

白玉鹏,李波,余仕勇,等.云南弥勒红河谷温泉水文化学特征及成因[J].中国岩溶,2021,40(2):290-297.
DOI:10.11932/karst2021y15

云南弥勒红河谷温泉水文化学特征及成因

白玉鹏¹,李波¹,余仕勇²,张秋¹,汪斌¹,赵宏宇³

(1. 昆明理工大学国土资源工程学院, 云南 昆明 650093; 2. 云南省地质工程第二勘察院, 云南 昆明 650218; 3. 云南建投基础工程有限责任公司, 云南 昆明 650041)

摘要:为了探讨弥勒红河谷温泉的成因及钻孔热水的开采对温泉的影响,以此来为红河谷温泉地区热水资源的开发提供合理依据。文章对弥勒红河谷温泉、冷泉和钻孔热水进行水化学分析和同位素测试。结果显示:温泉矿化度(TDS)为232~328 mg·L⁻¹, pH值呈弱酸性, 锶含量为0.29~0.44 mg·L⁻¹, 偏硅酸25.45~34.44 mg·L⁻¹, 热水水化学类型为HCO₃-Ca型, 冷泉HCO₃-Ca·Mg型, 热储温度在65~70℃之间。氢、氧同位素表明温泉热水来源于大气降水;估算的补给区高程为2100m左右。温泉受断裂带控制,由大气降水补给,经大地热流加热沿断裂带涌出于地表。由于玄武岩的隔水作用和地下水流向,钻孔和自流孔热水的开采对温泉的影响不大。

关键词:红河谷温泉;水化学特征;同位素;地热温标;钻孔热水

中图分类号:P314.1

文献标识码:A

文章编号:1001-4810(2021)02-0290-08

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

温泉是地球上分布最广且最常见的地热资源。据统计,我国有温泉、热泉、沸泉、喷气孔等水热区3 000余处。云南省温泉资源十分丰富,全省温泉天然出露点有1 015处,占全国热水资源总数的三分之一^[1]。温泉主要受区域性大型构造控制,大部分温泉出露位置都与断裂构造有关,尤其是深大断裂^[2]。弥勒红河谷温泉泉眼出露于断裂带上,涌出于砂质页岩岩层中,又名热水塘温泉。该温泉位于云南省东部红河哈尼族彝族自治州,弥勒市东北约12 km,北纬24°29'14",东经103°30'02",海拔1 560 m。

前人对云南省内温泉做了大量研究,主要是通过对温泉的水化学特征、同位素和热储特征来探讨其成因。杜毓超等^[3]通过对泸西盆地的地质构造、水文条件和水化学特征等分析,认为所研究的温泉为典型的断裂型温泉;王清洁等^[4]通过对羊吃蜜温泉同位素分析和热储温度的计算等,认为羊吃蜜温泉是

侵蚀岩溶低温温泉。谭梦茹等^[5]对勐海县阿街温泉地区的水化学特征和同位素特征研究,认为该温泉水化学类型为HCO₃-Na,温泉的年龄为600多年;陶时雨^[6]对薄竹山地区5个温泉水化学特征及地热系统的对比分析认为,该地区的温泉为深层渗入循环型上升泉;刘亚平等^[7]通过对鸡飞温泉水的同位素研究确定该温泉水源为大气降水;屈元会等^[8]研究德泽乡温泉地热资源,并论证了温泉成因模式。在国外,Fournier^[9]以石英的溶解度作为地温计,广泛用于估算温泉的地下温度;Z. Mohammadi^[10]利用不同的地热温标,估算伊朗中部乔山温泉的热储温度等。

本文以弥勒红河谷温泉为研究对象,对其周边钻孔地下热水和冷泉水的水化学特征及同位素特征进行分析,并计算温泉的热储温度、补给高程,为钻孔热水的开采以及红河谷温泉热水资源的合理开发提供科学依据。

第一作者简介:白玉鹏(1993—),男,硕士研究生,主要从事水文地质和工程地质研究。E-mail:bypxxx@qq.com。

通信作者:李波(1964—),男,博士生导师,主要从事矿产地质、环境地质及旅游地质等方面的工作和研究。E-mail:2757179920@qq.com。

收稿日期:2020-04-20

1 区域地质背景

1.1 地质概况

红河谷温泉研究区北、东、西三面环山,南临甸溪河支流白马河源头的雨补水库,地形以山地为主。温泉出露于北面山腰靠近山脚处,泉水清澈并伴有气泡和蒸汽逸出。该区平均海拔1 500~1 700 m,属于亚热带季风气候,雨量适中,年平均气温18.8℃。

研究区出露的地层主要有三叠系个旧组(T_2g)以灰质白云岩为主、永宁镇组(T_1y)出露岩层为页岩夹细砂岩、飞仙关组(T_1f)岩性以细砂岩和粉砂岩为主。温泉出露于二叠系宣威组(P_2x)地层(图1),岩性以砂质页岩岩和细砂岩为主,并夹有煤系;二叠系峨眉山玄武岩组($P_2\beta$)岩性为玄武岩和玄武质角砾岩,茅口组(P_1m)和栖霞组(P_1q)为白云岩、白云质灰岩夹生物碎屑岩。岩层走向多为NE,倾向SE,倾角30°~60°。

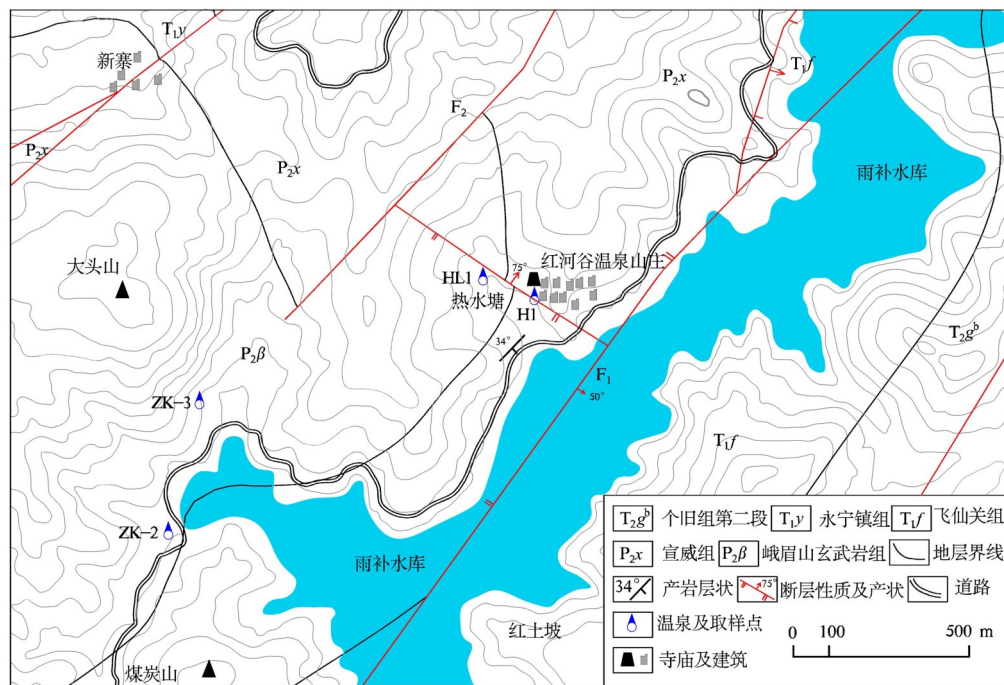


图1 弥勒红河谷温泉区域地质图及取样分布点(据1:20万弥勒幅修改)

Fig. 1 Regional geological map of Honghegu hot spring and sampling sites

研究区为昆明山字型构造体系东翼,属于弥勒—师宗大断裂带的南段。区内构造运动强烈,以断裂为主,多为压性断裂,形成碳酸盐岩和碎屑岩相间排列的NE向含水层。断裂构造为泉区内的主要导热构造,泉区内发育有一条NW向和多条NE向断裂。其中红河谷温泉位于NW向次级断裂上,该次级断裂交汇于NE向的两条断裂 F_1 与 F_2 (图1)。断裂带附近裂隙发育良好,为深部大地热流的运移提供了良好的通道。

1.2 水文地质条件

综合水文地质资料分析,温泉区内地下水主要受地质构造和地层岩性控制,地层岩性不同富水性有明显的差异,富水性中等至较弱。地下水类型主要有碳酸盐岩裂隙溶洞水和基岩裂隙水两大类,温

泉周围碳酸盐岩分布广泛,岩溶极为发育(图2),含水岩层主要为三叠系个旧组(T_2g)灰岩和石炭系马平组(C_3m)灰岩,其次为三叠系飞仙关组(T_1f)砂岩。其中马平组岩层厚度大,岩溶发育好,水平溶洞、地下暗河大多集中在该组,暗河流量为837~22 700 $L \cdot s^{-1}$;个旧组(T_2g)灰岩的泥质含量高,岩溶发育不及马平组(C_3m)地层,但沿断裂带发育有巨大的暗河,暗河年平均流量为8 446 $L \cdot s^{-1}$ 。温泉区西侧和底部为峨眉山玄武岩组($P_2\beta$),岩性为致密块状玄武岩,局部发育有裂隙,形成良好隔水层。含水岩层呈条带状分布于泉区周围,受断裂切割影响,层面裂隙和构造裂隙发育,导水性较好;风化网状裂隙水地区主要以玄武岩和白云岩为主,受构造断裂的影响,透水性、导水性及富水性较好。泉区地下水径流系统属于甸

溪河水系统,该系统水源受北部高原大气降水补给并向南部的甸溪河排泄,最终汇入南盘江^[11]。

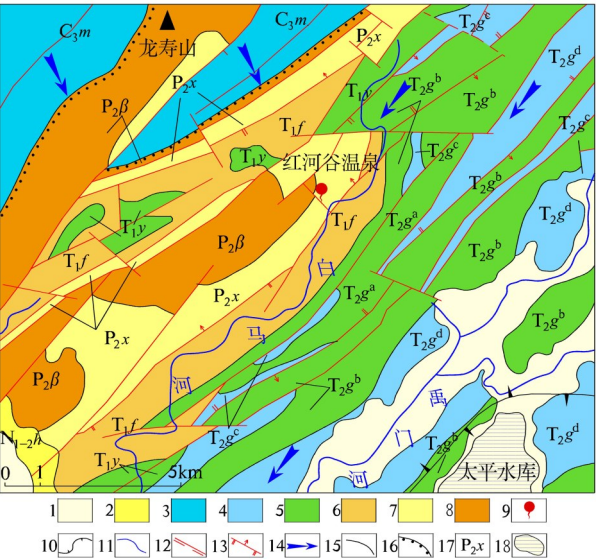


图2 红河谷温泉区域水文地质图(据 1:20万弥勒水文图修改)

Fig. 2 Hydrogeological map of Honghegu hot spring area

1. 松散岩类孔隙水,富水性弱 2. 松散岩类孔隙水,富水性较弱 3. 碳酸盐岩夹碎屑岩裂隙溶洞水,富水性强 4. 碳酸盐岩夹碎屑岩裂隙溶洞水,富水性较强 5. 碳酸盐岩与碎屑岩裂隙溶洞水 6. 基岩裂隙水,富水性中等 7. 基岩裂隙水,富水性较弱 8. 火成岩风化带网状裂隙水,富水性中等 9. 温泉 10. 地下分水岭 11. 河流 12. 推测,实测性质不明断层 13. 断层 14. 地下水流向 15. 地层界线 16. 不整合接触线 17. 地层代号 18. 水库

2 样品采集与测试

2018年5月对弥勒红河谷温泉天然泉眼进行了野外取样;2018年11月对弥勒红河谷温泉天然泉眼、冷泉、2号钻孔、3号钻孔进行了野外取样(图1),取样前均用目标水样对取样桶(瓶)洗刷三次,取样时将取样桶(瓶)浸没于水体中,并在水下密封后取出,再用保鲜膜对瓶口做二次密封处理,避免空气混入。样品送云南地质工程勘察设计院测试分院进行水化学测试,送核工业北京地质研究院分析测试研究中心进行同位素测试。

现场用温度计测定温泉温度为62.1℃,实验室对K、Na、Ca、Mg、Fe、Mn、Cu、Zn、Sr等采用火焰原子吸收分光光度法测定;酸碱滴定法测定HCO₃⁻;离子色谱法测定水中的F、Br;乙二胺四乙酸二钠滴定法测定SO₄²⁻;乙二胺基二硫代甲酸银分光光度法测定偏硅酸。水中离子和元素具体检测方法依据《饮用天然矿泉水检验方法》(GB/T8538-2008)和《地下水水质检验方法》(DZ/T 0064.51-1993);同位素δ²H和δ¹⁸O的测定依据《水中氢同位素锌还原法测定》(DZ/T 0184.19-1997)和《天然水中氧同位素二氧化碳—水平衡法测定》(DZ/T 0184.2-1997)。两次取样的测试结果列于表1。

表1 温泉水样水化学测试数据(ρ_B/(mg·L⁻¹))

Table 1 Chemical analyses of water samples from hot spring(mg·L⁻¹)

温泉名称	编号	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
红河谷天然温泉	H1-1	5.71	8.42	49.45	9.83	211.84	6.18	12.00
红河谷天然温泉	H1-2	1.17	11.06	60.99	5.29	234.18	4.21	12.00
红河谷冷泉	HL1	0.10	11.27	35.72	19.03	231.13	7.02	50.00
红河谷2号钻孔	ZK-2	0.75	9.67	68.64	9.52	173.35	4.21	40.00
红河谷3号钻孔	ZK-3	0.10	9.25	60.99	7.93	243.3	4.21	14.00

温泉名称	编号	Sr	SiO ₂	偏硅酸	游离CO ₂	溶解性总固体	pH
红河谷天然温泉	H1-1	0.29	—	32.21	3.13	328.77	6.9
红河谷天然温泉	H1-2	0.44	20.94	27.22	6.27	232.21	6.2
红河谷冷泉	HL1	0.29	—	34.44	6.24	236.44	6.3
红河谷2号钻孔	ZK-2	0.37	20.43	26.56	7.84	275.76	6.2
红河谷3号钻孔	ZK-3	0.37	19.58	25.45	4.7	234.46	6.2

3 结果与分析

3.1 水化学特征

根据本次实测结果,天然温泉水的温度在61.0~

62.5℃之间,属于中低温温泉;温泉水的溶解性总固体(TDS)在232.21~328.77 mg·L⁻¹之间,冷泉的TDS为236.44 mg·L⁻¹,为低矿化度水。水中的TDS反应了水的循环路径和滞留时间^[12],TDS包括水中离子、分

子及络合物。根据本次数据,温泉水中TDS含量11月较5月份高,表明水中各离子、分子在11月的含量高,且温泉水中TDS要大于冷泉,说明温泉水比浅层冷泉水有更长水循环路径,温泉水的水岩作用强。温泉水在丰水期TDS增加,表明增加了地下水的循环路径,延长了地下水的滞留时间,水岩作用也得到增强。温泉的pH为6.9,为弱酸性水。各水样的硬度(以 CaCO_3 计)为 $163\sim 211\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,小于 $300\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,属于微硬水。根据表1的数据绘制了Piper图(图3),红河谷天然温泉水化学的类型为 HCO_3-Ca 型,冷泉为 $\text{HCO}_3-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型。

根据温泉水化学分析数据,地下热水中的主要离子为 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 。对比天然温泉水的两次取样数据发现,温泉水中的阴阳离子含量比较接近,其中 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 的含量略有减少,冷泉和钻孔热水中的 K^+ 含量均不足 $1\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。温泉、冷泉和钻孔热水中 Ca^{2+} 是含量最多的阳离子,除了冷泉外均达到了 $60\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,阴离子中 HCO_3^- 最多,温泉和冷泉含量分别为 $234.18\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $231.13\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。由于雨季降水量大,地表水携带大气和土壤中的 CO_2 进入地下,加速了碳酸盐岩类的溶解,使 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 的含量增加。阴离子以 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 为主,温泉和冷泉中 SO_4^{2-} 相差较大,分别为 $12\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $50\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。主要因为含煤的宣威组(P_2x)地层,硫以黄铁矿(FeS_2)或其他硫酸盐岩的溶解增加了冷泉中 SO_4^{2-} 的含量^[13-14]。冷泉中次要离子主要有 NH_4^+ 、 $\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$ 、 NO_3^- ,各组分含量都很低。

微量组分主要有Li、Sr、I、Zn、Br 5种元素,所有水样中的Sr含量较高,且热水水样高于冷泉,达到了锶矿水($\geq 0.20\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)的命名标准^[15],其余四种微量组分含量都较低。温泉水中锶浓度比较5月有所增加,因为温泉水是地下水经过溶解碳酸盐岩形成的岩溶水,因此水中锶元素来源于碳酸盐岩的溶解。碳酸盐岩矿物中锶与钙的共生关系,在岩溶作用下碳酸盐岩矿物中Sr与Ca发生同步溶解,使得他们的离子浓度同时增加^[16-17]。还有可能是雨季丰水期地下水在流经可溶岩裂隙通道时水流集中使径流通道迅速溶蚀扩展,也增加了径流通道数量,这些都使得溶蚀作用更加强烈;而地下水水位上涨增加了水岩作用强度,这也可能是温泉水中锶浓度增加的原因。

此外,水样中偏硅酸含量为 $25.45\sim 34.44\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,达到了医疗矿泉水浓度标准($25\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)^[18]。偏硅酸含量与水岩作用有关,主要受溶滤作用和水解作用

的影响^[19]。温泉水的偏硅酸含量没有超过饮用天然矿泉水标准,因此可以做饮用天然矿泉水。温泉水含有偏硅酸和锶成为红河谷温泉的标志性组分。

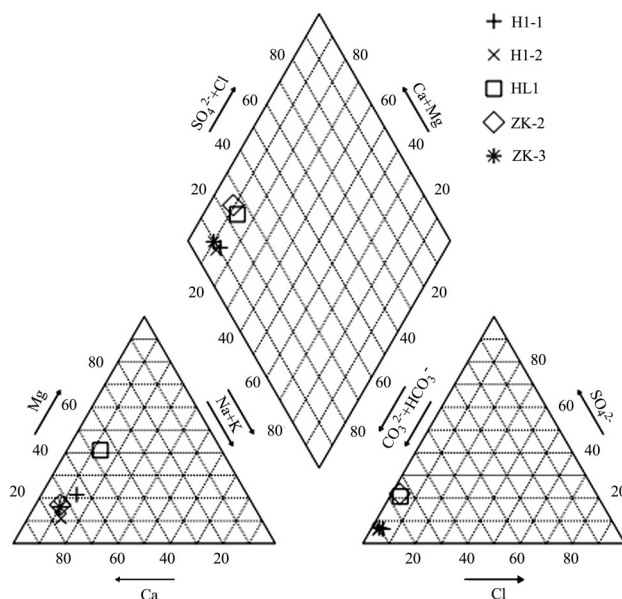


图3 研究区温泉水样Piper图

Fig. 3 Piper diagram of water samples from hot spring in the study area

3.2 同位素分析

同位素分析应用于地下水的研究大致开始于20世纪50年代。通过研究同位素水文地球化学特征,探讨水体的起源、运动规律、地表水与地下水之间的关系、古气候信息^[20]。稳定同位素D、 ^{18}O 是水分子的组成部分,是描述水循环演化的理想天然示踪剂。可以反应水源起源、水—岩相互作用和补给情况等。

3.2.1 补给来源

Craig通过对全球大气降水中 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的分析得到了其线性关系^[21-22]:

$$\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+10$$

并发表了 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 关系的直线,称为全球大气降水线。利用全球不同地区水样中测试的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 数据投影在大气降水线上的不同位置反应水源的来源和与大气降水线的关系。将2018年11月采集的红河谷温泉水及附近的冷泉水和2口钻孔(井)热水水样数据(表2)绘制成 $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ 的关系图。从图中可以看出各水样中 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值均分布在大气降水线附近,说明温泉水和其他水样的补给来源均为大气降水。图中没有 $\delta^{18}\text{O}$ 的漂移现象,说明温泉热储温度不高,为中低温地下水。

表2 温泉水样的δ²H和δ¹⁸O测试数据

Table 2 Analysis data of δ²H and δ¹⁸O of water samples from hot spring

温泉样品名称	温度/℃	δ ² H/‰	δ ¹⁸ O/‰
红河谷温泉	62	−85.8	−10.7
红河谷冷水	16	−78.6	−10.8
红河谷2号钻孔	51	−85.9	−10.8
红河谷3号钻孔	51	−85.3	−10.8

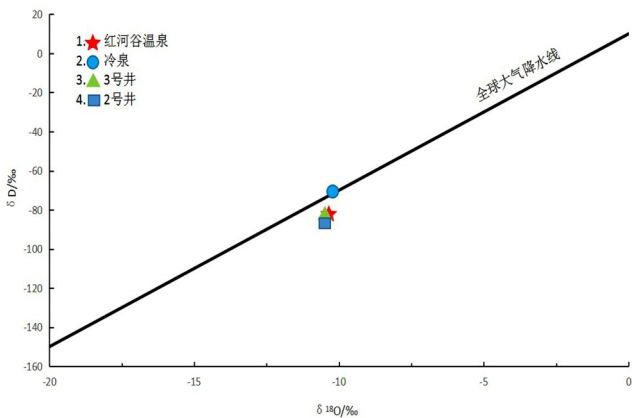


图4 温泉的δ²H-δ¹⁸O关系图

Fig. 4 Relationship of δ²H-δ¹⁸O of hot spring

3.2.2 补给高程

温泉水来源于大气降水,根据大气降水中δ²H和δ¹⁸O的高程效应,即水中δ²H和δ¹⁸O含量随着海拔高度的增加而下降。利用高度效应可以估算温泉水的补给高程。

(1)估算地下水补给高程的公式为^[23]:

$$H=\frac{\delta G-\delta P}{K}+h$$

式中: h 为取样点高程(m); δG 为取样点的δ²H或δ¹⁸O值; δP 为取样点附近大气降水的δ²H或δ¹⁸O值,δ²H为−54.21‰^[22];K为为大气降水δ²H或δ¹⁸O的高程梯度(−δ/100 m),我国西南地区δ²H的平均梯度值为2.5‰/100m。

(2)我国西部降水的δ值与高程 H 之间的关系为^[24]:

$$\delta^{18}\text{O}=-0.0031H-6.2$$

$$\delta^2\text{H}=-0.026H-30.2$$

式中: H 为补给高程(m)。

利用上述两种公式计算温泉的补给高程,结果列于表3。计算结果方法一比方法二高出700多m,两种计算结果都有偏差,最后取平均值2 100 m作为补给区的高程。

表3 热水的补给高程

Table 3 Elevation of recharge area of hot water

热水名称	标高/m	δ ² H/‰	δ ¹⁸ O/‰	补给高程/m	补给高程/m	补给高程/m	平均值/m
				方法1,δ ² H	方法2,δ ² H	方法2,δ ¹⁸ O	
红河谷温泉	1 560	−85.8	−10.7	2 823.6	2 138.5	1 451.6	2 139
红河谷冷水	1 580	−78.6	−10.8	2 555.6	1 861.5	1 483.9	1 967
红河谷2号钻孔	1 579	−85.9	−10.8	2 846.6	2 142.3	1 483.9	2 158
红河谷3号钻孔	1 600	−85.3	−10.8	2 843.6	2 119.2	1 483.9	2 149

3.3 地热温标和热储温度

计算地下热储温度最常用的方法是地热温标法,它是指溶于地下热水中的某些矿物达到的一种平衡状态,而这种平衡状态不会因地下热水上升至地表温度和压力发生变化而改变,这些矿物含量基本也不发生变化。本文利用二氧化硅地热温标和阳离子地热温标法计算地下热储温度。二氧化硅地热温标分别用石英温标(无蒸汽分离混合作用、无蒸汽损失、最大蒸汽损失)和玉髓温标(无蒸汽损失、蒸汽损失)计算^[25-27],阳离子分别用Na-K、K-Mg和Na-K-Ca温标计算,计算结果列于表4。

Na-K地热温标是建立在水中钠长石和钾长石在一定温度下达到平衡的状态,且不受温度降低、脱水稀释或内蒸浓缩的影响。本研究根据此温标计算出的热储温度值异常偏高。水岩作用中,K-Mg溶质达到平衡的速度最快,在低温下也是如此^[28]。K-Mg温标代表不太深处热水储集层中的热动力平衡条件,适用于中低温地热田。利用这种方法计算出研究区热储温度偏低,可能是由于温泉水在上升过程中混入了不同程度的冷水。而Na-K-Ca温标计算结果也异常偏高,这可能是温泉水中Ca²⁺的损耗导致^[29]。

表 4 红河谷各温泉地热温标计算结果
Table 4 Geothermometric calculations of hot springs in Honghegu

水样	水温/℃	SiO ₂ 地热温标/℃					阳离子温标		
		石英			玉髓		Na—K	K—Mg	Na—K—Ca
		无蒸汽分离混合	无蒸汽损失	最大蒸汽损失	无蒸汽损失	有蒸汽损失			
温泉水	62	65.4	65.2	70.5	33.2	42.7	605.8	55.2	1 578.9
2号钻孔	51	64.5	64.2	69.7	32.2	41.8	—	17.4	623.4
3号钻孔	51	62.8	62.6	68.2	30.5	40.4			

Na—K—Mg三角图解可以反应不同类型水样的水岩平衡状态,同时能根据水样点投影在图中的位置判断出水的混合状况^[27]。图5反应温泉水属于不平衡状态下的未成熟水,而温泉水来源于大气降水,在温泉水上升过程中还可能有冷水的混入。因此阳离子地热温标不适合估算研究区热储温度。

一般情况下,石英地热温标用于高温热储温度计算,玉髓温标用于低温热储温度计算,研究表明玉髓温标在一些岩石较年轻的地区,计算可以到180℃^[30],而红河谷各温泉用玉髓温标计算出的热储温度为33~42℃,低于温泉实测水温度,表明玉髓温标不适用本研究区。红河谷温泉口各取样点(除冷泉)处有较明显的汽化现象,使温泉产生了较明显热量(蒸汽)损失,在取样后通过绝热密封的方式冷却,保证所取样品再无蒸汽损失,采用石英地热温标计算的温泉热储温度与实测水温最为接近,考虑到蒸汽等热量损失,认为最大蒸汽损失计算得出的热储温度最接近温泉的实际温度^[9],平均值为69℃。

4 地热水成因及开采影响评价

根据水文地质条件和氢氧同位素分析,温泉水来源于温泉北部和西北部的石炭系马平组(C_{3m})灰岩层。区域内有数条断裂切割,大气降水通过地表断层和裂隙渗入地下,岩溶发育好的马平组(C_{3m})等碳酸盐岩含水地层得到良好的地下水补给。研究区内断裂构造形成了良好的承压水传输构造,且深大断裂也是良好的导热构造。地下水沿着断裂带渗入地下,被深部的大地热流加热,表现为与围岩发生热交换(吸收热量),构成地热水的深循环径流,形成良好的碳酸盐岩地热水储层^[31]。地下水获得大地热流后形成地热水上升至地表,在接近地表时接受到沿着破碎带和裂隙渗入的浅层冷水,最终混合水沿着断裂带出露至地表。

由于当地温泉旅游的兴起,在红河谷温泉泉眼处建设了温泉酒店,并在泉眼西南侧打了3个钻孔(井)。其中1号钻孔不做开采,3号钻孔通过抽水的方式将热水引至当地居民处做洗浴用,2号钻孔(ZK2)已形成自流孔(图6)。自流孔孔深424 m,水温51℃;3号钻孔深300 m,水温51℃。自流孔(井)热水水温低于红河谷天然温泉,流量较大,常年自流。由图6可知,钻孔揭露白云质灰岩热储层埋深在地下450 m深度,即海拔约1 150 m以下。自流孔北侧有良好的导水断层且宣威组(P_{2x})岩层破碎带发育,热水在上升过程中混入冷水,所以自流孔和钻孔热水温度较温泉低。钻孔和自流孔附近为峨眉山玄武岩组,钻孔南部为宣威组与栖霞组、茅口组的接触边界,东侧有峨眉山玄武岩组形成的隔水边界,由于地下水向南西方向排泄,温泉出露是因为存在良好的导水断层,因此,温泉与钻井存在着一定的水力联系,钻井抽水和自流井肯定对温泉有影响,只因两者距离较远,抽(放)水降深较小,影响较弱。

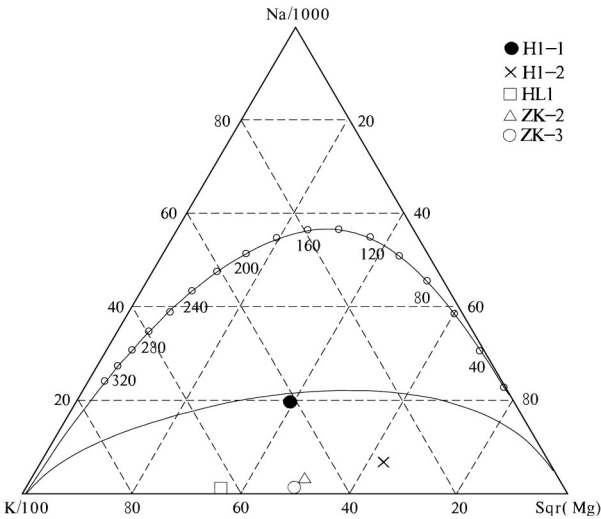


图 5 水样的Na—K—Mg三角图
Fig. 5 Na—K—Mg triangle diagram of water samples

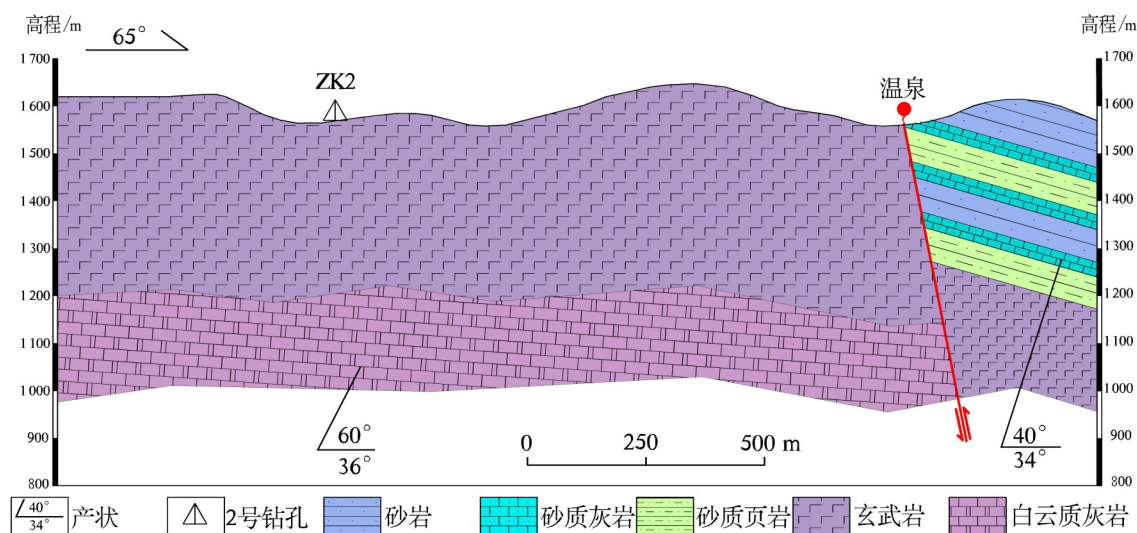


图6 温泉与自流钻孔剖面图

Fig. 6 Profiles of hot spring and self-flowing borehole

5 结 论

(1) 弥勒红河谷温泉位于雨补水库中部, 出露于宣威组次级断裂带上。水温为 61~62.5℃, 属于中低温热水且矿化度低; pH 为 6.2~6.9, 为弱酸性水。温泉水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{—Ca}$ 型, 温泉中代表性组分为锶和偏硅酸, 故可作为富含锶元素的天然饮用矿泉水, 且因其含有适量偏硅酸可作为理疗矿泉水;

(2) 根据同位素分析, 温泉和钻井热水的补给来源于大气降水。 $\delta^2\text{H—}\delta^{18}\text{O}$ 图中没有明显的 $\delta^{18}\text{O}$ 漂移, 说明热储温度不高。根据高程效应, 计算出温泉的补给高程为 2100 m。弥勒红河谷温泉是在北部山区获得大气降水补给渗入地下, 经过地下深处大地热流的加热, 沿断裂带上涌出露地表, 并在上升的过程中混入不同程度的冷水;

(3) 根据 SiO_2 和阳离子地热温标的计算对比, 并结合温泉出水口处具有较明显的水汽化现象, 选用最大蒸汽损失石英温标法, 计算得出热储温度的平均值为 69℃;

(4) 根据白云质灰岩为深部热储层, 且断层为天然温泉的导水构造, 研究区内温泉和钻孔热水存在着一定的水力联系。但两者相距较远, 钻孔和自流井抽(放)水降深较小, 钻孔和自流井对温泉影响较弱。

参考文献

[1] 刘时彬. 地热资源及其开发利用和保护[M]. 化学工业出版社, 2005, 25-48.

[2] 谭见安. 温泉旅游之科学[M]. 北京: 中国建筑工业出版社, 2011, 12-23.

[3] 杜毓超, 吕勇, 罗贵荣. 滇西潞西盆地温泉水文地球化学特征及其成因[J]. 地质通报, 2012, 31(2): 406-412.

[4] 王洁青, 周训, 李晓露, 等. 云南兰坪盆地羊吃蜜温泉水化学特征与成因分析[J]. 现代地质, 2017(4): 174-183.

[5] 谭梦茹, 周训, 张或齐, 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(3): 1000-3665.

[6] 陶时雨, 张世涛, 张东泽, 等. 滇东南薄竹山地区温泉地质特征及成因分析[J]. 云南师范大学学报(自然科学版), 2015, 35(6): 65-69.

[7] Liu Y, Zhou X, Deng Z, et al. Hydrochemical characteristics and genesis analysis of the Jifei hot spring in Yunnan, southwestern China[J]. Geothermics, 2015, 53: 38-45.

[8] 屈元会, 徐世光, 黄建国. 曲靖市德泽乡温泉特征及成因[J]. 地质灾害与环境保护, 2018, 29(4): 91-95.

[9] Fournier R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. Geothermics, 1997, 5(1-4): 41-50.

[10] Mohammadi Z, Parizi H S. Hydrogeochemistry and geothermometry of the Jowshan thermal springs, Central Iran[J]. Geochemistry International, 2013, 51(12): 994-1004.

[11] 杨红, 许模, 张劲松. 滇东南弥勒盆地蓄水构造特征分析及找水方向[J]. 水土保持研究, 2012, 19(6): 254-258.

[12] 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.

[13] 刘从强. 生物地球化学过程与地表物质循环: 西南喀斯特流域侵蚀与生源要素循环[M]. 北京: 科学出版社, 2007.

[14] 周训. 地下水科学概论[M]. 北京: 地质出版社, 2009, 95-105.

[15] 中国国家标准化管理委员会. GB 8537—2008 饮用天然矿泉水[S]. 北京: 中国标准出版社, 2009.

[16] 刘英俊. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1984,

- 360-366.
- [17] 康志强,熊志斌,李清艳,等.岩溶地下河流域水循环方式的降水效应[J].地球与环境,2011,39(1):26-31.
- [18] 中国国家标准化管理委员会.GB/T 11615—2010 地热资源地质勘查规范[S].北京:中国标准出版社,2011.
- [19] 单婷婷,徐世光,范柱国,等.昆明西山偏硅酸矿泉水特征及形成机理[J].昆明:昆明理工大学学报,2019,44(2):39-47.
- [20] 李学礼,孙占学,刘金辉.水文地球化学[M].北京:原子能出版社,1982:88-99.
- [21] Craig H. Isotopic variations in meteoric waters [J]. Science, 1961, 133: 1702-1703
- [22] Craig H. Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen—18 in Natural Waters [J]. Science, 1961, 133 (3467): 1833-1834.
- [23] 汪集暘,熊亮萍,庞忠和.中低温对流型地热系统[M].北京:科学出版社,1993: 48-63.
- [24] 张贵玲,角媛梅,何礼平,等.中国西南地区降水氢氧同位素研究进展与展望[J].冰川冻土,2015,37(4):1094-1103.
- [25] Yu J, Zhang H, Yu F, et al. Oxygen and hydrogen isotopic compositions of meteoric water in the eastern part of Xizang [J]. Chinese Journal of Geochemistry, 1984, 3(2): 93-101.
- [26] Fournier R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems [J]. Geothermics, 1977, 5(1—4): 41-50.
- [27] Giggenbach W F. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na—K—Mg—Ca geothermometers [J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 1988, 52(12): 2749-2765.
- [28] 周立岱.中低温地热系统形成机制及评价研究[D].阜新:辽宁工程技术大学,2005.
- [29] 徐世光,郭远生.地热学基础[M].北京:科学出版社,2009: 36-42.
- [30] 郑西来,郭建青.二氧化硅地热温标及其相关问题的处理方法[J].地下水,1996(2):85-88.
- [31] 王宇,康晓波,张华,等.昆明地热田的成因与外延[J].中国岩溶,2016,35(2):125-133.

Hydrochemistry and genesis of the Honghegu hot spring in Mile, Yunnan Pronince

BAI Yupeng¹, Li Bo¹, Yu Shiyong², Zhang Qu¹, Wang Bin¹, Zhao Hongyu³

(1. Faculty of Land Resources Engineering, Kunming university of science and technology, Kunming, Yunnan 650093, China; 2. Yunnan Geological Engineering the Second Investigation Institute, Kunming, Yunnan 650218, China; 3. Yunnan Construction Foundation Engineering Co., Ltd., Kunming, Yunnan 650041, China)

Abstract The purpose of this work was to clarify the genesis of Honghegu hot spring in Mile, Yunnan and the influence of exploitation of drilling hot water on the spring, providing a reasonable basis for the development of hot water resources in this area. Hydrochemical analysis and isotopic tests were performed to the hot spring, cold spring and drill-hole hot water in the study area. Results show that degree of mineralization of the spring is about 232-328 mg·L⁻¹, the pH is slightly acidic, with H₂SiO₃ of 25.45-34.44 mg·L⁻¹ and Sr of 0.29-0.44 mg·L⁻¹. The hot water belongs to the HCO₃-Ca type, while the cold water belongs to the HCO₃-Ca·Mg type. The temperature of the geothermal reservoir is 65-70 °C. Hydrogen and oxygen isotopes indicate that hot spring water comes from meteoric precipitation. The elevation of the recharge area of the hot spring is estimated as about 2,100 m. The hot spring is controlled by the fault zone, supplied by atmospheric precipitation. Heated by earth's heat flow, it flows out of the surface along the fault zone. Due to water isolation of basalt and the direction of groundwater flow, mining of borehole hot water and self-flowing hot water has little effect on the hot spring.

Key words Honghegu hot spring, hydrochemical characteristics, isotope, geothermometer, drill-hole hot water

(编辑 张玲)