



移动阅读

陶兰初, 朱星强, 马一奇, 等, 2023. 滇东老厂地区地热水成因: 来自水化学和碳氢氧硫同位素的约束[J]. 沉积与特提斯地质, 43(2): 295-310. doi: 10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.02007

TAO L C, ZHU X Q, MA Y Q, et al., 2023. Genesis of geothermal water in the Laochang area, eastern Yunnan Province: Constraints from hydrochemistry and C-H-O-S isotopes[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 43(2): 295-310. doi: 10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.02007

## 滇东老厂地区地热水成因: 来自水化学和碳氢氧硫同位素的约束

陶兰初<sup>1</sup>, 朱星强<sup>1</sup>, 马一奇<sup>1</sup>, 张七道<sup>1,2</sup>, 庞龙<sup>1</sup>, 涂春霖<sup>1,3</sup>, 和成忠<sup>1\*</sup>

(1. 中国地质调查局昆明自然资源综合调查中心, 自然资源部自然生态系统碳汇工程技术创新中心, 云南 昆明 650100; 2. 中国地质大学(武汉)资源学院, 湖北 武汉 430074; 3. 中国地质大学(北京)水资源与环境学院, 北京 100083)

**摘要:** 滇东弥勒-师宗断裂带地热资源丰富, 但是由于研究程度较低, 成因机制不明, 制约了区内地热资源的可持续开发利用。本文以弥勒-师宗断裂带北段老厂地区天然温泉水和地热钻孔水为研究对象, 综合应用野外调查、水文地球化学和环境同位素方法, 对区内地热水的地球化学特征和成因机制进行了研究。结果显示, 区内地热水 pH 值介于 7.30~8.12 之间, TDS 在 224~382 mg/L 之间, 属于弱碱性淡水。地热水水化学类型为 HCO<sub>3</sub>·SO<sub>4</sub>-Ca 型和 HCO<sub>3</sub>·SO<sub>4</sub>-Ca·Na 型, 且含有较高含量的 Fe、As、Sb 等微量组分, 不宜饮用。地热水中 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 的 δ<sup>13</sup>C 值为 -3.31‰~-7.79‰, 计算得出参与水岩作用的 CO<sub>2</sub> 的 δ<sup>13</sup>C 值为 -9.50‰~-15.68‰, 具有明显的沉积有机质来源特征。离子比值分析及硫同位素特征表明碳酸盐岩矿物和石膏的溶解是区内地热水主要离子来源的控制因素, 此外赋存于浅部断裂带内的硫化物矿体氧化以及阳离子交换作用对地热水水化学组分产生了一定的影响。氢氧同位素特征及<sup>14</sup>C 测年结果表明区内地热水的补给来源为晚更新世时期温度较低的大气降水, 补给高程为 1984.9~2283.9 m, 补给区位于研究区周边的山区。硅焓方程计算的冷水混合比例为 71.9%~82.4%, 综合硅焓方程计算的热储温度和校正后的石英地热温标计算的热储温度, 认为区内地热水的储温为 87.5~135.7℃, 地热水循环深度为 1538.0~2502.0 m。研究结果有助于提升滇东弥勒-师宗低温水带地热水成因研究水平, 为区内地热资源的合理开发及保护提供理论支撑。

**关键词:** 老厂地区; 弥勒-师宗断裂带; 地热水; 水化学; 碳氢氧硫同位素

中图分类号: P314

文献标识码: A

### Genesis of geothermal water in the Laochang area, eastern Yunnan Province: Constraints from hydrochemistry and C-H-O-S isotopes

TAO Lanchu<sup>1</sup>, ZHU Xingqiang<sup>1</sup>, MA Yiqi<sup>1</sup>, ZHANG Qidao<sup>1,2</sup>, PANG Long<sup>1</sup>,  
TU Chunlin<sup>1,3</sup>, HE Chengzhong<sup>1\*</sup>

(1. Kunming Comprehensive Natural Resources Survey Center, China Geological Survey, Technology Innovation Center for Natural Ecosystem Carbon Sink, Ministry of Natural Resources, Kunming 650111, China; 2. School of Earth Resources, China

收稿日期: 2022-05-15; 改回日期: 2022-09-08; 责任编辑: 曹华文

作者简介: 陶兰初(1989—), 男, 工程师, 主要从事水文地质与工程地质调查和研究。E-mail: 690286149@qq.com

通讯作者: 和成忠(1988—), 男, 高级工程师, 主要从事水文地质与工程地质调查和研究。E-mail: 443220880@qq.com

资助项目: 中国地质调查局项目(编号: DD20208075 和 ZD20220318)

University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 3. School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

**Abstract:** The Mile-Shizong Fault Zone in Eastern Yunnan is rich in geothermal resources. However, due to the less research and unclear genetic mechanism, the sustainable development and utilization of geothermal resources in the region has been restricted. Taking the hot spring water and geothermal well water in Laochang area in the north section of the Mile-Shizong Fault Zone as the research object, this paper comprehensively applies the integration of field investigation, hydrogeochemistry and environmental isotope to study the characteristics and genetic mechanism of geothermal water in the study area. The pH values of the geothermal water are between 7.30~8.12 and TDS values are between 224~382 mg/L, which belongs to weakly alkaline fresh water. The hydrochemical types of geothermal water are  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$  type and  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Na}$  type. The geothermal water contains high contents of trace components such as Fe, As and Sb, and thus are not suitable for drinking. The  $\delta^{13}\text{C}$  value of  $\text{HCO}_3^-$  is between -3.31‰ and -7.79‰, and the calculated  $\delta^{13}\text{C}$  value of  $\text{CO}_2$  involved in water-rock reaction is between -9.50‰ and -15.68‰, which is mainly from sedimentary organic matter. Ion ratio analysis and sulfur isotope characteristics show that the dissolution of carbonate minerals and gypsum is the main factor controlling ion concentrations of geothermal water. In addition, the oxidation and cation exchange of sulfide ore bodies in the fault zone have a certain impact on the composition of geothermal water. Hydrogen and oxygen isotope characteristic and  $^{14}\text{C}$  dating results show that the recharge origin of the geothermal water is the atmospheric precipitation with low temperature in the late Pleistocene, and the supply elevation is between 1 984.9 m and 2 283.9 m. The recharge area is located in the mountainous area with the elevation of 1 984.9~2 283.9 m around the study area. The mixing ratio of cold water calculated by silicon enthalpy equation is between 71.9% and 82.4%. The heat reservoir temperature calculated by silicon enthalpy equation and corrected quartz geothermal temperature scale is between 87.5°C and 135.7°C. The circulation depth of geothermal water is between 1 538.0 m and 2 502.0 m. The research results are helpful to improve the research level of geothermal water genesis in the Mile-Shizong low-temperature hot water zone in Eastern Yunnan, and provide theoretical support for the rational development and protection of geothermal resources in the area.

**Key words:** Laochang area; Mile-Shizong Fault Zone; Geothermal water; Hydrochemistry; C-H-O-S isotope

## 0 引言

“双碳”目标下,地热资源作为非碳基能源、清洁能源和可再生能源,迎来了难得的发展机遇。云南省位于印度板块和欧亚板块的碰撞带内,构造活动强烈,大地热流值高,区内温泉露头数量众多,是我国地热最丰富的省份之一,具有广阔的地热资源开发利用前景。

地热资源合理开发利用的基础在于充分认识地热水资源系统的成因机制及循环演化规律(汪集暘等, 2016)。地热水的水化学和同位素特征保留着地热系统形成和演化过程中的重要地球化学信息,因此水化学方法和同位素方法是分析地热系统形成机制的有效手段(Guo, 2012; Ármannsson, 2016; Lu et al., 2018; 汪新伟等, 2019),对地热资源的开发利用具有指导意义。目前国内外学者利用水化学和同位素方法在地热成因研究方面取得了一系列成果,例如 Sunan et al.(2019)通过对印度尼西亚 Cidanau 地热田出露温泉的水化学以及同位素特征

进行了分析,得出温泉补给来源为大气降水,估算出温泉热储温度为 220~240°C,且利用 Cl 的质量平衡计算了地热水的冷水混合比例,在此基础上建立了该区域地热成因概念模型。Baba et al.(2019)利用水文地球化学方法,并结合区域地质背景,对土耳其 Anatolia 东南部地热系统进行了研究,阐明了区内地热流体的形成过程,并划分了区内地热开发的潜力区。Saibi et al.(2021)通过采集阿联酋 Mubazzarah-Ain Faidha 和 Ain-Khatt 地热田的温泉及地热井水样品,进行水化学和同位素分析,总结了区内地热水的成因机制,为区内地热资源进一步合理开发利用提供了支撑。袁建飞等(2017)通过对川西南喜德地热田地热水和冷泉水的水化学及同位素分析,并结合区域地质与构造资料,阐明了其成因模式,并提出了区内地热水开发利用建议。张云辉等(2021)通过对鲜水河地热带道孚地区地热水的水化学和氢氧同位素特征进行分析,获得了地热水的热储温度、补给来源和补给高程等信息,为道孚地区地热水的开发与利用提供了支撑。近年来随着

分析测试技术的不断发展,水化学方法和同位素方法在地热水成因研究中应用越来越广泛。

云南地热资源大致以红河-金沙江断裂为界分为滇东和滇西2个热水区和10个热水亚区。滇东主要以中低温地热为主,受断裂控制明显,水温一般比滇西高温地热带要低,但是流量大,地下热水资源十分丰富。区内的弥勒-师宗断裂带在新构造时期由于受到来自北西西—南东东向持续的挤压应力作用(邓起东等,1979;谢富仁等,1993),构造运动强烈,大地热流值高,形成了滇东重要的弥勒-师宗低温热水带(姚六三等,1983),目前对于滇东地热的研究主要集中于小江断裂带(赵珂等,2005;杨雷等,2011;王云等,2014;王云等,2018)以及滇东南(陶时雨等,2015;罗成等,2018;王云,2021)等区域,而对于区内弥勒-师宗断裂带的地热研究相对薄弱,且已有的研究主要是关于区内温泉旅游开发(刘云,2011)、地热资源分布特征(方丽萍等,1997;程先锋,2008)、地球物理特征(王砚耕等,1995)、地热地质特征(姚六三等,1983;汪缉安等,1990)、断裂活动(谢韬等,2010;王伶俐等,2016;胡智丹,2017)等方面,而对于区内地热水成因机制的研究还鲜有报道。且随着弥勒-师宗地区城镇化的快速发展,区内地热水的开发利用程度日益提高。由于目前的开发速度远远超过了勘查和研究的速度,使得区内地热资源开发的盲目性和风险性加大(程先锋,2008;刘云,2011)。基于此,本文以弥勒-师宗断裂带北段老厂地区为研究区,通过分析区内地热水的水化学和同位素特征,并结合区域地质背景,对区内地热水水岩作用特征、补给来源、热储温度、循环深度、热水年龄及成因模式等方面进行了探讨,以期提升滇东地区弥勒-师宗低温热水带地热水的成因认识,为区内地热资源的合理开发及保护提供理论支撑。

## 1 研究区概况

研究区位于滇东岩溶高原区,属构造侵蚀山地地貌,地形总体北高南低,海拔1410~2410 m,相对高差1000 m,地形切割强烈。区内主要的河流为老厂河、各布厂小河、丕德河以及岔河,受区域地质构造的控制,区内山岭谷地及河流基本沿构造线延伸,呈NE向展布。研究区气候属高原山区气候,多年平均气温11.78℃,干湿季节分明,雨季为6~9月下旬,旱季为9月下旬至次年6月,年平均

降雨量为1889 mm,是滇东地区降水量最大的区域之一。

研究区所处的大地构造位置为上扬子古陆块之滇东碳酸盐台地与南盘江—右江前陆盆地之泸西被动陆缘的交汇部位,位于弥勒-师宗断裂带北段(图1a),总体为一向SW倾伏的不对称复式背斜(图1b)。区内构造活动强烈,北东向的压扭断裂密集,其主干断裂(弥勒-师宗大断裂)纵贯轴部,断裂破碎带宽达40~200 m,硅化、方解石化强烈,局部地段发育萤石、辉锑矿(化)点。研究表明,区内弥勒-师宗大断裂不仅是后期热液成矿的主要通道及赋存部位,同时也是沟通深部热源和地热水运移的主要通道(倪守昌等,1986;李世林,1993)。

研究区出露地层主要有二叠系下统茅口组、二叠系上统龙潭组、三叠系下统飞仙关组和永宁镇组。茅口组岩性为灰白色厚层—块状灰岩、白云质灰岩,出露于背斜核部,岩溶发育,是区内主要的含水层和热储层。龙潭组主要为一套含煤碎屑岩系,分布于背斜两翼,不整合于茅口组之上,富水性较弱,为相对隔水层,是茅口组碳酸盐岩热储层的良好盖层,起到了很好的隔水保温作用。飞仙关组岩性主要为一套紫红色中厚层状岩屑石英砂岩、粉砂岩与泥岩的岩性组合,与龙潭组整合接触,富水性一般。永宁镇组岩性主要为泥晶灰岩、蠕虫状灰岩、生物碎屑颗粒灰岩夹少量的碎屑岩,与飞仙关组整合接触,富水性好。区内地表未见岩浆岩出露,且据矿产普查、石油勘探等钻孔资料,研究区深部也均未见有岩浆岩(倪守昌等,1984)。

研究区出露的温泉及钻孔热水点均严格受北东向断裂控制,其中温泉出露于研究区北东侧的大河沟附近,分布于河谷两侧。三个钻孔热水点分别位于研究区南西侧的阿文村、丕德村和大旧克附近。区内温泉及钻孔热水点出露特征见表1所示。

## 2 样品采集与测试

2021年5月对区内温泉及三个钻孔热水进行了采样,此外,还采集了一组茅口组的岩溶地下冷水样品(DL01)。本次样品的采样位置如图1所示。取样前对取样瓶先用蒸馏水润洗,再用拟采集水样清洗3次,用于阳离子( $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Na}^{+}$ 和 $\text{K}^{+}$ )分析的水样,取样容器选用容量为500 ml的聚乙烯瓶,加入硝酸酸化至 $\text{pH}<2$ ;用于阴离子( $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Cl}^-$ 和 $\text{NO}_3^-$ )分析的样品,取样容器选用容量为500

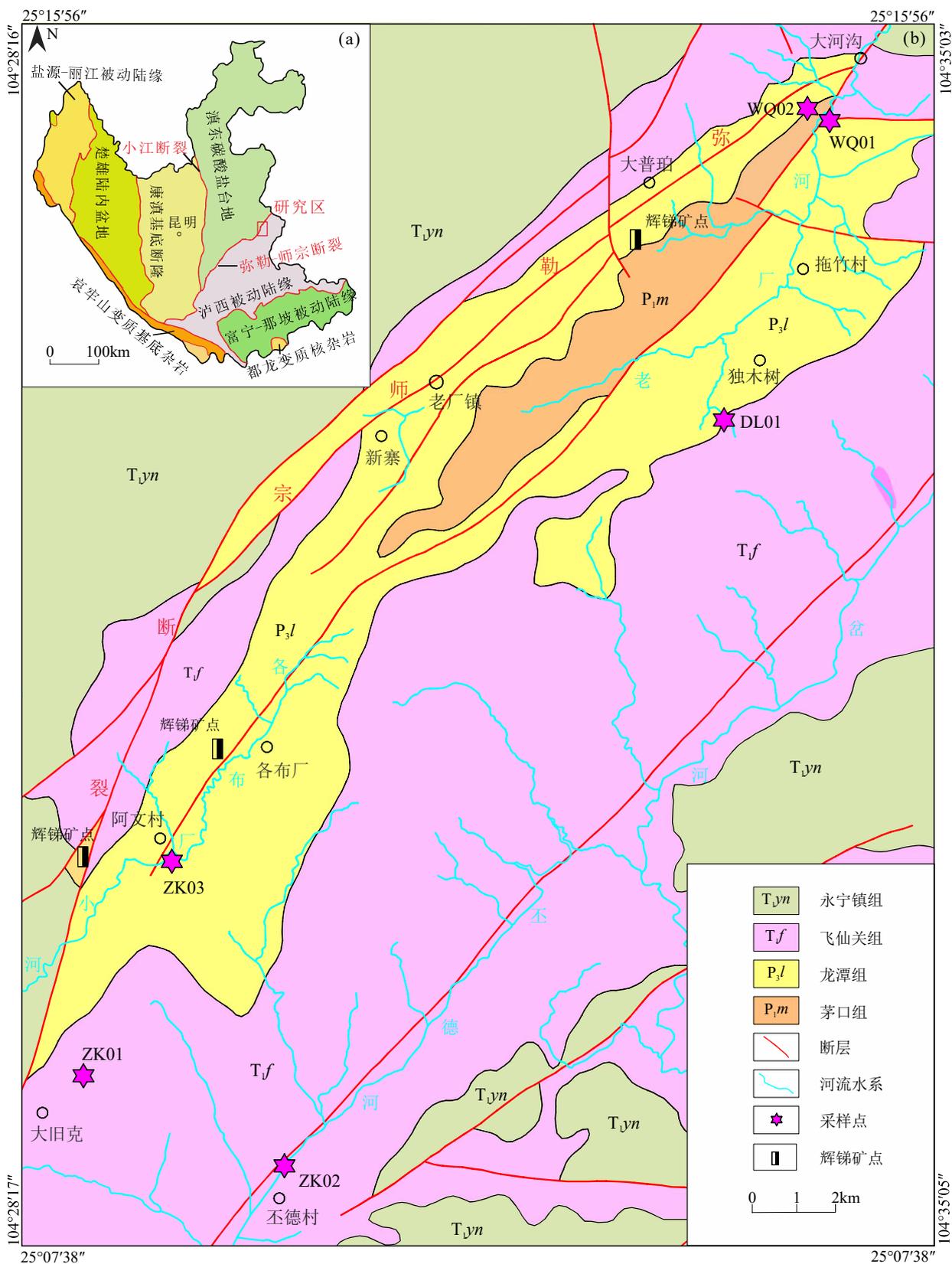


图 1 研究区大地构造图 (a) 及地质简图 (b)

Fig. 1 Regional geotectonic map(a) and regional geological map(b)

表1 研究区地热点出露概况  
Table 1 General situation of geothermal waters in the study area

名称	编号	地貌形态	出露高程 (m)	温度 (°C)	构造部位	温泉出露的地层及钻孔揭露的地层
大河沟温泉	WQ01	出露于老厂河河谷右侧	1840.9	25.0	背斜扬起端的断裂带附近	二叠系茅口组 (P <sub>1</sub> m) 灰岩、白云质灰岩
	WQ02	出露于老厂河河谷左侧	1840.9	28.1	背斜扬起端的断裂带附近	二叠系茅口组 (P <sub>1</sub> m) 灰岩、白云质灰岩
大旧克钻孔	ZK01	人工钻孔揭露于大旧克斜坡地带, 孔深500 m。	1747.0	47.0	背斜倾伏端的断裂带附近	二叠系茅口组 (P <sub>1</sub> m) 灰岩、白云质灰岩
丕德村钻孔	ZK02	人工钻孔揭露于丕德河阶地, 孔深600 m。	1448.0	43.5	背斜倾伏端的断裂带附近	二叠系茅口组 (P <sub>1</sub> m) 灰岩、白云质灰岩
阿文村钻孔	ZK03	人工钻孔揭露于各布厂小河阶地, 孔深200 m。	1841.0	32.5	背斜倾伏端的断裂带附近	二叠系茅口组 (P <sub>1</sub> m) 灰岩、白云质灰岩

ml 的聚乙烯瓶, 不添加试剂; 用于硫化物分析的水样, 选用 500 ml 棕色玻璃瓶加入 10 ml 乙酸锌溶液 (1.0 mol/L) 和 1 ml NaOH (1.0 mol/L) 使水体呈碱性并生成硫化锌沉淀。现场用便携式多参数水质测定仪 (DZB-718 型) 现场测定 pH、水温 ( $T$ ) 和溶解性总固体 (TDS) 等参数, 其它指标在水样采集后 2 周内进行测试。

水质全分析测试由湖北省地质试验测试中心完成, 阴离子化学组分使用分光光度计测试, 阳离子成分采用 ICP-AES 光谱仪测试, 所有测试水样阴阳离子电荷平衡误差均在 5% 以内。水样的  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta\text{D}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{34}\text{S}$  和  $^3\text{H}$  由北京锆年领航科技有限公司完成,  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  采用美国 Picarro 公司波长扫描光腔衰荡光谱仪 (Picarro-L2140i) 测定, 氢氧同位素均以 V-SMOW 为标准, 测试精度分别为  $\pm 1.0\%$  和  $\pm 0.2\%$ 。 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{34}\text{S}$  采用稳定气体同位素质谱仪 (253plus) 测定, 碳同位素以 V-PDB 为标准, 硫同位素以 V-CDT 为标准, 测试精度分别为  $\pm 0.2\%$  和  $\pm 0.2\%$ 。 $^3\text{H}$  采用超低本底液体闪烁谱仪 Quantulus 1220 测定, 检出限为 1.0TU。 $^{14}\text{C}$  由中国地质科学院水文地质环境地质研究所完成, 采用超低本底液体闪烁谱仪 (PE 1220 QUANTULUS) 测定, 结果采用扩展不确定度, 置信概率约为 95%。

### 3 结果与分析

#### 3.1 水化学特征

各水样测试分析结果如表 2 所示。温泉是地热水在地表的显示, 因此本文将区内沿断裂带出露的两个温泉水样品作为地热水一并讨论。研究区地热水温度为 25.0~47.0°C, 属于中低温地热水。

地热水 pH 值介于 7.30~8.12 之间, TDS 在 224~382 mg/L 之间, 属于弱碱性淡水。

由水样 Piper 三线图 (Piper, 1944) 可知 (图 2), 区内地热水中阳离子均以  $\text{Ca}^{2+}$  占主导地位, 其次含有一定量的  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{K}^+$  离子, 其中 WQ02 和 ZK02 样品中  $\text{Na}^+$  含量较高, 达到 22.51~26.00 mg/L, 显著高于其它样品。地热水中阴离子均以  $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  为主, 其次含有少量的  $\text{Cl}^-$  离子。地热水化学类型主要为  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$  型, 个别样品为  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Na}$  型。区内地下冷水温度为 15.6°C, TDS 为 148 mg/L, 显著低于地热水样品。阳离子以  $\text{Ca}^{2+}$  为主, 阴离子以  $\text{HCO}_3^-$  为主, 此外还含有一定量的  $\text{SO}_4^{2-}$ , 但是其  $\text{SO}_4^{2-}$  含量要显著低于地热水, 水化学类型为  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  型, 与地热水呈现一定的差异。

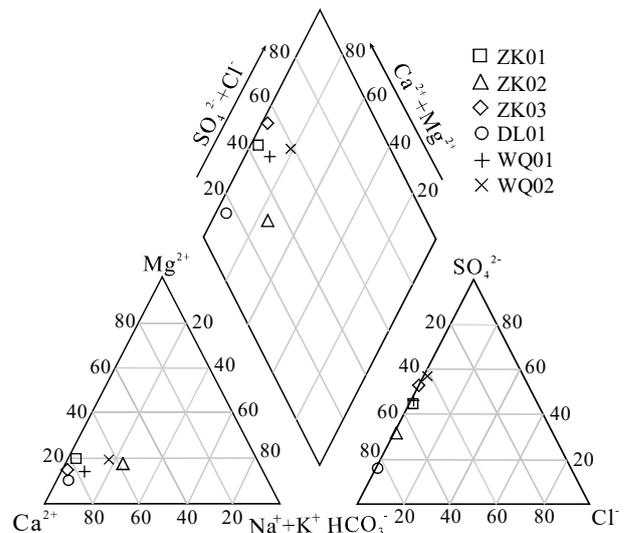


图2 研究区地热水的 Piper 三线图

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

区内地热水中微量组分主要有  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ 、F、Sr、Fe、As 和 Sb 以及硫化物,其中两个较深地热井中的地热水  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  含量(35.93~36.38 mg/L)和 F 含量(2.12~3.03 mg/L)均达到了医疗价值浓度,表明区内深部地热水具有一定的理疗保健功效。此外,区内地热水中的 Fe、As、Sb 和硫化物等微量组分含量普遍较高,大部分组分含量超过了生活饮用水标准,不宜饮用。与地热水相比,区内地下冷水中除了  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  和 Sr 等组分显著低于地热水以外,其余组分(F、Fe、As 和 Sb)含量与地热水的相当,其中 As 含量远远超过了地热水。据区内矿产勘查的资料,区内的萤石、辉锑矿矿床受断裂控制十分明显,矿体主要赋存于浅部的茅口组与龙潭组不整合接触带及其附近的断裂裂隙中,主要的矿物为石英、萤石、辉锑矿、黄铁矿、高岭石以及雄黄、雌黄等富砷矿物(陈伟等,2017)。因此推断区内地下冷水中 F、Fe、As 和 Sb 等元素含量与地热水相当,甚至超过地热水的原因很可能与区内的萤石、辉锑矿矿体主要赋存于浅部有关,导致浅部地下冷水尽管温度低,但是由于与矿体水岩作用时间较长,从而使得这些微量组分含量也较高,甚至超过地热水。

### 3.2 控制因素分析

Gibbs 图(Gibbs, 1970)可用于定性分析水体中水化学成分影响因素,揭示水体的离子起源。从图 3 可以看出,研究区地下水样点主要落在岩石风化作用为主导类型的区域内,表明地下水的主要离子来源为岩石的风化溶解,说明岩石的风化溶解控制了区内地下水的水化学特征。

离子比值分析可用于分析水化学成分的形成过程及离子来源(马燕华等,2016;李学先,2018)。区内地热水的含水层岩性主要为碳酸盐岩,假设地下水中  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{HCO}_3^-$  主要来源于碳酸盐岩矿物的溶解,则地下水中  $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$  和  $\text{HCO}_3^-$  毫克当量浓度比值应为 1:1,但是从图 4(a)可知,区内地热水样品均位于 1:1 关系线上方,表明  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  离子还有其它来源。若考虑  $\text{SO}_4^{2-}$  离子时,则地热水中的  $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$  和  $(\text{HCO}_3^-+\text{SO}_4^{2-})$  的毫克当量浓度趋于平衡,如图 4(b)所示,表明  $\text{SO}_4^{2-}$  对于平衡  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  离子起到了重要的作用。根据区域地质背景分析可知,区内地下水中  $\text{SO}_4^{2-}$  来源主要有两种可能:一是碳酸盐岩地层中石膏的溶解(式 2),二是区内赋存于断裂带内的低温热液矿体中辉锑矿、黄铁矿等硫化物的氧化(式(3 和 4))。且通过式(5)和式(6 和 7)可知,石膏的溶解和硫化物矿物的氧化均可以使得地下水中  $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$  和  $(\text{HCO}_3^-+\text{SO}_4^{2-})$  的毫克当量浓度比为 1:1,因此通过图 4(b)还无法判断地热水的  $\text{SO}_4^{2-}$  来源于上述哪一种或者两者均有。前已述及,区内地热水和地下冷水中均含有一定量 Fe、Sb、As 等微量组分,说明区内热液矿体中硫化物氧化对地下水中的  $\text{SO}_4^{2-}$  存在一定的贡献,是否还有石膏溶解的过程将在后面硫同位素一节中进一步分析。

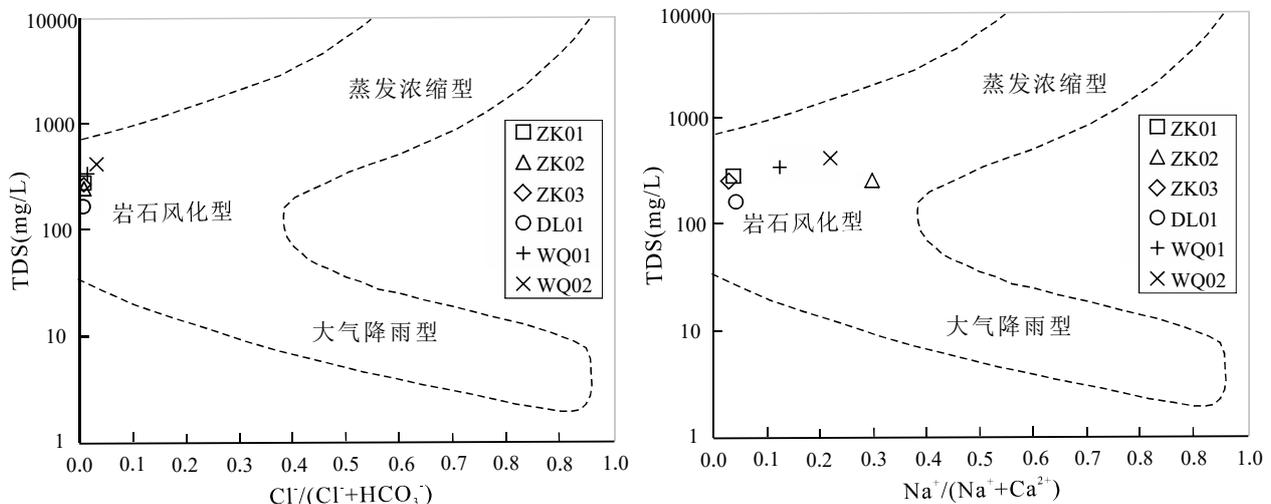
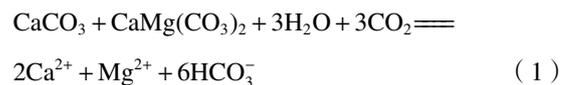
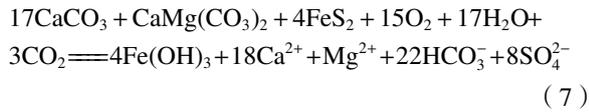
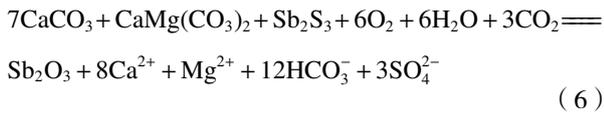
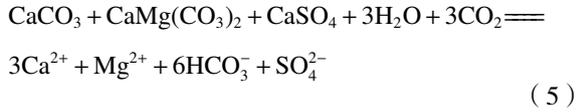
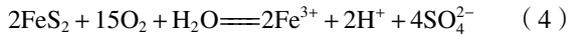
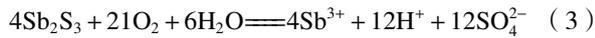


图 3 研究区地热水的 Gibbs 关系图

Fig. 3 Gibbs plot of the geothermal water in the study area



此外, 通过图 4(b) 还发现 ZK02 和 WQ02 两个

样品偏离  $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  和  $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$  的毫克当量浓度 1 : 1 关系线稍远, 表明还存在其它的水化学过程。注意到这两个样品中  $\text{Na}^+$  含量较高, 很可能地下水径流过程中还与围岩发生了阳离子交换作用, 地下水中较丰富的  $\text{Ca}^{2+}$  置换了围岩中的  $\text{Na}^+$ , 从而使得地下水中  $\text{Na}^+$  含量增加。为证明上述判断, 采用了  $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-})$  与  $(\text{Na}^+ - \text{Cl}^-)$  的比值关系图进行验证, 从图 5(a) 可以看出, 区内地热水样品均落在了斜率为 -1 的关系线附近, 表明区内地热水的水化学特征除了受水岩作用的控制以外, 阳离子交换作用也是其重要的控制因素。为进一步分析阳离子交换作用的强度, 绘制了氯碱指数图 (Schoeller, 1967), 如图 5(b) 所示, CAI 1 为横

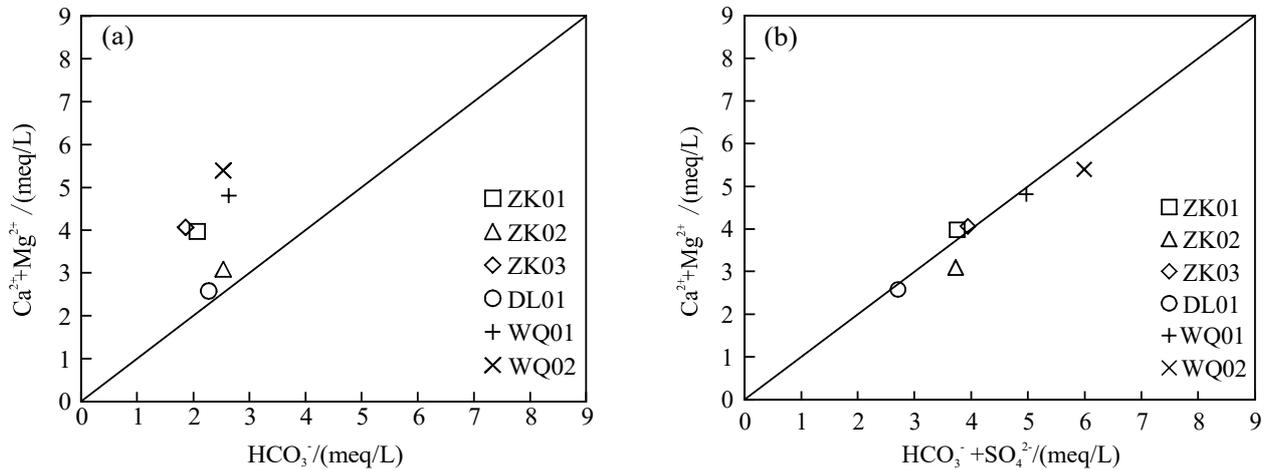


图 4 研究区地热水中主要阴、阳离子相关关系图

Fig. 4 Correlation of major anion and cations from the geothermal water in the study area

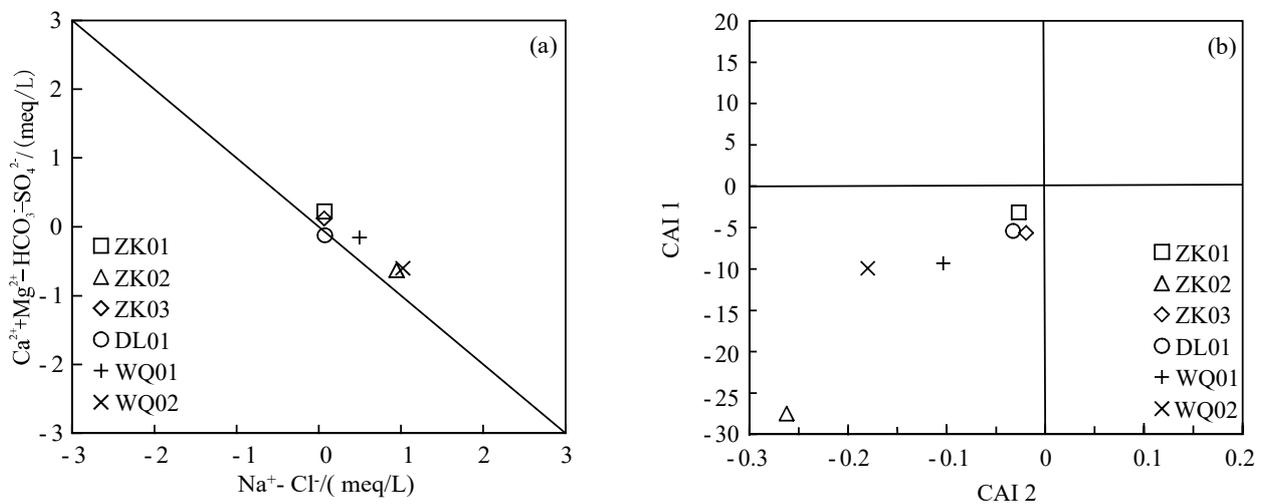


图 5 阳离子交换的离子组合比值图

Fig. 5 Ion combination ratio diagram of ion exchange

轴,  $CAI 2$  为纵轴, 两者的计算公式为:

$$CAI1 = \frac{c(Cl^-) - c(Na^+ + K^+)}{c(Cl^-)} \quad (8)$$

$$CAI2 = \frac{c(Cl^-) - c(Na^+ + K^+)}{c(SO_4^{2-}) + c(HCO_3^-)} \quad (9)$$

式(8)和(9)中各离子均为当量浓度, 若  $CAI 1$  和  $CAI 2$  均为负数, 表明地热水中  $Ca^{2+}$  和  $Mg^{2+}$  被矿体中的  $Na^+$  和  $K^+$  交换, 且绝对值越大, 离子交换的强度越高。从 5(b) 可以看出区内地热水  $CAI 1$  和  $CAI 2$  均为负数, 存在阳离子交换作用。且 ZK02 和两个温泉水样品 WQ01、WQ02 的  $CAI 1$  和  $CAI 2$  绝对值相对较大, 说明了这三个地热水样品离子交换作用较强, 这一结果很好的解释了这三个样品具有较高  $Na^+$  的现象。

### 3.3 同位素特征及分析

#### 3.3.1 氢氧稳定同位素

氢氧同位素常用于判别地下水的补给来源, 还可根据它们的高程效应和温度效应估算地下水的补给高程和补给区的温度(Yurtsever, 1975; 周训等, 2017)。由图 6 可知, 区内地热水和地下冷水的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  均落在区域大气降水线附近, 说明区内地热水和地下冷水的补给来源均为大气降水。

根据  $\delta D$  的高程效应, 采用以下两种方法估算地热水的补给高程。

方法 1:  $\delta D$  含量与当地海拔高度关系的高程关系公式(周训等, 2017):

$$H = h + (\delta G - \delta p) / k \quad (10)$$

式(10)中  $H$  为补给区高程(m)。  $h$  为取样点高程(m), 本文以区内温泉出露点高程为准, 取 1 840.9 m。  $\delta G$  为样品的  $\delta D$  值(‰)。  $\delta p$  为取样点附近大气降水  $\delta D$  值(‰), 本文以昆明地区的大气降水  $\delta D$  值为准, 取 -75.2‰(李晓露, 2017)。  $k$  为大气降水  $\delta D$  的高程梯度( $^{\circ}C/100 m$ ), 本文  $\delta D$  的高程梯度

取 -2.36‰/100 m(张明亮, 2019)。

方法 2: 我国滇东黔西地区  $\delta D$  值的高度梯度公式(张明亮, 2019):

$$\delta D = -0.0236H - 31.08 \quad (11)$$

式(11)中  $\delta D$  为样品的  $\delta D$  值(‰)。  $H$  为补给区高程(m)。

由式(10)和(11)计算结果可知(表 2), 两种方法计算的结果比较相近, 本文采用两种方法的平均值作为地热水的补给高程, 为 1 984.9~2 283.9 m。 研究区属于典型的岩溶槽谷区, 周边山区高程在 1 900~2 400 m 之间, 因此周边山区高程为 1 984.9~2 283.9 m 的区域构成了区内地热水广泛的补给区, 且补给区处于弥勒—师宗断裂带内, 断裂裂隙十分发育, 这些断裂裂隙为大气降水的下渗进入热储层提供了良好的通道。

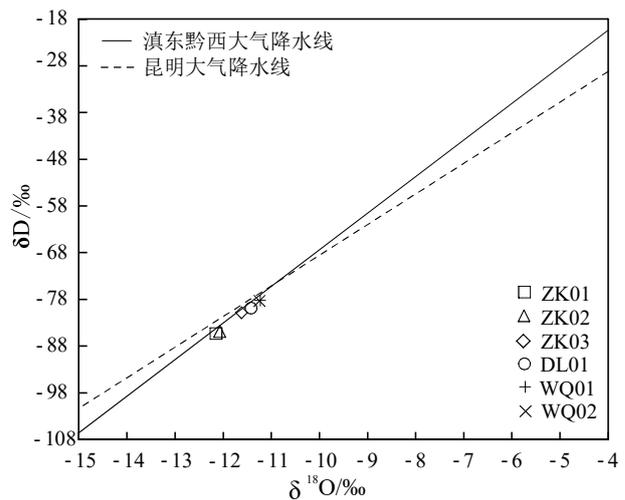


图 6 研究区地下水氢氧同位素组成(滇东黔西大气降水线方程:  $\delta D = 7.848\delta^{18}O + 11.00$  (张明亮, 2019); 昆明大气降水线:  $\delta D = 6.56\delta^{18}O - 2.96$  (朱秀勤等, 2013))

Fig. 6 Oxygen and hydrogen isotopic composition of the geothermal water in the study area

表 2 研究区水化学组成

Table 2 Chemical composition of water in the study area

样号	pH	TDS	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	mg/L							
									Cl <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	Sr	F	Fe	As	Sb	硫化物
WQ01	7.30	306	12.68	0.66	81.92	8.55	160.78	112.00	1.95	12.86	0.23	0.55	0.21	0.007	0.002	0.005
WQ02	7.58	382	26.00	2.19	82.81	14.96	154.48	166.00	3.85	15.80	0.52	0.66	3.30	0.013	0.002	0.005
ZK01	7.84	246	2.39	1.13	63.43	9.62	126.10	80.80	0.77	35.93	1.19	2.12	0.25	0.062	0.021	0.068
ZK02	8.12	224	22.51	1.26	47.57	8.55	154.48	57.10	0.58	36.38	0.91	3.03	0.61	0.082	0.011	0.136
ZK03	7.91	234	1.79	0.48	68.71	7.48	113.49	99.90	0.52	20.55	0.46	1.15	0.18	0.032	0.039	0.051
DL01	7.56	148	2.09	0.54	46.38	3.13	138.65	20.73	0.58	9.32	0.11	0.44	0.13	0.239	0.014	0.005

补给区温度可由大气降水的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值的温度效应进行估算。基于此效应, 国内外学者建立了大气降水  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  与空气温度之间的线性关系:

$$\delta^{18}O = 0.521T - 14.96 \quad (12)$$

$$\delta^2H = 3T - 92 \quad (13)$$

式(12)为 Yurtsever(1975)建立的北半球大气降水的  $\delta^{18}O$  与平均温度的关系式,  $T$  为月平均温度。式(13)为周训等(2017)建立的中国大气降水与平均温度的关系式,  $T$  为月平均温度。通过式(12)和(13)计算的补给区温度见表 3, 两种方法计算的结果比较接近, 取二者的平均温度作为区内地热水的补给区温度, 为  $3.8 \sim 5.9^\circ C$ , 这一结果比现今多年平均温度( $11.78^\circ C$ )要低。

### 3.3.2 碳稳定同位素

研究区地热水 pH 值为  $7.84 \sim 8.12$ , 在此 pH 范围内, 水中的 DIC 主要以  $HCO_3^-$  的形式存在(肖琼等, 2013), 因此区内地热水中的  $\delta^{13}C_{DIC}$  主要表现为  $\delta^{13}C_{HCO_3^-}$ , 其值为  $-3.31 \sim -7.79\text{‰}$ 。利用同位素平衡和热力学可计算水中  $HCO_3^-$  相平衡的  $CO_2$  的  $\delta^{13}C$  值(Deines et al., 1974), 其公式如下:

$$\delta^{13}C_{HCO_3^-} - \delta^{13}C_{CO_2} = 4.54 + 1.099 \times 10^2 / T^2 \quad (14)$$

式(14)中  $T$  为地热水的绝对温度( $^\circ C$ )。通过计算, 区内地热水中参与水岩反应的  $CO_2$  的  $\delta^{13}C$  值为  $-9.50\text{‰} \sim -15.68\text{‰}$ 。前人研究表明, 不同来源的  $CO_2$  表现出不同的碳同位素组成特征, 深部幔源  $CO_2$  的  $\delta^{13}C$  值变化范围一般为  $-4.7\text{‰} \sim -8.0\text{‰}$ (Moore et al., 1977), 海相碳酸盐岩的  $\delta^{13}C$  为  $-4\text{‰} \sim +4\text{‰}$ (Veizer and Hoefs, 1976), 沉积有机质的  $\delta^{13}C$  为  $-30\text{‰} \sim -10\text{‰}$ (Hoefs, 2009), 区内地热水样品介于上述三种来源的  $\delta^{13}C_{CO_2}$  值之间。滇东地区主要断裂带逸出气的 He—C 同位素特征表明, 滇东地区断裂带壳幔连通性较低, 深部气体主要来源于地壳范围内, 并无幔源特征(赵珂等, 2005; 王云等,

2018; 王云, 2021), 因此, 区内地热水中  $CO_2$  来源主要为碳酸盐岩和沉积有机质, 且沉积有机质成因占了很大比重, 具有明显的沉积有机质成因特征。值得指出的是, 滇东其它构造区(比如小江断裂带、滇东南楔形构造区)中地热流体  $CO_2$  来源也具有明显的沉积有机质特征, 而与滇西地区差异明显, 其很可能与滇东地区广泛分布的新近系和二叠系含煤地层有关(赵珂等, 2005)。

### 3.3.3 硫稳定同位素

前文分析可知, 离子比值分析的方法无法准确判断地热水中的  $SO_4^{2-}$  来源, 因此本次研究对区内地下水中的  $SO_4^{2-}$  的  $\delta^{34}S_{SO_4^{2-}}$  进行了测试, 结果如表 3 所示。区内地热水的储层为二叠系茅口组碳酸盐岩地层, 若地热水中  $SO_4^{2-}$  主要来自于碳酸盐岩地层中石膏溶解, 其  $\delta^{34}S_{SO_4^{2-}}$  值应介于  $10\text{‰} \sim 28\text{‰}$  之间(Krouse et al., 1991)。若主要来自于区内赋存于断裂带内的低温热液矿体中辉锑矿、黄铁矿等硫化物的氧化, 其  $\delta^{34}S$  值应介于  $-4.30\text{‰} \sim -1.32\text{‰}$  之间(倪守昌等, 1986)。从图 7 可以看出, 区内地下冷水样品  $\delta^{34}S_{SO_4^{2-}}$  值为  $-3.00\text{‰}$ , 落在硫化物区间内, 表明其  $SO_4^{2-}$  主要来源于硫化物的氧化, 这一结果也很好的解释了区内地下冷水中含有较高含量的 Fe、As、Sb 等微量组分的来源。深部钻孔 ZK01(500 m)和 ZK02(600 m)的  $\delta^{34}S_{SO_4^{2-}}$  值分别为  $16.55\text{‰}$  和  $17.44\text{‰}$ , 表明其  $SO_4^{2-}$  主要来源于石膏的溶解。浅部钻孔 ZK03(200 m)和温泉 WQ02 的  $\delta^{34}S_{SO_4^{2-}}$  值分别为  $0.19\text{‰}$  和  $0.50\text{‰}$ , 显著低于深部钻孔地热水的  $\delta^{34}S_{SO_4^{2-}}$  值, 这主要是由于地热水沿断裂向上运移的过程中, 与赋存于断裂带内的硫化物矿体发生了较强的水岩作用, 大量硫化物氧化成  $SO_4^{2-}$  后进入到热水中, 导致其  $SO_4^{2-}$  含量增高而  $\delta^{34}S$  值变低。而浅部地下冷水由于径流循环路径不同, 石膏的溶解有限, 其  $SO_4^{2-}$  来源主要为赋存于

表 3 研究区地热水稳定同位素及相应的计算结果

Table 3 isotopic compositions of the geothermal water in the study area and its corresponding calculation results

样号	$\delta^{13}C/\text{‰}$	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	$\delta^{34}S/\text{‰}$	补给高程/m			补给区温度/ $^\circ C$			计算的 $\delta^{13}C_{CO_2}/\text{‰}$
					式1	式2	平均值	式1	式2	平均值	
WQ01	-7.79	-78.26	-11.23	/	1970.6	1999.2	1984.9	5.4	2.2	3.8	-15.68
WQ02	-6.39	-78.39	-11.25	0.19	1976.1	2004.7	1990.4	5.6	2.3	3.9	-13.72
ZK01	-3.31	-85.32	-12.15	16.55	2269.6	2298.2	2283.9	6.4	3.7	5.1	-9.50
ZK02	-4.31	-85.15	-12.07	17.44	2262.7	2291.3	2277.0	6.8	4.0	5.4	-10.74
ZK03	-6.67	-80.86	-11.62	0.50	2080.8	2109.4	2095.1	7.2	4.6	5.9	-13.91
DL01	-7.06	-79.88	-11.42	-3.00	2039.2	2067.8	2053.5	7.1	4.5	5.8	-15.72

浅部断裂带内的硫化物矿物氧化,从而表现出低SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>含量、低δ<sup>34</sup>S值的特点。

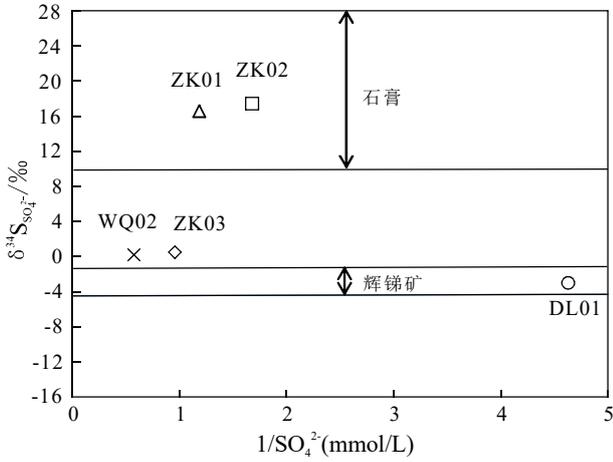


图7 研究区地热水中SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>的δ<sup>34</sup>S与1/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>的变化关系  
Fig.7 Variation of sulfur isotopic composition with the reciprocal of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> concentration

## 4 讨论

### 4.1 冷热水混合比例

本文采用硅焓方程估算法计算冷水混合比例。硅焓方程法是基于石英溶解度曲线及热水焓值曲线计算冷水混合比例与热储温度(Fournier,1977),其公式如下:

$$X_1 = \frac{H_s - H_T}{H_C - H_T} \quad (15)$$

$$X_2 = \frac{SiO_{2S} - SiO_{2T}}{SiO_{2C} - SiO_{2T}} \quad (16)$$

式中: H<sub>c</sub> 为地下冷水的焓,取 15.6×4.186 8 J/g; H<sub>T</sub> 为深部热水的初焓(J/g); H<sub>s</sub> 为热水的终焓(J/g); SiO<sub>2c</sub> 为地下冷水的 SiO<sub>2</sub> 含量,取 7.17 mg/L; SiO<sub>2T</sub> 为深部热水的 SiO<sub>2</sub> 含量(mg/L); SiO<sub>2s</sub> 为热水的 SiO<sub>2</sub> 含量(mg/L); X 为地下冷水的混合比例。将热水温度、焓及 SiO<sub>2</sub> 含量间的关系数据依次代入式(15)和式(16)中,可得到二者随温度变化的曲线(图 8),

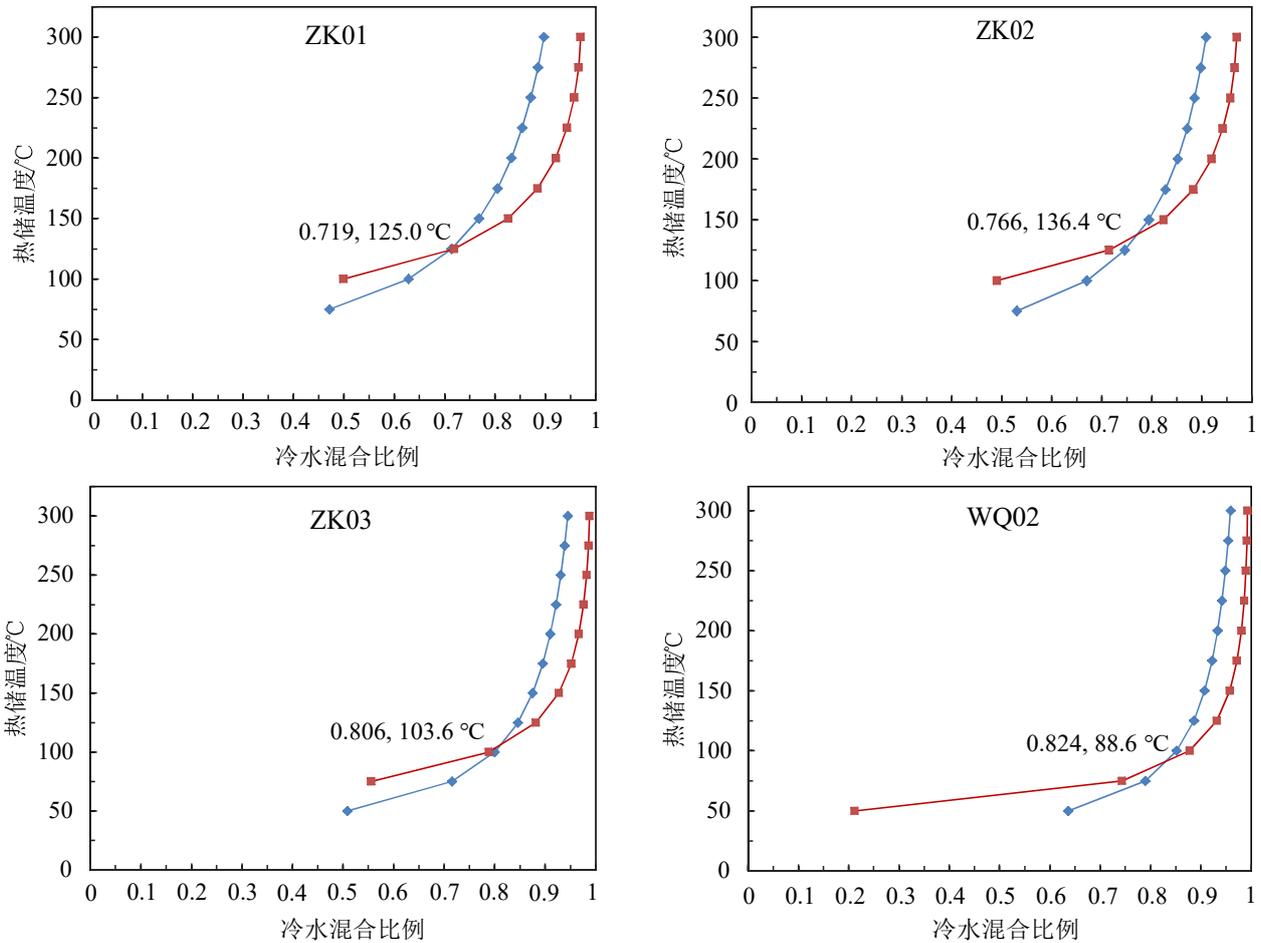


图8 研究区地热水的硅焓方程混合曲线模型

Fig.8 Silica-enthalpy mixing curve model of the geothermal water in the study area

两条曲线相交的点所对应的值即为冷水混合比例和热储温度, 计算结果见表5。

#### 4.2 热储温度

一般计算热储温度的方法主要有阳离子地热温度计和  $\text{SiO}_2$  地热温度计。但是在计算热储温度之前, 首先需要进行水岩平衡状态分析, 以选取适用的地热温标。

矿物饱和指数(SI)是判别水体中各矿物平衡状态的重要指标。本文利用 PHREEQC 水化学模拟软件对热水中矿物饱和状态进行模拟。根据区内地质背景, 主要模拟硬石膏、文石、方解石、白云石、萤石、岩盐、石膏、天青石、石英和玉髓等矿物和  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  等的饱和指数, 结果见表4。

由模拟结果可知: (1)区内地热水和地下冷水中硬石膏、萤石、岩盐、石膏、天青石、玉髓、无定型  $\text{SiO}_2$  等矿物均处于未饱和状态, 表明这些矿物还有继续溶解的潜力; (2)区内地热水中文石、方解石、白云石处于过饱和状态, 表明地热水在上升过程中温度降低, 溶解度减小, 这些矿物组分有沉淀的趋势, 但是 WQ01 样品中这些矿物  $\text{SI} < 0$  (与地下冷水 DL01 一致), 其很可能是受到了较高比例的冷水混合所致; (3)区内地热水和地下冷水中  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  均处于过饱和状态, 进一步证实了3.2节中所述的黄铁矿氧化过程(式(7))的存在。(4)区内地热水中石英均处于过饱和状态, 因而  $\text{SiO}_2$  地热温标适合计算研究区地热水的热储温度。

为进一步判别阳离子温标计算热储温度的适用性, 我们采用了 Na-K-Mg 三角图解进行判别 (Giggenbach, 1988)。从图9可知, 区内地热水均位于未成熟区, 属于未成熟水, 表明地热水与矿物还未达到水-岩平衡状态, 阳离子温标不适合用来计算区内地热水的热储温度。因此本文采用  $\text{SiO}_2$  地热温标来计算区内地热水的热储温度。由于区内地热水温度均未达到当地沸点, 无蒸汽损失, 故采

用  $\text{SiO}_2$  地热温标中的石英温标-无蒸汽损失公式 (Fournier, 1977) 计算热储温度, 其公式为:

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{1309}{5.19 - \lg \text{SiO}_2} - 273.15 \quad (17)$$

通过式(17)计算得出研究区地热水热储温度为  $38.9 \sim 76.6^{\circ}\text{C}$ 。由于研究区地热水冷水混合比例较大, 会大大降低了热水中  $\text{SiO}_2$  的含量, 因此用  $\text{SiO}_2$  地热温标计算的温泉热储温度要比考虑混合作用后的硅焓方程法计算的热储温度偏低很多 (表5)。为了准确获得区内地热水的热储温度, 本文基于前述冷水混入比例对未混合前的热水地球化学组分含量进行反算, 然后再采用  $\text{SiO}_2$  温标方法热储温度进行估算, 校正后的  $\text{SiO}_2$  温标方法计算的热储温度为  $88.6 \sim 136.4^{\circ}\text{C}$ , 与硅焓方程法计算的热储温度 ( $87.5 \sim 135.7^{\circ}\text{C}$ ) 近一致, 证实了其准确性, 本文取两种方法的平均值作为区内地热系统的热储温度, 为  $87.5 \sim 135.7^{\circ}\text{C}$ 。值得指出的是, 北东侧温泉计算的热储温度要显著低于南西侧三个钻孔热水计算的热储温度, 其很可能是由于北东侧温泉处于背斜构造的扬起端, 地层保温效果没有南西侧倾伏端的保温效果好, 因此造成了区内地热系统中北东侧热储温度与南西侧的差异。

#### 4.3 循环深度

区内地热水的温度主要是在深循环过程中由地热增温获得的, 因此可采用下式计算其循环深度:

$$H = H_0 + (T_R - T_0) / \text{grad}T \quad (18)$$

式(18)中:  $H$  为循环深度(m);  $H_0$  为恒温带深度(m), 本文取值 130 m (党广兴, 2018);  $T_R$  为热储温度( $^{\circ}\text{C}$ );  $T_0$  为恒温带温度( $^{\circ}\text{C}$ ), 本文取  $17.1^{\circ}\text{C}$  (蒋秀明等, 2020);  $\text{grad}T$  为地温梯度( $^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$ ), 本文取  $5.0^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$  (蒋秀明等, 2020)。经计算区内地热水的循环深度为  $1538.0 \sim 2502.0 \text{ m}$ 。

#### 4.4 地热水的年龄

本文此次主要对两个深部地热水样品(ZK01、

表4 研究区地热水主要矿物饱和指数

Table 4 Main mineral saturation index of the geothermal water in the study area

样号	硬石膏	文石	方解石	白云石	萤石	岩盐	石膏	天青石	石英	玉髓	无定型 $\text{SiO}_2$	$\text{Fe}(\text{OH})_3$
WQ01	-1.71	-0.22	-0.08	-0.81	-1.47	-9.18	-1.49	-2.33	0.21	-0.23	-1.07	2.12
WQ02	-1.57	0.05	0.20	0.02	-1.39	-8.59	-1.36	-1.84	0.24	-1.01	-1.01	3.16
ZK01	-1.79	0.42	0.54	0.76	-0.62	-10.35	-1.70	-1.66	0.33	-0.80	-0.80	0.99
ZK02	-2.07	0.61	0.74	1.23	-0.39	-9.49	-1.95	-1.91	0.38	-0.78	-0.78	1.53
ZK03	-1.77	0.28	0.42	0.29	-0.97	-10.62	-1.58	-2.03	0.29	-0.12	-0.93	1.66
DL01	-2.57	-0.33	-0.18	-1.31	-1.69	-10.45	-2.32	-3.25	0.20	-0.26	-1.13	2.49

ZK02)进行了 $^3\text{H}$ 和 $^{14}\text{C}$ 同位素分析,结果显示地热水中 $^3\text{H}$ 含量均低于1.0TU,说明区内地热水属于1952年以前的“古水”(停滞水),更新循环能力差(顾晓敏,2018)。测得的 $^{14}\text{C}$ 含量分别4.50 pmc和4.03 pmc,其表观年龄分别为25.64 ka和26.55 ka。由于区内地热水热储层为二叠系碳酸盐岩地层,其 $^{14}\text{C}$ 浓度一般接近于0,在水岩作用的影响下,会对地热水中 $^{14}\text{C}$ 浓度产生稀释作用,从而产生一定的误差(袁利娟等,2021),因此需要进行必要校正。本次研究主要采用基于 $^{13}\text{C}$ 质量平衡的同位素混合模型(Pearson,1965)进行校正,其公式如下:

$$t = 8267 \ln \frac{qA_0}{A_t} \quad (19)$$

式(19)中, $t$ 为地热水校正年龄, $A_0$ 为母核初始放射性浓度,取100 pmc(Clark and Fritz,1997); $A_t$ 为样品 $^{14}\text{C}$ 的放射性浓度(pmc)。 $q$ 为稀释因子,其公式为:

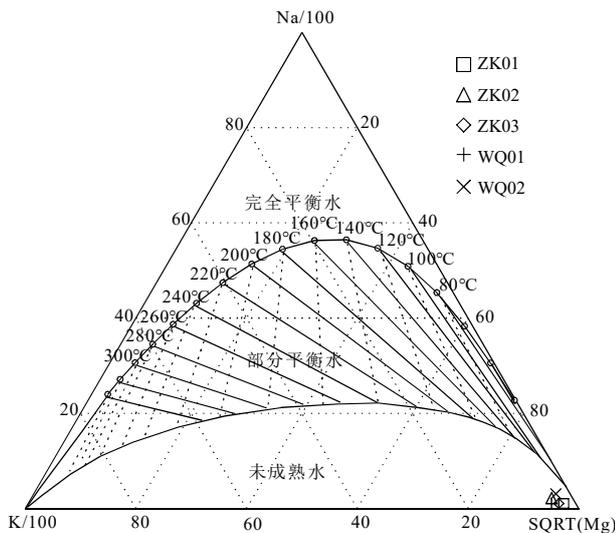


图9 研究区地热水Na-K-Mg平衡图解

Fig.9 Diagram of Na-K-Mg balance of the geothermal water in the study area

表5 研究区地热水热储温度估算结果

Table 5 Estimated temperature of the geothermal reservoir of the geothermal water in the study area

样号	SiO <sub>2</sub> 含量 /mg·L <sup>-1</sup>	SiO <sub>2</sub> 温标热储 温度(校正前)/°C	冷热水 混合比/%	SiO <sub>2</sub> 含量 (校正后)/mg·L <sup>-1</sup>	SiO <sub>2</sub> 温标热储温 度(校正后)/°C	硅焓方程 热储温度/°C	热储温度 平均值/°C
WQ02	12.16	45.7	82.4	35.5	86.5	88.6	87.5
ZK01	27.63	76.1	71.9	80.0	125.1	125.0	125.0
ZK02	27.98	76.6	76.6	96.1	135.0	136.4	135.7
ZK03	15.81	54.8	80.6	51.7	103.4	103.6	103.5

$$q = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{card}}}{\delta^{13}\text{C}_{\text{soil}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{card}}} \quad (20)$$

式(20)中, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 为地热水 $\delta^{13}\text{C}$ 测量值, $\delta^{13}\text{C}_{\text{soil}}$ 为土壤CO<sub>2</sub>的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,一般取-23‰(袁利娟等,2021), $\delta^{13}\text{C}_{\text{card}}$ 为热储层中被溶解的方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 值,本文取3.2‰(彭冰霞等,2006)。

通过式(19)、(20)计算获得区内地热水的校正年龄为14.13~16.22 ka(表6),属于晚更新世。研究表明晚更新世时期,西南地区平均气温较现今一般低3~7°C(秦勇等,1992;吴胜光等,1995),这一结果很好的解释了前文计算的补给区温度偏低的现象。

#### 4.5 成因分析

区内的弥勒—师宗断裂带位于我国第二巨型区域重力梯度带上,是一条极其重要的地壳结构带的分界线,属于活动性较强的断裂带(姚六三等,1983;云南省地质矿产局,1990;王砚耕等,1995)。区内地温场的研究表明,老厂地区地温异常严格受断裂控制(蒋秀明等,2020),断裂附近地温梯度一般>4°C/hm,因此断裂导热是形成本区地热异常的重要因素。

离子比值分析及硫同位素特征表明,碳酸盐岩矿物和石膏的溶解是区内地热水主要离子来源的控制因素,地热水上升过程中,浅部赋存于断裂带内的硫化物矿体氧化以及阳离子交换作用对地热水水化学组分产生了一定的影响。而地下冷水由于径流循环路径不同,其SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>主要来源于浅部硫化物矿体的氧化,由于区内硫化物矿体主要赋存于浅部断裂带内,因此造成了浅部地下冷水中Fe、As和Sb等微量组分含量较高,甚至超过了地热水。

氢氧同位素特征及 $^{14}\text{C}$ 年龄结果表明,区内地热水是由晚更新世时期大气降水补给。因此综合以上分析结果,可将区内地热水的形成机制概括为:在晚更新世时期温度较低的大气降水自周边

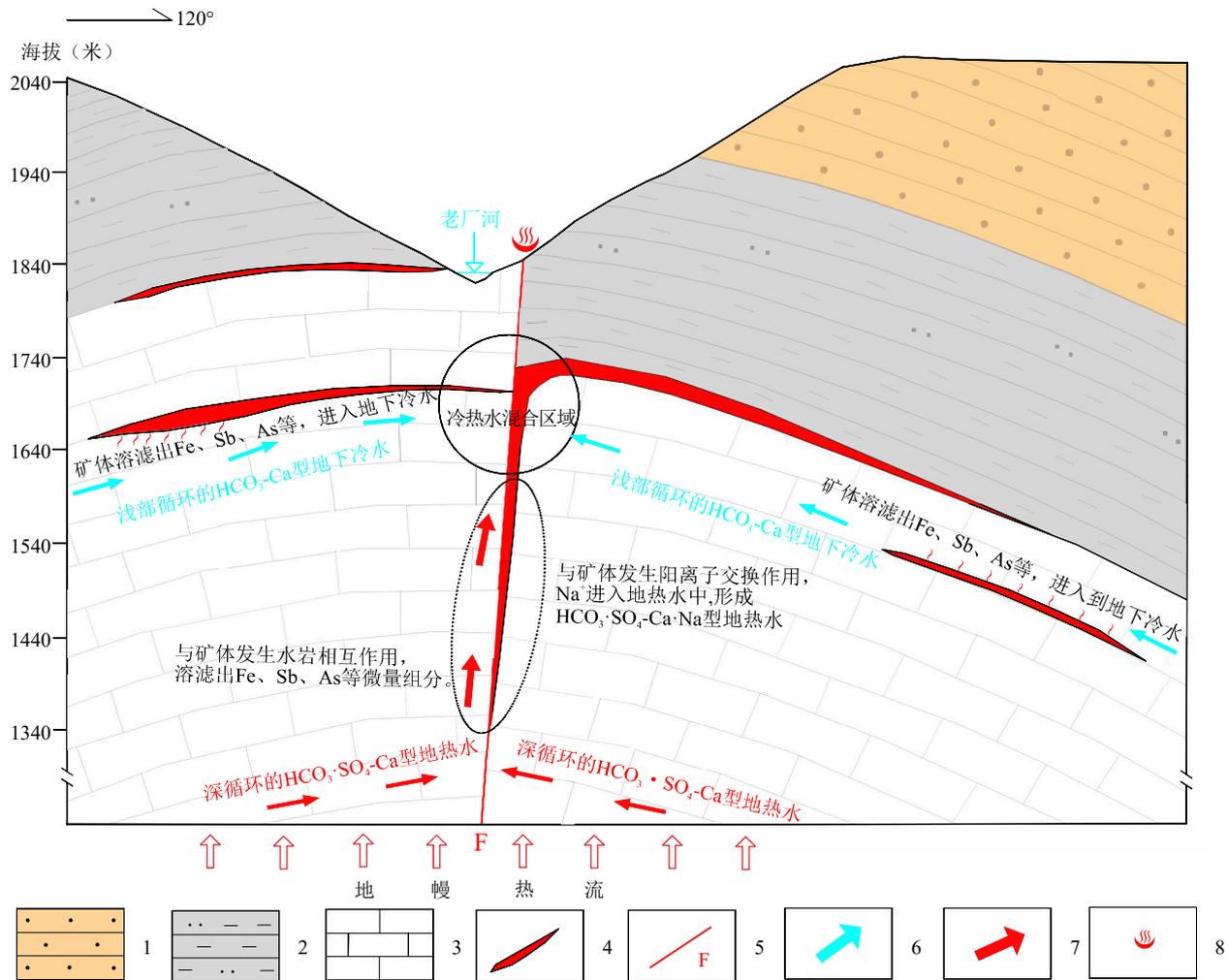
山区通过断裂或裂隙下渗进入热储层, 并进行深循环, 在此过程中不断获得自深大断裂传输上来的深部热流的加热, 并不断溶滤围岩中方解石和石膏等矿物, 形成水化学类型为  $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{-Ca}$  型

地热水, 循环深度为 1 538.0~2 502.0 m, 热储温度为  $87.5\sim 135.7^\circ\text{C}$ 。而后沿断裂上升, 上升过程中与地下冷水发生较大比例的混合, 混合比例达到 71.9%~82.4%, 并在有利部位出露形成温泉。此外, 地热水在上升过程中与赋存于断裂带内的硫化物矿体发生了水岩作用, 造成了其含有较高含量的 Fe、As、Sb 和硫化物等微量组分, 与此同时还发生了一定的阳离子交换作用, 使得围岩中的  $\text{Na}^+$  进入到地热水中, 局部阳离子交换作用较强形成了  $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{-Ca}\cdot\text{Na}$  型地热水, 成因模式如图 10 所示。

表 6 研究区地热水  $^3\text{H}$ 、 $^{14}\text{C}$  测试分析结果

Table 6 Analytical results of  $^3\text{H}$  and  $^{14}\text{C}$  for the geothermal water in the study area

样品	$^3\text{H}/\text{TU}$	$^{14}\text{C}$ 浓度/pmc	表观年龄/ka	Pearson 模型校正年龄/ka
ZK01	< 1.0	4.50	25.64	14.13
ZK02	< 1.0	4.03	26.55	16.22



1.三叠系下统飞仙关组砂岩; 2.二叠系上统龙潭组粉砂质泥岩; 3.二叠系下统茅口组灰岩; 4.断裂带内硫化物矿体; 5.弥勒-师宗大断裂; 6.冷水及运移方向; 7.地热流体及运移方向; 8.温泉点

1.Feixianguan Formation of Lower Triassic; 2.Longtan Formation of Upper Permian; 3.Maokou Formation of Lower Permian; 4.Sulfide ore body; 5.Mile-shizong Fault; 6.Underground cold water and its migration direction; 7.Geothermal fluid and migration direction; 8.Hot spring

图 10 研究区地热水成因模式图

Fig. 10 Genetic model of the geothermal water in the study area

## 5 结论

(1)滇东弥勒—师宗断裂带北段老厂地区地热水 pH 值介于 7.30~8.12 之间, TDS 在 224~382 mg/L 之间, 属于弱碱性淡水。地热水水化学类型为  $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{—Ca}$  型和  $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{—Ca}\cdot\text{Na}$  型。深部地热水  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  含量(35.93~36.38 mg/L)和 F 含量(2.12~3.03 mg/L)均达到了医疗价值浓度, 具有一定的理疗保健功效。此外地热水中含有较高含量的 Fe、As、Sb 等微量组分, 且大部分超过了生活饮用水标准, 不宜饮用。

(2)地热水中  $\text{HCO}_3^-$  的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-3.31\text{‰}$ ~ $-7.79\text{‰}$ , 计算得出参与水岩作用的  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-9.50\text{‰}$ ~ $-15.68\text{‰}$ , 具有明显的沉积有机质来源特征。离子比值分析及硫同位素特征表明碳酸盐岩矿物和石膏的溶解是区内地热水主要离子来源的控制因素, 此外赋存于浅部断裂带内的硫化物矿体氧化以及阳离子交换作用对地热水水化学组分产生了一定的影响。

(3)区内地热水来源为晚更新世时期温度较低的大气降水, 补给高程为 1 984.9~2 283.9 m, 补给区位于研究区周边高程为 1 984.9~2 283.9 m 的广泛山区。硅焓方程计算的冷水混合比例为 71.9%~82.4%, 综合硅焓方程计算的热储温度和校正后的石英地热温标计算的热储温度, 认为区内地热水的热储温度为 87.5~135.7℃, 由此计算的循环深度为 1 538.0~2 502.0 m。

**致谢:** 衷心感谢审稿专家及编辑部老师对本文提出的宝贵意见!

## References

- Ármansson H, 2016. The Fluid Geochemistry of Icelandic High Temperature Geothermal Areas[J]. *Applied Geochemistry*, 66: 14–64.
- Baba A, şaroğlu F, Akkuş I, et al., 2019. Geological and hydrogeochemical properties of geothermal systems in the southeastern region of Turkey[J]. *Geothermics*, 78: 255–271.
- Chen W, Deng S H, Xie F Y, 2017. The feature and metallogenesis condition analysis of Laochang fluorite deposit in Fuyuan, Yunnan[J]. *Yunnan Geology*, 36 (4): 394–397 (in Chinese with English abstract).
- Cheng X F, 2008. The Geological Genetic Models and Accumulation Rule of Thermal Water in East of Yunnan Province. Kunming: Kunming University of Science and Technology, Thesis of Master's degree.
- Clark I, Fritz P, 1997. Environmental Isotopes in Hydrology [M]. New York: Lewis Publishers.
- Dang G X, 2018. Productivity Influencing Factors of Multilayer CBM Well and Interlayer Inference Analysis in Laochang Mining Area of Eastern Yunnan Province[D]. Xuzhou: China University of Mining and Technology, Thesis of Master's degree.
- Deng Q D, Zhang Y M, Xu G L, et al., 1979. On the tectonic stress field in China and its relation to plate movement[J]. *Seismology and Geology*, 1 (1): 11–22. (in Chinese with English abstract).
- Denies P, Langmuir D, Harmon R S, 1974. Stable carbon isotopic ratios and the extence of a gas phase in the evolution of carbonate waters[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 1147–1164.
- Fang L P, Ding J B, 1997. Analysis on the genesis and development of geothermal resources in Yunnan[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 4 (17): 45–48 (in Chinese with English abstract).
- Fournier R O, 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. *Geothermics*, 5 (4): 41–50.
- Gibbs R J, 1970. Mechanisms controlling world water chemistry [J]. *Science*, 170: 1088–1090.
- Giggenbach W F, 1988. Geothermal solute equilibria: Derivation of Na-K-Mg-Ca Geoindicators[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52 (12): 2749–2765.
- Guo Q H, 2012. Hydrogeochemistry of High-Temperature Geothermal Systems in China: A Review. *Applied Geochemistry*, 27 (10): 1887–1898.
- Gu X M, 2018. Geochemical Characteristics and Evolution Mechanism of Thermal and Mineral Spring in Arxan, North Eastern China[D]. Beijing: China University of Geosciences, Thesis of Doctor's degree.
- Hoef, J, 2009. Stable Isotope Geochemistry (sixth edition). Springer-Verlag, doi: 10.1007/978-3-540-70708-0.
- Hu Z D, 2017. Active Tectonic and Its Influence on Geomorphology in Xingyi, Guizhou[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, Thesis of Master's degree.
- Jiang X M, Wu C F, Zhang E C, et al, 2020. Geotemperature-geopressure system and its distribution characteristics of Yuwang block in Laochang mining area[J]. *Journal of Henan Polytechnic University (Natural Science)*, 39 (2): 32–37 (in Chinese with English abstract).
- Krouse H R and Grinenko V A, 1991. Stable isotopes: Natural and Anthropogenic sulfur in the environment[M]. Chichester: John Wiley.
- Li S L, 1993. Characteristics of geothermal field in Laochang mining area, Yunnan[J]. *Yunnan Geology*, 12 (2): 183–186 (in Chinese with English abstract).
- Li X X, 2018. Study on Hydrogeochemical Characteristics and Evolution Rules of Karst Basin under the Effects of Acid Mine Waste Water[D]. Guiyang: Guizhou University, Thesis of Doctor's degree.
- Li X L, 2017. Hydrochemical Characteristics and Formation of the Niujie Hot Springs in Eryuan County of Yunnan[D]. Beijing: China University of Geosciences, Thesis of Master's degree.
- Liu Y, 2011. The Spatial Structure and Integrating Development of Tourism Hot Spring in the East Middle Section of Yunnan Province[D]. Kunming: Kunming University of Science and Technology, Thesis of Master's degree.
- Lu L, Pang Z, Kong Y, 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*, 1: 1–15.
- Luo C, He Q, 2018. Geothermal geological condition and geothermal reservoir features in Mengzi Basin Area, Yunnan[J]. *Coal Geology of China*, 30 (2): 64–67 (in Chinese with English abstract).
- Ma Y H, Su C L, Liu W J, et al., 2016. Identification of sulfate sources in the ground-water system of Zaozhuang: evidences from isotopic and hydrochemical characteristics[J]. *Environmental Science*, 37 (12): 4690–4697. (in Chinese with English abstract).
- Moore J G, Bachelder J N and Cunningham C G, 1977. CO<sub>2</sub>-filled vesicles in mid-ocean basalt[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2: 309–327.
- Ni S C, Li R P, 1986. On the sources of the ore-forming materials of Laochang fluorite deposit in Fuyuan County[J]. *Yunnan Geology*, 5 (4): 310–314 (in Chinese with English abstract).
- Ni S C, Sun L Y, 1984. Geological characteristics and genesis of the Laochang fluorite deposit, Yunnan[J]. *Geological Review*, 30 (5): 496–500 (in Chinese with English abstract).
- Pearson F J, 1965. Use of <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C ration to correct radiocarbon ages of material initially diluted by limestone [C]. In: *Proceeding of the 6<sup>th</sup> International Conference on Radiocarbon and Tritium Dating*, Pulman, Washington: 357.
- Peng B X, Wang Y J, Fan W M, et al., 2006. Carbon isotope composition changes of Maokouian-Wuchiapingian and the environmental effect of Emeishan large igneous province at Lekang section, Guizhou Province[J]. *Geochimica*, 35 (2): 126–132 (in Chinese with English abstract).
- Piper A M, 1944. A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water-Analyses [J]. *Trans. AGU*, 25 (6): 914–928.
- Qin Y, Fei A W, Jin K L, et al., 1992. Late Pleistocene sporopollen assemblages and evolution of palaeovegetation, palaeoclimate and palaeoenvironments in Tengchong Basin, Western Yunnan[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 12 (1): 109–118 (in Chinese with English abstract).
- Saibi H, Batir J F, Pocasangre C, 2021. Hydrochemistry and geothermometry of thermal waters from UAE and their energetic potential assessment[J]. *Geothermics*, <http://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102061>.
- Schoeller H, 1967. Qualitative evaluation of groundwater resource: Methods and groundwater investigation and development[J]. *Water Research*, 33: 44–52.
- Sunan S S A, Ryuichi I, Sachihito T, et al., 2019. Hydrogeochemical and isotope characterization of geothermal waters from the Cidanau geothermal field, West Java, Indonesia[J]. *Geothermics*, 78: 62–69.
- Tao S Y, Zhang S T, Zhang D Z, et al., 2015. Analysis of Geological characteristics and genesis of hot springs in Bozhushan Area in Southeast of Yunnan Province[J]. *Journal of Yunnan Normal University*, 35 (6): 65–69 (in Chinese with English abstract).
- Veizer, J., Hoefs, J., 1976. The nature of O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> and C<sup>13</sup>/C<sup>12</sup> secular trends in sedimentary carbonate rocks [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40 (11), 1387–1395.
- Wang J Y, 2016. *Geothermics and Its Application*[M]. Beijing: Science Press.
- Wang X W, Wang T H, Zhang X, et al., 2019. Genetic mechanism of Xiwenzhuang geothermal field in Taiyuan Basin[J]. *Earth Science*, 44 (3): 1042–1056. (in Chinese with English abstract).
- Wang J A, Xu Q, Zhang W R, 1990. Heat flow data and some geologic-geothermal problems in Yunnan Province[J]. *Seismology and Geology*, 12 (4): 367–377 (in Chinese with English abstract).
- Wang L L, Wang Q H, Zhang Y, et al., 2016. Analysis of current activity of main faults in Yunnan Region based on GPS[J]. *Journal of Institute of Disaster Prevention*, 18 (1): 1–8 (in Chinese with English abstract).
- Wang Y, Zhao C P, Li Q L, et al., 2018. Study on geochemical characteristics of geothermal fluid in the wedge-shaped tectonics, Southeast Yunnan[J]. *Journal of Seismological Research*, 41 (4): 534–543 (in Chinese with English abstract).
- Wang Y, Zhao C P, Liu F, et al., 2014. Research on relationship between geochemical characteristics of thermal springs and seismic activity in Xiaojiang Fault Zone and its adjacent area[J]. *Journal of Seismological Research*, 37 (2): 228–243 (in Chinese with English abstract).
- Wang Y, 2021. *A Research on Geochemical Characteristics of Geothermal Fluids in Southeast Yunnan Province, China*[J]. Beijing: Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Thesis of Doctor's degree.
- Wang Y G, Wang L T, Zhang M F, et al., 1995. Texture of the upper crust and pattern of the disseminated gold deposits distributed in Nanpanjiang Area[J]. *Guizhou Geology*, 12 (2): 91–183 (in Chinese with English abstract).
- Wu S G, Han H Y, Yu J B, 1995. Analysis of the Late Quaternary sediments and paleoenvironment in Bihenyang in Qinglong, Guizhou Province[J]. *Geographical Research*, 14 (2): 49–55 (in Chinese with English abstract).
- Xiao Q, Shen L C, Yang L, et al., 2013. Environmental significance of carbon and sulfur isotopes of the North hot spring in Chongqing[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 40 (4): 127–133 (in Chinese with English abstract).
- Xie F R, Zhu J Z, Liang H Q, et al., 1993. Basic characteristics of modern tectonic stress field in Southwest China[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 15 (4): 407–417 (in Chinese with English abstract).
- Xie T, Zhang Q Y, Liu W, et al., 2010. A study of faults in Luoping area based on remote sensing technique[J]. *Geology in China*, 37 (5): 1405–1409 (in Chinese with English abstract).
- Yang L, Xiao Q, Shen L C, et al., 2011. Hydrogeochemical features of hot spring under water-rock processes of different geologic conditions—A case in the Wentangxia hot spring of Chongqing and the hot spring at Xiaojiang fault zone of the East Yunnan[J]. *Carsologica Sinica*, 30 (2): 209–215 (in Chinese with English abstract).
- Yao L S, Li Q R, Ma W H, 1983. Geothermal geological characteristics of Yunnan[J]. *Yunnan Geology*, 2 (1): 48–56 (in Chinese with English abstract).
- Yuan J F, Deng G S, Xu F, et al., 2017. Hydrogeochemical characteristics of groundwater in the Xide geothermal field, Southwest Sichuan, China[J]. *Geoscience*, 31 (1): 200–208 (in Chinese with English abstract).
- Yuan L J, Zhang J P, He Y C, et al., 2021. Hydrochemical and isotopic characteristics of geothermal fluids in Tongzhou District,

- Beijing, and their geothermal significance[J]. Geological Review, 67 (5) : 1545 - 1555 (in Chinese with English abstract).
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province, 1990. Regional Geological Records of Yunnan Province[M]. Beijing: Geological Publishing House.
- Yurtsever Y, 1975. Worldwide survey of stable isotopes in precipitation[R]. Vienna: isotope Hydrology International Atomic Energy Agency.
- 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).
- Zhang M L, 2019. The  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  value of groundwater in East Yunnan and West Guizhou[J]. Acta Geologica Sichuan, 39 (3) : 508 - 511 (in Chinese with English abstract).
- Zhao K, Jiang G H, Yang Y, et al., 2005. Brief analysis of the reasons of  $\text{CO}_2$  degassing from hot spring on main faults within the east of Yunnan[J]. Earth and Environment, 33 (2) : 11 - 15 (in Chinese with English abstract).
- Zhou X, Jin X M, Liang S H, 2017. Special Topics on Groundwater Science[M]. Beijing: Geological Publishing House.
- Zhu X Q, Fan T, Guan W, 2013. The analysis of stable isotopes of precipitation in Kunming[J]. Yunnan Geographic Environment Research, 25 (5) : 91 - 95 (in Chinese with English abstract).
- 陈伟, 邓声虎, 谢方银, 2017. 云南富源县老厂萤石矿特征及成矿条件分析[J]. 云南地质, 36 (4) : 394 - 397.
- 程先锋, 2008. 云南东部地热赋存规律及成因模式[D]. 昆明: 昆明理工大学, 硕士学位论文.
- 党广兴, 2018. 滇东老厂矿区多煤层煤层气井产能影响因素及层间干扰分析[D]. 徐州: 中国矿业大学, 硕士学位论文.
- 邓起东, 张裕明, 许桂林, 等, 1979. 中国构造应力场特征及其板块运动的关系[J]. 地震地质, 1 (1) : 11 - 22.
- 方丽萍, 丁建波, 1997. 云南地热资源的成因分析及开发利用[J]. 水文地质工程地质, 4 (17) : 45 - 48.
- 顾晓敏, 2018. 阿尔山泉群地球化学特征及成因演化机制研究[D]. 武汉: 中国地质大学, 博士学位论文.
- 胡智丹, 2017. 贵州兴义地区活动构造及其对地貌的影响[D]. 成都: 成都理工大学, 硕士学位论文.
- 蒋秀明, 吴财芳, 张二超, 等, 2020. 老厂矿区雨汪区块地温-地压系统及其展布特征[J]. 河南理工大学学报(自然科学版), 39 (2) : 32 - 37.
- 李世林, 1993. 富源老厂矿区地温场特征[J]. 云南地质, 12 (2) : 183 - 186.
- 李学先, 2018. 酸性矿山废水影响下喀斯特流域水文地球化学特征及演化规律研究[D]. 贵州: 贵州大学, 博士学位论文.
- 李晓露, 2017. 云南洱源牛街温泉的水化学[D]. 北京: 中国地质大学, 硕士学位论文.
- 刘云, 2011. 云南中东部旅游温泉空间结构及其整合开发研究[D]. 昆明: 昆明理工大学, 硕士学位论文.
- 罗成, 贺强, 2018. 云南蒙自坝区地热地质条件及热储特征[J]. 中国煤炭地质, 30 (2) : 64 - 67.
- 马燕华, 苏春利, 刘伟江, 等, 2016. 水化学和环境同位素在示踪枣庄南部地下水硫酸盐污染源中的应用[J]. 环境科学, 37 (12) : 4690 - 4699.
- 倪守昌, 李润培, 1986. 富源老厂萤石矿床成矿物质来源[J]. 云南地质, 5 (4) : 310 - 314.
- 倪守昌, 孙林元, 1984. 老厂萤石矿床地质特征及成因的探讨[J]. 地质论评, 30 (5) : 496 - 300.
- 彭冰霞, 王岳军, 范蔚茗, 等, 2006. 贵州乐康剖面茅口阶—吴家坪阶碳同位素组成变化及峨眉山大火山岩省的响应[J]. 地球化学, 35 (2) : 126 - 132.
- 秦勇, 费安玮, 金奎励, 等, 1992. 云南腾冲盆地晚更新世孢粉组合及古植被、古气候和古环境演化[J]. 海洋地质与第四纪地质, 12 (1) : 109 - 118.
- 陶时雨, 张世涛, 张东泽, 等, 2015. 滇东南薄竹山地区温泉地质特征及其成因分析[J]. 云南师范大学学报, 35 (6) : 65 - 69.
- 汪集暘, 2016. 地热学及其应用[M]. 北京: 科学出版社.
- 汪新伟, 王婷灏, 张瑄, 等, 2019. 太原盆地西温庄地热田的成因机制[J]. 地球科学, 44 (3) : 1042-1056.
- 汪缉安, 徐青, 张文仁, 1990. 云南大地热流及地热地质问题[J]. 地震地质, 12 (4) : 367 - 377.
- 王伶俐, 王青华, 张勇, 等, 2016. 基于GPS的云南地区主要断裂带现今运动特征分析[J]. 防灾科技学院学报, 18 (1) : 1 - 8.
- 王云, 赵慈平, 李其林, 等, 2018. 滇东南楔形构造区典型地热流体地球化学特征研究[J]. 地震研究, 41 (4) : 534 - 543.
- 王云, 赵慈平, 刘峰, 等, 2014. 小江断裂带及邻近地区温泉地球化学特征与地震活动关系研究[J]. 地震研究, 37 (2) : 228 - 243.
- 王云, 2021. 滇东南地热流体地球化学特征研究[D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所, 博士学位论文.
- 王砚耕, 王立亭, 张明发, 等, 1995. 南盘江地区浅层地壳结构与金矿分布模式[J]. 贵州地质, 12 (2) : 91 - 183.
- 吴胜光, 韩辉友, 余锦标, 1995. 贵州晴隆碧痕岩晚第四系及古环境研究[J]. 地理研究, 14 (2) : 49 - 55.
- 肖琼, 沈立成, 杨雷, 等, 2013. 重庆北温泉地热水碳硫同位素特征研究[J]. 水文地质工程地质, 40 (4) : 127 - 133.
- 谢富仁, 祝景忠, 梁海庆, 等, 1993. 中国西南地区现代构造应力场基本特征[J]. 地震学报, 15 (4) : 407 - 417.
- 谢韬, 张启跃, 刘伟, 等, 2010. 罗平地区断裂构造的遥感研究[J]. 中国地质, 37 (5) : 1405 - 1409.
- 杨雷, 肖琼, 沈立成, 等, 2011. 不同地质背景地热系统水岩作用下温泉水的地球化学特征—以重庆温塘峡背斜温泉、滇东小江断裂带温泉为例[J]. 中国岩溶, 30 (2) : 209 - 215.
- 姚六三, 李庆仁, 马文华, 1983. 云南地热地质特征[J]. 云南地质, 2 (1) : 48 - 56.
- 袁建飞, 邓国仕, 徐芬, 等, 2017. 川西南喜德热田地下水水文地球化学特征[J]. 现代地质, 31 (1) : 200 - 208.
- 袁利娟, 张进平, 何云成, 等, 2021. 北京市通州区地热流体水化学和同位素特征及其地热学意义[J]. 地质论评, 67 (5) : 1545 - 1555.
- 云南省地质矿产局, 1990. 云南省区域地质志[M]. 北京, 地质出版社..
- 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 - 50.
- 张明亮, 2019. 滇东黔西地下水氢氧同位素特征[J]. 四川地质学报, 39 (3) : 508 - 511.
- 赵珂, 姜光辉, 杨琰, 等, 2005. 滇东主要断裂带温泉  $\text{CO}_2$  成因浅析[J]. 地球与环境, 33 (2) : 11 - 15.
- 周训, 金晓媚, 梁四海, 2017. 地下水科学专论[M]. 北京: 地质出版社..
- 朱秀勤, 范弢, 官威, 2013. 昆明大气降水稳定同位素分析[J]. 云南地理环境研究, 25 (5) : 91 - 95.

## 附中文参考文献