

第37回試錐研究会

講 演 資 料 集

期 間：平成11年3月17日(水)

会 場：ホテルライフオート札幌 (2F ライフオート)
(札幌市中央区南10条西1丁目)

第37回 試錐研究会

プログラム

主催 北海道立地下資源調査所

協賛 北海道地質調査業協会
(社)全国鑿井協会北海道支部

日時 平成11年3月17日(水)
10時～17時

場所 ホテルライフオート札幌 2F「ライフオート」
(札幌市中央区南10条西1丁目 Tel.011-521-5211)

あいさつ

北海道立地下資源調査所長 和 氣 徹

特別講演

“非在来型エネルギーとしての石炭層ガスについて”

北海道大学大学院 環境資源工学専攻
教授 樋口 澄志

昼

食(12:00～13:00)

講演

1. 太平洋炭礦における炭層ガス回収技術

太平洋炭礦(株) 三村 豊

2. 苫前町における異常高圧層の掘削について

エスケイエンジニアリング(株) 小山 嘉吉
江尻 栄一
定松 道弘

3. なぜ“温泉井の比湧出量”なのか

道立地下資源調査所 松波 武雄

4. 川湯温泉における深部温泉ボーリング結果

道立地下資源調査所 鈴木 隆広

(地学講座)

5. 北海道における活火山の現況

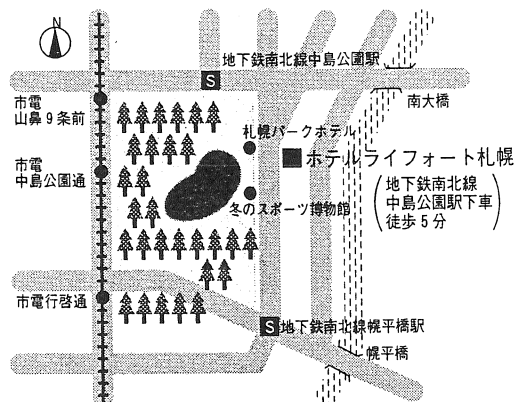
道立地下資源調査所 岡崎 紀俊

あいさつ

北海道地質調査業協会理事長 斎藤 昌之

懇親会 (17:30~19:30)

会場 ホテルライフオーツ札幌
(2F ライフオーツ)



特 別 講 演

非在来型エネルギーとしての石炭層ガスについて

北海道大学大学院工学研究科
環境資源工学専攻
地殻資源工学講座
樋口 澄志

はじめに

ここ数年、全世界的とも言える不況を背景に、石油を中心とした化石エネルギーは安値で安定的に供給されており、世界のエネルギー需給に不安は感じられていない。過去2度のオイルショックも世間の記憶から忘れ去られようとしている。

しかし、中・長期的にグローバルなエネルギー需給ならびにエネルギー消費に伴う諸問題を考えた時、世界の経済成長、エネルギー供給、そして環境維持のいわゆるトリレンマ問題の複雑さ、重大さ、そして解決の困難さに当惑せざるを得ない。

将来の人類にはクリーンな非在来型のエネルギーが必須ではなかろうか。ここでは、その役割が期待される石炭層ガスについて紹介する。

1. 新しく、クリーンなエネルギーへの期待

1.1 世界的なエネルギー需給の推移と将来予測

世界の一次エネルギー消費の長期にわたる推移が図1に示されている。図から明らかな通り、時代とともにエネルギー消費は急激に増大し、最近ではその約90%が天然ガス(20%強)、石炭(約30%)、石油(約40%)のいわゆる化石燃料によってまかなわれてきている。

現時点で将来の全世界的規模でのエネルギー需要量を予測すると、少数の先進国における産業構造の転換とか省エネ思想の普及があったとしても、中・低開発国での爆発的とも言うべき人口増加と工業化、人間一人当たりのエネルギー消費量の増加傾向があいまって、ここしばらくは増加傾向を続けるものと考えられている。

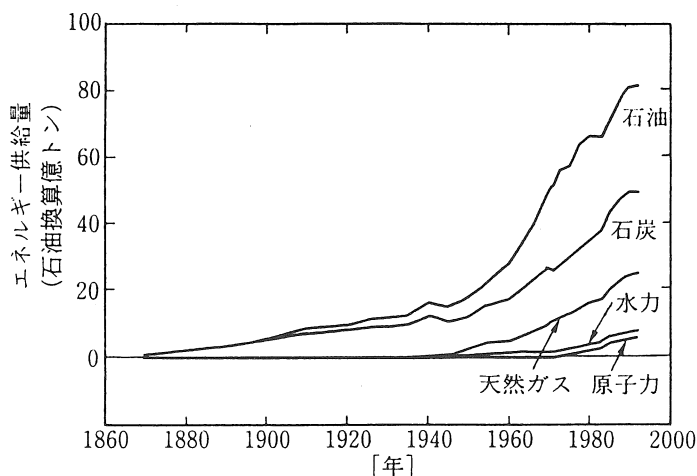


図1 世界のエネルギー消費の推移

この様に増加し続けると予測されるエネルギー需要を何でまかなうかであるが、現在、エネルギー資源の種類は表1の様に分類されている。

同表中、核燃料資源は原子力発電に利用され、図1にも見られる様に徐々にそのシェアを拡大しつつあるものの、安全性の問題等から過大な期待はかけられない現状である。

表1 エネルギー資源の種類

化石燃料資源	天然ガス 石油 石炭、褐炭 オイルサンド オイルシエール
核燃料資源	ウラン → 核分裂用 トリウム → 核分裂用 リチウム → 核融合用 重水素 → 核融合用
自然エネルギー資源 太陽エネルギー (水素の核融合反応) 潮汐エネルギー 地熱エネルギー	太陽光 水力 風力 海洋温度差 バイオマス 天体間相互作用 地球内部の核反応

また、太陽エネルギーを根幹とする自然エネルギーについては、環境にやさしく、無尽蔵と考えられる所から、大いにその活用が望まれるものの、コスト上の問題等から研究開発途上のものがほとんどであり、水力のシェアが図1に登場しているのみである。

したがって、核融合等の革新的新エネルギーが登場しない限り、人類は、ここしばらく化石燃料資源に依存せざるを得ないものと考えられている。

International Energy Association による 2005 年に至る世界の一次エネルギー消費の今後の見通し（図 2）に於いても、将来のエネルギー消費は増加傾向をたどり、その供給シニアが現在とほぼ同じであることを予測している。

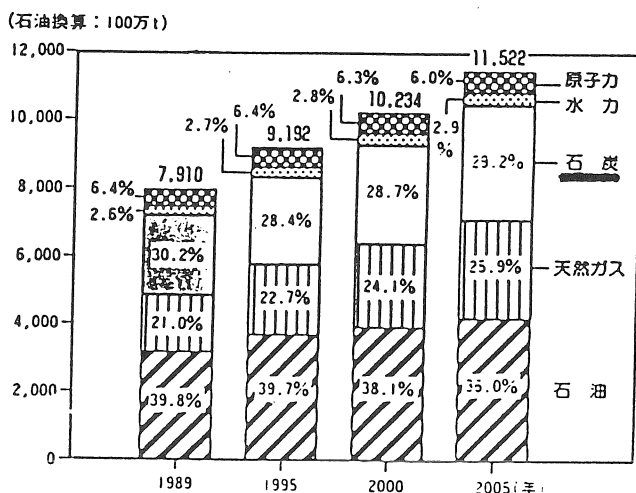


図 2 世界の一次エネルギー消費の今後の見通し

それでは、将来も一次エネルギー供給の 90%以上をまかなうと期待されている化石燃料の大量消費に何の問題もないだろうか。大きな問題は、1) 資源量の問題と 2) 地球環境問題であろう。

化石燃料資源の量の問題については、各資源の確認可採埋蔵量を年間生産量で除した、いわゆる可採年数で、石油 46 年、天然ガス 65 年に対し、石炭は一ケタ大きい 200 年以上と言う評価がなされてはいる。いずれにしろ有限であり、われわれの時代はともかく、われわれの子供や孫の世代でのエネルギー需給に思いを馳せる時、非在来型エネルギーの登場が必要と考えられる。

1.2 化石燃料の消費と地球環境問題

人類による石炭、石油、天然ガスといった化石燃料の消費が地球温暖化をもたらしているとの指摘がなされて久しい。温室効果ガスとして地球温暖化に最大の寄与度を有する炭酸ガスの排出抑制については、全世界的な合意が得られ、諸対策が実施に移されている現状である。

化石燃料のうち、石炭の様に SO_x、NO_x の排出や酸性雨の発生がなく、単位発生熱量当りの炭酸ガス排出量が最も少ない天然ガスが最近では好んで使用される傾向があるものの、将来、人類が必要とする膨大な量のエネルギーを在来型の主として化石燃料から得ることは地球環境維持の面から見て困難なことであろう。

在来型エネルギーにはクリーンな利用形態での使用が必須であるとともに、非在来型で地球環境にやさしいエネルギーの登場にこの面からも期待が寄せられる所である。

1.3 北海道としての期待

時はあたかも出口の見えない全世界的な不況の真っ只中、諸経済指標は下落の一途をたどり国際社会の将来を展望した記事の中に明るいものを見出すのがむずかしい今日この頃である。わが国はその元凶とも揶揄され、ほとんどすべての地区・産業分野で不況風が吹き荒れている。

なかでも北海道の景気低迷は著しく、活性化に向けて懸命の努力がなされてはいるものの、観光分野に力点を置くとの提言以外、将来への有望な打開策が見出されない現状である。

北海道の産業の衰退の典型的な例の一つとして、石炭産業があげられる。かつては年産 2,200 万トン（昭和 40～41 年）を越え、従業員 10 万人（昭和 23 年）を擁した北海道の石炭産業も、現在では大手炭鉱は釧路市の太平洋炭鉱一山（年産約 213 万 t、従業員約 1,000 名、平成 9 年度）を残すのみとなった。コスト面で海外炭には太刀打ちできず、採掘続行が問題視されているわが国の炭鉱であるが、地下資源としての石炭層は相当量賦存している。

その石炭層の包蔵するメタンガスを非在来型のエネルギーとして見直す気運が世界的に盛り上がって来た。一方、多雪、寒冷な地にもかかわらずこれといったエネルギー源をもたない北海道では非在来型で、クリーンなエネルギーが求められてきた。特に北海道の地下炭層はメタンガスを多量に包蔵しており、その開発・利用によって、道内経済の活性化の一助として貢献し得るものと期待される。

2. 北海道の石炭資源

2.1 炭田分布

北海道の炭田分布を図 3 に示す。地質学的には、ほとんどすべての炭田が新生代第三紀に形成されており、世界の主要炭田が古生代石炭紀に端を発するのに比べ、年代的には若い。高い地熱と地圧の作用を受けて、石炭化が進んでいるといわれている。

中でも石狩炭田は、最大規模の炭田で、南北 85km・東西最大 35km にわたっている。かつては多数の炭鉱が操業し、これ迄に約 7 億 t 以上の石炭を産出したが、現在は小規模な露天掘りが行われているに過ぎない。

道内第二の炭田は釧路炭田で、釧路市を中心に沿岸方向に 120km、内陸方向に 10～40km、沖合方向に 20km 以上の広がりを持つ。かつては陸域にも多くの炭鉱があったが、現在は海底下を採掘している太平洋炭鉱のみとなった。

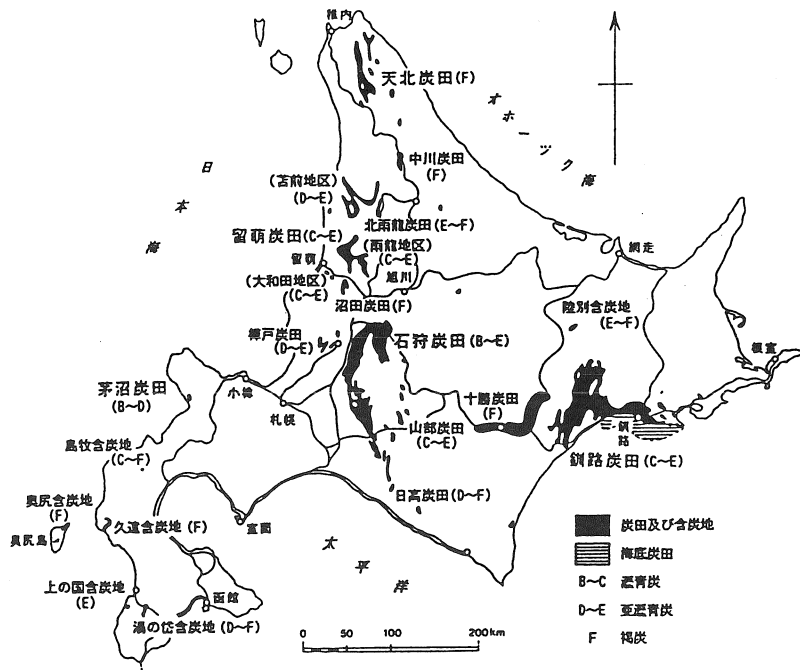


図 3 北海道の炭田分布¹⁾

2.2 北海道の石炭生産の歴史

北海道における石炭生産は 19 世紀後半に始まり、昭和 16 年 (1941 年) 前後に一つの生産量のピーク (1,500 万 t/年) があり、昭和 41 年 (1966 年) 前後に再びピーク (2,200 万 t/年) を迎えたが、その後は減少の一途をたどっている (図 4)。

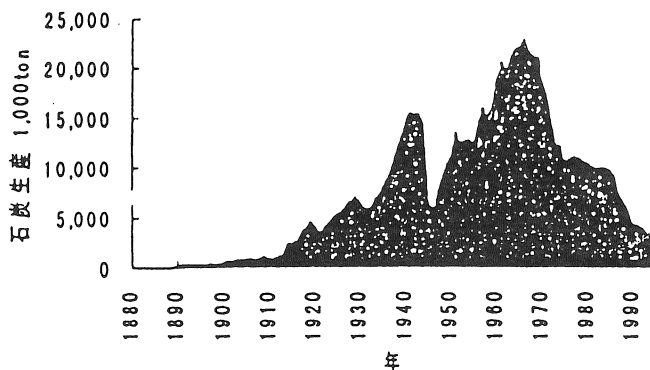


図4 北海道の石炭生産¹⁾

2.3 石炭埋蔵量

北海道の石炭埋蔵量については、より新しく精密な調査が行われた形跡がないため、昭和30年に通商産業省によって行われた調査結果によることとする(表2)。

同表中のA：理論埋蔵炭量(約100億t)とは表下部に記載された基準に従って求めた炭量(Resource)であり、地質学的埋蔵炭量に比較的近い値と考えられる。一方、地質・技術・社会・経済的諸条件を考慮して求める実収炭量(Reserve)は、この理論埋蔵量の一部分ということになる。

調査年の昭和30年時点での理論埋蔵炭量(A)とそれ以降の炭田別累積生産量(B)との比率(B/A)を見ると、北海道合計で、5.2%しか生産していないことになり、残存炭量(C)は約97億tとなる。

表2 北海道の石炭埋蔵量²⁾

	A: 理論埋蔵炭量 10 ⁶ ton	B: 生産量 S30以降 10 ³ ton	B/A %	C: 残存炭量 10 ⁶ ton	主な炭質
天北炭田	1,009	5,280	0.5	1,003	褐炭
石狩炭田	6,487	402,583	6.2	6,084	亜歴育炭
留萌炭田	504	21,798	4.3	482	亜歴育炭
釧路炭田	2,027	101,696	5.0	1,925	亜歴育炭
北海道合計	10,232	533,187	5.2	9,698	

調査時期 : 昭和30年
炭丈 : 30cm以上
炭丈/山丈 : 50%以上
炭質 : 純炭発熱量 5,800kcal/kg以上
限界深度 : 排水準下 1,200m

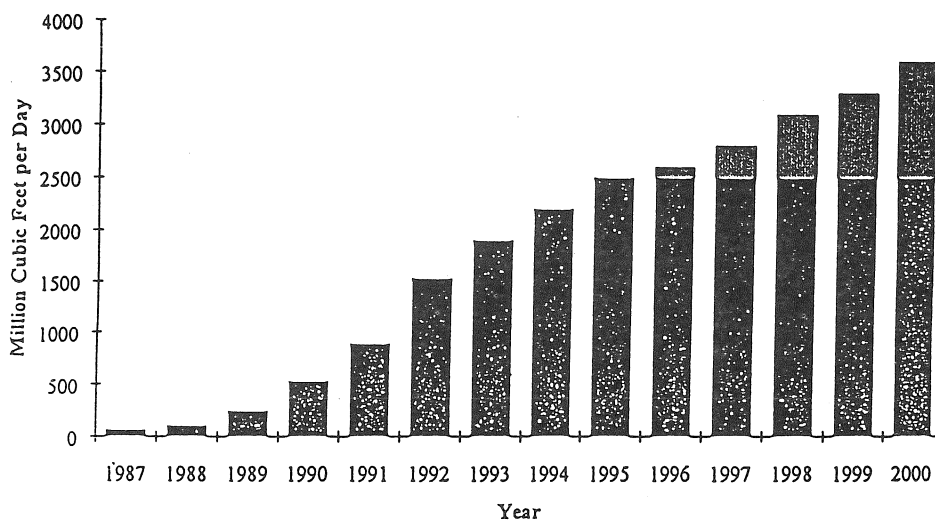
3. 石炭層ガスについて

炭層の包蔵するガス（Coalbed Methane,以下 CBM と略記）の主成分はメタンガスである。古来、炭鉱におけるガス突出やガス爆発といった災害の元凶として厄介者扱いされて来たが、最近、地球にやさしい非在来型エネルギー源として注目される様になってきた。

炭層の採掘とは別に、地表から地下の炭層迄ボーリングし、水圧破碎等によって炭層のガス透過性を高め、CBM を吸引・利用する技術が米国で実用化されて久しい。天然ガス資源があまり豊かでない米国では、10 年程前から税制上の優遇措置を講ずるなど政策的に CBM の開発・利用を促進し、すでにその供給量が天然ガスの総供給量の 10%を越えたとのことである。（図 5）。

CBM の開発・利用には、1) 人類が新しい型のエネルギー源を得ることになる、2) 炭鉱の排出するメタンガスによる地球温暖化作用を低減する、3) 将来の炭鉱開発時の安全性向上に貢献する、など一石三鳥のメリットがあるため幾つかの国で実施が計画されている。また最近では、メタンガスからジメチルエーテルの様な化学工業材料の生産も行われている。

図 5 **POTENTIAL AVAILABILITY OF U.S. COALBED METHANE**



Dark Shaded Area Represents Gas Production from Current Basins and Technology; Light Shaded Area Represents Gas Production from New Basins and Advances in Technology.

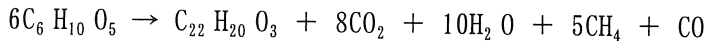
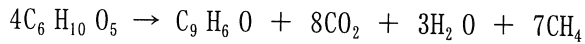
3.1 CBM の成因及び賦存形態

表 3 に炭層ガスの分析結果例を示す。いずれの場合も地山炭層に数m穿孔し、孔内へ流出してくるガスを捕集して分析した結果であるが、前述のとおり「炭層ガスの主たる成分はメタンガスである」と言って良い。

表 3 炭層ガスの分析結果例

国名	炭層又は区域名	メタン	エタン	プロパン	ブタン	炭酸ガス	酸素	窒素
		CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	CO ₂	O ₂	N ₂
米 国	Pochahontas	98.73	1.27	0.0011	0.0001	—	—	—
	Pittsburgh	95.86	1.08	—	—	2.54	0.06	0.46
	May Lee	96.05	0.01	—	—	0.1	0.05	3.5
日 本	夕張	94.30	0.30	—	—	3.2	0.3	1.9
	砂川	91.01	2.09	—	—	0.9	1.0	5.0
豪 州	Leichhardt	96.1	0.03	—	—	3.7	0.01	0.19
	Appin	98.6	0.02	—	—	1.1	0.01	0.24

石炭のできるプロセスは、2つの段階に分けて考えることができるとされている。第1の段階は、太古の植物が陸上もしくは水中に堆積し、バクテリア等による生物化学的分解作用を受ける段階で、この時期におけるメタンガスの発生は、古来メタンガスが沼気と呼ばれている事実からも明らかである。第2段階は、上記の植物堆積体が地下に埋もれ、長期間にわたり地圧と地熱の作用を受けて、現在我々が目のあたりにする炭層が形成される時期である。この時期におけるメタンガスの発生機構については、原植物、堆積環境、石炭化度等の多様性から、必ずしも明確にされているとは言えないが、植物（主としてセルロース）が石炭に変化していくプロセスを以下の化学式の様記述した例があり、いずれの場合にも、石炭化のプロセス中にメタンガスの発生があることを示している。



上記の式がある程度正しいと仮定すれば、石炭 1ton 当たり、約 1,200 m³ のメタンガスの発生があり得るとの計算になる。しかし、石炭化課程の第 1 段階で発生したメタンガスの大部分は大気中へ放散してしまうであろうし、第 2 段階で発生したのも、炭層周辺の岩盤及び岩盤中の亀裂、さらには採掘跡等を通じてある程度放散するので、現在の地山炭層の包蔵ガス量は、数 m³/ton～数十 m³/ton であると言われている。

1 m の厚さの炭層が出来るためには、20m を越す厚さの植物の堆積が必要であったと言われている。前述の如く、石炭化の課程でメタンガスを発生しつつ地下で圧縮され続けたため、炭層中にはメタンガスを内包した多数の孔隙が存在する。多くの場合、その孔隙を肉眼で確認することは出来ないが、その直径は、約 10～1,000 Å に分布し、メタンガス分子 1 個の直径は約 4Å であるから、上記孔隙の内壁に吸着された状態、ならびに孔隙空間に自由ガスの状態で包蔵されていることも明らかにされている。これら孔隙の石炭中にしめる体積割合は孔隙率と呼ばれ、実測により 3～10%位とされており、そう大きくはない。しかし、孔隙が非常に微小であり、その数が多いために、メタンガス分子の吸着する内部表面積が大きく、多量のメタンガスを包蔵し得るとされている。炭層から地下空間（坑道）やボーリング孔へメタンが移動するメカニズムについては不明の点もあるが、①メタンガス分子の石炭内部表面からの脱着、②石炭基質及びマイクロポア経由の拡散、③炭層内の亀裂ネットワークを通じた移動、によるものと考えられ、経済的かつ効率的な CBM の生産には、炭層のガス透過性の改善が重要であると言われている。

3.2 炭層の CBM 包蔵量の評価法

石炭のガス包蔵量を評価するには、いくつかの方法がある。米国鉱山省の方法（フランス式を修正した方法）は、直接法と呼ばれ、現在最も広く用いられている。この方法では、石炭の総ガス包蔵量を 1) 脱着ガス量、2) 損失ガス量、3) 残存ガス量、に分離評価する。具体的には、脱着ガス量は、石炭のコアサンプルもしくは練粉サンプルをキャニスタ（図 6）中へ密閉し、時間の経過とともにサンプルから流出してくるガスの容量を測定することによって求め、損失ガス量は、サンプルがキャニスタに

密閉される以前かに放出されるガス量として、脱着ガス測定 of 早期データを外挿することによって求められる。残存ガス量は、脱着ガス量の測定を完了したサンプルの微細孔隙内に固定されているガスを遊離させるため、それを微粉碎して計測する。

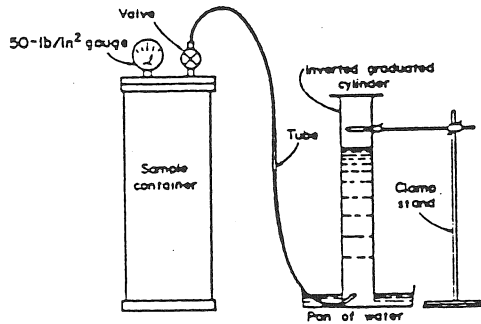


図 6 直接法に用いる装置 (ガス含有量の測定)

第二の方法は間接法と呼ばれ、粉碎した石炭試料へのメタンガスの吸着量を圧力を変えて実測する方法で、図 7 に結果の一例を示す。この方法によれば、評価の対象となっている炭層の石炭化度と賦存深度によって、ある程度の精度でガス包蔵量の予測ができることになる。

図 8 に直接法による米国の炭層のメタンガス包蔵量測定結果と、実際に炭鉱を開抗してその炭鉱を採掘した時の放出ガス量との関係が示されているが、強い正の相関が認められる。

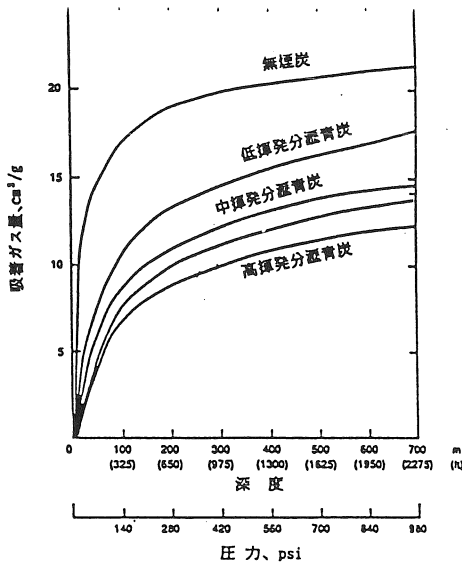


図 7 石炭化度ごとの深度及び圧力と吸着メタンガス量の関係

出典: kim, A. G., 1977.

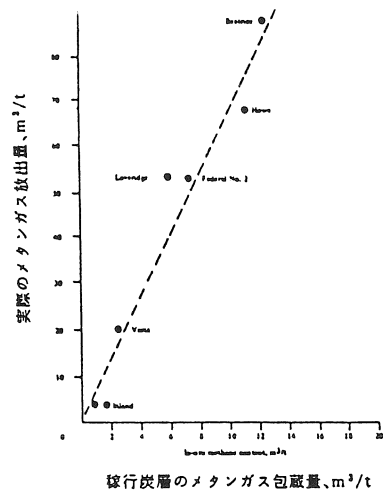


図 8 米国の幾つかの炭鉱におけるメタンガス放出量と稼行炭層のメタンガス包蔵量の関係

出典: Kissell, F. N., McCulloch, C. H., 1973.

3.3 CBMの資源量

3.3.1 世界のCBM資源量

石炭の埋蔵量とそのガス包蔵量の評価値から CBM の資源量が求められることになる。表 4 に世界の CBM 資源量の見積もりの一例を示す。現在、世界の天然ガス埋蔵量は約 120 兆 m³、可採年数で約 65 年と見積もられているが、ほぼそれに等しいかそれ以上の資源量ということになる。

表 4 世界の主要な石炭及び石炭層ガス資源量

国・地域名	石炭 (10億トン)	石炭層ガス (兆 m ³)
C I S	6,500	17~113
中 国	4,000	30~35
米 国	3,900	11
カ ナ ダ	7,000	6 ~76
オーストラリア	1,700	9 ~14
ド イ ツ	320	2.8
英 国	190	1.7
カザフスタン	170	1.1
ポーランド	160	2.8
イ ン ド	160	0.8
南アフリカ	150	0.8
ウクライナ	140	1.7
計	24,460	84~262

(出所：Vello A.kuaskraa ほかによる 1992)

3.3.2 北海道のCBM資源量

当方の研究室で開発した石炭の包蔵ガス量自動計測装置（原理的には直接法による）により、石炭サンプルが得られたものについては実測し、そうでないものについては統計的方法による推定を行うことにより、現時点で最善と思われる評価を行った結果を表 5 に示す。

表 5 北海道内主要 4 炭田の CBM 推計埋蔵量

炭 田 名	CBM 推計埋蔵量 (億 m ³)
天 北	172 ～ 188
石 狩	562 ～ 2,873
留 萌	77 ～ 231
釧 路	143 ～ 449
計	954 ～ 3,741

この推計によると、北海道の CBM 資源量は概略 954～3,741 億 m³と評価される。この評価の対象となった残存炭量は表 2 に示されたものであるが、わが国の在来型天然ガスの確認埋蔵量が約 290 億 m³であると評価されていることと比較すれば、実収率を考慮に入れても検討に値する量といわなければならない。また、資源量の大きさを比較する尺度としては札幌市の年間ガス消費量が約 18 億 m³とのことで、その開発・利用にさらに期待がかかる所である。

3.4 CBM の採取方法

石炭の開発に伴う CBM の採集法

図 9、図 10 に炭鉱の開発に伴う CBM の採取法の概念を示す。両図から明らかな通り、水平ボーリング（沿層ボーリング）、貫層ボーリング、払跡へのボーリングを駆使して CBM の採取と利用がなされる。

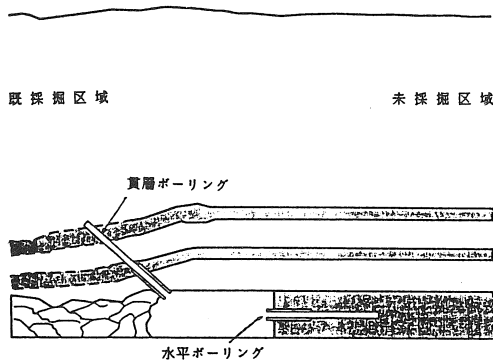


図 9 水平及び貫層ボーリング概念図

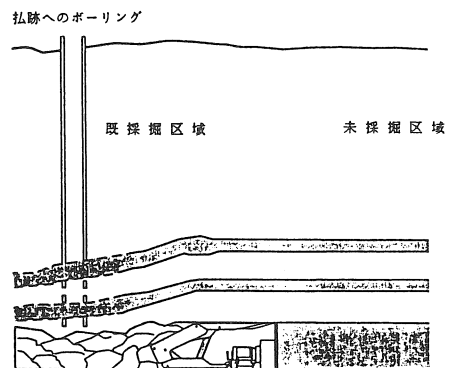


図 10 払跡へのボーリング概念図

CBM 採取を目的とした地表からのボーリング

炭鉱による炭層の採掘は予定しないか、もしくは極めて先になる様な条件下での地下炭層からの CBM 採取法がこれにあたる。三軸応力下であり、亀裂の少ない炭層は極めてガス透過性が低いので、ボーリングのガス生産性を増すために、図 11 に示されている様な抗井仕上げ法や炭層の水圧破碎（図 12）等が行われる。CBM を開発する場合、さらに考慮すべきことの一つとして、通常、開発以前の石炭層の孔隙は水で満たされているということがあげられる。この水の圧力にみあった CBM が石炭に吸着、包蔵されているので、CBM を採取するには、抗井内から水を汲み上げ、生産対象石炭層の圧力を下げる必要がある。CBM の生産は、このように水の生産と同時に行われるので水との相対的流動も考慮する必要があり、その生産挙動は複雑である。ガス生産量推移の一例を図 13 に示す。

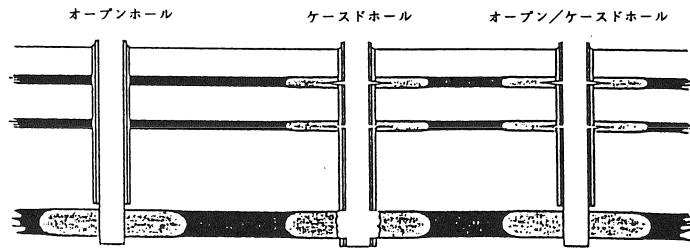
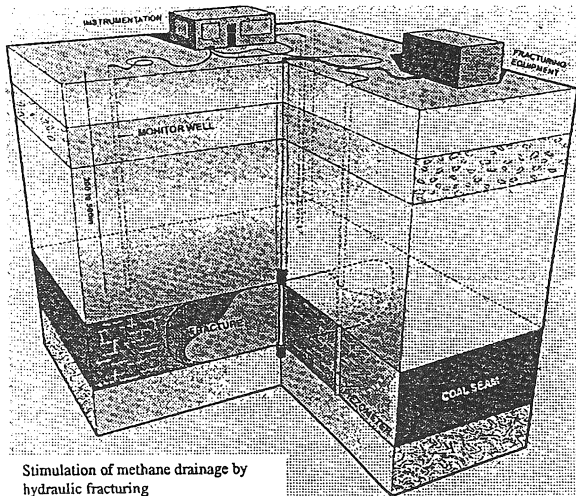


図 11 CBM 孔井の仕上げ形態



Stimulation of methane drainage by hydraulic fracturing

図 12 炭層の水圧破碎

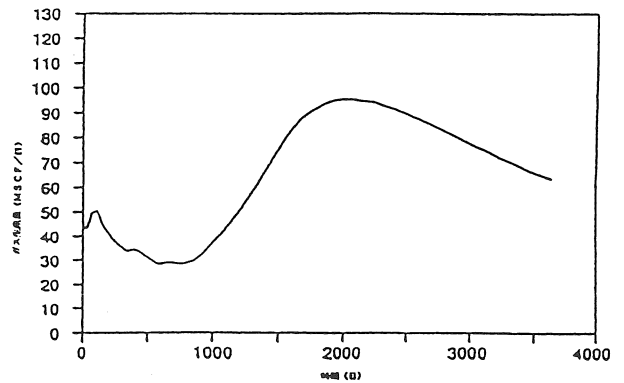


図 13 ボアホールからのガス生産量の推移

3.5 CBM 開発上の技術的問題点

CBM の開発・利用の先進地である米国の例も参考にして技術的な問題点について述べることにする。

a. 地質学的なボーリング適地の絞り込み

地表から炭層へ穿ったボーリングで大量のガスを採集するためには、地質的に炭層に亀裂網が発達したガス透過性の高い区域が望ましい。その様な適地をさがすために米国では宇宙衛星ランドサットからの地表観測で、リニアメントを追跡しボーリング位置の選定に利用している。

わが国の経験でも、石狩炭田南部の夕張地区で、潜頭鉱床（背斜構造で、その頂部が地表に露出していない炭層）の頂部（地表からの深度約 1,000m）にボーリングした際、1本のボアホールから6年間にわたり、総量で約 14 百万 m³のメタンガスの誘導ができた実績があり、ボーリング適地の選定は、重要な要因と考えられる。

b. 炭層内ボアホール周辺のスチミュレーション

三軸応力下にある地山炭層は一般にガス透過性が極めて低く、ボアホールによる大量のガス捕集にはボアホール周辺炭層中に亀裂を発生させる坑井刺激（スチミュレーション）が必要な場合が多い。

米国では高圧水と砂粒子を併用した炭層の水圧破碎や、ボアホール内水柱の水撃作用を利用した炭層内ボアホールの拡孔等が行われているが、わが国の炭層条件に適した方法の探索が必要であろう。

c. ボーリング技術

ボーリングに要するコストの低減と、一孔から吸引・捕集するガス量の増加のための、わん曲ボーリングはすでに実用化されており、炭層部分だけボーリングの孔径を拡大する方法も検討されている。

その他、北海道の CBM 資源を活用するためには、地下水への対応策や炭鉱の終掘区域からのガス採取等、技術的に検討すべきテーマは多いものの、クリーンな非在来型エネルギーとして、魅力のある対象であろう。

これまで CBM の開発・利用について幾つかの調査研究が行われて来ており、平成 10 年 3 月には新エネルギー・産業技術総合開発機構から「国内 CBM 資源調査可能性調査（北海道地区）」の報告書⁴⁾が出され、北海道内の CBM 開発の有望地区についての検討が行われている。

すでに布設され、さらには将来布設の可能性のあるパイプラインへの供給や、CBM ガス自動車の開発・普及、ならびに寒冷多雪の北海道での各種利用面への展開等、夢のある研究と実用化が望まれる。

おわりに

現状の技術レベルでは海外炭並の安いコストで採掘できないものの、北海道の地下には、前述の如く、多量の石炭資源が存在すると評価されている。調査の確実性には問題なきにしもあらずであるが、排水準下 1,200m 以深にも炭層があり得ることなど考慮すれば、北海道にはさらに大量の残存炭層があると考え、その精査につとめるとともに有効利用を目指す価値はあろう。その有効利用の一つが、CBM の開発・利用と考えられる。

また、従来の採炭技術に多少の改善を加えるのみではなく、飛行機の推進力がプロペラ方式からジェット方式に変わった様な、原理が全く違った方法で飛躍的な成果の向上をもたらす、採炭技術上のさらなる‘技術革新’も必要であろう。それは究極の省力化、無人化、ロボット化を経て、炭層の地下ガス化、地下液化、地下電化と言った、もはや‘採炭’とは呼べない型になるかもしれない。いずれにしろ、その技術革新のアイデアは、長い間、過酷な地下の自然条件と生産コスト低減への要求とに挑戦してきたわが国の石炭技術者の間から生れることが期待される。

地下に石炭資源や CBM を有するという事は、そうでない地域に較べるとメリットであるはずで、問題はこれを生かす姿勢があるか否かであろう。

参考文献

- 1) 北海道の石炭、北海道通商産業局編、平成 5 年
- 2) 日本の石炭資源、通商産業省石炭局編、昭和 30 年 3 月
- 3) Coalbed Methane Shortcourse, Advanced Resources Int. Inc. Mach 7-8, 1995
- 4) 国内 CBM 資源調査可能性調査（北海道地区）報告書、NEDO, 平成 10 年 3 月

講

演

3. 炭層ガスの回収と利用

稼働中の採炭現場に湧出するメタンガスは、爆発等の危険防止のため、通常は坑内通気により安全な濃度に希釈して坑外へ排出される。鉱山保安規則では、坑内作業場の気流中における可燃性ガス含有率は1.5%以下にするよう定められている（鉱山保安規則第二百十八条）。この場合、ガス湧出量が多いほど大量の通気が必要とするが、坑内通気速度の制限（450m/min）や、通気技術上の制約から、無制限に通気量を多くすることはできない。そこで、稼働切羽の炭層や天盤の地層に向かってガス抜きボーリングを実施し、地質擾乱によって移動してくるメタンガスをガス誘導パイプラインへ吸引誘導する方法が採られている。現在、ガス抜きによって排除されるガスは、稼働切羽から湧出する総ガス量の約30～40%となっている。

また、採掘跡密閉内のガスは、密閉箇所配置したガス誘導管によってガス誘導パイプラインへ吸引誘導している。このガス誘導量は坑内気圧の変動による多少の増減はあるものの比較的安定しており、坑内全体のガス誘導量の60～80%を占める。

坑内のガス誘導管には16吋、12吋、8吋、6吋、3吋があり、総延長は約50kmになる。坑内各所の採炭切羽や採掘跡密閉のガスは坑外のブローで誘導され、一部を鉱業所内ボイラーの燃料として利用し、残りは都市ガス会社を通じて一般家庭用燃料に提供している。

第1表に、年度別のガス抜きとガス利用状況を、第2図に坑内外のガス抜きおよび利用の系統図を示す²⁾。

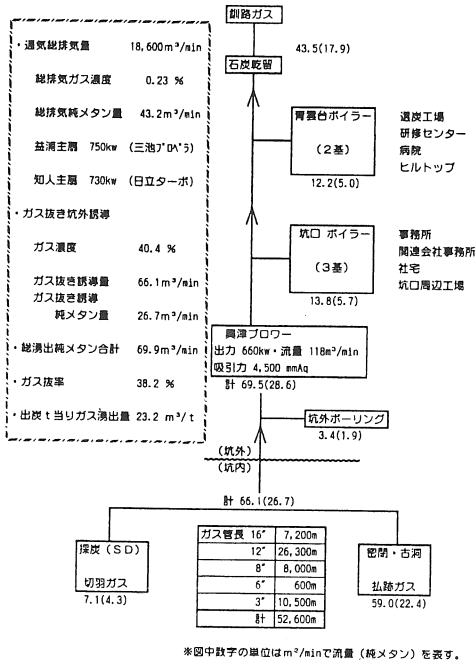
第1表 年度別ガス抜きおよびガス利用状況

		単位:千m ³						
		平成4年度	平成5年度	平成6年度	平成7年度	平成8年度	平成9年度	
ガス湧出	総排気中のガス含有量	31,109	27,772	23,855	27,117	29,542	29,584	
	ガス抜き量	14,479	16,611	13,949	12,385	14,664	14,130	
	坑内	上下盤穿孔法	4,819	4,064	2,589	3,395	4,196	3,247
		払跡密閉法	8,372	10,637	9,778	7,519	9,580	10,191
		坑外ガス抜き	1,288	1,909	1,581	1,471	888	692
		総ガス湧出量	45,588	44,382	37,803	39,503	44,206	43,714
	ガス抜き率	31.8%	37.4%	36.9%	31.4%	33.2%	32.3%	
ガス利用	自家消費	5,930	6,281	4,658	4,428	5,399	5,872	
	出荷	6,661	7,205	6,305	6,684	7,163	6,924	
	ガス利用量	12,590	13,486	10,963	11,112	12,562	12,796	
	大気中ガス放出	1,889	3,124	2,986	1,273	2,102	1,334	
	ガス利用率	87.0%	81.2%	78.6%	89.7%	85.7%	90.6%	

4. ガス抜きボーリングの現状

4.1. ガス抜き法

ガス抜きボーリングは主に稼働切羽に対して実施している。ここでは、稼働切羽におけるガス抜き法について述べる。



第2図 坑内外ガス抜き利用系統図

ケーシングを施してガス抜きをしている。

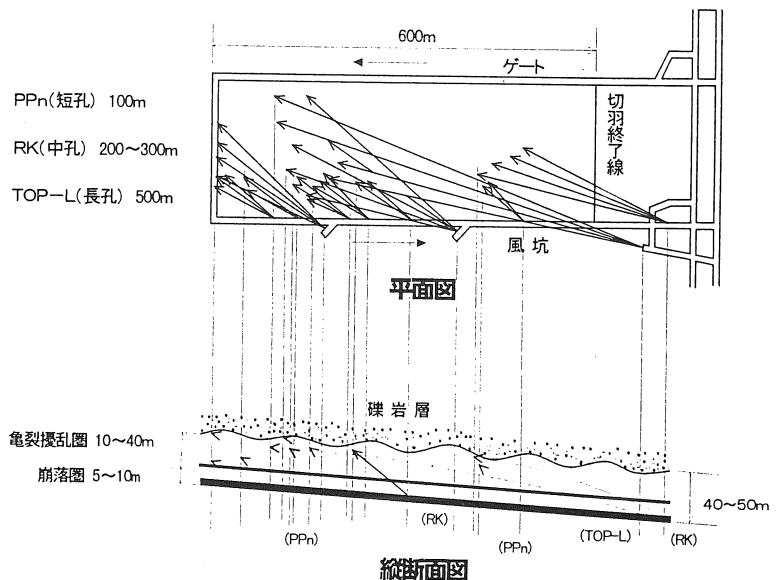
ボーリング孔の位置や本数は、隣接切羽の実績や予定出炭量を勘案したガス湧出量予測に基づいて決定している。当鉱の地質条件では、孔の最も高い位置を上層天盤と天寧礫岩層との境界付近に設定するのが最良であると、長年の経験から判っている。第3図に、ガス抜きボーリングの実施状況を示す。

4.2. 水平長孔ボーリング

長孔ボーリングでは、予期しない崩壊帯や軟弱層を通過することが多いため、外管で崩壊層を覆いながら内管と同時に穿孔する二重管シールド工法を採用している。なぜなら、水平なボーリング孔では孔壁を保護するために泥水や泥水圧を利用することが困難なため、軟弱層通過時に崩壊物や粘土が孔壁とロッドの間に詰まってロッドが拘束

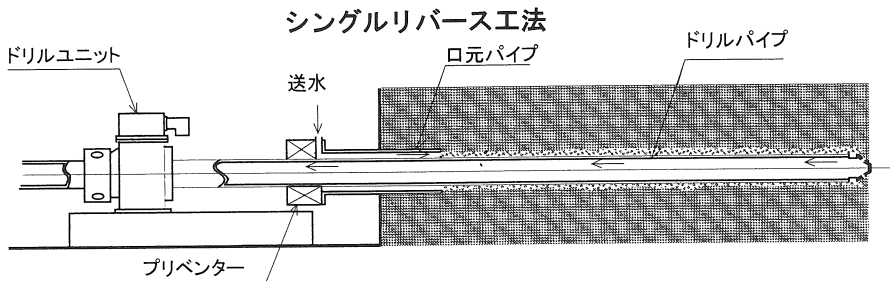
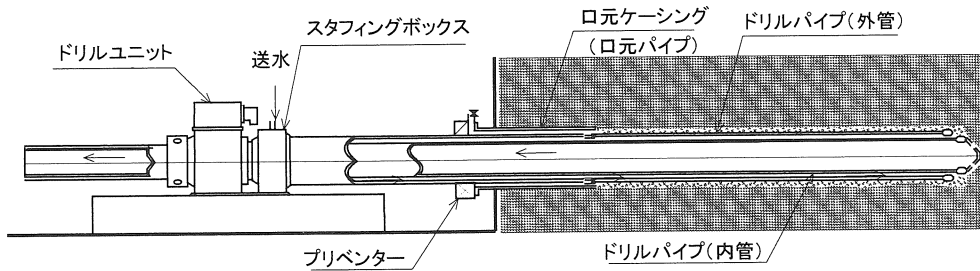
稼動切羽へのガス抜きボーリングの大部分は、あらかじめ切羽周辺の坑道から払跡（採掘跡）の天盤に向けて穿孔する天盤貫層ボーリングである。通常の場合、ボーリングを実施しただけでは吸引負圧を掛けてもガスは湧出しない。採炭切羽が接近し、地質的擾乱による亀裂がボーリング孔に達した時にはじめて、ガス誘導ができるようになる。いわゆる「待ちボーリング」である。

当鉱では、使用するボーリングマシンとその穿孔能力の違いによって、「長孔」、「中孔」、「短孔」の3種類にガス抜きボーリングを分類している。長孔ボーリング孔は使用機種 TOP-L (利根) で孔長約 500m、中孔ボーリング孔は RK (鉦研) で約 300m、短孔ボーリング孔は PPn (利根) で約 100m であり、すべて2吋～2.5吋のストレナパイプによる



第3図 ガス抜きボーリング実施状況

二重管リバース工法



第4図 二重管シールド工法

されるスタッキングが発生しやすいからである。これを防止するため、外側のロッド（外管）をシールドパイプとして孔壁押さえに使い、内側のロッド（内管）と外管との間および内管内を循環水の通路として使うのが、二重管シールド工法である。第4図に示すように、従来のシングルリバース工法は、ロッドの外側と孔壁の間からビット先へ送水し、スライムと循環水がロッドの内側を戻る方式である。この工法では循環水が孔壁に直接接触するため、軟弱崩壊帯では崩壊がさらに進展して崩壊物が詰まりスタッキングを引き起こす。これに対して二重管リバース工法では、外管の内側と内管の外側との間からビット先へ送水し、スライムと循環水は内管の内側を戻る方式である。外管と孔壁との間は水が流動しないように、口元にプリベンターを取り付ける。この方式なら循環水は孔壁に直接接触れないので、軟弱崩壊帯でも循環水が崩壊を進展させることはない。それでも外管がスタッキングで拘束された場合には、それまでの内管を外管として使用し、さらに細いロッドを挿入して内管として使用する「段落し」が可能である。当鉤の段落しは、外管 165mm－内管 130mm、外管 130mm－内管 105mm、外管 105mm－内管 80mm の3段階がある。

現在の長孔ボーリング到達深度は500m前後で、現在の切羽稼行長は平均600m前後であるから、一つのボーリング座から切羽全体をカバーするガス抜きボーリングは可能である。しかし、穿孔時はロッドの自重により孔が放物線を描いて下向きに下がる傾向があるため、孔長が500mを超えると孔をガス抜きの最適位置に配置することが難しくなる。今後の切羽大型化による稼行長増大に対処するため、ボーリング孔を計画通りの軌跡で目的の位置へ導く指向性ボーリング技術の開発に取り組んだ。

5. 指向性ボーリングへの取り組み

指向性ボーリングとは、ボーリング孔の穿孔方向を修正しながら、孔を地層内のガス抜きに最適な位置に維持したまま、孔長を1,000m程度まで延ばすことを目標にしたボーリングである。また、孔を途中で枝別れさせることによって、不必要なボーリング穿孔を減らし、ガス抜きボーリング孔一本当たりのガス抜き効果の向上を図っている。

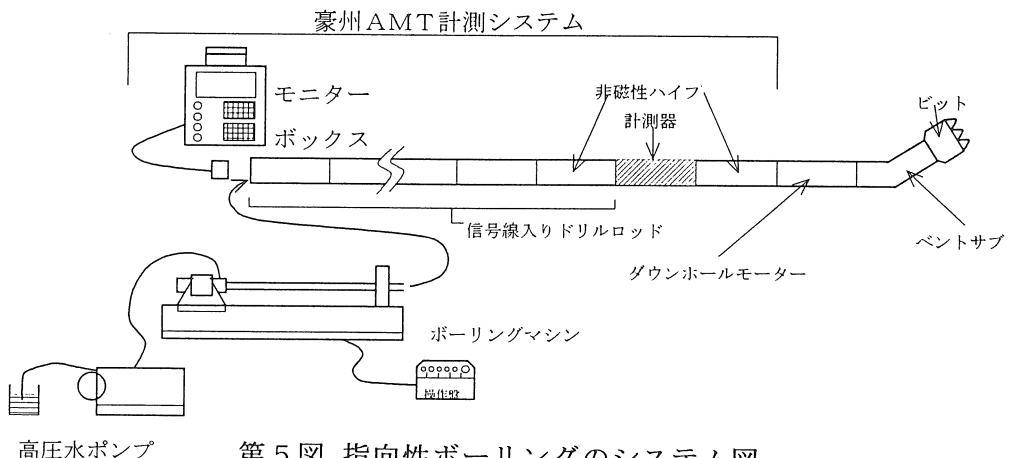
5.1. 方向修正

指向性ボーリングには、ダウンホールモーター（先端駆動型ドリル）を使用する。ダウンホールモーターとは、ロッドを通して送られる水圧により先端のビットだけを回転させて穿孔するシステムである。これにベントサブと呼ぶ屈曲パイプでビットをあらかじめ一定の角度に傾けて取り付けると、その方向にボーリング孔を曲げて穿孔することができる。この曲げて掘る技術を、ボーリングの方向制御に活用する。また、二重管シールド工法と組み合わせることで、高価なダウンホールモーターをスタッキング等の事故で喪失する危険を回避する。

5.2. 計測

穿孔方向の修正にはボーリング孔の方位・傾斜計測が不可欠である。従来はシングルショットと呼ばれる写真式傾斜計（村田 PH3500）を使用していたが、この方式は一点の計測に30分～1時間も要するため、ガス抜きの指向性ボーリングには不適である。

平成9年度に（財）石炭エネルギーセンター（JCOAL）の保安委託事業に係る試験研究として、豪州アドバンスト・マイニング・テクノロジー（AMT）社の計測システムについて、現場試験を実施する機会を得た。この計測システムは、ダウンホールモーター背後のロッド内に配置した方位磁石型センサーの信号を、信号線入りドリルロッドを介して孔口元でモニターする方式である。これなら計測毎のセンサー回収によるロッド抜き差しは必要なく、かつ一点の計測に要する時間は数分程度のため、孔位置計測によって穿孔能率が低下することはほとんどない。第5図に当鉦の指向性ボーリングシステム図を示す。

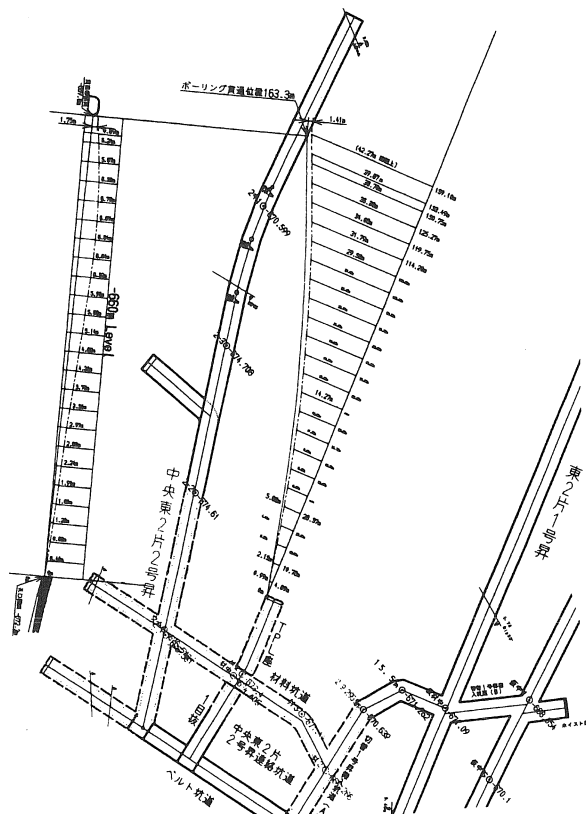


第5図 指向性ボーリングのシステム図

5.3.試験結果

計測システムの精度確認のため、ダウンホールモーターとの組み合わせによるボーリング孔を、隣接坑道へ貫通させる試験を実施した。現場は中央東2片1号SD（本層）で、掘進坑道展開中にボーリング座から坑道へ向けて穿孔した。第6図にこの貫通試験の概況図を示す。穿孔長146mで、予定位置より2.2m（上下方向1.75m、水平方向1.41m）のずれで貫通させることができた。この程度のずれなら、ガス抜き孔の穿孔には十分な精度であることを確認した。

この現場では、貫通試験の他に枝別れの試験も実施した。試験結果を第2表に示す。ボーリング孔数は枝別れを含めて17本、トータル穿孔長は1,387mで、平均の方延びは22.4mであった。ボーリング作業員がダウンホールモーターによる穿孔に馴染みが薄いこと、孔位置計測の方法に習熟しながら穿孔作業を実施していたことを考慮すると、まずまずの実績であると言える。



第6図 指向性ボーリング貫通試験

第2表 指向性ボーリング試験結果

孔番	方向	傾斜	深度	方平均延	方数	目標方向	備考	最大方延	分岐位置	枝深度
RJ1-1	左5°-00'	±0°-00'	28.00m	13.50m	2	54.9°	17.00m以上石炭本層			
RJ1-2	左10°-00'	+2°-00'	62.00m	10.30m	6	52.5°	40.00m以上石炭本層	(12.00m)		
RJ1-3	左7°-00'	+2°-00'	159.00m	26.00m	6	60.0°	156.00m以上石炭本層	(54.00m)		
RJ1-4(枝)	左7°-00'	+2°-00'	171.00m	27.75m	4	60.0°	156.00m以上石炭本層	(51.00m)	60.00m	111.00m
RJ1-5(枝)	左7°-00'	+2°-00'	245.00m	25.83m	6	60.0°	240.00m以上石炭本層	(48.00m)	90.00m	155.00m
RJ1-6(枝)	左7°-00'	+2°-00'	165.00m	29.25m	4	60.0°	162.00m以上真岩粘土(上層)	(60.00m)	54.00m	111.00m
RJ1-7(枝)	左7°-00'	+2°-00'	240.00m	24.00m	5	60.0°	231.00m以上石炭本層	(36.00m)	120.00m	120.00m
RJ1-8(枝)	左7°-00'	+2°-00'	231.00m	13.50m	2	60.0°	223.00m以上石炭本層	(15.00m)	207.00m	24.00m
RJ1-9(枝)	左7°-00'	+2°-00'	228.00m	24.00m	2	60.0°	216.00m以上石炭本層	(36.00m)	180.00m	48.00m
RJ1-10(枝)	左7°-00'	+2°-00'	204.00m	16.50m	2	60.0°	203.00m以上石炭本層	(27.00m)	171.00m	33.00m
RJ1-11(枝)	左7°-00'	+2°-00'	192.00m	18.00m	3	60.0°	190.00m以上真岩粘土(上層)	(30.00m)	138.00m	54.00m
RJ1-12(枝)	左7°-00'	+2°-00'	281.00m	19.83m	6	60.0°	268.00m以上石炭本層	(23.00m)	162.00m	119.00m
RJ1-13(枝)	左7°-00'	+2°-00'	99.00m	18.75m	4	60.0°	84.00m以上石炭本層	(36.00m)	24.00m	75.00m
RJ1-14(枝)	左7°-00'	+2°-00'	108.00m	24.00m	3	60.0°	70.50m以上石炭本層	(42.00m)	18.00m	90.00m
RJ1-15	左10°-00'	+2°-00'	30.00m	30.00m	1	49.1°	23.00m以上石炭本層	(30.00m)		
RJ1-16	左7°-00'	+4°-00'	22.00m	11.00m	2	60.0°	22.00m以上RJ1-31と干渉	(13.00m)		
RJ1-17	左11°-30'	+4°-30'	146.00m	36.50m	4	60.0°	145m以上石炭46m貫通	(56.00m)		
合計					62		1,387.00m			22.37m/方

6. まとめ

当鉱では採掘区域の集約に伴い、今後は-700m 以深の深部採掘を計画している。また採炭切羽設備の増強に伴う単位時間当たり出炭量の増加により、稼動切羽からのガス湧出量増大が見込まれる。今後は通気によるガス排除すなわち地球温暖化の一因であるメタンガスの大気中への放出を減らすため、ガス抜きボーリングによるガス回収率の向上を目指す必要がある。

ガス抜き率向上のために解決すべき課題は多いが、現在取り組んでいるものは以下の通りである。

(1) 過去に実施したガス抜きボーリングの評価：これまで実施してきた各ボーリング孔について、ガス抜き効果に関する総合的な評価を行い、当鉱のガス抜きに最適なボーリング方式、ボーリング孔長や配置、口径、ケーシング方法の再検討を実施。

(2) 水平長孔ボーリング技術の確立：現在の技術では長孔ボーリングの孔長は500m が限界であるが、さらに長孔を目指すために孔壁保護技術、指向性ボーリング技術を融合。具体的には、二重管シールド工法の指向性ボーリングシステムへの適用。

以上の石炭生産に関わるガス回収技術の確立は、今後の深部採炭における安全性の確保はもとより、炭層ガス資源有効利用の可能性を併せ持つ、将来有望な技術開発であると確信している。

参考文献

- 1)野畑肇、佐藤松男、下山正：「太平洋炭砒南西部区域の探査について」、炭鉱技術、昭和 61 年 8 月号(1986)、p.3-p.14
- 2)清水彰：「太平洋炭礦釧路鉱業所における CMG 回収とその利用について」、セイフティ北海道、1998 年 11 月号、p.6-p.19

苫前町における異常高圧層の掘削について

エスケイエンジニアリング株式会社

小山 嘉吉

定松 道弘

江尻 栄一

1. はじめに

平成10年9月、苫前町において泉温48.5℃、湧出量139l/分（自噴）の温泉開発に成功した。留萌管内では初の、加温を必要としない高温泉の誕生である。

掘削工事は成功までの過程で幾度となく、予想以上の高圧のガス層に遭遇し、難工事となったものの、道立地下資源調査所はじめ多くの方々の適切な御助言をうけ、これを切り抜け、当初予定通りの深度で坑井を仕上げ、無事温泉を湧出させることができた。

今回の報告では、この温泉井で経験した高圧ガス層の掘削およびその対応について述べる。

2. 周辺地域の地質概要

留萌から稚内にかけての天北地域は、古くから石油・天然ガスの有望地帯として、数多くのボーリングが行われてきた。苫前町においても、国により昭和60年度に苫前町市街から南側約7kmの地点で深度5,023mの試掘調査（基礎試錐「留萌」）が実施されている。

温泉ボーリング地点を含む周辺地域の地質は、下位から新第三紀中新世に属する砂岩・泥岩からなる築別層、砂岩と泥岩の互層・礫岩・砂岩からなる古丹別層、新第三紀鮮新世に属する中～粗粒砂岩・泥岩からなるチェボツナイ層、青灰色の泥岩からなる遠別層および第四紀の堆積物という層序である。地質層序表を表一1に示す。

温泉開発は地下深部に厚く分布すると予想される古丹別層中の礫岩・砂岩層を対象とした。

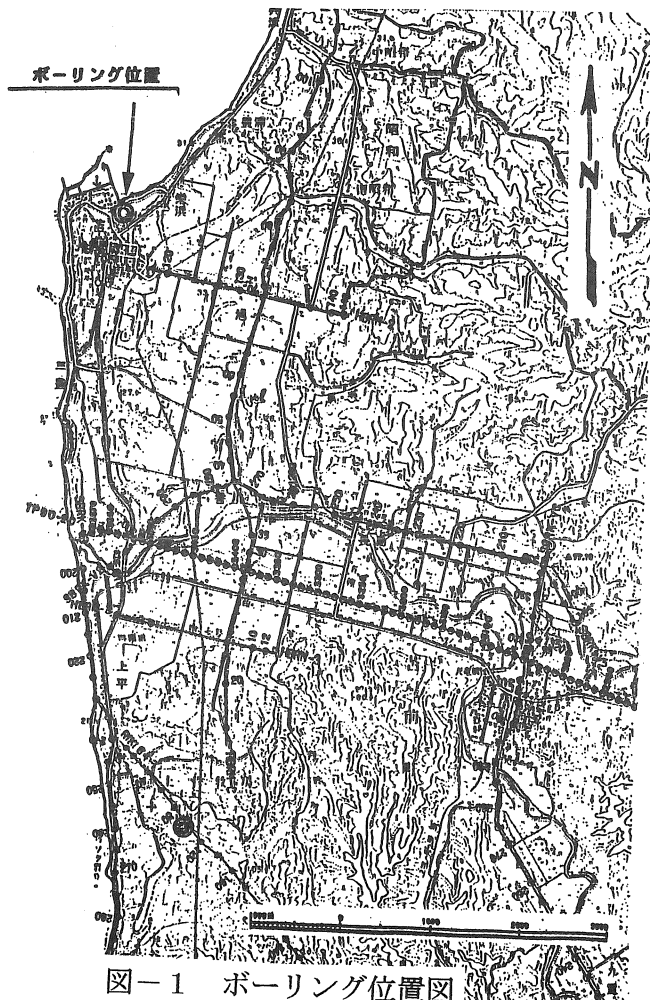
温泉ボーリング地点を含む周辺地域の地形は、台地と丘陵性山地の2つに区分することができる。

台地は海岸線より約3kmの幅で、標高10mから50mに達する西方に緩く傾斜する平坦面で、段丘堆積物で覆われている幼年期の解析をうけている台地である。丘陵性山地は、段丘台地の発達している地域の東方に標高50mから100mに達する丘陵が平坦な小谷の発達している山地で、新第三紀に属する堆積岩から構成されている。

ボーリング地点は、標高50m前後の段丘面上に位置している。ボーリング位置を図一1に、予想地質断面を図一2に示す。

表-1 ボーリング地点周辺地域の地質と層序

地質時代		地層名	岩質	
第四紀	更新世	河岸段丘堆積物層	砂・礫および粘土	
		苫前海岸段丘堆積物層	砂・礫・粘土・泥炭・砂丘砂	
		羽幌海岸段丘堆積物層	砂・礫および粘土	
新第三紀	鮮新世	遠別層	泥岩	
		チホ°ツナイ層	中～粗粒砂岩・泥岩	
第三紀	中新世	古丹別層	上部層	凝灰質粗粒砂岩・泥岩
			下部層	泥岩・砂岩・礫岩の互層
		築別層	砂岩・泥岩	



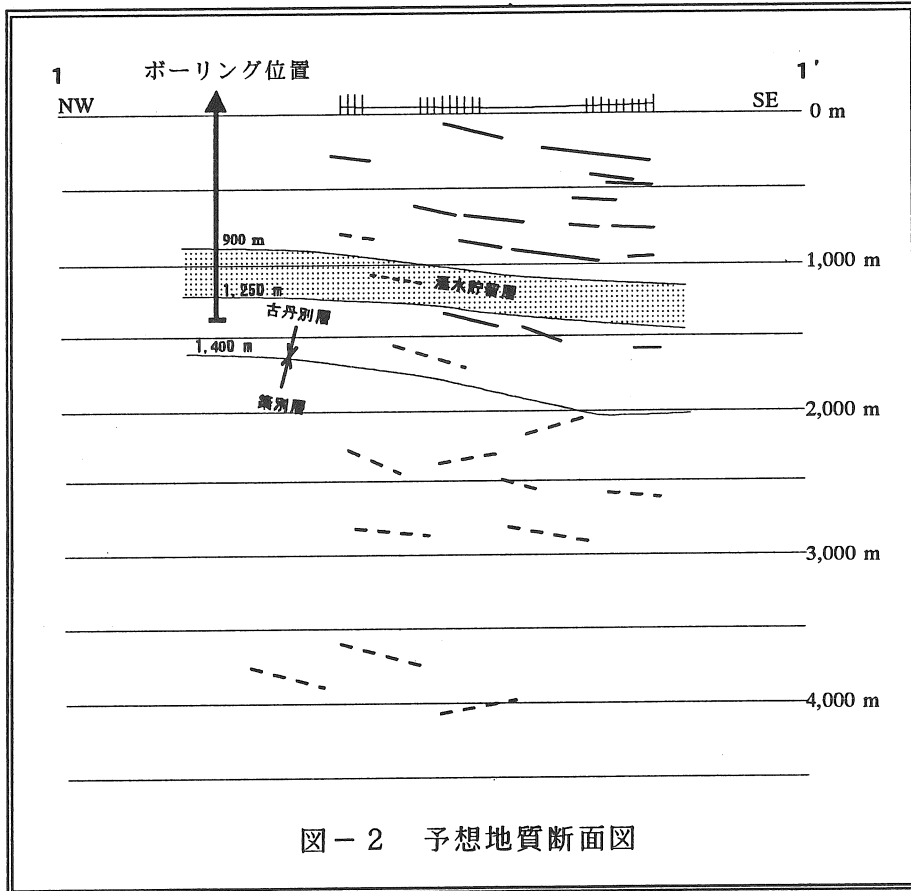


図-2 予想地質断面図

3. 掘削計画

掘削計画にあたって、予想地質および周辺地域の掘削資料（基礎試錐「留萌」、羽幌サセツプガ）から、次のようなことが予想された。

- (1) 坑井地質は泥質岩を主体とし、砂岩を挟む地層であり、差圧抑留・崩壊等の掘削障害発生の可能性がある。
- (2) 古丹別層にはガス層が賦存している可能性が高く、形態として高圧のキャップガスも予想されることから、万一の暴噴に対し即座に対応しなければならない。
- (3) 万一のトラブルに対応するため、掘削装置の規模は十分安全をみて選定しなければならない。

したがって、この坑井の主要機械は表-2のような機器を選定したが、特に予想地質およびガス層に対応するため、次のような点に留意し計画を行った。

a. 掘削機および泥水ポンプ

万一の抑留に備え、ドリルストリングスの最大重量は巻き上げ加重の1/2以内とする。また、泥水ポンプは掘削中の最高圧力が50KSC程度と想定されるが、約2倍の吐出圧力の能力をもつポンプを選定した。

b. 噴出防止装置 (B.O.P)

坑口装置は全て耐圧3000PSI(210K)とし、200m以深(第一段ケーシングセット後)よりB.O.Pを設置し、万一のガス噴出に備える。

c. 泥水計画

掘削泥水は最近開発され、泥質岩、高塩分、高ソリッド下においても安定した水和膨潤・崩壊抑制、潤滑性、ソリッド汚染等に優れた機能をもつテルフレックス泥水(グリコール系ポリマー)を選定した。

テルフレックス泥水は昨年度、当社が実施した北村温泉4号井(傾斜井)においても使用し、良好な結果を得ている。

なお、万一高圧層に遭遇した場合の対応として、バライトは常時50t以上を現場に在庫することにした。

d. マッドガス測定

トータルガス検知器を設置し、掘削中における泥水中のガス含有量の変化を連続的に測定し、ガス徴を早期に検知して溢泥を防止する。

表-2 主要機械一覧

名称	形式	数量	能力
掘削機	利根 TSL-1	1	最大巻き上げ加重50t
泥水ポンプ(主)	セキサク D-100	1	Max.V 1350 l/min, Max.P 110K/Cm ²
泥水ポンプ(副)	セキサク D-30	1	Max.V 510 l/min, Max.P 70K/Cm ²
檣	スタンダードデリック	1	耐加重 100t, l=30m
サブストラクチャー	ブロック型	1	6.2m×6.2m×2.0m
ドリルパイプ	4 1/2"×13.75#EU	100J	エクレスト(0~800m)
	2 7/8"×10.4 #EU	150J	エクレスト(800~1,400m)
ドリルカラー	6 1/4"ストレート	6J	ID 2 1/4"
	4 3/4"ストレート	9J	ID 2 1/4"
スタビライザー	ウイングタイプ	各3	12 1/4", 8 1/2", 6 1/4"
フックブロック	φ450×3車	1	耐荷重 50t
ウォーターシベル	キング 75-WP	1	耐荷重 100t
泥水タンク	角型	4	10m ³ ×2, 20m ³ , 6m ³
デサンダー	スリコ製	1	500 l/min
B.O.P	ハイトリル型	1	13 5/8"-3,000PSI
トング類	セキサク スーパーアーム型	1	2 7/8"~8" 最大トルク t
マッドガス測定	物理計測 熱伝導差方式	1	トータルガス検知器 連続脱ガス装置

4. 掘削作業

(1) 掘削経過

図-3に総合柱状図を、図-4に掘削実績工程図を示したように、掘削工事は揚湯試験を含め総日数152日であった。各深度における坑内状況をまとめると表-3に示したとおりである。

表-3 掘削経過および状況

深度(m)	作業内容	状況	対策	結果
0~201.5	12 1/4" 掘削 (10"SGP)	SG(泥水比重)1.08~1.26 VIS(泥水粘性)44~58sec 全体に軟質		
103~139	掘削中	30 l/minの逸泥	粘性を増加	139mで逸泥止まる
201.5	セメンチング	ミルクSG 1.8 リターン確認	硬化後圧力チェック	20KSC→OK
201~802	8 1/2" 掘削 (7"API)	SG 1.03~1.69 VIS 43~65sec		
615	掘削中	マッドガスが54%に上昇 ↓ マッドガスが3%以下に低下	SGを1.12から1.26まで上げる 掘削を開始	調泥中全量逸泥が発生 624mで逸泥が止まる
647	掘削中	100 l/minの溢泥が発生	直ちにB.O.Pを締め、キラインから制限循環し、SGを徐々に上げる	SG 1.54で溢泥止まる
679	掘削中	マッドガスが45%に上昇	SGを1.54から1.69まで上げる	ガス3%以下→掘進開始
802	ワイパートリップ	検層後のワイパートリップ時523mで全量逸泥が発生 ↓ ポンプ停止後液面チェック	5~8%のLCMを2.5~5klスポット →	計5回、総量18.5klで止まる 逸泥なし
802	セメンチング	ミルクSG 1.8 リターン確認	硬化後圧力チェック	35KSC→OK
802~1,400	6 1/4" 掘削 (4 1/2"API)	SG 1.69~1.72 VIS 54~74sec		
848	掘削中	総量700 lの逸泥が発生	掘削を継続	自然に止まる
1166~1170	掘削中	15l/minの逸泥が発生	総量2.2kl逸泥後、ポンプレートを下げて掘削	1170mで逸泥止まる
1170~1400	掘削中	マッドガスの発生を少なくするため、泥水の高比重維持に努める	→	比較的順調に掘削

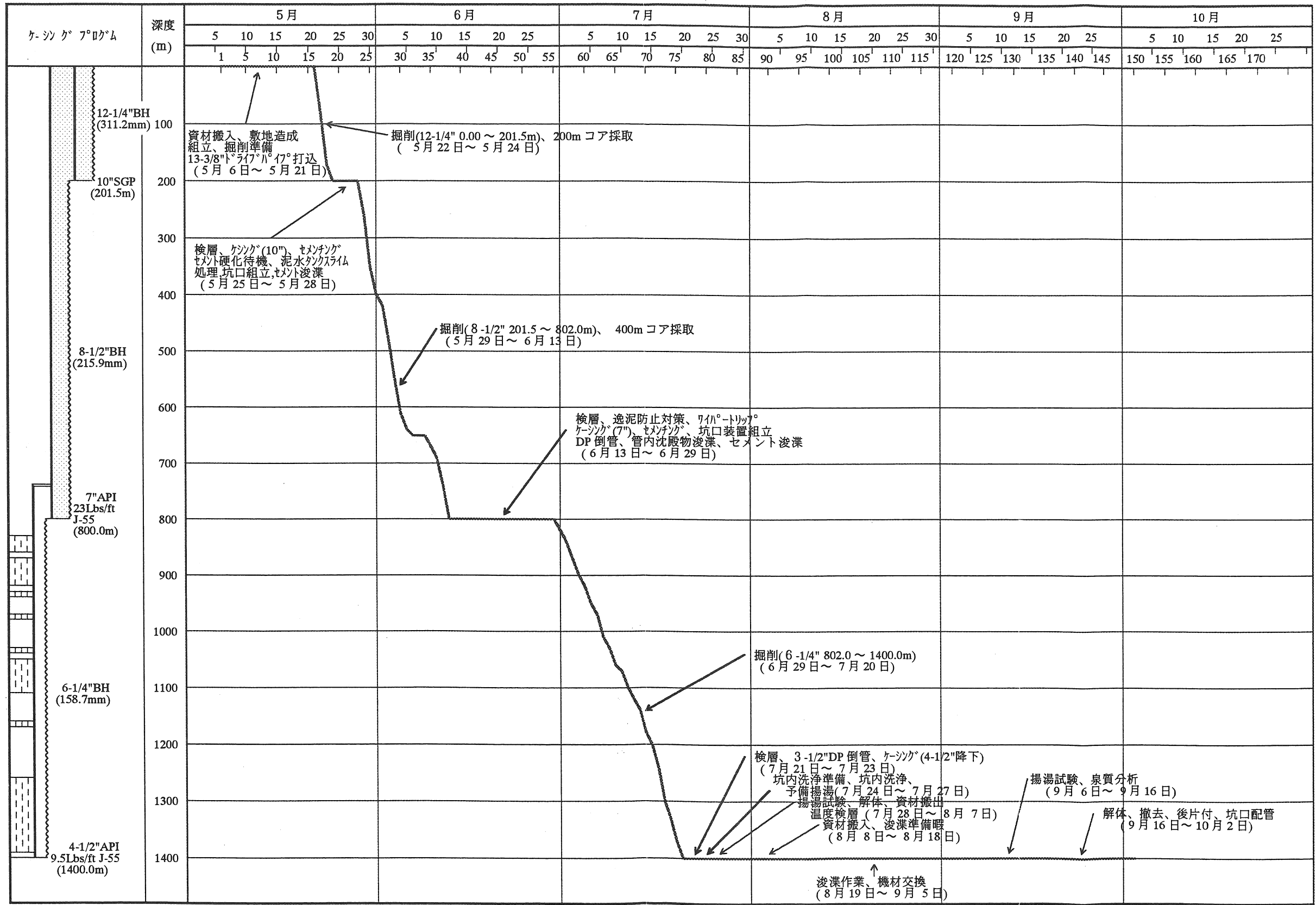


図-4 掘削実績工程図

(2)掘削中のガス対策留意点

図-5に掘削中のマッドガスを、図-6に掘削中の泥水比重の変化をそれぞれ示した。

基礎試錐「留萌」の掘削実績から、当初予想では、泥水比重は1.20以下と考えていたが、掘削開始後マッドガスが上昇し、泥水比重も逐次上げざるを得なかった。このようにガスを伴う泥岩層では坑内バランスを崩し、一旦崩壊を誘発させると、ポケット・掘屑の停滞・抑留の危険が高くなり、掘削不能となる場合が数多く発生している。

そのため現場代理人および掘削に従事する技術者に、ガス層に遭遇した場合、溢泥あるいは噴出を最小限にとどめることが重要であり、そのことがこの温泉井を目的深度まで掘削することにつながることを説明し、その対策方法について協議・検討を行った。

この温泉井で掘削中に発生したいくつかのトラブルに対し、次のように対応した。

①マッドガスが3%以上になった場合、掘削を止めガスを3%以下に抑圧した後、掘削を再開する。

マッドガスの上昇は溢泥・噴出の前触れであり、3%を越えた場合直ちに掘進を停止し、ピットレベル・泥水比重をチェックした。

また、マッドガスの上昇により溢泥が発生した場合、B.O.Pを締め坑口圧力をチェックした後、キルラインから制限循環により、徐々に比重を増加させてガスおよび溢泥を制御した。

なお、急激な比重増加は逆に逸泥を誘発する可能性があるため、比重増加の目安を0.02程度とした。

②マッドガスが30～50%まで上昇し、その後低下するという現象が発生した

泥水循環中のマッドガスの曲線は同じような周期を示し、ほぼ泥水の坑内循環に要する時間と一致することが明らかとなった。したがって、マッドガス上昇は泥水中のマッドガスが抜けきらず、ガスの一部が坑内に再循環していることが原因と考えられた。

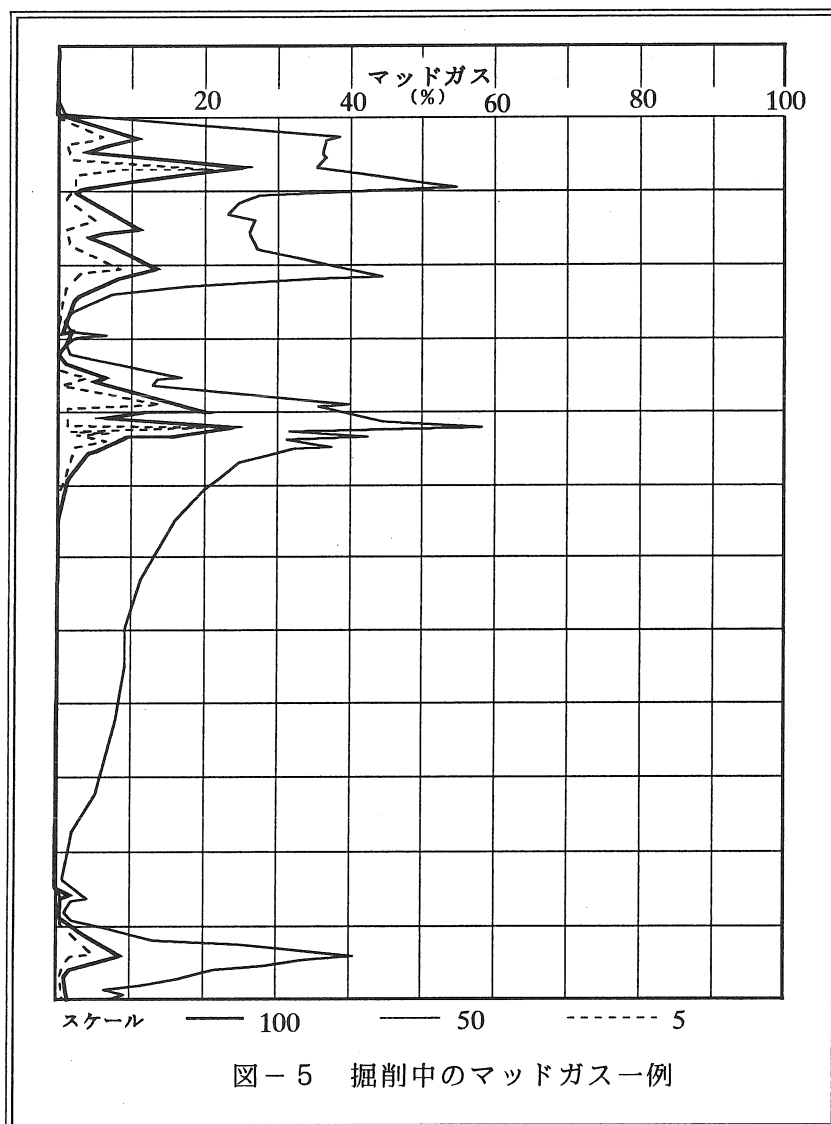
しかし、泥水の粘性はバライトの沈澱を防ぐため、1.70以上の比重を維持するためには65sec以上としなければならなかった。マッドアジテータによる泥水の攪拌、曝気およびデッチラインの延長を行って、ガス分離効率を高め、泥水中のガス放散に努めた。

③フレックス泥水の比重許容範囲とされる1.55以上の高圧層に遭遇した。

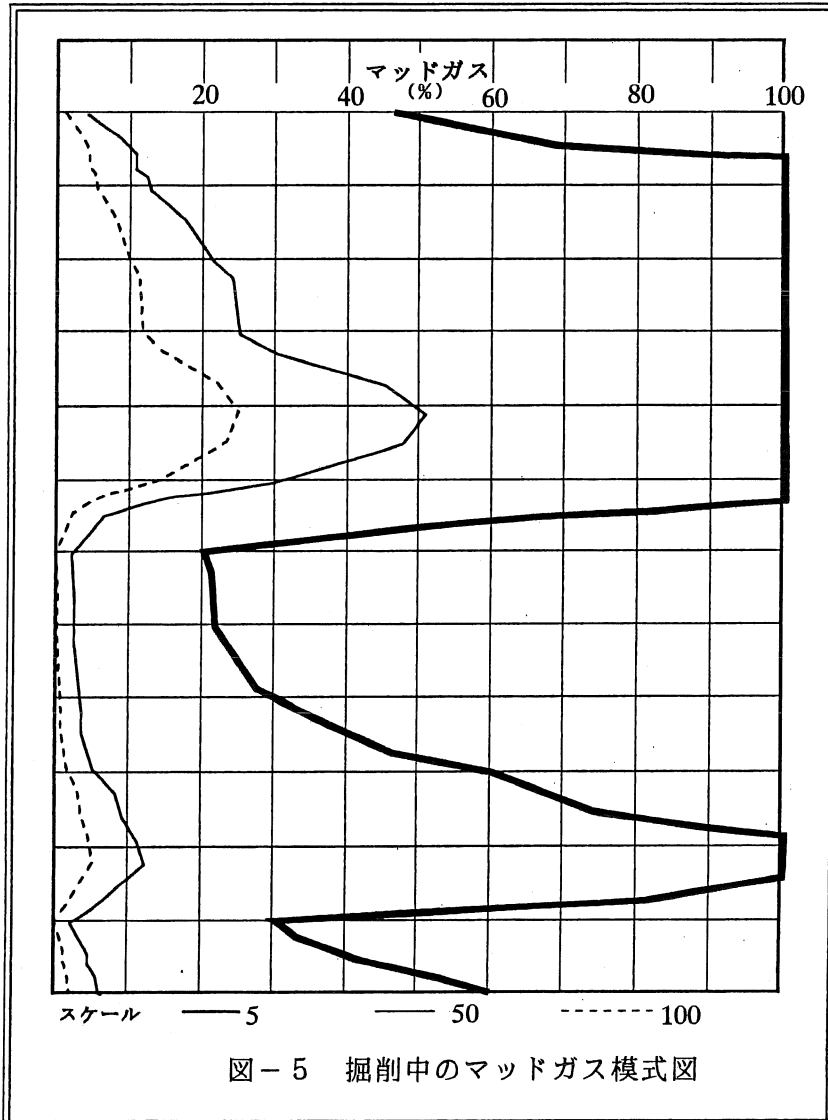
泥水専門会社（株）テルナイトによると、これまでの実用試験ではフレックス泥水の比重は、ソリッド分散効果が高いため（調泥を誤るとバライトが沈澱してしまう恐れがある）、1.55程度が限界とされてきた。

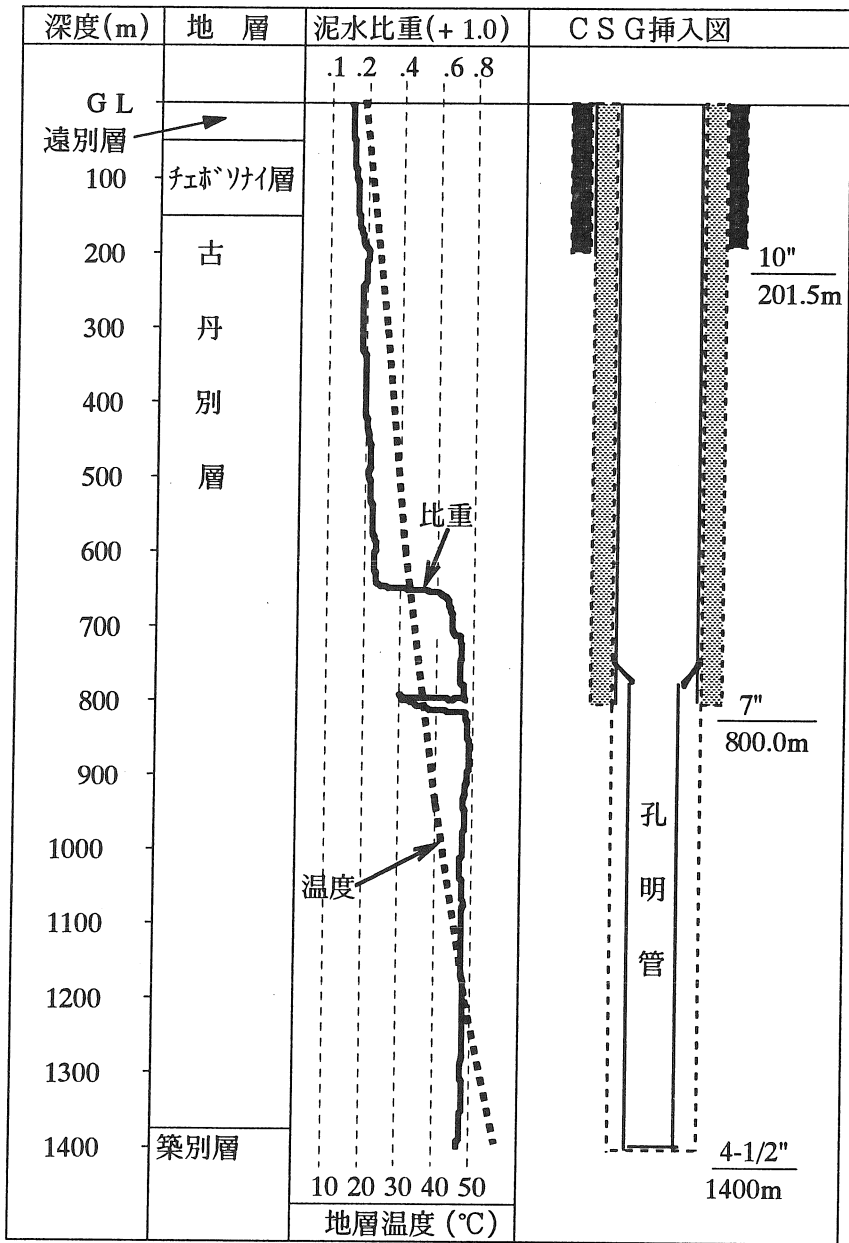
そのため高圧層に遭遇した時点で、フレックス泥水での抑圧は困難かと心配されたが、掘削中に30㎡以上の高比重泥水を交換するためには、坑内の安定維持への不安と多額の費用を要するため、サービスエンジニアの掘削現場への派遣を求め、高比重泥水の維持管理に努めた。その結果、

1.70以上の高比重下においてもフレックス泥水で比重コントロールが十
 可能なことが実証された。なお本井で使用したバライト総量は195トンで
 あった



の安定維持への不安と多額の費用を要するため、サービスエンジニアの掘削現場への派遣を求め、高比重泥水の維持管理に努めた。その結果、1.70以上の高比重下においてもフレックス泥水で比重コントロールが十可能なことが実証された。なお本井で使用したバライト総量は195トンであった





図一6 泥水比重

(3) 7”ケーシングセメンチング

a. ケーシング降下前作業

8-1/2”坑内状況は715m付近より比重1.66にし、まだ若干のガスがあり0.02ずつ比重を上げながら予定深度800mまで掘り進めたが1.69SGで逸泥が発生した。その結果坑内のバランスを取るのが非常に難しい状況が続いた。対策としてLCM泥水(5-8%, 3-5kl/回)をNz位置700m, 650m, 600m, 500m, 450m, と下から上へと放置して、逸泥を止めることに成功した。比重も1.66-1.67に調泥し、マッドガス(MG)ベースも3%以下にすることができた。

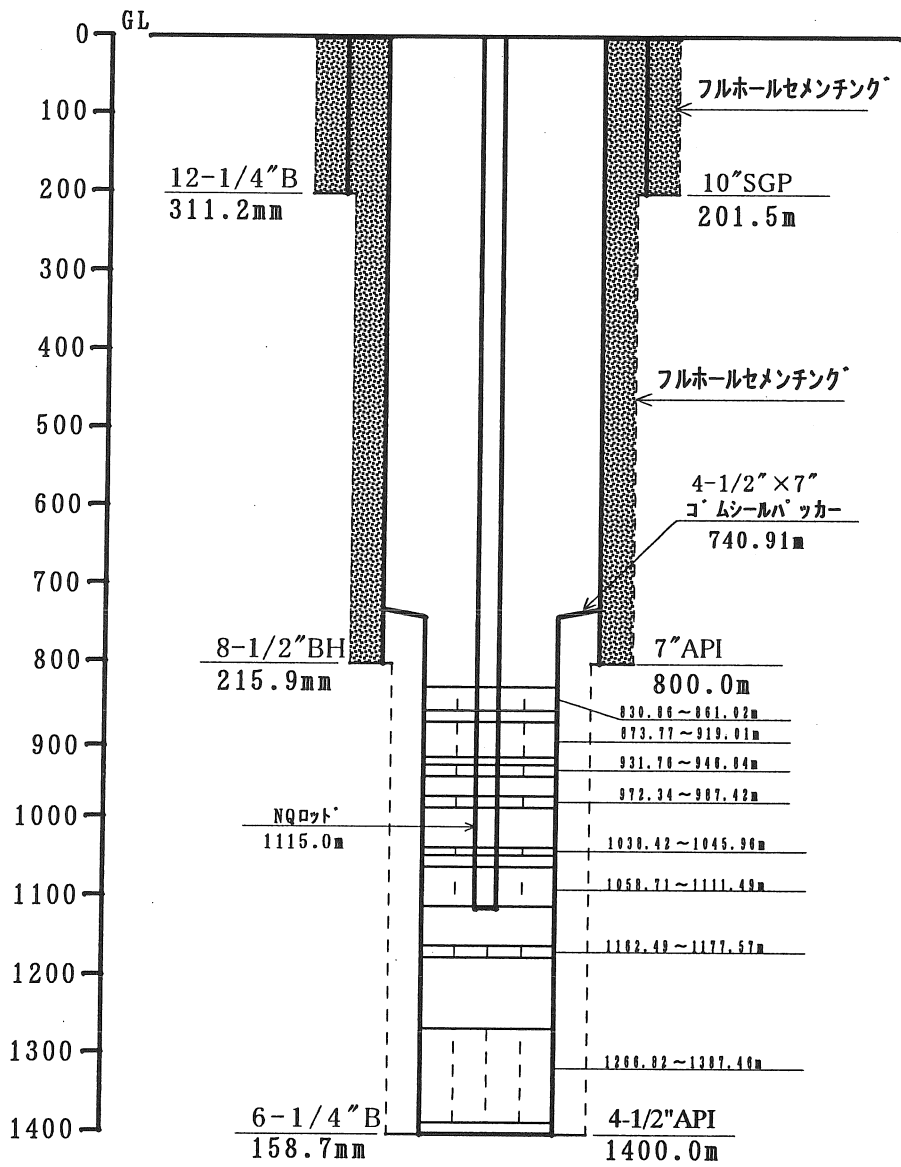
b. 7”ケーシング降下およびセメンチング

7”ケーシング降下中460m付近より若干の逸泥が始まり、降下終了800mではノーリターンとなった。排圧を少なくするため極めてゆっくりしたスピードで降管したが一番心配した逸泥が発生した。降管終了後に循環を可能にすることを目的に管内補給泥水を1.45-1.50SGまで下げ、BOPを使つての抑圧作業覚悟の上、降管を続行した。

降管終了後循環を試みるも心配したとおり循環はならなかったが、管動(12m+)しながら巻上時のみポンプ運転を繰り返し約4時間スローポンプで辛抱強く循環を誘導した。管内に補給してある約500m分の(10kl)1.45-1.50SGの比重の小さい泥水が管外へ出始めた頃より循環が可能になった。低比重泥水が管外に300mぐらい上昇した頃よりBOPを閉め、制限循環体勢に入った。このときのケーシング圧力は9-10kscであった。MGは30-50%の上昇が続いたが1.66SGを目標に調泥を終了させることができた。

セメンチングはセメントスラリー1.85SGで計画されていたが逸泥、ガス対策を考慮し1.80SG, 添加剤TF-100, TD-55, またスパーサーは1.80SG, CI-L4%, 2klを使用する事に変更した。セメンチング中の逸泥はなく(硬化後の調査により、セメント頭部はGLより5mであった)最も大切な7”プロダクションケーシングのセメンチングを成功させることができた。

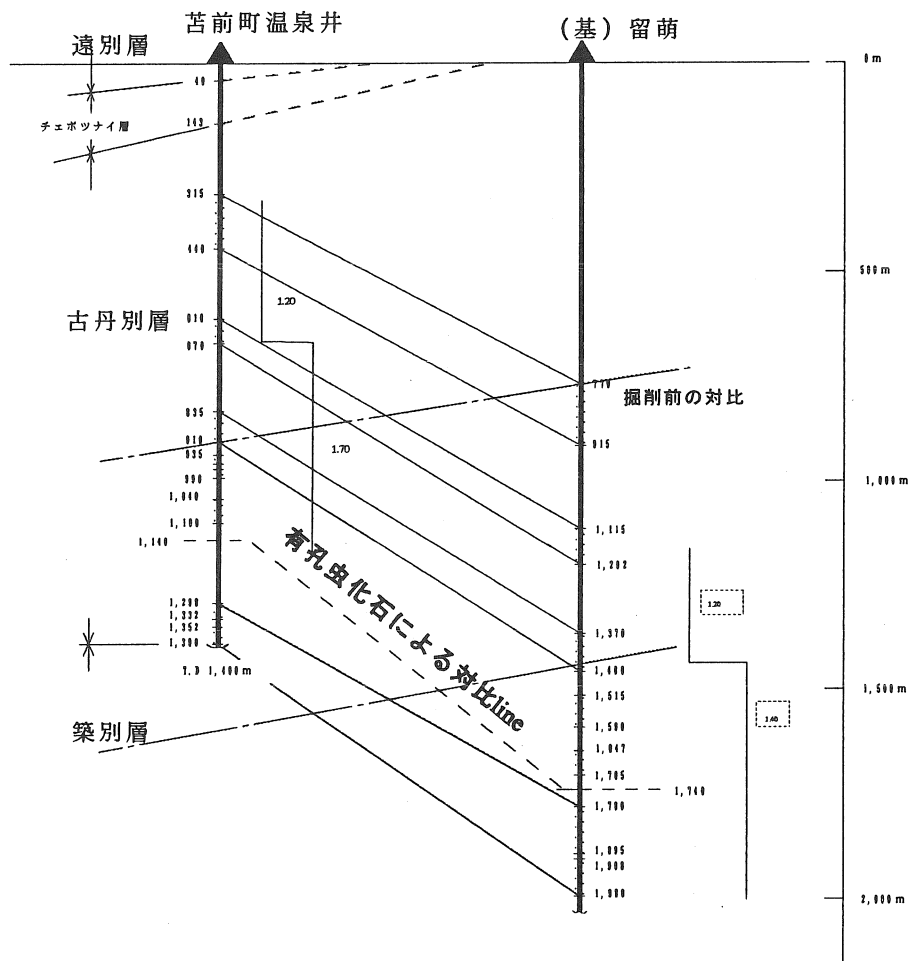
7”ケーシングおよび仕上げ管の挿入実績を図-7に示す。



図一七 . ケーシング挿入図

(4) 掘削結果による地下地質

本井掘削の結果地下地質は当初の予想に比べて主温泉対象層の上限で約600mほど浅くなっている事が判明した。このことは電気検層の結果や、底棲有孔虫化石の検鏡の結果で判明したものである。大幅に予想と食い違った原因については今のところ確たる事は言えないが、既往坑井から地震探査断面をトレースしていく段階で途中に介在する断層の落差の見積もりや、古丹別層の特に上部の地層が既往坑井「留萌」に比べ薄くな



図一八 対比図

っていたことが主原因と考えられる。また既往坑井「留萌」では深度1450m付近で異常高圧のガス層が存在することが判明していたが、本温泉井では掘削予定深度の1400mではこの高圧層には到達しないであろうと予想したものであった。既往坑井「留萌」と苫前温泉井との地層対比図を図-8に示す。

5. 揚湯作業

(1)揚湯経過

揚湯作業はガス噴出の危険性が考えられたため慎重に実施したが、ガスによる影響と考えられる地層の崩壊および排砂が頻繁に発生し、仕上げ作業は難航し、約1.5ヶ月の期間を要した。

仕上げおよび揚湯作業の経過を表-4に示す。

表-4 揚湯経過

作業内容・深度	状況	結果・対策
坑内洗浄 1275m	4 1/2"ケーシングハブ17°挿入後、2 3/8"チュービングハブ17°を深度1,285mまで降管し、坑井内を清水で洗浄	清水を約11kl送水後、200~400 l/minの自噴(ガス付随)が発生 ↓ 噴気状態となることが予想されるため、2 3/8"チュービング内より制限揚湯
揚湯 1275m チュービングリフト 64h	自噴量125~140l/min、泉温47~49℃ ガス量600~800m ³ /日 ほぼ連続に自噴→外圧57Kまで上昇	排砂・濁りともややおさまる ↓ 外圧の上昇が続く。
揚湯 1275m 外圧より揚湯 47.5h	自噴量100~125l/min、泉温45~46℃ ガス量200~300m ³ /日 ほぼ連続自噴	内圧密閉後、SG1.02~1.04の泥水が約10m ³ 出る
Nz位置変更後揚湯 785m TPリフト19h	自噴量110~120l/min、泉温47~48℃ ガス量約600m ³ /日 ほぼ連続自噴	排砂・濁りとも少なくなる 外圧の上昇続く
Nz位置変更後揚湯 306m TPリフト20h	自噴量110~120l/min、泉温48℃ ガス量約450~800m ³ /日 ほぼ連続自噴	外圧の上昇続き、28.5Kで噴出 ↓ 噴出量300~500l/min、大量の排砂と濁り発生、その後自噴安定せず、濁り・排砂続く
Nz位置変更後揚湯 96m TPリフト 2h	自噴量100~140l/min、泉温45~46℃ ガス量約450~800m ³ /日 間欠自噴	自噴量安定せず、排砂・濁り続く
揚管後揚湯	自噴量100~120l/min、泉温45~46℃	自噴量安定せず、排砂・濁り続く

28m TPリフト 2h	ガス量約450~800m ³ /日 間欠自噴	
Nz位置変更後揚湯 TPなし 69h	自噴量80~120l/min、泉温45~46°C ガス量約350~550m ³ /日	バルブ調整により、自噴量を一定にするよう努めるが安定せず ↓ 徐々に自噴量が減少し、停止
検層	ゾンデ656までしか降下せず	
浚渫作業 656~1,400	浚渫中900m付近より、徐々に自噴量増加	ザク上がりが悪いため、ビスター・テルポリマーを使用し、埋没を除去 →1,400mまで浚渫完了
揚湯 1138m	揚管中、ガスの噴出が激しく、濁り・排砂も発生	深度1,138mで揚湯
揚湯試験1115m チュービングリフト 300h	自噴量100~140l/min、泉温48.5°C ガス量約500~700m ³ /日 連続自噴	外圧が上昇するため、外圧にニードバルブを取付、少量のガスを常時排気→外圧2Kで安定

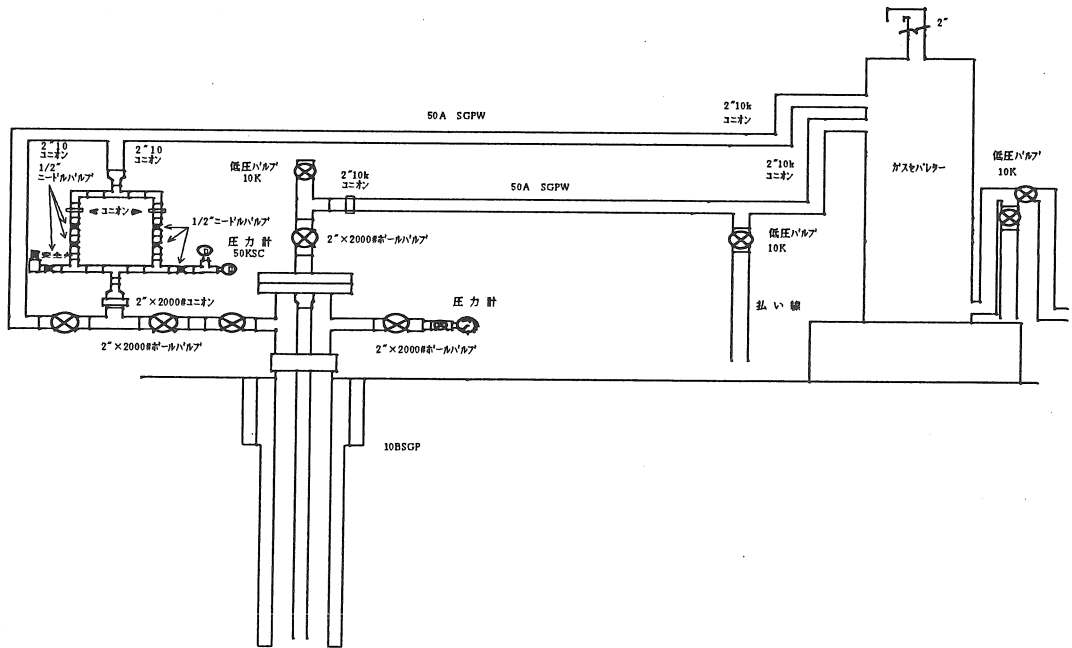
(2)揚湯試験結果

排砂・濁りが完全になくなり、自噴量、泉温、ガス量、外圧を安定させるまでに約1.5ヶ月の期間を要した。

しかし、その後は温泉井の状況を観測してきたが、現在までほとんど変化はなく安定した自噴が続いている。

この坑井の最終仕上げ図を図-9に示したが、温泉井の結果をまとめると次のとおりである。

自噴量	139 l/min	(200m ³ /日)
泉温	48.5 °C	
ガス量	486 l/min	(700m ³ /日)
外圧	2.0 ksc	
泉質	ナトリウム-塩化物強塩泉 T.S.M=28,280mg/l	
ガスの成分	メタン(91.2%), 窒素(5.6%)	
ガス・水比	3.5	



図一 9 坑口仕上図

6. おわりに

本井は深度647mにおいて泥水比重1.66（1100m以下では1.72）という高比重泥水を使用しなければならないという温泉井としては（石油・天然ガス井としても）異常な高圧層を抱えた温泉井掘削工事であった。

- (1) 予想した地層圧力は泥水比重で1.20以下を考慮しており、設備もこれに対応したものであった。
- (2) 作業用敷地面積は（どの現場でも同様であるが）狭く、高圧層に対応できるタンク類の増設等難航した。
- (3) しかしこの高圧に対応して掘削工事を無事完了し得たのは、掘削中のマッドガスを検知測定し適正なる比重を維持出来たこと、またB.O.P.を使用しての抑圧作業を行えたこと、有孔虫化石による正確な地層対比を行ったこと、および道立地下資源調査所、石油資源開発（株）技術研究所、テルナイト技術研究所などからの迅速・適切なアドバイス、資料分析等の貴重な支援によるものである。

苫前町、道立地下資源調査所はじめ関係各位に深く感謝申し上る。

以上

参考資料

対馬坤六,加藤誠ほか
日本の地質
(株)テルナイト
石油公団
石油資源開発(株)

「苫前」地質調査所
「北海道地方」共立出版
「新しい泥水について」
「基礎試錐留萌」
地震探査報告

なぜ“温泉井の比湧出量”なのか

— 北海道の温泉開発リスクの地域性について —

北海道立地下資源調査所 松波 武雄

はじめに

温泉がボーリングにより人工的に開発され、水中ポンプによって人工的に汲み出される時代になって久しい（第1図）。道内ではすでに昭和60年(1985)から利用源泉の動力揚湯源泉数が自噴源泉数を上回っている。開発深度・揚湯深度はますます増加の傾向にある。いろいろな意味で“温泉開発とは何か”が改めて問いなおされる時期にあるように思われる。

一方、従来温泉開発リスクが高いとみなされてきた地域において温泉開発が試みられ、成功したとの評価がなされる例が多々みられてきている。このため、もはや道内には温泉不毛地域はないかの印象を与えつつある。果たしてそうであろうか。今一度温泉開発リスクを問いなおしてみることとしたい。

“鉱水”で満たされた地下深部

江戸時代後期、わが国最初の体系的化学書(『舎密開宗』)を著した宇田川榕菴(1798~1846)は、水を“常水”と“鉱水”に2分し、“鉱水”が湧く井泉を“鉱泉”と呼んでいる(第2図)。明治6年(1873)7月の文部省通達第96号によって全国各地の鉱泉の起源、効能等の調査報告が命ぜられ、明治19年(1886)に内務省衛生局で『日本鉱泉誌』が刊行された。この冒頭の“鉱泉の定義”(第3図)も、基本的に宇田川の分類と同様である。“常水”は飲み水に出来るような普通の水であり、“鉱水”は鉱物質などを多く含む異常な水である。“鉱水”が天然に湧き出るものが“鉱泉”であり、どこにでも存在するものではなかったのである。昭和初期からボーリングにより、人工的に“鉱水”の上昇通路が造られるようになったが、それらが“鉱泉”など自然徴候の近傍でなされているうちは、比較的浅い深度で自噴井(せめて渦巻ポンプ)の開発を目指しており、やはり“鉱泉”は特殊な場所に存在したのである。

ところで、昭和23年(1948)に制定された「温泉法」では、泉温が25℃以上、温度がそれより低くても溶けている成分の合計が水1kg中に1g以上あれば“温泉”となる。すなわち“鉱水”の条件が法的に規定されたのである。“鉱泉”は“鉱水”が湧き出したものであり、“鉱水”は当然地下に存在する。では、地

下のどのようなところに存在するのであろうか。「温泉法」上では、地温25℃以上の深部（第4図）に存在する水は無条件に“鉱水”になるのである。

近年の深部温泉開発や地熱探査により、地下2～3km程度は天水（現世の大気循環に関わる水）が循環しえることが、水素・酸素の同位体比から明らかにされている（第5図）。これらの天水は滞留時間が長いことから、周囲の岩石から様々な成分を溶かし混んでいる。また、化石海水（海水）や火山放出物も温泉成分に寄与している。一方、ボーリング井には深淺はともかく静水位が存在する。これらのことから、地下深部は“鉱水”によって満たされていることが示唆される。しかし、地下の“鉱水”/岩石比（温泉資源の資源密度）は場所によって大きく異なることは明らかである。

現在、温泉地は道内一円に分布し、温泉開発深度は2,000m（ストレーナ区間は一般に全体の2割程度）に、揚湯能力は1,000mに達している。すなわち、至るところで“鉱水”にぶちあたることとなり、量を問わなければ“鉱水”を取出すことが可能となっている。掘削技術の進歩と揚湯技術の進展によって、“鉱水（温泉水）”の対象は特定の場所（“鉱水”の上昇域付近）に存在する水から、通常地下水採取深度の下位に普遍的に存在する水に拡大されたと言える。

“鉱水”が地下深部に普遍的に存在する水となると、単に“鉱水”を取出せたということは意味がなくなる。改めて“温泉開発とは何か”が問われる所以である。いうならば、金属非金属鉱床における“鉱床（特定の鉱物が濃密に集まっている部分）”と“鉱石（鉱業の採掘対象となる岩石）”の関係が、温泉資源についても問われる時期にきていると思われる。

“鉱水”の取出し安さの目安－“温泉井の比湧出量階級”－

ところで、地下の“鉱水”/岩石比の分布（温泉資源の資源密度）はほとんどわかっていない。しかし、資源密度の高い部分では低い部分に比べてより容易に“鉱水”が取出せるであろう。温泉開発では、通常最終段階で段階揚湯試験が行なわれ、比湧出量が算定される。とりあえず、このあたりから取り掛かることとしよう。

温泉井の場合、ストレーナ区間は一般に長大であり、大部分は“鉱水（温泉水）”が坑内に流入する区間が特定されていない。また、ストレーナの設置区間の決定には任意性がある。このため、揚湯試験から得られる比湧出量（ℓ/分/m）は、地層自体のもつ透水性をしめすとは限らない。しかし、比湧出量は“鉱水”の取出し安さの目安となる。

第6図に、北海道立地下資源調査所(1991;1996)から深度500m以上の坑井の比湧出量ヒストグラムをしめした。500m以浅を除外したのは、地熱流体の上昇流や、第四紀火山地帯における浅層側方流をターゲットとした浅い温泉井を対象から外すためである。これらの温泉井は一般に高い比湧出量をしめす。したがって、第6図で対象とされた温泉井の坑内温度は、伝導型の温度パターンをしめすとみられる。また、深度からほぼ新第三系および先新第三系をターゲットとした温泉井とみなして良いであろう。比湧出量是对数区分されていることに注意していただきたい。第6図にしめされた温泉井は全温泉井(深度500m以上)の1/3~1/4程度と推定されるが、全道に散在することから道内の温泉井の比湧出量の大局的な傾向はうかがうことができるであろう。

1) 新第三系をターゲットとする温泉井では、1~3.2ℓ/分/mにピークが存在する。

2) 先新第三系・花崗岩類をターゲットとする温泉井では、0.32~1ℓ/分/mが中心となり、新第三系をターゲットとした温泉井よりワンランク低い。

このような道内の比湧出量分布から、筆者ら(1997)は、“温泉井の比湧出量”を6階級に対数区分し、“温泉井の比湧出量階級00・0・I・II・IIIおよびIV”と呼称する(以下、単に“階級”と略記する)ことを提案した(第7図)。これは“鉱水”の取出し安さに階級を与えたものである。

“実用的温泉井”と“非実用的温泉井”

さて、“鉱床”と“鉱石”の関係と同様、地下の“鉱水”がどの位取出されたら“価値ある温泉”となるのであろうか。この問題は大変難しく容易に結論が見つからないかもしれない。しかし、温泉開発も経済行為である限り、一定の基準が追求されるべきであろう。

環境庁自然保護局施設整備課では全国の温泉統計を毎年公表している。これによると、平成9年(1997)3月末統計では、全国の1源泉当たりの湧出量は99.6ℓ/分(北海道138.2ℓ/分)である。この量はここ数年ほとんど変化がない。このことから、筆者ら(1997)は100ℓ/分の湧出量を“温泉”を評価する基準量とすべきと考えた。循環濾過型の浴槽を回避する上からも100ℓ/分は妥当な線と思われる。

ところで、“温泉”は基本的に“自家消費型の資源”である。したがって、その評価にあたっては、開発コストとともに利用(揚湯)コスト(イニシャルコスト・ランニングコスト・メンテナンスコスト)が考慮されなければならない。自噴井であればそれほど問題ではないであろうが、昨今の揚湯利用では

利用コストは無視できない。先に述べた“鉱水”の取出し安さが大いに関係することとなる。

では、どの程度の取出し安さがあれば良いのであろうか。筆者ら(1997)は100ℓ/分を揚湯する際の水位低下量を300m以内に納めるべきと考える。300mとした明確な根拠はなく、むしろ深すぎるきらいがあると思われる。しかし、道内の市町村で利用されている温泉井の水位低下量の下限がこの線にあることから、一応の目安になると考えたのである。100ℓ/分で300mの水位低下量は、ほぼ0.32ℓ/分/mの比湧出量に相当する。

以上のことから、比湧出量0.32ℓ/分/mを境として、“実用的温泉井(Practical Well)”と“非実用的温泉井(Impractical Well)”ができあがることとなる。“実用的温泉井”は“階級Ⅰ～Ⅳ”の温泉井であり、“非実用的温泉井”は“階級00～0”の温泉井である。

北海道の温泉開発リスクの地域性

道内における“実用的温泉井”と“非実用的温泉井”の分布はどうなっているか。それらと地質構成の関係を検討することから、温泉開発リスクの地域性が浮かび上がることが期待される。

道内の大部分は3℃/100m以上の地温勾配を有している(第4図)。このため、25℃以上の泉温をもつ温泉開発を目指した場合、少なくとも深度500m以上の開発深度を考慮する必要がある。一方、温泉開発深度の下限は一概に決定することはできないが、地下温度分布や掘削経費を考慮すれば1,200～1,500m程度が限度ではないかと考える。したがって、一般には深度500～1,500m程度の地層が温泉開発のターゲットとなる。

以上の観点から、先第三系構造区分および新第三系分布の特徴から、道内を18地区に区分し検討することとする(第8図)。第9図には、各地区の模式的な地質構成と温泉放熱量(10℃基準)をしめしている。

道内の温泉放熱量は約 $1,580 \times 10^7$ cal/min(約1,100MWt)であり、全体の82.5%はボーリング井から取出されている。自然湧出泉が分布する地区は、第四紀火山が分布する地区に限られる。18地区のうち、温泉放熱量が集中しているのは6地区(根釧堆積盆・阿寒-屈斜路隆起帯・十勝堆積盆・石狩-勇払堆積盆・胆振-後志陥没ブロック帯および渡島陥没ブロック帯)である。温泉開発はリスクの低い地域で経験的に進展することを考えれば、温泉放熱量分布から、温泉開発リスクの高低が自ずから推測される。

ところで、第6図(比湧出量ヒストグラム)にカウントされていない温泉井

として、多量に自噴（ほぼ100ℓ/分以上）するため揚湯試験が実施されていない温泉井や、逆に連続揚湯が不能な温泉井が多数存在する。温泉開発リスクの地域性を評価するには、これらの温泉井は無視できない。ここでは便宜的に前者を“階級Ⅳ”、後者を“階級00”の温泉井として扱う。

胆振―後志陥没ブロック帯や渡島陥没ブロック帯のように、地区内において“階級”分布に地域性が見られる地区も存在する。また、南部日高衝上帯のように地区によっては温泉井が偏在することに留意する必要がある。

ここではより巨視的に18地区の温泉開発リスクについて述べる。第10図に、各地区における“階級00～0”・“階級Ⅰ～Ⅱ”および“階級Ⅲ～Ⅳ”の割合をしめした。

1) “階級Ⅲ～Ⅳ”が圧倒的な地区は、根釧堆積盆・斜里―藻琴堆積盆・十勝堆積盆および石狩―勇払堆積盆である。大局的に規模の大きな構造盆地を構成している。

2) “階級Ⅰ～Ⅱ”と“階級Ⅲ～Ⅳ”で大部分を占める地区は、阿寒―屈斜路隆起帯・紋別―上士幌地溝帯・深川―天北堆積盆・礼文―樺戸隆起帯・胆振―後志陥没ブロック帯および渡島陥没ブロック帯である。

3) “階級Ⅰ～Ⅱ”が圧倒的な地区は、常呂基盤台地および南部日高衝上帯である。これらの地区では“階級Ⅲ～Ⅳ”はみられない。

4) “階級00～0”が半数以上を占める地区は、釧路―根室基盤台地および北部日高基盤台地である。後者では“階級Ⅲ～Ⅳ”の割合が比較的高い。この地区では開発の成否が極端な結果を生み出している。

5) 比較的特徴が明確でない地区は、空知―宗谷隆起帯および大雪―十勝中央高地である。これらの地区ではほぼ半数が“階級00～0”である。

ところで、10坑うち“階級Ⅰ”以上が6坑存在する地区は6割の成功率があるように思われる。しかし、温泉開発では一時に10坑のボーリングを行なうわけではない。したがって、温泉開発リスクは別の観点から検討される必要があると思われる。そこで、“温泉開発リスク指数”（RI:Risk Index）＝“階級00～0”の坑井数÷“階級Ⅰ～Ⅳ”の坑井数×100と定義することとする。“温泉開発リスク指数”100を境に、これ以下では“階級Ⅰ～Ⅳ”が過半を占め、これ以上では“階級00～0”が過半を占める。“温泉開発リスク指数”は“階級00～0”の坑井が占める割合が大きくなれば飛躍的に増大する。“温泉開発リスク指数”が150を越える地区では、“実用的温泉井”が開発されることは、むしろ幸運なこととみななければならないであろう。

ここで述べた“温泉開発リスク指数”は、これまでの温泉開発結果（平成10年4月）から導かれたものであり、今後の開発結果によって変動するものであ

る。一方、高い“温泉開発リスク指数”をもつ地区においても、“実用的温泉井”が開発される可能性はあると言える。ようは温泉開発に取り組むにおいては、地域のもつ温泉開発リスクを十分に理解しておく必要があるということである。それとともに重要なことは、通常の地下水採取深度の下位における“鉱水”/岩石比の分布（温泉資源の資源密度）そのものはほとんどわかっていないということである。現在の比湧出量が永続する保証はない。“非実用的温泉井”においては無理な利用計画は控えるべきであろうと考える。

あとがき

温泉の活用は、それにより“地域の文化・生産拠点”を創造することで初めて意義をもつと思われる。そのためにも、“実用的温泉井”の開発を意識すべきと考える。なお、道内では温泉井密度が過密となっている地域が多々見られてきている。開発サイドにおいても資源保護・管理の視点が要求される時代になりつつあることを付記しておきたい。

本報は、道の地域エネルギー開発利用施設整備事業を通じて、当所鈴木豊重（現（株）サン・エンジニアリング）・川森博史・藤本和徳氏らとの討議の中から整理されたものである。また、丸石基礎工業株式会社斎藤尚志常務には、日頃から拙文に対して貴重なご意見を頂いている。上記の方々には記してお礼申し上げます。

参考文献

- 平野富雄(1994):箱根の温泉研究史探訪(その1).地熱エネルギー,Vol.19,No.2.
北海道立地下資源調査所(1991):北海道の地熱・温泉ボーリング井データ集~1990.
——— (1995):北海道市町村の地熱・温泉ボーリング.
——— (1995):60万分の1北海道地温勾配図および同説明書.
——— (1996):北海道の地熱・温泉ボーリング井データ集1991~1995.
松波武雄・藤本和徳・鈴木豊重(1997):揚湯利用から見た温泉井評価—“温泉井の揚湯指標階級”の提案—.地下資源調査所報告, No. 68.
——— ・鈴木隆広(1997):道内温泉水等の水素・酸素同位体比.地下資源調査所報告, No. 68.
——— ・鈴木豊重・藤本和徳・川森博史(印刷中):北海道の温泉開発リスクの地域性について.地下資源調査所報告, No. 70.

年代	主たるボーリング	採取方法の変遷
明治18年 (1885) 35年 (1902)	湯の川温泉：33m+ 湯の川 (根崎) 温泉：? m	
大正07年 (1918) 09年 (1920)	豊富温泉R-1：841m+ 湯の川温泉口号井：66.2m	
昭和02年 (1928) 07年 (1932) 07年 (1932) 09年 (1934)	十勝川温泉：54.8m 弟子屈温泉：40m? 十勝川温泉：300m+ (上総掘) 十勝川温泉機械掘	
24年 (1949) 25年 (1950) 28年 (1953) 31年 (1956) 34年 (1959) 35年 (1960) 36年 (1961) 37年 (1962) 37年 (1962) 37年 (1962) 39年 (1964) 39年 (1964) 39年 (1964) 43年 (1968) 44年 (1969) 48年 (1973) 51年 (1976) 51年 (1976) 51年 (1976) 55年 (1980) 58年 (1983)	谷地頭温泉：196.3m 白金温泉：400m 朝里川温泉：400m カルルス温泉：100m 滝の湯・塩別温泉：51m 洞爺湖畔温泉：83m 阿寒湖畔温泉：56m (傾斜掘) 登別臨海温泉：500m 雷電温泉：107m (傾斜掘) ウトロ温泉：318m 遠別旭温泉：261m 羅臼温泉：72m 第1回試錐研究会 層雲峡白水沢：150m 熊石平田内：68.4m 標茶茅沼：1000m 帯広市街：935m 温根湯温泉：700m 羅臼温泉：191.5m 市町村振興補助制度 (地熱) 札幌・研究団地：657m	

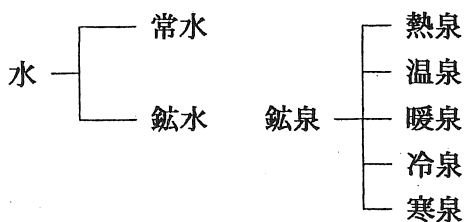
第1図 温泉採取方法の変遷

宇田川榕菴譯

舍密開宗

初篇

本店開在淺草城門外黃茅街朝東宇田川先生三世著篇製本俱全凡四方君子賜要顧者須認每部印章方是正本如有偽印者男盜女娼書肆青藝閣主人謹白



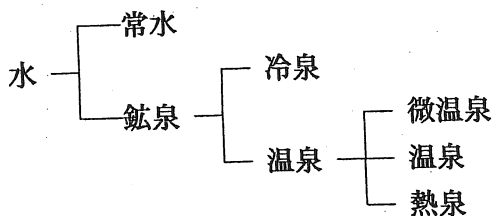
第2図 『舍密開宗』の分類

内務省衛生局編纂

日本鑛泉誌

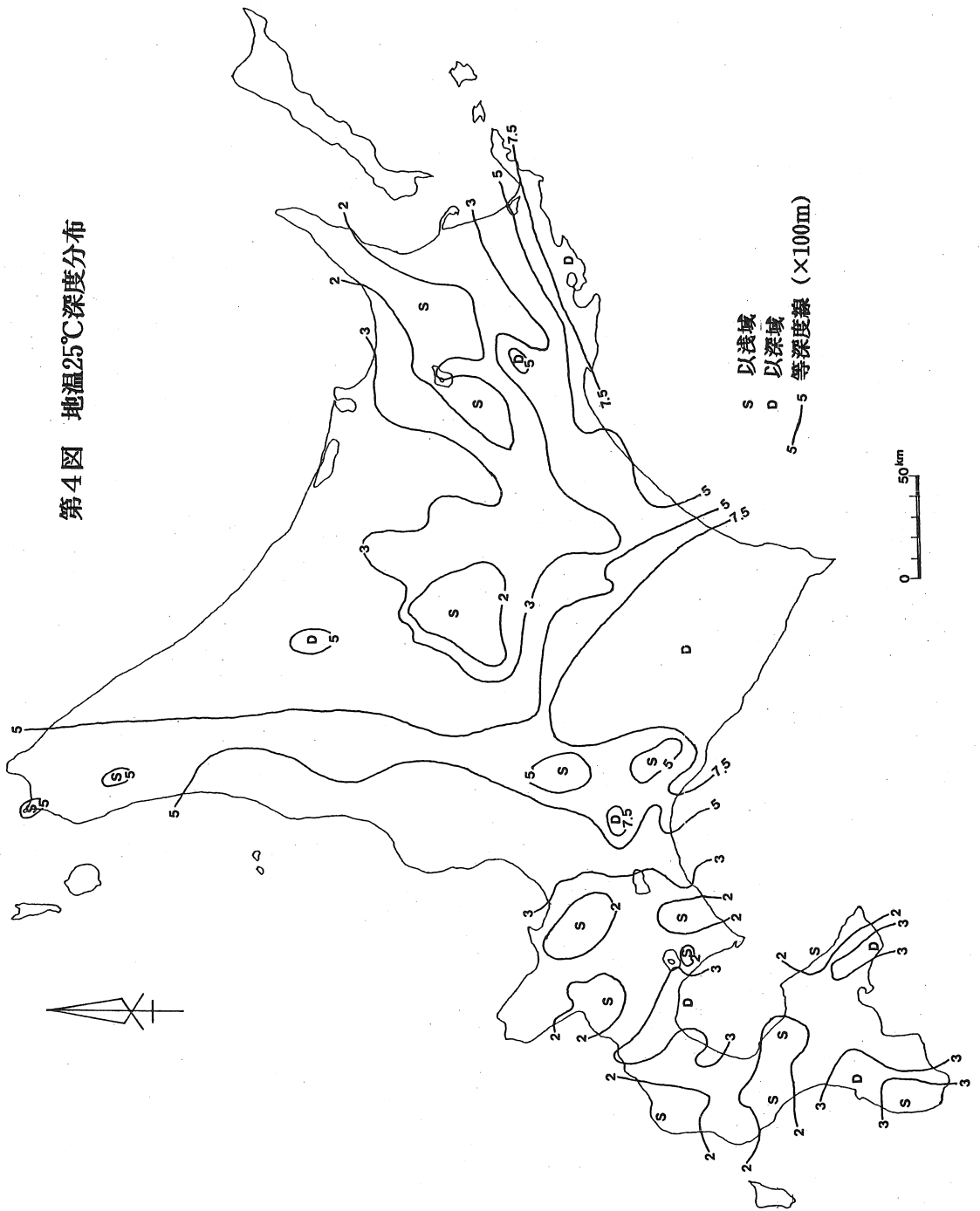
卷上

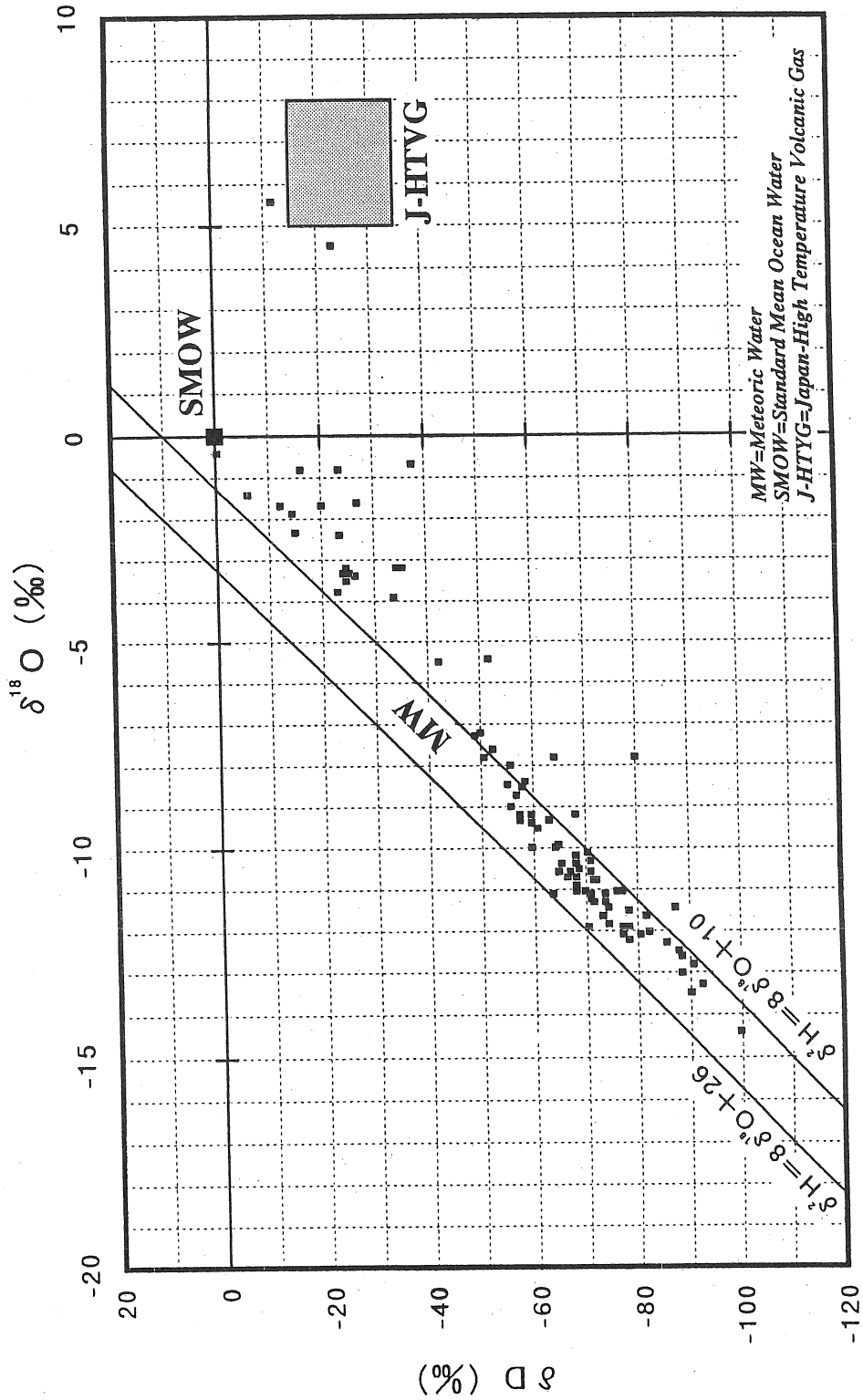
明治十九年二月刊行



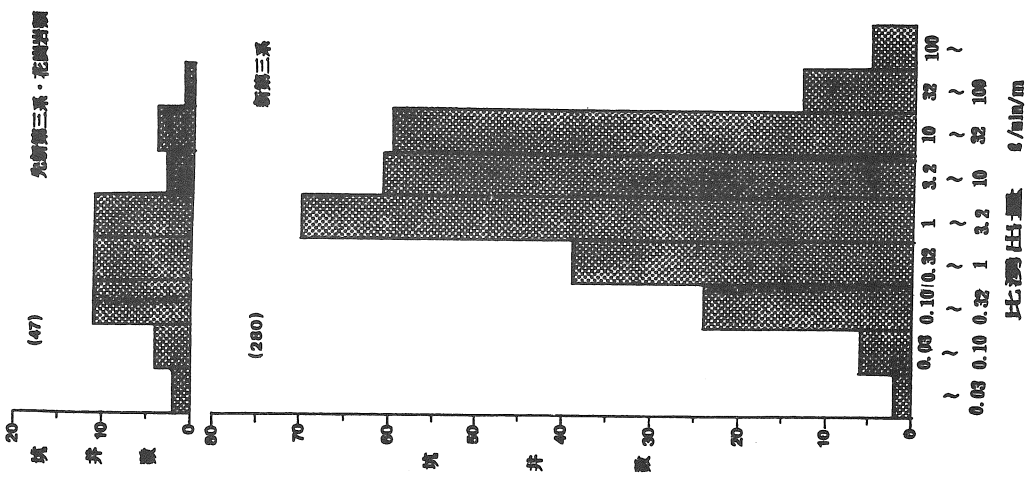
第3図 『日本鑛泉誌』の分類

第4図 地温25°C深度分布





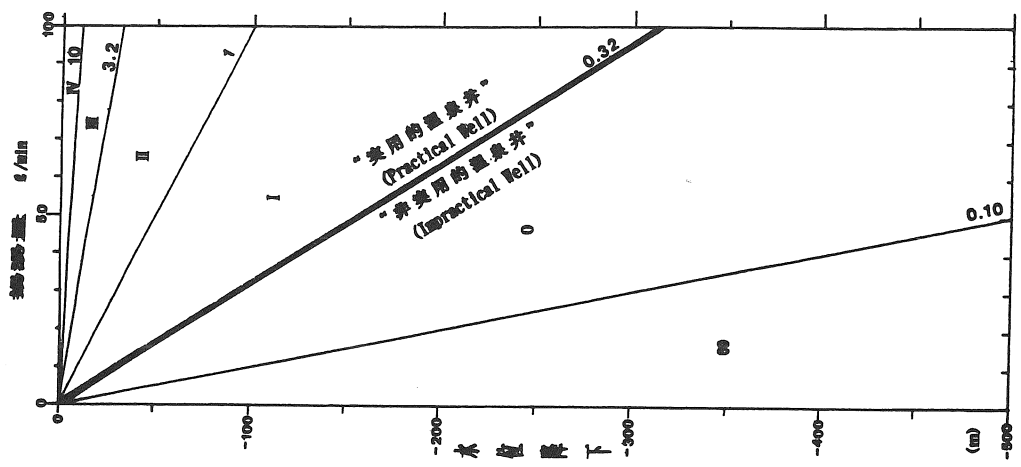
第5図 北海道の温泉水等の水素・酸素同位体比



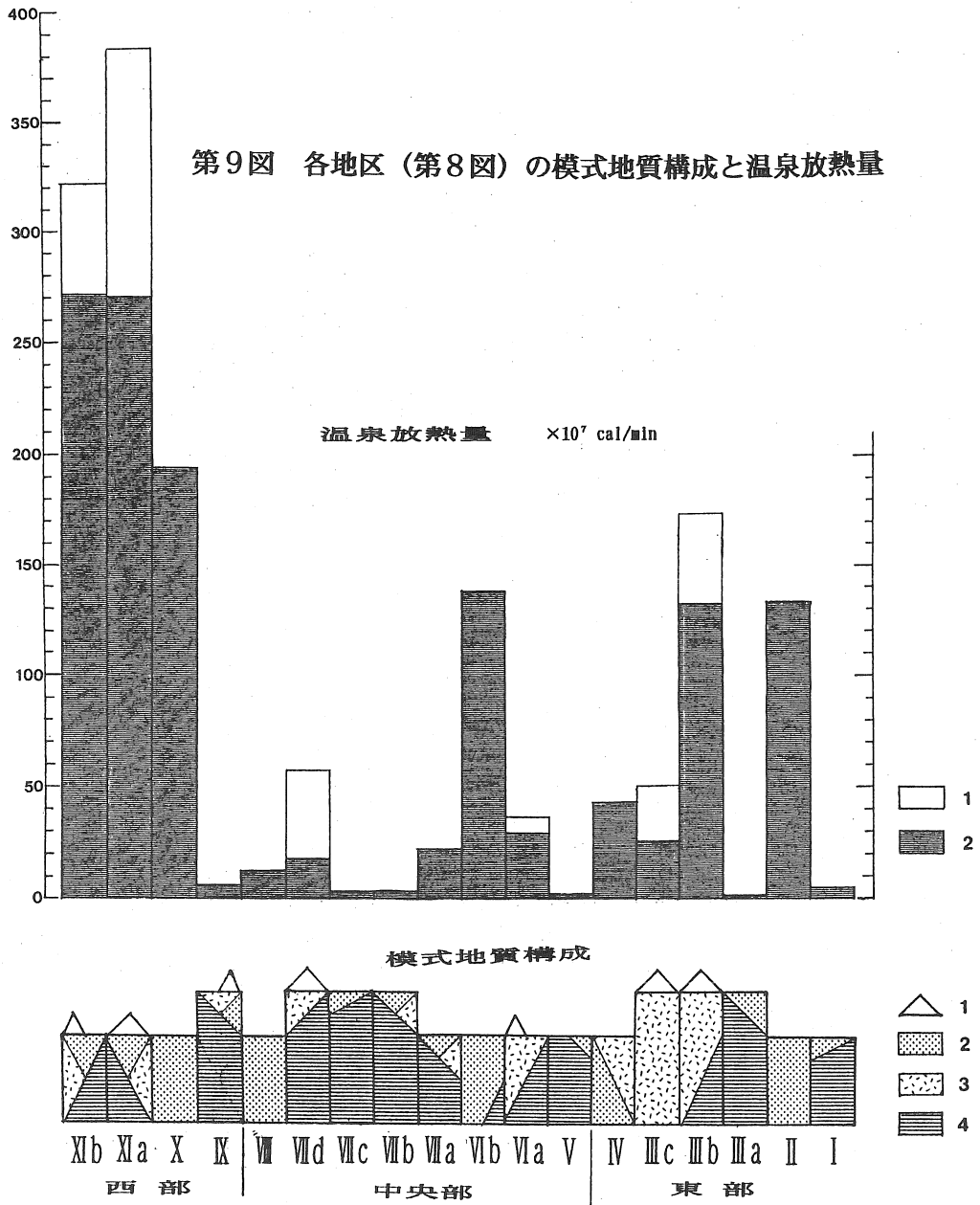
第6図 北海道の温泉井の比湧出量

比湧出量 (l/min/m)	比湧出量 階級	100 l/min 揚湯時の 最大水位降下量
10 (10 ¹) ~	IV	10m
3.2 (10 ^{0.5}) ~ 10 (10 ¹)	III	32m
1 (10 ⁰) ~ 3.2 (10 ^{0.5})	II	100m
0.32 (10 ^{-0.5}) ~ 1 (10 ⁰)	I	316m
0.10 (10 ⁻¹) ~ 0.32 (10 ^{-0.5})	0	1 000m
~0.10 (10 ⁻¹)	00	

第7図 “温泉井の比湧出量階級”



第9図 各地区（第8図）の模式地質構成と温泉放熱量






温泉放熱量 1: 自然湧泉 2: 掘削泉

模式地質構成 1: 第四紀火山岩類 2: 堆積岩類卓越新第三系
3: 火山岩類卓越新第三系 4: 先新第三系

(I~XI: 第 8 図と同様)

	記号	地区名	積数	50	%	RI
東部	I	釧路-根室基盤台地	6			200
	II	根釧堆積盆	42			2
	III a	白糠隆起帯	2			100
	III b	阿寒-屈斜路隆起帯	18			20
中部	III c	知床隆起帯	5			67
	IV	斜里-藻琴堆積盆	20			11
	V	常呂基盤台地	4			33
	VI a	紋別-上士幌地溝帯	11			22
西部	VI b	十勝堆積盆	73			1
	VII a	北部日高基盤台地	10			150
	VII b	空知-宗谷隆起帯	7			75
	VII c	南部日高衝上帯	9			28
西部	VII d	大雪山-十勝中央高地	8			100
	VII	深川-天北堆積盆	12			9
	IX	礼文-樺戸隆起帯	8			33
	X	石狩-勇払堆積盆	88			4
西部	XI a	胆振-後志陥没ブロック帯	91			26
	XI b	渡島陥没ブロック帯	81			16

 “比湧出量階級00~0”
  “比湧出量階級I~II”
  “比湧出量階級III~IV”

第10図 各地区（第8図）の“比湧出量階級”の割合

川湯温泉における深部温泉ボーリング結果

北海道立地下資源調査所 鈴木隆広

1. はじめに

地下資源調査所では平成10年度の試すい探査事業として弟子屈町川湯地区温泉ボーリング調査を実施した。本研究会では、本調査結果を報告するとともに、調査で明らかになった坑井内での温泉水の挙動と川湯深部の温泉資源について若干の考察を試みる。

釧路支庁管内の弟子屈町は、温泉資源に恵まれた町であり、道東地区を代表する川湯温泉や摩周温泉（旧弟子屈温泉）のほかに、和琴，コタン，池の湯，砂湯，仁伏の各温泉がある。最近では従来から温泉兆候のある地域以外でも温泉掘削が盛んに行なわれており、そのほとんどが、開発に成功している。これらの開発は浴用目的が主ではあるものの、熱利用を併用に開発されているものも多い。弟子屈町は古くから温泉の熱利用や給湯事業を実施してきており、温泉熱のエネルギー利用に関しては北海道を代表する地域といえる。

最近になって大型の温泉地では、施設の大規模化に伴う温泉水の過剰揚湯が問題になっているところもあり、今まで無限にあるかのように考えられてきた温泉水の枯渇現象に注目が集まってきている。弟子屈町では、川湯温泉（強酸性泉）の将来的な温泉資源の安定確保と供給のため、安定供給が可能と考えられる川湯市街地における深部の温泉資源（中性泉～弱アルカリ泉）の探査および開発を考えた。

弟子屈町では1981年に川湯温泉街での深部温泉開発を試みているが（町プール泉源）、高温泉の開発には至らなかった。一方、川湯駅前周辺や温泉街北方では高温泉の開発に成功しており、あらためて川湯周辺の深部温泉資源の開発を考える上で当調査所に事前調査が依頼された。当調査所では川湯周辺の泉源の温度検層や泉温・泉質データから川湯深部の温泉開発の可能性について一定の見解を出した（秋田・若浜；1998）。本ボーリング調査では、新泉源の開発とともに以下の点を主要調査目的とした。（1）地下深部の地質構造の解明，（2）地下温度状況の把握，（3）深部温泉資源の湧出能力と泉質タイプの把握。

2. 事前調査概要

秋田・若浜（1998）の報告では、以下の4項目に分類して温泉開発の可能性について述べている。

（1）地質構造

川湯地域の地質の重なりは、新第三系のイクルシベ層を基盤岩とし、上位に第四系が厚く堆積する単純な構造であり、第四系の層厚は1000m前後と推定される。

（2）地下温度（熱源）

上部の第四系の深度400～500m付近までは、温度上昇率が1～2℃/100mと極めて小さい。それ以深では、10℃/100mにもおよぶ温度上昇率で急激な地温上昇を示す。

地温は場所によって変化するが、深度1000mで75℃前後が期待される。ただ、浅部に非常に厚い低温層が続く場合は、湧出深度の泉温に比較して口元での泉温は、低温になる可能性があることに留意する必要がある。

(3) 貯留層内の透水能力

地質構造と地温条件から深度800～1500m間のイクルシベ層が深部温泉開発のターゲットになると考えられる。これまでの深部開発の経緯から、裂カ系あるいは裂カ網は川湯温泉街を中心とした半径1km以内では発達が悪く、それ以北や以南では発達が良いと考えられる。

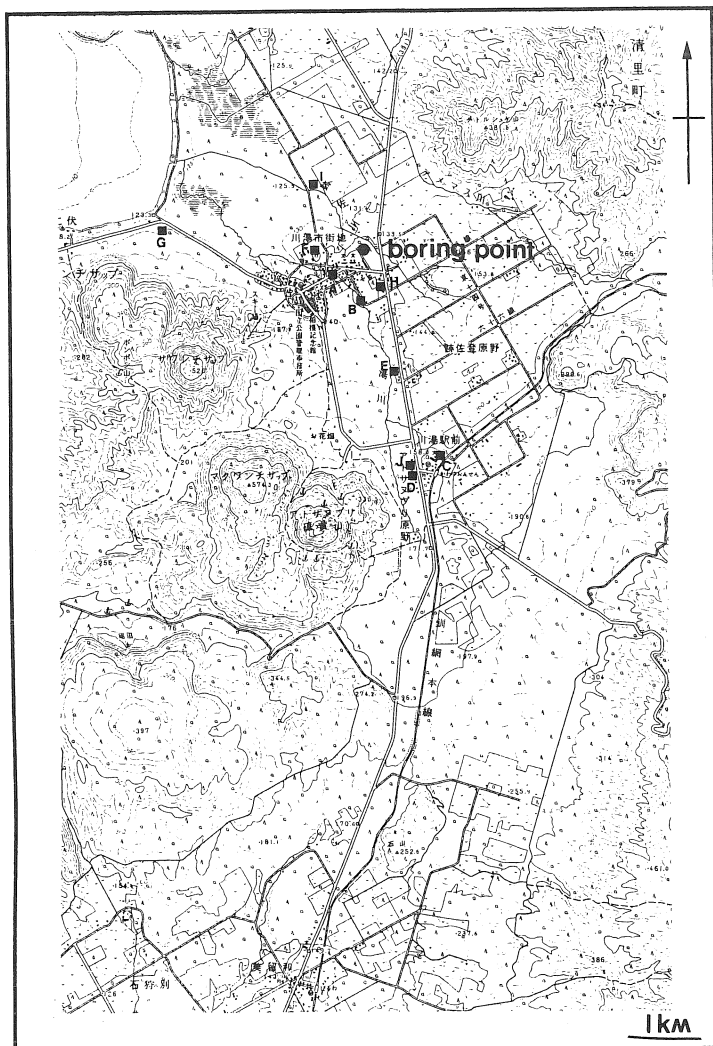
(4) 泉質

深部開発泉源は溶存成分濃度が3800mg以

下でpHもほぼ中性であることより利用上の問題は無い。川湯温泉街および北方ではNa₂SO₄～Na₂SO₄・Clタイプ、南方ではNa₂HCO₃タイプの泉質が予想される。

以上のことから、温泉街では30～40℃前後の温泉をある程度の量は確保できる可能性が十分にあるが、45℃以上の温泉を多量に得ることは極めて難しいと考えられる。一方、温泉街から北側や南側に離れるに従い、45℃以上の温泉を多量に得られる可能性が高くなっていく。特に川湯駅周辺から南側では、高温泉が開発出来る地域が広範囲に広がっている可能性もある。

この報告を受けて弟子屈町は数カ所の候補地点を選定した。この中から最終決定する段階になり、川湯温泉の将来的な利用を考えて開発可能性は低い川湯温泉街周辺で掘削するか、温泉の開発を目指して開発可能性は高い川湯温泉街から離れる地域で掘削するかの二者選択となったが、最終的に将来的な施設構想を重視して第1図に



第1図 調査位置図および周辺泉源位置図

示した地点に決定した。ボーリング調査地点は、川湯温泉街から北東方向約2kmに位置する原野である。なお、川湯周辺の深井戸の位置も第1図に示した。

3. 調査計画および掘削調査結果概要

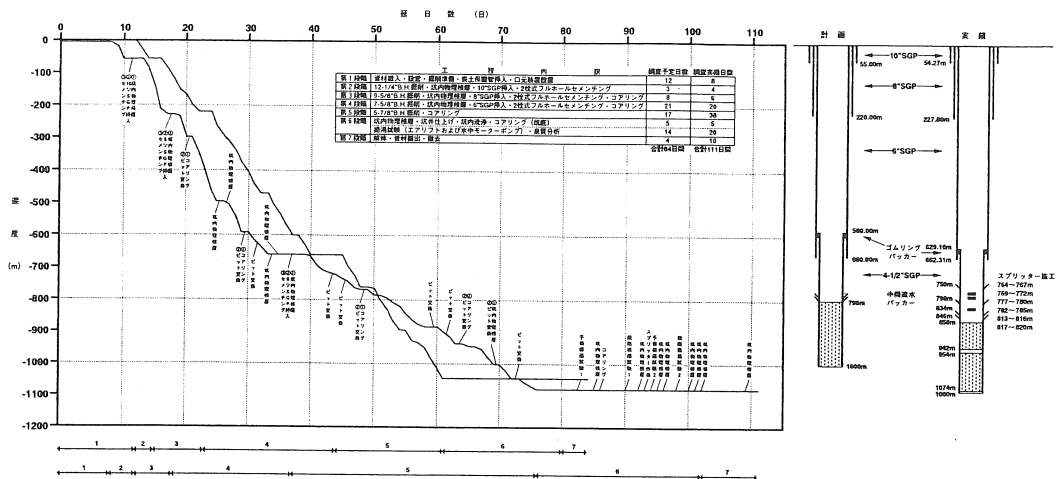
事前調査報告では浅部での低温層に留意する必要があるとされている。よってボーリング計画では、浅部の透水性の高い地層部分をセメンチングで完全遮水する井戸構造とすることに主眼を置き、坑井地質と地下温度状況を随時把握することとし、ケーシングプログラムは、このことを踏まえて設定した。ケーシングプログラムと調査工程を計画と実績をあわせて第2図に示した。

工程実績は第1～4段階では短縮できたが、第5～7段階では延長した。この原因は、第5段階では掘進率の低下、崩壊によって埋った坑内の浚渫、ゲル化泥水の調泥に時間を要したためであり、第6段階では1回目の坑井仕上げで優秀な温泉水が湧出しなかったために、スプリッターで開孔したことと、揚湯試験を2回行なったためである。

掘削調査をまとめ、総合柱状図として第3図に示した。以下に各項目について概略を述べる。

(1) 坑井地質

坑井地質は、深度0.00～67.75mは砂礫からなる段丘堆積物、深度67.75～203.16mはおもに軽石からなるアトサヌプリ火砕流堆積物Ⅱ、深度203.16～279.50mはおもに砂礫からなる屈斜路湖成層Ⅱ-2、深度279.50～358.00mはおもに軽石からなるアトサヌプリ火砕流堆積物Ⅰ、深度358.00～465.98mは細粒相の卓越する砂礫からなる屈斜路湖成層Ⅱ-1、深度465.98～818.63mはおもに暗灰色の火砕岩からなり、所々にシルト岩を挟む尾札部層、深度818.63～1080.00mはおもに淡（青）緑灰色～灰色の凝灰岩や火山礫凝灰岩からなり、所々でシルト岩を挟む夕映川層に区分される。



第2図 ケーシングプログラムと調査工程

(2) 掘進率

掘進率は、坑井地質の変化に調和的であり、第四系では5.0~10.0m/h、尾札部層では1.5~5.0m/h、夕映川層では0.5~2.0m/hである。

(3) 逸泥現象と泥水位

本ボーリング調査では、逸泥現象は深度685.5mでのみ確認された。発生直後は80~100ℓ/minの規模であったが、逸泥防止剤と濃泥水で4時間後には10ℓ/min規模まで縮小し、翌日にはその後の掘削の支障にならなくなった。

泥水位は、7-5/8" BH掘削終了までは、ほぼ毎日5m以上の泥水位低下があり、特に深度400m以深からは10m以上の泥水位低下となった。この間の泥水の浸透した透水層は、裂カ系透水層ではなく、第四系の多孔質透水層と考えられる。一方、5-7/8" BH掘削時では、逸泥現象後の数日間は泥水位の低下が著しかったが、徐々に落ち着き、10~15時間程度の放置では掘削終了までほとんど低下しなかった。しかし長期放置(70~150時間)をすると著しい泥水位低下が起こった。

(4) 坑内物理検層

比抵抗の変化は、坑井地質の変化と調和的である。第四系では200~500Ωmの比抵抗値を示し、軽石卓越層で高く、砂礫卓越層で低い。尾札部層では5~120Ωmの比抵抗値を示し、凝灰角礫岩などの火砕岩で高く、シルト岩・火山性砂岩で低い。夕映川層では2~10Ωmの比抵抗値を示し、ほとんど変化が無い。

自然電位の変化は、全体的には10mV程度の細かい変化であるが、深度100~125m間、深度670~690m間、890~900m間、990~1000m間では20~30mVの大幅な変化をする。

自然γ線の変化は、坑井地質の変化と調和的である。深度600mまではなだらかな変化をするが、以深では階段状の変化をする。高い部分は粘土質な火砕岩やシルト岩に相当し、低い部分は軽石層や硬質火砕岩や礫岩に相当している。

温度検層の結果、深度400mと700mに温度上昇の変曲点が認められた。各区間での温度上昇率は、0~400m間が1.8℃/100m、400~700m間が8.0℃/100m、700~1080m間が13.2℃/100mとなり、全体での地温上昇率は7.6℃/100mとなった。

4. 坑井仕上げと揚湯試験結果概要

本調査井の坑井仕上げは、10"SGP(250A)は深度54.27m、8"SGP(200A)は深度227.42m、6"SGP(150A)は深度662.31mまでであり、これらは全て挿入後に2栓式フルホールセメンチングを実施した。4-1/2"SGP(120A)は深度629.16~1080m間であり、そのうちストレナーパイプは深度858~942m間と深度954~1074m間とした。150Aと120Aの接続・遮水にはゴムリングパッカーを使用し、深度846m、834m、798m、750mには膨張ゴム・シュロ皮・スポンジの中間遮水パッカーを取り付けた。

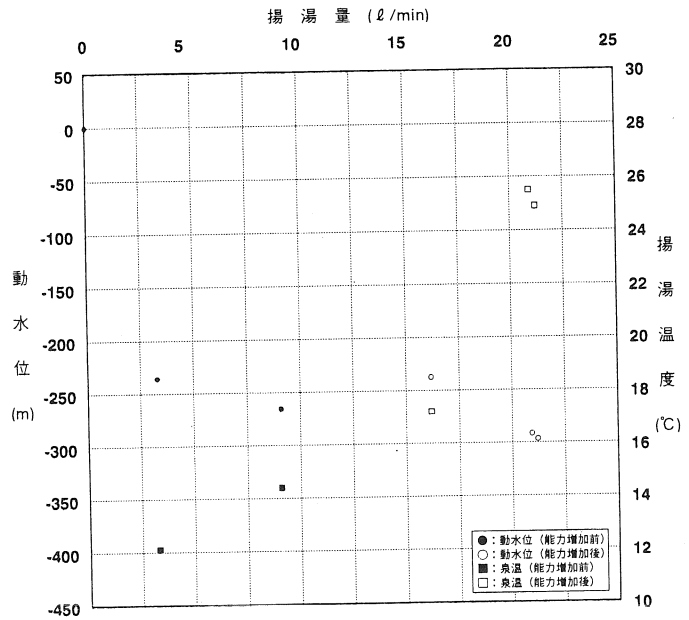
その後、インジェクション深度366.16mと463.98mでエアリフト試験を実施したが、どちらも1回目の湧出によって極端に水位が低下し、水位の回復は非常に悪かった。泥水タンクでの計量で得られた湧出量は3.7ℓ/minと極めて少量であり、湧出温

度も浅部で極端に冷却されて最高17.5℃であった。

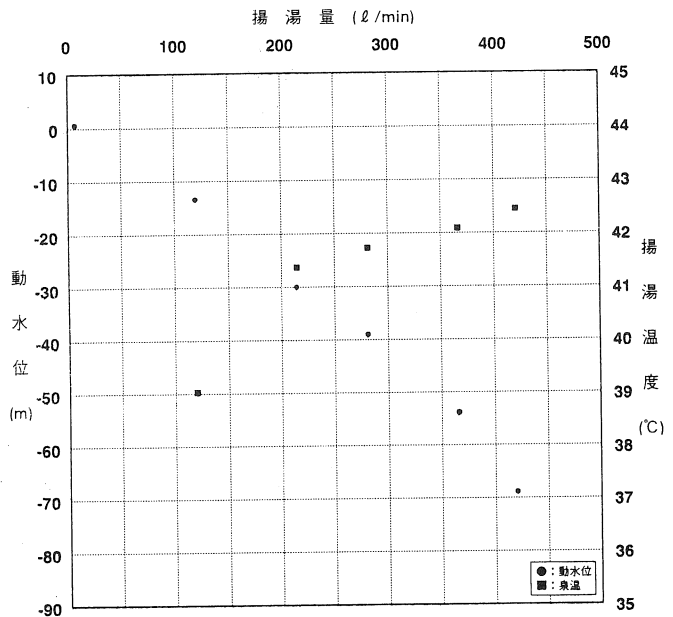
さらに850m以深の正確な湧出能力を把握するために、水中モーターポンプを使用して揚湯試験を実施した。揚湯開始直後はエアリフト試験と同様に低能力(3~5ℓ/min)であったが、ある時点で揚湯量を変化させないのに急激に水位が回復し、見掛け上湧出能力が増加した。その結果、最終的には21ℓ/min程度の揚湯が可能になった。

湧出能力の変化はストレーナーパイプを配置した850m以深の地層の湧出能力が増加したと考えるよりは、井戸の構造的な問題と考えた方がよいと思われる。つまり、深度700m付近の優秀な湧出層からゴムリングパッカーか中間遮水パッカーを通過して管内に流入してくる経路が形成されたと考えられる。最終的には、動水位-291.2m、湧出量20.9ℓ/min、湧出温度25.5℃を確認した。この結果に自噴状態のデータを合わせて動水位、揚湯量、泉温の関係を第4図に示した。

この坑井仕上げでは優秀な温泉湧出には至らなかったため、ストレーナーパイプの最上部よりも浅部(深度858m以浅)で可能性のある箇所にはスプリッターによって開孔した。開孔は6カ所実施し、各開孔区間は深度820~817m、深度816~813m、深度785~782m、深度780~777m、深度772~769m、深度767



第4図 揚湯特性曲線 (スプリッター前)



第5図 揚湯特性曲線 (スプリッター後)

～764mとした。

その後、インジェクション深度341.45mでエアリフト試験を実施し、平均湧出量260 l/min、平均動水位-85m、湧出温度41.2℃を確認した。

さらに水中モーターポンプを使用して揚湯試験を実施し、揚湯量を5段階に変化させて試験をした。この結果に自噴状態のデータを合わせて動水位、揚湯量、泉温の関係を第5図に示した。動水位と揚湯量の関係についてみると、揚湯量の増加に伴い動水位は低下し、その変化は上に凸型の緩い曲線になるが、ほぼ直線である。泉温と揚湯量の関係についてみると、揚湯量の増加に伴い泉温は上昇し、その変化は200 l/min付近に変曲点があり、変曲点以上は揚湯してもほとんど泉温は上昇しなかった。

5. 本泉源の泉質と坑井内での温泉水の挙動

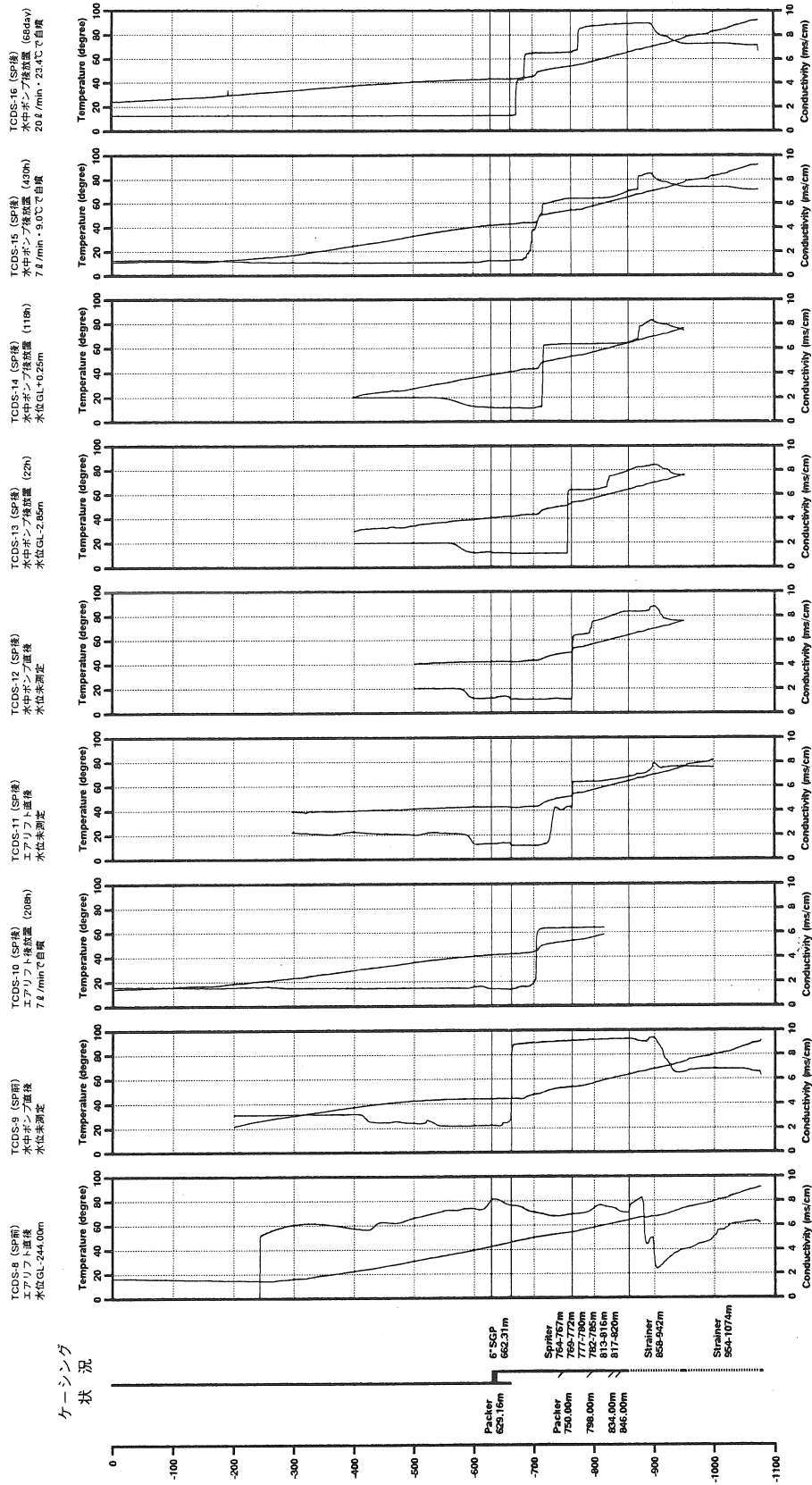
本調査では坑井仕上げを2段階に分けたため、温泉水の泉質分析を3回（①段階揚湯試験-1で採取，②段階揚湯試験-2で採取，③長期放置の自噴状態で採取）実施した。また、温泉水の湧出深度を特定するために電気伝導度検層を実施した。この結果、本泉源の温泉湧出層は、深度700～710m付近（電気伝導度：1～2mS/cm）の主湧出層，深度900～910m付近（電気伝導度：8～9mS/cm）の副湧出層，深度970～980m付近（電気伝導度：6～7mS/cm）の副湧出層の3層からなり、各温泉水は時間の経過とともに井戸内で互いに関与しながら動いていることが判明した。以下ではそれらの結果をもとに温泉水の挙動について考察してみる。なお、泉質分析の結果を第1表に、電気伝導度検層の結果を温度検層の結果とあわせて第6図に示した。

状態	温度 ℃	揚湯量 ℓ/min	pH	電気伝導度 mS/cm	主要イオン TSM (mg)	項目	陽イオン組成比				陰イオン組成比			
							Na	K	Ca	Mg	Cl	SO4	HCO3	CO3
①揚湯試験中採取 (濁りあり)	25.4	21	7.8	9.79	1927.8	mg	611.0	26.3	44.3	5.6	648.0	451.0	141.6	0.0
						mval	26.57	0.67	2.21	0.46	18.28	9.39	2.32	0.00
						mval%	88.82	2.25	7.39	1.54	60.95	31.31	7.74	0.00
						mval%	91.07		7.39	1.54	60.95	31.31	7.74	
②揚湯試験中採取 (濁りなし)	41.4	421.0	7.9	2.07	1271.2	mg	350.1	21.1	36.9	5.2	425.2	220.8	122.0	0.6
						mval	15.23	0.54	1.84	0.43	11.99	4.60	2.00	0.02
						mval%	84.43	2.99	10.21	2.37	64.45	24.70	10.74	0.11
						mval%	87.42		10.21	2.37	64.45	24.70	10.85	
③自噴状態中採取 (濁りなし)	23.4	20	8.1	1.27	746.5	mg	227.0	14.8	18.8	2.4	245.6	125.0	112.9	0.0
						mval	9.87	0.38	0.94	0.20	6.93	2.60	1.85	0.00
						mval%	86.70	3.32	8.24	1.73	60.88	22.87	16.26	0.00
						mval%	90.03		8.24	1.73	60.88	22.87	16.26	
④副湧出層推定泉質					3512.3	mg	1123.0	44.6	78.3	16.3	1184.5	885.7	179.9	0.0
						mval	48.84	1.14	3.91	1.34	33.41	18.44	2.95	0.00
						mval%	88.43	2.07	7.07	2.43	60.97	33.65	5.38	0.00
						mval%	90.50		7.07	2.43	60.97	33.65	5.38	

	電気伝導度検層から 得られる電気伝導度	TSMから逆算した 電気伝導度	NaClに換算 したTSM	Na 換算	Cl 換算	Cl/Na
①揚湯試験中採取	3.13 (TCDS-9)	3.47	1751.0	687.8	1063.2	1.55
②揚湯試験中採取	2.00 (TCDS-12)	2.17	1074.4	414.6	659.8	1.59
③自噴状態中採取	1.24 (TCDS-16)	1.39	665.2	261.8	403.5	1.54
④副湧出層推定泉質	6.38 (TCDS-10)	6.06	3212.5	1269.7	1942.8	1.53

第1表 泉質の変遷と推定泉質

スプリッター開孔前の揚湯中にパッカーの一部を通過して主湧出層から湧出する温泉水の流入があることは、揚湯試験概要の部分で述べた。この時温泉水はストレーナー



第6図 電気伝導度検層—温度検層対比図

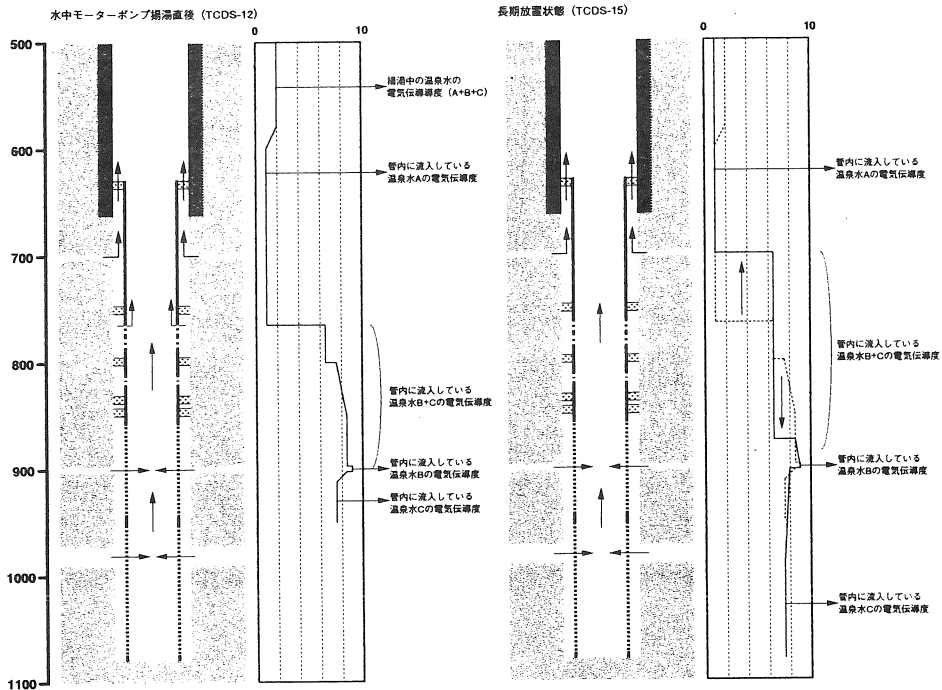
パイプの最上部（深度858m）かゴムリングパッカー（深度629m）から流入していることになる。第6図のTCDS-9では電気伝導度の境界が深度660m付近にある。もし湧出能力の高い主湧出層がストレーナーパイプ最上部から流入しているとするれば、電気伝導度の境界は深度860m付近にあるはずである。よって主湧出層から湧出する温泉水は、ゴムリングパッカーの隙間を通過して坑井内に流入していると考えられる。しかし、この場合深度630m付近にあるはずの電気伝導度境界が、深度660m付近まで降下した原因は不明である。

スプリッター開孔後のTCDS-10と11を比較すると、エアリフト直後（TCDS-11）の電気伝導度境界は階段状であるが、その境界はスプリッター開孔の最上部を示している。このことよりエアリフトにて揚湯している時には、主湧出層の温泉水がスプリッター開孔の最上部を通過して坑井内に流入する経路があると考えられる。放置時（TCDS-10）には7ℓ/minで自噴しており、経過時間および自噴量からみれば明らかに主湧出層か副湧出層、または両層から温泉水が地上まで上昇してきていることになる。また、電気伝導度の境界は深度700m付近まで上昇してきているが、以浅は地上まで直線である。このことより、自噴している温泉水は、全て主湧出層から湧出する温泉水がゴムリングパッカーの隙間を通過して管内に流入しており、副湧出層から湧出する温泉水は、電気伝導度境界を深度700m付近まで上昇させる程度の極少量であると考えられる。これらのことより、揚湯時には主湧出層から湧出する温泉水がスプリッター開孔の最上部（深度764m付近）とゴムリングパッカーの隙間を通過して坑井内に流入しているが、自噴状態ではゴムリングパッカーの隙間からのみ坑井内に流入する流動経路が考えられる。

TCDS12～16を比較すると、放置時間が長くなるにつれて清水位がマイナスからプラスに変化している。温泉水の挙動はTCDS12～16を比較すると、基本的にはエアリフト時の説明で解釈でき、揚湯時にはスプリッター最上部とゴムリングパッカーの隙間から管内に流入するが、自噴状態ではゴムリングパッカーの隙間からのみ流入する。この解釈をTCDS-12と15の電気伝導度検層の結果を用いて第7図に示した。

次に泉質の変化をあわせて考察してみる。各分析結果を比較すると、蒸発残留物は①②③の順で少なくなっている。主要イオンの組成比は、陽イオンでは若干の変化であるが、陰イオンでは①②③でかなり異なる。塩化物イオンは、②が①や③と比べて約5%高い。硫酸イオンは、①が②や③と比べて5～10%高い。炭酸水素イオンは、③が①や②と比べて5～10%高い結果となった。③の泉質は電気伝導度検層結果と合わせて考えると、主湧出層の泉質そのものであると考えられる。また①や②の泉質は③と比較して蒸発残留物が多く、主湧出層の温泉水に副湧出層の温泉水が混合していると考えられる。

スプリッター開孔前の揚湯試験で湧出能力の変化する前の揚湯量が、全て副湧出層からの湧出量と仮定すれば、湧出能力の変化後の揚湯量21ℓ/minの内訳は、副湧出層が9ℓ/minで、主湧出層が12ℓ/minとなる。よって、A=主湧出層の各成分の1kgあたりの重量（mg/kg）、B=副湧出層の各成分の1kgあたりの重量（mg/kg）、C=①時の各成分の1kgあたりの重量（mg/kg）とすれば、 $(12A+9B)=21C$ の式が成り立つ。



第7図 坑井内での温泉水の挙動

そこで③の泉質を主湧出層の泉質と仮定すれば、AとCが判っているのでBの値（副湧出層の泉質）が求められる。この方程式から得られる副湧出層の泉質も第1表には示した。また、①～④のデータの主要イオン組成を全てNaとClに換算し、換算した蒸発残留物から得られる電気伝導度も合わせて示した。NaCl量から得られる電気伝導度は、SCHLUMBERGER log interpretation CHARTを用いた。

この逆算電気伝導度を電気伝導度測定計の値と比較すると、①の値以外（②と③）は概ね合致する。①が合致しない理由は泥水の影響と考えられる。また、電気伝導度検層結果と比較すると、①～④の全ての逆算電気伝導度は検層結果に概ね合致する。よって泥水の影響を考慮すれば、①②③④の温泉水は、電気伝導度検層で表現される電気伝導度そのものであると考えられる。

TCDS-12～16の経過では、1mS/cmと6mS/cmの境界は時間とともに上昇してきているが、この境界が、地上まで上昇してくることは無いと考えられる。自噴状態での各湧出層の能力差は著しく異なっているため、副湧出層の温泉水がゴムリングパッカーの深度に到達した時点で各層から湧出する温泉水は混合されると考えられる。このた

め、副湧出層の温泉水は、主湧出層の温泉水と混合されて地上まで上昇することはあっても、境界面上昇はゴムリングバッカーの深度までであると考えられる。

一方、TCDS-12～15の経過では、6mS/cmと8mS/cmの境界は徐々に900mへ収束しているように見えるが、TCDS-16では深度750m付近まで上昇している。この境界の動きを説明するには、TCDS-12の1mS/cmと6mS/cmの境界深度と6mS/cmと8mS/cmの境界深度の間から坑井内への温泉水の流入が必要となる。6mS/cmと8mS/cmの境界が下降したり上昇したりする原因については今回解明することができなかったが、TCDS-15の時点とTCDS-16の時点で自噴量が約3倍に増加していることに関係がある可能性も考えられる。また、正確に計測してはいないが、自噴量は時間とともに変化しているようであり、自噴量の変化が外的要因（気圧や湖水面など）に関係しているのであれば、それらとの圧力バランスの関係で、変化するのかもしれない。

6. 川湯周辺の深井戸との対比

本調査で得られた結果を、(1) 温度検層、(2) 泉質、(3) 水素・酸素同位体比の面で川湯周辺の他の泉源と対比し、川湯地域の温泉資源について考察する。川湯周辺の泉源の位置は第1図に示してあり、各泉源の概要については第2表に示した。

記号	泉源名	掘削年	掘削深度 (m)	ストレーナー区間 (m)	湧出量 (ℓ/min)	泉温 (℃)	pH	TSM (mg)	泉質タイプ	分析者
A	町プール泉源	1981	1300	600～700	300	33.9	8.2	370	Na-HCO ₃ ・Cl・SO ₄	衛研
B	榎本泉源	1982	1468	900～1488	191	39.8	8.4	2117	Na-Cl・SO ₄	衛研
C	及川宏1号井	1972	1515	800～1000	250	39.1	8.6	1130	Na-HCO ₃	地下資源
D	及川宏2号井	1982	920	782～892	660	57.8	7.1	1575	Na-HCO ₃	衛研
E	川湯ミナミ温泉	1985	865	?	480	52.6	8.3	855	Na-HCO ₃ ・Cl	衛研
F	川島由廣	1977	1500	750～1500	100	44.2	7.4	1398	Na-SO ₄ ・HCO ₃	衛研
G	仁伏ドライブイン	1988	826	?	—	—	—	—	—	—
H	南陽台2号	1996	1083	753～1083	120	43.0	—	—	—	—
I	屈斜路ビレッジ1号	1991	980	639～980	563	49.3	6.5	3830	Na-SO ₄ ・Cl	衛研
J	及川宏3号井	1998	960	?	450	68.5	7.0	1720	Na-HCO ₃	地下資源
☆	川湯調査井	1998	1080	858～1074	421	42.4	7.8	1263	Na-Cl・SO ₄	衛研

第2表 周辺泉源データ

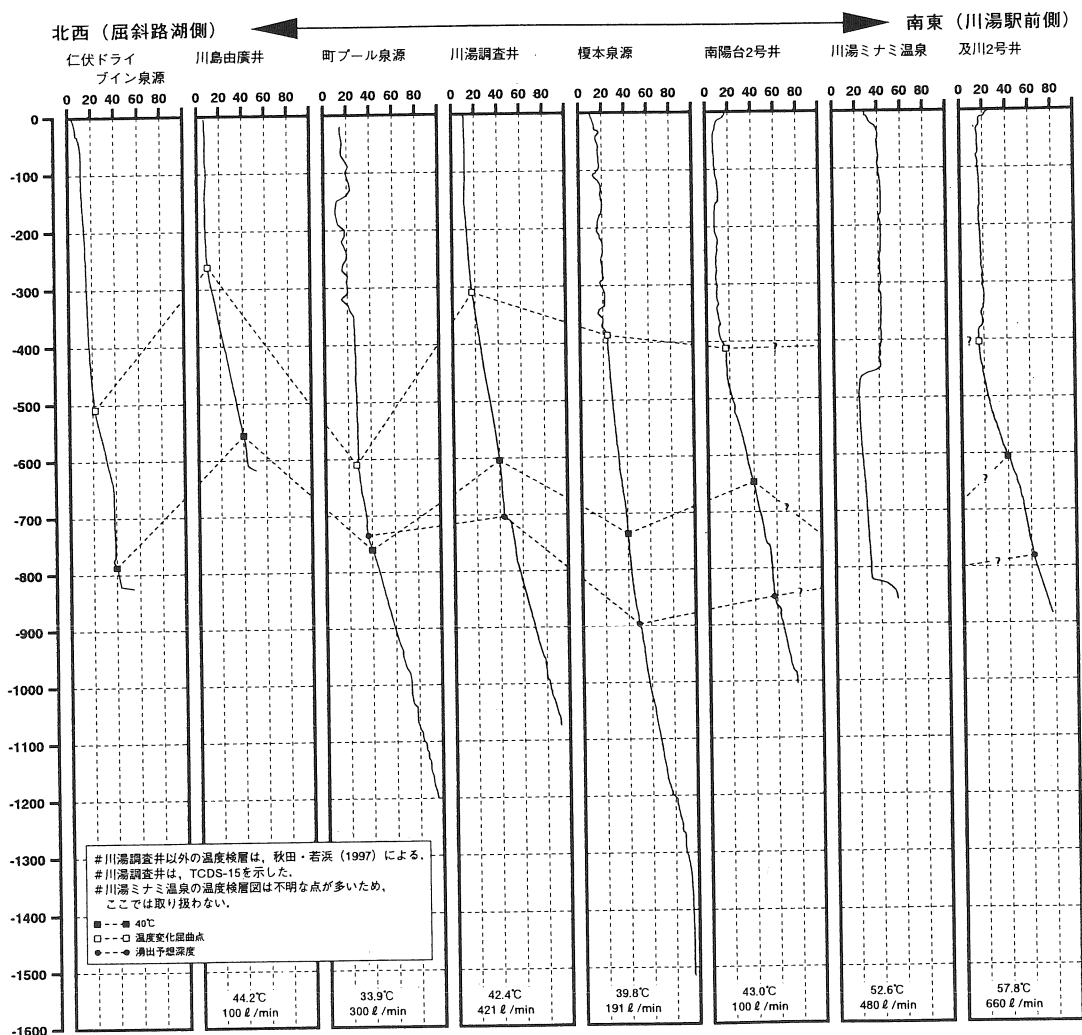
(1) 温度検層

各坑井の深度に対する地下温度を北西-南東方向に配列して第8図に示した。全て深度の増加とともに地温も上昇する。これらの泉源は分布している地質を考慮すると、确实ではないが裂カ系（裂カ網）によるものと考えられ、200ℓ/min以上の揚湯では温度低下も少ないと考えられるため、温度分布図と温度・湧出量から湧出深度（亀裂発達深度）を推定することが可能と思われる。また、浅部の低温部分は透水性の良い第四系に相当すると考えられるため、第四系の層厚を推定することも可能と思われる。

温度上昇率の変曲点を結んだ線と40℃を結んだ線は、ほぼ平行であり、地下構造を概ね示していると考えられる。この結果、屈斜路湖付近（仁伏ドライブイン泉源）と川湯温泉街周辺（町プール泉源）は第四系が他よりも厚く堆積していると推定される。また、推定湧出深度を結んだ線は、深度700～900m間で推移しており、亀裂の発達に垂直方向にではなく、水平方向に発達しているものと考えられる。

(2) 泉質

各泉源の主要イオンの分量と組成比を第3表に示し、それから得られるトリリニア



第8図 周辺泉源の温度検層対比図

記号	泉源名	pH	TSM	陽イオン分量 (mg/kg)				陰イオン分量 (mg/kg)				陽イオン組成比 (%)			陰イオン組成比 (%)		
				Na	K	Ca	Mg	Cl	SO4	HCO3	CO3	Na+K	Ca	Mg	Cl	SO4	ΣCO3
A	町プール泉源	8.2	370	91.4	5.8	5.1	2.9	41.6	51.9	136.7	5.4	89.32	5.51	5.17	25.10	23.12	51.78
B	榎本泉源	8.4	2117	684.8	11.1	45.8	1.1	668.5	591.9	66.0	10.2	92.68	7.04	0.28	57.84	37.80	4.36
C	及川宏1号井	8.6	1130	403.0	3.1	6.5	3.1	48.2	73.2	934.5	13.5	96.85	1.74	1.41	7.87	0.87	91.26
D	及川宏2号井	7.1	1575	481.5	26.9	22.8	15.2	90.1	134.3	1139.0	0.0	90.06	4.74	5.21	10.59	11.65	77.76
E	川湯ミナミ温泉	8.3	855	273.6	8.7	7.7	2.0	107.0	88.4	441.1	15.7	95.67	3.03	1.30	23.93	14.59	61.47
F	川島由廣	7.4	1398	380.0	8.8	4.4	4.6	124.1	600.2	285.6	0.0	96.55	1.27	2.18	16.93	60.43	22.64
I	屈斜路ピレッジ1号井	6.5	3830	1007.0	36.6	228.6	21.4	850.7	1557.0	101.5	0.0	77.26	19.70	3.04	41.32	55.82	2.86
J	及川宏3号井	7.0	1720	469.0	25.3	10.7	5.8	160.0	141.0	877.4	30.6	95.64	2.41	1.95	19.74	12.87	67.39
☆	川湯調査井	7.8	1263	350.1	21.1	36.9	5.2	425.2	220.8	122.0	0.6	84.72	10.21	2.37	64.45	24.70	10.85

第3表 周辺泉源泉質データ

ダイアグラムを第9図に示した。秋田・若浜(1997)の報告にもあるように、川湯深部の温泉水の陽イオンは全てNaを主成分とするが、陰イオンは三角図でHCO₃の底辺付近にプロットされるSO₄+Clのグループと三角図でHCO₃の頂点付近にプロットされ

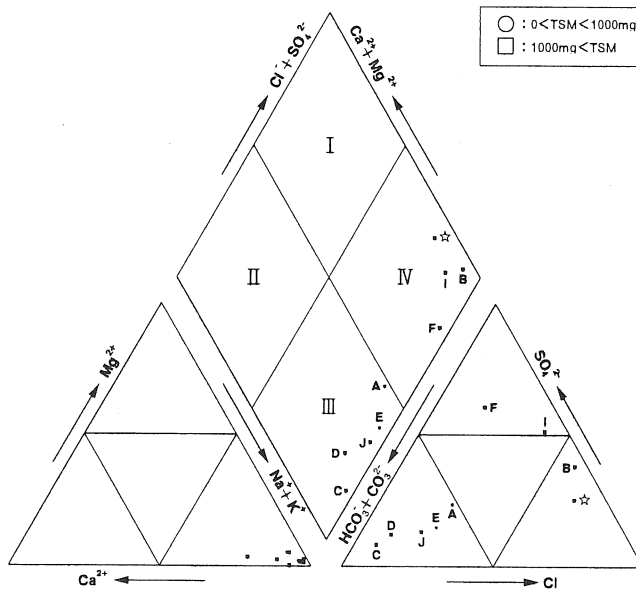
るHCO₃のグループに大別できる。その分布は、温泉街よりも北方にSO₄+Clのグループ、南方にHCO₃のグループと比較的はっきりしていることより、北方にはSO₄+Clの供給経路、南方にはHCO₃の供給経路があると考えられる。

(3) 水素・酸素同位体比
本調査での温泉水のほかに8泉源から採取した温泉水の水素・酸素同位体を分析した。第4表には、この結果に松波・鈴木(1997)の弟子屈町管内のデータと松葉谷ほか(1978)のデータを合わせて

第4表に示した。また、この結果から得られる $\delta^2\text{H}$ と $\delta^{18}\text{O}$ の関係図と $\delta^2\text{H}$ とCl濃度
の関係図を第10図に示した。 $\delta^2\text{H}$ と $\delta^{18}\text{O}$ 関係図では、弟子屈木材泉源を除いて川湯温泉以外の温泉水(□印)は、全て天水領域にプロットされ、このことよりこれらの温泉水は天水起源であると考えられる。弟子屈木材泉源の溶存化学成分量は、弟子屈町管内の温泉水では最も多い。 $\delta^2\text{H}$ とCl濃度
の関係図では、天水(弟子屈町管内の天水の代表値と考えられる雨鱒川の同位体比)と現海水を結んだライン付近にプロットされ、化石海水が関与している可能性が考えられる。

天水のうち、湖水は天水領域から外れる。これは湖水が蒸発する際に重い水素(²H)と酸素(¹⁸O)が湖水に濃集するために全体的にプラス側へシフトするためと考えられる。

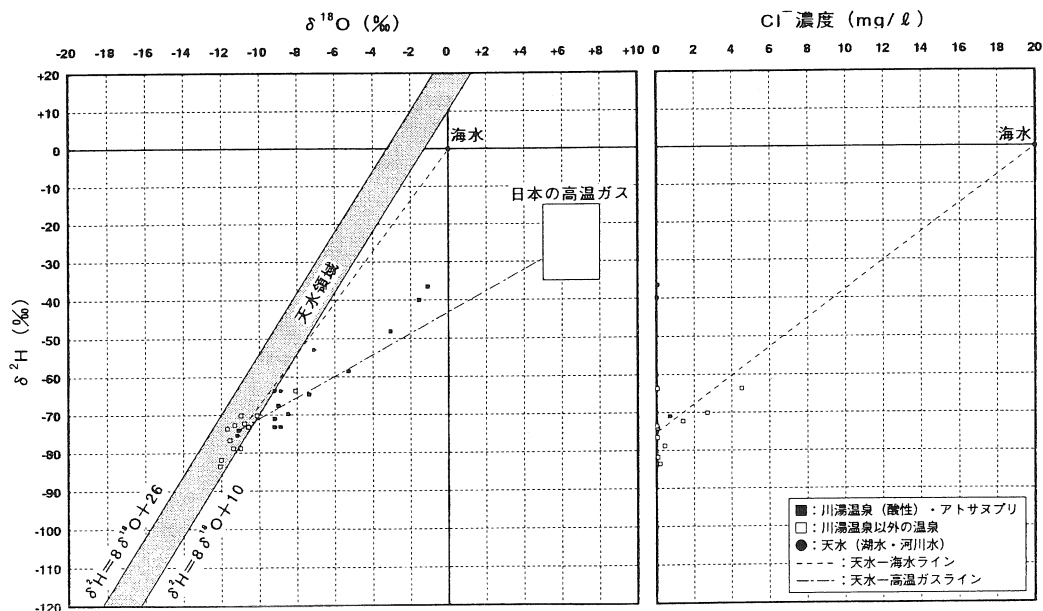
川湯温泉(酸性泉)とアトサヌプリの温泉水やガスのほとんどは、天水(雨鱒川)と「日本の高温ガス」を結んだライン付近にプロットされる。これはアトサヌプリの地下深部から上昇してきた地熱水とガスが、地表付近で地下水に希釈されて川湯温泉(酸性泉)を形成するというモデル(福富ほか；



第9図 トリリニアダイアグラム

No	泉源名	D	O	Cl	文献
1	川湯パーク泉源	-70.9	-9.2	693.0	本調査
2	川湯調査井	-79.0	-11.4	425.5	本調査
3	アトサヌプリ自然湧出	-74.0	-11.1	17.6	本調査
4	弟子屈木材泉源	-63.7	-8.1	4545.0	本調査
5	屈斜路湖畔泉源	-73.7	-11.7	6.2	本調査
6	屈斜路湖	-63.6	-9.2	29.1	本調査
7	坪井2号井	-82.0	-12.0	59.6	本調査
8	及川宏3号井	-83.8	-12.1	160.0	本調査
9	桜丘泉源	-76.5	-11.6	50.2	本調査
10	泉泉源	-72.2	-10.8	1403.0	松波・鈴木(1997)
11	町1号井	-70.3	-10.1	2695.0	松波・鈴木(1997)
12	摩周湖	-52.8	-7.1	—	松葉谷ほか(1978)
13	アトサヌプリE-2	-36.6	-1.1	40.0	松葉谷ほか(1978)
14	アトサヌプリW-1	-40.2	-1.6	20.0	松葉谷ほか(1978)
15	川湯湯の閣ホテル-1	-67.7	-9.0	—	松葉谷ほか(1978)
16	川湯湯の閣ホテル-2	-73.1	-8.9	—	松葉谷ほか(1978)
17	川湯湯の閣ホテル-2	-69.9	-8.5	—	松葉谷ほか(1978)
18	川湯大丸	-73.1	-9.2	—	松葉谷ほか(1978)
19	屈斜路湖	-63.7	-8.9	—	松葉谷ほか(1978)
20	雨鱒川	-75.5	-11.2	—	松葉谷ほか(1978)
21	仁伏温泉	-70.3	-11.0	—	松葉谷ほか(1978)
22	池の湯温泉	-73.3	-10.6	—	松葉谷ほか(1978)
23	和琴温泉	-78.7	-11.0	—	松葉谷ほか(1978)
24	鏡別(イチイ館)	-72.6	-11.3	—	松葉谷ほか(1978)
25	アトサヌプリガスE-1	-48.2	-3.1	—	松葉谷ほか(1978)
26	アトサヌプリガスE-2	-58.4	-5.3	—	松葉谷ほか(1978)
27	アトサヌプリガスW-1	-64.6	-7.4	—	松葉谷ほか(1978)

第4表 水素・酸素同位体比データ



第10図 $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ 関係図と $\delta^2\text{H}-\text{Cl}$ 濃度関係図

1966など)と調和的である。

以上の3点から川湯地域の温泉資源について考察してみる。活発な地熱地帯の比較的深部には、かなり普遍的にNaCl型(中性泉)の高温熱水が存在し、アトサヌプリの地下深部にも同様な高温熱水(ガスを含む)が存在すると考えられる。この熱水は上昇の際に火山ガス中の SO_2 や H_2S を溶かし込み、 SO_4 を含む酸性の熱水に変化する。この酸性熱水と地下水が混合したのが川湯温泉であり、水蒸気とガスはアトサヌプリの噴気として地上に放出される。酸性熱水の一部は、川湯温泉街北方の地下深部に時間をかけて浸透し、 $\text{Na}-\text{SO}_4 \cdot \text{Cl} \sim \text{Na}-\text{Cl} \cdot \text{SO}_4$ 型の温泉水を形成する(川湯温泉街～北側の深層温泉水)。 HCO_3 の起源は明らかではないが、地熱地域であることを考慮すれば火山ガス中の CO_2 を溶かし込んだものと考えられる。この HCO_3 を含む流体が南側の地下深部に時間をかけて浸透し、 $\text{Na}-\text{HCO}_3 \sim \text{Na}-\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}$ 型の温泉水を形成する(南側の深層温泉水)。この温泉水は、川湯温泉の北東4km付近にある仁伏温泉に泉質が類似しており、仁伏温泉付近のポンポン山に HCO_3 に起源があるのかもしれない。 HCO_3 の供給源については今後の課題である。

7. おわりに

弟子屈町川湯地域の温泉ボーリングについて概要を報告し、坑井内での温泉水の挙動と川湯地域の温泉資源について考察した。

弟子屈町の担当職員の皆さんには調査期間中に大変お世話になった。藤原勝美氏・小泉圭介氏・小浜克也氏・近藤直行氏には不規則な勤務体制のなか本調査に協力して頂いた。各泉源主の皆さんには泉質分析や同位体分析の温泉水試料を提供して頂いた。ここに記して厚く御礼申し上げます。

地 学 讲 座

北海道における活火山の現況について

－雌阿寒岳，十勝岳，駒ヶ岳の活動状況－

北海道立地下資源調査所 岡崎 紀俊

1. はじめに

私たちがかつて学校で習った火山の分類定義は厳密なものではなく、1) 現在噴火または噴気活動を行っている火山を活火山、2) 現在は活動していないが歴史時代に活動した記録の残っている火山を休火山、3) 歴史時代に活動した記録のない火山を死火山、と分けていた。しかし、その後の地質調査や噴出物の年代測定技術の向上により、それまで死火山とされてきたが実は歴史時代に噴火活動があったことが判明した火山もあることなどから、火山噴火予知連絡会は活火山の見直しを行った。1991年(平成3年)2月、『歴史記録や地質資料から過去2000年以内に噴火活動を行ったと判断される火山』と、『現在噴気活動を行っている火山』を活火山と定義し、全国で83の活火山(現在は86火山)を選定した(気象庁, 1994)。

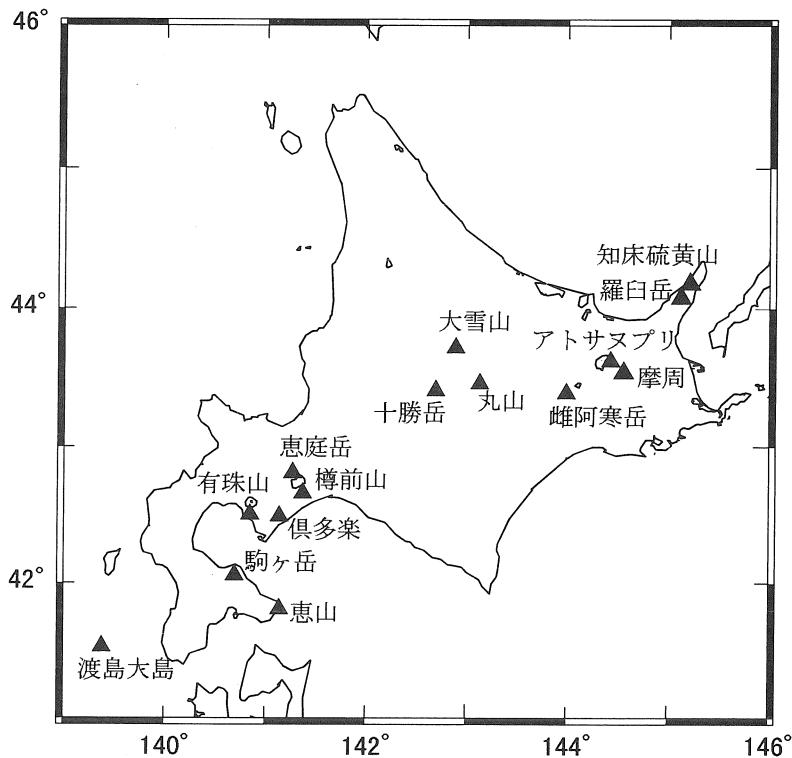


図1 北海道における活火山の分布

北海道では初め 14 火山が活火山に指定されたが、現在は 1 火山(羅臼岳)追加され 15 の活火山がある(図 1)。このうち、比較的最近噴火した火山は 5 つあり、1977-78 年(昭和 52~53 年)の有珠山、1978 年(昭和 53 年)の樽前山、1988 年(昭和 63 年)の雌阿寒岳、1988-89 年(昭和 63~平成元年)の十勝岳、1996 年(平成 8 年)の駒ヶ岳(3 月 5 日)および雌阿寒岳(11 月 21 日)、そして 1998 年(平成 10 年)の駒ヶ岳(10 月 25 日)および雌阿寒岳(11 月 9 日)である。ここ 3 年間に発生した駒ヶ岳と雌阿寒岳の噴火は、いずれも小規模ではあるが頻発しているため今後の推移が注目される。これらのほかにも、たとえば十勝岳における熱活動の活発化や樽前山における群発地震の発生など、北海道の火山活動は活発な状態にある。

これら 5 つの火山は活火山の中でも特に活動度が高いので、気象台では地震計等による常時観測と年 3 回の火口現地観測を実施している。北海道大学でも同様にこれら 5 火山の常時観測と他の火山も含めて適宜地殻変動等の現地観測を実施している。常時観測データは電話回線を用いて札幌管区気象台および北大地震火山観測研究センター(有珠火山観測所)でそれぞれ監視されている。また気象台は 5 火山以外の活火山について計画的に火山機動観測で臨時地震観測や現地観測を実施している。

地下資源調査所では、現在、雌阿寒岳、十勝岳、樽前山および駒ヶ岳の 4 火山について、年 3 回程度の現地観測(火口観察、温度測定、水質分析ほか)および火口近傍で現地収録方式による地温連続観測を実施している。

連続観測している地温記録は、おもに現地観測で回収してくるため気象台や北大のようなリアルタイム監視はできないものの、地震活動だけでは判断できない火山活動の盛衰や特徴などを知ることができる。そのため、火山内部でどのようなことが起こっているのかを推定する上で非常に重要な情報となっている。

ここでは、地下資源調査所で観測している 4 火山のうち観測期間が短い樽前山(1998 年観測開始)を除く 3 火山について、各機関の監視体制や観測結果を含めて、現況を紹介する。

2. 雌阿寒岳

2-1. 活動の概要

雌阿寒岳(1499m)は北海道東部の阿寒カルデラ西縁上にある多数の小型火山の集合火山である。山頂部にポンマチネシリおよび中マチネシリと呼ばれる 2 か所の活動域がある(図 2)。このうち熱的に高温で激しい噴気活動を行っているのはポンマチネシリである(図 3)。中マチネシリも活発な熱活動ではあるが、ポンマチネシリに比べると比較的安定しているといえる。

雌阿寒岳の有史以来初の噴火(水蒸気爆發)は 1955 年(昭和 30 年)にポンマチネシリで起こり、その南縁に沿って第 1 火口から第 6 火口まで 6 つの火口を形成した。その後、1956 年(昭和 31 年)、1957-59 年(昭和 32~34 年)および 1960-1966 年(昭和 35~41 年)にも小規模ではあるが噴火した。この最後の活動期は活動の中心は中マチネシリであった(横山・

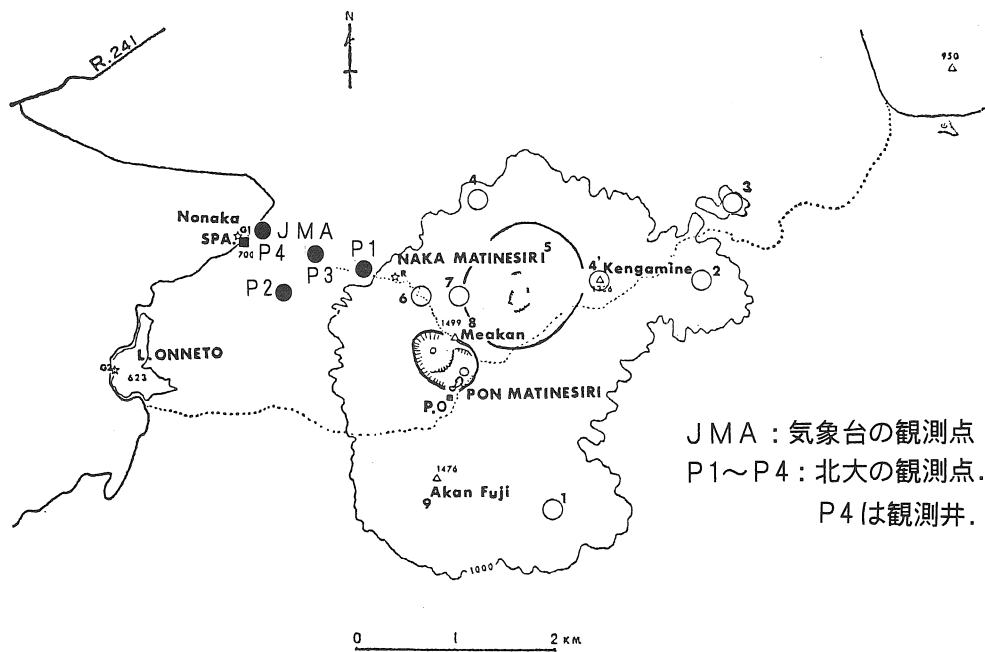


図2 雌阿寒岳の概略地形と常時観測点分布。
 笠原（1988）の図に加筆した。

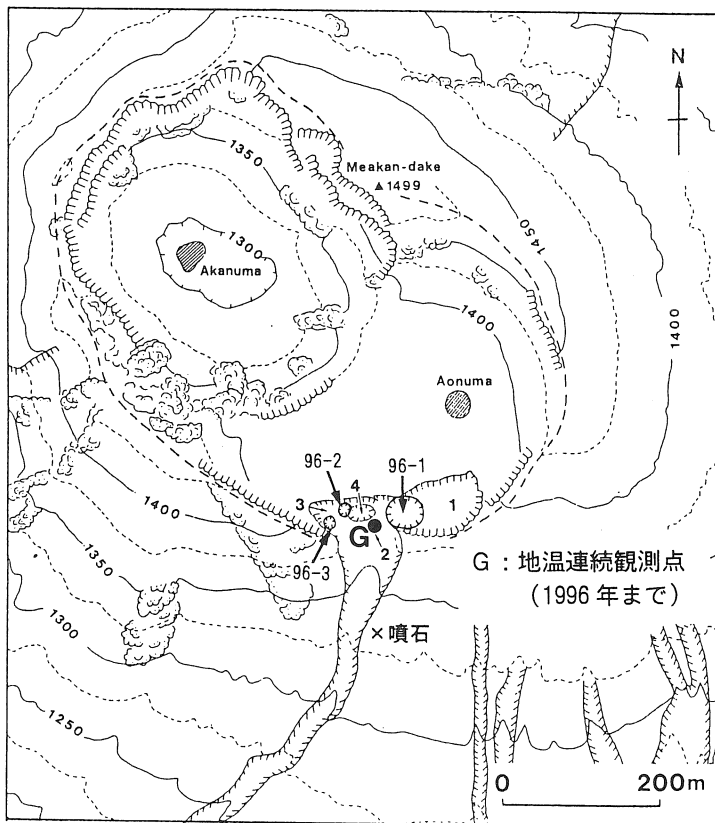


図3 ポンマチネシリの地形および各火口

他, 1976).

ポンマチネシリでは 1972 年(昭和 47 年)頃から第 4 火口の噴気活動が次第に活発になり, 1981 年(昭和 56 年)には熱泥を噴出した. この頃から第 1 火口の噴気も多くなり次第に活発化していった. こうして, 1988 年(昭和 63 年)1 月から 2 月にかけて 4 回の小噴火が発生し, 少量の火山灰を噴出した. この噴火は第 1 火口が主であり, 第 4 火口からはほとんど噴出物はないようであった(笠原, 1988;札幌管区気象台, 1989).

この噴火以降, ポンマチネシリにおけるこの 2 つの火口の噴気活動と地震活動が非常に高いレベルで推移した. このような状況のもとで, 1996 年(平成 8 年)11 月 21 日に第 1 火口と第 4 火口のほぼ中間に直径約 50m の 96-1 火口(主火口)と第 3 火口内に直径 10 数m の 96-2 および 96-3 火口を形成する噴火が発生した. 釧路地方気象台が測量して作成した噴火後の詳細な火口周辺図を図 4 に示す. それから 2 年後の 1998 年(平成 10 年)11 月 9 日, 前兆を示す変化が見られない中で再び噴火が発生した. この噴火はおそらく 96-1 火口で起こったと思われるが, 噴煙が多くて火口内を望めない状態なので詳細が明らかになるのは 5 月の現地観測以降である.

2-2. 監視体制と活動状況

各機関の監視体制についてみると, 気象台による常時地震観測(電磁地震計使用)は 1973 年(昭和 48 年)から始まり, 雌阿寒岳西麓にある野中温泉近くの A 点(図 2 の JMA)で継続している. A 点では上下, 東西および南北の 3 方向の震動を観測している.

一方, 北大では 1987 年(昭和 62 年)12 月に 4 観測点からなる臨時地震観測網を展開し(図 2), その後 1992 年(平成 4 年)には深度 38m の観測井が完成し正式な常時観測体制が整備された. 観測井では 3 成分の地震計と傾斜計が設置され, 地表にも地震計が設置されている. また, 野中温泉にある送信所には空振計が設置されている(北海道大学有珠火山観測所, 1994).

地下資源調査所は前述のように, 現地観測と現地収録方式の地温連続観測を 1990 年 5 月から実施している. 現地観測では, 1996 年の噴火前までは主に第 1 火口と第 4 火口の噴気温度を測定し, それ以降は 96-1 火口内の噴気温度を測定している. 地温連続観測は, 1995 年以降はトラブルが多く, 欠測期間が 1 年のうち 4 ヶ月から半年程度続くことが多くなっている.

以下に, 地下資源調査所の温度測定結果と気象台による地震発生回数に基づいて, 雌阿寒岳の活動状況を見る. 1989 年(平成元年)以降の各火口の噴気温度と, 気象台の A 点で観測された月別地震回数を図 5 に示す. 雌阿寒岳の地震活動は群発した場合には 1 ヶ月に数百回にもなることがわかる. 地震活動と第 4 火口の噴気温度の変化を見ると, 1994 年を境に, それ以前と以降とでは活動のパターンが違ってくる. まず, 1994 年より前を見ると, 地震

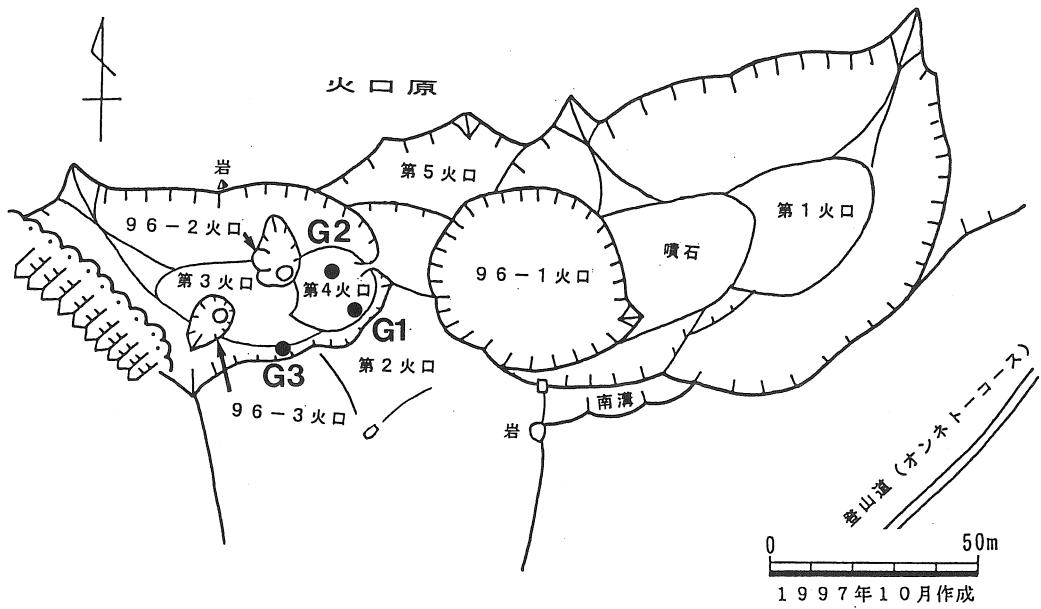


図4 ポンマチネシリの各火口の略図
 札幌管区气象台 (1998) の図を使用
 G1~G3: 地温連続観測点

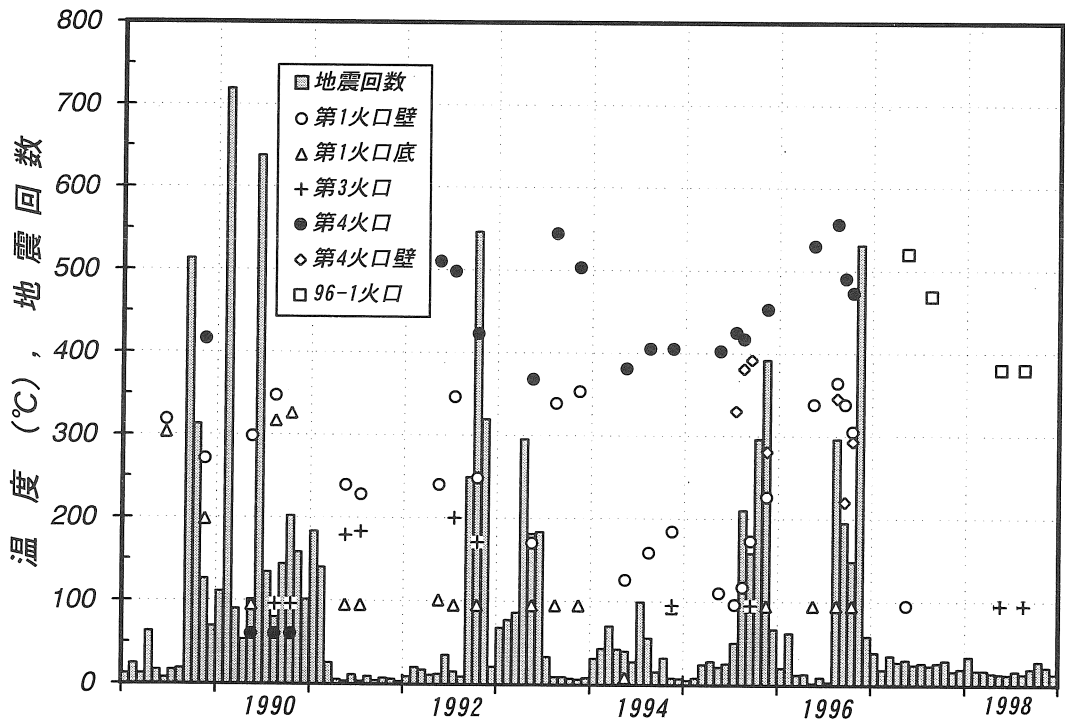


図5 ポンマチネシリの各火口温度とJMAによる月別地震回数

活動が活発だった期間は1989年9月から1991年2月、1992年9月から1993年6月の2度あった。この間第4火口の噴気温度は比較的低温約400℃程度であり、それ以外の地震が非常に少ない期間は500℃以上の高温温度となっている。このように地震活動と熱活動が逆相関関係になる原因としては、たとえば火口下の高温部分が水などによって冷却されて地震が多発するという事も考えられる。このことは、地震活動が活発になったからといって火山活動全体が活発になったとは必ずしもいえないことを示している。

次に、1994年以降では、1996年にかけて第4火口の噴気温度が400℃程度からしだいに上昇して500℃以上になっているが、地震活動との逆相関関係は前の期間ほどではなく地震が多い時でも温度の低下幅は小さい。仮に、地震多発の原因が冷却効果によるとすれば、温度の低下が小さいということは地下から供給される熱量が次第に増えてきたことを示すと考えられる。

このように、しだいに火山活動全体は活発化していたので、気象台では1996年の火山機動観測を当初予定していた倶多楽から雌阿寒岳に変更(地下資源調査所も一部合同観測)したり、臨時に地震観測点を増やすなど監視を強化した。この結果、山麓のA点で観測されない小さな地震が火口近くでは多数観測され、その噴火前における地震の震源はポンマチネシリの火口下1~2km程度に集中していた(札幌管区気象台、1997)。11月の地震回数が多いのは噴火後に地震が群発したため、ほとんどが噴火後に発生したものである。この噴火後、A点での地震回数は毎月20~30回程度と少なくなった。気象台は1997年の火山機動観測も雌阿寒岳で実施し(地下資源調査所も一部合同観測)、同様に地震観測を行った。その結果、やはり火口付近では多くの地震が発生しており、震源の集中域は噴火前よりもやや浅くなり、火口下1km以浅となっている。1997年における96-1火口の噴気温度は500℃以上であったことから、この火口下浅部での地震活動は活発な熱水活動に起因していると推測されている(札幌管区気象台、1998)。

その後もA点でみる地震活動に大きな変化はない状態が続き、96-1火口の噴気温度も400℃以下にまで低下した状況の中で、1998年11月9日の噴火が発生した。したがって、この噴火はこれまでの火口の高温化や群発地震の発生等の活発化から噴火へというパターンとは異なった条件で発生した点が特徴である。

3. 十勝岳

3-1. 活動の概要

十勝岳(2077m)は北海道中央部の大雪-十勝火山列の南西端に位置する十勝火山群の一つである。活動域は現在噴煙をたなびかせている62-II火口を中心とするグラウンド火口域と、旧噴火口域の2ヶ所ある(図6)。最近の大きな噴火はすべてグラウンド火口域の南西部で発生している(図7)。

十勝岳の有史以来初の噴火は 1857 年(安政 4 年)であるが、今世紀に入ってから大噴火をしている。まず、1926 年(大正 15 年)グラウンド火口西側の中央火口丘である丸山の北西半部を吹飛ばす噴火(大正火口形成)で大泥流が発生し、上富良野町および美瑛町で 144 名の犠牲者が出た。その 36 年後の 1962 年(昭和 37 年)には大正火口の南側で噴火が起こり 62-0、62-I、62-II および 62-III 火口を形成した。この時大正火口で硫黄を採掘していた鉦山会社の鉦員 5 名が犠牲となった。この噴火を契機に気象庁は美瑛町白金温泉に十勝岳火山観測所を設置し、1964 年(昭和 39 年)から火山観測を開始した。1968 年(昭和 43 年)十勝沖地震(M7.9)の発生後、十勝岳では火山性地震が急増し噴火が懸念されたが、この時は噴火にいたらず火山活動は平常時の状態に戻った(石川・他, 1971; 勝井・他, 1987)。

十勝岳の火山活動が目立って活発になってきたのは 1980 年代に入ってからである。それまでは 1974 年(昭和 49 年)に一度 62-0 および 62-I 火口で噴気活動が活発になったくらいだが、それ以降活発な噴気がみられなかった 62-I 火口壁が黄色く変色しだし、しだいに高地温域の拡大や高温化が進んだ。1985 年(昭和 60 年)には硫黄の燃焼や熱泥水の噴出、微量の降灰等がみられた(札幌管区气象台, 1986; 勝井・他, 1987)。また、山麓の吹上温泉では 1986 年以降、泉温の著しい上昇や溶存成分濃度の増加が見られるようになった。このような高い活動レベルが続き、1988 年(昭和 63 年)12 月 16 日に 26 年ぶりに 62-II 火口から噴火が始まった。この噴火で 62-II 火口は西方に拡大し 62-I 火口はその噴出物に埋まった。岩塊は主に北東のグラウンド火口側に噴出し、火砕流や火砕サージは北側に発生した。この活動は翌 1989 年 3 月 5 日の噴火まで続き、この期間の噴火は 21 回に達した(勝井, 1989; 札幌管区气象台, 1990; 火山, 1990; 地下資源調査所, 1991)。

この噴火以降、十勝岳の火山活動は著しく低調となり地震発生回数の減少、噴煙量の減少、噴気温度の低下および高地温域の縮小などが 1993 年(平成 5 年)頃まで続いた。その後、1995 年(平成 7 年)2 月に 62-0 火口壁に噴気地帯が出現(十勝岳火山観測所が発見)し、しだいに 62 火口群周辺における熱活動が活発化し、噴気地帯の拡大や噴気温度の高温化、群発地震の発生など火山活動は高い状態にあるといえる。

3-2. 監視体制と活動状況

現在の監視体制をみると、1964 年から観測していた気象台の十勝岳火山観測所は 1995 年(平成 7 年)に無人の観測所となり、かわって旭川地方気象台が監視を続けている。地震観測点についても、図 7 に示されている TKA 点は 1997 年(平成 9 年)からはより火口に近い TKH 点に代わり高感度の監視体制になった。このほか避難小屋と火山観測所には空振計も設置されている。

北大では 1985 年に十勝岳観測坑道(TKC)が完成し、常時観測が開始された。この観測坑道には地震計のほかに水管傾斜計(7.5m)、伸縮計(7.5m)および空振計などが設置されてい

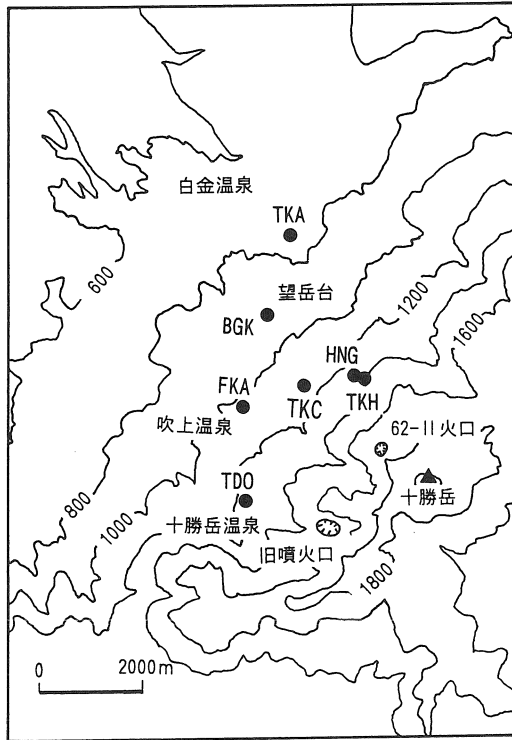


図6
 十勝岳の概略地形および
 常時観測点分布
 TKA, TKH : 気象台の観測点
 TKC, HNG, BGK
 FKA, TDO : 北大の観測点

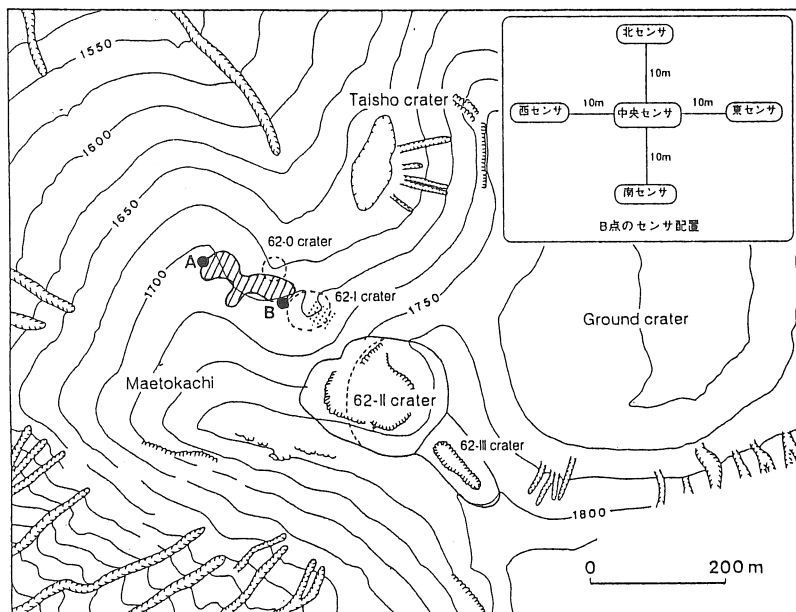


図7 62火口群周辺の地形と各火口
 Aは写真撮影点, Bは地温連続観測点

る。このほかの観測点には望岳台(BGK)、吹上温泉(FKA)および十勝岳温泉(TDO)がある。北大では、気象台の地震観測データも含めて十勝岳で発生する地震の震源分布を求めている。それによれば震源域は大きく分けて 62 火口群周辺と旧噴火口と 2 つある。

地下資源調査所では 1969 年(昭和 44 年)から火口温度測定を主とした監視を開始し、1988 年(昭和 63 年)まで欠測を繰り返しながらも継続した(たとえば広田, 1976; 大島・秋田, 1983 など)。これは西麓の吹上温泉の白銀荘に収録装置をおき、火口からケーブルを引いて行っていた。1985 年(昭和 60 年)から 1990 年(平成 2 年)までは地震観測も行い、1988-1989 年噴火では貴重な観測データを収集した。その後、1994 年(平成 6 年)から 62-1 火口付近で現地収録方式の地温連続観測を開始している。

図 8 に各火口の噴気温度と気象台による月別地震回数を示す。62-1 火口は噴火前には 400~500℃の高温を示していたことがわかる。しかし噴火後は急速に温度が低下し、100℃未満の状態が続いている。大正火口は噴気孔の数に多少の変化はあるが噴気温度は 180℃±20℃でほぼ一定である。地震活動では、噴火直前から直後の期間に回数が多くなっているが、1990~1993 年までは 1 ヶ月に 20 回程度と少ない状態が続いた。その後 1994 年以降から地震回数が増え始め、気象台による遠望観測でも噴煙量が増え始めた。これが、翌年の 62-0 火口壁の噴気地帯出現につながっていく。特に 1997 年以降、振子沢における噴気活動の再開や 62-II 火口内の活発な噴気孔の温度測定が可能となり噴気温度が 300~400℃さらにそれ以上へと急速に上昇していることがわかった。それに伴い噴煙の濃度も濃くなり、山麓の樹木の葉を枯れさせるようになってきた。

図 7 に示した B 点で実施している地温連続観測の 1996 年(平成 8 年)以降の記録を図 9 に示す。この観測は東西南北方向に 10m の地点と中心の点で 0.7m 深の地温を計測している。北の点(黒線)における地温が真冬の 1 月以降上昇していることがわかる。その後、1997 年はこの点では特に熱活動は活発ではなく、逆に 10 月以降やや低下傾向を示しているが、1998 年になって再び地温は上昇し始め、空振が観測された 4 月以降は 80℃を超えた状態が続いている。

1997 年 6 月から 7 月にかけて、地下資源調査所と札幌管区気象台と北大(旧地震予知観測地域センター)は合同で十勝岳に 30 台の地震計を設置し、超高密度の地震観測を行った。その結果、62-II 火口周辺の地下浅部では数多くの地震が発生していることがわかった(一柳・他, 1999)。この観測時期は特別に地震活動が活発な時期ではないので、火口近傍では定常的な熱水活動に起因すると思われる地震が数多く発生しているといえる。

これらの観測結果から、最近の十勝岳は 62-II 火口の地下深部から供給される熱量がしだいに増加してきているため、62-II 火口内だけではなくその周辺一帯(62-0, 62-I, 振子沢など)をも高温化させていると考えられる。この状況は 1988 年噴火前の状況ほどではないものの、すこしづつ次の噴火に向けての準備が進んでいるといえる。

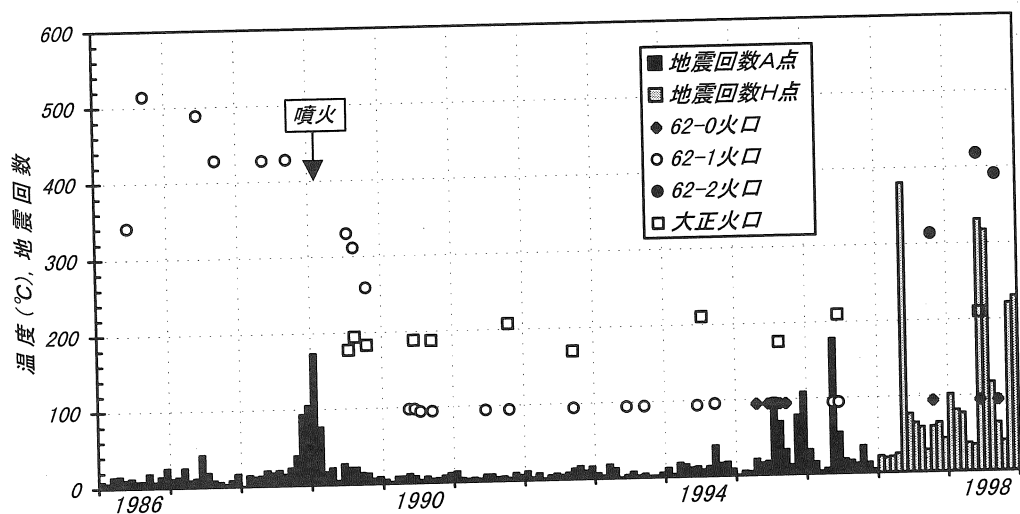


図8 十勝岳の各火口温度とJMAによる月別地震回数

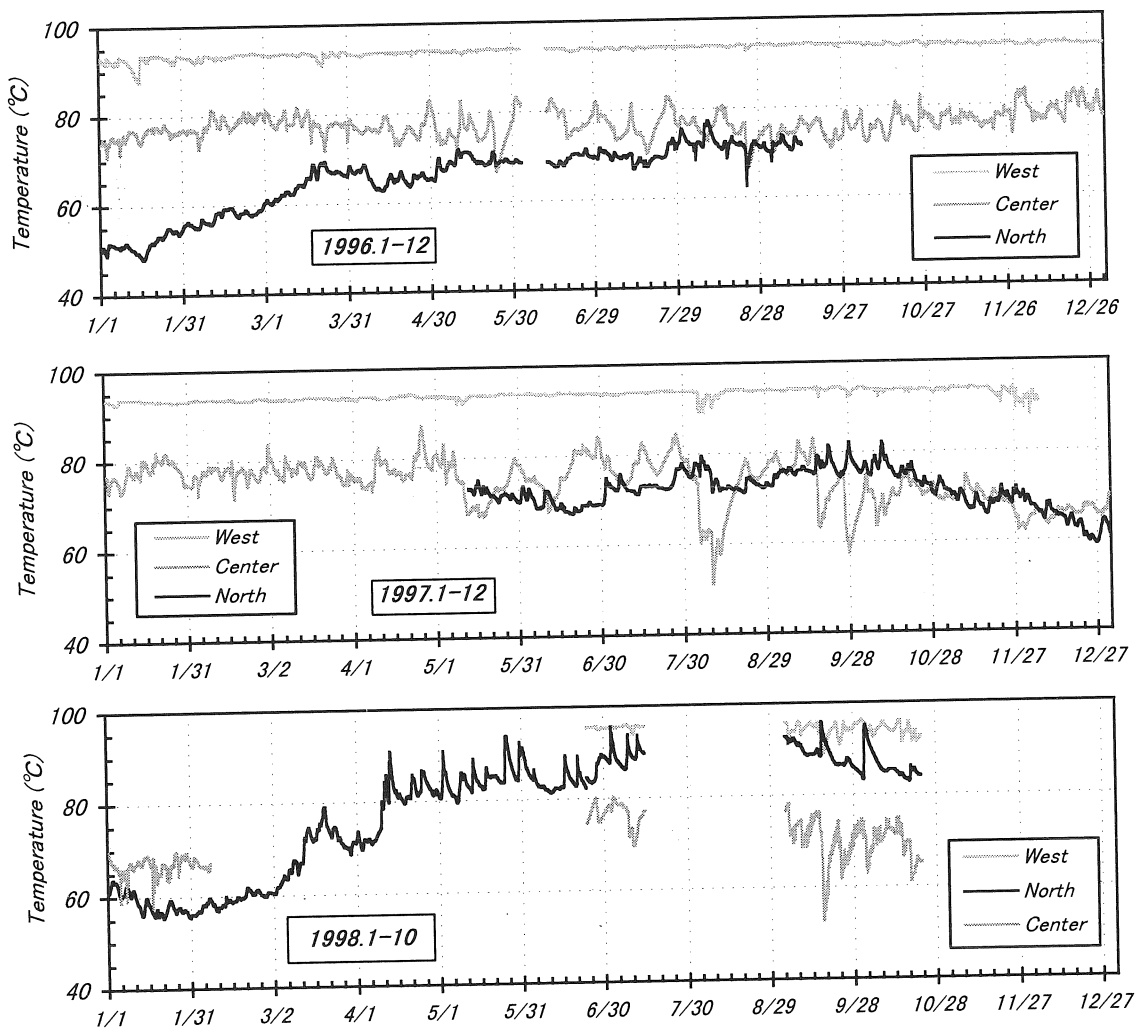


図9 1996年～1998年までのB点における地中温度記録

4. 駒ヶ岳

4-1. 活動の概要

駒ヶ岳(1131m)は北海道南部にある大沼国定公園にあり、円錐形成層火山の山頂部が山体崩壊によって失われた円錐台形をしている(図 10)。山頂部の最高峰である剣ヶ峰、砂原岳および隅田盛がももとの成層火山の一部として残っており、これらを連ねた火口壁に囲まれた馬蹄形火口が東に開いている。その火口内(火口原)は火砕物で埋積され、中央部に 1929 年(昭和 4 年)の噴火で形成された円形の火口、1942 年(昭和 17 年)の噴火で形成された北北西-南南東方向に約 1.6kmの大亀裂および 1996 年(平成8年)の噴火で形成された 96 南火口列などがある(図 11)。

駒ヶ岳は大量の火砕流、降下火砕物を噴出する破壊的大噴火をするのが特徴で、歴史時代以降大小十数回の噴火を行ってきた。主な大噴火をあげると、1640 年(寛永 17 年)の大噴火では山頂付近の一部が大崩壊して噴火湾に流れ込んで大津波を起こし、湾沿岸で約 700 名の犠牲者がでた。また、岩屑なだれによって南側では河川がせき止められ大沼・小沼が、東側では出来潤崎が形成された。1856 年(安政 3 年)の大噴火では火口原に安政火口を形成し、降下火砕物や火砕流によって 20 人以上の犠牲者がでた。1929 年(昭和 4 年)の大噴火では東側の鹿部は厚さ 1mの降下軽石で埋まり 2 名の犠牲者がでたほか、家屋・山林・家畜・漁場などに大きな被害がでた。火口原では安政火口が埋積され新たに昭和 4 年火口、繭形火口および瓢形火口が形成された。その 13 年後の 1942 年(昭和 17 年)、爆発的噴火が発生して前述の大亀裂が火口原に形成された(たとえば勝井. 他, 1975)。

その後、1983 年(昭和 58 年)日本海中部地震(M7.7)の発生後における群発地震の発生や高地温域の拡大、1987 年(昭和 63 年)昭和 17 年火口の噴気温度上昇、1989 年(平成元年)12 月の群発地震と微動の発生(森で震度 3)、1990 年(平成 2 年)4 月の低周波地震・群発地震・微動の発生など比較的小規模の活動があった(北海道大学有珠火山観測所, 1994; 札幌管区气象台, 1997)。こうして 1996 年 3 月 5 日に昭和 4 年火口底南東部と火口原中央部(96 年南火口列)から噴火した。その 2 年 7 ヶ月後の 1998 年 10 月 25 日に、前兆となるような変化がない状況でふたたび昭和 4 年火口底南東部から噴火した。

4-2. 監視体制と活動状況

駒ヶ岳の監視体制について、气象台による常時地震観測(電磁地震計使用)は 1966 年(昭和 41 年)から始まり、西麓の A 点(図 10 の JMA-A)で 3 成分観測を行っている。しかし、A 点で観測される地震はほとんどなく、最近の結果でも噴火のあった 1996 年 3 月を除けば毎月 5 回以下となっている。

北大の常時地震観測網(図 10 の四角印)は 1982 年(昭和 57 年)から整備が進められ、1994

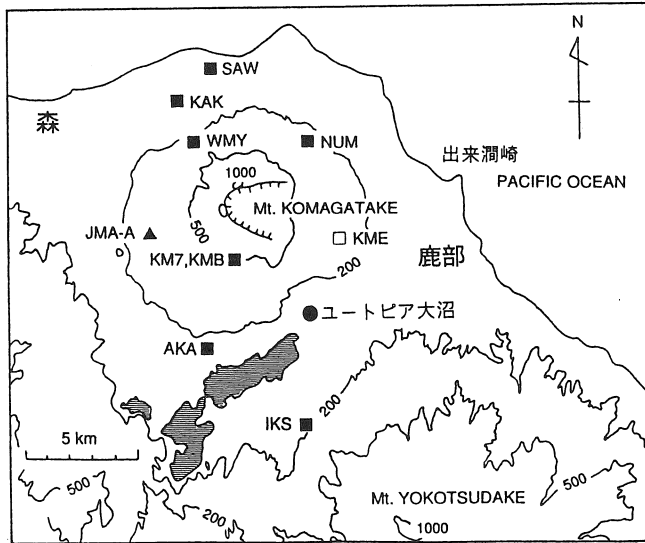


図 10 駒ヶ岳の概略地形および常時観測点分布。
西村・他 (1996) の図を使用。

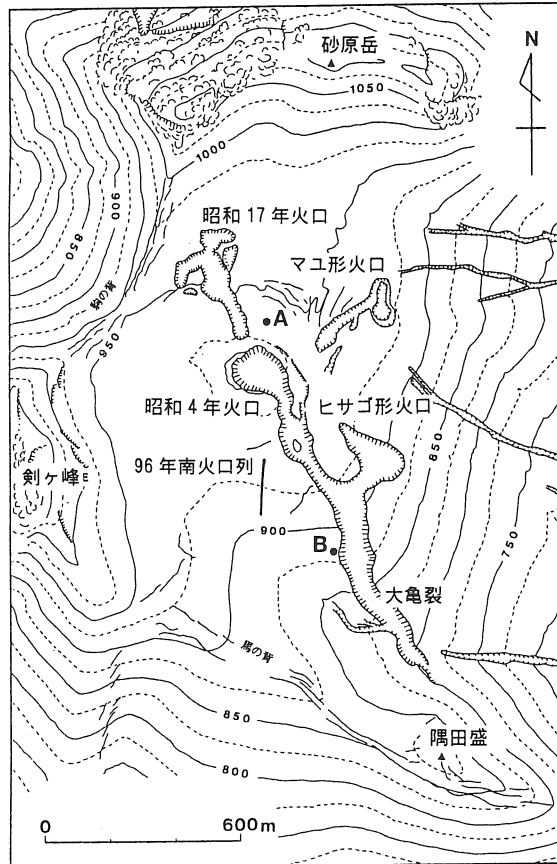


図 11 駒ヶ岳火口原の地形と地温連続観測点 (A, B)

年(平成 6 年)には南山麓 7 合目に 500m 深の火山総合観測井(KMB)が完成し(西村・他 1996), 1996 年には沼尻に 150m 深の観測井(NUM)が完成した. 火山総合観測井は地表面が海拔 500m であるので, 孔底はほぼ海水準である. そのボーリングコアを観察した北大(火山地質)によれば, 深度 315m(標高 185m)までは現在の駒ヶ岳の噴出物であり, 深度 315m~440m(標高 60m~185m)までは岩質の異なる第四紀の先駒ヶ岳火山噴出物であり, 深度 440m 以深(標高 60m 以下)では第三紀の堆積岩類の基盤岩となっている. また, 孔底でも地熱による温度上昇はみられなかった(西村・他, 1996). このような観測井に傾斜計(2 成分), 歪計(3 成分), 加速度計(3 成分), 温度計および AE センサーを備えた一体型センサーが設置されている. この観測井によって S/N 比の高い観測が実現し, それまでの 3 倍以上に検知能力が向上した.

地下資源調査所では 1991 年(平成 3 年)から駒ヶ岳の現地観測と火口原での地温連続観測(図 11 の A, B)を行っている. このうち 1995 年以降の地温連続記録を図 12 に示す. A 点では 0.7m 深, 0.4m 深および地表の気温を, B 点では 0.4m 深の温度を計測している. 1995 年の A 点の記録から, 降雨による短期の変動があるものの地温は約 25°C の幅で年周変化していることがわかる. 1996 年の噴火の前後では, 各点ともに前兆となるような温度上昇は認められず, 噴火後になって温度が上昇し始めている. 特に A 点では噴火後に最高温度が 80°C 近くまで上昇し, 観測以来最高温度となった. その後センサーおよび機器交換のために温度の値がシフトしているが, A 点の 0.7m 深の地温はそれ以降あまり明瞭な年周変化をしなくなっている. B 点についてみても噴火後は 70~80°C で推移しており, 1996 年の噴火以降駒ヶ岳火口原での熱活動はやや活発な状態が続いているといえる.

また, 山麓温泉で噴火後に温度が一時的に低下した南東麓のユートピア大沼の泉源(深度 1015m)では, 水質にも変化が見られ, 特に SO_4^{2-} 濃度が約 2.7 倍に増加した. 地下深部から上昇してきた火山ガスが地下の帯水層と接触して濃度が上昇したとも考えられるが, 噴火前の分析は 1984 年(昭和 59 年)と古いこと, 噴火後数日で水質が変化するのは早すぎるのではないかと, という問題もあるためこれについては解決していない.

1996 年の噴火後, 札幌管区気象台は火山機動観測を当初予定していた渡島大島から駒ヶ岳へ変更し, 9 観測点による地震観測を行った. その結果, 火口原では山麓の点では観測されないような微小な地震が多数発生していることがわかった. その発生頻度は時間の経過とともに減少したが, 震源分布は火口原下 1km 程度に集中域が見られた(札幌管区気象台, 1997). 北大の地殻変動観測結果でも, 1989 年頃(平成元年)から山体膨張を示す変動が表われはじめ, 噴火後においても依然膨張傾向が続いていることから, 駒ヶ岳ではエネルギーの蓄積が続いていると判断している(森・他, 1997).

その後も気象台や北大の観測から, 火口原に低温ながら熱異常域の拡大などの現象が見られたが, 特別に火山活動が活発化する兆候がないうちに 1998 年 10 月 25 日の噴火が発生し

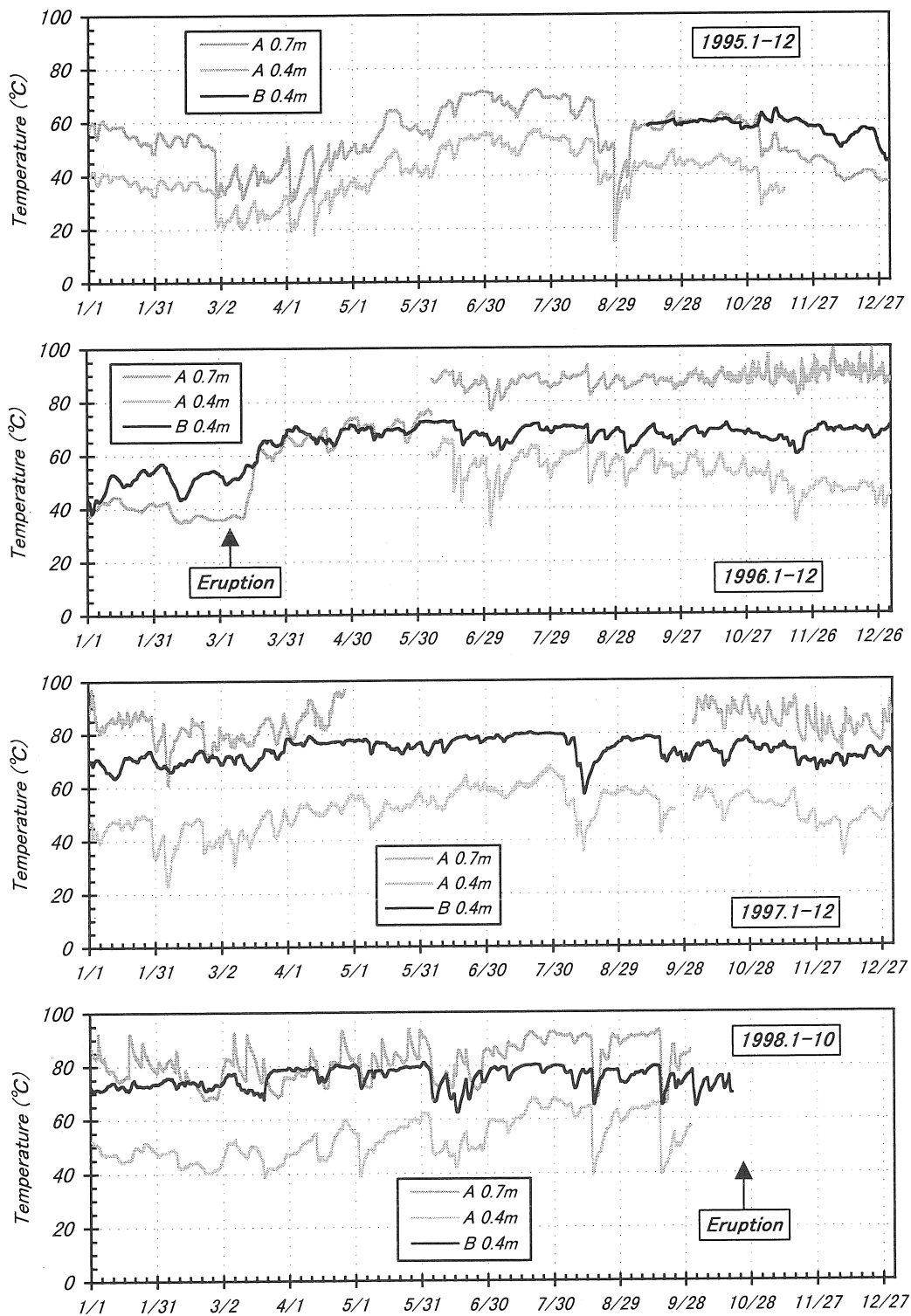


図 12 1995 年～1998 年までの A, B 点における地中温度記録

た。駒ヶ岳ではこれまで大噴火の数年前から小規模な噴火が発生してきたこともあるため、これがそのうち起こるであろう大噴火の前兆であるという見方もできるため、今後も注意深く監視していく必要がある。

文 献

- 地下資源調査所(1991):十勝岳の1988-1989噴火とその前後の活動. 地下資源調査所調査研究報告, 20, 127p.
- 広田知保(1976):十勝岳における最近の活動. 地下資源調査所報告, 48, 83-92.
- 北大有珠火山観測所(1994):北海道の火山活動とその観測報告(1990年3月~1994年2月). 火山噴火予知連絡会会報, 58, 1-20.
- 一柳昌義・他16名(1999):高密度臨時地震観測網による十勝岳に発生する火山性地震の震源分布. 北海道大学地球物理学研究報告(印刷中).
- 石川俊夫・横山 泉・勝井義雄・笠原 稔(1971):十勝岳一火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策一. 北海道防災会議, 137p.
- 笠原 稔(1988):雌阿寒岳1988年1-2月の小噴火. 火山, 33, 379-381.
- 勝井義雄・横山 泉・藤田隆男・江原幸雄(1975):駒ヶ岳一火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策一. 北海道防災会議, 194p.
- 勝井義雄・横山 泉・岡田 弘・大島弘光(1987):十勝岳一火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策一補遺. 北海道防災会議, 87p.
- 勝井義雄(1989):1988年十勝岳火山噴火の推移, 発生機構および社会への影響に関する調査研究. 突発災害調査研究成果, 108p.
- 火山(1990):特集一十勝岳1988~1989年噴火. 日本火山学会誌, 35, 111-203.
- 気象庁(1994):火山観測指針(観測編). 気象庁, 319p.
- 札幌管区气象台(1986):十勝岳. 北海道地域火山機動観測実施報告, 7, 54p.
- 札幌管区气象台(1989):雌阿寒岳. 北海道地域火山機動観測実施報告, 10, 60p.
- 札幌管区气象台(1990):十勝岳・恵山. 北海道地域火山機動観測実施報告, 11, 1-53.
- 札幌管区气象台(1997):北海道駒ヶ岳・雌阿寒岳. 北海道地域火山機動観測実施報告, 18, 84p.
- 札幌管区气象台(1998):雌阿寒岳・倶多楽. 北海道地域火山機動観測実施報告, 19, 61-105.
- 森 濟・鈴木敦生・前川徳光・岡田 弘(1997):北海道駒ヶ岳1996年3月5日の小噴火前後の地殻変動. 北海道大学地球物理学研究報告, 60, 121-130.
- 西村裕一・森 濟・前川徳光・鈴木敦生・岡田 弘(1996):北海道駒ヶ岳における火山総合

観測システム. 北海道大学地球物理学研究報告, 59, 255-260.

大島弘光・秋田藤夫(1983):十勝岳火山活動記録—十勝岳 62 年火口壁の地温—(1969 年 10 月～1982 年 12 月). 地下資源調査所資料.

横山 泉・勝井義雄・江原幸雄・小出 潔(1976):雌阿寒岳—火山地質・噴火史・活動の現況 および防災対策—. 北海道防災会議, 138p.

第37回 試錐研究会講演資料集

発行 平成11年3月17日

編集 試錐研究会

出版 北海道立地下資源調査所

〒060-0819 札幌市北区北19条西12丁目

☎ 011(747)2211(代)

Fax 011(737)9071

URL <http://www.gsh.pref.hokkaido.jp>
