

4 水質分析に基づく地下水流動機構

(1) 水質分析の概要

平成 29～30 年度に実施した秦野盆地地質調査ボーリング結果（カルチャーパーク、さかえちょう公園）を踏まえ、秦野盆地の地質構造を見直すとともに”はだの水循環モデル”を更新し、モデル精度の向上を図ります。そこで、地質モデルの更新の検討に資する地下水の起源や流動機構を検討する基礎資料とするため、令和元年 10 月に秦野盆地を含めた周辺の河川水や地下水、湧水等を採水して水質分析を行いました。

ア 分析項目と数量

水質分析項目は、一般水質分析、安定同位体分析及び放射性同位体分析の 3 種類になります。一般水質分析では重炭酸イオン (HCO_3^-)、フッ化物イオン (F^-)、塩化物イオン (Cl^-)、亜硝酸イオン (NO_2^-)、硝酸イオン (NO_3^-)、臭化物イオン (Br^-)、硫酸イオン (SO_4^{2-}) 及びリン酸イオン (PO_4^{3-}) の各陰イオン濃度と、ナトリウムイオン (Na^+)、カリウムイオン (K^+)、マグネシウムイオン (Mg^{2+}) 及びカルシウムイオン (Ca^{2+}) の各陽イオン濃度を分析対象としました。安定同位体分析では水素同位体比 (δD) 及び酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) を、放射性同位体分析ではトリチウム (^3H) を対象としました。分析項目及び数量を表 2-10 に示します。

表 2-10 水質分析項目及び数量一覧表

分類	分析項目	分析数量
一般水質分析	HCO_3^- , F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}	80
安定同位体分析 (代表的な地点)	水素同位体: δD , 酸素同位体: $\delta^{18}\text{O}$	80
放射性同位体分析 (代表的な地点)	トリチウム: ^3H	25

イ 採水地点

採水地点一覧表を表 3-5 に、採水地点位置図を図 2-43 に示します。

表 2-11 採水地点一覧表

水道水源	湧水	観測井	温泉井	河川水
49 地点	11 地点	5 地点	2 地点	13 地点

(2) 水質分析の結果

ア 一般水質

ある流域を対象として地下水流動や水質形成の要因、水質形成進化などについて明らかにする場合、単純に各溶存成分の濃度(mg/L)を比較するよりも、これらの値を図化して示したほうが視覚的に分かりやすくなります。図化する方法として、ヘキサダイアグラムとトリリニアダイアグラムがよく使われています。

ヘキサダイアグラムは、主要溶存成分である Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 HCO_3^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} の 8 成分の濃度を陰イオンと陽イオンに分けて、それぞれの濃度を当量値(meq/L あるいは me/L)として図示したものです。

トリリニアダイアグラムは、中央の菱形座標図(キーダイアグラム)と、左右2つの三角座標図からなります。この図を作成することによって化学成分濃度の相対的な割合を知ることができ、主要溶存成分の場所による違いや、同一地点での水質組成の時間変化を示すことができます。

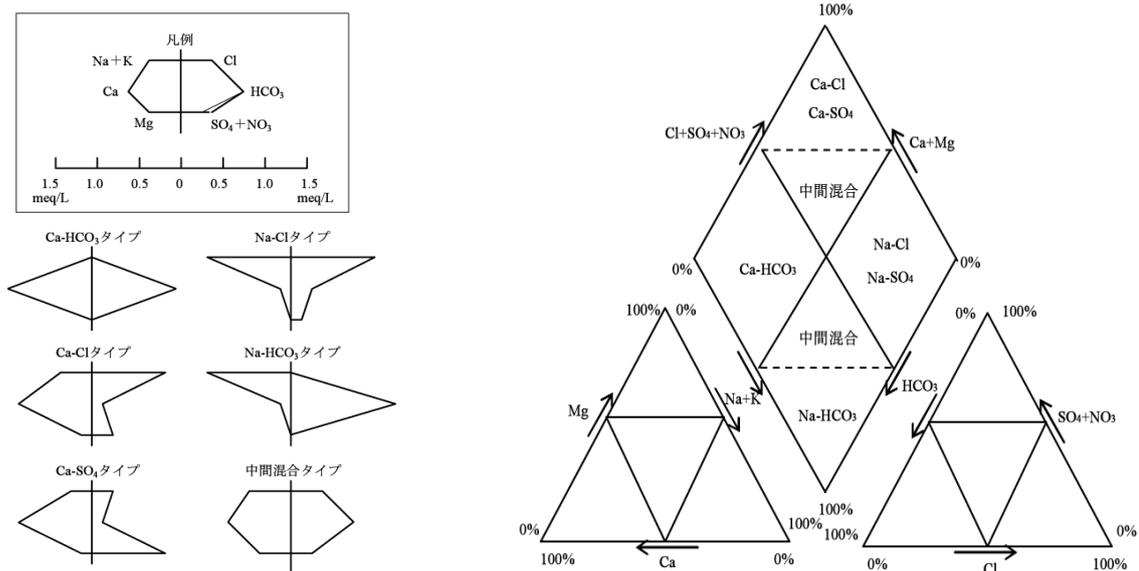


図 2-44 ヘキサダイアグラム(左)とトリリニアダイアグラム(右)による水の分類
(日本地下水学会編(1994):「名水を科学する」技報堂出版から引用)

採水された 80 地点における水質データから作成したヘキサダイアグラムのうち、代表的な地点を図 2-45 に、トリリニアダイアグラムを図 2-46 及び図 2-47 に示します。80 地点のうち 8 地点ではイオン濃度を再分析しているため、トリリニアダイアグラムのプロット数は 88 個となっています。

ヘキサダイアグラムの形状を用いると、80地点の水は次の2種類に分類されます。

- ㊦ 中間混合タイプ (78地点)
- ㊧ Ca-Clタイプ (2地点)

80地点中78地点は中間混合タイプですが、図2-45に示すように秦野第1号源泉及びつるまき千の湯の2地点がCa-Clタイプに分類されます。

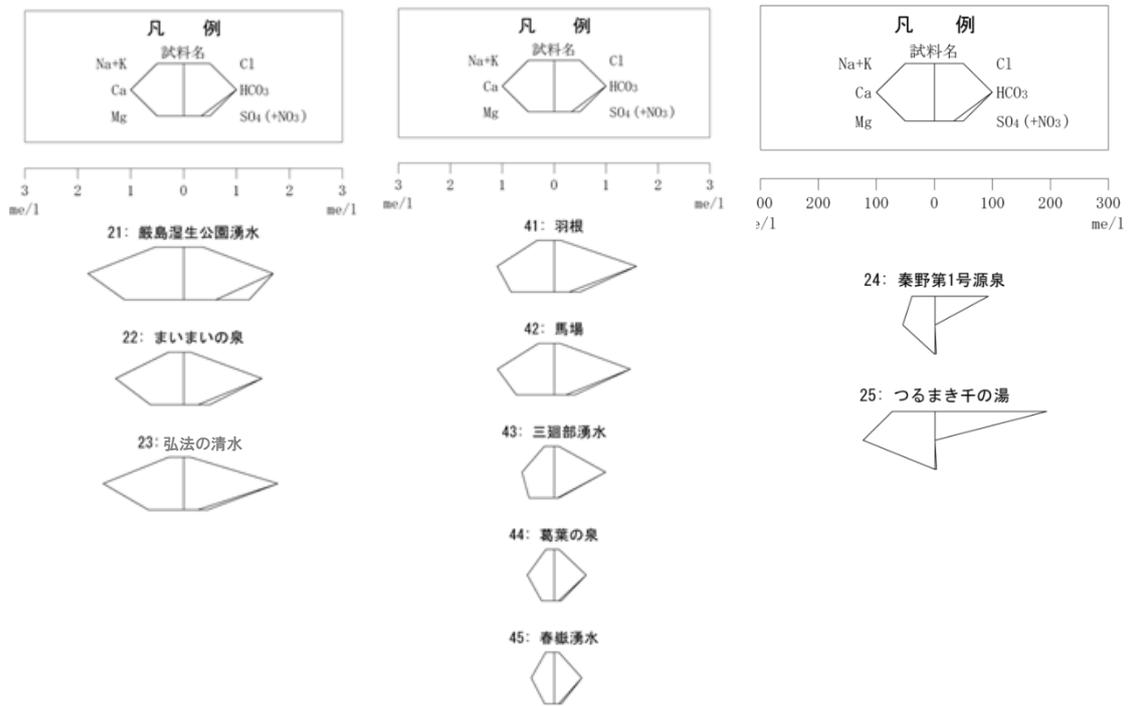


図 2-45 ヘキサダイアグラム

トリリニアダイアグラムを用いると 80 地点の水は次の 3 種類に分類されます。

- ㊦ 80 地点中 76 地点は Ca-HCO₃ タイプ（重炭酸カルシウム型）で、一般的な循環性地下水の水質です。
- ㊧ ヘキサダイアグラムで Ca-Cl タイプに分類された 2 地点はトリリニアダイアグラムでも Ca-Cl タイプ（非重炭酸カルシウム型）に分類され、温泉水として一般的な水質でした。
- ㊨ 諏訪越及び向原の 2 地点は中間混合タイプに分類されます。

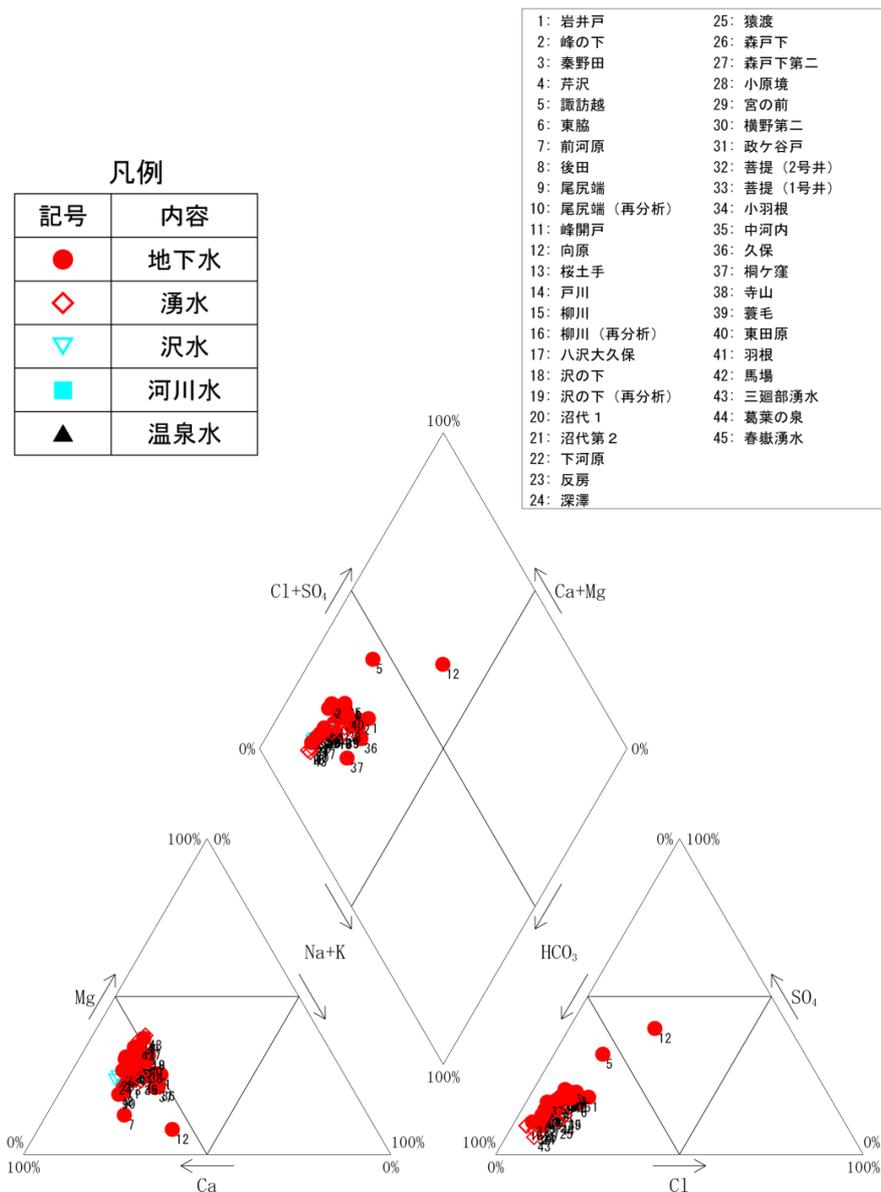


図 2-46 トリリニアダイアグラム (1/2)

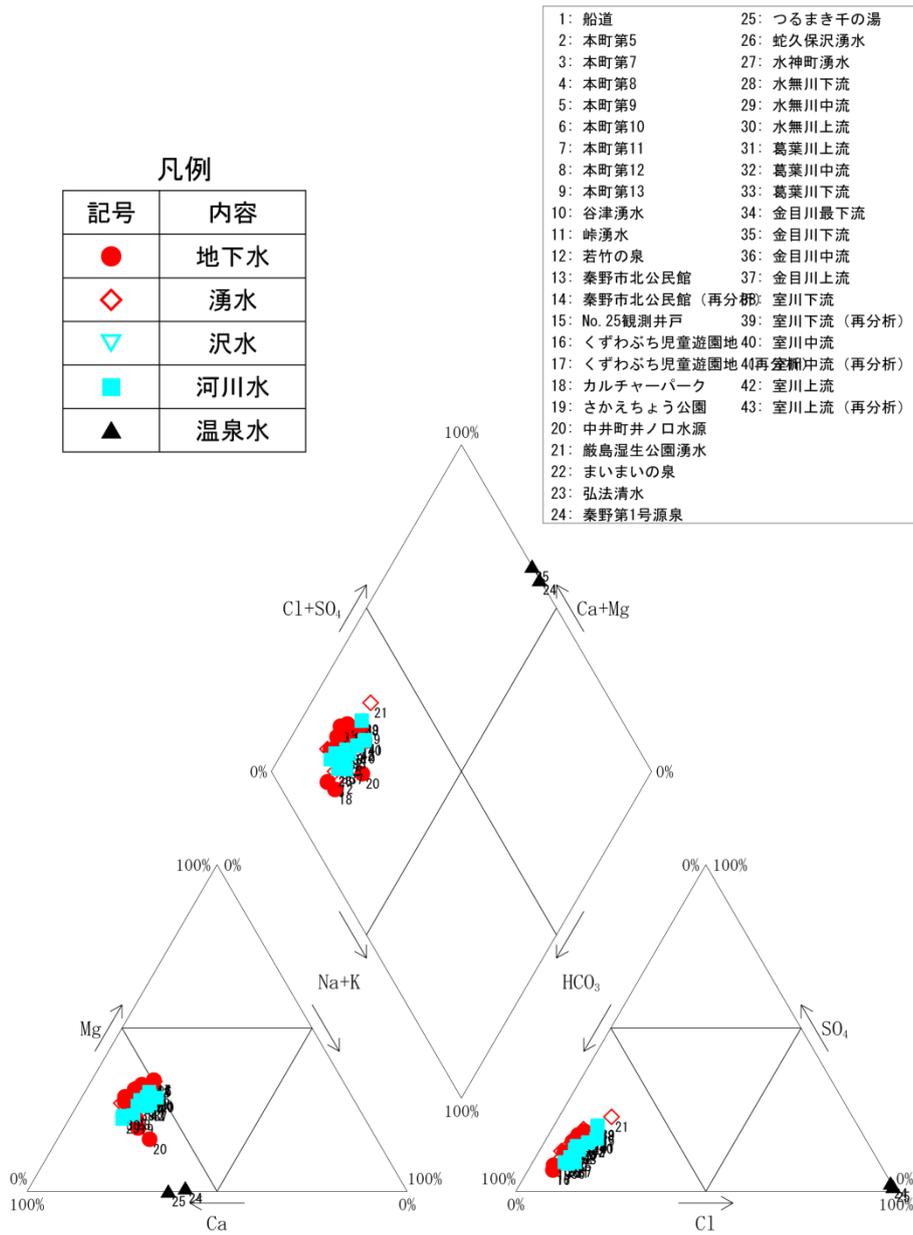


図 2-47 トリリニアダイアグラム (2/2)

イ 安定同位体及び放射性同位体

水素・酸素安定同位体比の概要は、次のとおりです。

水素の安定同位体は ^1H 、 ^2H (D: 重水素) の 2 種類、酸素の安定同位体は ^{16}O 、 ^{17}O (存在比が極めて低い)、 ^{18}O の 3 種類があります。水素も酸素もともに標準物質として、標準海水 (SMOW: Standard Mean Ocean Water) を用います。

降水の源となる水蒸気の $\delta^{18}\text{O}$ の空間的な分布には、様々なスケールで差異が生じます。大陸～地球規模では、低緯度地域から高緯度地域に向かって同位体比が低下する傾向がみられ (緯度効果・温度効果)、流域～大陸規模では海岸部から内陸部に向かって、同位体比が低下します。(内陸効果) また、局地的な規模では、山地の低標高域から高標高域に向かって同位体比が低くなります。(高度効果もしくは標高効果)

従って、高緯度・高所で降る雨は、低緯度・低所で降る雨よりも軽くなります。また、海岸付近で降る雨よりも山で降る雨の方が軽くなります。

これらの性質から同位体比を見ることで、水の起源 (かん養) としての標高が分かります。

放射性同位体の概要は、次のとおりです。

トリチウムは水素の放射性同位体で三重水素と呼ばれ、12.32 年の半減期をもつ物質です。トリチウムは、宇宙空間から地球へ常に降り注いでいる宇宙線と呼ばれる放射線と地球上の大気が交わることで、自然に発生します。また、1945 年～1963 年に行われていた核実験で放出されたり、国内外にある原子力施設 (原子力発電所や再処理施設) から核分裂などを通じて人工的に生成されます。

1950 年代から 1960 年代にかけてトリチウムの大気濃度が一旦上昇し、その後、緩やかに減少してきています。この経年的な濃度変化を利用し、水中のトリチウム濃度を測定し、半減期を考慮することによって、水の平均年代を求めることができます。

以下、「令和元年度秦野盆地の水質分析に基づく地下水流動検討に関する技術コンサルティング報告書（国立研究開発法人産業技術総合研究所）」から、検討結果を掲載します。

図 2-48 に全ての試料の酸素・水素安定同位体比の関係を示します。本図において、地下水、河川水、湧水は類似した分布範囲を示し、かつ世界の天水線

($\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$) の近くにプロットされることから、温泉も含めて秦野市及び周辺地域の水は全て降水によるかん養を受けていることが分かります。

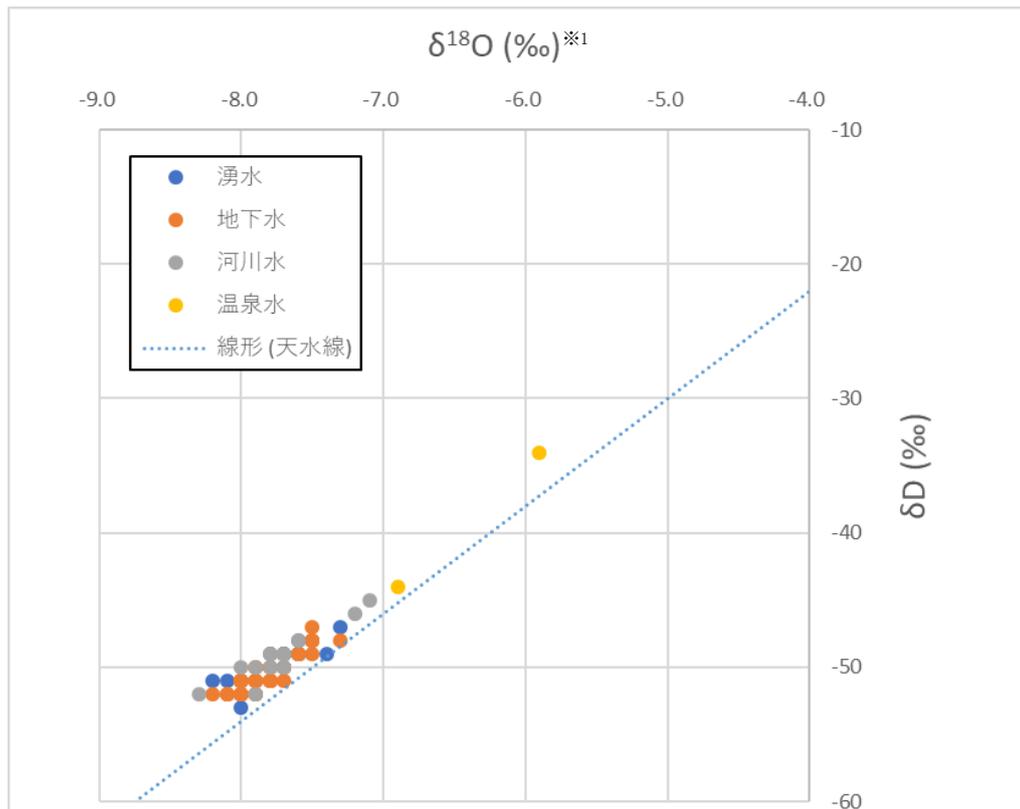


図 2-48 秦野市および周辺地域の水試料の酸素・水素安定同位体比の関係

※1‰：パーミル。千分率、1000分の1を1とする。

次に、調査地域の各流域における地下水の酸素同位体比と井戸深度の関係を図 2-49 に示します。図中に示したように、本地域においては、各流域における地下水の酸素同位体比の分布に大きな違いはありません。一方で、深度別に見ると 20m 以浅の地下水は、それより深い地下水よりも相対的に大きな同位体比を持ち、地下浅部では局所的な流動系が支配的であると考えられます。

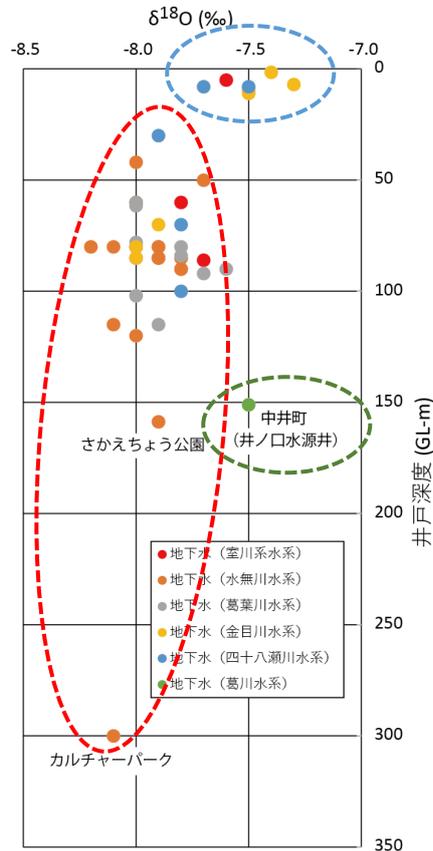


図 2-49 調査地域における地下水の酸素同位体比と井戸深度の関係

秦野市の隣の中井町の水道水源井から採取した地下水（図中の緑●）の酸素同位体比は同深度やそれより深い秦野市内の観測井から採取された地下水（さかえちよう公園やカルチャーパーク）よりも明らかに大きな値を示すことから、同位体比からは秦野市の深部地下水との連続性は見られません。

図 2-49 から、秦野地域の地下水は、浅層と深層で異なる同位体比を持ちます。このことは両者が異なるかん養プロセスを持っていることを示しています。浅層地下水の酸素同位体比は-7.5‰前後の同位体比を持ち、深度が 20m 以浅の井戸で確認されました。

深度 20m 以深の井戸から採取された-8.0‰前後の地下水に関しては、水源井には複数のスクリーンが切られているため、どの深度の帯水層の地下水の特徴を表しているのかを判断することはできませんが、浅層のものとは明確に区別することができます。

一般的に地下水のもととなる降水の同位体比を変化させる要因としては、標高の違い（高度効果）、海からの距離（内陸効果）、気温の違い（温度効果）があげられます。本地域はそれほど大きな集水面積を有していないため、内陸効果や温度効果による影響は極めて小さいと考えられることから、高度効果が降水の同位体比に最も大きな影響を与える可能性が高いと考えられます。軽い同位体比を持つ地下水が観察される要因を検討するために、湧水を使った高度効果の検証を実施しました。高度効果の検証に湧水の値を用いた理由は、実際の降水を採取していないこと、湧出口で直接採取可能な流出量の大きい湧水であれば、集水面積も小さく、特定の標高の降水の同位体比を反映するものと判断したためです。

図 2-50 に秦野盆地における自然湧水の標高と酸素同位体比の関係を示しました。

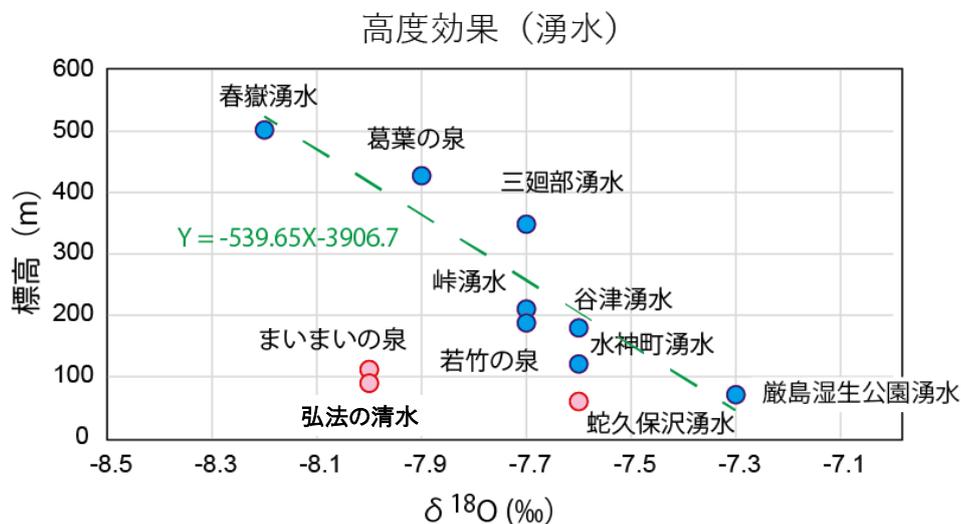


図 2-50 自然湧水における標高と酸素同位体比の関係

本考察では、直接、湧出口での採水ができなかった蛇久保沢湧水と、市街地に位置し、集水域が判断できない弘法の清水とまいまいの泉を除いて検証を実施しました。本地域では、湧水の同位体比と標高との間に明瞭な相関関係が見られました。

ここで得られた近似直線の式を用いて、秦野盆地における-8.0‰前後の地下水のかん養標高を推定した結果、図 2-50 に示すように、丹沢山地の標高 250~500m 付近であることが示されました。既存研究では、これらの標高地域は基盤岩である丹沢層群とされており、水はほとんど通さないとされてきました（秦野市，1982）。一方で、本研究の結果では、盆地内の地下水に明らかな高度効果の影響が見られること、また、-8.0‰前後の地下水から一部を除いてトリチウムが検出されることから、丹沢層群には、比較的、亀裂などによる高い透水性を持つ場所が存在することが推定されました。

秦野盆地にはいくつかの河川がありますが、深度 20m 以深の地下水の主たるかん養源はこれらの河川ではないと推定されます。盆地全体の地下水位が高いときは、河川は盆地の地下水の排水路としての役割を果たし、盆地全体の地下水位が低いときは、河川からのかん養が生じるものの、それは浅層を潤し深度 20m 以深にかん養するものではありません。かん養源として重要なのは、むしろ丹沢層群を中心とする山体であり、秦野盆地の地下水は丹沢層群を急速に通過して、盆地の 20m 以深の地層(砂礫層)に流入するようなモデルを考えるべきだと思われます。

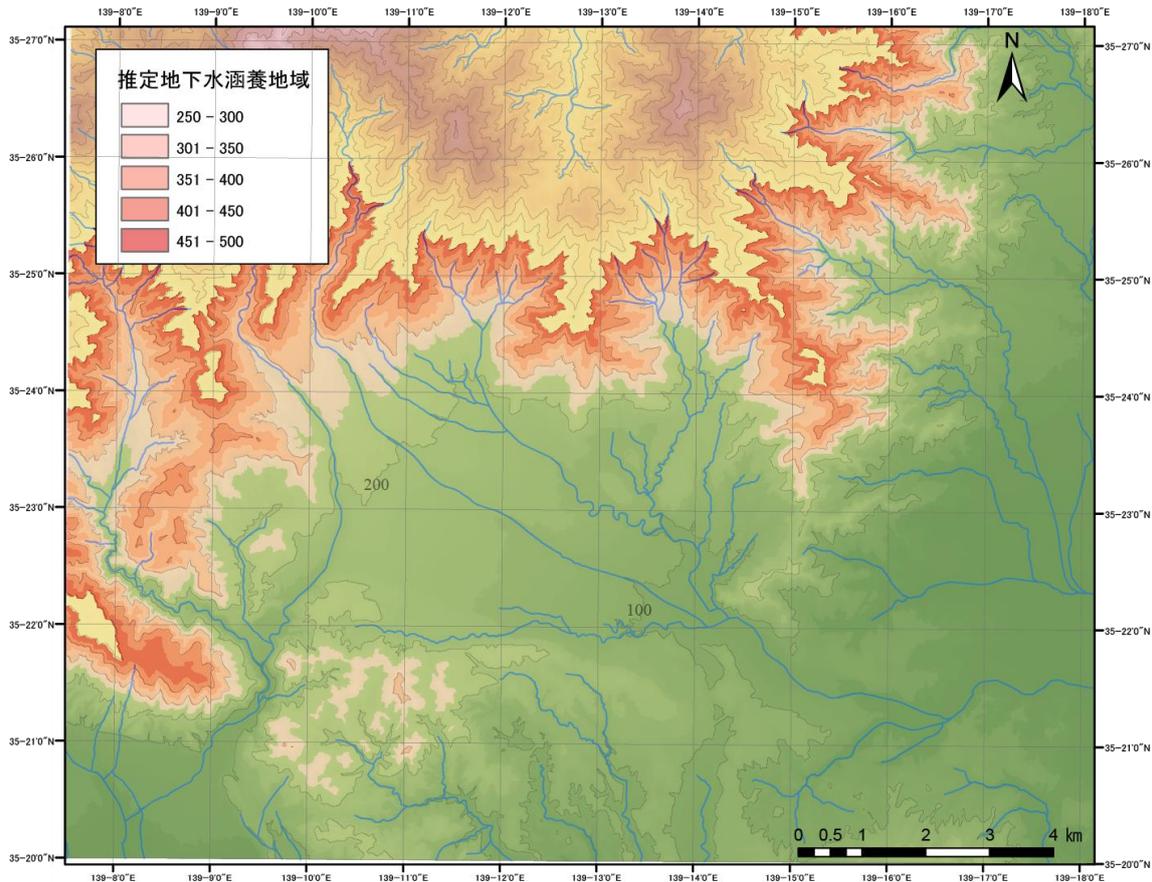


図 2-51 秦野盆地における深層地下水の推定涵養地域

2箇所の温泉水を除き、水無川流域の反房（水源井：井戸深度 120m）とカルチャーパーク（観測井：井戸深度 300m）でトリチウムが測定限界（0.3T.U.）以下の値を示したことから、両者の地下水は、平均滞留時間が60年以上（※）であると想定されます。また両者の地下水は、相対的に周辺の地下水と比べて低い水温を示していることから、高標高でかん養された地下水が、盆地内においてもさらに深部へと流動している可能性も示唆されます。また、-8.0‰前後の酸素同位体比をもつ深層地下水がどのように、盆地の外へと流出しているかについての検討も必要です。現状のデータからは中井町に向かって流れる形跡は見られません。

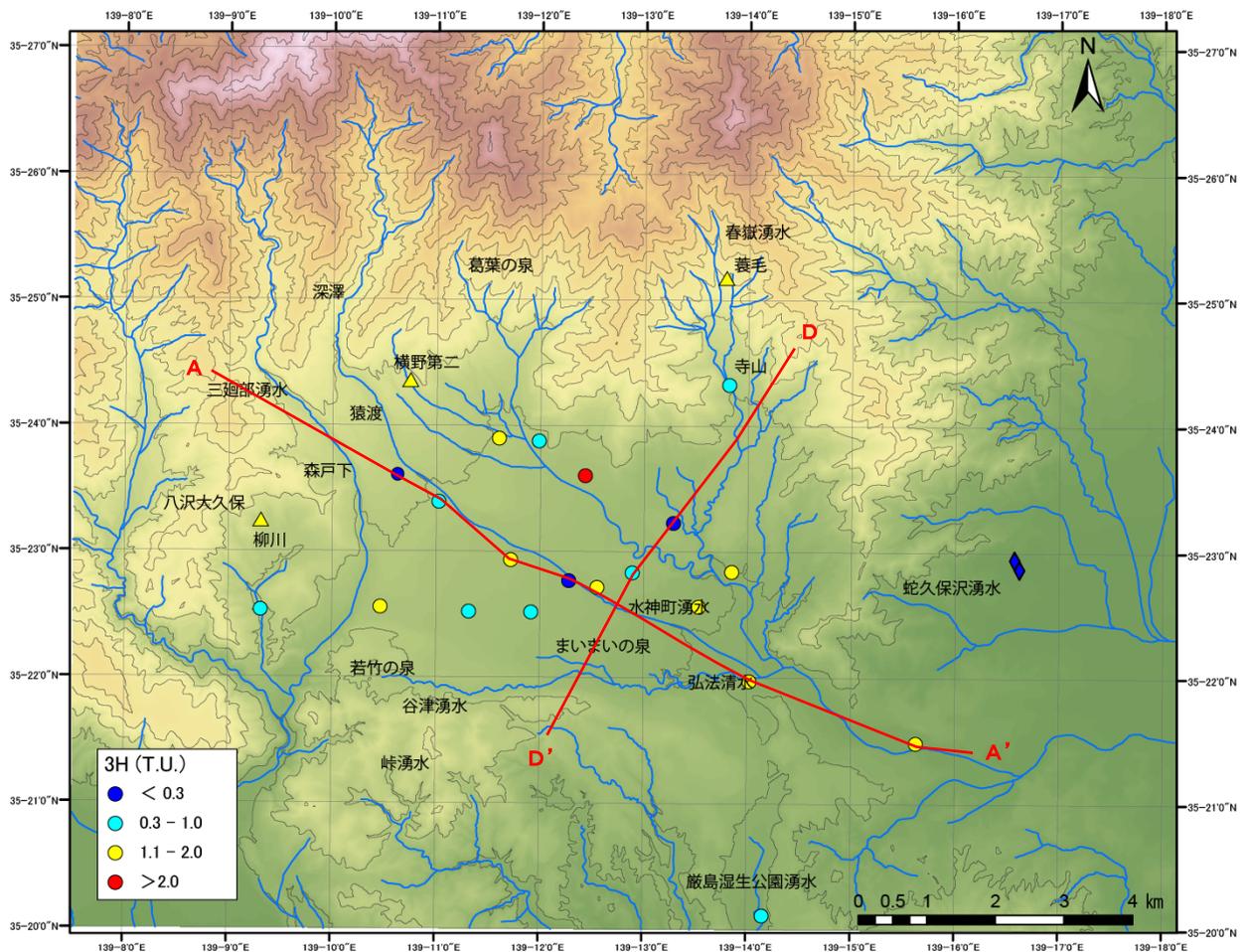


図 2-52 秦野盆地における地下水と湧水のトリチウム分布

※ 1945年～1963年に行われた核実験の影響で、大気中のトリチウム濃度が1960年～1970年頃にかけて上昇したことから、トリチウム濃度が低かった1960年以前、すなわち2020年－1960年で、60年以上前にかん養された地下水と考えられます。

表 2-12 地下水・湧水・温泉水の同位体比分析一覧表

No.	井戸名	用途	種類	集水方法	井戸深度	ストレーナ位置	水温	pH	電気伝導度	ORP	DO	アルカリリ度	$\delta^{18}\text{O}$	δD	3H
1	尾尻端	水道水源	地下水	自噴	60	27-54.6	16.6	8.1	216.2	195.4	7.1	1.183	-8.0	-52	1.4
2	下河原	水道水源	地下水	ポンプ	115	77-99、104.5-110	16.3	7.9	208.5	271.0	6.3	1.275	-8.1	-52	1.0
3	反房	水道水源	地下水	ポンプ	120	27-33、37-53.5、87-109	15.7	7.6	172.3	213.0	6.7	1.328	-8.0	-51	<0.3
4	本町第8	水道水源	地下水	ポンプ	80	35-65、73-78	16.5	7.7	155.9	420.0	6.3	1.310	-8.3	-54	1.3
5	本町第13	水道水源	地下水	ポンプ	85	42.5-64.5、75.5-81	16.7	7.7	202.2	428.0	5.6	1.307	-8.0	-51	1.0
6	秦野市北公民館	観測井	地下水	ポンプ	84	34-84	17.8	7.9	193.1	245.0	5.8	1.150	-7.8	-51	1.2
7	No.25観測井戸	観測井	地下水	ポンプ	42	30.5-34.5	16.9	8.2	242.0	189.7	5.4	1.702	-8.1	-54	1.5
8	くずわふち児童遊園地	観測井	地下水	ベアラ	78	58.4-71	16.6	8.0	217.5	162.3	2.6	1.715	-8.0	-52	2.4
9	カルチャパーク	観測井	地下水	ベアラ	300	118-168	16.0	8.2	172.7	153.1	1.4	1.482	-8.1	-52	<0.3
10	さかえちよう公園	観測井	地下水	ベアラ	158.65	104-114	16.3	7.6	201.3	155.5	2.2	1.209	-7.9	-51	2.0
11	中井町井ノ口水源	水道水源	地下水	ポンプ	151	79-90、124-145	16.3	8.2	220.0	128.5	4.0	1.556	-7.5	-48	0.3
12	秦野第1号源泉	温泉井	温泉水	ポンプ	60		25.6	7.2	9310.0	56.9	0.1	0.197	-6.9	-44	<0.3
13	つるまき千の湯	温泉井	温泉水	ポンプ	1010	595.8-988.2	36.7	8.7	17140.0	-186.0	0.5	0.198	-5.9	-34	<0.3
14	横野第二	水道水源	湧水	ポンプ	4		16.4	7.1	207.5	189.5	7.2	1.708	-7.6	-49	1.4
15	東田原	水道水源	地下水	ポンプ	80	47-52.5、61-77.5 45-56、61.5-78	17.1	8.3	192.8	95.4	8.1	1.359	-7.9	-52	<0.3
16	羽根	水道水源	地下水	ポンプ	115	80-102	16.6	7.7	199.5	196.8	8.7	1.588	-7.9	-51	1.0
17	本町第5	水道水源	地下水	ポンプ	90	33.0-37.5、39.0-41.4、51.6-69.9、 72.9-77.1	16.6	7.8	235.0	190.4	6.5	1.578	-7.8	-51	1.0
18	岩井戸	水道水源	地下水	ポンプ	9.8		21.9	7.1	267.0	148.8	4.3	1.512	-7.1	-47	1.3
19	中河内	水道水源	地下水	ポンプ	90	26.6-32.1、37.5-54、59.5-76	17.0	7.5	254.0	216.0	6.5	1.941	-7.6	-50	1.9
20	桐ヶ窪	水道水源	地下水	ポンプ	85	30-41、57.5-79.5	15.5	8.0	159.1	208.0	6.3	1.588	-8.0	-51	1.0
21	糞毛	水道水源	湧水	自然流下			13.1	7.8	74.5	192.1	12.5	0.531	-8.1	-51	1.1
22	柳川	水道水源	湧水	ポンプ	2	29-40、47.5-53.0、69.5-75.0	16.0	7.6	238.0	205.0	7.2	1.991	-8.0	-53	1.2
23	沢の下	水道水源	地下水	ポンプ	100	50.0-54.5、54.5-59.0、64.5-69.0、 74.5-79.0、90.0-94.5	16.2	7.9	182.3	188.7	5.6	1.063	-7.8	-51	0.5
24	宮の前	水道水源	地下水	ポンプ	85	36-39、48-61.5、65.5-82	16.4	7.7	181.5	177.3	6.7	1.358	-7.9	-50	1.5
25	船道	水道水源	地下水	ポンプ	80	26-30、36.5-46.5、49.5-53.5、 60.5-64.5、69.5-71.5	16.5	7.9	172.1	209.0	5.6	1.215	-7.9	-50	0.7

(3) 地下水流動機構の検討

水質分析結果を踏まえた地下水流動機構の検討結果は、産業技術総合研究所報告書から次のようにまとめられます。

- ア 秦野盆地には、かん養標高が異なる2種類の地下水が存在する。
- イ 河川水と相互作用しているのは、浅層地下水（20m以浅）のみ。
- ウ 標高と河川水・地下水の酸素同位体比の関係から、深層地下水が水無川や葛葉川の扇頂部でかん養されている可能性は低い。
- エ 深層地下水（20m以深）の推定かん養標高は250~500m程度。
- オ 自然湧水には、浅層型と深層型の2種類が存在する。
- カ 吉沢ローム層より下の地下水がどこに流れているかは現状ではわからないが、少なくとも中井町に向かっている可能性は低い。

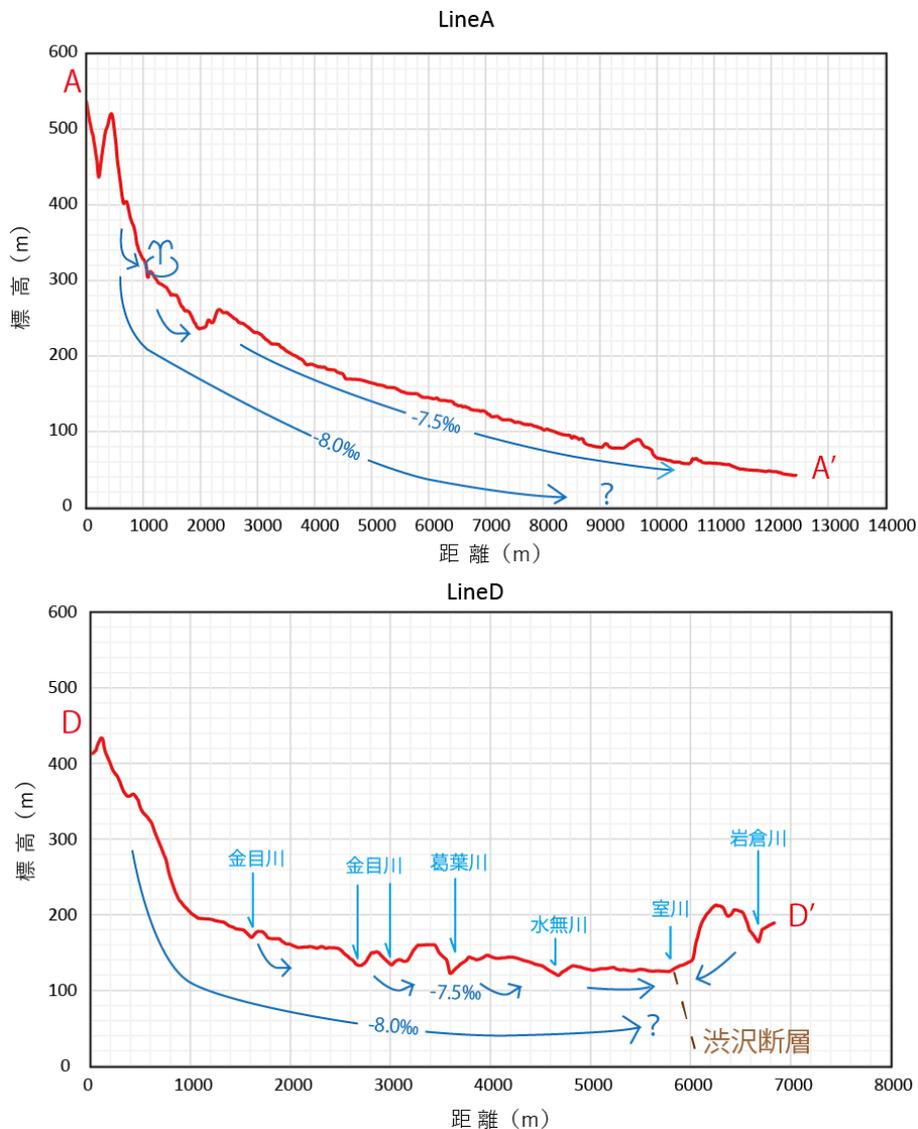


図 2-53 秦野盆地における地下水流動系（概念図）

5 はだの水循環モデル

(1) モデル更新の基本方針

秦野市域の水循環をコンピューター上で再現することができる「はだの水循環モデル」は、前計画で構築したもので、今回、地質調査・水源調査ボーリング、微動アレイ探査、水質分析の結果を踏まえ、次の基本方針によりモデルの更新をします。

ア 解析領域

水理地質構造モデルの更新と同様に、モデル解析領域についても、秦野盆地の地下水の挙動に大きな影響を与えていると考えられる渋沢丘陵東端付近を南側（中井町）まで広げることとしました。



図 2-54 渋沢丘陵東端付近の解析領域拡大範囲

イ 主な更新点

(ア) 水理地質構造モデル見直しに伴う帯水層構造のモデル化

- ・ 浅部・深部帯水層を分ける吉沢ローム層のモデル化及び浅部・深部帯水層の堆積構造のモデル化
- ・ 深部帯水層水頭を浅部帯水層水頭より下げる地下水構造のモデル化⇒ 渋沢丘陵東端付近の解析領域の拡大による南側（中井町）への地下水流出のモデル化

- ・ 今泉湧水群のモデル化（地下水水頭が地盤面より高くなる）

(イ) 新東名高速道路完成後のモデル化

(ウ) 過年度雨量モデル(消防本署雨量による各格子標高補正モデル)からレーダーアメダス解析雨量への変更

ウ 検証計算対象期間

更新するモデルの検証過程で過年度モデルとの比較検討を行うため、検証期間は過年度モデルの検証期間に合わせることにしました。検証期間は次のとおりです。

- ・ 長期：平成2（1990）年～平成23（2011）年
- ・ 短期：流量検証期間 平成26（2014.4）年～平成27（2015.3）年

エ 作成モデル

作成するモデルは、過去の水循環の再現用モデルと新東名高速道路の地下構造物（羽根・高取山トンネル）やサービスエリア等の切土・盛土（地形改変）を考慮して、現況（将来）の水循環の再現（予測）用モデルとして、次の2つのモデルを作成します。

- ・ 過去の水循環の再現 : ①自然地形モデル(新東名高速道路建設前)
- ・ 現況（将来）の水循環の再現（予測）: ②新東名高速道路完成後モデル

(2) 陸面モデル

はだの水循環モデルの陸面モデルの構築に当たって、次のデータを収集し解析に用いました。

ア 気象外力

- ・降水量：気象庁レーダーアメダス解析雨量
- ・蒸発散量：ハーモン法

イ 地表地形

- ・自然地形モデル：国土地理院基盤地図情報
- ・新東名高速道路完成後モデル：NEXCO 中日本提供 CAD データ

ウ 河道／用水路形状：主要河道のみ

エ 地下構造物（羽根トンネル）：NEXCO 中日本提供 CAD データ

オ 土地利用

- ・自然地形モデル：100mメッシュ土地利用（国土数値情報土地利用細分メッシュデータ 2014年版）
- ・新東名高速道路完成後モデル：100mメッシュ土地利用（国土数値情報土地利用細分メッシュデータ 2014年版）

カ 雨水排水：河川流量・用水量・湧水量データ

キ 水利用

- ・人工かん養：人工かん養量
- ・用水：取水量・用水路放流量（河川流量・用水量・湧水量データ）
- ・下水処理水：浄水管理センター下水処理水放流量
- ・地下水揚水：上下水道局水源井戸・企業井戸（揚水量データ）

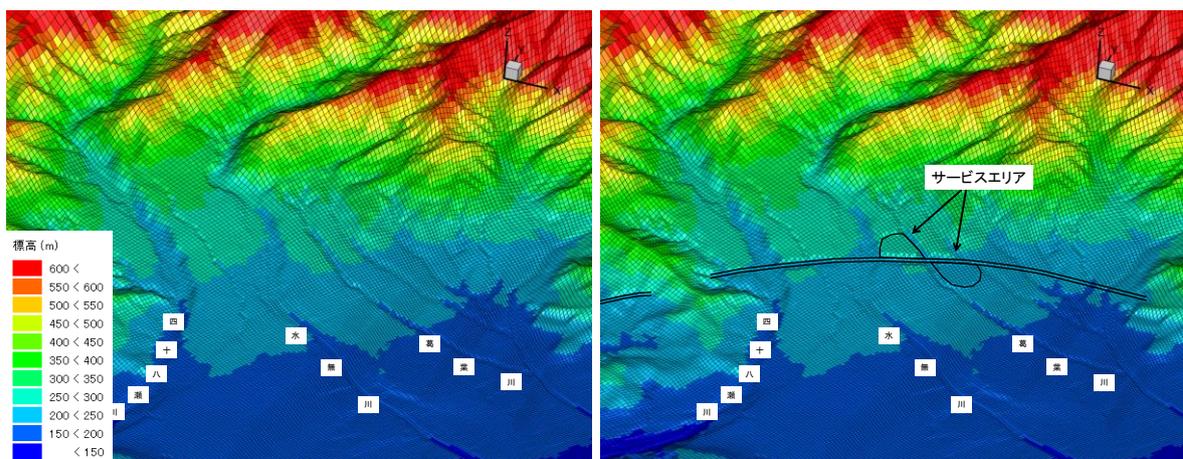


図 2-55 自然地形モデル（左）と新東名高速道路完成後モデル（右）の地形鳥瞰図による水の分類

(3) はだの水循環モデル (3次元格子モデル)

ア 境界条件

新はだの水循環モデルにおけるモデル領域端の境界条件は、次のとおりです。

- ・山側稜線境界：不透水壁境界
- ・東端金目川：地下層は不透水壁境界、地表層は放流境界
- ・渋沢丘陵東端の南側（中井町）境界：地下層は不透水壁境界、地表層は放流境界
- ・底標高： - 3,000mで不透水壁境界

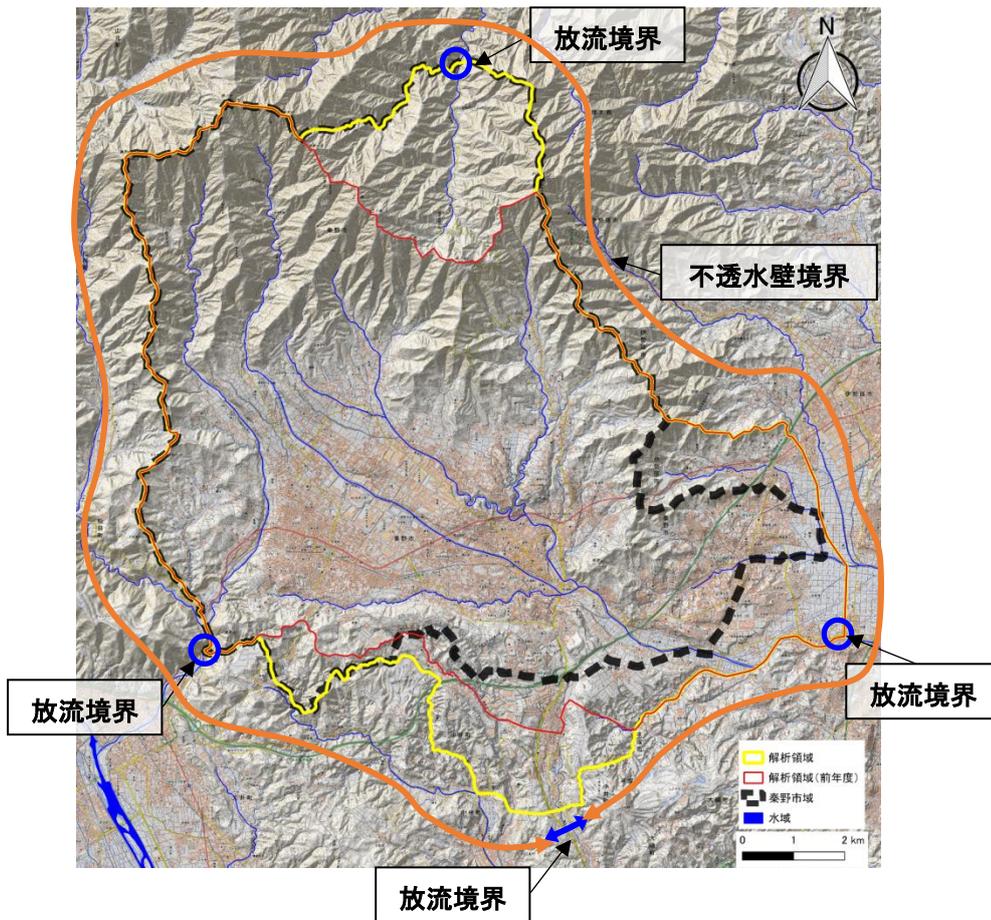


図 2-56 モデル境界

イ 平面格子モデル

自然地形モデル及び新東名高速道路完成後モデルの平面格子モデルの地形図と地質図を図 2-57～図 2-58 に示します。面格子数は 139,643 です。

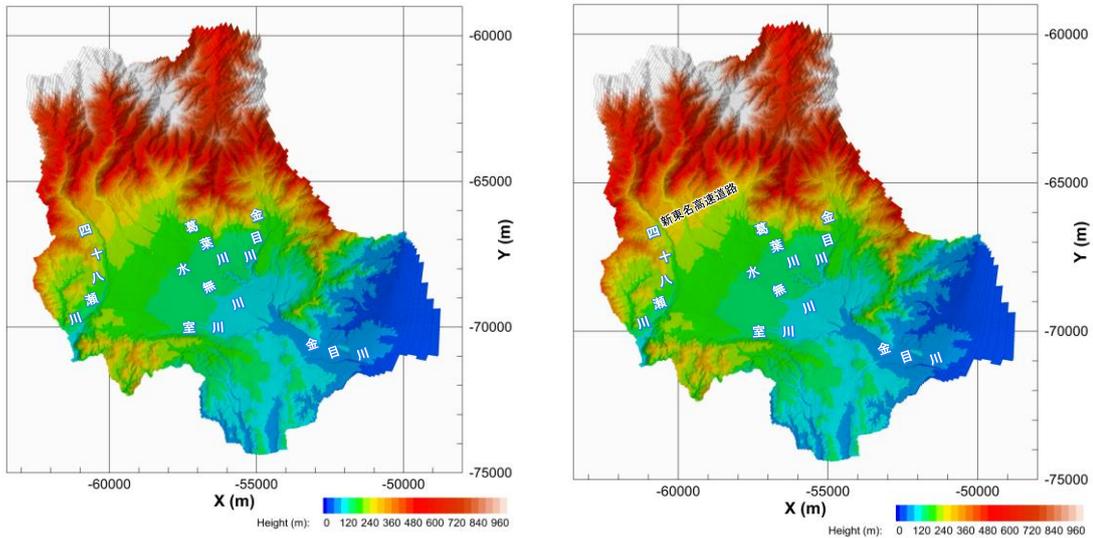


図 2-57 自然地形モデル（左）と新東名高速道路完成後モデルの平面格子（地形）

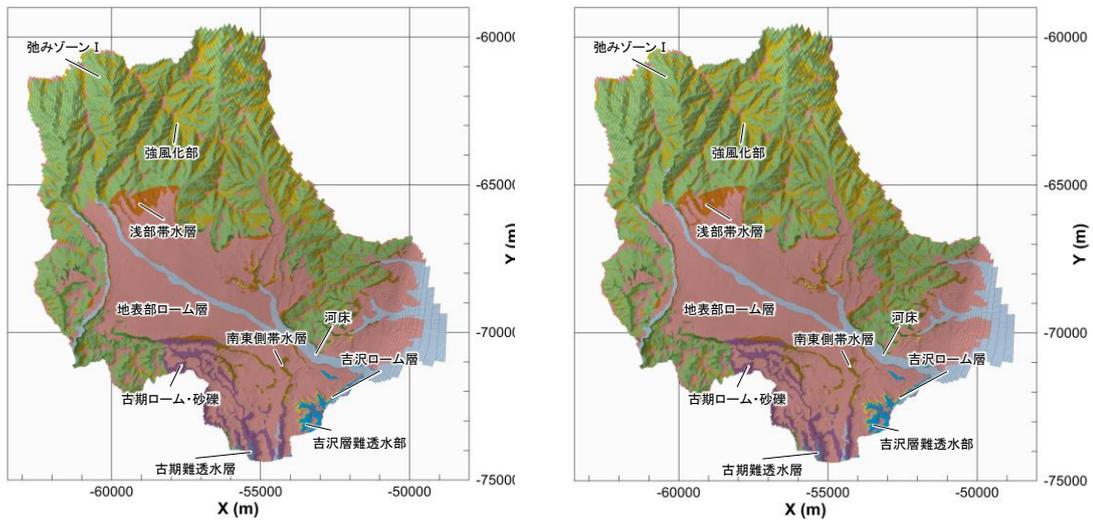


図 2-58 自然地形モデル（左）と新東名高速道路完成後モデルの平面格子（地質）

ウ 3次元格子モデル

自然地形モデル及び新東名高速道路完成後モデルの3次元格子モデルの地形と地質の鳥瞰図を図2-59～図2-60に示します。層数は31層（大気層：1層，地表層：1層，地下層：29層）、総格子数は4,328,933です。

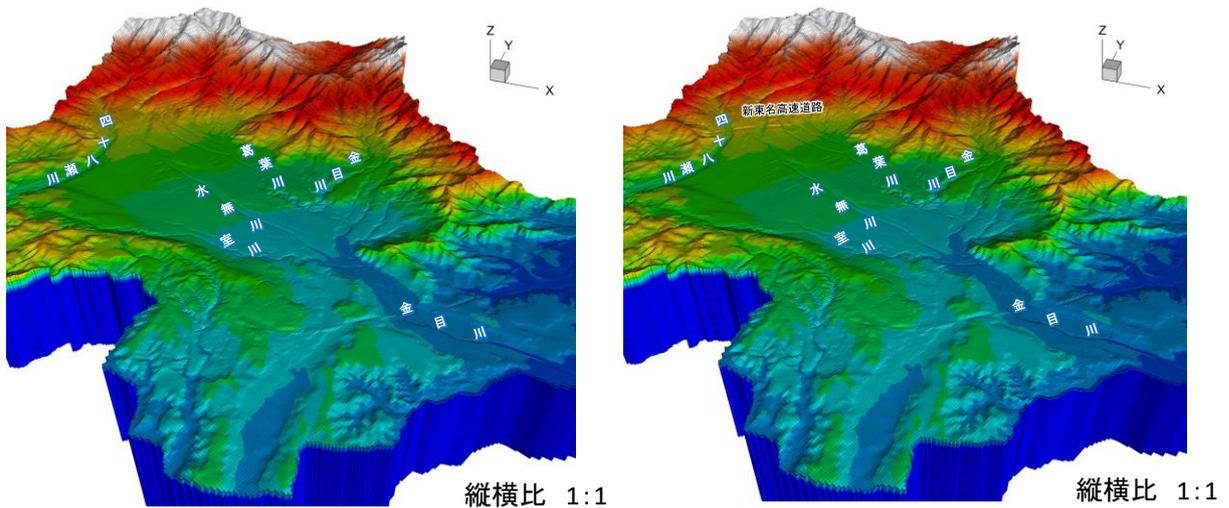


図2-59 自然地形モデル（左）と新東名高速道路完成後モデルの3次元格子鳥瞰図（地形）

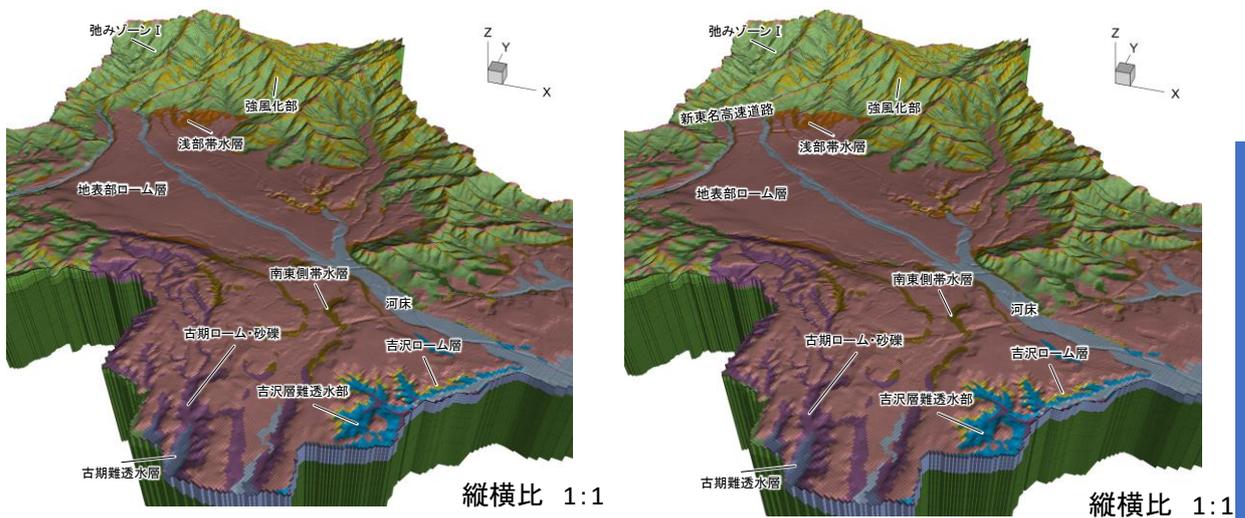


図2-60 自然地形モデル（左）と新東名高速道路完成後モデルの3次元格子鳥瞰図（地質）

エ 水理パラメータ

水理地質構造モデルでは、大局モデルとして盆地全体の地下水流動機構及び盆地堆積物中の地下水の二層構造（吉沢ローム層による浅部帯水層と深部帯水層の区分、深部帯水層水頭<浅部帯水層水頭の現象、今泉の湧水など）を再現できるような地質モデルを定常解析により検討しました。さらに、新はだの水循環モデルに用いる水理パラメータ値を求めるため、非定常解析により、河川流量や地下水位などの水文諸量の経時変化の再現性を検証しました。

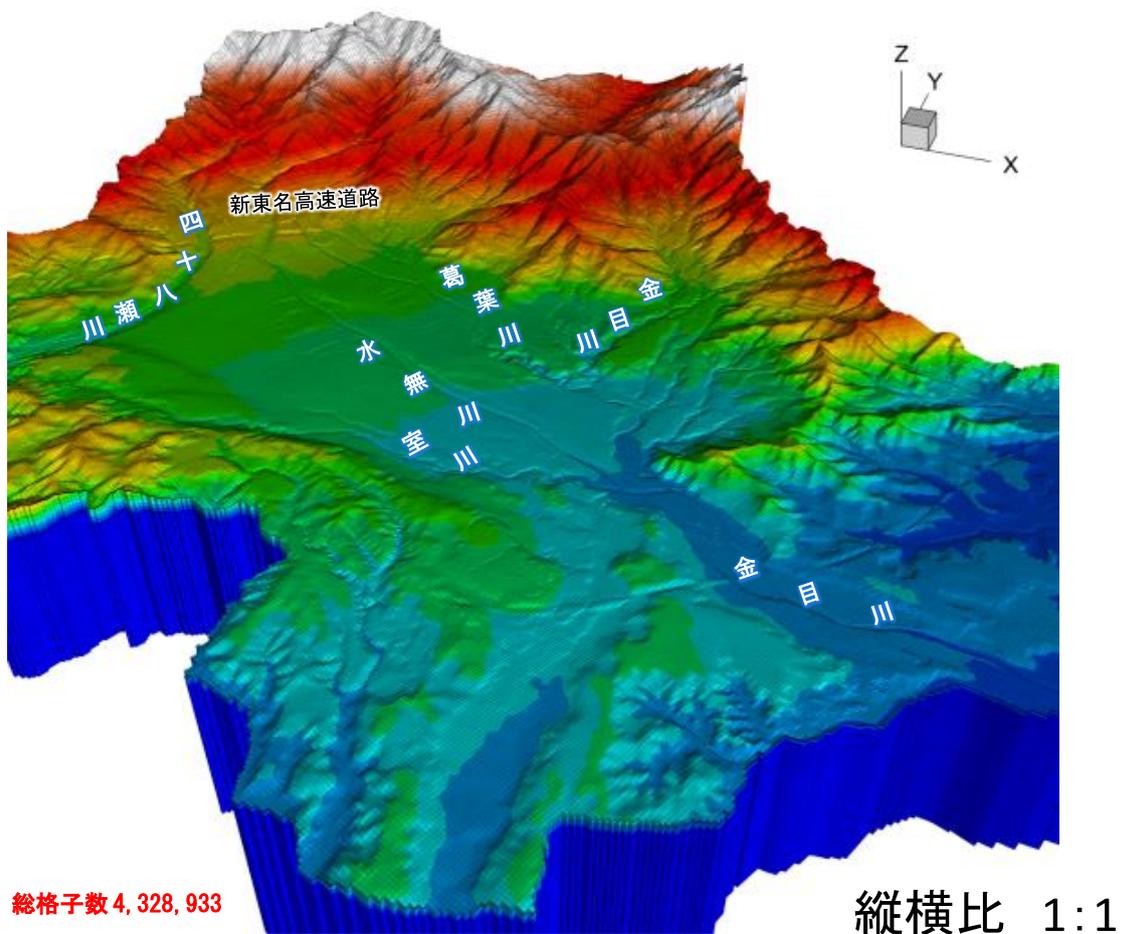


図 2-61 3次元格子鳥瞰図（地形）

表 2-13 はだの水循環モデルの水理パラメータ値

I 共通および盆地内

区分	構成員	記号	透水係数の			2相流特性	FY2019			FY2014			
			間隙率	透水係数	浸透率		異方性	記号	間隙率	透水係数	記号	間隙率	透水係数
			[-]	[m/s]	[mD]	kv/kh		[-]	[m/s]	[-]	[-]	[m/s]	
表土層		TS	0.30	1.00E-04	1.00E+04	1/1	砂	TS	0.30	1.00E-04	TS	0.30	1.00E-04
河床		RD	0.30	5.00E-06	5.00E+02	1/1	礫	RD	0.30	5.00E-06	Al	0.30	5.00E-06
未固結堆積物	地表部I-Ⅰ層	SL	0.30	1.00E-06	1.00E+02	1/1	砂	SL	0.30	1.00E-06	L1	0.20	1.00e-06
								L2			L2		1.00e-07
}	今泉難透水層	IM	0.20	1.00E-08	1.00E+00	1/1	粘土	IM	0.20	1.00E-08	L3	0.20	1.00E-08
	浅部帯水層	SD	0.20	1.00E-04	1.00E+04	1/10	礫	SD	0.20	4.50E-04	G3	0.20	1.30E-03
	吉沢I-Ⅰ層	KL	0.20	1.00E-09	1.00E-01	1/1	粘土	KL	0.20	1.00E-09	L4	0.20	1.00E-08
	深部帯水層	DA	0.20	1.00E-04	1.00E+04	1/5	礫	DA	0.20	1.00E-04	G5	0.20	1.30e-05 (xy) 1.30e-07 (z)
弱固結堆積物	深部未区分層	DF	0.10	1.00E-08	1.00E+00	1/1	粘土	DF	0.10	1.00E-08	Tl	0.20	1.00E-05
局所的に分布する帯水層	山麓・溪流堆積物	MD	0.20	1.00E-05	1.00E+03	1/1	礫	-	-	-	-	-	-
基礎岩類 (丹沢層群)	強風化部	WR	0.20	1.00E-05	1.00E+03	1/1	砂	WR	0.20	1.00E-05	Wr	0.20	1.00E-06
	弛みゾーンI	LR I	0.10	1.00E-06	1.00E+02	1/1	礫	LR I	0.10	1.00E-06	Bw	0.01	1.00E-07
	弛みゾーンII	LR II	0.05	1.00E-07	1.00E+01	1/1	岩盤	LR II	0.05	1.00E-07			
	弛みゾーンIII	LR III	0.02	1.00E-08	1.00E+00	1/1	岩盤	LR III	0.02	1.00E-08			
	新鮮部	FR	0.01	1.00E-09	1.00E-01	1/1	岩盤	FR	0.01	1.00E-09	Bf	0.01	1.00e-07 1.00e-08

※ 水理パラメータ値は計画策定時の調査に基づくもので、今後、新たな情報により変更することもあります。

II 南部・東部

区分	構成員	記号	透水係数の			FY2019			FY2014				
			孔隙率	透水係数	浸透率	異方性	2相流特性	記号	間隙率	透水係数	記号	間隙率	透水係数
			[-]	[m/s]	[mD]	kv/kh		[-]	[m/s]	[-]	[-]	[m/s]	
表土層	河床・沖積地	TS	-	-	-	-	-	TS	-	-	-	-	
	沖積層	沖積砂礫	RD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		沖積粘土	AG	0.20	1.00E-04	1.00E+04	1/1	礫	-	-	-	-	-
	未固結堆積物	地表部ローム層	AC	0.20	1.00E-08	1.00E+00	1/1	粘土	-	-	-	-	-
		今泉難透水層	SL	-	-	-	-	-	SL	-	-	-	-
	S	吉沢ローム層	IM	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		砂礫・泥岩・ローム互層	KL	-	-	-	-	-	KL	-	-	-	-
			LG	0.10	1.00E-05	1.00E+03	1/30	礫	LG	0.10	1.00E-05	-	-
		弱固結堆積物	NM	0.10	1.00E-06	1.00E+02	1/1	粘土	NM	0.10	1.00E-08	-	-
	局所的に分布する透水層	中里礫層	NG	0.20	1.00E-04	1.00E+04	1/1	礫	-	-	-	-	-
立野台帯水層		TA	0.20	1.00E-04	1.00E+04	1/1	礫	-	-	-	-	-	
基盤岩類 (丹沢層群)	強風化部	WR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	弛みゾーンI	LR I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	弛みゾーンII	LR II	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	弛みゾーンIII	LR III	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
新鮮部	FR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		

※ 水理パラメータ値は計画策定時の調査に基づくもので、今後、新たな情報により変更することもあります。

III 山地部

区分	構成員	記号	透水係数の			FY2019			FY2014			
			孔隙率	透水係数	浸透率	異方性	2相流特性	記号	間隙率	透水係数	記号	間隙率
			[-]	[m/s]	[mD]	kv/kh		[-]	[m/s]	[-]	[-]	[m/s]
未固結堆積物	表土層	TS	-	-	-	-	-	TS	-	-	-	-
	地表部ローム層	SL	-	-	-	-	-	SL	-	-	-	-
局所的に分布する透水層	中里礫層	NG	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	立野台帯水層	TA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	山麓・溪流堆積物	MD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	本八沢礫層	MG	0.20	1.00E-04	1.00E+04	1/1	礫	-	-	-	-	-
基盤岩類 (丹沢層群)	強風化部	WR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	弛みゾーンI	LR I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	弛みゾーンII	LR II	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	弛みゾーンIII	LR III	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
新鮮部	FR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

※ 水理パラメータ値は計画策定時の調査に基づくもので、今後、新たな情報により変更することもあります。

(4) はだの水循環マップ

新たに作成した「はだの水循環モデル」を用いて、地下水や地表水（河川水）の分布状況や秦野盆地内の流動状況などを可視化（地下水の見える化）するため、解析結果から各種水循環マップを作成したものを図 2-62～図 2-72 に示します。

ア 地表水

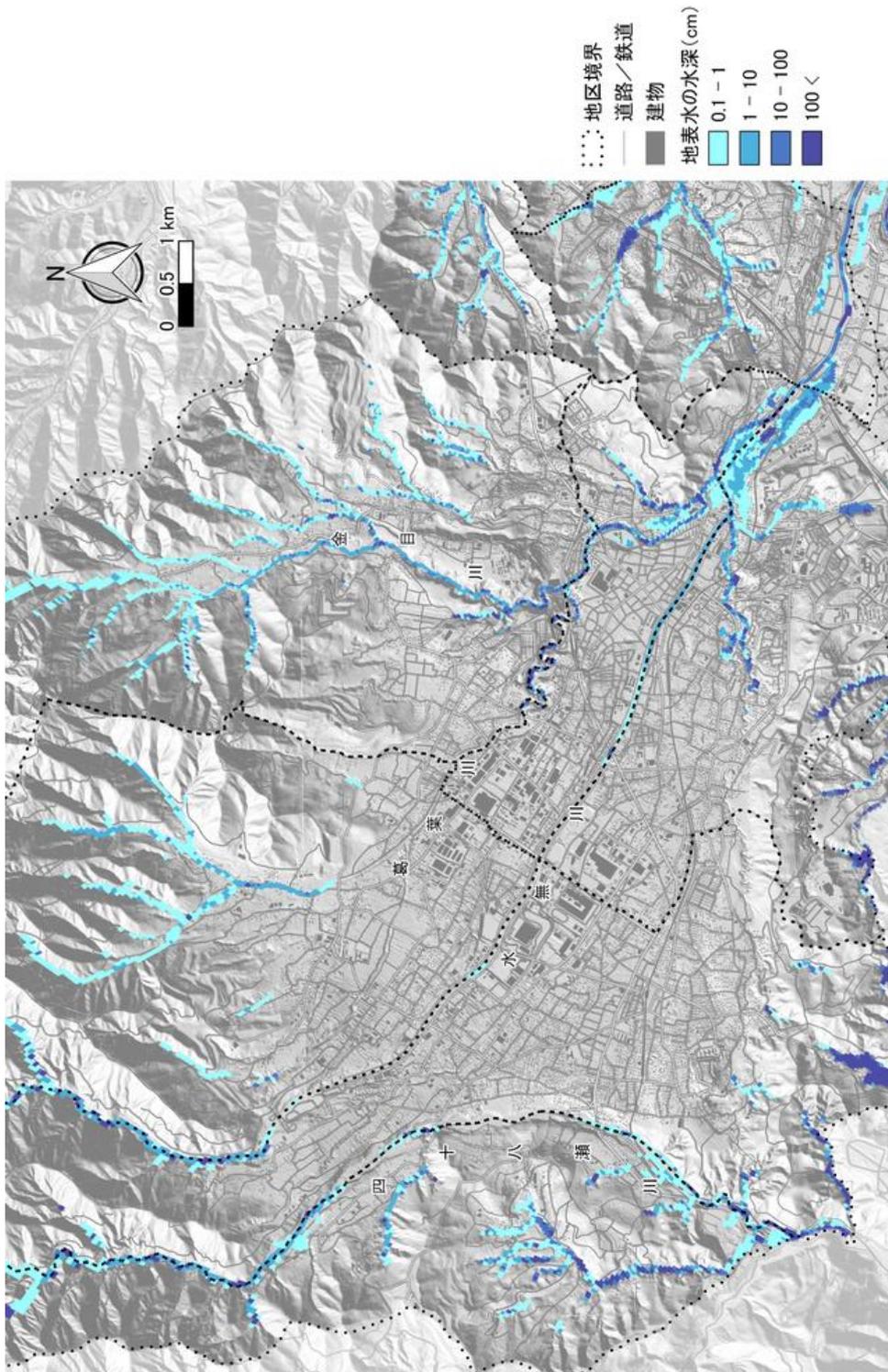


図 2-62 秦野盆地内の地表水分布（平衡状態）

イ 湧水量

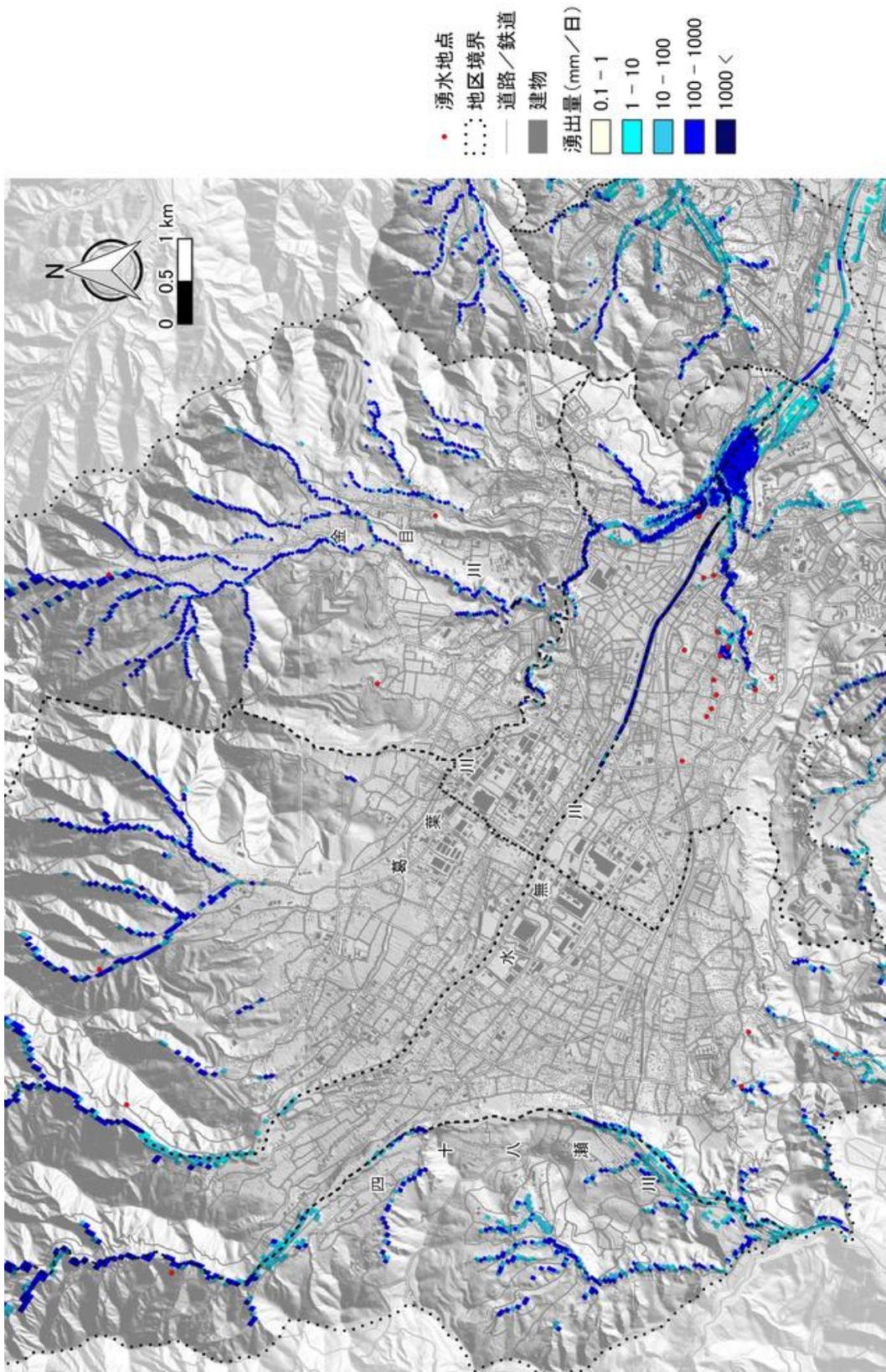


図 2-63 秦野盆地内の湧水量分布 (平衡状態)

ウ かん養高

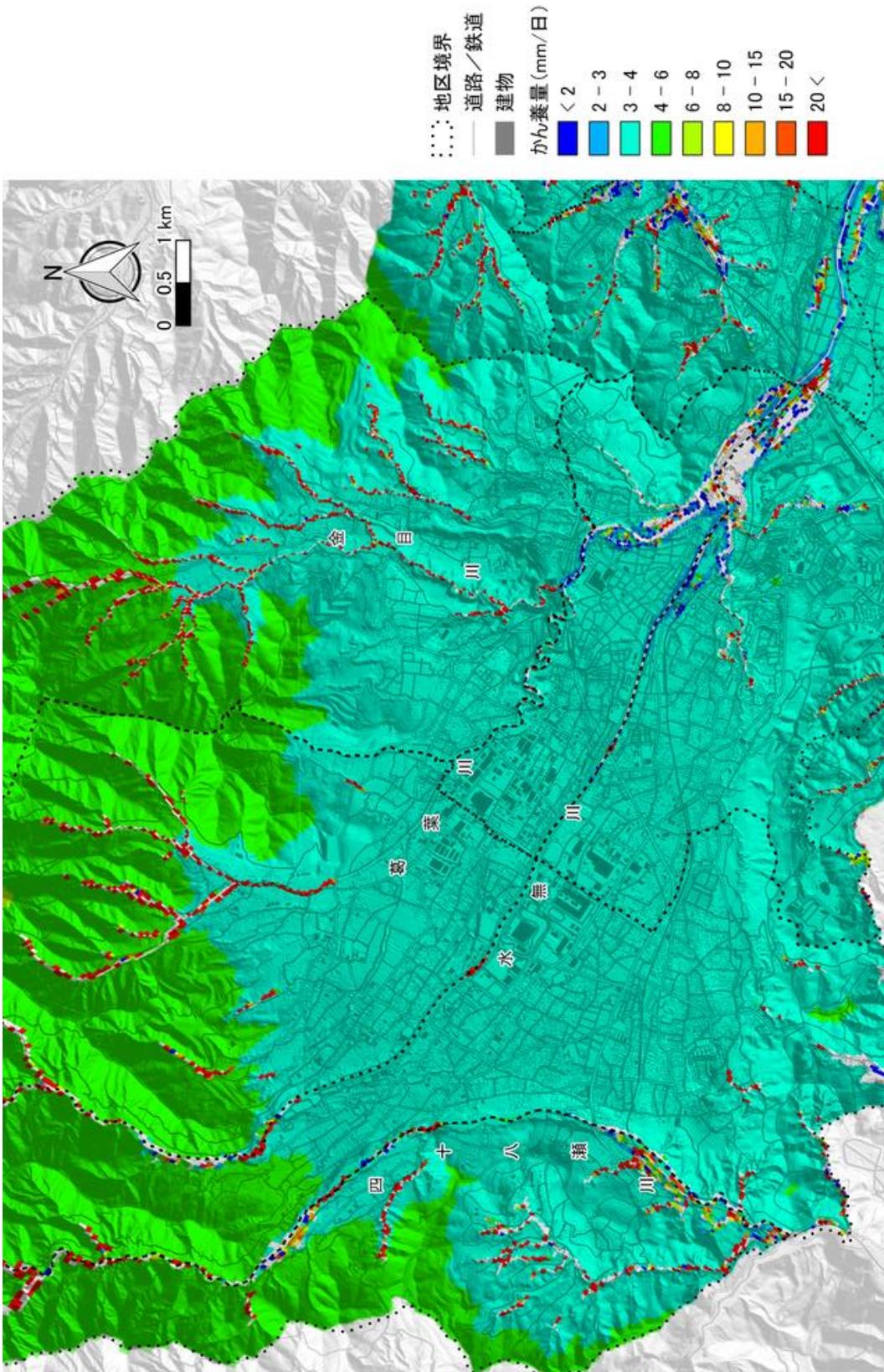


図 2-64 秦野盆地内のかん養高分布 (平衡状態)

エ 地下水位

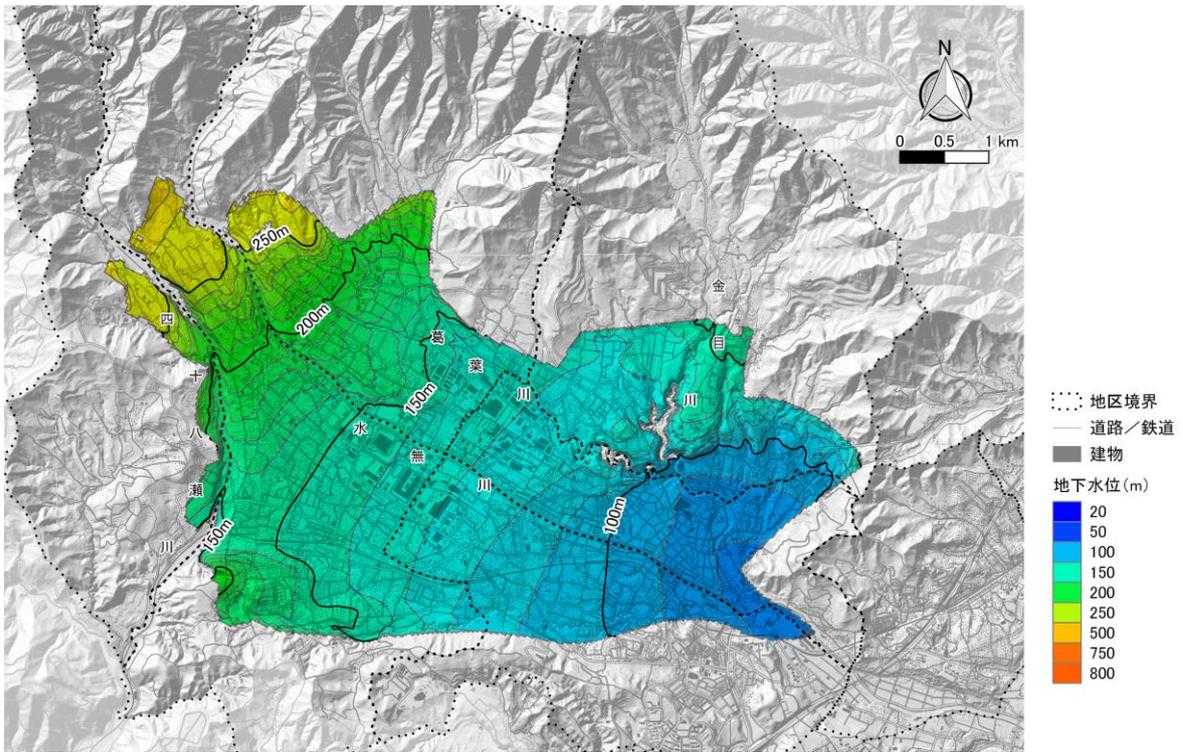


図 2-65 秦野盆地内の水位分布(平衡状態、浅部帯水層)

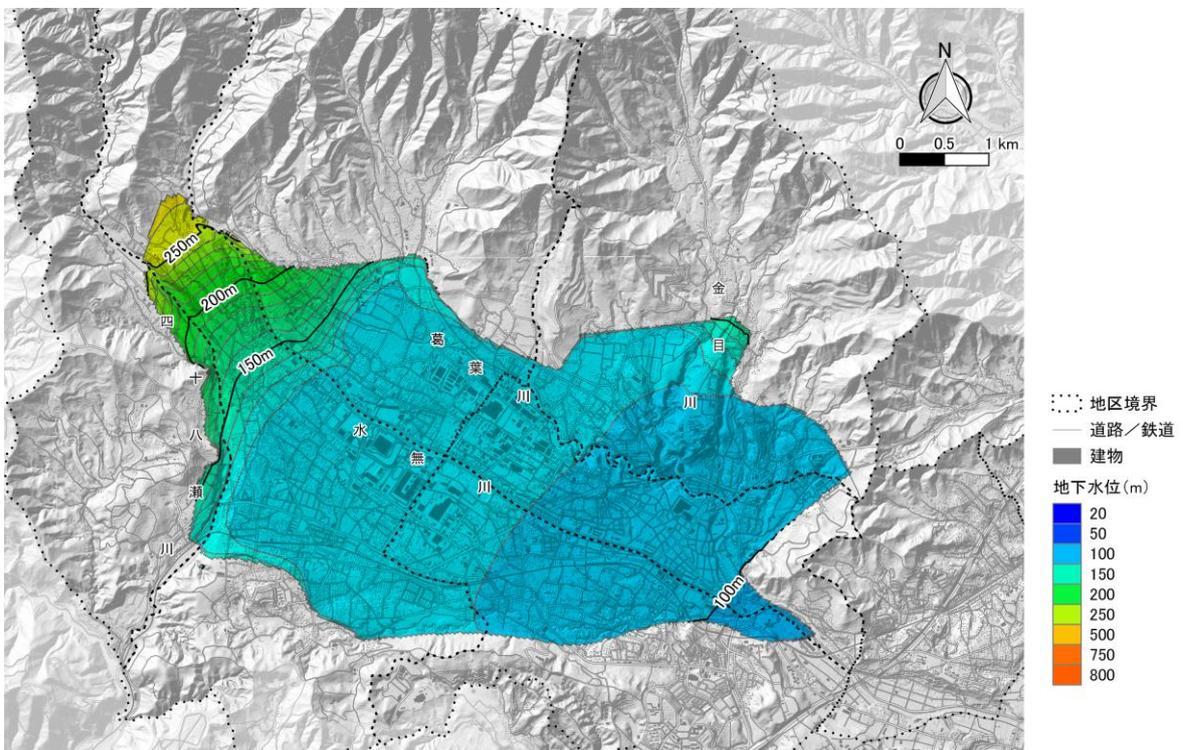


図 2-66 秦野盆地内の水位分布(平衡状態、深部帯水層)

オ 地表水・地下水流動経路

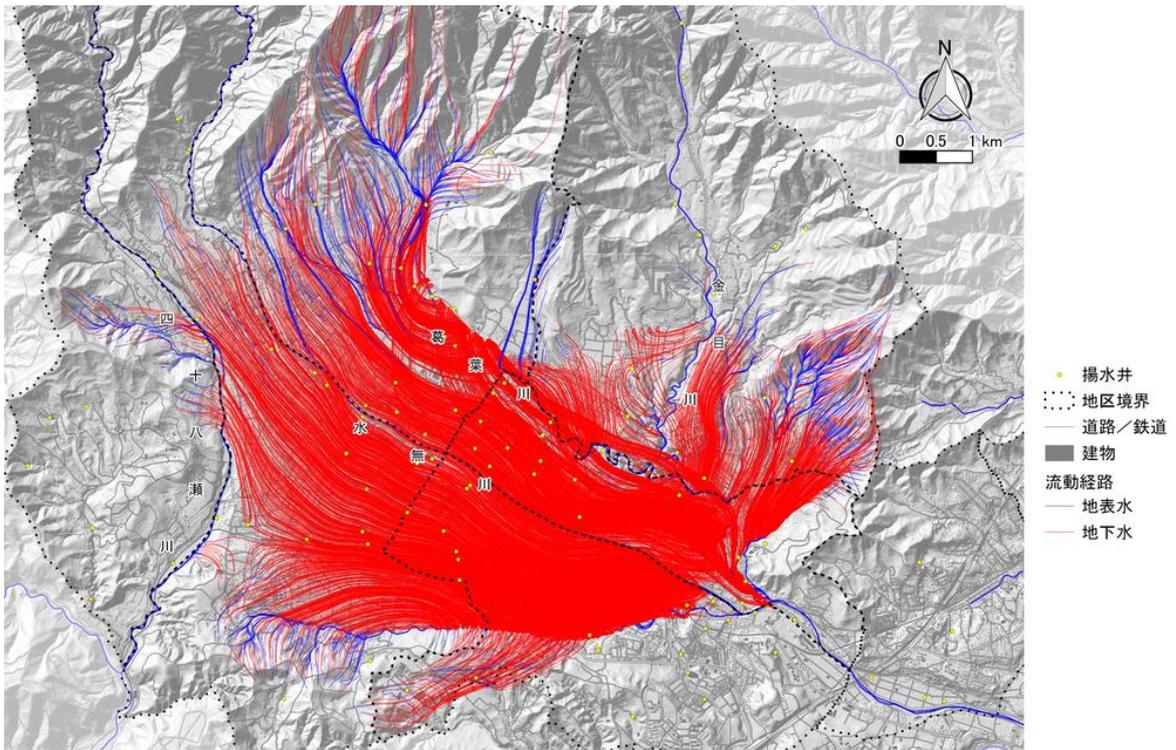


図 2-67 秦野盆地内の地表水・地下水流動経路(三次元流線軌跡、平衡状態、浅部帯水層)

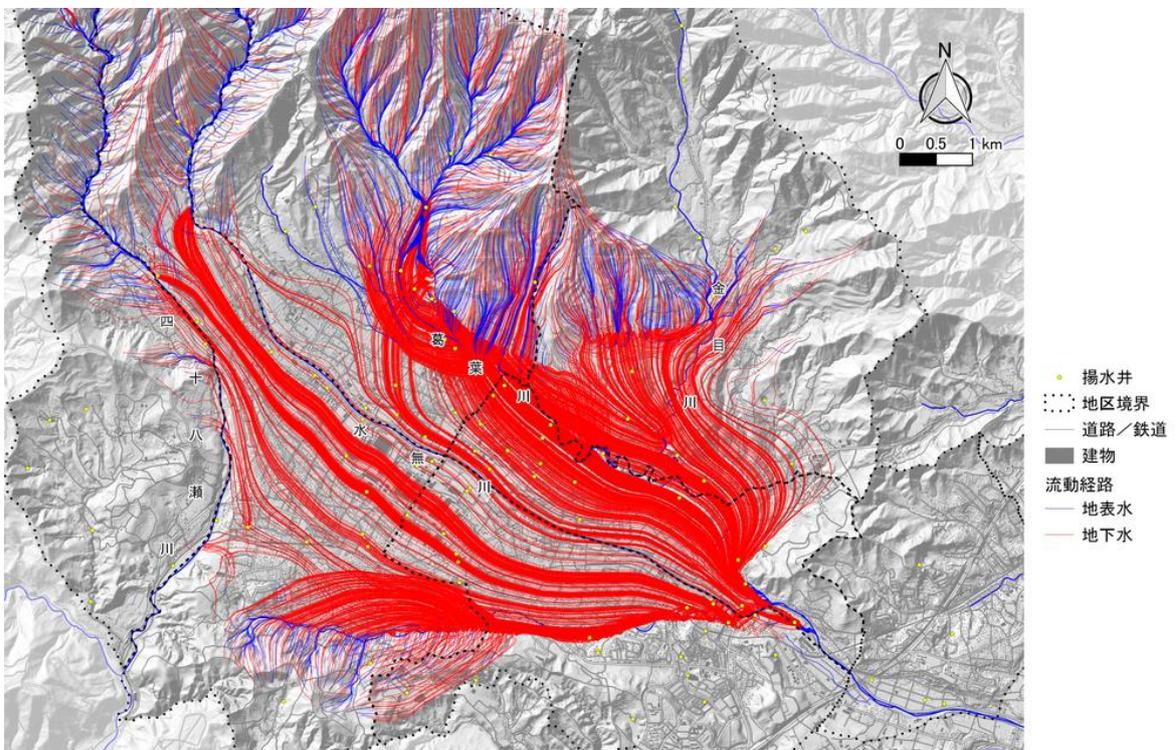


図 2-68 秦野盆地内の地表水・地下水流動経路(三次元流線軌跡、平衡状態、深部帯水層)

カ 地下水流動量

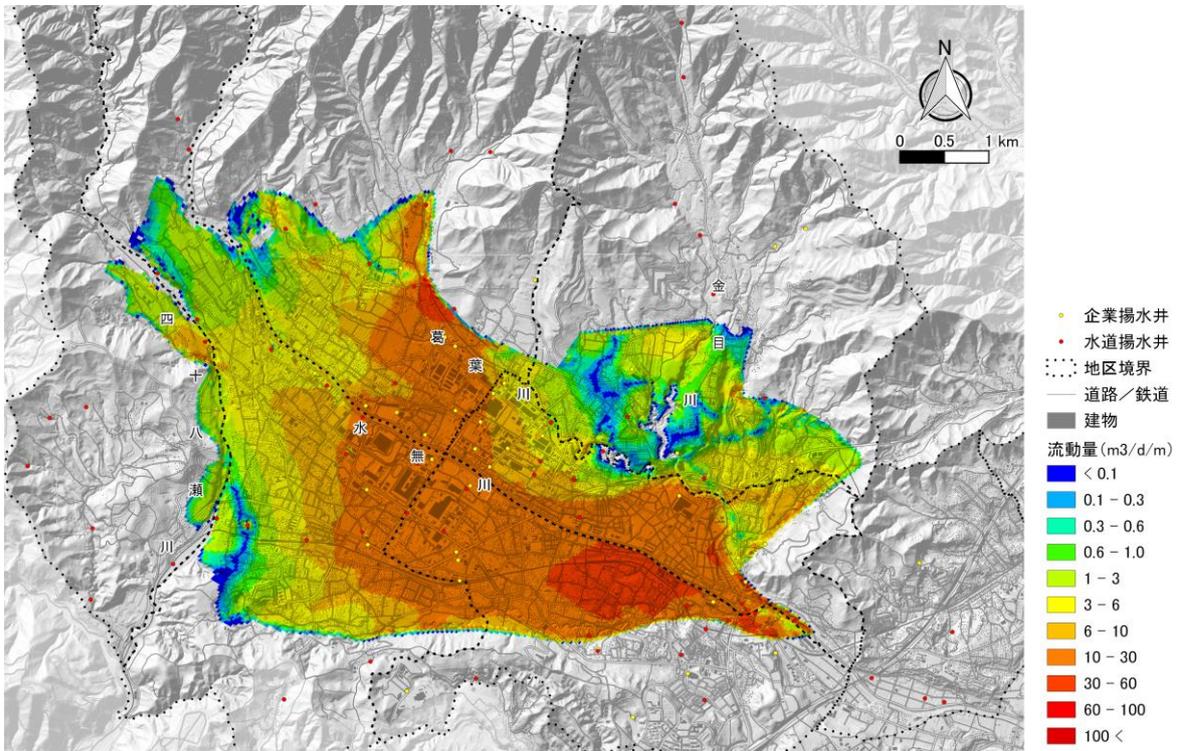


図 2-69 礫層内地下水流動量(平衡状態、浅部帯水層)

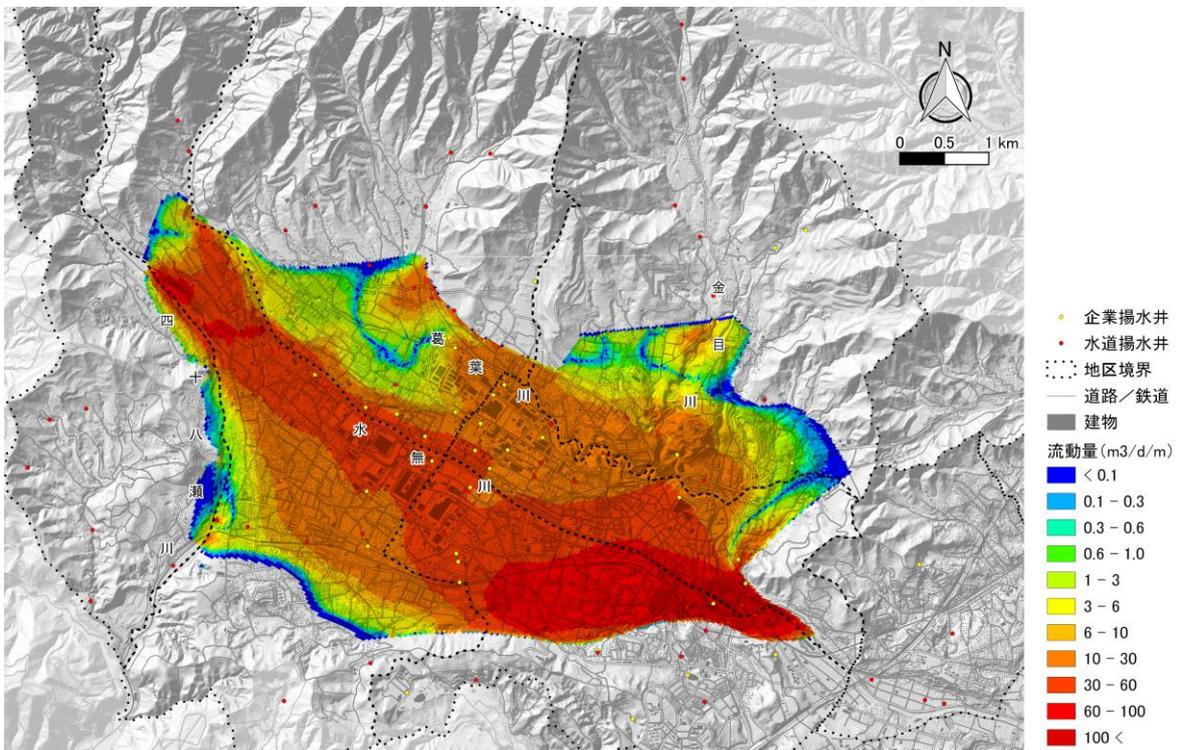


図 2-70 礫層内地下水流動量(平衡状態、深部帯水層)

キ 地下水かん養標高と影響範囲

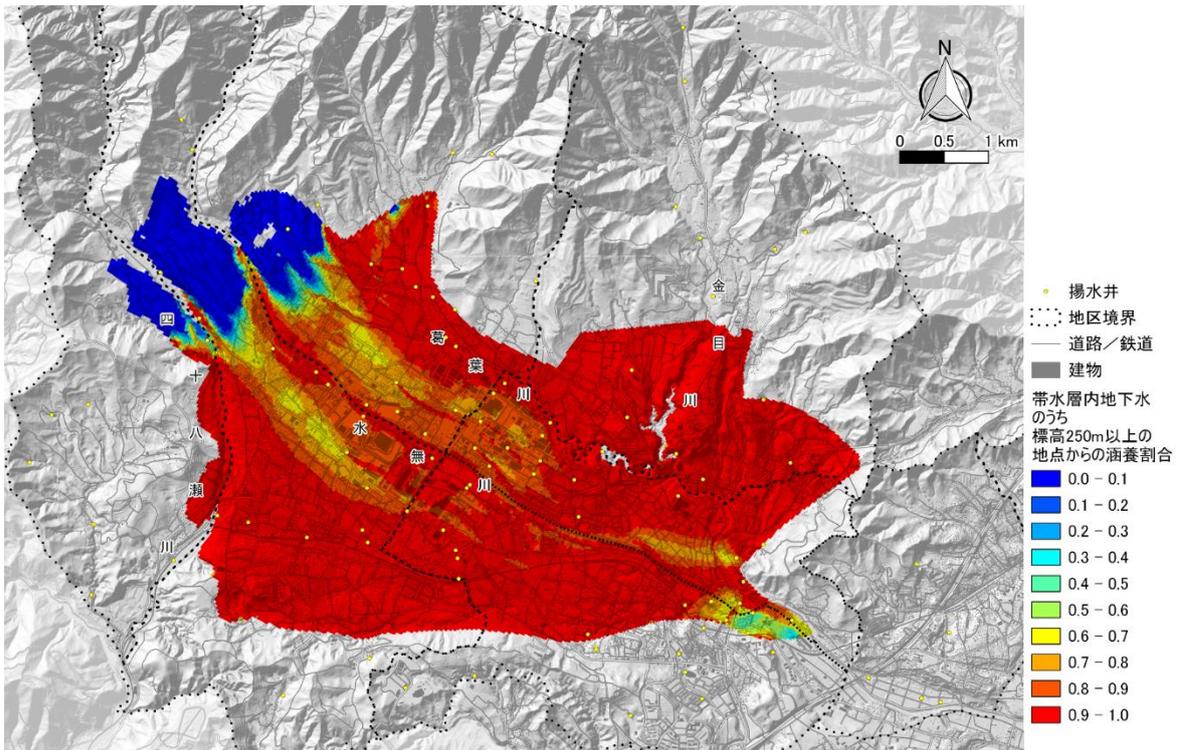


図 2-71 礫層内地下水流動量(平衡状態、浅部帯水層、かん養標高 250 m 未満)

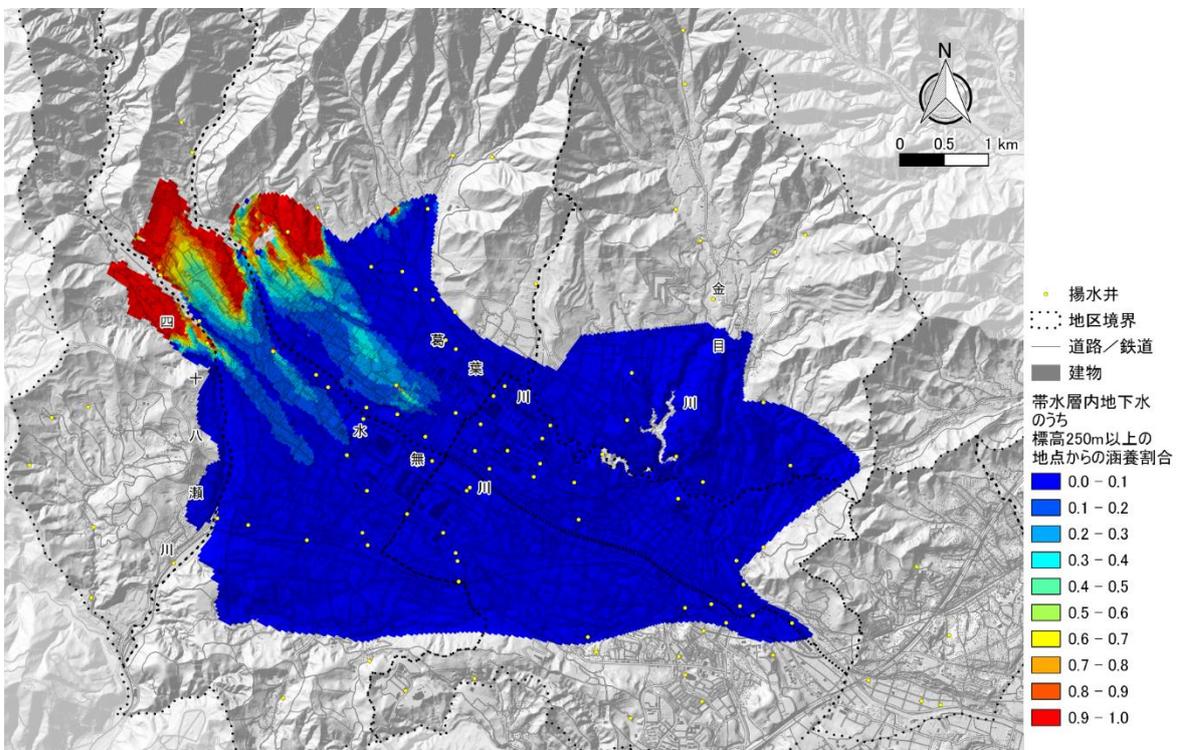


図 2-72 礫層内地下水流動量(平衡状態、浅部帯水層、かん養標高 250 m 以上)

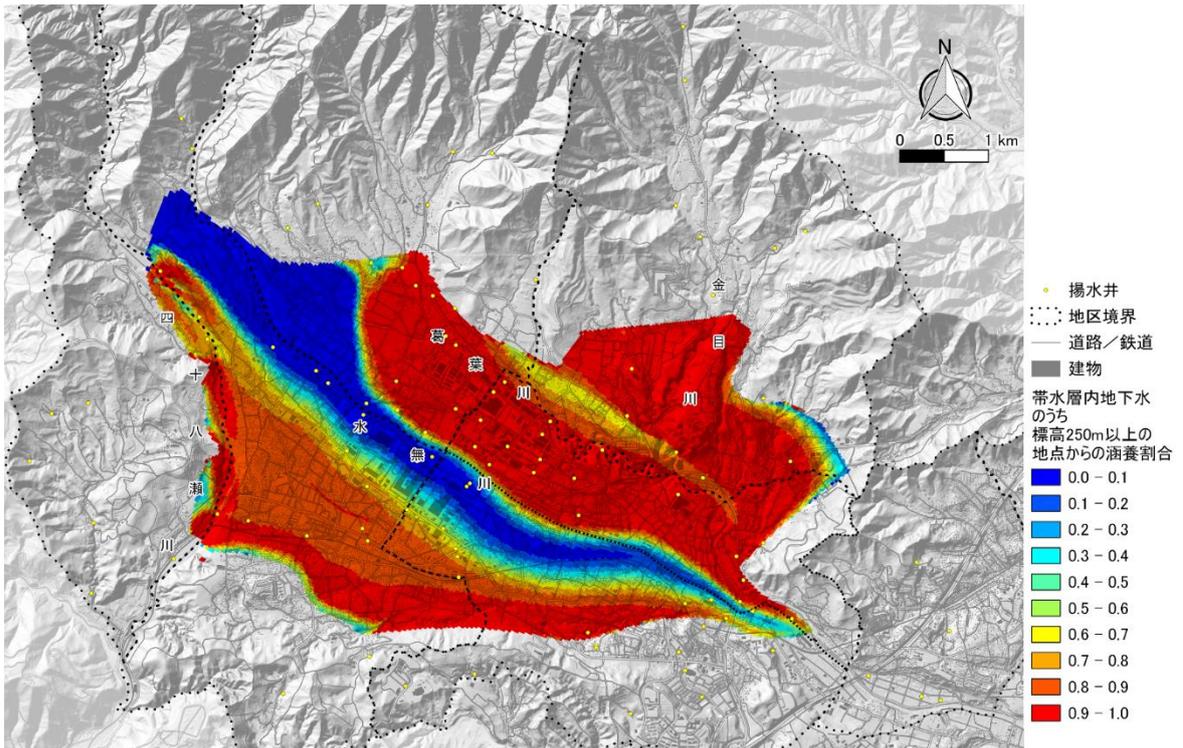


図 2-73 礫層内地下水流動量(平衡状態、深部帯水層、かん養標高 250 m 未満)

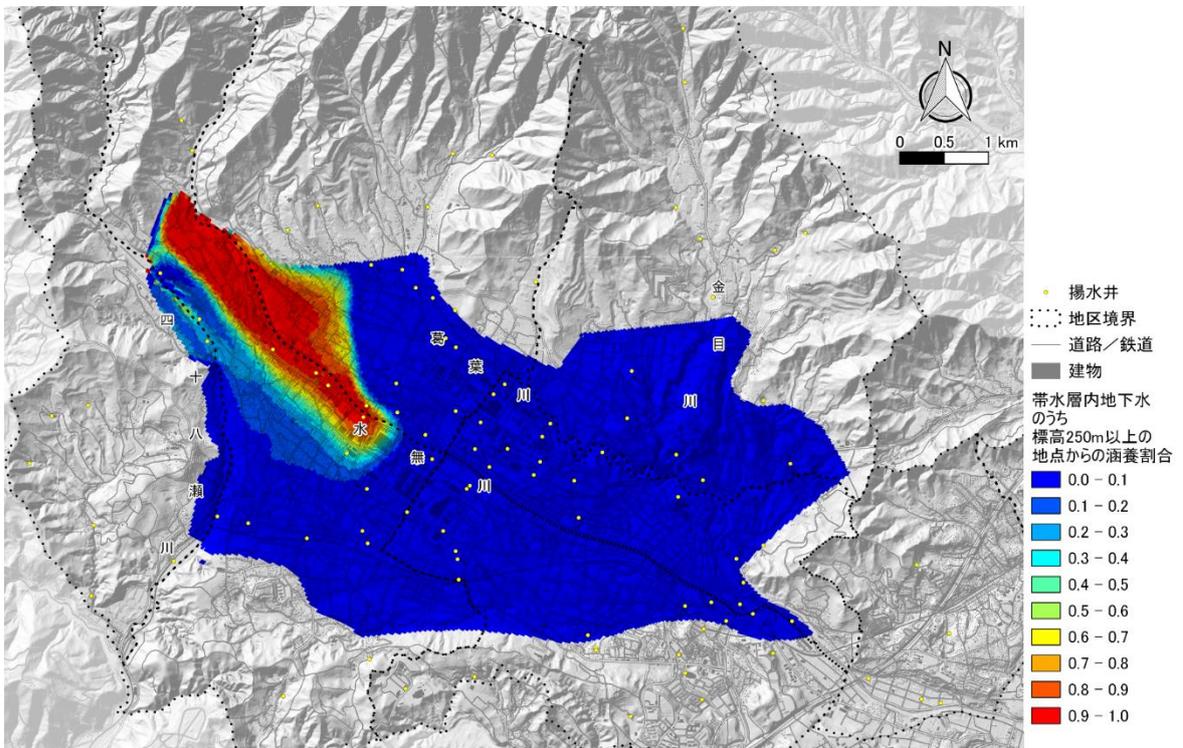
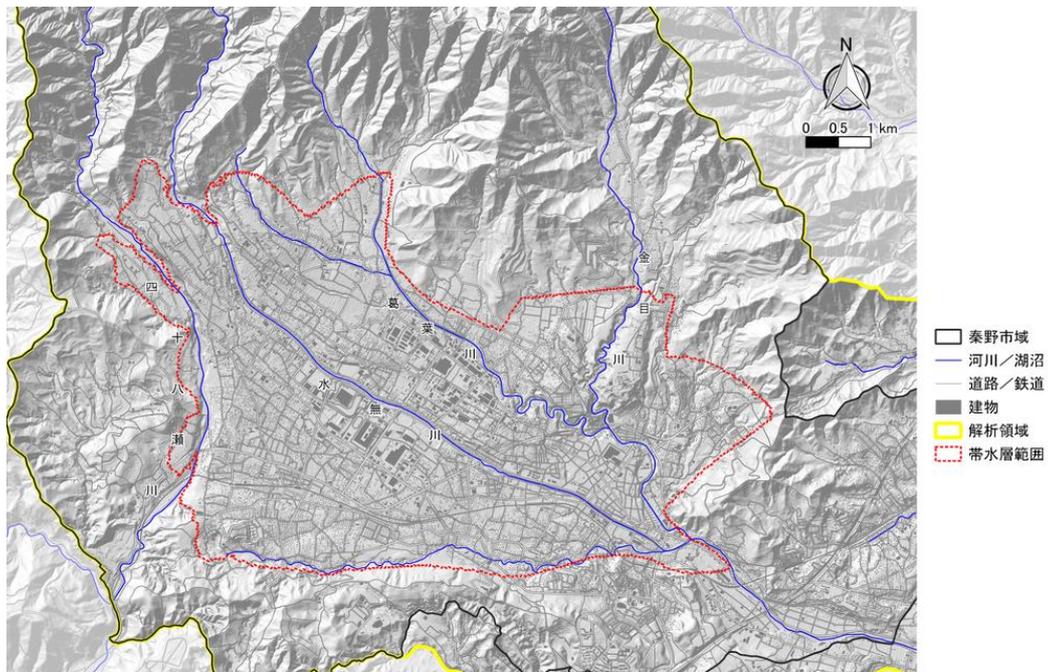


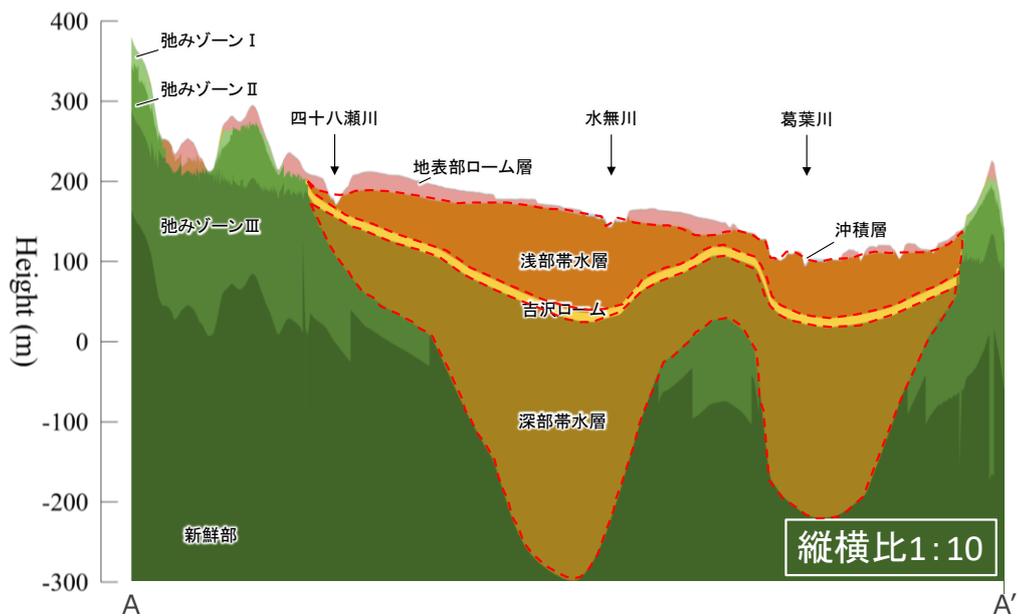
図 2-74 礫層内地下水流動量(平衡状態、深部帯水層、かん養標高 250 m 以上)

6 地下水賦存量

新はだの水循環モデルを用いて、秦野盆地の地下水賦存量（地下に存在する水の総量）を算出すると、約7億5千万 m^3 となりました。主要帯水層の集計範囲は、図2-75の赤い点線で囲まれた範囲で、面積は約27 km^2 です。



a



b

図2-75 地下水賦存量の集計範囲 (a: 平面図, b: 断面図)

(1) 地下水賦存量の算出

地下水揚水などの人為的効果を考慮した現況再現結果を用いて計算した平衡状態にある地質区分ごとの水量（地盤中の間隙内の水の体積）について、浅部・深部帯水層ごとに算出しました。吉沢ロームの水量は含んでいません。

帯水層ごとの水量を比較すると、浅部帯水層は約1億8千万 m^3 、深部帯水層は約5億7千万 m^3 となっています。帯水層全体に対する比率はそれぞれ、約24%、約76%です。

表 2-14 新旧モデル地下水賦存量の比較

旧モデル			新モデル		
帯水層区分	賦存量	割合	帯水層区分	賦存量	割合
G1 礫層	0.06 億 m^3	14.6%	浅部帯水層	1.83 億 m^3	24.4%
G2 礫層	0.109 億 m^3				
G3 礫層	0.235 億 m^3				
G4 礫層	0.241 億 m^3				
G5 礫層+未区分層	2.125 億 m^3	85.4%			
—	—	—	吉沢ローム層	—	—
—	—	—	深部帯水層	5.65 億 m^3	75.6%
帯水層全体	2.77 億 m^3	100%	帯水層全体	7.47 億 m^3	100%

(2) 地下水賦存量の考え方

今回のシミュレーションによる現況再現結果では、主に地下水を採取して利活用できる帯水層（砂礫層）内の地下水を地下水賦存量として算出していますが、その他にも浅層のローム層内を循環するものや砂礫層内でも循環できないものもあると考えられます。

そのため、地下水賦存量といっても、すべてが利活用できるわけではなく、地下水の取水・湧出量が、かん養量を上回れば、湧水の枯渇や地下水位低下を招き、場所によっては地盤沈下の恐れもあることを理解しておかなければなりません。

従って、今後、新たな地下水の利活用をしていくうえでは、地下水収支に影響を及ぼさないことが最も重要となります。

7 地下水の浄化

(1) 目的

はだの水循環モデルを活用して、監視基準井戸（観測井No.25）の水質が、地下水保全条例の浄化目標値を下回るまでの期間等のシミュレーションを試みるものです。

(2) 考え方

- ・ 汚染物質は、監視基準井戸で浄化目標値を超過しているテトラクロロエチレンとします。
- ・ 水無川右岸は、平成16年に名水復活宣言をしていることから、水無川左岸の監視基準井戸の浄化目標値達成の時期を算出します。

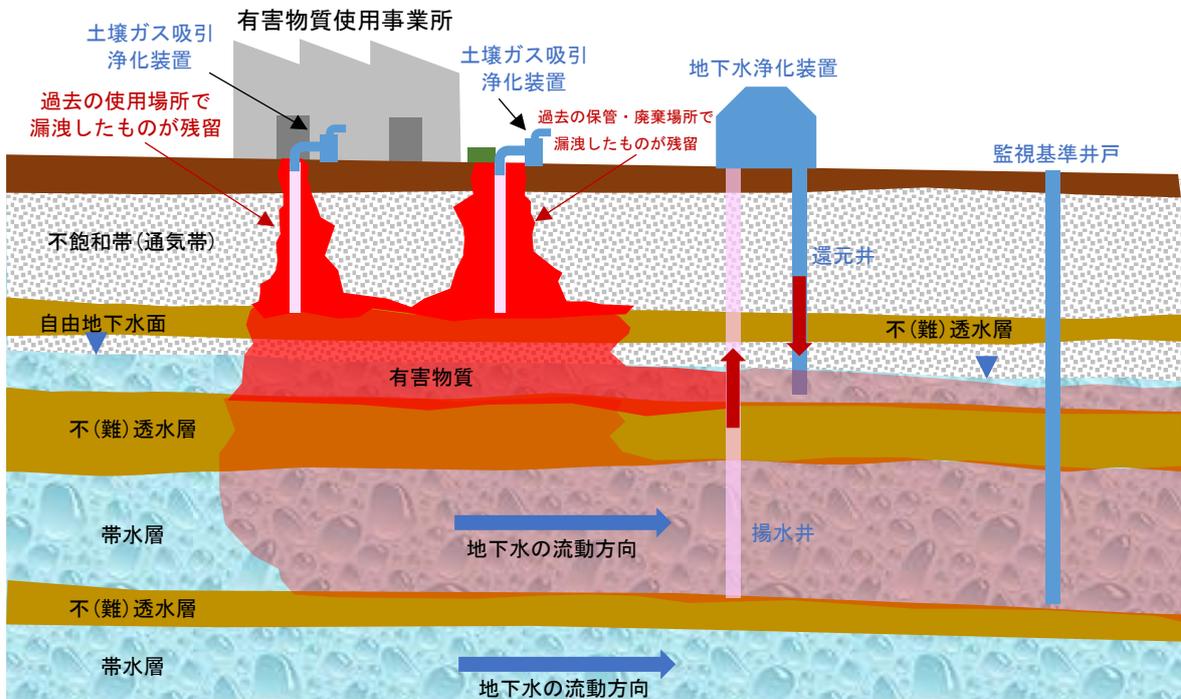


図 2-76 土壌・地下水汚染と浄化の仕組み

(3) シミュレーション

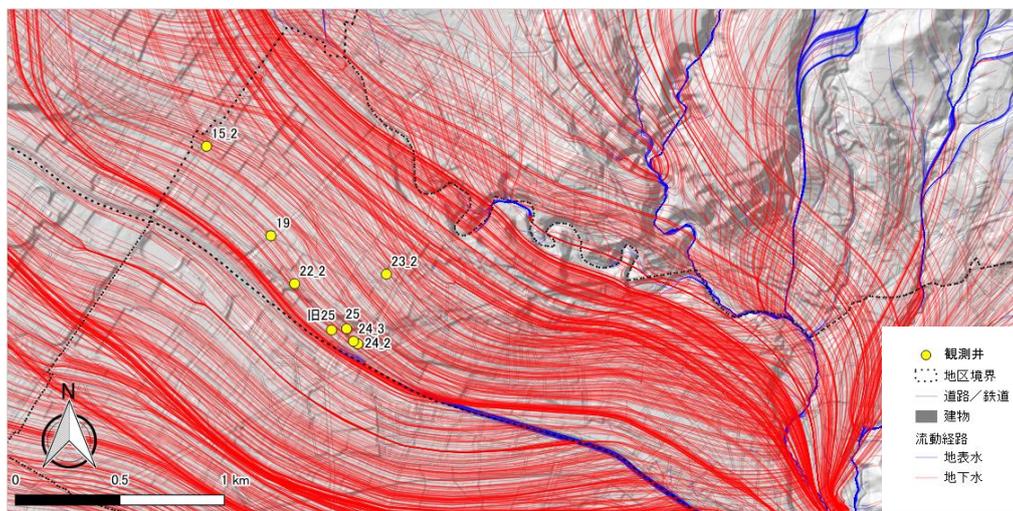
ここでは、はだの水循環モデルを用いた2つの解析を検討しました。

ア はだの水循環モデルによる解析

はだの水循環モデルを用いた解析では、テトラクロロエチレン漏洩量や残留箇所などのパラメータの詳細な設定が必要となります。今後、精度の高い解析モデルの構築とともに、入力パラメータの情報収集が進めば、解析モデルによる将来予測が可能になると考えられますが、現段階では不確実性が高い予測にとどまることがわかりました。

イ はだの水循環モデルの水理地質構造をベースとした状態空間モデル^{※1}による解析

はだの水循環モデルの水理地質構造をベースに、観測データの傾向から数値モデルを作成して将来予測を試みました。現時点では、詳細なパラメータを変えての計算はできませんが、不確実性は比較的 low、説明性・信頼性ともに高いと考えられるため、以下は、観測値から得られた状態空間^{※1}モデルによる将来予測を試みました。



※ 汚染地は公表していませんので、位置図には示していません。

図 2-77 位置図・地下水流線図

※1 状態空間モデル：観測できない隠れた「状態モデル」と観測結果である「観測モデル」からなる汎用性の高い時系列分析のモデル。

(4) 解析結果

汚染物質の拡散状況のシミュレーションの計算例を示します。汚染物質の漏洩から10年後の拡散のイメージを図2-78～図2-79に示します。なお、汚染地は仮定の場所を設定しています。

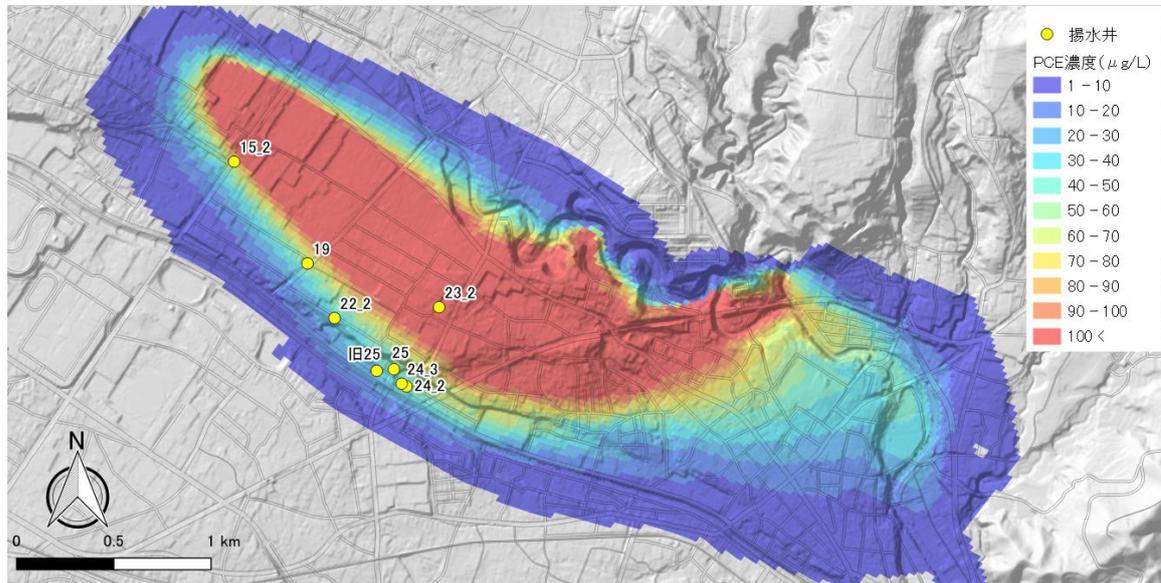


図2-78 シミュレーションによるテトラクロロエチレン(PCE)の拡散イメージ図(平面)

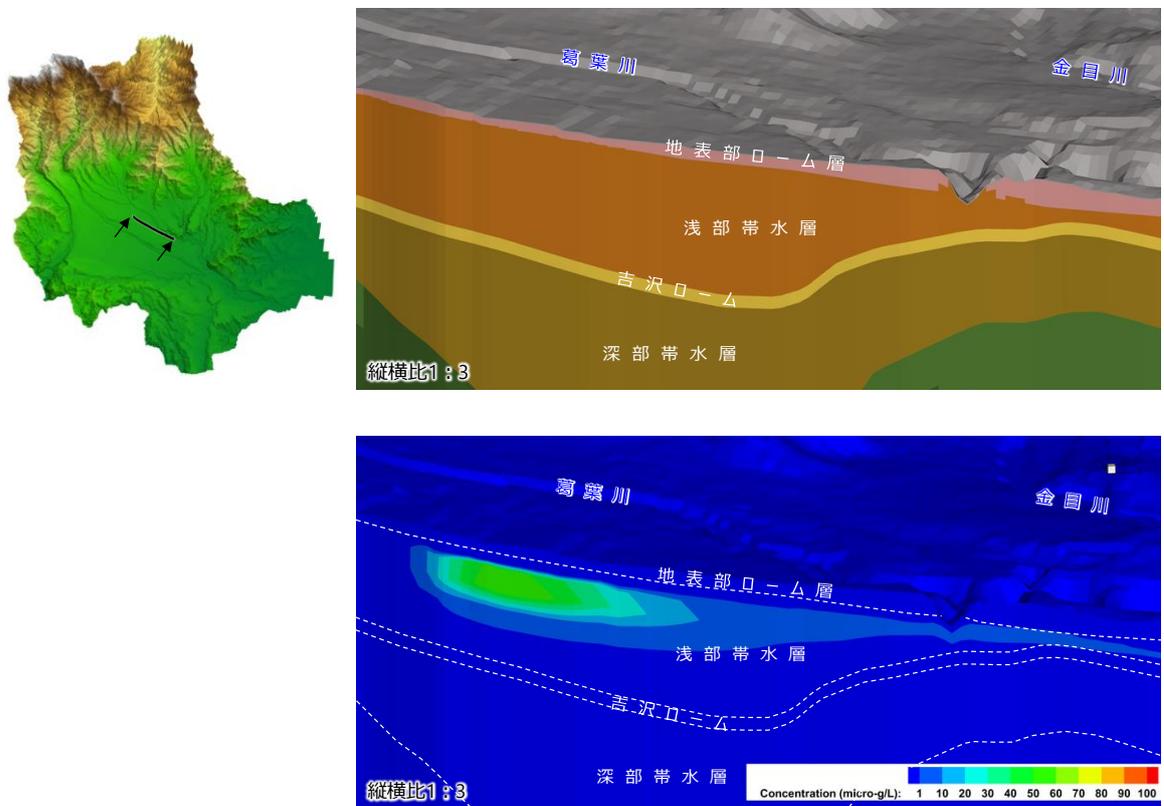


図2-79 シミュレーションによるテトラクロロエチレン(PCE)の拡散イメージ図(断面)

監視基準井戸（観測井No.25）を始め、幾つかの観測データでは、2010年頃にテトラクロロエチレン濃度の一時的な上昇が見られます。これは地下水位の変動や地震の振動等が原因と考えられます。

テトラクロロエチレン濃度と地震との間には、何らかの相関があることも考えられます。詳細なメカニズムが不明である以上、定量的な評価は難しく、観測データから一時的な濃度変動による影響を取り除くことは困難です。そのため、2012年以降の観測データについて、状態空間モデルによるデータ分析を行いました。

はだの水循環モデルから得られた知見を用いて、地下水の流動方向・流量や地質情報に基づく汚染源の深度などをベースに複数の状態空間モデルを作成しました。それらのうち、最も尤もらしいモデルで得られた値を観測値とともに図 2-80 に示します。2012年から2020年においては、値の上下はあるものの、全体として緩やかな減少傾向が見て取れます。

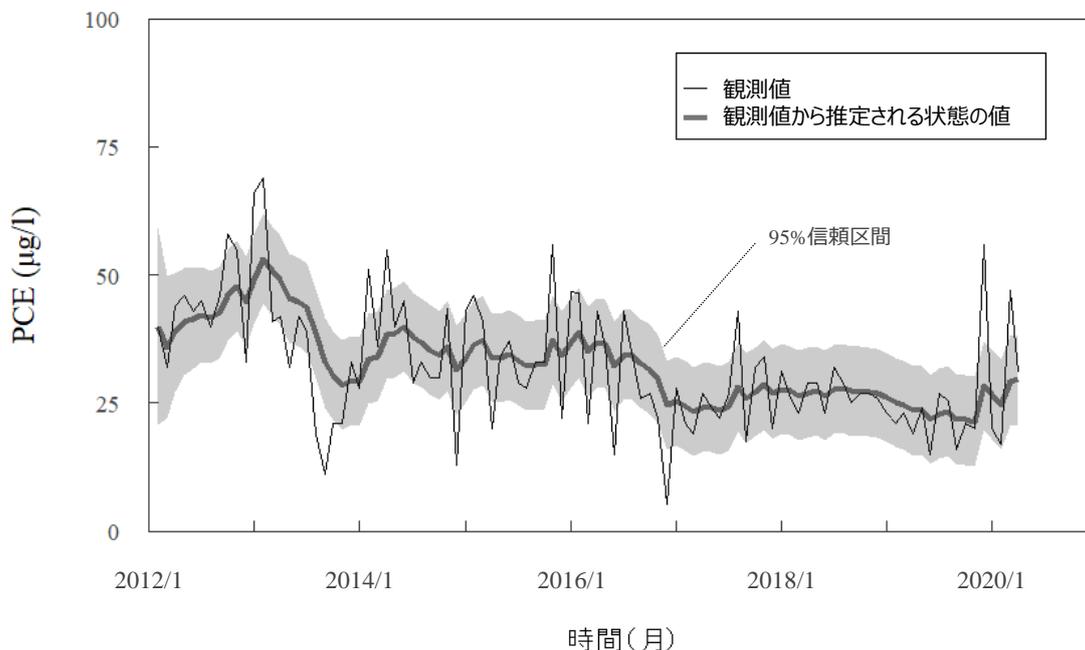


図 2-80 監視基準井戸 (No. 25) におけるテトラクロロエチレン (PCE) 濃度の観測値と解析結果との比較 (状態空間モデル)

観測データに対するモデルの適合度にはまだ改善の余地がありますが、推定されたモデルに対して回帰分析^{※1}による将来予測を行いました。結果を以下に示します。結果から、回帰曲線が環境基準を下回るのは、2030年台となりました。

また、モデルによって異なるものの、推定されたモデルの95%信頼区間は最大で±10 µg/l程度でした。濃度変動幅を考慮して、現在のテトラクロロエチレン濃度を95%信頼区間の上限値(濃度が更に10 µg/l高い)と仮定して予測した場合には、2050年台に浄化目標値を下回る事となります。

※1 回帰分析：結果となる数値と要因となる数値の関係を調べて、それぞれの関係を明らかにする統計的手法。

これらをまとめると、観測値から得られた状態空間モデル、及び回帰式によって、監視基準井戸（観測井 No. 25）におけるテトラクロロエチレン濃度の将来予測は、次のとおりシミュレーションされました。

現段階で信頼性が高いと考えられるシミュレーション方法によると、テトラクロロエチレン濃度が浄化目標値を下回るのは、2030 年台から 2050 年台と予測されました。

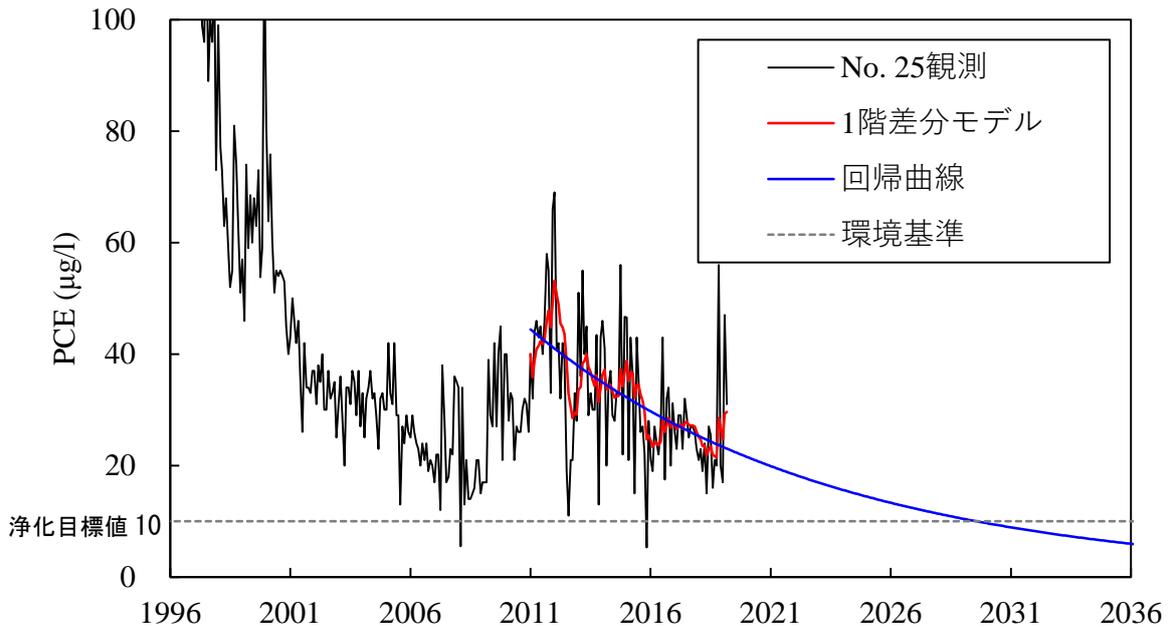


図 2-81 監視基準井戸 (No. 25) におけるテトラクロロエチレン (PCE) 濃度の変化と回帰曲線

