

博士論文

全球における土壌水分量及び地下水位の  
気候学的平衡状態に関する研究

(Study on the climatological equilibrium state  
of soil moisture and groundwater table  
on global scale)

吉田奈津妃

Natsuki Yoshida

## 論文要旨

本論文は、土壌水分と地下水位の平衡状態が気候や土地被覆、土壌タイプなどによってどのように決まっているのかを水文気候学的に明らかにするのを目的としている。土壌水分と地下水は陸域水循環に重要な役割を果たす貯留量である。地球上の水は太陽からの熱の放射とともに循環している。地表面に降った降水は蒸発散、流出に分配される。土壌水分・地下水は降水から蒸発散と流出への水の配分に影響を与え、放射から潜熱と顕熱の配分に影響を与える。土壌水分や地下水の果たす気候システムへの役割に関して理解が進む一方で、長期の気候によって土壌水分や地下水位はどのように説明できるのかに関する知見は少ない。全球の水収支をよりの確に把握するための手法として、陸面水文モデルでは初期化の方法が用いられている。水文気候システムの平衡状態に関して、どのような定義が妥当であるか議論が続いており、とくに陸面-地下水結合モデルが開発され、地下水位の平衡状態が論じられるようになったのは近年である。流域、地域スケールがほとんどで全球スケールを扱った研究は少ない。また反映している気候は数十年程であることが多く、地下水の動態を対象とするには数百年程度の時間スケールでの議論も必要である。

本論文では、地下水を陽に考慮した陸面水文モデルを用い、同じような気候の繰り返しによって決まる土壌水分および地下水位の平衡状態について気候学的平衡状態という概念を提案する。また、そうした平衡状態は存在するのか、地下水位の初期状態は平衡状態にどのような影響を与えるか、地下水位や土壌水分のモデルの推定は観測とどの程度対応しているのかを明らかにする。また、気候条件で平均的な土壌水分や地下水位がどのように説明できるか、土壌水分の平衡状態を気候から直接推計することはできるか、という議論を行った。全球で気候と土壌水分および地下水位の平衡状態について整理することは、これまで地点や地域特有とされてきた議論に一般性を提供できるため、第一に水文気候学の知見への貢献、第二に陸域水循環のモデリングに活用できる有用な情報を提供できると期待できる。

各章の要旨を以下にまとめる。

第2章では、同じような気候が繰り返されたときに、一定の変動を示す状態を気候学的平衡状態と定義した。次の三つの意義がある。

1. 自然状態の同じような気候が長らく続いたと仮定した場合の、水文気候のシステムにおける平衡状態を議論する枠組みになる。
2. 土壌水分と地下水位に関する水文気候学の知見への貢献となる。
3. 水文シミュレーションの初期化手法にも役に立つ。

第3章では、地下水の動態を考慮した陸面水文モデルに関して、土壌過程の検討と改良を行った。TOPMODELで考案された飽和透水係数の減衰式と地形を考慮した全球パラメータを適用した。標高データに基づいた現実的な基底流出の制約を設けた。さらに、土壌の水分移動特性モデルを変えた場合に、地下水位と土壌水分の平衡状態へ与える影響を検討

した。水分移動特性モデルを変えたことで、地下水位と土壌水分の分布にはシフトがみられたが、降水と地下水位との関係はどちらも同様の傾向を示し、ヨーロッパでは観測とも整合していた。改良および検討した陸面水文モデルによって推定した地下水位、流出量、土壌水分量を観測と比較して検証した。井戸観測に比べて、モデルによる地下水位が $\pm 20[\%]$ 誤差内の地点は全体の $9.8[\%]$ で、 $36[\%]$ の地点では $20[\%]$ 以上深く推定し、 $64[\%]$ では浅く推定していることをグローバルの分布で定量評価した。モデルで推定した地下水位は観測値との誤差はあるものの、降水と地下水位の関係はモデルと観測で同様の傾向を示しており、気候値で議論するには十分であると判断した。モデルによって推定した年間流出量および表層の土壌水分量は観測値と整合しており、本研究で解析に使用するには妥当である。

第4章では、陸面水文モデルに異なる地下水面の初期状態を与えた鉛直次元計算を行い、地下水位と土壌水分の平衡状態に与える影響を調べた。検討した7ケースのうち、地下水面を $-11[\text{m}]$ から計算した場合とそれ以外の場合では異なる平衡状態となった。この違いは、土壌の物理量の解析から、土壌の飽和度が異なることによって、地表面から地下水面までの水フラックスの形成が異なることによると考えられる。また、土壌が湿潤な状態から始めた場合と乾燥した状態から始めた場合では、土壌の初期状態が地下水位の平衡状態に影響する地域とそうでない地域があった。湿潤な地域では、土壌水分量の初期状態による平衡状態への影響はほとんど生じないが、乾燥域や凍土域では初期の地下水位が長い期間保存されており、平衡状態に影響している可能性がある。さらに、凍土域においては、地下水位の初期状態や計算を始める季節によっても、平衡状態は異なり、土壌中の融解、凍結過程によると考えられる。乾燥域や凍土域では長期間前の土壌水分や地下水位の状態が現在気候下の状態を知る上でも重要であると推察される。

第5章では、気候学的平衡時間の概念を提案し、水文気候としてどのような意義があるかを論じた。気候学的平衡時間は、湿潤域では短く、乾燥域では長い傾向が確かめられた。気候学的平衡時間を気候の長さと比較することで、気候に対する地下水位の平衡状態の反応感度のような水文気候の特徴を反映しているのではないかと考えられる。気候学的平衡時間が短い地域は気候が変動した場合の地下水位の平衡状態への反応も敏感で、気候変動の影響を受けやすい地域であり、気候学的平衡時間が長い地域は気候が変動した際の地下水位の平衡状態への反応が緩慢なために、気候変動の影響をすぐには受けにくい地域であると推察される。

第6章では、第2章で定義した気候学的平衡状態となった地下水位と土壌水分量を用いて、土壌タイプと土地被覆ごとに分類し、気候条件との関係を調べた。ここでの気候条件とは、降水、蒸発散、降水と蒸発散の比、差分、乾燥指数を指している。土壌水分量は根圏では土地の被覆が森林か、草原かによって、二つに分けることができる。これは根の存在比率が異なるからであるが、植生の根による吸い上げの違いが根圏の土壌水分量に反映されているのではないかと考えられる。また、土壌タイプや土地被覆ごとに分類することで、一部は気候と線形関係で説明できることを示した。アマゾンの土地被覆、広葉常緑樹林を例とし

て、降水から線形回帰した体積含水率と陸面水文モデルで平衡状態となった体積含水率は整合している。このことにより、現在気候における土壤水分の平衡状態は土地被覆、土壤タイプによって分類することで、降水から線形回帰により簡易に推定できる方法を提案した。さらに、地下水位と気候には、地下水位が 10[m]より浅い場合では、エネルギーが増えるにつれて、蒸発散量も増え、地下水位も深くなるというように、エネルギーによってコントロールされている可能性がある。またその変化の仕方は土壤や土地被覆によって異なる。

第 7 章に、全体のむすびとして、結論をまとめた。

# 目次

1 章 序論.....	10
1.1 研究の背景.....	10
1.2 本研究の目的・意義.....	11
1.3 本論文の構成.....	12
2 章 土壌水分と地下水位の気候学的平衡状態.....	13
2.1 背景.....	13
2.2 陸面水文モデル MAT-GW での関数化を用いた初期値化の検討.....	14
2.3 既往研究における平衡状態の定義.....	17
2.4 気候学的平衡状態の定義.....	19
2.5 考察.....	24
2.6 まとめ.....	31
3 章 地下水を陽に考慮した陸面水文モデルの概要.....	32
3.1 陸面水文モデル(LSM)の歴史.....	32
3.2 陸面水文モデル MAT-GW の概要.....	33
3.2.1 陸面水文モデル MATSIRO の概要.....	33
3.2.2 MATSIRO の水収支の計算.....	36
3.2.3 陸面水文モデルの熱収支計算.....	40
3.2.4 陸面水文モデルの外部パラメータ.....	41
3.2.5 地下水を陽に考慮した陸面水文モデル MAT-GW の概要.....	43
3.3 陸面水文モデル MAT-GW の改良.....	44
3.3.1 飽和透水係数および基底流出の制約.....	44
3.3.2 水分移動特性モデルの検討.....	52
3.3.3 サブレイヤーにおける地下水面と不飽和土壌間の水フラックスの検討.....	60
3.4 検証.....	65
3.4.1 地下水位の気候学的平衡状態に関する検証.....	65
3.4.2 土壌水分の検証.....	72
3.4.3 流出量の検証.....	76
3.4 まとめ.....	79
4 章 地下水位の初期値が気候学的平衡状態へ与える影響.....	80
4.1 地下水位の初期値が平衡状態に与える影響.....	80
4.2 凍土域における地下水位の初期値が平衡状態に与える影響.....	87
4.3 まとめ.....	98
5 章 気候学的平衡時間と気候の関係.....	99
5.1 はじめに.....	99

5.2 結果・考察.....	99
5.3 まとめ.....	101
6 章 土壌水分・地下水位の気候学的平衡状態と気候の関係.....	102
6.1 土壌水分と気候の関係.....	102
6.1.1 はじめに.....	102
6.1.2 研究方法.....	102
6.1.3 結果・考察.....	104
6.2 気候条件から土壌水分量の平衡状態を直接推計する手法の提案.....	109
6.2.1 はじめに.....	109
6.2.2 研究方法.....	109
6.2.3 結果・考察.....	109
6.3 地下水位と気候の関係.....	111
6.3.1 はじめに.....	111
6.3.2 結果と考察.....	111
6.4 まとめ.....	121
7 章 結論.....	122
7.1 まとめ.....	122
7.2 今後の展望.....	123
参考文献.....	132
謝辞.....	138

## 図目次

図 2-1	ハイブリッド法の手順. Ajami et al.,[2014b]より引用]	14
図 2-2	MAT-GW にてスピニアップ計算を行った土壌水分の年間変化率の絶対値[%] .....	16
図 2-3	フィッティングした関数	16
図 2-4	気候学的平衡状態の概念	19
図 2-5	気候学的平衡時間の空間分布作成フロー	20
図 2-6	気候学的平衡時間（年）の空間分布（地下水位を用いた場合）	22
図 2-7	気候学的平衡時間（年）の空間分布（全土壌水分量を用いた場合）	23
図 2-8	地下水位[m]の気候学的平衡状態 空間分布	26
図 2-9	地下水位[m]の気候学的平衡状態 ヒストグラム	27
図 2-10	全土壌水分量[mm]の気候学的平衡状態 空間分布	28
図 2-11	全土壌水分量[mm]の気候学的平衡状態 ヒストグラム	29
図 2-12	全土壌水分量[mm]の変化量	30
図 3-1	陸面水文モデル MATSIRO の概念図[Takata et al.,2003]	33
図 3-2	MATSIRO の計算フロー[Takata et al.,2003]を基に作成	34
図 3-3	簡易化した TOPMODEL の概念図. Takata et al.[2003]より引用	37
図 3-4	土地被覆の空間分布	41
図 3-5	土壌タイプの空間分布	41
図 3-6	MAT-GW の概念図. Koirala et al.[2014]を基に作成	43
図 3-7	透水係数の概念図	47
図 3-8	地下水位に関連したパラメータ	48
図 3-9	基底流出の制約 概念図	49
図 3-10	基底流出[mm/yr]の比較	50
図 3-11	地下水涵養量[mm/yr]の比較	50
図 3-12	地下水位[m]の比較	51
図 3-13	2つの水分移動特性モデルによる水分特性曲線の比較	53
図 3-14	水分移動特性モデルの違いによる地下水位[m]の比較	55
図 3-15	水分移動特性モデルの違いによる全土壌水分量[mm]の比較	56
図 3-16	水分移動特性モデルの違いによる地下水涵養量[mm/yr]の比較	57
図 3-17	水分移動特性モデルの違いによる基底流出[mm/yr]の比較	58
図 3-18	水分移動特性モデルの違いによる平衡状態に達した地域の比較	59
図 3-19	地下水面と不飽和土壌間の水フラックス	61
図 3-20	サブレイヤースキームの概念図	62
図 3-21	サブレイヤースキーム適用後の地下水位[m]	64

図 3-22	MAT-GW の格子点と井戸観測の格子点内の平均量との対応 概念図	65
図 3-23	地下水位のモデル値と観測値	66
図 3-24	グリッド内の平均標高	66
図 3-25	平均標高の大小別の地下水位比較	68
図 3-26	平均標高比率による地下水位比較	70
図 3-27	モデルの改良による地下水位の検証	71
図 3-28	Ashton(37.13N, 97.27W)における土壌深さごとの土壌水分量[m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ]の時系列変化の比較	74
図 3-29	アマゾンにおける流出量[mm/yr]の時系列	77
図 3-30	年間平均流出量[mm/yr]の検証	78
図 4-1	観測降水量[mm/h]の時系列グラフ	81
図 4-2	地下水位の初期値による地下水位[m]の違い	83
図 4-3	12層目の土壌の体積含水率[m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ]の違い	85
図 4-4	異なる初期地下水位による水フラックスおよび飽和度の鉛直プロファイル	86
図 4-5	地下水位に対する凍土の透水性効果の比較	88
図 4-6	地下水位の時系列グラフ	90
図 4-7	地点 A 氷の比率 (氷の体積率を土壌の体積含水率で除した値)	91
図 4-8	地点 B 氷の比率 (氷の体積率を土壌の体積含水率で除した値)	92
図 4-9	地点 C 氷の比率 (氷の体積率を土壌の体積含水率で除した値)	93
図 4-10	地点 A 気温[°C]の季節変化	95
図 4-11	点 A 地温[°C]の鉛直プロファイル	95
図 4-12	地点 B 気温[°C]の季節変化	96
図 4-13	地点 B 地温[°C]の鉛直プロファイル	96
図 4-14	地点 C 気温[°C]の季節変化	97
図 4-15	地点 C 地温[°C]の鉛直プロファイル	97
図 5-1	気候学的平衡時間と気候, 土壌別のボックスプロット	100
図 6-1	年間のエネルギー・水収支	105
図 6-2	根圏の土壌水分量と P-E	108
図 6-3	降水による線形回帰した場合と平衡状態の体積含水率	110
図 6-4	地下水位と降水量の関係	114
図 6-5	ヨーロッパにおける地下水位[m]と降水[mm/yr]の関係	115
図 6-6	観測地下水位[m]と降水[mm/yr]の関係	115
図 6-7	地下水位と E/P の関係	118
図 6-8	Budyko に基づいた年間のエネルギー・水収支	119
図 6-9	地下水位と乾燥指数の関係	120



## 表目次

表 2-1	既往研究における平衡状態の定義 一覧.....	18
表 2-2	RCC の閾値による全陸域グリッド(15238 グリッド)中の平衡状態判定グリッド数の違い (地下水位を用いた場合) .....	24
表 2-3	RCC の閾値による全陸域グリッド(15238 グリッド)中の平衡状態判定グリッド数の違い (全土壌水分量を用いた場合) .....	24
表 3-1	内部変数.....	35
表 3-2	陸面積分部の入力変数.....	35
表 3-3	土壌と土地被覆の番号と分類の対応.....	42
表 3-4	基底流出の最大値と最低値 (制約なしと制約ありの場合) .....	50
表 3-5	Ashton における土壌と土地被覆情報 .....	72
表 3-6	Ashton における土壌水分量の精度 .....	72
表 3-7	地下水位検証の対象流域における流出量の検証.....	76
表 3-8	世界の主要な大河川における流出量[mm/yr]の検証.....	77
表 4-1	Ashton の情報.....	80
表 4-2	Loam の土壌パラメータ .....	81
表 4-3	異なる初期地下水位[m]を与えたことによる地下水位[m]と全土壌水分量[mm]の平衡状態の違い .....	83
表 4-4	地下水面での毛管フラックス[mm/yr]の違い.....	86
表 4-5	凍土に関する実験設定.....	89
表 6-1	全土壌水分量と気候 .....	106
表 6-2	根圏の土壌水分量と気候 .....	106
表 6-3	降水による線形回帰した土壌水分量の精度 .....	109

# 1 章 序論

## 1.1 研究の背景

土壌水分と地下水は陸域水循環[Oki and Kanae,2006]を理解する上で重要な一要素である。地球上の水は、太陽からの熱エネルギーの移送とともに循環している。降水は地表面で蒸発散と流出に分配される。気候によって陸域の水はどのように質量保存しているのか、いわゆる水収支とよばれる地表面に降った降水量の分配に関する長期平均した量的な関係[Eagleson 1978]を明らかにする試みは、水文学の基本的な問いである。土壌水分の果たす気候への役割は古くから研究されてきた[例えば Budyko 1956,1974]。近年も降水や蒸発散と土壌水分の間にあるフィードバック効果に関して盛んに論じられている[Koster et al.,2004;Teuling et al.,2006, Tuttle et al.,2016]。また、土壌水分と蒸発散の関係には植生の根からの水分の吸い上げや蒸散の働きも重要な役割を果たしている[Nepstad et al.,1994]。一方、地下水の果たす陸面過程への役割が理解されるようになったのは近年になってからである。地下水は流出量をコントロールし、土壌水分に水分を供給している[Niu et al.,2005;Yeh and Eltahir,2005b;Kollet and Maxwell,2008]。浅い地下水面と土壌水分の空間分布には相関があり[Miguez-Macho et al.,2007]、干ばつ時には植物が根から水分を吸収するための水分を浅い地下水から補給している[Miguez-Macho et al.,2012b]といった理解が進んでいる。

貯留量としての土壌水分量や地下水は、人が暮らすための水資源としての役割も果たしている。年間降水量の少ない半乾燥地域では、灌漑農業に地下から汲み上げた水を利用する場合も多い。近年の人間活動による取水により、地下水面が低下している[Döll et al.,2014]のように、水資源管理の面でも地下にどれくらいの水があるのかを把握するのは重要である。

全球における水収支を的確に把握するために、陸面水文モデルでは計算の初期値を与えるための平衡状態をどのように定義するのが妥当であるのかといった議論が続いている[e.g.Yang et al.,1995; Cosgrove et al.,2003; Ajami et al.,2014]。土壌水分量が平衡状態になるのは、地下水面が存在して一定の深さにとどまるときである[Philip 1957]と述べられているように、地下水面の情報は土壌水分の平衡状態を知るのに欠かせない。流域スケールでは初期の水分状態がモデルの応答に主要な影響を与える[Berthet et al.,2009]ために、的確な土壌水分量と地下水位の空間分布が、水文シミュレーションの不確実性を低減するために求められている[Ivanov et al.,2004;Noto et al.,2008]。

Ajami et al.,[2014a]は、地下水の動態を考慮した陸面水文モデルにおいて、水収支・エネルギー収支の平衡状態を議論し、地下水位の変化率が平衡状態を求めるのに最も安定した関数であると見つけた。現実的な気候を反映した平衡状態を求めるには、複数年の気候を与える必要がある[Cosgrove et al.,2003]が、ここでの地下水面の平衡状態は単年の気象を与えた場合に限られ、複数年の気候を反映した議論が課題となっている[Ajami et al.,2014a]。また、土壌水分量や地下水位の平衡状態に関する議論のほとんどは 1 グリッドから流域・大陸スケ

ールに限られており[Yang et al.,2011], 全球スケールで地下水面の平衡状態が論じられるようになったのは近年になってからである[Fan et al.,2013]. ここでは, 地下水位の平衡状態を鉛直と地形による側方の流れの二つのフラックスが長期の質量保存した地下水面の気候値として, 地下水位の全球空間分布の議論に限られている.

いまだ, 全球スケールで地下水面の平衡状態および地下水の動態を考慮した土壌水分量の平衡状態が長期の平均的な気候によってどのように説明できるのかはほとんど明らかになっていない.

## 1.2 本研究の目的・意義

本研究の目的は, 全球スケールで土壌水分と地下水位の平衡状態が気候条件によってどのように決まっているのかを水文気候学的に明らかにする. そのために,

- ・長期間の気候(30年間)を反映し, 同じような気候が長らく(1020年間)続いたと仮定した場合に, 平衡状態を議論する概念を提案する.
- ・上記のような平衡状態が存在するのかを明示する.
- ・長期間の気候から土壌水分と地下水面の平衡状態を全球スケールで説明する.

### 対象とする過程

- ・本研究では, 長期平均の気候と土壌水分量, 地下水の質量の関係に着目する.
- ・気候に対する陸面の応答
- ・土壌水分量の平衡状態は鉛直の水フラックスの質量保存とする.
- ・土壌の性質に基づいた浸透, 湿潤, 流出過程
- ・土地被覆およびLAIに基づいた植生による遮断蒸発, 蒸散, 根の吸い上げ量

### 対象としない過程

- ・降雨強度のパターンの違いによる水収支への影響
- ・地表面から大気へのフィードバック
- ・サブグリッドスケールの地形による地下水面差が引き起こす地下水の側方流れおよび河川水から地下水への水フラックス
- ・植生の根は地表面から2mまでの土壌に分布していると仮定し, 植物の根の成長による動態

### 用語

地下水面までの地表面からの深さを地下水位という用語で表す.

長期間の気候の繰り返しを反映した全球の土壌水分量および地下水面の平衡状態を推定し、水文気候学的にどのように説明できるかを論じることには、次のような意義がある。

- ・現実には定常ではない気候システムについて、同じような気候が続いたと仮定したときに、長期間の平均的な水の質量変化が一定の範囲内に収まる状態があるのかを示すことができれば、陸域の水が長期間の平均的な気候によって貯留量も含めて質量保存していると示唆できる。

- ・現在気候が続いたと仮定した場合に、土壌水分量および地下水面の平衡状態と気候の関係を明らかにすることで、水文気候学の一知見を提供できる。また、土壌水分量および地下水面の状態を気候から推計する手法の提案は、観測がない地点の水文シミュレーションの初期化にも役立つ。

- ・同じような気候下での土壌水分量および地下水面の平衡状態を議論する基準を提案することで、将来の気候変動下で土壌水分量および地下水位の平衡状態が気候でどのように説明できるのかという議論への応用にもつながる。

### 1.3 本論文の構成

本論文では、同じような気候下での水文貯留量の平衡状態の概念を提案し、気候条件から土壌水分量および地下水面の平衡状態を説明する。

関連する既往研究は各章の冒頭にまとめる。

- ・第2章では、これまでの水文シミュレーションにおける初期化の枠組みの中で水・熱収支の平衡状態がどのように定義されて扱われてきたかを踏まえ、新たに同じような気候下での水文貯留量の平衡状態を表す概念を説明する。

- ・第3章では、本研究の計算に使用した全球陸面水文モデルの概要とモデルに追加した物理過程を説明する。また、地下水位の推定にどの土壌プロセスが妥当かを議論する。そして、全球陸面水文モデルによって推定した地下水位、土壌水分量、流出量を地点観測と比較して検証する。

- ・第4章では、土壌水分量および地下水位の初期状態が本研究で提案した平衡状態に与える影響を議論する。

- ・第5章では、気候学的平衡時間という概念を提案し、水文気候学的な意味合いについての解釈を論じる。

- ・第6章では、土壌水分量および地下水位の平衡状態が気候条件によってどのように説明できるのかを議論する。

- ・第7章に、全体の結論を記す。

## 2 章 土壌水分と地下水位の気候学的平衡状態

### 2.1 背景

本章では、長期の気候を反映した地下水位および土壌水分の平衡状態を議論できるように気候学的平衡状態という概念を提案する。この概念は同じような気候が長らく続いたと仮定したときの陸面水文過程の平衡状態を意味する。本研究の目的には、世界の水収支はどのように決まっているのかという水文学の基本的な問いに対し、降水や蒸発散といった水フラックスだけでなく、貯留量である土壌水分量や地下水の果たす役割も含めた理解を進めていくという意義がある。広域で面的な観測が難しい土壌水分量や地下水位は、近年の数値モデルの開発が進んだことによって陸域水循環へ果たす役割の理解が進みつつある。陸域の水文過程を表現し、広く用いられている数値モデルである陸面水文モデルでは、水収支を的確に把握するための妥当な手法として、モデルが平衡状態（定常な状態）になるまで計算を行う初期化という方法が一般的に用いられている。地下水位は不飽和土壌の下端の境界でもあり、土壌水分と地下水も独立した関係ではなく、水のフラックスの相互作用があるため、その関係は複雑ではあるが、土壌水分の平衡状態を把握するためには、地下水位の平衡状態を把握することが重要である。的確な土壌水分や地下水位の初期状態を与えることは水文シミュレーションの不確実性低減につながる[Ivanov et al.,2004;Noto et al.,2008]。しかし、陸面水文モデルで的確な初期状態を求める妥当な方法は先ほど述べた初期化である。地下水の動態を考慮したモデルでは平衡状態を求めるのに計算時間も長くなる。こうした矛盾を解決するために、地下水位の初期状態を土壌と地形に基づくパラメータによって推計する試み[Sivapalan et al.,1987]や解析解で推定する試み[Troch et al.,1993]が流域スケールで行われてきた。しかし、こうした手法はプロセスベースであるという長所の一方で地域特有の手法という短所がある。これに対し、Ajami et al.,[2014b]は地下水位の変化率に基づいた関数を求めれば初期化にかかる計算時間を短縮できるとともに、他の地域やモデルでも応用が期待される汎用性の高い手法を提案した。しかし、この手法は水文気候と地下水位や土壌水分との関係は不明確である。

本章では、はじめに本研究の契機となった Ajami et al.,[2014b]による地下水統合モデルを用いた地下水位の関数化による初期化手法の紹介と、本研究で用いる陸面水文モデル MAT-GW[Koirala et al.,2014]での関数化の適用の検討について述べたのちに、同じような気候が長らく続いたと仮定したときの地下水位および全土壌水分量の気候学的平衡状態に関する定義を提案する。

本研究で使用した陸面水文モデル MAT-GW[Koirala et al.,2014]は地下水位の動的表現を取り入れた陸面水文モデルであり、陸面水文モデルとは気候外力（降水、気温、風速等）や地表面情報に基づいて、地表面の水・熱フラックスおよび貯留量を計算する数値モデルである。詳細については第3章で述べる。

## 2.2 陸面水文モデル MAT-GW での関数化を用いた初期値化の検討

本節では、一般的な水文モデルの初期化手法の説明と Ajami et al.,[2014b]によって提案された地下水位の変化率に基づく関数による初期化手法を説明する。また、その関数による初期化手法が本研究で用いる陸面水文モデル MAT-GW にも適用できるのかを検討する。

広く使われている初期化手法には次の二つの手法がある[Ajami et al.,2014b].

1. 初期の地下水位を地表面からのある一定の深さで与える[Kollet and Maxwell,2008]. そして、平衡状態に達するまで、気候外力(降水, 風速, 放射, 気温等)を単年または複数年のどちらかにわたって、シミュレーションを繰り返し、初期値の影響を減らす。
2. 十分に土壌飽和した状態からモデルを初期化し、モデルによる基底流出が観測値に合うまでシミュレーションを続ける[Jones et al.,2008]

平衡に基づいた初期化の技術の効率を上げるための手法として、モデルのシミュレーションと経験的な地下水位関数(DTWT:depth to water table)を組み合わせるハイブリッド法が[Ajami et al.,2014b]によって開発された。

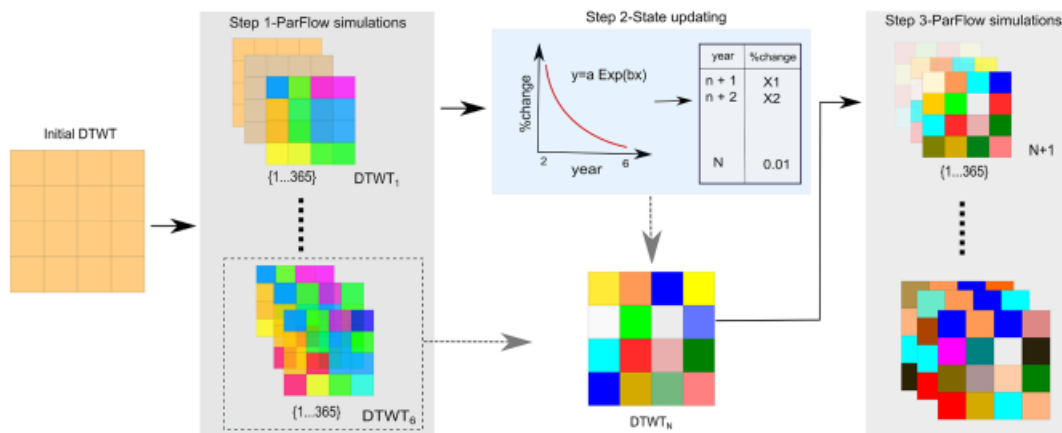


図 2-1 ハイブリッド法の手順. Ajami et al.,[2014b]より引用

図 2-1 にハイブリッド法[Ajami et al.,2014b]の手順を示し、以下にその内容を説明する。

1. 任意の地下水位分布に基づいて、地下水統合モデル ParFLOW.CLM[Maxwell et al.,2014]を用いた初期のスピンアップ計算を行う。
2. 初期のスピンアップ計算において、平均年間地下水位の割合の変化に基づいた地下水位関数を開発し、状態を更新する。
- 3.望んだ平衡レベルに達するまで、段階 2 の ParFlow.CLM[Maxwell et al.,2014] スピンアップ計算を行う。

この関数化手法を中国[X = 45;Y=292]の 1 グリッドを例として、陸面水文モデル MAT-GW[Koirala et al.,2014]を用いた全土壌水分の初期化に適用した場合を以下に示す。

計算条件は陸面水文モデル MAT-GW を用いて、気候外力には GPCCLW90[Kim et al.,2009]

を用い、雨量、雪量、風速、下向き長波放射、雲量、下向き短波放射、気温、表層大気圧、比湿を与えた。境界条件の土壌タイプと土地被覆は GSWP2[Dirmeyer et al.,2006]を用いた。初期条件は、体積含水率  $0.3[m^3/m^3]$ 、地下水位-11[m]を与え、解像度は 1 度である。スピニング方法は 2001 年から 2007 年の気候値を繰り返し与え、1000 年計算した計算結果を使用した。

$y = a \exp(bx)$  にフィットする  $a, b$  を最小二乗法により推定した。

① 土壌水分の値そのものを用いた場合

② 年間変化率[%]を用いた場合

① では関数のフィッティングができず、② の場合では関数のフィッティングができた。

② の結果を図 2-2、図 2-3 に示す。図 2-2、図 2-3 の横軸はスピニング回数、縦軸は土壌水分の年間変化率の絶対値[%]を示す。土壌水分の値ではなく、土壌水分の年間変化率の絶対値[%]を用いて、最初の 10 年以降の 200 年のデータを使用して関数化することで、実際にスピニング計算をしたデータと整合する関数が作成できることが確かめられた。

フィッティングした関数  $y = 0.7679 * \exp(-0.0125 * x) + 0.1$

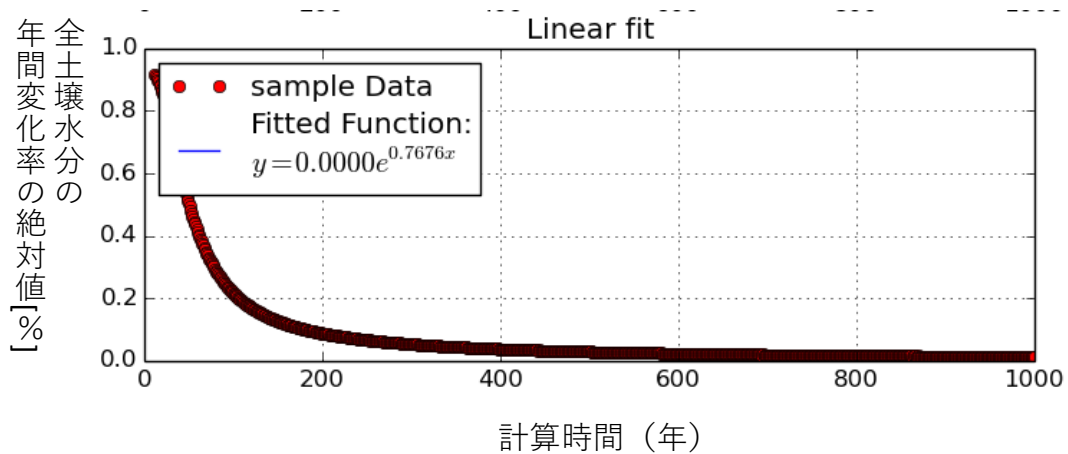


図 2-2 MAT-GW にてスピニアップ計算を行った土壌水分の年間変化率の絶対値[%]

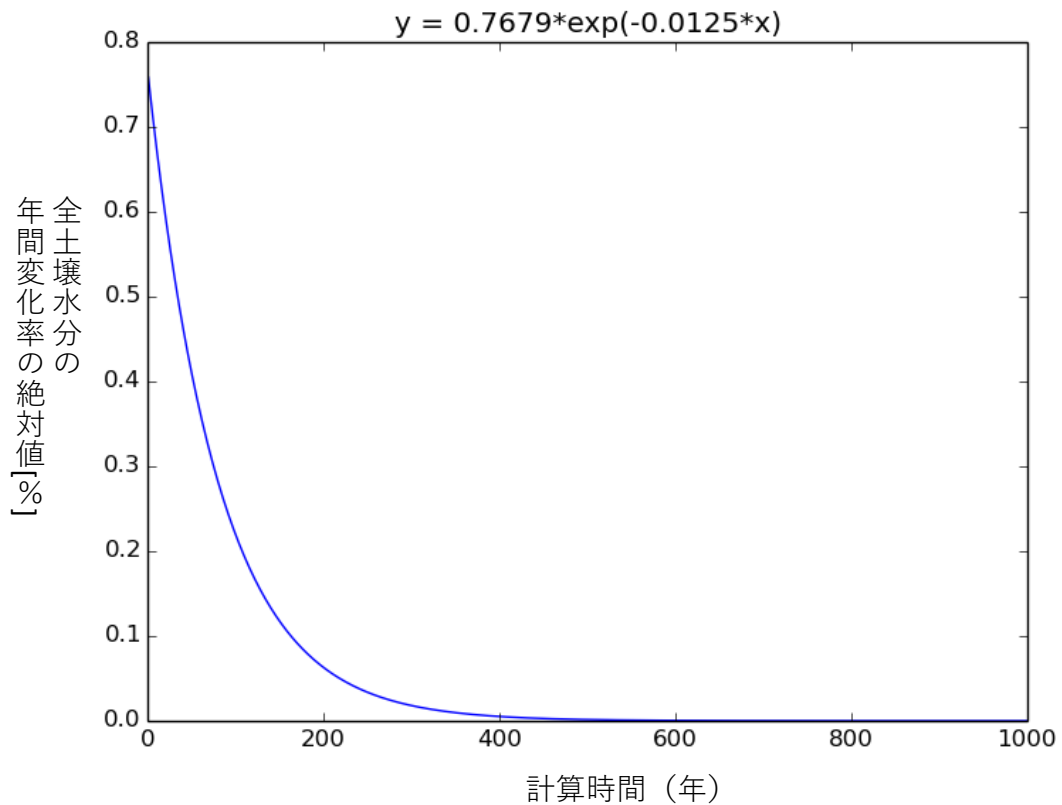


図 2-3 フィッティングした関数

青線はフィッティングした関数を示す。

本来 1000 年間必要としていた初期化にかかる計算を 200 年計算すれば、あとは関数によって 1000 年計算した場合と同様な値を推定できるのは劇的な効率化が見込まれる。ただし、この手法は土壌水分の平衡状態は気候条件でどのように決まっているのかという



水文学の問いに対して、数値的な手法で一つの解を示しているのであって、水文気候学の知見に基づいた手法ではないともいえる。気候条件から土壌水分の平衡状態を水文気候学の観点から説明でき、その知見に基づいて気候条件から土壌水分の平衡状態を直接推定できれば、1.水文気候学への貢献、2.水文気候の意味を持った初期化手法の提案ができるという2点で意義があると考えられる。

## 2.3 既往研究における平衡状態の定義

土壌水分の果たす大気への役割は早くから注目されてきた。Namias [1958,1963]は土壌水分の季節偏差が大気の季節サイクルに影響しうると述べている。土壌水分は放射から潜熱と顕熱への分配に影響を与え、下方の大気状態を発達させる [Pielke,2001;Koster and Suarez,2001]。土壌水分の初期値や地温といったモデルの状態変数の初期状態はモデル計算の正確性に影響している [Levis et al.,1996]。長い期間にわたって陸面の状態を保持するために、モデルの初期化が陸面の状態の予報へ果たす役割は重大である [Shrestha et al.,2010]。陸面モデルにおいて、初期状態がモデル計算に与える影響を減らすために、水とエネルギー収支が平衡状態に達するまで単年の気候外力を用いて、繰り返し計算するという方法が広く行われている [Wood et al.,1998]。

Yang et al.[1995]はモデルが平衡状態に達するまでの調整期間が陸面モデルの spin-up であると定義し、ロバストな陸面モデルの平衡状態は物理的な現実性を持っていなければならないと述べている。調整期間内のモデルのふるまいは物理的に意味があり、現実世界の体験と一致するべきだと述べている。現実的な陸面過程の状態を知るためには、モデルの spin-up 過程を理解し、適切に計算しなければならない [Cosgrove et al.,2003]。

一般に spin-up には二つの基本的な要素があり、一つはモデルの使用者が定義した spin-up time period (以降 spin-up period)、もう一つはモデルが平衡状態に達するまでに必要な spin-up period の再帰的な繰り返しの実際の数 (以降 spin-up-time) である [Yang et al.,2011]。Rodell et al.[2005]は陸面モデルを初期化する最良の方法は実験期間の最初より前を可能な限り長く積分することであると述べている。この場合は、spin-up 期間は spin-up-time となる。この spin-up-time に関して、Yang et al.[1995]はモデルの  $n$  年と  $n+1$  年の状態が同じである状態を平衡状態として、それまでを spin-up time と定義した。しかし、実際には二つの年で状態が全く同じという状態がいつも実現するわけではなく、この平衡状態を求めるための試みが数多くなされてきたものの、それぞれの平衡状態の定義に関して、明確なコンセンサスは取れていない [Yang et al.,1995]。表 2-1 に既往研究における平衡状態の定義を示す。Spin-up はモデルの状態の初期化での不確実性の低減に重要であるにもかかわらず、結合・統合水文モデルにおける spin-up のふるまいは十分に探究されていない [Ajami et al.,2014a]。Ajami et al.[2014a]は、これまでに提案されてきた平衡状態を定義する異なる方法や閾値を用いた多

変量の判定解析を行うことで、エネルギー・水収支に関する多変量にわたって spin-up time がどのように異なるかを調べ、モデルの性能を評価し、表層の水と地下水の相互作用における変化を spin-up time の関数として定量化した。それにより、地下水位の年間平均の変化率に基づいた spin-up 関数が最も安定した spin-up times を推定することがわかっている[Ajami et al.,2014a]。また、e-folding time[Delworth and Manabe,1988]の精度は平衡状態の定義に依拠している[Cosgrove et al.,2003]。spin-up time は場所と気候外力に依存していて、降雨強度、太陽放射、土の深さ、土の深さと植生のタイプ、初期の体積含水率に影響を受け[Rodell et al.,2005;Yang et al.,2011;Yang et al.,1995]、積分時間が短くなると、気候が平衡状態になっていないため、結果がミスリードされる可能性がある[Yang et al.,1995]といわれている。

表 2-1 既往研究における平衡状態の定義 一覧

モデル	平衡状態の定義	出典
	年間平均の潜熱と顕熱フラックス $<0.1\text{W}/\text{m}^2$	Yang et al.,1995
SSiB	年間平均のエネルギーフラックスの変化率 $<0.1\%$	Yang et al.,1995
GISS	月平均の変化率(表面気温, 潜熱・顕熱フラックス, 全流出量, 雪水の平衡深さ) $<0.01\%$	Yang et al.,1995
VIC	陸面フラックスの平均, 最大, 最小が n 年と n+1 年で有効数字 5 桁まで全く同じ	Yang et al.,1995
BUCKET	潜熱フラックスが $0.01\text{W}<\text{m}^2$ , n 年と n+1 年で全く同じ	Yang et al.,1995
PILPS	n 年 と n+1 年が全く同じ	Yang et al.,1995
Phase2 PILPS	表面気温, 潜熱・顕熱フラックス, 根圏の土壌水分の 1 月平均がそれぞれ $0.01\text{K}, 0.1\text{W}/\text{m}^2, 0.1\text{mm}$ より小さい	Chen et al.,1997
	1.Percent cutoff-based(PC) time 2.e-folding time 3.anomaly values (3つの判定基準を使用) 全土壌水分, 根圏の土壌水分, 深い層の地温, 蒸発	Cosgrove et al.,2003
JULES	それぞれの spin-up サイクルの終わりにおける各土層の土壌水分変化 $<0.5\text{mm}$ , 気温変化 $<0.5\text{K}$	Yang et al.,2011
ParFlow. CLM	ある年の最初と最後の日の水・エネルギー貯留量の変化が閾値より小さい	Kollet and Maxwell, 2008
Parflow. CLM	年間貯留量の正規化した変化率が 1%より下回った場合	Rihani et al.,2010

※Parflow.CLW は地下水統合モデル

その他の平衡状態に関する概念には e-folding time[Delworth and Manabe,1988], halving time[Simmonds and Lynch,1992]がある。

## 2.4 気候学的平衡状態の定義

Spin-up time を定量化した研究[Yang et al.,1995;Chen and Mitchell,1999]では, spin-up time は 10 年以上といわれている. 地下水位を陽に考慮した陸面水文モデル MAT-GW では, これまでの数十年という時間スケールよりも 1 から 2 オーダー大きい数百年から数千年程度の spin-up time が必要となると考えられた[Koirala et al.,2014].

そこで, 本研究では同じような気候が繰り返されたときに, 水・エネルギーに関する物理量が一定の変動を示す状態を気候学的平衡状態と定義した. 気候の定義は WMO の定義に基づいて, 30 年間を標準とした.

この気候学的平衡状態を判定する基準として, Relative change of climatology(RCC)を考案した. 式(2-1)で表される. また, 気候学的平衡状態の概念図を図 2-4 に示す.

$$RCC = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i+n}^{i+2n-1} WTD - \frac{1}{n} \sum_i^{i+n-1} WTD}{\frac{1}{n} \sum_i^{i+n-1} WTD} \quad (2-1)$$

(WTD: 地下水面の年間平均値 n:平均をとる間隔 i:spin-up 回数)

例えば, n = 30 の場合は, i = 1,31,61,...と変化させて計算する.

そして, 気候学的平衡状態に達するまでの時間を気候学的平衡時間 (Climatically e-folding time) と定義する.

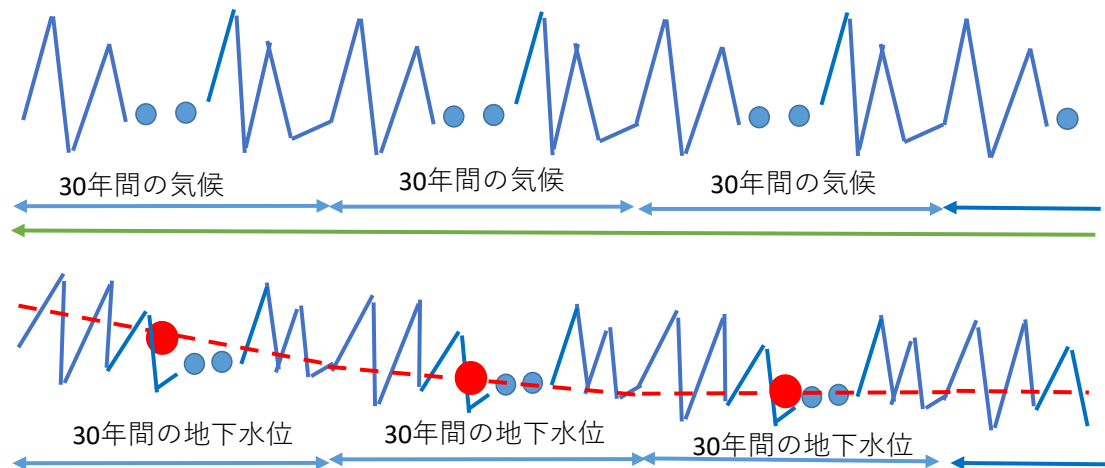


図 2-4 気候学的平衡状態の概念

これまで多くの研究において単年の気候外力を繰り返し与える方法がとられており, 複数年の気候外力を与える必要性が述べられてきたが検討している研究は少ない[Ajami et

al.,2014a]. そのため、本研究で定義した気候学的平衡状態は30年間という比較的長い期間の気候を反映した陸面水文モデルにおける平衡状態を調べることができるという点で新規性がある。また、地下水面を陽に考慮した陸面水文モデルにおいて1000年程度の時間スケールを対象に平衡状態を定義した点で独創性がある。さらに、多くの研究は1グリッドや流域、地域スケールであったのに対して、本研究ではグローバルスケールを対象とする。既往研究で平衡状態を変化率の閾値で定義している場合には、それぞれの研究で異なった閾値を用いており、どの閾値が適切か議論されている[Ajami et al.,2014a]. そこで、RCCに関する閾値について0%,0.01%, 0.1%, 1%を検討した。1981年から2010年まで気候外力を連続して繰り返し与え、1020年計算した際にRCCが各閾値を満たすグリッドの割合[%]を調べた。使用したモデルは陸面水文モデルMAT-GW[Koirala et al.,2014](3章に記載のClapp and Hornberger[1978]式に飽和透水係数減衰と基底流出の制約を加えたモデル)で、気候外力にはGPCCLW90[Kim et al.,2009]を用い、雨量、雪量、風速、下向き長波放射、雲量、下向き短波放射、気温、表層大気圧、比湿を与えた。境界条件の土壌タイプと土地被覆はGSWP2[Dirmeyer et al.,2006]を用いた。初期条件は、体積含水率 $0.3[m^3/m^3]$ 、地下水位-11[m]を与え、解像度は1度である。

図2-5に気候学的平衡時間(Climatically e-folding time)の空間分布作成フローを示す。地下水位の年間平均値について、1020年分の計算結果を使用し、RCC<閾値を満たした際のスピニアップ回数をグリッドの値とし、1020年経ってもRCC<閾値の条件を満たさない場合は-999をグリッドの値とした。SNはスピニアップ回数、Y:真、N:偽を表す。

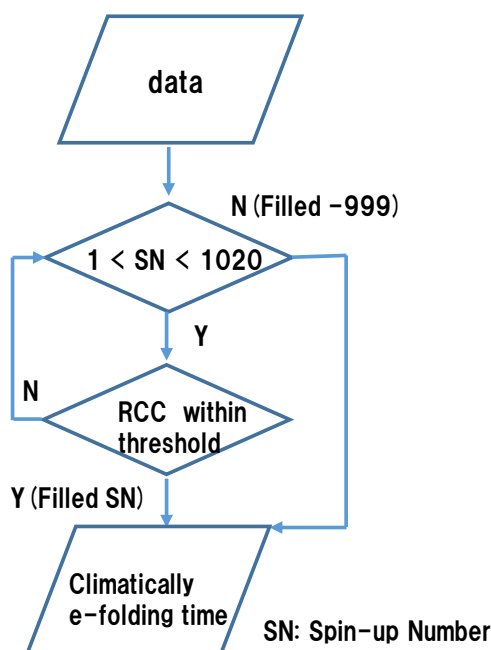


図 2-5 気候学的平衡時間の空間分布作成フロー

地下水位と全土壌水分量について、式(2-1)の定義に基づいた気候学的平衡状態および気候学的平衡時間をそれぞれ検討する。平衡状態と判定する閾値に関しても、0, 0.01, 0.1, 1[%]の4つの場合を検討した。気候学的平衡時間は、地下水位を用いて推定した場合を図2-6に、全土壌水分量を用いて推定した場合を図2-7に示す。また、それぞれの閾値によって、全陸域グリッドのうち、気候学的平衡状態と判定されるグリッドの数とその割合を表2-2（地下水位の場合）、表2-3（全土壌水分量の場合）に示す。

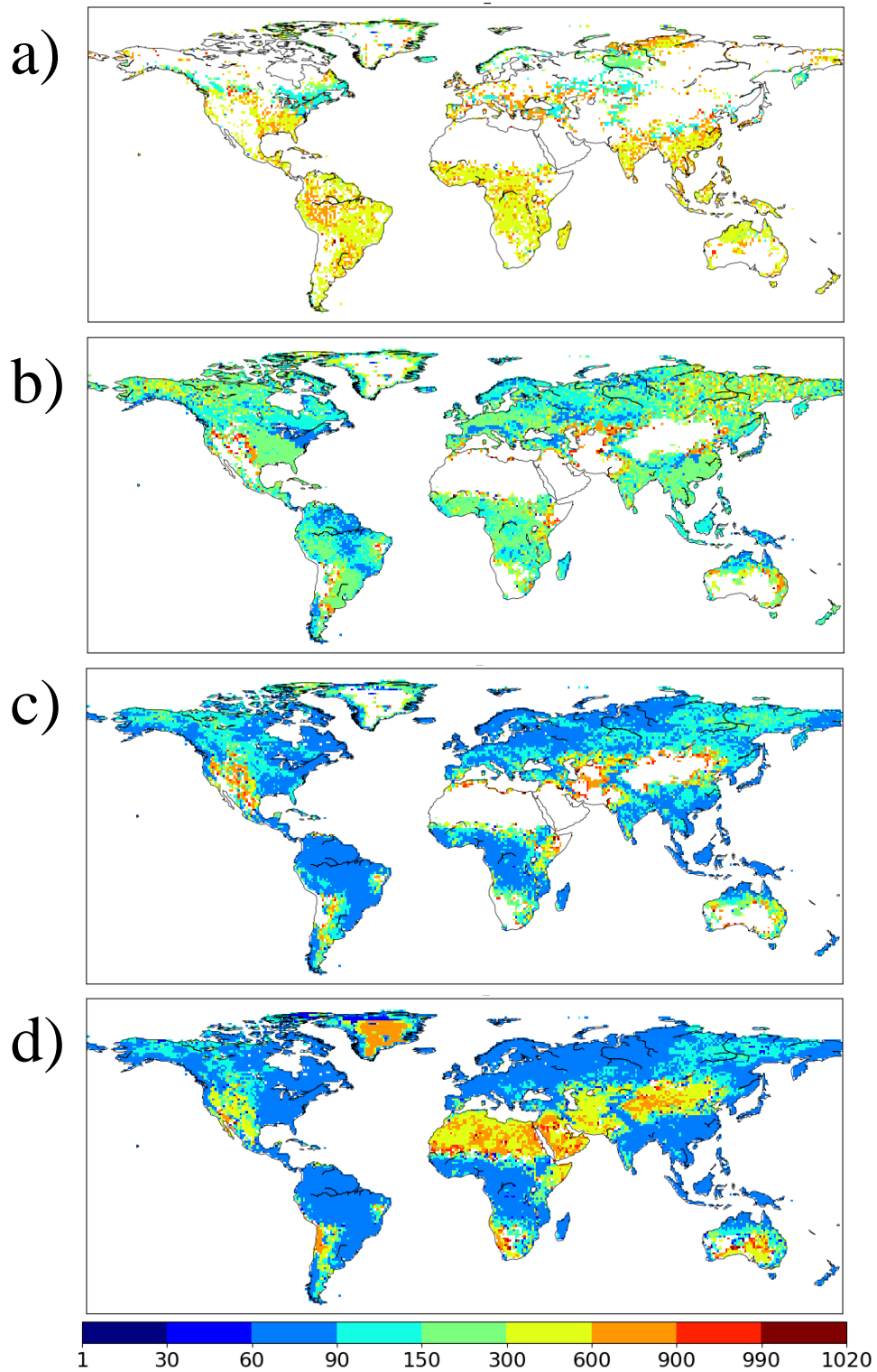


図 2-6 気候学的平衡時間 (年) の空間分布 (地下水位を用いた場合)  
 a) 閾値 0[%], b) 閾値 0.01[%], c) 閾値 0.1[%], d) 閾値 1[%] の場合.

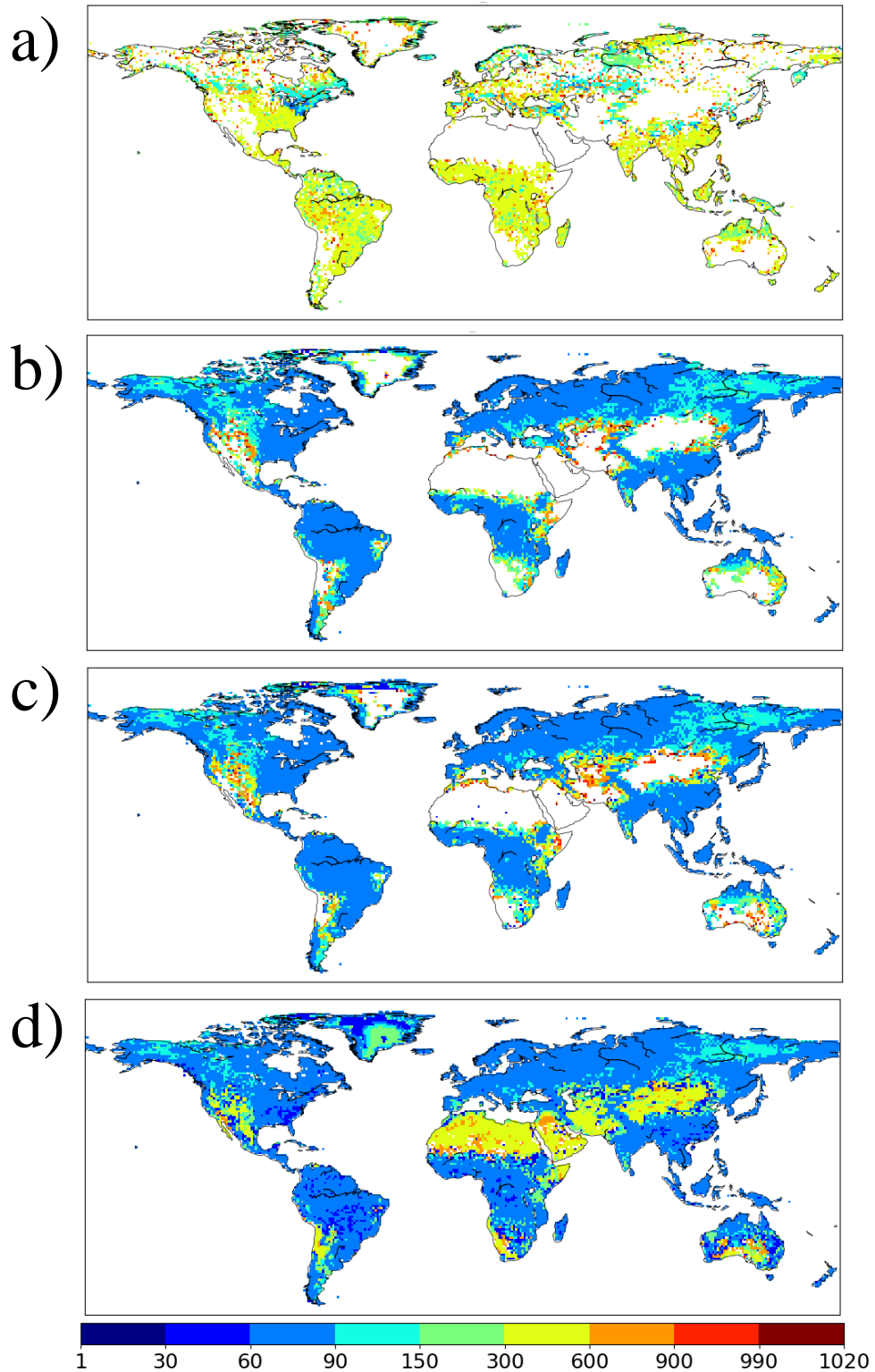


図 2-7 気候学的平衡時間 (年) の空間分布 (全土壌水分量を用いた場合)

a) 閾値 0[%], b) 閾値 0.01[%], c) 閾値 0.1[%], d) 閾値 1[%] の場合.

表 2-2 RCC の閾値による全陸域グリッド(15238 グリッド)中の平衡状態判定グリッド数の違い (地下水位を用いた場合)

閾値	RCC を満たすグリッド数	RCC を満たすグリッドの割合[%]
0	5834	38.28
0.01	11836	77.67
0.1	12464	81.79
1	14908	97.83

表 2-3 RCC の閾値による全陸域グリッド(15238 グリッド)中の平衡状態判定グリッド数の違い (全土壌水分量を用いた場合)

閾値	RCC を満たすグリッド数	RCC を満たすグリッドの割合[%]
0	7508	49.27
0.01	12053	79.09
0.1	12762	83.75
1	15101	99.10

## 2.5 考察

新しい基準 RCC を用いたことで、30 年間単位の気候に基づいた平衡状態を判定することができるようになった。表 2-2、表 2-3 に示すように、閾値が小さくなるほど、平衡状態と判定されるグリッド数は少なくなり、閾値が大きくなるほど平衡状態のグリッド数は多くなる。多くの湿潤地域では、用いる閾値によって、平衡と判定される spin-up 回数が 10~50 回程度から 250~750 回程度と広い幅があることも興味深い。多くの湿潤地域では長期の spin-up (750 回程度) を行うことで、 $RCC < 0.01$  [%] を満たすこともわかる。一方、ほとんどの乾燥地域は平衡状態と判定されるのは閾値が 1 [%] 場合のみで、長期の spin-up (250 回~1020 回程度) を要していることもわかる。

それぞれの閾値を用いた場合の地下水位の気候学的平衡状態を図 2-8、図 2-9 に、全土壌水分量の気候学的平衡状態を図 2-10、図 2-11 に示す。RCC=0 となる場合が理想的な地下水位の気候学的平衡状態とすると、閾値が大きくなるにしたがい、20[m] より浅い地下水位の分布と、40[m] より深い地下水位の分布が増えてくる。全土壌水分量に関しても、閾値が 1 [%] では北アフリカやチベット、オーストラリア南部の 10000[mm] 以下のグリッドも気候学的平衡状態として含まれるが、閾値を 0, 0.01, 0.1, 1 [%] とした場合ではこうした地域は、気候学的平衡状態にはならないことがわかる。



本研究では、全陸域グリッドの95%以上が基準を満たす  $RCC < 1\%$  を平衡状態と判定する閾値として採用することにした。ただし、図 2-12 に示した全土壌水分量の変化量がアフリカ北部や中国の乾燥地域では 1020 年計算しても、30 年間の気候値で全土壌水分量が 25～50[mm]程度減少している。こうした地域では現在気候下では陸面の水文過程が遷移的な状態になるのではないかと推察される。現実には気候が変動しており、30 年間の気候が繰り返されているのではないが、30 年間の気候が繰り返されるという仮定を置いた陸面水文モデルの中で、表 2-2、表 2-3 に示すように平衡状態になりやすい地域とそうでない地域があり、そのふるまいは現実の水文気候システムを遠からずも反映しているのではないかと考えられる。

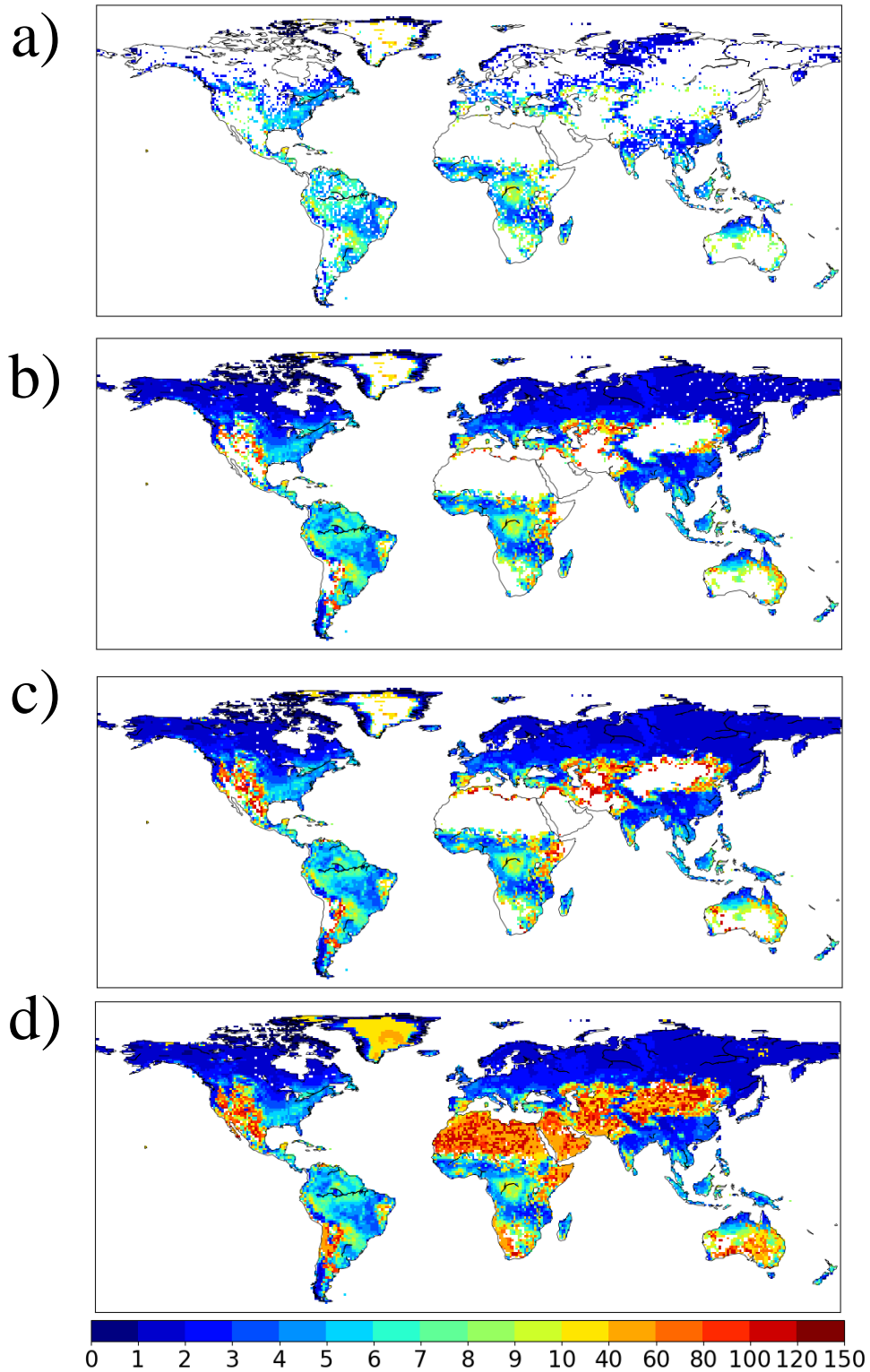


図 2-8 地下水位[m]の気候学的平衡状態 空間分布

a)  $RCC=0$ , b)  $RCC < 0.01$ , c)  $RCC < 0.1$ , d)  $RCC < 1\%$ を満たす場合

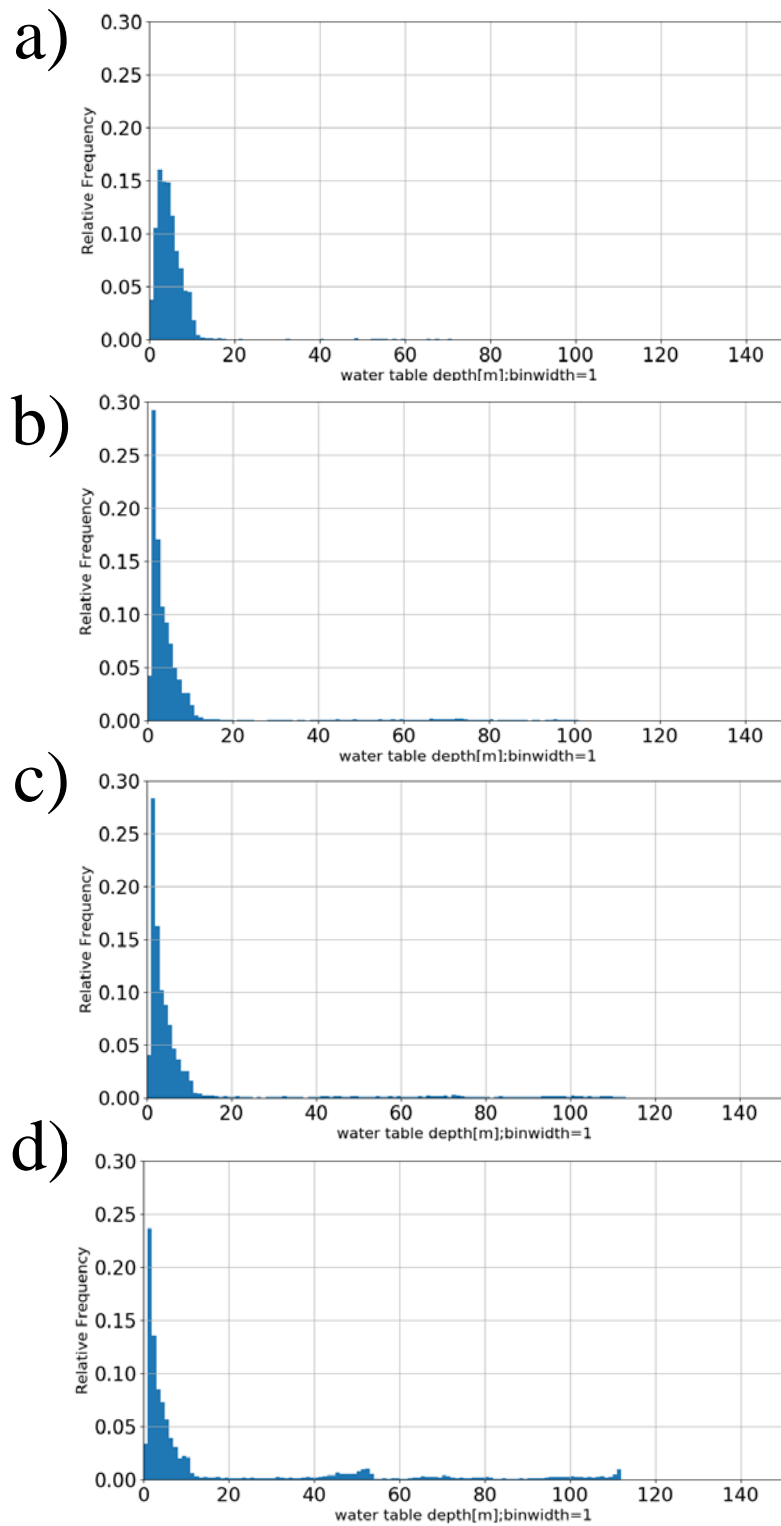


図 2-9 地下水位[m]の気候学的平衡状態 ヒストグラム

a)  $RCC=0$ , b)  $RCC<0.01$ , c)  $RCC<0.1$ , d)  $RCC<1[\%]$ を満たす場合

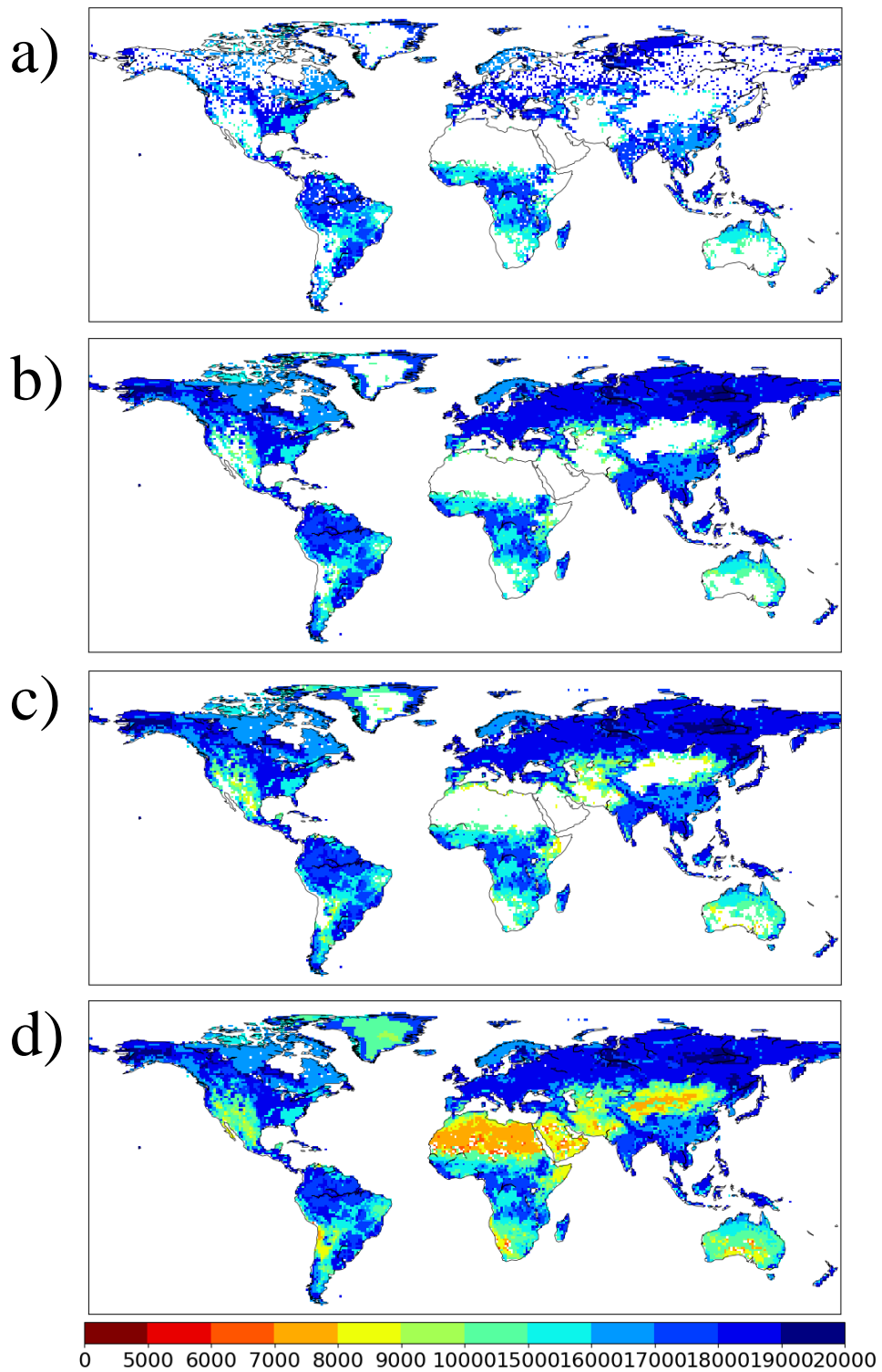


図 2-10 全土壌水分量[mm]の気候学的平衡状態 空間分布

a)RCC=0, b) RCC<0.01, c) RCC<0.1, d) RCC<1[%]を満たす場合

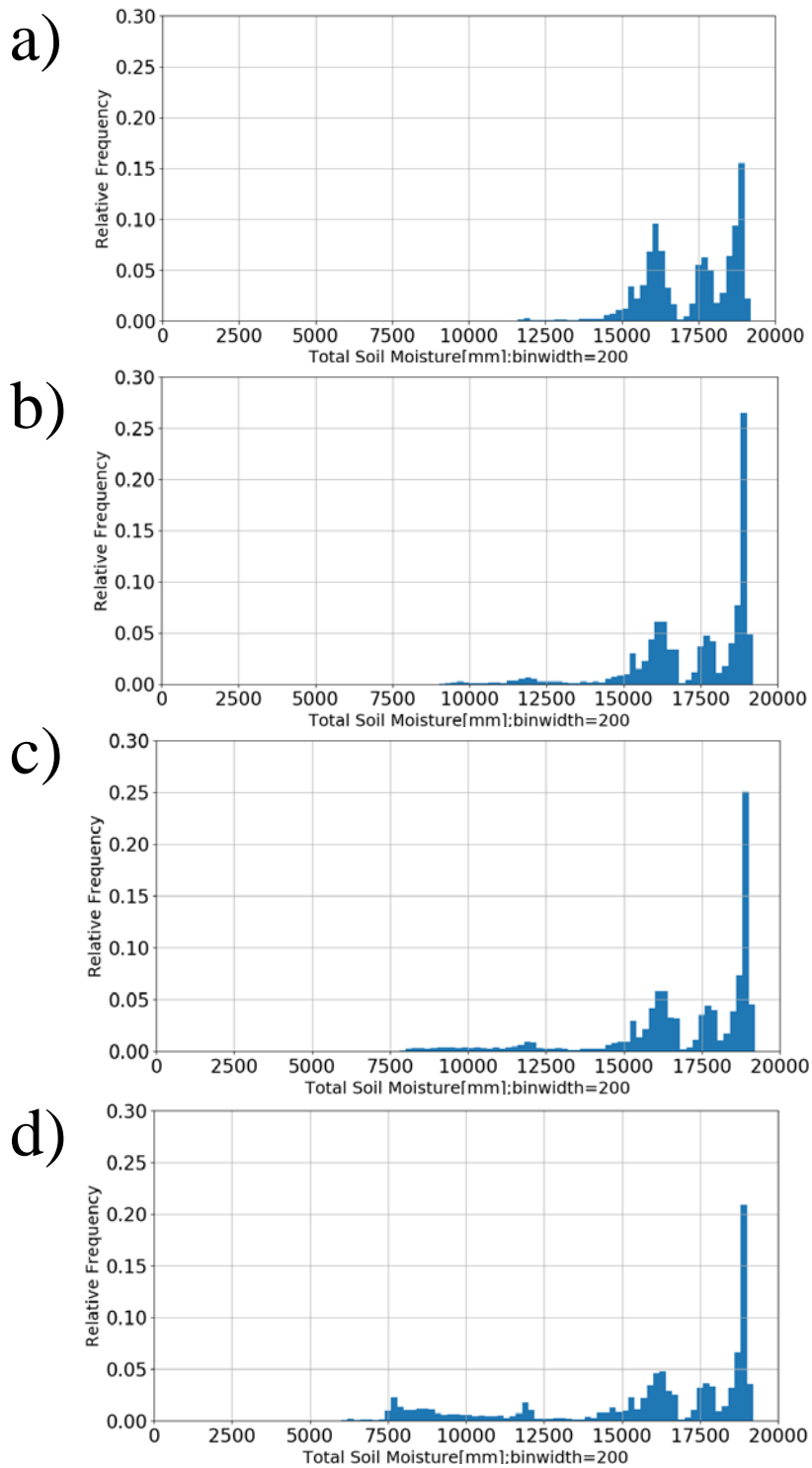


図 2-11 全土壌水分量[mm]の気候学的平衡状態 ヒストグラム  
 a)  $RCC=0$ , b)  $RCC<0.01$ , c)  $RCC<0.1$ , d)  $RCC<1[\%]$ を満たす場合

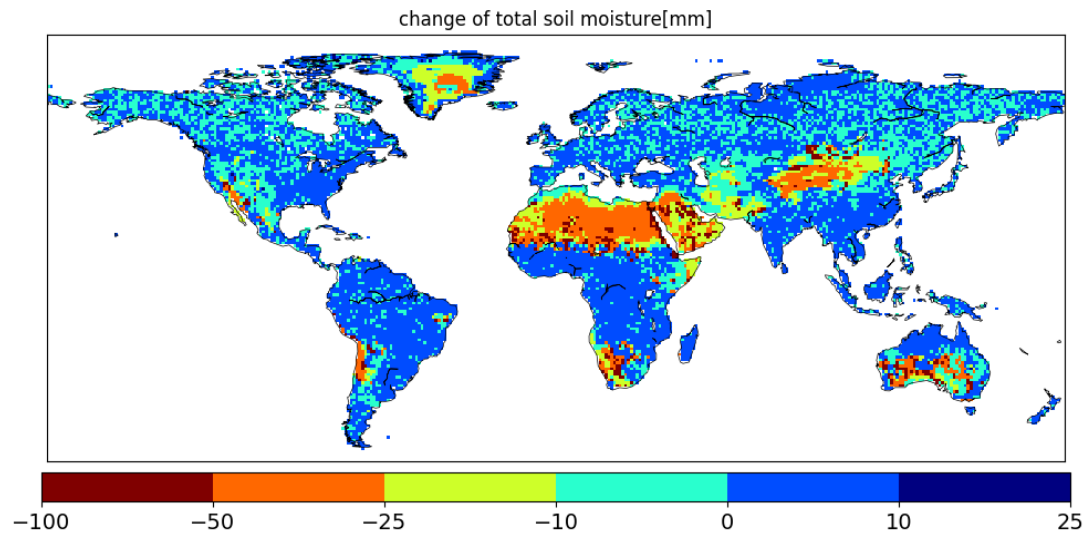


図 2-12 全土壌水分量[mm]の変化量

スピニアップ 991～1020 年の年間平均の気候値から 961～990 年の年間平均の気候値を差し引いた全土壌水分量[mm]

## 2.6 まとめ

本章では、気候学的平衡状態という概念を提案した。これは、同じような気候が繰り返されたと仮定した際に、一定の変動を示す状態を表す。気候は世界気象機関 WMO (World Meteorological Organization) にならい、本研究では 30 年間とした。

現実には、人間活動（灌漑農業や生活用水、工業用水のための取水）による影響や気候の変動もあり、現在の水文状態には複雑な要因が絡んでいる。

そのため、純粋に自然状態の現在気候が長らく続いたら水文システムに平衡状態はあるのか、その平衡状態は気候からどのように説明できるのかを知りたいという動機を反映した概念となっている。

気候学的平衡状態の概念には、次の意義がある。

1. 自然状態の同じような気候が長らく続いたとしたら、水文気候のシステムには平衡状態があるのかを議論する枠組みになる。
2. 水文気候学の観点から土壌水分量および地下水位に関する知見を整理できる。
3. 水文シミュレーションの初期値としても、提供できる。

地下水位の気候値の変化率を RCC(Relative Change of Climatology)と定義し、0, 0.01, 0.1, 1[%]と閾値を変えて検討し、1[%]を気候学的平衡状態と判定する基準とした。

全球一様に土壌水分量や地下水位の初期状態を与えて、気候学的平衡状態になるまでの計算時間は地域によって異なる。この違いや、時間の水文気候学的な意味合いについて 5 章で議論する。

### 3 章 地下水を陽に考慮した陸面水文モデルの概要

本章では、陸面水文モデルの歴史および本研究で使用した陸面水文モデル MAT-GW[Koirala et al.,2014]の概要と改良・検討について説明する。

#### 3.1 陸面水文モデル(LSM)の歴史

陸面モデル(Land Surface Model LSM)が気候モデルの陸面過程を表現するために開発されてきた。Manage et al.[1969]ではバケツモデルといわれるシンプルな陸面モデルにより、降水と蒸発散による土壌水分の変化を計算している。これにより、大気と陸面を相互作用を陽考慮した計算が可能になった。このモデルでは、1m厚さの土層を仮定し、土壌の水分容量に基づいて、蒸発散量と流出量を求める。土壌水分が土壌に貯留できる水の上限で、かつ降雨強度が可能蒸発量よりも大きい場合に、土壌水分の時間変化をゼロとし、流出が生成する(流出は降雨強度から可能蒸発量を差し引いた量)。土壌水分が土壌に貯留できる水の上限よりも少ないときには、土壌水分の時間変化は降雨強度から蒸発量を差し引いた量としている。その後生物物理モデルといわれる陸面モデルが開発され、植生による水・熱フラックスも計算するようになった[Sellers et al.,1986;Dickinson et al.,1986]。これにより、植生による遮断蒸発や蒸散を計算し、土壌水分の変化を計算することができるようになった。さらに、生物化学モデルによって、光合成・気孔抵抗スキームが取り入れられ、植生の特徴をより現実的に計算できるようになった[Sellers et al.,1996]。

そして、気候モデルに地下水面の表現を暗に考慮する取り組みが行われた[e.g.Koster et al.,2000; Yang and Niu,2003]。この研究では流域スケールの地下水面の平衡状態とそれによる土壌の水分の不足分を地形に基づいて定式化した TOPMODEL[Beven and Kirkby,1979]を用いて、水文流域のモザイクにわけること、土壌水分のサブグリッド不均一性を表現している。TOPMODELは空間的不均一性を表現するのに陸面モデル研究で広く用いられるようになった。その後、気候モデルで地下水面の動態を明示的に考慮した研究が行われてきた。Liang et al.[2003]では、陸面モデルで地下水の過程を明示的に表現し、上の層が乾燥し、底の層がより湿潤にあることを示した。また、Maxwell and Miller[2005]では2次元の地下水モデルを陸面モデルに統合し、地下水モデルを入れたほうが深い層の土壌水分の再現性がよくなることを示した。Yeh and Eltahir[2005a,b]は陸面スキームに地下水モデルを結合し、statistical-dynamical(SD)法とモザイク法を組み合わせることで地下水面のサブグリッド不均一性を表現した。TOPMODELは土の水をコントロールする地形の役割をふまえているが、地下水の側方流れや川への流出量は動的に表現されていない。これに対して、Fan et al.[2007]は地形による水位差から引き起こされる側方流れを考慮した2次元の地下水統合モデルを用いて、流域、地域、大陸それぞれの空間スケールにおいて、地下水面が土壌水分の空間的な形成をしている可能性を示唆した。



### 3.2 陸面水文モデル MAT-GW の概要

本研究では陸面水文モデル MAT-GW[Koirala et al.,2014]を使用した。陸面水文モデル Minimal Advanced Treatment of Surface Interaction and Runoff(MATSIRO)[Takata et al.,2003]の概要と MATSIRO に地下水位の動的表現を取り入れた MAT-GW[Koirala et al.,2014]の概要を以下に説明する。

#### 3.2.1 陸面水文モデル MATSIRO の概要

MATSIRO[Takata et al.,2003]は気候モデル CCSR/NIES/AGCM の陸面サブモデルとして開発され、大気への水蒸気フラックスである蒸発散量、土壌中の水分量（土壌水分）、土壌および河川への流出量を計算する。植生の過程は SiB2[Sellers et al.,1996]、流出過程は TOPMODEL[Beven and Kirkby,1979]を基にした表現である。

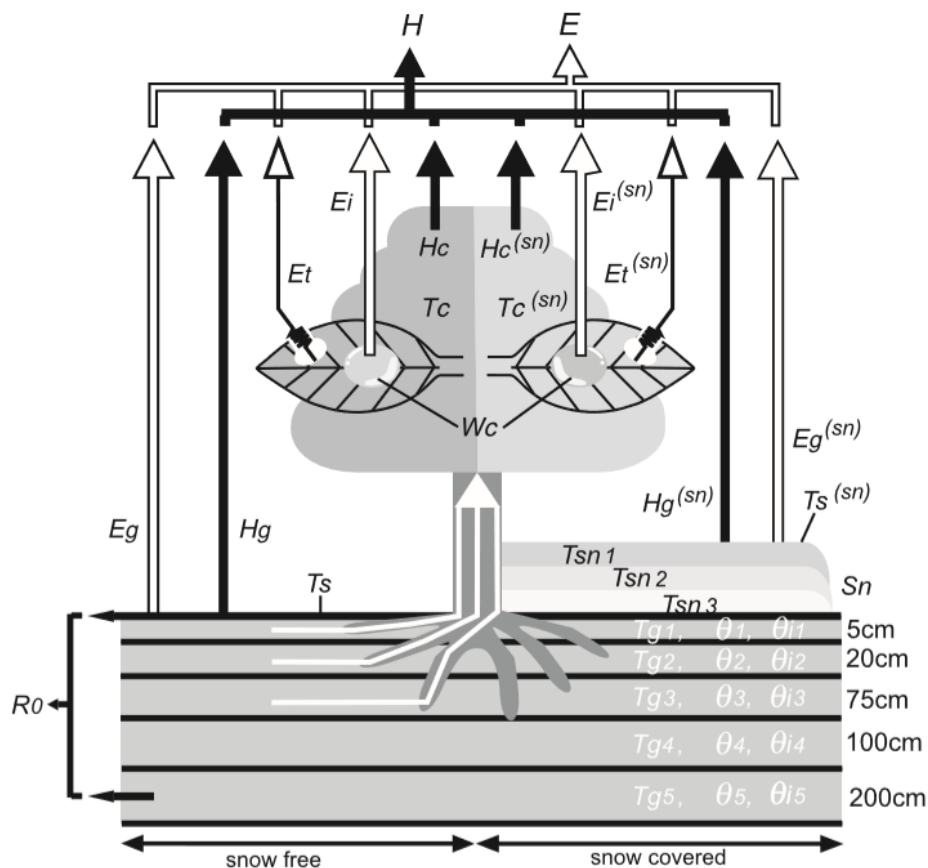


図 3-1 陸面水文モデル MATSIRO の概念図[Takata et al.,2003]

図 3-1 に示すように、MATSIRO ではキャノピーを単層で表現している。熱収支は地表面と葉面は別々に解いており、地表面と大気の間および葉面と大気の間熱・水フラックスの交換はそれぞれ計算する。また、一つのグリッド内の無雪面と積雪面の割合からそれぞれの

表面フラックスを計算し、重み付き平均をとったフラックスを大気境界条件として用いる。

熱収支を解く際には、放射、潜熱フラックス、キャノピーからの蒸散・遮断蒸発、地表面および雪面からの蒸発と昇華、地表面と雪面への熱伝導を考慮している。

キャノピー上の水量は、降水量、遮断蒸発量、葉面からの滴下量の収支式より予報する。雪の質量は、降雪量、雪解け量、降雨量と雪解けの再凍結、昇華から予報される。土壌層は標準では5層であり、各層の厚さは上から順に5cm,20cm,75cm,1m,2mである。地温、土壌水分、凍土の水分はグリッド全体（無雪面と雪面の割合には分けない）に対して土層ごとに計算する。土壌水分移動は鉛直方向のみを考え、Richards式[Richards,1931]に基づいて解く。土壌の物理量はClapp and Hornberger[1978]に基づいた土壌タイプを反映したパラメータと水分保持曲線により与えられる。

図3-2にMATSIROの計算フローを示す。フラックス計算部と陸面積分部の二つから構成される。フラックス計算部では、グリッド内の無雪面と積雪面を分けて、それぞれ地表フラックスを計算する。そのフラックスを無雪面と積雪面の面積比で重み付け平均したフラックスを陸面積分部に渡している。陸面積分部では、1.キャノピーの水収支の計算、2.積雪量、積雪温度、積雪アルベドの計算、3.流出量の計算、4.土壌温度、土壌水分、凍土の計算を行う。

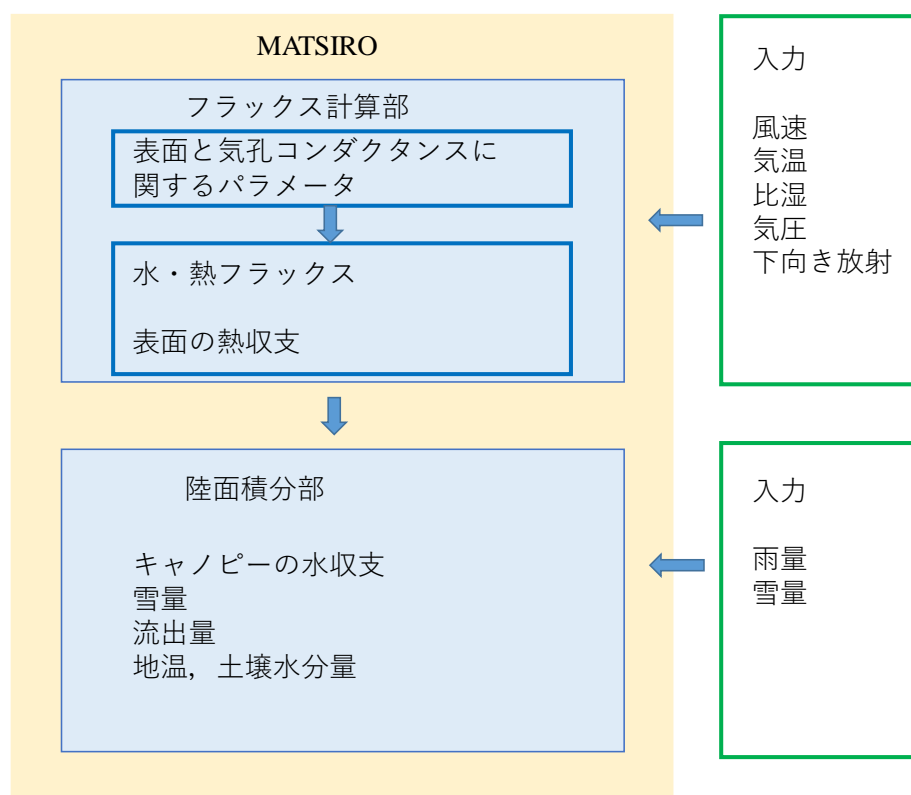


図 3-2 MATSIRO の計算フロー[Takata et al.,2003]を基に作成

フラックス計算部と陸面積分部は MATSIRO の内部変数を共有しており、その変数を表 3-1 に示す。

表 3-1 内部変数

変数	内部変数	単位
$T_{s(l)}$	地表温度	[K]
$T_{c(l)}$	キャノピー温度	[K]
$T_{g(k)}$	土壌温度	[K]
$w_{(k)}$	土壌水分量	[m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ]
$w_{i(k)}$	凍結土壌水分量	[m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ]
$w_c$	キャノピー上水分量	[m]
$S_n$	積雪量	[kg/m <sup>2</sup> ]
$T_{sn(k)}$	積雪温度	[K]
$\alpha_{sn(b)}$	積雪アルベド	[-]

陸面積分部の入力変数を表 3-2 に示す。

表 3-2 陸面積分部の入力変数

	変数名	単位
$P_{rc}$	対流性降雨フラックス	[kg/m <sup>2</sup> /s]
$P_{rl}$	層状性降雨フラックス	[kg/m <sup>2</sup> /s]
$P_{snc}$	対流性降雪フラックス	[kg/m <sup>2</sup> /s]
$P_{snl}$	層状性降雪フラックス	[kg/m <sup>2</sup> /s]
$F_{g(1/2)}$	地表熱伝導フラックス	[kg/m <sup>2</sup> /s]
$F_{sn(1/2)}$	積雪面熱伝導フラックス	[W/m <sup>2</sup> ]
$E_{l(i,j)}$	蒸発散各成分	[kg/m <sup>2</sup> /s]
$\Delta F_{conv}$	地表面エネルギー収束	[W/m <sup>2</sup> ]
$F_{root(k)}$	根の吸い上げフラックス	[kg/m <sup>2</sup> /s]
$LAI$	葉面積指数	[m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup> ]
$A_{snc}$	キャノピー凍結面積率	[-]

陸面積分部からは流出量[kg/m<sup>2</sup>/s]が出力される。

### 3.2.2 MATSIRO の水収支の計算

陸面の積分は図 3-2 に示されているように、フラックスの計算部からの出力を入力値として、次の順にサブモデルを解いて計算される。

1. キャノピーの水収支
2. 雪量
3. 流出量
4. 土壌（地温，土壌水分量，凍土の水分量）

本節では、3.流出過程と 4.土壌過程に主眼をおいて説明する。

#### 3.2.2.1 キャノピーの水収支

キャノピー上水分  $w_c$  [ $\text{m}^3/\text{m}^3$ ] は、蒸発（もしくは昇華）、遮断した降水、滴下の収支式から計算する。キャノピー上水分は凍った固体の水  $w_{c(w)}$  [ $\text{m}^3/\text{m}^3$ ]（遮断した雪，雪氷，または液体水分が凍ったもの）と液体の水  $w_{c(i)}$  [ $\text{m}^3/\text{m}^3$ ]（遮断した降水，結露，または固体水分が溶けたもの）に分けて扱う。キャノピーの水収支は次式であらわされる。

$$\frac{dw_{c(w)}}{dt} = I_r - D_r - E_{i(w)} \quad (3-1)$$

$$\frac{dw_{c(i)}}{dt} = I_{sn} - D_{sn} - E_{i(i)} \quad (3-2)$$

$I_r$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ] は降雨の遮断量， $I_{sn}$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ] は降雪の遮断量， $D_r$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ] は水のキャノピーからの滴下量， $D_{sn}$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ] は雪のキャノピーからの滴下量， $E_{i(w)}$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ] と  $E_{i(i)}$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ] は  $E_i$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ] のうちの蒸発散と昇華を表す。

#### 3.2.2.2 雪の水収支

降雪水量(snow water equivalent)  $S_n$  [ $\text{kg}/\text{m}^2$ ] は以下の収支式から予報する。

$$\frac{dS_n}{dt} = P_{sn}^* - E_s^{(sn)} - M_{sn} + F_R \quad (3-3)$$

$P_{sn}^*$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ] はキャノピーによる遮断とキャノピーからの滴下によって影響される降雪量を， $E_s^{(sn)}$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ] は雪の昇華量， $M_{sn}$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ] は雪解け量， $F_R$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ] は雪解け水の再凍結と降雨の凍結を表す。

#### 3.2.2.3 流出過程

MATSIRO では流出過程について次に挙げる 4 つの過程を考慮する。基底流出  $R_{Ob}$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ]，saturation excess runoff(Dunne runoff)  $R_{Os}$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ]，infiltration excess runoff(Horton runoff)  $R_{Oi}$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ]，表層（第 1 層）からのオーバーフロー  $R_{Oo}$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ] である。グリッドからの総流出量  $R_o$  [ $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ] はそれぞれの過程による流出量の合計とする。

$$R_o = R_{Os} + R_{Oi} + R_{Oo} + R_{Ob} \quad (3-4)$$

基底流出, saturation excess runoff(Dunne runoff), infiltration excess runoff の3つの流出生成過程は簡易化した TOPMODEL[Beven and Kirkby,1979]を用いて表現している.

TOPMODEL は, 流域内の斜面に沿った地下水面の水平分布を考え, 流出量を計算する概念モデルである. そのため, 対象流域の詳細な地形データを必要とする. 全球スケールに適用する際には, 得られる詳細な地形データには限界があるために, グリッドの平均的な傾斜と標高標準偏差を用いることで, グリッド内の斜面の平均的な形状をおおよそ見積もるという簡略地形を仮定した方法を採用している. この方法では, 図 3-3 に概念図を示しているように, グリッド内のサブグリッドスケールの地形を一様な勾配  $\beta_s$  と尾根から谷までの距離が  $L_s$  の斜面の繰り返しとして近似して表現する.  $L_s$  は次式で見積もる.

$$L_s = 2\sqrt{3}\sigma_z / \tan \beta_s \quad (3-5)$$

$\sigma_z$  はグリッド内のサブグリッド標高標準偏差である. 水平面上に尾根から谷に向かって  $x$  軸をとると, 一地点の谷から地下水面までの距離である地下水位  $z(x)$  は式(3-6)で表される.

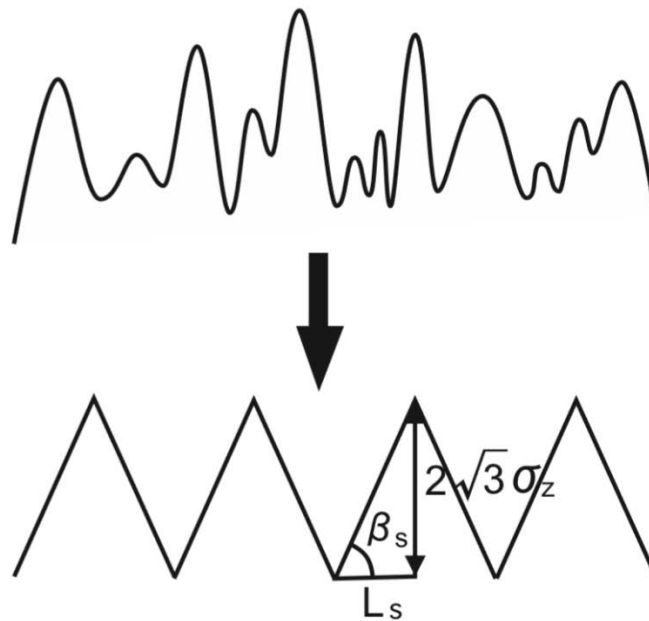


図 3-3 簡易化した TOPMODEL の概念図. Takata et al.[2003]より引用

$$z(x) = -\frac{1}{f} \ln \left( \frac{f_{am} x R}{K_0 \tan \beta_s} \right) \quad (3-6)$$

$f_{am}$  は透水係数に関する土壌の深さに応じた減衰因子,  $R$  は地下水涵養速度,  $K_0$  は表面での飽和透水係数を示す.  $R$  は TOPMODEL では水平方向に一様という仮定をおいているので,  $z(x)$  は式(3-7)で表現できる.

$$z(x) = d_{gw} - \frac{1}{f_{am}} \left( \ln \frac{x}{L_s} + 1 \right) \quad (3-7)$$

$d_{gw}$  はグリッド内の地下水位の平均値である。平均地下水位  $d_{gw}$  は Stiegliz et al.[1997]によって提案された topographic index の確率密度関数を用いる方法で見積もる。以下では本節冒頭に挙げた 4 つの流出過程それぞれについて説明する。

### 1. 基底流出(Base runoff)

基底流出は、TOPMODEL の準定常の仮定により地下水涵養速度  $R$  と等しいので、式(3-8)で表現される。

$$R_{Ob} = \frac{K_0 \tan \beta_s}{f_{am} L_s} \exp(1 - f_{am} d_{gw}) \quad (3-8)$$

土壌水分量を土壌最下層から見ていき、初めて不飽和になった層を  $k_{WT}$  層目とするとき、平均地下水位  $d_{gw}$  を式(3-9)により計算する。

$$d_{gw} = z_{g(k_{WT}-1/2)} - \psi_{k_{WT}} \quad (3-9)$$

ここでは、 $\psi_{k_{WT}}$  [m] は不飽和層の上端の水分ポテンシャルを、 $z_{g(k_{WT}-1/2)}$  [m] は地表面から不飽和層の上端までの深さを仮定し、土壌水分分布が平衡状態（重力と毛管力が釣り合った状態）にあると考えている。

簡易地形の仮定より、グリッド内の飽和域の面積率  $A_{sat}$  は式(3-10)で表される。

$$A_{sat} = 1 - \exp(f_{am} d_{gw} - 1) \quad (3-10)$$

### 2. saturation excess runoff(Dunne runoff)

地表面の飽和域に降った降水は全てそのまま流出すると仮定し、その流出量を saturation excess runoff  $R_{Os}$  とする。

$$R_{Os} = (Pr_c^{**} + Pr_l^{**}) A_{sat} \quad (3-11)$$

$P_{rc}^{**}$  [kg/m<sup>2</sup>/s] は対流性降水域のキャノピーによる遮断量、 $P_{rl}^{**}$  [kg/m<sup>2</sup>/s] は層状性降水域のキャノピーによる遮断量を表す。

### 3. infiltration excess runoff

地表面の不飽和域に降った降水は、土壌の浸透能を上回った分だけ流出する。この流出量が infiltration excess runoff である。土壌の浸透能は、簡易な表現として表層土壌（第 1 層）の飽和透水係数で与える。対流性の降水は局所的に降ると考え、対流性降水域の面積率  $A_c$  は一律とし、層状性降水は一律と仮定する。対流性降水域の infiltration excess runoff は式(3-12)によって、層状性降水域の infiltration excess runoff は式(3-13)によって表される。対流性降水域と層状性降水域の面積率に基づいて重み付けした合計をグリッドの infiltration excess runoff とし、式(3-14)で表される。

$$R_{of}^c = \max(P_{rc}^{**} / A_c + P_{rl}^{**} - K_{s(1)}, 0) (1 - A_{sat}) \quad (3-12)$$

$$R_{oi}^{nc} = \max(P_{rl}^{**} - K_{s(1)}, 0) (1 - A_{sat}) \quad (3-13)$$

$$R_{oi} = A_c R_{of}^c + (1 - A_c) R_{oi}^{nc} \quad (3-14)$$

$R_{of}^c$  [kg/m<sup>2</sup>/s] は対流性降水域の infiltration excess runoff、 $R_{oi}^{nc}$  [kg/m<sup>2</sup>/s] は層状性降水域の

infiltration excess runoff,  $R_{oi}$  [kg/m<sup>2</sup>/s]は infiltration excess runoff の総量,  $A_c$  は対流性降水域の面積率 (標準では 0.1) を表す.

#### 4. 表層 (第 1 層) からのオーバーフロー(overflow)

土壌第 1 層のオーバーフローは, 表層においての過飽和によって生じる流出量を示し, 式(3-15)によって表される. グリッド全体で生じると仮定する.

$$Ro_o = \max(w_{(1)} - w_{(sat)} - w_{str}, 0) \rho_w \Delta z_{g(1)} / \Delta t_L \quad (3-15)$$

$Ro_o$  [kg/m<sup>2</sup>/s] は表層からのオーバーフロー,  $w_{(1)}$  [kg/m<sup>2</sup>] は表層の体積含水率,  $w_{sat(1)}$  [kg/m<sup>2</sup>] は表層の水分量 (空隙率),  $w_{str}$  [kg/m<sup>2</sup>] は表層の貯留量,  $\rho_w$  [kg/m<sup>3</sup>] は水の密度,  $\Delta z_{g(1)}$  [m] は表層の土層厚さ,  $\Delta t_L$  [s] は計算のタイムステップを表す.

#### 3.2.2.4 土壌過程

土壌の過程については, 土壌の熱伝導, 土壌水分移動, 土壌水分の相変化 (凍土) の計算を行う.

土壌温度は熱伝導方程式により, 予報する. 土壌上端の境界条件はグリッド内の無雪面と積雪面の面積率で重み付き平均した地表面の熱フラックスを与え, 土壌下端の境界条件はゼロフラックスとしている.

液体の土壌水分移動の支配式はリチャーズ式[Richards,1931]であり, 式(3-16)で表される.

$$\rho_w \cdot \frac{\partial w_k}{\partial t} = \frac{\partial F_{w(k)}}{\partial z_k} + S_{w(k)} \quad (3-16)$$

$\rho_w$  [kg/m<sup>3</sup>] は水の密度で,  $\frac{\partial w_k}{\partial t}$  は時間単位の k 層の土壌水分の変化量で,  $\frac{\partial F_{w(k)}}{\partial z_k}$  は k 層への水フラックスの流入と流出の差,  $S_{w(k)}$  [kg/m<sup>2</sup>s] は流出, 裸地からの蒸発, 根の吸い上げフラックスから成る k 層のソース/シンク項である. 凍結と融解によって引き起こされる土壌水分量の変化は補正項として考慮される. 土壌水分フラックス  $F_w$  は鉛直の水理ポテンシャルの勾配 (マトリックポテンシャルと重力ポテンシャルの合計) で計算される.

式(3-16)を差分法で表現すると, 式(3-17)となる.

$$\rho_w \frac{w_{(k)}^{r+1} - w_{(k)}^r}{\Delta t_L} = \frac{F_{w(k+1/2)} - F_{w(k-1/2)}}{\Delta z_{g(k)}} + S_{w(k)} \quad (k=1, \dots, K_g) \quad (3-17)$$

各土層の土壌水分フラックス  $F_w$  は式(3-18)で与える.

$$F_{w(k+1/2)} = \begin{cases} P_r^{***} - Et_{(1,1)} & (k=0) \\ K_{(k+1/2)} \left( \frac{\varphi_{(k+1)} - \varphi_k}{\Delta z_{g(k+1/2)}} - 1 \right) & (k=1, \dots, K_g - 1) \\ 0 & (k=K_g) \end{cases} \quad (3-18)$$

ここで,  $K_{(k+1/2)}$  は土壌の透水係数で, Clapp and Hornberger[1978]を用いて次のように与え

る。

$$K_{(k+1/2)} = K_{s(k+1/2)} (\max(W_{(k)}, W_{(k+1)}))^{2b_{(k)}+3} f_i \quad (3-19)$$

$K_{s(k+1/2)}$  は飽和透水係数,  $b_{(k)}$  は水分ポテンシャル曲線の指数で, 土壌タイプごとのパラメータを与える。  $W_{(k)}$  は凍結土壌水分を除いて考えた飽和度で, 式(3-20)で与える。

$$W_{(k)} = \frac{w_{(k)} - w_{i(k)}}{w_{sat(k)} - w_{i(k)}} \quad (3-20)$$

$w_{sat(k)}$  は土壌の空隙率で, 土壌タイプのパラメータとして与える。

$f_i$  は凍土によって土の透水性の低下を表すパラメータで, 式(3-21)と表す。

$$f_i = (1 - W_{i(k)})(1 - W_{i(k+1)}) \quad (3-21)$$

$$W_{i(k)} = w_{i(k)} / (w_{sat(k)} - w_{i(k)})$$

$\varphi$  は土壌水分ポテンシャルで, Clapp and Hornberger[1978]により, 式(3-22)で表す。

$$\varphi_{(k)} = \varphi_{s(k)} W_{(k)}^{-b(k)} \quad (3-22)$$

$\varphi_{s(k)}$  は土壌タイプごとの外部パラメータから与える。

$S_{w(k)}$  はソース項であり, 根による吸い上げと流出を考慮して, 式(3-23)で与える。

$$S_{w(k)} = -F_{root(k)} - R_{o(k)} \quad (3-23)$$

土壌上端の境界条件  $F_{w(1/2)}$  は, 流出過程を経た水分フラックス  $P_r^{***}$  と土壌からの蒸発フラックス  $Et_{(1,1)}$  の差である。昇華フラックスの分は, 土壌水分移動の計算に先立って, 第1層の凍結土壌水分から差し引く。

$$w_{i(k)}^r = w_{i(k)}^r - Et_{(2,1)} \Delta t_L / (\rho \Delta z_{g(1)}) \quad (3-24)$$

$$w_{(k)}^r = w_{(k)}^r - Et_{(2,1)} \Delta t_L / (\rho \Delta z_{g(1)}) \quad (3-25)$$

流出過程を経て土壌へ与えられる水フラックス  $P_r^{***}$  は式(3-26)で計算する。

$$P_r^{***} = P_{rc}^{**} + P_{ri}^{**} - R_{os} - R_{oi} \quad (3-26)$$

凍土での凍結と融解の量は, 式(3-27)で表す。

$$\Delta \theta_i = C_g (T_{mlt} - T_g) / \rho_w l_{mlt} \quad (3-27)$$

### 3.2.3 陸面水文モデルの熱収支計算

地表面の熱収支は, グリッド内の無雪面と積雪面の面積率に基づいて地表面とキャノピーの温度をそれぞれ計算する implicit scheme で解く。放射, 顕熱フラックス, 蒸散, キャノピーからの遮断蒸発, 地面と雪の表面からの蒸発散と昇華, 地面と雪への熱伝導を考慮する。熱収支は以下で表される。

$$\Delta_c = H_c + R_c + E_i + E_t \quad (3-28)$$

$$\Delta_g = H_g + R_g + E_g + E_s - F_g \quad (3-29)$$

$$\Delta_c^{(sn)} = H_c^{(sn)} + R_c^{(sn)} + E_i^{(sn)} + E_t^{(sn)} \quad (3-30)$$

$$\Delta_g^{(sn)} = H_g^{(sn)} + R_g^{(sn)} + E_s^{(sn)} - F_g^{(sn)} \quad (3-31)$$



$\Delta_c$  と  $\Delta_g$  はエネルギーの発散を,  $R_c$  と  $R_g$  は正味放射[W/m<sup>2</sup>],  $F_g$  は地面への伝導熱[W/m<sup>2</sup>] を,  $H_c$  と  $H_g$  は顕熱[W/m<sup>2</sup>] を,  $E_i$  は遮断蒸発[kg/m<sup>2</sup>/s] を,  $E_g$  は土壌からの蒸発[kg/m<sup>2</sup>/s] を,  $E_s$  は昇華[kg/m<sup>2</sup>/s] を表す. 添え字の(sn)は, 雪の場合を示す.

### 3.2.4 陸面水文モデルの外部パラメータ

土地被覆と土壌タイプは全球の空間分布を与える. 図 3-4 に土地被覆, 図 3-5 に土壌タイプの空間分布を示す. カラーバーは分類番号を表す.

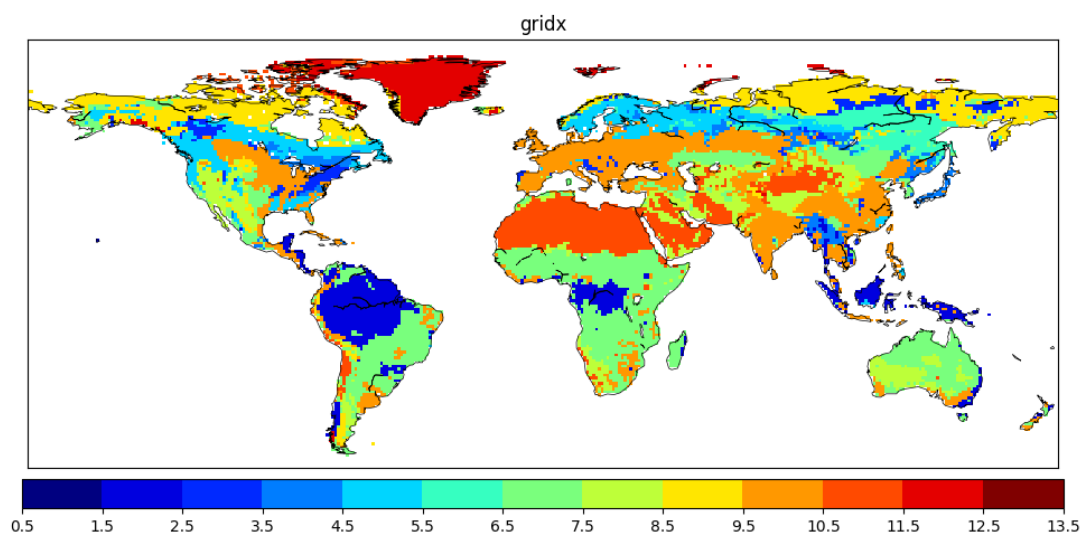


図 3-4 土地被覆の空間分布

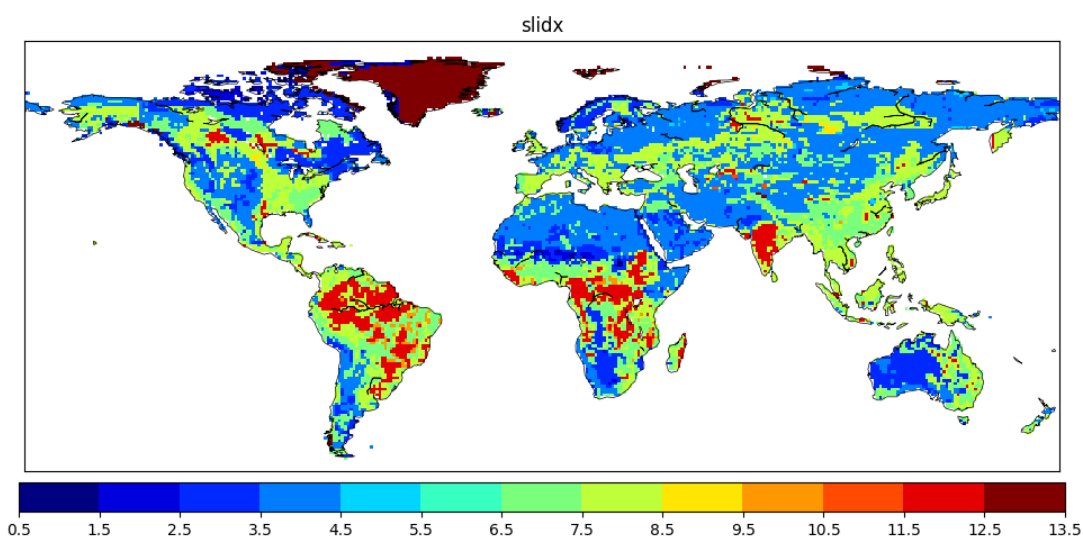


図 3-5 土壌タイプの空間分布

表 3-3 土壌と土地被覆の番号と分類の対応

番号	土壌タイプ	土地被覆
1	Sand	大陸氷
2	Loamy Sand	広葉常緑樹林
3	Sandy Loam	広葉落葉樹林&森林
4	Loam	針葉樹林と広葉落葉樹林の混合&森林
5	Silt Loam	針葉樹林&森林
6	Silt	高緯度の落葉樹林&森林
7	Sandy Clay Loam	茂った C4 草原
8	Clay Loam	低木&裸地
9	Silty Clay Loam	ツンドラ
10	Sandy Clay	耕作地
11	Silty Clay	砂漠
12	Clay	グリーンランド氷
13	Ice	—

### 3.2.5 地下水を陽に考慮した陸面水文モデル MAT-GW の概要

MAT-GW[Koirala et al.,2014]は、MATSIRO[Takata et al.,2003]に地下水位の動態を陽に考慮したスキームを導入したモデルである。基底流出に MATSIRO と異なる式を適用している。図 3-6 に概念図を示すように、土層は 13 層で地下水面と不飽和土層の水フラックスの相互作用を考慮する。不圧帯水層の水収支は、式(3-32)で表される。

$$S_y \frac{\Delta d_{gw}}{\Delta t} = I_{gw} - Q_{gw} \quad (3-32)$$

$S_y[L^3/L^3]$ は比産出量,  $d_{gw}$  は地下水位,  $I_{gw}[LT^{-1}]$ は地下水涵養量,  $Q_{gw}[LT^{-1}]$ は基底流出を示す。 $I_{gw}$  は上向きのキャピラリーフラックス  $I_{cap}$  と下向きの重力排水  $I_{gra}$  の和を示し、ダルシー則に基づいて式(3-33)で計算する。

$$I_{gw} = K_{un} \left[ \frac{d\psi}{dz} - 1 \right] \quad (3-33)$$

$d\psi [L]$ は飽和層と不飽和層のマトリックポテンシャルの違いで,  $dz[L]$ は地下水面と不飽和土層の最下層のノード深さを表す。  $K_{un}[LT^{-1}]$ は土の土壌タイプと体積含水率に基づいた不飽和透水係数である。

基底流出  $Q_{gw}$  は以下の Yeh and Eltahir,[2005b,式 (5) ]を用いて計算する。

$$E[Q_{gw}] = \frac{K\lambda^\alpha}{\Gamma(\alpha)} \left\{ d_0 \left[ \frac{(\alpha-1)!}{\lambda^\alpha} - e^{-\lambda d_0} \sum_{k=0}^{\alpha-1} \frac{(\alpha-1)!}{k!} \frac{d_0^k}{\lambda^{\alpha-k}} \right] - \left[ \frac{\alpha!}{\lambda^{\alpha+1}} - e^{-\lambda d_0} \sum_{k=0}^{\alpha} \frac{\alpha!}{k!} \frac{d_0^k}{\lambda^{\alpha-k+1}} \right] \right\} \quad (3-34)$$

$K[T^{-1}]$ は流れ定数,  $d_0[L]$ は閾値深さ,  $\Gamma(\alpha)$  はガンマ関数,  $\alpha$  は形のパラメータ,  $\lambda$  はスケールパラメータである。

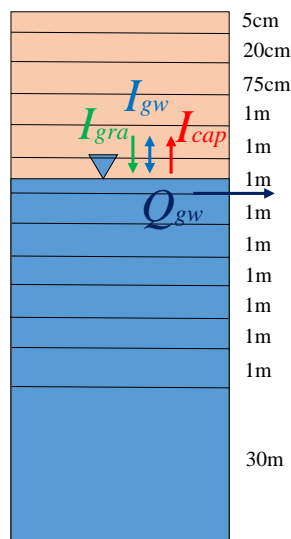


図 3-6 MAT-GW の概念図. Koirala et al.[2014]を基に作成

$I_{gw}$ は地下水涵養量,  $I_{gra}$ は下向きの重力排水,  $I_{cap}$ は上向きのキャピラリーフラックス,  $Q_{gw}$ は基底流出を示す。土層は 13 層あり, 各層の厚さを図中に記載している。

### 3.3 陸面水文モデル MAT-GW の改良

#### 3.3.1 飽和透水係数および基底流出の制約

##### 3.3.1.1 背景

全球の地下水位の空間分布を推定する試みは、近年になってからである。アメリカやヨーロッパでは井戸観測による地下水位データが豊富にあり、モデルによる地下水位の検証も可能になってきたが、北アフリカなどの乾燥域では地下水位データが乏しく、モデルによる地下水位の検証は難しい。こうした状況においては、モデルによる全球の地下水位の空間分布を検証するには、井戸観測による地下水位データにも限りがあるために、既往研究のモデルによる全球地下水位分布との相互比較も重要といえる。Fan et al.[2013]による全球地下水位の空間分布と本研究で推定した MAT-GW による全球地下水位の空間分布を比較したことで、特に乾燥地域で MAT-GW は地下水位を深く推定するモデルバイアスがある可能性をみつけた。その理由を考察すると、地下水位は地下水涵養量と基底流出の収支から推定されるため、二つの項に関する土壌の過程を検討することで解決策が出てくるのではないかと考えた。MAT-GW では簡易のため、飽和透水係数は深さにかかわらず均一と仮定されている。そこで、この仮定をより現実的な表現にする。現実には透水性の低い基岩があり、不飽和土壌の下端境界となっているが、信頼性の高い基岩までの深さ分布を全球で得るのは容易ではない。そのため、TOPMODEL[Beven and Kirckby 1979]により飽和透水係数を減衰させることで間接的に基岩と土の圧密による透水性の減少を表現する方法が広く用いられてきた。本研究では、MAT-GW に飽和透水係数の減衰式を適用し、地下水位の推定に与える影響および土壌水分、流出量に与える影響を調べた。さらに MAT-GW では、とくに乾燥地域で地下水位が土層厚さ 40[m]よりも深くなっても、微量の基底流出が生じるために、地下水面を下げ続ける一要因と考えられた。そこで、基底流出に現実的な制約を設ける必要がある。ここで MAT-GW[Koirala et al.,2014]で用いられた基底流出の推定式を考案した[Yeh and Eltahir,2005b]の研究において、どのような制約を基底流出においているか以下に説明する。

##### 3.3.1.2 既往研究の概況

深さに応じた透水性の減衰式について、式(3-35)が提案され、広く用いられてきた。

$$K = K_0 \exp(-z'/f) \quad (3-35)$$

$K_0$  は飽和透水係数、 $z'$  : 規定した土壌深さより下での土壌深さ、 $f$ : 減衰深さ

例えば、式(3-35)を適用した陸面水文モデル ISBA では、指数関数のプロファイルが河川流量を改善すると示されている[Decharme et al.,2006]。式(3-35)は、土壌から基岩の鉛直プロファイルを反映している。過去の気候と地質による複雑な関数であるが、表土の堆積は地形の起伏や勾配に強く依存していることが認識されている[e.g.Summerfield and Hulton, 1994]。そのため、Fan et al.[2007]では簡易化して地形勾配のみを考慮し、式(3-35)の  $f$  を e-folding depth (減衰深さ) と定義した。e-folding depth は式(3-36)で表される。

$$f = \frac{a}{(1+b\beta)} \quad (3-36)$$

$a[m], b[m]$ は定数,  $\beta$  は地形勾配を示す.

Fan et al.[2007]では  $K_0$  を 1.5m の土壌の最下層における既知値とし,  $z'$  を 1.5[m]より下の土壌深さとした.

のちの研究における  $f$  の変遷

式(3-37)はアメリカの表土に対して最適な  $a, b$  を用いている [Fan et al.,2007].

$$f = \begin{cases} \frac{120}{1+150\beta} & (\beta \leq 0.16) \\ 5 & (\beta > 0.16) \end{cases} \quad (3-37)$$

式(3-38)は北アメリカの地下水位と湿地の観測に最適な  $a, b$  を用いている [Fan and Miguez-Macho,2010]. アマゾンに適用もしている [Y.Fan and G.Miguez-Macho,2010].

$$f = \begin{cases} \frac{75}{1+150\beta} & (\beta \leq 0.16) \\ 4 & (\beta > 0.16) \end{cases} \quad (3-38)$$

式(3-39)は温暖な北アメリカで最適な  $a, b$  を用いている [Fan et al.,2007;Miguez-Macho et al.,2008].

$$f = \begin{cases} \frac{100}{1+150\beta} & (\beta \leq 0.16) \\ 2.5 & (\beta > 0.16) \end{cases} \quad (3-39)$$

$$f = \begin{cases} \frac{100}{1+150\beta} & (\beta \leq 0.16) \\ 2.5 & (\beta > 0.16) \end{cases} \quad (3-40)$$

この関数は、温暖な地域では適用できるが、凍土のある寒冷な気候では計算した地下水位が低く推定されるバイアスがあるため、気温による影響を考慮できるように修正式が提案された [Fan and Miguez-Macho,2011].土の温度特性や地熱勾配、雪の深さ、土壌水分も凍結融解する深さに影響するが、簡易のため、二項による線形の気温修正  $fT$  となっている.

式(3-41)は北アメリカの湿地に合わせた式である. [Fan and Miguez-Macho,2011]

$T$  は 1 月の平均表面気温[°C]を示す.

$$fT = \begin{cases} 1.5 + 0.1T & (-14^\circ\text{C} < T < -5^\circ\text{C}, fT < 1) \\ 0.17 + 0.005T & (T < -14^\circ\text{C}, fT > 0.05) \end{cases} \quad (3-41)$$

次に、基底流出に関して説明する. Yeh and Eltahir[2005a,b]ではイリノイの観測地下水面をもとに議論しており、式 (3-42) は地下水面までの深さ  $0 < \text{WTD} < 5[\text{m}]$ 程度と浅い地点での適用を前提としている.  $d_0$ は、[Yeh and Eltahir,2005b, Fig2]のように、基底流出と河川流出量[mm/mon]が同じ量という仮定のもとに、観測の地下水位と河川流出量の関係図に最小二乗法でフィットさせたものである.

$$Q_{gw} = \begin{cases} K(d_0 - d_{gw}) & (0 < d_{gw} < d_0) \\ 0 & (d_{gw} > d_0) \end{cases} \quad (3-42)$$

$d_{gw}$  [L]は地下水位,  $K$ [1/T]は流出定数 (滞留時間の逆数),  $Q_{gw}$  [L/T]は地下水流出,  $d_0$  [L]は閾値を表す.

現状の MAT-GW[Koirala et al.,2014]では上述の基底流出に関する制約はおいていない. そのために, 地下水位が深くなっても微量の基底流出が生じるのであるが, 上述と同じ制約と適用すればよいかというところではない. MAT-GW で用いている  $d_0$  は, 図 3-3(a)に示すように  $0 < d_0 < 8$  に分布している. そのため, 上記の式(3-42)と同じ制約を置くと,  $d_{gw} > 8$ [m]で  $Q_{gw} = 0$  となってしまう. 3章での井戸観測の地下水位データからわかるように, 地下水面が 40[m]ほど深くはないが 8[m]以上 20[m]程度の地点も多数存在する. そのため, グローバルな地下水位に関する気候学的平衡状態を対象とした本研究では新しい基底流出に関する制約が必要である. 特に, 地下水面が非常に深くまで下がり続ける (気候学的平衡状態に達するまでに数百年を要する) アフリカ北部や中国などの乾燥地域では, 地下水面と流量に関する観測データが乏しく, [Yeh and Eltahir,2005b]と同様に観測地下水位と流量の関係に最小二乗法を適用した閾値を作成することは容易ではない. そこで, 基底流出の制約へ用いる閾値に関して, 標高データを用いることとした. この利点として, 高解像度(1km)のグローバルな空間分布を得られること, 間接的にはあるが地形の影響を考慮できることが挙げられる.

### 3.3.1.3 方法

深さによる透水性の減少を考慮した式(3-35), (3-36)の適用と, 基底流出に関する制約について式(3-43)を提案し, MAT-GW に適用する.

$$Q_{gw} = 0(d_{gw} > Z_d) \quad (3-43)$$

$Q_{gw}$  は基底流出,  $d_{gw}$  は地下水位,  $Z_d$  は閾値を表す.

#### TOPMODEL の e-folding depth の適用

e-folding depth  $f$  を表すのに, 式(3-37)を本研究では用いる.

地形勾配データ  $\beta$  を GTOPO30(解像度 1km)から作成した. GTOPO30 (解像度 1km) から, 30 秒グリッドで最大傾斜を計算したのち, 平均して解像度 1 度の地表平均傾斜の正接  $\tan\beta$  から  $\beta$  に変換し, 式(3-37)と  $\beta$  から e-folding depth を計算した.

図 3-7 に飽和透水係数の減衰式適用の概念図を示す. 減衰式は MAT-GW の 5 層以降に適用した. 作成した e-folding depth の全球分布を図 3-8(c)に示す.

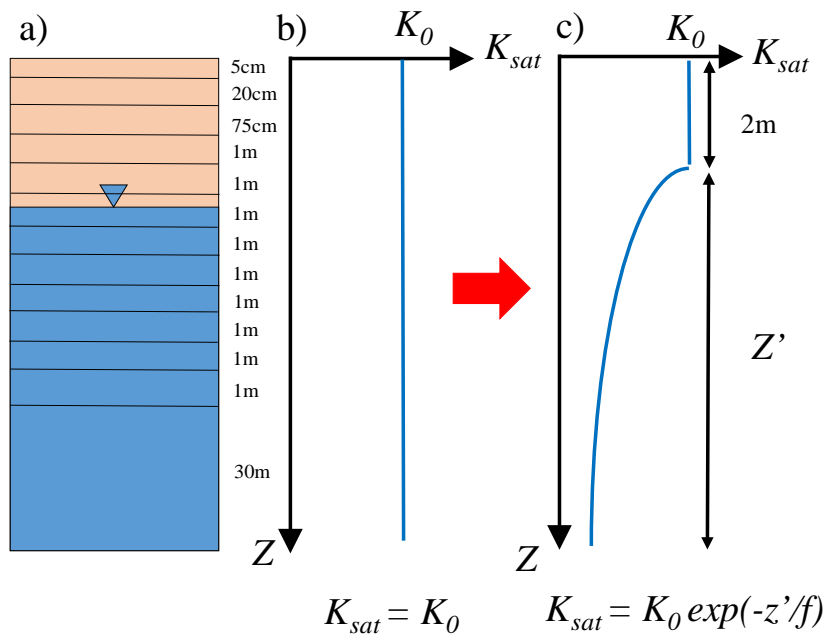


図 3-7 透水係数の概念図

a) MAT-GW の土層概念図(Koirala et al.,2014 を参考に作成), b)飽和透水係数が深さによらず一様の場合, c)飽和透水係数が深さに応じて減衰する場合(Fan et al.,2007 を参考に作成)  $K_0$ :既知の飽和透水係数  $K_{sat}$ :飽和透水係数  $z'$ :地表面から 2m を基準とした深さ  $z$ :地表面からの深さ  $f$ :e-folding depth

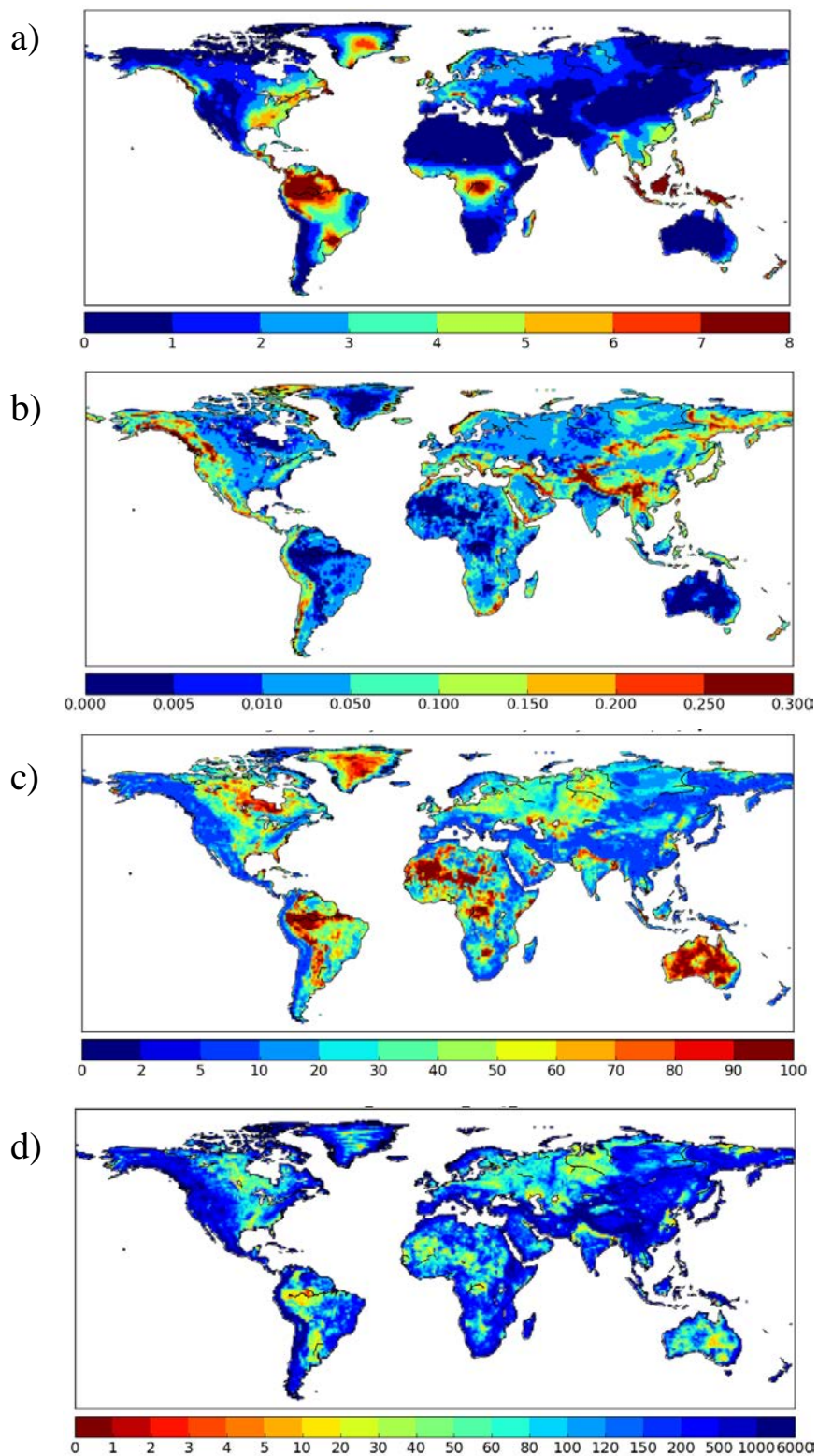


図 3-8 地下水位に関連したパラメータ

- a)  $d_0$  b) 地形勾配  $\beta$  c) e-folding length of Hydraulic Conductivity Decay with Depth(m)  
 d) 基底流出の閾値 (平均的な標高—最低標高) [m]



図 3-8(b), (c)から地形勾配が緩やかな場所では e-folding depth が大きくなり, 地形勾配が急な場所では e-folding depth が小さくなるという対応関係を確認できる. e-folding depth が大きくなると, 指数関数の減衰率は小さくなり, e-folding depth が小さくなると, 指数関数の減衰率は大きくなる. そのため, 地形勾配が緩やかな場所では土層の深さに応じての透水係数の減り方は緩やかとなり, 地形勾配が急な場所では土層の深さに応じての透水係数の減り方は急になる.

### 基底流出の制約

(平均的な標高—最低標高)  $Z_d$  [m] < 地下水位  $d_{gw}$  [m]となったとき, 基底流出をゼロとするという制約を設定した. 概念図を図 3-9 に示す.

閾値 (1 グリッド内の平均的な標高と最低標高の差[m]) の作成にあたって, 標高データは GTOPO30(解像度 1km)を使用した. MAT-GW は解像度 1 度であるため, 1 度グリッドに含まれる 120×120 ピクセルの GTOPO30 による標高の平均値と最低値を算定し, その差を基底流出制約の敷値として用いた (解像度 1 度). 作成したデータの空間分布を図 3-8 (d)に示す. 敷値が 120[m]より低いグリッドでは基底流出がゼロとなりえる.

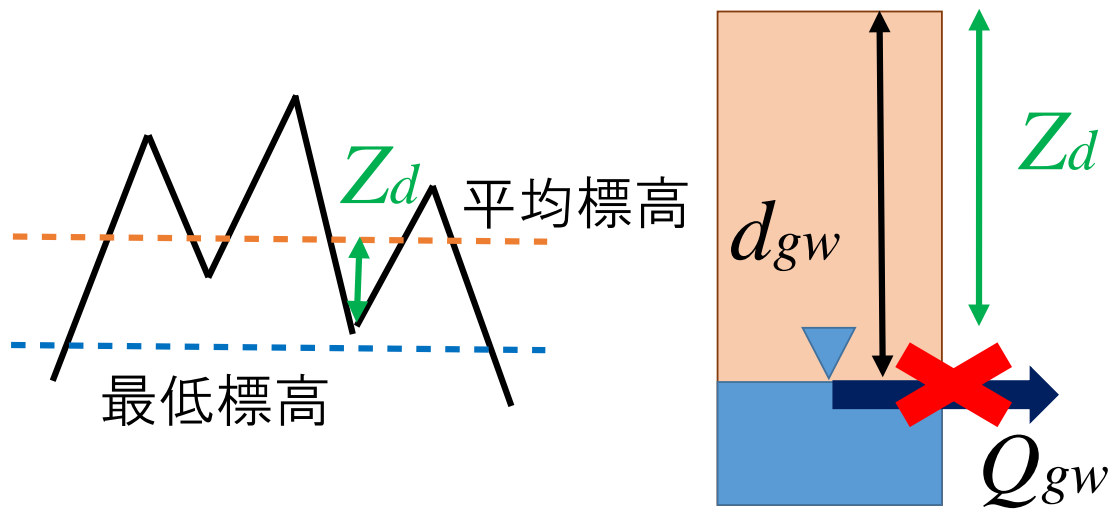


図 3-9 基底流出の制約 概念図

$Q_{gw}$  は基底流出,  $d_{gw}$  は地下水位,  $Z_d$  は閾値を表す.

### 3.3.1.4 結果と考察

基底流出を制約なしとありの場合で比較した(図 3-10). 基底流出がゼロのグリッドは白色で表示している. 数値<120[m]のグリッドで、これまで地下水位が深かったグリッド(地下水位>80[m])で、基底流出がゼロになっているのを確かめられる. これにより、地下水位が深くなった際の地形を考慮した現実的な基底流出の制約を設けることができた.

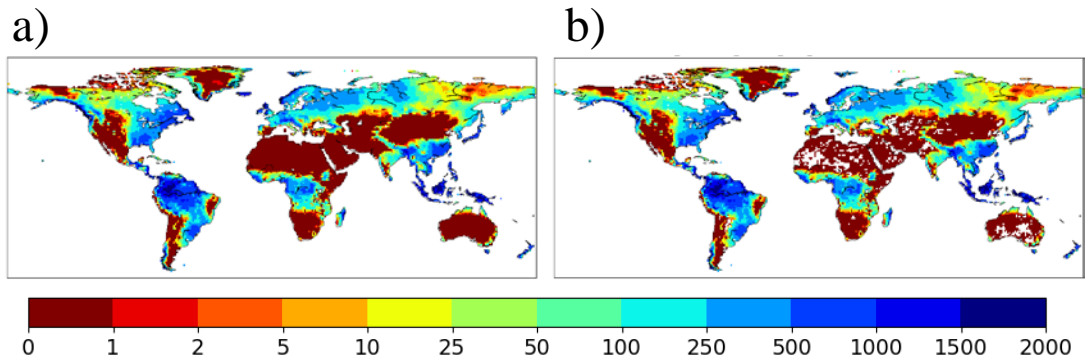


図 3-10 基底流出[mm/yr]の比較

a) 制約なし, b) 制約あり. 白色は基底流出がゼロのグリッドを表す.

表 3-4 基底流出の最大値と最低値 (制約なしと制約ありの場合)

	最大値	最小値
a) 制約なし	2872[mm/yr]	1.8462e-13[mm/yr]
b) 制約あり	2872[mm/yr]	0[mm/yr]

#### 地下水涵養量の推定に与える影響

図 3-11a), b)に修正前と後の地下水涵養量[mm/yr]を示す. 飽和透水係数の減衰と基底流出の制約を設けた場合とオリジナルの場合で地下水涵養量[mm/yr]はほとんど変わらない.

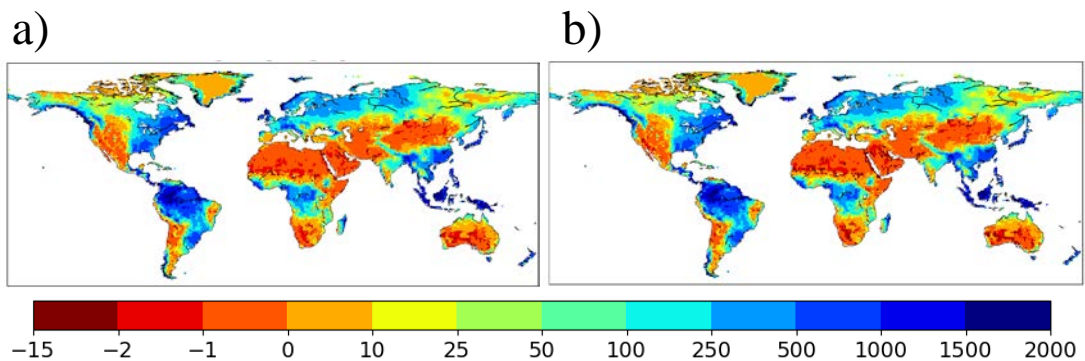


図 3-11 地下水涵養量[mm/yr]の比較

a)MAT-GW オリジナル版, b)飽和透水係数の減衰と基底流出の制約を導入した MAT-GW による地下水涵養量[mm/yr]

### 地下水位の推定に与える影響

図 3-12 a),b)に修正前と後の地下水位[m]を示す。飽和透水係数の減衰と基底流出の制約を設けた場合とオリジナルの場合で地下水位[m]はほとんど変わらない。これは、地下水位は式 (3-32), (3-33), (3-34)に基づいて、地下水涵養量と基底流出の釣り合う高さで決まっており、両変数が飽和透水係数と基底流出の制約による影響を受けなかったためである。基底流出の制約により、アフリカの一部では基底流出がゼロになったが、飽和透水係数の減衰式を適用しても地下水涵養量[mm/yr]には、ほとんど影響はなかった。アフリカやオーストラリアなどの乾燥域では、地形勾配が緩やかで飽和透水係数の減衰因子である e-folding length が大きいために、深さ方向の減衰率が小さい。そのために飽和透水係数を減衰したことによる地下水涵養量への影響がほとんど生じなかったと考えられる。

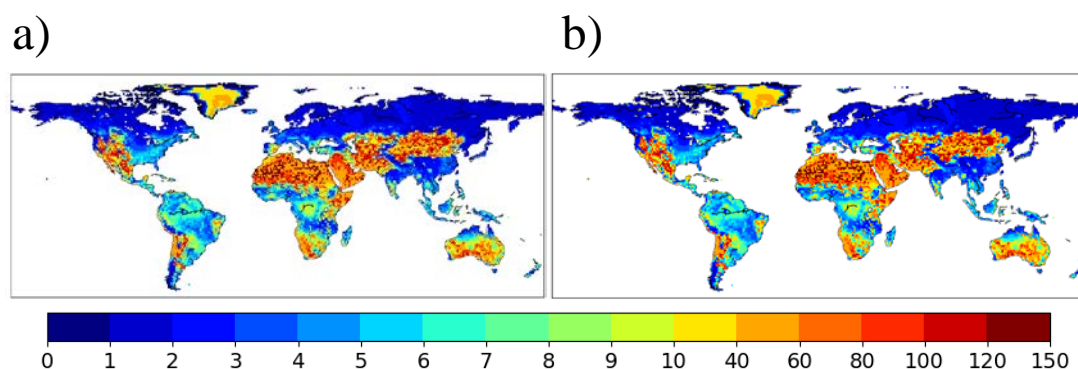


図 3-12 地下水位[m]の比較

a)MAT-GW オリジナル版, b)飽和透水係数の減衰と基底流出の制約と導入した MAT-GW による地下水位[m]

今後より現実的な推定には、本研究で考慮していない帯水層の地下水面下での側方流れや鉛直方向の土壌の不均一性の影響を検討することも考えられるが、本研究ではこれまでとする。

以下、 $+\alpha$ の表記は本節で検討した飽和透水係数の減衰と基底流出の制約を加えたモデルであることを示す。

### 3.3.2 水分移動特性モデルの検討

#### 3.3.2.1 背景

近年、土壌物理の分野では、水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性モデルには、土質によって適するモデルが異なり、それぞれのモデル特性を踏まえて、土質に応じて適切なモデルを選択する必要性が指摘されている。そこで、本研究では水分保持極性と不飽和透水係数のモデル選択が土壌水分と地下水位深さへ与える影響を検討することを目的とする。代表的な水分移動特性モデルの Clapp and Hornburger 式[Clapp and Hornburger,1978] (以下 CH モデル) と Van Genuchten 式[Van Genuchten,1980] (以下 VG モデル) を用いた場合の平衡土壌水分と地下水位の分布に関して考察を行った。

#### 3.3.2.2 水分移動特性モデル

CH モデルによる水分移動特性モデルは式(3-44),(3-45),(3-46)で表される。

$$\Theta = \theta / \theta_{sat} \quad (3-44)$$

$$K(\Theta) = K_{sat} (\Theta)^{(2B+3)} \quad (3-45)$$

$$\psi(\Theta) = \psi_{sat} (\Theta)^{(-B)} \quad (3-46)$$

$\Theta$  は土壌の湿り度,  $\theta$  は体積含水率 (添え字の sat は飽和の場合),  $K$  は不飽和透水係数 (添え字の sat は飽和の場合),  $\psi$  はマトリックポテンシャル (添え字の sat は飽和の場合),  $B$  は CH モデルの経験的な因子を表す。

VG モデルによる水分移動特性モデルは式(3-47), (3-48), (3-49), (3-50)で表される。

$$\Theta = (\theta - \theta_r) / (\theta_{sat} - \theta_r) \quad (3-47)$$

$$K(\Theta) = K_{sat} (\Theta^l) / \left(1 - (1 - \Theta^{1/m})^m\right)^2 \quad (3-48)$$

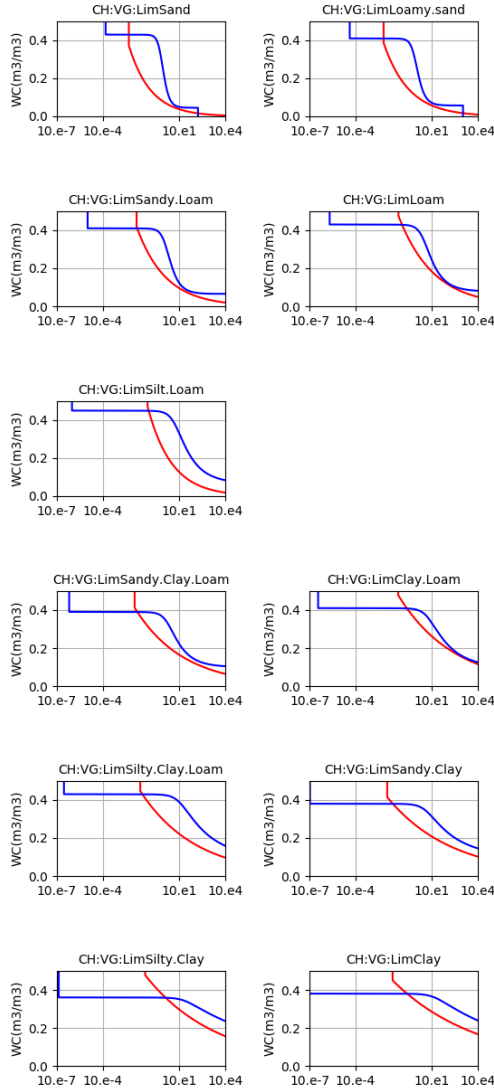
$$\psi(\Theta) = -1 / \alpha (\Theta^{-1/m} - 1)^{(1-m)} \quad (3-49)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad (3-50)$$

$\Theta$  は土壌の湿り度,  $\theta$  は体積含水率 (添え字の r は残差, sat は飽和の場合),  $K$  は不飽和透水係数 (添え字の sat は飽和の場合),  $\psi$  はマトリックポテンシャル (添え字の sat は飽和の場合),  $l, m, n, \alpha$  は VG モデルの経験的な因子を表す。

図 3-13 に CH モデルと VG モデルの a)水分保持曲線と b)透水係数の曲線の関係を示す。赤線は CH モデル, 青線は VG モデルを表す。

a)



b)

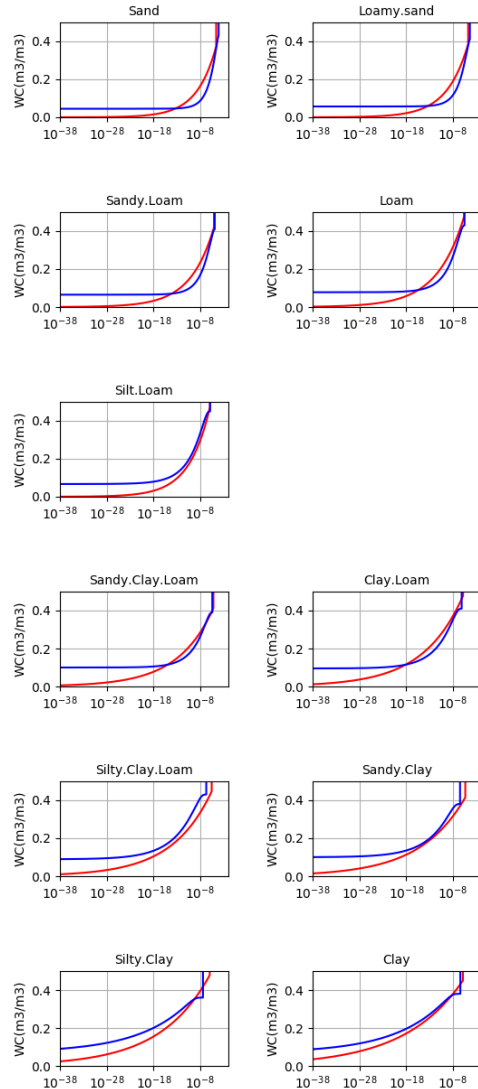


図 3-13 2つの水分移動特性モデルによる水分特性曲線の比較

- a) 水分保持曲線，横軸はマトリックポテンシャル[m]，縦軸は体積含水率[m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>]を表す。
- b) 透水係数の曲線，横軸は不飽和透水係数[m/s]，縦軸は体積含水率[m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>]を表す。赤線はCHモデル，青線はVGモデルを用いた場合。

### 3.結果と考察

CH モデルと VG モデルを用いた場合の地下水位 (図 3-14), 全土壌水分量 (図 3-15), 地下水涵養量 (図 3-16), 基底流出 (図 3-17) の平衡状態をそれぞれ図 3-14, 図 3-15, 図 3-16, 図 3-17 に示す. 2 章で定義した気候学的平衡状態の判定基準 RCC (Relative change of climatology) < 1 [%]をみたます地下水位とそのときの全土壌水分量の平衡状態を示す. 計算条件は 2 章 2.3 に記載の条件と同じである.

ユーラシアでは CH モデルを用いた場合の地下水位が 3[m]程度であるのに対して, VG モデル では地下水位が 10[m]程度と深い. これは, VG モデルの場合には, 涵養量が負でありかつ微量の基底流出があるために, 地下水位が, 深くなると考えられる.

逆に乾燥地域では CH モデルと VG モデルによる基底流出が同程度量であるのに対し, 涵養量が CH モデルに比べて VG モデルは大きいため, VG モデルを用いた場合のほうが地下水位は浅くなる. 地下水位[m]と全土壌水分量[mm]の違いは土壌タイプによって, 体積含水率[m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>]と透水系数[kg/m<sup>2</sup>/s]およびマトリックポテンシャル[m]の関係が異なるために, 地下水涵養量と基底流出の釣り合う地下水位が異なるためであると考えられる.

図 3-18 に気候学的平衡状態に達した地域を示す. a)は CH モデル +  $\alpha$ , b)は VG モデル +  $\alpha$  の場合を表す. 1020 年計算しても気候学的平衡状態とならなかった地域は白色で表示している. どちらのモデルを用いるかによって, 平衡に達するか達しないかが異なる地域を赤線で囲って示している. 同じ土壌タイプ, 土地被覆, 気候条件の基で計算しているにも関わらず, 水分移動特性モデルによって平衡状態に達するまでの計算時間が異なるのは, 地域ごとに水分移動特性モデルを使い分けて適用すると, 平衡状態をより早く求めることができる可能性もあると考えられ, 興味深い. 今後, 基底流出に用いているパラメータがそれぞれの水分移動特性モデルを用いた場合に適しているかに関して, 観測データを用いた詳細な検証をもとに各地域に最適な水分移動特性モデルを見つけ, 全球で計算が可能になれば推定した地下水位の不確実性低減にもつながると考えられる.

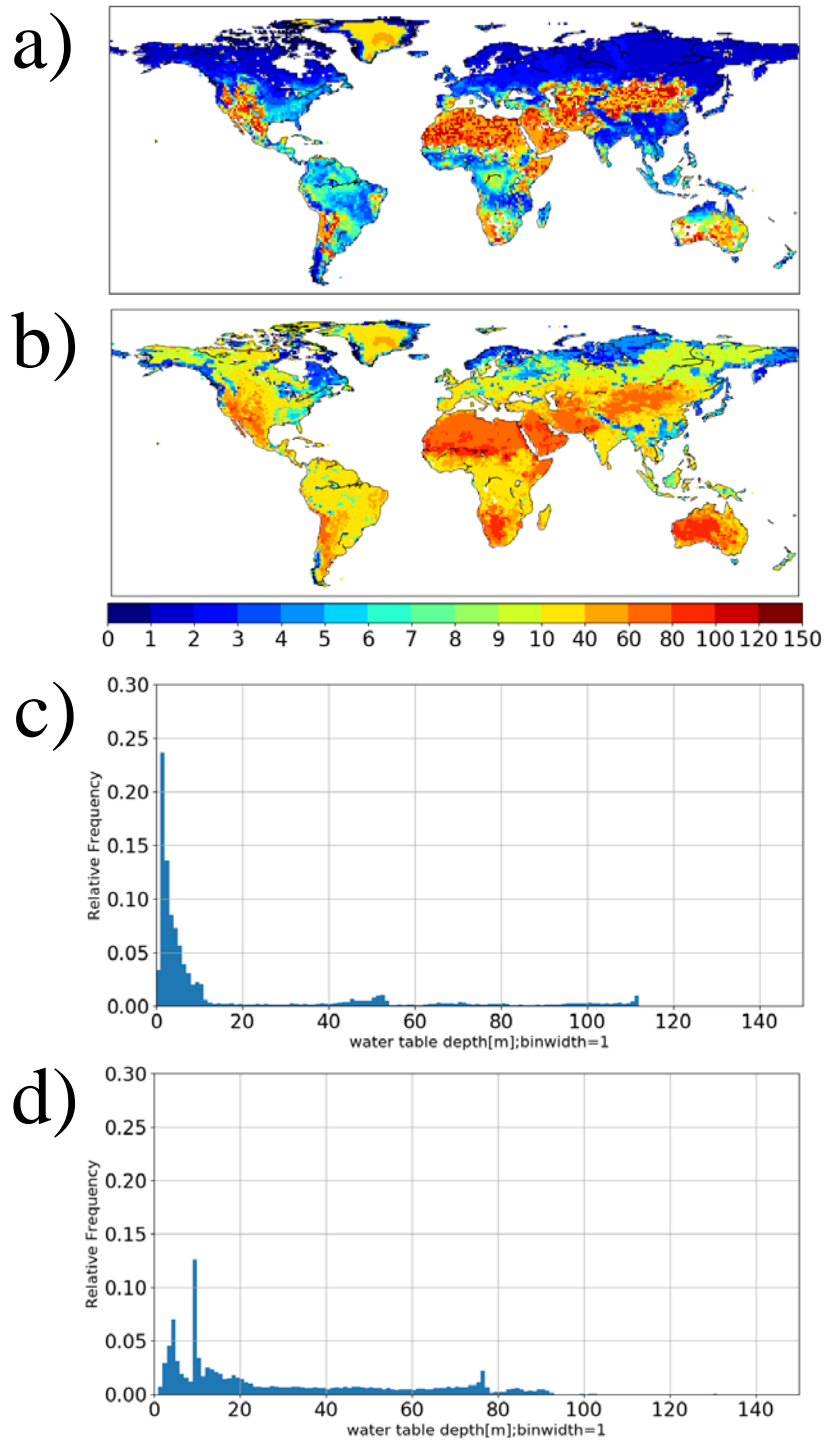


図 3-14 水分移動特性モデルの違いによる地下水位[m]の比較

- a) CH モデル +  $\alpha$  の場合の地下水位[m]空間分布
- b) VG モデル +  $\alpha$  の場合の地下水位[m]空間分布
- c) CH モデル +  $\alpha$  の場合の地下水位[m]のヒストグラム
- d) VG モデル +  $\alpha$  の場合の地下水位[m]のヒストグラム

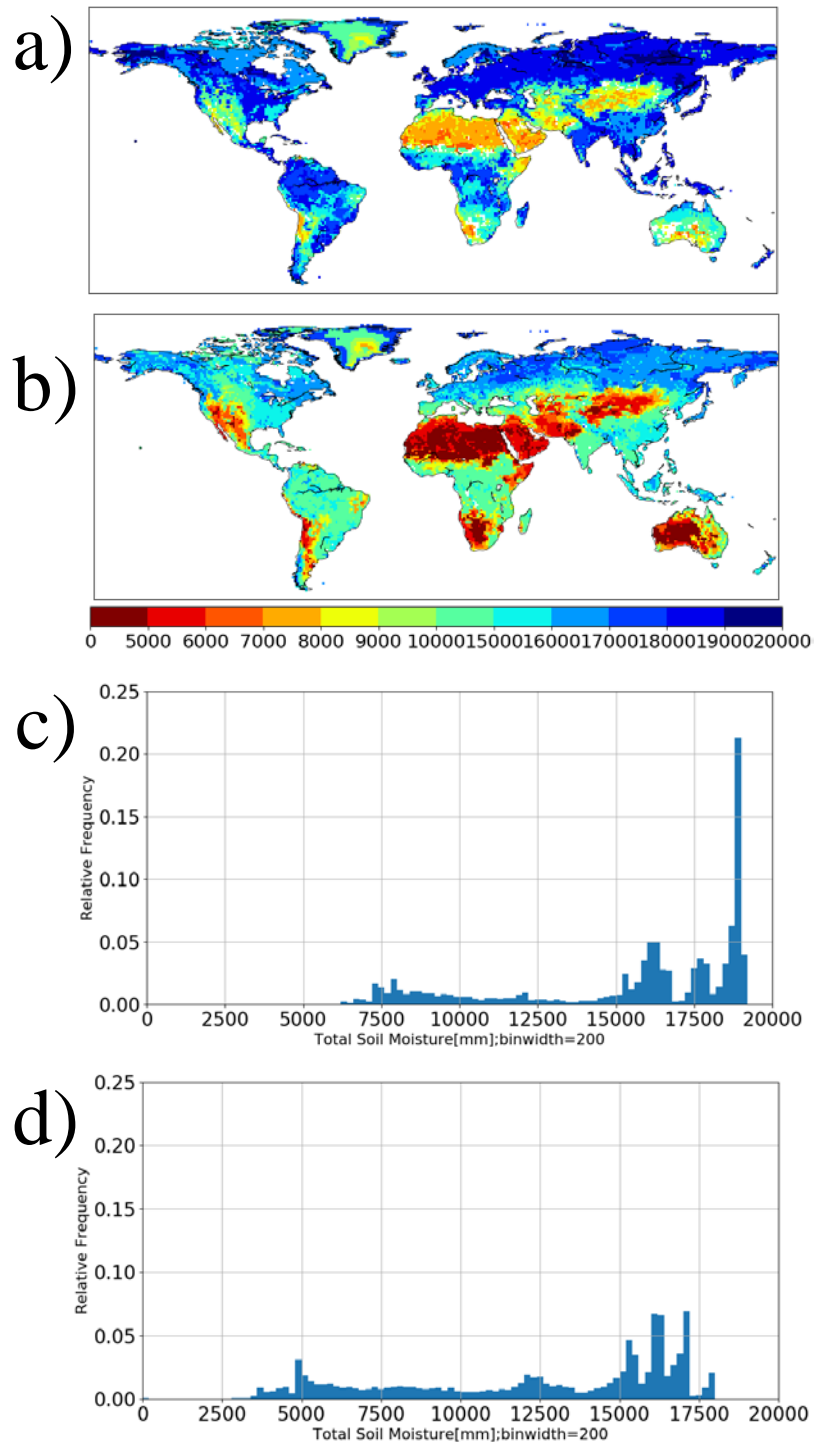


図 3-15 水分移動特性モデルの違いによる全土壌水分量[mm]の比較

- a) CH モデル +  $\alpha$  の場合の全土壌水分量[mm]の空間分布
- b) VG モデル +  $\alpha$  の場合の全土壌水分量[mm]の空間分布
- c) CH モデル +  $\alpha$  の場合の全土壌水分量[mm]のヒストグラム
- d) VG モデル +  $\alpha$  の場合の全土壌水分量[mm]のヒストグラム



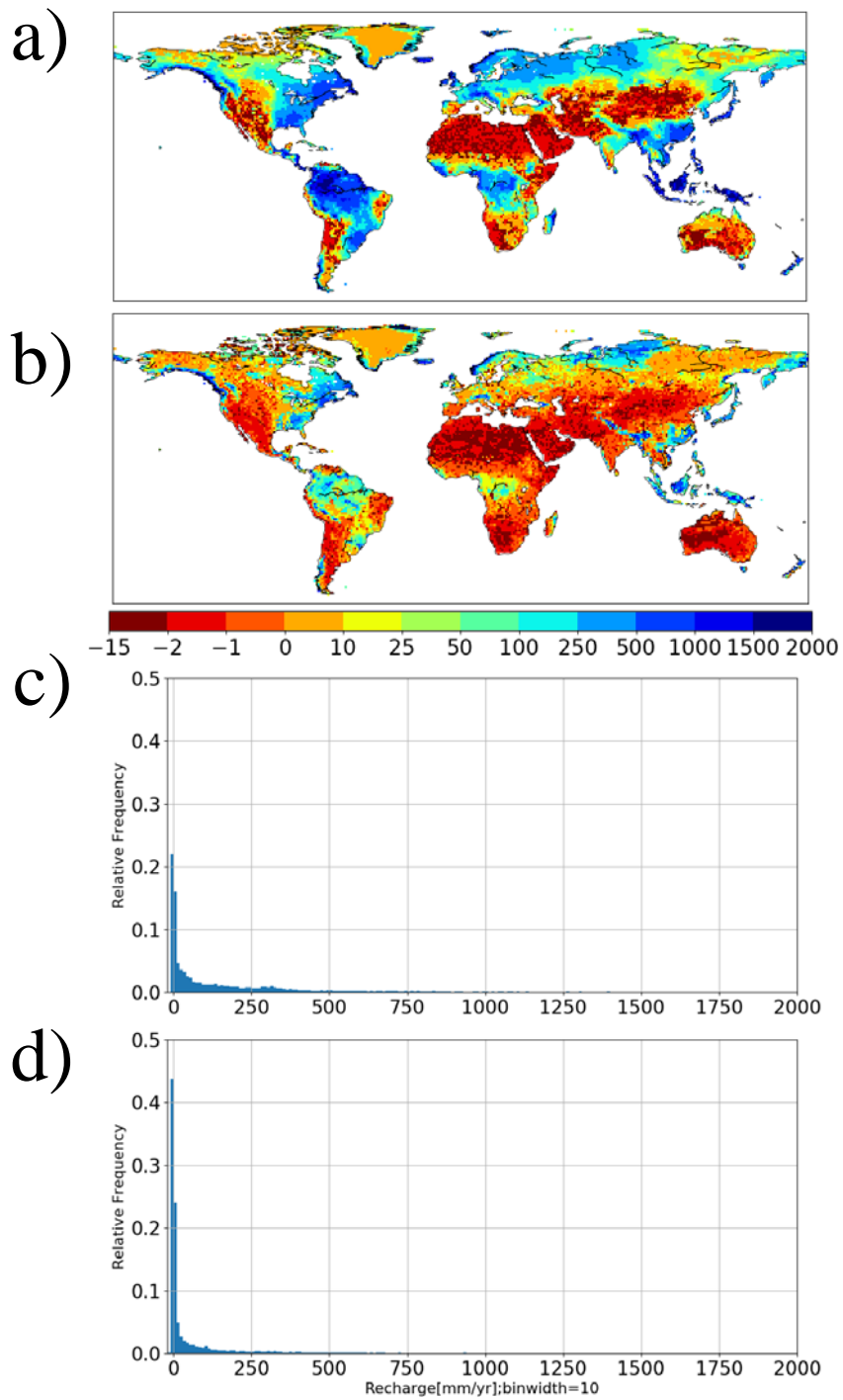


図 3-16 水分移動特性モデルの違いによる地下水涵養量[mm/yr]の比較

- a) CH モデル+  $\alpha$  の場合の地下水涵養量[mm/yr]の空間分布
- b) VG モデル+  $\alpha$  の場合の地下水涵養量[mm/yr]の空間分布
- c) CH モデル+  $\alpha$  の場合の地下水涵養量[mm/yr]のヒストグラム
- d) VG モデル+  $\alpha$  の場合の地下水涵養量[mm/yr]のヒストグラム

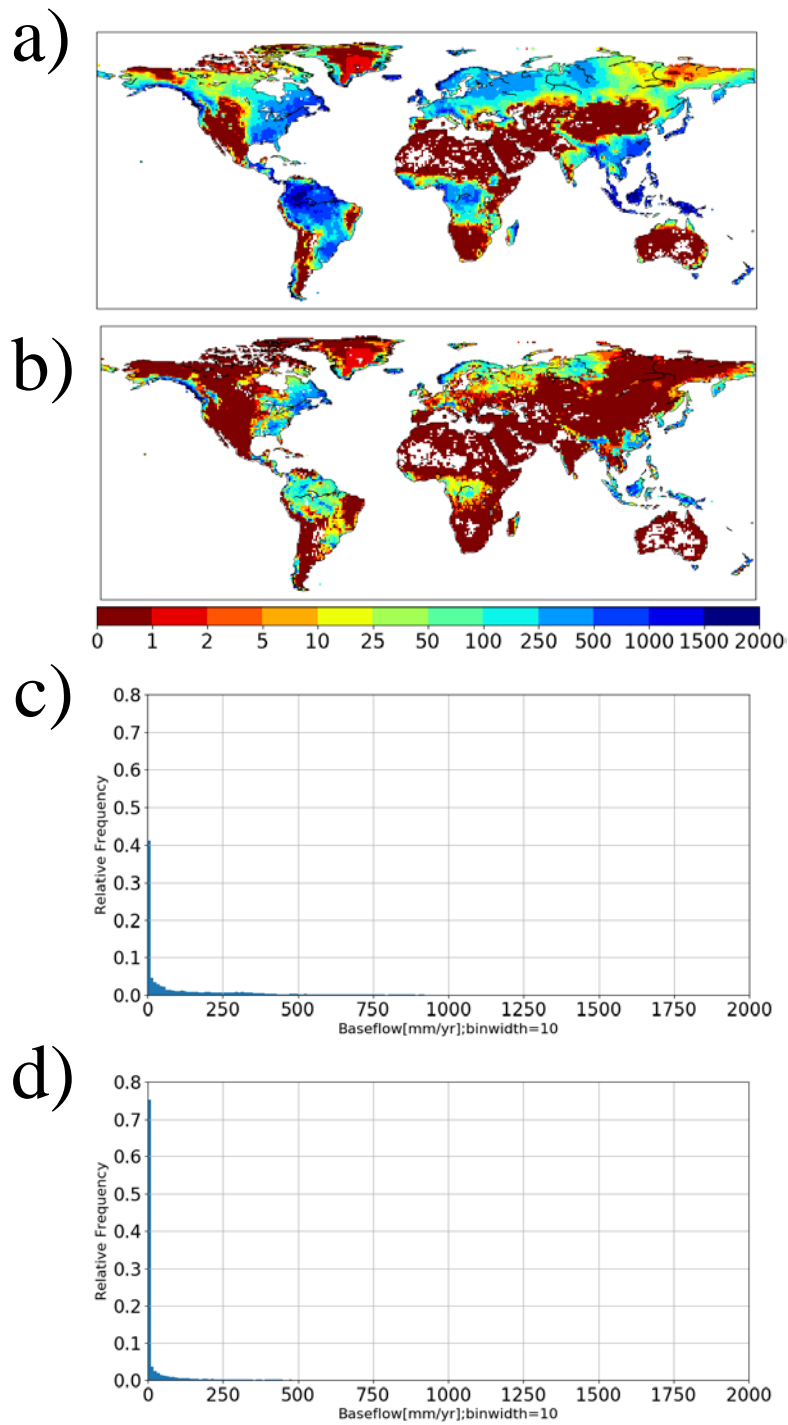


図 3-17 水分移動特性モデルの違いによる基底流出[mm/yr]の比較

- a) CH モデル +  $\alpha$  の場合の基底流出[mm/yr]の空間分布
- b) VG モデル +  $\alpha$  の場合の基底流出[mm/yr]の空間分布
- c) CH モデル +  $\alpha$  の場合の基底流出[mm/yr]のヒストグラム
- d) VG モデル +  $\alpha$  の場合の基底流出[mm/yr]のヒストグラム

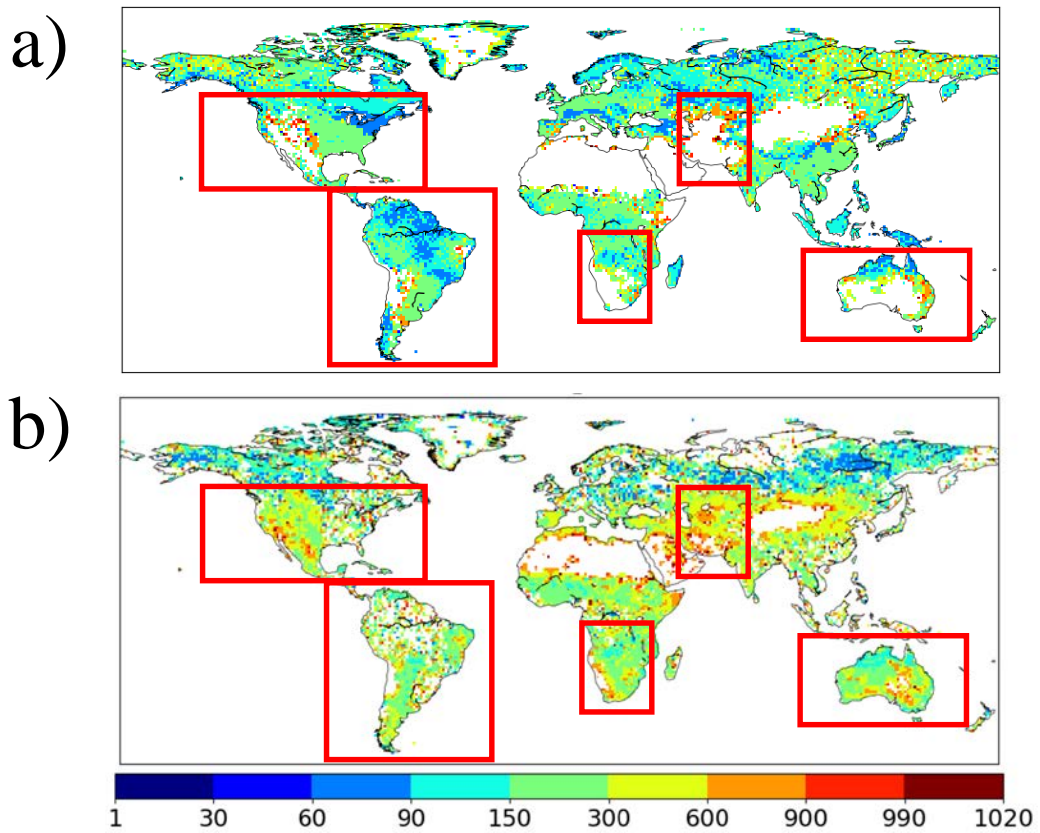


図 3-18 水分移動特性モデルの違いによる平衡状態に達した地域の比較

a) CH モデル +  $\alpha$ , b) VG モデル +  $\alpha$  を用いた場合の気候学的平衡時間

(計算条件は第 2 章 (P20) に記述と同じである。地下水位を用い、 $RCC < 0.01[\%]$  を満たした場合を示す。)

### 3.3.3 サブレイヤーにおける地下水面と不飽和土壌間の水フラックスの検討

地下水面と不飽和土壌間の水フラックスの計算過程に、地下水面と不飽和土壌の水フラックスを直接表現するサブレイヤーのスキームを提案する。

MAT-GW[Koirala et al.,2014]オリジナル版の地下水面と不飽和土壌間の水フラックス計算方法は、次の2点が課題である可能性が考えられる。

1. 地下水面のある土層と一つ上の土層間の水フラックスを計算し、地下水面と不飽和土壌の相互作用を考えている。そのため、不飽和土壌間の水フラックスを解くことになり、地下水面と不飽和土壌のマトリックポテンシャル差が小さく見積もられるため、地下水面からすぐ上の不飽和土壌への水の供給も実際よりも少なくなる可能性がある。
2. 地下水面の計算に、土壌とは別の空隙率を用いている。この空隙率は土壌の飽和空隙率よりも1オーダー小さいために、不飽和土壌のわずかな変化に対して、地下水面が動きやすいという特徴が考えられる。

上記の課題を解決するために、次の2点を取り組んだ。

1. 地下水面のある土層内を不飽和土壌と地下水にわけて計算する。一土層内で地下水面以下の地下水と不飽和土壌の厚さを地下水面深さと土壌深さをもとに計算し、地下水面の変化に伴って水を分配する。飽和マトリックポテンシャルと不飽和マトリックポテンシャルの差からキャピラリーフラックスを計算することで、地下水面から不飽和土壌に水が供給されやすくなる。
2. 地下水の空隙率を土壌の空隙率に変更する。

図 3-19 に地下水面と不飽和土壌間の水フラックスの概念図を示す。図 3-20 にサブレイヤースキームの概念図を示す。サブレイヤースキームでは、地下水位の変化の前後で不飽和土壌内（灰色で表示）で土壌水分の水収支を考え、水を分配する。地下水位の変化に関して、図 3-20a),b),c),d)に示した4つの場合を想定した。

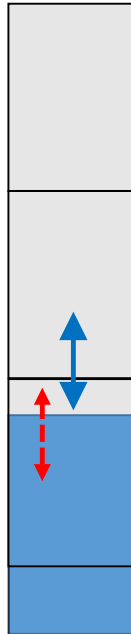


図 3-19 地下水面と不飽和土壌間の水フラックス

青色の矢印は地下水面と不飽和土壌間の水フラックスを、赤線は地下水面とそのすぐ上の不飽和土壌間の水フラックスのやりとりを示す。黒線はモデルの土壌層の境界を示す。灰色のボックスは不飽和土壌であること、青色のボックスは地下水面より下で飽和していることを示す。サブレイヤースキームは赤線のフラックスも考慮する。

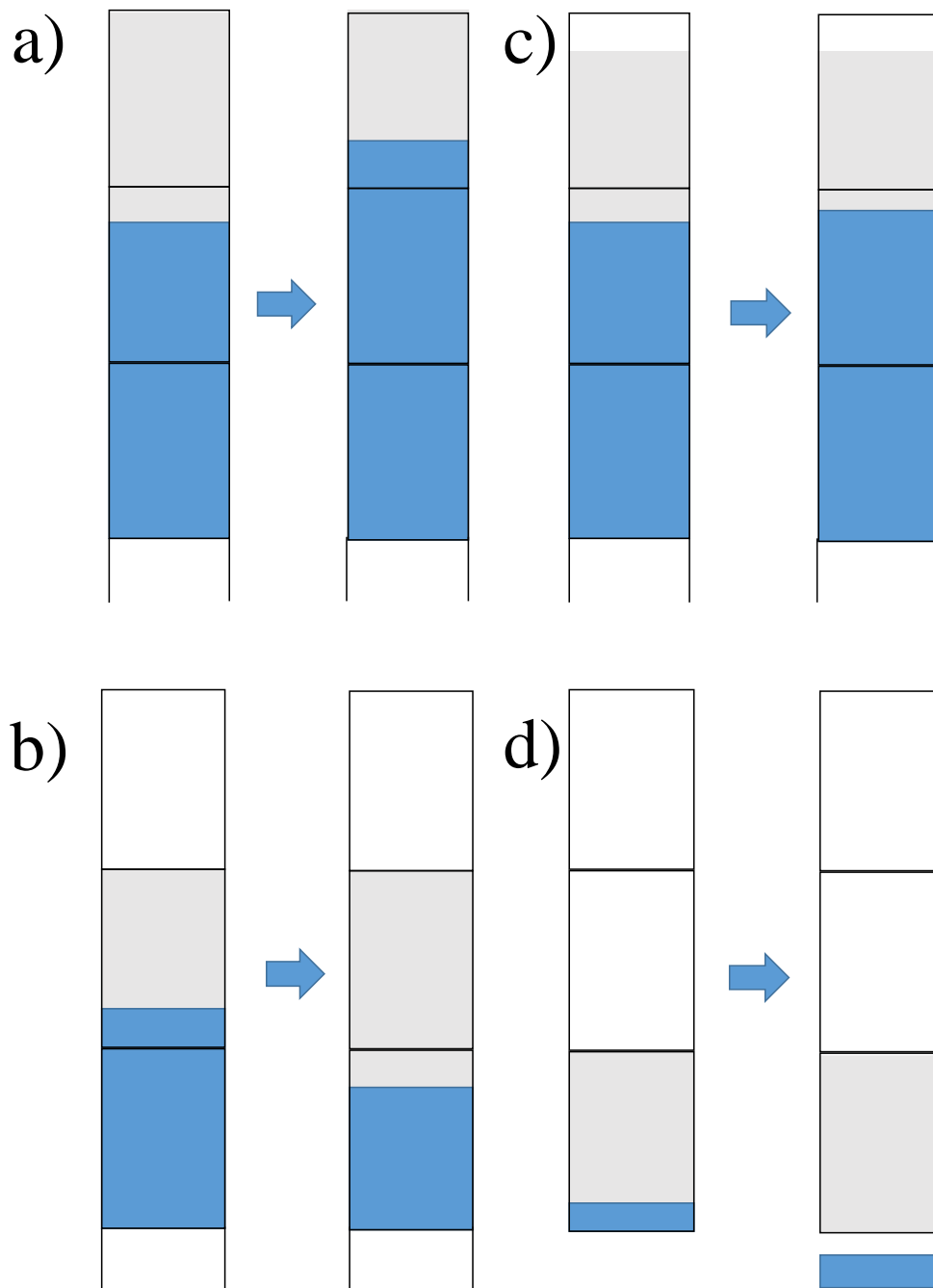


図 3-20 サブレイヤースキームの概念図

a) 一つ上の層に地下水位が上がったとき

b) 一つ下の層に地下水位が下がったとき

c) 地下水位の変化後が同じ層のとき

d) 一つ下の層に地下水位が下がり、地下水位が最下層より下になったとき

灰色は不飽和土壌を、青色は地下水面下にあり、飽和していることを示す。白色はサブレイヤースキームでは対象としない土層を示す。

## 結果と考察

上述の変更を行った場合の地下水位計算結果を図 3-21 に示す。

図 3-21a)より、地下水位の分布は 11[m]程度のグリッドが多く、アマゾンでは 30[m]程の深さで、アフリカ中央部では 2~8[m]程と浅い。湿潤地域と乾燥地域の特徴が逆転したような分布となっている。これは、地下水面と不飽和土壌に関する水フラックスを考慮した新しいモデルには従来のパラメータ  $d_0$  が合わなくなったために生じたものと考えられる。 $d_0$  を全球一様に与え、その値を変えた感度実験の結果 (図 3-21 b) ~f)をみると地下水位[m]の分布は用いた  $d_0$  によって数 m から 30[m]程度まで同じ地点でも幅があり、地下水位は  $d_0$  に対して感度をもっているといえる。地下水面と不飽和土壌間の水フラックスを考慮したモデルを全球で適用するには、このモデルに適した全球の  $d_0$  パラメータを新たに作る必要がある。また、地下水面と不飽和土壌間のマトリックポテンシャル勾配が現実起こりうるよりも急になっている可能性もあり、その点に関して現実的な仮定を置く工夫が必要と考えられる。さらに、このスキームを適用した際には最下層の切り方に平衡状態が影響を受けているような地点もあり、それは土層間の水フラックスを計算する際に用いている陰解法の LU 分解の過程で数値的な理由で生じている可能性がある。これらの理由から、本研究では現段階で最も妥当なモデルとしてオリジナルの MAT-GW を基に議論を進めることにした。

今後、最適な全球  $d_0$  パラメータを見つけ、層の切り方による影響も受けにくいようなサブレイヤースキームが開発された場合には、地下水面と不飽和土壌間の水フラックスを考慮することで地下水位や土壌水分、および水収支にどのような影響を与えるかを議論できるようになると考えられる。また、数値モデルの開発における現実的な土壌物理過程としては、深度に応じて下がる透水性と関連した空隙率の検討も提案として挙げられる。

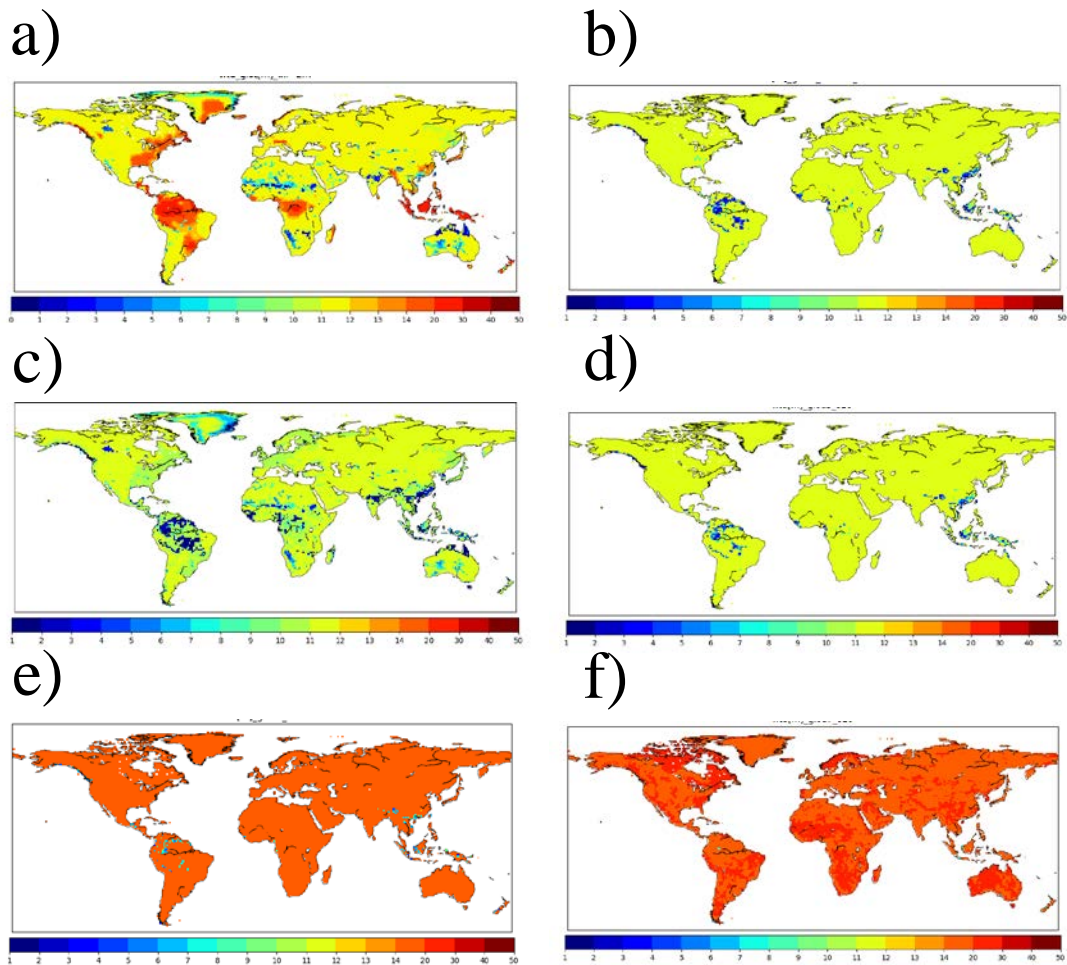


図 3-21 サブレイヤースキーム適用後の地下水位[m]

- a) 図 3-8a) に示したオリジナルの パラメータを与えて計算した地下水位[m]
- b) ashton 地点の  $d_0 = 2.4$  を全球一様に与えて計算した地下水位[m]
- c)  $d_0 = 1$ , d)  $d_0 = 3$ , e)  $d_0 = 5$ , f)  $d_0 = 7$  を全球一様に与えて計算した地下水位[m]



## 3.4 検証

### 3.4.1 地下水位の気候学的平衡状態に関する検証

第2章において RCC (Relative change of climatology; 30年間の平均値の変化率)  $<1\%$  を満たす場合を気候学的平衡状態と判定することにした。そのときの MAT-GW より推定した地下水位は、井戸観測の気候値とどの程度の整合性があるのかを検証する。

検証には[Fan et al., 2013]において、収集された井戸観測の気候値を用いた。井戸観測は地点で、MAT-GW の格子点の対象スケールは約 100km 格子という空間スケールのギャップがある。MAT-GW は 1 格子点内の平均量を表しているという概念のもとにパラメタライズされている。そのため、MAT-GW の 1 格子点内に該当する井戸観測の平均量をとることで MAT-GW の地下水位と比較した。図 3-22 にその概念を示す。左は MAT-GW による格子点データ (オレンジの丸が格子点内のデータ)、右は MAT-GW の格子内の井戸観測地点 (緑色の丸) とそれらの平均量 (オレンジの点線で囲まれた丸) を表している。

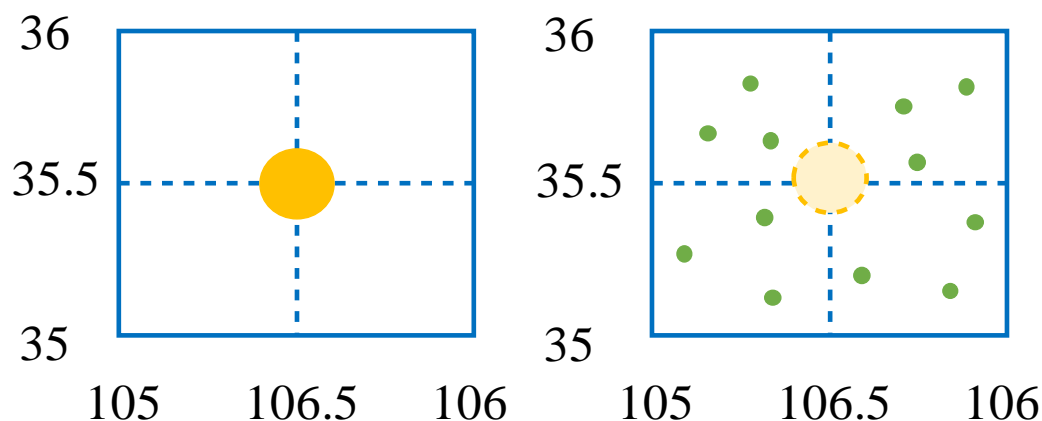


図 3-22 MAT-GW の格子点と井戸観測の格子点内の平均量との対応 概念図

図 3-23 に、井戸観測地点のあるグリッドにおける MAT-GW において  $RCC < 1[\%]$  を満たす地下水位[m] (気候学的平衡状態) と、MAT-GW の格子内に該当する井戸観測地点の平均値の地下水位[m]の空間分布とヒストグラムを示す。

MAT-GW による地下水位はアメリカ東部、南アメリカ、ヨーロッパの湿潤域で 3~6[m]程度で、井戸観測が 10~40[m]程度であるのに比べて浅く推定している。一方、アメリカ西部、オーストラリアの乾燥域では、MAT-GW は地下水位が 60[m]以上あり、井戸観測は 10~40[m]程度であるのに対して深く推定している。MAT-GW は 1 グリッド内の平均量を表しているという概念であるが、現実の井戸観測の格子内平均量とは異なる。ただし、MAT-GW が平均量を代表しているのかを議論するためには、検証に用いている井戸観測地点数の多少や、井戸観測の地点標高がどのような分布であるか (標高の低い地点に分布が多いなど) なども考慮して判断する必要があると考えられた。

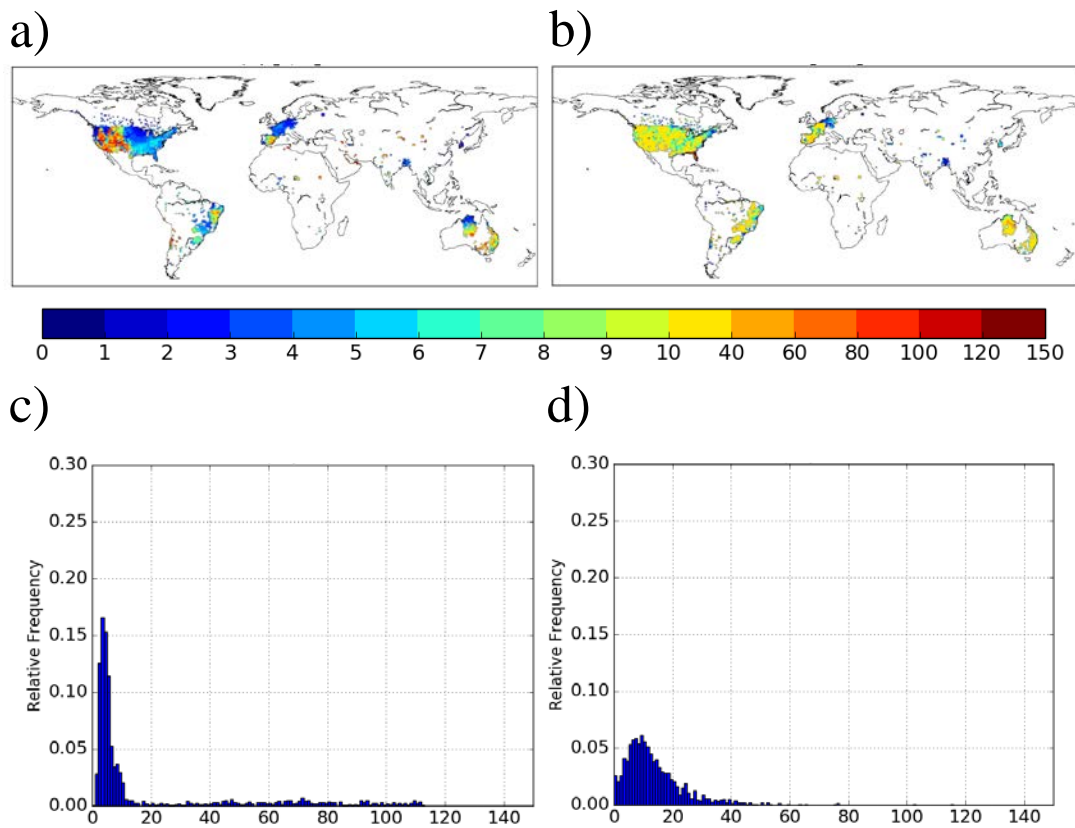


図 3-23 地下水位のモデル値と観測値

a) RCC<1[%]を満たすモデル MA-GW による地下水位[m]の空間分布, b)井戸観測による地下水位[m]の空間分布, c) MAT-GW, d)井戸観測による地下水位[m]のヒストグラム

そこで、図 3-24 に該当するグリッドにおける GTOPO30 と井戸観測地点の標高を示す。GTOPO30 は 1km データを使用し、MAT-GW の 1 格子内の平均値を計算した。同様に井戸観測地点の標高も MAT-GW の 1 格子内の平均値を計算した。

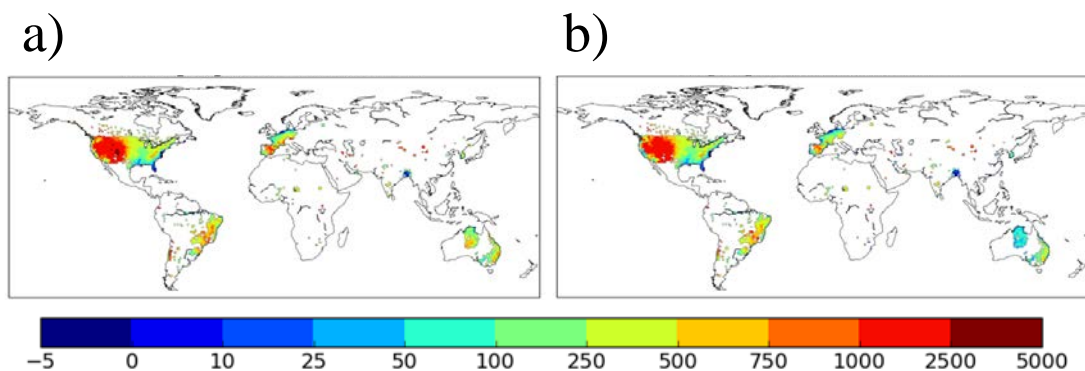


図 3-24 グリッド内の平均標高

a) GTOPO30 , b) 井戸観測による平均標高[m]の空間分布

GTOPO30[m]の分布にも、誤差はあるが広く用いられてきた標高データである。

ここでは GTOPO30[m]をグローバルなスケールでの標準な標高分布と仮定すると、1 格子内の GTOPO30 の平均標高と井戸観測地点の平均標高を比較することで、1 格子内の井戸観測地点が平均的な標高分布であるのか、低いところに井戸観測地点が多いなどのかたよがりがあるのかを調べることができると考えた。それによって、井戸観測による 1 格子内の地下水位の平均値が、1 格子内の平均値を表す MAT-GW の地下水位と比較できるものなのか判断する材料となると考えた。

図 3-24a),b)より、井戸観測と GTOPO30 の平均標高の空間分布は標高の高低に関しておおむね同様なパターンを示している。オーストラリアの北部では、GTOPO30 が標高 100～750[m]であるのに対して、井戸観測は標高 25～50[m]であるため、GTOPO30 を基準とすると、井戸観測のある地点はグリッド内の平均的な標高よりも低い位置にある傾向をもっていているといえる。

さらに、井戸観測の標高と GTOPO30 の標高の大小を比べ、その場合ごとに地下水位推定にどのような違いがあるのかを調べた。

GTOPO30 の標高(図 3-24 a))から井戸観測の標高(図 3-24 b))を差し引いた値が正の場合、つまり GTOPO30 の平均標高が井戸観測の平均標高よりも高い場合のグリッドを表示し、そのときの GTOPO30 標高から観測標高を差し引いた差を図 3-25(a)に、同地点における MAT-GW による地下水位から井戸観測の地下水位を差し引いた差を図 3-25(b)に示す。

図 3-25(a)より、井戸観測のほとんどの地点は GTOPO30 の平均標高よりも標高が低いところに平均的に位置していることがわかる。その標高差はアメリカ東部では 0～10[m]程度であり、アメリカ西部やオーストラリアでは 250[m]程度かそれ以上標高差がある。

図 3-25(b)から、井戸観測が GTOPO30 の平均標高より低い標高に平均的に位置している地点では、MAT-GW による地下水位が観測の地下水位より浅い地点と MAT-GW による地下水位が観測の地下水位より深い地点が混在しているとわかる。

井戸観測がグリッド内の平均的な標高よりも低い標高に位置している傾向があるために、観測の地下水位はモデルの推定値に比べて浅くなると考えられる。アメリカ西部では、観測地下水位のほうがモデルの推定値よりも浅いので、井戸観測地点の標高の傾向も反映されていると考えられる。一方、アメリカ東部やヨーロッパ東部、オーストラリア北部では井戸観測の地下水位よりも数 m 程度モデルの地下水位のほうが浅く推定している。この理由については、モデルの基底流出に関わるパラメータの調整やモデルで考慮していない地形による物理過程の可能性が考えられる。

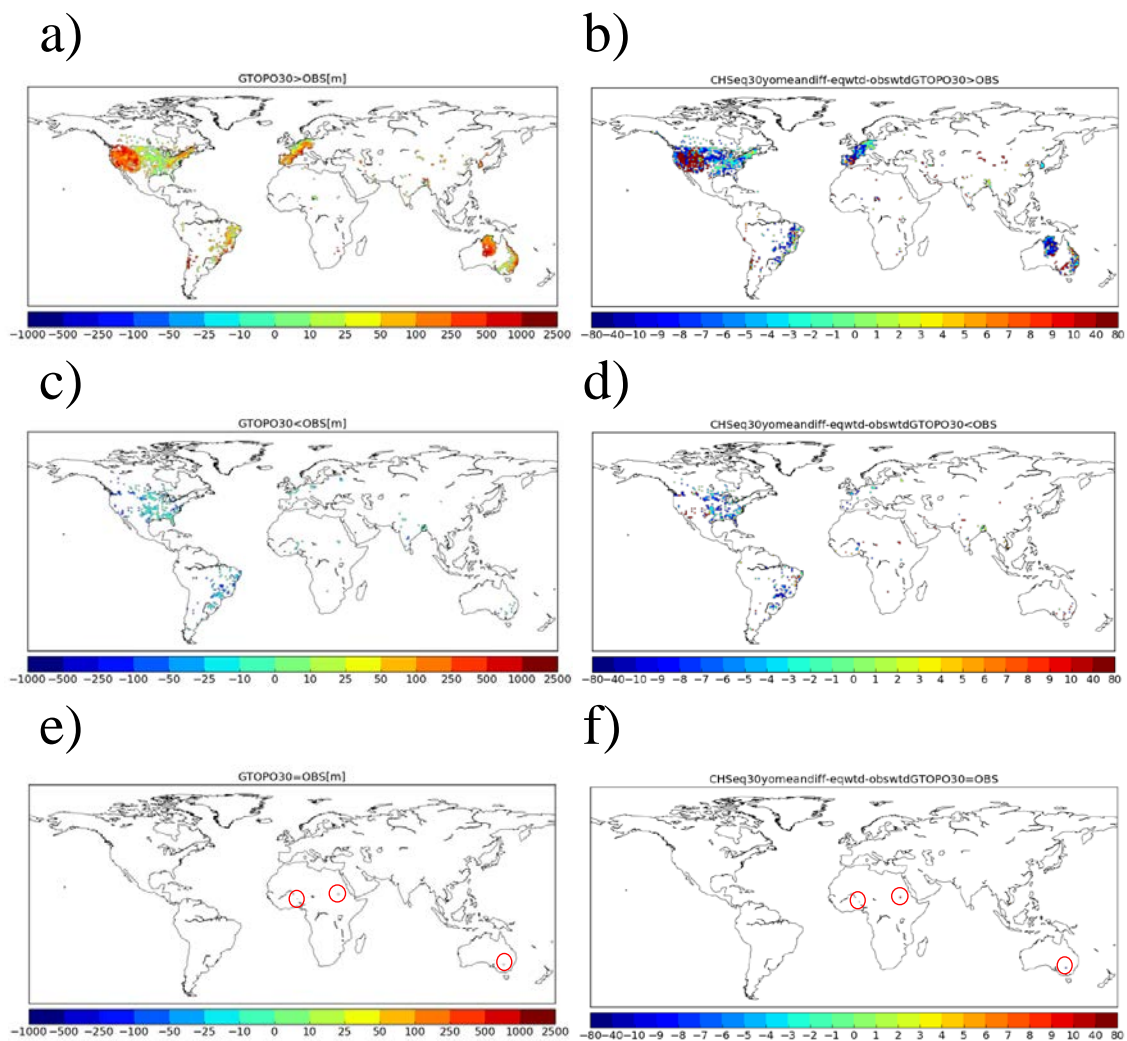


図 3-25 平均標高の大小別の地下水位比較

- a) 1 グリッド内の平均標高が  $GTOPO30 > \text{観測}$  の地点での  $GTOPO30 - \text{観測}$  標高
- b) a)の地点における平衡地下水位から観測地下水位を引いた差
- c) 1 グリッド内の平均標高が  $GTOPO30 < \text{観測}$  の地点での  $GTOPO30 - \text{観測}$  標高
- d) c)の地点における平衡地下水位—観測地下水位
- e) 1 グリッド内の平均標高が  $GTOPO30 = \text{観測}$  の地点での  $GTOPO30 - \text{観測}$  標高
- f) e)の地点における平衡地下水位—観測地下水位

次に、GTOPO30の標高(図 3-24 a)から井戸観測の標高(図 3-24 b)を差し引いた値が負の場合、つまり GTOPO30 の平均標高が井戸観測の平均標高よりも低い場合のグリッドを表示し、そのときの GTOPO30 標高から観測標高を差し引いた差を図 3-25(c)に、同地点における MAT-GW による地下水位から井戸観測の地下水位を差し引いた差を図 3-25(d)に示す。

図 3-25(c),(d)より、GTOPO30<観測標高の地点では MAT-GW による平衡地下水位<観測地下水位の傾向がみられる。つまり、観測している地点の平均的な標高が高い場合、モデルによる地下水位は観測地下水位よりも浅い(観測地下水位のほうがモデルより深い)といえる。これは、現実では標高の高低がある場合、標高が高いほうが勾配は大きく、標高が低いほうが勾配は小さいので、地下水位も標高が高いほうが深く、標高が低いほうが浅い傾向にあるからなのではないかと推察される。

逆に MAT-GW による平衡地下水位>観測地下水位の地点では、本来観測地点のほうが標高は高いところにあり、地下水位が深くなりやすい傾向にあるのに、それにもまして深く地下水位を推定してしまうのは地形によって標高が低いところでは地下水位が浅くなるプロセスをモデルで表現しきれていない可能性がある。

図 3-25(e), (f)より、井戸観測と GTOPO30 の平均標高が全く同じ、つまり井戸観測地点が 1 グリッドの平均的な標高の分布にあると考えられる場合でも、地下水位はモデルのほうが井戸観測よりも 8[m]程度観測よりも深い。つまり、この地点(3点)では井戸観測地点の標高の傾向は関係なく、モデルの誤差がわかる。

ここまではモデルと井戸観測の地下水位の絶対値の差をもとに考察を述べた。モデルと井戸観測の地下水位の違いが井戸観測の地下水位と比べてどの程度であるのかを評価するために、井戸観測と GTOPO30 の標高の違いと、井戸観測と GTOPO30 の地下水位の違いを比較するために比率で表した空間分布を図 3-26 に示す。比率(GTOPO30 の値を井戸観測の値で除した値)が 1 より大きい場合、1 より小さい場合、1 の場合はそれぞれ図 3-26 の差(GTOPO30 の値から井戸観測の値を引いた値)が正の場合、負の場合、ゼロの場合に相当し、図 3-25 と図 3-26 の番号((a)は(a)に対応、以下同様)は対応している。比率が 0.8 から 1.2 (カラーバーは緑色と黄色)のグリッドでは、GTOPO30 と井戸観測の平均標高は±20[%]誤差内、モデルの地下水位も井戸観測に比べて±20[%]誤差内であることを示す。これにより、モデルの地下水位が井戸観測に対して±20[%]誤差内のグリッドは全体の 9.8[%]で、20[%]より深く推定しているグリッドは 36[%]、20[%]より浅く推定しているグリッドは 64[%]であることがわかった。

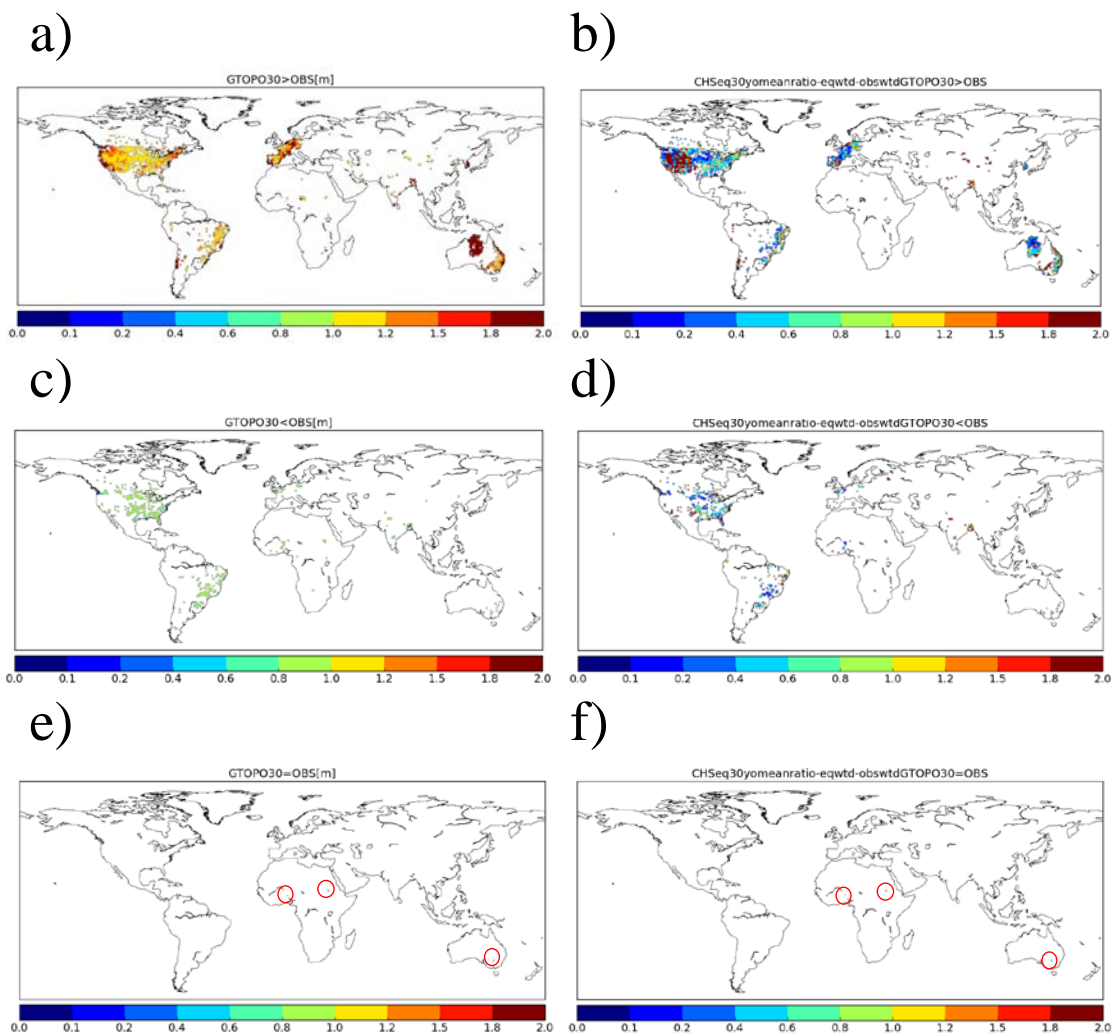


図 3-26 平均標高比率による地下水位比較

- a) グリッド内の平均標高が  $GTOPO30 / \text{観測} > 1$  の地点での  $GTOPO30 - \text{観測標高}$
- b) a)の地点における平衡地下水位—観測地下水位
- c) 1 グリッド内の平均標高が  $GTOPO30 / \text{観測} < 1$  の地点での  $GTOPO30 - \text{観測標高}$
- d) c)の地点における平衡地下水位—観測地下水位
- e) グリッド内の平均標高が  $GTOPO30 / \text{観測} = 0$  の地点での  $GTOPO30 - \text{観測標高}$
- f) e)の地点における平衡地下水位—観測地下水位

このようにモデルと井戸観測の地下水位について、比率をとることによって、モデルの地下水位が井戸観測に対してどの程度整合しているのかを定量的に評価することができる。そのため、本章で検討したモデルの改良を加えた場合の地下水位とオリジナル版の地下水位の比較を観測対比の比率で行うことにした。図 3-27 にそれぞれの地下水位[m]と観測に対する地下水位の比率を示す。当初乾燥域での効果を見るために VG モデルを適用したが、乾燥域で特段の改善がみられるのではなかった。基底流出のパラメータとの整合性の点も考慮し、CH モデルを使用することにした。また、 $K_0$  の減衰と基底流出の制約による地下水位への影響に関してもほとんどみられなかったが、より現実的な表現を取り入れるため、CH モデルに  $K_0$  の減衰と基底流出の制約を加えたモデルを使用することにした。ここまでの解析により、MAT-GW による地下水位推定の井戸観測地点と比較した傾向を把握することができた。

次に土壌水分や流出量に関する検証を行う。

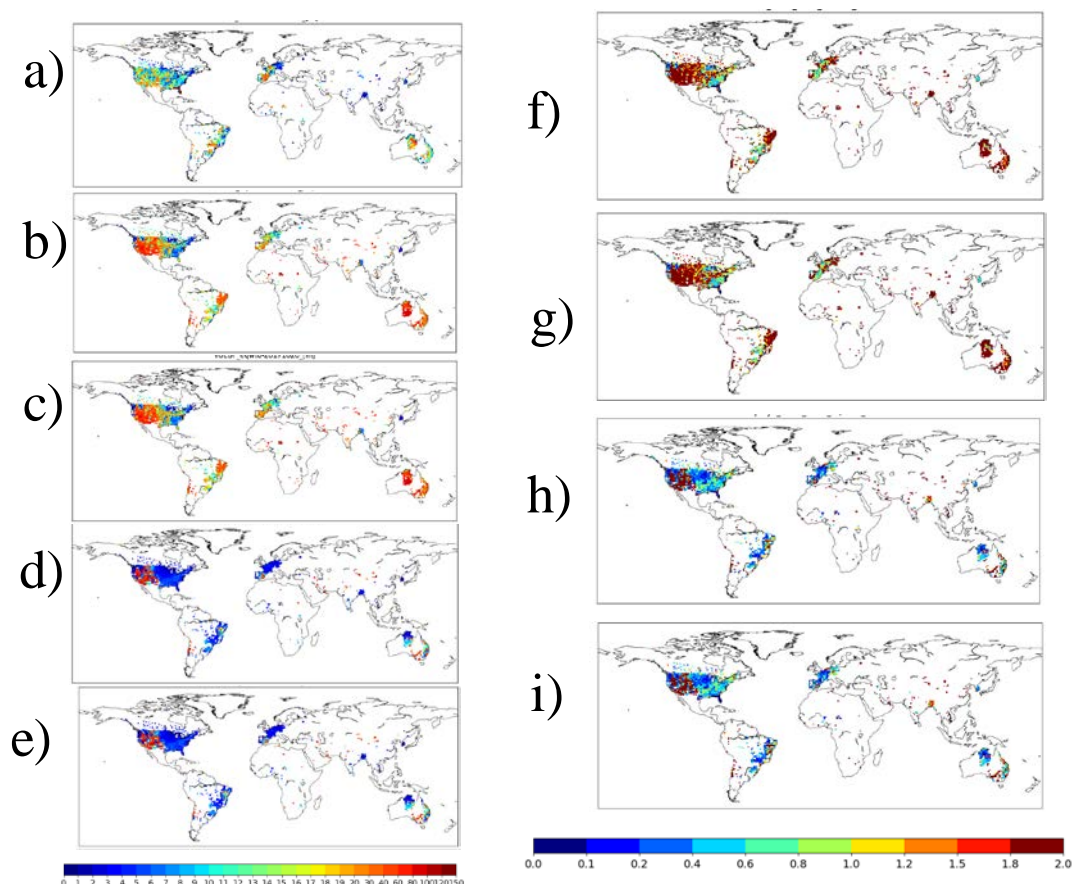


図 3-27 モデルの改良による地下水位の検証

a)観測, b)VG モデル, c)VG モデル+ $\alpha$ , d)CH モデル, e)CH モデル+ $\alpha$ の地下水位 [m], f)VG モデル, g)VG モデル+ $\alpha$ , h) CH モデル, i)CH モデル+ $\alpha$ の観測に対する地下水位[m]の比率を示す。 $\alpha$ は  $K_0$  減衰+基底流出制約を加えた場合を示す。

### 3.4.2 土壌水分の検証

土壌水分の観測データに関する国際的なデータベース ISMN(International Soil Moisture Network; <https://ismn.geo.tuwien.ac.at/>)に収集されている ARM (Atmospheric Radiation Measurement ) (<https://www.arm.gov/>)による土壌水分をモデルの検証として使用した。MAT-GW モデルを用いて鉛直一次元計算を行い、土壌水分量に関して検証を行った。例として、Ashton (緯度 37.13 経度 -97.27 ) 地点の結果を示す。使用した観測データの期間は 1997 年 1 月～2010 年 12 月である。表 3-5 の「/」を境に左は観測、右はモデルの情報を記す。土壌水分量の時系列変化を土壌深さごとに図 3-28 に示す。

表 3-5 Ashton における土壌と土地被覆情報

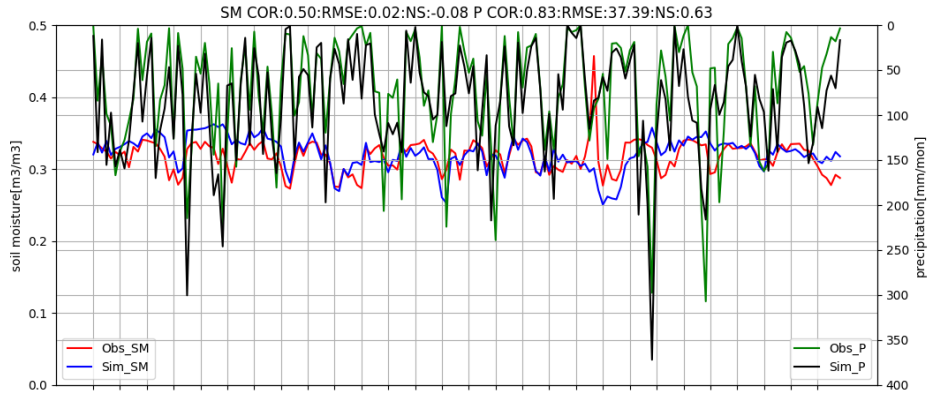
土壌深さ	土壌分類	土地分類
0.05m/0-0.05m	Loam/Loam	Grassland/cultivation
0.15m/0.05-0.25m	Loam/Loam	Grassland/cultivation
0.25m/0.05-0.25m	Loam/Loam	Grassland/cultivation
0.35m/0.05-0.25m	Clay Loam/Loam	Grassland/cultivation
0.6m/0.25-1m	Clay Loam/Loam	Grassland/cultivation
0.85m/0.25-1m	Clay Loam/Loam	Grassland/cultivation
1.25/1.0-2.0m	NA/Loam	Grassland/cultivation
1.75/1.0-2.0m	NA/Loam	Grassland/cultivation

表 3-6 Ashton における土壌水分量の精度

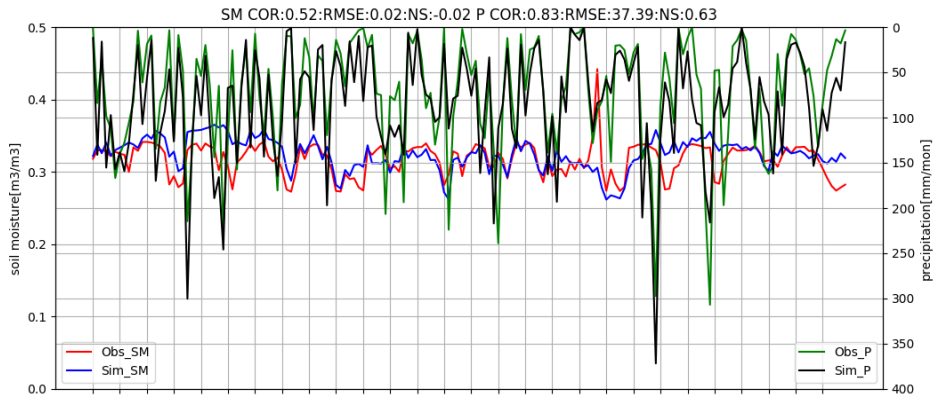
土壌深さ	相関係数	RMSE[m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ]	NS 係数
0.05m/0-0.05m	0.5	0.02	-0.08
0.15m/0.05-0.25m	0.52	0.02	-0.02
0.25m/0.05-0.25m	0.50	0.02	0.06
0.35m/0.05-0.25m	0.50	0.03	0.15
0.6m/0.25-1m	0.51	0.04	-10.37
0.85m/0.25-1m	0.48	0.04	-9.62
1.25/1.0-2.0m	0.41	0.03	-6.77
1.75/1.0-2.0m	0.35	0.03	-9.42



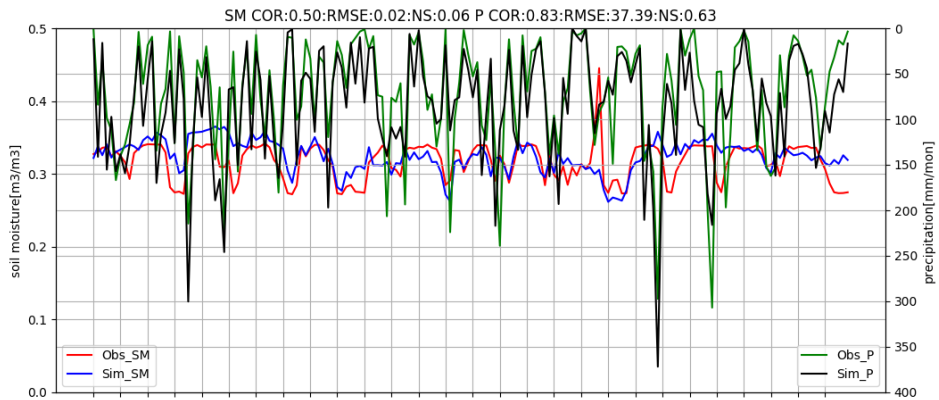
a)



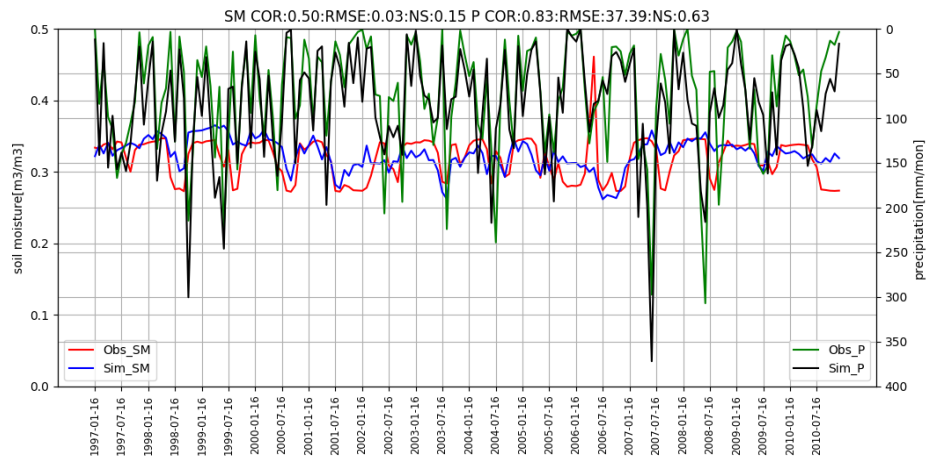
b)



c)



d)



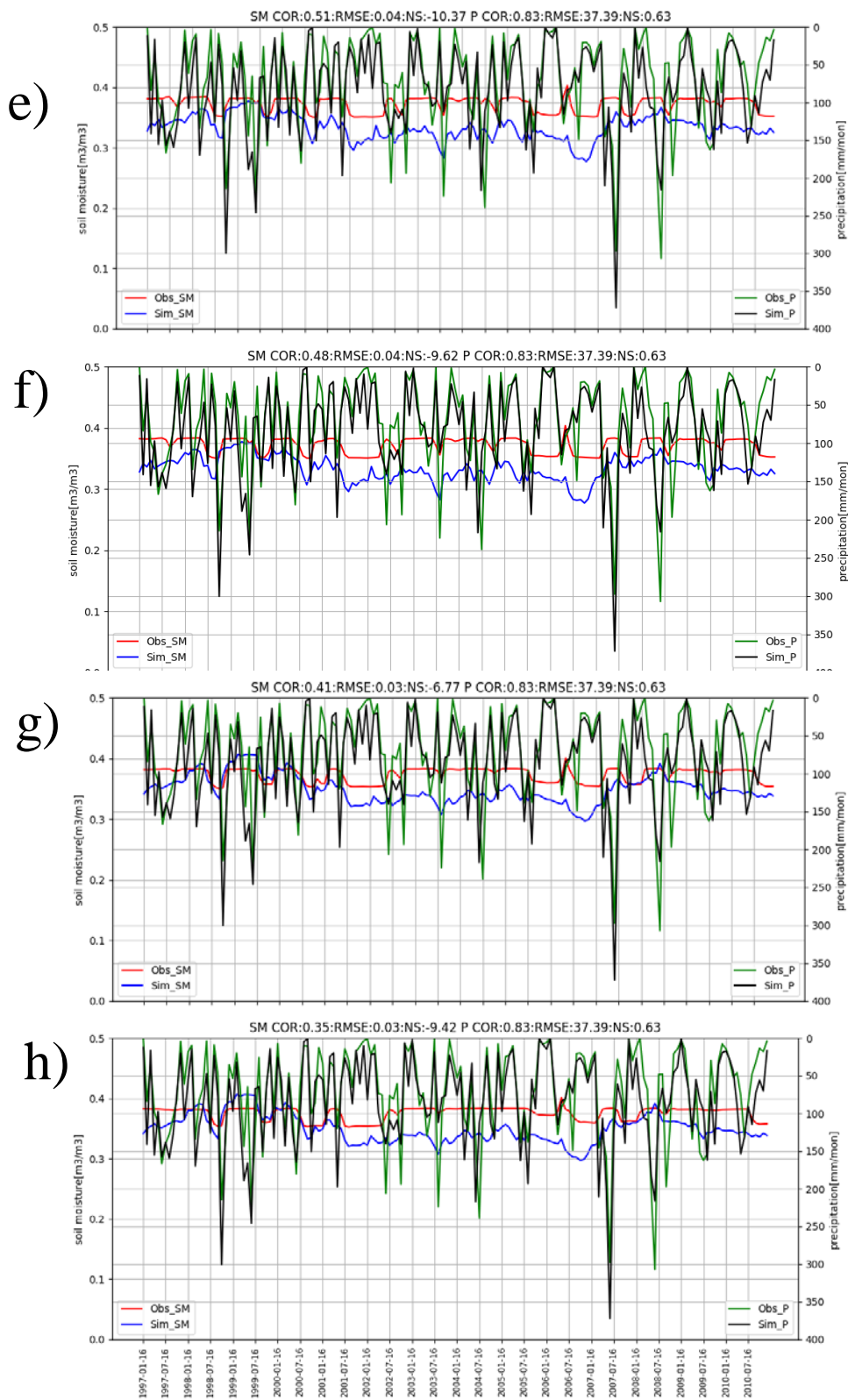


図 3-28 Ashton(37.13N, 97.27W)における土壌深さごとの土壌水分量[m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>]の時系列変化の比較

a)b)c)d)e)f)g)h)の順に土壌深さは深くなる。土壌深さは表 3-6 の情報に対応している。対象期間は 1997 年から 2010 年の月平均。赤線が観測、青線がモデルによる土壌水分量、緑線は観測降水量[mm/mon]、黒線はモデルに与えた気候外力の降水量[mm/mon]。図の上部に記載の値は、左から土壌水分量の検証の値（相関係数, RMSE, NS）、降水量の検証の値（相関係数, RMSE, NS）を示す。横軸は時間（月単位）、左側の縦軸は体積含水率[m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>]、右側の縦軸は降水量[mm/mon]を示す。

表層(0.05cm)では、MAT-GW による降水量の精度がよく、観測値の土壌タイプとモデルの土壌タイプが一致している。ただし、土地被覆は観測値と MAT-GW で異なるが、月単位の変動を MAT-GW はおおむねとらえている。1997 年から 2000 年は MAT-GW は過大評価しており、これは MAT-GW の降水量が観測よりも多いためであると考えられる。また、2006 年の春先のピークを MAT-GW はとらえられず、過小評価している。これはモデルの融雪の過程に課題があると考えられる。表層から土壌深さが深くなると、土壌水分量の観測に対するずれが生じている。これは現実の土壌は土壌タイプが深さによって異なるのに対し、モデルでは簡易な表現で深さによらず単一の土壌を仮定していることが理由として考えられる。土壌の深さに基づいた土壌タイプの情報を全球で得るのは容易ではないが、今後そうした情報を取り入れることができれば、より現実的な土壌水分量の鉛直プロフィールを推定することができると期待される。

### 3.4.3 流出量の検証

GRDC 1983 年から 1990 年の年間平均流出量を用いて、MAT-GW による流出量の検証を行った。

使用した GRDC のデータは、各地点の日単位流量[m<sup>3</sup>/s]で、年間平均流出量[mm/yr]に変換した。長期の時間平均を対象とする場合には、流域の流量は集水域の流出量の合計と近似することができる。そこで、GRDC の年間平均流量を集水域で除した年間平均流出量[mm/yr]と、MAT-GW の流出量に上流域マスクをかけ、流域平均をとった年間平均流出量[mm/yr]を比較した。上流域マスクは、GRDC の観測地点の緯度・経度座標をもとに、TRIP(Total Runoff Integrating Pathways)[T. Oki and Y. C. Sud,1998]の河道網に基づいて作成した。

表 3-7 に本章で行った地下水位検証の対象流域における流出量の検証結果を示す。6 つの流域で相関係数 0.7 以上を示しており、年々変動はおおむね再現している。

表 3-7 地下水位検証の対象流域における流出量の検証

流域名	相関係数	RMSE[mm/yr]
COLORADO	0.77	14.17
RHINE	0.95	176.81
DANUBE	0.85	25.84
ST.LAWRENCE	0.68	129.93
COLUMBIA	0.96	77.38
BRAZOS	0.39	25.28
BRAHMAPUTRA	0.67	244.73
TEJO	1.00	130.94
ODER	0.93	60.54
RHONE	0.54	712.22
BURDEKIN	0.67	17.10

※検証期間 COLUMBIA(1992-2010) BRAHMAPUTRA(1986-1992) TEJO(1983-1985) BURDEKIN(1983-2000)

上の流域以外の主要な世界の大河川における流出量[mm/yr]に関する検証結果を表 3-8 に示す。5 つの流域で相関係数 0.7 以上を示しており、年々変動はおおむね再現している。

図 3-29 にアマゾンにおける年間平均流出量[mm/yr]の時系列を示す。赤線は GRDC による年間平均流出量[mm/yr]、黒線は MAT-GW による年間平均流出量[mm/yr]を表す。

アマゾンでの MAT-GW による年間平均流出量[mm/yr]は GRDC に比べて、200[mm/yr]程度少ない。要因は気候外力として与えた降水量や MAT-GW での蒸発散量の推定精度などが考えられる。

表 3-8 世界の主要な大河川における流出量[mm/yr]の検証

流域名	相関係数	RMSE
AMAZON	0.76	352.39
CONGO	0.53	34.04
LENA	0.98	26.64
OB	0.81	99.16
ORANGE	0.65	10.81
VOLGA	0.71	183.42
YENISEY	0.85	15.49

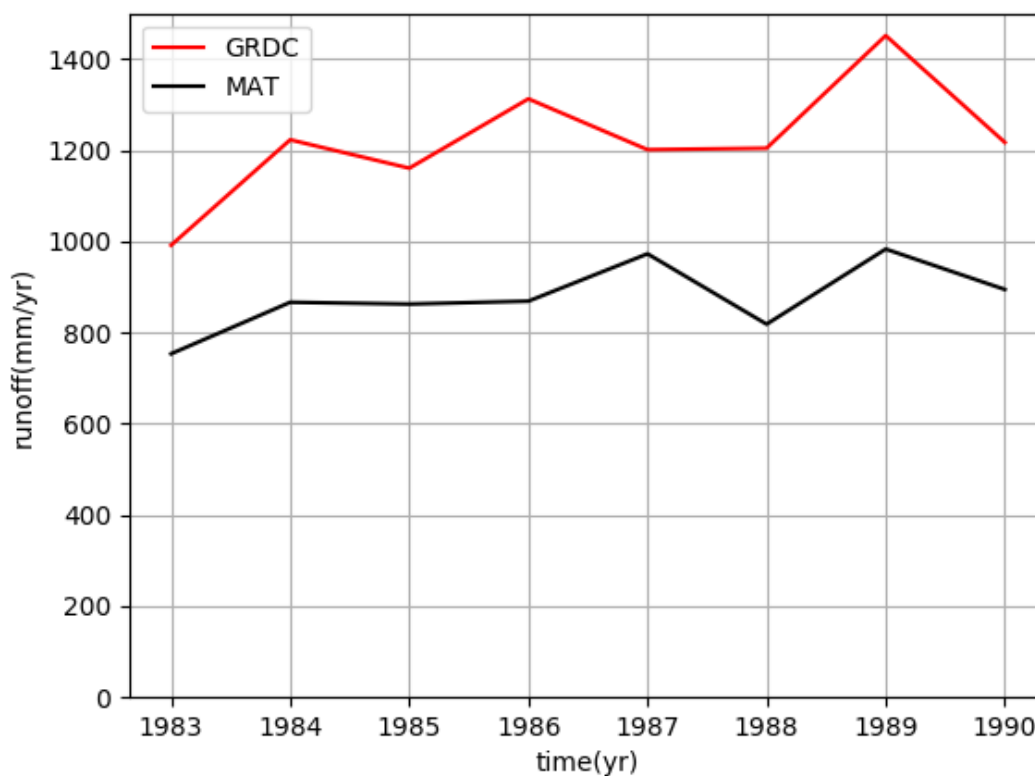


図 3-29 アマゾンにおける流出量[mm/yr]の時系列

図 3-30 に各流域の年間平均流出量[mm/yr]の検証結果を示す. 横軸は GRDC, 縦軸は MAT-GW による年間平均流出量[mm/yr]である. 赤線は GRDC と MAT-GW の流出量が 1:1 に相当することを示す. アマゾン, ローヌ川では MAT-GW は流出量を過小評価しているが, その他の流域では年間平均流出量[mm/yr]をおおむねとらえている.

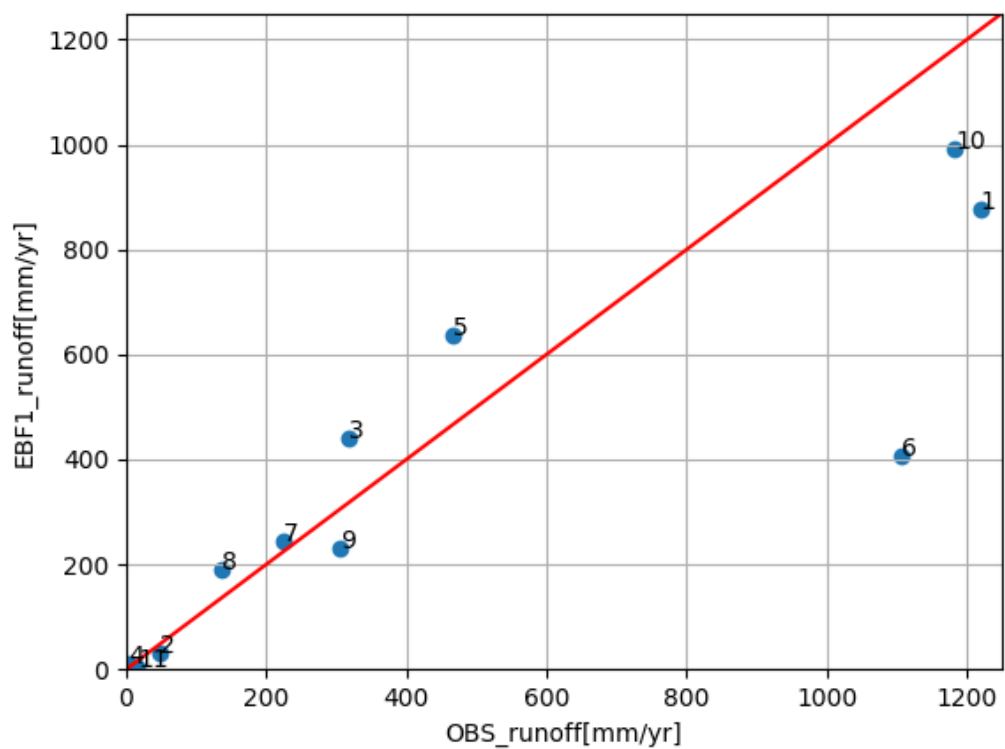


図 3-30 年間平均流出量[mm/yr]の検証

使用したモデルは CH モデル +  $\alpha$

番号は 1.Amazon 2. Brazos 3.St.Lawrence 4. Burdekin 5. Rhine 6.Rhone 7. Danube  
8.Oder 9. Columbia 10.Brahmaputra 11. Colorado 川を示す.

### 3.4 まとめ

本章では、本研究で使用した地下水位の動的表現を考慮した陸面水文モデル MAT-GW の概要と行った検討、改良、地下水位、土壌水分量、流出量の検証について述べた。

モデルの検討・改良について以下を行った。

1. 飽和透水係数を深さと地形勾配に基づいて減衰させることで、地形・基岩の効果を考慮した土壌—地下水位の表現をした。
2. 基底流出にグリッド内の標高差に基づいた制約を設けた。
3. 水分移動特性モデルの違いが土壌水分量および地下水位の気候学的平衡状態に与える影響を検討した。
4. 地下水面のある層内で不飽和土壌と地下水面の間での水フラックスを考慮するサブレイヤースキームの検討を行った。
5. 地下水位、土壌水分量、流出量についてモデル値と観測値の比較・検証を行い、モデルによる推定の妥当性を確かめた。

## 4 章 地下水位の初期値が気候学的平衡状態へ与える影響

### 4.1 地下水位の初期値が平衡状態に与える影響

時間とともに変化する物理量を考えたとき、少し時間が経ったあとの物理量の値が、現在の時刻における物理量の値で完全に決まってしまうときには、その物理量は決定論的な力学系をなすという。しかし、非線形なときには初期値にほんのすこしの違いがあると、時間とともにその違いはどんどんと拡大していき、やがては混沌とした状態になってしまうことがある[小倉,2016,p293]。これをカオスのバタフライ効果と呼び、Lorenz[1963]によって天気予報で重大な役割を果たしていることが示された。以降、気候システムや水文学予報の研究において、初期値の与える影響が調べられてきた。現実的な土壌水分の初期値は大気の季節予報を改善しうる[Fennessy and Shukla,1999]。

グローバルスケールの陸面水文モデルで地下水位の初期状態が平衡状態にどのような影響を与えるのかということはまだ明らかになっていない。そこで、本研究では広域の陸面水文モデルにおける地下水位の初期値が地下水位の平衡状態に与える影響を数値実験で明らかにすることを目的とする。そのために、地下水位の動的表現を組み込んだ陸面水文モデルを用い、一地点における鉛直一次元計算を行い、地下水位の初期値が地下水位と土壌水分の平衡状態に与える影響を調べた。また、土壌の物理量に関して解析を行うことで、地下水位の初期値の違いが土壌のプロセスにどのような影響を与えたのかを考察した。

#### 4.1.1 数値実験の概要

陸面水文モデル MAT-GW[Koirala et al.,2014]を用いて、異なる複数の地下水位の初期値を与えた数値実験を行った。1グリッドの鉛直一次元計算を行った。700年計算を行い、平衡状態となった地下水位の違いやそれまでの経過に関して考察した。

#### 4.2.2 計算対象地点

計算対象地点として、アメリカの Ashton を選んだ。この理由は、降水、地下水位、土壌水分の観測データがそろっているためである。土壌水分の観測データに関する国際的なデータベース ISMN(International Soil Moisture Network; <https://ismn.geo.tuwien.ac.at/>)によると、Ashton 地点の気候、土壌タイプ、土地被覆に関する情報は表 4-1 である。

表 4-1 Ashton の情報

情報名	詳細	出典
気候	温帯 (Cfa)	Koepfen 2007
土壌タイプ 1	Loam	HWSD
土壌タイプ 2	Clay Loam	HWSD
土地被覆	Grassland	CCI_landcover_2010

※土壌タイプ 1 は表層から 0.3m まで、土壌タイプ 2 は 0.3m から 1m までを意味する。



#### 4.2.3 使用したデータの概要

陸面水文モデル MAT-GW への気候外力として、降水量、風速、下向き長波放射、雲量、下向き短波放射、気温、表層大気圧、比湿を与えた。降水データには、ISMN より収集した Ashton の観測降水量を用いた。時間解像度は 1 時間である。欠損期間は、全体の 5% 程度で少量のため、ゼロで補間して使用した。1997 年 1 月 1 日から 2010 年 12 月 31 日のデータを使用した。図 4-1 に使用した観測降水量[mm/h]の 1 時間ごとの時系列グラフを示す。

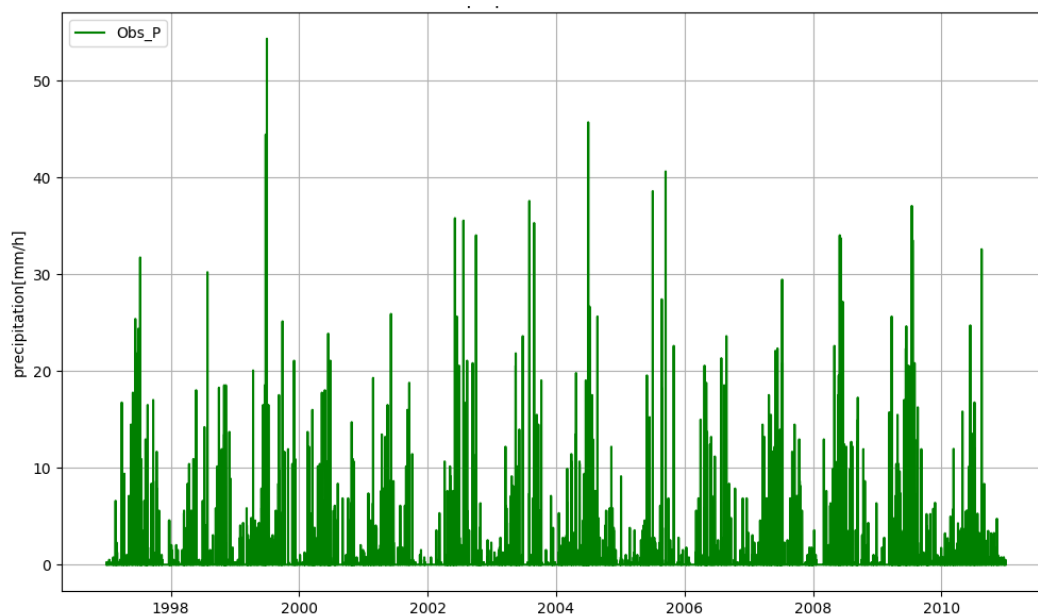


図 4-1 観測降水量[mm/h]の時系列グラフ

その他の気候外力には GPCCLW90[Kim et al.,2009]プロダクトを使用した。境界条件の土壌タイプと土地被覆は GSWP2[Dirmeyer et al.,2006]を使用し、表 4-1 に示した土壌タイプと土地被覆に関するパラメータを用いた。モデルでは簡易のために、鉛直に均一な土壌タイプを仮定しているため、土壌タイプは表層 0 から 0.3m の情報 (Loam) を使用した。土壌の水分保持特性曲線には Clapp and Hornberger 式を使用し、Loam に関して、Cosby et al.,[1984]より表 4-2 に示す土壌パラメータを使用した。また、 $d_0$  は 2.41[m]である。

表 4-2 Loam の土壌パラメータ

$\Theta_s$	Ksat(m/s)	$\Phi_{sat}(m)$	B
0.476	2.36E-6	-0.65	5.25

地下水位の観測データとして、USGS の井戸観測データを用いた。今回の計算対象地点に最も近い井戸の観測に 1977 年 2 月に 26.5[feet] (約 8.1[m]) という観測記録がある。この記録に基づいて、数値実験による地下水位が現実的な値かを判定した。

#### 4.2.4 数値実験の詳細

Ashton 地点に対応する 1 グリッドに関して、3 章で記述した陸面水文モデル MAT-GW[Koirala et al.,2014]を用いた鉛直次元計算を行った。計算には 4.2.3 で説明したデータを使用し、1997 年から 2010 年までの 14 年間で 50 セット繰り返し、合計で 700 年間計算した。初期値については、体積含水率  $0.3[m^3/m^3]$ を与えた。そして、地下水位の初期値を  $-2[m]$ ,  $-4[m]$ ,  $-6[m]$ ,  $-9[m]$ ,  $-10[m]$ ,  $-11[m]$ ,  $-12[m]$ の 7 ケース試し、その結果について考察を行った。

#### 4.2.5 平衡状態の定義

同じような気候が繰り返されたときに、一定の変動を示す状態を平衡状態と定義した。この気候値の変化率を RCC(Relative Change of Climatology)と定義し、2 章の式(2-1)で表す。1997 年から 2010 年の 14 年間の繰り返しの気候を与えたときの 14 年間の平均値の変化率 (RCC) が地下水位は 1%以内、全土壌水分量は 0.1%以内を平衡状態と定義した。

#### 4.2.6 結果

表 4-3 に  $RCC < 1\%$ 以内を満たした際の spin-up 年数( $i+n-1$ )と、地下水位と全土壌水分量の平衡状態(式(2-1)の分母)を示す。表 4-3 から、地下水位の初期値[m]の違いによって、地下水位と全土壌水分の平衡状態に達するまでの spin-up 年数と平衡状態の量が異なることがわかる。地下水位の初期値を  $-11[m]$ で与えた場合とそれ以外の場合では、平衡状態とそれまでにかかる spin-up 年数が顕著に異なる。初期値  $-11[m]$ の場合では、14 年を 1 セット計算すると平衡状態になるために、全土壌水分もその後すぐに平衡状態となる。しかし、その他の場合では、地下水位が平衡状態となるまでに 350 年程度の計算を要し、その間地下水位が下がっていくために、全土壌水分も減少する。全土壌水分は地下水位  $-11[m]$ から始めた場合は 28 年で平衡になるのに対して、それ以外の場合は 460~490 年程度かかる。その結果、初期地下水位に  $-11[m]$ を与えた場合には  $-9[m]$ 程度に平衡状態となるのに対して、それ以外の場合では、地下水位は低下し続け、 $-44[m]$ 程度で平衡状態となること、地下水位  $-11[m]$ とそれ以外の場合では、平衡状態の地下水位が  $35[m]$ 程度、全土壌水分も  $3000[mm]$ 程度異なることがわかった。この地点に最も近い USGS の井戸観測では、1977 年 2 月に  $26.5[feet]$ (約  $8.1[m]$ )という記録がある。今回の計算対象期間とは異なることや、時系列の記録がないという点はあるが、近隣の井戸観測でも同様の地下水位の記録があることや、本研究の目的が気候によって決まる地下水位の平衡状態を推定すること(ポンプによるくみ上げなどの人為的影響は考慮しない)を鑑み、この地点の地下水位の平衡状態は、 $-8[m]$ 程度であると判断した。つまり、今回の数値実験では、地下水位の初期値  $-11[m]$ を与えた場合の地下水位の平衡状態  $-9.57[m]$ が現実的な値であり、それ以外の場合にはなんらかの理由で非現実的な値を示したことになる。そこで、図 4-2 に計算の初期(1 から 42 年まで)を取り出した地下水位の時系列グラフを示す。横軸は、1 時間ごとの初期化時間を表し、縦軸は地下水位[m]を表している。地下水位は地表面を 0 として、下向きを負にとっている。地下水位  $-11[m]$ よりも浅い地下水位から計算を始めた場合に、地下水位が低下していき、地下水位  $-11[m]$ から計算した値を追い越して、地下水位が下がっていくところ(14 年目)がある。この点に着目し、土

壤中の物理量の解析からその理由を推察した.

表 4-3 異なる初期地下水位[m]を与えたことによる地下水位[m]と全土壌水分量[mm]の平衡状態の違い

初期値[m]	地下水位[m]		全土壌水分量[mm]	
	年数	平衡値	年数	平衡値
-2	364	-44.71	490	14298.95
-11	14	-9.57	28	17209.17
-4	364	-44.74	490	14297.76
-9	350	-44.59	476	14302.86
-10	350	-44.70	476	14299.15
-6	350	-44.33	490	14296.78
-12	322	-44.44	462	14293.47

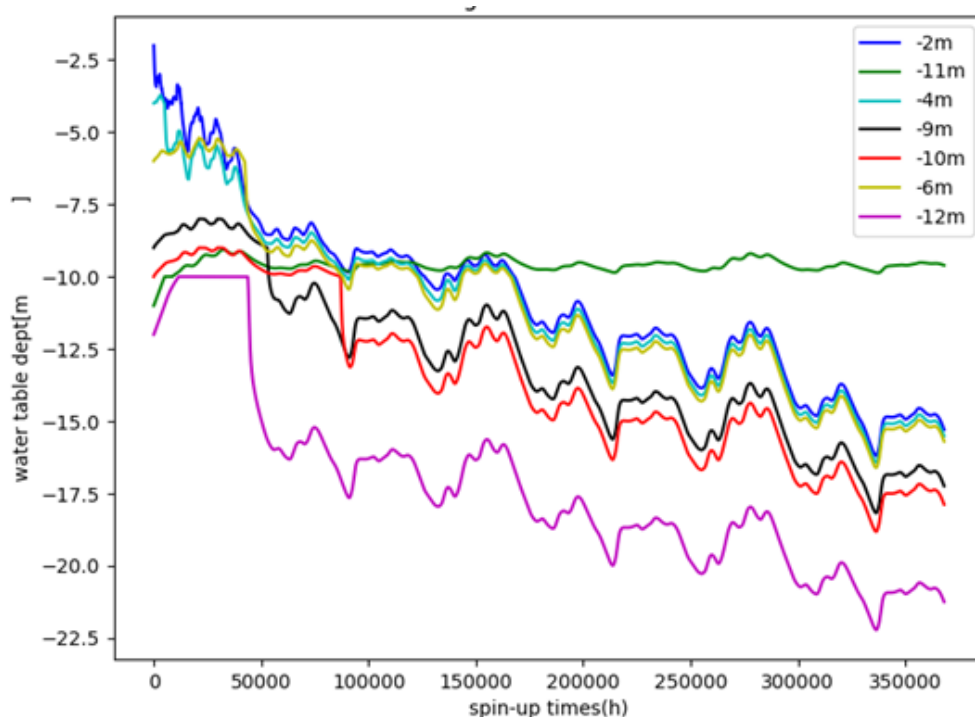


図 4-2 地下水位の初期値による地下水位[m]の違い

色の違いが地下水位の初期値 (表 4-3) を示し, 横軸は初期値からの計算時間 (hour), 縦軸は地下水位[m]を示す. 地下水位は地表面から下向きを負としている.

まず, 地下水面のある層と地下水面より一つ上の層に着目した土壌の物理量に関する解析から考察する. 図 4-3 に地下水位の初期値の違いによる 12 層目の土壌水分の違いを示す. 初期地下水位を-10[m]と-11[m]で与えた場合は, この層は計算の初期には地下水面よりも上にあるために, 不飽和土壌であり, 与えた初期体積含水率  $0.3[m^3/m^3]$  から始まる. 一方, 初期地下水位を-2[m], -4[m], -6[m], -9[m]で与えた場合には, この層は計算の初期には地下水面

よりも下にあるために、飽和土壌として扱われるために、Loam の飽和パラメータ  $0.475[\text{m}^3/\text{m}^3]$  から始まる。紙面の都合上、図を省略するがマトリックポテンシャル、不飽和透水係数、体積含水率がほぼ同時に平衡状態となっていることがわかった。この層が飽和した状態から始まる場合には、地下水面の低下とともに土壌が乾燥していき、体積含水率  $0.4[\text{m}^3/\text{m}^3]$  程度で平衡状態になるのに対して、不飽和の状態から始まる地下水位-10[m]と地下水位-11[m]で始まる場合には平衡状態となる地下水位が大きく異なる。これは地下水位-10[m]を初期値として与えた場合には、大きな上向きの水フラックスが生じるために、マトリックポテンシャルが湿潤な方向に変化し、不飽和透水係数が大きくなり、土壌水分が増加して、 $0.4[\text{m}^3/\text{m}^3]$ 程度で平衡状態になるのに対し、初期値-11[m]を与えた場合では、大きな水フラックスが生じることなく、平衡状態となるためである。

そこで、計算開始から 14 年目の体積含水率、土壌中の水フラックス、マトリックポテンシャル、不飽和透水係数について解析を行った。図 4-4 に地下水位-2[m]からと-11[m]からの場合の土壌中の水フラックス[mm/h]の鉛直プロファイルの時間変化を示す。縦軸は土壌の深さ、横軸は計算時間を表している。水フラックスは正值が上向きのフラックス、負値が下向きのフラックスとなる。カラーバーの色は、赤色は正（上向き）の水フラックスを、青色は負（下向き）の水フラックスを表し、緑色は水フラックスがゼロであることを示している。この図から、地下水位-2[m]から始めた場合と地下水位-11[m]から始めた場合の両方に共通する傾向として、地表面から 10[m]より深い土層（つまり 13 層目）では、地下水面よりも下にあるために土壌が飽和し、水フラックスがゼロであることがわかる。これは次の飽和度の図において、地表面から 10[m]より深い 13 層目の土層の飽和度が 1 であることと整合する。また、0 から 5000 時間にかけて、地表面付近から地下水面まで下向きの水フラックスが起きていることがわかる。これは降雨による浸透過程を表現していると考えられる。飽和度の図においても、地表面付近から飽和度の高い分布が次第に下の土層へ広がっていく様子が確認でき、水分が表層から深い土層へ供給されているといえる。一方、地下水位-2[m]からと地下水位-11[m]から計算した場合で異なる傾向として、初期地下水位-11[m]の場合では地表面から 4[m]までの上向きの水フラックスは  $0.01[\text{mm}/\text{h}] \sim 0.025[\text{mm}/\text{h}]$ 程度であり、それより深い層から地下水面まで上向きの水フラックスが  $0.01[\text{mm}/\text{h}]$ 程度と小さいのに対して、初期地下水位-2[m]から計算した場合には、 $0.01[\text{mm}/\text{h}] \sim 0.025[\text{mm}/\text{h}]$ 程度の比較的大きい上向きの水フラックスが地表面付近から 9[m]まで生じており、初期地下水位-11[m]の場合と比べて、地表面から地下水面付近までの深い土層まで比較的大きな上向きの水フラックスがあることがわかる。これは、初期地下水位-2[m]から計算する場合は初期地下水位-11[m]から計算する場合に比べて、計算の経過によって、地下水位が同程度の水位になっても、地表面から地下水面付近までの土壌の物理過程は異なり、大きな上向きの毛管フラックスが生じているということを意味している。水フラックスは、第 2 層から地下水位のある層より一つ上の層までは、 $(K \text{ 層の不飽和透水係数}) \times (K \text{ 層と } K-1 \text{ 層の全ポテンシャル差})$ で計算している。そこで、不飽和透水係数とマトリックポテンシャルの解析から、地下水位-11[m]の場合に比べて、それ以外の場合では、地表面から 4[m]以深の土層で水分を多く含ん

でいるために、マトリックポテンシャルと不飽和透水係数が大きいことがわかった。ただし、マトリックポテンシャル差の違いよりも、不飽和透水係数が大きいことが上向きの水フラックスを大きくしていると考えられた。

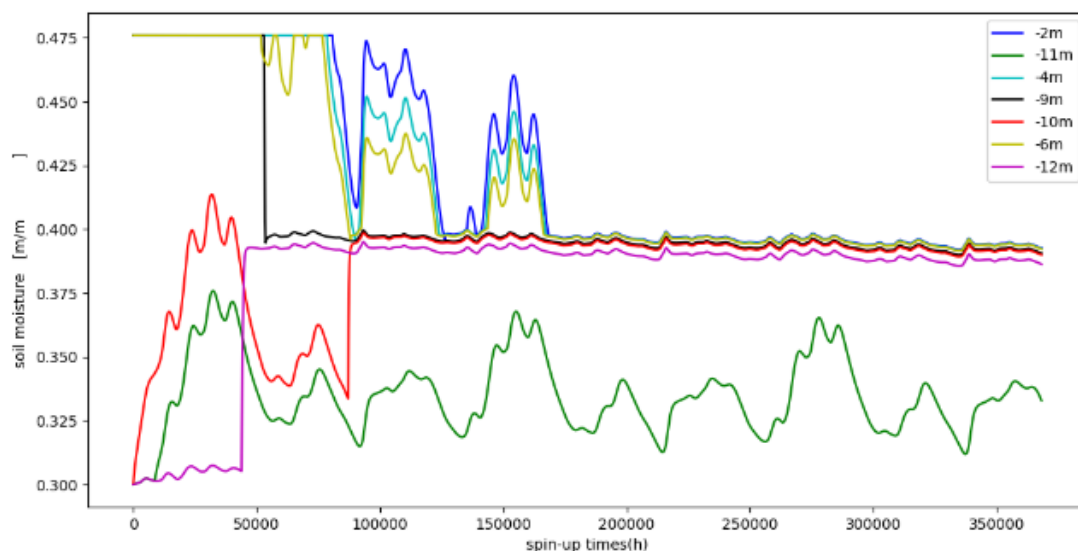


図 4-3 12 層目の土壌の体積含水率[m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>]の違い

さらに、表 4-4 にこの計算期間 (spin-up14 年目) の地下水面のある層での毛管フラックス(Capillary flux)の年間平均値[mm/yr]を示す。この表から、初期地下水位-11[m]の場合に比べて、それ以外の場合は上向きの毛管フラックスが非常に大きいことがわかる。

さらに、初期地下水位-2[m]から計算した 14 年目の飽和度の図 4-4(C)をみると、計算時間 5000 時間以降で地表面(0-0.25m)が乾燥して飽和度が下がってくるにつれて、下の層の飽和度も徐々に下がっていき、その水分の減少は地下水面のある土層まで及んでいる。一方、地下水位-11[m]から始めた場合には、上向きの水フラックスが生じている層が浅く、地下水面のある深い層では上向きの水フラックスが小さいために地表面から 9[m]より深いところでは土壌中の飽和度に大きな変化はみられない。この土壌の飽和度に関する鉛直プロファイルの違いと、上記の考察を踏まえると、地下水位が浅いところから排水されていく過程では、地下水面が下がっても高い土壌水分量が地下水面の上層に保持され、不飽和透水係数を大きくするために、比較的大きな上向きの水フラックスが地表面から地下水面の付近まで形成される。一方、地下水位-11[m]から計算し、地下水位が上昇していく給水過程では、地下水面より上層の土壌が比較的乾いていて、不飽和透水係数も小さいために地下水面付近の深いところまでは大きな上向きの水フラックスが生じないと推察される。そのため、地下水位-11[m]以外から始めた場合では、地下水面のある深い層まで上向きの水フラックスが生じ、深い土層から水が上の層へ吸い上げられる。その結果、地下水位-11[m]から計算をした場合の地下水位の平衡な値を追い越して、地下水位が低下すると考えられる。そして、-44[m]付近で平衡値になるのは、地下水面が 13 層目の下端 (地表面から 40[m]) より低下すると、地下水面での毛管フラックスをゼロにすると仮定しているために上向きのフラックスが小

さくなるためであると考えられる。

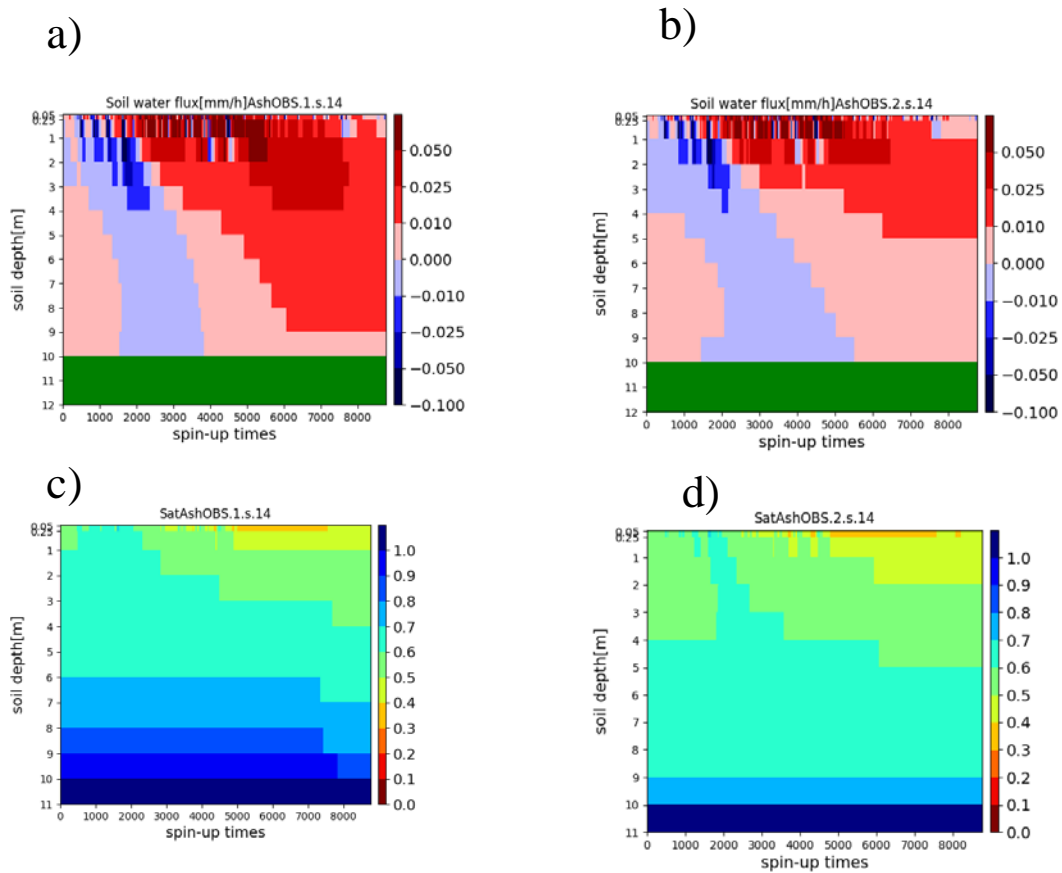


図 4-4 異なる初期地下水位による水フラックスおよび飽和度の鉛直プロファイル  
 a), b)は水フラックス[mm/h]の鉛直ファイルの時間変化（計算 14 年目）  
 横軸は計算時間（hour），縦軸は土壌深さを示す。地下水位の初期値は a)が-2[m]，b)が-11[m]である。水フラックスは正（赤色），負（青色），ゼロ（緑色）で示す。  
 c), d)は飽和度の鉛直ファイルの時間変化（計算 14 年目）横軸は計算時間（hour），縦軸は土壌深さを示す。地下水位の初期値は，c)が-2[m]，d)が-11[m]である。  
 （第 13 層の厚みは 30[m]だが，見やすくするため，1[m]の厚みで表示している。）

表 4-4 地下水面での毛管フラックス[mm/yr]の違い

初期地下水位[m]	毛管フラックス[mm/yr]
-2	4555.2
-11	438
-4	3591.6
-9	6394.8
-10	6219.5
-6	2978.4
-12	5518.8

## 4.2 凍土域における地下水位の初期値が平衡状態に与える影響

凍土は冬の北半球の陸面の 55%~60%をしめる[Zhang et al.,1999]. 凍土は土の透水性を下げるために融雪の流出と土壌水文に影響する. 凍土は透水性が下がるものの, 完全に透水性がなくなるわけではない[e.g.Baker and Spaans,1997]. このジレンマを扱う試みが複数なされている. Takata et al.[2002]は, 凍土の透水性を考慮した研究[e.g.Shoop and Bigl,1997]をまとめて氷の体積率が増えると透水性が減衰する因子を提案した. Niu et al.[2006]は過冷却された土壌水を考慮することで, 地温が 0[°C]を下回ったときに凍らない水も表現し, 凍った領域と凍っていない領域をわけて透水性に反映させることで扱った. Saito[2008,2012]は凍土での熱伝導に氷と水両方を考慮したスキームを提案した.

既存の MATSIRO は, 地温が 0[°C]を下回ると凍ると仮定し, 地温に基づいて凍結と融解を解く. 土の体積含水率から氷の体積率を差し引いた体積率で簡易に凍土の透水性を計算する. この方法は土が凍ると著しく土の透水性を下げるために, Koirala et al.[2014]では, 凍土の透水性は考慮していない.

凍土域の詳細な透水性モデリングは本研究では対象外とするが, 土が凍ると透水性が下がるほうが現実に近いと考えられるため, 上記の簡易な凍土の透水性を考慮した地下水位を検討した.

凍土の透水係数の扱いは式(4-1)で表される.

$$K_i = F \times K(\Theta) \quad (4-1)$$

$K_i$  は凍土の透水係数,  $F$  は因子,  $K(\Theta)$  は不飽和透水係数を示す.

MAT-GW オリジナル版[Koirala et al.,2014]では  $F = 1$ ,  $\Theta = \theta$  としている.

MATSIRO 標準[Takata et al.,2002]では,  $F = (1 - \theta_{ice} / \theta_{sat})^{fact}$  とし,  $fact = 1$ ,  $\Theta = \theta - \theta_{ice}$  で与える.

図 4-5 にオリジナル版と凍土の透水性を考慮した場合の地下水位を示す. 北半球の凍土域で地下水位が異なる. USGS によるアラスカの 8 地点の観測は, 地下水位が最大で 33.5[m], 最小で 2.8[m]を示し, Barrow,Alaska にて 2012 年に行われた観測からも 3~15[m]程度の地下水面がある. そのため, 地下水位の計算結果は, どちらの場合も観測で示されている, ありうる値だとわかる. ただし, 凍土域の地下水位や土壌が凍っている深さに関する観測情報は限られていて, 本論文では凍土の透水性を考慮した地下水位が現実的かを論じるのではなく, 凍土域のモデルのふるまいを論じる.

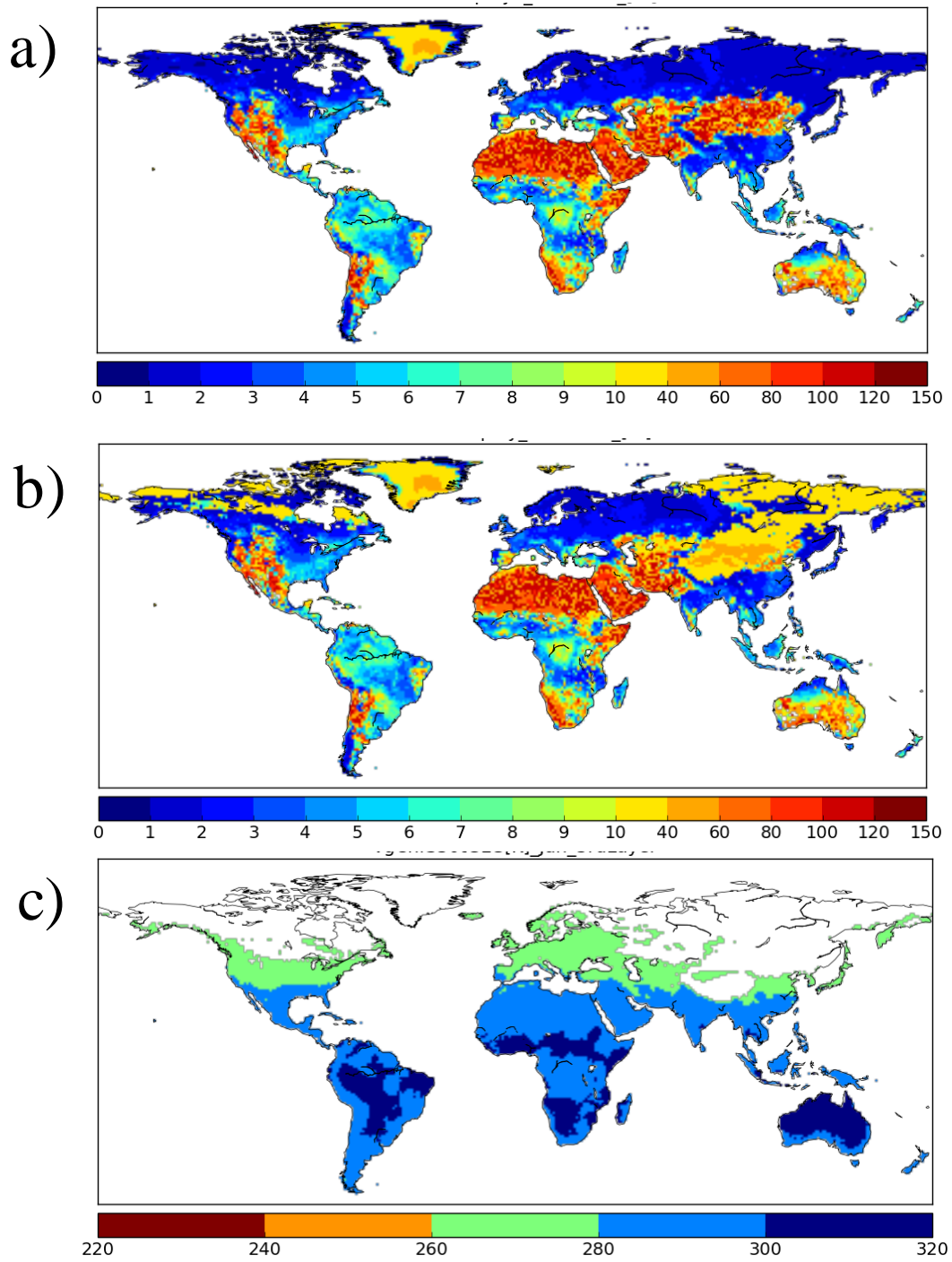


図 4-5 地下水位に対する凍土の透水性効果の比較

a) 地下水位[m][凍土の透水性考慮なし] b) 地下水位[m][凍土の透水性考慮あり]

b) 1月の地温[K] (3層目) [凍土の透水性考慮あり]

白色は地温<273.15[K]の地域を示す.



永久凍土と季節凍土では水文土壌プロセスが異なる。季節凍土では一般に冬の気温、地温が低い時期は凍っていて、気温の上昇とともに地温も上昇し、夏の気温、地温の高い時期は氷が一部もしくは全部溶ける。その後、気温、地温の減少に伴って凍り、同様に凍結と融解を繰り返す。

このような水文土壌プロセスが地下水位の平衡状態に影響することを調べるため、以下のような感度実験を行った。対象期間は1981-2010年の30年間である。氷の量の違いを反映するため、1月と7月という異なる季節をシミュレーションの開始時期にした実験を行うとともに、初期地下水位を浅い場合(2[m])と低い場合(11[m])の2種類について結果を比較した。これらの実験設定は表4-5にまとめられる。

**表 4-5 凍土に関する実験設定**

実験名	色	地下水位	月
case1	緑	-2	1
case2	黄	-11	1
case3	青	-2	7
case4	赤	-11	7

1981-2010年の30年間計算を行い、解析に使用した。

アマゾン(地点A)、ユーラシア(地点B)、中国(地点C)の3地点を代表として選び、地下水位の月単位の時系列を図4-6に示す。

地点Aでは、地下水位は4つの場合で違いはない。地点Bでは地下水位の初期状態が長く保存されている。地点Cでは地下水位の減少率が4つの場合で異なる。とくに地下水面-2[m]から計算した場合、1月と7月ではその違いが顕著で、7月からの場合は地下水面-11[m]から計算した場合を追い抜いて地下水面が深くなる。

初期の地下水面や時期によって地下水面の変化の仕方が異なる地点(B,C)とそうでない地点(A)の違いの一つに土が凍るか凍らないかの違いが挙げられる。

各地点における土壌中の氷の比率(氷の体積率を土壌の体積含水率で除した値)の鉛直プロファイルの時間変化(月単位)を図4-7、図4-8、図4-9に示す。地点Aでは、4つの場合全てで年間を通して凍らないのに対し、地点B,Cでは土壌に氷が存在し、凍結と融解のプロセスが初期の条件によって異なる。これより、土が凍らない地域では初期の条件によらず地下水位は同じ平衡状態となるが、凍土域では地下水位の平衡状態は初期の条件に影響を受ける可能性があると考えられる。

地点Bと地点Cでは初期の状態から地下水位の平衡状態への影響の仕方が異なる。地点Bでは地下水位の初期状態が長く保存される(計算開始時期1月、7月の違いは小さい)のに対し、地点Cでは同じ地下水位の初期値を与えても計算開始時期の違い(1月、7月)によって地下水位の変化率が大きく異なる。この違いに着目して、考察する。

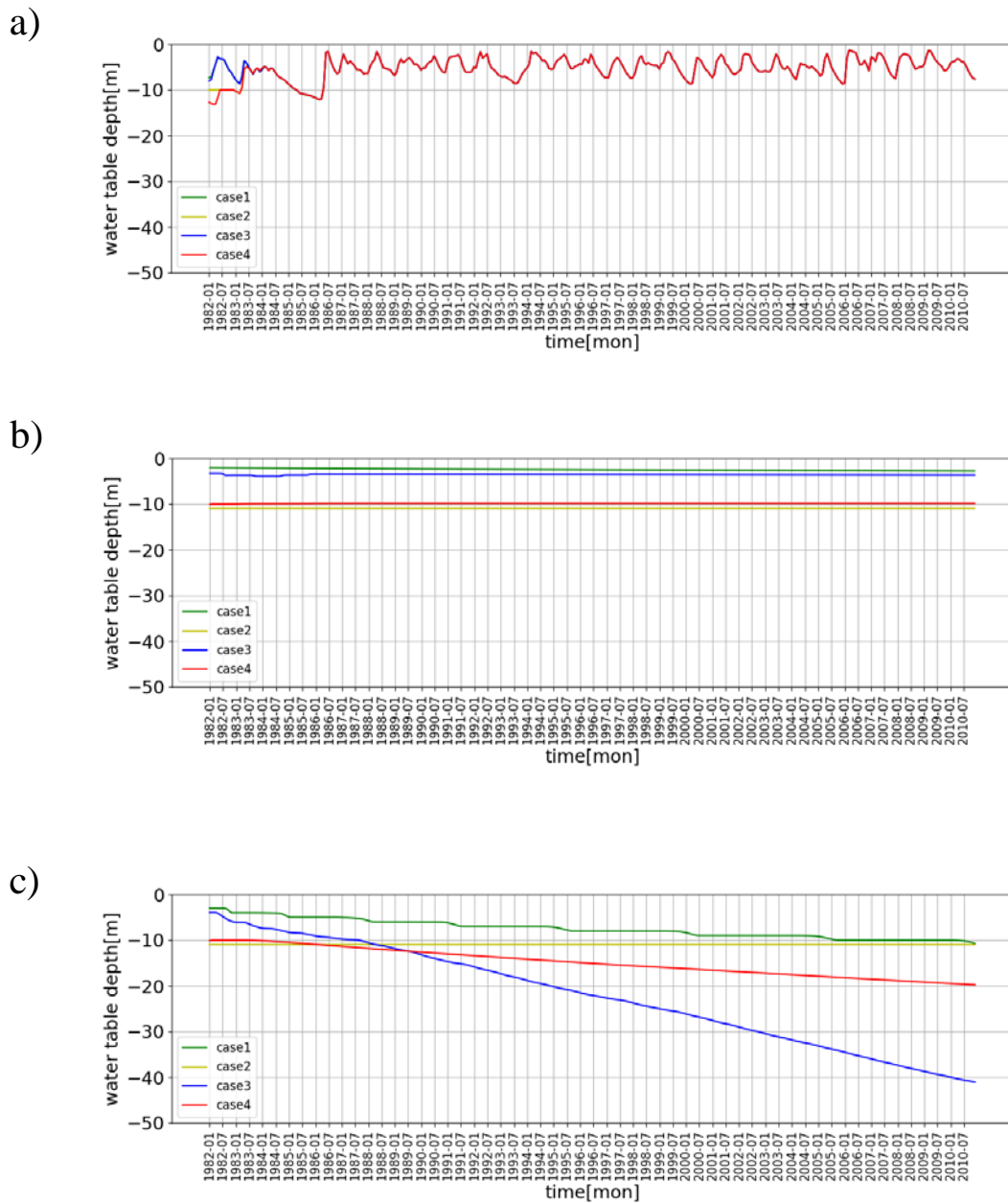


図 4-6 地下水位の時系列グラフ

a)地点 A, b)地点 B, c)地点 C の場合

縦軸は地下水位[m](地表面から下向きを負とする), 横軸は時間(月単位)を示す。

色の違いは実験設定の違いを表し, 凡例の色, 実験名, グラフの色は表 4-5 に記載の情報と対応している。

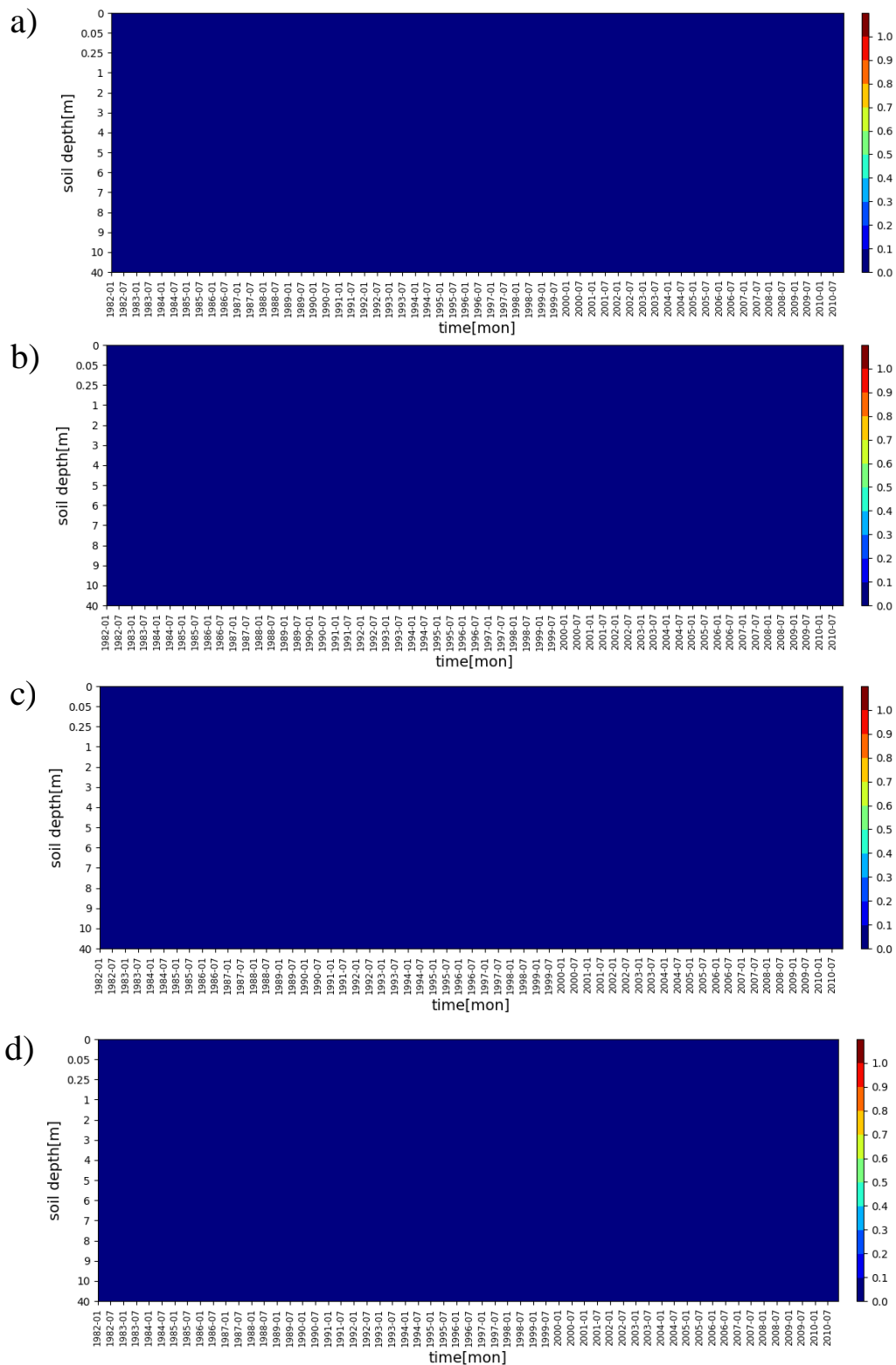


図 4-7 地点 A 氷の比率 (氷の体積率を土壌の体積含水率で除した値)

a)case1,b)case2,c)case3,d)case4 の場合；縦軸は各土層の境界端の地表面からの土壌深さ [m]を示す。各土層の間隔は均等に表示している。横軸は時間[月]を示す。

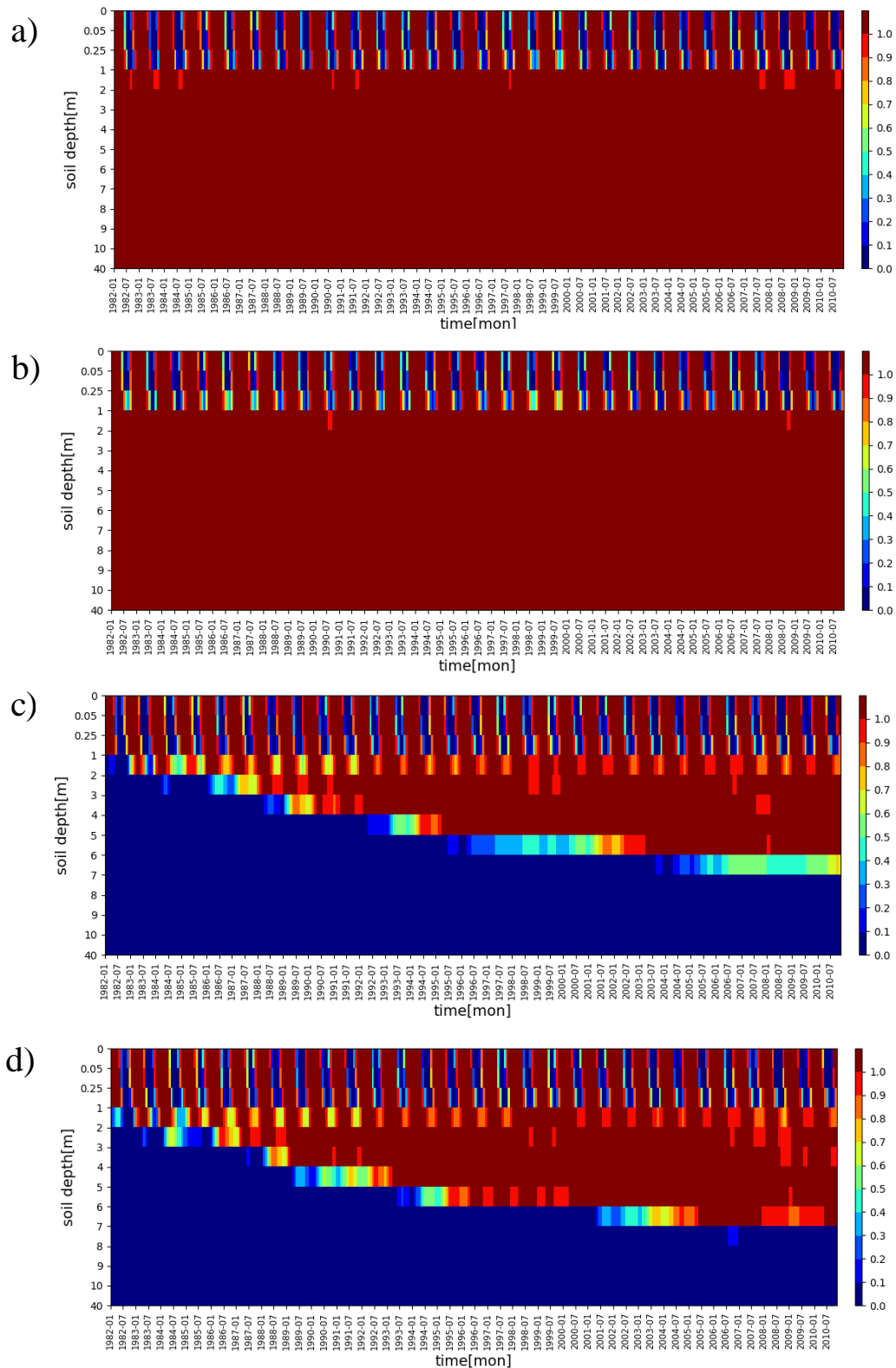


図 4-8 地点 B 氷の比率 (氷の体積率を土壌の体積含水率で除した値)

a)case1,b)case2,c)case3,d)case4 の場合；縦軸は各土層の境界端の地表面からの土壌深さ [m]を示す。各土層の間隔は均等に表示している。横軸は時間 (月)を示す。

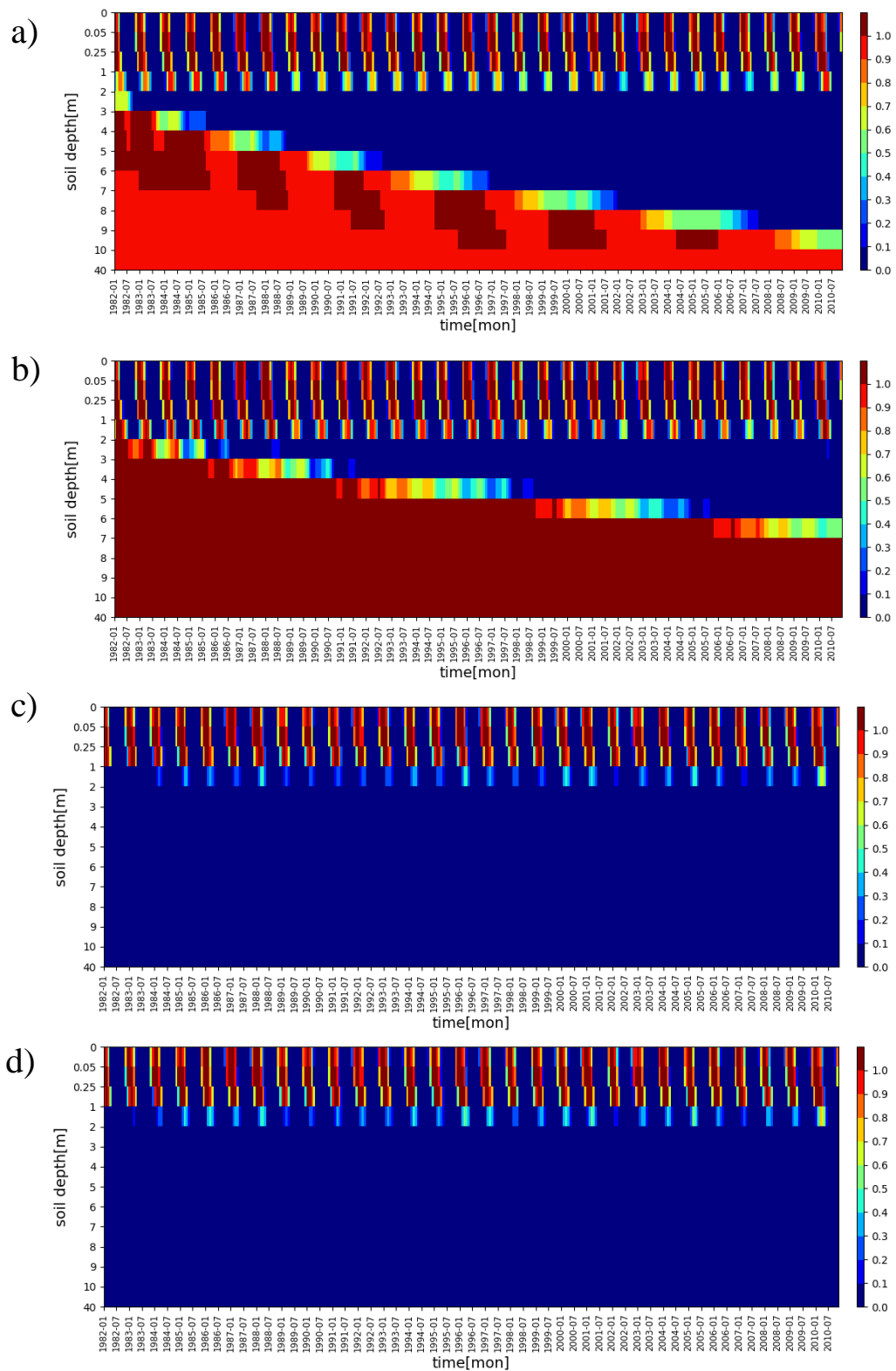


図 4-9 地点 C 氷の比率（氷の体積率を土壌の体積含水率で除した値）

a) case1, b) case2, c) case3, d) case4 の場合；縦軸は各土層の境界端の地表面からの土壌深さ [m]を示す。各土層の間隔は均等に表示している。横軸は時間（月）を示す。

地下水涵養量と基底流出の月単位の時系列（図は省略）を確認した。地点 B では、氷の体積率が増えると透水係数は小さくなり、マトリックポテンシャルは負の方向に大きくなる特徴はみられたが、地下水涵養量と基底流出が小さく、計算の初期からバランスしているために地下水位がほとんど動かないと考えられる。

一方地点 C では、乾燥していてマトリックポテンシャルが負に大きく、氷の体積率の違いによるマトリックポテンシャルの違いも顕著なために、初期の条件によって地下水涵養量も大きく異なる。基底流出は地下水位-11[m]から計算した場合は深いためにゼロに近く、地下水位-2[m]から始めた場合は 7 月の氷が少ない時期から始めると基底流出は約 0.08[mm/yr]で 1 月の氷が多い時期から始めた場合の約 0.03[mm/yr]よりは若干多く流出するという違いはあるものの、地下水涵養量の違いからすると基底流出の違いはほとんど無視できる。そのため、地下水位の変化率の違いは計算開始時期の氷の体積率によってマトリックポテンシャルが異なることによる地下水涵養量の違いによるものであると考えられる。これまで初期の条件によって地下水面の平衡状態が異なる理由について、氷の量に着目して考察した。ここで氷の量の違いと気温、地温との関係について説明する。

図 4-10～図 4-15 に地点 A,B,C の気候外力として与えた気温[°C]の季節変化（30 年間の気候値）と地温[°C]の鉛直プロファイル（30 年間の気候値;色は実験設定表に対応、1 月は実線、7 月は点線）を示す。また黒線は、融点を表す。

地点 A は、気温が高く年間を通して融点を下回らないために、地温も高く融点より低くはならない。この地点で凍らないのはそのためである。また、計算開始時期（1 月、7 月）の違いによる地温への影響は深い層では熱の伝わり方が緩慢になるため、初期の状態が比較的長く残っているが浅い層では影響は小さい。

地点 B は、5~9 月は気温が融点よりも高いがそれ以外の月は融点よりも低い。7 月から計算した場合は地温が融点よりも高い状態から始まり、凍らないので、地下水面の初期状態の違いによる地温プロファイルの違いは小さい。1 月から計算した場合は、地温が融点より低い状態から始まり、凍っていくので、地下水位の初期状態によって深い層で地温の違いが大きい。

地点 C では、4 月~10 月は気温が融点よりも高く、1~3,11,12 月は融点よりも低い。7 月から計算した場合は地温が融点よりも高い状態から始まり、4 層目（1~2m）以降で地温が融点よりも高く、凍らないので、地下水面の初期状態によって地温プロファイルはほとんど変わらない。1 月から計算した場合は、地温が融点よりも深い層から始まり、氷が溶けていくので、地下水面の初期状態によって深い層で地温の違いが大きい。

1 月から計算した場合に、地点 B では氷がない状態から凍っていくのに対して、地点 C では氷が溶けていくのは、地点 B のほうが地点 C よりも緯度が高く、気温が低い傾向にあり、融点を下回る時間も長いと考えられる。

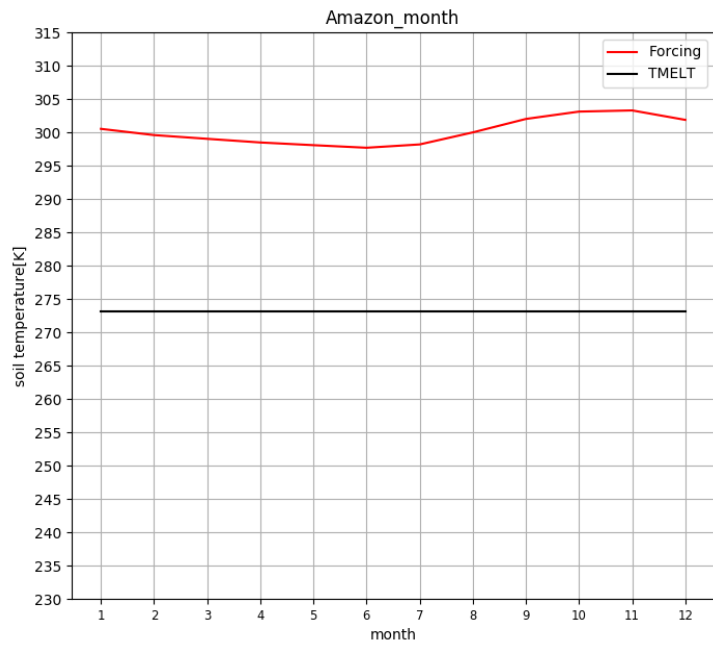


図 4-10 地点 A 気温[°C]の季節変化

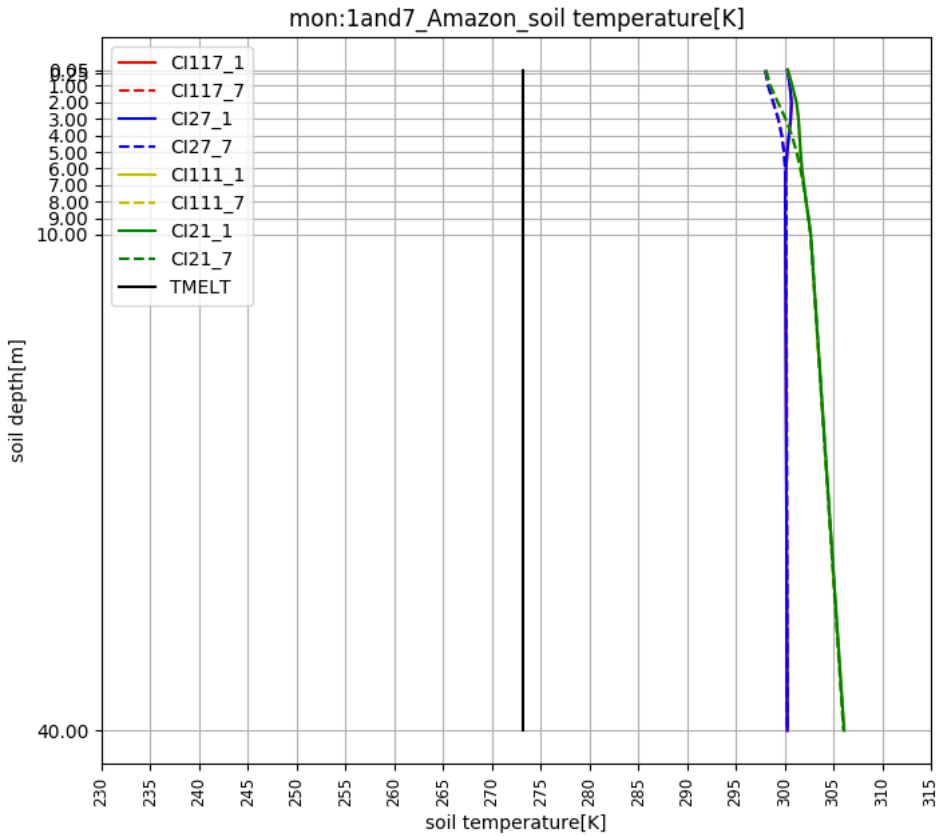


図 4-11 点 A 地温[°C]の鉛直プロファイル

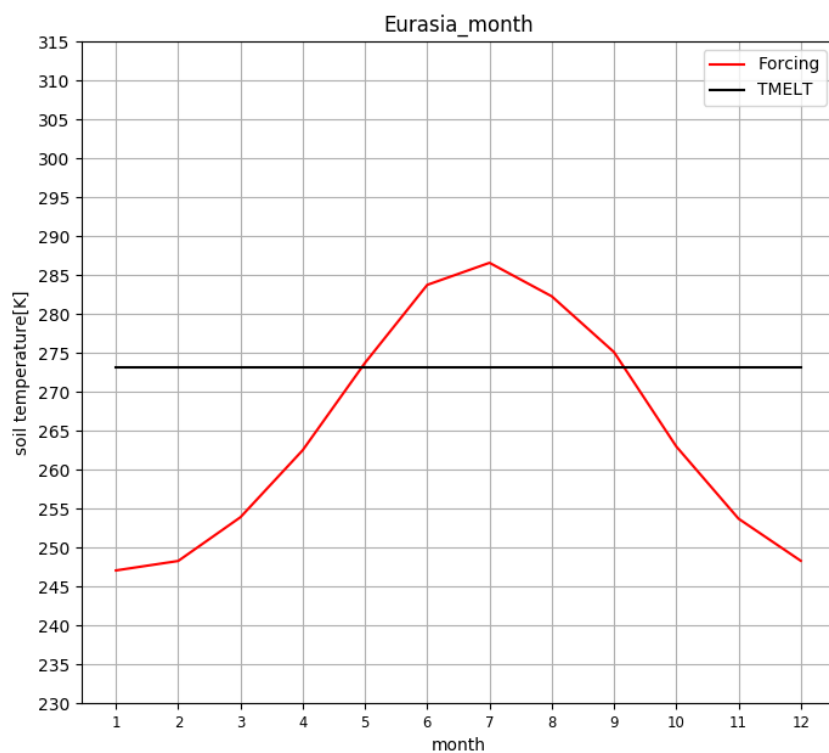


図 4-12 地点 B 気温[°C]の季節変化

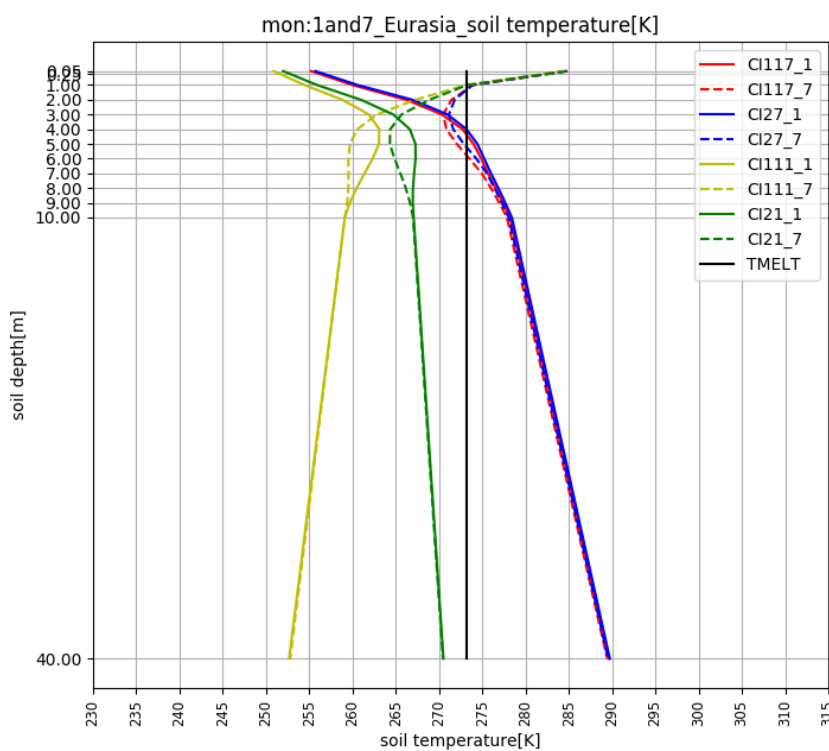


図 4-13 地点 B 地温[°C]の鉛直プロファイル



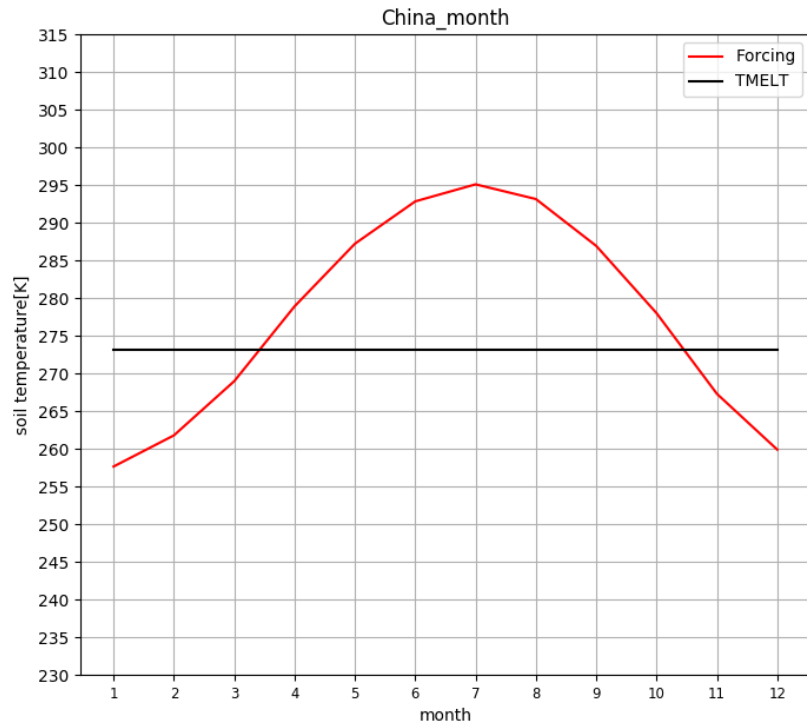


図 4-14 地点 C 気温[°C]の季節変化

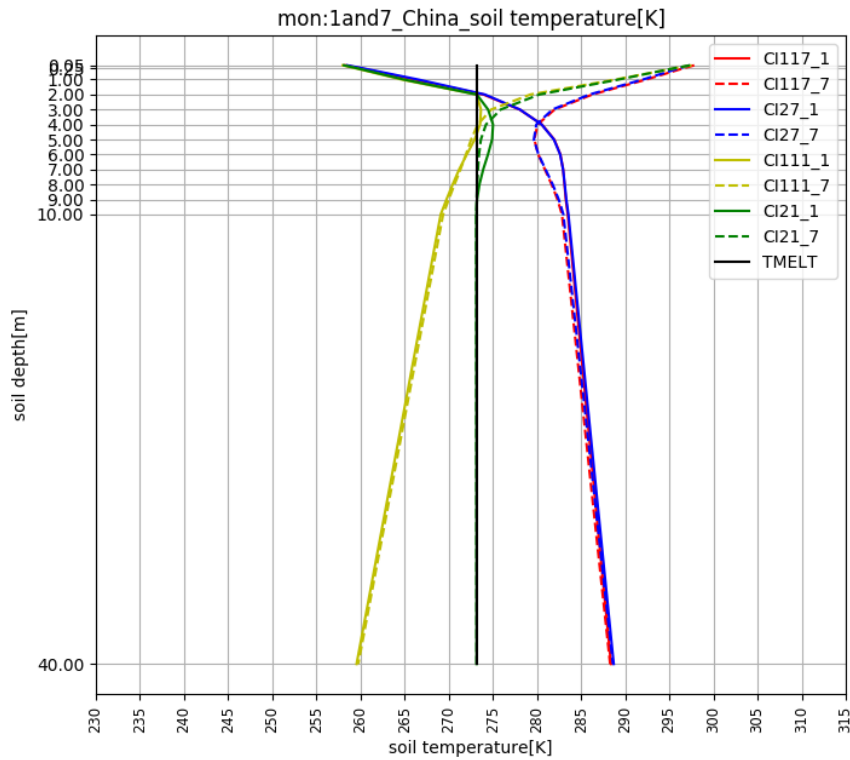


図 4-15 地点 C 地温[°C]の鉛直プロファイル

### 4.3 まとめ

本章では、地下水位の初期値が平衡状態に与える影響を検討した。

1. 異なる初期地下水位を陸面水文モデルに与えた鉛直一次元計算を行い、地下水面と土壤水分推定に与える影響を明らかにした。検討した7ケースのうち、初期地下水面-11[m]の場合のみが井戸観測と整合する平衡値を推定し、それ以外の場合は30[m]程度深い平衡値となり、全土壤水分量も異なる平衡値を示した。土壤の物理量の解析から、この違いは土壤の飽和度が異なることによって地表面から地下水面までの水フラックスの形成が異なることによると考えられる。今回の数値実験の結果は、初期地下水位によって、陸面水文モデルにおける地下水面と土壤水分の平衡状態が異なった。これは、モデルの構造特性によるものであり、雨の降らない期間がしばらく続き乾燥してくるような地域では影響を受ける可能性がある。今後、土層の切り方に関する数値的な問題についての改良方法が見つかり、初期値によらないモデルの開発につながると考えられる。

2. 凍土の透水性を考慮した場合に地下水位の平衡状態に与える影響を検討した。地温が0[°C]を下回る地域では、土が凍るために地下水面の平衡状態が凍土の透水性を考慮しない場合と異なり、凍土域とそうでない地域の代表3地点に関して、モデルのふるまいを調べた。浅い地下水面と深い地下水面、1月と7月のそれぞれ4ケースについて感度実験を行った。アマゾンの地点Aでは気温が高く、年間を通して0[°C]を下回ることはないために、土は凍らない。それゆえ、初期の条件によらず地下水面の平衡状態は同じになった。一方、ユーラシアの地点Bと中国の地点Cでは、気温が0[°C]を下回る時期があるために、初期の条件によって地下水面の平衡状態が影響を受ける可能性が示唆された。そのメカニズムは地点Bと地点Cでは異なる。地点Bでは、1月から計算をした場合には、凍っていくために深い層の地温が地下水面の初期状態によって異なり、マトリックポテンシャルや透水係数に影響を及ぼす。しかし、土層間のマトリックポテンシャル差が小さく、地下水涵養量が小さいことに加えて、基底流出もゼロに近いために、地下水面がバランスして、初期状態が長く保存されていると考えられる。地点Cでは、1月から計算をした場合には、氷が溶けていくために深い層の地温が地下水位の初期状態によって異なり、マトリックポテンシャルに顕著な違いが生じるので、地下水涵養量に大きな違いが生じる。基底流出の違いは地下水涵養量に比べると無視できるほど小さい。そのため、氷の初期状態によるマトリックポテンシャルの違いによる地下水涵養量の違いが地下水面の平衡状態に影響していると考えられる。

これらより、凍土域では地下水面の現在の状態は過去の状態を長い間引き継いでいる可能性があるかと推察される。凍土域ではどうすれば適切な初期値を与えられるかというスピンアップへの提言としては、凍土域の観測データを用いた検証に基づき、初期の氷の有無（夏や冬などの計算を開始する時期）どちらから計算を開始するのが妥当か検討を行うことで明らかになっていくと考えられる。そのためにも、今後凍土域での観測データが充実していくことが望ましい。

## 5 章 気候学的平衡時間と気候の関係

### 5.1 はじめに

本節では、第2章で提案した気候学的平衡時間と気候との関係について考察する。平衡状態までの計算時間は、初期状態が平衡状態に近ければ短くなり、初期状態が平衡状態から遠ければ長くなる。そのため、初期状態によって平衡状態までの計算時間は異なってくるはずであり、計算時間の値自体は数値であって物理的な意味合いはないが、同じ初期状態を一樣に与えて平衡状態に達するまでの時間が場所によって異なることから、なんらかの水文気候の特徴を反映しているのではないかと考えた。その計算時間を気候学的平衡時間と定義し、どのような水文的な意義があるのかを考察する。

気候値の変化率 (RCC) に基づく気候学的平衡時間 (climatically e-folding time; 平衡状態までの計算時間) と地下水位および全土壌水分量の気候学的平衡状態は第2章 (図 2-6, 図 2-7, 図 2-8, 図 2-9, 図 2-10, 図 2-11) に示されている。気候学的平衡状態と判定されるグリッドの数は、全土壌水分量に基づいた場合よりも地下水位に基づいた場合の方が若干ではあるが少ないため、本節では少ない方に合わせ (全土壌水分量が気候学的平衡状態でも地下水位がそうでないグリッドがあるため) , 気候学的平衡時間は地下水位に基づいた場合を使用する。また、乾燥域も含めて気候学的平衡時間の長短を議論するため、ほとんどの陸域グリッドが含まれる  $RCC < 1[\%]$  を閾値として用いる。ただし、乾燥域は厳密には平衡状態となっていない可能性があり、本節では時間の値よりも長短に着目して議論する。

### 5.2 結果・考察

図 5-1 に  $RCC < 1[\%]$  を満たす気候学的平衡時間と Budyko 気候区分, 土壌タイプで分類したボックスプロットを示す。CH モデル, VG モデルともに土壌タイプの分類では明確な傾向はみられないが Budyko 気候区分の分類では気候学的平衡時間は乾燥域で長く, 湿潤域で短いという傾向がみられる。そのため, 気候学的平衡時間は水文気候の特徴をある程度反映していて, その時間の長さは気候システムに対する地下水位の反応感度を表しているのではないかと考えられる。本研究では気候を 30 年間と定義したので, それよりも 10 倍も長い 300 年程度の気候学的平衡時間を持つ地域では気候が変動した時の地下水面の平衡状態への反応も緩慢で, すぐには平衡状態にはならないために, 変動する前の気候の特徴を引き継いでいる, 一方 30 年間の気候と同じくらいの数十年程度の気候学的平衡時間を持つ地域では気候が変動した際の地下水面の平衡状態への反応も敏感で, 気候変動の影響を受けやすい地域と考えられる。今後, 気候条件 (降水や蒸発散, 乾燥指数) と気候学的平衡時間の関係を調べていくことで更なる知見を得ることができると考えられる。

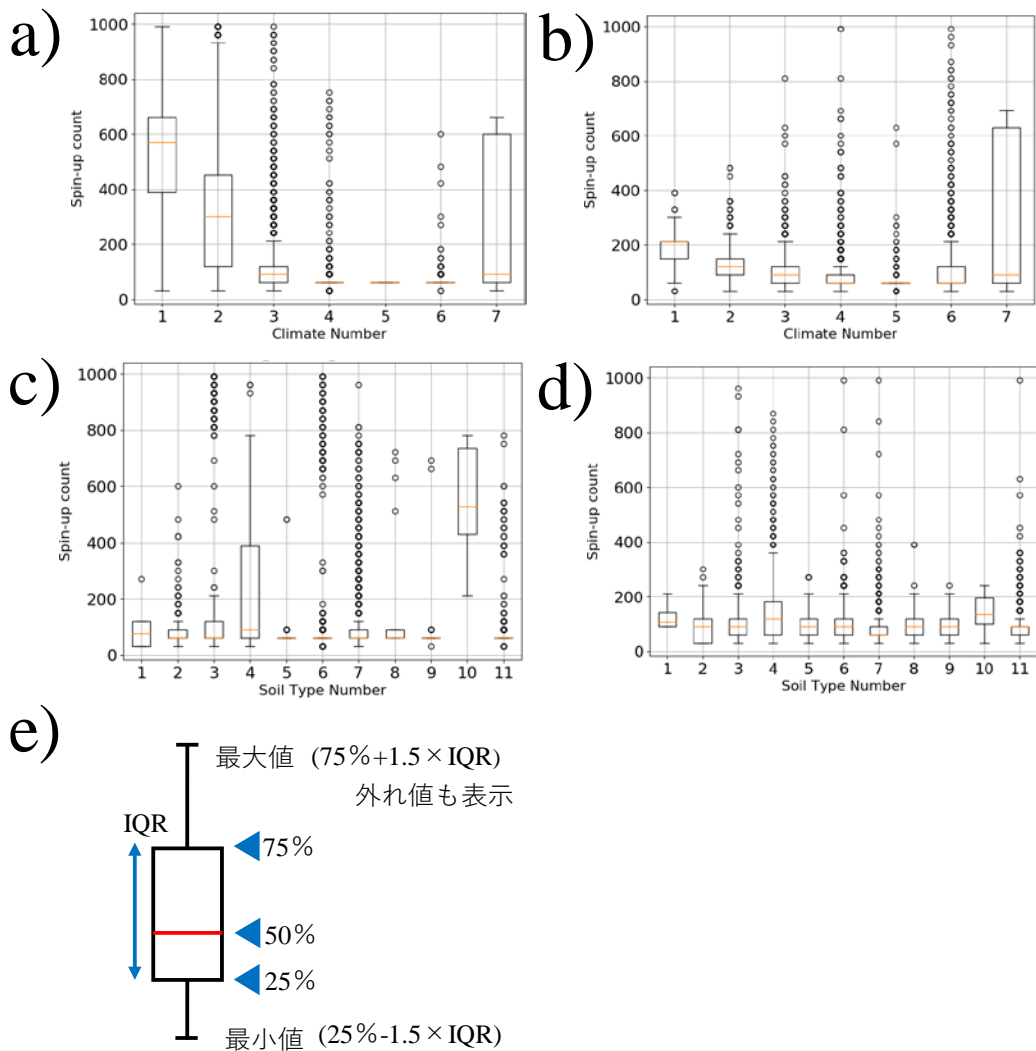


図 5-1 気候学的平衡時間と気候, 土壌別のボックスプロット

- a) CH モデル+  $\alpha$  による気候学的平衡時間の Budyko 気候区分分類のボックスプロット
- b) VG モデル+  $\alpha$  による気候学的平衡時間の Budyko 気候区分分類のボックスプロット
- c) CH モデル+  $\alpha$  による気候学的平衡時間の土壌タイプ分類のボックスプロット
- d) VG モデル+  $\alpha$  による気候学的平衡時間の土壌タイプ分類のボックスプロット
- e) ボックスプロットの見方

$\alpha$  は第 3 章で検討した飽和透水係数の減衰と基底流出の制約を導入したモデルを使用した場合であることを示す。

Budyko 気候区分の分類番号は, 1 乾燥域, 2 半乾燥域, 3 半湿潤域, 4 湿潤域, 5 熱帯湿潤域, 6 寒湿潤域, 7 氷域に対応する。

土壌タイプの分類番号は, 表 3-3 に対応する。

### 5.3 まとめ

本章では、2章で定義した気候学的平衡状態になるまでの計算時間について、気候学的平衡時間という新しい概念を提案し、水文気候の観点からどのような意義があるのかを論じた。

気候学的平衡時間は、Budyko 気候区分による分類から、湿潤域では短く、乾燥域では長い傾向が確かめられた。気候学的平衡時間は湿潤域では本研究で用いた気候 30 年間と同様な数十年程度の長さであるのに対して、乾燥域では 1 オーダー大きい数百年程度の長さであり、気候に対する地下水面の平衡状態の反応感度のような水文気候の特徴を反映しているのではないかと考えられる。気候学的平衡時間が短い地域は気候が変動した際の地下水面の平衡状態への反応も敏感で、気候変動の影響を受けやすい地域であり、気候学的平衡時間が長い地域は気候が変動した際の地下水位の平衡状態への反応が緩慢なために、気候変動の影響をすぐには受けにくい地域であると推察される。

本研究では、気候学的平衡時間と気候の関係について、Budyko 気候区分による分類に基づいて議論したが、今後降水量[mm/yr]や蒸発散量[mm/yr]などの気候条件と気候学的平衡時間の関係について調べると興味深いと考えられる。

今後の展望として、現在気候から将来気候にシフトした場合に気候学的平衡時間がどのような影響を受けるのかという議論や、気候変動下で地下水位の平衡状態が影響を受けやすいという意味での水資源の脆弱性の評価に関する議論への発展が期待される。

## 6 章 土壌水分・地下水位の気候学的平衡状態と気候の関係

### 6.1 土壌水分と気候の関係

#### 6.1.1 はじめに

土壌水分量は陸域の水収支を理解する上で重要な役割を果たしている。

Budyko [1956,1971,1974]は、気候（降水量、蒸発散量）と土壌水分量の関係の水・熱双方の観点から次のように説明している。正味放射量と降水量を完全に蒸発させるのに必要な熱量の比を放射乾燥度とすると、放射乾燥度が 1 より小さい地域では降水を完全に乾かせないために湿潤地となり、放射乾燥度が 1 より大きい地域では降水はすぐに蒸発し砂漠のような気候になる。また、正味放射量と蒸発散量に必要な熱量の比を蒸発割合とすると、蒸発散量は得られるエネルギー量によってコントロールされる場合と、土壌水分量によってコントロールされる場合があり、土壌水分量が支配的な場合では、土壌水分量が非常に乾燥していると蒸発散は生じず、ある閾値までは土壌水分量の増加に伴って蒸発散量も増加する。気象予報の時間スケールでは、土壌水分量と降水量、蒸発散量の間での水分のフィードバックが知られていて、知見が蓄積されている。当初、土壌水分量と降水量のフィードバックは、放射の過程を無視した水の循環過程として注目されていたが、土壌水分量は水収支に影響を与えるだけでなく、熱収支にも影響を与えると理解されるようになった[e.g. Betts and Ball 1994; Schar et al., 1999]。Holzman [1937]は土壌水分量と降水量の関係を最初に言及し、[Eltahir 1998]は土壌水分量と降水量の正のフィードバックの理論を提唱し、観測から実証した[Pal et al., 2000]。ただし例外もあり、負のフィードバックが示される場合もある[Tuttle et al., 2016]。土壌水分量は降水量から蒸発散量と流出量への水の配分に影響を与え、放射エネルギーから潜熱と顕熱の分配に影響を与える[Pielke, 2001; Koster and Suarez, 2001]。土壌水分量と蒸発散量の関係は、土壌水分量が増加すると蒸発散量は増加し、蒸発散量が増加すると土壌水分量が減少する[Koster et al., 2004; Teuling et al., 2006]と知られている。また、アマゾンのような熱帯湿潤地域では土の深い部分にある植生の根からの水の吸収によって乾期の蒸発散量が維持されており[Nepstad et al., 1994]。土壌水分量と蒸発散の関係を理解するには植生の役割も重要である。

#### 6.1.2 研究方法

第 3 章にて検討した地下水位の動態を考慮した陸面水文モデル MAT-GW[Koirala et al., 2014] +  $\alpha$  (水分移動特性モデルは Clapp and Hornberger [1978] を使用し、飽和透水係数の深度に応じた減衰と基底流出の制約を導入したモデル) を用い、気候外力 (GPCCLW90 [Kim et al., 2009]) は、雨量、雪量、風速、下向き長波放射、雲量、下向き短波放射、気温、表層大気圧、比湿を 1981 年から 2010 年までの 30 年間を 1020 年分繰り返し与えた。境界条件には、表 3-3 に示す土壌タイプ (12 分類; 13 番の氷は解析の対象外) と土地被覆 (12 分類) を与えた。本節で扱う気候条件とは、 $P$ ,  $E$ ,  $P-E$ ,  $E/P$ , Budyko [1974] の乾燥指数  $\xi = R_n / lP$  ( $P$  は年間降水量,  $E$  は年間蒸発散量,  $R_n$  は正味放射量,  $l$  は潜熱係数) のことを表す。こ

れら 5 つの気候条件は、1020 年間計算を行った最後の 30 年間の気候値（各年の年間平均値を用いて、991 年から 1020 年の 30 年間の平均値を計算した値）を計算し、解析に使用した。

また、全土壌水分量および地下水位の気候学的平衡状態の定義は第 2 章に記載した RCC であり、閾値は 0.01[%]を用いた。全土壌水分量が気候学的平衡状態であるグリッドとそうでないグリッドは図 2-7b)に、グリッド数は表 2-3 に、そのときの全土壌水分量の気候学的平衡状態は図 2-10b), 図 2-11b)に示されている。地下水位の気候学的平衡状態に関する情報も同様に、図 2-6b), 図 2-8b), 図 2-9b)に示されている。気候学的平衡状態に達したグリッドのみを抽出し、解析に使用した。あるグリッドが気候学的平衡状態か否かを判定するマスクは全土壌水分量については図 2-7b)に示した空間分布より、地下水位については図 2-6b)に示した空間分布より作成した。

全土壌水分量および根圏の土壌水分量の平衡状態と気候条件( $P$ ,  $E$ ,  $P-E$ ,  $E/P$ ,  $Rn/TP$ )の関係性を調べるために、土壌タイプ（12 分類;13 番の氷は解析の対象外）と土地被覆（12 分類）の組み合わせごとに散布図を作成し、線形関係とそうでない場合を分けるために、二変数間の相関係数と  $p$  値を調べた。線形関係と判定する基準は 5%有意、相関係数 0.7 以上とした。気候と線形関係が見られた結果を表 6-1 (全土壌水分)に、表 6-2 (根圏の土壌水分)に示す。表の縦方向の番号は土壌タイプを、横方向の番号は土地被覆を表し、番号と分類は表 3-3 に記載されている。赤い色は正の相関、青い色は負の相関があったことを示している。黒色のセルは、該当する組み合わせが無かったことを、灰色のセルは、5%有意ではなかったもしくは 5%有意ではあったが相関係数が 0.7 より低かったことを示している。以下、土壌タイプと土地被覆分類の組み合わせの各ケースを(S,L)と表記する。（S は土壌タイプ、L は土地被覆分類の番号であることを示す。）

### 6.1.3 結果・考察

#### (1) 年間のエネルギーと水収支

全土壌水分と地下水位が共に平衡状態となったグリッドを抽出し、作成した年間のエネルギーと水収支を図 6-2(c)に示す。赤い線は Budyko[1974]によって提案された次式を表している。

$$E/P = [\xi(\tanh 1/\xi)(1 - \cosh \xi + \sinh \xi)]^{1/2} \quad (6-1)$$

$$\xi = Rn/IP \quad (6-2)$$

散布図のばらつきはあるものの、MAT-GW[Koirala et al.,2014] +  $\alpha$  によって推定された年間平均水収支は Budyko の式(6-1)による曲線と整合していることがわかる。

Budyko[1974]の乾燥指数をもとに GSWP2[Dirmeyer et al.,2006]で用いられた次の 6 つの気候区分を考察に用いる。

(乾燥地域 ( $\zeta > 4.0$ ), 半乾燥地域( $4.0 > \zeta \geq 2.0$ ), 半湿潤地域( $2.0 > \zeta \geq 1.2$ ), 湿潤地域 ( $1.2 > \zeta \geq 0.7$ ), 熱帯湿潤地域( $0.7 \geq \zeta$  かつ年間降水量が 2000[mm/yr]より多い), 非常に湿潤な地域( $0.7 \geq \zeta$  かつ年間降水量が 2000[mm/yr]より少ない地域)

乾燥地域の多くのグリッドでは、平衡状態でないために  $\zeta > 3$  のグリッドが少なく、図 6-2 にプロットされている地点は湿潤地域がほとんどとなっている。



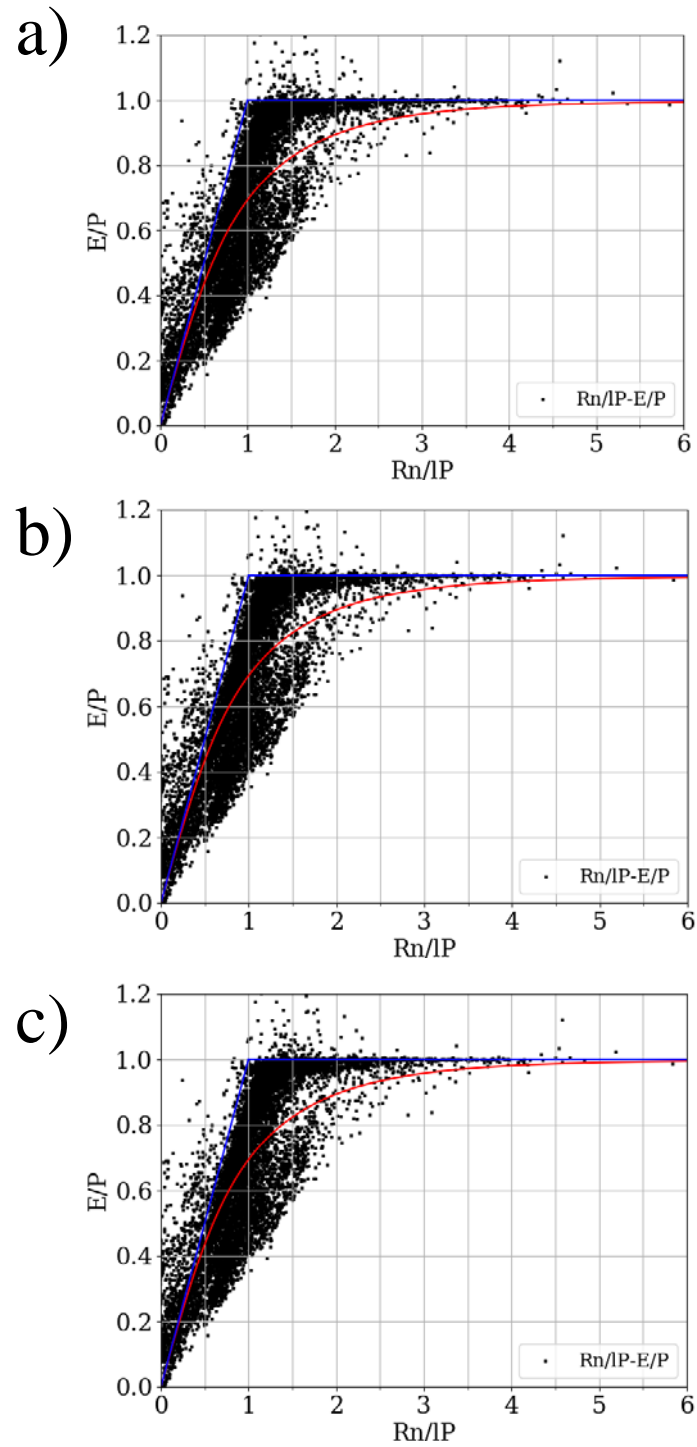


図 6-1 年間のエネルギー・水収支

- a) 全土壌水分が気候学的平衡状態
  - b) 地下水位が気候学的平衡状態
  - c) 全土壌水分と地下水位が気候学的平衡状態
- 閾値は 0.01[%]とした。

表 6-1 全土壌水分量と気候

		土地被覆分類番号													
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
土 壤 分 類 番 号	1							P, E, P-E, E/P, RnlP							
	2							P, E, RnlP		P, E, P-E, E/P, RnlP		E			E, E/P
	3	E/P	RnlP			P, E, E/P, Rn/IP, P-E		RnlP			RnlP	E, E/P, RnlP			
	4		E					RnlP			RnlP	P, RnlP			
	5				E	P, E		RnlP							
	6														
	7									E/P, RnlP		RnlP	E/P		
	8							RnlP			RnlP		P, RnlP		
	9				E/P, RnlP								P-E, E/P, RnlP		
	10							RnlP				E/P, RnlP			
	11														
	12			P, E		P, E				P, E, RnlP					

表 6-2 根圏の土壌水分量と気候

		土地被覆分類番号																	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12						
土 壤 分 類 番 号	1							P,E,P-E,E/P,RnlP											
	2							P,E,RnlP		P-E,E/P		P,P-E							
	3	E/P		P,E,RnlP				E,E/P,RnlP,P,P-E		E/P,RnlP		E/P,RnlP		E,E/P,RnlP					
	4	E/P		E						E/P,RnlP		RnlP		P,P-E		RnlP		P,RnlP	
	5					E	E					E/P,P,P-E							
	6																		
	7	P-E,E/P								E/P,RnlP				P,P-E					
	8	P,P-E,E/P,RnlP				E				RnlP		RnlP		E/P,RnlP,P,P-E		RnlP			
	9					RnlP													
	10	P,E,P-E,E/P,RnlP							P,E,E/P,RnlP				P,E,P-E,E/P,RnlP						
	11																		
	12	P,P-E,E/P,RnlP		P,P-E,E/P,RnlP		P,E				P,E,P-E,E/P,RnlP		RnlP				RnlP			

#### a) 全土壌水分と気候

土壌タイプと土地被覆の組み合わせが該当する 70 個の組み合わせのうち、31 個で気候条件と有意な線形関係があることがわかった。

全土壌水分が平衡状態に達したグリッドのみを対象としており、アフリカ北部などの乾燥地域はほとんど含まれていないため、解析したグリッドの多くが、年間蒸発散量が得られるエネルギー量によって制約される湿潤地域( $0 < Rn/IP < 2$ )に含まれている。このことを踏まえると、土壌水分量が豊富にある状態では、得られるエネルギー量が多ければ土壌水分から水分が蒸発し、土壌水分が減少すると考えられる。これは、表 6-1 において  $Rn/IP$  と負の相関があるという結果が多いことと整合している。また、蒸発散量と負の相関があるという結果についても、同様な理由によると考えられる。

このように、土壌と土地タイプの組み合わせによって、気候との関係は異なり、それぞれ区分する必要がある。その他の土壌・土地タイプでは非線形であり、指数関数と二次関数によるフィッティングでも表現できなかった。また Clay Loam, Clay でははっきりと二つのグループに分かれた。例えば、Loam であり茂った C4 草原であるところなど、土壌タイプと土地被覆、降水量が同じであっても全土壌水分が 13000[mm]より少ないところと 16000[mm]より多いところと二つのグループが見られ、興味深い。

#### b) 根圏の土壌水分と気候

根圏の土壌水分と気候の関係を調べると、土壌と土地タイプの 70 個の組み合わせのうち、40 個で気候条件と有意な線形関係があることがわかった。そのため、全土壌水分でははっきりと関係が見られなかった土壌と土地タイプにおいても線形関係が見られた。特に土地被覆 2 番の広葉常緑樹林（アマゾンなど）では組み合わせが存在する 6 種類の土壌タイプとのすべての組み合わせにおいて、気候との関係性を得られた。これら 6 ケースの  $E/P$  と  $Rn/IP$  の関係性を調べると、図 6-2 の青い直線( $0 < E/P < 1, 0 < Rn/IP < 1$  の範囲)に沿うように  $E/P$  と  $Rn/IP$  には正の線形関係があった。非常に湿潤な地域で、降水に対して得られるエネルギー量が多くなると蒸発散量も多くなり、土壌水分量が減少すると考えられる。これは、根圏の土壌水分量と  $E/P, Rn/IP$  に負の相関が見られたことと整合する。また、 $P$  と  $P-E$  両方と正の相関が見られた場合[(8,2),(10,2),(12,2)]と  $P-E$  と正の相関が見られた場合[(3,2),(4,2)]がある。これは、両方と相関が見られたところについては、降水との関係性が強いために  $P-E$  でも相関が見られたのだと考えられる。逆に  $P$  ではなく  $P-E$  で相関が見られたところは、 $E$  との相関が強く、 $P-E$  に反映されたと考えられる。

根圏の土壌水分と  $Rn/IP$  の相関関係が多いことは a)での考察と同様に考えられる。気候と正の相関がみられた一例[(2,7),(3,8),(4,2),(5,4),(7,2),(8,2),(10,7),(12,2)の場合]を図 6-3 に示す。それぞれ色は、青、濃水色、シアン、ライム、緑、金、濃オレンジ、茶に対応している。赤線は線形回帰線である。根圏の土壌水分は 400[mm]を堺にして、二つのグループにわかれており、それは土地被覆によるものであるとわかった(図 6-2)。土地被覆番号 2 から 6 (森林など)では 400[mm]より多く、土地被覆番号 7 から 11 (砂漠、草原など)では 400[mm]より少ない。そしてそれは、土地被覆ごとに与えた根の存在比率のパラメータが森林など(2 か

ら6番)では深い層に比率が大きく、砂漠や草原など(7番から11番)では浅い層に比率が大きいことによるものであると考えられる。さらに、(12,10)のように全土壌水分では気候と関係性がはっきりしなかったが根圏の土壌水分では関係性がわかるものもあれば、(2,11)のように根圏の土壌水分でははっきりと関係性が見られなかったにも関わらず、全土壌水分では関係性が見られた場合もあるのは興味深い。表層および地下水位のある土層での気候との関係性、土層の鉛直プロファイルを調べることで、より詳細な関係性が明らかになるといえる。そこで、表層、地下水面のある土層、各土層との気候の関係をそれぞれ調べた。その結果を Appendix (気候外力は2001年から2007年の気候値を1030年与えた際の年間変化率が0[%]であるグリッドを解析に使用。)に示す。

気候条件と線形関係がみられる場合とそうでない場合の違いについては、地下水位の影響を受けているために、気候からだけでは説明できない場合もあるのではないかと考えられる。

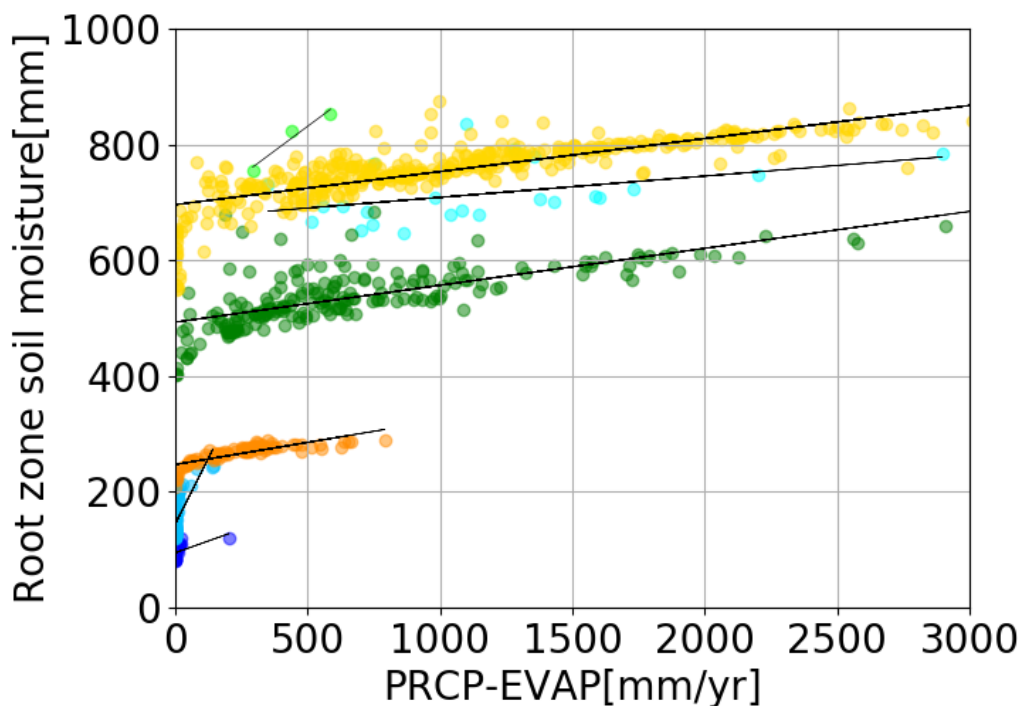


図 6-2 根圏の土壌水分量と P-E

## 6.2 気候条件から土壌水分量の平衡状態を直接推計する手法の提案

### 6.2.1 はじめに

2章で述べたように、土壌水分量の平衡状態を求めるための試みや、地下水位の初期状態を topography-soil index から推定する方法[Sivapalan et al.,1987]や流域の地下水位を解析解で推定する方法[Troch et al.,1993]が提案されている。これらが地域的な特徴を反映した方法であるのに対して、Ajami et al.[2014]は陸面—地下水統合モデルで地下水位の変化率関数を開発し、より一般化された地下水位の平衡状態を求める簡易な手法を提案した。この変化率手法は本研究で用いた MAT-GW モデルでも適用できる（本論文2章）。しかし、この手法は数値的な意味合いが強く、本研究では水文気候の特徴を反映した手法の提案を試みる。

### 6.2.2 研究方法

降水から線形回帰した場合の土壌水分と平衡状態の体積含水率が整合するか、第2層の広葉常緑樹林を例として検証した。広葉常緑樹林を選んだ理由は流域面積の大きいアマゾン川が広葉常緑樹林であるため、検証として適していると考えたためである。

広葉常緑樹林に対応する土壌タイプは Sandy Loam , Clay Loam , Sandy Clay , Clay である。そのため、全球グリッドのうち、これらの組み合わせの場合に降水から線形回帰した体積含水率の精度を検証した。

### 6.2.3 結果・考察

検証の結果を表 6-3 に示す。またそのときの散布図を Clay の場合を例として図 6-3 に示す。横軸は平衡状態の体積含水率[m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>]、縦軸は降水から線形回帰した体積含水率[m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>]を表す。相関係数 0.7 以上を示しており、降水から線形回帰する方法でも大まかな土壌水分量の平衡状態を求めることができる。そのため、土壌水分量の観測がない地点の平衡状態について、降水の情報があれば、その情報に基づいて土壌水分量を推計するといった応用が期待される。

表 6-3 降水による線形回帰した土壌水分量の精度

土壌タイプ	相関係数	RMSE	NS
Clay Loam	0.79	0.017	0.624
Sandy Clay	0.781	0.013	0.610
Clay	0.751	0.011	0.564

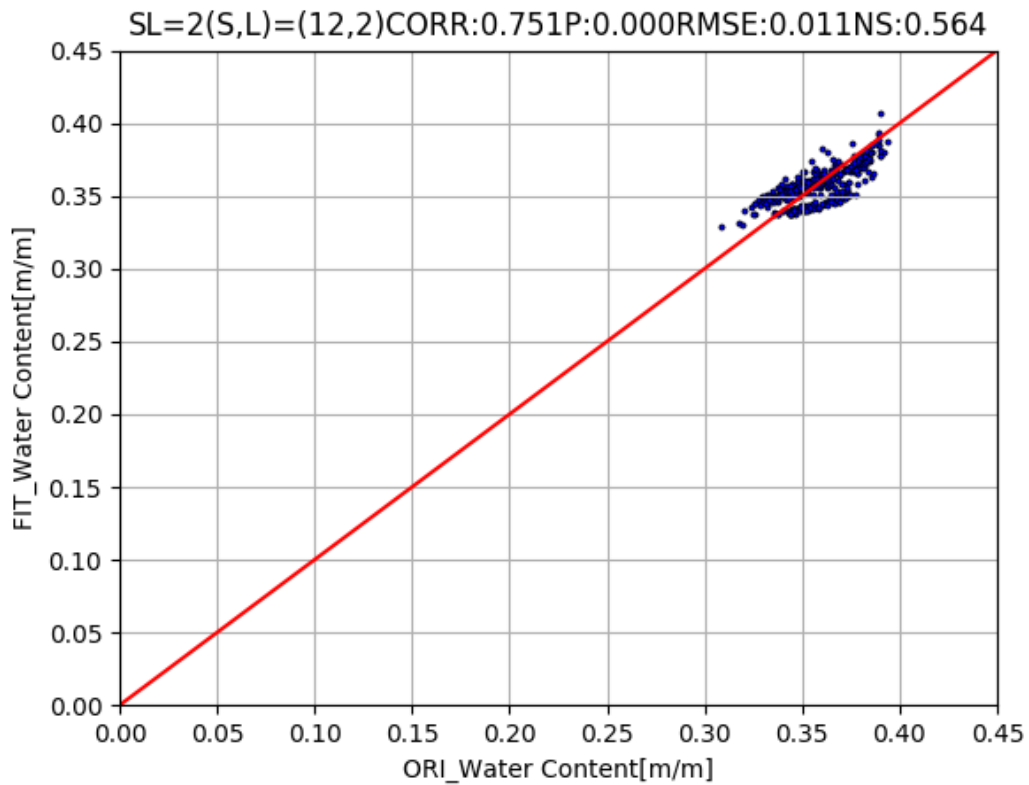


図 6-3 降水による線形回帰した場合と平衡状態の体積含水率

広葉常緑樹林, Clay の場合. 縦軸は降水量[mm/yr]から線形回帰した体積含水率 [m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>], 横軸はモデルで気候学的平衡状態となった第 2 層の体積含水率[m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>]を示す. 解析には 991 年から 1020 年の気候値を使用し, 全土壌水分と地下水位の両方が気候学的平衡状態 (RCC<0.01[%]) となったグリッドのみを抽出して使用した.

## 6.3 地下水位と気候の関係

### 6.3.1 はじめに

近年、地下水の陸域水循環に果たす役割が盛んに議論され、知見が蓄積されている。地下水は流出量をコントロールし、土壌水分に水分を供給している[Niu et al.,2005;Yeh and Eltahir,2005b;Kollet and Maxwell,2008]。浅い地下水位と土壌水分量の空間分布には相関関係がある[Miguez-Macho et al.,2007]。干ばつ時には、植物が根から水分を吸収するための水分を浅い地下水から補給している[Miguez-Macho et al.,2012b]。地表面 1~5[m]は陸面の熱収支が地下水に敏感な深さであると示唆されている[Kollet and Maxwell,2008]。本章では、地下水位と気候の関係について論じる。

### 6.3.2 結果と考察

地下水位について井戸観測データ[Fan et al.,2013]を用いて、気候外力との関係を調べた。気候外力は雨量、気温、風速、比湿、長波放射、短波放射、LAI、雲量、大気圧である。地下水位と上記の気候外力の気候値(1981年から2010年の平均値)および標高との関係を地域ごと(アジア、アフリカ、ヨーロッパ、南アメリカ、アメリカ)に調べた。

図 6-4 には、そのうちの代表として降水との関係を示している。地域は上段から順に、アジア、アフリカ、南アメリカ、アメリカ、ヨーロッパとなっている(ヨーロッパは縦軸と横軸の範囲をこの地域に合わせた表示を図 6-5 に示す)。散布図の横軸は年間降水量[mm/yr]の気候値(1981年から2010年の平均値)、縦軸は地下水位[m]を示す。ヨーロッパでは年間降水量が多いと地下水位は浅く、年間降水量が少ないと地下水位は深いという傾向が観測、CHモデル、VGモデルの三つに共通してみられる。他の地域、南アメリカやアメリカでは観測の地下水位が年間降水量の多少によらず分布しており、明確な傾向はみられない。ただし、CHモデル、VGモデルによる推定値では年間降水量が 500[mm/yr]より少ない場合では年間降水量が少なるにつれて地下水位が 20~120[m]の範囲で深くなっている。アフリカやアジアでは観測に、ヨーロッパほどの明確な地下水位と年間降水量の関係性はみられないが、年間降水量が 500[mm/yr]よりも多い場合は地下水位 20[m]以下の分布がほとんどで地下水位は浅く、年間降水量が 500[mm/yr]より少ない場合は地下水位 20[m]~40[m]程の深さに若干の分布がみられる。モデルの散布図は、CH,VGどちらの場合も年間降水量 500[mm/yr]より多い場合は地下水位 40[m]以下の分布がほとんどで(VGのほうが深い、CHは多くが地下水位 20[m]以下)、年間降水量 500[mm/yr]より少ない場合は降水量の減少に伴って 120[m]程まで地下水位が深くなっている。年間降水量 500[mm/yr]はおおよその目安だが、500[mm/yr]より年間降水量が少ない場合の観測とモデルの違いについて、その理由には、井戸観測で測定できる地点にも限りがあり、地下水位が非常に深いところはデータとして収集されにくいことや、モデルにも乾燥域の水蒸気輸送や地形による影響といった考慮していない土壌過程もあるといった可能性が考えられる。これらを踏まえてヨーロッパの場合をみると、観測とモデルどちらも同様の傾向を示しているという点で興味深い。そこでこの地域に着目する。

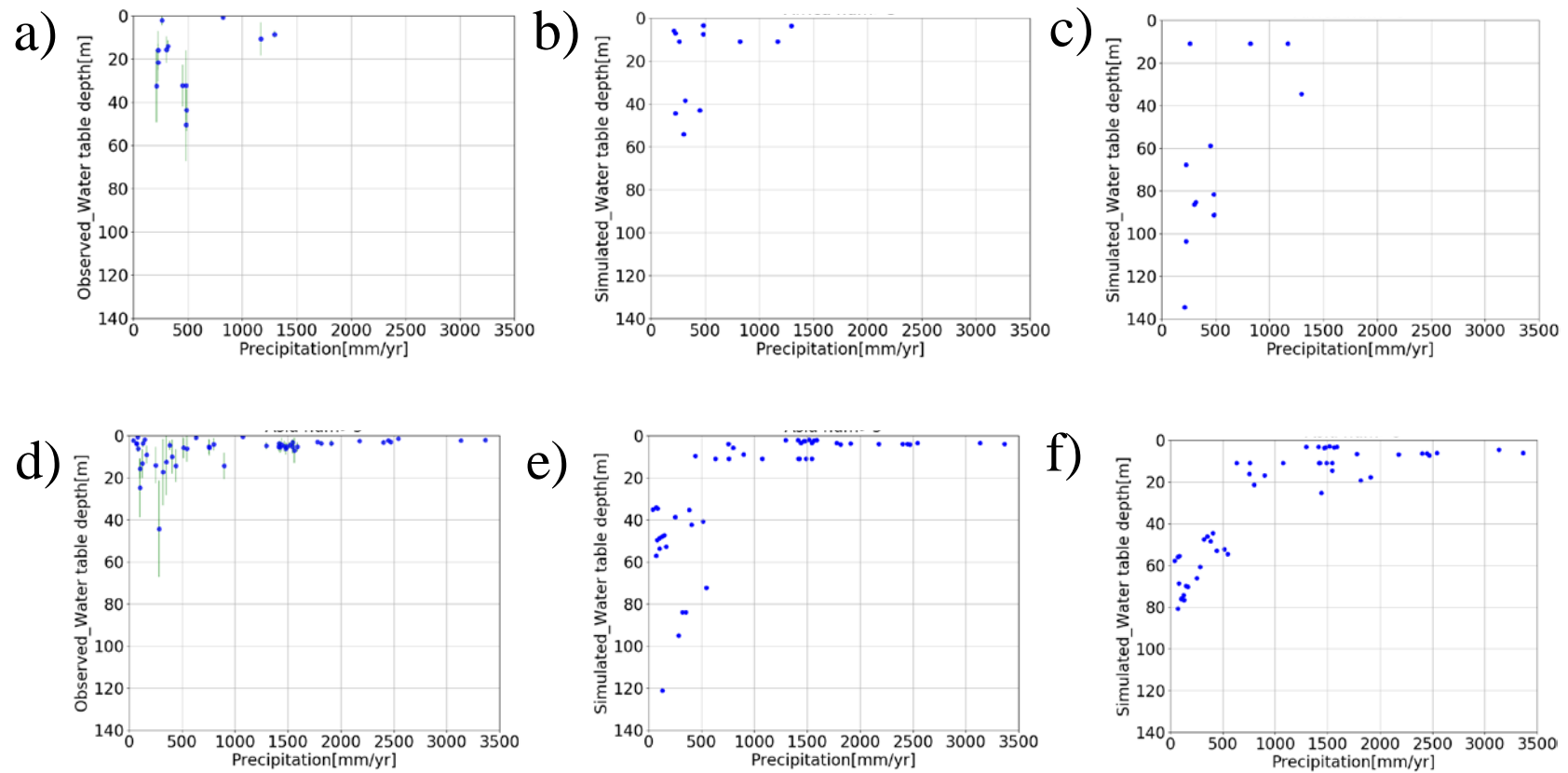


図 6-4 地下水位と降水量の関係 (次ページに続く)

a)観測,b)CH モデル+ $\alpha$ , c)VG モデル+ $\alpha$  の場合 (アフリカ); d)観測,e)CH モデル+ $\alpha$ , f)VG モデル+ $\alpha$  の場合 (アジア)

グリッド内に該当する観測地点 5 点以上のグリッドのみを使用。 a), d)の緑色のエラーバーと青色の点はそれぞれ、グリッド内に該当する観測地点の地下水位の標準偏差, 平均値を表す。



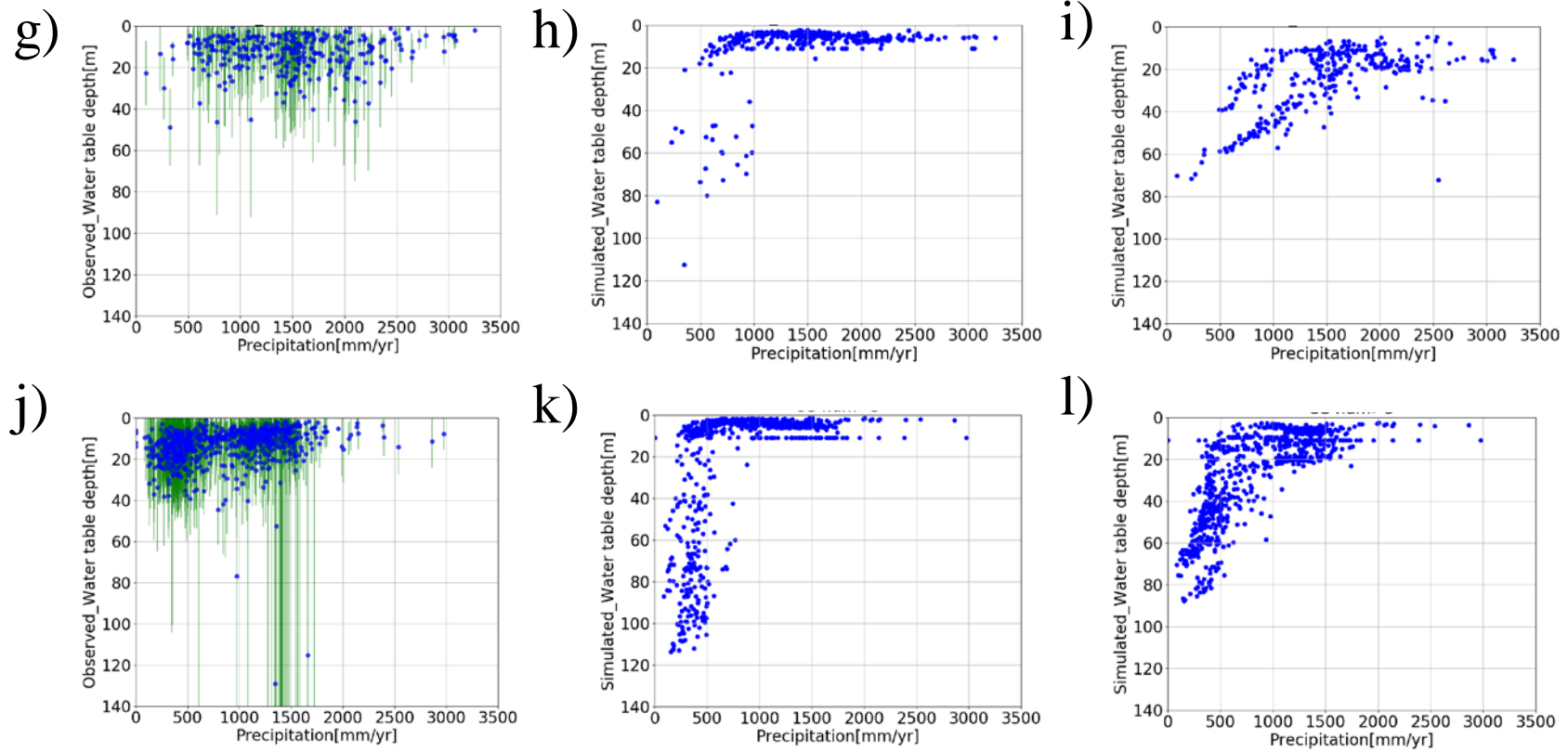
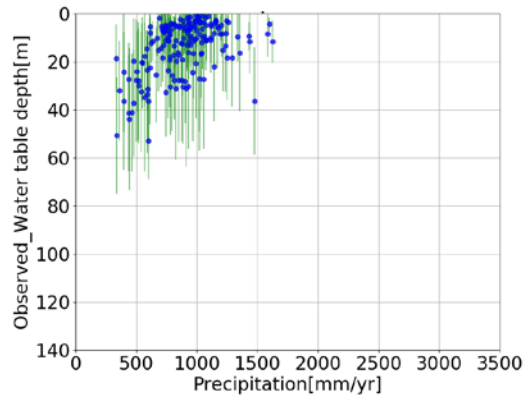


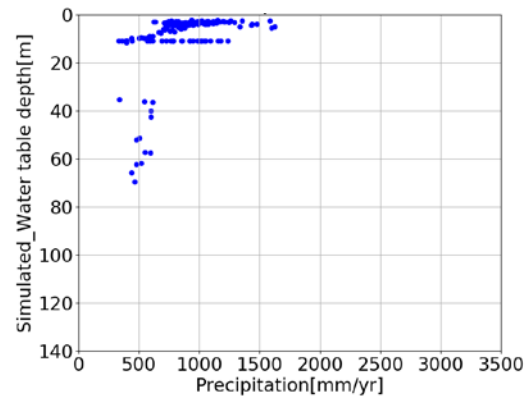
図 6-4 地下水位と降水量の関係 (次ページに続く)

g) 観測, h)CH モデル+ $\alpha$ , i)VG モデル+ $\alpha$  の場合. (南アメリカ); j)観測, k)CH モデル+ $\alpha$ , l)VG モデル+ $\alpha$  の場合 (アメリカ)  
 観測地点 5 点以上のグリッドのみを使用. g), j)の緑色のエラーバーと青色の点はそれぞれ, グリッド内に該当する観測地点の地下水位の標準偏差, 平均値を表す.

m)



n)



o)

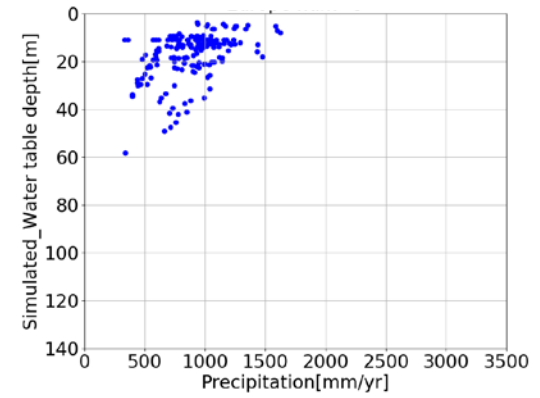


図 6-4 地下水位と降水量の関係

m)観測,n)CH モデル+ $\alpha$ , o)VG モデル+ $\alpha$ の場合. (ヨーロッパ)

観測地点 5 点以上のグリッドのみを使用. m)の緑色のエラーバーと青色の点はそれぞれ, グリッド内に該当する観測地点の地下水位の標準偏差, 平均値を表す.

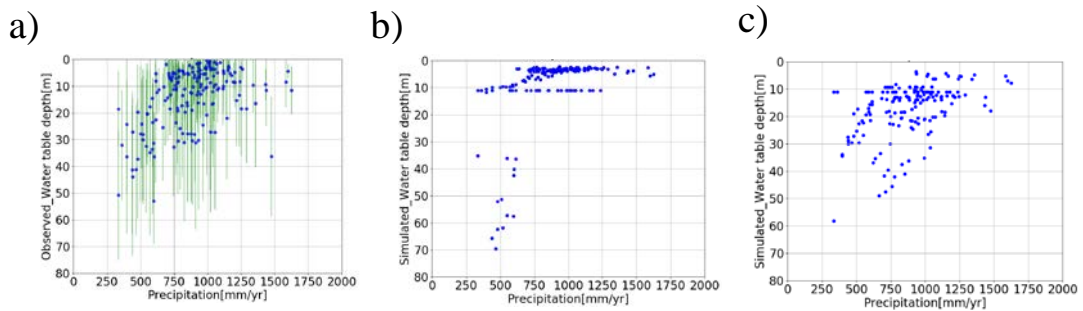


図 6-5 ヨーロッパにおける地下水位[m]と降水[mm/yr]の関係

図 6-6 に観測の地下水位の不確実性を示す。ヨーロッパにおける降水と地下水位の関係について、グリッド内の観測地点が 5 地点以上の場合を図 6-7(a)に示す。1 グリッド内に対応する観測地点数は一桁から数千まで混在していて、青色の点は平均値を示し、緑色の線は標準偏差を示している。1 グリッドの地下水位の平均値とその標準偏差を比べると、1 グリッド内の地下水位のばらつきが大きいことがわかる。これは、サブグリッドスケールの地下水位の不均一性によるもので、降水だけでなく、土壌、土地被覆、地形による複雑な要因が考えられる。表示しているグリッド内の観測地点数にも、一桁から数千までであるため、図 6-7(b)にグリッド内の観測地点数が 100 地点以上のみを示す。図 6-6 より、降水量が多いと地下水位は浅く、降水量が少ないと地下水位が深いといった傾向を平均値の関係をみることでとらえられると考えられる。

また、降水量が 1100[mm/yr]前後の降水量と地下水位の関係では、同じ降水量でも複数の異なる地下水位が分布している。これは、グリッド内の平均的な地下水位が降水量によって一意に決まらないということを示している。他要因として、植生、土壌、地形による影響が考えられる。

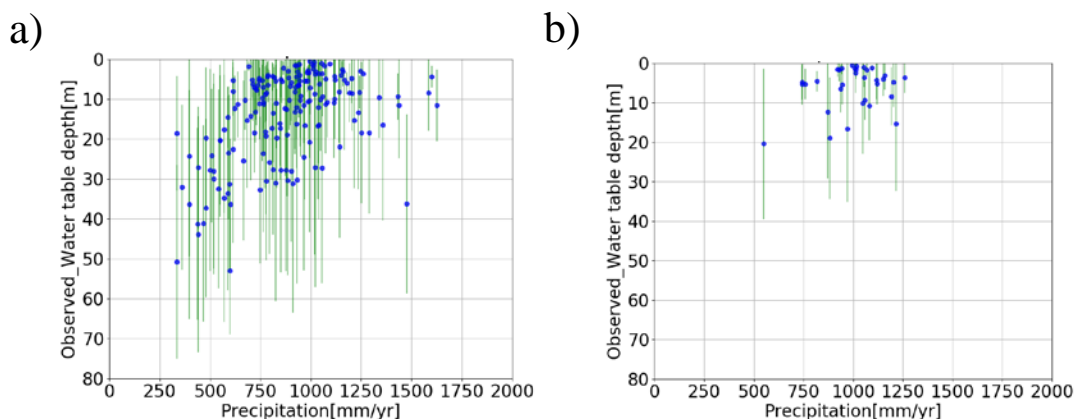


図 6-6 観測地下水位[m]と降水[mm/yr]の関係

a)観測地点 5 地点以上のグリッドのみ b)観測地点 100 地点以上のグリッドのみ

これまでの分析から地下水位と気候の関係には、ヨーロッパでは年間降水量[mm/yr]によっておおよそ地下水位を説明することができ、一部降水量によって地下水位が一意に決まらないところがあるとわかった。そのため、地下水位と気候の関係をさらに詳細に知るには、土壌タイプや土地被覆の分類でわけて解析する必要があると考えられる。そこで、土壌水分量と同様にモデルで計算した地下水位と気候条件の関係を土壌タイプと土地被覆に分けて、線形関係がみられる場合とそうでない場合を判定した。その結果を表 6-6 に示す。表 6-6 から、土壌タイプと土地被覆によっては、気候条件と線形関係がみられることがわかる。また、E/P や Rn/IP との関係がみられる場合が多いことに着目し、地下水位は得られるエネルギーによって説明できる場合があるのではないかと考えた。図 6-7 に地下水位と E/P の関係を示す。色分けは土地分類を表す。

浅い地下水面(<10m)は得られるエネルギーが増えるにつれて蒸発散量も増え、土壌や土地のタイプによって変化率はばらつくが、E/P によりコントロールされている。

表 6-7 地下水位と気候の関係

		土地被覆分類番号												
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
土 壤 分 類 番 号	1							E/P,RnlP,P,E,P-E						
	2							RnlP,P,E	E/P,RnlP,P,E,P-E	E			E,E/P	
	3			RnlP				P,P-E,E,RnlP	RnlP			RnlP		E,E/P,RnlP
	4			E										P
	5					E		P,E	RnlP					
	6													
	7									E/P,RnlP				E/P
	8					E								
	9					E/P,RnlP							E/P,RnlP,P-E	
	10											E/P		
	11													
	12					P,E		P,E				P,E		

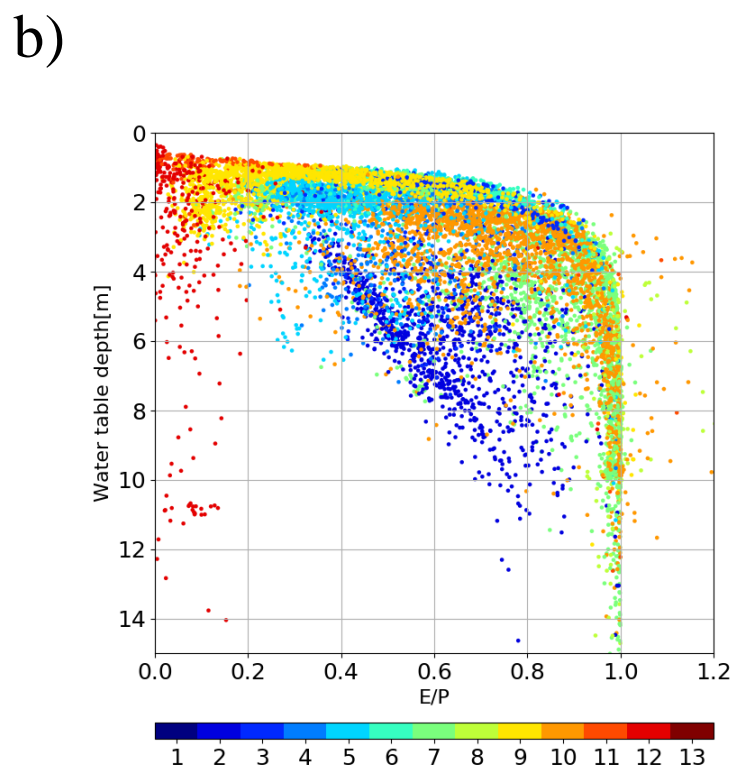
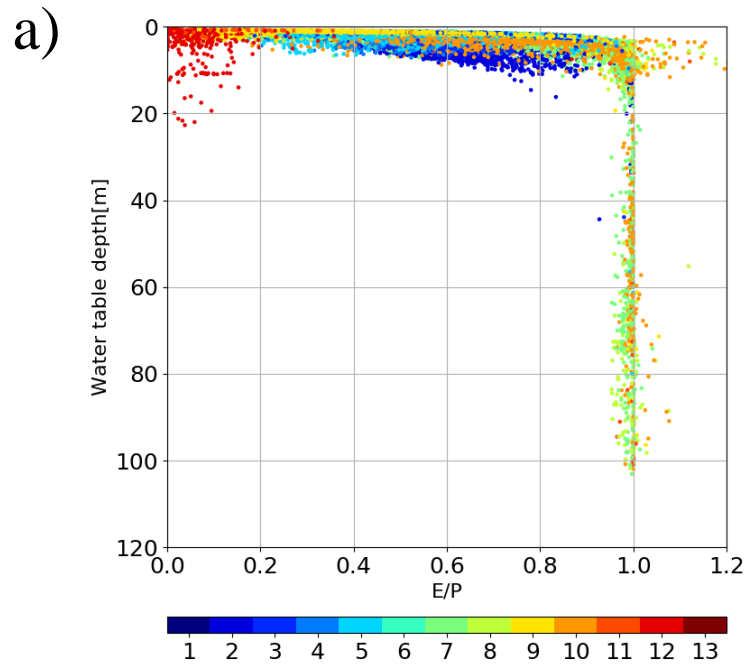


図 6-7 地下水位と E/P の関係

- a) 地下水位[m]と E/P の関係 (全土壌水分と地下水位の両方が  $RCC < 0.01[\%]$  を満たしたグリッドのみを解析に使用. 赤色の点は氷域にあたり, E/P が負値となる場合もある.  $E/P < 0$  および  $E/P > 1.2$  の点は本研究では対象としない.)
- b) a)のうち,  $0 < \text{地下水位} < 15[\text{m}]$  を拡大した図

一方、 $E/P=1$  付近では地下水位が浅いところから深いところまで、大きく幅があることがわかる。そして、 $E/P>1$  ではある地下水位の分布にかたより、 $E/P$  が増えても地下水位の変化はほとんどない。まず  $E/P=1$  では何が起きているのかを考える。Budyko により、 $E/P=1$  では蒸発散量が得られる水の量にコントロールされているために、得られるエネルギー量  $Rn/IP$  が増えても蒸発散量はほとんど増えないと理解されている。逆にいえば、 $E/P=1$  では、 $Rn/IP$  が大きく幅を持っているということになる。そこで、図 6-7 の  $E/P=1$  付近の地下水位の振れ幅は  $Rn/IP$  によるものではないかという仮説を立てた。図 6-9 に地下水位と  $Rn/IP$  の関係を示す。色分けは土壤タイプに対応している。 $0<Rn/IP<1$  では、浅い地下水位が多い。 $0<Rn/IP<1$  のときは、 $0<E/P<1$  である場合が多いので、得られるエネルギー量が増えるに伴って、地下水位も深くなる傾向がある。 $1<Rn/IP<2$  では、わずかな  $Rn/IP$  の増加によって地下水位が深くなっているように捉えられる。 $2<Rn/IP$  ではエネルギー量の変化に対する地下水位の変化は小さい。これらより、 $E/P>1$  となると得られるエネルギー量が増えても蒸発できる水の量に蒸発散量がコントロールされ、地下水位が  $Rn/IP$  に対して敏感に反応している可能性があるが、詳細説明は今後の課題である。また、同じ土壤、土地タイプであっても地下水位にばらつきがある。

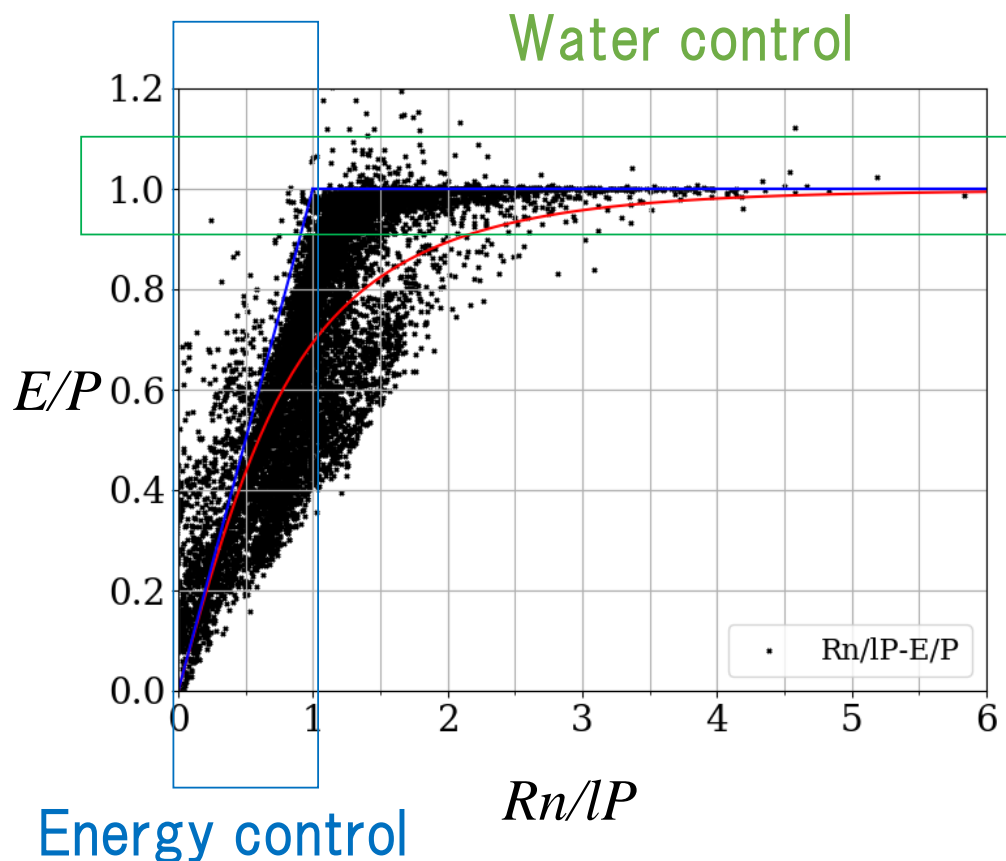


図 6-8 Budyko に基づいた年間のエネルギー・水収支  
赤い曲線は式(6-1)、(6-2)に基づく。

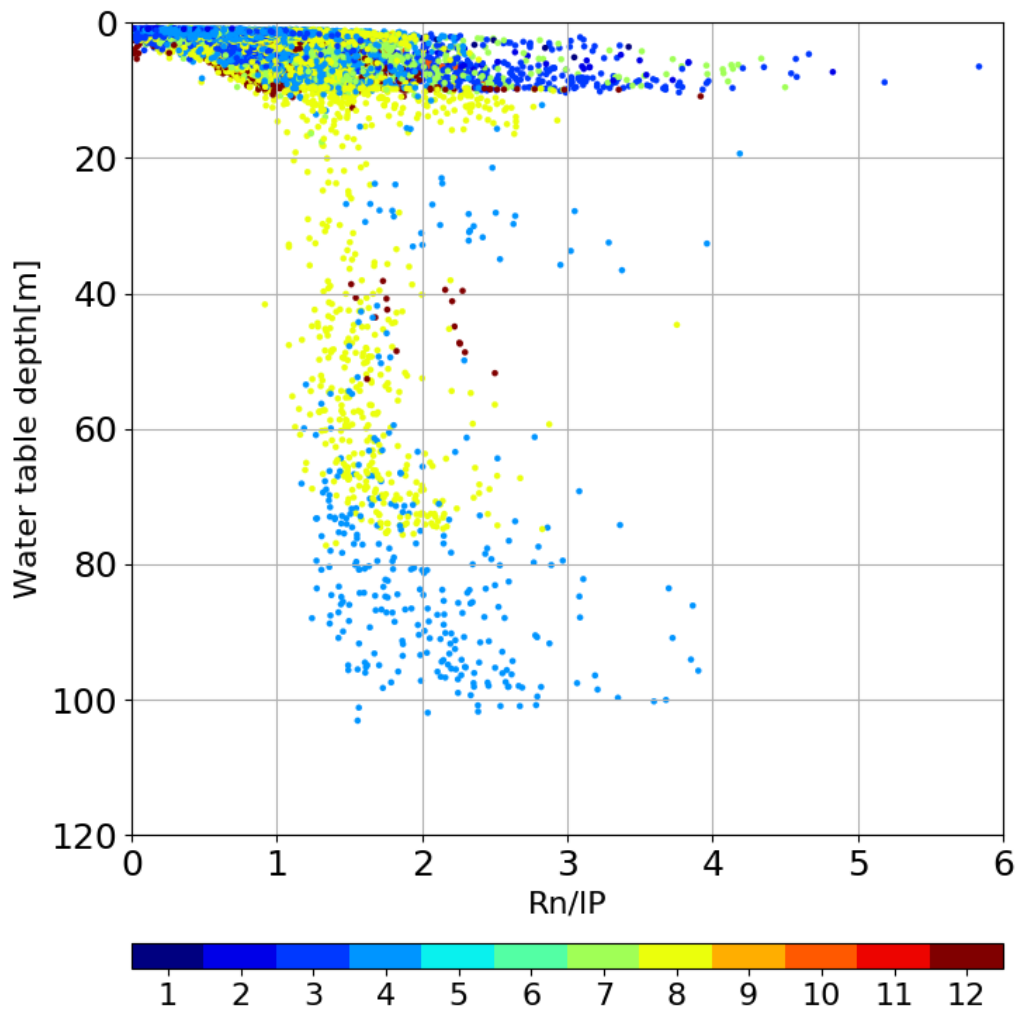


図 6-9 地下水位と乾燥指数の関係

縦軸は地下水位[m], 横軸は Budyko 乾燥指数を示す.

(図 6-7, 図 6-8, 図 6-9 の地下水位[m], 降水量[mm/yr], 蒸発散量[mm/yr], Budyko 乾燥指数 (の計算に使用した降水および放射データ) は 991 年から 1020 年の気候値 (年間平均値の 30 年平均) を使用し, 全土壌水分と地下水位の両方が  $RCC < 0.01[\%]$  を満たすグリッドのみを抽出している.)



## 6.4 まとめ

本章では、土壌水分量および地下水位の気候学的平衡状態について、気候条件 ( $P$ ,  $E$ ,  $P-E$ ,  $E/P$ ,  $Rn/IP$ ) からどのように説明できるのかを論じた。

土壌水分量は、土壌タイプや土地被覆で分けることで気候条件と線形関係がみられる場合もある。根圏の土壌水分量は森林か草原といった土地被覆によって二つのグループに分けることができ、それは根の存在比率が異なるためであると考えられる。

土壌水分量と降水量の線形関係が得られた地点について、その関係を応用して降水から直接土壌水分量の平衡状態を推計する手法の提案をした。これは、水文気候の特徴を反映した新しい初期値化の方法で、土壌水分量の観測値がない地点の初期状態を気候条件から求めるといった利用が期待できる。

地下水位と気候条件の関係について、ヨーロッパでは降水量が多くなると地下水位が浅くなり、降水量が少ないと地下水位が深くなるという傾向が観測とモデル両方で確かめられた。しかし、降水量だけでは説明できない地点もあり、地形や土壌、土地被覆による影響も考える必要性が示唆された。そこで、土壌と土地被覆に分けて、モデルによる地下水位と気候の関係を調べると、 $E/P$  や  $Rn/IP$  と線形関係を示す場合もあることが確かめられた。さらに、地下水位は得られるエネルギー量と水分量にコントロールされる場合があるという知見を提示した。浅い地下水位 ( $<10\text{m}$ ) は  $E/P$  によってコントロールされている。 $0 < E/P < 1$  では、得られるエネルギー量が増加するに伴って蒸発散量も増加し、地下水位は深くなるためであると考えられる。ただし、 $E/P$  に伴う地下水位の変化の仕方は土壌や土地被覆によって異なる。一方、 $E/P=1$  付近では地下水位は浅いところから深いところまで大きな幅を示す。これは蒸発散量が得られる水の量にコントロールされるために、得られるエネルギー量 ( $Rn/IP$ ) が増えても蒸発散量はほとんど増えず、地下水位は得られるエネルギー量 ( $Rn/IP$ ) に敏感に反応している可能性があるためと考えられる。

## 7 章 結論

### 7.1 まとめ

本研究では、同じような気候の繰り返しによって決まる地下水位と土壌水分量の平衡状態について気候学的平衡状態という概念を提案した。これには、次の三つの意義がある。

1. 自然状態の同じような気候が長らく続いたとしたら、水文気候のシステムに平衡状態はあるのかを議論する枠組みになる。
2. 水文気候学の観点から土壌水分量および地下水位に関する知見を整理できる。
3. 水文気候の特徴を反映した手法で水文シミュレーションの初期値の提供にも役立つ。

気候学的平衡状態の定義を行ったことで、長期間の気候を反映した地下水位および土壌水分量の平衡状態を示すことができた。

また、気候学的平衡状態になるまでの時間を気候学的平衡時間として概念を提案した。気候学的平衡時間は、湿潤域では短く、乾燥域では長い傾向が確かめられた。気候学的平衡時間を気候の長さと比較することで、気候に対する地下水位の平衡状態の反応感度のような水文気候の特徴を反映しているのではないかと考えられる。気候学的平衡時間が短い地域は気候が変動した場合の地下水位の平衡状態への反応も敏感で、気候変動の影響を受けやすい地域であり、気候学的平衡時間が長い地域は気候が変動した際の地下水位の平衡状態への反応が緩慢なために、気候変動の影響をすぐには受けにくい地域であると推察される。

乾燥地域や凍土地域では土壌水分や地下水位の初期状態が平衡状態に影響する可能性が示唆された。凍土域では初期の地下水位が長い間保持される場合もあるために、現在の地下水位の状態は過去の状態を長い間引き継いでいる可能性もある。そのため、もともとどのような状態であったかが現在気候下での状態を知る上で重要であると考えられる。また、乾燥地域では 1000 年経っても平衡状態にならず、いずれは平衡状態になるはずだが、現在気候下では遷移的な状態にあると示している。

土壌水分量は土壌や土地の被覆によって分けることで降水量や蒸発散量から説明される場合もある。また、根圏の土壌水分量は森林か草原かといった土地被覆によって二つに分けることができ、それは根の存在比率が異なるためであると考えられる。

土壌水分量と降水量の線形関係が得られた地点について、その関係を応用して降水から直接土壌水分量の平衡状態を推計する手法の提案をした。これは、水文気候の特徴を反映した新しい初期値化の手法で、土壌水分量の観測がない地点の初期状態を気候条件から求めるといった応用が期待できる。

地下水位は土壌水分量の平衡状態を知る上で重要である。地下水位と気候条件の関係を調べた結果、ヨーロッパでは降水量が多くなると地下水位が浅くなり、降水量が少ないと地下水位が深くなるという傾向が観測とモデル両方で確かめられた。しかし、降水量だけでは説明できない地点もあり、地形や土壌、土地被覆による影響も考える必要性が示唆された。

そこで、土壌と土地被覆に分けて、モデルによる地下水位と気候の関係を調べると、 $E/P$  や  $Rn/IP$  と線形関係を示す場合もあることが確かめられた。さらに、地下水位は得られるエネルギー量と水分量にコントロールされる場合があるという知見を提示した。浅い地下水位 ( $<10m$ ) は  $E/P$  によってコントロールされている。 $0 < E/P < 1$  では、得られるエネルギー量が増加するに伴って蒸発散量も増加し、地下水位は深くなるためであると考えられる。ただし、 $E/P$  に伴う地下水位の変化の仕方は土壌や土地被覆によって異なる。一方、 $E/P=1$  付近では地下水位は浅いところから深いところまで大きな幅を示す。これは蒸発散量が得られる水の量にコントロールされるために、得られるエネルギー量 ( $Rn/IP$ ) が増えても蒸発散量はほとんど増えず、地下水位は得られるエネルギー量 ( $Rn/IP$ ) に敏感に反応している可能性が考えられる。

## 7.2 今後の展望

本論文で提案した気候学的平衡状態および気候学的平衡時間は、現在気候から将来気候にシフトした場合に気候学的平衡時間がどのような影響を受けるのかという議論や、気候変動下での水資源の脆弱性アセスメントといった議論への発展が期待される。

また、将来的に複数の地下水層を考慮した数値モデルで平衡状態を議論できるようになった場合にも応用できると考えられる。

さらに、気候条件から直接平衡状態を求める手法を将来気候や土地利用が変化した場合などに応用して、水文気候に基づいた平衡状態を提供することも期待される。

# Appendix

A 1 地下水面のある土層での土壌水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2								P, P-E			P,P-E	
3					P,E							
4		P,E									E	
5						E, P-E						
6												
7											E	
8												
9					E							
10												
11												
12												

A 2 第 1 層の土壌水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2							P,E/P,E,P-E					
3	E/P,P,P-E,RnlP	E/P, P,E,RnlP	E/P,E		E/P,P,E,P-E,RnlP	E/P,RnlP	E/P,P-E		E/P,P-E,RnlP	E/P,E,RnlP		
4	E/P,P-E	E				E/P,RnlP	RnlP		RnlP	RnlP		
5			E/P,RnlP	E/P,P,P-E,RnlP		E/P,E						
6												
7	E/P,P-E,RnlP	E/P			E/P,RnlP	E/P,RnlP	E/P,RnlP				E/P,RnlP	
8	E/P,P,P-E,RnlP					E/P,RnlP	P-E,RnlP		E/P,RnlP	E/P,P,P-E,RnlP		
9									E/P,P-E,RnlP			
10	P,P-E,RnlP					E/P,P,P-E,RnlP			P-E,RnlP			
11												
12	E/P,P,P-E,RnlP		P,E		E/P,P,P-E,RnlP	P,RnlP	P,E		RnlP			

A 3 第2層の土壌水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2							P,E,P-E,E/P		P,P-E		P,P-E	
3	P-E,E/P,RnlP	P,E,RnlP			P-E,E/P,RnlP	E/P	P-E,E/P		E/P	E,E/P,RnlP		
4	P-E,E/P	E				E/P,RnlP	RnlP		RnlP	RnlP		
5			E,P-E,E/P,RnlP	P,P-E,E/P,RnlP		E,RnlP						
6												
7	P-E,E/P,RnlP	E/P			E/P,RnlP	E/P,RnlP	E/P,RnlP			E/P,RnlP		
8	P,P-E,E/P,RnlP					E/P,RnlP	P-E,RnlP		E/P,RnlP	P,P-E,E/P,RnlP		
9									P-E,E/P,RnlP			
10	P,P-E,E/P,RnlP					P,P-E,E/P,RnlP			P-E,E/P			
11												
12	P,P-E,E/P,RnlP		P,E		E,E/P,RnlP	P,E/P,RnlP	P,E		RnlP			

A 4 第3層の土壌水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2							P,E,P-E,E/P		P,P-E		P,P-E	
3	E/P,RnlP	P,E,RnlP	RnlP		P,E,P-E	E/P	P-E,E/P		E/P	E,E/P,RnlP		
4	P-E,E/P	P,E				E/P,RnlP	RnlP		E/P,RnlP	P-E,RnlP		
5			RnlP	P,P-E,E/P,RnlP		E,RnlP						
6												
7	P-E,E/P				E/P,RnlP	E/P,RnlP	E/P,RnlP			E/P,RnlP		
8	P-E,E/P,P,RnlP					E/P,RnlP	P-E,RnlP		RnlP	P,P-E,E/P,RnlP		
9			RnlP		E				P-E,E/P,RnlP			
10	P,P-E,E/P,RnlP					P,P-E,E/P,RnlP			P-E,E/P			
11												
12	P,P-E,E/P,RnlP					P,E/P,RnlP	P,E	E/P	RnlP			

A 5 第4層の土壌水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2							P,E,P-E,E/P		P,P-E		P,P-E	
3	E/P,RnlP	P,E,RnlP	RnlP		P,E,P-E	E/P	P-E,E/P		E/P		E,E/P,RnlP	
4	P-E,E/P	P,E				E/P,RnlP	RnlP		E/P,RnlP		P-E,RnlP	
5			P,E,P-E,E/P,RnlP	P,P-E,E/P,RnlP		E,RnlP						
6												
7	P-E,E/P				E/P,RnlP	E/P,RnlP	E/P,RnlP				E/P,RnlP	
8	P-E,E/P,P,RnlP					E/P,RnlP	P-E,RnlP		RnlP		P,P-E,E/P,RnlP	
9			RnlP		E					P-E,E/P,RnlP		
10	P,P-E,E/P,RnlP					P,P-E,E/P,RnlP				P-E,E/P		
11												
12	P,P-E,E/P,RnlP					P,E/P,RnlP	P,E	E/P	RnlP			

A 6 第5層の土壌水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2							P,E,P-E,E/P				P,P-E	
3	E	P,E,RnlP			P,E,E/P,RnlP	E/P	P-E,E/P				E,E/P	
4	E/P	E		E		E/P,RnlP			E/P,RnlP			
5			P,E,P-E,E/P	P,P-E,E/P,RnlP		RnlP						
6												
7				E			E/P,RnlP				RnlP	
8	P,P-E,E/P,RnlP					E/P,RnlP	P-E,RnlP		RnlP		P,P-E,E/P,RnlP	
9			RnlP	E,P-E,E/P,RnlP					P-E,E/P,RnlP			
10	P,P-E,E/P,RnlP					E/P			E/P			
11												
12	P,P-E,E/P,RnlP				P,P-E		P,E					

A 7 第 6 層の土壌水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2							P,E,P-E,E/P					
3		RnlP					P-E,E/P			E		
4	E/P					E/P,RnlP			RnlP			
5												
6												
7							RnlP			RnlP		
8	P,P-E,E/P,RnlP					E/P,RnlP	P-E,E/P,RnlP		RnlP	P,P-E,E/P,RnlP		
9									E/P,RnlP			
10									E/P			
11												
12	P,P-E,E/P,RnlP			E			P,E					

A 8 第 7 層の土壌水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2							E/P					
3		RnlP								E		
4	E/P					E/P,RnlP			RnlP			
5												
6												
7										RnlP		
8	P,P-E,E/P,RnlP					E/P,RnlP	P-E,E/P,RnlP		RnlP	P,RnlP		
9												
10									P-E,E/P			
11												
12	P,P-E,E/P,RnlP			E			P,E					



A 9 第8層の土壤水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2							E,RnlP					
3											E	
4							E/P,RnlP			RnlP		
5					E/P,RnlP							
6												
7												
8	P-E,E/P,RnlP						E/P,RnlP	P-E,E/P,RnlP		RnlP	P,RnlP	
9												
10												
11												
12	P,P-E,E/P,RnlP			E				P,E				

A 10 第9層の土壤水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2							RnlP					
3												
4							E/P,RnlP			RnlP		
5												
6												
7												
8	E/P,RnlP						RnlP	P-E,E/P,RnlP		RnlP	P,RnlP	
9												
10												
11												
12			P,P-E	E				P,E				

A 11 第 10 層の土壌水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2						RnIP						
3												
4						RnIP						
5												
6												
7												
8						RnIP	P,P-E,E/P,RnIP		RnIP	P,RnIP		
9												
10												
11												
12				E			P,E					

A 12 第 11 層の土壌水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2												
3												
4						RnIP						
5												
6												
7												
8						RnIP	P,P-E,E/P,RnIP			P,RnIP		
9												
10												
11												
12				E			P,E					

A 13 第 12 層の土壌水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2												
3												
4						RnlP						
5												
6												
7												
8						RnlP	P,P-E,RnlP				P,RnlP	
9												
10												
11												
12				P,E				P,E				

A 14 第 13 層の土壌水分と気候の関係

土壌/土地	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1												
2												
3												
4												
5												
6												
7												
8											RnlP	
9												
10												
11												
12												

## 参考文献

- Ajami, H., McCabe, M. F., Evans, J. P., & Stisen, S. (2014a). Assessing the impact of model spin-up on surface water-groundwater interactions using an integrated hydrologic model. *Water Resources Research*, 50(3), 2636-2656
- Ajami, H., Evans, J. P., McCabe, M. F., & Stisen, S. (2014b). Reducing the spin-up time of integrated surface water-groundwater models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(12), 5169-5179.
- Baker, J. M., and E. J. A. Spaans. (1997). Mechanics of meltwater above and within frozen soil. USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Special Report 79: 31-36.
- Berthet, L., Andréassian, V., Perrin, C., & Javelle, P. (2009). How crucial is it to account for the antecedent moisture conditions in flood forecasting? Comparison of event-based and continuous approaches on 178 catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(6), 819-831.
- Betts, A. K. (2004). Understanding hydrometeorology using global models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(11), 1673-1688.
- Betts, A. K., & Ball, J. H. (1994). Budget analysis of FIFE 1987 sonde data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D2), 3655-3666.
- Beven, K., and Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Sci. Bull.*, 24, 43-69
- Budyko, M.I. (1956). The heat balance of the Earth's surface, *Gidrometeoizdat, Leningrad*, 255 pp.
- Budyko, M.I. (1971). *Climate and life*
- Budyko, M.I. (1974). *Climate and life*, 508pp.
- Chen, F., & Mitchell, K. (1999). Using the GEWEX/ISLSCP forcing data to simulate global soil moisture fields and hydrological cycle for 1987-1988. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 77(1B), 167-182.
- Clapp, R. B., & Hornberger, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water resources research*, 14(4), 601-604.
- Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., & Ginn, T. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water resources research*, 20(6), 682-690.
- Cosgrove, B. A., Lohmann, D., Mitchell, K. E., Houser, P. R., Wood, E. F., Schaake, J. C., ... & Higgins, R. W. (2003). Land surface model spin-up behavior in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D22).
- Decharme, B., Douville, H., Boone, A., Habets, F., & Noilhan, J. (2006). Impact of an exponential

- profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM: simulations over the Rhône basin. *Journal of Hydrometeorology*, 7(1), 61-80.
- Dickinson, R. E. (1986). Biosphere-Atmosphere Transfer Schemes (BATS) for the NCAR Community Climate Model. Tech. Note NCAR/TN-275+ STR, 69.
- Dirmeyer, P. A., Gao, X., Zhao, M., Guo, Z., Oki, T., & Hanasaki, N. (2006). GSWP-2: Multimodel analysis and implications for our perception of the land surface. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(10), 1381-1397.
- Doell, P., Mueller 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.
- Dunne, T., & Leopold, L. B. (1978). *Water in environmental planning*. Macmillan.
- Eagleson, P. S. (1978). Climate, soil, and vegetation: 1. Introduction to water balance dynamics. *Water Resources Research*, 14(5), 705-712.
- Eltahir, E. A., & Humphries, E. J. (1998). The role of clouds in the surface energy balance over the Amazon forest. *International journal of climatology*, 18(14), 1575-1591.
- Fan, Y., & Miguez-Macho, G. (2010). Potential groundwater contribution to Amazon evapotranspiration. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(10), 2039.
- Fan, Y., & Miguez-Macho, G. (2011). A simple hydrologic framework for simulating wetlands in climate and earth system models. *Climate dynamics*, 37(1-2), 253-278.
- Fan, Y., Li, H., & Miguez-Macho, G. (2013). Global patterns of groundwater table depth. *Science*, 339(6122), 940-943.
- Fan, Y., Miguez-Macho, G., Weaver, C. P., Walko, R., & Robock, A. (2007). Incorporating water table dynamics in climate modeling: 1. Water table observations and equilibrium water table simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D10).
- Fennessy, M. J., & Shukla, J. (1999). Impact of initial soil wetness on seasonal atmospheric prediction. *Journal of Climate*, 12(11), 3167-3180.
- Ferguson, I. M., & Maxwell, R. M. (2010). Role of groundwater in watershed response and land surface feedbacks under climate change. *Water Resources Research*, 46(10).
- Hodnett, M. G., Da Silva, L. P., Da Rocha, H. R., & Senna, R. C. (1995). Seasonal soil water storage changes beneath central Amazonian rainforest and pasture. *Journal of hydrology*, 170(1-4), 233-254.
- Holzman, B. (1937). Sources of moisture for precipitation in the United States. US Department of Agriculture.
- Hooke, R. L. (2000). Toward a uniform theory of clastic sediment yield in fluvial systems, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 1778 – 1786.

- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 14(1), 446-460.
- Ivanov, V. Y., Vivoni, E. R., Bras, R. L., & Entekhabi, D. (2004). Catchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model. *Water Resources Research*, 40(11).
- Jones, J. P., Sudicky, E. A., & McLaren, R. G. (2008). Application of a fully-integrated surface-subsurface flow model at the watershed-scale: A case study. *Water Resources Research*, 44(3).
- Kim, H., Yeh, P. J. F., Oki, T., & Kanae, S. (2009). Role of rivers in the seasonal variations of terrestrial water storage over global basins. *Geophysical Research Letters*, 36(17).
- Koirala, S., Yeh, P. J. F., Hirabayashi, Y., Kanae, S., & Oki, T. (2014). Global-scale land surface hydrologic modeling with the representation of water table dynamics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(1), 75-89.
- Kollet, S. J., & Maxwell, R. M. (2008). Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model. *Water Resources Research*, 44(2).
- Koster, R. D., & Suarez, M. J. (2001). Soil moisture memory in climate models. *Journal of hydrometeorology*, 2(6), 558-570.
- Koster, R. D., et al. (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305(5687), 1138-1140.
- Koster, R. D., Suarez, M. J., Ducharne, A., Stieglitz, M., & Kumar, P. (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 1. Model structure. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D20), 24809-24822.
- Levis, S., Coe, M. T., & Foley, J. A. (1996). Hydrologic budget of a land surface model: A global application. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D12), 16921-16930.
- Liang, X., Xie, Z., & Huang, M. (2003). A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D16).
- Lorenz, E. N. (1963). Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the atmospheric sciences*, 20(2), 130-141.
- Manabe, S. (1969). Climate and the ocean circulation. *Mon. Wea. Rev.*, 97(11), 739-774.
- Maxwell, R. M., & Miller, N. L. (2005). Development of a coupled land surface and groundwater model. *Journal of Hydrometeorology*, 6(3), 233-247.
- Maxwell, R. M., Putti, M., Meyerhoff, S., Delfs, J. O., Ferguson, I. M., Ivanov, V., ... & Lopez, S. (2014). Surface-subsurface model intercomparison: A first set of benchmark results to diagnose integrated hydrology and feedbacks. *Water resources research*, 50(2), 1531-1549.
- Miguez-Macho, G., & Fan, Y. (2012). The role of groundwater in the Amazon water cycle: 2.

- Influence on seasonal soil moisture and evapotranspiration. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D15).
- Miguez-Macho, G., Fan, Y., Weaver, C. P., Walko, R., & Robock, A. (2007). Incorporating water table dynamics in climate modeling: 2. Formulation, validation, and soil moisture simulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D13).
- Miguez-Macho, G., Li, H., & Fan, Y. (2008). Simulated water table and soil moisture climatology over North America. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(5), 663-672.
- Namias, J. (1963). Surface-atmosphere interactions as fundamental causes of droughts and other climatic fluctuations. *Arid Zone Research*, 20, 345-359.
- Namias, J. (1958). Persistence of mid-tropospheric circulations between adjacent months and seasons. *Rossby Memorial Volume, Rockefeller Institute Press and Oxford University Press*, 240-248.
- Nepstad, D. C., de Carvalho, C. R., Davidson, E. A., Jipp, P. H., Lefebvre, P. A., Negreiros, G. H., ... & Vieira, S. (1994). The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature*, 372(6507), 666.
- Niu, G. Y., & Yang, Z. L. (2006). Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale. *Journal of Hydrometeorology*, 7(5), 937-952.
- Niu, G. Y., Yang, Z. L., Dickinson, R. E., & Gulden, L. E. (2005). A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D21).
- Noto, L. V., Ivanov, V. Y., Bras, R. L., & Vivoni, E. R. (2008). Effects of initialization on response of a fully-distributed hydrologic model. *Journal of Hydrology*, 352(1-2), 107-125.
- Oki, T., & Kanae, S. (2006). Global hydrological cycles and world water resources. *science*, 313(5790), 1068-1072.
- Oki, T., & Sud, Y. C. (1998). Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A global river channel network. *Earth interactions*, 2(1), 1-37.
- Pal, J. S., Small, E. E., & Eltahir, E. A. (2000). Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D24), 29579-29594.
- Pielke, R. A. (2001). Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Reviews of Geophysics*, 39(2), 151-177.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *physics*, 1(5), 318-333.
- Rodell, M., Houser, P. R., Berg, A. A., & Famiglietti, J. S. (2005). Evaluation of 10 methods for initializing a land surface model. *Journal of Hydrometeorology*, 6(2), 146-155.
- Saito, K. (2012). Modeling Freezing and Thawing of Subsurface Soil Layers for Global Climate

- Models. In *Climate Models*. InTech.
- Saito, K. (2008). Refinement of Physical Land Scheme for Cold-region Subsurface Hydrothermal Processes and its Impact on Global Hydro-climate.
- Schär, C., Lüthi, D., Beyerle, U., & Heise, E. (1999). The soil–precipitation feedback: A process study with a regional climate model. *Journal of Climate*, 12(3), 722-741.
- Sellers, P. J., Mintz, Y. C. S. Y., Sud, Y. E. A., & Dalcher, A. (1986). A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(6), 505-531.
- Sellers, P. J., Randall, D. A., Collatz, G. J., Berry, J. A., Field, C. B., Dazlich, D. A., ... & Bounoua, L. (1996). A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *Journal of climate*, 9(4), 676-705.
- Shoop, S. A., & Bigl, S. R. (1997). Moisture migration during freeze and thaw of unsaturated soils: modeling and large scale experiments. *Cold Regions Science and Technology*, 25(1), 33-45.
- Shrestha, R., & Houser, P. (2010). A heterogeneous land surface model initialization study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D19).
- Shukla, J., & Mintz, Y. (1982). Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. *Science*, 215(4539), 1498-1501.
- Sivapalan, M., Beven, K., & Wood, E. F. (1987). On hydrologic similarity: 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research*, 23(12), 2266-2278.
- Stieglitz, M., Rind, D., Famiglietti, J., & Rosenzweig, C. (1997). An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling. *Journal of Climate*, 10(1), 118-137.
- Takata, K. (2002). Sensitivity of land surface processes to frozen soil permeability and surface water storage. *Hydrological processes*, 16(11), 2155-2172.
- Takata, K., Emori, S., & Watanabe, T. (2003). Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Global and planetary Change*, 38(1-2), 209-222.
- Teuling, A. J., Seneviratne, S. I., Williams, C., & Troch, P. A. (2006). Observed timescales of evapotranspiration response to soil moisture. *Geophysical Research Letters*, 33(23).
- Troch, P. A., De Troch, F. P., & Brutsaert, W. (1993). Effective water table depth to describe initial conditions prior to storm rainfall in humid regions. *Water resources research*, 29(2), 427-434.
- Tuttle, S., & Salvucci, G. (2016). Empirical evidence of contrasting soil moisture–precipitation feedbacks across the United States. *Science*, 352(6287), 825-828.
- Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils 1. *Soil science society of America journal*, 44(5), 892-898.
- Wood, E. F., Lettenmaier, D. P., Liang, X., Lohmann, D., Boone, A., Chang, S., ... & Ek, M. (1998). The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (pilps) phase 2 (c)



- red-arkansas river basin experiment:: 1. experiment description and summary intercomparisons. *Global and Planetary Change*, 19(1-4), 115-135.
- Yang, Y., Uddstrom, M., & Duncan, M. (2011). Effects of short spin-up periods on soil moisture simulation and the causes over New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D24).
- Yang, Z. L., & Niu, G. Y. (2003). The versatile integrator of surface and atmosphere processes: Part 1. Model description. *Global and Planetary Change*, 38(1-2), 175-189.
- Yang, Z. L., Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., & Pitman, A. J. (1995). Preliminary study of spin-up processes in land surface models with the first stage data of Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes Phase 1 (a). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 100(D8), 16553-16578.
- Yeh, P. J., & Eltahir, E. A. (2005a). Representation of water table dynamics in a land surface scheme. Part I: Model development. *Journal of climate*, 18(12), 1861-1880.
- Yeh, P. J., & Eltahir, E. A. (2005b). Representation of water table dynamics in a land surface scheme. Part II: Subgrid variability. *Journal of Climate*, 18(12), 1881-1901.
- Zhang, L., Dawes, W. R., & Walker, G. R. (2001). Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water resources research*, 37(3), 701-708.
- Zhang, T., Barry, R. G., Knowles, K., Heginbottom, J. A., & Brown, J. (1999). Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 23(2), 132-154.
- 江守正多 (2001). 陸面過程パラメタリゼーション”Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and Runoff(MATSIRO)”の記述
- 小倉義光 (2016). 一般気象学
- 坂井勝, 取出伸夫 (2009). 水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性モデル, 土壤の物理性, 111, 61-73.

## 謝辞

本研究をまとめるにあたってご協力くださった多くの方々に感謝申し上げます。

指導教官の沖教授には、厳しくも温かいご指導を賜りました。本研究に取り組む中で課題に直面し、行き詰ったときにも、柔軟な思考で視野を広げてくださいました。ご指導を通して、研究そのもの、学問に対する姿勢や知恵といった言葉では言い表せない大切な経験を多く学びました。本論文をまとめるまで導いてくださったことに感謝申し上げます。

副査をしてくださった芳村先生、平林先生、古米先生、知花先生には、打ち合わせや審査を通して、客観的な視点からご助言・ご指導を賜りました。本研究を様々な視点から考え、まとめることができました。ありがとうございます。

本学 沖研究室には、修士から5年間大変お世話になりました。

秘書さん（黒澤さん、塚田さん、戸井さん）の様々なサポートのおかげで、研究に集中して取り組むことができました。時折、お昼の食堂にお声かけくださるのも温かい雰囲気です。

研究室のスタッフの方々（山崎さん、新田さん、芳村先生、平林先生、Hyungjun 先生、一雄先生、乃田さん、木口さん、内海さん、小野さん、松本さん、Jean さん、Haireti さん、大沼さん、比々野さん、村上さん、毛利さん、矢野さん、中村さん、西島さん）には研究やその他でも多くのご助言をいただきました。とくに、Hyungjun 先生には、親身な指導で研究者として大切な素養を教えていただき、糧となりました。山崎さんには、モデル開発の視点から本研究に貴重なアドバイスをいただきました。

博士の先輩方（佐藤さん、岡崎さん、魏さん、Rajan さん、Mehwish さん、Cherry さん、Salem さん）には、研究に励む姿を見せていただきました。いつも尊敬の気持ちです。様々なアドバイスをくださり、非常に参考になりました。ありがとうございます。

博士同期（鳩野さん、佐谷さん、Sobhan さん）は、リアルタイムで励まし合うことができ、心強かったです。とくに鳩野さんは修士から5年間同期で、良い刺激を受け、研究生活を送ることができました。

後輩のみなさま（Panduka さん、Puy さん、徳田くん、Inna さん、Mustajab さん、池内くん、森山くん、石塚くん、山縣くん、神谷くん、板谷くん、大森くん、森下くん、土居くん、

兎澤くん, 田口くん, 竹島くん, 花岡くん, 小田くん, 塩澤くん, 原田くん, 野村さん, Azariahさん, Rijalさん, Ameliaさん, Anaさん, Amadさん, 滝内くん, 藪くん, 野本くん, 福田さん, 向田くん, 牧野くん, 渡辺くん)には, 研究をがんばっている姿に励まされていました. 時折声をかけてくれて, 楽しい時間を過ごすことができました.

博士過程での研究活動は, 本学および日本学術振興会から助成をいただきました. SEUT-RA (1年), 特別研究員 (DC2) に採用していただいたことで, 3年間研究に集中することができました.

その他様々な研究者の方 (Polcherさん, Albertさん, 高田さん, 田中先生, Fanさん, Gonzaloさん)にも本研究を通して, アドバイスや良い交流をしていただきました.

水文・水資源学会の若手会 (とくに, 渡部さん, 田中さんには, お声かけしていただき, お世話になりました.)では, 貴重な経験や同世代の方々との交流をさせていただき, 励みになりました.

私を理解してくれて, 精神的にも経済的にも支え, 育ててくれた両親に感謝いたします.

2018年2月20日 吉田奈津妃