



Title	北海道白老町虎杖浜・竹浦地域における温泉水位の経年変化
Author(s)	浦上, 晃一; URAKAMI, Koichi
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 59, 65-83
Issue Date	1996-03-25
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.59.65">https://doi.org/10.14943/gbhu.59.65</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14231">https://hdl.handle.net/2115/14231</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	59_p65-83.pdf



## 北海道白老町虎杖浜・竹浦地域における温泉水位の経年変化

浦上 晃 一

北海道大学理学部地球物理学教室

(1996年1月16日受理)

### Secular Variations of Pressure Head in Thermal Water Aquifer in the Kojohama-Takakeura Hot Spring Area, Southwestern Hokkaido, Japan

Koichi URAKAMI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received January 16, 1996)

The Kojohama-Takeura area is the intensively developed western part of the Shiraoi hot spring area in the southwestern Hokkaido. There exist 91 wells drilled to depths of 300 to 1200 m in a narrow coastal plain bordered on the east by the Shikiu river, from which thermal waters with temperatures of 28 to 61°C are pumped for domestic use and for bathing at hotels. Development of thermal water resources in the area was started with the first drilling in 1962 and by 1975 all of the 91 wells were drilled there. The wells discharged large amounts of thermal water with high pressure at the early stage of the development, but the excessive withdrawal caused a rapid decrease in pressure head in thermal water aquifer. Shiraoi town office began in 1976 on the observation of water level at nonproductive wells to monitor the decrease of pressure head in the Kojohama-Takeura area.

The water level data were used to investigate changes in pressure head of thermal water aquifers in the area, and a numerical simulation was made using one-dimensional model with a horizontal aquifer covered by semi-permeable layer. The water level display a short-term fluctuations in response to tides and atmospheric changes, and a seasonal pattern of fluctuations caused by primary use of thermal water. Highest level occurs in late summer and lowest in winter. A downward trend of the water levels still continues as a result of intensive pumping. It is suggested from results of the numerical simulation that thermal water aquifers in the area are bounded by impermeable boundary, thus sea water does not intrude into pumping area.

#### I. ま え が き

北海道白老町では太平洋に面した平野部のほぼ全域から温泉が湧出している。元来、この地域には自然湧出の温泉は全く存在しなかったが、1962年に、この地域西方の登別市のJR登別駅付近に深度450mの泉源が掘削され温度45°Cの温泉が得られて以来、白老町でも西部の虎杖浜・竹浦地域で泉源が掘削されるようになり、深度300~1,200mから温度28~61°Cの温泉が湧出するようになった。その後、しだいに、この東側の白老町中央部から東部にかけての温泉が開発されるようになり、深度1,200

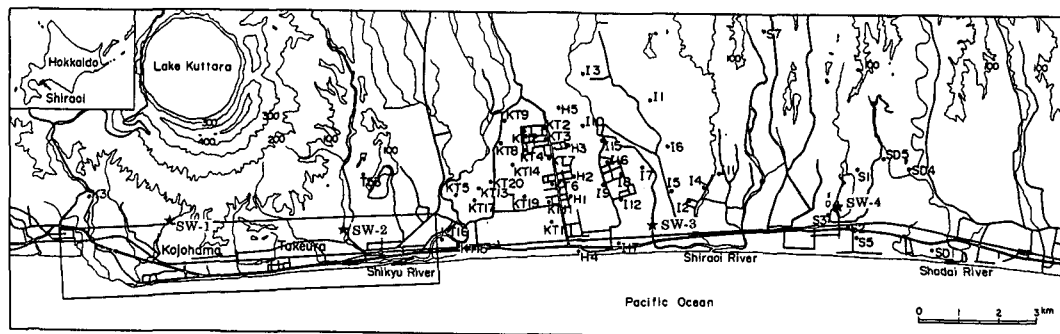


Fig. 1. Location of wells in the central and eastern parts of the Shiraoi hot spring area. Sampling sites of surface waters for isotopic analysis (SW-1~4) are also shown in the figure.

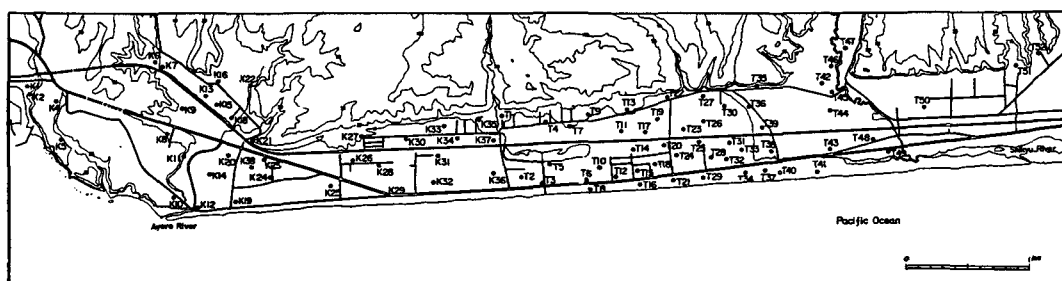


Fig. 2. Location of wells in the Kojohama-Takeura area.

~1,500 m の泉源が掘削され、温度 29~60℃ の温泉が湧出するようになった。現在、白老町の平野部には 142 孔の泉源が分布しているが、このうち 91 孔は虎杖浜・竹浦地域の幅 500~800 m、長さ約 8 km の海岸に沿った細長い平地部に集中している (Figs. 1, 2)。

虎杖浜・竹浦地域の温泉は、開発当初、各泉源とも水圧が極めて高く大量の温泉を自噴したことが知られている。福富他(1970)は、1966 年秋に竹浦地区で水柱に換算して地上 29.5 m の水圧を観測しているし、1969 年 11 月には虎杖浜・竹浦地域において当時の 59ヶ所の泉源を調査し、自噴量は 165~2,500 l/min であり、温泉の水圧は地上 4~18 m であったと報告している。白老町中央部から東部にかけての温泉も水圧が高く、1971 年 11 月に地上 22 m の水圧が観測されているし、最大で 850 l/min の自噴量が観測されている(浦上他, 1972)。しかし、開発が進むに連れて温泉の水圧が急激に低下し、虎杖浜・竹浦地域では、1972 年 11 月には中心部の水圧が地上 4 m 位に、現在では地表面下 10 m 位にまで低下している。さらに、白老町東部では水位低下が著しく、静止水位が地表面下 30 m 以下、動水位が地表面下 50 m 以下にまで低下した泉源も生じている(浦上, 1992)。現在では、温泉が自噴する泉源は全くなく、全ての泉源で動力揚湯されている。

このような急激な水位変化を監視するために、1976 年 11 月に、白老町によって温泉水位の観測が開始された。その後、北海道苫小牧保健所が水位観測を行うようになり、虎杖浜・竹浦地域の 4ヶ所の泉源で温泉の水圧が観測されるようになった。また、1982 年 5 月からは白老町中央部の石山地区でも観測が行われている。

本報告は、これらの水位観測の結果を整理し、この地域の温泉湧出機構についてまとめたものである。また、1995 年 5 月に、温泉の同位体分析を行ったので、その結果も合わせて報告する。

## II. 地下構造と温泉の化学的特性

白老町の平野部に湧出する温泉は、湧出温度が28～61℃であり、pHが7.0～9.0と弱アルカリ性を示す。有機物をとれない茶褐色を呈するものも多い。しかし、TDS（全固形物）は200～10,000 mg/lであり、極めて低濃度の温泉から非常に高濃度の温泉までが湧出している。主要な陽イオンはNaであり、KはNaの1/10程度である。CaはKと同程度の濃度を示す温泉もあるが、全般に少なく、Mgは極く微量である。主要な陰イオンはClとHCO<sub>3</sub>である。Cl含有量は7～2,797 mg/lであり、泉源によって著しい差がある。HCO<sub>3</sub>含有量は、多くの泉源で200～400 mg/l程度と比較的一定しているが、東部の地域には1,366 mg/lに達するような非常にHCO<sub>3</sub>が多い温泉が湧出している。また、SO<sub>4</sub>は微量であるが、虎杖浜地区、平野部西端のアヨロ川流域にはSO<sub>4</sub>のやや多い温泉が湧出している。

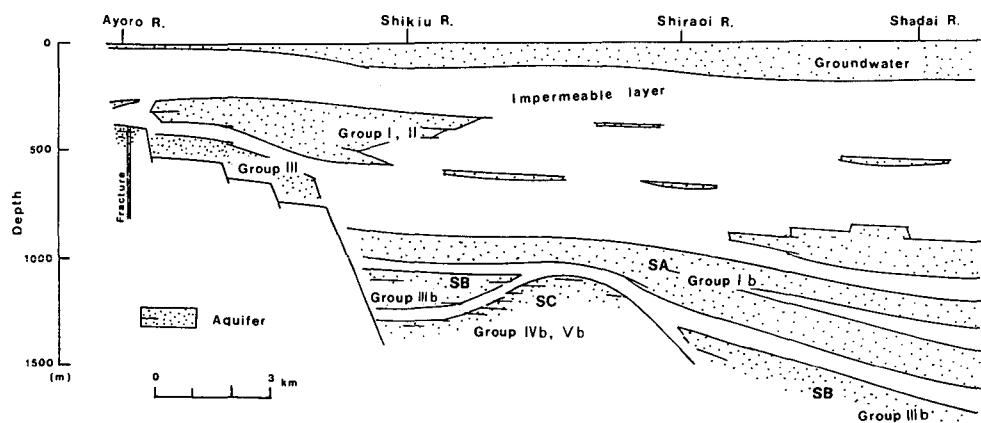


Fig. 3. Schematic cross section representing hydrological structure of the Shiraoi hot spring area (after Urakami, 1992).

浦上 (1992) は、湧出温度、温泉の化学的特性、温度検層の結果などにもとづいて、白老地域の地下構造と熱水系を調べ、海岸線に沿った断面について、地下構造を概念的にまとめている (Fig. 3)。その結果によると、この地域には主要な温泉帯水層が5層あって、それぞれに化学的に異なった温泉が分布し、孤立した熱水系が形成されている。この地域の温泉は陰イオンの濃度と組成に特徴があり、主としてCl含有量によって熱水系が区分されている。虎杖浜・竹浦地域では、虎杖浜東部から竹浦東部にかけて湧出する温泉がCl含有量によって、グループI：50 mg/l以下、グループII：180～220 mg/l、グループIII：380～470 mg/lの3グループに区分される。グループIの温泉はこの地域を広く覆う厚い不透水層の直下に広がる最上部の温泉帯水層に分布しており、グループIIIの温泉はその下部の帯水層に分布する。また、グループIIの温泉は、これらの帯水層の中間に、竹浦西部に局所的に存在する帯水層に分布するが、Fig. 3では、この帯水層が上部の帯水層に含めて示されている。グループIの温泉は極めて低濃度の温泉であり、湧出温度が他の温泉よりもやや低いことから、普通の地下水が熱伝導で熱せられたものであると解釈されている (福富他, 1970)。虎杖浜西部、アヨロ川流域には、SO<sub>4</sub>をやや多く含みCl含有量が800～1,200 mg/lの高濃度の温泉が湧出している。この地域には温泉の通路となる断層や裂隙など地層の割れ目があり、それに導かれて深部の温泉が浅所にまで上昇し最上部の温泉帯水層内に広がっていると推定されている。白老町中央部から東部にかけての地域に湧出する温泉は、Cl含有量によって、グループI b：7～175 mg/l、III b：285～410 mg/l、IV b：650～1,050 mg/l、V b：1,600 mg/l以上の4グループに区分されている。グループI bおよびIII bの

温泉は Cl 含有量がそれぞれ虎杖浜・竹浦地域のグループ I および II, グループ III にほぼ等しい。しかし、全体に  $\text{HCO}_3^-$  が多く、グループ I b には  $\text{HCO}_3^-$  含有量が 1,000 mg/l 以上の温泉がある。竹浦東部に基盤の急激な落ち込みがあり、その東側の白老町中央部や東部では帯水層の深度が非常に深くなっている。表層の地下水帯水層の下部に厚い不透水層が分布し、平野部全域を覆っているが、この不透水層は、かつて温泉の水圧が極めて高かったときには温泉の地表への流出を抑え、水圧が急激に低下した現在では表層の低温な地下水が下層へ浸透するのを防ぐなど、この地域の熱水系の形成に重要な役割を果たしている。

### III. 同位体分析の結果

1995年5月27～28日に、この地域の代表的な泉源の19ヶ所で温泉を採取し、4ヶ所で地表水を採取して、 $\delta\text{D}$  および  $\delta^{18}\text{O}$ 、Cl 含有量の分析を行った。分析結果は Table 1 にまとめてある。SW-1～3 は河川水であり、それぞれ、アヨロ川 (SW-1)、メップ川 (SW-2) およびウヨロ川 (SW-3) で採取した。SW-4 はポロト沼の湖沼水である。これら地表水の採取地点は Fig. 1 に示してある。Fig. 4 に  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  との関係を示した。図の直線は地表水についてよく知られた全地球的な関係を示したものであるが、この関係と比べて、この地域の温泉と地表水は  $\delta\text{D}$  がやや多い。また、虎杖浜・竹浦地域では温泉の分布深度が浅く、その東側の白老町中央部から東部にかけての地域では非常に深くなっているが、同位体的な特性には差がなく、温泉の分布深度による変化はみられない。しかし、地表水と比較すると、温泉は  $\delta\text{D}$  と  $\delta^{18}\text{O}$  がともに少なく同位体的に軽い水であり、現在よりも寒い気象条件のもとで涵養された地下水と考えることができ、年代の古い水といえる。この地域に隣接する登別地域において新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1990) が得た同位体分析の結果 (Fig. 5) をみると、地表水は白老地域とほとんど差がないが、温泉は登別地域の温泉や地熱水より同位体的に軽い水となっている。登別地域では、噴気孔や地熱調査井から噴出する蒸気には  $^{18}\text{O}$  のシフトや  $\delta\text{D}$  の変化がみられるものの、温泉は  $\delta\text{D}$  および  $\delta^{18}\text{O}$  が地表水とほぼ等しく、現在の気象条件のもとで涵養された地下水が温泉とし

**Table 1.** Isotopic composition of selected thermal waters in the Shiraoi hot spring area, sampled on May 27 and 28, 1995.

Well No.	Depth (m)	Chloride (mg/l)	$\delta\text{D}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
K-27	375	620	-69.0	-10.01
K-38		784	-66.1	-9.48
K-39		48	-63.6	-9.64
T-1	312	42	-64.6	-9.82
T-12	421	311	-67.3	-9.82
T-33	630	389	-69.1	-10.04
T-38	668	16	-65.8	-9.76
T-39	688	369	-67.8	-9.82
T-46	685	199	-68.0	-9.88
T-50	1,180	499	-70.0	-10.06
T-51	1,200	509	-69.2	-10.05
KT-5	1,500	323	-69.5	-9.89
KT-9	1,300	799	-63.8	-9.38
KT-19	1,300	23	-71.1	-10.44
H-1	1,300	73	-65.3	-9.88
I-2	1,300	28	-66.2	-9.81
S-3	1,300	56	-67.6	-10.01
S-5	1,350	358	-63.7	-9.66
SD-1	1,450	173	-62.7	-9.65
SW-1*)			-52.8	-7.99
SW-2*)			-57.2	-8.85
SW-3*)			-55.1	-8.61
SW-4*)			-54.9	-8.16

\*) : surface waters sampled at the Ayoro river (SW-1), Meppu river (SW-2), Uyoro river (SW-3) and Poroto pond (SW-4).

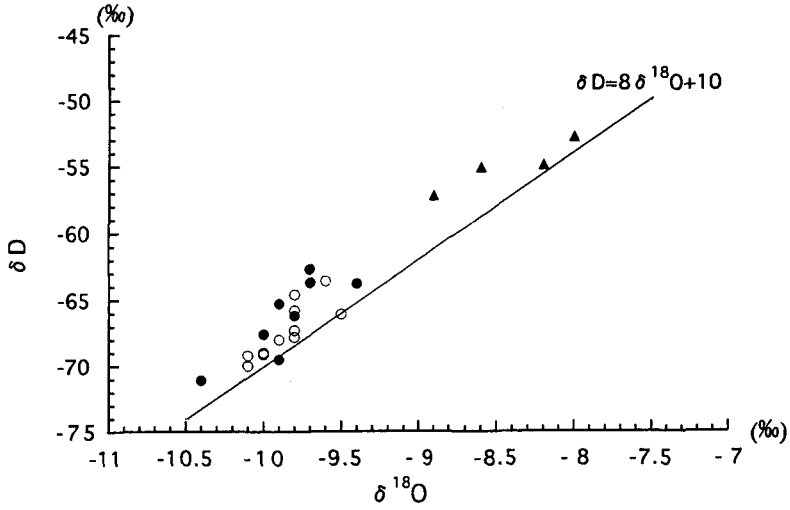


Fig. 4. Isotopic composition of water samples in the Shirai hot spring area. ○ : thermal waters in the Kojohama-Takeura area ; ● : thermal waters in the central and eastern parts of the Shirai hot spring area ; ▲ : surface waters. Solid line indicates the global meteoric line.

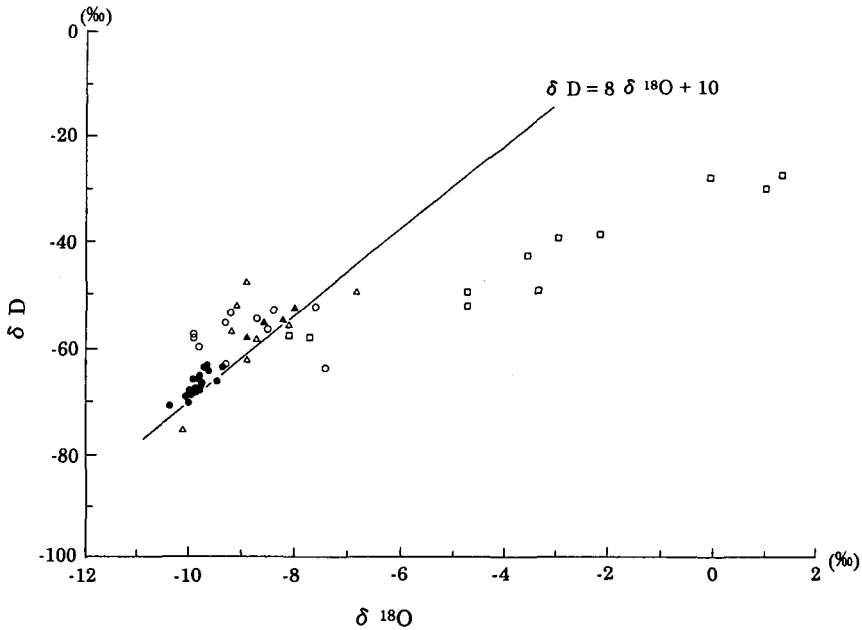


Fig. 5. Isotopic composition of water samples in the Noboribetsu geothermal field. The samples are thermal waters discharging from hot springs (○), surface waters (△), and steam blowing out from fumaroles and investigation wells (□) in the Noboribetsu geothermal field, and thermal waters (●) and surface waters (▲) in the Shirai hot spring area.

て湧出していると推定される。登別地域の温泉は山岳地域に湧出する温泉であり、地下に浸透した天水の循環深度が浅く滞留時間が短いと考えられるのに対して、白老地域の温泉は平野部に湧出しており、温泉帯水層の深度が非常に深く、温泉帯水層には滞留時間の極めて長い水が存在すると推察される。

#### IV. 水位観測の結果

虎杖浜・竹浦地域については、福富他 (1970)、浦上他 (1972)、浦上 (1982, 未発表) が温泉の静止水頭の測定を行っている。Fig. 6 はこれらの測定結果をまとめたものである。図には地表面を基準とした水位が示してある。1982年9月には全域で水位が地表面以下に低下している。浦上(1992)は、1988年10月に、白老町全域の泉源について水準測量を行い、各泉源の静止水頭と動水位の分布を求めている。その結果によると、虎杖浜・竹浦地域では、静止水位が海拔 $-1.1\sim 5.78$  m、動水位が海拔 $-9.6\sim -1.14$  m であり、白老町中央部および東部の地域では、静止水位が海拔 $-29.23\sim 0.53$  m、動水位

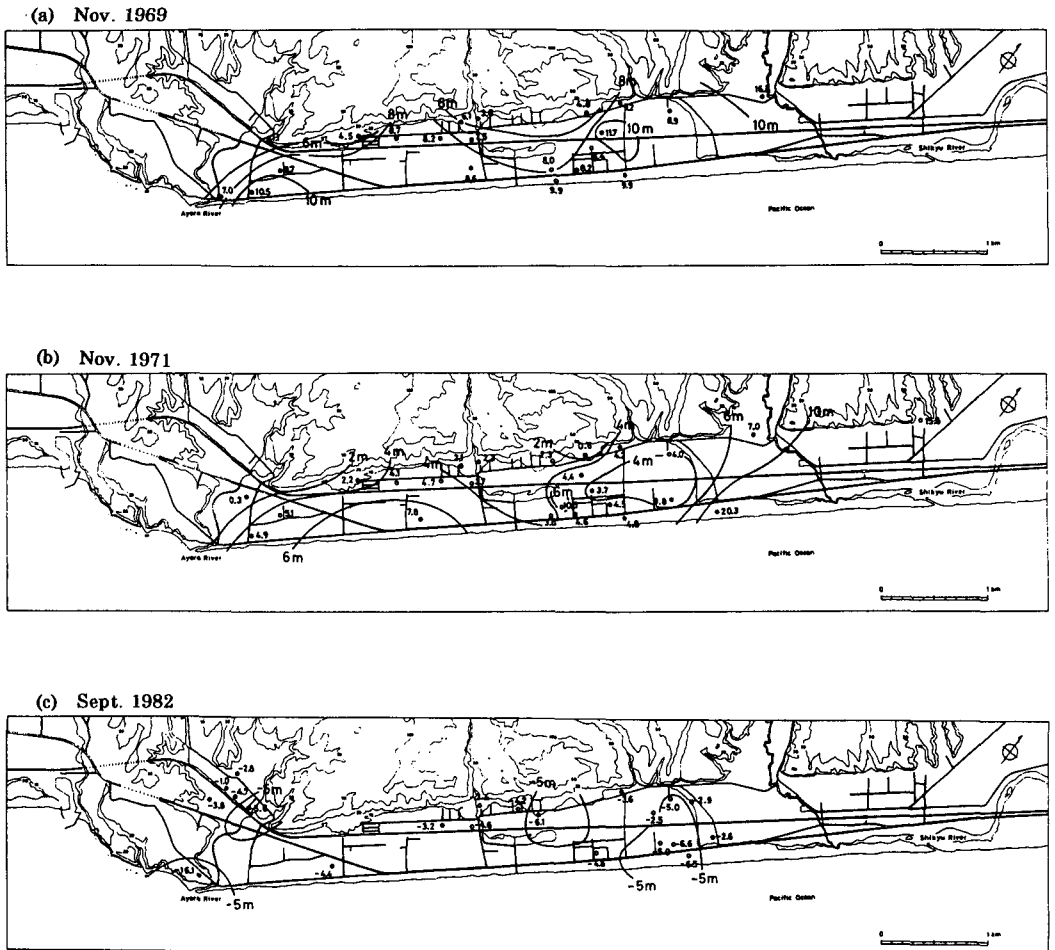


Fig. 6. Distribution of static water level above the land surface in the Kojohama-Takeura area. The figures are based on data from (a) Fukutomi *et al.* (1970), (b) Urakami *et al.* (1972), and (c) Urakami (unpublished).

が海拔-52.62~3.48 mであり、ほとんどの泉源で動水位が海水面以下に低下している。

温泉水位の観測は、1976年11月に、竹浦地区の泉源 T-30 において開始された。この泉源では1988年12月まで観測が続けられ、この地域で最も長い観測記録が得られている。水位観測には休止中の泉源を用いているので、その泉源が利用されるようになると、観測点を他の泉源に移動させなければならない。このため、観測期間が短く、1年間程度しか観測されなかった泉源もある。当初、観測には1ヶ月巻きのチャート式自記水位計を用いていたが、紙送りのトラブルが多く、欠測が非常に多くなっている。現在、デジタル式の水位計が用いられているが、水位計が更新されるまでの期間、1989年から数年間は観測が中断されている。

### 1. 潮汐の影響

虎杖浜・竹浦地域の温泉は海岸の極く近傍に湧出しているため、温泉の水位が潮汐の影響を受けて

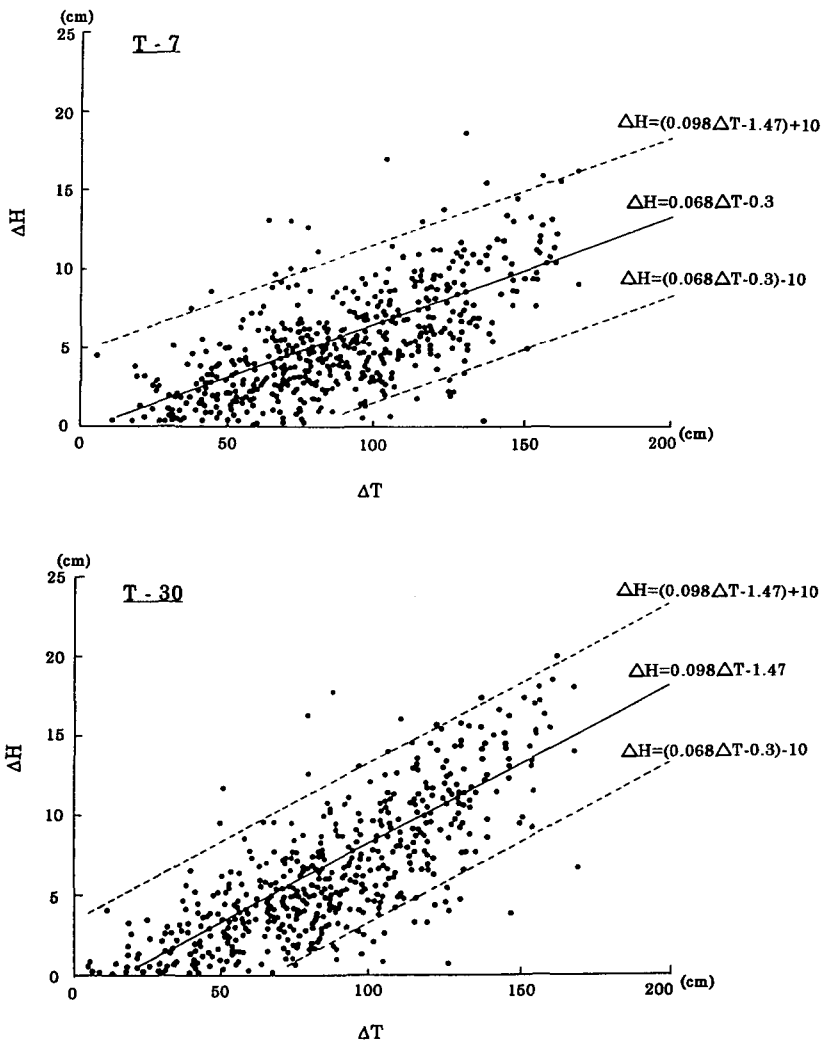


Fig. 7. Relation between tidal fluctuations ( $\Delta T$ ) and induced water level fluctuations ( $\Delta H$ ). Solid lines indicate regression lines, calculated from the data in the zone bounded by two broken lines.

変動する。Fig. 7は潮位変化とそれに対応する温泉水位の変化との関係を示したものである。潮位変化は潮位表から求めた満潮と干潮の潮位差であり、この地域から最も近い室蘭港の潮位を用いている。また、それぞれの潮位に対応する時刻での水位を記録紙から読み取り、水位変化を求めた。いずれの観測点も観測を開始してから1~2ヶ月間に得られた記録が用いてある。図の実線は最小自乗法を用いて求めた潮位変化と水位変化との関係である。破線は実線から水位差が±10 cmの範囲を示す直線であり、記録紙にみられる水位変化の特徴などから、2本の破線の外側にプロットされる点は潮位差による水位変化だけでなく、近傍の泉源の揚湯の影響など他の要因による水位変化が含まれていると考えて、計算から除外した。潮位変化と水位変化の関係に1次式を用いているために、実線は必ずしも原点を取っていないが、いずれの測点も原点からのずれは極く僅かである。直線の勾配が両者の比を表すとして、海岸線からの距離との関係を示すと、Fig. 8のようになる。図には数日間の観測による結果（白丸）も合わせて示してある。プロットした点のばらつきが大きいのは、虎杖浜西部のアヨロ川流域と竹浦地区では地下構造が異なっていることや、帯水層の水理特性の違いによるものであり、全体の傾向から、潮汐の影響は海岸からの距離とともに指数関数的に減衰しているといえる。図の実線は竹浦地区での減衰を示す直線である。

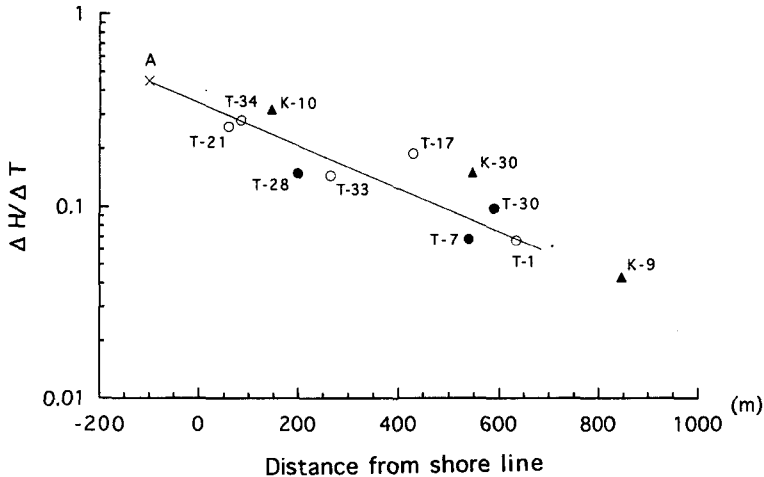


Fig. 8. Decrease in ratio of water level amplitude to tidal amplitude ( $\Delta H / \Delta T$ ) with distance from shore line.

## 2. 気圧の変動にともなう水位変化

Fig. 9に、1979年1月から80年12月までに、竹浦地区中央部の泉源 T-30において観測された温泉の日平均水位の変化と日降水量を示した。日平均水位は記録を2時間間隔で読みとり、それを平均して求めたものであり、日降水量は登別市幌別で観測された結果が示してある。温泉の水位は夏季に高く冬季に低くなるような年変化を示している。これは温泉の揚湯量の季節変動によるものであり、揚湯量が夏季に少なく冬季に多くなるためと考えられる。しかし、揚湯量はほとんど測定されていないので、個々の泉源はもちろん地域全体でもどの程度温泉が揚湯されているか不明である。僅かに、虎杖浜・竹浦地域の2ヶ所に流量計を設置して2年間余り揚湯量が測定された例がある。Fig. 10はこの測定結果をまとめ、月平均揚湯量の変化を示したものである。図の(a)は宅地分譲地にある泉源であり、温泉が主として一般家庭で利用されている。また、(b)は旅館で利用されている泉源である。(b)は揚湯量が年間を通じて比較的一定しているのに対して、(a)は滑らかな季節変動を示し冬季の揚湯

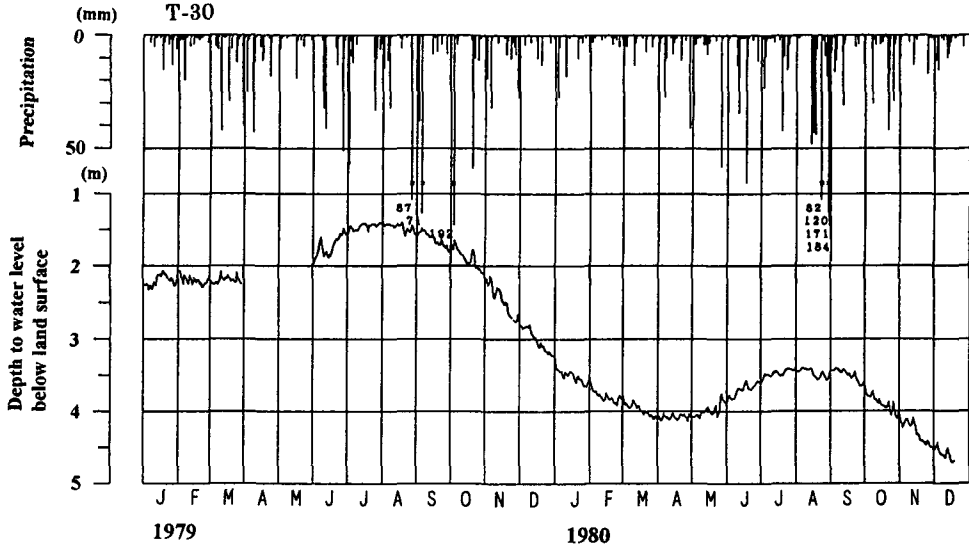


Fig. 9. Fluctuations in daily mean water level at well T-30 during the period from January 1979 through December 1980.

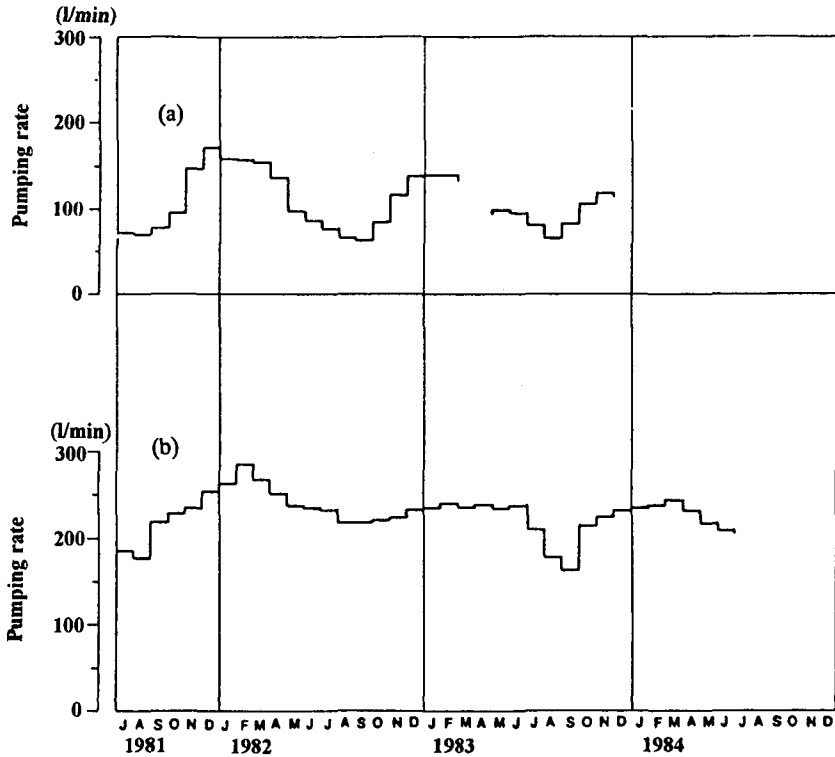
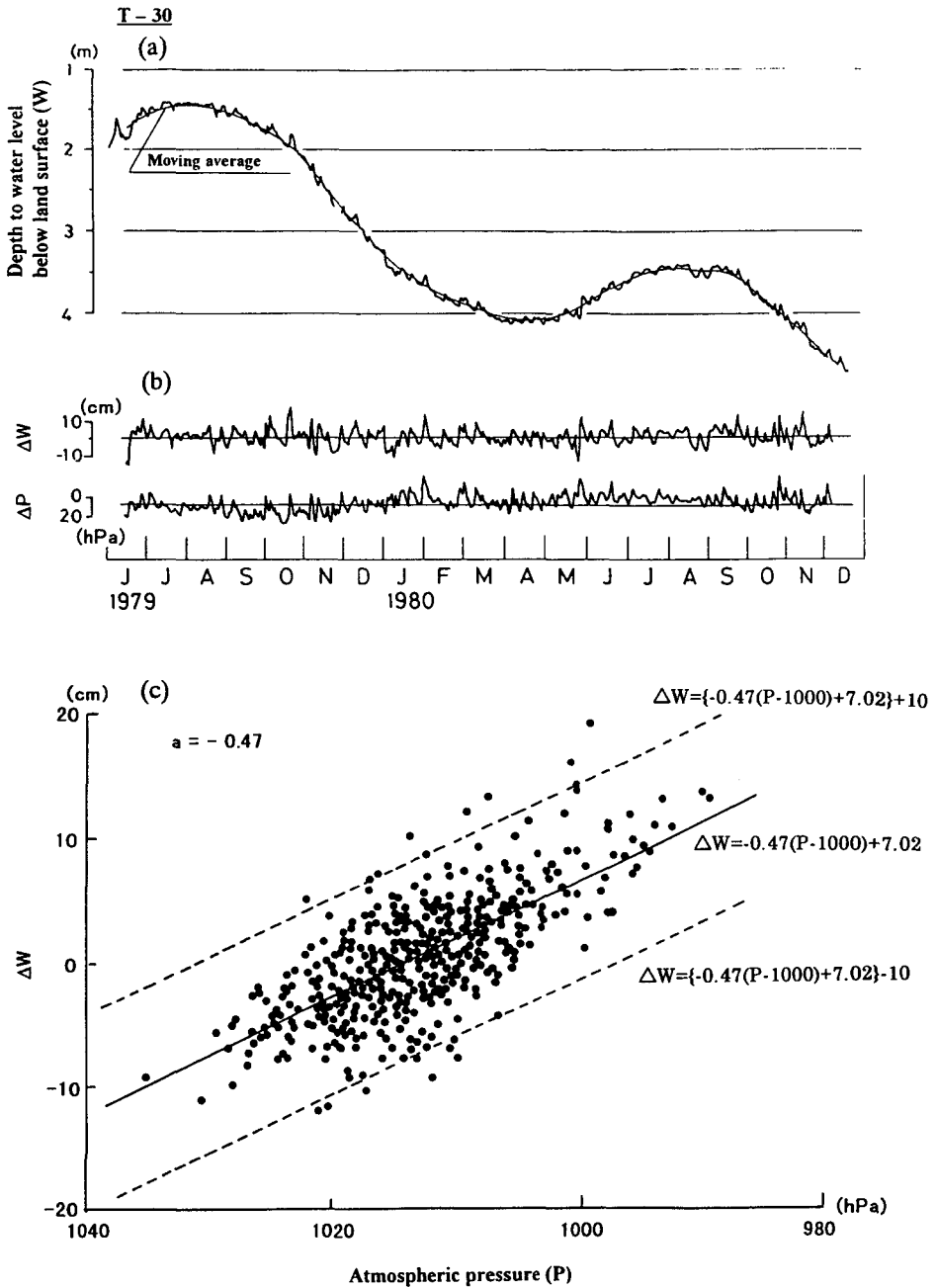


Fig. 10. Changes in monthly mean pumping rate measured at the selected wells where thermal waters are pumped for domestic use (a) and for bathing at hotel (b).



**Fig. 11.** Fluctuations of water level in well T-30 caused by atmospheric pressure changes. (a) : daily mean water level (W) and its moving average. (b) : atmospheric pressure changes ( $\Delta P$ ) and produced water level fluctuation ( $\Delta W$ ) ; (c) : relation between atmospheric pressure and produced water level fluctuations. Solid line indicates a regression line calculated from the data in the zone bounded by two broken lines.

量が夏季のほぼ2倍となっている。この地域にはホテルや旅館は少なく温泉は主として一般家庭で利用されているので、この地域の揚湯量は図(a)のような季節変化を示すものと想像される。ところで、Fig. 9において、冬季の水位を比較すると、1979年から80年にかけて約2 mの水位低下が生じている。これは、この時期が丁度多くの泉源で動力装置が設置された時期にあっており、周辺の泉源の揚湯量が急増したことによるものと考えられる。これらの変化のほかに、数日～1週間程度の短周期の水位変動がみられるが、これは気圧の変動にともなう水位変動である。水位を20日の区間で移動平均して短周期成分を取り除き、それと日平均水位との差を取って短周期成分を求め、室蘭地方気象台で観測された気圧変動を比較すると、Fig. 11の(a)に示すようになって、両者に非常によく対応がみられる。図において、 $\Delta W$ は水位変化の短周期成分、 $\Delta P$ は1,000 hPaを基準とした気圧変動であり、気圧が高くなると水位が低下するので、 $\Delta P$ は変化が逆に示してある。さらに、気圧と $\Delta W$ との関係

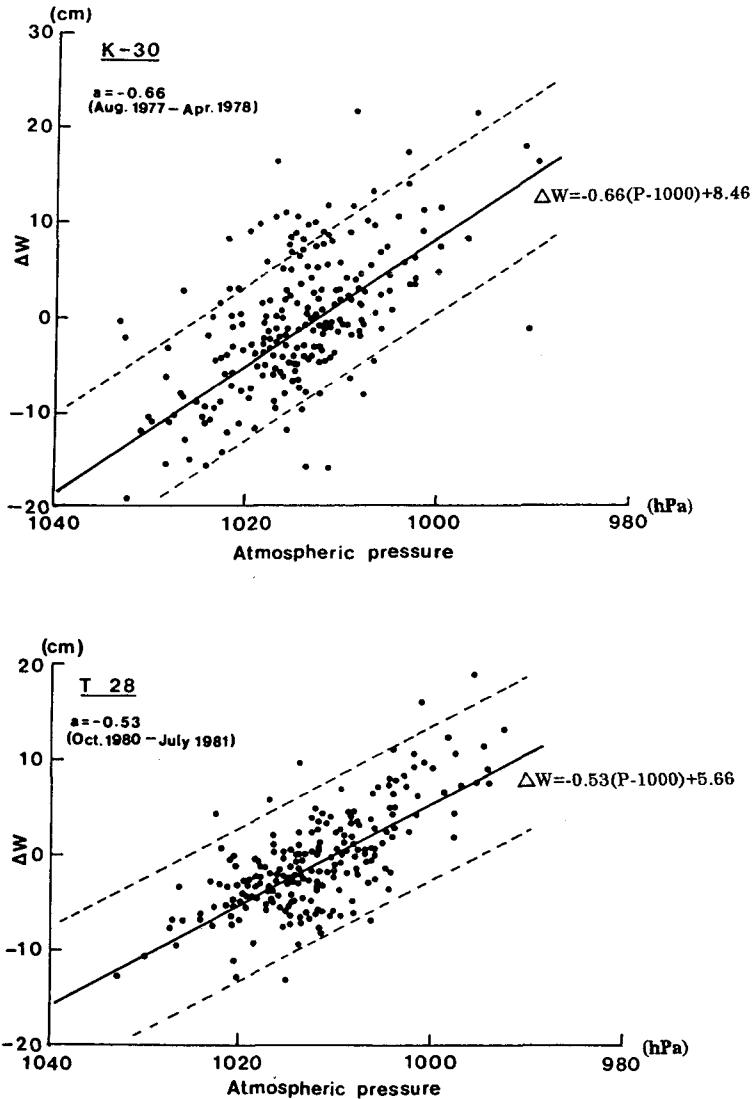


Fig. 12. Relation between atmospheric pressure and produced water level fluctuations.

を示すと、図の(c)のようになる。図の実線は最小自乗法で求めた両者の関係を示す直線である。2本の破線は水位変化が実線から $\pm 10$  cm以内の領域を示しており、この外側にプロットされる点は気圧変動にともなった水位変動だけでなく、周辺の泉源の揚湯量の変化など他の要因による変動を含むと考えて、計算から除いてある。気圧を水柱に換算して表したとき、気圧の変化とそれにともなった水位変化との比は気圧効率として知られる帯水層の定数である。実線の勾配から気圧効率を

求めると、この泉源では気圧効率が0.47となった。他の観測点でも、同様の結果が得られている (Fig. 12)。Table 2に、虎杖浜・竹浦地域で得られた温泉帯水層の気圧効率をまとめた。

### 3. 水位の経年変化

Fig. 13に竹浦地区のT-30において観測された月平均水位の変化を示した。月平均水位は日平均水位を月毎に平均して求めたものであり、1ヶ月のうち15日以上欠測があるときにはその月を欠測とした。観測は1988年12月まで続けられ、その後、中断している。温泉の水位は、周辺泉源の揚湯量の季節変動にともない、夏季に高く冬季に低くなるような年変化を繰り返している。1976年11月に観測が開始されてから77年3月までの間は僅かな水位低下がみられるものの水位は比較的安定していたが、89年から80年にかけて急激な水位低下が生じている。水位低下はその後も続き、冬季の水位を比較すると、年間に60~70 cmの割合で1988年まで水位が低下し続けている。Fig. 14は、T-7およ

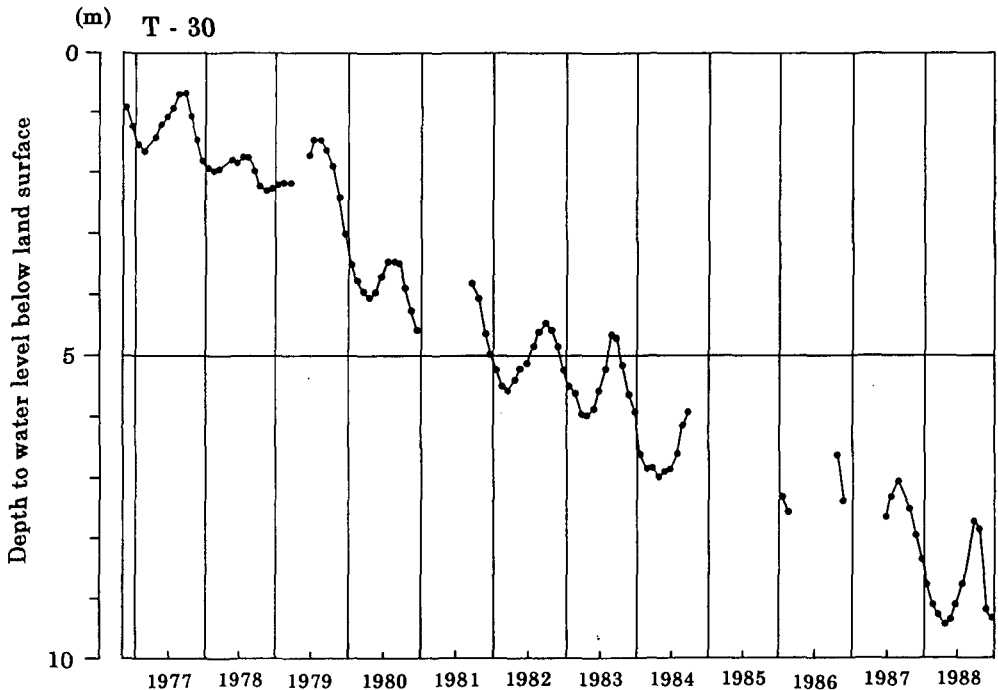


Fig. 13. Changes in monthly mean water level at well T-30 in the Takeura area.

Table 2. Barometric efficiencies of thermal water aquifers in the Kojohama-Takeura area.

Well No.	Barometric efficiency
K-9	0.54
K-30	0.66
T-7	0.55
T-28	0.53
T-30	0.47
(mean)	0.55

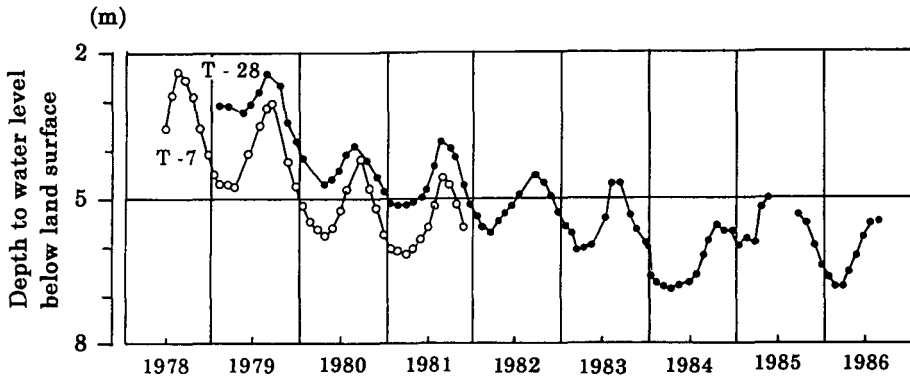


Fig. 14. Changes in monthly mean water level at wells T-7 and T-28 in the Takeura area.

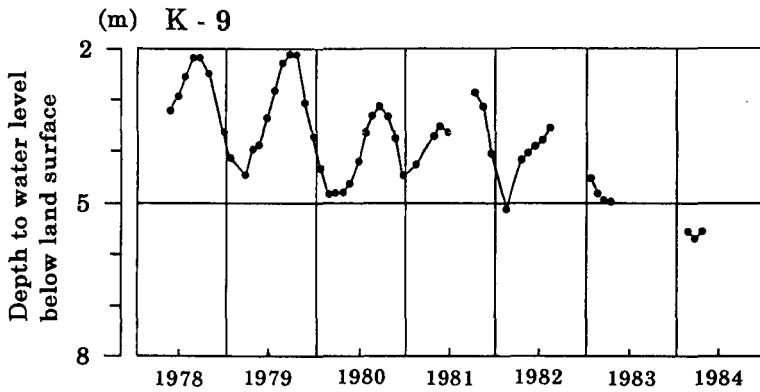


Fig. 15. Changes in monthly mean water level at well K-9 in the Kojohama area.

び T-28 において観測された水位変化を示したものである。これらの泉源でも T-30 と同様に、大きな年変化と経年的な水位低下が観測されている。

Fig. 15 に虎杖浜地区のアヨロ川流域にある泉源 K-9 において観測された水位変化を示した。この泉源では、水位に大きな年変化がみられるものの、経年的な水位低下は僅かであり、水位が比較的安定している。これは、この周辺の泉源がほとんど休止中の泉源であることや、近くに深部から温泉を導く地層の割れ目が存在し湧出機構が竹浦地区とは異なっていることなどによると思われる。

Fig. 16 に白老町中央部、石山地区の泉源 I-10 において観測された水位変化を示した。ここでは、1983 年から 86 年にかけての 3 年間に 10 m 近い急激な水位低下が生じている。その後、水位低下はやや緩やかになったが、年変化が非常に大きくなり、5 m 近い年変動を示している。この地域では、帯水層の透水性が悪いために、このような大きな水位変化が生じたものと思われる。事実、揚水試験の結果（浦上，1992）によると、虎杖浜・竹浦地域では透水量係数が  $14.2\sim 44.6\text{ cm}^2/\text{s}$  であるのに対して、白老町中央部から東部にかけての地域では、竹浦地区に近い 1 泉源を除くと、 $2.0\sim 9.3\text{ cm}^2/\text{s}$  と透水量係数がほぼ 1 オーダー小さくなっている。

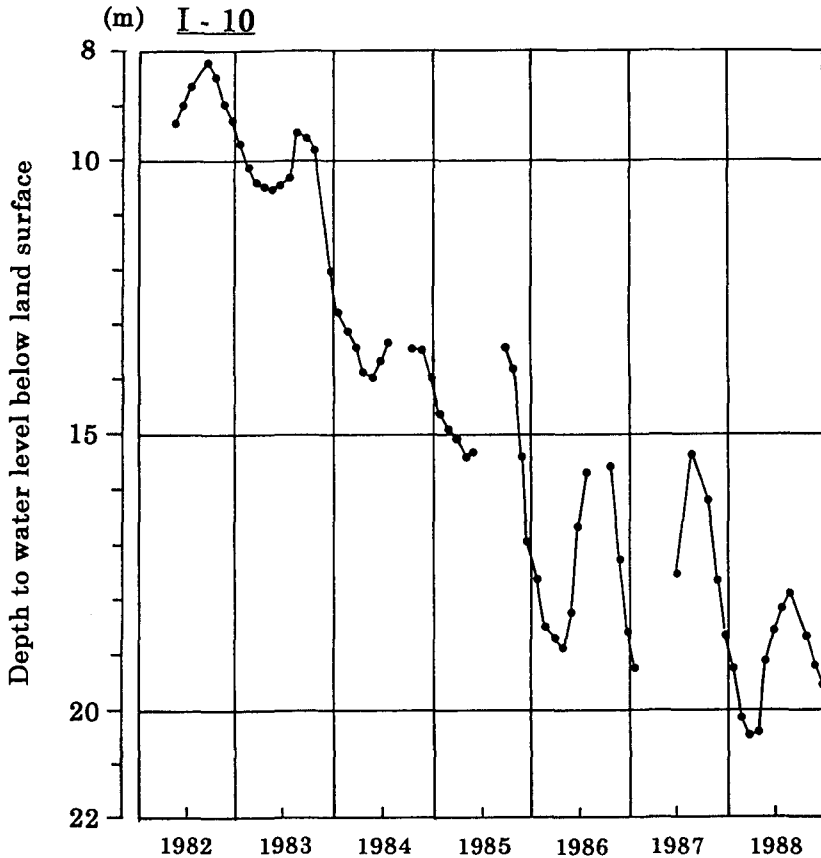


Fig. 16. Changes in monthly mean water level at well I-10 in the central part of the Shiraoi hot spring area.

## V. 温泉帯水層の構造

福富他 (1970) は、当時自噴していた泉源において自噴を停止すると、水位がステップ状に急激に上昇した泉源が存在したことから、温泉帯水層の下部に割れ目が発達した地層があり、水位が急上昇した泉源は割れ目に近い位置にあると考えている。しかし、すでに述べたように、虎杖浜・竹浦地域には3つの主要な温泉帯水層があり、それぞれに化学成分濃度が異なる孤立した熱水系が形成されていると考えられるが、福富他のモデルではこのような熱水系の存在を説明することが難しい。また、虎杖浜・竹浦地域の最下部の帯水層から湧出するグループIIIに属する温泉はCl含有量が380~470 mg/lであるが、虎杖浜西部のアヨロ川流域や白老町中央部にはCl含有量が1,000 mg/lの温泉が湧出しており、深部から供給される温泉のCl含有量が地域によって著しく異なるとは考え難い。むしろ、深部からの温泉の供給はなく、帯水層内に局所的に極めて透水性のよい部分があり、それに近い泉源では自噴を停止したときに水位がステップ状に急上昇したと考える方が合理的である。

そこで、簡単なモデルを用いて数値計算を行い、虎杖浜・竹浦地域で観測された水位変化の傾向と比較して、下部からの温泉の供給がないとして、温泉帯水層のおおまかな構造を調べてみた。計算には1次元モデルを用いた。温泉帯水層は厚さが一定で水平に広がり、上部が厚さ一定の難透水層で覆

われているとし、帯水層内では温泉や海水が水平方向にのみ流れると考えた。また、虎杖浜・竹浦地域では海岸の平地部に倶多楽湖を囲む外輪山の山麓が迫っているため、帯水層の山側の端が山麓部で閉じているとした。

### 1. 海側末端部の構造

まず最初に、海底への露出や断層などにより、帯水層が海側の端で海とつながっていると考え、温泉の揚湯にともなう水位変化を計算した。帯水層が海とつながっていると、帯水層に海水が進入し、帯水層内に温泉と海水の流れが生ずる。帯水層内の水の化学成分濃度を  $C$  とすると、1次元の移流分散方程式が、

$$\frac{\partial(nbC)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( nbD \frac{\partial C}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (qbC) - QC - Q'C \quad (1)$$

と表される。ここで、 $x$  は山側の端を原点にして帯水層にそって水平にとった座標である。また、 $n$  は空隙率、 $b$  は帯水層の厚さ、 $Q$  は単位長さあたりの揚湯量である。さらに、 $Q'$  は上部の難透水層を通過して地表に流出する温泉や海水の単位幅あたりの流出量であり、難透水層の厚さを  $d$ 、透水係数を  $K'$ 、帯水層内の水圧を  $p$  とし、地表の水圧をゼロとして、地表水と帯水層内の温泉との密度差を無視すると、 $Q'$  は、近似的に、

$$Q' = -K'(p/d - 1) \quad (2)$$

と表せる。また、 $D$  は分散係数であり、分子拡散を無視すると、縦分散率  $a$  を用いて、

$$D = aq \quad (3)$$

と表せる。 $q$  はダルシー流速であり、帯水層が水平であると考えているから、

$$q = -K \frac{\partial p}{\partial x} \quad (4)$$

となる。ここで、 $K$  は帯水層の透水係数である。

また、温泉や海水の密度が化学成分濃度のみによるとすると、流動方程式は

$$\rho S_s b \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} = Kb \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} - \rho Q' - \rho Q \quad (5)$$

となる。ここで、 $\rho$  は帯水層内の水の密度であり、 $S_s$ 、 $K$  はそれぞれ、帯水層の比貯留率および透水係数である。

帯水層の山側の端では、帯水層が閉じていると考えているから、境界条件が

$$\frac{\partial p}{\partial x} = 0 \quad , \quad (x=0) \quad (6)$$

と表せ、海側の端では、帯水層が海とつながっているから、境界条件が、

$$C = C_s \quad , \quad p = \rho_s g d_a \quad , \quad (x=L) \quad (7)$$

と表せる。ここで、 $C_s$  は海水の化学成分濃度、 $\rho_s$  は海水の密度であり、 $d_a$  は海面からの帯水層の平均深度である。

(1)～(7)式を用いて数値計算を行い、温泉の揚湯にともなう帯水層内の水圧の変化を求めた。計算には差分法を用い、格子間隔を 200 m とした。計算では、難透水層と帯水層の厚さをそれぞれ、200 m、300 m とした。福富他 (1970) や浦上 (1992) が揚水試験によって求めた値を考慮して、帯水層の比貯留率を  $1.0 \times 10^{-7} \text{cm}^{-1}$ 、透水係数を  $1.0 \times 10^{-3} \text{cm/s}$  とし、難透水層の透水係数を  $1.0 \times 10^{-6} \text{cm/s}$  とした。また、帯水層の空隙率を 15%、縦分散率を 10 m とした。温泉や地下水の密度を 1 g/cm、海水の密度を 1.025 g/cm とし、温泉や地下水の化学成分濃度を 0、海水の化学成分濃度を 1 として、濃度に

比例して密度が変化すると考えた。さらに、利用泉源の数などから、虎杖浜・竹浦地域の揚湯量を9,000 l/min と考え、地域の面積約3 km<sup>2</sup>で割り、単位面積あたりの揚湯量を0.95 l/cm<sup>2</sup>・yr とし、平地部(幅500 m; =300~800 m)から揚湯されているとした。揚湯については、一定量が揚湯されている場合と揚湯量が季節変化する場合とを考え、揚湯量が季節変化するときには、冬季の揚湯量は夏季の揚湯量の2倍であるとし、1月1日に揚湯量が最大となるように、揚湯量をsin曲線で表した。

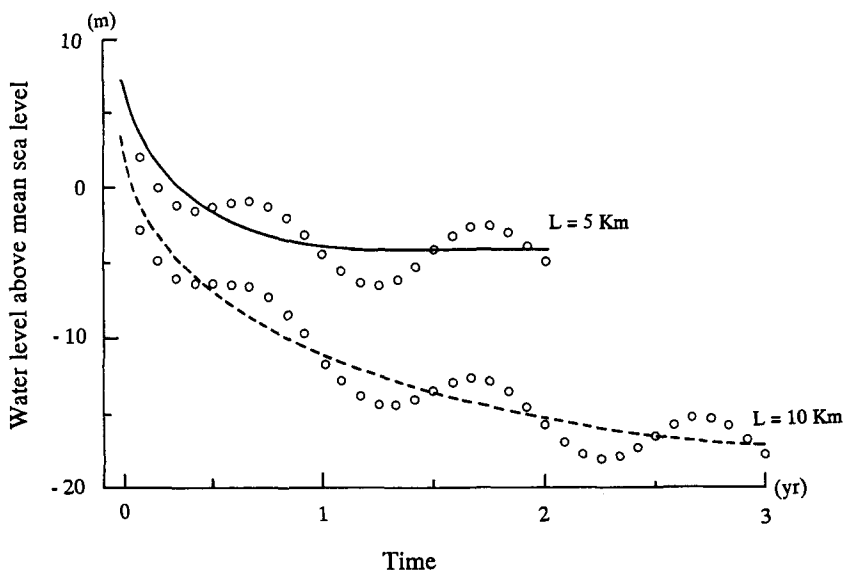


Fig. 17. Decrease in pressure head at discharge area caused by pumpage. The head is calculated by horizontal aquifer model with impermeable boundary at mountain side and opening to sea at the other side.

Fig. 17 に計算結果を示した。揚湯がないとして帯水層内の水圧分布が定常な状態になるまで計算した後、揚湯にともなう帯水層内の水圧変化を計算した。図には、平地部 ( $x=600$  m) における揚湯開始後の水圧変化が水柱に換算し海水面を基準として示してある。海水の密度が温泉や地下水より大きいので、初期の水圧が海水面より約7 m 高くなっている。実線は帯水層の長さを5 km, 破線は10 km としたときの計算結果であり、いずれも一定量揚湯した場合の水圧変化を示す。また、白丸は揚湯量が季節変動する場合の水圧変化であり、毎月1日の値がプロットしてある。毎年1月1日に揚湯量が最大となるようにしたが、水圧の変化はそれより遅く、帯水層の長さが5 km のときには約2ヶ月、10 km のときは約3ヶ月遅れて水圧が年間の最小値となっている。揚湯域の水圧は揚湯開始直後に急激に低下するが、帯水層の長さが5 km のときには揚湯開始後約1年で、10 km のときには約3年で水圧が一定値に達し、それ以後は、揚湯域の水圧低下を補うように温泉と海水の境界面が陸側に前進するために、水圧低下が生じていない。このような水圧変化は T-28 や T-30 において観測された水圧変化とは明らかに異なっており、温泉帯水層は海側の末端部に閉じていると考えられ、揚湯域の動水圧が海水面以下に低下しても海水が揚湯域に直ちに進入するようなことはないと考えられる。

もし温泉帯水層が両端で閉じているとすると、化学成分濃度による密度変化を考えなくてもよいので、流動方程式が簡単になり、水頭  $h$  を用いて、

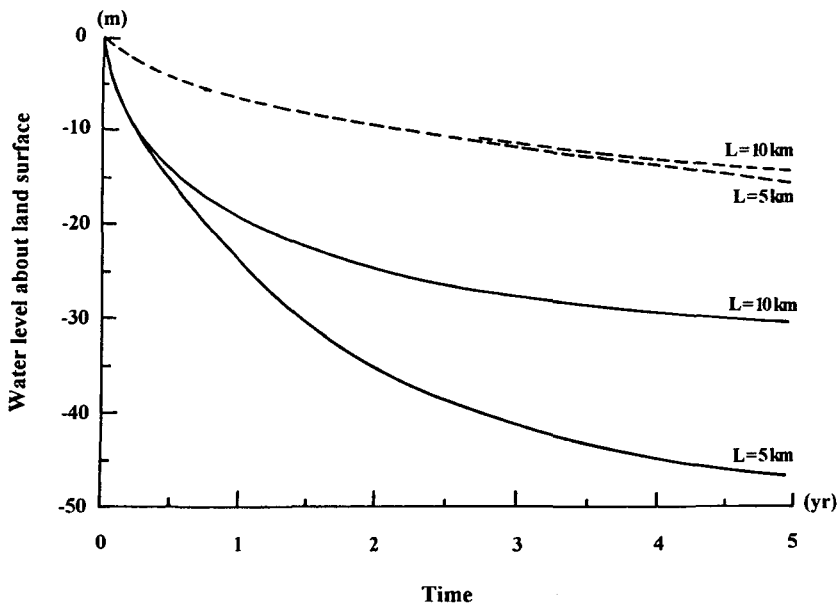


Fig. 18. Decrease in pressure head of aquifer in discharge area, calculated by horizontal aquifer model with impermeable boundaries at both sides of it.

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = T \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - Q' - Q \quad (8)$$

と表せる。ここで、 $S$ 、 $T$ はそれぞれ帯水層の貯留係数および透水量係数である。

帯水層および難帯水層の厚さや水理定数などに上述の値を用い、(8)式を用いて揚湯域の水頭変化を計算すると、Fig. 18に示すようになった。図には、初期の水頭が地表面に等しいとして、一定量を揚湯したときの計算結果が示してある。計算では帯水層の長さを5 kmおよび10 kmとした。実線は、これまでの計算と同様に、帯水層の貯留係数を $3.0 \times 10^{-3}$ 、透水係数を $30 \text{ cm}^2/\text{s}$ としたときの計算結果であり、破線は貯留係数を $3.0 \times 10^{-2}$ と非常に大きな値を用いたとき(福富他(1970)が揚水試験により求めた値に比べて2オーダー近く大きい)の結果である。揚湯開始後、水頭が急激に低下しているが、しだいに急激な水頭低下がおさまり、水頭がほぼ一定の割合で低下するようになる。揚湯を開始してから4年~5年の1年間の水頭低下は、実線で示した水頭変化では、帯水層の長さが5 kmのとき1.80 m、10 kmのとき0.93 mである。破線で示した変化では、それぞれ1.69 m、1.26 mとなり、貯留係数が大きくなると、帯水層の長さによる水頭低下の差が小さくなるものの、貯留係数による差はそれほど大きくない。このように水頭がほぼ一定の割合で低下する変化は観測結果の傾向と一致しており、前述の計算結果とともに、温泉帯水層は閉じた構造をもっていると考えられる。

## 2. 潮汐による水位変化

帯水層の海側の端が閉じているときには海とつながっていないので、潮位変化にともなった水圧の変化が直接帯水層に伝わることはないが、潮位変化によって海底に加わる荷重が変化し、それにもなって帯水層内の水圧が変化する。潮位による荷重の変化と帯水層内の水圧の変化との比は潮汐効率といわれ、帯水層の定数となっている。地下水の理論によると、潮汐効率と気圧効率の和は1である。水位観測の結果から、温泉帯水層の気圧効率が平均で0.55と求まっているので、この値から、潮汐効

率を求めると 0.45 となる。Fig. 8 において、実線が竹浦地区の  $\Delta H/\Delta T$  の変化を示すと考え、その値が 0.45 になる場所を求めると図の A の点となり、海岸線から海側へ 100 m の地点となる。 $\Delta H/\Delta T$  が潮汐効率に等しくなる地点を  $L$  とすると、そこでは潮位変化にともなって水頭が、

$$h = a \cos(\omega t) \quad , \quad x = L \quad (9)$$

と表されるような周期的な変化をすることになる。半日潮あるいは 1 日潮の周期変化を議論するには、その間の揚湯量や難透水層からの流入出量が変化しないと考えてよいので、(8) 式において、 $Q' = 0$ 、 $Q = 0$  とし、山側の端を不透水性境界、海側の端の境界条件に (9) 式を用いて方程式を解くと、潮汐にともなう水位変化が容易に求まり、

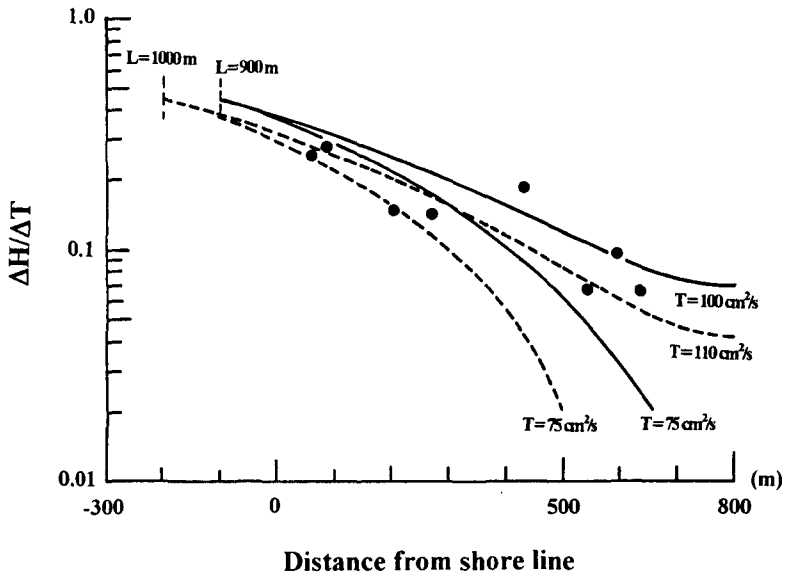


Fig. 19. Decrease in  $\Delta H/\Delta T$  with distance from shore line. Solid and broken lines are calculated from eq. (10) with various transmissivities of thermal water aquifer.

$$h = \text{Re} \left\{ a e^{i\omega t} \frac{\cosh \alpha x}{\cosh \alpha L} \right\} \quad , \quad \alpha = \sqrt{i\omega S/T} \quad (10)$$

となる。上式は、簡単のために、複素関数を用いて表してある。

半日潮の潮位変化について、(10) 式から  $\Delta H/\Delta T$  を計算すると、Fig. 19 のようになる。これまでの計算に用いたように、帯水層の貯留係数を  $3.0 \times 10^{-3}$  とし、 $a = 0.45$ 、透水量係数をパラメーターとして計算してある。(10) 式は単純な指数関数ではなく片対数でプロットしたとき、直線とはならない。 $L = 900$  m とし、 $\Delta H/\Delta T$  が 0.45 となる地点を海岸から 100 m としたときの計算結果は海岸線近くの泉源で観測結果と合っていない。そこで、 $\Delta H/\Delta T$  が 0.45 となる地点を 200 m とし、 $L = 1000$  m とすると、図の破線で示すようになり、透水量係数が  $110 \text{ cm}^2/\text{s}$  のとき、計算結果が黒丸で示した観測結果とかなり合っているといえる。

## VI. ま と め

北海道白老町虎杖浜・竹浦地域では、1962年に最初の泉源が掘削されて以来、10年余りの間に海岸線に沿った細長い平地部に90孔近い泉源が掘削された。開発当初は各泉源とも温泉の水压が高く大量の温泉を自噴していたが、急激な開発にともない温泉の水位が著しく低下し、現在ではすべての泉源が動力されており、動水位はほとんどの泉源で海水面以下にまで低下している。このような急激な水位変化を監視するために、1976年11月から休止中の泉源を用いて温泉水位の観測が行われている。これらの観測記録を整理し、温泉水位の経年変化を調べ、簡単なモデルを用いて数値計算を行い、温泉帯水層のおおまかな構造を調べた。また、1995年5月には、温泉の同位体分析を行った。得られた結果をまとめると、つぎのようになる。

(1) 白老町全域の温泉および地表水について、 $\delta D$ と $\delta^{18}O$ の分析を行った。温泉は地表水に比べて同位体的に軽い水であり、現在よりも寒い気象条件のもとで涵養された水であり、年代の古い水といえる。しかし、温泉の同位体特性には湧出深度や化学成分濃度による顕著な違いはみられなかった。

(2) 温泉の水位は、揚湯量の季節変化にともない、夏季に高く冬季に低くなるような年変化を繰り返している。水位の年変化は竹浦地区で2 m位であるが、この地域では温泉の揚湯量が測定されていないので、水位観測の結果を解析し、揚湯量と水位低下との関係を調べることができない。また、水位は年々低下を続けており、竹浦地区の泉源T-30では、1989年から観測が中断する88年まで年間に60~70 cmの割合で水位が低下している。白老町中央部の石山地区では、1983年から86年までの3年間に10 m近い急激な水位低下が生じた。その後、水位低下はやや緩やかになったが、年変化が大きくなり、5 m位の年変化が生じている。このような大きな水位変動は、揚水試験の結果と考えあわせると、この地区の温泉帯水層の透水量係数が非常に小さいことによると判断される。このような年変化や経年変化の他に、気圧変動にともなう数日程度の周期の水位変化が観測されており、気圧の変動と水位変化との関係から温泉帯水層の気圧効率を求めると、0.41~0.51(平均0.55)となった。

(3) 温泉帯水層は厚さが一定で海側に水平に広がり、その上部が難透水層に覆われていると考えて、1次元モデルを用いて数値計算を行った。帯水層は山側で閉じると考え、海側では断層や帯水層の露出などにより、海とつながっているとして、温泉の揚湯にともなう水位変化を計算すると、温泉の水位は比較的短期間で一定値に達することが明らかになった。また、海側の境界が閉じているとすると、揚湯にともなう水位低下が続き、観測結果と同様な傾向が得られた。この結果から、温泉帯水層は海側で閉じていると考えられ、動水位が海水面以下に低下しても海水が揚湯域に直ちに進入することはないと考えられる。

## 文 献

- 福富孝治他, 1970. 北海道白老町虎杖浜・竹浦地域の温泉調査. 北海道大学地球物理学研究報告, **24**, 27-55.  
新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1990. 地熱開発促進調査報告書中間報告書. 36-37.  
浦上晃一他, 1972. 北海道白老町の温泉調査. 白老町.  
浦上晃一・大谷守正・長岡徠三. 北海道白老町虎杖浜・竹浦地域温泉の地下構造. 温泉工学会誌, **13**, 79-88.  
浦上晃一, 1987. 北海道白老町虎杖浜・竹浦地域温泉の地下構造と熱水系. 北海道大学地球物理学研究報告, **29**, 169-190.  
浦上晃一, 1992. 北海道白老町地域温泉の地下構造. 北海道大学地球物理学研究報告, **29**, 1-19.