

余杰,毛绪美,彭慧,等.岩溶热储高矿化度地热流体成因机制研究——以巴东县盐场河地热田为例[J].中国岩溶,2023,42(4):795-808.

DOI: 10.11932/karst2022y32

岩溶热储高矿化度地热流体成因机制研究 ——以巴东县盐场河地热田为例

余杰^{1,2},毛绪美³,彭慧^{1,2},文美霞^{1,2},王辛^{1,2},范威^{1,2},汤伟^{1,2}

(1.湖北省地质环境总站,湖北武汉430034;2.资源与生态环境地质湖北省重点实验室,湖北武汉430034;
3.中国地质大学(武汉)环境学院,湖北武汉430074)

摘要:岩溶热储中地热流体多为中低温低矿化度热水,而岩溶热储中出现高矿化度热水多与岩溶含水层矿物溶解有关。然而,湖北省巴东县盐场河地热田中地热水TDS高达12477.7 mg·L⁻¹,水温约34℃,含水层矿物溶解并不足以解释其成因。文章在野外调查和地热钻探的基础上,对4个地热钻孔、1个温泉及附近4个冷泉进行了水文地球化学采样和测试。研究表明:盐场河地热田地热水化学类型为Cl-Na型,单位涌水量最大可达1767 m³·d⁻¹,出水口温度在30.2~34.5℃。对比钻孔测温和SiO₂温度计分析,热储温度为59.1℃,循环深度为1923 m。Phreeqc水化学模拟揭示含水层中的水-岩相互作用(主要是含水层矿物溶解)为地热水化学组分提供了部分贡献,主要来源于径流过程中咸化潮坪泻湖相盐岩的溶解。水文地质条件和氢氧同位素指示地热水的大气降水来源,但季节性的冷水混入控制了水-岩相互作用的平衡。可见,巴东县盐场河岩溶热储高矿化度地热水主要是径流过程中盐岩的溶解提供了水化学组分,但是出露过程中受到季节性的冷水混合影响。

关键词:高矿化度;岩溶热储;水化学;同位素;成因机制

中图分类号:P314 文献标识码:A

文章编号:1001-4810(2023)04-0795-14

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

地热是绿色可持续利用的新型能源。高温地热资源能量密度高,但发育独特,分布有限,主要与岩浆活动有关。中低温地热资源能量密度低,但发育广泛,总资源量巨大。随着传统能源日益短缺及对清洁能源需求量的增大,隐伏型中、低温地热的开发变得日益迫切^[1]。地热流体的化学组分及其含量可以指示地热系统的成因机制,为地热资源的开发提供科学依据。岩溶地热水资源总量大,温度和矿化度一般都不高,然而,在湖北省巴东县盐场河地热田

发现了中低温高盐度岩溶地热水,反常的高盐度很难用岩溶含水层矿物溶解来解释。

盐场河地热田地热水水质均为咸水,水温约34℃。地热田出露地层较完整,岩层倾角近87°,有利于地表冷水入渗和地热流体蒸发^[2];区域地质构造较复杂,研究区位于新华夏系隆起带(川鄂褶皱带)中段、东西向构造带和淮阳山字型西翼反射弧3个构造体系的交接部位,彼此相互干扰^[3],受到构造发育影响,区内岩石节理裂隙发育,这为岩溶地热水化学成分的形成提供了地质条件,但其水文地球化学形成机制仍需查明。

基金项目:湖北省自然资源厅地勘基金项目2017年计划(鄂地勘基金合[2017]45号)

第一作者简介:余杰(1988—),男,硕士,工程师,从事水文、工程、环境地质研究。E-mail: 826643858@qq.com。

收稿日期:2022-02-28

Osamu Matsubaya^[4]首次对日本地区 140 多个热水组进行了同位素和化学研究,发现高矿化度地热水流体主要补给来源为大气降水,并根据岩石中矿物化学成分特征,分析了岩溶热储卤水成因机制。在中低温地热系统中,水化学特征表明含水层矿物的溶解仍然是高盐度地热水形成的主要因素^[5]。刘绪和^[6]和顾慰祖^[7]利用硫同位素分析热水异常与岩石间相互作用的内在联系,研究表明区域深部岩溶水处于还原环境。地热流体的水化学和同位素组成可以用来解读地热水化学的形成机制^[8-9]。

本文以盐场河地热田为研究对象,对地热流体及冷泉水质进行对比分析,探究两者水化学特征异常原因,利用 Phreeqc 软件分析水-岩相互作用特征,构建地热田成因模型,以阐明岩溶热储高矿化度地热水成因机制。

1 研究区概况

盐场河地热田地处川鄂褶皱山地,为构造侵蚀中山型,峡谷地貌。海拔高程在 500~2 000 m 之间,相对高差逾千米。该区多年平均气温 16.8 ℃,平均降雨量 1 100.7 mm。区内神龙溪河属长江水系,南北贯穿,水位最高为 179.30 mm,最低为 176.64 mm,发源于神农架南麓,流经堆子场、沿渡河、叶子坝至西壤口入江。研究区北部是小神农架山区,海拔高程 900~1 300 m。

区内地层属扬子地台,自震旦系中统一三叠系,除缺失泥盆系下统、石炭系、三叠系上统外,其它地层皆有出露。断裂构造带及其影响带不仅是地下水赋存的空间,而且是其运移的通道^[10]。区内断裂发育,主要发育 NE 向张性断裂和 NW 向压扭性断裂,这些断裂为研究区地下水的深循环提供了构造基础。地热田附近存在 F6、F7 断层,连通了地表、地下含水层和深部热源,是控制温泉形成的重要地质构造(图 1)。研究区整体上属于神农架背斜的南翼,区内主要发育有两个次级构造,分别是四方寨向斜、关庙垭背斜。

区域地质背景及其演化历史,决定了该区域的水文地质条件,形成了特定的含水层与隔水层的空间组合、含水及导水空隙、径流系统边界及补、径、排条件^[11]。地热田地层以碳酸盐岩和盐岩为主,还存在灰岩和白云岩等。区内地下水丰富,按其赋存条件、含水介质及地层年代划分为 4 类(表 1)。地下

水自补给区垂直下渗至暗河、落水洞等,顺地势通过岩溶管道向侵蚀基准面水平运移并形成径流,以泉、暗河、井等方式排泄。

研究区位于小神农架山区与关庙垭背斜的交汇处,受关庙垭背斜核部强烈挤压,形成 NE 向的张性断裂,且奥陶系的地层几乎全部是近垂直的产状,而以奥陶系灰岩及白云岩为主要的储热地层^[1]为地热深部通道提供了良好的径流途径,而地热流体经过深部岩溶通道循环进入关庙垭背斜的倾伏端,最终在盐场河地热田处溢出地表。经测量,盐场河地热田的单位涌水量最大可达 $1\ 767\ \text{m}^3\cdot\text{d}^{-1}$,出水口温度在 30.2~34.5 ℃。

2 钻探及系统测温

对不同时期地表水、温泉、冷泉进行取样,并完成水文钻孔 4 个,钻孔既是水文地质试验钻孔,又是长期观测孔,同时兼顾部分地质孔的作用。通过对不同水体取样,发现其化学成分不同^[12]。利用钻探方法,揭露区域地层岩性,而采用热敏电阻探头对孔内水温进行测量,发现不同深度含水层间钻孔温度变化特征,找到地热流体水温异常变化原因,结果如表 2 所示。

从表 2 可以看出,因断层的影响,岩石节理与裂隙较发育。含水层岩性主要以白云岩和灰岩为主,导致溶蚀现象也发育,这些地质条件均有利于浅层的冷水汇入。但是从全孔测温来看,钻孔穿过断裂带,地热流体温度出现显著下降,孔底温度却逐渐上升,发现神农溪的 NW 向次级断裂并不能影响较深范围内钻孔水温,而形成的阻水通道仅能够阻断中上部冷水。

3 样品采集与测试

以 1 个完整水文年为单位,对不同区域内的水文点进行系统取样测试,每组水样采用 5 L 塑料水样采集器采集,包括盐场河地热田的 4 个钻孔水样,地热田周边的 4 个冷泉水样,以及在神农温泉不同时间采的 3 个水样,还有当地的雨水样和河水样各 1 个,共 13 个样品。雨水样和河水样仅做同位素测试。钻孔中的水样选择抽水试验结束,停止一段时间后采集具有代表性水样,并洗样瓶 3 遍(含瓶口),

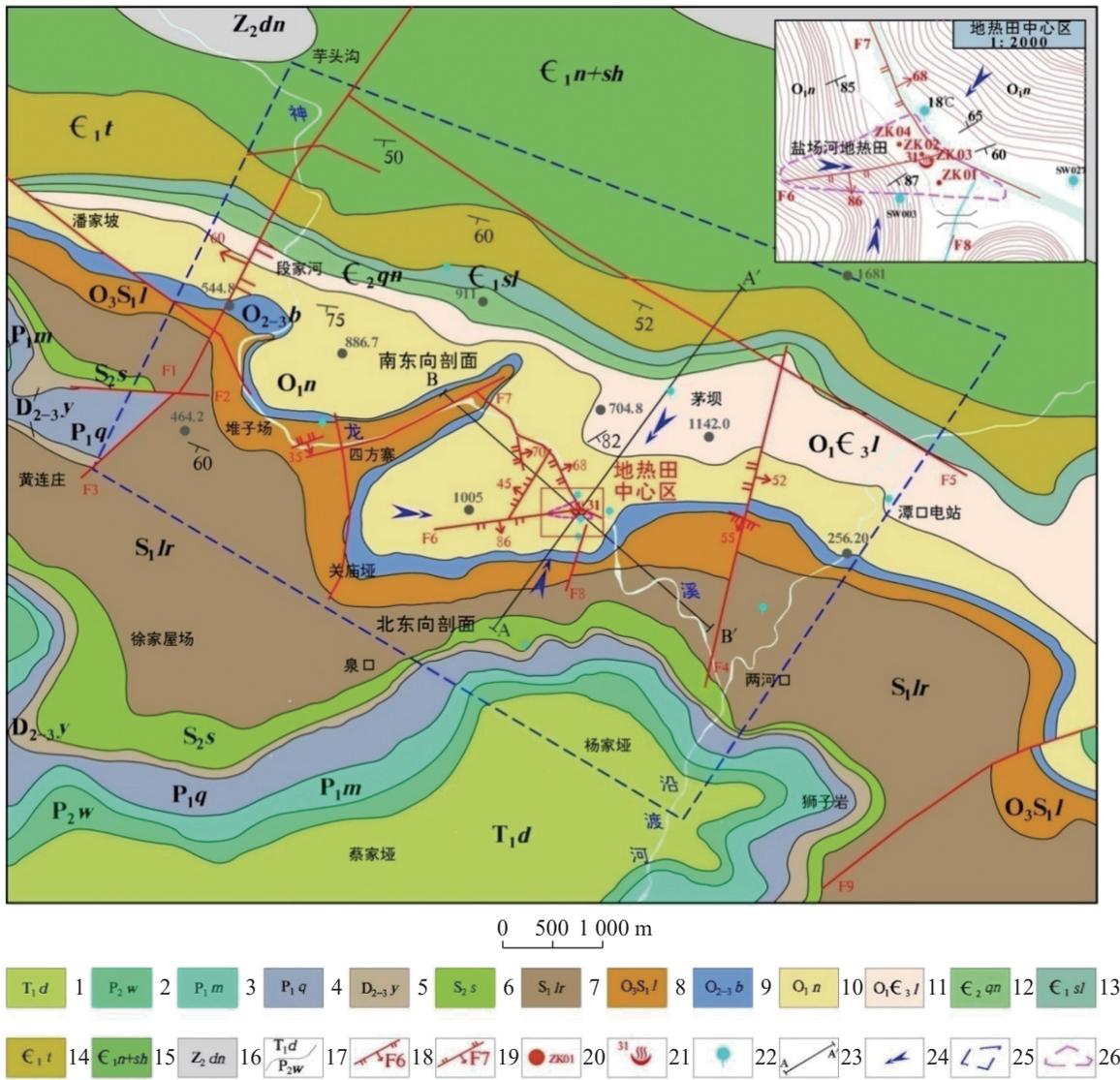


图 1 盐场河地热田地热地质简图

1-三叠系下统大冶组 2-二叠系中统瓦屋湾组 3-二叠系上统茅口组 4-二叠系上统栖霞组 5-泥盆系中上统云台观组 6-志留系中统纱帽组 7-志留系下统罗惹坪组 8-志留—奥陶系龙马溪组 9-奥陶系中上统宝塔组 10-奥陶系下统南津关组 11-寒武系上统娄山关组 12-寒武系中统覃家庙组 13-寒武系下统石龙洞组 14-寒武系下统天河板组 15-寒武系下统牛蹄塘+石牌组 16-震旦系中统陡山沱组 17-地层界线 18-正断层 19-逆断层 20-钻孔 21-温泉 22-冷泉 23-剖面线 24-地下水流向 25-研究区范围 26-地热田范围

Fig. 1 Thermal geology diagram of geothermal field of the Yanchang river

1-Lower Triassic Daye Formation 2-Middle Permian Wawuwan Formation 3-Upper Permian Maokou Formation 4-Upper Permian Qixia Formation 5-Middle Upper Devonian Yuntaiguan Formation 6-Middle Silurian Shamao Formation 7-Lower Silurian Luojiaping Formation 8-Silur-Ordovician Longmaxi Formation 9-Middle Upper Ordovician Baota Formation 10-Lower Ordovician Nanjinguan Formation 11-Upper Cambrian system Loushanguan Formation 12-Middle Cambrian Qinjiamiao Formation 13-Lower Cambrian Shilongdong Formation 14-Lower Cambrian Tianheban Formation 15- Lower Cambrian Niutitang and Shipai Formation 16-Middle Sinian Doushantuo Formation 17-stratigraphic boundary 18-normal fault 19-reverse fault 20-borehole 21-hot spring 22-cold spring 23-section line 24-groundwater flow direction 25-study area 26-geothermal field area

每个样品均在现场对瓶口进行密封。

开展³⁴S 稳定同位素分析,在抽水试验不同落程取样时,均采集两组水样,分别为原状样和加 0.2 g BaCl₂ 试剂水样。填好取样标签后,将样品放入黑色密封袋,并送往实验室。

分析数据中的地热参数采用 TCI-3 仪器检测;氢

氧及硫同位素分析采用稳定同位素气体质谱仪 (MAT-253) 检测,氦采用超低本底液体闪烁能谱仪 (Quantulus 1220) 检测;卫生指标采用分光光度计、高精度成像显微镜、计数器检测。水样均由湖北省地质实验测试中心和中国地质大学(武汉)环境学院实验教学中心进行检测,测试结果如表 3 所示。

表1 地下水赋存条件统计表
Table 1 Statistics of groundwater occurrence conditions

地层年代	含水地层代号	主要岩性	赋存地下水类型	富水性
第四系	Qh	砂卵砾石	松散岩类孔隙水	弱
二叠、三叠系	P _{2w} 、P _{1m} 、P _{1q} 、T _{1d}	微晶灰岩	碳酸盐岩裂隙岩溶水	中等
泥盆系	D _{2-3y}	石英砂岩	碎屑岩类裂隙水	弱
寒武、奥陶系	O _{1n} 、O _{1c3l} 、C _{2qn} 、C _{1sl}	白云岩、微晶灰岩	碳酸盐岩裂隙岩溶水	中等
志留系	/	页岩、泥岩、泥质粉砂岩	隔水层	差

表2 地热田地层岩性和水温基本特征一览表
Table 2 Basic characteristics of lithology and water temperature of the geothermal field

孔号	孔深/m	含水层/m	岩性特征	温度特征
ZK01	203.59	74.0~80.60	白云岩: 黑色、灰黑色, 可见方解石晶簇及小溶孔	该孔地热流体温度21.93~28.45℃。其中, 在第一段含水层平均水温24.1℃, 第二段含水层平均水温23.7℃。在18.00 m处温度达最高, 而后逐渐降低, 在134.00 m处温度达最低, 孔底温度升至23.97℃
		101.3~105.2	白云岩: 黑色、灰黑色, 可见溶蚀现象, 多为溶孔, 见方解石晶体	
ZK02	111.29	12.30~13.10	白云岩: 灰白色, 可见溶蚀现象, 溶孔连续呈线状发育, 可见方解石晶体充填	该孔地热流体温度23.70~32.36℃。其中, 在第一段含水层平均水温30.9℃, 第二段含水层平均水温30.4℃。在10.00 m处温度达最高, 而后逐渐降低, 在107.07 m处温度达最低, 孔底温度升至24.30℃
		21.50~21.70	白云岩夹灰岩角砾: 灰白色、深灰色, 岩石节理裂隙发育, 可见溶蚀现象, 可见方解石晶体充填	
ZK03	141.61	22.30~26.90	碎裂白云岩: 灰白色、深灰色, 可见溶蚀现象, 节理裂隙较发育。	该孔地热流体温度21.62~35.34℃。其中, 在第一段含水层平均水温35.2℃, 第二段含水层平均水温29.9℃, 第三段含水层平均水温25.6℃。在19.00 m处温度达最高, 而后逐渐降低, 在98.08 m处温度达最低, 孔底温度升至23.62℃
		34.05~41.35	白云岩: 灰白色, 可见溶蚀现象, 见方解石晶体充填	
ZK04	199.6	54.75~60.10	角砾岩: 灰黑色, 受断层挤压, 节理裂隙较发育, 可见溶蚀现象, 在58.1 m处见硅化现象, 59.1-59.15 m处岩芯可见黄铁矿富集	该孔地热流体温度22.96~29.42℃。其中, 在第一段含水层平均水温29.3℃, 第二段含水层平均水温29.0℃。在40.00 m处温度达最高, 而后逐渐降低, 在169.01 m处温度达最低, 孔底温度升至24.96℃
		18.45~27.80	碎裂白云岩: 灰白色, 节理裂隙较发育, 可见溶蚀现象, 多为溶孔	
		32.40~36.60	碎裂白云岩: 灰白色, 节理裂隙较发育, 可见溶蚀现象, 多为溶孔、溶槽	

4 地热水水文地球化学特征

4.1 水化学特征

4.1.1 地下水化学类型

从图2可以看出, 所有采样点阴离子相对集中, Cl⁻含量占整个离子含量70%~90%, 其次为SO₄²⁻约占总含量10%~30%; 所有采样点阳离子也相对集中, 其中Na⁺+K⁺占总量的90%以上, 其次为Ca²⁺、Mg²⁺各约占5%。因此, 地热流体的水化学类型为Cl-Na

型水, 冷泉水的水化学类型多以HCO₃-Ca型为主, 且冷泉水HCO₃⁻含量与高温地热流体含量相比约高达9倍, 具有明显的差异性。

4.1.2 地热流体水化学组分与温度的关系

由图3可知, F⁻含量大于2 mg·L⁻¹, 最高达4.93 mg·L⁻¹, 明显高于一般地下水(0.09~0.26 mg·L⁻¹)中的含量。数据表明: 温度越高, F⁻含量越高, 二者大致呈正相关关系; SiO₂含量较低, 为5.33~18.87 mg·L⁻¹, 平均含量16.11 mg·L⁻¹, 总体上高于冷泉(8.01 mg·L⁻¹)平均含量, SiO₂含量与温度两者大致呈正相关关系;

表 3 盐场河地热田水化学及同位素数据
Table 3 Hydrochemistry and isotope data of the geothermal field of the Yanchang river

样品	采样 时间	温度	pH	TDS	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SiO ₂	Li	Ba	Sr	F	Si	B	δD ‰	δ ¹⁸ O ‰	δ ³⁴ S _{CDT} ‰	水化学 类型
神农 温泉	BD- QS-001 2017.08	31	7.86	8 402.7	2 003.23	3 754.82	0.12	283.5	49.7	3 090.55	130.81	27.96	15.21	0.19	0.09	2.68	-	7.09	0.27	-60.37	-8.97	-6.07	Cl-Na
	BD- QS-002 2017.11	25	7.92	11 193.5	606.65	6 052.44	2.94	470.76	45.12	4 109.26	155.37	32.42	8.53	0.56	0.10	3.92	-	8.53	0.35	-54.48	-7.72	-	Cl-Na
	BD- QS-003 2018.04	31	7.89	11 545.4	597.92	6 252.55	3.76	489.03	46.07	4 245.12	155.61	31.75	18.79	0.58	0.12	4.02	-	8.76	0.36	-63.7	-9.5	-6.83	Cl-Na
	ZK01 2017.12	26.5	7.66	9 379.1	531.90	5 003.53	16.3	451.63	53.31	3 397.11	149.52	34.23	5.33	0.00	0.06	2.95	1.14	2.48	0.30	-62.34	-9.31	-	Cl-Na
	ZK02 2018.04	32	7.79	12 477.7	655.25	6 773.64	5	504.18	49.51	4 598.92	163.19	33	18.87	0.62	0.10	4.21	-	8.80	0.37	-63.1	-9.6	-8.11	Cl-Na
	ZK03 2018.05	34.5	7.52	10 968.7	577.63	5 933.04	9.55	454.68	44.42	4 028.19	151.04	31.82	18.53	0.55	0.11	3.81	4.93	8.64	0.34	-62.9	-9.4	-8.13	Cl-Na
	ZK04 2018.04	30.5	7.62	10 839.6	604.5	5 852.33	2.12	452.48	44.17	3 973.4	155.13	33.09	17.79	0.55	0.09	3.8	3.39	8.30	0.34	-62.9	-9.5	-8.06	Cl-Na
	SW006 2017.12	16.6	7.49	345	384.97	4.96	1.15	17.5	6.53	1.59	80.45	31.05	7.54	0.00	0.05	0.14	0.26	3.52	0.00	-	-	-	HCO ₃ - Ca+Mg
	SW007 2017.12	18	7.83	271.3	307.02	5.01	3.49	9.27	6.23	1.47	52.87	30.73	7.2	0.01	0.01	0.04	0.09	3.36	0.00	-	-	-	HCO ₃ - Ca+Mg
	SW023 2017.12	16.3	7.45	155.4	119.01	5.55	13.99	11.12	0.14	0.15	2.03	0.22	10.24	0.00	0.14	0.09	0.09	4.77	0.00	-	-	-	HCO ₃ - Ca
	SW027 2018.04	18.5	7.84	237.4	254.43	4.7	52.38	11.03	5.73	1.2	47.9	24.6	7.06	0.00	0.04	0.10	0.17	3.29	0.00	-	-	-	HCO ₃ - Ca+Mg
河水	BD- HL001 2017.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-59.98	-9.06	-11.5	-
雨水	BD- YS001 2018.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-8.00	-1.40	-	-

注：单位水温为℃，pH为无量纲，其他为mg·L⁻¹。钻孔监测为出水口温度。

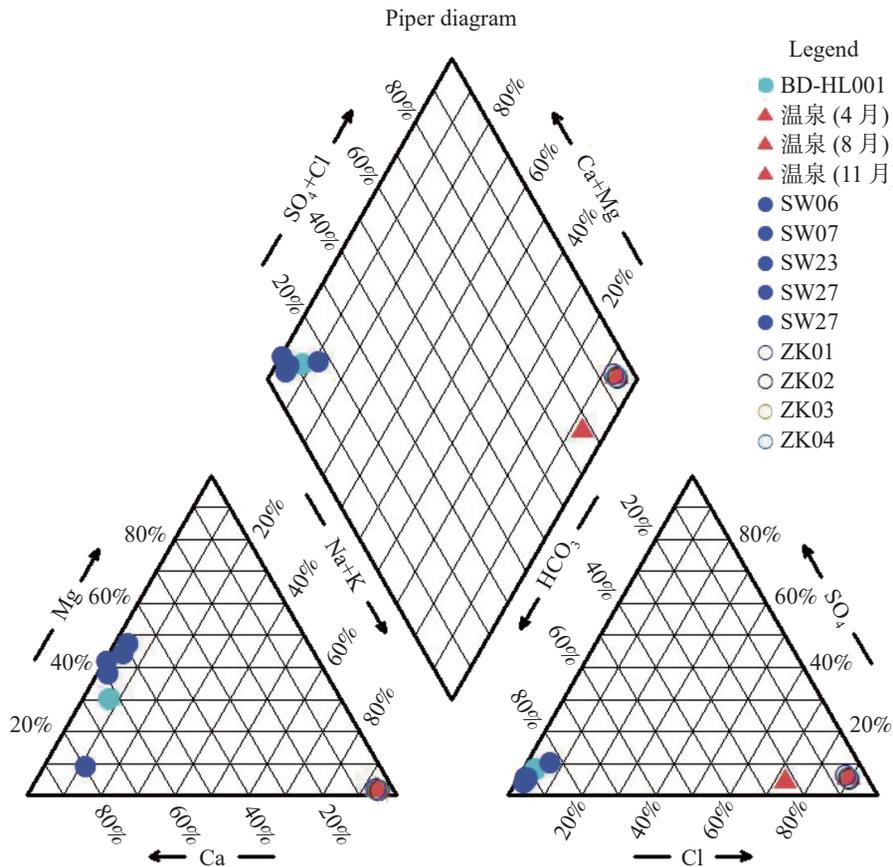


图2 Piper 三线图

Fig. 2 Piper triplet

SO_4^{2-} 含量(一般大于 $450.00 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)显著高于一般地下水 ($9.27\sim 17.50 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$) 中的含量, SO_4^{2-} 含量与温度总体呈正相关关系; Cl^- 含量在 $3\ 754.82\sim 6\ 773.64 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 总体上高于一般地下水 ($4.69\sim 5.55 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$) 中的含量, Cl^- 含量与温度大致呈正相关关系; HCO_3^- 含量在 $577.63\sim 655.25 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 个别点检出值为 $2\ 003.23 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$. HCO_3^- 含量与温度二者关系不明显; Na^+ 含量为 $3\ 090.55\sim 4\ 598.92 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 明显高于一般地下水 ($0.15\sim 1.59 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$) 中的含量, Na^+ 含量与温度总体呈正相关关系; Mg^{2+} $27.96\sim 34.23 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 与一般地下水 ($0.22\sim 32.42 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$) 相比存在一定差异, Mg^{2+} 含量与温度二者相关关系不明显; Ca^{2+} $130.81\sim 163.19 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 与一般地下水 ($40.80\sim 80.45 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$) 相比存在差异, Ca^{2+} 含量与温度两者关系不明显。由此可见, 地热流体中 Cl^- 、 Na^+ 、 F^- 、 SO_4^{2-} 、 SiO_2 含量与温度呈正相关性, 但是 Cl^- 、 Na^+ 含量与地层岩性相关, 可不作为标性组分, 仅 F^- 、 SO_4^{2-} 、 SiO_2 可作为研究区地热流体的标性组分。

4.1.3 地热流体化学组份动态变化特征

从表2可以看出, 地热流体中 K^+ 、 HCO_3^- 组分为下降, 但丰、枯水期内 HCO_3^- 变化明显, 其中 HCO_3^- 变幅为 $1\ 405.31 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。地热流体的标性组分 (F^- 、 SO_4^{2-} 、 SiO_2) 主要表现为上升, 这说明深部地热流体离子虽然受到冷水混入影响, 但总体是处于上升趋势, 似乎存在大量盐分的输入源, 可能是由于水-岩相互作用或者岩盐的溶解。总的来说, 地热流体虽然受到了浅层冷水混入的影响, 其部分化学组分的含量有所降低, 但浅层冷水中存在大量的 HCO_3^- 离子, 使得丰水期温泉中的 HCO_3^- 离子含量异常上升, 但地热流体化学组分总体却表现为稳定状态。

4.2 同位素特征

环境稳定同位素作为一种天然的示踪剂, 可以用来标记和判定地下水的年龄、流速、径流方向及补给量等, 在识别岩溶地下水补给来源、分析水力联系、认识径流—排泄规律、刻画岩溶水系统、评估水资源更新能力等方面成效显著^[13]。

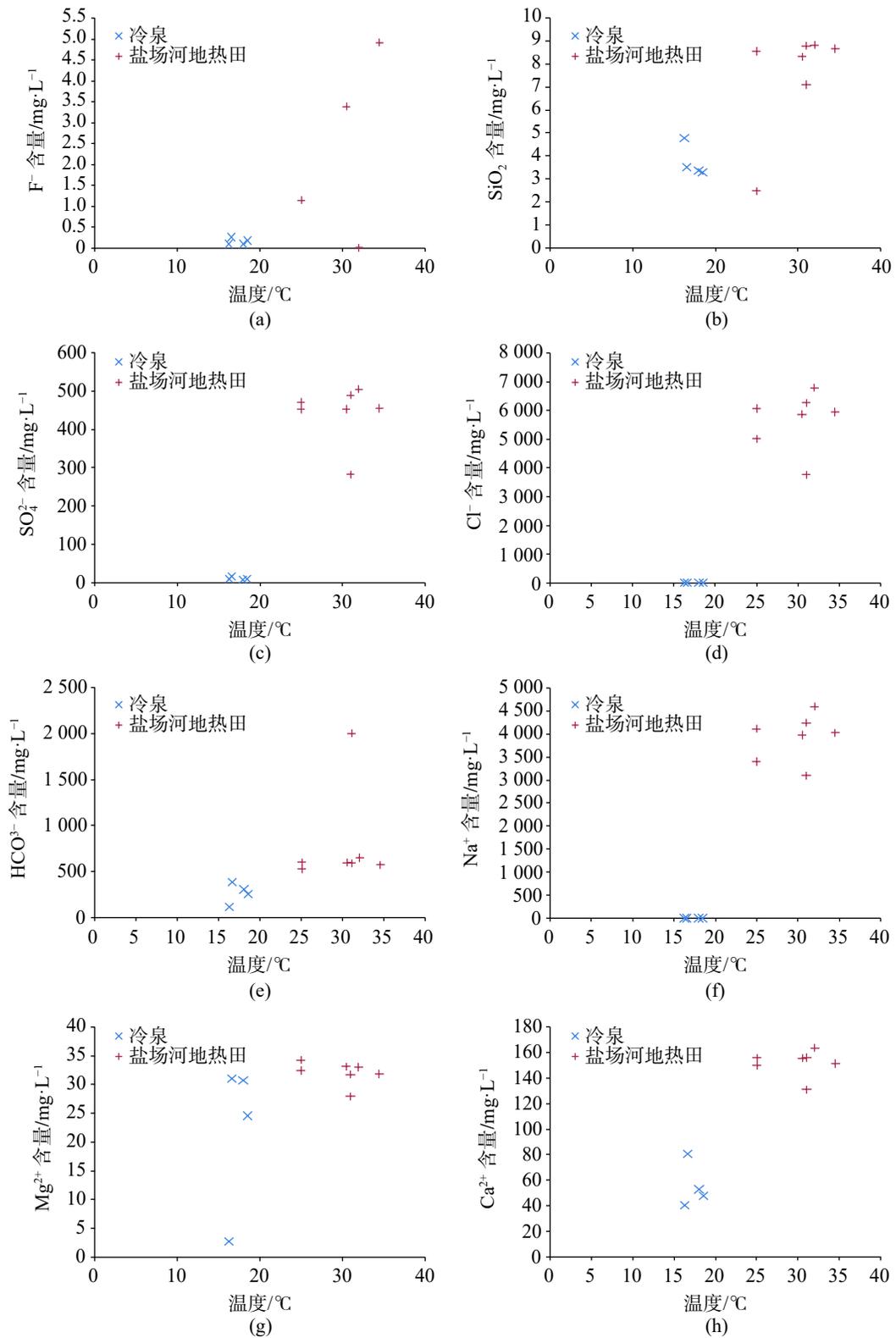


图 3 离子与温度关系图

a. F⁻与温度关系图 b. SiO₂与温度关系图 c. SO₄²⁻与温度关系图 d. Cl⁻与温度关系图 e. HCO₃⁻与温度关系图 f. Na⁺与温度关系图
g. Mg²⁺与温度关系图 h. Ca²⁺与温度关系图

Fig. 3 Relationship between ions and temperatures

a. Relationship between F⁻ and temperatures b. Relationship between SiO₂ and temperatures c. Relationship between SO₄²⁻ and temperatures
d. Relationship between Cl⁻ and temperatures e. Relationship between HCO₃⁻ and temperatures f. Relationship between Na⁺ and temperatures
g. Relationship between Mg²⁺ and temperatures h- Relationship between Ca²⁺ and temperatures

4.2.1 补给来源与高程

以我国雨水线公式^[14]、宜昌西陵峡地区大气降水线^[15]、重庆大气降水线^[16]为基础(图4)分析可知,重庆大气线性方程匹配度高达99.8%,为最高。因此,研究区大气降水线采用重庆大气线性方程(图4)。地热流体同位素组成的点均位于大气降水线附近,表明地热流体的补给来源为大气降水。

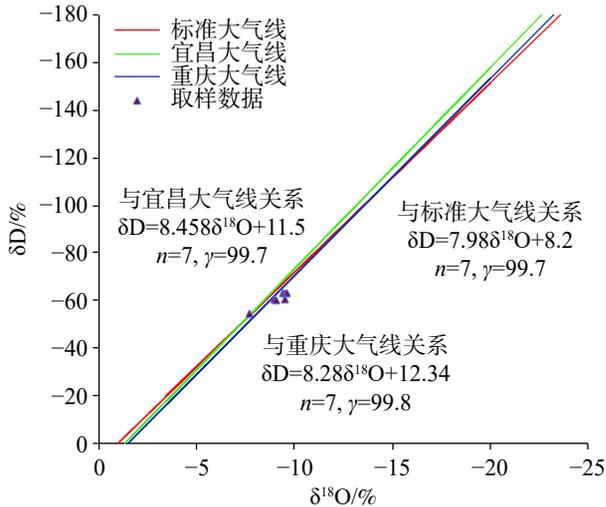


图4 与降水线关系图

Fig. 4 Relationship with precipitation line

地热流体中的氢氧同位素会随地下水补给高程的增大而减小^[17]。综合各地区的 δD 平均值和高程数据,平均每100 m δD 和 $\delta^{18}O$ 的高程梯度值分别为 -2.70‰ 、 -0.46‰ 。考虑到相对于 δD 来说, $\delta^{18}O$ 受水岩同位素交换作用影响更大,因此采用 δD 计算补给高程^[18]。

$$H = \frac{\delta_s - \delta_p}{K} + h \quad (1)$$

式中: H 为补给区高程(m); δ_s 为补给水同位素组成; h 为取样点高程(m); δ_p 为取样点附近大气降水的同位素组成,地热流体D取 -34.8‰ ; K 为每100 m同位素梯度(‰)。

利用地热田钻孔水的同位素数据计算补给高程,结果如表4所示。地热田的地下水补给高程为1 261.21~1 298.25 m。地热田北部的小神农架山区海拔高程在900~1 300 m之间,是地热田的补给区。

4.2.2 氡同位素特征

研究区地热流体氡整体含量普遍较低,最高氡含量仅4.5 TU,最低氡含量1.9 TU(2017.11温泉取

表4 同位素补给高程统计表

Table 4 Statistics of isotope recharge elevation

名称	采样点	类型	$\delta D/\text{‰}$	补给高程/m
	ZK01	地热流体	-62.34	1 261.21
盐场河	ZK02	地热流体	-63.1	1 281.71
地热田	ZK03	地热流体	-62.9	1 274.30
	ZK04	地热流体	-62.9	1 298.25

样),其他取样点均小于4 TU。在丰水期,温泉及钻孔氡含量相对较高,其含量2.7~4.3 TU;在枯水期,温泉氡含量1.9 TU。由此可见,地下水在深部热源和较长径流路径条件影响下,地热流体的氡含量较低,而当地热流体沿断裂涌出时,受到浅层或地表冷水混入影响,其氡含量显著上升。

4.2.3 硫同位素特征

一般来说地下水中硫酸盐主要的来源有大气降水、蒸发,岩石的溶解和硫化物氧化及土壤带中有机硫的矿化^[17]。研究区地层完整未有缺失,出露地方可见多条NE-NW向断裂。从钻孔揭露来看,地层中未见有石膏或硬石膏矿物存在,但是大量的黄铁矿在断层处富集。因此,本区岩溶水硫酸盐来自于补给水包括大气降水、地表水以及岩体中黄铁矿氧化。

当地下水中的硫酸盐不断消耗,并最终使硫同位素富集时,为还原环境^[7],地热田 Cl/SO_4 并不是随 $\delta^{34}S_{CDT}(\text{‰})$ 减少而增加,形成一条直线,在相对稳定的氧化-还原平衡环境中,含水层为弱(滞缓)-较强交替环境的过渡条件,具备一定的补给条件,但程度较弱(图5)。

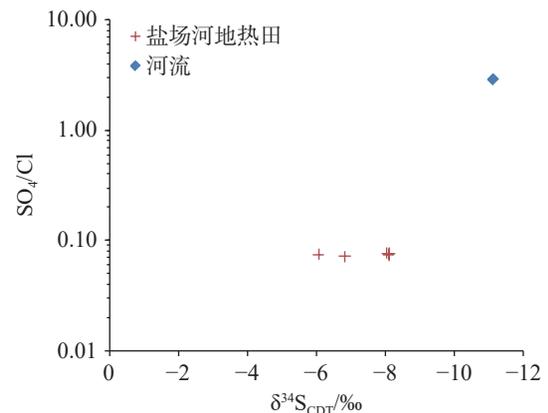


图5 地下含水层与地表水硫同位素关系图

Fig. 5 Sulfur isotope relationship between underground aquifer and surface water

5 地热流体成因机制分析

5.1 水-岩相互作用

采用 Phreeqc 软件对 2017 年 8 月取得的部分水样进行饱和指数的模拟分析,同时使用 2018 年 4 月的水样进行参照,结果如表 5 所示。可以看出,各矿物成分基本处于相对稳定的数值范围内,但温泉水不同时间段的饱和指数略有不同,这说明季节性地下水补给对该地区的水-岩相互作用平衡影响较大,但水-岩相互作用可能不是盐场河地热田地下水盐分来源的主要途径。

计算表明,神农温泉中方解石、文石、白云石这些为矿物的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 离子在丰水期饱和析出 ($\log(Q/K) > 0$),而在枯水期时未见析出或基本处于平衡状态 ($\log(Q/K) \leq 0$),说明在丰水期时, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 离子含量升高,使平衡向矿物析出方向移动,导致了矿物饱和指数的提高,枯水期由于 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 离子含量较低,水化学平衡基本处于稳定状态,故矿物饱和指数呈现负数或者基本为零。通过对 2018 年 4 月和 2017 年 8 月取样各项饱和指数对比分析发现,枯水期低温条件下各矿物饱和指数基本处于未饱和或基本饱和状态,而在丰水期温度相对

较高的 2017 年 8 月取样中方解石、文石、白云石这些 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 离子出现了析出,说明在枯水期稳定平衡条件下,地下水水化学基本处于平衡,而在丰水期时浅层地下水与深部地热流体混合使地下水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 离子含量升高。在枯水期,2017 年 11 月和 2018 年 4 月取样饱和指数基本保持一致,说明地热流体处于相对稳定平衡状态。

综合前面的分析,地热流体在深部循环曾达到水岩平衡状态,但在浅部受冷水混合影响,涌向地表的地热流体化学成分逐渐变化,平衡受到影响,但是化学成分总体较稳定。水-岩相互作用不是地热田地热流体盐分的主要来源,其盐分的主要来源是盐岩的溶解。

5.2 热储层温度和循环深度估算

在地热(温泉)区,可利用地球化学温标来估算热储(基础)温度,常用的地热温标有二氧化硅温标和阳离子温标。二氧化硅温标是建立在地热流体与矿物达到化学平衡基础上的^[19]。阳离子温标是基于热水溶剂和固相间的碱质交换与温度的依存关系建立起来的,如 Na-K 温标。由于水热系统的复杂多变性,还有许多修正后的阳离子温标,如 Na-K-Ca 温标等。

地热田是一个高矿化度的中低温水热系统,采

表 5 各矿物组分饱和指数一览表

Table 5 Saturation index of mineral components

矿物 组分	神农温泉				ZK04		ZK02		ZK03			
	2017.08取样		2018.04取样		2017.11取样		2018.04取样		2018.05取样			
	模拟反应 前	模拟反应 后										
硬石膏	-1.79	0	-1.54	0	-1.54	0	-1.56	0	-1.53	0	-1.57	0
文石	0.37	-0.14	-0.1	-0.14	-0.1	-0.14	-0.09	-0.14	-0.06	-0.14	-0.12	-0.14
方解石	0.51	0	0.04	0	0.04	0	0.05	0	0.09	0	0.02	0
玉髓	-0.35	-0.43	-0.25	-0.43	-0.25	-0.43	-0.28	-0.43	-0.25	-0.43	-0.26	-0.43
温石棉	-8.37	-11.59	-8.01	-11.59	-8.01	-11.59	-7.99	-11.59	-7.98	-11.59	-8.01	-11.59
白云石	0.72	0	-0.24	0	-0.24	0	-0.19	0	0.15	0	-0.26	0
萤石	/	/	/	/	/	/	-0.2	0	/	/	0.12	0
石膏	-1.57	0.17	-1.33	0.17	-1.33	0.17	-1.34	0.17	-1.32	0.17	-1.36	0.17
石盐	-3.68	-1.91	-3.34	-1.86	-3.34	-1.86	-3.39	-1.87	-3.28	-1.87	-3.38	-1.87
石英	0.07	0	0.18	0	0.18	0	0.15	0	0.18	0	0.17	0
菱锰矿	-0.73	-2.56	-1.10	-2.41	-4.82	-8.73	-1.10	-2.43	-1.05	-2.39	-1.12	-2.43
滑石	-5.37	-8.73	-4.82	-8.73	-1.1	-2.42	-4.85	-8.73	-4.77	-8.73	-4.83	-8.73

注:以上数据均为无量纲。

Note: Above data are all dimensionless.

取温泉水和钻孔水,利用多种地热温标进行热储层温度的估算。计算公式如下,结果如表6所示。

SiO₂温标计算公式如下^[20]:

$$t = \frac{1309}{5.19 - \lg \text{SiO}_2} - 273.15 \quad (2)$$

式中: SiO₂ 为二氧化硅的浓度(mg·L⁻¹)。

将有关参数代入式2计算,可得相应的热储温度在53.45~61.28℃。

Na-K温标计算公式如下^[21]:

$$t = \frac{933}{\lg(\text{Na}/\text{K}) + 0.933} - 273.15 \quad (3)$$

式中: Na为钠的浓度(mg·L⁻¹); K为钾的浓度(mg·L⁻¹)。

将有关参数代入式3计算,可得相应的热储温度在48.85~69.02℃。

K-Mg温标计算公式如下^[19]:

$$t = \frac{4418}{13.98 - \lg(\text{K}^2/\text{Mg})} - 273.15 \quad (4)$$

式中: *t*为热储温度(℃); K为钾的浓度(mg·L⁻¹); Mg为镁的浓度(mg·L⁻¹)。

将有关参数代入式4计算,可得相应的热储温度为59.11℃。

表6 水化学温标计算表

Table 6 Calculation of hydrochemistry temperature scales

项目(℃)	神农温泉		ZK04	ZK02	ZK03
	2017.08	2018.04	2018.04	2018.04	2018.05
二氧化硅温标	53.45	61.11	61.28	59.10	60.59
Na-K温标	69.02	48.85	50.02	48.47	49.63
K-Mg温标	93.98	90.32	88.70	91.70	89.35
Na-K-Ca温标	113.29	98.41	99.28	98.12	98.99
热储层温度			59.11		

根据钻孔内的实测温度发现,二氧化硅温标的计算值与实际基本相符,而K-Mg和Na-K-Ca温标的计算结果明显偏大。由于地热流体中的氯化钠主要来源于盐岩溶解,因此Na-K和Na-K-Ca温标不作参考。因此,选取二氧化硅温标计算结果作为地热田的热动力平衡温度,即热储层温度为59.11℃。

根据地热田地热梯度、热储埋深、年平均气温和热储温度数据,估算热储埋深^[19]。

计算公式如下^[19]:

$$Z = \frac{T - T_0}{G} + Z_0 \quad (5)$$

式中: *Z*为热储埋深(m); *T*为热储温度(℃),取59.11℃; *T*₀为多年平均气温(℃),取16.8℃; *Z*₀为起始埋深(m); *G*为每100m地热梯度(℃),据周边地区(恩施州)收集的资料,每100m平均地热梯度为2.2℃。

将有关参数代入式5计算,研究区热储循环深度为1923m。

5.3 地热流体循环过程

研究区内主要的赋水岩层为二叠—三叠系、奥陶—寒武系及泥盆系云台观组地层,其中奥陶系灰

岩及白云岩为主要储热地层^[1]。区域地质构造较发育,主要发育NE向张性断裂和NW向压扭性断裂,且地热田范围内发育有两个次级构造(四方寨向斜、关庙垭背斜),这些条件使区域地层裂隙发育。通过氢氧同位素计算发现补给高程为1298.25~1281.71m,位于小神农架区域。地下水受大气降水垂直入渗补给,沿岩层面及断裂向深部流动,由于O_{1n}、O_{1c3l}和C_{2qn}三组地层主要出露白云岩、微晶灰岩,溶蚀现象也发育。水平方向上地热流体顺地势沿“岩溶管道”流动,一部分在F6张性断裂影响下上涌,但是也受到浅层地下水混入影响,一部分在F7压扭性断裂及志留系下统龙马溪组碳质页岩阻挡影响下,地热流体再次向深部运移。

地下水化学成分的形成受所处的环境制约,如大气降水、地形、土壤、植被和岩石矿物等,它们可以直接的或间接地影响地下水化学成分^[22]。地热流体在较长运移路径和较长径流时间的共同影响下,能够与热源发生充分的热交换作用,这样使得地下水温度逐渐升高,而且在高温地热流体与咸化潮坪泻湖相沉积碳酸盐岩相互作用过程中,盐岩加速溶解,这使得地热流体中的氯离子浓度不断升高。地

热流体继续运移过程中，在多组深切切割断层和汇水构造的影响下，地热流体在此汇流，导致水压持续升高，流速减缓，矿化度含量也逐渐升高。随着地热流体向更低地质剥夷面迁移，与围岩（盐岩）发生化学反应，并在深部达到水化学平衡。在地热流体沿断层上涌的过程中，随着浅层地下冷水的混入，水中化学成分也随之变化，水化学平衡受到一定影响，温度也降低。

综上所述，岩溶热储地热流体高矿化度特征，其温度变化受到了深部热源的影响，地下水在较长的

运移路径和较长径流条件下，在高温高压条件下，与咸化潮坪泻湖相沉积碳酸盐岩充分作用，导致地热流体矿化度急剧上升，而在区域构造及特殊的岩层控制下，地热流体能够在径流过程中被导出至地表，但是研究区溶蚀现象十分发育，钻探揭露地层浅层部位往往可见溶孔、溶槽，这些地下冷水的混入导致丰水期温泉中的 SiO_2 化学元素含量下降，而枯水期温泉中的 SiO_2 化学元素含量基本无明显变化，虽然化学平衡受到了一定程度的影响，但是化学成分总体较稳定，并逐渐形成对流型地热田(图 6)。

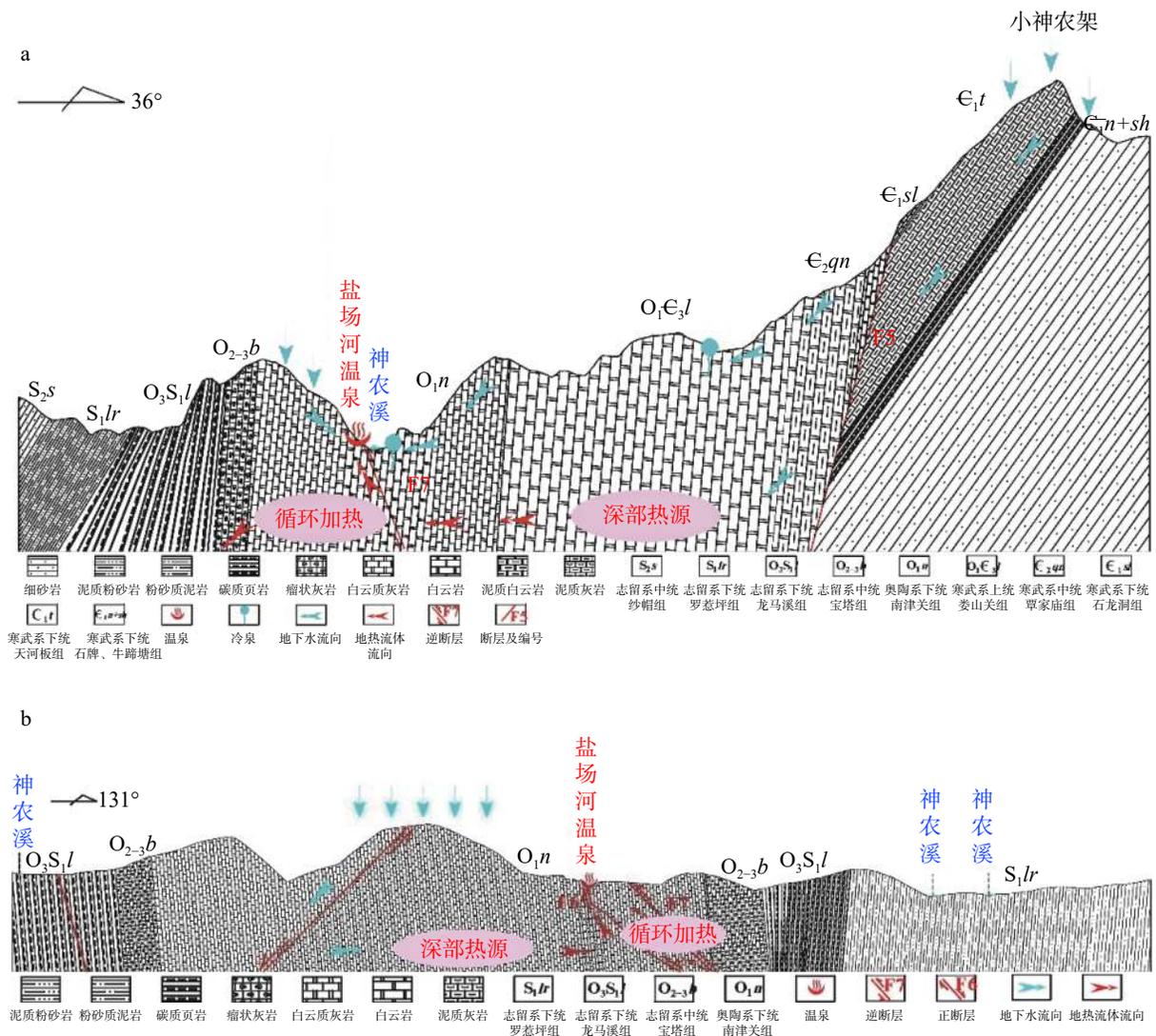


图 6 地热田成因模式示意图
Fig. 6 Genesis model of the geothermal field

6 结 论

(1) 通过对研究区氢、氧、氡及硫同位素取样分

析发现，地热流体补给来源于大气降水，补给高程为 1 261.21 m 至 1 298.25 m，补给区是位于地热田北部的小神农架山区。地热流体的氡含量较低，而当地

热流体沿断裂涌出时,受到浅层或地表冷水混入影响,其氡含量显著上升;地热流体中硫酸盐主要还是断层附近岩石中黄铁矿氧化所致,且地热流体在深部基本处于相对稳定的氧化-还原平衡环境中,说明地热流体温度还是来自于稳定的深部地热源;

(2) 采用 Phreeqc 软件模拟计算不同时间段矿物饱和指数数值,发现在枯水期稳定平衡条件下,地下水水化学成分基本处于平衡,而在丰水期时浅层地下水与深部地热流体混合使地下水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 离子含量升高,其水化学成分异常和浅层冷水的混入有关;

(3) 研究区地热流体存在水-岩相互作用,但不是其盐分的主要来源,地热流体的高矿化度主要是盐岩溶解造成的。由于地热流体中的氯化钠主要来源于盐岩,因此 Na-K 温标和 Na-K-Mg 温标不可靠。根据钻孔内的实测温度发现,二氧化硅化学温标的计算值与实际基本相符。因此,选取二氧化硅作为温标计算,热储层温度为 59.11 °C,热储循环深度为 1 923 m;

(4) 研究区地下水受大气降水垂向入渗补给,沿断裂向深部热源运移,地下水不断增温形成地热流体。地热流体从较远的 NE 向高一级的地质剥夷面向更低地质剥夷面迁移过程中,由于其运移路径较长,在高温高压条件下与咸化潮坪泻湖相沉积碳酸盐岩有充足的时间相互作用,促进盐岩溶解,氯离子浓度不断升高,使得水中矿化度急剧上升,并曾经达到化学平衡状态。在地热流体沿“岩溶管道”水平运移过程中,在张性断裂影响下,地热流体受压上涌,其矿化度也进一步上升,但是研究区溶蚀现象十分发育,浅层地下水的混入,导致了地热流体温度和化学成分也受到了一定影响,但化学组分总体仍处于较稳定状态,矿化度仍较高,其他水平运移的地热流体在压扭性断裂及页岩阻隔下,继续向深部循环加热,矿化度也有所增加。

参考文献

- [1] 马瑞. 碳酸盐岩热储隐伏型中低温热水的成因与水-岩相互作用研究:以山西太原为例[D]. 武汉:中国地质大学(武汉), 2007.
- MA Rui. Water-rock interaction and genesis of low-medium temperature thermal groundwater in carbonate reservoir: A case study at Taiyuan, Shanxi[D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan), 2007.
- [2] 牛俊强,王辛,余杰. 湖北省巴东县盐场河地热资源可行性勘查[R]. 武汉:湖北省地质环境总站, 2019.
- [3] 何惠军. 巴东新城区库岸岩质滑坡变形研究[D]. 长沙:湖南科技大学, 2011.
- HE Huijun. Reservoir bank slope deformation analysis of New Badong City[D]. Changsha: Hunan University of Science and Technology, 2011.
- [4] Osamu Matsubaya, Hitoshi Sakai, Isao Kusachi. Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems[J]. *Geochemical Journal*, 1973, 7: 123-151.
- [5] 陈墨香,汪集暘,邓孝. 中国地热资源:形成特点和潜力评估[M]. 北京:科学出版社, 1994.
- CHEN Moxiang, WANG Jiyang, DENG Xiao. Geothermal resources in China: Formation characteristics and potential assessment[M]. Beijing: Science Press, 1994.
- [6] 刘绪和,白光金,荆功业. 矿业地热(水害)成因分析及治理对策[J]. *煤矿安全*, 2005, 36(1): 34-35.
- [7] 顾慰祖,林曾平,费光灿,郑平生. 环境同位素硫在大同南寒武-奥陶系地下水资源研究中的应用[J]. *水科学进展*, 2000, 11(1): 14-19.
- GU Weizu, LIN Zengping, FEI Guangcan, ZHENG Pingsheng. The use of environmental sulphur isotopes in the study of the Cambrian-Ordovician aquifer system in the south of Datong[J]. *Advances of Water Science*, 2000, 11(1): 14-19.
- [8] 胡静,涂良权,刘会平. 河南省九龙山汤池温泉地热地质特征及其成因机制[J]. *地质科技情报*, 2012, 31(4): 86-90.
- HU Jing, TU Lianguan, LIU Huiping. Geological features and formation mechanism of Tangchi hot spring in Jiulongshan mountain area[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2012, 31(4): 86-90.
- [9] 刘焱光,曹秀云,付云霞,吴世迎. 即墨温泉地热水水质的动态变化特征[J]. *山东国土资源*, 2010, 26(2): 19-24.
- LIU Yanguang, CAO Xiuyun, FU Yunxia, WU Shiyong. Dynamic change characteristics of geothermal water quality in Jimo hot springs[J]. *Shandong Land and Resources*, 2010, 26(2): 19-24.
- [10] 张红波,杨森,甘鑫,罗富恒. 典型背斜槽谷区岩溶水资源空间分布格局与水质特征:以宜居河流域为例[J]. *中国岩溶*, 2018, 37(1): 27-36.
- ZHANG Hongbo, YANG Sen, GAN Xin, LUO Fuheng. Study of the spatial distribution pattern and water quality characteristics of karst water resources in a typical anticlinal trough valley: A case study of Yiju river basin[J]. *Carsologica Sinica*, 2018, 37(1): 27-36.
- [11] 王宇,康晓波,张华,王燕. 昆明地热田的成因与外延[J]. *中国岩溶*, 2016, 35(2): 126-129.
- WANG Yu, KANG Xiaobo, ZHANG Hua, WANG Yan. The genesis and extension of Kunming geothermal field[J]. *Carsologica sinica*, 2016, 35(2): 126-129.
- [12] 陈亚洲,任虎俊,李曦滨,李健,王锋利. 大同煤田寒武-奥陶系

- 岩溶水系统东北区特征分析[J]. 中国岩溶, 2019, 38(26): 629-636.
- CHEN Yazhou, REN Hujun, LI Xibin, LI Jian, WANG Fengli. Characteristics of the Cambrian-Ordovician karst water system in northeast Datong coalfield[J]. *Carsologica Sinica*, 2019, 38(26): 629-636.
- [13] 高旭波, 向绚丽, 侯保俊, 高列波, 张建友, 张松涛, 李成城, 姜春芳. 水化学—稳定同位素技术在岩溶水文地质研究中的应用[J]. 中国岩溶, 2020, 39(5): 629-636.
- GAO Xubo, XIANG Xuanli, HOU Baojun, GAO Liebo, ZHANG Jianyou, ZHANG Songtao, LI Chengcheng, JIANG Chunfang. Application of hydrochemistry coupled with stable isotopes in the study of karst water hydrogeology[J]. *Carsologica Sinica*, 2020, 39(5): 629-636.
- [14] 郑淑慧, 侯发高, 倪葆龄. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研究[J]. 科学通报, 1983, 28(13): 801-806.
- [15] 武亚遵, 万军伟, 林云. 湖北宜昌西陵峡地区大气降雨氢氧同位素特征分析[J]. 地质科技情报, 2011, 30(3): 93-97.
- WU Yazun, WAN Junwei, LIN Yun. Characteristics of hydrogen and oxygen isotopes for precipitation in Xiling gorge region of Yichang, Hubei Province[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2011, 30(3): 93-97.
- [16] 温艳茹, 王建力. 重庆地区大气场降水中氢氧同位素变化特征及与大气环流的关系[J]. 环境科学, 2016, 37(7): 2462-2469.
- WEN Yanru, WANG Jianli. Variations of stable isotope in precipitation and its atmospheric circulation effect in Chongqing[J]. *Environmental Science*, 2016, 37(7): 2462-2469.
- [17] 李瑞, 肖琼, 刘文, 郭芳, 潘谋成, 于爽. 运用硫同位素、氮氧同位素示踪里湖地下河硫酸盐、硝酸盐来源[J]. 环境科学, 2015, 36(8): 2877-2886.
- LI Rui, XIAO Qiong, LIU Wen, GUO Fang, PAN Mocheng, YU Shi. Using $\delta^{34}\text{S-SO}_4^{2-}$ and $\delta^{15}\text{N-NO}_3^-$, $\delta^{18}\text{O-NO}_3^-$ to trace the sources of sulfur and nitrate in Lihu lake underground water, Guangxi, China[J]. *Environmental Science*, 2015, 36(8): 2877-2886.
- [18] 张元培, 牛俊强, 王伟. 湖北京山地区地热田地球化学特征及热源分析[J]. 物探与化探, 2010, 34(6): 806-809, 813.
- ZHANG Yuanpei, NIU Junqiang, WANG Wei. Geochemical characteristics and heat source of the geothermal field in Jingshan area, Hubei Province[J]. *Geophysical and Geochemical Exploration*, 2010, 34(6): 806-809, 813.
- [19] Giggenbach W F. Geothermal solute equilibria derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers[J]. *Geochemica Acta*, 1988(52): 2749.
- [20] 张艳花, 徐世光, 巴俊杰, 李晨晨, 董文辉. 宜良地热田水化学特征分析与研究[J]. 矿产与地质, 2016, 30(5): 837-841.
- ZHANG Yanhua, XU Shiguang, BA Junjie, LI Chenchen, TONG Wenhui. An analysis of hydrochemical characteristics of Yiliang geothermal field[J]. *Mineral Resources and Geology*, 2016, 30(5): 837-841.
- [21] 刘军强. 应用地热温标估算热储温度: 以嵊州崇仁热水为例[J]. 西部探矿工程, 2014, 5: 130.
- [22] 苗迎, 孔祥胜, 宋朝静. 南宁市区地下水水化学特征及形成机制[J]. 中国岩溶, 2015, 34(3): 228-233.
- MIAO Ying, KONG Xiangsheng, SONG Zhaojing. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of groundwater in Nanning City[J]. *Carsologica Sinica*, 2015, 34(3): 228-233.

Genesis mechanism of geothermal fluid with high mineralization in karst geothermal reservoir: A case study of geothermal field of the Yanchang river, Badong county

YU Jie^{1,2}, MAO Xumei³, PENG Hui^{1,2}, WEN Meixia^{1,2}, WANG Xin^{1,2}, FAN Wei^{1,2}, TANG Wei^{1,2}

(1. Geological Environmental Center of Hubei Province, Wuhan, Hubei 430034, China; 2. Hubei Key Laboratory of Resources and Eco-environmental Geology, Wuhan, Hubei 430034, China; 3. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan, Hubei 430074, China)

Abstract At present, China's energy development has entered a new stage of carbon reduction and energy conservation. In order to achieve the goal of "carbon peak" and "carbon neutrality", the development and utilization of geothermal energy has been ushered in unprecedented opportunities. However, not all geothermal resources can be directly exploited and utilized. Based on a funded project—Feasibility of Geothermal Resources Exploration in Yanchang river, Badong county, Hubei Province, we have built a genesis model of the geothermal field mainly by means of software analysis, traditional geological survey, drilling, sampling analysis and systematic temperature measurement. In the aspect of hydrochemistry, we also analyzed the genesis of geothermal fluid with high mineralization in karst geothermal reservoir in the Yanchang river. According to previous research, hydrogeological survey, geophysical exploration and drilling, we found out the geothermal geological conditions, regional stratigraphic distributions, lithologic characteristics and structural distributions in the study area, which can provide data for the construction of genesis model of geothermal field. In addition, by sampling, testing, and monitoring water

temperatures, we compared the chemical components of cold springs and geothermal fluids in different periods, and further analyzed the hydrogeochemical characteristics of geothermal fluids and the reasons for temperature anomalies. The research findings may provide the technical and theoretical basis for the genesis mechanism of geothermal fluid with high mineralization in karst geothermal reservoir as well as the basis for the scientific development and utilization of karst geothermal reservoir.

The geothermal fluid in the karst geothermal reservoir is mostly hot water with low mineralization at low temperature, while the highly mineralized geothermal water is often related to the dissolution of karst aquifer minerals. However, the TDS of geothermal water in the geothermal field of the Yanchang river is as high as $12,477.7 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, and the water temperature is about $34 \text{ }^{\circ}\text{C}$. The dissolution of aquifer minerals is unlikely to explain the genesis mechanism. On the basis of field investigation and geothermal drilling, we conducted the hydrogeochemical sampling and testing in four geothermal boreholes, one hot spring and four nearby cold springs. The research shows that the study field belongs to the convection-type geothermal resource at medium-low temperatures under the control of deep and large faults. The Ordovician limestone and dolomite are the main strata for geothermal reservoir, belonging to the karst fissure type. The chemical type of geothermal water in the Yanchang river is Cl-Na. The maximum unit water inflow can reach $1,767 \text{ m}^3\cdot\text{d}^{-1}$, with the outlet temperatures from $30.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ to $34.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Compared with the analysis of borehole temperature and SiO_2 thermometer, the temperature of geothermal fluid is $59.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$, and the circulation depth is $1,923 \text{ m}$. It is found that the geothermal fluid can complete sufficient heat exchange with heat source in the long migration path and long runoff time, the process of which may gradually increase groundwater temperatures. The sulfur isotope analysis shows that sulfate in karst water is derived from recharge water including atmospheric precipitation, surface water, and water formed by the oxidation of pyrite in rock mass. Groundwater maintains a relatively stable balance between oxidation and reduction. The aquifer is a transition between the alternation of a weak (lagging) and a strong environment, having a certain but low-degree recharge condition. Phreeqc hydrochemical simulations reveal the water-rock interactions (mainly the dissolution of aquifer minerals) in the aquifer, and further reveal that the high salinity of chemical composition in geothermal water is derived mainly from the dissolution of salt rocks in the salinized tidal flat lagoon facies during the runoff process. According to the analysis of tritium isotope, the content of tritium in geothermal fluid increases significantly, mainly because the geothermal fluid with low tritium content is mixed with shallow water or surface cold water when the geothermal fluid pours out along the fault under the influence of deep heat source and long runoff path. Hydrogeological conditions and hydrogen and oxygen isotopes can indicate the origin of atmospheric precipitation of geothermal water. The groundwater recharge height ranges from $1,261.21 \text{ m}$ to $1,298.25 \text{ m}$, while the height of the Xiaoshennongjia mountain area in the north of the geothermal field ranges from 900 m to $1,300 \text{ m}$, which is the recharge area of the geothermal field of the Yanchang river. However, seasonal cold water addition controls the balance of water-rock interactions. It can be concluded that the high mineralization in geothermal water of the Yanchang river is mainly formed by the dissolution of salt rock during the runoff process, during which the upward flow is affected by seasonal mixing of cold water. Furthermore, F6 tensile faults and F7 water-blocking faults in geothermal fields affect not only the flow direction and velocity of groundwater, but also the increasing content of TDS in geothermal fluids.

Key words high mineralization, karst geothermal reservoir, hydrochemistry, isotopes, genesis mechanism

(编辑 杨杨张玲)