

地球温暖化が手取川扇状地の地下水に及ぼす影響評価

石川県立大学 大学院 鍛冶尚寛

1. はじめに

地球温暖化は IPCC の第 5 次評価報告書で“疑う余地のない事象”として断定されており、様々な地球温暖化に関する研究が行われてきた。それら研究の一つに、全球気候モデル (GCM) を用いた気象予測がある。GCM は様々な物理法則に基づいて地球の気候を再現する数理モデルである。地球温暖化による気象変化の予測において、GCM は有効な手段とされている。これら GCM の研究や技術面の発展により、GCM よりも詳細な空間スケールの気象を再現する領域気候モデル (RCM) が開発され、地域スケールでの温暖化による影響評価が行われるようになった。その過程で地球温暖化による地域スケールで生じる水資源への影響が危惧されるようになった。本研究では、手取川扇状地に存在する地下水資源の持続的利用・管理を目的とし、RCP シナリオに基づいて領域気候モデル (RCM) により算出された気象予測値と、手取川扇状地の水収支モデル (高瀬、2018) を用いて、温暖化による地下水への影響について予測・評価を行う。

2. 研究対象地

手取川扇状地は石川県中央部の金沢平野に位置する。多量の降水量や手取川からの伏流、扇状地に広がる水田への灌漑が帯水層へ水を供給している。そのため扇状地では豊富な地下水や伏流水が存在しており、農業、上水道、消雪用水などの幅広い分野で地下水が利用されている。本研究では

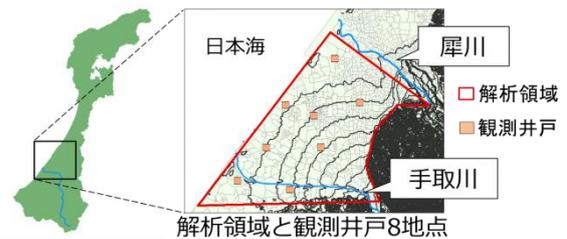


図 1 解析領域と観測井戸 8 地点

手取川左岸～犀川左岸の領域 (169km²) を解析対象領域とする。対象とする地下水位は、扇状地内の 8 つの観測井戸 (安吉、太平寺、井関、福増、赤井、千代野西、北市、末広) で観測された地下水位とする。これら観測井戸にティーセン法を適用し、分割した面積で重みづけして 8 つの観測地下水位について加重平均値を算出した。この地下水位の加重平均値を実測地下水位として扱う。これら解析領域・観測井戸の位置を図 1 に示す。

3. 研究方法

3.1 手取川扇状地の水収支モデル

手取川扇状地の水収支モデル (高瀬、2018) は、手取川扇状地全体を対象領域とした集中定数型・三段タンクモデルであり、地表帯領域・中間帯領域・地下水帯領域の 3 領域で構成されている。水収支モデルの構造を図 2 に示す。一段目の地表帯領域では、水田とその他 (宅地) の地域に分けられ、降水・水田の湛水による地表から地下への浸入過程等が計算される。二段目の中間帯領域では、地表帯領域からの浸入量・河川からの伏流量が地下水帯領域へ浸透する過程等が計算される。三段目の地下水帯領域では、中間帯領域からの浸透や地下水流出の過程が計算され、地下水位が算出される。

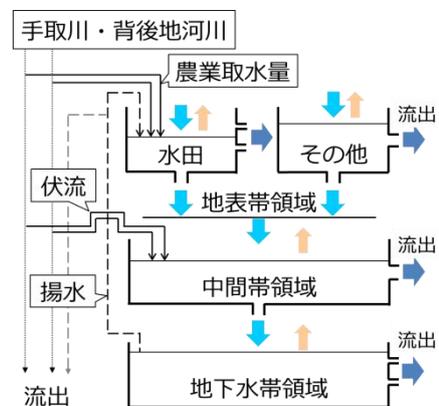


図 2 水収支モデル：構造図

本研究の水収支モデルでは、手取川からの伏流量と降雪に伴う地下水帯領域からの融雪目的の揚水量がモデル内で計算される。伏流過程は2折れ線型モデルで計算される。手取川伏流量の増加に伴い伏流量も増加し、一定値に達すると伏流量の増加幅が小さくなるよう計算される。融雪目的の揚水量は、水収支モデル内の雨雪判別式から降雪と判断した降水量に対し、消雪目的の揚水量が生じるよう計算される。そのため、降雪量が多い程、消雪目的の揚水量も増加する。消雪やその他

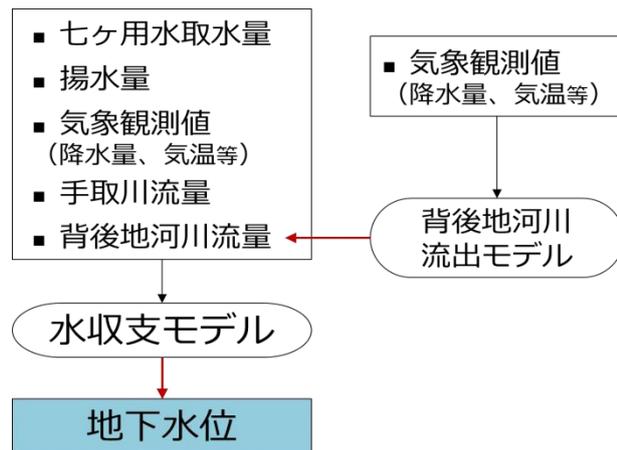


図3 地下水位算出の流れ

の目的の揚水は、タンクモデルの地下水帯領域から直接取水される。扇状地全体の水収支モデル以外に、扇状地の背後地から流入する河川流量もサブモデルで計算され、水収支モデル内で伏流量が計算されている。サブモデルは、扇状地の扇頂付近に位置する石川県林業試験場での流出解析により作成されたモデルである。図3に地下水位算出の流れを示す。気温や手取川河川流量といった観測値の他に、白山頭首工からの取水量や地下水の揚水データも日毎に設定し、扇状地全体の水収支や地下水位を日単位に算出する。

3.2 d4PDF：温暖化の進行を想定した気象データ

文部科学省が実施した気候変動リスク情報創生プログラム（以降、創生プログラム）では、高解像度全球・領域大気モデルを用いた多数のアンサンブル実験が行われた。全球気候モデル（GCM）とは、大気・海洋・陸地・雪氷等の変化を考慮して、様々な学問の方程式を用いて全球を対象とした地球の気候を再現し、気候変化を表現する数理モデルである。領域気候モデル（RCM）はGCMよりも小さい空間スケールの気象を再現することが可能であり、地域における気候変化を議論する際に有効である。本研究では、日本周辺の気候を再現した領域気候モデル（気象研究所領域気候モデル NHRCM）の実験結果を用いる。アンサンブル実験の利得として、平均状態の正確な推定・極端現象の評価等が挙げられる。そのため、創生プログラムで行われた多数の実験結果（アンサンブル）は、極端現象や季節変動の変化等を議論するために十分なデータが用意され、現在と将来の比較において確度の高い議論を行える。本研究ではそれら実験の内、過去の気象を再現した“過去実験”と温暖化で気温が4℃上昇すると想定した“4℃上昇実験”の実験結果を用いる。4℃上昇実験は、地球温暖化シナリオであるRCPシナリオの4つの内、最も気温が上昇すると想定されたRCP8.5相当を想定した実験である。実験結果は創生プログラムで作成されたデータベース“d4PDF”から取得する。取得した期間は、過去実験が2002～2011年8月（以降、再現期間）、4℃上昇実験が2082～2091年8月（以降、将来期間）である。これらデータは格子データであるため、格子の中心から気象観測所との距離で重みづけし、逆距離加重法で気象観測所の位置における気象データに換算した。気象観測値は、金沢・小松・白山河内の気象観測所の観測値から必要な気象項目（気温・湿度・風速・降水量・日射）を取得する。RCMの実験結果には系統誤差（バイアス）が含まれるため、d4PDFのデータをそのまま利用することは出来ない。そのため、再現期間において統計的に気象観測値と合うよう、過去実験結果のバイアス補正方法を確定させ、4℃上昇実験結果に補正方法を適応する。

3.3 温暖化の進行を想定した地下水位の算出

過去実験結果を水収支モデルの入力値に用いて地下水位を算出し、地下水位の再現性を確認する。再現性を確認した後、補正方法を適応した4°C上昇実験結果を水収支モデルの入力値に用いて、温暖化の進行を想定した地下水位を算出する。温暖化の影響評価は、水収支モデルの入力値に過去実験結果を用いた地下水位（以降、現在地下水位）と4°C上昇実験結果を用いた地下水位（以降、将来地下水位）を比較することで行う。

4. 手取川扇状地水収支モデルの再現性

再現期間の気象観測値を水収支モデルに入力することで、水収支モデルの再現性を確認した。（以降、算出地下水位）。算出地下水位と実測地下水位を図4に示す。相対誤差10.14%と算出地下水位が実測地下水位の変動を良く表している。このモデルを用いて地下水位算出を行う。

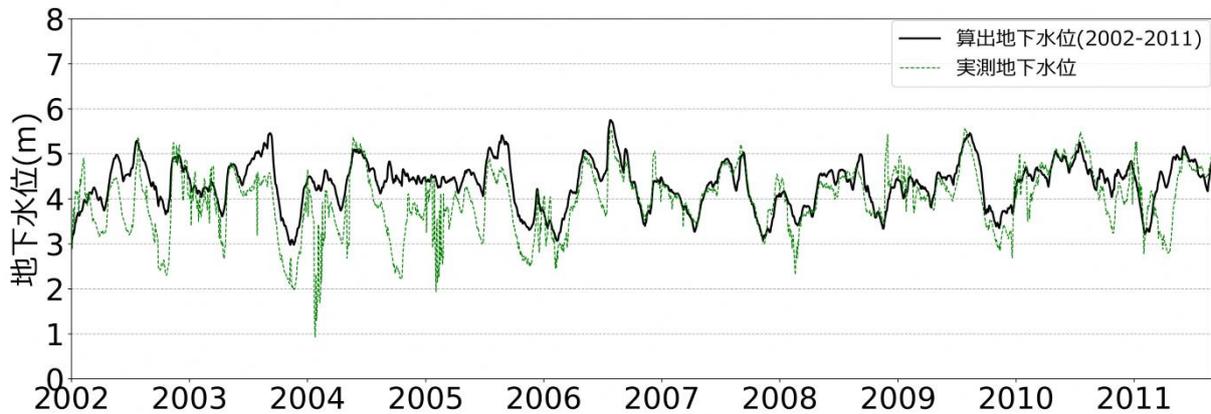


図4 再現期間（2002-2011/8）の実測地下水位と算出地下水位

5. バイアスの補正方法

バイアス補正対象となる RCM の実験結果の気象項目は、気温・湿度・風速・純放射量・降水量であり、3か所の気象観測所の各気象観測値に合わせて補正を行った。各気象項目について、再現期間における過去実験結果と気象観測値の月平均値の差・比をそれぞれ加算定数・乗算定数として日データに反映させて補正を行う。降水量は乗算定数に加え、気象観測値と過去実験の結果から月毎に閾値と補正式を求めること降水頻度・降水強度の補正を行う。気温は加算定数に加え、再現期間全体で過去実験結果と観測値から補正式を算出し、日連続性を考慮した補正を行う。気象観測値と補正前後について、気温と降水量の月平均値と標準偏差を図5に示す。補正前の実験結果と気象観測値に差が生じていたが、補正後では、月平均値・標準偏差共に十分な補正が見られた。しかし、再現期間の総降水量については過小評価される傾向にあった。そのため、補正方法を4°C上昇実験に適応する際、閾値と補正式で補正した過去実験の結果と気象観測値の再現期間における総雨量の比を最後に乗じることで総雨量についても補正を行った。

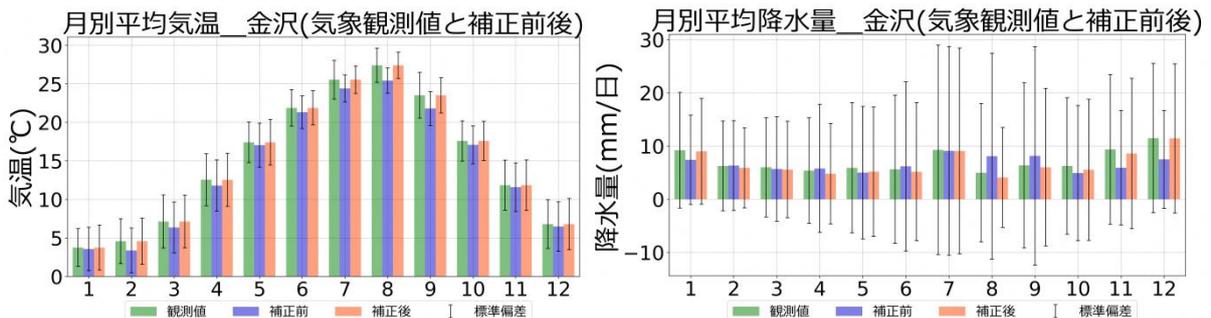


図5 金沢：月平均気温（左図）月平均降水量（右図）気象観測値と過去実験結果の補正前後

過去実験について補正が十分に行われたため、4℃上昇実験に対しても同様に補正方法を適応した。気温と降水量について、4℃上昇実験と過去実験結果に適応した結果を図6に示す。気温は通年で4℃前後の上昇が見られた。降水量は月によって平均値の変化が異なる一方で、6月を除く月では標準偏差の増加が見られた。この傾向は金沢だけでなく、小松・白山河内でも同様に見られた。図7に2月の金沢の気温について、4℃上昇実験と過去実験のヒストグラムと累積度数を示す。過去実験結果から4℃上昇実験にかけて分布の山の位置が移動しており、平均値だけでなく、月の最低気温・最高気温も上昇していることが分かる。図8に4℃上昇実験と過去実験の月内無降水日割合を示す。過去実験よりも4℃上昇実験における無降水日割合の増加が確認できる。特に12、1月の増加割合が大きい。この傾向は他の観測所でも同様に見られた。

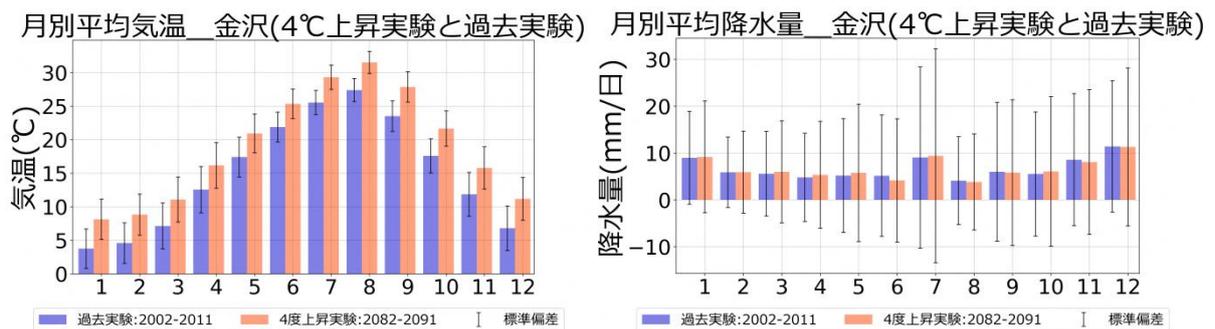


図6 金沢：月平均気温（左図）月平均降水量（右図） 4℃上昇実験と過去実験の比較

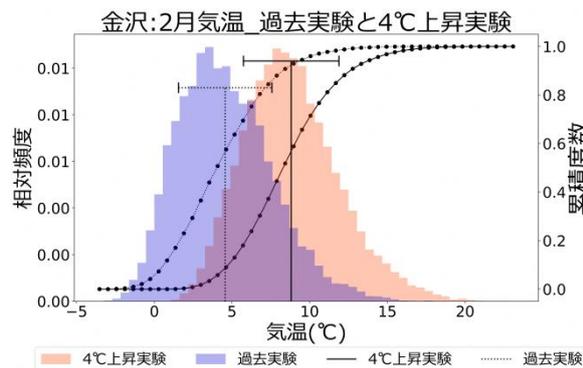


図7 金沢2月：気温のヒストグラム

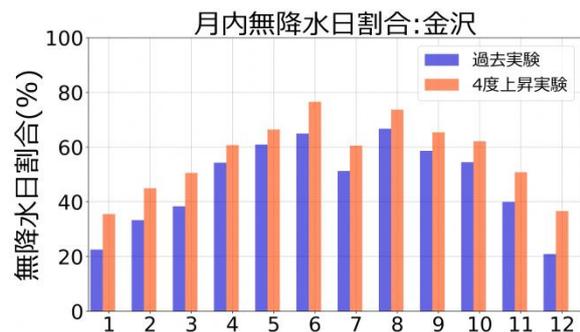


図8 金沢：月別無降水日割合の比較

6. 温暖化による地下水位への影響

6.1 アンサンブルデータを用いた地下水位の算出

アンサンブルデータを水収支モデルに入力した際、地下水位の変動が表現されているか、算出地下水位と現在地下水位を比較することで確認した。図9に算出地下水位と現在地下水位の移動平均値（区間：30日）を示す。移動平均の傾向から、現在地下水位が算出地下水位と同様の傾向を示し

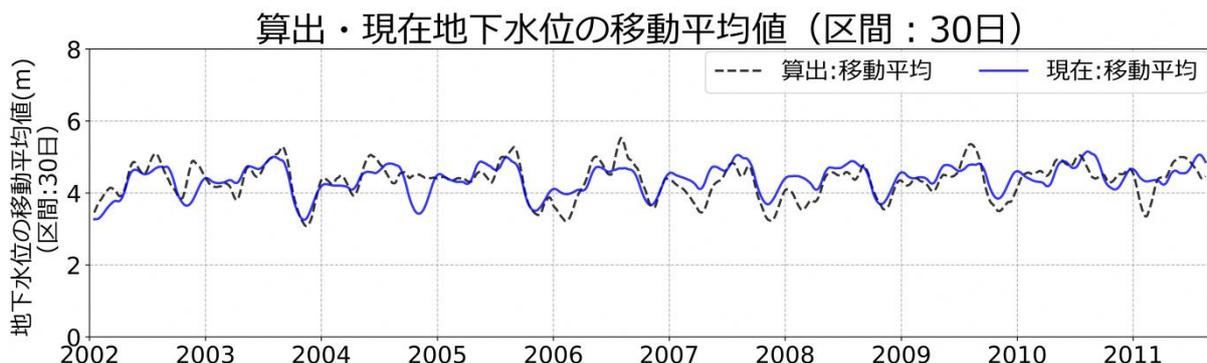


図9 算出地下水位と現在地下水位の移動平均値

ている事が確認できる。平均地下水位は、算出地下水位が 4.33m、現在地下水位が 4.38m であった。平均地下水位・移動平均から、アンサンブルデータを入力した場合でも地下水位が正常に算出されることが確認できたため、温暖化の影響評価では現在地下水位と将来地下水位を比較する。

6.2 温暖化の影響評価

現在地下水位は 2002~2011 年 8 月×50 メンバー（約 500 年分）、将来地下水位は 2082~2091 年 8 月×90 メンバー（約 900 年分）の地下水位を算出した。それら全データの平均水位は、現在地下水位が 4.38m、将来地下水位が 4.25m であった。平均値は、現在地下水位と将来地下水位で約 0.1m 以上の差が見られ、現在地下水位より将来地下水位が低くなる傾向にある。これら地下水位を月別に比較することで季節的な変動の分析を行った。図 10 に現在地下水位と将来地下水位の月平均値、標準偏差、月毎の最大値・最小値から 5%のラインを示す。現在地下水位と将来地下水位を比較すると、1・2 月において将来地下水位>現在地下水位、他の月において将来地下水位<現在地下水位といった関係がみられる。1~3 月の標準偏差は現在地下水位と将来地下水位で差がない。一方、7、8 月では、現在地下水位に比べて将来地下水位の標準偏差が大きい。下限 5%ラインは、月平均地下水位と同様で 1・2 月は将来地下水位>現在地下水位、その他の月は将来地下水位<現在地下水位の関係がみられる。上限 5%ラインは 3、4、9 月で将来地下水位<現在地下水位、その他の月で将来地下水位>現在地下水位の関係が見られ、下限 5%ラインや月平均値とは違う傾向であった。平均地下水位が現在地下水位<将来地下水位である 1 月、現在地下水位と比べて将来地下水位の標準偏差が大きい 7 月について、31（日）×アンサンブルメンバー（現在地下水位：50 メンバー×10 年×31 日=15500 データ、将来地下水位：90 メンバー×10 年×31 日=27900 データ）の相対度数をヒストグラムで図 11 に示した。1 月のヒストグラムでは平均値が最頻値とならず、2 つの山が見られる。平均値より小さい値の山は、消雪により揚水が発生した際の地下水位であることが考えられる。この山は現在地下水位・将来地下水位の両方にみられる。このことから、温暖化が進行した場合においても、冬

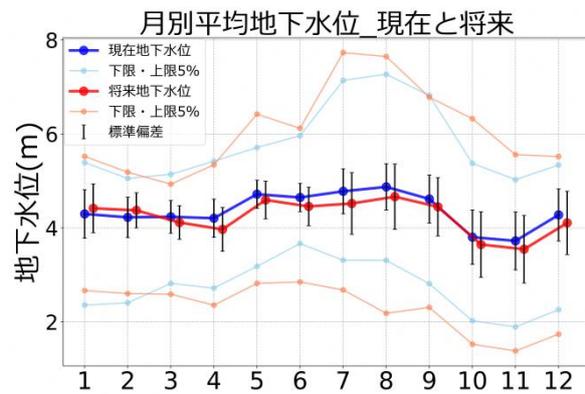


図 10 現在と将来の月別平均地下

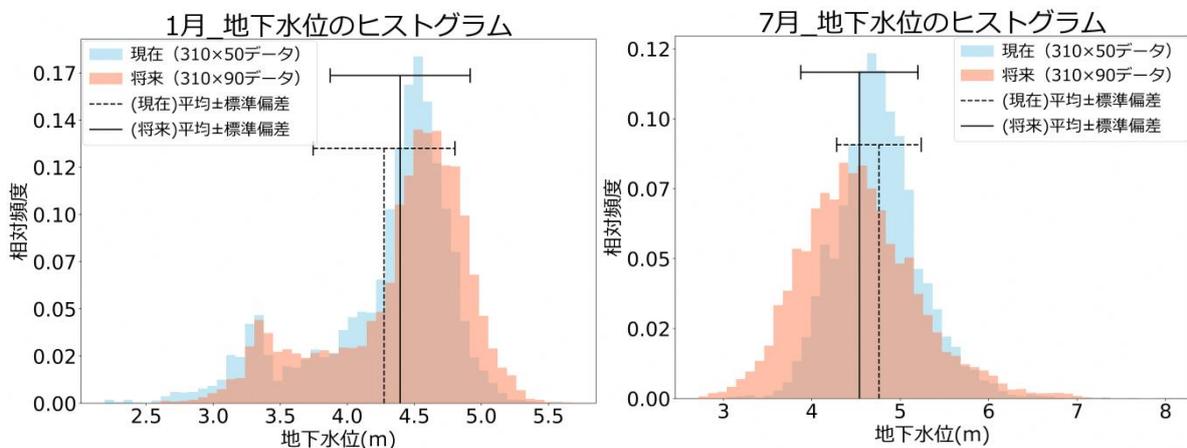


図 11 1 月（左図）と 7 月（右図）：現在地下水位と将来地下水位のヒストグラフ

季における消雪目的の揚水需要が示唆された。7月のヒストグラムでは、将来地下水位のグラフが現在地下水位と比べて分布の山がなだらかであり、山の裾が広がっている。この分布の形状から、現在地下水位よりも将来地下水位では、取り得る最大値と最小値の差が大きくなっている。8月においても同様の分布が見られた。9月～12月については、現在地下水位と将来地下水位を比較して、左裾がより長くなる分布の形状となっていた。7・8月については、現在地下水位と比べて将来地下水位では低水年と高水年の差が拡大する事が示唆された。

6.3 低水位発生確率の区間推定

現在の低水位・高水位より将来地下水位が超過・不足する可能性が示唆された。しかし、データ数が現在地下水位と将来地下水位で異なるため、最大値・最小値のみの議論では不十分である。そこで、極端な地下水位の発生確率について議論を行った。特に低水位の発生は水資源の面で問題となるため、年最低地下水位について二項分布を用いた発生確率の区間推定を行った¹⁾。

$$P(k) = \sum_{j=0}^k \binom{n}{j} p^j (1-p)^{n-j} \quad (\text{式 1})$$

試行回数 n 、母比率 p で生じるイベントの生起回数 k に対して、式 1 で表される二項分布を用いれば、信頼区間に対応する k の範囲が求まる。信頼区間は 95% とした。再現期間、将来期間の最後の年は 1~8 月まで計算されているため、最後の年を除いた年数 (9 年間) × アンサンブルメンバーを試行回数とした。試行回数は現在地下水が 450 (2002~2010 年×50) 回、将来地下水位が 810 (2082~2090 年×90) 回となる。母比率 p は“何年に一度、発生するか”を示すため、 $p=0.01$ 、 0.005 は“100 年に一度の発生”と“200 年に一度の発生”に該当する。試行回数に対して 100 年に一度、200 年に一度の確率で発生する年最低

地下水位の生起回数 k の範囲を表 1 に示す。昇順に並べ替えた現在地下水位と将来地下水位の年最低地下水位について、 k に対応する順位の地下水位が信頼区間の上下限值となる。下限が 0 の場合、上限のみ示す。 k の値に対応する順位の年最低地下水位を求め、信頼区間の上限・下限となる水位を表 2 に示す。表 2 の結果から、現在における極端な低水位よりも、更に低い水位が将来において発生する事が考えられる。

参考文献

- 1) 北野利一、高橋倫也、田中茂信 (2017) 気候モデルから得られる多数のアンサンブルデータを用いた確率降水量の推定方法、土木学会論文集 B1 (水工学)、Vol.73、No.4、pp.I_1-I_6
本研究では、文部科学省による複数の学術研究プログラム (「創生」、「統合」、SI-CAT、DIAS) 間連携および地球シミュレーターにより作成された d4PDF を使用した。

(メールアドレス : d4pdf-support@jamstec.go.jp)

表 1 母比率に対する年最低水位発生回数 k の範囲

	100年に一度		200年に一度	
	下限	上限	下限	上限
現在地下水位	1	9	0	5
将来地下水位	4	14	1	8

表 2 母比率に応じた年最低水位発生確率の区間推定

	100年に一度		200年に一度	
	下限	上限	下限	上限
現在地下水位	1.72m	2.08m		2.03m
将来地下水位	1.41m	1.66m	1.15m	1.55m