

欧晓斌, 鲍志诚, 吕坚, 等. 2023. 全南—寻乌断裂带温泉水文地球化学特征[J]. 地震研究, 46(4): 529–541, doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2023.0062.

Ou X B, Bao Z C, Lyu J, et al. 2023. Hydrogeochemical characteristics of the hot springs in the Quannan-Xunwu fault zone[J]. *Journal of Seismological Research*, 46(4): 529–541, doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2023.0062.

## 全南—寻乌断裂带温泉水文地球化学特征<sup>\*</sup>

欧晓斌<sup>1,2</sup>, 鲍志诚<sup>1,2</sup>✉, 吕坚<sup>1,2</sup>, 肖健<sup>1,2</sup>, 赵影<sup>1,2</sup>, 陈浩<sup>1,2</sup>

(1. 江西省地震局, 江西 南昌 330026; 2. 江西九江扬子块体东部地球动力学野外科学观测研究站, 江西 九江 332006)

**摘要:** 对全南—寻乌断裂带上5个温泉点进行野外调查和取样分析, 对采集的水样进行常量组分、微量元素和氢氧同位素的测试, 得到该区断裂带上温泉的水文地球化学特征及其成因。结果表明: ①全南—寻乌断裂带温泉水温为42℃~72℃, 属中高温温泉; 分为HCO<sub>3</sub>-Na型水和HCO<sub>3</sub>-Na-Ca型水, 以HCO<sub>3</sub>-Na型为主; 富集Na、Li、Sr等微量组分, 主要是由于地下热水在循环过程中与周边的燕山期中酸性侵入岩发生了水-岩相互作用导致。② $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 测值分别为-40.38‰~-44.50‰和-6.42‰~-6.95‰, 分布在大气降水线左侧附近, 指示热水主要源自大气降水, 并且部分温泉与其中的CO<sub>2</sub>气体发生了水-气相互作用。③温泉主要是由大气降水沿全南—寻乌断裂带深入地壳深部, 经过深循环加热后, 在有利的断裂通道上涌至地表而形成, 温泉的空间分布和水文地球化学特征与该区的地震活动有着较好的对应关系。

**关键词:** 温泉; 水化学组分; 氢氧同位素; 全南—寻乌断裂带

**中图分类号:** P315.724

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2023)04-0529-13

doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2023.0062

## 0 引言

地下流体在地震孕育和发生过程中起着非常重要的作用, 并且流体具有很强的信息传递能力, 其携带着地球深部物质运动的重要信息(杜建国, 康春丽, 2000; 孙小龙等, 2020; 李营等, 2022), 因此, 地下流体被认为是最有效的中短临地震预测手段之一(刘春国等, 2022)。国内外的研究者试图通过监测地下流体的物理性质和化学成分的变化来获取地震前兆异常(Nishizawa et al., 1998; 陈棋福, 2005; Zhou et al., 2010; 赵永红等, 2011; Woith et al., 2013; Skelton et al., 2014; Chen et al., 2015; 刘耀炜等, 2015; Onda et al., 2018; Skelton et al., 2019; Sato et al., 2020; Marti-

nelli et al., 2021; Wang et al., 2021; Gori, Barberio, 2022; 刘磊等, 2022)。水文地球化学测量是研究地下流体化学成分的形成、演化的常用方法。水化学组分、稳定同位素组成以及地下水年龄等能够表征地下水成因与补给、水-岩作用、热储温度、循环深度、地下水混合作用等方面性质, 指示流体的来源及经历的地质过程(Piper, 1953; Craig, 1961; Giggenbach, 1988; 宋献方等, 2007; 孙小龙等, 2016; 鲍志诚等, 2021; 颜玉聪等, 2021; Zhou et al., 2022a)。

温泉作为一种水温高于当地地下水的特殊流体, 是一种天然的地震流体观测“深井”(王云等, 2018)。水热活动通常与深大断裂或者活动断裂密切相关, 地热水沿断裂通道迅速运移, 出露地表即形成温泉。温泉与地震活动在空间分布上

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2022-09-16.

**基金项目:** 江西九江扬子块体东部地球动力学野外科学观测研究站开发基金(OGYB202203, SDGD202215); 中国地震局地震科技星火计划项目(XH20032)。

**第一作者简介:** 欧晓斌(1996-), 助理工程师, 主要从事地震流体地球化学研究. E-mail: ouxiaobin521@163.com.

**✉通讯作者简介:** 鲍志诚(1985-), 工程师, 主要从事地震地下流体及流体地球化学研究. E-mail: bzc299@126.com.

存在明显的一致性,中高温热水区尤其是中高温热泉密集带,常常是地震活动强烈的区域(车用太,鱼金子,2006;Rigo,2010)。国内外的研究发现,地震前后应力变化会引发断裂带附近温泉水的化学特征发生明显变化,并且水化学异常以短临异常为主,映震效果好(Favara *et al*, 2002; 陈棋福,2005;肖琼等,2009;Gulec *et al*, 2015; Zhou *et al*, 2020; Li *et al*, 2021; Wang *et al*, 2021; Zhou *et al*, 2021; 鲍志诚等,2022a, b; Yan *et al*, 2022)。因此,对断裂带上的温泉进行水文地球化学特征的监测和研究,可以捕获地壳深部的构造信息和地震流体地球化学异常。

全南—寻乌断裂带是赣南南部地区主要的控震断裂带,近现代中强震也主要沿此断裂带分布(汤兰荣等,2017)。该区温泉发育,但目前关于温泉的水文地球化学研究内容较少。孙占学等(2004, 2014)对赣南地区温泉气体的化学组成、同位素化学特征进行了分析和研究,探讨了赣南部分地区温泉气体的成因;张智超(2017)探究了赣西南氮气型温泉的深部地球化学演化和水岩作用机理;蔡国福(1983)、冯绚敏(1990)研究发现,1982年龙南  $M_s 4.9$  地震和1987年寻乌  $M_s 5.4$  地震前都存在较多的前兆异常,并且以水化学异常(水氡、 $F^-$ 、 $Cl^-$ 、 $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $HCO_3^-$ 、 $SiO_2$ )为主,异常持续时间一般为2~4个月,对于短

临预报具有重要意义。以上研究说明全南—寻乌断裂带的中强震存在发育地震流体地球化学异常的条件,并且水化学组分映震效果好。近年来全南—寻乌断裂带连续发生多次小震,形成了寻乌和龙南小震群。小震活动性加强表明全南—寻乌断裂带的活动性有所增强,因此有必要加强对全南—寻乌断裂带的震情跟踪、前兆观测和研究。本文对全南—寻乌断裂带上的5个温泉进行水化学组分、微量元素和氢氧同位素分析,查明温泉的水文地球化学特征、水-岩相互作用和深部循环过程,深化对该区温泉地球化学成因以及断裂带地震活动性的认识,为华南沿海地震危险区的震情跟踪、流体异常核实和地震研判提供依据。

## 1 研究区地震地质概况

赣南地区位于华南沿海地震带东段,地震活动较强,地震频度、强度明显高于赣中和赣北地区。该区地震主要沿着全南—寻乌断裂带和石城—寻乌断裂带展布,断裂构造对于地震的控制作用十分明显(汤兰荣等,2017)。全南—寻乌断裂带分布于全南、龙南、定南到寻乌一带,处于赣南的南部地区,位于南岭纬向构造带南部边缘,整体呈近EW向,长约140 km、宽约40 km(图1)。全南—寻乌断裂带上的历史中强震和现今小震

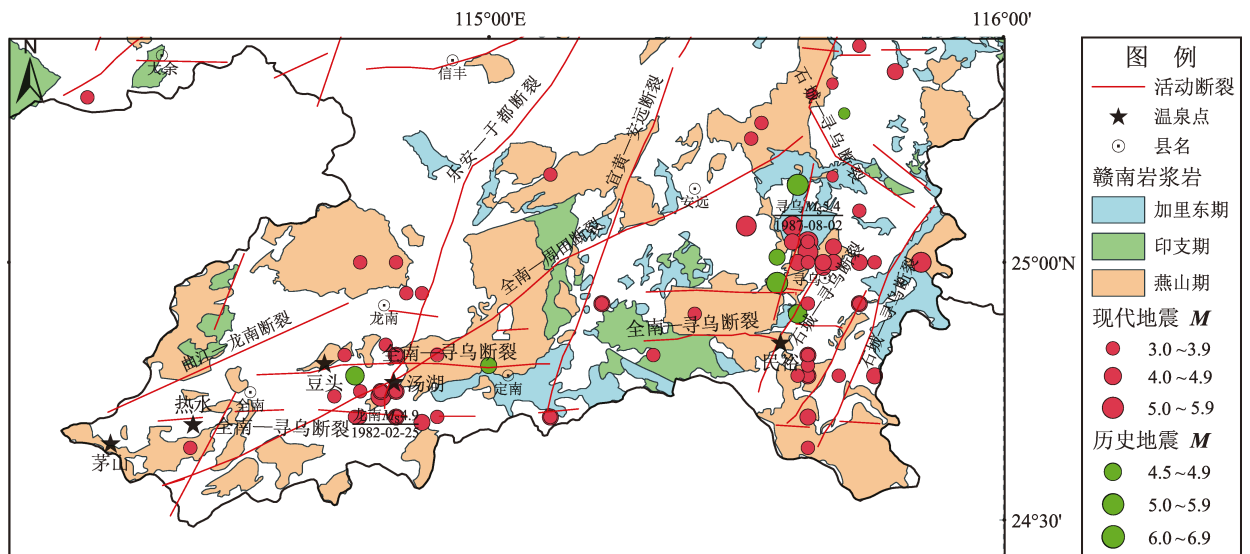


图1 全南—寻乌断裂带地震地质图和采样点分布

Fig. 1 Seismogeological map of the Quannan-Xunwu fault zone and the sampling sites

活跃。最近的两次中强震分别是1982年的龙南 $M_s4.9$ 地震和1987年的寻乌 $M_s5.4$ 地震。该断裂带主要由近东西向的褶皱、挤压带、燕山期岩浆岩和中新生代沉积盆地组成,呈多组断裂展布,断层挤压破碎带发育,并具有右旋走滑特征(吕坚等,2002)。该区岩浆岩分布广泛,以燕山期中酸性岩浆岩为主(赖章忠,王安诚,1996;华仁民等,2003;巫建华等,2019)。断陷盆地内河流阶地和第四纪沉积物发育有差异,反映该断裂第四纪以来仍在活动。

江西地热资源丰富,位于我国各省份的前列,其中赣南地区的地热资源尤为丰富。赣南地区的大地热流平均值为 $76.03 \text{ mW/m}^2$ ,高于赣北地区的热流平均值 $58.0 \text{ mW/m}^2$ 和我国大陆热流平均值 $65 \text{ mW/m}^2$ ,属于高热流值地区(林乐夫等,2017)。赣南地区自然出露的温泉共有50多处,主要沿着NNE向、NEE向和EW向断裂带分布,如大余—南城深断裂、石城—寻乌深断裂带以及全南—寻乌断裂带,其中全南—寻乌断裂带上分布的天然温泉就有10余处(王贵玲,2018)。这些断裂带规模较大,切割深度深,控制着该地区中新生代红盆的形成和发展,同时,印支期和燕山期岩浆岩沿着断裂带侵入,造成该区大量温泉的形成。本研究选取的5个温泉点均分布在全南—寻乌带断裂上,温泉点受人为干扰较少,从东到西分别为寻乌的民俗温泉、龙南的汤湖温泉和豆头温泉以及全南的热水温泉和茅山温泉(图1)。

## 2 样品采集测试与分析

样品容器使用100 mL的高密度聚乙烯瓶(HDPE),瓶盖带螺旋,使用前先用去离子水清洗干净。为避免样品被污染,采样前用所取温泉水清洗采样瓶3次,后采用溢流法采集样品。水样采集完毕后立即盖好瓶盖,并用封口膜缠紧瓶口,保证水样与空气隔绝,每个取样点取2份水样以作备份。水样采集现场进行水温测定,每个参数连续测3次后取平均值。

样品的常量组分、微量元素及氢氧同位素测试均在中国地震局地壳动力学重点实验室(地球化学与地下流体实验室)完成,常量元素分析设

备为ICS-2100型离子色谱仪,其流量精度小于0.1%;微量元素测试使用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS),测试精度小于5%;氢氧同位素分析设备为LGR 912-0008稳定同位素分析仪,氢氧稳定同位素的测定结果用相对于V-SMOW的千分差表示,测试精度 $\delta^{18}\text{O} < 0.5\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} < 0.1\text{‰}$ 。

笔者对全南—寻乌断裂带上5个温泉点的水样进行了 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{F}^-$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{NO}_3^-$ 和 $\text{HCO}_3^-$ 等主要离子组分的分析,结果见表1。总溶解固体(TDS)用各阴阳离子含量之和减去 $(\text{HCO}_3^-)/2$ 表示,TDS变化范围为 $215.50 \sim 767.47 \text{ mg/L}$ 。由表1可知,断裂带上温泉的优势阳离子均为 $\text{Na}^+$ ,取值范围为 $51.13 \sim 215.45 \text{ mg/L}$ ;优势阴离子均为 $\text{HCO}_3^-$ ,取值范围为 $164.75 \sim 768.81 \text{ mg/L}$ 。温泉水样中含有一定量的 $\text{F}^-$ 和 $\text{Cl}^-$ ,平均值分别为6.38和7.32 mg/L。对阴阳离子进行电中性检验,误差均小于等于5%,说明测试数据可靠。5个温泉水样的氢同位素值( $\delta\text{D}$ )范围为 $-40.38\text{‰} \sim -44.50\text{‰}$ ,平均值为 $-42.89\text{‰}$ ;氧同位素值( $\delta^{18}\text{O}$ )范围为 $-6.42\text{‰} \sim -6.95\text{‰}$ ,平均值为 $-6.68\text{‰}$ (表1)。温泉的微量元素含量较低,均小于1 mg/L,其中Li、B、Fe、Rb、Sr、Ba等元素含量相对较高,平均值大于100  $\mu\text{g/L}$ (表2)。

## 3 讨论

### 3.1 水化学特征

全南—寻乌断裂带上的5个温泉的水温在 $42^\circ\text{C} \sim 72^\circ\text{C}$ ,属中高温温泉;TDS为 $215.50 \sim 767.47 \text{ mg/L}$ ,平均值495.16 mg/L,属中低矿化度水(表1)。图2为5个温泉的阴、阳离子Piper三线图,从图中可以看出所有温泉的优势阳离子均为 $\text{Na}^+$ ,除茅山温泉外, $\text{Na}^+$ 的当量浓度在阳离子中占比均超过80%,茅山温泉含有部分 $\text{Ca}^{2+}$ ,当量浓度占阳离子总浓度的29%,所有温泉的 $\text{Mg}^{2+}$ 含量较低;温泉的优势阴离子均为 $\text{HCO}_3^-$ ,当量浓度占比均超过80%,此外还含有少量 $\text{SO}_4^{2-}$ , $\text{Cl}^-$ 含量相对较低。根据地下水舒卡列夫分类方法,茅山温泉为 $\text{HCO}_3-\text{Na}-\text{Ca}$ 型水,其它温泉均为 $\text{HCO}_3-\text{Na}$ 型水。

表 1 全南一寻乌断裂带温泉水化学组成与氢氧同位素测定值

Tab. 1 Chemical compositions and hydrogen and oxygen isotope compositions of the thermal spring water in the Quannan-Xunwu fault zone

温泉点 编号	高程/ m	水温/ (℃)	pH 值	TDS/ (mg · L <sup>-1</sup> )	Na <sup>+</sup> / (mg · L <sup>-1</sup> )	K <sup>+</sup> / (mg · L <sup>-1</sup> )	Mg <sup>2+</sup> / (mg · L <sup>-1</sup> )	Ca <sup>2+</sup> / (mg · L <sup>-1</sup> )	F <sup>-</sup> / (mg · L <sup>-1</sup> )	Cl <sup>-</sup> / (mg · L <sup>-1</sup> )	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> / (mg · L <sup>-1</sup> )	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> / (mg · L <sup>-1</sup> )	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> / (mg · L <sup>-1</sup> )	δ <sup>18</sup> O (‰)	δD (‰)
民裕	295	71.3	8.4	215.50	70.17	3.11	0.00	10.62	10.65	8.34	29.48	0.77	164.75	-6.68	-43.77
汤湖	250	71.8	6.5	549.71	165.73	12.26	1.68	39.27	5.80	5.96	84.08	0.00	469.83	-6.53	-43.85
豆头	263	52.6	7.2	767.47	214.09	35.69	7.66	45.76	6.50	10.01	60.52	2.84	768.81	-6.95	-41.94
热水	291	62.8	7.0	610.24	215.45	18.36	1.90	2.34	6.45	11.05	86.57	0.00	536.24	-6.80	-44.50
茅山	MS	—	42.1	332.89	51.13	23.67	6.07	50.34	2.49	1.26	11.85	1.79	368.57	-6.42	-40.38
平均值	—	275	60.1	495.16	143.32	18.62	3.46	29.67	6.38	7.32	54.50	1.08	461.64	-6.68	-42.89

注：pH 值引用自王贵玲 (2018) .

表 2 全南一寻乌断裂带温泉的微量元素组成

Tab. 2 Trace element composition of the hot springs in the Quannan-Xunwu fault zone

单位：μg/L

温泉点 编号	Li	Be	B	Al	Sc	Ti	Mn	Fe	Ni	Zn	Rb	Sr	Mo	Cs	Ba	U
民裕	206.1	0.397	177.5	11.18	12.07	8.01	0.464	29.32	0.292	1.407	19.64	86.27	27.94	6.461	5.457	2.944
汤湖	543.8	3.033	87.52	1.454	13.52	8.569	40.27	135.6	0.999	2.927	98.57	686.5	2.192	83.85	88.65	1.121
豆头	588.4	0.519	241.1	18.12	13.52	7.917	73.01	154	2.247	3.688	215.4	702.8	0.737	71.56	193	0.066
热水	764.7	7.599	368.9	1.904	11.89	7.113	41.32	162	1.253	1.563	124.9	974.0	1.819	152.1	131.3	0.179
茅山	162.4	8.053	29.50	18.57	11.95	7.749	76.49	157.1	1.732	8.986	171.0	400.7	8.382	20.33	104.1	16.58
平均值	—	453.1	180.9	10.25	12.59	7.872	46.31	127.6	1.305	3.714	125.9	570.1	8.214	66.86	104.5	4.178

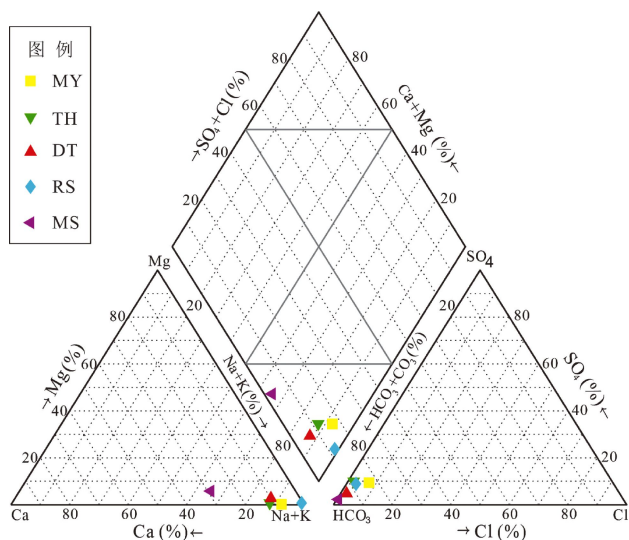


图2 全南—寻乌断裂带温泉阴、阳离子 Piper 三线图

Fig. 2 Piper diagram of the thermal spring water in the Quannan-Xunwu fault zone

全南—寻乌断裂带温泉水的阳离子主要为  $\text{Na}^+$ ，这与研究区的岩性密切相关。该断裂带上发育着较为广泛的燕山期花岗岩、花岗闪长岩和闪长岩，而这些中酸性岩浆岩主要由斜长石、钾长石和云母等矿物组成，Na 和 K 元素含量高（李献华等，2007；陶继华等，2013）。在热水沿着这些岩体内的断裂进行循环的过程中，在较高的温度和压力环境下，发生了较为强烈的水—岩反应，

使围岩中的  $\text{Na}^+$  和  $\text{K}^+$  大量进入水中， $\text{Na}^+$  具有很强的迁移能力，容易在热水中富集， $\text{K}^+$  的迁移能力低，并且具有生物活性，所以在热水中含量偏低。 $\text{Na}^+$  与 TDS 具有很好的相关性，也表明在水—岩反应过程中中酸性侵入岩对于热水中主要离子组分的贡献（图 3a）。

温泉水的优势阴离子均为  $\text{HCO}_3^-$ ，含量较高。 $\text{HCO}_3^-$  含量与  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  含量相关性弱，相关系数  $R$  为 0.4（图 3b），并且研究区地层的沉积碳酸盐岩分布较少，所以排除了由碳酸盐岩溶解形成温泉中高  $\text{HCO}_3^-$  含量的可能性。观察所采温泉均有气泡出露，前人对该区部分温泉的温泉气进行研究发现主要为  $\text{CO}_2$  气体，占温泉气体总体积 96.47% 以上（李富光，1983；孙占学等，2014）。因此本文研究区观察到的温泉气应该以  $\text{CO}_2$  为主， $\text{CO}_2$  气体在运移过程中不断溶解在热水中或与岩浆岩中的硅酸盐矿物发生水—岩反应，导致  $\text{HCO}_3^-$  含量升高。温泉水中含有一定量的  $\text{F}^-$ 、 $\text{Cl}^-$ ，也与该区中酸性侵入岩的溶滤作用有关系。因为这些岩浆岩中存在黑云母、萤石以及磷灰石等富  $\text{F}^-$  和  $\text{Cl}^-$  的矿物，并且  $\text{F}^-$  含量受  $\text{Ca}^{2+}$  含量的控制，表现为  $\text{F}^-$  与  $\text{Ca}^{2+}$  具有较好的负相关性（图 3c），主要原因是  $\text{CaF}_2$  的溶解度低，易沉淀。

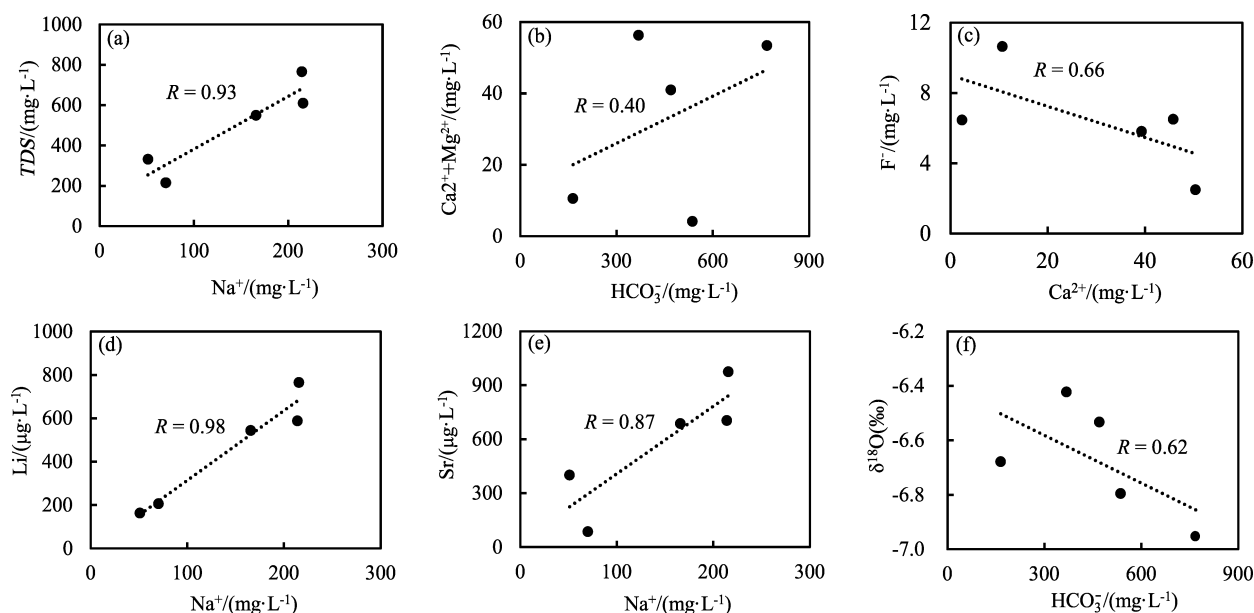


图3 全南—寻乌断裂带温泉各组分的相关性

Fig. 3 Correlation of the hot water components in the Quannan-Xunwu fault zone

地下水中一些离子之间物质的量浓度比可以帮助分析地下水的各种状态与地质作用。 $\gamma\text{Na}^+/\gamma\text{Cl}^-$  值是表征地下水中  $\text{Na}^+$  富集程度的常用水文地球化学参数 (章光新等, 2006)。 $\gamma\text{Na}^+/\gamma\text{Cl}^-$  值越小, 变质程度越大, 反映出地下水所处环境封闭条件越好; 其值越大, 地下水受渗入水影响越大 (郝永河, 2010)。研究区所有温泉点的  $\gamma\text{Na}^+/\gamma\text{Cl}^-$  值均远大于海水值 0.85, 取值范围为 12.98 ~ 62.72 (表 3), 表明地下热水与花岗岩等围岩的水-岩相互作用强烈, 溶滤作用使长石类矿物发生了水解产生大量的可溶性的  $\text{Na}^+$ 。 $\gamma\text{Cl}^-/\gamma\text{Ca}^{2+}$  值表征地下水水动力特征, 其值越大, 表明地下水流动条件越差, 地下水流动越缓慢 (郝永河, 2010)。研究区除了全南的热水温泉  $\gamma\text{Cl}^-/\gamma\text{Ca}^{2+}$  值为 5.32 外, 其它温泉均小于 1 (表 3), 表明热水温泉地下热水流动性较差, 而其它大部分温泉的水动力条件好, 循环更新较快。盐化系数  $\gamma\text{Cl}^-/(\gamma\text{CO}_3^{2-} + \gamma\text{HCO}_3^-)$  主要反映地下水的浓缩程度 (Mondal *et al.*, 2010)。研究区所有温泉的盐化系数都低于 0.1 (表 3), 反映出地下热水的浓缩程度低, 水循环较快。

表 3 全南—寻乌断裂带温泉离子浓度比

Tab. 3 Concentration ratio of the ions of the hot springs in the Quannan-Xunwu fault zone

温泉点	$\gamma\text{Na}^+/\gamma\text{Cl}^-$	$\gamma\text{Cl}^-/\gamma\text{Ca}^{2+}$	$\gamma\text{Cl}^-/(\gamma\text{CO}_3^{2-} + \gamma\text{HCO}_3^-)$
民裕温泉	12.98	0.89	0.09
汤湖温泉	42.89	0.17	0.02
豆头温泉	33.03	0.25	0.02
热水温泉	30.11	5.32	0.04
茅山温泉	62.72	0.03	0.01

### 3.2 微量元素特征

温泉水中的微量元素是地下水在循环过程中水-岩反应的结果, 因此研究区温泉的微量元素含量能够在一定程度上反映其水-岩反应程度 (石宏宇等, 2021)。由于微量元素在地下水中的溶解性和迁移性弱, 所以温泉水中微量元素的含量一般是很低的, 远低于 1 mg/L, 通常用  $\mu\text{g/L}$  来表示。研究区温泉的微量元素含量较低, 小于 1 mg/L (表 2), 其中 Li、Sr、B 含量较高, 平均值分别为 453.1、570.1 和 180.9  $\mu\text{g/L}$ 。一般采用富集

因子  $EF$  定量评价微量元素的富集程度 (颜玉聪等, 2021; Zhou *et al.*, 2022b), 其计算公式如下:

$$EF_i = \left( \frac{C_i}{C_R} \right)_w / \left( \frac{C_i}{C_R} \right)_r \quad (1)$$

式中:  $C_R$  为选定的参比元素含量;  $C_i$  为样品中元素含量;  $w$  为水样中元素浓度;  $r$  为岩石中元素浓度。本文选定 Ni 作参比元素 (Aiuppa *et al.*, 2000; Wang *et al.*, 2021), 选用赣南盘古山钾长花岗岩的元素平均值作为参考背景值 (方贵聪等, 2016), 对本文 5 个温泉点测定的 15 种微量元素进行归一化处理, 并绘制微量元素的富集因子图 (图 4)。

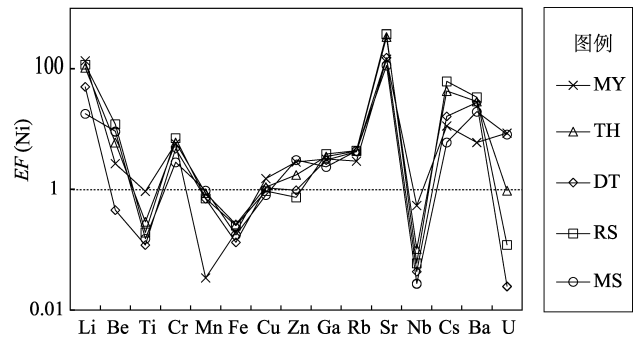


图 4 全南—寻乌断裂带温泉的微量元素富集因子

Fig. 4 Enrichment factors of the trace element of the thermal spring water in the Quannan-Xunwu fault zone

从图 4 中可以看出, Li、Sr、Cs、Ba 等元素的富集因子高, 表明温泉水中的这些元素相对于花岗岩围岩富集程度高。 $\text{Na}^+$  与 Li、Sr 都具有强相关性 (图 3d、e), 相关系数  $R$  分别达到 0.98 和 0.87, 表明微量元素 Li、Sr 与常量组分  $\text{Na}^+$  的来源一致, 主要为中酸性侵入岩受热水溶滤作用而产生。研究区广泛分布的花岗岩和闪长岩中存在富集 Li、Sr 等元素的矿物, 如锂云母中富含 Li、斜长石中富含 Sr, 这些微量元素的活动性较强, 在水-岩反应过程中容易由岩石进入流体并进行迁移, 导致温泉热水中较高的 Li、Sr 含量。Cs、Ba 的相对富集主要是与 Cs、Ba 在水流体中的强活动性有关系, 作为强不相容性元素, 它们更容易在流体相中富集。有研究表明温泉水中的 B 元素主要来源于浅部海相沉积岩溶滤或者深部水热活



动对火山岩的溶滤 (吕苑苑等, 2012; 李明礼等, 2015), 由于研究区海相沉积岩和海相流体不发育, 所以温泉热水中的含量较高的 B 元素主要来自地热流体对火山岩围岩的溶滤, 这也说明热水在断裂带中发生了深循环。

### 3.3 温泉水的来源

温泉的氢氧同位素组成通常记录了温泉的起源和形成过程的信息 (顾慰祖, 2011)。大气降水成因的温泉水, 其同位素组成与大气降水类似。如果出现偏离大气降水线的现象, 则可能是水-岩反应或者水-气作用所造成的同位素分馏 (图 5)。全南—寻乌断裂带温泉的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值分别为  $-40.38\text{‰} \sim -44.50\text{‰}$  和  $-6.42 \sim -6.95\text{‰}$  (表 1), 变异系数均为 0.03, 说明氢氧同位素组成变化不大, 这主要是由于采样点的高程都在 250 ~ 300 m, 并且在纬度上较为接近, 所产生的同位素分馏效应较小。从图 5 可见, 对比全球大气降水线和全国大气降水线 (Piper, 1953; 郑淑蕙等, 1983), 全南—寻乌断裂带温泉的氢氧同位素值均在大气降水线附近, 表明温泉水来源于当地的大气降水; 除了汤湖温泉点, 其它温泉相对于全国大气降水线, 都存在不同程度的左侧偏离, 表现为氧同位素贫化 (负漂) 的特征, 以豆头温泉最为明显。通过进一步分析发现, 温泉的  $HCO_3^-$  含量和  $\delta^{18}O$  值的负相关性较好 (图 3f), 即  $HCO_3^-$  含

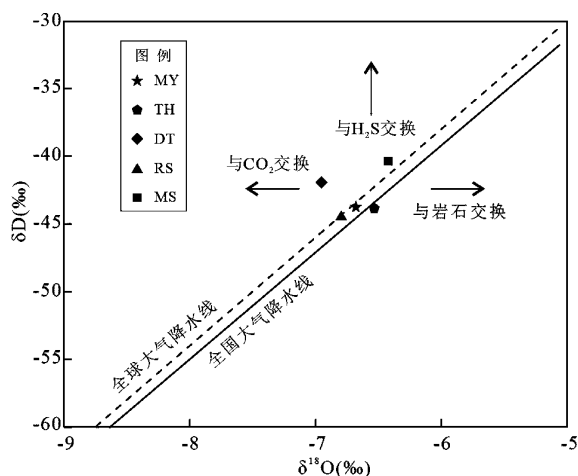


图5 全南—寻乌断裂带温泉氢氧同位素组成

Fig. 5 Composition of the hydrogen and oxygen isotopes of the hot springs in the Quannan-Xunwu fault zone

量越高,  $\delta^{18}\text{O}$  值越低。全南—寻乌断裂带温泉的高  $\text{HCO}_3^-$  含量主要是由于其中的  $\text{CO}_2$  气体溶解造成的, 因此可以认为  $\text{CO}_2$  含量与  $\delta^{18}\text{O}$  具有负相关性。研究表明当  $\text{CO}_2$  气体相对于地下水占主导地位时, 同位素交换作用会导致地下水中氧同位素的负向漂移 (Pang *et al.*, 2017)。因此, 研究区热水在运移的过程中与其中的  $\text{CO}_2$  气体发生了水-气相互作用, 进行了同位素交换, 造成了  $\delta^{18}\text{O}$  的负漂。

Cl - Li - B 三角图通常用来区分不同来源的热水, 可用来研究热水的起源问题和判断水 - 岩相互作用程度 (Giggenbach, 1991a, b)。由于温泉水样的 Li 含量较高, 样品点主要落在三角图的 Li 端元附近, 其中民裕温泉靠近闪长岩, 汤湖和热水温泉位于花岗岩和闪长岩的连线上, 豆头和茅山温泉靠近花岗岩 (图 6)。总体上, 研究区热水来源类似, 主要是通过构造裂隙流经中酸性岩浆岩, 并与这些岩体发生了水 - 岩相互作用, 从而具备了特征的主微量元素分布。温泉所在的研究区主要以燕山期的花岗岩、花岗闪长岩和闪长岩为主, 沉积碎屑岩和碳酸盐岩发育较少, 这也与图 6 结果一致。

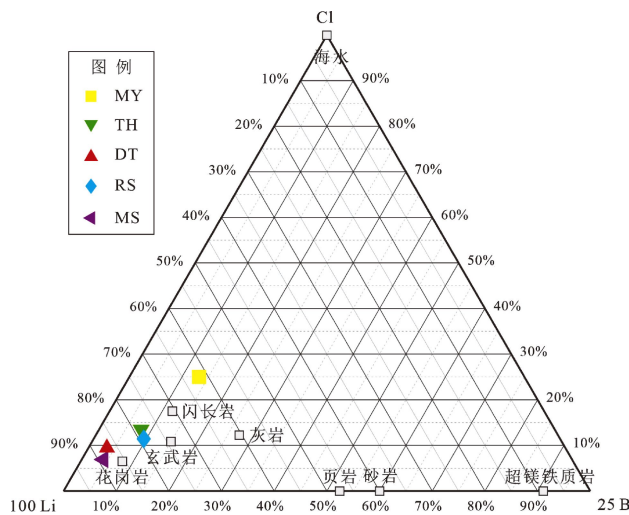


图6 全南—寻乌断裂带温泉 Cl-Li-B 三角图

Fig. 6 Cl – Li – B ternary plot of the hot springs in the Ouannan-Xunwu fault zone

### 3.4 热储温度和循环深度

Na - K - Mg 三角图可用来分析地下水水 - 岩平衡状态、地下水热储温度、循环深度等, 对体系的开放与封闭条件的判断、时间及运移过程的

判断非常有用 (Giggenbach, 1988; 孙小龙等, 2016)。本文利用 Na - K - Mg 三角图分析温泉水的水 - 岩平衡状态以及循环深度。由图 7 可见, 民裕温泉分布在部分平衡水区域, 表明其水 - 岩相互作用已达到部分平衡, 地下热水循环深度较深, 这与其水温高 (71.2℃) 相吻合; 其它温泉主要分布在未成熟水区域的 Mg 端元附近, 表明地下水循环周期相对较快, 水 - 岩相互作用尚未达到平衡, 水 - 岩相互作用仍在进行, 但汤湖温泉和热水温泉整体具有向部分平衡水区域靠近的趋势, 说明其水 - 岩相互作用相对较高, 地下热水循环深度较深, 这也与其水温较高 (>60℃) 相对应。Na - K - Mg 三角图是基于 Na - K 温标和 K - Mg 温标建立的, 因此可用于估算地下水样的热储温度, 但是采用阳离子温标计算的前提是地下水中离子达到平衡状态, 所以本文只对达到部分平衡的民裕温泉的热储温度进行估算。依据图 7 中温标线 (图中绿色实线) 的指示, 民裕温泉的热储温度在 175℃ 左右, 属于高温热储。热水循环深度计算公式为:

$$H = (T - T_0) / G + H_0 \quad (2)$$

式中:  $H$  为循环深度 (km);  $T$  为热储温度 (℃);  $T_0$  为恒温层温度 (℃), 取当地平均温度 19℃;  $G$  是地温梯度 (℃/km), 取 25℃/km 的地壳平均垂向地温梯度;  $H_0$  为恒温层深度 (km), 取值

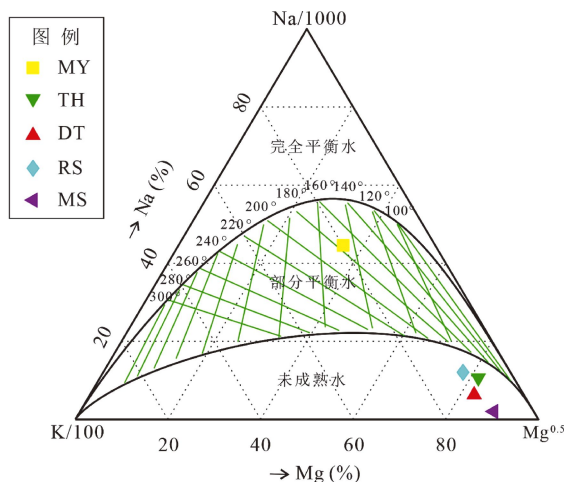


图 7 全南—寻乌断裂带温泉 Na - K - Mg 三角图  
Fig. 7 Na - K - Mg triangular diagram of the hot springs in the Quannan-Xunwu fault zone

0.02 km。根据式 (2) 可以计算出民裕温泉的循环深度在 6.3 km 左右, 这与全南—寻乌断裂带切割较深相吻合。

### 3.5 与地震活动性的关系

为进一步探究温泉的水文地球化学特征与断裂带地震活动性之间的关系, 本文选取了 1970—2022 年全南—寻乌断裂带上 (24°30'N ~ 25°N) 记录到的  $M \geq 2.0$  地震, 结合所获得的温泉水文地球化学数据进行分析。由于全南—寻乌断裂带是一条近东西向的构造带, 因此以经度为横坐标, 对温泉的点位、水温、TDS、地震震级以及震源深度进行作图 (图 8)。

从图 8b ~ c 中可以发现, 全南—寻乌断裂带东段的民裕温泉和中段的汤湖温泉的水温高, 均大于 70℃, 断裂带中段的豆头温泉和汤湖温泉的 TDS 也较高, 大于 500 mg/L; 从地震活动性来看, 全南—寻乌断裂带的东段和中段的地震分布较为密集 (图 8d), 并且震级较大、震源深度也较深 (图 8e), 尤其是中段发生了 1982 年的龙南 5.0 级主震 - 余震型地震。总体来看, 地震活动性较强的中段 114.8°E 附近和东段 115.6°E 附近 (图 8 黄色阴影部分) 所发育的温泉具有较高的水温和 TDS, 而其它段不发育温泉或者温泉的水温和 TDS 较低。以上说明断裂带活动性越强, 切割深度越深, 断裂中热水的循环深度和热储温度越高, 循环过程中的所发生的水 - 岩作用越强, 从而导致热水的 TDS 含量升高。另一方面, 温泉热水在深部循环的过程中也会对断层围岩产生一定的弱化作用。深部断层系统中的孔隙流体压力增大, 容易驱使流体流动, 导致断裂面的有效正压力降低, 从而起到弱化断层强度和控制地震活动的作用 (Richard *et al*, 1977; Sibson *et al*, 1988; Snell *et al*, 2020); 此外, 断裂深部热储温度较高, 水 - 岩反应将导致矿物蚀变, 形成摩擦系数低的黏土矿物, 从而改变断层岩石的抗压强度与地震活动性 (宋贯一等, 2000; 段庆宝等, 2015; Dorsey *et al*, 2021)。综上所述, 全南—寻乌断裂带为温泉热水的运移和聚集提供了通道和场所, 流体与岩石发生物理化学效应从而改变断层的状态, 进而影响该区的地震活动性。



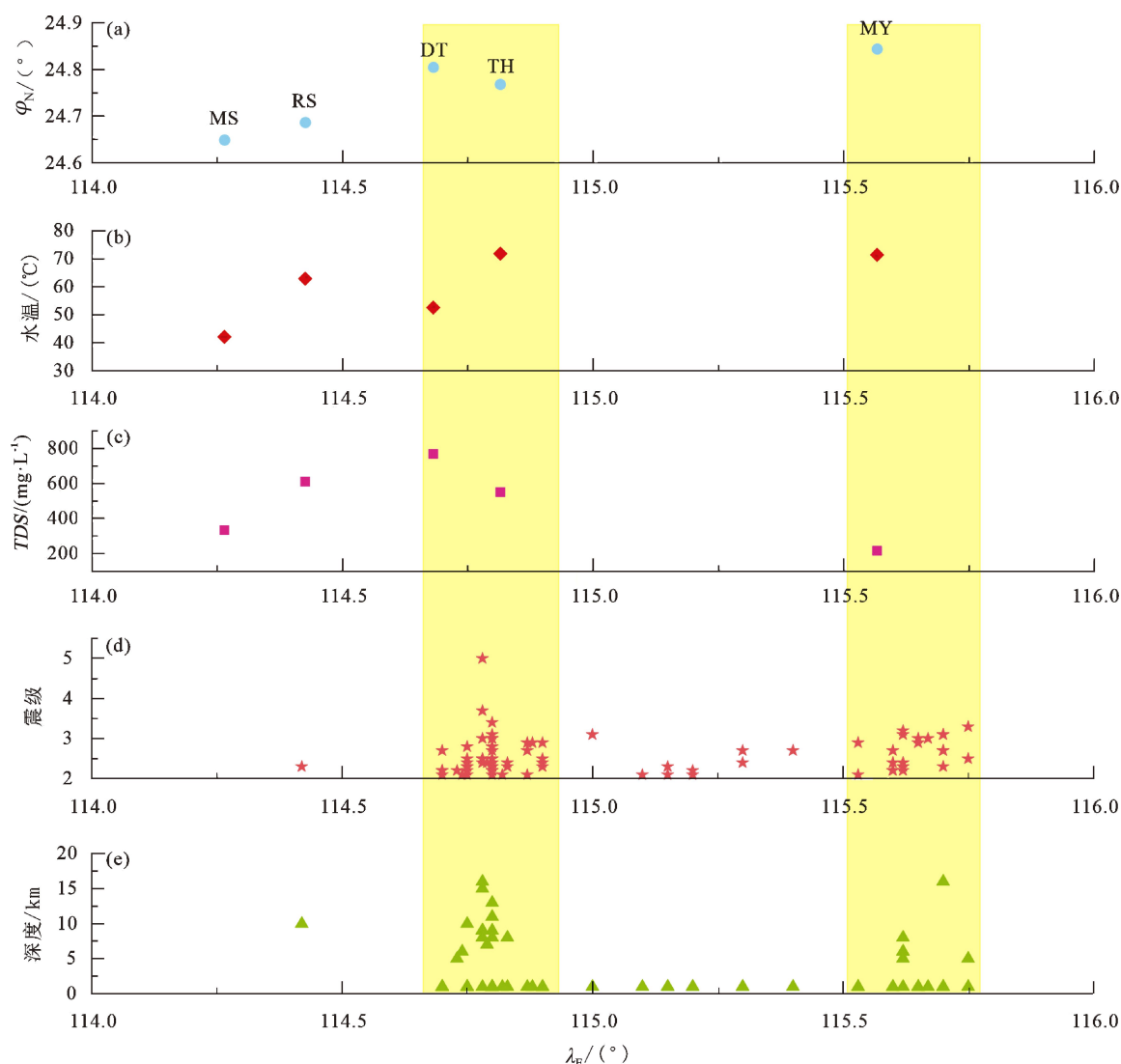


图8 全南—寻乌断裂带温泉点位 (a) 与水温 (b)、TDS (c)、地震震级 (d) 和震源深度 (e) 的空间分布关系

Fig. 8 The location of the hot springs in the Quannan-Xunwu fault zone (a) and its relationship with water temperature (b), TDS (c), magnitude (d), and focal depth (e)

### 3.6 温泉的形成过程及意义

全南—寻乌断裂带是一条分布于燕山期岩浆岩中的近EW向的深断裂，断裂带既是良好的渗水通道，也是良好的导热构造，因此发育有较多的中高温温泉。本文对这些温泉进行了系统的水文地球化学研究，发现温泉补给主要是大气降水，降水沿着断裂带渗入地下，通过纵横交错的裂隙系统，以不同的运动路径深入地壳深部6 km左右，地下水经过加热形成地下热水，经过深循环后，地下热水分别在有利的断裂通道（张性断裂或者构造交汇处）上涌至地表而形成各个温泉

点，并沿着断裂带分布。全南—寻乌断裂带温泉的热源主要来自地热增温、燕山期岩浆岩余热和断层摩擦热（李学礼，1992；李学礼，杨忠耀，1992；林乐夫等，2017）。地下热水在运移过程中，尤其是在深部高温高压的环境下容易与其周边的中酸性侵入岩发生水—岩相互作用，从而导致出露的温泉相对富集 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Li}$ 、 $\text{F}^-$ 、 $\text{Sr}$ 等主微量元素组分。同时，地下热水在地壳深部运移的过程中，汇入了深部的 $\text{CO}_2$ 气体，在随热水上升至浅部的过程中， $\text{CO}_2$ 不断溶解在热水中或与硅酸盐矿物发生水—岩反应，导致热水中的 $\text{HCO}_3^-$

含量升高,形成  $\text{HCO}_3 - \text{Na}$  型水。此外,地下热水与其中的  $\text{CO}_2$  气体发生的水-气相互作用会产生氧同位素交换,从而导致部分温泉的  $\delta^{18}\text{O}$  发生负漂。

全南—寻乌断裂带上的温泉水动力条件较好、循环更新较快,部分温泉的热储温泉高(大于  $150^\circ\text{C}$ ),经历了深循环。温泉的水文地球化学特征与断裂带的地震活动性具有较好的对应关系,从而有利于获取地震前兆流体信号,对于地震监测预报具有重要意义。

## 4 结论

本文利用水文地球化学方法,对全南—寻乌断裂带上的 5 个中高温温泉进行了水化学组分、微量元素和氢氧同位素的分析,主要得出以下结论:

(1) 全南—寻乌断裂带温泉主要为  $\text{HCO}_3 - \text{Na}$  型水;除民裕温泉分布在部分平衡区域,其它温泉都分布在未成熟水区,表明地下水循环周期较快,水-岩相互作用仍在进行;温泉中  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Li}$ 、 $\text{Sr}$  等组分的相对富集主要是由地下热水在循环过程中与周边的中酸性岩浆岩发生水-岩反应导致的,富集的  $\text{HCO}_3^-$  是由于热水中的  $\text{CO}_2$  气体溶解而形成。

(2) 氢氧同位素组成特征表明温泉水源自当地的大气降水,并且部分温泉具有一定的  $\delta^{18}\text{O}$  负偏,这主要是由于热水在运移的过程中与其中的  $\text{CO}_2$  气体发生了水-气相互作用所造成。

(3) 研究区温泉是由大气降水沿全南—寻乌断裂带渗入地壳深部,在深循环加热过程中发生了水-岩相互作用和水-气相互作用,最后从有利的断裂通道上涌至地表而形成。由于这些温泉经历了深循环,携带了断裂带构造活动的水文地球化学信息,因而有利于获取地震流体地球化学异常信号。

## 参考文献:

- 鲍志诚,查小惠,高小其,等. 2022a. 江西九江 2 号井地震水文地球化学特征及成因[J]. 地震工程学报,44(4):920-928.
- 鲍志诚,查小惠,赵影,等. 2021. 九江庐山地区地下水水文地球化学特征及成因[J]. 大地测量与地球动力学,41(5):471-477.
- 鲍志诚,赵爱平,吕坚,等. 2022b. 瑞昌—武宁活动断裂带土壤气地

- 球化学特征[J]. 地震研究,45(2):249-256.
- 蔡国福. 1983. 1982 年江西龙南 5 级地震后的综合预报[J]. 华南地震,3(S1):34-40.
- 车用太,鱼金子. 2006. 地震地下流体学[M]. 北京:气象出版社.
- 陈棋福. 2005. 海城地震预报过程的回顾及地震预报发展的思考[J]. 国际地震动态,(5):154-155.
- 杜建国,康春丽. 2000. 地震地下流体发展概述[J]. 地震,20(S1):107-114.
- 段庆宝,杨晓松,陈建业. 2015. 地震断层带流体作用的岩石物理和地球化学响应研究综述[J]. 地球物理学进展,30(6):2448-2462.
- 方贵聪,陈毓川,陈郑辉,等. 2016. 赣南盘古山钨矿隐伏花岗岩体岩石学与地球化学特征[J]. 中国地质,43(5):1558-1568.
- 冯绚敏. 1990. 赣南中强震显示的前兆异常复杂性[J]. 华南地震,10(4):30-41.
- 顾慰祖. 2011. 同位素水文学[M]. 北京:科学出版社,140-144.
- 郝永河. 2010. 阿克苏地区地下水化学特征及其形成原因分析[D]. 阿拉尔:塔里木大学.
- 华仁民,张文兰,陈培荣,等. 2003. 赣南大吉山与漂塘花岗岩及有关成矿作用特征对比[J]. 高校地质学报,9(4):609-619.
- 赖章忠,王安诚. 1996. 赣南中生代火山活动时代及岩浆来源[J]. 江西地质,10(2):111-118.
- 李富光. 1983. 碳酸水与龙南地震[J]. 华南地震,3(1):30-33.
- 李明礼,多吉,王祝,等. 2015. 西藏日多温泉水化学特征及其物质来源[J]. 中国岩溶,34(3):209-216.
- 李献华,李武显,李正祥. 2007. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义[J]. 科学通报,52(9):981-991.
- 李学礼,杨志耀. 1992. 江西温泉形成的地质构造条件分析[J]. 华东地质学院学报,15(3):221-228.
- 李学礼. 1992. 江西温泉成因与铀矿化关系研究[J]. 华东地质学院学报,15(3):201-220.
- 李营,陈志,胡乐,等. 2022. 流体地球化学进展及其在地震预测研究中的应用[J]. 科学通报,67(13):1404-1420.
- 林乐夫,王安东,孙占学,等. 2017. 江西省实测地表热流值及特征[J]. 能源研究与管理,3:91-94.
- 刘春国,晏锐,樊春燕,等. 2022. 我国地震地下流体监测现状分析及展望[J]. 地震研究,45(2):161-172.
- 刘磊,高小其,苏维刚,等. 2022. 2022 年 1 月 8 日门源  $M_s 6.9$  地震前青海地区地下流体群体异常特征[J]. 地震学报,44(2):245-249.
- 刘耀炜,任宏微,张磊,等. 2015. 鲁甸 6.5 级地震地下流体典型异常与前兆机理分析[J]. 地震地质,37(1):12.
- 吕坚,高建华,刘吉夫,等. 2002. 1987 年寻乌地震前的地震活动性异常特征及其相关讨论[J]. 华南地震,22(4):28-33.
- 吕苑苑,赵平,许荣华,等. 2012. 西藏羊八井地热田同位素地球化学特征初步研究[J]. 地质科学,47(1):251-264.
- 石宏宇,王万丽,周晓成,等. 2021. 四川石棉公益海温泉水文地球化学特征[J]. 地震,41(1):93-115.

- 宋贯一, 易立新, 宋晓冰. 2000. 地下热水对断裂活动与地震活动的影响研究[J]. 地震学报, 22(6): 632–636.
- 宋献方, 刘相超, 夏军, 等. 2007. 基于环境同位素技术的怀沙河流域地表水和地下水转化关系研究[J]. 中国科学: 地球科学, 37(1): 102–110.
- 孙小龙, 刘耀炜, 付虹, 等. 2020. 我国地震地下流体学科分析预报研究进展回顾[J]. 地震研究, 43(2): 216–231.
- 孙小龙, 王广才, 邵志刚, 等. 2016. 海原断裂带土壤气与地下水地球化学特征研究[J]. 地学前缘, 23(3): 140–150.
- 孙占学, 高柏, 刘金辉. 2004. 江西省横迳温泉区地热气体地球化学[J]. 现代地质, 18(1): 116–120.
- 孙占学, 高柏, 张展适. 2014. 赣南地热气体起源的同位素与地球化学证据[J]. 地质科学, 49(3): 791–798.
- 汤兰荣, 吕坚, 曾新福. 2017. 赣南及邻区的地震活动特征[J]. 华北地震科学, 35(2): 82–88.
- 陶继华, 李武显, 李献华, 等. 2013. 赣南龙源坝地区燕山期高分异花岗岩年代学, 地球化学及锆石 Hf–O 同位素研究[J]. 中国科学: 地球科学, 43(5): 760–778.
- 王贵玲. 2018. 中国地热志·华东、华中卷[M]. 北京: 科学出版社, 194–197.
- 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): 334–343.
- 巫建华, 韦昌裘, 郭恒飞, 等. 2019. 江西及广东北部侏罗系—白垩系岩石地层格架和地质时代[J]. 高校地质学报, 25(2): 309–320.
- 肖琼, 沈立成, 袁道先, 等. 2009. 重庆北温泉水化学特征对汶川 8.0 级地震的响应[J]. 中国岩溶, 28(4): 385–390.
- 颜玉聪, 刘峰立, 郭丽爽, 等. 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.
- 张智超. 2017. 赣南地区含氮温泉水文地球化学特征研究[D]. 南昌: 东华理工大学.
- 章光新, 邓伟, 何岩, 等. 2006. 中国东北松嫩平原地下水水化学特征与演变规律[J]. 水科学进展, 17(1): 9.
- 赵永红, 白峻天, 李小凡, 等. 2011. 活动断裂带附近地下水中的氢同位素变化与地震关系研究[J]. 岩石学报, 27(6): 1909–1915.
- 郑淑蕙, 侯发高, 倪葆龄. 1983. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研究[J]. 科学通报, 28(13): 801–806.
- Aiuppa A, Dongarrà G, Capasso G, *et al.* 2000. Trace elements in the thermal groundwaters of Vulcano Island (Sicily) [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 98(1–4): 189–207.
- Chen Z, Zhou X, Du J, *et al.* 2015. Hydrochemical characteristics of hot spring waters in the Kangding district related to the Lushan  $M_S = 7.0$  earthquake in Sichuan, China [J]. Natural Hazards & Earth System Sciences Discussions, 2(6): 1149–1156.
- Craig H. 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters [J]. Science, 133(3465): 1702–1703.
- Dorsey M T, Rockwell T K, Girty G H, *et al.* 2021. Evidence of hydrothermal fluid circulation driving elemental mass redistribution in an active fault zone [J]. Journal of Structural Geology, 144(1): 104269.
- Favara R, Grassa F, Inguaggiato S, *et al.* 2002. Hydrogeochemistry and stable isotopes of thermal springs: earthquake-related chemical changes along Belice Fault (Western Sicily) [J]. Applied Geochemistry, 16(1): 1–17.
- Giggenbach W F. 1988. Geothermal solute equilibrium. Derivation of Na–K–Mg–Ca geothermometers [J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 52(12): 2749–2765.
- Giggenbach W F. 1991a. Chemical techniques in geothermal exploration [M]//UNITAR/UNDP Guidebook: Application of Geochemistry in Resources Development, 119–144.
- Giggenbach W F. 1991b. The composition of gases in geothermal and volcanic systems as a function of tectonic setting [M]//Kharaka, Maest, Water–Rock Interactions. Balkema Rotterdam, 873–878.
- Gori F, Barberio M D. 2022. Hydrogeochemical changes before and during the 2019 Benevento seismic swarm in central-southern Italy [J]. Journal of Hydrology, 604: 127250.
- Gulec, Nilgun, Hilton, *et al.* 2015. Post-earthquake anomalies in He–CO<sub>2</sub> isotope and relative abundance systematics of thermal waters: The case of the 2011 Van earthquake, eastern Anatolia, Turkey [J]. Chemical geology, 411(14): 1–11.
- Li C, Zhou X, Yan Y, *et al.* 2021. Hydrogeochemical characteristics of hot springs and their short-term seismic precursor anomalies along the Xiaojiang Fault Zone, Southeast Tibet Plateau [J]. Water, 13(19): 2638.
- Martinelli G, Ciolini R, Facca G, *et al.* 2021. Tectonic-related geochemical and hydrological anomalies in Italy during the last fifty years [J]. Minerals, 11(2): 107.
- Mondal N C, Singh V P, Singh V S, *et al.* 2010. Determining the interaction between groundwater and saline water through groundwater major ions chemistry [J]. Journal of Hydrology, 388(1–2): 100–111.
- Nishizawa S, Igarashi G, Sano Y, *et al.* 1998. Radon, Cl and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> anomalies in hot spring water associated with the 1995 earthquake swarm off the east coast of the Izu Peninsula, Central Japan [J]. Applied Geochemistry, 13(1): 89–94.
- Onda S, Sano Y, Takahata N, *et al.* 2018. Groundwater oxygen isotope anomaly before the  $M_6.6$  Tottori earthquake in Southwest Japan [J]. Scientific reports, 8(1): 1–7.
- Pang Z H, Kong Y L, Li J, *et al.* 2017. An isotopic geothermometer in the hydrological cycle [J]. Procedia Earth & Planetary Science, 17: 534–537.
- Piper A M. 1953. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses [M]//OCLC 3770755, ASIN B0007HRZ36. Washington D C: United States Geological Survey.
- Richard B, Knapp, Jerry, E, *et al.* 1977. Differential thermal expansion of pore fluids: Fracture propagation and microearthquake production in hot pluton environments [J]. Journal of Geophysical Research, 82

- (17):2515–2522.
- Rigo A. 2010. Precursors and fluid flows in the case of the 1996,  $M_L = 5.2$  Saint-Paul-de-Fenouillet earthquake (Pyrenees, France): A complete pre-, co- and post-seismic scenario [J]. *Tectonophysics*, 480 (1–4):109–118.
- Sato T, Takahashi H A, Kawabata K, *et al.* 2020. Changes in the nitrate concentration of spring water after the 2016 Kumamoto earthquake [J]. *Journal of Hydrology*, 580:124310.
- Sibson R H, Robert F, Poulsen K H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold–quartz deposits [J]. *Geology (Boulder)*, 16(6):551–555.
- Skelton A, Andrén M, Kristmannsdóttir H, *et al.* 2014. Changes in groundwater chemistry before two consecutive earthquakes in Iceland [J]. *Nature Geoscience*, 7:752–756.
- Skelton A, Liljedahl–Claesson L, Wästeby N, *et al.* 2019. Hydrochemical changes before and after earthquakes based on long-term measurements of multiple parameters at two sites in northern Iceland—a review [J]. *Journal of Geophysical Research; Solid Earth*, 124 (3):2702–2720.
- Snell T, De Paola N, van Hunen J, *et al.* 2020. Modelling fluid flow in complex natural fault zones: implications for natural and human–induced earthquake nucleation [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 530(15):115869.
- Wang B, Zhou X, Zhou Y, *et al.* 2021. Hydrogeochemistry and precursory anomalies in thermal springs of Fujian (southeastern China) associated with earthquakes in the Taiwan strait [J]. *Water*, 13(24):3523.
- Woith H, Wang R, Maiwald U, *et al.* 2013. On the origin of geochemical anomalies in groundwaters induced by the Adana 1998 earthquake [J]. *Chemical Geology*, 339(2):177–186.
- Yan Y, Zhou X, Liao L, *et al.* 2022. Hydrogeochemical characteristic of geothermal water and precursory anomalies along the Xianshuihe Fault Zone, Southwestern China [J]. *Water*, 14(4):550.
- Zhou H, Zhou X, Su H, *et al.* 2022b. Hydrochemical characteristics of earthquake-related thermal springs along the Weixi–Qiaohou Fault, Southeast Tibet Plateau [J]. *Water*, 14(1):132.
- Zhou R, Zhou X, Li Y, *et al.* 2022a. Hydrogeochemical and isotopic characteristics of the hot springs in the Litang Fault Zone, Southeast Qinghai–Tibet Plateau [J]. *Water*, 14(9):1496.
- Zhou X, Du J, Chen Z, *et al.* 2010. Geochemistry of soil gas in the seismic fault zone produced by the Wenchuan  $M_S 8.0$  earthquake, southwestern China [J]. *Geochemical Transactions*, 11(1):5.
- Zhou Z, Tian L, Zhao J, *et al.* 2020. Stress-related pre-seismic water radon concentration variations in the Panjin Observation Well, China (1994–2020) [J]. *Frontiers in Earth Science*, 8:596283.
- Zhou Z, Zhong J, Zhao J, *et al.* 2021. Two mechanisms of earthquake-induced hydrochemical variations in an observation well [J]. *Water*, 13(17):2385.

## Hydrogeochemical Characteristics of the Hot Springs in the Quannan-Xunwu Fault Zone

OU Xiaobin<sup>1,2</sup>, BAO Zhicheng<sup>1,2</sup>, LYU Jian<sup>1,2</sup>, XIAO Jian<sup>1,2</sup>, ZHAO Ying<sup>1,2</sup>, CHEN Hao<sup>1,2</sup>

(1. Jiangxi Earthquake Agency, Nanchang 330026, Jiangxi, China)

(2. Observatory for Geodynamic of the East Yangtze Block in Jiujiang, Jiangxi Province, Jiujiang 332006, Jiangxi, China)

### Abstract

Through field investigation and sampling of the water in five hot springs in the Quannan-Xunwu fault zone, the major components, trace elements, and hydrogen and oxygen isotopes of the collected water samples are tested to find out the hydrogeochemical characteristics of the water in these five hot springs and its cause in this area. The results show that: ① The temperature range of the hot springs in the Quannan-Xunwu fault zone is 42 °C – 72 °C; these springs belong to medium-high temperature hot springs; the water in the hot springs belong to the HCO<sub>3</sub> – Na type and the HCO<sub>3</sub> – Na – Ca type, and the HCO<sub>3</sub> – Na type water is the major part. The hot springs are rich in Na, Li, and Sr, due to the water – rock reaction between the underground hot water and the surrounding Yanshanian intermediate – acid intrusive rocks during the circulation process. ② The range of  $\delta^{18}\text{O}$  isotope values is – 40.38‰ ~ – 44.50‰, and the range of  $\delta\text{D}$  isotope values is – 6.42‰ ~ – 6.95‰. These values are near the left side of the atmospheric precipitation line, indicating that the hot springs' water replenishment mainly comes from atmospheric precipitation, and some hot springs have water-gas interaction with CO<sub>2</sub> gas therein. ③ In the Quannan-Xunwu fault zone, the atmospheric precipitation flows into the deep crust along the Quannan-Xunwu fault zone, then, after cycle heating in the deep, the water flows back onto the earth's surface through the fracture channel and supplies the hot springs. In the Quannan-Xunwu fault zone, the spatial distribution and the hydrological characteristics of the hot springs have a good relationship with the earthquake activity.

**Keywords:** hot spring; chemical composition of water; hydrogen and oxygen isotope; the Quannan-Xunwu fault zone