
 原 著

中国雲南省騰冲火山区における熱水系の地球化学モデル

京都大学理学部附属地球物理学研究施設*1, 中国科学院南京地理与湖泊研究所*2

大 沢 信 二*1, 由 佐 悠 紀*1, 王 雲 飛*2

(平成6年11月30日受付, 平成7年1月31日受理)

Geochemical Modelling of a Hydrothermal System in Tengchong Volcanic Region, Yunnan Province, China

Shinji OHSAWA*1, Yuki YUSA*1, Yunfei WANG*2

*1 Beppu Geophysical Research Laboratory, Kyoto University

*2 Nanjing Institute of Geography and Lake Sciences, Academia Sinica

Abstract

Chemical and isotopic data are presented for 9 hot spring waters, and 1 cold sour spring water, from the Tengchong Volcanic Region (elevation 1200~1750m), West Yunnan, China. We also discuss water-rock interaction and present a conceptual geochemical model of the Rehai Geothermal System in this region.

Stable isotope compositions (δD and $\delta^{18}O$) of hot waters discharged from 4 areas (Rehai, Langpu, Ruidian and Longling) indicate that they originated from meteoric water characterized isotopically by the equation: $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 9.6$. All the hot spring waters are classified into Na-HCO₃ type or Na-Cl-HCO₃ type. Li-B-Cl systematics show that the rocks encountered by the thermal waters in Rehai and Langpu are rhyolitic, in Ruidian they are andesitic, and in Longling they are sedimentary or metamorphic.

The data indicate that all of the hot waters are peripheral to those in upflow zones of Na-Cl type primary thermal waters. Na-K-Mg geoinicator and K-Ca geobarometer interpretations suggest that almost all the hot spring waters are immature, or are in partial equilibrium before discharge, except for a couple of hot spring waters in the Rehai area. The latter are in full equilibrium at 260~270°C and 1.9 MPa of CO₂-fugacity, although their chemical types belong to the peripheral dilute Na-Cl-HCO₃ type. This type of parent thermal water is rare elsewhere, and we tentatively propose that this type of water be named "HCO₃ bearing Cl type water".

1 はじめに

中国には2500箇所を超える地熱温泉地があるが、それらは主に、チベット-雲南、東経104度に沿う地帯、大陸東沿岸および台湾の4地帯に集中している¹⁾。この内、チベット-雲南地帯の東部を占める雲南省の騰冲火山区は、2つの大陸プレート(ユーラシアおよびインド・プレート)が

衝突する境界の東端部に当たり、そこでは新しい火山活動と活発な地熱温泉現象が見られる。地方行政区である騰冲県は、高黎貢山脈の東斜面に位置する。中心部はイラワジ川の支流に沿う沖積地で、その標高は1,640m、年平均気温は14.7℃、年平均降水量は1,425mmである。8つの民族から成る約50万人の人口の内、90%が農業に従事している²⁾。この地域には玄武岩流や安山岩質の単成火山あるいはマールなどがあり、また、活動的な地熱温泉地のほか、低温の炭酸泉が散在している³⁾。最近測定された火山岩の年代値や地熱ガスのヘリウム同位体比によれば、少なくとも2万年前まで火山活動が存続し、現在も地下のマグマ活動が続いているらしい^{4~6)}。

筆者らは、別府-島原地構内に存在する火山・地熱・温泉を主な研究対象にしているが、騰冲火山区がテクトニクスや火山活動史などの面で別府と類似している点が多く、活発な地熱温泉活動の存在することを文献から知り、両者の地熱温泉現象の比較を行いたいと考えていた。幸いにも1993年の11月の下旬に、約2週間、騰冲火山区の地熱温泉現象を視察する機会を得、いくつかの温鉱泉水試料を採取・分析することができた。本論文では、その分析結果と地球化学的手法により推定される調査地域の地熱系モデルについて報告する。

2 これまでの研究と調査地域の概要

これまでの研究

今回調査を行った騰冲火山区に初めて現代科学のメスが入られたのは20世紀の初頭のようにある²⁾が、それ以前の1868年にミャンマーからイラワジ川を遡行したイギリスの探検隊が、この地域を訪れ噴気地や沸騰泉の活動を記録するとともに、熱水の簡単な分析を行っている⁷⁾。また、1639年には中国の地理学者徐霞客が騰冲火山区で最も地熱活動の活発な熱海地熱地域を尋ね、種々の観察結果をその著書「徐霞客遊記」に著している⁸⁾。

総合的な地球科学的研究は、すでに中国の研究者によって進められており、その報告書が科学出版社(中国)から出版されている⁹⁾(これは中国語で書かれているが、そのエッセンスが英文で *Geothermics*, Vol.15, No.3 上に掲載されている[pp.329~358])。そこで扱われている内容は、地質学・地球化学・鉱物学・地震学・生物学と多岐にわたっているが、陸水物理学的研究や地下構造に関する調査、火山灰層序学的な研究は行われていない。最近は外国の研究者もこの地を訪れ、国際共同研究が行われるようになった^{5, 6, 10)}。その中で特に新しい試みとして興味深いのは、ヘリウム同位体組成に関する研究であろう¹⁰⁾。それによれば、騰冲火山区の温泉ガスにはマントル起源のヘリウムが含まれており、騰冲中央部においては、環状構造内に分布する温泉から放出されるガスには、特にマントル起源のものが多く含まれ、その構造から離れるにしたがい放射性起源のヘリウムの寄与が大きくなる。この結果から、マントル起源の揮発成分を含むマグマが環状構造内の地下に存在するものと推定されている。

調査地域の概要

〈熱海(Rehai; Hot Sea)地熱地区〉

雲南省西部には660箇所以上の温泉があり、このうち30箇所は貯留層温度が150℃以上の高温熱水系であると言われている。このうち、ミャンマーとの国境近くの標高1,600から1,700mに騰冲(Tengchong)地熱地域がある(Fig. 1)。騰冲は中国のヒマラヤ地熱地帯(チベット-雲南地熱地帯)では唯一第四紀火山を伴うという点で特異である¹¹⁾。騰冲地熱地域の中心は熱海地熱地区と呼ばれている(Fig. 2)。古生代の変成岩と白亜紀の花崗岩から成る基盤は、中新世のモラッセ状の砂岩や礫岩によって局所的に埋められており、その周辺に第四紀火山が分布する¹¹⁾。熱海地

域には約20の火山円錐丘の存在が知られており、K-Ar年代は0.09~17.84Ma (安山岩, 玄武岩, デイサイトなど)を示し、この地域の地熱系の熱源は、これらの火山岩類をもたらした貫入岩であろうと推測されている⁴⁾。変質帯域から推定される熱海地熱活動域の広がり約7.5km²であり、ここでは温泉・沸騰泉・噴気孔などの様々な地熱兆候を見ることができる³⁾。温泉の最高温度は98℃、泉質は中性に近いNa-HCO₃・Cl型である¹²⁾。

〈瑞滇(Ruidian)地熱地区〉

本地熱地区は騰冲市の北方45kmに位置する(Fig. 1)。地熱活動域の広がり約1km²と熱海地域と比べかなり小規模である²⁾。田圃の畦道沿いや崖の割れ目から少量湧出するもの他に、人家の庭先で発泡しながら湧出するものもあり、炭酸塩鉱物の析出が見られる。湧出温泉水のすべてが中性のNa-HCO₃型であり、泉温は55~87℃を示す¹²⁾。本地域を構成する岩石の種類は安山岩である⁹⁾。

〈朗蒲(Langpu)地熱地区〉

熱海地域の南西7~8kmに位置する(Fig. 2)。遠望すると植生のために地熱兆候を見逃すほどの小規模な地熱地域である。製紙や生活用水として温泉水を利用している。泉温は96℃で、泉質は中性のNa-HCO₃・Cl型である¹²⁾。

〈竜陵(Longling)地熱地区〉

本地熱地区は騰冲市の南南東約50kmに位置する(Fig. 1)。竜陵の町に近い深い谷底にある温泉地であり、調査時には現代的なホテルが建設中であった。温泉の湧出は谷川の兩岸にみられ、1976

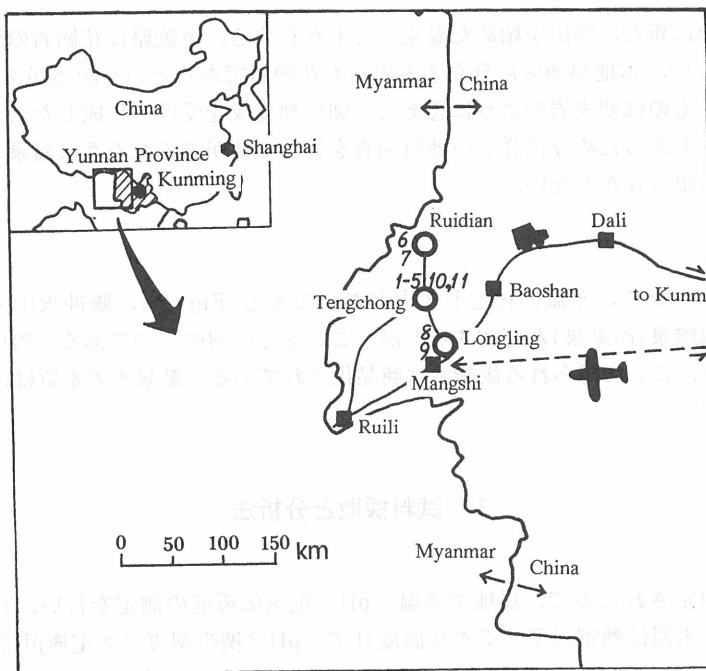


Fig. 1 Map of the Tengchong Volcanic Region in West Yunnan, China showing the locations of springs sampled

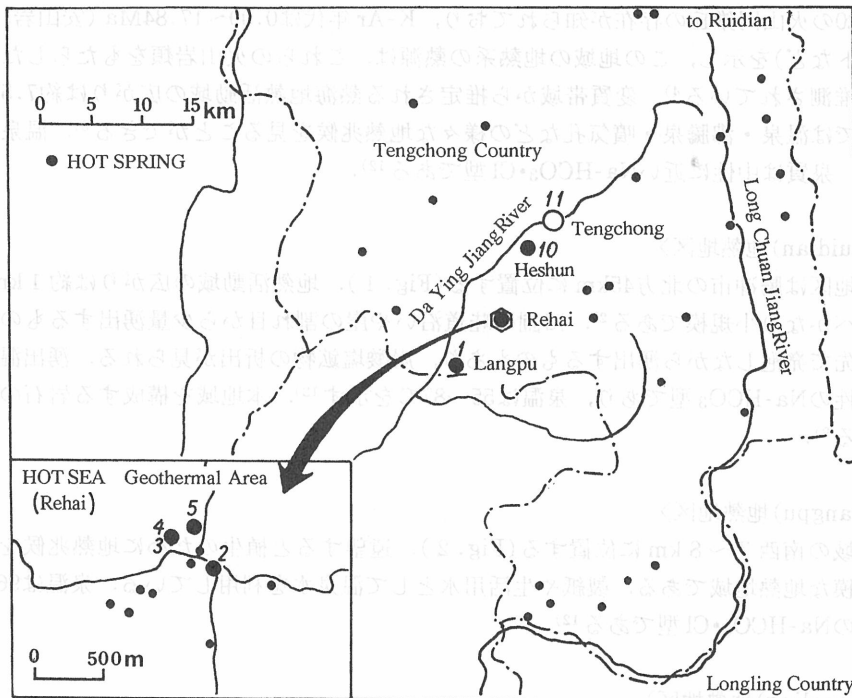


Fig. 2 Locations of sampling points of waters in Tengchong Country. The insert shows Rehai (Hot Sea) geothermal area in southwest of Tengchong City

年の竜陵地震の際に新たに湧出を始めた温泉なども存在する。竜陵県は花崗岩の分布する地域として知られている¹³⁾。本地熱地区に分布する岩石も花崗岩であるという記述があるが⁶⁾、筆者らが現地を観察したものは変成岩のように思えた。強い熱変成を受けて生成した岩石、例えばミグマタイトの可能性もあるため今後詳しい地質調査を行う必要があるだろう。温泉水についての記載は筆者らの知る限り存在しない。

〈和順(Heshun)〉

騰沖の町の郊外にある、華僑の村として有名な村である(Fig. 2)。騰沖火山区には温泉のみならず、多数の炭酸泉(冷鉱泉)が存在する⁸⁾が、ここもその内の一つである。町中には炭酸水の瓶詰め工場があり、ここで得られる炭酸水は商品化されている。鉱泉水の水質は、Na, Ca, Mg-HCO₃型である¹²⁾。

3 試料採取と分析法

試料採取

採取試料数が限定されたので、現地で水温、pH、電気伝導度の測定を行い、日本に持ち帰る試料を厳選した。水温は熱電対型デジタル温度計で、pHは携帯型ガラス電極pH計で測定した。試料採取位置をFig. 1と2に示した。今回は、瑞滇地域と竜陵地域からそれぞれ2試料(No. 6, 7, 8, 9)、朗浦地域と和順地域からそれぞれ1試料ずつ(No. 1, 10)、そして最も地熱活動の活発な熱海地域から4試料(No. 2~5)の計10個の温鉱泉水を採取した(Table 1)。また、

参考試料として騰冲の水道水(地下水)を採取した(No. 11). 試料水は500mlのポリエチレン瓶と10mlのゴム栓付きガラス製バイアルに採取した. 前者は化学分析用, 後者は安定同位体比測定用(水の δD , $\delta^{18}O$)である.

分析法

日本に持ち帰った試料水は, それぞれ以下の方法で分析した. また, 同位体比の測定は, Nuclear Sciences, IGNS (Lower Hutt, New Zealand)の質量分析計を使用して行った.

Na, K, Ca, Mg, Li, Cl, SO_4 : イオンクロマトグラフィー, 2 mg/l以下のCaとMgは原子吸光法により分析した

HCO_3 , CO_3 : pH滴定(CO_3 と HCO_3 の終点はそれぞれpH8.3, pH3.8とした)

B: 吸光光度法(アゾメチン-H)¹⁴⁾

4 化学分析と同位体比測定の結果

化学分析, 安定同位体比測定の結果をそれぞれTable 1, 2に示す. なお, 安定同位体比の表示では, 通例に従い, δ 値, すなわち標準海水(SMOW)からの千分率偏差(%),

$$\delta D, \text{ または } \delta^{18}O = (R_x/R_s - 1) \times 1000$$

を用いた. ここに R_x , R_s はそれぞれ試料Xと標準海水Sの同位体比(D/H, または $^{18}O/^{16}O$)を表す. 採取した温泉水は, 沸騰状態にあるものが多く(試料No.2, 3, 4, 7, 8, 9), それらについては気液分離(沸騰)にともなう同位体の濃縮効果を補正する必要がある. そこで以下に示す手順

Table 1 Chemical compositions of the waters sampled from the hot springs in Tengchong Volcanic Region, Yunnan Province, China; concentrations are in mg/l

No.	Sample	WT (°C)	EC ($\mu S/cm$)	pH	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Cl^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Li^+	B
1	Langpu (朗浦 熱水塘)	90.7	3080	8.4	1254	18	325	25.1	676	58.4	4.7	1.2	2.1	4.9
2	Rehai-I (熱海 澡塘河)	95.8	2360	9.0	573	77	345	20.0	447	66.4	1.6	0.1	4.2	6.4
3	Rehai-II (熱海 眼鏡泉)	95.8	3580	9.2	681	168	587	24.1	687	99.4	0.8	ND	6.8	9.9
4	Rehai-III (熱海 珍珠泉)	95.9	291	4.4	7	ND	15.4	75.9	32.2	15.6	0.9	0.1	0.24	0.4
5	Rehai-IX (熱海 硫磺塘)	88.7	4230	7.6	1220	ND	730	22.3	829	123	0.8	ND	8.0	12.2
6	Ruidian-I (瑞滇 沙坡脚澡塘)	76.7	1770	7.4	803	ND	151	26.6	350	32.8	24.6	3.7	1.9	3.7
7	Ruidian-II (瑞滇 105澡塘)	92.7	2010	7.4	927	ND	155	26.9	392	40.5	18.0	3.7	2.0	3.8
8	Longling-I (竜陵 邦腊掌温泉)	97.1	940	8.4	433	2	15.4	40.7	192	18.3	1.4	0.04	1.8	3.3
9	Longling-I (竜陵 下消温泉)	98.4	1060	9.2	293	102	17.8	41.2	217	21.2	0.9	0.02	2.3	3.7
10	Heshun* (和順 天然鉱泉水)	NM	NA	6.1	997	ND	5.9	1.7	78.5	16.0	96.8	91.2	0.2	0.1
11	Tengchong\$ (騰冲賓館水道水)	18.1	136	6.8	81	ND	0.7	0.8	6.1	2.4	9.3	5.5	ND	0.1

Sampling dates : Langpu ; Nov. 19, 1993, Rehai-I to-IX ; Nov. 20, 1993, Ruidian-I to-II ; Nov. 22, 1993, Longling-I to-II ; Nov. 24, 1993, Tengchong ; Nov. 21, 1993

ND : not detected (Mg < 0.01 mg/l), NA : not analyzed, NM : not measured

: cold sour spring, \$: tap water supplied from groundwater in Tengchong town

Table 2 Isotopic compositions (δD , $\delta^{18}O$) of the waters sampled from hot and cold springs in Tengchong Volcanic Region, Yunnan Province, China and values corrected for steam-loss (δD_0 , $\delta^{18}O_0$)

No.	Measured				Corrected values			
	WT(°C)	Elevation (m)	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	BT(°C)	K/Mg-T(°C)	δD_0 (‰)	$\delta^{18}O_0$ (‰)
1	90.7	1200	-73.1	-9.31	95.9	145	-75.8 [§]	-9.80 [§]
2	95.8	1450	-69.1	-9.23	95.0	198	-74.8	-10.27
3	95.8	1450	-69.0	-8.41	95.0	278	-79.8	-10.39
4	95.9	1450	-63.1	-6.49	95.0			
5	88.7	1450	-64.3	-7.36	95.0	291	-76.2 [§]	-9.53 [§]
6	76.7	1750	-81.4	-11.02	94.0			
7	92.7	1750	-85.3	-11.55	94.0	115	-86.6	-11.78
8	97.1	1300	-74.5	-9.59	95.5	165	-78.1	-10.26
9	98.4	1300	-74.8	-9.93	95.5	184	-79.4	-10.77
10	NM	1600	-77.9	-10.95	94.5			
11	18.0		-67.8	-9.67				

(Remarks) WT : water temperature, BT : Boiling temperature at elevation
 K/Mg-T : K/Mg temperature (Giggenbach, 1988), NM : not measured
 § : corrected using BT

で測定値(δD , $\delta^{18}O$)に補正を加えた(δD_0 , $\delta^{18}O_0$). なお、試料No. 1 と 5 については、Table 2 に示されるように、測定水温が採水地点の標高における水の沸点より明らかに低いが、湧出状態から考えて湧出直前には沸騰状態にあったと考えられるために同様の補正を加えた。

補正に当たって次のようなモデルを想定した。すなわち、温度、水素および酸素の同位体比がそれぞれ T_0 , δD_0 , $\delta^{18}O_0$ の熱水が、湧出温度において沸騰し、その際の蒸気質量比(乾き度)は χ であり、蒸気分離後の熱水の同位体比は δD , $\delta^{18}O$ であったとする。伝導による冷却効果を無視すれば、エンタルピーの保存より次式が成立する。

$$\chi = (H_0 - H_w) / (H_v - H_w) \dots\dots\dots(1)$$

ここに、 H_0 , H_w , H_v は、それぞれ温度 T_0 における水の比エンタルピー、湧出(沸騰)温度における水と蒸気の比エンタルピーである。

また、気液分離にともなう同位体平衡分別の式と同位体に関する物質収支の式は、次のように表される。

$$10^3 \cdot \ln \alpha = \delta w - \delta v \dots\dots\dots(2)$$

$$\delta_0 = \delta v \cdot \chi + \delta w \cdot (1 - \chi) \dots\dots\dots(3)$$

ここに、 α は湧出(沸騰)温度における平衡分別係数、 δ_0 , δw , δv はそれぞれ温度 T_0 の熱水の同位体比、沸騰後の水と蒸気の同位体比を表す。

以上の3式から δv と χ を消去し、整理すると次式のようになる。

$$\delta_0 = \delta w - (H_0 - H_w) / (H_v - H_w) \cdot 10^3 \cdot \ln \alpha \dots\dots\dots(4)$$

式(4)の右辺の各パラメータの内 δw は実測値であり、 α と H_w , H_v は湧出温度を用いて分別係数の収集値¹⁵⁾と蒸気表から直ちに求められる¹⁶⁾。 H_0 を与えるためには湧出(沸騰)前の熱水の温度を決める必要があり、この算定には平衡到達速度の大きい化学平衡を利用した地化学温度計であるK/Mg温度計¹⁷⁾を用いた。試料No. 1 と 5 の熱水の同位体比算出には、前にも述べたように、湧出温度の代わりに湧出地点標高の沸点を用いた。このようにして補正を加えた湧出(沸騰)前の熱水の水素と酸素の安定同位体比をTable 2 の右の欄に示した。なお、試料No. 4 は、後述するように、現地観察と化学分析の結果から、蒸気吹き込み型の酸性硫酸塩泉(pH=4.4)であることが明白であるため、沸騰にともなう同位体分別効果の補正は行わなかった。

5 考 察

温泉水の起源について

この問題については、水の水素と酸素の安定同位体比が重要な情報を提供してくれる。前節で示した沸騰による同位体の濃縮効果の補正を施したものをFig. 3に示す。今回は冷地下水や雨水の採取が行えなかったので、十分な数の実測値に基づいてこの地域の天水線(MWL)を決めることができなかったが、次のような方法でそれを推定した。即ち、試料No.11は地下水を利用した騰冲市の水道水であるが、その同位体比(δD , $\delta^{18}O$)を通る傾き8の直線として与えた。和順の冷炭酸泉はこの天水線上に位置しており、ここでの推定が妥当であることを示している。この情報を折り込んだ図上で各試料水の同位体比を見てみると、No. 4を除くすべての試料が岩石との相互作用により最大2%程度のO-shiftを起こした天水を起源とすると解釈できる。唯一例外的な試料No. 4については次のように考えることができる。すなわち、No. 4と同じ地域から得られた温泉水(No.2, 3, 5)の水素同位体比から、この地域の地表水は図中のAのあたりにプロットされると推定される。これとNo. 4の値を結ぶ直線の傾きはおよそ3である。これは多くの酸性硫酸塩泉に見られる特徴であり、蒸発の際の同位体効果を受けた天水であるとして問題はないであろう¹⁷⁾。

以上の考察から、騰冲火山区の温泉水のほとんど全ては、循環する天水であり、その過程で熱と物質の供給を受けたものと結論できる。したがって温泉水に溶存している物質の大半は、水の循環過程で水の通路となる岩石から溶出してきたものと考えられる。

岩石-水相互作用

どのようなタイプの岩石と相互作用を行ったかを知るには、Cl-B-Li diagram (三角図)¹⁸⁾を作成するのが効果的である。このdiagramに利用される元素は、一旦岩石から水に溶解すると再度岩石へ付け加わらないか、あるいは戻りにくいもの、いわゆる可溶性元素と呼ばれるものである。しばしば、BとClの2成分だけを用いた図¹⁹⁾が利用されるが、堆積岩と相互作用を起こした水と高温の蒸気で加熱された水を明瞭に区別することができないため、Liを加えた3成分で検討するのが望ましい。騰冲火山区の温泉に応用した結果をFig. 4に示す。この図から次のような事柄が読み取れる。

- (a) 酸性硫酸塩泉(No. 4)を除く朗蒲地区と熱海地区の温泉水(No.1, 2, 3, 5)は、シリカ含有量の高い流紋岩質の岩石との相互作用で形成されたことが示されている。
- (b) 瑞滇地域の温泉水(No.6, 7)は、流紋岩と玄武岩の中間的な組成の岩石との相互作用で生

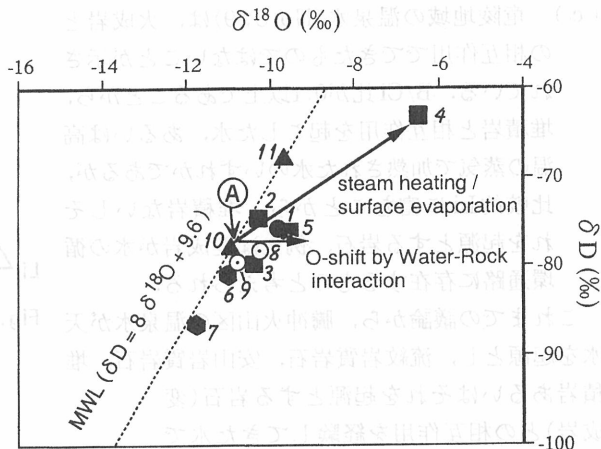


Fig. 3 δD versus $\delta^{18}O$ for waters in Tengchong Volcanic Region, Yunnan Province, China. Numbers indicate the sample numbers shown in Table 1. Measured isotopic ratios of samples from 1, 2, 3, 5, 7, 8 and 9 have been corrected for steam loss, using estimated underground temperatures (see text). Symbol A shows meteoric water in and around Rehai area estimated from hot spring waters (2, 3 and 5)

成したものであることが示されている。これは瑞滇地域に露出する岩石が安山岩であるという記載⁹⁾と完全に一致している。

(c) 竜陵地域の温泉水 (No. 8, 9) は、火成岩との相互作用でできたものではないことが示されている。B/Cl 比が 0.1 以上であることから、堆積岩と相互作用を起こした水、あるいは高温の蒸気で加熱された水のいずれかであるが、比較的 Li に富むことから、堆積岩ないしそれを起源とする岩石、例えば変成岩が水の循環通路に存在するものと考えられる。

これまでの議論から、騰冲火山区の温泉水が天水を起源とし、流紋岩質岩石、安山岩質岩石、堆積岩あるいはそれを起源とする岩石(変成岩)との相互作用を経験してきた水であることが示された。次に岩石-水相互作用を温泉水の溶存陰イオン組成から調べるために、Fig. 5 のように、Cl, SO₄ および炭酸成分(HCO₃+CO₃)の3成分を用いた三角図¹⁷⁾を作成した。安定同位体比からみて例外的であった試料No. 4 は、この図でも他の試料と違った性格をみせており、蒸気加熱タイプの硫酸型の水であるということとこれまでの結論と矛盾しない。同図から、試料No. 1, 6, 7, 8, 9の温泉水は蒸気加熱型のbicarbonate型の水であり、No. 2, 3, 5は全世界に共通したCl型の深部熱水がbicarbonate型の水で希釈されてできたDilute Cl-HCO₃型の水であることが示されている。bicarbonate型やDilute Cl-HCO₃型に分類される水は、いずれもCl型の深部熱水の分布域の周辺に存在する派生的な水であることが多く^{17, 18)}、200℃を越す温度で岩石-水間の化学平衡を直接経験していることはほとんどないとされている。従って、騰冲火山区ではCl型の深部熱水の地表への流出はなく、地表付近でHCO₃を含む地下水の混入を受けたものや、Cl型の熱水から分離した蒸気が地下水に混入してできたものが湧出しているにすぎないというのが常識的な解釈であるが、この地域においては必ずしもそうではないことを次に述べる。

岩石-水相互作用の物理化学的環境

主要化学成分の分析データを利用し、岩石-水相互作用をやや定量的に検討する方法がGiggenbachらにより提案されている^{18, 20)}。それは、Na, K, Mgの分析値を用いるNa-K-Mg geoindicatorと呼ばれるもので、今回の分析データをプロットしたものをFig. 6に示す。この図から以下のことがわかるとされている。

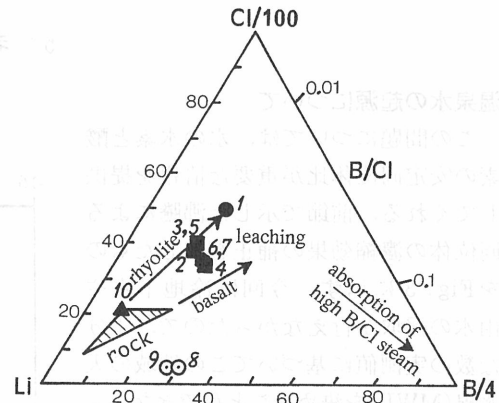


Fig. 4 Triangular diagram of Li, B and Cl for the hot spring waters (samples 1-9) and the cold sour spring (10)

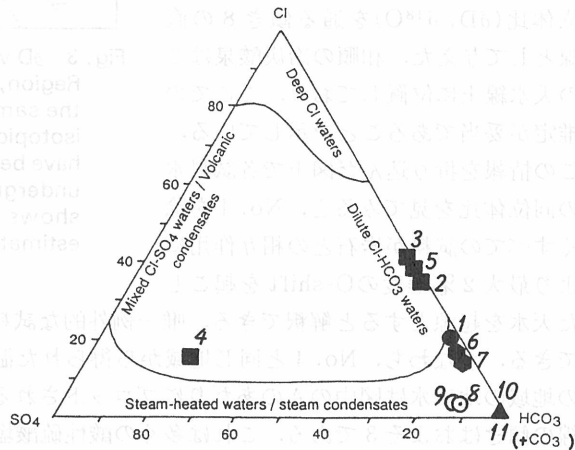


Fig. 5 Relative Cl, SO₄ and HCO₃ (+CO₃) content of hot spring waters. For numbers see Table 1

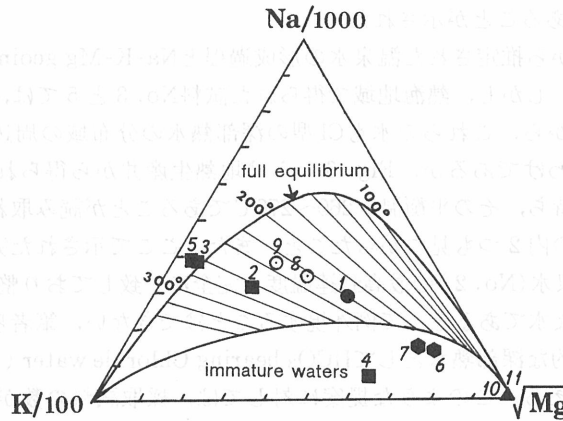
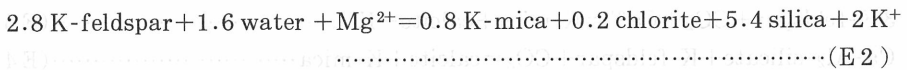
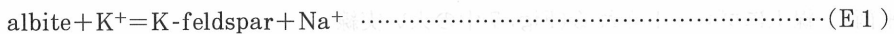


Fig. 6 Na-K-Mg diagram (after Giggenbach, 1988) for the spring waters, the cold sour spring water and the tap water in Tengchong Volcanic Region. For numbers attached to the plots see Table 1

- (1) 得られた温泉水や地熱水が地下で albite, K-feldspar, K-mica, chlorite, silica と共存し、以下に示される化学平衡の関係を満たすときに、そのデータは図中の「full equilibrium (完全平衡)」線上にプロットされる。



また、この full equilibrium line には温度目盛りが付けられており、プロットされた点から平衡時の温度を読み取ることができる。

- (2) 酸性水のように、岩石から水への元素の移動が一方的なものについては、図中の「immature water (未熟成水)」の領域にプロットされる。
- (3) 化学反応 E1, E2 について完全平衡にあった水が、低温の地下水の混入を受けるなどして温度低下を経験すると、そのデータは full equilibrium line と immature water 領域に囲まれた領域「partial equilibrium (部分平衡)」にプロットされる。これは平衡反応の速度が $E1 \ll E2$ であることにより導かれたものである(詳細は Giggenbach の論文²⁰⁾を参照)。なお、この領域内に引かれている線はその水が部分平衡に至る以前に経験した完全平衡状態にある時の温度を示すもので、プロットされた位置からその温度が読み取れる。

これを利用して今回得られた温泉水について考察を加えてみる。硫酸酸性の蒸気加熱型の水(No. 4)は酸性の水がプロットされることが多い immature water 領域に位置している。瑞滇の試料 No. 6 と 7 は中性の水であるにもかかわらず、immature water 領域にプロットされている。これらは炭酸成分を多く含んだ bicarbonate 型の水であることから(Fig. 5)、本源熱水の上昇域の末端部において多量の地下水の流入により形成された水であり、地下水の占める割合が大きいため未熟成の様相を呈したものと推測される。大きな反応速度をもつ平衡反応式 E2 に基づいた K/Mg 温度が、115℃と湧出温度(92.7℃)に近いことから、本源熱水の上昇域の末端部において形成された水であると考えerことは妥当であろう。

試料の No. 1 (朗蒲), No. 2 (熱海)と竜陵の 2 試料(No. 8, 9)はいずれも partial equilibrium の領域にあり、本源熱水の上昇域の周辺に分布する水の特徴を持ち、陰イオン組成から導かれた結論と矛盾しない。なお、朗蒲地域、竜陵地域、熱海地域の源熱水の温度はそれぞれ 220℃, 220

～240℃, 260～270℃であることが示された。

以上は陰イオン組成から推定された温泉水の形成過程とNa-K-Mg geoinicatorによる解析結果が一致した例である。しかし、熱海地域で得られた試料No. 3と5では、事情が違っている。すなわち陰イオン組成から、これらの水もCl型の深部熱水の分布域の周辺に存在する派生的な水であると考えられたわけであるが、Fig. 6からは地熱生産井から得られる典型的なCl型の深部熱水と同様の特徴を持ち、その平衡温度260～270℃であることが読み取れる。この特徴を持つ水が9つの温泉水試料の内2つも見つかったこと、また、ここで示された完全平衡の温度が、先の部分平衡を示した温泉水(No. 2)の最高到達温度と完全に一致しており整合性があることから、たまたま出現した特殊な水であるとして例外視することはできない。筆者らはこれを騰沖火山区の熱海地熱地域に特徴的な深部熱水としてHCO₃ bearing Chloride water (含炭酸水素Cl型の水)として認識したいと考える。このような提案に対しては、採取試料の数が少ないためCl型の深部熱水に行き当たらなかっただけではいかとの批判もあろう。しかし、この地域を十分に踏査し、約70個の温泉水試料を採取し分析した中国の研究者の報告¹²⁾にも典型的なCl型の温泉水の記載はない。ここではさらに別の解析結果を提起することにより、上記提案の妥当性を示すことにする。

Fig. 7はGiggenbachにより与えられたK-Ca geobarometerである^{19,20)}。Na-K-Mg geoinicatorと同じように、得られた温泉水や地熱水が地下で、K-feldspar, K-mica, calcite, Ca-Al₂-silicateと共存し、以下の平衡関係(E3, E4)が成り立っていれば、そのデータは図中の「full equilibrium (完全平衡)」線上にプロットされる(Fig. 7中の太い実線)。



試料No. 3と5は、完全平衡にあり、その縦軸の読みから、1.9 MPaという高い気体二酸化炭素分圧を持つことが示されている。地熱生産井から得られるような典型的なCl型の地熱水は、図中の点線で囲まれた領域Bにプロットされ、full equilibrium から期待される気体二酸化炭素分

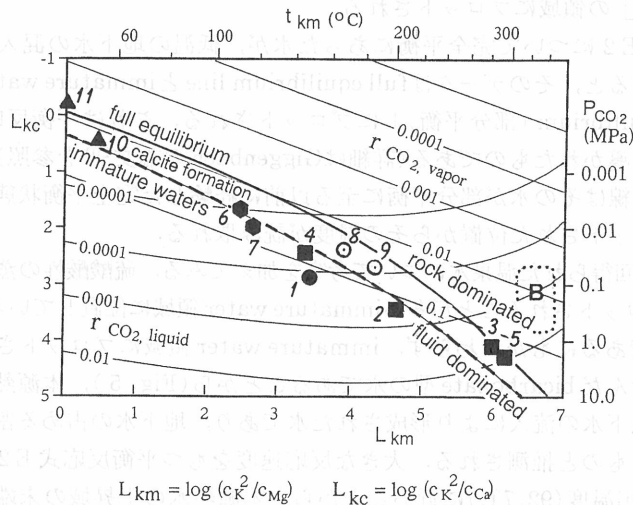
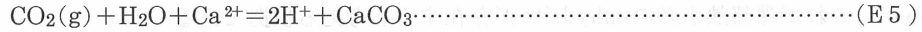


Fig. 7 Evaluation of CO₂-fugacities in the geothermal systems using K, Mg and Ca concentrations in their discharge waters (after Giggenbach, 1988). For numbers see Table 1. Samples from deep geothermal wells are plotted in the area B surrounded by dotted line

圧よりも低い値を示すのが一般的である。Giggenbachは、これを系の炭酸成分濃度を規制する機構が系の内部にあるのではなく外部にあるためだと説明している²⁰⁾。以上の関係から、騰冲火山区熱海地熱地域の深部熱水は、気体二酸化炭素分圧が高いという点で全世界で見られるCl型の深部熱水とは明らかに性質の違うものであると結論してもよいであろう。

物理化学的環境に関する議論の最後として、本源熱水、特に熱海地域のものについて、そのpHを推定してみることにする。これまでの考察過程で、本源熱水はcalciteと共存すること、そして、熱水の温度と気体二酸化炭素分圧が推定されていることから、calciteと熱水の溶解平衡関係(E5)から得られる式(5)を用いて、pHを算出することができる。



$$\text{pH} = (\text{pKc} - \text{pKp} - \text{pK}_1 - \text{pK}_2 - \log \text{Pco}_2 - \log a_{\text{Ca}^{2+}}) / 2 \dots\dots\dots (5)$$

ここでpKcはcalciteの生成平衡定数、pKpは炭酸ガスの水和平衡定数、pK₁、pK₂はそれぞれH₂CO₃、HCO₃⁻の解離平衡定数を表す。なお、カルシウムイオンの活量は、試料No. 5の化学分析値とExtended Debye Hückel式により導出した活量係数から求めた。また、各平衡定数は、Kharaka and Barnesの収集値²¹⁾を利用し、熱水温度(266℃)における値を内挿して求めた。このようにして推定したpH値は6.3である。

騰冲火山区熱海地域の地熱系モデル

本研究で明らかになった事柄に基づき、本地域における地熱系モデルの構築を試みる。なお、距離的にみて、瑞滇地域と竜陵地域の地熱系は熱海地域のものとは別のシステムであると考えられるため、独立のモデルを構築すべきであると考えられる。しかし、両地域から得られた試料数はモデルを作るにはあまりにも少なすぎ、しかも現地調査も十分でないため、今回の研究でそれを作成することは差し控えた。これを実現するには、今後、より緻密な調査と試料採取を行うことが必要である。

Fig. 8に熱海地熱地域のモデルを示した。この図にはこれまでに行ってきた考察結果のすべてが書き込まれているが、この図では熱海地域の本源熱水が急速に地表に上昇していることも表

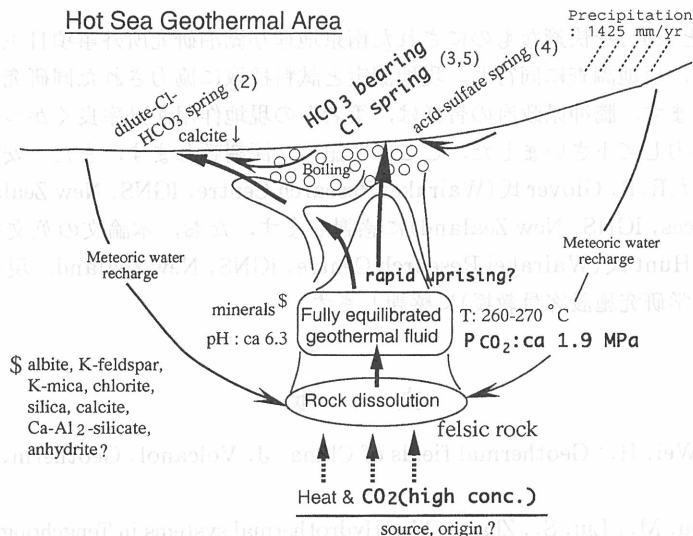


Fig. 8 A conceptual geochemical model of the Rehai (Hot Sea) geothermal system

現されている。これは、自然湧出であるにもかかわらず地下における岩石-水間の完全平衡を記録していることから導かれたことである。なお、今回筆者らは測定を行わなかったが、この地域の冷地下水のトリチウム濃度が24.6TUであるのに対し、試料No. 5と同じ場所で得られた温泉水のそれは1 TU未満であることから⁹⁾、天水の地下への浸透はゆっくりと、しかもかなりの深度にまでおよんでいるものと推測される。

最後に、深部熱水と共存する熱水性鉱物の中に、anhydriteが記載してある。熱水が硬石膏に対して飽和していると仮定し、 Ca^{2+} と SO_4^{2-} の濃度およびイオン強度から飽和温度を算出すると、200~300℃という値が得られる。この温度は先に求めたアルカリ比温度(Na-K温度)とほぼ一致するが、これが深部熱水系にanhydriteが存在すると考える根拠である。

6 おわりに

短い調査期間であったにもかかわらず、中国で最も地熱温泉活動の活発な地域の一つである雲南省西部の騰冲火山区に展開する様々な地熱温泉現象を直接観察でき、また、騰冲火山区で最も地熱活動の活発な熱海地域の地熱系モデルを組み立てることができるほどの情報を手に入れることができたことは幸運であった。

さて、今回の研究で得られた最も重要な成果は、騰冲火山区の熱海地域の地熱系が高い気体二酸化炭素分圧を持ち、その結果として本源熱水に直接由来する湧出温泉水でも、周辺水と同じような化学組成を持つことが示されたことであろう。このようなことは、中国の騰冲火山区のみで見られる、極めて特殊なことなのであろうか？ 十分な文献調査を行っていないが、トルコやネパールでも同様な化学組成をもつ温泉水の湧出がみられることがわかってきた。この問題には、インド・ユーラシアプレート衝突帯(ヒマラヤ地域)の地質構造の地史なども参考にしながら、今後取り組んでいきたいと考えている。

謝 辞

中国滞在(由佐と大沢)を快適なものにされた南京地理与湖泊研究所外事項目主管の楊金華氏に深謝します。また、現地調査に同行し、現地測定と試料採取に協力された同研究所技官季江氏と潘紅璽氏に感謝します。騰冲県政府の皆様は、筆者らの現地作用が効率良くかつ確実に行われるよう、全面的に協力して下さいました。ここに明記し、深謝致します。また、安定同位体比測定に便宜をはかれたR. B. Glover氏(Wairakei Research Centre, IGNS, New Zealand)とG. Lyon氏(Nuclear Sciences, IGNS, New Zealand)に感謝します。なお、本論文の英文を丁寧に修正して下さいましたT. M. Hunt氏(Wairakei Research Centre, IGNS, New Zealand, 現在、京都大学理学部附属地球物理学研究施設客員教授)に感謝します。

文 献

- 1) Kearey, P., Wei, H.: Geothermal fields of China, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **56**, 415-428, 1993
- 2) Tong, W., You, M., Liu, S., Zhang, M.: Hydrothermal systems in Tengchong, West Yunnan, China and their evolution during the past 400 years, *Geothermics*, **15**, 331-337, 1986
- 3) Liao, Z., Guo, G.: Geology of Tengchong geothermal field and surrounding area, West Yunnan,

- China, *Geothermics*, **15**, 339-345, 1986
- 4) Mu, Z., Curtis, G.H., Liao, Z., Tong, W.: K-Ar age and strontium isotopic composition of the Tengchong volcanic rocks, West Yunnan province, China, *Geothermics*, **6**, 283-297, 1987
 - 5) Nakai, S., Xu, S., Wakita, H., Fujii, N., Nagao, K., Orihara, Y., Wang, X., Chen, J., Liao, Z.: K-Ar ages of Young volcanic rocks from Tengchong area, West Yunnan, China, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **38**, 167-171, 1993
 - 6) 脇田 宏, 中井俊一, 藤井直之: “泡々”を求めて中国雲南省地震火山地帯をゆく, *科学*, **63**, 156-162, 1993
 - 7) Anderson, J.: *Mandalay to Momien-a Narrative Two Expeditions to Western China of 1868 and 1875*, MacMillan and CO., 479p., 1876 (Reprinted by Ch'eng Wen Publishing Company, Taipei, 1972)
 - 8) 地質調査所地質相談所: 温泉の水滑らかにして(1), *地質ニュース*, **418**, 45-57, 1989
 - 9) 佟 偉, 章 銘陶編: 騰冲地熱, 科学出版社, 北京, 269p., 1989
 - 10) Xu, S., Nakai, S., Wakita, H., Wang, X., Chen, J.: Helium isotopic composition in Quaternary volcanic geothermal area near Indo-Eurasian collisional margin at Tengchong, China, *Earth Planet. Sci. Lett.*, in press
 - 11) 金原啓司: インド・ユーラシアプレート衝突帯(ヒマラヤ地域)の地熱・温泉資源, *地質ニュース*, **446**, 18-32, 1991
 - 12) Zhang Z., Liu, S., Zhao, F.: Geochemistry of thermal waters in the Tengchong volcanic geothermal area, West Yunnan province, China, *Geothermics*, **16**, 169-179, 1987
 - 13) 藤田和夫: アルプス・ヒマラヤからの発想, 380p., 朝日新聞社, 東京, 1992
 - 14) 小澤敏夫: 1-(サリチリデンアミノ)-8-ヒドロキシナフタリン-3, 6-ジスルホン酸を用いるガラス中の微量ホウ素の吸光光度定量, *分析化学*, **35**, 709-712, 1986
 - 15) Truesdell, A.H., Nathenson, M., Rye, R.O.: The effects of subsurface boiling and dilution on the isotopic compositions of Yellowstone thermal waters, *J. Geophys. Res.*, **82**, 3694-3704, 1977
 - 16) 村松篤躬, 越後雅夫: 解説熱力学の計算法, 東京電機大学出版, 177p., 東京, 1971
 - 17) Nicholson, K.: *Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques*, Springer-Verlag, 263p., Germany, 1993
 - 18) Giggenbach, W.F., Goguel, R.L.: Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharge, DSIR chemistry division Report No. 2401, 81p., New Zealand, 1989
 - 19) 茂野 博: 熱水系の深部環境を地球化学データから予測する, *地質ニュース*, **457**, 16-33, 1992
 - 20) Giggenbach, W.F.: Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 2749-2765, 1988
 - 21) Kharaka, Y.K., Barnes, I.: *SOLMNEQ: solution-mineral equilibrium computations*, U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, International Technical Information Service, 82p., 1973