

川西鲜水河、安宁河和龙门山断裂带地热水的水文地球化学特征及成因模式的讨论

吕国森¹, 章旭^{2,3,4*}, 张云辉¹, Safonova Inna¹, 黄豪擎⁵, 余中友^{2,3,4}, 代倩^{2,3,4}

(1. 西南交通大学地球科学与环境工程学院, 四川 成都 611756; 2. 四川省华地建设工程有限责任公司, 四川 成都 610081; 3. 成都水文地质工程地质中心, 四川 成都 610081; 4. 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; 5. 中国地质调查局军民融合地质调查中心, 四川 成都 610036)

提要:【研究目的】为研究川西鲜水河断裂带、安宁河断裂带和龙门山断裂带地热水的水化学特征及成因模式,【研究方法】运用水文地球化学、热储温度计算、氢氧同位素等方法分析了分布在三条断裂带上的48处典型温泉(地热井)的水化学组分、水化学过程、热储温度和深度、热水补给来源等特征,并探讨了其形成模式。【研究结果】结果显示:(1)鲜水河断裂带热水水化学类型以 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主;龙门山断裂带主要为 $\text{SO}_4\text{-Na}$ 和 Cl-Na 型;安宁河断裂带包括 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 、 $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ 和 $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$ 型等。(2)三条断裂带地热水组分主要受硅酸盐矿物溶解和离子交换作用控制。(3)鲜水河断裂带热储温度为 $129.6\sim 210.6^\circ\text{C}$,深度为 $2532\sim 4184\text{ m}$,冷水混入比为 $66\%\sim 82\%$;安宁河断裂带热储温度为 $81\sim 121.9^\circ\text{C}$,深度为 $2155\sim 3519\text{ m}$,冷水混入比为 $52\%\sim 95\%$;龙门山断裂带热储温度为 $108.2\sim 153^\circ\text{C}$,深度为 $3573\sim 5654\text{ m}$,冷水混入比为 $68\%\sim 89\%$ 。(4)三条断裂带的地热水接受大气降雨补给,补给高程分别为鲜水河断裂带 $2493\sim 5034\text{ m}$ 、安宁河断裂带 $3235\sim 3839\text{ m}$ 和龙门山断裂带 $1628\sim 4574\text{ m}$ 。(5)鲜水河断裂带地热水的“氧18漂移”程度强于安宁河断裂带,龙门山断裂带部分地热水出现“氧18漂移”和“负向漂移”特征。【结论】基于本次研究得到的三条断裂带地热水成因模式,鲜水河断裂带地热水的开发潜力优于安宁河断裂带、龙门山断裂带,是四川省中高温地热资源开发利用的优势靶区。

关键词: 断裂带; 地热水; 水文地球化学; 热储; 补给来源; 形成模式; 地质调查工程

创新点: 揭示了川西“Y”字型区域构造体系的鲜水河断裂带、安宁河断裂带和龙门山断裂带地热水的水文地球化学、稳定同位素特征以及形成模式的异同特征,为该区地热资源开发提供了差异化的理论依据。

Discussion on hydrogeochemical characteristics and genetic model of geothermal waters in Xianshuihe, Anninghe and Longmenshan fault zones in western Sichuan, China

Lǚ Guosen¹, ZHANG Xu^{2,3,4*}, ZHANG Yunhui¹, SAFONOVA Inna¹, HUANG Haoqing⁵, YU Zhongyou^{2,3,4}, DAI Qian^{2,3,4}

(1. Faculty of Geosciences and Environmental Engineering, Southwest Jiaotong University, Chengdu, Sichuan 611756, China; 2. Sichuan Huadi Construction Engineering Co., Ltd., Chengdu, Sichuan 610081, China; 3. Chengdu Center of Hydrogeology & Engineering Geology, Chengdu, Sichuan 610081, China; 4. Technology Innovation Center for Risk Prevention and Mitigation of Geohazard, Ministry of Natural Resources, Chengdu, Sichuan 611730, China; 5. China Geological Survey: Civil-Military Integration Geological Survey Center, Chengdu, Sichuan 610036, China)

Abstract: This paper is the result of geological survey engineering.

[Objective] In order to study the hydrochemical characteristics and genetic model of geothermal waters in the Xianshuihe fault zone(XFZ), Anninghe fault zone(AFZ) and Longmenshan fault zone(LFZ) in western Sichuan, SW China, **[Methods]** the methods of hydrogeochemistry, reservoir temperature calculation, hydrogen and oxygen isotopes were used to analyzed the hydrochemical type, hydrochemical process, reservoir temperature and depth, recharge source of 48 typical geothermal waters (or geothermal springs or drilling holes) distributed in three fault

作者简介: 吕国森, 男, 1997 年出生, 硕士研究生, 主要从事水文地质和地热地质研究。E-mail: sheyong74707036693@163.com

通讯作者: 章旭, 男, 1987 年出生, 硕士, 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

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)

zones, and the formation mode was constructed. [Results]The results showed that: (1) The hydrochemical types of geothermal waters are mainly $\text{HCO}_3\text{-Na}$ type in the XFZ, $\text{SO}_4\text{-Na}$ and Cl-Na types in the LFZ and $\text{HCO}_3\text{ Cl-Na}$, $\text{HCO}_3\text{ SO}_4\text{-Ca Mg}$ and $\text{Cl SO}_4\text{-Na}$ types in the AFZ, respectively. (2) The components of geothermal waters in the three fault zones are mainly controlled by the dissolution of silicate minerals and ion exchange process. (3) The reservoir temperature of the XFZ is 129.6–210.6°C, with a depth of 2532 to 4184 meters, and a cold water mixing ratio of 66%~82%; The reservoir temperature of the AFZ is 81–121.9°C, with a depth of 2155 to 3519 meters, and a cold water mixing ratio of 52%~95%; The reservoir temperature of the LFZ is 108.2–153°C, with a depth of 3573 to 5654 meters, and a cold water mixing ratio of 68%~89%. (4) The geothermal waters in the three fault zones are recharged by meteoric water, with elevations ranging from 2493 to 5034 meters in the XFZ, 3235 to 3839 meters in the AFZ, and 1628 to 4574 meters in the LFZ, respectively. (5) The degree of "oxygen 18 drift" of geothermal waters in the XFZ is stronger than that in the AFZ, and some geothermal waters in the LFZ exhibit characteristics of "oxygen 18 drift" and "negative drift". [Conclusions]Based on the genetic models of geothermal waters in the three fault zones obtained in this study, the development potential of geothermal water in the XFZ is superior to that in the AFZ and LFZ, making it an advantageous target area for the development and utilization of medium-high temperature geothermal resources in Sichuan Province.

Key words: fault zone; geothermal water; hydrogeochemistry; geothermal reservoir; recharge source; formation model; geological survey engineering.

Highlights: The characteristics of hydrogeochemistry, stable isotopes and formation models of geothermal waters in Xianshuihe fault zone, Anninghe fault zone and Longmenshan fault zone of the "Y" shaped regional tectonic system in western Sichuan are revealed, which provides a theoretical basis for the differentiation of geothermal resources development in this area.

About the first author: LV Guosen, male, born in 1997, master student, mainly engaged in hydrogeology and geothermal geology research. E-mail: sheyong74707036693@163.com.

About the corresponding author: ZHANG Xu, male, born in 1987, master, engineer, mainly engaged in hydrogeology, geothermal geology, and environmental geology survey and research. E-mail: 497416206@qq.com.

Fund support: Supported by the project of National Natural Science Foundation of China (NO. 4207231342102334), Sichuan Provincial Department of Science and Technology Projects (NO. 2022NSFSC1084, 2022NSFSC0413, 2023YFS0356), Sichuan Provincial Department of Natural Resources Research Project Funding (KJ-2023-36), Southwest Jiaotong University Cultivation Project (NO. 2682021ZTPY063, 2682022ZTPY064)

1 引言

由于能源危机和环境恶化问题全球化,世界各地的人们越来越关注清洁能源的开发利用 (Capaccioni et al., 2011; 郭镜等, 2022)。地热能作为一种传统的、重要的、可再生的清洁能源,能减少大气的碳排放,缓解全球气候变暖,其直接开发利用的历史已经持续了 2000 年 (Craig et al., 2013; Lu et al., 2018; Wang and Zheng, 2019)。地热能由水热系统和干热岩组成,水热系统包括热储岩性、温度、矿物-水的化学平衡状态、热源以及能影响地热流体的化学组分 (Li et al., 2019; 汪新伟等, 2022)。近年来,地热资源的可持续利用是科学界面临的一个新挑战,要想持续开发利用地热资源,就有必要提前阐明地热水的成因机制 (Mongillo and Axelsson, 2010; Haehnlein et al., 2013; 张云辉, 2018)。

水文地球化学和同位素方法一直是分析地热水成因机制的有效方法 (Domra et al., 2015)。地热流体的化学性质不仅可以揭示地下水的水化学组分、离子来源和水-岩相互作用,而且可以解释水热循环机制、估算热水储层温度、计算深层初始热水与浅部冷水的混合比例 (Asta et al., 2012; Li et al., 2018; Zhang et al., 2019; 周鹏等, 2023)。环境同位素可以示踪地下水的来源和计算地下水的年龄,其中 D-O 同位素已经成为示踪地热水的补给来源和计算补给高程的重要方法 (Chandrajith et al., 2013; Ta et al., 2019; Li et al., 2020; 章旭等, 2023)。

川西鲜水河断裂带、安宁河断裂带和龙门山断裂带在新构造运动下形成了“Y”字型构造体系,该体系中断裂纵横、构造复杂,在构造应力场、构造活动及其破裂特征上都呈现极其复杂的特点,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。(龙思胜和赵珠, 2000; 莫宣学, 2009, 2010)。目前,针对三条断裂带地热流体的地球化学特征和成因机制的研究已持续了近四十年。前人利用水文地球化学和同位素以及物探的方法对

鲜水河断裂带地热水的水化学特征及成因进行了研究,发现鲜水河断裂带的温泉由北西向南东集中分布在八美、中谷、二道桥、榆林宫地热区,认为康定区域深部存在近期岩浆活动,得出二道桥为 $\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 型水和其他区域为 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型水,并将鲜水河断裂带地热水划分为两套热储性质不同的地热系统:康定北部地下热储为三叠系变质板岩,深部地下热水补给来源为大气降水单一补给;康定南部地区的热储为浅部的二叠系变质裂隙热储和深部的黑云母花岗岩裂隙热储,深部地热水补给来源可能为岩浆水和大气降水(或冰雪融水)的混合补给(濮本进, 1981; 赵庆生, 1984; Luo et al., 2017; Nukman and Hochstein, 2019; Li et al., 2020; Cheng et al., 2022; 袁兴成等, 2023)。赵庆生等(1987)、袁建飞等(2017)和徐胜等(2022)利用水文地球化学方法研究了安宁河断裂带温泉水的水化学特征和逸出气体的化学及同位素组成,发现位于安宁河断裂带上的喜德地热田为水热对流型地热田,指出安宁河断裂带两侧广泛出露晚中生代-新生代花岗岩、闪长岩和少量超基性侵入岩,并认为安宁河断裂带的深源碳主要为变质成因。柯斌(2014)、陈志(2014)和颜玉聪等(2021)从地质构造、水文地质条件、水文地球化学特征的角度,建立了龙门山断裂带温泉水的循环模型,揭示了水化学变化与地震活动的相关性。Tang 等(2017a, 2017b)通过分析青藏高原东部的热结构、热液活动和热动力学之间的关系,认为放射热、下部地壳流动和走滑断层活动的摩擦热是川西地热水热量的重要来源。

鲜水河断裂带、安宁河断裂带和龙门山断裂带构造联系紧密,但前人对这三条断裂带的水文地球化学特征及成因研究主要集中于单独的断裂带或断裂带的局部地区,没有将三条断裂带展开更为细致的对比分析。因此,本文在前人研究成果的基础上,依托近年来在鲜水河断裂带、安宁河断裂带和龙门山断裂带的地热调查项目,开展水文地球化学和氢氧稳定同位素分析,探明了川西鲜水河断裂带、安宁河断裂带和龙门山断裂带地热水的水化学特征、热储特征和氢氧同位素特征,揭示了鲜水河断裂带、安宁河断裂带和龙门山断裂带地热水形成因模式,以为川西地热资源的开发与利用提供理论支撑和科学依据。

2 研究区概况

研究区地处四川西部道孚-康定-石棉-西昌,及西北部天全-宝兴-汶川-茂县-平武一带,毗邻青藏高原东缘和四川盆地西缘。气候类型主要为高原型季风气候,降雨集中在每年 5 月至 9 月。受大气降水和高山冰雪融水的共同补给,地表水系发育,从北到南依次发育嘉陵江、涪江、沱江、岷江、青衣江、大渡河、雅砻江、鲜水河、安宁河等。川西地区位于青藏高原东缘川滇、巴颜喀拉和华南三大活动块体的交接部位(徐锡伟等, 2005)。自新生代印度-欧亚板块碰撞以来,青藏高原内部地壳物质向东挤压被认为是区域主要构造活动之一,在松潘-甘孜、川滇和华南地块边界发育了一系列走滑、逆冲断裂(丁伟品等, 2022; 周玉等, 2022),形成了以鲜水河断裂带、龙门山断裂带和安宁河断裂带为主体的“Y”字型区域构造体系(图 1),该构造体系是中国最为活跃的活动构造带聚集区之一,已探明丰富的地热资源。

鲜水河断裂带位于四川甘孜至石棉一带,为北西向的左旋走滑断裂带,温泉主要集中出露在道孚、中谷、康定和泸定磨西等 4 个热水区(Li et al., 2020),热储岩性主要为花岗岩、石灰岩、大理岩、变质砂板岩以及第四系松散层等。安宁河断裂带位于四川石棉至西昌一带,以左旋走滑为主,近南北走向,温泉主要分布在冕宁、喜德和西昌,热储岩性为碳酸盐岩、变质岩(罗来麟, 1994; 王贵玲, 2018)。龙门山断裂带北起广元、南至天全,由一系列大致平行的逆冲、逆冲兼走滑的断裂构成,温泉分布零散,以龙门山前一带地热井为主。(颜玉聪等, 2022)。

三条断裂带中,鲜水河断裂带的地热资源最为发育,地热水沿断裂带呈串珠状出露,有温泉 80 余处,地热井 10 余口,多为中-高温温泉。安宁河断裂带分布有温泉 2 处,地热井 6 处,温泉仅在冕宁县彝海镇和喜德县红莫镇出露,在冕宁、西昌等地多为钻井揭露,以中

低温温泉为主。龙门山断裂带出露有温泉 4 处，地热井 6 处，温泉主要出露在汶川-茂县断裂，而地热井主要沿龙门山山前灌县-安县断裂分布，多为中低温温泉。其中，鲜水河断裂带不同部位具有分区特征，由南至北水热活动强度逐步减弱，其原因可能是康定至道孚构造活动逐步减弱和岩浆侵入活动减弱（李晓等，2018）。

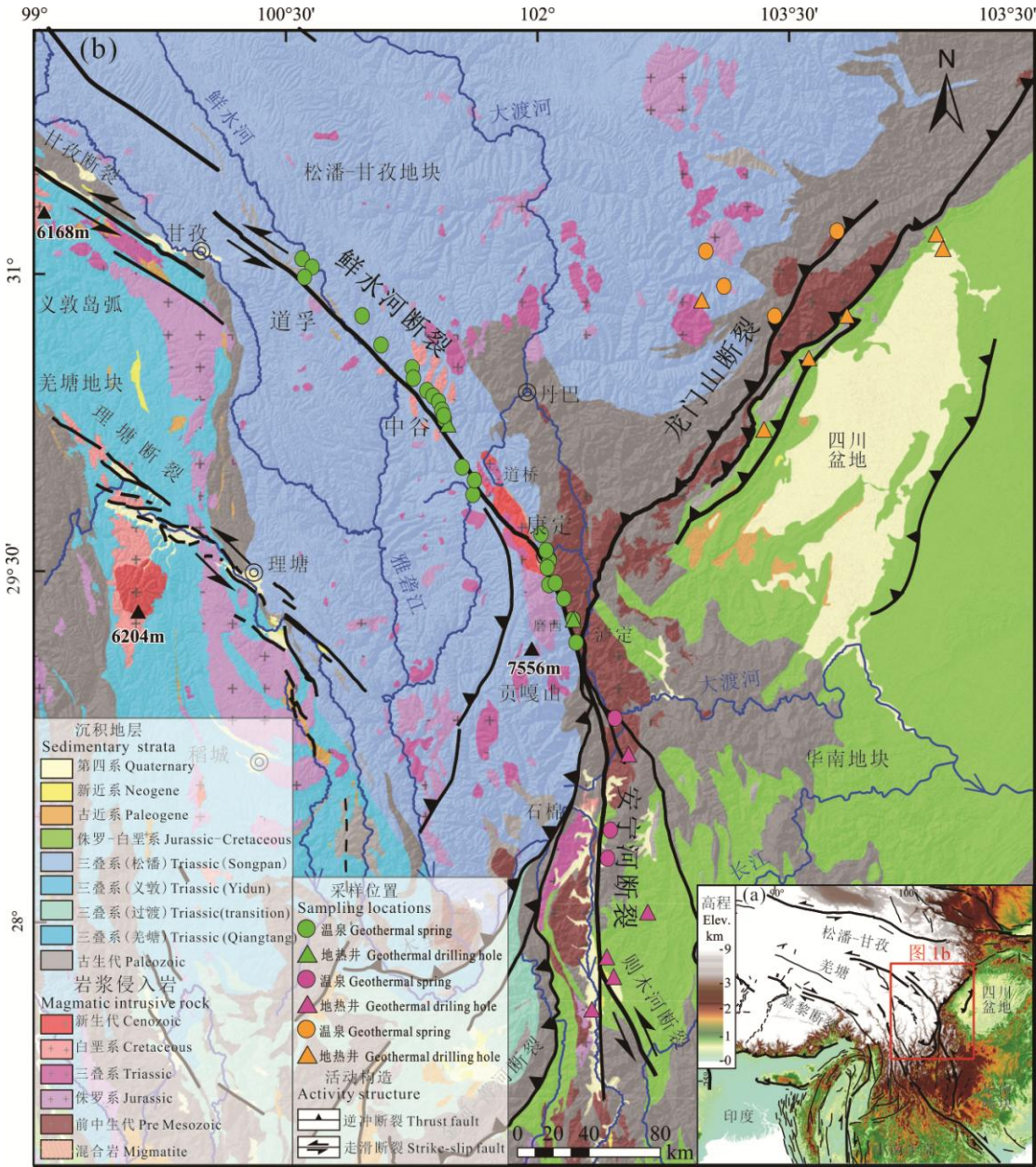


图 1 研究区的 (a) 构造位置图和 (b) 区域地质图 (改自 Zhang et al., 2017)

Fig. 1 (a) Tectonic map and (b) regional geological map in the study area (modified from Zhang et al., 2017)

3 样品的采集与测试

本次研究在鲜水河断裂带、安宁河断裂带和龙门山断裂带采集和收集温泉、地热井样品共 48 组，其中 12 组分别于 2014 年（5 组）和 2017 年（7 组）采于鲜水河断裂带，8 组于 2020 年 10 月和 2021 年 6 月采于鲜水河断裂带（1 组）、安宁河断裂带（2 组）和龙门山断裂带（5 组），其余 36 组样品数据引自于已发表的文献（表 1）。在现场使用德国 Multi3630IDS 便携式多参数水质仪对温度、酸碱度（pH）、溶解总固体（TDS）进行初步测定，并利用

HNO₃ 开展格兰氏滴定法测定 HCO₃⁻ 含量。全部水样品先使用 0.45 μm 过滤膜过滤，将 550 毫升高密度聚乙烯瓶在现场清洗三次后收集并蜡封样品。热水样品全分析由四川省华地新能源环保科技有限公司完成，氢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。样品中的主要阳离子（K⁺、Na⁺、Ca²⁺和 Mg²⁺）和主要阴离子（Cl⁻、SO₄²⁻）分别通过电感耦合等离子体发射光谱仪（ICP—OES，测试精度 0.3%~2%）和离子色谱法（Dion ICS-1100，测试精度 0.2%）进行测定分析，电荷平衡误差低于±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 δ（‰）表示法，δD 和 δ¹⁸O 的测试精度分别为 1.0‰和 0.2‰。水化学和 D-O 同位素结果见表 1。

4 结果与分析

4.1 水文地球化学特征

4.1.1 水化学组成分析

断裂带地热水的水化学物理性质和水化学成分（表 1）显示，鲜水河断裂带、安宁河断裂带和龙门山断裂带地热水的温度范围分别为 26.3~85℃（平均值 54.6℃）、25~62℃（平均值 40.8℃）和 24.5~65℃（平均值 40.1℃），鲜水河断裂带整体温度高于安宁河断裂带和龙门山断裂带，表明高温水热活动在鲜水河断裂带更为活跃。鲜水河断裂带、安宁河断裂带和龙门山断裂带地热水的 pH 范围分别为 6.5~9.5（平均值 7.3）、6.8~8.3（平均值 7.6）和 7.2~9.3（平均值 8.2），均呈现弱碱性水特征；溶解性总固体（TDS）分别为 68~16990 mg/L（平均值 3611.9 mg/L）、810.8~4641.8 mg/L（平均值 2262.9 mg/L）和 239.10~2822.10 mg/L（平均值 1205.63 mg/L），均以微咸水为主，具有龙门山断裂带>安宁河断裂带>鲜水河断裂带特征，这很可能与龙门山断裂带深井揭露热水多为咸、卤水有关（颜玉聪等, 2021）。

地热水的 schoeller 图（图 2）表明，鲜水河断裂带地热水阳离子以 Na⁺、Ca²⁺为主，阴离子主要为 HCO₃⁻和 Cl⁻；安宁河断裂带地热水阳离子以 Na⁺、Ca²⁺为主，Mg²⁺次之；阴离子主要为 HCO₃⁻、Cl⁻、SO₄²⁻；龙门山断裂带地热水阳离子以 Na⁺、Ca²⁺为主，阴离子主要为 Cl⁻、SO₄²⁻，HCO₃⁻含量相对较少。

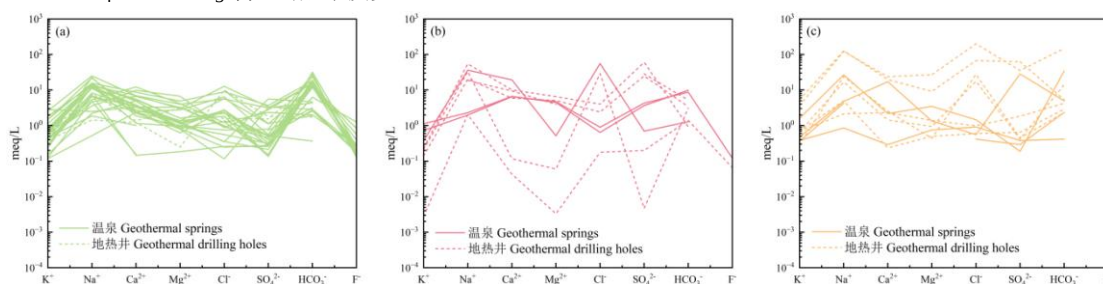


图 2 地热水常见组分的 Schoeller 对数图：(a) 鲜水河断裂带，(b) 安宁河断裂带，(c) 龙门山断裂带
Fig. 2 Schoeller logarithmic plots of major components of geothermal samples: (a) Xianshuihe fault zone, (b) Anninghe fault zone, (c) Longmenshan fault zone

表 1 地热水水化学参数分析与收集结果

Table 1 Analysis and collection results of geothermal water hydrochemical parameters

温泉名称		T(℃)	pH	TDS	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	SiO ₂	δ ¹⁸ O(‰)	δD(‰)	水化学类型
鲜 水 河 断 裂 带	湾东温泉 ^①	64.0	6.8	1871.3	43.0	310.0	138.3	37.1	930.5	151.2	198.6	75.1	-10.8	-80.2	HCO ₃ -Na Ca
	陈家沟温泉 ^①	62.0	6.7	2822.1	100.0	575.0	139.3	35.9	1269.2	145.6	453.8	127.9	-11.5	-90.7	HCO ₃ -Na
	明香温泉 ^①	53.0	6.5	2248.6	58.0	360.0	161.3	58.4	1104.4	147.2	287.2	87.6	-11.0	-82.2	HCO ₃ -Na Ca
	神汤温泉 ^③	63.5	-	-	10.6	125.8	56.3	20.2	497.2	60.5	20.8	-	-12.71	-88.6	HCO ₃ -Na Ca
	新兴温泉 ^③	51.0	-	-	9.2	295.6	23.1	11.3	750.4	18.7	98.1	-	-14.8	-105.1	HCO ₃ -Na
	灌顶温泉 ^③	85.0	-	-	42.2	318.3	54.6	16.2	771.7	53.7	180.2	-	-15.3	-115.4	HCO ₃ -Na
	中古吊桥 1 号温泉 ^③	53.6	-	-	25.9	257.6	48.4	7.5	838.8	15.6	73.4	-	-16.9	-125.8	HCO ₃ -Na
	中古吊桥 2 号温泉 ^③	54.8	-	-	27.3	260.2	73.7	14.4	985.2	12.7	73.4	-	-16.4	-123.3	HCO ₃ -Na
	热水塘 1 号温泉 ^①	50.3	6.9	1009.3	30.0	270.0	71.1	16.4	897.0	6.5	64.9	125.4	-15.9	-119.3	HCO ₃ -Na
	热水塘 2 号温泉 ^①	62.0	6.7	1315.8	32.0	340.0	80.2	13.4	1128.8	5.0	83.3	148.9	-16.7	-125.9	HCO ₃ -Na
	折多塘温泉 ^③	63.0	-	-	1.1	161.9	2.9	0.1	381.3	12.5	9.2	-	-17.9	-131.9	HCO ₃ -Na
	二道桥温泉 ^③	43.8	-	-	21.5	123.5	245.1	49.3	1220.0	112.8	43.3	-	-14.9	-111.1	HCO ₃ -Ca
	二道桥离垢悦谷温泉 ^②	50.0	6.5	1080.0	22.4	163.0	207.0	36.2	1064.0	50.6	55.4	46.0	-15.5	-117.0	HCO ₃ -Na Ca
	雅拉 2 号温泉 ^③	46.0	-	-	30.4	315.6	110.2	19.2	1251.0	25.3	78.8	-	-17.0	-127.4	HCO ₃ -Na Ca
	雅拉 3 号温泉 ^③	38.0	-	-	31.4	329.7	105.4	19.4	1266.0	23.8	80.2	-	-17.0	-128.0	HCO ₃ -Na
	新榆林温泉 ^③	74.0	-	-	54.9	502.5	48.4	33.2	1452.0	26.5	228.3	-	-16.4	-127.8	HCO ₃ -Na
	协德 1 号温泉 ^③	71.9	-	-	22.6	274.6	44.5	1.0	918.1	7.3	42.9	-	-18.24	-138.9	HCO ₃ -Na
	协德 2 号温泉 ^③	56.1	-	-	81.2	471.3	66.4	38.5	1940.0	14.3	35.3	-	-18.3	-139.9	HCO ₃ -Na
	葛卡温泉 ^③	46.0	-	-	15.2	109.7	131.7	38.5	945.6	21.9	3.3	-	-18.4	-137.1	HCO ₃ -Na Ca
	曲隆沟温泉 ^③	53.0	-	-	12.0	190.5	66.3	13.2	854.1	10.2	10.8	-	-19.0	-143.7	HCO ₃ -Na Ca
	龙日沟温泉 ^③	49.0	-	-	11.4	152.1	69.1	9.6	716.8	13.3	8.8	-	-18.5	-139.2	HCO ₃ -Na Ca
	龙普沟温泉 ^③	40.0	-	-	11.3	290.2	75.8	11.1	1104.0	14.9	19.8	-	-18.1	-139.3	HCO ₃ -Na
	麻孜温泉 ^③	48.0	-	-	15.2	521.5	37.2	11.9	1681.0	38.0	2.7	-	-19.0	-144.07	HCO ₃ -Na

续表 1

鲜水河断裂带	小热水温泉 ^④	26.3	7.9	239.1	4.6	12.0	47.1	8.5	183.1	35.4	-	52.1	-	-	HCO ₃ -Ca
	大热水温泉 ^④	42.0	7.2	625.0	6.0	50.6	99.2	8.5	262.0	153.0	4.1	52.1	-89.0	-13.1	HCO ₃ SO ₄ -Na Ca
	光华村温泉 ^④	67.0	7.1	905.0	15.0	150.0	46.1	15.2	248.0	268.0	12.4	192.0	-92.0	-13.3	HCO ₃ SO ₄ -Na
	幸福村温泉 ^④	55.0	6.9	1561.0	18.5	82.0	196.0	80.3	946.0	133.0	31.0	92.3	-78.0	-11.1	HCO ₃ -Ca Mg
	新棉镇温泉 ^④	58.0	7.6	850.0	18.0	250.0	20.0	-	117.0	48.5	341.0	59.8	-92.0	-12.9	HCO ₃ ·Cl-Na
	公益海温泉群 ^④	56.0	9.5	369.0	4.9	110.0	3.0	-	22.0	24.9	48.4	113.0	-108.0	-15.0	Cl-Na
	新棉镇地热井 ^④	57.0	8.2	777.0	15.0	240.0	24.2	3.0	105.6	51.4	354.0	49.0	-91.2	-12.6	Cl-Na
	灵山温泉 ^②	31.3	8.3	1970.0	8.4	763.0	2.3	0.7	189.0	0.2	1030.0	23.0	-113.0	-15.0	Cl-Na
	彝海温泉 ^②	25.0	7.5	3300.0	14.9	831.0	387.0	6.2	78.2	33.4	1980.0	21.0	-104.4	-14.2	Cl-Na Ca
	喜德县公塘子温泉 ^⑤	47.0	6.8	810.8	44.0	53.0	132.3	53.5	604.1	174.4	22.7	37.1	-	-	HCO ₃ -Ca Mg
	红莫温泉 ^⑤	62.0	6.9	815.1	28.4	45.4	129.4	56.6	530.6	205.0	31.7	37.4	-14.0	-97.3	HCO ₃ -Ca Mg
	西昌矿泉花园温泉 ^⑥	39.0	8.1	4641.8	9.2	1250.0	202.4	77.8	56.5	2904.0	142.5	33.5	-	-	SO ₄ -Na
	桑坡咀医疗热矿泉水 ^⑥	41.0	7.4	2240.5	-	430.0	188.4	47.4	317.3	1372.0	-	25.9	-	-	HCO ₃ SO ₄ -Na Ca
	川兴温泉 ^⑥	44.0	8.2	2062.2	5.5	470.0	118.2	60.8	207.5	1192.0	85.8	34.1	-	-	SO ₄ -Na
	河西温泉 ^⑥	37.3	-	-	0.1	46.8	0.9	0.0	85.4	9.6	6.2	-	-14.8	-111.3	HCO ₃ -Na
龙门山断裂带	毕棚沟温泉 ^②	65.0	8.1	258.0	2.7	94.2	0.5	0.1	176.5	31.1	21.1	73.0	-18.1	-132.1	HCO ₃ -Na
	古尔沟温泉 ^②	48.0	9.1	68.0	1.5	19.7	0.6	0.1	24.5	18.2	3.2	35.0	-16.4	-118.6	HCO ₃ SO ₄ -Na
	观音庙温泉 ^②	32.0	7.5	2949.0	62.4	615.0	43.5	41.7	2075.0	9.0	49.9	58.1	-	-	HCO ₃ -Na
	吉鱼沟温泉 ^②	31.9	7.2	2150.0	15.9	110.0	343.0	124.0	301.6	1360.0	19.7	43.0	-12.2	-85.1	HCO ₃ SO ₄ - Ca Mg
	甲石口温泉 ^②	44.0	9.3	384.0	1.4	97.9	-	-	143.0	14.0	14.7	88.8	-	-	HCO ₃ -Na
	安县桑枣镇温泉 ^⑦	24.5	7.9	360.0	2.6	49.1	46.8	12.5	258.6	88.1	34.9	-	-14.7	-67.1	HCO ₃ -Na Ca
	罗浮山温泉 ^⑦	26.0	8.0	16990.0	119.5	2800.5	472.6	322.9	8977.8	1701.6	7088.7	-	-13.8	-68.1	HCO ₃ ·Cl-Na
	龙门山镇宝山温泉 ^⑦	39.3	8.1	2220.0	11.3	549.9	51.1	5.3	1220.2	19.4	977.8	-	-16.2	-70.1	HCO ₃ ·Cl-Na
	都江堰侏罗纪温泉 ^⑦	26.5	8.5	1500.0	2.6	384.3	28.7	10.8	868.3	19.7	623.7	-	-11.6	-55.5	HCO ₃ ·Cl-Na
	花水湾温泉 ^⑦	63.6	7.7	9240.0	208.9	2936.0	393.3	108.2	322.1	3007.7	2390.3	-	-9.5	-80.9	SO ₄ ·Cl-Na

注: ①为 2014 年采样; ②为 2020 年 10 月和 2021 年 6 月采样; ③数据来源于张磊等(2021); ④为 2017 年采样; ⑤数据来源于袁建飞等(2017); ⑥数据来源于王贵玲(2018); ⑦数据来源于颜玉聪等(2021)。“—”表示该点未采样或未收集到数据。

根据三个构造带地热水样品在 piper 图中的分布特征 (图 3), 地热水的水化学类型差异明显。鲜水河断裂带水化学类型主要为 $\text{HCO}_3\text{-Na Ca}$ 型、 $\text{Cl SO}_4\text{-Na}$ 型、 $\text{HCO}_3\text{ Cl-Na}$ 型和 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型等, 其中以 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主。安宁河断裂带水化学类型具有 $\text{HCO}_3\text{ SO}_4\text{-Na}$ 型、 $\text{HCO}_3\text{ SO}_4\text{-Ca} \cdot \text{Mg}$ 型、 $\text{HCO}_3\text{ Cl-Na}$ 型、 $\text{Cl SO}_4\text{-Na}$ 型等多种类型。龙门山断裂带水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型、 $\text{SO}_4\text{-Na}$ 和 Cl-Na 型, 其中以 $\text{SO}_4\text{-Na}$ 和 Cl-Na 型为主。

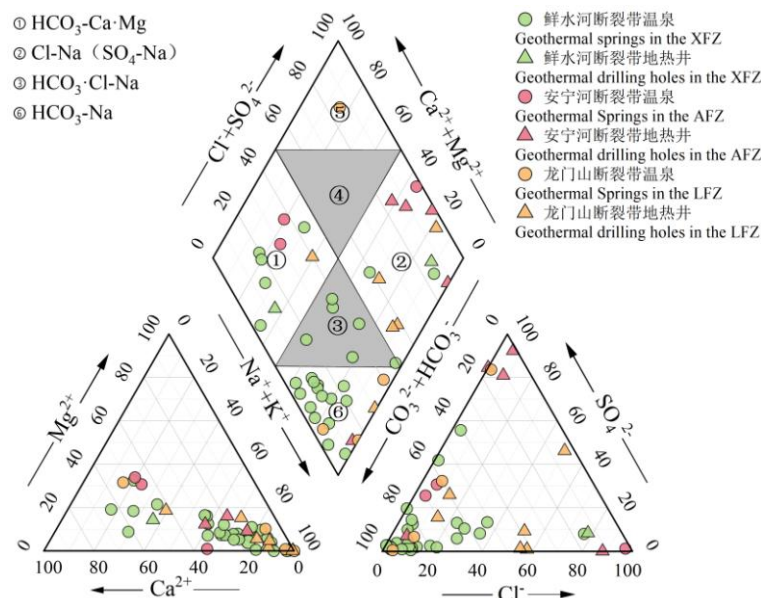


图 3 地下水水化学宏量组分 Piper 图

Fig. 3 Piper diagram of major components of geothermal samples

4.1.2 水化学过程分析

Cl 因其在地热水的上升过程中几乎不受水-岩相互作用的影响, 并且不会通过吸附作用被固相矿物表面所吸附, 经常被作为示踪水文地球化学过程的重要离子 (Arnorsson, 1985, 1995; Guo and Wang, 2012)。Cl 和其他阴阳离子之间的相关性可以阐明离子的来源特征和水化学演化过程。Cl 离子通常来源于深部地热流体的混合、古海水以及盐岩的溶解。而研究区远离海洋, 盐岩分布极少, Cl 离子最有可能来自深部流体的混合。在图 4 中, 鲜水河断裂带地热水的 Cl 与 K (平方回归系数=0.7577) 呈现较好线性关系 (图 4a), 表明 K 可能来自深部流体。Cl 与 Li 的浓度之间存在两种线性关系 (图 4g), 平方回归系数分别为 0.6657 和 0.8682, 表明其可能来自于不同的深部流体。Na、 HCO_3 与 Cl 也存在一定线性关系, 平方回归系数 (0.5743 和 0.5297) 接近, 但明显低于 K、Li 的平方回归系数, 揭示 Na 和 HCO_3 受到其它作用影响 (例如水岩作用和 CO_2 脱气作用)。Mg、Ca、 SO_4 、F 与 Cl 不成线性关系 (图 4e, f, h, i), 表明其含量主要来自水-岩作用。

地热水主要离子间的关系可以进一步识别各种岩石参与水-岩相互作用的自然过程。 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 与 Na^+ 的比值被应用于识别地下水水-岩相互作用的类型 (Gaillardet et al., 1999)。在图 5a, b 中, 三条断裂带地热水样品落在蒸发盐矿物和硅酸盐矿物之间居多, 表明水-岩相互作用类型以硅酸盐矿物和蒸发盐矿物的风化为主。鲜水河断裂带二道桥地区的地热水 (水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Na Ca}$ 型)、安宁河断裂带的公塘子温泉和红莫温泉 (水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Ca Mg}$ 型) 以及龙门山断裂带的桑枣温泉和吉鱼沟温泉 (水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Ca Mg}$ 型) 处于硅酸盐矿物和碳酸盐矿物之间, 表明其受到硅酸盐矿物的风化和碳酸盐矿物的溶解控制。 Ca^{2+} 与 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 Mg^{2+} 的关系, Na^+ 与 Cl 的关系以及 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 与 $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ 的关系 (图 5c, d, e, f, g) 表明, 三条断裂带地热水中硅酸盐矿物溶解是控制三条断裂带地热水的离子含量的主要水文地球化学过程。地热水中高含量的 Ca^{2+} 可能源于钙硅酸盐矿物的溶解, 而高含量的 HCO_3^- 和 Na^+ 可能来自于地下深部水- CO_2 -钠硅酸盐矿

物（如钠长石）的反应产物（式 1）（Yi et al., 2021）。图 5h 所示，除了龙门山断裂带的罗纪温泉和宝山温泉，三条断裂带的地热水均发生了离子交换作用（式 2 和 3），揭示离子交换作用也是三条断裂带地热水化学过程的共性特征，同时也是制约地热水中主要阴、阳离子含量的关键因素。因此，硅酸盐矿物的溶解和深部 CO₂ 成分的混入以及离子交换作用是控制三条断裂带地热水中离子含量的主要水文地球化学过程。

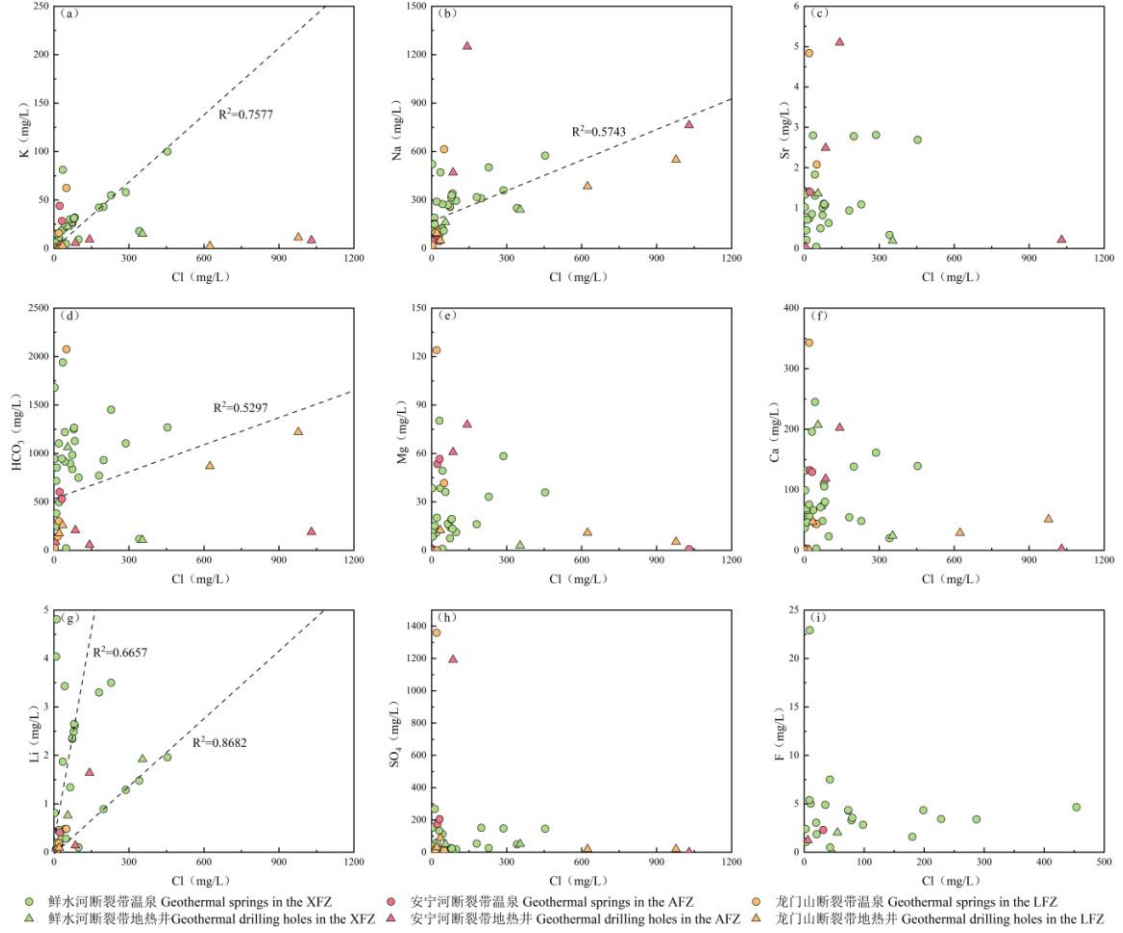
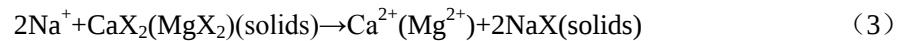
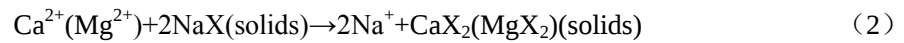
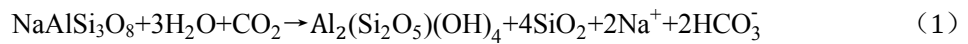


图 4 Cl 离子相关图: (a) K vs. Cl, (b) Na⁺ vs. Cl, (c) Sr vs.Cl, (d) HCO₃ vs. Cl, (e) Mg vs. Cl, (f) Ca vs. Cl, (g) Li vs. Cl, (h) Li vs. Cl, (i) F vs. Cl.

Fig. 4 Correlation diagram between Cl and other major ions: (a) K vs. Cl, (b) Na vs. Cl, (c) Sr vs.Cl, (d) HCO₃ vs. Cl, (e) Mg vs. Cl, (f) Ca vs. Cl, (g) Li vs. Cl, (h) Li vs. Cl, (i) F vs. Cl.

然而，离子交换作用不明显的温泉（龙门山断裂带的都江堰罗纪温泉和宝山温泉）在岩盐矿物溶解线附近（图 5f 和 h），安宁河断裂带的彝海温泉拥有较高含量的 Ca²⁺，但不在石膏矿物、碳酸盐矿物和硅酸盐矿物的溶解范畴，由于彝海温泉具有极高含量的 Cl⁻，推测其可能与古海水形成的卤水有关（颜玉聪等, 2021）。



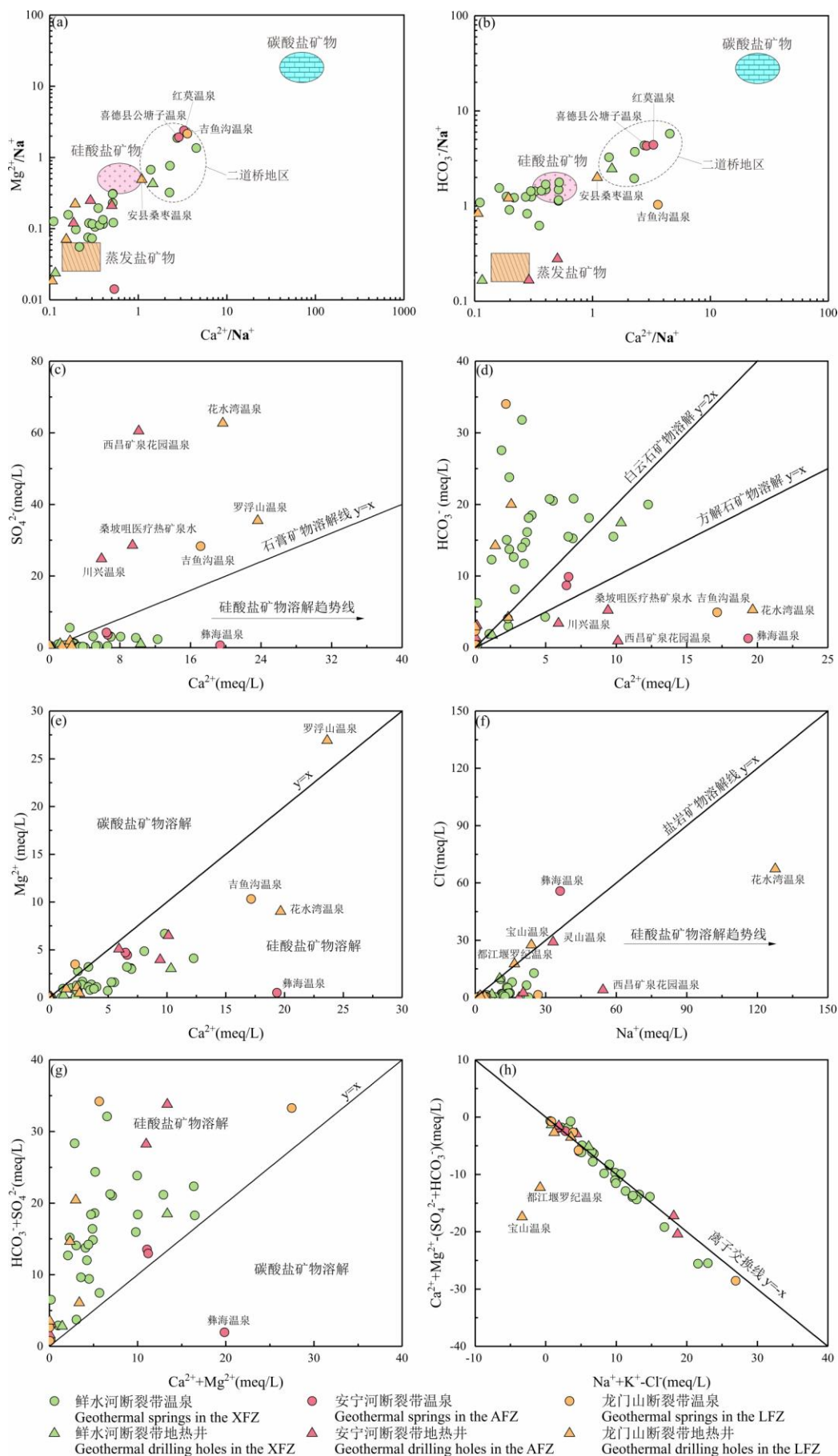


图 5 地热水主要离子间的关系: (a) Mg^{2+}/Na^+ vs. Ca^{2+}/Na^+ , (b) HCO_3^-/Na^+ vs. Ca^{2+}/Na^+ (Gaillardet et al., 1999), (c) Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} , (d) Ca^{2+} vs. HCO_3^- , (e) Ca^{2+} vs. Mg^{2+} , (f) Na^+ vs. Cl^- , (g) $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ vs. $HCO_3^-+SO_4^{2-}$, and (h) $Na^++K^+-Cl^-$ vs. $Ca^{2+}+Mg^{2+}-(SO_4^{2-}+HCO_3^-)$

Fig. 5 The relationship between the major ions of geothermal water: (a) Mg^{2+}/Na^+ vs. Ca^{2+}/Na^+ , (b) HCO_3^-/Na^+ vs. Ca^{2+}/Na^+ (Gaillardet et al., 1999), (c) Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} , (d) Ca^{2+} vs. HCO_3^- , (e) Ca^{2+} vs. Mg^{2+} , (f) Na^+ vs. Cl^- , (g) $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ vs. $HCO_3^-+SO_4^{2-}$, and (h) $Na^++K^+-Cl^-$ vs. $Ca^{2+}+Mg^{2+}-(SO_4^{2-}+HCO_3^-)$.

4.1.3 热储温度分析

(1) 水岩平衡状态分析

Giggenbach (1988) 提出的 Na-K-Mg 平衡图可以揭示地热水的水岩平衡状态和热储温度范围。图 6 中, 三条断裂带的拟合趋势线与 Na-K 温标线的交点显示鲜水河断裂带热储温度在 200~225℃之间, 安宁河断裂带热储温度在 100~125℃之间, 龙门山断裂带热储温度则在 150~175 之间, 呈现鲜水河断裂带>龙门山断裂带>安宁河断裂带的特征。研究区地热水只有灵山温泉、折多塘温泉、毕棚沟温泉和彝海温泉处于部分平衡水区域, 其它地热水样品均落于未成熟水区, 说明三条断裂带的地热水的水-岩作用未达到完全平衡, 受到不同程度的冷水混合影响, 因此阳离子地热温标估算的热储温度具有局限性。

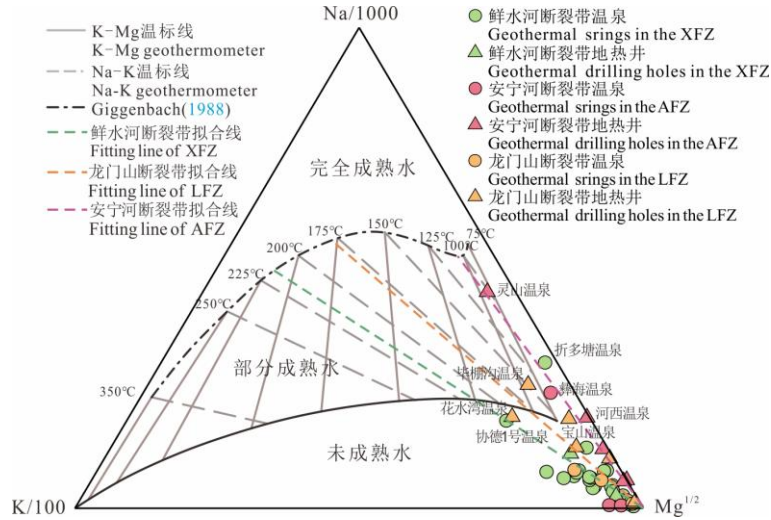


图 6 地热水在 Na-K-Mg 三角图上的分布 (据 Giggenbach, 1988 修改)

Fig. 6 The Na-K-Mg triangle diagram plots of geothermal water (according to Giggenbach, 1988)

(2) 热储温度计算

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。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 $\log(K^2/Mg)$ -SiO₂ 图和 PHREEQC 软件计算的矿物饱和指数 (Saturation Index, 即 SI) 来选取合适的二氧化硅地热温标。图 7a 显示三条断裂带主要分布于石英、玉髓和α-方石英之间, 但只有石英矿物是基本上处于饱和状态 (图 7b), 因此本次研究选取 SiO₂ 矿物 (石英) 地热温标进行计算, 计算公式如下 (Fournier, 1977):

$$a. \text{无蒸汽损失: } T(^{\circ}C) = \frac{1309}{5.19 - \lg(SiO_2)} - 273.15 \quad (4)$$

$$b. \text{最大蒸汽损失: } T(^{\circ}C) = \frac{1309}{5.75 - \lg(SiO_2)} - 273.15 \quad (5)$$

计算结果表明, 鲜水河断裂带热储温度范围为 98℃~177.2℃ (平均值 129.6℃), 安宁河断裂带热储温度范围为 70.6℃~88.8℃ (平均值 81℃), 龙门山断裂带热储温度范围为 85.9℃~130.7℃ (平均值 108.2℃)。SiO₂ 温标估算的热储温度均低于 Na-K-Mg 三角图拟合线

的温度范围，证明地热水在上升至地表过程中受到了一定程度浅层冷水或地表水的混合。

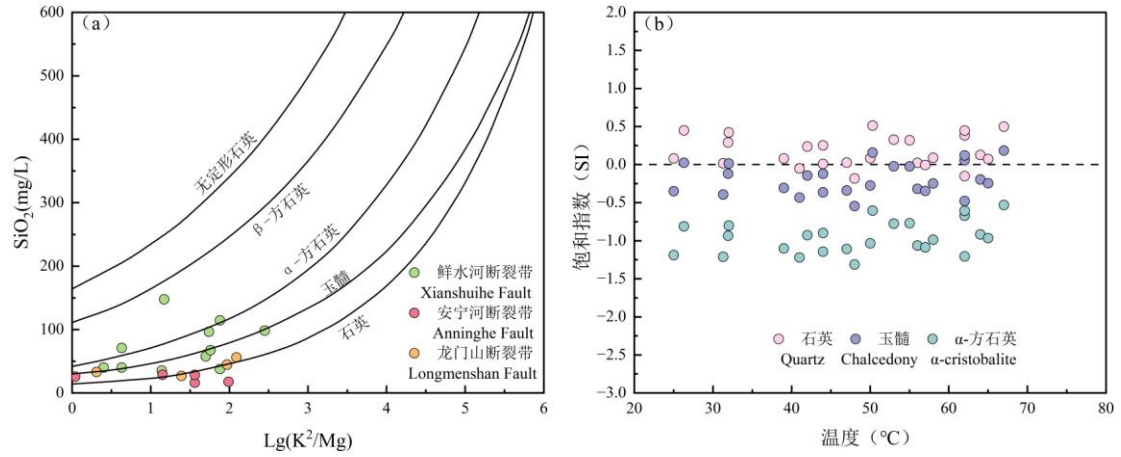


图 7 (a) SiO₂ 溶解判别图和 (b) 矿物饱和指数分布

Fig. 7 (a) SiO₂ dissolution discrimination diagram and (b) mineral saturation index distribution.

(3) 硅焓混合模型

研究区内的地热水都受到了不同程度的冷水混合，本次研究利用硅焓混合模型计算地热水的初始热储温度和冷水的混入比例，模型方程如下 (Fournier, 1977):

$$S_c X_1 + S_h (1 - X_1) = S_s \quad (6)$$

$$\rho_{C_{SiO_2}} X_2 + \rho_{h_{SiO_2}} X_2 (1 - X_2) = \rho_{S_{SiO_2}} \quad (7)$$

式中: S_c 为冷水的焓 (J/g); S_s 为温泉水的终焓 (J/g, 100°C 以下的饱和水焓等于水的摄氏温度数; 100°C 以上时, 温度与饱和水焓呈现一定关系); S_h 为热水初焓 (J/g); $\rho_{C_{SiO_2}}$ 为冷水的 SiO₂ 质量浓度 (mg/L); $\rho_{S_{SiO_2}}$ 为泉水的 SiO₂ 质量浓度 (mg/L); $\rho_{h_{SiO_2}}$ 为热水的初始 SiO₂ 质量浓度 (mg/L); X 为冷水混合比例。鲜水河断裂带冷泉平均温度为 7°C, 平均 SiO₂ 含量为 7.46 mg/L; 安宁河断裂带平均温度为 15°C, 平均 SiO₂ 含量为 15.8 mg/L; 龙门山断裂带冷泉平均温度为 10°C, 平均 SiO₂ 含量为 10.22 mg/L。

硅焓混合模型的计算结果显示, 鲜水河断裂带初始热储温度范围为 150~275°C (平均值 210.6°C), 冷水混入比例为 66%~82%; 安宁河断裂带初始热储温度范围为 100°C~141°C (平均值 121.9°C), 冷水混入比例为 52%~95%; 龙门山断裂带初始热储温度范围为 102~177°C (平均值 153°C), 冷水混入比例为 68%~89%。硅焓混合模型计算的初始热储温度与 Na-K-Mg 平衡图拟合的热储温度基本吻合。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, 鲜水河断裂带平均热储温度为 129.6~210.6°C, 属于中-偏高温地热资源; 安宁河断裂带平均热储温度为 81°C~121.9°C, 属于中-低温地热资源; 龙门山断裂带平均热储温度为 108.2°C~153°C, 属于偏中-高温地热资源。可以看出, 鲜水河断裂带是川西高温热水的富集区之一, 高温地热资源丰富, 具有极大开发潜力 (李晓等, 2018)。

4.1.4 循环深度估算

区域热水是大气降水入渗补给后经深循环加热后形成的, 可根据地热增温梯度计算深部地下热水的循环深度 (胡泽祥等, 2022), 公式如下:

$$D = (T_H - T_0) / K + D_0 \quad (8)$$

式中: D 为热循环深度, m; T_H 为热储温度, °C; T_0 为当地年平均气温, °C; K 为地温梯度, °C/100 m; D_0 为恒温带深度, 取用我国南方平均深度 30 m。鲜水河断裂带 T_0 取康定地区年平均气温 7°C, 地温梯度 K 取 4.9°C/100 m (Liu et al., 2022); 龙门山断裂带 T_0 取都江堰年平均气温 15.2°C, 地温梯度 K 取 2.45°C/100 m (颜玉聪等, 2021); 安宁河断裂带 T_0 取西昌年平均气温 17.2°C, 地温梯度 K 取 3°C/100 m (袁建飞, 2017)。

计算表明, 鲜水河断裂带热水循环深度 2532~4184 m, 安宁河断裂带热水循环深度

2155~3519 m, 龙门山断裂带热水循环深度 3573~5654 m, 鲜水河断裂带和安宁河断裂带热水循环深度接近, 龙门山断裂带呈现深循环特征。

表 2 地热水热储温度、冷水混合比例以及循环深度的估算结果

Table 2 Estimation results of the reservoir temperature, cold water mixing ratio, and circulation depth of geothermal water

	热储温度计算结果 (°C)			冷水混合比例	循环深度 (m)
	SiO ₂ 地热温标	Na-K-Mg	硅焓混合模型		
鲜水河断裂带	98~177.2 (a=129.6)	200~225	150~275 (a=210.6)	66%~82%	2532~4184
安宁河断裂带	70.6~88.8 (a=81)	100~125	100~140 (a=121.9)	52%~95%	2155~3519
龙门山断裂带	85.9~130.7 (a=108.2)	150~175	102~177 (a=153)	68%~89%	3573~5654

注: “a” 表示平均值。

4.2 氢氧同位素特征

4.2.1 补给类型

根据氢氧同位素特征可以确定地热水的补给来源。由于 D 和 ¹⁸O 的蒸汽压相对较低, D 和 ¹⁸O 更多赋存于液相中, 因此氢氧同位素的变化可以指示不同地下水环境的循环过程(张锡根, 1988)。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 $\delta D=8\delta^{18}O+10$ 。研究区与处于川西地区, 因此选用全球大气降水线和我国西南地区的大气降水线 $\delta D=8.41\delta^{18}O+16.72$ (Kong et al., 2019) 作为研究区的大气降雨线, 判断地热水的来源。本次研究收集整理了氢氧同位素数据共 41 组, 绘制了 $\delta D-\delta^{18}O$ 关系图(图 8)。

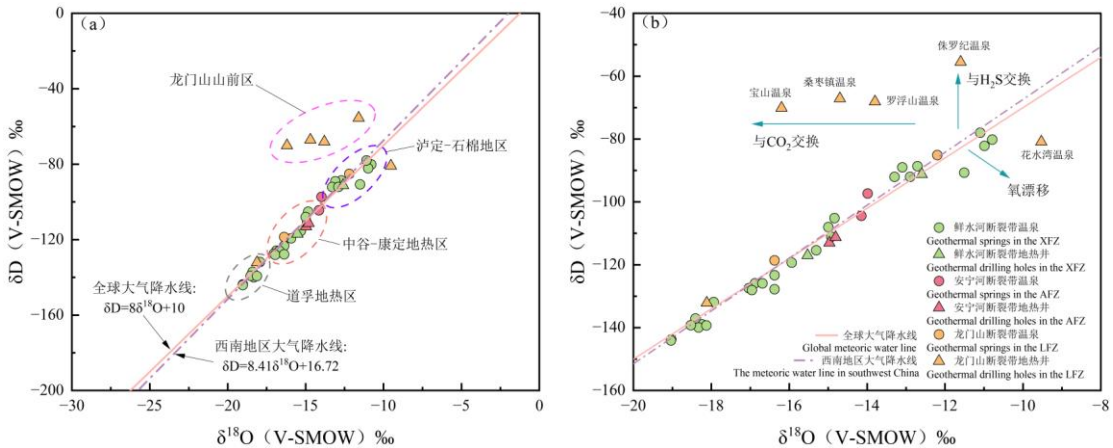


图 8 地热水的 $\delta D-\delta^{18}O$ 关系图
Fig. 8 $\delta D-\delta^{18}O$ relationship diagram of geothermal water

如图 8 所示, 三条断裂带地热水的氢氧同位素基本分布在大气降水线附近, 揭示三条断裂带的地热水的来源为大气降水。图 8a 中, 研究区地热水的氢氧同位素具有分区特征, 鲜水河断裂带地热水的 $\delta^{18}O$ 和 δD 值从东北至西南逐渐减小; 安宁河断裂带地热水的 $\delta^{18}O$ 和 δD 值接近鲜水河断裂带中部的中谷-康定地区; 龙门山 $\delta^{18}O$ 和 δD 值范围广泛, 但同时拥有最高的 $\delta^{18}O$ 和 δD 值。图 8b 显示, 鲜水河断裂带地热水的“氧 18 漂移”程度普遍高于安宁河断裂带, 龙门山断裂带的花水湾温泉的“氧 18 漂移”现象最为明显, 说明该地热水与围岩的氧同位素交换程度较高, 水-岩作用相对强烈。而龙门山断裂带山前都江堰侏罗纪温泉、安县桑枣镇温泉、罗浮山温泉、龙门山镇宝山温泉呈现向上(左)漂移(负向漂移)特征, 可能与龙门山断裂带的高含硫地层有关, 在低温条件下, H_2S-H_2O (水) 和 CH_4-H_2O (水) 体系中的 H_2S 和 CO_2 交换使地热水中 δD 值增高, 在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图上沿纵轴向上移动(马致远等, 2018)。由于龙门山为典型的逆冲断裂带, 也可能是俯冲时的脱水作用和相关的氢同位素分馏作用导致了富集氢同位素的流体从俯冲体中释放到地热水中, 呈现氢同位素富集特

征 (Shaw et al., 2008)。

4.2.2 补给高程

来源为大气降水的地下水的氢氧同位素具有高程效应：在高程较低时，水中的重同位素相对富集，而高程较高的地区，水中的重同位素较为贫乏，因此利用氢氧同位素的高程效应可以估算不同地下水的补给高程 (Blasch and Bryson, 2007)。本次选用以下公式计算补给高程 H:

$$H = \frac{\delta_G - \delta_P}{K} + h \tag{9}$$

式中，H 为补给区高程，单位 m；h 为大气降雨的海拔，单位 m； δ_G 为地热水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值或 δD 值； δ_P 为大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值或 δD 值；K 为大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 或 δD 高程梯度 (‰/100 m)。本次研究参考折多山区浅部冷水的 δD 值 (-63.52‰)、 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (-9.89‰) 和高程 (1936 m) (张云辉等, 2021)，结合 Yu et al (1984) 提出的我国西南地区氧同位素高程梯度 (-0.31‰/100 m) 和氢同位素高程梯度 (-2.6‰/100 m) 进行计算，计算结果如表 3。

表 3 三条断裂带地热水补给高程的计算结果

构造位置	$\delta^{18}\text{O}$ 计算的补给高程		δD 计算的补给高程	
	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	H/m	$\delta\text{D}/\text{‰}$	H/m
鲜水河断裂带	-10.79~-19.04	2226~4888	-78~-144.07	2493~5034
安宁河断裂带	-13.99~-14.97	3259~3575	-97.3~-113	3235~3839
龙门山断裂带	-9.53~-18.12	1820~4591	-55.5~-132.1	1628~4574

表 3 所示， $\delta^{18}\text{O}$ 值求得的补给高程比 δD 偏低，这可能是在地热循环系统中，水-岩作用使地热水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 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，因此将 δD 值计算的补给高程作为研究区地热水的补给高程。结果显示，鲜水河断裂带地热水的补给高程范围为 2493~5034 m (平均值 4093 m)，安宁河断裂带地热水的补给高程范围为 3235~3839 m (平均值 3589 m)，龙门山断裂带地热水的补给高程范围为 1628~4574 m (平均值 2750 m)，总体呈现鲜水河断裂带>安宁河断裂带>龙门山断裂带的特征。根据地貌及地质构造展布推测，鲜水河断裂带地热水的补给来源主要为大雪山一脉党岭山 (5500m) - 折多山 (5130 m) - 贡嘎山高山 (7556 m) 区域的大气降水，安宁河断裂带地热水的补给来源主要为东侧小相岭一带 (最高海拔 4500m) 的大气降水，而龙门山断裂带地热水的补给来源主要为龙门山脉 (最高海拔 4989m) 的大气降水。

4.3 形成模式讨论

(1) 鲜水河断裂带岩浆活动强烈，沿断裂带分布有多期花岗岩，被认为是主要的热储层，热储埋深 2532~4184 m。鲜水河断裂带温泉逸出气体中氦同位素、碳同位素显示有幔源流体作用 (徐胜等, 2022)，Li (2018) 等认为康定南部榆林宫地区地下有岩浆侵入，且西藏东部深度约 20km 存在一个大范围分布的部分熔融体带 (Yang et al., 2020)，因此部分熔融体的传导生热为鲜水河断裂带地热水的主要热源，也是鲜水河断裂带的高温热水集中分布的决定性因素之一。从地质和地貌尺度来看，鲜水河断裂带约以每年 $15 \pm 5\text{mm}$ 左旋滑动 (Allen et al., 1991)，近些年的 GPS 测量显示，鲜水河断裂带的左旋滑动率约为 7~15mm/year (Liang et al., 2013) 和 10~12mm/year (Zhang et al., 2013)，贡嘎山地区的海拔以 $6 \pm 1\text{mm/year}$ 的速度抬升 (Hao et al., 2014)，证明断层滑移和大地抬升的摩擦生热为鲜水河段断裂带地热水的热源之一。此外，地壳放射性元素的放射生热对鲜水河断裂带地热水的形成也有一定贡献 (张云辉, 2018)。鲜水河断裂带热水的水化学类型以 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主，溶解性总固体低，水化学过程以硅酸盐矿物溶解作用为主。

(2) 安宁河断裂带两侧广泛出露晚中生代-新生代花岗岩、闪长岩和少量超基性侵入岩

(徐胜等, 2022), 是主要的热储层, 热储埋深 2155~3519 m, 同时也揭示花岗岩类放射生热的存在。其次安宁河断裂北段距今约 10ka 以来的平均左旋位移速率为 3.6~4.0mm/a, 而晚全新世以来的断层左旋位移速率约 6.2mm/a (冉永康等, 2008), 安宁河断裂南段晚第四纪以来 (近 3300a 以来) 的断层左旋位移速率约 4.4mm/a (王虎等, 2018), 与北段接近。揭示安宁河断裂带处于构造活动的活跃期, 断层摩擦生热也是安宁河断裂带地热水热量的重要来源。安宁河断裂带地层组成较为复杂, 其径流条件相对较差, 出露受阻, 主要以钻探揭露。其水化学类型多样, 包括 $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ 、 $\text{HCO}_3\text{ SO}_4\text{-Ca Mg}$ 和 $\text{Cl SO}_4\text{-Na}$ 型等。

(3) 龙门山断裂带地热活动相对较弱, 以龙门山前钻探揭露为主。其热储层位于上古界-三叠系的变质岩、沉积岩及三叠系碳酸盐岩, 热储埋深 3573~5654 m, 基本处于半封闭或封闭条件。龙门山断裂带是由一系列大致平行的逆冲、逆冲兼走滑的断裂构成, 新构造运动强烈 (颜玉聪等, 2021), 1747 年有历史地震记载以来, 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。断层挤压抬升和地震产生的机械摩擦热是龙门山断裂带的主要热源。龙门山山前是四川盆地, 相对高差大, 且龙门山地热水的循环深度最深 (大于 3.5 km), 其深部无岩浆侵入活动, 没有特殊的附加热源, 因此正常或偏高的地温梯度加热增温也是为热源之一。龙门山断裂带水文地球化学特征表现为溶滤和沉积的混合作用, 水化类型主要为 $\text{SO}_4\text{-Na}$ 和 Cl-Na 型, 溶解性总固体高, 局部呈现古海水特征。

三条断裂带地热水形成模式如图 9 所示, 在较强的区域构造活动和偏高的大地热流值背景之下, 三条断裂带不同位置 (大雪山-脉党岭山-折多山-贡嘎山高程 2493~5034 m、东侧小相岭一带高程 3235~3839 m、龙门山脉高程 1628~4574 m) 的大气降水在重力作用下沿导水通道向深部运移。鲜水河断裂带导水通道为一系列北西-南东向的次级断裂和走滑形成的裂隙破碎体, 安宁河断裂带导水通道为南北向次级断裂和裂隙密集带, 龙门山断裂带的导水通道为近东西向的次级断裂和断裂破碎带。此外, 深大断裂是地幔物质及热流上升的优先通道 (许红等, 2016), 因此鲜水河、安宁河和龙门山深大断裂带又是良好的导热通道。随着循环深度的增加, 大气降水受到岩浆侵入岩余热、放射性元素的放射热或活动断裂和地震产生的机械摩擦热的加热影响, 形成高温初始热水 (鲜水河断裂带 129.6~210.6℃、安宁河断裂带 81℃~121.9℃、龙门山断裂带 108.2~153℃)。高温初始热水沿断裂破碎带、侵入岩接触带等有利部位上升, 与围岩的硅酸盐矿物、碳酸盐矿物等发生水-岩作用, 不断溶解 Na^+ 、 HCO_3^- 等离子和 CO_2 气体, 进行阳离子交换, 在浅部与大量冷水 (鲜水河断裂带冷水比例 66%~82%、安宁河断裂带冷水比例 52%~95%、龙门山断裂带冷水比例 68%~89%) 混合, 致使热水温度降低, 最终出露地表形成温泉, 或被钻孔揭露形成地热井。

综上所述, 鲜水河断裂带热水在补给条件、热源、地下水径流条件和热储温度等方面均优于安宁河断裂带、龙门山断裂带, 是四川省中高温地热资源开发利用的优势靶区。

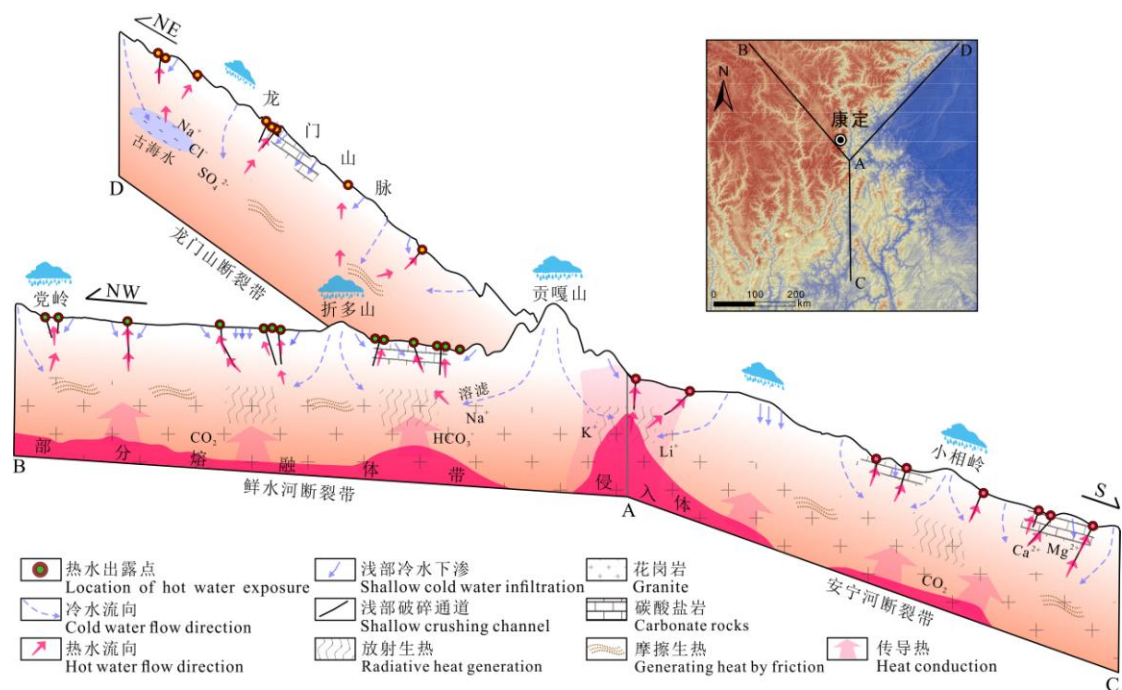


图 9 鲜水河断裂带、安宁河断裂带和龙门山断裂带地热水形成模式概念图

Fig. 9 A schematic diagram of the formation model of geothermal waters in the Xianshuihe fault zone, Anninghe fault zone, and Longmenshan fault zone

5 结论

(1) 热水水化学类型具分区分带特征。鲜水河断裂带较为单一，以 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主；龙门山断裂带次之，以 $\text{SO}_4\text{-Na}$ 或 Cl-Na 型为主；而安宁河断裂带较为复杂，涵盖了 $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ 、 $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca Mg}$ 或 $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$ 型等。水化学过程分析显示，三条断裂带地热水呈现明显的水-岩作用和深循环特征，其水化学组分主要受硅酸盐矿物溶解和离子交换作用控制。

(2) 热储温度和深度计算结果显示鲜水河断裂带热储温度为 $129.6\sim 210.6^\circ\text{C}$ ，深度为 $2532\sim 4184\text{ m}$ ，冷水混入比为 $66\%\sim 82\%$ ，属于中-高温地热系统；安宁河断裂带热储温度为 $81\sim 121.9^\circ\text{C}$ ，深度为 $2155\sim 3519\text{ m}$ ，冷水混入比为 $52\%\sim 95\%$ ，属于中-低温地热系统；龙门山断裂带热储温度为 $108.2\sim 153^\circ\text{C}$ ，深度为 $3573\sim 5654\text{ m}$ ，冷水混入比为 $68\%\sim 89\%$ ，属于中低温地热系统。

(3) 氢氧同位素证据表明，三条断裂带的地热水接受大气降雨和高山融雪水补给，补给高程分别为 $2493\sim 5034\text{ m}$ 、 $3235\sim 3839\text{ m}$ 和 $1628\sim 4574\text{ m}$ 。鲜水河断裂带地热水的“氧 18 漂移”程度强于安宁河断裂带，而龙门山断裂带部分地热水出现一定程度的“氧 18 漂移”和“负向漂移”特征，推测地热水与 H_2S 和 CO_2 交换或发生氢同位素分馏。

(4) 分析了三条断裂带地热水的水源、热源、热储层以及运移通道等要素，探明三条断裂带地热水的成因模式，进而揭示鲜水河断裂带热水在补给条件、热源、地下水径流条件和热储温度等方面均优于安宁河断裂带、龙门山断裂带，是四川省中高温地热资源开发利用的优势靶区。

致谢: 感谢多吉院士论文成文过程中给予的悉心指导和帮助，感谢期刊主编和匿名审稿专家提出的宝贵意见。

References

Asta M P , Gimeno M J , Luis F A , Javier G , Patricia A , Pilar L. 2012. Hydrochemistry and geothermometrical

- modeling of low-temperature Panticosa geothermal system (Spain)[J]. *Journal of Volcanology & Geothermal Research*, 235: 84-95.
- Alle C R, Luo Zhuoli, Qian Hong, Wen Xueze, Zhou Hhuawei, Huang Weishi. 1991. Field-study of a highly-active fault zone - the Xianshuihe fault of southwestern China[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 103(9): 1178-1199.
- Arnorsson S. 1985. The use of mixing models and chemical geothermometers for estimating underground temperatures in geothermal systems[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(3-4): 299-335.
- Arnorsson S. 1995. Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural-waters in iceland[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(20): 4125-4146.
- 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.
- Capaccioni B, Vaselli O, Tassi F, Santo A P, Delgado H A. 2011. Hydrogeochemistry of the thermal waters from the Sciacca Geothermal Field (Sicily, southern Italy)[J]. *Journal of Hydrology*, 396(3-4): 292-301.
- Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters[J]. *Science*, 133(346): 1702-1703.
- Craig J , Absar A, Bhat G, Cadel G, Hafiz M, Hakhoo N, Kashkari R, Moore J, Ricchiuto T E, Thurow J. 2013. Hot springs and the geothermal energy potential of Jammu & Kashmir state, N.W. Himalaya, India[J]. *Earth-science Reviews*, 126:156-177.
- Chandrajith R, Barth J A C, Subasinghe N D, Merten D, Dissanayake C B. 2013. Geochemical and isotope characterization of geothermal spring waters in Sri Lanka: Evidence for steeper than expected geothermal gradients[J]. *Journal of Hydrology Amsterdam*, 476: 360-369.
- Cheng Yuanzhi, Pang Zhonghe, Kong Yanlong, Chen Xiaobin, Wang Guangjie. 2022. Imaging the heat source of the Kangding high-temperature geothermal system on the Xianshuihe fault by magnetotelluric survey[J]. *Geothermics*, 102.
- Chen Zhi. 2014. Hydrogeochemistry of the hot springs in Western Sichuan Province, southwestern China after the Wenchuan Ms earthquake[D]. Anhui: University of Science and Technology of China(in Chinese with English abstract).
- Ding Weipin, Xie Caifu, Huang Cheng, Zhang Bin, Xin Zhuo, Zhan Huasi, Zheng Lilong, Kong Fanquan, Wang Hongbing, Huang Fulin. 2022. Sources of ore-forming lead-zinc in the Permian carbonate rock of in Sichuan-Yunnan-Guizhou area: S, Pb, C, H and O Isotope constraints-A case of Taipingzi lead-zinc deposit in Xundian county, Yunnan Provinces[J]. *Geology in China*(in Chinese with English abstract).
- Fournier R O. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. *Geothermics*, 5(1-4): 41-50.
- Giggenbach W F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12): 2749-2765.
- Gaillardet J, Dupré B, Louvat P, Allegre C J. 1999. Global silicate weathering and CO_2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers[J]. *Chemical Geology*, 159(1): 3-30.
- Guo Qinghai, Wang Yanxin. 2012. Geochemistry of hot springs in the tengchong hydrothermal areas, southwestern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 215: 61-73.
- Guo Jing, Tang Fawei, Guan Hui, Zhao Haihua, Zhao Xiaoyun, Dan Zengguo Jie, Du Bingrui. 2022. The structure-thermal coupling model of the high temperature geothermal system in Rujiao on the Tibet Plateau[J]. *Geology in China*(in Chinese with English abstract).
- Haehnlein S, Bayer P, Ferguson G, Blum P. 2013. Sustainability and policy for the thermal use of shallow geothermal energy[J]. *Energy Policy*, 59: 914-925.
- Hao Ming, Wang Qingliang, Shen Zhengkang, Cui Duxin, Ji Lingyun, Li Yuhang, Qin Shanlan. 2014. Present day crustal vertical movement inferred from precise leveling data in eastern margin of Tibetan Plateau[J]. *Tectonophysics*, 632(C): 281-292.
- Hu Zexiang, Zhao Xueqin, Li Song, Li Yajun, Wang Yuyu, Yang Luo. 2022. Geothermal hydrogeochemical characteristics and genetic analysis of the Seda-Songpan fault block[J]. *Geoscience*, 36(2): 484-493.
- Kana J D, Djongyang N, Raidandi D, Nouck P N, Dadjé A. 2015. A review of geophysical methods for geothermal exploration[J]. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 44: 87-95.
- Kong Yanlong, Wang Ke, Li Jie, Pang Zhonghe. 2019. Stable isotopes of precipitation in China: a consideration of moisture sources[J]. *Water*, 11(6).
- Ke Bin 2014. An analysis on genetic model and development prospects of Jiyu hot spring in Maoxian County, Sichuan Province[D] Chengdu: Chengdu University of Technology(in Chinese with English abstract).
- Lu Lianghua, Pang Zhonghe, Kong Yanlong, Guo Qi, Wang Yingchun, Xu Chenghua, Gu Wen, Zhou Lingling, Yu Dandan. 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.
- Li Jiexiang, Yang Guang, Sagoe G, Li Yilian. 2018. Major hydrogeochemical processes controlling the composition of geothermal waters in the Kangding geothermal field, western Sichuan Province[J]. *Geothermics*, 75: 154-163.
- Li Jiexiang, Sagoe G, Yang Guang, Liu Danqing, Li Yilian. 2019. The application of geochemistry to bicarbonate thermal springs with high reservoir temperature: a case study of the Batang geothermal field, western Sichuan Province, China[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 371: 20-31.
- Li Xiao, Huang Xun, Liao Xin, Zhang Yunhui. 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 Xiao, Wang Jinjin, Huang Xun, Yu Zhongyou. 2018. Chemical and isotopic characteristics of hot water in the Kangding-Daofu section of Xianshuihe fault zone, Sichuan, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology(Science & Technology Edition), 45(6): 733-745(in Chinese with English abstract).Li Yong, Huang Runqiu, Zhou Rongjun, Alexander L D, Michael, A E, Yan Liang, Dong Shunli, Nicholas R, Zhang Yi, He Yulin, Chen Hao, Qiao Baocheng, Ma Bolin. 2009. Geological background of Longmenshan seismic belt and surface ruptures in Wenchuan earthquake[J]. Journal of Engineering Geology, 17(1): 3-18(in Chinese with English abstract).
- Liang Shiming, Gan Weijun, Shen Chuangzheng, Xiao Genru, Liu Jing, Chen Weitao, Ding Xiaoguang, Zhou Deming. 2013. Three-dimensional velocity field of present-day crustal motion of the Tibetan Plateau derived from GPS measurements[J]. Journal of Geophysical Research-Planets, 118(10): 5722-5732.
- Liu Wei, Guan Lufeng, Liu Yi, Xie Xiangang, Zhang Maoliang, Chen Biying, Xu Sheng, Sano Y. 2022. Fluid geochemistry and geothermal anomaly along the Yushu-Ganzi-Xianshuihe fault system, eastern Tibetan Plateau: Implications for regional seismic activity[J]. Journal of Hydrology, 607.
- Luo Ji, Pang Zhonghe, Kong Yankong, Wang Yingchun. 2017. Geothermal potential evaluation and development prioritization based on geochemistry of geothermal waters from Kangding area, western Sichuan, China[J]. Environmental Earth Sciences, 76(9): 343.
- Luo Lailin. 1994. Inquisition of the distribution and cause of the hot springs in western Sichuan[J]. Journal of Chongqing Normal University(Natural Science), 11(2): 39-47(in Chinese with English abstract).
- Long Sisheng, Zhao Zhu. 2000. Characteristics of the seismic source stress field in the intersection region of Xianshuihe, Longmenshan and Anninghe faults[J]. Acta Seismologica Sinica, 22(5): 457-464+560(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.
- Ma Zhiyuan, Wu Min, Zheng Huiju, Xu Yong, Meng Yang, Dang Shusheng. 2018. A re-recognition of the main controlling factors for $\delta^{18}\text{O}$ enrichment in deep geothermal water of Guanzhong basin[J]. Geological Bulletin of China, (Z1): 487-495(in Chinese with English abstract).
- Mo Xuanxue. 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 Xuanxue. 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).
- Nukman M, Hochstein M P. 2019. The sipoholon geothermal field and adjacent geothermal systems along the north-central sumatra fault belt, indonesia: reviews on geochemistry, tectonics, and natural heat loss. Journal of Asian earth sciences, 170: 316-328.
- Pu Benjin. 1981. Hot water physicochemical characteristics and fault activity of the Xianshuihe fault and Moxi fault[J]. Earthquake Research in Sichuan, (4): 22-23(in Chinese with English abstract).
- Ran Yongkang, Cheng Jianwu, Gong Huiling, Chen Lichun. 2008. Late quaternary geomorphic deformation and displacement rates of the Anninghe fault around Zimakua[J]. Seismology and Geology, 30 (1): 86-98(in Chinese with English abstract).
- Shaw A M, Hauri E H, Fischer T P, Hilton D R, Kelley K A. 2008. Hydrogen isotopes in Mariana arc melt inclusions: implications for subduction dehydration and the deep-earth water cycle[J]. Earth and Planetary Science Letters, 275(1-2): 138-145.
- Ta Mingming, Zhou Xun, Guo Juan, Wang Yuan, Wang Xinyun, Xu Yanqiu. 2019. Hydrogeochemical characteristics and formation of the hot springs occurring in the plunging ends of an anticline in Chongqing, eastern Sichuan basin, China. Environmental Earth Sciences, 78(15): 468.
- Tang Xianchun, Zhang Jian, Pang Zhonghe, Hu Shengbiao, Wu Ying, Bao Shujing. 2017. Distribution and genesis of the eastern Tibetan Plateau geothermal belt, western China[J]. Environmental Earth Sciences, 76(1): 31.
- Tang Xianchun, Zhang Jian, Pang Zhonghe, Hu Shengbiao, Tian Jiao, Bao Shujing. 2017. The eastern Tibetan Plateau geothermal belt, western China: Geology, geophysics, genesis, and hydrothermal system[J]. Tectonophysics, 717: 433-448.
- Wang, Chenguang, Zheng, Mianping. 2019. Hydrochemical characteristics and evolution of hot fluids in the Gudui geothermal field in Comei county, Himalayas[J]. Geothermics, 81(SEP): 243-258.
- Wang Guiling. 2018. Geothermal records of China, southwest volume 1[M]. Beijing: Science Press(in Chinese with English abstract).
- Wang Hu, Ran Yongkang, Chen Lichun, Liang Mingjian, Gao Shuaipo, Li Yanbao, Xu Liangxin. 2018. Determination of slip rate on the southern segment of the Anninghe fault[J]. Seismology and Geology, 40(5): 967-979(in Chinese with English abstract).
- Wang Xinwei, Wang Tinghao, Li Haiquan, Zhang Xuan, Luo Lu, Liu Huiying, Wang Simin, Xiang Caifu. 2022. Evolution of karst geothermal system and its geothermal resource potential in Taiyuan Basin [J]. Geology in China, 49(3): 716-731(in Chinese with English abstract).
- Xu Hong, Zhang Haiyang, Zhang Derun, Lu Shushen, Lu Jianzhong, Wang Xiuqi, Zhang Weiwei. 2016. The deep faults separating land and sea basins in lower Yangtze region and their tectonic significance[J]. Marine Geology Frontiers, 32(3): 16-23(in Chinese with English abstract).
- Xu Sheng, Guan Lufeng, Zhang Maoliang, Zhong Jun, Liu Wei, Xie Xiangang, Liu Congqiang, Takahata N, Sano Y. 2022. Degassing of deep-sourced CO_2 from Xianshuihe-Anninghe fault zones in the eastern Tibetan Plateau[J]. Science China Earth Sciences, 52(2): 291-308(in Chinese with English abstract).
- Xu Xiwei, Zhang Peizhen, Wen Xueze, Qin Zunli, Chen Guihua, Zhu Ailian. 2005. Features of active tectonics and recurrence behaviors of strong earthquakes in the western Sichuan Province and its adjacent regions[J].

- Seismology and Geolog, 27(3): 446-461(in Chinese with English abstract).
- Yang Wencai, Jin Sheng, Zhang Luolei, Qu Chen, Hu Xiangyun, Wei Wenbo, Yu Changqing, Yu Peng. 2020. The three-dimensional resistivity structures of the lithosphere beneath the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Chinese Journal of Geophysics, 63(3): 817-827.
- Yi Lei, Qi Jihong, Li Xiao, Xu Mo, Zhang Xiaoyu, Zhang Qiang, Tang Yige. 2021. Geochemical characteristics and genesis of the high-temperature geothermal systems in the north section of the Sanjiang Orogenic belt in southeast Tibetan Plateau[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 414.
- Yu Jinsheng, Zhang Hongbin, Yu Fuji, Liu Deping. 1984. Oxygen and hydrogen isotopic compositions of meteoric waters in the eastern part of Xizang[J]. Geochemistry, 3(2): 93-101.
- Yuan Jianfei, Deng Guoshi, Xu Fen, Tang Yeqi, Li Pengyue. 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 Xingcheng, Zhang Yunhui, Wang Ying, Huang Xun, Sun Minglu, Lv Guosen. 2023. Geothermal water chemical characteristics and scaling analysis of Xianshuihe fault zone[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 43(2): 1-16(in Chinese with English abstract).
- Yan Yucong, Liu Fengli, Guo Lishuang, Zhou Xiaocheng, Ouyang Shupe, Li Jingchao, Wang Wanli. 2021. Hydrogeochemical characteristics of the hot springs in the Longmenshan fault zone[J]. Journal of Seismological Research, 44 (2): 170-184(in Chinese with English abstract).
- Zhou Peng, Sun Minglu, Zhang Yunhui, Rong Feng, Da Wa, Wan Zhongyan, Liu Gongxi, Peng Qinghua, Hu Huashan, Dan Zeng, Liu Zhenfeng. 2023. Hydrogeochemical Characteristics and Genetic Mechanism of the Molu Geothermal Springs in the Longzi County, Southern Tibet[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 43(2): 1-19(in Chinese with English abstract).
- Zhou Yu, Zhou Xiong, Zhang Yi, Qin Zhipeng, Jia Zhiqian, Liang Bing. 2022. Geochemistry, zircon geochronology and Lu- Hf isotopic characteristics of the Sudi monzogranite in the Western Sichuan: Implications for tectonic setting of the Songpan-Ganze terrane[J]. Geology in China, 49(6): 1984-2001(in Chinese with English abstract).
- Zhang Peizhen. 2013. A review on active tectonics and deep crustal processes of the western Sichuan region, eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Tectonophysics, 584: 7-22.
- Zhang Wei, Wang Guiling, Xing Linxiao, Li Tingxin, Zhao Jiayi. 2019. Geochemical response of deep geothermal processes in the Litang region, Western Sichuan[J]. Energy Exploration & Exploitation, 37(2): 626-645.
- Zhang Yuanze, Replumaz A, Leloup P H, Wang Guocan, Bernet M, van der Beek P, Paquette J L, Chevalier M L. 2017. Cooling history of the Gongga batholith: Implications for the Xianshuihe fault and Miocene kinematics of SE Tibet[J]. Earth and Planetary Science Letters, 465: 1-15.
- Zhang Yunhui. 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(in Chinese with English abstract).
- Zhang Yunhui, Li Xiao, Xu Mo, Duo Ji, Wu Xiyong, Xiao Yong, Huang Xun. 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 Lei, Guo Lishuang, Liu Shuwen, Yang Yao, Shi Deyang. 2021. Characteristics of hydrogen and oxygen stable isotopes of hot springs in Xianshuihe-Anninghe fault zone, Sichuan Province, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 37(2): 589-598(in Chinese with English abstract).
- Zhang Xigen. 1988. Application of isotope geochemistry in geothermal exploration[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, (1): 28-31(in Chinese with English abstract).
- Zhang Xu, Zhang Wen, Lv Guosen, Yu Zhongyou, Dai Qian. 2023. Geochemical, Geophysical Genesis of the Ranggu Geothermal Spring in Aba Prefecture, Western Sichuan: Evidence from Hydrogeochemical and Geophysical Exploration[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 43(2): 1-16(in Chinese with English abstract).
- Zhao Qingsheng. 1984. The hydrogeochemical characteristics and forming model of hot water in the Xian Shui-he fracture zone[J]. Advanced Engineering Sciences, (2): 77-88(in Chinese with English abstract).
- Zhao Qingsheng. 1987. The hydrothermal system of Xide geothermal field[J]. Advanced Engineering Sciences, (2): 123-130(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈志. 2014. 汶川地震后川西地区温泉水地球化学研究[D]. 安徽: 中国科学技术大学.
- 丁伟品, 谢财富, 黄诚, 张斌, 辛卓, 詹华思, 郑立龙, 孔凡全, 王红兵, 黄福林. 2022. 川滇黔地区二叠系碳酸盐岩中铅锌成矿物质来源: S、Pb、C、H、O 同位素制约-以云南寻甸太平子铅锌矿为例[J]. 中国地质.
- 郭镜, 唐发伟, 官辉, 赵海华, 赵小云, 旦增国杰, 杜炳锐. 2022. 青藏高原如角高温地热系统构造-热耦合成热模式[J]. 中国地质.
- 胡泽祥, 赵学钦, 李松, 李亚军, 王玉钰, 杨洛. 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.
- 柯斌. 2014. 四川茂县吉鱼温泉成因模式及开发远景分析[D]. 成都: 成都理工大学.
- 李晓, 王金金, 黄珣, 余中友. 2018. 鲜水河断裂带康定至道孚段热水化学与同位素特征[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 45(6): 733-745.

- 罗来麟. 1994. 四川西部温泉分布及成因初探[J]. 重庆师范学院学报(自然科学版), 11(2): 39-47.
- 龙思胜, 赵珠. 2000. 鲜水河、龙门山和安宁河三大断裂交汇地区震源应力场特征[J]. 地震学报, 22(5): 457-464+560.
- 马致远, 吴敏, 郑会菊, 许勇, 孟阳, 党书生. 2018. 对关中盆地腹部深层地下热水 $\delta^{18}\text{O}$ 富集主控因素的再认识[J]. 地质通报, (Z1): 487-495.
- 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.
- 濮本进. 1981. 鲜水河断裂、磨西断裂的热水理化特性与断裂活动性[J]. 四川地震, (4): 22-23.
- 冉勇康, 程建武, 宫会玲, 陈立春. 2008. 安宁河断裂紫马跨一带晚第四纪地貌变形与断层位移速率[J]. 地震地质, 30(1): 86-98.
- 王贵玲. 2018. 中国地热志, 西南卷. 一[M]. 北京: 科学出版社.
- 王虎, 冉勇康, 陈立春, 梁明剑, 高帅坡, 李彦宝, 徐良鑫. 2018. 安宁河断裂带南段滑动速率估计[J]. 地震地质, 40(5): 967-979.
- 汪新伟, 王婷灏, 李海泉, 张瑄, 罗璐, 刘慧盈, 王嗣敏, 向才富. 2022. 太原盆地岩溶地热系统的形成演化及其地热资源潜力[J]. 中国地质, 49(3): 716-731.
- 许红, 张海洋, 张德润, 卢树参, 卢建忠, 王修齐, 张威威. 2016. 下扬子区海陆盆地构造分割的深大断裂证据与地质构造意义[J]. 海洋地质前沿, 32(3): 16-23.
- 徐胜, 管芦峰, 张茂亮, 钟君, 刘伟, 谢显刚, 刘丛强, Takahata N, Sano Y. 2022. 青藏高原东缘鲜水河-安宁河断裂带深源气体释放[J]. 中国科学: 地球科学, 52(2): 291-308.
- 徐锡伟, 张培震, 闻学泽, 秦尊丽, 陈桂华, 朱爱澜. 2005. 川西及其邻近地区活动构造基本特征与强震复发模型[J]. 地震地质, 27(3): 446-461.
- 袁建飞, 邓国仕, 徐芬, 唐业旗, 李鹏岳. 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.
- 袁兴成, 张云辉, 王鹰, 黄珣, 孙明露, 吕国森. 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, 43(2): 1-16.
- 颜玉聪, 刘峰立, 郭丽爽, 周晓成, 欧阳澍培, 李静超, 王万丽. 2021. 龙门山断裂带温泉水文地球化学特征[J]. 地震研究, 44(2): 170-184.
- 周鹏, 孙明露, 张云辉, 荣峰, 达娃, 万忠焱, 刘恭喜, 彭清华, 胡华山, 旦增, 刘振峰. 2023. 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, 43(2): 1-19.
- 周玉, 周雄, 张贻, 秦志鹏, 贾志泉, 梁兵. 2022. 川西苏地二长花岗岩地球化学、锆石年代学及 Lu-Hf 同位素特征—对松潘—甘孜地块构造背景的限定[J]. 中国地质, 49(6): 1984-2001.
- 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, 多吉, 巫锡勇, 肖勇, 黄珣. 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.
- 张磊, 郭丽爽, 刘树文, 杨耀, 施得昉. 2021. 四川鲜水河-安宁河断裂带温泉氢氧稳定同位素特征[J]. 岩石学报, 37(2): 589-598.
- 张锡根. 1988. 同位素地球化学在地热勘探中的应用[J]. 水文地质工程地质, (1): 28-31.
- 章旭, 张文, 吕国森, 余中友, 代倩. 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): 1-16.
- 赵庆生. 1984. 鲜水河断裂带热水水文地球化学特征及形成模式[J]. 工程科学与技术, (2): 77-88.
- 赵庆生. 1987. 喜德热田水热系统初步研究[J]. 工程科学与技术, (2): 123-130.