松代群発地震地域に湧出する深層地下水

信州大学大学院工学系研究科* 奥澤 保

信州大学理学部** 塚原 弘昭

Origin of Deep Ground Water in the Matsushiro Earthquake Swarm Area

Tamotsu OKUSAWA

Graduate School of Science and Technology, Shinshu University, 3-1-1 Asahi, Matsumoto 390-8621, Japan

Hiroaki TSUKAHARA

Faculty of Science, Shinshu University, 3-1-1 Asahi, Matsumoto 390-8621, Japan

(Received March 27, 2000; Accepted January 15, 2001)

Many small earthquakes occurred in the Matsushiro area in a period from 1965 to 1967. This is called "Matsushiro Earthquake Swarm". The swarm earthquakes are interpreted as a result of deep ground water intrusion into the focal area. At the hardest time of the crustal movement, water flow from pre-existing springs increased, and many new springs appeared along a hidden fault zone formed by the swarm earthquakes. Some of springs are still alive and have peculiar chemical compositions. The deep ground water must have caused the earthquake swarm. We show the characteristics of the deep ground water through analyzing chemical composition. Our measured data and many published data show that the deep ground water obtains Ca^{2+} from rocks and loses Na^+ during its upwelling migration through the fault zone of Matsushiro Swarm Earthquakes. The data also show that the major components of Cl^- and $(\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ have a liner relation in concentrations, although every spring water has different concentrations of Cl^- and $(\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$. It is interpreted in terms of mixing deep ground water with shallow ground water at different ratios. The concentrations of the major ions of the deep ground water are estimated from both of our measured data and compiled data using the liner relation, e.g., Na^+ : 310 meq/L, Cl^- : 330 meq/L. Analysis of our measured data also reveals that the small temporal variation in the concentration of Ca^{2+} in a short period such as several months is attributable to the reaction between the ground water with CO_2 and surrounding rocks.

Key words: Matsushiro Earthquake Swarm, Deep ground water, Ground water chemistry, Earthquake chemistry, Water induced seismicity.

§ 1. はじめに

1965年に始まった松代群発地震は、松代地震断層沿いに上昇してきた深層地下水が引き金になったといわれる[例えば、中村(1971)]. 通常的地表付近の循環水とは全く異なるイオン組成・濃度をもつこの地下水は、地震の原因となるとともに松代地域の湧水・温泉の水質や湧出量に大きな変化をもたらし、地盤隆起・沈降、地滑りなどの地表変動の原因ともなった。この深層地下水は、それが地表に現れたときの主要イオン組成から塩化カルシウム型地下水であるといわれていたが、その起源、湧

出機構、地震などの地殻活動との関係について未だ十分な説明がなされていない。

本研究では、松代群発地震を引き起こした深層地下水の初源的な主要イオン組成を明らかにし、松代地震がどのような水によって引き起こされたのか、初源的地下水が、どのように変成されて現在の多種多様なイオン組成をもつ湧水になっているのかについて検討してゆく。

§ 2. 松代群発地震と湧水

松代群発地震はその性状(地震の回数および大きさ・

* 〒390-8621 松本市旭3丁目1番1号

** 〒390-8621 松本市旭3丁目1番1号

震源の深さ・震源域の広がり・随伴した地殻変動などから以下の五つの活動期に分けることができる [HAGIWARA and IWATA (1968)].

第1活動期 1965年8月～1966年2月(7ヶ月間)

第2活動期 1966年3月～1966年7月(5ヶ月間)

第3活動期 1966年8月～1966年12月(5ヶ月間)

第4活動期 1967年1月～1967年5月(5ヶ月間)

第5活動期 1967年6月～現在

松代地震では、著しい地盤の隆起・伸縮(地殻変動)が生じたが、それが最も活発だったのは第3活動期で、この間、松代盆地内には多数の地割れが生じ、約1mに及ぶ震央付近の隆起域から面的な地下水噴出が起こった(4ヶ月間で計約1千万t) [中村(1971)]. この噴出の後、隆起域は沈降し始めたが、それに伴い湧水域内で小の地滑りが発生した [MORIMOTO *et al.* (1967)].

こうした地滑りを引き起こした湧水をはじめ、松代盆

地内には大小多々の湧水が新たに出現した。また、既存の湧水・温泉も、その湧出量や水質に著しい異常を生じたものが多い。これら湧水は、群発地震の震源域、すなわち皆神山から松代地震断層の直上およびその周辺に多くみられ、行政区分としては長野市松代町東寺尾・加賀井地区から東条・牧内地区に多くみられた (Fig. 1). 以下、この地域を松代群発地震地域と呼ぶことにする。

松代群発地震を特徴づけるこれら湧水に関しては、群発地震が始まった前後より様々な研究がなされており、地震と地下水との関連について多くの仮説が提出された。湧水の出現および変化が、地震活動の原因であるのかあるいは結果であるのか、大量の地下水がいったどこから来たのかについて、系統的に説明された定説と呼べるものはない状態であるが、松代群発地震と水との関係について現在までにいわれているところをまとめると以下のようなものである。

(1) 松代群発地震地域の地表に大量に湧出した湧水

Fig. 1. Locations of measurement points (○). Each number corresponds to that in Table 1. The area between two lines indicates a zone of the buried Matsushiro earthquake faults. Base map is 1:25,000 "Matsushiro" topographic map issued by the Geographical Survey Institute.

は、地表付近の通常の循環水とは全く異なり、極めて高濃度の Ca^{2+} , Cl^- を主要溶存成分とする特異な地下水である [KITANO *et al.* (1967), YOSHIOKA *et al.* (1970)].

(2) 「水の起源」に関しては、化石海水、マグマ起源の水、脱水反応による岩石から放出された水 [大竹 (1976)], マントル・ダイアピルの上昇・冷却により放出された水 [WAKITA *et al.* (1978)], 下部地殻に存在する多量の水 [笹井 (1995)] などのモデルがあり、それぞれ起源水の存在する「深さ」についても様々であるが、地表付近の通常の水循環では説明されないものであるという点では一致する。

(3) 当初は、水が地震発生の原因であるのか、あるいは地震発生の原因は他にあり、地震が起こったことにより水がもたらされたのかについては議論を呼んだ。現在では、水は結果でなく、次のように原因であるという主張 [中村 (1971)] の方が有力である。

まず、地下深部の高圧の水が、何らかの原因により松代地域の地下に供給された。この水は高圧であるがゆえに、地下岩石中のクラックを押し抜け、岩石の摩擦を弱め、地震を引き起こす。一方、地下深部の水は微小クラックを抜けつつ地表に向かうため、地表においては地盤隆起などの地変をもたらす、最終的には地表に大量にあふれ出すことになった。また、地形によっては地滑りを発生させた。

松代群発地震の原因となった地下深部の水はいわば「深層水」であるが、地下水を扱う分野では数十 m 程度の深さの地下水でも「深層水」と呼ぶことがあるので、これと区別するために、松代地域の、おそらく少なくとも 2 km 以深に存在するこの特異な深層高濃度塩水を、この論文では特に区別する必要がある際には「深部源水」と呼ぶことにする。

§ 3. 調査湧水について

1965 年に松代群発地震が始まる以前にも、松代地域には湧水・温泉が存在した。例えば現在の加賀井温泉は、現在と泉源こそ異なるが、鎌倉時代にはすでに浴用として使われていたようであり、また、江戸時代には農耕地に湧き出る悪水の処理を藩に願い出たという記録があり [青山 (1980-1981)], かなり古くからこの地域には普通の地下水とは異なる特殊な水が湧出していたようである。

このような松代群発地震以前から存在する湧水・温泉は、群発地震の際にはその湧出量・性状に大きな変化がみられた。また、群発地震の最盛期には、震源域付近に新たに大量の湧水が地面のいたるところから湧出した。さらに、地震による影響 (渇水・泉温低下など) や調査

のために当時新たに掘削された泉源・井戸もある。しかし、排水設備がその後整えられたこともあって、現在でも残っている湧水は、その数も湧出量も最盛時と比較すれば極めて少ない。

Fig. 1 は松代群発地震地域において現在も湧出を続けていることが確認できた湧水 (ボーリング孔からの自噴温泉を含む) である。これら湧水は Fig. 1 に示すように松代地震断層と呼ばれる伏在断層帯 [NAKAMURA and TUNEISHI (1967)] の直上および周辺に多く点在している。これら湧水のすべてを調査観測定点とした。Table 1 に各湧水の概要を示す。松代荘 (Table 1 の No. 1), 加賀井温泉一陽館 1 号源泉 (No. 2), 同 3 号源泉 (No. 3), 温泉団地 1 号井 (No. 8), 同 2 号井 (No. 9), 松代温泉公民館 (No. 10) は、掘削ボーリング孔からの自噴井であり、他の湧水に比較して水源が深い。一方、松井の泉 (Table 1 の No. 7), 古藻井の泉 (No. 12), 皆神山山頂池 (No. 14), 地滑り地帯上 (No. 15), 牧内南 (No. 16) は、地表浅層水の影響が極めて高いと考えられる湧水である。Table 1 に示す湧水のうち、松代荘、加賀井温泉一陽館 1 号源泉、同 3 号源泉、尚和寮 (1), 同 (2), 玉依比売命神社前、松井の泉の 7 箇所 (Table 1 の No. 1 から No. 7, 以下この文章では、主要 7 湧水と呼ぶ) については、季節変化等の長期的時間変化の有無を調べるために、1994 年 4 月より 12 月まで原則として毎週一回、定期的に測定・採水を行った。さらに他の湧水を含むすべての観測定点 (以下、16 湧水と呼ぶ) では、1994 年より 1997 年まで不定期に採水・測定した。

§ 4. 分析方法

各調査観測定点について、現地において、水温 (アルコール温度計)・電気伝導度 (東亜電波株式会社製 CM-14P を使用)・pH (東亜電波株式会社製 HM-12P を使用) の測定、試水の採取を行い、実験室で試水の溶存主要イオンの定量をイオンクロマトグラフィにより行った (使用機器は横河アナリティカルシステムズ社製イオンクロマトグラフ IC7000E)。定量イオンは、 F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , Li^+ , Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} である。陽イオン分析には、ICS-C25, 陰イオン分析には、ICS-A23 カラムを使用し、溶離液は同社のマニュアルに沿って調整した。陰イオンは 3 mM- Na_2CO_3 を溶離液、15 mM- H_2SO_4 を除去液としたサブレッサ法で、また、陽イオンは 5 mM-酒石酸と 1 mM-ピリジン・2,6-ジカルボン酸の混合溶液を溶離液としたノンサブレッサ法でそれぞれ分析した。いずれの測定においても、試料量は 50 μl , 溶離液の流速は、1 mL/min, 恒温槽は 40°C とした。同一試料のくり返し測定による定量値

Table 1. Measurement points (each number corresponds to that in Fig. 1).

No.	measurement point	well depth (m)	time (*)	description
1	Matsushiroso well	600	C	
2	Ichiyokan well No. 1 (B)	86	A (1930)	
3	Ichiyokan well No. 3 (C)	122	B (1967)	water seems to be a mixture of water from the bottom and that from damaged points of casing pipe at shallow depth.
4	Showaryo spring No. 1	Unknown	B	a spring appearing in front of the gate of Showaryo in the rice field.
5	Showaryo spring No. 2		B	one of the springs appearing on the foot of a hill, 50 m east from the Showaryo spring No. 1.
6	Tamayorihimenomikoto-Jinjamae		B	a spring appearing in front of the gate of Tamayorihimenomikoto-Shrine.
7	Matsuinoizumi		A	one of the springs on the foot of the Mt.Minakamiyama.
8	Onsendanchi well No. 1	30	C	
9	Onsendanchi well No. 2	360	C	
10	Matsushiro-Onsenkominkan	Unknown	C	hot water in the bathroom in the community center, piped from a hot spring.
11	Showaryo spring No. 3		B	one of the springs appearing on the foot of a hill, 50 m east from the Showaryo spring No. 1, 10 m north from the Showaryo No. 2.
12	Komoinoizumi		A	one of the springs on the foot of the Mt. Minakamiyama.
13	Ichiyokan-Minami	Unknown	B	a spring appearing in a farm, a short concrete pipe is fixed.
14	Minakamiyama-Sancho-Ike		Unknown	a pond at the top of Mt. Minakamiyama.
15	Jisuberichitai-Ue		B	one of the springs in the Makiuchi-landslide area.
16	Makiuchi-Minami		A	one of the springs in the landslide area.

No. 1-7: Samples collected on every Wednesday during Apr. 1994-Dec. 1994.

No. 8-13: Samples collected at irregular intervals during 1994-1997.

(*) time: date of water eruption starting

A: Before Aug. 1965

B: Between Aug. 1965 and May 1967

C: After May 1967

の再現性は、相対標準偏差の最大値は、陰イオンでは Br^- で 0.3%, 陽イオンでは Mg^{2+} で 2.2% であった。なお、調査湧水によっては、イオン濃度が高く使用機器のカラムを傷めるおそれがあるため、電気伝導度が 1 mS/m 以下になるように 10~100 倍に希釈してから測定を行った。

なお、今回分析に使用した機器では、天然水中の主要陰イオンである HCO_3^- が分析できない。通常、天然水が電氣的に中性であるという仮定から導かれる残留陰イオ

ン濃度（総陽イオン濃度-総陰イオン濃度）を、近似的に HCO_3^- 濃度と見なすことが多いが（Table 2 参照）、松代群発地震地域の湧水には、 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} など無視できない量含まれ、 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} それぞれの定量は今回の測定機器ではできないので、この方法からも HCO_3^- 濃度は定量し得ない。 HCO_3^- イオンは不安定なのでその濃度は試水取得後すぐに分析しなくてはならず、 HCO_3^- 濃度測定手法として一般に用いられるアルカリ度測定には、上述の他イオンの測定手法に比べて多量の試水を必要とす

ることから、今回は HCO_3^- 濃度の測定は見送った。

§ 5. 湧水の定量分析結果

5.1 経時変化

Fig. 2 に観測地点の一つである松代荘（源泉深度 600 m）の、9 ヶ月間にわたって週一回行った測定の結果を

示す。水温およびほとんどの溶存イオン濃度は、調査期間中ほとんど一定であり、この 9 ヶ月間に時間的変化は認められない。ただし、 Ca^{2+} 濃度は他のイオン濃度に比較して変化が大きく、また調査期間を通じて若干の増加傾向が見られる。このような、水温およびほとんどの溶存イオン濃度が調査期間中一定で、 Ca^{2+} 濃度のみ若干の変化があるという傾向は、松代荘以外の主要 7 湧水についても同様である (Table 2)。

また、この 9 ヶ月間の調査の後、1995 年～1997 年に不定期に行った調査においても、16 湧水の各溶存イオン濃度には、主要 7 湧水の 9 ヶ月間に見られた程度の変化しか見られなかった。

5.2 湧水によるイオン組成の違い

Table 2 は、各調査湧水（16 湧水）の定量分析結果である。1994 年に行った 9 ヶ月間の調査の、各湧水の調査回数・平均値・標準偏差を示している。

多くの調査湧水は、陽イオンでは Na^+ 濃度、 Ca^{2+} 濃度が高く、陰イオンでは Cl^- が圧倒的に高い。松代群発地震を引き起こした水が、 CaCl_2 型であるといわれるゆえんである。しかし、松代荘、一陽館、松代温泉公民館、温泉団地など、源泉が深いボーリング孔からの湧水 (Table 1 参照) では、他の浅い湧水に比較して Ca^{2+} 濃度の比が低下し、 Na^+ 濃度が高くなっている。また、 K^+ 濃度も比較的高い。反対に、源泉が浅いと思われる湧水では、 Ca^{2+} 濃度が陽イオンの中で占める割合が増加し、 Mg^{2+} 濃度も高くなる傾向がある。陰イオンでは、松井の泉、古藻井の泉、皆神山山頂池、地滑り地帯上、牧内南など地表浅層水の影響が極めて高いと考えられる湧水は、 SO_4^{2-} が多く溶存しているが、概して Cl^- 濃度が圧倒的に高い。

なお、前述したように、総陽イオン濃度-総陰イオン濃度 (Total Cat.-Total Ani.) を、近似的に HCO_3^- 濃度と見なすことはできるが、松代荘、一陽館では総陰イオン濃度の方が総陽イオン濃度よりも高くなっている。これらの源泉は特に深く、今回定量されないイオン (例えば Fe^{2+} , Fe^{3+} など) の寄与が高いためと考えられる。このため HCO_3^- についての議論は行わなかった。

§ 6. 群発地震発生時から現在までのイオン濃度の変化

前節で述べたように、現在 (1994 年～1997 年) の松代群発地震地域の湧水は、湧水量、主要イオン濃度・組成ともかなり安定した状態にあるといえる。こうした傾向はいったいつからのものなのであろうか。

加賀井温泉-陽館 1 号源泉 (Fig. 1, Table 1, 2 の No. 2) は、松代群発地震の発生前から存在する源泉であり

Fig. 2. Temporal variation in the concentrations of major ions with time in the ground water from the 600 m deep Matsushiroso well in the period from Apr. 1994 to Dec. 1994. The second graph from the top is the expanded one of the top graph. The bottom graph is the expanded one of the third.

Table 2. Mean water qualities (with standard deviations in parentheses) of individual spring waters analyzed in this study (1994-1997).

No.	Number*	Tem. (°C)	E.C. (S/m)	pH	Li ⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Total Cat. (meq/l)	F ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	Br ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Tatal Ani. (meq/l)
1 Matsushiroso well	36	45.9 (0.6)	1.40 (0.19)	6.62 (0.25)	2.79 (1.47)	3534 (39)	457 (16)	763 (168)	280 (8)	227 (34)	2.46 (0.36)	8210 (93)	15.9 (1.6)	5.55 (0.00)	257 (4)	237 (5)
2 Ichiyokan well No. 1 (B)	36	40.6 (0.9)	1.18 (0.21)	6.57 (0.30)	2.01 (0.73)	2310 (26)	266 (5)	913 (119)	296 (9)	178 (23)	1.85 (0.09)	6270 (93)	13.1 (1.1)	—	270 (6)	183 (5)
3 Ichiyokan well No. 3 (C)	36	37.5 (0.7)	1.15 (0.21)	6.57 (0.30)	2.12 (0.70)	2304 (27)	296 (7)	801 (128)	253 (8)	169 (25)	1.83 (0.07)	5940 (101)	13.0 (0.7)	—	238 (5)	173 (6)
4 Showaryo spring No. 1	34	28.2 (1.2)	0.76 (0.15)	6.54 (0.41)	0.10 (0.22)	697 (8)	54.3 (3.2)	712 (176)	250 (8)	87.8 (28.1)	1.90 (0.31)	2800 (51)	9.03 (0.29)	41.1 (47.8)	191 (3)	83.8 (5.4)
5 Showaryo spring No. 2	36	24.1 (0.5)	0.57 (0.11)	6.60 (0.48)	0.27 (0.06)	518 (7)	40.8 (2.8)	534 (111)	198 (8)	66.5 (18.7)	1.80 (0.13)	1940 (42)	7.63 (1.14)	12.2 (2.6)	153 (3)	58.3 (2.6)
6 Tamayorihimenomikoto- Jinjamae	36	18.8 (1.9)	0.36 (0.03)	7.09 (0.33)	—	110 (5)	26.5 (1.8)	366 (65)	179 (3)	38.5 (10.7)	0.35 (0.03)	1110 (18)	2.68 (0.62)	3.49 (0.70)	151 (2)	34.6 (1.1)
7 Matsunoizumi	36	17.0 (0.4)	0.07 (0.16)	7.95 (0.30)	—	53.4 (8.0)	5.02 (1.74)	69.3 (8.3)	12.9 (2.3)	6.97 (2.93)	0.47 (0.10)	134 (18)	1.05 (0.32)	6.06 (0.53)	44.6 (1.4)	4.84 (1.05)
8 Osendanchi well No. 1	6	27.5 (0.2)	1.10 (0.07)	6.81 (0.21)	2.25 (0.81)	2788 (79)	366 (16)	381 (34)	114 (7)	159 (20)	2.02 (0.06)	5190 (227)	11.7 (0.5)	—	149 (2)	150 (12)
9 Osendanchi well No. 2	6	23.3 (0.2)	1.11 (0.06)	6.79 (0.27)	2.81 (0.68)	2708 (24)	364 (12)	483 (48)	108 (8)	161 (14)	2.24 (0.12)	5110 (78)	11.6 (0.4)	—	165 (3)	148 (4)
10 Matsushiro- Osenkominkan	3	43.2 (0.3)	1.44 (0.14)	6.64 (0.18)	1.20 (0.29)	3490 (46)	441 (6)	1100 (226)	270 (7)	240 (41)	2.47 (0.19)	8100 (129)	16.1 (0.2)	—	257 (3)	234 (7)
11 Showaryo spring No. 3	2	22.9 (0.3)	0.56 (0.04)	6.71 (0.57)	—	540 (6)	43.2 (0.3)	577 (71)	203 (3)	70.1 (11.5)	1.93 (0.23)	2070 (20)	7.77 (0.17)	14.2 (0.0)	157 (2)	62.1 (1.2)
12 Komoinozumi	2	17.3 (0.1)	0.07 (0.01)	7.87 (0.26)	—	81.1 (6.1)	6.69 (2.04)	36.4 (2.9)	21.2 (0.3)	7.25 (1.64)	0.64 (0.01)	89.1 (11.7)	—	3.30 (0.08)	56.6 (1.5)	3.78 (0.70)
13 Ichiyokan-Minami	2	27.2 (9.2)	2.78 (0.93)	6.52 (0.71)	—	827 (23)	120 (4)	786 (145)	220 (8)	96.4 (26.1)	2.03 (2.12)	3030 (101)	4.05 (3.33)	0.00 (0.00)	178 (36)	89.3 (7.5)
14 Minakamiyama- Sancho-Ike	2	9.2 (1.8)	0.02 (0.00)	6.90 (0.13)	—	10.2 (2.5)	13.8 (0.2)	21.1 (0.1)	6.00 (0.11)	2.34 (0.42)	0.10 (0.01)	18.1 (4.5)	0.13 (0.03)	20.1 (6.1)	3.40 (0.77)	0.91 (0.60)
15 Jisuberichitai-Ue	2	11.5 (0.5)	0.02 (0.00)	7.98 (0.04)	—	7.54 (0.03)	2.22 (0.04)	16.0 (0.2)	4.90 (0.04)	1.58 (0.05)	0.09 (0.01)	5.22 (0.05)	0.12 (0.00)	26.6 (0.5)	11.9 (0.0)	0.83 (0.03)
16 Makiuchi-Minami	2	6.0 (0.8)	0.10 (0.00)	7.87 (0.05)	—	47.1 (3.5)	3.43 (0.41)	121 (4)	14.3 (0.4)	9.34 (1.15)	0.50 (0.02)	120 (7)	1.22 (0.02)	3.03 (0.12)	192 (3.61)	7.47 (0.59)

* Number of data used for calculation.

(1964~1965年の間は涸渇), 1930年に温泉分析書が作成されている。これによると, この源泉の Cl^- 濃度は現在の約半分の 2359 mg/l (≈ 67 meq/l) であったことがわかる。

Fig. 3 は松代群発地震が最も活発であった 1966 年~1967 年当時の, 同源泉における Cl^- 濃度の変化の様子を示したものである [野口・他 (1969)]. 群発地震が始まってほぼ一年後の 1966 年 9 月頃を境に, 約 1500 mg/l (≈ 42 meq/l) であったものが, おおよそ半年の間に約 5000 mg/l (≈ 141 meq/l) 以上にまで急上昇した様子が見て取れる。(群発地震のごく初期は 2535 mg/l (1965 年 11 月 3 日) であり, その後しばらく減少, 最低で 1200 mg/l (1966 年 3 月 31 日, 同 4 月 10 日) を記録した [野口・他 (1969), 春日 (1976)]. このときは第 2 活動期のピークであった。)

1966 年 9 月という時期は, 群発地震の第 3 活動期のピークにあたり, 有感地震の回数こそ第 2 活動期より少ないが, 松代群発地震を特徴づける地盤の隆起・伸縮, 大量の湧水, 地磁気・重力加速度の変化などの現象が最も活発に認められた時期である。この時期に一陽館 1 号源泉の湧出量は群発地震期間中で最大 (約 1.9 t/min) に達し, 他の地点からも大量の地下水が地表に湧出し, 牧内地区では地滑りが発生する (9 月 17 日) などの地表変動も著しく, 重力加速度もこの時期を境に減少から増加に転じている [大竹 (1976)].

その後, 連続的な観測はなされていないが, 不定期的になされた観測によると, 1968 年頃までの間におおよそ 5500 mg/l (≈ 155 meq/l) 前後まで上昇し, 以後は同程度の値が報告されている [春日 (1976), 野口・他 (1969) など]. また, 1994 年 4 月以降は 6000 mg/l 弱程度で安定している。したがって, 一陽館 1 号源泉の Cl^- 濃度は 1966 年 9 月頃を境に急増したが, それ以後再び以前

の状態に戻ることなく, 1968 年頃には以前より高い値で安定した状態で現在に至っているといえよう。

一方, 鶴見 (1979) は, 加賀井温泉の $\text{Na}^+/\text{Mg}^{2+}$ 比に注目し, 1965 年 3 月 (群発地震のはじまる前)・1965 年 11 月 (発生期間中)・1977~1978 年 (地震後) の 3 種類のデータを比較した。その結果, 同温泉の Na/Mg 比が地震後大きく減少したことを明らかにした。その変化の原因として鶴見 (1979) は, この地域の地下水を構成する二種類の水の混合比率が地震以降変化した, と述べた。この二種類の水のうち, 現在多い比率で見られる水は, 二酸化炭素が地下で水に溶けて岩石と反応し Ca^{2+} や Mg^{2+} に富んだ水である, としている。現在 (1999 年) 同温泉の Na/Mg 比はおおよそ 4.5 で, 鶴見 (1979) による地震後のデータとほぼ同程度であり, 同論文に述べられている地震によって生じた減少はその後再び増加することなく安定しているといえよう。

以上のことから, 地震発生後 1968 年頃から現在にかけては, 加賀井温泉では主要イオン Cl^- 濃度及び $\text{Na}^+/\text{Mg}^{2+}$ 比は, とともに大きな変化はしていないと推定できる。

では, 加賀井温泉以外の湧水の変化はどのようなものであったのであろうか。加賀井温泉以外の湧水においては定点観測を長期的に行った調査はあまりないが, YOSHIOKA *et al.* (1970) は, 松代群発地震地域の五つの湧水で, 1966 年 9 月から 1969 年 1 月までひと月に一回の主要溶存イオンの定量観測を行っている。これによると, どの湧水も 1967 年の前半までは各種溶存イオン濃度に変化が見られるが, 三つの湧水では, こうした変化も 1968 年になる頃には, ほぼ安定している。他の二つはその後も変化が見られるが, このうち一つは表層水の影響が大きいためであろうとしている。

この他, 松代群発地震地域の湧水の溶存イオン濃度についての調査はいくつかあるが, 調査報告により各湧水の表記がまちまちであるため, 同一の湧水であるという確認が難しい。同定し得たものについては, 1968 年以降の調査で我々の調査による定量値と大きく異なったものはなく, したがって, 1968 年以降, 松代群発地震地域の湧水は, 表層水の影響が大きいものを除き, おおよそ安定した状態になったと考えられる。

8. 考 察

7.1 Ca^{2+} 濃度を支配するメカニズム

7.1.1 Ca^{2+} 濃度の特徴

Ca^{2+} に関しては, 他の溶存イオンと異なる二つの特徴がある。

(1) すでに述べたように, 1968 年頃から松代群発地

Fig. 3. Rapid increase in Cl^- concentration at the Ichiyokan well (No. 1) in the period from 1966 to 1967 (after NOGUCHI *et al.*, 1969).

震地域の湧水はほとんどの溶存イオン濃度に関して大きな変化をしていない。このことは、各湧水の水源となる帯水層がほぼ安定した状態に落ち着いたものと考えられる。ただし、湧水中の Ca^{2+} 濃度のみは、9ヶ月間の測定結果である Fig. 2 にも示されるように、他の溶存イオンに比較して、特に調査期間後半においてその時間変化が大きい。

Fig. 4 は現在の各湧水の、 Cl^- と Ca^{2+} との関係を示したものである。1994 年に 7 つの湧水 (Fig. 1 の No. 1 ~ 7 の湧水) で行った 9ヶ月間一週間ごとの測定値である。 Cl^- 濃度はほぼ一定であるのに対して、 Ca^{2+} 濃度の時間変化が大きいため、各湧水について上下に変動幅のあるグラフとなる。一方、 Cl^- と Na^+ , K^+ , Br^- などとの関係では、上に述べたように両イオンの濃度は現在ほとんど安定しているため、1994 年の全測定値を示しても各々の湧水はそれぞれ一つの点にほぼ収束する。

(2) Ca^{2+} は変動幅だけでなく、 Cl^- との関係では Cl^- 濃度が高い湧水で Ca^{2+} 濃度が低くさえている (Fig. 4)。全体としてみれば、 Ca^{2+} 濃度は一陽館 1・3 号源泉 (深度 86・122 m) で最も高く、松代荘 (600 m) はそれよりも低い濃度となって現れている。

7.1.2 Ca^{2+} の溶出機構

松代群発地震発生以後、この地域では、地表自噴湧水・ボーリング孔からの温泉水など、地下水に関して数多くの分析がなされている。Fig. 5 は松代群発地震地域における地下水の、群発地震当時から現在までになされた分析の結果を Cl^- と Na^+ の関係について示したものである。

Fig. 4. Plots of Ca^{2+} content against Cl^- content in ground waters in the period from Apr. 1994 to Dec. 1994. ■: Matsushiroso, ◆: Ichiyokan well No. 3, ◇: Ichiyokan well No. 1, ×: Showaryo spring No. 1, ▲: Showaryo spring No. 2, ○: Tamayorihimenomikoto-Jinjamae, and +: Matsuminoizumi.

Fig. 5. Plots of Na^+ content against Cl^- content. "A" is a point of $\text{Na}^+ = 0$ meq/l and $\text{Cl}^- = 0$ meq/l. "B" is a point of averaged values of Na^+ and Cl^- of Matsushiroso 1800 m borehole data (Geol. Surv. Japan. 1979a). ○: Our data on 14 Dec. 1994, and ◆: Data after Geol. Surv. Japan. [1979a,b], KASUGA [1968], KASUGA [1976], KITANO *et al.* [1967], Matsushiro Public Health Center [1967a,b,c], NOGUCHI [1967], NOGUCHI [1968], NOGUCHI *et al.* [1969], NOGUCHI *et al.* [1970], TSURUMI [1979] and UMEMURA and HARADA [1968a,b].

Fig. 5 において、A は原点であり、B 付近の 3 点は後述する松代荘 1800 m 深層ボーリング試験 (我々の調査による松代荘の泉源とは異なる) のデータである (地質調査所 (1979b), Table 3)。各地下水の Na^+/Cl^- の値はおおよそ A-B 直線上に並ぶ。すなわち、最も単純に考えれば、 Na^+ 濃度と Cl^- 濃度に関しては、深部源水と浅層低濃度水が様々な割合で混合しあい、各湧水が形成されているということになるが、 Na^+ 濃度が下方にばらついているのが目につく。そこで、 Na^+ 濃度の代わりに Na^+ 濃度 + Ca^{2+} 濃度を縦軸に、 Cl^- 濃度を横軸にとって示したものが Fig. 6 である。縦軸のばらつきが Fig. 5 と比較して格段に小さくなっているのがわかる。これは、地下水が地下岩石中を上昇する間、周囲の岩石と反応し、 Ca^{2+} を溶出すると同時に Na^+ が吸着された結果だと見ることができる。 Na^+ と Ca^{2+} のイオン交換が行われているのである。これにより、上記 Ca^{2+} 濃度の特徴の (2) が現れていると理解される。

以上は、佐竹・村田 (1998) が茂住断層内の地下水を茂住断層調査坑道で採取して分析した結果、断層中心部では Na^+ 濃度が高いが、周辺部では Ca^{2+} と交換し、 Na^+ 濃度は低くなり、 Ca^{2+} 濃度が高くなるという事実と調和的である。また、YOSHIOKA *et al.* (1970) も、塩水と粘土との反応により Na^+ が吸着され、 Ca^{2+} が溶出し、水質は CaCl_2 型に変質してゆくと指摘している。

なお, Fig. 7 に, Fig. 5 の Na^+ 濃度の代わりに Ca^{2+} 濃度にしたものを示す. ここで, Cl^- 濃度が 250 meq/l 以上の高いものは, ボーリング孔からの湧水で, その水源が深いものである (600 m 以上). もし深部源水が CaCl_2 型であるとする, これらの Ca^{2+} 濃度はかなり高いものになるはずであるが, 実際には, 他の湧水に比較して, 低くさえなっている.

また, YOSHIOKA *et al.* (1970) は, 同一湧水における各種溶存イオンの経時観測を行っている. その結果は, 数値が公表されていないが, グラフから読むと 1966 年~1968 年まで Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- の濃度がそれぞれ同期して変化している. しかし, この間 $\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+}$ と Cl^- のイオンバランスがほぼとれているようであり, 時間的に Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- のイオン濃度は変化しても, $\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+}$ と Cl^- のイオンバランスはこの時期には変化しなかったことがわかる.

ところで, 上記 Ca^{2+} 濃度の特徴の (1) で述べたように, 現在それぞれの湧水一つ一つの時間変化についてみると, Ca^{2+} 濃度は変化しているにも関わらず Na^+ 濃度, Cl^- 濃度はほとんど変化をしていない. つまり, $\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+}$ と Cl^- のイオンバランスがとれておらず, このことから現在の湧水の Ca^{2+} 濃度の時間変化は, イオン交換とはさらに別の機構により変化しているものと考えられる. 例えば Ca^{2+} は水-岩石反応で, CO_2 の存在下で Ca^{2+} と HCO_3^- を生じ比較的容易に濃度が変化することが知られている. すなわち,

Fig. 6. Plots of $\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+}$ content against Cl^- content. ○: Our data on 14 Dec. 1994, and ◆: Data after Geol. Surv. Japan. [1979a,b], KAKEGAWA [1968], KASUGA [1976], KITANO *et al.* [1967], Matsushiro Public Health Center [1967a,b,c], NOGUCHI [1967], NOGUCHI [1968], NOGUCHI *et al.* [1969], NOGUCHI *et al.* [1970], TSURUMI [1979] and UMEMURA and HARADA [1968a,b].

Fig. 7. Plots of Ca^{2+} content against Cl^- content. ○: Our data on 14 Dec. 1994, and ◆: Data after Geol. Surv. Japan. [1979a,b], KAKEGAWA [1968], KASUGA [1976], KITANO *et al.* [1967], Matsushiro Public Health Center [1967a,b,c], Noguchi [1967], Noguchi [1968], Noguchi *et al.* [1969], NOGUCHI *et al.* [1970], TSURUMI [1979] and UMEMURA and HARADA [1968a,b]. The values scatter remarkably.

松代地域の湧水は大量の CO_2 遊離ガスを伴っている (清水・他 (1998) など), CO_2 圧はこの地域の地下で高いことはわかっている. また, 松代地域の地層中には, CaCO_3 がごく普通にみられる (1969 年に松代荘の敷地内で実施された 1800 m 調査ボーリングの際には, 松代群発地震地域の地下には方解石脈が著しく発達していることが確認された [高橋 (1970)]). したがって CaCO_3 を溶かして Ca^{2+} が Na^+ や Cl^- とは無関係に増加することは十分考えられる. しかし, HCO_3^- の定量分析はしていないので, 確認はできない.

このように, 現在の地表湧水で見られる Ca^{2+} 濃度は, 前者のように Na^+ と Ca^{2+} とのイオン交換によるものと, 後者のように高い CO_2 圧の下で鉱物から溶出したものとがあると考えられる. Fig. 2 を見たところ, 短期間 (ここでは 9 ヶ月間) の Ca^{2+} の変化に対応する Na^+ および Cl^- 変化は見られないので, 現在見られる短期間での時間変化は, イオン交換でなく, CO_2 による鉱物からの分解・溶出が Ca^{2+} 濃度変化の主要なメカニズムであろう. また, 一週間程度の短い時間で細かく変化する Ca^{2+} 濃度の要因として, イオン交換は考えにくい.

7.2 同一の起源水をもつ各湧水

Fig. 6 から, 松代群発地震地域に見られる多様な湧水は, ($\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+}$) と Cl^- の高濃度の地下水が低濃度の地下水と様々な割合で混合しあうことによりもたらされているという, 二液混合モデルが強く支持される. さらに, 地表湧水に多く見られる Ca^{2+} は, 上に述べたように,

Na^+ との交換と, (1) 式反応により上乘せされたものであり, 深部源水の陽イオンとしては, Ca^{2+} は低く, Na^+ が主であると考えられる.

7.3 初源的深層水のイオン濃度の推定

Fig. 5 の B 点に示す松代荘 1800 m 深層ボーリング試験の際に観測された水は, 松代群発地震地域においてこれまでに見られた水の中で最も濃度の高いものであり, もっとも深部で採水された水である. したがってこの水は深部源水の組成に最も近いものと考えられる. が, さらにこの水の組成は, 以下に述べる理由によりほぼ深部源水そのものの組成を示しているものと考えられる.

松代群発地震が始まって約 4 年後, 湧水の最盛期のピーク時 (1966 年 9 月) からは約 2 年半後の 1969 年 3 月, 松代群発地震の震源性状を調べるために, 科学技術庁防災科学技術センター (現防災科学技術研究所) により, 群発地震域の中心部である松代荘構内において深層ボーリング調査が行われた. 孔長 (見かけ深度) は 1934 m であるが, 途中でボーリング孔が傾斜してしまったため, 真の深度は約 1800 m である. 掘削中, 深度 250~400 m で温水が強く自噴したほか, 1320 m で 150 l/min ほど自噴したという [高橋 (1970)]. この深度 1320 m 付近の地下水の分析が 3 度にわたって地質調査所により行われている (Table 3). このうち第 3 回目の分析試料はケーシングを施す際の孔内洗浄後のものであるが, 第 1 回目 (1969. 9. 8) および第 2 回目 (1969. 9. 12) の分析試料は, 孔内洗浄前のデータであり [防災科学技術センター (1970)], ほぼこの深度付近の水が採取・分析されたものと思われる. ボーリングコアによる地質柱状図によれば, 見かけ深度 1386 m 以浅は砂岩・頁岩を主とする堆積岩であるが, それより深部は玄武岩および閃緑岩である [高橋 (1970)]. つまり深度 1320 m とい

う深さは頁岩および砂岩層のうちでもっとも下部にあり, そのすぐ下の玄武岩, 閃緑岩などの火成岩は群発地震の発生している同じ地質と推定できる. では, この 1969 年当時における深度 1320 m 付近の水とはいったいどのようなものであったろうか.

群発地震前からもともと深度 1330 m (深層ボーリング時の採水地点) 付近に存在していた水は, 通常の地表付近の浅層水に比較すれば, 各種の溶存イオンを多く溶かしこんだかなり高濃度の深層水であったと推定できる. しかし, さらに深部から上昇してきた, 地震の引き金となった高圧な深部源水に押し出され, 当時 1320 m に存在した地下水は深部源水と混ざり合いながら地表へと追い出されていったものと考えられる. 群発地震の最盛期に Fig. 1 に示すような地域で地表のいたるところから高濃度塩水が溢れ出したことから考えて, 当時この高濃度塩水が湧出した地域の地下は (少なくとも 1~2 km 以浅程度の浅部では), 地下水が岩石中の亀裂を比較的自由に行き来できる状態にあったと考えられるからである. 群発地震初期 (1966 年頃) の湧水中に, もともとこの深度付近に存在していた地下水が混入して湧出した可能性はあるが, その後, 湧水の濃度が高い値で安定して後 (1968 年以降) には, この深度付近は深部源水の通路となっていたであろう. したがって, このときに, 群発地震域の中心部の深さ 1320 m で観測された水は, 松代群発地震を引き起こした水 (深部源水) にその溶存イオン濃度・組成は極めて近い水であると考えられる. この水は, 特に Cl^- と Na^+ の濃度が他のイオンに比べて圧倒的に高く, 地質調査所 (1979b) による分析結果の 1 回目と 2 回目の平均を取ると, それぞれおよそ Cl^- : 11700 mg/l (≈ 330 meq/l), Na^+ : 7100 mg/l (≈ 310 meq/l) である. これが深部源水の溶存イオン濃度であろう. さらに K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Br^- , SO_4^{2-} についても同

Table 3. Major ion concentrations in water from the Matsushiroso 1800 m borehole (after Geol. Surv. Japan [1979b]).

	Date	Tem. °C	F^- meq/l	Cl^- meq/l	Br^- meq/l	SO_4^{2-} meq/l	Li^+ meq/l	Na^+ meq/l	K^+ meq/l	Ca^{2+} meq/l	Mg^{2+} meq/l
Matsushiroso 1800 m drilling	08-Sep-69	60	-	326	-	4	-	304	19	16	22
Matsushiroso 1800 m drilling	12-Sep-69	74	-	338	-	4	-	311	21	7	25
Matsushiroso 1800 m drilling	15-Jan-70	-	-	333	-	3	-	283	8	30	12

Table. 4 Estimated concentrations of major ions in original ground deep water which might have caused the earthquakes.

	Cl^- meq/l	SO_4^{2-} meq/l	Na^+ meq/l	K^+ meq/l	Ca^{2+} meq/l	Mg^{2+} meq/l
	330	4	310	20	10	20

様にして推定したものを Table 4 に示す。

7.4 初源的深層水の起源

松代群発地震地域に見られる地下水の Na/Cl 比 (Fig. 5 参照) は、現在の湧水も過去にみられた地下水においても、海水のそれとよく似た値を示し、このことから深部源水の起源が化石海水であるとする考えがある。また、松葉谷・他 (1980) は水素・酸素同位体比により深部源水を化石海水であるとしている。しかし、水と岩石との反応で Na^+ 濃度は変化するし、酸素同位体比も変化するとはよく知られている。したがって、イオン濃度と水素・酸素同位体比から、化石海水であるとは一概には結論づけられない。すでに述べたように、堆積層ではなく、その下の火成岩から深部源水と考えられる水が出現することから考えると、化石海水である可能性はむしろ少ないのではないだろうか。

WAKIT *et al.* (1978) は、湧水に付随するガスの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比から He がマントルあるいはマグマ起源であることを指摘し、付随する水もマグマ起源ではないかと指摘した。一方笹井 (1995) は、およそ 15 km 以深の下部地殻の電気伝導度の高い層が、地下水 (塩水) 含有層であると考え、ここから湧出したものとしている。塚原・他 (1999) は、笹井 (1995) を発展させ、下部地殻上面付近の地震反射層 (ブライトレイヤー) からの水ではないかと主張している。しかし、湧水そのものの中に、このことを直接示す情報はまだ得られていない。今後の課題として残された。

7.5 松代群発地震地域における深層水の湧出機構

以上の考察から、松代群発地震地域には、深部源水が以下に述べるような機構で湧出していると考えられる (Fig. 8)。

江戸時代、松代群発地震地域に悪水が出たという記録にあるように [青山 (1980-1981)], 群発地震発生以前にもこの地下には、通常の地下水と異なる特殊な水—深部源水—が存在し、上昇・湧出していた。群発地震に先立って、深部源水は何らかの原因で内部圧が高まり、地下岩石中の微小なクラックを伝って周囲に浸透し、微小クラック中の水圧が上昇した (クラックの大きさは不明であるが、クラックを含んだ松代断層帯では、OHTAKE (1974) による推定では透水係数が 0.01~0.1 darcy 程度とされている)。クラック内面に対する有効法線応力が低下し、摩擦抵抗力が低下するため、地下の応力状態に応じクラック面で滑りを生じ、結果として小規模の地震が数多く発生した。Fig. 8 に示すように、深部源水は微小クラックを通じて上昇し、最終的には地表に湧出する。この深部源水の上昇というイベントはかなりの短期間に急激に起こった。そのため、それまで存在した地下

から地表への水の通路以外に新たな水の通路が生成され、浅層地下水を大量に押し出ししながら、地表に吹き出した。水の通路は地下岩石中の微小クラックであり、そのためそれが多い断層帯の直上および周辺に最も多くの湧水が新たに出現し、既存の湧水は湧出量・溶存イオン濃度ともに高くなった。群発地震の初期には上昇する深部源水の量が膨大であったため、断層帯以外にも構造的に弱い部分に湧水は出現したが、このような湧水はその後まもなく消えた。深部源水の上昇量が減少し安定したため、地下の水の通路が再び閉じたためであろう。

地表湧水に Ca^{2+} が多く見られるのに対し、深部源水の特徴は、Fig. 8 にも示されるように主要イオンが Na^+ , Cl^- で、 CO_2 に富むというものである。 Na^+ , Cl^- は松代地域の湧水にかなりの高濃度で存在するもので、 CO_2 は遊離ガスとしても多くの湧水に認められる。この高濃度塩水である深部源水が上昇し、今なおその一部は地表に湧出しているが、この水は上昇するにつれて低濃度の浅層地下水に混入する。このため深部源水は地表に現れるまでにいわば「希釈」されて出てくることになる。松代地域の湧水はそれぞれその溶存イオン濃度が大きく異なるが、これはそれぞれの湧水の水源となる帯水層における深部源水の「希釈」度合いの相違によるものである。また、松代群発地震の最盛期に、同一の湧水において溶存イオン濃度が時間的に大きく変化したのも、同様の理

Fig. 8. A schematic drawing for explaining the variation in chemical composition of upwelling ground water. Deep ground water obtains Ca^{2+} from rocks and loses Na^+ during its upward migration through cracks. The shallow water is enriched in Ca^{2+} . Ground water observed on the surface is a mixture of deep and shallow ground waters with its own ratio.

由による。

地表湧水においては、上記 Na^+ 、 Cl^- 、 CO_2 以外に Ca^{2+} がかなりの高濃度で溶存しているが、その多くは深部源水に元からあったものではなく、深部源水の上昇過程で Na^+ と交換することにより溶出されたものであると考えられる (Fig. 8 の中央部に示す.)。その交換の程度は深部源水の通る経路により異なり、また岩石中の滞留時間の長短にもよる。地表湧水の主要イオン組成を異なるものになっているのは、この Ca^{2+} であるが、これは以上のように二次的にもたらされたものであるため、深部源水の考察をする際には本質的なものではないと考えられる。

また、松代群発地震の期間中、地殻変動などが最大であった時期 (1966 年 9 月-第 3 活動期) には、大部分の湧水の各溶存イオン濃度が急激に増加したが [野口・他 (1969) など]、これは上昇を続けていた深部源水がこの時期にいたってようやく地表に達したためであろう。1965 年 8 月に群発地震がはじまってからほぼ一年を要したことになる。その後はそれ以前に比較して各湧水の帯水層での深部源水の割合が増加したため、溶存イオン濃度も高くなったのである。

深層水の上昇が松代群発地震を引き起こしたならば、地震活動に付随して深層水の上昇量が変化し、それは地表湧水のイオン濃度・組成の変化として観測されるはずである。本研究の観測期間中、各湧水にはほとんど変化が認められず、また大きな地震活動もなかった。観測期間中の微小なイオン濃度の時間変化に対応する微小地震活動・地殻変動の存否を、松代で観測している気象庁精密地震観測室のデータと比較検討をしたが、対応するものは見いだせなかった。

§ 8. ま と め

本研究では、湧水の溶存イオン濃度・組成の地域による違いおよび経時変化を観測し、過去の研究と比較して地震の原因となった地下水の素性を明らかにしようと試みた。その結果、以下のことを明らかにすることができた。

(1) 1966 年 9 月頃、松代地域の湧水はその湧出量も溶存成分濃度 (主要成分 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 、気泡状 CO_2) も増加した。これは、長期にわたって地下に存在し、 Na^+ 、 Cl^- 、 CO_2 を主成分とする深部源水が、微小クラック中を地震を引き起こしつつ上昇し、かつ岩石と反応し Na^+ と Ca^{2+} とが交換しつつ地表に達したためであると考えると理解できる。湧出量はその後低下したが溶存成分濃度は低下せず、現在に至るまで大きな変動はない。

(2) 松代の地表にみられる現在の湧水は、各々溶存イ

オン濃度が異なる。しかし、溶存イオン組成比には一定の関係があり、深部源水と浅層の低濃度循環水との混合割合が異なるためであると考えたと矛盾なく説明できる。その仮定を用いて、湧水の主要イオンである Na^+ 、 Cl^- の深部源水として存在するときの濃度を推定することができた。それはそれぞれおよそ 310 meq/l、330 meq/l である。さらに Na^+ 、 Cl^- 、以外のイオンについても深層源水の濃度を推定した。これによって地震を引き起こした深部源水の素性の一端を明らかにしたことになる。

(3) Ca^{2+} の濃度は、地表の湧水では高いが、水源の深い水では必ずしも高くない。 Ca^{2+} は深部源水ではもともと少なく、それが上昇する過程において、岩石構成鉱物中の Na^+ とのイオン交換によりもたらされた可能性がある。

(4) 1966 年～1968 年頃までは、いくつかの湧水で Ca^{2+} 濃度の経時変化と他のイオン (Na^+ 、 Cl^- など) の経時変化には明瞭な相関がある。しかしながら現在の湧水の短期変化においてはこの間に相関はみられない。これは現在の Ca^{2+} の濃度変化が CO_2 を含んだ地下水の上昇途中に岩石と反応した結果 Ca^{2+} と HCO_3^- が生じたものであるとすると説明できる。

謝 辞

防災科学技術研究所の吉田則夫氏には、採水、分析からデータ解釈に至るまで多くの有益な意見をいただいた。同研究所の鈴木芳宏氏には、ボーリング資料と当時の採水についての話を聞かせていただいた。旅館一陽館の春日功東京水産大学名誉教授には、測定の便宜を図っていただき、また過去の温泉分析書をはじめ数々の貴重な文献を見せていただき、群発地震当時の様子について話を聞かせていただいた。イオンクロマトグラフなどの分析に関しては、信州大学理学部の福島和夫氏、ミヤマ (株) の桜井哲郎氏にご指導いただき、データの解釈などに多くのご助言をいただいた。地質調査所の小泉尚嗣氏と東京大学地殻化学実験施設の伊藤貴盛氏には査読において貴重なコメントをいただき、本論文の内容を改善するために大変役立った。ここに深く感謝します。

文 献

- 青山 運, 1980-1981, 加賀井温泉の由来 (1)~(12), 松代公民館報, 270-281.
 防災科学技術センター, 1970, 松代地震深層試験による調査及び加圧実験工事完了報告書 (利根工事株式会社), 75.
 地質調査所, 1979a, 松代温泉湧水の分析結果, 防災科学技術研究資料, 41, 37.

- 地質調査所, 1979b, 温泉水の組成, 防災科学技術研究資料, **41**, 169.
- HAGIWARA, T. and T. IWATA, 1968, Summary of the seismographic observation of Matsushiro swarm earthquakes, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **46**, 485-515.
- 掛川一夫, 1968, 松代・稲荷山・森・代官町の温泉の成分調査表, 更埴地方誌 (自然編分冊), **1**, 326.
- 春日 功, 1976, 松代地震による加賀井温泉の変化, 地学雑誌, **76**, 76-86.
- KITANO, Y., R. YOSHIOKA, F. OKUDA and K. KAZUO, 1967, Geochemical study of ground waters in the Matsushiro area. Part 1: Chemical composition of ground waters, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., **17**, 47-71.
- 松葉谷治・酒井 均・日下部 実・佐々木 昭, 1980, 長野県の温泉についての同位体化学的調査報告, 岡山大学温泉研究所報告, **50**, 17-24.
- MORIMOTO, R., K. NAKAMURA, Y. TSUNEISHI, J. OSSAKA and N. TSUNODA, 1967, Landslide in the Epicentral Area of the Matsushiro Earthquake Swarm — Their Relation to the Earthquake Fault. Bull. Earthq. Res. Inst., **45**, 241-263.
- NAKAMURA, K. and Y. TSUNEISHI, 1967, Ground cracks at Matsushiro probably of underlying strike-slip fault origin, I-Preliminary Report Bull. Earthq. Res. Inst., **44**, 1371-1384.
- 中村一明, 1971, 松代地震から学んだこと一手に入れた地震制御へのデーター, 科学朝日, **10**, 127-133.
- 長野県松代保健所, 1967a, 牧内地すべり地区湧水水質検査結果, 松代群発地震と水質変化, 18 (防災科学技術資料, **41** (1979), p. 68 による).
- 長野県松代保健所, 1967b, 東条地区温泉成分表, 松代群発地震と水質変化, 19 (防災科学技術資料, **41** (1979), p. 69 による).
- 長野県松代保健所, 1967c, 温泉成分経時変化松代2号泉, 松代群発地震と水質変化, 20 (防災科学技術資料, **41** (1979), p. 70 による).
- 野口喜三雄, 1967, 松代地震と温泉, 化学と工業, **20**, 113-116.
- 野口喜三雄, 1968, 長野県の温泉の化学成分, 温泉化学, **18**, 50-53.
- 野口喜三雄・上野精一・西井戸敏夫, 1969, 松代群発地震にともなう温泉水の変化に関する地球化学的研究, 温泉化学, **20**, 67-93.
- 野口喜三雄・上野精一・相川嘉正・国友香子, 1970, 松代群発地震にともなう温泉水の変化に関する地球化学的研究第2報, 温泉化学, **21**, 134-144.
- OHTAKE, M., 1974, Seismic Activity Induced by Water Injection at Matsushiro, Japan, J. Phys. Earth, **22**, 163-176.
- 大竹政和, 1976, 松代地震から10年, 科学, **46**, 306-313.
- 笹井洋一, 1995, 松代群発地震の生成機構—自然発生的大規模水圧破壊, 科学研究費総合研究研究成果報告書「日本列島下の3次元電気伝導度構造と地殻活動の研究(1)」, 181-195.
- 佐竹 洋・村田正信, 1998, 地下水から見る断層周辺の水の動き, 月刊地球, **20**, 160-164.
- 清水直哉・塚原弘昭・古館友通・吉田則夫, 1998, 長野市松代地域における炭酸ガスの湧出量と地殻変動, 地震 **2**, **51**, 41-50.
- 高橋 博, 1970, 松代ボーリングその後と水の圧入実験, 防災科学技術, **13**, 10-13.
- 塚原弘昭・奥澤 保・新井崇史, 1999, 断層内流体相の解明—松代群発地震域の湧出流体を例にして—, 月刊地球, **21**, 54-58.
- 鶴見 実, 1979, 松代湧水の化学的特徴, 地球化学, **13**, 18-23.
- 梅村 弘・原田康信, 1968a, 水質調査成績(1)湧水, 松代地震に伴う湧水及び水稻の塩害に関する調査と対策試験成績書, 4 (防災科学技術資料, **41** (1979), p. 121 による).
- 梅村 弘・原田康信, 1968b, 水質調査成績(3)湧水・かんがい水の時期的変化, 松代地震に伴う湧水及び水稻の塩害に関する調査と対策試験成績書, 6-8 (防災科学技術資料, **41** (1979), pp. 123-125 による).
- WAKITA, H., N. FUJII, S. MATSUO, K. NOTSU and N. TAKAOKA, 1978, "Helium Spots": Caused by a Diapiric Magma from the Upper Mantle, Science, **200**, 430-432.
- YOSHIOKA, R., S. OKUDA and Y. KITANO, 1970, Calcium chloride type water discharged from the Matsushiro area in connection with swarm earthquakes, Geochem. J., **4**, 61-74.