

徐刚,伍坤宇,王鹏,等.藏北温泉盆地地热田水文地球化学特征研究[J].中国岩溶,2020,39(3):299-310.
DOI:10.11932/karst20200301

藏北温泉盆地地热田水文地球化学特征研究

徐刚¹,伍坤宇^{2,3},王鹏⁴,陈永东^{1,5},李兴彦³,胡林¹,刘子畅¹,李海¹

(1. 四川省地质矿产勘查开发局川西北地质队, 四川 绵阳 621000; 2. 西南石油大学
油气藏地质与开发工程国家重点实验室, 成都 610500; 3. 中国石油青海油田分公司,
甘肃 敦煌 736202; 4. 暨南大学地下水与地球科学研究院, 广州 510632; 5. 成都理
工大学, 成都 610059)

摘要:藏北温泉盆地地热资源丰富,但研究程度较低。为查明温泉盆地地热资源赋存状态及热源来源,揭示热循环机理,定量评估研究区热储温度、冷水混入比例、热循环深度等,利用温泉盆地地热田共18组温泉水样进行水化学分析,进行定量计算。结果表明:温泉盆地温泉水水化学类型主要为Ca-HCO₃·SO₄型。温泉盆地地下热水在向上运移过程中,受浅层地下水的混合作用影响,使得热水变为“未成熟水”。温泉水中文石、方解石等钙质热液的饱和度指数大于0。热储温度60.93~96.52℃,热循环深度3 238.06~5 215.28 m,冷水混入比例在20.97%~70.19%之间。硅-焓模型计算出未混入冷水时深部热储温度在81.94~167.26℃之间,热储循环深度4 405.56~9 145.56 m。

关键词:水文地球化学;水-岩平衡;硅-焓模型;热储温度;热循环深度;温泉盆地地热田

中图分类号:P314 文献标识码:A

文章编号:1001-4810(2020)03-0299-12 开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

能源与环境的问题是现如今亟待解决的两大世界级难题。随着传统能源的日益枯竭和人类环境保护意识的增加,新能源和可再生能源越来越受到世人的重视。近年来,随着科技的进步,各类可再生能源(如风能、太阳能、地热能等)发展迅猛^[1],地热能便是其中之一,倍受人们青睐。青藏高原因其所处的特殊构造背景,区内地热资源十分丰富。对青藏高原的地热资源研究,最早可以追溯到20世纪50年代。多年来,中国学者对西藏地热资源做了大量的

研究工作,在地热分布特征,地热田地球化学特征,地热能发电等方面取得了丰硕的成果^[2-10]。这些地热资源研究成果主要集中在青藏高原的南部、中部及东部,北部地区相关研究相对较少^[11],温泉盆地坐落于青藏高原北部那曲地区安多县北部,盆地内地热活动活跃,发育多处温泉排泄点和古泉华遗迹。由于该区地处偏远,加之自然条件恶劣,从而导致区内地热研究相对欠缺,现有资料对该地热系统地质和地球化学特征描述均不明确。在2012-2014年开展中国地质调查局《青海龙亚拉地区1:5万四幅区域地质调查》的基础上对盆地地热系统开展调查研

基金项目:国家自然科学基金(51709127);广东省自然科学基金(2017A030310172);中国地质调查局“青海龙亚拉地区1/5万I46E017008、I46E017009、I46E018008、I46E018009四幅区调(1212011221019)”项目资助

第一作者简介:徐刚(1987-)男,硕士,工程师,主要从事区域地质调查和地球化学研究等工作。E-mail:416129412@qq.com。

通信作者:伍坤宇(1986-)男,博士,高级工程师,主要从事地质及地球化学研究。E-mail:wukunyu1986@126.com。

收稿日期:2019-11-19

究,这对明确区内地热系统地质及地球化学特征,系统评估区内地热资源潜力,推动区内地热研究工作均具有积极意义。

1 研究区基本情况

1.1 自然地理

研究区位于青藏高原唐古拉山北坡安多县境内,北距格尔木市区约 520 km,南距唐古拉山口近 20 km。地理坐标为东经 91°45′~92°15′,北纬 33°00′~33°20′。研究区地势西南高东北低,最高海拔 6 104 m,最低 4 850 m,平均 5 200 m。由于研究区

地处长江源头,水系、沼泽及湖泊发育。气候类型为典型的内陆高寒山区气候,寒冷、干燥,昼夜温差大,年降水量约 350 mm,年平均气温为 3℃。

1.2 地质背景

研究区大地构造上位于羌塘盆地唐古拉山中央隆起带北坡(图 1a、b)^[12],北与拉竹龙—金沙江缝合带毗邻,南与班公错—怒江缝合带相界^[13]。温泉盆地为典型的地堑盆地,主要由断陷带(断陷盆地,面积约 270 km²)、两侧断隆带和正断层系组成。盆地东界为塘吉那—陇哈钦正断层,西界为温泉—102 道班正断层。区内断隆带北西南东向断裂发育^[14-15],温泉主要沿温泉—102 道班正断层出露。

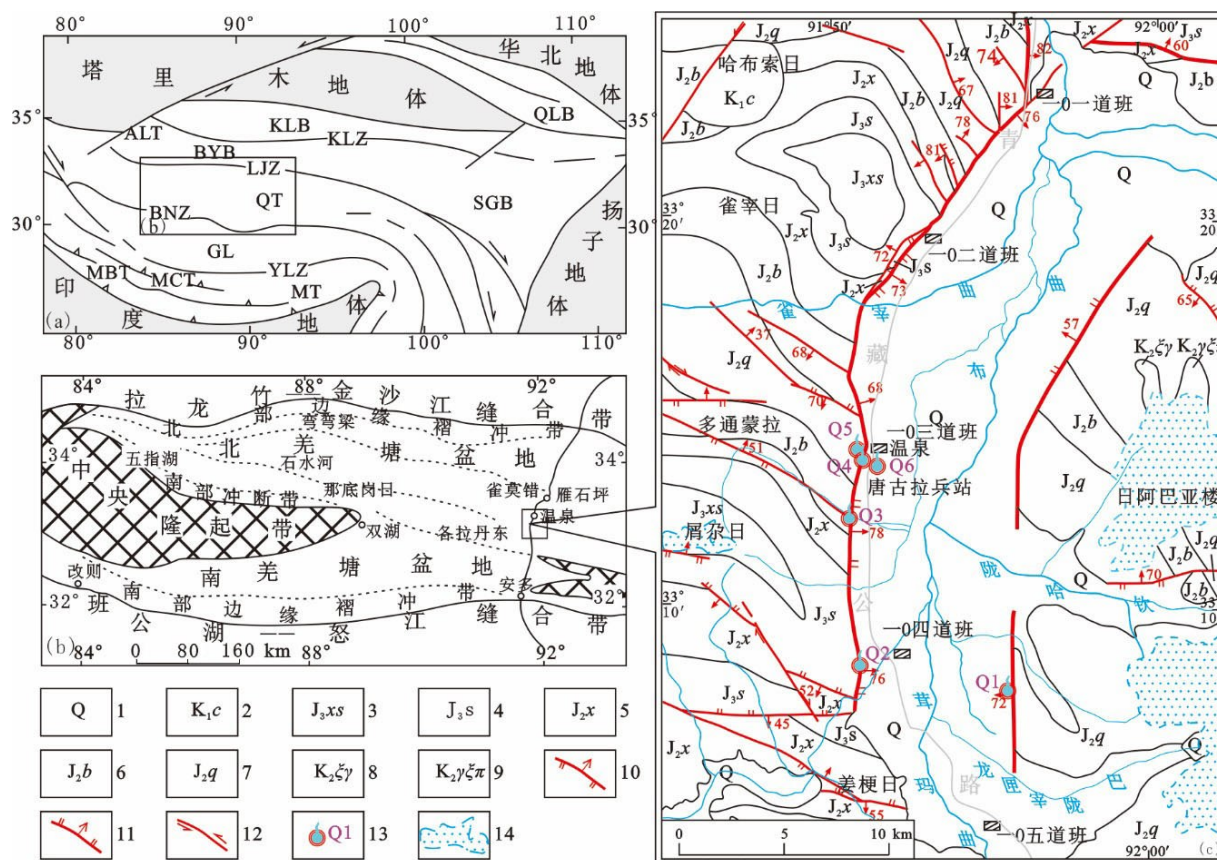


图 1 青藏高原大地构造及温泉盆地地质略图

(据潘桂堂等^[12],2004修改;1:25万温泉兵站幅^[14]修改及青海省龙亚拉1:5万区调^[15]实测)

Fig. 1 Simplified map showing tectonics of the Tibetan plateau and geology of the Wenquan basin

1—第四系沉积物 2—错居日组 3—雪山组 4—索瓦组 5—夏里组 6—布曲组 7—雀莫错组 8—燕山晚期似斑状钾长花岗岩 9—燕山晚期钾长花岗斑岩 10—逆断层 11—正断层 12—平移断层 13—终年积雪区 14—泉点及取样编号 BNZ—班公湖—怒江缝合带 LJZ—拉竹龙—金沙江缝合带 YLZ—印度河—雅鲁藏布缝合带 KLB—昆仑南缘缝合带 QT—羌塘地体 GL—拉萨地体 MT—喜马拉雅地体 BYB—巴颜喀拉造山带 SGB—松潘—甘孜造山带 KLB—昆仑造山带 QLB—秦岭—祁连山造山带 MCT—喜马拉雅中央主断裂 MBT—喜马拉雅边缘主断裂 ALT—阿尔金断裂

区内主要出露地层包括:①第四系冰川与河湖相沉积(>1 000 m),温泉钙华、硅华沉积;②中—上

侏罗统雁石坪群碎屑岩—碳酸盐岩建造,自下而上依次为中侏罗统雀莫错组(J_2q)紫色砂岩、粉砂岩夹

少量灰岩,底部常见复成分砾岩;中侏罗统布曲组(J_2b)灰色泥晶灰岩、生屑灰岩等;中侏罗统夏里组(J_2x)灰绿色、灰紫色粉砂岩与砂岩互层,夹灰生物碎屑灰岩及石膏层;上侏罗统索瓦组(J_3s)深灰色生物碎屑泥晶灰岩夹粉砂岩;上侏罗统雪山组(J_3xs)灰色、灰绿色粉—细砂岩夹微晶灰岩;下白垩统错居日组(K_1c)紫红色砾岩夹不等粒砂岩。研究区岩浆岩主要为燕山晚期的似斑状钾长花岗岩、钾长花岗斑岩。



图2 温泉盆地温泉及其泉口沉积物特征

Fig. 2 Characteristics of hot springs and their mouth sediments in Wenquan basin

2.1 野外测定

笔者于2012年7月、2013年5月、2013年10月3次对区内泉眼较为集中的六处温泉进行了野外考察和系统采样(图1c)。所取温泉水样清澈透明,无悬浮物和胶粒。除泉点Q1外,其余5个泉点泉水均有明显的硫化氢气味。野外采用美国HACH公司生产的HQ40d便携式水质分析仪,对温泉的温度、pH、电导率(EC)和盐度进行了测定,其精度分别为 $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 0.01 pH 、 $1\text{ }\mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 、 0.1% ; Ca^{2+} 、 CO_3^{2-} 和 HCO_3^{-} 采用德国Merck公司便携式试剂盒滴定,精度分别为 $2\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $0.1\text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ 。

2.2 样品采集与室内测试

取样容器为用酸洗净的聚乙烯塑料瓶(50 mL和250 mL),取样瓶采用温泉水润洗3~4遍后分别采集用于阳离子分析(加1:1 HNO_3)和阴离子分析的水样。水样经 $0.25\text{ }\mu\text{m}$ 的玻璃纤维滤膜过滤后存储于采样瓶中,放入车载冰箱冷藏($8\text{ }^{\circ}\text{C}$)保存,运回室内用于检测。 Cl^{-} 采用 AgNO_3 滴定法($0.1\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)测定。采用UV2450紫外—可见分光光度计测定其他主要阴离子: NO_3^{-} 采用紫外分光光度法, PO_4^{3-} 用磷钼钼蓝光度法, F^{-} 用茜素络合剂比色法, SO_4^{2-} 用

2 样品采集与测试

温泉盆地温泉主要分布于盆地西侧山坡坡脚,与区域断裂构造有关。沿温泉-102道班近南北向断层分布的一系列温泉,主要由控制温泉盆地形成的区域性大型断裂构造控制的。在温泉分布区常常分布有大量的泉华,在地貌上形成明显的隆起,形成泉华锥(图2a)和泉华脊(图2b)。部分温泉眼可见有较明显的鼓泡现象(图2c)。

硫酸钡比浊法($0.01\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)。 K^{+} 、 Na^{+} 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等主要阳离子及其余微量元素测定采用Optima 2100 DV型ICP-OES测定($0.001\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)。以上测试工作均在西南大学地理科学学院水化学分析实验室和同位素地球化学实验室完成。分析结果见表1,测试结果均达到国家标准^[16-17],且阴阳离子平衡,测试数据符合要求。

3 分析讨论

3.1 水文地球化学特征

由表1可知,6个泉点,3次采样的分析结果存在细微差别,但差别不大;所采样温泉水的温度,除泉点Q1($8\text{ }^{\circ}\text{C}$)和泉点Q3($30\text{ }^{\circ}\text{C}$)外,其余样点温度区间为 $61\sim 65\text{ }^{\circ}\text{C}$,为高温温泉;pH值为 $6.8\sim 7.44$ 之间,表现为中—弱碱性;电导率介于 $1\ 573\sim 3\ 820\text{ }\mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 之间;矿化度(TDS)介于 $910.62\sim 2\ 444.07\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,属中性弱矿化水。泉点Q3位于两大断裂交汇处,可能自身循环深度较浅,且出露地层为灰岩地层,表层岩溶作用强烈,溶隙、裂隙发育,热水在向上运移过程中参入了大量的冷水,导致电导率和水温均较低。同样,泉点Q1的水温低,也可能是因

表 1 温泉盆地水样分析结果表

Table 1 Analysis results of water samples from Wenguan basin

研究区	采样位置	采样编号	T/℃	pH	E/ μs·cm ⁻¹	化学成分/mg·L ⁻¹													TDS	水化学类型
						Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	ΣFe	Mn ²⁺	Al ³⁺	Ba ²⁺	Sr ²⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	SiO ₂		
通渭 纳查	Q1 [*]	7.30	2.290	131.75	22.35	172.70	9.10	0.116	0.006	0.125	0.022	0.971	678.40	181.31	52.96	30.50	910.62	Ca·Na—HCO ₃		
	Q1 [#]	8	7.30	1.573	129.40	13.10	204.45	9.40	0.031	0.004	0.083	0.021	0.945	673.60	179.67	44.14	29.75		918.04	
	Q1 [*]	7.44	1.604	136.85	12.75	201.10	9.05	0.018	0.003	0.073	0.021	0.956	678.40	192.00	48.55	29.67	940.57			
	Q2 [*]	6.90	3.700	540.00	33.50	206.50	13.65	1.136	0.105	0.069	0.032	0.882	439.20	1245.56	88.27	30.17	2.349.31			
	Q2 [#]	64	7.12	3.820	557.50	32.95	213.85	13.10	1.145	0.105	0.069	0.032	0.875	530.70	1202.09	88.27	29.99		2.375.34	
	Q2 [*]	7.18	3.810	560.00	35.00	219.00	13.55	1.044	0.104	0.072	0.032	0.889	512.40	1265.50	92.69	28.97	2.444.07			
	Q3 [*]	6.81	2.220	185.60	14.60	310.80	30.75	0.036	0.053	0.075	0.022	1.600	860.10	619.58	30.90	15.44	1.624.06			
	Q3 [#]	30	6.87	2.270	189.15	14.65	308.75	29.75	0.062	0.052	0.074	0.022	1.590	831.40	625.34	35.31	15.32		1.620.45	
	Q3 [*]	巴口	6.80	2.250	186.05	13.65	307.90	30.30	0.057	0.050	0.078	0.023	1.586	829.60	627.65	35.31	15.15		1.617.45	
	温泉 盆地	Q4 [*]	7.02	2.420	185.90	26.70	322.15	29.80	0.082	0.082	0.080	0.045	0.813	494.10	862.26	95.93	63.39		1.770.89	Ca·Na—HCO ₃ ·SO ₄
Q4 [#]		65	7.01	2.450	184.25	28.40	319.65	29.50	0.108	0.086	0.080	0.044	1.336	530.70	865.39	52.96	64.08	1.747.15		
Q4 [*]		1号	7.06	2.450	193.05	30.35	334.20	31.10	0.091	0.082	0.074	0.044	0.821	597.80	830.53	97.10	64.00	1.816.34		
Q5 [*]		7.20	2.420	220.10	27.00	352.60	36.75	0.001	0.336	0.078	0.028	1.831	660.10	902.77	52.96	45.11	1.924.50			
Q5 [#]		61	7.23	2.420	225.00	29.75	353.25	36.40	0.002	0.322	0.075	0.028	1.832	655.30	884.60	68.27	44.65	1.927.18		
Q5 [*]		7.11	2.460	221.30	27.15	348.00	35.25	0.004	0.329	0.079	0.028	1.825	647.90	896.02	70.62	44.63	1.924.55			
Q6 [*]		6.90	2.550	116.75	20.65	471.50	39.00	1.944	0.143	0.094	0.034	1.064	563.60	1085.73	44.14	40.72	2.062.84			
Q6 [#]		65	6.91	2.540	117.55	19.80	465.60	38.60	1.856	0.141	0.086	0.034	1.040	536.80	1108.43	57.38	40.65	2.078.91		
Q6 [*]		2号	6.92	2.580	118.70	20.55	457.50	38.85	2.069	0.140	0.094	0.034	1.046	530.70	1083.68	57.38	40.43	2.045.39		
Ca—SO ₄ ·HCO ₃																				

注:1-表中各水样取样位置见图1;2-#:2012年7月所取样;#:2013年5月所取样;:2013年10月所取样。

为其出露于灰岩地层,岩溶管道裂隙发育,向上运移过程中与浅层岩溶水混合所致,并且泉点Q1位于布曲河河床上,冰雪水的混入,导致其温度进一步降低(8℃)。

水化学分析结果表明(表1),泉水中阳离子以 Ca^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 为主,且离子浓度 $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$;阴离子以 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 为主。研究区温泉水中的 $\text{Na}^+/\text{Cl}^- > 1$,说明温泉水在地下曾发生过强烈的水岩反应^[18],其化学特征很大程度上受围岩岩性的影响。温泉盆地基底及断隆带为中-上侏罗系雁石坪群碎屑岩—碳酸盐岩建造,并可见有硬石膏夹层。围岩主要为灰岩及碎屑岩,碎屑岩中含有大量的石英、长石等铝硅酸盐矿物。因此,温泉中高含量的 Ca^{2+} 、 Na^+ 和 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 与热水对围岩的溶蚀有关。

使用舒卡列夫分类法(毫克当量百分比分别大于25%的阴阳离子参与命名)将温泉划分为 $\text{Ca}\cdot\text{Na}-\text{HCO}_3$ (Q1)、 $\text{Na}\cdot\text{Ca}-\text{SO}_4$ (Q2)、 $\text{Ca}\cdot\text{Na}-\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4$ (Q3、Q4)、 $\text{Ca}\cdot\text{Na}-\text{SO}_4\cdot\text{HCO}_3$ (Q5)、 $\text{Ca}-\text{SO}_4\cdot\text{HCO}_3$ (Q6)共5种水化学类型。利用Langlier-Ludwig图解^[19](图3),对研究区的温泉水进行分类,可以看出,除温泉点Q2落在B区外,其余所有温泉水样品都落在D区,表明Q2主要阳离子为 Na^+ ,其余温泉点阳离子主要为 Ca^{2+} 。两者结合分析,研究区温泉点Q1温泉水样为 $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ 型水,Q2温泉水样为 $\text{Na}-\text{SO}_4$ 型水,其余水样均为 $\text{Ca}-\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4$ 型水。

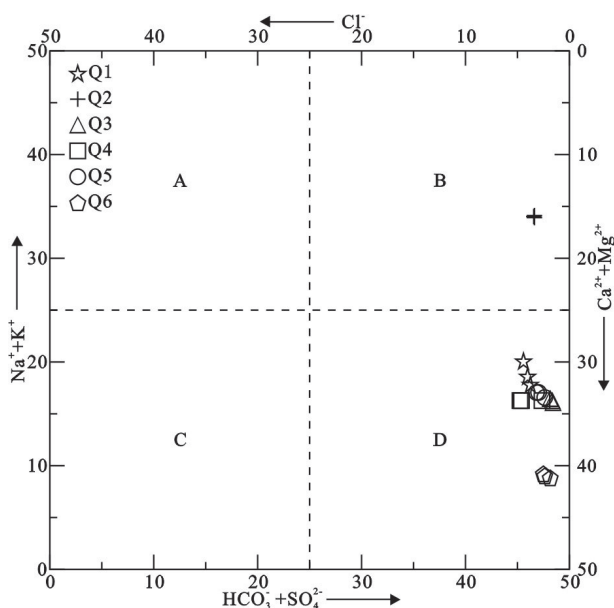


图3 Langlier-Ludwig图解

Fig. 3 Langlier-Ludwig illustrative diagram

3.2 地下热水水-岩平衡状态分析

3.2.1 热泉中矿物饱和度

利用热液矿物的饱和指数(SI),可以定性判别温泉水热液中的各种化学反应进行的方向,可进一步推断热液在迁移过程中,由于温度、压力和氧化还原条件等发生改变时可能发生的化学变化^[20],采用美国地质调查局的PHREEQC软件包计算研究区各采样点温泉水中14种矿物的饱和度指数,并利用箱型图解统计各种矿物的饱和度指数分布(图4)。

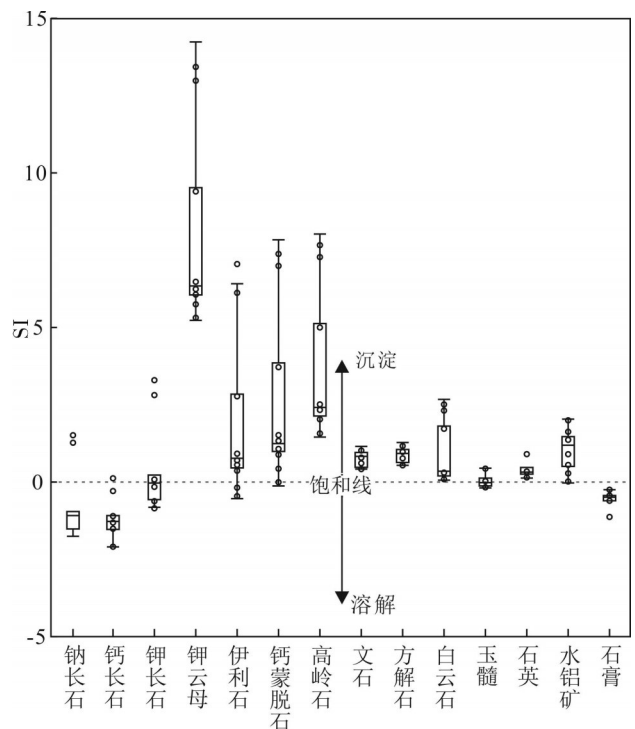


图4 各种热液矿物饱和度指数箱型图

Fig. 4 Box plot of SI of various hydrothermal minerals

矿物饱和度指数统计结果表明:

(1)硅酸盐矿物SI中值 ≥ 0 的,包括钾长石、钾云母、伊利石、钙蒙脱石和高岭石,表明温泉热液的化学组分和热储理化条件下,这几类矿物是处于过饱和状态或临界状态,有可能从溶液中沉淀析出。但在温泉沉积物中并未大量检测出这些矿物(表2),结合沉积物形成环境,判断样品中的石英、长石和黏土矿物组分实际上多来源于风或流水搬运的杂质。这类硅酸盐矿物在温泉沉积物中难以保存,主要是因为这些矿物相在表生环境下难以在温泉热液中稳定存在^[21]。

(2)碳酸盐和硅氧化物矿物SI中值 ≥ 0 的,包括文石、方解石、白云石、玉髓和石英,这些矿物中文石、

方解石和白云石作为钙华沉积物的主要矿物组分在沉积物样品中均有检出,其中方解石含量最高,其次为文石,白云石仅微量存在,这可能与温泉热液较低的Mg/Ca有关。石英和玉髓作为硅华的主要矿物组成在样品中也大量检出,且石英含量远高于玉髓,这也主要是由石英作为稳定相而更易保存所决定的^[21]。

(3)作为氢氧化物的水铝矿,SI中值也>0,表明其也有发生沉淀的可能,但在沉积物中该矿物未被

检出,主要原因也是因为在研究区地表温泉热液条件下,该矿物不能稳定存在^[21]。

(4)计算矿物中钠长石、钙长石和石膏三种矿物的SI中值均<0,表明热泉中这些矿物处于不饱和状态,在热液从热储流出之后不会发生沉淀。从矿物饱和度指数计算和温泉沉积物分析结果可以推测,研究区温泉的化学组分主要来自于热储围岩的硅酸盐溶解和热水上升过程中沉积岩中的碳酸盐溶解,这与区域地层岩性吻合。

表2 温泉沉积物矿物组成(%)

Table 2 Mineral components of hot spring sediments (%)

矿物样号	石英	玉髓	蛋白石	方解石	文石	白云石	钾长石	钠长石	总黏土	备注
Q1	2.15	nd.	nd.	83.35	10.72	0.25	0.38	nd.	3.14	古钙华
Q2	82.60	12.90	nd.	nd.	nd.	nd.	1.35	0.36	2.83	古硅华
Q3	1.56	nd.	nd.	80.36	13.50	0.66	0.55	0.38	2.98	钙华软泥

注:“nd.”-组分未检出。

3.2.2 Na-K-Mg 图解

Na-K-Mg 图解广泛应用于评价地下热水的水-岩平衡状态^[22-24]。将研究区所采温泉水样品投点到Na-K-Mg图中(图5),可以看出所有采样点都分布于180~280℃等温线之间,且所有水样点均落在完全平衡线以下的未成熟水区域,说明所有泉点热水均未达到水-岩作用平衡状态,这可能热水在向上运移过程中均受到了浅层地下水的混合作用影响,特别是流经碳酸盐岩地层,受到浅层冷水混入的影响。

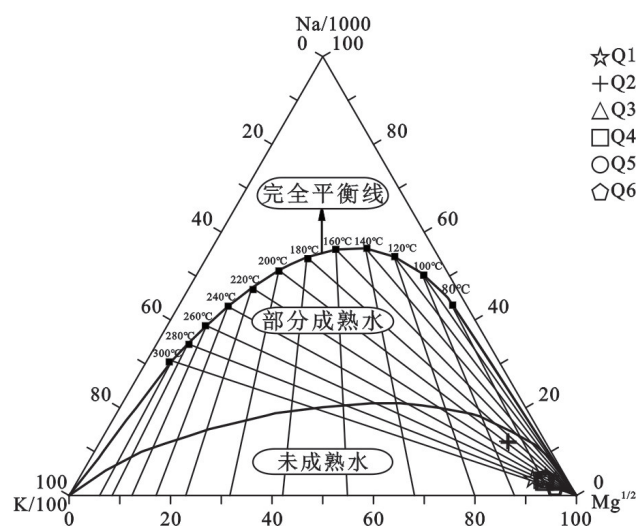


图5 Na-K-Mg^{1/2}图解(底图据文献^[25]修改)

Fig. 5 Na-K-Mg^{1/2} diagram (Base map is modified according to reference^[25])

3.2.3 Na-K-Mg-Ca 图解

Na-K-Mg-Ca 图解模型是 Giggenbach (1988) 提出的另一个基于阳离子比率来反映水-岩作用平衡的图解模型^[25]。基于温泉盆地温泉水地球化学特征,按照水-岩作用平衡模型计算得到Na-K-Mg-Ca图解(图6),即 $Mg^{2+}/(10Mg^{2+}+Ca^{2+})$ 与 $10K^{+}/(10K^{+}+Na^{+})$ 的关系。从图6中可以看出,温泉盆地热水的所有投点均远离水-岩作用完全平衡线,说明热水均未达到水-岩作用平衡状态,这与Na-K-Mg图解结果一致。另外,温泉盆地热水的投点位置较为集中,表明各个时间段各个泉点的温泉水物质来源基本一致,在一定程度上反应了温泉盆地热储具有相同的水-岩作用过程。

3.3 地下热储温度计算

3.3.1 地球化学温标计算

地热温标方法是计算热储温度的有效手段^[26]。前述研究区温泉水为“未成熟水”,阳离子化学温标估算热储温度可信度降低,但如果水的酸性不是很强的情况下,K-Mg地质温度计依然能够较好地反映地热系统的温度^[27]。同时,玉髓的饱和指数(SI)小于0,处于非饱和状态,既温泉中玉髓与水未达到平衡,因此玉髓温标计算结果不可取。故本次采用“100℃下蒸汽足量散失的石英温标”、“K-Mg温标”计算热储温度并做对比,结果见表2。

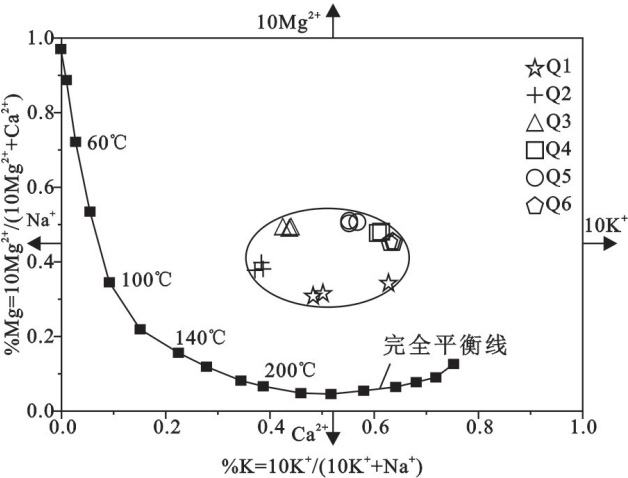


图 6 Na-K-Mg-Ca 图解(据参考文献^[25]修改)

Fig. 6 Na-K-Mg-Ca diagram

表 2 中可以看出,研究区热储温度 T_{K-Mg} 为 61.93~94.54℃, $T_{石英}$ 为 59.92~112.82℃, $T_{热储}$ 为 60.93~96.52℃。研究区的采样点基本处于河谷地带,因此冷水会不同程度地混入地下热水, SiO_2 、 K^+ 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 等被稀释,故温标法计算热储温度会偏低。

3.3.2 硅-焓混合模型

研究区温泉水样位于未成熟水区域内,可能有冷水的混入。利用硅-焓混合模型及方程^[28]消除冷水混入的影响,分析冷水混入比例以及混入前热储温度,在特定温度下,饱和水焓值和 SiO_2 关系见表 3^[29]。当温度小于 100℃ 时,饱和水焓与温度数值相等。取研究区内浅层冷水平均水温 3℃(研究区年平均气温), SiO_2 平均含量为 $4.98\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ^[30]。

表 2 温泉盆地地热温标计算温度(℃)

Table 2 Calculated temperatures of geothermometers in Wenquan basin (℃)

采样位置	采样编号	T_{K-Mg}	$T_{石英}$	$T_{热储}$	采样位置	采样编号	T_{K-Mg}	$T_{石英}$	$T_{热储}$
通冒纳查	Q1 [*]	88.01	83.65	85.83	温泉兵站 1 号	Q4 [*]	77.65	112.36	95.01
	Q1 [#]	74.41	82.75	78.58		Q4 [#]	79.28	112.82	96.05
	Q1 [˘]	74.21	82.65	78.43		Q4 [˘]	80.26	112.77	96.52
104 道班	Q2 [*]	93.28	78.17	85.73	103 道班	Q5 [*]	75.4	98.46	86.93
	Q2 [#]	93.39	77.93	85.66		Q5 [#]	77.85	98.05	87.95
	Q2 [˘]	94.54	76.53	85.54		Q5 [˘]	76.03	98.04	87.04
多通蒙陇巴口	Q3 [*]	63.26	60.52	61.89	温泉兵站 2 号	Q6 [*]	68.41	94.47	81.44
	Q3 [#]	63.7	60.28	61.99		Q6 [#]	67.57	94.4	80.99
	Q3 [˘]	61.93	59.92	60.93		Q6 [˘]	68.35	94.19	81.27

表 3 温度、焓和 SiO_2 含量关系

Table 3 Relationship between temperature, enthalpy and SiO_2 content

温度/℃	焓/ $J\cdot g^{-1}$	$SiO_2/$ $mg\cdot L^{-1}$	温度/℃	焓/ $J\cdot g^{-1}$	$SiO_2/$ $mg\cdot L^{-1}$	温度/℃	焓/ $J\cdot g^{-1}$	$SiO_2/$ $mg\cdot L^{-1}$
50	50.0	13.5	150	151.0	125.0	250	259.2	486.0
75	75.0	26.6	175	177.0	185.0	275	289.0	614.0
100	100.1	48.0	200	203.6	265.0	300	321.0	692.0
125	125.1	80.0	225	230.9	365.0	—	—	—

利用硅-焓模型公式^[31]计算并作出研究区各个水样焓和 SiO_2 含量与温度的函数关系(图 7),交点即为冷水混入比和热储温度,计算结果见表 4。由图 7 可知,Q1 所采的 3 个样品可能由于冷水混入过多,或样品在采集测量中可能出现了误差,在图中并未形

成交点,无法估算冷水混入比例及热储温度。其余 5 个采样点样品计算结果可知:研究区温泉水的冷水混入比例较高,混入比为 20.97%~70.19%,这与泉点基本位于河谷地带的环境相符。其中泉点 Q3 泉点的冷水混入比最高,这是因为该泉点位于断层交汇的

构造部位。温泉盆地的热储温度为 81.94~167.26℃。

受浅层地表冷水的混入量的影响,硅—焓模型计算的热储温度与地热温标法计算的热储温度相差

较大。尽管硅—焓模型计算热储温度存在不确定性,但从整体看,由于硅—焓模型考虑因素较为全面, SiO_2 含量较为准确,因此可以作为一个相对可靠的标准进行计算^[32]。

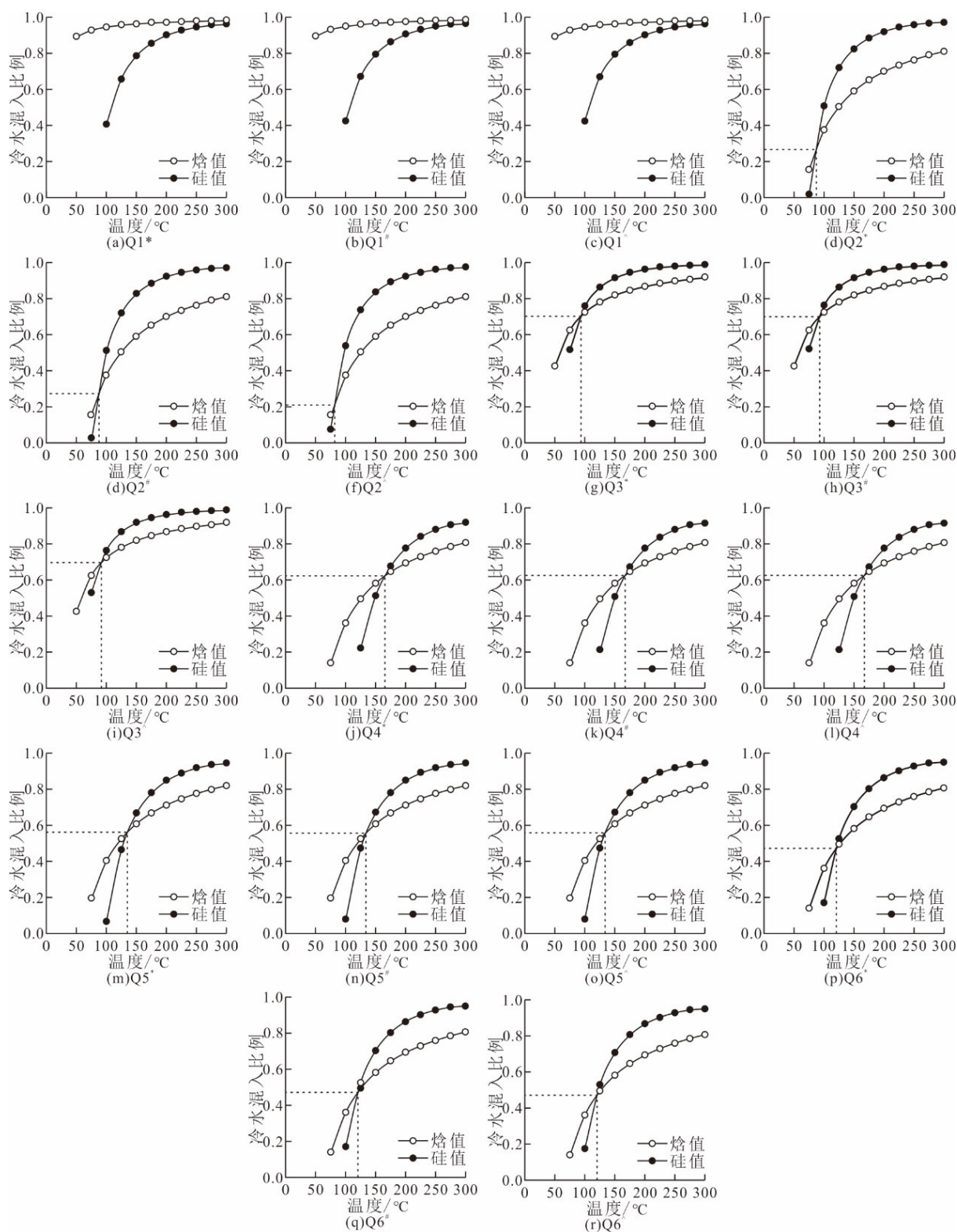


图7 温泉盆地温泉水硅—焓模型

Fig. 7 Si-enthalpy model of hot spring water in Wenquan basin

表 4 温泉盆地温泉水硅—焓模型计算结果
Table 4 Calculation results of Si-enthalpy model in Wenquan basin

采样位置	采样编号	冷水混入比例/%	热储温度/℃	采样位置	采样编号	冷水混入比例/%	热储温度/℃
通冒纳查	Q1 ⁺	—	—	温泉兵站 1 号	Q4 ⁺	62.27	165.61
	Q1 [#]	—	—		Q4 [#]	62.52	167.26
	Q1 ⁻	—	—		Q4 ⁻	62.55	167.16
104 道班	Q2 ⁺	26.63	87.17	103 道班	Q5 ⁺	56.17	135.07
	Q2 [#]	27.28	87.77		Q5 [#]	55.62	133.95
	Q2 ⁻	20.97	81.94		Q5 ⁻	55.83	133.85
多通蒙陇巴口	Q3 ⁺	70.19	93.76	温泉兵站 2 号	Q6 ⁺	47.19	120.58
	Q3 [#]	69.94	92.68		Q6 [#]	47.15	120.67
	Q3 ⁻	69.64	91.82		Q6 ⁻	47.13	120.43

3.4 地下热水成因机制分析

3.4.1 热源分析

温泉热源主要有岩浆活动热、岩浆余热、化学反应热与放射热、活动断裂产生的构造热及天然地热增温等^[33]。研究区所在的羌塘盆地经历了多期演化,区内新生代岩浆活动仍然存在,如在唐古拉山北坡的赛多铺岗日花岗岩体(40.6±3.1Ma)^[34-35]和盆地内发育的桑日玛一带查保玛组(E₂c)火山岩。据1:20万赤布张错幅、温泉兵站幅以及1:25万乌兰乌拉湖幅地质调查,测得火山岩时代为17-19 Ma(K-Ar)和45-39 Ma(Ar-Ar),1:25万温泉兵站幅测得火山岩时代为33.8 Ma(K-Ar)。另外,在研究区邻区发育的构造岩、岩脉年龄主要集中在始新世-中新世早期^[36]。第四纪青藏高原整体快速隆升,羌塘深部热力作用整体活跃与差异活动发展、北羌塘深部地幔热柱整体隆升^[35]。地震资料显示(中国地震台网地震目录),研究区所在的温泉盆地1988-2008年间共发生Ms>3.0的地震38次,温泉盆地地震活动频繁,表明现今构造活动强烈。这些都说明温泉盆地的热源主要为构造-岩浆活动,地热增温为次要热源,研究区地温梯度为1.8℃/100 m^[37]。

3.4.2 水源分析

据White(1986)的分类^[38],地下水划分为大气成因水、海洋水、演化同生水、变质同生水、岩浆水和初生水(原生水)六种成因类型。研究区温泉盆地温泉pH值6.8~7.44,含多种元素,矿化度(TDS)介于910.62~2 444.07 mg·L⁻¹,高于天然冷水平均值(0.019~0.55 g·L⁻¹),远远低于海水平均值(28.18

g·L⁻¹),也低于热矿水的平均值(4.88~5.74 g·L⁻¹)^[26]。另外,温泉盆地温泉的Na⁺/Cl⁻为1.94~6.32,大于1,表明温泉水来源于大气降水^[39]。因此,温泉盆地温泉以大气降水为水源。

3.4.3 热储热循环深度计算

地下热水循环深度计算公式^[40]为:
$$H=H_0+(T_z-T_0)/T_{grad} \tag{1}$$
式中:H为热储深度,m;T_z为热储温度;T₀为恒温带温度,℃;T_{grad}为地温梯度;H₀为恒温层深度。

资料显示,研究区年平均气温为3℃,地温梯度为1.8℃/100 m,恒温层深度为20 m^[37]。研究区温泉热循环计算结果见表5。

研究区地热水在上升过程中冷水混入,导致采取的温泉水样为未成熟水,地热温标法的热储温度计算热循环深度是中部热储的热循环深度,利用硅-焓模型计算的热储温度计算得到的热循环深度才是深部热储的热循环深度。由表5可知,研究区热循环深度3 238.06~5 215.28 m,最终热循环深度4 405.56~9 145.56 m。

3.4.4 地热系统成因模式

综合以上分析,得出研究区地热系统成因概念模型(图8):

温泉盆地为地堑断陷盆地,大气降水为地下热水的主要补给来源,东西两侧的广袤山区为主要补给区。断裂及基岩裂隙发育,冷水沿深断裂和裂隙在重力作用下不断下渗后,沿温泉深大活动断裂进行深部循环,形成深部地热水,在向地表循环的过程中,与围岩发生一系列的水化学和水岩作用后,升至地表,与浅层冷水混合,形成最终温泉水。

表 5 温泉盆地热储热循环深度计算结果

Table 5 Calculation results of the depth of geothermal circulation in Wenquan basin

采样 编号	温度/℃	热循环深 度/m	最终温 度/℃	最终热循环 深度/m	采样编 号	温度/℃	热循环深 度/m	最终温 度/℃	最终热循环 深度/m
Q1*	85.83	4 621.67	—	—	Q4*	95.01	5 131.39	165.61	9 053.89
Q1#	78.58	4 218.89	—	—	Q4#	96.05	5 189.44	167.26	9 145.56
Q1 [˘]	78.43	4 210.56	—	—	Q4 [˘]	96.52	5 215.28	167.16	9 140.00
Q2*	85.73	4 615.83	87.17	4 696.11	Q5*	86.93	4 682.78	135.07	7 357.22
Q2#	85.66	4 612.22	87.77	4 729.44	Q5#	87.95	4 739.44	133.95	7 295.00
Q2 [˘]	85.54	4 605.28	81.94	4 405.56	Q5 [˘]	87.04	4 688.61	133.85	7 289.44
Q3*	61.89	3 291.67	93.76	5 062.22	Q6*	81.44	4 377.78	120.58	6 552.22
Q3#	61.99	3 297.22	92.68	5 002.22	Q6#	80.99	4 352.50	120.67	6 557.22
Q3 [˘]	60.93	3 238.06	91.82	4 954.44	Q6 [˘]	81.27	4 368.33	120.43	6 543.89

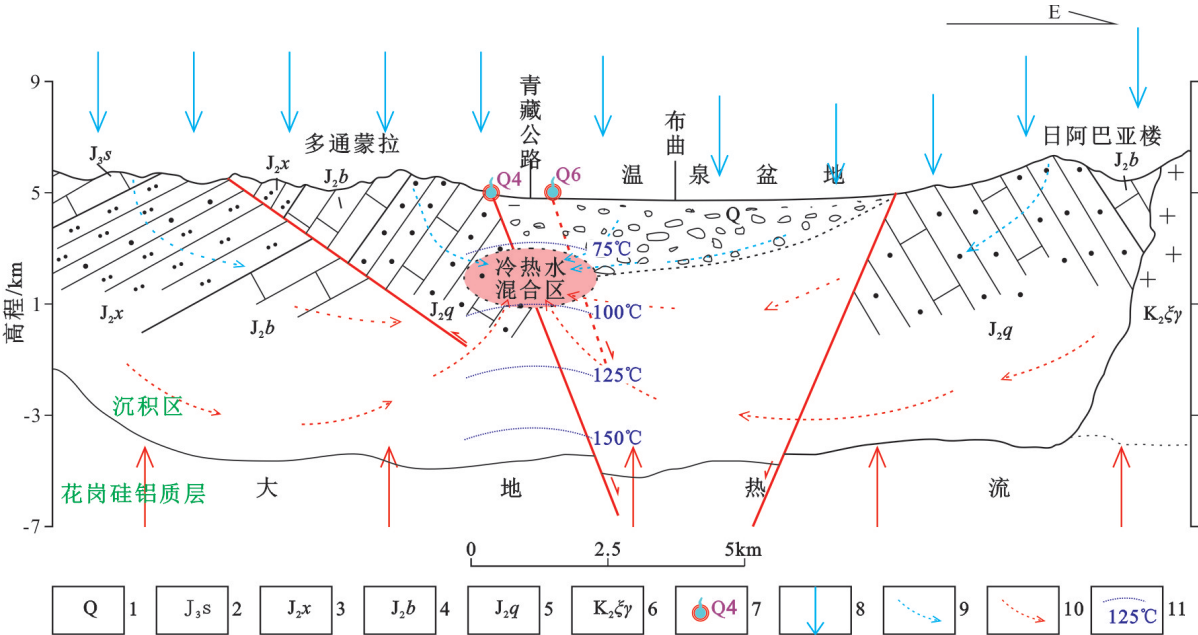


图 8 温泉盆地温泉成因模式示意图

Fig. 8 Sketch showing the genetic model of hot spring water in Wenquan basin

1—第四系沉积物 2—索瓦组 3—夏里组 4—布曲组 5—雀莫错组 6—燕山晚期似斑状钾长花岗岩 7—泉点及取样编号 8—大气降水 9—冷水运移 10—地热水运移 11—地温等温线及温度

4 结 论

(1) 温泉盆地温泉水水化学类型主要为 Ca-HCO₃·SO₄ 型, 部分为 Ca-HCO₃ 型和 Na-SO₄ 型。温泉盆地地下热水在向上运移过程中, 受浅层地下水的混合作用影响, 使得热水变为“未成熟水”。

(2) 温泉水中各种矿物饱和度指数模拟结果显示, 文石、方解石等钙质矿物为过饱和状态, 温泉水

在从含水层向地表迁移过程中会发生钙质沉淀-钙华沉积, 这一结论与现场观测到的现象是一致的。

(3) 研究区热储温度计算, “K-Mg 地热温标”、“100 ℃ 下蒸汽足量散失的石英温标”和硅-焓模型计算方法适用。

(4) 温泉盆地热储温度 60.93~96.52 ℃, 热循环深度 3 238.06~5 215.28 m, 冷水混入比例在 20.97~70.19% 之间, 未混入冷水时深部热储温度在 81.94~

167. 26℃之间,热储循环深度4 405. 56~9 145. 56 m。地下热水由大气降水沿基岩裂隙和断裂进入深部,形成深部地热水。在向地表循环的过程中,与围岩发生一系列的水化学和水岩作用后,升至地表,与浅层冷水混合,形成最终温泉水。

致谢:论文在撰写过程中得到了四川省地矿局川西北地质队青海龙亚拉地区1:5万四幅区调项目组成员、西南大学地理科学学院地球化学与同位素实验室的老师及同学的帮助,在此一并致谢!同时,还要感谢审稿专家的悉心审阅!

参考文献

- [1] 钟鑫. 大庆油田地热资源综合利用节能前景分析[J]. 石油石化节能, 2014(2): 38-40.
- [2] 佟伟, 章铭陶, 张知非, 等. 西藏地热[M]. 北京: 科学出版社, 1980.
- [3] 廖志杰, 赵平. 滇藏地热带—地热资源和典型地热系统[M]. 北京: 科学出版社, 1999.
- [4] 多吉. 典型高温地热系统: 羊八井地热田基本特征[J]. 中国工程科学, 2003, 5(1): 42-47.
- [5] 佟伟, 廖志杰, 刘时彬, 等. 西藏温泉志[M]. 北京: 科学出版社, 2000.
- [6] 张知非, 廖志杰, 刘时彬, 等. 一九七五年度青藏高原综合科学考察报告: 西藏泽格丹湖热田的地热资源[R]. 中科院青藏高原综合考察队, 1976.
- [7] 张知非, 朱梅湘, 刘时彬, 等. 西藏那曲地区的地热资源[R]. 中科院青藏高原综合考察队, 1977.
- [8] 张国玉, 孙浩, 李树喜. 西藏自治区那曲—尼木地热带地热调查报告[R]. 西藏地矿局地质地质大队, 1991.
- [9] 魏斯禹, 腾吉文, 杨秉平, 等. 西藏高原地热活动, 温泉分布与地球物理场特征[J]. 西北地震学报, 1981, 3(4): 17-24.
- [10] 伍坤宇, 沈立成, 王香桂. 西藏朗久地热田及其温泉水化学特征研究[J]. 中国岩溶, 2011, 30(1): 1-8.
- [11] 方斌, 杨运军, 王根厚, 等. 藏北羌塘中部吉瓦地热田的特征及其资源评价[J]. 地质通报, 2009, 28(9): 1335-1341.
- [12] 潘桂棠, 丁俊, 姚东生, 等. 青藏高原及邻区地质图说明书(1:1500000)[M]. 成都: 成都地图出版社, 2004.
- [13] 段志明, 李勇, 李亚林, 等. 青藏高原北部温泉活动沉积盆地的沉积特征及其地质意义[J]. 沉积与特提斯地质, 2005, 25(1-2), 180-188.
- [14] 李勇, 李亚林, 段志明, 等. 1:25万温泉兵站幅(I46C003002)区域地质调查报告[R]. 成都理工大学地质调查院. 2005.
- [15] 何文劲, 徐刚, 胡林, 等. 青海龙亚拉地区1:5万 I46E017008、I46E017009、I46E018008、I46E018009 四幅区域地质调查成果报告[R]. 四川省地矿局川西北地质队. 2015.
- [16] 中华人民共和国地质矿产部. DZ/T 0064.1~80—1993 地下水水质检验方法[S]. 北京: 中国标准出版社, 1994: 1-162.
- [17] 国家技术监督局. GB/T8538—2008 饮用天然矿泉水检验方法[S]. 北京: 中国标准出版社, 2009: 8-53.
- [18] Yildiray Palabiyik, Umran Serpen. Geochemical assessment of Simav geothermal field, Turkey [J]. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 2008, 25(3): 408-425.
- [19] Francesco F, Stefano C, Carlo C, et al. Carbon dioxide degassing and thermal energy release in the Monte Amiata volcanic-geothermal area (Italy) [J]. Applied Geochemistry, 2009, 24: 860-875.
- [20] 王香桂, 伍乾富, 伍坤宇, 等. 搭格架温泉水化学特征及其约束因素研究[J]. 西北地质, 2011, 44(2): 157-164.
- [21] Mukherjee S. Applied Mineralogy Applications in Industry and Environment [M]. New Delhi: Springer & Capital Publishing Company, 2011: 213-315.
- [22] 郑西来, 刘鸿俊. 地热温标中的水—岩平衡研究[J]. 西安地质学院学报, 1996, 18(1): 74-79.
- [23] 王莹, 周训, 于媛, 等. 应用地热温标估算地下热储温度[J]. 现代地质, 2007, 21(4): 605-612.
- [24] 苗慧帅. 云南省下关温泉和安宁温泉的特征及成因研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2009: 43-54.
- [25] Giggenbach W. F. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na—K—Mg—Ca geothermometers [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1988, 52: 2749-2765.
- [26] 汪集旸, 熊亮萍, 庞忠和. 中低温对流型地热系统[M]. 北京: 科学出版社, 1993: 67-82.
- [27] 伍坤宇. 冈底斯—喜马拉雅造山系中部热泉地球化学特征及典型地热区CO₂脱气通量研究[D]. 重庆: 西南大学, 2012.
- [28] 王皓, 柴蕊. 地热温标在地热系统中的应用研究[J]. 河北工程大学学报(自然科学版), 2009, 26(3): 54-58.
- [29] Fournier R O, Truesdell A H. Geochemical indicators of subsurface temperature—part2, Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water. Journal Research U. S. Geological Survey, 1974, 2(3): 263-270.
- [30] 吴卫华. 青藏高原河流水体与沉积物的地球化学研究[D]. 南京: 南京大学, 2009.
- [31] 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.
- [32] 赵佳怡, 张薇, 张汉雄, 等. 四川巴塘地热田水文地球化学特征及成因[J]. 水文地质工程地质, 2019, 46(4): 81-89.
- [33] Reach L. Geothermal system, conductive heat flow and geothermal anomalies [A]//Geothermal Systems, Principals and Casse Histories [C]. John & Sons Ltd, 1981. 28-32.
- [34] 崔军文, 李朋武, 李莉. 青藏高原的隆升: 青藏高原的岩石圈结构和构造地貌[J]. 地质论评, 2001, 47(2): 157-163.
- [35] 段志明, 李勇, 张毅, 等. 青藏高原唐古拉山中新世代花岗岩锆石U—Pb年龄、地球化学特征及其大陆动力学意义[J]. 地质学报, 2005, 79(1): 88-97.
- [36] 杨兴科. 藏北羌塘盆地热力构造作用特征及其演化[D]. 西安: 西北大学, 2003.
- [37] 肖睿. 西藏羌塘盆地天然气水合物气源研究[D]. 北京: 中国地质科学院, 2015.

- [38] White D E. Subsurface waters of different origins [A]//Extended Abstracts of Fifth International Symposium on Water-Rock Interaction [C]. National Energy Authority of Iceland, Reykjavik, 1986:629-632.
- [39] 沈照理,朱苑华,钟佐荣.水文地球化学基础[M].北京:地质出版社,1993:86-92.
- [40] 胡圣标,何丽娟,汪集.中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版)[J].地球物理学报,2001,44(5):611-626.

Hydrogeochemical characteristics of the geothermal field in Wenquan basin, northern Tibet

XU Gang¹, WU Kunyu^{2,3}, WANG Peng⁴, CHEN Yongdong^{1,5}, HU Lin¹, LIU Zichang¹, LI Hai¹

(1. Northwest Sichuan Geological Team, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources, Mianyang, Sichuan 621000, China; 2. State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Southwest Petroleum University, Chengdu, Sichuan 610500, China; 3. Qinghai Oil Field Branch Company, CNPC, Dunhuang, Gansu 736202, China; 4. Institute of Groundwater and Earth Sciences, Jinan University, Guangzhou, Guangdong 510632, China; 5. Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China)

Abstract The Wenquan basin in northern Tibet is rich in geothermal resources, on which few studies were carried out previously. The purpose of this study is to clarify the occurrence and source of geothermal resources, reveal the mechanism of the thermal cycle, and quantitatively evaluate the temperature of the geothermal reservoirs, the mixing ratio of cold water and the depth of thermal cycle in this basin. A total 18 groups of hot spring water samples from the Wenquan basin geothermal fields were used for hydrochemical analysis and quantitative calculation. The results show that the thermal groundwater of the basin is dominated by the $\text{Ca}-\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4$ type. In the process of upward migration, the geothermal water becomes "immature water" affected by the mixing effect of shallow groundwater. The saturation index (SI) of calcium hydrothermal minerals in hot spring water samples, such as aragonite and calcite, is greater than 0. The temperature of geothermal reservoirs is from 60.93 to 96.52 °C, the depth of thermal cycle is from 3,238.06 to 5,215.28 m, and the mixing ratio of cold water ranges from 20.97% to 70.19%. The temperature and depth of geothermal circulation before mixing cold water are determined by the Si-enthalpy model as 81.94 to 167.26 °C and 4,405.56 m to 9,145.56 m, respectively. These results can provide data support and theoretical support for the future geothermal research in northern Tibet, as well as a reference for the study of groundwater development and utilization in the study area.

Key words hydrogeochemistry, water-rock equilibrium-Si-enthalpy model, temperature of geothermal reservoir, depths of geothermal circulation, geothermal field in Wenquan basin

(编辑 张玲)