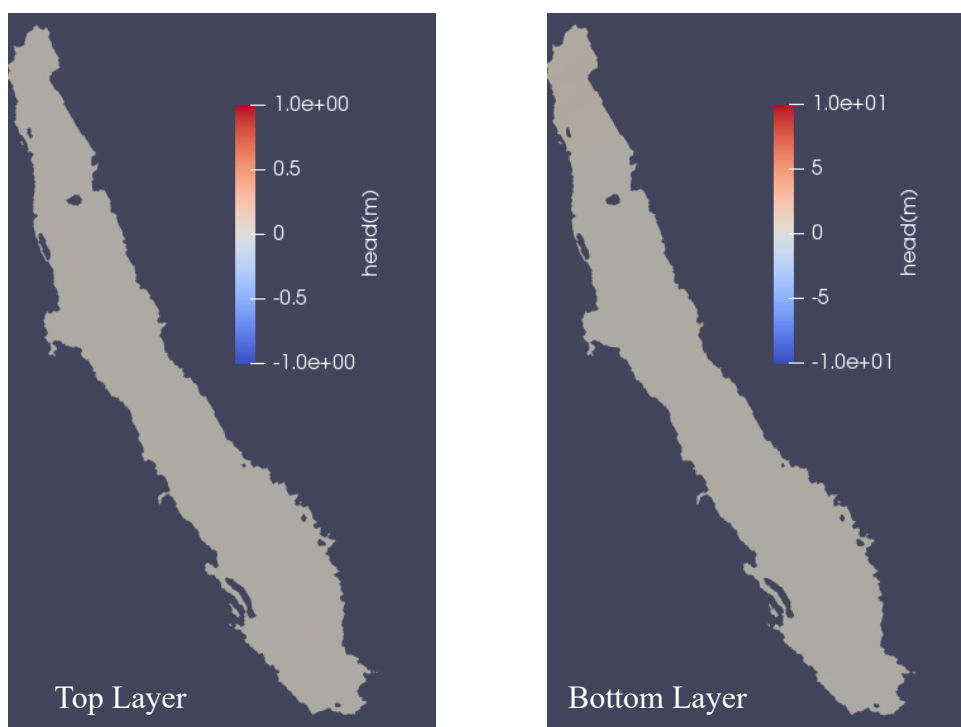


図 3-5 Cooley 法適用から Backtracking 法の結果を引いた水位差 (1,000,000 年後)

表 3-8 Relaxation 法の比較検討における計算状況 (10,000 年)

Converge	Study case	Number		Average number	
		Step	Non-linear	Linear	Backtrack
Yes	Only Backtracking	732	9.9	10.2	7.0
	Backtracking + Cooley	775	9.1	9.2	6.8
No	Only Backtracking	176	13.7	14.6	0.8
	Backtracking + Cooley	189	13.5	14.0	0.6

表 3-9 Relaxation 法の比較検討における計算状況 (1,000,000 年)

Converge	Study case	Number		Average number	
		Step	Non-linear	Linear	Backtrack
Yes	Only Backtracking	21,736	9.6	10.1	8.5
	Backtracking + Cooley	22,607	9.4	9.7	8.5
No	Only Backtracking	5,698	16.4	19.2	1.6
	Backtracking + Cooley	5,924	16.9	19.1	1.6

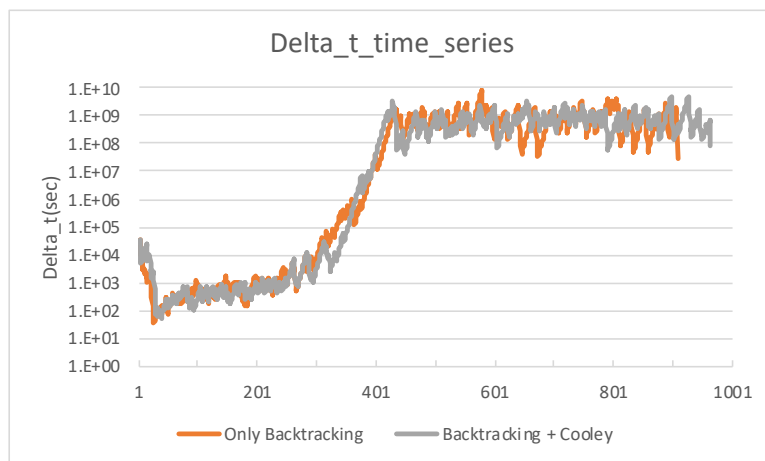


図 3-6 タイムステップの時系列変化図 (Backtracking と Backtracking + Cooley)

### 3.5 Multigrid 法の適用可能性検討

本研究では線形解法においても反復法を採用している。反復法は計算時間が問題規模と反復回数によって規定され、一般的には問題規模が大きくなるほど、反復回数も多くなる傾向にある。そのため、全球などの大規模な計算を実施する際には、問題規模と反復回数の両方で大きくなり、計算時間がかかってしまうという潜在的な問題がある。そこで、本研究では、反復回数が変わらず、計算時間が問題規模のみに依存する手法（以降、スケラブルな手法）である Multigrid 法（以降、MG 法）の適用可能性について検討を行った。

一般的な線形解法では、解を求めたい格子から離れたところにある格子の影響（以降、長波長成分）を伝えるために、同じような格子サイズを使用して、反復法または直接法で解を求める。一方、MG 法は解を求めたい格子サイズから周辺のいくつかの格子を合わせて粗い格子を作成し、これを繰り返していくことにより、長波長成分を早く伝えることができ、結果的に早く収束させることが可能となる。図 3-7 の概念図に示すように、細かい格子から求められた残差を粗い格子に補間し、これを最も粗い格子まで実施し、粗い格子で求めた誤差を細かい格子に補間していくことで、最終的に得たい格子での解を計算する。

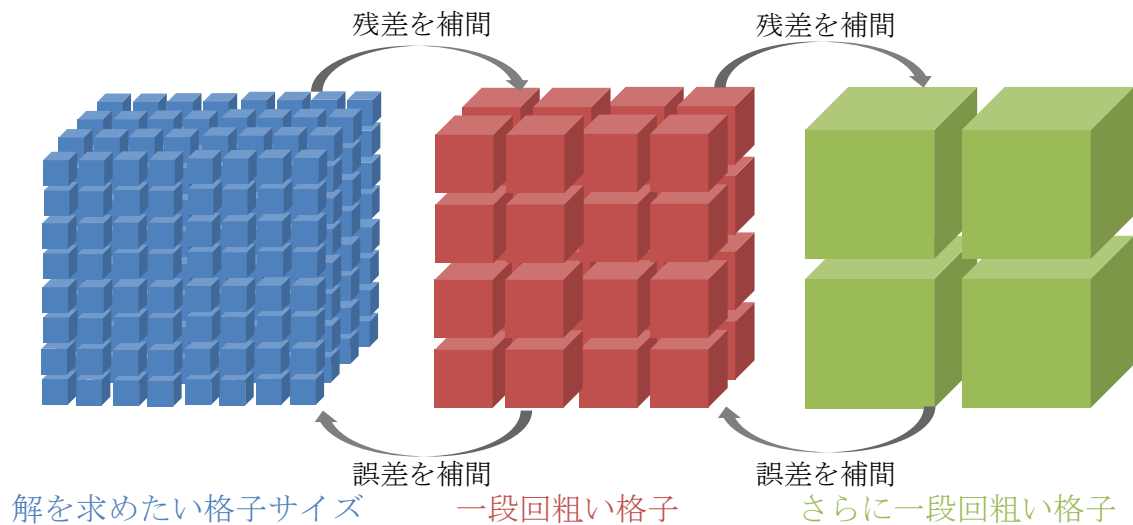


図 3-7 MG 法の概念図

MG 法の適用可能性では第 2 章の「2.3.4 線形解法」で示した Bi-CGSTAB 法の前処理としての適用可能性について検討を実施した。比較対象はこれまでの検討で採用していた Bi-CGSTAB 法の前処理に対象とする行列の情報しか使用しない ILU(0)と MG 法のうち、複雑な形状やその時々行列の状況に応じて新たな行列を作成することが可能な代数的 MG 法 (AMG 法)との比較を行った。AMG 法では最も高速な手法の一つと言われ、粗い格子の未知数一つを密な格子の未知数の集合体としてあらわす Smoothed Aggregate (SA) を採用した。これまでと同様に、コード及び手法の検証の確認後、セントラル・バレーに適用した。前処理として、これまでの検討に使用していた ILU(0)を使用した場合と AMG (SA)を使用した場合の計算時間の比較結果を表 3-10 に示す。なお、計算対象期間は 10,000 年、1,000,000 年に加え、1CPU でもより長期での計算が可能になったことから、その状況を確認するため、100,000,000 年を追加し、初期値はこれまでと同様に 0m と設定した。

表 3-10 結果から、AMG (SA)の方が ILU(0)より計算時間が短く、図 3-8 に示すように水位の差についてもほとんど違いが見られなかった。表 3-10 結果から AMG (SA)は ILU(0)よりも計算時間が短い、1,000,000 年で見られたような早さが 100,000,000 年では見られず、ILU(0)より少し早い程度となっている。この理由を探るため、「3.3 Inexact Newton 法の適用可能性検討」の場合と同様に、10,000 年、1,000,000 年、100,000,000 年における計算状況を示すステップ数や平均的な反復回数の結果をそれぞれ、表 3-11、表 3-12、表 3-13 に、10,000 年のタイムステップの時系列図を図 3-9 に示す。これまでと同様に、10,000 年以降のタイムステップの状況は両手法とも、10,000 年の最後の状況が継続していたため、記載していない。

表 3-11 の 10,000 年の結果から、AMG (SA)は、ILU(0)よりステップ数が少ない一方で、平均的な反復回数が多い傾向にあるが、図 3-9 に示したタイムステップの時系列図から、ILU(0)より少し遅く大きなタイムステップに移行している。大きなタイムステップになって以降は、ILU(0)よりも大きなタイムステップで推移していることから早く計算が終了し

たとえられる。表 3-12 に示す 1,000,000 年の計算結果では、ステップ数、平均的な反復回数ともに、10,000 年の結果より少ない傾向にあり、より早く計算が終わったことが想定される。表 3-13 に示す 100,000,000 年の計算結果では、収束しなかった場合の平均的な線形解法の反復回数を除き、ステップ数、平均的な反復回数ともに AMG (SA)が ILU(0)より少ない傾向は 10,000 年と 1,000,000 年の結果と同じである。しかし、ステップ数の比較では、1,000,000 年では AMG (SA)が 1/6~1/7 なのに対し、100,000,000 年では 6 割程度であり、10,000 年と近い傾向にある。そのため、100,000,000 年において、ILU(0)と比較して、計算時間が大きく変化しなかったと考えられる。詳細な理由は現状の情報からは十分な判断が難しいため、今後の検討課題である。以上の結果から、どの計算期間でも計算時間が短かった AMG 法を採用することとした。問題規模の比較的小さい場合には、AMG 法では粗い格子での計算が必要となり、ILU(0)より遅くなる可能性がある。そのため、本研究では、比較的小さい規模への適用性も考慮し、ILU(0)と AMG 法の両方を選択できるように設定している。

表 3-10 Multigrid 法の適用可能性検討における計算時間の比較結果

Study case	Target period (year)		
	10,000	1,000,000	100,000,000
ILU(0)	1.25 (hour)	64.27 (hour)	183.58 (hour)
AMG(SA)	0.89 (hour)	11.33 (hour)	167.11 (hour)

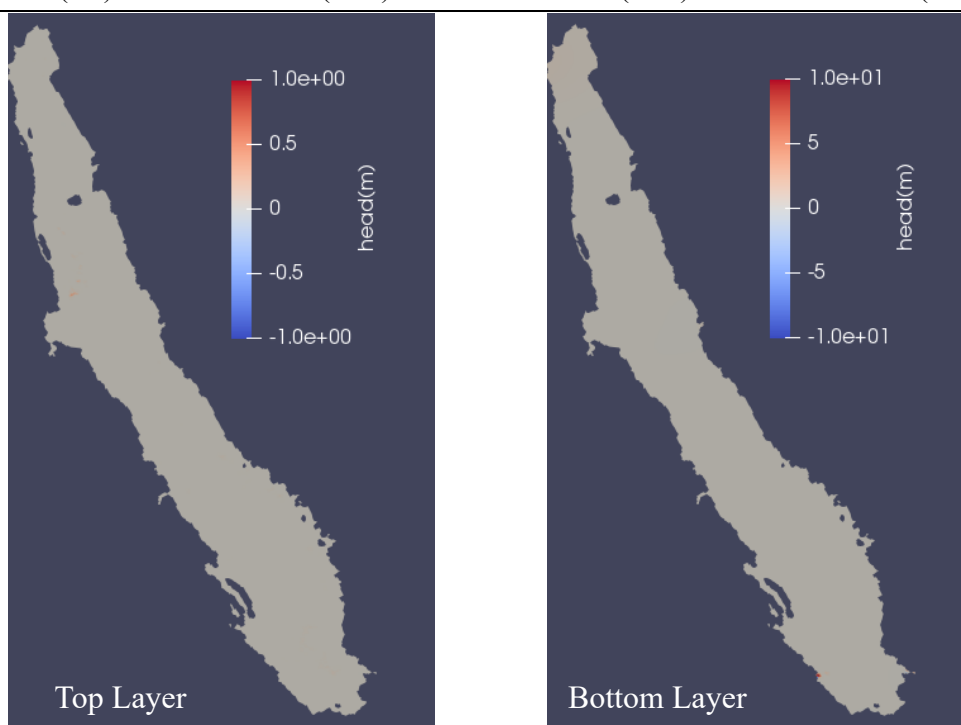


図 3-8 AMG (SA)から ILU(0)の結果を引いた水位差 (100,000,000 年後)

表 3-11 Multigrid 法の適用可能性検討における計算状況 (10,000 年)

Converge	Study case	Number		Average number	
		Step	Non-linear	Linear	Backtrack
Yes	ILU(0)	775	9.1	9.2	6.8
	AMG(SA)	521	10.1	10.4	6.0
No	ILU(0)	189	13.5	14.0	0.6
	AMG(SA)	119	16.7	18.7	0.5

表 3-12 Multigrid 法の適用可能性検討における計算状況 (1,000,000 年)

Converge	Study case	Number		Average number	
		Step	Non-linear	Linear	Backtrack
Yes	ILU(0)	22,607	9.4	9.7	8.5
	AMG(SA)	3,806	8.4	8.2	8.2
No	ILU(0)	5,924	16.9	19.1	1.6
	AMG(SA)	982	11.4	14.4	1.0

表 3-13 Multigrid 法の適用可能性検討における計算状況 (100,000,000 年)

Converge	Study case	Number		Average number	
		Step	Non-linear	Linear	Backtrack
Yes	ILU(0)	81,871	8.9	9.6	8.3
	AMG(SA)	59,377	7.7	8.4	8.4
No	ILU(0)	21,510	17.3	21.4	1.9
	AMG(SA)	15,595	16.5	22.4	1.7

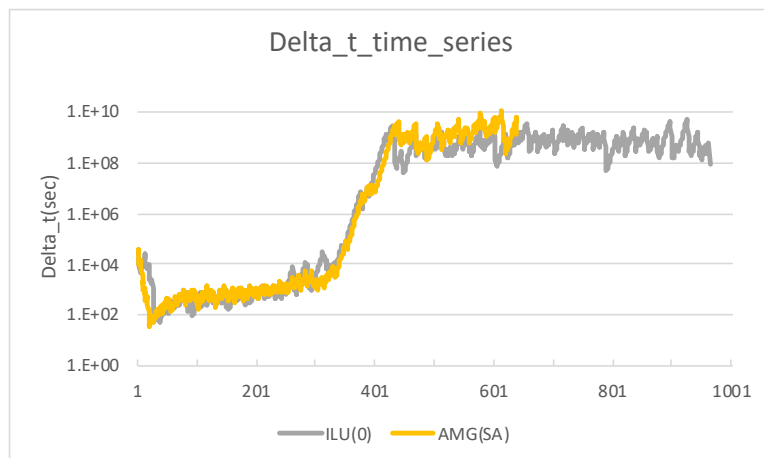


図 3-9 タイムステップの時系列変化図 (ILU(0)と AMG(SA))

### 3.6 まとめ

「第 2 章. 地下水流動モデルの構築」において構築した地下水流動モデルを全球への適用性を高めるため、高速化を図った。本研究では、今後のパラメタリゼーションの妥当性を確認するためのリファレンスとしての役割も担うことから、なるべく物理・数学に忠実に解くモデルとするため、これまで数学分野において適応されている様々な高速化手法を導入した。導入した手法はそれぞれに一長一短があるが、本研究では一貫して、高速になる手法を採用する方針を取り、「第 4 章. 地下水流動モデルのコード検証」で示すコード検証に使用した問題を用いて、コード及び手法の検証を実施した後、「第 5 章. 平野部におけるモデルの再現性検証」で示す米国、カリフォルニア州、セントラル・バレーに適用した。その結果、計算の初期水位を地表面 (0m) に設定し、地下水揚水がない自然的な条件で AMG 法を適用した場合、1 億年計算するのに、約 7 日 (1CPU) で計算を終わらせることが可能となった。これまで全球スケールの計算においては、地下水面をある固定値として入力しているが、地下水面は気候区分や地形条件によってその深さは様々である。そのため、計算結果に対する不確実性の要因の一つになっていると考えられる。高速化された本モデルはある条件下における地下水面を高速で算出することが可能であり、これまでの地下水面の固定値から、空間分布を考慮した地下水面という非常に重要なデータを提供できると考える。このデータを活用することで、不確実性を減らすことが可能になるとともに、膨大な計算資源と時間の節約になると考える。

## 第4章. 地下水流動モデルのコード検証

### 4.1 はじめに

開発した地下水流動モデルのコードとしての確からしさを確認する検証を実施し、その結果を示す。今後の全球への適用を考慮した場合に特に重要となる境界条件として、降水や河川からの浸透、地下水揚水の挙動や斜面における湧出機構について確認を実施した。また、水資源評価を実施する際に重要となる水収支についても確認を実施した。本研究は、全球スケールへの適用を目指したモデルであり、格子サイズによって、表現力は変わると考えられる。ここでは、コードとしての検証を実施したものであり、ラージスケールにおけるモデルの表現力の確認は「第5章. 平野部におけるモデルの再現性検証」及び「第6章. 山間部におけるモデルの再現性検証」で実施する。なお、すべての計算において、非線形解法の収束判定基準は  $1.0 \times 10^{-6}$  (m) を用いている。

### 4.2 検証問題 1：鉛直一次元浸透問題

不飽和帯への降水の浸透について確認するため、Paniconi et al. (1991)が実施した問題を採用した。Paniconi et al. (1991)では 10m の鉛直カラムを 100 個の格子で分割し、計算領域の上面より時間に応じて変化するフラックスを境界条件として与えている。最下層は常に圧力水頭が 0 となるように設定され、計算領域の初期値は、水位を設定せず、残留体積含水率分の水が存在している状態で計算を開始している (図 4-1 参照)。設定したパラメータを表 4-1 に示す。本モデルは Paniconi et al. (1991)が実施した結果とよく整合していることがわかる (図 4-2 参照)。なお、本モデルはスタaggerド格子を採用しており、未知数である全水頭は格子の中心に値を持っている。そのため、本モデルの計算結果は、グラフ上では、格子の中心位置にプロットしている。しかし、Paniconi et al. (1991)は有限要素法を使用し、格子の節点上に解があるため、本モデルと解の位置が一致していない。

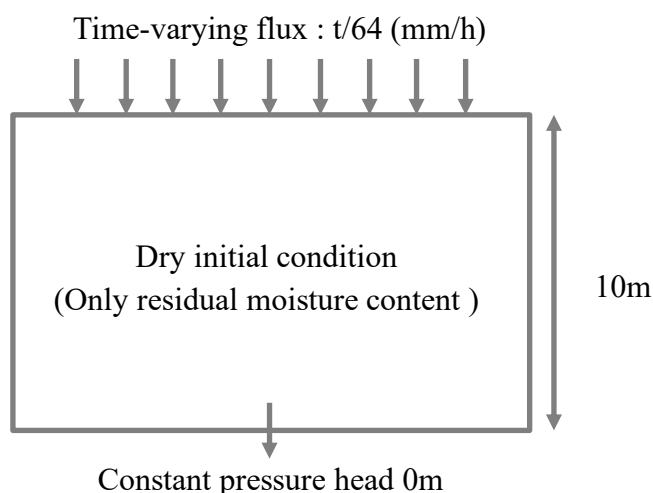


図 4-1 鉛直一次元浸透問題における概念図



表 4-1 鉛直一次元浸透問題の設定パラメータ

Parameter	Value	Unit
Saturated hydraulic conductivity	1.39E-03	m/s
Saturated moisture content	0.45	-
Residual moisture content	0.08	-
Specific storage	0.001	1/m
van Genuchten parameter $n$	3.0	-
van Genuchten parameter $\alpha$	1/3	1/m

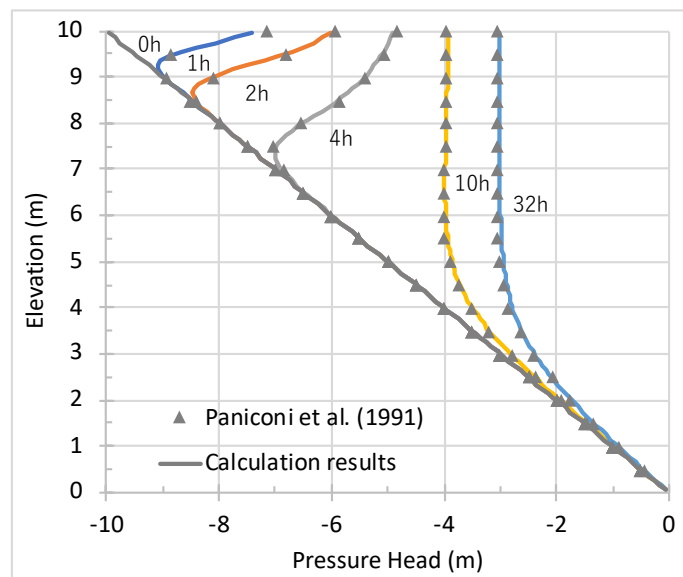


図 4-2 鉛直一次元浸透問題における Paniconi et al. (1991)との比較結果

### 4.3 検証問題 2：鉛直二次元浸透問題

不飽和帯へ河川水が浸透した場合を想定した鉛直二次元浸透問題として、Vauclin et al. (1979)が実施した模型実験を採用した (図 4-3 参照)。初期水位を下面から 0.65m に設定し、上面の左から 0.5m には 148 (mm/h)のフラックスを、残りの上面にはフラックスは与えず、計算領域の右側は常に水位が 0.65m となるように設定されている。左側及び下側は流入出がない条件となっている。Clement et al. (1994)は Vauclin et al. (1979)の結果から、van Genuchten のパラメータを推定しており、今回はそのパラメータ値を使用した (表 4-2 参照)。また、Clement et al. (1994)と同様に水平方向には 30 分割、鉛直方向には 40 分割した格子サイズ (横 0.1m 縦 0.05m)で計算を実施している。この問題を本モデルに適用した結果を図 4-4 に示す。Vauclin et al. (1979)が実施した実験とよく整合していることがわかる。

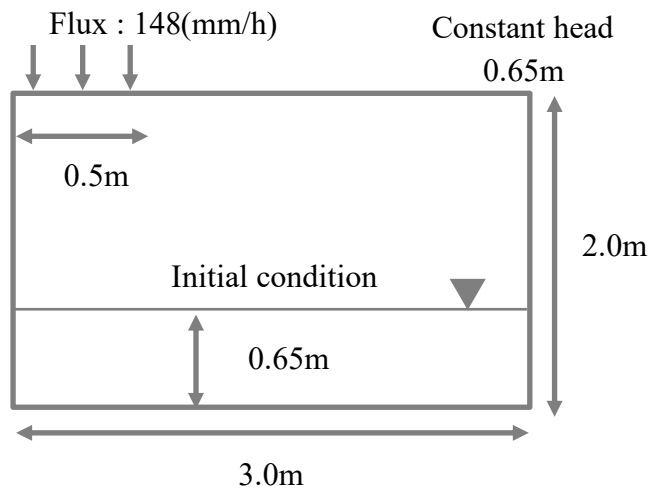


図 4-3 鉛直二次元浸透問題における概念図

表 4-2 Clement et al. (1994)による鉛直二次元浸透問題の設定パラメータ

Parameter	Value	Unit
Saturated hydraulic conductivity	1.00E-04	m/s
Saturated moisture content	0.30	-
Residual moisture content	0.01	-
Specific storage	0.000	1/m
van Genuchten parameter $n$	4.1	-
van Genuchten parameter $\alpha$	3.3	1/m

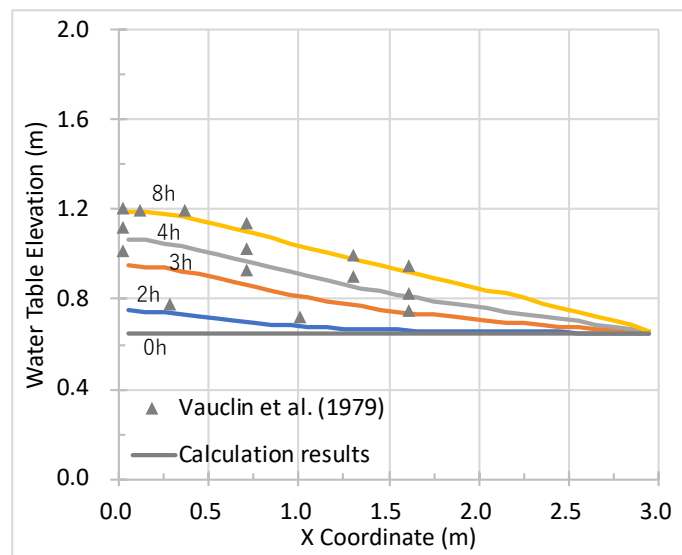


図 4-4 鉛直二次元浸透問題における Vauclin et al. (1979)の実験値との比較結果

#### 4.4 検証問題 3：三次元地下水揚水問題

地下の飽和帯から井戸を通じて取水した際には、井戸周辺において地下水位が低下する(図 4-5 参照)。この現象を確かめるため、ティームの定常井戸理論に基づいた解との比較を実施した。ティームの定常井戸理論は放射状の解であるため、本研究では、60 度分を切り抜いた計算範囲で検証を行った(図 4-6 参照)。水平方向には 1,000m の距離を設定し、最も細かい井戸からの地下水揚水がある格子サイズを幅 2m とし、その右隣の格子は倍の 4m、さらに右隣も倍になるように 10 分割し、鉛直方向は 10m を均等に 5 分割した。また、定常解であるため、本研究では、支配方程式である式 2-3 のうち、時間に関する項を除外し、計算を実施している。このような設定は、条件によっては定常解が得られない場合がある。そのため、被圧条件下と不圧条件下では異なる地下水揚水量を使用している。なお、本問題では、任意の異なった飽和透水係数に対して確認を実施するとともに、不飽和帯のパラメータである残留体積含水率と van Genuchten のパラメータは適当な値を設定しているが、解には影響しないと考えられる。

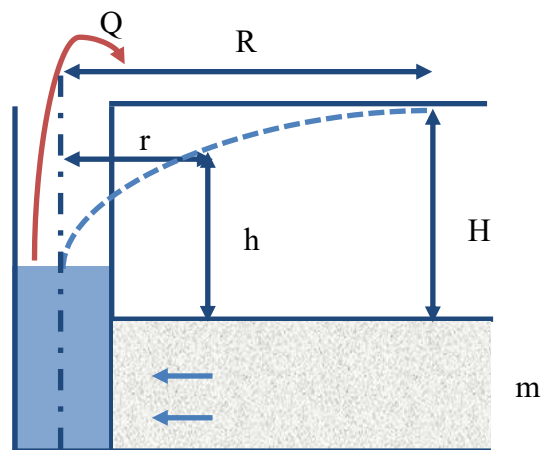


図 4-5 三次元地下水揚水問題における概念図

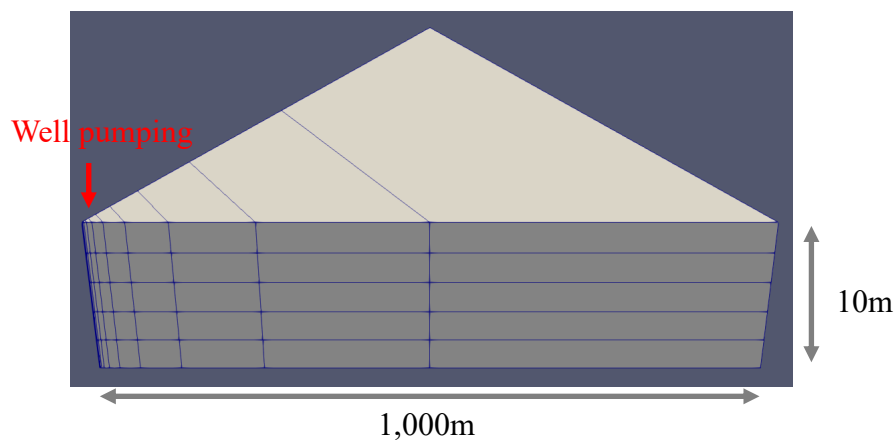


図 4-6 三次元地下水揚水問題における計算格子の設定状況

#### 4.4.1 被圧条件

被圧条件下におけるティームの定常解は式 4-1 で表される。

$$h = H - \frac{Q}{2\pi m K_s} \ln \frac{R}{r} \quad \text{式 4-1}$$

ここで、 $h$ は井戸からの半径 $r$ における地下水位を表し、 $H$ は地下水揚水の影響がないと考えられる井戸からの距離 $R$ における境界条件となる地下水位を表し、 $Q$ は地下水揚水量、 $m$ は帯水層の厚さ、 $K_s$ は帯水層の飽和透水係数を表す。設定したパラメータを表 4-3 に示す。境界条件となる半径 $R$ における水位 $H$ は 8 (m)と設定し、ティームの定常解に対しては地下水揚水量を 30 (m<sup>3</sup>/s)と設定した。そのため、モデルにはその 1/6 である 5 (m<sup>3</sup>/s)を入力している。得られたモデルの計算結果とティームの定常解を比較した結果を図 4-7 に示す。本モデルの計算結果は被圧条件下における定常解とよく整合していることがわかる。

表 4-3 検証問題 3 の設定パラメータ (三次元地下水揚水問題)

Parameter	Value	Unit
	1.00E-04	
Saturated hydraulic conductivity	5.00E-04	m/s
	1.00E-05	
Saturated moisture content	0.30	-
Residual moisture content	-	-
Specific storage	0.001	1/m
van Genuchten parameter $n$	-	-
van Genuchten parameter $\alpha$	-	1/m
Aquifer thickness	10	m

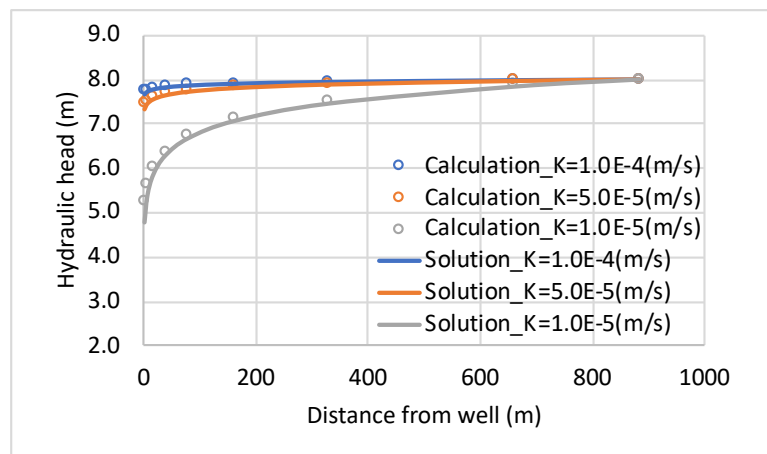


図 4-7 三次元地下水揚水問題におけるティームの定常解との比較結果 (被圧条件)

#### 4.4.2 不圧条件

被圧条件下と同様に、不圧条件下におけるティームの定常解との比較を実施した。不圧条件下における定常解は式 4-2 で表される。境界条件となる半径 $R$ における水位 $H$ は 0 (m) と設定し、ティームの定常解に対しては地下水揚水量を 18 (m<sup>3</sup>/s) と設定した。そのため、モデルにはその 1/6 である 3 (m<sup>3</sup>/s) を入力している。地下水揚水量を 30 (m<sup>3</sup>/s) とした場合には計算上、定常解が得られなかったため、18 (m<sup>3</sup>/s) を使用した。得られたモデルの計算結果とティームの定常解を比較した結果を図 4-8 に示す。本モデルの計算結果は不圧条件下における定常解とよく整合していることがわかる。

$$h = \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi m K_s} \ln \frac{R}{r}} \quad \text{式 4-2}$$

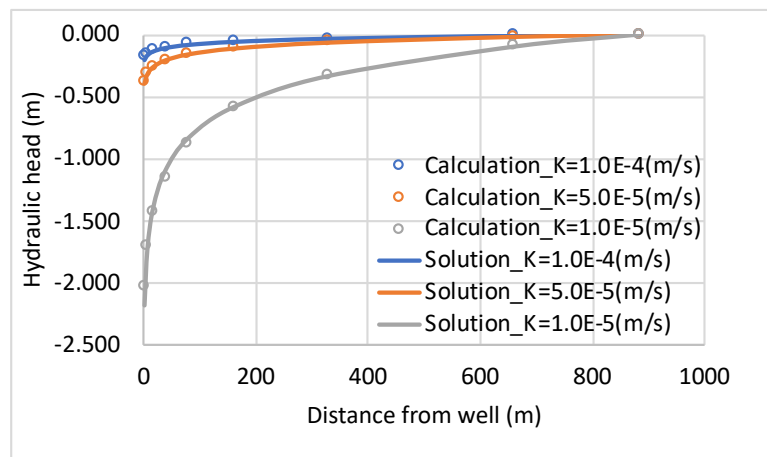


図 4-8 三次元地下水揚水問題におけるティームの定常解との比較結果 (不圧条件)

#### 4.5 検証問題 4：斜面二次元湧出問題

本モデルは最終的には、全球スケールへの適用を目指している。そのため、地下水の流れのうち、湿潤地域の山間部において、特に顕著と考えられる地下から地表への湧出機構について確認を実施した。選定した問題は Fredlund & Rahardjo (1993) が実施した模型実験をベースにした問題である。選定した問題の概念図を図 4-9 に、設定したパラメータを表 4-4 に示す。なお、Fredlund & Rahardjo (1993) も有限要素法を使用し、格子の節点上に解がある。

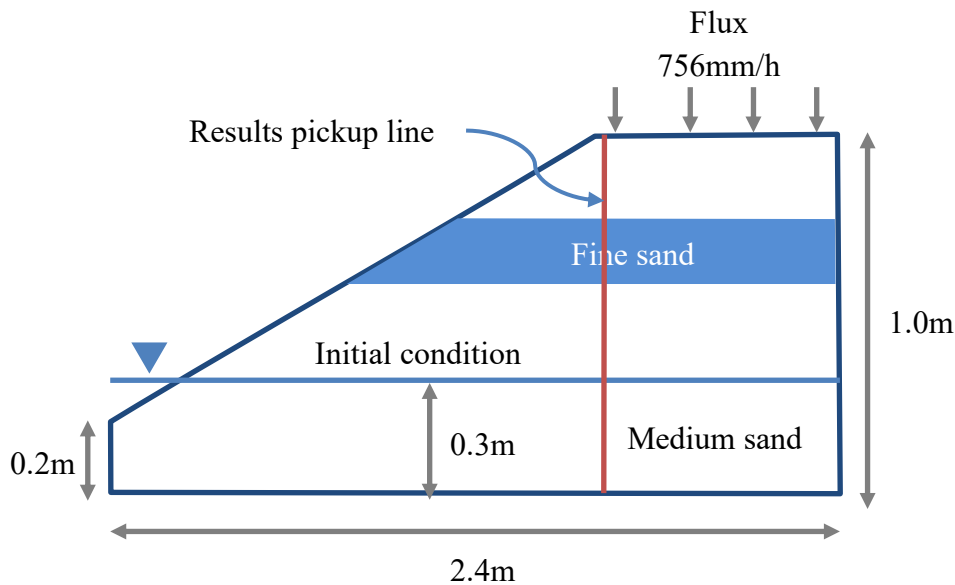


図 4-9 斜面二次元湧出問題における概念図

表 4-4 斜面二次元湧出問題の設定パラメータ

Parameter	Value	Unit
Saturated hydraulic conductivity	Medium sand : 1.40E-03	m/s
	Fine sand : 5.50E-05	
Saturated moisture content	Medium sand : 0.431	-
	Fine sand : 0.456	
Residual moisture content	Medium sand : 0.0431	-
	Fine sand : 0.0456	
specific storage	0.01954	1/m
van Genuchten parameter $n$	Medium sand : 3.5	-
	Fine sand : 3.2	
van Genuchten parameter $\alpha$	Medium sand : 1.6	1/m
	Fine sand : 1.6	

また、本問題では、van Genuchten のパラメータがわからない状況であった。そのため、Fredlund & Rahardjo (1993)が使用している図 4-10 に示す直線の圧力水頭と透水係数の関係を表現できるよう van Genuchten のパラメータである $n$ と $\alpha$ を推定した。推定した結果が図 4-10 に示す点である。図 4-10 ではサクションが 10kPa 以上において、直線と点がかげ離れた結果となっているが、本問題では鉛直方向 1.0m のうち、水面が 0.3m あることから、図 4-10 のサクションで使用する範囲は約 0 から 7.0kPa の範囲であるため、推定値に問題はないと判断した。また、本問題で設定している飽和体積含水率のうち、Fine

sand には Rulon et al. (1985)が使用している 0.456 を、Medium sand には Rulon の博士論文 (1984)内にある Medium sand に該当するデータの平均値である 0.431 を使用している。残留飽和体積含水率は不明であったため、現実的な値に近い設定として、飽和体積含水率の十分の一の値とした。比貯留係数は Fredlund & Rahardjo (1993)が設定している値は  $\text{kPa}^{-1}$  であるため、本モデルに適用する際には、水の密度 ( $977\text{kg/m}^3$ )と重力加速度 ( $9.8\text{m/s}^2$ )を用いて、 $0.01954 (\text{m}^{-1})$ を適用している。また、本モデルでは、湧出は地表面を通じてのみ実施され、構造格子を採用しているため、図 4-11 に示すような格子を採用し、水平方向には 48 分割、鉛直方向には 20 分割している。

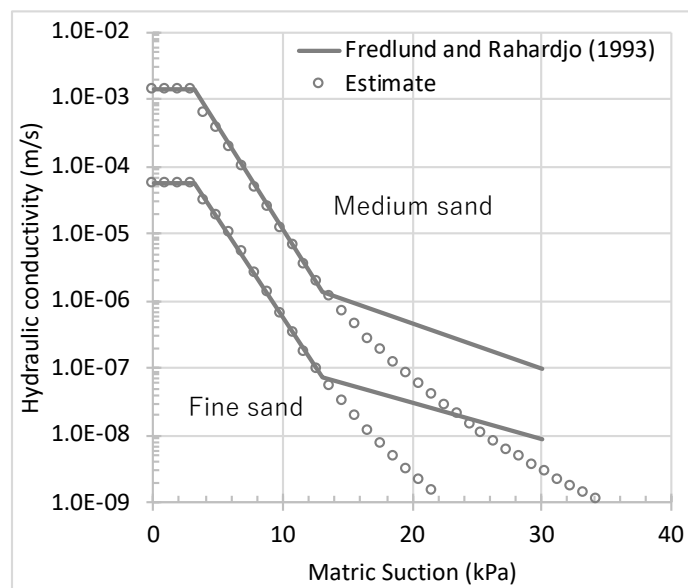


図 4-10 斜面二次元湧出問題における圧力水頭と透水係数の関係

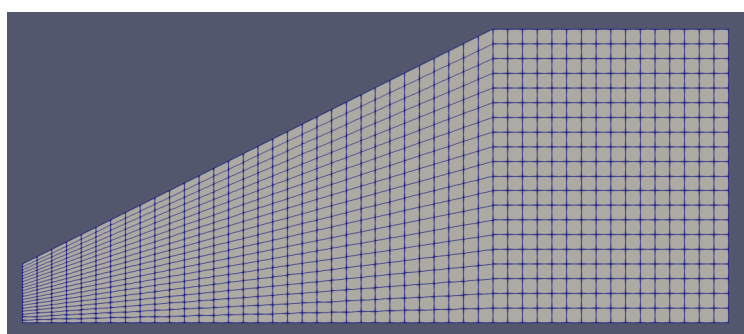


図 4-11 斜面二次元湧出問題で使用した計算格子

Fredlund & Rahardjo (1993)が実施した計算結果と本モデルの計算結果の比較結果を図 4-12 に示す。計算結果は、図 4-9 に示す赤いライン上の 4.6 秒後、31 秒後、208 秒後の全水頭の結果である。本モデルは Fredlund & Rahardjo (1993)が実施した計算結果と比較

すると、31 秒後において Fredlund & Rahardjo (1993)より全水頭を低めに算出しているが、それ以外については、整合していることがわかる。

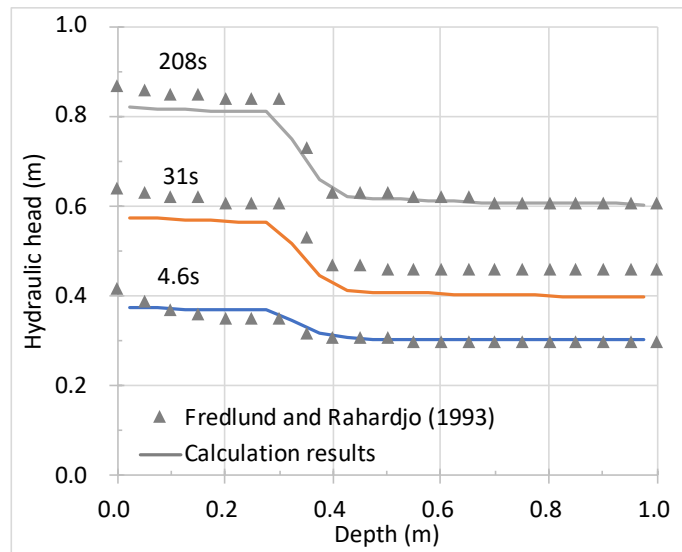


図 4-12 斜面二次元湧出問題における Fredlund & Rahardjo (1993)との比較結果

なお、同じ問題を適用したモデルである RS2 の Groundwater Verification Manual ([https://www.roscience.com/help/rs2/assets/docs/rs2\\_groundwaterverification.pdf](https://www.roscience.com/help/rs2/assets/docs/rs2_groundwaterverification.pdf)) より引用した結果を図 4-13 に示す。なお、図 4-13 では RS2 ではなく Phase2 と表現され、Analytical と書かれたラインが参照解である Fredlund & Rahardjo (1993)の結果である。

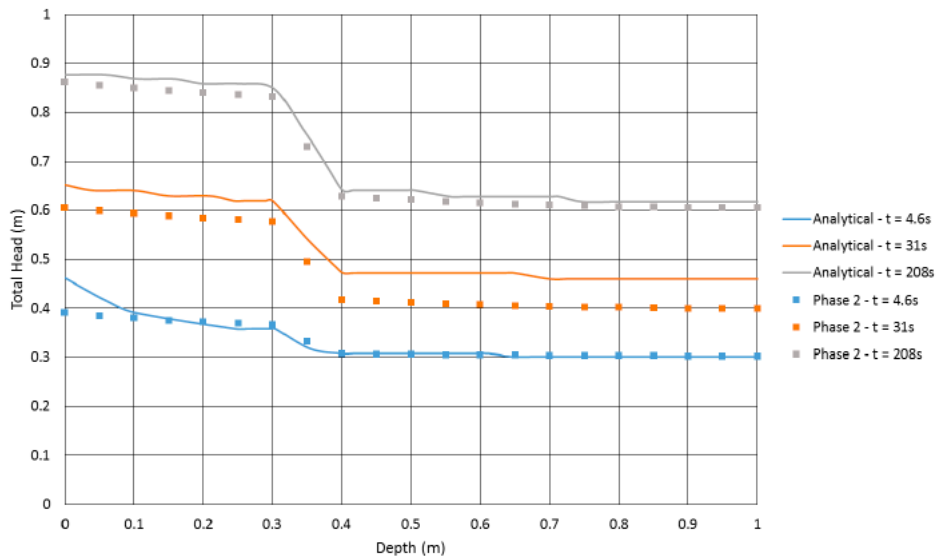


図 4-13 斜面二次元湧出問題における RS2 の検証結果

図 4-12 では、参照解である Fredlund & Rahardjo (1993)の結果は▲で、図 4-13 ではラインで表現されているが、本研究及び RS2 の 32 秒後の計算結果では、参照解より、全



水頭の計算結果が低めに算出されている。RS2 というソフトの計算結果が正しいとは言い切れないものの、商用に利用され、この結果でもコードの検証結果として妥当だと判断し、記載していると考えられることから、本研究の結果もコードとして妥当な結果だと判断した。

#### 4.6 水収支の確認

本モデルの今後の活用を考慮した場合、地下水位だけではなく、ある領域、範囲における水収支についても確認しておく必要があると考える。そこで、Celia et al. (1990)が実施した鉛直一次元の浸透問題において、水収支の状況について確認を実施した。この問題におけるパラメータなどの設定条件を表 4-5 に示す。本モデルは境界条件として、水位を設定する仕様となっており、Celia et al. (1990)が実施した圧力水頭とは異なるため、値を全水頭に変換し、これを計算格子の最上端に境界条件として与えている。

表 4-5 水収支確認における Celia et al. (1990)による設定パラメータ

Parameter	Value	Unit
Saturated hydraulic conductivity	9.22E-05	m/s
Saturated moisture content	0.368	-
Residual moisture content	0.102	-
Specific storage	0.000	1/m
van Genuchten parameter $n$	2.0	-
van Genuchten parameter $\alpha$	3.35	1/m

本モデルの計算結果と Celia et al. (1990)が実施した結果を図 4-14 に示す。本モデルの計算結果は Celia et al. (1990)が実施した結果と若干の違いが見られた。これは本モデルでは格子の面における透水係数を算出する際に、相対浸透率に対して風上法を採用し、Celia et al. (1990)は相対浸透率を面に接する格子の算術平均を使用しているためと考えられる。これを確認するため、相対浸透率を Celia et al. (1990)が実施したのと同じ算術平均を使用した場合の計算を実施した。その結果、図 4-14 に示すように Celia et al. (1990)の計算結果と同じような解が得られた。面における相対浸透率の算出方法が異なるため、結果に違いが出たが、本モデルに対し、Celia et al. (1990)と同じ算術平均を用いた場合には図 4-14 に示す点線のような結果となり、Celia et al. (1990)の計算結果である点とほぼ同じ結果が得られたことから、本モデルのコード上は問題ないと判断した。なお、面における相対浸透率を算術平均とした場合には、条件によっては振動解を生むことが知られている (Belfort et al. 2013)。そのため、本研究では、振動解を発生させにくい風上法による相対浸透率を採用している。

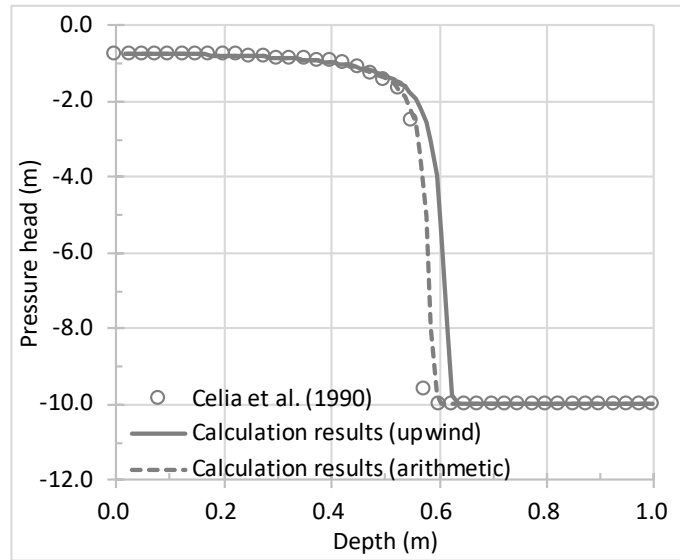


図 4-14 水収支確認における Celia et al. (1990)との比較結果

本モデルにおける水収支は計算範囲への流入または流出、井戸による流入または流出、格子間のフラックス、貯留量変化を計測している。そのため、今回の問題においては、計算範囲への流入、井戸による流入または流出がないため、式 4-3 に示す式を用いて、水収支の確認を実施した。本モデルでは、図 4-15 に示すようにどの計算時間においても、水収支は 1 であり、計算上のエラーは発生していないと言え、本モデルは数値計算上、水収支を満足していると考えられる。

$$\text{Water balance} = \frac{\text{Outflow volume from whole area}}{\text{Storage Change}} \quad \text{式 4-3}$$

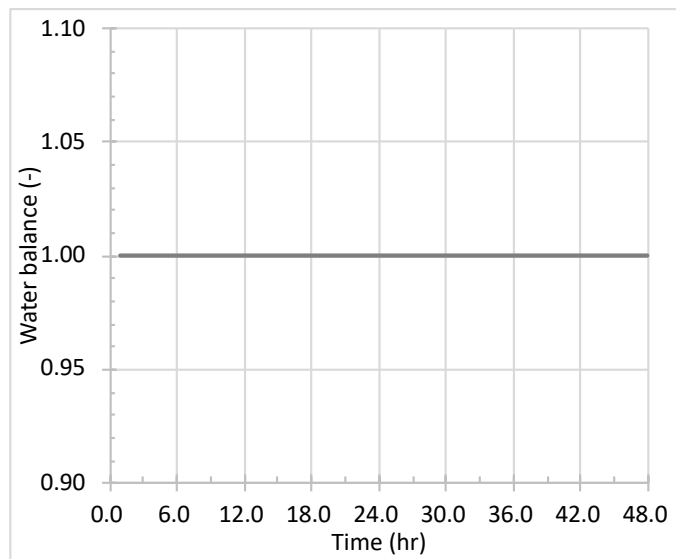


図 4-15 水収支の経時変化の結果

#### 4.7 まとめ

開発した地下水流動モデルのコードの確からしさについて確認を行った。今後のモデルの適用範囲を考え、鉛直一次元浸透問題、鉛直二次元浸透問題、三次元地下水揚水問題、さらには、斜面における鉛直二次元湧出問題、水収支について確認を実施し、本研究で開発したモデルはコードとして正しい解を求めていると判断できる結果であった。

これにより、本モデルを今後様々な領域に適用すれば、初期条件及び境界条件に応じた解を正しく算出することが可能となる。また、地下水の流動に関連する様々な現象にも対処が可能となり、信頼性のあるモデルと言える。

## 第5章. 平野部におけるモデルの再現性検証

### 5.1 はじめに

開発した地下水流動モデルの妥当性を確認するため、実際の流域へ適用し、観測値との比較を実施する。本研究では、地下水流動が異なると考えられる平野部と山間部におけるモデルの再現性を確認する。

本章では、平野部における地下水流動状況を確認することを目的に、ESM としての活用を鑑みて、人為的な影響である地下水揚水が盛んな地域として、米国・カリフォルニア州のセントラル・バレーを選定した。以降、セントラル・バレーを選定した理由を含めて、特徴を述べ、再現実験の設定及び結果、平野部のラージスケール問題における地下水流動の再現性を確保するための表現方法を提案した。

### 5.2 セントラル・バレーの特徴

ここでは、セントラル・バレーの特徴を USGS のレポートである Faunt ed. (2009)を中心に述べる。参考として、同レポートよりセントラル・バレーの地形図を図 5-1 に示す。セントラル・バレーはおよそ 20,000mi<sup>2</sup> (約 51,800km<sup>2</sup>)の広さがあり、カリフォルニア州の中心的な位置にある。標高の起伏は激しくなく、周辺の山から供給される土砂で埋められた地質年代としては新生代第四紀の沖積層で構成された地域である。サンフランシスコ湾を境に、大きく分けて、北側のサクラメント地域と南部のサン・ホアキン地域に分けられる。セントラル・バレーは世界でも有数の農業地帯であり、米国内の農地の 1%未満を使用し、8%の農業生産高を上げ、2002 年には 250 種を超える作物が生産され、およそ 17 億ドル/年の生産高をほこる。その一方で、多くの地域が乾燥または準乾燥地域であり、自然的には水が不足する傾向にある地域である。そのため、貯水池や運河による地表水利用に加え、地下水も高度に活用されている。

セントラル・バレーの気候はサクラメント地域では、平均的に 330mm/年から 660mm/年の降水量があり、さらに北部の地域では 1,168mm/年に達する地域もある。一方、南部のサン・ホアキン地域では、127mm/年から 457mm/年とサクラメント地域と比較すると降水量は半分近くまで少ない傾向にある。年降水量の約 85%が 11 月から 4 月にかけて降り、約半分が 12 月から 2 月にかけて降る傾向にある。また、基準蒸発散量では、サクラメント地域の 1,143mm/年からサン・ホアキン地域の 1,422mm/年の範囲にあり、冬に降水量が基準蒸発散量を上回り、夏に逆転する傾向にある。

水文地質的な側面として、帯水層の状況について示す。セントラル・バレーの帯水層は周辺の Sierra Nevada や Coast Ranges から流れてきた沖積堆積物で構成されており、主な地下水の涵養源は標高約 300m 付近と考えられている。これまで、セントラル・バレーを対象に実施されてきた調査によると、サクラメント地域は不圧帯水層とみなし、特定の層を断定するまでには至っていない。サン・ホアキン地域では、Corcoran Clay と呼ばれ

る粘土層がある程度の広がりを持って分布しており、粘土層の厚さは図 5-4 に示すように、場所によって厚さは異なるが、西側の Coast Range で比較的厚い傾向にある。この粘土層を境に上下で異なる帯水層として整理されている。それ以外にもいくつかの層と見られるものが確認されているが、詳しくはわかっていない。粘土層の上部では、西側の Coast Ranges からの沖積層、東側の Sierra Nevada からの沖積層、これに河川氾濫堆積物を加えた大きく分けて 3 つの由来によって構成されている。Coast Ranges からの沖積層は扇頭部では砂や礫が中心で、扇央部や末端部ではシルトや粘土が分布し、Coast Ranges 付近では深さ約 240m まで分布し、サン・ホアキン地域の谷に行くと消えて、はっきりとわからない傾向にある。Sierra Nevada からの沖積層は一般的に Coast Ranges からの沖積層より粗い河川堆積物で構成されており、サン・ホアキン地域の谷でも 120m から 150m の深さで確認することができる。Coast Ranges と Sierra Nevada からの沖積層はサン・ホアキン地域の谷で交わり、これに氾濫原堆積物が約 10m 程度谷沿いや谷の真下に横たわる状況にある。また、連続的ではない、レンズ状の細かい粒子がところどころで確認されている。

以上のような特性を有するセントラル・バレーは、乾燥地域・準乾燥地域であり、農業地域において地下水利用が盛んであるという世界的な傾向と同じである。また、地下水揚水も盛んであり、これに伴う地下水流動に加え、粘土層を境にした不圧・被圧帯水層を有していることから、スケールの大きな問題として適切な場所と考える。また、地下水位観測値などの多くのデータが公表されていることから、本地域を平野部におけるモデルの再現性確認の地域として選定した。

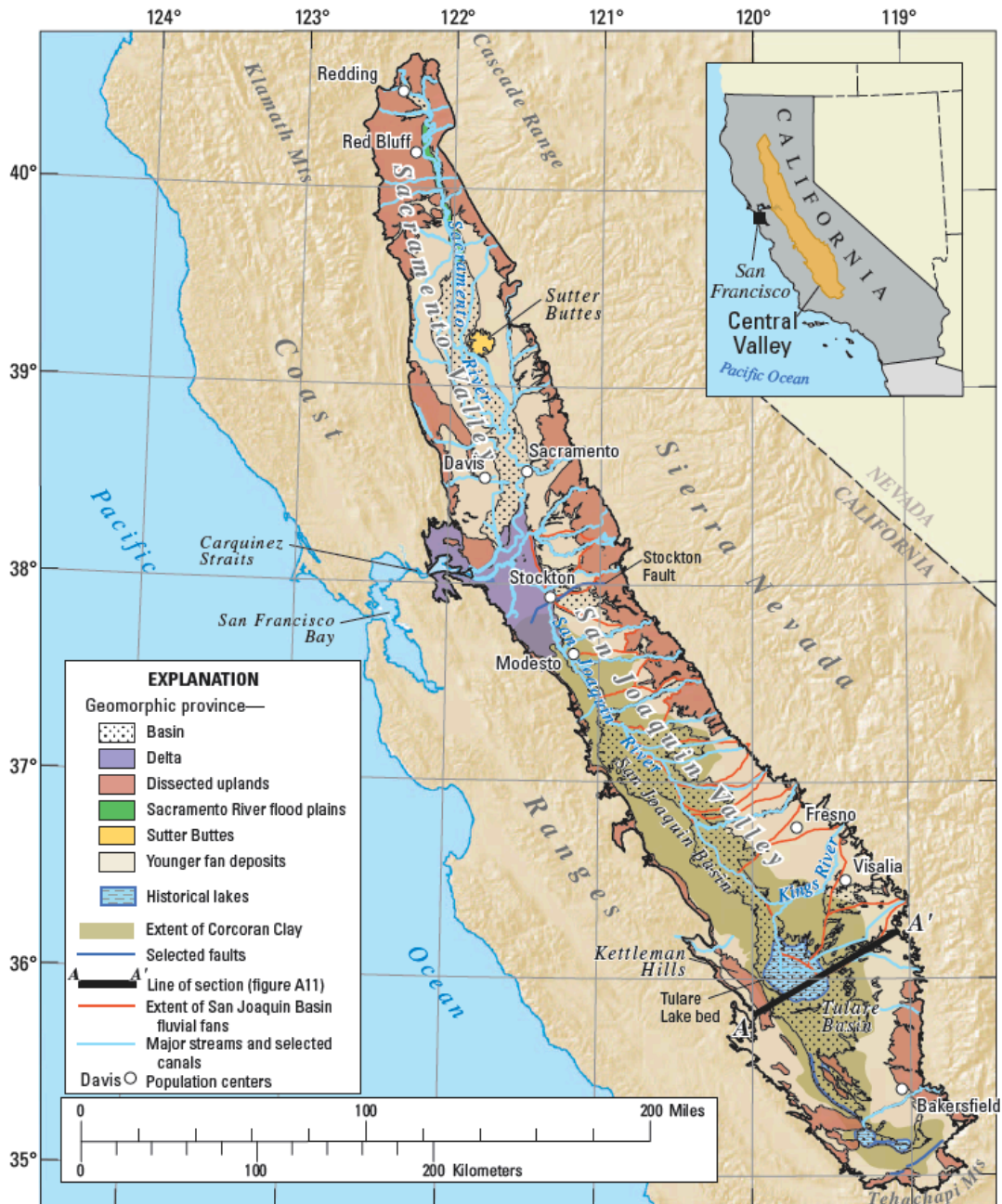


図 5-1 セントラル・バレーの地形図 (Faunt ed. (2009)より引用)

### 5.3 再現実験の設定方法

セントラル・バレーにおける再現実験について、実験対象範囲、対象年、計算方法に関する実験設定と、再現実験に使用したモデル構築について示す。

### 5.3.1 実験設定

実験対象範囲はセントラル・バレー全域であり、後述するように、Faunt ed. (2009)において MODFLOW を活用したモデル構築範囲とほぼ同じ範囲とした。実験対象年は MODFLOW と同様に 1961 年 4 月から 2003 年 9 月末までの 42.5 年とした。MODFLOW では、1961 年 4 月時点での初期水位を観測値から補間した水位を使用しているが、本研究で構築したモデルは「5.3.2 モデルの構築」で示すように、モデルの鉛直構造が異なることから、1961 年 4 月時点での初期水位を数値計算から求めることとした。そのため、第 3 章の「3.2 Picard 法と Newton 法の比較検討」で示したように、初期値を地表面と同じにし、平均的な涵養量と平均的な河川水位を境界条件として与え、井戸の揚水がない状態の自然的な状況での地下水位を作成する。

平均的な涵養量と平均的な河川水位はそれぞれ MODFLOW における計算結果または入力値から 15 年分の平均値を採用した。15 年間の平均値としたのは、Faunt ed. (2009)において示されている Dry year と Wet year を含む期間として設定した。これらの自然的な状況での地下水位を作成するため、安定的な地下水位が作成できる期間として、十分過ぎるぐらい長い 100 億年分の定常計算を実施した。100 億年は、セントラル・バレーの地形が形成されるより長い期間であるが、本研究では、安定的な地下水位を得るため、計算開始時の水位を地表面に設定して計算を実施している。乾燥地域であり、浸透量が少なく、透水性が高いセントラル・バレーでは安定的な地下水位を得るには非常に長い計算期間が必要と判断し、このような設定とした。

その後、平均的な涵養量と河川水位に加え、井戸の揚水を加味した計算を実施し、1961 年 4 月に相当すると考えられる地下水位を作成した。自然的な状況での地下水位作成時と同様に、井戸揚水量のデータは実験対象年の期間でしか入手できなかったため、1961 年 4 月からの 1 年間に揚水されている井戸の 15 年分の平均値を一定値として採用した。1961 年 4 月を想定した地下水位を作成するため、一定の井戸揚水量を用いた定常計算を 1861 年から 1961 年の 100 年間実施した。1861 年から 1961 年の 100 年と想定したのは、Faunt ed. (2009)において、100 年ほど前から地下水が利用されていると報告されていたためである。

上述した自然的な条件の地下水位作成と人工的な影響を加味した地下水位作成の 2 種類の定常計算を実施した後、1961 年 4 月から 2003 年 9 月末までの 42.5 年間の非定常計算を実施した。非定常計算では、涵養量、河川水位、井戸揚水量は時系列的に変化させている。これらの計算過程を示した図を図 5-2 に示す。

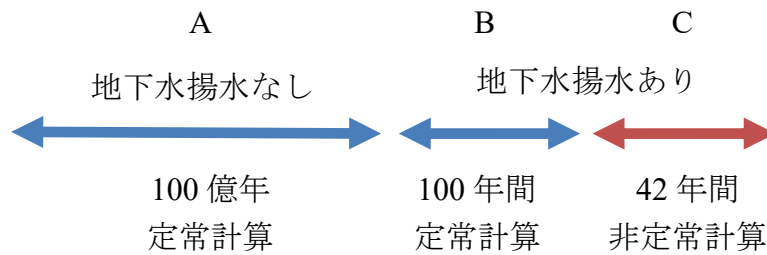


図 5-2 セントラル・バレーにおける計算過程

### 5.3.2 モデルの構築

実験に使用したモデルの構築方法は MODFLOW の設定を参考にしながらも、モデルの違いを考慮した設定としている。以下にそれぞれの設定方法を示す。

#### (1) 計算格子

本研究で開発したモデルは三次元的な地下水流動を計算するため、平面的な計算格子に加え、鉛直方向の格子も設定する必要がある。平面的な計算格子のサイズは MODFLOW と同じ 1 マイル (約 1.6km) であり、格子数は幾何的 MG 法の適用を考えていたため、MODFLOW の設定である横 98、縦 441 から 2 の倍数となるように、横 96、縦 440 に変更している。そのため、サンフランシスコ湾沿いの一部の地域を除外している。平面的な対象範囲を図 5-3 に示す。図 5-3 の赤で示されている Within が計算対象範囲を表し、グレーで示されている Without が計算対象範囲外を表している。計算範囲対象外からの水の流入出はない状態で計算を実施した。また、本モデルでは、空間の離散化手法に有限体積法を利用していることから、格子の中心における標高ではなく、格子四隅の標高を入力する必要がある。そのため、MODFLOW の設定はそのまま利用せず、Shuttle Radar Topography Mission (以降、SRTM) の 1 秒 (約 30m) の地形データを活用し、設定した格子四隅に近い地形データを格子四隅の標高とした。図 5-3 に示した横 96、縦 440 の計算格子以外の部分が SRTM の標高値を表している。一部データがない箇所が海側にあり、すべて標高値が 0 となっている。以降の同様の図も同じである。



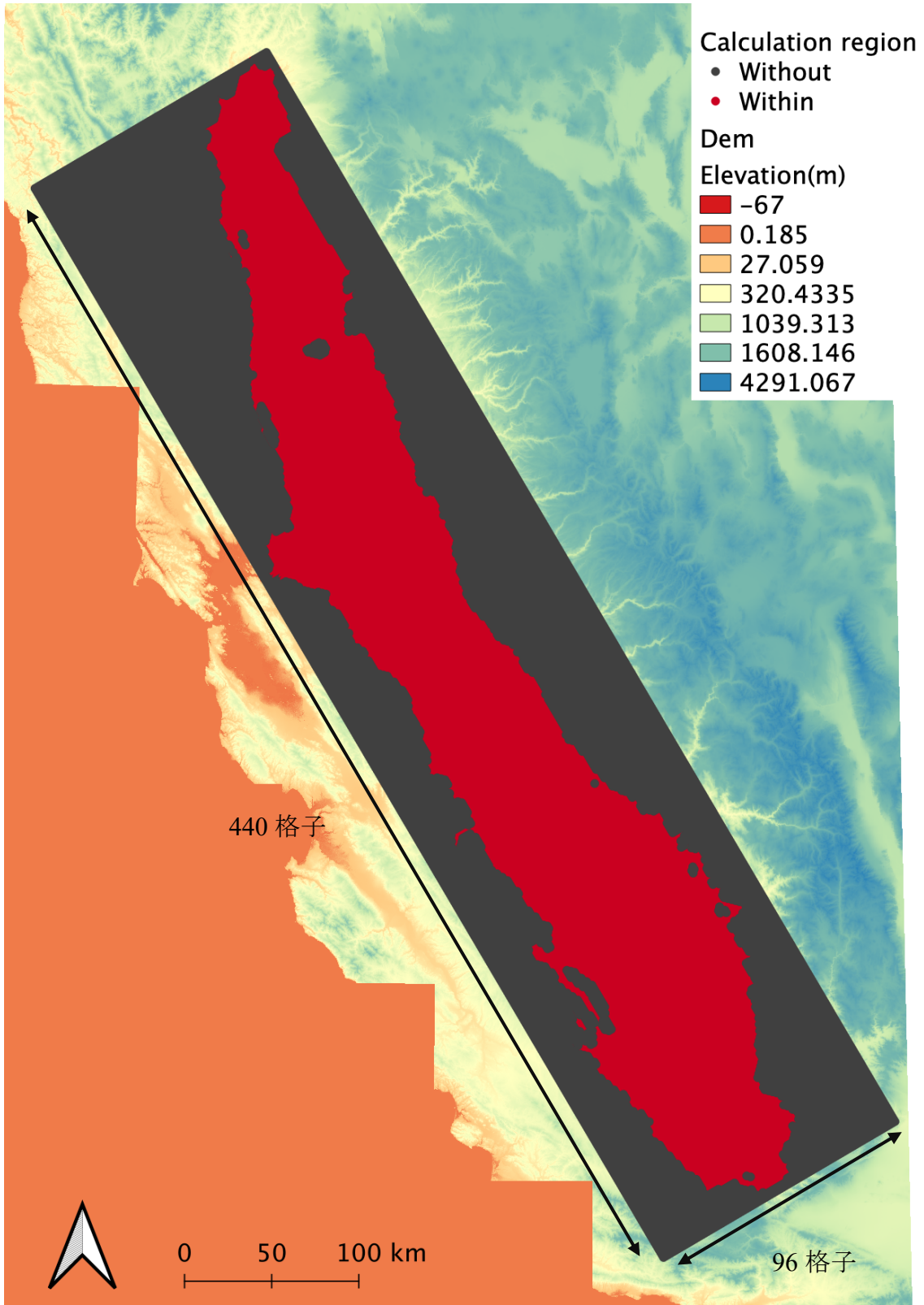


図 5-3 平野部における再現実験対象範囲

鉛直方向については USGS から公表されているセントラル・バレーにおける MODFLOW を用いた検討資料(<https://catalog.data.gov/dataset/modflow2000-fmp1-1-model-used-to-simulate-the-groundwater-flow-of-the-central-valley-aquifer-ca>) を用いて、図 5-4 に示すセントラル・バレー南部に見られる粘土層の厚さを考慮した設定とした。この粘土層の厚さを正確に表現し、その状況に応じて、粘土層以外を可変値で設定している。MODFLOW では、表層近くの計算は農業生産活動をモデル化した別のパッケージとカップリングされ、パッケージ内で降水、蒸発散などの計算を実施し、涵養量を MODFLOW へ渡している。本モデルではこのような農業生産活動をモデル化していないことに加え、妥当性確認として、観測値との比較だけでなく、MODFLOW の結果とも比較することを念頭に置いている。そのため、涵養量を地表面からの境界条件として入力し、地表付近の土壌層は、地下に素早く入れる役割として設定し、鉛直方向には細かくは分割せず、一律地表から 2m と設定した。計算の基底面は MODFLOW の設定とほぼ同じ地表面から 500m までの深さとし、地表から基底面までを 8 層に分割した。設定した鉛直方向の格子分割状況を図 5-5 に示す。図 5-5 の上図は、セントラル・バレー全体を示し、上図中の赤い長方形の枠で切った断面が下図となる。図 5-5 の下図をさらに拡大した図が図 5-6 になり、図 5-6 の矢印で示した薄い層が設定した粘土層を表している。

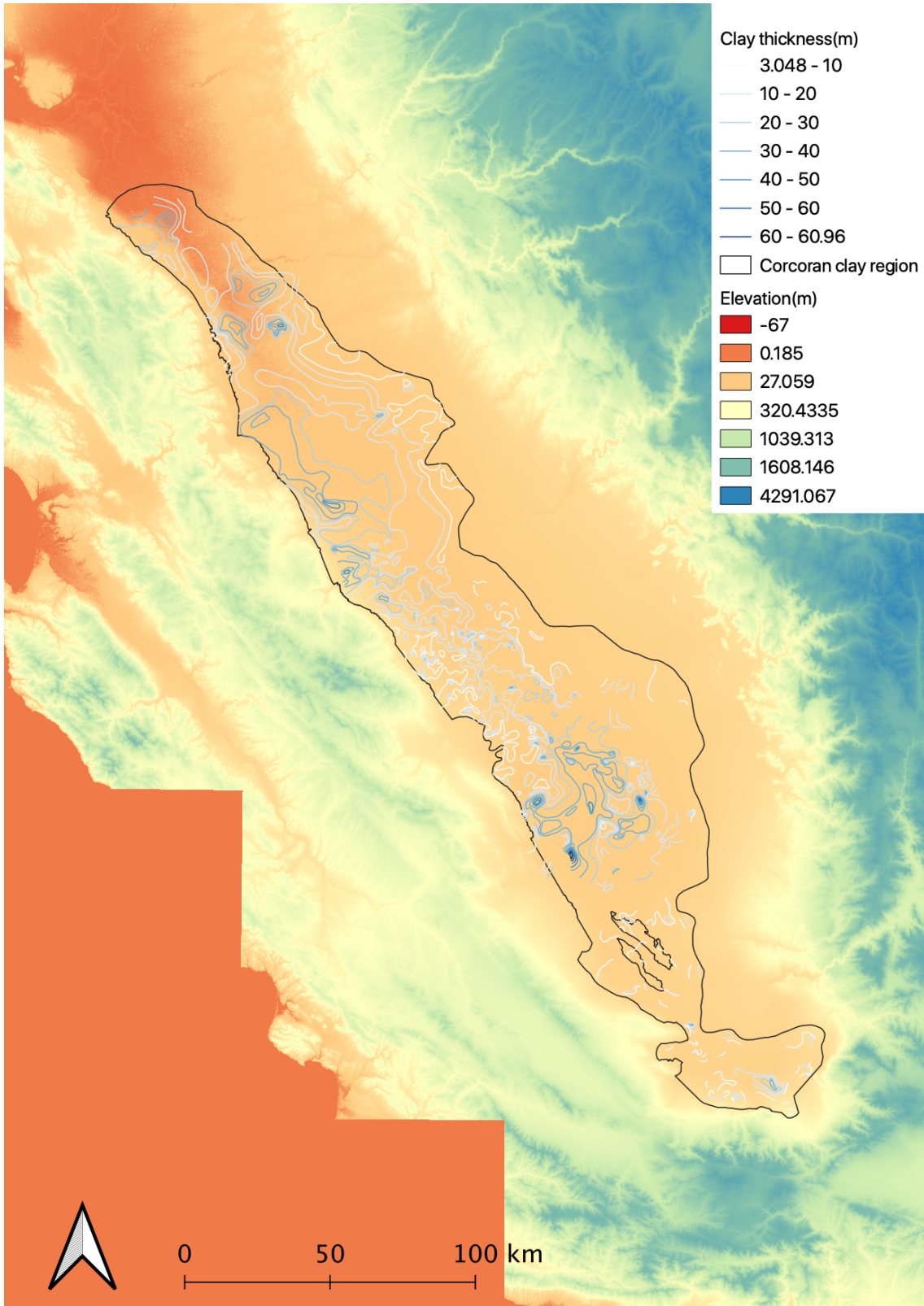
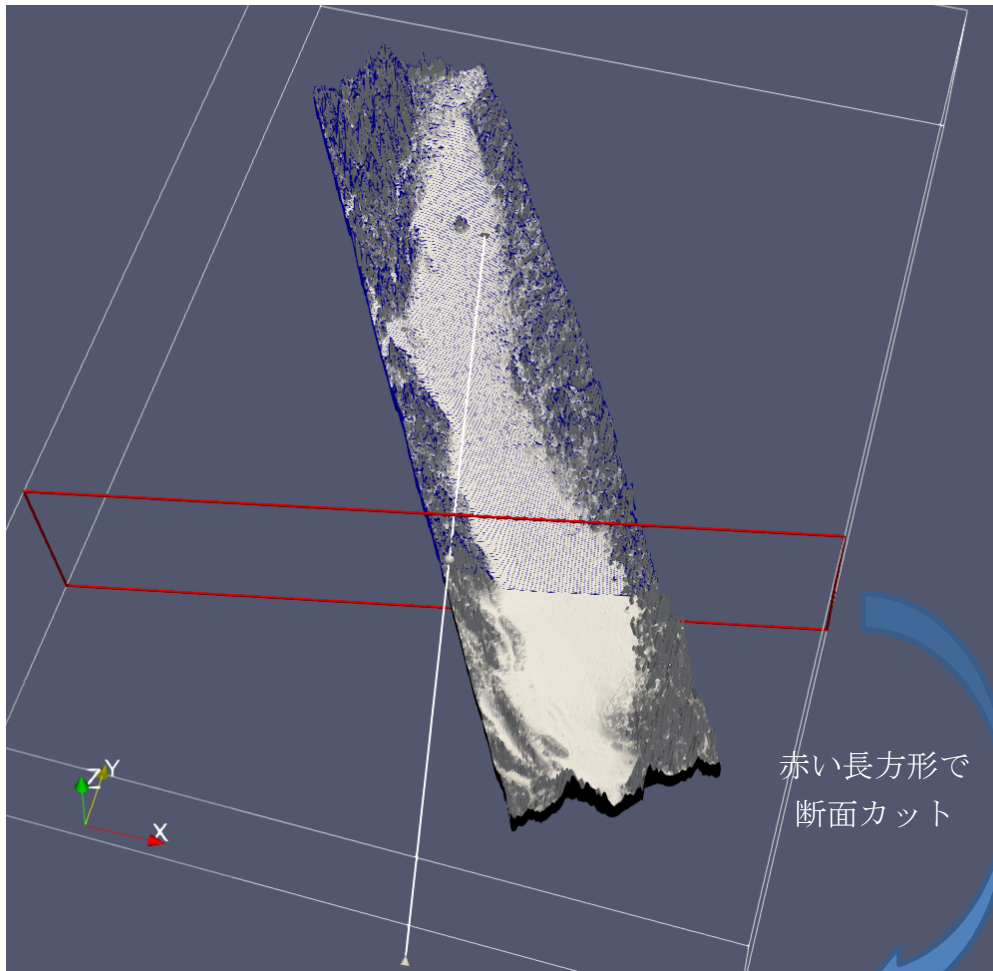
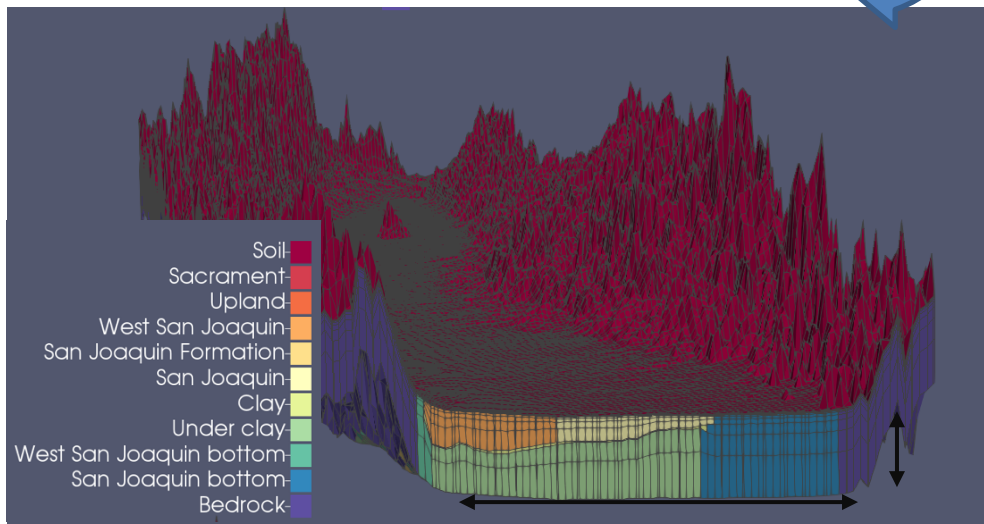


図 5-4 セントラル・バレー南部における粘土層の分布状況



赤い長方形で  
断面カット



約 500m

約 85,000m

図 5-5 セントラル・バレーでの鉛直格子分割状況 (断面図)

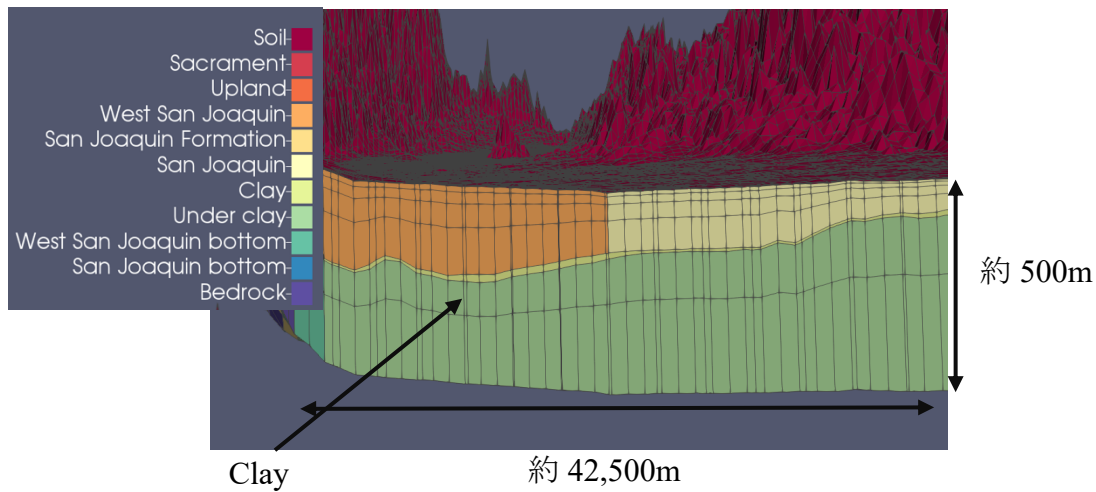


図 5-6 セントラル・バレーでの鉛直格子分割状況 (断面拡大図)

「5.2 セントラル・バレーの特徴」で示したように明確な帯水層として区分が可能なのは、図 5-4 に示した Corcoran Clay を挟んだ上下層ぐらいであったため、本研究では、MODFLOW の設定にならい、地域的な地質区分を採用することとした。

設定した地質区分の層序を示すため、第 1 層目である土壌層と基盤を除いた第 2 層目と最下層である 8 層目の地質区分の平面図を図 5-7 に示す。図 5-7 より、北部のサクラメント地域では、Sacrament と Upland という 2 種類の地質区分を設定し、2 つの区分は垂直に分割されている。一方、南部のサン・ホアキン地域では、西側の Coast Range の一部地域にある San Joaquin Formation と呼ばれる造山活動に伴って作られた層が設定され、その東側に West San Joaquin という区分が設定され、残りは San Joaquin と分類している。West San Joaquin と San Joaquin の下層には Corcoran Clay が広がっており、Corcoran Clay の下は Under clay とし、Corcoran Clay の西側には West San Joaquin Bottom が 2 層目から 8 層目にかけてあり、同様に、Corcoran Clay の東側には San Joaquin Bottom が 2 層目から 8 層目にかけて分布している。これらの東西のさらに外側には Upland が一部地域に分布している。この地質区分を使用し、飽和透水係数などのパラメータを設定している。

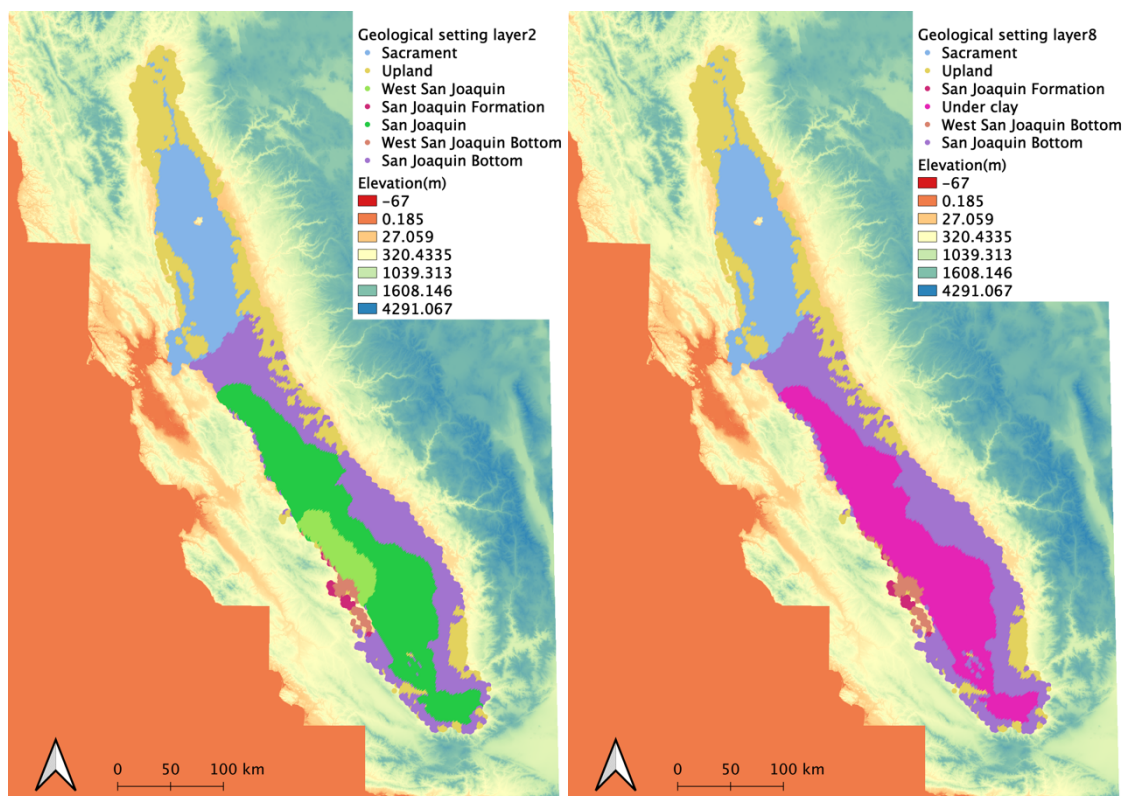


図 5-7 地質区分の平面図 (左：第2層 右：第8層)

## (2) 設定パラメータ

設定する必要があるパラメータは表 5-1 に示す 6 つのパラメータを設定する必要がある。本研究では、飽和透水係数、比貯留係数、飽和体積含水率は MODFLOW の設定値を参考に表 5-2 に示す地質区分ごとに設定した。MODFLOW の計算では、逆解析を実施しており、その結果から、比貯留係数、飽和体積含水率は感度が低いことが記載されていたため、MODFLOW の設定値の平均として、それぞれ比貯留係数は  $1.06E-05$  (1/m)、飽和体積含水率は 0.408 (-) を使用した。ただし、土壌 (Soil) については不圧であると考えられることから、比貯留係数ではなく、比産出率として、MODFLOW の平均値である 0.23 を設定している。飽和透水係数については、同じ地質区分であっても、深くなるほど、透水係数は小さくなるが、本研究では以降に示す感度分析を容易に実施することや、本章での目的が精度向上ではなく、モデルとしての表現力を確認することを目的としていることから、同じ地質区分で一つの飽和透水係数を設定した。ただし、MODFLOW と同様に 500m を 8 分割と粗い格子を採用しているため、水平方向と鉛直方向で異なる異方性のある透水係数として MODFLOW の水平方向と鉛直方向の設定値の平均を使用した。一方、MODFLOW では必要としないため、設定されていない残留体積含水率、van Genuchten の水分保持曲線で必要となる  $n$  と  $\alpha$  は図 5-8 に示す

Faunt ed. (2009)の土壌区分を用いて、Leij et al. (1996)の UNSODA database の値を参考に表 5-3 に示す値を使用した。

表 5-1 設定する必要があるパラメータ

Parameter	Unit
Saturated hydraulic conductivity	m/s
Saturated moisture content	-
Residual moisture content	-
Specific storage	1/m
van Genuchten parameter $n$	-
van Genuchten parameter $\alpha$	1/m

表 5-2 セントラル・バレーにおける飽和透水係数の設定値

Geological classification	Saturated hydraulic conductivity (m/s)	
	Horizontal	Vertical
Soil	5.000E-03	5.000E-03
Sacrament	1.895E-03	2.137E-07
Upland	6.669E-04	8.894E-08
West San Joaquin	1.248E-04	1.635E-07
San Joaquin Formation	6.134E-07	2.315E-09
San Joaquin	9.793E-04	9.574E-07
Clay	5.769E-06	1.838E-09
Under clay	2.012E-04	1.710E-07
West San Joaquin bottom	5.341E-05	1.658E-07
San Joaquin bottom	2.012E-04	1.710E-07
Bedrock	9.213E-07	1.157E-09

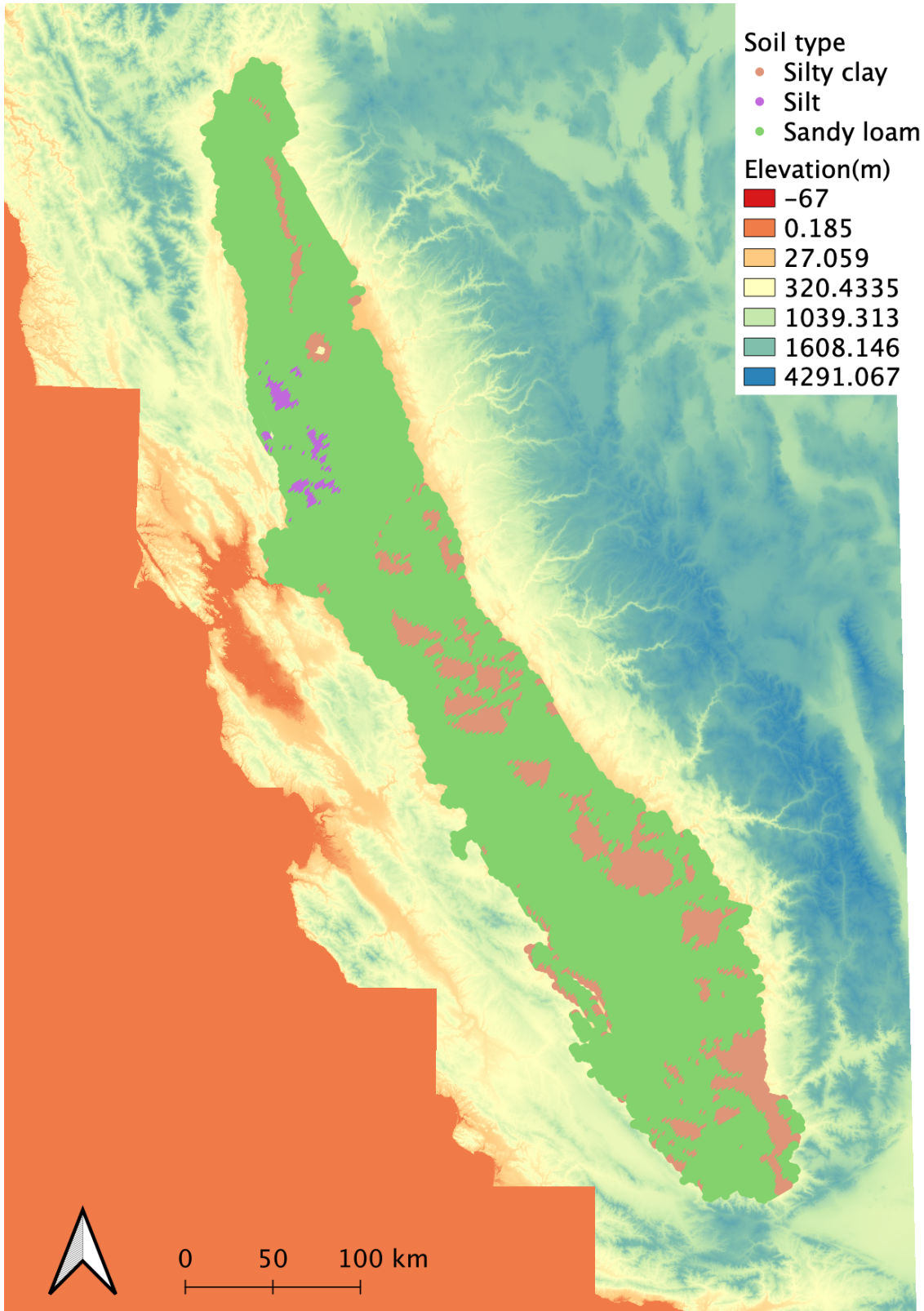


図 5-8 セントラル・バレーにおける土壌区分



表 5-3 セントラル・バレーにおける不飽和帯に関するパラメータ設定値

Texture class	Residual moisture content (-)	van Genuchten parameter $n$ (-)	van Genuchten parameter $\alpha$ (1/m)
Silt Loam	0.061	1.39	0.012
Silt	0.123	1.53	0.006
Sandy Loam	0.067	1.61	0.021

### (3) 涵養量

本研究のモデルは飽和・不飽和一体の方程式であるため、本来、地表からの境界条件には、地表面水位や浸透量を設定する。しかし、上述したように MODFLOW の計算結果との比較も念頭に、地下水面への涵養量を地表からの境界条件として与えることとした。使用した涵養量は MODFLOW の計算結果を活用したものである。具体的な算出方法は Appendix に示し、ここでは、概要を以下に述べる。セントラル・バレーでは、MODFLOW は農業生産活動をモデル化した別のパッケージとカップリングされており、降水量と基準蒸発散量が格子ごとにインプットされ、農地での需要量を満たすため河川水と地下水が供給され、作物による蒸散量も考慮された蒸発散量が算出されている。これらの水収支結果が Faunt ed. (2009)において分割されている 21 地域ごとに集約され、その合計値が出力されている (21 地域については図 5-9 参照)。本研究では、この 21 地域ごとの水収支結果と基準蒸発散量を用いて、蒸発散量を空間分布的に外挿し、同じ空間分布的に入力されている降水量から差し引くことにより、空間分布を有した涵養量を算出した。

### (4) 水位境界条件

セントラル・バレーでの水位境界条件としては、河川水位と海の水位の 2 種類を設定した。河川水位は MODFLOW 内で計算されている結果が月単位で出力されているため、これを計算格子に与えた。海の水位は 0m と設定した。

### (5) 地下水揚水量

地下水揚水量も MODFLOW の設定を参考とした。MODFLOW では、都市用水と農業用水が考慮されており、これを活用した。本研究と MODFLOW では、鉛直方向の格子分割方法が異なるため、MODFLOW と本研究での鉛直格子の重なった割合を用いて按分し、それぞれの格子に地下水揚水量を入力している。また、計算過程において、揚水の対象となる格子において、計算の地下水位が格子の中心標高以下となった場合には、取水できないと判断し、揚水を停止する制限を導入している。一方、後述する多層の地下水揚水の場合には、井戸ごとに地下水揚水量を設定し、想定される井戸内の水位が井戸とつながっている格子の最下層の中心標高以下となった場合には揚水を停止する制限を導入している。また、一つの平面格子内に複数の井戸がある場合でも計算可能であるが、計算上は MODFLOW と同様に平面格子の中心にあると仮定している。

## 5.4 再現結果の検証

5.3.2 で構築したモデルを用いて、観測されている地下水位との比較を実施した。再現結果の検証方法は、まず、飽和透水係数に対するパラメータ調整として、キャリブレーションを実施し、その後、妥当性確認を実施した。パラメータ調整は Faunt ed. (2009)と同様に分割されている 21 地域に一つ程度の割合で含まれ、MODFLOW のパラメータ逆解析に使用されている 24 地点を対象とし、妥当性確認はこれら 24 地点を除く、21 地域内の観測値と計算結果を比較することとした。パラメータ調整及び妥当性確認に使用した地点と 21 地域の状況を図 5-9 に示す。

### 5.4.1 パラメータ調整及びパラメータの感度分析結果

パラメータ調整は飽和透水係数に対し、表 5-2 に示した値を Base case とし、表 5-4 に示す地質区分と Base case に対する割合を用いて、実施した。飽和透水係数を対象としたのは、Faunt ed. (2009)において最も感度があるパラメータであったためである。パラメータ調整は観測値をより良く表現することを目的としているが、本モデルにおけるパラメータの感度を確認する意味でも実施した。表 5-2 の地質区分のうち、West San Joaquin, West San Joaquin bottom, San Joaquin Formation は図 5-7 に示すようにセントラル・バレー全域から比較すると、範囲が狭いため、大きな影響力はないのではないかと判断し、パラメータの感度分析の対象から除外した。また、表層の Soil は上述したように、涵養量を境界条件として入力しているため、地下へ素早く浸透させる役割を担わせているため、透水係数は大きめの値を設定し、同様にパラメータの感度分析から除外した。表 5-4 に示したパラメータの感度分析では、図 5-2 に示した計算過程における A (自然状態の地下水位を作成)と B (地下水揚水のある 100 年間の計算)の計算を実施し、どのパラメータにどの程度の感度があるのかを確認するために実施した。そのため、図 5-2 における C (1961 年 4 月から 2003 年 9 月末までの 42.5 年間の非定常計算)は実施せず、非定常計算を行う上で、変更対象となる区分を選定することを目的としたものである。これにより、計算時間を節約しながらパラメータ調整が可能となる。

表 5-4 のうち、感度が高い傾向にあった、Case04, Case10, Case11, Case16 の結果を図 5-10 に示す。図中のラインは各ケースにおける 1961 年 4 月に相当すると考えられる地下水位の値を 2003 年 9 月末まで同じ値として、延伸して描いたものである。わかりやすさのため、このような表示とし、各ケースのライン幅が感度を表したものである。また、観測されている地下水位を図中の○で示している。なお、これらのケースにおいて感度が高かった理由は他のケースで設定されているパラメータの影響を受けるため、明確には不明であるが、Case10, Case11 の Sacramento で感度があったのは、北部地域の多くが Sacramento の地質区分となっているため、高い感度が出たと想定される。また、Case04 は上層に粘土層があることによって、その影響を受け、鉛直方向の透水係数に感度が出たと想定される。Case16 の Upland はセントラル・バレーの縁にあたり、主な涵養域となっている可能性があるため、感度があったと想定される。

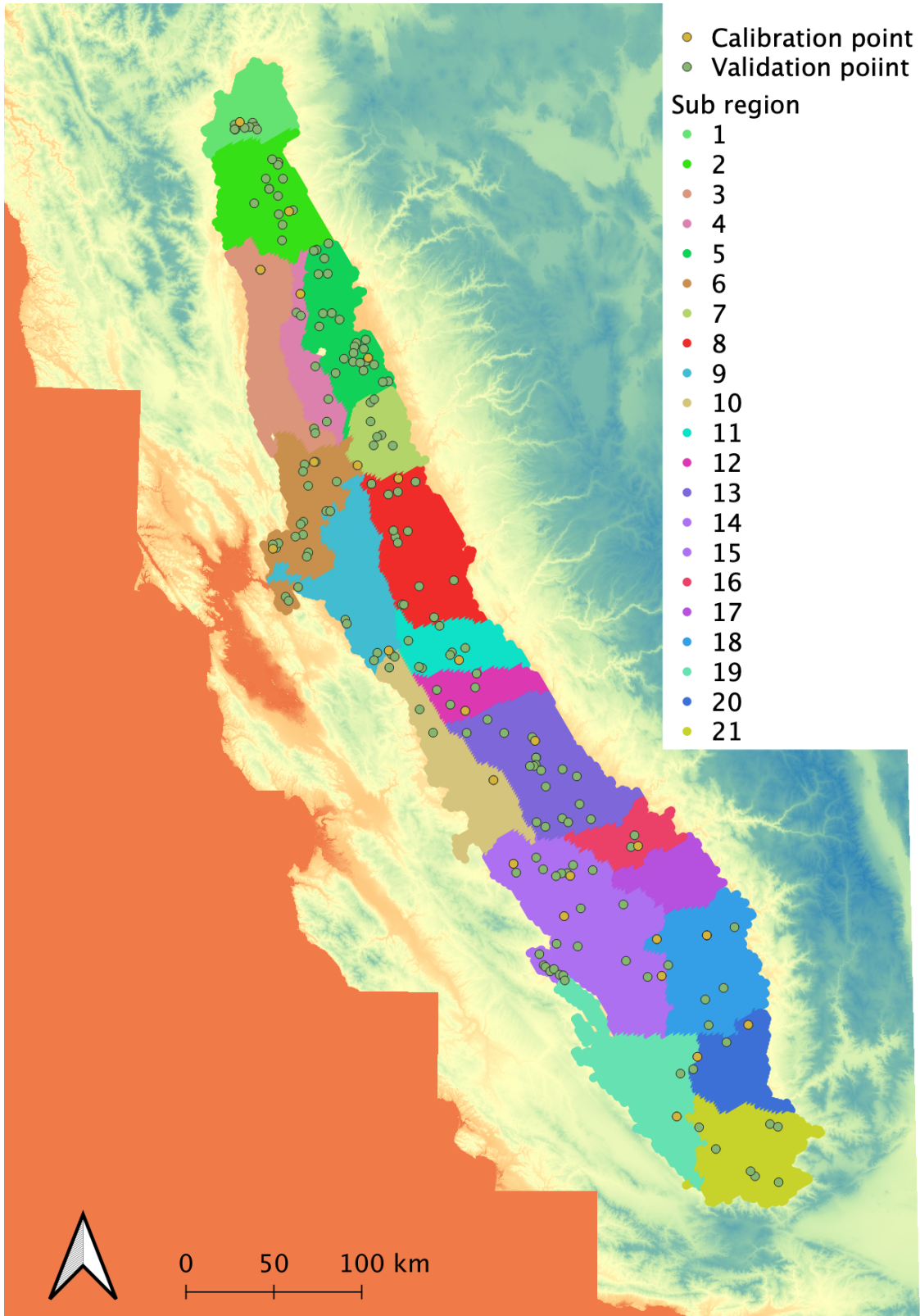


図 5-9 セントラル・バレーにおける観測地点と 21 地域

表 5-4 セントラル・バレーにおけるパラメータ感度分析ケース

Case No.	Changed parameter	Ratio
Case01	Under clay & San Joaquin bottom (Horizontal)	2
Case02	Under clay & San Joaquin bottom (Horizontal)	1/2
Case03	Under clay & San Joaquin bottom (Vertical)	2
Case04	Under clay & San Joaquin bottom (Vertical)	1/2
Case05	Clay (Horizontal)	2
Case06	Clay (Horizontal)	1/2
Case07	Clay (Vertical)	2
Case08	Clay (Vertical)	1/2
Case09	Sacrament (Horizontal)	2
Case10	Sacrament (Horizontal)	1/2
Case11	Sacrament (Vertical)	2
Case12	Sacrament (Vertical)	1/2
Case13	Upland (Horizontal)	2
Case14	Upland (Horizontal)	1/2
Case15	Upland (Vertical)	2
Case16	Upland (Vertical)	1/2
Case17	San Joaquin (Horizontal)	2
Case18	San Joaquin (Horizontal)	1/2
Case19	San Joaquin (Vertical)	2
Case20	San Joaquin (Vertical)	1/2
Case21	Bedrock (Horizontal)	2
Case22	Bedrock (Horizontal)	1/2
Case23	Bedrock (Vertical)	2
Case24	Bedrock (Vertical)	1/2

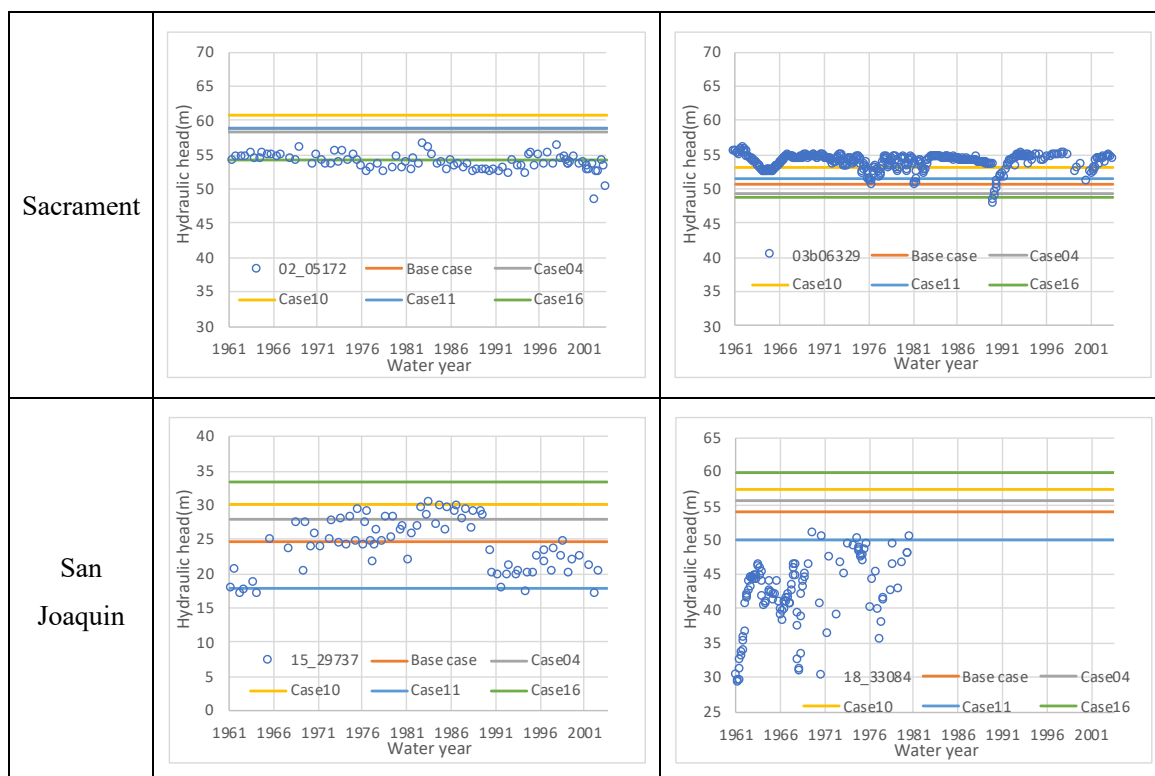


図 5-10 セントラル・バレーにおけるパラメータ感度分析結果

図 5-10 に示した 4 ケースは単独でのパラメータの感度を見たものである。これらは組合せることで単独の場合と比較して、異なる挙動を示す可能性がある。そのため、図 5-10 に示した 4 ケースから、2 つのパラメータを選び、それらを組合せたケースを新たなケースとして設定し、表 5-5 に示す全 6 ケースについて同様に感度分析を実施した。その結果を図 5-11 に示す。

表 5-5 セントラル・バレーにおける複数パラメータによる感度分析ケース

Case No.	Reference Case No. in sensitivity analysis
Case25	Case04 & Case10
Case26	Case04 & Case11
Case27	Case04 & Case16
Case28	Case10 & Case11
Case29	Case10 & Case16
Case30	Case11 & Case16

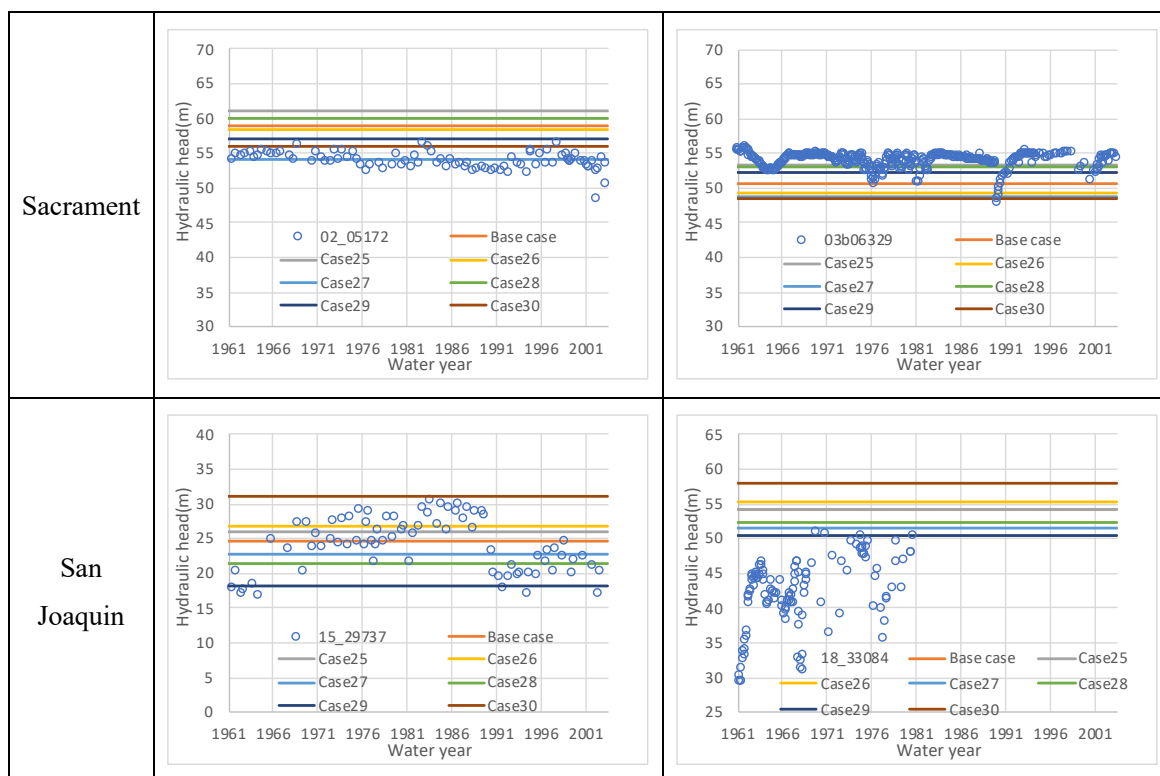


図 5-11 セントラル・バレーにおける複数パラメータによる感度分析結果

図 5-11 より、北部地域であるサクラメント、南部地域であるサン・ホアキンともに、特に Case29 と Case30 に感度があることがわかる。これらに共通するのは、Case16 であり、Case16 が最も大きな影響力を持っていることがわかる。そこで、Case16 を含む 3 つのパラメータの組合せ、全 3 ケースと 2 つのパラメータの組合せである全 3 ケースを合わせた 6 ケースについて非定常計算を実施した (表 5-6 参照)。非定常計算は感度分析の結果を受けて、初期値が異なることに加え、非定常計算における計算地下水位の変動も各ケースで異なるが、大きな違いは見られなかった。その一例として、図 5-12 に Base Case と V05 の結果を示す。Faunt ed. (2009) に示されているように、複数の鉛直方向の計算格子にまたがって観測されていると考えられる観測地点については図 5-12 に示すように、計算結果の複数のレイヤ番号を記載している。レイヤの数字は鉛直方向の番号を表しており、1 が最上層を示している。また、地下水位の観測値を○で示している。図 5-12 の結果から、観測値と計算値では、地下水位の変動幅は異なるものの、観測値に見られるような季節変動や年変動を計算結果は捉えることができていると考えられる。特に南部のサン・ホアキン地域での年単位での気象条件とこれに伴う地下水揚水によって起こる地下水位の変動を計算値も観測値と同じような変動を示している。さらに、パラメータを調整すれば、さらなる精度向上も期待できるが、ここでは、平野部における本モデルの再現性や表現力を確認する目的であり、観測値の地下水位の変動状況を捉えることができていると判断し、キャリブレーションは終了とした。

表 5-6 セントラル・バレーにおける妥当性確認実施ケース

Case No.	Reference Case No. in sensitivity analysis
V01	Case04 & Case16
V02	Case10 & Case16
V03	Case11 & Case16
V04	Case04 & Case10 & Case16
V05	Case04 & Case11 & Case16
V06	Case10 & Case11 & Case16

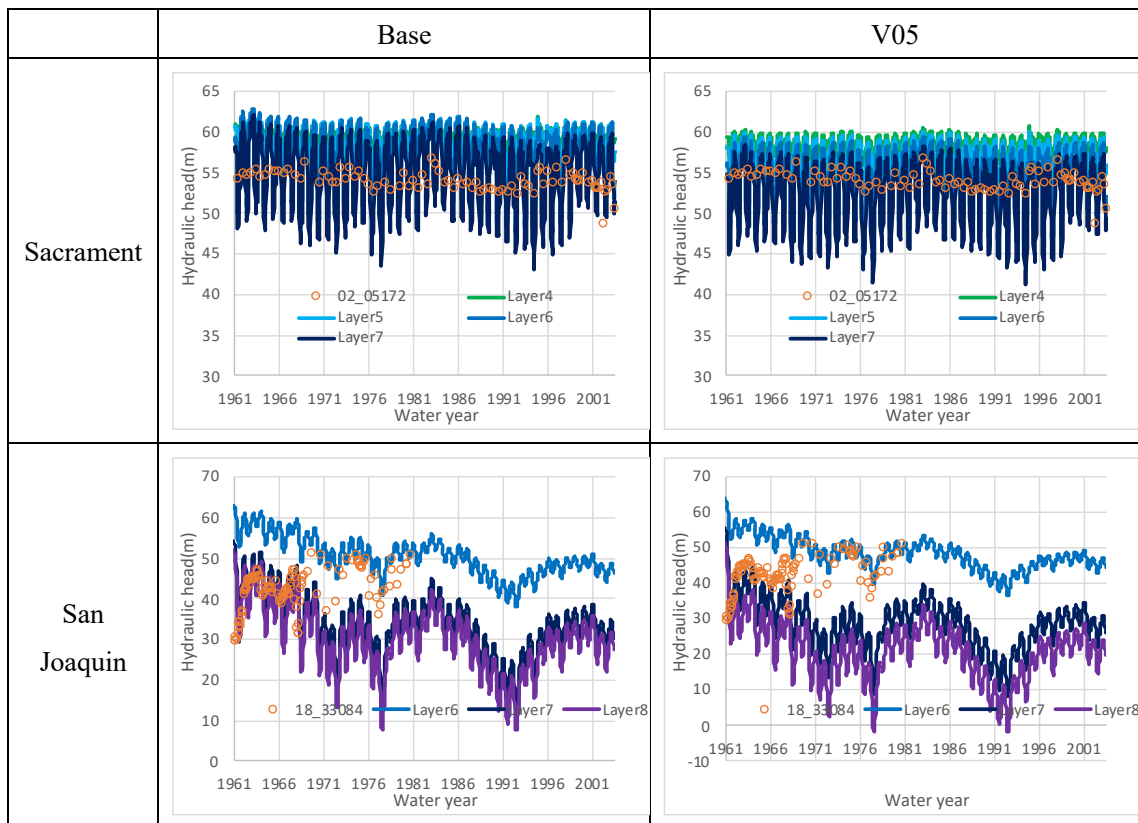


図 5-12 セントラル・バレーにおける非定常計算結果

#### 5.4.2 妥当性確認結果

キャリブレーションに続いて、妥当性確認を実施した。妥当性確認の指標として、相関係数と二乗平均平方根誤差を選定し、図 5-9 に示した 21 地域内の観測地点のうち、キャリブレーションで使用した 24 地点を除く地点の観測値と計算値を比較した。そのため、地域内・地域間で異なる時刻の結果が一つの図で表現されている。妥当性確認結果の例として Base Case と V05 の観測値と計算値の比較結果を図 5-13 と図 5-14 に示す。

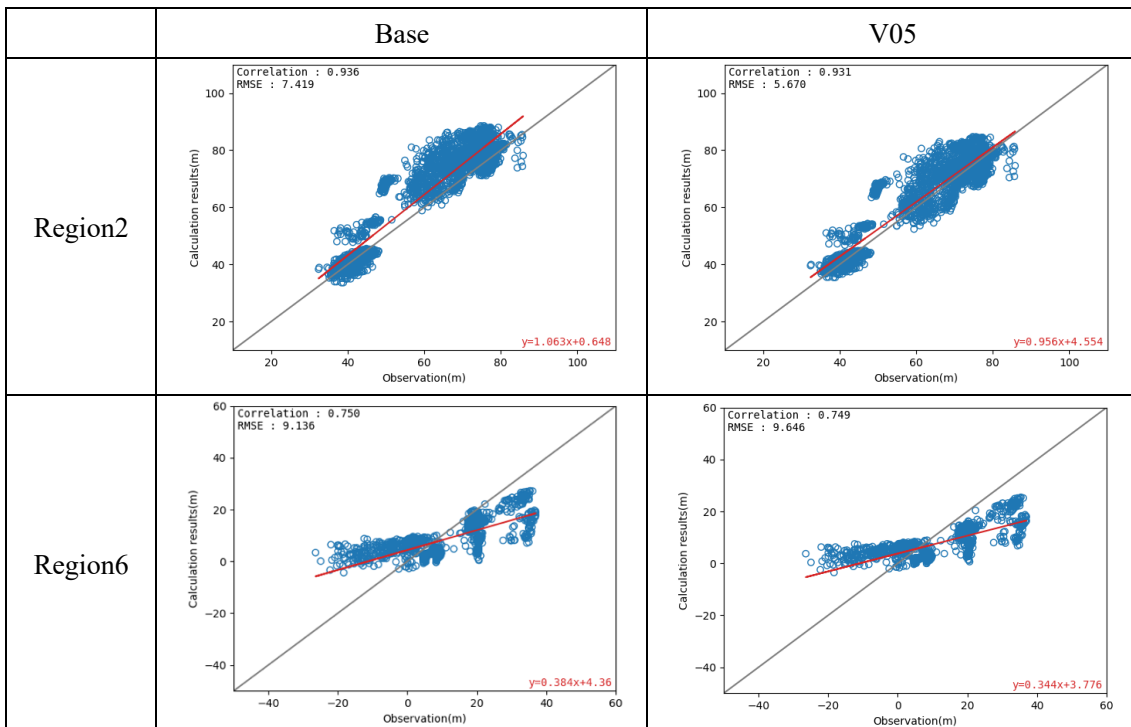


図 5-13 セントラル・バレーにおける妥当性確認結果 (サクラメント)

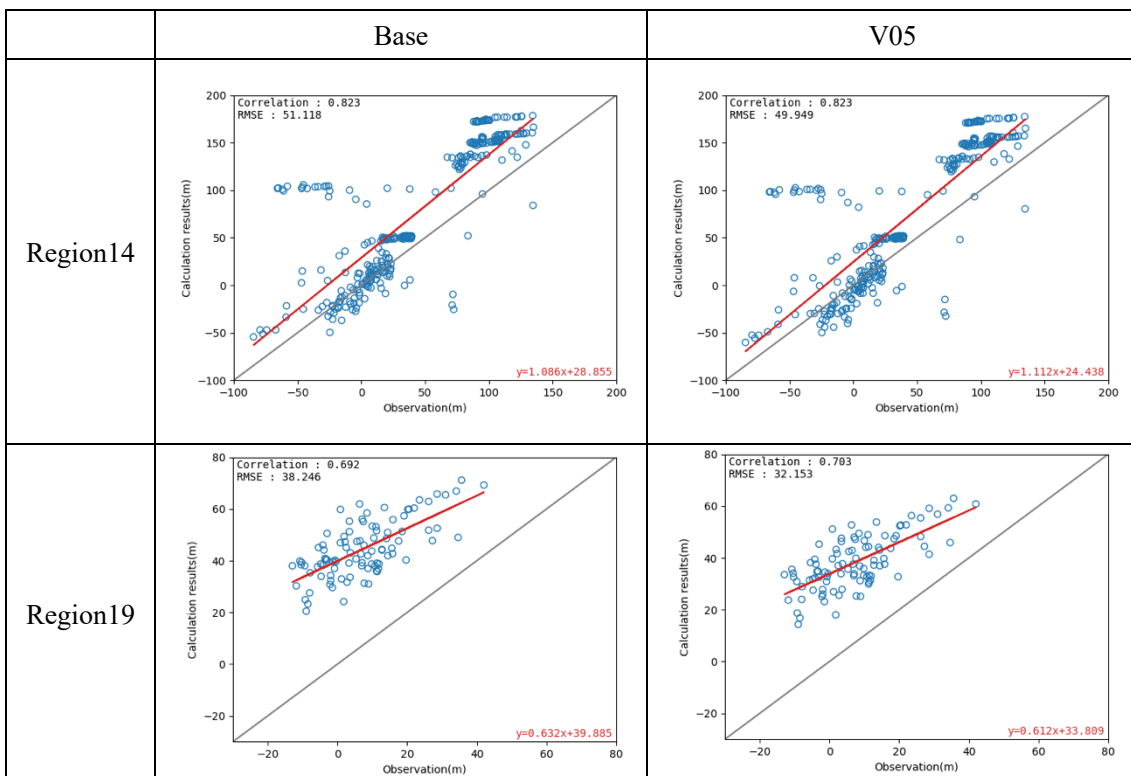


図 5-14 セントラル・バレーにおける妥当性確認結果 (サン・ホアキン)



図 5-13 及び図 5-14 より、Base Case、V05 とともに同様の傾向を示しており、北部地域であるサクラメント内の Region2 は観測値と計算値が良い相関関係にあることがわかる。Region6 は観測値と比較すると、計算値が高い水位と低い水位が混在している状況にある。南部地域であるサン・ホアキン内の Region14 では、一部計算値が観測値より高い結果が見られるが、比較的良好な再現性を有していると考えられる。一方で、Region19 では計算値が観測値より高く予測している。参考として、MODFLOW の計算結果の状況を確認するため、MODFLOW のパラメータ設定に近い本モデルの Base case に対して、同じ地点で MODFLOW と比較した結果を図 5-15 と図 5-16 に示す。図 5-15 と図 5-16 より、一部の地域、特にセントラル・バレーの南部地域の Region14 において、MODFLOW の結果の方が本研究での結果より、相関係数が高く、二乗平均平方根誤差が低い傾向を示していることがわかった。セントラル・バレーの南部地域であるサン・ホアキン地域は粘土層を有し、この粘土層を境に異なる帯水層として分類されているが、実際の地下水揚水においては、この粘土層を突き抜けた揚水が行われている (Faunt ed. (2009))。MODFLOW では、この状況を再現できるように帯水層や計算格子をまたぐ井戸の揚水についても考慮でき、計算過程における地下水位との関係から井戸ごとに与えられた地下水揚水量を多層から揚水できるようになっている。一方で、本研究では、あらかじめ設定した各計算格子における地下水揚水量を揚水するようにしており、さらに、計算過程での地下水位が各計算格子の中心標高を下回った場合には、揚水を停止する制限を導入している。このような地下水揚水のモデル上の表現方法が異なるため、このような結果になったと考えられる。

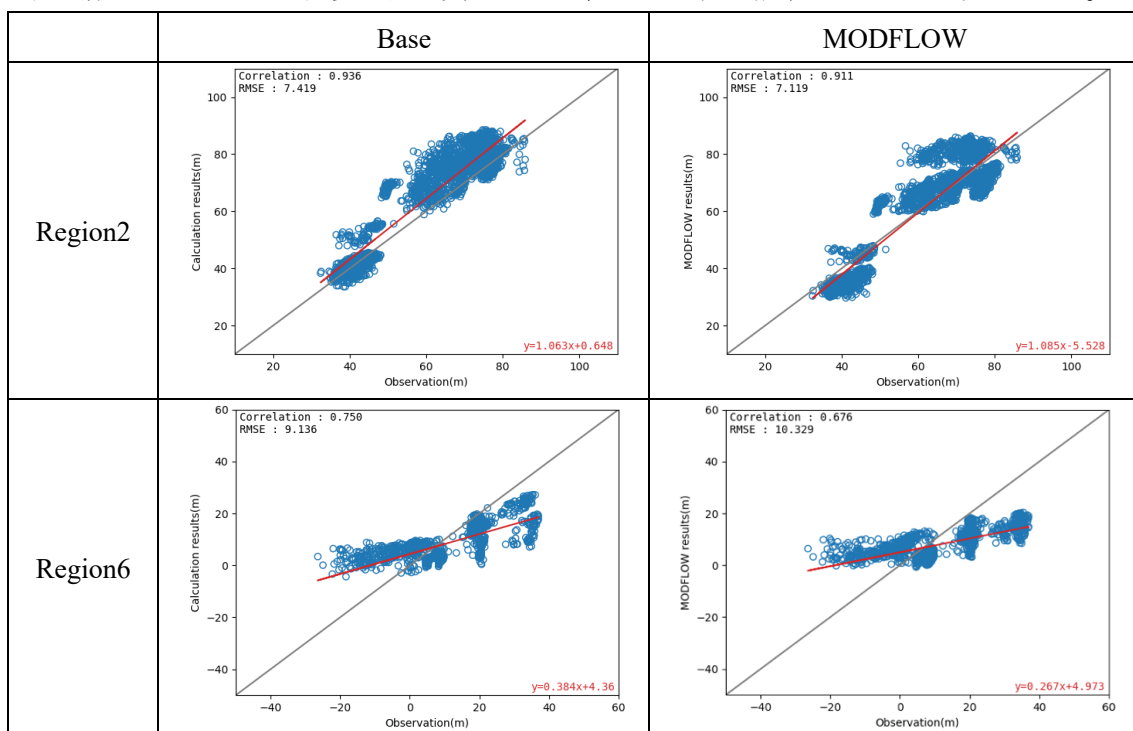


図 5-15 本研究と MODFLOW の妥当性確認比較結果 (サクラメント)

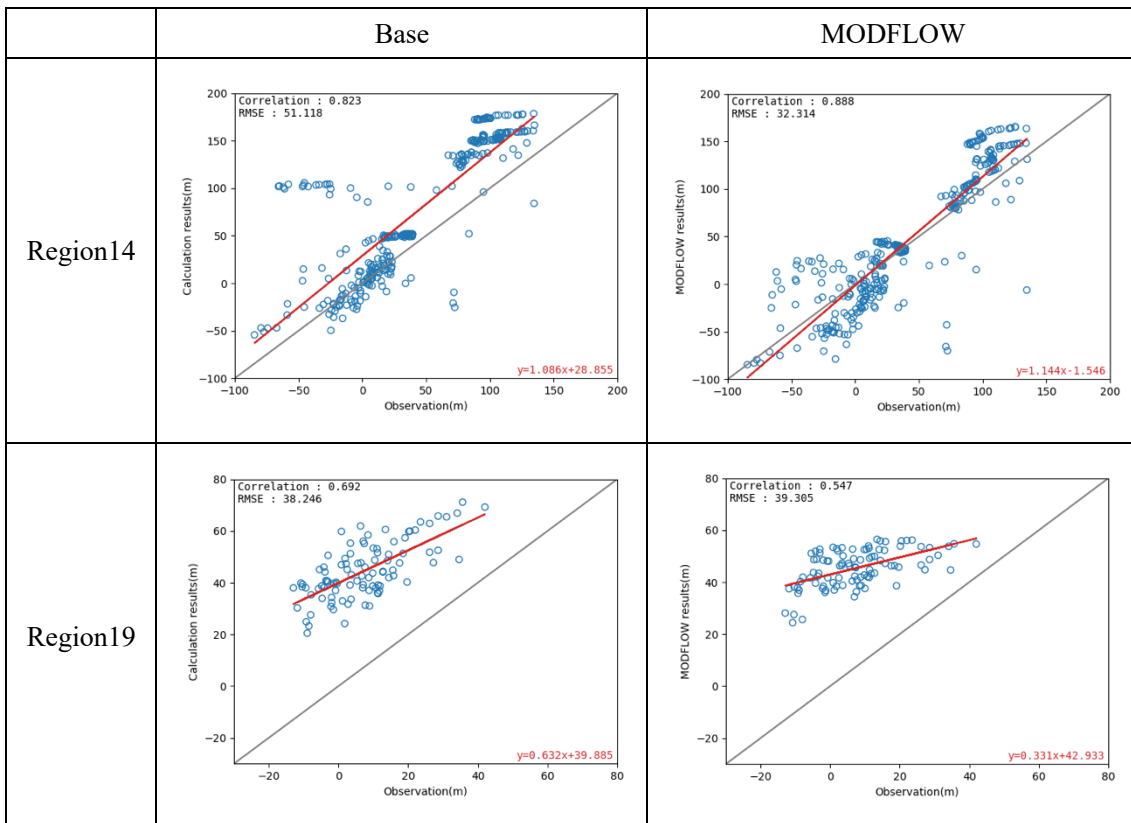


図 5-16 本研究と MODFLOW の妥当性確認比較結果 (サン・ホアキン)

### 5.5 平野部のラージスケール問題における地下水流動の表現方法の提案

5.4.2 の結果から、観測されている地下水位は変動しているにも関わらず、本モデルの結果では地下水位が大きく変動しない地点が見られた。その要因として、対象となる計算格子またはその周辺での地下水揚水の情報不足が考えられる。しかし、MODFLOW の結果では、そのような地下水位が変動しない地点が見られないことから、計算上の地下水揚水に対する取り扱い方法の違いがその要因と考えられる。これまで、本研究では、計算開始時に各計算格子に地下水揚水量を割り当てており、一つの井戸が複数の帯水層または鉛直方向の計算格子から地下水を揚水する状況には対応していなかった。しかしながら、全球スケールにおいて、現時点では、平面的にしか地下水揚水量がわからず、鉛直方向での取水の状況は不明であり、地下水揚水量も推定値である。また、地下水揚水はその深さによって、その影響範囲は平面的にも鉛直的にも変化すると想定される。今後、地下地質構造や地下水揚水量のデータの重要性を示すためにも、地下水揚水の深さを変えた解析や一つの帯水層から揚水した場合と複数の帯水層から揚水した場合の計算を実施し、その影響度を提示することが重要になると考えた。そのため、一つの井戸が複数の帯水層または鉛直方向の計算格子から地下水を揚水する状況に対応することとした。

### 5.5.1 井戸揚水のパラメタリゼーションの目的

一つの井戸が複数の帯水層または鉛直方向の計算格子から地下水を揚水している状況に対応するには、これまで実施していた計算開始前にあらかじめ一つの計算格子に地下水揚水量を設定する手法では、計算過程において算出される計算格子での地下水位の状況によって、地下水揚水量を変化させることができないため、現実的な地下水揚水を十分に表現することは難しいと考えられる。また、本研究ではラージスケールの問題を対象としていることから、一つの平面格子内に複数の井戸があることも想定される。その一方で、井戸内やその近傍で起きる地下水位低下の状況を忠実に再現する必要性は低いと考え、一つの平面格子内での多層に渡る地下水揚水の影響をその対象計算格子及び周辺の計算格子に伝えることを主目的とした。また、全球スケールへの問題に適用できるように、情報が入手しにくいと考えられる井戸の半径などの諸元を必要とせず、計算コストのかからない表現方法を提案することとする。以後、提案する手法を「井戸揚水のパラメタリゼーション」と称する。

### 5.5.2 井戸揚水のパラメタリゼーションの考え方

井戸からの地下水揚水の影響を計算格子に伝えるためには、地下水揚水によって下がった井戸内の水位と計算格子の水位差、井戸と計算格子間での透水性、井戸の諸元となる半径やスクリーンの位置・厚さなどの情報が必要となる。しかしながら、全球スケールですべての情報を得ることは難しいと考えられ、得られたとしても、これらすべての情報を用いて忠実に計算すると計算コストがかかる可能性がある。そこで、本研究では、上述の目的で示したように、一つの計算格子内で起きる現象を精緻に表現しないまでも、地下水揚水の影響を計算格子に反映した井戸揚水のパラメタリゼーションを実現するため、地下水揚水による井戸内の水位低下を精緻には予測せず、井戸内の水位低下の影響を計算格子に反映できる手法とする。そのため、式 5-1 に示す式を用いることとした。

$$Q = A \times C \times (H_i - H_w) \quad \text{式 5-1}$$

ここで、 $Q$ は井戸と計算格子間での地下水の移動量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ )、 $A$ は井戸と計算格子が共有する断面積( $\text{m}^2$ )、 $C$ は井戸と計算格子間での地下水の移動能力を示す係数として伝達係数 ( $1/\text{s}$ )と称し、実験的な係数として表現したものである。 $H_i$ は計算格子の地下水位 ( $\text{m}$ )、 $H_w$ は井戸内の地下水位 ( $\text{m}$ )を表している。これらの変数のうち、井戸と計算格子間での地下水の移動量を表す $Q$ は井戸内の水位が計算格子の地下水位より低い場合には、井戸への流入、その逆の場合には、井戸からの流出を表し、地下水揚水の影響によってもたらさせる結果を表した変数である。また、井戸と計算格子が共有する断面積である $A$ や計算格子の地下水位 $H_i$ 、井戸内の地下水位 $H_w$ は物理的な変数であるが、伝達係数 $C$ は井戸と計算格子間での地下水の移動能力を示す係数である。井戸と計算格子間での地下水の移動能力には飽和透水係数が関連していると考えられ、飽和透水係数が高いと移動能力も高くなり、飽和透水係数が低いと移動能力も低くなる。具体的なパラメタリゼーションの方法を以下に示す。

### 5.5.3 井戸揚水のパラメタリゼーション方法

ここでは、上記の井戸揚水のパラメタリゼーションの考えに基づき、具体的な計算方法について示す。式 5-1 を用いて地下水揚水による井戸内の水位低下、その影響を計算格子に反映することとするが、具体的な計算を実施する上での前提条件を以下に示す。

- 井戸とそれに接する計算格子は井戸のスクリーンを通じて水のやりとりをするが、全球スケールではそのような情報が得られない可能性を考慮して、井戸と計算格子は計算格子の鉛直方向の長さ分だけ接しているとする
- 同様に全球スケールでは情報が得られないと考えられる井戸の半径は考慮せず、井戸は円柱とし、単位円周 (1m) と仮定する
- 井戸からの地下水揚水の影響は井戸を中心に放射状に広がるとする
- ある井戸からの地下水揚水は井戸がある計算格子内での位置及び地下水揚水量によっては、井戸が位置する計算格子以外にも影響範囲が及ぶ可能性があるが、本研究では、井戸が位置する計算格子以外への影響は計算格子間での水のやり取りによって表現することとする

これらの条件を課すと、式 5-1 のうち、井戸と計算格子が共有する断面積である $A$ は井戸を円柱とし、単位円周を有し、井戸と計算格子は計算格子の鉛直方向の長さ分だけ接しているとの仮定から、計算格子の厚さと同じ値となる。また、計算格子における地下水位は計算上、前ステップの値はわかっているため、これを用いると、伝達係数である $C$ と井戸内の地下水位である $H_w$ がわかれば、井戸と計算格子での水のやりとりを表現でき、地下水揚水の影響を考慮することが可能となる。井戸の諸元である半径、深さなどの情報を用いれば、井戸ごとの地下水揚水量から算術的に井戸内の地下水位を求めることも可能であるが、本研究では、井戸の諸元を使用しない手法とすること、求めたい解は複数の鉛直方向の計算格子にまたがっている地下水揚水の影響を各計算格子に反映させることであり、井戸内の地下水位である $H_w$ を予測することではない。そこで、想定される井戸内の地下水位を推定し、これを使用して、各計算格子での地下水揚水量を求めることとする。

式 5-1 における $Q$ を井戸からの地下水揚水量である $Q_w$ と設定し、伝達係数である $C$ を推定することができれば、井戸内の地下水位 $H_w$ を推定することが可能となる。そこで、伝達係数である $C$ を推定することとする。伝達係数である $C$ は上述したように飽和透水係数と関連のある実験的な係数としたが、伝達係数と飽和透水係数は同じ値ではないと考えられる。

その理由は、図 5-17 に示すように、地下水揚水をしている井戸と計算格子は平面的に同じ場所にあるとは限らず、その間には地下地質の不均質な場が広がっていると考えられる。また、本研究で設定している飽和透水係数は計算格子の中心にあるとし、代表値として計算に使用している。そのため、井戸周辺の飽和透水係数と計算格子の飽和透水係数は異なることが想定される。特に、本研究で対象としているラージスケールの問題においては、その影響が大きいと考えられる。そこで、伝達係数 $C$ に地下地質の不均質性を考慮した補正係数 $\alpha$ を導入し、これに飽和透水係数を乗じたものとする。飽和透水係数の算出方法

は、井戸を含む計算格子で設定されている飽和透水係数を使用し、地下水揚水の影響が放射状に広がるとの前提条件から、X,Y 方向、それぞれの飽和透水係数を乗じて、平方根を取ったものを使用することとする。

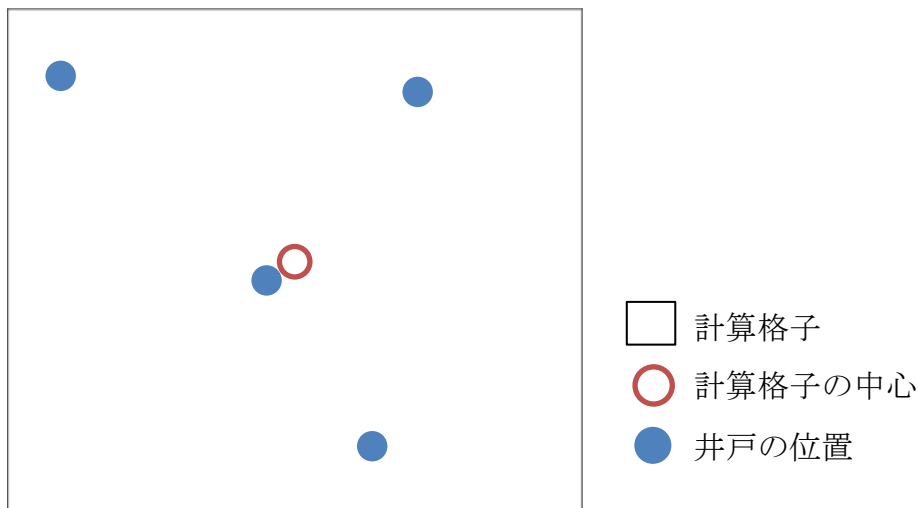


図 5-17 井戸と計算格子の平面的な位置関係の概念図

上述した飽和透水係数と計算格子内の地下地質の不均質性を表現した補正係数 $\alpha$ を用いることで、伝達係数 $C$ を推定し、この推定した伝達係数 $C$ を用いて式 5-1 における $Q$ を井戸からの地下水揚水量である $Q_w$ と設定することで、未知数を井戸内の地下水位 $H_w$ とする式ができ、井戸内の地下水位 $H_w$ を推定することが可能となる。さらに推定された井戸内の地下水位 $H_w$ 、推定した伝達係数 $C$ 、計算の前ステップで算出されている計算格子の地下水位 $H_i$ を式 5-1 に代入することで、井戸と計算格子間での地下水の移動量である $Q$ を未知数とする式ができる。この井戸と計算格子間での地下水の移動量である $Q$ が井戸からの地下水揚水により低下した井戸内の水位を考慮した計算格子からの地下水移動量、つまり、計算上、計算格子から抜くべき地下水揚水量を表すこととなる。

これまでの述べた井戸揚水のパラメタリゼーション手法の概要を以下に示す。

- 井戸ごとの地下水揚水量を計算への入力値とする
- 井戸ごとの地下水揚水量、計算格子の地下水位、推定される伝達係数、井戸と計算格子が共有する断面積から、式 5-1 を用いて、想定される井戸内の水位を算出する
- 求められた井戸内の水位、計算格子の地下水位、推定される伝達係数、井戸と計算格子が共有する断面積を再度式 5-1 に代入し、計算格子から抜く地下水揚水量を算出する

なお、実際の計算においては、想定される井戸内の水位が計算対象となる格子のうち、最も下層にある格子の中心標高より低くなった場合は、これ以上地下水揚水できないと仮定して、最下層格子の中心標高を想定される井戸内の水位としている。

具体的な計算方法及び手法を一般化するため、図 5-18 に示す一つの井戸が複数の帯水層または計算格子にまたがっている状況を表した概念図を用いて説明する。図 5-18 では、例として、地下水揚水をする一つの井戸が 2 つの帯水層または計算対象格子にまたがっていると、それぞれの計算対象格子では  $H_1$  と  $H_2$  という地下水位を有しているとする。想定される井戸内の水位  $H_w$  を求めるため、計算対象格子における地下水位  $H_1$  と  $H_2$  以外に、計算対象格子における伝達係数  $C_1$  と  $C_2$ 、井戸と計算対象格子が共有する断面積  $A_1$  と  $A_2$  が必要となる。伝達係数  $C_1$  と  $C_2$  は計算対象格子における飽和透水係数  $K_1$  と  $K_2$  に計算格子内の地下地質の不均質性を表現した補正係数  $\alpha_i$  を乗じて求められる。井戸と計算対象格子が共有する断面積  $A_1$  と  $A_2$  は井戸を円柱とし、単位円周を有し、井戸と計算格子は計算格子の鉛直方向の長さ分だけ接しているとの仮定から、計算対象格子における厚さ  $B_1$ 、 $B_2$  と等しくなる。これを一般化し、一つの井戸が  $n$  個の計算対象格子にまたがっている場合の計算式を式 5-2 に示す。

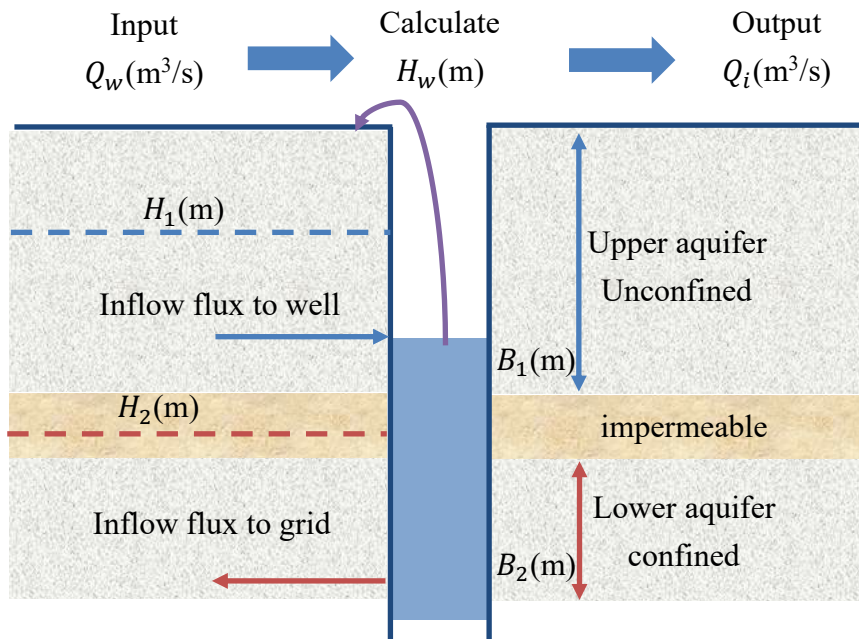


図 5-18 地下水揚水概念図

$$\sum_{i=1}^n A_i \times C_i \times (H_i - H_w) = Q_w$$

式 5-2

$$C_i = \alpha_i \times K_i$$

ここで  $A_i$  は井戸と計算対象格子が共有する断面積 ( $\text{m}^2$ ) であり、計算対象格子の鉛直方向の格子の厚さと同じ値、 $C_i$  は計算対象格子の伝達係数 ( $1/\text{s}$ )、 $H_i$  は計算対象格子の地下水位 ( $\text{m}$ )、 $H_w$  は想定される井戸内の水位 ( $\text{m}$ )、 $Q_w$  は入力される井戸ごとの地下水揚水量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ )、 $\alpha_i$  は計算格子内の地下地質の不均質性を表現した補正係数 (-)、 $K_i$  は計算対象格子の飽和透水係数である。

想定される井戸内の水位 $H_w$ を未知数とし、それ以外の変数はすでに入力されている、または計算されている値を用いて式 5-2 より想定される井戸内の水位 $H_w$ を求める。続いて、式 5-2 を用いて算出した想定される井戸内の水位 $H_w$ を用いて、式 5-3 に示す式から、各計算対象格子における地下水揚水量 $Q_i$ を算出し、これを計算における行列式に用いる。これにより、一つの井戸から揚水される地下水揚水量が各計算対象格子に分配されることとなり、一つの井戸が複数の鉛直方向の計算格子にまたがっている場合にも地下水揚水を考慮した計算が可能となる。また、本手法を用いたモデルでは、一つの平面格子内に複数の井戸を設定できるようになっている。

$$Q_i = A_i \times C_i \times (H_i - H_w) \quad \text{式 5-3}$$

#### 5.5.4 井戸揚水のパラメタリゼーションによる計算結果

上述した井戸揚水のパラメタリゼーションをセントラル・バレーに適用した結果について示す。なお、セントラル・バレーでは井戸ごとの地下水揚水量はわかっているが、井戸の正確な位置は不明であったため、井戸の位置は計算格子の中心にあると仮定した。そのため、井戸近傍における飽和透水係数と計算格子における飽和透水係数は同じ値となり、式 5-2 における計算格子内の地下地質の不均質性を表現した補正係数 $\alpha_i$ は1と設定している。

確認したケースは **Base Case** であり、妥当性確認に使用した 21 地域における観測値との比較結果について確認を行った。その結果を図 5-19 に示す。なお、これまで実施していた地下水揚水方法では、各計算格子に地下水揚水量を与え、格子内の計算水位が格子の中心標高を下回った場合には取水しないと設定していたが、井戸揚水のパラメタリゼーションである新たな地下水揚水方法では、想定される井戸内の水位が対象となる計算格子のうち、最下層の格子の中心標高を下回った場合には、想定される井戸内の水位を最下層格子の中心標高に置き換えを行っている。そのため、これまで実施していた地下水揚水を考慮した 100 年の定常計算を実施した場合には、徐々に想定される井戸内の水位が下がっていき、これに伴って計算水位も下がることが予想されたため、新たな地下水揚水方法では、自然状態作成後に非定常計算を実施した。

図 5-19 より、**Region19** では、計算値が観測値と比較して高い水位であったものが新たな地下水揚水方法では計算値が観測値に近づく傾向が見られる。同様に **Region14** もその傾向が見られるが、緑の丸で囲った一部の観測地点では、その改善傾向は明確ではなく、その他の要因と考えられる。**MODFLOW** の結果では、このような結果は見られないことから、**MODFLOW** と本研究で使用している初期水位が異なるのではないかと推察できる。本研究では、数値計算上、1961 年 4 月の地下水位を作成したが、**MODFLOW** では観測値を補間した値を使用しているため、このような違いが見られたと考えられる。

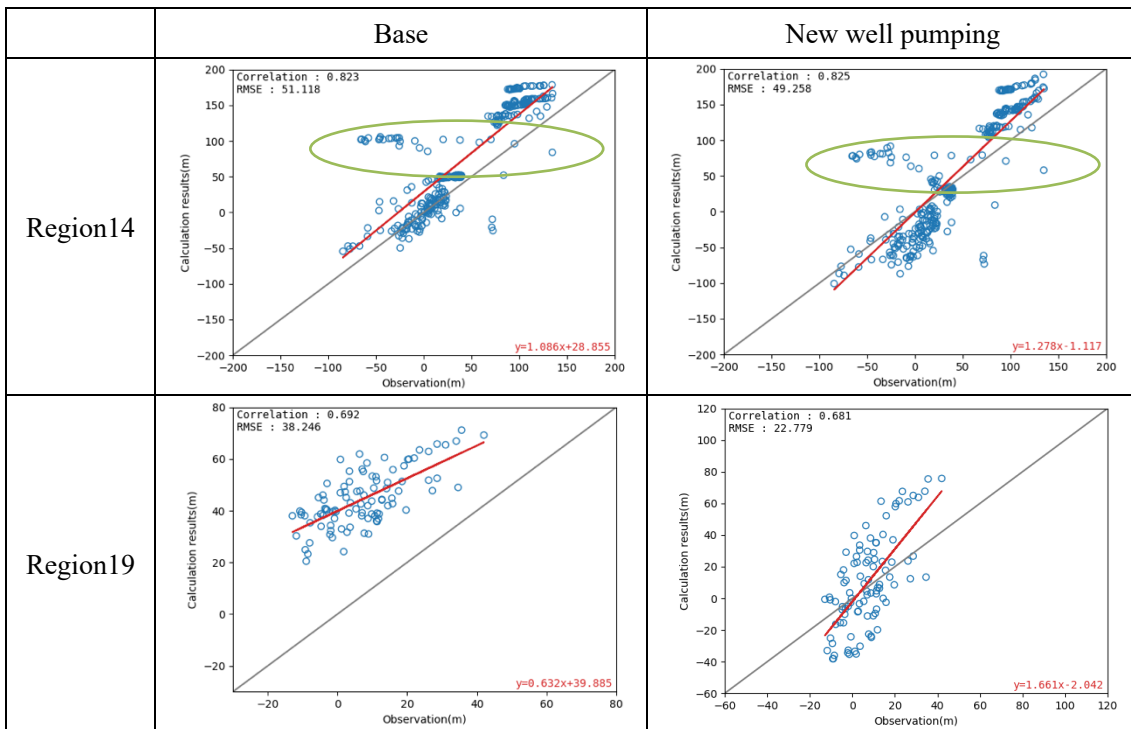


図 5-19 地下水揚水方法の違いによる計算結果の違い

## 5.6 計算開始時の初期水位の影響

5.5.4 の結果から、本モデルと MODFLOW での計算開始時の初期水位の設定の違いにより、非定常計算の結果が異なる可能性が示された。これを確認するため、各観測井戸と同じ格子に位置する計算結果を抽出し、それぞれを色分けしてプロットした結果を図 5-20 に示す。図中の色は異なる観測地点とそれに対応する計算格子を示したものである。図 5-20 より、図 5-19 の緑の丸で囲った部分の一つの観測井戸に対応する計算結果であることがわかる。そこで、この観測井戸における地下水位の時系列図を図 5-21 に示す。図 5-21 での Base は図 5-19 の Base を表し、○は観測値を表す。図 5-21 の結果から、観測値と比較すると、計算の初期水位が高く、地下水位の変動も少ないことがわかる。以上の結果から、初期水位の設定が観測の地下水位と異なることに加え、1961 年 4 月以降の入力している地下水揚水量が現実の状況を十分に反映できていないため、図 5-19 で見られたような結果になったと考えられる。



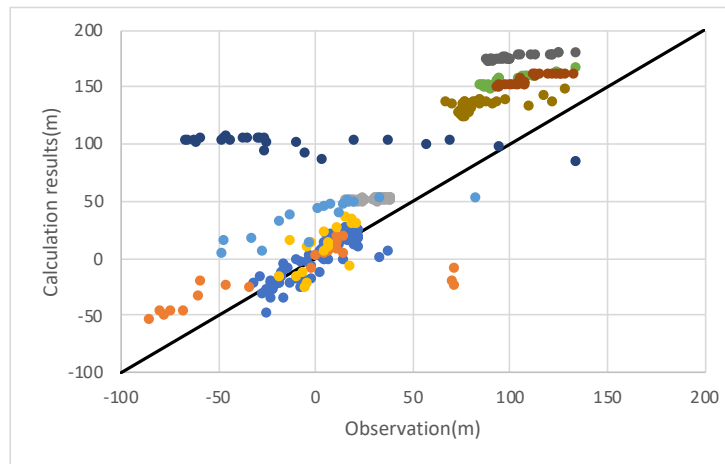


図 5-20 Region14 における観測井戸に対応する計算結果 (本研究)

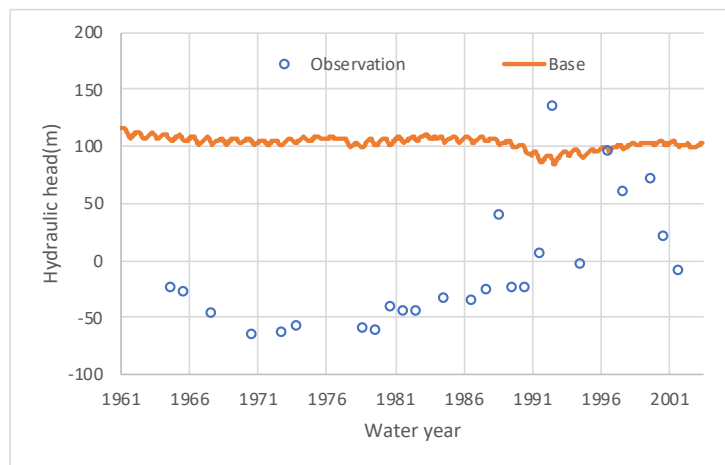


図 5-21 Region14 におけるある観測井戸と対応する計算の地下水位時系列図

1961 年 4 月以降の地下水揚水量については、これ以上の情報は得られなかったため、MODFLOW と同様に観測されている 1961 年 4 月に相当すると考えられる地下水位を初期水位として、計算を実施した。MODFLOW に入力されている地下水位を活用することも考えられるが、MODFLOW では鉛直方向の各層に初期地下水位が設定されており、本研究と MODFLOW では鉛直方向の格子分割が異なることから、USGS から公表されている地下水位コンターを内挿補間し、本研究のモデルの各計算格子に与えることとした。そのため、水平方向には地下水位は異なるが、鉛直方向の地下水位は計算の初期状態では同じであり、被圧条件については十分に考慮されていない。

初期水位の違いによる計算結果を図 5-22 に示す。なお、両計算ともに、新たな井戸揚水手法を適用している。図 5-22 より、観測値をベースとした初期水位から計算を行った場合 (図中の Observed hydraulic head の結果)には、計算上作成した初期水位を使用した

計算で見られたような、定常的な水位は見られなくなった。また、これに伴い、二乗平均平方根誤差も低い値となり、観測値に近づく傾向が見られた。

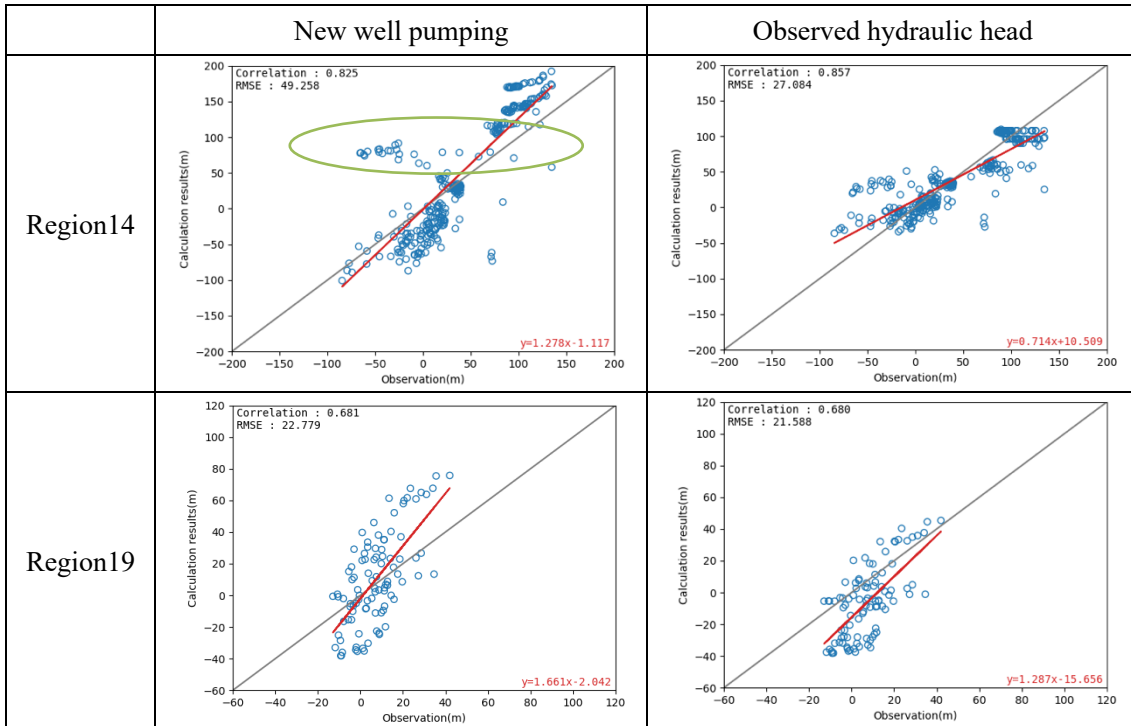


図 5-22 初期水位の違いによる計算結果の違い

非定常計算開始時における初期水位の影響を確認するため、計算上初期水位を作成した場合 (Base)、新たな井戸揚水方法を採用した場合 (New well pumping)、観測値を初期水位とした場合 (Observed hydraulic head)の地下水位時系列図を図 5-23 に示す。

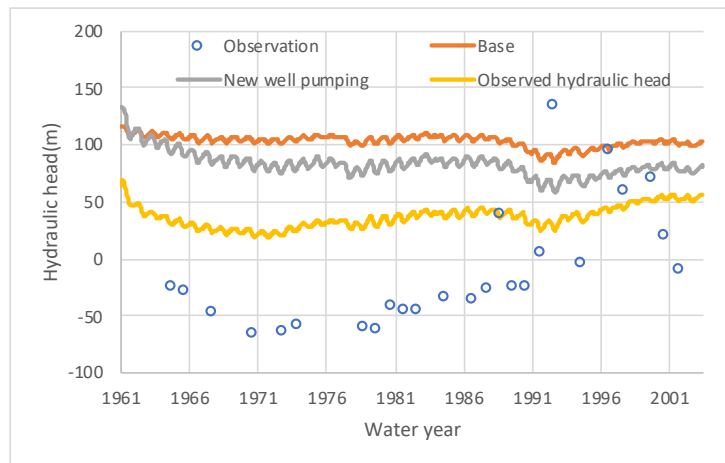


図 5-23 ある観測井戸と初期水位の違う計算の地下水位時系列図

図 5-23 の結果から、観測値をベースとした初期水位は観測値に近いことがわかる。その一方で、計算結果は観測値ほどの地下水位変動を示しておらず、地下水位が全体的に下

がったことを示しており、図 5-22 の散布図では、他の観測井戸に対応する計算結果に埋もれて見えづらくなっているだけと考えられる。図 5-20 と同じように、観測井戸に対応する計算結果を色分けした図を MODFLOW の結果に対しても描いた。その結果を図 5-24 に示す。MODFLOW においても、図 5-24 の緑の丸で囲った範囲にある濃い紺色に見られるように、本研究での結果と同様に、定常的な地下水位が見られ、観測値ほど地下水位が変動していないことがわかる。観測値で見られたような地下水位変動を表現するためには、地下地質のよりスケールの小さい情報や設定している透水係数の影響も考えられるが、観測値では 1990 年以降地下水位が大きく変動していることから、特にこの期間における地下水揚水の位置、量に関する情報が足りないことが想定される。

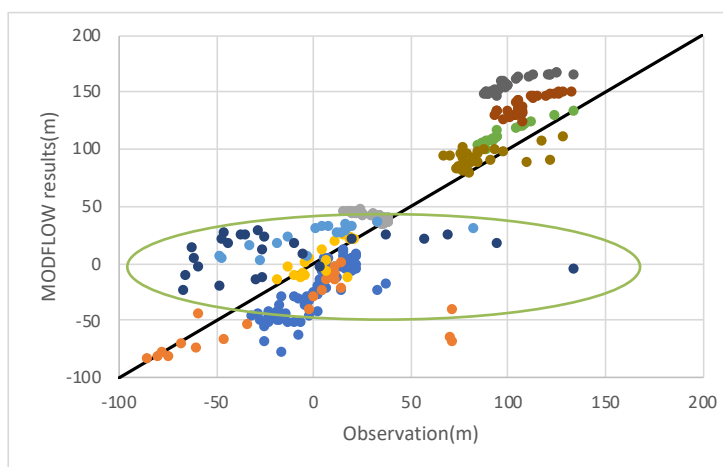


図 5-24 Region14 における観測井戸に対応する計算結果 (MODFLOW)

以上の結果から、セントラル・バレーのように、計算対象期間より以前において、地下水揚水が行われているような地域においては、地下水揚水量に加え、揚水されている平面的・鉛直的な位置に関する情報が重要な役割を担っていると考えられる。全球における計算を実施する際には、計算の開始年において、すでに地下水が高度に利用されている場合には、本研究で実施したように、自然状態での地下水位作成後、地下水揚水を定常的に与えた計算では、現実との齟齬が出る可能性があるため、もっとも良い方法は計算の開始年を地下水揚水が盛んになる前に設定し、その後、地下水揚水を考慮した非定常計算を実施することである。しかし、それが難しい場合には、観測されている地下水位がないかを確認し、これを初期値として、計算を開始することが望ましいと考える。観測されている地下水位が得られず、計算の開始年もずらせない場合には、本研究で実施したように自然状態での地下水位を作成後、地下水揚水を考慮した定常的な計算を実施することで、計算開始時の初期値とすることが望ましいと考える。

## 5.7 まとめ

本章では、平野部におけるモデルの再現性を確認する目的で、米国、カリフォルニア州のセントラル・バレーに本モデルを適用した。再現性の確認は、観測されている地下水位との比較により、実施した。その結果、本モデルは観測値と計算値の比較において、特に、地下水揚水が少なく、降水量が比較的多い、北部のサクラメント地域では、高い相関性と低い二乗平均平方根誤差を示し、良好な再現性を有していると考えられる。その一方で、地下水揚水が盛んな南部のサン・ホアキン地域では、飽和透水係数のパラメータ調整及び妥当性確認を通して、本モデルにおける地下水揚水のモデル上の表現方法に課題があることがわかった。本モデルは当初、計算開始前に各計算格子に地下水揚水量を与える方法を採用していたが、この方法では、地下水位の再現性が十分ではないことが示唆された。そこで、井戸ごとに地下水揚水量を与え、計算過程における地下水位の状況に応じて、各計算格子から地下水揚水量を抜く井戸揚水のパラメタリゼーションを開発した。この新たな地下水揚水方法である井戸揚水のパラメタリゼーションは、一つの井戸が複数の計算格子にまたがっている場合にも対応できるとともに、一つの平面格子に複数の井戸がある場合にも対応できる。さらに、全球スケールでは情報が得られないと考えられる井戸の半径などの諸元を必要としない手法である。井戸揚水のパラメタリゼーションを適用した新たな地下水揚水方法を適用した結果、一部地域においては、計算される地下水位が観測値に近い状況を再現することが可能となった。

その一方で、新たな地下水揚水方法を適用しても、観測されている地下水位に近づかない地域もあり、これは、本モデルにおける非定常計算開始時の初期水位の設定が現実とは異なることに加え、地下水揚水量が現実の状況を十分に反映できていないことを示唆していた。セントラル・バレーでは、非定常計算開始時である 1961 年 4 月の 100 年ほど前から地下水を利用しており、本研究で実施した 1961 年から 15 年間の平均的な地下水揚水量は、過去における現実的な地下水揚水の量・場所とも異なると考えられる。これを確認するため、観測されている地下水位を初期水位とする計算を実施したところ、非定常計算において、観測値に近づく傾向が見られた。以上の結果から、過去の揚水履歴が非常に重要な要因であることが示され、これを補間するための観測地下水位も重要な情報であると考えられる。

今後、全球スケールのような計算を実施する際には、計算の開始年に注意する必要がある。計算の開始年を地下水揚水が盛んになる前に設定し、その後、地下水揚水を考慮した非定常計算を実施することが最も良い方法と考える。このような設定が難しい場合には、観測されている地下水位を初期値として、計算を開始することが望ましいと考えるが、全球スケールでは、このような観測されている地下水位が得られない可能性が高い。そのため、代替案として、本研究で実施したように自然状態での地下水位を作成後、地下水揚水を考慮した定常的な計算を実施し、計算開始時の初期水位とすることが良いと考える。

また、本研究で実施した井戸揚水のパラメタリゼーションは、一つの手法を示したものであり、その適用性については、今後十分に考慮・検討する必要があると考える。本手法は、簡易的にラージスケールの問題に適用できるように開発したものであり、その妥当性についてはより深く検証する必要がある。本手法は、セントラル・バレーの水平格子幅である約 1.6km に対し適用し、地下水位の予測精度を向上させることが可能となったが、あくまでも今回の設定での結果であり、設定する平面格子の大きさによっては結果が変わる可能性もある。特に、計算格子内の地下地質の不均質性を表現した補正係数である $\alpha$ は本章での検討では、情報不足に起因し、1 と仮に設定した値を用いて検討を行った。しかし、実際の井戸の位置がわかった場合には、この補正係数を変更する必要があるとともに、変更する際の設定方法の妥当性についても十分に考慮・検討が必要であると考えられる。その結果によっては、補正係数として表現することが難しい状況も考えられ、より詳細な検討やラージスケール問題における新たなパラメタリゼーションについての研究が必要となる可能性もある。

## 第6章. 山間部におけるモデルの再現性検証

### 6.1 はじめに

「第5章. 平野部におけるモデルの再現性検証」において平野部におけるモデルの再現性を確認したため、本章では、山間部におけるモデルの再現性を検証する。山間部での地下水流動は、主に、降水による浸透から河川や地表面へ流出する流れとして表現される。また、起伏の激しい山間部での地下水流動の再現性を確認する目的で、斜面を有し、湿潤地域でもあり、データも豊富に入手が可能な日本域を対象とした。

本モデルの山間部における再現性を検証する上で、再現対象とする水文観測値が必要となる。山間部における地下水位などのデータがあることが望ましいが、日本全域においてもそのようなデータはないため、代替として土壌水分と河川流量が考えられる。しかしながら、土壌水分の観測値は一部地域や一部期間に限られ、衛星観測値も推定値である。そこで、比較的観測値が得やすい河川流量と比較することとした。また、すでに日本全域において、河川流量を再現するシステムとして導入されている「Today's Earth-Japan (以降、TEJ)」を活用し、本モデルへの入力値や出力結果の受け渡しを行い、再現性の検証を行うこととした。以降、再現実験の設定及び結果を示すとともに、すでにTEJに導入されている陸面モデルである MATSIRO と本モデルの結果の比較を行い、これらの結果を通じて、山間部におけるラージスケール問題の地下水流動を表現するのに必要な要素や表現方法について考察を実施した。

### 6.2 再現実験の設定方法

#### 6.2.1 実験設定

実験対象範囲はTEJで使用されている日本域である。ただし、本モデルは計算範囲外に水位境界条件を与えない限り、閉境界条件となる。TEJで使用されている日本域では択捉島の一部が計算範囲外となっており、そのまま計算すると択捉島の水の流れが地形によらないと考えられたため、これを除外した範囲とした。実験対象年はTEJが気象予測モデルであるメソ数値予報モデル(以降、MSM)を使用しており、MSMが2007年5月から予報期間が延びたことから、この期間以降である2008年1月1日を実験の開始日とした。

2008年1月1日における地下水面などを作成するため、「第5章. 平野部におけるモデルの再現性検証」で示した方法と同様に、計算開始時の初期値を地表面と同じにし、降水量から蒸発散量を引いた平均的な浸透量と平均的な河川水位を境界条件として与え、自然的な状況での地下水位を作成する必要がある。そのための平均的な浸透量はTEJのシステムに導入され、Takata et al.(2003)によって開発された陸面モデルであるMATSIROの計算結果を、平均的な河川水位は同様にTEJのシステムに導入され、Yamazaki et al.(2011)により開発されたCaMa-Floodの計算結果を活用し、2008年から渇水年を含むと考えられる10年分の平均値とした。平均的な河川水位はCaMa-Floodで表現される河川

水位は格子内の最も低い標高での値であるため、本研究で設定している地表面標高と異なる可能性がある。そこで、CaMa-Flood 内で設定されている河道深を本研究で設定している地表面標高から引き、河床高を算出し、これに CaMa-Flood の水深の結果を足し合わせ、河川水位としている。

初期の地下水位作成後は、2008 年 1 月 1 日から非定常計算を開始し、地下から河川への流出は主に基底流出成分と考えられることから、本モデルでは、時間単位ではなく、日単位での計算を実施している。CaMa-Flood で計算された河川流量と観測されている河川流量を比較することで、再現性の確認を行うこととした。

### 6.2.2 モデルの構築

実験に使用するモデルの構築方法について示す。モデルの構築方法は TEJ の設定を参考にし、以下にそれぞれの設定方法を示す。

#### (1) 計算格子

平面的な計算格子は TEJ と同じ 1/60 度 (約 1.5km-2.0km) としている。しかし、本モデルは、有限体積法を使用し、水平・鉛直方向での格子間の面積が必要となる。そのため、TEJ で使用されている緯度経度で表す地理座標系から正距方位図法の一つであり、全世界に同一の基準で適用が可能な「World Azimuthal Equidistant」に座標変換を行い、水平方向の座標値としてモデルへ入力している。鉛直方向は地表面から 500m までをモデル化対象範囲とし、鉛直方向の分割方法は、MATSIRO の設定を参考に、地表面から 0.3m, 1.0m, 2.0m, 4.0m, 14.0m, 50.0m, 150m, 500m の 8 分割とした (図 6-1 参照)。水平方向の座標値は SRTM の 1 秒 (約 30m) の地形データの最も近い値とし、これに上述した 8 分割を割り当てていることによって鉛直方向の座標値を作成した。

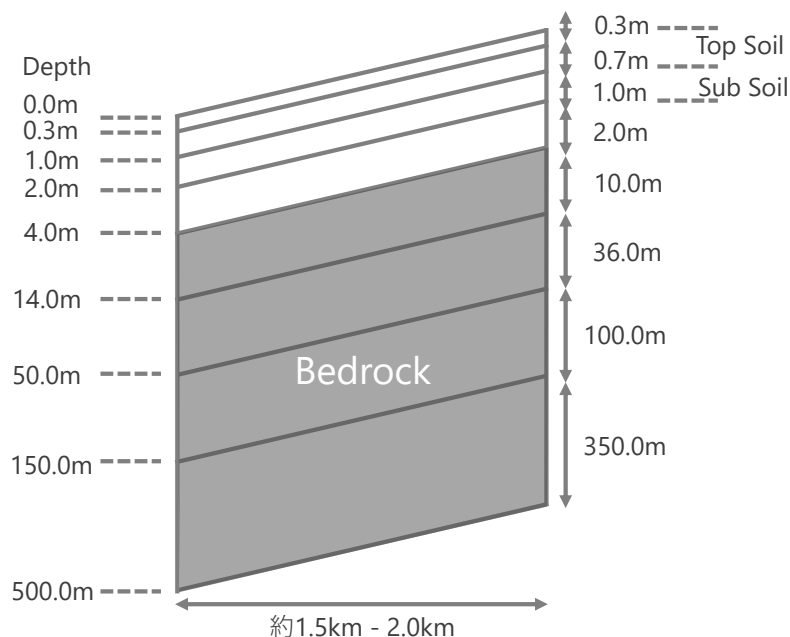


図 6-1 日本域に適用した一定の深さによる鉛直方向の格子分割概念図

## (2) 設定パラメータ

設定する必要があるパラメータは「5.3.2 モデルの構築」で示した表 5-1 にある 6 つのパラメータである。本研究では、山間部におけるモデルの再現性を確認するとの目的から、飽和透水係数、飽和体積含水率、残留体積含水率、van Genuchten の水分保持曲線が必要となる  $n$  と  $\alpha$  については、土性区分に応じた設定する。使用する土性区分は本モデルが全球への適用を目指していることから、全球スケールでも適用が可能な土性区分として、USDA が分類した 12 の土性区分を参考に、Fischer et al. (2008) によってまとめられた Harmonized World Soil Database v1.2 (以降、HWSD) における 0.5 分解像度の土性区分の割合を本研究の格子サイズである 1 分解像度に平均化した値を使用する。12 の土性区分に対するパラメータ値は Schaap et al. (1998) を使用する。ただし、HWSD には、Top soil と Sub soil の 2 つの土層に対しての土性区分が割り当てられているが、本研究で対象とするモデルの鉛直方向はさらに深い層までを対象としている。

そこで、Top soil に相当すると考えられる 1.0m まで、Sub soil に相当すると考えられる 1.0m-2.0m は土性区分に応じたパラメータを使用し、残留体積含水率、van Genuchten の  $n$  と  $\alpha$  については Sub soil より下の層は土性区分が大きく変化しないと考え、Sub soil の値をそのまま使用した。飽和透水係数と飽和体積含水率は、土壌や地質構造によって変化すると考えられることから、基盤に相当する 4m より下を一律 1.0E-09 (m/s)、0.1 (-) とそれぞれ設定し、風化帯に相当すると考えられる 2.0m-4.0m は一つ上の Sub soil と基盤の値から式 6-1 に示す指数関数により、算出した。

$$y = b \times \exp(-x/a)$$
$$a = \frac{-(x_1 - x_2)}{\log(y_1/y_2)} \quad \text{式 6-1}$$
$$b = y_1 \times \exp(x_1/a)$$

ここで、

- $y$  : 予測値
- $x$  : 対象となる格子の標高値 (格子中心)
- $x_1$  : Sub soil の標高値 (格子の基底)
- $x_2$  : 基盤の標高値 (格子の上面)
- $y_1$  : Sub soil のパラメータ値
- $y_2$  : 基盤のパラメータ値

なお、本章で対象としている山間部の再現性確認では地下は不圧地下水と想定される。そこで、比貯留係数は比産出率とほぼ同じ値として、飽和体積含水率を設定した。また、飽和透水係数は、水平方向と鉛直方向で異なる可能性があるが、本研究ではパラメータ調整が目的ではないため、水平方向と鉛直方向で同じ値を使用した。



表 6-1 土性区分によるパラメータ設定値 (Schaap et al. (1998))

Texture class	Saturated hydraulic conductivity (m/s)	Saturated moisture content (-)	Residual moisture content (-)	van Genuchten parameter $n$ (-)	van Genuchten parameter $\alpha$ (1/m)
Sand	7.473E-05	0.375	0.053	3.162	3.548
Loamy Sand	1.212E-05	0.390	0.049	1.738	3.467
Sandy Loam	4.400E-06	0.387	0.039	1.445	2.692
Loam	1.392E-06	0.399	0.061	1.479	1.122
Silt Loam	2.106E-06	0.439	0.063	1.660	0.501
Silt	5.052E-06	0.489	0.050	1.660	0.661
Sandy Clay Loam	1.526E-06	0.384	0.063	1.318	2.089
Clay Loam	9.408E-07	0.442	0.079	1.413	1.585
Silty Clay Loam	1.299E-06	0.482	0.090	1.514	0.832
Sandy Clay	1.329E-06	0.385	0.117	1.202	3.311
Silty Clay	1.105E-06	0.481	0.110	1.318	1.622
Clay	1.712E-06	0.459	0.098	1.259	1.514

### (3) 浸透量

本モデルは境界条件として浸透量が必要である。浸透量は地表面からの降水による浸透が主な要因であるが、土壌や植生による蒸発散についても考慮する必要がある。しかし、本モデルは熱収支に基づいた土壌からの蒸発や植生による蒸散については、陽に考慮することができない。そのため、本研究では、MATSIRO の計算結果を活用し、平面的な分布として本モデルへの入力値とした。今後の全球計算におけるカップリング方法の参考とするため、以下に示す 2 つのパターンの浸透量を設定し、それぞれ河川流量の表現力の違いについて検討を実施した。また、CaMa-Flood への入力方法については「6.3 再現結果の検証」内で述べることにし、MATSIRO や CaMa-Flood とのカップリングの概要を図 6-2 に示す。なお、以下に示す 2 つのパターンの浸透量の設定のうち ()内の記号は $P$ が降水量、 $ET$ が蒸発散量、 $R_s$ が地表面流出量を表し、図 6-2 に記載されている記号も同じ意味であり、 $R_b$ は基底流出量を表している。

- MATSIRO の計算結果のうち土壌への浸透量から蒸発散量を引いた値( $P-ET-R_s$ )
- 上記の値に MATSIRO の地表面流出量を足した値( $P-ET$ )

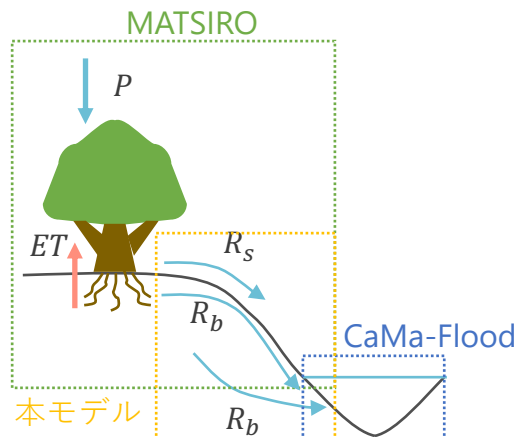


図 6-2 MATSIRO、CaMa-Flood とのカップリング概要図

図 6-2 の点線は各モデルの対象範囲を示し、それぞれのモデルで取り扱う範囲が重複する部分もあるが、基本的には MATSIRO が地表面付近の降水、蒸発散の計算を担当し、地表面流出もダイレクトに CaMa-Flood に渡す場合もある。MATSIRO から出された計算結果を本モデルが受け取り、河川及び地表への流出成分を CaMa-Flood へと渡す。CaMa-Flood は MATSIRO または本モデルから受け取ったフラックスを用いて、河川内の計算を担当する。

#### (4) 水位境界条件

水位境界条件は、河川水位と海の水位の 2 種類を設定した。河川水位は CaMa-Flood の計算結果のうち、上述したように、水深の結果を活用した。水位ではなく、水深としたのは各格子における CaMa-Flood 上での標高値と本モデルにおける標高値が異なる可能性があるためであり、水深は一つの格子内で同じであると想定した。海の水位は計算範囲の一つ外側の格子に 0m を設定した。

### 6.3 再現結果の検証

6.2.2 で構築したモデルを用いて、観測されている河川流量との比較を実施した。具体的な再現性の確認方法及び結果を以下に示す。

#### 6.3.1 再現性の確認方法

本モデルでの山間部における再現性を確認するため、観測されている河川流量の収集を行った。観測されている河川流量は水文水質データベース（以降、水水 DB）にあるデータとし、2008 年以降に観測されている 1,209 地点を対象とする。CaMa-Flood では河道網を地形標高から作成しているが、実際の河川は地形標高に起因するちょっとした位置のズレや河川改修の影響などにより、流路が異なることが予想される。そこで、観測地点の位置情報から CaMa-Flood における位置とその上流域面積を抽出し、水水 DB 上での観測地点の上流域面積と比較し、式 6-2 に示す式による誤差が 50%以上の地点は検証対象地点から

除外した。50%としたのは、明らかに違う河川または位置のズレが大きいと考えられると判断したためである。また、水水 DB 上での流域面積が不明な観測所についても同様に対象から除外した。

$$Error = \frac{C_a - O_a}{O_a} \quad \text{式 6-2}$$

ここで、

*Error* : 誤差

$C_a$  : CaMa-Flood における上流域面積

$O_a$  : 水水 DB における上流域面積

式 6-2 を用いて、全 1,209 地点について評価を行った結果、966 地点が選定された。これらの地点のうち、後述する流出高を用いた検討の際に、明らかに観測値と計算値の流出高が異なる地点が 2 地点見られた。一つは、観測所番号「302041282207150」である北上川水系の倉埜（くらぞね）観測所である。本観測所は旧北上川に位置し、北上川本川から分派している地点である。そのため、水水 DB 上での流域面積と CaMa-Flood での流域面積はともに、分派後の流域面積として、小さい流域面積（水水 DB : 4.7km<sup>2</sup>, CaMa-Flood : 3.1km<sup>2</sup>）であるが、観測所の河川流量が北上川本川から分派しているため、河川流量が多い。その一方で、CaMa-Flood 上では分派した河川として扱われていないため、河川流量が少なく、流出高を算出した際に、大きな違いが見られた。もう一つの地点は観測所番号「307101287718040」である芦田川水系の矢多田川（やただがわ）観測所である。本観測所は、理由は不明であるが、観測値と計算値での流出高を比較すると、観測値が高い傾向にあった。この地点の観測されている河川流量を調べたところ、2008 年は平均的に 40m<sup>3</sup>/s 程度の流量が記録されている一方で、2009 年には 1m<sup>3</sup>/s 程度の流量が記録されており、2010 年も同様に 1m<sup>3</sup>/s 程度の流量が記録されていたことから、2008 年のデータがおかしな値、または違う地点の流量が記録されていると推察される。上記 2 点を 966 地点から除外した 964 地点を対象に再現性の確認を行うこととした。選定した地点の位置図を図 6-3 に示す。図 6-3 に示した地点には山間部だけではなく、平野部の観測所も含まれていると考えられる。平野部では、扇状地付近からの地下への浸透や取水による影響が考えられるが、湿潤地域である日本においては、河川流量の多くは山間部から供給されていると考えられるため、図 6-3 に示した 964 地点を対象とした。

再現性を評価する上で必要となる指標は、観測値と計算値の誤差を評価するため、相関係数 (R)、二乗平均平方根誤差 (RMSE) とし、計算期間における観測値と計算値、それぞれの河川流量と流出高を散布図により比較する。散布図には最大流量、豊水流量、平水流量、低水流量、渇水流量の 5 つの河川流量を用いる。ここで、最大流量とは 1 年間の河川流量のうち、もっとも流量が多かった日の河川流量を表し、その他の流量は国交省の「水文観測業務規程細則」に基づき、豊水流量は 1 年間の河川流量を昇順に並べ、95 番目、平水流量は 185 番目、低水流量は 275 番目、渇水流量は 355 番目に相当する河川流量を表

している。また、散布図に加えて、1年間の流況の状況を確認する目的で、観測値と計算値のそれぞれの流況曲線とハイドログラフについても作成する。

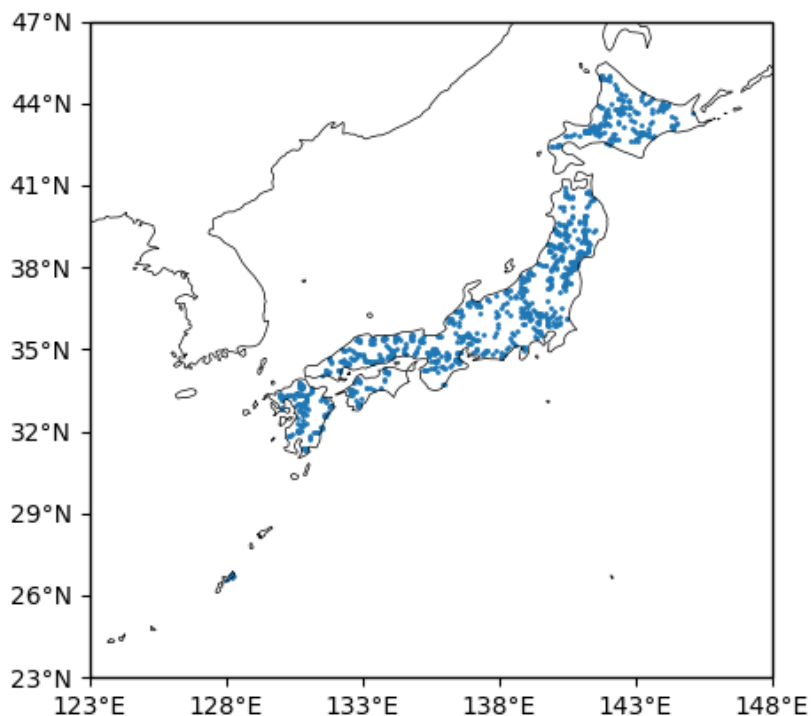


図 6-3 山間部における再現性確認に使用した地点

### 6.3.2 一様な鉛直格子による計算結果

図 6-1 に示した格子を用いた計算結果を示す。上述したように、本研究では 2008 年 1 月 1 日の初期水位を作成するため、定常的な解析を行い、数値計算上、初期水位を作成する。これまでの検討結果から、計算開始時には地表面を初期値とし、長い期間の計算を行うことで初期水位を得ることができる。しかしながら、図 6-1 で示した格子では、地表面を初期値とし、計算を開始すると、境界条件である浸透量はすべて地表面を流れ、1,000,000 年計算を実施しても、不飽和帯が発達しなかった。そこで、計算開始時の初期値を地表面ではなく、基盤に相当すると考えられる地表面から 4m 下に設定し、1,000,000 年の計算を実施した。

1,000,000 年後の地下水位から初期値を引いた結果を図 6-4 に示す。図 6-4 は最上層の結果を表しており、ほぼ日本全域において水位が上昇し、その値は 4m 近くまで到達している。つまり、ほぼ地表面に近いところまで地下水位が上昇していることを示しており、湿潤地域である日本とはいえ、現実的な状況ではないと考えられる。図 6-1 に示した格子では、鉛直方向の格子を地表面から 500m に設定しているが、日本域では、標高 3,000m の山々があり、地形起伏の変化に激しい地域においては、一定の深さによる格子分割では実際の地下水流動を十分に表現できないと考えられる。「第 5 章. 平野部におけるモデルの

再現性検証」で実施した平野部におけるモデルの再現性確認では見られなかった現象である。これには、「第5章. 平野部におけるモデルの再現性検証」で適用した地域が乾燥・準乾燥地域であったことに加え、セントラル・バレーの地形の起伏が少なく、地表面からの一定の深さで格子分割しても問題にならなかったためと考えられる。そこで、モデルの格子分割を変更することとし、図6-5に示すようなモデル上の基底面を同じ標高とし、その中を分割する方法を採用することとした。

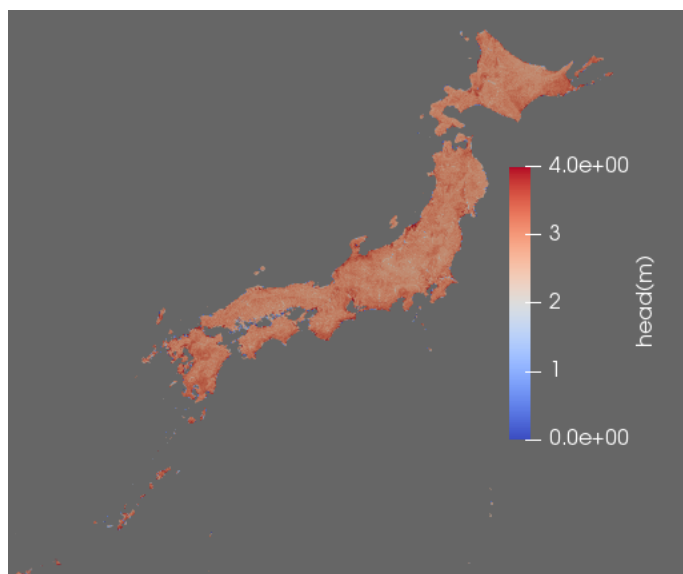


図 6-4 一様な鉛直格子分割による水位の変位

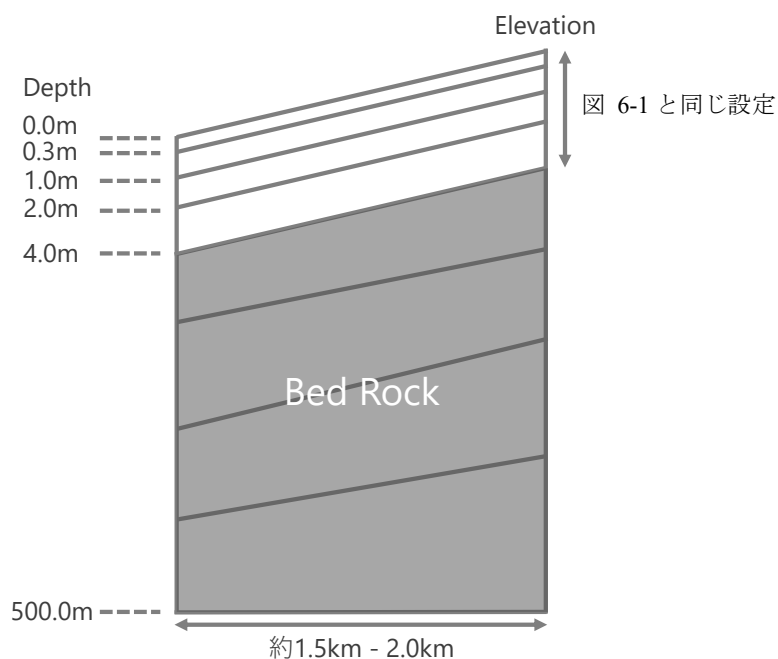


図 6-5 日本域に適用した同じ基底面による鉛直方向の格子分割概念図

同じ基底面での、鉛直方向の格子分割方法は、地表面から風化帯に相当すると考えられる 4.0m の深さまでは、図 6-1 に示した格子分割と同様に、地表面から 0.3m, 1.0m, 2.0m, 4.0m とした。平野部の状況も考慮し、基底面の標高を-500m と設定し、地表面下 4.0m から基底面までを一つ下の格子が 1.5 倍になるように 4 分割した。等間隔に分割すると、急激に大きな鉛直方向の格子幅ができ、計算の不安定要因になると考えたためである。

図 6-5 に示した計算格子を用いて、図 6-1 に示した格子と同様に初期水位の作成を数値計算上試みたが、図 6-1 に示した格子と同様に、1,000,000 年計算を実施すると、十分に不飽和帯が発達しなかった。これを確認するため、図 6-1 に示した格子と同様に、基盤に相当すると考えられる地表面から 4m 下を計算開始時の初期値とし、1,000,000 年の計算を実施した。その結果を図 6-6 に示す。図 6-4 と同様に、地表面近くまで地下水水位が上昇していることがわかる。本研究で用いた鉛直分割方法は MATSIRO の設定を参考に、4m 下に基盤を設定する鉛直格子を採用したが、現実的な状況を十分反映できていないと考えられる。実際の土壌、風化帯及び基盤は地形勾配や気候条件に応じて異なり、尾根では土壌や風化帯は薄くなり、谷では土壌や風化帯は厚くなる傾向にある(図 6-7 参照)。たとえ、1.5km から 2.0km 程度の粗い格子サイズにおいても、このような地形による違いを反映した鉛直格子を作成することが重要と考える。

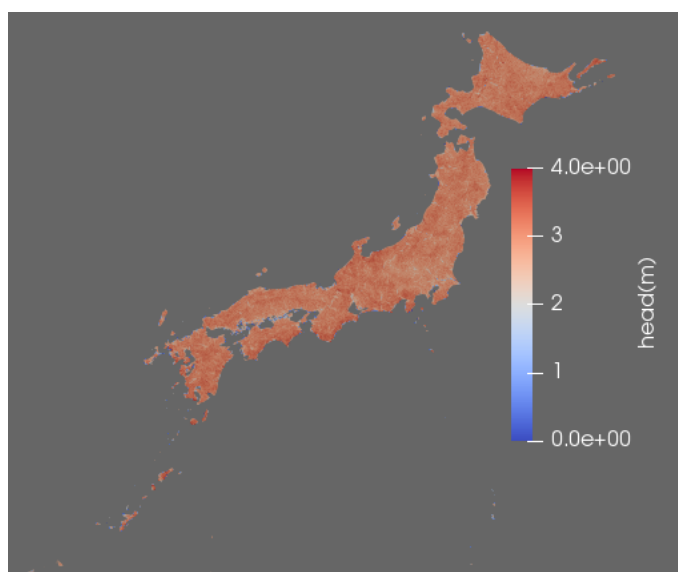


図 6-6 同じ基底面の鉛直格子分割による水位の変位

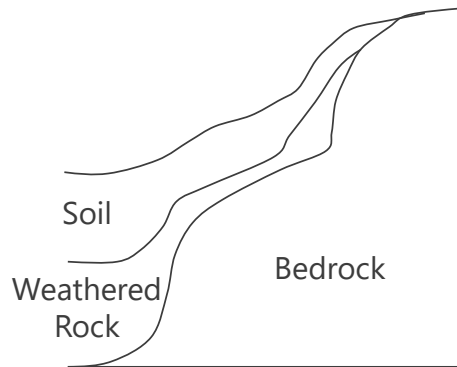


図 6-7 地形勾配に応じた地形断面概念図

### 6.3.3 カップリング手法の検討結果及び妥当性確認結果

ここでは、図 6-5 に示した同じ基底面の鉛直格子分割を用いた結果を示す。一様な鉛直格子で計算すると、深い層での地下水流動がなく、より現実的ではない可能性が考えられたためである。また、ここでは、今後のカップリング方法の参考とするため、「6.2.2 (3) 浸透量」で記述した 2 つのパターンの浸透量を作成し、これを本モデルへの入力値とし、本モデルで計算した結果と MATSIRO の計算結果を CaMa-Flood へ受け渡し、観測されている河川流量と比較した結果を以降に示す。

#### (1) 土壌への浸透量から蒸発散量を引いた値を浸透量とした場合

ここでは、MATSIRO の計算結果のうち、土壌への浸透量から蒸発散量（土壌からの蒸発と植生による蒸散を足した量）を引き、これを本モデルへの入力値とした。この状態のことを以降、「 $P-ET-R_s$ 」と記載する。また、ここで使用している浸透量は地表面流出成分が含まれていないため、MATSIRO の地表面流出フラックスに本モデルの計算結果を足し合わせ、CaMa-Flood への入力値としている。MATSIRO の地表面流出フラックスは時間単位であるが、本モデルは日単位の計算であるため、1 日のフラックスを 24 時間同じフラックスとして合計し、CaMa-Flood への入力値としている。参考として、MATSIRO の地表面流出フラックスも日単位に平均化した結果を Appendix に記載している。本モデルの計算結果のうち、河川と地表面への流出フラックスを CaMa-Flood への入力値とした場合の河川流量の観測値と計算値の散布図を図 6-8～図 6-12 に示す。本モデルでは、河川への流出フラックスだけでなく、地表面への流出フラックスも出力が可能である。ここでは、土壌への浸透量から蒸発散量を引いた値、つまり、MATSIRO での基底流出成分のみを本モデルへの入力値としているが、本モデルの計算内では、河川以外にも一部地表面にも流出する成分がある。厳密には、これを含めなければ、MATSIRO を含めた水収支を満たすことができないため、これも考慮することとした。

図 6-8～図 6-12 の結果から、どの河川流量区分においても、計算値は観測値より若干過大に予測する傾向にあるが、良い相関を示している。

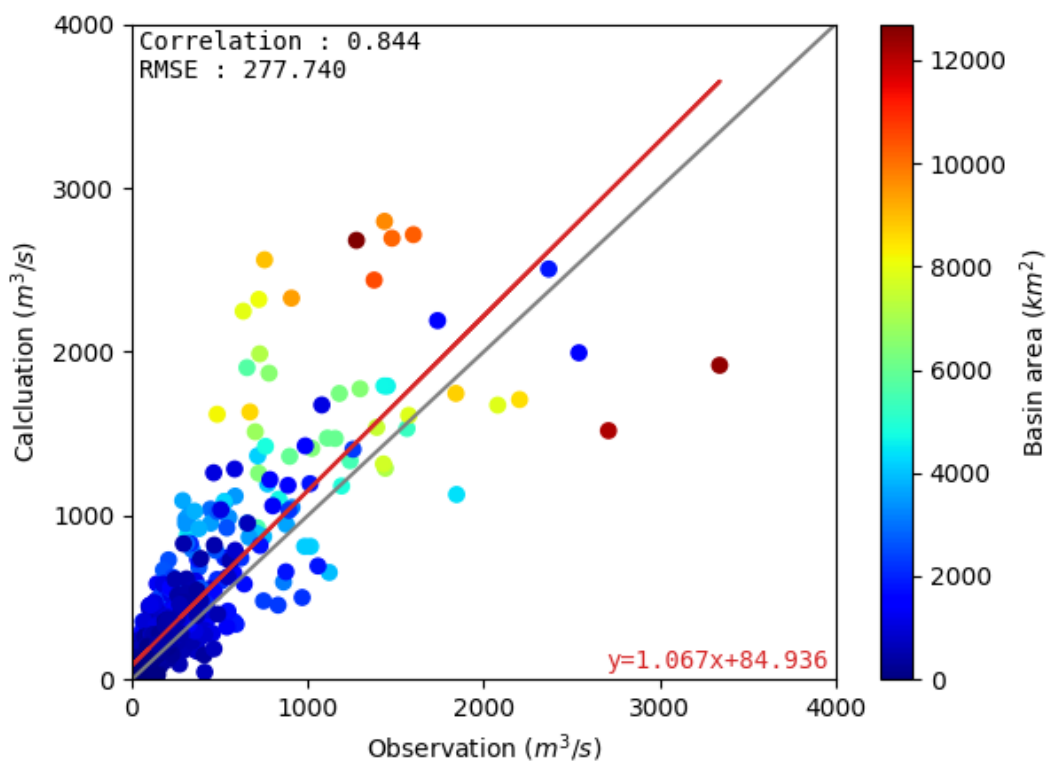


図 6-8 河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 最大流量)

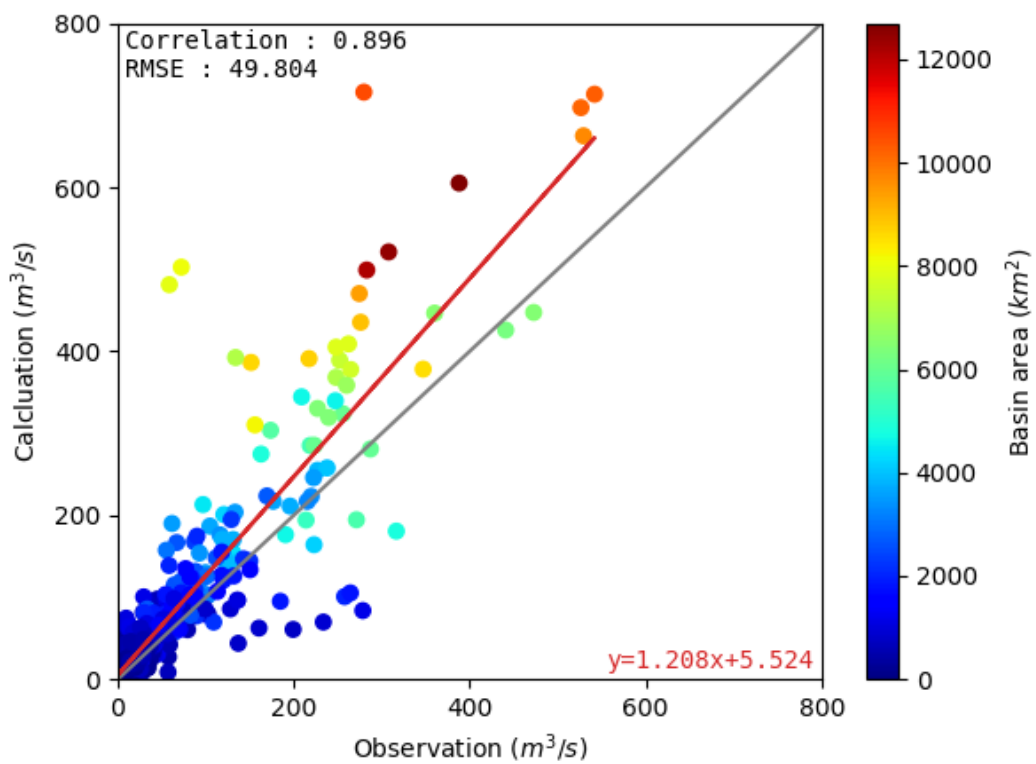


図 6-9 河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 豊水流量)



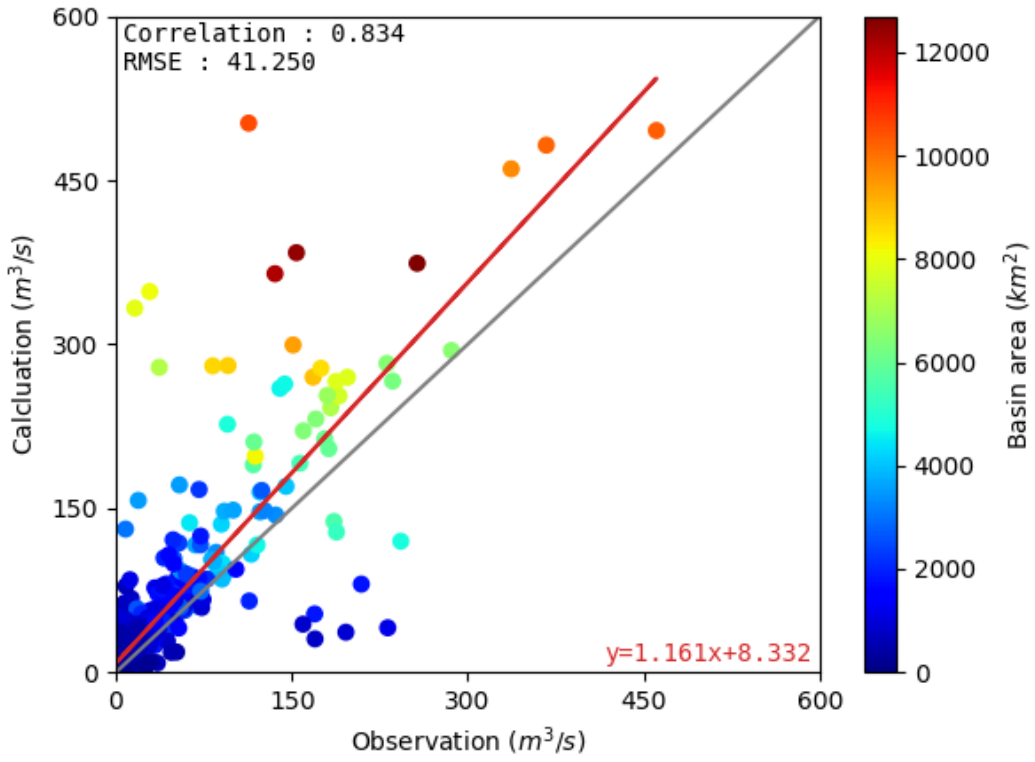


図 6-10 河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 平水流量)

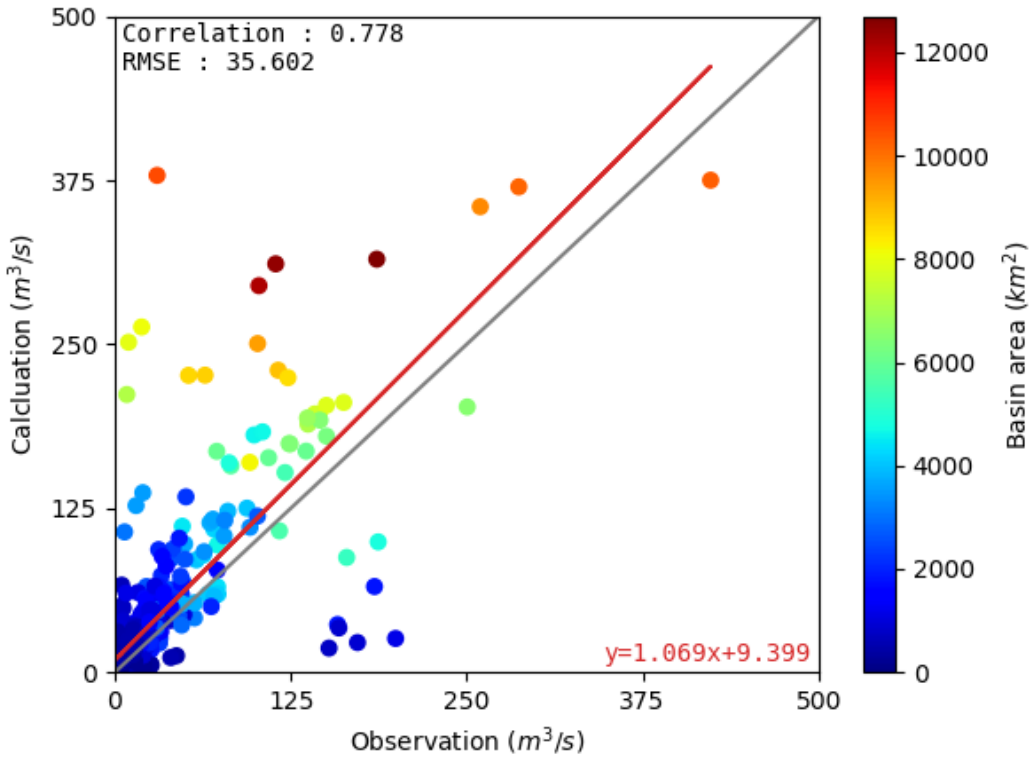


図 6-11 河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 低水流量)

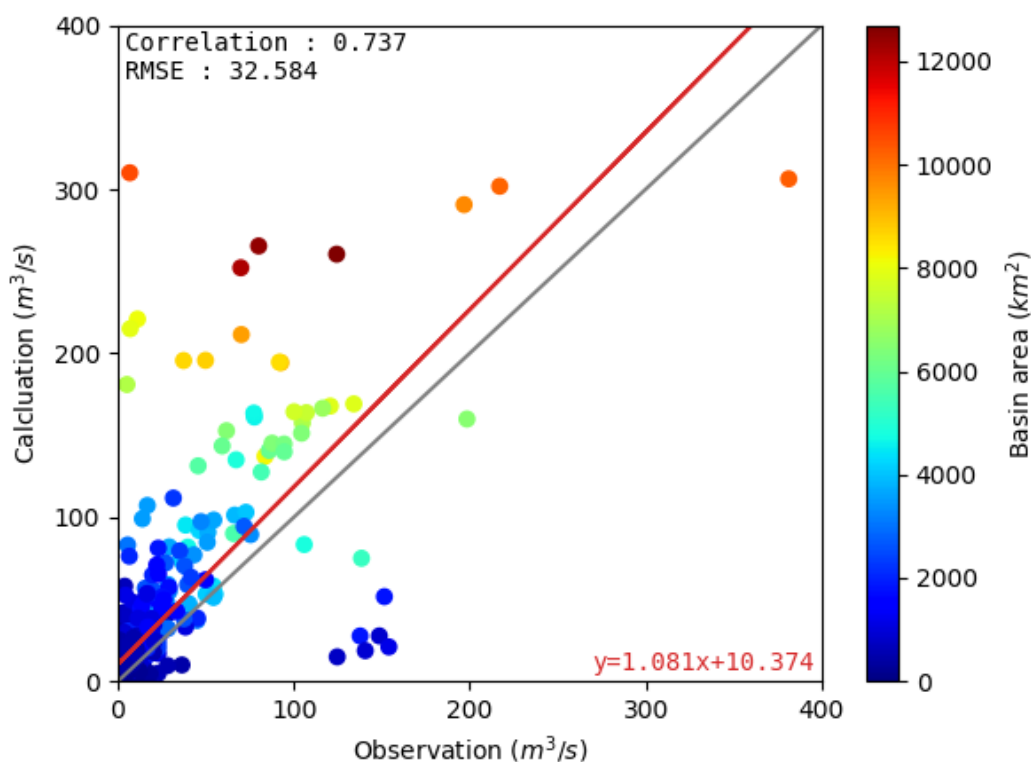


図 6-12 河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 濁水流量)

図 6-8～図 6-12 の結果では、流域面積が比較的大きな地点で河川流量が多くなり、流域面積の比較的小さな地点における精度状況を十分に確認できないため、河川流量を流域面積で除した流出高を算出した。その比較結果を図 6-13～図 6-17 に示す。図中のカラーバーは式 6-2 で示した評価対象の観測所選定に使用した観測所上流域面積と CaMa-Flood 上流域面積の相対誤差である。観測所上流域面積と CaMa-Flood 上流域面積の絶対誤差を使用することも考えられるが、流出高が相対的な値であることに加え、実際に図化してみたところ、大きな流域面積を持つ地点の違いが影響して、その他の地点が同じような色に分類されたため、相対誤差を使用することとした。

図 6-13 の最大流量では、その他の河川流量区分と比較すると、比較的良好な回帰直線を描いている。その他の河川流量区分では、観測の流出高が高い地点の影響を受け、回帰直線は 1 より小さい値となっている。また、最大流量から濁水流量になるに従い回帰直線の傾き緩くなる傾向にある。回帰直線が 1 を境に見ると、比較的、計算の流出高の方が観測の流出高より大きな値を示し、プロットされている地点数も多い傾向にあると考えられ、図 6-8～図 6-12 の河川流量の結果と傾向に似た傾向を示していると考えられる。

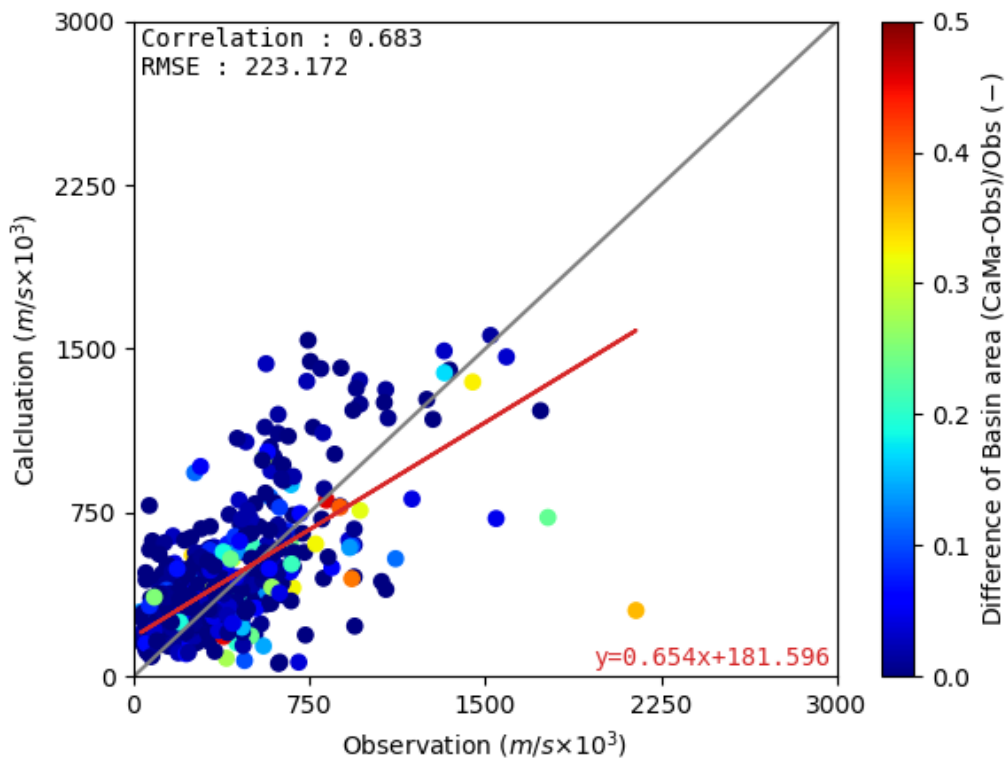


図 6-13 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 最大流量)

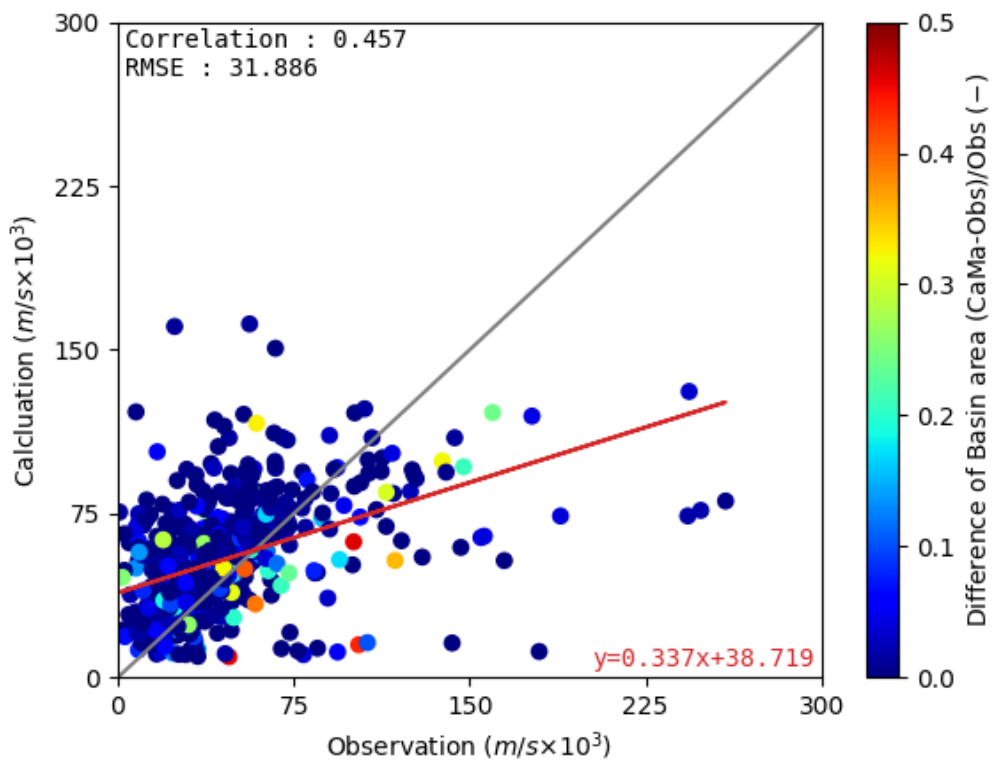


図 6-14 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 豊水流量)

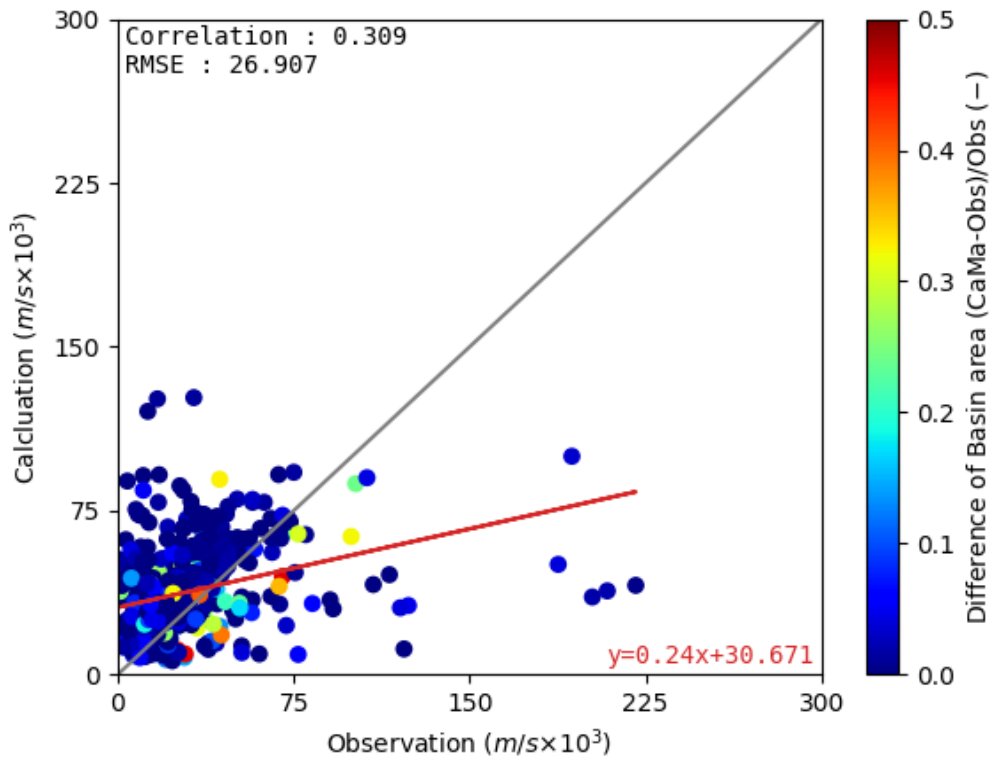


図 6-15 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 平水流量)

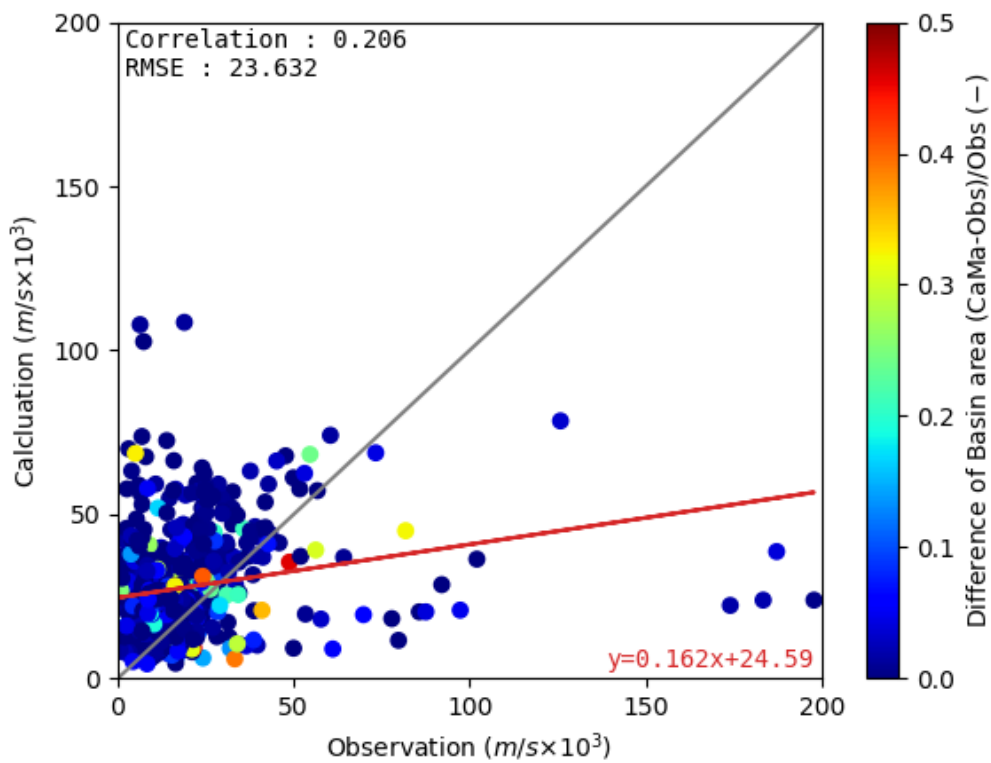


図 6-16 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 低水流量)

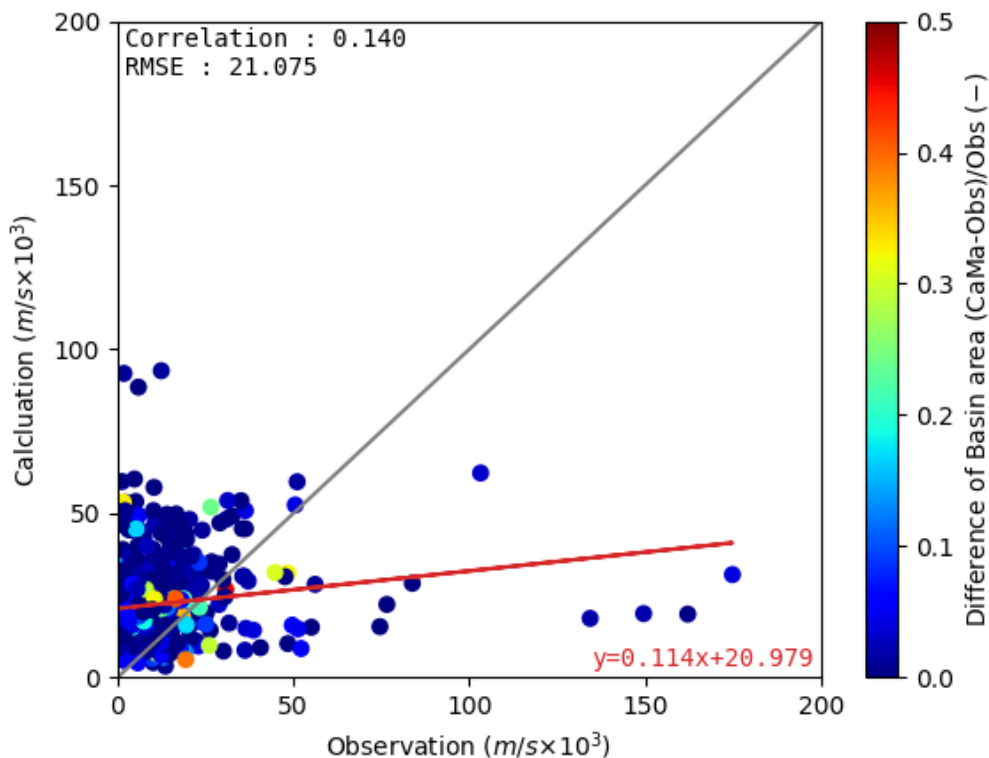


図 6-17 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 濁水流量)

(2) 地表面流出量と土壌への浸透量から蒸発散量を引いた値を浸透量とした場合

ここでは、(1) の値に MATSIRO から算出された地表面流出フラックスを足した値を本モデルへの入力値とした。この状態のことを以降、*P-ET*と記載する。これは、降水からの浸透を本モデルで包括的に扱ったものと解釈できる。(1) と同様に観測値と計算値を比較した河川流量の散布図を図 6-18～図 6-22 に示す。

図 6-18～図 6-22 の結果から、最大流量は観測値に対して過小に予測する傾向にある。それ以外の豊平低濁流量は観測流量と比較すると過大に予測する傾向にあるが、良い相関を示している。ただ、豊水流量から濁水流量に向かいに従い、過大に予測する傾向にある。この傾向は(1) においても同じような状況にあり、これは設定しているパラメータに加え、上述したモデルの鉛直分割方法の影響により、計算に使用している初期水位が地表面近くまで到達していることと関連していると考えられる。しかし、(1) の結果と比較すると、回帰直線の傾きから、観測値を過大に予測する傾向がより強く出ている傾向にある。このような結果になった理由は、(1) では MATSIRO での基底流出成分のみを本モデルでの入力値としているのに対し、ここでは地表面流出成分も含めて、本モデルでの入力値としている。本モデルでは、たとえ、最上層の水位が地表面まで到達していたとしても、地表面からの浸透量は一旦モデルの最上層にノイマン境界条件として計算に使用される。そのため、当該格子の水位より低い隣接する格子へ流入し、その格子から、さらに水位の低い格子へ流入または地表や河川へ流出するため、時間遅

れを伴って、河川流量としての結果に現れると考えられる。そのため、豊水流量から渇水流量に向かいに従い、観測値を過大評価するとともに、(1) の基底流出成分のみを本モデルでの入力値とした場合と比較して、より過大に予測する傾向が出ていると考えられる。また、ここでは、浸透量を日単位に平均化した値を使用しているため、一つの平面格子内でも地表面流出が発生しにくい状況となり、より一層河川流量が低い場合に過大に予測する結果になったと考えられる。

(1) の場合と同様に、流出高についての比較結果を図 6-23～図 6-27 に示す。(1) の場合とは異なり、最大流量については、図 6-18 に示した河川流量の絶対値と似た傾向で、計算値が過小に予測している。その一方で、その他の河川流量区分は(1) の場合と同様に最大流量から渇水流量になるに従い回帰直線の傾き緩くなる傾向にあり、比較的、計算の流出高の方が観測の流出高より大きな値を示し、プロットされている地点数も多い傾向にある。

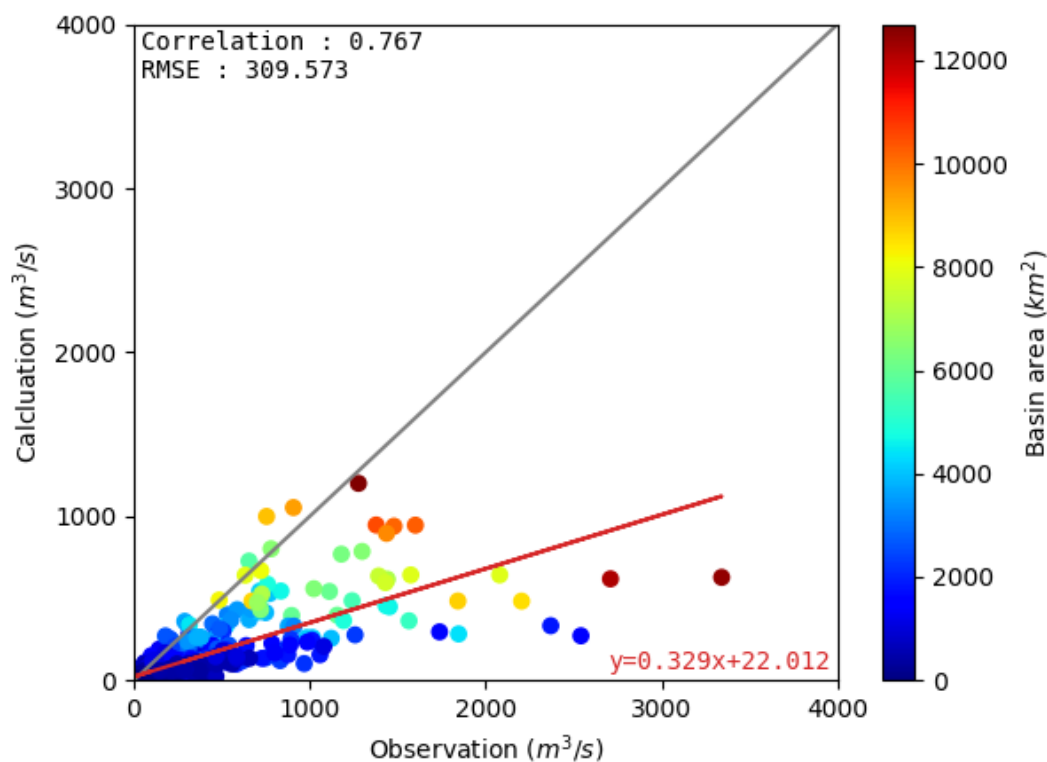


図 6-18 河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET : 最大流量)

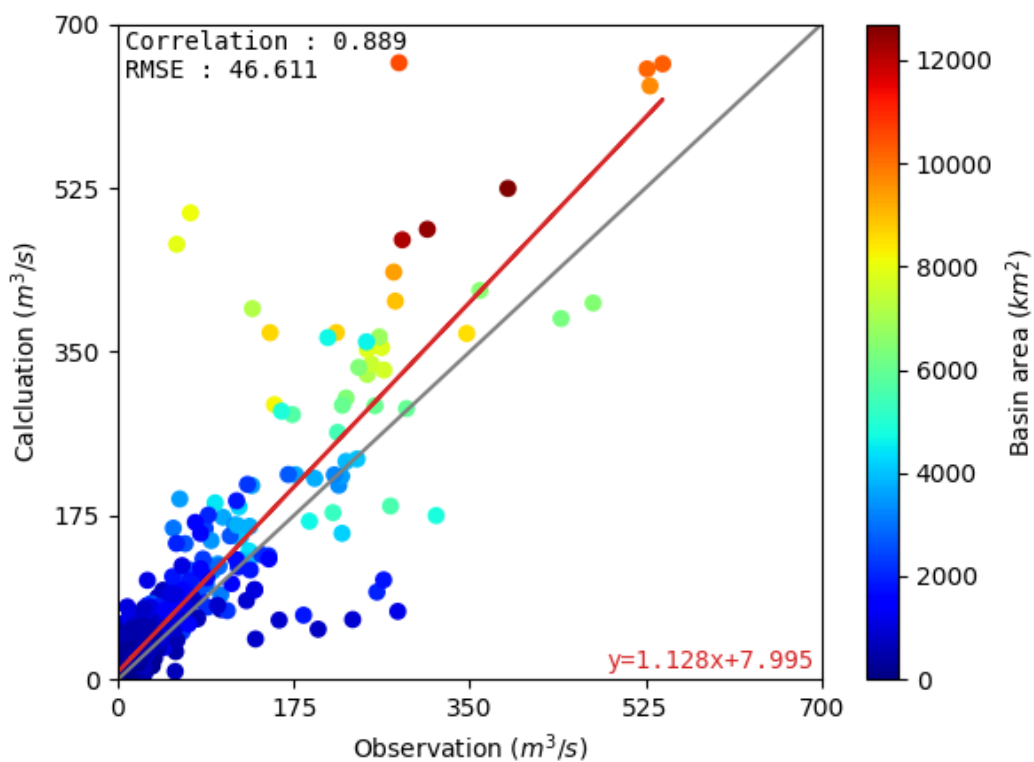


図 6-19 河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET : 豊水流量)

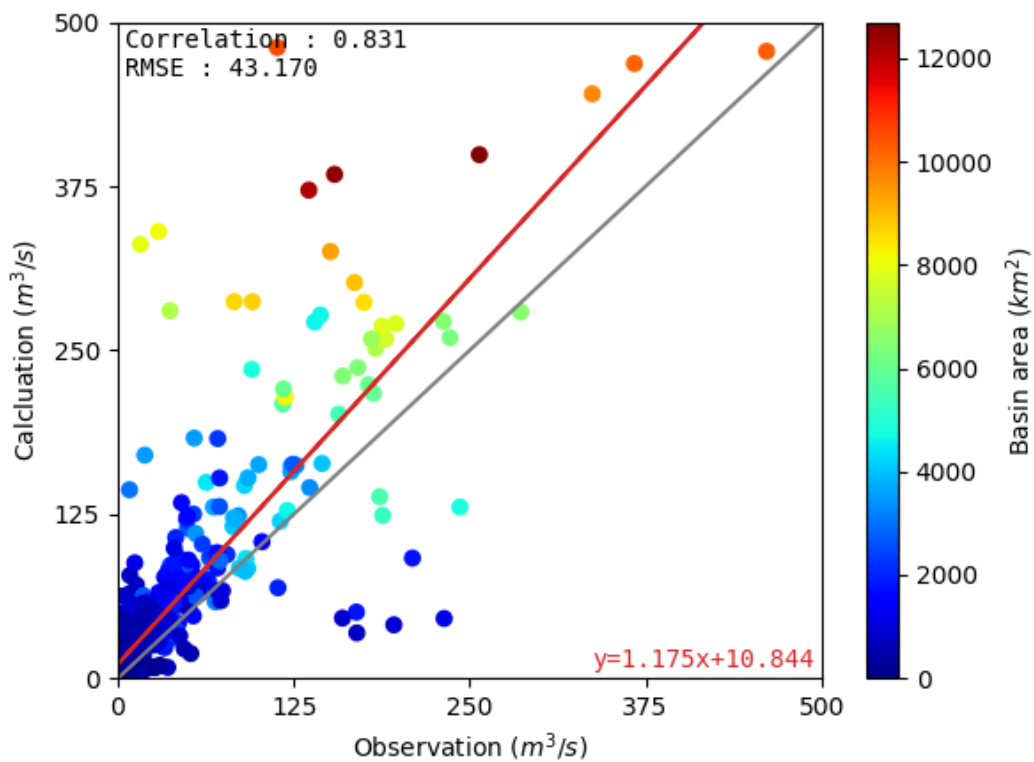


図 6-20 河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET : 平水流量)

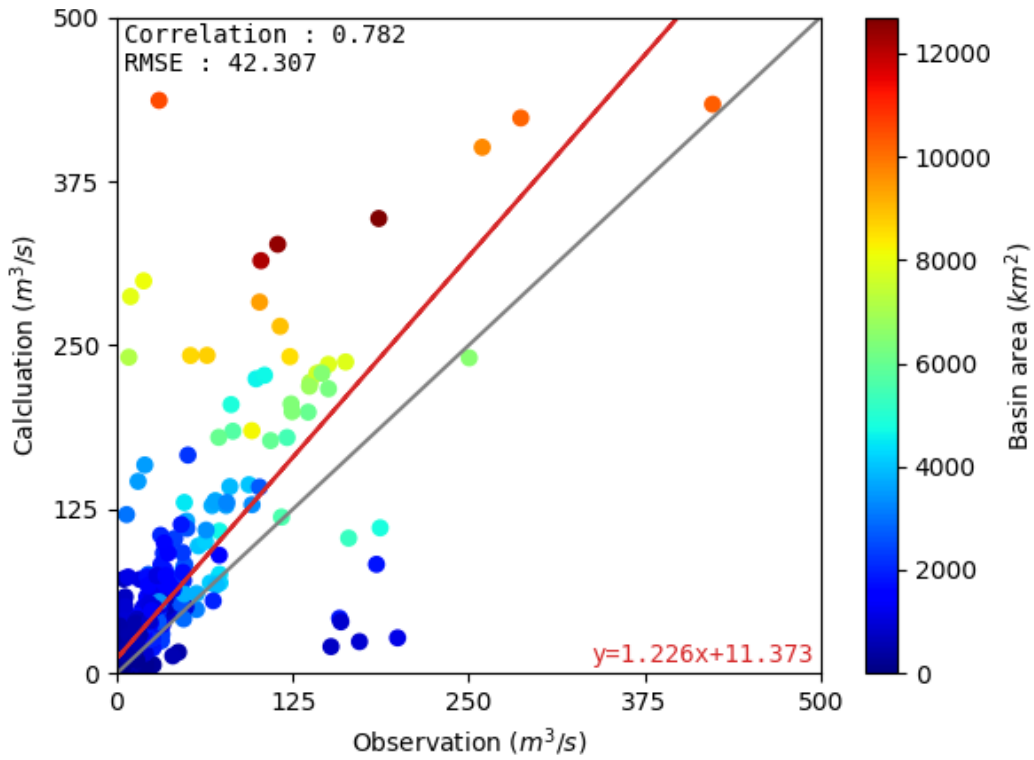


図 6-21 河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET : 低水流量)

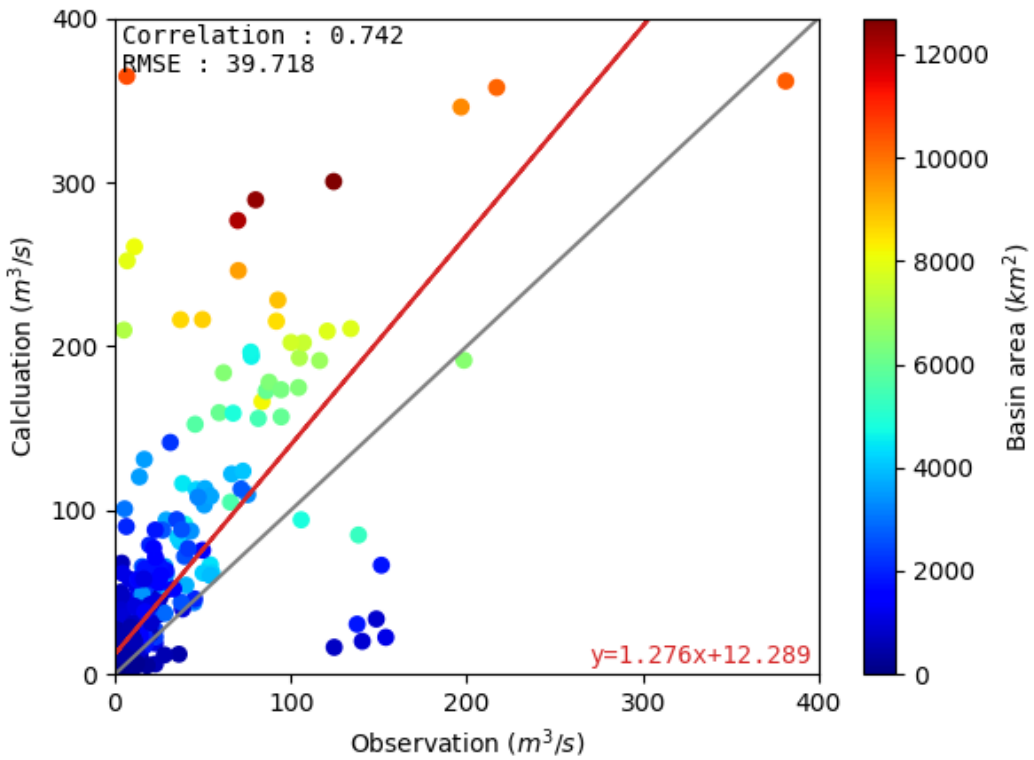


図 6-22 河川流量の観測値と計算値の比較 (P-ET : 濁水流量)



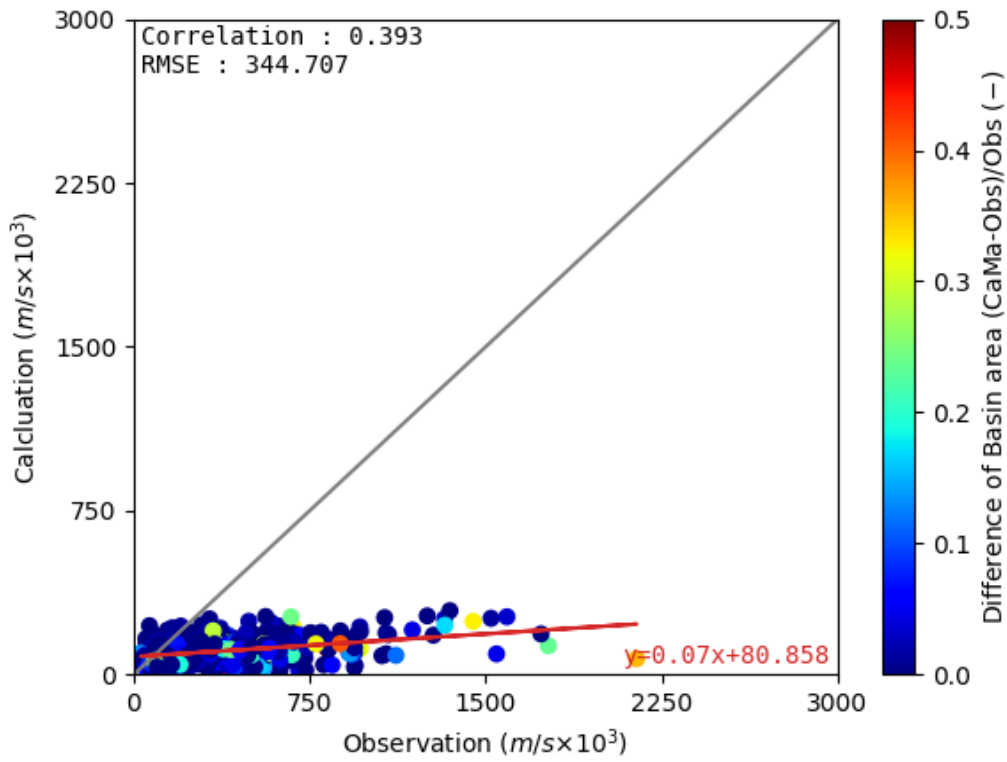


図 6-23 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET : 最大流量)

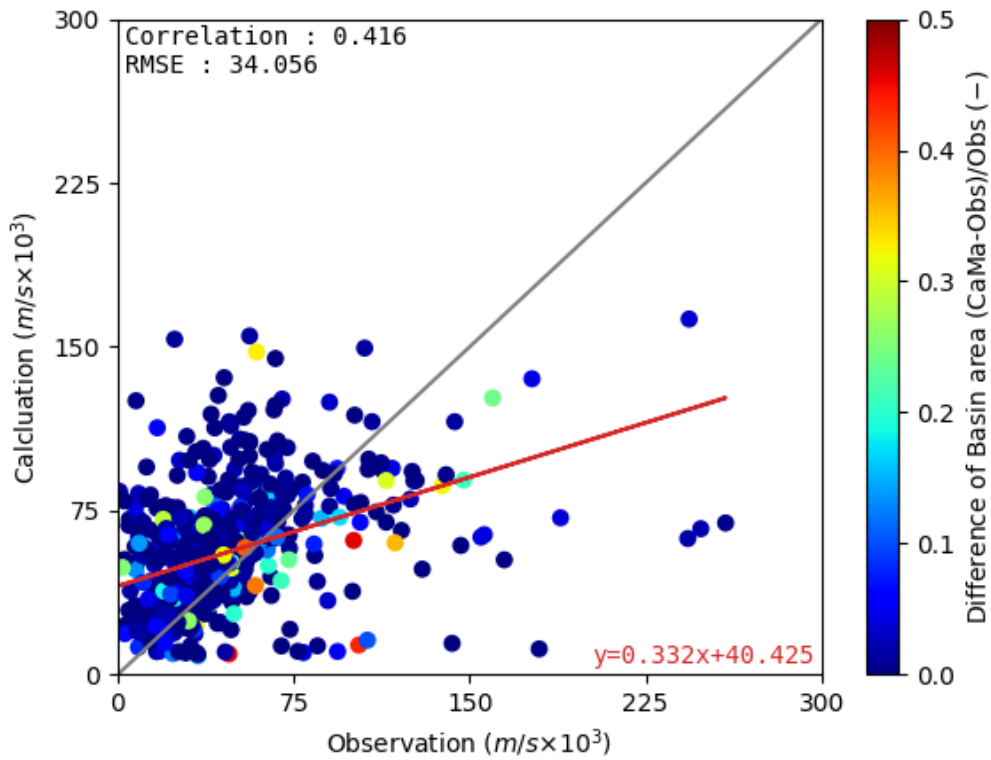


図 6-24 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET : 豊水流量)

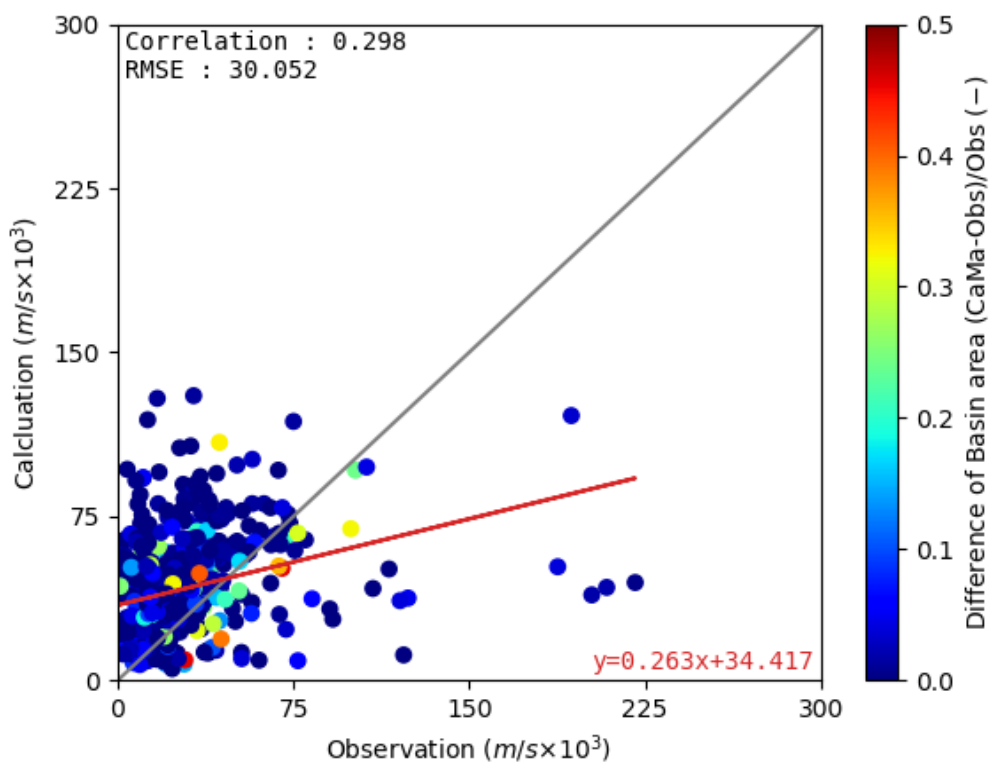


図 6-25 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET : 平水流量)

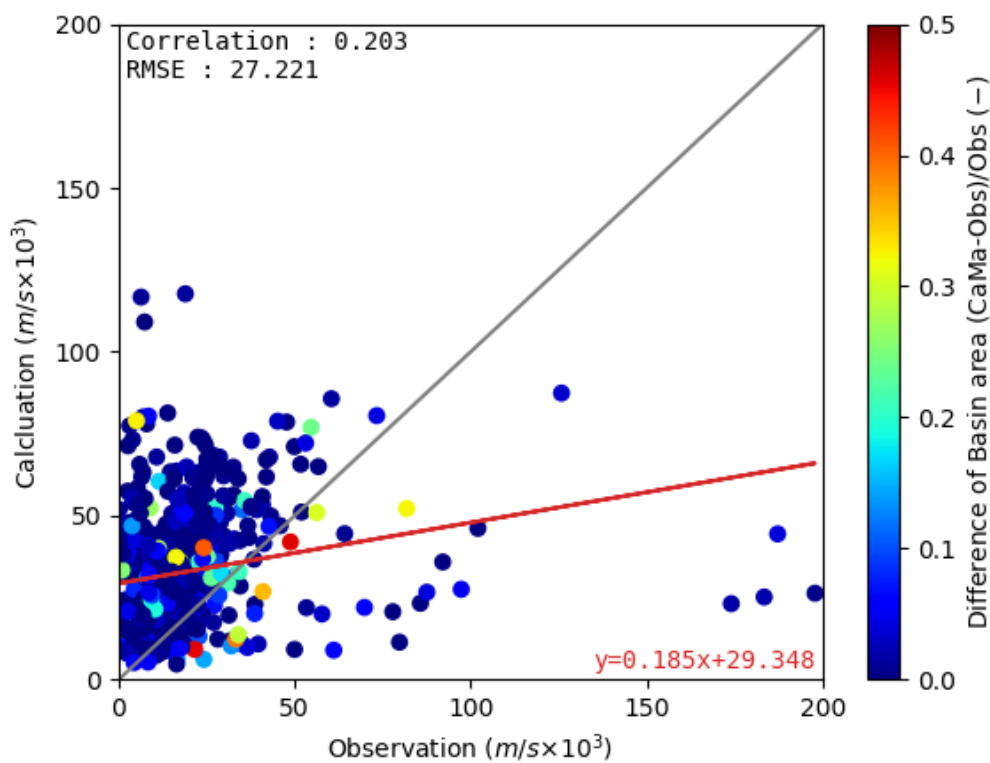


図 6-26 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET : 低水流量)

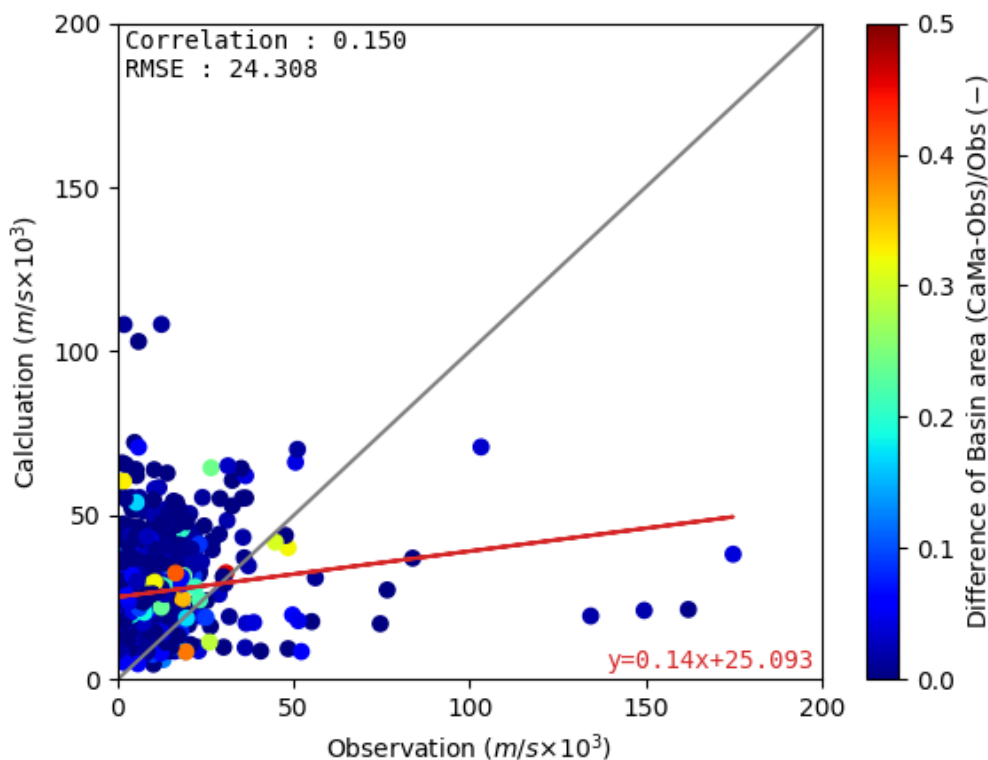


図 6-27 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET : 濁水流量)

#### 6.4 既存の陸面モデルとの比較

既存の陸面モデルである MATSIRO の計算から出力される流出量を CaMa-Flood に与え、同様に計算を実施した結果を図 6-28～図 6-32 に示す。図 6-28～図 6-32 の結果は本モデルとの純粋な比較を実施するため、時間単位の MATSIRO の出力値を日単位の平均化したものを CaMa-Flood に与えて計算したものである。また、本モデルの結果は同様の理由で、純粋な比較を実施するため、「6.3.3 (2) 地表面流出量と土壌への浸透量から蒸発散量を引いた値を浸透量とした場合」の結果を使用している。MATSIRO のみによる時間単位の出力値を使用した計算結果は Appendix に記載している。

図 6-28～図 6-32 の結果から、最大流量から濁水流量へと流量が少なくなるにつれ、計算値が過小に予測する傾向にあることがわかる。「6.3.3 (2) 地表面流出量と土壌への浸透量から蒸発散量を引いた値を浸透量とした場合」で示した本モデルの結果と比較すると、本モデルとは逆の傾向にあることがわかる。図 6-33～図 6-37 に示す流出高の結果は図 6-28～図 6-32 の河川流量の絶対値と同様の傾向を示している。「6.3.3 カップリング手法の検討結果及び妥当性確認結果」では流出高の結果は河川流量の絶対値と同様の傾向であったものの、観測の流出高より高い計算結果や低い計算結果もあり、比較的ばらつきが見られた。その一方で MATSIRO の流出高の計算結果は、低水流量などの河川流量が少ない場合に、ほとんどの地点で観測の流出高より低い結果であった。これは、MATSIRO には格子間をまたぐ水平方向の地下水流動がないため、このような違いが出たと考えられる。

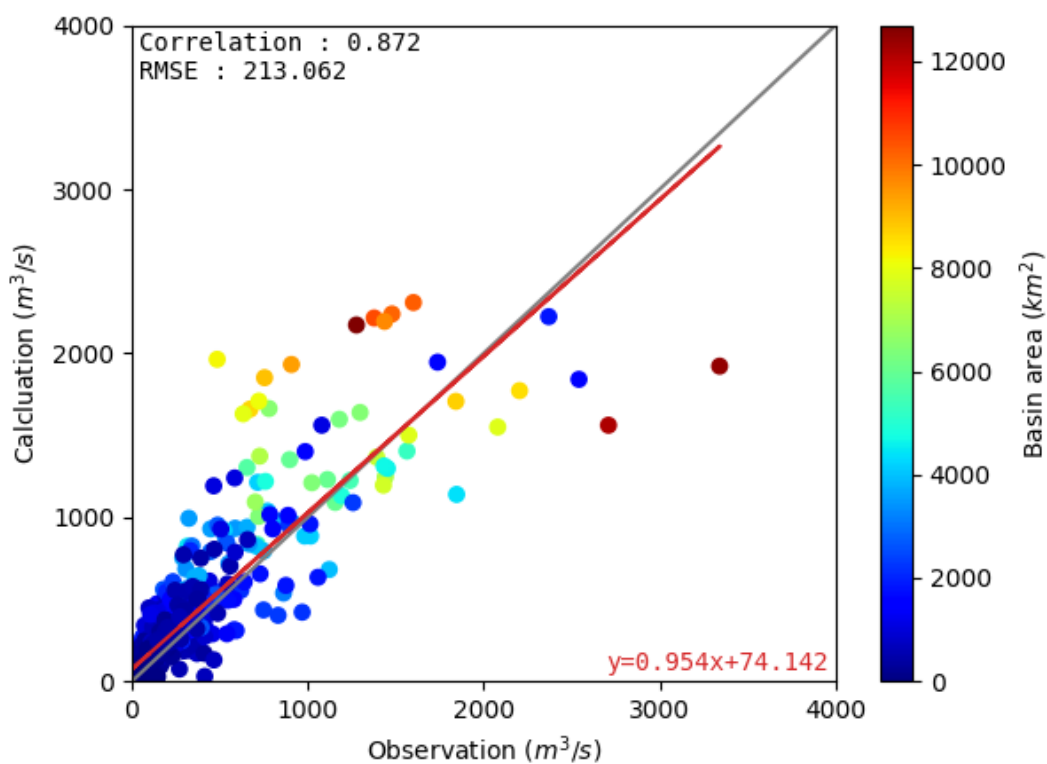


図 6-28 河川流量の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 最大流量)

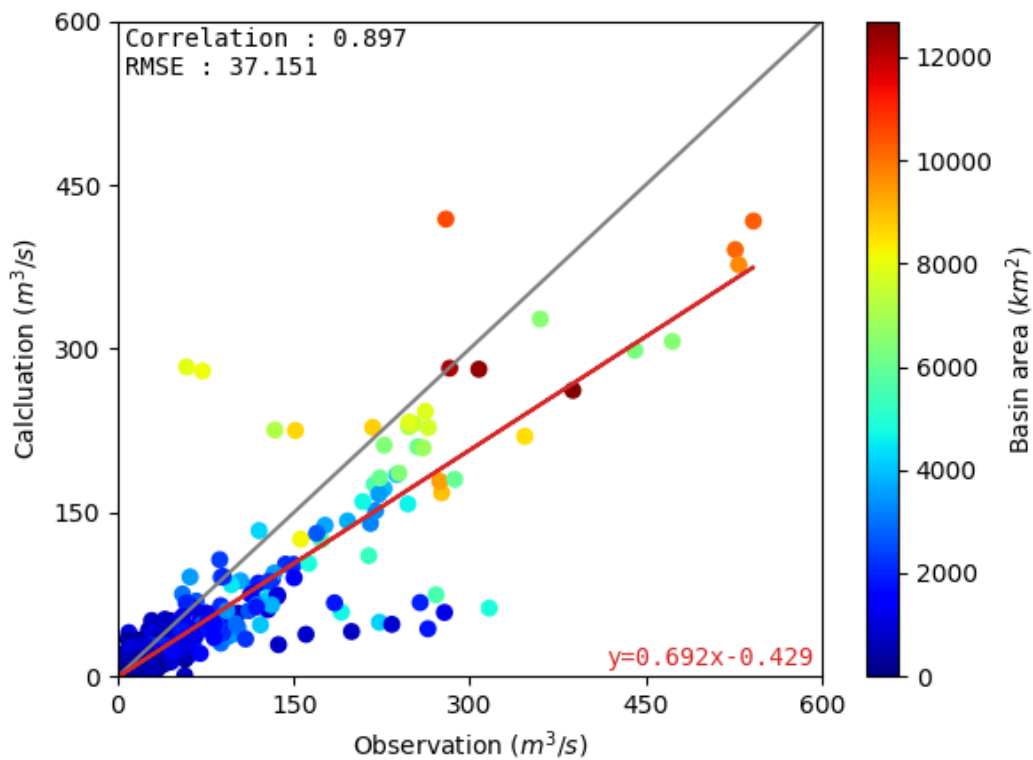


図 6-29 河川流量の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 豊水流量)

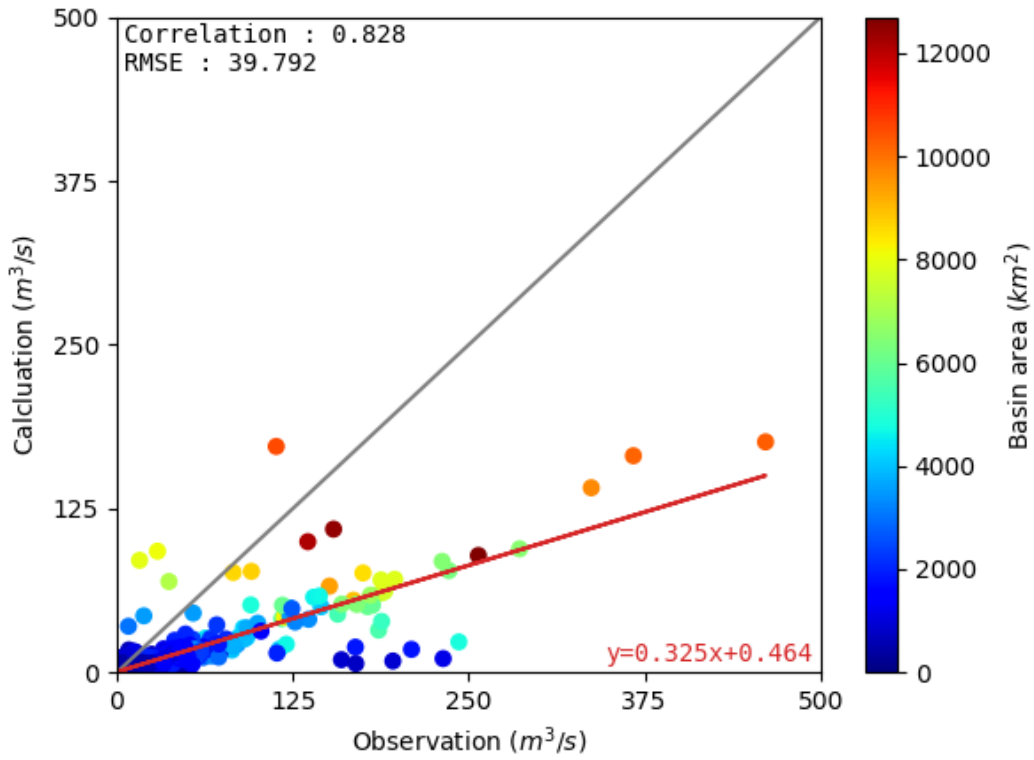


図 6-30 河川流量の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 平水流量)

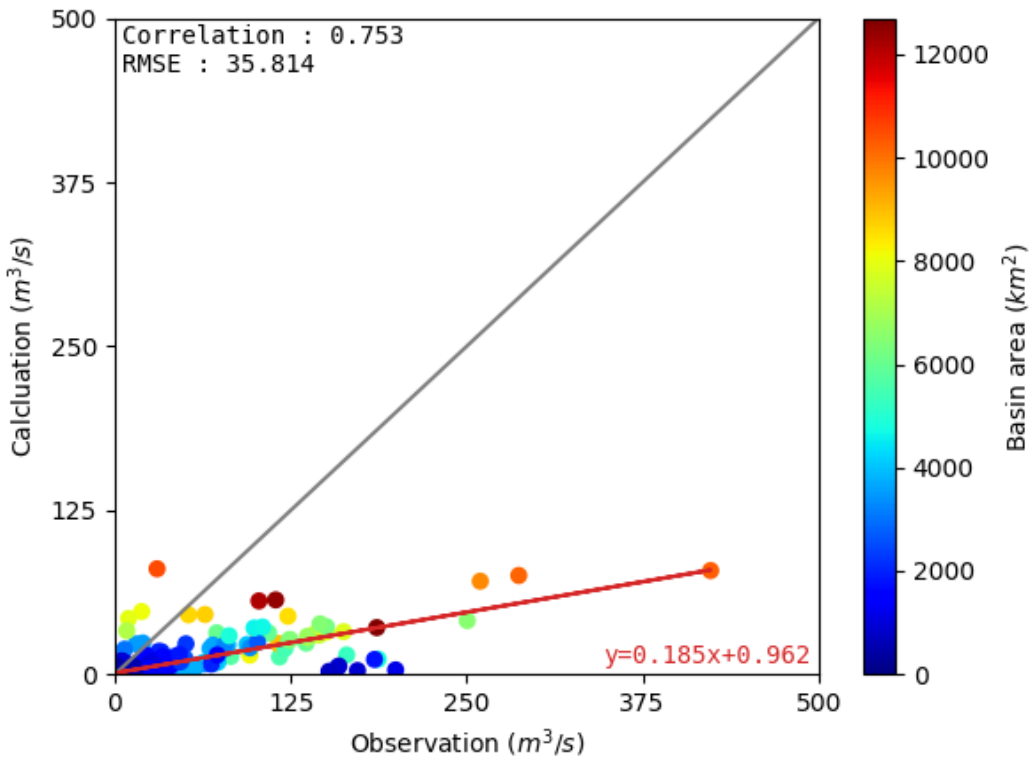


図 6-31 河川流量の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 低水流量)

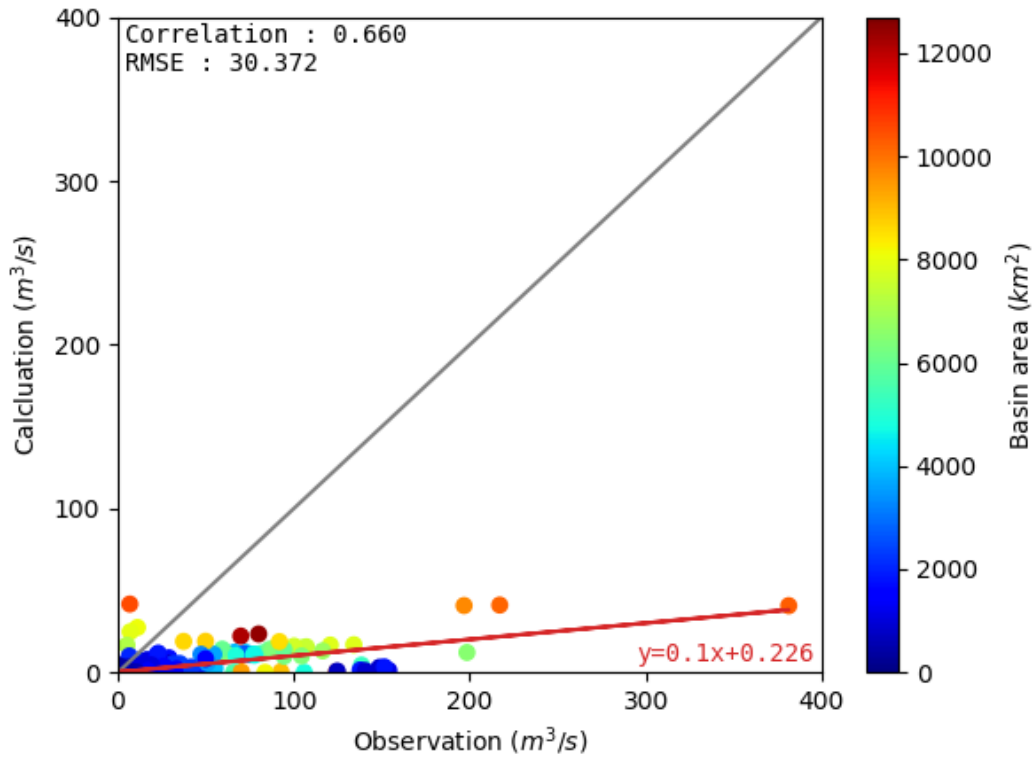


図 6-32 河川流量の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 濁水流量)

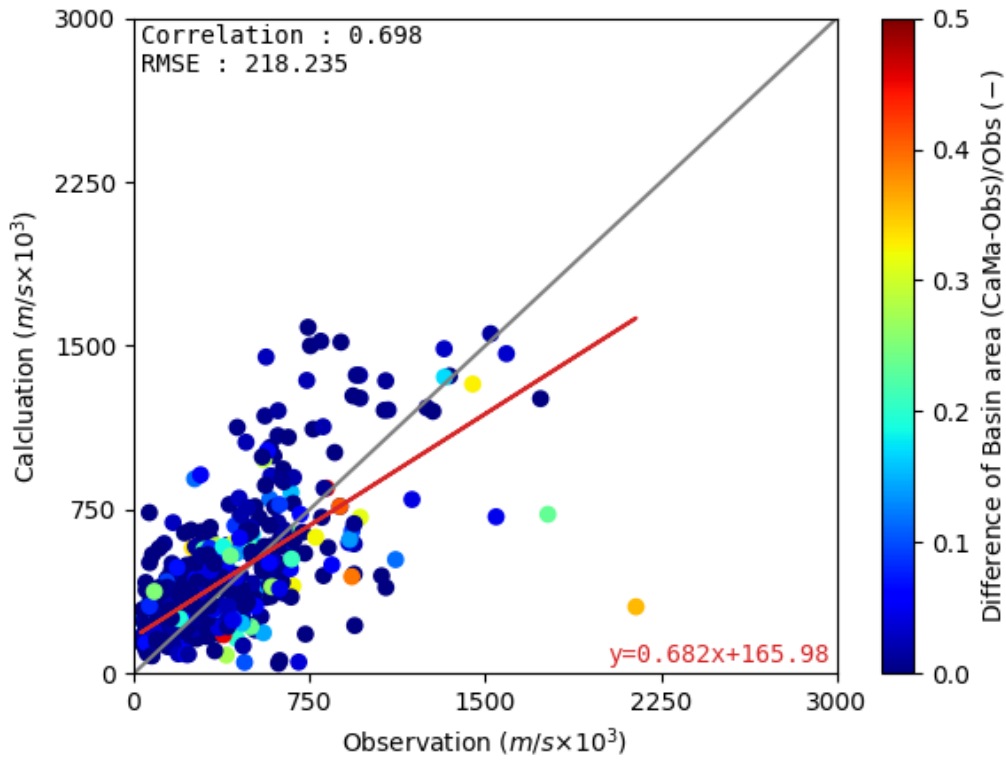


図 6-33 流出高の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 最大流量)

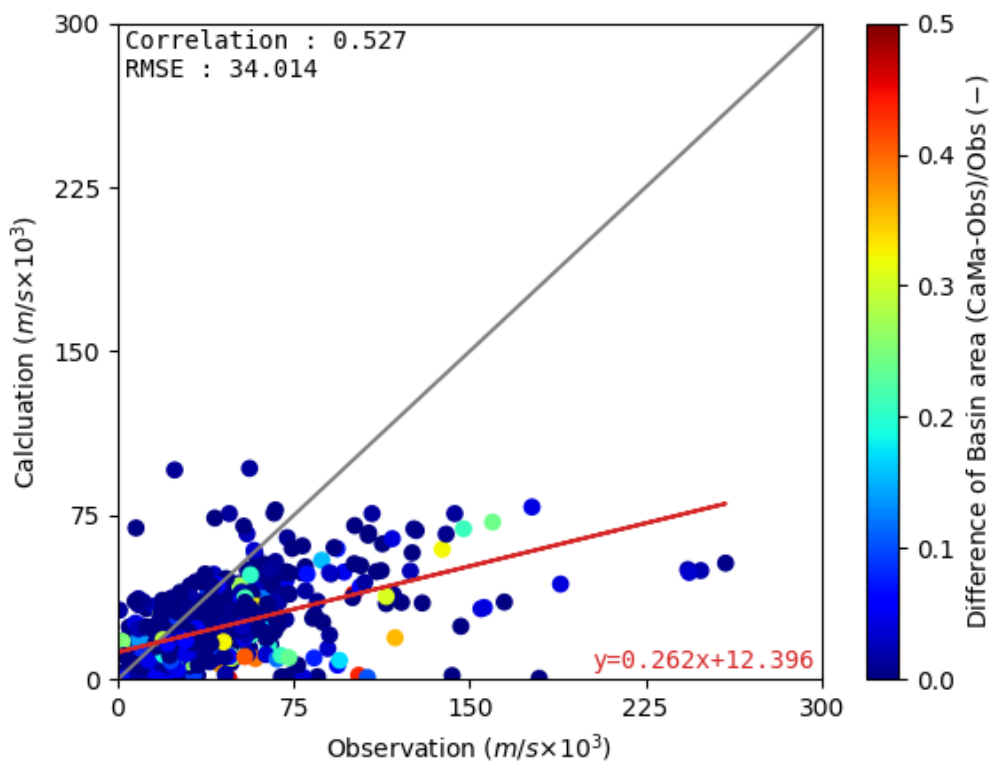


図 6-34 流出高の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 豊水流量)

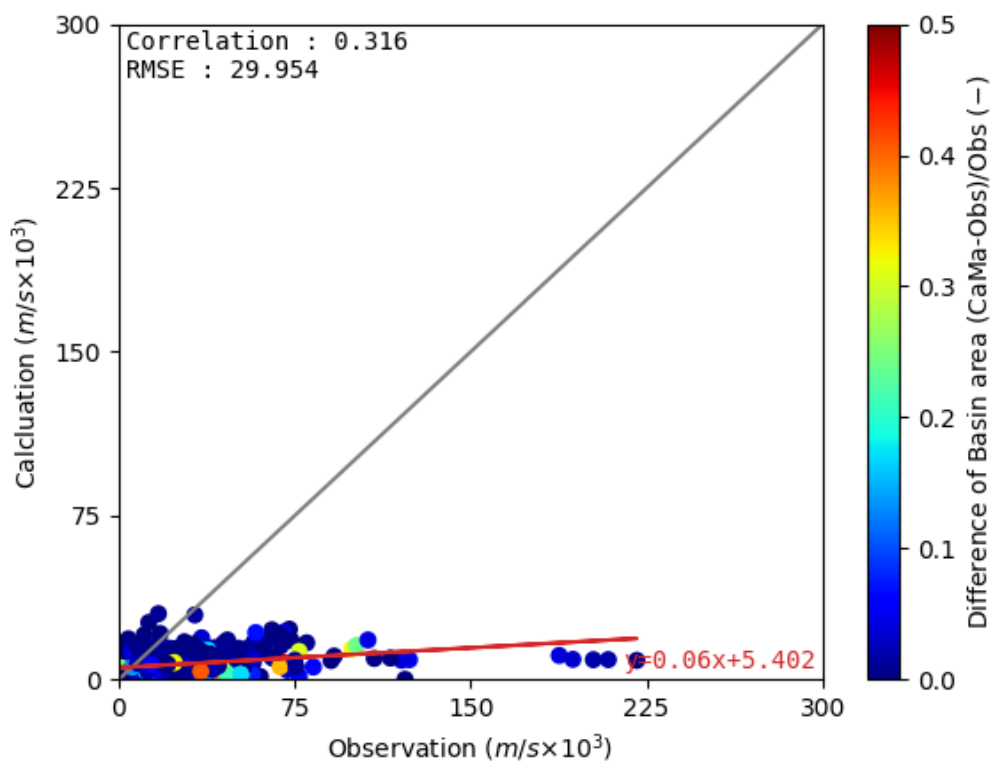


図 6-35 流出高の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 平水流量)

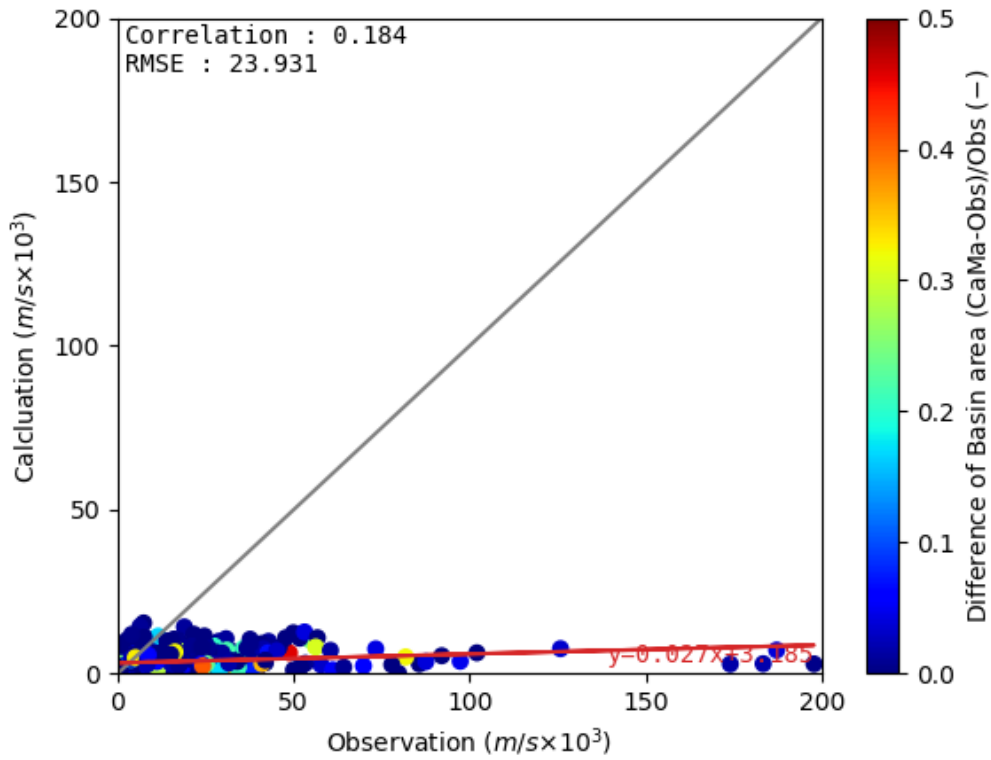


図 6-36 流出高の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 低水流量)

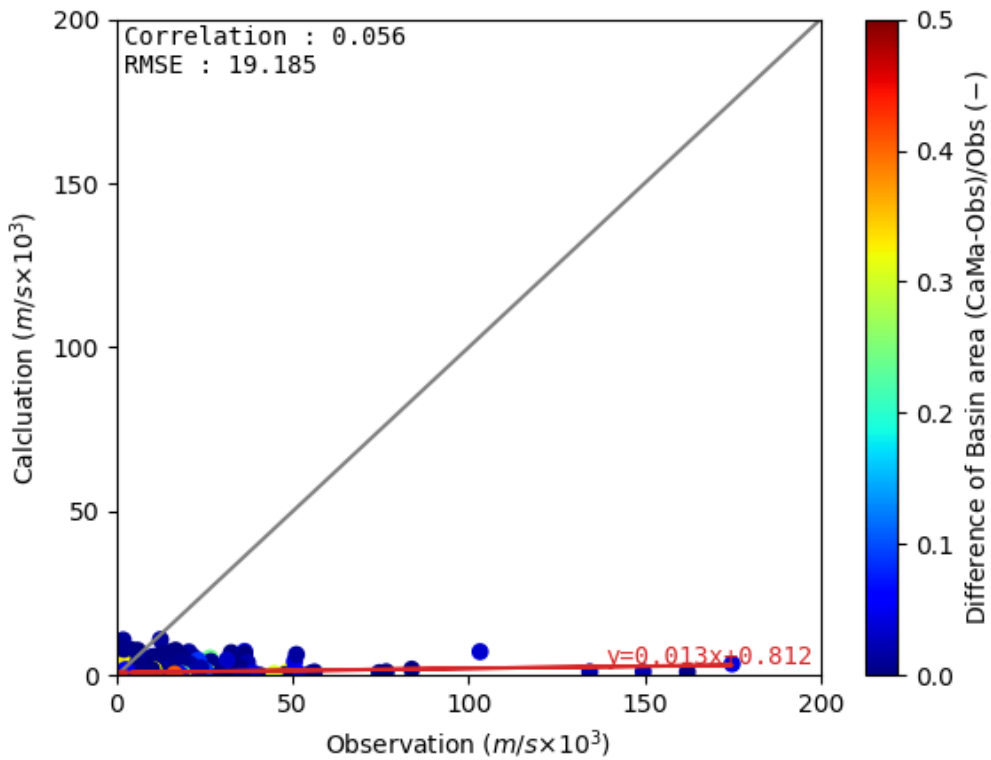


図 6-37 流出高の観測値と計算値の比較 (MATSIRO : 濁水流量)



図 6-28～図 6-37 の結果から、MATSIRO の計算結果は、本モデルを使用した場合と比較し、最大流量を除き、観測値に対して過小に予測する傾向にある。これは、水平方向の地下水流動を明示的に扱っていないため、基底流出成分の再現性が低いと考えられる。その一方で、本モデルでは、地表面流出成分の再現性が低いと考えられる。この状況を確認するため、流況曲線を描いた結果を図 6-38～図 6-41 に示す。図中の TEJ は MATSIRO の結果を、This study は本モデルを用いた「6.3.3 (2) 地表面流出量と土壤への浸透量から蒸発散量を引いた値を浸透量とした場合」の結果を表している。

図 6-38～図 6-41 は任意の地点として、4つの観測所を選定したが、上述したような予測傾向を示している。これは、MATSIRO と本モデルでの降水から地表面流出や浸透に対する計算の仕方、その過程が異なるためと考えられる。「6.3.3 (1) 土壤への浸透量から蒸発散量を引いた値を浸透量とした場合」における MATSIRO の地表面流出成分と本モデルの流出成分を合わせた結果では、最大流量などの河川流量が多い場合にも、過小に予測する傾向がなかったことから、MATSIRO では地表面流出成分が卓越し、本モデルでは一旦地中に浸透したものが格子間を移動する過程において、途中の格子で河川や地表へ流出するため、最大流量などの河川流量が多い場合に過小に予測し、河川流量が少ない場合に過大に予測しているものと考えられる。本モデルにおいて、このような結果となった理由は上述したように、モデルの鉛直方向の分割方法とこれに設定しているパラメータ、これに起因する計算開始時の初期水位や日単位で計算しているためと考えられる。

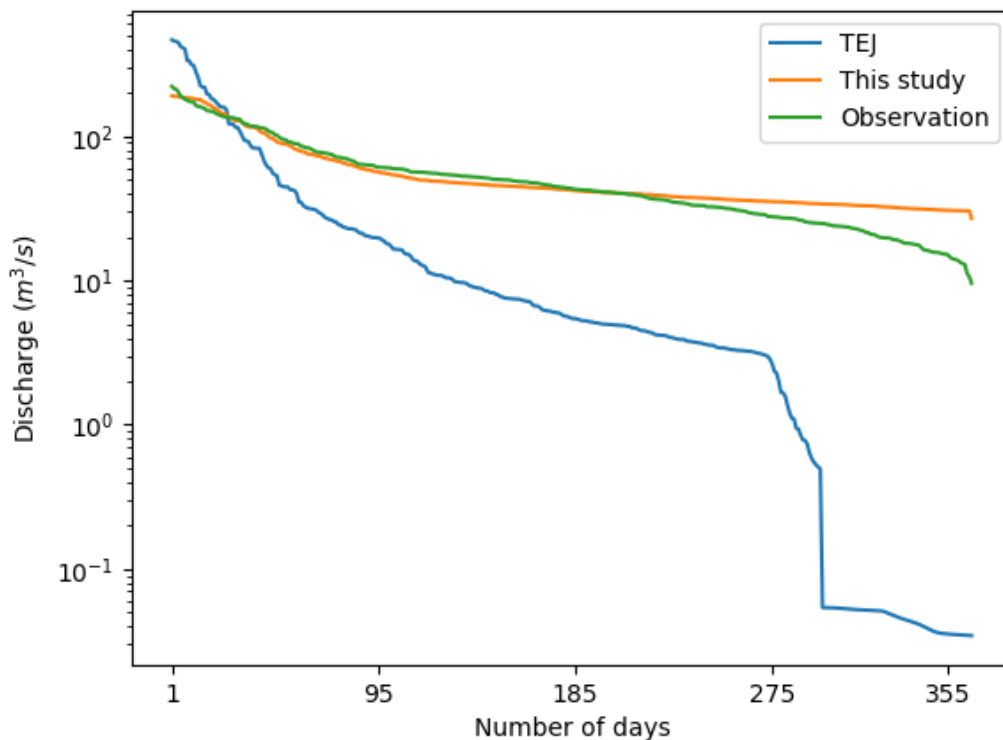


図 6-38 本モデルと MATSIRO の流況曲線 (天塩川:名寄 1,719km<sup>2</sup>)

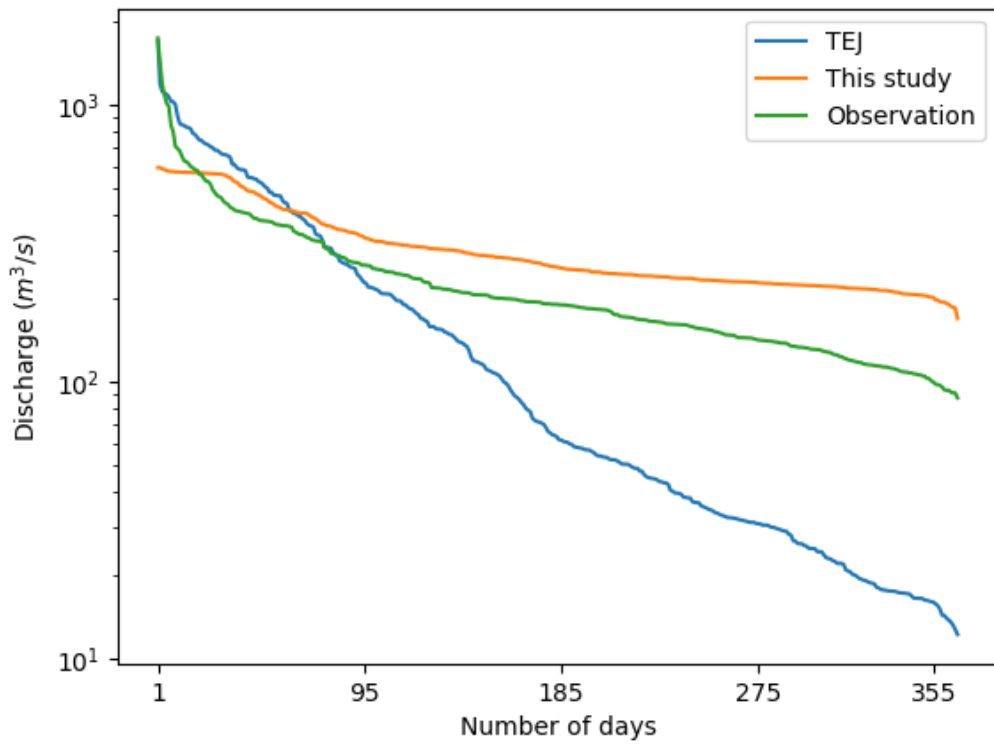


図 6-39 本モデルと MATSIRO の流況曲線 (北上川:七日町 7,641km<sup>2</sup>)

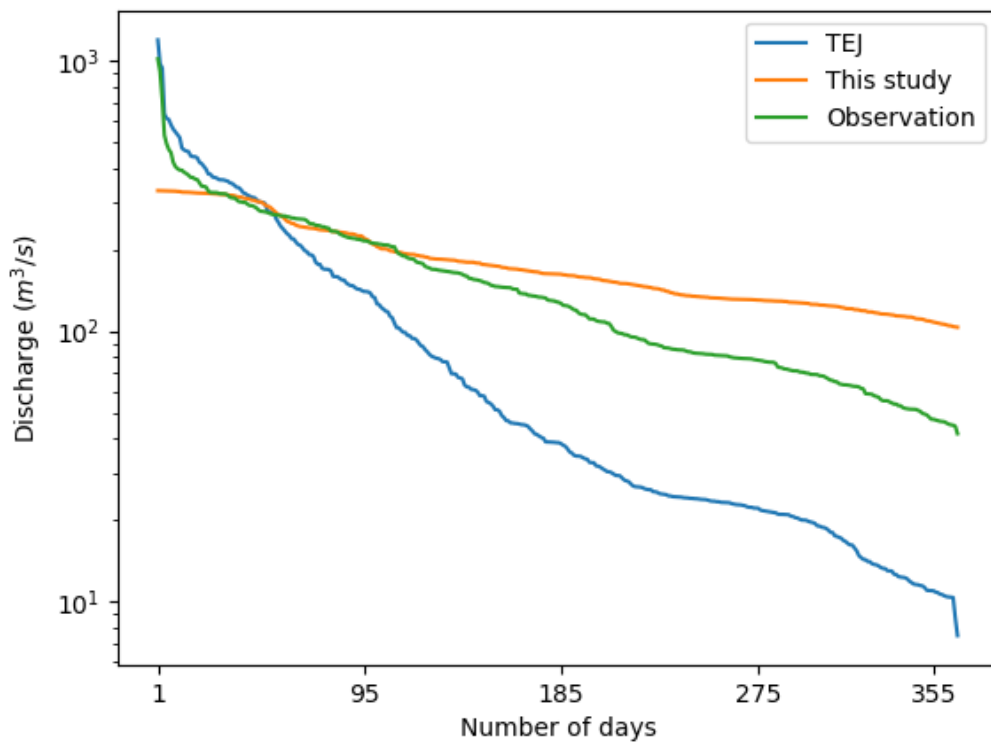


図 6-40 本モデルと MATSIRO の流況曲線 (利根川:前橋 3,266km<sup>2</sup>)

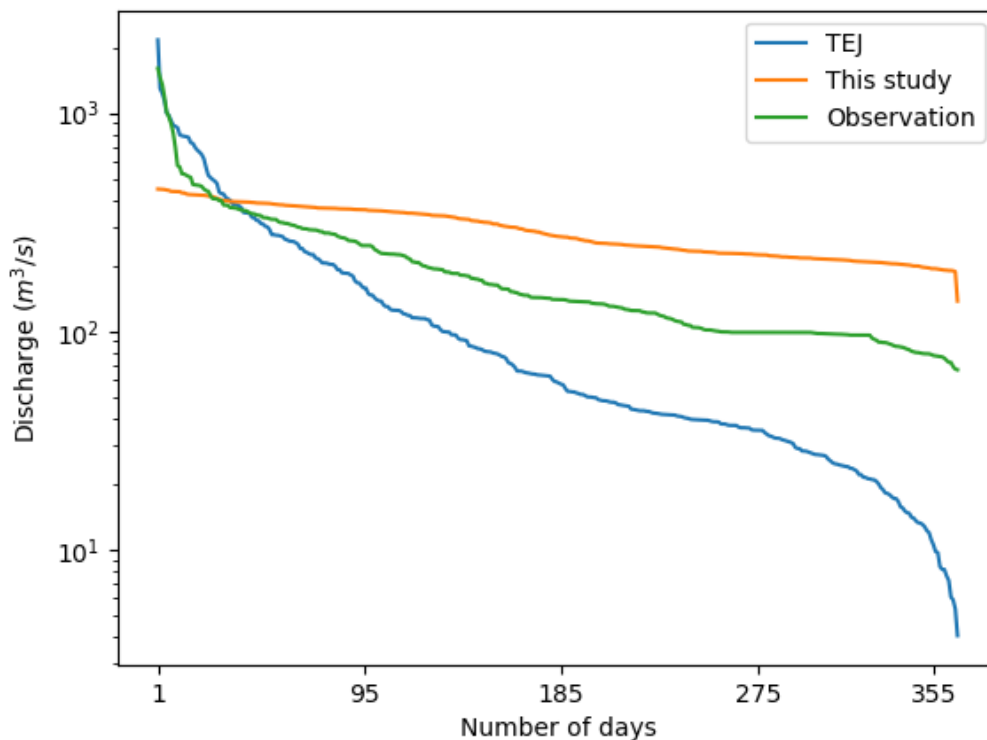


図 6-41 本モデルと MATSIRO の流況曲線 (木曾川:今渡 4,632km<sup>2</sup>)

### 6.5 既存の陸面モデルとのカップリング手法の提案

「6.3 再現結果の検証」及び「6.4 既存の陸面モデルとの比較」の結果から、観測値や既存の陸面モデルである MATSIRO と比較すると、本モデル単独で計算を実施した場合には観測値の河川流量が少ない場合に、過大に予測する傾向にあり、観測値の河川流量が多い場合に過小に予測する傾向にあった。一方で、MATSIRO はその逆の傾向を示していた。上述したように、MATSIRO は本モデルと比較すると、最大流量での予測精度が良く、本モデルは MATSIRO と比較すると、河川流量が少ない場合に予測精度が良いことから、それぞれのモデルでの地表面流出成分と基底流出成分の割合が異なることが想定される。

そこで、お互いの精度の良い部分を活用することで、より精度の高い予測が可能になると考えられる。つまり、「6.3.3 (1) 土壌への浸透量から蒸発散量を引いた値を浸透量とした場合」が MATSIRO と本モデルをカップリングする際の良い結果を得られる手法であると判断できる。この状況を確認するため、すでに図化した河川流量の観測値と計算値、流出高の観測値と計算値の比較結果ではなく、流況曲線による比較結果とハイドログラフによる比較結果をそれぞれ、図 6-42～図 6-45、図 6-46～図 6-49 に示す。選定した地点は図 6-38～図 6-41 に示した任意に選定した 4 地点分の結果である。なお、図 6-46～図 6-49 のハイドログラフでは真数軸とすると、既存の TEJ の結果とカップリングした結果がグラフ上重なり、違いがわかりにくいため、対数軸を使用している。

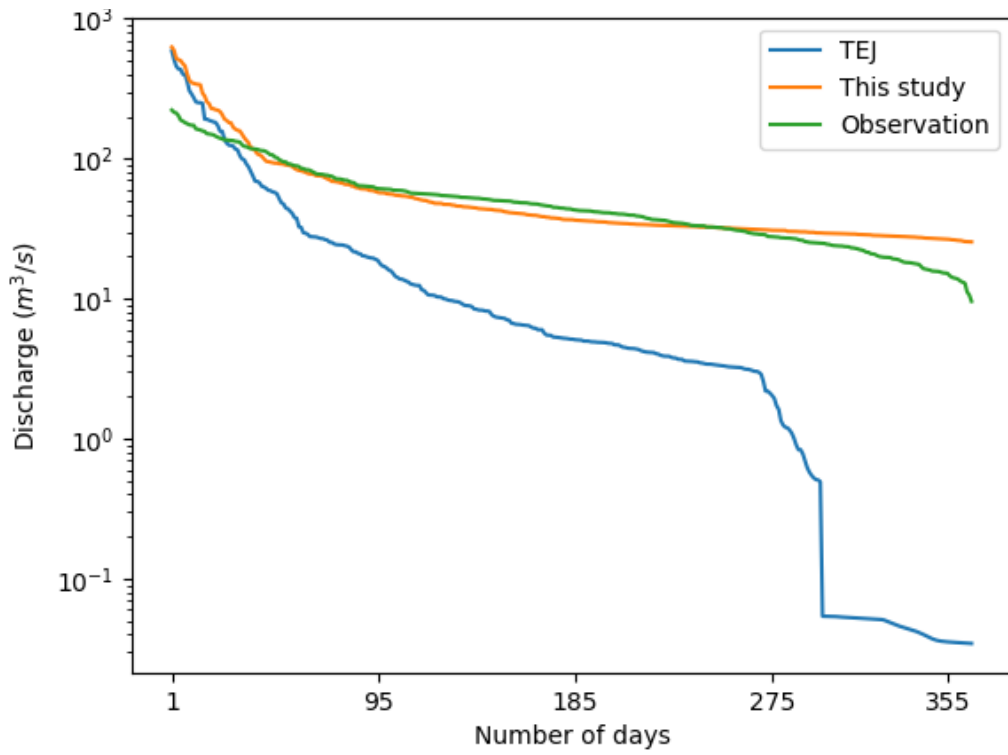


図 6-42 カップリング手法による流況曲線 (天塩川:名寄 1,719km<sup>2</sup>)

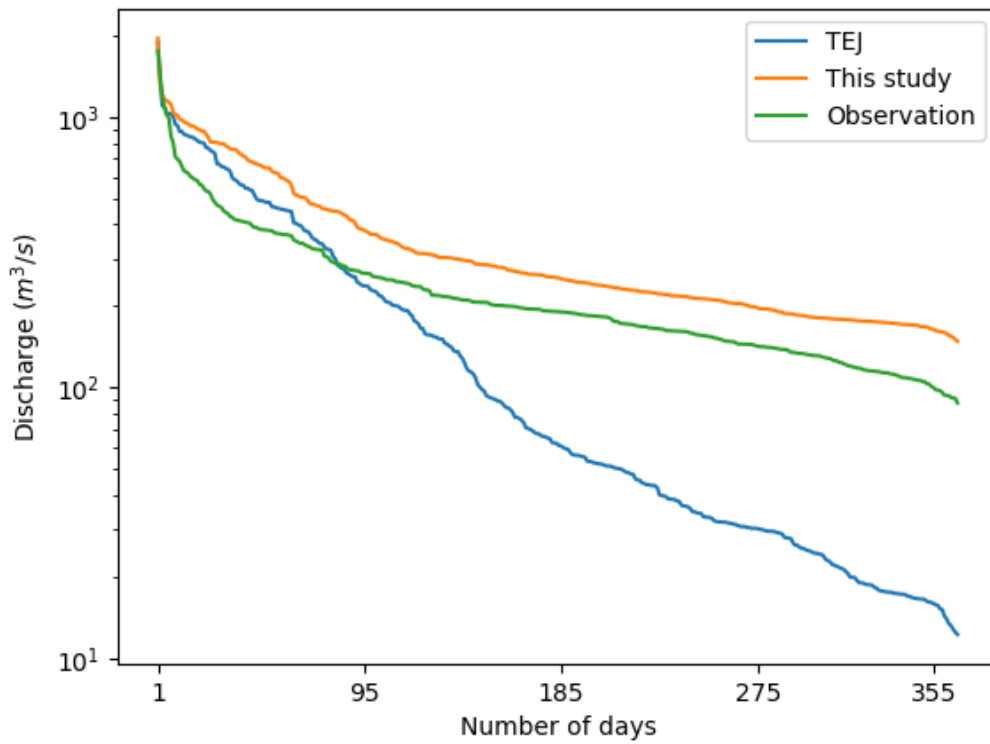


図 6-43 カップリング手法による流況曲線 (北上川:七日町 7,641km<sup>2</sup>)

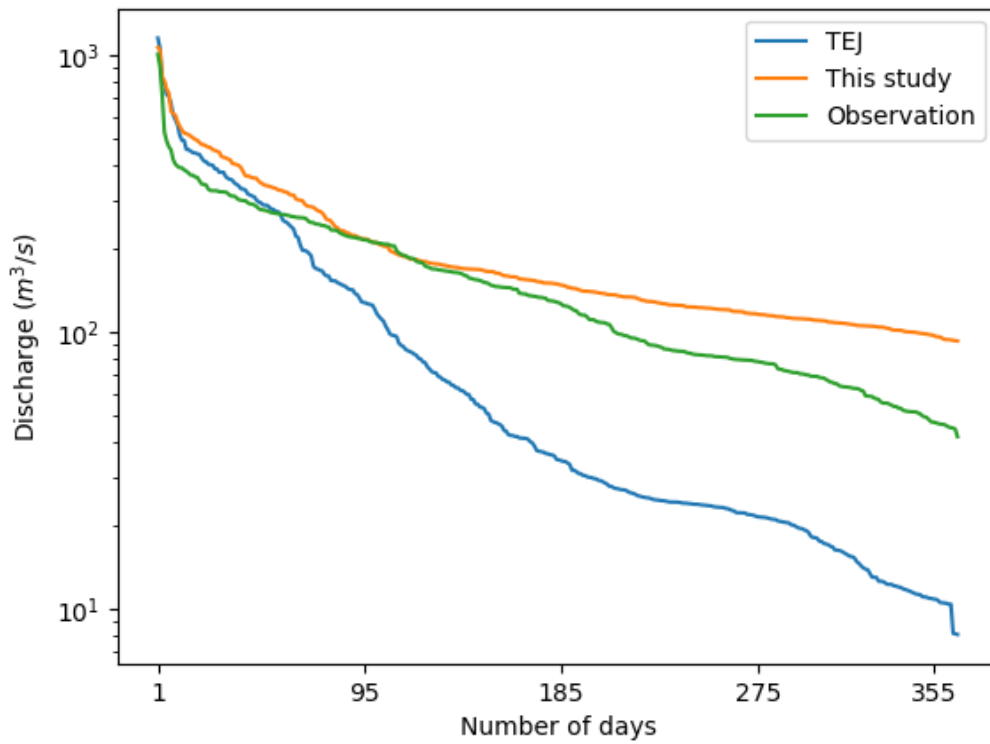


図 6-44 カップリング手法による流況曲線 (利根川:前橋 3,266km<sup>2</sup>)

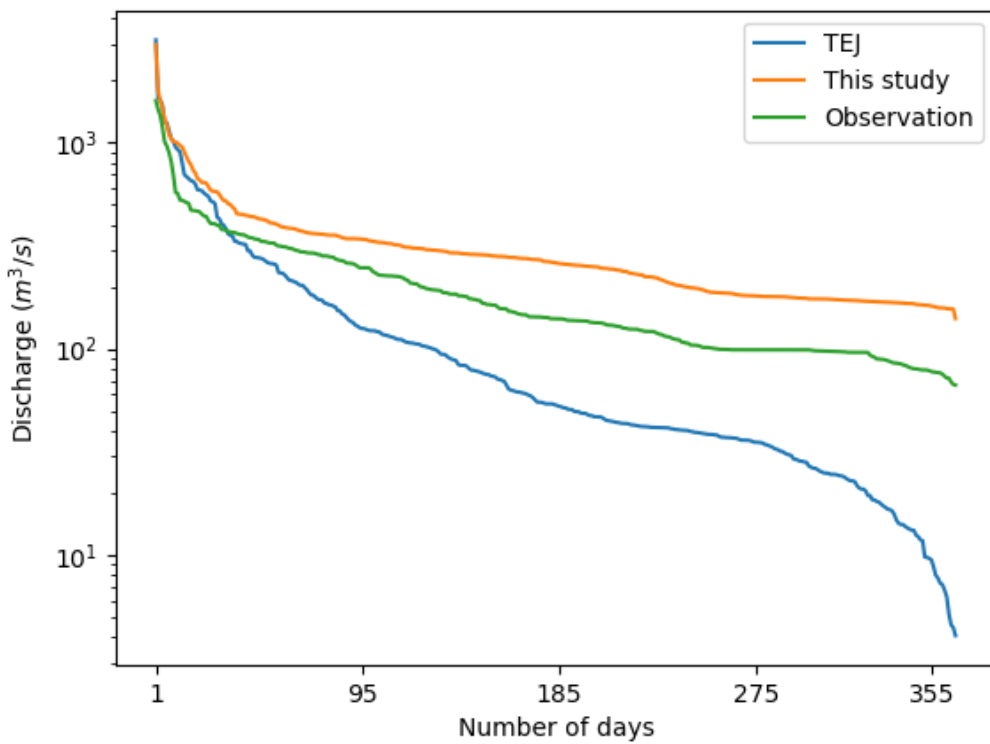


図 6-45 カップリング手法による流況曲線 (木曾川:今渡 4,632km<sup>2</sup>)

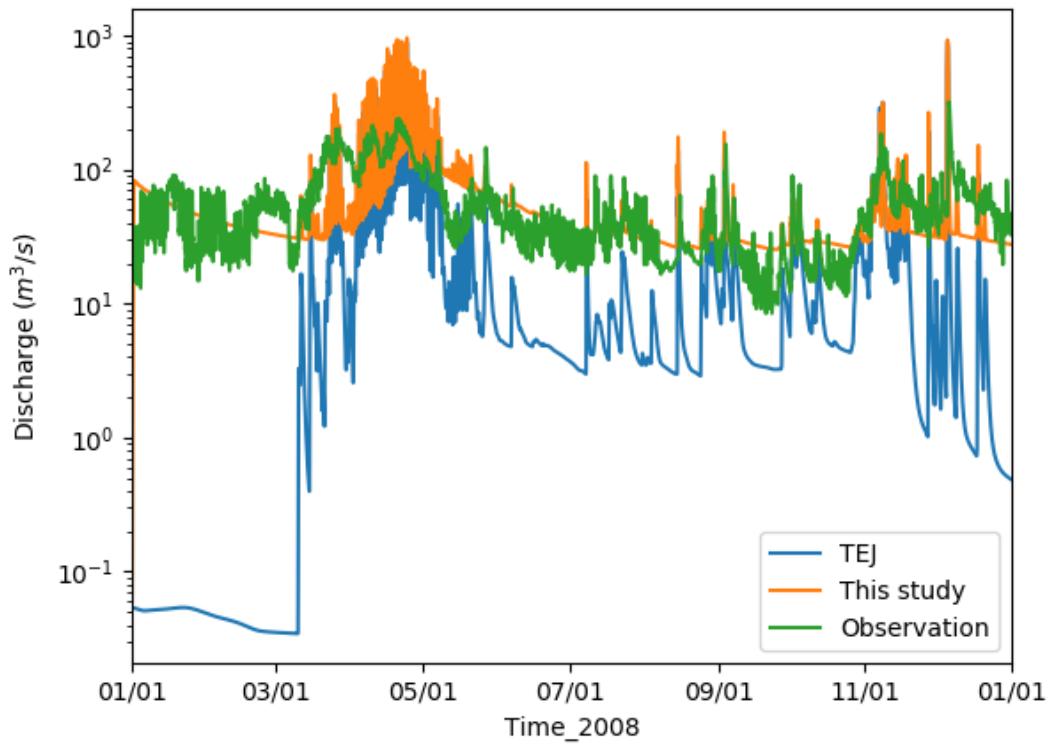


図 6-46 カップリング手法によるハイドログラフ (天塩川:名寄 1,719km<sup>2</sup>)

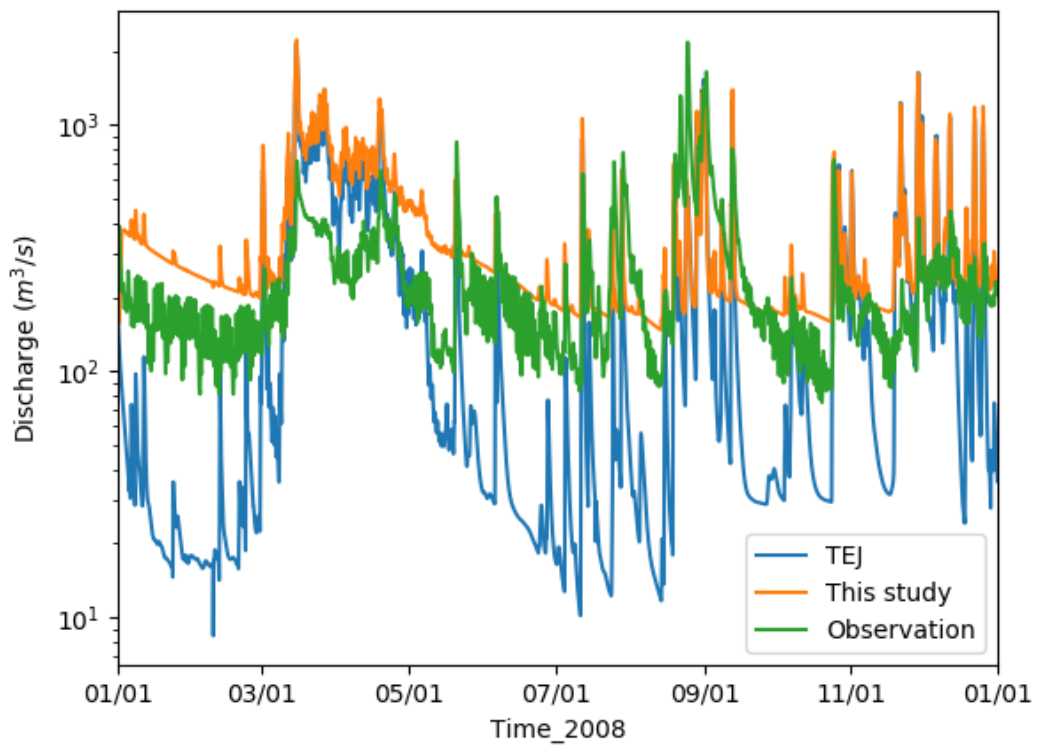


図 6-47 カップリング手法によるハイドログラフ (北上川:七日町 7,641km<sup>2</sup>)

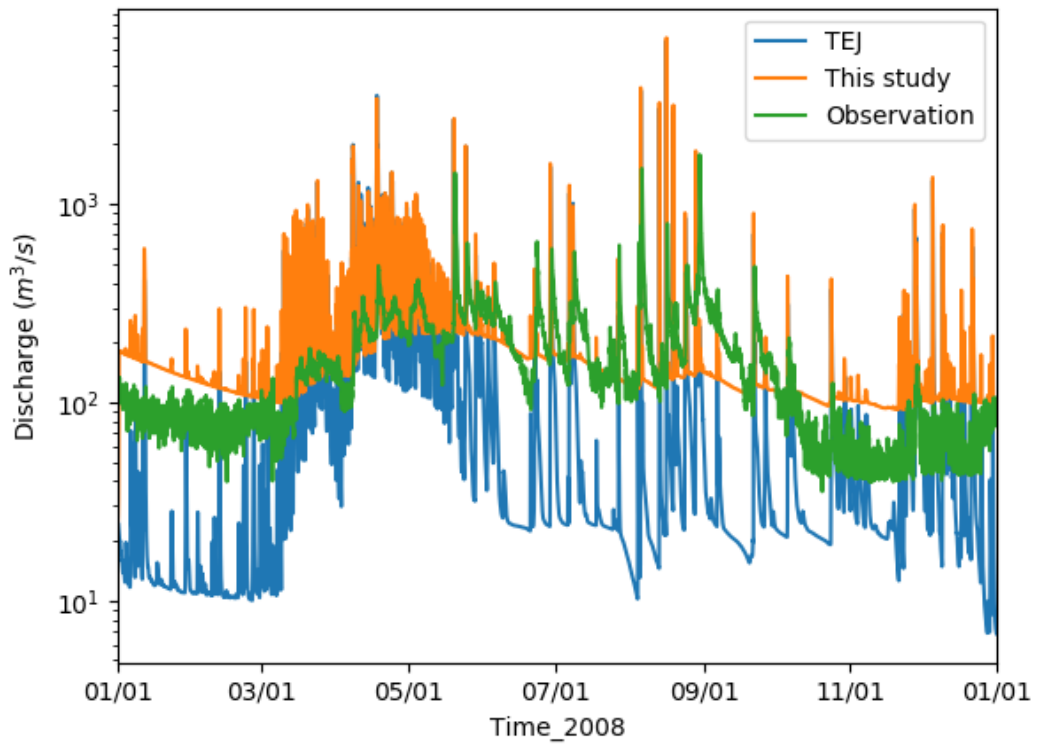


図 6-48 カップリング手法によるハイドログラフ (利根川:前橋 3,266km<sup>2</sup>)

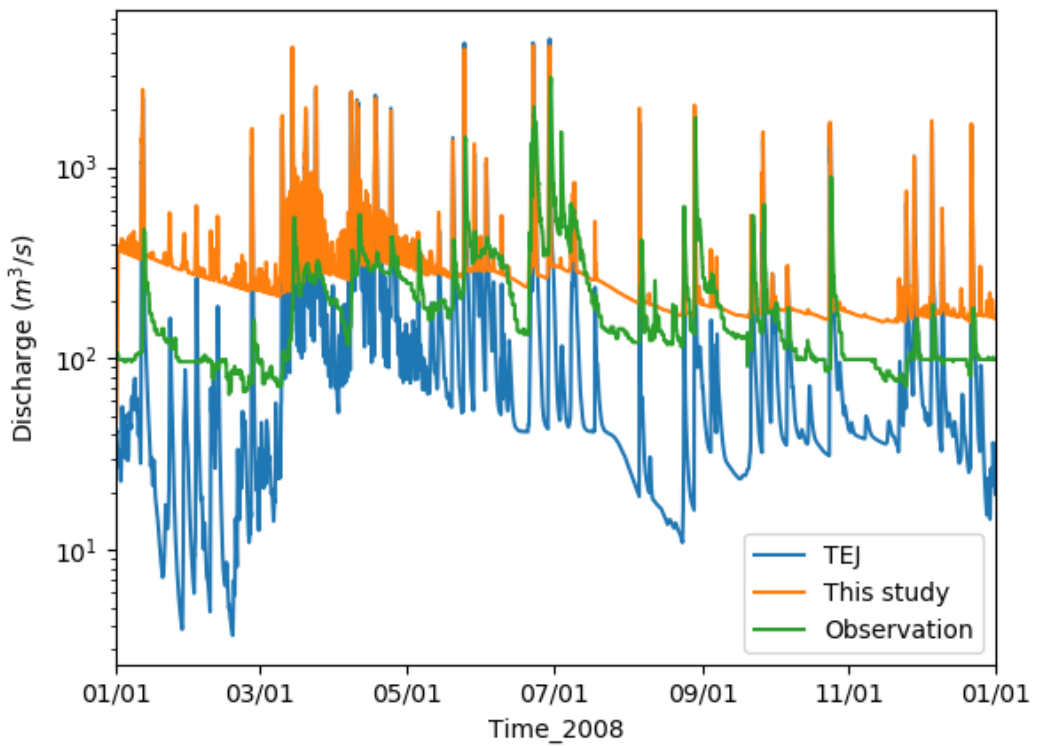


図 6-49 カップリング手法によるハイドログラフ (木曽川:今渡 4,632km<sup>2</sup>)

図 6-42～図 6-45 の流況曲線の結果から、MATSIRO の地表面流出量を用いることで、河川流量が多い場合に観測値に近づく傾向が確認できる。また、本モデルを採用することで、河川流量が少ない場合も観測値に近づき、改善していることが確認できる。一方、図 6-46～図 6-49 の同じ地点のハイドログラフから、今後の改善が必要と考えられるいくつかの課題がある。どの地点においても、本モデル、MATSIRO とともに計算開始時の河川流量の精度があまり良くない。本モデルでは、これまでの傾向通り、初期の河川流量が多く、MATSIRO は少ない。図 6-46～図 6-49 の全体的な傾向として、本モデルを採用した場合には、河川流量の絶対値は過大に予測しているが、出水から低水に移行していく低減状況が観測値に近い傾向を示している。観測値は低水時においても河川流量の変動があるが、本モデル及び MATSIRO では、そのような変動は見られず、本モデルでは、対数軸で見た場合に線形的に低減している。この理由は、「6.6 山間部のラージスケール問題における地下水流動の表現に必要な要素」で詳しく述べる。全体的な傾向以外の特徴として、図 6-46 に示した北海道にある天塩川では、1 月から 3 月末にかけて、観測値で見られるような河川流量の変動が少なく、4 月以降、急激に河川流量が増えている。この傾向は MATSIRO も同様であることから、観測値と比較すると、1 月から 3 月末に降る雪が融解しない傾向にあり、4 月以降は過大に融雪出水を予測していると考えられる。

この現象が初期値の設定に由来する可能性も考えられたため、2008 年に続いて、2009 年も計算を実施した。その結果を図 6-50 に示す。図 6-50 の結果から、2008 年と同様に 2009 年においても、1 月から 3 月末にかけて、流出しない傾向を示し、4 月以降、過大に流出する予測結果となっていることから、融雪出水と関係の深い熱収支に関連するパラメータ調整の余地、または MATSIRO のモデル構造を改良する余地があると考えられる。



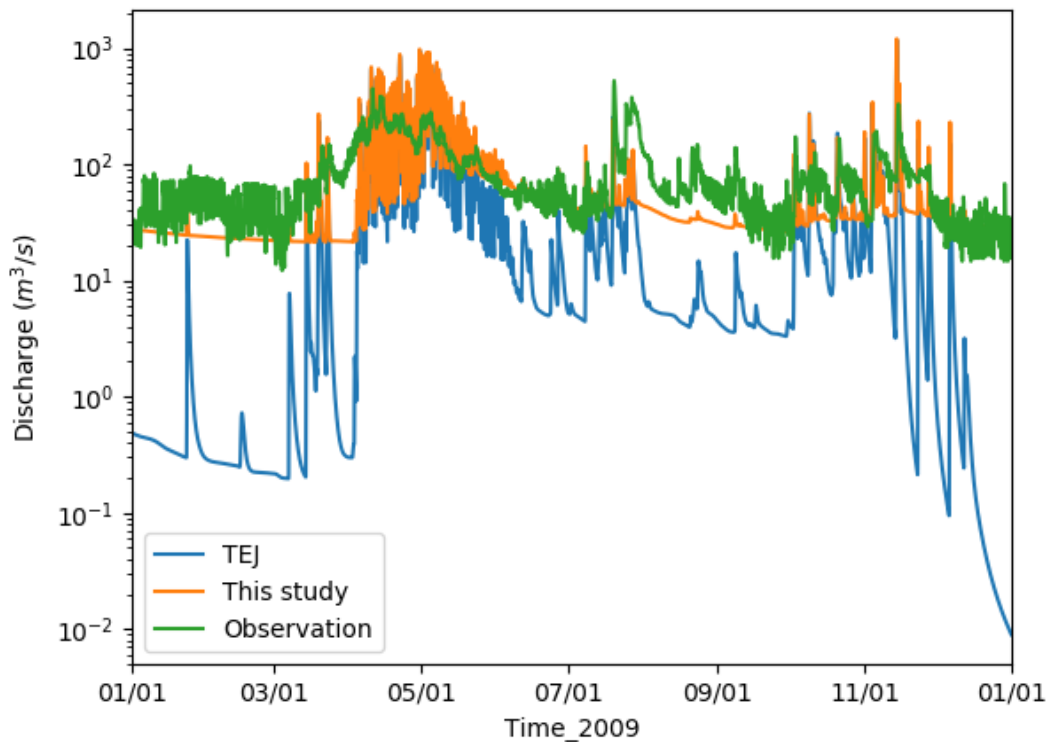


図 6-50 天塩川 (名寄)における 2009 年のハイドログラフ (流域面積 1,719km<sup>2</sup>)

上述した結果は現状の鉛直格子分割における結果であり、より現実的な鉛直格子を採用した場合には、解が変わり、今後のカップリング手法も変更になる可能性がある。また、現状は一方向での境界条件の受け渡しであるが、今後は日や時間単位での境界条件の受け渡しや受け渡す変数も変えることによって、計算結果も変わる可能性がある。特に MATSIRO と本モデルでは不飽和帯における土壌水分を両モデルともに計算しているが、例えば、本モデルから MATSIRO に土壌水分を渡すことによって、蒸発散量も変化し、その結果を本モデルが受け取ることで、土壌水分や基底流出成分も変化することが想定される。また、CaMa-Flood をカップリングする際にも同様のことが想定され、流出成分を CaMa-Flood へ本モデルから渡すだけでなく、河川水位の結果を本モデルが受け取ることで、地下から河川への流出だけでなく、河川から地下への浸透や涵養も表現することができる。これによって、世界各地で見られる河川の断流状況の再現や CaMa-Flood による氾濫水位を本モデルが受け取ることで、より現実的な氾濫現象や流出現象の再現が可能になると考える。

## 6.6 山間部のラージスケール問題における地下水流動の表現に必要な要素

本検討を通じて、山間部におけるラージスケール問題を適切に表現するのに必要な要素について考察を実施する。本章での結果から、以下の2点の要素が必要と考える。

- 鉛直格子の分割方法
- 起伏の激しい山間部での適切な流出現象の表現方法（特に地表面流出成分）

1 点目の鉛直格子の分割方法は、これまで **ESM** で採用されてきた地下における一定幅の分割方法では、診断的に地下水面を予測するには、不十分な可能性がある。その理由は本モデルのような三次元的に物理・数学に忠実な解を求めるモデルを用いた結果から、低水流量を過大に予測する結果として現れている。たとえ、初期値が観測値と比較して異なることを考慮しても、地表面流出成分を取り除いた浸透量を入力値として与えた場合にも、同様に低水流量を過大に予測する結果であったこと、低水時の低減傾向は観測値に近いものの、その絶対量は予測時間が経過しても十分に低減しなかったことから、地下水面が高い状態が維持されており、大規模及び小規模の降水供給がない期間の流出現象、つまり基底流出成分が多かったことが想定される。地下水面が高い理由は、地表面下 4m から下を基盤として設定しているが、実際の斜面の谷部や比較的勾配がゆるい場所では基盤はもっと深くにあると考えられ、場所によって地下水面は異なり、一定幅の分割方法では、このような現象を十分に考慮できていないと考えられ、低水時の河川流量の再現性を高めるためには、基盤の深さの設定が重要であると考えられる。その一方で、出水から低水に移行していく低減傾向は観測値に近い状況にあった。これは、本モデルが格子内での水の流動を取り扱っていないことから、大きな格子でも、一旦浸透した水が格子間を移動しながら、時間遅れを伴ってゆっくりと出てくる状況を表していると考えられる。また、**MATSIRO** は格子間の流動を考慮していないため、出水から低水に移行していく低減が本モデルの結果と比較すると、急である。以上より、出水から低水に移行していく低減状況を支配しているのは、格子間をまたぐ流動と考えることができ、格子間で異なる土壌や風化帯の厚さを設定することが再現性を高めることが可能になると考える。しかし、観測値は低水時においても河川流量の変動が見られるが、本モデル及び **MATSIRO** では、そのような現象は見られなかったことから、このような小さな河川流量の変動は格子内で起きている現象と考えられる。

2 点目の起伏の激しい山間部での流出現象の表現方法、特に地表面流出成分と考えられる現象は、主に本モデルへの入力値を「6.3.3 (2) 地表面流出量と土壌への浸透量から蒸発散量を引いた値を浸透量とした場合」で示した降水から蒸発散量を引いた値とした際に見られた課題である。本モデルでは、一旦すべての水が地下に浸透し、その後、格子間の計算を実施し、ある格子で地表面や河川に流出するように計算を実施していたが、日本の山間部のような起伏の激しい地域において、大きな格子サイズを採用した場合、大きな格子内で地表面流出や基底流出が起きていると考えられる。しかし、現状の本モデルでは、一旦浸透した水はその格子内の水位を上げ、隣接する格子との水位差によって、水平及び鉛

直方向に流れていってしまう。また、1点目の内容とも関連はするが、本研究で採用した鉛直格子では、地表面下4mから下を基盤として設定しているため、斜面の谷部や比較的勾配がゆるい場所では基盤はもっと深くにあると考えられることから、現状の鉛直格子分割方法では、鉛直浸透は抑制される傾向にあり、より水平方向への流動が起きている可能性がある。この水平方向への流動がさらに水位の低い水平方向の隣接格子へ流入することで、本来、早く流出してくる成分を十分に表現することが難しくなっていると考えられる。このような状況を確認するため、最上層における流速ベクトルを描いた結果を図6-51に示す。図6-51はわかりやすさのため、九州地方を中心に描き、矢印のベクトルも10格子ずつに間引いたものを描いている。矢印の色は、流速を表している。図6-51の結果より、標高の高い地域において標高が低い地域より速い流速が計算されていることがわかる。本モデルで設定した鉛直格子の問題や基盤の透水係数が低いことも影響していると考えられるが、最上層の不飽和帯においても隣接格子に流れていることがわかる。以上の結果から、大きな格子を採用した場合における起伏が激しい山間部の流出現象、特に地表面流出成分をより良く表現することが重要である。

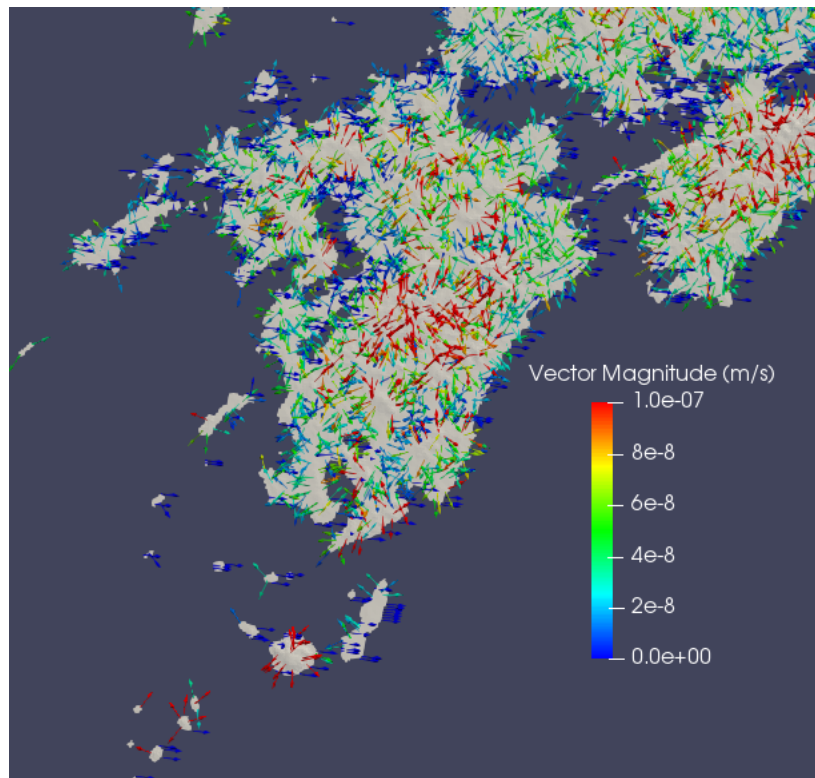


図 6-51 最上層における流速ベクトル

そのための一手法を以下に示す。すでに格子内の状況を地形指標として表現している MATSIRO の地表面流出成分を採用したカップリング手法について提案を実施し、再現性の確認を実施した。しかし、MATSIRO で流出成分を計算する TOPMODEL の計算では、

地下水面があり、その状態から地形指標や流域面積を使用して飽和域を算出し、その後、地表面流出量を算出する。MATSIROにはこれ以外にも、飽和透水係数以上のフラックスが与えられた場合や最上層が飽和している場合にも地表面流出が発生する仕組みとなっている。つまり、MATSIROの地表面流出量を算出するにあたっては、地下の状況が大いに影響を及ぼしていると考えられる。しかしながら、現在のMATSIROでは、地下は不飽和帯の鉛直次元での流動のみであり、飽和帯を中心とする地下水の水平流動は考慮されていないことから、地下水面の結果によっては、地表面流出量も変化する可能性がある。以上の点を考慮すると、MATSIROは地下に関する流動現象の再現性を高める必要があると考えられ、すでに、サブグリッドにおける地下水流動に関する研究がなされている。そこで、ここでは、本モデルを対象としたサブグリッドにおける表現方法について示す。これまでの本モデルを用いた研究成果から得られた知見を元にする、格子の鉛直分割については、現実に即した土壌、風化帯の厚さ、基盤の深さの設定をする必要があるが、この設定ができたとしても、なお大きな格子を採用している場合には、1格子内で起きると考えられる流出現象を十分に表現できない可能性がある。観測値は低水時においても河川流量の変動があるが、本モデル及びMATSIROでは、そのような変動は見られなかった。その理由は、サブグリッド内で起きている地下水流動現象を取り扱っていないためと解釈できる。同様の理由で、本モデルにおいて、高水時の河川流量を過小に予測する傾向もサブグリッド内で起きている地表面流出現象を取り扱っていないためと考えられる。現状の本モデルでは、一旦浸透した水はその格子内の水位を上げ、隣接する格子との水位差によって、水平及び鉛直方向に流れていってしまう。また、格子の鉛直分割とも関連し、斜面の谷部や比較的勾配がゆるい場所では現実の基盤の深さより浅く設定されているため、鉛直浸透は抑制される傾向にあり、水平方向への流動が起きている可能性が高い。そのため、地表面流出のような早く流出してくる成分を十分に表現することが難しくなっていると考えられる。

以上の状況を踏まえ、サブグリッドにおける流出現象を表現するためには、山間部の起伏を考慮したパラメタリゼーションが必要であると考えられる。ここでは、その一つの手法として、計算を実施している格子内における地形の起伏を表現するための指標を作成するため、地形データである高解像度のDEMを用いて、格子内の最高点と最低点の差を格子内の起伏量と定義した。また、本モデルでの格子中心における標高はこの最高点と最低点の中間に位置すると仮定する。その上で、起伏量の半分の値と本モデルの地下水の水深を使用して、格子内の浸透に寄与する面積割合を式 6-3 に示す式から算出する。この状況を示したサブグリッドの概念図を図 6-52 に示す。なお、式 6-3 中の $A_f$ は浸透に寄与する面積割合を表し、 $W$ は水深、 $R$ は起伏量の半分を表している。

$$\begin{aligned}
 A_f &= 0.5^{[1-(W/R)]} & W \leq R \\
 A_f &= 1 & W > R
 \end{aligned}
 \tag{式 6-3}$$

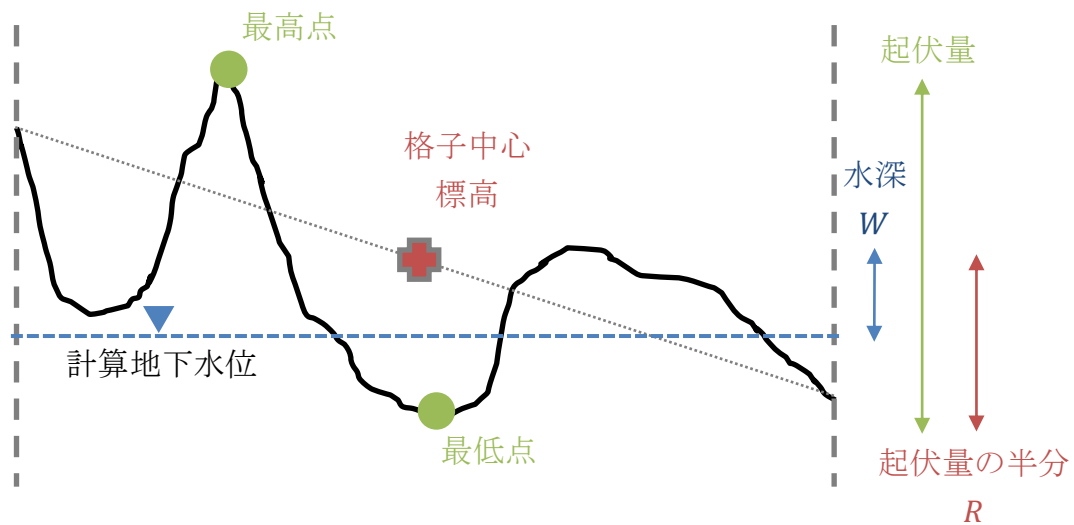


図 6-52 サブグリッド表現の概念図

式 6-3 の 0.5 は本モデルの格子中心標高を地形の最高点と最低点の中間に仮定したこと由来し、水深が 0m つまり、計算される地下水位が格子中心標高と同じになった場合でも、格子の平面面積の半分は浸透に寄与することを意味している。なお、水深が起伏量の半分を超えた場合、つまり計算される地下水位が地形の最低点を下回った場合には、格子の全平面面積が浸透に寄与することとなる。式 6-3 を用いて、起伏量の半分である  $R$  が 1, 5, 10, 25, 50, 100 (m) の場合の水深に応じた浸透に寄与する面積割合を図 6-53 に示す。図 6-53 の x 軸は水深を、y 軸は浸透に寄与する面積割合を、各色のラインは起伏量の半分を表す。図 6-53 より、起伏の変化が緩やかな地形では、少しの水深の違いで浸透に寄与する面積割合が増加し、起伏の変化が激しい地形では、水深の変化に対して、浸透に寄与する面積割合も緩やかに変化することを示している。

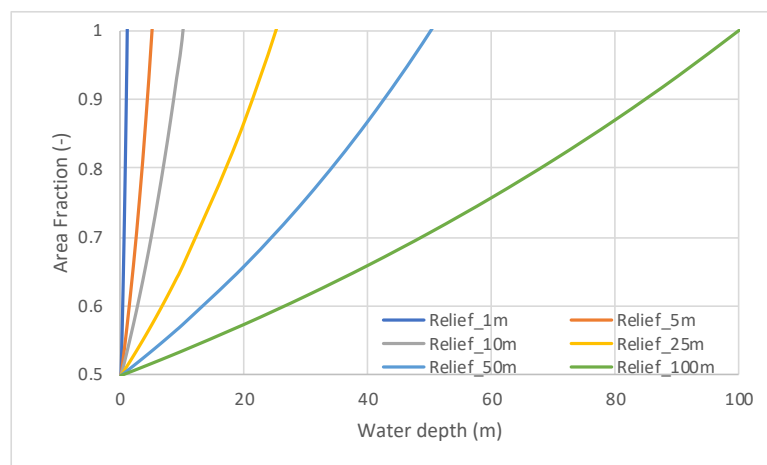


図 6-53 起伏量と水深から求まる浸透に寄与する面積割合

上述した手法を本モデルに実装し、地表面流出量と土壌への浸透量から蒸発散量を引いた値を本モデルへの浸透量とした場合の計算結果を図 6-54～図 6-57 に示す。

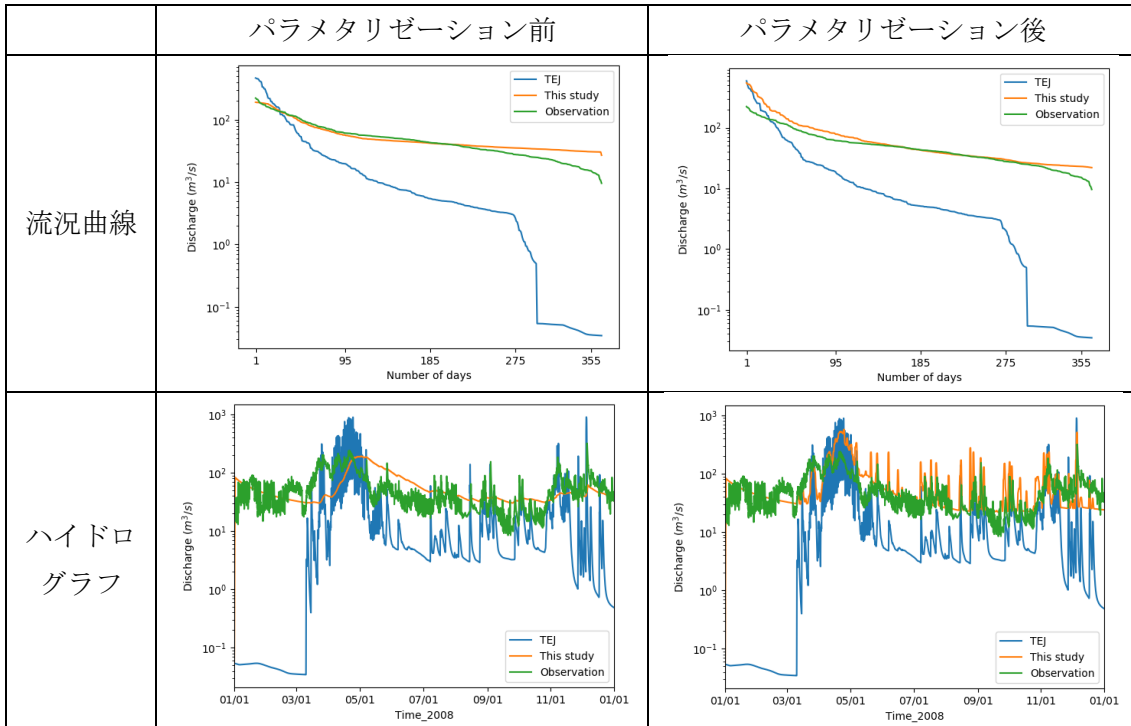


図 6-54 山間部におけるパラメタリゼーション結果 (天塩川:名寄 1,719km<sup>2</sup>)

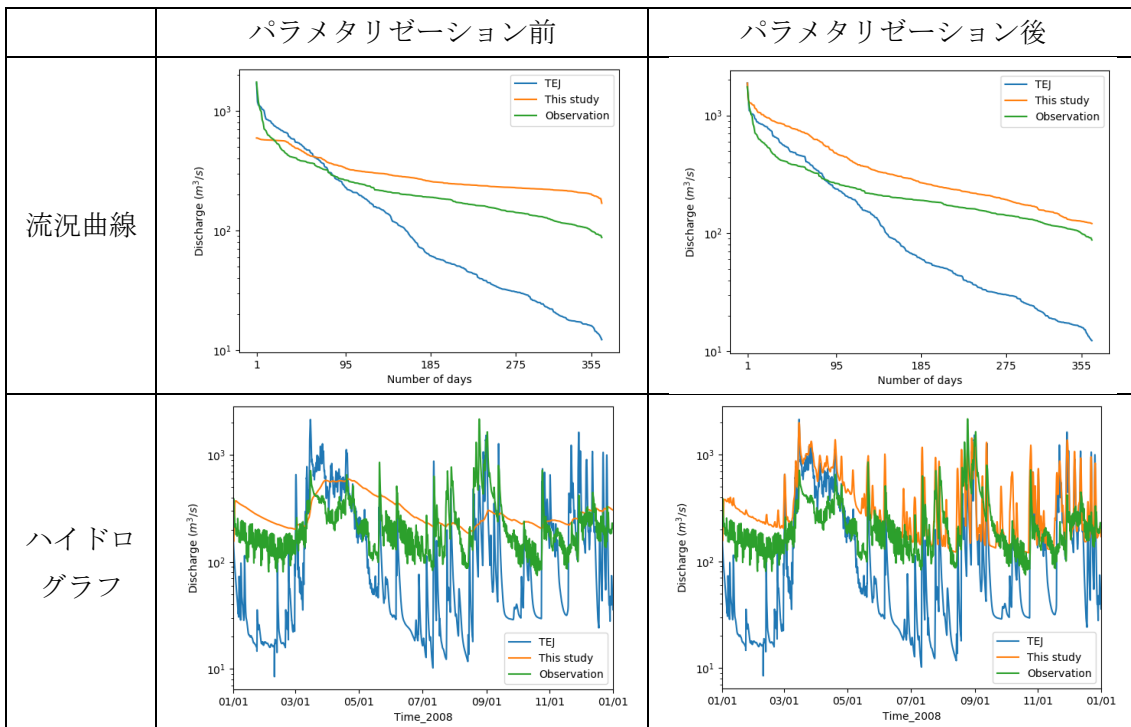


図 6-55 山間部におけるパラメタリゼーション結果 (北上川:七日町 7,641km<sup>2</sup>)

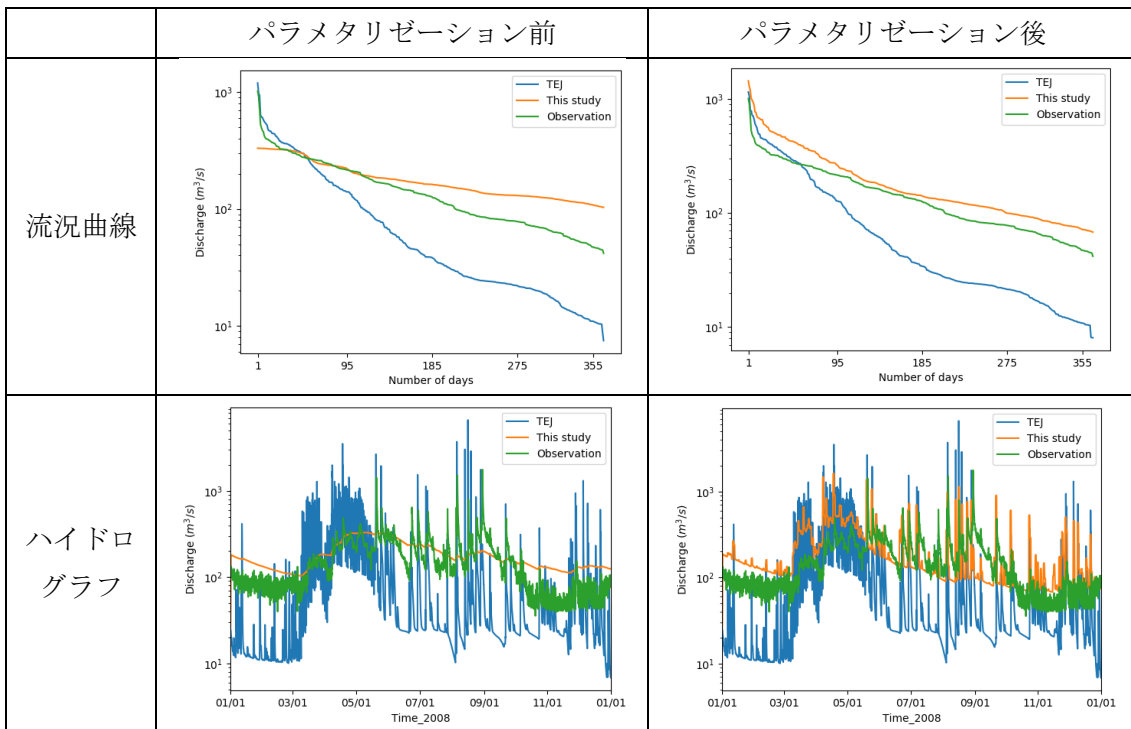


図 6-56 山間部におけるパラメタリゼーション結果 (利根川:前橋 3,266km<sup>2</sup>)

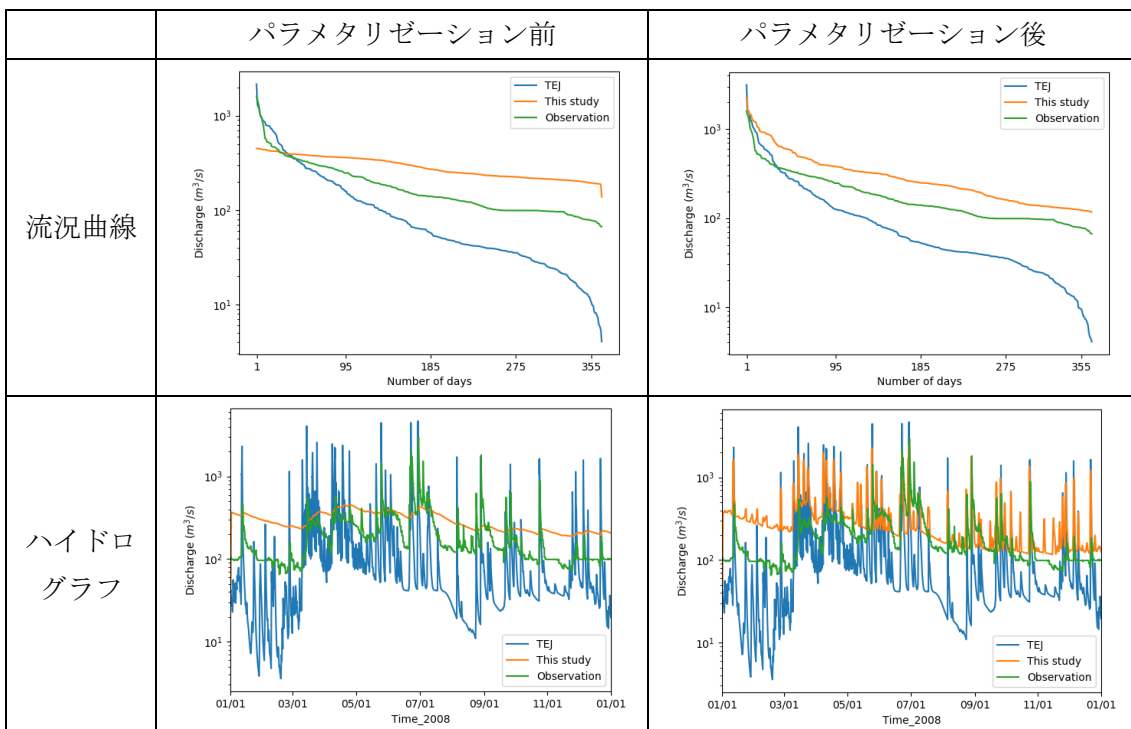


図 6-57 山間部におけるパラメタリゼーション結果 (木曾川:今渡 4,632km<sup>2</sup>)

図 6-54～図 6-57 の結果から、パラメタリゼーション前では、高水時の河川流量を観測値と比較して計算値が過小に予測していたものが、観測値を表現できるようになるとも

に、本モデルへ入力する浸透量が減少したため、低水時の河川流量を過大に予測していたのが改善する結果となった。その状況はハイドログラフからも確認することができ、本モデルは高い流量が観測または MATSIRO で計算されているタイミングで河川への地表面流出と考えられる現象を表現することができており、地形要因を考慮したパラメタリゼーションにより河川への流出現象をより良く表現できるようになった。本手法はパラメタリゼーションの一つの手法を示したと言える。さらなる改良方法については第 7 章で示す。

## 6.7 まとめ

本章では、山間部におけるモデルの再現性を確認する目的で、日本域に本モデルを適用した。これまで、ESM で用いられている一定の深さによる一様な鉛直分割や地表面付近のみを一定の深さで鉛直分割した格子の計算では、数値解として、良好な初期水位を設定することが難しいことがわかった。そのため、地下水位だけではなく、河川流量も大きく異なり、その後の予測結果にも大きな影響を与えると考えられる。また、初期水位だけではなく、地表面付近を一定の深さで鉛直分割したモデルでは、その設定方法によって、低水時の流量の再現性を低下させる要因になると考えられる。本研究では、地表面下 4m から下を一律基盤として設定し、地表面流出成分を取り除いた浸透量を入力値として与えた場合にも、同様に低水流量を過大に予測する結果であったこと、低水時の低減傾向は観測値に近いものの、その絶対量は予測時間が経過しても十分に低減しなかったことから、地下水面が高い状態が維持されており、基底流出成分が多かったことが想定される。

また、格子の鉛直分割にも関連するが、本モデルで降水量から蒸発散量を引いた値を浸透量として入力した計算結果から、地表面流出成分が少ない傾向にあると考えられる。これは地表面流出が起きていると考えられる最大流量や豊水流量を過小に予測し、低水流量や渇水流量を過大に予測していることからわかる。その原因は、以下のように考えられる。山間部のような起伏の激しい地域では、大きな格子サイズを採用した場合、大きな格子内で地表面流出や基底流出が起きていると考えられる。しかし、本モデルにおいて一旦浸透した水はその格子内の水位を上げ、隣接する格子との水位差によって、水平及び鉛直方向に流れていってしまう。また、基盤の設定が現実より浅く設定している比較的勾配がゆるい場所では鉛直浸透は抑制される傾向にあり、水平方向への流動が起きている可能性が高い。この水平方向への流動がさらに水位の低い水平方向の隣接格子へ流入することで、本来、早く流出してくる地表面流出成分を十分に表現することが難しくなっていると考えられた。そこで、計算格子内の地形起伏を表す指標を用いて、地表面流出成分を表現するパラメタリゼーションを提案した。その方法は計算格子内の最高点と最低点の差を起伏量と定義し、本モデルでの格子中心における標高を最高点と最低点の中間に位置すると仮定している。これらの値から、格子内における浸透に寄与する面積を算出し、これ以外は地表面流出すると仮定した手法である。これを本モデルに導入し、計算を実施したところ、パラメタリゼーション前では、高水時の河川流量を観測値と比較して計算値が過小に予測



していたものが、観測値を表現できるようになるとともに、本モデルへ入力する浸透量が減少したため、低水時の河川流量を過大に予測していたのが改善する結果となった。

以上より、現状の本モデルを用いた山間部における再現性の確認では、鉛直方向の格子分割方法及び設定するパラメータと格子内における流出現象に関する課題があるものの、低水時の河川流量の予測には十分活用できるものと考え。そのため、ESMとして活用されている MATSIRO と CaMa-Flood とのカップリング手法として、MATSIRO の地表面流出成分を除いた浸透量を本モデルが受け取り、本モデルから出される流出成分と MATSIRO の地表面流出成分を合わせて CaMa-Flood に受け渡すというカップリング手法を提案した。その結果は、これまでの結果を大きく改善することが可能となり、本モデルが地下部分における ESM の一部を担える可能性を示すことができたと考え。また、本モデルにおける地表面流出成分を表現するためのパラメタリゼーションを実施した結果、パラメタリゼーション実施前には十分に表現できていなかった地表面流出成分を表現できるようになるとともに、低水時の河川流量をさらに改善することができた。この手法はある一つの手法として、採用したものであり、今後さらに改良することで、より精度の高い地表面流出を表現できる可能性がある。また、1 計算格子内での中間流出や基底流出も表現できるように改善すれば、格子サイズが大きいまま、計算コストを上げることなく、山間部における流出現象を精度良く表現することが可能になると考える。

## 第7章. 結論

### 7.1 まとめ

本研究では、これまで **ESM** では陽に考慮されてこなかった地下水流動を物理的に表現する地下水流動モデルを新たに開発した。開発した地下水流動モデルは、飽和・不飽和が一体となった方程式を採用しており、地下における水の流動全般を扱うことが可能である。気象条件によって異なる不飽和帯の厚さも計算上、明示的に示すことができるモデルであり、将来の気候変動下においても、より正確に地下水流動を表現することが可能である。このような物理的なモデルはこれまで **ESM** として、採用されてこなかった。その理由の一つとして、計算コストがかかると考えられる。そこで、本研究では、計算コストを抑え、なおかつ、物理的な表現を落とすことなく、高速に解が得られるように、様々な数学的手法を取り入れ、高速化を実現した。

高速化を図ったモデルを用いて、コードとしての確からしさを確認するための検証を実施し、コードとして確からしい解を得ていることを確認した。コードの検証は今後のモデルの活用を想定し、鉛直一次元の降水浸透問題、鉛直二次元の河川水浸透問題、三次元地下水揚水問題、さらには、斜面における鉛直二次元湧出問題、水収支について確認を実施した。本研究で開発したモデルはコードとして正しい解を導き出していると判断でき、初期条件及び境界条件に応じて、解を正しく算出することが可能である。

モデルのコードとしての確からしさが確認できたため、続いて、水文観測値との比較を実施し、モデルの再現性の確認を行った。はじめに、平野部におけるモデルの再現性を確認する目的で、米国、カリフォルニア州のセントラル・バレーに本モデルを適用した。再現性の確認は、観測されている地下水位との比較により、実施した。その結果、本モデルは観測値と比較して、観測値で見られるような季節・年の変動を捉えることができている、観測値との相関性もあることが確認できた。その一方で、地下水モデルである **MODFLOW** と比較した結果、当初採用していた地下水揚水量を各計算格子にあらかじめ設定する手法に課題があることがわかり、井戸ごとに地下水揚水量を与え、計算過程における地下水位の状況に応じて、各計算格子から地下水揚水量を抜く方法へと変更した。さらに、一つの平面格子内に複数の井戸がある場合にも対応でき、井戸の諸元を必要としない方法であるため、井戸の諸元の入手が困難と考えられる全球のようなスケールの大きな問題に対しても適用することが可能である。さらに、新たな手法を適用しても、観測されている地下水位に近づかない地域もあり、非定常計算開始時の初期水位の設定が現実とは異なることが示唆され、観測されている地下水位を初期水位とする計算を実施したところ、非定常計算において、観測値に近づく傾向が見られた。以上の結果から、過去の揚水履歴が非常に重要な要因であることが示され、これを補間するための観測地下水位も重要な情報であることを確認し、今後、全球スケールのような計算を実施する際の計算開始年の設定方法について提案を行った。具体的には計算開始年を地下水揚水が盛んになる前に設定し、その後、

地下水揚水を考慮した非定常計算を実施することが最も良い方法であること、このような設定が難しい場合には、自然状態での地下水位を作成後、地下水揚水を考慮した定常的な計算を実施し、計算開始時の初期水位とすることが望ましいことを提案した。本研究で実施した新たな地下水揚水方法である井戸揚水のパラメタリゼーションは、一つの手法を示したものであり、今後はさらなる改良が必要である可能性がある。特に、どの程度の格子サイズであれば表現可能かを確認する必要があると考える。

続いて、山間部における再現性を確認する目的で、日本域に本モデルを適用した。ESMとして使用されている MATSIRO や CaMa-Flood と本モデルをカップリングすることで、山間部における本モデルの流出現象に対する再現性の確認を実施した。再現性確認のため、初期水位を作成する必要があるが、これまで、ESM で用いられている一定の深さによる鉛直分割や地表面付近を一定の深さで鉛直分割した計算では、数値解として、良好な初期水位を設定することが難しいことがわかった。そのため、地下水位だけではなく、河川流量も大きく異なり、その後の予測結果にも大きな影響を与えられと考えられる。モデルで設定したパラメータに基づいた初期水位を得るためには、本研究で採用したようなある基準面をモデルの基底面としながらも、地形に応じて、土壌、風化帯の厚さ、基盤の深さを変える設定をすることが望ましい。また、初期水位だけではなく、非定常計算における河川流量、しいては流出現象の再現性を向上させる上で、格子の鉛直分割方法が重要であることを示した。鉛直方向の格子分割に加え、本モデルに降水量から蒸発散量を浸透量として入力した検討結果から、本モデルにおける地表面流出の表現を向上させる必要があることが判明し、今後の全球スケールでの計算を実施していく上でのカップリング手法について提案を行った。このカップリング手法を採用した場合の計算結果とこれまでの ESM の枠組みで実施されていた MATSIRO と CaMa-Flood による計算結果を比較したところ、これまでの枠組みで課題であった低水時の河川流量の再現性を大幅に改善するとともに、高水時の河川流量の再現性も確保することが可能となった。また、本モデルにおける地表面流出成分を表現するためのパラメタリゼーションを実施した結果、これまで十分に表現できていなかった地表面流出成分を表現できるようになるとともに、低水時の河川流量をさらに改善することができた。この手法はある一つの手法として、採用したものであり、今後さらに改良する必要があると考える。

## 7.2 今後のモデル開発及び研究の方向性

これまでの本研究の成果を踏まえ、今後のモデル開発及び研究の方向性について示す。まず取り組むべき課題は「第 6 章. 山間部におけるモデルの再現性検証」で見られた課題である 1 格子内での流出現象に対する表現力の向上である。また、これに関連して、1 格子内での土壌や地質は不均質性を有しているため、不均質性を考慮した透水係数などのパラメータ設定方法について今後研究していく必要があると考える。これら 2 点について以下に示す。

### 7.2.1 流出現象に対する表現力の向上

本モデルでは、地下における水の流動については、支配方程式に基づき、飽和・不飽和を一体的に表現することができていると考えられる。その一方で、地表面からの境界条件の与え方・受け取り方に課題がある。具体的には、降水から蒸発散を引いた値を浸透させた場合には、一旦最上層の格子に流入し、その後、三次元的な地下水流動を計算することとなり、結果的には、勾配が大きい山間部では水平方向への地下水流動が実際よりも過大に表現されていると考えられる。その結果、1 格子内で起きていると考えられる地表面流出成分や中間・基底流出に対する表現力が十分ではないと考えられる。そのため、1 格子内での流出現象に対する表現力を向上させる必要があり、しいては、地下水流動の表現力向上にもつながるものとする。

1 格子内での流出現象に対する表現力の向上については、すでに第 6 章の「6.6 山間部のラージスケール問題における地下水流動の表現に必要な要素」において、本モデルでの課題であった地表面流出成分を表現するための一つの手法を適用し、地表面流出成分に対する表現力の向上が見られ、結果的には、低水時の河川流量の精度も向上させることができることを示した。しかしながら、適用した手法は 1 格子内の地形の起伏を表す指標として、1 格子内の最高標高値と最低標高値から求まる起伏量と格子が持つ標高を起伏量の間中に位置すると仮定した手法であり、1 格子内では格子標高値が起伏量の間中に位置しているとは限らない。また、最高標高値と最低標高値からだけでは表現できない地形の起伏があると考えられる。そこで、今後実施する内容として、まずは格子の標高値を起伏量の間中に位置すると仮定せず、実際の標高から求まる位置を用いた場合について結果を確認することとする。具体的には、式 6-3 にある 0.5 は格子の標高値が起伏量の間中に位置すると仮定した場合の値であるため、この 0.5 の値を各格子の状況に応じた値へと変更する。

さらに、最高標高値と最低標高値から求まる起伏量だけでは表現できない地形の起伏を表現するため、1 格子内の全標高値を使用した累積密度関数を作成し、この関数を表現できるような地形指標との関連性を分析する。この分析結果から、地形指標から 1 格子内の累積密度関数を表現し、この累積密度関数と各計算ステップで得られる地下水位の値から、1 格子内の飽和域の割合を求めることで、地表面流出を表現することとする。

上述した累積密度関数を使用することで、飽和域以外、つまり浸透が可能な面積も求めることが可能であり、さらに、飽和域では地下から地表面への流出が起きていると仮定すると、1 格子内で中間流出や基底流出を表現することも可能になると考える。具体的には、CaMa-Flood の河川水位と本モデルでの地下水位の差に飽和域の面積を考慮した河川水と地下水のフラックスを算出することで、中間流出や基底流出を表現する。

### 7.2.2 不均質性を考慮したパラメータ設定方法

本モデルでは、1 格子に設定できるパラメータは一つであり、これまでの本研究では、文献値に基づいた代表値を設定してきた。しかしながら、実際の地形では、地形の起伏と同様に、土壌や地質は水平方向には数百または数十 m 単位で多様な様相を呈しており、本

研究で対象としている全球スケールの計算は数 km 単位であり、スケール上のギャップが大きい。そのため、1 格子に設定するパラメータにどう小さいスケールの情報も考慮するかが重要な課題である。これまでこういった研究は等価性、アップスケールリングなどと呼ばれ、研究されてきた。ここでは、土壌における透水係数のアップスケールに関する研究を例に、今後の本モデルへの適用について記載する。

参考とした例は、Jana & Mohanty (2012)が Little Washita River Basin で実施した 3 つの論文からなる一連の研究である。Jana & Mohanty (2012)では、アップスケール手法として、地形データに基づいた方法、均質化理論に基づいた方法、モンテカルロ・シミュレーションに基づいた方法、ベイジアン・ニューラルネットワークに基づいた方法を採用し、それぞれの方法で作成された 1km の格子サイズに集約したパラメータ (飽和透水係数、飽和体積含水率、残留体積含水率、van Genuchten モデルのパラメータ $\alpha$ 、 $n$ )を使用して、HYDRUS-3D で計算を実施し、流域内で観測されている土壌水分量や衛星観測データとの比較を実施している。また、簡易的な河川モデルも作成し、河川流量との比較も実施している。この一連の研究成果から、総合的な判断として、最もらしい解が得られたのは、ベイジアン・ニューラルネットワークに基づいた方法であったが、それに勝るとも劣らない、次点の結果として、地形データに基づいた方法であると結論付けている。この既往研究の成果からパラメータのアップスケールにおいても地形データが重要であると考えられる。

そこで、今後本モデルへ入力するパラメータの設定方法では、「7.2.1 流出現象に対する表現力の向上」でも示したように地形指標を活用した手法とする。具体的には、現在全球スケールでは Hengl et al. (2017)によって 250m 単位で推定された土壌物性のデータが整備されており、土壌物性からパラメータを推定する関数である Pedotransfer function を用いて、250m 単位でのパラメータを作成し、これを用いて Jana & Mohanty (2012)を参考に当該格子サイズにアップスケールしたパラメータを使用することとする。また、パラメータは地形標高によっても異なることが想定されるため、1 格子内での地形標高の累積密度関数とパラメータとの関連性を見出すことができれば、各計算ステップの地下水位の状況に応じて、浸透や流出に寄与するパラメータを計算ステップごとに変化させることも可能になると考える。

また、地下地質についても同様の発展性を見出すことができる。本研究で採用した地下水揚水のパラメタリゼーションでは、1 格子内での飽和透水係数の不均質性を扱う補正係数を導入したが、この補正係数を表現できる指標や関数を作ることができれば、より良い表現ができる可能性がある。今後は、地表付近を中心とした不均質性を考慮したパラメータ設定方法について研究を実施していくとともに、地下深くへと発展させていくことで、地下に関する観測データの重要性を示していきたいと考えている。

### 7.3 今後の展望

本研究で開発した地下水流動モデルにより地下水位を陽に予測することが可能となった。これにより、これまで **ESM** では十分ではなかった地下水面や土壌水分に関する水文値がより物理的に表現することが可能になる。地下水面や土壌水分の違いは河川流量や気象に対しても影響を与えるものであり、将来における水資源評価に対しても大きなインパクトを与え、より詳細な水資源政策に関する議論が可能になると期待できる。

本研究で、物理的な地下水流動モデルを構築できたことから、計算結果の不確実性はモデルへの入力に主となる。モデルの入力には、フォーシングデータとなる気象データと地下に関するデータに分けられる。気象データは比較的観測が容易であり、全球スケールでもデータを入手することが可能である。しかし、全球における地下に関するデータ、特に、地下地質構造、地下水揚水量、検証で必要となる地下深くの被圧条件下における地下水位の観測データは、全球スケールでは入手することが困難である。本研究で構築した地下水流動モデルを用いて、観測データが十分にある地域を対象に、地域で得られている観測データを使用した解析と全球スケールで入手可能なデータに基づいた解析を比較することで、観測データの重要性を示すことができると考える。観測データの重要性が認識されれば、地域で観測され、保有しているボーリングデータや地下地質構造、地下水揚水量や地下水位といった、これまで全球スケールでは集められてこなかったデータが整備されることが期待できる。これにより、より現実に即した解析ができるようになり、その結果から、さらに必要なデータの議論が生まれ、より詳細な解析が可能になると考える。

平野部では、地表面の地形勾配は大きくないため、上述した地下地質構造などの入力データが重要となる。その一方で、山間部においては、地形が複雑であり、数十メートルでも標高が異なり、これに伴い、土壌や風化帯の厚さも異なることが想定される。そのため、河川への流出現象をより正確に計算・予測するためには、計算格子をより細かく設定する必要があるが、計算格子を細かくすると、それに伴い、計算時間が指数的に増加する。本研究で構築した地下水流動モデルは三次元の計算を行うため、その影響は大きい。これを軽減するためには、「6.6 山間部のラージスケール問題における地下水流動の表現に必要な要素」で示したような、表現力を落とすことなく、計算時間を削減するためのパラメタリゼーションを施す必要があり、今後の大きな研究課題である。また、地下水だけではなく、蒸発散や河川での流れを本モデルと結合することで、水文過程全体をより良く表現することが可能になると考える。本研究においても、第6章でこれまで陸面モデルとして活用されてきた **MATSIRO** や **CaMa-Flood** と結合した実験を実施した。しかし、本研究で実施した結合はそれぞれのモデルで計算された1年間の諸量を受け渡す形で実施された結合であり、各モデルで出される水文諸量は、もっと短い時間スケールでやりとりされているものである。このような状況を反映するためには、本研究で実施したようなカップリング方法ではなく、より時間の短いスケールでの計算が必要であり、現在開発されているモデル間の変数を相互にやりとりができるようにするカップラーを用いることで、実現できると考

える。このカップラーを用いることで、各モデルで算出される水文諸量をモデル間でやりとりすることができるようになり、一方向でのやりとりと比較すると精度が向上され、不確実性を減らすことが期待できる。その結果、その時点における水文過程を表現できるようになり、結果的には、水文過程全体をより良く表現することが可能になると考える。

本モデルは現時点では、地下水揚水と地表面流出に対するパラメタリゼーションを実施したが、パラメタリゼーションの妥当性を確認する必要がある。具体的には、計算対象範囲を狭くし、高解像度の格子によるパラメタリゼーションをしない計算と低解像度の格子によるパラメタリゼーションをした計算を比較し、パラメタリゼーションの表現力と適用範囲、さらなるパラメタリゼーションの改良を実施していく。これにより、地下水流動の表現力を落とすことなく、計算コストを抑えたモデルができ、全球スケールへの適用性も高まると考える。さらに、モデルを改良し、水質の流れも表現できるようになれば、地下水内での水質の挙動を解析できるようになるとともに、これまで顕在化していなかった施肥による窒素汚染などの水質予測にも役立つものと考えられる。また、水温や塩分などの計算もできるようにモデルを改良すれば、地下水への塩水侵入や海底湧水に対する予測も可能になり、しいては、本研究の最終目標である将来における水資源評価を水質も考慮した形で評価することが可能になると考える。

最後に、本モデルは地下水流動に関連する部分を中心に、ESMの一役を担うことを念頭に開発してきた。そのため、本モデルの今後の活用には既存の陸面モデルとの結合以外にも、大気や海洋モデルとの結合も考えられる。大気・海洋モデルと結合する上では、本モデルとの違いを考慮した結合方法が必要となる。具体的には、大気・海洋モデルはその流動性の速さから空間的には陸面モデルよりも粗い格子サイズが採用される一方で、時間的には陸面モデルよりも短いスケールでの情報が必要となってくる。そのため、大気・海洋モデルと結合する際には、この時空間スケールの違いを考慮した結合方法が必要となる。まず、空間スケールについては、本モデルや陸面モデルから大気・海洋モデルへ変数を渡す際には、大気・海洋モデルの格子サイズにあった情報に集約し、大気・海洋モデルから本モデルや陸面モデルへ変数を渡す際には、本モデルや陸面モデルの格子サイズにあった情報に分解する必要がある。このような格子サイズの違いを考慮した変数や情報のやりとりは、先に述べたカップラー内において、マッピングテーブルと呼ばれる機能としてすでに導入されているため、これを活用することで実用可能であると考えられる。続いて、時間スケールについては、大気・海洋モデルが必要とする変数の時間スケールは本モデルや陸面モデルで必要とする時間スケールよりも短い時間での境界条件が望まれる。その一方で、本モデルや陸面モデルで必要とする変数の時間スケールは大気・海洋モデルで必要とする時間スケールよりも長い時間の境界条件でも大きな問題にならない可能性が高い。また、大気・海洋モデルと本モデルや陸面モデルと情報のやりとりが必要な箇所はお互いの境界部分であり、その多くは水平二次元での情報で十分であると考えられる。そこで、本モデルや陸面モデルを改良し、境界部分に該当する部分のみを細かい時間スケールでも計

算できるように改良することで、大気・海洋モデルとの結合も精度を確保しながら、実現できるものとする。

このように、本モデルは今後、様々な改良を実施することで、**ESM**の一部を担える可能性があり、地球システムのより深い理解と予測が可能になると期待できる。



## Appendix

### 修正 Picard 法と Newton-Rapshon 法について

ここでは、修正 Picard 法と Newton-Rapshon 法の離散化式について示す。まず、Celia et al. (1990)が提案した修正 Picard 法に反復法を用いた場合の支配方程式の離散化式を示し、その後、Newton-Rapshon 法に反復法を用いた場合の支配方程式の離散化式を示す。

式 2-10 の右辺第一項である体積含水率の時間変化項のうち、 $\theta(\varphi)_p^{n+1}$ に対し、 $h$ に関する高次の項を無視したテイラー展開を適用すると、式 A-1 となる。これを式 2-10 に代入すると、式 2-10 の右辺は式 A-2 となる。

$$\theta(\varphi)_p^{m+1,k+1} \approx \theta(\varphi)_p^{m+1,k} + \left[ \frac{\partial \theta(\varphi)}{\partial h} \right]_p^{m+1,k} [h_p^{m+1,k+1} - h_p^{m+1,k}] \quad \text{式 A-1}$$

$$\begin{aligned} \frac{V_p}{\Delta t} \left\{ [\theta(\varphi)_p^{m+1,k} - \theta(\varphi)_p^m] + \left[ \frac{\partial \theta(\varphi)}{\partial h} \right]_p^{m+1,k} [h_p^{m+1,k+1} - h_p^{m+1,k}] \right. \\ \left. + S_s [S_w(\varphi)_p^{m+1,k} h_p^{m+1,k+1} - S_w(\varphi)_p^m h_p^m] \right\} \quad \text{式 A-2} \end{aligned}$$

これに空間の離散化式を考慮すると、式 A-3 のような修正 Picard 法に関する離散化式が得られる。ここで、 $n \in \eta p$  は対象格子( $p$ )に隣接する格子( $n$ )の集合を表す。

$$\begin{aligned} \frac{V_p}{\Delta t} \left\{ [\theta(\varphi)_p^{m+1,k} - \theta(\varphi)_p^m] + \left[ \frac{\partial \theta(\varphi)}{\partial h} \right]_p^{m+1,k} [h_p^{m+1,k+1} - h_p^{m+1,k}] \right. \\ \left. + S_s [S_w(\varphi)_p^{m+1,k} h_p^{m+1,k+1} - S_w(\varphi)_p^m h_p^m] \right\} \quad \text{式 A-3} \end{aligned}$$

$$= \sum_{n \in \eta p} K(\varphi)_{p,n}^{m+1,k} \frac{A_{p,n}}{d_{p,n}} \Delta h^{m+1,k+1} + Q_p^{m+1}$$

Newton-Rapshon 法に反復法を適用させ、本研究での未知数である全水頭を用いると Newton-Rapshon 法は式 A-4 に示す行列式で表現される。

$$\mathbf{J}^k (\mathbf{h}^{k+1} - \mathbf{h}^k) = -\mathbf{R}^k \quad \text{式 A-4}$$

ここで、 $\mathbf{J}^k$  は非線形反復の一ステップ前におけるヤコビ行列、 $\mathbf{R}^k$  は非線形反復の一ステップ前における残差ベクトル、 $\mathbf{h}^{k+1}$  及び  $\mathbf{h}^k$  は該当非線形反復における全水頭のベクトルを表す。また、対象格子における残差  $R_p$  は式 A-5 に示すような隣接格子からの流入出、ソース/シンクによる流入出、貯留量変化によって表現される。

$$\begin{aligned} R_p = \sum_{n \in \eta p} K(\varphi)_{p,n} \frac{A_{p,n}}{d_{p,n}} \Delta h + Q_p - \frac{V_p}{\Delta t} \{ [\theta(\varphi)_p^{m+1} - \theta(\varphi)_p^m] \\ + S_s [S_w(\varphi)_p^{m+1} h_p^{m+1} - S_w(\varphi)_p^m h_p^m] \} \quad \text{式 A-5} \end{aligned}$$

各格子におけるヤコビ行列 $\mathbf{J}_{i,j}$ は、残差 $R$ と未知数である全水頭を用いて、式 A-6 に示すように表現される。ここで、 $i$ と $j$ はヤコビ行列における行と列を示している。

$$\mathbf{J}_{i,j} = \frac{\partial \mathbf{R}_i}{\partial h_j} \quad \text{式 A-6}$$

修正 Picard 法と同様に対象格子に関する離散化式は式 A-7 のようになる。

$$\begin{aligned} & \frac{V_p}{\Delta t} \left\{ [\theta(\varphi)_p^{m+1,k} - \theta(\varphi)_p^m] + \left[ \frac{\partial \theta(\varphi)}{\partial h} \right]_p^{m+1,k} [h_p^{m+1,k+1} - h_p^{m+1,k}] \right. \\ & + S_s [S_w(\varphi)_p^{m+1,k} h_p^{m+1,k} - S_w(\varphi)_p^m h_p^m] \\ & \quad \left. + S_s h_p^{m+1,k} \left[ \frac{\partial S_w(\varphi)}{\partial h} \right]_p^{m+1,k} [h_p^{m+1,k+1} - h_p^{m+1,k}] \right\} \quad \text{式 A-7} \\ & = \sum_{n \in \eta p} \frac{A_{p,n}}{d_{p,n}} \left\{ K(\varphi)_{p,n}^{m+1,k} \Delta h^{m+1,k+1} + \left[ \frac{\partial K(\varphi)_{p,n}}{\partial h_p} \right]^{m+1,k} [\Delta h^{m+1,k+1} - \Delta h^{m+1,k}] \right\} \\ & \quad + Q_p^{m+1} \end{aligned}$$

ヤコビ行列は解析的に求めることは可能だが、本研究では、ヤコビ行列を求めるのは煩雑であることから、式 A-8 のような摂動を与える方法を採用することとした。

$$\mathbf{J}_{i,j}^k = \frac{\mathbf{R}_i^k(h_j^k + \varepsilon) - \mathbf{R}_i^k(h_j^k)}{\varepsilon} \quad \text{式 A-8}$$

## 空間分布的な涵養量の算出方法

ここでは、第 5 章の「5.3.2 モデルの構築」における涵養量の計算方法を示す。涵養量の算出は、MODFLOW とは別のパッケージで計算されている結果を活用している。この別のパッケージは主に農業生産活動をモデル化したパッケージであり、主に地表面での水収支について計算しているものである。このパッケージによる計算結果は、降水量、蒸発散量だけではなく、河川や地下水からの取水、灌漑用水などの河川へ戻る水量、地下への涵養量が算出されている。これらの結果は USGS が設定した 21 地域それぞれの合計値として時系列で出力されている。しかし、この地下への涵養量はあくまでも地表から地下への一方向の水量を地域ごとに集計したものであり、植生による地下からの蒸散量については別の値として集計されている。そのため、別パッケージから出力された地下への涵養量をそのまま使用すると、降水がない時の蒸発散状況を考慮できないと考えられたため、式 A-9 に示す式を用いて、プラス値とマイナス値を持つことができる地域ごとの蒸発散量 ( $ET$ ) を算出した。

$$ET = (Q_{int} - Q_{inp}) - (Q_{outt} - Q_{outr}) \quad \text{式 A-9}$$

ここで、 $Q_{int}$  はある地域に流入した全水量、 $Q_{inp}$  はある地域に流入した全降水量、 $Q_{outt}$  はある地域から流出した全水量、 $Q_{outr}$  はある地域から地下に流出した水量を表している。これらの値はすべてプラス値で表現されている。式 A-9 の第一項は河川や地下からの流入水量（河川及び地下からの取水、地下からの蒸散量など）を表し、第二項は河川や地表面からの流出水量（河川への流出量、地表面での蒸発量など）を表している。これを差し引くことで、地域ごとの蒸発散量が算出できる。

式 A-9 より求めた地域ごとの蒸発散量 ( $ET$ ) はある地域内の合計値であるため、これを空間的な分布として与えるため、MODFLOW 及び別パッケージの入力値である基準蒸発散量の空間分布を用いて、補間した。ここでの空間分布とは水平の計算格子のことを指し、基準蒸発散量を地域で合計し、各計算格子の基準蒸発散量で割ることにより、割合を求め、この割合を蒸発散量 ( $ET$ ) に乗じることで、計算格子ごとの蒸発散量を算出した。

この結果を用いて、同様に空間分布として値がある降水量から蒸発散量を引くことで、空間分布を有する涵養量を求めた。なお、土壌水に対する蒸発や蒸散はすでに別パッケージでの計算結果を使用していることから、ここでの降水量から蒸発散量を引いた値は浸透量とは異なる値である。

MATSIRO の地表面流出を日平均し、本モデルとカップリングした結果

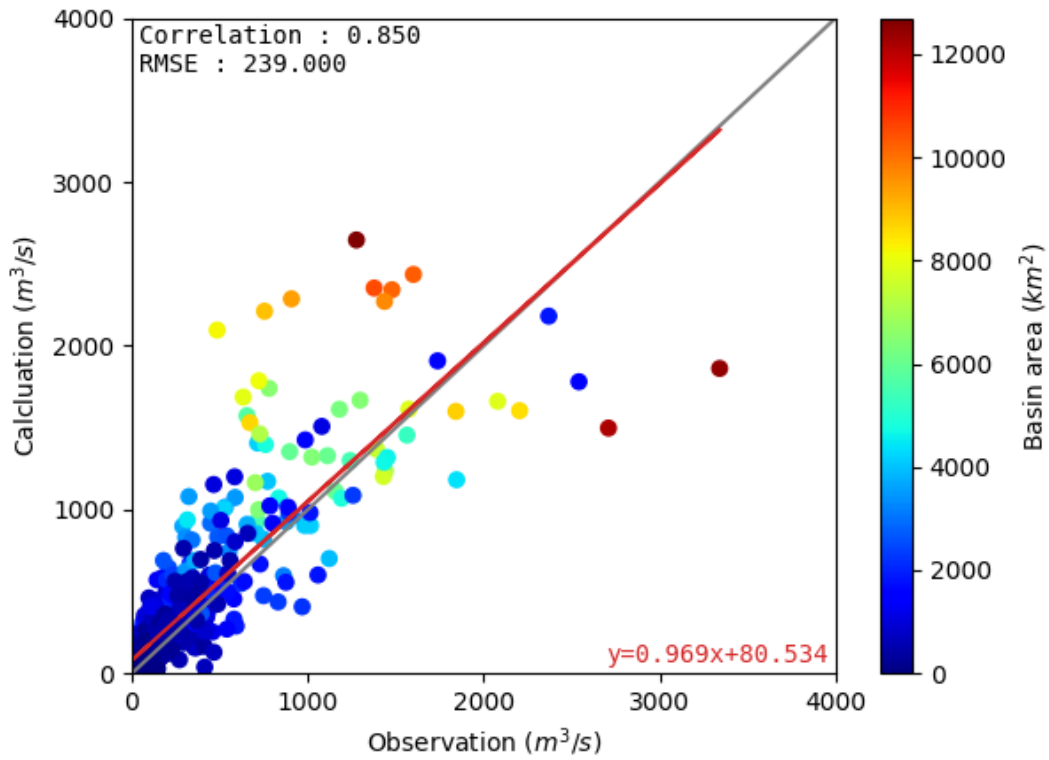


図 A-1 河川流量の観測値と計算値 (P-ET-Rs : 最大流量)

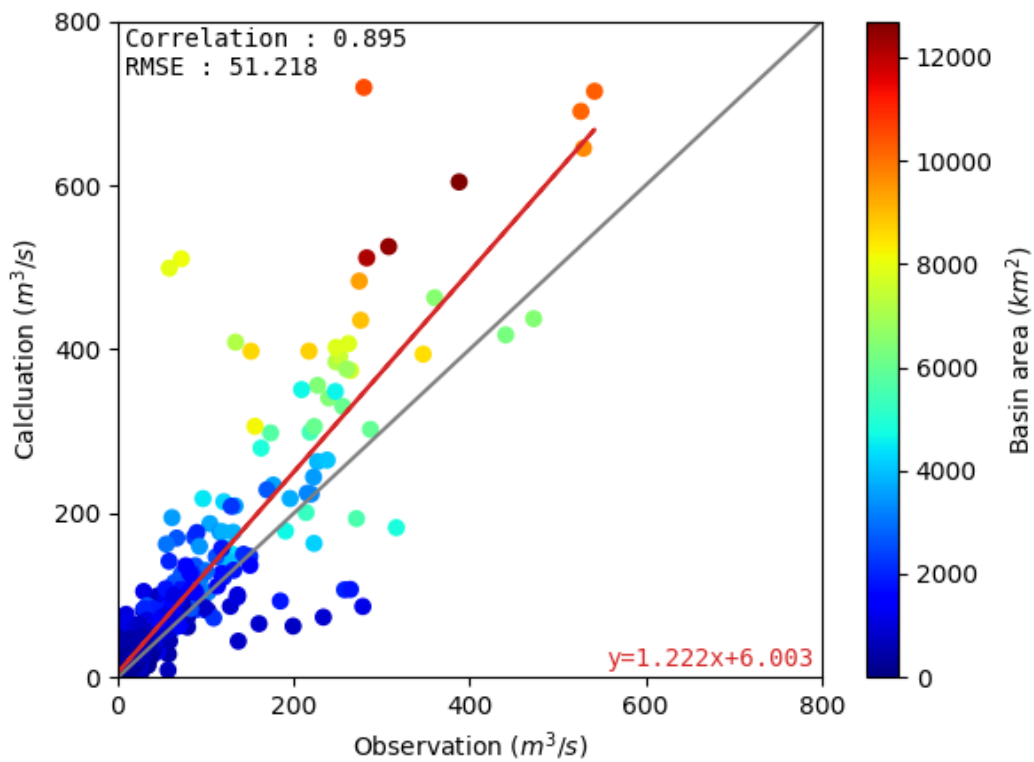


図 A-2 河川流量の観測値と計算値 (P-ET-Rs : 豊水流量)

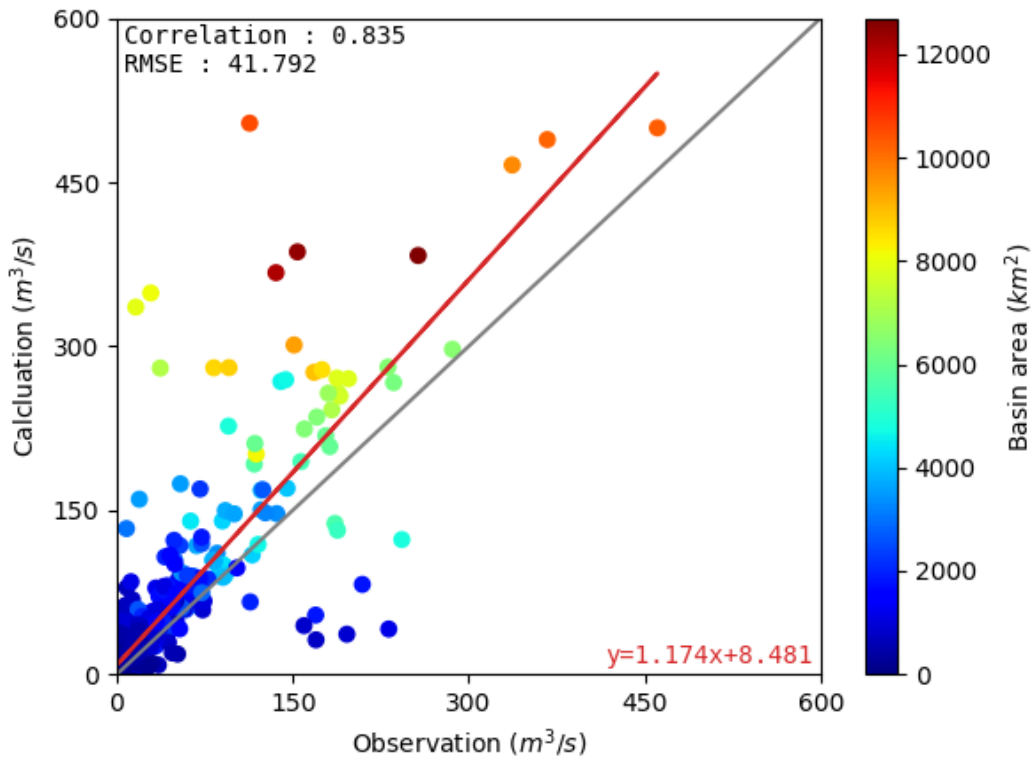


図 A-3 河川流量の観測値と計算値 (P-ET-Rs : 平水流量)

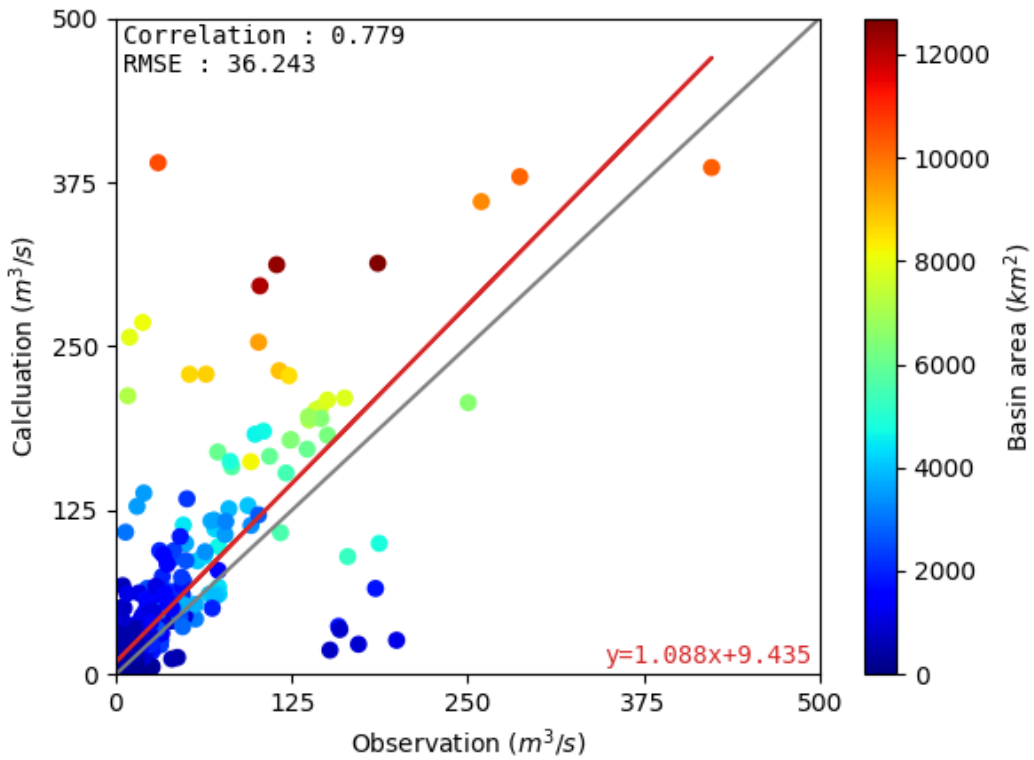


図 A-4 河川流量の観測値と計算値 (P-ET-Rs : 低水流量)

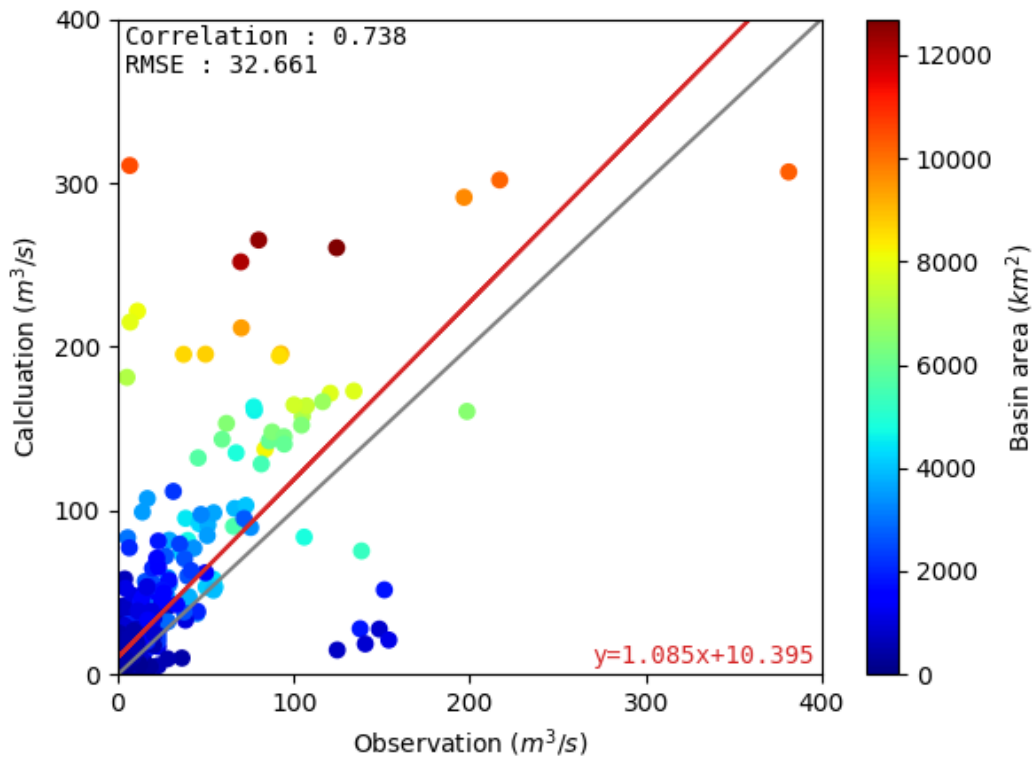


図 A-5 河川流量の観測値と計算値 (P-ET-Rs : 湯水流量)

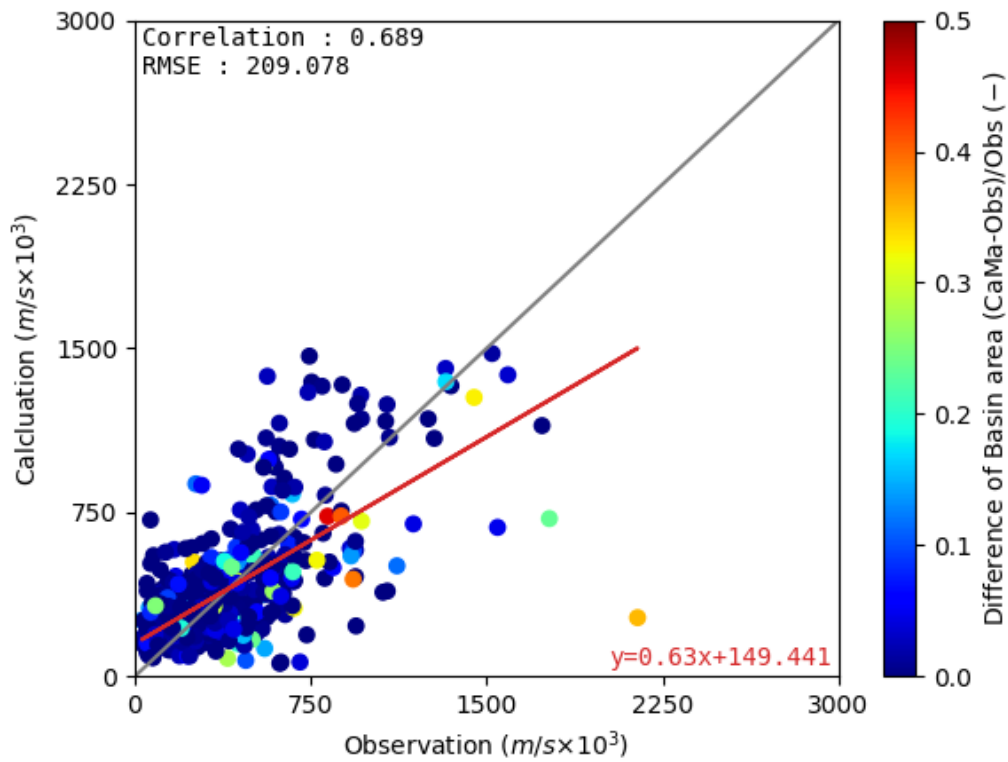


図 A-6 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 最大流量)

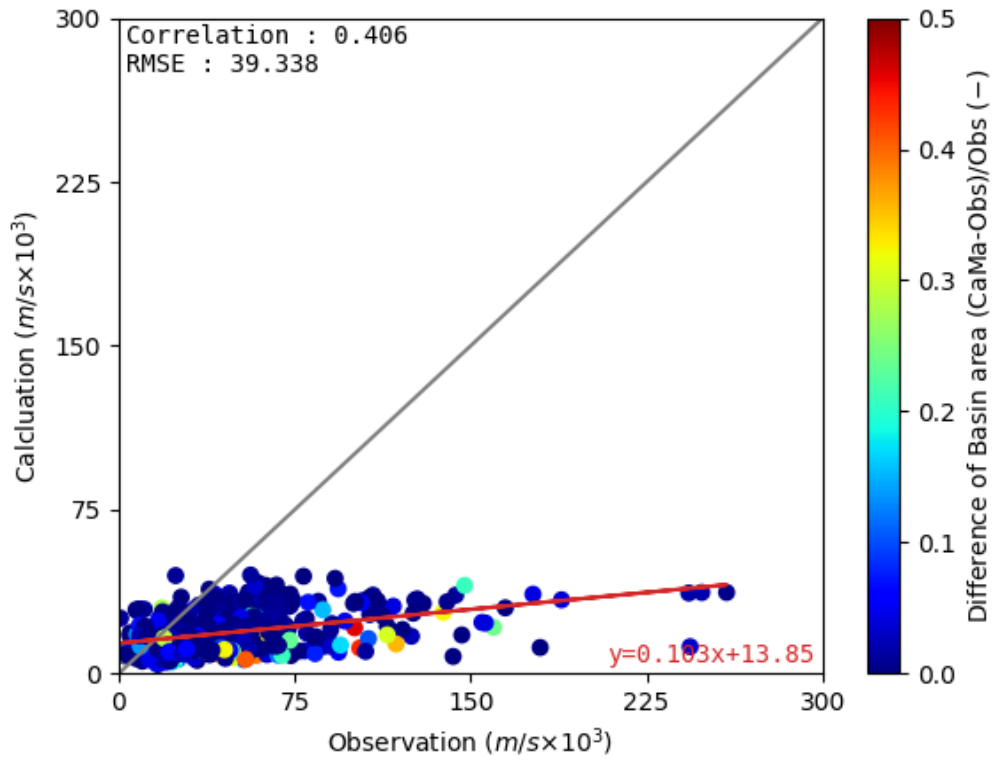


図 A- 7 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 豊水流量)

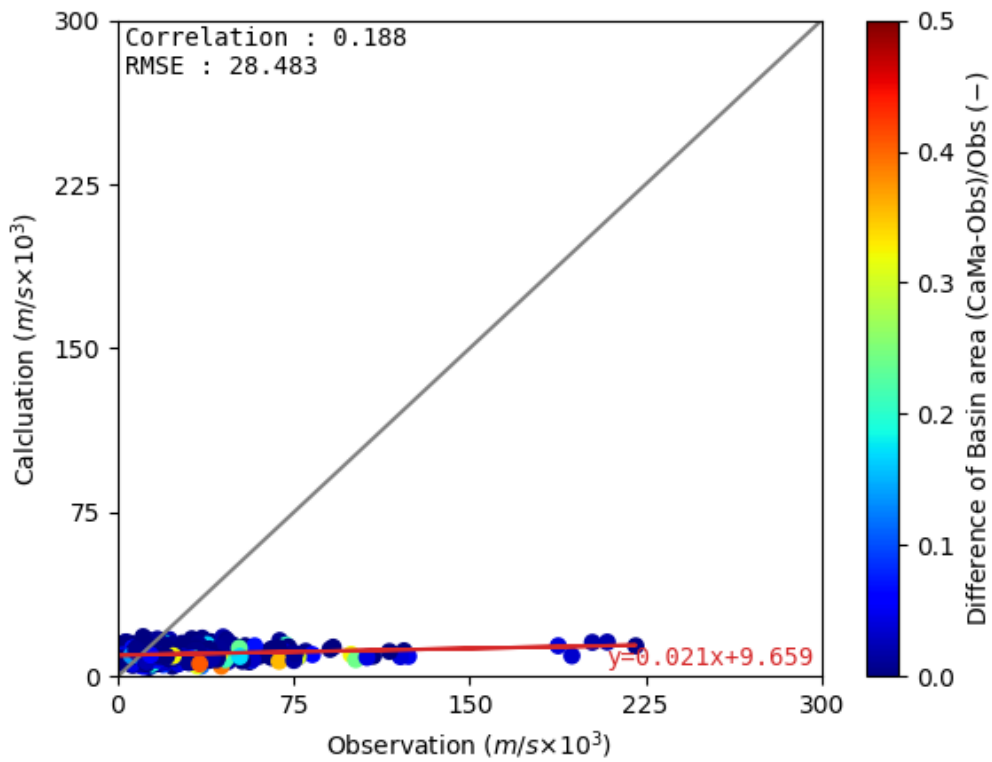


図 A- 8 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 平水流量)

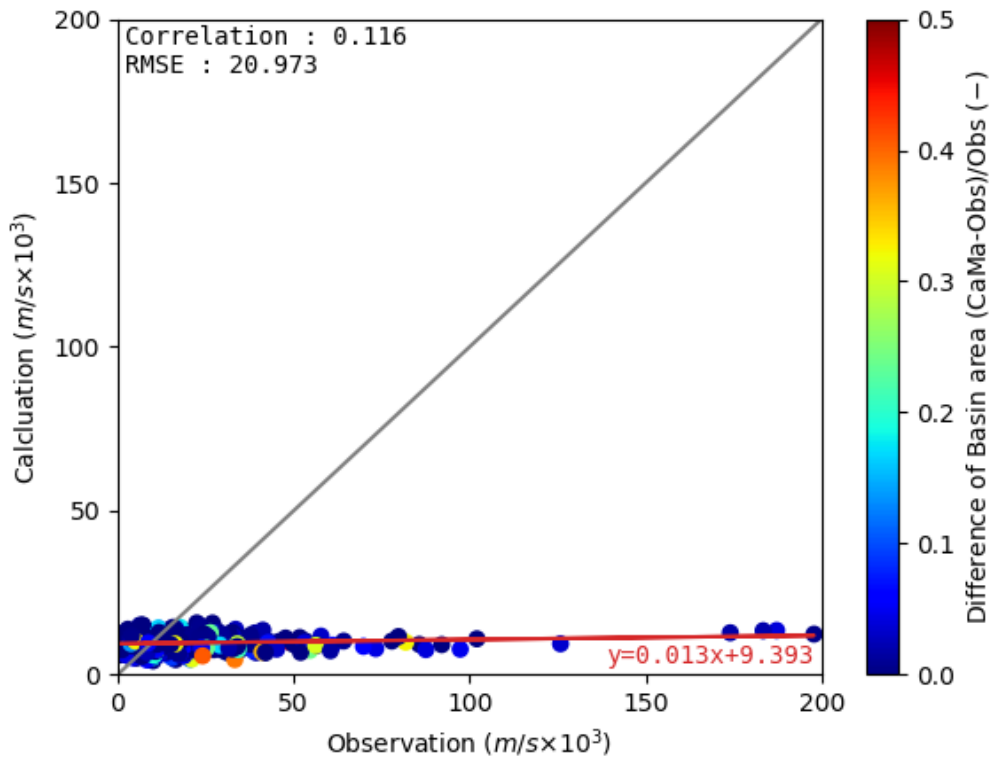


図 A- 9 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 低水流量)

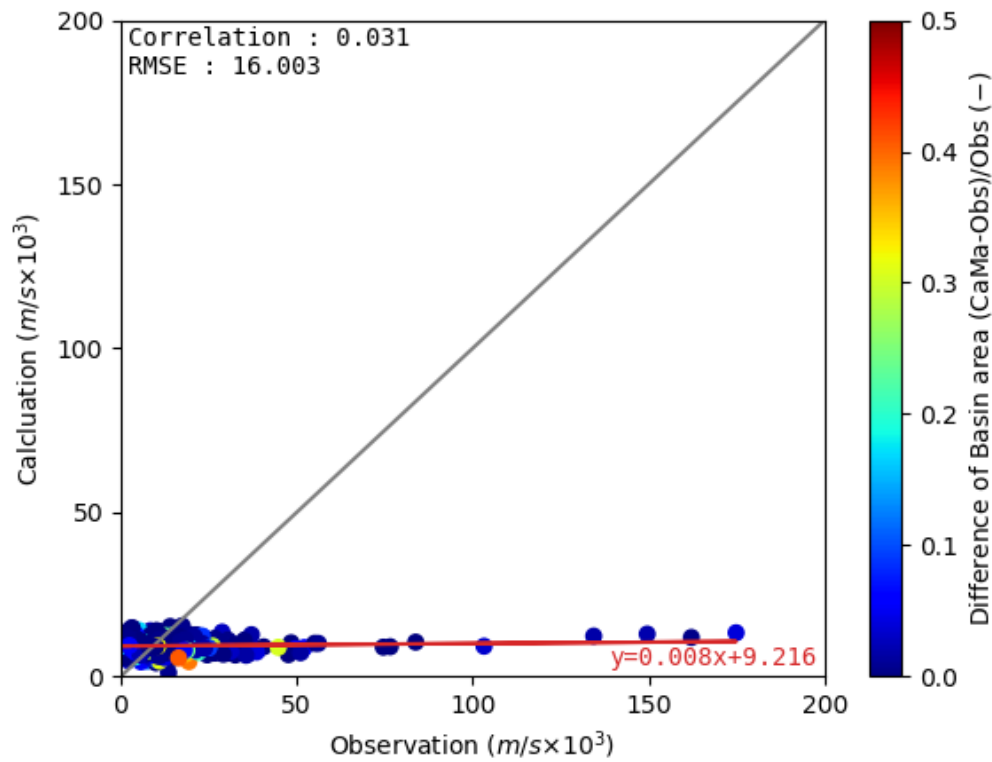


図 A- 10 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 濁水流量)



MATSIRO のみによる時間単位出力値を使用した結果

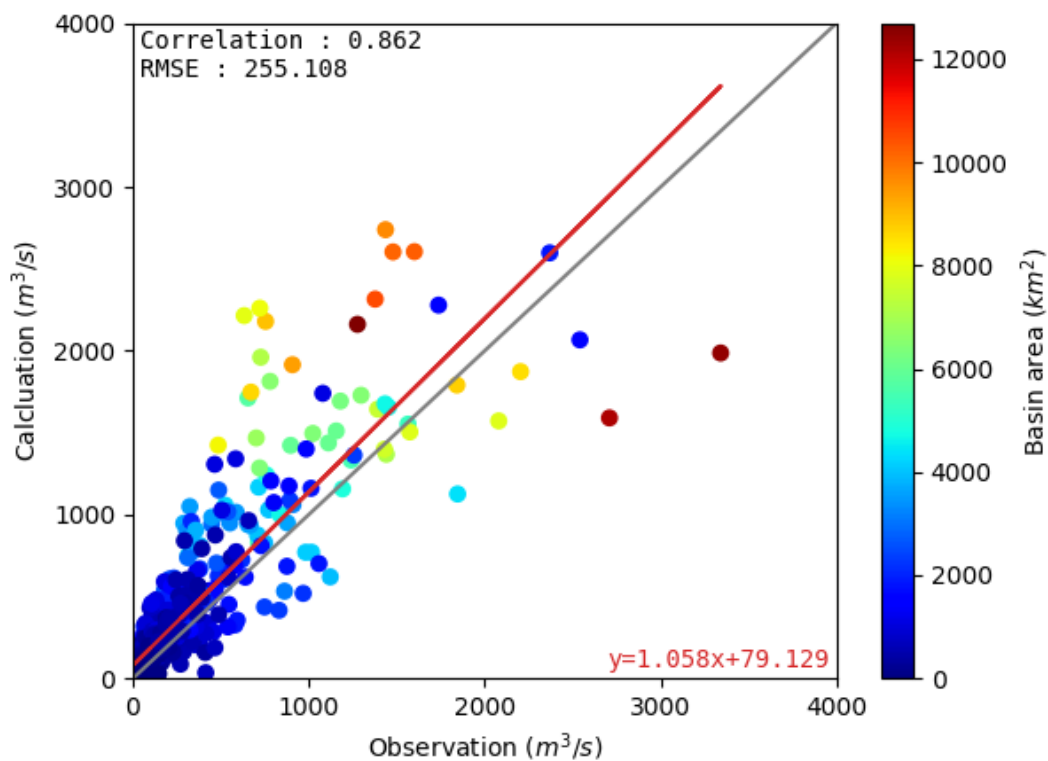


図 A- 11 河川流量の観測値と計算値 (MATSIRO 時間単位 : 最大流量)

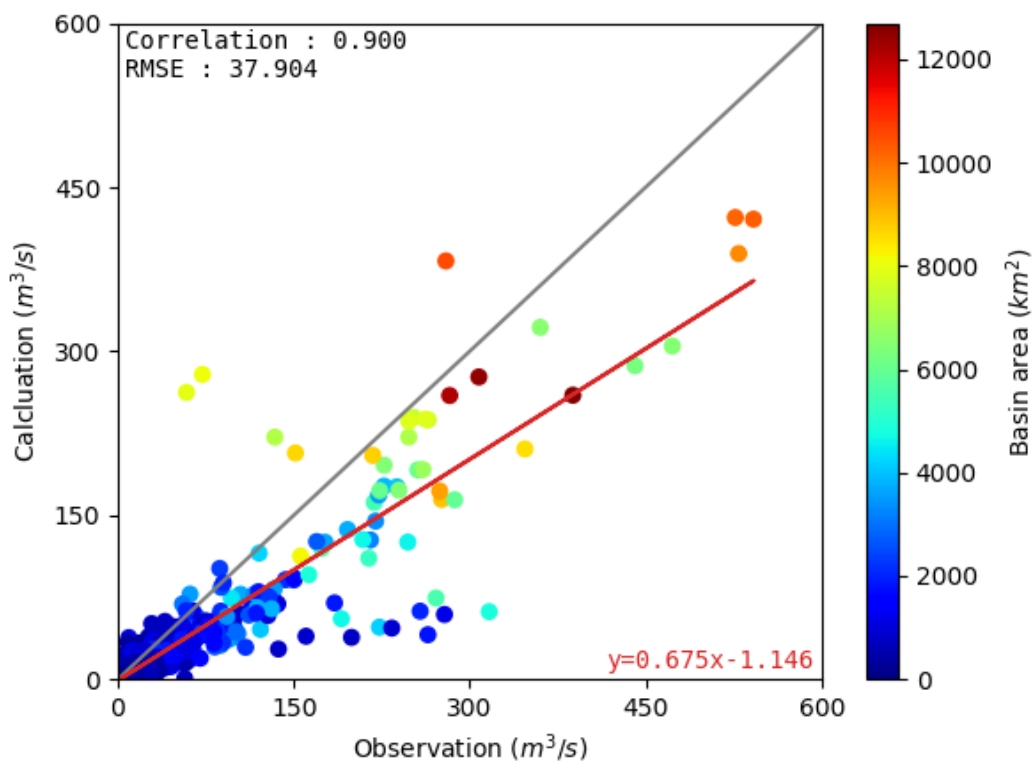


図 A- 12 河川流量の観測値と計算値 (MATSIRO 時間単位 : 豊水流量)

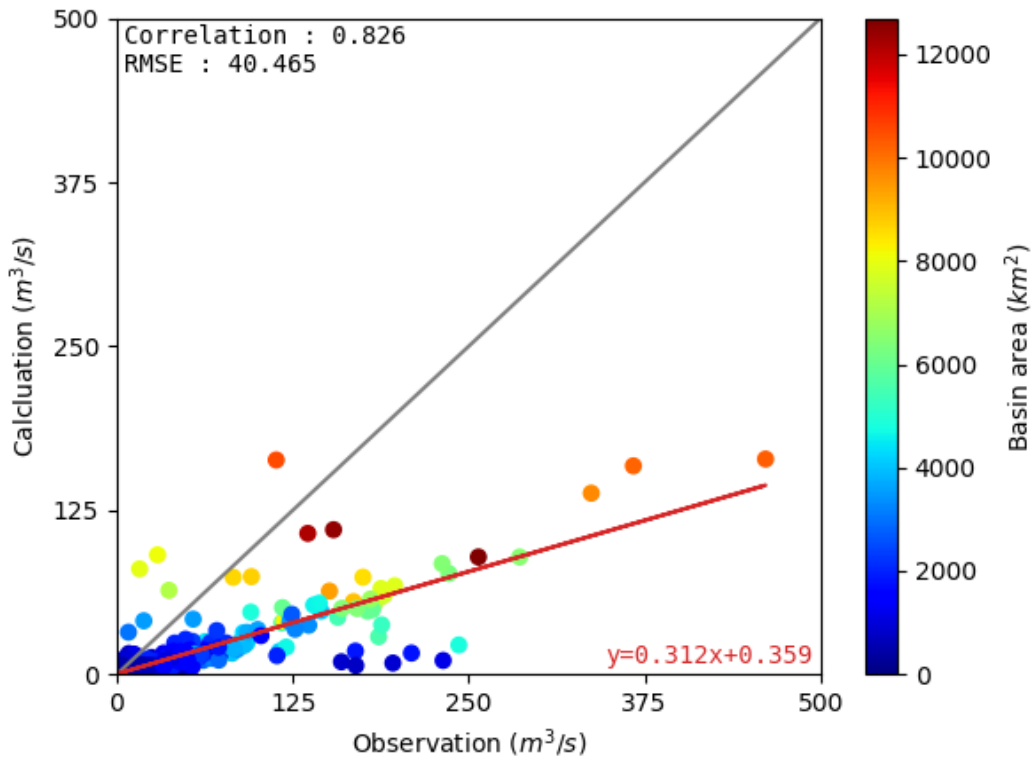


図 A- 13 河川流量の観測値と計算値 (MATSIRO 時間単位 : 平水流量)

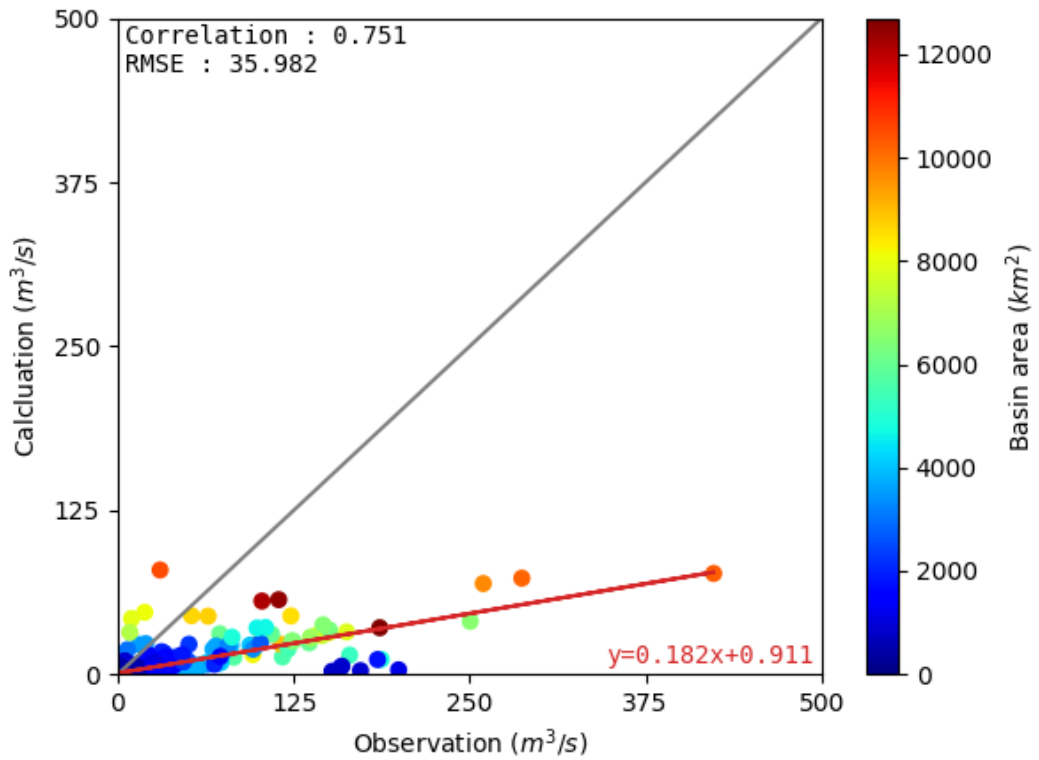


図 A- 14 河川流量の観測値と計算値 (MATSIRO 時間単位 : 低水流量)

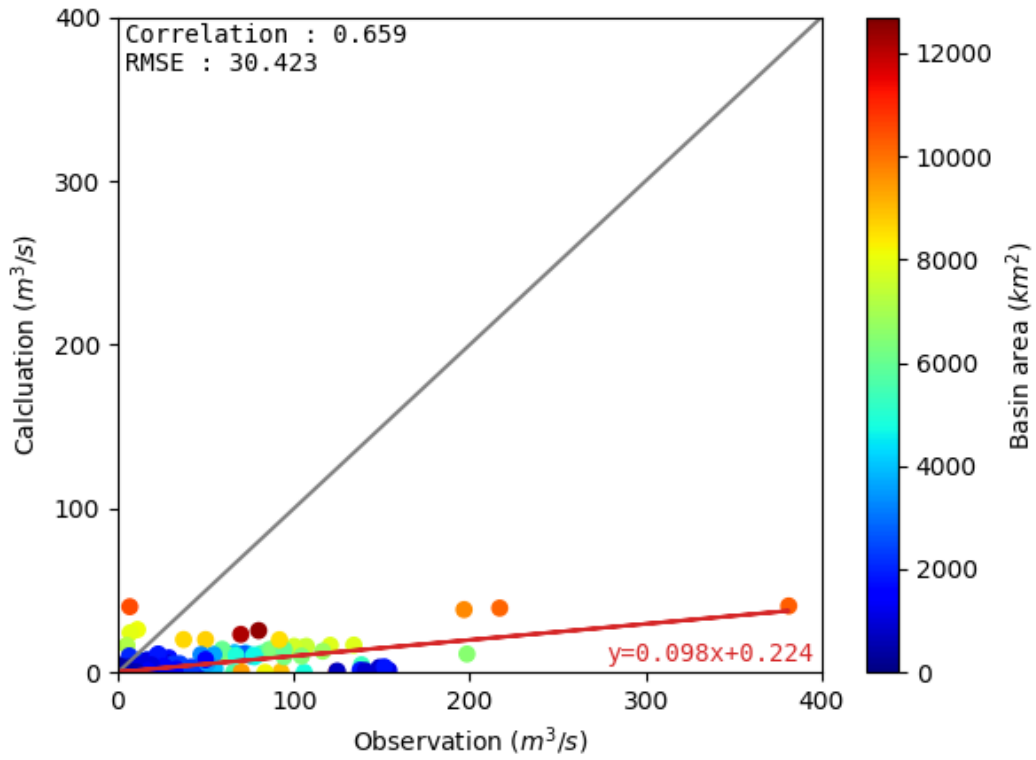


図 A- 15 河川流量の観測値と計算値 (MATSIRO 時間単位 : 濁水流量)

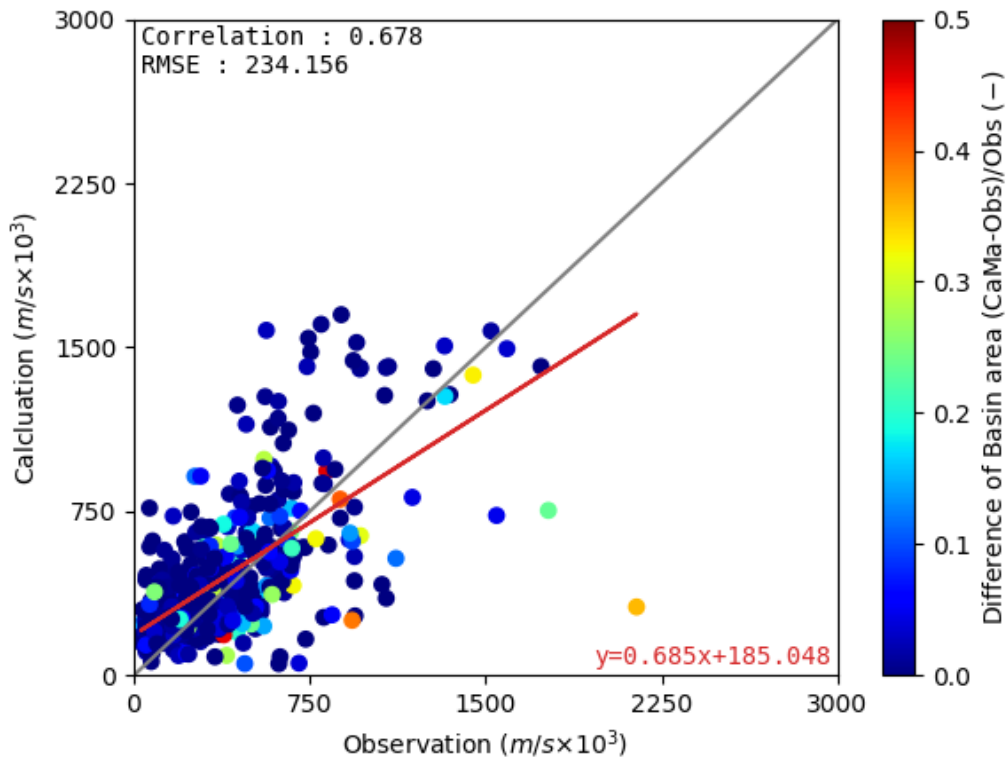


図 A- 16 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 最大流量)

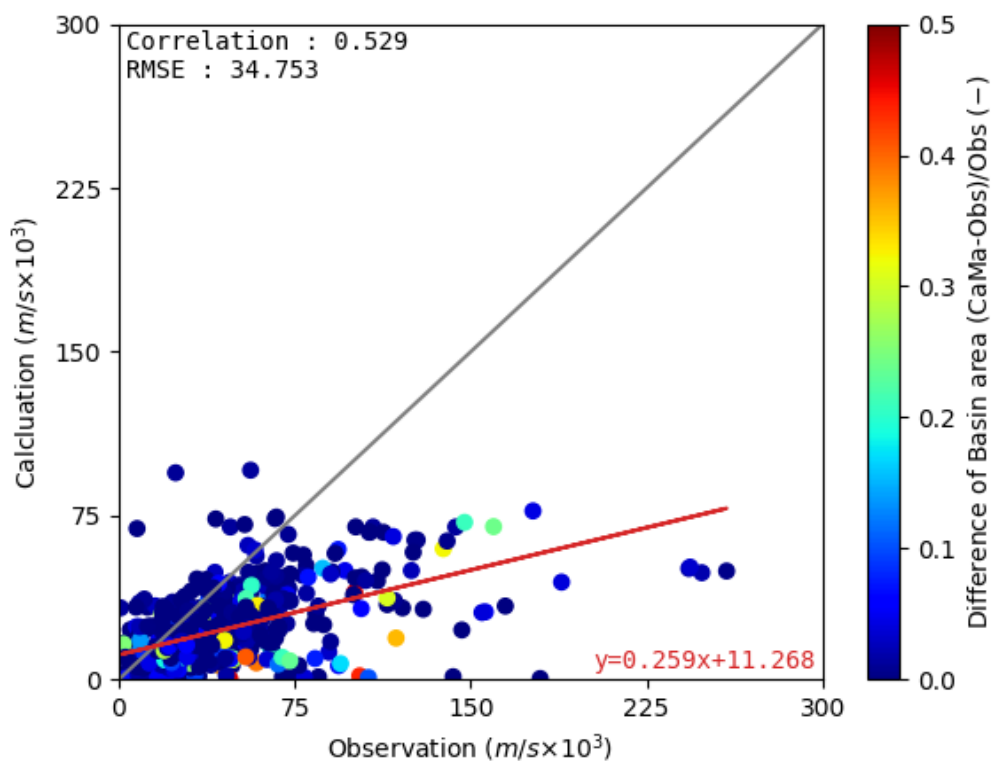


図 A- 17 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 豊水流量)

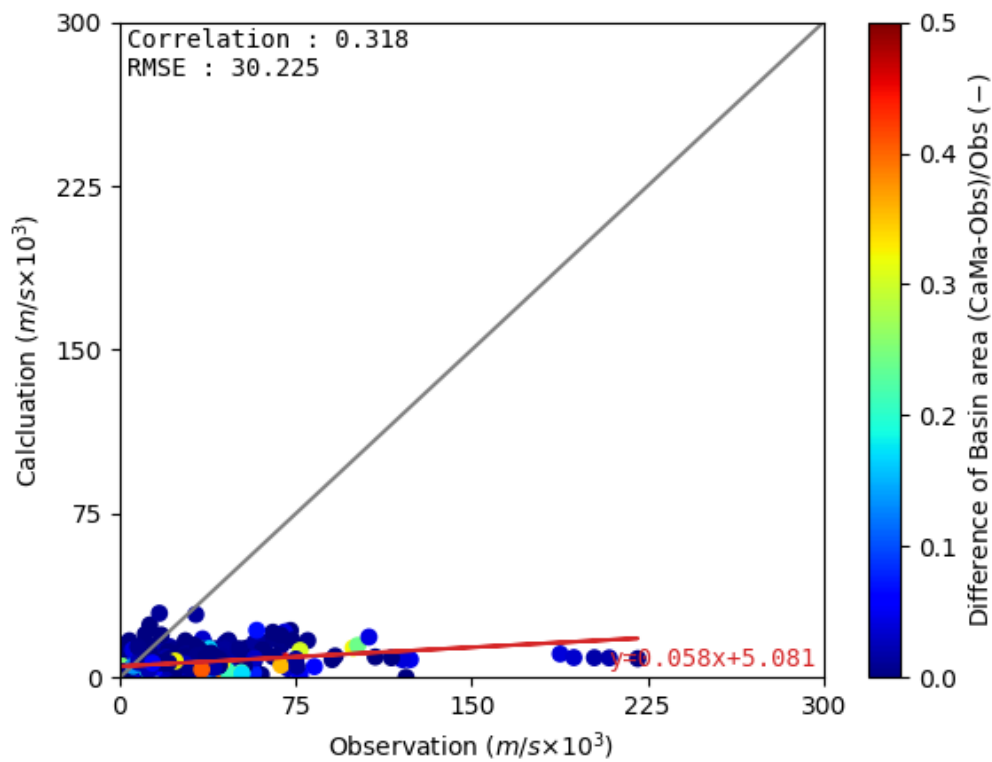


図 A- 18 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 平水流量)

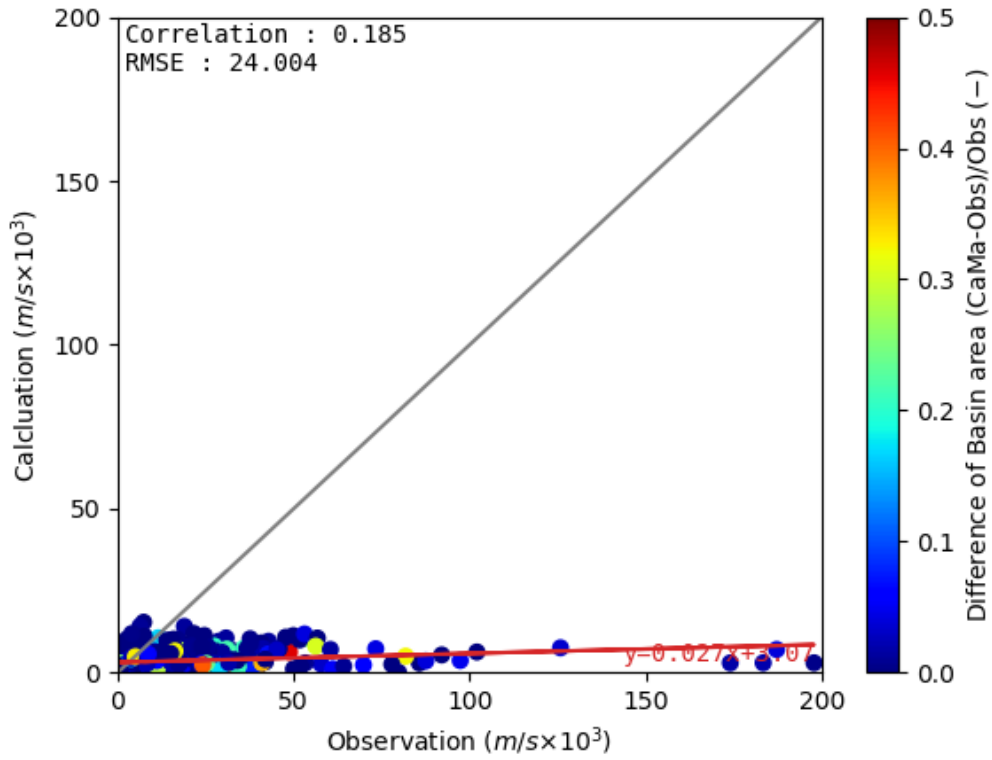


図 A- 19 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 低水流量)

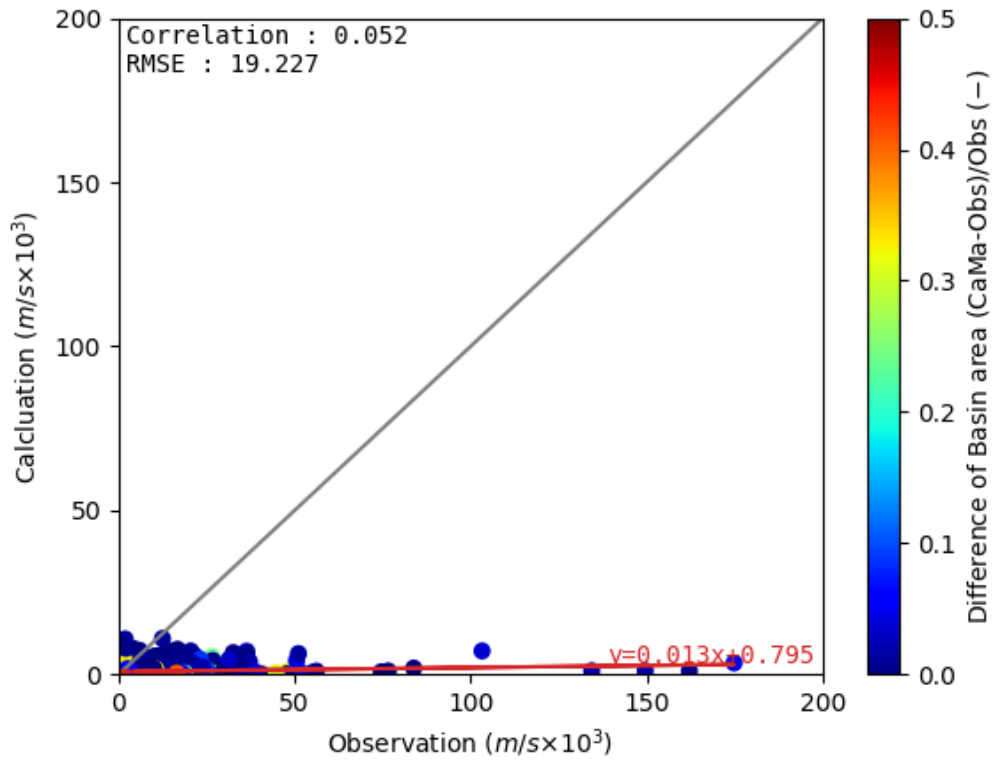


図 A- 20 流出高の観測値と計算値の比較 (P-ET-Rs : 濁水流量)

## 参考文献

- Alcamo, J., Döll, P., Henrichs, T., Kaspar, F., Lehner, B., Rösch, T., & Siebert, S. (2003). Development and testing of the WaterGAP 2 global model of water use and availability. *Hydrological Sciences Journal*, 48(3), 317–337, <https://doi.org/10.1623/hysj.48.3.317.45290>
- Alcamo, J., Flörke, M., & Märker, M. (2007). Future long-term changes in global water resources driven by socio-economic and climatic changes. *Hydrological Sciences Journal*, 52(2), 247–275, <https://doi.org/10.1623/hysj.52.2.247>
- An, H., & Noh, S. J. (2014). High-order averaging method of hydraulic conductivity for accurate soil moisture modeling. *Journal of Hydrology*, 516, 119–130. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.032>
- Arnell, N. (2004). Climate change and global water resources: SRES emissions and socio-economic scenarios. *Global Environmental Change*, 14(1), 31–52, <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2003.10.006>
- Baker, D. (2000). A Darcian integral approximation to interblock hydraulic conductivity means in vertical infiltration. *Computers & Geosciences*, 26(5), 581–590, [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(99\)00129-6](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(99)00129-6)
- Beek, R. v., & Bierkens, M. (2008). *The Global Hydrological Model PCR-GLOBWB: Conceptualization, Parameterization and Verification*. Utrecht University, Department of Physical Geography. Utrecht: The Netherlands. Retrieved 11 2020, from <https://vanbeek.geo.uu.nl/suppinfo/vanbeekbierkens2009.pdf>
- Belfort, B., Younes, A., Fahs, M., & Lehmann, F. (2013). On equivalent hydraulic conductivity for oscillation-free solutions of richard's equation. *Journal of Hydrology*, 505, 202–217. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.047>
- Brown, P., & Saad, Y. (1990). Hybrid Krylov Methods for Nonlinear Systems of Equations. *SIAM Journal on Scientific and Statistical Computing*, 11(3), 450–481, <https://doi.org/10.1137/0911026>
- Celia, M., Bouloutas, E., & Zarba, R. (1990). A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resources Research*, 26(7), 1483–1496, <https://doi.org/10.1029/WR026i007p01483>
- Clement, T., Wise, W., & Molz, F. (1994). A physically based, two-dimensional, finite-difference algorithm for modeling variably saturated flow. *Journal of Hydrology*, 161(1), 71–90, [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90121-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90121-X)

- Cooley, R. L. (1983). Some new procedures for numerical solution of variably saturated flow problems. *Water Resources Research*, 19(5), 1271-1285.  
<https://doi.org/10.1029/WR019i005p01271>
- Döll, P., Hoffmann-Dobrev, H., Portmann, F., Siebert, S., Eicker, A., Rodell, M., . . . Scanlon, B. R. (2012). Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations. *Journal of Geodynamics*, 59-60, 143-156,  
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.05.001>
- Döll, P., Kaspar, F., & Lehner, B. (2003). A global hydrological model for deriving water availability indicators: Model tuning and validation. *Journal of Hydrology*, 270(1), 105-134,  
[https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00283-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00283-4)
- Döll, P., Müller Schmied, H., Schuh, C., Portmann, F. T., & Eicker, A. (2014). Global-scale assessment of groundwater depletion and related groundwater abstractions: Combining hydrological modeling with information from well observations and GRACE satellites. *Water Resources Research*, 50(7), 5698-5720. <https://doi.org/10.1002/2014wr015595>
- Diersch, H.-J., & Perrochet, P. (1999). On the primary variable switching technique for simulating unsaturated-saturated flows. *Advances in Water Resources*, 23(3), 271-301,  
[https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(98\)00057-8](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(98)00057-8)
- Eisenstat, S., & Walker, H. (1996). Choosing the forcing terms in an Inexact Newton Method. *SIAM Journal on Scientific Computing*, 17(1), 16-32, <https://doi.org/10.1137/0917003>
- Fan, Y., Li, H., & Miguez-Macho, G. (2013). Global patterns of groundwater table depth. *Science*, 339(6122), 940-943, <https://doi.org/10.1126/science.1229881>
- Faunt, edited by Claudia C. (2009). *Groundwater availability of the central valley aquifer, california* U.S. Dept. of the Interior, U.S. Geological Survey.
- Fischer, G., Nachtergaele, F. O., Prieler, S., van, Velthuisen, H., Verelst, L., & Wiberg, D. (2008). *Global Agro-ecological Zones Assessment for Agriculture (GAEZ 2008)*. IIASA, Laxenburg, Austria and FAO, Rome, Italy.
- Fredlund, D., & Rahardjo, H. (1993). *Soil mechanics for unsaturated soils*. New York: Wiley.
- Graaf, I. d., Beek, R. v., Gleeson, T., Moosdorf, N., Schmitz, O., Sutanudjaja, E., & Bierkens, M. (2017). A global-scale two-layer transient groundwater model: Development and application to groundwater depletion. *Advances in Water Resources*, 102, 53-67,  
<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.01.011>

- Graaf, I. d., Gleeson, T., Beek, R. v., Sutanudjaja, E., & Bierkens, M. (2019). Environmental flow limits to global groundwater pumping. *Nature*, *574*(7776), 90–94, <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1594-4>
- Graaf, I. d., Sutanudjaja, E., Beek, R. v., & Bierkens, M. (2015). A high-resolution global-scale groundwater model. *Hydrology and Earth System Sciences*, *19*(2), 823–837, <https://doi.org/10.5194/hess-19-823-2015>
- Haddeland, I., Heinke, J., Biemans, H., Eisner, S., Flörke, M., Hanasaki, N., . . . Wisser, D. (2014). Global water resources affected by human interventions and climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *111*(9), 3251–3256, <https://doi.org/10.1073/pnas.1222475110>
- Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., . . . Tanaka, K. (2008a). An integrated model for the assessment of global water resources Part 1: Model description and input meteorological forcing. *Hydrology and Earth System Sciences*, *12*(4), 1007–1025, <https://doi.org/10.5194/hess-12-1007-2008>
- Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., . . . Tanaka, K. (2008b). An integrated model for the assessment of global water resources Part 2: Applications and assessments. *Hydrology and Earth System Sciences*, *12*(4), 1027–1037, <https://doi.org/10.5194/hess-12-1027-2008>
- Hengl, T., Mendes de Jesus, J., Heuvelink, G. B. M., Ruiperez Gonzalez, M., Kilibarda, M., Blagotić, A., . . . Kempen, B. (2017). SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning. *PloS One*, *12*(2), e0169748. <https://doi:10.1371/journal.pone.0169748>
- Jana, R. B., & Mohanty, B. P. (2012a). A comparative study of multiple approaches to soil hydraulic parameter scaling applied at the hillslope scale. *Water Resources Research*, *48*(2), n/a. <https://doi:10.1029/2010WR010185>
- Jana, R. B., & Mohanty, B. P. (2012b). On topographic controls of soil hydraulic parameter scaling at hillslope scales. *Water Resources Research*, *48*(2), n/a. <https://doi:10.1029/2011WR011204>
- Jana, R. B., & Mohanty, B. P. (2012c). A topography-based scaling algorithm for soil hydraulic parameters at hillslope scales: Field testing. *Water Resources Research*, *48*(2), n/a. <https://doi:10.1029/2011WR011205>
- Maxwell, R., & Condon, L. (2016). Connections between groundwater flow and transpiration partitioning. *Science*, *353*(6297), 377–380, <https://doi.org/10.1126/science.aaf7891>



- McBride, D., Cross, M., Croft, N., Bennett, C., & Gebhardt, J. (2006). Computational modelling of variably saturated flow in porous media with complex three-dimensional geometries. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, *50*(9), 1085–1117, <https://doi.org/10.1002/flid.1087>
- Mekonnen, M. M., & Hoekstra, A. Y. (2016). Four billion people facing severe water scarcity. *Science Advances*, *2*(2), e1500323. <https://doi:10.1126/sciadv.1500323>
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, *12*(3), 513–522, <https://doi.org/10.1029/WR012i003p00513>
- Oki, T., & Kanae, S. (2006). Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, *313*(5790), 1068-1072. <https://doi:10.1126/science.1128845>
- Paniconi, C., & Putti, M. (1994). A comparison of Picard and Newton iteration in the numerical solution of multidimensional variably saturated flow problems. *Water Resources Research*, *30*(12), 3357–3374, <https://doi.org/10.1029/94WR02046>
- Paniconi, C., Aldama, A., & Wood, E. (1991). Numerical evaluation of iterative and noniterative methods for the solution of the nonlinear Richards equation. *Water Resources Research*, *27*(6), 1147–1163, <https://doi.org/10.1029/91WR00334>
- Portmann, F. T., Döll, P., Eisner, S., & Flörke, M. (2013). Impact of climate change on renewable groundwater resources: Assessing the benefits of avoided greenhouse gas emissions using selected CMIP5 climate projections. *Environmental Research Letters*, *8*(2), 024023. <https://doi:10.1088/1748-9326/8/2/024023>
- Richards, L. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, *1*(5), 318–333, <https://doi.org/10.1063/1.1745010>
- Rulon, J. (1984). *The development of multiple seepage faces along heterogeneous hillsides*, (Doctoral dissertation). Retrieved from <https://open.library.ubc.ca/media/download/pdf/831/1.0076979/1> Vancouver, The university of British Columbia.
- Rulon, J., Rodway, R., & Freeze, R. (1985). The development of multiple seepage faces on layered slopes. *Water Resources Research*, *21*(11), 1625–1636, <https://doi.org/10.1029/WR021i011p01625>
- Sande, H. V., Boonen, T., Podoleanu, I., Henrotte, F., & Hameyer, K. (2004). Simulation of a three-phase transformer using an improved anisotropy model. *IEEE Transactions on Magnetics*, *40*(2), 850-855. <https://doi:10.1109/TMAG.2004.825004>

- Schaap, M. G., & Leij, F. J. (1998). Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Science*, 163(10), 765-779. <https://doi:10.1097/00010694-199810000-00001>
- Szymkiewicz, A. (2009). Approximation of internodal conductivities in numerical simulation of one-dimensional infiltration, drainage, and capillary rise in unsaturated soils. *Water Resources Research*, 45(10), W10403-n/a, <https://doi.org/10.1029/2008WR007654>
- Takata, K., Emori, S., & Watanabe, T. (2003). Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Global and Planetary Change*, 38(1), 209-222. [https://doi:10.1016/S0921-8181\(03\)00030-4](https://doi:10.1016/S0921-8181(03)00030-4)
- Vörösmarty, C. J., McIntyre, P. B., Gessner, M. O., Dudgeon, D., Prusevich, A., Green, P., . . . Davies, P. M. (2010). Global threats to human water security and river biodiversity. *Nature*, 467(7315), 555-561. <https://doi:10.1038/nature09440>
- Vörösmarty, C., Green, P., Salisbury, J., & Lammers, R. (2000). Global water resources: Vulnerability from climate change and population growth. *Science*, 289(5477), 284–288, <https://doi.org/10.1126/science.289.5477.284>
- van der Vorst, H. (1992). Bi-CGSTAB: A fast and smoothly converging variant of Bi-CG for the solution of nonsymmetric linear systems. *SIAM Journal on Scientific and Statistical Computing*, 13(2), 631–644, <https://doi.org/10.1137/0913035>
- van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892–898, <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- Vauclin, M., Khanji, D., & Vachaud, G. (1979). Experimental and numerical study of a transient, two-dimensional unsaturated-saturated water table recharge problem. *Water Resources Research*, 15(5), 1089–1101, <https://doi.org/10.1029/WR015i005p01089>
- Wada, Y., van Beek, Ludovicus P. H., van Kempen, C. M., Reckman, Josef W. T. M., Vasak, S., & Bierkens, M. F. P. (2010). Global depletion of groundwater resources. *Geophysical Research Letters*, 37(20), n/a. <https://doi:10.1029/2010gl044571>
- Warrick, A. (1991). Numerical approximations of Darcian flow through unsaturated soil. *Water Resources Research*, 27(6), 1215–1222, <https://doi.org/10.1029/91WR00093>
- Yamazaki, D., Kanae, S., Kim, H., & Oki, T. (2011). A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resources Research*, 47(4), n/a, <https://doi:10.1029/2010WR009726>

Zhu, J. (2008). Equivalent parallel and perpendicular unsaturated hydraulic conductivities: Arithmetic mean or harmonic mean? *Soil Science Society of America Journal*, 72(5), 1226-1233. <https://doi:10.2136/sssaj2007.0337>

## 謝辞

本研究をまとめるにあたり、多くの方々からのお力添えを頂きましたので、ここに感謝の意を表したいと思います。

主査である芳村圭教授には、終始温かく見守って頂きました。自分のことしか考えていなかった私に全球スケールの研究という新たな世界を見せて頂き、自分の小ささを痛感したあの時の衝撃は今でもしっかりと覚えています。また、会社員を辞め、新たなモデルをスクラッチからつくといい出した私を受け入れて頂いたことは言葉では言い表せないほどの感謝の気持ちでいっぱいです。本研究をすすめる上でも、課題に直面し、行き詰まったときでも温かく助言を頂き、目の前が明るくなったことは一度や二度ではありません。また、非常に忙しい時でもご自身の予定より、常に学生を最優先する姿勢からは教育者として、問題の本質を掘り下げながらも最終目標を見失わない視座からは研究者として、本当に多くのことを学ばせて頂きました。本当にありがとうございます。

副査である沖大幹教授には、私が会社員であった時、芳村先生を紹介して頂き、本研究を始めるきっかけを頂きました。お忙しい中、丁寧に対応して頂いたこと、非常に感謝しております。また、本研究では副査として、鋭いご指摘をたくさん頂きました。その度に自分の思慮深さが足りていないことに気付かされ、あまり深く考えず、いい加減にすぐ取り掛かってしまう私を鍛えて頂いたと思っています。ありがとうございます。

副査である徳永朋祥教授には、専門である地下水の観点から、本当に数多くのご助言、ご指摘を頂戴しました。お時間がない中、地下水のことを全然理解していない私に丁寧に説明頂いたこと、博士論文を何度も査読して頂いたことは私にとって、一生忘れられない思い出です。大変、感謝しております。また、徳永先生からは、口頭または文章における論理展開、自分の考えを人に伝えることの難しさや重要性について学ばせて頂きました。このような経験は、今後、研究者として、論文投稿や学会発表だけではなく、一般の方々へ話しかける機会があれば、その際の大きな財産になると思っています。本当にありがとうございました。

副査である中島研吾教授には、専門である数理情報の観点から、ご助言を頂戴し、指導して頂きました。中島先生が公表されている講習会の資料がなければ、私はモデルを作成することができなかったのではないかと考えています。また、数学の面白さや大規模な数値計算における数理情報の重要性も中島先生を通じて学ばせて頂いたと思っています。ありがとうございました。

気象研究所の仲江川敏之室長とは、ワークショップで初めてお会いし、本研究の副査を担当して頂きました。気象と水文の両観点から、本研究の新たな方向性やモデルの活用方法について、私一人では思いつかないような着想を数多く頂戴し、より良い研究にして頂いたと思っています。また、終始、私を温かく見守って頂いたことは研究をすすめる上で非常に励みになりました。ありがとうございました。

副査である清田隆准教授には、専門である地盤の観点から、数多くのご指摘を頂戴するとともに、暖かい励ましのお言葉も数多く頂戴しました。芳村先生と副査についての相談をしている際に、事実への追求と社会への研究成果の還元を意識されている清田先生の研究に興味があり、名前を挙げさせて頂きました。また、清田先生が社会人を経験されていたことを知ったときには、勝手ながら、親近感を持ったことを覚えています。私も清田先生を見習い、今後実施する研究をしっかりと社会へ還元・実装することを目指したいと思います。ありがとうございました。

この約3年弱過ごした研究室の生活において、数多くの方々にお世話になりました。

山崎大准教授には、同じモデル開発者として、重要なご指摘を数多く頂きました。モデル開発に関する視野が狭くなりがちな私を常に戒めて頂き、感謝しております。また、使ってもらったモデルとは何か、多くのヒントを頂き、同じモデル開発者として尊敬しております。

吉兼先生、新田さん、日比野さん、大沼さん、馬さん、取出さんには、研究に関するサポートを頂くとともに、研究することの楽しさを教えて頂きました。研究以外でもお話をさせて頂く中で、多くの刺激を頂戴し、研究に前向きに取り組む意欲を頂いていました。ありがとうございます。

秘書である宮城さん、馬渡さん、お二人のサポートがどれだけありがたかったか、言葉では言い尽くせないほどです。特に義理の母の件では、本当にお世話になりました。お二人のサポートのおかげで研究だけではなく、良い人生経験をさせて頂いたと思っています。ありがとうございます。

博士の先輩である佐藤さん、岡崎さん、鳩野さん、魏さん、Pandukaさん、郭さん、Innaさん、徳田さん、佐谷さんには、研究者としての先輩の姿を見せて頂き、私も皆さんのようになれるよう、これから精進していきたいと思っています。ありがとうございます。

研究室の仲間である森山さん、木野さん、蘭さん、竹島君、庄司君、多田君、王さん、奉君、原田君、藤森君、花崎さん、新井君、足立君、浜田君、早川君には頭が良いなと感心しつつ、刺激を受けていました。また、研究室の仲間に加え、数少ない同期でもある清田研の志賀君、おじさん学生と話してくれて、ありがとう。

博士課程での研究活動では、本学のSEUT-RAに採用して頂いたことにより、研究活動に専念することができました。

最後に、この年齢でたまに実家に寄生するのを許してくれた父・母、私に諦めないこと、生きる勇気をくれたお義母さん、会社員を辞め、博士課程の学生になることを許してくれ、私の健康をいつも気にかけてくれ、精神的な安らぎをくれる妻・直ちゃん、本当にありがとう。これから、一生と私のすべてをかけて恩返しします。

2020年12月1日

三浦 陽介