

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

# 云南腾冲热海热田的热储特性

廖志杰 沈敏子 过帼颖

(北京大学地质学系)



云南腾冲县热海热田是我国西南的一个重要高温水热对流系统。本文根据热田地质、地表显示、热泉水化学和同位素组分等资料,推断热储岩体是块状花岗岩体;对比多种地球化学温标认定热储温度为 230℃;推算了热储内部未发生沸腾前的热储流体化学和同位素组分;讨论了热水和冷水的混合与稀释状况;发现地下沸腾带接近地表,肯定热田为一高温热水系统,从而有可能估算热储内部的压力。最后,对水岩平衡作了推测。

## 一、区域和热田地质

热海热田位于腾冲县城西南 13km 的山区,地理坐标是: 24°57.5'N/98°26.5'E。民国初年,硫磺塘和澡塘河一带被称为“一泓热海”,故名“热海热田”。

腾冲地区在区域构造上邻近欧亚板块和印度板块间的碰撞带,晚新生代火山活动比较强烈。火山岩可分为:上新世碱性玄武岩和粗玄武岩,早更新世钙碱性安山岩和英安岩,中更新世早期碱性玄武岩,中更新世晚期和晚更新世的钙碱性安山-玄武岩 4 期,反应了大陆碰撞之后,于弧后地区的拉张-挤压,又拉张-挤压的两个构造-岩浆旋回<sup>[1,2]</sup>。火山岩基底为下古生界变质岩、上古生界冈瓦纳型沉积岩和中生代花岗岩。

热田内出露的最老岩石为晚白垩世花岗岩(68.8Ma),上覆中新世磨拉石状角砾岩。砾石成分主要为花岗质角砾。在黄瓜箐和硫磺塘两沟中,多见强烈蚀变的花岗岩巨砾,可能为水热爆炸角砾岩<sup>[3]</sup>。

在热田北部的半个山和西部的西大坡头,早更新世安山岩水平地不整合覆盖于中新统之上。热田内部沿澡塘河河谷及门前河河谷至杨家坡,分布有中更新世碱性玄武岩。它们是东部的朱星街东大坡头火山溢出的岩流,沿河谷流泻而残存之物(图 1)。

热田内的全新统分布零星,只沿河谷有少量分布。

热田内的南北向断裂构造发育,主要断裂为硫磺塘-黄瓜箐断裂,显右行平移性质。断裂构造控制了地表热显示区的分布。

## 二、地表显示

热海热田地表显示强烈。地热显示区可分为 6 片 20 区,现列表简介如下(图 1,表 1):

注:本文为国家自然科学基金资助研究项目(D14021)成果之一。  
本文 1990 年 3 月收到,6 月改回。郝梓国编辑。

表 1 热海热田地表显示区

Table 1 Geothermal manifestation areas in the Rehai (Hot Sea) geothermal field.

分片	分区编号	名称	温度 ℃	流量 l/s	显示区概述
硫 磺 塘	1	老滚锅	92.7	0	30×15m <sup>2</sup> 蒸汽地面,酸性蚀变
	2	取磺洞	—	—	50×25m <sup>2</sup> 蒸汽地面,酸性蚀变
	3	大滚锅	96.6	0.9	沸水池 (d = 3m), 酸性蚀变
	4	种磺地	95.3	0.21	喷汽孔, 80×40m <sup>2</sup> 蒸汽地面
澡 塘 河	5	狮子头	96.0	1.5	钙华锥顶有沸泉
	6	眼镜泉	94.0	5.0	沸泉, 10×40m <sup>2</sup> 的硅华
	12	澡塘河	96.0	13.0	水热爆炸, 喷汽孔, 沸泉, 石英脉
	13	蛤蟆嘴	95.5	1.0	沸喷泉, 钙华
大 白 岩	7	仙人澡塘	43.7	1.8	3个温泉
	8	大白岩	61.8	0.91	热泉, 黄铁矿脉
	9	芭蕉园	54.0	0.38	5个热泉
	10	狮子塘	84.5	0.5	3个热泉, 酸性蚀变
	11	小白岩	88.5	1.9	10个热泉
忠 孝 寺	14	硫磺场	—	—	黄铁矿-白铁矿脉, 蚀变围岩
	15	大地脚	95.8	1.0	5个热泉, 一个沸泉
	16	小澡塘	65.3	0.3	1个热泉
	17	忠孝寺	44.9	0.1	温泉
黄 瓜 箐 松 木 箐	18	黄瓜箐	96.0	—	喷汽孔, 1200×100m <sup>2</sup> 蚀变地面
	19	杨家坡	23.0	0.6	微温泉
	20	松木箐	—	—	4km <sup>2</sup> 的蚀变地面, 醉鸟井, 自然硫, 黄铁矿, 放热地面

说明: 表中分区编号同文献[3]。

### 三、热储岩体

热海热田没有天然的盖岩层。热储岩体主要为晚白垩世块状花岗岩, 上覆中新统南林组花岗质砂砾岩。南林组的厚度在 20—100m 之间。花岗岩在澡塘河的河床中已剥露, 反映花岗岩的顶面起伏不平, 埋深约 0—100m。

视电阻率的低阻层(250—500Ωm)<sup>1)</sup>大致相当于花岗岩体顶部的风化壳, 厚约 15—20m, 具网状裂隙, 它们可能构成似层状的浅层热储。它含水中等, 根据热田东侧勐连一带的众多冷泉观测, 流量一般为 0.2—0.8 l/s, 最大 4.074 l/s, 地下径流模数为 1.5—4.0 l/s·km<sup>2</sup><sup>2)</sup>。

作为主要热储的块状花岗岩体不存在原生渗透性, 仅具次生渗透性, 即决定于裂隙的发育。热田范围内南北向的活断层比较发育, 大约有 10 余条, 其中以硫磺塘-黄瓜箐断裂为最重要。这些断裂带的旁侧裂隙十分发育。

1) 赵子言, 1979, 腾冲热海热田某些问题的探讨, 云南地质科技情报, 第 1 期, 第 11—27 页。

2) 中国人民解放军 00939 部队, 1980, 中华人民共和国区域水文地质报告, 1:20 万腾冲幅, G-47-[27]。

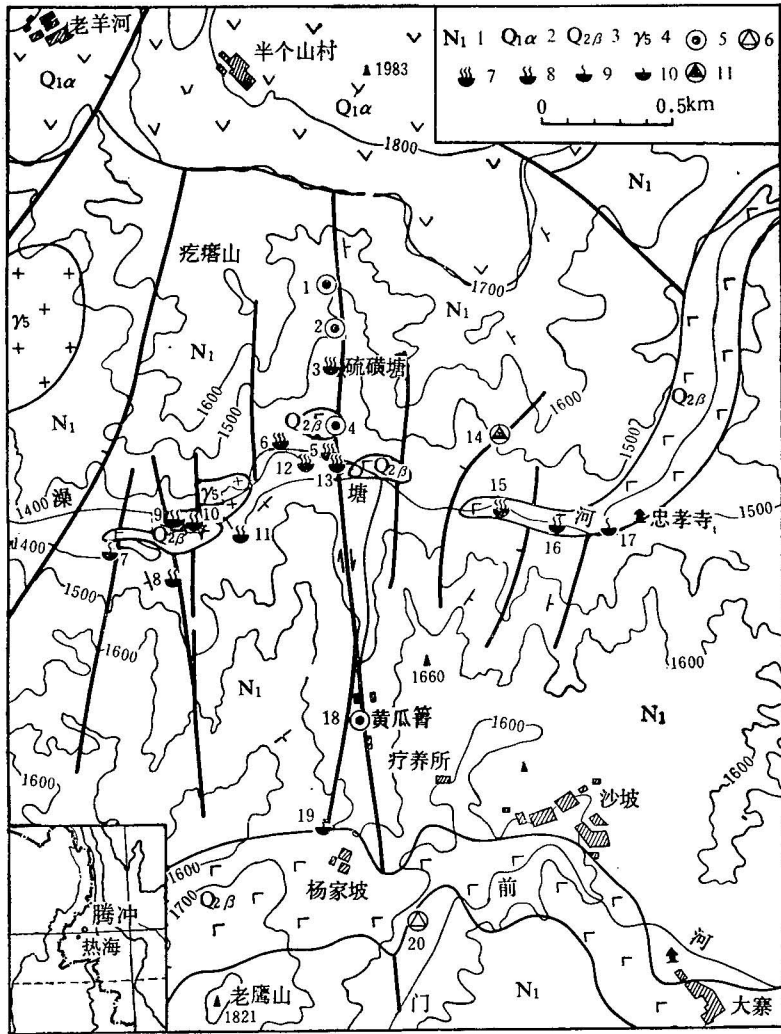


图 1 热海热田地热地质图

Fig. 1 Geothermo-geological map of the Rehai (Hot Sea) geothermal field.

- 1. 中新统; 2. 早更新世安山岩; 3. 中更新世玄武岩; 4. 晚白垩世花岗岩; 5. 蒸汽地面; 6. 放热地面;
- 7. 沸泉; 8. 热泉; 9. 温泉; 10. 微温泉; 11. 黄铁矿脉。显示区分区编号同表 1。

目前尚无花岗岩的裂隙率和渗透率的参数，但是热海热田部分地热水有比较高的氡值(8.9—16TU)。可以推测热田的地热水比较年轻，同时预示着热储有较好的渗透性和排泄条件<sup>[4]</sup>。

#### 四、热泉水化学类型

现将热海热田各泉口排放热水的化学分析结果列于表 2<sup>[3]</sup>，并按当量百分比分成下列 4 种类型<sup>[5,6]</sup>：

- 1. Cl-HCO<sub>3</sub>-Na 型：有 3、6 和 15 号泉，它是由深部 Cl-Na 型水派生的；

表2 热海热田热水水的主要化学组分和同位素组分  
Table 2 Chemical and isotopic compositions of the thermal springs of the Rehai field.

项目	单位	3	5	6	7	8	10	11	12	13	15	19
T <sup>o</sup> C		88	91	95	42	48.5	83	69.5	92	95.8	95.8	23
pH 野外		8	5.5	8	6	7.5	7.5	6.5	7	7.5	7.5	—
pH 室内		8	3.1	9.4	7	7	7.5	7.3	7.8	8.55	8.2	6.4
Na	ppm	840	58	680	130	180	420	380	440	340	450	5
K	ppm	120	23	110	25	30	55	50	63	61	42	4
Ca	ppm	0.1	9.43	0.29	2.86	3.4	4.72	2.86	2.72	10.7	0.86	6.43
Mg	ppm	0.02	3.21	0.02	0.18	0.21	0.09	0.11	0.22	1.79	0.17	1.83
Li	ppm	8.31	0.60	6.20	6.20	2.10	3.90	3.80	3.80	3.40	4.00	0.04
CO <sub>3</sub>	ppm	0	0	261	0	0	0	0	0	37	22	0
HCO <sub>3</sub>	ppm	1160	0	700	250	353	637	606	615	512	522	44
Cl	ppm	698	16	559	57	93	256	217	295	269	372	1
SO <sub>4</sub>	ppm	31	303	11	18	56	38	26	47	24	27	16
F	ppm	20	1.2	14	2.2	3.5	8.3	7	7.8	7	9.7	—
HBO <sub>2</sub>	ppm	52	3	42	8	11	17	16	19	18	14	—
SiO <sub>2</sub>	ppm	450	195	340	105	108	175	163	180	170	118	51
TDS	g/l	2.81	0.617	2.379	0.482	0.615	1.305	1.175	1.365	0.932	1.325	0.107
δD	‰	-63.6	-58.6	-65.8	-56.6	-61.2	-72.6	-60.8	-65.7	-68.4	-68.9	-58.4
δ <sup>18</sup> O	‰	-7.15	-5.06	-7.45	-12.25	-9.30	-9.35	-9.03	-8.5	-8.54	-8.47	-8.71
T	TU	<1	<1	4.4		16.0				8.9	4.3	

资料来源于文献[3]。

2.  $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$  型: 有 7、8、10、11、12 和 13 号泉, 它是受冷水强烈稀释和混合的水;
3.  $\text{SO}_4\text{-Na}$  型: 有 5 号泉, 它是贫氯的地热蒸汽所加热的地表水;
4.  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Na}$  型: 19 号泉属此类, 它实际是热田范围内的“冷泉”。

## 五、热储温度

根据表 2 的数据, 曾计算过热水的  $\text{SiO}_2$ (传导冷却)、 $\text{Na/K}$ 、 $\text{Na-K-Ca}$  和  $\text{Na-K-Ca-Mg}$  温标温度<sup>[6]</sup>。Giggenbach (1986) 认为: 因为岩石蚀变的速度也是温度的函数, 热水中  $\text{Mg}$ 、 $\text{Ca}$  甚至能在很低温的情况下, 与矿物系统迅速达到平衡, 而  $\text{Na}$  只能缓慢地在高温下达到平衡<sup>[7]</sup>。本文根据他提出的方法, 计算了热水的钾镁温标温度 ( $T_{km}$ ) 和钾钠温标温度 ( $T_{kn}$ ), 现将计算成果列于表 3。

表 3 热海热田地球化学温标计算结果

Table 3 Various geochemical geothermometers of the Rehai field.

	3	5	6	7	8	10	11	12	13	15
$T_{\text{SiO}_2}$	243	178	219	140	142	171	166	173	169	147
$T_{\text{Na/K}}$	250		262	280	265	241	242	250	272	211
$T_{\text{Na-K-Ca}}$	303	253	292	234	230	229	233	243	237	227
$T_{\text{Na-K-Ca-Mg}}$		113		207	220				189	
$T_{\text{Kn}}$	262		274	290	277	255	255	263	284	227
$T_{\text{Km}}$	272	103	267	151	154	195	187	182	142	171

图 2a 为  $T_{\text{SiO}_2}$  和  $T_{\text{Na-K-Ca}}$  对比图。图上各点均位于等温线之下,  $T_{\text{SiO}_2}$  都低于相应泉的  $T_{\text{Na-K-Ca}}$  约 58—90°C, 说明当热水离开热储之后,  $\text{SiO}_2$  已从溶液中发生沉淀, 或者热水是混合水, 混合之后再未达到平衡<sup>[8]</sup>。如果对比  $T_{\text{SiO}_2}$  和  $T_{\text{km}}$  (图 2b), 则 3 和 6 号的  $T_{\text{km}}$  分别高于  $T_{\text{SiO}_2}$  达 29 和 48°C; 7、8、10、11 和 15 号 5 个的  $T_{\text{km}}$  接近它们的  $T_{\text{SiO}_2}$ , 表明它们在浅部虽发生  $\text{SiO}_2$  沉淀, 但已重新达到平衡; 5 和 13 号位于等温线上方, 如果 13 号采用玉髓温标, 算得  $T_{\text{SiO}_2(\text{玉髓})}$  为 146°C, 则与  $T_{\text{km}}$  等值; 而 5 号的  $T_{\text{SiO}_2(\text{玉髓})}$  为 157°C,  $T_{\text{SiO}_2(\text{不定形二氧化硅})}$  为 55°C。因此, 可以说 13 号热水与玉髓平衡; 5 号热水是部分与玉髓, 部分与不定形二氧化硅平衡, 其平衡温度 101°C, 接近于  $T_{\text{km}}$  的 103°C。

如果将  $T_{\text{Na/K}}$  与  $T_{\text{Na-K-Ca}}$  相比较, 发现 3 和 6 号的  $T_{\text{Na-K-Ca}}$  明显高于  $T_{\text{Na/K}}$ , 15 号的  $T_{\text{Na-K-Ca}}$  略高于  $T_{\text{Na/K}}$ 。可能是由于  $\text{CO}_2$  的逸出, 引起方解石的沉淀, 使热水的  $\text{Ca}$  含量偏低, 故  $T_{\text{Na-K-Ca}}$  值不能用。

由于某些热泉的热水  $\text{Mg}$  的含量偏高(特别是 5 和 13 号), 对它们的  $T_{\text{Na-K-Ca}}$  作了  $\text{Mg}$  的校正。校正后的  $T_{\text{Na-K-Ca-Mg}}$ , 5 号为 113°C, 接近于  $T_{\text{km}}$ ; 而 13 号为 189°C, 反映该热泉地下情况较复杂。

热田热水的  $T_{\text{Na/K}}$  和  $T_{\text{kn}}$  都有着较高的值, 介于 240—290°C 之间, 该值可能反映热田深部的温度, 它与用氯-烩图方法求得热田亲水的温度 276° 是一致的<sup>[6]</sup>。

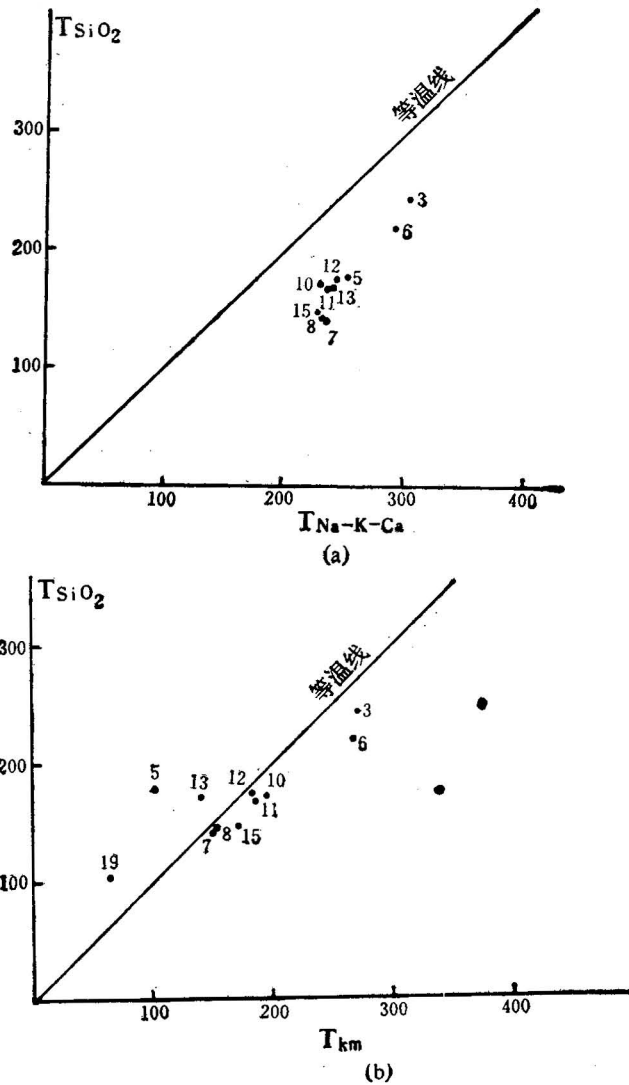


图2 二氧化硅温标与钠钾钙温标(a)和钾镁温标(b)对比图(图中编号见表1)

Fig. 2  $T_{SiO_2}$  versus  $T_{Na-K-Ca}$  (a) and versus  $T_{km}$  (b) in the Rehai (Hot Sea) geothermal field (for number in the figure see also Table 1)

总之,据地球化学温标综合判断,浅层热储的平衡温度以  $T_{km}$  为代表,平均 170°C;热储温度以  $T_{Na-K-Ca}$  温标为基准,约为 230°C;而深层亲水的温度以  $T_{kn}$  为代表,约 275°C。

## 六、热储流体组分

凡发生沸腾的地方,可溶元素都会在蒸汽和残留液相水之间进行重新分配。可溶气体和挥发组分浓集在蒸汽中,非挥发组分富集于液态水中。在此,将按单阶段蒸汽损耗的条件,从地表流体的组分来推测热储流体的组分。所谓单阶段蒸汽损耗,是指当热储流体

上升到地表过程中,在有限的温度区间内,在两相完全分离之前,蒸汽和水共存。如果以  $Y$  代表在当地高程沸点条件下所分离出来的汽相部分,则

$$Y = (H_{1r} - H_{1b})/L_b$$

式中:  $H_{1r}$  为热储流体的焓,  $H_{1b}$  是地表沸腾流体的焓,  $L_b$  是当地高程沸点时的潜热。根据热量和质量平衡方程:

$$C_r = (1 - Y)C_1 + YC_v$$

式中:  $C_r$ ,  $C_1$  和  $C_v$  分别为热储流体,分离后的液相和分离出来的汽相的某一组分的浓度<sup>[9]</sup>。

对于大部分可溶组分,  $C_r = (1 - Y)C_{10}$ 。据此可根据某热田的钻孔流体组分,算出深部热储流体的组分。

在热海热田,当来自 230°C 的热储中的热储流体上升到地表发生沸腾(沸点为 95°C 士),分离出来的气相部分  $Y$  为:

$$Y = (991\text{J/g} - 398\text{J/g}) \div 2269.8\text{J/g} = 0.26$$

如果 15 号泉的化学组分接近于深部流体沸腾后的液相组分 (Cl)<sup>[4,6]</sup>, 据上式可估算热储流体组分 (Cr) 计算结果如下(单位: ppm):

$$\text{Na } 333, \quad \text{K } 31.08, \quad \text{Ca } 0.64, \quad \text{Mg } 0.126,$$

$$\text{CO}_3 16.28, \quad \text{HCO}_3 386.28, \quad \text{Cl } 275.28, \quad \text{SO}_4 19.98.$$

需要指出的是,所计算的  $\text{CO}_3$  和  $\text{HCO}_3$  的含量肯定偏小,因为相当数量的  $\text{CO}_2$  (气体中的体积比达 80% 左右<sup>[6]</sup>) 存在于蒸汽相中。

同理,也能计算出热储流体的氢氧同位素组分,  $\delta\text{D}_{230^\circ\text{C}}$  为  $-76.99\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{230^\circ\text{C}}$  为  $-9.79\text{‰}$ 。它们略重于 276°C 的亲水的氢氧同位素组分:  $\delta\text{D}_{276^\circ\text{C}}$  为  $-80.12\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{276^\circ\text{C}}$  为  $-10.29\text{‰}$ <sup>[4]</sup>。

## 七、流体的稀释和混合

热水在稀释和混合过程中, Cl 是最保守的组分之一<sup>[10]</sup>, 对于氯钠型水的稀释而言, 研究各泉水的 Cl-Na 的相关关系是很有意义的(图 3)。图中的两条直线, 一是由 19, 5, 13, 15, 3 和 6 号诸泉构成的相关线, 相关系数为 0.999, 线性方程 A 为  $\text{Cl} = 0.85\text{Na} - 17.4$ ; 另一是 7, 8, 10, 11 和 12 号诸泉的相关线, 相关系数为 0.992, 线性方程 B 为  $\text{Cl} = 0.86\text{Na} - 47.7$ 。在线 A 上, 3 和 6 号有异常高的 Cl 和 Na, 且泉区的水面积大, 流量小, 它们不代表热水端员组分, 而是地表蒸发浓缩的结果; 5 和 19 号比较接近, 它们的 Cl、Na 值很低, 特别是 19 号最低, 代表本区的冷水端员组分; 15 号有较高的 Cl、Na 值, 可能接近于地热水的热端员组分; 而 13 号则表示由于冷水的掺合而受到稀释。直线 B 与直线 A 相比较, 当 Na 值相当时, Cl 含量明显减小, 这是低氯水的稀释所致。10、11、12 号比较接近于 15 号, 代表在深部较高温情况下受低氯水的混合; 7 和 8 号则反映在浅部较低温状态下受低氯水的混合。

Giggenbach (1986) 利用排放热水的 Na、K 和 Mg 含量的三角图(图 4) 来估算水岩平衡问题。因为这 3 个组分是热水与铝硅酸盐发生反应时受控于温度的, 它们间的相对浓度, 能作为水岩平衡温度的指示剂<sup>[7]</sup>。19 号紧邻 Mg 角, 代表当地的冷地下水; 5 号接近

于 Mg 角,代表被低氯蒸汽加热的冷地下水,其  $T_{km}$  略高于  $100^{\circ}\text{C}$ ; 3 和 6 号接近于完全平衡线,  $T_{kn}$  和  $T_{km}$  都为  $260-270^{\circ}\text{C} \pm$ , 表明水从深处升到地表后,已完全达到再平衡; 12、11、10 和 15 号都由于冷水的掺合只达到局部平衡。10、11 和 12 号有着相近的  $T_{kn}$  值, 为  $255-263^{\circ}\text{C}$ , 但  $T_{km}$  有差别, 12 号为  $180^{\circ}\text{C}$ , 10 号为  $195^{\circ}\text{C}$ 。这种差异可能是由水的上升速度有别造成的。12 号有较慢的上升速度, 使得 K-Mg 的平衡调整到较低的温度。这种缓慢上升的效应, 以 15 号表现最明显。那里断裂规模小, 因此无论  $T_{km}$  ( $170^{\circ}\text{C}$ ) 还是  $T_{kn}$  ( $227^{\circ}\text{C}$ ) 都低于 10、11 和 12 号的相应温度。7、8 和 13 号都接近于“浅层水”的边界, 表明它们经历了强烈的稀释和混合。对比图 3 和图 4, 在前者中 13 号接近于 10—12 号 3 点, 而远离 7、8 号; 在图 4 中, 13 号接近于 7、8 号, 且进入“浅层水”域, 可能是由于从深处绝热上升的含较高氯钠值的高温热水, 在近地表处受高 Mg 冷水掺合。

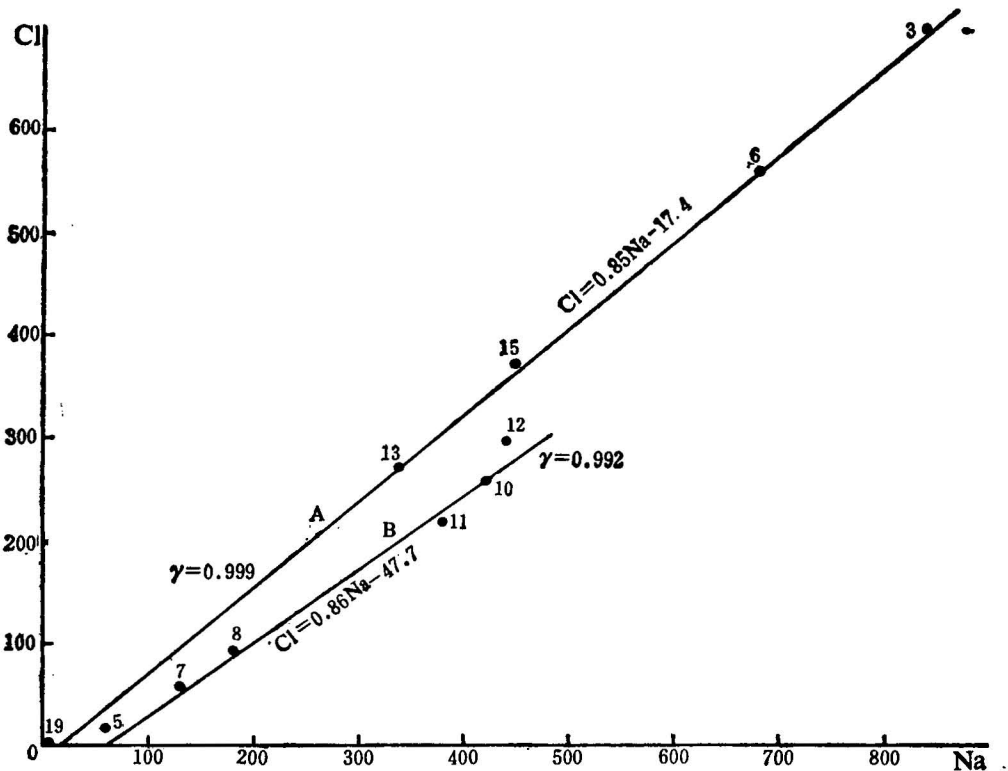


图 3 热水中 Cl-Na 离子相关图(图中编号见表 1)

Fig. 3 Plot of Na versus Cl in thermal waters (for numbers in the figure see also Table 1)

《腾冲地热》中曾用 Cl-温度相关图和 Cl-SiO<sub>2</sub> 相关图<sup>[6]</sup>以及氢氧同位素组分和 Cl 的相关图<sup>[4]</sup>分别讨论了热水的混合、稀释、沸腾和汽化等的关系, 也得到了近似的结果。

## 八、地下沸腾深度

地下沸腾深度决定着地热系统的性质, 即是温水系统、热水系统、两相系统还是蒸汽系统。目前热海热田尚未上钻, 但可根据水化学和同位素组分, 来推测其地下沸腾带的深



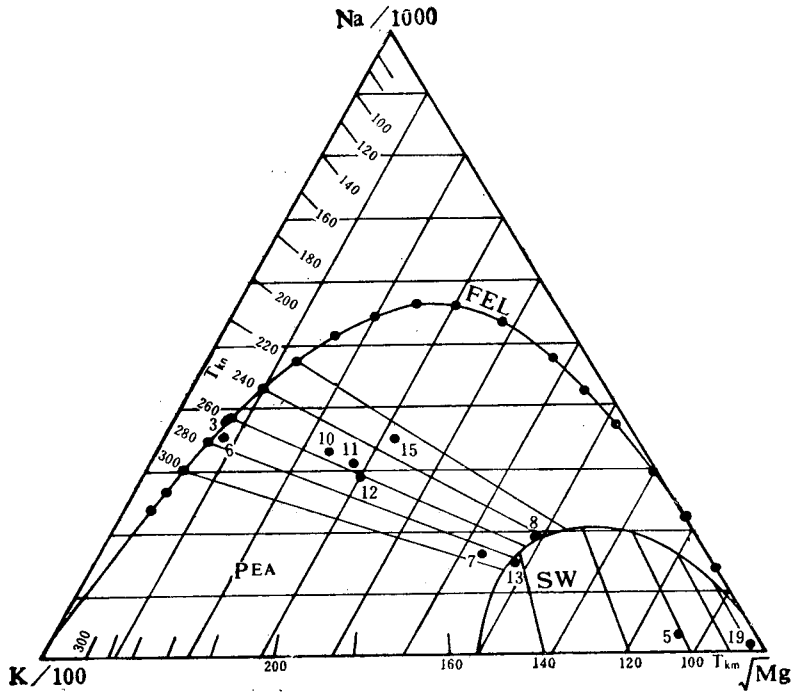


图 4 热水中 Mg、Na、K 离子相关图(图中编号见表 1)

Fig. 4 Relative Na, K and Mg contents of thermal waters. (for numbers in the figure see also Table 1)

FEL 完全平衡线 PEA 局部平衡区 SW 浅层水

度。

前述 5 号泉是地热蒸汽加热的浅层冷水。那末,这些蒸汽从流体中分离出来的深度,应该代表地下沸腾带的深度。5 号的  $T_{Na-K-Ca-Mg}$  为  $113^{\circ}\text{C}$ , 则加热它的蒸汽的温度必定大于  $113^{\circ}\text{C}$ , 如果当地沸点取  $96^{\circ}\text{C}$ , 按深度沸点曲线方程:  $T = 69.56Z^{0.2095}$  计算<sup>[9]</sup>, 则沸腾深度约为地下 8.6m 处。如果采用 5 号的  $T_{SiO_2}$ ,  $178^{\circ}\text{C}$  的对应深度作为其沸腾深度, 则地下沸腾带应相当于 81m 深处。那末,地下沸腾带的深度究竟是多少呢?

氢氧同位素的研究也能提供一些信息。因为高温热储流体向地表迁移过程中必然冷却,它是传导冷却或汽化散热或冷水混入的结果。在这 3 因素中,前者不影响地热流体的同位素组分,后两因素则能造成氢氧同位素组成的变化。Truesdell 等(1977)根据实验室直接测量和半经验式的计算,得出氢氧同位素在不同温度下的分馏系数  $\alpha$ 。他们认为蒸汽和水的氢氧同位素的平衡分布取决于温度。当温度低于水的临界温度时, $^{18}\text{O}$  富集于液态水中,温度与分馏系数成反比,达临界温度时,  $\alpha$  值为零。对于氢,在温度为  $221^{\circ}\text{C}$  时,  $\alpha$  值为零;在低于  $221^{\circ}\text{C}$  时,氘也富集于液态水中,  $\alpha$  与温度也呈反比关系;而在  $221-374^{\circ}\text{C}$  间,氘富集于汽态中,  $10^3 \ln \alpha$  表现为负值,到  $280^{\circ}\text{C}$  时,负值最大;当温度再增高时,负值又变小,到  $374^{\circ}\text{C}$  时又变成为零值<sup>[11]</sup>。

热海热田的沸泉,以非蒸发浓缩的  $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$  水(15 号泉)为代表,其  $\delta^{18}\text{O}$  值为

-8.47‰,  $\delta D$  为 -68.9‰。而蒸汽凝结水的  $\delta^{18}O$  为 -13.53‰,  $\delta D$  为 -100‰。两者的差值:  $\delta^{18}O$  为 5.06‰,  $\delta D$  为 31.06‰。因此, 差值从 Truesdell 等人(1977)的计算表<sup>[11]</sup>中查得: 汽水分离的温度约为 92℃ 和 105℃。

如果用经验公式

$$10^3 \ln \alpha_{18O} = 0.766 \times 10^6 T^{-2} + 1.21 \times 10^3 T^{-1} - 3.49$$

$$10^3 \ln \alpha_D = 25 \times 10^5 T^{-2} - 76 \times 10^3 T^{-1} + 52$$

求得热海热田水汽分离温度为 95℃ 和 105℃。热泉区的平均海拔为 1500m, 当地热水沸点为 96℃。故两种方法求得上升热水水汽分离是在地表或近地表处发生的<sup>[4]</sup>。

1976 年云南地质局曾在澡塘河区钻一浅孔, 孔深 26m, 在 10.7m 深处发生井喷, 可能刚好钻入地下沸腾带。

根据上述资料综合分析, 热海热田的地下沸腾带接近地面, 表明热田是一高温热水系统。

## 九、热储压力

热储性质确定, 就能讨论热储的压力。热储内部的总压力表达如下<sup>[9]</sup>:

$$P_g = \int pgh = P_w + P_{g.s.}$$

式中  $P_w$  是饱和液态水的压力,  $P_{g.s.}$  是按 Henry 定律计算得来的气体压力。  $P_{g.s.} = K_H X$ ,  $K_H$  是亨利定律系数,  $X$  是溶液中汽相部分的摩尔值。

对于高温热水系统, 地下沸腾面埋深浅, 热储内部只含饱和水,  $P_{g.s.}$  可忽略不计。如新西兰 Wairakei 热田, 沸腾面深达 500m, 它的  $X_{CO_2, 250^\circ C} = 2 \times 10^{-4}$ ,  $H_X = 5340$ ,  $P_{g.s.}$  仅为 0.107MPa, 可忽略不计。而作为两相系统的新西兰 Broadlands 热田, 沸腾面深度超过 2500m,  $X_{CO_2, 300^\circ C} = 1.8 \times 10^{-2}$ ,  $H_X = 3980$ , 则  $P_{g.s.} = 7.164$ MPa, 在计算压力时就不能忽视了<sup>[9]</sup>。

热储压力和深度的关系可用下式表达<sup>[9]</sup>:

$$D = 7.9697P^{1.1031}$$

式中  $D$  为深度 (m),  $P$  为压力 (MPa)。按上式热海热田的压力和深度求得结果如下:

浅层热储	170℃	0.7920MPa	78m
热储内部	230℃	2.798MPa	314m
热储下部	275℃	5.962MPa	724m

## 十、水岩平衡的推测

地热流体的成分受控于矿物和流体之间与温度相关的交换反应, 为了了解和模拟水热系统, 必须了解流体相和固相两者的特点。

热海热田地表的水热蚀变虽已作了详尽的研究<sup>[12]</sup>, 但地表的水热蚀变均是在不平衡的条件下实现的, 而热储内部的情况如何呢? 为检验水岩平衡, 首先要从已知温度的热储中, 采集和分析有代表性的流体和岩石样品。目前热海热田不能满足这样的要求, 本文只好利用理论活度图解, 点上推算的热储水化学组分, 来描绘化学上限定的系统内矿物的稳

定域。热水的溶质种属  $i$  的活性,由推算的热储水化学组分求得离子强度  $I$ ,再求出活性系数  $r_i$ ,再乘以它们的重量克分子浓度  $m_i$  而得。考虑到热储流体实际是稀溶液,其  $pH$  值可用纯水的离子积求得,在  $250^\circ\text{C}$  时,  $pH$  为 5.6。图 5 的 a 和 b 分别表示在热储下部  $250^\circ\text{C}$  条件下的  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  系统的相图和  $\text{K}-\text{Ca}$  铝硅酸盐系统的相图。图 5a 示出热储热水的化学组分靠近蒙脱石-钾云母的两相边界;图 5b 表明热水的组成接近钾云母-钙蒙脱石-高岭石的三相点。实际情况如何,则有待热田开发时钻孔的岩心和水样的研究来回答。

其实对整个热储特性的评述也是一样,都等待必要的钻探证实。而地表研究中气体化学资料的薄弱,对热储流体的化学组分,  $pH$  值,水热矿物组分的推断,肯定与实际会有出入。但对热储岩体、热储温度和压力、地热流体的稀释和混合,以及对地热系统性质的评定上则是比较肯定的。

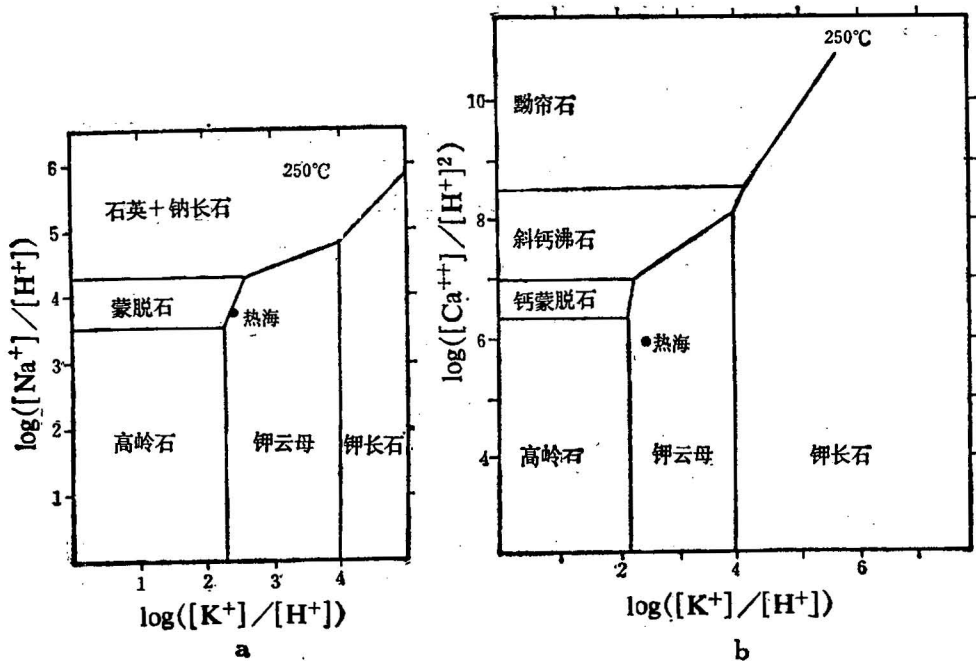


图 5 各种矿物的稳定域相图

Fig. 5 Phase diagrams showing estimated stability fields for various minerals

a.  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  系统 b. 钾钙铝硅酸盐系统。

### 参 考 文 献

- [ 1 ] 廖志杰, 1988, 滇缅泰构造域及其特殊的新生代火山活动, 北京大学学报, 自然科学版, 第 24 卷, 第 4 期, 第 494—503 页。
- [ 2 ] 廖志杰, 1989, 腾冲晚新生代火山活动, 见佟伟、章铭陶编《腾冲地热》, 第 1—14 页, 科学出版社。
- [ 3 ] 佟伟, 章铭陶编, 1989, 腾冲地热, 科学出版社。
- [ 4 ] 沈敏子, 侯发高, 倪葆龄, 林瑞芬, 1989, 腾冲热泉水的氢氧同位素组成, 见佟伟、章铭陶编《腾冲地热》, 第 116—130 页, 科学出版社。
- [ 5 ] Liao Zhijie, Zhang Zhifei, Guo Guoying, 1981, Geology and geochemistry of Rehai (Hot Sea)

- geothermal field in Tengchong, Yunnan Province, China, Proc. of The New Zealand Geothermal Workshop, pp.19—24.
- [6] 张知非,刘时彬,赵凤三,1989,腾冲水热流体的地球化学,见佟伟,章铭陶编《腾冲地热》,第81—101页,科学出版社。
- [7] Giggenbach, W. F., 1986, Graphical techniques for the evaluation of water/rock equilibration conditions by use of Na, K, Mg and Ca contents of discharge waters, Proc. of The 8th New Zealand Geothermal Workshop, pp. 37—43.
- [8] Fournier, R. O., 1982, Geochemistry in geothermal exploration and production, Proc. of Pacific Geothermal Conference 1982 incorporating the 4th New Zealand Geothermal Workshop, Part 1, pp. 209—216.
- [9] Henley, R. W., Truesdell, A. H., Barton, P. B. Jr., 1982, Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems, Reviews in Economic Geology, Volume 1.
- [10] Ellis, A. J., Mahon, W. A. J., 1977, Chemistry and Geothermal Systems, Academic Press, New York, San Francisco, London.
- [11] Truesdell, A. H., Nathenson, M., Rye, R. O., 1977, The effects of subsurface boiling and dilution on the isotopic compositions of Yellowstone thermal waters, Journal of Geophysical Research, vol. 82, No. 26, pp. 3694—3704.
- [12] 朱梅湘、佟伟、周长进,1989,腾冲水热区地表水热蚀变,见佟伟,章铭陶编《腾冲地热》,第143—164页,科学出版社。

### 作 者 简 介

廖志杰,1935年2月生,1960年毕业于北京大学地质地理系构造地质专业,1964年北京大学研究生毕业。从事地热地质的研究,现为北京大学地质学系副教授。

## CHARACTERISTICS OF THE GEOTHERMAL RESERVOIR IN THE REHAI (HOT SEA) FIELD IN TENGCHONG COUNTY, YUNNAN PROVINCE

Liao Zhijie, Shen Minzi and Guo Guoying

(*Department of Geology, Peking University*)

### Abstract

The geothermal reservoir of this field is the Late Cretaceous granite, which lacks primary permeability but has secondary permeability owing to the presence of many active faults and fissures. The net fissures in the weathering crust at the top of granite form a subhorizontal shallow geothermal reservoir.

The thermal water discharged from springs is mainly of the Na-Cl-HCO<sub>3</sub>, Na-HCO<sub>3</sub>-Cl and Na-SO<sub>4</sub> types. Different geothermometers were used to evaluate the reservoir temperature. The temperature of the shallow reservoir represented by  $T_{R_n}$  averages 170°C; the calculated temperature of the reservoir represented by T Na—K—Ca is about 230°C; the temperature of the bottom of the reservoir represented by  $T_{k_n}$  is about 275°C.

In a single-stage steam separation process, the initial components before boiling within the reservoir were estimated by the heat and mass balance equation. The mixing and dilution of thermal fluids are discussed by means of the sodium-chloride diagram and the triangle diagram of Na, K and Mg contents. Spring water samples from the regions Nos. 3 and 6 have been evaporated and concentrated re-equilibrated on the surface. That from No. 5 is cold groundwater and further heated by steam with a very low Cl content; No. 19, the endmember of cold water in this area; No. 15, spring water close to the hot water which is separated from steam. Samples from other spring regions are of mixed origin formed at different depths. After the study of the nature of the reservoir by use of the boiling point-depth curve equation and fractionation of isotopes, the authors hold that the Rehai (Hot Sea) field is a high-temperature hot water system with the subsurface boiling zone close to the surface. The reservoir is a single-phase one containing saturated water. Thus the reservoir pressure at different depths can be calculated. The water/rock equilibration is inferred finally.