环境科学

ENVIRONMENTAL SCIENCE

ISSN 0250-3301 CODEN HCKHDV

HUANJING KEXUE

■ 主办 中国科学院生态环境研究中心

■ 出版 科学出版社

2019

Vol.40 No.3

第40卷 第3期

环境科学
(HUANJING KEXUE)
ENVIRONMENTAL SCIENCE
第40卷 第3期
2019年3月15日

目 次

Eco-Environmental Knowledge Web
环 境 科 学
Environmental Science
第40卷 第3期 2019年3月
Vol. 40, No. 3 Mar., 2019

鲜水河断裂带虾拉沱盆地断面地下水化学特征及控制因素

何锦[1], 张幼宽[2], 赵雨晴[2], 韩双宝[1], 刘元晴[1], 张涛[1]
(1. 中国地质调查局水文地质环境地质调查中心, 保定 071051; 2. 南方科技大学环境科学与工程学院, 深圳 518055)

摘要: 为研究鲜水河断裂带内地下水水化学特征及离子来源, 在采集虾拉沱盆地内降水、地表水、地下水、温泉水样品的基础上, 综合运用离子比值、相关性分析、Gibbs 图、Piper 三线图和饱和指数等方法, 分析了地下水中主要离子特征, 并结合氢氧同位素信息分析了地下水的补给来源. 结果表明, 虾拉沱盆地地下水均为弱碱性, 阳离子以 Ca^{2+}、Mg^{2+} 和 Na^{+} 为主, Ca^{2+} 占总离子 2.6% ~53.6%, 平均为 28.84%, Mg^{2+} 占总离子 2.7% ~57%, 平均为 40.6%, Na^{+} 占总离子 6.2% ~93.1%, 平均为 28.6%; 阴离子以 HCO_3^- 为主, 占总离子 82.4% ~98%, 平均为 89.6%, 而章谷温泉主要以 HCO_3^- 和 Na^{+} 为主, 分别占阴阳离子的 93.1% 和 98%, TDS 介于 116.11 ~372.75 $mg \cdot L^{-1}$, 均值 281.91 $mg \cdot L^{-1}$; 地下水水化学类型为 HCO_3-Mg·Ca 和 HCO_3-Ca·Mg 型, 水文地球化学过程受碳酸盐岩风化溶解控制; 温泉受断裂带控制明显, 主要发育在鲜水河主断层附近, 水化学类型为 HCO_3-Na 型, 水文地球化学过程受硅酸盐岩溶解控制.

关键词: 水化学; 化学风化; 同位素; 离子来源; 鲜水河; 虾拉沱盆地
中图分类号: X142 **文献标识码**: A **文章编号**: 0250-3301(2019)03-1236-09 **DOI**: 10.13227/j.hjkx.201808117

Hydrochemical Characteristics and Possible Controls of Groundwater in the Xialatuo Basin Section of the Xianshui River

HE Jin[1], ZHANG You-kuan[2], ZHAO Yu-qing[2], HAN Shuang-bao[1], LIU Yuan-qing[1], ZHANG Tao[1]
(1. Center for Hydrogeology and Environmental Geology, China Geological Survey, Baoding 071051, China; 2. School of Environmental Science and Engineering, Southern University of Science and Technology, Shenzhen 518055, China)

Abstract: In order to study the characteristics of groundwater chemistry and groundwater flow system in the Xianshui River fault zone, samples of precipitation, surface water, groundwater, and hot spring samples in the Xialatuo Basin were collected and tested. Through the test data, the main ions and the sources of recharge were analyzed by means of ionic relations, correlation analysis, Gibbs plot, Piper triangular diagrams, and saturation index. The groundwater recharge sources in the basin were studied using combined hydrogen and oxygen isotope information. Results show that all the water samples in the study area were weakly alkaline. The predominant cations were Ca^{2+}, Mg^{2+}, and Na^{+}. Among these, Ca^{2+} accounted for 2.6%-53.6%, with an average value of 28.84%, Mg^{2+} accounted for 2.7%-57%, with an average value of 40.6%, and Na^{+} accounted for 6.2%-93.1%, with an average value of 28.6%. The anions were mainly HCO_3^-, accounting for 82.4%-98% of the total anions and with an average value of 89.6%. HCO_3^- and Na^{+} accounted for most of the ions with 93.1% and 98%, respectively, in the Zhanggu hot spring. The total dissolved solids (TDS) of the groundwater ranged from 116.11 to 372.75 $mg \cdot L^{-1}$, and with an average value of 281.91 $mg \cdot L^{-1}$. The hydrogeochemical type of groundwater was HCO_3-Mg·Ca and HCO_3-Ca·Mg. It is controlled by carbonatite dissolution with a circulatory depth range in dozens of meters. The hot springs are controlled by the fault zone and are mainly distributed along the main stem of the Xianshui River fault. Their water is of the HCO_3-Na type. The hydrogeochemical process is controlled by silicate dissolution with a circulatory depth range in thousands of meters.

Key words: hydrochemistry; chemical weathering; isotopes; ion source; Xianshui River; Xialatuo Basin

基岩山区地下水是水文地质学研究的一个热点和难点. 由于其强烈的非均质性, 以往水文地质学者多从断裂构造的发育规模、力学性质、活动属性来判断其对于区域地下水的控制作用[1,2]. 断裂尤其是第四纪以来仍然在活动的断裂, 往往成为控制基岩裂隙地下水赋存与运移的主导因素, 其本身的岩性组成以及次一级断层、褶皱、节理裂隙的发育强度和空间展布均对区域地下水的赋存和运动有着极大的影响[3].

鲜水河断裂带是我国西南地区著名的活动性断层. 该断层为活动性左旋走滑断裂, 目前平均走滑速率在 2 ~ 14 $mm \cdot a^{-1}$, 其断裂带宽度在数百米[4,5], 由于拉张作用其间形成数个大小不等的拉分盆地, 虾拉沱盆地就是其中一个. 目前, 国内外学者对于该盆地的研究多集中在动力学特征、地震学特征方面[6,7]. 对其断裂带内部的水文地质特征, 尤其是地下水演化规律知之甚少. 通过分析水化学及氢氧同位素特征可以了解地下水补给来源及其物

收稿日期: 2018-08-14; **修订日期**: 2018-09-27
基金项目: 国家自然科学基金项目(41272260, 41330314)
作者简介: 何锦(1980 ~), 男, 博士研究生, 高级工程师, 主要研究方向为同位素水文地球化学, E-mail: hejing007105@126.com

质来源，目前已经成为揭示地下水起源、演化的有效手段[8~12]. 因此，本文通过系统采集盆地内水化学样品，开展水文地球化学研究，利用数理统计[13]，离子比例法[14]、同位素分析法[15]来阐明鲜水河断裂带地下水化学特征及物质来源，研究成果对于掌握西南基岩山区水化学主要离子来源，以期为基岩地区合理开发地下水资源具有现实意义.

1　研究区概况

研究区位于虾拉沱盆地东南端，鲜水河断裂带在该区呈现南北两支发育，南支位于鲜水河南岸、北支位于鲜水河北岸，走向近似北东 300°，宽度在 3 km. 当地平均海拔3 860 m，气候类型为高寒湿润季风气候区，干寒少雨，年均气温 7.4℃，年均降水量 570.0 mm. 受到断裂带控制，盆地河谷区沉积了近百米的第四系冰积冲积物，含水层岩性为含泥砾砂、角砾. 两侧山区基岩岩性为三叠系侏倭组砂板岩，长期受构造应力的影响，岩石裂隙发育范围广、程度深，基岩裂隙水较为发育. 同时，受到活动断裂影响，沿断裂带有温泉分布(图 1).

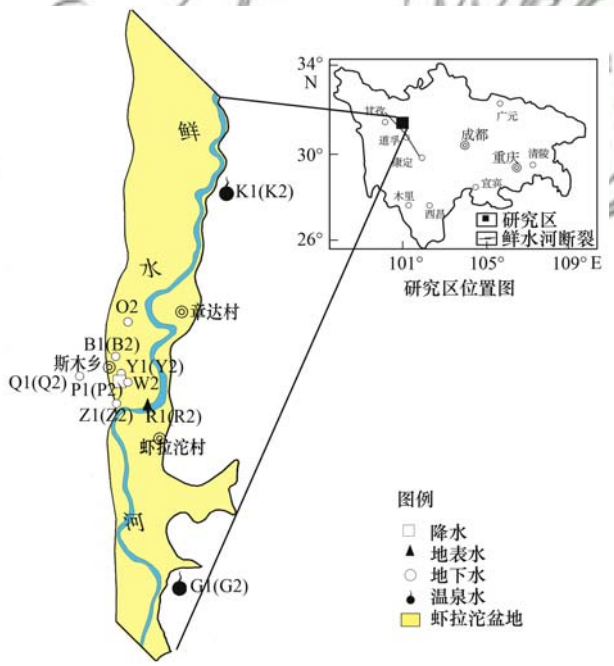

图 1　采样点位置示意

Fig. 1　Sketch map of the Xialatuo Basin and the sampling sites

2　样品采集与测试

2017 年 8 月和 2017 年 12 月，在鲜水河断裂带虾拉沱盆地共采集 19 组样品(采样点位置如图 1 所示)，其中雨水 2 组、地表水 3 组、地下水 10 组、温泉水 4 组. 采样时用样品水冲洗 3 次，采样后马上将装样瓶用封口膜密封. 用便携式测试仪(HACHsension-156，USA)测定水样的 pH 值和水温. 每处采样点使用 250 mL 聚氯乙烯采样瓶采集样品 3 瓶，样品全部经 0.45 μm 滤膜过滤，其中测试阳离子水样加入 5 mL 的 1% 硝酸保护液，其余 2 瓶不酸化，用于测试阴离子和氢氧稳定同位素.

样品水化学及同位素分析均在中国地质调查局水文地质环境地质调查中心地下水和土壤污染防治实验室完成，本次分析项目为 K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、CO_3^{2-}、HCO_3^-、Cl^-、SO_4^{2-}、NO_3^-、TDS，稳定同位素为^{18}O、^2H，其中 K^+、Na^+、Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 利用火焰原子吸收光谱仪(contrAA300，德国耶拿)进行分析，NO_3^-、Cl^- 和 SO_4^{2-} 采用离子色谱仪(IC883，瑞士 Metrohm)进行测定，HCO_3^- 采用酸碱滴定法测定. TDS 采用烘干称量的方法进行测定；δ^2H 和 $\delta^{18}O$采用水同位素分析仪(L2130-i，美国 Picarro)进行测试，精度分别为 0.1‰和 0.025‰，分析结果以 VSMOW 标准表示.

3　结果与讨论

3.1　水化学特征

3.1.1　水化学组分特征

研究区地下水阳离子以 Ca^{2+}、Mg^{2+} 和 Na^+ 为主，质量浓度呈现 $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ > K^+$，$Ca^{2+}$ 占总离子 2.6% ~ 53.6%，平均为 28.84%，Mg^{2+} 占总离子 2.7% ~ 57%，平均为 40.6%，Na^+ 占总离子 6.2% ~ 93.1%，平均为 28.6%；阴离子以 HCO_3^- 为主，质量浓度呈现 $HCO_3^- > SO_4^{2-} > NO_3^- > Cl^- > F^-$，$HCO_3^-$ 占总离子 82.4% ~ 98%，平均为 89.6%. 而章谷温泉(G1、G2)主要以 HCO_3^- 和 Na^+ 为主，分别占阴阳离子的 93.1% 和 98%，具体水化学测试结果见表 1.

依据地下水质量标准(GB/T 14848-2017)对所采集样品中常规指标(pH、TDS、SO_4^{2-}、Cl^-、Na^+、NO_3^--N和 F^-)进行质量评价，超标样品(超出地下水质量Ⅲ类水限值)见表 2，pH、TH、SO_4^{2-}、Cl^- 和 NO_3^--N没有超标样品，TDS、Na^+ 和 F^- 超标样品均为章谷温泉泉水(G1 和 G2)，其它地下水水样没有超标现象，整体上水质较好.

3.1.2　pH 及 TDS 时空分布特征

从测试结果来看(表 1)，研究区内降水中离子含量极少，TDS 值分别为 14.74 和 15.85 $mg \cdot L^{-1}$；鲜水河水水化学组分比较稳定，TDS 值为 192.76 ~ 206.04 $mg \cdot L^{-1}$，pH 值为 7.83 ~ 8.14，呈中性-弱碱性，此数据与李昂[16]在川西高原长江流域的研究结果相差不大，反映了该地区高原地区地表径流受冰川融水影响，水体呈现低矿化度偏碱性的状态；

表 1 研究区水样主要离子含量及同位素指标

Table 1 Statistics of major ions in the water of Xialatuo Basin

编号	水样类型	采样日期(年-月)	高程/m	pH	TDS/mg·L^{-1}	T/℃	Na^+/mg·L^{-1}	K^+/mg·L^{-1}	Mg^{2+}/mg·L^{-1}	Ca^{2+}/mg·L^{-1}	Cl^-/mg·L^{-1}	SO_4^{2-}/mg·L^{-1}	HCO_3^-/mg·L^{-1}	NO_3^-/mg·L^{-1}	F^-/mg·L^{-1}	^2H/‰	^{18}O/‰
P1	雨水	2017-08	2 960	7.21	14.75	19.50	1.75	0.80	1.32	0.90	0.21	0.61	15.0	0.25	0.06	-77.33	-11.14
P2	雨水	2017-08	3 120	7.34	15.85	18.00	1.60	1.25	1.81	0.90	0.20	1.00	17.0	0.48	0.08	-110.72	-13.96
R1	地表水	2017-08	3 130	7.83	200.38	15.60	5.50	1.08	20.71	46.00	1.09	20.13	200.0	5.55	0.12	-114.18	-15.48
Q1	地下水	2017-08	3 260	7.54	280.39	18.00	8.88	0.72	42.20	45.75	1.07	11.06	340.0	0.62	0.09	-119.88	-15.65
Y1	地下水	2017-08	3 140	7.44	360.57	19.90	45.99	1.65	41.40	56.56	4.09	32.78	327.0	14.36	0.23	-114.19	-14.65
B1	地下水	2017-08	3 170	7.65	328.18	17.80	30.88	3.10	47.68	37.60	2.61	18.51	370.0	2.57	0.23	-127.61	-16.12
K1	地下水	2017-08	3 190	7.64	186.63	17.00	7.98	0.62	18.78	41.43	1.98	9.20	210.0	1.49	0.14	-126.83	-16.79
G1	地下水	2017-08	3 120	7.11	1 696.4	35.60	697.8	15.42	10.71	19.54	12.21	3.06	1 850.0	4.99	2.51	-133.56	-17.04
Z1	地下水	2017-08	3 130	7.72	129.54	14.50	33.77	3.19	7.03	2.94	3.25	9.71	132.0	0.06	0.37	-126.60	-16.82
R2-1	地表水	2017-12	3 130	7.94	206.04	12.00	5.68	0.62	20.87	43.38	1.61	29.66	203.0	2.64	0.07	-109.32	-15.06
R2-2	地表水	2017-12	3 120	8.14	192.76	12.00	5.50	0.62	20.35	42.23	1.46	26.85	186.0	2.67	0.06	-110.06	-15.12
Q2	地下水	2017-12	3 260	7.82	260.20	14.10	10.50	0.38	38.80	39.52	1.64	14.58	308.0	0.66	0.11	-117.27	-15.53
Y2	地下水	2017-12	3 140	7.64	368.62	17.40	44.10	0.59	40.58	43.00	4.03	38.48	382.0	6.66	0.16	-120.69	-15.86
B2	地下水	2017-12	3 170	7.79	372.75	14.20	43.09	0.94	56.86	34.01	2.54	15.53	435.0	2.16	0.10	-125.94	-16.16
K2	地下水	2017-12	3 190	7.50	243.85	5.50	11.55	0.44	28.04	49.66	1.95	14.69	270.0	2.39	0.11	-127.60	-17.45
G2	地下水	2017-12	3 120	7.15	972.99	32.20	359.5	11.15	13.85	9.20	9.81	2.07	1 143.0	1.24	3.02	-135.56	-17.58
Z2	地下水	2017-12	3 130	7.80	116.11	13.10	30.01	4.29	8.19	2.61	4.66	6.95	114.0	0.11	0.54	-126.86	-16.98
W2	地下水	2017-12	3 140	7.84	306.23	13.50	18.25	0.98	36.75	41.84	11.55	25.34	290.0	26.42	0.09	-118.11	-15.77
O2	地下水	2017-12	3 160	7.50	296.55	14.50	11.55	0.61	33.02	61.68	9.50	10.59	327.0	5.90	0.20	-116.85	-15.22

表 2 地下水质量标准限值及超标样品1)

Table 2 Standards for groundwater quality and samples that exceeded the standards

测试指标	地下水质量标准 Ⅲ 类水限值	超标样品
pH	6.5~8.5	—
TDS/mg·L^{-1}	1000	G1
SO_4^{2-}/mg·L^{-1}	250	—
Cl^-/mg·L^{-1}	250	—
Na^+/mg·L^{-1}	200	G1、G2
NO_3^--N/mg·L^{-1}	20.0	—
F^-/mg·L^{-1}	1.0	G1、G2

1)"—"表示没有超标样品

地下水 TDS 值为 116.11~372.75 mg·L^{-1}，均值 281.91 mg·L^{-1}；pH 均值为 7.63，略低于鲜水河平均值，反映了地下水在径流过程中受高原土壤有机质溶解的影响而导致酸度的增加；同时，个别地下水样品中(O2、Y1)检出 NO_3^-，NO_3^- 含量为 26.42 mg·L^{-1}和 14.36 mg·L^{-1}，说明当地浅层井水受到一定程度的人为影响. 克木温泉(K1、K2)TDS 均值 215.24 mg·L^{-1}，略低于区内地下水平均值，同时泉水温度也低于同期地下水的温度，表明其在补给过程中混合了更多的地表径流，章谷温泉(G1、G2)TDS 均值1 334.68 mg·L^{-1}，远大于其它地下水溶解性总固体，其它常量离子也有异常升高，说明了其所经历了不同的水文地球化学过程.

3.1.3 水化学类型

利用 Piper 三线图可以分析地下水化学成分的演化规律[17]，在图 2 中可以看出各种离子的相对含量. 虾拉沱盆地内各类水体水化学组分中阴离子以 HCO_3^- 为主；河水中阳离子以 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 为主，TDS 平均值为 203.23 mg·L^{-1}，反映了川西地区地表水以低矿化度的冰川融水为主的特点；地下水中阳离子主要以 Ca^{2+} 为主，Mg^{2+} 和 Na^+ 含量次之，主要来自于碳酸盐岩、硅酸盐岩和蒸发岩的风化溶解. 按照舒卡列夫分类法，地下水水化学类型以 HCO_3-Ca、HCO_3-Ca·Na 和 HCO_3-Ca·Mg 型为主；此外，G1、G2 温泉水样点在阳离子区域靠近下部 Na^+ 端，在阴离子区域靠近 $CO_3^{2-}+HCO_3^-$ 端元，其水化学类型为 HCO_3-Na，说明其水化学成分多来自含钠岩石的风化溶解.

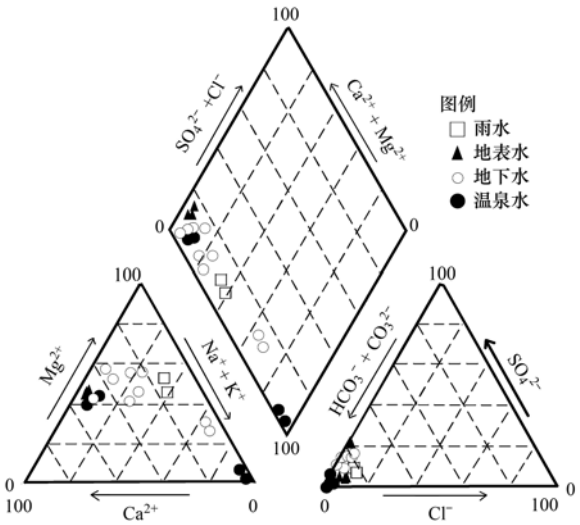

图 2 研究区水样 Piper 三线图

Fig. 2 Ternary diagrams for ions in the groundwater within the Xialatuo Basin

3.1.4　各水化学指标之间的关系

水化学之间的相关性分析常用来揭示离子之间的来源关系[18]，表 3 为鲜水河断裂带水化学相关关系矩阵. TDS 与 Na^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}、SO_4^{2-} 和 HCO_3^- 都有着较强的相关关系，相关系数依次为 0.586、0.950、0.792、0.723 和 0.979，说明这些离子对 TDS 的贡献较大，尤其是 Mg^{2+} 和 HCO_3^- 相关系数均在 0.9 以上，说明这两种离子对 TDS 的贡献起着决定性的作用. Na^+ 和 SO_4^{2-}、HCO_3^- 有着显著的相关关系，说明这 3 种离子有着共同的来源，可能来源于硅酸盐岩和盐岩的溶解；HCO_3^- 和 Mg^{2+}、Ca^{2+} 有着显著的相关关系，相关系数依次为 0.975 和 0.764，说明三者有同源关系，主要是来源于白云岩等碳酸盐岩的风化溶解. NO_3^- 和 Cl^-、SO_4^{2-} 有着显著的相关关系，说明三者的同源性，主要是受人类活动的影响.

表 3　各常规指标之间相关关系[1)]

Table 3　Coefficients of correlation between major ions in the water

	TDS	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-	F^-
TDS	1									
Na^+	0.586*	1								
K^+	−0.213	0.432	1							
Mg^{2+}	0.950**	0.493	−0.252	1						
Ca^{2+}	0.792**	0.073	−0.527*	0.709**	1					
Cl^-	0.410	0.262	0.074	0.267	0.325	1				
SO_4^{2-}	0.723**	0.506*	−0.188	0.560*	0.612*	0.284	1			
HCO_3^-	0.979**	0.523*	−0.243	0.975**	0.764**	0.323	0.602*	1		
NO_3^-	0.449	0.228	−0.143	0.332	0.410	0.750**	0.558*	0.303	1	
F^-	−0.102	0.489	0.885**	−0.226	−0.345	0.227	−0.111	−0.141	−0.143	1

1) ** 表示在 0.01 水平(双侧)上显著相关，* 表示在 0.05 水平(双侧)上显著相关

3.2　地下水水化学主要离子来源分析

3.2.1　水岩作用

地下水发生溶滤作用主要是地下水与周围介质之间发生相互作用，从而使岩土介质中可溶性物质进入地下水，导致地下水水化学组分发生一定的变化. Gibbs 图[19~21]可以用来判断大气降水、岩石风化和蒸发浓缩结晶对地下水水化学的影响. 研究区地下水水化学数据主要落在岩石风化区，说明岩石风化作用是控制本区地下水水化学组成的主要因素(图 3).

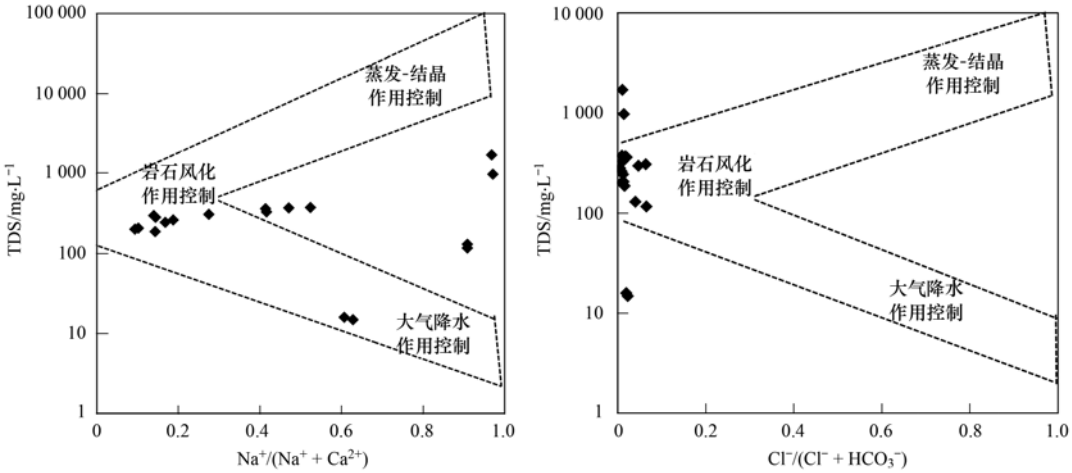

图 3　鲜水河断裂带地下水水化学 Gibbs 图

Fig. 3　Gibbs plots of the Xianshui River fault zone

3.2.2　阳离子交换吸附作用

阳离子交换吸附作用也是影响地下水水化学组成的重要因素[22]，主要是因为黏土颗粒表面带有一些电荷，可以吸附某些离子，当有地下水流经时就会发生一定的交换作用. $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ 和 $HCO_3^-+SO_4^{2-}$ 常用来判断地下水是否发生阳离子交换吸附作用，若发生阳离子交换吸附作用，则水样点会偏离 1∶1等值线，该区地下水除温泉水点外均分布在 1∶1等值线附近(图 4)，说明该区离子交换对该区地下水水化学组成的影响较小.

人们常用氯碱指数(CAI_1 和 CAI_2)来判断地下水水化学发生正向或反向的交换作用[23]，若发生 Ca-Na 交换，则两个指数均为负值；当发生 Na-Ca 交换时，两个指数均为正值.

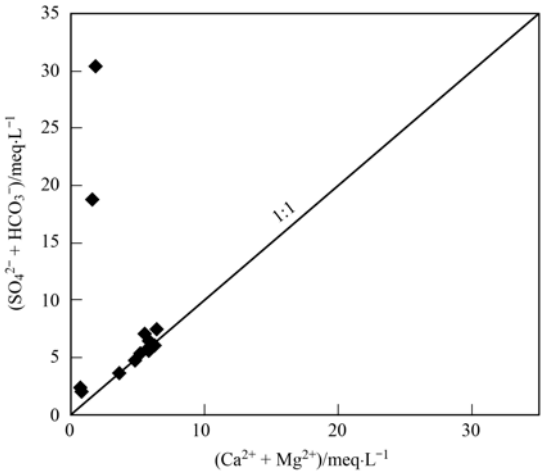

图 4 $Mg^{2+} + Ca^{2+}$ 与 $HCO_3^- + SO_4^{2-}$ 的关系

Fig. 4 $Mg^{2+} + Ca^{2+}$ versus $HCO_3^- + SO_4^{2-}$ concentrations in the samples

$$CAI_1 = [c(Cl^-) - c(Na^+ + K^+)]/c(Cl^-) \quad (1)$$

$$CAI_2 = [c(Cl^-) - c(Na^+ + K^+)]/[2c(SO_4^{2-}) + c(HCO_3^-) + c(NO_3^-)] \quad (2)$$

研究区内所有地下水水样的氯碱指数均为负值，说明该区发生正向的离子交换，即：

$$Na - X + Ca^{2+}(Mg^{2+}) \longrightarrow 2Na^+ + Ca(Mg) - X \quad (3)$$

3.2.3 地下水水化学主要离子来源分析

由于地下水与含水层矿物之间发生反应，水中各种离子之间的相互关系为揭示地下水中离子来源和水文地球化学过程提供了有效的手段[24,25]. 前人通常采用 Na-Cl 关系来解释地下水中钠离子和氯离子来源. 如果地下水中 Na^+ 和 Cl^- 均由盐岩溶解提供，那么其离子比值应该在 1∶1 等量线附近. 从图 5 中可以看出，本区所有地下水水样点均位于 $Na^+ : Cl^- = 1:1$ 线下方，由于降雨和地下水中的 Cl^- 含量较低，证明大气降水和蒸发盐溶解不是该区地下水中 Na^+ 的主要来源，说明还有其它来源. 地下水中 Na^+ 一般来自火成岩或者变质岩，如钠长石、正长石和云母等硅酸盐矿物的风化产物，说明硅酸盐岩的风化溶解是该区地下水中 Na^+ 的主要来源.

此外，该区地下水样点基本沿 $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ 与 $HCO_3^- + SO_4^{2-} = 1:1$ 等量线分布，说明地下水中的 Ca^{2+}、Mg^{2+}、SO_4^{2-}、HCO_3^- 等离子主要是由方解石($CaCO_3$)、白云石[$CaMg(CO_3)_2$]和石膏($CaSO_4$)等矿物溶解提供；而多数地下水中硫酸根含量很少，值域范围在 10 ~ 30 mg·L^{-1} 之间，指示了石膏对于地下水中离子贡献十分微弱，表明了方解石及白云石溶滤作用对地下水化学演化起到控制作用. 根据 PHREEQC 软件计算不同矿物的饱和指数 SI 也可以显示出地下水中仅白云石和方解石饱和指数平均值大于 0，其它矿物饱和指数均小于 0，说明区内大多数地下水碳酸盐类矿物溶解到达饱和状态，具备溶解其它矿物的能力(表 4).

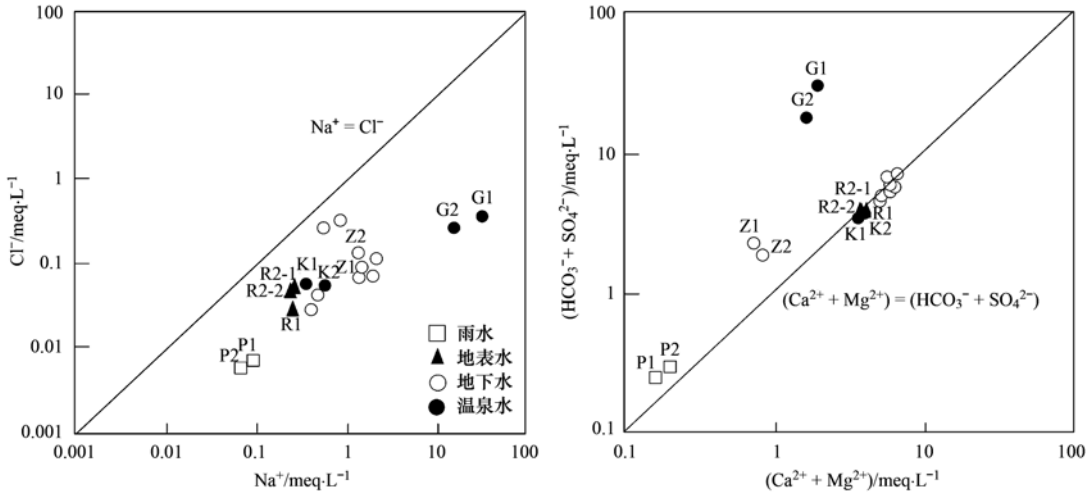

图 5 研究区水样 Na^+-Cl^- 和 $Ca^{2+} + Mg^{2+}$-$SO_4^{2-} + HCO_3^-$ 离子关系

Fig. 5 Plots of the Na^+-Cl^- and $Ca^{2+} + Mg^{2+}$-$SO_4^{2-} + HCO_3^-$ in samples from the Xialatuo Basin

利用地下水与雨水的钙钠比和 TDS 的相关关系可以判断控制地下水演化的主要因素[26]. 本区雨水中 TDS、Ca^{2+} 和 Na^+ 的平均含量为 19.5、1.47 和 2.48 mg·L^{-1}. 以大气降水中各离子含量作为基准值，绘制研究区内 lg(Ca/Na) 和 lg(TDS) 的关系(图 6). 如图 6 所示，本区大多数地下水与地表水主要落在含钙岩石风化作用控制区域，含钠岩石的风化作用控制相对较少，反映了此类地下水与地表水类似，地下径流速度快，含钙碳酸盐类易于溶解运移的特点. 温泉水(G1、G2)落到含钠岩石风化控制区域，说明与其他地下水所经历过的水文地球化学作用不同，同时 TDS 异常升高说明水中的主要

表 4　研究区水样中主要矿物饱和指数计算结果

Table 4　Saturation indexes of the main minerals in the water samples collected from the study area

水样类型		文石	方解石	白云石	萤石	石膏	盐岩
雨水	最小值	-3.28	-3.13	-5.91	-4.95	-5.34	-10.98
	最大值	-3.1	-2.95	-5.42	-4.71	-5.13	-10.92
	平均值	-3.19	-3.04	-5.67	-4.83	-5.24	-10.95
地表水	最小值	0.02	0.17	0.17	-3.52	-2.4	-9.76
	最大值	0.28	0.43	0.89	-2.85	-2.29	-9.6
	平均值	0.19	0.34	0.61	-3.29	-2.33	-9.67
地下水	最小值	-1.43	-1.28	-1.89	-3.26	-3.96	-9.57
	最大值	0.69	0.85	1.97	-2.28	-2.2	-8.05
	平均值	-0.19	0.04	0.24	-2.97	-2.85	-8.6
温泉水	最小值	-0.29	-0.32	-0.8	-2.78	-4.29	-9.34
	最大值	0.46	0.15	-0.04	-1.15	-2.5	-6.74
	平均值	0.01	-0.08	-0.38	-1.96	-3.38	-8.08

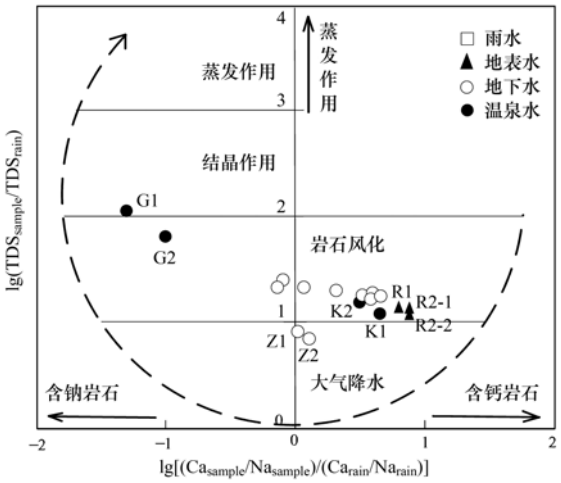

图 6　研究区各类水体 Ca-Na-TDS 关系

Fig. 6　Plot of the Ca-Na-TDS in water of the Xialatuo Basin

离子经历了溶滤-结晶-再溶滤的过程.

此外，利用 Ca^{2+}/Na^{+}、Mg^{2+}/Na^{+} 和 HCO_3^-/Na^{+} 等离子比常用来研究水和不同岩石之间的反应，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该比值接近于 0.35 ± 0.15、0.24 ± 0.12 和 2 ± 1[27~30]. 本区地下水样品集中在硅酸盐岩和碳酸盐岩控制端元中间且偏向硅酸盐岩控制端元，说明该区地下水主要受硅酸盐岩的风化溶解作用控制，其次是来自碳酸盐岩风化作用的贡献. 只有 G1、G2 样品阳离子比值距离蒸发盐岩控制端元较近，阴离子比例距离说明该温泉水化学成分受蒸发岩溶解的作用(图 7).

地下水中 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，而地下水中 Na^{+} 和 K^{+} 主要来源于大气降水、盐岩和硅酸盐岩的溶解. 因此可以利用 $[Na^{+}+K^{+}]/[HCO_3^-]$ 与 $[Ca^{2+}+Mg^{2+}]/[HCO_3^-]$ 的关系来了解该区碳酸盐岩和硅酸盐岩对地下水的贡献[31]. 研究区大部分地下水样点落在 $[Ca^{2+}+Mg^{2+}+Na^{+}+K^{+}]/[HCO_3^-]=1$ 附近(图 8)，说明该区硅酸盐岩溶解对地下水的贡献是主要的，部分地下水样品 $[Ca^{2+}+Mg^{2+}]/[HCO_3^-]$ 比值大于 1，这不能归因于硅酸盐岩、碳酸盐岩或蒸发岩矿物的风化，这部分超出的阳离子可能被 Cl^- 或 NO_3^- 来平衡. 此外 Z1、Z2、G1、G2 等水样点在该线左上部分，其 $[Na^{+}+K^{+}]$ 与 $[HCO_3^-]$ 比值接近 1:1，说明此类水

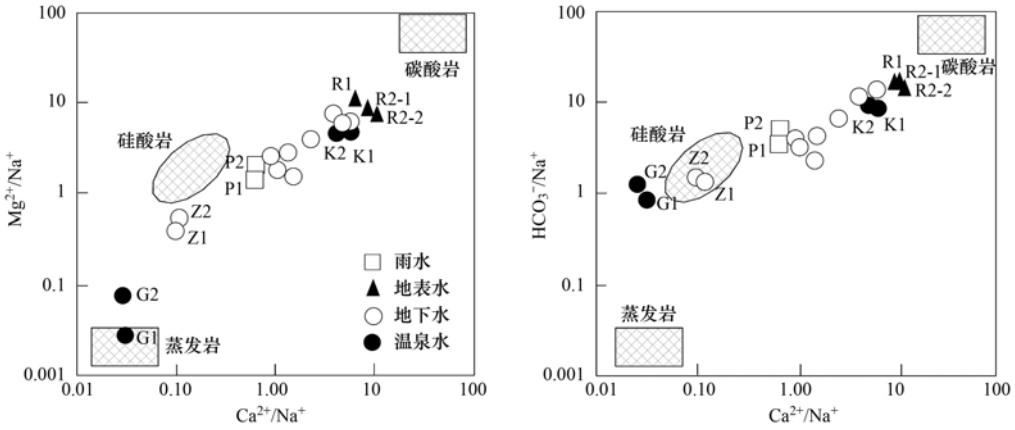

图 7　研究区各水样 Ca^{2+}/Na^{+} 与 HCO_3^-/Na^{+}、Mg^{2+}/Na^{+} 元素比值

Fig. 7　Plots of HCO_3^-/Na^{+} versus Ca^{2+}/Na^{+} and Mg^{2+}/Na^{+} versus Ca^{2+}/Na^{+} in water of the Xialatuo Basin

样中碱金属与碳酸根多由含钠、钾长石水解而成，具体反应方程式如下：

$$2NaAlSi_3O_4(\text{钠长石}) + 2H_2CO_3 + 9H_2O = Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2Na^+ + 4H_4SiO_4 + 2HCO_3^-$$

$$2KAlSi_3O_4(\text{钾长石}) + 2H_2CO_3 + 9H_2O = Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2K^+ + 4H_4SiO_4 + 2HCO_3^-$$

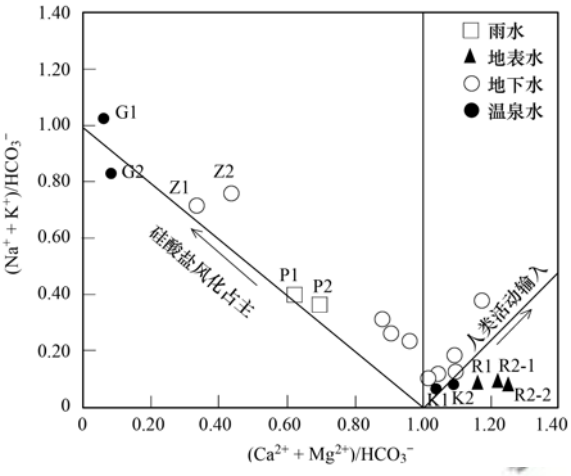

图 8 研究区水体中硅酸盐岩和碳酸盐岩风化的相对贡献

Fig. 8 Relative contributions to silicate and carbonate weathering by carbonic acid

3.2.4 地下水补给来源分析

利用氢氧稳定同位素信息来研究地下水的补给来源已经十分普遍. 从研究区各类水体的 D 与 ^{18}O 关系(图 9)中可以看出，水样点基本都分布在大气降水线附近，说明都是源于大气降水补给的. 其中鲜水河夏季河水(R1)的 D 和 ^{18}O 值为 −114.18‰和 −15.48‰，冬季河水(R2-1、R2-2)的 D 和 ^{18}O 平均值为 −109.84‰和 −15.08‰，夏季地表径流 D 和 ^{18}O 偏低. 根据前人研究成果可知[32, 33]，高海拔地区的冰川融水往往更容易贫化重同位素，具体反映到其下游夏季河水的氢氧同位素含量较冬季相比更少.

地下水的补给来源比较复杂. 依据其补给途径和循环深度大致可以分成 A 区和 B 区两个区域；A 区地下水 D 值为 −120.69‰ ~ −114.19‰，^{18}O 值为 −15.86‰ ~ −14.65‰，分布比较集中且靠近地表水样点及全球大气降水线，说明具有相同的补给来源且与山区降水联系密切，部分水样点位于全球雨水线的右下方，表明降水入渗前有一定的蒸发[34]. 根据现场调查结果，多数水井建井深度不超过 10 m，多为浅表基岩风化带地下水，而蓄水池水样(Q1 和 Q2)为山区基岩风化带泉水遇阻后出露地表汇集而成，运移距离十分有限.

B 区由 4 个水样点组成，其中 Z1 和 Z2 水样点采集自盆地内河谷地带自建水井，水样为构造裂隙水，高程在3 150 m左右，井深 180 m，采样深度在 110 m 左右，氢氧同位素(D、^{18}O 平均值为 −126.38‰、−16.90‰)明显小于 A 区地下水及地表水，可以认为补给位置海拔更高，循环深度较大；另外 K1、K2 为温泉水，其具有较低 D 和 ^{18}O 值，但两次泉水温度相差较大，说明补给通道封闭性不好，水源补给具有季节性；结合水化学特征分析，应该是在径流过程中受到了浅部地下水混合补给.

此外，G1、G2 水样点的 D 和 ^{18}O 平均值为 −134.56‰和 −17.31‰，均为全区最低. 结合前文分析得知，该点泉水受到硅酸盐风化溶解控制，循环深度较大；同时泉水温度比较恒定，说明其补给来源单一且受季节影响较小，而泉水的 F^- 和 K^+ 值与浅表层地下水相比异常升高也证明了泉水在高温环境下强烈的水岩交互作用. 综合以上分析，该温泉出露于鲜水河断层上盘，受构造活动断裂影响，断裂带沟通深部基地热储造成的地下水温度升高，水中氢氧同位素受围岩的 ^{18}O 值漂移作用显出更加富集[35,36]，反映了其循环深度大，径流途径长的特点.

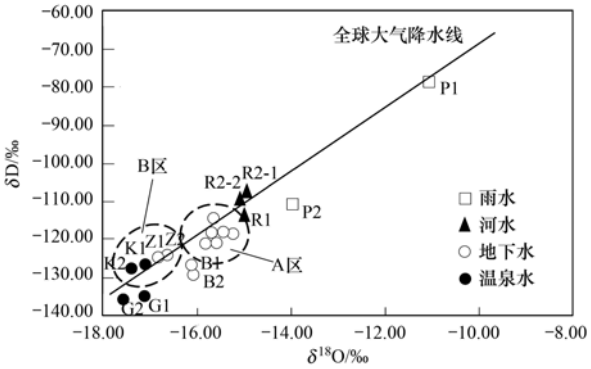

图 9 研究区水体 D-^{18}O

Fig. 9 Plots of-^{18}O in water of the Xialatuo Basin

4 结论

(1)虾拉沱盆地地下水阳离子以 Ca^{2+}、Mg^{2+} 和 Na^+ 为主，Ca^{2+} 占总离子 2.6% ~53.6%，平均为 28.84%，Mg^{2+} 占总离子 2.7% ~57%，平均为 40.6%，Na^+ 占总离子 6.2% ~93.1%，平均为 28.6%；阴离子 HCO_3^- 为主，占总离子 82.4% ~98%，平均为 89.6%，而章谷温泉主要以 HCO_3^- 和 Na^+ 为主，分别占阴阳离子的 93.1% 和 98%，TDS 介于 116.11 ~ 372.75 $mg \cdot L^{-1}$，均值 281.91 $mg \cdot L^{-1}$；pH 介于 7.11 ~7.94 之间，均属于弱碱性水.

(2)虾拉沱盆地地下水以低矿化度的 HCO_3-Mg·Ca和 HCO_3-Ca·Mg 型为主，主要受到碳酸岩溶解控制，而在局部受到人为污染；温泉水溶

解性固体偏高，水化学类型为 HCO_3-Na 为主，主要受到硅酸岩溶解控制；

（3）Ca^{2+}、Mg^{2+} 和 HCO_3^- 主要来源于白云岩等碳酸盐岩的风化溶解，Na^+ 和 K^+ 主要来源于长石类硅酸盐岩的风化溶解，同时发生在正向的阳离子交替作用，但对地下水水化学的贡献较小.

（4）利用 D 和 ^{18}O 同位素数据分析得出，虾拉沱盆地浅部地下水氢氧同位素与山区降水较为一致，并存在蒸发效应；较深地层中存在构造裂隙水（Z1 和 Z2），具有明显的季节效应，显示其径流距离较远；温泉水具有极低的氢氧同位素，补给高程在 4 600 ~ 4 800 m 左右，应为区域分水岭补给.

参考文献：

[1] 刘光亚. 基岩地下水[M]. 北京：地质出版社，1979.

[2] 肖楠森. 新构造与裂隙水[J]. 水文地质工程地质，1981，(4)：2.

[3] 曹剑锋，徐耀德. 断裂带水文地质作用的研究与评价[J]. 长春地质学院学报，1996，**26**(2)：202-205.
Cao J F, Xu Y D. Evaluating the hydrogeological process taking place in fractare zone[J]. Journal of Changchun University of Earth Sciences, 1996, **26**(2): 202-205.

[4] 徐锡伟，闻学泽，郑荣章，等. 川滇地区活动块体最新构造变动样式及其动力来源[J]. 中国科学(D 辑：地球科学)，2003，**33**(S1)：151-162.
Xu X W, Wen X Z, Zheng R Z, *et al*. Pattern of latest tectonic motion and its dynamics for active blocks in Sichuan-Yunnan region, China[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2003, **46**(S2): 210-226.

[5] 杨永林，苏琴. 鲜水河断裂带现今活动特征研究[J]. 大地测量与地球动力学，2007，**27**(6)：22-27.
Yang Y L, Su Q. On present activity characteristics of Xianshuihe fault zone[J]. Journal of Geodesy and Geodynamics, 2007, **27**(6): 22-27.

[6] 葛培基. 鲜水河断裂带在虾拉沱附近的现今活动特征[J]. 地震地质，1989，**11**(3)：57-63.
Ge P J. Analysis of recent fault activity at Xialatou on the Xianshuihe fault[J]. Seismology and Geology, 1989, **11**(3): 57-63.

[7] 张新俊. 鲜水河断裂带虾拉沱盆地性状特征初探[J]. 四川地震，1988，(2)：29-34.

[8] 李永格，李宗省，冯起，等. 托来河流域不同海拔降水稳定同位素的环境意义[J]. 环境科学，2018，**39**(6)：2661-2672.
Li Y G, Li Z S, Feng Q, *et al*. Environmental significance of the stable isotopes in precipitation at different altitudes in the Tuolai River Basin[J]. Environmental Science, 2018, **39**(6): 2661-2672.

[9] 许乃政，刘红樱，魏峰，等. 江苏洋口港地区地下水的环境同位素组成及其形成演化研究[J]. 环境科学学报，2015，**35**(12)：3862-3871.
Xu N Z, Liu H Y, Wei F, *et al*. Study on the environmental isotope compositions and their evolution in groundwater of Yoco port in Jiangsu Province, China [J]. Acta Scientiae Circumstantiae, 2015, **35**(12): 3862-3871.

[10] 蔡月梅，王文祥，张明江，等. 基于环境同位素分析吐鲁番盆地地下水流系统[J]. 中国地质，2016，**43**(4)：1439-1445.
Cai Y M, Wang W X, Zhang M J, *et al*. An analysis of the groundwater flow system based on environmental isotopes in Turpan basin[J]. Geology in China, 2016, **43**(4): 1439-1445.

[11] 张秣湲，陈锁忠，都娥娥. 基于同位素与水化学分析法的地下水补径排研究——以苏锡常地区浅层地下水为例[J]. 南京师大学报(自然科学版)，2011，**34**(2)：107-112.
Zhang L Y, Chen S Z, Du E E. Study on replenishment runoff and discharg of the shallow groundwater based on the isotope and hydrochemishtry analysis methods-for example the shallow groundwater in Su-Xi-Chang area[J]. Journal of Nanjing Normal University (Natural Science Edition), 2011, **34**(2): 107-112.

[12] 苏小四，万玉玉，董维红，等. 马莲河河水与地下水的相互关系：水化学和同位素证据[J]. 吉林大学学报(地球科学版)，2009，**39**(6)：1087-1094.
Su X S, Wan Y Y, Dong W H, *et al*. Hydraulic relationship between malianhe river and groundwater: hydrogeochemical and isotopic evidences[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2009, **39**(6): 1087-1094.

[13] 张艳，吴勇，杨军，等. 阆中市思依镇水化学特征及其成因分析[J]. 环境科学，2015，**36**(9)：3230-3237.
Zhang Y, Wu Y, Yang J, *et al*. Hydrochemical characteristic and reasoning analysis in Siyi Town, Langzhong City [J]. Environmental Science, 2015, **36**(9): 3230-3237.

[14] 孙平安，于奭，莫付珍，等. 不同地质背景下河流水化学特征及影响因素研究：以广西大溶江、灵渠流域为例[J]. 环境科学，2016，**37**(1)：123-131.
Sun P A, YU S, Mo F Z, *et al*. Hydrochemical characteristics and influencing factors in different geological background: a case study in Darongjiang and Lingqu Basin, Guangxi, China[J]. Environmental Science, 2016, **37**(1): 123-131.

[15] 许琦，李建鸿，孙平安，等. 西江水氢氧同位素组成的空间变化及环境意义[J]. 环境科学，2017，**38**(6)：2308-2316.
Xu Q, Li J H, Sun P A, *et al*. Spatial variation and environmental significance of $\delta^{18}O$ and δD isotope composition in Xijiang River[J]. Environmental Science, 2017, **38**(6): 2308-2316.

[16] 李昂. 川西高原河流水系氢氧同位素特征[D]. 成都：成都理工大学，2012.
Li A. Oxyhydrogen isotope characteristics of the river system in western Sichuan Plateau[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2012.

[17] 寇永朝，华琨，李洲，等. 泾河支流地表水地下水的水化学特征及其控制因素[J]. 环境科学，2018，**39**(7)：3142-3149.
Kou Y C, Hua K, Li Z, *et al*. Major ionic features and their possible controls in the surface water and groundwater of the Jinghe River[J]. Environmental Science, 2018, **39**(7): 3142-3149.

[18] 张涛，蔡五田，李颖智，等. 尼洋河流域水化学特征及其控制因素[J]. 环境科学，2017，**38**(11)：4537-4545.
Zhang, T, Cai W T, Li Y Z, *et al*. Major ionic features and their possible controls in the water of the Niyang River Basin[J]. Environmental Science, 2017, **38**(11): 4537-4545.

[19] Xiao J, Jin Z D, Zhang F, *et al*. Solute geochemistry and its sources of the groundwaters in the Qinghai Lake catchment, NW China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012, **52**: 21-30.

[20] Gibbs R J. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. Science, 1970, **170**(3962): 1088-1090.

[21] 左禹政，安艳玲，吴起鑫，等. 贵州省都柳江流域水化学特征研究[J]. 中国环境科学，2017，**37**(7)：2684-2690.

Zuo Y Z, An Y L, Wu Q X, *et al*. Study on the hydrochemical characteristics of Duliu River basin in Guizhou Province[J]. China Environmental Science, 2017, **37**(7): 2684-2690.

[22] Xing L N, Guo H M, Zhan Y H. Groundwater hydrochemical characteristics and processes along flow paths in the North China Plain[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2013, **70-71**: 250-264.

[23] 董维红, 孟莹, 王雨山, 等. 三江平原富锦地区浅层地下水水化学特征及其形成作用[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2017, **47**(2): 542-553.
Dong W H, Meng Y, Wang Y S, *et al*. Hydrochemical characteristics and formation of the shallow groundwater in Fujin, Sanjiang Plain[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2017, **47**(2): 542-553.

[24] 文冬光, 沈照理, 钟佐燊. 地球化学模拟及其在水文地质中的应用[J]. 地质科技情报, 1995, **14**(1): 99-104.
Wen D G, Shen Z L, Zhong Z S, *et al*. Geochemical modeling and its applications in hydrogeology[J]. Geological Science and Technology Information, 1995, **14**(1): 99-104.

[25] 张人权, 梁杏, 靳孟贵, 等. 当代水文地质学发展趋势与对策[J]. 水文地质工程地质, 2005, (1): 51-56
Zhang R Q, Liang X, Jin M G, *et al*. The trends in contemporary hydrogeology[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2005, (1): 51-56.

[26] Wu Y, Gibson C E. Mechanisms controlling the water chemistry of small lakes in Northern Ireland[J]. Water Research, 1996, **30**(1): 178-182.

[27] 吕婕梅, 安艳玲, 吴起鑫, 等. 贵州清水江流域丰水期水化学特征及离子来源分析[J]. 环境科学, 2015, **36**(5): 1565-1572.
Lü J M, An Y L, Wu Q X, *et al*. Hydrochemical characteristics and sources of Qingshuijiang River basin at wet season in Guizhou Province[J]. Environmental Science, 2015, **36**(5): 1565-1572.

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

[29] Zhu B Q, Yang X P, Rioual P, *et al*. Hydrogeochemistry of three watersheds (the Erlqis, Zhungarer and Yili) in northern Xinjiang, NW China[J]. Applied Geochemistry, 2011, **26**(8): 1535-1548.

[30] Fan B L, Zhao Z Q, Tao F X, *et al*. Characteristics of carbonate, evaporite and silicate weathering in Huanghe River basin: a comparison among the upstream, midstream and downstream[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2014, **96**: 17-26.

[31] 韩贵琳, 刘丛强. 贵州喀斯特地区河流的研究? 碳酸盐岩溶解控制的水文地球化学特征[J]. 地球科学进展, 2005, **20**(4): 394-406.
Han G L, Liu C Q. Hydrogeochemistry of rivers in Guizhou province, China: constraints on crustal weathering in karst terrain[J]. Advances in Earth Science, 2005, **20**(4): 394-406.

[32] 尹观, 倪师军. 地下水氘过量参数的演化[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2001, **20**(4): 409-411.
Yin G, Ni S J. Deuterium excess parameter evolution in ground water[J]. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry, 2001, **20**(4): 409-411.

[33] 李广, 章新平, 张立峰, 等. 长沙地区不同水体稳定同位素特征及其水循环指示意义[J]. 环境科学, 2015, **36**(6): 2094-2101.
Li G, Zhang X P, Zhang L F, *et al*. Stable isotope characteristics in different water bodies in Changsha and implications for the water cycle[J]. Environmental Science, 2015, **36**(6): 2094-2101.

[34] Fritz P, Suzuki O, Silva C, *et al*. Isotope hydrology of groundwaters in the Pampa del Tamarugal, Chile[J]. Journal of Hydrology, 1981, **53**(1-2): 161-184.

[35] 尹观. 同位素水文地球化学[M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1988.

[36] 徐敬争, 肖薇, 肖启涛, 等. 湖水氢氧同位素组分的时间变化特征及影响因子分析[J]. 环境科学, 2016, **37**(7): 2470-2477.
Xu J Z, Xiao W, Xiao Q T, *et al*. Temporal dynamics of stable isotopic composition in Lake Taihu and controlling factors[J]. Environmental Science, 2016, **37**(7): 2470-2477.

HUANJING KEXUE Vol. 40 No. 3
Environmental Science (monthly) Mar. 15, 2019

CONTENTS