

doi:10.11835/j.issn.1000-582X.2015.04.014

地下热水的来源与补给机制分析 ——以重庆北温泉为例

肖琼^{1,2}, 沈立成², 杨雷^{2,3}

(1. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 国土资源部/广西岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004;
2. 西南大学 地理科学学院, 重庆 400715; 3. 重庆市育才中学校, 重庆 400050)

摘要: 地下热水的来源研究对地下热水资源量评价和可持续开发利用有重要意义。选取重庆市北温泉作为研究对象, 采用水化学分析、D、O 同位素以及实时在线监测对其热水来源进行了研究。研究认为: 重庆市北温泉泉水为中-低温浅层中性地热水, 水化学类型为 $\text{SO}_4\text{-Ca}$ 型, 地下热水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-8.48\text{‰} \sim -7.09\text{‰}$, δD 值为 $-55.46\text{‰} \sim -53.26\text{‰}$, 其补给来源为雨水, 补给高程为海拔 641~1 206 m 的岩溶出露区。安装马歇尔槽和 CDTP300 高分辨率实时在线监测发现: 1) 地下热水水文地球化学特征在长时间内稳定, 体现了稳定的水-岩作用过程; 2) 北温泉的流量与研究区降雨量呈现出以半年为单位的滞后, 雨季偏低, 旱季偏高; 当场降雨后 20 d 左右, 温泉水的水温和电导率微降, 水量增加。地下热水的来源为大气降水, 其补给除了长时间长距离的含水层稳定补给外, 热水上升过程中受地表水和浅层地下水的补给。

关键词: δD 值; $\delta^{18}\text{O}$ 值; 高分辨率实时监测; 水源; 地下热水

中图分类号: P593; P641

文献标志码: A

文章编号: 1000-582X(2015)04-0091-13

Analysis on origin and recharge mechanism of geothermal water —A case study of Beiwenquan hot spring in Chongqing, China

XIAO Qiong^{1,2}, SHEN Licheng², YANG Lei^{2,3}

(1. Institute of Karst Geology, CAGS, Karst Dynamics Laboratory, MLR, Guilin 541004, Guangxi, P.R.China; 2. School of Geographical Sciences, Southwest University, Chongqing 400715, P.R.China;
3. Yu Cai Middle School of Chongqing, Chongqing 400050, P.R.China)

Abstract: Source research of the hot spring is very important to do the geothermal resources evaluating, and has a guidance for sustainable exploitation and utilization with geothermal resources. Beiwenquan hot springs in Chongqing is selected to be study area, and hydrochemical method, D, O isotope and on-line monitoring system are used to do this study. It is found that, Beiwenquan hot spring in Chongqing is the medium-low temperature, shallow, neutral geothermal water, and the hydrochemical style is $\text{SO}_4\text{-Ca}$. The value of the $\delta^{18}\text{O}$ of Beiwenquan is $-8.48\text{‰} \sim -7.09\text{‰}$, and δD is $-55.46\text{‰} \sim -53.26\text{‰}$. The recharge of

收稿日期: 2015-03-06

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41302213); 广西自然科学基金资助项目(2013GXNSFBA019221); 中国地质科学院地质调查资助项目(12120113006700)。

Supported by National Natural Science Foundation of China(41302213), Natural Science Foundation of Guangxi Province(2013GXNSFBA019221) and Geologic Survey Program of Chinese Academy of Geological Sciences(12120113006700).

作者简介: 肖琼(1984-), 女, 博士, 助理研究员。主要从事岩溶地下水、水文地质等方面工作, (E-mail) xiaoqiong-8423@163.com。

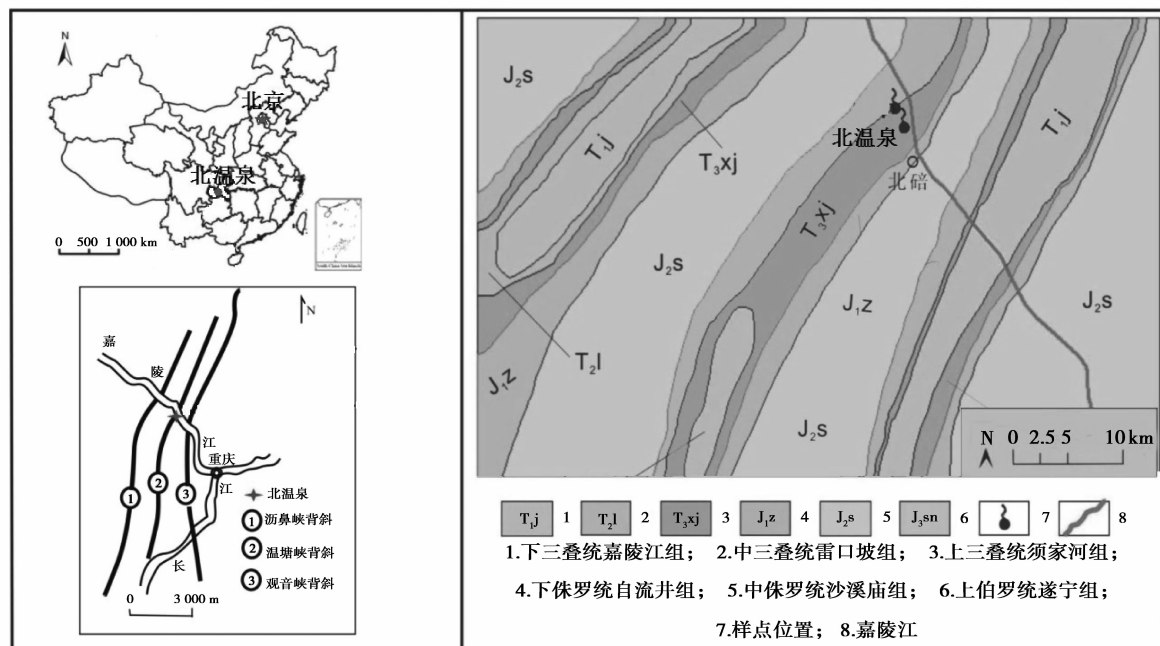
this geothermal water is rain water and the recharge area is the karst outcropping area of 641~1 206 m altitude. Marshall and CDT300 slot-line monitoring system are used to do high resolution real-time online monitoring for the North hot springs and found some results. 1) The hydrogeochemical features have little change over the long term, which means the hydrochemical features and the water-rock interaction in thermal aquifer is stable. 2) However, the discharge and rainfall in the study area is a lag relationship, the discharge of hot spring is almost 6 month delay response on rainfall, the discharge of the hot spring is lower in rainy season, while higher during the dry season. Hydrological features of the hot spring have a certain changes after a rain. About 20 days after rainfall, temperature and electric conductivity will be some decline and the discharge will increase. The origin of these geothermal water is precipitation and its recharge is not only the long-term and long-time geothermal aquifer but also the water supply from the shallow underground water and rain water in the process of thermal water rising.

Key words: $\delta^{18}\text{O}$; δD ; high-resolution real-time monitoring; recharge; geothermal water

对地下热水流动系统的补给研究往往着眼于热水的补给来源、补给量以及不同来源水的比例,而热水的补给是地下热水水-岩作用和地下热水流动系统研究中的重要内容,对地下热水资源量评价和地下热水的开发起着重要的科学指导作用。地下热水系统相对于一般的地下水系统而言更复杂,在径流过程中往往有不同来源水汇入,从而改变地下热水的温度、各物质浓度,甚至影响整个水-岩作用过程。热水的补给方式目前研究认为主要是大气降水、海洋水、同生水、变质成因水、岩浆水以及出生水补给^[1]。D、O 同位素往往用于研究地下热水的来源,首先测定地下热水中的 D、O 同位素,建立 D、O 同位素方程,然后将此方程与全球大气降水线方程、地方性的大气降水线方程进行比较,判断地下热水的补给来源并计算补给高程。Pastorelli S 等^[2],Barragán R M 等^[3]运用氢氧同位素技术分别对瑞士阿尔卑斯山附近的地下水和墨西哥的地下热液进行了水的来源的研究。国内学者肖汉全^[4]、马致远等^[5]、张保健等^[6]、姜规模等^[7]、戚继红等^[8]利用氢氧同位素对中国川南地区、陕西、聊城、西安、西藏等地的热水来源进行了研究。而作为一个单一的地热系统,地下热水循环过程中除了含水层本身的水以外还有其他含水层的水力联系或者是地下热水在上升过程中,往往有其他水源的混入^[9],例如 1995 年日本中部伊豆诸半岛东海岸群发式地震引起的温泉水中 H 、 Cl^- 以及 SO_4^{2-} 的变化,主要原因就是外源水进去增多^[10],2008 年汶川地震后北温泉水温降低,铁锰离子增高明显,温泉水呈红色^[11-12]。远场大震的极端情况可以明显地研究到外源水对地下热水的混合作用,但是毕竟情况偶然,实时在线监测地下水是目前水文地质研究中常用的主要手段^[13-14],通过在地下水的出口处安装在线监测仪器,对地下水出口处的水量、水温等水文信息进行动态监测记录,可以有效地分析地下水的动态变化情况,更好地判断地下热水的来源,从而实现地下水资源的合理利用^[15-16]。

1 研究区现状

北温泉位于重庆市北碚区北温泉镇,地理位置为 $29^\circ50'57''\text{N}$, $106^\circ25'07''\text{E}$,是重庆重要的旅游休闲区,区内原有自然出露泉点 7 个(图 1),受汶川地震影响,部分泉点已经断流^[11-12],本研究所选取景区开发的自然出露温泉点为研究对象,泉点流量达到 $2\ 000\ \text{m}^3/\text{d}$ 以上。北温泉泉点自然出露在温塘峡背斜被嘉陵江干流所深切的峡谷中,该地区发育有 F1、F2 小断层和众多节理裂隙^[17-18]。地层分布从老到新有:三叠系下统的飞仙关组(T_1f)、嘉陵江组(T_{1j}),中统的雷口坡组(T_2l)和上统的须家河组(T_3x)。北温泉泉点自然出露地区的岩石为三叠系上统须家河组砂页岩,此岩层覆盖在含水层雷口坡组(T_2l)和嘉陵江组(T_{1j})之上,起到了隔水和盖层的作用;嘉陵江组和雷口坡组岩石为碳酸盐岩(深埋地下,未出露地表),其中雷口坡组为厚度约 10~20 m 的灰色白云岩和白云质灰岩,嘉陵江组为厚度 500~520 m 的中厚层白云质灰岩,含岩溶角砾岩,雷口坡组与嘉陵江组均含有硬石膏,是整个地下热水的含水层。飞仙关组位于含水层下伏,主要为页岩,起着很好的隔水保温的作用^[19]。

图1 取样点基本情况(经杨雷 2012 修改^[20])Fig.1 The schematic diagram of sampling location(modified from reference^[20])

2 监测方法

在北温泉最大出口处(大于 2 000 m³/d)安装马歇尔槽和澳大利亚 Greenspan 公司生产的 CDTP300 水文化学多参数仪,自动记录降雨量(0.5 mm)、泉水的水位(0.001 m)、pH(0.01pH)、温度(0.01 ℃)和电导率(0.01 μs/cm),数据记录间隔为 15 min。

野外现场对地下水水化学指标进行测量。采用便携式水质分析仪(美国 Hach 公司)测定地下热水的温度、pH 值和电导,精度分别为 0.1 ℃、0.01pH 和 1 μs/cm;采用便携式试剂盒(德国 Merck 公司)测定水体中的 HCO₃⁻ 和 Ca²⁺,精度分别为 0.1 mmol/L 和 2 mg/L。取回水样后 Cl⁻ 使用 AgNO₃ 滴定法(0.1 mg/L),NO₃⁻、SO₄²⁻ 采用紫外分光光度计(0.01 mg/L);阳离子水样酸化防吸附后用 ICP-OES Optima 2 100 DV 测定(0.001 mg/L),此项测试在西南大学地理科学学院完成,δD、δ¹⁸O 同位素分析测试仪器为采用离轴整合积分腔光谱输出技术(OA2ICOS)的液态水稳定同位素分析仪(LWIA-24d, Los Gatos Research, USA)。结果以 V-SMOW 标准给出,精度分别为 ±0.6‰ 和 ±0.2‰,分析误差绝对值 < 2‰。此项测试由国土资源部/广西岩溶动力学重点实验室完成。

3 北温泉基本水化学特征

温泉水的水化学组成由于其特殊的医疗作用而受大家关注。北温泉自然出露温泉水清澈,底部有少许黄色水垢,无味。根据表 1(2009 年每月北温泉水的基本特征),北温泉地下热水 pH 呈中性,水温 32~36 ℃,电导率大于 2 000 μs/cm,阳离子以 Ca²⁺ 为主, Mg²⁺ 为辅,离子浓度变化依次为 Ca²⁺ > Mg²⁺ > Na⁺ > K⁺ > Sr²⁺ > Ba²⁺, 各离子含量差别很大, Ca²⁺ 大于 500 mg/L。阴离子以 SO₄²⁻ 为主, HCO₃⁻ 为辅,离子浓度变化依次为 SO₄²⁻ > HCO₃⁻ > Cl⁻ > NO₃⁻, SO₄²⁻ 含量在 1 000 mg/L 以上。温泉水的阳离子总当量浓度 TZ⁺ (TZ⁺ = Na⁺ + K⁺ + 2Mg²⁺ + 2Ca²⁺) 的变化范围是 31.74~40.12 mEq/L,阴离子总当量浓度 TZ⁻ (TZ⁻ = HCO₃⁻ + 2SO₄²⁻ + NO₃⁻ + Cl⁻) 的变化范围是 29.05~35.08 mEq/L,与大多数地表水一样,其阳离子总当量浓度大于阴离子总当量浓度。地下热水水化学成份受地下热水储存和运移的地球化学环境控制,通过它们可以反映热水储存运移过程中的介质条件以及循环交替过程^[21]。北温泉主要含水层为三叠系嘉陵江组,此地层的岩性为中厚层状的石灰岩、白云岩与石膏岩,此 3 种岩石的主要化学成分分别为 CaCO₃, MgCO₃ 和 CaSO₄^[22],温泉水的水化学特征主要阳离子为 Ca²⁺、Mg²⁺,阴离子为 SO₄²⁻, HCO₃⁻,表明北温泉泉水的储存

和运移的地球化学环境与此地层的岩性特征和岩石化学成分相对应,表明其水化学主要是受水-岩作用的影响,是地下热水与嘉陵江组碳酸盐岩以及蒸发盐岩的相互作用导致的,这与重庆市区的温泉水水化学性质及其控制原因相同^[23-26]。

表 1 重庆北温泉水水文地球化学特征(2009)

Table 1 The hydrochemical features of The North hot spring in Chongqing(2009)

地名	时间	pH	电导率/ ($\mu\text{s} \cdot \text{cm}^{-1}$)	T/ $^{\circ}\text{C}$	质量浓度/($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)									
					HCO_3^-	NO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	K	Na	Ca	Mg	Sr	Ba
	2009-01	7.02	2 390.00	35.90	158.60	0.04	15.83	1247.97	9.34	16.73	547.72	110.86	12.23	0.02
	2009-02	6.97	2 300.00	34.90	152.50	0.00	13.08	1 314.17	9.79	16.01	558.74	114.07	11.23	0.02
	2009-03	7.02	2 440.00	32.10	170.80	0.00	18.24	1 469.70	9.95	18.33	551.96	111.28	11.84	0.02
	2009-04	7.03	2 790.00	34.20	158.60	0.22	15.76	1 377.51	10.26	18.49	554.49	117.05	12.95	0.02
	2009-05	7.04	2 760.00	35.10	157.50	1.48	13.69	1 441.40	11.02	14.53	562.32	112.32	11.25	0.02
北 温 泉	2009-06	6.89	2 280.00	34.70	164.70	0.42	10.62	1 264.03	6.98	11.82	530.92	111.71	12.20	0.02
	2009-07	6.98	2 340.00	36.10	168.21	0.24	13.02	1 431.69	7.56	11.92	573.55	112.78	12.21	0.02
	2009-08	6.98	2 320.00	36.50	165.00	0.21	13.54	1 424.50	11.23	11.25	542.32	114.23	11.56	0.02
	2009-09	7.00	2 710.00	35.30	158.60	0.26	15.08	1 331.46	19.31	11.92	573.55	112.78	12.32	0.02
	2009-10	6.89	2 340.00	36.10	152.50	0.04	13.69	1 368.65	10.39	18.36	536.19	108.54	11.80	0.02
	2009-11	6.95	2 450.00	34.70	164.70	0.12	14.14	1 420.51	12.08	19.36	536.73	118.58	12.04	0.02
	2009-12	6.95	2 451.00	35.10	168.40	0.00	15.08	1 394.96	10.61	17.39	521.18	104.65	11.54	0.02

4 地下热水来源与补给机制研究

4.1 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 确定主要水源和补给区域

水在蒸发、冷凝的过程中,质量轻的同位素分子优先富集于气相中,在液相中贫化,导致气液两相之间 D、O 同位素组成明显差异,产生同位素分馏作用。这种同位素分馏作用使得各种天然水体具有不同的同位素特征,从而引起 $\delta\text{D}(\text{‰})$ 和 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ 值的不同,通过这些不同的 $\delta\text{D}(\text{‰})$ 和 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ 值,可以示踪寻找各种水体的不同来源,从而为分析地下水的补给特征、揭示多种水体之间的相互转化等都具有重要意义。大气降水的 $\delta\text{D}(\text{‰})$ 和 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ 值主要受制于海水蒸发冷凝过程中同位素的分馏作用,所以大气降水的 $\delta\text{D}(\text{‰})$ 和 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ 值是体现大气降水形成初期的氢氧同位素组成特征,全球或特定区域大气降水的 $\delta\text{D}(\text{‰})$ 和 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ 值的线性方程称为大气降水线。大气降水形成后,由于受地表温度、纬度以及高程、降雨量等的影响,其氢氧同位素组成特征在大气运移过程中产生新的效应,即温度效应、纬度效应、高程效应和降水量效应,导致各地降水的 $\delta\text{D}(\text{‰})$ 和 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ 值线性关系存在差异^[27]。1981 年郑淑蕙等^[28] 给出中国大陆降水线

$$\delta\text{D} = 7.9 \delta^{18}\text{O} + 8.2, r^2 = 0.997. \quad (1)$$

李廷勇等^[29] 对重庆市北碚区大气降水研究,其降水的氢氧同位素方程(CLMWL)为

$$\delta\text{D} = 8.73\delta^{18}\text{O} + 15.73, r^2 = 0.97. \quad (2)$$

北温泉地下热水、雨水以及嘉陵江水的 $\delta\text{D}(\text{‰})$ 和 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ 值的线性关系为 $\delta\text{D} = (7.82 \pm 0.283) \delta^{18}\text{O} + 7.52, r^2 = 0.975$, 研究区热水、嘉陵江水以及雨水的 $\delta\text{D}(\text{‰})$ 和 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ 值投点都落在全国大气降水线及重庆大气降水线附近(图 2, 表 2), 由此表明北温泉地下热水与嘉陵江水、雨水一样,从宏观上讲,其所有来源都来自于大气降水。

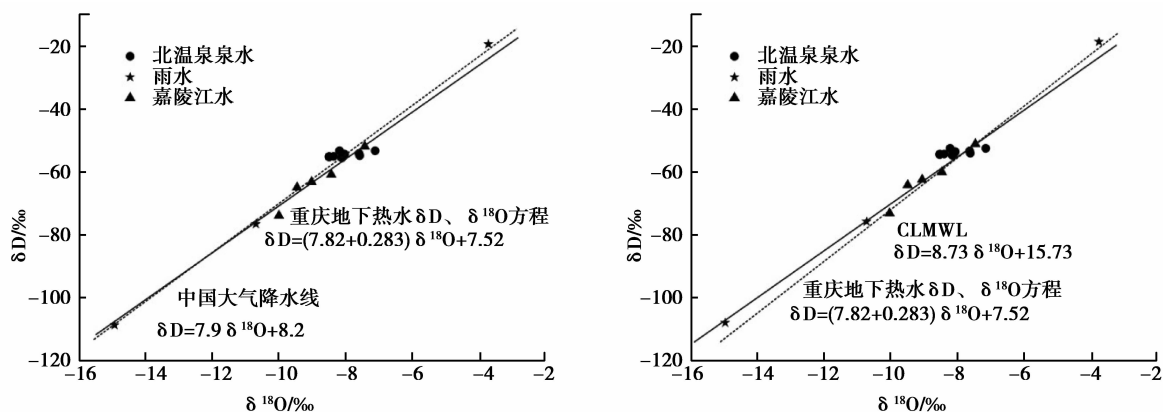


图 2 北温泉 δD-δ¹⁸O 关系图

Fig.2 δD-δ¹⁸O plot of groundwater samples from Beiwenquan

表 2 北温泉水、雨水、嘉陵江水的 δD 和 δ¹⁸O

Table 2 Value of δD and δ¹⁸O of the North hot spring, rain water and Jialingjiang River

取样点	时间	δD/‰	δ ¹⁸ O/‰
北温泉	2010 年 6 月 22 日	-8.48	-55.08
北温泉	2010 年 7 月 18 日	-8.35	-55.09
北温泉	2010 年 8 月 21 日	-7.09	-53.26
北温泉	2010 年 9 月 20 日	-8.01	-54.26
北温泉	2010 年 10 月 21 日	-7.58	-54.12
北温泉	2010 年 11 月 20 日	-8.48	-55.23
北温泉	2010 年 12 月 19 日	-7.56	-54.78
北温泉	2011 年 2 月 19 日	-8.01	-54.44
北温泉	2011 年 1 月 13 日	-8.17	-53.23
北温泉	2011 年 3 月 29 日	-8.11	-55.46
北温泉	2011 年 4 月 20 日	-8.08	-55.46
雨水	2010 年 7 月 9 日	-10.68	-76.55
雨水	2010 年 8 月 1 日	-14.93	-108.75
雨水	2010 年 11 月 14 日	-3.69	-19.30
嘉陵江水	2010 年 7 月 18 日	-7.41	-51.85
嘉陵江水	2010 年 8 月 21 日	-9.01	-63.19
嘉陵江水	2010 年 9 月 15 日	-9.99	-73.84
嘉陵江水	2010 年 12 月 17 日	-9.44	-64.90
嘉陵江水	2011 年 3 月 29 日	-8.41	-60.80

大气降水的氢氧同位素组成具有高程效应^[30]。根据同位素地球化学方法,氧同位素计算补给高程方程式为

$$H = \frac{R - (R_1)}{\rho} \times 100 + h, \tag{3}$$

式中: H 为要计算的地下热水的补给高程; R 为温泉水的 $\delta^{18}O$ 值; R_1 为地表水的 $\delta^{18}O$ 值, 地表水的 $\delta^{18}O$ 值取青木关暗河出口的 $\delta^{18}O$ (-6.63%), 代表的高程为其补给区(北侧的岩溶湖), 高程 465 m, 即 h 为

465 m^[24]; ρ 为大气降水氧同位素梯度值, 由于没有对西南地区大气降雨氧同位素的高程效应进行研究, 在这里用类比法进行比较, ρ 取于津生等^[31]对川西藏东地区 $\delta^{18}\text{O}$ 高程效应进行研究的成果, 其梯度值为 $-0.26\text{‰}/100\text{ m}$, 即高程每增加 100 m, 大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值减少 0.26‰。

由此, 将上述数据 h 为 465 m^[24], ρ 为 -0.26‰ ^[31] 代入公式(3)得到

$$H = \frac{R - (-6.63)}{-0.26} \times 100 + 465. \quad (4)$$

北温泉地下热水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-8.48\text{‰} \sim -7.09\text{‰}$ 之间, 将 $\delta^{18}\text{O}$ 值代入公式(4)计算得出北温泉地下热水的补给高程 H 的范围为海拔 641~1 253 m 的地区。

为了验证氧同位素的高程效应的正确性, 根据氢氧稳定同位素的高程效应相同的原理, δD 值也随地下水补给高程的增高而降低, 一般来说, 海拔每升高 100 m, 大气降水的 δD 值下降 1‰~4‰。同理, 以根据 δD 值计算补给高程的公式为

$$H = \frac{D - (D_1)}{\rho_1} \times 100 + h, \quad (5)$$

式中: H 为要计算地区地下热水补给区高程; D 为研究区地下热水的 δD 值; D_1 为地表水的 δD 值, 青木关暗河出口水的 δD 值为 $-49.86\text{‰} \sim -46.08\text{‰}$ ^[32], 取平均值为 -48.05‰ 做为 D_1 , h 为地表水水样点的补给高程, 依旧是青木关北侧岩溶湖 465 m^[24]; ρ_1 为大气降水氘同位素梯度值。根据郑淑慧等对我国大气降水的氢同位素的研究^[28], 综合昆明、西安、武汉、广州等地的 δD 值的平均值和海拔, 进行加权平均, 得到大气降水氘同位素梯度值为 -1.12‰ 。将这些值代入公式(5)得到公式(6)。

$$H = \frac{D - (-48.05)}{-1.12} \times 100 + 465. \quad (6)$$

北温泉自然出露地下热水的 δD 值大小为 $-55.46\text{‰} \sim -53.26\text{‰}$, 代入公式(6)中计算得出补给高程为海拔 930~1 206 m 的地区, 这与根据氧同位素的高程效应计算出来的补给高程 641~1 253 m 的地区相近。温塘峡背斜缙云山主峰仅有 800 多米, 而温塘峡背斜位于川东平行岭谷末梢, 其北端为华蓥山, 海拔达到 2 000 多米, 出露的地层从奥陶纪到三叠纪, 岩溶地区广泛出露。根据四川盆地东部边缘地带构造和计算出的北温泉地下热水的补给高程, 结合长江、嘉陵江对背斜内地下水循环的控制, 研究认为北温泉地下热水的主要补给来源为川东平行岭谷各背斜构造内的岩溶槽谷出露区和北端华蓥山地区的岩溶出露区, 主要是北端的岩溶出露区。

4.2 在线监测确定外源水补给

2008 年 5 月 12 日, 距离北温泉四百多千米的汶川发生 8.0 级地震, 地震后, 北温泉水量增大了 15 L/s, 表明地下热水含水层或者上升途径受远场大震的影响, 而在震后水量增大的同时, 各泉点水温都下降 1℃, 说明有外源水进入观测含水层。在水量和水温同震响应的同时, 北温泉水 Fe、Mn 浓度的有相应变化: 震前 Fe、Mn 的质量浓度分别为 0.05~0.15 mg/L 和 0.02~0.03 mg/L。5 月 12 日下午地震后, Fe、Mn 的质量浓度分别为 2.00~2.21 mg/L 和 0.11~0.19 mg/L, 之后 Fe、Mn 的质量浓度又逐步降低, 到 7 月 4 日, 基本恢复地震前的水平。造成此现象的原因主要是下渗的冷水中含有较高的 Fe、Mn 离子, 与北温泉所在区域地下热水含水层上覆地层中分布有大量含有赤铁矿的粘土岩(綦江式铁矿)相吻合, 由此表明受区域地质背景和环境因素的影响, 地下热水在含水层中或者在上升过程中, 有外源水的混入, 且在受地球内力的作用下表现更为明显^[11-12]。为了更好地研究这个问题, 在北温泉安装了在线监测水温水量等信息的 CDTP300 进行监测。

4.2.1 在线监测数据校准

在使用数据前, 首先要对在线安装的 CDTP 仪器所测的水位和实际水位进行校正, 拟合出正确的计算公式, 通过计算将 CDTP 所测水位转换为实际水位。由于探头所处位置与马歇尔槽水量计算公式处相差 0.15 m(如表 3), 所以仪器值要扣除位置高差, 以便计算。

表 3 北温泉水位数据
Table 3 Water Level data of Beiwenguan

时间	仪器值/m	扣除位置高 差值 0.15/m	实测值/m
2008-10-27	0.740 0	0.590 0	0.365 0
2008-11-08	0.747 0	0.597 0	0.367 0
2008-11-09	0.749 0	0.599 0	0.330 0
2008-12-10	0.746 0	0.596 0	0.335 9
2008-12-21	0.745 0	0.595 0	0.353 0
2009-01-19	0.740 0	0.590 0	0.365 3
2009-02-09	0.740 0	0.590 0	0.367 5
2009-03-08	0.759 5	0.609 5	0.367 0
2009-03-09	0.750 7	0.600 7	0.366 5
2009-04-06	0.733 5	0.583 5	0.370 1
2009-04-30	0.598 9	0.448 9	0.367 9
2009-05-28	0.668 3	0.518 3	0.366 8
2009-06-02	0.665 3	0.515 3	0.363 7
2009-06-08	0.684 0	0.534 0	0.347 8
2009-10-01	0.626 7	0.476 7	0.347 1
2010-01-19	0.700 0	0.550 0	0.337 6
2010-01-28	0.690 0	0.540 0	0.330 8
2010-03-13	0.620 0	0.470 0	0.330 8
2010-03-24	0.598 9	0.448 9	0.360 0

将扣除探头位置的仪器值与实测水位数据值进行分析,发现具有很好的相关关系,如图 3 所示。相关系数 $r=0.91$,仪器值与实测数据值之间的关系为:实际值 $=0.221+0.244 6 \times$ 扣除高差位置后的仪器值。因此,在后面的数据计算中,CDTP 所测得的水位,通过此公式计算得出实际水位,北温泉实际水位在 $0.3 \sim 0.37$ m 之间,根据马歇尔槽计算公式,流量 $Q=177.1h_a^{1.55}$ (h_a 为水位),计算得出北温泉的真实流量介于 $2\ 341.8 \sim 3\ 054.25$ m^3 之间。

4.2.2 2009 年、2010 年北温泉水文动态信息分析

根据利用校正公式计算后的自动检测仪器 CDTP 所记录的北温泉地下热水的水文动态信息以及研究区域降雨、气温数据,计算出 2009 年、2010 年春夏秋冬四季的最大值(Max)、最小值(Min)和平均值(Ave)(表 4)。北温泉地区受亚热带季风气候的影响,夏季高温多雨,冬季寒冷干旱,夏季最高温 38.12 $^{\circ}C$,最大降雨量 105.60 mm,冬季最低温为 10.82 $^{\circ}C$,降雨量最高为 5.82 mm。而温泉水的水温、电导率、pH 常年比较稳定,水温为 $35.29 \sim 36.69$ $^{\circ}C$,平均值约为 36 $^{\circ}C$,为中低温温泉水,电导率为 $2\ 058.50 \sim 2\ 279.95$ $\mu s/cm$,均值为 $2\ 250$ $\mu s/cm$,是高矿化度水,pH 为 $7.03 \sim 7.29$,为中性水。据前人对重庆地区地下热水的 ^{14}C 同位素年龄测定(不排除死碳),地下热水形成年代的上限均位于 $11\ 000 \sim 13\ 000$ a 之间^[33],因此,地下热水的基本水文特征如流量、pH、电导比较稳定。

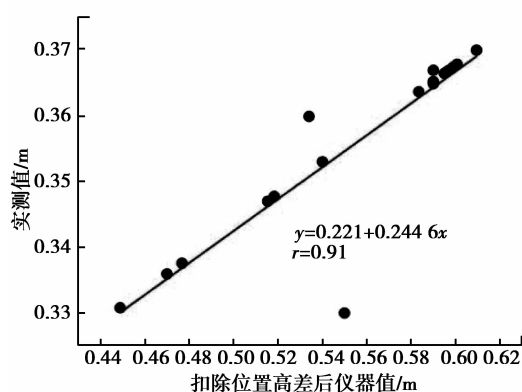


图 3 仪器值与实测数据相关关系图
Fig.3 Correlation diagram of Instrument data and measured data

自然出露的地下热水在地下循环过程中存在与其他含水层的水力联系;或者在其沿裂隙上升并出露地表的过程中,往往有其他水源的混入^[10,34]。川东平行岭谷地区受部分断裂控制,砂岩裂隙,岩溶裂隙众多,地下热水在沿断裂上升的过程中又与沿着裂隙下降的其他冷水的汇合,最终以上升泉的形式出露地表^[35-36],使得外源水的混入更加明显。图 4 为北温泉地下热水 2009 年和 2010 年两年的水文动态图,北温泉 2009 年的流量高于 2010 年的流量,2009 年流量最大值为 3 145.29 m³,最小值为 2 058.5 m³,2010 年最大值为 3 054.25 m³,最小值为 2 060.82 m³。这主要是受汶川地震影响,北温泉流量于 2008 年 5 月 28 日后增大,到 7 月 12 日达到最大值后慢慢减小。北温泉位于温塘峡背斜核部,嘉陵江深切峡谷南侧须家河组砂岩地区,温泉出露地区主要地质构造为一条北偏东 10°,倾角 70°的断裂带,周围岩层中出露有舒缓坡状带,球状风化,碎裂岩化等现象,表明此处构造活动强烈,裂隙发育密集。地震后更是引起了北温泉一带岩石裂隙的增多和增大,海拔高度 262 m 处的 3 个水量较小的温泉出水点改变通道下渗,同时引起赋存于孔隙或裂隙中的水短时间、短距离的运移,导致低处北温泉主要水点水量增加^[12]。地震时的水量变化表明北温泉水的水量与浅层地下水有一定的水力联系。同时,北温泉水的流量均大于 2 000 m³/d,与降雨量的情况刚好相反,北温泉流量呈现春冬季节偏高,夏秋季节偏低的现象。表明北温泉地下热水的补给除了大部分源源不断的来自于储水层循环水之外,还有少部分是来源于岩溶槽谷区浅层地下水和雨水的补给,而这部分补给水造成了地下热水的流量和当地降雨量之间存在一定的滞后关系,且此滞后是以半年为周期。

表 4 北温泉 2009 年、2010 年季节性水文信息

Table 4 Seasonal hydrological information of Beiwenquan in 2009 and 2010

	2009 年						2010 年						
	水量/ (m ³ ·d ⁻¹)	水温/ ℃	电导率/ (μs·cm ⁻¹)	降雨量/ (mm·d ⁻¹)	气温/ ℃	pH	水量/ (m ³ ·d)	水温/ ℃	电导率/ (μs·cm ⁻¹)	降雨量/ (mm·d ⁻¹)	气温/ ℃	pH	
春季	Max	3 295.98	36.27	2 250.71	32.60	24.90	7.13	2 955.65	36.17	2 276.76	18.00	25.94	7.11
	Min	2 936.05	36.02	2 208.34	0.00	6.78	7.03	2 687.35	35.89	2 206.49	0.00	5.55	7.06
	Ave	3 110.85	36.22	2 240.59	2.42	15.28	7.08	2 809.69	36.05	2 232.56	1.99	15.18	7.08
夏季	Max	3 129.16	36.34	2 252.71	105.60	38.12	7.70	2 798.66	36.30	2 279.95	67.40	37.34	7.14
	Min	2 754.54	35.29	2 058.50	0.00	17.49	7.03	2 341.80	35.06	2 060.82	0.00	19.46	7.04
	Ave	2 858.17	36.18	2 227.95	5.65	22.62	7.06	2 527.10	36.11	2 249.89	4.52	26.27	7.10
秋季	Max	3 169.32	36.69	2 241.04	39.60	31.20	7.13	2 777.66	36.25	2 282.36	37.20	30.87	7.27
	Min	2 684.89	36.15	2 207.52	0.00	2.86	7.04	2 500.87	35.92	2 256.15	0.00	10.20	7.13
	Ave	2 905.39	36.27	2 218.39	1.33	16.36	7.08	2 646.37	36.05	2 269.07	2.57	20.59	7.19
冬季	Max	3 145.29	36.69	2 232.40	5.80	13.06	7.13	3 054.25	36.08	2 267.49	15.20	10.82	7.29
	Min	2 901.51	36.10	2 218.04	0.00	2.90	7.06	2 776.67	35.88	2 257.41	0.00	0.25	7.24
	Ave	3 051.72	36.19	2 228.07	0.43	7.38	7.10	2 939.96	35.96	2 262.64	—	—	7.27

4.2.3 2009 年 6 月、2010 年 7 月自动监测数据分析

为更好的研究地表水与温泉水之间的相互关系,将图 4 中灰色部分放大,如图 5。图 5 为 2009 年 6 月 8 日到 7 月 10 日期间的北温泉水的流量、温度、pH 值以及电导率和北温泉地区的降雨量的对应图,详细地表述了一个月期间的水文动态变化特征。图 5(a)中为 2009 年 6 月初一场降雨后,北温泉地下热水的电导率、水温、pH 和流量都产生异常波动,有可能是外界因素或仪器自身因素导致的误差。但是图 5(b)不同,2010 年 7 月份降雨比较大的日期有 7 月 4 日、5 日、10 日,而在此降雨中,温泉水 pH 变化不明显。直到 7 月 5 日到 12 日第一次出现水温降低由 36.25 ℃下降到 36.05 ℃,然后又升高到了 36.25 ℃;紧接着 7 月 16 日到 21 日第二次出现水温的降低,由 36.25 ℃降低到 36.05 ℃;同时,电导率在此两个时间段比该月其他时间段降低了 10~20 μs/cm,分别由原来的 2 270 μs/cm 降到了 2 255 μs/cm。这应该是降雨引起的稀释效应的体现。由此,认为 7 月初的降雨引起的温泉水水温和电导的变化是在 7 月 16 日到 21 日,延迟了半个月左右。

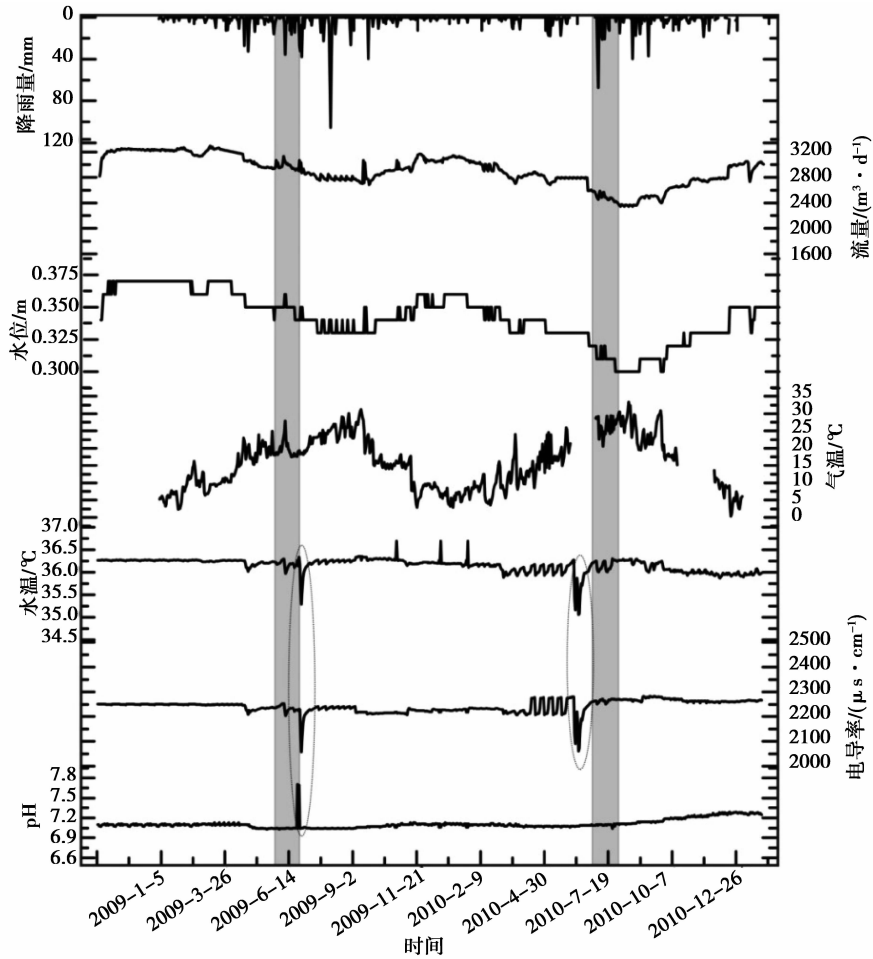


图 4 北温泉地下热水 2009—2010 年水文动态信息图

Fig.4 Real-time hydrochemical measurements of Beiwenquan in 2009-2010

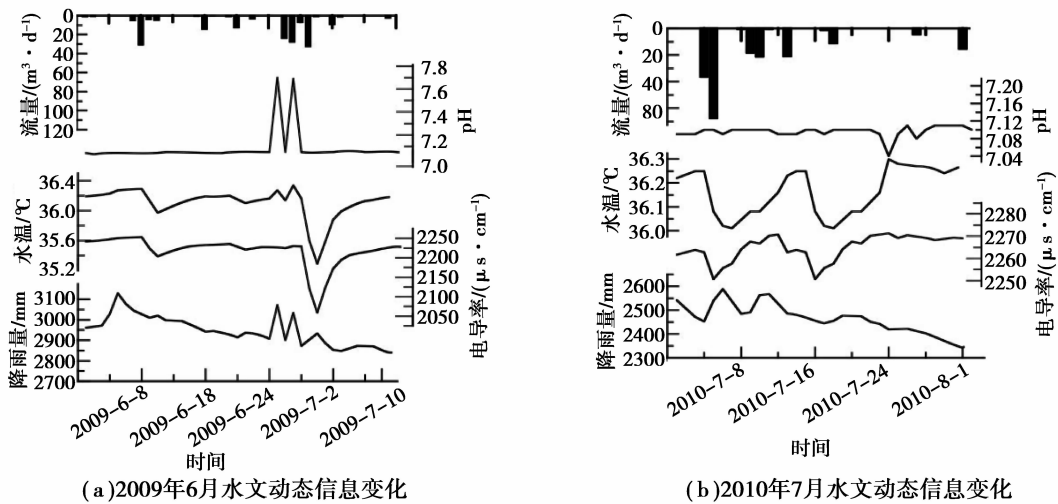


图 5 2009 年 6 月和 2010 年 7 月北温泉地下热水的水文动态信息变化

Fig.5 Real-time hydrochemical measurements of BWQ on June 2009 and July 2010

早在 20 世纪 80 年代,重庆市南江水文地质调查队就对北温泉自然出露泉点的流量、水温和当地的降雨量、气温进行手动记录、对比研究(图 6),研究发现出露的温泉水水温相当稳定,但是其流量在当地一场降雨之后会有一定的变化,即 7 月 2 日降雨之后,7 月 23 日流量才发生波动变化;8 月 13 日降雨后,8 月 27 日温

泉水流量升高,滞后时间 14~21 d。这表明,在单场降雨后,北温泉地下热水的流量会有一些的滞后变化。地下热水在运移上升的过程中,往往会受到地表水的影响,单场降雨对温泉水水量也有一些的影响,会导致温泉水电导率的下降,水量的增加,当上覆砂岩水由于降雨作用增多时,会沿裂隙或者断裂带进入上升的地下热水中,从而导致水量、水温以及电导率的微弱变化。

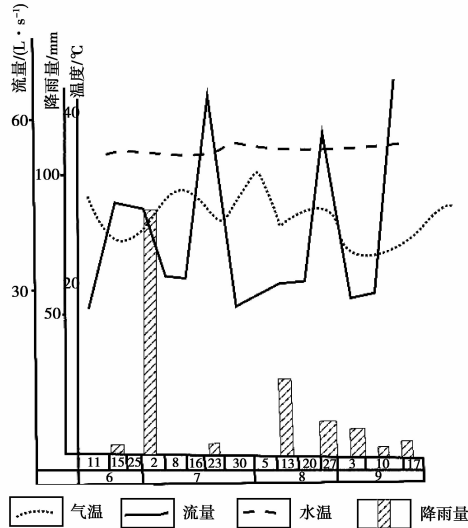


图 6 1980 年代某年夏季北温泉地下热水水文动态信息变化图

Fig.6 The real-time hydrochemical measurements in summer of BWQ in 1980's

4.3 小 结

以同位素方法和实时在线监测方法对重庆北温泉泉水进行的研究认为:在川东平行岭谷区,由于其主要为三叠系嘉陵江组和雷口坡组的石灰岩,白云岩,在地下水的运移过程中不停的溶蚀,形成大量的岩溶洞穴以及岩溶通道、裂隙等,从而为地热水提供了良好的运移通道和储存空间,地下热水是由区域流动系统形成,补给机制应该为(图 7):1)在高程 460~1 613 m 的川东平行岭谷北端的灰岩裸露区或构造有利地段和川东平行岭谷的岩溶槽谷内,温度较低的大气降水入渗补给岩溶水系统并经历了较长的流动途径和地下滞留时间,形成具有一定的稳定流量的地下热水,水文地球化学特征常年保持不变;2)处于良好的封闭还境中的岩溶水,在长时间长距离的径流过程中,部分岩溶热水在断裂带上或者是大江大河深切峡谷时受阻,向上运动,受到背斜内的岩溶槽谷区浅部岩溶地下冷水和部分砂岩裂隙水的补给。

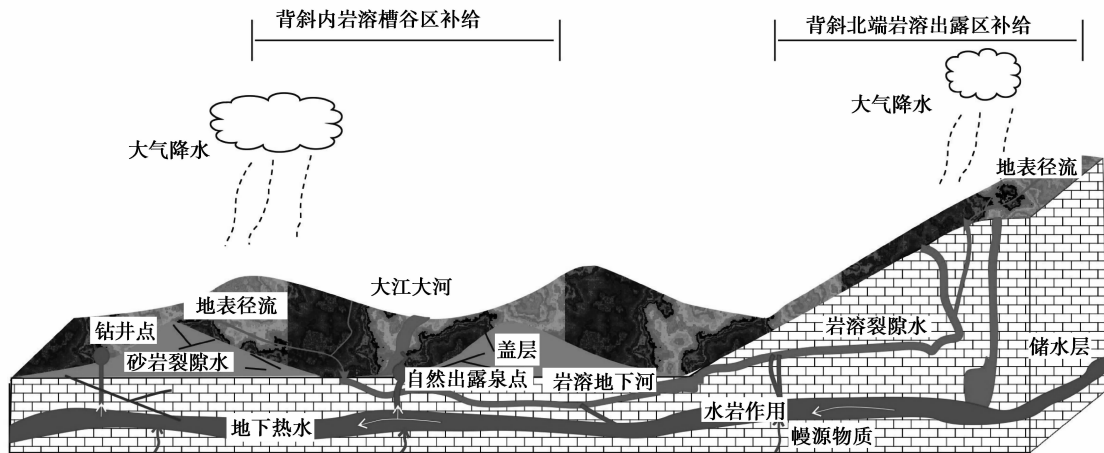


图 7 地下热水来源与补给机制示意图

Fig.7 Schematic diagram of the origin and recharge mechanism of geothermal water

5 结 论

1) 重庆市北温泉泉水的水化学特征为 pH 值呈中性,电导率较高,水温 35~37 °C 之间,属浅层中低温地下热水,其主要阳离子为 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} ,主要阴离子为 SO_4^{2-} 和 HCO_3^- ,水化学类型为 $\text{SO}_4\text{-Ca(Mg)}$ 型。

2) 北温泉地下热水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -8.48‰ ~ -7.09‰ 之间, δD 值大小为 -55.46‰ ~ -53.26‰ ,计算出补给高程为海拔 641~1 206 m 的地区,根据四川盆地东部边缘地带构造和补给区高程,认为北温泉地下热水的主要补给来源为川东平行岭谷各背斜构造内的岩溶槽谷出露区和北端的岩溶出露区,主要是北端的岩溶出露区。

3) 北温泉水在长时间范围内其水文地球化学特征变化幅度不大,北温泉温泉水水量雨季偏低,旱季偏高,一场降雨对自然出露的地下热水水文信息的变化有较小的影响,温泉水水量的变化和当场降雨量的变化存在一定的滞后,滞后时间为半个月左右。表明地下热水的补给除了绝大部分来源于长时间长距离的地下含水层循环外,还有少部分是来源于岩溶槽谷区浅层地下水和雨水的补给。

4) 地下热水的来源为大气降水,其补给主要是川东平行岭谷北端的岩溶出露区及川东平行岭谷内的岩溶槽谷区,除了大气降水进入含水层,经过长时间长距离的运移形成具有稳定水文地球化学特征的地下热水外,地下热水在出露地表过程中还有岩溶地下冷水和砂岩裂隙水的补给。

致谢:感谢西南大学地理科学学院同位素实验室和中国地质科学院岩溶地质研究所在同位素测试中提供的帮助,感谢西南大学地理科学学院水化学分析室的老师和同学提供的帮助,同时感谢伍坤宇、王鹏在野外监测和分析测试中提供的帮助,感谢陈展图在文章撰稿过程中的帮助,感谢审稿老师和编辑老师提供的意见和帮助。

参考文献:

- [1] White D E. Subsurface waters of different origins[C]// Extended Abstracts of Fifth International Symposium on Water-rock Interaction. Reykjavik: Orkustofnun, 1986: 629-632.
- [2] Pastorelli S, Marini L, Hunziker J. Chemistry, isotope values (δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$) and temperatures of the water inflows in two Gotthard tunnels, Swiss Alps[J]. Applied Geochemistry, 2001, 16(6): 633-649.
- [3] Barragán R M, Arellano V M, et al. Isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, δD) patterns in Los Azufres (Mexico) geothermal fluids related to reservoir exploitation[J]. Geothermics, 2005, 34(4): 527-547.
- [4] 肖汉全. 川南地下热水资源研究及其开发利用[J]. 四川地质学报, 2009, 29(2): 180-182.
XIAO Hanquan. Utilization of geothermal resources in south Sichuan[J]. Acta Geologica Sichuan, 2009, 29(2): 180-182. (in Chinese)
- [5] 马致远, 王心刚, 苏艳, 等. 陕西关中盆地中部地下热水 H、O 同位素交换及其影响因素[J]. 地质通报, 2008, 27(6): 888-895.
MA Zhiyuan, WANG Xingang, SU Yan, et al. Oxygen and hydrogen isotope exchange and its controlling factors in subsurface geothermal waters in the central Guanzhong basin, Shaanxi, China[J]. Geological Bulletin of China, 2008, 27(6): 888-895. (in Chinese)
- [6] 张保建, 沈照理, 乔增宝, 等. 聊城市东部岩溶地热田地下热水水化学特征及成因分析[J]. 中国岩溶, 2009, 28(3): 263-269.
ZHANG Baojian, SHEN Zhaoli, QIAO Zengbao, et al. Analysis on hydro-chemical features and origin of the hot spring in karst geothermal field, east Liaocheng city [J]. Carsologica Sinica, 2009, 28(3): 263-269. (in Chinese)
- [7] 姜规模, 吴群昌. 西安市地下热水资源可持续开发利用探讨[J]. 地质与资源, 2009, 18(3): 210-215.
JIANG Guimo, WU Qunchang. Study on the sustainable development and utilization of geothermal water resources in Xi'an city[J]. Geology and Resources, 2009, 18(3): 210-215. (in Chinese)
- [8] 漆继红, 许模. 西藏盐井地区地下热水水化学特征差异分析[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2008, 35(5): 580-586.
QI Jihong, XU Mo. An analysis of the hydrogeochemical characteristics for the hot underwater in Yanjing of Tibet, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology(Science & Technology Edition), 2008, 35(5): 580-586. (in Chinese)

- [9] Cortecchi G, Dinelli E, Lucchini F, et al. Hydrogeochemical and isotopic investigations in the abandoned Fe-Cu mine of Libiola (northern Italy)[C]//“Water-Rock Interaction” Proceedings of the 10th International Symposium on Water-Rock Interaction-WRI-10, Villasimius, Italy, 10-15 June, 2001. Lisse; Balkema Publishers Ltd, 2001;1197-1200.
- [10] Satoru N, George I, Yuji S. Radon, Cl⁻ and SO₄²⁻ anomalies in hot spring water associated with the 1995 earthquake swarm off the east coast of the Izu Peninsula, central Japan[J]. Applied Geochemistry, 1998, 13: 89-94.
- [11] 肖琼, 沈立成, 袁道先, 等. 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, 2009, 28(4): 385-390.
XIAO Qiong, SHEN Licheng, YUAN Daoxian, et al. Response of the Beiwenguan hot spring's hydrochemical features in Chongqing to the Wenchuan earthquake of magnitude 8.0 in Sichuan[J]. Carsologica Sinica, 2009, 28(4): 385-390. (in Chinese)
- [12] 肖琼, 沈立成, 陈展图. 水温突降-缓升型的响应机理之冷水下渗学说的研究——以重庆北温泉水 Fe³⁺、Mn²⁺ 对汶川地震的响应为例[J]. 中国地质, 2009, 36(6): 1405-1413
XIAO Qiong, SHEN Licheng, CHEN Zhantu, et al. Researches on the cold water infiltration theory for the response mechanism of sudden drop-slow rise type of water temperature; a case study of Fe³⁺, Mn²⁺ variation in Beiwenguan hot spring of Chongqing associated with the Wenchuan Earthquake[J]. Geology in China, 2009, 36(6): 1405-1413. (in Chinese)
- [13] 高娟, 李贵宝, 华璐. 地表水环境监测进展与问题探讨[J]. 水资源保护, 2006, 22(1): 5-8.
GAO Juan, LI Guibao, HUA Luo. Development and problems of surface water environment monitoring[J]. Water Resources Protection, 2006, 22(1): 5-8. (in Chinese)
- [14] Valentino G M, Stanzione D. Geochemical monitoring of the hermal waters of the Phlegraean Fields[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2004, 133: 261-289.
- [15] 郭占荣. 地下水动态监测存在问题及对策[J]. 地下水, 1996, 18(4): 138-140.
GUO Zhanrong. Countermeasures and issues on dynamic monitoring of groundwater[J]. Ground Water, 1996, 18(4): 138-140. (in Chinese)
- [16] 汪秀岩, 霍世强, 吕艳辉, 等. 浅谈地下水动态监测管理[J]. 地下水, 2004, 26(1): 52-54.
WANG Xiuyan, HUO Shiqiang, Lü Yanhui, et al. Introduction to the dynamic monitoring of groundwater management[J]. Ground Water, 2004, 26(1): 52-54. (in Chinese)
- [17] 杨平恒, 罗鉴银, 袁道先, 等. 降雨条件下岩溶槽泉水的水文地球化学特征[J]. 水利学报, 2009, 40(1): 67-75.
YANG Pingheng, LUO Jianyin, YUANG Daoxian, et.al. Response of spring water hydrochemical behaviors to rainfall in karst subterranean river system[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2009, 40(1): 67-75. (in Chinese)
- [18] 胡克定. 重庆市北温泉危岩带特征与防治对策[J]. 中国地质灾害与防治学报, 1995, 6(3): 57-62.
HU Keding. The Characteristics of dangerous rock zone of Beiwenguan in Chongqing city and its control countermeasures[J]. The Chinese journal of geological hazard and control, 1995, 6(3):57-62. (in Chinese)
- [19] 重庆市水文地质调查队. 重庆市 1:5 万区域水文地质报告[R]. 重庆: 出版者不详, 2003.
The Hydrogeology Survey Team in Chongqing. The report of 1:50000 regional hydrogeology in Chongqing [R]. Chongqing: [S.n.], 2003. (in Chinese)
- [20] 杨雷. 重庆市温塘峡背斜地下热水水文地球化学特征研究[D]. 重庆: 西南大学, 2012.
YANG Lei. Study on hydrogeochemical features of the thermal water at Wentang Gorge anticline in Chongqing, China[D]. Chongqing: Southwest University, 2012. (in Chinese)
- [21] Wang C Y, Wang C H, Manga M. Coseismic release of water from mountains; Evidence from the 1999 (Mw= .5) Chi Chi earthquake, Taiwan[J]. Geology, 2004, 32(9): 769-772.
- [22] 林雄. 四川盆地三叠系嘉陵江组沉积-成岩特征与孔隙演化关系研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2011.
LIN Xiong. Study on the relationship between reservoirs rocks characteristics and sedimentary-diagenesis evolution of Triassic Jialingjiang Formation in Sichuan basin[J]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2011. (in Chinese)
- [23] 罗祥康. 重庆市地下热水开发利用条件的初步研究[J]. 四川地质学报, 1987, 7(1): 58-65.
LUO Xiangkang. Areliminary study of underground thermal water exploitation in Chongqing[J]. Acta Geologica Sichuan, 1987, 7(1): 58-65. (in Chinese)
- [24] 罗云菊, 刘东燕, 许模. 重庆地下热水径流特征研究[J]. 地球与环境, 2006, 34(1):49-54.
LUO Yunju, LIU Dongyan, XU Mo. Study on the geothermal water runoff in Chongqing[J]. Earth and Environment, 2006, 34(1): 49-54. (in Chinese)

- [25] 罗云菊,刘东燕,刘新荣. 重庆南温泉背斜地下热水系统的探讨[J]. 重庆大学学报(自然科学版), 2006, 29(3): 131-135.
LUO Yunju, LIU Dongyan, LIU Xinrong. Research on sustainable exploration of the geothermal water in Nanwenquan anticline of Chongqing[J]. Journal of Chongqing University(Natural Science Edition), 2006, 29(3): 131-135. (in Chinese)
- [26] 肖琼,沈立成,袁道先,等. 利用 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{34}\text{S}$ 示踪重庆都市圈地下热水循环过程[J]. 重庆大学学报, 2011, 34(5): 87-93.
XIAO Qiong, SHEN Licheng, YUAN Daoxian, et al. Tracing the cycle process of hot springs in the Chongqing metropolitan using $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{34}\text{S}$ isotopic techniques[J]. Journal of Chongqing University, 2011, 34(5): 87-93. (in Chinese)
- [27] 李大通,张之淦. 核技术在水文地质中应用指南[M]. 北京:地质出版社,1990.
LI Datong, ZHANG Zhigan. Guidebook on nuclear techniques in hydrology[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1990. (in Chinese)
- [28] 郑淑蕙,侯发高,倪葆龄,等. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研究[J]. 科学通报, 1983(13): 801-806.
ZHEN Shuhui, HOU Fagao, NI Baoling. Study on the hydrogen and oxygen stable isotopes in meteoric precipitation of China [J]. Chinese Science Bulletin, 1983(13): 801-806. (in Chinese)
- [29] 李廷勇,李红春,沈川洲,等. 重庆2006—2008年大气降水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 特征初步分析[J]. 水科学进展, 2010, 21(6): 757-764.
LI Tingyong, LI Hongchun, SHEN Chuazhou, et al. Study on the δD and $\delta^{18}\text{O}$ characteristics of meteoric precipitation during 2006-2008 in Chongqing, China[J]. Advances in Water Science, 2010, 21(6): 757-764. (in Chinese)
- [30] 王恒纯. 同位素水文地质概论[M]. 北京:地质出版社,1991:156-157.
WANG Hengchun. Introduction to isotope hydrogeological[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991: 156-157. (in Chinese)
- [31] 于津生,张鸿斌,虞福基,等. 西藏东部大气降水氧同位素组成特征[J]. 地球化学, 1980(2): 113-121.
YU Jinsheng, ZHANG Hongbin, YU Fuji, et al. Oxygen isotopic composition of meteoric water in the eastern part of Tibet[J]. Geochimica, 1980(2): 113-121. (in Chinese)
- [32] 杨平恒. 岩溶管道含水介质中的水文地球化学特征及悬浮颗粒物运移规律——以重庆青木关地下河系统为例[D]. 重庆:西南大学,2010.
YANG Pingheng. The hydrogeochemical characteristics and transportation of suspended particle matters in Qingmuguan underground river system, Chongqing, China[D]. Chongqing: Southwest University, 2010. (in Chinese)
- [33] 李鸿举. 重庆小泉宾馆地下热水的水文地质特征及利用条件[J]. 四川地质学报, 1987, 7(1): 21-27.
LI Hongju. Hydrogeological characteristics and utilization conditions of underground thermal water of xiaoquan hotel in Chongqing[J]. ActaGeologica Sichuan, 1987, 7(1): 21-27. (in Chinese)
- [34] 叶思源,孙继朝,姜春永. 水文地球化学研究线状与进展[J]. 地球学报, 2002(23): 477-482.
YE Siyuan, SUN Jichao, JIANG Chunyong. Current situation and advances in hydrogeochemical researches[J]. Acta Geoscientia Sinica, 2002(23): 477-482. (in Chinese)
- [35] 袁道先,蔡桂鸿. 岩溶环境学[M]. 重庆:重庆出版社,1988: 332.
YUAN Daoxian, CAI Guihong. Karst environment science[M]. Chongqing: Chongqing Publishing House, 1988: 332. (in Chinese)
- [36] 袁道先. 中国岩溶学[M]. 北京:地质出版社,1993: 14-20.
YUAN Daoxian. China karstology[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993: 14-20. (in Chinese)