

# 云南省香格里拉市下给和天生桥温泉水化学 和逸出气 CO<sub>2</sub> 释放特征变化<sup>\*</sup>

李其林, 王 云, 赵慈平, 周艺颖, 冉 华

(云南省地震局, 云南 昆明 650224)

**摘要:** 为探讨云南省香格里拉市下给和天生桥温泉水化学和逸出气 CO<sub>2</sub> 的变化特征与其周边断裂及 2013 年香格里拉 M<sub>s</sub>5.9 地震之间的关系, 对比研究了 1981, 2004, 2013, 2016 和 2017 年这 2 处温泉水化学分析测试数据, 利用 2004 和 2017 年 2 处温泉的逸出气体组成和 He, C 同位素数据分析逸出气 CO<sub>2</sub> 释放情况和来源。结果表明: 下给和天生桥温泉在香格里拉 M<sub>s</sub>5.9 地震前后 Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> 和游离态 CO<sub>2</sub> 含量有由低变高、再变低的变化。2 处温泉逸出气体皆显示高含量的 CO<sub>2</sub> 释放, 但 2017 年释放含量有所减少, 且 He, C 同位素皆存在幔源入侵的特征。

**关键词:** 温泉; 水化学特征; 逸出气 CO<sub>2</sub> 释放; He, C 同位素; 香格里拉 M<sub>s</sub>5.9 地震

**中图分类号:** P314.12

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2019)03-0320-10

## 0 引言

流体是可以将地下深部信号带到地表的媒介, 地下流体组分受地下应力和构造活动等控制, 能够客观、灵敏地反映地壳的应力、应变状态及地震活动(杜建国, 康春丽, 2000; 张炜斌等, 2013; 胡小静等, 2018)。温泉主要是断裂及地热活动的产物, 温泉流体携带了地球内部物理化学场的大量信息(周晓成, 2011)。在大陆非火山活动区, 现今仍在强烈活动的断裂带为地球深部物质向地表迁移提供了主要通道, 因此活动断裂带附近的地热流体通常存在着不同程度的某些挥发性气体组分, 如 CO<sub>2</sub> 或离子的地球化学异常。赵珂(2005)对云南深大断裂出露温泉 CO<sub>2</sub> 释放变化规律的研究, 揭示了云南活动断裂带的活动强度呈北西强、南东弱的衰减趋势; 周晓成(2011)发现在汶川 M<sub>s</sub>8.0 地震发生时, 鲜水河断裂带、岷江断裂带和龙门山断裂带有大量富含 He 和 CO<sub>2</sub> 的上地幔流体加入断裂带地热流体中。汶川 M<sub>s</sub>8.0 地震前后, 重庆北温泉水化学特征发生一系列变化, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> 浓度减少,

Mg<sup>2+</sup> 浓度增大; Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup> 浓度在地震发生当日成倍增长, 随后逐渐减小至背景值; SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 浓度增大后逐渐减少, F<sup>-</sup> 浓度减小(肖琼等, 2009); 在地震发生前 30 天, 鲜水河断裂带的康定二道桥、龙头沟温泉逸出气 CO<sub>2</sub> 出现短临突跳异常(刘仕锦等, 2006)。从以上研究可见, 动态监测深大断裂周边温泉流体的水化学和温泉逸出气 CO<sub>2</sub> 不仅可以指示断裂活动情况, 与地震也有较好的响应关系。

滇西北地区香格里拉市的下给和天生桥温泉位于 2013 年香格里拉 M<sub>s</sub>5.9 地震发震断层德钦—中甸断裂附近。滇西北三江断褶区温泉存在大量 CO<sub>2</sub> 释放(沈立成, 2007), 下给和天生桥温泉是大型热水钙华碳酸岩沉积物发育区, 钙华沉积过程实际是 CO<sub>2</sub> 脱气的过程。目前国内已有不少研究火山区温泉 CO<sub>2</sub> 气体释放及成因的成果(郭正府等, 2014; 张茂亮等, 2011; 成智慧等, 2012), 本文着重研究下给和天生桥温泉(非火山成因热泉)水化学和逸出气 CO<sub>2</sub> 随时间的变化规律及其来源, 了解这 2 处温泉 CO<sub>2</sub> 释放的变化特征, 并探讨其同周边断裂及 2013 年香格里拉 M<sub>s</sub>5.9 地震之间的关系。

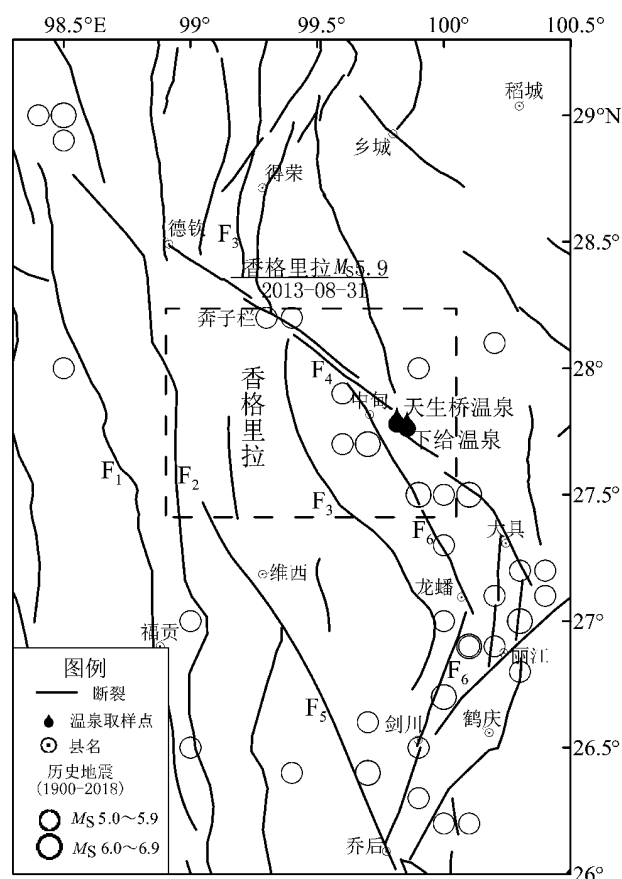
<sup>\*</sup> 收稿日期: 2019-02-14.

**基金项目:** 云南省地震局科技专项——川滇菱块西北缘洱源—德钦一带壳内流变层释放流体地球化学特征研究(ZX2016-03)资助。

## 1 地质背景

本文研究区云南省香格里拉市（原中甸县）（图1虚线框内）地处滇藏地热带，在欧亚板块与印度洋板块交接处及其影响区内，是我国构造活动最强烈、最活跃的地带之一，且地热活动强烈。香格里拉地区温（热）泉分布广泛，且有大量的 CO<sub>2</sub> 泉出露。从区域上看，地热活动受区内较为发育的 NW 向构造（断裂）所控制（王宇，杨世瑜，2003），区内主要断裂有怒江断裂带（F<sub>1</sub>）、澜沧江断裂（F<sub>2</sub>）、金沙江断裂（F<sub>3</sub>）、德钦—中甸断裂（F<sub>4</sub>）、维西—乔后断裂（F<sub>5</sub>）和中甸—龙蟠—

乔后断裂（F<sub>6</sub>）等。温（热）泉大都集中出露于主要活动断裂或分布于不同方向的活动断裂交汇处，下给和天生桥温泉主要沿德钦—中甸断裂出露（图1）。德钦—中甸断裂是川滇菱形块体西北边缘的一条重要的 NW 向走滑断裂，自 NW 向 ES 分为德钦—奔子栏段、奔子栏—中甸段和中甸—大具段。以奔子栏为界，德钦—奔子栏段为晚更新世活动断裂，奔子栏—中甸段为全新世活动断裂。该断裂水平滑动速率为 1.7 ~ 2.0 mm/a，垂直滑动速率为 0.6 ~ 0.7 mm/a（常祖峰等，2014）。历史上该断裂带中强震频发，曾发生过 1933 年小中甸 6.3 级地震、1961 年中甸 6.0 级地震、1966 年告湾 6.4 级地震、1966 年中甸 5.2 级地震和 2013 年奔子栏 5.9 级地震（常祖峰，2015）。德钦—中甸断裂是 2013 年香格里拉 M<sub>s</sub>5.9 地震的发震断裂带，主要是由于德钦—中甸断裂中段在近 SN—NNE 向拉张作用下正断层作用的结果（吴微微等，2015），这说明德钦—中甸断裂有可能是深部流体的上升通道。天生桥和下给温泉是典型的非火山成因的 CO<sub>2</sub> 温泉，温泉出露地层以灰岩为主，钙华十分发育，主要有钙华脊、钙华锥和钙华墙等多种形态。下给和天生桥温泉的性质及其所在区域特征为研究其 CO<sub>2</sub> 释放的变化特征与其周边断裂和地震的关系提供了有利的场所。



F<sub>1</sub>: 怒江断裂; F<sub>2</sub>: 澜沧江断裂; F<sub>3</sub>: 金沙江断裂; F<sub>4</sub>: 德钦—中甸断裂; F<sub>5</sub>: 维西—乔后断裂; F<sub>6</sub>: 中甸—龙蟠—乔后断裂

图1 研究区地质构造及温泉、地震活动分布  
(参考 1:100 万云南省地质图, 云南省地质矿产局地质调查大队, 1990)

Fig. 1 The distribution of geological setting, thermal springs and seismicity in study area (based on 1:1 000 000 geological map of Yunnan Province, Geological Survey Brigade of Yunnan Geological and Mineral Bureau, 1990)

## 2 样品采集与分析测试

### 2.1 样品采集和数据收集

笔者于 2017 年对云南省香格里拉市下给和天生桥温泉进行了野外考察、水化学样品和温泉逸出气体样品采集工作（图1）。野外水体的电导率（Ec）、水温、pH 值均使用 WTW 便携式多参数水质分析仪现场测定，测量精度分别为 1 μs/cm, 0.1℃ 和 0.01。采集水样时均采用 0.45 μm 微孔滤膜先进行过滤，后置于经去离子水清洗 3 次、用温泉水润洗 2 次的 500 mL 的聚乙烯塑料瓶中，装满、密封并冷却，待阴离子及 SiO<sub>2</sub> 的分析测试。另取过滤后水样装于事先清洗、润洗过的 250 mL 聚乙烯取样瓶中，并加入优级纯硝酸溶液调节 pH 值小于 1，待阳离子分析测试。气体样品是用自制的一套集排气、储气、水气分离和样品输出接口于一

体的气体样品采集器进行采样, 采样步骤详见冉华等 (2006, 2008) 及赵慈平等 (2017) 研究。气体化学组分分析测试样品用 500 mL 铝塑气体样品袋进行装样, 氮碳同位素组成分析气体样品用 125 mL 医用玻璃瓶进行装样。采集到的气体样品在完成采集后 2~3 周内送样进行测试。除自采集样品外, 在经确认过采样泉点位置一致的前提下, 另收集了前人有关下给和天生桥温泉研究的水化学和气体同位素测试数据 (佟伟等, 1981; 沈立成, 2007; 郑玉慧, 2015; 王蒙蒙, 2017)。

## 2.2 分析测试

常规阴阳离子水化学成分用瑞士 Metrohm 公司的 883 Basic IC plus 离子色谱仪测定, 仪器动态范围: 5 个数量级, 检出限: 0.001 mg/L。HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 和 CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 含量采用盐酸滴定法测定, SiO<sub>2</sub> 含量由硅钼黄分光光度法测得, 样品气体化学组分浓度分析仪器为 Agilent 7890A 气相色谱仪, 分析精度 (V/V) 为 He, Ne, H<sub>2</sub>: 5 × 10<sup>-6</sup>; CH<sub>4</sub>: 10 ×

10<sup>-6</sup>; Ar, O<sub>2</sub>: 0.05%; N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>: 0.5%。以上所有实验均在昆明防震减灾技术试验基地流体实验室完成, 氮同位素和 CO<sub>2</sub> 碳同位素分析测试于中国科学院地质与地球物理研究所兰州油气资源研究中心分析测试部完成。氮同位素分析仪器为静态真空稀有气体质谱仪 VG5400 (英国 VG 公司出品), 氮同位素值数据测试精度为 2%。CO<sub>2</sub> 碳同位素分析测试仪器为单分子化合物碳同位素在线分析系统, 简称为 “GC-IRMS” 分析系统, 碳同位素值数据测试精度为 ±0.5‰ (V-PDB)。

## 3 结果与讨论

下给和天生桥温泉在 1981, 2004, 2013, 2016 和 2017 年水化学分析测试结果及利用 4 种传统地热温标估算的热储温度见表 1。2 处温泉在 2004 和 2017 年的主要气体化学组成及氮、碳同位素特征见表 2。

表 1 下给和天生桥温泉水化学及热储温度估算结果

Tab. 1 Water chemical and geothermal reservoir temperature of Xiagei and Tianshengqiao springs

参数指标	下给温泉				天生桥温泉				
	XG1	XG2	XG3	XG5	TS1	TS2	TS3	TS4	TS5
采样日期	1981	2004	2013-08	2017-04	1981	2004	2013-08	2016-03	2017-04
水温/(℃)	67	62.5	63	57.9	56	57.5	56.9	58	54.4
pH	7	6.5	6.7	6.4	7	6.7	5.3	6.7	6.4
溶解性固体总量 TDS/(mg·L <sup>-1</sup> )	1 104	1 452	1 437	1 551	1 041	1 865	1 495	1 046	1 498
Na/(mg·L <sup>-1</sup> )	243	233	250	299	172	192	183	197	208
K/(mg·L <sup>-1</sup> )	20.9	19.7	14.9	21	13.2	12.9	15.9	10.9	11.9
Ca/(mg·L <sup>-1</sup> )	24.3	105	65.9	14.3	59.1	211.8	130	15.5	30.3
Mg/(mg·L <sup>-1</sup> )	9	7.5	29.2	8.9	41.2	44.4	37.7	38.9	40.4
CO <sub>3</sub> /(mg·L <sup>-1</sup> )	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
HCO <sub>3</sub> /(mg·L <sup>-1</sup> )	640	951	929	1 011	662	1 324	1 048	700	1 116
CO <sub>2</sub> /(mg·L <sup>-1</sup> )	85	387	238	510	84	331	6 600	180	559
SO <sub>4</sub> /(mg·L <sup>-1</sup> )	30.4	28.6	33	68.7	29.3	12.4	20	22.5	26.6
Cl/(mg·L <sup>-1</sup> )	29.6	15.4	24.5	25	22.6	27.7	21.4	29.6	17.6
F/(mg·L <sup>-1</sup> )	4.5	4.9	5.9	6.6	3.1	4.1	4.5	2.6	5
SiO <sub>2</sub> /(mg·L <sup>-1</sup> )	103	86.8	85.4	96.8	40.1	35.2	34.4	35.7	42.7
Na-K 热储温度/(℃)	204	203	176	189	195	185	205	171	174
K-Mg 热储温度/(℃)	86	87	64	87	58	57	63	54	56
Na-K-Ca 热储温度/(℃)	154	164	143	136	126	120	121	154	152
石英热储温度/(℃)	138	129	128	135	91	86	85	87	95
冷水混入(%)	76	76	76	81	65	58	58	59	69

注: 1981 年数据来源于佟伟等 (1981); 2004 年数据来源于沈立成 (2007); 2013 年数据来源于郑玉慧 (2015); 2016 年数据来源于王蒙蒙 (2017); 2017 数据为本文采样分析测试数据。nd 表示没有检出。

表 2 下给和天生桥温泉主要气体化学组成及氦、碳同位素特征

Tab. 2 The chemistry composition and the He, C isotopic characteristics of Xiagei and Tianshengqiao spring gases

序号	温泉名	日期	温泉逸出气体主要成分组成（%）							$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰)	逸出 $\text{CO}_2$ 流量/ (mL/min, 积气计时法)	R/R <sub>A</sub>	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$
			He	H <sub>2</sub>	Ar	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>				
XG5	下给温泉	2017-04	0.000 5	0.001 2	0.1	2.2	5.0	0.0	84.5	-1.94	423	0.74	0.94
XG2		2004-11	—	—	—	—	—	—	94.9	-4.24	—	1.12	—
TS5	天生桥温泉	2017-04	0.000 4	0.000 8	0.1	1.3	5.2	0.1	88.2	-2.58	1 323	0.56	1.09
TS2		2004-11	—	—	—	—	—	—	98.7	-3.21	—	0.99	—

3.1 水化学特征

下给和天生桥温泉的水温近 20 年来趋于平稳, 平均为 63 ℃ 和 56 ℃, 属于中性偏弱酸性水, 下给温泉平均 pH 值为 6.7, 天生桥温泉平均 pH 值为 6.4, 但在 2013 年 8 月突现低值, 变为 5.3。天生桥和下给温泉溶解性固体总量 (TDS) 分别平均为 1 475 mg/L 和 1 386 mg/L。利用 Piper 三线图 (图 2) 和主要离子 Schoeller 图 (图 3) 分析 2 处温泉的水化学特征, 其主要阴、阳离子组成十分相似, 主要离子均为 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, 其次是 Na<sup>+</sup> 和 Ca<sup>2+</sup>; 2 处温泉常量元素的变化趋势整体基本一致。水化学类型可以在一定程度上反映地下水的成因, 根据舒卡夫分类法得出下给和天生桥温泉的水化类型基本呈现为 Na-HCO<sub>3</sub> 型。下给和天生桥温泉的 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 含量分别为 640~1 011 mg/L 和 662~1 324 mg/L, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 含量约占阴离子总数的 91.4%~97.1%, Cl<sup>-</sup> 和 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 含量远小于 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 含量。通常高 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 含量反映了水-CO<sub>2</sub>-岩石之间在深部有着强烈作用。推测下给和天生桥温泉高含量 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 主要来源于地下热水在运移过程中对其围岩碳酸盐岩 (泥灰岩) 的溶解作用, 在深循环过程中携带深部大量的 CO<sub>2</sub> 气体以及浅部冷水中混入的 CO<sub>2</sub> 气体。Na<sup>+</sup> 是 2 处泉水中主要的阳离子, 约占阳离子总数的 41.6%~87.1%。下给和天生桥温泉的 Na<sup>+</sup> 含量较高, 且随着时间的推移, 含量变化很小, 其原因可能是围岩或第四系岩石土壤中含有的硅酸盐岩或芒硝等钠盐溶于地下热水中。

对比 1981, 2004, 2013, 2016 和 2017 年下给和天生桥温泉水化学主要离子 Schoeller 图 (图 3) 可以看出, 2 处温泉 Ca<sup>2+</sup> 离子浓度随时间的变化最明显, 天生桥温泉在 2004 和 2013 年的 Ca<sup>2+</sup> 离子

相比 1981, 2016 和 2017 年有所突增, 其它离子表现相对稳定。Ca<sup>2+</sup> 含量上升到阳离子的 35.5%~45.9%, 水化类型变为 Na-Ca-HCO<sub>3</sub> 型。下给温泉 Ca<sup>2+</sup> 含量在 2004 和 2013 年也有所上升, 与天生桥温泉显示相似的变化规律, 另外下给温泉 Mg<sup>2+</sup> 含量在 2013 年有增加。下给和天生桥温泉是大型的热水钙化发育区, Ca<sup>2+</sup> 含量是控制沉积钙华的主要性因素之一。Ca<sup>2+</sup> 变化的原因与钙化沉积有一定关系, 20 世纪 80 年代下给和天生桥温泉中的 Ca<sup>2+</sup> 更容易沉淀下去沉积钙华, 使得地下水中 Ca<sup>2+</sup> 含量变少。从下给和天生桥温泉研究区的地形地貌上看, 过去均沉积有大量的钙华, 而现在沉积钙华量有所减少, Ca<sup>2+</sup> 含量变多 (郑玉慧, 2015)。然而 2016 和 2017 年下给和天生桥温泉 Ca<sup>2+</sup> 含量又呈现下降趋势, 似乎有悖于以上说法。推测 Ca<sup>2+</sup> 含量的变化可能还与 2013 年 8 月 31 日香格里拉 M<sub>s</sub>5.9 地震作用下来自碳酸盐岩含水层的地下水补给和水岩作用有关。Chen 等 (2015) 发现 2013 年芦山 M<sub>s</sub>7.0 地震后四川康定二道桥温泉的 Ca<sup>2+</sup> 和 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 离子含量发生变化, 2014 年鲁甸 M<sub>s</sub>6.5 地震前后丽江温泉的 Ca<sup>2+</sup> 和 Mg<sup>2+</sup> 离子含量也发生了变化, 与本文有一定相似性。

结合水化学资料, 通过 PHREEQC 计算出水中游离的 CO<sub>2</sub> 含量 (表 1)。下给和天生桥温泉游离态 CO<sub>2</sub> 含量较 20 世纪 80 年代都呈现较大幅度的增加, 说明 21 世纪初以来 2 处温泉 CO<sub>2</sub> 释放作用有所加强。氦同位素特征显示两处温泉为研究区幔源物质释放量较高的泉点 (李其林等, 2018), 这意味着高含量 CO<sub>2</sub> 的释放可能来源于地幔的脱气作用。特别值得注意的是, 2013 年 8 月天生桥温泉游离态 CO<sub>2</sub> 含量突增至 6 600

mg/L, 约是 2004 年的近 20 倍, 2016 年时降低至 180 mg/L, 该突增有可能是 2013 年香格里拉地震的临震异常, 因为地震前的地壳应力场变化可

能会引起深部酸性物质上涌, 造成 pH 值下降, 碳酸盐释放  $\text{CO}_2$  混合深部  $\text{CO}_2$  的释放, 使得大量的游离  $\text{CO}_2$  逸出。

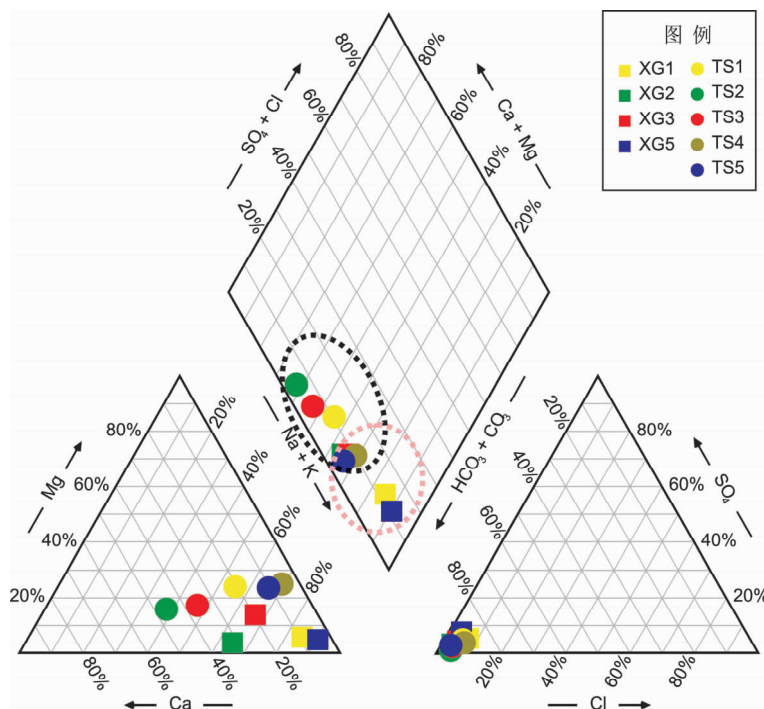


图 2 研究区温泉 Piper 三线图

Fig. 2 The Piper diagrams of thermal spring water in study area

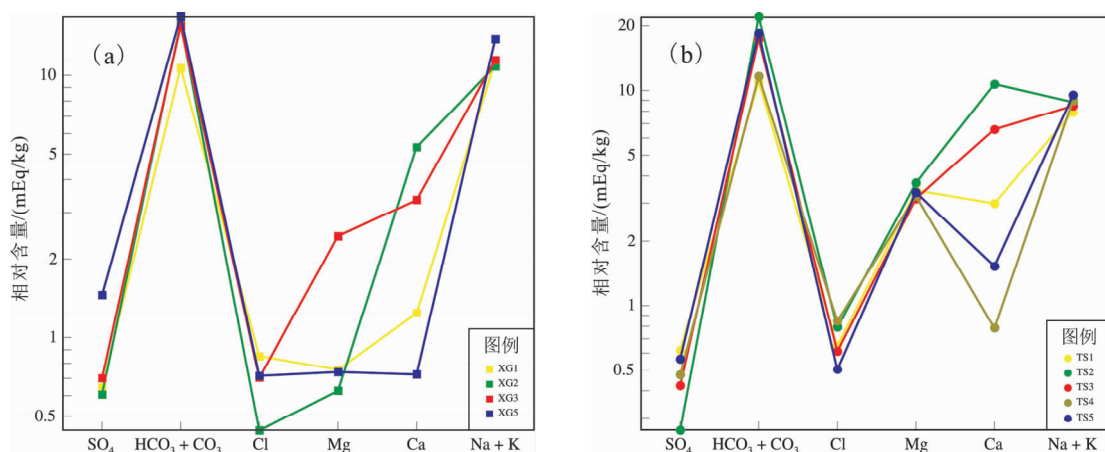


图 3 下给和天生桥温泉主要离子相对含量变化趋势

Fig. 3 The Schoeller diagram showing variation of major ions contents of Xiagei and Tianshengqiao springs

### 3.2 热储温度

利用地热流体水化学数据估算热储温度 - 浅层地热场对了解深部地热活动及进一步认识岩石圈的物理性质有着重要的科学指示意义。张旗等 (2014) 研究发现地壳中岩浆囊的存在, 会导致岩

浆囊周围较高的地热异常的产生; 赵慈平等 (2006, 2014) 利用温泉热储温度场的空间分布, 确定了腾冲火山区、宁洱—通关火山区壳内岩浆囊的现今分布范围。监测浅层流体的地热热储温度及其异常, 可作为揭示中强地震活动的一种手

段。王鹏等(2016)在西藏地热异常区研究中表明温泉密度和高温热储区与SN向的断裂带及地震活动性在空间上有较好的匹配关系;王云等(2018)研究青藏高原东南缘地热与地震活动发现腾冲火山区、通关—宁洱火山区、松潘—甘孜地块的香格里拉和康定地区,以及汶川地区浅层地热异常与地幔软流圈上涌有关;近年来的强震( $M_s \geq 6.0$ )震中绝大部分位于地热异常区之间的过渡区域或地热梯度带上。估算热储温度常用的传统地热温标有Na-K(Fournier, 1979a; Giggenbach, 1988)、K-Mg(Fournier, 1979b; Giggenbach, 1988)、Na-K-Ca(Fournier, Truesdell, 1973)温标和硅温标(Fournier, Potter, 1982)等。本文利用这4种传统地热温标计算了下给和天生桥温泉历年的热储温度(表1)。

根据水样的阳离子含量数据可得到Na-K-Mg的平衡图解,以检验研究热水和矿物的平衡状态和阳离子地热温标方法的可靠性。通过图4的Na<sup>+</sup>和K<sup>+</sup>以及Mg<sup>2+</sup>含量的分析数据可以看出,下给和天生桥温泉水样点均落在未成熟水的范围内,且非常靠近Mg端元,热水中的钠、钾矿物均未达到饱和状态,反映了水样不能达到平衡。水-岩反应的平衡温度偏低的状态,同时说明了原本达

到溶解平衡的热水在由热水向地表上升的过程中受到浅层冷水的强烈稀释作用,从而使热水中元素的含量变低(Giggenbach, 1988)。可见阳离子型地温计不适用于计算下给和天生桥温泉的热储温度。利用硅-焓模型可以确定热水中混入的冷水份额,求算方法主要根据地下热水SiO<sub>2</sub>的初始含量和初焓与泉水SiO<sub>2</sub>含量和终焓存在的对应关系,详见佟伟等(1981)和Liu等(2012)研究。表1显示2处温泉在不同年份受到混合的冷水份额均变化不大,下给和天生桥温泉水样冷水混入比平均在75%~81%和59%~65%,说明水样由热水向地表上升的过程中的确受到浅层冷水的稀释作用,与Na-K-Mg三角图反映一致。

笔者曾用多种地热温标对滇西北地区温泉的热储温度进行估算,研究结果发现利用石英温标在估算时具有一定的可靠性(李其林等, 2019)。因此我们利用石英温标估算了2处温泉在不同年份的热储温度。石英温标是利用SiO<sub>2</sub>的溶解度是温度的函数这一原理来估算热储温度的,计算结果详见表1,计算公式如下:

$$\theta_{\text{石英}}(^{\circ}\text{C}) = \frac{1309}{5.19 - \lg[\text{SiO}_2]} - 273.15 \quad (1)$$

通常石英温标计算的温度仅能反映最上层地壳不超过5 km的热储温度,对比下给和天生桥温泉1981, 2004, 2013, 2016和2017年的热储温度变化情况,发现2处温泉的热储温度在2004和2013年略微下降,总体上无太大波动。下给和天生桥温泉的平均热储温度为132℃和89℃,下给温泉的热储温度高于天生桥温泉。下给温泉属于中温地热系统,天生桥温泉属于低温地热系统。通过地下热水循环公式计算2处温泉的循环深度(汪万红等, 2008)为:

$$D = \frac{T_{\text{热储}} - T_{\text{冷水}}}{\Delta t} \quad (2)$$

式中: $D$ 为循环深度(m); $T_{\text{热储}}$ 为热储温度(℃),本文取下给和天生桥温泉的平均热储温度为132℃和89℃; $T_{\text{冷水}}$ 为地表冷水温度,本文取香格里拉地区冷水温度(11℃)(李其林等, 2019); $h$ 为常温层厚度,平均为20 m;

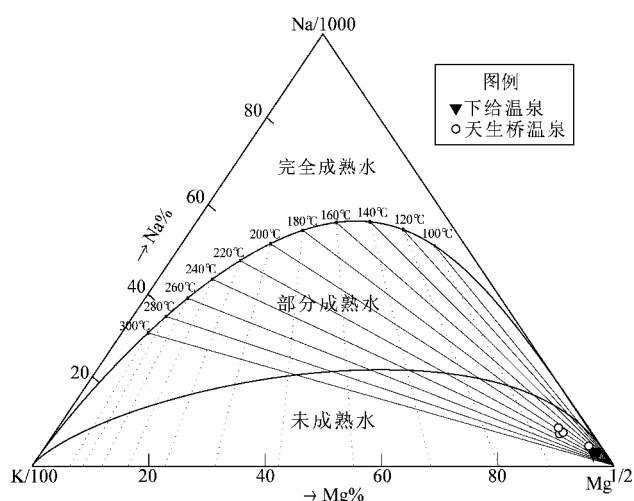


图4 研究区温泉的Na-K-Mg三角平衡图解(据Giggenbach, 1988)

Fig. 4 The Na-K-Mg equilibration triangular diagram of thermal spring water in study area (based on Giggenbach, 1988)

$\Delta t$  为地温梯度 ( $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ), 根据云南岩石圈的地温研究 (周真恒, 向才英, 1997), 取平均值  $2.3\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。

计算得出下给和天生桥温泉的循环深度分别为  $5\ 280\text{ m}$  和  $3\ 411\text{ m}$ , 与郑玉慧 (2015) 计算得到的 2 处温泉的循环深度为  $5\ 132\text{ m}$  和  $3\ 085\text{ m}$  相似。根据深部地球物理资料, 四川黑水—金川—道孚—雅江—稻城一带深部  $70\text{ km}$  处存在一个明显低速体, 可能是深部地幔软流圈上涌区, 这为形成上层地壳水热活动或地热提供了有力的深部热动力背景。川西康定地区温泉气体的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  最高达  $3.35 \sim 5.33\text{ }R_A$  ( $R_A$  为大气  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , 即  $1.4 \times 10^{-6}$ ) (Zhou *et al.*, 2017)。下给和天生桥温泉恰位于该低速体的南端即其边缘地带, 推测研究区浅层地热场的主要能量源可能有地幔热源的贡献。2 处温泉存在幔源氦的侵入特征, 幔源氦释放百分比分别为  $7.6\%$  和  $5.0\%$  (李其林等, 2018)。下给温泉的幔源释放量略大于天生桥温泉, 这可能是 2 处温泉热储温度和循环深度差异的内在原因。

### 3.3 温泉逸出 $\text{CO}_2$ 释放特征及其来源

温泉逸出气  $\text{CO}_2$  浓度测试结果显示 (表 2), 2 处温泉气体成分均以  $\text{CO}_2$  为主, 释放百分含量均大于  $80\%$ 。2017 年本研究组通过积气计时法 (张茂亮等, 2011) 获得了下给和天生桥温泉逸出气体通量, 将逸出气体通量乘以  $\text{CO}_2$  百分含量可计算出 2 处温泉的逸出  $\text{CO}_2$  流量分别为  $423, 1\ 323\text{ mL}/\text{min}$ , 温泉  $\text{CO}_2$  释放都较为突出, 其中天生桥温泉的  $\text{CO}_2$  释放量比下给温泉高出许多。研究  $\text{CO}_2$  的释放百分含量变化趋势可知, 下给温泉 2017 年  $\text{CO}_2$  的释放百分含量由 2004 年的  $94.9\%$  下降为  $84.5\%$ 。天生桥温泉与之情况类似, 2017 年  $\text{CO}_2$  的释放百分含量为  $88.2\%$ , 低于 2004 年的  $98.7\%$ 。在火山区、活动断裂带的温泉逸出气体往往表现出较高的  $\text{CO}_2$  含量 (Alessandro *et al.*, 1997; Du *et al.*, 2005)。断层  $\text{CO}_2$  气体的释放强度一定程度反映了断裂带深部应力场的强弱, 并可间接反映该地区断裂带的活动强度 (国家地震局地壳研究所, 云南省地震局, 1990)。下给和天生桥温泉  $\text{CO}_2$  释放量较高, 但 2017 年释放量有所减少, 可能与德钦—中甸断裂现今的活动性有关, 需加强后续  $\text{CO}_2$  释放强度的跟踪监测。

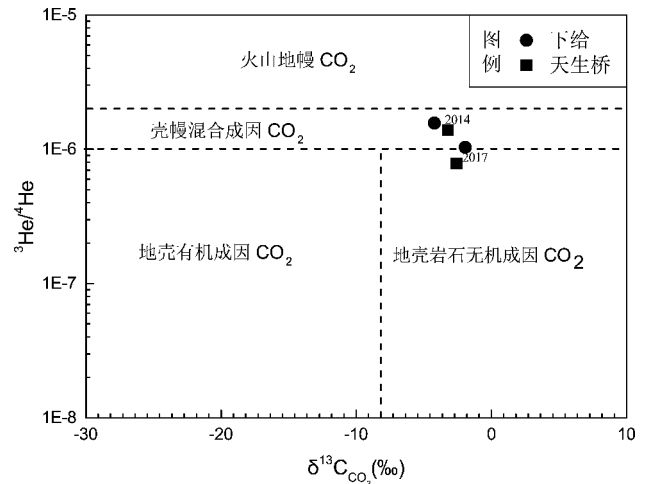


图 5 温泉气体  $^3\text{He}/^4\text{He}$  与  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  关系图

(据 Mao *et al.*, 2013 修改)

Fig. 5 Plot of  $^3\text{He}/^4\text{He}$  versus  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$

(modified based on Mao *et al.*, 2013)

为进一步了解下给和天生桥温泉逸出气  $\text{CO}_2$  的释放特征需追溯其来源。来源不同的  $\text{CO}_2$  有着不同的同位素特征, 例如地幔成因的  $\text{CO}_2$ :  $\delta^{13}\text{C} = -4\text{‰} \sim -8\text{‰}$ , 石灰岩热变质成因的  $\text{CO}_2$ :  $\delta^{13}\text{C} = \pm 2\text{‰}$  (Marty, 2001)。天生桥和下给温泉样品的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  在 2004 年分别为  $-3.21\text{‰}$ ,  $-4.24\text{‰}$ , 在 2017 年变为  $-2.58\text{‰}$ ,  $-1.94\text{‰}$ 。由于不同来源的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  存在交叉关系, 单独利用  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  值判断 2 处温泉逸出气  $\text{CO}_2$  的来源是不全面的, 我们利用  $^3\text{He}/^4\text{He}$  与  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  的关系图 (图 5) (Mao *et al.*, 2013) 进行分析。从图 5 可以发现, 下给和天生桥温泉  $\text{CO}_2$  气体都并非是单一来源, 均落在壳幔混合  $\text{CO}_2$  的区域, 2 处温泉的  $\text{CO}_2$  气体主要来源于无机碳酸盐岩的变质作用和地幔碳释放的混合。相比之下 2017 年的  $\text{CO}_2$  气体似乎更偏向于石灰岩变质成因的方向。

$^3\text{He}/^4\text{He}$  是辨识幔源气体最佳的地球化学示踪剂 (Hilton *et al.*, 1993)。氦同位素特征通常用  $R$  (样品的  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) 与  $R_A$  (大气  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , 即  $1.4 \times 10^{-6}$ ) 之比  $R/R_A$  表示。下给气体样品 2004, 2017 年的  $R/R_A$  分别为 1.12 和 0.74; 天生桥气体样品 2004, 2017 年的  $R/R_A$  分别为 0.99 和 0.56。

大量研究表明, 震前由于深源流体的大量上侵, 表征深源成分的参量  $^3\text{He}/^4\text{He}$  会大幅度上升, 而地震发生后, 随着时间的推移, 幔源流体释放



强度逐渐减弱,<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 会显示下降趋势并逐渐恢复到背景值。但由于 2004 年<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He (沈立成, 2007) 缺少<sup>4</sup>He/<sup>20</sup>Ne 的数据, 无法排除大气氦的干扰, 将其和 2017 年<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 数据直接比较不够准确。2013 年香格里拉 5.9 级地震发生后是否也使得<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 下降, 目前下给和天生桥温泉<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 和幔源物质上侵作用(幔源氦释放量)是否已回到正常背景值需要进一步的跟踪监测。利用<sup>4</sup>He/<sup>20</sup>Ne 的数据可对 2017 年下给和天生桥温泉的<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 数据进行大气污染校正后计算得到幔源氦释放百分比分别为 7.6% 和 5.0% (Duchkov *et al.*, 2010), 这说明了 2 处温泉现今存在幔源氦的侵入作用。

常祖峰(2015)认为香格里拉 5.9 级地震后, 在金沙江断裂和德钦—中甸—大具断裂的交汇区仍有发生更大地震的可能性。德钦—中甸断裂是川滇菱形块体西北边缘的一条重要的活动断裂, 可以作为深源流体天然的上升通道。深源流体活动对地震发生有着重要影响 (Zhao *et al.*, 2002; Lei, Zhao, 2009)。以水和气体为代表的深源流体活动与地壳内的大地震有着非常密切的关系, 深源流体活动的地表观测可能是寻找流体源兆的重要突破口。下给和天生桥温泉是研究区典型 CO<sub>2</sub> 释放强度较强且存在幔源物质入侵特征的泉点, 因此密切关注下给和天生桥温泉的逸出气体氦碳同位素特征有利于进一步判断德钦—中甸一带未来地震活动性。

## 4 结论

下给和天生桥温泉位于 2013 年香格里拉 M<sub>s</sub>5.9 地震发震断裂带德钦—中甸断裂附近, 是研究区 CO<sub>2</sub> 释放强度较强且存在幔源物质入侵特征的泉点。2 处温泉流体水化学和逸出气 CO<sub>2</sub> 的来源和变化特征显示: 2013 年 8 月香格里拉 M<sub>s</sub>5.9 地震前后 Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> 和游离态 CO<sub>2</sub> 含量有由低变高、再变低的变化特征。该水化学特征变化对分析此次地震临震水化学异常具有一定的参考价值。下给和天生桥温泉的热储温度平均为 132 °C 和 89 °C, 循环深度分别为 5 132 和 3 085 m, 均具有高低差异, 与其幔源物质释放强度大小有关。2017 年 2

处温泉 CO<sub>2</sub> 释放含量比 2004 年有所减少, He, C 同位素显示下给和天生桥温泉存在幔源入侵的特征。现有的 He, C 同位素观测数据不足以判断 2013 年香格里拉 M<sub>s</sub>5.9 地震后深源流体上侵作用是否已减弱。为进一步了解德钦—中甸断裂活动性及德钦—中甸一带未来的强震危险性, 今后需加强该区深源流体的跟踪监测。

## 参考文献:

- 常祖峰, 张艳凤, 李鉴林, 等. 2014. 德钦—中甸—大具断裂晚第四纪活动的地质与地貌表现[J]. 地震研究, 37(1): 46–52.
- 常祖峰. 2015. 2013 年云南奔子栏 M<sub>s</sub>5.9 地震发生的地震地质背景[J]. 地震地质, 37(1): 192–207.
- 成智慧, 郭正府, 张茂亮, 等. 2012. 腾冲新生代火山区温泉 CO<sub>2</sub> 气体排放通量研究[J]. 岩石学报, 28(4): 1217–1224.
- 杜建国, 康春丽. 2000. 强地震前兆异常特征与深部流体作用探讨[J]. 地震, 20(3): 95–101.
- 郭正府, 张茂亮, 成智慧, 等. 2014. 中国大陆新生代典型火山区温室气体释放的规模及其成因[J]. 岩石学报, 30(11): 3467–3480.
- 国家地震局地壳研究所, 云南省地震局. 1990. 滇西北地区活动断裂[M]. 北京: 地震出版社.
- 胡小静, 付虹, 李利波, 等. 2018. 云南江川渔村地下水补给来源分析[J]. 地震研究, 41(4): 544–550.
- 李其林, 王云, 周艺颖, 等. 2018. 滇西北德钦—中甸一带温泉逸出气体地球化学特征研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 37(4): 645–651.
- 李其林, 王云, 周艺颖, 等. 2019. 剑川—德钦一带的地热异常: 对川滇菱块西北边界和地震活动性的意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 38(1): 90–102.
- 刘仕锦, 李学川, 李志鹏, 等. 2006. 康定温泉逸出气短期预测研究[J]. 四川地震, (2): 43–47.
- 冉华, 赵慈平, 陈坤华. 2006. 岩石圈排气气体富集取样装置的研制和取样方法的研究[J]. 地震研究, 29(增刊 1): 509–512.
- 冉华, 赵慈平, 陈坤华. 2008. 腾冲火山区温泉甲烷气体现场富集取样效果研究[J]. 地震研究, 31(增刊 1): 486–493.
- 沈立成. 2007. 中国西南地区深部脱气(地质)作用与碳循环研究[D]. 重庆: 西南大学.
- 佟伟, 章铭陶, 张知非, 等. 1981. 西藏地热[M]. 北京: 科学出版社, 1–170.
- 汪万红, 张慧, 苏鹤军. 2008. 秦岭北缘断裂带温泉水循环深度与地震活动性的关系研究[J]. 西北地震学报, 30(1): 36–41.
- 王蒙蒙. 2017. 云南西北地区部分温泉和盐泉特征及钙华成因[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 王鹏, 陈晓宏, 沈立成, 等. 2016. 西藏地热异常区热储温度及其地质环境效应[J]. 中国地质, 75(4): 1429–1438.
- 王宇, 杨世瑜. 2003. 香格里拉盆地地热地质特征及勘探前景[J]. 矿物岩石地球化学通报, 22(3): 265–272.



- 王云,李其林,冉华,等. 2018. 青藏高原东南缘地热与地震活动:来自氦同位素的约束[J]. 矿物岩石地球化学通报,37(4):652-662.
- 吴微微,龙锋,杨建思,等. 2015. 2013 年川滇交界香格里拉—得荣震群序列的重新定位、震源机制及发震构造[J]. 地球物理学报,58(5):1584-1596.
- 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.
- 徐锡伟,程佳,许冲,等. 2014. 青藏高原块体运动模型与地震活动主体地区讨论:鲁甸和景谷地震的启示[J]. 地震地质,36(4):1116-1134.
- 徐锡伟,吴熙彦,于贵华,等. 2017. 中国大陆高震级地震危险区判定的地震地质学标志及其应用[J]. 地震地质,39(2):219-275.
- 张茂亮,郭正府,成智慧,等. 2011. 长白山火山区温泉温室气体排放通量研究[J]. 岩石学报,27(10):2898-2904.
- 张旗,金惟俊,李承东,等. 2014. 岩浆热场:它的基本特征及其与地热场的区别[J]. 岩石学报,30(2):342-349.
- 张伟斌,杜建国,周晓成,等. 2013. 首都圈西部盆岭构造区地热水水文地球化学研究[J]. 矿物岩石地球化学通报,32(4):489-496.
- 赵慈平,陈有丽,王云,等. 2014. 云南宁洱—通关火山区最上地壳地热场:构造和岩浆活动意义[J]. 岩石学报,30(12):3645-3656.
- 赵慈平,冉华,陈坤华. 2006. 由相对地热梯度推断的腾冲火山区现存岩浆囊[J]. 岩石学报,22(6):1517-1528.
- 赵慈平,王云,周攀,等. 2017. 宁洱火山区壳内岩浆囊现今温度:来自 CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> 碳同位素地质温度计的估计[J]. 岩石学报,33(1):232-249.
- 赵珂. 2005. 云南深大断裂温泉 CO<sub>2</sub> 释放规律研究[D]. 重庆:西南师范大学.
- 郑玉慧. 2015. 云南省香格里拉县天生桥温泉和下给温泉特征及钙化形成分析[D]. 北京:中国地质大学(北京).
- 周晓成. 2011. 汶川 M<sub>s</sub>8.0 地震后川西地区的气体地球化学[D]. 合肥:中国科学技术大学.
- 周真恒,向才英. 1997. 云南岩石圈地温分布[J]. 地震地质,19(3):227-234.
- Alessandro W D, De Gregorio S, Dongarra G, *et al.* 1997. Chemical and isotopic characterization of the gases of Mount Etna (Italy) [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 78(1-2):65-76.
- Chen Z, Zhou X, Du J, *et al.* 2015. Hydrochemical characteristics of hot spring waters in the Kangding district related to the Lushan M<sub>s</sub>7.0 earthquake in Sichuan, China [J]. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2(6):1149-1156.
- Du J G, Liu C Q, Fu B H, *et al.* 2005. Variations of geothermometry and chemical-isotopic compositions of hot spring fluids in the Rehai geothermal field, Southwestern China [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 142(3-4):243-261.
- Duchkov A D, Rychkova K M, Lebedev V I, *et al.* 2010. Estimation of heat flow in Tuva from data on helium isotopes in thermal mineral springs [J]. Russian Geology and Geophysics, 51(2):209-219.
- Fournier R O, Potter II R W. 1982. An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900°C at pressures up to 10,000 bars [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46(10):1969-1973.
- Fournier R O, Truesdell A H. 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37(5):1255-1275.
- Fournier R O. 1979a. A revised equation for the Na/K geothermometer [J]. Geothermal Resources Council Transactions, (3):221-224.
- Fournier R O. 1979b. Geochemical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot-spring systems [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 5(1-2):1-16.
- Giggenbach W F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(12):2749-2765.
- Hilton D R, Hammerschmidt K, Teufel S, *et al.* 1993. Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas [J]. Earth Planet Sci Lett, 120(3-4):265-282.
- Lei J S, Zhao D P. 2009. Structural heterogeneity of the Longmenshan fault zone and the mechanism of the 2008 Wenchuan earthquake (M<sub>s</sub>8.0) [J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 10(10):Q10010.
- Liu Y P, Zhou X, Fang B, *et al.* 2012. A preliminary analysis of the formation of travertine and travertine cones in the Jifei hot spring, Yunnan, China [J]. Environmental Earth Sciences, 66(7):1887-1896.
- Mao X M, Wang Y X, Yuan J F. 2013. The indication of geothermal events by helium and carbon isotopes of hydrothermal fluids in south China [J]. Procedia Earth and Planetary Science, 7:550-553.
- Marty B, Sano Y, France-Lanord C. 2001. Water-saturated oceanic lavas from the Manus Basin: volatile behaviour during assimilation-fractional crystallisation-degassing (AFCD) [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 108(1):1-10.
- Zhao D P, Mishra O P, Sanda R. 2002. Influence of fluids and magma on earthquakes: Seismological evidence [J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 132(4):249-267.
- Zhou X C, Liu L, Chen Z, *et al.* 2017. Gas geochemistry of the hot spring in the Litang fault zone, Southeast Tibetan Plateau [J]. Applied Geochemistry, 79:17-26.

## Changes of Hydrochemistry and CO<sub>2</sub> Gases Release Characteristics of the Xiagei and Tianshengqiao Hot Springs in Shangrila, Yunnan

LI Qilin, WANG Yun, ZHAO Ciping, ZHOU Yiying, RAN Hua

(Yunnan Earthquake Agency, Kunming 650224, Yunnan, China)

### Abstract

In order to discuss the relationship between the hydrochemistry and CO<sub>2</sub> gas release changes of the Xiagei and Tianshengqiao hot springs in Shangrila, Yunnan and their surrounding faults and the Shangrila  $M_s5.9$  earthquake in 2013, we compared and studied the hydrochemistry test results of these two hot springs in 1981, 2004, 2013, 2016 and 2017. Then we analyzed CO<sub>2</sub> release gas and source based on gas composition and He and C isotope data of Xiagei and Tianshengqiao hot springs in 2004 and 2017. The results show that Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> and free CO<sub>2</sub> concentrations of the Xiagei and Tianshengqiao hot springs is obviously increased then decreased again before and after the Shangrila  $M_s5.9$  earthquake. Both the content of CO<sub>2</sub> release gas from Xiagei and Tianshengqiao hot springs show high, but it decreased in 2017. The He and C isotopes of both hot springs have characteristics of mantle source.

**Keywords:** hot springs; hydrochemistry characteristics; CO<sub>2</sub> gases release; helium and carbon isotopes; Shangrila earthquake