

新潟平野, 宍道低地帯における温泉水中のヒ素濃度¹⁾ —地下水ヒ素汚染問題におけるヒ素の供給源の検討 その2—

久保田喜裕²⁾・横田大樹³⁾・石山 豊⁴⁾

Arsenic concentration in hot spring waters from the Niigata Plain and Shinji Lowland, Japan. —Source supply of arsenic in arsenic contaminated ground water problem, Part 2—

Yoshihiro Kubota²⁾, Daiki Yokota³⁾ and Yutaka Ishiyama⁴⁾

Abstract The purpose of this study is to investigate the distribution of arsenic concentration in hot spring waters from the Niigata Plain, central Japan and the Shinji Lowland, western Japan and to consider the origin of arsenic supply for groundwaters in the modern sedimentary basins.

The hot springs distributed in the inner area of the Niigata Plain have low temperature (11 to 40°C) and low As content (0.1 to 10 ppb). However, hot springs in the inner area of the Shinji Lowland have middle to high temperature (40 to 85 °C) and middle to high As content (10 to 114 ppb). The As contents in the Shinji Lowland hot springs are about ten to hundred times higher than those in the Niigata Plain. The hot spring distribution pattern, geology, and the arsenic content of hot spring waters closely depend on geological structure under the both plains. In the granitoid and green tuff areas, the temperature and arsenic concentration of hot spring waters are high compared to the Tertiary and Quaternary sediment areas. The hot springs are distributed along deep fracture zones at the margins of the plains. It is considered that the hot spring waters is the mixture of underground geothermal water from the basement fractures and ground waters of meteoric origin. Arsenic is eluted from the basement rocks into the geothermal water. In the eastern part of the Shinji Lowland hot spring waters with high temperature and high concentration of arsenic appear at hot springs upwelling from depth near the basement rocks. This shows that the arsenic concentration is controlled by the mixing rates of the meteoric water and geothermal water. The low arsenic concentration in the Niigata Plain compared with the Shinji Lowland is mainly due to the low arsenic content of the geothermal water. It is also due to the thick sedimentary rocks overlying basement rocks which reaches 7,000 m or more below the surface.

Key Words : Farsenic concentration in hot spring waters, source of arsenic supply, Niigata Plain, Shinji Lowland, geothermal water, meteoric waters, basement's fractures, arsenic contaminated ground water problem.

はじめに

地下水ヒ素汚染のメカニズムの解明には、「ヒ素の供給—集積—溶出」の各プロセスからの検討が必要である。地下水ヒ素汚染の問題では、地下水だけを対象とするのではなく、地下水を内包する「地層」と「堆積盆地」の形成過程をもとに、地史的に考察することが重要である（久保田 1997, 久保田ほか 2000）。

現在、アジアの住民に深刻な被害をもたらしている地下水ヒ素汚染の問題は、決してアジアだけに限ったことではなく、地層の堆積・形成過程と場（堆積環境）そのものに起因していると考えられる点で、普遍的な現象であると考察されてい

る（久保田ほか 2000）。この問題は地層中に眠っていたヒ素が何らかの作用、おそらく人間活動によって帯水層をとりまく物理・化学的環境に変化をきたし、地下水中へ溶出したことにあると考えられる。

ところで、ヒ素は初源的にはマグマ活動に由来し、その産物である金属鉱床や火山・地熱活動に伴う熱水中に多く含まれることが知られている（Tanaka 1988, 1990；湊 1998 など）。初源的なヒ素が、火山や鉱化体の形成に伴い、マグマから深部断裂を通して地表にもたらされるならば、温泉水もヒ素の供給源になる可能性がある。

本論では、グリンタフ地域という地質的に類似した変動場で、かつ基盤深度など地質的規模の異なる二つの臨海沖積平

2000 年 5 月 24 日受付。2000 年 11 月 28 日受理。

1) 日本地質学会第 106 年学術大会で一部発表。

2) 新潟支部, 新潟大学理学部自然環境科学科, 〒950-2181 新潟市五十嵐二の町 8050.

Department of Environment Science, Niigata University, Ikarashi Nino-cho 8050, Niigata 950-2181, Japan

3) エヌエス環境株式会社 〒105-0004 東京都港区新橋 6-14-5.

NS Environmental Science Consultant Corporation, Minato-ku Shinbashi 6-14-5, Tokyo 105-0004, Japan

4) 新潟県環境生活部環境対策課 〒950-8570 新潟市新光町 4-1.

Niigata Prefectural Office, Shinko-cho 4-1, Niigata 950-8570, Japan

注 1 本論では「温泉」の用語は温泉法で定める定義に従った。すなわち、泉温が 25°C 未満でも溶存成分が規定を満たしていれば温泉の用語を使用した。

野である新潟平野と宍道低地帯に着目し、そこに分布する温泉水^{注1}中のヒ素濃度分布の特徴を論じ、ヒ素汚染水の供給源として深部熱水の寄与の可能性を示した。

天然水中のヒ素濃度

地殻表層物質の平均的なヒ素濃度は、大陸地殻（表層岩石圏）では1,500～2,000 ppb（久永・石西 1985）、我が国の河川水は1.7 ppb（Kanamori and Sugawara 1965）とされている。

第1表は表層水中のヒ素濃度（Tanaka 1988）を示したものである。降雨・降雪水、河川・湖沼水、地下水、海水など天然水の平均ヒ素濃度は、通常2～3 ppb程度であるのに対して、金属・石油鉱床地帯や温泉・鉱泉水、浅熱水では数万～数10万 ppbに及ぶ場合がある。第2表は我が国の地熱地帯における熱水中のヒ素濃度（Tanaka 1988）で、数100～2,000 ppb程度の濃度を示す地熱水が多いが、一部で1万 ppbを越えるものもある。第3表は我が国の温泉水中のヒ素濃度で、火山性の温泉のほか、非火山性の温泉（福田 1969、湯原 1998）も含まれ、数10～2,800 ppb程度のヒ素濃度を示す。

火山・地熱地帯や鉱床地帯など、マグマ活動が関与している温泉水・地熱水は多量のヒ素を含んでいることは上記からもわかるが、熱水性金属鉱床地域では鉱化作用に伴い、熱水とともに多量のヒ素が地殻表層へ供給されることは経験的によく知られている。そのため、浅熱水性の鉱脈型鉱床の探査では、岩石中のヒ素の高濃度異常域が地下の鉱脈推定のための重要な指針となっている。たとえば、鹿児島県の菱刈金鉱床では、主鉱脈直上の土壌中のヒ素濃度は10,000～60,000 ppbの局所的な高異常域を形成している（通商産業省資源エネルギー庁 1990）。

中部九州の大岳地熱発電所では、坑井から蒸気とともに噴出する熱水の中には、近くの温泉水に比べて10倍程度の高濃度のヒ素が含まれている（湯原 1992）。熱源ないしはマグ

試料名	試料数	砒素濃度 ($\mu\text{g/l}$)	平均値 ($\mu\text{g/l}$)
降雪・雨	53	0-14	2
河川・湖沼	88	0-22.4	3
地下水	18	0-22	3
金属鉱床地帯	102	3-400,000	—
石油鉱床地帯	7	0-243,000	63.3
温泉	86	0-137,000	847
鉱泉(炭酸塩泉)	17	120-37,500	22,200
浅熱水	4	50-200	117
海水	92	0-6	2

第1表. 表層水中の砒素濃度. Tanaka(1988)より編集.

地熱地域	試料数	砒素含有量 ($\mu\text{g/l}$)	平均値 ($\mu\text{g/l}$)
〈北海道〉			
豊羽・定山溪	42	3~4,510	2,130
支笏・洞爺	151	2~2,480	290
駒ヶ岳北部	15	2~450	120
駒ヶ岳南部	13	3~220	44
十勝川	29	1~1,620	240
〈東北〉			
下北	12	10~2,270	430
八甲田	34	1~11,660	1,240
八幡平北部	20	5~11,000	2,310
八幡平南部	9	1~2,770	930
栗駒北部	13	1~2,940	490
栗駒南部	103	8~17,490	550
肘折	5	30~3,120	1,020
蔵王	49	8~1,200	410
吾妻北部	1	200	200
吾妻南部	10	3~83	56
那須	8	8~810	250
〈中部・近畿〉			
白根北部	8	8~3,110	1,200
白根南部	17	4~25,510	1,930
北アルプス	3	6~380	170
焼岳	17	3~1,220	320
白山	1	120	120
伊豆北部	206	1~3,650	190
伊豆南部	40	1~890	78
美方	4	12~25,710	13,100
〈九州〉			
涌蓋	27	1~2,010	380
阿蘇	19	1~65	17
霧島	41	5~5,900	630
薩南	4	21~510	160

第2表. 日本の地熱地帯における熱水中の砒素濃度. Tanaka (1990)より編集.

温泉地名	都道府県名	泉温 (°C)	砒素濃度 ($\mu\text{g/l}$)
カルルス	北海道	60	685.2
北湯沢	北海道	90	1,810
ニセコ	北海道	75	530
然別峡	北海道	43	14
芦別	北海道	18	26.1
雌阿寒	北海道	45	25
貝取潤	北海道	82	250
幕別	北海道	23	22
須川	岩手	70	39
奥鳴子	宮城	100	740
四万	群馬	46	1,570
上牧・奈女沢	群馬	42.5	285
片品	群馬	60	84
田沢・沓掛	長野	49.2	983.7
奥飛騨	岐阜	98	11
白川郷平瀬	岐阜	92	27.8
畑毛・奈古谷	静岡	41.5	11
関金	鳥取	48.3	97
鷺の湯	島根	56	60
奥津	岡山	43	2,839
俵山	山口	42	19
筑後川	福岡	34.4	125

第3表. 日本における温泉水中の砒素濃度.
湊(1998)より編集.

マ水の供給源としてのマグマ活動の関与が強いほど、ヒ素の供給量が多いことが伺える。

ちなみに、我が国の地下水中の飲用に關するヒ素濃度は、1997年に制定された「地下水の水質汚濁に関する環境基準値」(環境庁告示第10号)で0.01 mg/l (10 ppb)以下と規制されている。

新潟平野および宍道低地帯の地質構造的特徴

新潟平野はNNE-SSW方向に約220×40kmの拡がりをもつ臨海沖積平野で、その西縁はN-S方向、東縁はNNE-SSW方向の丘陵に境されるV字状の外形をなす。新潟平野は新生代以降の沈降量が顕著な地域で、平野内では深度5,000～6,000m級のボーリングでも先新第三系基盤岩に到達しない。

そこでは基盤の埋没深度は地表下-5,000～-7,000mもしくはそれ以上に及ぶとされている(茅原1979, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会1992)。基盤上にはグリントフ火山岩類・堆積岩を主体とする中新統、堆積岩を主体とする更新統が5,000m以上にわたって厚く堆積している(新潟県2000)。強い沈降運動は完新世にはいっても引き継がれ、沖積基盤までも深いところで-150m、局所的にはそれ以上に及んでいる(湊1976, 新潟ケイ藻グループ1979, 新潟県2000)。

一方、宍道低地帯は、E-W方向に延びた約65×10kmの狭長な臨海沖積平野で、出雲平野、宍道湖、松江平野、中海および弓ヶ浜半島に連続する地域をいう(山内・岩田1998)。宍道低地帯では基盤岩までの深度は、1,000m級の温泉ボーリングで確認されており、最深部でおおよそ-1,500～-2,000mと推定されている(山内・岩田1998)。宍道低地帯には地溝状の堆積盆地が推定されており、そこには厚さ1,000m以上のグリントフ火山岩類や泥岩を主体とする中新統が堆積しているが、第四系は弓ヶ浜半島で約100m程度である(山内・岩田1998)。

日本列島の日本海沿岸などのグリントフ地域は、地殻熱流量が大きい点で高熱流量域とされている(力武・萩原1976, 山内・岩田1998)。新潟平野や宍道低地帯も地殻熱流量値が2.0 HFU以上の高熱流量帯に含まれ、いずれもキュリー一点深度が10 km以浅の深層熱水系地域とされている(相原1987, 早川1988)。一般に我が国の平均的な地温勾配は2～3°Cといわれているが(福田1969, 湯原1998)、宍道低地帯の松江平野では約5.6°C/100m、弓ヶ浜半島では3.1°Cと実測され(山内・岩田1998)、新潟平野では3.8°C/100mと計算され(福田1969)、平均値より高い。基盤花崗岩に近接している新潟平野北端の瀬波温泉では、海岸直下180-500mから97°Cの高温泉が湧出しているほどである(第4表)。

試料の採取およびヒ素濃度測定方法

温泉水のヒ素濃度分布をみるため、新潟平野および宍道低地帯に分布する温泉水をそれぞれ64ヶ所および20ヶ所で採取した。採取時には、温泉水の採取口での温度・pH・ORP(酸化還元電位)・EC(電気伝導度)・DO(溶存酸素量)・NaCl(塩分濃度)も併せて計測するようにした。

温泉水のヒ素濃度の測定は、「原子吸光法」(日本環境測定分析協会1988)によった。試料にヨウ化カリウムを添加した後、水素化物発生装置内でテトラヒドロホウ酸ナトリウムと塩酸によりヒ素を還元し水素化ヒ素を発生させ、原子吸光度計により定量した。新潟平野および宍道低地帯における測定結果を第4、5表に示す。

温泉水の泉温・ヒ素濃度分布と地質との関係

新潟平野の温泉に関する研究はあまり例をみないが、位置・坑井深度・泉温・泉質などは新潟県(1989, 2000)に

温 泉 名	ヒ素濃度 (ppb)	泉 温* (°C)	取水深度 (GL-m)	pH	泉 質
朝日まほろば	25	63.0	1300	7.96	弱アルカリ性低張性温泉
瀬波-1	9.1	97.5	180	-	ナトリウム-塩化物泉 (アルカリ性低張性高温泉)
瀬波-2	2.7	(98.0)	500	-	ナトリウム-塩化物泉
湯沢	0.78	54.1	200	7.5	含硫黄-ナトリウム-塩化物温泉 (低調性弱アルカリ高温泉)
高瀬	3.3	69.2	130	8.2	含フッ素、含ホウ素、含ケイ素、含リチウム、含ぼう硝食塩泉 (緩和性低張温泉)
鷹ノ巣	15	53.0	100	7.1	塩化物・硫酸塩泉 (中性低張性高温泉)
樽ヶ橋	10	42.0	1000	-	単純温泉・アルカリ性単純温泉
村松浜	0.48	75.3	2000	-	ナトリウム-塩化物強塩泉
貝屋鉱泉	2	(13.1)	自然湧出	-	単純硫黄泉
聖籠観音の湯	0.86	52.2	-	7.4	ナトリウム-塩化物強塩温泉
新発田	0.36	42.0	-	-	ナトリウム-塩化物・硫酸塩温泉 (中性等張性高温泉)
二王子	2	30.1	600	-	ナトリウム-硫酸塩・炭酸水素塩泉
湯の平-1	17.7	56.0	-	6.7	ナトリウム・カルシウム-塩化物・炭酸水素硫酸塩泉
湯の平-2	13.3	56.0	-	6.7	ナトリウム・カルシウム-塩化物・炭酸水素硫酸塩泉
月岡-1	6.5	48.0	305	7.7	含硫黄-ナトリウム-塩化物・硫酸塩温泉 (弱アルカリ性低張性高温泉)
月岡-2	1.7	50.0	256	-	含硫黄-ナトリウム-塩化物泉
真光寺	3.4	32.4	500	-	単純弱放射能温泉
出湯-1	5.2	42.0	147	-	単純温泉 (低張性鉱泉)
出湯-2	5.5	39.0	100	-	単純温泉 (低張性弱アルカリ温泉)
今坂	2.8	20.0	-	-	ナトリウム-塩化物泉
村杉	4.8	25.2	65	7.3	単純温泉 (低張性中性低温泉)
宝珠	3.3	36.0	1200	8.1	ナトリウム-硫酸塩泉 (弱アルカリ性低張性高温泉)
草水	0.89	16.0	-	-	含鉄・マグネシウム・ナトリウム・カルシウム-硫酸塩泉
咲花	8.1	44.3	170	-	単純硫黄温泉 (弱アルカリ性低張性高温泉)
津川	1	(38.0)	1124	>8.5	ナトリウム-炭酸水素塩・塩化物硫酸塩泉
鹿瀬	69	58.5	1000	-	ナトリウム・カルシウム-硫酸塩泉
角神	7.68	41.5	1200	7.6	ナトリウム-硫酸塩・炭酸水素塩温泉
麒麟山	0.52	35.8	50	6.5	ナトリウム-塩化物・硫酸塩泉 (中性低張性温泉)
御神楽	5.7	50.3	333	-	ナトリウム-塩化物硫酸塩・炭酸水素塩泉
緒立	23	14.2	5.5	-	ナトリウム-塩化物・炭酸水素塩泉
白根	24	14.2	42	-	食塩泉 (緩和性高張冷鉱泉)
新津	1.1	47.0	933	-	含重曹食塩泉 (緊張性高張高温泉)
高坪鉱泉	2.9	14.8	130	6.9	ナトリウム-塩化物炭酸水素塩冷鉱泉 (中性低張性冷鉱泉)
湯の腰	0.43	(23.8)	182	-	単純温泉・アルカリ性単純温泉
福寿	<0.1	(20.0)	1400	-	ナトリウム・カルシウム-塩化物温泉
観音寺・弥彦	0.94	25.1	80	-	含硫黄-ナトリウム・塩化物泉
田ノ浦	0.1	22.2	700	8.5	ナトリウム-塩化物泉 (低張性アルカリ性冷鉱泉)
野積	<0.1	12.5	自然湧出	-	単純温泉
寺泊	<0.1	35.7	1500	7.7	ナトリウム-塩化物強塩泉
勝見鉱泉	1.3	19.0	60	7.9	ナトリウム-塩化物泉 (弱アルカリ性高張性冷鉱泉)
日光寺鉱泉	<0.1	11.9	236	-	ナトリウム-炭酸水素塩泉
湯田上	0.46	30.9	184	-	ナトリウム塩化物泉
金割	0.9	17.7	自然湧出	>8.5	単純温泉 (緩和性低冷鉱泉)
麻布湯	2.7	-	-	-	
中浦鉱泉	1.3	13.0	自然湧出	-	単純硫黄冷鉱泉 (硫化水素・弱酸性低張性冷鉱泉)
八木ヶ花	12	64.0	-	-	ナトリウム・カルシウム-硫酸物温泉
越後長野	0.67	15.8	88	7.4	ナトリウム-塩化物冷鉱泉 (中性高張性冷鉱泉)
田井の湯	0.74	(20.0)	-	-	硫黄泉
見附	15	39.5	1450	8.4	弱アルカリ性低調性温泉
桂	5	46.2	1200	8.5	アルカリ性単純温泉
大野鉱泉	1.7	15.0	4	8.1	ナトリウム-炭酸水素塩泉 (弱アルカリ性低張性冷鉱泉)
荷頃鉱泉	<0.1	13.4	4	8.0	ナトリウム-塩化物冷鉱泉 (弱アルカリ性低張性冷鉱泉)
成願寺鉱泉	0.83	13.2	3	8.0	単純硫黄泉
長岡	0.69	21.0	98	7.1	弱アルカリ性低膨張泉
かまぶろ鉱泉	4.3	20.7	83	-	ナトリウム-塩化物冷鉱泉
蓬平	0.71	16.7	-	-	単純硫黄泉
種手原	0.66	25.0	-	-	冷鉱泉
小栗山鉱泉	<0.1	13.7	自然湧出	-	含硫黄-ナトリウム-炭酸水素塩泉
宮本	0.98	11.0	自然湧出	-	カルシウム-ナトリウム-炭酸水素塩・硫酸塩泉
三島谷	12	21.8	200	7.9	重曹泉 (緩和性低張冷鉱泉)
地藏鉱泉	0.13	12.1	自然湧出	8.0	単純硫黄泉 (張性低張性冷鉱泉)
灰下	0.77	13.9	-	-	ラジウム鉱泉
はかま	0.66	14.2	63	-	弱アルカリ性低張冷鉱泉
西谷	0.66	14.1	-	8.2	単純温泉

* 泉温は源泉温度 (成分表の記載による) を示す。 () 内は採水時温度。

第4表. 新潟平野における温泉水中の砒素濃度。

源泉温度・取水深度・pH・泉質は各温泉場の成分表および新潟県 (1989)、地質調査所 (1993) による。

	ヒ素濃度	泉 温*	取水深度	pH	ORP	EC	DO	NaCl	泉 質
	(ppb)	(°C)	(GL-m)		(mV)	(μS/cm)	(mg/l)	(%)	
湖陵-1	106	30 (35)	1200	8.06	81	2470	6.16	0.12	ナトリウム-塩化物-炭酸水素塩泉
湖陵-2	111	- (36)	1000	8.36	-201	-	0.93	-	ナトリウム-塩化物泉 (高張性7/8弱酸性高温泉)
湖陵-3	43.7	- (41)	-	8.25	8	1335	6.57	0.07	ナトリウム-塩化物-炭酸水素塩泉 (低張性7/8弱酸性高温泉)
出雲平成	113	57 (44)	1200	7.70	92	9340	5.10	0.50	ナトリウム-硫酸塩・塩化物泉 (低調性中性高温泉)
北山健康	0.98	29 (27)	1000	8.90	91	1789	3.32	0.09	ナトリウム-塩化物・炭酸水素塩温泉 (低張性7/8弱酸性低温泉)
湯の川-1	17.7	- (25)	-	7.53	123	568	2.92	0.03	単純温泉
湯の川-2	62.7	49 (43)	1200	8.33	88	2480	7.32	0.12	ナトリウム-カルシウム-硫酸塩・塩化物泉
米待	1.21	17 (41)	-	8.41	84	293	7.20	0.01	低張性7/8弱酸性冷鉱泉
玉造-1	25.2	32 (34)	24	8.58	81	275	4.75	0.01	単純温泉 (低張性弱7/8弱酸性低温泉)
玉造-2	110	65 (64)	100	8.37	69	2560	13.6	0.13	含食塩ばう硝泉 (低張緩和性高温泉)
玉造-3	105	75 (63)	-	8.37	72	2630	6.71	0.13	
嫁ヶ島	114	- (55)	-	8.35	-162	3200	3.24	0.17	7/8弱酸性単純温泉
新松江	114	- (82)	1305	8.39	-129	3220	5.75	0.16	ナトリウム・カルシウム-硝酸塩・塩化物泉 (低張性弱7/8弱酸性高温泉)
松江	112	77 (64)	1250	8.33	-119	3260	4.98	0.16	ナトリウム・カルシウム-塩化物・硫酸塩泉 (低調性弱7/8弱酸性高温泉)
松江アビシア	1.81	27 (40)	-	9.62	97	381	4.26	0.02	7/8弱酸性単純温泉
広瀬	109	43 (35)	1200	8.02	-35	2260	3.14	0.11	ナトリウム・カルシウム-硫酸塩・塩化物泉
鷺の湯	55.2	52 (50)	1000	7.71	49	1967	2.29	0.10	含放射能-ナトリウム・カルシウム-塩化物・硫酸塩泉
皆生	52.9	85 (64)	650	7.26	89	-	4.00	-	ナトリウム-カルシウム-塩化物泉
弓ヶ浜	0.60	44 (28)	1202	8.54	33	3160	7.17	0.16	ナトリウム-塩化物温泉 (低張性弱7/8弱酸性高温泉)
境港竹内	0.83	47 (39)	1500	8.86	50	3020	5.46	0.15	ナトリウム-塩化物泉 (高張性7/8弱酸性高温泉)

* 泉温は源泉温度 (成分表の記載による) を示す。 () 内は採水時温度。

第5表. 宍道低地帯における温泉水中の砒素濃度。

ヒ素濃度以外は現地測定値。源泉温度、取水深度および泉質は各温泉場の成分表による。

まとめられている。ヒ素濃度に関してまとめた分析を行ったのは今回が初めてである。

新潟平野および周辺の温泉水 64 試料中のヒ素濃度を分析した結果、平野部で最高 24 ppb、山地部で最高 69 ppb を示したが、多くは 2 ppb 未満で、これらが全体の 55% 近くを占めた (第4表, 第1図)。これに対して、宍道低地帯および周辺の温泉水 20 試料を分析した結果、総じて数 10 ~ 100 ppb を示し、平野部・山地部とも最高 114 ppb で、2 ppb 以上が 75% を占めた (第5表, 第2図)。これは新潟平野の 10 ~ 100 倍の濃度に相当する。

泉温は、新潟平野では (11℃ ~) 40℃ 未満の温泉がほぼ 65% を占めるのに対し (第3図)、宍道低地帯では逆に 40℃ 以上 (~ 85℃) の温泉がほぼ 65% を占める (第4図)。温泉水の取水深度は、新潟平野では 0 (自噴) ~ -500m の温泉がほぼ 65% を占めるが (第5図)、宍道低地帯では深いものが多く、-1,000 ~ -1,500m がほぼ 75% を占める (第6図)。

新潟平野の北部~東部に分布する基盤花崗岩ないしは新第三紀火山岩 (グリーンタフ火山岩類) から湧出している温泉は、泉温が 40 ~ 90℃、ヒ素濃度が 2 ~ 25 ppb 程度を示し、相対的には、「中・高温-中・高ヒ素濃度」と特徴づけられる。一方、平野南半部の温泉は新第三系~第四系の堆積岩分布に対応しており、泉温も 40℃ 未満、ヒ素濃度も 2 ppb 未満と

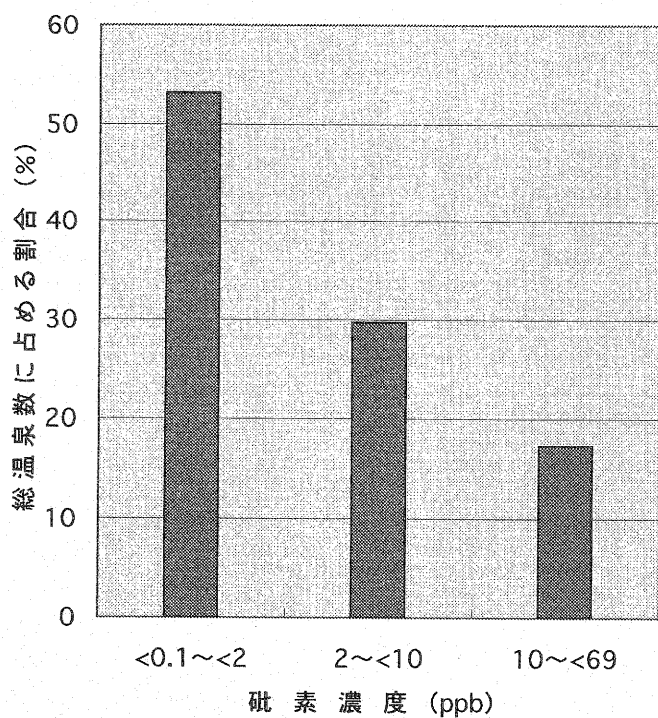
「低温-低ヒ素濃度」であり、北半部と対照的である。

宍道低地帯では、出雲平野南西部の温泉は、平野内で相対的に、「低・中温-高ヒ素濃度」(30 ~ 57℃, As 43.7 ~ 113 ppb)、出雲平野北縁および宍道湖南縁部では「低温-低・中ヒ素濃度」(17 ~ 57℃, As 0.98 ~ 62.7 ppb)、宍道湖東縁および宍道湖南方基盤山塊では「中・高温-中・高ヒ素濃度」(43 ~ 82℃, As 25.2 ~ 114 ppb)、弓ヶ浜半島では「中・高温-低・中ヒ素濃度」(44 ~ 85℃, As 25.2 ~ 114 ppb) に概略分類できる。松江平野およびその南域の基盤花崗岩ないしはグリーンタフ火山岩類を主体とする中部中新統上部分布域の温泉は中・高温-高ヒ素濃度、出雲平野縁辺の堆積岩を主体とする中部中新統下部および第四系分布域では低・中温-低・中濃度、弓ヶ浜半島など堆積岩を主体とする第四系分布域では「中・高温-低・中ヒ素濃度」にほぼ対応している。

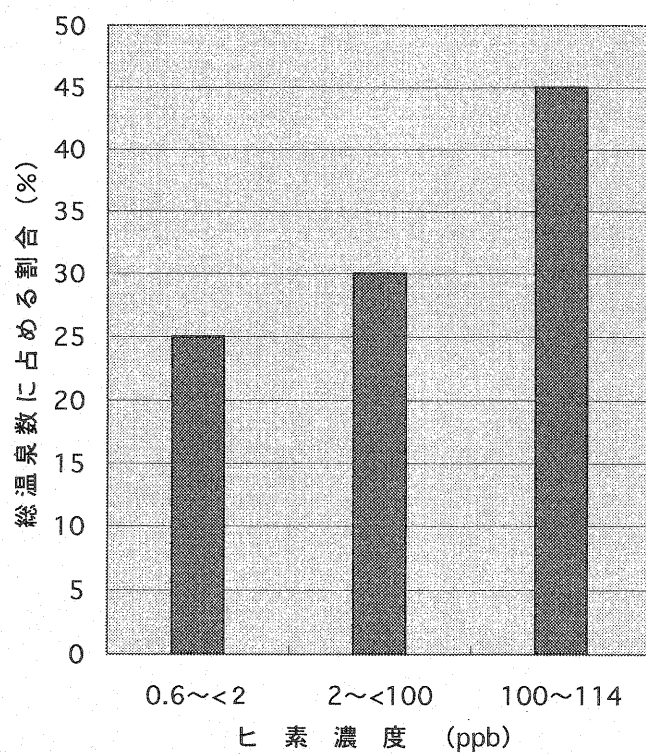
両地域に共通して、基盤花崗岩類およびグリーンタフ火山岩類分布域では、新第三紀~第四紀の堆積岩分布域に比べ、温泉の泉温・ヒ素濃度とも高い傾向が認められる。

平野の温泉分布と地質構造規制

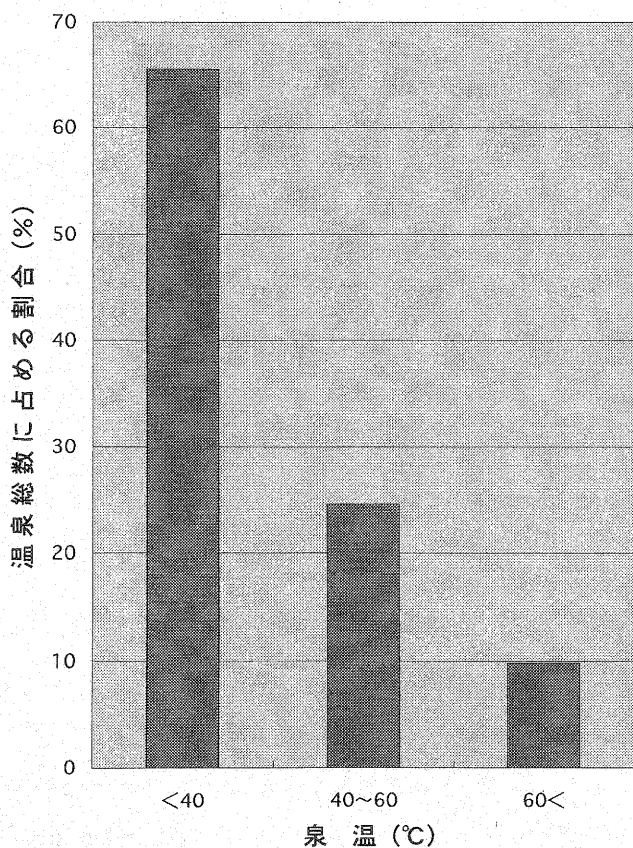
新潟平野の温泉は、平野の縁辺に沿って直線的に分布している傾向がある (第7図)。宍道低地帯に分布する温泉も新潟平野と同様の特徴がみられ、多くが出雲平野や宍道湖・中海



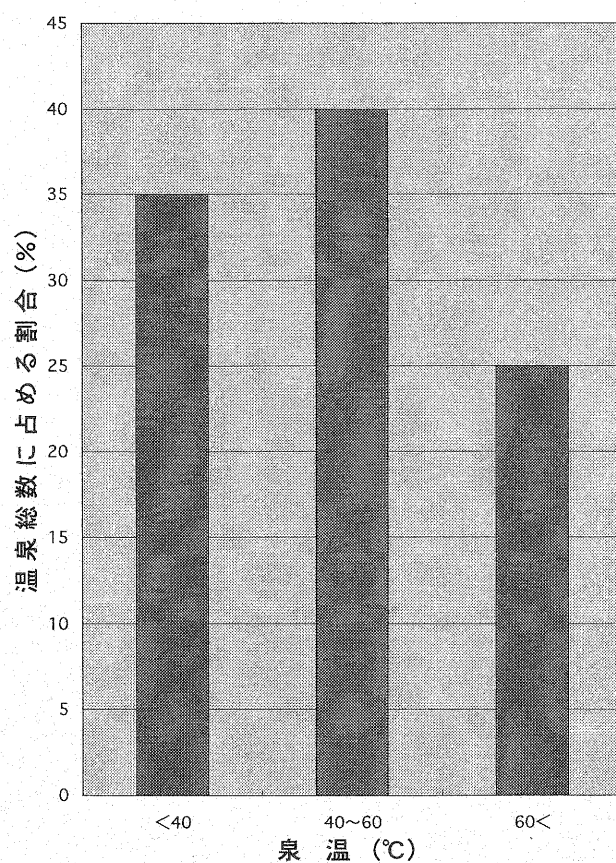
第1図. 新潟平野および周辺に分布する温泉水中のヒ素濃度分布.



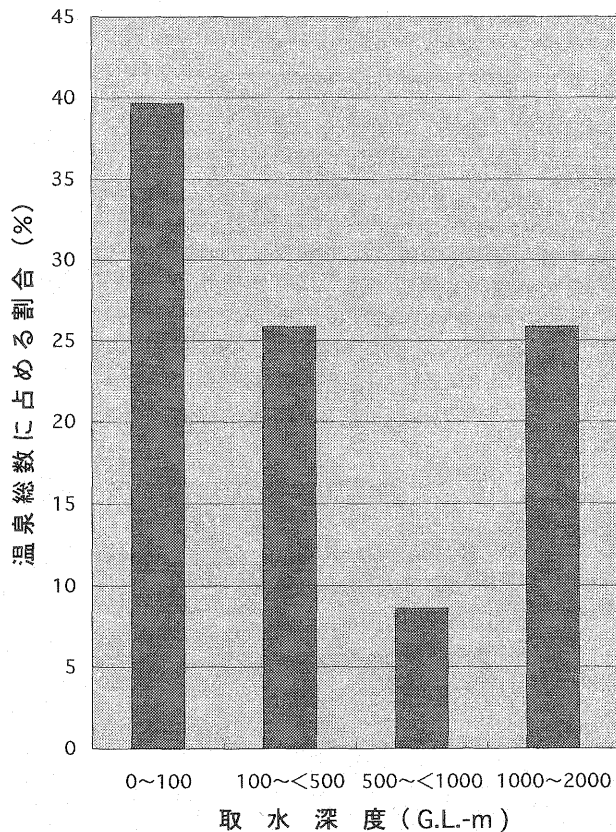
第2図. 矢道低地帯および周辺に分布する温泉水中のヒ素濃度分布.



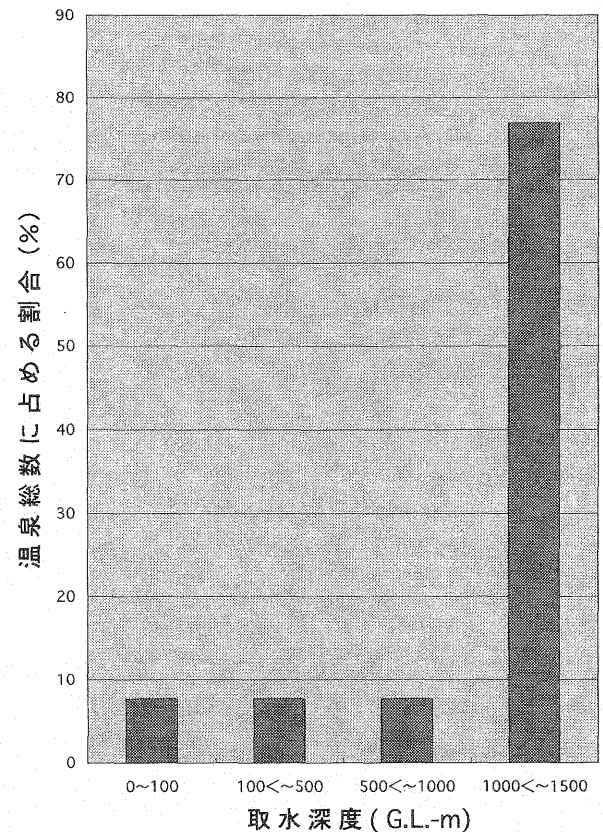
第3図. 新潟平野および周辺に分布する温泉の泉温分布.



第4図. 矢道低地帯および周辺に分布する温泉の泉温分布.



第5図. 新潟平野および周辺に分布する温泉の取水深度分布.



第6図. 宍道低地帯および周辺に分布する温泉の取水深度分布.

といった低地帯縁辺部に分布している (第8図).

新潟平野の縁辺部は直線的な地形をなす丘陵で境され、そこにはNNE-SSWないしはN-S方向の活断層が確認ないしは推定されている (地質調査所 1993, 新潟県 2000; 第7図). これらの活断層は等重力線が密な遷急部、すなわち重力の急変異常部に一致しており (第9, 10図), 石油探査用の深部ボーリングデータなどの解析から、平野下の第四系、新第三系およびその基盤を切る深部断裂とされている (茅原 1979, 丸山ほか 1982, 新潟県 1989, 2000). 平野縁辺に配列する温泉はこれらの深部断裂に一致している. 一般に温泉は断裂に規制され湧出することが多い (湯原 1992, 1998) が、このことは換言すると、平野縁辺部の温泉はNNE-SSW~N-S方向の深部断裂に規制されて分布しているとみることができる.

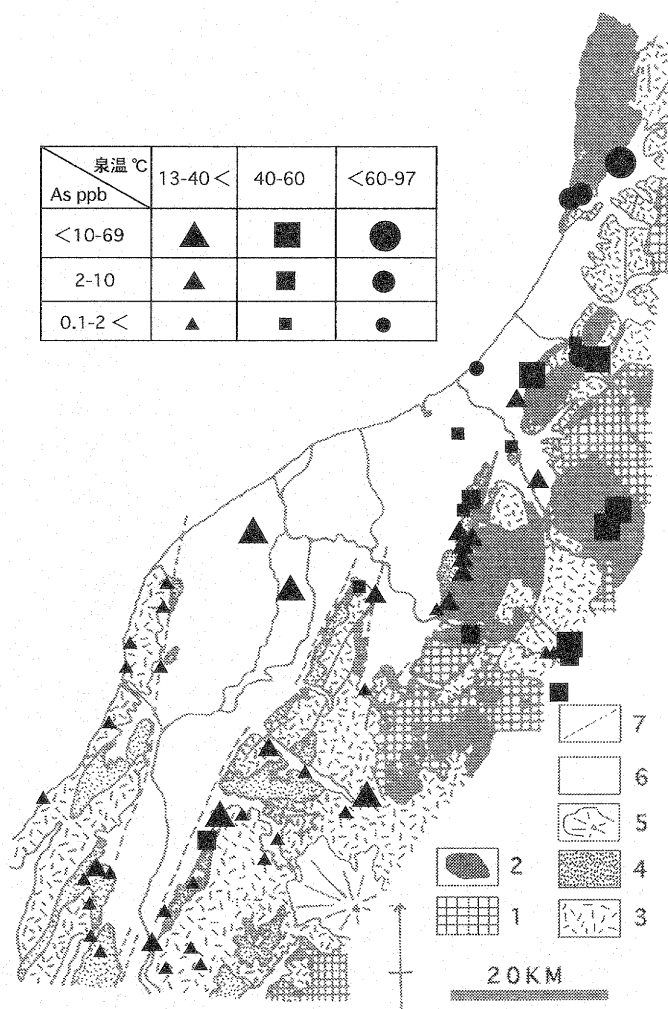
宍道低地帯には先新第三系の基盤岩が南北両側から中央部へ階段状に落ち込んだ地溝状の構造が推定されている (山内・吉谷 1992, 山内・岩田 1998). 重力異常図 (第10図, 新編島根県地質図編集委員会 1997) からは、いくつかの閉じた低重力異常域が東西に連鎖している構造が読みとれるが、温泉はこの低重力異常域の縁辺断裂に規制されて分布しているようにみえる.

平野の縁辺部や内部に深部断裂帯が存在することは、上記

の地域以外にも、たとえば、関東平野 (水収支グループ・楡井 1987), 富山平野 (藤井 1992), 福井平野 (三浦 1992), 大阪平野 (川辺ほか 1995) など多くで報告されている. 久保田 (1989a, b) は、堆積盆地形成期の盆地縁辺部に、地表下-15 kmのマグマにまで達する深部断裂をスケールモデル実験で再現している. 藤田 (1982) が指摘しているように、このような平野の縁辺部に発達する断裂は深部にまで達しており、このことは堆積盆地の発生・発展過程にみられる一般的な地質現象とされている. 平野の温泉はこれらの断裂に規制されて分布しているとみられる.

温泉貯留構造と温泉水の泉質・ 泉温・ヒ素濃度との関係

宍道低地帯東部の松江から弓ヶ浜半島に分布する温泉は、山内・岩田 (1998) により、泉源の特徴から二つのタイプに区分されている. それによると、ひとつは「松江タイプ」と称され、松江付近に分布するグリンタフ火山岩類が温泉貯留層となっている. 泉質は硫酸塩泉、泉温は65~82℃と高く、泉源は地表下-1,200~-1,300mの基盤花崗岩体中から直接、ないしはその直上のグリンタフ火山岩類から取水している. もう一方は「弓ヶ浜タイプ」とされ、弓ヶ浜半島に分布し、新第三紀の砂岩優勢層が貯留層となっている. 泉質は食塩泉、



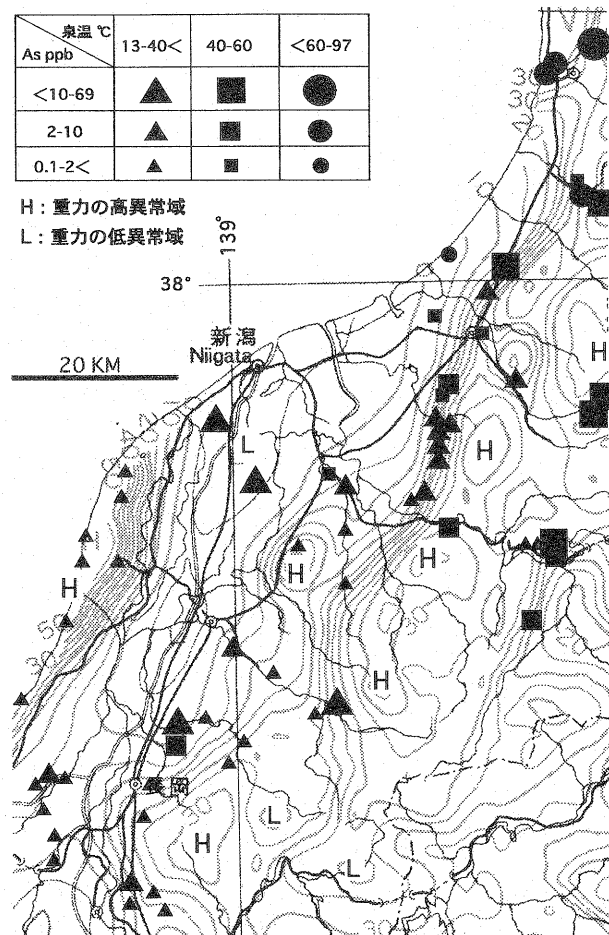
第7図. 新潟平野における地質、温泉分布およびヒ素濃度。

新潟平野周辺の地質概略図は茅原（1979）および地質調査所（1993）から作成。温泉の温度は源泉温度を優先。

1：先新第三系基盤堆積岩，2：先新第三系基盤花崗岩類，3：中新・鮮新統，4：更新統，5：第四紀火山，6：完新統，7：活断層（実線は確認，破線は推定）

泉温は42～47℃でやや低く，泉源は地表下-650～-1,500mで，基盤までは500m以上離れている。弓ヶ浜タイプの温泉は，取水口が基盤花崗岩に近づくにつれ，泉温が上がり，泉質は食塩泉から硫酸塩泉に変わると推定されている。また，深度-1,101.7mの基盤花崗岩の岩盤温度が100℃を越えていることから，熱源はいずれのタイプも，基盤花崗岩にあると推定されている。両タイプは，花崗岩の断層を上昇した深部熱水と地下水とが混合し，泉源を形成していると考えられている（山内・岩田 1998）。

前述のように，新潟平野では，北部と東部の基盤花崗岩体中から湧出する温泉は，泉温・ヒ素濃度ともほかに比べ相対的に高い。平野東部の湯の平温泉では，基盤花崗岩から湧出しており，泉温 56℃，ヒ素濃度 13 および 17 ppb である。また，新潟平野最北端の村上盆地に位置するまほろば温泉では，

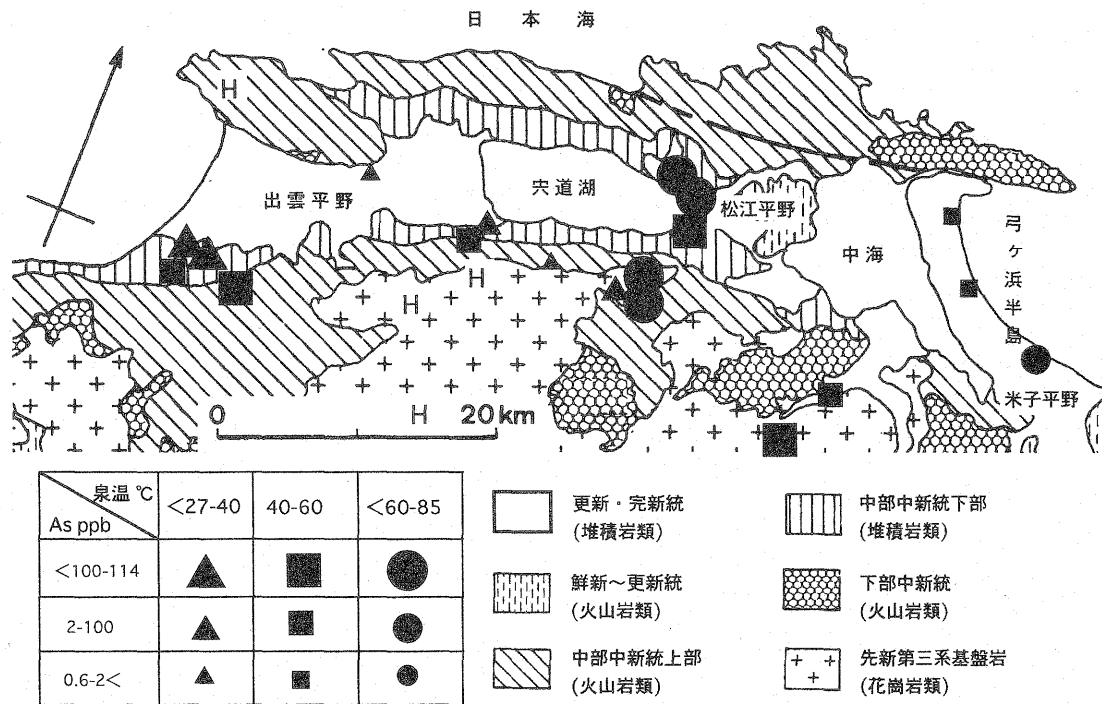


第9図. 新潟平野における重力異常と温泉分布。

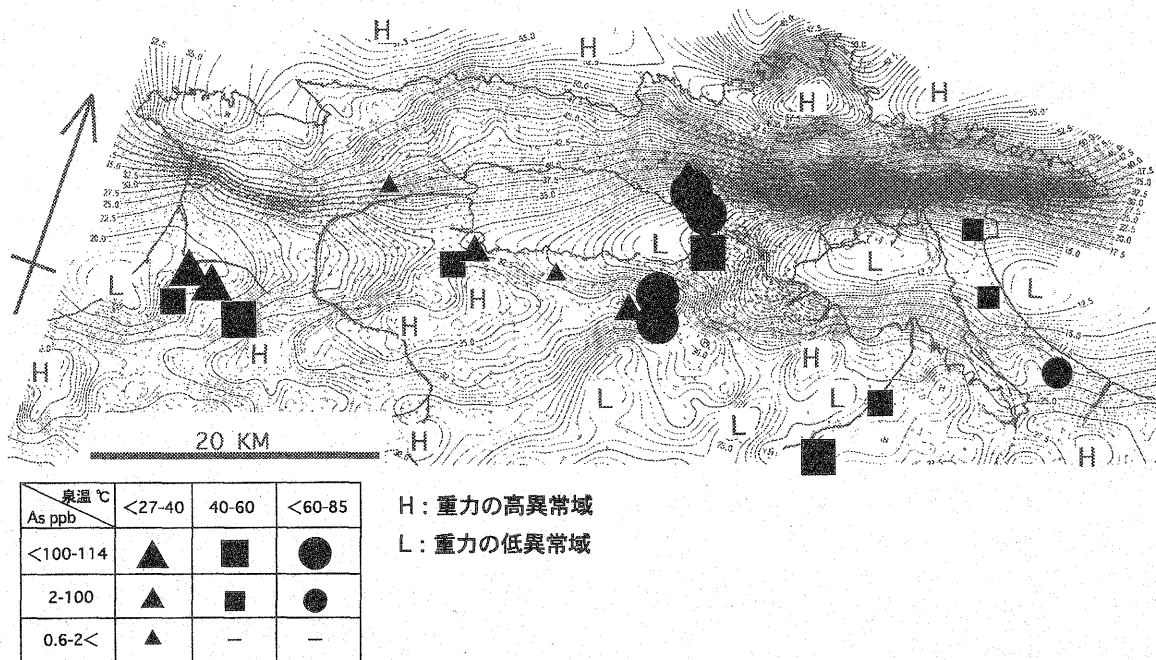
重力異常図は新エネルギー総合開発機構（1987）による。温泉の温度は源泉温度を優先。

地表下-1,132.8mで基盤花崗岩に到達し，-1,300mの基盤花崗岩内から取水している（朝日村 1996）。泉温は63℃，ヒ素濃度は25 ppbで，平野内部では最も高いヒ素濃度を示している（第4表）。そこでのボーリングデータによると，基盤花崗岩の直上に前期中新世の溶結凝灰岩（グリーンタフ火山岩類）が不整合に覆い，その上位を中期中新世の泥岩が厚く覆っている。これは出雲平野の松江タイプの温泉貯留構造に類似しているが，基盤岩付近から採水している松江タイプの温泉水が110 ppb程度のヒ素濃度を示すことからすると，新潟平野では基盤花崗岩から上昇してくる熱水のヒ素濃度が25 ppb程度で，出雲平野に比べもともと低いことが推定される。

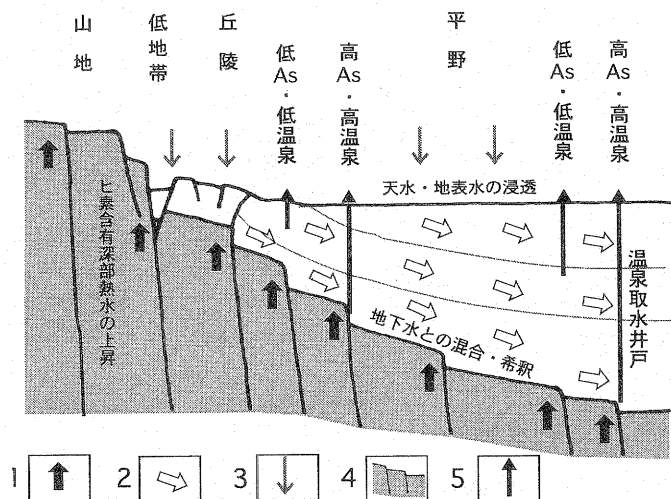
基盤花崗岩が露出しない新潟平野南半部では，堆積岩が厚く被覆しており，温泉貯留構造は前述の弓ヶ浜タイプに類似する。そこでは，泉温は40℃未満，ヒ素濃度は数ppb程度と，



第8図. 宍道低地帯における地質，温泉分布およびヒ素濃度.
 宍道低地帯周辺の地質概略図は山内・吉谷 (1992) から作成. 温泉の温度は源泉温度を優先.



第10図. 宍道低地帯における重力異常と温泉分布.
 重力異常図は新編島根県地質図編集委員会 (1997) による. 温泉の温度は源泉温度を優先.



第 11 図. 平野の基盤構造と深部熱水によるヒ素の供給

基盤の地質構造は久保田 (1989a, b), 深部熱水と地下水の流動は山内・岩田 (1998) を参考に作成.

1: 深部熱水の流れ, 2: 地下水の流れ, 3: 天水, 4: 基盤岩および深部断裂, 5: 温泉取水井

弓ヶ浜タイプと比較してもかなり低い. これは新潟平野南部の新第三系～第四系の層厚は 5,000～6,000m と推定される (新潟県 2000) ので, たとえ温泉水の取水深度が 1,000～2,000m であっても, 基盤花崗岩まではさらに数 1,000m の距離があり, 上昇してきた熱水中のヒ素はその間に地下水や化し海水により混合・希釈されてしまうためかもしれない.

以上のことから, 平野下における深部熱水によるヒ素の供給と温泉との関係を概念的に表せば, 第 11 図のように推定される.

ところで, 平野中央部の新潟・白根付近には, 取水深度が地表下 -5.5m, -42m, 泉温が 14℃, ヒ素濃度が 23～24 ppb の低温・高濃度の温泉がみられる (第 7 図). これらの温泉水は沖積層中から取水しており, また, その付近の基盤深度は -3,000m 以上であること (新潟県 2000) から, ヒ素の供給は地下深部より, むしろ沖積層から溶出している可能性が高い.

ま と め

本論では新潟平野および宍道低地帯に分布する温泉水中のヒ素濃度分布と平野の地質構造との関係を検討し, 地下深部の熱水に由来するヒ素供給について考察した.

新潟平野および周辺の温泉水中のヒ素濃度は, 平野部で最高 24 ppb, 山地部で最高 69 ppb であるが, 多くは 2 ppb 未満で, これらが全体の 55% を占める. 宍道低地帯および周辺では総じて数 10～100 ppb を示し, 平野部・山地部とも最高 114 ppb で, 2 ppb 以上が 75% を占める.

新潟平野内に分布する温泉水は, 総じて, 低温 (11～40℃未満), 低ヒ素濃度 (0.1～10 ppb 未満) であるのに対し, 宍道低地帯内では中～高温 (40～85℃), 中～高ヒ素濃度 (10

～114 ppb) で, 新潟平野のヒ素濃度の 10～100 倍に相当する.

温泉水の取水深度は, 新潟平野では 0 (自噴)～-500m の温泉がほぼ 65% を占めるが, 宍道低地帯では -1,000～-1,500m がほぼ 75% を占める.

いずれの地域でも, 温泉分布域の地質構成とヒ素濃度分布には関係が認められ, 花崗岩およびグリーンタフ火山岩類分布域では, 新第三系～第四系堆積岩類分布域に比べ, 泉温・ヒ素濃度とも高い傾向にある.

新潟平野・宍道低地帯の内部に位置する温泉は, いずれも平野縁辺部に集中しているが, そこには既存の地質図や重力異常図から深部断裂帯が推定されており, 温泉はそれらの深部断裂帯に規制されて分布しているとみられる. 両平野の外部周辺に位置する温泉は花崗岩の基盤山塊ないしはその近隣のグリーンタフ火山岩地域に分布する傾向がみられる.

山内・岩田 (1998) の温泉湧出モデルから, 泉源は, いずれの平野でも, ヒ素は基盤花崗岩の断裂を上昇する過程で深部熱水に含まれたもので, 天水との混合・希釈によって温泉水中のヒ素濃度が規制されたものと考えられる. この場合, 宍道低地帯東部では, 温泉の採水位置が基盤花崗岩ないしはその直上の場合, 高温・高ヒ素濃度であるが, 採水位置が基盤から離れると, 低温・低ヒ素濃度になる傾向がある. これは, 温泉水の採水位置と基盤岩との距離が離れるほど, 天水の混入による希釈が進むためと考えられる. 新潟平野のヒ素濃度が, 宍道低地帯のそれに比べ, 1/10～1/100 であることは, 基盤岩を上昇する熱水のヒ素濃度そのものが低いことに加え, 新潟堆積盆地の基盤深度が -7,000m 以上ときわめて大きく, 温泉水の取水位置と基盤岩までの距離がきわめて大きいことも一因であろう.

地下深部から上昇するヒ素含有深部熱水と地下水ヒ素汚染問題との直接の関係は今後の課題として残される.

謝 辞 島根大学理工学部山内靖喜会員には宍道低地帯の地質と温泉に関する貴重な資料を提供していただいたほか, 現地での温泉採水に便宜を図っていただいた. 著者が所属している内蒙古地下水ヒ素汚染研究グループ・応用地質研究会地下水ヒ素汚染研究グループ・アジアヒ素ネットワーク, および宮崎大学地下水ヒ素汚染研究グループの諸氏には常日頃から御討論いただいている. 信州大学塚原弘昭会員および大阪市立大学益田晴恵助教授には懇切な査読と適切な御助言をいただいた. 英文要旨は新潟大学大学院自然科学研究科の Tad James Choi 氏に校閲いただいた. 分析機器は新潟大学災害研究センター所有の原子吸光分析装置を使用させていただいた. 以上の方々に, ここに記して感謝する次第である.

文 献

- 相原安津夫 (1987) 石炭ものがたり. 地球の歴史をさぐる 3, 青木書店, 164-165.
- 朝日村 (1996) 朝日村温泉さく井工事報告書. 18p.
- 茅原一也 (1979) 信濃川と新潟平野. アーバンクボタ 17, 2-5.
- 地質調査所 (1993) 50 万分の 1 新潟地熱資源図および説明書, 115p, 内外地図.
- 福田 理 (1969) 非火山性地熱水資源 自然エネルギーの地域的利用システムに関する調査. 科学技術庁資源調査所.
- 藤井昭二 (1992) 富山平野. 北陸の丘陵と平野, アーバンクボタ 31, 38-47.
- 藤田至則 (1982) 島弧変動について. 地団研専報, no. 24 : 1-32.
- 早川正巳 (1988) 地球熱学. 東海大学出版会, 69-74.
- 久永 明・石西 伸 (1985) ヒ素. 環境汚染物質の生体への影響 16 (訳本), 東京化学同人, 東京, 312p.
- Kanamori S and Sugawara K (1965) Geochemical study of arsenic in natural waters II. Arsenic in river water. Jour of Earth Sci, Nagoya Univ, 13 : 36-45.
- 川辺孝幸・藤田至則・山岸猪久馬 (1995) 島弧変動からみた地震発生の要因 - “いわゆるマグマ” による地震発生の要因に関する試論 - . 地質と地震, 地団研専報, no. 44 : 5-34.
- 久保田喜裕 (1989a) 南九州北薩地域における金銀鉱脈鉱床の生成とその造構史的背景(その 2) - スケールモデル実験による検討 - . 鉱山地質, 39 : 123-138.
- 久保田喜裕 (1989b) 南九州の陥没構造と金銀鉱床 - スケールモデル実験による再現 - . 地団研専報, no. 36 : 261-275.
- 久保田喜裕 (1997) ヒ素の地質的分布. 地学教育と科学運動特別号, 地学団体研究会, 53-59.
- 久保田喜裕・石山 豊・横田大樹 (2000) 新潟平野における表層地質中のヒ素濃度分布 - 地下水ヒ素汚染問題におけるヒ素の供給源の検討 その 1 - . 地球科学, 54 : 369-379.
- 丸山孝彦・大坪友英・国安 稔・高浜信行・田中 保 (1982) 重力異常からみた新潟平野東縁部の新発田 - 小出構造線. 地球科学, 36 : 274-293.
- 湊 秀雄 (1998) 地殻上部におけるヒ素の分布と形態 - ヒ素の輪廻 - . 砒素をめぐる環境問題, 東海大学出版会, 1-26.
- 湊 正雄 (1976) 埋没段丘について. 新潟大理地鉱研究報告, 4 : 1-4.
- 三浦 静 (1992) 福井平野と若狭地方の平野. アーバンクボタ 31 北陸の丘陵と平野, 56-59.
- 水収支グループ・楡井 久 (1987) 平野の生い立ち. 日本列島の自然シリーズ 6 日本の平野, 平凡社, 93-108.
- 日本環境測定分析協会 (1988) 改訂版 底質調査法とその解説. 環境庁水質保全水質管理課編, 丸善, 175p.
- 新潟ケイ藻グループ (1979) 平野の地下. アーバンクボタ 17, 信濃川と新潟平野, 10-11.
- 新潟県 (1989) 1/20 万新潟県地質図及び説明書, 128p.
- 新潟県 (2000) 新潟県地質図 (2000 年度版, 1/20 万) 及び説明書, 200p.
- 新エネルギー総合開発機構 (1987) 全国重力図 (ブーゲー異常図), 全国地熱資源総合調査 1 : 1,000,000 編集図.
- 新編島根県地質図編集委員会 (1997) 新編島根県地質図付島根県重力異常図, 内外地図.
- 力武常次・萩原幸男 (1976) 物理地学. 東海大学出版会, 東京, 152-156.
- Tanaka T (1988) Distribution of arsenic in the natural environment with emphasis on rocks and soils. Applied Organometallic Chemistry, 2 : 283-295.
- Tanaka T (1990) Arsenic in the natural environment, Part II : Arsenic concentrations in the thermal waters from Japan. Applied Organometallic Chemistry, 4 : 197-203.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1992) 改訂版 日本の石油・天然ガス資源. 520p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1990) 平成元年度広域地質構造調査報告書構造解析総合調査. 31p.
- 山内靖喜・吉谷昭彦 (1992) 日本海南部およびその沿岸域における中新世の構造運動. 地質学論集 37, 311-326.
- 山内靖喜・岩田昭夫 (1998) 宍道低地帯における熱水資源評価. 応用地質, 39 : 361-371.
- 湯原浩三 (1992) 大地のエネルギー 地熱. 古今書院, 東京, 182.
- 湯原浩三 (1998) 改訂地下水ハンドブック第 6 章 温泉. 建設産業調査会, 157-176.

久保田喜裕・横田大樹・石山 豊. 2001. 新潟平野, 宍道低地帯における温泉水中のヒ素濃度—地下水ヒ素汚染におけるヒ素の供給源—その2—. 地球科学, 55, 11~22.

Yoshihiro Kubota, Daiki Yokota and Yutaka Ishiyama. 2001. Arsenic concentration in hot spring waters from the Niigata Plain and the Shinji Lowland, Japan. —Source supply of arsenic in arsenic contaminated ground water, Part 2—. Earth Science (Chikyu Kagaku), 55, 11-22.

要 旨

本論は、新潟平野と宍道低地帯を対象に、温泉水中のヒ素濃度分布と平野の地質構造との関係を検討し、深部熱水に由来するヒ素の供給について考察した。

新潟平野内に分布する温泉水は、低温（11～40℃未満）、低ヒ素濃度（0.1～10 ppb未満）であるのに対し、宍道低地帯内では、中～高温（40～85℃）、中～高ヒ素濃度（10～114 ppb）で、新潟平野のヒ素濃度の10～100倍に相当している。両地域とも、花崗岩およびグリンタフ火山岩類分布域では新第三系～第四系の堆積岩分布域に比べ、泉温・ヒ素濃度とも高い傾向にある。温泉は平野縁辺部に分布し、そこに推定される深部断裂に規制されているとみられる。ヒ素は、両地域とも、深部熱水が基盤花崗岩の断裂を上昇する過程で含まれたもので、天水との混合・希釈によって、温泉中のヒ素濃度が規制されたものと考えられる。宍道低地帯東部では、温泉の採水位置が基盤花崗岩ないしはその直上の場合、高温・高ヒ素濃度であるが、採水位置が基盤から離れると、低温・低ヒ素濃度になる。これは、採水位置と基盤との距離が離れるほど、天水の混入による希釈率が大きくなることによるものであろう。新潟平野のヒ素濃度がきわめて低い理由は、基盤花崗岩を上昇する熱水中のヒ素濃度が元々低いことに加え、新潟堆積盆地の基盤深度がきわめて大きく、取水位置と基盤岩までの距離が大きいことに起因するためと考えられる。