

宜宾市巡司场地下水径流路径探析

王梅, 许模, 范辰辰, 肖斌, 赵瑞

(成都理工大学 地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室, 成都 610059)

摘要: 巡司场位于四川南部宜宾市境内, 区域上属于四川盆地南缘山地与云贵高原过渡带, 岩溶发育强烈, 地下水露头密集分布。通过分析水文地质条件、各水点的水化学组分、氢氧同位素组成等资料, 初步确定了研究区地下水径流模式, 进而采用水文地球化学模拟方法(Phreeqc 反向模拟技术)对结果进行验证分析, 最终明确了小鱼洞暗河、凉风洞暗河以及温泉水的径流路径, 发现三者相互独立, 不存在水力联系, 模拟结果与水化学、氢氧同位素分析结果基本一致。研究成果对巡司场地区的地下水开发利用以及工程建设具有重要参考意义。

关键词: 巡司场; 凉风洞; 径流路径; 水化学组分; 温泉; Phreeqc; 反向模拟

中图分类号: P641 **文献标识码:** A **文章编号:** 1672-1683(2014)02-0097-05

Flow Path of Groundwater in Xunsichang of Yibin

WANG Mei, XU Mo, FAN Chen chen, XIAO Bin, ZHAO Rui

(State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: Xunsichang is located in Yibin City of south Sichuan, where belongs to the transition zone between the southern margin of Sichuan Basin and Yunnan Guizhou Plateau with strongly developed karst and densely distributed groundwater outcrop. In this paper, the hydrogeological conditions, chemical composition of groundwater, and oxygen and hydrogen isotope data were analyzed to identify the groundwater flow path model in this area, and then the hydrogeochemical modeling method (Phreeqc reverse modeling technique) was used to verify the results. The runoff flow paths of Xiaoyudong ground river, Liangfengdong ground river, and hot spring were determined, which suggested there are no hydraulic connection between them. The simulation results were similar to those obtained from the hydrochemical and isotopic analysis. The results are of important significance for the groundwater exploitation and engineering construction in Xunsichang area.

Key words: Xunsichang; Liangfengdong; runoff path; water chemical composition; hot springs; Phreeqc; reverse simulation

地下水径流路径的研究不仅对区域内工程施工安全有非常大的影响, 同时在水资源开发利用、保护以及溶洞旅游资源开发等方面都显得十分必要。近年来, 反向模拟技术在建武向斜地下水系统划分^[1]、重庆南北温泉间水力联系研究^[2]、圆梁山隧道岩溶发育强度研究^[3]、向斜型蓄水构造地下水径流模式研究^[4]等方面的研究应用取得了良好的成效。

在宜宾市巡司场不到 1 km² 的范围内出露了小鱼洞、大鱼洞、凉风洞、冒水井等水点, 以及巡司温泉、盐井温泉等温热水泉点^[5], 其中小鱼洞和凉风洞为暗河出口, 且凉风洞地下水为当地一级保护饮用水源。区域内地下水露头密集, 类型多样, 而巡司场为宜宾市岩溶旅游开发重镇, 拟建的筠连

—巡司快速通道线路将从该区域穿越, 所以对该区域内的地下水研究尤为重要。本文将利用各泉水水化学组分、同位素等资料进行地下水动力的初步分析, 同时运用水文地球化学反向模拟技术对分析结果进行验证, 以求准确查明地下水径流路径。

1 区域地质概况

巡司场位于四川南部宜宾市境内, 区域上属于四川盆地南缘山地与云贵高原过渡带。区域内地下水均在巡司场附近汇入巡司河内, 属长江支流南广河水系。

研究区属扬子准台地、四川中拗陷区川东南褶皱束, 北东向构造带内。发育有多组大型褶皱及断层构造, 其中对本次研究有重要影响的为沐爱复式向斜、巡司场背斜以及巡司

收稿日期: 2013-09-17 修回日期: 2014-02-16 网络出版时间: 2014-03-10

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/doi/10.13476/j.cnki.nsbdtqk.2014.02.001.html>

作者简介: 王梅(1988-), 女, 四川内江人, 硕士研究生, 主要从事水文地质、环境地质等方面研究。E-mail: 365626361@qq.com

通讯作者: 许模(1963-), 男, 重庆涪陵人, 教授, 博士生导师, 主要从事地质工程、水文地质等方面研究。E-mail: xm@cduet.edu.cn

- 天台寺断层, 见图 1。

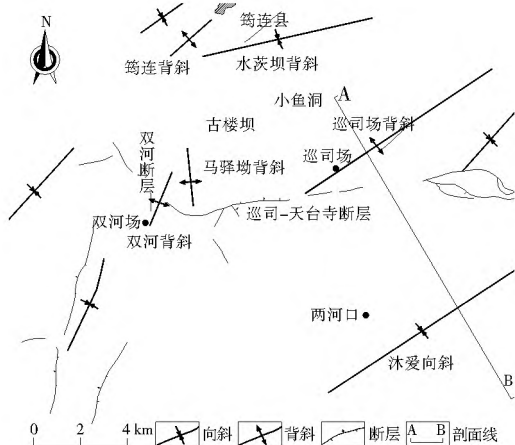


图 1 研究区构造纲要图

Fig. 1 Schematic diagram of structure in the study area

区域内出露地层主要为志留系、二叠系、三叠系及第四系地层。其中第四系以全新统冲洪积、残坡积为主。三叠系地层以雷口坡组、嘉陵江组、飞仙关组灰岩、泥质灰岩、砂泥岩等为主;二叠系地层以宣威组砂泥岩夹煤层、峨眉山玄武岩、阳新灰岩及梁山组碳质页岩夹煤线等为主,志留系以泥岩、泥质粉砂岩、钙质页岩为主。

区内碳酸盐岩地层主要为二叠系下统阳新组(P_{1y})灰岩,以巡司-天台寺断层为界,断层以北,区内碳酸盐岩大面积分布,其中古楼坝及巡司场部分有第四系地层覆盖;断层以南,碳酸盐岩呈南北向条带状分布。阳新组为质纯灰岩,岩溶发育强烈,地表一般形成峰丛-洼地、峰丛-谷地、岩溶峡谷,并且洼地数量多,规模大,地下多发育有大型溶洞,并构成树枝状、放射状的地下管道系统。

2 研究区水文地质条件

区内共有岩溶水点 14 个,分布于河流、溪沟以及坡脚处阳新组(P_{1y})灰岩条带内,见图 2。从平均出露高程来看,

表 1 巡司场主要水点出露特征汇总

Table 1 Summary of the main water outcrop characteristics in Xunsichang area

编号	高程	位置	与河水面高程差	形态	流量/($L \cdot s^{-1}$)	水温($^{\circ}C$)	矿化度	水化学类型
S02	475	苏家湾	57	下降泉	25	18	182	$HCO_3 \cdot SO_4 \cdot Ca$
S03	470	大洞湾	52	暗河入口	/	/		
S06	420	板皮沟	2	天窗	30	16	328	$HCO_3 \cdot SO_4 \cdot Ca$
S04	418	小渔洞	0	暗河出口	250	23	954	$Cl \cdot SO_4 \cdot Na \cdot Ca$
S15	500	龙湾	82	暗河入口	120	10	71	$HCO_3 \cdot SO_4 \cdot Ca$
S09	440	红岩湾	22	溶潭	135	16	189	$HCO_5 \cdot Ca$
S14	431	冒水井	13	下降泉	/	16	173	$HCO_5 \cdot Ca$
S05	429	凉风洞	11	暗河出口	350~1200	16	175	$HCO_5 \cdot Ca$
S08	430	巡司场	12	上升泉	40	52	5795	$SO_4 \cdot Cl \cdot Na$
S10	437	盐井	19	上升泉	/	43	6962	$SO_4 \cdot Cl \cdot Na$

3 地下水径流路径分析

3.1 水化学组分分析

由表 2 分析可知,排泄区各岩溶泉点水化学组分差异较大:S08、S10 为热水,其水化学组分与其余泉点水化学组分

南部地下水约 500 m;北部则约为 470 m,主要出露于古楼坝洼地西侧沿线坡脚地带;巡司河为区域地下水排泄基准面,其平均高程为 418 m。

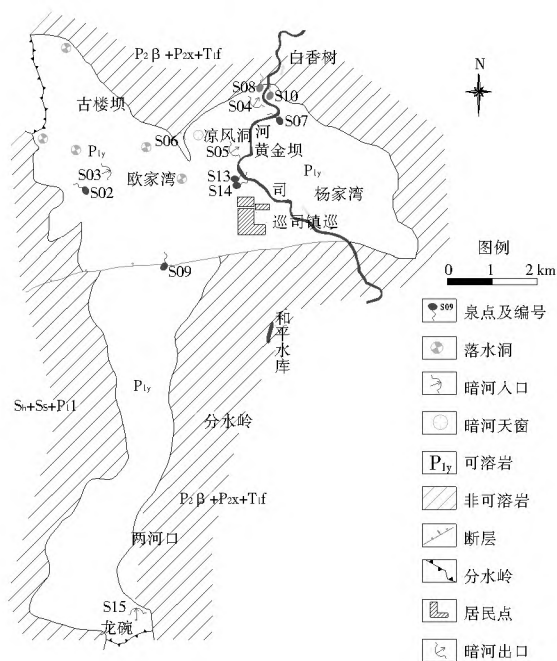


图 2 巡司场岩溶水点分布示意图

Fig. 2 Distribution of Karst water in Xunsichang area

区内地下水流量差异较大,部分水点随季节变化,水温主要集中在 $16^{\circ}C \sim 18^{\circ}C$,热水温度最高 $52^{\circ}C$ 。黄金坝一带为区域地下水集中排泄区,但各泉点矿化度各不相同,小鱼洞矿化度为 954 mg/L ,凉风洞矿化度为 175 mg/L ,而巡司温泉和盐井温泉的矿化度高达 $5795 \sim 6962 \text{ mg/L}$ 。可见地下水矿化度由灰岩条带南端和西侧向东北方向逐渐增大。

研究区内主要岩溶水点出露特征以及各泉点水化学组分和矿物饱和指数情况见表 1,表 2。

具有明显差异,为一单独水化学系统;S14、S05 水化学组分近乎一致,推测两者属于同一地下水系统;S04 中各项水化学组分含量均介于以上 2 个地下水系统之间,独立成为一个地下水系统。可见,虽然黄金坝地区为研究区内地下水集中排泄区,但各排泄点属不同地下水系统。

3.1.1 温泉水系统分析

黄金坝地区温泉水主要来自于其南东面阳新组灰岩中的岩溶水,通过沐爱向斜轴部向北运移形成,受控于沐爱复式向斜承压的古岩溶水蓄水构造,为深循环水^[6]。从表2可知,温泉水 S08、S10 中 SIC、SID 值 > 0, SIG 值 < 0,表明

水中方解石和白云石过饱和,但还可以继续溶解石膏,说明地下水径流作用时间较长,循环条件较弱,交替缓慢,地下水与岩石相对作用时间较长,并混有深部卤水,这也是其矿化度表现较高的原因^[7]。巡司场温泉水水文地质剖面示意图见图3^[8]。

表2 巡司场各岩溶水点水化学组分及矿物饱和指数特征

Table 2 Water Chemical composition and mineral water saturation index characteristics of karst water in Xunsichang area mg/L

编号	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	SIC	SID	SIG
S02	1.3	2.2	61.06	5	143	37.5	2.8	0.2909	-0.2498	-1.9958
S06	1.66	4.58	93.18	11.11	171	126.1	5.23	0.4249	0.1515	-1.3902
S04	3.59	203.1	122	14.6	175	180.7	342.91	0.2081	-0.1826	-1.2738
S15	0.81	1.36	20.89	2.67	49.2	18.4	2.29	-0.2356	-1.2429	-2.6209
S09	1.01	6.53	59.49	4.51	171	28.3	2.94	0.182	-0.5316	-2.1228
S14	0.92	2.03	56.79	5.23	157	26.3	2.78	0.2387	-0.3336	-2.1663
S05	0.97	2.94	56.49	5.37	159	26.3	3.27	0.2216	-0.354	-2.1694
S08	18.51	1719	261	45	183	1645	2014.7	0.4929	0.6697	-0.4989
S10	23.98	2008	336	53.23	189	2021	2425.07	0.3905	0.424	-0.3664

注:表中各水点资料均为2012年12月取样检测获得

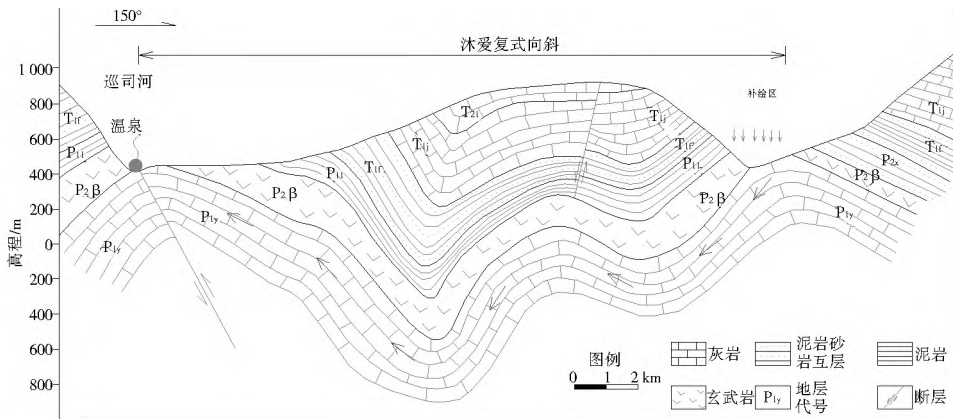


图3 巡司场温泉水文地质剖面示意图

Fig. 3 Cross-sectional hydrogeology of hot springs in Xunsichang area

3.1.2 冷水系统水化学分析

研究区内地下水补给区主要为可溶岩条带南部以及古楼坝洼地,即地下水来自于排泄区以南和以西两个方向。根据其他各泉点水化学组分含量资料, S02、S06 中各水化学组分含量普遍高于 S15、S09, 分别与小鱼洞暗河出口 S04 和凉风洞暗河出口 S05 间水化学组分含量关系相同,所以 S02、S06 属于小鱼洞暗河, S15、S09 属于凉风洞暗河。由此可推测小鱼洞暗河走向为近东西向,其径流路径为:自 S03 进入地下,经 S06 到达 S04 排泄转为地表水,汇入巡司河;凉风洞暗河走向为近南北向,其径流路径为:自 S15 进入地下,经 S09 到达 S05、S14 排泄转为地表水,汇入巡司河。

3.2 同位素分析

大气降水氢氧稳定同位素组成随海拔高程的变化而有规律的变化,此即高程效应^[9]。高程越高,δD、δ¹⁸O 值则越低,而且高程与 δD、δ¹⁸O 之间存在很好的线性关系。利用这一特点,可计算地下水系统的平均入渗补给高程^[10]。根据研究区岩溶水点¹⁸O 的高度效应,推算其补给高程见表3。

表3 巡司场部分岩溶水点补给高程推算

Table 3 Calculated recharge elevation of karst water in Xunsichang area

岩溶点编号	δD(VSM OW)(‰)	δ ¹⁸ O(VSMOW)(‰)	推算补给高程/m	取样高程/m	补给区-排泄点高程差/m
S04	-49.4	-7.62	535	418	117
S05	-47.7	-7.72	573	429	144
S06	-38.5	-7.49	485	420	65
S10	-56.8	-8.82	996	437	559
S14	-48.3	-7.79	600	431	169

根据表3可知, S10 补给高程约为 990 m, 高于巡司河左岸可溶岩出露高程 100~150 m, 所以温泉水补给区位于巡司河右岸, 再次验证了温泉水来自于南东面沐爱向斜的深部循环水的观点。S05、S14 补给高程为 570~600 m, S04、S06 补给高程为 480~530 m, 前者补给高程范围明显高于后者, 说明两者补给来源不同, 分别属于不同暗河系统, 与水化学组份分析结果一致。同时根据同位素富集程度 δD、δ¹⁸O 值的变化, S06 至 S04 以及 S05 至 S14 过程中 δ 值均在减小, 这与地下水径流路径一致。S04 为小鱼洞暗河水出口, 由于其

位置靠近温泉水排泄位置,在出口处混合有温泉水,故其 δD 、 $\delta^{18}O$ 值在从 S06 径流至该位置过程中发生较大变化。

4 水文地球化学模拟

根据巡司场各岩溶水点水化学特征,本次研究采用了美国地质调查局开放式软件 Phreeqc(Interactive 2.8)分别对小鱼洞暗河、凉风洞暗河地下水系统进行地球化学反向模拟,同时对巡司场温泉水系统与两暗河水间关系进行验证,从而确定各地下水系统径流路径。

4.1 模拟路径选择

如前文分析,凉风洞暗河、小鱼洞暗河分别属于不同地下水系统,各自独立。模拟过程选取了小鱼洞暗河系统中 S02、S06、S04,和凉风洞暗河系统中 S15、S09、S05、S14,以及温泉水 S08、S10 作为此次模拟的代表性泉点。其中小鱼洞暗河地下水系统模拟路径为: $S02 \rightarrow S06$ 、 $S02 \rightarrow S04$ 、 $S06 \rightarrow S04$,凉风洞暗河地下水系统模拟路径为: $S15 \rightarrow S09$ 、 $S09 \rightarrow S05$ 、 $S15 \rightarrow S05$ 、 $S15 \rightarrow S04$ 、 $S09 \rightarrow S14$,温泉水系统模拟路径为: $S06 \rightarrow S08$ 、 $S06 \rightarrow S10$ 、 $S09 \rightarrow S08$ 、 $S09 \rightarrow S10$ 、 $S02 \rightarrow S08$ 、

$S02 \rightarrow S10$ 、 $S15 \rightarrow S08$ 、 $S15 \rightarrow S10$ [11]。

4.2 模拟参数选择

根据研究区地层特征和不断调试,最终选取的可能发生的矿物相有:石盐、石膏、白云石、方解石、钾长石、钠长石、高岭石和蒙脱石。由于阳新组碳酸盐岩直接裸露于地表,为开放一半开放体系,地下水中有游离 CO_2 存在,故将 $CO_2(g)$ 作为一个可用矿物相 [12]。模拟的初始水温 and 终止水温以及 pH 值、水化学常量组分均以实测值为准,不确定度设置为 $0.08^{\text{④}}$ 。

4.3 模拟结果分析

模拟结果显示,在设定的矿物相和不确定度条件下,小鱼洞暗河地下水系统和凉风洞暗河地下水系统初始溶液及终止溶液的混合比为 1:1,说明其路径成立。在凉风洞暗河路径上,初始溶液中方解石未达到饱和状态,在地下水流动过程中,溶解了 CO_2 ,使方解石继续溶解,在凉风洞暗河出口处地下水中达到饱和 [13]。小鱼洞暗河系统和凉风的暗河系统各模拟路径矿物转化量见表 4。(表中“+”表示溶解,“-”表示沉淀):

表 4 模拟计算矿物转化量

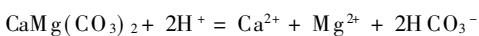
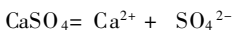
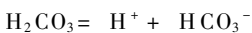
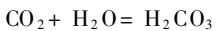
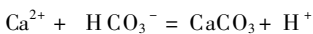
Table 4 Mineral transformation from model calculation

mol

矿物相	模拟路径							
	$S02 \rightarrow S06$	$S02 \rightarrow S04$	$S06 \rightarrow S04$	$S15 \rightarrow S09$	$S09 \rightarrow S05$	$S15 \rightarrow S05$	$S15 \rightarrow S14$	$S09 \rightarrow S14$
石盐	8.67E-05	8.83E-03	8.76E-03	1.84E-05	2.77E-05	1.38E-05	9.31E-06	-4.52E-06
石膏	8.18E-04	1.49E-03	6.11E-04	1.03E-04	8.23E-05	8.23E-05	-2.08E-05	-2.08E-05
白云石	2.15E-04	3.95E-04	1.44E-04	7.57E-05	1.11E-04	1.05E-04	3.54E-05	2.96E-05
方解石	-2.23E-04	-4.85E-04	-4.34E-04	9.14E-04	7.77E-04	7.84E-04	-1.55E-04	-1.22E-04
钾长石	6.73E-06	5.87E-05	4.94E-05	5.12E-06	4.10E-06	2.82E-06	-1.02E-06	-2.30E-06
钠长石	-6.73E-06	-1.21E-03	-4.94E-05	2.07E-04	4.11E-05	1.53E-05	-1.56E-04	-1.96E-04
高岭石	/	7.27E-05	6.12E-05	2.62E-04	1.10E-03	1.90E-05	-1.95E-04	-2.45E-04
蒙脱石	/	-8.75E-05	-7.38E-05	-3.16E-04	5.60E-05	-2.29E-05	2.35E-04	2.96E-04
CO_2	4.42E-04	4.80E-04	1.91E-04	1.28E-03	-6.75E-05	1.07E-03	-1.97E-04	-2.63E-04

由模拟结果可知,沿小鱼洞暗河地下水系统路径,方解石、钠长石和蒙脱石发生了沉淀,石盐、石膏、白云石和 CO_2 发生了溶解。而凉风洞暗河地下水系统中,沿水流路径 $S15 \rightarrow S09$ 和 $S15 \rightarrow S05$,发生了蒙脱石的沉淀,同时发生了方解石、石膏、 CO_2 等的溶解;沿水流路径 $S15 \rightarrow S14$ 和 $S09 \rightarrow S14$,发生了方解石、钠长石、高岭石和 CO_2 的沉淀,同时发生了白云石和蒙脱石的溶解;沿路径 $S09 \rightarrow S05$ 发生了高岭石的溶解 [14]。

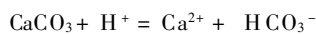
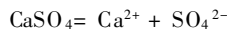
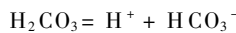
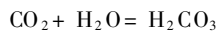
小鱼洞暗河地下水系统路径的水-岩反应模型可以写为:



方解石的沉淀和 CO_2 的溶解产生 H^+ ,虽然白云石溶解消耗了一部分的 H^+ ,但其消耗量小于产生的 H^+ ,故体系中 H^+ 总量在增加,pH 值降低 [15],同时石膏和白云石的溶解使得系统中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 含量在增加,模拟结果与实际检测结果(表 2)一致。

凉风洞暗河地下水系统路径的水-岩反应模型可以简

单写为:



CO_2 的溶解产生 H^+ ,方解石的溶解虽然消耗了一部分的 H^+ ,但通过表 4 可知,方解石的溶解量小于 CO_2 的溶解量,故整个系统中 H^+ 总量在增加,PH 值降低,同时方解石、石膏的溶解使得系统中 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 含量在增加,模拟结果与实际检测结果(表 2)一致。

在巡司场温泉水地下水系统的路径模拟中,在给定的“可能矿物相”和不确定度条件下,经过 Phreeqc 模拟计算,各路径混合比平均约为 0.9:1,显示其路径成立。但根据水化学组分以及同位素分析,巡司场温泉水主要来自于其南东面威信大背斜北翼镇州一带之阳新组灰岩中的岩溶水,通过沐爱向斜轴部向北运移形成,所以温泉水与两暗河系统互为独立系统。通过 Phreeqc 模拟的结果显示其路径成立,是由于温泉水的补给源来自于阳新组灰岩中,其初始水化学成分与模型中所给出的初始溶液类似。因此,虽然能够计算出成立的模拟路径,但实际上温泉水与两暗河间不存在直接联系。

5 结论

(1) 根据研究区内各岩溶点水化学组分资料, 可以初步确定研究区内地下水径流路径, 分别为: 小鱼洞暗河起点为古楼坝大洞湾, 径流路径为自西向东; 凉风洞暗河起点为龙碗消洞, 径流路径为自南向北; 而温泉水补给区位于巡司河右岸东南面镇州一带, 沿沐爰向斜径流至巡司河顺断层出露。

(2) 利用地下水的化学反应路径模拟方法, 对巡司场暗河路径进行了验证, 模拟结果与利用水化学以及同位素资料分析所得结果近乎一致, 表明凉风洞暗河系统与小鱼洞暗河系统路径成立。

参考文献(References):

- [1] 肖维, 许模. 地球化学模拟方法在地下水系统划分中的应用[J]. 人民长江, 2009, 40(19): 30-32. (XIAO Wei, XU Mo. Application of Geochemical Modeling Method in Division of Underground Water System[J]. Yangtze River, 2009, 40(19): 30-32. (in Chinese))
- [2] 漆继红, 许模, 杨华云. 川东铜锣山背斜南温泉背斜温泉水力联系分析[J]. 人民长江, 2011, 42(11): 5-9. (QI Jihong, XU Mo, YANG Huayun. Analysis on Hydraulic Connection of Hot Springs of Tongluo Mountain Anticline to South Hot Spring Anticline in Eastern Sichuan Province[J]. Yangtze River, 2011, 42(11): 5-9. (in Chinese))
- [3] 许模, 肖维, 毛邦燕. 圆梁山隧道毛坝向斜段岩溶作用强度模拟研究[J]. 湖南科技大学学报(自然科学版), 2010, 25(2): 36-39. (XU Mo, XIAO Wei, MAO Bangyan. On the Karstification to the Maoba Syncline of Yuanliangshan Tunnel[J]. Journal of Hunan University of Science & Technology(Natural Science Edition), 2010, 25(2): 36-39. (in Chinese))
- [4] 肖维. 向斜型岩溶蓄水构造地下水径流模式及地球化学模拟研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2010. (XIAO Wei. Study on the Runoff Model of Karst Synclinal Water storing Structure and Geochemical Simulation[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2010. (in Chinese))
- [5] 陈茂勋. 四川省筠连温泉岩溶风景名胜区的特点及其与美国温泉国家公园的对比[J]. 四川地质学报, 1992, 12(2): 147-152. (CHEN Maixun. A Preliminary Comparison of the Scenic Apots of the Hot Springs and Karst in JunLian, South Sichuan with the Hot Springs National Park in Arkansas, USA[J]. Acta Geologica Sichuan., 1992, 12(2): 147-152. (in Chinese))
- [6] 李芳. 四川筠连地质公园保护与旅游研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2007. (LI Fang. Study on Protection and Tourism Development of Sichuan Junlian Geopark[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2007. (in Chinese))
- [7] 刘民生. 四川盆地及盆周地区深部岩溶地下水的循环模式分析[J]. 地质灾害与环境, 2004, 15(2): 49-51. (LIU Mingsheng. Analysis of Cyclic Pattern of Deep Karst Groundwater in Sichuan Basin and the Surroundings[J]. Journal of Geographical Hazards and Environment Preservation, 2004, 15(2): 49-51. (in Chinese))
- [8] 李芳, 刘玲, 李佳, 等. 四川筠连地质遗迹景观资源特征及保护开发建议[J]. 四川地质学报, 2007, 27(3): 205-207. (LI Fang, LIU Ling, LI Jia, et al. Protection and Development of Geohelitage Landscape Resources in Junlian, Sichuan[J]. Geological Journal of Sichuan, 2007, 27(3): 205-207. (in Chinese))
- [9] 杨晓新, 徐柏青, 杨威, 等. 藏东南不同季节水体中氧同位素的高程递减变化研究[J]. 科学通报, 2009, (15): 2140-2147. (YANG Xiaoxin, XU Baiqing, YANG Wei, et al. Study of Altitudinal Lapse Rates of $\delta^{18}\text{O}$ in Precipitation River Water with Seasons on the Southeast Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2009, (15): 2140-2147. (in Chinese))
- [10] 裴建国, 陶友良, 童长水. 焦作地区天然水环境同位素组成及其在岩溶水文地质中的应用[J]. 中国岩溶, 1993, 12(1): 45-63. (PEI Jianguo, TAO Youliang, TONG Changshui. Environmental Isotope of Natural Water and Its Application in Karst Hydrogeology in Jiaozuo Area[J]. China Karst, 1993, 12(1): 45-63. (in Chinese))
- [11] David L. Parkhurst, C. A. J. Appelo Use's Guide to PHREEQC (Version 2)- A Computer Program for Speciation, Batch Reaction, One Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations, 2002.
- [12] 姚锦梅, 周训, 周海燕. 天津市宁河北奥陶系灰岩水源地的水文地球化学模拟[J]. 现代地质, 2006, 20(3): 494-499. (YAO Jimei, ZHOU Xun, ZHOU Haiyan. Hydrogeochemical Simulation for Ninghebei Ordovician Limestone Wellfield in Tianjin[J]. Geoscience, 2006, 20(3): 494-499. (in Chinese))
- [13] 郭雪莲, 朱锡芬, 刘秀铭, 等. 民勤盆地地下水水-岩作用地球化学模拟[J]. 干旱区资源与环境, 2010, 24(9): 56-59. (GUO Xuelian, ZHU Xifeng, LIU Xiuming, et al. Geochemical Simulation of Water-rock Interaction of Groundwater in Minqin Basin, Gansu Province[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2010, 24(9): 56-59. (in Chinese))
- [14] 杨涛, 周文斌. 北山处置库深部水-岩作用模拟研究[J]. 江西科学, 2005, 23(1): 28-33. (YANG Tao, ZHOU Wenbin. Water-Rock Interaction Modeling of the High Nuclear Waste Repositories of Beishan Gansu[J]. Jiangxi Science, 2005, 23(1): 28-33. (in Chinese))
- [15] 童海涛; 宋汉周. 水-岩作用系统的随机水文地球化学模拟[J]. 水科学进展, 2004, (2): 211-215. (TONG Haitao, SONG Hanzhou. Stochastic Hydrogeochemical Modeling of Water-rock Interaction System[J]. Advances in Water Science, 2004, (2): 211-215. (in Chinese))