

## ニュージーランドの地熱系

田口幸洋 (九州大学 生産科学研究所)

Jeffrey W. Hedenquist (D. S. I. R., Wairakei, N. Z.)

### I はじめに

ただ今ご紹介頂きました田口でございます。本来なら Hedenquist 博士が来て話す予定だったのですが、なかなか都合がつかず来れませんので代わりに話させていただきます。

皆さん御存じと思いますが、ニュージーランドはオーストラリアの東方に位置しておりまして、面積は本州と九州それに四国の4分の1をたした位の大きさです。そこにはわずか330万人しか住んでおりません。福岡県の人口より少なく、鹿児島県の人口の2倍半位で非常に人口密度の低い国であります。なお、羊は7,000万頭、牛800万頭でこれら全て含んで日本の人口密度にほぼ等しいと言ったところです。

今日お話しするニュージーランドの地熱帯は、ニュージーランド北島の中心部を北北東から南南東へむけて位置しているタウポ火山帯内に分布しています(第2図参照)。このタウポ火山帯は幅20~45kmで長さは240kmにおよんでいます。このなかには数多くの地熱帯があり、今日お話しするのはこの中でも主にワイラケイ、ブロードランド、ワイオタブといったところです。

今日は、まずこのタウポ火山帯内の地熱帯をつくっている一般的な地質構造についてお話しして、次にこの火山帯内の各地熱帯をスライドで見せていきます。なおこれらの地熱帯では地熱活動に伴って、現在金が熱水より沈殿しつつあります。今や鹿児島県は金鉱床で世界的に有名になってまいりましたが、金鉱床は過去の地熱活動の産物であります。そこで、最後にタウポ火山帯内の現在の地熱活動で生成しつつある金鉱床の生成メカニズムについてお話ししたいと思います。

### II 地熱開発のパイオニア・ニュージーランド

世界で最初の地熱発電は1913年にイタリアのラルレデロで開始されましたが、これは蒸気だけが得られる地熱帯(蒸気卓越型)でのことです。一方、ニュージーランドは深部地熱流体から蒸気だけを分離する装置(セパレーター)を開発し、1958年にワイラケイで世界に先駆けて熱水卓越型の地熱帯での発電を開始いたしました(Photo. 1)。これを機に、世界の地熱開発は急速に促進されて来ました。

地熱発電の先進国ニュージーランドでは、現在ワイラケイで約15万kWの地熱発電を行っております。これはニュージーランドの総発電量の約4%(北島の10%)を占めており、更に数年以内には10万kWがワイラケイの北東30kmのオーハキで追加される予定であります。ちなみに、日本では地熱発電量の総発電量に占める割合は0.1%ほどであり(九州では約1%)ニュージーランドにおける地熱発電の果たす役割がいかに大きいかがおわかりいただけると思います。

なお、ニュージーランドにおけるこの他の主な地熱利用は、カウエラウとロトルアにおいてであります。カウエラウではパルプ製紙会社が自社内の電力（地熱発電による1万kW）と必要蒸気の27%を地熱によりまかなっています。また、ロトルアでは個人住宅や公共施設の暖房・乾燥・料理・浴用等に主として利用され、その利用熱水は1日に約35,000トンに達すると言われています。

### III ニュージーランドの地熱帯の地質構造

世界の主な地熱帯、例えばカムチャッカ、日本、フィリピン、インドネシア、ニュージーラ

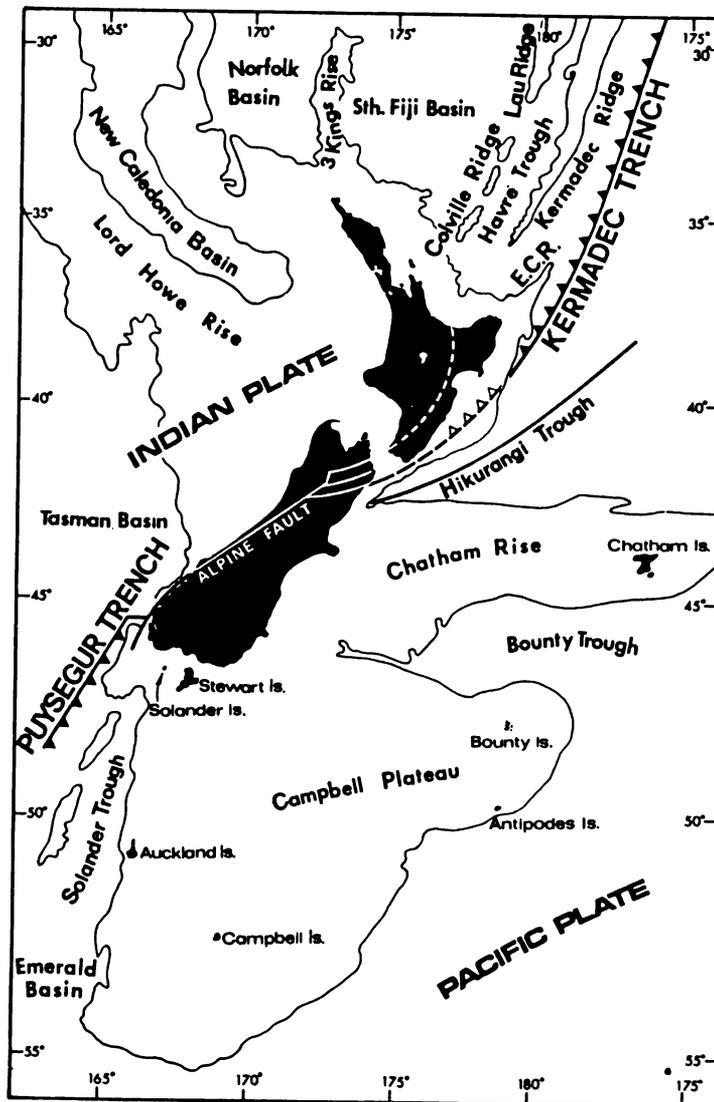


Fig. 1 Tectonic map showing the major tectonic features of the New Zealand region (from Cole, 1986). Bathymetric contour is 20000 m.

ンド、北米西岸、チリ、イタリア、アイスランドの各地熱帯はプレート境界に位置しています。Fig. 1 に示しますようにニュージーランドはオーストラリアーインドプレートと太平洋プレートの境界が横切っている所に位置しています。南島ではアルパイン断層がこの境界にあたり、北島付近ではこの境界は明瞭ではありませんがケルマディック海溝の延長部がこれにあたると考えられています (Cole, 1986)。タウポ火山帯はこの境界の西側に位置しています。Karig (1970) はこのタウポ火山帯はラウ・ハブルトラフにつながっていると考えていますが、Hochstein (1976a) はトンガ・ケルマディック海嶺の続きにあたると解釈しています。いずれにしろ、プレート境界部に活発な火山帯が存在し活発な地熱帯が形成されているということです。

Fig. 2 に示しますように、タウポ火山帯には2つのタイプの火山活動が知られています。ひとつはタウポ湖の南のルアペフ、ナルホエ、トンガリロの各成層火山を形成している安山岩質の火山活動で、他はタウポ湖などのカルデラ形成と関連した流紋岩質の火山活動です。タウポ火山帯における火山活動は西側では約200万年前までさかのぼることが知られていますが (Wilson et al., 1984)、地表に分布する流紋岩類のそれはほとんどこの60万年以内のもので (Cole, 1979)。Fig. 2 の打点部が安山岩が分布しているところで、斜線部が流紋岩のドームが分布しているところです。白ぬきのところは流紋岩質の火砕岩類や堆積物が分布しています。そしてこの地域には北北東系の断層が発達しています。これらの断層はタウポ火山帯の拡大に関連しており、地溝 (タウポーロトルア陥没帯) をつくる正断層型と考えられています。その多くは垂直の断層であります (Cole, 1986)。タウポ火山帯の拡大は北のプレンティ湾付近で年間7mm程度と言われており (Sissons, 1979)、またこの火山帯内のロトルアの南における陥没量は年間8mmと測定されています (Nairn, 1983)。Fig. 2 に示しますようにこの火山帯の外側 (特に東側) にはこの地域の基盤岩であるグレーワッケよりなる中生代の堆積岩類が地表に広く分布しております。

タウポ火山帯の中には Fig. 2 に示していますように流紋岩質の火山活動のセンターが5つ程知られています。オカタイナ、カペンガ、マンガキノ、マロア、そしてタウポの各火山センターです。活地熱帯というのはこれらの火山センターの環状の構造の周辺部やこれを切る北北東系の断層上に位置しているというのがわかります。

タウポ火山帯の地域は基盤岩が全体的に落ち込んでおります。Fig. 3 にその例としてブロードランド地熱帯をほぼ東西に切った断面を示しています。Fig. 3 (下) に示すように基盤の堆積岩類は東から順に西にむかって落ちていきます。ブロードランドでボーリングで確認されている基盤の最大深度は2,300mまでですが、これより西側ではまだこれ以深で確認されておられません。これより東側では地累状に盛り上がっている所も確認されています。地熱帯というのは、このような陥没構造内でも一番深く落ち込んだ所ではなく、落ち込みの斜面やまたその中でも地累状に基盤の盛り上がりのあるところに存在しています。Fig. 3 (上) にブーゲー異常を示していますが、ブーゲー異常 (残差) と基盤深度は調和しているのがおわかりと思います。この地熱帯西方では先に述べました様にどれ位落ちているかボーリングで確認されておられません。この重力異常からブ

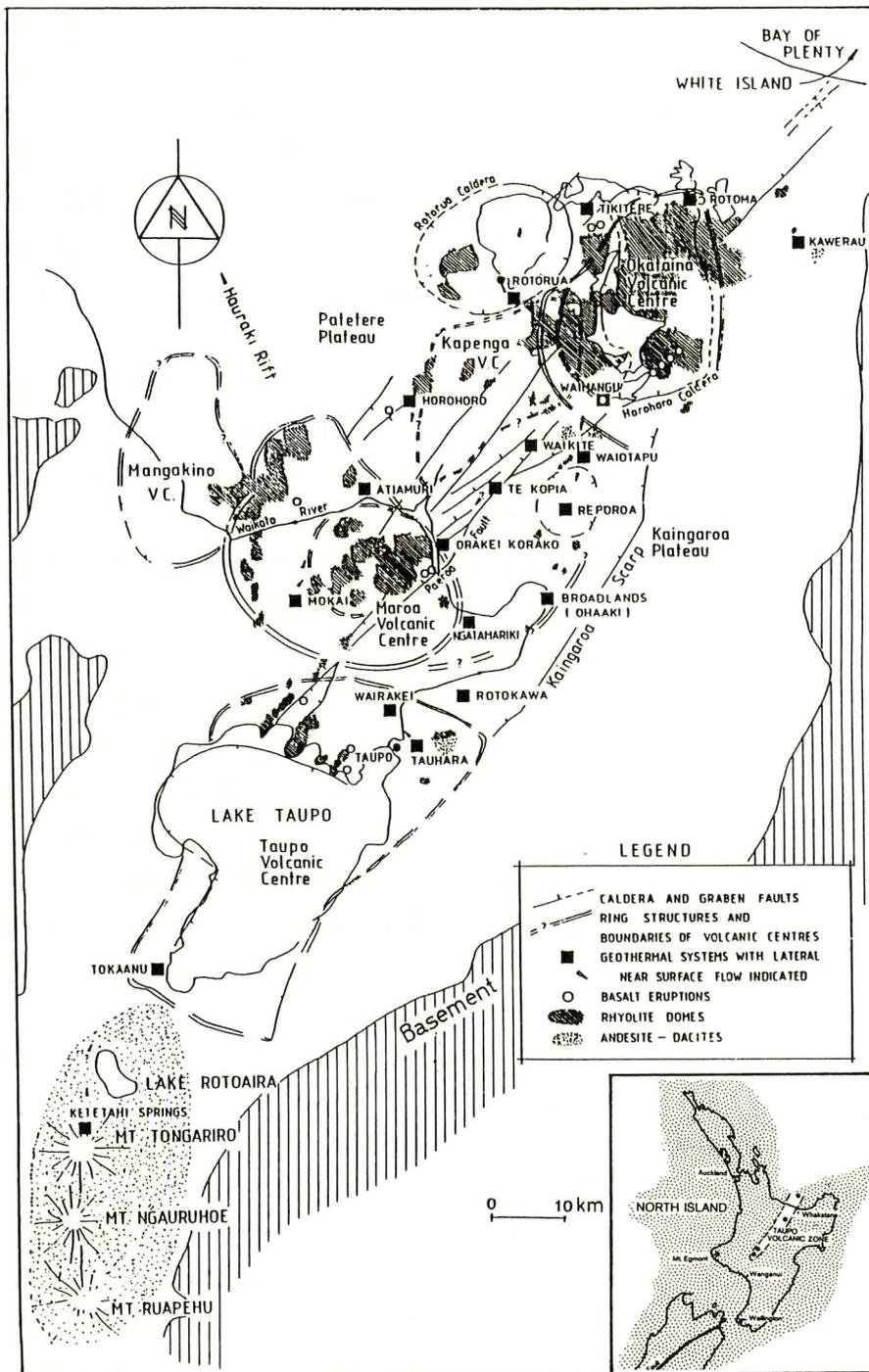


Fig. 2 Distribution of the volcanic centres and eruptive domes of the Taupo Volcanic Zone, showing both inferred structures and the location of the major geothermal systems. Distribution of the Mesozoic greywacke and argillite basement are superimposed on Hedenquist's Fig. 1 (1986).

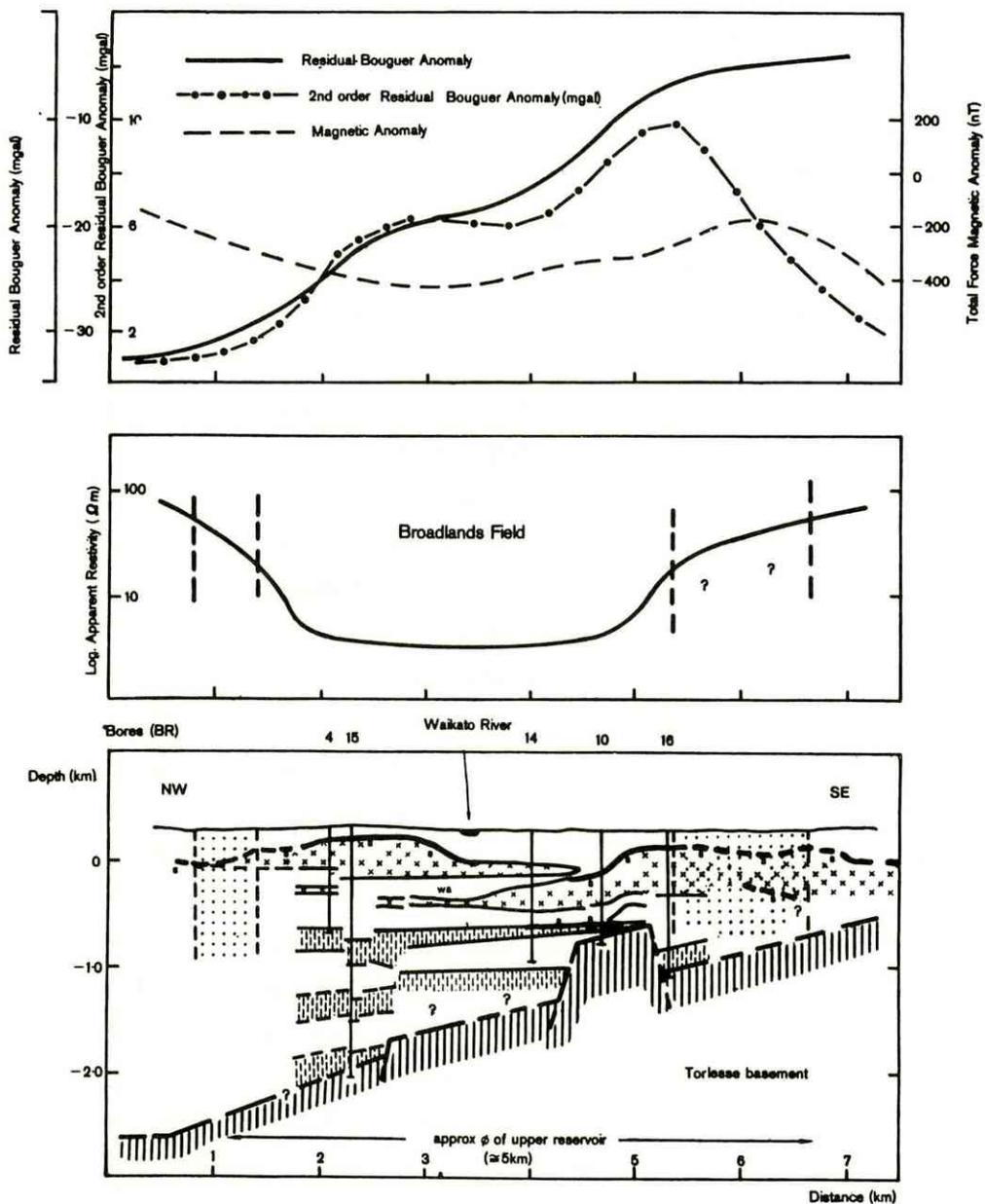


Fig.3 Cross section showing geophysical anomalies (resistivity, gravity, magnetics) and geology of the Broadlands Field (from Hochstein, 1976b).

ロードランド西方ではさらに基盤は深くなっていくのが予想されます。Fig. 3 (中)には電気探査による 500 m 以浅の比抵抗構造の結果を示しています。これを見てわかりますようにブロードランド地熱帯の中心部には10 $\Omega$ m という非常に電気抵抗の低い所が広く存在しています。なお、

この原因については後で述べます。

またワイラケイにおいても同様な地球物理学的特徴が知られています。すなわち、中心部は非常に電氣的に低比抵抗の所にあり、ブーゲー異常も全体的に低い中でも中心部で若干盛り上がりを示しています。なおワイラケイでは基盤の深度を確認されていませんが、ブーゲー異常から推定すると全体的に落ち込んだ中での基盤の盛り上がりの部分に地熱活動が存在しているといえます。

タウポ火山帯の陥没中心部で基盤がどれ位落ち込んでいるのかを知るには今のところ動力探査の結果にたよるしかない訳です。Fig. 4 にタウポ火山帯の重力異常分布と地熱帯の位置関係を示しています。この図から明らかなように、東からブーゲー異常は徐々に小さくなり-40~-45ミリガルに達しています。そしてこの西方でまたやや盛り上がりを見せ再度下がり一番低くなり-55ミリガル位まで低くなります。このなかで基盤はボーリングにより、ブロードランドで海水準下700 m~2000 m 以深に、ロトカワの南で同2100 m に、カウエラウで同700~1200 m に確認されています。これ以外では、ワイオタブとレポロアで海水準下1250 m まで (Steiner, 1963)、オラケイコラコで同1150 m まで (Steiner, 1977)、ワイラケイで同1800 m まで、モカイで同2300 m までのボーリングがなされておりますが基盤の確認にいたっておりません。しかしながら、陥没中心部は重力異常から推定して2~4 km 位は最低陥没しているだろうと考えられます。なお Fig. 4 には地熱帯の位置もプロットしていますが、この図で明らかなように一番落ち込んだ中心部には地熱帯は存在しておりません。同図に示すように落ち込み斜面上か、あるいは中央部近くの再び基盤が盛り上がった所にあることがおわかり頂けると思います。すなわち、地熱帯というのは全体的には陥没帯の中にあるものの、基盤が一番深く陥没した付近には地熱帯は発達していないということがおわかりいただけたと思います。

Fig. 5 には、タウポ火山帯内の地熱帯の電気探査 (比抵抗) の結果を示しています。黒くぬりつぶした所が比抵抗が10  $\Omega$  m 以下のところです。これは各地熱帯の中心部に分布しています。大きくて5 km 位のひろがりをもっています。新鮮な岩石は100  $\Omega$  m 以上の値をもちますが、このように非常に低い比抵抗というのは、上昇してくる熱水が塩分を含んでおり、このようなものを反映して10  $\Omega$  m 以下の低比抵抗があらわれると考えられています。この低比抵抗部のまわりの10~100  $\Omega$  m の比抵抗部分というのは2つ程理由が考えられています。ひとつは上昇してきた熱水と岩石が反応し変質帯を形成しているという考え方です。もうひとつは、この付近には堆積岩が分布していますがこの中に堆積時に周辺からもたらされた風化生成物の粘土鉱物が含まれており、このようなものを反映しているのではないかと考えられています。しかしながら地熱流体上昇中心とみられる低比抵抗部の周辺に10~100  $\Omega$  m があるというのは少なくとも熱水活動の産物によると考えてよいと思われます。

活地熱帯から放出される熱量を Fig. 6 に示しています。同図中の黒丸の大きさは放出熱量に比例させて描いてあります。Allis (1980) によりますと各地熱帯は40~545 MW の熱を放出してお

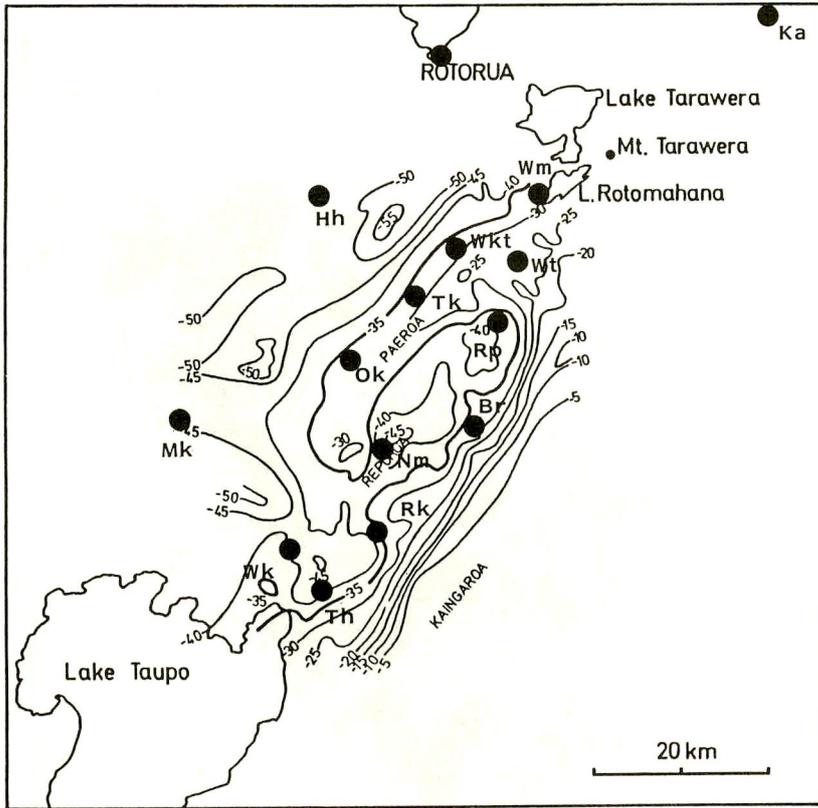


Fig. 4 Residual Bouguer anomaly (milligal) in the Taupo district. Locations of geothermal fields are plotted on Elder's Fig. 12. 2 (1981).

Ka=Kawerau, Wm=Waimangu, Tk=Te Kopia, Ok=Orakeikorako, Br=Broadlands-Ohaaki, Nm=Ngatamariki, Rk=Rotokawa, Wk=Wairakei, Th=Tauhara, Mk=Mokai, Hh=Horohoro

ります。その中でも一番熱放出が大きいのはワイラケイおよびワイオタブといった地熱帯で約550 MWに達しています。こういう地熱帯の放出熱量を総計しますと、最低3500~4000 MWすなわち約400万 kW 相当の熱を全体で放出していることになります。タウポ火山帯は面積が5000 km<sup>2</sup>位ありますから、平均しますと1 m<sup>2</sup>あたり 800 mW 位の熱放出にあたります。これは典型的な大陸地殻の伝導的な熱流量の約14倍の放出量に相当します。このような異常な熱の放出というのは、熱水の対流によって地表にもたらされています。

以上のようなことをまとめて地熱系のモデルを示したのが Fig. 7 でございます。全体的に地熱帯は陥没帯の中でもやや盛り上がった所にありまして、そのような所に貫入岩などの活動があります。今日は熱水の化学組成についてはほとんど話しませんでした。深部に中性の NaCl タイプの熱水がありこれが上昇してきて、比較的浅所で沸騰をおこします。そうしますと、H<sub>2</sub>S や

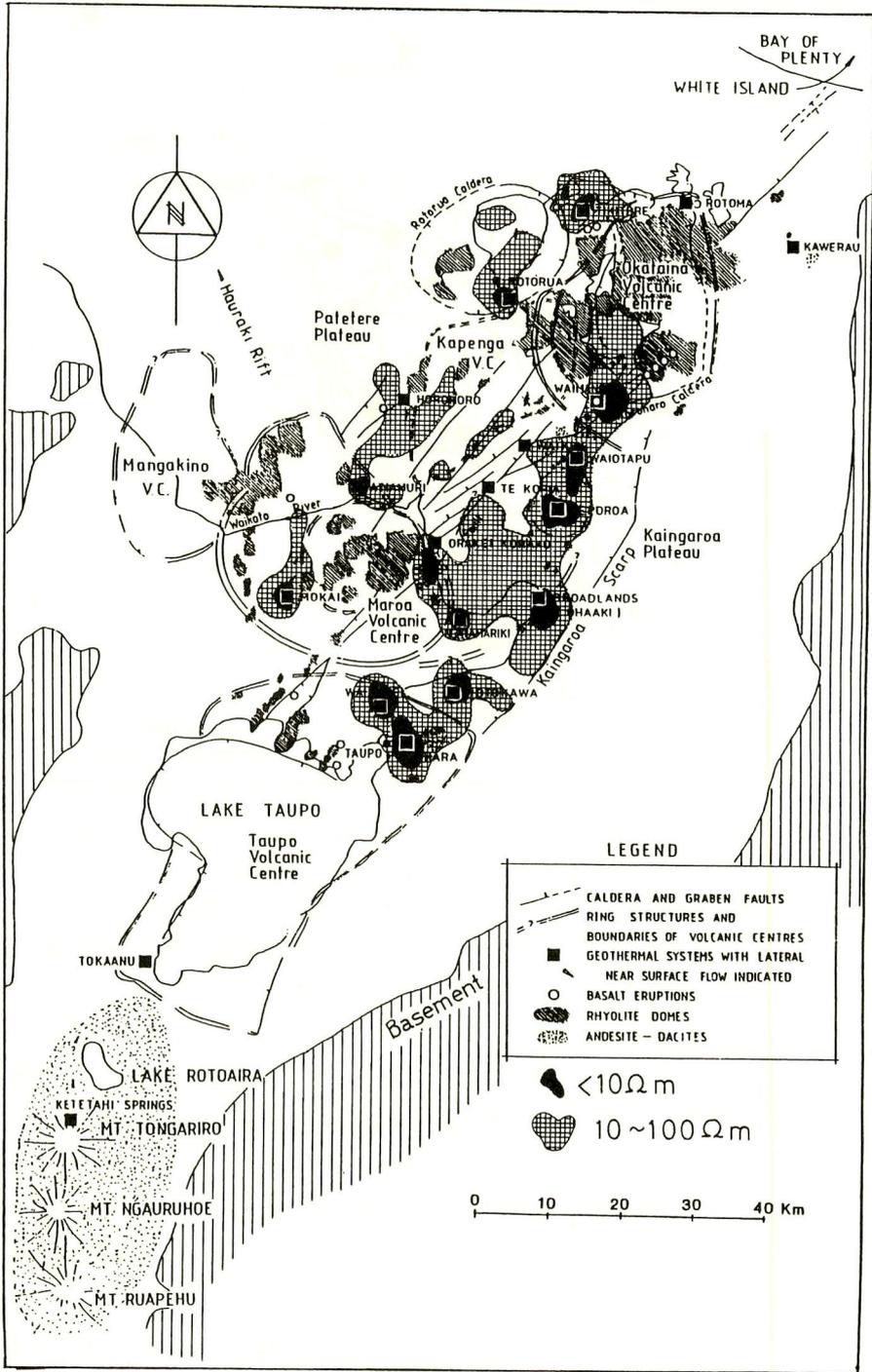


Fig. 5 General patterns of apparent resistivity (electrode spacing  $AB/2=500$  m) over a large portion of the Taupo Volcanic Zone. Hedenquist's Fig. 5 (1986) is superimposed on Fig. 2.

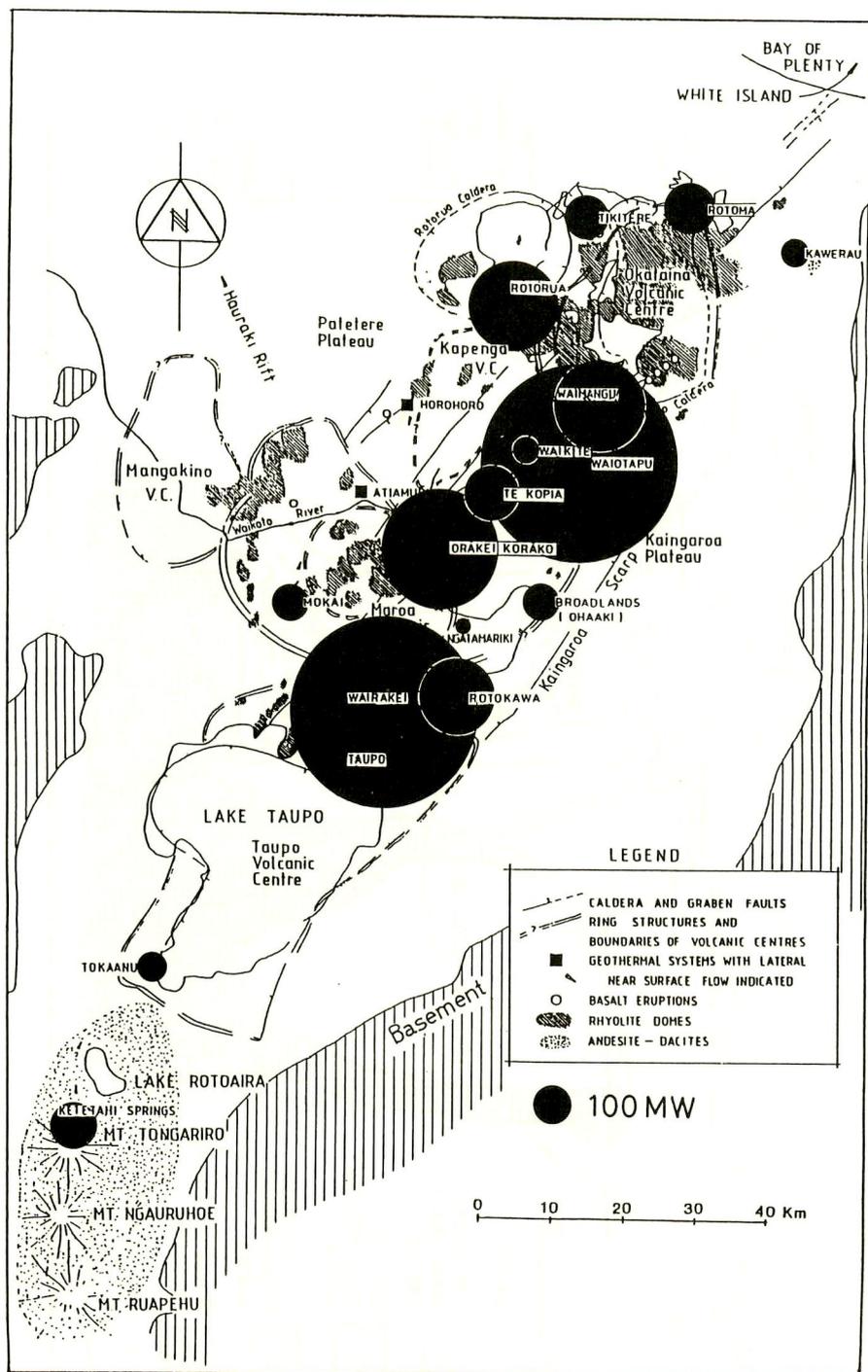


Fig. 6 Heat flow for geothermal fields in the Taupo Volcanic Zone. Data (Allis, 1980) are plotted on Fig. 2 in proportion to the amount of heat output in MW (thermal).

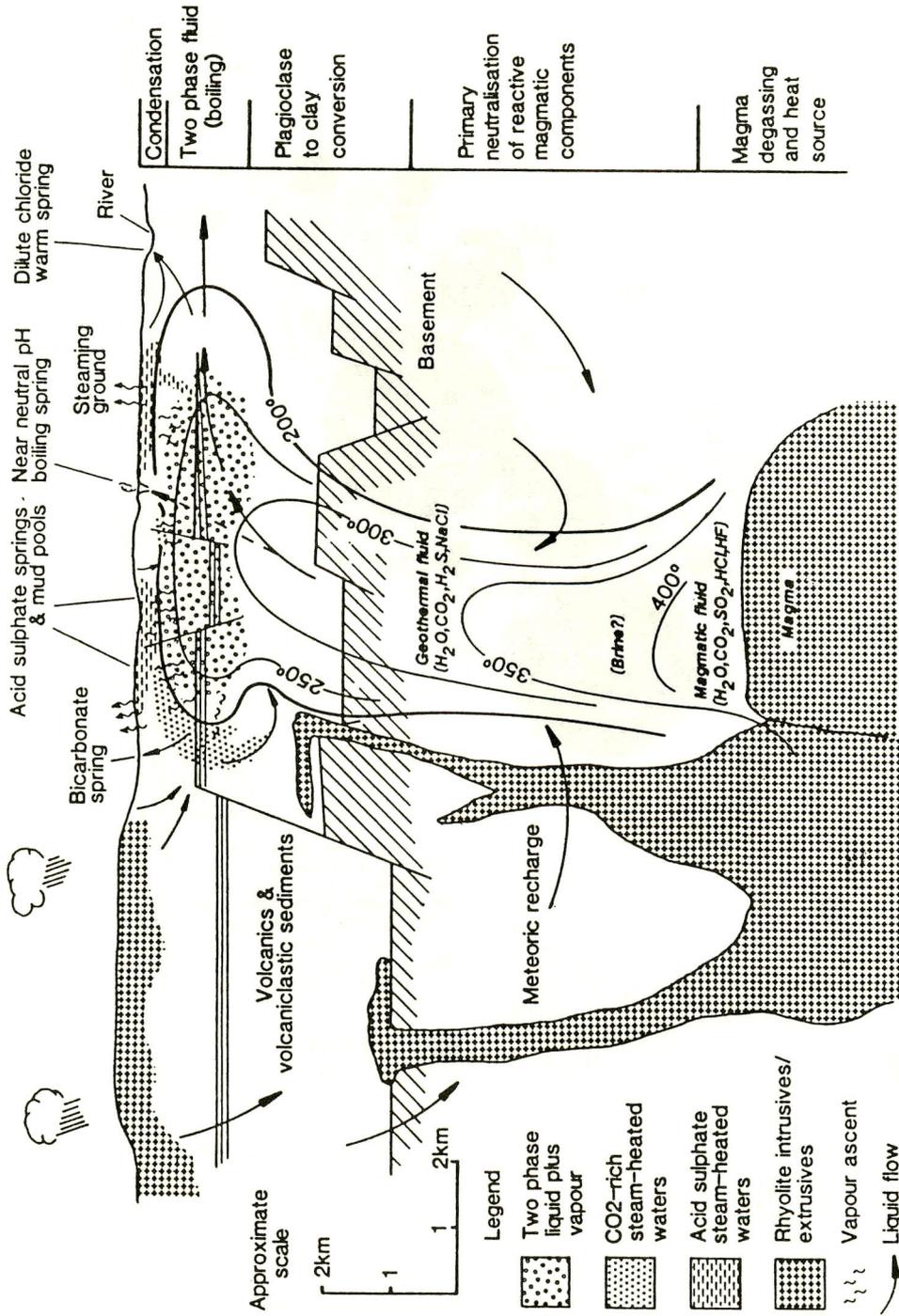


Fig. 7 A schematic cross-section showing the principal features and geochemical structure of a typical geothermal system in silicic volcanic terrain of low relief such as the Taupo Volcanic Zone (Hedenquist, 1986).

CO<sub>2</sub>などガス成分が熱水より分離され上方にもたらされまして、系の端でCO<sub>2</sub>に富むタイプの水ができます。そして地表近くの浅い所では、地表の酸素に富む水などでH<sub>2</sub>Sのガス成分が酸化されて、硫酸イオンに富んだ水ができます。このような硫酸酸性の水が地表にもれでているところが坊主地獄とか泥地獄（泥火山）などと呼ばれている所です。深部の地熱水の成分というのは、ほとんどがその付近の岩石と反応してできたものであることが知られており、これを地球化学温度計として利用しています。また水の同位体分析の結果は、地熱水の主成分である水は、ほとんどがその地域の地表水が深部には入って行って加熱されてできたものであることを示しています。さらにワイラケイでは深部熱水にトリチウム（<sup>3</sup>H）が検出されないことから、地表水が取り込まれてから少なくとも100年以上はたっているだろうと考えられています（Wilson, 1963）。それから、氷期の重水素（<sup>2</sup>H）に富む水が含まれていないことから、約1万年（最後の氷期）よりも若いと考えられています（Stewart, 1978）。このような水がFig. 7にしめす地熱系の深部に浸透して行って、出てきているらしいということがわかっております。これから後でお話する金銀というのは、非常に浅い所、地熱水の沸騰がおきた付近から上位に主としてできております。硫化鉱物などはこれより若干下位に分布しています。Fig. 7に示すように陥没帯内の珪長質火山で、地形が高くなく、地下水位面が非常に浅いのがニュージーランドの主な地熱系のモデルであります。

#### IV 地熱帯アラカルト

今度はニュージーランドの各地熱帯を見てまいります。まず、ブロードランドです。ここは1988年には10万kWの発電が行われる予定で、いま発電所の建設が進んでいる所であります。Photo 2はブロードランド地熱帯を南上空からながめたもので、中央を流れる川はワイカト川です。この川の東がブロードランド、西側がオーハキというところですが、地熱帯としてはブロードランドで、発電所はオーハキとなります。ここに見えている蒸気は全部孔井から噴かしている蒸気です。この東側にある建物では、牧草の乾燥にも蒸気を使っています。そして、後で述べるオーハキプールがあります。Photo. 3がそのオーハキプールで、10m内外の大きさですが、98°Cの熱水が湧いており周囲にシリカの沈殿物・シンターを形成しています。昔はマオリ族の人達がこういう所で料理をしていたそうです。なおこのシンター中に部分的に85 g/tの金が含まれておりますが（Weissberg, 1969）、この地熱帯の金については次章で詳述します。

オラケイコラコはブロードランドの西北西約15 kmのワイカト川沿いにあります。ここにはかつて川の両岸に温泉や間欠泉がありましたが、下流のオハクリに1961年にダムができ、約1000コの温泉の7割が湖水面下18 mに水没してしまいました。水没を逃れたダム湖水面上の殆どの温泉や間欠泉は、ダムによる水位面上昇につれ温度の上昇と、湧出量が以前よりも増えてきたことが知られています（Lloyd, 1965）。Photo. 4に見える段差はタウポ火山帯内に発達する北東系の断層の1つであるゴールデンフリース断層の断層崖で、これより上にあるアーティストパレットという所から温泉が湧出し断層崖上を川に向かって流れています。そのため断層崖はシリカのシ



Photo-1 Steam and pipeline at the Wairakei geothermal field.



Photo-2 View to the north over Broadlands-Ohaaki geothermal field. The area to the right of the Waikato River on the photograph is the Broadlands area ; to the left is the Ohaaki area. The Ohaaki Pool is near the centre of the photograph.



Photo-3 Sinter of the Ohaaki Pool, Broadlands geothermal field.



Photo-4 The Golden Fleece Terrace at Orakeikorako, formed by movement on the Golden Fleece Fault, with subsequent sinter deposition by the discharge from hot springs of Artist's Palette.



Photo-5 View to the south over Champagne Pool (steaming pool in the centre) at the Waiotapu geothermal field.

ンターで覆われテラスが形成され、ゴールデンフリーステラスと呼ばれている所です。このシンターの中に金が0.23 ppm 銀が6.6 ppm 含まれております (Grange, 1937)。

ブロードランドの北約20 km にワイオタプという地熱帯があり、ここにはシャンペンプール (Photo. 5) という有名な熱水が湧き出ているところがあります。このシャンペンプールは900年前の熱水性噴火口 (hydrothermal eruption crater) であります。60~70 m の直径があります。これより湧き出た温泉は、厚さが50 cm で巾が100 m、長さ200 m の一大シリカテラスを形成しています。このシャンペンプールの温泉がシリカテラスに流出しはじめる付近に赤色のヒ素を主とする沈殿物があります。後で詳述しますがこの中に金が80 ppm 程濃縮しています。シャンペンプールの北200 m にも、かつて熱水性の噴火をやった跡が数多く残っていますが、水位が下がって、今は硫気孔などになっています。またシャンペンプールの北東約1 km には1906年頃に沸

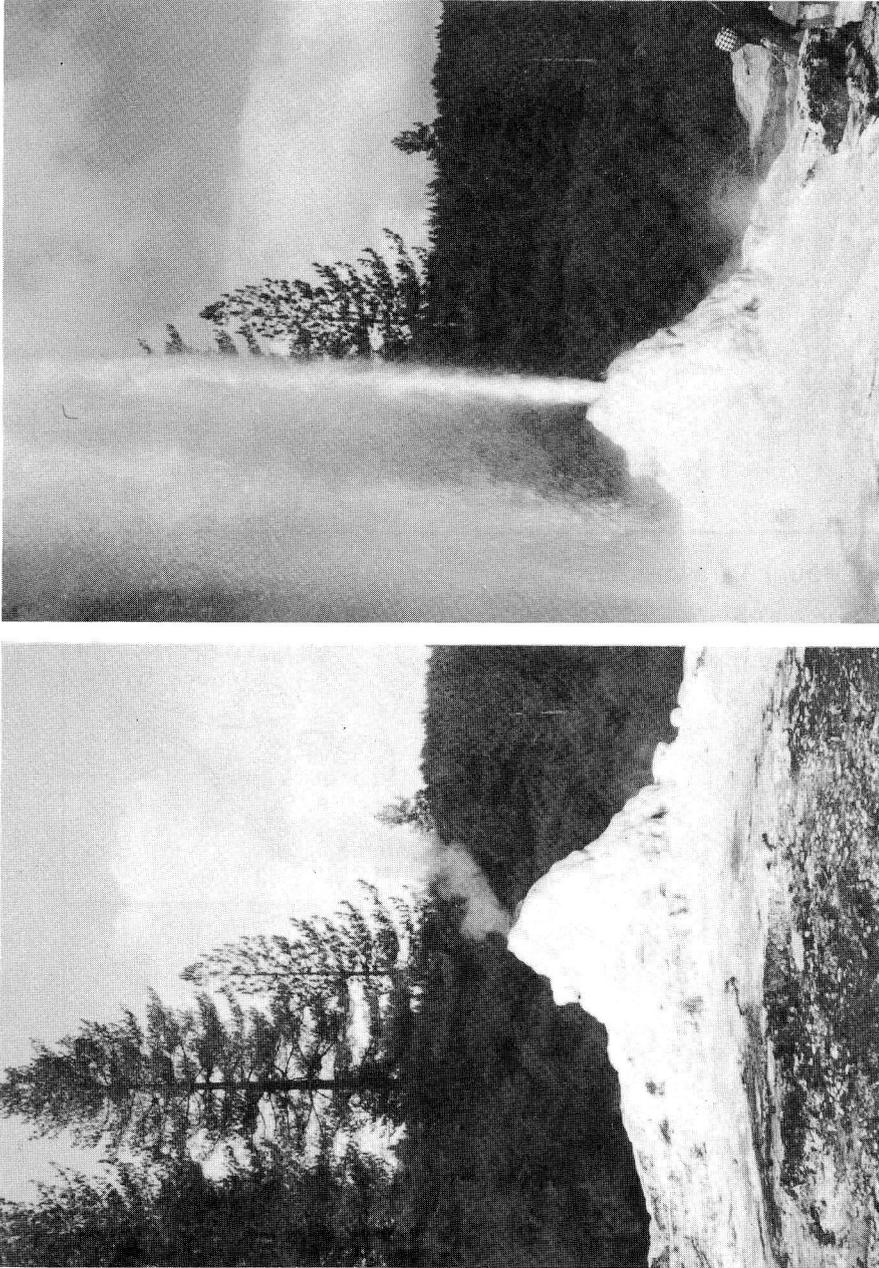


Photo-6 Lady Knox Geyser in the Waiotapu geothermal field. The geyser is artificial geyser, and is forced to erupt at 10 : 15 a.m. every day by addition of soap (which reduces surface tension, resulting in boiling). Left : before addition of soap ; Right : eruption following the addition of soap.

騰泉にパイプを差し込んで作られたレディ・ノックスという人工間欠泉がございます。パンフレットを見ますと毎朝定刻10時15分に必ず噴出を行うと書いてあります。あまりにも定期的であるので不思議に思って見に行きました。通常は Photo-6 (左) の様に噴出口からモヤモヤと湯気が上がっている位であります。10時頃に Photo-6 (右) に写っているおばさんがやって来まして、この噴出口から石鹼を投げ込み、噴出口に雑巾をつめてしまいます。すると内圧が上がり待つこと約10分で Photo-6 (右) のように蒸気が雑巾を吹き飛ばし、熱水噴出がはじまるという次第です。7~8mの高さです。これが“極めて規則性のある”間欠泉が存在する理由であります。

ワイマングはワイオタブの北10 km にあり、ワイマングの北東約10 km にあるタラウェラ火山の噴火に誘引されて地熱徴候が認められはじめたところです。タラウェラ火山は1886年に流紋岩のドームを切る玄武岩の割れ目噴火を行いました。この時生成した割れ目はタラウェラ火山からワイマングまで続いており、これに沿ってクレーターが存在しています (Fig. 8)。ワイマングはこの割れ目の最南西端に位置しています。Fig. 8 に示すワイマングの一連のクレーターはタラウェラ火山の噴火活動が始まったほんの数時間後にマグマ水蒸気噴火 (phreatomagmatic eruption)

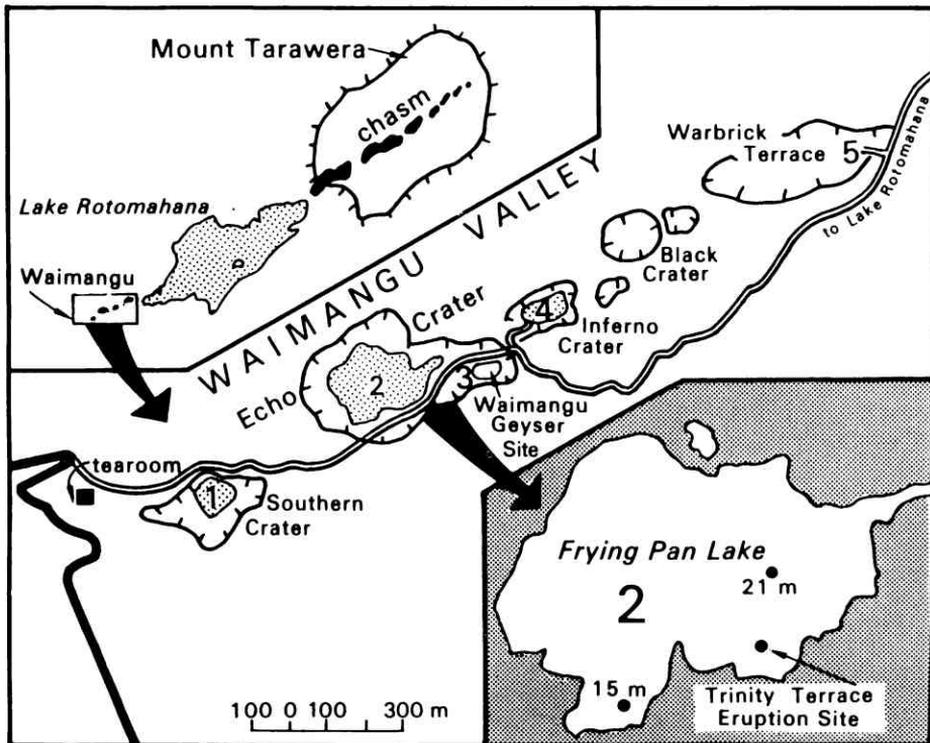


Fig. 8 Map of Waimangu Valley (Houghton, 1982). The Waimangu geothermal system is located within the southernmost craters of the 1886 Tarawere Eruption. Surface activity was unknown at Waimangu prior to 1886.

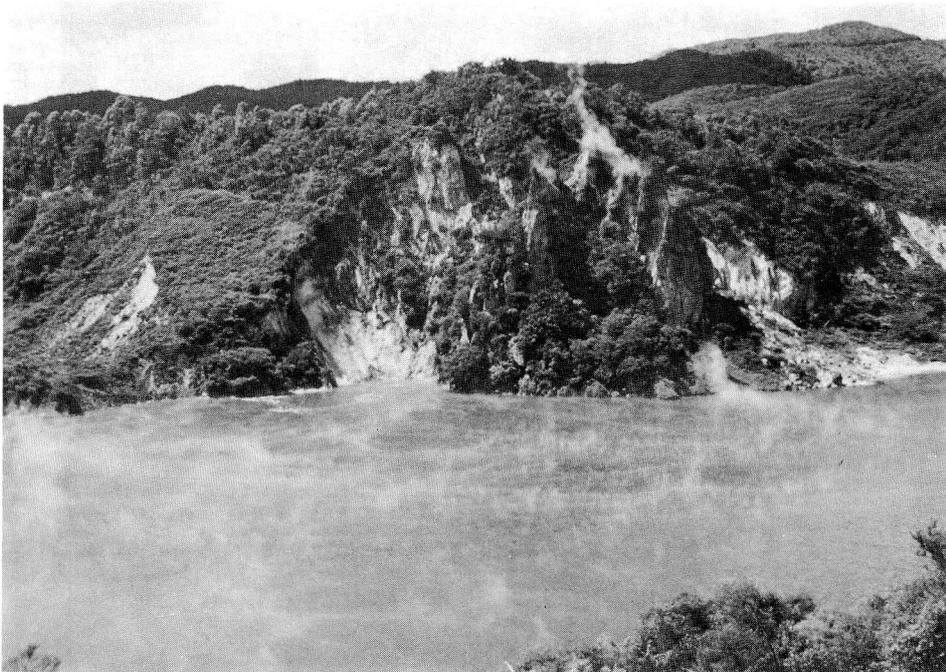


Photo-7 Frying Pan Lake, Waimangu geothermal field. The lake is a large (48,500 m<sup>2</sup>) hot pool. The highest temperature of its discharge recorded in recent times is 67°C.

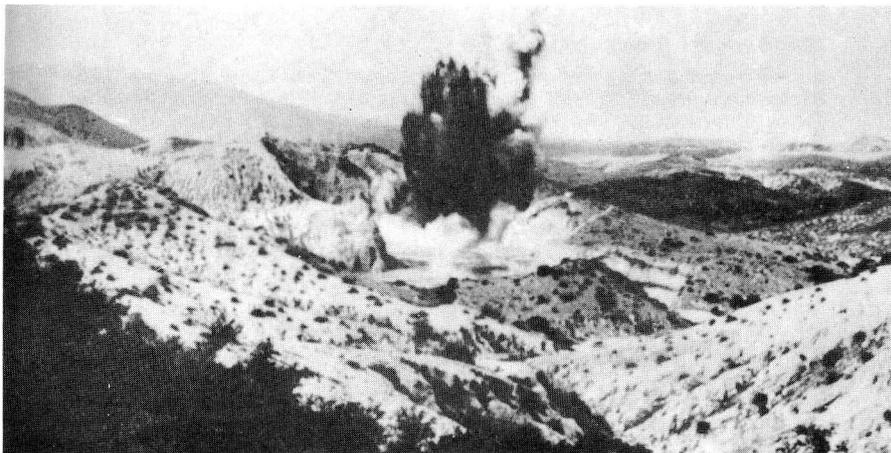


Photo-8 Waimangu Geyser in eruption, early 1904; the “geyser” was probably an intermittent phreatomagmatic eruption. The dark colour of the plume was produced by the high content of solid particles (copy of photograph by Iles in Houghton, 1982).

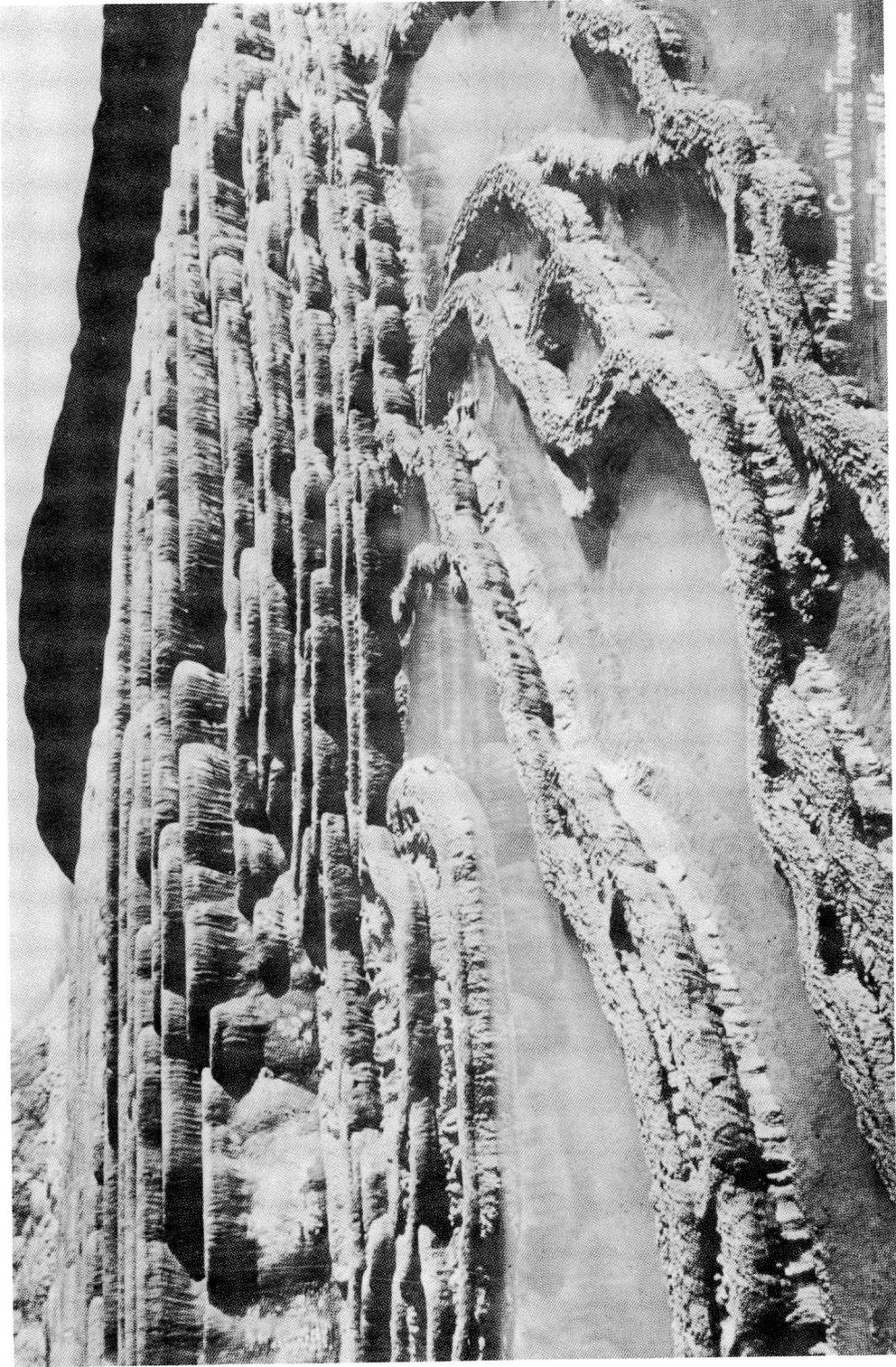


Photo-9 White Terrace at Rotomahana, a sinter terrace which was located on the north-eastern shore of the old Lake Rotomahana. This was destroyed during the 1886 eruption of Mount Tarawera, since it was located near the fissure formed by the basaltic eruption (Copy of photograph by C. Spencer in Houghton, 1982)

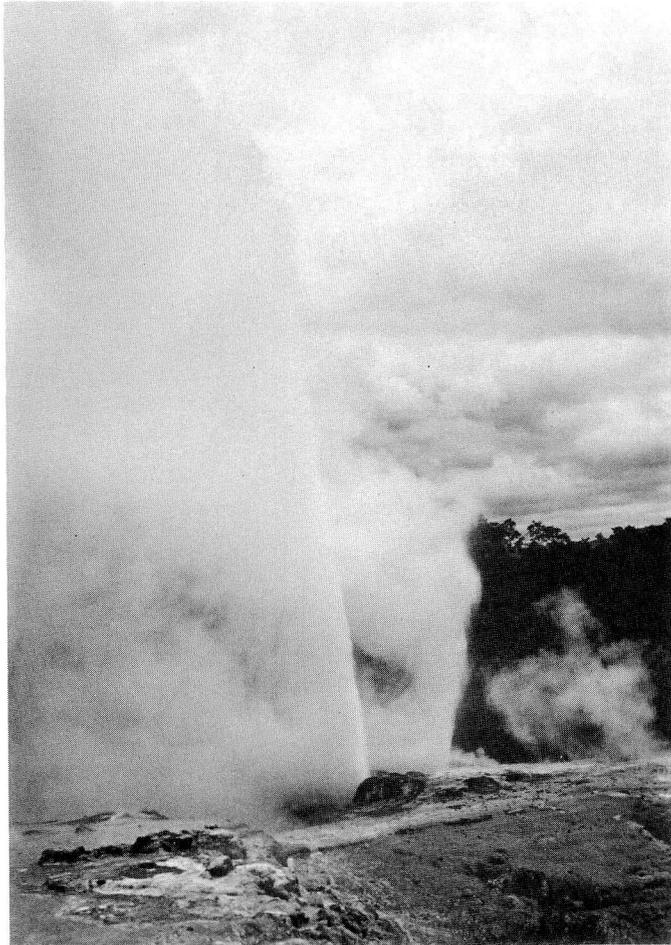


Photo-10 Pohutu Geyser at Whakarewarewa, Rotorua. The geyser usually erupts water up to a height of 18 m.

により形成されたと言われています (Nairn, 1979)。噴火以前にはワイマングには全然地熱徴候がなかったのですが、おそらく潜頭地熱系は存在しており、東のロトマハナ（一大シンターのあった所）にのみ熱水がでていたと考えられています (Lloyd and Keam, 1965)。Photo.7に示しているのは 100 x 200 m 位のフライパン湖で、湖面から蒸気が湧き立っています。炭酸ガスが湧き上がってきているものですからあたたかも沸騰しているようですが、一番高温部で65°C位あります。湖の湧出口で現在55°C位の温度ですが、1937年頃は約72°Cあったと言われています (Lloyd and Keam, 1965)。またタラウェラの噴火以降にこの湖の東に隣接したワイマングガイサーで激しい熱水性噴火 (hydrothermal eruption) が起き、その時の噴出の高さは一番高い時で470 m位あったそうです (Photo. 8)。ワイマングとはマオリ語で黒い水と言う意味で、熱水性噴火のと



Photo-11 Hell's Gate at Tikitere, Rotorua. One of the authors (S.T.) is in hot water (to left).

きの吹き出す熱水が泥や岩片混じりで黒っぽいことからこの名前がついたと言われています。

Photo-9はワイマングとタラウエラ火山の間にあったロトマハナのホワイトテラスといわれるシンター（温泉沈殿物）で、高さが60フィートで上部から温泉が湧き出ていたところです。非常に大きなシンターだったのですが、これがタラウエラ火山の噴火の時に、ちょうどタラウエラからワイマングまでの割れ目上にあっていたので全て破壊されてしまいました。またピンクテラスという同じようなシンターもその時こわされてなくなっています。

ロトルアはニュージーランドの別府といった感じの大温泉保養地でございます。ロトルアの南はずれに、ファカレワレワという間欠泉がたくさんある地獄があります。中はマオリ族が管理しています。この中で特に有名なのはポフツガイザーで(Photo-10)、1日に平均14回、高さ約18m（時にこの2倍くらいの高さ）まで熱水を噴出します。このファカレワレワにおける主な間欠泉は、走向が北北東のテプイア断層上に配列しており、地熱活動と断層が密接に関係していることを示唆しています。

ロトルアの東にティキテレという地獄があります。Photo-11はその入口ですが地獄の門(Hell's gate)と書いてあり、右側が古賀昭人先生、左のしばられているのが私です。世界のどこでも似たような感覚を地獄にはもっているようです。

## V 金の生産工場・地熱帯

それでは、そろそろ今から金の沈殿についてお話ししていきたいと思います。Fig. 9 にタウポ火山帯内で金銀が産する地熱帯を示しています。この中で黒丸で示したところが金銀が地表で温泉沈殿物かスケールの中に沈殿生成しているところです。半黒丸は地下で金銀がボーリングコアで認められているところです。白丸は硫化鉱物が認められているところです。この図を見ますと、基本的にはタウポ火山帯内の殆どの地熱帯で金銀が沈殿しているということがわかります。

そこでまずブロードランドでの最近の金の産出を見て、次にワイオタプで金銀の沈殿の機構について述べます。ブロードランドのオーハキプールの温泉沈殿物には金 (85ppm=85g/t) 銀 (500ppm) をはじめ、アンチモン (10%)、水銀 (2000ppm)、タリウム (630ppm)、ヒ素 (400ppm)、鉛 (70ppm)、銅 (25ppm) などの金属成分にとんだ物が認められています (Weissberg, 1969)。一方、深部熱水中の金については、従来はセパレーターで蒸気を分離した残りの熱水を採取分析し、このような熱水には金が非常に少なく 0.04ppb 位しか含まれていないと考えられていました (Weissberg, 1969)。さて、孔井口元とセパレーターの間に背圧板というものがあり、深部熱水はここを通ると急激に沸騰をおこします。すなわちこの背圧板で圧力をコントロールし噴出する地熱流体の流量を調整しています。Brown (1986) は最近この背圧板の裏側に、すなわち急激に減圧した側に金が沈殿付着していることを見つけました。従来は金が沈殿した後の熱水を測定していたことになり、熱水中に金が少なかったという訳です。金は背圧板の裏側に黄銅鉱や黄鉄鉱などの硫化物に富む黒色沈殿物中に産しています。これを分析すると重量パーセントのオーダーで金が含まれており、一番多くて 7% (70,000g/t) の金を含んでいます。背圧板に付着した金の量と背圧板を通過した熱水量から深部熱水中の金の含有量を求めると、約 10 ppb という値が得られます。すなわち、従来考えられていたよりもはるかに多くの金が深部熱水に含まれているということが分かってまいりました (Brown, 1986)。この値は金が  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  として飽和している値に近いものです。このように、ブロードランドの地下の深部熱水は  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  として金に飽和しており、孔井内で急激に沸騰がおきる所に 99% 以上沈殿しているということが明らかになってまいりました。このような金の沈殿と言うのはワイオタプの金の沈殿を考える時に大変重要であります。

前章のワイオタプのところで述べましたように、ワイオタプのシャンペンプールにはヒ素を主とした温泉沈殿物に金が含まれている事が知られています。ワイオタプ付近の地質を Fig. 10 に示していますが、流紋岩と石英安山岩のドームが北、西側にあり、北部では断層が北東方向に通っています。南部には北北東系の断層がありシャンペンプールはこの北北東系の断層上に位置しています。Fig. 10 の X 印は熱水性噴火 (hydrothermal eruption) を行った跡で、断層沿いに顕著に分布しています。このような所は深部からの熱水が地表に直接到達する通路になります。シャンペンプールもその様な場所の一つで、900 年前に熱水性噴火おこなった場所です。現在はこのプールから毎秒 20kg の温泉が湧きだしプールの南に一大シリカテラスを作っています。地表ではプールの縁に金を含む赤色沈殿物が生成していますが、Hedenquist and Henley (1985) は、実

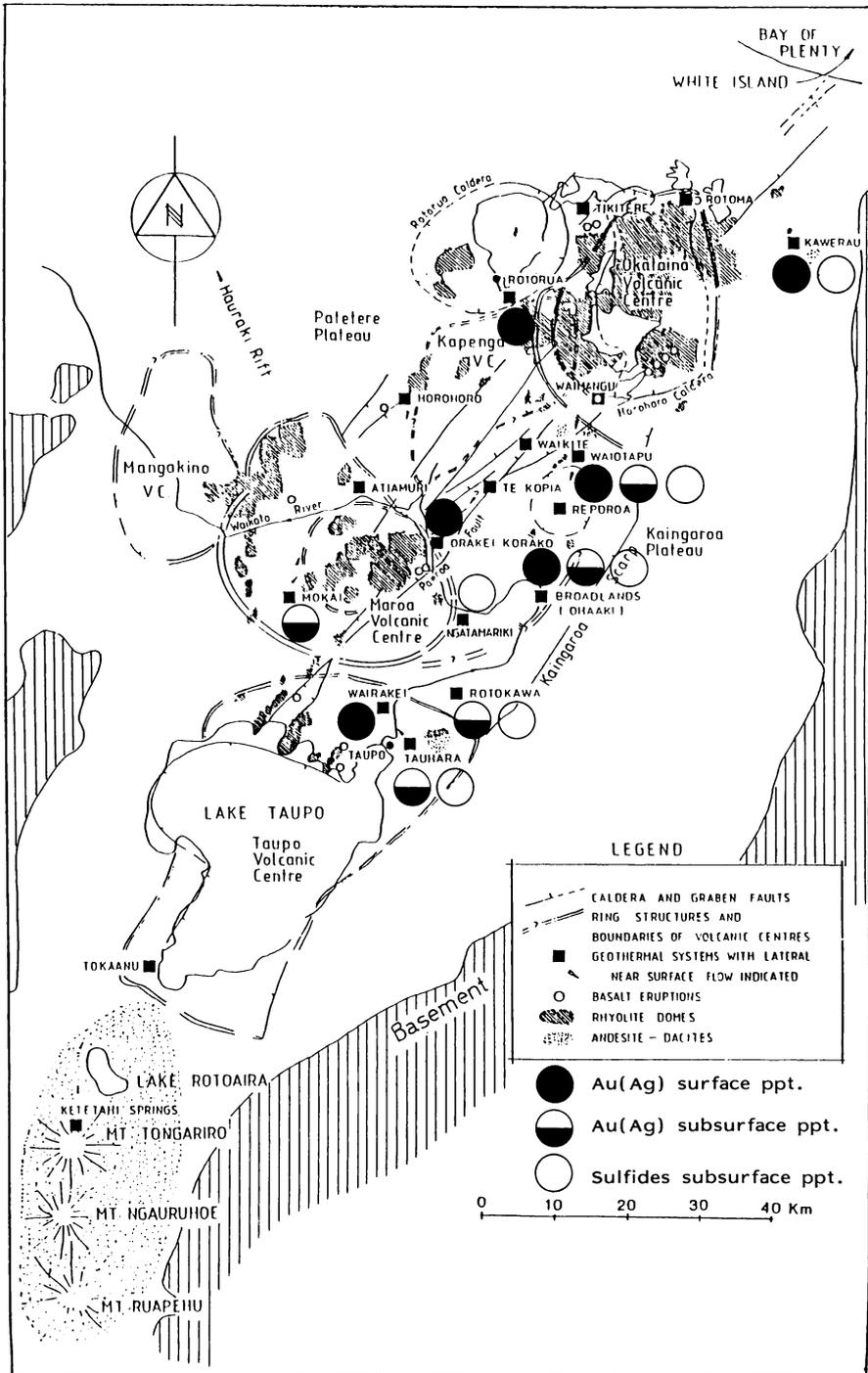


Fig. 9 Active geothermal fields where is gold precipitating at the surface in the Taupo Volcanic Zone of New Zealand. Geothermal fields where gold/silver is found in surface sinter/scale are marked by solid circles. Half-solid circles show where gold/silver is found in boring cores. Open circles are geothermal fields where base metal sulphides are present. Occurences reviewed by Browne (1984), and also from Grange (1937), and Hedenquist (unpub.) are plotted on Fig. 2.

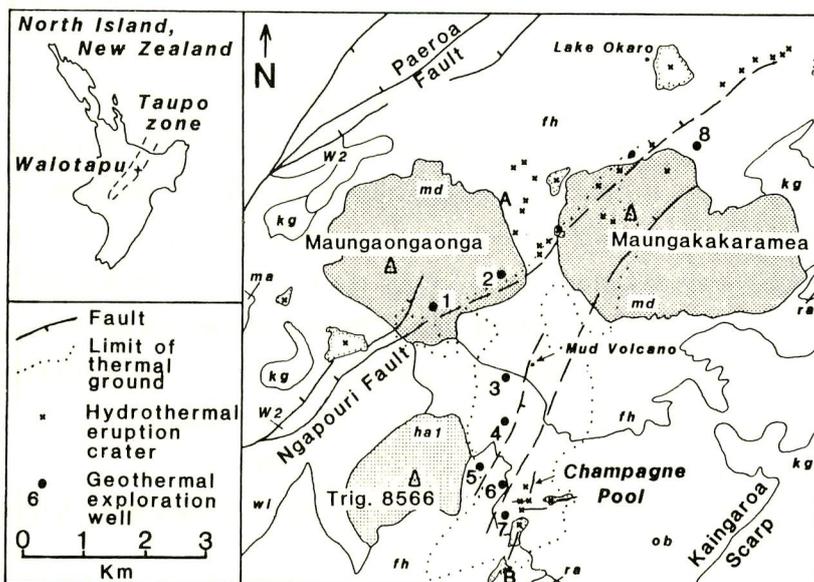


Fig. 10 Simplified geologic map of the Waiotapu area, showing the surficial extent of thermal ground (from Hedenquist and Henley, 1985). The distribution of faults, hydrothermal eruption craters, and geothermal exploration wells are also shown. md=Maungakakamea Dacite, hal=Haparangi Ryolite; others are pyroclastics or sediments (details in Hedenquist and Henley, 1985).

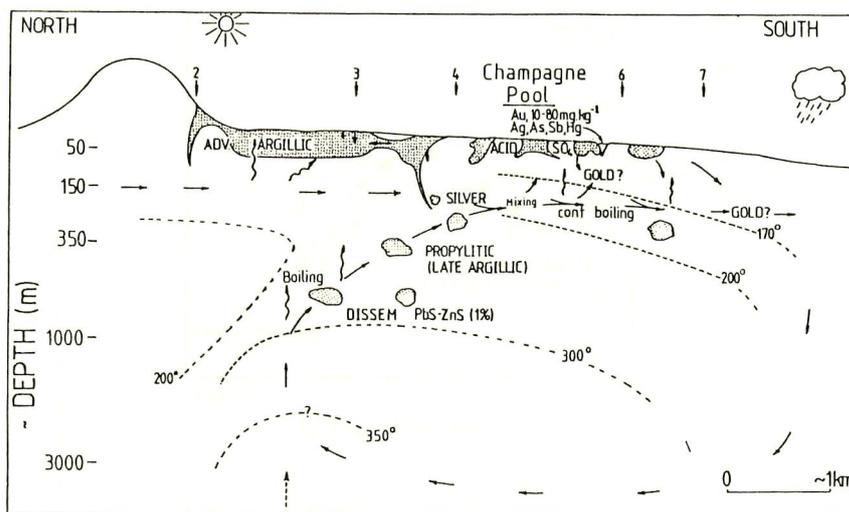


Fig. 11 Schematic cross-section showing distribution of ore metals at Waiotapu, based on surface and subsurface metal analysis, as related to the fluid flowpaths (from Hedenquist, 1983).

これはこのプールの地下の通路で金が沈殿し、その残りの金が少ない温泉水から生成したものと考えられたことを指摘しました。いかそれについて述べます。

ワイオタポをほぼ南北に通る模式的な地熱系の断面を Fig. 11 に示しています。深部流体は北側で上昇し沸騰を始めます。この上部で沸騰により分離されたガス成分が浅所で地表水と会い硫酸酸性の水ができ、この水が地表に出てきて泥火山や酸性変質帯などの地熱微候をつくっています。深部熱水は横に動いて、一部がシャンペンプールで湧出しており、ワイオタポ地熱系全体の熱水の10%がこのプールから湧出していると考えられています。この地熱流体は深部でプロピライト変質を生じさせています。鉛・亜鉛等の硫化鉱物が200~800 mの深度に鉱染しており、さらにこの上位には銀が鉱化しています。金銀は地表でシャンペンプールの赤色沈殿物中に確認されています（金=80 ppm, 銀=175 ppm, ヒ素・アンチモン=各2%, タリウム=320 ppm, 水銀=170 ppm, 亜鉛=50 ppm, 鉛=15 ppm: Weissberg, 1969）。

ここで金の生成メカニズムを考えるのに、この付近で掘削された深部熱水の化学組成をまず知

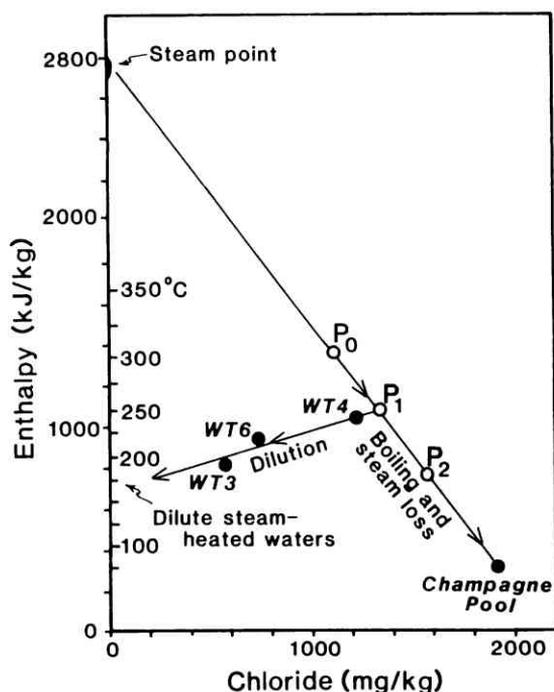


Fig. 12 Chloride-enthalpy mixing diagram showing the trends for boiling and vapour loss as well as dilution in the Waiotapu system (from Hedenquist and Henley, 1985).

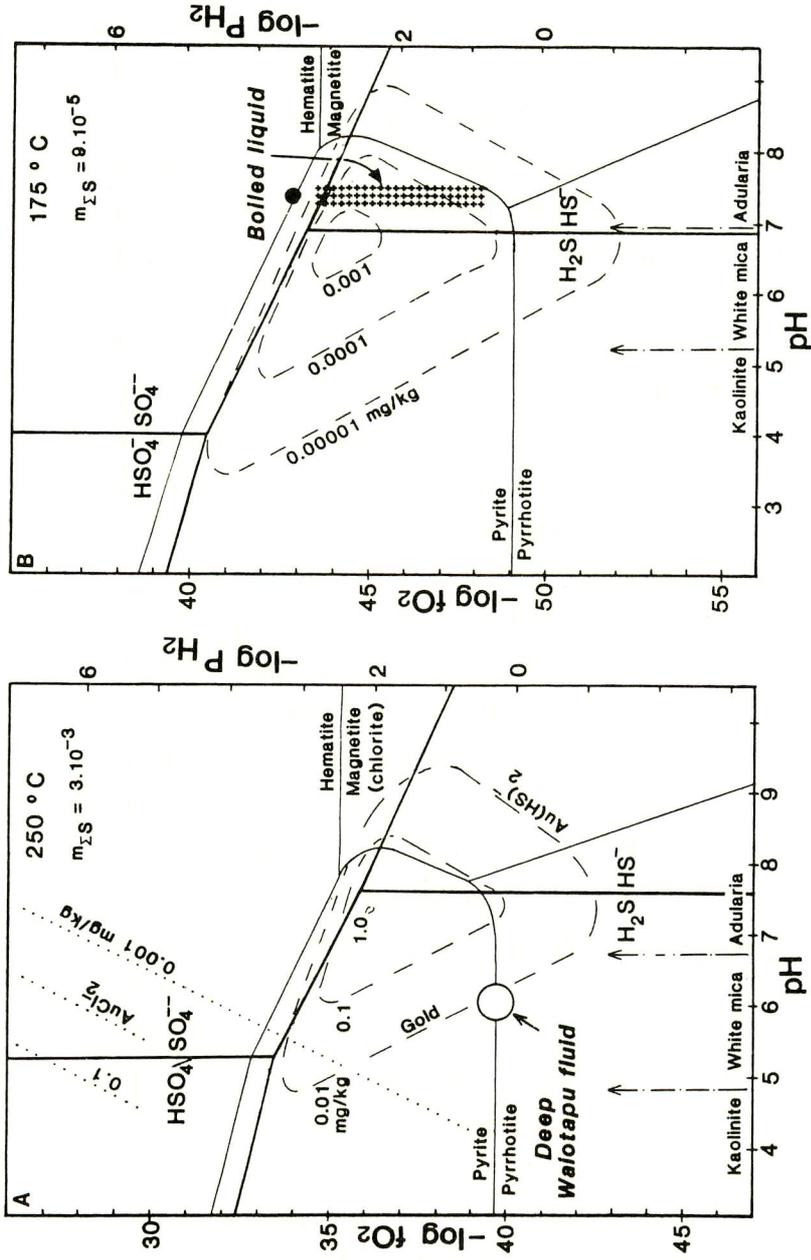


Fig. 13 Mineral and sulphur species stability diagram in terms of pH versus  $f_{O_2}$ . Contours show the solubility of gold as a bisulfide complex in mg/kg under Waitotapu conditions. A: Chemistry of the Waitotapu fluid at 250°C, based on total well discharge. B: Gold solubility calculated at the lower gas concentrations resulting from boiling and vapour loss calculated for 175°C (from Hedenquist and Henley, 1985).

る必要があります。Fig. 12 は、縦軸に熱水の熱量、横軸に Cl 量をとっています。この図に示す様に各孔井から噴出した熱水の値は一方向に配列しており、この延長上にある 170°C の浅所の CO<sub>2</sub> に富む水との混合を示唆しています。この付近の深部にある混合を受ける前の熱水はこの延長上の高温側にあると考えられ、その温度は地球化学温度計より 250°C と推定され、図の P<sub>1</sub> にプロットされます。また同図にはシャンペンプールに出てくる水の値も示されています。シャンペンプールと深部熱水 (P<sub>1</sub>) を結ぶとその延長上に蒸気の熱量の点があり、シャンペンプールで湧出している温泉は 250°C の深部熱水 (P<sub>1</sub>) が単に沸騰しただけであることを示唆しています。そこで、シャンペンプールに供給している深部熱水 P<sub>1</sub> の化学組成は WT4 号井の熱水組成に混合に対する補正を行うことにより求める事ができます。それは 250°C で pH = 6, Cl = 1335 ppm, 全硫黄濃度 =  $3 \cdot 10^{-3}$  (m) となります。

それでは、この深部熱水組成の時に金はどれ位含まれるのでしょうか。Fig. 13 は深部熱水の組成 (同図左の丸印) の鉱物と硫黄種の安定関係の図上に示しています。この点は、黄鉄鉱—磁鉄鉱の鉱物組み合わせやアデュラリアを変質したイライトが産するという変質母岩の観察とよくあっています。また金がブロードランドと同じく  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  として含まれる時の等濃度線も示してあります。この深部熱水の組成の時の金の溶解度は、Fig. 13(左) から 6 ppb と求められます。これは、ブロードランドで Brown により間接的に測定された金の溶解度 10 ppb に近い値であります。ワイオタプの地質や熱水がブロードランドのそれにほぼ近いことからワイオタプの深部熱水もおそらく金に飽和しているということが考えられます。この金に飽和した深部熱水がシャンペンプールの底 (100 m よりも浅い) の温度 175°C (P<sub>2</sub>) にむかって沸騰をはじめますと、この間で硫黄が 99% 以上 H<sub>2</sub>S で逃失してしまい、またガス成分の逃失で残りの熱水の pH は上がります。すなわち、P<sub>2</sub> 点の 175°C で pH = 7.4, Cl = 1900 ppm, 全硫黄濃度 =  $9 \cdot 10^{-5}$  (m) となり Fig. 13(右) の打点部にプロットされます。その時の条件下の金の溶解度も同図には示してありますが、同図に示すように金の溶解度は 250°C (P<sub>1</sub>) の時より 2 桁以上も減少します。それ故、もし深部熱水が金に飽和しているなら、金の 99% 以上が深度 100~300 m の熱水性噴火で破砕された通路に沈殿しているはずであります。なお、シャンペンプールの実際の金の濃度は、計算で求められた値と良い一致を示します。このシャンペンプールの緑のヒ素を主とする赤い沈殿物中に金が少量に (80 ppm) 含まれていましたが、これは金が地下の通路で落ちてしまった後の非常に金が少ない温泉から沈殿しているというわけです。この金の濃集はヒ素の吸着が大きく影響していると考えられます。

シャンペンプールは約 900 年前に熱水性噴出を行い、この破砕通路を通して現在毎秒 20 kg の温泉を湧出しています。この 900 年間流量が一定であったとすると、このシャンペンプールの破砕通路内に 360 万 g (3.6 t) の金が沈殿していることとなります。なおこのプールの湧出量はワイオタプ全体の 10% に相当しますから、金 36 t 位がこの地熱系全体で沈殿していると推定されます。

以上のように、ワイオタプの地熱系、特にシャンペンブールの地下付近は活浅熱水系 (active epithermal system) であり、今も金を沈殿生成しています。このような活発な系における研究は、金の鉱化作用時の流体の化学的性質を明らかにさせてくれます。そして、このようなタイプの浅熱水の環境下の金の沈殿を導く基本的なプロセスは、熱水の沸騰により  $H_2S$  が逃失し、金の溶解度が急激に減少することであることを認識させてくれます。

### 参 考 文 献

- Allis, R. G. (1980) Heat flow. In M. P. Hochstein and T. M. Hunt (Eds.): Guide to Geophysics of the Volcanic and Geothermal Areas of the North Island, New Zealand, p. 47-48, The Royal Society of N. Z., Miscellaneous Series 3.
- Brown, K. L. (1986) Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand. *Economic Geology*, v. 81, p. 979-983.
- Browne, P. R. L. (1984) Occurrence of ore metals in some terrestrial geothermal system. Presented at Society of Mining Engineer—American Institute of Mining and Engineering Annual Meeting, Los Angeles, Feb. 26-March 1, 1984, Preprint 84-73, p. 7-15.
- Cole, J. W. (1979) Structure, petrology and genesis of Cenozoic volcanism, Taupo Volcanic Zone, New Zealand—A review. *N. Z. Journal of Geology and Geophysics*, v. 22, p. 631-657.
- (1986) Distribution and Tectonic Setting of Late Cenozoic Volcanism in New Zealand. In I. E. M. Smith (ed.): Late Cenozoic Volcanism in New Zealand, The Royal Society of New Zealand Bulletin 23, p. 7-20.
- Elder, J. (1981) *Geothermal Systems*. Academic Press, 508 p.
- Grange, L. I. (1937) The geology of the Rotorua-Taupo Subdivision. *N. Z. Geological Survey Bulletin* 37.
- Hedenquist, J. W. (1983) *Waiotapu, New Zealand: The Geochemical Evolution and Mineralization of an Active Hydrothermal System*. Ph. D. Thesis, University of Auckland.
- (1986) Geothermal Systems in the Taupo Volcanic Zone: Their Characteristics and Relation to Volcanism and Mineralization. In I. E. M. Smith (ed.): Late Cenozoic Volcanism in New Zealand, The Royal Society of New Zealand Bulletin 23, p. 123-168.
- and Henley, R. W. (1985) Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: Origin, breccia deposits and effect on precious metal mineralization. *Economic Geology*, v. 80, p. 1640-1668.

- Hochstein, M. P. (1976a) Taupo Volcanic Zone, Regional Setting. In S. Nathan (Ed.): Volcanic and Geothermal Geology of the Central North Island, New Zealand, p. 10, 25th International Geological Congress Excursion Guide 55A and 56C.
- (1976b) Broadlands Geothermal Field, Geophysical Structure. In S. Nathan (Ed.): Volcanic and Geothermal Geology of the Central North Island, New Zealand, p. 53-55, 25th International Geological Congress Excursion Guide 55A and 56C.
- Houghton, B. F. (1982) Geyserland: A guide to the volcanoes and geothermal areas of Rotorua. Geological Society of New Zealand Guidebook No. 4.
- Karig, D. E. (1970) Ridges and basins of the Tonga-Kermadec Island arc system. *Journal of Geophysical Research*, v. 75, (2), p. 239-254.
- Lloyd, E. F. (1965) Orakeikorako, Hot Springs. In B. N. Thompson, L. O. Kermode, and A. Ewart (Eds): *New Zealand Volcanology, Central Volcanic Zone*, p. 175-177, N. Z. Department of Scientific and Industrial Research Information Series 50.
- and Keam, R. F. (1965) Waimangu, Geology, Hot Springs. In B. N. Thompson, L. O. Kermode, and A. Ewart (Eds): *New Zealand Volcanology, Central Volcanic Zone*, p. 40-46, N. Z. Department of Scientific and Industrial Research Information Series 50.
- Nairn, I. A. (1979) Rotomahana-Waimangu, 1886: base surge and basalt magma. *N. Z. Journal of Geology and Geophysics*, v. 22, p. 363-378.
- (1983) The Taupo Volcanic Zone and Okataina Volcanic Centre. In *Epithermal Environments in New Zealand Field Conference*, B1-20, N. Z. Mineral Exploration Association.
- Sissons, B. A. (1979) The horizontal kinematics of the North Island. Ph. D. Thesis, Victoria University of Wellington, New Zealand.
- Steiner, A. (1963) The rocks penetrated by drillhole in the Waiotapu thermal area, and their hydrothermal alteration. In *Waiotapu Geothermal Field*, N. Z. Department of Scientific and Industrial Research Bulletin 155.
- (1977) The Wairakei geothermal area, North Island, New Zealand. *N. Z. Geological Survey Bulletin* 90.
- Stewart, M. K. (1978) Stable isotopes in waters from the Wairakei Geothermal Area, New Zealand. In B. W. Robinson (Ed.): *Stable Isotopes in Earth Sciences*, N. Z. Department of Scientific and Industrial Research Bulletin 220.
- Weissberg, B. G. (1969) Gold-silver ore-grade precipitates from New Zealand thermal waters. *Economic Geology*, v. 64, p. 95-108.

- Wilson, S. H. (1963) Chemical Investigations at Waiotapu. In Waiotapu Geothermal Field, N. Z. Department of Scientific and Industrial Research Bulletin 155, p. 87-118.
- Wilson, C. J. N., Roagan, A. M., Smith, I. E. M., Northey, D. J., Nairn, I. A. and Houghton, B. F. (1984) Caldera volcanoes of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 8463-8484.

## 質 疑 応 答

(座長 円城寺 守 筑波大学地球科学系)

**木村政昭**：地熱帯の母岩というのは？

**田口**：孔井から熱水が噴出しているところは、ワイオラ層という流紋岩質の pumice breccia で、透水性の高い部分です。基盤はおそらく2000~4000 m 下の中生代のグレイワッケと考えられています。金はその様なところまで循環した水が周り岩石から金をとかしだして来ているのではないかと考えられています。

**浦島幸世**：基盤の金銀の含有量というのはどれ位でしょうか？

**田口**：今のところ私は知っておりませんが、たぶん分析はやっていると思います。

**早坂祥三**：地熱帯と基盤の盛り上がりの関係があるというのはどういうことでしょうか。

**田口**：多分それなりの理由があると思います。陥没帯内の基盤の盛り上がりの所にはマグマの貫入などがあるのではないかと考えられることです。もう一つは、その様な所は、地熱の対流系をつくりやすくしているのではないかと思います。落込みの深いところだと、地溝性の断層に沿って地表からの水が深部まで浸入できます。このような所では、ある程度の熱水活動があっても上から冷たい水で押しえられられてしまって、地上まで出てこれない。ところが、盛り上がりの所はそのような水に邪魔されずに浅所まで基盤岩中を深部の水が上がってこれるのではないかと思います。このように、基盤の盛り上がりというのはひとつには熱源（貫入岩）などに関連しており、もう一つは、邪魔されずに地表まで深部熱水が断層等に沿って上がってこれるという通路に関連していると思います。

**早坂**：金がたまっているというのは、ニュージーランドだけの特徴でしょうか？

**田口**：日本にもございます。一番身近なのは、別府の血ノ池地獄です。あそこにも赤い沈殿物がございます。赤色の沈殿物は赤鉄鉱の色でまたヒ素やアンチモンも含まれています。金はこの中に23ppm程は入っています。ただニュージーランドのシャンペンプールなどの熱水と違うのは、ニュージーランドは中性のCl型の熱水ですが、別府は酸性タイプのものです。すなわち、血の池地獄の温泉はClとSO<sub>4</sub>（地表近くで生成した水）が混ざった様なものです。近くまでは中性の深部熱水がきているかも知れませんが、金は赤鉄鉱やヒ素に吸着していると考えられます。別府に行かれましたら、ぜひ血ノ池地獄をごらんになって下さい。

## **Geothermal Systems in New Zealand**

**Sachihiro TAGUCHI\***  
**and**  
**Jeffery W. HEDENQUIST\*\***

\*Research Institute of Industrial Science, Kyushu University,  
6-1 Kasuga-koen, Kasuga 816, Japan

\*\*Geothermal Research Centre, Department of Scientific and Industrial  
Research, Chemistry Division, Wairakei, Taupo, New Zealand

### **Abstract**

This paper is aimed at introducing an outline of the geothermal systems of the Taupo Volcanic Zone in New Zealand based mainly on a recent review by Hedenquist (1986).

The development of New Zealand's geothermal energy resources began in the late 1940s, and the world's first "wet steam" geothermal station was constructed in 1958 at Wairakei. Geothermal electricity from Wairakei supplies 150 MW, some 4 % of New Zealand's total requirements at present; another 100 MW will be provided by 1989 by the new development at Ohaaki.

Twenty major geothermal systems are located in the Taupo Volcanic Zone. The zone extends from the active andesite volcano Mt. Ruapehu to White Island, another active volcano 220 km north northeast in the Bay of Plenty; this is a zone of extensive geologic structural depression. A considerable volume of rhyolitic material fills the depression, erupted during the last ~1.0 Ma. Geothermal drilling and gravity surveys have revealed a relatively simple set of horst and graben blocks in the basement. Most of the geothermal systems have boiling springs at the surface and measured heat flows of 50 to 500 MW. They all have areas of low resistivity of a few to several km<sup>2</sup>, indicating that hot saline water is present at depth. Chemical and isotopic studies of deep hot water indicate that the hot fluids are dominated by meteoric waters which have been heated and have acquired most of their solutes during deep circulation.

Gold and silver is presently being deposited in most of the geothermal systems in the Taupo Volcanic Zone. The study of gold deposition in such active geothermal systems has allowed us to unequivocally define the chemistry of the metal transporting fluids, and to identify fluid boiling and gas loss as the principal process leading to gold deposition in the analogous fossil epithermal environment.