

静岡平野における地下水流動系

井 川 玲 欧^{*,†}・嶋 田 純^{**}・佐 伯 憲 一^{***}・谷 口 真 人^{****}

(2004年9月2日受付, 2005年6月30日受理)

Groundwater flow system in Shizuoka plain

Reo IKAWA^{*,†}, Jun SHIMADA^{**}, Ken-ichi SAEKI^{***} and Makoto TANIGUCHI^{****}

- ^{*} Graduate School of Science and Technology, Kumamoto University
39-1 Kurokami 2-chome, Kumamoto 860-8555, Japan
- ^{**} Faculty of Science, Kumamoto University
39-1 Kurokami 2-chome, Kumamoto 860-8555, Japan
- ^{***} Graduate School of Geophysical Science, Nara University of Education
Takabatake-cho, Nara-city 630-8528, Japan
- ^{****} Research Institute for Humanity and Nature
335 Takashima-cho, Marutamachi-dori,
Kawaramachi nishi-iru, Kamigyo-ku, Kyoto 602-0878, Japan
- [†] Corresponding author (r_ikawa@es.sci.kumamoto-u.ac.jp)

Stable isotopes (deuterium and oxygen-18), major inorganic ion chemistry, and tritium have been measured to understand the groundwater flow system in the Shizuoka plain, Japan. We found the following regional groundwater characteristics.

(1) Most of shallow groundwaters in the Shizuoka plain is mainly classified as a calcium-bicarbonate type, while deeper aquifers as a sodium-bicarbonate type.

(2) The groundwater in this plain is recharged by either precipitation over the plain or Abe riverwater or both. The contribution of the riverwater in the groundwater decreases as the distance from the Abe River, although this contribution is different at eastern and western sides of river. In the western area, the riverwater contribution is smaller than local precipitation or Mariko riverwater.

(3) The tritium concentration in the groundwaters shows that most groundwaters in the study area derive from rainwater after 1970 to present, although a part of deep groundwater indicates the residence time of 50 years or more.

The groundwater flow characteristics in the studied plain are determined by the permeability of the aquifer materials rather than the depth. Thus, the deep groundwater collected near the Abe River where the alluvial gravel dominates has short residence time compared to that collected near the Oya River where the silt and clay dominate more.

The submarine groundwater discharge at Motimune coast was confirmed the contribution from the land water. But their origin and flow paths are not yet identified.

Key words: groundwater, submarine groundwater discharge, Shizuoka plain, stable isotope, major inorganic ion chemistry, tritium, residence time

^{*} 熊本大学大学院自然科学研究科
〒860-8555 熊本市黒髪2丁目39番1号

^{**} 熊本大学理学部
〒860-8555 熊本市黒髪2丁目39番1号

^{***} 奈良教育大学大学院地球物理学研究室
〒630-8528 奈良市高畑町

^{****} 総合地球環境学研究所
〒602-0878 京都市上京区丸太町通り河原町西
入る高島町335

[†] 連絡先 (r_ikawa@es.sci.kumamoto-u.ac.jp)

1. はじめに

扇状地は日本の各地に存在し、富山県の黒部川扇状地や庄川扇状地のように豊富な地下水を有するものも数多く存在する。そのため多くの扇状地で地下水に関する水文的研究が行われてきた（例えば、水谷・小田, 1983; 嶋田, 1998; 肥田, 1999など）。その中には、富山県の黒部川扇状地や片貝川扇状地の様に、浅層地下水が旧河道を経路として、海底から湧出している例も報告されている（嶋田・後藤, 2004; 鈴木, 2003）。今回の調査地域である静岡平野（Fig. 1）の中に位置する安倍川扇状地も先に挙げた例と同様に豊富な地下水を有しており、さらにその扇状地先端部では、石飛・谷口（2003）によって海底湧出水の存在も確認されている。静岡平野の陸域における地下水流動の把握は、海底湧出水の起源を検討する上で重要な要素である。したがって、本研究は、2002年および2003年に行

われた静岡・清水平野における陸域から海洋への水の移動経路の特定に関する調査の陸域側調査として実施された。

調査対象とした静岡市周辺は、生活水のほとんどを地下水に依存するため、静岡平野には国や県が管理する観測井が数多く設けられており、また200本を越える耐震性の災害用防火井戸も設置されている（井野, 1990）。

これまでにいくつかの研究機関によって安倍川扇状地内における地下水調査が行われたが、そのほとんどが被圧地下水主体の調査であったり、不圧地下水の調査であっても定性的な記述や局所的な研究が散見されるに過ぎず、本扇状地全体にわたる系統的な地下水のあり方を把握するには不十分であった。そのため、田口・藤井（1995）では上述の防火井の一部において採水を行い、それらの地下水質や地下水面図を用いて静岡平野における浅層地下水流動系の区分を試みたが、水質にわずかながら地域差があること、および安倍川扇状地の扇頂部において硝酸性窒素が原因と考えられる高濃度の硝酸性イオンが検出されたこと以外は、地下水流動についてははっきりしたことは未だにわかっていない。そこで本研究では、現在までこの地域の地下水に関して行われていない同位体手法を用いて、地下水流動系と海岸湧水の実態把握を試みた。

2. 地形および地質概説

本研究地域である静岡平野は、安倍川および藁科川によって形成された安倍川扇状地とその周辺に発達する後背低地が主体の平野である（Fig. 1）。安倍川扇状地は新第三紀瀬戸川層群竜爪火山岩類で構成される賤機山の南端付近を中心に同心円状に広がる南北方向に長さ7 km、東西方向に幅5 km、平均勾配が0.5%の扇状地である（矢沢ほか, 1971; 杉山ほか, 1982）。本扇状地北方端には、朝畑低地、東南端には大谷低地、西南端には丸子川の低地、また、東端には谷津山の東部に長沼低地の後背低地がそれぞれ発達している（田口・藤井, 1995）。静岡平野の地形的特徴は、以下のように要約される。

- 1) 静岡市街地の西半部を安倍川扇状地が占める。
- 2) 扇状地の末端は指が開いたような微小な凹凸をなす地形を示す。
- 3) 平野の中に孤立した丘陵（谷津山・八幡山）、賤機山が安倍川扇状地の東方への張り出しを規制している。

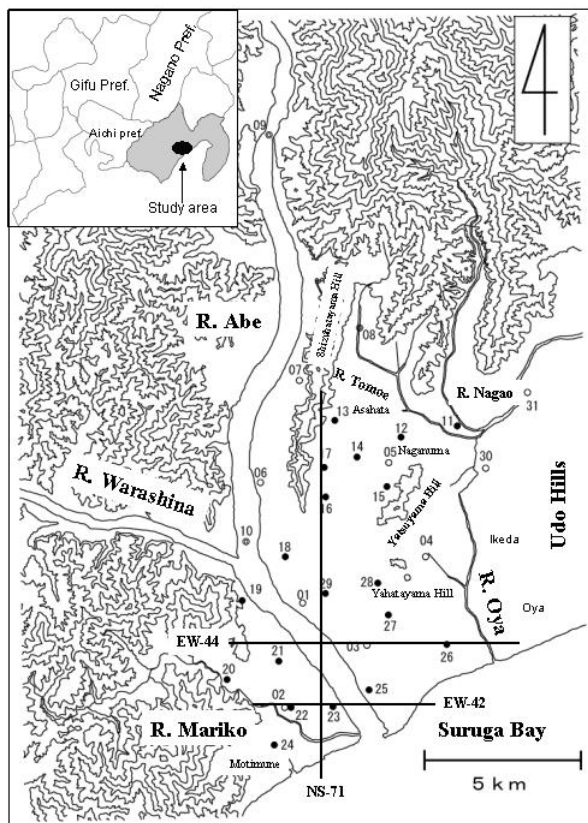


Fig. 1 Location of study area and sampling point of groundwater in Shizuoka plain.

- : Prefectural groundwater observation wells
- : Emergency wells for disaster
- : Rivers

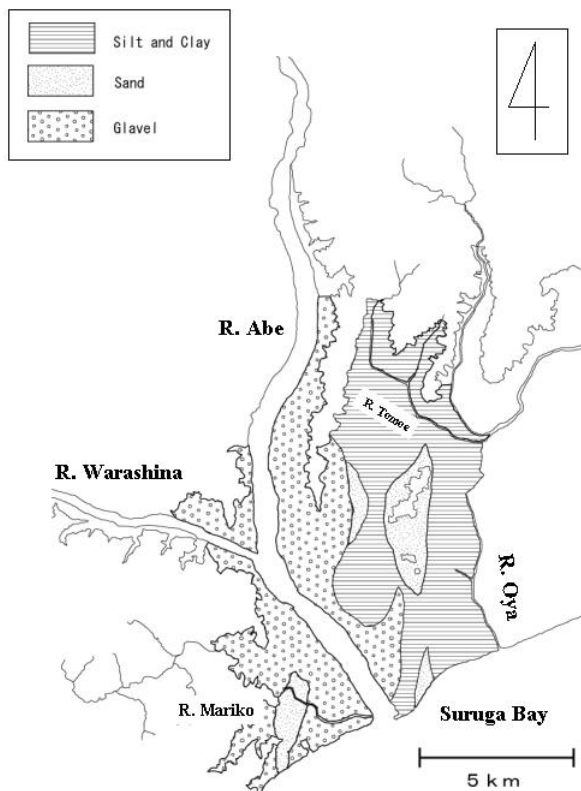


Fig. 2 Surface geological map of the study area.

- 4) 平野の東部，有度丘陵との間に，大谷—池田—長沼に至る低地が広がる。
- 5) 駿河湾沿いに砂州・砂丘がある。
- 6) 有度山の山麓に谷から押し出た礫が小扇状地を形成している。

新第三紀の瀬戸川層群や静岡層群など静岡平野の西部や北部の山地を構成する地層は，急斜面で平野の下に潜り込み，沖積層の基盤を構成する（土，1971; 1976）。

Fig. 2 は，静岡平野の表面地質図である。安倍川の両岸では主に砂礫層が分布し，左岸のあた東側では一部砂層を含む粘土およびシルト層も広く分布している。安倍川扇状地では主として安倍川と藁科川に由来する砂礫層が厚く堆積し，その層厚は安倍川河谷部（賤機山西方）や静岡市街地付近でも100 m 以上に達し，河口近くでは200 m 以上にも達する（杉山ほか，1982）。後背低地が分布する扇状地周辺に向かうに従って，層相は指交状の砂泥礫互層から泥層へと移行変わる。後背低地は主として泥層からなり，その上部は湿地堆積物や後氷期海進時の内湾成堆積物で構成され，いわゆる軟弱地盤を形成する。このような軟弱泥

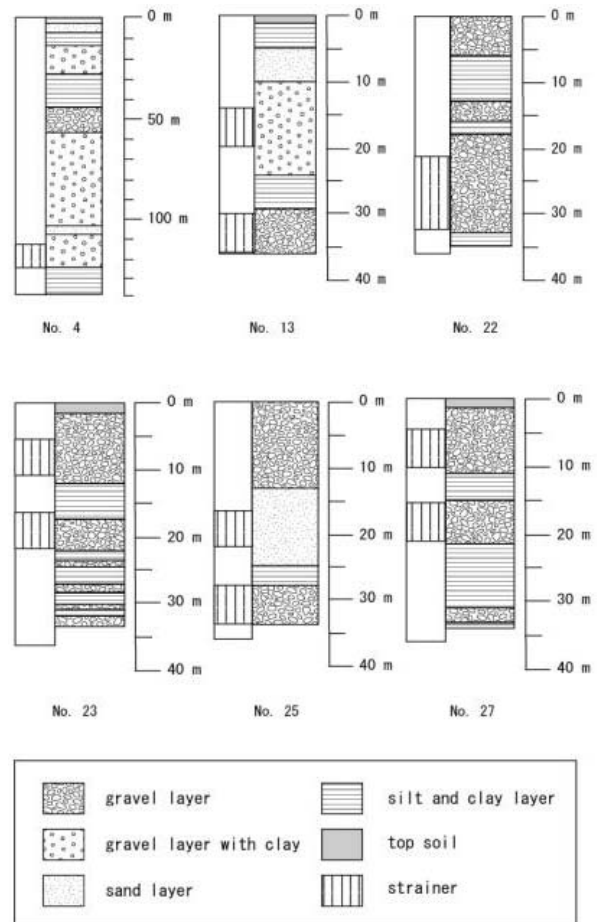


Fig. 3 Geological columnar section in No. 4, 13, 22, 23, 25, and 27.

層の層厚は10 m ないし30 m で巴川低地では最大40 m に達し，その下部には主として礫層が卓越する（杉山・下川，1990）。これは泥層とシルト・粘土層という呼称による違いは有るものの，Fig. 2 における表層地質とほぼ整合している。さらに Fig. 3 および Fig. 4 に，試料採取で使用した井戸の中で，本平野の東西・南北方向における地質の空間分布を代表する6本の井戸の柱状図と Fig. 1 に示された3本の断面線（EW-42，EW-44，および NS-71：静岡県地震対策課，1984）をそれぞれ示した。これらの図においても，安倍川近傍では深部まで礫層が発達しているのに対し，賤機山の東部や大谷川近傍ではシルト層や砂層が発達していることが確認できる。これらの粘土が加圧層となり安東および中島自噴帯（Fig. 5(b)・Fig. 6 参照）が存在する水文地質学的要因となっている（田口・藤井，1995）。これらの被圧帯水層の透水係数は 10^{-2} cm/s であり，比較的良好な帯水層であると考え

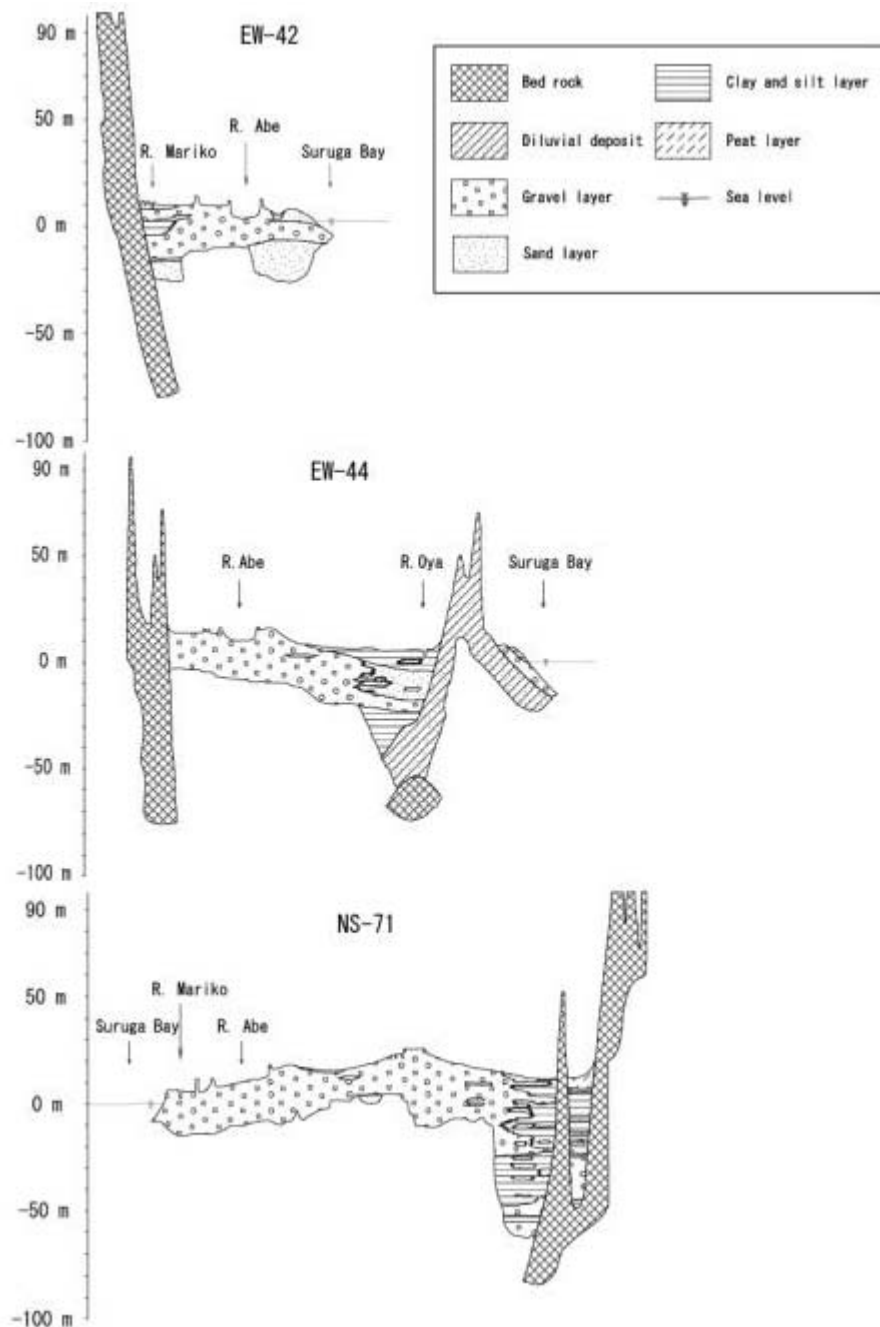


Fig .4 Geological cross section along line EW-42, EW-44, and NS-71. (modified from Shizuoka Pref. 1984)

られている(望月・窪田, 1990)。

3. 試料採取法及び分析法

本研究に用いた試料は, 2002年8月20日と2003年8月11・12日に Fig. 1 に示された31地点で採取した。試料の採水は, 県が管理する9本の観測井(Fig. 1 の○印: 01~07, 30, 31), 静岡市消防局が管理する

19本の防火井(Fig. 1 の●印: 11~29), そして2本の河川(安倍川および巴川(Fig. 1 の印: 08~10))で, それぞれ行った。自噴している井戸および河川からは直接, ポリエチレン製の採水容器に水を採取した。自噴していない井戸に関しては, ストレーナー位置が調査段階では不明であったため, すべての井戸でストレーナー付近であると考えられる深度20 m の位

Table 1 Isotopic data of representative groundwaters in the Shizuoka plain. () shows depth of water sampling point.

No.	Date					Strainer (m)
	2002/8/20		2003/8/11・12			
	δD(‰)	δ ¹⁸ O(‰)	δD(‰)	δ ¹⁸ O(‰)	Tritium(TU)	
1	-51	-8.4	-53	-8.4		16.5-22 (20)
2	-49	-7.8	-50	-7.9	2.8±0.5	101-117 (105)
3	-51	-7.9	-54	-8.4	4.5±0.7	157-174 (165)
4	-42	-7.1	-43	-7.2	0.3±0.4	116-124 (120)
5	-47	-7.5	-52	-8.0		34-38 (36)
6	-51	-8.3	-54	-8.3		48-53 (50)
7	-51	-8.3	-54	-8.4		21-37 (30)
8			-45	-7.0	2.4±0.4	R. Tomoe
9			-56	-8.6	2.5±0.6	R. Abe (upstream)
10	-55	-8.6	-55	-8.4		R. Abe (midstream)
12			-46	-7.2		28-39 (20)
13			-54	-8.2		unknown (20)
14			-52	-8.1		14-20 31-36 (flowing)
15			-52	-8.1		17.5-28.5 (flowing)
16			-53	-8.1	2.3±0.4	22-33 (flowing)
17			-52	-7.9	3.1±0.5	16.5-22 27.5-33 (20)
18			-53	-8.1		17.5-28.5 (flowing)
19			-55	-8.3		18.5-29.5 (20)
20			-47	-7.4	1.7±0.3	unknown (20)
21			-44	-7.1		unknown (20)
22			-50	-7.8		22-33 (20)
23			-50	-7.8		21.5-32.5 (20)
24			-51	-7.9		5.5-11 16.5-22 (20)
25			-49	-7.7		15.5-27.5 (20)
26			-54	-8.3		16.5-22 27.5-33 (20)
27			-54	-8.2	1.3±0.6	17-25 (20)
28			-54	-8.4		5-10.5 15.5-21 (flowing)
29			-54	-8.3		22.5-33.5 (flowing)
30			-53	-8.2		21.7-32.7 (20)
31	-38	-6.4				40-57(50)
32	-42	-7.0				88-104(95)

置で採水を行なった。Table 1 に、各井戸におけるストレーナーの位置を示した。併記したカッコ内の数値は採水深度を示している。この表から判断されるように、結果的には深度20 m から採取された試料は、各井戸における地下水をおおよそ代表したものであると考えられる。

採水地点において、各水試料の電気伝導度・pH および水温を採水後すぐに測定し、水質・安定同位体比 (δD および $\delta^{18}O$) およびトリチウム濃度を測定するために、それぞれ250 ml・250 ml および1,000 ml の試料水を採水容器に採取した。採取した試料の陽イオン (K^+ , Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+}) および陰イオン (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) は、キャピラリー電気泳動 (MILLIPORE 社製 Water Quanta 4000) を用いて測定し、 HCO_3^- に関しては、pH 4.8 のアルカリ度滴定法 (1 / 100 N 硫酸使用) を用いて定量した。水素・酸素安

定同位体比の測定は、 δD に関してはクロム還元法、そして $\delta^{18}O$ に関しては二酸化炭素平衡法を使って前処理を行った後、質量分析計 (Thermo electron 社製 delta S) を用いて測定した。測定値は SMOW に対する δ 値としてパーミル (‰) で表される。測定値の精度は δD で $\pm 1\text{‰}$ 以内、 $\delta^{18}O$ で $\pm 0.1\text{‰}$ 以内である。トリチウム濃度の測定手順に関しては、嶋田 (1992) に準じた。一次蒸留を行なった試料水を電解濃縮させ、その後、炭酸ガスによる中和と真空蒸留を行ない、試料水10 ml と液体シンチレーター (ウルチマゴールド LLT) 10 ml を密栓し、攪拌させたものを熊本大学アイソトープ総合センター内の液体シンチレーションカウンター (パーキンエルマー社製 Tri-Carb LSC-2750 TI-LL) にて計測し、そのデータをトリチウム濃度値に換算した。今回の使用した試料についての便積結果を Table 1 と 2 に示した。

Table 2 Chemical analyses of water samples.

No.	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	pH	EC (ms/m)	Water Temp. (°C)
1	7.2	21.2	10.8	3.6	2.2	23.0	2.0	54.3	7.2	16.46	19.7
2	2.0	5.1	24.1	1.2	5.5	2.0	0.5	59.8	8.6	14.6	21.4
3	4.0	23.8	10.6	3.2	1.5	23.0	2.5	61.0	8.0	18.53	19.1
4	4.0	21.0	41.0	1.0	23.0	0.0	0.5	119.0	7.5	14.36	20.8
5	5.0	28.5	7.5	6.5	3.0	28.0	1.5	87.9	7.3	24	19.8
6	1.4	16.0	5.0	3.6	1.6	21.0	0.6	45.2	8.1	12.15	19.9
7	2.2	10.4	6.6	2.4	1.6	13.2	0.4	33.6	8.0	12.15	17.2
8	4.8	24.0	17.2	3.2	3.5	21.0	9.0	45.1	7.5	19.4	22.1
9	1.8	19.8	4.2	3.2	1.0	19.0	2.5	48.8	7.6	14.81	20.5
10	1.8	18.8	4.6	3.2	1.5	17.0	2.0	51.3	7.4	14.87	21.2
11	1.8	17.6	10.8	4.4	7.5	19.5	0.0	55.5	7.4	18.62	19.1
12	0.6	29.2	7.4	5.0	3.0	15.5	1.5	90.9	7.3	20.7	19.5
13	3.0	28.5	11.0	7.0	3.0	11.0	5.0	105.6	7.5	23.7	19.5
14	2.0	31.5	9.0	8.0	3.0	26.0	2.0	94.6	7.5	24.9	17.0
15	1.2	26.0	6.8	4.6	2.5	11.5	0.5	83.6	8.1	19.96	17.3
16	2.0	13.0	6.4	4.6	2.0	21.2	0.0	43.3	8.2	12.28	18.3
17	8.0	27.5	15.0	6.0	3.0	26.5	5.5	65.9	7.1	21.8	17.5
18	1.2	9.8	4.7	3.2	9.0	8.4	0.4	37.8	8.6	7.89	18.1
19	4.0	20.0	9.0	5.0	3.0	22.0	5.5	49.4	7.0	19.29	17.9
20	1.0	15.8	8.4	3.5	5.0	18.0	0.0	47.0	7.6	14.37	19.4
21	1.4	12.0	6.0	3.2	2.0	14.6	0.4	36.0	8.3	10.38	19.0
22	1.4	16.6	7.8	5.2	2.6	17.4	1.4	53.7	8.8	12.3	18.8
23	2.0	22.5	9.0	4.5	2.5	50.0	0.0	40.3	7.4	17.67	18.6
24	1.2	9.4	7.4	4.4	2.6	10.8	0.0	45.2	8.5	11.85	17.9
25	1.8	18.8	6.4	4.0	2.0	21.5	1.0	48.8	8.1	15.57	19.4
26	0.8	12.0	6.2	4.0	0.8	8.6	0.4	48.2	8.6	9.98	20.1
27	0.5	26.5	6.5	6.0	2.0	31.0	0.5	67.1	7.6	21.5	17.3
28	0.5	26.0	6.5	5.0	1.5	27.0	2.5	69.6	7.3	21	16.8
29	1.0	9.6	5.4	4.4	1.8	22.4	0.0	34.2	8.5	9.25	18.6

4. 結果および考察

4.1 地下水の流動方向と涵養状況

Fig. 5 (a)は、採水を行った2003年の8月11・12日のデータをもとに作成した地下水面図である。図中における等高線の値と矢印は、それぞれ海水準面からの比高と地下水流動線を表している。今回の調査から得られた地下水面図と田口・藤井(1995)によって示された1993年2月における地下水面図(Fig. 5 (b))の比較を行なった結果、全体的には、著しい水位差は認められなかった。しかしながら、安倍川近傍では10 mの水位等高線に見られる様に、一部において水位増が確認され、大谷川近傍ではむしろ水位低下している傾向が認められた。地下水面低下の原因としては、近年における静岡市街地近郊の宅地化による涵養域の減少や人口増加に伴う取水量の増加などが考えられる。

Fig. 5 (a)・(b)より、本扇状地における地下水の大部分が安倍川河川水の伏流水によって涵養されており、南西部では丸子川から、南東部では大谷川からも一部、涵養されていることを読み取ることができる。

このことは後述する地下水の同位体比における傾向とも整合している。

今回の調査においては井戸深度40 m以浅の地下水(主に防火井)を浅層地下水、そして井戸深度40 m以深の地下水(主に県の観測井)を深層地下水として便宜的に地下水を2つのグループに分類して以降の考察を行なった。前述した様に、静岡平野は主に安倍川扇状地から構成されている。したがって、シルトや粘土層などの難透水性の層が平野全体に連続的に広がっているわけではなく、これらは不連続に存在しているにすぎない。よって、この2つの地下水系の間に明確な不透水層が存在するわけではなく、研究対象地域規模の扇状地性平野では、地形勾配に基づき、深さに応じた地下水の涵養・流動機構の存在が想定されるため、このような分類を試みた。本研究では、40 m以深の深層地下水と40 m以浅の浅層地下水とを区分することで、地下水流動特性の相違の比較を試みる。

4.2 無機溶存イオン

本研究地域の地下水質は、主に循環性地下水の特徴である重炭酸カルシウム型に分類されるが、Fig. 6

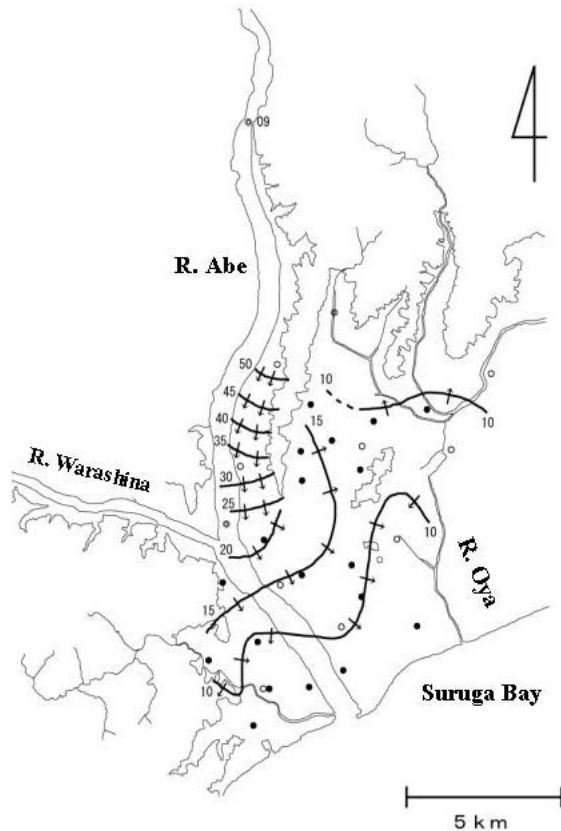


Fig. 5(a) Groundwater table (m, a.m.s.l.) in August, 2003.

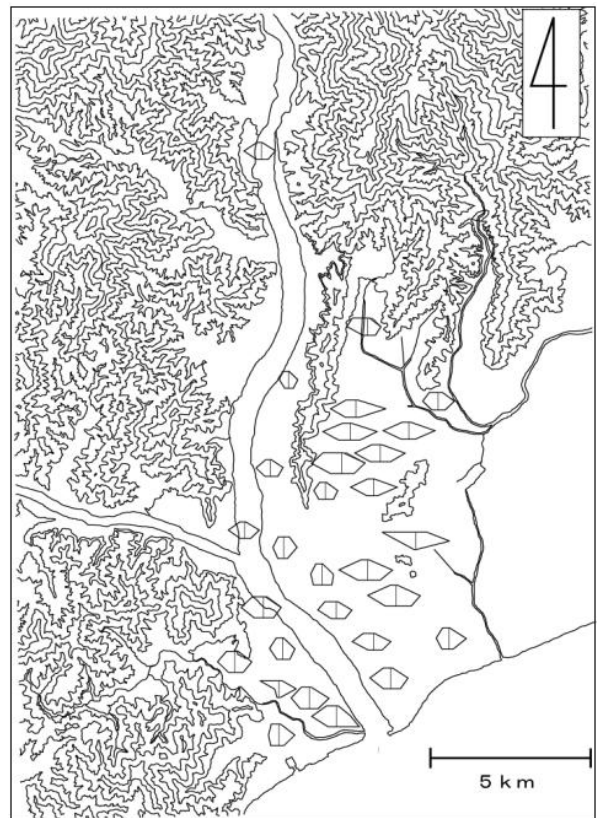


Fig. 6 Hexadaigrams for major chemical components in the groundwaters.

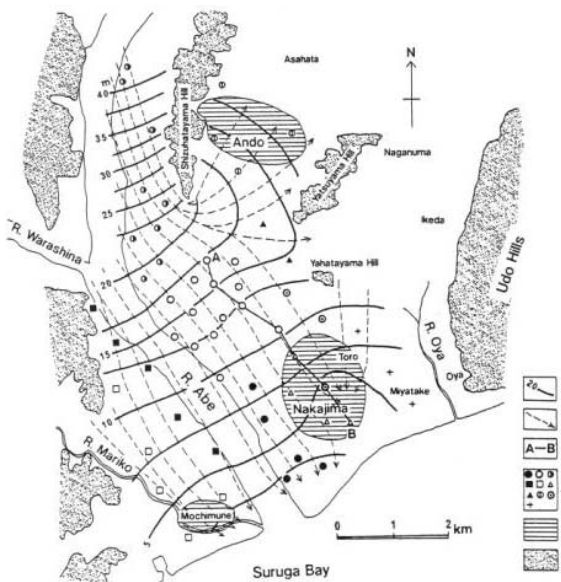


Fig. 5(b) Groundwater table in February, 1993. (Taguchi and Fujii, 1995)

1: Groundwater table in m, a.m.s.l., 2: Groundwater flow line, 3: Line of longitudinal geological cross section, 4: Observation well, 5: Flowing artesian well area, 6: Hill.

の浅層地下水試料のヘキサダイアグラム水質パターンや, Fig. 7 (a)および(b) のトリリニアダイアグラムからもわかるように平野全体で一樣というわけではなく, 地域や深度によって異なった水質を形成している。

Fig. 7(a)に示される本研究地域における浅層地下水はNo. 23を除いて, 全て重炭酸カルシウム型を示し, 深層地下水 (No. 2・No. 3およびNo. 4) は, Fig. 7(b)に示される様に, 安倍川に最も近いNo. 3を除いて停滞性地下水の特徴である重炭酸ナトリウム型の地下水質を示している。一方, No. 3における試料水は, 浅層地下水と同じ重炭酸カルシウム型を示している。これはFig. 3と4に見られるように, No. 3を含む安倍川河岸の東側の地域においては, 地表面から一定の深度まで比較的透水性の良い単一の礫層から構成されており, 地下水は主に, 安倍川河川水からの伏流水によって涵養されており, 循環性が高いためと考えられる。

4.3 水素・酸素同位体比

Fig. 8は静岡平野における浅層地下水の酸素同位

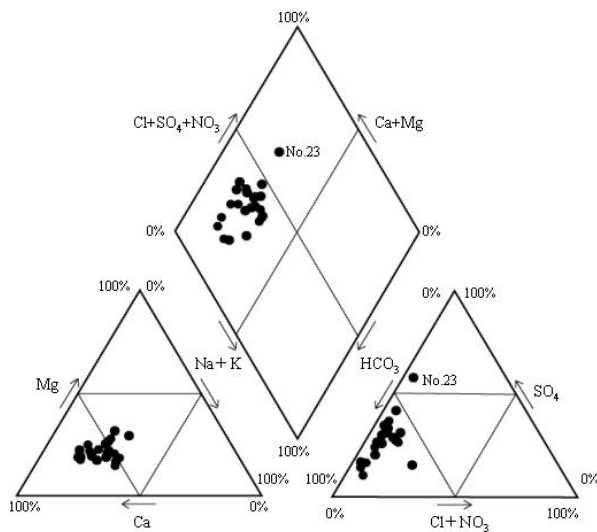


Fig. 7(a) Piper trilinear plot of shallow groundwaters. (< 40 m)

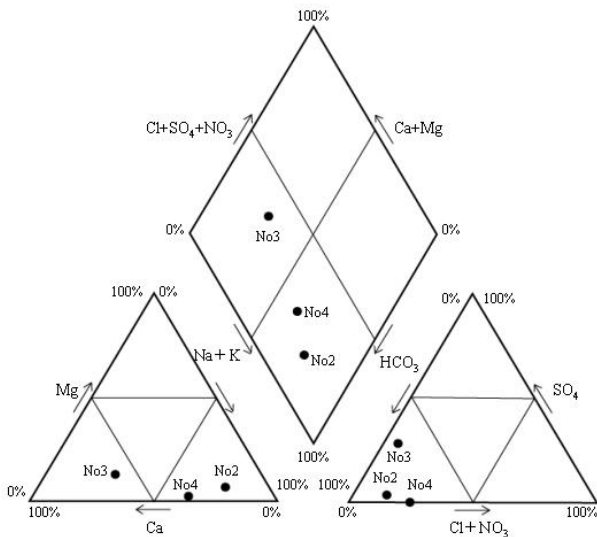


Fig. 7(b) Piper trilinear plot of deep groundwaters. (> 40 m)

体比(‰)の平面分布を表したものである。この図より、静岡平野の浅層地下水の酸素同位体比は安倍川から離れるにしたがって、重くなる傾向があることが示唆される。Fig. 9(a)は、本調査地域の浅層地下水の水素・酸素同位体比の関係を示したものである。この図から、採水した安倍川左岸側の浅層地下水の値は、ほとんど安倍川と巴川をエンドメンバーとする2成分混合直線上に分布している。このことから静岡平野における浅層地下水は一見、巴川河川水と安倍川河川水の混合により説明されるように思えるが、Fig. 5(a)・(b)に示す地下水面図からは、No. 11の地下水以外

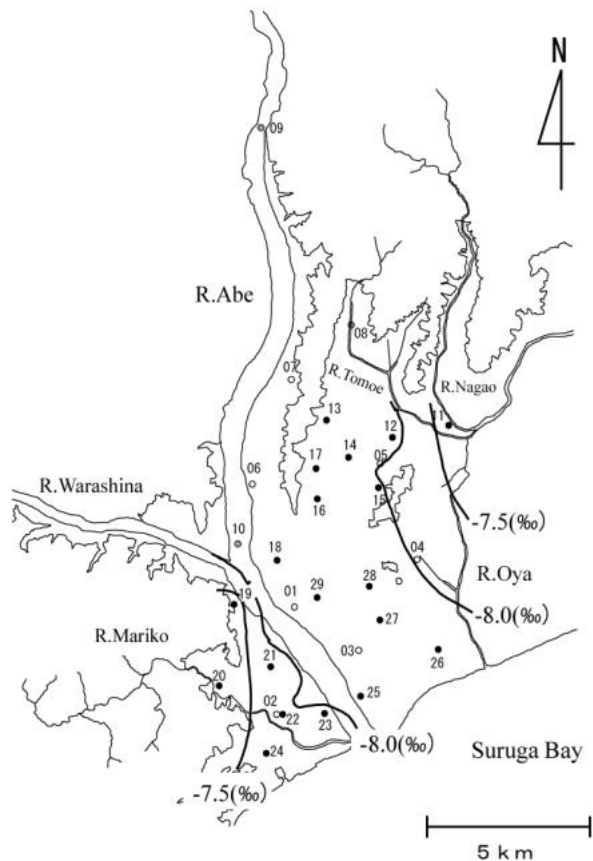


Fig. 8 Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values (‰) in shallow groundwater in August, 2003.

は、巴川の河川水が本平野の地下水の涵養源と想定することはできない。

したがって、今回観測された安倍川と巴川の河川水における同位体比の違いは、おそらく2つの河川の涵養地域の高度差に基づく高度効果によると考えられる。中部日本の降水の高度効果は、 δD および $\delta^{18}\text{O}$ について、それぞれ、 $-2\text{‰}/100\text{ m}$ および $-0.25\text{‰}/100\text{ m}$ と見積もられている(早稲田・中井, 1983)。したがって巴川の涵養地域(最高標高632 m)よりも更に高度が低い本平野における降水の同位体比の年間加重平均値は、巴川の河川水よりもさらに重い値を持つものと考えられる。このように考えると、安倍川河川水によって涵養された地下水は安倍川から遠ざかるに従って次第にこの平野内に降った降水の影響を強く受け、同位体的に重い方向へ変化したものと考えられる。また、このことは、嶋田(1998)によって示された扇状地における地下水涵養過程を反映している。Fig. 9(a)におけるNo. 11の浅層地下水は、同位体的に巴川とほとんど同じ値を示すが、硝酸イオンが検出

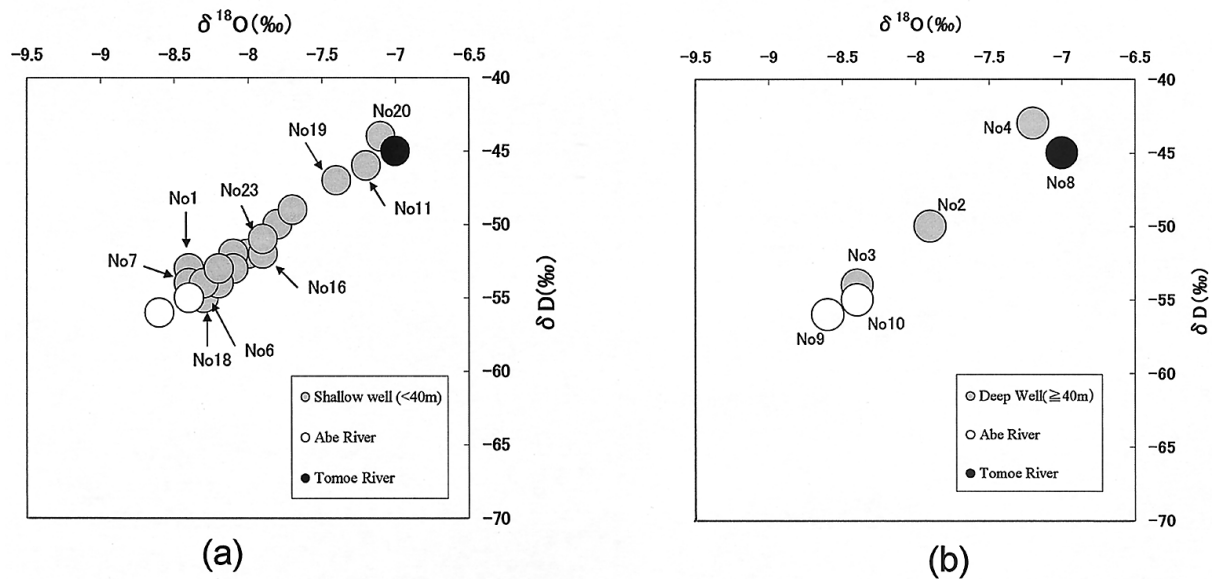


Fig. 9 (a) δD - $\delta^{18}O$ relationship for shallow groundwaters. (< 40 m)
 (b) δD - $\delta^{18}O$ relationship for deep groundwaters. ($\geq$ 40 m)

されていないことから、おそらく、巴川と類似した涵養標高をもつ長尾川からの涵養の影響が大きいものと考えられる。

安倍川の右岸における地下水は、左岸側よりも安倍川河川水による涵養の影響は少ない (Fig. 9(a) 参照)。これは、Fig. 5(a)の地下水面図に示されている地下水流動傾向から、丸子川河川水からの涵養が影響しているためと考えられる。

Fig. 9(b)に、本研究地域における深層地下水の水素・酸素安定同位体比の関係を示した。これより、本研究地域の深層地下水は、浅層地下水と同様に、安倍川から遠ざかるに従って、同位体比は重い方向へと移行している。また Table 1 に示されているように、繰り返しサンプリングを行なった No. 2 と No. 4 における地下水の同位体比は、2002年と2003年でほぼ同程度の値を示すのに対し、No. 3 の地下水の同位体比は、2つの年で異なった値を示しており、浅層地下水と同様の特性がしめされている。これは、No. 3 の地下水が、他の2点と比べて、高い流動性を持っていることを示唆している。Fig. 5(a)の地下水面図に基づく地下水の流動特性から判断して、No. 2 と No. 4 の地下水は、丸子川および大谷川河川水からの涵養が考えられる。また Fig. 9(b)に示されているとおり、両者の同位体比は、安倍川河川水の同位体比とは明らかに異なった値を示している。このことは、両者が丸子川および大谷川河川水からの涵養を受けていること

Table 3 Time variation of $\delta^{18}O$ in coastal spring water.

Sample name	Date	Time	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$
Submarine groundwater discharge	2002/8/21	10:30	-2.3
		16:05	-1.8
	2002/8/24	12:15	-2.5
		19:30	-2.4
	2002/8/25	13:25	-5.6
	2002/8/26	10:30	-2.3
		15:30	-2.5
		19:00	-2.9
		21:10	-2.9
	23:15	-2.6	
2002/8/27	3:30	-3.0	
	14:00	-1.4	
Sea water	2002/8/21	16:20	-0.2
	2002/8/28	17:30	-0.3

を間接的に支持している。

Table 3 に、2002年の8月21日から28日において、Fig. 10に示す用宗海岸付近で採水された海岸湧水および海水の酸素同位体比の経時変化を示した。海岸湧水の同位体比は、海水の同位体比とは異なった値を示しているが、周辺の地下水の同位体比とも明らかに異なり、相対的に重い同位体比を示している。このことから、今回確認された海底湧水は、周辺の河川水や地下水と海水が混合した状態で湧出しているものと判断された。但し、混合前の地下水の同位体比を特定することは難しいため、明確な流動起源の考察は行なうこと

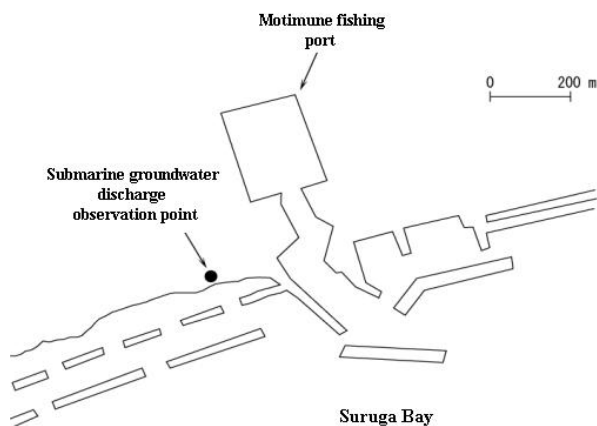


Fig. 10 Sampling point of submarine groundwater discharge at the Motimune coast.

ができなかった。

4.4 トリチウム濃度

2003年に採取された全29試料の中から深度および分布域を考慮し、9試料 (No. 2・3・4・8・9・16・17・20および27) についてトリチウム濃度を測定した。Fig. 11は、この測定結果によって得られた河川 (安倍川および巴川) を除く各地下水試料のトリチウム濃度をもとに作成したトリチウム濃度の平面分布図である。図中の等高線の値は、トリチウム濃度 (T. U.) を示している。図によれば、本調査地域における浅層および深層地下水のトリチウム濃度は、安倍川から離れるにしたがって小さくなる傾向が明確に示されている。これは前述した酸素同位体比から見られる安倍川河川水からの影響の強弱地域が存在することと整合している。

東京および筑波における降水のトリチウム濃度経時変化 (藪崎ほか, 2003) をもとに、本研究において採取された地下水中のトリチウム濃度から、ピストン流モデルを用いて各採取地点における地下水の滞留時間推定を行なった。ピストン流モデルでは、地下水は帯水層中では新たなトリチウムの供給は全く受けず、トリチウム濃度は放射壊変のみで減衰し、

$$C = C_0 \times e^{-\lambda t}$$

の式で表される。ここで C 、 C_0 、 λ 、および t は、それぞれ、各試料のトリチウム濃度、降水のトリチウム濃度、トリチウムの壊変定数、および滞留時間を表している。Fig. 12は、前述した藪崎ほか (2003) をベースにして、1956年から1970年はカナダのオタワにおける実測値からの推定、それ以前は10 T. U. で一定と仮

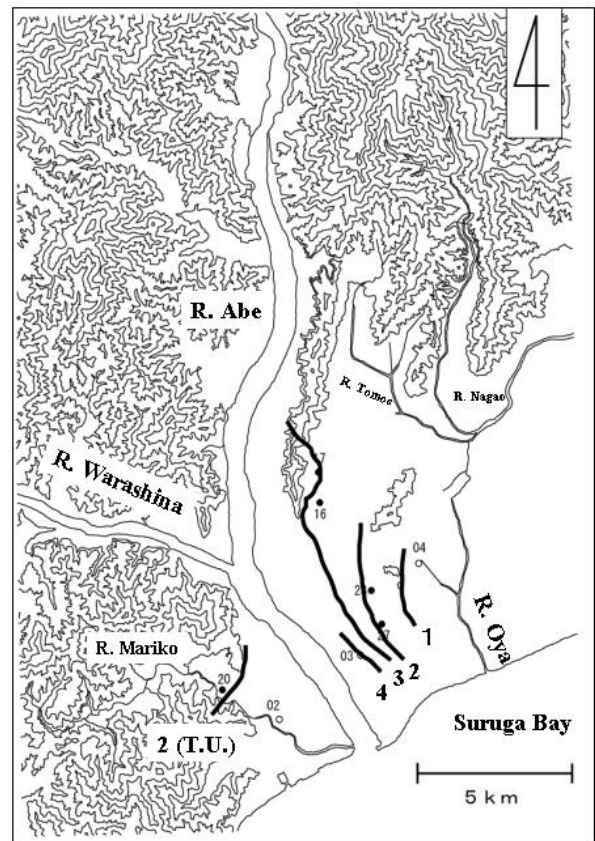


Fig. 11 Distribution of tritium concentration. (unit in T. U.)

定して作成した1940年から2002年までの日本における降水のトリチウム濃度の経時変化である。図中には No. 4 を除く静岡平野における地下水中のトリチウム濃度の逓減直線 (半減期: 12.43年) を、最低が1.3 T. U.、最高が4.5 T. U. として測定された濃度レベルに対応して重ね書きしてある。濃度測定が今回の調査で行なった一回のみであるため、地下水の正確な滞留時間を一定年令にすることは不可能であるが、その年令幅としての活用は可能であり、No. 4 (0.3 T. U.) を除く1.3~4.5 T. U. の濃度範囲にある地下水は、1970年以降の降水によって涵養されていると考えてよい。ここで深層地下水である No. 3 のトリチウム濃度は4.5 T. U. で、今回測定された試料中で最も高い値を示した。これは、上述したように No. 3 近郊の地層は、比較的透水性の良い礫層によって支配されているため、地下水流動が活発であり、その結果、深層にもかかわらず相対的に短い滞留時間を示したことがトリチウム濃度からも裏付けられた。また、安倍川扇状地の扇端部に位置し、主に粘土層が支配的な帯水層を流

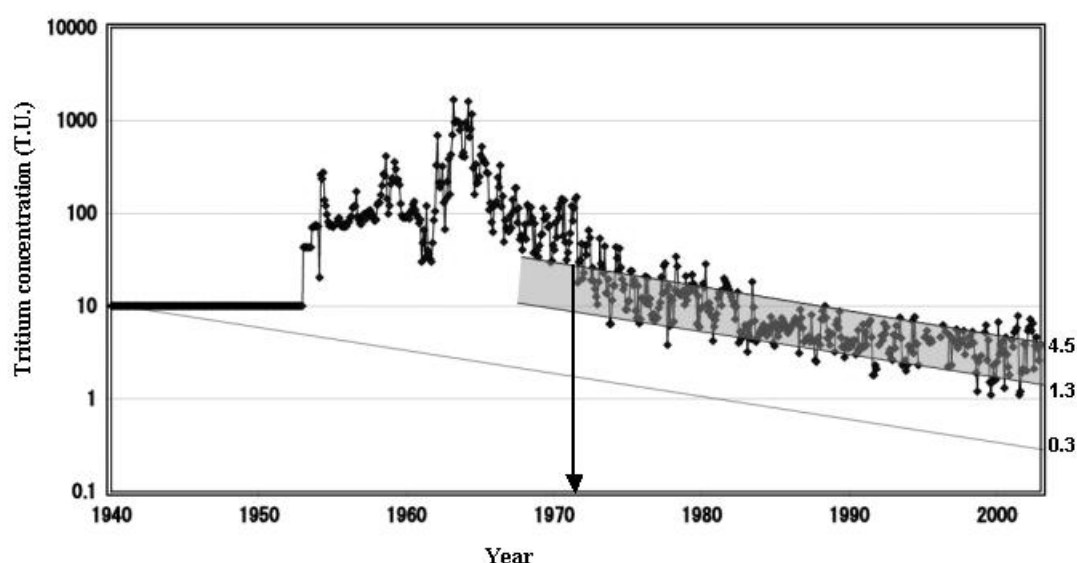


Fig.12 Secular variation of tritium concentration in precipitation at Tokyo and Tsukuba. (Yabusaki *et al.*, 2003)

れるNo.4の深層地下水 (Fig.3 参照) は、およそ0.3 T.U. と非常に低いトリチウム濃度を示している。これは、地層の低い透水性によって地下水流動が阻害され、結果的にトリチウム濃度が検出限界に近い相対的に長い滞留時間を持ったものと考えられる。

以上の事実より、本調査地域における浅層および深層地下水の滞留時間は、深度よりむしろ、その地域を構成する地質によって支配されているものと考えられる。

5. ま と め

本研究では、静岡平野に多数分布する観測井および防火井で現地調査および採水を行い、得られた試料における一般水質・同位体比およびトリチウム濃度を分析した。それらの結果を総合的に考察して、これまで解明されていなかった静岡平野における地下水流動系およびこれら地下水と海岸湧水との関係について以下のようなことが明らかになった。

安倍川左岸に位置する静岡平野における浅層および深層地下水の涵養は、大きく分けて安倍川からの河川水と平野部の降水の主要2成分からなり、安倍川から遠ざかるにつれて次第に安倍川河川水からの寄与は小さくなる。さらに安倍川の右岸と左岸において安倍川河川水の寄与率は異なり、右岸側では丸子川河川水および降水の影響が大きいことがわかった。また地下水中のトリチウム濃度から得られたピストン流モデルに

よる涵養年代の年代幅評価によると、安倍川から最も離れたNo.4の深層地下水以外は、1970年以降の比較的若い降水によって涵養されていることが明らかとなった。さらに浅層 (深度40 m 以浅) および深層地下水 (深度40 m 以深) の滞留時間は、各地下水によって異なり、礫層の発達している安倍川河岸地域では深層地下水といえども滞留時間は非常に短く、逆にシルト・粘土層によって支持されている地域の地下水は、浅層といえども安倍川河岸近くの深層地下水よりも長い滞留時間を持っていることが明らかとなり、深度よりむしろその地域を構成する地質が滞留時間の決定に大きく作用していることが明らかとなった。

石飛・谷口 (2003) によって確認されている用宗付近の海岸湧水については、今回の調査において、同位体比より陸水からの寄与を受けていることは確認できたが、湧水の涵養源や流動経路の特定までには至らなかった。今後の課題として、淡水成分と海水成分とを確実に分離して試料を採取する方法を確立し、海岸湧水に関するより詳細な情報を得ることがあげられる。

謝 辞

本調査を行なうにあたり、地下水観測井および災害用防火井の使用を、それぞれ許可していただいた静岡県と静岡市消防本部に対し、心より感謝の意を表する。また現場での採水作業等をお手伝いしていただいた富山大学助教授の張勁氏、学生の小山裕樹氏、萩原

崇史氏，および北海道大学の亀山宗彦氏，ならびに地下水観測井への案内をしていただいた静岡市生活環境部の桐野勝氏，災害用防火井への案内および各井戸における地質柱状図を提供していただいた静岡市消防本部消防課の小野田勉氏，および静岡平野における地質断面図を提供していただいた水文アクセス技師の朝倉利真氏に，記して深謝の意を表する。最後に，本論文の改訂にあたり2名の査読者（岡山大学固体地球研究センター，日下部実教授および匿名査読者）からの助言が大いに役立った。記して感謝の意を表する。

引用文献

- 肥田登（1999）六郷扇状地における池を用いた地下水涵養の実験．地下水学会誌，**41**，23-33．
- 井野盛夫（1990）静岡県の防火井戸，さく井，**259**，9-12．
- 石飛智穂，谷口真人（2003）駿河湾における海底地下水湧出．地球惑星科学関連学会2003年合同大会，予稿集，H 071-005．
- 水谷義彦，小田松尚（1983）安定同位体比による富山県庄川扇状地のかん養源および流動状況の研究．地球化学，**17**，1-9．
- 望月茂，窪田恭史（1990）静岡市の災害用防火井戸について．1990年度日本地下水学会秋季講演会演旨，74-77．
- 嶋田純（1992）環境トリチウム測定のための新電解濃縮システムについて．筑波大学水理研究センター報告，**16**，63-68．
- 嶋田純（1998）「地下水涵養と流出」，扇状地における地下水涵養と流出．日本水文学会誌，**28**，61-67．
- 嶋田純，後藤純治（2004）環境同位体に基づく扇状地の地下水流動特性．黒部市地下水流量等調査業務報告書，黒部市，149-177．
- 静岡県地震対策課（1984）静岡地質断面図．
- 杉山雄一，下川浩一，坂本亨，秦光男（1982）静岡地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，82．
- 杉山雄一，下川浩一（1990）清水地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，103．
- 鈴木麻衣（2003）富山県東部扇状地沖における海底地下水の研究．富山大学大学院修士論文．
- 田口雄作，藤井敬三（1995）静岡平野の地下水のあり方．ハイドロロジー，**25**，43-50．
- 土隆一（1971）静岡・清水平野とその周辺の地形・地質について．竹原平一教授記念論文集，183-189．
- 土隆一（1976）静岡・清水平野とその周辺の地形・地質．静岡商工会議所「静岡・清水地域の地質」地質図説明書 改訂版，1-18．
- 早稲田周，中井信之（1983）中部日本・東北日本における天然水の同位体組成．地球化学，**17**，83-91．
- 矢沢大二，戸谷洋，貝塚爽平編（1971）「扇状地—地域的特性—」．古今書院，318．
- 藪崎志穂，辻村真貴，田瀬則雄（2003）関東における降水のトリチウム能動の近年の変動について．筑波大学陸域環境センター報告，**4**，119-124．