

## 5章 水循環解析モデルの構築

### 5章 1節 水循環解析モデルの選定

水循環解析モデルは、近年、多くのモデルが公表されている。水循環解析モデルの選定は、解析の目的、対象エリアの特性、入手できる資料等の状況を踏まえ、各解析モデルの特徴を基に、適切な解析モデルを選定する。

#### <解説>

近年の計算機の向上と相まって、水循環解析モデルは、近年、多くのモデルが公表されている。モデル個々に特徴があるものと想定されるが、特に、地下水モデルの構造、メッシュ形状、河川水と地下水の水交換の表現手法等に特徴的な差がある。

地下水モデルの構造には、三次元的に地下水流動を表現したものと、複数帯水層間の鉛直方向の地下水量の移動を、簡易的に表現している準三次元モデルなどがある。一般的には、帯水層の層厚が急変する山地を含む解析では、三次元モデルが適している。

メッシュ形状には、正方形モデルや任意の四角形メッシュを設定できるモデルなどがある。メッシュ形状に自由度が高い方が、一般的には、山地の谷や尾根の再現性を高めることに適しているものと思われる。

河川と地下水の水交換の表現手法については、地表水モデルと河道モデルを組み合わせて河川流量を計算し、河川水位と地下水位の差で浸透量を計算するものや、河川と地下水を一体的に解析し、地下水流出と表面流出から河川が再現され河川流量を計算するものなどがある。一般的には、扇状地など、河川と地下水の水交換が活発な地域には、これを精緻に表現したモデルが適しているものと思われる。

なお、水循環解析モデルは精緻になればなるほど、一般的に、解析時間を要することに留意する必要がある。

これらを踏まえて、解析の目的、対象エリアの特性、入手できる資料等の状況を勘案し、解析モデルの特徴を基に、適切な解析モデルを選定する。

なお、参考資料 1)に、福井県九頭竜川流域（下荒井堰上流部）において GETFLOWS を適用した解析事例を記すが、解析事例を情報提供するのみで、同モデルの使用を推奨するものではないことに留意されたい。

## 5章 2節 水循環解析モデルの設定

### 1) メッシュの設定

メッシュの設定は、水循環解析モデルを構築する最初の作業である。選定した水循環解析モデルの種類によりメッシュの平面形状は異なり、三角形や四角形などのメッシュにより対象エリアを分割する。

#### <解説>

水循環解析モデルの構築は、はじめに対象エリアのメッシュを設定し、そこに様々なデータや物性値（パラメータ）を設定する。

メッシュの平面形状は水循環解析モデルによって異なり、水循環解析モデルが差分法の場合は、四角形となる。水循環解析モデルの地下水モデルが有限要素法の場合は、三角形もしくは四角形となる。四角形メッシュのモデルであっても、メッシュの形状設定の自由度が異なり、正方形メッシュのみが設定できるモデルや任意の四角形メッシュを設定できるモデルなどがある。

設定したメッシュには、地層の透水係数などの物性値（パラメータ）や降水量などの入力データを設定する。

なお、深度方向のメッシュの設定深さは、選定した水循環モデルの地下水モデルの特徴に応じ設定する。例えば、地下水モデルが三次元モデルであれば、一般的には、不透水性の基盤層とみなせる深さまでメッシュを設定するものと思われるが、準三次元モデルでは、帯水層の下面までのメッシュ設定となる。

## 2) 境界条件の設定

水循環解析モデルでは、対象エリアの境界部に、対象エリア外からの水の出入りの条件となる境界条件を設定する。

### <解説>

境界条件とは、水循環解析の境界部に設定する水の出入りの条件である。境界条件には図6のような種類がある。

不透水境界は、水の出入りがない境界であり、地下水分水嶺等に設定される。

固定水頭境界は、河川や湧水などの水の出入りのある境界であり、対象エリアの境界もしくは内部の河川等に水位を与える。

浸出境界<sup>注)</sup>は、地下水が地表面から流出できる境界であり、河川に面した斜面の下部や山地の谷底など地下水位の上昇によって地下水が湧き出す地形面に設定する。

降雨浸透境界は、降雨が地表面を浸透できる境界であり、山地や丘陵、台地など、上記の境界条件を設定していない大部分の地表面が該当する。

これらの境界条件は、水循環解析モデルのほとんどで設定が必要となるものと想定されるが、モデルによれば、地表水、河川及び地下水を一体として解析するため、降雨浸透境界と浸出境界は設定しない場合もある。境界条件の設定では、このような対象エリアにおける水の出入りの状況や水循環解析モデルの特徴を考慮して、適切に境界条件を設定する必要がある。

なお、水循環解析を実行するために、有限差分法モデルではメッシュに、有限要素法モデルでは節点に、解析開始時点の水頭値を初期条件として設定する必要がある。

注：浸出境界には、モデルにより固定のものの変のものがある。

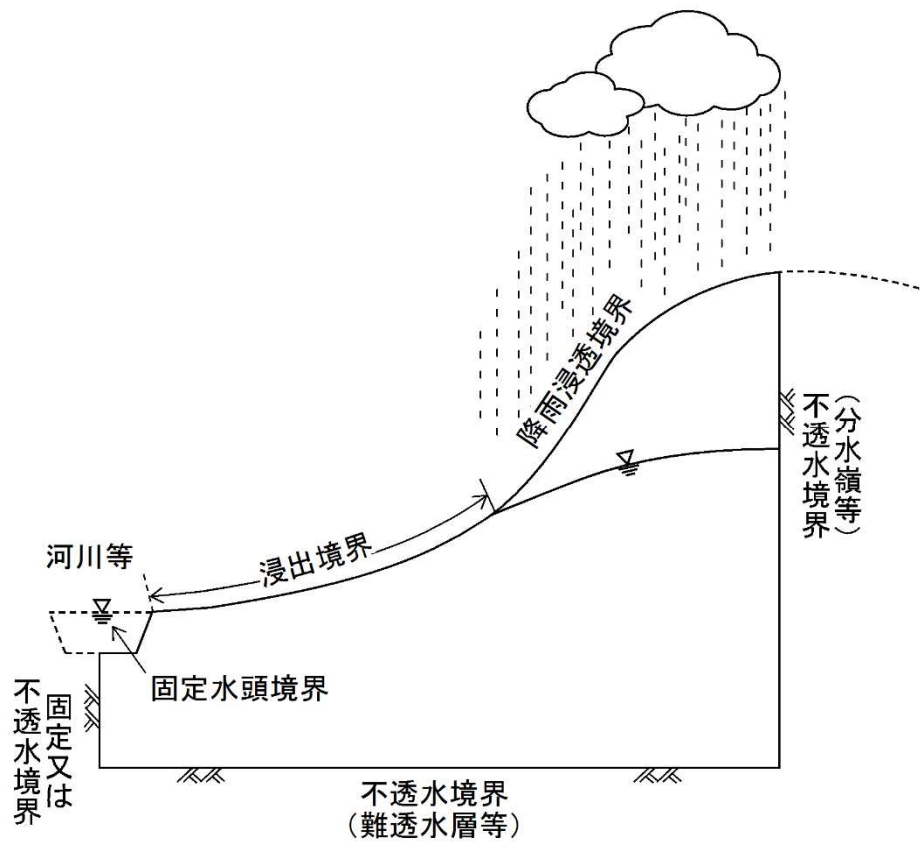


図6 境界条件の概念図

### 3) 各水文プロセスにおける入力データの設定

水循環解析モデルにおいて、降雨、融雪、蒸発散、表面流出、地下浸透、地下水流動、河道流、地下水揚水、及び河川水と地下水の水交換などの水文プロセスを再現するため、必要となる入力データを設定する。

#### <解説>

水循環の各水文プロセスを再現するために、水循環解析のために収集した必要となる資料等を用いて、水循環解析モデルに必要な入力データを設定する。

以下、一般的に想定される設定手法について解説する。

#### (ア)降雨

降水量は、気象庁等の雨量観測所の日雨量データを用いることが多い。対象エリアに複数の観測地点データが存在する場合には、対象エリア内及び周囲の雨量観測点も考慮してティーセン分割法や等雨量線法等を適用し、対象エリア内の日平均降水量の空間分布を作成し、必要な場合にはさらに高度補正を行ってから水循環解析モデルへ入力する。なお、近年は、雨量の空間分布データである気象庁の解析雨量（デジタル）の利用が可能となっており、このデータを利用することも可能である。蒸発散で説明するとおり、水循環解析モデルへの入力データは、降水量から蒸発散量を差し引いた有効水量とする。

#### (イ)融雪

融雪は、高緯度・高標高域の寒冷地域における雨量が、積雪となって地表面に貯留された後に、気温の上昇とともに溶ける水文プロセスである。そのため、観測された雨量を高度補正し、気温により積雪へ変換する。そして、気温の上昇に伴って積雪深から融雪量への変換を行い、融雪量として降水量に加える。

代表的な積雪深と融雪量の推定式として、菅原の式を以下に示す。

○積雪条件：日平均気温 ( $T_m$ ) が融雪温度 ( $T = 0^\circ\text{C}$ ) を下回る場合 ( $T_m < 0^\circ\text{C}$ )

$$\text{日融雪量 } r_m = 0 \quad \text{日積雪深 } h = h_p + P$$

$$\text{日降水量 (融雪量含む) } P_m = 0$$

○融雪条件：日平均気温 ( $T_m$ ) が融雪温度 ( $T = 0^\circ\text{C}$ ) を上回る場合 ( $T_m \geq 0^\circ\text{C}$ )

$$\text{日融雪量 } r_m = m \cdot T_m + (C_w \cdot T_m \cdot P) / L_w \quad \text{日積雪深 } h = h_p - r_m$$

$$\text{日降水量 (融雪量含む) } P_m = P + r_m$$

ここで、 $h_p$ ：前日までの積雪深、 $P$ ：日降水量 ( $\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{日}$ )

$m$ ：融雪係数（一般値は  $6.0 \text{ kg}/\text{m}^2 \cdot \text{日} \cdot ^\circ\text{C}$ ）

$C_w$ ：降雨の比熱 ( $\text{MJ}/\text{kg} \cdot ^\circ\text{C}$ )  $L_w$ ：氷の融解潜熱 ( $\text{MJ}/\text{kg}$ )

### (ウ)蒸発散

蒸発散は、可能蒸発散量の算定方法として、ソーンズウェイト式やハーモン式など気温や日照時間を用いて推定できる経験式による方法や、ペンマン・モンテューズ式や熱収支法のように、気温や日照時間のほか相対湿度や風速、地表面の反射率（アルベド）などのデータも用いた半経験・理論式などがある。

これらのうちソーンズウェイト式やハーモン式等の推定方法は、地表面における可能蒸発散量を推定する方法であるため、推定値には不確実性を内在する。したがって、水収支が成立する河川流量観測地点の集水域において、流域降水量と河川流量の関係から月や年蒸発散量を推定する水収支法による蒸発散量と比較することによって、実蒸発散量の推定精度を確認する検討が行われる場合もある。

以下、ソーンズウェイト式とハーモン式を参考として示す。

#### ○ソーンズウェイト式

ソーンズウェイト式は、米国において丈の低い緑草で密に覆われた地表面に不足しないよう給水した場合の蒸発散量を、月平均気温と月平均可照時間の関数で表した可能蒸発散量の推定式（経験式）である。式は、下記のとおりである。

$$E_p(i) = 0.533D_0(i)(10T_i/J)^a$$
$$a = 6.75 \times 10^{-7} J^3 - 7.71 \times 10^{-5} J^2 + 1.79 \times 10^{-2} J + 0.492$$
$$J = \sum_{i=1}^{12} (T_i/5)^{1.514}$$

ここで、 $i$ ：月、 $E_p(i)$ ：日平均蒸発散量（mm/d）、 $D_0(i)$ ：12時間/日を単位とする  $i$ 月の月平均可照時間、 $T_i$ ：月平均気温（℃）である。

#### ○ハーモン式

ハーモン式は、全米のライシメーター（降雨等の底面からの浸出量を測定する装置）から得られた蒸発散量観測値と気温の関係から、月平均気温と月平均可照時間及び飽和絶対湿度の関数で表した可能蒸発散量の推定式（経験式）である。式は、下記のとおりである。

$$E_p(i) = 0.14D_0(i)^2 P_t$$
$$P_t = (217 \times e_{sat}) / (T_i + 273.15)$$
$$e_{sat} = 6.11 \times 10^4 (7.5 \times T_i / (T_i + 237.3))$$

ここで、 $i$ ：月、 $E_p(i)$ ：日平均蒸発散量（mm/d）、 $D_0(i)$ ：12時間/日を単位とする  $i$ 月の月平均可照時間、 $P_t$ ：飽和絶対湿度（g/m<sup>3</sup>）、 $e_{sat}$ ：飽和水蒸気圧（hPa）、 $T_i$ ：月平均気温（℃）である。

(エ) 地下浸透

地下浸透は、水循環解析モデルにおいて、地表面から地下に浸透する水文プロセスである。地表面における浸透量の計算は、水循環解析モデルの種類によって異なっている。地下水を飽和不飽和浸透流として取り扱うモデルは、地表面の地質の透水性（透水係数、水分特性曲線など）を物性値として設定する。地下水を飽和浸透流として取り扱うモデルでは、地表面の浸透量は、初期・終期浸透能を物性値とするホートン式を用いた方法やタンクモデルを用いた方法により計算し、水循環解析モデルの入力値として設定する。以下、ホートン式・タンクモデルに関する解説を記す。

○ホートン式

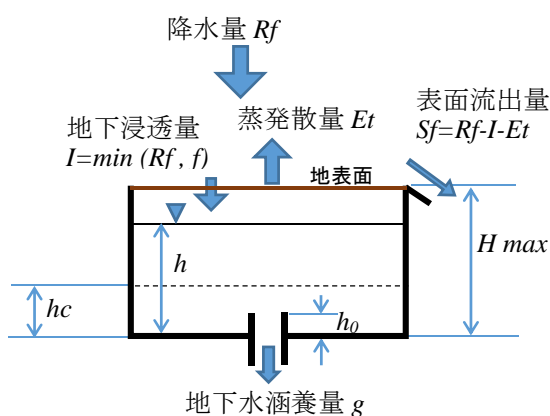
地表付近の土層の浸透量を算出する式であり、浸透量が降雨の開始後から減少し始め、最終的には一定値に近づく特性を表す式であり、以下のとおりである。

$$f = fc + (fo - fc) e^{-kt}$$

ここで、 $f$ ：浸透量 (mm/h)、 $fo$ ：初期浸透能 (mm/h)、 $fc$ ：終期浸透能、 $k$ ：減衰係数、 $t$ ：時間である。初期浸透能、終期浸透能及び減衰係数は、現地における浸透試験により求める。

○タンクモデル

タンクモデルは、流域からの河川流量を再現する場合と帯水層の地下水位を再現する場合、分布型の水循環解析モデルへ入力する地下浸透量を求める場合など様々に利用されている。図7は、表層土層において降水量が蒸発散量、表面流出量、地下浸透量に分配される現象を、1段のタンクモデルで再現したモデルである。



左図において次式により降雨を分配する。

$$\begin{aligned} \text{浸透能 } f &= (fo - fc) / h_{max} \times (h_{max} - h) + fc \\ &= fo - (fo - fc) / h_{max} \times h \end{aligned}$$

$fo$ ：初期浸透能、 $fc$ ：終期浸透能

地下水涵養量

$$g = fc / (hc - h_0) \times \min(h - h_0, hc - h_0)$$

( $hc = h_0$  のときは  $g = fc$ )

$hc$ ：地下水涵養量が一定となる貯留高

$h_0$ ：圃場容水量

図7 1段タンクモデルによる表層土層での降雨分配の例

#### (オ) 表面流出

表面流出は、水循環解析モデルにおいて、地下浸透量が地表面の浸透能を超えた場合に地表面に発生する水文プロセスである。表面流出水は、地表面の勾配にしたがって河川へ流出する。水循環解析モデルの種類によってモデル化の方法は異なっているが、Kinematic Wave 法を用いている場合が多いものと想定される。

この手法の表面流出水の流れは、地表面の勾配や土地利用に基づく水の流れやすさを表す物性値である粗度係数を設定し計算する。粗度係数は、土地利用に対する一般値が既存文献で示されている。

以下、Kinematic Wave 法を参考として示す。

#### ○Kinematic Wave 法

Kinematic Wave 法は、開水路の水の流れを近似的に計算する式で、次式で表される。

$$h = Kq^p$$
$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r_e$$

ここに、 $h$  : 斜面及び河道における水深 (m)、 $q$  : 斜面及び河道における単位幅流量 (m<sup>3</sup>/日/m)、 $r_e$  : 有効降雨強度 (m/日)、 $K$  値および  $p$  値は、マニング式から、

$$K = \left( \frac{N}{\sqrt{I}} \right)^{3/2} \quad p = 0.6$$

ここで、 $N$  : 流域平均等価粗度 (s/m<sup>1/3</sup>)、 $I$  : 流域平均斜面勾配、である。

#### (カ) 地下水流動

地下水流動は、水循環解析モデルにおいて、地下水が地層を流れ、河川や湧水、海などへ流出する水文プロセスである。殆どの水循環解析モデルが、ダルシー則と連続の式が基礎となっており、設定する入力パラメータ (物性) は主に表 5 となる。

#### ○ダルシー式

$$Q = KIA$$

ここで、 $Q$  : 地下水流動量 (m<sup>3</sup>/s)、 $K$  : 地層の透水係数 (m/s)

$I$  : 動水勾配、 $A$  : 地層 (帯水層) の地下水流動断面積 (m<sup>2</sup>)



地下水流動をモデル化する考え方により水循環解析モデルのタイプが分かれる。地下水の流れを3次元とするモデルは、地下水の鉛直方向の流動を取り扱えることから、対象エリアの標高差が大きい、山地から平野への地下水流動の再現に適している。地下水の流れを多層準三次元とするモデルは、複数帯水層間の水量の移動により、簡易的に、地下水の鉛直方向の流れを表現しているため、標高差が大きい山地などでは三次元の地下水の流れを表現することが難しいという特徴がある。そのため、対象エリアの標高差が小さい丘陵、台地や平野の再現に適している。

地下水流動のモデル化の考え方は、水循環解析モデル選定の要件の一つとなる。

#### (キ)河道流

河道流は、水循環解析モデルにおいて、河道へ流入した表面流出水と河道へ流出した地下水が下流へ流動する水文プロセスである。水循環解析モデルは、河川や谷を河道網としてモデル化し、線データとして設定した河道に横断面形状や河床の粗度係数を設定し、Kinematic Wave法によって河川流量を計算するタイプが多いものと想定される。近年は、事前に河道網をモデル化せず、地表面に発生した表面流出水と谷や河道などへ流出した地下水を合わせ、マニング式と連続式による近似式で地形の最大傾斜方向へ水量を計算するモデルが開発されている。このようなモデルは、谷や河道の地形再現が重要になる。

#### (ク)地下水揚水

地下水揚水は、水循環解析モデルにおいて、地層から地下水を取水する人為的な水文プロセスである。地下水利用の多い地域では、流域の水収支に大きな影響を及ぼしている場合もある。地下水揚水量は、地下水の取水規制を導入している一部の地方公共団体では、揚水井戸の深さやストレーナーの深度、月・年揚水量などの報告を義務付けている場合が多く、それらのデータを収集する。なお、報告を義務付けている場合でも、報告で求める揚水量は一定口径以上の揚水井である場合や年間揚水量である場合は、収集できた資料から実態の揚水量や月揚水量などの推定を必要とする場合も想定される。

#### (ケ)河川と地下水の水交換

河川と地下水の水交換は、水循環解析モデルにおいて、河道における河川水の浸透と地下水の流出により河床付近を水が交互に流動する水文プロセスである。河川水位と河川周辺の地下水位との相対的な関係により、河川水位が地下水位より低い場合には地下水が河川へ流出し、河川水位が地下水位よりも高い場合には河

川水が地下へ浸透する現象となる。地層の透水性が大きい扇状地の河川では、河川水が地下へ浸透し、河川が地下に浸透している場合が多い。

水循環解析モデルでは、河道網に河床高さと河川水位を設定しておき、計算される地下水位と比較して河川への地下水流出量や河川からの浸透量を計算するモデルが多いものと想定される。近年は、河道網を設定せず地下水と河川の水圧を一体として計算することにより、自然に河川と地下水の水交換を取り扱うモデルも開発されている。

## 5章 3節 水循環解析モデルの再現解析

### 1) パラメータのチューニング

水循環解析モデルの構築では、水循環解析モデルに設定する透水性等のパラメータのチューニングを行い、再現性の向上を図る。

#### <解説>

水循環解析モデルの再現性を高めるため、パラメータのチューニングを行う。チューニングとは、様々なパラメータで試行計算を繰り返し、最適なパラメータを設定することを言う。水循環解析では、各水文プロセスの設定にあたり、特に、地下水流動特性に係る地層の透水係数などのパラメータのチューニングが重要となる。表5に、一般的に想定されるパラメータの概要とチューニング手法の例を示す。

表5 水循環解析に係るパラメータとチューニング手法の例<sup>注)</sup>

パラメータ	パラメータの概要	チューニング手法
透水係数	地層中の地下水の流れやすさを決める物性値である。既存文献に基づく一般値や現地調査による試験値（透水試験、揚水試験等）に基づき設定する。地質構造により異方性のあることが知られており、必要に応じて水平方向と鉛直方向の透水係数をそれぞれ設定する。	観測地下水位を再現するために、地質とその分布、降雨に伴う地下水位の変動、地下水位等高線の谷形状などに着目し、一般値や得られている試験値の幅を参考にして試行計算により設定する。
有効間隙率	地層中の間隙の割合で、特に地下水が流れる間隙の割合を示す物性値である。一般的には、既存文献に基づき設定する。	浅層地下水が分布する不圧帯水層に対し、地質や降雨に伴う地下水位の変動などに応じ、試行計算により設定する。
貯留係数	地層から地下水をくみ上げた際に生じる水頭低下に伴い、地層の水平単位面積当たりの貯留から放出される水量。一般的には、既存文献に基づき設定する。	深層地下水が分布する被圧帯水層に対し、地層の土質状況（砂質土系か粘性土系かなど）を勘案して設定する。
不飽和土の浸透特性	不飽和状態の地層の水分量（体積含水率（もしくは飽和度））に対する地層の間隙水圧（負の圧力水頭（サクション））の関係と不飽和状態の地層の透水係数の関係である。前者の関係は水分特性曲線と呼ばれる。一般的には、既存文献に基づき設定する。	不圧地下水位の深さ付近より浅く分布する地層の土質状況（砂質土系か粘性土系かなど）を勘案して、一般的な水分特性曲線（体積含水率と負の圧力水量の関係）などを設定する。

注：これらの物性値の詳細については、参考文献6）参照。

## 2) 再現解析

水循環解析モデルの構築では、再現解析を実施して、再現性を確認する。

### <解説>

水循環解析モデルの再現性の確認は、収集した河川流量や地下水位の時系列観測データを用いて行うことが一般的であり、そのほか、地下水位の一斉観測が行われている場合には、その地下水位分布データも用いて確認する。

河川流量は、河川の流況（ピーク流量、豊水流量、平水流量、低水流量、渇水流量）やこれらを含む河川流量の一年間の時系列を比較し、再現性を確認することが望ましい。特に、地下水循環に着目して水循環解析を行う場合には、低水流量の再現性を確認する。図9に河川流量の観測流量と計算流量の比較例を示す。

地下水位は、観測地点における経年変化や季節変化など時系列の地下水位の比較により再現性を確認する。また、地下水位一斉観測により地下水位分布が把握されている場合は、複数観測点の観測水位と解析水位を比較して再現性を確認する。図10に観測地下水位と計算地下水位の経時変化の比較例、図11に観測地下水位と計算地下水位の標高コンター図、散布図での比較例を示す。

水循環解析の解析方法として、図8の概念図に示す定常解析と非定常解析があくなくなった平衡状態を求める解析方法である。一般的に、地層の透水係数のチューニングでは、地下水位分布形態を確認するために年平均降水量や年平均地下水涵養量などを設定した定常解析を繰り返すことにより、地層の透水係数をモデル化していく。また、非定常解析に比べ計算時間が短い利点がある。

非定常解析は、時系列の降水量等を入力することで、河川流量や地下水位等の時間変化を求める解析方法である。定常解析で設定した透水係数や有効間隙率、貯留係数等のパラメータのチューニングを行いながら再現性を高めていく。なお、一般には、非定常解析の解析開始時の初期水頭値には、定常解析の地下水頭値を設定するとともに、初期水頭値から非定常計算の水頭値へ擦り付けるための助走解析期間を設定する。

水循環解析では、P降雨に対する河川流量や地下水位等の応答を見るため、一般的に、非定常解析が実施されることが多いものと想定される。

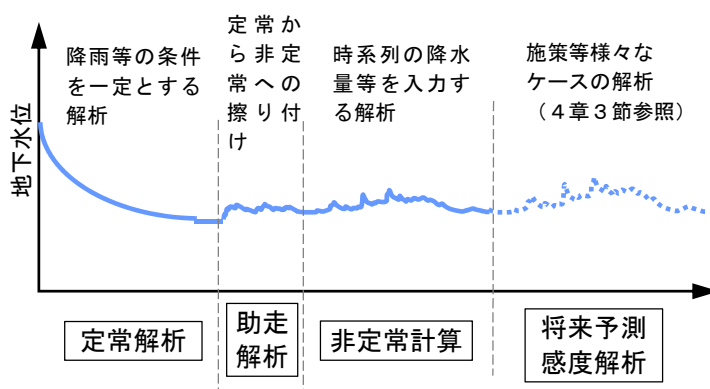


図8 水循環解析の方法と流れ

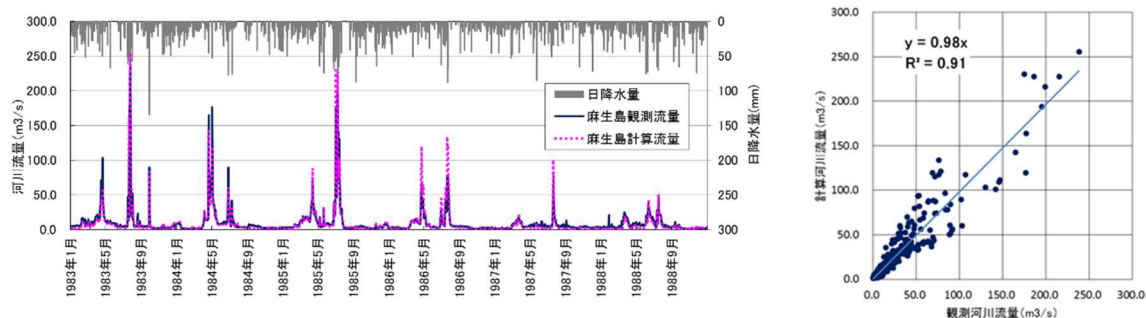


図9 河川流量の観測流量と計算流量の比較例（ダム流入量を用いた例）  
（左：ハイドログラフ、右：散布図（日流量））

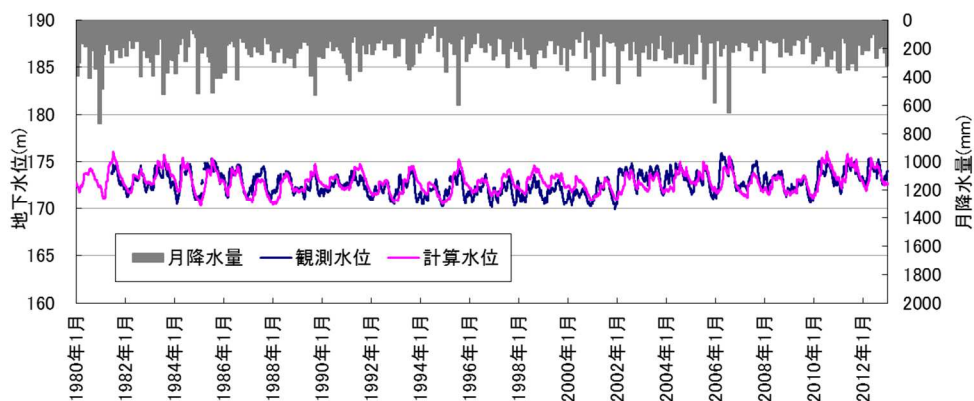


図10 観測地下水位と計算地下水位の経時変化の比較例

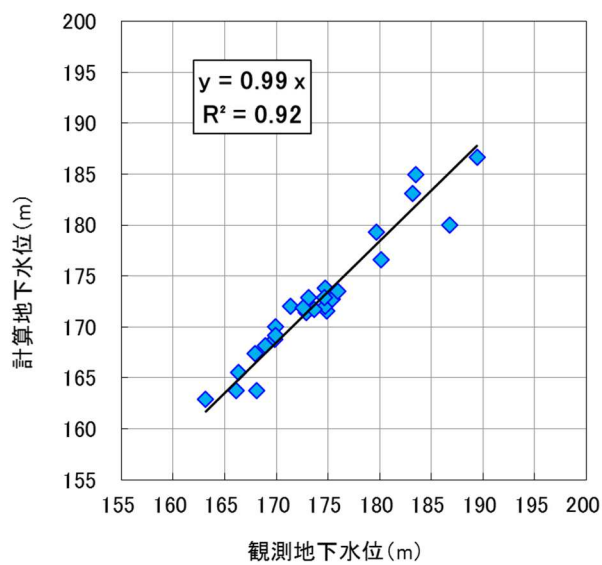
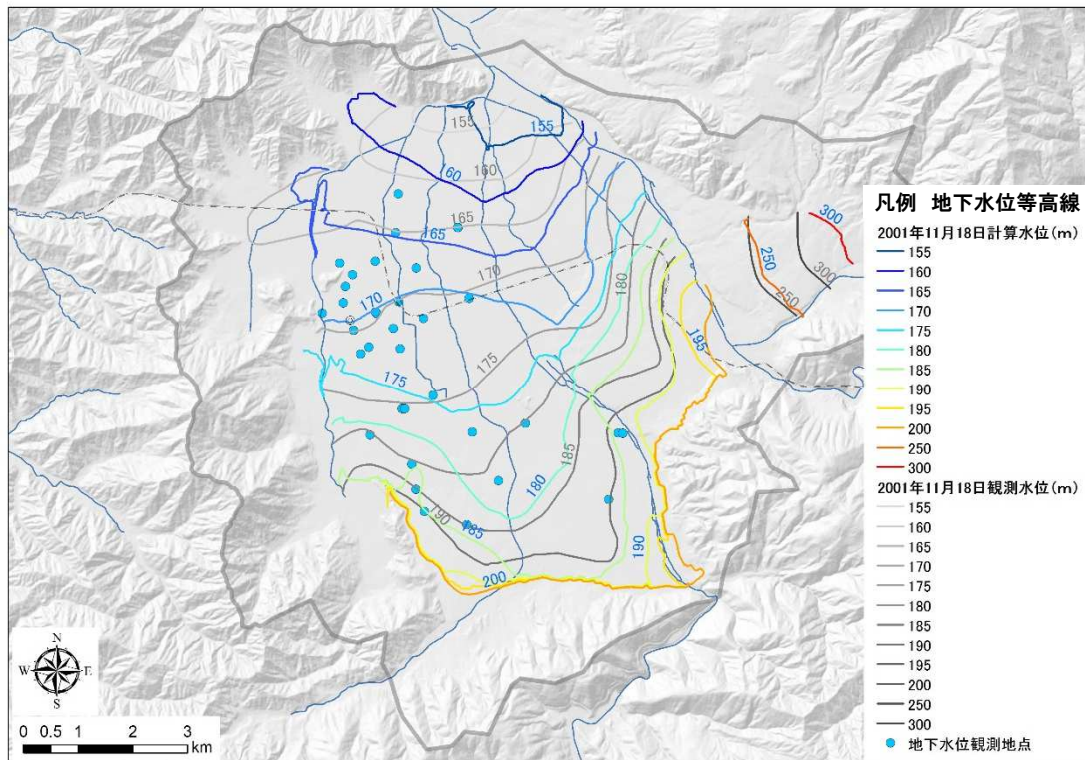


図 1 1 観測地下水水位と計算地下水水位の比較例  
(上：地下水水位標高コンター図、下：地下水水位の散布図)