

丹 沢 山 地 の 温 泉 鉱 泉

大木靖衛・田嶋綾子・平野富雄・荻野喜作・広田茂・

高橋悠一・小髭藤幸・守矢正則・杉本光夫※

神奈川県温泉研究所

(昭和39年8月10日受理)

は し が き

昭和37年に丹沢・大山の国立公園昇格の基本資料とする総合学術調査が、坂本峻雄教授の指導によりなされた(坂本他, 1960)。その際に、石英閃緑岩や変成岩の節理にそって、白色脆弱の物質よりなる細脈が丹沢山地に広く形成されていて、実はそれがほとんどローモンタイト(稀にステルバイト, スコレサイト)だけからなっている事がわかり、今回の研究の出発点となった。ローモンタイトは低変成度の変成岩中に、沸石相を代表する鉱物の一つとし産するが(Coombs et al, 1959), また地熱地帯では、激しい熱水活動の産物としても知られている沸石である。例えば, New Zealand Wairakeiでは深さ160~300m温度195~220°Cと測定された部分に見出されている(Coombs et al 1959)。我国では湯河原温泉の中心地から桜井により記載された。丹沢の大規模なローモンタイト脈群は、以前丹沢山地全体にわたって、熱水作用があった事を指示する可能性を持つ。丹沢山地の中心部にある中川温泉は現在32°Cの微温泉を湧出しているが、これはローモンタイトを形成した大規模な温泉活動のなごりと見てよいのであろうか。中川温泉は、pH $\approx$ 10で異常に高いアルカリ性を示すため以前より注目されていたが、その成因についてはまだちいって研究はされていない。丹沢山地には、中川温泉以外に、東丹沢の各地に、多数の鉱泉地が知られて居り、丹沢の地熱・温泉・鉱泉・沸石類の研究は、温泉の成因の問題にもつながり、また丹沢開発の基礎資料にも役立つと考えて、昭和38・39年の2ヶ年計画として研究をはじめた。

謝 辞

中川温泉のアルカリ性の高い性質や、丹沢山地の沸石脈と温泉活動の関係についての研究の出発点は、坂本峻雄先生によって与えられた。東京大学地震研究所の水上武先生、松田時彦・宝来帰一両博士、横浜国立大学見上敬三教授には地下温度の測定や丹沢の地質などについて有益な御意見をいただいた。アルカリ性の高い丹沢の地下水の成因については、東京大学物性研究所田村正平先生、静岡大学大木昭八郎講師に討論して頂いて、多くの暗示を得る事が出来た。秦野保健所淡路宣男技師、厚木保健所増田二郎課長からは野外調査で色々お世話をいただいた。温泉研究所長林秀博士からは終始激励をいただき、小田原保健所和田裕技師には中川温泉の高温菌の検査をしていただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げる。

※ 現在 松田保健所

丹沢山地の温泉・鉱泉の分布

この報告で丹沢の温泉・鉱泉として取扱うものの分布を図1に示した。これからは、主に温泉・鉱泉と称して各地ですでに利用されているものに、最近の調査で、今までの温泉・鉱泉と同様な性質を持っている事が明らかになったものを加えてある。

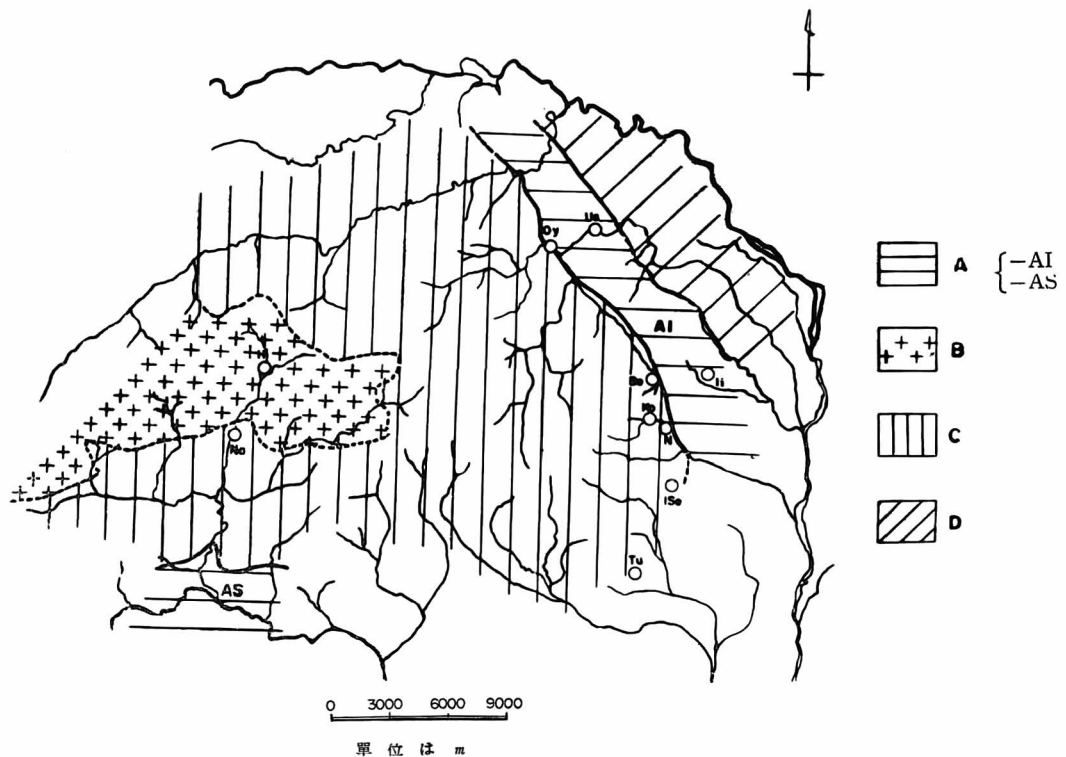


図1 丹沢山地の温泉・鉱泉分布図

Na : 中川, Ise : 伊勢原, N : 七沢, Ko : 広沢寺, Be : 別所, Oy : 御屋敷, Us, 牛小屋,
Ii : 飯山, Tu : 鶴巻, △-AI : 愛川層群, A-As : 足柄層群, B : 石英閃緑岩, C : 丹沢層群,
D : 小仏層 地質略図は見上(1962), 坂本他(1964)を参考にした。Hiは地下
温度勾配測定のためのテスト・ボーリング地点, 東沢“県山の家”

中川温泉：中川温泉は丹沢山地のほぼ中央にあり、丹沢で水温25°C以上を持つ唯一の温泉である。本温泉は石英閃緑岩と変成岩が接する附近に位置し、変成岩中に発達した亀裂に沿って湧出している。

現在、源泉として深さ60～100mに達する3本の孔井があり、水温29～33°Cの水が自噴している。表1に本温泉の化学組成を示した。pH9～10を有し、アルカリ性が強く、 RpH 8.0、陽イオンとしては $Na^+ > Ca^{++}$ 、陰イオンとしては、 $SO_4^{--} > HCO_3^- > CO_3^{--}$ が主成分として存在する。本温泉の地下温度勾配・熱流量などを測定し、更に高温の温泉が得られるかどうかを検討するために中川に沿って2ヶ所でテスト・ボーリングを行なったが、その詳細については別の項で説明する。

東丹沢の鉱泉：丹沢山地の東縁部に南北に連なって鶴巻・伊勢原・七沢・広沢寺・別所・飯山の各温泉・鉱泉が知られている。最近では更に北に延びて、中津峡の附近にも同様の性質の湧泉が認められた（図1）。これらのものには水温25°C以上のものは一つもなく、20°C前後のものが大部分を占める。泉質の分析を表2・3に示した。鶴巻温泉は含塩化土類弱食塩泉及びその稀釈されて生じた派生的泉質よりなり、化石海水型として他の東丹沢の温泉・鉱泉と泉質を異にする。鶴巻温泉以外の東丹沢の鉱泉類はpHが高く HCO_3^- 、 CO_3^{--} に富むが蒸発残査が比較的少ないという点で中川温泉の泉質に類似している。最近、中津川の流域に沿って、2ヶ所から同様な水質の鉱泉が認められ、アルカリ性の高いこれらの特異な鉱泉が丹沢山地の各地に広く存在する可能性を指示している。

中川温泉附近の試錐

中川温泉が丹沢山地の大規模な温泉活動のなごりであるならば、現在の山地での地下増温率や地熱流は大きい事が期待される。テスト・ボーリングによってこの事を確かめれば、更に深く掘さくする事によって40～50°Cの温泉が得られるかどうかを明らかにする事も出来、やがては中川温泉の熱源の規模（深さ・温度）を知る手がかりを得る事も出来よう。

今回は、中川温泉とその北6kmの東沢“県の山の家”の近くの地点に50m程度の浅いボーリングを試みた（図1）。

図2は中川温泉でのボーリング及び孔内検層の結果をまとめたものである。掘さくは昭和38年8月20日から8月31日まで行なわれた。コアーとして採集された岩石は大部分がグラノファイヤーで、深さ9～10mに角閃片岩が補獲岩として認められた。岩石は一般にかなり破碎されていて、採集されたものは主に硬い岩質のものが多かった。沸石脈はあってもほとんどコアーとして残らなかった。掘さくは56mmのメタル・クラウンを使用した。図3Aはメタルクラウン1ヶ当りの掘さく量を示した度数分布で、0.50～1.50mにピークがある。1ヶ当りの平均掘さく量は2.54mであった。孔内の测温、水位は毎朝、掘さく前にサーミスター温度計により実施した。したがって、孔内温度は掘さく作業中止後15時間放置して毎回測定した事になる。図2の温度Aはこのようにして測定された孔底温度を連らねて描いたもので、正しい地下温度勾配を示していると見てよい。温度Bは掘さく終了後に測定したもので深度32m附近より水温19.7°Cの地下水が自噴しているため、32m以浅では地下温度勾配は打ち消されている。事実掘さく中、深さ32mで地下水が自噴したが、その様子は孔内の静水位変化曲線にもよく

表1 中川温泉分析表

No. 名 称	1 信 玄 館	2 丹沢温泉ホテル	3 中川町営温泉	4 温研ボーリング
採水年月日	38. 9.27	38. 9.27	38. 9.27	38 .9.27
泉 温 (°C)	32.9	26.6	32.3	19.0
pH	9.93	8.95	10.0	8.46
RpH	7.75			
蒸発残留物 (p.p.m)	528.6	300.9	483.2	125.1
	p.p.m m.Mol	p.p.m m.Mol	p.p.m m.Mol	p.p.m m.Mol
Li ⁺	0.088 0.0126	0.055 0.0079	0.666 0.0094	
K ⁺	1.72 0.0489	1.63 0.0416	1.32 0.0337	
Na ⁺	153 6.65	77.5 3.37	133 5.78	25.0 1.09
Ca ⁺⁺	19.9 0.497	18.1 0.452	17.5 0.437	9.63 0.481
Mg ⁺⁺	0.482 0.0200	0.242 0.0099	0.242 0.0099	
Fe ⁺⁺	0.150 0.0027			
Al ⁺⁺⁺	0.068 0.0025			
計	175	97.5	152	34.6
Cl ⁻	44.57 1.257	23.10 0.651	34.84 0.983	4.99 0.141
SO ₄ ⁻⁻	260 2.71	142 1.51	227 2.27	8.07 0.088
HCO ₃ ⁻	32.6 0.535	41.5 0.680	34.7 0.568	79.0 1.29
CO ₃ ⁻⁻	1.64 0.274	2.18 0.146	20.5 0.341	
OH ⁻	1.45 0.0851	0.151 0.0089	1.70 0.100	
計	355	209	319	92.1
H ₂ SiO ₃	50.1			
HBO ₂	1.319	1.353	1.31	0.673
溶 存 酸 素	0.446	0.446	0.297	0.594
泉 質	単 純 温 泉	単 純 温 泉	単 純 温 泉	

表2 東丹沢山地の温泉鉱泉分析表 (その1)

No. 名 称	5 七 沢 川 館	6 七 沢 中 屋	7 七 沢 福 元 館	8 七 沢 山 水 楼
採水年月日	38. 7.25	38. 7.25	38. 7.25	38. 7.25
泉 温 (°C)	20.3	20.3	20.6	18.6
pH	9.70	9.74	9.69	9.94
RpH	8.0		8.36	
蒸発残留物 (p.p.m)	165.1	179.8	188.3	234.8
	p.p.m m.Mol	p.p.m m.Mol	p.p.m m.Mol	p.p.m m.Mol
Li ⁺				
K ⁺	1.30 0.0333	1.25 0.0320	1.88 0.0481	1.10 0.0281
Na ⁺	62.0 2.70	64.5 2.80	82.5 3.59	78.0 3.39
Ca ⁺⁺	1.19 0.0297	0.99 0.0247	1.19 0.0297	1.19 0.0297
Mg ⁺⁺				
Fe ⁺⁺				
Al ⁺⁺⁺				
計	64.5	66.7	85.6	80.3
Cl ⁻	16.07 0.4532	16.85 0.4752	29.20 0.8235	17.30 0.4879
SO ₄ ⁻⁻	40.7 0.424	42.7 0.445	69.2 0.720	48.4 0.505
HCO ₃ ⁻	59.6 0.979	59.2 0.970	55.6 0.912	70.8 1.16
CO ₃ ⁻⁻	17.6 0.294	19.4 0.324	16.1 0.268	36.3 0.605
OH ⁻	0.852 0.0501	0.935 0.0550	0.833 0.0490	1.48 0.0871
計	134.8	139.1	170.9	174.3
H ₂ SiO ₃	22.7			
HBO ₂	3.123	3.703	3.652	
溶 存 酸 素			0.62	
湧 出 量	24.94 l/min	8.08 l/min	33.16 l/min	

表2 東丹沢山地の温泉鉱泉分析表(その2)

No. 名 称	9 広沢寺 玉翠館		10 飯山 大和屋		11 飯山 元湯		12 別所 元湯	
採水年月日	38. 7.25		38. 7.29		38. 7.29		38. 7.29	
泉 温 (°C)	22.3		15.0		14.6		18.4	
pH	9.58		6.90		8.10		9.41	
RpH								
蒸発残留物 (p.p.m)	163.7		111.1		115.1		174.7	
	p.p.m	m.Mol	p.p.m	m.Mol	p.p.m	m.Mol	p.p.m	m.Mol
Li ⁺								
K ⁺	0.840	0.0214	0.860	0.0022	0.360	0.0092	0.410	0.0140
Na ⁺	58.5	2.54	8.00	0.348	15.5	0.740	58.5	2.54
Ca ⁺⁺	1.99	0.0497	18.1	0.452	16.4	0.409	1.59	0.0397
Mg ⁺⁺			4.20	0.173	1.54	0.064		
Fe ⁺⁺								
Al ⁺⁺⁺								
計	61.3		31.2		33.8		60.5	
Cl ⁻	10.90	0.3074	9.079	0.2561	8.791	0.2479	11.44	0.3226
SO ₄ ⁻⁻	39.6	0.411	13.2	0.138	11.3	0.118	3.36	0.0350
HCO ₃ ⁻	52.4	0.858	N.D.		75.1	1.23	114	1.87
CO ₃ ⁻⁻	19.1	0.319			0.630	0.0105	17.3	0.289
OH ⁻	0.646	0.038					0.437	0.0257
計	122.6				95.8		147	
H ₂ SiO ₃	22.5		20.1					
HBO ₂	3.066		0.9920		1.308		4.734	
溶 存 酸 素								
泉 質								

表2 東丹沢山地の温泉鉱泉分析表(その3)

13 別所 溪門屋	14 伊勢原 天野屋	15 伊勢原 山吹	16 津久井 御屋敷	17 津久井 石小屋
38. 7.29	38. 7.29	38. 7.29	39. 2.24	39. 2.24
17.8	18.6	18.4	7.6	14.7
9.29	9.50	9.70	8.82	9.38
132.1	239.9	278.6	272.9	
p.p.m m.Mol	p.p.m m.Mol	p.p.m m.Mol	p.p.m m.Mol	p.p.m m.Mol
0.300 0.0767	1.00 0.0256	0.900 0.0230	0.500 0.0127	
44.0 1.91	73.0 3.17	86.0 3.74	93.5 4.07	
1.99 0.0497	1.99 0.0497	2.19 0.545	14.1 0.352	
			2.4 0.102	
46.3	76.0	89.1	110.5	
5.587 0.1576	21.65 0.6106	37.79 1.066	4.80 0.136	
7.88 0.082	38.8 0.404	64.5 0.67	60.0 0.62	
95.2 1.56	93.4 1.53	65.3 1.07	217 3.56	48.2 0.772
11.0 0.183	17.0 0.284	19.2 0.319	7.98 0.133	3.33 0.111
0.332 0.0195	0.537 0.016	0.851 0.0501	0.107 0.0063	0.408 0.0240
120.0	171.4	187.6	240	
18.3			17.6	
3.472	5.614	5.433	2.916	

表3 鶴巻温泉分析表(その1)

No. 名 称	18 鶴 巻 荘		19 温 泉 会 館		20 光 鶴 園	
採水年月日	38. 8. 8		38. 8. 8		38. 8. 8	
泉 温 (°C)	16.9		22.9		25.2	
pH	6.50		6.95		7.20	
RpH						
蒸発残留物 (p.p.m)	7862.9		6251.0		7086.0	
	p.p.m	m.MoI	p.p.m	m.MoI	p.p.m	m.MoI
Li ⁺						
K ⁺	22.1	0.565	18.4	0.470	8.00	0.205
Na ⁺	1216	52.88	960.0	41.74	1084	47.14
Ca ⁺⁺	1023	25.53	1117	27.87	1424	35.53
Mg ⁺⁺	82.1	3.38	51.2	2.21	11.8	0.485
Fe ⁺⁺	7.960	0.143	0.710	0.0127	0.310	0.0055
Al ⁺⁺⁺	0.050	0.0018	0.090	0.0033	0.050	0.0018
計	2351		2147		2528	
Cl ⁻	3925	110.7	3617	102.0	4122	116.3
SO ₄ ⁻⁻	42.1	0.438	120	1.25	150	1.56
HCO ₃ ⁻	187	3.06	24.7	0.405	7.7	0.13
CO ₃ ⁻⁻						
OH ⁻						
計	4155		3762		4280	
H ₂ SiO ₃						
HBO ₂	7.665		7.575		9.690	
溶 存 酸 素			2.88		2.88	
泉 質	含塩化土類弱食塩泉		含塩化土類弱食塩泉		含塩化土類弱食塩泉	

表3 鶴巻温泉分析表(その2)

No	2 1		2 2		2 3	
名 称	千 鶴		た か ね		し の ぶ	
採水年月日	38. 8. 8		38. 8. 8		38. 8. 8	
泉 温 (°C)	16.6		18.6		19.2	
pH	7.38		7.42		7.72	
RpH						
蒸発残留物 (p.p.m)	314.9		444.8		599.0	
	p.p.m	m.Mol	p.p.m	m.Mol	p.p.m	m.Mol
Li ⁺						
K ⁺	0.900	0.0230	16.0	0.0409	2.40	0.0614
Na ⁺	61.0	2.65	88.0	3.83	95.0	4.13
Ca ⁺⁺	46.75	1.167	65.85	1.643	59.4	1.48
Mg ⁺⁺	1.21	0.0498	3.38	0.139	3.98	0.164
Fe ⁺⁺	0.350	0.0063	2.74	0.0491	0.240	0.0043
Al ⁺⁺⁺	0.350	0.0130	1.20	0.0444	0.040	0.0014
計	110.6		162.8		161.1	
Cl ⁻	92.2	2.60	143.0	4.033	237.5	6.698
SO ₄ ⁻⁻	28.3	0.295	11.04	0.115	24.0	0.250
HCO ₃ ⁻	108	1.76	184	3.02	25.2	0.413
CO ₃ ⁻⁻						
OH ⁻						
計	229		338		286.8	
H ₂ SiO ₃						
HBO ₂	0.676		0.676		0.676	
溶 存 酸 素						
泉 質						

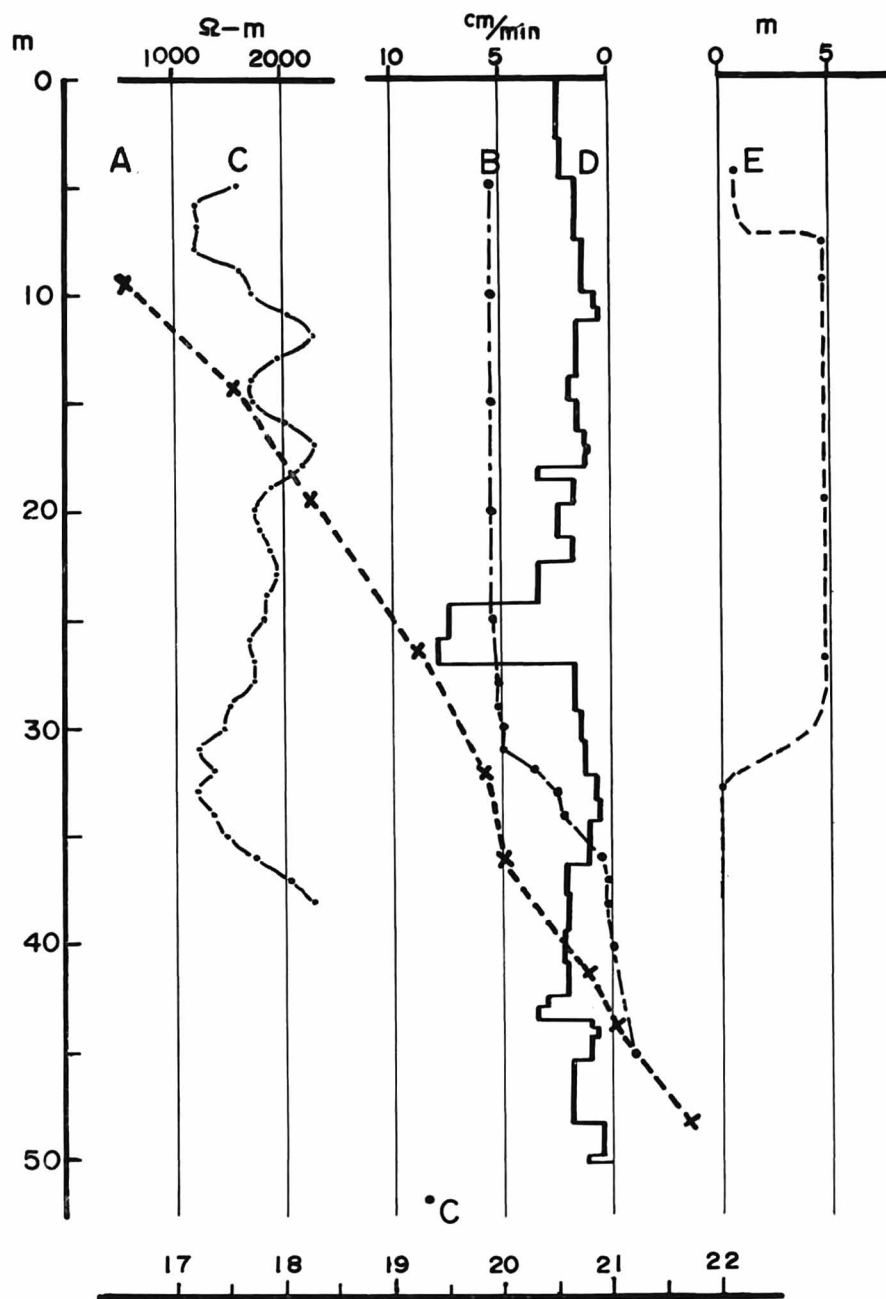


図2 中川温泉での試錐孔の検層図

A: 掘さく中の孔底温度測定から得られた地下温度勾配, B: 掘さく終了後の孔内温度分布,
 C: 比抵抗検層 (電極間隔150cm) 深さ38m以下の測定値がないのは孔内の崩壊による,
 D: 掘さく速度 (cm/min), E: 掘さく中の孔内水位変化.

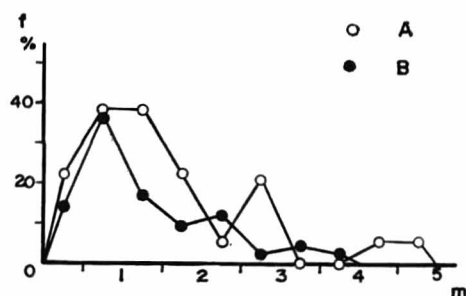


図3 メタル・クラウン1ヶ当りの掘さく量
A:中川温泉, B:中川東沢

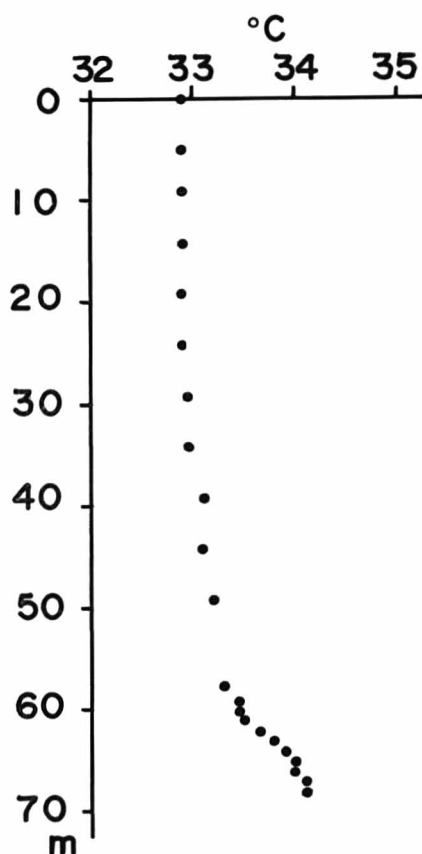


図4 中川温泉信玄館温泉孔の温度検層
1964年4月17日測定.

示されている。図2Cは、孔内の比抵抗検層曲線でDは1分間の掘さくスピードの変化を図示したものである。比抵抗の高いところは硬い緻密な岩石を代表し、比抵抗の低い部分は破碎された岩石で、この場合はかなり沸石脈の多い部分を指示していると考えられる。32mの湧水地点は低比抵抗値の部分に対応している。掘進スピードは、当然、硬いところでは遅く、軟かいところでは早くなるはずであるが、このボーリングでは比抵抗検層の結果と余り一致していない。恐らく、第1回目のボーリング作業であるために、推進スピードが地質の硬軟を代表するように円滑な作業が出来なかった事によると思われる。なお、自噴した地下水の分析値を1表に記載してあるが、pHは8.46で浅い地下水としてはかなり高く、その水温19.7°Cは、すでに丹沢の温泉・鉱泉の性質を持っている。和田(1964)はこの地下水から中川温泉の源泉と同様に温泉中に産する嫌気性高温菌を検出している。この孔井から得られた地下増温率は12.6°C/100mである。本地点の異常高温度勾配と同様な結果は、信玄館の深さ69mの孔井でも測定された(図4)。信玄館孔井の温度検層図では深さ35m, 45m, 58m附近より33~34°Cの温泉が湧出していると考えられる。58~68mの範囲では、水はあまり流動していないものと思われ、この範囲で約9.36°C/100mの温度勾配が得られた。

図5は東沢“鼎山の家”附近でのボーリング及び孔内検層の結果をまとめたものである。掘さくは9月17日から10月3日まで行なわれた。コアーとして採集された岩石は“当然”すべて花崗閃緑岩であった。掘さくは56mmメタル・クラウンによった。図3Bはメタル・クラウン1ヶ当りの掘さく量の度数分布図で、0.5~1.0mにピークがある。1ヶ当りの平均掘さく量は1.22mで中川地区の場合の半分に当る。当地区の岩石は中川地区に比較して硬く、割れ目も余り多くない事がメタル・クラウン1ヶ当りの掘さく量に現れている。温度、水位の測定は中川の場合と同様である。温度Aは掘さく中に得られた孔底温を連らねて描いた地下温度勾配で5.55°C/100mと

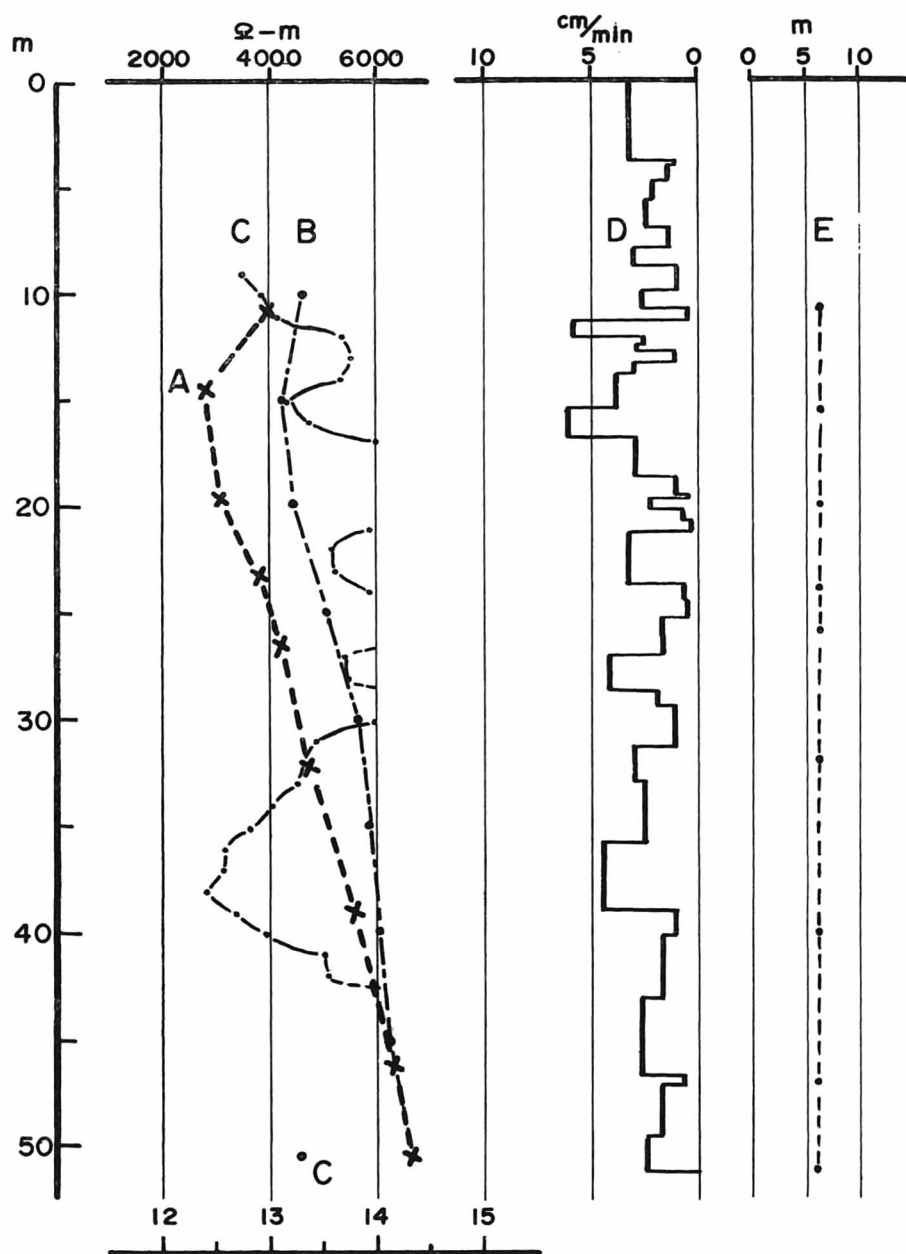


図5 中川東沢“県山の家”での試錐孔の検層図

A: 掘さく中の孔底温度測定から得られた地下温度勾配, B: 掘さく終了後の孔内温度分布,
C: 比抵抗検層 (電極間隙 1.50 cm), D: 掘さく速度 (cm/min), E: 掘さく中の孔内水位
変化.

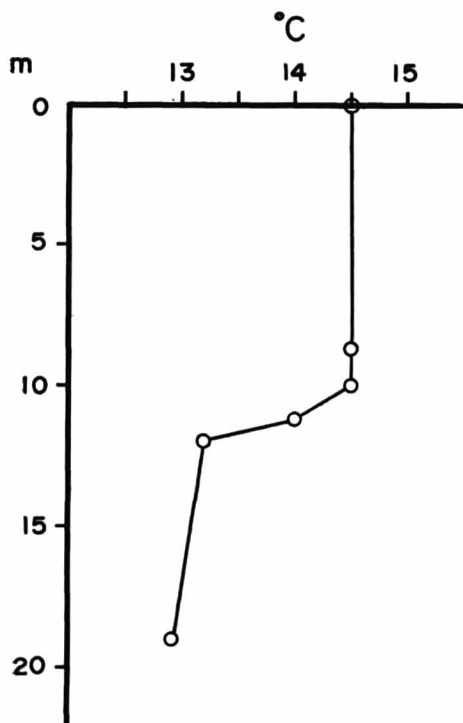


図6 中川東沢“県山の家”での注水検層
図 注水温14.5°C注水量30ℓ/min,
注水開始8分後に測定。

なった。Bは掘さく終了後の地下温度分布図である。20mまで掘さくして、注水法により浅い部分の地下水の流動する亀裂の有無をテストしたところ、10～11mに大きな亀裂がある事がわかった(図6)。掘さく終了後の温度分布が掘さく中の地底温度分布Aとよく一致しないのは、39m附近より地下水が湧出して上昇し、深度10mの大きな亀裂に流入している事によるものと思われる。図5Cは比抵抗検層図、Dは単位時間当りの掘さくスピードを示したものである。この場合は岩石が硬くて掘さくスピードの小さいところと、高比抵抗値より推定される硬い岩石と思われる部分とがよい一致をなしている。孔内水位Eは常に余り変化を示さなかった。

50m近くまでホースを挿入して揚水した水はpH7で特に注目すべき水質ではなかった。

考 察

丹沢の温泉・鉱泉はアルカリ性の高い丹沢山地のものと、中性に近いが塩分に富む鶴巻温泉のものに2分される(図7)。丹沢山地のものは、水温30°Cを有する中川温泉と20°C前後の東丹沢地域のものに区分出来、水質にも両者の相違が現れている。

鶴巻温泉は蒸発残渣8,000～5,000mg/lを有する含塩化土類食塩泉とそれが地表水で稀められたものよりなり(図7),稀釈されたもの程溶存酸素を多く含み、地表水との関連が強い事を暗示している(図9)。本泉質はNaClに富む事と、比較的Mg⁺⁺が多い事から化石海水型の温泉と考えて良く、その推定に対して不都合な問題は今のところ見当たらない。

水温以外に中川温泉と東丹沢温泉群との差は図10で明らかのように、中川の方がCa⁺⁺に富み、東丹沢の主成分陽イオンは殆どNa⁺だけである。陰イオンでは中川が東丹沢よりSO₄⁻⁻に富む事が特徴である(図11)。

次に、丹沢の温泉・鉱泉の泉質の成因を考察してみよう。

東丹沢の鉱泉類の溶存成分中に岩漿から由来した物質が含まれていない事は、鉱泉類の地理的位置から判断して当然であろう。中川温泉の微温泉水中に岩漿性物質があるかないかは泉質の分析値からは容易に判断出来ない。例えば、陽イオン比において丹沢の鉱泉類は海水や化石海水型の温泉とは明らかに区別されるが、岩漿型の温泉(箱根・湯河原)とは、はっきり区別されていない(図10)。陰イオン比では一般に総炭酸量がCl⁻やSO₄⁻⁻に比して多いので、地表水との関係の深い事が推定されるが、岩漿性物質の点は明らかでない。しかし、なかでも最も興味ある問題はどのような原因で、pH

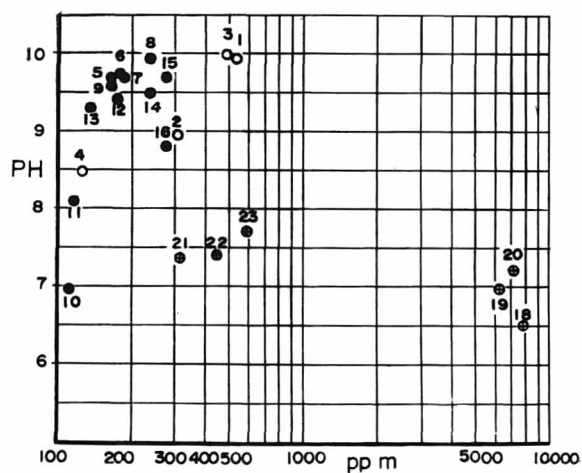


図7 丹沢山地の温泉・鉱泉のpHと蒸発残留物

白丸：中川温泉，黒丸：東丹沢，丸十：鶴巻温泉，番号は表1・2・3の番号に対応する。

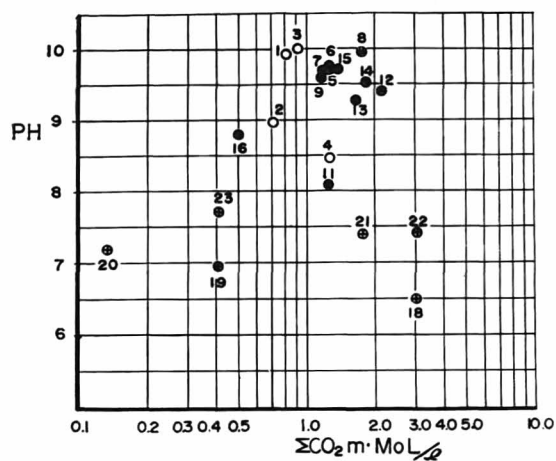


図8 丹沢山地の温泉・鉱泉のpHと総炭酸炭酸物質をすべてCO₂に換算して記入した。記号は図7と同一。

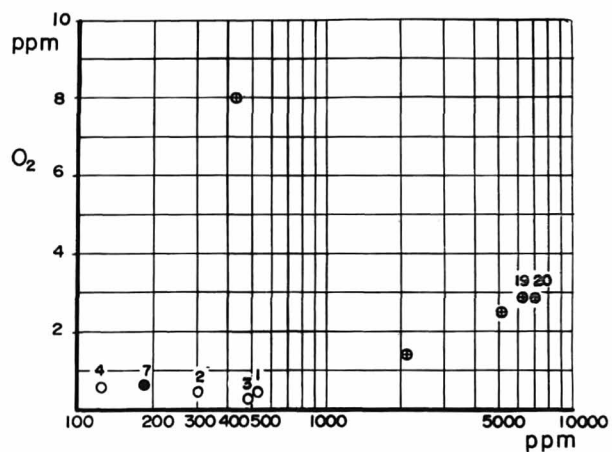


図9 丹沢山地の温泉・鉱泉中の溶存酸素と蒸発残留物

番号は表1・2・3の番号に対応する番号のないのは溶存酸素と蒸発残留物のみを測定した資料。記号は図7と同一。

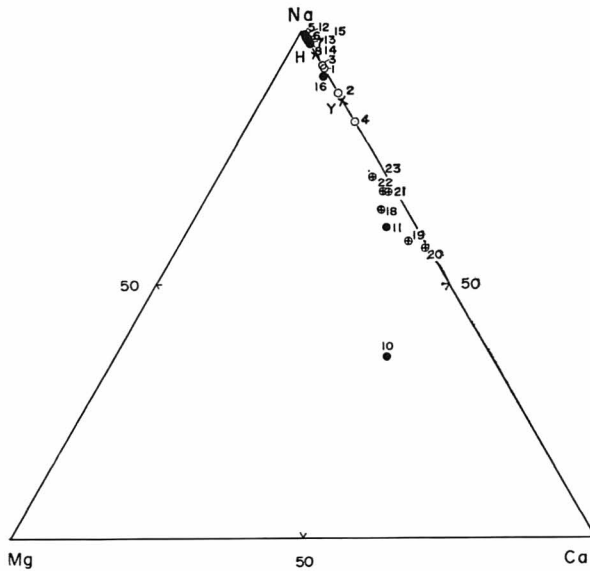


図10 丹沢山地の温泉・鉱泉の陽イオン比
番号・記号は図7を参照，H：箱根湯本温泉（温研第24号分析値），Y：湯河原温泉（温研第45号分析値）。

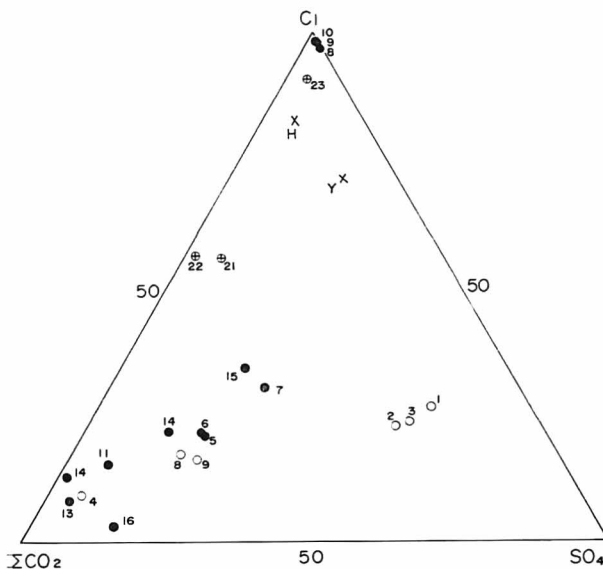


図11 丹沢山地の温泉・鉱泉の陰イオン比
番号・記号は図7及び図10を参照。

が10に近いような地下水が生じたかと云うことである。

さて、丹沢の温泉・鉱泉のもう一つの大きな特徴はpHとRpHの差が1.5～2にも達する程大きい事である。RpHとは説明するまでもなく、検水中のCO₂と空気中のCO₂とを平衡にさせたときのpHであるが丹沢の地下水のRpHが8.0にまで低下する事は、この水がCO₂に対してかなり不飽和の状態にある事を意味している。つまり、丹沢の温泉・鉱泉水は空気と自由なCO₂の交換を遮断された状態にあり、この事は、丹沢の温泉・鉱泉水中の溶存酸素量が少い事によってもうかがう事が出来る（表1・2・3）。

丹沢鉱泉類・地下水のpHで考察の対照となる範囲は8.0（RpH）～10（pH）である。この範囲では炭酸物質は主としてHCO₃⁻、CO₃²⁻の形で溶存し、H₂CO₃は全く無視する事が出来る。この系のpHは次の式で表わされる。

$$\text{pH} = \text{pK} + \log \frac{[\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]} \quad (1)$$

pK=10.2：HCO₃⁻の酸解離常数

したがって、丹沢の地下水のpHは主に[CO₃²⁻]/[HCO₃⁻]の比率によって支配されている事になり、pHが高いのは何かの理由でHCO₃⁻のHが除去され、CO₃²⁻の存在量が増大している事を意味する。

丹沢の地下水中の陽イオンは主にNa⁺、Ca⁺⁺である事は既に示した分析表から明らかであり、それは地下を流れている間に造岩鉱物から溶脱したものであろう。地下水は丹沢のような地質の場合、岩石中のCa-沸石の多い亀裂に沿って流動して

いる。沸石中の陽イオン Na^+ 、 Ca^{++} は他の珪酸塩中の Na^+ 、 Ca^{++} よりも溶液中に出易い。 Na^+ 、 Ca^{++} が沸石から分離した位置に H^+ が結合する事により、本質的にはpHに関係のない Na^+ 、 Ca^{++} がpHを支配する H^+ と交換する事によって、 CO_3^{--} の量を増すものと考えられる。(1)式を図示すれば図12のようになり、pH 8~9.5の範囲は $\text{CO}_3^{--}/\text{HCO}_3^-$ の比の変北に対してpHの変化する割合は大きい。つまり、 $\text{CO}_3^{--}/\text{HCO}_3^-$ の比が鋭敏に反映する範囲のpHである事もpHの高くなる大きな原因の一つである。

Garrel (1960) は CaCO_3 が水と作用して生ずるpHの変化や、 CaCO_3 の溶解する量などについて詳しく考察し、 CO_2 を全く含まない水と CaCO_3 の系ではpH9.95、空気中の CO_2 と平衡にあった水が、 CO_2 cycleを断って CaCO_3 と反応したときのpHは9.9になり、Caは $10^{-8.9}\text{Mol}$ 程度溶けると計算した。たしかに CaCO_3 あるいは Na_2CO_3 と水との反応でpHは10近くにまで上昇するが、丹沢の地下に Na_2CO_3 のように水に可溶性の炭酸塩は最初から存在し得ないし、 CaCO_3 は丹沢の変成岩中に変成・変質鉱物として産出するが、石英閃緑岩体中にはそれ程大量に存在していない。いろいろなpHで CaCO_3 がどの程度溶解するかは次の式で与えられる。

$$S = \sqrt{s} \sqrt{1 + \frac{[\text{H}^+]}{10^{-10.3}} + \frac{[\text{H}^+]^2}{10^{-16.7}}} \quad (2)$$

$S = \text{CaCO}_3$ の溶解度積

之を図示すると図13になる。

pH < 7 では $S = \sqrt{s} [\text{H}^+] / 10^{-8.35}$ となり、pH が1変化すると溶解度は10倍増大する。pH > 9 では $S = \sqrt{s}$ となり、 10^{-4}Mol 以上はほとんど溶けない事となる。分析値からも明らかのように、中川温泉中の Ca^{++} は $8 \sim 10 \times 10^{-4}\text{Mol}$ であるから著しく CaCO_3 に過飽和であり、岩石中の CaCO_3 を溶

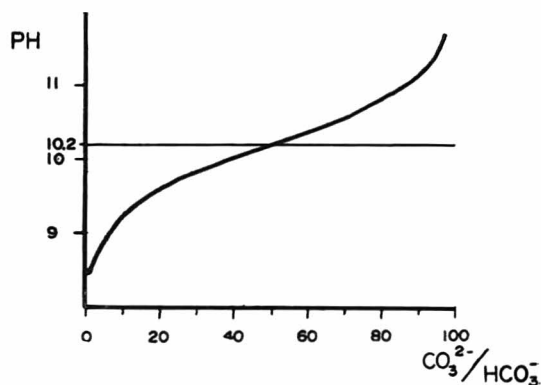


図 1 2 $\text{pH} = 10.2 + \log \frac{[\text{CO}_3^{--}]}{[\text{HCO}_3^-]}$

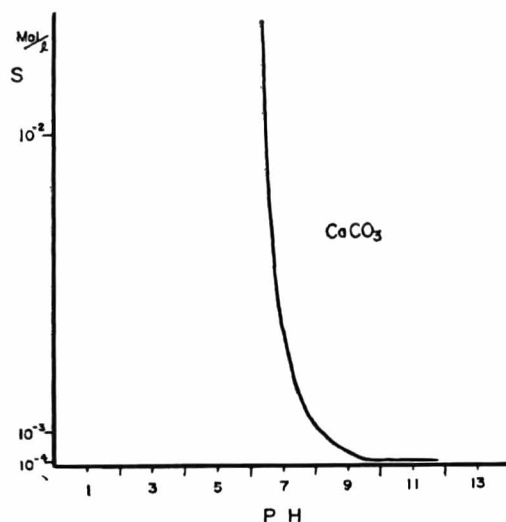


図 1 3 CaCO_3 の溶解度とpH

解するよりはむしろ CaCO_3 が沈澱する条件である。したがって岩石中の CaCO_3 をもってpHの上昇した理由とする事が出来ない。中川信玄館の63mの孔底に沈澱した方解石の結晶が採集される事は、この推定を支持している。東丹沢の鉱泉の主要成分は塩の形で表現すると Na_2CO_3 であるが、東丹沢地域の低変成度の岩石中には CaCO_3 が主要造岩鉱物として存在しているにもかかわらず、鉱泉中に CaCO_3 が溶解したと見なければならぬ程 Ca^{++} は多くない。

丹沢の温泉・鉱泉中の Na^+ 、 Ca^{++} は沸石から溶離したものであり、 CO_3^{--} 、 HCO_3^- は空気中の CO_2 、あるいは土壌中の有機物の分解の際に生じた CO_2 などから由来したものと考えられる。沸石から Na^+ 、 Ca^{++} が溶離した際に HCO_3^- の H^+ が沸石の Na^+ 、 Ca^{++} のあった位置に移り、H型のCa-沸石が形成されてpHが上昇するようになったものであろう。このような高いpHの条件になると CaCO_3 はむしろ沈澱する条件となるはずである。

もしこのような性質の水が地上に出て空気中の CO_2 との CO_2 cycleをとり戻せば、pHは急激に8に近づくため、 CaCO_3 の溶解度が(2)式により急激に増大してCa-沸石と共存している CaCO_3 を溶解してしまうであろう。したがって、丹沢の沸石脈がローモンタイトのみよりなり、方解石が共存しないもののみが地表で採集されているのはこのような理由によるのであろう。

しかし、 CaCO_3 が沈澱すると系内の CO_3^{--} が同時に除去される結果となり、 $|\text{CO}_3^{--}|/|\text{HCO}_3^-|$ の比は大きく変化しない事となるが、 Ca^{++} の代りに Na^+ が沸石より溶離して来ると、 CO_3^{--} は沈澱して系外に除去されないため(Na_2CO_3 の溶解度が非常に大きいから) $|\text{CO}_3^{--}|/|\text{HCO}_3^-|$ の比が増してpHは容易に上昇する。 Na^+ 、 Ca^{++} はpHに対して本質的には変化を与えないはずであるが、 Na_2CO_3 と CaCO_3 の溶解度の差がpHに影響を与える事となる。この傾向は図14に明瞭に認められる。

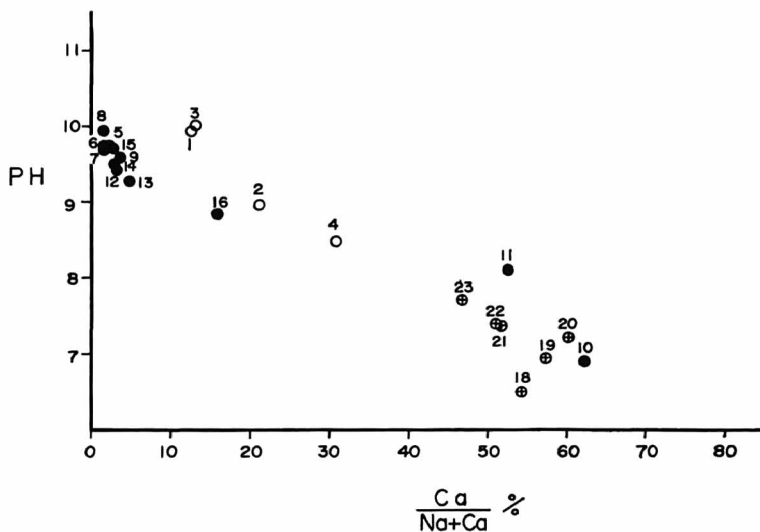


図14 丹沢山地の温泉・鉱泉のpHとCa/Na+Ca (モル比)

番号・記号は図6を参照。

陽イオン比に於て中川系の方が東丹沢系よりも $\text{Na}^+/\text{Ca}^{++}$ の比が小さいと述べたが、丹沢の中心部はCa-沸石（主にローモンタイト）で代表され、東丹沢のような周辺部は低変成度で出来たNa, Ca-沸石が多い事によって、地下水中に出る $\text{Na}^+/\text{Ca}^{++}$ の比が決められているものと思われ、それが温泉・鉱泉中の $\text{Na}^+/\text{Ca}^{++}$ の比に現れていて興味深い。

pHの上昇した理由は、沸石から Ca^{++} , Na^+ が溶離し H^+ が交換吸着して、溶液中の $|\text{CO}_3^{--}|/|\text{HCO}_3^-|$ の比が増大した。pH 8～9は $\text{HCO}_3^- \sim \text{CO}_3^{--}$ 系で最も緩衝作用の弱いpH範囲にある事、溶存物質が少くtotal CO_2 が少いので緩衝作用が小さい事、地下に於て CO_2 を発生するものがなく、地下水は CO_2 に対してclosed systemになった事で、これは丹沢山地の中心部が石英閃緑岩、周囲が火山岩起源の堆積岩で、 CO_2 を供給する有機物が多くない事に対応している。この推定が事実とすれば、pHの高い鉱泉が丹沢山地の各所から期待される。このような鉱泉を求めるには水の動く割れ目の多い地帯を選ぶ事が大切である。

中川系と東丹沢系の $\text{Na}^+/\text{Ca}^{++}$ の比が異なるのは、前者がローモンタイト脈を含む石英閃緑岩～角閃片岩中に位置し、後者が低変成度のNa, Ca-沸石、火山ガラスに富む地域に位置している地質の差異によりもたらされた。

SO_4^{--} は主要成分の一つであり、激しい温泉活動、あるいはそれ以前に形成された黄鉄鉱が、現在の地下水中の溶存酸素による酸化作用によって、地中近くで生成したものと思われるが、中川系に特に多い事の説明は、まだ十分に出来ないので残された問題である。

参 考 文 献

- Coombs, D.S., Ellis, A. J., Fyfe, W., and Taylor, A.M. (1959) The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 17, nos. 1/2, pp 53—107.
- Garre's, R.M. (1960) *Mineral equilibria*. Harper & Brothers, New York.
- Mikami, K. (1962) Geological and petrographical studies on the Tanzawa Mountainland. *Sci. Rep. Yokohama National Univ.*, sec. II, nos. 8/9.
- 水上武, 松田時彦, 平賀士郎, 宝来帰一, 杉田宗満 (1964) 丹沢山塊の地球物理学的及び地質学的調査. 神奈川温研報告第2号, 1—18頁
- 大木靖衛, 荻野喜作, 広田茂, 松坂進 (1963) 温泉孔井の検層. 温泉工学会誌第1巻第1号, 16—22頁,
- 坂本峻雄, 見上敬三, 松田時彦, 大木靖衛 (1964) 丹沢山塊の地質. 丹沢大山区調査報告書 1—53頁, 神奈川県
- 桜井欽一 (1953) 神奈川県湯河原産沸石類の研究 (I) (II). 国立科学博研報, 第32号, 83—98頁, 第36号, 1—10頁
- 和田裕, 福原健一 (1964) 温泉中の高温菌について. 神奈川温研報告第2号, 38—44頁

Mineral Waters from the Tanzawa Mountains

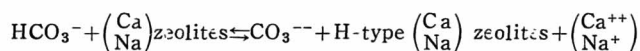
By

Yasue ÔKI, Yoriko TAJIMA, Tomio HIRANO, Kisaku OGINO, Shigeru HIROTA, Sôichi TAKAHASHI, Fujiyuki KOKAJI, Masanori MORIYA, and Mitsuo SUGIMOTO

(Abstract)

Mineral waters from the depths of the Tanzawa mountains are briefly characterized as high pH value ranging from 9.5 to 10.0. Origin of mineral waters is discussed in relation to zeolites extensively developed along fractures and joints throughout the Tanzawa mountains. Thermal water (33°C) of the Nakagawa spa may be regarded as remains of the past strong geothermal activity. Measurement of geothermal gradient at two locations, Nakagawa (12.6°C/100m) and Higashi-sawa (5.55°C/100m) also supports the presence of weak thermal activity in the depths.

It is indicated in the chemical analysis of mineral waters that the pH of the system is chiefly controlled by the ratio of $\text{CO}_3^{--}/\text{HCO}_3^-$. The following reaction with zeolites will be needed to promote the increasing of the pH.



Almost lacking of the source of CO_2 probably derived from organic or magmatic matter in the Tanzawa mountains may effectively support the increasing of the pH. Most of the chemical properties of mineral waters are well explained by the reaction between ground water and country rocks.