

## 2.2 河川からの伏没・還元機構

### (1) 伏没・還元の実態(同時流量観測)

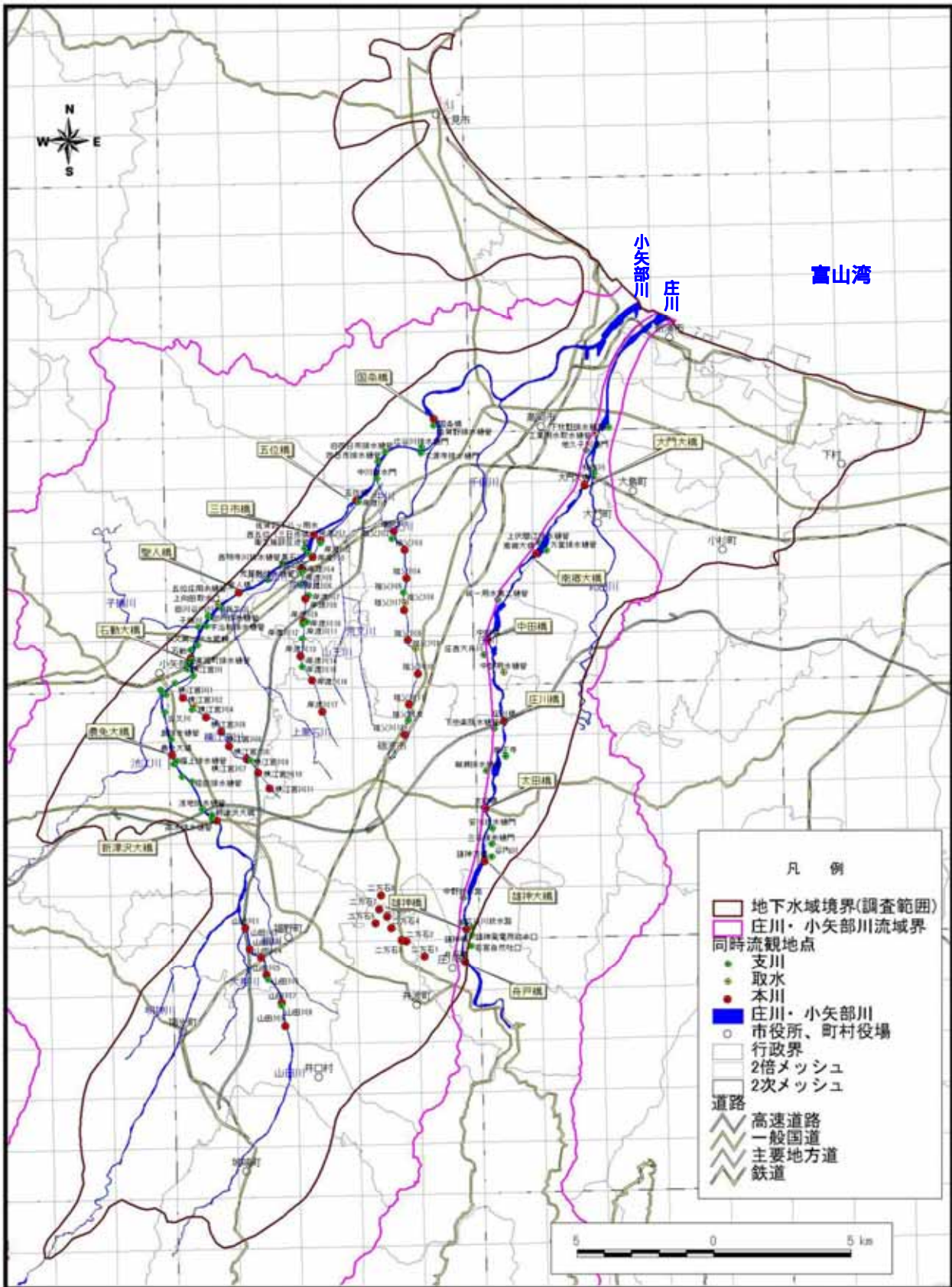
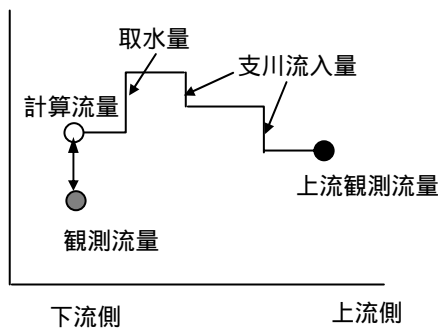


图 2-17 同時流量観測地点位置图

## 同時流量観測結果と伏没・湧水量

主要な地点の観測流量に関して取排水の影響を補正した後、上下流間の補正流量差分から伏没・湧出流量を評価した。



伏没・湧出量

観測流量      計算流量

( + : 湧出      : 伏没 )

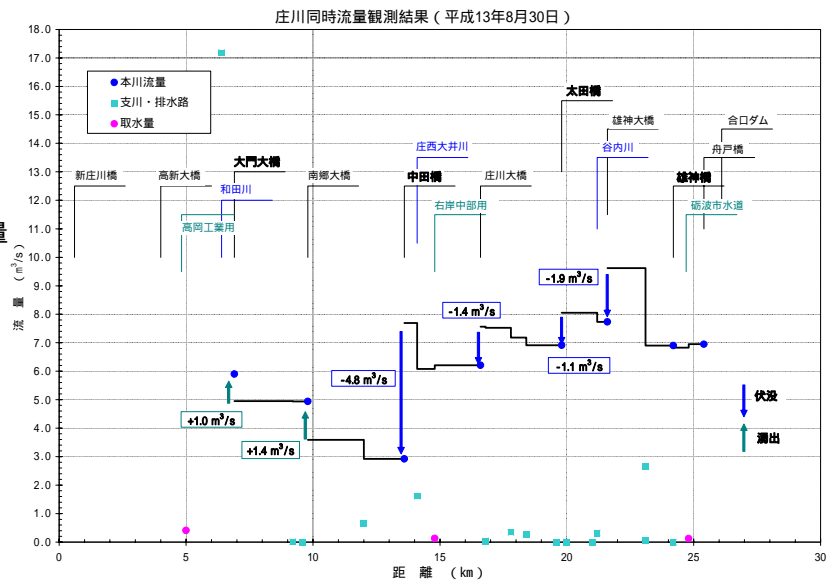


図 2-18 伏没・湧出量計算例 (庄川: H13.8.30)

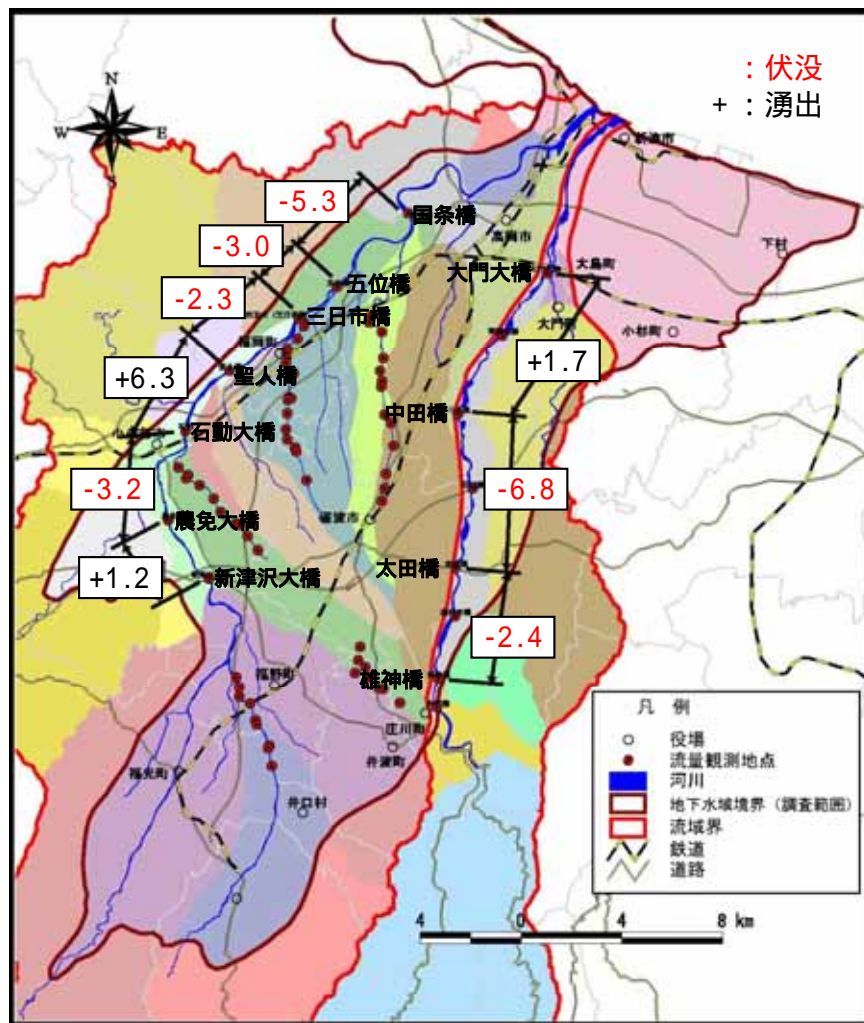


図 2-19 同時流量観測結果 (H13.11.1)

## 庄川の伏没・湧出量

平成 13～15 年度に実施した 10 回の同時流量観測結果によると、雄神橋から中田橋間は伏没傾向であり、その量は雄神橋～太田橋間で約 2～9m<sup>3</sup>/s、太田橋から中田橋の区間で約 4～9m<sup>3</sup>/s である。中田橋から大門大橋間は湧出傾向であり、その量は 1～2m<sup>3</sup>/s である。

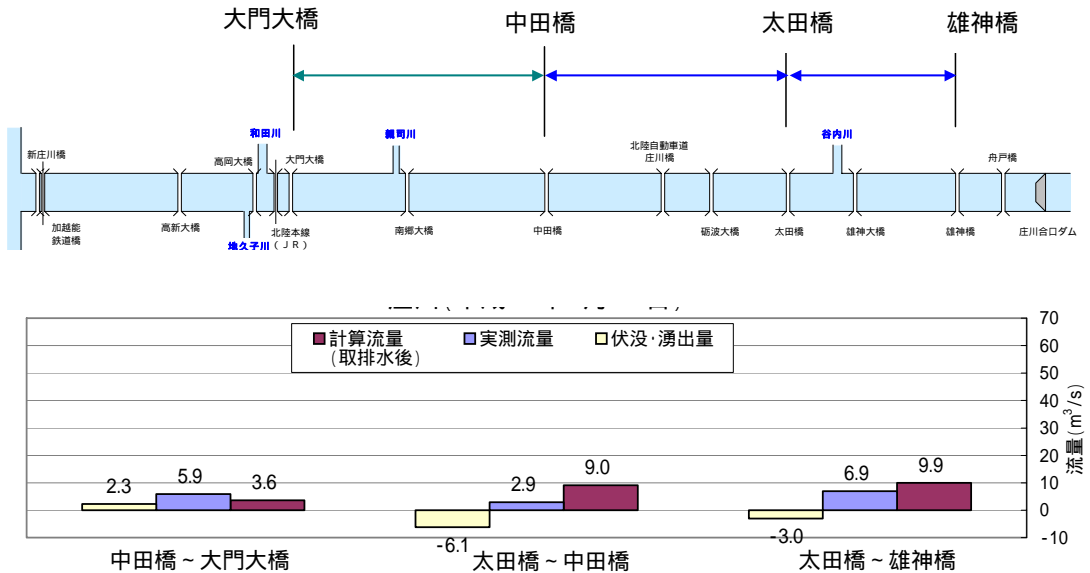


図 2-20 同時流量観測結果による伏没・湧出量 (庄川：H13.8.30)

また、庄川の最深河床高と周辺地下水位の関係からも、中田橋 (13.6K) 付近を境に上流が伏没傾向、下流が湧出傾向にあることが分かる。

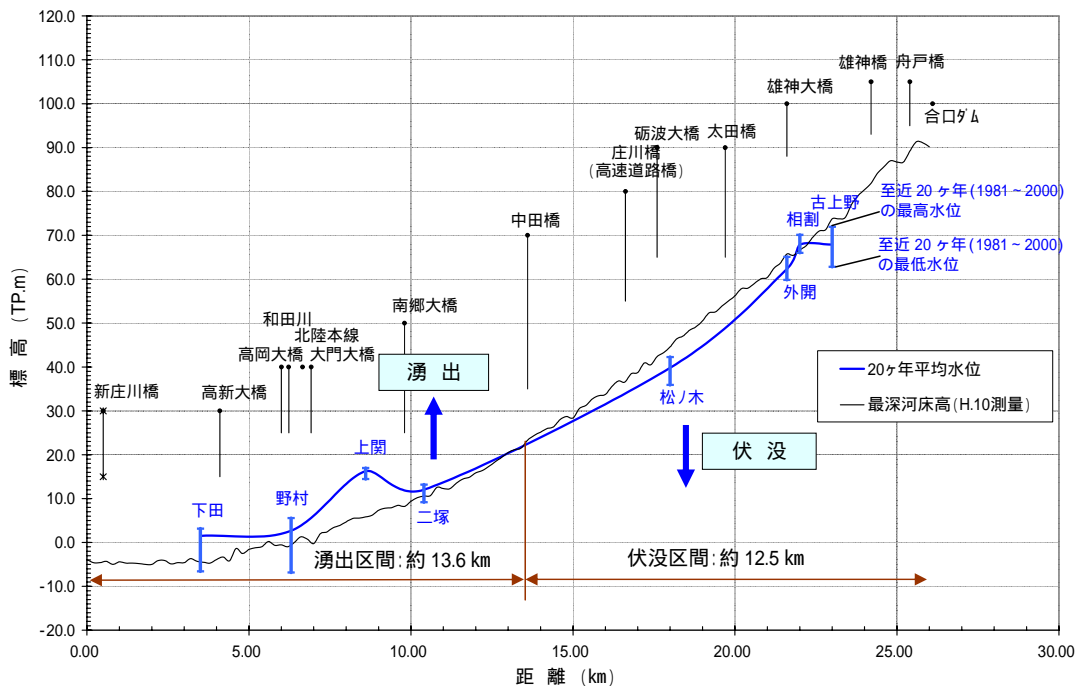


図 2-21 最深河床高と周辺の平均地下水位の関係

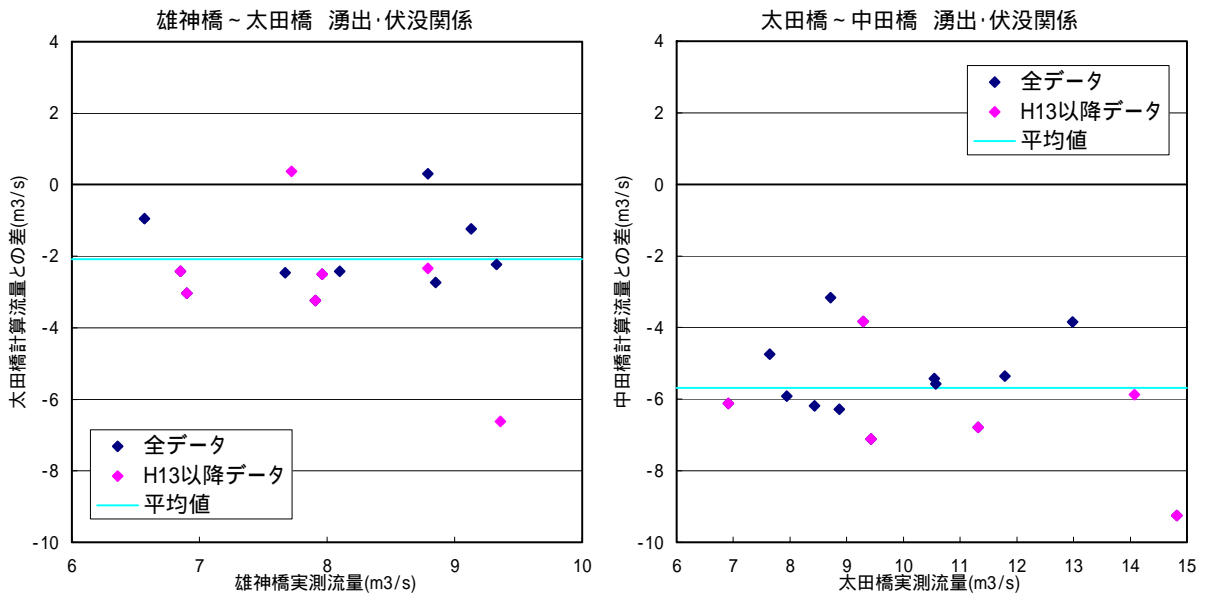


図 2-22 同時流量観測結果による庄川の伏没量（全観測結果）

### 小矢部川の伏没・湧出量

9 回の同時流量観測結果によると、小矢部川では庄川に見られるような明確な伏没または湧出傾向を示す区間が見られず、各区間の伏没・湧出関係は一定していない。庄川扇状地の地下水は大局的に見て、小矢部川に向かって流れていることが確認されており、小矢部川流量の相当部分が湧出地下水起源と考えられるが、伏没区間の存在は大局的な傾向とは整合しない結果である。河川流量に対して伏没・湧出量は 1 割程度と小さく、流量観測精度の限界が考えられる。

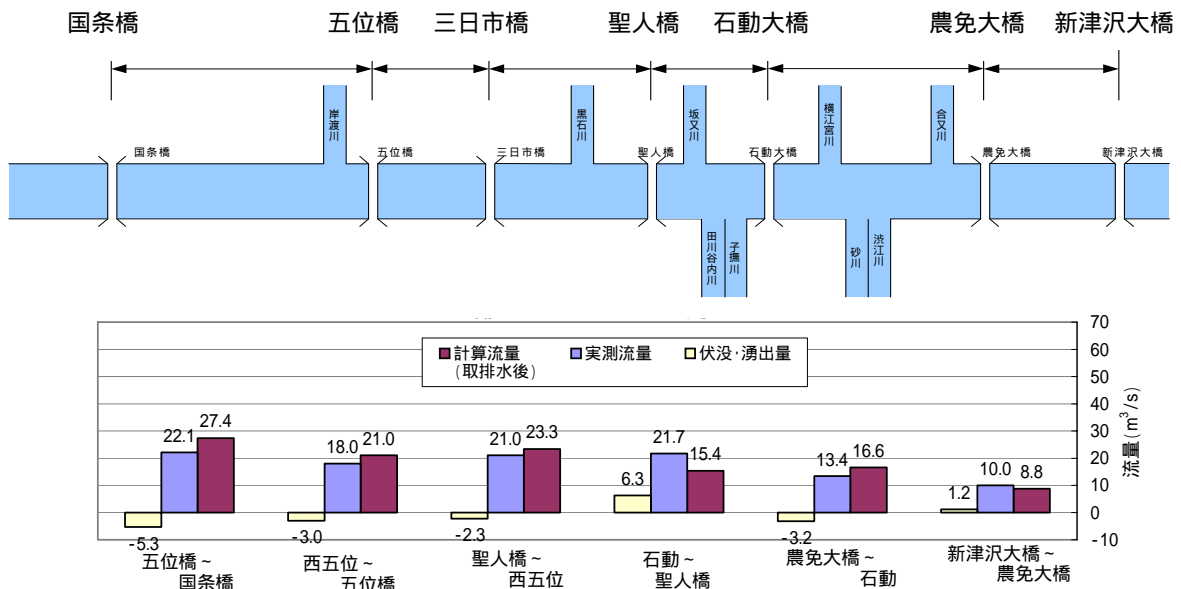


図 2-23 同時流量観測結果による伏没・湧出量（小矢部川：H13.11.1）



(2) 庄川河道部周辺の地下水状況

河道部地下水観測井の概要

- (a) 設置目的：庄川河川水の伏没涵養機構を直接検証する目的で、堤外地において地下水観測井を設置し地下水位の連続観測を実施した。
- (b) 設置位置：地下水位と河川水位の乖離が認められる庄川上流部の雄神橋付近から地下水位と河川水位がほぼ一致する南郷大橋までの区間において合計5地点(6孔)とした(P26 図 2-12 の W-1 ~ W-4 )。
- (c) 深度及び口径：井戸深度は一斉測水結果より周辺の地下水位を踏まえて上流ほど深くし、10m ~ 40m とした。掘削口径は十分な止水処理を施す必要から 200mm、仕上げ口径 100mm とした。なお、W-2 地点(太田橋付近)では、左右両岸に加えて浅層地下水を捉える観測井(W-2R-1)を設置して深度方向のポテンシャル変化を把握できるようにした。
- (d) 掘削結果の概要：図 2-24、図 2-25 に示した。

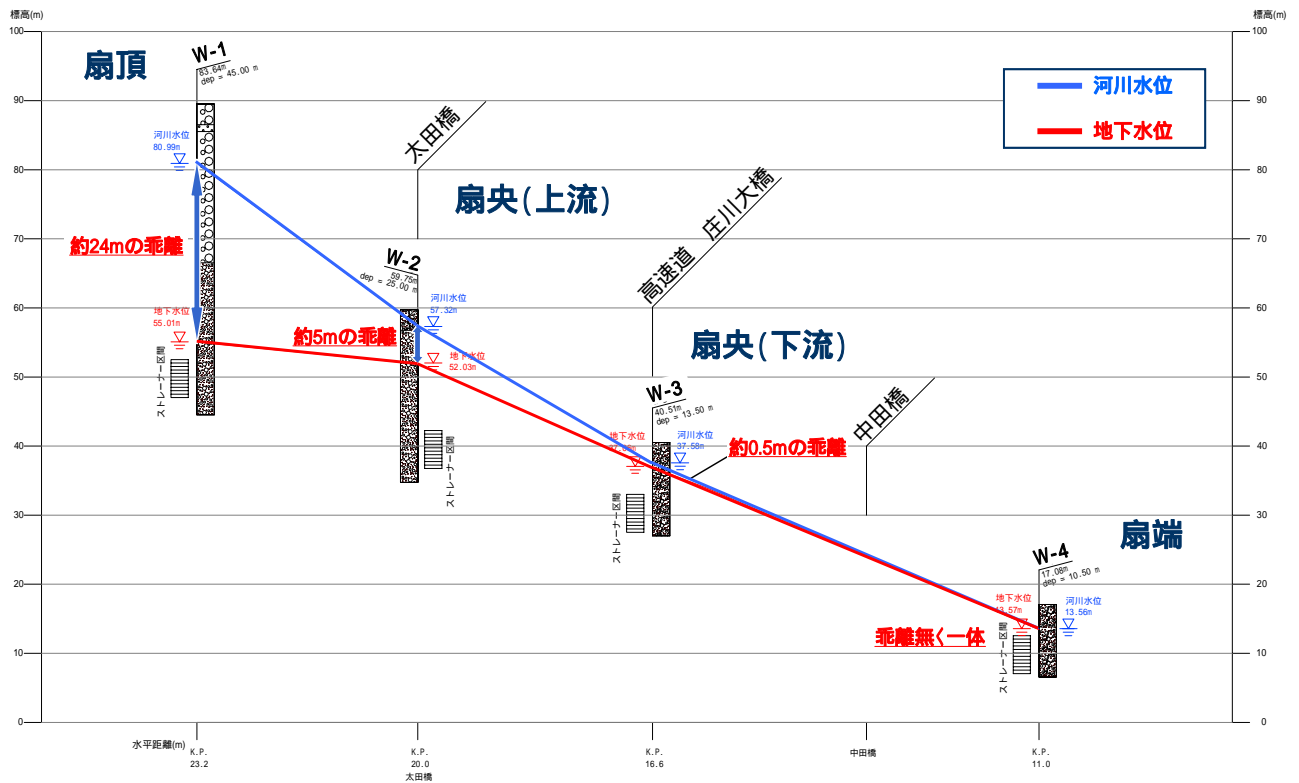


図 2-24 庄川河川水・地下水模式縦断面図

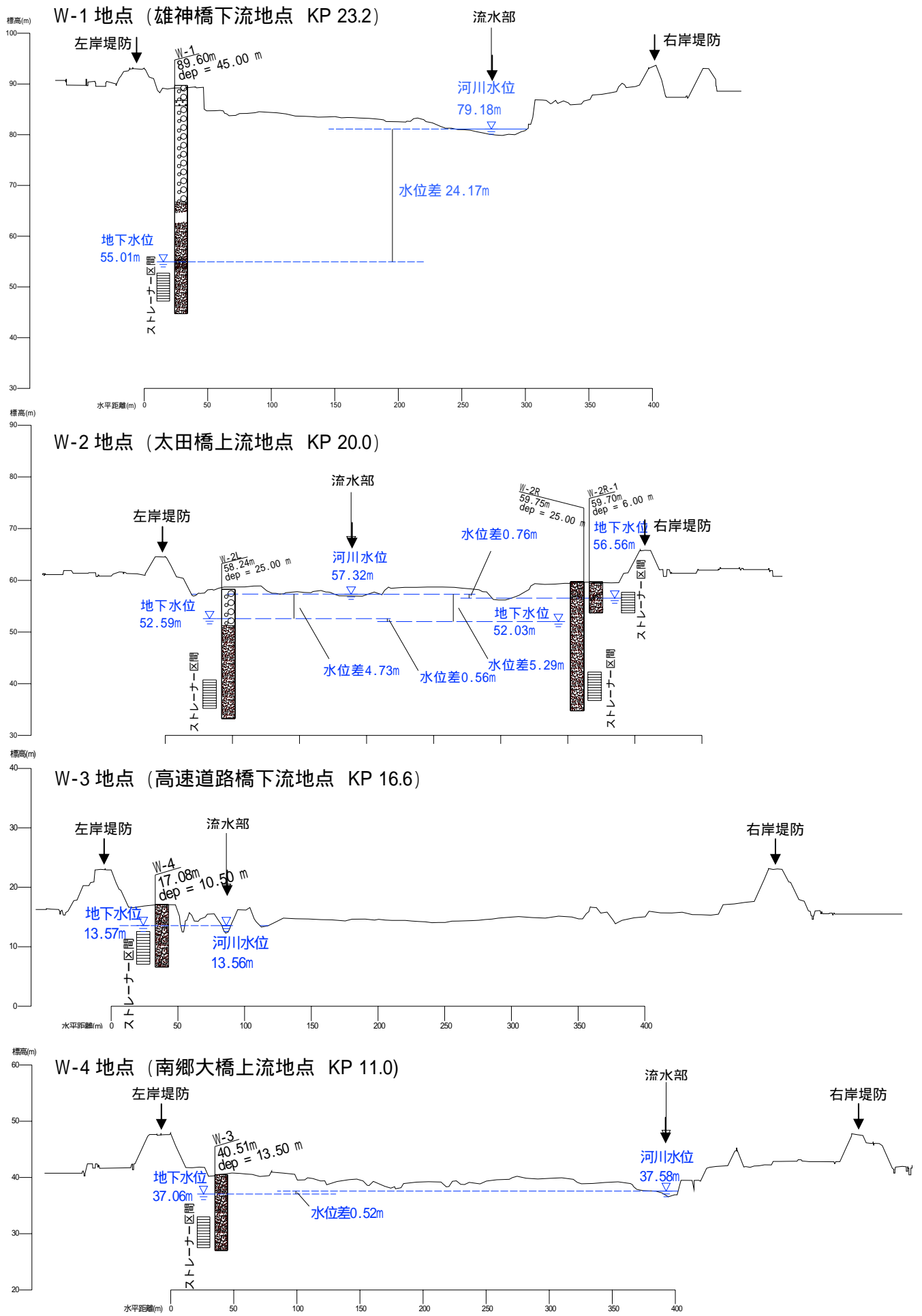


図 2-25 河道部地下水観測性設置地点の庄川河川横断面図 (H14.10.1)

(3) 伏没機構のモデル化(地質のモデル化と飽和不飽和浸透モデル)

飽和・不飽和浸透モデル

- (a) モデルの概要：解析モデルは 2 次元飽和・不飽和浸透流解析プログラム UNSAF2D (Unsaturated-Saturated Analysis Program by Finite element method) を用いた。
- (b) 対象断面：解析の対象とする断面は、河道部地下水観測井設置地点を前提として、地形データおよび周辺地下水データが比較的豊富であることから、雄神橋付近 (KP23.3)、太田橋付近 (KP20.0)、高速道路橋 (庄川橋) 付近 (KP16.6) の 3 断面を選定した。
- (c) 堤外地地下地質構造の推定：庄川堤外地の水理地質構造を高密度電気探査により推定した。
  - (i) 30～50m 深度までの間には厚い粘土など低透水層の存在は考えられないが、現河床直下や W-2R-1 の地下浅層に相対的低比抵抗層がレンズ状に分布するのが確認できる。
  - (ii) この低比抵抗レンズ層部分は、W-2R-1 の宙水(と支持層)に対応している。このことから、表層部高比抵抗帯中の浅部低比抵抗レンズ層は、不飽和帯中の宙水構造に対応することが推定できる。
  - (iii) 比抵抗分布から推定される W-2R-1 の宙水はごく狭い範囲に限られており、浸透流解析モデル構築上では無視しうるものと考えられる。

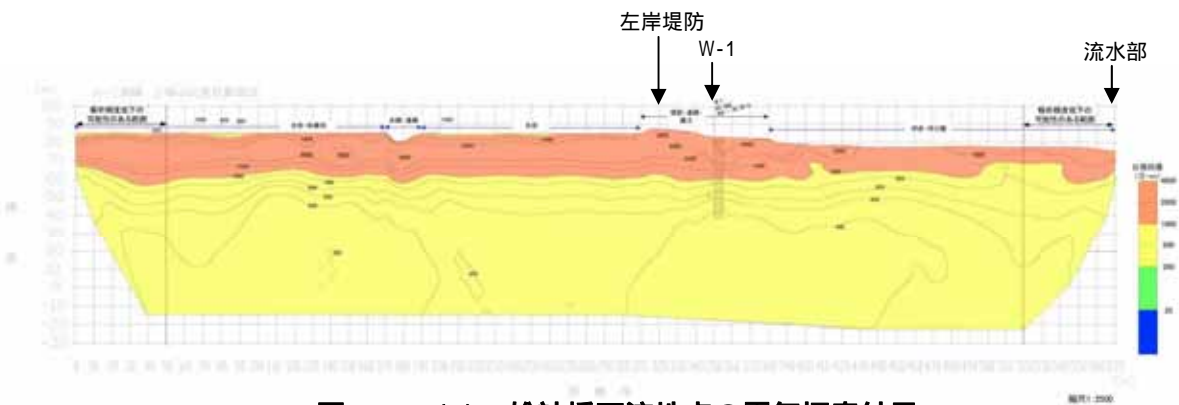


図 2-26 (1) 雄神橋下流地点の電気探査結果

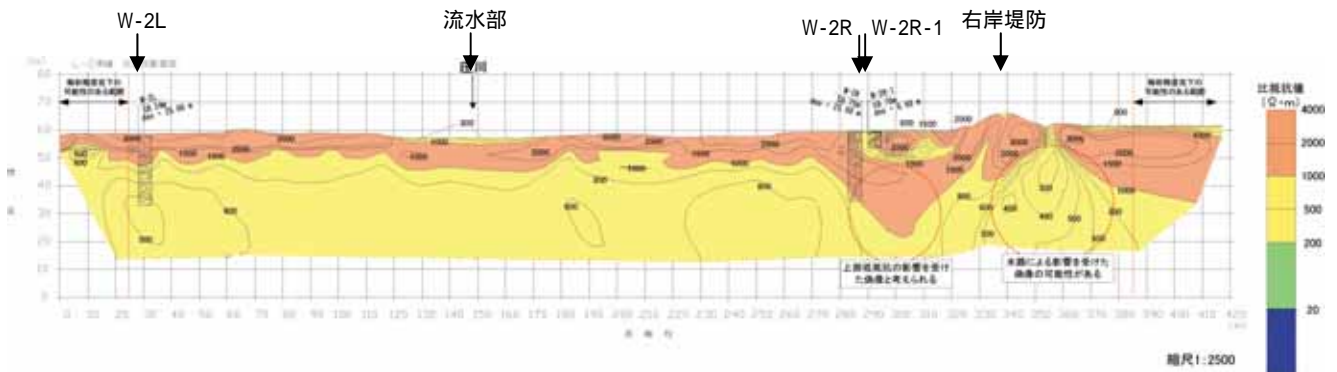


図 2-26(2) 大田橋下流地点の電気探査結果

## 解析結果

解析の結果庄川の伏没量は  $7.2\text{m}^3/\text{s}$  と算定され、同時流量観測結果 ( $7.8\text{m}^3/\text{s}$ ) と概ね整合している。

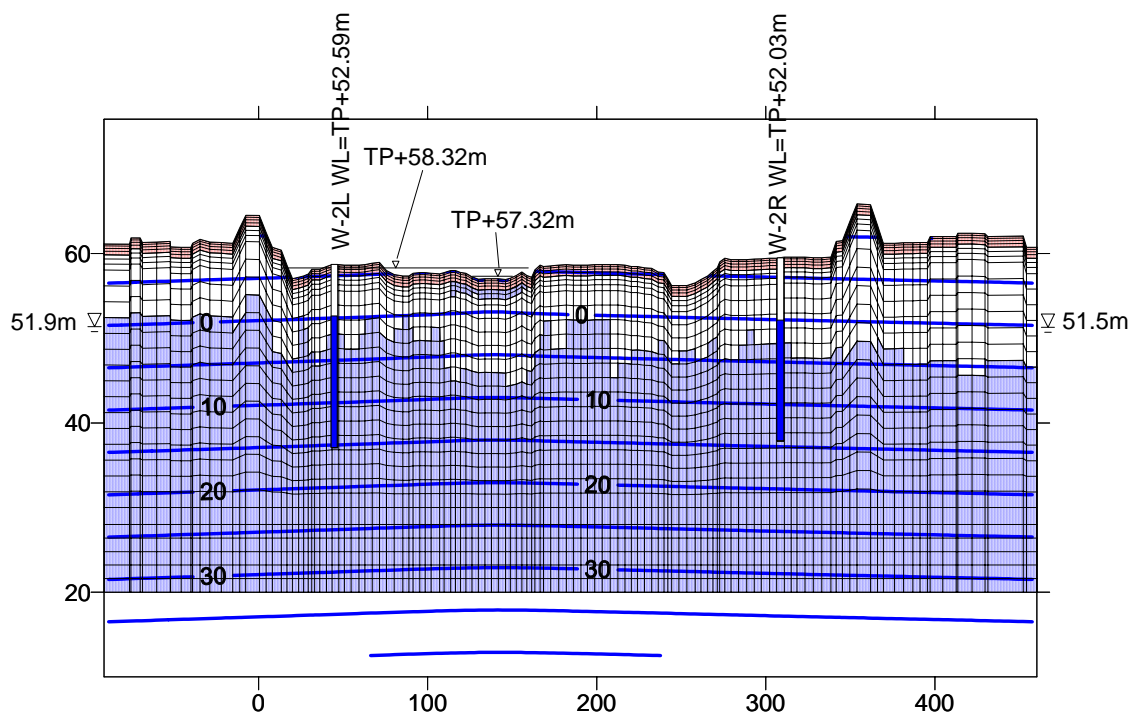


図 2-27 大田橋 (KP20.0 断面) の解析結果 (青線：水圧[m]、赤線：全水頭[m])

### 水位上昇に伴う伏没量の予測

2002年10月時点の河川水位 (舟戸橋流量  $8.5\text{m}^3/\text{s}$  に相当) から、30cm 上昇した場合 (舟戸橋流量約  $21\text{m}^3/\text{s}$ ) 及び 1m 上昇した場合 (舟戸橋流量約  $80\text{m}^3/\text{s}$ ) のそれぞれの伏没量を算定した。

その結果、洪水時のような水面幅が大幅に増大する場合には伏没量は相当量増加するが、平常時に想定される水位変動の範囲では、河川伏没量に大きな変化はないことが分かった。

表 2-2 解析結果から求めた河川伏没量の水位による変化

地点	予測条件	河川伏没量 (縦断方向単位長さあたり [ $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$ ]) (B:水面幅)		
		2002年10月時点	水位30cm上昇時	水位1m上昇時
雄神橋付近 (KP23.3)		0.00415 (B=29.65m)	0.00492 (19%増加) (B=38.44m)	0.00554 (33%増加) (B=65.9m)
太田橋付近 (KP20.0)		0.00116 (B=34.99m)	0.00144 (24%増加) (B=42.06m)	0.00370 (219%増加) (B=111.74m)
高速道路橋(庄川橋)付近 (KP16.6)		0.000181 (B=18.27m)	0.00218 (20%増加) (B=32.98m)	0.000356 (97%増加) (B=56.86m)
全区間		$7.2\text{m}^3/\text{s}$	$8.7\text{m}^3/\text{s}$ (21%増加)	$15.3\text{m}^3/\text{s}$ (113%増加)
雄神橋地点の流量 (参考)		約 $8.5\text{m}^3/\text{s}$	約 $21\text{m}^3/\text{s}$	約 $80\text{m}^3/\text{s}$

注) 雄神橋～太田橋 (1800m)、太田橋～高速道路橋 (3200m)、高速道路橋～中田橋 (3000m) として算出 (P32 図 2-17 参照)。



## 2.3 扇状地の水循環モデルの構築と定量化

### (1) 水循環モデルの構築

#### 目的と取り扱う水文現象

解析の目的は以下の2点とする。

- (a) 水循環モデルによる地下水流動現象を再現して、庄川扇状地の地下水流動機構を解明する。
- (b) 現況再現モデルをベースとした予測・評価を行い、地下水保全・適正利用に係わる基本事項を整理する。

水循環モデルが取り扱う水文現象を図 2-28 に示す。

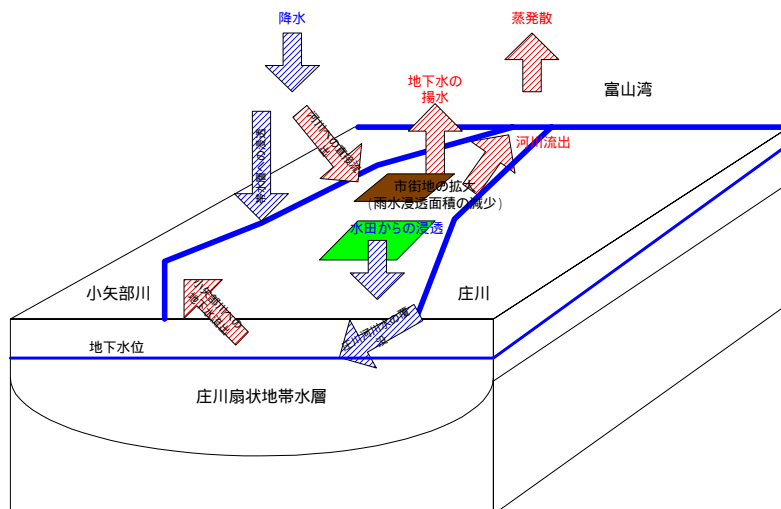


図 2-28 水循環モデルの概念図

#### 水循環モデル

地下水の保全・適正利用に関わる基本事項の検討に用いる水循環モデルには、FDM (有限差分法) 3次元モデルの MODFLOW96 を使用した。

##### (a) 解析領域

解析範囲は庄川扇状地を中心として小矢部川流域を包含する形で、砺波山段丘・両白山地・射水丘陵などの山体と富山湾で区切られる約 460 km<sup>2</sup>の砺波平野地下水域全体を対象とした。

##### (b) 解析期間

解析期間はデータの収集状況により平成 10 年 1 月から平成 15 年 12 月の最近 5 年とした。

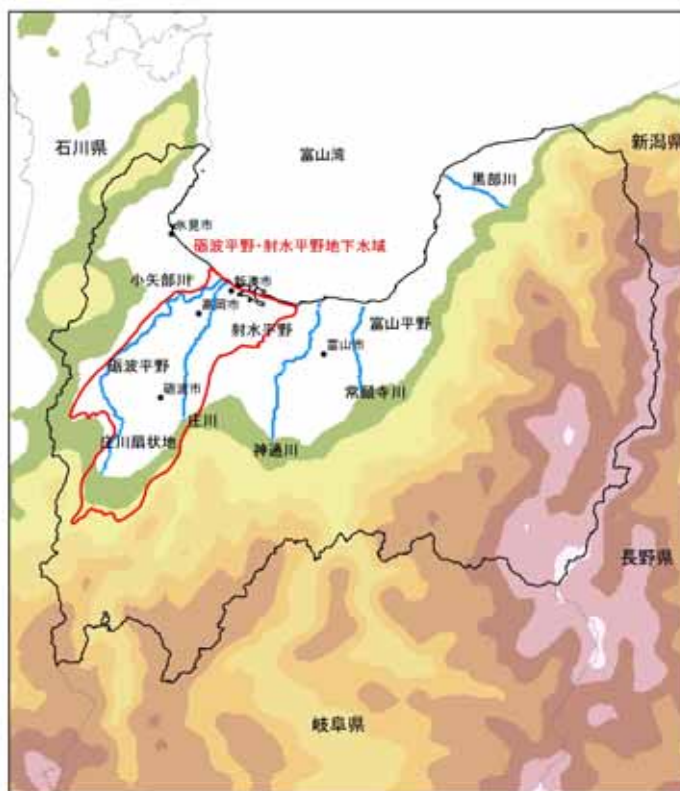


図 2-29 解析領域

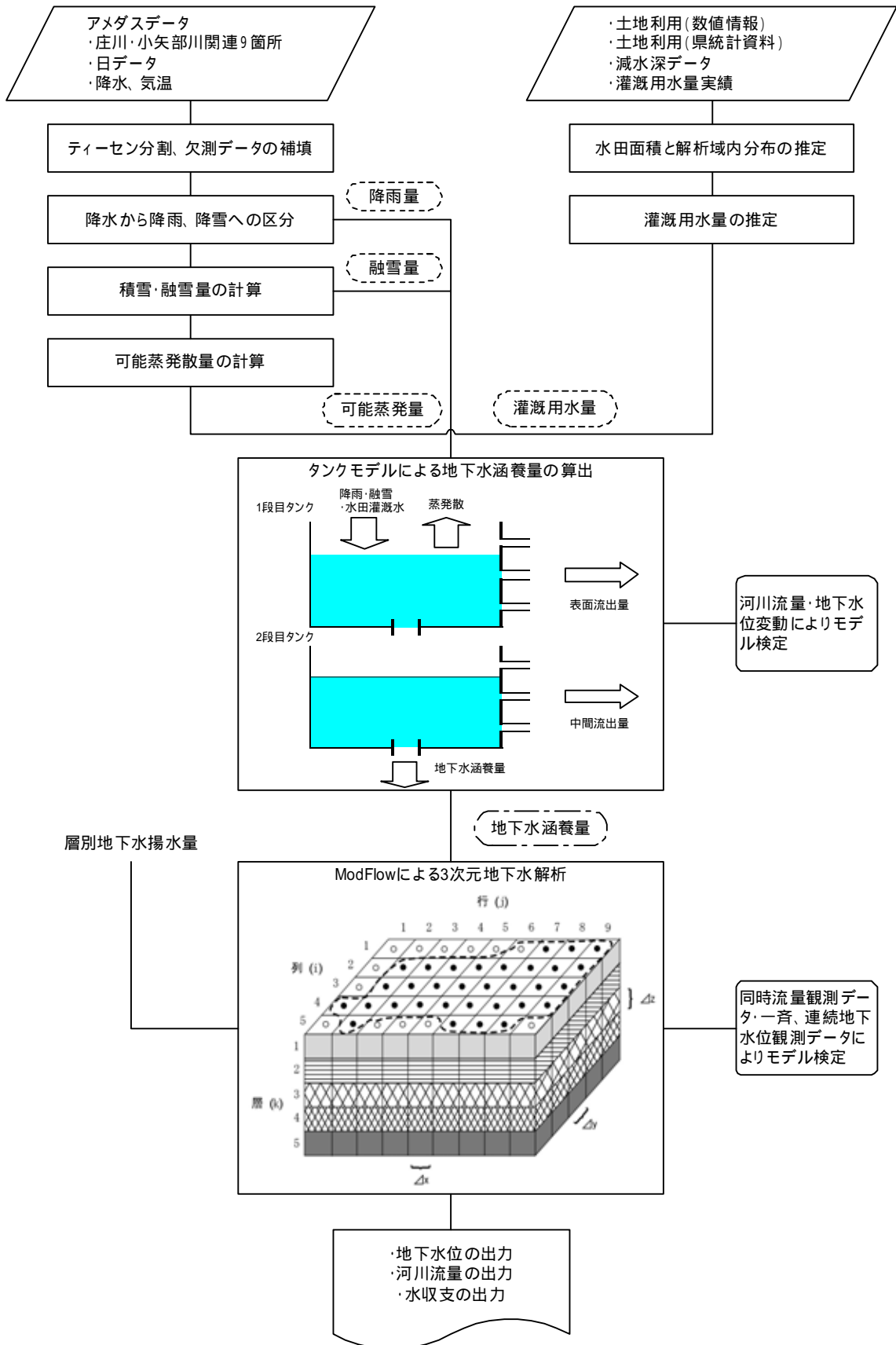


図 2-30 地下水解析モデルの概要

## 数値モデルの構築

### (a) 地層区分と地質構造のモデル化

解析モデルを構築するに当り、解析対象となる砺波平野について既往調査結果等を参考に地質平面図、地質断面図を整理し水理地質的観点から6層に地層区分を行った。この内、5層までを数値モデルに組み込んだ。

表 2-3 モデル上の地層区分

時代	地質区分	帯水層区分	堆積環境	層番号
完新世	沖積粘性土	Ac	泥炭地・後背湿地・三角州	第1層
	沖積礫質土	Ag	扇状地・旧河道	第2層
更新世	洪積礫質土	Dg1	低位段丘	第3層
	洪積粘性土	Dc1	中位段丘	第4層
	洪積礫質土	Dg2	中位段丘	第5層
新第三紀	基盤岩類	K	丘陵・山地	第6層



図 2-31 地表面三次元段彩図

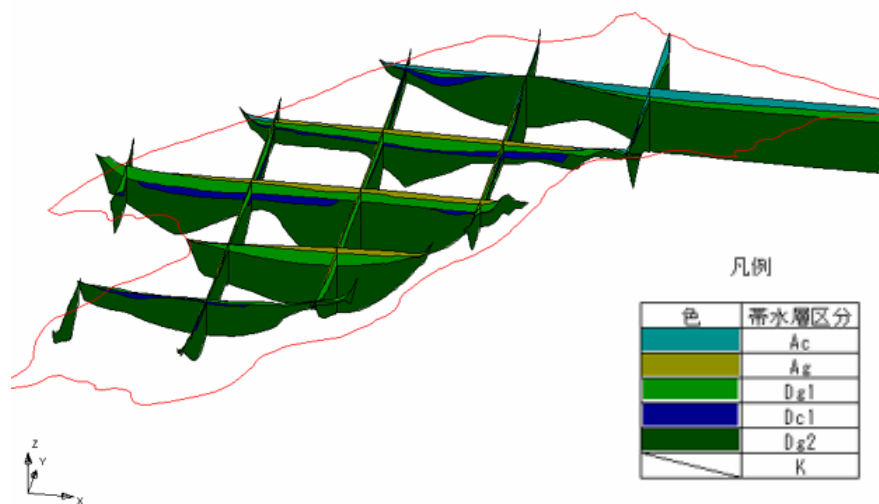


図 2-32 地質構造の3次元モデル化

(b) メッシュ分割

1 メッシュは X 方向 279.5m、Y 方向 231.2m で分割し、メッシュ数は 7175 となった。

(c) 境界条件

水頭既知境界・定水頭境界

- 各時間ステップで地下水位が既知である海洋部分に、標高 0m の定水頭境界を設定した。

流量既知境界

- 井戸位置に揚水量を設定した。また、地表面に降雨涵養量を設定した。水田からの鉛直涵養量（減水深）も併せて設定した。

遠方固定水頭境界

- 「境界を横切る地下水流入」が予想される射水低地東縁部に設定した。

河川境界

- 河川・地下水間の流入・流出を再現した。但し庄川本川では、流量観測により庄川と地下水とのやり取り量が事前に求められているため、流量既知境界として設定した。

湧出境界

- 対象地域全域の地表面上に設定し、水頭値が地表面を上回る場合に湧出量を生じさせることとした。

(d) 水文・気象、涵養条件、揚水量の入力

水循環を構成する水文・気象、涵養条件、揚水量等の各要素について、入力データを設定した。各データは解析領域内を分割した約 250m メッシュ毎に数値化してモデルに与えている。なお、入力元データの中で涵養量は、タンクモデル法を用いた別途の検討に基づいて準備したものである。

## 水循環モデルの検定

### (a) 検定対象

モデルの現象再現精度の評価は、地下水位空間分布（一斉測水調査に基づく地下水位等高線図）及び地下水の経時変化（地下水連続観測結果）等の再現性を指標とした。

### (b) 検定結果

#### (i) 地下水空間分布の再現性（図 2-33 参照）

灌漑期間と非灌漑期間について計算水位と実測水位の等高線を比較すると庄川扇状地全体としては十分な再現性が得られているが、水理地質構造やその水理特性、揚水条件等の複雑さを反映し、一部で実測水位との相違も見られるが、地下水流動の評価には問題のない程度である。

#### (ii) 地下水位の経年変化の再現性（図 2-34 参照）

実測水位は、観測実施場所の「点」の情報であるのに対し、計算水位は当該メッシュの平均水位「面」の情報であることの違いから揚水等の局所的な影響については必ずしも再現されていないが、計算期間を通じた変動傾向は概ね追隨している。

#### (iii) 層別地下ポテンシャルの再現性（図 2-35 参照）

計算結果より求めた等ポテンシャル線図は扇頂部（涵養域）から扇端部（流出域）で実測した層別ポテンシャル分布を十分再現している。

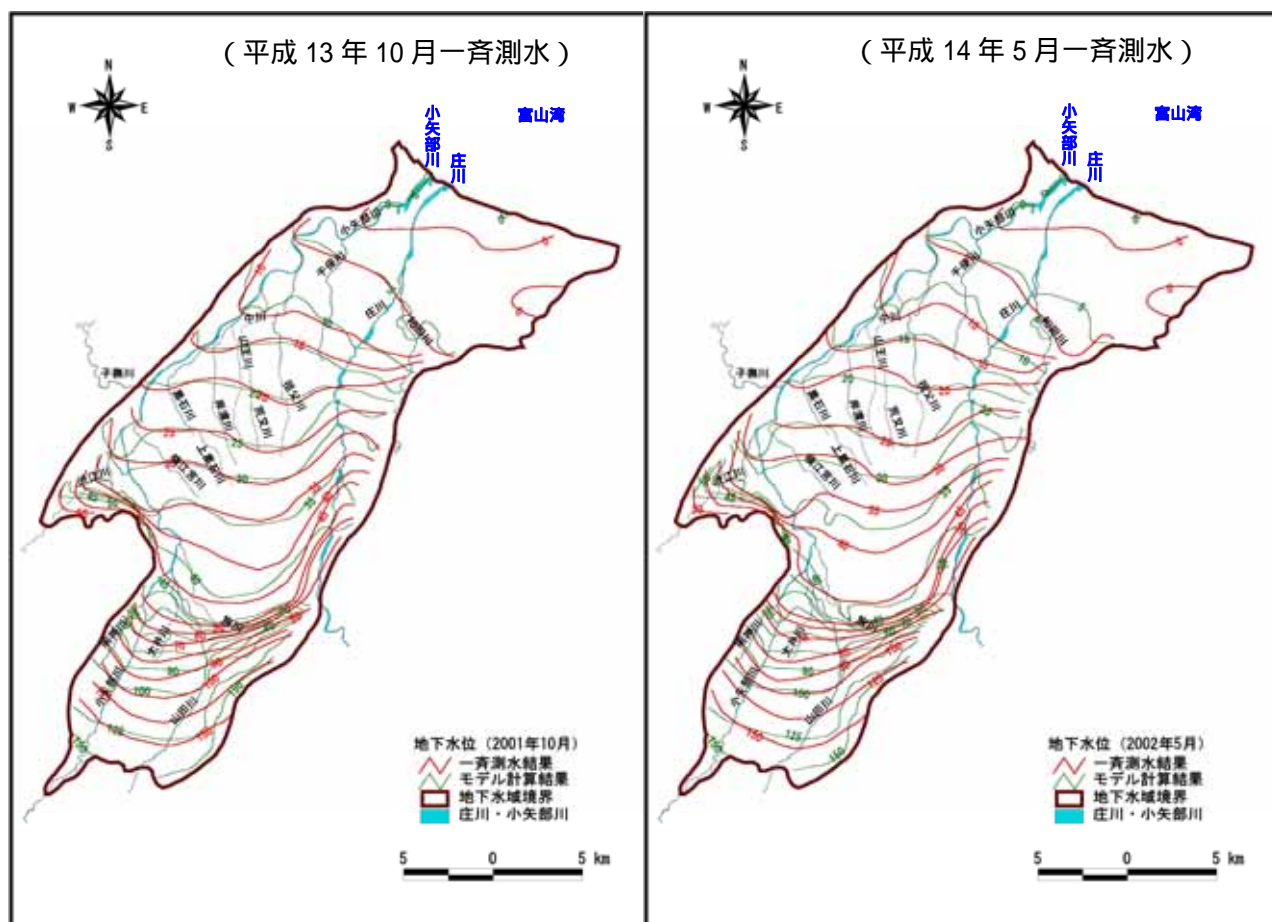


図 2-33 地下水位の観測結果と計算結果の比較



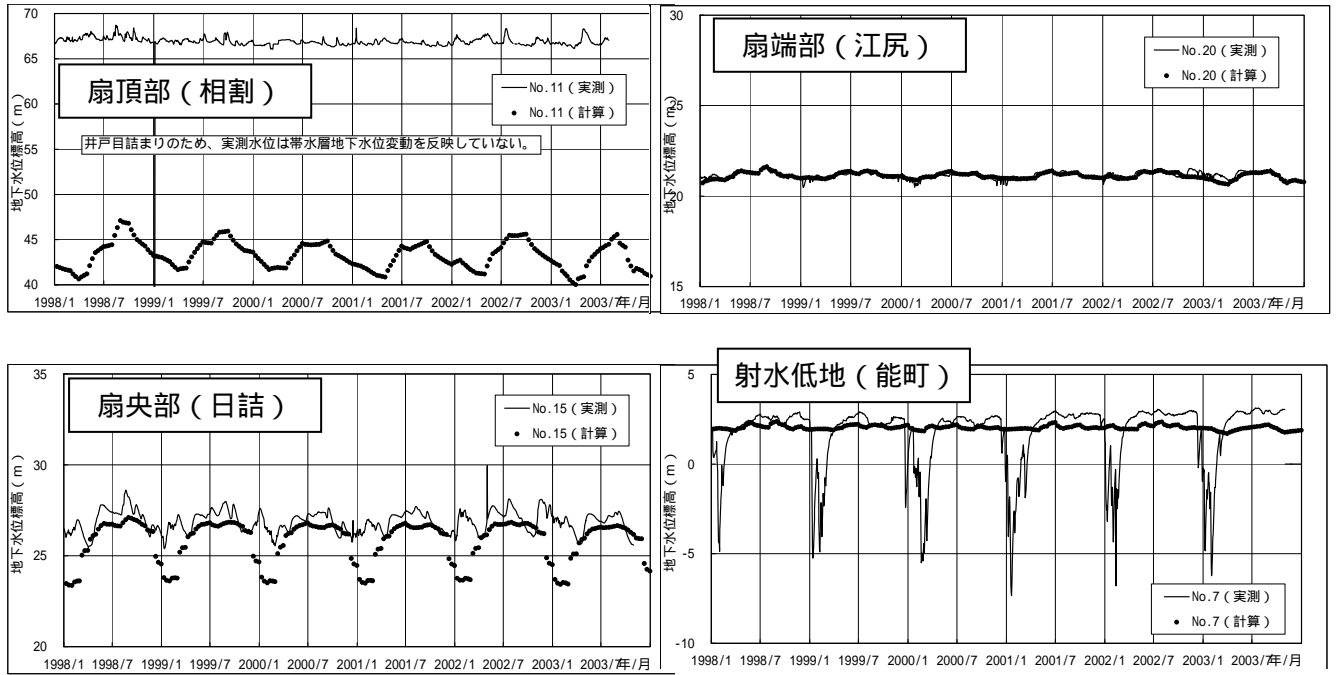


図 2-34 連続観測井の実測水位と計算水位の時系列変動の比較

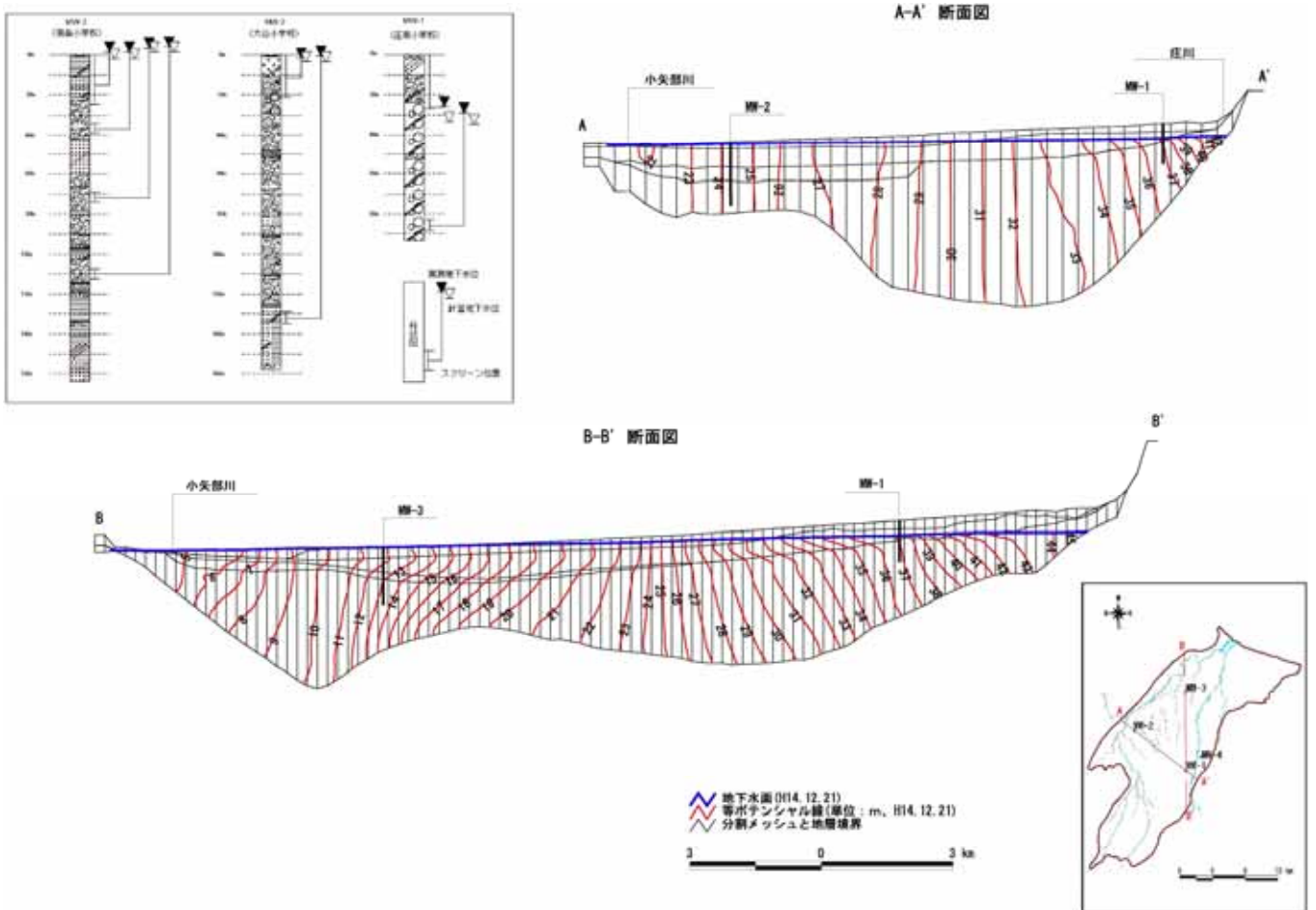


図 2-35 南北断面における等ポテンシャル図

(2) 年間水収支

本モデルに基づく流域全体の（通年平均の）水収支を見ると、庄川からの伏没涵養量（ $5.4\text{m}^3/\text{s}$ ）と降水及び水田灌漑水起源の地下水涵養量（ $30.8\text{m}^3/\text{s}$ ）を合わせた総地下水涵養量（ $36.2\text{m}^3/\text{s}$ ）に対する地下水利用量（ $2.6\text{m}^3/\text{s}$ ）の割合は僅か（7%）である。



図 2-36(1) 水文循環の概念図及び流域全体水収支（年平均）

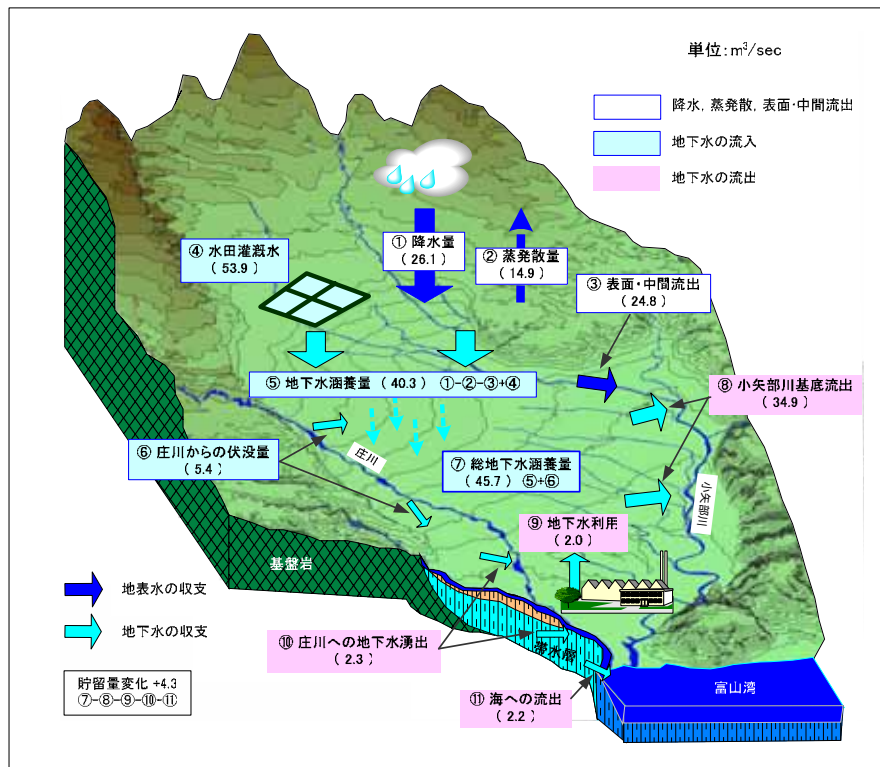


図 2-36(2) 水文循環の概念図及び流域全体水収支（灌漑期：4～9月）



図 2-36(3) 水文循環の概念図及び流域全体水収支 (非灌漑期: 10~11月)

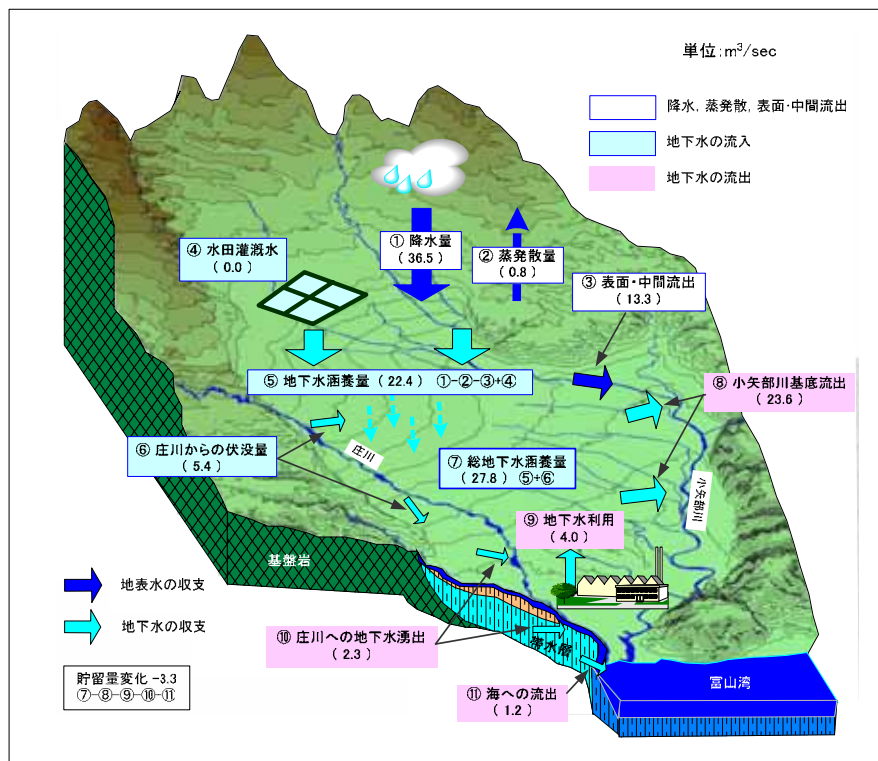


図 2-36(4) 水文循環の概念図及び流域全体水収支 (降雪期: 12~3月)

### (3) 庄川扇状地地下水の総括

庄川扇状地は砂礫層が厚く良好な帯水層を形成し、また全国的にみて降水量も多いことから豊富な地下水に恵まれている。扇状地域の地下水は、地表面からの雨水や融雪水の浸透の他、庄川河川水の伏没や水田灌漑水の地下浸透を受けて涵養された後、小矢部川に向かって流動している。一方、降水量（特に冬季の降・積雪量）の減少傾向や水田面積の減少に伴う地下水涵養量の減少、さらには地下水揚水の偏在化等と相まって、扇状地扇頂部～扇央部では長期的な地下水位低下傾向が継続している。