



Title	14. 山形県赤湯温泉の湧出機構と注水効果の機構
Author(s)	福富, 孝治; FUKUTOMI, Takaharu; 須川, 明 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 11, 169-210
Issue Date	1964-02-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.11.169
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13869
Type	departmental bulletin paper
File Information	11_p169-210.pdf



14. 山形県赤湯温泉の湧出機構と 注水効果の機構

福 富 孝 治・須 川 明・中尾欣四郎

和 田 昭 夫・徳 永 英 二

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和 38 年 6 月 受 理 —

I. 序 言

山形県置賜郡赤湯は古来有名な温泉であるが、現在は唯一の森の山源泉（穿井深度 384 m）から動力により 690 l/min 揚湯し、その南西 170 m の登記所跡廃井（穿井深度 273 m）に 290 l/min の注水を行ない、温泉揚湯量の保持に成功していることで知られている。

山形県衛生部の依頼で、赤湯温泉の温泉源の存在区域、揚湯による影響圏及び注水効果の機構等を調査する目的で、昭和 37 年 11 月 14~19 日に、現地において 1 m 深地温調査、廃井中の温度、浅層地下水、注水停止による廃井の水位変化、揚湯量を多少変化させた場合の廃井水位への影響、断層調査、電気探査（比抵抗法）等を行ない、又昭和 38 年 1 月 26~28 日には注水井につき補足的調査を行なった。

以上の調査の結果と、山形県衛生部および赤湯町温泉事務所で調査又は保管の資料とによって赤湯温泉の湧出機構と注水効果の機構を論じたのが本報告である。

調査に際し、種々の援助を与えられ、又過去の調査資料を提供して下さった山形県衛生部業務課の東海林技師はじめ他の方々、赤湯町当局並びに赤湯温泉事務所の方々、旧温泉穿井所有者、山形県置賜開拓事務所に対し厚く謝意を表する次第である。

II. 地 形・地 質

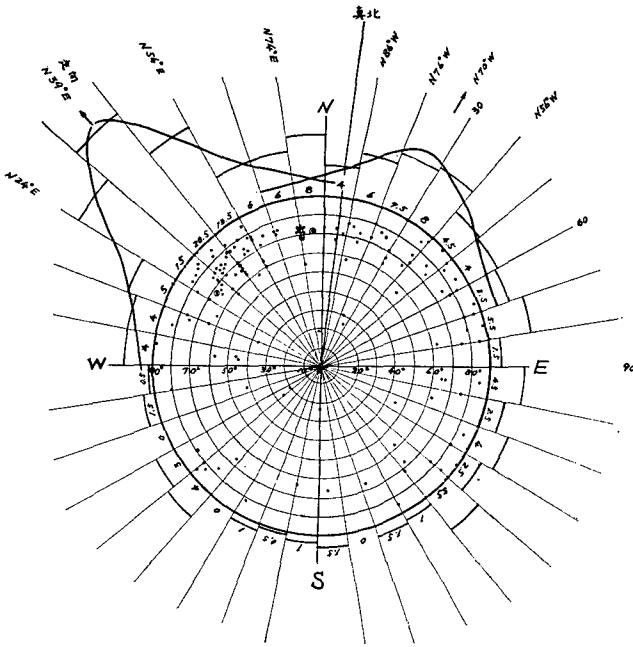
1. 地形の概況

赤湯附近の地形の略図を第 1 図に示した。赤湯市街の北方には秋葉山 (561 m) から連なった山地が岬状に置賜平野に突出し、その先端には八幡神社山となまこ型の烏帽子山が相接して横わっている。赤湯市街はこれらの山の南急斜面に接して平野中に発達している。市街のやや中央と南端には、北方山地と同じ岩石の森の山源泉裏小丘及び羽黒神社山が夫々飛島のように平野から頭を出している。平野は市街地附近では西北西から東南東へ緩斜面（凡そ 1/100）をなしている。市街地及び北方山地の東方は大谷地と呼ばれる一面の低平な湿地をなしている。

2. 地質の概況

加藤武夫¹⁾によれば附近地質の概略は以下のである。すなわち、北方山地は石英粗面

1) 加藤武夫；山形県赤湯温泉に就て、未印刷(昭和 23 年)。



第2図 温泉地域の断層分布

Fig. 2. Frequency distribution of fault in Rhyolitic Tuff in the neighborhood of Akayu hot spring locality.

度(断層の傾斜に等しい)に応じて点を記入した。即ち、1つの断層毎に1つの黒点が記入される。断層の走向はその点と中心とを結んだ線に中心を通過して直角な線を引けばその線の方が走向を表わすことになる。図の最も外側の同心円(断層の傾斜角 90° に相当する)の外側に記入した数字は断層を表わす点の磁針方向を 10° 毎に区切ってその各々の扇形部分に入る点の頻度を示したもので階段状の線及び曲線はその頻度分布及び平滑した頻度曲線である。

第2図から判るように、温泉地域基盤の凝灰岩層には多くのあらゆる走向の断層が存在し破裂帯を形成しているが、最も頻度の多い断層群は走向が真方位で $N24^\circ\sim54^\circ E$ (その中心は $N39^\circ E$)、傾斜は $NW\sim60\sim90^\circ$ (その中心は 75°)である。その他、あまり顕著ではないが走向 $N56^\circ\sim86^\circ W$ (その平均凡そ $N70^\circ W$)傾斜 $NNE\sim70\sim80^\circ$ の第2の断層群が認められる。これら両断層群は加藤が指摘した2種の破裂群に大体相当している。

4. 温泉地域附近の沖積層の厚さ

当地域の平野部は、前節に述べたように、石英粗面岩質凝灰岩層の基盤の上を沖積層が覆っているが、沖積層の厚さは場所によって変化する。すなわち、凝灰岩層は沖積層堆積以前に地殻変動により断層や破裂帯を生じたが、その後かなり侵蝕作用をうけて表面に凹凸を生じたことが推察される。市街地附近の沖積層は砂礫層・泥層等から形成されているが、大谷地では地表から $6\sim8$ m位までは泥炭層でその下に壤土又は砂層が存在するが、泥炭層の厚さは場所

によってかなり異なっている。

(1) ボーリングによる沖積層の厚さ

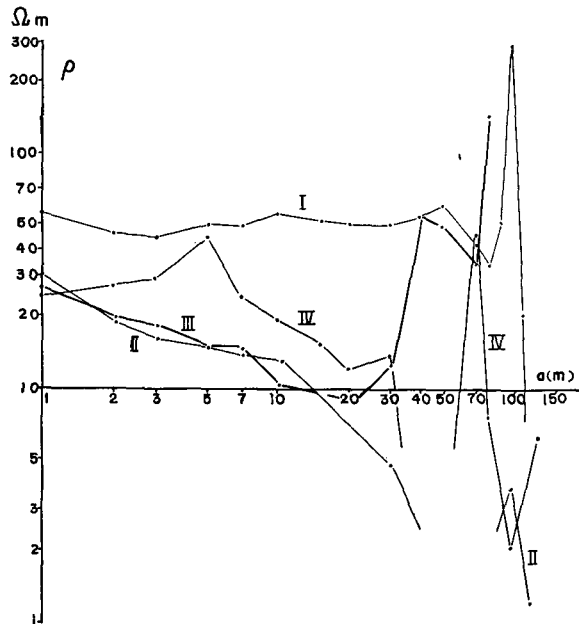
温泉地域の沖積層の厚さを知る手懸りとなるのは温泉掘穿の際の資料である。赤湯温泉事務所に保存されていたいくつかの資料について調べてみると、北から順に横丁穿井（第5図中No. 5）では37 m、松島館穿井（No. 11）で22 m、森の山穿井（No. 14）で0 m、登記所跡穿井（No. 15）で24.5 mであった。

温泉地域とその西方吉野川との中間地域には穿井の資料がなく不明であるが、吉野川の西方鉄道線路との間には三間通（第1図中比抵抗第I測線附近）と稲荷地域に穿井資料があり沖積層の厚さはいずれも70 m でかなり深くなっている。温泉地域の東、大谷地にも穿井資料²⁾が数箇所あったが、深度が12~16 m 程度で基盤に達していない。

(2) 比抵抗法電気探査による沖積層の厚さ

森の山源泉と羽黒荘廃井の中間及び大谷地の森の山源泉に近い部分における基盤の深さを求める目的で此度の調査に際し比抵抗法による電気探査を実施した。

比抵抗法では基盤の深さが判明している場所で予め試験を行ない比較をしておくことが望ましい。このためには穿井資料の多い温泉地域で試験を行なうのが最適であるが、温泉の配管や水道管が多数存在して不都合なため、前記の三間通穿井の附近第I線で試験を行なった。基



第3図 (I), (II), (III), (IV) 各測線の ρ - a 曲線
Fig. 3. ρ - a curves along the lines of resistivity investigation (I), (II), (III) and (IV).

2) 山形県置賜開拓事務所資料による。

盤の深さを求めるための実測は森の山源泉と羽黒荘廃井との中間(第1図中第II測線), 森の山源泉の東で国道との間(第III測線), 国道から大谷地(第IV測線)の何れも東西方向の3測線について実施した。測定に使用した装置は島津製作所製の比抵抗・自然電位両用の Gish-Rooney 型の器械で, 測線上に等間隔 a に順にとった4電極の外側の2極間に電流 I を流し, 中の2極間の電位差 V を測定し

$$\rho = 2\pi a \frac{V}{I} \quad (1)$$

によって比抵抗 ρ を計算し, a の長さを1mから100m位まで順次拡げてゆく WENNER の方法によった。

第1表 各測線の深さに対する比抵抗の解析結果

Table 1. Result of analysis of ρ - a curves.

第 I 測線		備考 (Note)	第 II 測線		備考 (Note)	
深さ (Depth) (m)	比抵抗 ρ (Resistivity) (Ω m)		深さ (Depth) (m)	比抵抗 ρ (Resistivity) (Ω m)		
0~0.45	84	沖積層の厚さは 穿井資料により 凡そ70m	0~0.5	62	沖積層の厚さは 凡そ20m(波線) と推定	
0.45~5	42		0.5~2.2	18		
5~14	69		2.2~18	12		
14~50	38.6		18~40	6.5		
50~70	直上層よりかなり大		40~100	直上層よりかなり大		直視法による推 定
70~90	直上層よりかなり小		100~	直上層よりかなり小		
90~100	直上層よりかなり大					
100~110	直上層よりかなり小					
第 III 測線		備考 (Note)	第 IV 測線		備考 (Note)	
深さ (Depth) (m)	比抵抗 ρ (Resistivity) (Ω m)		深さ (Depth) (m)	比抵抗 ρ (Resistivity) (Ω m)		
0~1.3	28	沖積層の厚さは 10~20mと推 定(波線)	0~1	23	沖積層の厚さは 凡そ30mと推 定(波線)	
1.3~4	14		1~4.2	34.5		
4~20	9	直視法による推 定	4.2~5	600	直視法による推 定	
20~30	直上層より大		5~30	12		
30~40	直上層より小		30~50	直上層より小		
40~80	直上層より大		50~70	直上層より大		
			70~100	直上層より小		

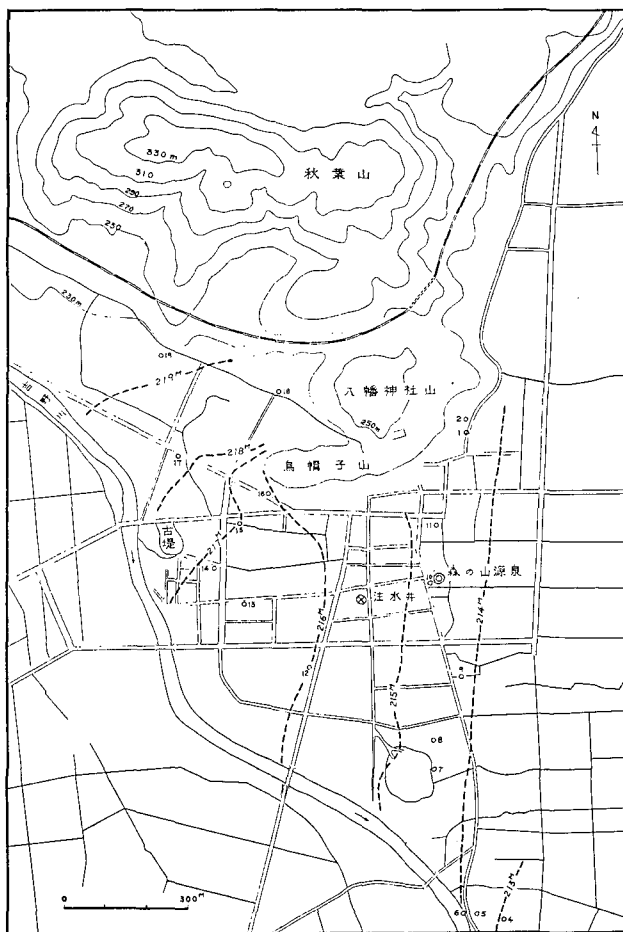
測定した ρ - a 曲線を測線別に第3図中 (I), (II), (III), (IV) として示し, その解析結果を第1表に示した。第I測線では穿井資料から沖積層の厚さは凡そ70mであることが判っているが, 比抵抗測定からは定性的にしか比較ができなかった。然し, 後に電気検層の項で述べるように赤湯における温泉を含む凝灰岩層の比抵抗 ρ の値は5~12 Ω m であることが判っているの
で, この値の上限に近い11 Ω m を示すと思われる地表からの深さを第II~IV測線の場合につ

いて求め(第1表中波型の線でその位置を示した), その値を以って基盤の深さとみなした。その結果は第II測線では凡そ20m, 第III測線で10~20m, 第IV測線で30m位となった。

結局, 穿井資料と比抵抗(括弧中の値)とから推定した沖積層の厚さ D の分布は第1図中に示したように, 大谷地の温泉地域寄りも温泉地域と大差ないことが認められる。

III. 温泉地域附近の表層地下水

温泉地域附近の表層をなしている沖積層中には, 地面下0~1mの深さに地下水面をもつ自由水面地下水が存在し, 浅い掘井戸によって砂泥・小砂利・砂利層から水が得られ飲料その他の目的で使用されている。今回の調査の際, 第4図に示した16の井戸を選んで, 地下水面の標高, 水深, 水温を測定し, 採水を行なってpH, Cl^- , SO_4^{2-} を測った。その結果を第2表に掲げた。地下水面の標高を求めるに当っては赤湯高校佐貝仁吉先生始め生徒の方々が各井戸の



第4図 赤湯温泉地域付近の表層地下水
Fig. 4. Groundwater in the shallow layer of Akayu hot spring locality.

第2表 赤湯温泉地域付近の表層地下水の調査結果

Table 2. Result of investigation on shallow groundwater in the Alluvial formation in Akayu hot spring locality.

所有者氏名 (Owner's name)	井戸番号 (Well number in Fig.4)	水深 (Depth below water level) (cm)	地面標高 (Ground height) (m)	水面標高 (Height of water level) (m)	水温 (Water temperature) (°C)	pH	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	備考 (Note)
東正寺前	1	98	214.570	214.350	17.3	6.8	10	7	岩の割目より湧出
東正寺前	2	—	—	—	17.0	6.9	9	4	岩の割目より湧出
白竜湖	3	—	211.942	211.712	12.0	6.3	62	8	
長島総兵衛	4	70	213.163	212.960	14.0	5.9	8	32	
吉田吉蔵	5	110	213.760	213.656	16.0	6.0	11	37	
吉野川	6	—	—	213.758	11.0	6.8	9	33	羽黒橋下流 約100mの地点
神棒幸衛	7	132	214.735	214.635	13.0	5.8	104	13	簡易水道用井戸 (6戸使用)
神棒民蔵	8	100	215.169	214.609	13.6	6.0	25	40	金 気
高梨鉄太郎	9	59	214.916	214.256	12.8	6.3	38	8	
歌丸小万	10	259	—	—	14.3	6.2	109	27	
天の湯	11	—	215.319	214.679	—	—	—	—	
外山松太郎	12	89	216.779	216.019	12.6	6.4	67	38	
佐藤々太郎	13	86	216.880	216.120	12.8	6.1	51	32	金 気
浜田興一郎	14	81	217.669	216.779	12.7	6.1	85	35	
庄司 功	15	63	218.143	216.948	14.1	6.1	33	35	有機物の浮遊 約20戸にて使用
共同井戸	16	108	216.516	215.996	14.8	7.9	8	7	降雨後白濁
小川新太郎	17	128	218.836	218.326	12.0	6.5	69	33	
中沢栄吉	18	139	221.305	218.740	13.6	8.0	16	11	凝灰岩中の帯水層
馬頭水	19	63	219.254	219.164	16.0	7.3	8	8	

地面標高を水準測量によって測定して下さった。ここに厚く感謝の意を表する。

第4図中、白丸は測定した井戸の位置であり、それらにつけた数字は第2表中の井戸の番号である。点線は各井戸の地下水面の高さから推定した地下水面の等高線である。地下水はこの等高線に直角に水面の高い方から低い方へ向って流れている理であるから、吉野川の北東側で川の近傍では、図から判るように、吉野川の流向と同じく北西から南東に向って流れていることになる。北方山地の近くと温泉地域の大谷地寄りでは、測定が少なくよくは判らないが、東流しているようであり、一般に地下水面の傾斜と地面の傾斜とは似た関係となっている。

地下水温は羽黒山南東の柵塚附近を除けば、吉野川(当時の水温11°C)に沿う200m位の範囲で12~13°Cであるが、それより北に離れると水温が少々上昇し北方山地周辺では16~17°Cに達する所もある。北方山地は、前に述べたように、平野の基盤である凝灰岩層が露出している所であり、その中に存在する無数の断層群を伝って地下温泉の影響が多少及んでいるためであろう。

温泉地域の東、大谷地の地下水については測定を行なわなかったが、山形県置賜開拓事務

所の好意によって見せていただいた資料によれば、同所で行なった大谷地横掘における試錐の結果は、場所によって多少の違いはあるが、地表から6~8mまで水を多く含んだ泥炭層があり、その下の壤土又は粘土層を隔てて地下12m位から水を含んだ砂層が存在しているようである。

IV. 温泉の分布, 1m 深地温分布と温泉水を地下から導いた断層

1. 温泉掘さくの経過と新旧温泉湧出口の分布

古くから八幡神社山の南麓、湯町附近に凡そ3箇所の天然湧出の温泉があつて大正3年頃まで続いた(第5図中△印)。大正3年から大正4年にかけてその南方に相ついで数箇所上総掘による穿井(深度30~114m)が掘られ温泉が自噴した。滝波の湯・金湯・桜湯・松島湯・天の湯・森の湯・梅の木湯がそれであり、大正5年には総湧出量は350 l/min位であつた。その後

第3表 赤湯における新旧源泉位置と掘さく当時における温度・湧出量の記録

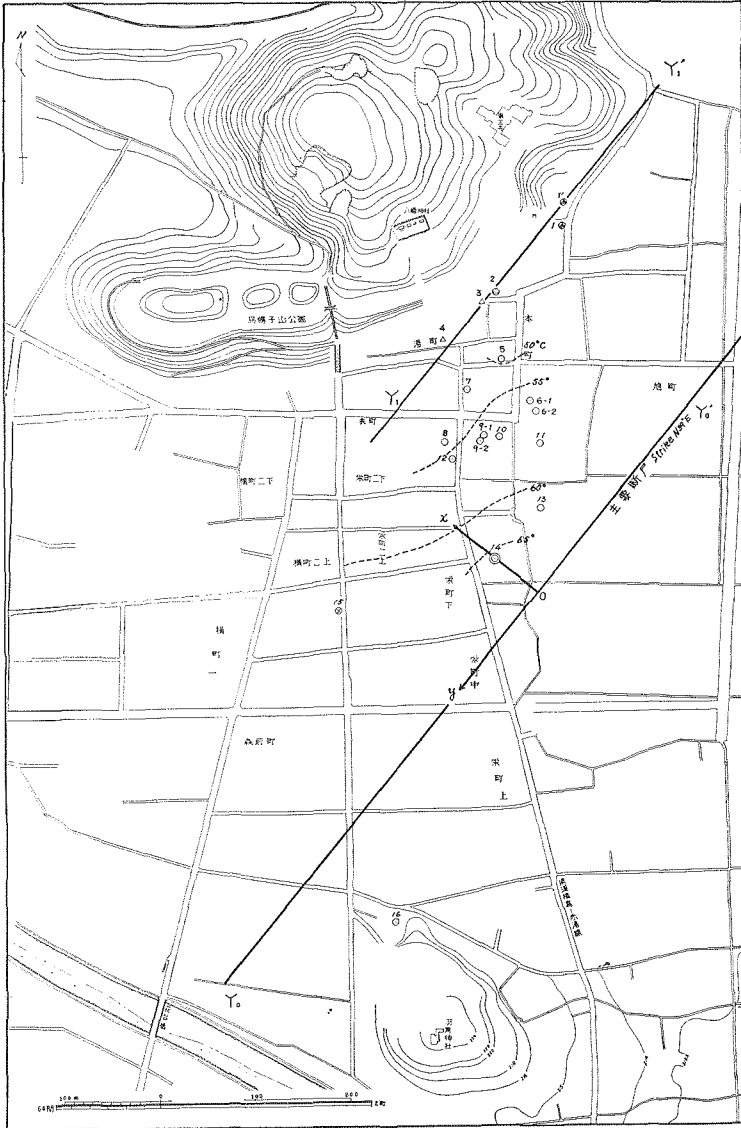
(主として山形県薬務課の資料に依る)

Table 3. Result of investigation on hot springs in Akayu hot spring locality at the time of excavation.

源泉番号 (第5図) (Hot spring No. in Fig. 5)	源泉名 (Name of hot spring)	掘さく完了 年月 (Date of exca- vation)	深度 (Depth of boring) (m)	泉温 (Temp.) (°C)	湧出量 (Volume output) (l/min)	備 考 (Note)
2	大湯端	—	(N)	—	—	大湯端は大正10年6月増掘220mという埋没 大正3年まで天然湧出 現在湧出せず
3	大文字屋	—	(N)	—	—	
4	大和屋	—	(N)	—	—	
5	横丁	1923.2	114.7	59	5, 7, 9 の計 81.0	埋没
6	桜湯	1915.1	72.8	47		16.4
7	榊形屋	1922.12	116.5	64	—	埋没
8	金湯	1915.1	114.0	52	10.4	白雲荘, 源泉, 埋没
9-1	郵便局跡	1917.4	114.7	62	—	埋没
9-2	郵便局裏西	1920.5	188.2	63	—	埋没
10	天の湯	1915.1	29.7	56	11.3	現在孔深59m使用せず
11	松島館	1915.1	69.2	54	15.6	昭和16年7月129mまで増掘, 現在深度110m使用せず。
12	滝波	1914.12	70.1	50	10.4	有馬館源泉, 使用せず
13	森の湯	1915.1	109.2	50	14.9	埋没
14	森の山	1949.11	384.0	68	450	現在の揚湯井
15	登記所跡	1942.3	273.0	58	180	現在の注水井, 現在深度196m
16	羽黒荘	1948.8	327.3	—	—	未使用
17	升屋	1915.4	87.4	51	15.0	位置不明
18	梅の木	1915.4	85.5	53	8.5	位置不明
1	東正寺前湧水	—	(N)	冷泉 (Cold)	—	現在水温17.3°C
1'	東正寺横湧水	—	(N)	冷泉 (Cold)	—	現在水温17.0°C

N.B. (N); 天然湧出 (Natural hot spring)

大正6~12年頃これらの地区に115~188mの掘さくによって郵便局跡湯・郵便局裏の湯・枅形屋の湯・横丁源泉等が得られたが、大正6年~昭和13年までの全穿井の湧出量総計は200~250 l/minの程度であった。これらの温泉はいずれも自噴していたが、昭和13年に到ってこれ



第5図 赤湯における新旧各源泉分布図

◎ 揚湯井, ⊗ 注水井, ○ 旧源泉, △ 旧天然湧出泉, ⊕ 湧水
これらの印につけた数字は第3表中の温泉番号

Fig. 5. Distribution of hot spring orifices in Akayu hot spring locality.

◎: Pumping-up well of hot water ⊗: Recharging well of cold water
○: Unused well △: Ancient natural hot spring ⊕: Cold spring
Numerals attached to these marks are spring number in Table 3.

らの中 2 源泉において動力揚湯が行なわれ昭和 14 年には 当時存在した 9 源泉全部が 動力揚湯するに到った。昭和 17 年 3 月、上記の源泉群の南西方登記所跡に深度 273 m の穿井が掘さくされ昭和 23 年及び昭和 24 年に夫々深度 327 m 及び 384 m の羽黒荘源泉及び森の山源泉が掘さくされた。第 3 表は掘さく当時の各源泉の温度・湧出量を山形県衛生部保存の資料によって示したものである。各源泉の位置は第 5 図に示した。図中各源泉に付けた数字は第 3 表中の泉源番号である。昭和 25 年 10 月には森の山源泉を除いた他の 9 源泉の揚湯量総計は第 4 表に示したように 368 l/min となり、森の山源泉の揚湯量は昭和 26 年 3 月には 540 l/min であった。

森の山源泉ととわの湯(登記所跡)源泉の揚湯に伴い、とわの湯、有馬館、局跡、局裏、金湯等の附近泉源に影響があり、昭和 25 年末には 漸次揚湯困難の状態となったので、森の山源泉のみから揚湯し他温泉へ配湯が行なわれるようになった。羽黒荘穿井ではかような事情から揚湯を始めることなく廃井となったという。森の山源泉からの揚湯量はその後少し宛増加して、現在では 690 l/min 位となっている。

2. 1 m 深地温の分布

昭和 37 年 11 月 13~15 日赤湯市街附近の 179 測点において 1 m 深地温の測定を行なった。測点は主に沖積平野に凡そ 100m×100m の面積に 1 の割合にとった。測定方法は従来通り³⁾であるから略す。その結果を第 6 図に示したが、黒点は測点の位置、測点につけた数字は 1 m 深地温の値である。図には 13°, 14°, 14.5°C の等地温線を引いたが、夫々 14° 以上及び 14.5° 以上の比較的高気温の部分には粗の斜線及び密な斜線を施し、13° 以下の低地温部には点々をつけて示した。1 m 深地温は 12.2~15.7°C の範囲内の値を示し全般的に低く、他の天然湧出に近い温泉地に見られるような著しい高地温は認められなかった。これは現在温泉源の深さがかなり低下していることと浅層地下水の影響によるものと思われる。市街地の西部、薬師寺と花見橋とを結ぶ線以西の測点で温泉に殆んど関係ないと思われる土地にある 15 箇所の測点の 1 m 深地温を平均すると 13.0°C が得られることから、14°C 以上は 稍々普通の土地よりは高い地温であることが推察される。

旧温泉湧出口の中、元天然湧出の 3 箇所と注水井(登記所跡廃井)等を除き多くの旧温泉湧出口は現在の 1 m 深地温が稍々高い部分に存在し、これらの稍高地温部が地下の温泉存在区域と関係あることを示唆している。特に現在の揚湯井(森の山源泉)附近では最も高地温となっている。

市街地内では地温はかなり系統だった分布をしている。すなわち、森の山源泉附近を中心として幅 200 m 位の地温の稍高温帯が略々南西から北東へ 1 km 以上延びている。そして、その横の方向へも 100~300m の数箇の枝を出している。これは稍高温帯の南東側で著しい。稍高温帯の北西側には近い所に低温帯があつて、矢張り南西から北東に連っている。又市街地の東方、大谷地内部には諸々に稍々高温を示す所が存在する。

3) 福富孝治; 1 m 深の地中温度より温泉探査の可能性, 北大地球物理学研究報告, 1 (昭和 26 年), 21.



第 6 図 温泉地域付近の 1 m 深地温分布図 (昭和 37 年 11 月 13~15 日測定)

Fig. 6. Geographical distribution of underground temperature at a depth of 1 m in the vicinity of Akayu hot spring locality.

3. 温泉を地下深くから導く断層

II-3 に述べたように、赤湯温泉地域地下の凝灰岩層中には無数の断層があり砕裂帯を形成しこれらの断層は部分的に温泉の通路となっており、巨視的にみれば恰も透水層のような働きをなしているが、これらの断層の中、走向凡そ $N 39^{\circ}E$ 、傾斜北西へ 75° 位の断層群が卓越している。この走向は $1m$ 深地温の稍高温帯の走向と全く一致している (第 6 図, Y_1 , Y'_1 及び Y_2 , Y'_2)。

温泉水が地下深所の温泉源から上昇してくる通路が断層である場合が多いことはよく知られているが、赤湯の場合に地下浅所の温泉水の存在と密接な関連をもつ $1m$ 深地温の高温帯がこの地域に最も卓越する断層群の走向と一致する事実からみて、赤湯の温泉水を導く途としての断層は上記の断層群或いは断層である可能性が高い。従って、本論文では、この走向・傾斜の断層群を一応温泉に関係ある主要断層と見做した。加藤武夫は南北断層群を以て温泉に主に関係ある断層としているが、前に述べたようにこの南北断層群は温泉地域において上記の断層と同一のものと思われられるのであるから、筆者らの見解は加藤の意見と一致する訳である。

次の問題はこの温泉に関係ある断層群の中、最も高温な温泉水を多量に導く主要な断層は何処に存在するかである。この手懸りになるのは $1m$ 深地温分布図と次章に述べる温泉系統であって次の事柄が考えられる。

(1) 次章に述べる温泉系統からみて、赤湯の源温泉 A は現在の揚湯井 (森の山源泉) に温度・化学成分が最も近いかむしろ多少上廻る性質であるので、泉源の分布から源温泉水 A を運ぶ主要断層は森の山源泉の南東方で近くを走るであろう。

(2) $1m$ 深地温分布図の稍高温部の分布が第 6 図に示されるように、この地域に最も卓越する断層群と等しい走向をもつ Y_1 , Y'_1 , Y_2 , Y'_2 の 2 直線で劃される範囲内にあることから、温泉を地下から主に導く断層の沖積層下面における大体の位置はこれら 2 直線の中央近くであろう。

(3) この主断層が傾斜することを考えれば、その位置は $1m$ 深地温の最高高温帯より稍々南東側に偏するであろう。

(4) この主断層の傾斜は北西へ $75^{\circ} \pm 5^{\circ}$ と考えられ、又この断層は森の山穿井 (深度 $384m$) を中途で切っていないとすれば、断層は平均沖積層下面では森の山源泉の $60m$ 以上南東側に存在するであろう。

これらの結果を併せ考え、平均沖積層下面における主要断層の大略の位置を推定して第 5 図及び第 6 図中に Y_0 , Y'_0 で表わした。

4. 温泉に関係ある他の断層

八幡神社山の東麓、東正寺登口附近には天然の湧泉が 2 口あり、凝灰岩の割目から湧出する。その温度は普通井戸の水温 ($12 \sim 13^{\circ}C$) より稍々高く $17.0 \sim 17.3^{\circ}C$ である。これらの湧泉の位置と大正 3 年頃まで存在した天然湧出の 3 温泉の位置は、第 5 図から判るように、八幡山

東麓の崖下に沿って略々一直線 Y_1, Y'_1 をなしており、その走向は前述の主要断層の走向と全く一致する。この Y_1, Y'_1 もおそらく主要断層と同じ走向傾斜の平行断層群中の1つであると思われる。現在ではこの断層近くでは1m深地温の低温帯と稍高温部とが存在する。

V. 赤湯における温泉系統と温泉掘さく・揚湯量の増加に伴った温度・化学成分の経年変化

1. 温泉系統

第5図は赤湯温泉の旧湧出口、現在使用中の湧出口の分布図である。図中△は旧天然湧出温泉の位置、白丸は掘さくによる旧湧出口の位置、二重丸は現在使用の揚湯井の位置、白丸の中に掛印を附したものは旧湧出口で現在注水井として使用中の穿井位置、白丸中に三角形を入

第4表 赤湯温泉分析表 (山形県業務課に依る)

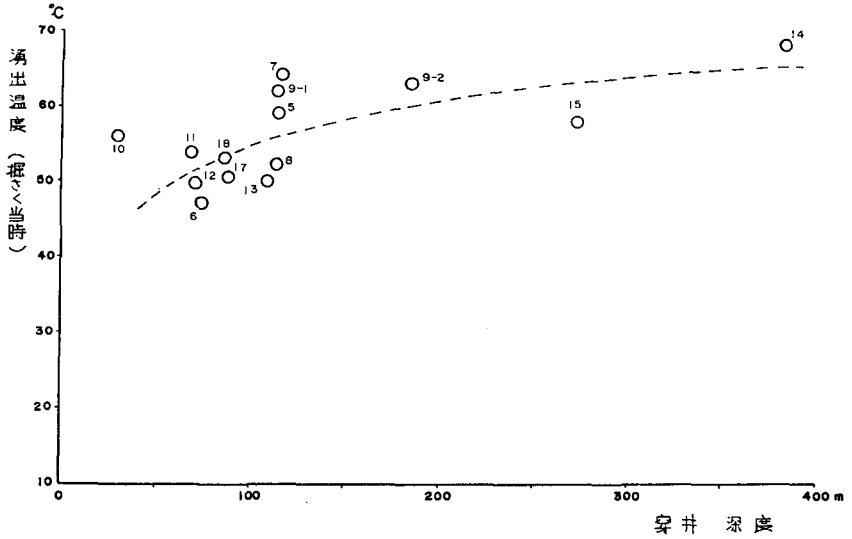
Table 4. Chemical constituents of the hot springs of Akayu analysed chiefly in October, 1950 by the Medical Section, Yamagata Prefecture Office.

番号 (Hot spr. No.)	源泉名 (Name of hot spring)	泉温 (Orifice temp.) (°C)	固形分総量 (Total residue) (mg/kg)	pH	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Al ³⁺	Cl ⁻
					(mg/kg)							
5	横丁	49.4	1814	7.2	25.61	496.8	155.7	2.407	1.439	—	2.056	943.2
6	桜湯	57.1	2969	7.2	33.20	793.4	275.3	3.501	1.350	—	1.927	1571
7	榊形屋	53.9	2222	7.4	29.01	594.1	187.4	3.807	1.328	—	1.897	1143
8	金湯	52.5	2949	7.4	35.03	783.6	272.4	4.639	1.549	—	2.069	1539
9-1	郵便局跡	57.7	2745	7.6	34.60	736.0	240.0	4.254	1.439	—	2.056	1423
9-2	郵便局裏	58.4	3281	7.4	39.20	865.9	304.3	4.420	0.8852	—	1.265	1711
11	松島館	56.5	2935	7.2	34.01	794.8	269.0	3.763	0.9958	—	1.423	1555
12	滝波	58.3	2937	7.6	33.81	757.8	301.2	3.195	0.8852	—	2.208	1512
14	森の山	66.0	3323	8.1	35.88	872.9	329.2	5.514	0.829	0.132	2.194	1744
15	登記所跡	61.5	3159	7.6	35.13	850.3	296.3	3.982	1.656	—	2.094	1652

番号 (Hot spr. No.)	源泉名 (Name of hot spring)	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	HS ⁻	OH ⁻	HBO ₂	H ₂ SiO ₃	Free CO ₂	Free H ₂ S	採水年月日 (Date)	揚湯量 (Volume output) (l/min)
		(mg/kg)										
5	横丁	133.7	—	68.02	0.6376	—	7.980	53.23	11.23	0.5004	25. 10. 5	37.6
6	桜湯	195.5	—	70.03	3.233	—	11.35	61.02	13.33	2.932	25. 10. 5	34.3
7	榊形屋	150.2	—	66.26	1.444	—	8.371	57.13	11.69	1.214	25. 10. 5	21.6
8	金湯	214.8	—	79.79	0.8573	—	11.35	50.11	11.18	0.5715	25. 10. 5	27.3
9-1	郵便局跡	197.6	—	76.75	0.5237	—	9.163	51.93	12.89	0.433	25. 10. 5	50.0
9-2	郵便局裏	228.8	—	82.53	0.3650	—	9.326	64.74	17.43	0.3665	25. 10. 5	11.8
11	松島館	200.8	—	71.49	4.755	—	8.982	52.45	14.35	4.524	25. 10. 5	50.0
12	滝波	265.0	—	72.65	1.298	—	9.082	56.61	11.85	1.008	25. 10. 5	37.5
14	森の山	251.2	8.229	72.53	1.904	1.618	6.435	54.79	—	—	26. 3. 8	540
15	登記所跡	257.2	—	80.64	Tr	—	9.082	58.42	9.597	0.1768	25. 10. 5	88.2

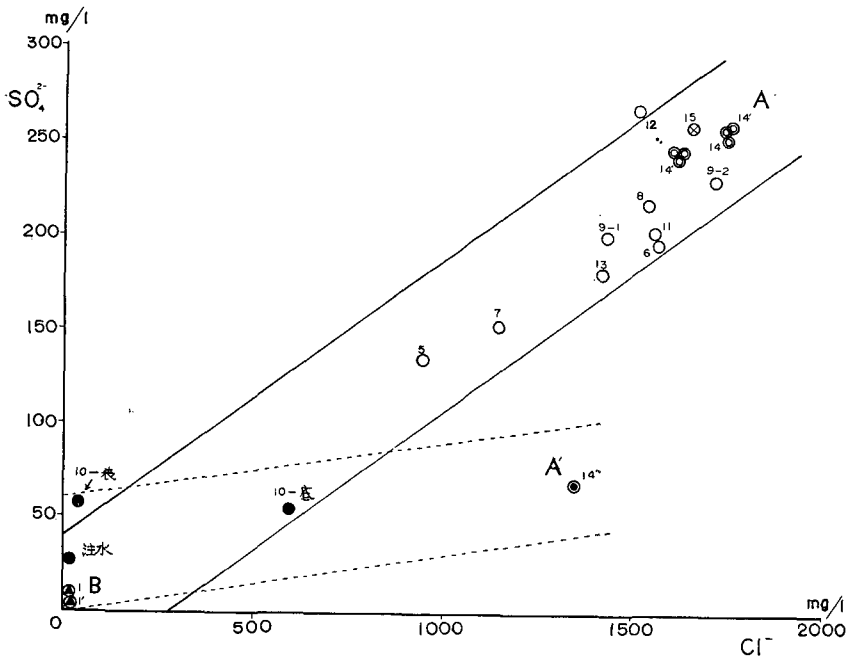
中点線は各温泉の湧出温度の等温線であるが、北方ほど温度が低下している。

然しながら、各温泉の温度・ Cl^- はこのように水平方向にだけ変化しているのではなく、



第 8 図 赤湯温泉の掘さく時における穿井深度と湧出温度との関係

Fig. 8. Relation between depth of artesian well at the time of boring and the orifice temperature.



第 9 図 赤湯温泉における各泉源の SO_4^{2-} と Cl^- との関係

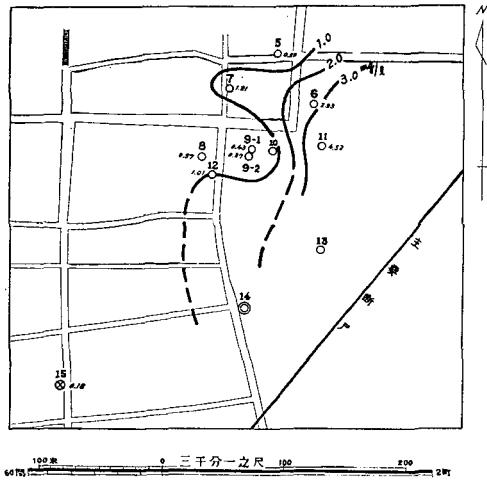
Fig. 9. Relation between SO_4^{2-} and Cl^- of Akayu hot spring.

穿井の深さにも関係がある。第8図は各温泉の掘さく時の穿井深度を横軸にとり、それに対応する湧出温度を縦軸にとってその関係を調べたものであるが、図から判るように、穿井の深度が大きいもの、すなわち、深い所から直接湧出する温泉は温度が少々高いという傾向がある。

要するに、A源温泉は、現在までの穿井位置の分布範囲では、森の山源泉に近い所の地下深くから先に述べた主要断層を伝って上昇し、B地下水は八幡山寄り及び後に述べるように大谷地寄りの凝灰岩上層部に存在するが、凝灰岩層に無数に存在する断層群の交叉を縫って互に流動し混合しているものと思われる。

第9図は SO_4^{2-} と Cl^- との関係を示したものであるが、 Cl^- と温度の関係と全く同様にA源温泉とB地下水の混合であることを表わしている。このような関係は固形分総量を始め Na^+ 、 Ca^{2+} 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 等の他の主成分についても成立っている。 H_2SiO_3 、 CO_2 についてはあまり明瞭ではないが、同様な傾向はみられる。

微量成分については、必ずしも上記のような関係を示さず、他の影響であると思われるものもある。例えば、 HS^- と H_2S とは相似の関係をもっている。第10図は H_2S の水平分布図であるが、温泉地域の東側大谷地寄りの温泉にその含量が多い。これは、大谷地泥炭地中で生じた H_2S 等がこの地域の地下水の一成分となり、この部分の割目から地下の凝灰岩上層に滲透してB地下水となり、B地下水の混入率の大きい温泉の成分に現われたものと考えられる。



第10図 赤湯温泉における H_2S の水平分布図
 Fig. 10. Geographical distribution of H_2S contained in the hot springs of Akayu.

2. 森の山源泉の主要化学成分の経年変化

森の山源泉については第5表に掲げたように昭和26年に3回、昭和32年に2回、昭和33年に1回、温度測定と化学分析が山形県業務課によって行なわれている。その結果を見ると、温度は凡そ 68°C で殆んど変化していないが、多くの化学成分が年の経過につれて漸次減少の傾向にある。

今回の調査においても温度には変化はなかったが、 Cl^- と SO_4^{2-} は前に比較してかなりの減少を来たしている。第11図は昭和26年から昭和38年までの期間における Cl^- と SO_4^{2-} の減少の様子を示したものである。図中に参考として森の山源泉の揚湯量も記入したが、測定の数が少ないので断定はできないが、 Cl^- 及び SO_4^{2-} の変化と揚湯量との間に逆相関の傾向が見られる。

V-1 に述べたように、森の山源泉はA源温泉に最も近い性質の温泉であるから上に述べた森の山源泉の温度、化学成分の経年変化はA源温泉の経年変化を示しているとみるべきで

第 5 表 森の山源泉(現在の揚湯井)主要成分の経年変化
(昭和 38 年 1 月 28 日の調査を除き、山形県業務課調査)

Table 5. Secular variation of chief chemical constituents of Morinoyama hot spring.

調査年月日 (Date)	1951 3. 8	1951 6. 16	1951 8. 20	1957 10. 11	1957 10. 23	1958 3. 28	1963 1. 28
項目							
温度(°C) (Temp.)	68.0	68.0	68.0	68.0	68.0	67.6	68
揚湯量(l/min) (Volume output)	540	450	419	486	486	540	650
pH	8.1	7.6	7.6	8.0	8.0	—	—
固形分総量(mg/l) (Total residue)	3323	—	3339	3240	3165	—	—
Cl ⁻	1744	—	1756	1602	1614	1613	1348
SO ₄ ²⁻	251.2	—	256.3	242.8	242.8	—	95
Ca ²⁺	329.2	—	345.7	303.6	307.1	—	—
CO ₂	—	5.29	4.61	—	—	—	—
H ₂ S	—	2.53	1.71	—	—	—	—
H ₂ SiO ₃	54.79	—	55.61	64.92	64.92	—	—

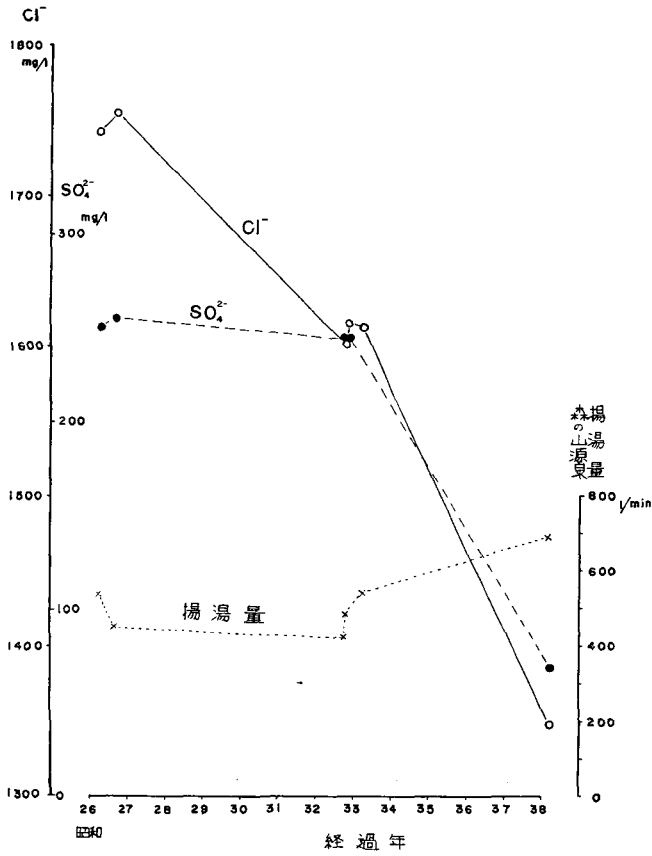
ある。今回の調査において天の湯穿井(廃井)の水面と孔底の測温採水を行ない Cl⁻, SO₄²⁻ を求めたので、森の山源泉の今回の値と共に第 7 図及び第 9 図中に黒丸で記入した。数が少ないので詳細は判らないが今回の値は昭和 25 年の結果と少々異なり点線で示した帯状部に測定値が存在することから、現在の源温泉の性質は A でなく A' に変化していることがこの事柄からも推察される。

以上に述べたように、10 数年間に揚湯量の増加に伴い、赤湯の源温泉 A について温度はほとんど変化していないが Cl⁻, SO₄²⁻ 等の主要化学成分が減少するという泉質の変化が生じた事実の原因は、その原因が地下かなり深い所で起っている現象であることとそれを推察するに十分な資料がないため、現在はその説明が困難である。しかしながら、想像を許されるならば、源温泉が地下深くで温度を得た機構と主要化学成分を得た機構に違いがあり、もう少し具体的な 1 例を挙げると、源温泉の水の主な部分と温度は初めから持っていた性質であったが、その上昇の途中に主要化学成分を主に溶解してくる場所があり、揚湯量の増加に伴う地下温泉の流動速度の増加により主要化学成分の溶解が減少したというような場合が考えられる。

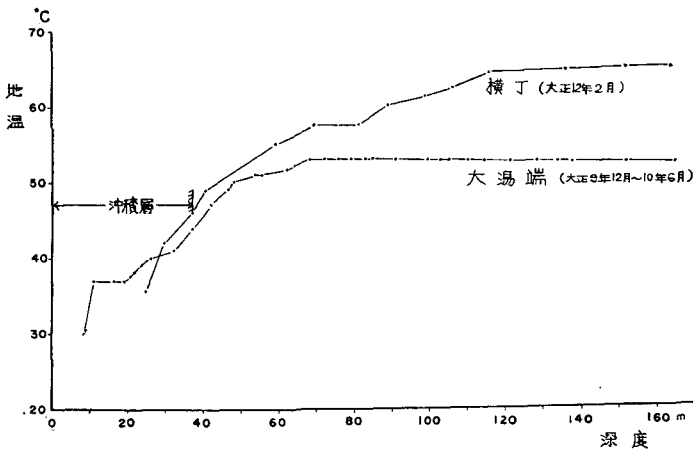
VI. 温泉地域における地中温度分布

1. 掘さく当時の地中温度分布

温泉地域に掘さくされた穿井のいくつかについて掘さくの際測定された温度の記録を赤湯温泉事務所の好意で見ることができたので、北の方から大湯端、横丁、松島館、森の山、登記所跡、羽黒荘穿井の順に掘さく当時の地温の垂直分布について述べる。

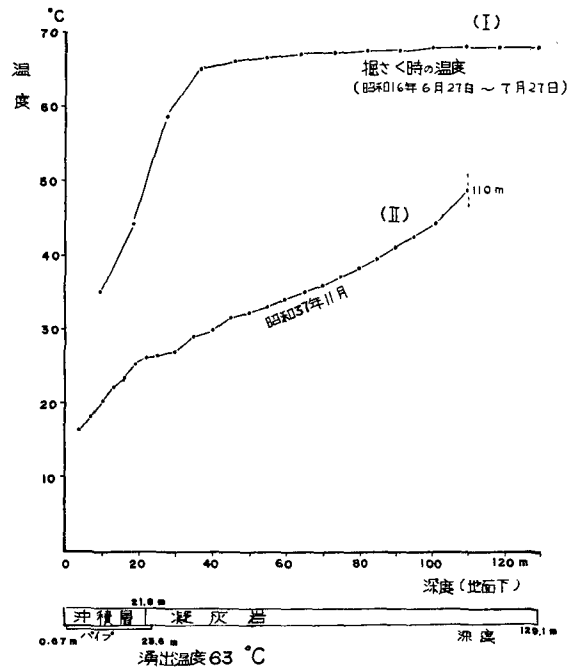


第11図 森の山源泉における Cl⁻ 及び SO₄²⁻ の経年変化
 Fig. 11. Secular variation of Cl⁻ and SO₄²⁻-content of Morinoyama not spring (No. 14 spring).



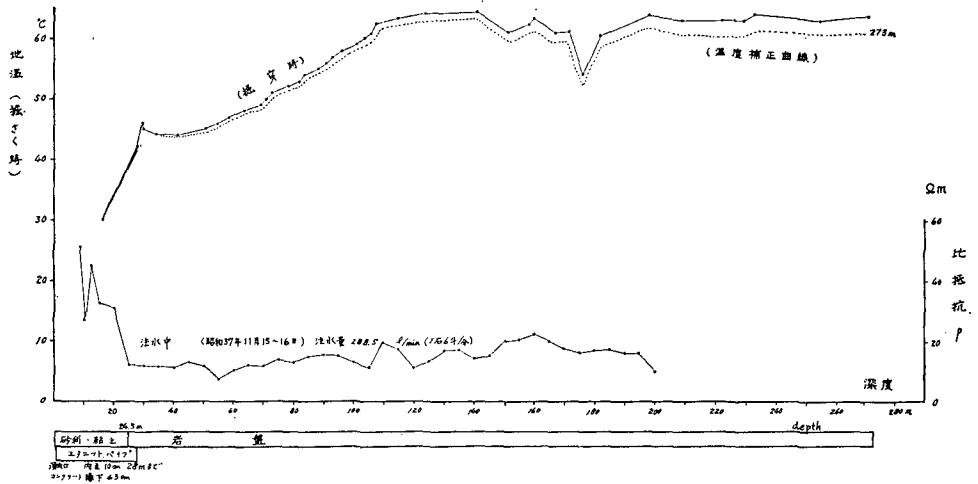
第12図 大湯端、横丁、両穿井における掘さく時の地温と深さとの関係
 Fig. 12. Change of bottom temperature of Ōyubata (No. 2) and Yokochō (No. 5) artesian wells due to increase of the depth of bore-hole.

先ず、第12図に大湯端横丁の2穿井につき横軸に掘さく中途の深さをとり縦軸にその深さに対応する温度をとって深さが増すと温度が如何に変化したかを示した。最北部の大湯端は



第13図 松島館穿井における地温と深さとの関係

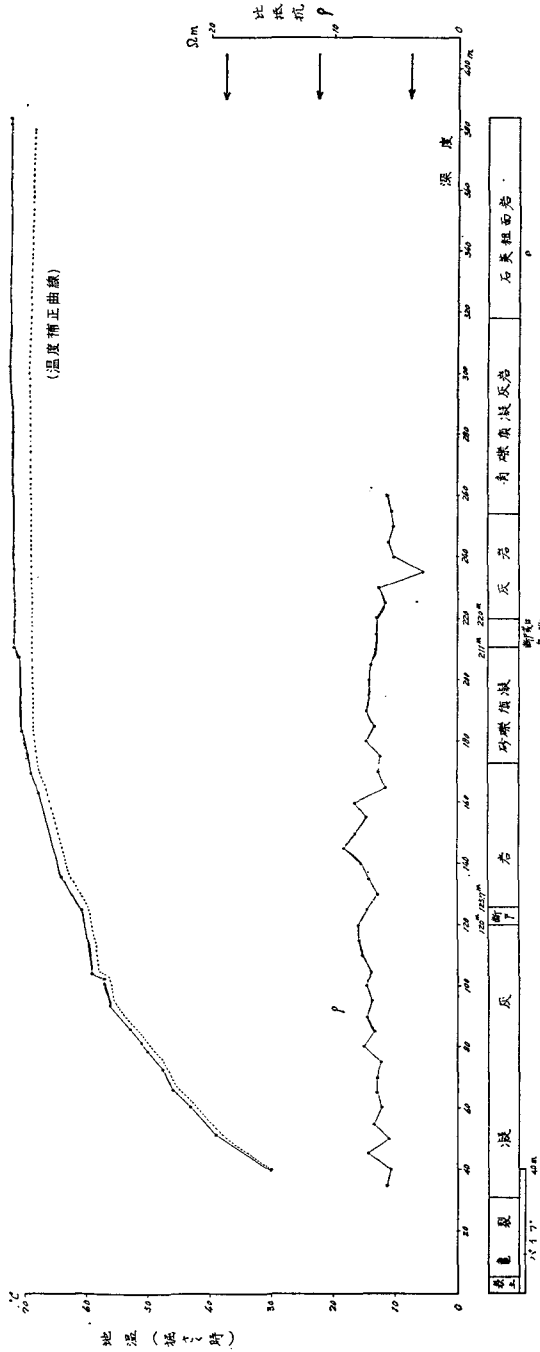
Fig. 13. Change of bottom temperature of Matsushima-kan (No. 11) artesian well due to increase of the depth of bore-hole.



第14図 登記所跡穿井における地温と深さとの関係

Fig. 14. Change of bottom temperature of Tōkijo-ato (No. 15) artesian well due to increase of the depth of bore-hole.

もと天然湧出であったが、その後付近に掘さくされたものらしい。ここでは沖積層の厚さは極めて浅く 10 m 以下と推察されるが、基盤である凝灰岩層の最上部で 37°C 位の温泉脈があり深さが増すと地温は段々上昇し 68 m 以深では 53°C 位の一定温度の温泉脈となっている。掘さ



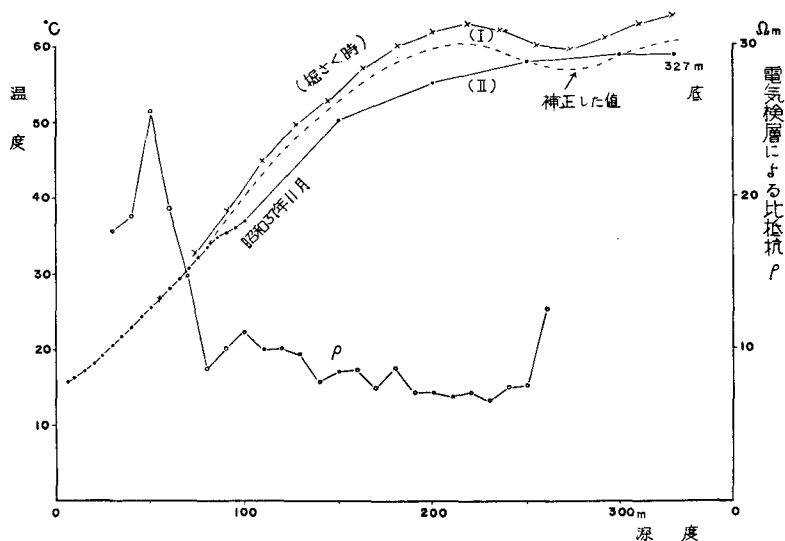
第15図 森の山穿井における地温と深さとの関係
 Fig. 15. Change of bottom temperature of Morinoyama (No. 14) artesian well due to increase of the depth of bore-hole.

く当時の記録によると途中で12ヶ所亀裂に遭遇したという。少し南方の横丁穿井では沖積層は厚さ37mあり、その中では急な温度傾斜をなし凝灰岩層最上端で46°Cであった。それ以深の温度傾斜はやや緩く、深さ69m付近で大湯端と同じく温泉脈に遭遇しているが、温度は57.5°Cでやや高い。それ以深も温度が多少上昇し115m以深で温度65°Cの一定温度の温泉脈となっている。結局59.0°Cの温泉が自噴した。

横丁穿井の南方にある松島館穿井では沖積層の厚さは凡そ24mである。第13図中に(I)で示したように凝灰岩最上部で50°Cであるが、温度が深さとともに急に上昇し凡そ37m以深では65~68°Cのやや一定温度の温泉脈となっている。結局56.5°Cの温泉が自噴した。

更に南方の森の山源泉(揚湯井)の掘さく当時の地温と深さの関係を第15図に示したが、この穿井は深度が384mで他の穿井に比べて深度が大きき。測温に用いられたのは留点温度計と思われるが、普通市販の留点温度計は水深が大きくなると水圧のため深さ100m毎に凡そ1°Cの割で温度の過剰上昇を示す。従って、図には点線で補正した温度の値を示した。ここの地温は松島館穿井と比較して100m以浅で稍々低温であったが、深さ100~120mで58~59°Cとなっており、180m以深では69°Cの一定温度に達し300m以深で僅かに温度低下の傾向がある。結局68°Cの温泉が得られた。

森の山源泉の西南西凡そ170mの登記所跡穿井(注水井)における沖積層の厚さは24.5mである。第14図に示したように、温度は凝灰岩の最上部で46°Cであるが、深さ30~70m範囲はやや温度が低下し比較的低温の温泉水の流入を示している。それ以深は緩く温度上昇し森の山穿井と略々同じく深さの107mで62~63°Cの一定温度となっている。しかし、深さ



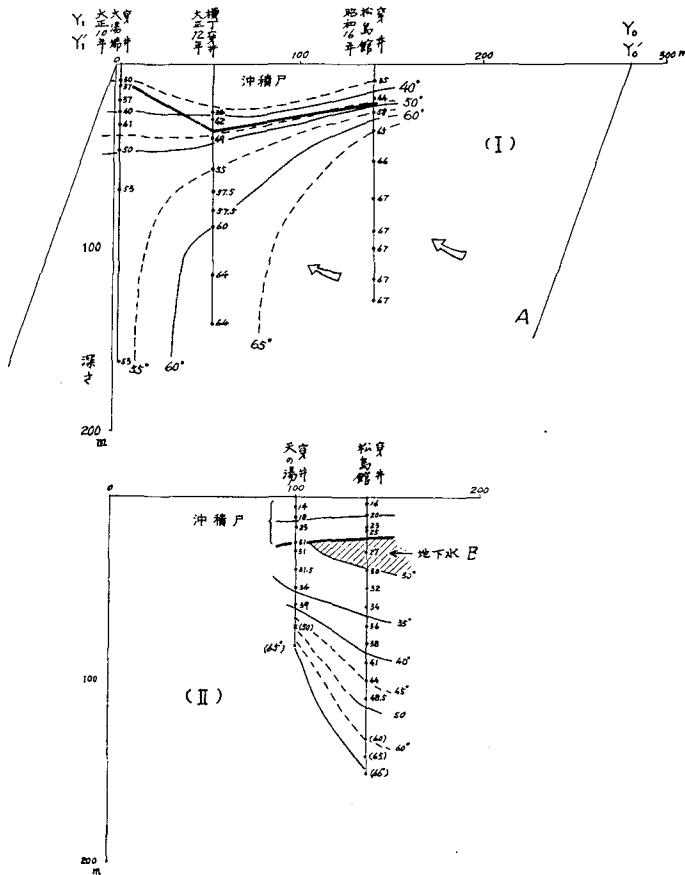
第16図 羽黒荘穿井における地温と深さとの関係

Fig. 16. Change of bottom temperature of Haguro-so (No. 16) artesian well due to increase of the depth of bore-hole.

140~200 mの間特に深さ 176 m を中心として著しい温度低下がある。又 200 m 以深では僅かに温度が低下し 61~62°C となっている。結局、58°C の温泉が得られた。

羽黒荘穿井は森の山穿井の南々西約 400 m に存在するが他の穿井から飛び離れている。第 16 図中に (I) で示したように、温度は浅層では森の山穿井の場合よりも更に低温であるが、深さが増すと略々直線的に昇温し、深さ 180~240 m で 58~60°C の極大値となる。それより深くなると 270 m を中心に 3°C 位の温度低下があり、300 m 以深 327 m の孔底までは 59~60°C となっている。この穿井の場合、温泉は自噴しなかった。

以上の 6 穿井の中、北側の大湯端・横丁・松島館の 3 穿井と南側の登記所跡・森の山・羽黒荘の 3 穿井とは場所にも掘さくの時期にも少々違いがあるので、北方と南方の 2 群に分けて



第 17 図 温泉地域北部地区における主要断層に直角な鉛直面中の地温分布
I 掘さく当時 II 現在

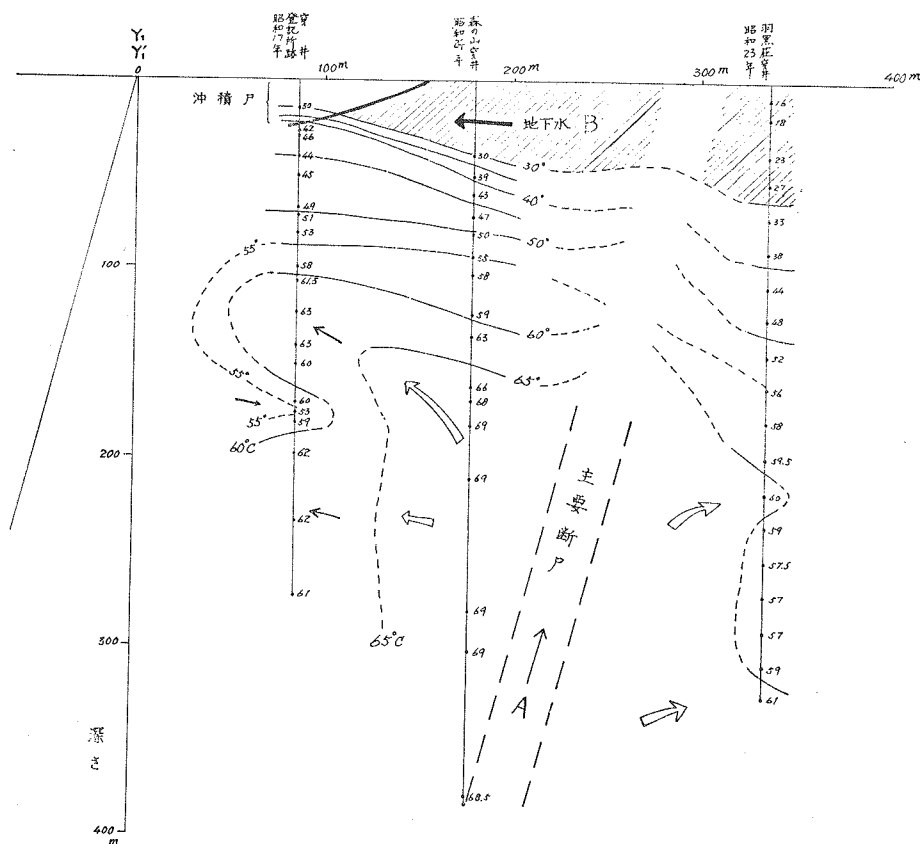
Fig. 17. Distribution of underground temperature in a vertical plane postulated at the northern part of the hot spring locality perpendicular to the principal fault.

(I) At the time of excavation

(II) At present

各々主要断層に直角な鉛直面上に各深度による地温の値を投影してその面内の地温の分布を調べたのが第 17 図(1)及び第 18 図である。

第 17 図(1)から判るように、北方地域では主要断層 Y_0 , Y_1 から凝灰岩の断層砕裂帯中に流入した A 水系の高温な温泉水は掘さく当時は凝灰岩最上層まで充満し西北西方へ流動しつつ、漸次 B 地下水と混合して AB 系の温泉となっていた。南方地域では、第 18 図に示されるように、流動の傾向は似ているが浅層特に主要断層に近い浅層には B 地下水を多く含む比較的低温な温泉水が存在し、A 水系を多く含む高温な温泉水は 100 m 以深のかかなり深い所を西北西方へ流動していたことが推察される。主要断層の北西側における温泉の流動が主要断層から北西方へ向いていることは、昭和 37 年 11 月中旬の森の山、松島館、天の湯登記所跡の各穿井中の温泉水頭の高度(第 6 表)が主要断層を越さがる程低くなっていることから判ることである。



第 18 図 温泉地域南部地区における主要断層に直角な鉛直面中の地温分布

Fig. 18. Distribution of underground temperature in a vertical plane postulated at the southern part of the hot spring locality perpendicular to the principal fault at the time of excavation.

第 6 表 各穿井中の温泉水頭の高度と主要断層からの距離 x との関係
(昭和 37 年 11 月中旬測定)

Table 6. Relation between height of water-head of a hot spring and its distance from the principal fault.

泉 源 名 (Name and number of hot spring)	温泉水頭高度 (Height of water level) (m)	主要断層からの距離 x (Distance from the principal fault) (m)
森 の 山 (14)	211.694	50
松 島 館 (11)	210.743	92
天 の 湯 (10)	210.409	127
登 記 所 跡 (15)	207.961	145
羽 黒 荘 (16)	206.817	- 97 (南東側)

2. 穿井の電気検層結果

昭和 35 年 6 月山形県業務課⁵⁾ によって南方地域 3 穿井中の比抵抗 ρ の深さに対する変化が 4 極法を用いて実施されている。この資料も山形県業務課の好意により見ることが出来た。比抵抗の深さ 5 m 毎の垂直分布を夫々第 13~15 図中に参考として記入した。

一般に電気検層の際の比抵抗値としては淡水の砂岩又は礫岩は 50~100 Ω m, 汽水性砂層又は礫層は 4~20 Ω m, 鹹水性砂層又は礫層は 0.1~4 Ω m であると言われている。赤湯温泉の化学成分の濃度は汽水と鹹水との中間的性質であるが汽水の方へ近いと思われる。これに、温度が高くなると抵抗値は多少減少することや各穿井の種々な深さにおける実際の温泉水の存在とを併せ考慮して、赤湯における 30°C 以上の温泉水を含む凝灰岩層の比抵抗値として 5~12 Ω m を採用した。

先ず森の山穿井の結果 (第 15 図) を見ると深さ 35~260 m の測定範囲で比抵抗はほとんど全層が 5~9 Ω m の範囲にあり 30°C 以上の温泉の存在が認められる。羽黒荘穿井の場合 (第 16 図) は、深さ 30~260 m の測定範囲の中 80~250 m では比抵抗が 5~12 Ω m であるが、80 m 以浅と 250 m 以深で比抵抗が 12~26 Ω m 位の値となっている。80 m 以浅は前に述べたように 30°C 以下のぬるい温泉が存在すると考えれば説明される。登記所跡穿井 (第 14 図) の場合、比抵抗が沖積層の部分で 12~50 Ω m を示すのはよいとして凝灰岩層中でも 8~22 Ω m 位の比抵抗を示している。この測定は注水休止時になされたものであり、附近凝灰岩層に注水の影響が未だ残っているためそれに近い値を示したのであろう。

3. 今回測定した旧穿井中の温度分布と掘さく時の温度分布との比較

今回の調査の際、松島館・天の湯・羽黒荘の旧穿井の湧出口を掘り出して水頭から孔底まで温度の垂直分布を測定した。穿井中の水頭は何れも地面下にあり自噴しない状態であった。測温は深さ 100 m までサーミスター温度計を用い 100 m 以下は棒状留点温度計を硝子管中に封じ水圧を防いだものを用いた。これらの結果は夫々第 13 図中 (II), 第 19 図中 (II), 第 16 図

5) 未発表

中(II)として示した。

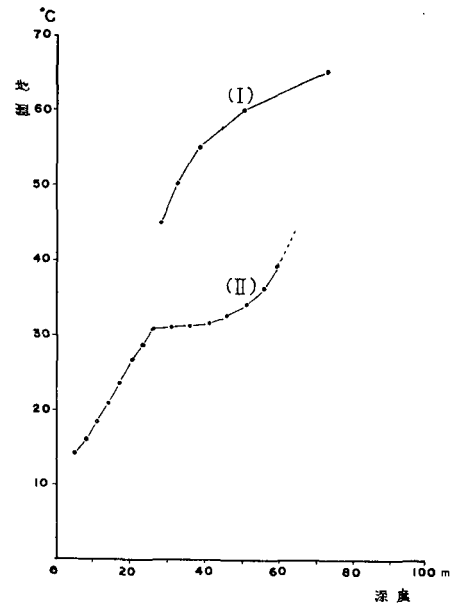
北方地域の松島館穿井では今回の調査の値は昭和16年の値と比較して深さ10~150mの範囲で最高30°に及ぶ著しい温度低下が見られる。天の湯穿井の場合は掘さく時の測定値がないので確かなことは判らないが、第17図の地温分布図から大略の地温垂直分布を推定すれば第19図中(I)のようになり、(II)と(I)の比較から松島館穿井の場合と同様の温度低下が起っていることが推察される。すなわち、かような浅層の温度低下は、現在第17図-(2)にその鉛直断面を示したが北方地域一帯に生じているものと思われる。天の湯では今回の調査に際して水頭付近と孔底(深さ59m)で採水を行なうことができたのでその温度・Cl⁻・SO₄²⁻によって第7図及び第9図に夫々温度とCl⁻、SO₄²⁻、とCl⁻との関係を示す点を黒丸(10)で記入した。天の湯の位置は桜湯・松島館・白雲荘に近いので、これらの昭和25年の値と今回の天の湯の値とを比較すると、現在は温度が低下しただけでなくCl⁻、SO₄²⁻も減少しており、すなわ

ち、天の湯の深さ60m付近ではB地下水のA源温泉に対する混入の割合が昭和25年には22%であったのが昭和37年には55%に著しく増加していることになる。

南方地域の羽黒荘穿井では、第16図から判るように、今回の地温と掘さく時の地温を比較すると、深さ0~80mの範囲及び250m以深では大略一致しているが、深さ80~250mの範囲で2~5°C程度の温度低下が見られるに過ぎない。

このように主要断層の北西側の凝灰岩層上部における地中温度の低下の原因は、この主要断層を伝って地下深くから上昇し、この主要断層に交差する多くの断層を通して北方地域の浅層に迄拡がっていた高温なA源温泉水は最初は八幡山南東麓の主要断層に平行な断層Y₁Y₁によって天然湧出していたが、これら天然湧出泉と主要断層との中間に多くの穿井が掘さくされ、遂には主要断層に近接して森の山源泉が掘さくされ主要断層の北西側に流出したA源温泉水の大部分が揚湯されるに至った結果、北方地域に流出するA源温泉の水圧低下を招き、ひいてはB地下水の混入の割合が漸次増加して温度低下を惹起したものと思われる。

B地下水の主要な部分は大谷地の表層にある地下水がその基盤の凝灰岩層まで滲透し、これが断層群の上層を伝って温泉地域の浅層にまで侵入したものと思われる。



第19図 天の湯穿井における地温と深さとの関係
(I) 掘さく時(推定), (II) 現在

Fig. 19. Relation between depth in Amanoyu (No. 10) aretesian well and the corresponding underground temperature.
(I): At the time of encavation (estimated) (II): At present

VII. 赤湯温泉地域から放出される総熱エネルギー

現在、赤湯温泉では森の山源泉のみから温度 68°C の温泉が 689 l/min の割合で揚湯されている。温泉地域の周辺における地下水の温度は第 II 章に述べたように 12.0°C であるから、普通の地下水に対し温泉として湧出する熱エネルギー Q_1 は

$$Q_1 = (68 - 12) \times 689 \times 10^3 = 3.86 \times 10^7 \text{ cal/min}$$

である。

次に地下温泉脈から熱伝導により岩石を伝って地表から放出されている熱エネルギー Q_2 は屢々報告⁶⁾ したように

$$Q_2 = \kappa \sum_i S_i (g_i - g_0) = \kappa R \sum_i S_i (\theta_i - \theta_0) \quad (2)$$

である。ここに κ は地下 $0.5 \sim 1.0\text{ m}$ の深さの土の熱伝導度、 θ_i と θ_0 は夫々温泉地域及び周辺地域における 1 m 深地温の値、 g_i と g_0 は夫々 θ_i 及び θ_0 に対応する場所の深さ 0.75 m における地温垂直勾配、 S_i は平均地温が θ_i である隣り合った地温等温線間の面積、 $R = \frac{g_i - g_0}{\theta_i - \theta_0}$ はその土地について定めた常数である。

赤湯温泉地域と周辺地域において 0.5 m と 1.0 m との地温を数カ所宛測定し $R = 1.5 \times 10^{-2} \frac{1}{\text{cm}}$ を得た。 κ の値は probe 法⁷⁾ を用いて次の 4 地点において測定を行いその平均値を採用した。

$$\left. \begin{array}{ll} \text{二色根馬頭水} & \kappa = 3.1 \times 10^{-3} \\ \text{丹波館前} & = 3.4 \times 10^{-3} \\ \text{役場前} & = 4.7 \times 10^{-3} \\ \text{元小学校} & = 4.7 \times 10^{-3} \end{array} \right\} \text{平均 } \kappa = 3.7_4 \times 10^{-3} \text{ c.g.s.}$$

θ_i としては第 6 図の 1 m 深地温分布図の隣り合った各等温線温度の平均値を用い、 θ_0 は周辺地域の 15 地点の地温平均値 13.0°C を採用した。かようにして計算した結果 $Q_2 = 4.5 \times 10^7 \text{ cal/min}$ を得た。

従って赤湯温泉地域から出る総熱エネルギー Q は

$$Q = Q_1 + Q_2 = 8.3 \times 10^7 \text{ cal/min}$$

となり、温泉の熱階級⁸⁾ は III で北海道の糠平、十勝川、弟子屈温泉地域と同程度であることが判った。又 $Q_2/Q = 0.55$ である。

6) T. FUKUTOMI; Rates of Discharge of Heat Energy from the Principal Hot Spring Localities in Hokkaido, Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII, 1 (1961), 315.

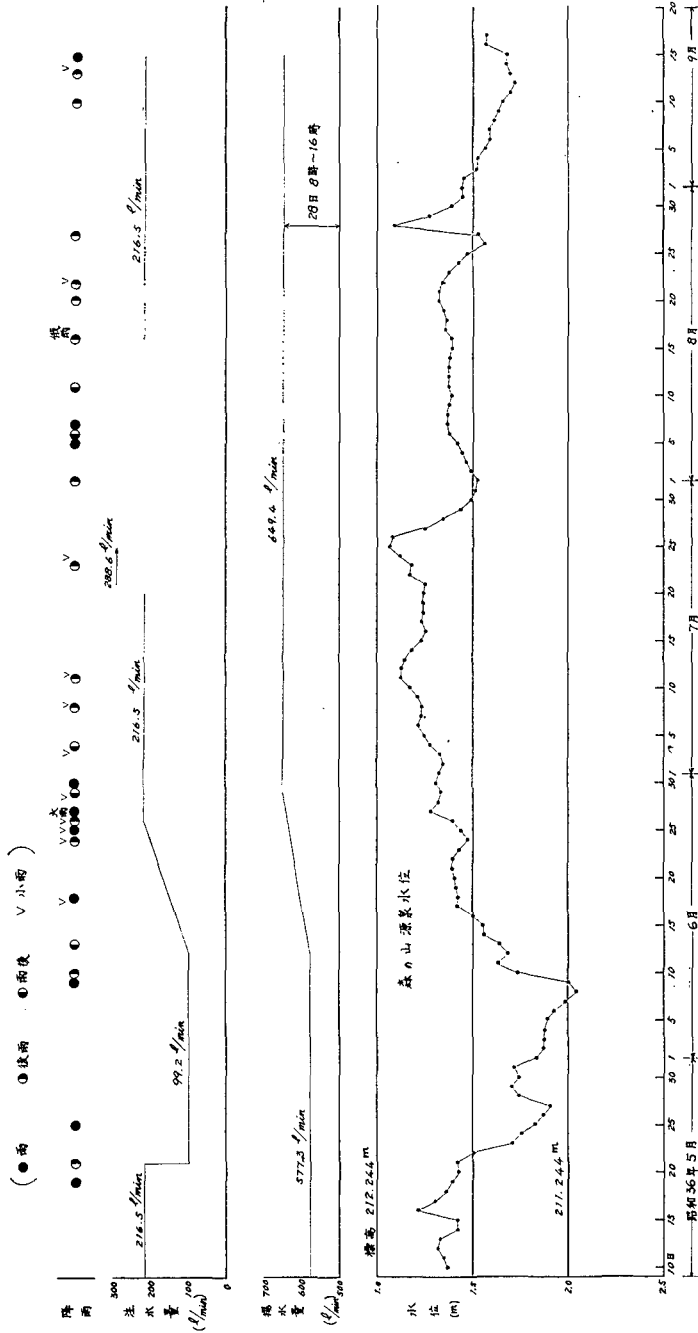
7) A. H. LACHENBRUCH; Trans. American Geophys. Union, 38 (1957), 691.

8) 6) に同じ。

VIII. 注水井, 揚湯井, その他の穿井についての種々の測定結果

1. 登記所跡穿井への注水と森の山穿井の水位との関係

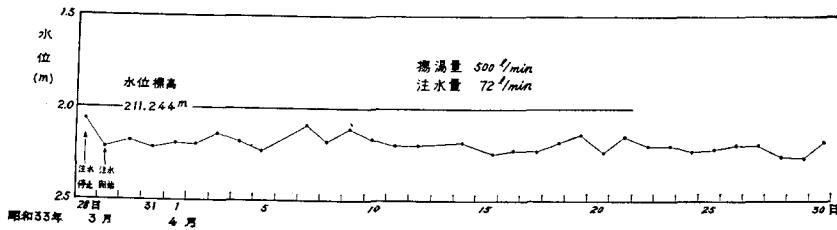
現在, 赤湯温泉では他の穿井からの揚湯をやめ森の山源泉から揚湯して共同配湯を行って



第20図 昭和36年5~9月における注水量, 揚湯量と森の山水位との関係
 Fig. 20. Relation among water-level in Morinoyama well, the volume output and volume input to Tōkijo-ato well during the period from May to Sept., 1961.

いる。登記所跡穿井に注水が行われるようになったのは、大水のときこの穿井の口からかなりの量の水が自然に流入することが気付かれ、室井、安齋⁹⁾によればその後昭和25年4月2日から5月21日迄90 l/minの割合で注水試験を行なったところ、注水後14~50日で森の山穿井の揚湯停止時の水頭が60~25 cm上昇したことからその効果が認められたことによったようである。

その後も、このような注水効果についての測定は赤湯温泉事務所によって行われた。第20図及び第21図は夫々昭和36年5~9月と昭和33年3~4月に行われた試験の結果である。図から次の事柄が気付かれる。



第21図 昭和33年3~4月における注水量、揚湯量と森の山水位との関係

Fig. 21. Relation among water-level in Morinoyama well, the volume output and volume input to Tōkijo-ato well during the period from March to April, 1958.

- (1) 注水の増量は森の山源泉の動水位を上昇させ、注水の減量はそれを降下させる。
- (2) 森の山源泉の揚湯量の変化が森の山源泉の動水位に及ぼす影響はあまり明瞭でない。
- (3) 森の山源泉の動水位は降雨後上昇し、長く降雨がないと下降する。

現在では主として吉野川の伏流水を管で導き300 l/min程度の注水を行なっている。

2. 注水中止又は揚湯量変化に伴う天の湯、松島館穿井中の水頭変化

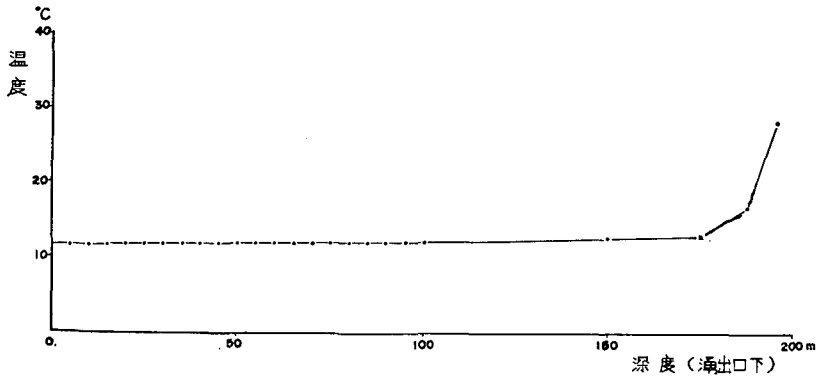
今回の調査において、11月17日10時から290 l/minの注水を一時停止して天の湯穿井(距離246 m)の水頭を測定したが、水頭は漸次低下して注水停止後5時間で低下8 cmとなった。注水中止後5時間で注水を復旧させたが水位は依然として徐々に低下し18日10時20分頃には11 cmの低下におちついた。

また、11月19日15時から森の山源泉の揚湯量を54 l/min増量させたところ、松島館穿井(距離125 m)と天の湯穿井(距離127 m)で6時間後には各々2 cmの水頭低下におちついた。

3. 注水井の注水逸出個所

注水井に流入している凡そ290 l/minの水がどの深さから逸出しているかを知るために次の2つの測定を行なった。まず、昭和37年11月15日注水中に流入口から孔底までの水温を測定した。測定には深さ0~100 mまではサーミスター温度計を用い、それ以深は棒状留点温度計を水圧を防ぐため硝子管に密封したものをを用いた。その結果を第22図中に黒点で示した。

9) 室井渡・安齋徹; 注水に依る温泉の若返りと赤湯温泉の実例について, 地学雑誌, 68 (1959), 22.



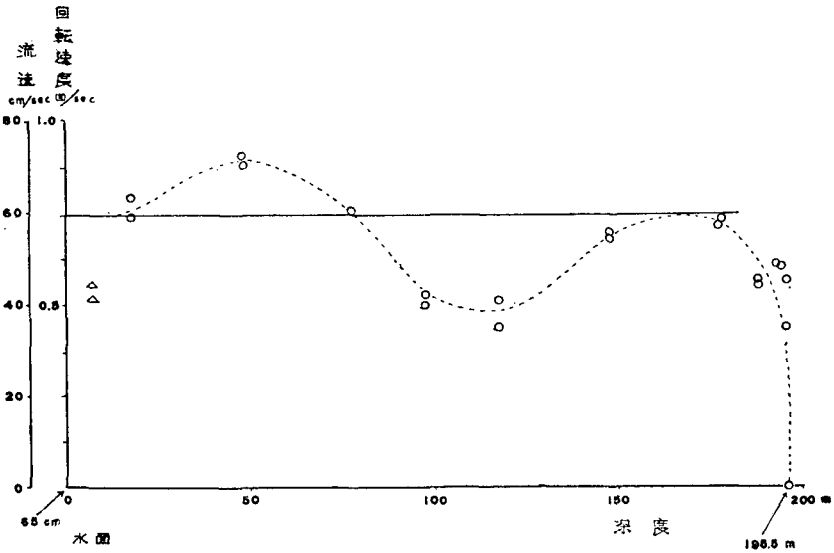
第22図 注水井における注水中の温度垂直分布

Fig. 22. Vertical temperature distribution in Tōkijo-ato well investigated during the period of recharging in action.

注水井は掘さく当時深度 273 m といわれているが現在は 196 m 以下は埋まっている。図から判るように、注水の温度は口で 11.5°C であったが、深さ 1 m 当り 0.0063°C の割合で僅かに昇温し深さ 175 m で 12.6°C となっている。それ以深では急に温度上昇の割合が大きくなり、孔底で 28.0°C となっている。

すなわち注水の大部分は 175 m と 196 m の間で逸出していることが推察される。

第 2 の測定は昭和 38 年 1 月 28 日垂直流を測る流速計を製作して注水中種々な深さでプロペラの毎秒回転数を測定した。第 23 図中白丸はその測定値である。当時の注水量は 280 l/min



第23図 注水井における注水中の下降流速垂直分布

Fig. 23. Vertical distribution of flow velocity in Tōkijo-ato well investigated during the period of recharging in action.

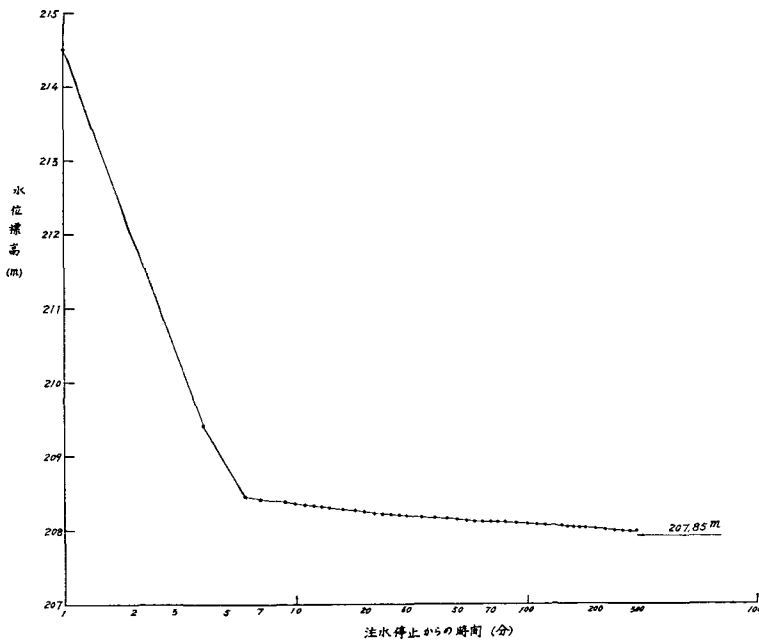
であった。穿井口から深さ 28 m までは内径 10 cm のエタニット管が挿入されているので管中での 2 つの測定結果は一致すべきであるが、一致しないのは口に近い方は秒速 80 cm 位の下降流による渦や乱流のためプロペラの回転が妨げられたものと考えて口から 18 m の値が正しいものとみなして図に流速の目盛を施した。図から判るように、深さ 50 m では流速が 70 cm/sec となり深さ 97~148 m では流速が減少しているのは穿井中に管が入っていないので孔径が夫々平均 9.2 cm 又は 12.2 cm 程度に深さによって変化していると考えれば説明される。深さ 180 m 以深では急に流速が減少し 196 m で零となっている。

即ち、以上 2 つの測定結果は、何れも孔底付近で注水の大部分が逸出していることを示している。

4. 注水停止による注水井中の水位の下降及び温度の恢復

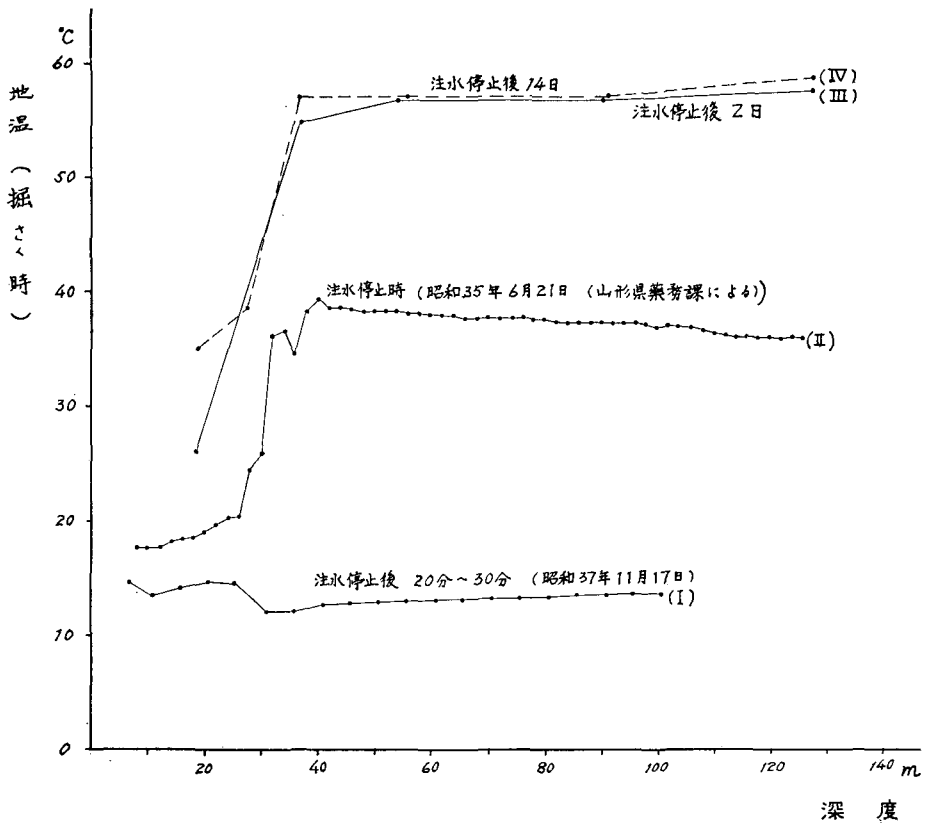
注水を停止すれば注水井中の水位は低下する。第 24 図は 11 月 17 日注水停止後の時間に対する水位低下の様子を示したものであるが、初め 6 m 位は急に低下しその後の低下は緩慢で遂には一定値に達する。

注水停止後注水井中の水温は段々上昇する。第 25 図中 (I) は今回の調査において停止後 20~30 分頃測定した温度の垂直分布である。(II) は昭和 35 年 6 月 21 日山形県業務課の東海林辰雄・桜井守・鈴木生男によって測定された停止後 1 時間の温度分布であり、(III) 及び (IV) は夫



第 24 図 注水井における注水停止による水位降下

Fig. 24. Change of water level in Tōkijo-ato well raised by the abrupt stoppage of water recharging.



第25図 注水井における注水停止後の水温の恢復

Fig. 25. Recover of underground temperature in Tōkijo-ato well caused by the stoppage of water recharging.

々注水停止後2日(昭和25年5月23日)及び注水停止後14日(昭和25年6月4日)に測定された温度分布⁹⁾である。すなわち、注水によって冷却されていた注水井中の水温も凡そ2日後には定常的状态になることが判る。このように早い温度の恢復は熱伝導だけでは説明し難く穿井付近の無数の断層碎裂帯を流動する温泉水によって熱せられたものと思われる。

5. 揚湯井中の温泉湧出箇所

森の山穿井掘さくの中途において第15図の柱状図に示したように、深度120~125.7mと211~220mの凝灰岩中2箇所はかなり大きな亀裂に遭遇したことが記録されている。赤湯地域地下における温泉流動は凝灰岩層碎裂帯を通じてなされていることは前に屢々述べたが、揚湯井中の2亀裂のどちらかが主要な温泉湧出路と考えられる。これら2亀裂部における温度は補正温度曲線から判るように、夫々59°C及び69°Cである。森の山源泉の湧出温度は68~69°Cであるから、深度211~220mの亀裂が温泉湧出路であると考えるのが妥当である。

6. 赤湯温泉は被圧地下水であることの確認

多くの温泉が被圧地下水であることは周知のことであるが、赤湯温泉の場合も左様である

ことは次の事柄から判る。

(1) 赤湯温泉は最初天然湧出であり、その後の多くの温泉穿井は掘さくの当時自噴した。

(2) 今回の調査において天の湯穿井を調査した際、表層の自由水面地下水の水面は地下 64 cm であったが、温泉の水頭 (高度 210.409 m) は地下 4 m 88 cm であった。松島館穿井では自由水面地下水の水面は地下凡そ 1 m であったが、温泉の水頭 (高度 210.743 m) は地下 3.8 m であった。温泉は基盤である凝灰岩層中に在存するが、地下基盤までの深さは天の湯及び松島館穿井では夫々 25 m 位及び 22 m であったので、温泉の水圧即ち水頭は基盤よりもかなり高いことになり、温泉は被圧されていることが明らかである。

IX. 赤湯温泉地域地下における温泉並びに注水の水頭分布 及び流動についての理論的考察

1. 理論に対する仮定

赤湯温泉地域地下における温泉水並に注水の水頭分布及び流動につき理論的考察を行なうため、以上各章に述べてきた赤湯温泉地域の地下構造と温泉流動についての諸事実を総合整理し、主要な事実に基き次の簡単なモデルと流動法則とを想定する。

(1) 凝灰岩層破碎帯中に在存する無数の網目状割目伝いの温泉流動は巨視的には Darcy の法則に従って行なわれるものとし、すなわち porous medium 中における流動における透水係数に相似な透水係数 k を仮定する。

(2) 凝灰岩層中の温泉は凝灰岩層を被覆する水平な不透水性の沖積層下面によって被圧されているものとする。

(3) ここで問題とする穿井の深さに比較して充分深い所にあると思われる凝灰岩層の下面は水平な不透水性岩石の上面によって境されているものとする。

(4) 温泉水が地下深くからそれを伝って供給されている主要断層面中の温泉及び地下水はどこでも H_0 なる一定水頭をもつものとし、断層は計算の簡単化のため鉛直であると仮定する。断層の水平位置は実際の主要断層面と深さ 100 m の水平面との交線付近におく。この断層の傾きを無視した仮定によって生ずる実際との喰違いはあまり大きくないものと思われる。

(5) 主要断層に平行な他の鉛直断層を主要断層から北西側に充分離れた距離におき、その断層面中での水頭もいたるところ一定で H_1 であるが主要断層面内の水頭に比較して小であるとする。

(6) これら 2 平行断層で挟まれる凝灰岩破碎帯中の主要断層に近い所に揚湯井及び注水井が存在するのであるが、夫々凝灰岩層からの温泉流入個所及び凝灰岩層への注水逸出個所は点源であるとし、両穿井の他の部分では温泉及び水の流出入はないものと仮定する。

(7) ここで問題とする水圧分布及び流動は、主要断層からあまり遠くない部分で、しかも沖積層下面からもあまり深くない凝灰岩層内の部分に限定するので、他の断層面及び凝灰岩層

下面には揚湯井，注水井の影響は殆んど及ばないと仮定する。

2. 理論的考察

登記所跡穿井(注水井)における沖積層と凝灰岩層との境を通る水平面(海拔 190 m)を xy 面とし，その面内において第 5 図に示した主要断層線へ森の山穿井(揚湯井)から垂線を引いてその交点を座標の原点とし，原点からその垂線に沿って森の山穿井の方向を x 軸の正方向とし，原点から主要断層線に沿って南西向きを y 軸の正方向とする。 z 軸は鉛直下方へ向ってとる。

揚湯井中の温泉流入個所の座標を $(a_1, 0, c_1)$ ，注水井中の注水逸出個所を (a_2, b_2, c_2) とし，凝灰岩層中の任意の地点 (x, y, z) における水頭を h とする。 p をその点の水圧， ρ を温泉水の密度， g を重力の加速度とすれば h は

$$h = \frac{p}{\rho g} - z \quad (3)$$

である。

また，主要断層中の水頭を H_0 ，主要断層に平行な他断層中の水頭を H_1 ，両断層間の距離を L ，凝灰岩層の厚さを D ，両断層に挟まれている凝灰岩破碎帯中の温泉水の平均透水係数を k ，揚湯量を Q_1 ，注水量を Q_2 とする。破碎帯中の温泉流動は定常的であると考えられるから，その基礎方程式は IX-1-(1) により

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (4)$$

である。また，境界条件は

$$\text{IX-1-(4) より } x=0; h=H_0 \quad (5)$$

$$\text{IX-1-(5) より } x=L; h=H_1 \quad (6)$$

$$\text{IX-1-(2) より } z=0; \frac{\partial h}{\partial z} = 0 \quad (7)$$

$$\text{IX-1-(3) より } z=D; \frac{\partial h}{\partial z} = 0 \quad (8)$$

である。以上の境界条件を近似的に満足する(4)式の解は次式で与えられる。

$$\begin{aligned} h = H_0 - \alpha x & - \frac{A}{\{(x-a_1)^2 + y^2 + (z-c_1)^2\}^{1/2}} + \frac{A}{\{(x+a_1)^2 + y^2 + (z-c_1)^2\}^{1/2}} \\ & - \frac{A}{\{(x-a_1)^2 + y^2 + (z+c_1)^2\}^{1/2}} + \frac{A}{\{(x+a_1)^2 + y^2 + (z+c_1)^2\}^{1/2}} \\ & + \frac{B}{\{(x-a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z-c_2)^2\}^{1/2}} - \frac{B}{\{(x+a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z-c_2)^2\}^{1/2}} \\ & + \frac{B}{\{(x-a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z+c_2)^2\}^{1/2}} - \frac{B}{\{(x+a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z+c_2)^2\}^{1/2}} \end{aligned} \quad (9)$$

但し、 $\alpha = \frac{H_0 - H_1}{L}$ 、 $A = \frac{Q_1}{4\pi k}$ 、 $B = \frac{Q_2}{4\pi k}$ である。(9)式は(5)と(7)の条件は満足しているが、(6)と(8)の条件は考える点 (x, y, z) がIX-1-(7)の範囲の点であれば近似的に満足される。しかし、(9)式は揚湯点 $(a_1, 0, c_1)$ と注水点 (a_2, b_2, c_2) とでは所謂特異点(Singular Point)で満足されないのでこの2点の極く近傍は除いて考えることに注意すべきである。

任意の点 (x, y, z) における温泉水又は地下水の流動速度の x 成分、 y 成分、 z 成分を夫々 u, v, w とすれば次式で与えられる。

$$\begin{aligned}
 u = -k \frac{\partial h}{\partial x} = & k\alpha - \frac{Ak(x-a_1)}{\{(x-a_1)^2 + y^2 + (z-c_1)^2\}^{3/2}} + \frac{Ak(x+a_1)}{\{(x+a_1)^2 + y^2 + (z-c_1)^2\}^{3/2}} \\
 & - \frac{Ak(x-a_1)}{\{(x-a_1)^2 + y^2 + (z+c_1)^2\}^{3/2}} + \frac{Ak(x+a_1)}{\{(x+a_1)^2 + y^2 + (z+c_1)^2\}^{3/2}} \\
 & + \frac{Bk(x-a_2)}{\{(x-a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z-c_2)^2\}^{3/2}} - \frac{Bk(x+a_2)}{\{(x+a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z-c_2)^2\}^{3/2}} \\
 & + \frac{Bk(x-a_2)}{\{(x-a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z+c_2)^2\}^{3/2}} - \frac{Bk(x+a_2)}{\{(x+a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z+c_2)^2\}^{3/2}}
 \end{aligned} \tag{10}$$

$$\begin{aligned}
 v = -k \frac{\partial h}{\partial y} = & - \frac{Aky}{\{(x-a_1)^2 + y^2 + (z-c_1)^2\}^{3/2}} + \frac{Aky}{\{(x+a_1)^2 + y^2 + (z-c_1)^2\}^{3/2}} \\
 & - \frac{Aky}{\{(x-a_1)^2 + y^2 + (z+c_1)^2\}^{3/2}} + \frac{Aky}{\{(x+a_1)^2 + y^2 + (z+c_1)^2\}^{3/2}} \\
 & + \frac{Bk(y-b_2)}{\{(x-a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z-c_2)^2\}^{3/2}} - \frac{Bk(y-b_2)}{\{(x+a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z-c_2)^2\}^{3/2}} \\
 & + \frac{Bk(y-b_2)}{\{(x-a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z+c_2)^2\}^{3/2}} - \frac{Bk(y-b_2)}{\{(x+a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z+c_2)^2\}^{3/2}}
 \end{aligned} \tag{11}$$

$$\begin{aligned}
 w = -k \frac{\partial h}{\partial z} = & - \frac{Ak(z-c_1)}{\{(x-a_1)^2 + y^2 + (z-c_1)^2\}^{3/2}} + \frac{Ak(z-c_1)}{\{(x+a_1)^2 + y^2 + (z-c_1)^2\}^{3/2}} \\
 & - \frac{Ak(z+c_1)}{\{(x-a_1)^2 + y^2 + (z+c_1)^2\}^{3/2}} + \frac{Ak(z+c_1)}{\{(x+a_1)^2 + y^2 + (z+c_1)^2\}^{3/2}} \\
 & + \frac{Bk(z-c_2)}{\{(x-a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z-c_2)^2\}^{3/2}} - \frac{Bk(z-c_2)}{\{(x+a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z-c_2)^2\}^{3/2}} \\
 & + \frac{Bk(z+c_2)}{\{(x-a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z+c_2)^2\}^{3/2}} - \frac{Bk(z+c_2)}{\{(x+a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z+c_2)^2\}^{3/2}}
 \end{aligned} \tag{12}$$

従って、 H_0, α, Q_1, Q_2, k 等の常数が判れば、(9)式によって水頭分布が判り、(10),(11),(12)式によって各点の流動速度が判る。

3. 常数の決定

(1) k の値の決定

いま、揚湯量 Q_1 は一定とし、注水量を Q_2 から Q_2' に ΔQ_2 だけ変化させた定常状態を考え、揚湯点 $(a_1, 0, c_1)$ に近い半径 ε の点の水頭 h_m 及び h_m' を (9) 式から求め、 $\Delta h_m = h_m' - h_m$ を計算すると次式を得る。

$$\Delta h_m = \frac{\Delta Q_2}{4\pi k} S_0 \quad (13)$$

$$\text{但し, } S_0 \equiv \left\{ \frac{1}{\{(a_1 - a_2)^2 + b_2^2 + (c_1 - c_2)^2\}^{1/2}} - \frac{1}{\{(a_1 + a_2)^2 + b_2^2 + (c_1 - c_2)^2\}^{1/2}} \right. \\ \left. + \frac{1}{\{(a_1 - a_2)^2 + b_2^2 + (c_1 + c_2)^2\}^{1/2}} - \frac{1}{\{(a_1 + a_2)^2 + b_2^2 + (c_1 + c_2)^2\}^{1/2}} \right\} \quad (14)$$

で、 π は円周率である。

すなわち、注水量の変化 ΔQ_2 に対する揚湯井中の水頭変化 Δh_m が判っていれば上式から k の値が求まる。

VIII-5 及び VIII-3 によれば揚湯点及び注水点の座標は夫々次の様になる。

$$\begin{aligned} \text{揚湯点; } & a_1 = 50 \text{ m, } b_1 = 0 \text{ m, } c_1 = 189 \text{ m} \\ \text{注水点; } & a_2 = 145 \text{ m, } b_2 = 145 \text{ m, } c_2 = 170 \text{ m} \end{aligned} \quad (15)$$

従って、 $S_0 = \frac{1}{174.5} - \frac{1}{244} + \frac{1}{399} - \frac{1}{434} = 1.84 \times 10^{-3} \text{ (1/m)}$ となる。

次に第 20 図、第 21 図において降雨の影響が小さいと思われる期間で上記の条件を満足する測定値を探すと第 7 表に示した I, II, III の 3 つの場合が見付かった。

第 7 表 揚湯量を一定とし注水量を変化せしめたときの森の山源泉の水位変化

Table 7. Change of water-level Δh_m at Morinoyama well due to the change of volume input ΔQ_2 , when the volume output of Morinoyama well is kept at constant.

番号	期 間 (Period)	Q_1 (l/min)	Q_2 (l/min)	h_m (m)*	ΔQ_2 (l/min)	Δh_m (m)	k (cm/sec)
I	(1) 昭 月 日 33 3 28	500	72	21.184	- 72	-0.12	1.47×10^{-4}
	(2) 33 3 29	500	0	21.064			
II	(1) 36 5 10—5 20	577	217	21.894 (11日の平均)	-117	-0.46	0.62×10^{-4}
	(2) 5 23—6 5	577	99	21.434 (14日の平均)			
III	(1) 36 6 27—7 20	649	217	22.004 (24日の平均)	72	0.13	1.40×10^{-4}
	(2) 7 22—7 26	649	289	22.124 (5日の平均)			

以上の値を用いて k の値を (13) 式から計算して第 7 表のような結果を得た。

また、 k の値は VIII-2 の資料によっても求めることができる。いま、注水量 Q_2 を一定とし揚湯量 Q_1 を $4Q_1$ だけ変化させた場合及び揚湯量 Q_1 を一定として注水量 Q_2 を $4Q_2$ だけ変化させた場合の任意の点 (x, y, z) の水頭変化を夫々 Δh_1 及び Δh_2 とすれば、(9) 式から次式が得られる。

$$\Delta h_1 = -\frac{4Q_1}{4\pi k} S_1 \quad (16)$$

$$\Delta h_2 = \frac{4Q_2}{4\pi k} S_2 \quad (17)$$

但し

$$S_1 \equiv \frac{1}{\{(x-a_1)^2 + y^2 + (z-c_1)^2\}^{1/2}} - \frac{1}{\{(x+a_1)^2 + y^2 + (z-c_1)^2\}^{1/2}}$$

$$+ \frac{1}{\{(x-a_1)^2 + y^2 + (z+c_1)^2\}^{1/2}} - \frac{1}{\{(x+a_1)^2 + y^2 + (z+c_1)^2\}^{1/2}}$$

$$S_2 \equiv \frac{1}{\{(x-a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z-c_2)^2\}^{1/2}} - \frac{1}{\{(x+a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z-c_2)^2\}^{1/2}}$$

$$+ \frac{1}{\{(x-a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z+c_2)^2\}^{1/2}} - \frac{1}{\{(x+a_2)^2 + (y-b_2)^2 + (z+c_2)^2\}^{1/2}}$$

である。天の湯 ($x=127$ m, $y=-101$ m, $z=34$ m) に対しては $S_1=0.167 \times 10^{-4}$ (1/cm), $S_2=0.173 \times 10^{-4}$ (1/cm) であり、松島館穿井 ($x=92$ m, $y=-122$ m, $z=83$ m) に対しては $S_1=0.176 \times 10^{-4}$ (1/cm) となる。

VIII-2 に述べた注水量を一定とし揚湯量を $4Q_1=45$ l/min 増量させた場合、松島館穿井及び天の湯の水頭が $\Delta h_1=-0.02$ m だけ変化したので、これを (16) 式に代入して k の値を求めると夫々

$$\text{松島館穿井； } k=6.3 \times 10^{-4} \text{ cm/sec}$$

$$\text{天の湯； } k=6.0 \times 10^{-4} \text{ cm/sec}$$

となった。また、揚湯量を一定とし注水量を $4Q_2=-290$ l/min だけ変化させた場合、天の湯の水頭が $\Delta h_2=-0.11$ m だけ変化したことに対しては (17) 式から

$$\text{天の湯； } k=6.1 \times 10^{-4} \text{ cm/sec}$$

を得た。

揚湯井と注水井の量と水位変化から求めた第 7 表の 3 つの k の値と揚湯井、注水井の量の変化と天の湯、松島館穿井の水位変化から求めた 3 つの k の値とはその程度は一致しているがやや異なった数値を示している。これは凝灰岩中の断層破碎帯中の水の流動を帯水層の様に一様な流動状態と仮定したこと及び k の値が温度によってかなり異なるのを一様とみなしたこと等に原因すると思われる。

とにかく、ここでは大勢を論ずるのが目的であるから、以上6つの k の値の平均値として

$$k = 3.65 \times 10^{-4} \text{ cm/sec} \quad (18)$$

を採用して議論を進めることにする。

(2) H_0 及び α の決定

次に揚湯量 Q_1 で注水量 Q_2 の場合の森の山穿井の水位を h_m とし、揚湯量 Q'_1 で注水量 Q'_2 の場合の森の山穿井の水位を h'_m とすれば、(9) 式から次式が導かれる。

$$H_0 - \alpha a_1 = \frac{S_0}{4\pi k} \frac{(Q_1 Q'_2 - Q'_1 Q_2)}{Q'_1 - Q_1} - \frac{(h'_m Q_1 - h_m Q'_1)}{Q'_1 - Q_1} \quad (19)$$

また、揚湯量 Q_1 で注水量を零とした場合の登記所跡穿井の水位を h_t とすれば (9) 式から次式が導かれる。

$$H_0 - \alpha a_2 = h_t + \frac{Q_1 S_0}{4\pi k} \quad (20)$$

故に (19) 式と (20) 式とから H_0 と α を求めることができる。

(19) 式に代入する資料としては第 20 図から昭和 36 年 5 月 10 日～5 月 20 日の値を用い、 $Q_1 = 577 \text{ l/min}$, $Q_2 = 217 \text{ l/min}$, h_m としては 11 日間の平均値 $h_m = 21.89 \text{ m}$ とした。次に昭和 36 年 8 月 17 日～8 月 27 日及び 8 月 31 日～9 月 17 日の値から $Q'_1 = 649 \text{ l/min}$, $Q'_2 = 217 \text{ l/min}$, h'_m は 29 日間の平均値 $h'_m = 21.72 \text{ m}$ として用いた。その結果、

$$H_0 - \alpha a_1 = 22.90 \text{ (m)} \quad (19')$$

を得た。

次に、VIII-4 に述べた注水停止時の水位低下の最終値 (第 24 図参照) は 207.85 m すなわち $h_t = 17.85 \text{ m}$ であったが、この値を用いそのときの揚湯量 $Q_1 = 689 \text{ l/min}$ を (20) 式に代入して

$$H_0 - \alpha a_2 = 18.31 \text{ (m)} \quad (20')$$

を得た。(19'), (20') 両式から H_0 及び α を求めると

$$\left. \begin{aligned} H_0 &= 25.32 \text{ (m)} \\ \alpha &= 4.83 \times 10^{-2} \end{aligned} \right\} \quad (21)$$

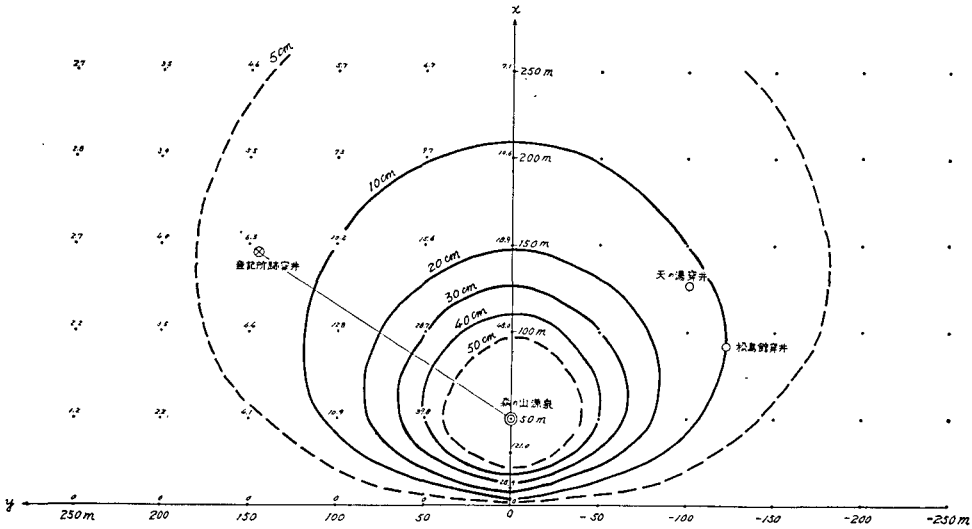
となる。 H_0 を真高度に直すと 215.3 m となるが、主要断層と地面との交線付近の地面高度は $214 \sim 215 \text{ m}$ であって主要断層中の水頭は大体地面すれすれか少々高くなっていることになる。

X. 揚湯の影響範囲及び注水効果とその機構

1. 揚湯の影響範囲とその数値の概略

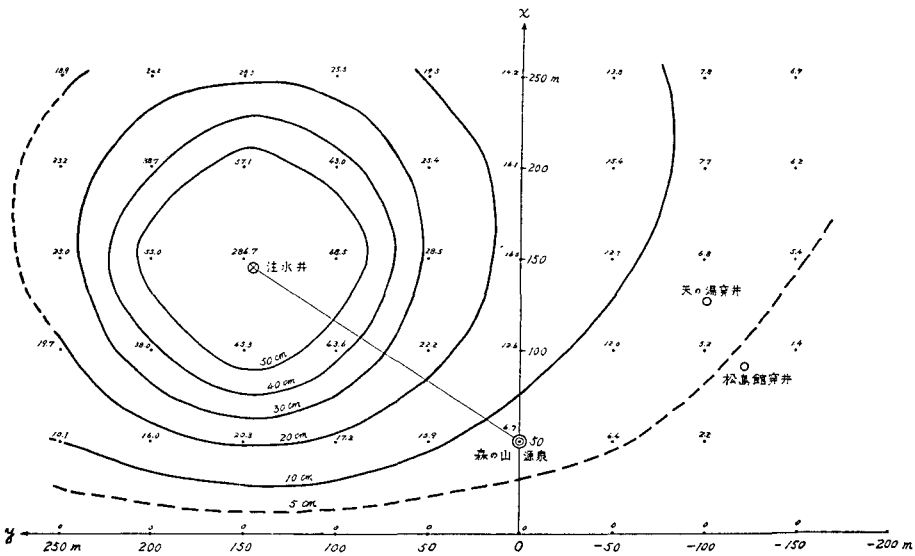
注水や他の穿井からの湧出及び揚湯はないが、森の山源泉から揚湯を行なっている場合、揚湯量 100 l/min を増加又は減少したとき付近の任意の点の $z = 180 \text{ m}$ の水平面における水頭の低下又は上昇 Δh_1 を (16) 式から計算して図示すれば第 26 図のようになる。図中、点につけ

た数字はその点における Δh_1 の値であり、太い曲線は等 Δh_1 線である。この図から影響範囲の



第 26 図 揚湯量を 100 l/min 増加したときに生ずる附近の $z=180$ m 水平面における任意の点の水頭低下の地理的分布

Fig. 26. Geographical distribution of the decrease of water-head at the horizontal plane ($z=180$ m) in the hot spring locality caused by the increase of 100 l/min in volume output of Morinoyama pumping-up well.



第 27 図 注水量を 100 l/min 増加したときに生ずる附近の $z=180$ m 水平面における任意の点の水頭上昇の地理的分布

Fig. 27. Geographical distribution of the rise of water-level at the horizontal plane ($z=180$ m) in the hot spring locality caused by the increase of 100 l/min of volume input to Tōkijo-ato well.

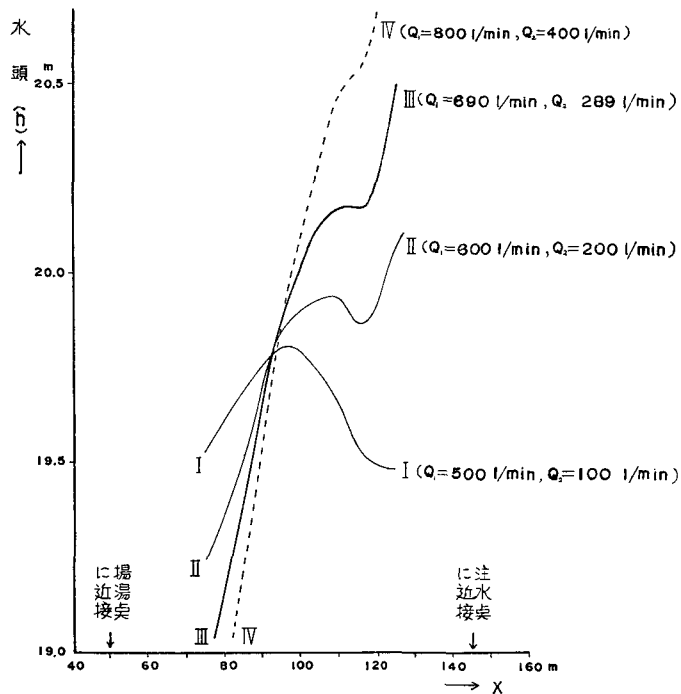
形及びその数値の概略が判る。

2. 注水効果とその機構

登記所跡穿井への注水が森の山, 松島館, 天の湯の各穿井中の動水位或は水頭を多少高めることは VIII-1-(1) 及び VIII-2 の実測結果から明らかであり, (17) 式から理論的にも推察されることである。第 27 図は注水量を 100 l/min 増加させたとき付近の任意の場所の $z=180$ m 水平面に生ずる水頭上昇 Δh_2 を (17) 式から計算して図示したものである。図中, 点につけた数字はその点における Δh_2 の値であり, 太い線は等 Δh_2 線である。この図から注水の影響範囲の形及び数値の概略が判る。

注水による揚湯の温度変化は現在までには認められていない。この事実は注水効果の機構が注水の温泉への直接的混入による増量ではなく, 揚湯井中の温泉水頭(圧力)の上昇という形でおこっていることは, 丁度海岸付近に湧出する温泉の水圧従って湧出量が潮汐の満干に従って増減する機構と同様である。

いま, 揚湯点と注水点とを結ぶ直線を凝灰岩層中に考え, この線上における水頭 h が揚湯



第 28 図 揚湯点と注水点とを結んだ直線を $z=180$ m の水平面に投影した直線上における水頭 h の変化曲線と揚湯量, 注水量との関係

Fig. 28. Relation among volume output of Morinoyama well, volume input of Tōkijo-ato well and variation of water-head along the line-segment, which is a projection of the straight line joining the point of input of Tōkijo-ato well and that of output of Morinoyama to the horizontal plane ($z=180$ m).

点から注水点に向って如何に変化するかを調べれば、注水の揚湯井への直接的流入の有無が判定される。何故なればこの線に沿うた流動は $-k\frac{\partial h}{\partial s}$ であるからである。但し ds はこの線上にとつた微小の長さである。(15)式に示したように、揚湯点及び注水点の z 座標は夫々189 m及び170 mで $z=180$ mに近い値であるから、この直線の代りにこの直線を $z=180$ mの水平面に投影した線上における h の変化を調べても大きな違いはない。

第28図はこの投影した直線上において $x=75\sim 125$ mの範囲の各点における水頭 h の x に対する変化をI($Q_1=500$ l/min, $Q_2=100$ l/min), II($Q_1=600$ l/min, $Q_2=200$ l/min), III($Q_1=690$ l/min, $Q_2=289$ l/min, 調査当時の値), IV($Q_1=800$ l/min, $Q_2=400$ l/min)の4つの場合について(9)式から計算して示したものである。

各場合とも揚湯点($x=50$ m)に近い所では h が著しく低下し注水点($x=145$ m)に近い所では h が著しく上昇していることは共通であるが、その中間の部分ではその様子が異なっている。

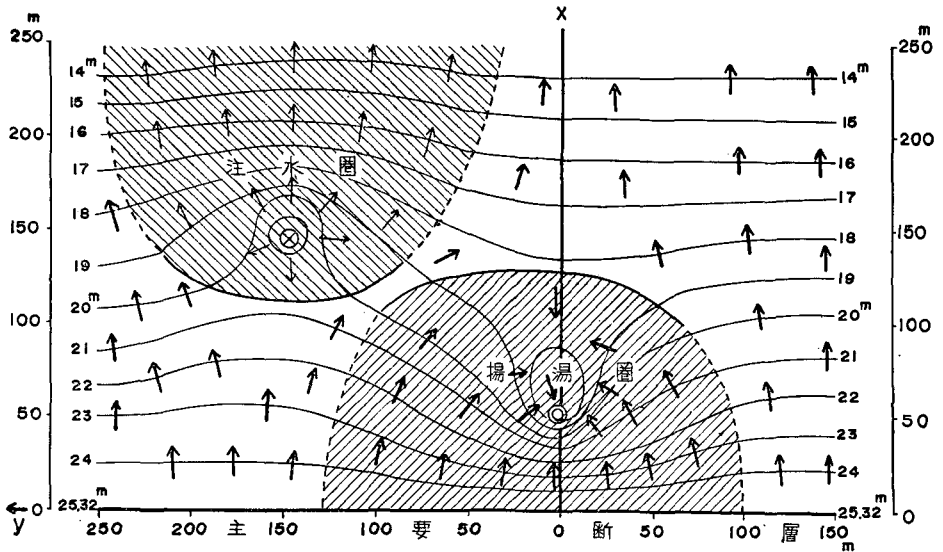
IとIIの場合では、図から判るように、中途に極大と極小を示すところがあり、極大点を境として揚湯井側では流動は揚湯点に向う成分をもち、極小点より注水井側でも流動は注水点から x の小さい方へ向う成分をもち、主要断層の一部分から流出して揚湯点に集る水と周囲の水との境界線を揚湯圏、注水点から流出した水と周囲の水との流界を注水圏と定義すれば、極大点及び極小点(第29図中夫々太い実線の部分)は夫々揚湯圏及び注水圏上の点であることになる。次に極大点と極小点との中間では流動は x の大きい方へ向う成分をもち、この部分の流動水は揚湯圏外の主要断層の部分から流出した温泉であつて、揚湯圏にも入らず、注水圏内の水も入らず、両圏の外側を x の大きい方向へ流動するのである。

IVの場合には、極大も極小も見られず、すなわち揚湯圏と注水圏との境がなく、注水の一部は揚湯井に流入する。従つて、揚湯された温泉の温度は下がり化学成分も薄くなることになる。

IIIの場合は、図から判るように、上に述べた2つの場合の境界に近く、極大点と極小点とが略々一致する。従つて、 Q_1 或は Q_2 を更に増加するとIVの場合のようになる。赤湯の現在の揚湯量と注水量の値からみると、このIIIの場合に近い様子を示しているようである。

揚湯水及び注水の去来について言えば、揚湯点の主要断層側では断層から揚湯点に向つて流動が行なわれており、注水点の主要断層の反対側では主要断層を遠ざかる向きに流動が行なわれていることはすべての場合に共通である。

第29図はIIの場合における $z=180$ m水平面中の水頭 h の分布および温水・注水の流向を示したものである。すなわち、揚湯井に流入する水は主要断層から流出した温泉であるが、或る場合には注水の一部が流入する。注水井から流出する水は主要断層を遠ざかる向きに流れ去るが、或る場合には一部揚湯井中に入ることになる。また、揚湯点から稍々離れた主要断層の部分から流出する温泉水は揚湯点に流入せず注水点を迂回して主要断層を遠ざかる向きに流れ去る。



第29図 水平面 ($z=180$ m) における水頭 h の分布 (細い実線は 1 m おきの等水頭線) と流向 (太い矢印は温泉, 細い矢印は注水, 斜線部は揚湯圏又は注水圏, 但し揚湯量 600 l/min, 注水量 200 l/min の場合である。

Fig. 29. Horizontal distribution of hot water head (thin full line) and of flow direction at a plane $z=180$ m in the case of $Q_1=600$ l/min and $Q_2=200$ l/min.

以上の結果から注水結果の機構について要約すれば、注水が短かい月日の間には揚湯の温度や化学成分に何らの影響も与えずに揚湯量の増加に有効であることは、地下温泉水の流れの下流に注水の堰を作ったような機構であって、そのために少し上流の揚湯井中の水頭上昇という効果が起り、従って揚湯量の増加を惹起しているものと考えられる。この場合、注水井と揚湯井との相互位置、注水量と揚湯量との大きさに或る制限があることは上に述べた通りである。

XI. 結 語

赤湯温泉地域の地下構造、温泉の湧出機構、注水効果の機構の大略を述べると以下のようである。

赤湯温泉地域の表層には大体厚さ 20~30 m の沖積層があり、その下は第三紀の石英粗面岩質凝灰岩の厚さ数百 m 以上の累層であるが、凝灰岩層は傾斜 60~90° のあらゆる走向の無数の断層によって破碎帯を形成している。就中、頻度の高いのは走向 N 39°E、傾斜 75° を中心とする平行断層群であるが、この種の主な断層が沖積層下面で森の山穿井の東側 50 m 位の所があり、この断層に沿って地下深くから赤湯温泉の源である源温泉 A が湧出し、これに交差する多くの断層面中の空隙伝いに主な断層の両側に流出し、温泉地域地下の凝灰岩の割目に拡がっているが、主要断層の北西側の方が顕著であるようである。また、沖積層下面近くの凝灰岩層中

の割目には、大谷地方面の浅層から流入したと思われる地下水 B が広がっていて、下層の温泉と混合して種々の温度、化学成分濃度の温泉となっているが、この温泉は温泉地域においては沖積層下層の不透水層によって被圧せられている。

主要断層の北西側に近く存在する森の山源泉では深さ 211~220 m 付近を揚湯点として、この断層の地下深くから上昇し北西側に流出する温泉水量のかなりの分量を揚湯しているが、その影響として第 26 図に示した範囲の地域における温泉水頭に低下が起り温泉水の上部にある地下水の流入混合を活潑にしているようである。森の山源泉の西南西凡そ 170 m にある登記所跡穿井には現在揚湯量の凡そ 4 割に当る水を注入しているが、その大部分は深さ 195 m 付近から凝灰岩層中の割目伝いに流出し、主として北西側に流れ去っている。このため第 27 図に示して範囲の地域において温泉水頭の上昇が起り、恰かも温泉流動の下流側に注水の堰をもうけたような効果を揚湯井に与えている。現在の状態では注水の揚湯水への直接的混入は認められないが、揚湯量や注水量を或る限度以上増加するとこの混入が起る可能性があることに充分注意すべきである。

終りにこの研究は山形県衛生部の依頼によって行なったものであるが、費用の一部は文部省科学研究費によったことを記し謝意を表する次第である。

14. Mechanism of Hot Water Discharge in Akayu Hot Spring, Yamagata Prefecture and that of Effectiveness of Cold Water Recharge for the Increase of Hot Water Discharge

By Takaharu FUKUTOMI, Akira SUGAWA, Kinshiro NAKAO,
Akio WADA and Eiji TOKUNAGA

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

The writers carried out geophysical investigations during two periods from November 14 to November 19, 1962 and from January 26 to January 28, 1963 on underground structure of the hot spring locality of Akayu, Yamagata Prefecture, Japan and on the mechanism of effectiveness of cold water recharge to increase the hot water discharge. The results are summarized as follows:

Surface layer in the Akayu hot spring locality is Alluvial formation of 20-30 m in thickness, composed of sand, gravel and mud layers. Rhyolitic tuff of Tertiary period of several hundred meters in thickness is underlying the formation. The rhyolitic tuff is cut into cracking zone by numerous faults of which strikes are almost all directions and dips are 60°-90°. Among these faults, a group of parallel fault of N 39°E in strike and 75° in dip is conspicuously predominant. A principal fault of this type is supposed to be located at a distance of 50 m eastward in the lower boundary of the Alluvial formation from Morinoyama artesian well.

The original hot water (A), ascending through the principal fault from the deep, flows and diverges into the underground of the hot spring locality through the numerous cracks in the rhyolitic tuff. It is estimated that cold underground water (B), which is supposed to come from the eastern shallow layer of Ôyaji swamp land, spreads into the cracks of the upper part of the tuff and mixes with the underlying hot water. Discharge rate of hot water of about 690 litres/min which corresponds to the moderately larger parts of those ascending from the deep through the principal fault is pumped up from the discharging point of 211-220 m in depth of the Morinoyama artesian well. As the result of this enforced discharge, subsidence of water-head of the hot water is induced in the area shown in Fig. 26 and the active inflow of the overlying cold underground water and consequently active mixing of cold water with hot water are caused.

In present day, cold water corresponding to about 40% of the volume-output is recharged into Tôkijo-ato artesian well which is located at about 170 m far in WSW direction from Morinoyama well. The larger part of the water-input, flew into the cracks in the rhyolitic tuff at the depth of 195 m in the well, spreads to the north-western direction. This recharge of cold water causes the rise of water-head of hot water in the area illustrated in Fig. 27, and gives such an effect to the discharging well as if there were a weir made of cold water in the lower drainage basin of the underground hot water stream. In present stage, there is no evidence that the recharged water mixes with the hot water of discharging well in underground. But, it is necessary to note that the further increasing of the volume-output or the volume-input over a certain limit may give rise to the above-mentioned mixing and consequently the decreasing of temperature of the discharged hot water.