颜玉聪,周晓成,朱成英,等. 2022. 2020 年新疆伽师 M_S6.4 地震前后伽师地区温泉水文地球化学特征[J]. 地震研究,45(2):229-240,doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2022.0022.

Yan Y C, Zhou X C, Zhu C Y, *et al*. 2022. Hydrogeochemical features of the hot spring water before and after the 2020, Jiashi, Xinjiang M_S6.4 earthquake[J]. *Journal of Seismological Research*, 45(2):229-240, doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2022.0022.

2020 年新疆伽师 M_S 6.4 地震前后伽师地区温泉水文地球化学特征*

颜玉聪[1],周晓成[1♣],朱成英[2],李静超[1],刘峰立[1],欧阳澍培[1],姜 莉[3]

(1. 中国地震局地震预测研究所 地震预测重点实验室,北京 100036;2. 新疆维吾尔自治区地震局,新疆 乌鲁木齐 830011;3. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院,北京 100083)

摘要:对 2018—2019 年新疆伽师地区 9 个温泉的主量元素、微量元素、氢氧同位素、Sr 同位素含量以及 SiO_2 含量进行了采样测试,并于 2019 年 9 月—2020 年 7 月对其中 2 个温泉的水化学变化进行监测,分析 2020 年新疆伽师 M_S6.4 地震前后研究区温泉水化学组分和同位素组成的变化。结果表明:①研究区温泉可以划分为 9 种水化学类型,主要受蒸发盐岩的溶解作用控制,其次是碳酸盐岩及硅酸盐岩风化溶解作用;②氢氧同位素测试表明温泉水主要来源于周围 6 km 高山的冰川融水与大气降水,水-岩化学反应平衡特征表明乌恰泥火山、因干、塔合曼和阿合其温泉循环深度较深,水-岩反应程度高,而其它温泉的循环深度较浅,存在浅部冷水混入;③利用温标法估算该地区温泉的热储温度为 17 ℃~82 ℃,循环深度约为 0.6~3.2 km;④因干温泉及塔合曼温泉的常量及微量元素浓度在伽师 M_S6.4 地震前 9~19 d 有明显的异常,其异常幅度达到平均值的 15% 左右。

关键词:水文地球化学;温泉;前兆异常;伽师 M_S6.4 地震

中图分类号:P315.724 **文献标识码**:A **文章编号**:1000-0666(2022)02-0229-12

doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2022.0022

0 引言

温泉作为地下流体的重要组成部分,多沿断裂带出露,在运移过程中携带了大量深部信息(Griffin *et al*, 2017)。地震活动可以改变地下应力应变状态,影响温泉水动力条件和水岩反应程度,进而改变其流体组分及其同位素特征(杜建国等,2018;Sun *et al*, 2020)。因此,温泉的水文地球化学特征监测是地震前兆监测的一项重要技术(Poitrasson *et al*, 1999;Liu *et al*, 2009;Zhang *et al*, 2019;Shi *et al*, 2020)。

近年来,国内外大量学者研究发现在地震前数小时或数月会出现流体异常,尤其在孕震期间,通常表现出温泉水离子组分和同位素浓度在震前几天至几个月发生变化(Tsunogai, Wakita, 1995;Pierotti *et al*, 2013;Andrén *et al*, 2016),这些地球化学异常变化与地震活动在时空上存在一定的对应关系(Barbera, Andreo, 2015;Rigo, 2010)。Skelton 等(2014)对冰岛 2012 年 10 月及 2013 年 4 月 2 次 5 级地震之间以及地震前后 4~6 个月的地下水中稳定同位素比率和钠、钙等溶质的浓度变化规律进行研究,获得了该地区地震前后地下水水文地球化学变化的规律;陈志(2014)对

* **收稿日期**:2021-08-10.

基金项目:地震科技星火计划项目(XH20066),国家重点研发计划(2017YFC1500501、2019YFC1509203),国家自然科学基金面上项目(41673106、42073063、4193000170)和中国地震局地震预测研究所基本科研业务费(2018IEF010104、2020IEF0604、2021IEF0602、2021IEF0101)联合资助.

第一作者简介:颜玉聪(1996-),在读硕士研究生,主要从事地震地球化学研究. E-mail:2945220815@qq.com.

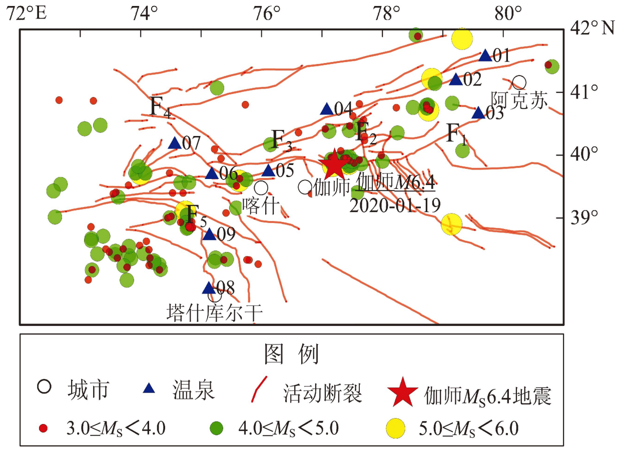
♣**通讯作者简介**:周晓成(1978-),研究员,主要从事构造地球化学、流体地球化学研究.
E-mail:zhouxiaocheng188@163.com.

2008—2010 年川西地区 32 个温泉的水化学变化进行了研究，发现了 2008 年汶川 M_S8.0 地震后温泉的离子浓度呈下降变化；周晓成（2011）对川西地区 32 个温泉气进行了 3 次采样，结果表明汶川 M_S8.0 地震后，该地区有更多地幔流体进入地壳，地幔流体上涌可能与大地震的发生有关系；Shi 等（2020）的研究显示，氢氧同位素以及微量元素的变化对地震的响应也较为明显，2018 年通海 M_S5.0 地震前后，江川观测井的常量元素浓度和氢氧同位素在震后明显上升，而微量元素（Li^+、Pb^{2+}、As^{2+}等）浓度在震后明显下降。

欧亚板块和印度板块相互碰撞挤压，使得帕米尔—西昆仑—南天山西段三角地带的构造作用十分强烈，因此新疆成为我国大陆地震活动最强烈的省区之一（李杰等，2012），而伽师地区是新疆中强地震活动的重点监视区之一，也是研究地震的天然实验场，但该地区地震监测台站较少，地震监测能力较弱。2020 年 1 月 19 日 21 时 27 分，新疆伽师地区发生 M_S6.4 地震，震中位置（39.83°N，77.21°E），震源深度为 16 km。大量学者对伽师 M_S6.4 地震发生前后的异常现象进行了研究，包括震前地磁日变化异常、地震前后 GNSS 异常、震前重力异常变化等（李桂荣等，2020；李瑞等，2020；艾萨·伊斯马伊力等，2020），但缺乏对温泉水文地球化学连续监测数据以及温泉水化学变化与地震活动的研究。鉴于此，本文通过分析伽师 M_S6.4 地震前后温泉水化学组分和同位素组成的变化，结合伽师地区的地震活动规律，分析了该地区温泉水文地球化学变化规律，以期为该区未来地震危险性判定提供基础研究资料。

1 区域地质背景

2020 年新疆伽师 M_S6.4 地震位于柯坪断裂，该断裂属于南天山柯坪逆冲推覆构造带，柯坪推覆构造带东西长约 300 km，南北宽 60～140 km，北以迈丹断裂与南天山晚古生代造山带为界，南以柯坪断裂与塔里木盆地为界，推覆体由多排近 EW 向的逆断裂－背斜带组成，形态上呈扇形（杨晓平等，2008）。该构造体系以皮羌断裂为界，分为东西两部分，西侧发育 4 排逆断裂－褶皱带，东段发育 5～6 排逆断裂－褶皱带（图 1），这些背斜



F_1：柯坪断裂；F_2：皮羌断裂；F_3：迈丹断裂；F_4：托云断裂；F_5：喀什库尔干断裂；01：神木园温泉；02：九眼泉；03：因干温泉；04：阿合其温泉；05：阿图什温泉；06：乌恰泥火山温泉；07：玉其塔什温泉；08：塔合曼温泉；09：公格尔温泉

图 1 研究区构造背景、温泉点及 2019 年 9 月 12 日至 2020 年 6 月 30 日 M_S≥3.0 地震分布

Fig. 1 The geotectonic background, sampling sites, and M_S≥3.0 earthquakes from Sep. 12, 2019 to Jun. 30, 2020 in the study area

的主体由古生代地层组成，断层在背斜南翼出露地表（Chen *et al*，2007）。

伽师地区地表出露的最老地层为寒武系，古生代地层沉积连续，中生代地层缺失三叠系和侏罗系（冉勇康等，2006），新生代地层发育不全，厚度不大。区内中、下寒武统发育较多的膏盐层，厚约 200 m（肖安成等，2002）。该地区气候为暖温带大陆性干旱气候，降雨量小、蒸发量大，多年降雨量为 200～600 mm，塔里木河支流为主要的地下水补给区（An *et al*，2020）。研究区温泉主要分布在南天山及西昆仑地区，其构造位置及出露岩石见表 1，西昆仑地区温泉多出露于海拔 3 km 以上，沿 NW—SE 方向呈带状展布，温泉水温一般较高，多数大于 40 ℃；南天山地区温泉多出露于海拔 1～3 km，呈 EW 向带状分布，温泉水温在 40 ℃以下（陈锋等，2016）。

伽师是新疆地区地震多发区之一，曾发生多次 6.0 级以上地震。伽师 M_S6.4 地震震中 200 km 范围内的历史大地震有 1902 年阿图什 M_S8.2 地震、1985 年乌恰 M_S7.1 地震，其它均为 6.0 级左右地震。震中 50 km 范围内的 6.0 级以上地震中，1961 年巴楚和 1997—1998 年的伽师 6 级地震为强震群，1977 年伽师 M_S6.2 地震、1998 年阿图什

表 1　2020 年伽师 M_S6.4 地震震中周边地区温泉点

Tab. 1　Location of the hot springs around the Jiashi M_S6.4 earthquake in 2020

温泉名	位置		海拔/m	构造位置	温泉出露岩石
	λ_E/(°)	φ_N/(°)			
神木园温泉	79.704 6	41.594 7	1 666	F_3	全新统钙质砂岩
九眼泉	79.217 1	41.214 5	1 379	F_3	全新统碎屑砂岩
因干温泉	79.589 6	40.682 4	1 476	F_1	奥陶系泥灰岩
阿合其温泉	77.080 7	40.742 4	2 921	F_3	石炭系泥质粉砂岩
阿图什温泉	76.114 2	39.764 8	1 423	F_1	全新—上更新统碎屑岩
乌恰泥火山温泉	75.176 6	39.720 8	2 149	F_4	石炭系泥质砂岩
玉其塔什温泉	74.563 9	40.200 6	3 113	F_4	全新统碎屑砂岩
塔合曼温泉	75.128 2	37.895 8	3 314	F_5	寒武系绢云母片岩
公格尔温泉	75.137 5	38.749 1	3 018	F_5	元古代片麻岩片岩

M_S6.0 地震和 2003 年伽师 M_S6.8 地震为主震 – 余震型地震（沈军等，2006）。孟令媛等（2020）研究发现 2020 年伽师 M_S6.4 地震序列特征与 2003 年伽师 M_S6.8 地震序列较为类似，都为有较多、较大余震的前震 – 主震 – 余震型地震序列。

2　分析方法

课题组对 2018—2019 年伽师 M_S6.4 地震震中周边地区的 9 个温泉水样品，测定了其主量元素、微量元素、氢氧同位素、Sr 同位素含量以及 SiO_2 含量（表 2、表 3）。2019 年 9 月—2020 年 7 月对因干温泉和塔合曼温泉的常量元素、微量元素、氢氧同位素值进行定点监测，其中因干温泉每 10 d 采集一次、塔合曼温泉每 3 d 采集一次。野外采样时，采样容器为 250 mL 聚乙烯塑料瓶，将其置于水中润洗 3 次、并将瓶内空气排净后取样，避免水样受空气影响。现场测定温泉水的水温、pH、电导率，并向测定微量元素的样品中加入 1.00 mL 的浓硝酸（pH < 2），在冷藏条件下保存。为了校准色谱，在测量每批水样品之前需测量标准样品，测量偏差在 ±2‰以内。使用日本 YF – 160 数字温度计现场测定水温，精度为 0.1 ℃；室内测定氢氧同位素、主量元素等组分；水样的水化学组分在中国地震局地震预测重点实验室测定，使用仪器为 Dionex ICS – 900 离子色谱仪及 AS40 自动进样器，检测限为 0.01 mg/L；使用 ZDJ – 3D 型电位滴定仪通过标准滴定程序测量温泉水中的 HCO_3^- 和 CO_3^{2-}，滴定所用盐酸浓度为 0.05 mol/L；微量元素在核工业地质研究院测试中心分析完成，采用 Element 型电感耦合等离子体质谱仪 ICP – M_S；氢氧同位素分析采用气体同位素质谱仪 MAT253，样品的分析精度 δD < ±1‰和 $\delta^{18}O$ < ±0.2‰；利用电感耦合等离子体发射光谱仪 Optima – 5300 DV 检测 SiO_2 含量。

离子平衡（ib）计算公式（颜玉聪等，2021）为：

$$ib = \frac{\sum 阳离子 - \sum 阴离子}{(\sum 阳离子 + \sum 阴离子) \times 0.5} \times 100\% \quad (1)$$

式中：阴、阳离子的测量误差绝对值均小于 5%。

3　结果与讨论

3.1　温泉水的来源

大气降水线（LMWL）可以用于判断现代地下水的补给来源（Craig，1961）。王圣杰和张明军（2017）分析了新疆天山地区的 δD 与 $\delta^{18}O$ 的关系，得到新疆天山地区大气降水线：$\delta D = 7.60\delta^{18}O + 2.66$。将采集到的温泉的 δD、$\delta^{18}O$ 数据绘制成 δD – $\delta^{18}O$ 关系图，如图 2 所示。从图中可以发现采样点数据发生了轻微的“氧漂移”，但基本位于大气降水线两侧，这说明地下热水来源于大气降水，但在循环过程中与岩石矿物发生了氧同位素交换。其中玉其塔什温泉落在大气降水线的左下方，其可能来源为周围高山的冰川融水。

大气降水中的氢氧同位素会受高程效应的影响，因此可以利用同位素的高程效应估算地下水的补给高程（Kendall，Coplen，2010）。δD 和 $\delta^{18}O$ 含量与高程关系如下（王恒纯，1991）：

$$H = (\delta G - \delta P)/k + h \quad (2)$$

表2 温泉水样常量元素分析表

Tab. 2 Major elements in the water sample of the hot springs

温泉名	采样日期	TDS/($g\cdot L^{-1}$)	Na^+/($mg\cdot L^{-1}$)	K^+/($mg\cdot L^{-1}$)	Mg^{2+}/($mg\cdot L^{-1}$)	Ca^{2+}/($mg\cdot L^{-1}$)	Cl^-/($mg\cdot L^{-1}$)	NO^{3-}/($mg\cdot L^{-1}$)	SO_4^{2-}/($mg\cdot L^{-1}$)	CO_3^{2-}/($mg\cdot L^{-1}$)	HCO_3^-/($mg\cdot L^{-1}$)	水化学类型
神木园温泉	2018-09-15	0.63	81.57	2.92	31.24	102.35	109.93	12.43	204.85	0.00	198.01	$Ca\cdot Na-SO_4\cdot HCO_3$
九眼泉	2018-09-16	0.37	32.70	3.92	29.05	70.44	38.23	8.87	79.45	0.00	225.73	$Ca\cdot Mg-HCO_3\cdot SO_4$
因干温泉	2019-10-13	2.84	621.31	14.59	72.39	160.45	841.60	0.07	1 026.65	14.97	185.52	$Na-Cl\cdot SO_4$
阿合其温泉	2018-09-16	1.20	432.08	11.30	7.76	22.87	140.39	0.00	152.79	0.00	856.71	$Na-HCO_3$
阿图什温泉	2018-09-17	1.22	186.84	8.13	88.02	94.83	319.05	21.35	390.03	0.00	269.29	$Na\cdot Mg-Cl\cdot SO_4$
乌恰泥火山温泉	2018-09-17	4.48	1 018.80	39.49	104.89	216.71	2 195.86	0.73	742.15	0.00	329.35	$Na-Cl$
玉其塔什温泉	2018-09-18	0.28	30.78	2.86	16.22	53.81	13.17	10.42	62.89	0.00	196.03	$Ca-HCO_3\cdot SO_4$
塔合曼温泉	2019-09-24	0.38	134.80	6.42	0.17	10.80	25.11	0.00	145.20	13.47	80.75	$Na-SO_4\cdot HCO_3$
公格尔温泉	2019-09-01	0.54	103.45	10.45	13.39	88.03	25.87	2.15	113.25	0.00	382.86	$Na\cdot Ca-HCO_3$

表3 温泉水样微量元素分析表

Tab. 3 Trace elements in the water sample of the hot springs （单位：$\mu g\cdot L^{-1}$）

温泉名	Li	Sr	Ba	B	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Mo	Sb	Pb	U	Al	Sr^{86}/Sr^{87}
因干温泉	88.80	4 889.00	15.50	—	1.62	36.2	4.64	0.747	—	0.29	7.81	6.25	9.26	0.293	0.793	1.87	0.78	—	0.710 226
阿合其温泉	784.00	2 451.00	85.80	2 795.00	5.76	1.62	0.43	22.80	3.34	0.05	1.42	4.15	2.06	0.10	0.03	0.33	0.11	8.19	0.710 467
阿图什温泉	76.50	2 860.00	21.90	339.00	2.40	2.48	1.27	0.61	1.36	0.18	5.17	2.12	3.05	2.13	0.60	0.32	6.18	16.10	0.710 234
乌恰泥火山温泉	3 003.00	16 519.00	45.30	2 405.00	7.25	12.70	1.00	15.30	15.00	0.47	11.40	13.30	3.21	0.18	0.17	0.37	0.19	39.00	0.712 243
玉其塔什温泉	27.40	2 539.00	43.70	71.60	8.44	22.00	0.42	0.12	1.78	0.15	3.26	2.05	1.58	8.11	0.69	0.05	9.12	3.73	0.709 605
塔合曼温泉	197.00	710.00	9.61	—	7.35	3.12	2.30	4.74	—	0.03	2.06	7.60	5.20	4.54	1.98	0.11	0.08	—	0.709 508

式中：H 为同位素入渗高度（补给区海拔高程，单位：m）；h 为取样点高程（井、泉海拔高程，单位：m）；δG 为地下水同位素组成；δP 为取样点附近大气降水同位素组成；k 为同位素高程梯度（单位：n‰/hm）。同位素高程梯度采用全球平均 $\delta^{18}O$ 高程梯度，即 $k(\delta^{18}O) = -0.25‰/hm$，大气降水同位素组成采用和田地区大气降水同位素加权平均值 $\delta D = -41‰$、$\delta^{18}O = -6.4‰$（陈宗宇等，2010）。通过式（2）计算得到研究区 9 个温泉的补给高程（表 4），其中玉其塔什温泉的补给高程达到 6.3 km，这与该泉氢氧同位素位于大气降水线下部，来源于周围高山的冰川融水结果一致。

氢氧同位素是与地震活动关系密切的一种同位素，与 4 级以上地震存在一定关系，且震级越大、氢氧同位素值变化越大，地下水中的氢氧同位素值的异常可以反映断裂带的地震活动性。冰岛连续 2 次 5.5 级地震与汶川 M_S8.0 地震后的一系列余震的氢氧同位素值都有明显变化（Skelton *et al*，2015）。对比塔合曼温泉、因干温泉的氢氧同位素的连续监测数据可以发现，这 2 个温泉的氢氧同位素数据在伽师 M_S6.4 地震后偏轻，偏离 LMWL 的左上方（图 2），可能是温泉水与深部来源的 CO_2 在相互溶解的过程中发生了 $\delta^{18}O$ 同位素

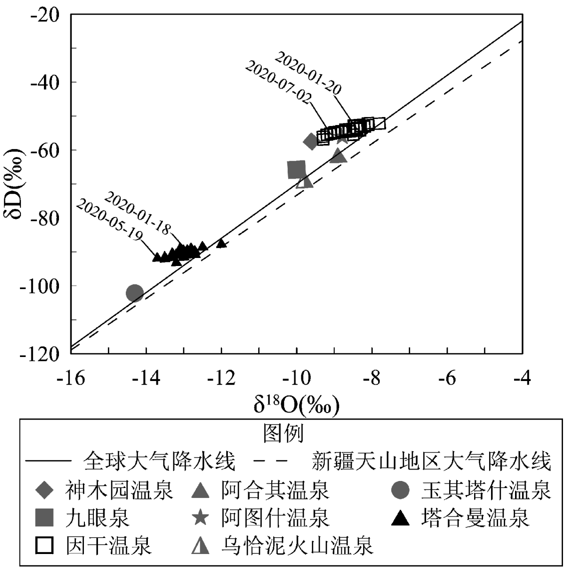


图 2　9 个温泉水样 $\delta D-\delta^{18}O$ 分布图

Fig. 2　The relation between δD and $\delta^{18}O$ in the water sample of the nine hot springs

交换（Benavente *et al*，2016）所致，汶川 M_S8.0 地震后龙门山断裂带温泉也出现类似现象（颜玉聪等，2021）。

3.2　温泉成因分析

3.2.1　平衡水判定

Giggenbach（1988）三角图（Na－K－Mg）能够反应温泉的水岩平衡状态和平衡温度。从图 3 可以看出，研究区 9 个温泉为未成熟水，且靠近 $Mg^{1/2}$ 端，表明其水－岩反应较强，且受到浅层冷水的混合，其中塔合曼、阿合其、因干和乌恰泥火山温泉为部分平衡水，表明其发生部分水－岩反应，热储温度较高，循环深度较深，温泉水与围岩的反应达到部分平衡状态。在伽师地震前后，因干温泉水－岩反应程度变化不大，而塔合曼温泉的水－岩反应程度有明显的增加。

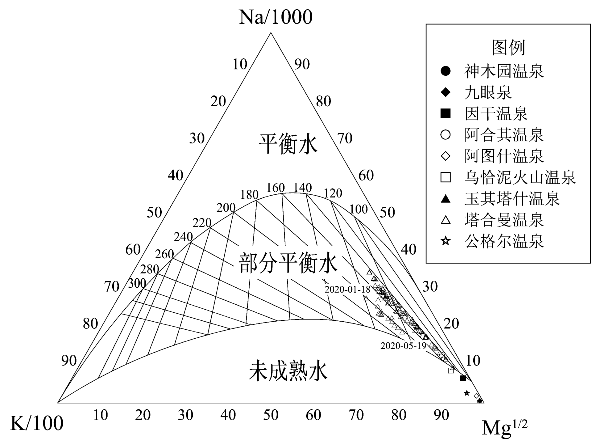


图 3　9 个温泉水样 Na－K－Mg 三角图

Fig. 3　The triangle diagram of Na－K－Mg in the water sample of the nine hot springs

3.2.2　热储温度和循环深度

目前估算热储温度常用的地热温标主要分为阳离子温标和 SiO_2 温标，阳离子温标方法一般用于估算部分平衡水及平衡水的热储温度（Fournier，Rowe，1966），而 SiO_2 相对于其它矿物而言，稳定性较高，能很好地指示未成熟水的热储温度（Li *et al*，2019）。结合 Na－K－Mg 三角图及温泉的水化学特征，塔合曼、阿合其、因干和乌恰泥火山温泉热储温度采用 K－Mg 温标估算，而其它温泉热储温度采用 SiO_2 温标－无蒸汽损失计算（Fournier，1977）。研究区温泉为大气降水入渗补给，并通过深循环获得深部热流加热之后

再升流至地表所形成，热水循环公式为：

$$H = (T - T_0)/g + h \tag{3}$$

式中：H 为循环深度（单位：m）；T 为地热水的热储温度（单位:℃）；T_0 为研究区的平均气温(单位:℃)，研究区内平均气温取 3 ℃；g 为地温梯度，为 2.5 ℃/100 m（杨志勋等，1990）；h 为常温带深度，为 30 m。

由表 4 可见，研究区温泉热储温度为 17 ℃ ~ 82 ℃，循环深度为 0.6 ~ 3.2 km（表 4），大部分为中低温类型温泉，只有塔合曼温泉为中高温地下热水，其中乌恰泥火山、因干、塔合曼和阿合其温泉循环深度较深，达到 1.0 ~ 3.2 km。其它温泉水为未成熟水，循环深度较浅，推测其与浅层冷水发生了混合作用。

对因干温泉及塔合曼温泉在监测期间的热储温度及循环深度进行计算分析，发现因干温泉热储温度为 25.9 ℃ ~ 27.4 ℃，循环深度为 0.9 ~ 1.0 km；塔合曼温泉的热储温度为 49.3 ℃ ~ 91.9 ℃，循环深度为 1.9 ~ 3.6 km，变化较大。2020 年 1 月 15 日，塔合曼温泉热储温度突然下降，循环深度也变浅。

表 4　温泉热储温度、循环深度及补给高程

Tab. 4　The temperature of geothermal reservoirs, the depth of circulation, and the recharge elevations of the hot springs

温泉名	SiO_2 浓度/(mg · L^{-1})	$T_{石英}$/(℃)	T_{K-Mg}/(℃)	选取 $T_{热储}$/(℃)	测量水温/(℃)	循环深度/km	δD (‰)	$δ^{18}O$ (‰)	补给高程/km
神木园温泉	4.78	17.1	—	17.1	12.1	0.6	−57.5	−9.6	2.9
九眼泉	5.07	18.7	—	18.7	11.8	0.7	−65.8	−10.0	2.8
因干温泉	7.55	26.9	26.9	26.9	26.8	1.0	−53.5	−8.4	0.8
阿合其温泉	22.2	45.6	45.6	45.6	36.0	1.7	−61.5	−8.9	3.9
阿图什温泉	5.61	21.6	—	21.6	13.0	0.8	−56.1	−8.8	2.4
乌恰泥火山温泉	7.73	32.6	32.6	32.6	22.5	1.2	−68.6	−9.8	3.5
玉其塔什温泉	8.57	34.3	—	34.3	6.0	1.3	−102.2	−14.3	6.3
塔合曼温泉	35.82	81.9	81.9	81.9	65.0	3.2	−89.6	−12.8	2.6

3.3　温泉水化学特征

研究区温泉水温变化范围为 6.0 ℃ ~65.0 ℃，TDS 的变化范围为 0.28 ~4.48 g/L，其中乌恰泥火山温泉为咸水，TDS > 3.00 g/L（表 2）。采用舒卡列夫分类法（毫克当量百分比分别大于 25% 的阴阳离子参与命名）将研究区的温泉划分为 Ca · Na − SO_4 · HCO_3、Ca · Mg − HCO_3 · SO_4、Na − Cl · SO_4、Na − HCO_3、Na · Mg − Cl · SO_4、Na − Cl、Ca − HCO_3 · SO_4、Na − SO_4 · HCO_3 及 Na · Ca − HCO_3 共 9 种水化学类型。利用水化学数据绘制 Piper 图（图 4），从空间上看，该地区温泉水化学类型复杂，这可能是由于温泉沿各断裂带分散较广，围岩不尽相同所致；从时间上看，在采样期间温泉水化学类型没有明显改变。

离子关系是认识温泉水文地球化学过程的依据，因此对研究区温泉水的离子关系进行分析，前人通常采用 Na − Cl 关系来解释地下水中 Na^+ 和 Cl^- 来源（张涛等，2017）。研究区阿合其、

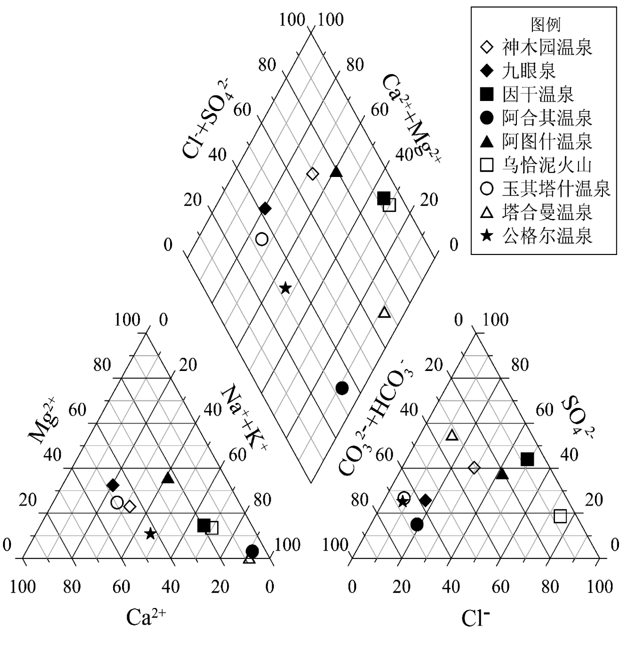


图 4　9 个温泉水样 Piper 三线图

Fig. 4　Piper diagram of the water samples of the nine hot springs

玉其塔什、塔合曼以及公格尔温泉的 $\gamma(Na)/\gamma(Cl)$ 比值大于 1，说明蒸发盐溶解作用不是这些温泉水中 Na^+ 的唯一来源，还可能来自火成岩或变质岩，如钠长石、正长石和云母等硅酸盐矿物的风化产物。利用 Ca^{2+}/Na^+、Mg^{2+}/Na^+ 和 HCO_3^-/Na^+ 物质的量浓度比值来研究地下水和不同岩石之间的反应，发现碳酸盐岩风化作用控制端元比值分别接近于 50、10 和 120，而硅酸盐岩控制端元比值接近于 0.35 ± 0.15、0.24 ± 0.12 和 2 ± 1（Xiao *et al*，2012）。乌恰泥火山、因干、阿合其以及塔合曼温泉靠近蒸发岩端元，而其它温泉位于蒸发盐岩与碳酸盐岩端元中间，说明研究区温泉水主要受蒸发岩溶解作用控制，其次是来自碳酸盐岩风化作用的贡献，阿合其、玉其塔什、塔合曼以及公格尔温泉具有少量硅酸盐岩来源（图 5）。通过以上分析发现研究区温泉水中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 主要来源于岩石（碳酸盐岩）的风化溶解和蒸发盐岩（石膏）的溶解，而 Na^+ 和 K^+ 主要来源于大气降水、盐岩和硅酸盐岩的溶解。

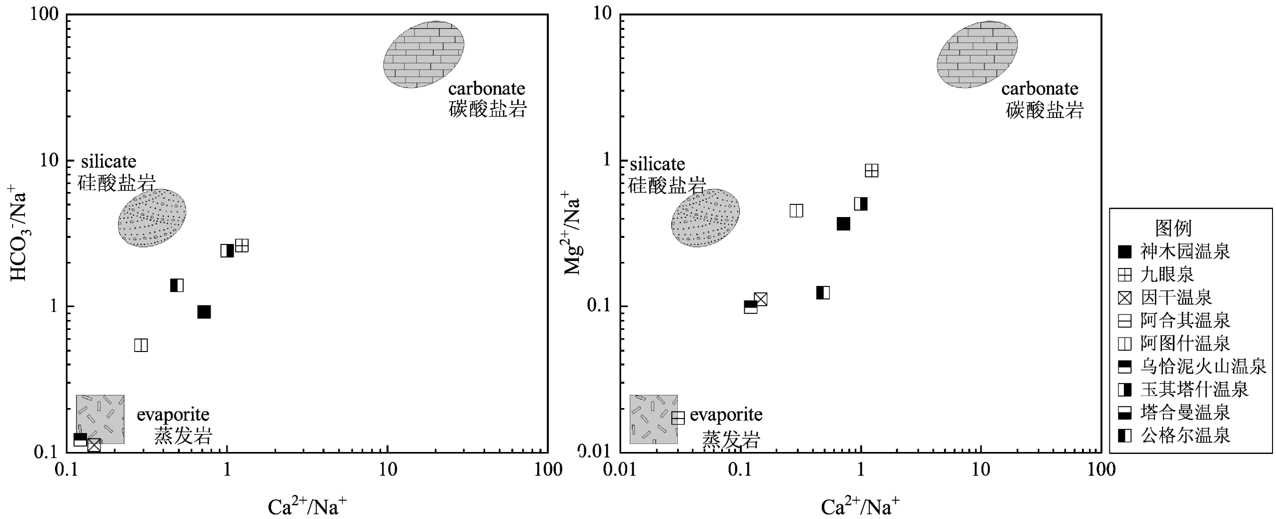


图 5　温泉水样 Ca^{2+}/Na^+ 分别与 HCO_3^-/Na^+、Mg^{2+}/Na^+ 物质的量浓度比值

Fig. 5　The elements in water samples in the study area：HCO_3^-/Na^+ versus Ca^{2+}/Na^+, Mg^{2+}/Na^+ versus Ca^{2+}/Na^+

研究区 Sr 元素含量为 0.71 ~ 16.5 mg/L，其中乌恰泥火山温泉的含量最高，因干温泉的含量也达到 4.89 mg/L，锶、钡常与钙、钾发生类质同象替换，因此在富钙、富钾矿物中，锶、钡的含量也不低（谭梦如等，2019）。研究区发育富钾长石，角闪石的变质岩基底，使得微量元素锶、钡含量较高，此外由于 Sr^{2+} 半径较 Ba^{2+} 更小，在温泉水中迁移性更好。温泉中的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 往往与它所接触的岩石矿物的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 相似，因此，这一比值可以成为各种岩石矿物之间相互作用的有效示踪剂（Blum，Erel，1997）。硅酸盐、碳酸盐和硫酸盐等矿物是地下水中 Sr 的重要来源，影响着地下水中的 $^{87}Sr/^{86}Sr$（Philippe，2006；Min *et al*，2007；Gaillardet *et al*，1999）。碳酸盐、硫酸盐风化来源的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 约为 0.708 000，铝硅酸盐风化来源的一般为 0.716 000 ~ 0.720 000，现代海水中的平均值为 0.709 03，河水为 0.711 00，地幔岩浆水为 0.704 00（Edmond，1992；Bickle *et al*，1995）。研究区温泉的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.709 605 ~ 0.712 243。根据研究区温泉的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 与 Sr 关系（图 6），可以发现研究区温泉水主要是碳酸盐岩或者硫酸盐岩来源，也存在少量硅酸岩来源。

富集因子（*EF*）是定量评价元素来源的重要指标之一，其计算公式为：

$$EF_i = (C_i/C_R)_w/(C_i/C_R)_r \tag{4}$$

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。选用地壳中普遍存在且化学稳定性好、分析结果精确度高的低挥发性元素 Ti 作为参比元素。

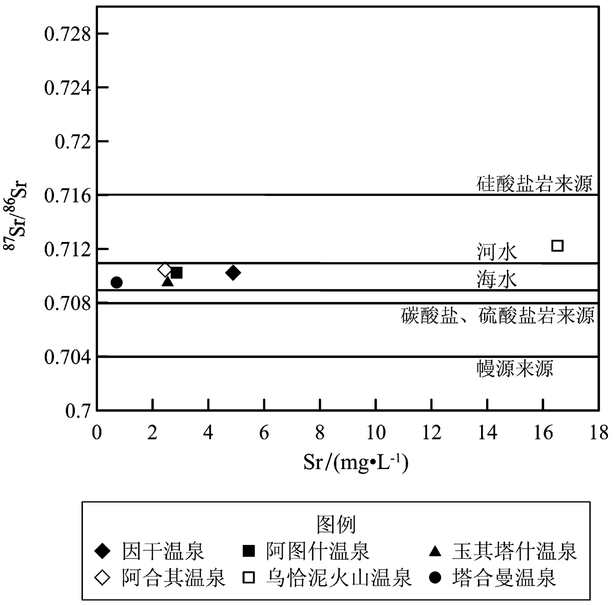


图6 温泉水样Sr浓度和$^{87}Sr/^{86}Sr$比值关系

Fig. 6 Relationship between Sr concentrations and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in hot springs

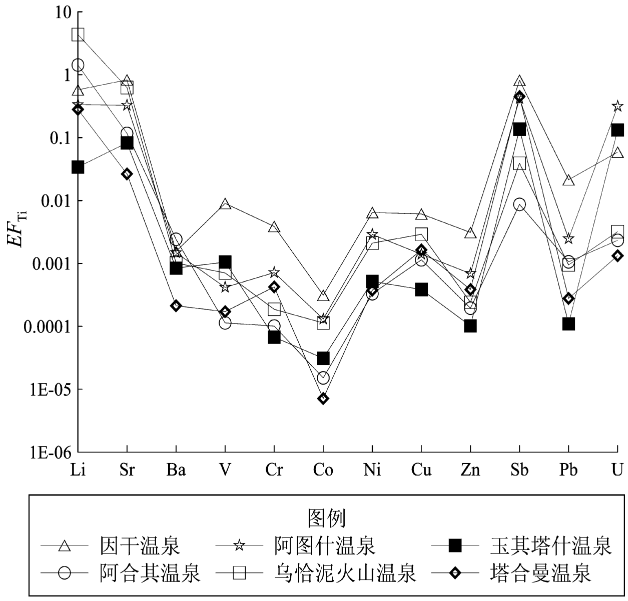


图7 温泉水样微量元素富集因子对比

Fig. 7 Enrichment coefficients of the trace element in hot springs

样品中某种元素浓度和参考元素浓度的比值与背景区中二者浓度比值的比率即为富集因子具体数值。某元素 *EF* 值越大则说明其富集程度越高。$EF>1$，则认为该元素相对参比体系更加富集；$EF\approx1$，说明该元素源于地壳中的岩石；$EF<1$，表明该元素与围岩之间的反应程度较低或为其它来源。选取南天山地区岩浆岩中微量元素作为标准（阎琨等，2021），使用Ti浓度对微量元素数据进行归一化，计算研究区微量元素富集因子（图7）。发现 $EF>1$ 的只有阿合其温泉和乌恰泥火山温泉的Li元素，其它温泉各离子的 $EF<1$。

研究区温泉水样中微量组分的含量较低，只有Li、B、Sr元素的含量较高（表3）。而Li元素化学性质活泼，水解能大，易在温泉水中富集（吕苑苑，郑绵平，2014）。研究区广泛发育花岗岩、砂岩和灰岩，含有大量的锂云母等锂硅酸盐矿物，在水解作用下，Li^+含量变高。另外Li元素是深部液体上涌的标志性元素，研究区处于南天山与西昆仑地区交汇区，构造活动复杂，因此Li^+含量较高。B元素在地下热水中的溶解度随深度、压力、温度增加而增高（张春山等，2003）。乌恰泥火山、因干、塔合曼、阿合其温泉的循环深度较大且相对其他温泉温度也较高，使其B元素含量较高。

3.4 温泉水文地球化学变化与地震活动的关系

地震和构造活动会打破流体原有的水–岩平衡状态，使温泉的循环深度、热储温度、深部热水循环、水–岩相互作用程度改变，导致泉水中离子组分，氢氧同位素等发生变化（Skelton *et al*, 2014）。本文对伽师地区9个温泉的水文地球化学特征进行研究，获得该地区温泉水文地球化学背景，选取了塔合曼温泉及因干温泉的常量元素（Na^+、Cl^-、SO_4^{2-}）、氢氧同位素、微量元素（Li^+、Sr^{2+}、Rb^{2+}）进行连续水文地球化学监测。这2个温泉位于南天山柯坪断裂及东昆仑断裂地震易发地区，其水–岩反应为部分平衡状态，较为强烈，其受外部气象和人为因素很少，具有较好的接收、传导、放大并显示震源孕育过程和区域构造应力信息的能力（李献智，1998）。大量研究发现温泉水文地球化学中的参数对地震有明显的响应（Favara *et al*, 2002；Skelton *et al*, 2014），其中7.0级地震的前兆异常分布范围为400~500 km，6.0级地震为300 km以内，5级地震为200 km以内（Toutain *et al*, 1997）。

参照中国地震信息网的地震数据，分别选取因干、塔合曼温泉周围50 km以内1级以上地震、300 km以内4级以上地震，对研究区温泉的水文地球化学异常进行探讨，如图8所示。因干温泉

周边地震与该温泉位于同一构造位置，其水化学变化对研究区的地震响应较为明显。因干温泉的常量元素（Na^+、Cl^-、SO_4^{2-}）浓度有 4 次明显的突增，突增幅度高于平均值的 5% ~11%，这期间该温泉周围 300 km 内都对应发生 5 级以上地震，且其微量元素的元素（Li^+、Sr^{2+}、Rb^{2+}）浓度对周围 50 km 以内 2 级以上地震也有较为明显的响应（图 8a）。在监测期间，因干温泉周围 50 km 以内共发生 4 次 2 级以上地震，水化学离子浓度都发生了小幅度的波动，其波动幅度高于平均值的 5% ~ 15%。其中 2020 年伽师 M_S6.4 地震前 19 d 因干温泉（震中距为 223 km）的离子浓度开始出现异常升高，并于地震当天达到了最大值，为平均值的 15%，震后逐渐减小（图 8a），这可能与伽师 M_S6.4 地震及其余震有关。

塔合曼温泉周边 50 km 以内地震位于东昆仑断裂，300 km 以内 4 级以上地震大多位于柯坪断裂，由于塔合曼温泉处于不同断裂带，因此该温泉在监测期间的水文地球化学变化对其周围地震的响应不明显。通过前期对塔合曼温泉水文地球化学特征的研究发现，该温泉的离子浓度主要与周围围岩的岩性有关，其水－岩反应程度与温泉的热储温度及循环深度有密切的关系，水－岩反应程度越深，循环深度越深，热储温度越大（Gherardi *et al*，2017）。2020 年伽师 M_S6.4 地震前 9 d 其水化学发生明显突增，波动幅度高于平均值的 5% ~ 15%，但热储温度明显降低，循环深度明显减小（图 8b）。

许多学者对地下水前兆异常的机制进行了研究，提出了许多解释地下水前兆异常机制的模型，包括声波震动物理化学释放（UV 模型）、压敏溶解度化学释放（PSS 模型）、孔隙坍塌物理释放（PC 模型）、增加反应表面积（IRSA 模型）以及含水层破裂/流体混合（AB/FM 模型）等（Ingebritsen，Manga，2019）。目前最能解释前兆地球化学和水文异常的模型是 IRSA 模型以及 AB/FM 模型，IRSA 模型可以解释许多气体浓度异常；AB/FM 模型被认为是隔离含水层之间的水文屏障的前兆破裂，从而使不同含水层发生混合，而这种前兆破裂被认为是由地震前与应力积累相关的地壳膨胀引起的（Skelton *et al*，2014），这种机制能很好地解释离子和同位素化学的变化。因干及塔合

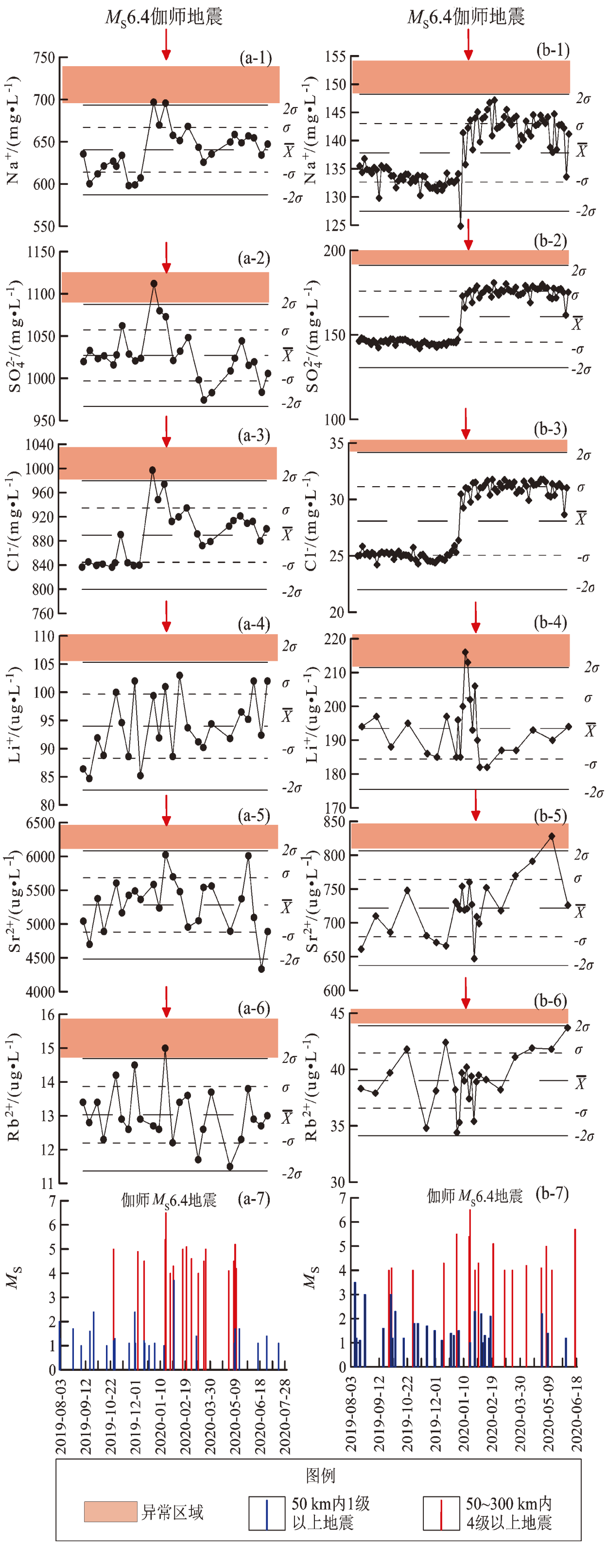


图 8　因干（a）、塔合曼（b）温泉离子浓度变化及其与地震对应关系

Fig. 8　Variation of the ion concentration in Yingan hot spring (a) and Taheman hot spring (b) and its correlation with earthquakes

曼温泉的水化学变化现象可以用 AB/FM 模型机制解释。地震前一定时间内发生的地下水化学成分的变化往往归咎于两个或两个以上化学性质不同的含水层的流体混合（Ranjram *et al*，2015）。而塔合曼温泉氢氧同位素的变化也很好地证明了 AB/FM 模型机制的可能性。前人研究意大利翁布里亚—马尔凯地震序列中的温泉水化学（常量元素、微量元素、溶解气体和同位素比率）时认为，这种突然的水文变化并非正常水－岩反应演化所致，而是由构造活动性引起的，并且短期内很难得到补偿恢复原有平衡态（Ranjram *et al*，2015；Gherardi *et al*，2017）。地震的发生改变了地下水的环境，促使温泉水在震后重新建立一个新的平衡状态（高小其等，2018）。塔合曼温泉在震后的常量元素含量一直高于背景值，氢氧同位素也异常与大气降水线附近，这个现象也验证了温泉水已经开始了一个新的平衡态。

4　结论

新疆南天山及西昆仑地区温泉发育，南天山地区温泉水温多在 40 ℃以下，属于中低温地下热水，西昆仑地区温泉水温多在 60 ℃以上，属于高温地下热水，该地区构造复杂，因此温泉水化学类型复杂。结合离子关系及$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的研究可以发现，研究区温泉中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 主要来源于碳酸盐岩的风化溶解和蒸发盐岩的溶解，而 Na^{+} 和 K^{+} 主要来源于盐岩和硅酸盐岩的溶解，且研究区温泉主要受蒸发盐岩的溶解作用控制，其次是来自碳酸盐岩风化作用的贡献，阿合其、玉其塔什、塔合曼以及公格尔温泉具有少量硅酸盐岩来源。

$\delta D-\delta^{18}O$ 关系表明研究区温泉水主要来源于周围 6 km 以下高山冰川融水与大气降水。根据地热温标法估算研究区温泉热储温度为 17 ℃～82 ℃，循环深度为 0.6～3.2 km。结合 Na－K－Mg 三角图发现乌恰泥火山、因干、塔合曼和阿合其温泉循环深度较深，水－岩反应程度较高，其他温泉水为未成熟水，温泉的循环深度较浅，其在浅部存在冷水混入现象。

研究区温泉的水文地球化学异常变化与地震活动在时空上存在一定的对应关系。因干温泉及塔合曼温泉的常量元素及微量元素变化对伽师 $M_S6.4$ 地震有明显的前兆异常响应，其前兆异常持续时间为 9～18 d，这可能是由于该地区地震活动造成断裂带及其周围岩土介质性质的改变，引起渗透率变化或断层破碎带含水层产生微破裂，使不同含水层水体混合，从而引起温泉水文地球化学变化。因此，对该地区温泉水文地球化学变化的监测可为新疆迈丹断裂、柯坪断裂和西昆仑山断裂未来地震危险性判定提供基础数据支持。

参考文献：

艾萨·伊斯马伊力，冯志生，毛志强，等．2020．新疆伽师 $M_S6.4$ 地震前地磁日变化异常分析［J］．内陆地震，34(1)：79－86．

陈锋，刘涛，顾新鲁，等．2016．新疆地热水分布与地质构造的关系［J］．西部探矿工程，(2)：144－148．

陈志．2014．汶川地震后川西地区温泉水地球化学研究［D］．合肥：中国科学技术大学．

陈宗宇，齐继祥，张兆吉，等．2010．北方典型盆地同位素水文地质学方法应用［M］．北京：科学出版社．

杜建国，仵柯田，孙凤霞．2018．地震成因综述［J］．地学前缘，25(4)：261－273．

高小其，刘耀炜，孙小龙，等．2018．我国地震构造地球化学监测研究现状［J］．国际地震动态，(8)：111－112．

李桂荣，苏力坦·玉散，艾力夏提·玉山，等．2020．2020 年 1 月 19 日新疆伽师 $M_S6.4$ 地震前后 GNSS 异常特征研究［J］．内陆地震，34(1)：70－78．

李杰，王琪，王晓强，等．2012．南天山—帕米尔现代地壳形变特征与应变场分布［J］．大地测量与地球动力学，32(1)：1－4．

李瑞，杨磊，赵磊，等．2020．2020 年 1 月 19 日新疆伽师 $M_S6.4$ 地震前重力场变化特征研究［J］．内陆地震，34(1)：95－102．

李献智．1998．对地震前兆异常的一些再思考［J］．地震，18(2)：163－170．

吕苑苑，郑绵平．2014．盐湖硼、锂、锶、氯同位素地球化学研究进展［J］．矿床地质，33(5)：930－944．

孟令媛，苑争一，宋治平，等．2020．2020 年 1 月 19 日新疆伽师 $M_S6.4$ 地震总结［J］．地震地磁观测与研究，41(2)：63－89．

冉勇康，杨晓平，徐锡伟，等．2006．西南天山柯坪推覆构造东段晚第四纪变形样式与缩短速率［J］．地震地质，28(2)：179－193．

沈军，陈建波，王翠，等．2006．2003 年 2 月 24 日新疆巴楚—伽师 6.8 级地震发震构造［J］．地震地质，28(2)：205－212．

谭梦如，周训，张彧齐，等．2019．云南勐海县勐阿街温泉水化学和同位素特征及成因［J］．水文地质工程地质，46(3)：70－80．

王恒纯．1991．同位素水文地质概论［M］．北京：地质出版社．

王圣杰，张明军．2017．新疆天山降水稳定同位素的时空特征与影响因素［J］．第四纪研究，37(5)：1119－1130．

肖安成，杨树锋，王清华，等．2002．塔里木盆地巴楚—柯坪地区南北向断裂系统的空间对应性研究［J］．地质科学，37(1)：64－72．

阎琨，孙军刚，代友旭，等．2021．塔里木西北缘三叠纪伸展作用：来自柯坪辉绿岩地球化学、锆石 U－Pb 年代学的证据［J］．地质科

学,56(1):237-252.

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.

杨晓平,邓起东,张培震,等.2008. 天山山前主要推覆构造区的地壳缩短[J].地震地质,30(1):111-131.

杨志勋,张兴权,王进,等.1990. 新疆地下热水[J].新疆地质,(3):205-218.

张春山,张业成,吴满路,等.2003. 南北地震带南段水文地球化学特征及其与地震的关系[J].地质力学学报,9(1):21-30.

张涛,蔡五田,李颖智,等.2017. 尼洋河流域水化学特征及其控制因素[J].环境科学,38(11):4537-4545.

周晓成.2011. 汶川M_S8.0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.

An L, Hao Y, Yeh T-CJ, *et al*. 2020. Annual to multidecadal climate modes linking precipitation of the northern and southern slopes of the Tianshan Mts[J]. Theoretical and Applied Climatology, 140(5): 453-465.

Andren M, Stockmann G, Skelton A, *et al*. 2016. Coupling between mineral reactions, chemical changes in groundwater, and earthquakes in Iceland[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121(4): 2315-2337.

Barbera J A, Andreo B. 2015. Hydrogeological processes in a fluviokarstic area inferred from the analysis of natural hydrogeochemical tracers. The case study of eastern Serrania de Ronda(S Spain)[J]. Journal of Hydrology, 523: 500-514.

Benavente O, Tassi F, Reich M, *et al*. 2016. Chemical and isotopic features of cold and thermal fluids discharged in the Southern Volcanic Zone between 32.5°S and 36°S: Insights into the physical and chemical processes controlling fluid geochemistry in geothermal systems of Central Chile[J]. Chemical Geology, 420: 97-113.

Bickle M J, Chapman H J, Wickham S M, *et al*. 1995. Strontium and oxygen isotope profiles across marble-silicate contacts, Lizzies Basin, East Humboldt Range, Nevada: constraints on metamorphic permeability contrasts and fluid flow[J]. Contributions to Mineralogy & Petrology, 121(4): 400-413.

Blum J D, Erel Y. 1997. Rb-Sr isotope systematics of a granitic soil chronosequence: The importance of biotite weathering[J]. Geochim Cosmochim Acta, 61(15): 3193-3204.

Chen J, Heermance R, Burbank D W, *et al*. 2007. Quantification of growth and lateral propagation of the Kashi anticline, southwest Chinese Tian Shan[J]. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 112: B03S16.

Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters[J]. Science, 133(3465): 1702-1703.

Edmond J M. 1992. Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones[J]. Science, 258(5088): 1594-1597.

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.

Fournier R O, Rowe J J. 1966. The deposition of silica in hot springs[J]. Bulletin Volcanologique, 29(1): 585-587.

Fournier R O. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. Geothermics, 5(1-4): 41-50.

Gaillardet J, Dupre B, Louvat P, *et al*. 1999. Global silicate weathering and CO_2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers[J]. Chemical Geology, 159(1-4): 3-30.

Gherardi F, Pierotti L, Vista A D. 2017. Water-rock Interactions in a site investigated for geochemical precursors of earthquakes: The Pieve Fosciana Spring(Italy)[J]. Procedia Earth and Planetary Science, 17: 360-363.

Giggenbach W F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators[J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 52(12): 2749-2765.

Griffin S, Horton T W, Oze C. 2017. Origin of warm springs in Banks Peninsula, New Zealand[J]. Applied Geochemistry, 86: 1-12.

Ingebritsen S E, Manga M. 2019. Earthquake Hydrogeology[J]. Nature Geoscience, 7(10): 697-698.

Kendall C, Coplen T B. 2010. Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States[J]. Hydrological Processes, 15(7): 1363-1393.

King C Y, Evans W C, Presser T, *et al*. 2013. Anomalous chemical changes in well waters and possible relation to earthquakes[J]. Geophysical Research Letters, 8: 425-428.

Li B, Shi Z, Wang G, *et al*. 2019. Earthquake-related hydrochemical changes in thermal springs in the Xianshuihe Fault zone, Western China[J]. Journal of Hydrology, 579: 124175.

Liu Y, Ren H, Wang B. 2009. Application of environmental isotopes and tracer techniques to seismic subsurface fluids[J]. Earth Science Frontiers, 29(11): 1-18.

Min M, Peng X, Zhou X, *et al*. 2007. Hydrochemistry and isotope compositions of groundwater from the Shihongtan sandstone-hosted uranium deposit, Xinjiang, NW China[J]. Journal of Geochemical Exploration, 93(2): 91-108.

Philippe N. 2006. Water-granite interaction: Clues from strontium, neodymium and rare earth elements in soil and waters[J]. Applied Geochemistry, 21(8): 1432-1454.

Pierotti L, Botti F, Bracaloni S, *et al*. 2013. Hydrogeochemistry of Magra Valley(Italy) Aquifers: Geochemical background of an area investigated for seismic precursors[J]. Procedia Earth & Planetary Science, 7: 697-700.

Poitrasson F, Dundas S H, Toutain J P, *et al*. 1999. Earthquake-related elemental and isotopic lead anomaly in a spring water[J]. Earth and Planetary Science Letters, 169(3-4): 269-276.

Ranjram M, Gleeson T, Luijendijk E. 2015. Is the permeability of crystalline rock in the shallow crust related to depth, lithology or tectonic setting[J]. Geofluids, 15: 106-119.

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: 109 - 118.

Shi Z, Zhang H, Wang G. 2020. Groundwater trace elements change induced by M_S5.0 earthquake in Yunnan[J]. Journal of Hydrology, 581(1): 124424.

Skelton A, Andren M, Kristmannsdottir H, *et al.* 2014. Changes in groundwater chemistry before two consecutive earthquakes in Iceland [J]. Nature Geoscience, 7(10): 752 - 756.

Sun Y, Zhou X, Du J, *et al.* 2020. CO diffusive emission in the co - seismic rupture zone of the Wenchuan M_S8.0 earthquake[J]. Geochemical journal GJ, 54(3): 91 - 104.

Toutain J P, Munoz M, Poitrasson F, *et al.* 1997. Springwater chloride ion anomaly prior to a M_L = 5.2 Pyrenean earthquake[J]. Earth & Planetary Science Letters, 149(1 - 4): 113 - 119.

Tsunogai U, Wakita H. 1995. Precursory chemical changes in ground water: Kobe Earthquake, Japan[J]. Science, 269: 61 - 3.

Xiao J, Jin Z D, Zhang F, *et al.* 2012. Major ion geochemistry of shallow groundwater in the Qinghai Lake catchment, NE Qinghai Tibet Plateau[J]. Environmental Earth Sciences, 67(5): 1331 - 1344.

Zhang X, Fu Z, Xu L S, *et al.* 2019. The 2018 M_S5.9 Mojiang Earthquake: Source model and intensity based on near - field seismic recordings[J]. Earth and Planetary Physics, (3): 268 - 281.

Hydrogeochemical Features of the Hot Spring Water before and after the 2020, Jiashi, Xinjiang M_S6.4 Earthquake

YAN Yucong[1], ZHOU Xiaocheng[1], ZHU Chengying[2], LI Jingchao[1], LIU Fengli[1], OUYANG Shupei[1], JIANG Li[3]

(1. *Key Laboratory of Earthquake Prediction*, *Institute of Earthquake Forecasting*, *China Earthquake Administration*, *Beijing* 100036, *China*)

(2. *Earthquake Agency of Xinjiang Uygur Autonomous Region*, *Urumqi* 830011, *Xinjiang*, *China*)

(3. *School of the Earth Science and Resources*, *China University of Geosciences* (*Beijing*), *Beijing* 100083, *China*)

Abstract

We sampled and tested the contents including major elements, micro-elements, hydrogen and oxygen isotopes, strontium isotope, and silicon oxide in 9 hot springs in Jiashi, Xinjiang Uygur Autonomous Region in the period 2018 - 2019. And we continuously monitored the hydrochemical change of the two of the hot springs in the period from September, 2019 to July, 2020, in order to analyze the variation of the chemical composition and isotope composition in the hot springs before the 2020, Jiashi, Xinjiang M_S6.4 earthquake. We found that: ①The water samples, which are mainly controlled by the dissolution of evaporative salt rocks, and by the weathering and dissolution of carbonate and silicate rocks, could be classified into 9 chemical types. ②The hydrogen and oxygen isotope indicated that the hot spring water was originated from the meteoric water and the meltwater in the surrounding mountains within 6 km. The equilibrium features of the water-rock chemical reaction indicated that the circulation depth of Wuqia mud volcano, Yingan hot spring, Taheman hot spring and Aheqi hot spring were deep and with high degree of water-rock reaction. The circulation depth of other hot springs was shallow and mixed with cold water. ③By the geothermal temperature scale method, the thermal storage temperature in this region is estimated as 17 ℃ to 82 ℃, and the circulation depth ranged from 0.6 km to 3.2 km. ④The concentrations of major-and trace-elements in Yingan hot spring and Taheman hot spring became significantly anomalous 19 days to 9 days before the Jiashi M_S6.4 earthquake, and the anomalous amplitude went 5% beyond the average.

Keywords: hydrogeochemistry; hot spring; precursory anomaly; the Jiashi M_S6.4 earthquake