

# 甘孜—理塘断裂中段通宵地区热水的成因分析：基于水文地球化学的方法

刘祥，贾志泉，骆志红

(四川省地质局第三地质大队，四川 成都 611700)

**摘要：**本研究基于通宵地区2组及周边3组热水的水化学数据，利用水化学、同位素、地热温标等方法探究了热水的成因机制。结果显示：通宵地区热水主要以地幔热与断层摩擦生热为主要热源，补给来源主要为西侧高程4 627~4 848.83 m处的大气降水和冰雪融水，水化学类型主要为 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型，主要水化学过程为硅酸盐矿物的溶解和阳离子交换作用，与其周边热水的水化学性质较为一致。通宵地区热水地处甘孜—理塘断裂西侧，岩性主要为三叠系二长花岗岩与图姆沟组砂岩、砂板岩，大气降水与地表冰雪融水由西侧二长花岗岩裂隙下渗，向下、向东运移，在地下约3 596~5 508 m处与来自地幔的热源相遇，形成185.7~281.3℃的深部热储，沿级断裂和张性、脆性等构造破碎带向上传递，在地下约1 270~1 758 m与浅地表冷水混合后形成温度约为69.4~93.8℃的浅部热储，混合比例约77.81%~92.53%。本次研究成果可为通宵地区地热资源的开发利用提供有力支撑。

**关键词：**地热资源；通宵地区热水；水-岩作用；氢-氧同位素；地热温标；成因模型

doi:10.3969/j.issn.1000-6532.2025.01.006

中图分类号：TD12 文献标志码：A 文章编号：1000-6532(2025)01-0061-09

**引用格式：**刘祥, 贾志泉, 骆志红. 甘孜—理塘断裂中段通宵地区热水的成因分析：基于水文地球化学的方法[J]. 矿产综合利用, 2025, 46(1): 61-69.

LIU Xiang, JIA Zhiqun, LUO Zhihong. Genesis of geothermal water in the overnight area of the central ganzhi-litang county fault: a geochemistry approach[J]. Multipurpose Utilization of Mineral Resources, 2025, 46(1): 61-69.

随着全球气候变暖，开发地热能对实现“碳达峰、碳中和”战略目标具有重要意义<sup>[1-5]</sup>。查明热水的化学组分及其来源、热储温度、循环深度、水岩反应程度和地热成因机制等问题，有助于更加科学有效地开发地热能<sup>[6]</sup>。通过水化学分析可以揭示热水的水化学类型、阐明水-岩相互作用、估算热储温度和热水循环深度<sup>[7-8]</sup>，D-O同位素分析则可以了解热水的补给来源和计算补给高程<sup>[9]</sup>。

在中国大陆，地热活动主要集中在西藏、川西和云南<sup>[10]</sup>，川西地区分为鲜水河断裂、甘孜-理

塘断裂、德格-乡城断裂和金沙江断裂地热带。前人对川西地区地热资源的地球化学特征、成因机制和深部热结构开展了一系列研究<sup>[11]</sup>。通过Na-K-Mg三角图以及阳离子地热温标、 $\text{SiO}_2$ 地热温标等多种地热温标对川西地区的热储温度进行了评估，揭示了川西高原区域断裂带与地热系统之间的关系<sup>[11]</sup>。

2023年，笔者在新龙县通宵地区地热调查中获得温度59~77℃的天然泉水，根据对泉点的观测，发现其水温较高、水量较大，具有较好的开

收稿日期：2024-01-08

基金项目：四川省科技计划项目(2023YFS0356)

作者简介：刘祥(1993-)，男，硕士研究生，工程师，从事水文地质、区域地质研究工作。

通信作者：贾志泉(1988-)，男，本科，高级工程师，从事水文地质、矿床学方面的研究。

发利用价值,但其成因机制尚需开展进一步研究。因此,本文以通宵地区天然泉水为研究对象,分别采集测试热水样品,结合周边天然泉水的水文地球化学数据,探讨通宵地区天然泉水的水文地球化学演化过程,并结合基础地质,构建了天然地热水的成因模式概念模型,以期为研究区及周边地热资源进一步开发利用提供理论依据。

1 区域地质背景

四川新龙县通宵地区位于大雪山西侧,沙鲁里山北段,隶属青藏高原东缘,平均海拔 3 500 ~ 4 700 m。研究区构造上属于甘孜-理塘断裂带,是一个长期活动的深断裂带。其北从青海玉树延入四川邓柯,向南东到甘孜转为近南北向,经过理塘,从

木里北转向南西,进入云南,长 700 余千米。其东界是甘孜—理塘断裂,西界为马尼干戈—拉波断裂<sup>[12]</sup>。该带是一个长期发育的深断裂带,变形明显,切割深度已达上地幔,为岩石圈断裂。区内属青藏高原亚湿润气候区,年平均气温 7.4℃,1 月平均气温-3.5℃,7 月平均气温 15.1℃。年降水量 603.5 mm,年均日照 2 160.8 h,无霜期 115 d。垂直气候变化显著。

由图 1 可知,研究区构造上位于近南北向的甘孜—理塘断裂西侧约 6 km 处,属金沙江深断裂系,是金沙江深断裂带最东边的一条深断裂带,断层带上地震频发。区内主要以三叠系图姆沟组砂岩、砂板岩,三叠系二长花岗岩,第四系松散堆积物为主。河流呈南北走向,在南端转向东流入雅砻江,属雅砻江一级支流。

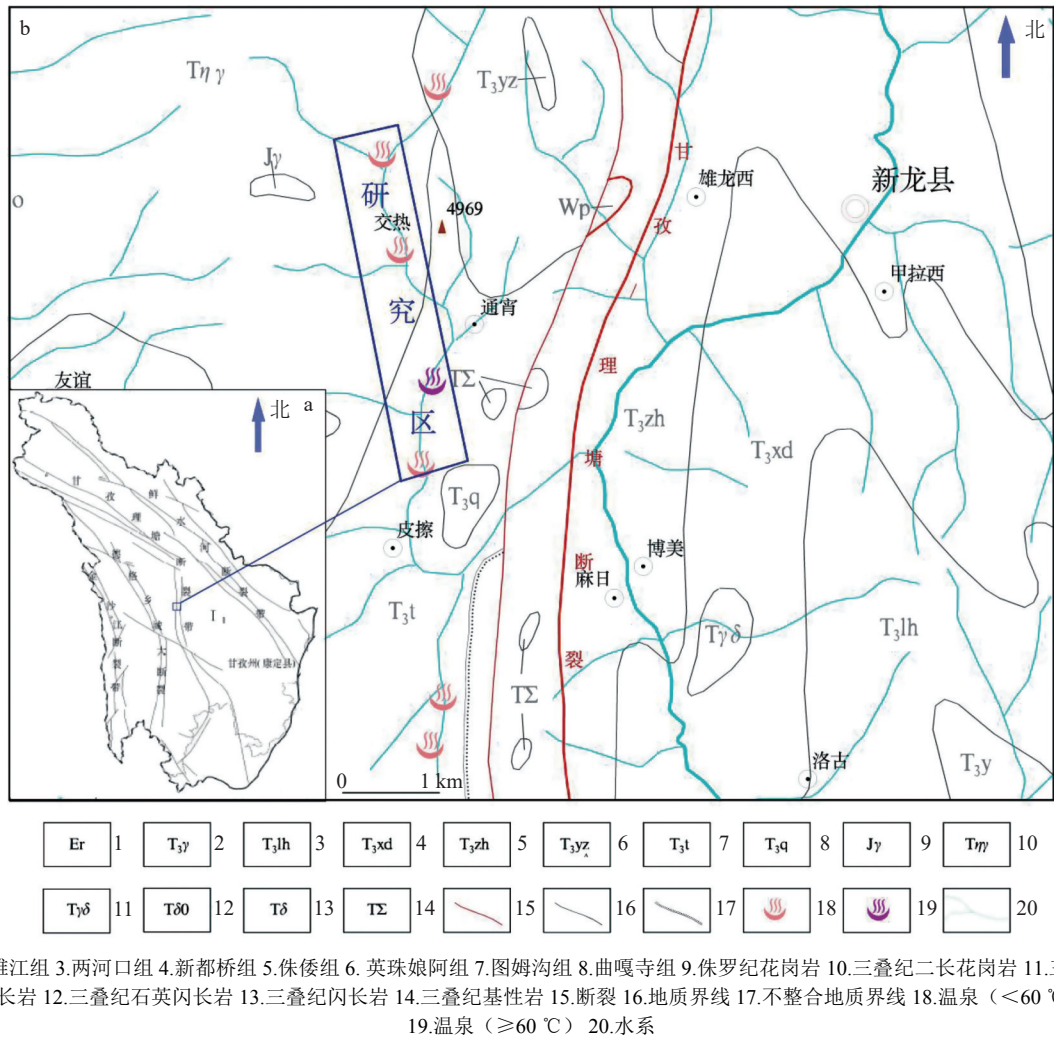


Fig.1 (a) Structural diagram of Garze Prefecture, Sichuan Province; (b) Geological map of the research area

## 2 样品采集与测试

笔者于2023年9月在四川省新龙县采集5组水质综合分析样品(表1),其中通宵地区采集2组、周边新龙县友谊乡采集1组、甘孜县甘孜镇采集1组、色西底乡各采集1组;在四川省新龙县通宵地区采集2组氢氧同位素分析样品(表2)。现场采用C-600七合一水质检测仪测量温度、pH值、电导率(EC)、氧化还原电位(ORP)和溶解性总固体(TDS)。取样前这些瓶子至少清洗和漂洗三次,然后通过0.2 μm过滤膜进行过滤,并装入2.5 L高密度聚乙烯壶。对于SiO<sub>2</sub>分析的样品,使用去离子水将热水样品稀释五倍,以防止水中的SiO<sub>2</sub>沉淀。样品交由四川省地质矿产勘查开发局

成都综合岩矿测试中心进行了水质全分析检测。样品中的主要阳离子(K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>和Mg<sup>2+</sup>)使用电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES)分析,阴离子(Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>和F<sup>-</sup>)使用离子色谱法(Dion ICS-1100)进行分析。硅和其他微量元素使用ICP-MS(7 000 C, Agilent)进行检测。样品的离子电荷平衡小于±5%。用于氢氧同位素(δ<sup>2</sup>H和δ<sup>18</sup>O)测试的水样,保存在不添加化学试剂的高密度聚乙烯瓶中,使用稳定气体同位素质谱仪(Nu perspective)采用水平衡氢氧同位素分析方法(Gas Bench\_IRMS)测量,结果以维也纳标准平均海水(VSMOW)作为标准,采用传统的δ(‰)表示法。δ<sup>2</sup>H和δ<sup>18</sup>O的检测精度分别为±0.5‰和±0.1‰。

表1 研究区地热水样品测试结果

Table 1 Test results of geothermal water samples in the study area

| 编号    | 位置           | 分类 | 类型  | TDS   | T  | pH   | K <sup>+</sup> | Na <sup>+</sup> | Ca <sup>2+</sup> | Mg <sup>2+</sup> | Cl <sup>-</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | F <sup>-</sup> | Li <sup>+</sup> | Sr <sup>2+</sup> | B <sup>3+</sup> | SiO <sub>2</sub> |
|-------|--------------|----|-----|-------|----|------|----------------|-----------------|------------------|------------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|----------------|-----------------|------------------|-----------------|------------------|
| XL-04 | 新龙县通宵地区      | 1  | 温泉  | 1 780 | 77 | 7.29 | 24.5           | 418             | 39.7             | 9.65             | 70.8            | 17.8                          | 1 134                         | 8.41           | 1.621           | 0.556            | 6.12            | 75.38            |
| XL-10 | 新龙县通宵地区      | 1  | 温泉  | 546   | 59 | 7.26 | 3.68           | 122             | 9.55             | 0.807            | 22.3            | 10.5                          | 297                           | 8.11           | 0.126           | 0.097            | 1.34            | 72.62            |
| XL-02 | 新龙县友谊乡查贡     | 2  | 温泉  | 183   | 32 | 9.13 | 0.523          | 43.4            | 1.77             | 0.018            | 2.59            | 12.4                          | 93.9                          | 3.26           | 0.016           | 6.006            | 0.91            | 26.15            |
| GZ-01 | 甘孜县色西底乡雅砻江北岸 | 2  | 地热井 | 1 680 | 35 | 7.55 | 26.6           | 669             | 37.8             | 15.1             | 30.3            | 23.7                          | 1 892                         | 5.10           | 3.636           | 0.896            | 12.5            | 93.08            |
| GZ-02 | 甘孜县河坝社区地热井   | 2  | 温泉  | 1 353 | 83 | 9.15 | 27.0           | 379             | 0.472            | 0.488            | 10.0            | 33.1                          | 626                           | 12.6           | 1.07            | 0.013            | 6.69            | 133.85           |

注:单位为mg/L; T温度为℃; SiO<sub>2</sub>为偏硅酸的1/1.3。

表2 氢氧同位素测试数据和补给区高程及补给区温度计算结果

Table 2 Hydroxyl isotope test data and recharge zone elevation and recharge zone temperature calculations

| 样点名称  | δ <sup>2</sup> H (V-SMOW) /‰ | δ <sup>18</sup> O (V-SMOW) /‰ | 补给高程<br>(式7/m) | 补给高程<br>(式8/m) | 平均高程/<br>m | 补给区温度<br>(式9/℃) | 补给区温度<br>(式10/℃) | 平均温度/<br>℃ |
|-------|------------------------------|-------------------------------|----------------|----------------|------------|-----------------|------------------|------------|
| XL-04 | -155.6                       | -19.94                        | 4 431.99       | 4 822.00       | 4 627.00   | -9.12           | -9.92            | -9.52      |
| XL-10 | -158.2                       | -21.00                        | 4 773.26       | 4 924.39       | 4 848.83   | -10.64          | -10.40           | -10.52     |

## 3 结 果

本次研究的数据分析结果见表1,为了便于对比分析通宵地区地热水与周边温泉的水化学特征差异,我们将研究区域的地热水样本分为两类,第1类为四川省新龙县通宵地区天然温泉(XL-04、XL-10),第2类为通宵地区西部新龙县友谊乡天然温泉(XL-02)、北部甘孜县甘孜镇地热井(GZ-02)、色西底乡雅砻江北岸天然温泉(GZ-01)。

### 3.1 水文地球化学相

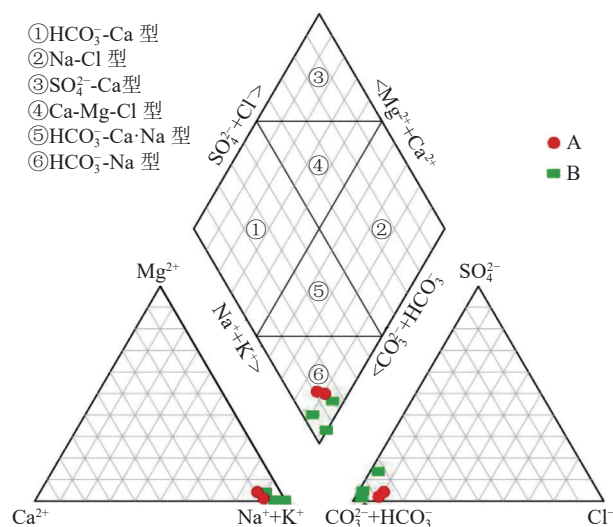
第1类地热水中天然温度为59~77℃,pH值为7.26~7.29,呈现弱碱性,TDS范围为546~1 780 mg/L。第1类地热水的水化学类型为HCO<sub>3</sub>-Na(图2),主要阳离子是Na<sup>+</sup>,含量为

122~418 mg/L。主要阴离子是HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>,含量为297~1 134 mg/L。相比于第2类地热水,第1类地热水中常量元素Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>和微量元素Sr<sup>2+</sup>偏高,具有较低含量的常量元素Cl<sup>-</sup>和微量元素SiO<sub>2</sub>、F<sup>-</sup>、Li<sup>+</sup>(图3)。

而相比于第1类地热水,第2类地热水的出露温度变化范围大,范围为32~83℃,pH值为7.55~9.15,呈现弱碱性至碱性,TDS变化范围较大,为183~1 680 mg/L。地热水的水化学类型与类型1一致,为HCO<sub>3</sub>-Na(图2),主要阳离子是Na<sup>+</sup>,含量为43.4~379 mg/L。主要阴离子是HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>,含量为93.9~1 892 mg/L。

### 3.2 氢氧同位素(δ<sup>2</sup>H和δ<sup>18</sup>O)

本次研究共采集了2组δ<sup>2</sup>H和δ<sup>18</sup>O同位素数



(A: 新龙县通宵地区天然温泉; C2: 新龙县友谊乡天然温泉、甘孜县甘孜镇地热井和色西底乡雅砻江北岸天然温泉)

图2 研究区热水的 Piper 图

Fig.2 Piper diagram of geothermal water in the study area

据, 通宵地区天然温泉水的  $\delta^2\text{H}$  值范围为  $-155.6\text{‰} \sim -158.2\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  值范围为  $-19.94\text{‰} \sim -21\text{‰}$ , 这两组天然温泉水的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  同位素值非常接近, 且地理位置接近, 推测属于同一股地热水。

## 4 讨论

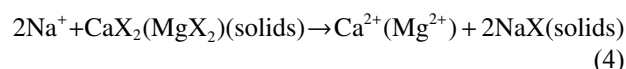
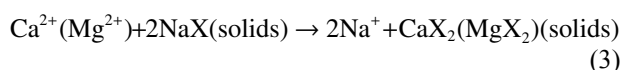
### 4.1 水-岩作用分析

在地下热水循环期间, 通过主要离子比值关系可以识别地热水中主要离子的来源矿物<sup>[4, 12]</sup>。离子组合 ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$ ) 和 ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ ) 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 (Ren 等, 2021)。由图 4a 可知, 两类热水分布在  $y = -x$  线上且位于 ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$ ) > 0 和 ( $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ ) < 0 的区域, 表明通宵地区地热水含水层的主要反应过程为阳离子交换反应, 并且是影响地热水中部分离子浓度的重要因素。另一方面, Schoeller 指数 CAI-I (式 1) 和 CAI-II (式 2) 能很好地揭

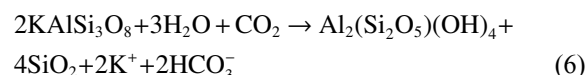
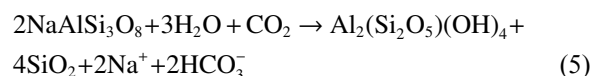
示地下水阳离子交换过程, 当 CAI-I 和 CAI-II 均小于 0 时, 表明地下水发生正阳离子交换过程 (式 3); 反之, 则发生了反阳离子交换过程 (式 4)<sup>[10]</sup>。通宵地区地热水投在 CAI-I 和 CAI-II 值小于 0 的区域 (图 4b), 表明发生了显著的正阳离子交换反应, 间接指示地热水中 Na 离子含量相对较高的原因。

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

$$\text{CAI-II} = (\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+) / (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{CO}_3^{2-} + \text{NO}_3^-) \quad (2)$$



此外,  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  摩尔比值可以用来区分白云岩、石灰岩和硅酸岩的溶解。通宵地区地热水落在硅酸盐矿物溶解区域 (图 4d),  $\text{HCO}_3^-$  与  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  的关系 (图 4c)、 $\text{Ca}^{2+}$  与  $\text{SO}_4^{2-}$  的关系 (图 4e)、 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  与  $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$  的关系 (图 4f) 进一步表明可能来源于硅酸盐矿物溶解, 其中  $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$  含量高于  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  (图 4f), 表明地热水中  $\text{HCO}_3^-$  除了碳酸盐矿物的溶解外, 还有其它的来源。故此推测  $\text{HCO}_3^-$  可能来自于地下深部水- $\text{CO}_2$ -钠/钾硅酸盐矿物的反应产物 (式 5、6)<sup>[13]</sup>。



### 4.2 氢-氧同位素分析

#### (1) 热水补给类型

在地下水的形成和演化过程中, 其微观同位素踪迹记录着地下水的起源和循环的历史过程,

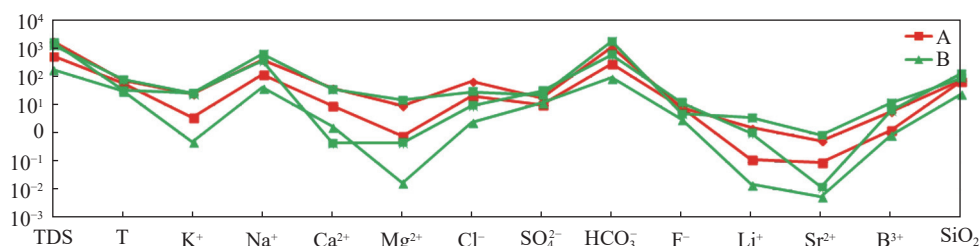


图3 研究区地热水的 Schoeller

Fig.3 Schoeller of geothermal water in the study area

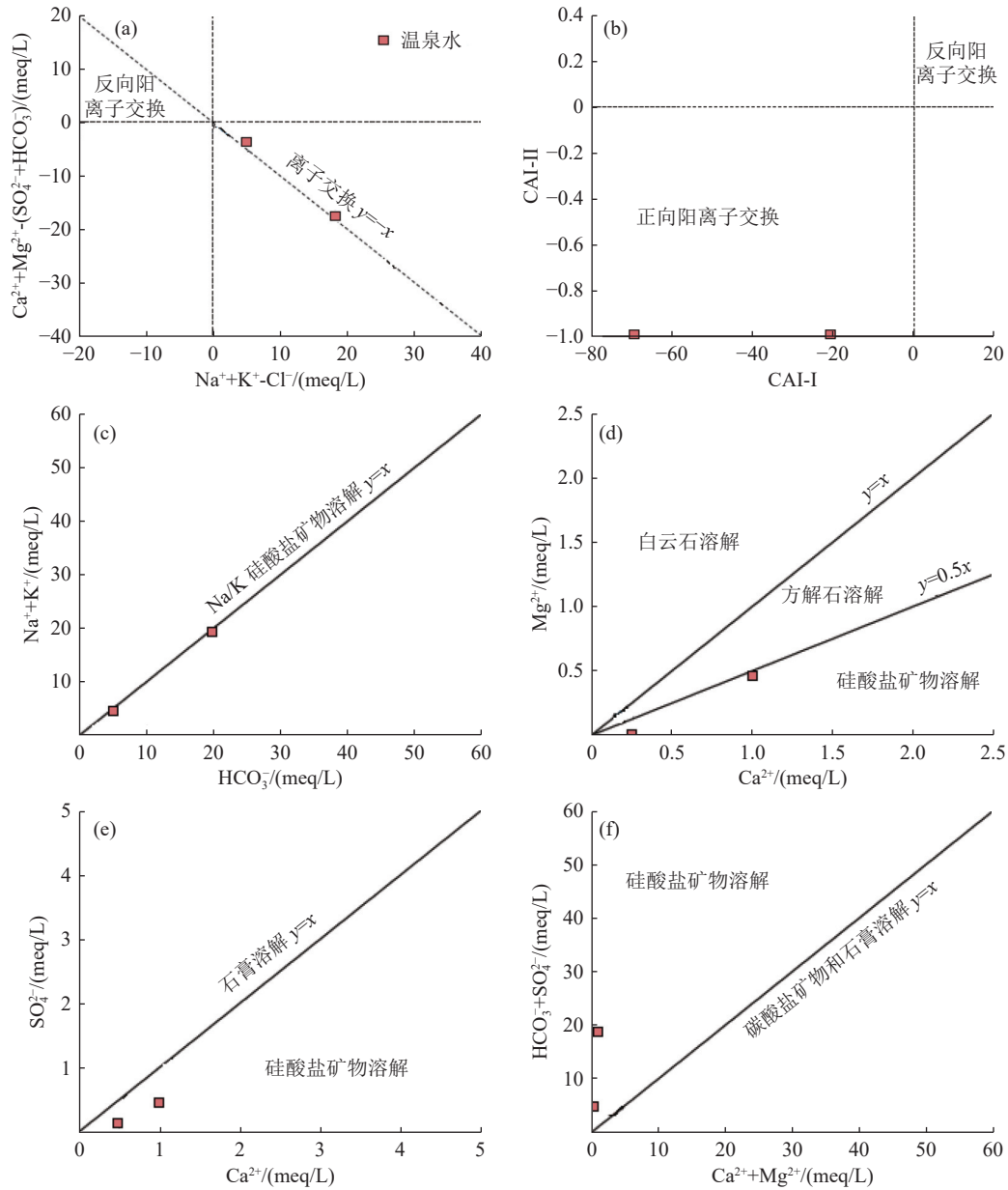


图4 地热水中主要离子之间的关系：(a)  $(Ca^{2+}+Mg^{2+})-(HCO_3^{2-}+SO_4^{2-})$  vs.  $Na^++K^+-Cl^-$ ; (b) CAI-II vs. CAI-I (CAI-I =  $(Cl^- - Na^+ - K^+)/Cl^-$ ; CAI-II =  $(Cl^- - Na^+ - K^+)/(HCO_3^{2-} + SO_4^{2-} + CO_3^{2-} + NO_3^-)$ ); (c)  $HCO_3^{2-}$  vs.  $Na^++K^+$ ; (d)  $Ca^{2+}$  vs.  $Mg^{2+}$ ; (e)  $SO_4^{2-}$  vs.  $Ca^{2+}$ ; (f)  $(Ca^{2+}+Mg^{2+})$  vs.  $(HCO_3^{2-}+SO_4^{2-})$ .

Fig.4 Relationship between the major ions of geothermal water

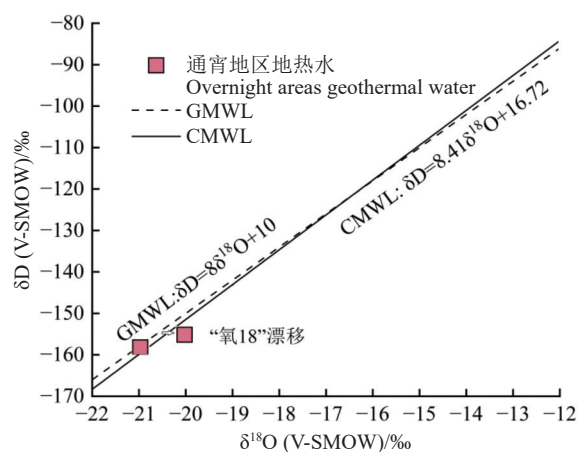
其中的氢氧同位素比值 ( $^{18}O/^{16}O$ 、 $^2H/^1H$ ) 是研究水文循环、水文地球化学过程和气候变化的重要依据<sup>[14]</sup>。Craig 给出全球大气降水的数学关系式  $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ <sup>[15]</sup>。研究区位于川西地区，因此选用全球大气降水线和我国西南地区的大气降雨线  $\delta D = 8.41\delta^{18}O + 16.72$ <sup>[16]</sup> 作为研究区的大气降雨线，判断地热水的补给来源。由图5可知，通宵地区地热水位于大气降水线附近，表明通宵地区地热水的形成与大气降水密切相关，主要由大气降水

补给。另外，其中一件地热水的样品点向大气降水线的右侧轻微偏移，这可能是地下热水在封闭环境中发生了水-岩相互作用所致。

## (2) 热水补给高程

$\delta^2H$  与  $\delta^{18}O$  的值同时跟所处高程也有关系，其值与地形高度呈反相关的线性关系。因此，利用我国西部降水的  $\delta$  值与高程 H 的关系式可以估算出地下水的补给高程：

$$\delta^{18}O = -0.0031H - 6.2 \quad (7)$$

图5 通宵地区地热水的  $\delta D-\delta^{18}O$  关系Fig.5  $\delta D-\delta^{18}O$  relationship of geothermal water in overnight areas

$$\delta^2H = -0.026H - 30.2 \quad (8)$$

据以上式 7、8 计算出热水的补给高程见表 2, 通宵地区村热水的补给高程为 4 627 ~ 4 848.83 m。结合当地的地理地貌和构造特征以及热水补给高差的相对长短, 推测通宵地区地热资源补给来源主要为通宵河谷西侧的高山, 该处山峰冬季积雪, 因此认为还有冰雪融水的补给。

### (3) 补给区温度

大气降水的平均同位素组成与温度存在着正相关关系, 称为温度效应<sup>[17]</sup>。因此可利用 Dansgaard (1964) 全球大气降水中  $\delta^2H$  与当年平均气温  $t$  之间的线性关系 (取自云南兰坪盆地) 估算补给区的温度。

$$\delta^2H = 5.6t - 100 \quad (9)$$

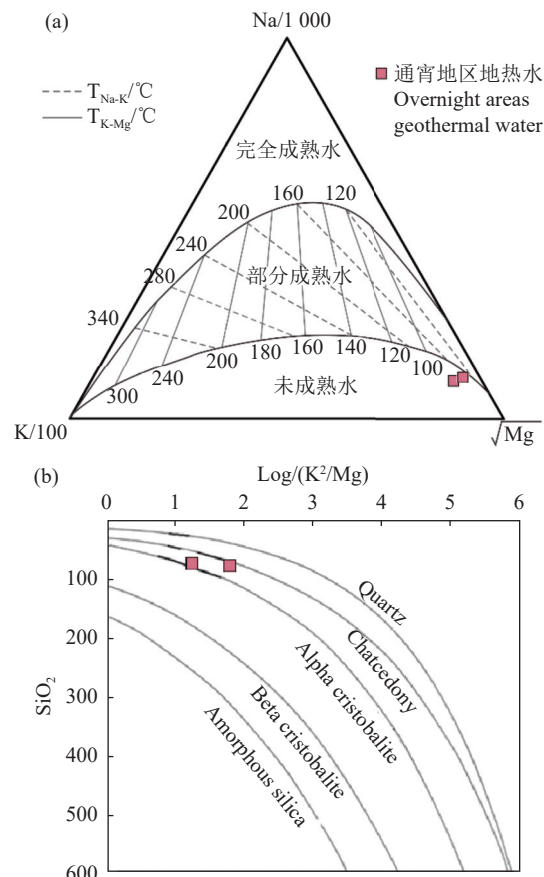
$$\delta^{18}O = 0.695t - 13.6 \quad (10)$$

计算结果见表 2, 补给区温度皆为负值, 这可能是通宵地区地热水附近存在常年积雪的雪山所致。我们取其平均值作为补给区温度, 因此通宵地区地热水的补给区温度区间为 -9.52 ~ -10.52 °C, 符合上述有冰雪融水补给的结论。

## 4.3 热储特征分析

### 4.3.1 水-岩平衡状态判识

在选用地热温标时, 首先使用 Na-K-Mg 三角图来判别地热水的平衡状态以及地热水的类型。图 6a 显示热水样品位于未成熟水区域, 因此, 可认为通宵地区地热水样品未达到水-岩平衡状态, 二氧化硅地热温标更适宜本地区的热储温度计算。

图6 通宵地区地热水的 Na-K-Mg 三角图和  $SiO_2$  溶解判别Fig.6 Na-K-Mg triangle diagram and  $SiO_2$  dissolution discriminant of geothermal water in overnight areas

### 4.3.2 热储温度计算

#### (1) 二氧化硅地热温标

$SiO_2$  地热温标的理论依据是地热流体中  $SiO_2$  的含量主要取决于不同温度、压力下石英在水中的溶解度。且  $SiO_2$  矿物的溶解度与温度呈函数关系。因此  $SiO_2$  矿物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<sup>[18]</sup>。由于  $SiO_2$  矿物在天然状态下存在石英、玉髓、 $\alpha$ -方石英、 $\beta$ -方石英等矿物形态, 笔者在使用  $SiO_2$  地热温标时, 首先运用  $SiO_2$  溶解判别图来选取合适是  $SiO_2$  地热温标<sup>[19]</sup>。据图 6b 显示通宵地区两组地热水分别分布在玉髓和  $\alpha$ -方石英溶解线线上, 表明热水中二氧化硅矿物由玉髓和  $\alpha$ -方石英控制, 因此选用玉髓和  $\alpha$ -方石英地热温标。对应的经验公式如下:

#### a. 玉髓地热温标

$$\text{无蒸汽损失: } T = \frac{1\,032}{4.69 - \lg C - 273.15} \quad (11)$$

$$\text{最大蒸汽损失: } T = \frac{1\,263}{5.32 - \lg C} - 273.15 \quad (12)$$

b. α-石英温标

$$T = \frac{1\,000}{4.78 - \lg C} - 273.15 \quad (13)$$

式中  $C$  为二氧化硅的溶解度，单位  $\text{mg/L}$ 。计算结果见表 3，通宵地区地热水的热储温度范围为  $69.4\sim 93.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，加之通宵地区天然出露温泉温度最高可达  $77\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，且据图 6a 显示，温泉水位于  $160\sim 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ （Na-K 温标）等温线之间，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。计算结果仅代表冷水混合后的热储温度。

| 表 3 热储温度计算结果/ $^{\circ}\text{C}$ |                                                      |      |          |       |
|----------------------------------|------------------------------------------------------|------|----------|-------|
| Table 3                          | Calculation results of thermal reservoir temperature |      |          |       |
| 编号                               | α-石英                                                 | 玉髓   | 玉髓考虑最大蒸汽 | 硅焓图解法 |
| XL-04                            | 71.4                                                 | 93.8 | 93.71    | 281.3 |
| XL-10                            | 69.4                                                 | 91.6 | 91.99    | 185.7 |

## (2) 硅焓图解法

研究区的温泉水样落在未成熟水区间内，未达到水—岩反应平衡，表明有冷水混入。因此，可利用硅焓模型图解及方程排除冷水混合的影响<sup>[18]</sup>。在硅焓模型图中，根据地表冷水焓以及  $\text{SiO}_2$  含量绘制点 A，再根据温泉热水焓和  $\text{SiO}_2$  含量绘制点 B、C，A、B 与 A、C 的延长线与石英溶解度曲线相交于 D、F 点，该点即为地下热水的初焓。通过 AB、BD 与 AD 线段和 AC、CF 与 AF 的比值还可计算冷水混入比例。本次地表水样品取自研究区西侧约  $35\text{ km}$  处，温度  $T=25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， $\text{SiO}_2$  含量  $=13.31\text{ mg/L}$ 。从图 7 中可以看出，XL-

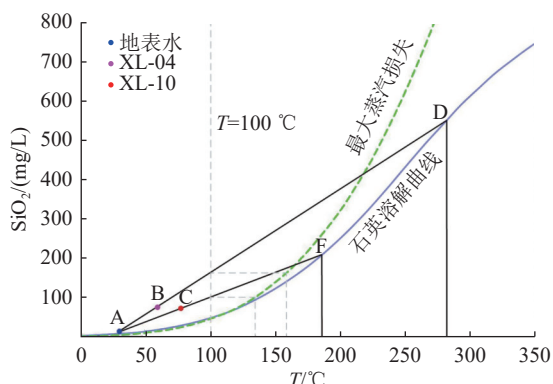


图 7 硅焓图解法  
Fig.7 Graphical method of silicon enthalpy

04 温泉水深部热储温度约为  $281.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，冷水混入比例约为  $92.53\%$ ；XL-10 温泉水深部热储温度约为  $185.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，冷水混入比例约为  $77.81\%$ 。

综上所述：通宵地区深部热储温度约  $185.7\sim 281.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，冷水混合比例约  $77.81\%\sim 92.53\%$ ，浅部冷水混合后热储温度约  $69.4\sim 93.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

## 4.3.3 循环深度估算

前文分析提到，研究区地热水是大气降水与冰雪融水，下渗经地幔热源与断裂摩擦热加热后折返至地表形成的。通过热储温度可以估算地热水的循环深度。考虑同一地区地热增温呈线性关系，以根据地热增温梯度计算深部地下热水的循环深度<sup>[4]</sup>。

$$H = (T_H - T_0) / K + H_0 \quad (14)$$

$T_H$  为热储温度，单位  $^{\circ}\text{C}$ ； $K$  为地热增温梯度，取  $5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ <sup>[20]</sup>； $T_0$  为平均气温，取新龙县年平均气温  $7.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ； $H_0$  为恒温带厚度，取用我国南方平均厚度  $30\text{ m}$ 。计算得出通宵地区地热水的深部热储循环深度范围为  $3\,596\sim 5\,508\text{ m}$ ，冷水混合后热储循环深度范围为  $1\,270\sim 1\,758\text{ m}$ 。

## 4.4 成因模式概念模型

通过基础地质、水-岩作用、氢-氧同位素、热源温度和循环深度等特征对通宵地区地热成因进行分析，研究区地热水的补给来源为通宵地区西侧海拔约  $4\,627\sim 4\,848.83\text{ m}$  的山区，主要为大气降水与冰雪融水，地下水补给路径较长，顺花岗岩裂隙下渗，地下水在深部  $3\,596\sim 5\,508\text{ m}$  汇集经地温梯度增温和断层机械摩擦生热增温至  $185.7\sim 281.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，形成地热水，在顺着断层裂隙与岩体同围岩的界线向上运移，在地下深部  $1\,270\sim 1\,758\text{ m}$  处与地表水混合，混合比例约  $77.81\%\sim 92.53\%$ ，形成浅部热储，温度为  $69.4\sim 93.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，期间发生的主要水-岩作用为硅酸盐矿物的溶解， $\text{SO}_4^{2-}$  含量增加，同时发生碳酸盐矿物溶解，较多的  $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  溶解进热水中。热水在势差和热动力的驱动下向西部地势较低的地方流动，在通宵地区附近顺裂隙向上运移，与浅部冷水混合，发生阳离子交换作用， $\text{Na}^+$  含量增加，最后沿着浅部破碎通道上升，在通宵地区（即河谷两侧）揭露形成  $59\sim 77\text{ }^{\circ}\text{C}$  的  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  型温泉（图 8）。

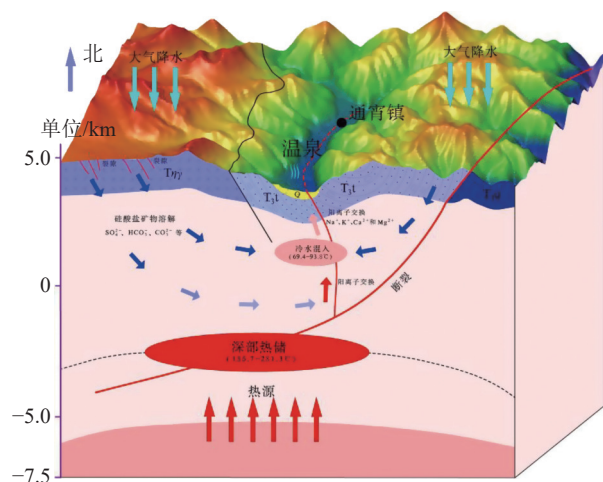


图8 通宵地区地热水成因模式

Fig.8 Genesis model of geothermal water in overnight areas

## 5 结 论

(1) 通宵地区地热水的水化学类型为  $\text{HCO}_3^-$ -Na 型, 水-岩作用相对单一, 为碳酸盐矿物与硅酸盐矿物的溶解和阳离子交换作用;

(2) 通宵地区地热水为大气降水和冰雪融水补给, 补给高程为 4 627 ~ 4 848.83 m, 补给区温度约为 -9.52 ~ -10.52 °C, 推测通宵地区地热水补给来源主要为通宵地区西侧的高山。深部热储温度约 185.7 ~ 281.3 °C, 冷水混合比例约 77.81% ~ 92.53%, 循环深度为 3 596 ~ 5 508 m, 浅部冷水混合后热储温度约 69.4 ~ 93.8 °C, 循环深度为 1 270 ~ 1 758 m。

(3) 通宵地区成因模式主要为通宵地区西侧高山大气降水和冰雪融水通过地表裂隙下渗, 经花岗岩裂隙向地下深处循环, 区域内的岩体裂隙、砂岩溶蚀孔洞与千枚岩、板岩为主的隔水层形成给地下水循环通道, 在深部 3 596 ~ 5 508 m 汇集经地热增温、断层机械摩擦生热增温后, 沿着断层裂隙与岩体同围岩界线等通道上升, 其间在深度 1 270 ~ 1 758 m 同地表水混合, 最终在浅地表形成地热水。

## 参考文献:

- [1] Wang G L, Zhang W, Ma F, et al. Overview on hydrothermal and hot dry rock researches in China[J]. *China Geology*, 2018, 1(2):273-285.
- [2] Wang C G, Zheng M P. Hydrochemical characteristics and evolution of hot fluids in the gudui geothermal field in Comei County, Himalayas[J]. *Geothermics*, 2019, 81:243-258.

[3] 陈海雯, 宋荣彩, 张超, 等. 基于因子分析法的干热岩地热资源热储评价[J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 2023, 50(3):333-350.

CHEN H W, SONG R C, ZHANG C, et al. Evaluation of thermal storage of geothermal resources in dry hot rocks based on factor analysis method[J]. *Journal of Chengdu University of Technology (Natural Science Edition)*, 2023, 50(3):333-350.

[4] 章旭, 张文, 吕国森, 等. 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*, 2023, 43(2):388-403.

ZHANG X, ZHANG W, LYU G S, et al. Research on the genesis mechanism of the ancient hot springs in Aba Prefecture, western Sichuan: Evidence from hydrogeochemical and geophysical exploration[J]. *Sedimentary and Tethyan Geology*, 2023, 43(2):388-403.

[5] 周鹏, 孙明露, 张云辉, 等. 藏南隆子县模麓温泉群水文地球化学特征及成因机制研究[J]. *沉积与特提斯地质*, 2023, 43(2):322-339.

ZHOU P, SUN M L, ZHANG Y H, et al. Hydrogeochemical characteristics and genetic mechanisms of the Molu hot spring group in Longzi County, southern Tibet[J]. *Sedimentary and Tethyan Geology*, 2023, 43(2):322-339.

[6] 申华梁, 杨耀, 周志华, 等. 川西理塘毛垭温泉群的成因及深部地热过程[J]. *地震地质*, 2023, 45(3):689-709.

SHEN H L, YANG Y, ZHOU Z H, et al. Genesis and deep geothermal processes of the Maoya Hot Spring Group in Litang, Western Sichuan[J]. *Seismogeology*, 2023, 45(3):689-709.

[7] Chandrajith R, Barth J A C, Subasinghe N D, et al. Geochemical and isotope characterization of geothermal spring waters in Sri Lanka: Evidence for steeper than expected geothermal gradients[J]. *Journal of Hydrology*, 2013, 476:360-369.

[8] 王国建, 宁丽荣, 李广之, 等. 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*, 2021, 67(1):117-128.

WANG G J, NING L R, LI G Z, et al. Differential analysis of surface geochemical anomaly patterns between sedimentary basin type and uplift mountain type geothermal systems[J]. *Geological Review*, 2021, 67(1):117-128.

[9] 宋春林, 孙向阳, 王根绪. 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*, 2015, 24(11):1860-1869.

SONG C L, SUN X Y, WANG G X. Stable isotope characteristics and water vapor sources of precipitation in the subalpine area of Gongga Mountain[J]. *Resources and Environment of the Yangtze River Basin*, 2015, 24(11):1860-1869.

[10] Zhang J, Li W Y, Tang X C, et al. Geothermal data

analysis at the high-temperature hydrothermal area in Western Sichuan[J]. *Scientia Sinica(Terrae)*, 2016, 47(8):899-915.

[11] Qi J H, Xu M, An C J, et al. Characterizations of geothermal springs along the Moxi deep fault in the western Sichuan plateau, China[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2017, 263:12-22.

[12] 赵永久, 松潘—甘孜东部中生代中酸性侵入体的地球化学特征、岩石成因及构造意义[D]. 广州: 中国科学院研究生院(广州地球化学研究所), 2007.

ZHAO Y J. Geochemical characteristics, petrogenesis and tectonic significance of Mesozoic intermediate acid intrusion in eastern Songpan Garze [D]. Guangzhou: Graduate School of Chinese Academy of Sciences (Guangzhou Institute of Geochemistry), 2007.

[13] 袁兴成, 张云辉, 王鹰, 等. 鲜水河断裂带地热水化学特征及结垢趋势分析[J]. *沉积与特提斯地质*, 2023, 43(2):357-372.

YUAN X C, ZHANG Y H, WANG Y, et al. Analysis of geothermal chemical characteristics and scaling trends in the Xianshui River Fault Zone[J]. *Sedimentary and Tethyan Geology*, 2023, 43(2):357-372.

[14] 龙汭, 周训, 李婷, 等. 北京延庆县松山温泉的特征与成因[J]. *现代地质*, 2014, 28(5): 1053-1060.

LONG M, ZHOU X, LI T, et al. Characteristics and genesis of

Songshan hot springs in Yanqing County, Beijing [J]. *Modern Geology*, 2014, 28 (5): 1053-1060

[15] Craig H. Isotopic variations in meteoric waters[J]. *Science*, 196, 133(346): 1702-71703.

[16] Kong Y L, Wang K, Li J, et al. Stable isotopes of precipitation in China: A consideration of moisture sources[J]. *Water*: 2019. 11(6).

[17] Yapp J, Crayton. A model for the relationships between precipitation D/H ratios and precipitation intensity[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 1982, 87(C12):9614-9620.

[18] Fournier R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. *Geothermics*, 1977, 5(1-4):41-750.

[19] Giggenbach W F. Geothermal solute equilibria-derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988, 52(12):2749-72765.

[20] 曹入文, 周训, 陈柄桦, 等. 四川巴塘县茶洛地区温泉及间歇喷泉水化学特征和成因分析[J]. *地学前缘*, 2021, 28(4):361-372.

CAO R W, ZHOU X, CHEN B H, et al. Analysis of the hydrochemical characteristics and genesis of hot springs and intermittent fountains in the Chaluo area of Batang County, Sichuan Province[J]. *Frontiers of Geoscience*, 2021, 28(4):361-372.

## Genesis of Geothermal Water in the Overnight Area of the Central Ganzi-Litang County Fault: A Geochemistry Approach

LIU Xiang, JIA Zhiquan, LUO Zhihong

(The 3rd Geological Brigade of Sichuan, Chengdu 611700, Sichuan, China)

**Abstract:** Based on the hydrochemical data of 2 groups of geothermal water and 3 groups of geothermal water around the area overnight, the genetic mechanism of geothermal water was studied by using hydrochemical, isotopic and geothermal temperature scale methods. The results show that the main source of geothermal water is mantle heat and fault friction heat, and the main source of geothermal water is precipitation and snowmelt water at the elevation of 4 627~4 848.83 m on the west side, the main hydrochemical type is  $\text{HCO}_3\text{-Na}$ , and the main hydrochemical process is the dissolution and cation exchange of silicate minerals, which is consistent with the chemical property of the surrounding hot water. The geothermal water is located on the west side of the Ganzi-litang County Fault. The lithology of the geothermal water is mainly Triassic monzogranite and the sandstone and sandstone slate of the Tumugou Formation, it migrates downward and eastward and meets with the heat source from the mantle at about 3 596~5 508 m underground, forming a deep heat reservoir of 185.7~281.3 °C, a shallow heat reservoir with a temperature of 69.4~93.8 °C is formed by mixing cold water from the surface of the Earth with a temperature of about 1 270~1 758 m, and the mixing ratio is about 77.81%~92.53% . The research results can provide strong support for the development and utilization of geothermal resources in the overnight area.

**Keywords:** Geothermal resources; Geothermal water in overnight areas; Water-rock interaction; Hydrogen-oxygen isotope; Geothermal temperature scale; Genetic model