

弟子屈地域の地熱資源 その1

——主として熱水系モデルについて——

松波 武雄・八幡 正弘

まえがき

本報告は、当調査所が昭和57~59年(1982~1984)に実施したエネルギー資源調査をもとに、弟子屈・鎧別温泉を中心とした地域(現在、摩周温泉と呼称されつつある)の地熱系について、主として地質学・地球化学的検討結果をとりまとめたものである。

弟子屈町本町地区(市街地)は、明治18年(1885)の温泉開基以降に開拓が進められ、温泉資源とともに発展してきた町である。浴用利用から始まった熱利用は、現在では暖房・給湯・農水産利用・ロードヒーティング・プール利用など多方面に展開されてきている。特に、昭和52年(1977)に弟子屈町振興公社によって開始された給湯事業は、道内最大規模となっている。

弟子屈市街地には、100孔近くの泉源が分布し、なかには100℃の高温泉もみられる。まさに高温熱水賦存地域の直上に市街地が発達しているといえる。これまで泉源開発の大部分は、経験的に進められてきており、開発に伴って地下情報は必ずしも得られてきていないのが実情である。わずかに福富ほか(1957, 1963, 1970)により湧出機構および水理的検討がなされてきたにすぎない。しかし、当時の開発深度は最大200m程度であった。現在、開発深度は1000mを越えており、一部には枯渇現象もみられてきているとされている。

当調査は、弟子屈・鎧別温泉を中心とする高温熱水資源の胚胎機構を解明し、併せて資源評価を行うことを目的としている。地質調査および物理化学的探査を中心に実施したが、孔井の揚湯試験・干渉試験などは実施にいたらなかった。このため、水理特性にもとづいた資源評価については、今後の大きな課題として残されている。本報告では、地質の総括を八幡が、熱水系モデルの総括を松波が行った。な

お、同時に実施した物理探査(電気探査・重力探査・磁力探査)および地化学探査については、資源評価とともに別途報告する予定である。

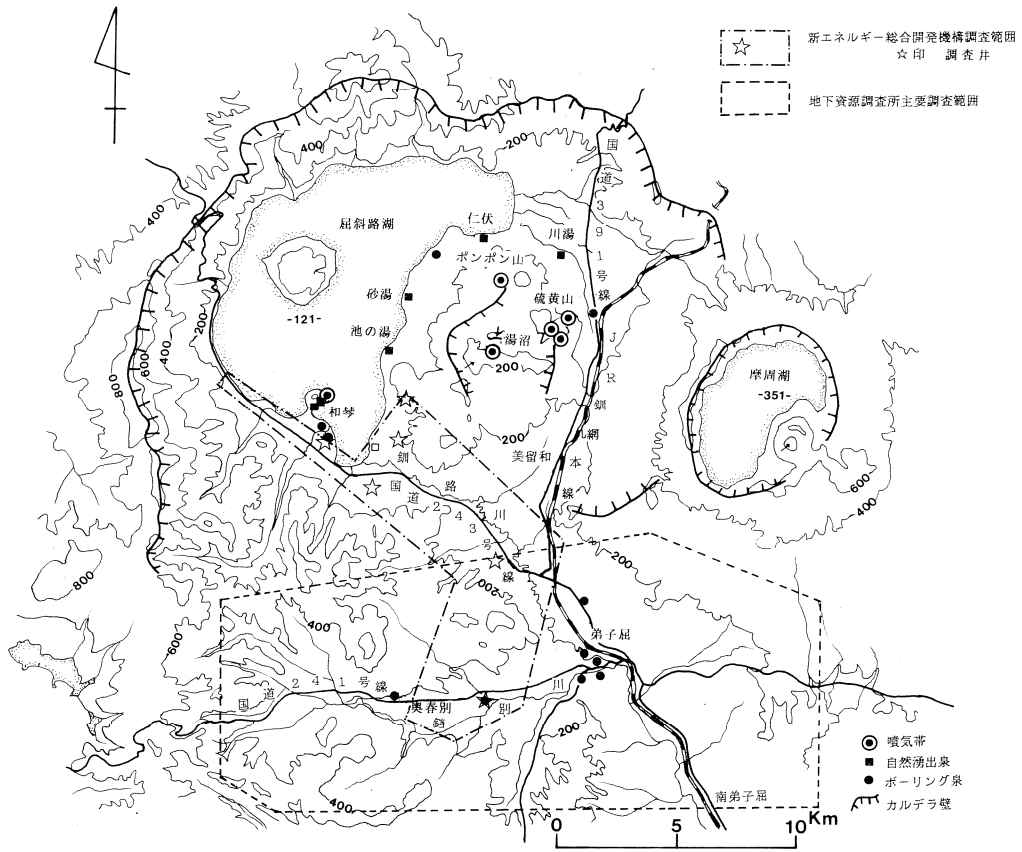
従来、当地域の温泉資源に関する報告では、一般に、弟子屈と鎧別温泉は浅部徴候からみて区別して取り扱われてきた。しかし、両温泉間の距離は1km内外にすぎず、湧出機構については統一的に把握されるべきものである。当報告では、弟子屈温泉として一括して取り扱う。特に区別が必要な場合は、鎧別川を境とし北側を弟子屈市街地区、南側を鎧別地区と表記する。

現地調査に際しては、弟子屈町役場関係各位に多大なお世話になった。新エネルギー総合開発機構および新エネルギー財団には、地熱開発促進調査の坑井地質の観察の許可とコアの譲与をしていただいた。北海道開拓記念館赤松守雄博士には、具化石の鑑定をしていただいた。調査時には、当所技術探査部の方々とは種々討論を行った。とりまとめに当たっては、当所早川福利地質調査部長にご討論をいただいた。上記の方々に明記して厚くお礼申し上げます。

I 地理的概要

弟子屈町は、釧路支庁の北部約60kmに位置している。阿寒国立公園の70%余りの面積が町管内に含まれる。当町は屈斜路湖・摩周湖・硫黄山など優れた景観と川湯・弟子屈などの大きな温泉地が存在する道内有数の観光地をかかえた観光農村地帯である(第I-1図)。

管内の北半部は、東西径26km、南北径20kmの屈斜路カルデラからなる。カルデラ底の中央には、アトサヌプリ火山群の溶岩円頂丘群が存在する。カルデラ内ではアトサヌプリ火山群を取り巻いて標高120~250mの平坦面が形成されており、北西部には面積77.5km²の屈斜路湖(標高121m)が横たわっている。カルデラ内の水系は、カルデラ壁(平均標高



第 I - 1 図 調査位置図
Fig. I - 1 Locality of prospected area.

400~600m) から屈斜路湖に注ぐ短い河川しか発達しておらず、湖水は釧路川となって流出している。管内の南半部は、東西で様相を異にしている。西部は標高500~700mの比較的急峻な山地からなる。この山地は、知床半島から屈斜路・阿寒火山に連なる脊稜山地の一部に相当する。東部は根釧原野の北縁に相当し、標高120~200mの丘陵地帯を形成している。水系は、屈斜路湖を源とする釧路川が中央部を北西から南東に流下しており、これに西方の山地から東流する鉚別川が弟子屈市街で合流している。管内の大きな集落は、弟子屈本町地区、川湯地区の2つがあり、これらの温泉地に町の人口の8割が集中している。その他は農家などであり、屈斜路湖畔・釧路川および鉚別川沿いなどに散在している。管内の面積は77.265haで、地目別では山林が65.5%、屈斜路湖・摩周湖及び河川が13.3%、農用地11.7%、原野及び雑種地5.6%、宅地ほか3.8%と

なっている。主要な産業は、農林業であり特に酪農・畑作が中心となっている。しかし、大きな2カ所の温泉地をかかえていることからサービス業の比重が極めて高い。年間おとずれる観光客は約400万人に達し、観光収入に大きく依存した経済となっている。産業別就業人口(約6,300人)の内訳は、1次産業が27%、2次産業が19%、3次産業が54%となっている。道路は、観光地を中心に整備されている。管内を南北に貫く道路には、釧路一標茶一弟子屈一川湯一小清水間の国道391号線、釧路一鶴居一弟子屈間の道道釧路鶴居弟子屈線、弟子屈一和琴一美幌間の国道243号線がある。東西に貫く道路には、阿寒湖畔一弟子屈間の国道241号線、弟子屈一虹別一別海間の国道243号線がある。鉄道は、釧路一標茶一弟子屈一川湯一斜里間にJR釧網本線が南北に貫いている。

気候は、平均気温5℃、年間の積算温度は2,000℃以下である。盛夏の候でも25℃を越えることは極めて稀であり、夏期は過ごしやすい。一方、厳寒期はしばしば-20℃以下になり、冬期は厳しい気象条件にある。降雪は10月下旬に初雪、12年初旬に根雪となり、消雪時期は翌年の4月下旬である。霜は10月中旬に初霜をみて、5月中旬に終わる。このため、暖房は夏期の短期間を除いて年間を通じて必要である。なお、霧は5～8月に発生し、6・7月は濃霧の多い気候となっている。降水量は年間1,100mm程度である。

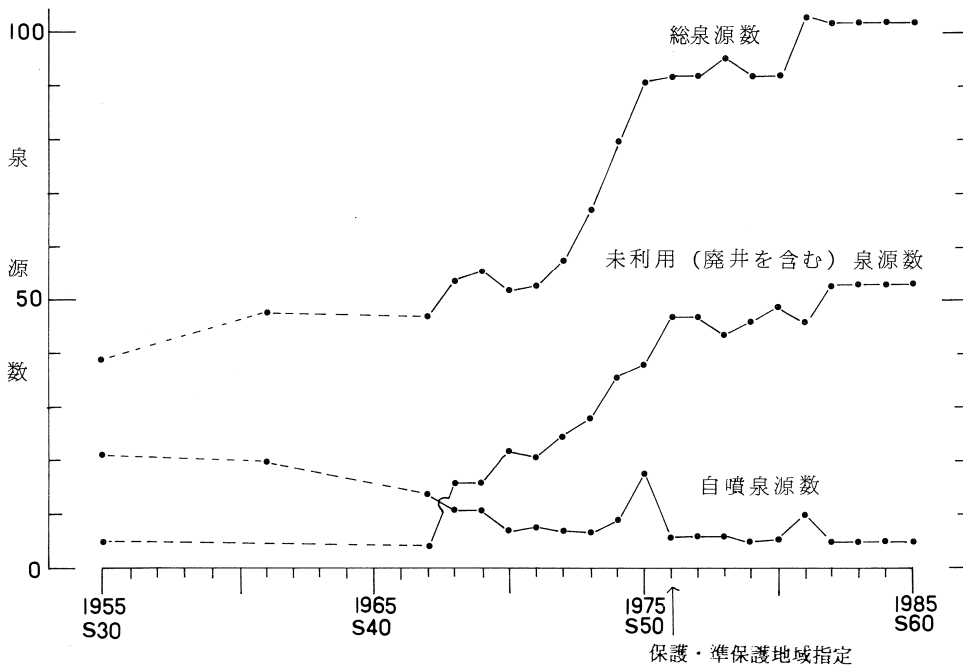
II 開発・調査経過

弟子屈温泉は、石川県人本山七右衛門が明治16年に葦原を切り開いて和人最初の家を見て、同18年(1885)に一家ともども移住し温泉宿を経営したことに始まる。隣接する鎧別温泉は、明治32年(1899)に青木元右衛門が入地し、温泉を求めてくる人達に部屋を提供したことに始まるとされている(弟子屈町, 1981)。その後、いわゆる温泉場として発展するが、本格的に観光地として整備されたのは、昭和6年(1931)の釧網本線の全線開通、昭和9年(1934)

の阿寒国立公園の指定が契機となったとみられる。掘削による泉源開発の多くは戦後のことと推定されるが、特に昭和40年後半には泉源開発が著しく進展した(第II-1図)。これらの泉源開発の進展は、一部で資源枯渇現象を発生させてきた。このため、道では昭和51年4月(1976)に弟子屈市街を中心に保護地域・準保護地域を設定し、掘削制限を実施してきている。

温泉利用については弟子屈地域は道内で先駆的な地域であり、温泉利用分野のほぼ全てにおいて活用が図られている。特に、昭和52年(1977)に開始された給湯事業は道内最大規模となっている。

弟子屈温泉の本格的な温泉調査は昭和30年以降であるが、昭和30～45年(1955～1970)と昭和53年以降(1978～)の2期にわけることができる。第1期の調査・研究は、当温泉の湧出機構・資源評価に対する先駆けとなっており、その後の調査の基礎をあたえている。特に、枯渇現象に対する警鐘を与えた点で高く評価される。しかし、当時の掘削深度は最大200mであり、深部のデータが殆ど得られない状況の下での調査・研究であった。第2期の調査・研究は、地熱開発に視点をおいたものであり、各種の



福富ほか(1957, 1963, 1970)・道保健環境部データより作成

第II-1図 泉源数の変遷

Fig. II-1 Progress of drilling process.

物理探査・地化学探査などを主体とし、組織的に展開されてきた。また、深部探査のための試錐調査もなされている。

第1期(1955~1970)の調査・研究

昭和30年(1955)、福富らが弟子屈温泉の泉源調査および1m深地温調査を実施した。この調査により、福富ほか(1957)は、弟子屈温泉(市街地区)について3源温泉・1地下水の4水系混合モデルを示した。この調査は、当温泉の本格的な温泉調査の最初のものである。その後、福富らは昭和34年・36年・44年に、これらの調査を継続発展させ、帯水層評価・枯渇現象について論じている(福富ほか, 1963, 1970)。

地質学的調査は、昭和36年に実施され(石川ほか, 1963)、温泉の熱水組成については、太秦ほか(1959)、中谷・多賀(1961)の先駆的な研究がある。

第2期(1978~)の調査・研究

昭和54年(1979)、北海道立地下資源調査所は新たに熱水組成の分析を行うとともに、これまで報告されている調査研究資料の集約整理を行った(北海道立地下資源調査所, 1980)。

昭和54年(1979)、地熱開発基礎調査「アトサヌプリ地域」が地質調査所(1979)および日本地熱資源開発促進センター(1979)により実施されている。この時の調査項目は、変質帯調査・地化学調査・放熱量調査・重力探査および微小地震探査の5項目である。弟子屈温泉は調査範囲に含まれていないが、変質帯調査以外の項目について当温泉に関する貴重なデータを提供している。

昭和55年(1980)、北海道立地下資源調査所および弟子屈町により、弟子屈市街中心部において深度720mの試錐調査(町6号泉源)が実施され、熱水333~370ℓ/min(100℃)、蒸気1.3~1.5t/hrが噴出した。この調査は、これまで泉源数の多さの割にデータが皆無に近かった市街地深部における地質・地下温度などに関する資料を提供した(藤本ほか, 1981)。

続いて昭和57~59年(1982~1984)、地熱開発促進調査「弟子屈西部地域」が新エネルギー総合開発機構(1985)により実施されている。この時の調査項目は、地化学探査・電気探査(ダイポールマッピング法)・電磁探査(A F M T法)・環境影響調査および計6本(深度1,000~1,800m)の試錐探査である。弟子屈温泉は調査範囲に含まれていない(第I-1図)が、総合解析のなかで、当温泉を含めた熱水循環系モデルが論じられている。この調査は地下深部に関するデータの飛躍的な蓄積をもたらした。

熱水組成の研究では、松葉谷ほか(1978)の全道的な同位体化学的調査があり、このなかで当温泉の試料が扱われている。

当所の調査は、地熱開発促進調査と平行して昭和57~59年(1982~1984)に実施し、弟子屈温泉を中心とした高温熱水資源の評価を目的とした。

III 地 質

弟子屈地域は千島弧南部の脊梁部に位置する。この脊梁部は八幡・松波(1986)により阿寒一屈斜路隆起帯と呼ばれ、南東側の標茶一標津堆積盆地と北西側の網走堆積盆地とに挟まれた隆起域を形成している(第III-1図)。

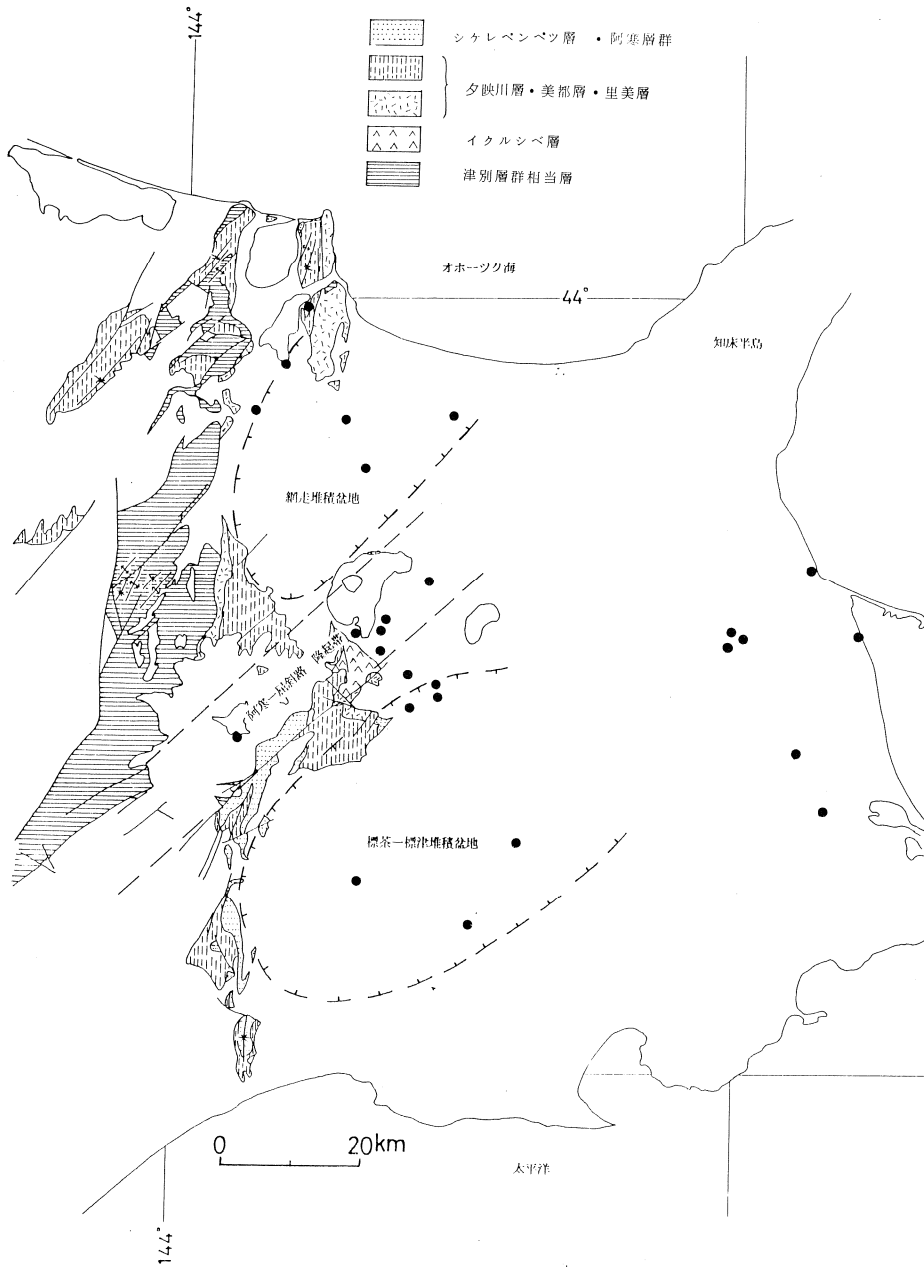
弟子屈地域の地質に関する研究は、勝井(1962)および佐藤・垣見(1967)により行われた。勝井(1962)は屈斜路湖南西部の山地に分布する新第三系について、下位より変朽安山岩および緑色凝灰岩よりなるイクルシベ層、安山岩質集塊岩および溶岩を主とする尾札部層、さらに、安山岩溶岩よりなるサットモナイ火山岩に区分し、これらの地層は新第三系中部~上部であろうとした。一方、佐藤・垣見(1967)は弟子屈西方の鎧別川流域に分布する新第三系について、下位より変朽安山岩および緑色凝灰岩よりなるイクルシベ層、凝灰岩礫岩・泥岩よりなる尾札部層、凝灰岩を主とするシケレペンベツ層、さらに、安山岩溶岩丘に区分し、前二者を中新世に、後二者を鮮新世に対比した。

その後、とくに、新第三系に関する研究はないが、新エネルギー総合開発機構(1985)は「弟子屈西部地域」の報告書の中で、前述の層序を踏襲し、6本の地熱調査井の坑井地質層序を前述の層序に対比させた。

筆者らは弟子屈西部山地の地表地質調査を行い、前述の層序を一部改定した(第III-1表)。また、弟子屈地区および川湯地区の温泉開発井の坑井地質層序を検討し、弟子屈西部山地の地質層序との比較を行った。さらに、新エネルギー総合開発機構「弟子屈西部地域」の6本の地熱調査井の全部のコアを観察する機会を得て、筆者らの層序と比較し、地下地質を検討した。

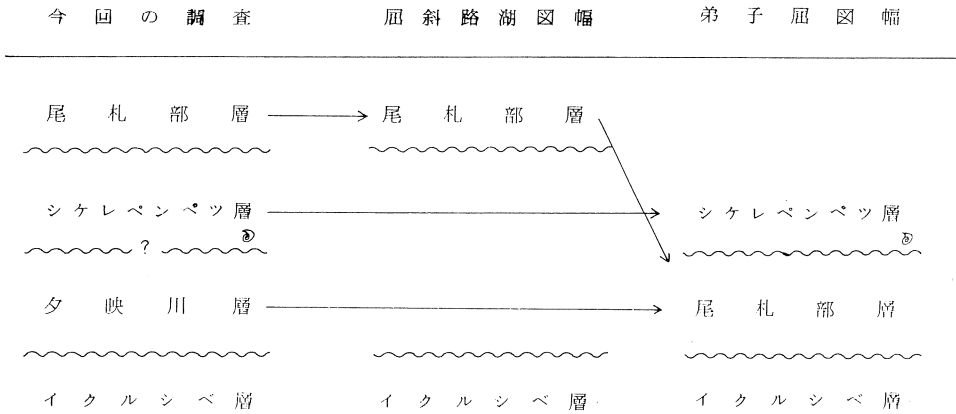
一方、第四紀における火山活動史については、勝井(1962)、国府谷ほか(1962)、勝井・佐藤(1963)、佐藤(1965)、佐藤・垣見(1967)などにより詳しく検討された。これらを第III-2表にまとめた。

本報告では地熱貯留層となる新第三系について主



第III-1図 阿寒—釧路地域の地質構造図
 Fig.III-1 Geological structure of the Akan-Kushiro area.

第III-1表 弟子屈地域の新第三系対比表
Table.III-1 Geological correlation of Neogene in the Teshikaga area.



第III-2表 第四紀火山活動史の総括
(勝井, 1962, 国府谷ほか, 1962, 勝井・佐藤, 1963, 佐藤, 1965, 佐藤・垣見, 1967を参照)
Table.III-2 Summary of the Quaternary volcanism.

	阿寒火山	屈斜路火山	アトサヌプリ火山	襟岡火山
沖積世	阿寒火山中央火口丘II (雌阿寒火山)		新期アトサヌプリ 火山岩群II	中央火口丘 (1000B, E)
	(雄阿寒火山)			摩周カルデラ形成 (7000BE)
更新世	(フツブシ火山)	屈斜路湖現形	新期アトサヌプリ 火山岩群I	摩周軽石 成層火山 (外輪山溶岩)
	(新期湖成層)		中島火山	
	(フレベツ火山)	屈斜路カルデラ形成	アトサヌプリ カルデラ形成	
	バンケ溶結凝灰岩	新期屈斜路 火山砕屑流堆積物	古期アトサヌプリ 火山群	
	古阿寒湖層	中期屈斜路 火山砕屑流堆積物		
阿寒カルデラ形成	古期屈斜路 火山砕屑流堆積物			
阿寒外輪山溶岩類	屈斜路火山 外輪山溶岩類			

として述べる。

III-1 弟子屈西部山地の地質

弟子屈西部山地には先第三系基盤岩類は露出しな
い。新第三系は下位よりイクルシベ層・夕映川層(新
称)・シケレベンベツ層・尾札部層(再定義)よりな
る。また、これらの上位には新期火山岩類(辺計札
山溶岩・サットモナイ火山岩など)が分布している

(第III-2図・第III-3図)。以下に各層について述
べる。

イクルシベ層 (勝井, 1962)

本層は勝井(1962)のイクルシベ層にほぼ相当す
るが、勝井(1962)による変朽安山岩の一部は貫入
岩であることが明らかになった。また、エントコマッ
プ川流域の泥岩および火砕岩類は上位の夕映川層に
あたる。また、佐藤・垣見(1967)によるイクルシ

時代	柱状図	地層名	層厚 (M)	岩相等		
第四紀	沖積世	現河床堆積物				
		火山噴出物 段丘堆積物				
	更新世	新期 火山岩類 サットモナイ 火山岩 辺計礼山 溶岩		玄武岩・安山岩溶岩		
新第三紀	鮮新世	尾札部層		安山岩溶岩 凝灰角礫岩 凝灰岩・泥岩		
		シケレ ベンペツ層	70+	安山岩質凝灰角礫岩 凝灰岩・砂岩・泥岩		
	中期	夕映川層	上部層	240+	安山岩質火山礫凝灰岩 凝灰角礫岩 軽石質凝灰岩	
			中部層	40 120	150±	細～粗粒凝灰岩 泥岩 軽石凝灰岩 凝灰岩を介在
			下部層	0 - 230		安山岩質凝灰角礫岩 軽石凝灰岩
			火砕岩層 III	0 - 120		細粒凝灰岩 軽石凝灰岩
			火砕岩層 II	0 - 160		安山岩質凝灰角礫岩 礫岩
	新世	イクルシベ層	上部層	300+	安山岩質凝灰角礫岩 溶岩	
			中部層	250		石英安山岩質 火山礫凝灰岩
			下部層	100+		安山岩質凝灰角礫岩

第III-2図 弟子屈西部地域の地質総括

Fig.III-2 Stratigraphic sequence of the western part of Teshikaga Town.

べ層の多くは上位の夕映川層に含まれる。

(模式地) 尾札部川流域およびイクルシベ山周辺地域。

(分布および岩相) 本層は下部層・中部層・上部層に区分される。

下部層は尾札部川下流域に分布し、主として安山岩質凝灰角礫岩および粗粒凝灰岩よりなる。層厚は100m 以上である。

中部層はエントコマップ川下流域・尾札部川下流域およびその東方山地、さらに、札友内川中流域に分布し、石英安山岩質軽石凝灰岩・粗粒凝灰岩・軽石凝灰岩よりなる。主に、石英・斜長石斑晶を特徴的に含有し、全体的に塊状を呈し、一部に溶結凝灰岩が認められる。構造は不明のことが多い。層厚は約250m である。

上部層は尾札部川中～上流域およびその東方山地・鋳別川中流域・阿寒横断道路沿いに分布する。さらに、ハナクシベ川上流に地窓状に分布する。本

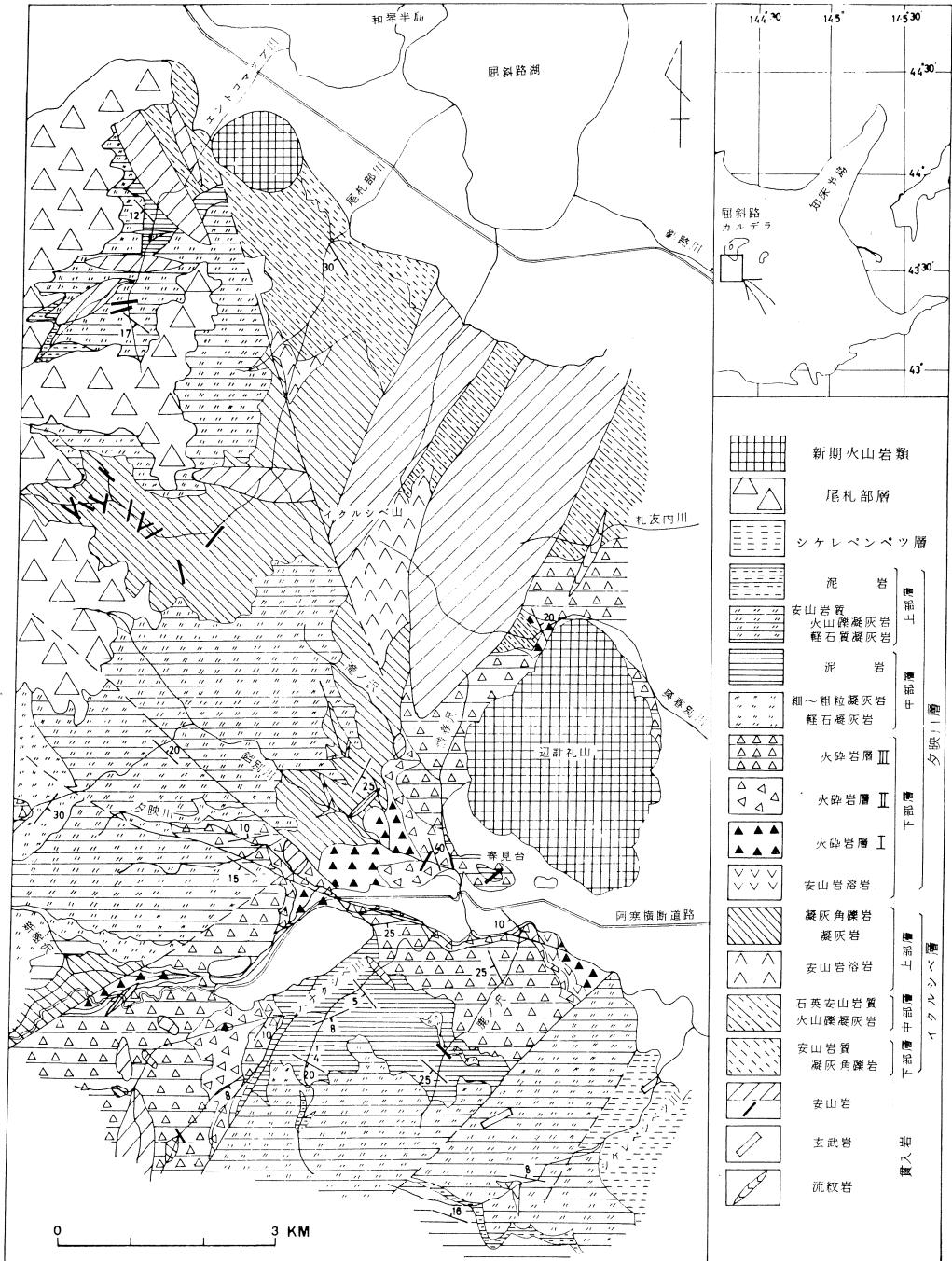
層は主に安山岩溶岩および同質火砕岩類よりなる。安山岩溶岩は斜長石・輝石斑晶がめだつて変質安山岩であり、塊状を呈する。火砕岩類は凝灰角礫岩・火山角礫岩・火山礫凝灰岩よりなる。火山礫凝灰岩中には多量の軽石を含有し、部分的に軽石凝灰岩を介在する。阿寒横断道路およびハナクシベ上流に分布する本層は石英安山岩質凝灰角礫岩を含む。また、尾札部川上流右岸支流に分布する火山礫凝灰岩中には溶結凝灰岩層を介在する。層厚は300m 以上である。

本層は全体に変質作用を受けて緑色化が進んでおり、緑レン石・アルバイト・緑泥石・絹雲母が生成している。とくに、鉍化作用の著しい部分で黄鉄鉍鉍染・石英脈が生成している。

(産出化石) 佐藤・垣見 (1967) は *Fagus sp.* および炭化木を報告している。

夕映川層 (新称)

佐藤・垣見 (1967) による鋳別川流域およびその



第三-3図 弟子屈西部山地の地質図
 Fig.III-3 Geological map of the western part of Teshikaga Town.

支流に分布する尾札部層は、勝井(1962)による模式地の尾札部層に連続せず、その下位に不整合関係で分布することが明らかとなったので、ここに新たに夕映川層を設定した。

(模式地) 夕映川流域およびハナクシベ川流域。

(分布および岩相) 本層は下位より、下部層・中部層・上部層に区分される。

下部層は下位より、火砕岩層Ⅰ・火砕岩層Ⅱ・火砕岩層Ⅲに区分される。

火砕岩層Ⅰは鉛別川下流・滝ノ沢・奥春沢に分布する。さらに、ハナクシベ川上流および阿寒横断道路沿いに地窓状に分布する。本層は安山岩質凝灰角礫岩を主とし、鉛別川の奥春別西方の河床では安山岩溶岩が認められる。凝灰角礫岩は径5~30cmの安山岩の角礫を主とし、基質は粗粒凝灰岩・軽石質火山礫凝灰岩よりなる。異質礫として、変質安山岩や緑色凝灰岩を含有する。基底には礫岩が分布し、鉛別川下流左岸の林道および河床では幅100mにわたり礫岩層が分布している。礫は径50~100cmの垂角~円礫で、礫種は変質安山岩、凝灰角礫岩・凝灰岩・珪化岩である。基質はほとんどなく、ルーズである。礫岩層の上位には軽石凝灰岩が重なっている。火砕岩層Ⅰの層厚は0~160mである。

火砕岩層Ⅱは夕映川・鉛別川・ハナクシベ川に分布する。本層は軽石凝灰岩・細粒凝灰岩を主とし、一部に軽石質火山礫凝灰岩・泥岩を介在する。軽石凝灰岩・細粒凝灰岩は淡緑色~淡褐緑色を呈し、石英安山岩質である。火山礫凝灰岩はやや安山岩質である。本層は層理の発達がよく認められる。層厚は0~120mである。

火砕岩層Ⅲは鹿ノ沢・ハナクシベ川・夕映川・新樹沢・鉛別川上流および阿寒横断道路沿いに分布する。本層は安山岩質凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩よりなる。凝灰角礫岩層は礫径5~100cmの安山岩礫を主とするが、阿寒横断道路沿いおよび夕映川・ハナクシベ川上流では異質礫として花崗閃緑岩・石英安山岩・変質安山岩・緑色凝灰岩を多数含有する。火山礫凝灰岩は軽石を多数含有することが多い。また、鹿ノ沢では泥岩を介在する。層厚は0~230mである。

中部層は泥岩層と凝灰岩層に区分される。両者は離れて分布するため、両者の直接の関係は不明であるが、上下の地層との層位関係から同時異相と考えられる。泥岩層はハナクシベ川・鹿ノ沢・春見台およびエントコマップ川に分布する。主として淡灰色の泥岩よりなり、凝灰岩層や安山岩質火砕岩を介在

する。泥岩層は層状構造が発達し、炭化木片を含有する。また、エントコマップ川に分布する本層は砂岩・泥岩互層よりなり、安山岩質火山礫凝灰岩を介在する。層厚は150m前後である。

凝灰岩層は新樹沢・夕映川および鉛別川上流に分布する。本層は細粒凝灰岩・軽石凝灰岩を主とし、新樹沢では泥岩を介在する。凝灰岩は淡黄緑色で、石英安山岩質である。層状構造が認められる。層厚は40~120mである。

上部層はシケレベンベツ川上流およびその西方山地・夕映川および鉛別川の中~上流域、さらに、尾札部川上流・エントコマップ川上流にかけて広く分布する。上記のうち夕映川および鉛別川中流に分布する本層は安山岩質凝灰角礫岩を主とし、火山礫凝灰岩を伴う。それ以外の地域に分布する本層は安山岩質火山礫凝灰岩・粗粒凝灰岩からなり、軽石を多量に含有する。本層はシケレベンベツ川上流で泥岩および安山岩溶岩を介在する。上部層最上部には、暗灰色塊状泥岩が重なり、エントコマップ川上流に分布する。本層には一部に粗粒凝灰岩を介在する。上部層は240m以上の層厚を有する。

夕映川層は部分的に変質作用が著しく、鉍化変質により黄鉄鉍染が著しい部分や濁沸石が多い部分、あるいは緑泥石化した部分などが認められる。

(化石) シケレベンベツ川上流に分布する本層の上部層の凝灰岩から二枚貝化石(*Mya sp.*)を見出した。

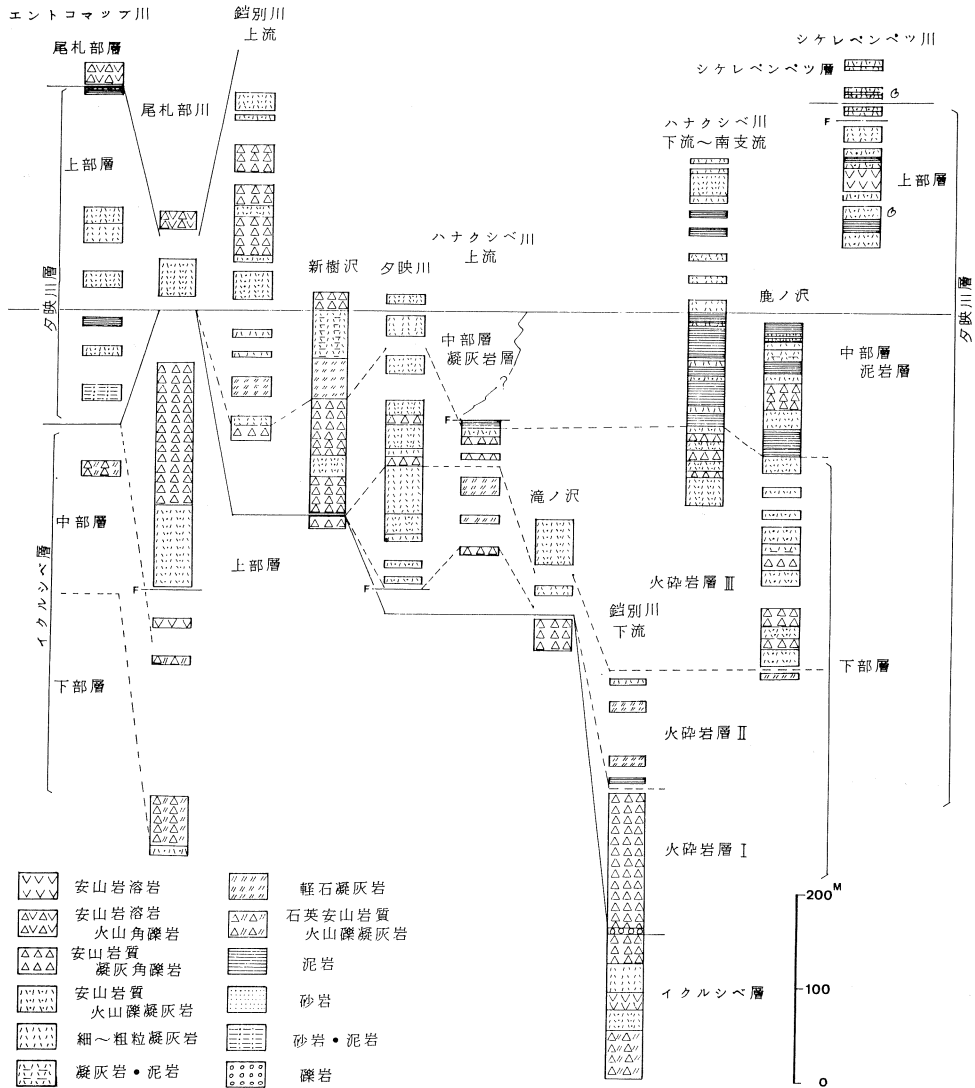
(下位層との関係) 本層のうち、下部層の火砕岩層Ⅰがイクルシベ層を直接不整合関係でおおう地点の状況については前述したとおりである。また、新樹沢およびハナクシベ川上流のイクルシベ層の直上には、下部層の火砕岩層Ⅱが、また、滝ノ沢上流・鉛別川支流および尾札部川上流では上部層が直接イクルシベ層を不整合関係でおおっている。これらの関係については第III-4図に示した。

シケレベンベツ層 (佐藤・垣見, 1967)

本層は佐藤・垣見(1967)によるシケレベンベツ層のうち、シケレベンベツ川下流域に分布する地層についてのみ限定して使用する。

(模式地) シケレベンベツ川下流域。

(分布および岩相) シケレベンベツ川下流域およびその東方に分布する。本層は基底部では異質礫を多数含む安山岩質凝灰角礫岩層よりなり、その上位には粗粒凝灰岩・火山礫凝灰岩が重なる。本層の構造は不明であるが、分布より層厚を推定すると、少なくとも70mと考えられる。



第III-4図 弟子屈西部山地の各個柱状図
 Fig. III-4 Geologic columnar sections of the western part of Teshikaga Town.

(化石) 佐藤・垣見 (1967) は次の具化石を報告した。

Fortipecten takahashii (YOKOYAMA)

Chlamys swifti (BERNARDI)

Nuttaria sp.

さらに、今回 *Chlamys cosbensis* (YOKOYAMA) を確認した (第III-5図)。

(下位層との関係) 本層の岩相はシケレベンベツ川上流の夕映川層上部層とは軽石が少ないことから区別される。しかし、本層基底の具化石多産地点の安山岩質凝灰角礫岩中に異質礫が多いことを除いて

は、下位の夕映川層と不整合関係であるか否かは不明である。

尾札部層 (勝井, 1962)

本層は勝井 (1962) の尾札部層にほぼ等しい、

(模式地) 尾札部川最上流。

(分布および岩相) 尾札部川最上流からエントコマツ川最上流のほぼ標高550m以上の山地に、水平に分布している。主として安山岩溶岩・同質火山角礫岩よりなる。全体に新鮮である。

(化石) 未発見である。

(下位層との関係) イクルシベ層・夕映川層を不整



第III-5図 シケレペンベツ層から産出した *Chlamys cosbensis* (YOKOYAMA) (弟子屈町シケレペンベツ川左岸)

Fig.III-5 *Chlamys cosbensis* (YOKOYAMA) (at the left bank of River Shikerepenpetsugawa in Teshikaga Town)

合関係でおおう。なお、シケレペンベツ層とは分布が離れており、関係は不明であるが、尾札部層の方が上位と考えられる。

新期火山岩類

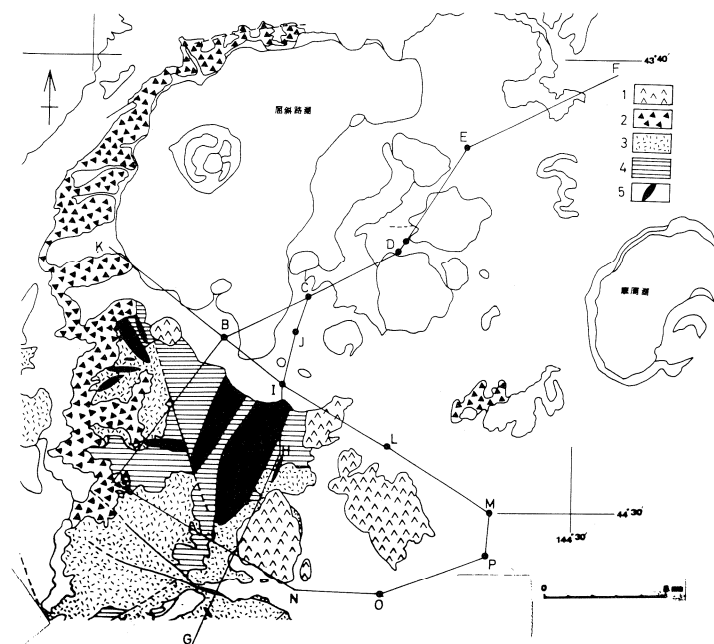
辺計札山溶岩 (佐藤・垣見, 1967) およびサットモナイ火山岩 (勝井, 1962) はいずれも更新世初期の火山岩と考えられる。本報告では一括して新期火山岩類としてあつかう。

III-2 弟子屈市街地およびその周辺の地質

弟子屈西部山地における地表地質と弟子屈市街地およびその周辺における坑井地質をもとに描いた地下地質断面図を第III-6図に示した。弟子屈西部山地で確立された地質層序は、第四系に広く覆われた地域の地下に連続していることが明らかである。第III-6図から、弟子屈市街地の地下地質は、夕映川層以降の全体的な堆積盆地における局所的な隆起地を形成していることが示唆される。

IV 泉源状況

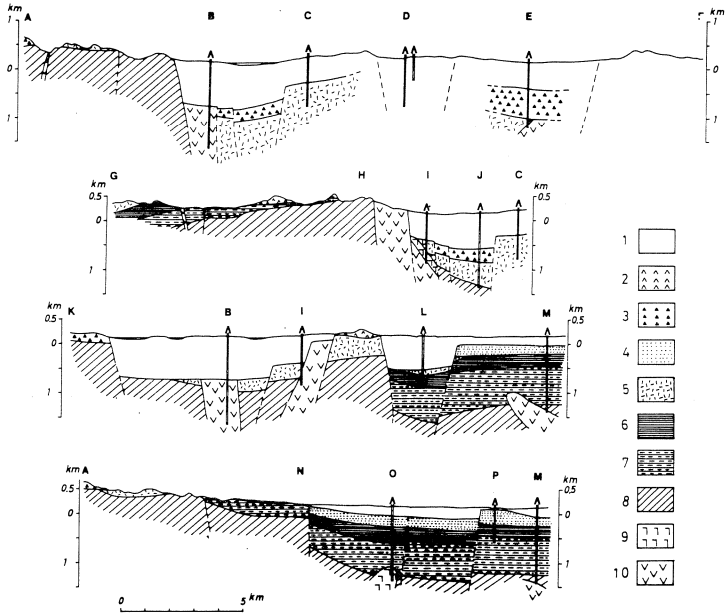
弟子屈温泉には、約95孔の坑井が存在する(第IV-1図)。この坑井分布は主として昭和55年時(1980)の調査資料に基づいており、利用状況については現状と必ずしも一致しないとみられる。しかし、未利用泉源が約40%含まれていることは、ここ数年の変わらぬ傾向といえる(第II-1図)。これらの坑井から得られている情報は、北海道立地下資源調査所(1980)や弟子屈町役場資料などにより深度および口元孔径が明らかにされているにすぎず、坑井構造・ストレーナ位置・坑井内温度分布・揚湯特性な



第III-6-1図 弟子屈地域の地質断面位置図

- 1. 新期火山岩類 2. 尾札部層 3. 夕映川層 4. イクルシベ層 5. 新第三紀貫入岩類

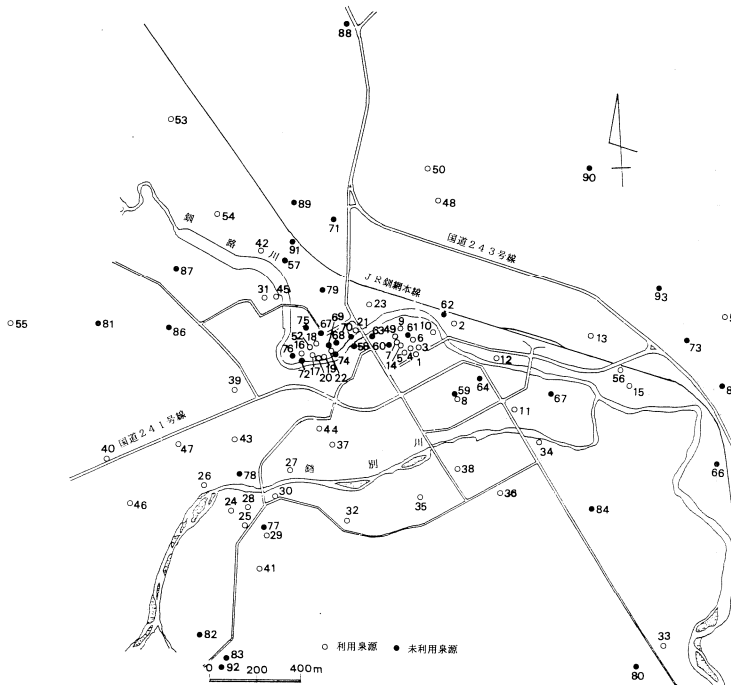
Fig.III-6-1 Locality of geological cross-sections.



第III-6-2図 弟子屈地域の地質断面図

1. 上部更新統～完新統 2. 新期火山岩類 3. 尾札部層 4. シケレベンベツ層 5～7. 夕映川層
 5. 上部層 6. 中部層 7. 下部層 8. イクルシベ層 9～10. 貫入岩類 9. 石英安山岩 (石英斑岩を含む) 10. 安山岩

Fig.III-6-2 Geological cross-sections of the Teshikaga area.



第IV-1図 弟子屈温泉の泉源分布図

Fig.IV-1 Distribution of thermal wells in the Teshikaga Hot Spring.

どのデータは皆無に近い。弟子屈温泉は、道内で有数の坑井数を持つ温泉であるにもかかわらず、地下の情報が得られていない温泉といえる。

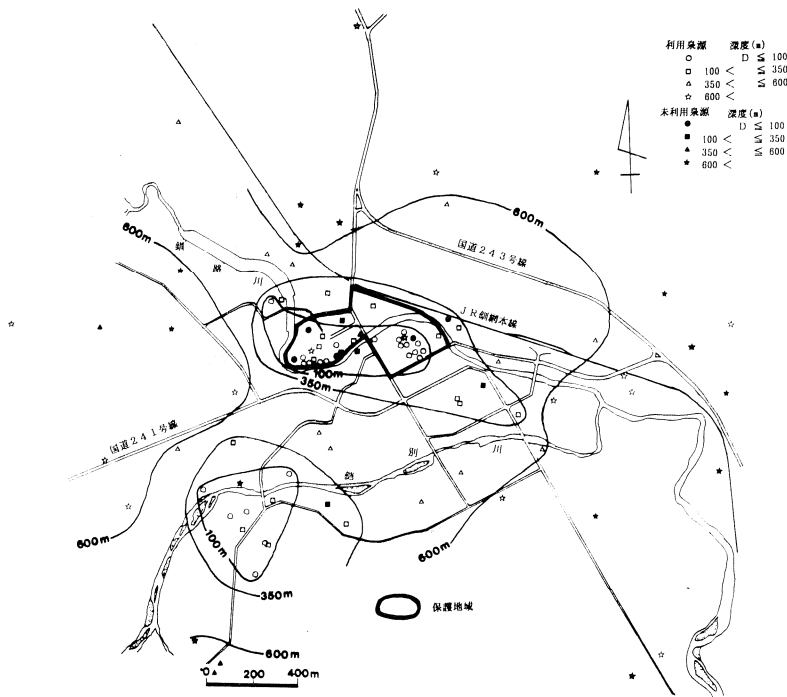
昭和44年の福富ら(1970)の調査時に存在した天然湧出泉の分布は、釧路川の河川改修などのため現在見られない。第IV-2図に坑井の掘削深度の分布を示した。深度100m以浅の坑井が集中する2区域は、元来天然湧出泉の分布が存在した区域である。これらの2地区をとりまいて、周辺に向かい順次掘削深度が増大している。当温泉の泉源開発は大部分が湧出傾向に応じて経験的に進められてきている。したがって、掘削深度の全体的な傾向は、熱水の胚胎状況ある程度反映していることが予想される。掘削深度の浅い部分には、地下深部からの熱水上昇通路が浅部まで発達するとみなしてよいであろう。なお、第IV-2図の深度100mは第四系の基底に、350mは鮮新統(シケレペンベツ層)の基底に、600mは中新統の夕映川層の中・下部の境界にほぼ相当している。

弟子屈温泉では多量に自噴する坑井は稀である。初期に自噴した坑井も、現在は大部分が動力揚湯となっている(付表-1)。第IV-3図に、付表-1を基にした湧出量(揚湯量)と泉温の変化幅を示した。

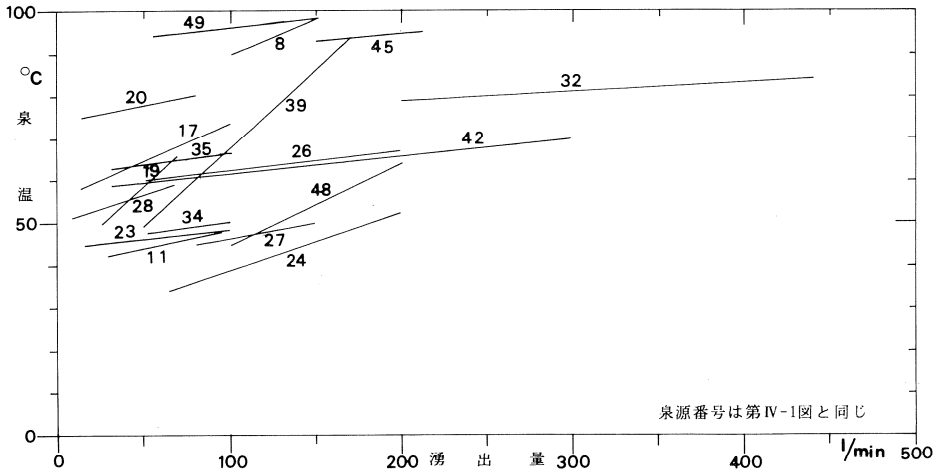
動水位(圧力変化)が明らかではないため、第IV-3図からは揚湯特性・水理特性を論じることはできない。多くの坑井では自噴量の低下をエアリフト揚湯などで補っており、さらにコンプレッサー容量の増加で揚湯量の増加が図られてきている。

第IV-4図に、利用泉源の泉温毎の泉源数および湧出量の関係を示した。湧出量および泉温は、付表-1の深度の深いもの、および、より泉温の高い方を採用している。泉源数では69.9℃以下が全体の2/3、70℃以上が1/3を占め、頻度では50.0~59.9℃および80.0~89.9℃の2つのピークが認められる。一方、湧出量では泉温70℃を境とし、それ以下と以上ではほぼ同程度の湧出量であり、60.0~69.9℃と80.0~89.9℃の2つのピークが存在する。坑井の大部分は動力揚湯であり、揚湯限界を示すものではない。

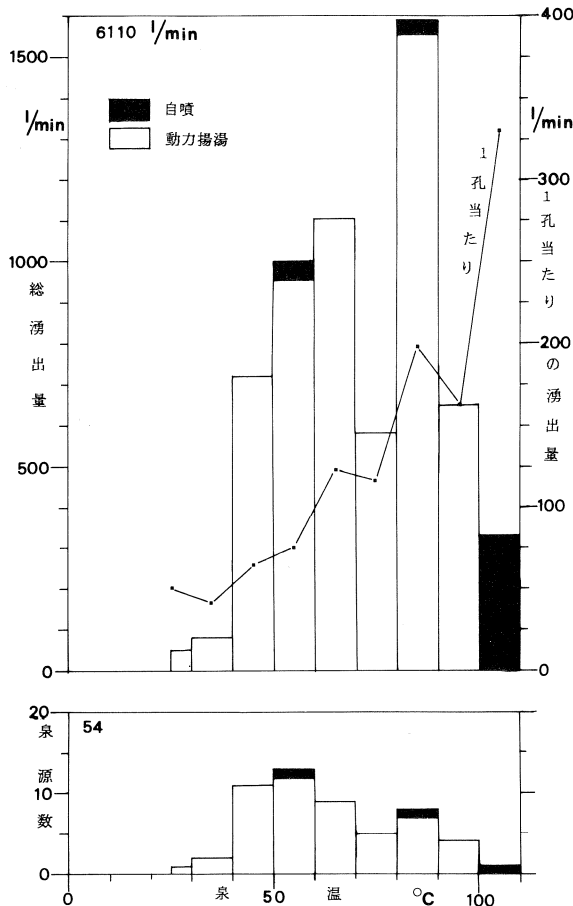
第IV-5図に、個々の坑井の湧出量と泉温および坑底深度の関係を示した。全体の60%が湧出量(揚湯量)100ℓ/min以下であり、200ℓ/min以上の湧出量(揚湯量)を示す坑井は20%程度にすぎない。個々の湧出量と泉温間には特に関係は認められないが、掘削深度の増加につれて湧出量が増加する傾向がうかがわれる。しかし、坑井のほとんどが動力揚



第IV-2図 弟子屈温泉の坑底深度分布図
Fig.IV-2 Distribution of depth for thermal wells.

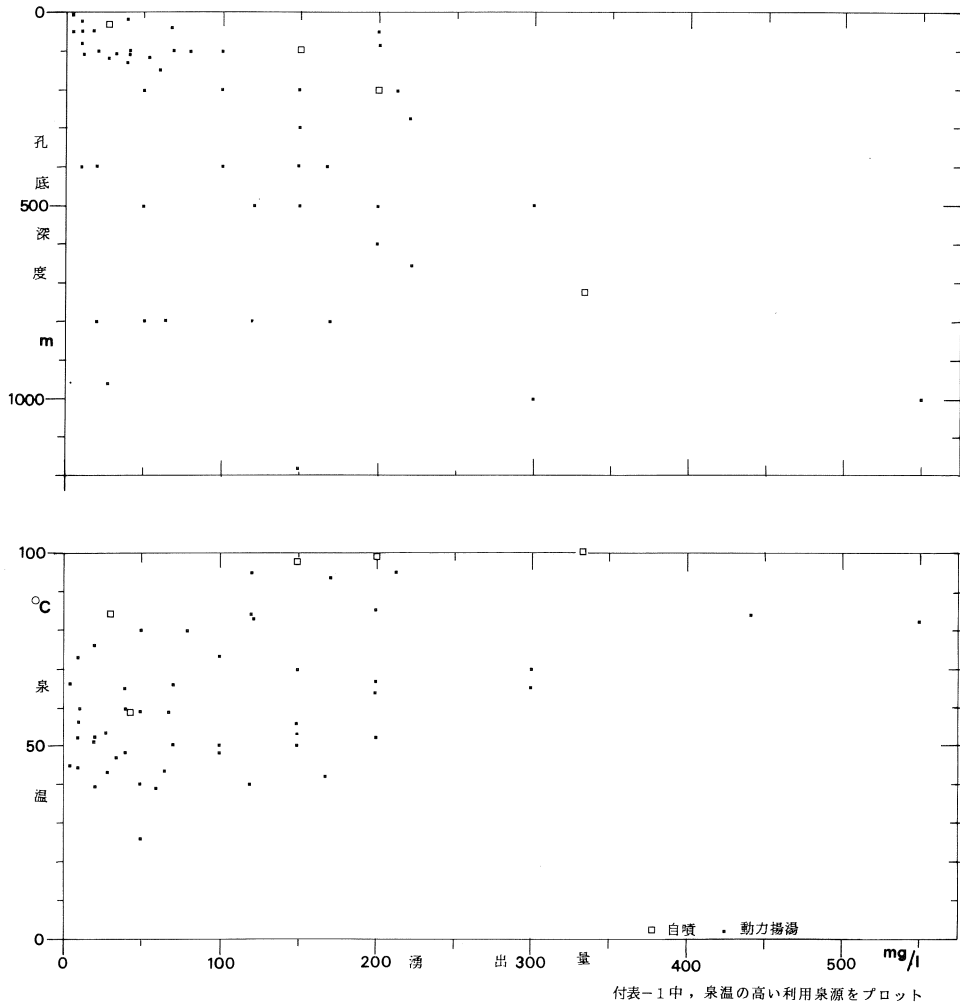


第IV-3図 泉温と湧出量(揚湯量)の変化幅
 Fig.IV-3 Change of relationships between temperature and discharge rate.



第IV-4図 泉温と泉源数・総湧出量の関係

Fig.IV-4 Relationship between temperature and number of thermal wells, and total discharge rate.



第IV-5図 坑井の湧出量と泉温・坑底深度の関係

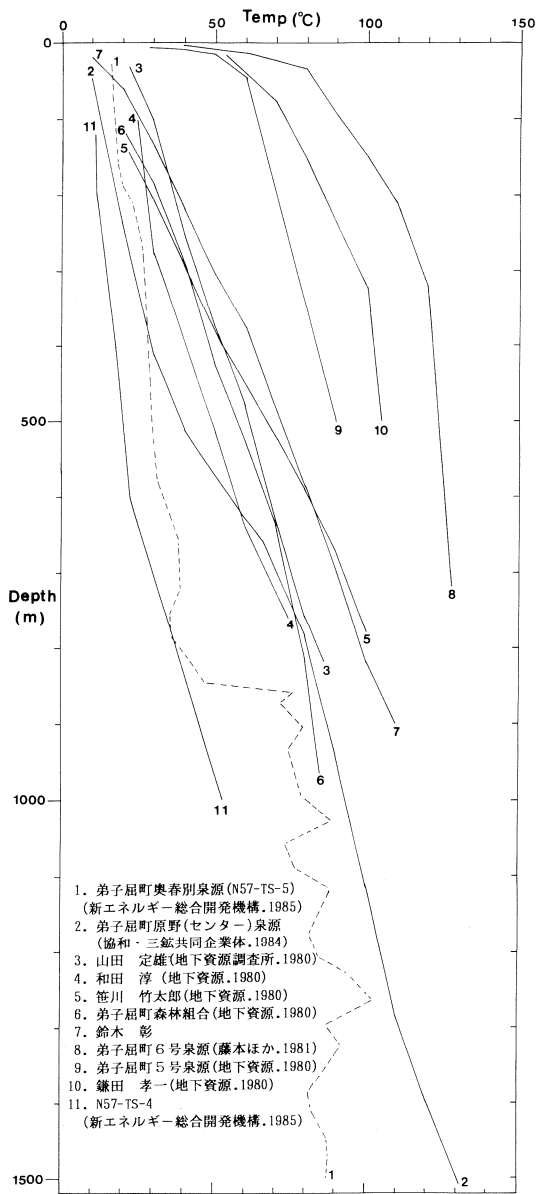
Fig.IV-5 Relationship between discharge rate, orifice temperature and depth of bottom for thermal wells.

湯であること、ストレーナ設置深度が不明であることなどから議論は定性的域をでない。

V 地下温度

当地域で地下温度分布が測定されている坑井は数少ない。第V-1図に北海道立地下資源調査所(1980)に、その後のデータを加えた深度-地下温度曲線を示した。第V-1図には、1) 地下浅部の温度勾配が非常に大きく深部で急激に勾配が小さくなるタイプ(8・9および10)、2) 温度勾配がほぼ一定で、温度が直線状に上昇するタイプ(3・4・

5・6および7)、3) 浅部で地温勾配が非常に小さく深部で大きくなるタイプ(1・2および11)が存在する。これらの3タイプは、熱水対流系における上昇流型温度・伝導型温度および下降流型温度(小川・金原, 1983)に対応する。これらの温度タイプの水平的な分布(第V-2図)は、弟子屈市街地を中心に上昇流型温度タイプが分布し、これを取り巻いて外側に伝導型温度タイプ・下降流型温度タイプが順次が分布する。伝導型温度タイプでは、より地温勾配の大きい坑井(第V-1図、5および7)を取り巻き、より外側に勾配の小さい坑井(第V-1図、3・4および6)が分布する。これらの温度タ



第V-1図 深度—地下温度曲線
 Fig. V-1 Relationship between depth and sub-ground temperature.

1. 弟子屈町奥春別泉源 (N57-TS-5)
 (新エネルギー総合開発機構, 1985)
2. 弟子屈町原野(センター)泉源
 (協和・三鉱共同企業体, 1984)
3. 山田 定雄(地下資源調査所, 1980)
4. 和田 淳(地下資源, 1980)
5. 笹川 竹太郎(地下資源, 1980)
6. 弟子屈町森林組合(地下資源, 1980)
7. 鈴木 彰
8. 弟子屈町6号泉源(藤本ほか, 1981)
9. 弟子屈町5号泉源(地下資源, 1980)
10. 鎌田 孝一(地下資源, 1980)
11. N57-TS-4
 (新エネルギー総合開発機構, 1985)

イプをもつ坑井の配置から、弟子屈市街地の西～西
 北方から弟子屈市街地に向かう天水浸透→伝導加熱
 →深部熱水上昇という広域的な流動系が形成されて
 いることが示唆される。

伝導型温度タイプの地温勾配は、熱水上昇流の影
 響を比較的受けない地下温度状態を反映していると
 考えられる。また、下降流型温度タイプの坑底温度
 と地表温度を結んで計算される地温勾配は、浅所の
 低温部が取りのぞかれた地温勾配である。このよ
 うな考えに基づいて、地表温度を10℃と仮定しそれ
 ぞれの坑底温度から求めた地温勾配の水平分布を第
 V-2図に示した。同図の等地温勾配線は精密なも
 のとはいえないが、当地域の一般的な傾向を示して
 いるとみられる。すなわち、伝導的熱輸送の高い区
 域は弟子屈市街地を中心に東西に伸長しているこ
 とがうかがわれる。

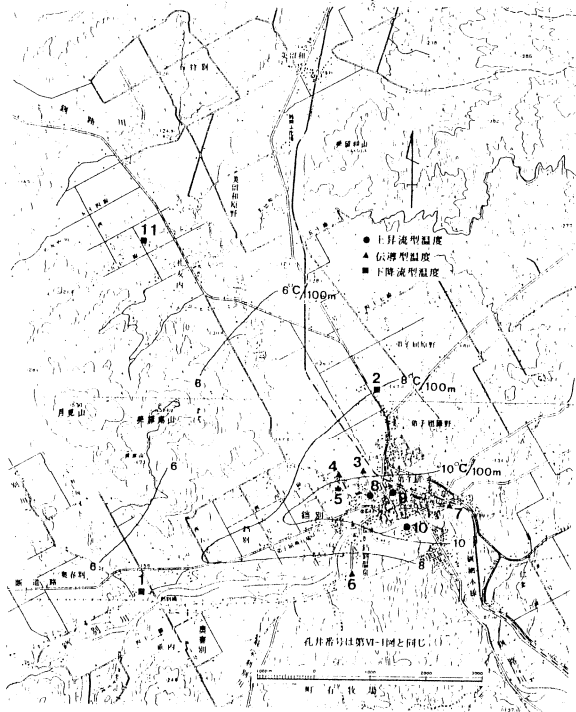
一方、弟子屈市街地は熱水上昇区域に相当してい
 る。第V-3図に、地質調査所(1980)の地下500m
 深度の地下温度分布図をもとに、その後のデータ
 を加え修正した地温分布を示した。等地温線は当然
 ながら弟子屈市街地を中心に東西に伸長して描かれ
 るが、高温部の中心はNW-SE方向に伸長してい
 ることが明らかである。また、等地温線の西側は急傾
 斜を、東側は緩傾斜を示している。東西で非対称な
 等地温線分布は、上昇した熱水が西側から東側に向
 かう拡散形態をとっていることを示唆している。

第V-4図に、主要な孔井を結ぶ地下温度断面を
 示した。同図から先にのべた当地域の地下温度状
 況の概要を把握することができる。

VI 熱水組成

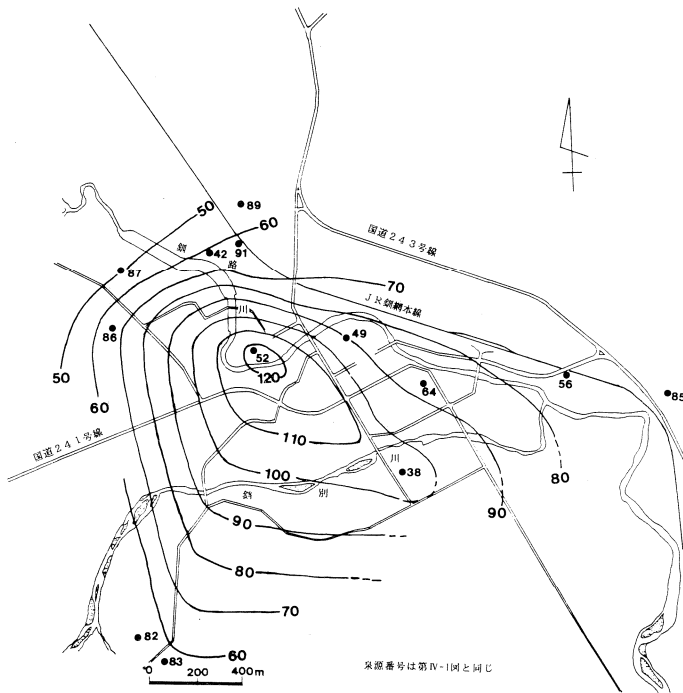
弟子屈温泉および周辺地域の熱水(第VI-1-1
 図, 第VI-1-2図)は、中性からアルカリ性(pH=
 6.8~9.5)を示し、TSM(全固形物総量)は
 238~8,226mg/lと幅広い濃度幅をもつ(付表-
 2)。一般的な傾向として低濃度の熱水はアルカリ性
 を、高濃度の熱水は弱アルカリ~中性を示す(第VI-
 2図)。

第VI-3図に、主要4陽イオンおよび主要3陰イ
 オンの三角図を示した。陽イオン組成比ではNaに
 富みMgに乏しく、三角図上ではMgの底辺に比較
 的まとまってプロットされる。しかし、陰イオン組
 成比は三角図の全域にわたって分散してプロットさ
 れる。このため、福富ほか(1957)は3源温泉1地
 下水の4水系の混合を、新エネルギー総合開発機構



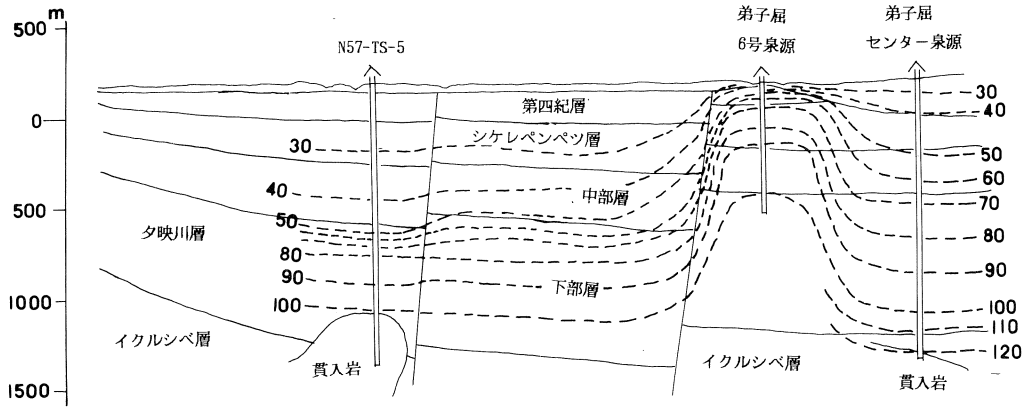
第V-2図 地下温度タイプの分布と地温勾配分布

Fig.V-2 Distribution of types for subground temperature and geothermal gradient.

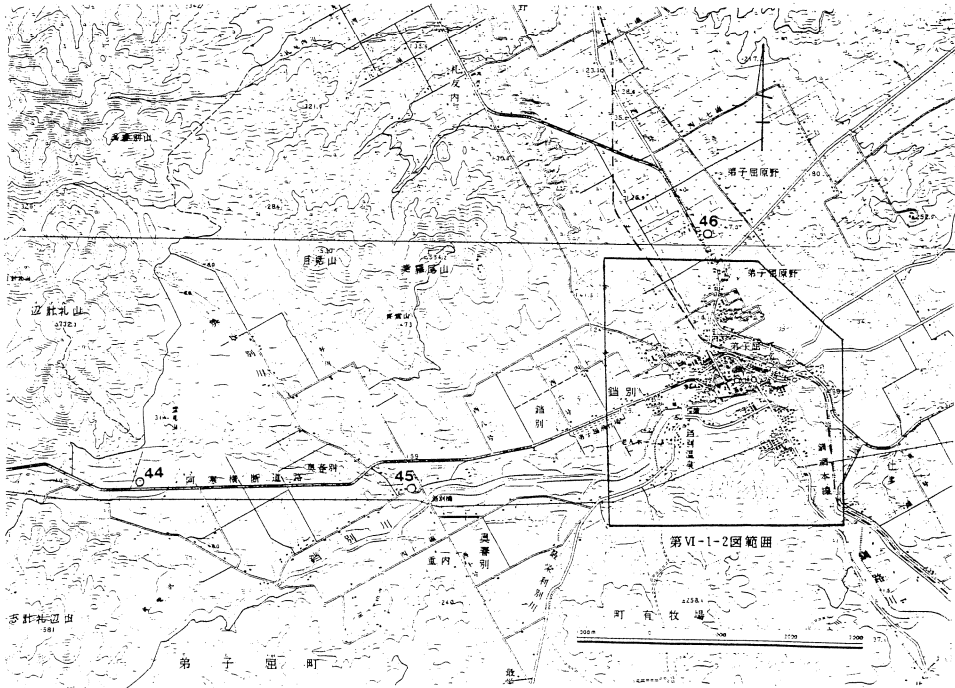


第V-3図 弟子屈温泉の500m 深地温分布

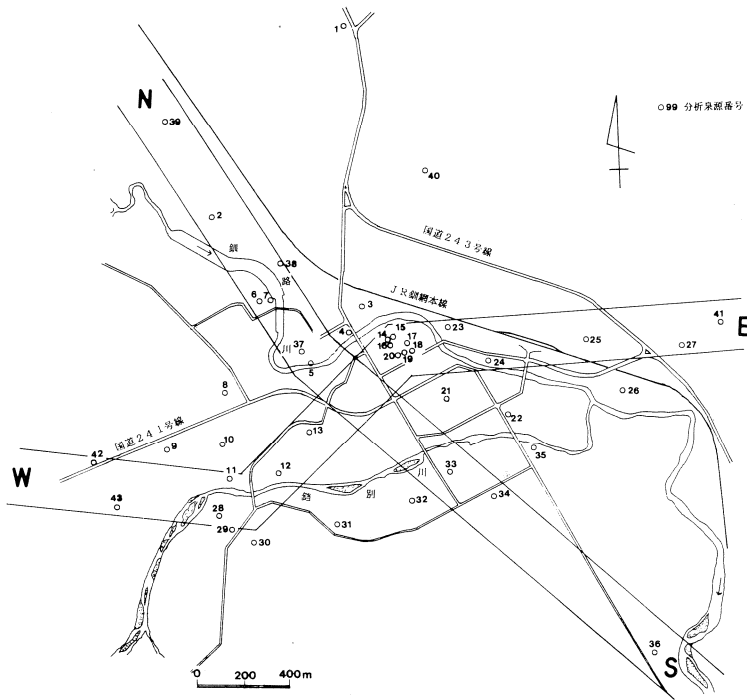
Fig.V-3 Distribution of temperature at -500m under ground level.



第V-4図 弟子屈地域の地下温度断面図(単位℃)
 (回復時間4~6時間を使用, N-57-TS-5については留点温度から推定)
 Fig.V-4 Underground temperature profile in cross-section.

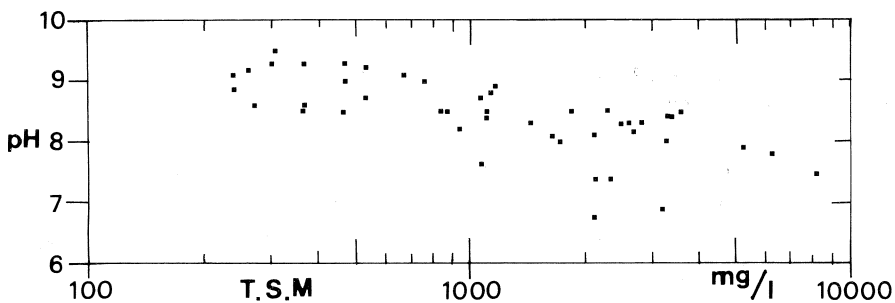


第VI-1-1図 弟子屈地域分析泉源位置図
 Fig.VI-1-1 Locality of thermal wells with chemical analysis in the Teshikaga area.



第VI-1-2 図 弟子屈温泉分析泉源位置図

Fig.VI-1-2 Locality of thermal wells with chemical analysis in the Teshikaga Hot Spring.



第VI-2 図 T.S.M (全固形物総量) と pH の関係

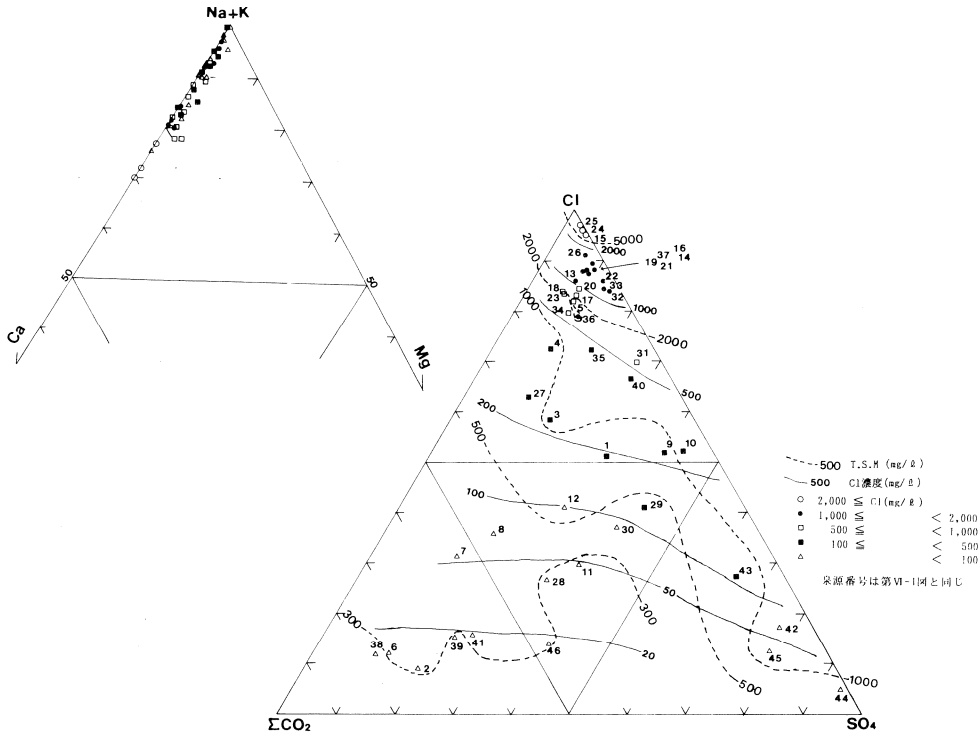
Fig.VI-2 Relationship of T.S.M and pH for thermal waters.

(1985)は2型6群に分類し、それぞれ湧出機構を論じている。この点については後に検討する。

陰イオン三角図で、Cl、SO₄、ΣCO₂がそれぞれ50 meq/l %以上を占めるものをCl型熱水、SO₄型熱水、ΣCO₂型熱水とし、これ以外を中間型熱水とする(以下、同様に使用する)と、弟子屈地域では、Cl濃度の低下にしたがってCl型、中間型、ΣCO₂型と移行する。SO₄型は中間型と同程度のCl濃度をもつ。Cl型は全体の63%を占めており、弟子屈温泉の本源

に近い熱水はNa (Ca)-Clタイプの熱水とみてよい。同時に、低Cl濃度の熱水が、SO₄型からΣCO₂型にわたり広範囲に存在することが大きな特徴となっている。このうちSO₄型熱水はΣCO₂型熱水に比較してT.S.Mが高濃度であることから、より深部の熱水である可能性が高い(第VI-3 図)。

第VI-4 図に、最も低濃度熱水であるΣCO₂型熱水と弟子屈管内の地下水(小原ほか、1973)のCl濃度とSO₄濃度およびHCO₃濃度の関係を示した。地下



第VI-3 図 主要4陽イオンと主要3陰イオンの三角図
 Fig.VI-3 Triangular diagram of major cations and anions (meq/l %) for thermal waters.

水の濃度は熱水に比べて1オーダー低濃度である。熱水と地下水のそれぞれの値はばらついてプロットされるが、全体に正の相関が認められる。このことからΣCO₂型熱水は、地下水が加熱状態のもとで母岩との反応で高濃度化し形成された可能性が高い。

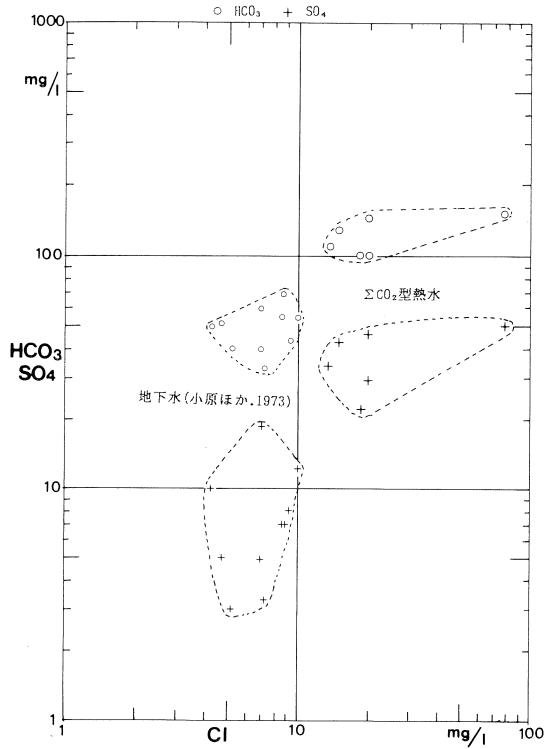
第VI-5 図に、Cl 濃度の水平分布を示した。1,000 mg/l 以上の高濃度域は弟子屈市街地を中心とし、東西約1.6km、南北約0.8kmの東西に伸長した分布を示す。1,000mg/l から500mg/l 間の等濃度線の勾配は比較的シャープであり、高濃度塩水が一定の範囲に集中的な上昇域を形成していることを示唆している。

第VI-6 図に、Cl 型、ΣCO₂型、SO₄型および中間型熱水の水平分布を示した。Cl 型熱水を中心として周囲にΣCO₂型、SO₄型および中間型熱水が分布する。中間型熱水は市街地西部に局部的に分布する。第VI-6 図の範囲外の奥春別の2 泉源(第VI-1-

1 図. 44, 45)はSO₄型、弟子屈原野の1 泉源(第VI-1-1 図. 46)は中間型に属する。これらのことから、弟子屈市街地西部から鎗別川沿いにSO₄型熱水が広範囲に胚胎することが予想される。

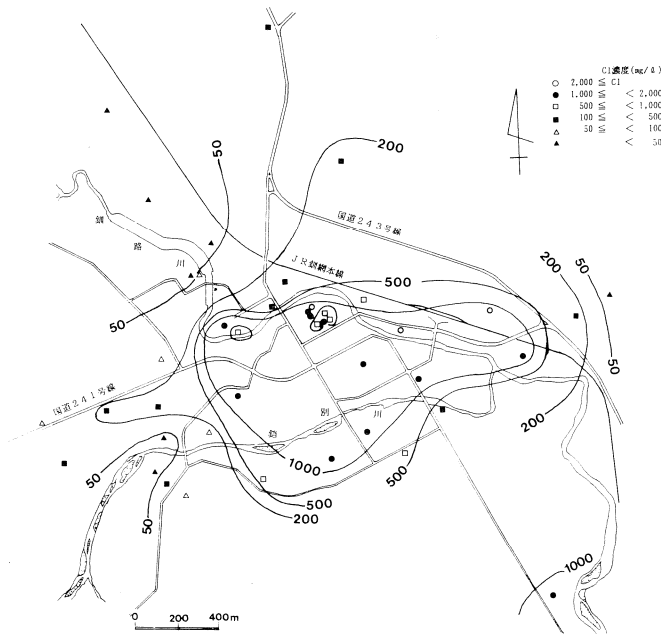
第VI-7 図および第VI-8 図に、弟子屈市街地の熱水組成に関する断面図を示した(第VI-1-2 図. N-SおよびE-W断面)。同図から、Cl 型熱水は深部から浅部に至る凸型の分布を示すこと、Cl 型熱水の凸部は高高温部と一致すること、SO₄型熱水は比較的深部に、ΣCO₂型熱水および中間型熱水は比較的浅部に存在することが明らかである。SO₄型熱水とΣCO₂型熱水を区分している要因として、地質的に泥質岩相に富む夕映川層中部層の存在が推定される。

第VI-9 図に、Cl 濃度とB濃度の関係を示した。弟子屈地域のB/Cl モル比は0.01~0.6の範囲に分散する。一般に、Cl 濃度の低下にしたがってB/Cl モル比が増大する傾向が明らかである。したがって、



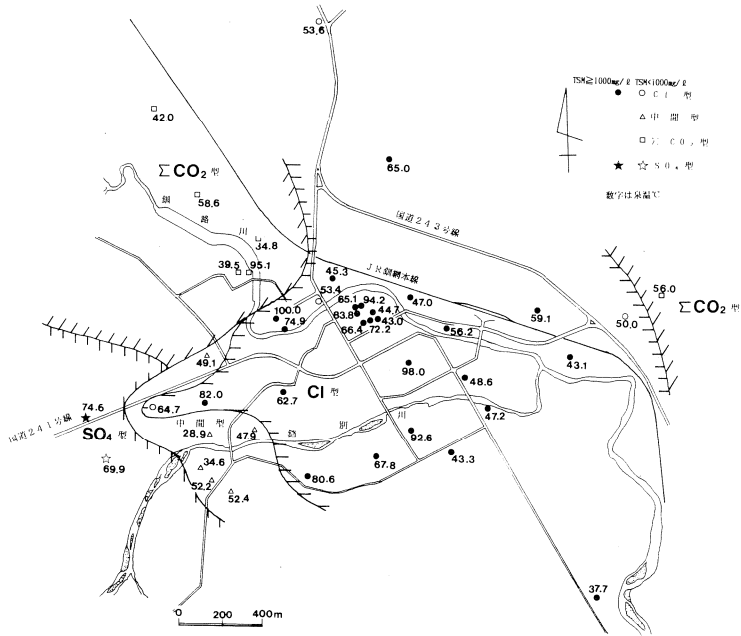
第VI-4 図 低濃度熱水と地下水の陰イオン組成

Fig.VI-4 Concentration of major anions for low saline waters and underground waters.

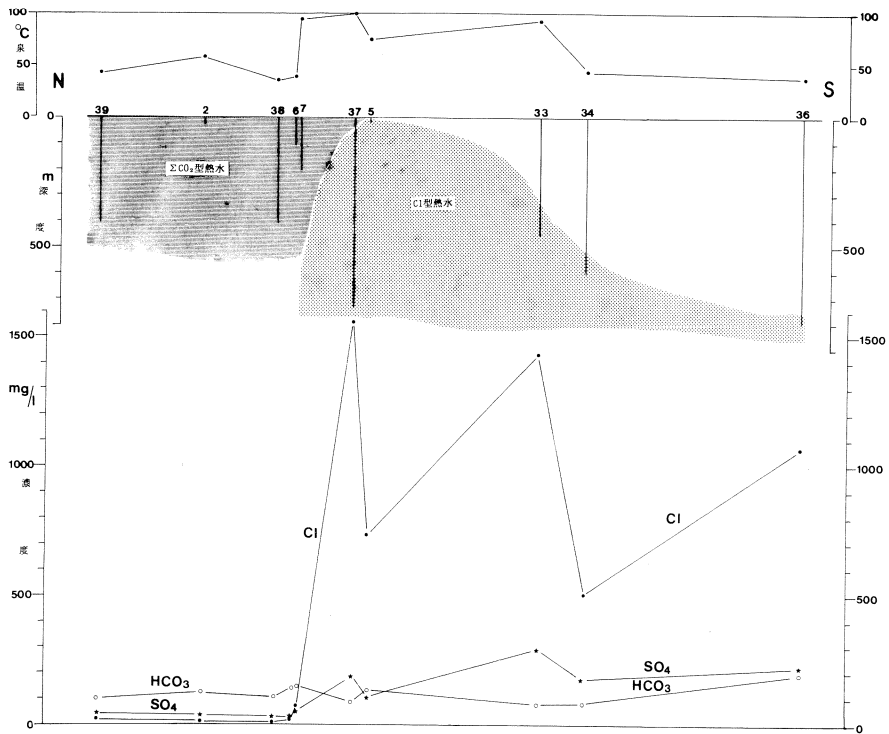


第VI-5 図 弟子屈温泉のCl濃度分布

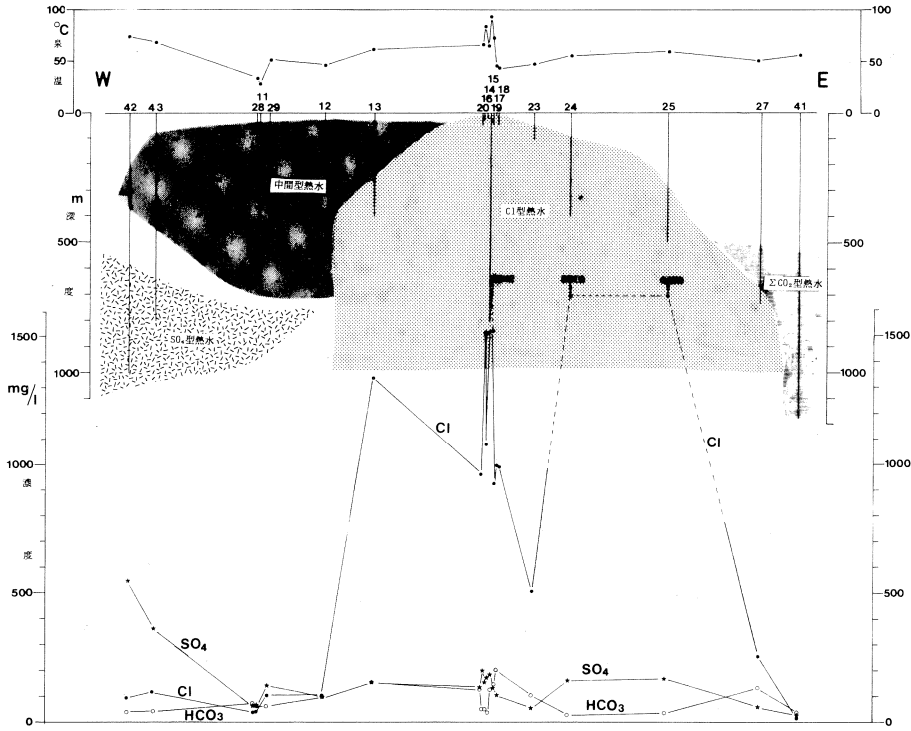
Fig.VI-5 Distribution of chloride in the Teshikaga Hot Spring.



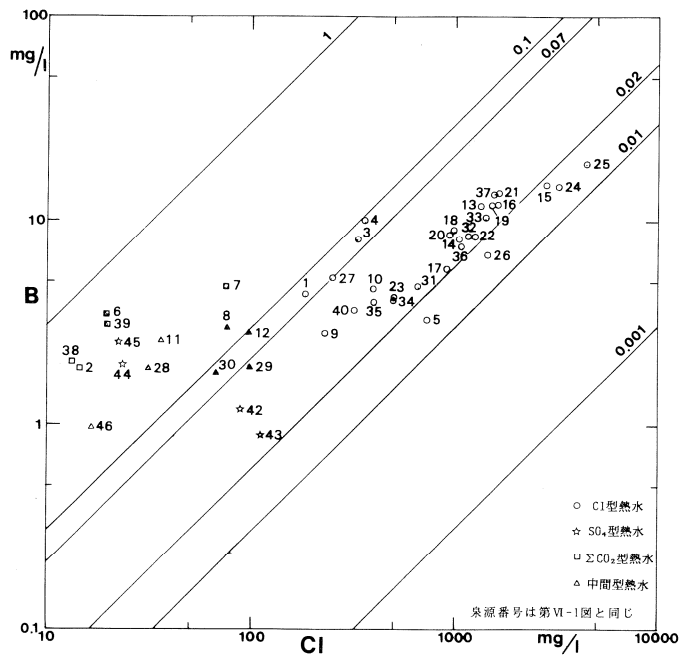
第VI-6図 CI型・ΣCO₂型・SO₄型および中間型熱水の水平分布
 Fig.VI-6 Distribution of water types based on the most dominated anion.



第VI-7図 弟子屈温泉の南北断面(第VI-1-2図)の熱水組成
 Fig.VI-7 Distribution of water types in N-S cross-section (Fig.VI-1-2)



第VI-8図 弟子屈温泉の東西断面(第VI-1-2図)の熱水組成
 Fig.VI-8 Distribution of water types in E-W cross-section (Fig.VI-1-2)



第1図第VI-9図 Cl濃度とB濃度の関係
 Fig.VI-9 Relationship between Cl and B concentrations for thermal waters.

ΣCO_2 型、 SO_4 型および中間型熱水は、Cl型熱水に比べて高いB/Clモル比を示す。 SO_4 型熱水のうち、2泉源(第VI-1-2図, 42, 43)は例外的にCl型熱水と同程度のモル比を示す。

第VI-10図に、B/Clモル比の水平分布を示した。低モル比(0.02以下)の分布域は、高Cl濃度域と調和し東西方向に散在する。高モル比(0.1以上)の分布域は、釧路川沿いから鎧別川にかけてほぼ南北に舌状に張りだしている。この分布域は ΣCO_2 型および中間型熱水の分布域に相当する。第VI-1-2図の範囲外の3泉源(第VI-1-1図, 44, 45, 46)のB/Clモル比は0.1以上を示している。これらのことから、弟子屈市街地のより山地側(西~北西側)では高モル比地帯を形成していること、0.02以下の低モル比地帯は極めて局部的であることが推定される。SHIGENO and ABE (1983)は、0.02以下のB/Clモル比の熱水には残留化石海水の寄与が、0.07以上のモル比の熱水は海成の碎屑性堆積岩類からなる貯留層の寄与あるいは蒸気卓越系の蒸気の寄与があることを指摘した。当地域の高Cl濃度熱水の低B/Clモル比については化石海水の寄与が考えられる。一方、低濃度塩水の高B/Clモル比については、明確な理由は明らかではない。あるいは夕映川層中部層(泥質岩層が卓越)が貯留層の一部を構成していること

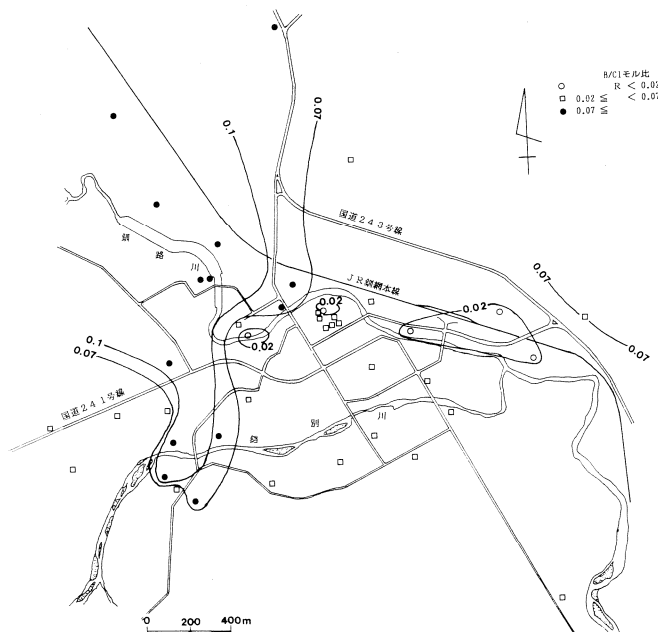
に起因しているとも考えられる。

弟子屈地域の熱水の唯一の同位体組成が松葉谷ほか(1979)により得られている。それによると、第VI-1-2図-29(樅館泉源)から $\delta D = -72.6$ 、 $\delta^{18}\text{O} = -11.3$ の値が得られており、天水起源であることが明らかにされている。しかし、この泉源は中間型熱水に属し、弟子屈地域では比較的低濃度熱水である。これまで高濃度熱水であるCl型熱水の同位体組成は分析されていない。このため、当地域の熱水の起源は大部分が天水に求められるにしても、化石海水の影響が皆無かどうかは明らかではない。

第VI-11図に、温泉付随ガス組成を示した。全体に CH_4 ガスに乏しく N_2 ガスと CO_2 ガスからなる。Cl型熱水においてもガス組成は変化に富んでおり、同図のデータのみから結論的なことは言えない。

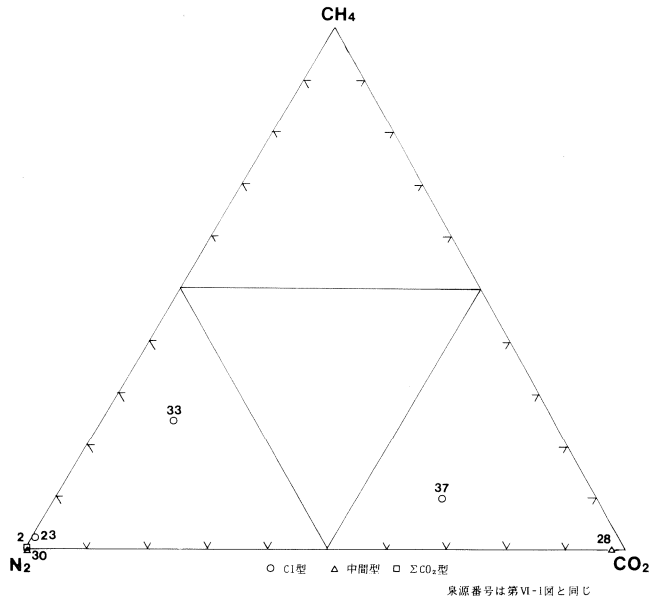
VII 熱水系モデル

弟子屈温泉についての熱水湧出モデルは、福富ほか(1957)により示されたのが最初である。ただし、鎧別地区については別系統として扱われている。福富ほかのモデルはCl濃度と SO_4 濃度の関係およびCl濃度と泉温の関係に主として注目し、弟子屈温泉は3つの源温泉水(A・BおよびC源温泉水)と1



第VI-10図 B/Clモル比の水平分布

Fig.VI-10 Distribution of B/Cl ratio in the Teshikaga Hot Spring.



第VI-11図 弟子屈温泉の温泉付随ガス組成
Fig.VI-11 Triangular diagram of major incidental gas.

地下水 (D地下水) からなる 4 水系の混合系からなると結論している (第VII-1 図)。すなわち、弟子屈市街地を中心とするほぼ東西方向の割れ目または断層から A および C 源温泉と D 地下水の混合からなる温泉群が湧出し、これと斜交する NW-SE 方向の割れ目または断層から A 源温泉と B 源温泉の混合からなる温泉群が湧出するとしている。その後、福富ほか (1964) は先のモデルを発展させ、A 源温泉・D 地下水の混合系と A 源温泉・B 源温泉の混合系の 2 つの系統の湧出モデルを示している。当時の掘削深度は最大 150m 程度であり、福富ほか (1957, 1964) の結論は開発初期の浅部状況を反映しているものとして注目される。しかし、開発範囲と深度が増加した現在では、熱水組成のかなりの部分が福富ほか (1957) の 4 水系の範囲外にプロットされる (第VII-1 図)。

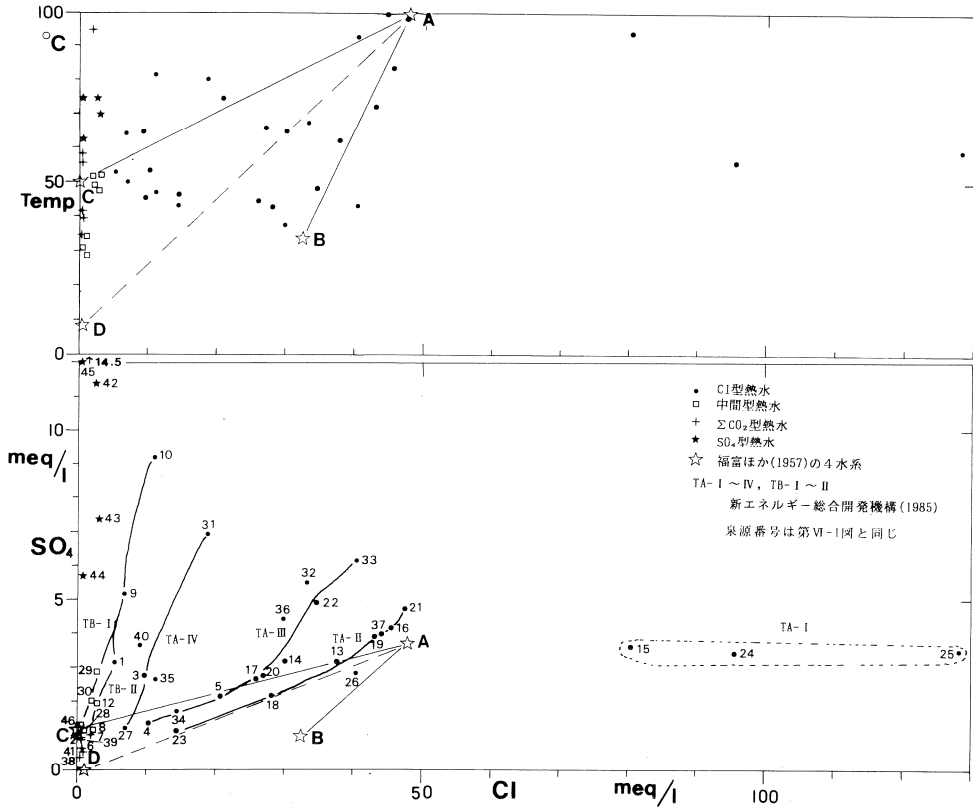
一方、新エネルギー総合開発機構 (1985) は、福富ほか (1957) と同様に主として Cl 濃度と SO_4 濃度の関係から、弟子屈市街地を中心に東西に累帯配列する弟子屈 A 型温泉 (TA-I ~ IV) と弟子屈市街地の西側に南北に分布する弟子屈 B 型温泉 (TB-I ~ II) の 2 型 6 群に区分し湧出機構を論じている (第VII-1 図)。弟子屈 A 型温泉は福富ほか (1957) の A・B・C 源温泉と D 地下水の混合系と同様な機構で生成している可能性が高いこと、弟子屈 B 型温

泉は基本的に福富ほか (1957) の C 源温泉と D 地下水との混合系に相当することを結論している。しかし、弟子屈 A・B 型温泉とも泉質と泉温とに系統だった関係がみられないことから (第VII-1 図)、高塩濃度の温泉水が熱を運んでいるのではなく、熱は断層系を通して上昇する気相によって運ばれている可能性が高いと指摘している。

ここでは、これまでの熱水湧出モデルおよび今回の調査結果をふまえ、弟子屈温泉に関する地熱系モデルについて再検討する。

当地域は、地形的に北方の山地地帯と南方に広がる丘陵地帯との漸移部に相当している。北方山地地帯は知床半島から阿寒火山にかけての NE-SW 方向の第四紀火山の連なりからなる。しかし、弟子屈市街地の北方には屈斜路カルデラが存在しており、地形的な凹地を形成している。丘陵地帯は弟子屈市街地から標茶方面にかけて発達する標高 150~400m の白糠丘陵 (白糠 しろぬか 丘陵の北縁部に相当している (第四紀総研北海道グループ, 1969)。

一方、地質的には山地地帯は新第三系中新統のイクルシベ層を中核とする中新統~第四系の隆起帯を形成している。しかし、屈斜路カルデラ内はカルデラ形成にかかわる火山噴出物により主として埋められている。丘陵地帯は新第三紀中新世後期以降の堆積盆地 (夕映川層~第四系が堆積) の形成の場となっ



第VII-1図 弟子屈温泉のCl濃度とSO₄濃度・泉温の関係

Fig.VII-1 Distribution between Cl and SO₄ concentrations, and orifice temperatures.

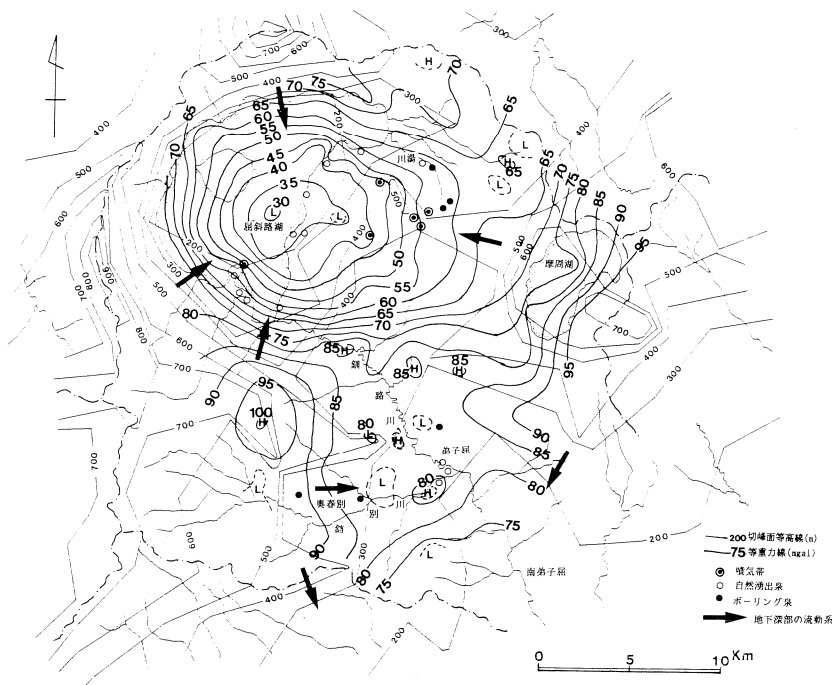
ている。このような地形・地質の特徴は等重力線の分布とほぼ調和的である(第VII-2図)。

当地域の熱水の起源については、同位体データが1試料しかなく必ずしも明らかではないが、道内の多くの例からみて大部分が天水起源とみなしてよいと考えられる(松葉谷ほか, 1979)。第VII-2図に、等重力線分布(日本地熱資源開発促進センター, 1980, $\sigma = 2.50\text{g/cm}^3$)と切峰面図(距離5kmで谷を埋めて作成)を併せ示した。第1次的に、天水の流入は地形的高所から低所へ、高重力域から低重力域へ流動する傾向を示すものと想定される。この意味から、当地域における広域的な天水流入の卓越方向は、弟子屈西方山地から弟子屈市街地にかけての流れと、屈斜路カルデラに集中する流れであろうと推定される(第VII-2図)。すなわち、弟子屈温泉への主たる天水の供給方向は西方山地からの流れとみなされる。このことは、当地域の深度-地温分布曲線タイプの水平分布と矛盾しない(第V-2図)。

弟子屈西方山地から弟子屈市街地にかけての地温

勾配は、6°C/100m以上を示しており(第V-2図)、通常的地温勾配に比べて明らかに高温条件を示している。当地域の熱源については明らかではないが、弟子屈市街地に向かうにつれて地温勾配が増大する傾向が認められることから(第V-2図)、熱源の中心は弟子屈市街地の地下深部に存在していることは明らかであろう。熱水の上昇域である弟子屈市街地を除き、当地域では地下500mでは40°C以上、地下1,000mでは70°C以上の地温条件にあるとみなしてよいと言える(第V-4図)。しかし、弟子屈市街地からの天水の流入方向に離れた地域、特に第四系が厚く発達する地域においては地下浅部の地温勾配が著しく小さい地域が存在する。このことは深度-地下温度曲線の下降流型温度タイプとして示される(第V-1図)。

一方、弟子屈市街地を中心として熱水の上昇域が存在することは、かつての天然微候の存在・地下温度分布(第V-4図)および低比抵抗帯の存在(地下資源調査所, 未公表)などから明らかである。弟



第VII-2図 弟子屈地域の重力分布と切峰面図

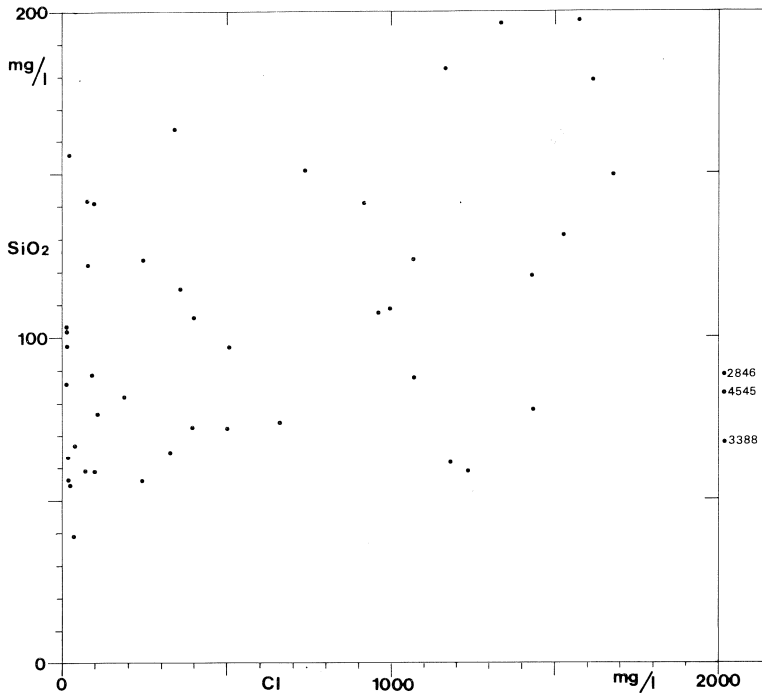
Fig.VII-2 Gravity contour and summit level. Arrows show inferred directions of regional fluid flow.

子屈温泉では多様な熱水組成が認められる(第VI-6図)が、500m深地温分布(第V-3図)とCl濃度分布(第VI-5図)が極めてよく一致することから、深部から上昇する熱水はNa-Clタイプの熱水と判断される。第VI-7図および第VI-8図の弟子屈市街地を横断する断面における熱水タイプの分布から、弟子屈市街地の周辺部では泥質岩相に卓越する夕映川層中部層をほぼ境界として浅部の比較的狭い範囲に ΣCO_2 型熱水が、深部の広範囲に SO_4 型熱水が存在しており、これらに弟子屈市街下においてCl型熱水が深部から局所的に上昇・供給しているモデルが考えられる。中間型熱水は比較的浅部において ΣCO_2 型熱水中にCl型熱水が混合したものと推定される。Cl濃度分布および500m深地温分布が西~北縁で比較的急峻な勾配を示していることは、深部からのCl型熱水の上昇とそれに伴う熱移動の形態を示唆している。

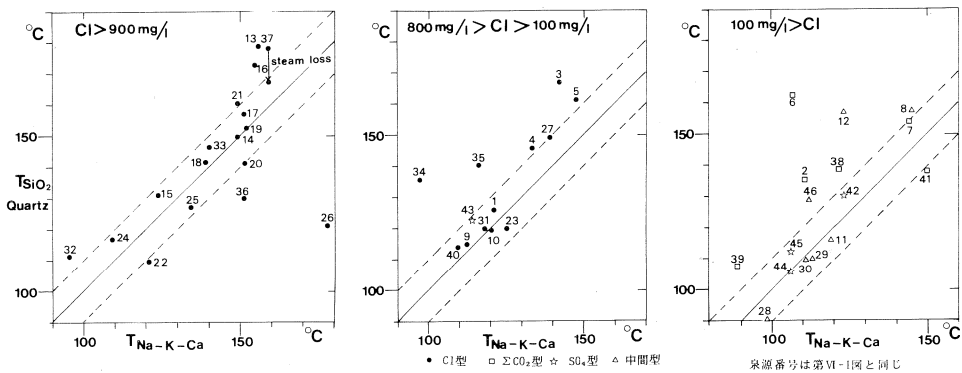
Cl型熱水の浅部への上昇を規制する裂か系は、500m深地温分布(第V-3図)からNW-S E方向と推定されるが、延長方向は限定されていると判断される。また、福富ほか(1957)のほぼ東西方向も浅部においては無視しえないであろう。

新エネルギー総合開発機構(1985)は、Cl濃度と泉温間に相関が認められないことから、高塩濃度熱水とは独立した熱源が存在し、主として気相によって熱の運搬がなされている可能性が高いと結論している。しかし、現在までのところ気相主体の流体は確認されていない。Cl濃度と泉温間(第VII-1図)と同様、Cl濃度と SiO_2 濃度間(第VII-3図)にも相関は認められない。このことは、深部から上昇するCl型熱水が浅部で希釈による冷却過程を経ていないことを示している。新エネルギー総合開発機構(1985)は高Cl濃度熱水がかならずしも熱を運搬していないとしているが、弟子屈市街地下の凸型の等地温線分布(第V-4図)は、高Cl型熱水の上昇に大きく支配されていることを示唆している。2,000mg/l以上の高Cl濃度域(第VI-5図)が地下温度分布(第V-3図)の高温域の中心から東側へずれているのは、Cl型熱水の上昇流に対して西側からの比較的高温の SO_4 型熱水の混入や上昇経路の差異などに起因すると推定される。

弟子屈市街地を中心とする高地温勾配をもたらす熱源については明らかではないが、第V-2図から伝導的な熱輸送の卓越方向は東西の方向性を有して



第VII-3図 弟子屈温泉のCl濃度とSiO₂濃度の関係
Fig.VII-3 Relationship between Cl and SiO₂ concentrations.



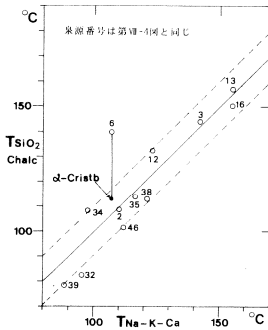
第VII-4図 シリカ(石英)温度とNa-K-Ca温度の関係(弟子屈温泉)
Fig.VII-4 Relationship between alkali and SiO₂ (Quartz) temperatures for thermal waters.

いることが予想される。

浅部における希釈が考えにくいことから、SiO₂濃度およびアルカリ比による地球化学温度は、ある程度地下深部の熱水温度を反映していると考えられる。付表-3に、SiO₂温度およびアルカリ比温度を一括して示した。SiO₂温度では、弟子屈町6号泉源(付表-3. 37)以外は蒸気を伴っていないため、石英の伝導冷却式(Fournier, 1981など、付表-3、

T_{Quartz}¹)がより近似的な地下温度を示すと考えられる。第VII-4図にSiO₂温度(石英の伝導冷却式)とNa-K-Ca温度の関係を示した。全般にSiO₂温度がNa-K-Ca温度に比べて高めに算定されている。特に、低Cl濃度の熱水(ΣCO₂型、低Cl濃度のCl型)でこの傾向が顕著である。第VII-4図でSiO₂温度がNa-K-Ca温度に比べ高めに算定される熱水(10℃以上、第VII-4図の破線)について、

カルセドニーとの平衡温度 (FOURNIER, 1981) を求め (付表-3, Tchalced), Na-K-Ca 温度との関係を検討すると, 比較的よい一致が得られる (第VII-5 図). 第VII-6 図に Na-K-Ca 温度の水平分布を示した. 第VII-6 図の傾向は500m 深の地温分布 (第V-3 図) に比べはるかに高温を示している.

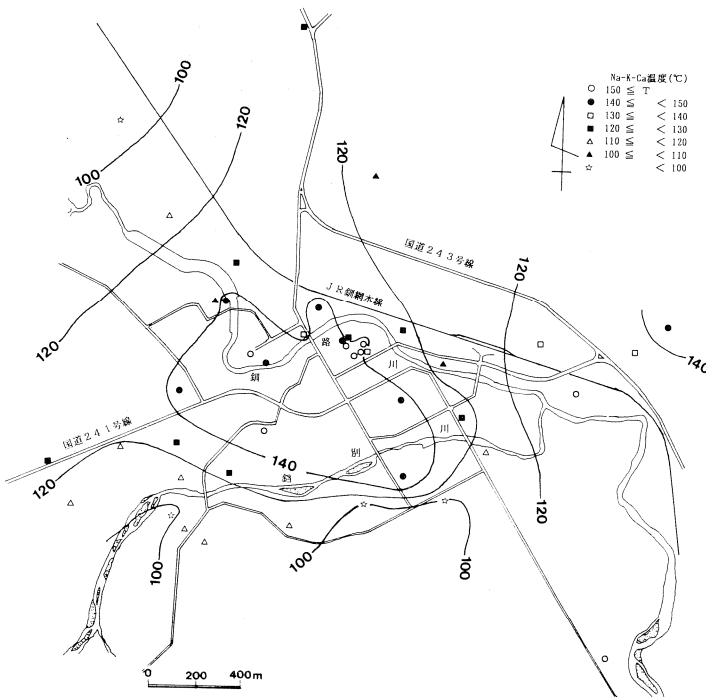


第VII-5 図 シリカ (カルセドニー) 温度と Na-K-Ca 温度の関係
 Fig.VII-5 Relationship between alkali and SiO₂ (Chalcedony) temperatures for thermal waters.

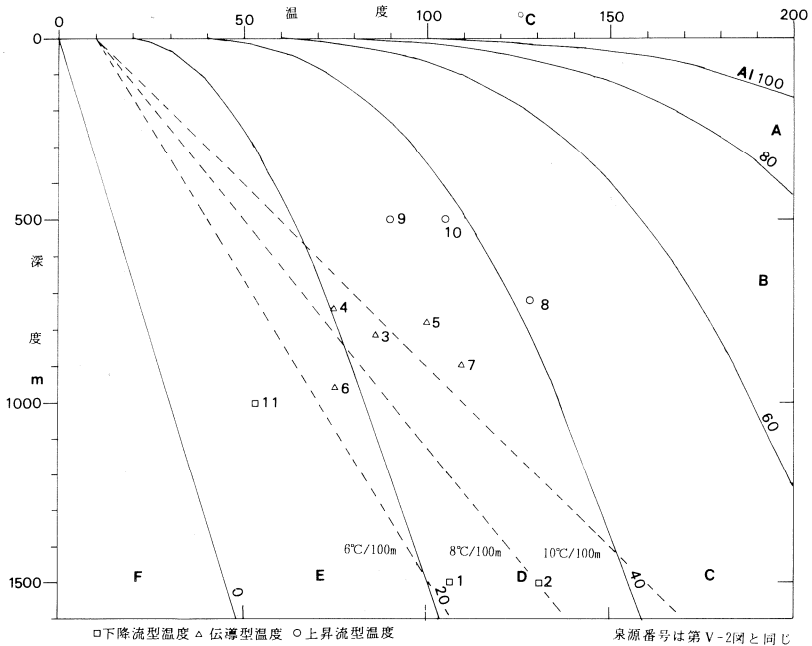
しかし, 全体の傾向は類似している. このことから, これらの地化学温度は, 深度500m 以深における母岩と熱水間の平衡状態を反映している可能性が高いと推定される. ΣCO₂型熱水の地球化学温度を含めることに問題はあろうが, 第VII-6 図の温度分布が深部温度条件を示すとすると, 第V-1 図の深度-地下温度曲線および第V-2 図の地温勾配からみて, 高温域の中心部は深度1,500m 前後の温度状態を示しているものと推定される.

当地域の坑底温度を, HAYASHI et al. (1981) の活動度指数図にプロットして第VII-7 図に示した. 弟子屈市街地を中心とする上昇流型温度タイプを示す坑井は, 活動度指数40付近にプロットされる. 活動度指数40の曲線と地温勾配10°C/100mの直線は, 深度1,400m 付近で交差する. このことから, Na-Cl タイプの熱水は少なくとも1,500m 前後の深部から上昇している可能性が示唆され, Cl 型熱水をもたらす貯留域はより深部に存在すると考えられる. 深度1,500m は地質的に中新統のイクルシベ層の分布深度に相当する.

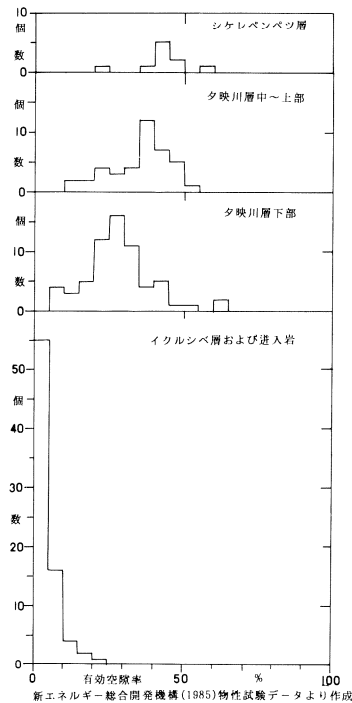
第VII-8 図に, 新エネルギー総合開発機構(1985)の物性試験データから作成した地層毎の有効空隙率



第VII-6 図 弟子屈温泉の Na-K-Ca 温度の水平分布
 Fig.VII-6 Distribution of alkali temperatures in the Teshikaga Hot Spring.



第VII-7図 ボーリング井の活動度指数 (HAYASHI et al, 1981)
 Fig.VII-7 Activity indices (HAYASHI et al, 1981) of thermal wells.



第VII-8図 地層毎の有効空隙率の頻度分布
 Fig.VII-8 Frequency distribution of porosity for each formations.

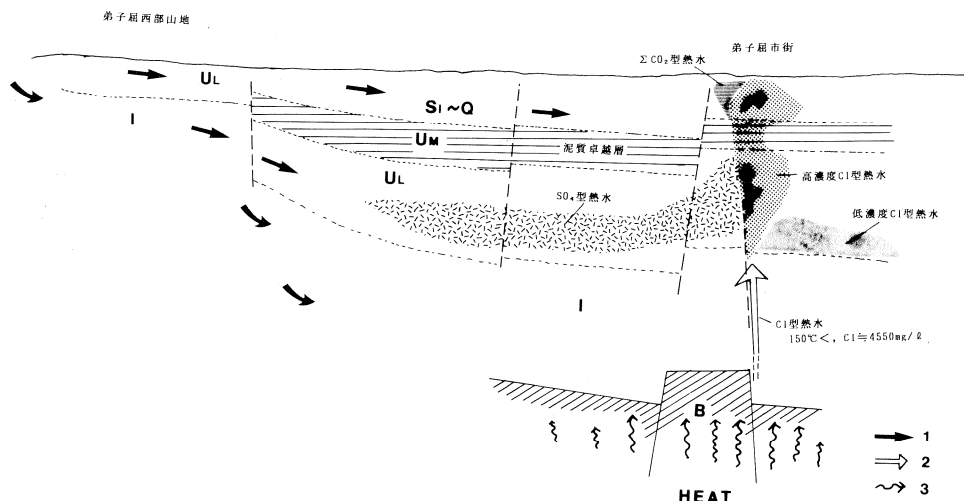
第VII-1表 地熱調査井 (新エネルギー総合開発機構, 1985) の水理定数
 Table.VII-1 Hydraulic coefficients of geothermal research wells (NEDO, 1985).

地熱調査井 孔井No	透水量係数 cm ² /sec	透水係数 cm/sec	ストレーナ 設置深度 m	全ストレーナ長 m	ストレーナ設置 区間の地層
N57-TS-1	6.08 ×10 ⁻¹	2.99 ×10 ⁻⁴	793.50 ~997.00	203.50	夕映川層下部
N57-TS-2	1.34 ×10 ⁻²	6.63 ×10 ⁻⁷	1495.23 ~1784.87	202.20	イクルシベ層・ 進入岩
N57-TS-3	3.43 ×10 ⁻²	7.90 ×10 ⁻⁷	764.36 ~999.02	434.66	イクルシベ層・ 進入岩
N57-TS-4	5.10 ×10 ⁻²	2.34 ×10 ⁻⁴	779.73 ~887.73	218.00	夕映川層 中～上部
N57-TS-5	1.03 ×10 ⁻¹	4.90 ×10 ⁻⁶	1244.70 ~1454.70	210.00	イクルシベ層・ 進入岩
N58-TS-6	1.94 ×10 ⁻²	9.70 ×10 ⁻⁷	1190.00 ~1490.00	200.00	夕映川層下部・ イクルシベ層

データ：新エネルギー総合開発機構(1985)

の頻度分布を示した。有効空隙率は、シケレペンベツ層から夕映川層にかけて順次減少する傾向が明らかである。イクルシベ層では、数%以下に集中する。

一方、福富ほか (1970) は、弟子屈市街地における泉源間の干渉試験から、透水量係数23.1cm²/sec、貯留係数59.4×10⁻⁴を算定し、貯留係数は、全国の温泉地に比べて著しく大きいことを指摘している。福富ほかの調査時の孔井深度は、最大150m程度で



第VII-9図 弟子屈地域の地熱系の概念的モデル

1. 天水降下 2. 熱水上昇 3. 伝導的熱輸送 $S_1 \sim Q$, シケレペンベツ層～第四系 U_M , 夕映川層中部層 U_L , 夕映川層下部層 I. イクルシベ層 B. 基盤岩類

Fig.VII-9 Conceptual geothermal model in the Teshikaga Hot Spring.

ある。したがって、これらの水理定数は地下浅部(胚胎母岩は第四系～鮮新統)における特性を示す。仮にこれらの貯留層の厚さを150mとすると、透水係数は 1.54×10^{-3} cm/secに相当する。弟子屈市街地における泉源開発に伴う各種の水理特性試験はなされてきていないが、新エネルギー総合開発機構(1985)による地熱調査井(第I-1図)において透水係数が報告されている(第VII-1表)。これによると、夕映川層の透水係数は 10^{-5} cm/sec オーダー、イクルシベ層は 10^{-7} オーダーと言える。先に述べた福富ほか(1970)のデータと比べると、夕映川層、イクルシベ層と下部に向かうにつれて、それぞれ100分の1程度に透水係数が減少することが明らかである。

これらのことから、イクルシベ層は不透水性基盤とみなしてよく、当層中の熱水は基本的に裂か系に貯留すると結論される。一方、シケレペンベツ層～夕映川層では、有効空隙率の分布(第VII-8図)からみて、岩石自体の空隙も熱水の貯留に重要な役割を果たしているものと考えられる。したがって、両層においては、熱水がある程度層状に広がる可能性がある。

以上に述べてきたことから、当地域の地熱系は、次のように考えられる。VII-9図に、これらの概念的モデルを示した。

1) 弟子屈西方山地から弟子屈市街地にかけて、主

として新第三系中に浸透・移動する天水の広域的な流動系が形成されている。弟子屈市街地北方からの流動系は主体となっていない。

2) 弟子屈市街地を中心とする高い地温勾配(6℃/100m以上)によって、新第三系上部中新統以上の地層(夕映川層～第四系)中において、ほぼ夕映川層中部層を境として深部では SO_4 型熱水が、浅部では ΣCO_2 型熱水が形成される。

3) 弟子屈市街地中心部の地下深部(中新統イクルシベ層以深)に形成されたCl型熱水がNW-SE方向の裂か系を通じて上昇し、上位層(夕映川層～第四系)中で主として東方に向かって拡散する。

4) 深部のCl型熱水は150℃以上、最大Cl濃度4,550mg/lの高濃度塩水であり、化石海水の関与も考えられる。

5) 当地域の熱水貯留は、大局的に裂か系に規制されて貯留されていると考えられる。イクルシベ層中では垂直型の断裂が主体と考えられるが、より上位の地層(夕映川層～第四系)においては、地層自体の空隙も無視しえない。

6) 高地温勾配をもたらす熱源については不明である。しかし、それからもたらされる伝導的な熱移動は、ほぼ東西の方向に卓越していると推定される。

これらの熱水系の概念モデルにもとづき、当地域の熱水資源の可採量を定量的に評価することは、熱

第七-2表 弟子屈温泉の放熱量
Table. VII-2 Surface heat flow in the Teshikaga Hot Spring.

	温泉水の放熱量	伝導による放熱量	全放熱量	熱階級
福 富 ほ か (1963)	$4.65 \times 10^7 \text{ cal/min}$ (10°C基準)	$0.71 \times 10^7 \text{ cal/min}$	$5.36 \times 10^7 \text{ cal/min}$	III
地 質 調 査 所 (1980)	$21.53 \times 10^7 \text{ cal/min}$ (4.8°C基準)	—	$21.53 \times 10^7 \text{ cal/min}$	IV
地下資源調査所 (1980)	$22.6 \times 10^7 \text{ cal/min}$ (10°C基準)	—	$22.6 \times 10^7 \text{ cal/min}$	IV

水貯留層の水理定数および泉源状況の年次経過などがほとんど得られていない現状においては困難な点が多い。ここでは、これまで得られているデータをもとに、若干の検討を加えるにとどめる。

弟子屈市街地を中心とする熱水上昇域の地熱貯留層エネルギー (Q_R) は、おおまかに次式で算定されると考えられる。

$$Q_R = \rho c \cdot a \cdot \int_{D_1}^{D_2} (T(D) - T_{\text{ref}}) dD$$

ρc : (岩石+水) の容積比熱

a : 貯留層の面積

D : 貯留層の厚さ

$T(D)$: 貯留層内の各深度における温度

T_{ref} : 基準温度 (15°C)

空隙率は第VII-8図の有効空隙率分布から、夕映川層下部層の空隙率の下限付近をとり15%とし、岩石比熱を $2.5 \text{ J/cm}^3/\text{C}$ と仮定すると、 ρc は $2.7 \text{ J/cm}^3/\text{C}$ となる。貯留層の面積は、上昇流型温度タイプを示す坑井の分布範囲 (第V-2図) から、直径1 kmの円を仮定すると約 0.78 km^2 となる。貯留層の厚さは、イクルシベ層以深については明らかではないので、夕映川層以浅を対象とし、深度0~1,400 mと仮定する。貯留層の温度は、HAYASHI et al. (1981) の活動度指数40の曲線 (第VII-7図) に沿って上昇するものと仮定する。

以上の仮定から、 Q_R は $2.878 \times 10^{17} \text{ J} = 6.87 \times 10^{13} \text{ kcal}$ と算定される。熱水卓越型のエネルギー回収率は、一般に25%と見込まれている (角, 1982)。したがって、回収エネルギーは $1.7 \times 10^{13} \text{ kcal}$ となる。

先の熱水上昇域はイクルシベ層の上位の地層中のみ仮定しているが、深部熱水はイクルシベ層以深から供給されている。しかし、イクルシベ層中の熱水は特定の裂かに胚胎していると推定される。したがって、弟子屈市街地で安定的に熱水採取が可能な

貯留層は、イクルシベ層の上位とみてよい。弟子屈温泉における放熱量は、ほぼ $22 \times 10^7 \text{ kcal/min}$ と報告されている (第VII-2表)。年間で $1.1 \times 10^{13} \text{ kcal}$ となる。この値は、先へのべた回収エネルギー ($1.7 \times 10^{13} \text{ kcal}$) と極めてよく一致する。

先の貯留層エネルギーは、下位からの熱水と熱の供給により、これまで年間の更新・補給がなされてきていると推定されることから、上に述べた一致は、弟子屈市街地での熱水開発が年間レベルではほぼ適度な値にあることを示唆していると考えられる。

一方、市街地から北西~西方にかけては、広域的な天水の流動系が成立していると推定されること、当地域の高い地温勾配および夕映川層の孔隙率などからみて、1,000m前後の深度において泉温50~60°Cの集水採取が可能な地域が広がっていることが推定される。奥春別地域の温泉開発は、このことを示唆している。これらの資源評価は今後の課題である。

あとがき

弟子屈市街地を中心とする地域の地熱資源に対して、主として地質・地球化学の見地から、熱水の湧出機構について検討した。

当地域は、地質的に地下浅部の第四系を除けば、新第三系中新統~鮮新統から構成される。これまでの空隙率に関するデータから、中新統中部のイクルシベ層は基本的に不透水層の性格をもつが、中新統後期の夕映川層~鮮新統のシケレベンベツ層は、ある程度の透水性をもちうる。一方、当地域の地温勾配は全体に6°C/100m以上を示し、高い温度条件を備えている。

地質構成・地熱微候・開発状況などから、当地域の熱水系は、西~北西山地からの天水の浸透・流入、市街地における熱水の上昇という広域流動系でとら

えられ、その概念的モデルを示した。地下浅部まで高温条件が維持される熱水上昇域は、弟子屈市街地の比較的狭い範囲に限定されている。一方、熱水上昇域へ天水の集積をもたらす経路に位置する地域（市街地の西～北西）の地下深部では、熱水開発の可能性が高いことが推定される。

弟子屈市街地は、すでに道の温泉保護地域に指定され、新たな泉源開発は規制されている。今後の開発は市街地周辺地域において展開されると考えられる。先にのべた熱水系モデルからは、市街地の西～北西側が可能性の高い地域として上げられる。しかし、開発深度が深く（深度1,000m前後）、今後解明されなければならない多くの問題点がある。このため、開発リスクの高い状況が今後とも続くことはさげられない。

弟子屈地域は、道内温泉地のなかでも有数の坑井密度の高い地域である。しかし、坑井特性（水理特性）は殆ど明らかになっていない。今後、定量的な議論を展開し、資源量を把握するためには、開発側・行政側において、これらのデータを集積していく体制を構築してゆくことが望まれる。

本報告は、先に当所が実施した調査のなかから、地質調査および既存資料を中心に取りまとめている。今後、地球物理探査および地化学探査結果を加え、資源評価についてさらに検討する予定である。

参考文献

- 安藤重幸 (1987) : 地熱開発促進調査の地域レポート, 弟子屈西部地域, 地熱エネルギー, 12, (1), 51-52.
- 地質調査所(1980) : 地熱開発基礎調査報告書, No.18, アトサヌプリ, そのI, 130p.
- 第四紀総研北海道グループ (1969) : 北海道の第四系, 地団研専報, 15(日本の第四系), 18-25.
- 藤本和徳・川森博史・鈴木豊重・竹村 勇 (1981) : (昭和55年度試すい探査報告書) 弟子屈町温泉試すい調査報告書, 道立地下資源調査所 (未公表資料), 12p.
- 福富孝治・須川 明・藤木忠美 (1957) : 弟子屈温泉および当別温泉について, 北大地球物理学研究報告, 4, 33-44.
- ・藤木忠美・須川 明・和田和夫 (1963) : 弟子屈温泉および錯別温泉について (第2報), 北海道温泉調査報告X, 1-16, 北海道衛生部.
- (1966) : 北海道の温泉について, 火山, ser. 2, (11), 3, 127-144.
- ・浦上晃一・三好日出夫・川村政和・佐倉保夫・瀬川良明・前田俊一・滝沢隆俊 (1970) : 弟子屈温泉および錯別温泉の調査, 北大地球物理学研究報告, 21, 5-26.
- FOURNIER, R.O. and ROWE, J.J. (1966) : Estimation of underground temperature from the silica content of water from hot springs and wet stem wells. *Amer. Jour. Sci.*, 264, 685-697.
- and TRUESDELL, A.H. (1973) : An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural water. *Geochem. Cosmo. Acta*, 37, 1255-1275.
- (1979) : A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council, TRANSACTION*, 3, 221-224.
- (1981) : Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. *Geothermal systems*, 109-143. John Wileys & Sons Ltd.
- HAYASHI, M., YAMAZAKI, T., and TAGUCHI, Y. (1981) : Activity index and thermal history of geothermal systems. *Geothermal Resource Council TRANSACTIONS*, 5, 177-180.
- 林 正雄 (1982) : 深部高温地熱貯留層探査のターゲット, 日本地熱学会誌, 4, (2), 81-90.
- 北海道立地下資源調査所 (1980) : 北海道の地熱・温泉 (D), 北海道東部, 155p.
- (1983) : 北海道の地質と地下資源II, 北海道の地熱温泉資源, 54p.
- (1985) : 北海道の地熱・温泉—1985年・II版一, 49-51.
- 石川俊夫・近藤祐弘・横山節子 (1963) : 弟子屈及び錯別温泉地質班調査報告, 北海道温泉調査報告X, 17-26, 北海道衛生部.
- 勝井義雄 (1962) : 5万分の1地質図幅「屈斜路湖」及び同説明書, 42p, 北海道開発庁.
- ・佐藤博之 (1963) : 5万分の1地質図幅「藻

- 琴山」及び同説明書. 42p. 北海道開発庁.
 国府谷盛明・松井公平・長谷川潔・安藤久男 (1962):
 5万分の1地質図幅「摩周湖」及び同説明
 書. 45p. 北海道開発庁.
- 協和試錐・三鉱ボーリング共同企業体 (1984): 釧路
 圏摩周観光文化センター地熱開発利用施設
 整備 (ボーリング) 業務報告書. 46p.
- 松葉谷治・酒井 均・上田 晃・堤 真・日下部
 実・佐々木昭 (1978): 北海道の温泉ならび
 に火山についての同位体化学的調査報告.
 岡山大学温泉研究所報告, 47, 55-67.
- 松波武雄・藤本和徳 (1982): 弟子屈・源泉6号の地
 質と変質(演旨). 日本地熱学会誌, 4, (1),
 37-38.
- (1987): 知床半島基部の地熱系. 地下資源
 調査所報告, 59, 19-32.
- ・秋田藤夫 (1989): 根釧地域の深層熱水資
 源とその評価. 地下資源調査所報告, 60,
 113-150.
- 中谷省三・多賀光彦 (1961): 北海道の温泉成分の化
 学的研究, 第1報, 火山帯別に分布する温
 泉群の成分と相関. 北海道衛生研究所報告,
 ser. 12, 211-216.
- (1964): 北海道の温泉の分布と泉質. 日本
 温泉工学会誌, 2, (1), 26-31.
- 日本地熱資源開発促進センター (1980): 地熱開発基
 礎調査報告書, No.18, アトサヌプリ, その
 II. 103p.
- 小原常弘・松下勝秀・二間瀬冽・早川福利・佐藤
 巖・横山英二・和気 徹・国府谷盛明
 (1973): 北海道水理地質図幅, No.10. 釧路,
 54p. 道立地下資源調査所.
- 小川克郎・金原啓司 (1983): 地熱熱水の流動につい
 て—豊肥地熱地域を例として—. 地学雑誌,
 92, (7), 83-92.
- 佐藤博之 (1965): 5万分の1地質図幅「阿寒湖」及
 び同説明書. 82p. 地質調査所.
- ・垣見俊弘 (1966): 5万分の1地質図幅「弟
 子屈」及び同説明書. 67p. 北海道開発庁.
- SHIGENO, H. and ABE, K. (1983): B-Cl geo-
 chemistry applied to geothermal fluids
 in Japan, especially as an indicator for
 deep-rooted hydrothermal systems.
*Extended Abstracts of 4th Internat.
 Sympo. on Water-Rock Interaction,*
 Misasa 1983. 437-440.
- 新エネルギー総合開発機構 (1985): 地熱開発促進調
 査報告書, No.6, 弟子屈西部地域. 554p.
- 角 清愛 (1982): 日本の熱水対流系地熱資源の評
 価. 昭和56年度地熱開発技術講習会テキ
 スト, 139p. 新エネルギー財団.
- 弟子屈町 (1981): 弟子屈町史. 896p.
- 太秦泰光・那須義和・瀬尾淑子 (1959): 温泉の化学
 的研究(48), 北海道東部の諸温泉. 日本化
 学会雑誌, 80, (9), 1003-1005.
- 八幡正弘・松波武雄 (1986): 千島弧南部の新生界の
 層序と構造. 日本地質学会第93年学術大会
 (山形) 講演要旨集. 144.

Geothermal resources of the Teshikaga area, East Hokkaido, Part. 1

— Conceptual model of geothermal system —

Takeo MATSUNAMI and Masahiro YAHATA.

Abstract

The Teshikaga geothermal field located south of the Kutcharo Caldera and east of the Akan Caldera, in Eastern Hokkaido.

Though a geothermal manifestation on the surface is not apparent on the field, thermal waters of high temperature are discharged from a shallow depth in the center of the Teshikaga town. In the town, many thermal wells (about 100 hole) have been drilled, and the geothermal energy has been directly utilized for district heating, snow melting on road etc.

The area is geologically composed of thin Quaternary formations and thick piled Miocene–Pliocene formations. The Pre–Tertiary basement rock is not identified.

The geothermal system of the field, based on geological, geochemical, and bore hole data, is characterized as follows.

- 1) A regional fluid flow of meteoric origin from the western mountainous district to the Teshikaga town has been formed in the Neogene Tertiary formations. At the center of Teshikaga town there is a discharge area of thermal waters.
- 2) On the condition that a geothermal gradient is over $6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, bicarbonate waters in the shallower part and a sulphite waters in the deeper part are formed in relatively permeable members (Late Miocene–Quaternary). Furthermore chloride waters which ascends through the fissures in impermeable formations (Basement rock? –Middle Miocene), are discharged into the bicarbonate and sulphite waters in the center of the Teshikaga town.
- 3) The deep chloride waters that are over $150\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $4,450\text{mg}/\ell$ of concentration Cl, are probably composed of fossil waters.

付表-1 泉温状況一覧表
 Appended table.1 List of thermal wells.

NO	分析NO	所 有 者 (施 設 者 名)	泉温 (°C)			湧出量 (ℓ/min)			深 度 (m)	利 用 状 況	備 考
			1*	2*	3*	1*	2*	3*			
1		今泉 秀雄	43	44.5		F6	F8.6		20	浴用	
2	23	山田 トミ	47	46.5		F34	F20		108	浴用	
3	18	久万田 晃 (慶楽荘)	43	51		F5	F20		50	浴用	
4	19	国岡 キク	72.2			F10.4			50	浴用	
5	20	宮脇モーターズ	66.4	65		F5	F5		50	浴用	
6	17	電電公社双岳荘	44.7	36		F4	F26.4		3	浴用	
7	14	弟子屈町8号泉源	65.1	62.5		F40	F100		15	浴用・分湯	
8	21	弟子屈町2号泉源	99	90	98*	f200	f100	F150*	200	浴用・暖房	*深度416m
9		弟子屈温泉浴場	57	60		F2	F10		80	浴用	
10		菅野 アヤ子	38	39		—	F60		150	浴用	
11	22	菅野みつえ	48.6	42		F100	F29		200	浴用	
12	24	北栄組	56.2	44		F10.9	F12.9		400	浴用	
13	25	弟子屈木材工業	59.1	54.5		F50	F36		500	浴用	
14	16	弟子屈町7号泉源	83.8	81		f30	f20		30	浴用・分湯	
15	26	北海道農林共同工業	43.1	39.5		F28.8	F32.7		960	浴用	
16		三井 忠	64		65	F52.2		F40	100	浴用	
17		中野 アキ(子宝ホテル)	58	73.5		F13	F100		100	浴用	
18		小野 武	40			F52.8			115	浴用	
19		三井観光開発	66	50.3		F70	F26.7		100	浴用	
20	5	子宝ホテル	74.9		80	F13		F80	100	浴用	
21	4	小林観光	53.4	51		F27	F25		120	浴用	
22		子宝ホテル	47		60	F20		F40	130	浴用	
23	3	今井林業	45.3	48		F16.6	F100		200	浴用	
24	28	国鉄厚生寮	34.6	26.1	52	F66.1	F62.2	F200	50	養魚	
25	29	加藤 のぶ子	52.2	50		F9.1	F8.2		106	浴用	
26		摩周きのご栽培組合	66	60	67	F8.2	F50	F200	90	きのご栽培	
27	12	宮崎 繁	47.9	45	50	F200	F80	F150	100	浴用	
28		釧路鉄道管理局	59	51		F68	F7.8		40	浴用	
29	30	弟子屈町4号泉源	52.4		53	F178		F150	300	分湯	
30		国岡 麗子	44	48		F15	F41.2		110	浴用	
31	6	進藤 栄吉	39.5			F21			100	浴用	
32	31	辻谷・菅野・町3号泉源	80.6	79.5	84	f800	f200	F440	200	浴用・分湯	
33	36	森田 藤一郎	37.7	40		F95.2	F120		800	浴用	
34	35	橋本 亀雄	47.2	50		F53.9	F100		400	浴用	
35	32	協栄林産	67.8	63	80*	F100	F35	F50*	400	浴用・木材乾燥	*深度800m
36	34	阿部 良顕	43.3	42		F64.2	F60		800	浴用	
37		市山 方彦	52		50	F20		F60	400	浴用	

NO	分析NO	所有者 (施設者名)	泉温 (°C)			湧出量 (ℓ/min)			深 度	利 用 状 況	備 考
			1*	2*	3*	1*	2*	3*			
38	33	鎌田 孝一	92.6	95	89	F250	F120	F250	500	浴用・暖房	
39	8	石川組	49.1	47	94	F50	F20	F170	800	浴用	
40	42	坪井 章	74.6	76.5		F160	F20		800	浴用・分湯	
41		奈良 門三	26	25*		F50	F16.4*		200	雑用	* 深度70m
42		山田 定雄(三ツツ嶺)		59	70		F30	F300	500	浴用	
43	10	渡辺 喬(摩周国際観光)	82	85	85*	F120	F120	F200*	300	浴用	* 深度500m
44	13	右近 初雄	62.7	56.2	70	F78.5	F120	F150	400	浴用・分湯	
45	7	辻谷 守	95.1	93		F212	F150		200	浴用・暖房・分湯	
46	43	坂口 栄造	69.9		83	F120		F120	800	浴用	
47	9	高田 由夫	64.7		67	F152		F200	600	浴用	
48		菅野 広治		64	45		F230	F100	500	浴用・分湯	
49	15	弟子屈町1号泉源	94.2	98	84*	F54	F150	F120*	500	分湯	* 深度804m
50	40	菅野 広治			65			F300	1000	分湯	
51	41	立川 弘美	56			F150			1182	水耕栽培	
52	37	弟子屈町6号泉源	100			F333			720	分湯	
53	39	宮田 正義	42			F167			400	浴用	
54	2	辻谷建設	58.8			F43.9				暖房	
55		近藤 光晴			82			F550	1000	浴用	
56		鈴木 彰	79.0						924		
57	38	辻谷試錐	34.8			F120			400	未利用	
58		弟子屈農協							38	未利用	
59		辻谷 守		98					120	未利用	
60	16	弟子屈町	83.8			F30			21.8	未利用	
61		弟子屈町							100	未利用	
62		中野 和好							99	未利用	
63		七沼 真佐	50						100	未利用	
64		宮崎 繁			41			F20	300	未利用	
65		中山 悟(弟子屈農協)			70			F60	600	未利用	
66		国岡 勇							1000	未利用	
67		三井 忠		46					115	未利用	
68		三井 忠	36						115	未利用	
69		摩周閣							100	未利用	
70		小林 秀美	47			F24			120	未利用	
71		弟子屈町原野泉源			70			F96	1000	未利用	
72		摩周閣	30						100	未利用	
73	27	弟子屈農協	50			F70			1000	未利用	
74		三井観光			38				150	未利用	

NO	分析 NO	所 有 者 (施 設 者 名)	泉温 (°C)			湧出量 (ℓ/min)			深 度	利 用 状 況	備 考
			1*	2*	3*	1*	2*	3*			
75		辻谷 直作	53						100	未利用	
76		国立弟子屈病院		40					72	未利用	
77		弟子屈町		53			F150		50	未利用	
78	11	渡辺 喬	28.9			F44.5			685	未利用	
79		上田 秀二	41			F20			200	未利用	
80		瀬野 重雄		58					800	未利用	
81		飯村 和子							400	未利用	
82		青木 政義	36			f400			800	未利用	
83		弟子屈森林組合			50				500	未利用	
84		国岡組	27						800	未利用	
85		曲淵 忠博	51						964	未利用	
86		笹川 竹太郎	70						600	未利用	
87		和田 淳	60						800	未利用	
88	1	佐藤 弘美	53.6			F60-80			1000	未利用	
89		国岡 勝		75					1000	未利用	
90		森田 寿雄		37.7					792	未利用	
91		中野 和好							1000	未利用	
92		明盛建設							500	未利用	
93										未利用	
	45	奥春別温泉	62.9			F200			925	浴用・分湯	
	45	弟子屈町奥春別泉源	74.8			f85			1502	暖房	
	46	弟子屈町センター泉源	31.1			F95			1502	未利用	

1*道立地下資源調査所(1980,1985) 2*地質調査所(地熱開発基礎調査) 3*弟子屈町データ 「白噴 F動力
 孔井番号は、第V-1図と同じ。分析孔井番号は、第VII-1-1図・第VII-1-2図と同じ。

付表-3 熱水の地化学温度一覧表

Appended table.3 List of alkali and SiO₂ temperatures estimated thermal waters.

No	T _{Quartz} ¹	T _{Quartz} ²	T _{Calced}	T _{Na-K}	T _{Na-K-Ca}	T _{Observe}	熱水タイプ
1	126.2℃	123.4℃	98.4℃	118.1℃	121.5℃		CI
2	131.4	131.4	108.7	89.1	110.6		ΣCO ₂
3	166.9	157.7	143.9	123.8	141.8		CI
4	145.1	139.4	119.3	135.0	133.0		CI
5	161.5	153.0	137.7	156.1	147.1		CI
6	163.3	154.4	139.8	84.5	106.7		ΣCO ₂
7	153.6	146.4	128.9	120.8	144.1		ΣCO ₂
8	157.6	150.0	133.4	158.4	145.1		中間
9	115.2	114.0	86.4	116.5	112.2		CI
10	119.6	117.8	91.2	119.5	120.0		CI
11	116.3	115.0	87.5	138.4	119.4		中間
12	157.4	150.0	133.1	116.2	123.1		中間
13	178.8	167.2	157.5	151.3	155.3		CI
14	149.8	143.3	124.6	160.5	148.7		CI
15	130.8	127.3	103.4	119.5	123.8		CI
16	172.6	162.1	150.4	161.0	154.4		CI
17	157.5	150.0	133.2	165.9	151.5		CI
18	142.0	136.8	115.8	146.4	138.9		CI
19	152.9	145.9	128.0	160.2	151.6		CI
20	141.3	136.2	115.1	166.3	151.3		CI
21	161.0	152.6	137.2	156.0	149.2		CI
22	109.6	109.3	80.3	109.8	121.1		CI
23	120.0	118.1	91.6	184.8	124.6		CI
24	116.7	115.3	87.9	101.9	109.3		CI
25	127.2	124.3	99.5	132.8	133.8		CI
26	120.7	118.7	92.3	176.4	178.4		CI
27	149.5	143.0	124.2	119.2	139.0		CI
28	90.5	92.7	59.7	104.1	99.3		中間
29	110.0	109.6	80.6	120.4	113.0		中間
30	109.6	109.3	80.3	116.5	110.9		中間
31	120.3	118.4	91.9	117.3	117.7		CI
32	111.6	110.9	82.4	86.6	95.6		CI
33	146.9	140.8	121.2	143.8	140.0		CI
34	135.7	131.4	108.8	92.4	96.7		CI
35	140.4	135.4	114.0	104.7	115.9		CI
36	130.0	126.6	102.5	138.0	151.3		CI
37	179.0	167.4	157.8	168.0	158.9	128.0℃	CI
38	139.2	134.4	112.8	131.8	121.0		ΣCO ₂

No	T _{Quartz} ¹	T _{Quartz} ²	T _{Chalced}	T _{Na-K}	T _{Na-K-Ca}	T _{Observed}	熱水対17
39	107.8°C	107.7°C	78.3°C	75.6°C	89.1°C		ΣCO ₂
40	114.3	113.3	85.4	105.1	109.3		Cl
41	138.3	133.6	111.7	160.3	149.6		ΣCO ₂
42	130.5	127.1	103.1	130.1	122.6		SO ₄
43	122.8	120.5	94.6	120.9	113.7		SO ₄
44	106.3	106.4	76.7	107.3	105.9		SO ₄
45	113.5	112.6	84.5	111.3	105.9	106.2°C	SO ₄
46	128.8	125.6	101.2	117.6	111.7	131.0	中間
Max.	179.0	167.4	157.8	184.8	178.4		
Min.	90.5	92.7	59.7	75.6	89.1		
Mean	135.2	128.3	106.3	126.8	125.7		
σ	21.2	24.8	27.4	31.4	26.3		

T_{Quartz}¹ ; no steam loss after FOURNIER(1981)

T_{Quartz}² ; maximum steam loss after FOURNIER(1981)

T_{Chalced} ; after FOURNIER(1981)

T_{Na-K} ; after FOURNIER(1979)

T_{Na-K-Ca} ; after FOURNIER(1981)

T_{Observed} ; maximum observed temperature

孔井番号は、第VII-1-1図・第VII-1-2図と同じ。