



移动阅读

章旭, 张文, 吕国森, 等, 2023. 川西阿坝州壤古温泉成因机制研究: 来自水文地球化学和地球物理勘探的证据[J]. 沉积与特提斯地质, 43(2): 388–403. doi: 10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.04007

ZHANG X, ZHANG W, LÜ G S, et al., 2023. Geochemical, Geophysical Genesis of the Rangu Geothermal Spring in Aba Prefecture, Western Sichuan: Evidence from Hydrogeochemical and Geophysical Exploration[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 43(2): 388–403. doi: 10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.04007

川西阿坝州壤古温泉成因机制研究：来自水文地球化学和地球物理勘探的证据

章旭^{1,2,3}, 张文^{3,4*}, 吕国森⁵, 余中友^{1,2,3}, 代倩^{1,2,3}

(1. 四川省华地建设工程有限责任公司, 四川 成都 610081; 2. 成都水文地质工程地质中心, 四川 成都 610081; 3. 自然资源部地质灾害风险防控工程技术创新中心, 四川 成都 611730; 4. 中国地质科学院探矿工艺研究所, 四川 成都 611734; 5. 西南交通大学, 四川 成都 611756)

摘要: 地热资源是一种清洁低碳、储量丰富、安全优质的可再生能源, 大力开发利用地热资源, 对落实“碳达峰、碳中和”战略目标具有重要意义。壤古温泉位于青藏高原东南缘川西阿坝州壤塘县, 为松潘-甘孜褶皱带地热资源空白区钻获的优质地热资源, 井口水温 39.5℃, 自流流量 1 500 m³/d, 属富含偏硅酸、偏硼酸、锶的氟、锂优质热矿水, 具有极高的医疗价值。文章以壤古温泉为研究对象, 通过水文地球化学、地球物理特征研究, 探讨了地热形成机制。结果表明: 壤古温泉 pH 值 6.7~7.1, 溶解性总固体 2 050~2 760 mg/L, 水化学类型为 HCO₃-Na 型, 水岩作用强烈。其氢氧同位素分布于全球大气降水方程线附近, 说明热水主要为大气降水补给。Na-K-Mg 平衡图表现为未成熟水, 表明热水受裂隙潜水或地表冷水强烈混合作用。基于传统地热温标、硅焓混合模型、Cl⁻校正估算热储温度为 138~183.3℃, 冷水混合比例为 77.9~84.3%。综合地球物理勘探、钻探揭露特征, 本文构建了壤古温泉成因概念模型, 可为壤古温泉的开发利用提供理论支撑。

关键词: 壤古温泉; 水文地球化学; 地球物理勘探; 氢氧同位素; 成因模式

中图分类号: P314

文献标识码: A

Geochemical, Geophysical Genesis of the Rangu Geothermal Spring in Aba Prefecture, Western Sichuan: Evidence from Hydrogeochemical and Geophysical Exploration

ZHANG Xu^{1,2,3}, ZHANG Wen^{3,4*}, LÜ Guosen⁵, YU Zhongyou^{1,2,3}, DAI Qian^{1,2,3}

(1. Sichuan Huadi Construction Engineering Co. Ltd., Chengdu 610081, China; 2. Chengdu Center of Hydrogeology & Engineering Geology, Chengdu 610081, China; 3. Technology Innovation Center for Risk Prevention and Mitigation of Geohazard, Ministry of Natural Resources, Chengdu 611730, China; 4. Institute of Exploration Technology, Chinese Academy of Geological Sciences, Chengdu 611734, China; 5. Southwest Jiaotong University, Chengdu 611756, China)

收稿日期: 2023-01-12; 改回日期: 2023-03-03; 责任编辑: 曹华文; 科学编辑: 唐渊

作者简介: 章旭 (1987—), 男, 工程师, 主要从事水文地质、地热地质及环境地质调查研究工作。E-mail: 497416206@qq.com

通讯作者: 张文 (1985—), 男, 高级工程师, 主要从事水工环调查评价研究工作。E-mail: 3463287@qq.com

资助项目: 国家自然科学基金 (42072313, 42102334), 四川省科技厅项目 (2022NSFSC1084, 2022NSFSC0413, 2023YFS0356), 四川省自然资源厅科研项目经费资助 (KJ-2023-36), 西南交通大学培育项目 (2682021ZTPY063, 2682022ZTPY064)

Abstract: Geothermal resource is a clean, low-carbon, abundant, safe and high-quality renewable energy. Vigorously developing and utilizing geothermal resources is of great significance to the implementation of the strategic goal of "carbon peak, carbon neutral". Located in Rangtang County, Aba Prefecture, western Sichuan on the southeast edge of the Qinghai-Tibet Plateau, Ranggu geothermal spring is a high-quality geothermal resource drilled in the geothermal resource blank area of the Songpan-Ganzi fold zone. The wellhead water temperature is 39.5°C, and the artesian flow is 1 500 m³/d. It is a high-quality thermal mineral water rich in metasilicic acid, metaborate, strontium, fluorine and lithium, and has high medical value. Based on the study of hydrogeochemical and geophysical characteristics, the paper discusses the formation mechanism of geothermal energy. The results show that the pH value of the spring is 6.7~7.1, the total dissolved solids are 2 050~2 760 mg/L, the hydrochemical type is HCO₃-Na, and the water-rock interaction is intense. Its hydrogen and oxygen isotopes are distributed near the global atmospheric precipitation equation line, indicating that geothermal water is mainly recharged by atmospheric precipitation. The Na-K-Mg balance diagram shows immature water, indicating that the geothermal water is intensely mixed by fissure phreatic water or surface cold water. Based on the traditional geothermal temperature scale, silicon enthalpy mixing model and Cl⁻ correction, it is estimated that the reservoir temperature is 138~183.3°C, and the mixing ratio of cold water is 77.9~84.3%. Based on the characteristics of geophysical exploration and drilling exposure, a conceptual model of the genesis of the Ranggu geothermal spring is constructed in this paper, which can provide theoretical support for the development and utilization of the Ranggu geothermal spring.

Key words: Ranggu geothermal spring; hydrochemistry; geophysical prospecting; hydrogen and oxygen isotopes; genetic model

0 引言

加快新型清洁能源的开发与利用,对缓解我国能源紧张的局势和推进“双碳”战略目标具有重要意义。地热资源是一种清洁低碳、储量丰富、安全优质的可再生能源,大力开发利用地热资源,对落实“碳达峰、碳中和”战略目标具有重要意义(Craig et al., 2013, Lu et al., 2018; Wang and Zheng, 2019)。我国有着丰富的地热资源,占全球总量的7.9%(韩建光等, 2008),以中低温地热资源为主,主要分布于大型沉积盆地和断裂带上(陈墨香和汪集旸, 1994),高温地热资源主要分布在藏南、滇西、川西和台湾以及山西、新疆、青海等地。近年来,地热资源的可持续利用是新能源研究领域面临的一个新挑战,要想持续高效开发利用地热资源,亟需进一步探明地热水的成因机制(Mongillo and Axelsson, 2010; Hähnlein et al., 2013; 张云辉, 2018)。

已有研究表明,地球化学和地球物理勘探的综合分析是研究地热水成因机制的有效方法(Kana et al., 2015)。地球化学方法包括水化学分析和环境同位素分析,在揭示地热水的水化学组分、阐明水-岩相互作用、估算热储温度、计算深部原始热水与浅部冷水的混合比例中发挥重要作用;环境同位素是示踪地热水的补给来源、计算补给高程和判断

冷水混合的重要工具(Chandrajith et al., 2013; Li et al., 2018; Ta et al., 2019; Li et al., 2020)。音频大地电磁法和高密度电阻率法是地热勘探中常用的地球物理方法,能较好的反映地下岩性特征、含水层部位、断层通道和裂隙储层(Munoz, 2014; 张林等, 2018; Cheng et al., 2022)。自20世纪90年代以来,许多学者应用地球物理和地球化学的方法研究国内地热资源,已取得丰硕成果。庞忠和等(1990)运用地球物理与地球化学方法研究了福建漳州地区中低温对流型地热田的特点和成因模式。刘蓓莉(1990, 1994)研究发现川西地区温泉主要出露于三叠系,岩性主要有砂岩、粉砂岩、板岩和千枚岩等,少量为二叠系,缺失侏罗系与白垩系。莫宣学(2009, 2010)研究指出川西地区是新构造运动造成的,不仅是强震多发带,更是近现代热泉活跃的地热异常带、高温水热活动带。傅广海和殷继成(2009)研究认为川西地区地热受金沙江断裂、德格-乡城断裂、甘孜-理塘断裂、鲜水河断裂等大型断裂带所控制,形成呈条带状展布的高温水热资源带,三叠系碳酸盐岩为有效储层。王建国等(2021)对比分析了沉积盆地型地热系统与隆起山地型地热系统特点,建立了有利富热部位的有效地球化学判识指标,并认为二者在地球化学异常模式上存在很大差异。

川西地热带作为我国地热资源重要赋存区域之一,近年来一直是地热资源勘查的热点地区。壤塘县地处青藏高原东南缘,构造上隶属于松潘-甘孜印支造山带若尔盖块西南缘青藏“歹”字型构造头部外围与金汤弧形造西半弧复合部位,构造显著特点是褶皱为主、断裂不发育,沿褶皱构造纵张裂隙带、断裂带展布有燕山期花岗岩,具有孕育水热活动的构造背景。但松潘-甘孜褶皱带整体属于地热资源的冷区,壤塘县天然温泉露头仅蒲西乡尤日温泉。2020年,壤塘县吾伊乡壤古村施工水井(J01)至46m时初次揭露自流热水,水温26℃,流量926m³/d;为进一步探明热水成因,先后部署了ZK01、ZK02号钻孔。其中,ZK01号钻孔井深72.5m,揭露热水水温30℃,流量1054m³/d;ZK02号钻孔井深231.6m,揭露热水水温39.5℃,流量1500m³/d。ZK02号成井后,J01、ZK01号热水逐渐衰竭,说明三者为同一热水系统。ZK02物探井温测量(附图1*)表明,孔内热水温度随孔深持续增加,至孔底井温达43.6℃。通过ZK02物探井测温曲线拟合计算地热增温梯度为10.78℃/100m,为地温显著异常区域。壤古温泉的发现,是松潘-甘孜褶皱带地热资源找热的重大突破,该热水为含锶、偏硅酸、偏硼酸的氟、锂优质热矿水,具有极高的医疗价值,开发利用潜力大,但其成因机制尚不明确,制约了壤塘县地热资源的开发利用。

因此,本文以壤古温泉为研究对象,通过采集和分析测试热水平、丰、枯三期的热水样品以及周边冷泉水和地表溪沟水样品,探讨地热水的水文地球化学特征,结合地热钻探、地球物理勘探,深入研究了热水的成因机制,构建了温泉形成的概念模型,以期为壤塘县地热资源进一步开发利用提供重要的理论依据。

1 区域地质背景

壤塘县地处青藏高原东南部—横断山系北段,属川西高原区,地势由西北向东南倾斜,山峰海拔4200~4500m。西北部高原呈丘谷相间,相对高差200~400m;东南部高山河谷深切,相对高差500~1000m。地貌按成因可分为构造侵蚀堆积地貌区、构造侵蚀高山地貌区和构造剥蚀高原地貌。高原季风性气候特点显著,多年平均气温4.7℃,气温年差较小,干湿季节分明。区域大地构造

隶属于松潘-甘孜造山带,位于若尔盖块西南缘青藏“歹”字型构造头部与金汤弧形构造西半弧的复合部位(图1a)(胡泽祥等,2022),构造显著特点是褶皱为主、断裂不发育。区内断裂构造有甲旭乡断裂、雅主-古吉断裂、热基沟断层、昂柯断裂和热基贡断层,褶皱主要有雅主牛场复式向斜、上寨倒转复背斜、多于向斜和昂柯背斜,沿褶皱构造纵张裂隙带、断裂带展布有燕山期花岗岩。区内断裂属强烈挤压之压性结构面,断裂破碎带以角砾、糜棱岩、断层泥为主,富水性差。褶皱翼部剪切裂隙发育,闭合程度高,富水性差;核部及转折部位,纵张裂隙发育,富水性好,为地下水的迁移提供了通道。

区内属秦岭昆仑地层分区雅江小区,广泛分布三叠系中上统区域浅变质岩。主要岩性为变质砂岩、板岩、少量结晶灰岩、侵入岩、第四系沉积物等。变质岩地层主要有新都桥组(T_3x)、侏倭组(T_3zh)和杂谷脑组(T_2z)。新都桥组(T_3x)下段为一套具微细层之泥质粘土沉积建造,岩性为板岩夹少量中-薄层砂岩;上段为浅海碎屑岩沉积建造,岩性为变质细砂岩与板岩互层。侏倭组(T_3zh)在研究区内分布最为广泛,为一套韵律式浅海复理式碎屑岩建造,与下伏杂谷脑组整合接触。岩性为石英砂岩、岩屑砂岩、细砂岩、粉砂岩,与砂质板岩、绢云母板岩、碳质板岩不等厚互层产出,偶夹结晶灰岩。杂谷脑组上段(T_2z^2)为钙质长石石英细砂岩、岩屑长石石英细砂岩、少量杂砂岩、钙质粉砂岩,夹有极少粉砂质、泥质绢云板岩、含铁白云石炭质板岩和绢云千枚岩。杂谷脑组下段(T_2z^1)为钙质长石石英细砂岩、钙质含岩屑长石石英细砂岩与板岩、粉砂岩不等厚互层,部分灰岩厚8至10m。岩浆岩属燕山中期侵入岩,有黑云母二长花岗岩、黑云母花岗岩(γ_5^1)及白云母斜长花岗岩(γ_5^2)。此外,石英脉分布广泛,以单脉型多见,脉厚一般为0.22m,最厚达5m,长一般30~100m。

壤古温泉位于雅主-古吉断裂和热基贡断层间,上寨倒转背斜核部(图1b),地层为三叠系黑色、灰色薄至中层状板岩、变质砂岩,脉状石英脉发育。

2 样品采集与测试方法

本次水样采集于2021年6月至2021年12月,RG01~RG03分别采于壤古温泉平水期(6月)、丰

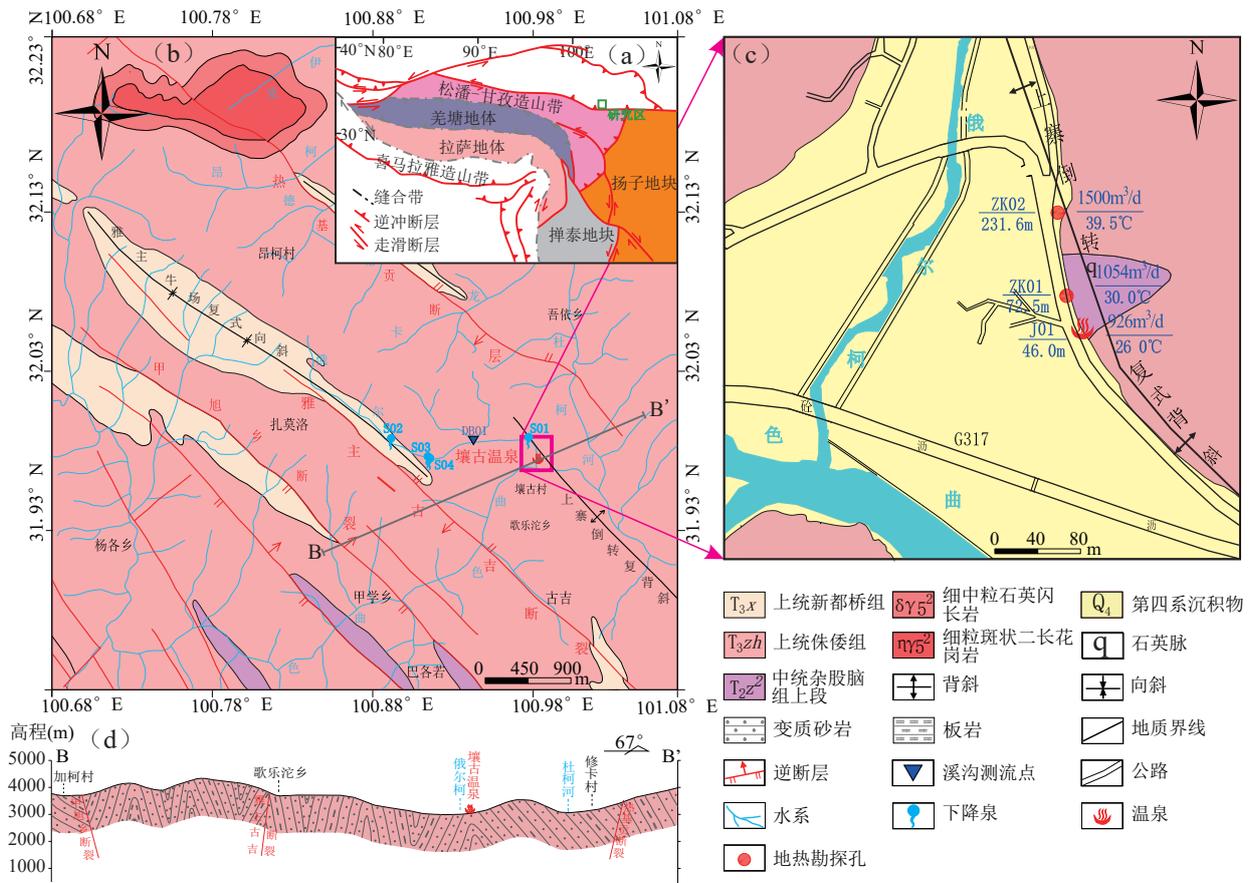


图 1 (a) 大地构造位置图; (b) 区域地质图; (c) 壤古温泉钻孔位置; (d) B-B'剖面图

Fig. 1 (a) Tectonic map, (b) regional geological map of the research area, (c) borehole location of Rangou geothermal spring and (d) B-B' geological section

水期(9月)和枯水期(12月), S01~S04为冷泉水样, DB01为俄尔柯地表水。水样的采集与处理严格按照《地热资源地质勘查规范》(GB/T 11615-2010)对样品进行保存和运输, 采样时现场测定温度、溶解性总固体, 测试由具有检测资质单位测试完成。理疗热矿水分析由四川省华地新能源环保科技有限责任公司完成, 氧同位素分析由中国地质科学院水文地质环境地质研究所完成, 放射元素(氡)由核工业二八〇研究所完成。样品中的主要阳离子(K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 和 Mg^{2+})和主要阴离子(Cl^- 、 SO_4^{2-})分别通过电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES)和离子色谱法(Diona ICS-1100)进行测定分析, 电荷平衡误差低于 $\pm 5\%$ 。氢氧同位素分别采用高温热转换元素-同位素比值质谱(HTC-IRMS)法和Gasbench II同位素比值质谱(Gasbench II-IRMS)法测定, 结果以维也纳标准平均海洋水(VSMOW)作为标准, 采用传统的 $\delta(\text{‰})$ 表示法, δD 和 $\delta^{18}O$ 的测试精度分别为1.0‰和0.2‰。

3 实验结果

水化学和同位素测试结果如表1所示。

由地下水常量组分Schoeller图(图2a)可知, 壤古温泉阳离子以 Na^+ 为主, Ca^{2+} 、 K^+ 次之; 阴离子主要为 HCO_3^- , 溶解性总固体2050~2760 mg/L, pH介于6.7~7.1, 为中偏酸性微咸水。热水具有明显的高 Na^+ 、 K^+ 以及 Cl^- , 揭示强烈的水岩作用和深循环地下水特征。

据水化学宏量组分Piper图(图2b)所示, 壤古温泉平水期(RG01)、丰水期(RG02)和枯水期(RG03)的水化学类型为 HCO_3^-Na 型水, 地表水(DB01)的水化学类型为 $HCO_3^-SO_4-Ca-Mg$ 型, 冷泉水(S01、S02)与马来泉水(S04)的水化学类型为 HCO_3^-Ca-Mg 型, 吾依泉水(S03)的水化学类型为 HCO_3^-Na-Mg 型。热水与冷泉水化学特征迥异, 亦揭示了热水强烈的水岩作用。同时, 热水溶解性总固体具有平水期>枯水期>丰水期特征, 表明热水补

表 1 水化学参数测试结果

Table 1 Experimental results of hydrochemical parameters

样品编号	采样位置	样品类型	采样高程	井深	Sr	F	B	Li	δD	δ ¹⁸ O
RG01	壤古温泉 (6月)	温泉水	3 083	231.6	2.05	3.03	1.1	6.12	-120.3	-16.5
RG02	壤古温泉 (9月)	温泉水	3 083	231.6	1.95	2.59	9.6	5.55	\	\
RG03	壤古温泉 (12月)	温泉水	3 083	231.6	1.66	2.82	8.1	6.28	\	\
DB01	俄尔柯溪水	地表水	3 086	\	0.188	\	0.007	0.003	-120.1	-16.31
S01	壤塘泉水 S01	冷泉水	3 185	\	0.417	\	0.020	0.008	-112.7	-14.85
S02	壤塘泉水 S02	冷泉水	3 662	\	0.169	\	0.013	0.002	-112	-15.22
S03	吾伊泉水	冷泉水	3 121	\	1.550	\	0.115	0.089	-122.9	-15.96
S04	马来泉水	冷泉水	3 046	\	0.926	\	0.230	0.072	-123.9	-16.16

样品编号	pH	TDS	SiO ₂	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	平衡误差	水化学类型
RG01	7.1	2 760	39.23	81.4	737	43.0	271	3 101	21.8	16.8	+1.3	HCO ₃ -Na
RG02	6.7	2 050	27.85	65.2	484	36.1	232	2 353	14.3	16.0	-4.6	HCO ₃ -Na
RG03	6.8	2 320	31.77	62.0	579	39.1	266	2 591	16.5	16.8	-0.5	HCO ₃ -Na
DB01	8.3	251	5.82	0.41	22.5	15.9	36.5	161.5	69.3	0.936	0.3	HCO ₃ ·SO ₄ -Ca·Mg
S01	7.9	268	12.69	0.35	24.8	20.9	35.1	222.4	56.6	1.97	-3.1	HCO ₃ -Ca·Mg
S02	7.7	274	6.38	0.53	21.2	20.1	43.5	245.4	51.9	0.939	-3.5	HCO ₃ -Ca·Mg
S03	7.0	842	5.45	6.14	121	69.4	69.5	782.7	149	4.32	-4.5	HCO ₃ -Na·Mg
S04	6.3	531	6.55	3.37	45	39.4	83.3	560.3	45.4	4.07	-3.8	HCO ₃ -Ca·Mg

注：采样高程和井深的单位为m；TDS和水化学组分的单位为mg/L；平衡误差的单位为%；“\”表示未测量。

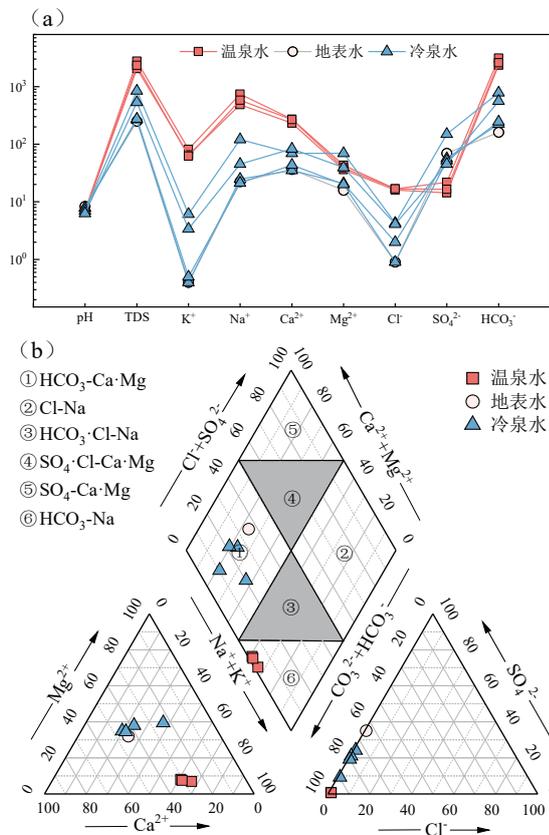


图 2 (a) 常量组分 Schoeller 特征图和 (b) 水化学宏量组分 Piper 图
 Fig. 2 (a) Schoeller diagram and (b) Piper diagram of major components

给具有滞后效应。

4 讨论

4.1 水文地球化学分析

4.1.1 水化学组分控制因素

(1) 水化学过程分析

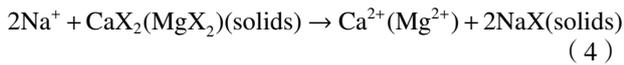
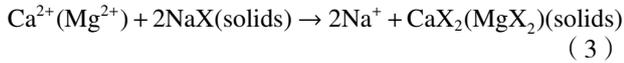
地下热水中的可溶性离子浓度通常受蒸发浓缩、大气降水和水-岩相互作用三种自然过程控制，Gibbs 图可以用于区分这些不同的过程。由图 3a 和 3b 可知，壤古温泉与周边冷水都受岩石风化过程控制，地下水中主要组分均来源于水-岩相互作用过程。

离子组合 $(Na^+ + K^+ - Cl^-)$ 和 $(Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (HCO_3^- + SO_4^{2-})$ 之间的关系可以显示地下水和对应的含水层是否发生了离子交换。图 3c 所示，研究区温泉热水样品均分布在 $y = -x$ 线上且位于 $(Na^+ + K^+ - Cl^-) > 0$ 和 $((Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (HCO_3^- + SO_4^{2-})) < 0$ 的区域，表明阳离子交换反应为含水层的主要反应过程。Schoeller 指数 CAI-I (公式 1) 和 CAI-II (公式 2) 能很好地揭示地下水阳离子交换过程，当 CAI-I 和 CAI-II 均小于 0 时，表明地下水发生正阳离子交换过程 (公式 3)；当 CAI-I 和 CAI-II 都大于 0 时，表示地下水发生了反阳离子交换过程 (公式 4) (Zhang et al., 2021)。壤古温泉热水样品的点均落于 CAI-

I 和 CAI- II 值小于 0 的区域(图 3d), 表明热水发生了显著的正向阳离子交换反应。

$$CAI-I = (Cl^- - (Na^+ + K^+))/Cl^- \quad (1)$$

$$CAI-II = (Cl^- - (Na^+ + K^+))/(HCO_3^- + SO_4^{2-} + CO_3^{2-} + NO_3^-) \quad (2)$$



(2) 含水层岩性分析

在热水循环期间, 各种岩石可能参与水-岩相互作用的自然过程。Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻与 Na⁺的比值被应用于识别与地下水相互作用的含水层类型, 即碳酸岩、硅酸岩和蒸发岩。图 4a 所示, 壤古温泉位于蒸发岩和硅酸盐岩之间, 表明热水受硅酸盐岩风化和蒸发岩溶解控制; 而冷泉水样品分布在硅酸盐岩和碳酸盐岩之间的过渡区域, 表明冷泉水化学成

分受硅酸盐岩的风化和碳酸盐岩的溶解影响。高 HCO₃⁻含量的 HCO₃-Na 型水通常揭示热水在地下深部发生了水-CO₂-岩反应, 来源很有可能是含水层中硅酸盐矿物的溶解(Marques et al., 2000, Xu et al., 2014, Li et al., 2017, Tian et al., 2018)。图 4b 表明热水主要受硅酸盐矿物溶解控制。

地下水中含有较高的 Ca²⁺和 SO₄²⁻离子, 可能是石膏溶解(公式 5)。HCO₃-Ca·Mg 型冷泉水最有可能是碳酸盐岩的溶解(公式 6)。此外, Ca²⁺/Mg²⁺摩尔比值可以用来区分白云岩、石灰岩和硅酸岩的溶解: 当 Ca²⁺/Mg²⁺摩尔比值低于 1 时, 由白云岩溶解主导; 当 Ca²⁺/Mg²⁺摩尔比值大于 1 时, 主要由石灰岩溶解影响; 当 Ca²⁺/Mg²⁺比值大于 2 时, 可能是硅酸盐矿物溶解所致。图 4c, d, e 和 f 表明, 壤古温泉主要受硅酸盐矿物溶解控制, 而地表水和冷泉水主要受到白云石、方解石和石膏等矿物溶解控制。

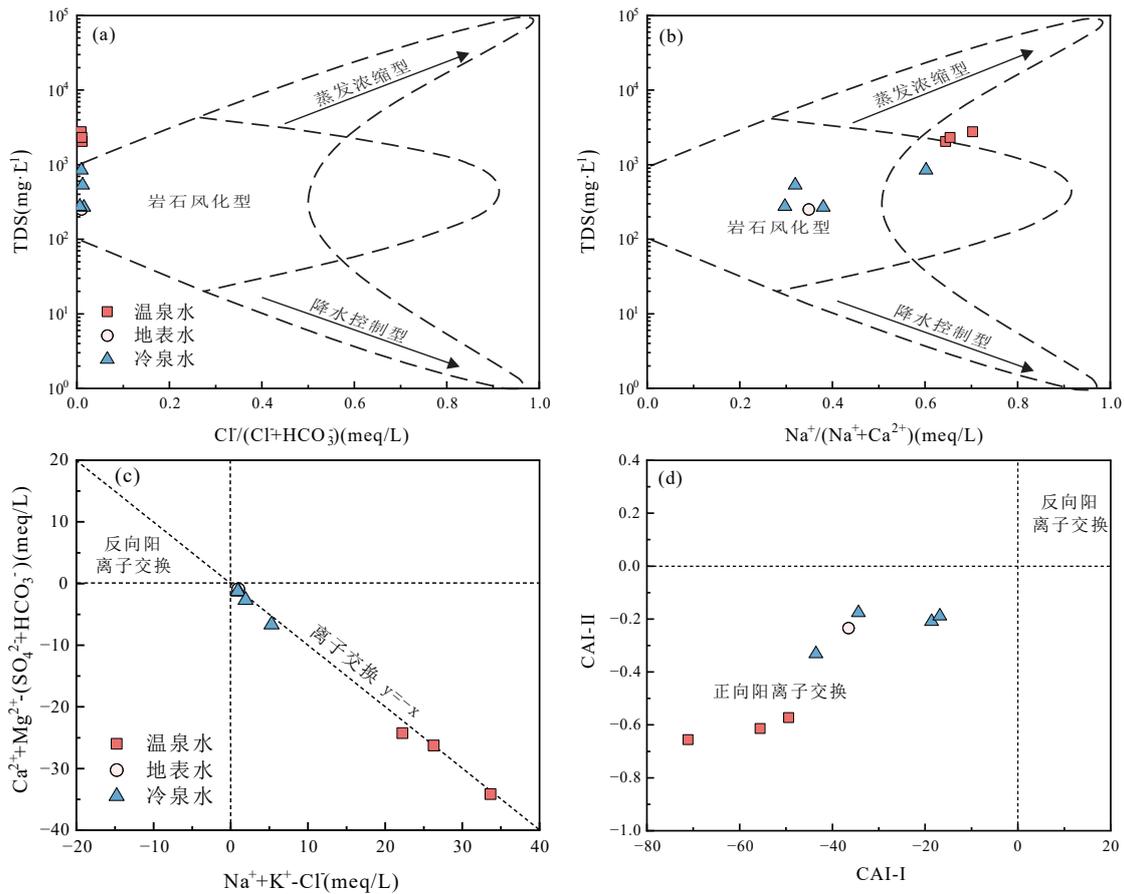


图 3 吉布斯图解: (a) Cl⁻/(Cl⁻+HCO₃⁻) vs. TDS, (b) Na⁺/(Na⁺+Ca²⁺) vs. TDS (Gibbs, 1970) 和阳离子交换关系判别图: (c) Na⁺+K⁺-Cl⁻ vs. Ca²⁺+Mg²⁺-(SO₄²⁻+HCO₃⁻) (Ren et al., 2021); (d) CAI-I vs. CAI-II (Zhang et al., 2021)

Fig. 3 Gibbs diagram: (a) Cl⁻/(Cl⁻+HCO₃⁻) vs. TDS, (b) Na⁺/(Na⁺+Ca²⁺) vs. TDS (Gibbs, 1970) and cation exchange relation diagram: (c) Na⁺+K⁺-Cl⁻ vs. Ca²⁺+Mg²⁺-(SO₄²⁻+HCO₃⁻) (Ren et al., 2021), (d) CAI-I vs. CAI-II (Zhang et al., 2021)

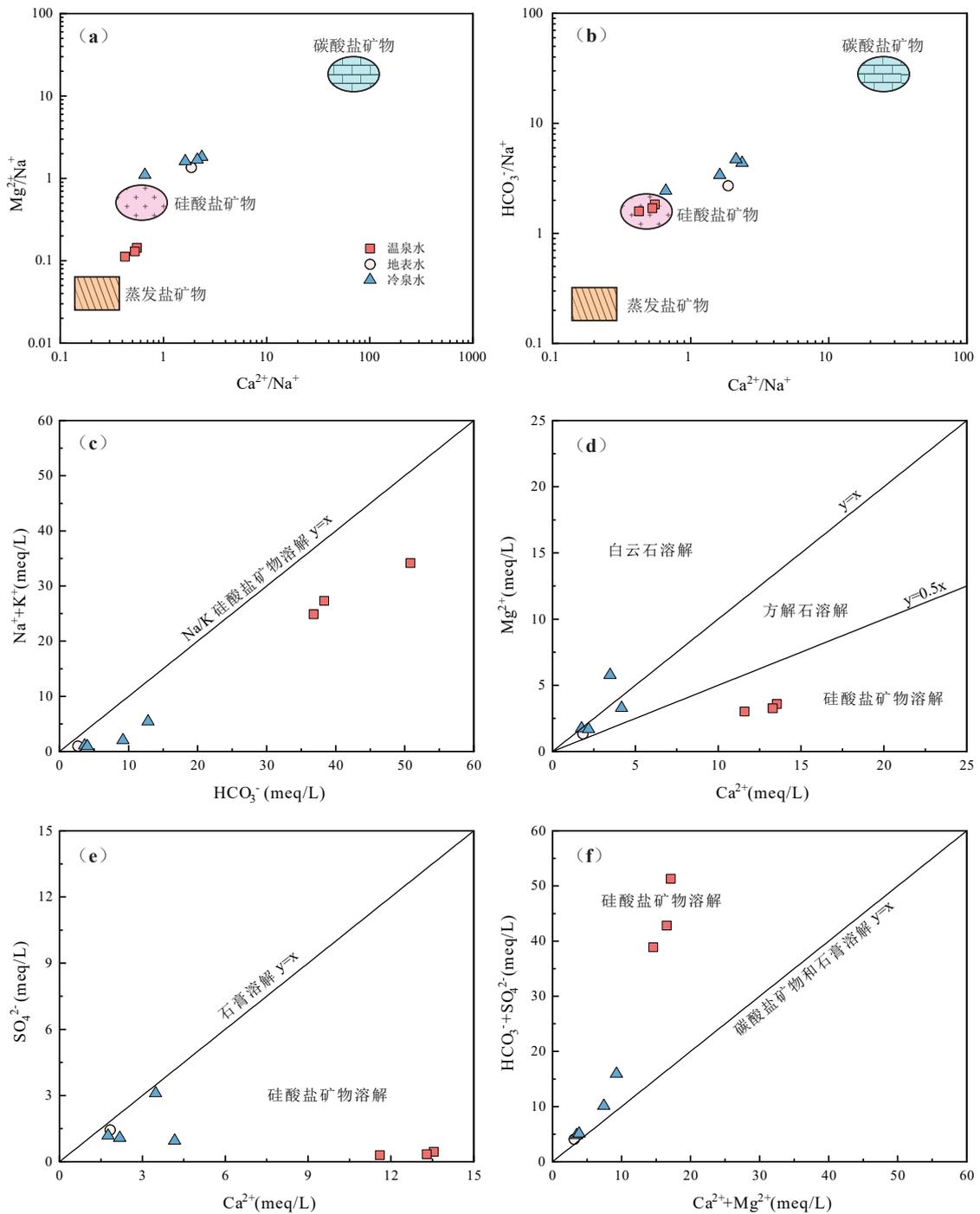
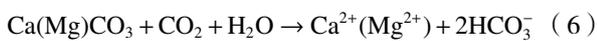


图4 含水层岩性判别图: (a) Ca^{2+}/Na^+ vs Mg^{2+}/Na^+ , (b) Ca^{2+}/Na^+ vs HCO_3^-/Na^+ (Gaillardet et al., 1999) 和离子比值关系图: (c) HCO_3^- vs. $Na^+ + K^+$, (d) Ca^{2+} vs. Mg^{2+} , (e) Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} , (f) $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ vs. $HCO_3^- + SO_4^{2-}$

Fig. 4 Judgment diagram of aquifer lithology: (a) Ca^{2+}/Na^+ vs Mg^{2+}/Na^+ and (b) Ca^{2+}/Na^+ vs HCO_3^-/Na^+ (Gaillardet et al., 1999) and Ratio relationship diagram of major ions: (c) HCO_3^- vs. $Na^+ + K^+$, (d) Ca^{2+} vs. Mg^{2+} , (e) Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} , (f) $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ vs. $HCO_3^- + SO_4^{2-}$



4.1.2 饱和度指数分析

PHREEQC 软件在国际上广泛应用于水文地

球化学模拟, 可以计算地下水中矿物饱和度指数 (Saturation Index, 即 SI), 用于研究地下水在不同控制条件下的平衡状态和控制地下水化学组分的反应矿物。当 $SI < 0$ 时, 表明地下水中该矿物未达到

饱和;当SI>0时,表明地下水中该矿物达到过饱和,正处于沉淀状态;当-0.2<SI<0.2时,则该矿物处于准平衡状态(张云辉等,2021)。

壤古温泉和周边冷泉水、地表水中主要矿物的饱和指数(SI)如附表1*所示。壤古温泉中方解石、白云石、文石和石英处于过饱和状态,玉髓处于准平衡状态,表明其受碳酸盐矿物(方解石、白云石、文石)和硅酸盐矿物(石英、玉髓)的溶解控制。冷泉水(S01~S03)中的方解石、白云石、文石处于过饱和状态,表明其受碳酸盐矿物(方解石、白云石、文石)的溶解控制,与前文分析一致。冷泉水(S03)中硬石膏、石膏的饱和指数相对于地表水有所增加,说明局部溶解了Ca²⁺和SO₄²⁻。石英、玉髓的饱和指数在地表水与冷泉水中处于未饱和状态,而在壤古温泉中呈现过饱和状态,热水中无定形石英的饱和指数也有明显的增加,说明壤古温泉在地下循环时与硅酸盐矿物发生了显著的水-岩反应。

4.1.3 同位素分析

(1)基于氕氧同位素的补给来源分析

氢氧同位素可用于研究地下水补给来源以及地下水与大气降水、地表水之间的关系。Craig(1961)通过研究北美大陆大气降水,发现降水的氢氧同位素组成显示线性相关的变化,并给出数学关系式 $\delta D=8\delta^{18}O+10$ 。由于研究区与贡嘎山距离较近,气候与高程等条件相似,因此选用贡嘎山地区的大气降雨线 $\delta D=9.4019\delta^{18}O+28.5303$ (宋春林等,2015)作为研究区的大气降雨线,判断地下水的来源。图5所示,壤古温泉及其周边冷泉水、地表水均位于贡嘎山大气降水线附近,揭示壤古温泉的形成与大气降水密切相关,地下热水源自于大气降水和高山冰雪融水补给。

来源为大气降水的地下水中氢氧同位素具有高程效应,可利用该特征来估算地下水补给高程(Blasch and Bryson, 2007)。已有研究表明,当高程每升高100 m时, $\delta^{18}O$ 同位素值相应地降低0.15‰-0.5‰, δD 同位素则降低1‰-4‰(Poage et al., 2000)。而在地热循环系统中,水-岩作用会使地热水中的 $\delta^{18}O$ 值发生变化, δD 值在水-岩作用和同位素交换中几乎不受影响,因此利用以下公式计算补给高程H(胡泽祥等,2022):

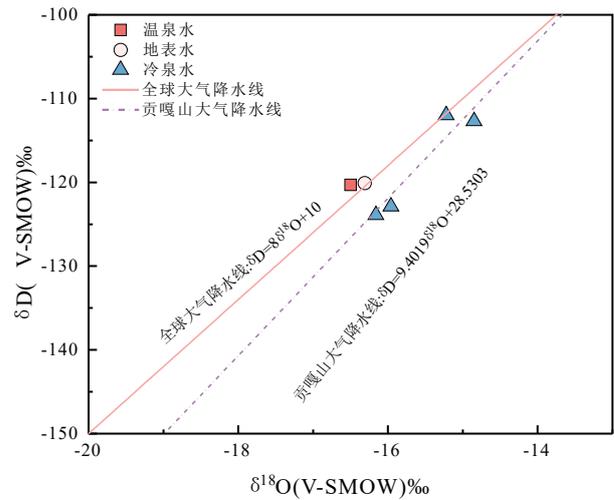


图5 壤古温泉及周边冷水样品 δ^2H - $\delta^{18}O$ 同位素关系图
Fig. 5 δ^2H - $\delta^{18}O$ isotopes relationship diagram of Ranggu geothermal spring and surrounding cold water samples

$$H = \frac{\delta_G - \delta_P}{K} \times 100 + h \quad (7)$$

式中:H为温泉的补给高程(m);h为取样点标高(m); δ_G 为取样点的 δD 值(‰); δ_P 为大气降水中 δD 的值(‰);K为同位素高程梯度(‰/100 m)。K值取西南地区 δD 梯度值,即-2.6‰/100 m(Yu et al., 1984);大气降水中 δD 值取邻近黑水县大气降雨测试值,即-94.7‰。计算结果如表2。壤古温泉补给高程为4067 m,冷泉水补给高程为3877~4327 m,热水与冷泉水补给高程相近。

(2)氦同位素特征

氦气测量可用于研究断裂带或裂隙区的地下构造、寻找基岩裂隙水、估算基岩裂隙含水层的物理参数(如隙宽、裂隙面积)和相关水文地质参数(如地下水停留时间等)。由于半衰期很短,既不存在探测器污染问题也不存在钍射线干扰影响(肖洒,2020)。同时,氦是惰性气体,其浓度与水和水中的各化学成分无直接联系并且氦又较少被其他物质吸附。因此,氦在水中的迁移主要取决于它载体的条件—地下水的运动条件和流速。壤古温泉氦(²²⁶Rn)放射性为1.02±1.12 Bq/L、总 α 放射性为1.9±0.3 Bq/L、总 β 放射性为3.5±0.3 Bq/L。

壤古温泉总 α 放射性、总 β 放射性值总体较高,分别高于参考值0.5 Bq/L、1.0 Bq/L(胡泽祥等,2022),表明热水受构造作用控制或与岩浆活动有关。壤古温泉氦含量为4.07 Bq/L,低于《地热资源

*数据资料联系编辑部或者登录本刊网站获取。

地质勘查规范(GB/T11615—2010)》中具理疗价值氮含量值(37 Bq/L)。

4.1.4 热储温度计算

(1)传统地热温标

热水在地下涌出过程中有一定的热量损失,实际测定泉口温度比真实温度小,并不能代表热储的真实温度。通常利用各种定量地球化学温标计算深部热储温度,最常用的有 SiO₂ 温标、阳离子温标、同位素温标及气体温标等,不同的地球化学温标使用都有一定的适用条件。因此,在利用地球化学温标估算热储温度时,应对其适用性进行讨论。利用 Giggenbach(1988)提出的 Na-K-Mg 三角图解法来判断研究区温泉热水的水-岩平衡状态,即完全平衡水、部分平衡水和未成熟水。图 6a 所示,壤古温泉平、丰、枯期均落在未成熟水区域,表明热水受到很大程度冷水混合,未达到水-岩平衡状态,不宜采用阳离子地热温标法估算热储温度。

二氧化硅地热温标是目前应用最为广泛的地

热温标,对地热水的热储温度有较好的指示作用。其原理为 SiO₂ 的溶解度在地下与温度和压力呈现一定函数关系,当地热水上升而温度降低时, SiO₂ 含量不会因温度降低而大量沉淀,因此 SiO₂ 矿物常被用来计算地热水的热储温度(Fournier, 1977)。SiO₂ 地热温标的适用范围为 20~250℃(最佳范围为 150~225℃),在高于 250℃ 时, SiO₂ 矿物会沉淀,致使计算结果与实际偏差过大。天然状态下存在多种二氧化硅矿物,如石英、玉髓、α-方石英、β-方石英以及无定形二氧化硅,在选用 SiO₂ 地热温标时,需先判断地热水中 SiO₂ 含量受何种二氧化硅矿物控制,在此利用 Giggenbach and Glover(1992)使用的 log(K²/Mg)-SiO₂ 图来选取合适的二氧化硅地热温标。图 6b 所示,热水分布在石英溶解线上,表明热水中二氧化硅矿物由石英控制,且显示 SiO₂ 矿物中石英处于过饱和状态,选取石英地热温标进行计算较为合理,计算公式如下(Fournier, 1977):

表 2 δ²H-δ¹⁸O 同位素补给高程计算结果

Table 2 Calculation results of recharge elevation by δ²H-δ¹⁸O isotopes

取样点名称	采样高程 (m)	δD (V-SMOW) ‰	δ ¹⁸ O (V-SMOW) ‰	补给高程 (m)
壤古温泉	3 083	-120.3	-16.05	4 067
壤塘泉水 (S01)	3 185	-112.7	-14.85	3 877
壤塘泉水 (S02)	3 662	-112.0	-15.22	4 327
吾依泉水 (S03)	3 121	-122.9	-15.96	4 205
马来泉水 (S04)	3 046	-123.9	-16.16	4 169

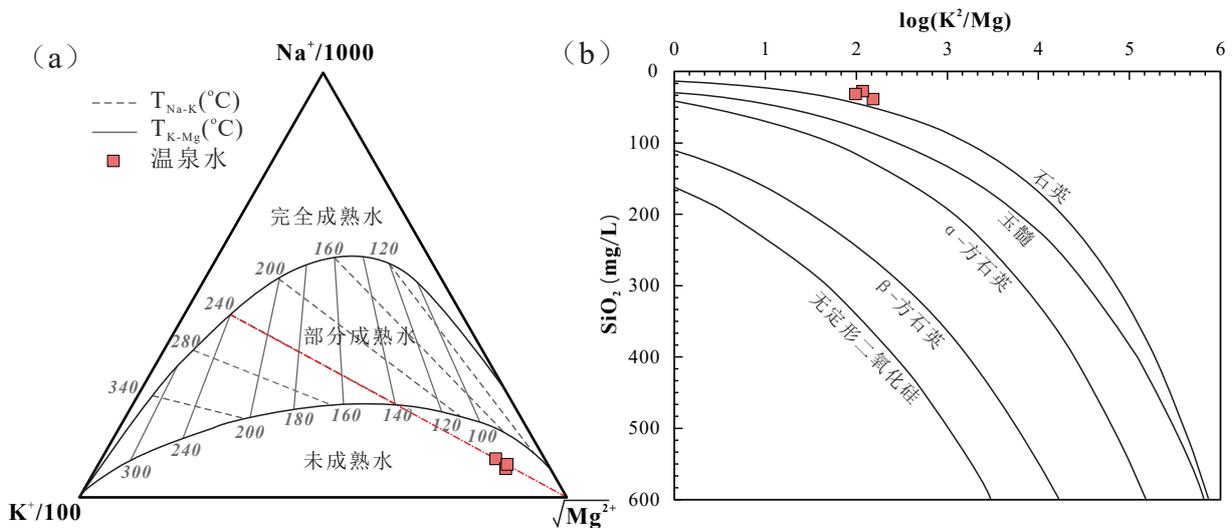


图 6 (a) Na-K-Mg 三角图 (Giggenbach, 1988) 和 (b) SiO₂ 溶解判别图 (Giggenbach and Glover, 1992)

Fig. 6 (a) Na-K-Mg triangle diagram (Giggenbach, 1988) and (b) SiO₂ dissolution discrimination diagram (Giggenbach and Glover, 1992)

$$\text{a. 无蒸汽损失: } T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1309}{5.19 - \lg(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad (8)$$

$$\text{b. 最大蒸汽损失: } T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1522}{5.75 - \lg(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad (9)$$

式8和9中SiO₂为二氧化硅的溶解度,单位mg/L。计算结果如表3所示,若无蒸汽损失时,壤古温泉热储温度范围为76.4~90.8℃;若存在最大蒸汽损失时,壤古温泉热储温度范围为80.4~93℃,平水期热储温度高于枯水期、丰水期。

由Na-K-Mg平衡图(图6a)可知,壤古温泉落在240℃(Na-K温标)等温线上, SiO₂温标估算的热储温度远低于这个温度,表明热水在上升过程中受到了浅层裂隙冷水或地表水的大量混合。

(2) 硅焓混合模型

为获得热水原始温度和冷水混合比例,利用硅焓方程和硅焓图解法对热储温度进行校正(Fournier, 1977)。硅焓混合模型方程如下:

$$S_c X_1 + S_h (1 - X_1) = S_s \quad (10)$$

$$\rho C_{\text{SiO}_2} X_2 + \rho H_{\text{SiO}_2} X_2 (1 - X_2) = \rho S_{\text{SiO}_2} \quad (11)$$

式中: S_c 为冷水的焓(J/g), S_s 为泉水的终焓(J/g); S_h 为热水初焓(J/g, 100℃以下的饱和水焓等于水的摄氏温度数; 100℃以上时, 温度与饱和水焓的关系可从附表2*中查出), 取热水泉口实测温度为39.5℃; ρC_{SiO_2} 为冷水的SiO₂质量浓度(mg/L); ρS_{SiO_2} 为温泉的SiO₂质量浓度(mg/L); ρH_{SiO_2} 为热水的初始SiO₂质量浓度(mg/L); X 为冷水混合比例。以DB01为冷水基准, 其温度为9.7℃, SiO₂含量为5.8 mg/L。

将热水不同温度下对应的焓值和泉水中所含有的SiO₂含量值代入硅-焓方程中, 热水初温假定范围为50℃~300℃, 求出不同温度下的X1、X2值, 并汇制点线图, 得到热水温度-冷水混合比例的关系图(图7a, b, c)。

硅焓图解法则是将浅部冷水的焓值和SiO₂含

量作为点a, 将温泉水样品的焓值和SiO₂含量投图并将其平均值作为点b; 连接点a和点b并延长相交于石英溶解曲线于点c。点c为温泉热水的初焓, 此时冷水混合比例为线段bc与ac的比值, 初始温度为点c的横坐标值。硅焓图解结果如图7d, e, f所示。

综合硅焓方程和硅焓图解结果计算壤古温泉热储温度为138~183.3℃, 冷水混合比例为77.9~84.3%。

(3) Cl校正法估算

由于热水汽化后的蒸汽散失和冷水混入对地球化学温标有一定的影响, 可利用变化规律性较强的Cl来对二氧化硅地热温标化进行校正(Fournier, 1979):

$$C(\text{Si}) = 2.31C(\text{Cl}) + 25.1 \quad (12)$$

用校正后的SiO₂浓度对热储温度进行估算, SiO₂温标(石英)与校正后计算结果如表4所示。计算结果表明, SiO₂地热温标校正后有了大幅度的升高, 校正后热储温度的估计值(146.6~155.5℃)与硅焓混合模型的结果(138~183.3℃)较为接近, 且平、丰、枯三期矫正后的温度一致, 因此可认为SiO₂校正后的热储温度更接近于真实热储温度。

(4) 多矿物平衡法模拟

在地热系统中, 矿物-流体的化学平衡模拟是研究水热-化学作用过程的重要手段(天娇等, 2020), 通常使用SOLVEQ-XPT软件对多矿物的溶解平衡指数进行计算。当热水中缺少Al浓度数据时, 可以采用FixAl方法(Pang and Reed, 1998)进行计算。这种方法的原理是假定在一定温度范围内, 热水中Al的活度是由某一种含铝矿物(如钠长石)决定的, 从而强制该矿物达到平衡, 计算出对应Al的活度, 然后计算出其他含铝矿物在不同温度下的lg(Q/K)值。在已知pH、温度和水化学分析结果的情况下, 本文利用SOLVEQ-XPT软件强制含

表3 SiO₂(石英)温标热储温度计算结果

Table 3 Calculation results of reservoir temperature by SiO₂(Quartz) thermometer

样品编号	温度(℃)	无蒸汽损失(℃)	最大蒸汽损失(℃)
RG01	39.6	90.8	93.0
RG02	39.3	76.4	80.4
RG03	39.5	81.8	85.1

*数据资料联系编辑部或者登录本刊网站获取。

铝矿物(钠长石)达到平衡,以 25°C 的步长计算 25~225°C 之间热水中主要含铝矿物的 $\lg(Q/K)$ 值,并绘制 $\lg(Q/K)$ -T 图。模拟结果(图 7g, h 和 i)显示,壤古温泉中主要含铝矿物的收敛温度为 137.5~167.5°C,与计算热储温度趋近,进一步验证硅焓混合模型和 CI 校正法估算的热储温度较为可靠。

综上,壤古温泉热储温度为 138~183.3°C。根据《地热资源地质勘查规范》(GB/T 11615-2010)的地热资源温度分级,壤古温泉属于中—高温地热系统。

4.2 地球物理勘探分析

音频大地电磁法和高密度电阻率法是地热勘探常用的地球物理方法,广泛用于探查地下电阻率分布,探索导体、含水层,确认潜在的钻孔位置等

(Wright et al., 1985)。高导电率值通常与高温地热系统有关,电阻率结构可以揭示热源和热液过程(Munoz, 2014)。低电阻率值区通常与破碎带有关,可以探测热液流体通道(Peacock et al., 2016)。因此,地球物理方法对研究地热系统的结构和热流动力学特征是至关重要的。

4.2.1 音频大地电磁法剖面特征

沿壤古温泉布设音频大地电磁测深法剖面 2 条, L1 沿河谷方向由北向南布置,测线方向 173°、长 1.0 km; L2 沿斜坡方向由西向东布置,测线方向 98°、长 0.6 km; 点距均为 50 m。解译结果如图 8。

从图可以看出, L1、L2 剖面浅部、海拔 2 500~3 000 m 均呈现显著低阻异常带,视电阻率 10~64 $\Omega\cdot\text{m}$, 推断为岩体破碎区,为相对富水区域;中深部

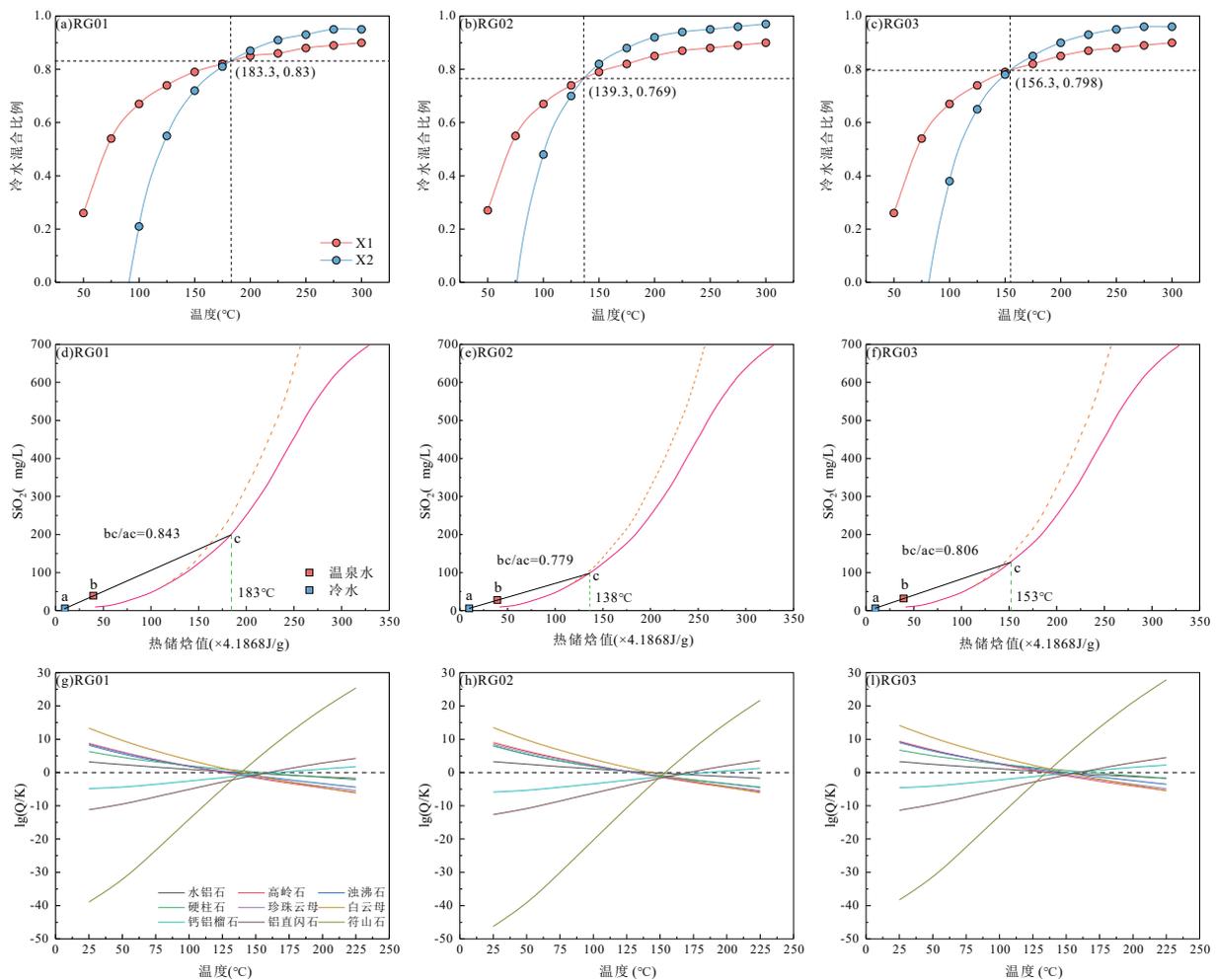


图7 壤古温泉的(a, b, c)硅-焓方程图解(图中括号里左为初始热储温度,右为冷水混合比例),(d, e, f)硅-焓图解,(g, h, i)主要铝硅酸盐矿物的 $\lg(Q/K)$ -T图

Fig. 7 (a, b, c) Diagram of silicon-enthalpy equation (in the figure, the left side is the initial reservoir temperature and the right is the mixing ratio of cold water), (d, e, f) silicon-enthalpy diagram and (g, h, i) the $\lg(Q/K)$ -T diagrams of main aluminosilicate minerals of Ranggu spring

发育一条带状斜向下贯通的低阻异常, 视电阻率 64~160 Ω·m, 推测为上寨倒转复式背斜的物探表现, 构成底部热源与水源通向地表的良好通道。依据物探剖面形态, 推测上寨倒转复式背斜走向北西南东向, 为斜歪褶皱, 轴面倾向为北东向, 倾角近于直立, 与地表表现一致。音频大地电磁法剖面成果显示, 背斜轴部极为破碎, 伴随有网脉型石英脉发育, 为地热系统有利的导热、导水通道。

4.2.2 高密度电阻率法剖面特征

音频大地电磁法对 50 m 以深具有较好的勘探

效果, 但对第四系覆盖层没有划分能力, 而高密度电法对浅部地质特征分辨率较高(李世平等, 2018)。为探明浅部构造及地层富水性特征, 由西向东布置高密度电法剖面 2 条。其中, W1 测线方向 54°、长 0.69 km; W2 测线方向 53°、长 0.39 km; 电距均为 10 m。解译结果如图 9 所示, 在斜坡坡脚一带, 视电阻率值异常小, 电阻率 5~31 Ω·m, 与两侧横向差异明显, 为低阻异常区, 且低阻往深部延伸, 推测为上寨倒转复式背斜核部破碎带, 与音频大地电磁测深的解译结果相符。

表 4 CI 校后的 SiO₂ 温标结果

Table 4 Results of SiO₂ temperature scale after CI calibration

样品编号	校正前		校正后	
	无蒸汽损失 (°C)	最大蒸汽损失 (°C)	无蒸汽损失 (°C)	最大蒸汽损失 (°C)
RG01	90.8	93.0	155.5	148.1
RG02	76.4	80.4	153.8	146.6
RG03	81.8	85.1	155.5	148.1

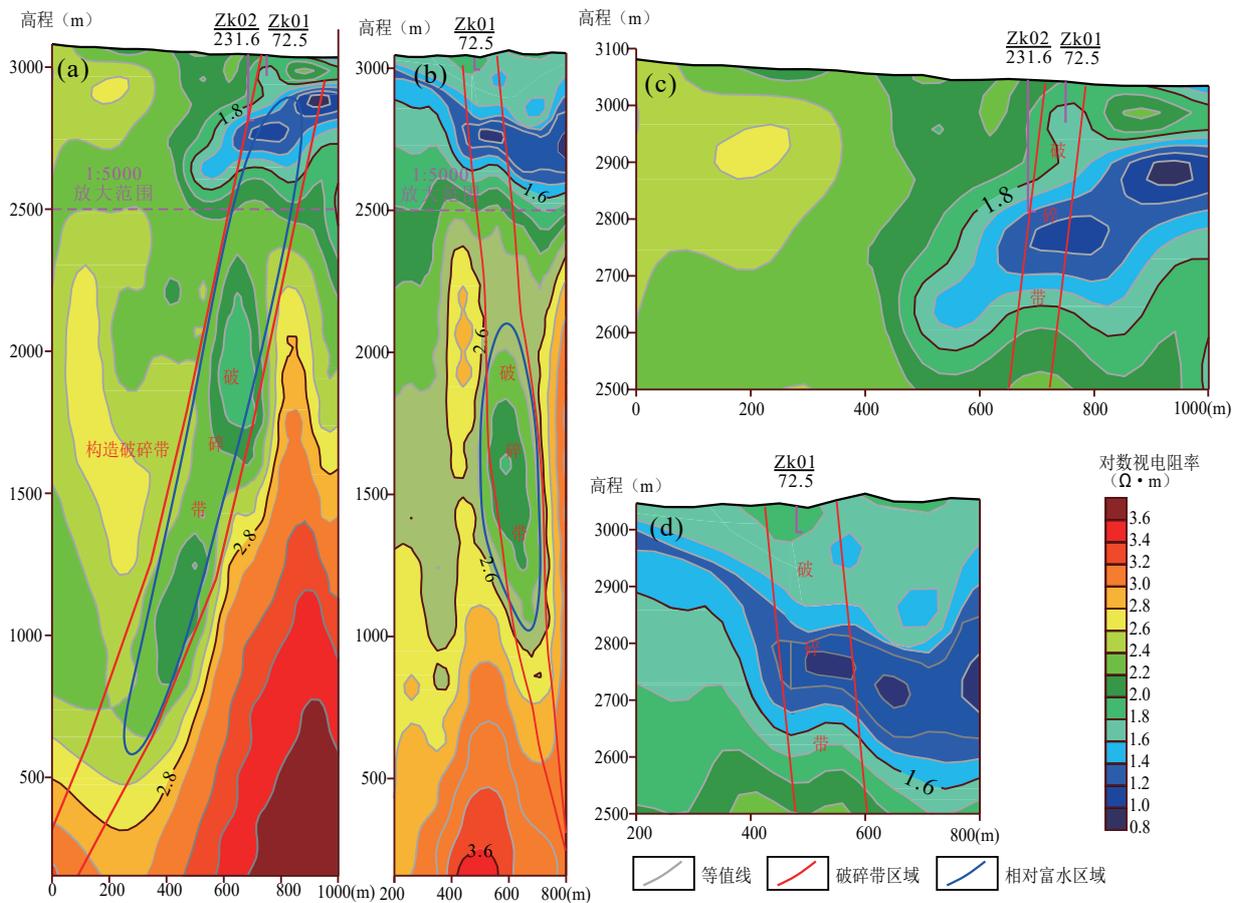


图 8 音频大地电磁法综合解释图: (a) L1 剖面, (b) L2 剖面, (c) L1 局部放大图, (d) L2 局部放大图

Fig. 8 Comprehensive interpretation diagram of Audio Magnetotelluric (AMT) method: (a) L1 section, (b) L2 section, (c) L1 section enlarged view and (d) L2 section enlarged view

4.3 壤古温泉成因分析

4.3.1 水源分析

据氢氧同位素成果分析,区内热水主要为大气降水及高山冰雪融水补给,其补给高程 5 100 m~5 300 m。根据地貌及地质构造展布推测,其主要补给区域为壤塘县昂柯村杜苟拉甲格山一带区域。

4.3.2 热源分析

热源是形成温泉的必要条件之一,而热源的类别是决定温泉成因的因素之一。按热源成因来分,可分为来自地幔的热流、岩浆热、由各地层放射性元素生热产生的热流量、活动断裂和地震产生的机械摩擦热等。考虑地壳热状态的范围,壤古温泉热源贡献主要以下两种:

(1) 岩浆热等附加热源

廖志杰(1999)提出,地壳浅层正在冷却的岩浆囊可以为地热系统供热。区内岩浆岩以侵入和喷发两种形式产出,以侵入岩为主,属燕山中期侵入岩。水文地球化学特征揭示,热水主要经历了硅酸盐矿物的溶解,且富含锂元素。据区内锂矿资源勘探,松潘~甘孜褶皱系锂矿资源丰富,其找矿标志之一即为背斜轴部和近轴部部位以及背斜倾没端,是区内侵入岩最为活跃部位。热水富锂和锂矿的富集具有密切关系,也表明侵入岩体余热为壤古温泉最重要的热源之一。

(2) 活动断裂和地震产生的机械摩擦热

区内活动构造主要表现为滇藏“歹”字型构造

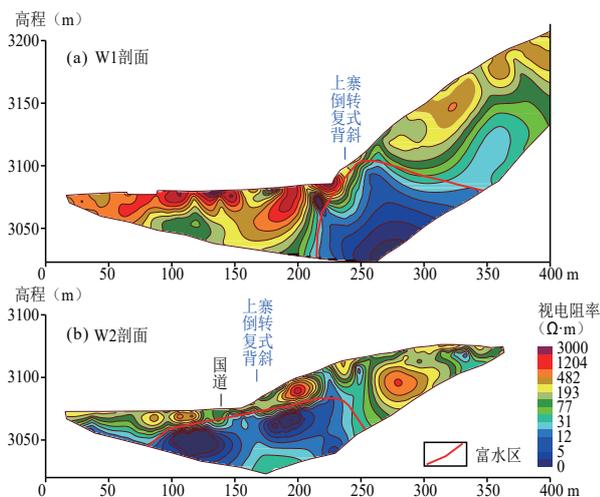


图9 高密度电阻率法剖面图解译图: (a) W1剖面, (b) W2剖面

Fig. 9 Graphic interpretation of High-density Resistivity: (a) W1 section, (b) W2 section

造体系,壤古温泉的地热发育则主要受雅主古吉断裂、热基贡断裂构造控制(图1)。区内新构造运动较强烈,主要表现为大规模的间歇性整体抬升。此外,本区位于龙门山地震带中段,1747年有历史地震记载以来,150 km范围内曾发生过4级以上的地震18次, $M > 6$ 级的灾害性地震16次,如2008年5月12日汶川8.0级地震,1873年2月6日炉霍雅德7.6级地震等,最近为2022年6月10日马尔康6.0级震群地震。地震产生的机械摩擦热对大地热流值具有一定贡献。

4.3.3 地热储层及运移通道分析

从调查来看,壤古温泉出露于上寨背斜核部,受控于北西-南东向发育构造体系,为一级控热、导热构造,是深部热源向上对流的主要通道。同时,热水出露区存在北东—南西向的次级构造,为二级控热、导热构造,是浅层地下水与地下热水混合的场所,直接控制了热水的出露。热储主要为三叠系侏倭组砂板岩类孔隙-裂隙型热储。根据地球物理勘探,浅部岩体破碎,中深部存在斜向下贯通的低阻异常带,构成地热水主要的导热通道及储存空间。钻探揭露和孔内电视成像(图10)也表明,沿轴部岩体极为破碎,石英脉发育,为热水出水部位。

4.3.4 壤古温泉成因模型

综上所述,壤古温泉属于典型的深循环对流型地热系统,其成因模型如图11所示。在略为偏高的区域地热背景之下,北西侧杜苟拉甲格山一带大气降水或冰雪融水在重力作用下沿构造裂隙向深部径流,随着循环深度增加,地下水沿途“收集”岩浆侵入岩余热、活动断裂及地震产生的机械摩擦热,水温不断得以提升,最深部热储温度达到138~183.3℃。热水受北西向-南东向构造体系控制,沿背斜轴部破碎带、侵入岩接触带等有利部位径流,并与路径上的硅酸盐矿物,尤其是与富锂花岗岩发生水-岩作用,不断溶解 Na^+ 、 K^+ 、 HCO_3^- 、 Li 等离子,局部有石膏溶解,构成地热水 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 的主要来源, Ca^{2+} 与浅层砂板岩的钠硅酸盐矿物(如钠长石等)发生正阳离子交换反应,地热水中 Na^+ 含量增加, Ca^{2+} 含量相应减少,最终形成 HCO_3^- -Na型地热水,而 SO_4^{2-} 在浅部被氧化成 H_2S 气体,导致地热水表现出明显的臭鸡蛋气味。最后,受北东-南西向发育次级构造导水作用,热水沿构造破碎带上升,与浅部大量冷水混合,致使热水温度降低,并经人工钻探揭露而出露。



图 10 ZK02 孔内电视成像 (a) 和;ZK02 钻孔岩芯照片 (b)
 Fig. 10 In-hole television imaging(a) and core photos of ZK02(b)

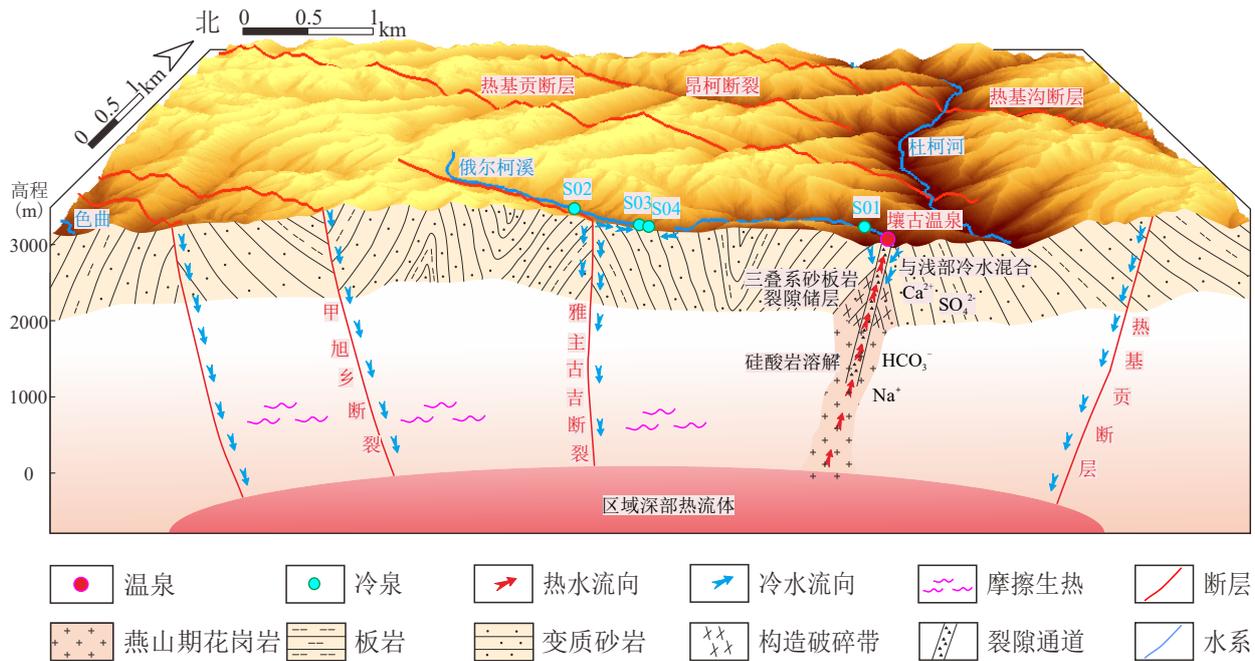


图 11 壤古温泉的成因模型
 Fig. 11 Genetic model of Ranggu geothermal spring

5 结论

(1) 壤古温泉属于中-高温地热系统。热水 pH 介于 6.7~7.1, 溶解性总固体 2 050~2 760 mg/L, 属于中偏酸性微咸水, 水化学类型为 HCO₃-Na 型。

(2) 水文地球化学特征表明, 热水具有高 Na⁺、K⁺ 以及 Cl⁻ 特征, 揭示明显的水岩作用和深循环地下水特征, 其水化学组分主要受硅酸盐矿物溶解和阳离子交换作用控制。氢氧同位素表明, 热水为大

气降水补给, 补给高程为 5 100 m~5 300 m, 且受到裂隙潜水和地表水的混合作用。

(3) 地热水为未成熟水, 其石英、玉髓饱和指数均处于过饱和状态。利用二氧化硅温标对热储温度进行估算, 其浅部热储温度 76.4~90.8℃, 但受浅层裂隙冷水或地表水混合, 估算热储温度偏低。通过建立硅焓混合模型、Cl 校正法估算以及多矿物平衡法模拟, 确定初始热储温度范围为 138~183.3℃, 冷水混入比例为 77.9~84.3%。

(4)建立了壤古温泉成因模型。热水受北西-南东向构造和北东-南西向构造共同控制,前者为一级控热、导水构造,后者为二级导水构造。

(5)壤古温泉揭露最大水温 43.6℃, 自流量为 1 500 m³/d 以上, 为含偏硅酸、偏硼酸的氟、锂优质热矿水, 具有极高的医疗价值, 开发利用潜力大。

References

- Blasch K W, Bryson J R, 2007. Distinguishing sources of ground water recharge by using $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ [J]. *Ground Water*, 45 (3) : 294 – 308 .
- Chandrajith R, Barth J A C, Subasinghe N D, et al., 2013. Geochemical and isotope characterization of geothermal spring waters in Sri Lanka: Evidence for steeper than expected geothermal gradients[J]. *Journal of Hydrology*, 476: 360 – 369 .
- Chen M X, Wang J Y, 1994. Review and prospect on geothermal studies in China[J]. *Acta Geophysica Sinica*, 37 (S1) : 320 – 338 (in Chinese with English abstract).
- Cheng Y Z, Pang Z H, Kong Y L, et al., 2022. Imaging the heat source of the Kangding high-temperature geothermal system on the Xianshuihe fault by magnetotelluric survey[J]. *Geothermics*, 102: 102386 .
- Craig H, 1961. Isotopic variations in meteoric waters [J]. *Science*, 133 (346) : 1702 – 1703 .
- Craig J, Absar A, Bhat G, et al., 2013. Hot springs and the geothermal energy potential of Jammu & Kashmir State, N. W. Himalaya, India[J]. *Earth-Science Reviews*, 126: 156 – 177 .
- Fournier R O, 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. *Geothermics*, 5 (1-4) : 41 – 50 .
- Fournier R O, 1979. Geochemical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot-spring systems[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5 (1-2) : 1 – 16 .
- Fu G H, Yin J C, 2009. A study on the distribution and general mechanism about the hot spring as well as tourism development in Ganzi of Sichuan Province[J]. *Journal of Northwest University (Natural Science Edition)*, 39 (1) : 142 – 148 (in Chinese with English abstract).
- Gaillardet J, Dupré B, Louvat P, et al., 1999. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers[J]. *Chemical Geology*, 159 (1) : 3 – 30 .
- Gibbs R J, 1970. Mechanisms controlling world water chemistry [J]. *Science*, 170 (3962) : 1088 – 1090 .
- Giggenbach W F, 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52 (12) : 2749 – 2765 .
- Giggenbach W F, Glover R B, 1992. Tectonic regime and major processes governing the chemistry of water and gas discharges from the rotorua geothermal field, New Zealand[J]. *Geothermics*, 21 (1-2) : 121 – 140 .
- Han J G, Jiang Z L, Tian Y, et al., 2008. China's geothermal resources and their development and utilization[J]. *Consumer Guide*, 23: 39 – 40 (in Chinese with English abstract).
- Hähnlein S, Bayer P, Ferguson G, et al. 2013. Sustainability and policy for the thermal use of shallow geothermal energy[J]. *Energy Policy*, 59: 914 – 925.
- Hu Z X, Zhao X Q, Li S, et al., 2022. Geothermal hydrogeochemical characteristics and genetic analysis of the Seda-Songpan Fault Block[J]. *Geoscience*, 36 (2) : 484 – 493 (in Chinese with English abstract).
- Kana J D, Djongyang N, Danwe R, et al., 2015. A review of geophysical methods for geothermal exploration[J]. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 44: 87 – 95 .
- Li J X, Yang G, Gideon S, et al., 2018. Major hydrogeochemical processes controlling the composition of geothermal waters in the Kangding geothermal field, western Sichuan Province[J]. *Geothermics*, 75: 154 – 163 .
- Li S P, Huang J J, Tao Y, 2018. Comparative application of audio frequency magnetotelluric method and high-density electrical method in practice[J]. *Low Carbon World*, 5: 332 – 333 (in Chinese with English abstract).
- Li X, Huang X, Liao X, et al., 2020. Hydrogeochemical characteristics and conceptual model of the geothermal waters in the Xianshuihe Fault Zone, southwestern China[J]. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 17 (2) : 500 – 514 .
- Li Y M, Pang Z H, Yang F T, et al., 2017. Hydrogeochemical characteristics and genesis of the high-temperature geothermal system in the Tashkorgan basin of the Pamir syntax, western China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 149: 134 – 144 .
- Liao Z J, 1999. Volcanism and geothermal s in Tenchong County, Yunnan Province, China[J]. *Geological Review*, S1: 934 – 939 (in Chinese with English abstract).
- Liu B L, 1990. The application of physical properties of regional rocks to geological work[J]. *Geophysical and Geochemical Exploration*, 14 (1) : 32 – 36 (in Chinese with English abstract).
- Liu B L, 1994. Analysis and application of density data of rocks from Sichuan Province[J]. *Geophysical and Geochemical Exploration*, 18 (3) : 232 – 237 (in Chinese with English abstract).
- Lu L H, Pang Z H, Kong Y L, et al., 2018. Geochemical and isotopic evidence on the recharge and circulation of geothermal water in the Tangshan Geothermal System near Nanjing, China: implications for sustainable development[J]. *Hydrogeology Journal*, 26 (5) : 1705 – 1719 .
- Marques J M, Carreira P M M, Aires-Barros L, et al., 2000. Nature and role of CO₂ in some hot and cold HCO₃/Na/CO₂-rich Portuguese mineral waters: a review and reinterpretation[J]. *Environmental Earth Sciences*, 40 (1-2) : 53 – 63 .
- Mo X X, 2009. A review of genesis study on magmatic rocks of the Qinghai-Tibet Plateau: achievements and remaining problems[J]. *Geological Bulletin of China*, 28 (12) : 1693 – 1703 (in Chinese with English abstract).
- Mo X X, 2010. A review and prospect of geological researches on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Geology in China*, 37 (4) : 841 – 853 (in Chinese with English abstract).
- Mongillo M A, Axelsson G, 2010. Preface to *Geothermics Special Issue on sustainable geothermal utilization*[J]. *Geothermics*, 39 (4) : 279 – 282 .
- Munoz G, 2014. Exploring for geothermal resources with electromagnetic

- methods[J]. *Surveys in Geophysics*, 35 (1) : 101 – 122 .
- Peacock J R, Mangan M T, McPhee D, et al., 2016. Three-dimensional electrical resistivity model of the hydrothermal system in Long Valley Caldera, California, from magnetotellurics[J]. *Geophysical Research Letters*, 43 (15) : 7953 – 7962 .
- Pang Z H, Reed M, 1998. Theoretical chemical thermometry on geothermal waters: Problems and methods[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (6) : 1083 – 1091 .
- Pang Z H, Fan Z C, Wang J Y, 1990. The study on stable oxygen and hydrogen isotopes in the Zhangzhou Basin hydrothermal system[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 4: 75 – 84 (in Chinese with English abstract).
- Poage P A, Sjöström D J, Goldberg J, et al., 2000. Isotopic evidence for Holocene climate change in the northern Rockies from a goethite-rich ferricrete chronosequence[J]. *Chemical Geology*, 166 (3-4) : 327 – 340 .
- Ren X F, Li P Y, He X D, et al., 2021. Hydrogeochemical processes affecting groundwater chemistry in the central part of the Guanzhong Basin, China[J]. *Archives of Environmental Contamination and Toxicology*, 80 (1) : 74 – 91 .
- Song C L, Sun X Y, Wang G X, 2015. A study on precipitation stable isotopes characteristics and vapor sources of the Subalpine Gongga Mountain, China[J]. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 24 (11) : 1860 – 1869 (in Chinese with English abstract).
- Tian J, Pang Z H, Guo Q, et al., 2018. Geochemistry of geothermal fluids with implications on the sources of water and heat recharge to the Rekeng high-temperature geothermal system in the eastern Himalayan Syntax[J]. *Geothermics*, 74: 92 – 105 .
- Tian J, Pang Z H, Zhang R, 2020. The application of FixAI and isotopic methods in the study of flowback fluids from Enhanced Geothermal Systems (EGS) [J]. *Earth Science Frontiers*, 27 (1) : 112 – 122 (in Chinese with English abstract).
- Ta M M, Zhou X, Guo J, et al., 2019. Hydrogeochemical characteristics and formation of the hot springs occurring in the plunging ends of an anticline in Chongqing, eastern Sichuan Basin, China[J]. *Environmental Earth Sciences*, 78 (15) : 468 – 468 .
- Wang C G, Zheng M P, 2019. Hydrochemical characteristics and evolution of hot fluids in the Gudui geothermal field in Comei County, Himalayas[J]. *Geothermics*, 81: 243 – 258 .
- Wang G J, Ning L R, Li G Z, et al., 2021. Analysis of the differences of surface geochemical anomaly patterns between the sedimentary basin type geothermal system and the rifted mountain type geothermal system[J]. *Geological Review*, 67 (1) : 117 – 128 (in Chinese with English abstract).
- Wright P M, Ward, S H, Ross, H P, et al., 1985. State-of-the-art geophysical exploration for geothermal resources[J]. *Geophysics*, 50 (12) : 2666 – 2696 .
- Xiao S, 2020. Estimation of hydrogeological parameters of a fractured aquifer system with natural radium and radon isotopes[D]. Harbin: Harbin Institute of Technology.
- Xu T F, Feng G H, Shi Y, 2014. On fluid-rock chemical interaction in CO₂-based geothermal systems[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 144 (PA) : 179 – 193 .
- Yu J S, Zhang H B, Yu F J, et al., 1984. Oxygen and hydrogen isotopic compositions of meteoric waters in the eastern part of Xizang[J]. *Geochemistry*, 3 (2) : 93 – 101 .
- Zhang L, Lei W, Hu X, et al., 2018. Application of high-density electrical method and Audio Magnetotelluric method in a geothermal exploration in Sichuan Province[J]. *Site Investigation Science and Technology*, 6: 55 – 58 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y H, Dai Y S, Wang Y, et al., 2021. Hydrochemistry, quality and potential health risk appraisal of nitrate enriched groundwater in the Nanchong area, southwestern China[J]. *Science of The Total Environment*, 784: 147186 .
- Zhang Y H, 2018. Research on genesis and development of the geothermal system in the Kangding–Moxi segment of the Xianshuihe fault[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology.
- Zhang Y H, Li X, Xu M, et al., 2021. Hydrogeochemical characteristics of geothermal waters in the Daofu area of the Xianshuihe geothermal belt[J]. *Safety and Environmental Engineering*, 28 (3) : 42 – 51 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈墨香, 汪集昉, 1994. 中国地热研究的回顾和展望[J]. *地球物理学报*, 37 (S1) : 320 – 338.
- 傅广海, 殷继成, 2009. 四川省甘孜州温泉资源分布、成因及旅游开发探讨[J]. *西北大学学报: 自然科学版*, 39 (1) : 142 – 148.
- 韩建光, 蒋宗霖, 田颖, 等, 2008. 中国地热资源及开发利用[J]. *消费导刊*, 23: 39 – 40.
- 胡泽祥, 赵学钦, 李松, 等, 2022. 色达—松潘断块温泉水文地球化学特征及成因分析[J]. *现代地质*, 36 (2) : 484 – 493.
- 李世平, 黄锦捷, 陶毅, 2018. 音频大地电磁法与高密度电法技术在实际中的对比应用[J]. *低碳世界*, 5: 332 – 333.
- 廖志杰, 1999. 腾冲火山和地热[J]. *地质论评*, S1: 934 – 939.
- 刘蓓莉, 1990. 区域岩石物性在地质工作中的应用[J]. *物探与化探*, 14 (1) : 32 – 36.
- 刘蓓莉, 1994. 四川省岩石密度数据的分析及应用[J]. *物探与化探*, 18 (3) : 232 – 237.
- 莫宣学, 2009. 青藏高原岩浆岩成因研究: 成果与展望[J]. *地质通报*, 28 (12) : 1693 – 1703.
- 莫宣学, 2010. 青藏高原地质研究的回顾与展望[J]. *中国地质*, 37 (4) : 841 – 853.
- 庞忠和, 樊志成, 汪集昉, 1990. 漳州盆地热水系统的氢氧稳定同位素研究[J]. *岩石学报*, 4: 75 – 84.
- 宋春林, 孙向阳, 王根绪, 2015. 贡嘎山亚高山降水稳定同位素特征及水汽来源研究[J]. *长江流域资源与环境*, 24 (11) : 1860 – 1869.
- 天娇, 庞忠和, 张睿, 2020. FixAI及同位素方法在EGS返排液研究中的应用[J]. *地学前缘*, 27 (1) : 112 – 122.
- 王国建, 宁丽荣, 李广之, 等, 2021. 沉积盆地型与隆起山地型地热系统地表地球化学异常模式差异性分析[J]. *地质论评*, 67 (1) : 117 – 128.
- 肖洒, 2020. 基于天然镭氡同位素的基岩裂隙水文地质参数估算研究[D]. 哈尔滨: 哈尔滨工业大学.
- 张林, 雷宛, 胡旭, 等, 2018. 高密度电法与音频大地电磁法在四川某地热勘探中的应用[J]. *勘察科学技术*, 6: 55 – 58.
- 张云辉, 2018. 鲜水河断裂康定—磨西段地热系统成因及开发利用研究[D]. 成都: 成都理工大学.
- 张云辉, 李晓, 许模, 等, 2021. 鲜水河地热带道孚地区地热水水文地球化学特征研究[J]. *安全与环境工程*, 28 (3) : 42 – 51.