

温泉型金鉱床と地熱系

松久幸敬(鉱床部)

Yukihiro MATSUHISA

1. はじめに

金は現在の世界の経済情勢からみてきわめて重要な鉱物資源でありとくにわが国ではベース・メタルの国際価格の低迷と円高に伴って稼行可能な鉱床の中で金鉱床の占める比重が年々大きくなっている。またそのような情勢の中で近年の菱刈鉱床の発見をきっかけとして今後の探査によってさらに新しい金鉱床を発見しようという期待も高まっている。

世界的にみると大型の金鉱床の多くは先カンブリア時代の堆積岩中の漂砂鉱床(たとえば南アフリカのウィットウォーターズランド)や同じく先カンブリア時代の層状ないし脈状の鉱床(たとえばカナダのヘムロ—地質ニュース389号参照)として出現するが菱刈をはじめわが国の金鉱床のほとんどは第三紀の浅熱水性の鉱床であり地下浅所(1000m以浅)に侵入した熱水の活動に伴って金・銀が沈澱したものである。そこでわが国の金鉱床の探査にはこの浅熱水性鉱化作用を理解することが重要である。

ところでひと口に浅熱水性の金鉱床といってもその産状は鉱脈状ストックワーク状鉱染状交代作用によるものと多岐に亘っており鉱化作用に伴う熱水変質帯の性格も多様である(菱刈は鉱脈型鉱床の典型である—地質ニュース389号参照)。しかしこの一見複雑に見える鉱化作用も同じ熱水系の異なる部分を見ているという可能性もあり地下浅所の熱水の活動に伴う金の移動・濃集・沈澱機構として総合的にとらえる必要がある。

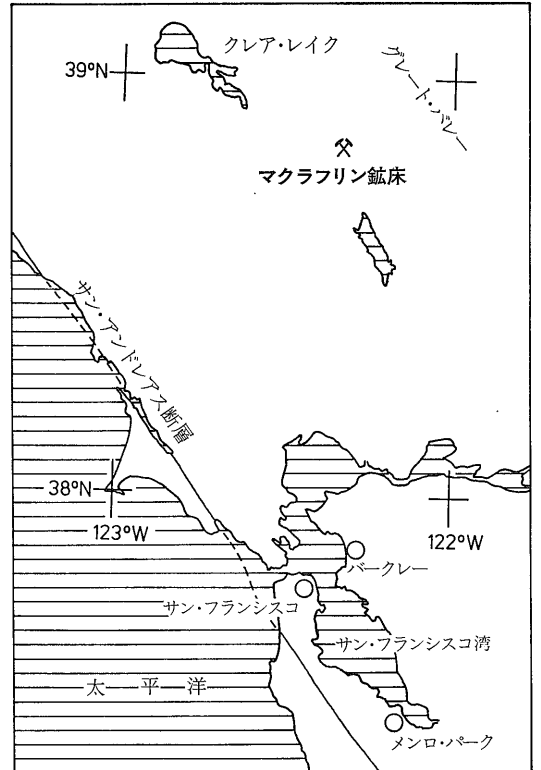
そのような中で近年特に注目されているのは「温泉型金鉱床」と呼ばれる一群の鉱床である。これは地表直下そして一部は地表に噴き出した熱水の活動に伴って金・銀の鉱化作用がおきたもので母岩の角礫化やシンターの形成大規模なケイ化作用や酸性変質帯の形成など地表近くでの熱水の活動に特徴的な産状を示す。カリフォルニア州における今世紀最大の金鉱床の発見といわれるマクラフリン鉱床(金量90t以上)はこの型の鉱床の典型で地表近くの熱水の活動が大規模な金鉱床をつくりうることを示している。一方ネバダ州のスティームボート・スプリングスやニュージージーランドのタウポ火山帯の活動的な地熱地域では温泉沈澱物やポ

ーリング孔からの湧水の沈澱物中に金・銀が濃集していることが知られている。このようにある種の地熱系は浅熱水性の金・銀鉱化作用につながるか少なくともそれとわけて類似の性状を持っていると考えられるのでその地質環境や変質作用熱水の化学的性質を知ることが浅熱水性の鉱化作用を理解するうえで大きな助けとなるであろう。そこで本稿では温泉型金鉱床と鉱化作用を伴う地熱系を比較紹介し熱水系のどのような場所でどのような条件で金が沈澱するのかを考えてみたい。

2. 温泉型金鉱床

2.1 マクラフリン鉱床

マクラフリン鉱床はカリフォルニア州サン・フラン



第1図 カリフォルニア州 マクラフリン鉱床の位置。

シスコの北約110km ナバ ヨーロー レイク三郡の境界付近に位置する(第1図)。この地域はノックスヴィル地方と呼ばれ 1860年代から水銀鉱床地帯として栄えてきたところである。ケイ化岩や石英脈中に含まれる金は鉱染状の微細粒子で わんがけで集めることも出来なければ目にも見えない。そこで1849年に起きたカリフォルニアのゴールド・ラッシュのときも 人々はこの地域の金に気づかずに素通りしてしまった。水銀鉱床としての記載は古くからあるが 地表に露出するケイ化岩も水銀鉱床の対象としてのみ考えられていた(写真-1)。それが金鉱床としてにわかに関心を浴びることになったのは ホームステイク鉱山会社の地質家たちが温泉型金鉱床の新しいモデルに基づいてこの地域の探査をやりなおし 1978年に地表露頭で金の鉱徴を発見し 翌1979年の最初のボーリングで鉱化帯を確認したことに端を発する。地質家出身の会社の元会長の名に因んで マクラフリン鉱床と名づけられた地点は 水銀鉱床時代 マンハッタン鉱床と呼ばれていた場所である。

1981年に公表されたデータによれば マクラフリン鉱床は鉱量約1,800万トン(カットオフ金品位2g/t)金の平均品位5.2g/t 金量約93tの大鉱床で 20年の寿命があるといわれている。これを 最終的には長さ1600m 幅600m 深さ最大260mのオープンピットで掘ろうという計画で 1985年から出鉱が始まっている。

さて マクラフリン鉱床の地質と変質・鉱化作用の様子であるが 鉱山の開発が始まって間もないこともあって まとまった報告は公表されていない。ここでは 主として LEHRMAN (1986) の記述にしたがって紹介をしたいと思う。

第2図は LEHRMAN (1986) による 鉱床付近の地質概念図である。マクラフリン鉱化帯は 南西側のフラ

ンシスカン・オフィオライト・メランジと 北東側グレート・バレー・ベーズンの上部ジュラ紀層の海成堆積物(ノックスヴィル層)を分ける構造帯の中に位置する。

この構造帯はストーニィ・クリーク断層と呼ばれ コースト・レンジ・サブダクション断層群の東の端で 最も古い断層のひとつと考えられている。鉱床地域では下盤側はフランシスカンの蛇紋岩(緑色岩やグレイワッケを含む) 上盤側はノックスヴィル層の泥岩 シルト岩 少量の礫岩からなる。断層帯は幅90~240mで 上下盤の岩石を源岩とする破砕岩からなり 鉱床直下では長さ1000mに及ぶ枕状海底玄武岩のメガブロックがみられる。

サン・フランシスコ湾からクレア・レイクにかけては 第三紀~第四紀の火山岩類が分布する。2,000万年前にサン・フランシスコ湾付近にあったメンドシノ三重点が北に移動するにつれ 火山活動も北へ移動したと言われているが 三重点がマクラフリン地域にあった頃 断層帯にそって玄武岩類の活動があった。これらの玄武岩類のK-Ar年齢は220万年である。マグマの活動は まず マグマ水蒸気爆発による一連の小さなマール様クレーター(直径約100m)の形成で始まり ひきつづいて玄武岩マグマがクレーター中に侵入してキノコ型のドームを形成した。金の鉱化作用はこのダイアトリームコンプレックスと密接に関係し 熱水活動の最盛期は玄武岩の噴出のあとに来るが クレーターの火山碎屑物の中にも含金玉ズイ質石英脈の破片が少量含まれていて 熱水鉱化作用がクレーター形成前に始まっていたことを示唆している。

熱水活動の結果 地表にはいくつかのケイ質シンター(ケイ華 以後単にシンターと呼ぶ)のテラスが形成されそれが現在も残っている。これらのシンターテラスは

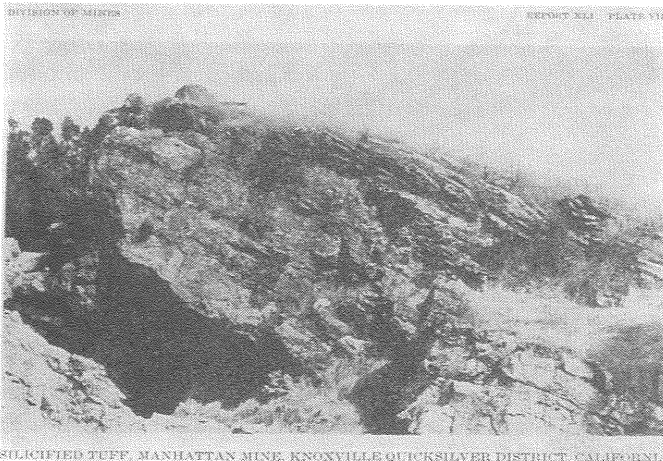


写真-1

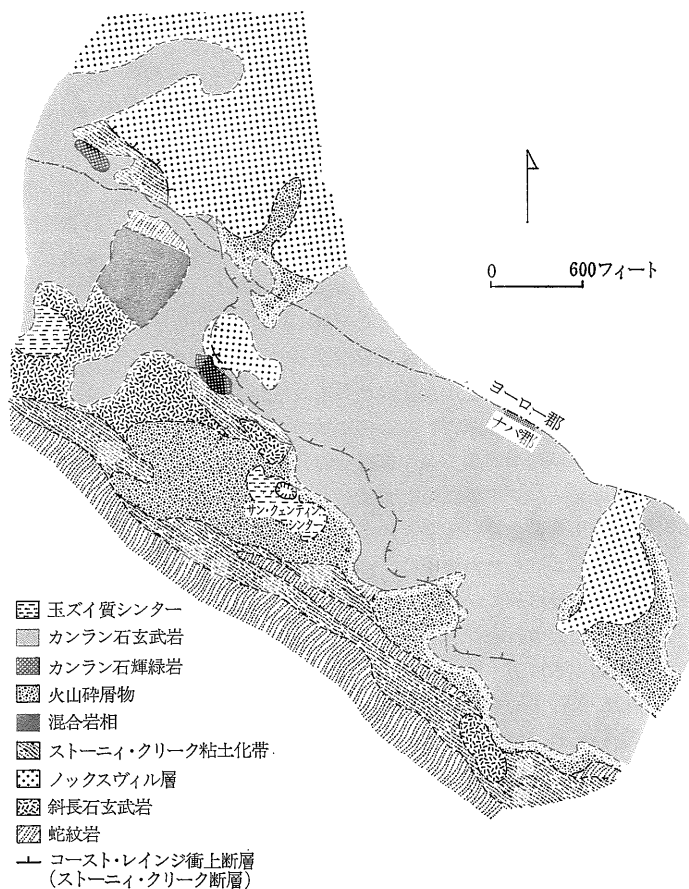
ノックスヴィル水銀鉱床地域の古い報告書(California Journal of Mines and Geology, vol. 41, No. 2, 1945)に載っているマンハッタン鉱床のケイ化岩露頭の写真。

磁器質で多孔質の白色の玉ズイからなり繊維状のバクテリアや藻類の化石 リムストーンテラス ガイザライトなど地表での形成を明瞭に示す特徴を有する。中央部のテラス (サン・クエンティン シンター) の現在残っている部分の大きさは 直径約 120m 厚さは場所によって 30 mある。シンターの沈澱物は 前に形成されたシンターの破片や基盤岩片からなる熱水性爆発角礫と互層をなしており 熱水性爆発とシンターの沈澱がくりかえし起きたことがうかがえる。シンターでは水銀が玉ズイや割れ目中に辰砂として現われ 昔のマンハッタン鉱床では 地表下20m以浅に分布する辰砂を採掘していた。

シンターの直下にある金の鉱化帯は 熱水の浸透によって広くケイ化を受けた破碎岩 集塊岩 角礫岩と 玉ズイ質石英脈のストックワークからなる。これらの錯綜した産状から 爆発による角礫化作用とその後の熱水によるケイ化作用 石英細脈の形成が くりかえし起きたことがうかがえる。金の鉱化作用は このケイ化作用や石英脈の形成に伴って起きた。角礫岩は下の方で碎屑岩脈をへて基盤岩中の水圧破碎帯へ移行する。この水圧破碎帯が熱水とガスの通路になったと思われる。

第3図はマクラフリン鉱床を北西方向に向って見た断面であるが 鉱化帯はクサビ形の断面を呈し 構造帯に調和的に北東に傾斜している。現在までにわかった限りでは 鉱化帯は約 300 mの深さで消滅する。平面では 鉱化帯は北西方向に 1.6 km 伸び 幅は 100 mのオーダーである。石英脈は鉱化帯の伸びの方向を横切る形で梯形に発達しており 構造帯で走向移動断層の動きがくりかえし起きたことを示唆している。

金は ケイ化岩や石英脈の中に 極細粒 (サブミクロンのオーダー) のエレクトラムとして存在する。銀はエレクトラムまたは濃紅銀鉱を主とする硫塩鉱物として現われる。鉱石の銀/金比は平均 3.5 であるが 地表近くの 0.1 から下部の 100 まで大きく変化する。黄鉄鉱と白鉄鉱は普遍的に 1~2% 存在するが 金の鉱化作用との相関はみられない。重晶石が地表近くで普遍的に存在する。微量元素については 浅熱水活動に伴う元素群であるヒ素 アンチモン ホウ素 タリウム タングステン 水銀の濃集がみられ とくにアンチモンは輝安鉱や硫塩鉱物として多量に存在する。基盤の蛇紋

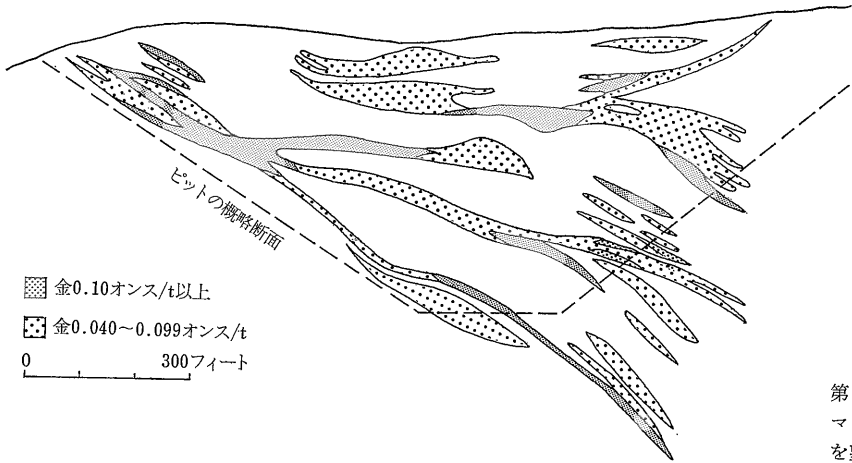


第2図 マクラフリン鉱床付近の地質概念図 (LEHRMAN, 1986)。

岩の存在を反映して ニッケル クロム コバルトが認められるのが注目をひく。

変質作用は 源岩の多様性やくりかえし起きた鉱化作用の重複によって大へん複雑である。地表近くでは 明バン石を伴う粘土化帯が散在する。鉱体の大部分は 緑泥石 モンモリロナイト セラドナイトによって特徴的な緑色を呈する。鉱床上盤の泥岩中では 鉱化作用に伴って氷長石化作用が普遍的に起きている。下盤では ケイ化・炭酸塩変質帯が鉱化帯の外側 1.6km に亘って不規則にひろがっている。流体包有物のデータはまだ少ないが 均一化温度 (100~185°C) は静水圧下での沸騰と調和的である。流体包有物の塩濃度は 低く NaCl 当量にして 4 重量%以下である。

以上が LEHRMAN (1986) によるマクラフリン鉱床の記載の要約であるが 地表近くでの鉱化作用の特徴をよく表わしている。マクラフリンの場合は 活動的な構造帯とそこに貫入したマグマ ひき続く熱水活動が 地表近くまで鉱液が到達する環境をつくったと思われる。



第3図
マクラフリン鉱床の断面図。北西方を望む (LEHRMAN, 1986).

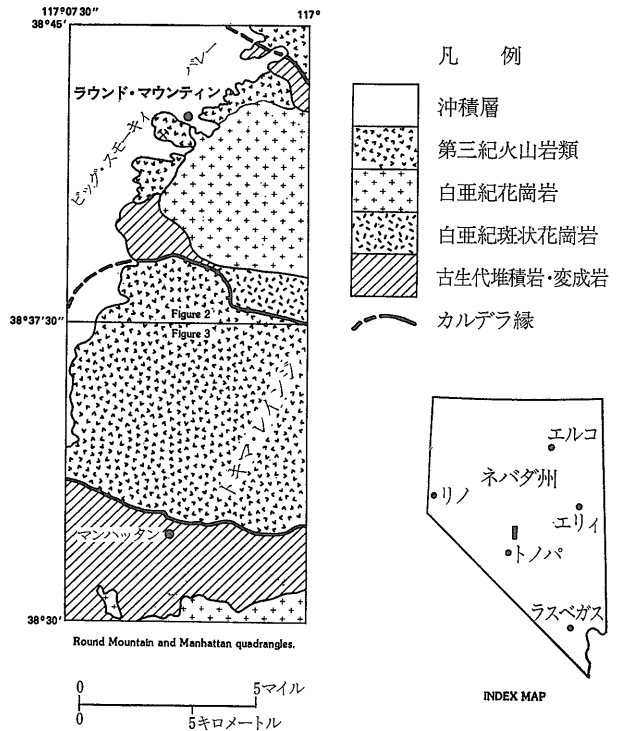
マクラフリン鉱床では開発が始まったばかりであり、鉱床内部の構造や組成変化はまだそれほどわかっていない。ここにちょうどマクラフリン鉱床の深部に相当し、解析も進んでいる好例があるので、次にそれを紹介しよう。ネバダ州のラウンド・マウンティン鉱床である。

定されている。鉱床の氷長石セリサイトによる K-Ar 年齢は 2,500 万年である。ラウンド・マウンティン地域では、基盤の上に厚さ 400 m の流紋岩質火山灰流凝灰岩が載り、その上を降下火山砕屑物の薄い層がおおっている。凝灰岩の上部は熔結しているが、下部は熔結しておらず、基底に多くの異質岩片を含む。あとで述べるよ

2-2 ラウンド・マウンティン鉱床

ラウンド・マウンティン鉱床は、ネバダ州の中央部やや南寄り、同じく金・銀鉱床として有名なトノパ鉱床 (地質ニュース 373 号参照) の北 70 km に位置し (第 4 図) 1900 年代の初めから稼行している古い金・銀鉱床である。金は鉱脈とプラーサーの両方から産出し、平均品位約 12 g/t で 8 t 弱の金を出したのち 1950 年代半ばには一時生産がとまっていた。その後 1975 年 スモーキー・バレー鉱山会社が引きついで生産を再開し、1980 年には新しい鉱量の発見もあって今日に至っている。鉱床は、名前の由来になった丸い岡をとりまいて分布するが、最近の研究でこの岡が角礫化・ケイ化帯の中心であり、鉱床は温泉型金鉱床の上部が浸食されたものであると認識されるに至った。

この地域の地質の概略を述べると、基盤岩は下部古生層の堆積岩・変成岩で、これを白亜紀の花崗岩が貫く。鉱床母岩は漸新世から中新世はじめ (K-Ar 年代測定では 2,600 万年) の火山灰流凝灰岩で、ラウンド・マウンティンの南方および北方に大きなカルデラ構造がみられる (第 4 図)。ラウンド・マウンティン鉱床自身もカルデラの縁に位置していたのではないかと推



第4図 ネバダ州 ラウンド・マウンティン鉱床付近の地質概念図 (SHAWE ほか, 1986).

第1表 ラウンド・マウンティン鉱床のケイ化凝灰岩・石英脈・熱水性角礫中の微量成分 (単位は ppm) (BERGER, 1985)

試料番号	岩石記載	Au	Ag	As	Sb	Hg	Tl	W	Cu	Pb	Zn
RMB-1005	ケイ化凝灰岩	0.2	5	150	15	0.12	9.4	10	<5	15	<200
RMB-1006	同上	0.1	3	100	5	0.06	14.0	5	5	10	<200
RMB-3009	石英脈	10.0	23	2,000	45	—	3.5	<1	5	10	100
RMB-3028	同上	110.0	7	650	4	—	5.5	10	5	20	5
RMB-3007	熱水性角礫	3.0	2	<1,000	150	—	6	—	10	15	70
RMB-3012	同上	0.25	3.8	300	4	—	13	20	10	30	35
9722	非熔結凝灰岩	1.5	5	65	3	0.02	5.9	10	≤5	15	<200

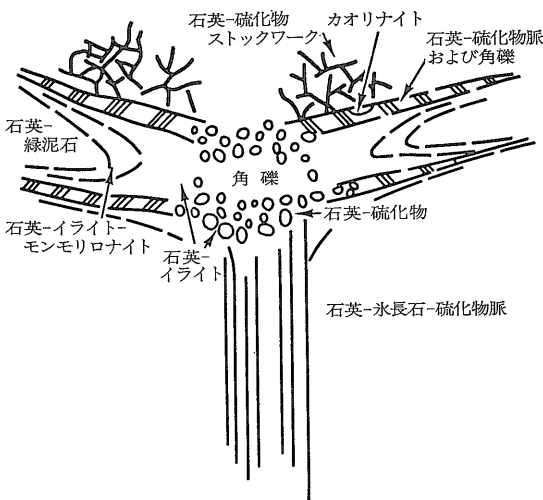
うに この凝灰岩の内部構造が鉱化帯の構造や脈の発達を支配することになる。

ラウンド・マウンティン地域には 北西方向の走向を持ち ほぼ垂直な破碎帯が2〜3本発達し これにそって角礫化作用 鉱化作用が起きている。第5図は BERGER (1985) の描いた角礫帯と脈の発達の様子を示す模式図である。垂直な破碎帯にそって石英-氷長石脈の発達がみられる。個々の脈幅は一般に5 cm 以下である。凝灰岩の熔結した上部ユニットではケイ化が強く 同時に角礫化が著しい。角礫の大部分は母岩に由来し ケイ化と角礫化はくり返し起きている。すなわち 石英-氷長石脈は ケイ化した基質でセメントされた角礫を切ると同時に 破片として角礫中にも出現する。熔結凝灰岩中では 角礫化は破碎帯から水平方向にも生じており それにそって低角度の石英脈が発達している。この水平方向の角礫化は 熔結凝灰岩の層理面に

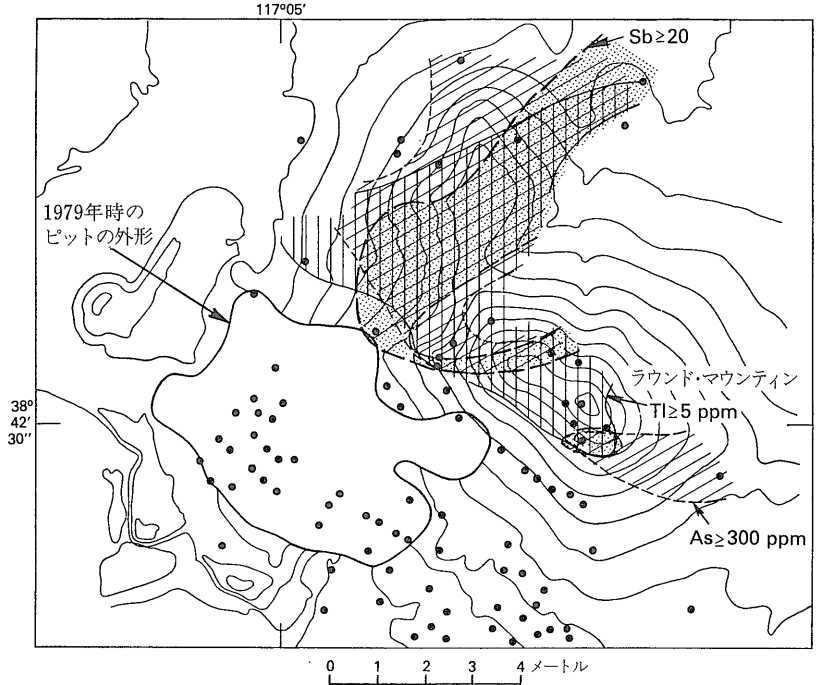
そって発達した節理面が弱線となって水平方向の爆裂が起きた結果生じたものである。第5図でも示されているように この水平方向の角礫帯の上盤にストックワーク状石英脈の発達がみられる。破碎帯に伴う角礫化帯のほかに 不規則な角礫パイプが存在し これはマクラフリン鉱床でみられるように 地表部の熱水性爆発をもたらした熱水の通路であったと考えられる。この角礫パイプの例はラウンド・マウンティンの頂上に露出している。

金の鉱化作用は ①垂直な石英脈 ②低角の石英脈 ③角礫内のストックワーク脈 ④鉱染状鉱化作用 の4つの形でみられる。①〜③が上位の熔結凝灰岩中にケイ化角礫化に伴って現われるのに対し ④は下位の非熔結凝灰岩中に鉱染状に現われるもので 母岩の物理的性質が鉱化作用の型を規制している。第1表に金・銀および他の微量元素の分析例を示す。金はエレクトラムとして存在し 石英-氷長石脈中に富むが 一部酸化物に伴って浅成変質帯中にも存在する。生産量からみた平均的銀/金比は約2だが 金の割合は下部に向って低下する。いわゆる浅熱水活動に伴う元素であるヒ素 アンチモン 水銀 タリウムの濃集がみられるが ほかにフッ素 モリブデン タングステンを伴う。フッ素はホタル石が角礫帯に出現する。第6図は ラウンド・マウンティン周辺におけるヒ素 アンチモン タリウムの異常帯の分布を示したものであるが これらの元素が角礫帯のまわりに異常濃集している様子がわかる。

変質作用は 脈または角礫帯の中心から外に向ってケイ化帯 粘土化帯 プロピライト化帯の帯状配列を示す。明バン石変質は熱水活動の中心である角礫パイプの内部および上部に限られ その多くはおそらく後期の浅成変質によると思われる。おそらく 表面で形成された硫酸酸性の水が 透水性の高い角礫パイプを通して下方へ浸み込んで形成されたものであろう。第7図に TINGLEY と BERGER (1984) が描いたラウンド・マウンティンの変質帯と鉱化帯の模式断面図と それにもと



第5図 ラウンド・マウンティン鉱床の熱水性角礫化帯の模式断面図 (BERGER, 1985). 変質帯と脈の特徴を示してある。



第6図

ラウンド・マウンティン鉱床周辺の
岩石中のヒ素 アンチモン タリウム
の異常 (BERGER, 1985).

づいてR. W. HENLEY が描いた熱水系の再現図を示す。地下深部から上昇してきた NaCl 型の熱水が地表近くで沸騰し 角礫化作用や地表に達する爆裂をひき起し その基部では貴金属の沈澱が起きたという概念を表わしている。硫化水素を含む噴気ガスは 地表近くの地下水に浸み込んで硫酸酸性の熱水を作り これが下降していった深部熱水と混合することにより 現在観察される変質帯を形成したと考えられる。

2-3 日本の温泉型金鉱床

今まで述べてきたように 温泉型金鉱床の概念は 主としてアメリカの鉱床の研究から生まれてきた。しかしわが国にもこれとよく似た金鉱床群が九州の薩摩半島南端部に知られており 南薩型金鉱床と呼ばれている。その主なものは春日 岩戸 赤石 の3鉱床で 含金塊状ケイ化岩体をケイ酸鉱として採掘しており 明治以来約14 t の金を産出している。

鉱床は 南薩層群と呼ばれる新第三紀の輝石安山岩および火山碎屑岩を主とする地層中に分布し 上にも述べたように 以前から塊状ケイ化岩体として認識されてきた。このケイ化岩体は 源岩が溶脱またはシリカの付加によってケイ化したもので その大部分は現在地形的に突出した岡をなし ネバダ州のラウンド・マウンティンを想起させる。個々のケイ化体の大きさは平面的に100~200m 垂直方向に100~150mの規模であるが 春

日・園見岳地域あるいは岩戸鉱床地域ではそれが弧状に配列し 直径2~3 km の環状構造の一部をなすようにみえる (第8図)。 充分地地質学的な解析は行われていないが 南薩層群の火山碎屑物を噴出したカルデラ様構造の形成のあとを追って熱水の活動が起きたという可能性も考えられる。 鉱床の明パシの K-Ar 年齢は 370 万年から 550 万年である (井沢ほか 1984)。

南薩型金鉱床のひとつ 岩戸鉱床の地質と鉱床については 近年浦島ほか (1981) による詳しい記載があり いわゆる温泉型金鉱床との対比にきわめてよい手引となる。 第9図は 彼らが描いた岩戸鉱床の模式断面図である。 第5図または第7図のラウンド・マウンティン鉱床の模式断面図と比較されたい。

岩戸鉱床では 母岩が火山碎屑岩である層準でケイ化体が水平方向に広がっており 下位の輝石安山岩中では柱状で 全体としてキノコ状の形態を示す。 輝石安山岩中を上昇してきた熱水が 透水性の高い火山碎屑岩層に行き当って水平方向に広がったことを暗示している。 大きなケイ化帯の存在 (写真-2) 岩体上部における角礫化帯の存在 (写真-3) 角礫化とケイ化作用のくり返しそして最上部のケイ質センターの存在など マクラフリンやラウンド・マウンティン鉱床との類似は明瞭で 熱水の活動が地表に達していたことを示唆している。

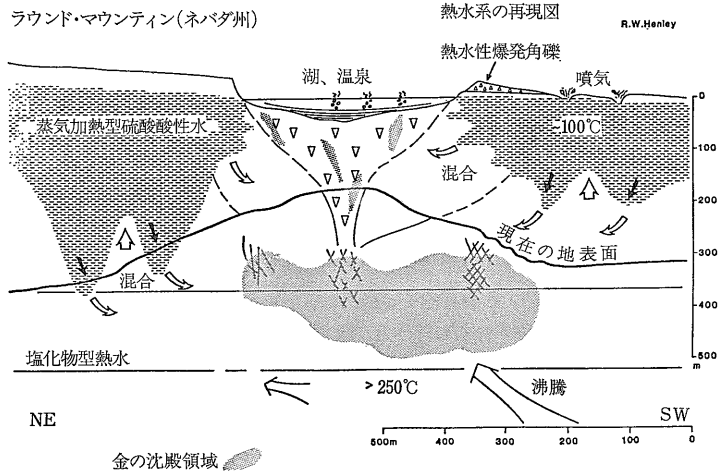
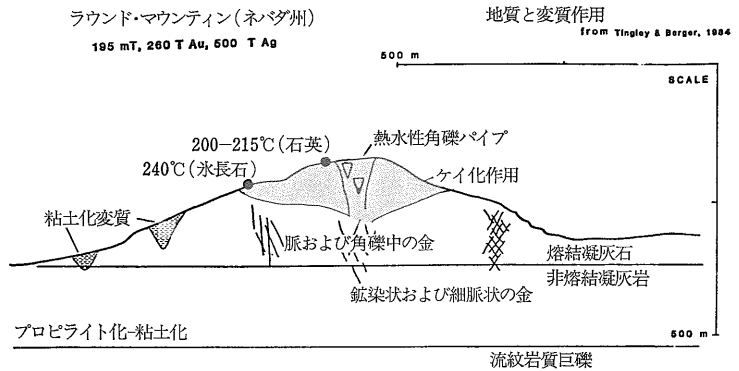
ケイ化岩は 源岩にシリカが付加した付加型ケイ化岩と 源岩からシリカ以外の成分が溶脱した溶脱型ケイ化

岩が認められる。付加型ケイ化岩は岩体下部に産することが多く 源岩がシリカで交代され しばしば網状石英脈を伴う。溶脱型ケイ化岩は岩体の上部 あるいは平面的中央部に多く溶脱によって生じた不規則な孔隙を有する。しかし 実際には両者の要素が混在することが多く 溶脱によって形成された小孔隙の内壁が石英でおおわれている場合が多い。孔隙には自然硫黄の沈着も認められる。溶脱が起きたあとに 再度熱水またはガスの侵入を受けたのであろう。

ケイ化岩体の周縁には 幅数 10 cm から数mの弱ケイ化帯 さらに外側には同じく幅数 10 cm から数 mの粘土化帯がとりまいて分布する (第9図・写真-4)。弱ケイ化帯はケイ化帯の周縁であるが 鉄の酸化物やカオリナイトを含み 脆弱である。また 明パン石を伴うことが注目される。明パン石は 一部ケイ化岩体の深部にも出現するようである。粘土化帯は 石英 カオリナイト モンモリロナイト モンモリロナイト・イライト混合層鉱物および黄鉄鉱からなる。粘土化帯は外側のプロピライト変質帯にシャープに移行する。マクラフリンやラウンド・マウンティン鉱床と違って 粘土化変質帯が地表付近だけでなく ケイ化帯全体をとりまいているのが特徴である。また 炭酸塩や氷長石も出現せず 全体として酸性の熱水の活動が卓越したようである。岩戸鉱床では記載されていないが 春日鉱床 赤石鉱床では硫砒銅鉱 ルゾナイトが出現し 銅を伴ういわゆる高イオウ系金鉱床 (たとえばチリのエル・インディオ鉱床—地質ニュース 349号参照) との類似も認められる。

岩戸鉱床の金の平均品位は3.2g/tであるが 富鉱部はケイ化岩体の肥大部と中心部に多く また キノコ型の軸の頂部付近で発達している。金粒は一般にごく細粒 (1μ以下) で顕微鏡でも認められないが 浦島ほか (1981) は銀に乏しい自然金の存在を記載している。銀は輝銀鉱 濃紅銀鉱として現われる。鉱石の銀/金比はおよそ1.5で 温泉型金鉱床同様 相対的に金の割合が大きい。

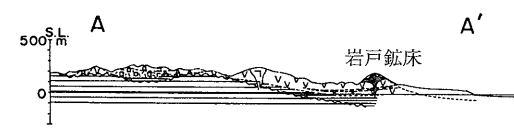
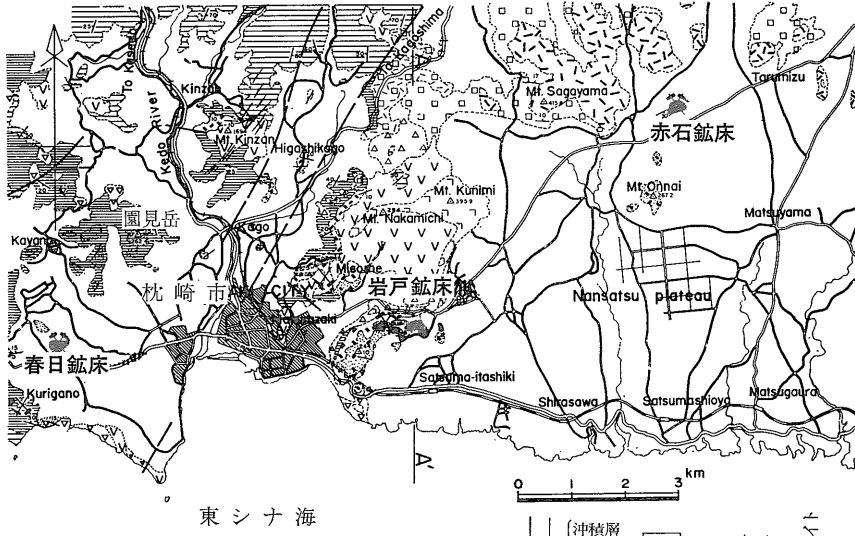
南薩型金鉱床は ネバダやカリフォルニアの温泉型金



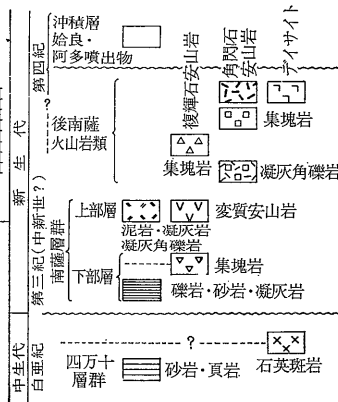
第7図 ラウンド・マウンティン鉱床の変質帯・鉱化帯模式断面図 (TINGLEY and BERGER, 1985) と熱水系の再現図 (R. W. HENLEY) (HEBENQUIST, J. and REID, F., 1985より)

鉱床と大へんよく似た産状を示すが 角礫化の程度がやや弱いようであり ケイ化帯・角礫帯中の脈の発達も弱いようにみえる。第1表でも明らかのように ラウンド・マウンティンでは金の含有量は石英脈中で圧倒的に高くなっており 南薩型では石英脈の発達が弱いことが全体の量に影響しているのかも知れない。またすでに述べたように 変質帯の様子から 両者では熱水の性質が若干異っていた可能性もある。このことはあとで再び考えたい。

南薩以外にも温泉型ではないかと思われる鉱床はいくつかあるようである。たとえば 伊豆半島の須崎鉱床もその例である。須崎鉱床は 大正から昭和初期にかけて1.35 tの金を生産した鉱床であるが 昭和16年豪雨によって水没したあとと休山となり 現在では様子があまり



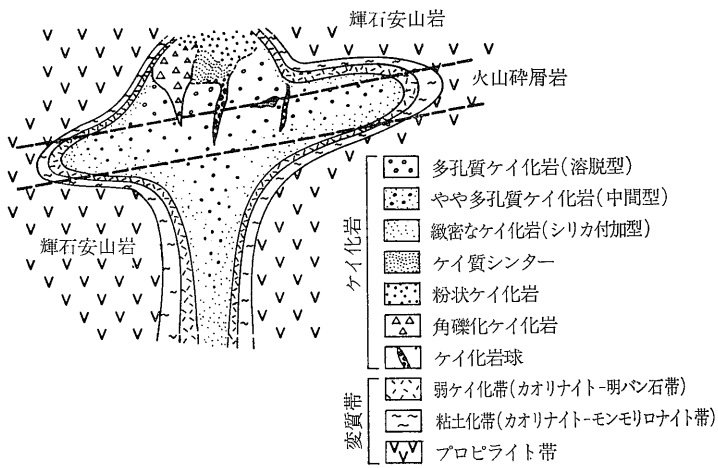
- | | | | |
|--|---------|--|----------|
| | 地質境界 | | ケイ化岩 |
| | 地層の走向傾斜 | | 金鉱床(南薩型) |
| | 背斜軸 | | 金鉱床(鉱脈型) |
| | 不整合 | | 脈行鉱山 |
| | 断層 | | 休・関山鉱山 |



第8図 薩摩半島南端部における南薩型鉱床の分布 (浦島 ほか 1981).

よくわからない。古い記録と現在行われている金属鉱業事業団の広域調査によれば、強いケイ化作用と角礫化がみられ、鉱体は上広がり、円筒形を呈する。鉱体は

黄鉄鉱のほか方鉛鉱、閃亜鉛鉱を含む細粒の塊状硫化鉄鉱であるが、ケイ質部には5~10g/tの金を含んでいた。この鉱床は、上述のケイ化・角礫化・パイプ状鉱体



第9図 岩戸鉱床の模式断面図 (浦島ほか 1981).



写真-2 岩戸鉱床岩下鉱体のケイ化岩。源岩の火山砕屑岩中の岩片が残っている。金品位2.7 g/t.

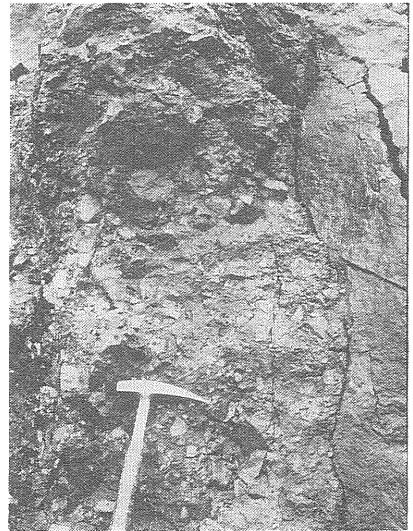


写真-3 春日鉱床の角礫化帯。

であることのほかに 金／銀比が高い ヒ素・アンチモン等の微量成分に富み重晶石を伴う 熱水変質帯に明バン石 カオリナイトを伴う 等の特徴を有し 温泉型ないし南薩型金鉱床ではないかと考えられている。

同じ伊豆半島では 宇久須の巨大なケイ化岩体がよく知られている。ケイ化帯は 宇久須鉱床では東西約 1 km 南北約 1.5 km に亘り それより西方の深田鉱床では直径約 700 m である。ケイ化帯は周縁部に明バン石を含んでおり 深田鉱床は明バン石鉱床として稼行された。ケイ化帯の外側には粘土化帯がひろくひろがっており カオリナイト スメクタイト 黄鉄鉱等からなる。ケイ化帯中には鉄の酸化物を伴う角礫パイプ様構造が何ヶ所かで認められ 熱水性の爆裂があったことがう

かがえる。またケイ化岩中には自然硫黄の付着が認められる。これらの様子は 宇久須のケイ化岩体が南薩のケイ化岩体ときわめて似た環境で形成されたことを示唆する。しかしながら 宇久須のケイ化岩体では 金の鉱化作用が伴われない。ここでは ケイ化帯の北約 3 km に清越鉱床 土肥鉱床の鉱脈型金鉱床があり 南方延長にも 祢宜畑 大久須等の含金石英脈群があることが注目される。最近の金属鉱業事業団の広域調査によれば 清越鉱床の氷長石の K-Ar 年齢は140万～180万年であり 深田の明バン石の K-Ar 年齢120万～220万年とよい一致を示している。伊豆半島には宇久須同様のケイ化・明バン石・粘土化変質帯が多く存在しており この変質をもたらした熱水の活動と 含金石英脈を形成したそれとの成因的あるいは空間的・時間的關係が注目される。



写真-4 岩戸鉱床丸山第2鉱体のケイ化岩体西縁の粘土化帯（中央の白っぽいところ）。

3. 地熱地域の鉱化作用

浅熱水性の鉱化作用と温泉ないしは地熱活動との関係は以前から注目されてきた（たとえば D. E. WHITE による一連の研究）が その間が必ずしも連続していないことがこの関係を不確かなものにしてきた。はたして 温泉や地熱活動のもとになる熱水と 鉱化作用をもたらす熱水は同一のものでありうるのか という疑問である。今まで述べてきた温泉型金鉱床の存在は いわゆる鉱脈型の鉱床と 地表付近に現われる温泉や地熱活動を結びつける有力な手がかりとなるものである。それでは 一方の地熱活動の方はどうであろうか。これについては 温泉のシンター中に水銀やアンチモン ヒ素の硫化物

(辰砂・輝安鉱・雄黄・鶏冠石およびそれらの非晶質) が出現することはよく知られており 一部の地熱地域では金・銀の沈澱も知られていた。最近では地熱開発の進展に伴って 孔井から噴出する熱水から金属の硫化物や金・銀が沈澱する例が知られるようになり また 熱水系の研究も系統的に行われるようになって 地熱活動と鉱化作用をつなぐ環がだんだんはっきりしてきた。そこで 次に 鉱化作用を伴う地熱系として最も研究の進んでいるネバダ州のスティームポート・スプリングス地熱地域とニュージーランドのタウポ火山帯の例を紹介し さらに日本の地熱系についても頁を割いてみたい。

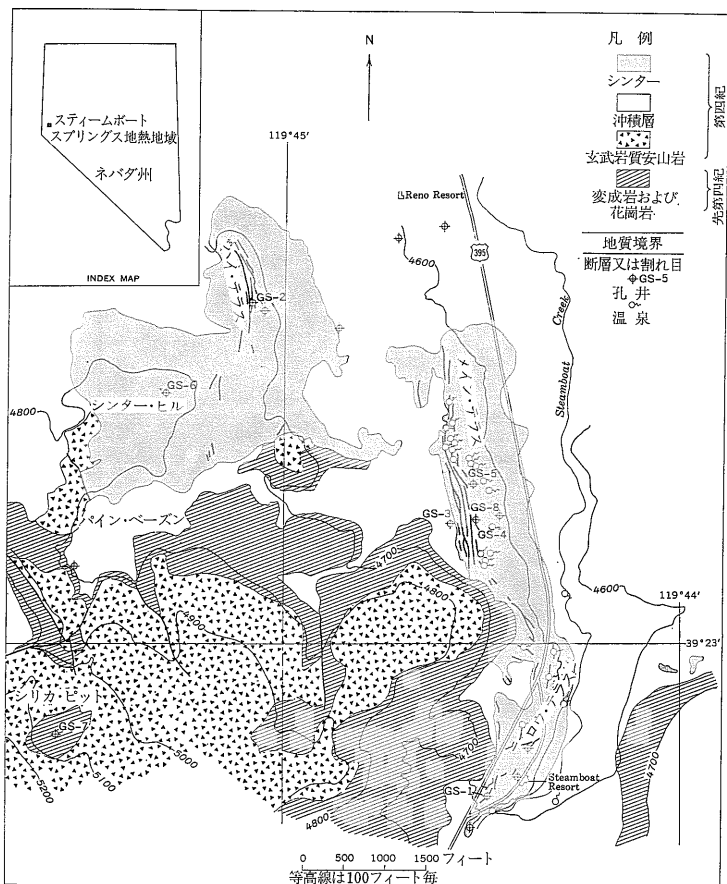
3-1 スティームポート・スプリングス地熱地域

スティームポート・スプリングス地熱地域は ネバダ州のベーズン・アンド・レインジ地域の西端に位置し 約300万年も前から 火山活動と地熱活動が断続しているといわれる地域である。この東方に広がるいわゆるグレート・ベーズンには 第三紀に形成された浅熱水性金銀鉱床が数多く分布しており (地質ニュース 373号参照) スティームポート・スプリングスは それに対応する 現在進行中の鉱化作用ではないかということで 多くの注目を集めている。

第10図は スティームポート・スプリングス地熱地域の地質の概略を示したものである。熱水と噴気ガスの活動は およそ5km²の範囲にわたって認められるが 後氷期の温泉水の湧出は ハイウェイに沿ったメイン・テラスとロウ・テラスの地域に限られる。第10図では 南西方向に玄武岩質安山岩の分布がみられるが これはメイン・テラスの南西約2.5kmに噴出口を持つ熔岩で 年代測定によれば250万年である。この熔岩の下位にもシンターが存在し また北西のシンター・ヒルで新しいシンターに覆われる熔岩は シンターの沈澱によって氷長石変質を受けており この氷長石が110万年のK-Ar年齢を示す。これらのことから 250万年以上の期間にわたって シンターを形成する熱水の活動がくりかえされたことがうかがえる。

シンターや温泉湧出口付近の沈澱物 さらに試錐によ

1987年2月号



第10図 ネバダ州 スティームポート・スプリングス地熱地域の地質概念図 (SCHOEN and WHITE, 1967).

って得られた脈は かなりの量の金 銀 水銀 ヒ素 アンチモン タリウム そしてホウ素を含んでいる。第2表は その分析結果の一例である。現在湧出している温泉の沈澱物である暗色のケイ質泥 (W-50) は 15 ppmの金 150 ppmの銀 そして水銀0.01% アンチモン3.9%を含んでいる。これらの元素の濃度は 深さが増すとともに急激に減少する。

水銀は辰砂として現われるが その出現は地表下15m以浅に限られている。また 辰砂は 地下水位よりも上位の溶脱ケイ化岩中の空隙にもみられ 水銀の一部は蒸気相として運ばれて沈着したと思われる。水銀は玉ズイ質シンターの中にとくに濃集し その一部は鉱床として採掘されたこともある。このような様子は すでに述べたマクラフリン鉱床と大へんよく似ている。

アンチモンは水銀と似た挙動を示す元素であるが スティームポート・スプリングスでは輝安鉱として温泉沈澱物や地表下45m以浅の脈や空隙中に現われる。地表近

くのシンターや変質岩は一般に 100~1,000 ppm のアンチモンを含んでいる。8号泉では 温泉のたまりの壁面に針状結晶としてみられ また 湧出口付近では 橙赤色のメタ輝安鉱 (非晶質の Sb_2S_3) の沈澱がみられる。

このように 金 ヒ素 アンチモン 水銀 タリウムそしてホウ素は スティームボート・スプリングスの地熱系の地表近くの沈澱物に濃集することがわかった。第2表の W-310 d は 地表にゆっくりと湧出した熱水からの沈澱物の代表ともいえる試料であるが ベース・メタルに対して先にあげたいいわゆる “浅熱水性” 元素に富んでいることがわかる。銀はどちらかといえばベース・メタルと行動を共にする元素であるが 浅熱水性元素にも伴う。第2表では 深部に向かって銀の濃度が増すのが認められる。深さ72 mから110 m付近の試料では濃紅銀鉱が記録されている。深さとともに銀/金比が増す現象は 浅熱水性金銀鉱床で一般に認められることである。

ところで 第2表の W-941 c は 深さ 220 m の4号井から噴出した熱水からの沈澱物で 金 60 ppm 銀 400 ppm を含むとともに ベース・メタルの濃度も高い。熱水がゆっくり上昇してくる場合は ベース・メタルは深所で沈澱してしまうのが この沈澱物の場合は 熱水が急激に噴出したので ベース・メタルをそのまま地表まで持ってきたと考えられる。鉱液の地下深所での性質や 金銀鉱化作用とベース・メタル鉱脈鉱床との関係を考えるうえで興味ある試料である。

スティームボート・スプリングスでは 地表近くで溶脱ケイ化帯が発達し すでに述べたように 空隙には水銀や自然硫黄が沈着している。第11図および第3表にシリカ・ビット付近の変質の様子を示す。溶脱ケイ化帯の直下では カオリナイトと明バン石が源岩を交代したり空隙をうめたりして ブランケット状の変質帯を形成している。さらに下位では 黄鉄鉱を含むモンモリロナイト変質帯に移行する。この変質作用は 深部熱水から分離した硫化水素が地表付近で酸化され 地下水や凝縮水に溶けて硫酸酸性の水となり 地下に浸み込んで行くことによっておきると考えられる。すでに述べたように 温泉型金銀床でも 上位にこの酸性変質帯・溶脱ケイ化帯を伴うのが特徴である。

では 鉱化作用をもたらした深部熱水はどのようなものなのだろうか。第4表に スティームボート・スプリングスの温泉水や孔井から噴き出す熱水の化学組成の例を示す。熱水は Na-Cl-型で 弱酸性から弱アルカリ性の pH を持つ。熱水のかなりのものは 沸騰温度を示す。高温の温泉水や噴出する孔井水は 相対的に低い溶存 CO_2 濃度を持つ。これは 沸騰によって溶存 CO_2

第2表 スティームボート・スプリングス地熱地域の熱水沈澱物中の微量成分 (単位は ppm), (WHITE, 1985)

試料	試錐孔の深さ G-S-5 (ft(m))	試料記載	温度 (°C)	Au	Ag	As	Sb	Hg	Tl	B	Cu	Zn	Pb
W-50	—	ケイ質泥, 24号泉	95.5	15	150	700	1.5	100	700	500	20	50	7
W-310 d	—	シンターと輝安鉱, 8号泉	95	1.5	1	50	1.0	30	70	1,000	1	0.2	—
W-941 c	—	メタ輝安鉱とオパール、ネバダ熱水 孔井 No. 4 からの噴出物	96	60	400	600	<0.2	<80	2,000	<2,000	<2,000	<2,000	400
—	11 (3.4)	オパール質シンター	42	0.3	2	150	700	2	10	1,000	15	15	n. d.
—	19 (5.8)	同上	52	n. d.	0.3	30	500	500	5	500	3	5	n. d.
—	42 (12.8)	同上	80	0.2	0.5	300	3,000	500	70	200	10	10	n. d.
—	84 (25.6)	玉ズイ質シンター	122	n. d.	<0.2	70	100	3	1.5	20	1.5	7	n. d.
—	113 (34.5)	玉ズイ脈	137	1.5	30	30	50	n. d.	1.5	15	5	15	n. d.
—	174 (53.1)	玉ズイ・方解石脈	153	0.7	20	50	50	n. d.	1.5	15	10	10	n. d.
—	231 (70.1)	同上	163	0.3	70	70	30	n. d.	n. d.	15	3	30	n. d.
—	273 (83.2)	同上	168	n. d.	100	50	30	n. d.	n. d.	20	10	7	n. d.
—	346 (105.4)	玉ズイ・石英脈	171	n. d.	15	5	20	n. d.	n. d.	10	1	7	n. d.
—	363 (110.6)	玉ズイ・方解石脈	172	n. d.	100	30	30	n. d.	< 1	20	5	30	n. d.
—	446 (135.8)	玉ズイ・石英・方解石脈	171	n. d.	0.7	1.5	20	n. d.	n. d.	15	2	10	n. d.

第3表 スティームボート・スプリングス地熱地域のシリカ・ピットにおける玄武岩質安山岩の変質鉱物 (第11図参照, SCHOEN ほか, 1974).

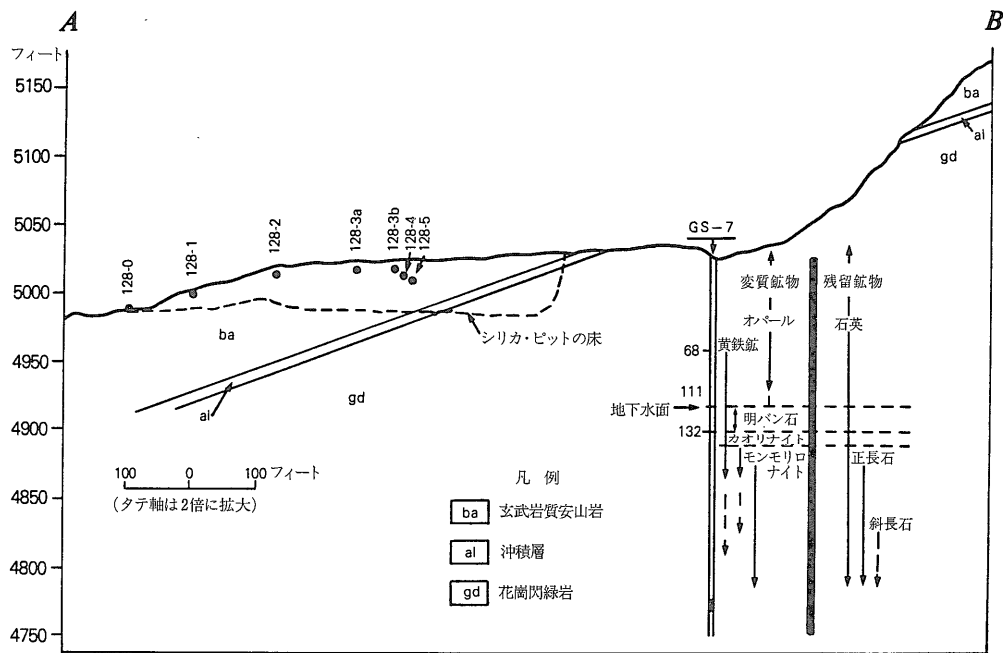
試料番号	ピット北端からの距離 (フィート)	鉱物 記載
128-0	0	新鮮: 斜長石 カンラン石 アノソクレス サニディン 微量の輝石と石英
128-1	105	中程度に変質: カオリナイト (規則性弱い) モンモリロナイト アノソクレス サニディン イルメナイト 微量のカンラン石
128-2	220	強く変質: カオリナイト アナターゼ 微量の α -クリストバライトとイルメナイト
128-3 a	340	完全に変質: オパール 微量の α -クリストバライトとアナターゼ
128-3 b	400	完全に変質: オパール α -クリストバライト アナターゼ 微量の β -クリストバライト
128-4	405	脈充てん: β -クリストバライト 微量のオパールとアナターゼ
128-5	425	脈充てん: 明バン石

が気相に逸散するためである。地下深所には およそ 185°C の気相を持たない熱水が存在しており、これが地表下 100m ぐらゐまで上昇して来ると沸騰をおこし CO₂ に富んだ気相が形成される。およそ 15% の水が気相に失われ、残液中での溶存化学種の濃度が高まる。また、溶存 CO₂ が気相に逃げることにより、溶液の pH は 1 から 2 上がる。このような溶液が地表でみられる高温の熱水である。

一方、熱水系のへりの方では、熱が伝導によって失われるために沸騰はおこらず、CO₂ の多くは溶液中にとどまったままで地表に出てくる。第 4 表の 50 号泉はその

ような熱水の例であり、低温で、比較的 pH が低い。50 号泉は、いろいろな点で地下深所の熱水を代表していると考えられる。

溶液の pH の変化は、上に述べた溶存 CO₂ の逸失のほかに、硫化水素の酸化、ケイ酸塩鉱物の水和といったことによっても生じる。また、水の中和点の pH は温度によって変ることにも注意しなければならない。結局、スティームボート・スプリングスの熱水は、地下深所から中和点付近の pH を保って上昇し、浅所で CO₂ の逸失や硫酸酸性水の混入によってその pH を変化させると考えられる。アンチモンや水銀はこのような熱水によっ



第11図 スティームボート・スプリングス地熱地域のシリカピットの地質断面と試錐コア (GS-7) から得られた変質鉱物の垂直分布 (SCHOEN ほか, 1974). シリカ・ピット中の数字は第 3 表の試料の位置を示す。

第4表 スティームポート・スプリングスの熱水の化学組成 (単位は ppm). (WHITE, 1967からの抜粋).

源泉又は孔井	温 (°C)	pH	Cl	B	SO ₄	S	CO ₂	Na	K	As	Sb
50	60	6.1	824	47.8	107	7.1	618	637	61	1.7	0.3
4	66	6.49	894	45.2	152	2.7		691	57	2.5	0.0
3	71	6.11	878	44.7	125	4.8		671	75	2.5	0.0
20	81	6.57	866	47.7	134	4.1		649	73	2.6	0.0
25	86	7.40	876	48.7	106	3.9		671	68	2.5	0.3
8	89	7.9	865	49.4	100	4.4		653	71	2.7	0.4
16	94	7.28	888	50.2	125	3.4	217	668	77	3.0	0.1
23-n ガイザー	96	8.38	914	50.2	119	3.8		692	77	2.7	0.2
5	96	7.61	920	45.6	113	3.7		699	81	2.9	0.1
12	96	7.77	944	51.8	121	3.0		716	82	3.1	0.4
スティームポート4号井	96	8.75	672	36.6	90	2.2	219	558	51	1.9	0.3

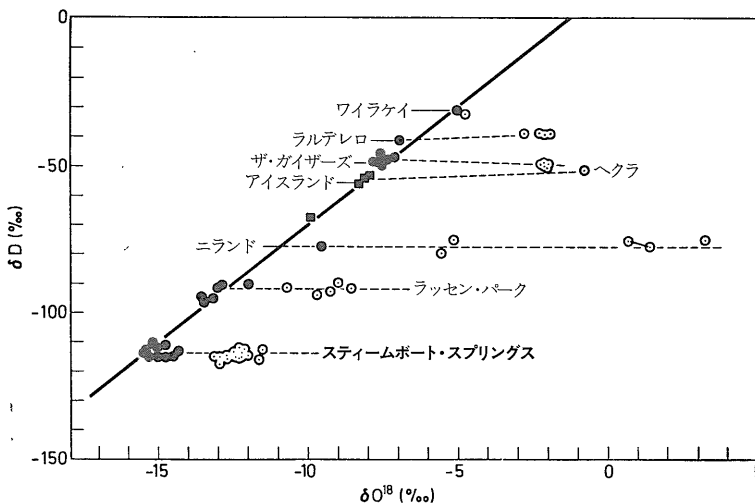
て地表近くまで運ばれ 主として温度の低下によって また一部は pH の変化によって (Sb₂S₃ の溶解度は pH の上昇によって増大し 低下によって減少する) 沈澱をおこすのだろう. また 地表近くでは 水銀は気相によっても運ばれる. 金もまた このような熱水によって地表近くまで運ばれると思われるが これについては あとで詳しくふれることにする.

では 深部熱水そのものは どこから来たのだろうか. 塩濃度の高い熱水は マグマの活動の末期に 結晶分化作用の進行にともなってマグマから分離してくる流体相が上昇して来たものであろう という考えが一般に受け入れられている. しかしながら 熱水の安定同位体組成の分析結果は この考えを必ずしもストレートに支持していない. [第12図は CRAIG (1963) による スティームポート・スプリングス地域の熱水の酸素・水

素同位体組成の分析結果である. 熱水の酸素同位体組成 (δ¹⁸O値) は この地域の天水の値を下限として それよりも数パーミル高い範囲にかけて分布しており 水素同位体組成の変化はほとんどない. このことは 熱水が主として天水起源であり それが高温で地下の岩石と反応して ¹⁸O に富むようになったことを示している. 同位体分析の精度からいって マグマ水の関与があったことを全く否定することは出来ないが その割合は10%を越えることはない. この数%のマグマ水の関与が (あったとして) 鉱床形成にとって重要なかどうかは 今後の中心課題のひとつである.

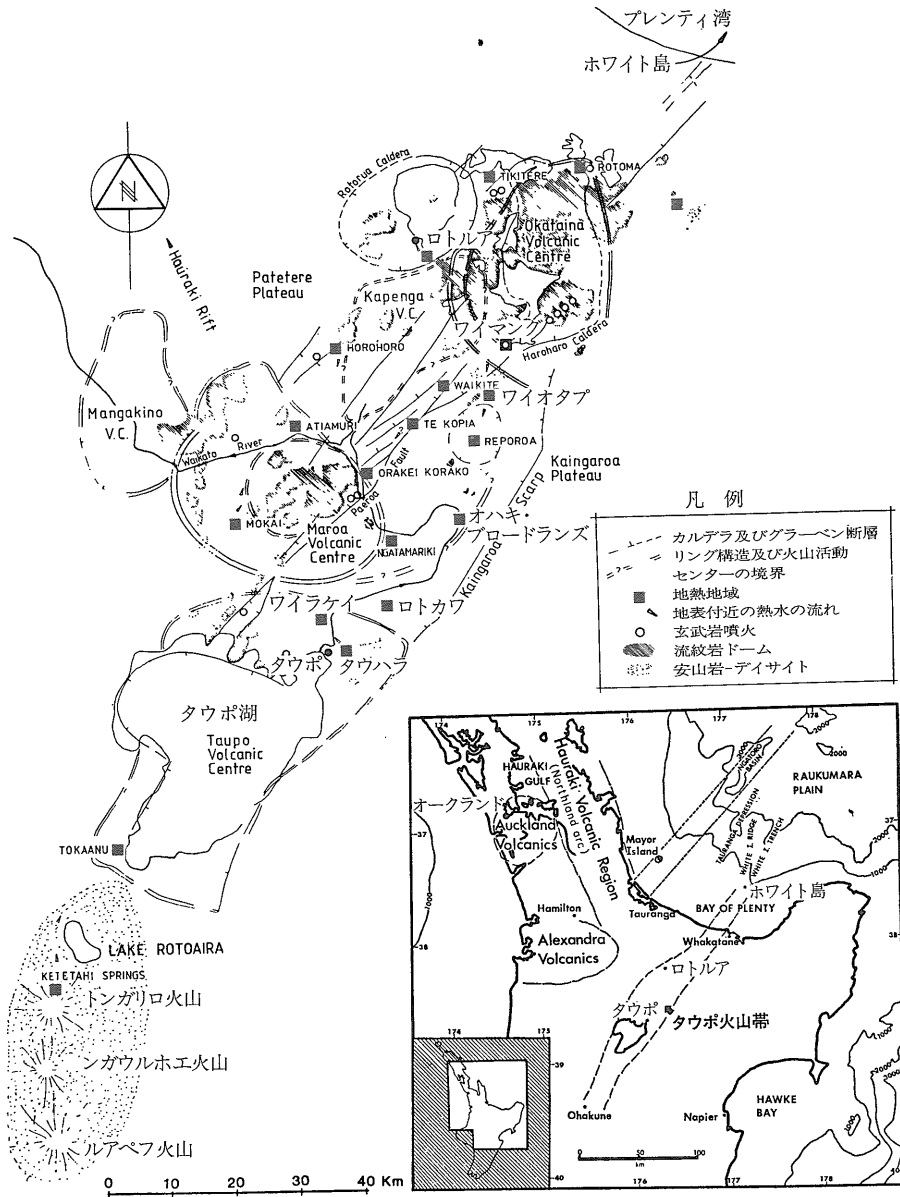
3-2 タウポ火山帯の地熱系

ニュージーランド北島の中央部を北東に走るタウポ火山帯は 長さ 160 km 幅 30 km 余のグラーパーンで 主



第12図

スティームポート・スプリングスおよびその他の中性に近い塩化物型の地熱系の熱水の酸素および水素同位体組成(CRAIG 1963). 黒丸は温泉水 白丸は高温高压の地熱噴気. 太い実線は天水の同位体組成の回帰直線.



第13図
ニュージーランド北島の
タウポ火山帯と地熱地域の
分布 (COLE, 1979; HEDEN
QUIST, 1986).

として中性～酸性の火山活動と それに伴う活発な地熱活動で特徴づけられる (第13図)。グラーベンの深さは3 km 前後で 基盤は グラーベンの東側に分布しているような中生代のグレイワックおよびその変成岩であると 考えられている。タウポ火山帯の地熱系は ワイラケイやオハキ・ブロードランズの名で知られているように 地熱発電のための開発が進んでおり そのための地質学的 地球化学的 地球物理学的研究の成果が蓄積されている。

タウポ火山帯の地熱系では 温泉のシンターや試錐孔井から湧出する熱水の沈澱物中に重金属 とくに貴金属

が濃集している例が以前から知られていた。第5表は WEISSBERG (1969) による そのような沈澱物中の金属濃度の分析例である。ワイオタプのジャンペン・プールやブロードランズのオハキ・プールのシンター沈澱物は 80 ppm 以上の金を含んでおり ロトカワやブロードランズの孔井水の沈澱物にも同程度の金の濃集がみられる。また すでにみたスティームポート・スプリングスや温泉型金鉱床同様 ヒ素 アンチモン 水銀 タリウムの濃集がみられる。この中で ジャンペン・プールという特異な温泉の湧出を持ち 最近 HEDENQUIST と HENLEY によって詳しく研究されたワイオタプ地域に

第5表 タウポ火山帯の地熱地域の温泉沈澱物および孔井から噴出する熱水の沈澱物の金属含有量

(単位は%で明示された数字以外は ppm). (WEISSBERG, 1969)

	Au	Ag	As	Sb	Hg	Tl	Pb	Zn	P	W
フライイング・バン湖, ワイマング	< 1	< 5	< 1.5%	400	n. d.	< 1	10	25	3%	3%
シャンペン・プール ワイオタブ	80	175	2%	2%	170	320	15	50	—	—
ロトカワ 孔井 No. 2	70	30	0.4%	~30%	15	0.5%	50	100	—	<10
オハキ・プール ブロードランズ	85	500	400	~10%	2,000	630	25	70	—	—
ブロードランズ 孔井 No. 2	55	200	250	~8%	~200 (?)~1,000	50	200	—	—	—

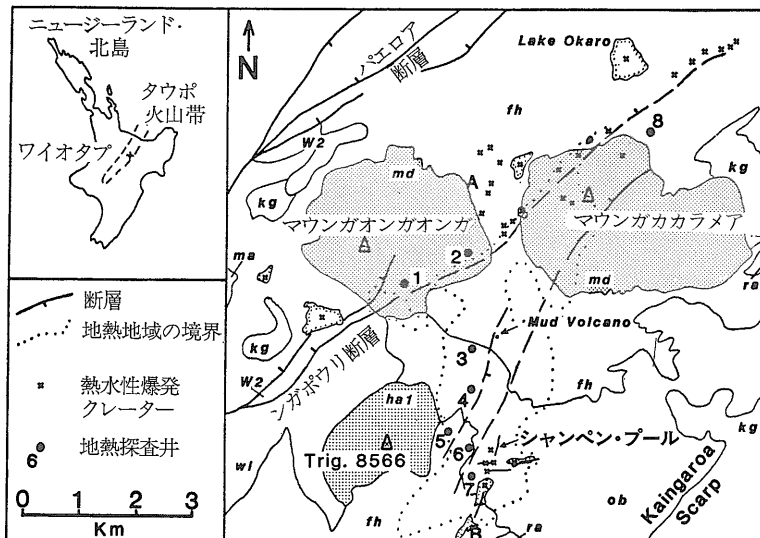
ついて いくぶん詳しく紹介してみたい。

ワイオタブ地熱地域はタウポ火山帯のほぼ中央に位置し デイサイトの火山 (K-Ar 年令16万年) の麓にひろがった約17km²の地熱帯である (第14図)。2つのデイサイト火山の間を北東に横切るシガボウリ断層にそって多くの熱水噴出クレーターがみられるが これらは鉍化作用を伴わない。この断層の南側 (南部ワイオタブ地域) に北北東の方向を持つ断層群があって これにそってさらに熱水噴出クレーターや 貴金属やヒ素・アンチモンに富む沈澱を形成する温泉が分布している。

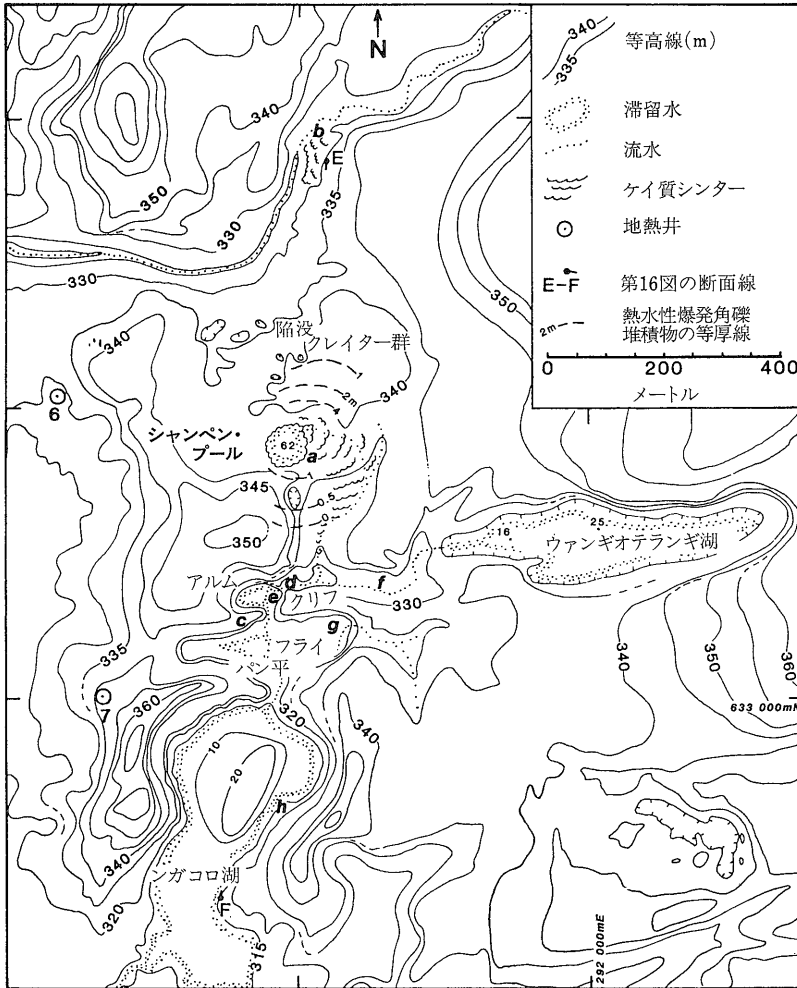
南部ワイオタブ地域の拡大図を第15図に示す。また写真-5はこの地域の空からの眺めである。この地域は人気のある観光地となっているが 中でも最も観光客の注目を引くのがシャンペン・プールである (写真-6)。シャンペン・プールは 直径60~65mのほぼ円形の温泉

水のたまりで 深さは62mといわれている。第16図は南部ワイオタブ地域をシャンペン・プールを通る南北の断面で切った図で 図の右下に シャンペン・プールの断面を拡大して示してある。

シャンペン・プールの温泉水は 表面付近の温度が75°C pH=5.7の Na-Cl型で 流出量は毎秒10~20ℓといわれている。プールの表面には遊離した炭酸ガスの気泡が湧き上ってきており その様子が名前の由来となった (写真-7)。プールの周囲をとりかこんで シンター・テラスが発達している。写真-6で観光客が歩いているところが このシンターテラスである。プールの中にも 水面下10~20 cmのところの縁にそって幅1~2 mでシンターの平らな棚が発達していて 第5表に載っている貴金属に富むシンターは ここから採集された。水中のシンターの棚の表面には黄橙色の細粒子が



第14図
ワイオタブ地熱地域の地質概念図 (HEDENQUIST and HENLEY, 1985)。2つの暗色の地域 (マウガオンガオンガとマウガカカラメア) がデイサイトの火山である。



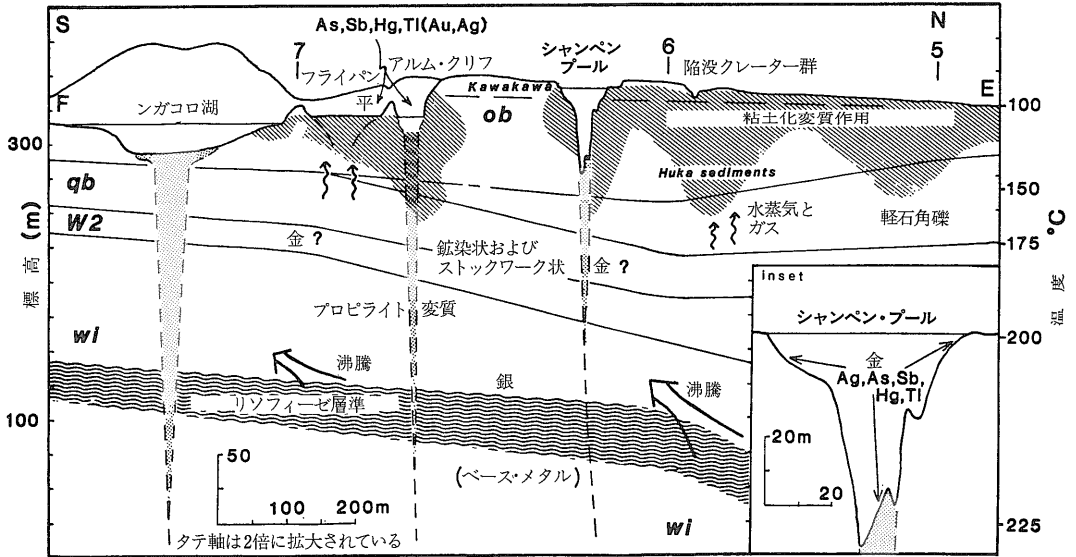
第15図
南部ワイオタプ地域の地形
HEDENQUIST and HENLEY, 1985).
熱水性爆発クレーターの大きさや分布を示す。シャンペン・プールのまわりの破線は熱水性角礫堆積物の厚さを示す。地形の等高線の単位はm。

厚さ数mmにわたって沈積している。貴金属を含むセンターの主体は非晶質のオパール・シリカであるが、表面に見られるのと同様の黄橙色ないし橙赤色の沈澱物が数mm~cmの厚さでラミナを形成している。この黄橙色ないし橙赤色の物質は、大部分非晶質のヒ素およびアンチモン硫化物であるが、黄鉄鉱、輝安鉱、雄黄、鶏冠石、辰砂なども記載されている。

シャンペン・プールは、その形状からも予想されるように、かつての熱水性爆発クレーターを通路として深部熱水が湧出して来ているものと考えられる。シャンペン・プールのまわりには、熱水性爆発に伴って放出された分級が悪い角礫層が分布している。角礫は変質した基盤岩からなり、あるものはその岩石の特徴から300m下の層準から運ばれたことがわかる。第15図には、シャンペン・プールを中心とした角礫層の層厚の分布が示してある。また、第16図のプールの根の深さは、角礫の

母岩の層準から推定したものである。このような角礫層はワイオタプ地域の他のクレーターの、辺にもみられ、クレーターを中心として直径2~3kmの分布を示す。層厚はクレーターから離れるにつれ、急激に減ずる。礫のあるものは、石英と黄鉄鉱でセメントされた破碎組織を持っている。また、母岩の層理面を急角度で切る角礫脈もみられる。これらの産状は、温泉型金鉱床にみられる角礫パイプや破碎組織と共通のものである。そこには、熱水の沸騰、ひきつづく水蒸気爆発による角礫パイプとクレーターの形成、角礫パイプを通路とした深部熱水の上昇というストーリーを読みとることが出来る。

第16図には、試錐試料にもとづいて描かれた母岩の熱水変質の様子も示してある。火山岩の有色鉱物や斜長石は完全に変質しており、基質は再結晶してケイ化、黄鉄鉱化を受けている。150m以深では、変質鉱物は



第16図 シャンペン・プールを南北に通る模式断面 (第15図のEF断面) (HEDENQUIST and HENLEY, 1985). Wiは熱水の主要な貯留層であるワイオタプ・イグニンプライト層である。熱水の動きや変質帯の分布 重金属の沈澱などが模式的に示してある。また 図の右下は シャンペン・プールの断面の拡大図である。

石英 イライト ソウ長石 氷長石 黄鉄鉱 緑泥石
 方解石 緑レン石 磁硫鉄鉱 ワイラケ沸石 濁沸石
 モルデン沸石等からなり プロピライト変質に対比され

る。深さ200~800 mでは 閃亜鉛鉱と方鉛鉱が母岩中に鉱染状に現われる。これに対し 地表近くでは硫酸酸性の水による粘土化変質帯が形成され カオリナイト 明ばん石 クリソバライト 自然硫黄 黄鉄鉱が 地表から深さ50mにわたって不規則に分布する。地表部では 直下の岩石の溶脱変質のために地下に空洞が出来 上部が落下して小規模な陥没クレーターが無数に形成されている (写真-8)。

すでに述べたように シャンペン・プールでは 深部熱水が直接上昇してきているように見える。また いくつかの孔井からは 高温の深部熱水が噴出している。

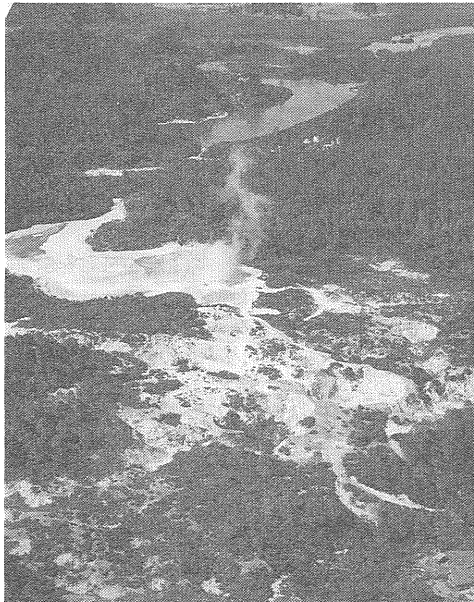


写真-5 南部ワイオタプ地熱地域の空からの眺め (Dr. J. W. HEDENQUIST 提供)。中央蒸気の上っているところがシャンペン・プール。



写真-6 ワイオタプ地熱地域のシャンペン・プール。

第6表は これらの熱水の化学組成を示したものである。熱水の組成は互いによく似ていて ひと口で言えば中性に近い Na-K-Cl-重炭酸泉である。しかしながら これらの熱水は地下深部の熱水そのものではなく 温度低下や気相液相分離などによって溶存化学種の濃度変化している。HEDENQUIST と HENLEY (1985) は ワイオタプ地域の熱水系について 実測される地表の熱水(ジャンペン・プール)と孔井の熱水のデータを用いて 第17図のようなモデルを考えた。すなわち これらの熱水は 深部から上昇してくる熱水(第17図の P_0)の沸騰と希釈によって作られるという考えである。

孔井から湧出する熱水(第17図のWT 3, 4, 6)の塩濃度とエンタルピーの関係は 蒸気によって加熱された地表近くの地下水との混合・希釈によって支配されている。ジャンペン・プールをかん養している熱水の深部における組成(第17図の P_1)は 地下水による希釈のトレンドの延長上にあるという仮定と 地表で得られる温泉水はその熱水が沸騰して蒸気相を失ったものであるという仮定のもとに2つのトレンドの交点として求めることが出来る。第7表は 孔井水 ジャンペン・プールの温泉水 そして計算で求めた 深部熱水 P_1 の化学組成を示す。また P_1 が閉鎖系で沸騰をおこした場合の組成変化も示してある。深部熱水の塩濃度が沸騰や希釈によっていかに変化するか 沸騰によって溶存ガス(CO_2 , H_2S)濃度がいかに急激に低下するか また その結果溶液の pH がいかに変化するかを読みとることが出来る。これらの問題は 金の鉱化作用のモデルとともにあとで再び述べる。

3-3 日本の地熱地域

わが国でも 地熱エネルギーの開発の進行に伴って 深部熱水からの金の沈澱の話が聞かれるようになったが それはまだ断片的なものである。

温泉沈澱物中の金の濃集が知られている例として 別府温泉がある。第8表は 古賀(1961)による別府温泉の温泉水および沈澱物中の金・銀含有量の分析例である。沈澱物中の金の含有量は 平均 21.3 ppm 最高は 十万地獄の 56.5 ppm で スティームボート・スプリングスより高く タウポ火山帯の地熱系に匹敵する濃度である。古賀(1961)によれば Na-Cl- SO_4 型の酸性泉で金の含有量が高いようであるが 熱水の詳しい化学的性質や 沈澱物中の微量元素や鉱物組合せと金の濃度との関係は 残念ながら文献からはよくわからない。

一國ら(1983)は 大沼 大岳 および 八丁原の地熱発電用の熱水から生じたシリカスケールの分析結果を報告しているが 金の含有量は高いもので 1.5 ppm 一般には ppm 以下である。この濃度は 一般の岩石(せいぜい数ppb)にくらべれば 無論充分高い値であるが 熱水が Na-Cl 型の中性に近いものであるにもかかわらず 今まで述べてきた例に比べるとあまり金を濃集しているとはいえない。ヒ素とアンチモンの含有量も それぞれ 10 ppm 台と ~150 ppm である。これは 一國らが言うように熱水そのものの金属濃度が低いためのものか あるいは沈澱の機構にかかわることなのか(沈澱は地下ですでに起きてしまったか) 今のところはっきりした説明はつけられていない。九州のように 100 万年くらい前の熱水系で多くの金の鉱化作用の起きている地域では 現在活動中の熱水系とのつながりがとくに興味を持たれる。

日本の地熱地域でもケイ質シンターの形成は知られて

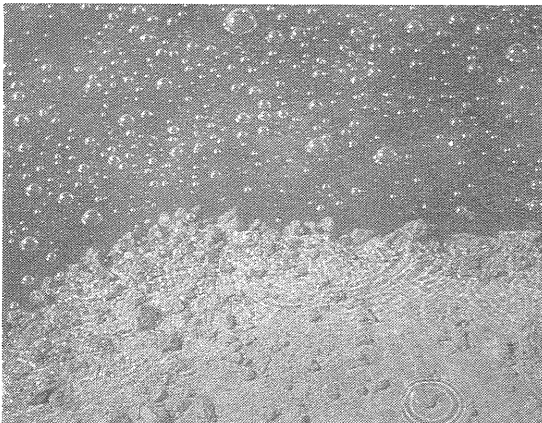


写真-7 ジャンペン・プールから湧き上がる炭酸ガスの気泡とヒ素 アンチモン 金を含むシンター沈澱物。

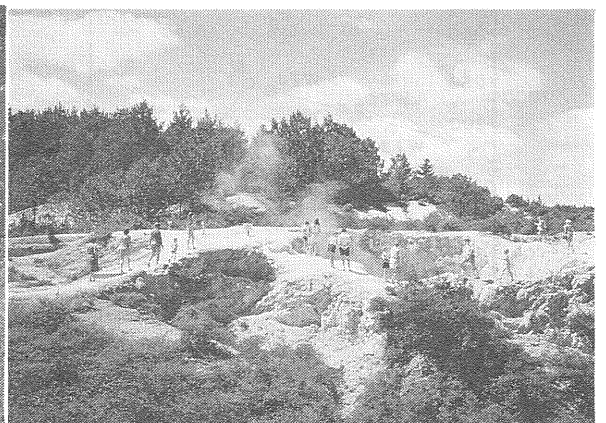
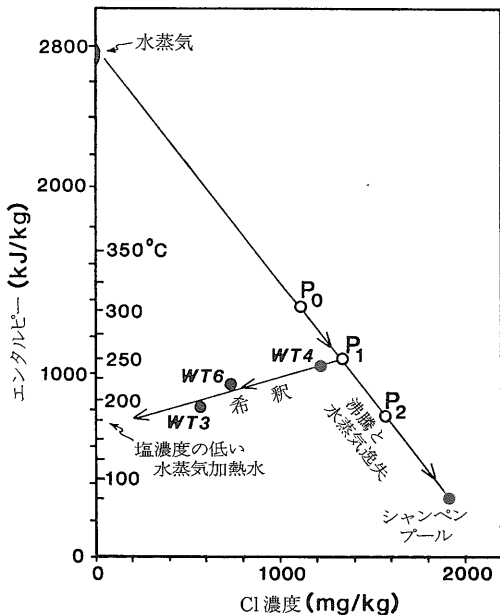


写真-8 ワイオタプ地熱地域の溶脱変質帯。 右手の穴は陥没クレーター。

第6表 タウポ火山帯の地熱地域の熱水の化学組成 (単位は ppm). (WEISSBERG, 1969)

	温度 (°C)	pH	Li	Na	K	Ca	+Mg	F	Cl	Br	I	SO ₄	HBO ₂	SiO ₂	NH ₃	CO ₂ *	H ₂ S*	As	
フライイング・バン湖 ワイマング	67	3.8	3.2	545	49		10	—	762	—	—	320	26	380	2.6	139	0.2	—	
シャンペン・プール ワイオタブ, 1966	75	5.7	9.0	1220	160	35	—	—	5.5	2000	7.2	0.4	145	117	490	11.5	170	6	4.9
シャンペン・プール ワイオタブ, 27/6/55	75	6.5	8	1146	160	29	—	2.4	4.0	1879	3.5	2.4	99	11	385	4.8	168	22	6
シャンペン・プール ワイオタブ, 1937	75	4.9	—	1215	164	39	—	0.3	—	1990	—	—	119	97	448	39	31	17.7	—
ワイオタブ, 孔井 No.6 23/1/59	285	8.8	6.6	860	158	14	—	3.7	4.9	1447	—	—	52	56	357	0.9	84 (1124)	16 (111)	4
ワイオタブ, 孔井 No.7 10/7/59	295	8.7	6.1	765	87	3.7	—	3.7	7.3	1260	—	—	—	61	356	—	106 (1436)	11 (81)	—
ロトカワ, 孔井 No.2 8/12/67	285	7.8	11	1785	186		50	6.6	2915	—	0.7	125	446	400	3.2	39 (2000)	—	(885)	—
オハキ・プール 16/6/65	95	7.0	7.4	860	82	—	2.6	—	5.2	1060	3	0.6	100	130	338	3.8	490	1.0	3
ブロードランズ, 孔井 No.2 23/8/66	276	8.3	12	1050	224	—	2.2	—	7.3	1743	5.7	0.8	8	196	805	2.1	128 (748)	1.0 (120)	8
ワイラケイ, 孔井 No.71 31/8/66	230		12	1235	197	—	19	—	9	2180	—	—	34	118	620	—	8 (44)	(3.5)	—

+印 DSIR 未公表データ *印 CO₂ は全炭酸, 重炭酸, 二酸化炭素を含む。
 カッコ内の数字は, CO₂ と H₂S のガス分析の結果と水の組成をあわせて全噴出熱水の組成を示したもの。



第17図 ワイオタブ地熱系の熱水の塩濃度—エンタルピー図 (HEDENQUIST and HENLEY, 1985). 沸騰による蒸気逸失の経路(P₀→シャンペン・プール)と低温の蒸気加熱型温泉水による希釈の経路(P₁→WT3)を示す。

いるが なかでも下北半島恐山の宇曾利山湖北岸の噴気帯に分布するケイ質シンター沈澱物と熱水変質帯は 今まで述べてきたスティームポート・スプリングスやワイオタブの地熱地域ときわめて似た性状を示すことで注目される。ここでは カオリナイト 明バン石 溶脱ケイ化帯を含む酸性変質帯が広くひろがっており 熱水性爆発があったことを示唆するクレターや角礫堆積物も存在する。第18図は 青木と由井(1981)による恐山噴気帯のヒ酸塩(スコロダイト)とヒ素硫化物の分布図であるが ケイ質シンターに伴って ヒ素 アンチモン タリウムの硫化物を含む橙赤色～暗赤色のラミナ様沈澱がみられる。現在研究は進行中であるが 今後この地域の熱水系とそれに伴う鉱化作用の総合的解析が進むことが望まれる。

4. 鉱化作用のモデル

今まで いわゆる温泉型金鉱床と呼ばれるものの産状と それときわめて似た性状を示す現在活動的な地熱系の形態や沈澱物 変質作用 熱水について述べてきた。そこで最後に これらを総合して 温泉型金鉱床の鉱化作用のモデル化についてお話したい。モデル化とは いうまでもなく ひとつの型の鉱床の産状 生成過程に

第7表 ワイオタブ熱水系の熱水の化学組成 (単位は ppm). (HEDENQUIST and HENLEY, 1985)

	T°C	pH _t	Cl	HCO ₃ ⁻	CO ₂	H ₂ S	SO ₄ ⁻²	Au ¹	Ag ¹	As ²	Sb ²
WT6	220	5.9	732	54	1,020	86	102			5.7	0.2
P ₁	250	6.0	1,335	88	1,860 ³	100		6.0×10 ⁻³	3×10 ⁻⁵		
シャンペン・プール(地表)	75	5.7	1,900	400 ⁴		~ 5	100	8.9×10 ⁻⁶	1×10 ⁻⁷		
P ₁ が閉鎖系で沸騰をおこしたときの組成変化の計算値											
	225	6.9	1,420	63	143	20					
	200	7.4	1,510	⁵	40	6.5					
	175	7.4	1,590	⁵	15	2.7					

- 註 1. 金と銀 (輝銀鉱を仮定) について飽和を仮定した計算値.
- 註 2. ブロードランズ孔井からのデータ (WEISSBERG ほか, 1979).
- 註 3. 単純な希釈を仮定したときの WT6 からの推定値.
- 註 4. 全炭酸を重炭酸として表現.
- 註 5. ケイ酸塩 ホウ酸塩のバッファー容量による.

認められる共通の特徴を一般化して 同じ型の鉱床を探索する際のよりどころとしよう という作業である.

熱水性金鉱床のモデルについては 前がきにも述べたようないきさつもあって 近年世界的に活発に議論されるようになってきた. 一昨年(1985年)暮にフィリピンのマニラで開かれた鉱床モデルに関するシンポジウムでもこれがとりあげられ そのときの議論の様子は井沢(1986 鉱山地質36巻3号)によって紹介されている.

熱水性金鉱床のモデルには 熱水の化学的性質にもとづいて (1)低硫黄系(石英・氷長石型) (2)高硫黄系(明バン石・硫砒銅鉱型) (3)アルカリ岩関連系(テルル金型)に分けて考えようというもの とむしろ鉱化作用の現われ方に注目して (1)温泉型 (2)ボナンザ型 (3)鉱染交代型(カーリン型)に分ける考え方がある(井沢 1986) 本稿は 後者の考えに立って産状の点から温泉型金鉱床をみてきたわけであるが 両者の立場は同じ鉱床の異った側面を見ているのであり たとえば 温泉型金鉱床といった場合 それは化学的性質の異なる熱水系を一緒にしている可能性もあるのである.

ところで 前がきでも述べたように 温泉型金鉱床と鉱脈型(上の分類でいうとボナンザ型)金鉱床とがどのような関係にあるのかも大きな問題である. 端的に言えば 金を沈澱するような地熱活動帯の下に鉱脈型金鉱床があるか という問題である. 第19図は BERGER と EIMON による温泉型金鉱床の地質学的モデルである. 彼らのモデルは 主としてラウンド・マウンティン鉱床の産状にもとづいているが 温泉型金鉱床と現在みられる地熱活動を結びつける諸特徴——地表近くの溶脱ケイ化帯と酸性変質帯 溶脱岩のすき間を充てんするケイ化作用 地表部でのケイ質シンターの形成 シンターやケイ化岩中にみられる金・銀 水銀 ヒ素 アンチモン

第8表 別府温泉の温泉水および温泉沈澱物の金・銀含有量. (古賀, 1961)

泉 名	Au		Ag	
	温 泉 (μg/ℓ)	沈 澱 物 (ppm)	温 泉 (μg/ℓ)	沈 澱 物 (ppm)
湯ノ花	0.6	0.5	20.9	69
海地獄	2.2	22.4	26.0	406
十万 "	0.5	56.5	12.4	933
雷園 "	1.8	26.9	17.6	418
柴石	0.5	11.7	24.8	331
血ノ池地獄	0.7	23.3	39.9	383
竜巻 "	1.8	—	25.8	—
本坊主 "	—	7.5	—	190
平 均	1.16	21.26	23.91	390

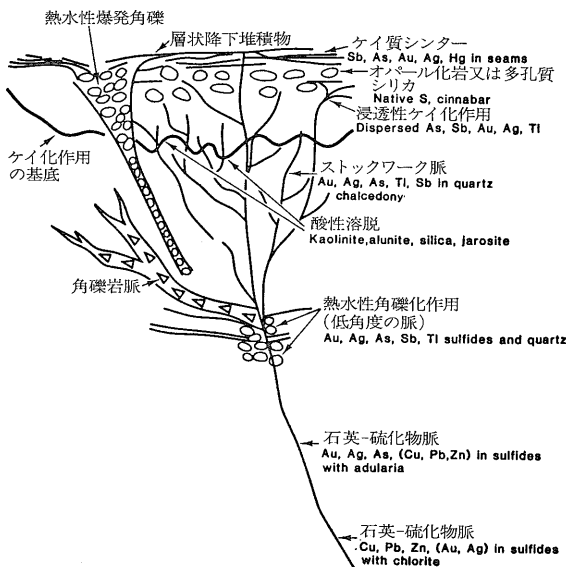
タリウムの濃集 そして 地表まで達する熱水性爆発による母岩やシンターの角礫化 といった特徴が表現されている. ラウンド・マウンティン鉱床では ケイ化帯の下にストックワーク状の含金石英脈の発達がみられ その下位の低角度の角礫帯・石英脈 さらに深部の石英・硫化物脈へとつながっていくことから 第19図では 地表近くの温泉型金鉱床と深部の含金石英脈がひと続きであるという考えを表わしてある. しかしながら すでに述べたように 日本の南薩型金鉱床や伊豆のケイ化岩体では その下位に含金石英脈がくる様子はない. ただ広域的にみればその近傍に鉱脈型鉱床が分布しており 熱水系としてのつながりはあるのかも知れない.

温泉型金鉱床ないしは貴金属を沈澱する地熱活動地域では 中性に近い Na-Cl 型の 深部熱水の上昇と 地表近くでの沸騰 熱水性爆発 蒸気加熱型の硫酸酸性泉の形成 それと深部熱水との混合 といったプロセスが 観察される地質学的 変質鉱物学的 地球化学的特徴を

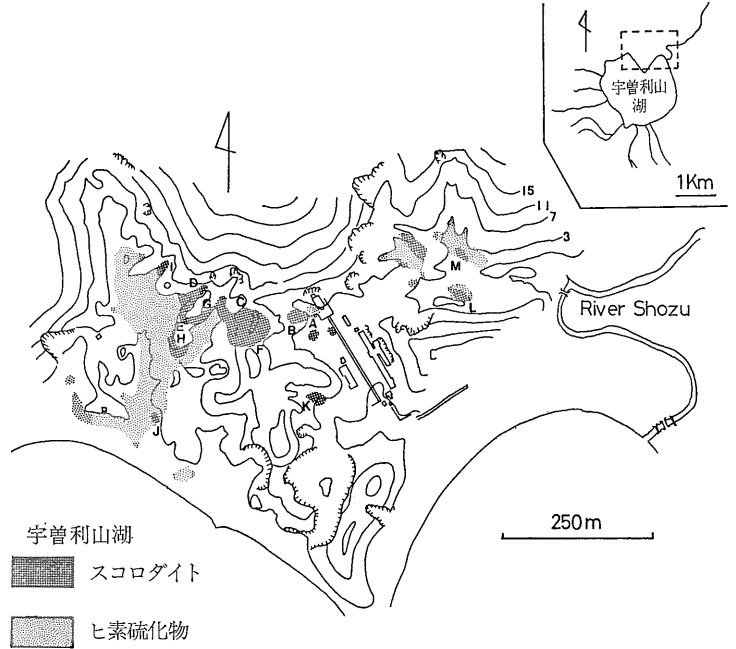
よく説明すると考えられている。つぎにワイオタプ地熱地域の熱水系について HEDENQUIST と HENLEY が提唱しているモデルを紹介しよう。

第20図は 250°Cにおける溶液の pH と酸素フェガシティに対して 鉱物や硫黄化合物種の安定領域を示したダイアグラムである。SEWARD らの研究によれば 熱水条件下では金はチオ錯体で運ばれると考えられ その溶解度は中性に近い pH の領域で最大となる。第20図には 全硫黄のモル濃度が 3×10^{-3} であるときの金のチオ錯体の溶解度のコンターが描いてある。同じく塩化物イオンの溶解度も示してあるが これは pH が中性に近づくにつれて減少することがわかる。図中の丸は 第7表のシャンペン・プールの深部熱水 (P₁) の組成を示すが この値は 観察される鉱物組合せとも調和的である。チオ錯体の溶解度から求めた深部熱水 P₁ の金の濃度は 6×10^{-3} ppm である (第7表参照)。

さて このような深部熱水が上昇してくると どのようなことが起るか。第21図は シャンペン・プールにおける深部の割れ目の様子と深さ方向の金属の沈澱の分



第19図 BERGER and EIMON (1982) による温泉型金鉱床の模式断面図 (BERGER, 1985 より)。



第18図 恐山噴気帯におけるスコロダイトとヒ素硫化物の分布 (青木・由井 1981)。

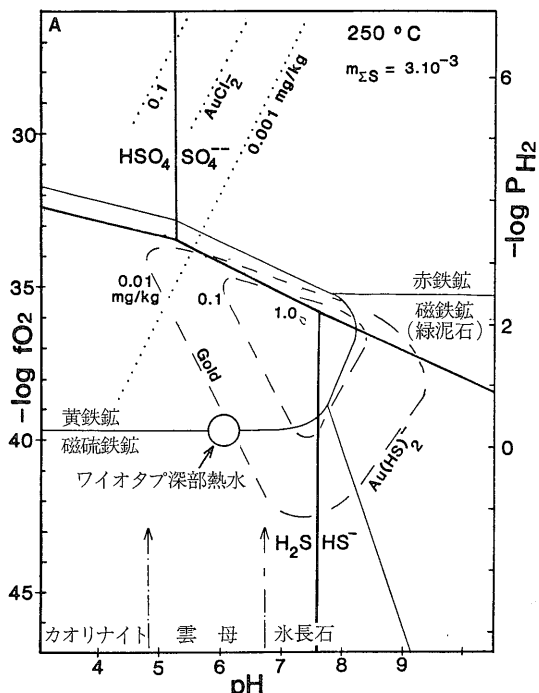
布(A) 噴出口の下の温度・圧力分布(B) そして金の溶解度変化(C)を模式的にまとめたものである。割れ目を通して上昇する熱水からの沈澱物 (主としてシリカ) がつまって割れ目が封じられると 熱水から分離した気相が蓄積して圧力が増し ついには爆発を起す。爆発によって母岩の角礫化が起きたり 新たな割れ目が形成されたりして熱水の上昇の通路が出来 これがシリカの沈澱で再び封じられ 次の爆発を誘発する。このようにしてケイ化帯を中心に角礫パイプや割れ目が発達し 熱水の湧出もみられる。地下深部の動力学的条件が 割れ目の封鎖を吹きとばして地表につながる静水圧条件に達する過程は 段階的に起きると考えられる。この段階的に温度圧力の低下が起きる地点をスロトル・ポイントと呼んでいる。第21図(B)は この過程を模式的に示したものである。

熱水の沸騰によって 溶存していた CO₂ と H₂S は急激に気相中に失われる。チオ錯体として溶液中に溶けていた金は H₂S の逸失によって沈澱を起す。一方溶液から CO₂ が失われることによって pH が上昇し これは金のチオ錯体の溶解度を増す方向に働く。深部熱水が300°C から 250°C に至る段階では この2つの効果が相殺しあって金の溶解度はあまり変らない。ところが 割れ目帯の基底で沸騰が起きると H₂S の逸失の効果が卓越して 金の溶解度の急激な低下が起きる。シ

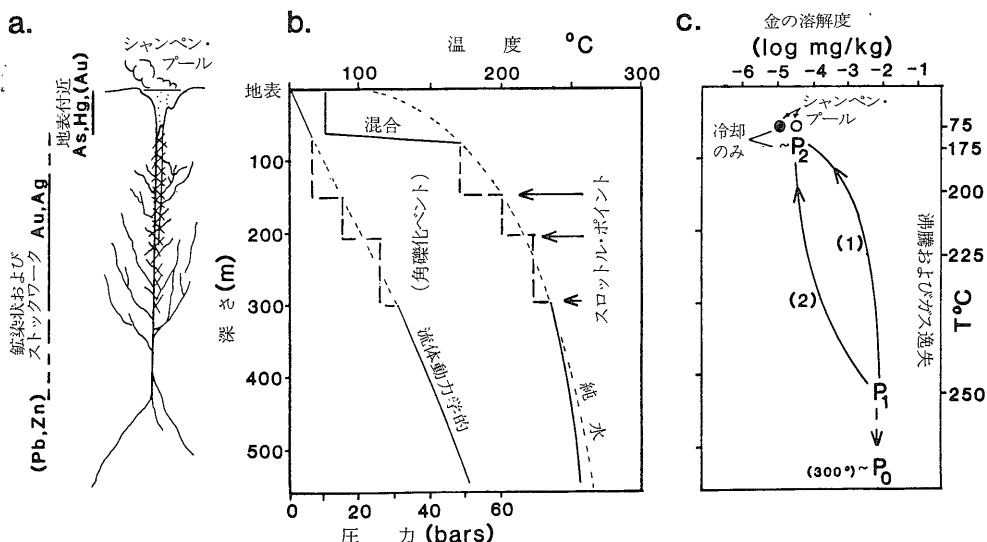
チャンペン・プールの下10mくらいのところの熱水の温度は175°Cと想定される(第17図のP₂点)が、熱水の温度が250°Cから175°Cに達するまでに沸騰で失われるH₂SとCO₂は、それぞれもとの量の97%と99%に達する(第7表)。その結果、金の溶解度は250°Cのときの値の1/100に低下し、急激に金が沈澱する。

沸騰による金の溶解度の低下の様子は、どのような経路をへて沸騰が起きるかによって多少異なる。第21図(C)はその様子を模式的に示したものである。沸騰が閉鎖系で起きてH₂ガスが気相に失われれば、酸素フュガンティが上昇してチオ錯体の溶解度の低下がおこされ、金の溶解度の変化は曲線(1)のようになり、低温(浅所)に至って急激に低下する。一方、沸騰が開放系で起きれば、ガスは急激に失われて、金の溶解度の低下は曲線(2)のように初期に起きる。酸素フュガンティが鉱物の反応でバッファーされている場合は、金の溶解度変化は曲線(1)と(2)の間になるだろう。

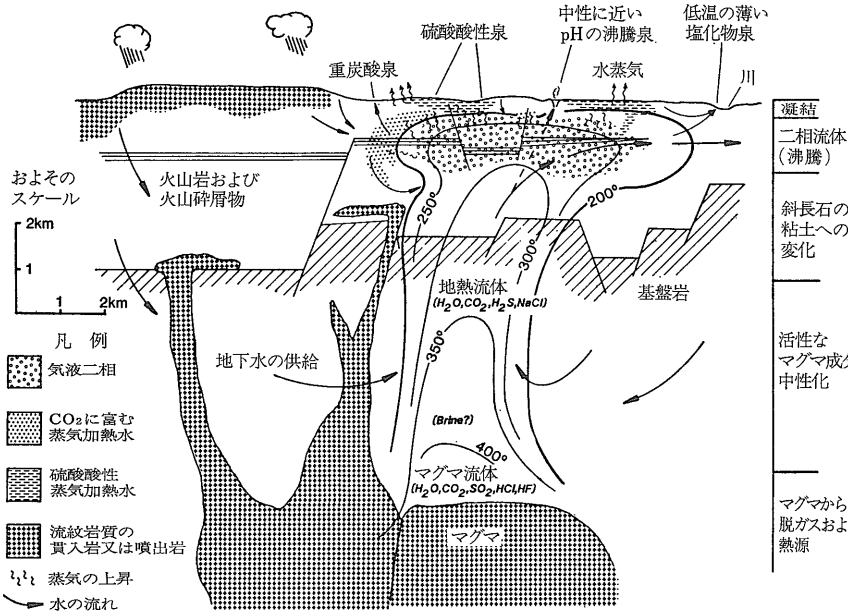
さきに述べたように、P₂はチャンペン・プールの直下の熱水であるが、この熱水とプールの75°Cの熱水との間ではH₂Sの濃度変化は小さいので、金の溶解度も大きくは変わらない。ヒ素硫化物の溶解度はpHに強く依存していて、チャンペン・プールではCO₂がバッファーとなってヒ素硫化物の沈澱に適切なpHが保たれているようである。すでに述べたように、プールの表面近くではヒ素硫化物の沈澱に伴って金が共沈しているが、HEDENQUISTとHENLEYはプールの中での金の沈澱よりも、熱水の通路となる割れ目帯の基部で沸騰によ



第20図 250°Cにおける溶液のpHと酸素フュガンティに対する鉱物と硫黄化合物種の安定領域 (HEDENQUIST and HENLEY, 1985)。金の溶解度(Au(HS)₂とAuCl₂)およびワイオタプの深部熱水の組成(丸印)も示す。



第21図 シャンペン・プールの下の割れ目系(A) 温度および圧力変化(B) 金の溶解度の変化(C)を示す模式図 (HEDENQUIST and HENLEY, 1985)。詳しくは本文を参照。



第22図
 タウポ火山帯の熱水系の地質学的・地球化学的特徴を示す模式断面図 (HEDENQUIST, 1986 による HENLEY and ELLIS, 1983, Fig. 1 の改訂)。
 地下水が降りし マグマによって加熱されるにつれて周囲の岩石から成分を溶出し さらにマグマから放出された成分と一緒に上昇してくる。熱水が地表近くまで上昇してくると 沸騰や混合によってさまざまな二次的熱水が出来る。

て沈澱する金の方が 鉱化作用にとっては重要であると考えている。

今までの説明と第21図から 地表部から地下深部に続く割れ目系の中で どこに金が濃集するかは スロトル・ポイントの位置や 系の閉じ具合 溶液の pH や酸素フェラシティを支配する要因の違い等によって大きく異なることがわかれると思う。いわゆる鉱脈型金銀鉱床においても 銀グロラミナの形成や 一度形成された脈の角礫化など 熱水の沸騰を示唆する現象がみられる。そこで 温泉型と鉱脈型の金鉱床は 同様の熱水系の金の沈澱する深さの違いとしてとらえることが出来そうである。しかしながら 一度ある場所で金を沈澱させた熱水が 再び別の場所で金を濃集させることがあるだろうか。鉱化作用は 鉱脈型か温泉型か どちらかとなって現われるのであろう。

すでに述べたように シャンペン・プールの深部熱水は約 6 ppb の金含有量を持つと推定される。プールの温泉水の金含有量は約 0.01 ppb であるから 熱水の中の金は上昇過程でほとんど沈澱してしまっていることになる。ところで ワイオタプ地熱系の年齢は 1 万年系全体の熱水のフラックスは 200 kg/秒と見積られている。HEDENQUIST と HENLEY は これらの値にもとづいて この間に系全体で 運ばれた量は約 400 t であると見積っている。そのうち金の沈澱がシャンペン・プールの噴出割れ目系だけで効果的に起きたとすると それは全体の約 10% (40 t) にあたる。いずれにせよ この量は金鉱床に相当する量である。金の起源物質がマ

グマであれ 岩石であれ その金の含有量が 2 ppb であるとして それが 100% 取り出された場合 上の量に必要な起源物質の量は 80 km³ と見積もられる。これは ワイオタプ地熱系の水の循環系の大きさ 半径 2.5 km 深さ 5 km に匹敵する。

上のモデルは 暗に金が熱水系の母岩から溶出してくるといふ考えを匂わせているようだが 金を初めとする金属元素がどこからもたらされるかは 昔から続いている議論である。金の鉱化作用は 多くの場合 ケイ長質のマグマの貫入に伴っているようにみえる。当然のことながら 金が来る来ないはもとのマグマの性質 そしてマグマから供給される流体が熱水系の中で寄与する割合によるのだ という考えがある。しかしながら 鉱床をつくる量は 熱水系の母岩からの溶出だけでも説明できる量である ということも又事実である。さらに加えて 本稿では 熱水系が鉱化作用をもたらすかどうかは 金の沈澱のメカニズムによっても大きく支配されることを強調したわけである。

第22図は タウポ火山帯の熱水系についての HENLEY と ELLIS (1983) のモデルにもとづいて HEDENQUIST (1986) がとくに 深部のマグマからの流体の供給やその中性化について若干の改訂を行ったものである。この図でも マグマからの流体の供給は示されているが 金属元素の起源についてはあえてふれていない。

この図でも表現されているように タウポ火山帯では グラーベンを埋める火山砕屑岩層を貯留層として 熱水系が水平方向のひろがりを持っている。これに対して

わが国の熱水系は上下方向に発達する割れ目系によって支配される例が多いことはよく知られている。わが国の熱水系に酸性のものが多いことはひとつは活動的な火山のまわりに発達する浅い熱水系が多いことにもよるだろうが (HENLEY and ELLIS, 1983参照) さらにこの貯留層の形の違いにも原因があるかも知れない。すなわち深い割れ目の発達に熱水の沸騰の深度を大きくしまた地下水が割れ目にそって地下深所まで下流し噴気ガスに熱せられて酸性の熱水を形成する。このような熱水が噴出してくる場合には貴金属の沈澱は期待できない。

酸性の深部熱水が形成されるもうひとつのメカニズムは SO_2 の不均等化反応である。第22図でも表現されているようにマグマから遊離してくる流体は SO_2 を含んでいる。この SO_2 が不均等化反応で硫酸イオンと H_2S に分かれる例は斑岩銅鉱床の鉱化作用で知られている。もし硫酸イオンが H_2S の地表付近での酸化ではなくこの反応によって出来るとすればその違いは硫黄同位体組成に現われる筈である。実際含金石英脈に伴う明パン石の硫黄同位体組成が不均等化反応に伴う同位体分別を示す例がネバダ州のゴールドフィールド鉱床で知られている。また南薩型金鉱床に伴う明パン石の硫黄同位体組成もどうやらこのタイプのものであり (佐々木昭談)。酸性の熱水がこのように地下深部のマグマから直接もたらされたものであれば、鉱化作用をもたらし能力もまた期待されるわけで酸性の変質帯を伴う鉱化作用の解析には自ずとまた別の視点も必要である。斑岩銅鉱床にも金の鉱化作用を伴うものがあることはよく知られた事実であり (地質ニュース 384号) 金の鉱化作用に先駆けて銅の鉱化作用 (硫砒銅鉱) のあるチリのエル・インディオ鉱床のような鉱脈型鉱床もある (地質ニュース 349号)。しかしながら南薩型金鉱床はこれらの鉱床に比べてベース・メタルの割合が小さく規模からしてもはるかに小さい。浅熱水性の金の鉱化作用とマグマをつなぐ環はいまだおぼろである。

5. おわりに

本稿では温泉型金鉱床とそれと類似の性状を示す地熱系についてその実態を知っていただきたく産状の

紹介にかなりのページを割いた。わが国におけるこの型の鉱床の探査にいささかの参考になればさいわいである。

本稿を書くにあたっては日頃多くの有益な情報と討論をいただいている東京大学武内寿久祿教授九州大学井沢英二博士地質調査所鉱床部青木正博博士ニュージーランド DSIR J. W. HEDENQUIST 博士に負うところが大きい。記して謝意を表する。

おもな参考文献

本文中では煩瑣を避けるために必ずしもすべての文献を明記することはしなかった。以下にそのうちからさらにおもな参考文献のみを記す。文献について詳しくお知りになりたい読者は以下の文献から遡るか直接筆者にお問い合わせいただきたい。なお本文中に記した「地質ニュース」等については省略した。

- Berger, B. R. (1985) Geologic-geochemical features of hot-spring precious-metal deposits. *In* (ed. E. W. Tooker) Geologic characteristics of sediment- and volcanic-hosted disseminated gold deposits—Search for an occurrence model, USGS Bulletin 1646, p. 47-53.
- Hedenquist, J. W. and Henley, R. W. (1985) Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: Their origin, associated breccias and relation to precious metal mineralization. *Economic Geology*, Vol. 80, p. 1640-1668.
- Henley, R. W. and Ellis, A. J. (1983) Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review. *Earth-Science Reviews*, Vol. 19, p. 1-50.
- Lehrman, N. J. (1986) The McLaughlin mine, Napa and Yolo Counties, California. *In* (ed. Tingley, J. V. and Bonham, Jr., H. F.) Precious-metal mineralization in hot springs systems, Nevada-California, Nevada Bureau of Mines and Geology Report 41, p. 85-89.
- 浦島幸世・斎藤正夫・佐藤英太郎 (1981) 岩戸金鉱床。鉱山地質特別号, No. 10, p. 1~14.
- Weissberg, B. G. (1969) Gold-silver ore-grade precipitates from New Zealand thermal waters. *Economic Geology*, Vol. 64, p. 95-108.
- White, D. E. (1967) Mercury and base-metal deposits with associated thermal and mineral waters. *In* (ed. Barnes, H. L.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 575-631.