

地质调查支撑服务脱贫攻坚专栏

## 四川昭觉县地热温度解析及成因模式

卢丽<sup>1,2</sup>, 王喆<sup>1,2</sup>, 邹胜章<sup>1,2</sup>, 樊连杰<sup>1,2</sup>, 林永生<sup>1,2</sup>, 周长松<sup>1,2</sup>LU Li<sup>1,2</sup>, WANG Zhe<sup>1,2</sup>, ZOU Shengzhang<sup>1,2</sup>, FAN Lianjie<sup>1,2</sup>, LIN Yongsheng<sup>1,2</sup>, ZHOU Changsong<sup>1,2</sup>

1. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 广西 桂林 541004;

2. 自然资源部广西壮族自治区岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004

1. Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Guilin 541004, Guangxi, China;

2. Key Laboratory of Karst Dynamics, Ministry of Natural Resources &amp; Guangxi Zhuang Autonomous Region, Guilin 541004, Guangxi, China

**摘要:**热储温度是划分地热系统成因类型和评价地热资源潜力的重要参数。为合理开发和利用四川昭觉县的地热资源,巩固脱贫攻坚成果,选择四川昭觉县竹核温泉为研究对象,利用无蒸汽损失石英和有蒸汽损失石英温标法、玉髓法 a 和玉髓法 b,修正的 SiO<sub>2</sub> 温标法, K-Mg、Na-Li、Na-K、Na-K-Ca 等阳离子温标法计算深部热储温度,并利用 Na-K-Mg 三角图解法和矿物饱和指数法检验所用方法的可靠性。结果表明,研究区利用 SiO<sub>2</sub>(无蒸汽损失)温标法和修正后的 SiO<sub>2</sub> 温标法计算所得出的热储平均温度更适用,其中竹核温泉中大温泉的热储温度范围在 81~93℃之间,平均热储温度 86℃,小温泉的热储温度范围在 77~90℃之间,平均热储温度 82℃;竹核温泉来自深部的大地热流,受控于木佛山断层和竹核断层 2 条主控断裂。

**关键词:**温泉;热储;地热温标;热源机制;川西**中图分类号:**P314;TK529 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2021)02/03-0434-08

**Lu L, Wang Z, Zhou S Z, Fan L J, Lin Y S, Zhou C S. Analysis of geothermal temperature and genetic model in Zhaojue County of Sichuan Province. Geological Bulletin of China, 2021(2/3): 434-441**

**Abstract:** Geothermal temperature is an important parameter for classifying the genetic types of geothermal systems and evaluating the geothermal resource potential. In order to rationally develop and utilize the geothermal resources in Zhaojue County of Sichuan Province, and consolidate the achievements of poverty alleviation, the geothermal temperature of the Zhuhe hot springs in this area was studied. Various methods were used to calculate its deep thermal storage temperature, including steam-free loss quartz and steam loss quartz temperature scales, chalcedony a and b, modified SiO<sub>2</sub> temperature scale, K-Mg, Na-Li, Na-K, Na-K-Ca and other cationic temperature scales. The reliability of the above methods is tested by Na-K-Mg triangulation method and mineral saturation index method. The results show that the average temperature calculated by SiO<sub>2</sub>(without steam loss) temperature scale method and modified SiO<sub>2</sub> temperature scale method are most suitable for this hot springs. The thermal temperature of its large hot springs ranges from 81℃ to 93℃, averaging 86℃, and that of small hot springs from 77℃ to 90℃, averaging 82℃. It reveals that the Zhuhe hot springs results from the deep terrestrial heat flow and is controlled by Mufoshan fault and Zhuhe fault.

**Key words:** hot springs; thermal storage; geothermal temperature scale; heat source mechanism; western Sichuan

川西地区是中国地热资源的主要富集区域之一,地热资源量非常丰富<sup>[1-2]</sup>,仅天然出露温泉就高

达 196 处,地热资源总量约为  $4.26 \times 10^{16}$  kJ<sup>[3]</sup>。川西地区分布着三大地热带,分别为德格-巴塘-乡城地

**收稿日期:**2020-06-01; **修订日期:**2020-11-10

**资助项目:**国家自然科学基金项目《多重岩溶含水介质地下河流量衰减过程实验研究》(批准号:41807218)、《利用多种同位素追踪岩溶地下水硝酸盐来源及定量化研究》(批准号:41602277)、中国地质调查局项目《乌蒙山地区水文地质调查》(编号:DD20190825)、中央公益性研究机构基本科研业务费项目《中国南方岩溶地下水污染调查成果集成》(编号:2020020)和国家重点研发计划课题项目《岩溶石漠化区地下水资源及生态功能保护研究与示范》(编号:2017YFC0406104)

**作者简介:**卢丽(1985-),女,在读博士生,助理研究员,从事岩溶水文地质与环境地质研究。E-mail:luli@karst.ac.cn**通信作者:**王喆(1985-),男,在读博士生,助理研究员,从事岩溶水文地质与环境地质研究。E-mail:wanzhe@karst.ac.cn

热带、甘孜-新龙-理塘地热带和炉霍-道孚-康定地热带<sup>[4]</sup>,地热带的形成与金沙江断裂、甘孜-理塘断裂、鲜水河断裂三大主控断裂带密切相关<sup>[5]</sup>。目前该区的研究多体现在地热资源分布<sup>[6-7]</sup>、地热成藏条件<sup>[8-9]</sup>、温泉成因<sup>[10-11]</sup>、地球物理探测应用<sup>[12-13]</sup>等方面,但有关热储层温度的研究较少,仅在巴塘、康定等地热带内开展过少量的地热温度研究<sup>[14-15]</sup>,甘孜-新龙-理塘地热带研究则较少。

地热资源是宝贵的可再生资源,具有较大的开发利用潜力<sup>[16-18]</sup>,而热储温度是划分地热系统的成因类型和评价地热资源潜力中不可缺少的重要参数<sup>[19-20]</sup>,对地热资源的研究及开发利用具有重要意义。因此,国内外学者对热储温度估算、温泉成因等的研究实例也较多。Li等<sup>[21]</sup>通过将四川巴塘地热田和云南腾冲热海地热田不同温泉的化学组成比较分析,研究了巴塘地热田各种温泉的水文地球化学形成过程,估算了热储温度,并分析了热储层的特征。Pérez-Zárate等<sup>[22]</sup>以全球13处地热田的地球化学数据库为基础数据,利用人工神经网络方法预测地热储层温度,并进行灵敏度分析,创新了地热储层估算的技术方法。Blasco等<sup>[23]</sup>在考虑了白云石与粘土矿物的平衡不确定性基础上,采用地热温标法和地球化学模型法对西班牙 Alhama-Jaraba 地热田热储温度进行综合评价。史猛等<sup>[24]</sup>利用常规水质分析、氡氧同位素、地热流体比值及管道模型和断层带模型计算流体循环深度等方法,对胶东半岛中低温对流型地热资源特征及成因开展了研究,揭示了中低温类型地热资源形成机理。

四川昭觉县作为甘孜-新龙-理塘地热带的主要区域,地热资源丰富,但地热利用率较低,不足10%,如何合理的开发和利用该地区的地热资源为当地扶贫工作服务、巩固脱贫攻坚成果,已成为当地政府和部门关心的热点问题。因此,本文选择四川省昭觉县竹核温泉为研究对象,并结合前人研究理论和方法,对地下热水进行多批次的采样分析,采用不同理论方法计算昭觉县竹核温泉的深部热储温度,并利用不同方法对计算结果的可靠性进行检验,总结温泉成因模式,为揭示川西甘孜-新龙-理塘地热带的热循环机理提供技术依据,同时对当地地热资源的开发利用、助力脱贫攻坚提供参考。

## 1 研究区概况

竹核温泉位于四川省凉山彝族自治州竹核乡东侧,包括大温泉(QB13)和小温泉(QB13-1),其出露高程分别为1892 m、1968 m。其地处青藏高原的东缘,系青藏高原与云贵高原的接合部位,以海拔1500~3500 m的中山山地为主,受金沙江水系强烈切割剥蚀,总体趋势为西北高、东南低。区内河流较发育,主要发育东西向的牛洛河、哈啦党拉打河,以及南北向的打拉古洛河,其中牛洛河和打拉古洛河是哈啦党拉打河的2个支流(图1)。

竹核温泉整体位于上扬子古陆块的四川昭觉断陷盆地内,岩浆活动强烈,主要受木佛山断层( $F_2$ )和竹核断层( $F_6$ )控制。木佛山断层为逆断层,北段为东倾,南段为西倾,倾角 $32^\circ \sim 85^\circ$ ,破碎带宽5~50 m;竹核断层为逆断层,倾向北西,倾角 $70^\circ$ ,具有明显的平错性质,断距为0.5~1.5 km。区内出露地层主要为下志留统黄葛溪组( $S_1hg$ ),岩性为白云质灰岩与泥岩互层;中志留统嘶风崖组( $S_2sf$ ),岩性为泥岩;中志留统大路寨组( $S_2d$ ),岩性为细晶灰岩夹泥岩;中二叠统阳新组( $P_2y$ ),岩性为砂屑灰岩夹微晶灰岩;上二叠统峨眉山玄武岩组( $P_3em$ ),岩性为致密块状玄武岩、杏仁状玄武岩;下三叠统飞仙关组( $T_1f$ ),岩性为泥岩、细砂岩;下三叠统铜子街组( $T_1t$ ),岩性为细砂岩;下三叠统嘉陵江组( $T_1j$ ),岩性为微晶灰岩、白云岩;中三叠统雷口坡组( $T_2l$ ),岩性为微晶含灰白云岩;上三叠统须家河组( $T_3x$ ),岩性为泥岩、石英砂岩;下侏罗统自流井组( $J_2s$ ),岩性为泥岩夹石英粉砂-细砂岩;第四系更新统( $Qp$ ),岩性为冰水堆积物含砾粘土层;第四系全新统( $Qh$ ),岩性为坡积含砾石粘土层、冲洪积砾泥堆积、冲积砂砾层。竹核温泉发育在二叠系峨眉山玄武岩组二段内( $P_3em^2$ ),热储为玄武岩的构造破碎带或裂隙带。

## 2 样品采集与分析

本次研究于2019年4月、10月、11月和12月分4次对竹核温泉中的大温泉、小温泉进行取样(表1),样品送至自然资源部岩溶地质资源环境监督检测中心进行水质全分析。地下热水化学成分全分析指标包括pH值、TDS、溶解氧、主要阴离子( $HCO_3^-$ 、 $SO_4^{2-}$ 、 $Cl^-$ 、 $CO_3^{2-}$ )、阳离子( $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $K^+$ 、

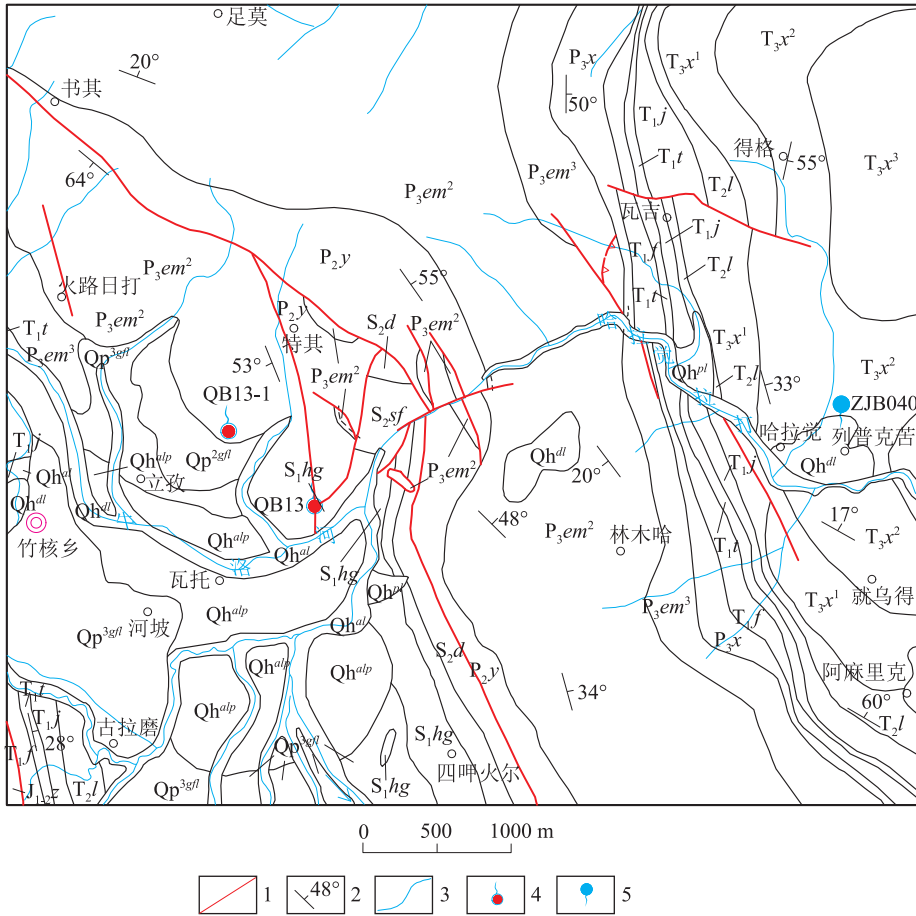


图1 四川昭觉县竹核温泉地质简图

Fig. 1 Simplified geological map of the Zhuhu hot springs in Zhaojue County of Sichuan Province

Qh<sup>4l</sup>—第四系全新统坡积; Qh<sup>4lp</sup>—第四系全新统冲洪积; Qh<sup>4t</sup>—第四系全新统冲积; Qp<sup>3gl</sup>—第四系晚更新统冰水堆积; Qp<sup>2gl</sup>—第四系中更新统冰水堆积; J<sub>1-2</sub>z—下侏罗统自流井组; T<sub>3</sub>x<sup>3</sup>—上三叠统须家河组三段; T<sub>3</sub>x<sup>2</sup>—上三叠统须家河组二段; T<sub>3</sub>x<sup>1</sup>—上三叠统须家河组一段; T<sub>2</sub>l—中三叠统雷口坡组; T<sub>1</sub>j—下三叠统嘉陵江组; T<sub>1</sub>t—下三叠统铜子街组; T<sub>1</sub>f—下三叠统飞仙关组; P<sub>3</sub>em<sup>3</sup>—上二叠统峨眉山玄武岩组三段; P<sub>3</sub>em<sup>2</sup>—上二叠统峨眉山玄武岩组二段; P<sub>2</sub>y—中二叠统阳新组; S<sub>2</sub>d—中志留统大路寨组; S<sub>2</sub>sf—中志留统嘶风崖组; S<sub>1</sub>hg—下志留统黄葛溪组;

1—断层; 2—产状; 3—河流; 4—温泉; 5—常温泉

Na<sup>+</sup>)、微量元素和特殊组分(F<sup>-</sup>、SiO<sub>2</sub>、Fe、Ba、Sr、Mn、Al、Pb、Li、Cu、Zn等)。从表1可知,竹核温泉的水化学类型为Na-HCO<sub>3</sub>型,水质整体较好,pH值为7.83~8.20,属弱碱性水,Sr含量为0.22~0.27 mg/L,达到矿泉水界限值,另外水中还含有Li等有益元素。

水质全分析根据国家标准《饮用天然矿泉水检验方法》(GB/T 8538—2016)进行检测,其中阴离子采用离子色谱分析(Dionex-500),阳离子采用电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES)进行分析,全分析的测试精度控制在3%以内,检测限为0.02 mg/L。现场测定使用德国Multi3430便携式多参数

水质分析仪,测定指标包括水温、pH值、电导率、溶解氧4个参数,测量精度分别达到0.1℃、0.001 pH单位、1 μS/cm、0.01 mg/L。

### 3 方法选取

在研究和开发利用地热田的过程中,必须合理估算深部热储层的温度,当前对热储层温度进行合理估算的方法主要有3种,分别为直接测量法、地球化学温标计算法及地温梯度推算法,其中地球化学温标法是研究热储温度的重要工具之一<sup>[25-26]</sup>。地球化学地热温标是利用地下热水的化学组分浓度或浓度比计算地下热储温度的方法<sup>[27]</sup>。

表 1 四川昭觉县竹核温泉取样情况

Table 1 Sampling of the Zhuhe hot springs in Zhaojue County of Sichuan Province

采样点	2019 年 4 月		2019 年 10 月		2019 年 11 月		2019 年 12 月	
	大温泉	小温泉	大温泉	小温泉	大温泉	小温泉	大温泉	小温泉
取样时泉口温度/°C	38.00	35.00	40.00	37.00	42.00	38.00	48.00	43.00
pH	7.96	7.83	8.20	7.93	8.06	7.95	8.09	7.91
TDS/(mg · L <sup>-1</sup> )	109.78	153.69	150.67	152.19	156.10	155.60	175.23	168.24
溶解氧/(mg · L <sup>-1</sup> )	4.14	2.46	4.27	2.48	4.05	2.54	4.16	2.51
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /(mg · L <sup>-1</sup> )	62.26	155.65	137.95	145.02	159.20	159.20	155.23	166.87
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /(mg · L <sup>-1</sup> )	11.53	11.06	12.28	11.54	12.20	11.20	10.73	10.28
Cl <sup>-</sup> /(mg · L <sup>-1</sup> )	5.58	4.38	7.54	6.35	2.00	2.00	6.71	5.86
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> /(mg · L <sup>-1</sup> )	0.00	0.00	1.74	1.74	0.00	0.00	7.63	0.00
Ca <sup>2+</sup> /(mg · L <sup>-1</sup> )	15.31	21.65	15.97	23.87	16.30	23.80	15.67	21.70
Mg <sup>2+</sup> /(mg · L <sup>-1</sup> )	1.86	2.98	1.87	2.73	1.60	2.70	1.63	2.56
K <sup>+</sup> /(mg · L <sup>-1</sup> )	3.16	2.50	3.45	2.72	3.50	2.80	4.62	3.66
Na <sup>+</sup> /(mg · L <sup>-1</sup> )	41.22	33.29	38.85	30.72	40.90	33.50	50.62	40.74
F <sup>-</sup> /(mg · L <sup>-1</sup> )	1.80	1.46	1.63	1.40	1.80	1.40	1.59	1.20
SiO <sub>2</sub> /(mg · L <sup>-1</sup> )	33.68	31.10	35.68	32.66	38.15	33.59	43.94	41.42
Fe/(μg · L <sup>-1</sup> )	5.70	8.60	6.70	9.20	7.20	8.60	6.90	8.20
Ba/(μg · L <sup>-1</sup> )	68.74	46.45	45.00	40.50	67.60	46.40	79.50	50.20
Str/(μg · L <sup>-1</sup> )	230.29	220.20	220.00	250.00	270.00	270.00	260.00	250.00
Mn/(μg · L <sup>-1</sup> )	0.66	0.08	0.53	0.17	0.91	0.22	0.96	0.13
Al/(μg · L <sup>-1</sup> )	3.02	2.24	5.78	2.96	9.81	3.23	12.80	3.48
Pb/(μg · L <sup>-1</sup> )	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04
Li/(μg · L <sup>-1</sup> )	95.00	70.00	154.00	115.00	144.00	111.00	256.00	199.00
Cu/(μg · L <sup>-1</sup> )	0.61	0.64	0.58	0.75	0.41	0.45	0.57	0.20
Zn/(μg · L <sup>-1</sup> )	<0.09	1.24	<0.09	<0.09	<0.09	<0.09	<0.09	<0.09

目前地球化学温标法包括 SiO<sub>2</sub> 地热温标、阳离子地热温标、同位素地热温标和气体温标 4 种类型<sup>[28-30]</sup>, 其中 SiO<sub>2</sub> 地热温标法常分为石英法和玉髓法<sup>[31-32]</sup>, 阳离子地热温标包括 K-Mg 温标、Na-K 温标、Na-K-Ca 温标、Na-Li 温标等<sup>[33]</sup>。目前国内外研究较多的是 SiO<sub>2</sub> 地热温标和阳离子地热温标<sup>[34]</sup>, 同位素地热温标和气体温标的应用研究较少。

因此, 本次研究选择 SiO<sub>2</sub> 地热温标和阳离子地热温标对四川昭觉县竹核温泉的热储温度进行计算, 其中 SiO<sub>2</sub> 地热温标选择无蒸汽损失石英法、有蒸汽损失石英法、玉髓法 a 和玉髓法 b, 而阳离子地热温标选择 K-Mg 温标法、Na-Li 温标法、Na-K 温标法、Na-K-Ca 温标法。

使用地球化学地热温标估算地下温度, 有许多

必要的基本假设: ①深部发生的反应只与温度有关; ②与温度有关的反应所涉及的所有组分都有足够的丰度(即反应物质的补给量不成为限制因素); ③在热储温度下, 水-岩体系间的反应达到平衡; ④当水从热储流向地表时, 在较低的温度下, 组分间不发生再平衡, 或者变化很小; ⑤来自系统深部的热水没有与浅部冷地下水相混合, 或者可估计出这两种混合的结果。

在某些条件下, 需要应用相关理论方法分析地下热水和矿物之间的平衡状态, 验证使用地热温标的可靠性, 原因是由于热储温度低、与浅部冷水混合作用或可能的化学反应, 某些作为地热温标的化学组分并没有真正与矿物达到平衡。本次选用 Na-K-Mg 三角图和矿物饱和指数法进行矿物平衡检

验,为地热温标的选取提供科学依据。

### 3.1 地热温标法

SiO<sub>2</sub>地热温标法包括①无蒸汽损失石英<sup>[35]</sup>:  $T = [1309 / (5.19 - \lg S)] - 273.15$ ; ②有蒸汽损失石英<sup>[35]</sup>:  $T = [1522 / (5.75 - \lg S)] - 273.15$ ; ③玉髓法 a<sup>[35]</sup>:  $T = [1000 / (4.78 - \lg S)] - 273.15$ ; ④玉髓法 b<sup>[36]</sup>:  $T = [1112 / (4.91 - \lg S)] - 273.15$ ; ⑤修正 SiO<sub>2</sub>法<sup>[37]</sup>:  $T = [1175 / (4.88 - \lg S)] - 273.15$ 。

阳离子地热温标法包括①K-Mg<sup>[38]</sup>:  $T = \{4410 / [14 - \lg(K^2 / Mg)]\} - 273.15$ ; ②Na-Li<sup>[39]</sup>:  $T = 1049 / [\lg(Na/Li) + 0.44] - 273.15$ ; ③Na-K<sup>[39]</sup>:  $T = 1390 / [1.75 - \lg(Na/K)] - 273.15$ ; ④Na-K-Ca<sup>[40]</sup>:  $T = 1647 / \{\lg(Na/K) + 4/3[\lg(Ca/Na)^{1/2} + 2.06] + 2.47\} - 273.15$ 。

式中,S为SiO<sub>2</sub>浓度(mg/L),T为热储温度(°C),K、Mg、Na、Li和Ca分别为离子的浓度(mg/L)。

表2为利用SiO<sub>2</sub>地热温标法、阳离子地热温标法等地热温标计算的地下热水热储温度结果。

利用无蒸汽损失石英和有蒸汽损失石英温标法计算出来的热储温度分别为80.90~95.88°C、84.36~97.42°C,二者温差不大。利用玉髓法a和玉髓法b计算出来的热储温度分别为31.06~45.61°C和55.14~70.36°C。利用修正的SiO<sub>2</sub>温标法计算出来的热储温度为73.74~89.82°C。利用K-Mg、Na-Li、Na-K、Na-K-Ca等阳离子温标法计算出来的热储温度分别为49.30~69.16°C、201.48~395.22°C、1683.71~1946.78°C、-8.19~5.21°C。所有的地下热

水利用Na-K温标法计算出来的温度普遍偏高,最高温度达1946.78°C;利用Na-Li温标法计算的热储温度波动较大,热储温差为193.74°C。

由此可见,同一水样,采用不同温标计算方法,其结果差别很大,因此,必须通过相关理论方法检验所使用地热温标的可靠性。

### 3.2 矿物平衡检验判断

#### 3.2.1 水-岩矿物平衡判断

地热温标法是利用地下热水的化学组分浓度或浓度比计算地下热储温度的方法,使用该方法的前提是判断地热温标的某种物质和热储中的矿物是否达到平衡<sup>[41]</sup>。地下热水在向上运移的过程中会因沸腾、蒸汽逃逸改变热水的化学组分含量,或者深部热储层的热水与浅层冷水的稀释混合会使原有的高温平衡环境遭到破坏,这些都可能引起地热温标的化学组分与热储中的矿物不平衡的现象出现,因此需要检验地下热水和矿物的平衡状态,分析地热温标方法的可靠性。

通过Na-K-Mg三角图解法<sup>[38]</sup>得到竹核温泉热水的平衡状态(图2),从图2发现,竹核温泉属于“未成熟水”,Mg<sup>2+</sup>的含量较高,水-岩反应的平衡温度较低,说明该区的地下热水在上升的过程中可能接受大气降水补给或冷热水发生混合作用,导致利用某些温标法(如Na-K、Na-K-Ca、Na-Li和K-Mg等阳离子温标法)计算出的结果不合理。因此,本文不能采用阳离子温标法计算。

表2 竹核温泉地下热水热储温度

Table 2 Heat storage thermometer of geothermal water in zhuhe hot springs

采样时间	采样点	泉口 温度	SiO <sub>2</sub> 温标				阳离子温标				温度 平均值	
			石英		玉髓		修正的 SiO <sub>2</sub> 法	K-Mg 法	Na-Li 法	Na-K 法		Na-K-Ca 法
			无蒸汽 损失	有蒸汽 损失	玉髓 法 a	玉髓 法 b						
2019年4月	大温泉	38	84.24	87.29	34.29	58.53	77.32	59.21	201.48	1916.80	-1.70	80.78
	小温泉	35	80.90	84.36	31.06	55.14	73.74	49.30	253.10	1946.78	-8.19	77.32
2019年10月	大温泉	40	86.71	89.44	36.68	61.03	79.96	61.00	312.95	1718.47	0.83	83.33
	小温泉	37	82.95	86.15	33.04	57.21	75.93	51.91	305.02	1719.32	-7.33	79.44
2019年11月	大温泉	42	89.60	91.97	39.50	63.97	83.07	63.08	301.42	1763.94	0.53	86.34
	小温泉	38	84.13	87.19	34.18	58.42	77.20	52.62	296.39	1794.95	-7.32	80.67
2019年12月	大温泉	48	95.88	97.42	45.61	70.36	89.82	69.16	395.22	1683.71	5.21	92.85
	小温泉	43	93.23	95.13	43.03	67.67	86.97	58.90	342.23	1702.80	-2.30	90.10

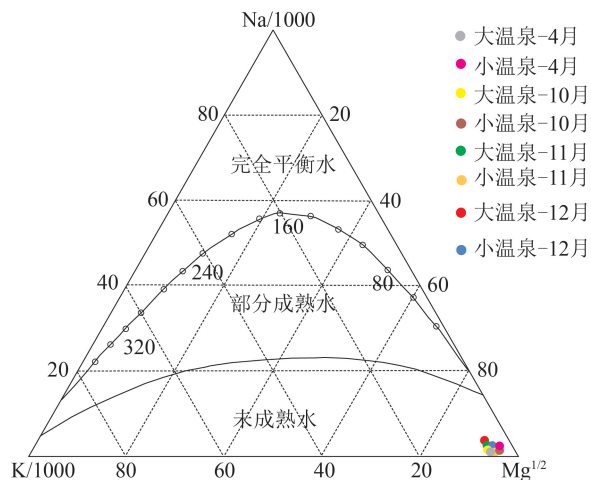


图 2 竹核温泉 Na-K-Mg 三角图

Fig. 2 Na-K-Mg triangular diagram of the Zhuhe hot springs

### 3.2.2 矿物饱和指数法

矿物饱和指数法是判断溶液相相对于其固体相的饱和程度<sup>[42]</sup>, 公式如下:

$$SI = \log(Q/h)$$

式中,  $SI$  为矿物饱和指数,  $Q$  为矿物-水的反应活度,  $h$  为矿物-水的反应平衡常数。

当  $SI < 0$  时, 地下热水处于未饱和状态; 当  $SI = 0$  时, 地下热水处于饱和状态, 矿物溶解和沉淀到达平衡; 当  $SI > 0$  时, 地下热水为过饱和状态, 多余的矿物将会沉淀析出。

本文利用水化学软件 phreeqc 计算出昭觉竹核温泉地下热水矿物饱和指数。结果表明, 玉髓矿物的饱和指数范围为 0.142~0.261, 石英矿物的饱和指数的范围为 0.718~1.175, 二者的饱和指数均大于 0, 表明地下热水中石英和玉髓过饱和, 因此  $SiO_2$  温标法可用来计算研究区热储温度; 而其他矿物 (如硬石膏、萤石、石膏、钠长石等) 的饱和指数均小于 0, 说明地下热水中这些矿物未饱和, 利用这些矿物计算的热储温度容易偏低, 不适合在研究区应用。

### 3.3 热储温度估算

从表 2 可以看出, 利用石英温标法和修正的  $SiO_2$  温标法计算的热储温度明显高于竹核温泉中大、小温泉的野外实测温度, 而玉髓温标法的计算结果整体上与实测温度相差不大, 尤其是玉髓 a 温标法的计算结果与实测温度近乎相等 (图 3), 这主要是因为竹核温泉的地下热水在受断裂影响下, 在逐渐上升的过程中可能与浅层地下冷水发生混合。

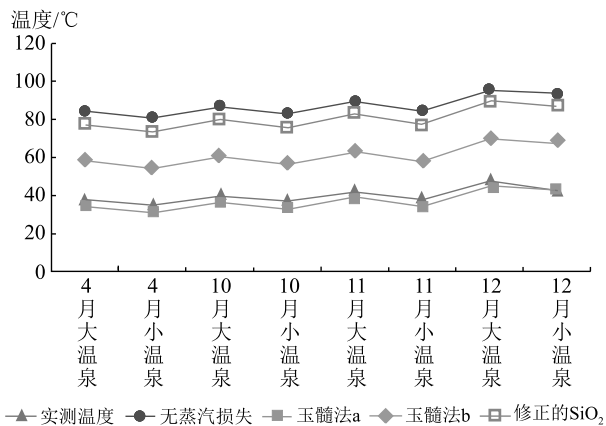


图 3 竹核温泉地下热水点

实测温度与  $SiO_2$  温标法所得热储温度的关系

Fig. 3 Relationship between the measured temperature and the heat storage temperature calculated by  $SiO_2$  scale method in Zhuhe hot springs

因此, 石英温标法和修正的  $SiO_2$  温标法相对于玉髓温标法, 更适用于研究区地热温标的计算。根据研究区的钻探资料, 区内地热钻井不存在沸腾气化现象, 且 pH 值为中性偏碱性, 因此有蒸汽损失的石英地热温标法不适宜于研究区。

综上所述,  $K-Mg$ 、 $Na-Li$ 、 $Na-K$ 、 $Na-K-Ca$  等阳离子温标法计算出的热储温度均不合理, 不宜采用; 而利用  $SiO_2$  (无蒸汽损失) 温标法和修正后的  $SiO_2$  温标法计算得出的热储平均温度更适用。因此, 昭觉县竹核温泉中的大温泉热储温度范围在 81~93°C, 平均热储温度 86°C, 小温泉的热储温度范围在 77~90°C 之间, 平均热储温度 82°C。

### 3.4 温泉成因模式

综合分析已收集的区域地质、地球物理反演特征、钻井揭示的地层与热储结构、水样品化学与氢氧同位素特征等数据<sup>①</sup>, 昭觉县竹核温泉来自深部的大地热流。上二叠统峨眉山玄武岩 ( $P_3em^2$ 、 $P_3em^3$ ) 是良好的导热和储热体, 既是母岩, 也是热储; 中二叠统阳新组 ( $P_2y$ ) 属于高温低速高导层, 是主要热源; 新生代低热导率沉积岩是良好的盖层 (图 4)。

浅层地表冷水下渗循环至玄武岩岩体附近形成碎屑岩型水热系统, 深层玄武岩为热储系统。NE 走向的木佛山断层和 NW 走向的竹核断层切穿了浅部热储与深部玄武岩体, 是重要的导热构造和控

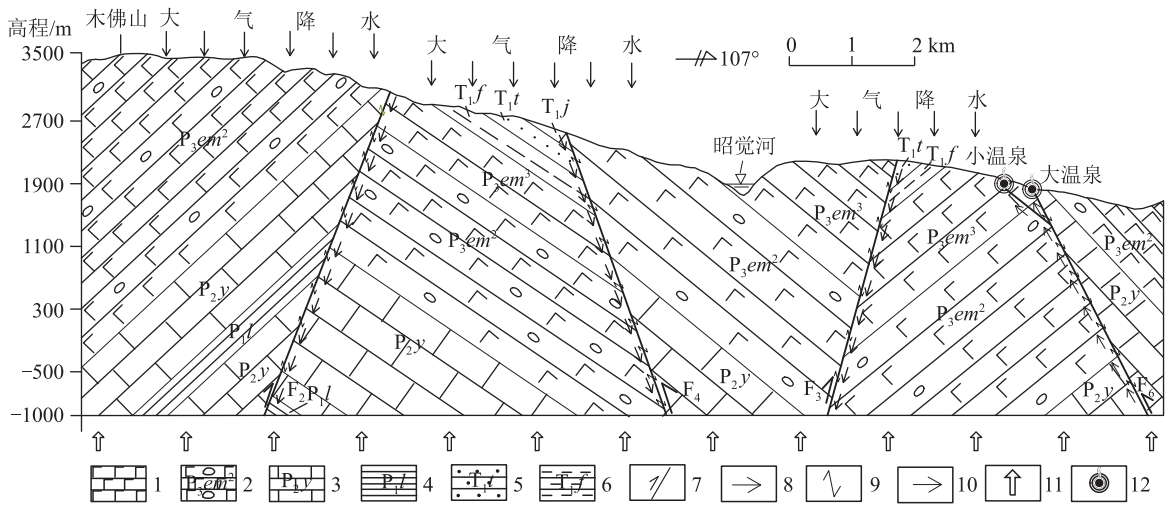


图4 竹核温泉成因模式

Fig. 4 Genetic model of the Zhuhe hot springs

1—上二叠统峨眉山玄武岩组三段致密状玄武岩;2—上二叠统峨眉山玄武岩组二段杏仁状玄武岩;3—中二叠统阳新组砂屑灰岩、下三叠统嘉陵江组微晶灰岩;4—下二叠统梁山组页岩;5—下三叠统铜子街组细砂岩;6—下三叠统飞仙关组泥岩;7—断层;8—热水流向;9—水岩反应介质交换;10—冷水流向;11—大地热流;12—温泉

热构造。大气降水在研究区西北部的木佛山地区渗入地下,受木佛山断层和竹核断层2条主控断裂的控制进行深循环,阳新组热源对补给水进行加热,随后地下水沿断层与其他断裂相接的大型断裂带上升;在入渗或上升过程中与浅层地下冷水发生混合,并与围岩及特殊矿物发生水-岩反应,使热水水质发生改变;最终在温压差的影响下,在2组断裂交汇部位形成泄压区,出露地表形成竹核温泉群。

## 4 结论

(1)  $\text{SiO}_2$  地热温标法和阳离子地热温标法的计算结果表明,各地热温标法计算出的竹核温泉热储温度值差异较大,最大值与最小值相差近  $2000^\circ\text{C}$ ,其中阳离子地热温标法的计算结果普遍较高,是  $\text{SiO}_2$  地热温标法的 3~20 倍。Na-K-Mg 三角图解法和矿物饱和指数法表明,研究区水样均为未成熟水,且其玉髓和石英的饱和指数均大于 0,属于过饱和状态,反映研究区的地下热水在上升的过程中可能与浅层地下冷水发生混合。因此,阳离子温标法不适用于研究区,而  $\text{SiO}_2$  温标法较适宜。

(2) 经矿物平衡检验判断和综合分析,玉髓地热温标法计算出来的热储温度整体上与泉口温度相差不大,尤其是玉髓 a 温标法的计算结果更低于

泉口温度,热储温度值不可靠;而石英控制  $\text{SiO}_2$  的溶解,但温泉和研究区地热钻井不存在沸腾气化现象,不适合选用有蒸汽损失地热温标法。因此,采用  $\text{SiO}_2$  (无蒸汽损失) 温标法和修正后的  $\text{SiO}_2$  温标法计算得出的热储平均温度更适宜。计算结果表明,竹核温泉中大温泉的热储温度范围为  $81\sim 93^\circ\text{C}$ ,平均热储温度  $86^\circ\text{C}$ ,小温泉的热储温度范围在  $77\sim 90^\circ\text{C}$  之间,平均热储温度  $82^\circ\text{C}$ 。

(3) 竹核温泉受控于木佛山断层和竹核断层2条主控断裂,泉水来自深部的大地热流。上二叠统峨眉山玄武岩是良好的导热和储热体,既是母岩,也是热储;中二叠统阳新组属于高温低速高导层,是主要热源;新生代低热导率沉积岩是良好的盖层。

**致谢:** 论文在撰写过程中得到中国地质科学院水文地质环境地质研究所王婉丽副研究员的指导,在此表示衷心的感谢。

## 参考文献

- [1] 庞忠和,罗霖,程远志,等.中国深层地热能开采的地质条件评价[J].地学前缘,2020,27(1): 134-151.
- [2] 王贵玲,刘彦广,朱喜,等.中国地热资源现状及发展趋势[J].地学前缘,2020,27(1): 1-9.
- [3] 屈泽伟,张恒,胡亚召,等.川西地区地热资源概况及开发区划探讨[J].矿产勘查,2019,10(5): 1233-1242.
- [4] 张健,李午阳,唐显春,等.川西高温水热活动区的地热学分析[J].

- 中国科学:地球科学,2017,47(8):899-915.
- [5] 罗敏,任蕊,袁伟,等.西川地热资源类型、分布及成因模式[J].四川地质学报,2016,36(1):47-50.
- [6] 孙东,曹楠,刘馨泽,等.川西甘孜州地热资源特征及开发利用前景[J].四川地质学报,2019,39(1):133-138.
- [7] 徐明,朱传庆,田云涛,等.四川盆地钻孔温度测量及现今地热特征[J].地球物理学报,2011,54(4):1052-1060.
- [8] 朱克亮,赵斌.四川安县罗浮山温泉热储层的初步研究[J].兴义民族师范学院学报,2013,(3):19-22.
- [9] 闫秋实,高志友,尹观.四川宜宾金沙江河谷区地热资源成藏条件分析[J].地质与勘探,2012,48(4):847-851.
- [10] 李晓,舒勤峰.四川屏山灯盏窝温泉地球化学特征及成因[J].地质灾害与环境保护,2017,28(4):64-68.
- [11] 周训,曹琴,尹菲,等.四川盆地东部高褶带三叠系地层卤水和温泉的地球化学特征及成因[J].地质学报,2015,89(11):1908-1920.
- [12] 张林,雷宛,胡旭,等.高密度电法与音频大地电磁法在四川某地地热勘探中的应用[J].勘察科学技术,2018,(6):55-58.
- [13] 武斌,曹俊兴,邹俊,等.音频大地电磁测深法在川西地热勘查研究中的应用[J].工程勘察,2011,(9):91-94.
- [14] 赵佳怡,张薇,张汉雄,等.四川巴塘地热田水文地球化学特征及成因[J].水文地质工程地质,2019,46(4):81-89.
- [15] 卞跃跃,赵丹.四川康定地热田地下水成因研究[J].地球学报,2018,39(4):491-497.
- [16] 蔺文静,刘志明,王婉丽,等.中国地热资源及其潜力评估[J].中国地质,2013,40(1):312-321.
- [17] 刘峰,王贵玲,张薇,等.江西宁都县北部大地热流特征及地热资源成因机制[J].地质通报,2020,39(12):1883-1890.
- [18] 王贵玲,蔺文静.我国主要水热型地热系统形成机制与成因模式[J].地质学报,2020,94(7):1923-1937.
- [19] 汪集暘,熊亮萍,庞忠和.中低温对流型地热系统[M].北京:清华大学出版社,2000.
- [20] 刘元晴,周乐,吕琳,等.山东鲁中山区地热地质特征及热水成因[J].地质通报,2020,39(12):1908-1918.
- [21] Li J X, Sagoe G, Yang G, et al. The application of geochemistry to bicarbonate thermal springs with high reservoir temperature: A case study of the Batang geothermal field, western Sichuan Province, China[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2019, 371: 20-31.
- [22] Pérez-Zárate D, Santoyo E, Acevedo-Anicasio A, et al. Evaluation of artificial neural networks for the prediction of deep reservoir temperatures using the gas-phase composition of geothermal fluids[J]. Computers & Geosciences, 2019, 129: 49-68.
- [23] Blasco M, Auqué L F, Gimeno M J, et al. Mineral equilibria and thermodynamic uncertainties in the geothermometrical characterisation of carbonate geothermal systems of low temperature. The case of the Alhama-Jaraba system (Spain)[J]. Geothermics, 2019, 78: 170-182.
- [24] 史猛,张杰,殷焘,等.胶东半岛中低温对流型地热资源水化学特征分析[J].地质学报,2019,93(S1):138-148.
- [25] 王莹,周训,于媛,等.应用地热温标估算地下热储温度[J].现代地质,2007,21(4):605-612.
- [26] Cinti D, Procesi M, Tassi F, et al. Fluid geochemistry and geothermometry in the western sector of the Sabatini Volcanic District and the Tolfa Mountains (Central Italy)[J]. Chemical Geology, 2011, 284(1/2): 160-181.
- [27] 郑西来,刘鸿俊.地热温标中的水-岩平衡状态研究[J].西安地质学院学报,1996,18(1):74-79.
- [28] 甘浩男,蔺文静,闫晓雪,等.粤中隐伏岩体区地热赋存特征及热异常成因分析[J].地质学报,2020,94(7):2096-2106.
- [29] 谭梦如,周训,张彧齐,等.云南勐海县勐阿街温泉水化学和同位素特征及成因[J].水文地质工程地质,2019,46(3):70-80.
- [30] 许鹏,谭红兵,张燕飞,等.特提斯喜马拉雅带地热水化学特征与物源机制[J].中国地质,2018,45(6):1142-1154.
- [31] 刘明亮,何瞳,吴启帆,等.雄安新区地热水化学特征及其指示意义[J].地球科学,2020,45(6):2221-2231.
- [32] 余琴,杨平恒,王长江,等.重庆市统景温泉水化学特征及混合作用[J].中国岩溶,2017,36(1):59-66.
- [33] 程群,杨华林,曾敏.重庆市主城区岩溶地热水资源的形成与保护[J].中国岩溶,2015,34(3):217-227.
- [34] 柯柏林,林天懿,李文,等.北京西山谷积山背斜地热系统成因模式及远景区预测[J].地质通报,2019,38(8):1378-1385.
- [35] Fournier R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. Geothermics, 1977, 5(1/4): 41-50.
- [36] Arnorsson S. Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems - implications for chemical geothermometry investigations [J]. Geothermics, 1983, 12(2/3): 119-128.
- [37] Dulanya Z, Morales-Simfons N, Sivertun A. Comparative study of the silica and cation geothermometry of the Malawi hot springs: potential alternative energy source[J]. Journal of African Earth Sciences, 2010, 57(4): 321-327.
- [38] Giggenbach W F. Geothermal solute equilibria derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1988, 52(12): 2749-2765.
- [39] Fouillac C, Michard G. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs [J]. Geothermics, 1981, 10(1): 55-70.
- [40] Fournier R O, Truesdell A H. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1973, 37(5): 1255-1275.
- [41] 王治祥,蒋晶,邹胜章.渝东南深部地热温度解析[J].中国岩溶,2019,38(5):663-669.
- [42] Reed M H, Sptcher N. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1984, 48: 1479-1492.
- ①郑小敏,曹俊,沈洪江,等.昭觉县幅(H48E024004)1:5万区域地质图说明书.四川省地质矿产勘查开发局区域地质调查队,2015.