

doi: 10.19388/j.zgdzdc.2020.05.02

引用格式: 罗绍强,徐琳,唐华,等. 西藏日喀则市查孜地热田水化学及同位素特征研究[J]. 中国地质调查,2020,7(5): 10-15.

西藏日喀则市查孜地热田水化学及同位素特征研究

罗绍强, 徐琳, 唐华, 肖进, 胡林

(四川省地质矿产勘查开发局川西北地质队, 绵阳 621000)

摘要: 查孜地热田位于青藏高原西南部。通过野外地质调查及地热钻孔揭露,发现该地热田具有较好的地热资源开发潜力。对该地热田地下热水的水文地球化学及同位素特征开展研究,发现地下热水为 $\text{HCO}_3^- - \text{Na}$ 型; 热水与冷水的离子浓度存在差异,显示二者具有不同的物质来源,但又具有一定的水力联系。热水中的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素特征表明: 该地热田地下热水的主要补给来源为大气降水和冰雪融水,补给海拔为 5 652 m 以上; 大气降水和冰雪融水下渗并与沿断裂破碎带向上运移的地热流体混合后形成地下热水。断裂破碎带不仅是温泉的主要通道,也是地热流体的储集场所,地热田热水在地下运移滞留至少 41 a。据 SiO_2 地热温标估算得出,该区地下热储温度为 148.18 ~ 153.49 °C,天然放热量为 $2\,264.33 \times 10^{12}$ J/a。

关键词: 查孜地热田; 水化学; 同位素; 热储温度; 天然放热量

中图分类号: P314; P592; P597

文献标志码: A

文章编号: 2095-8706(2020)05-0010-06

0 引言

地热资源作为一种绿色清洁能源,其开发利用越来越受到人们的重视^[1]。西藏自治区地热资源丰富,地热储量位居我国首位^[1-3]。笔者及团队在西藏日喀则地区进行野外地质调查,共发现地热显示区 106 处^[4]。查孜地热田位于日喀则地区西北部,以温泉为主,地表出露 2 处规模较大的温泉点,最高水温 87 °C,汇总流量达 $20\,000\text{ m}^3/\text{d}$ ^[4],具有较大的开发潜力和较好的利用价值。本文结合前人研究成果并利用现代分析测试手段,在总结温泉形成条件的基础上,研究西藏日喀则市查孜地热田地下热水的水化学及同位素地球化学特征,进一步探讨温泉起源、年龄、热储温度及天然放热量等问题,为该地区地热资源的进一步开发及利用提供基础资料。

1 区域地质背景

研究区位于青藏高原西南部的阿尔卑斯—喜马

拉雅巨型构造带东段,大地构造位置属冈底斯—腾冲陆块冈底斯岩浆弧带(图 1)。区域上,该带呈 EW 向展布,南侧以雅鲁藏布江缝合带与弧前盆地接触,主要由白垩纪、古近纪基性、中酸性侵入岩和古近纪中酸性火山岩以及大竹卡组磨拉石建造组成。侵入岩分布于冈底斯岩浆弧带南部,中酸性火山岩呈面状分布,以中心式喷发为主,发育环带状、放射状火山机构,构成一个完整的岩浆岩序列^[5-6]。

根据西藏自治区新构造分区^[4],研究区属冈底斯—念青唐古拉断块隆起区当惹雍措—许如措 SN 向地堑区,为新生代断陷盆地。盆地以第四纪河—湖相堆积物为主,有少量新近纪中新世火山岩沿盆地两侧的活动断裂带分布。该区主要地貌标志是以现代湖泊为中心的向心水系格局。断块山地分布现代冰川和晚更新世冰川堆积物,表明自中更新世末以来,该区一直处于强烈的断块上升阶段,形成多则布(6 436 m)等极高山,耸立于高原腹地。

在许如措东岸,中更新世湖积层存在大量火山灰沉积物,表明新近纪—中更新世,该区存在多次火山活动。地热资源的存在进一步反映该区自

收稿日期: 2020-02-24; 修订日期: 2020-05-12。

基金项目: 西藏自治区自然资源厅“西藏自治区日喀则市地热资源调查与评价(编号: [藏勘矿 018]01 号)”项目资助。

第一作者简介: 罗绍强(1985—),男,工程师,主要从事基础地质与地热地质研究。Email: 277912663@qq.com。

通信作者简介: 徐琳(1986—),男,工程师,主要从事构造地质研究。Email: 664998491@qq.com。

中更新世以来新构造运动不但未停止,且有加剧 的趋势^[7]。

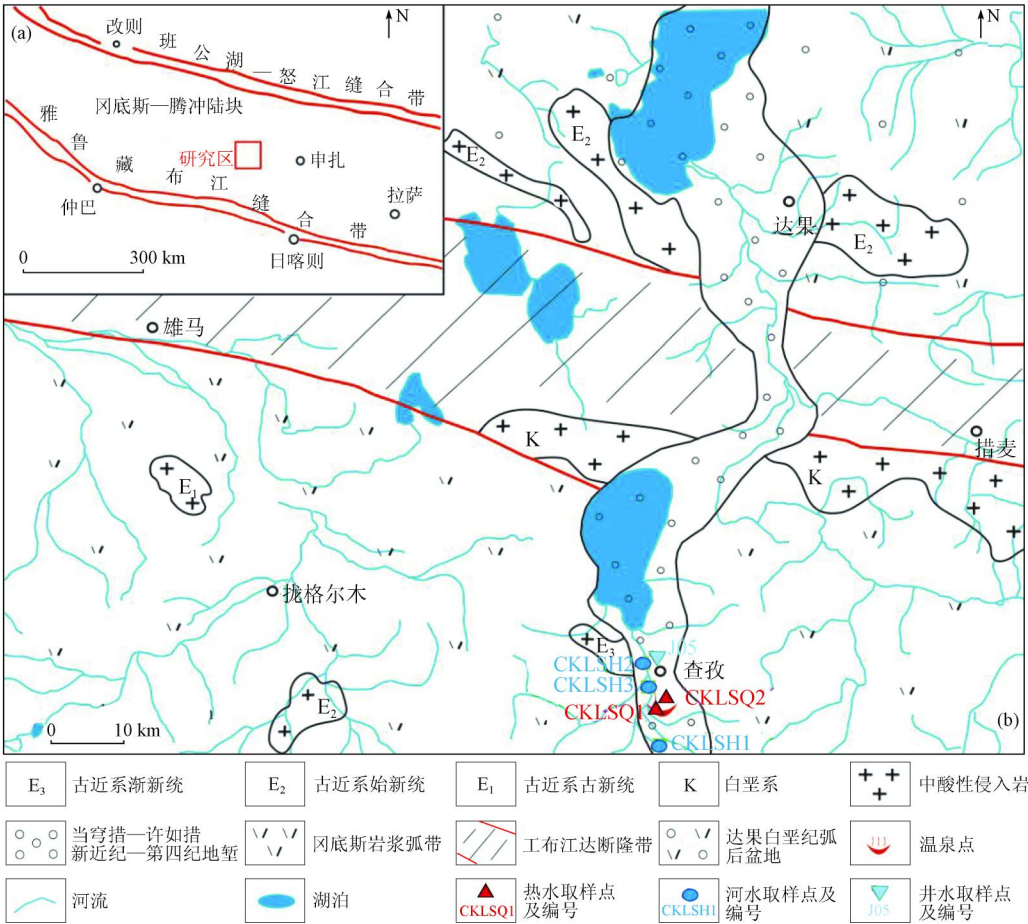


图 1 研究区大地构造位置(a)及地质简图(b)

Fig. 1 Geotectonic location map(a) and geological sketch (b) of the study area

2 样品采集及分析测试

共采集水化学样品 6 件,其中地热水样品 2 件,河水样品 3 件,井水样品 1 件。具体采样位置见图 1。采样严格按照《GB/T 11615—2010 地热资

源地质勘查规范》^[8] 执行,样品在西藏自治区地质矿产勘查开发局中心实验室完成测试。主要仪器为 Optima 5300 电感耦合等离子发射光谱仪、ELAN DRC - e 电感耦合等离子体质谱仪、AFS - 820 原子荧光光谱仪、L2130i 同位素分析仪等。分析结果经阴、阳离子平衡检验,误差符合规定,可以满足研究要求。样品主要离子及同位素测试结果见表 1。

表 1 查孜地热田水化学样品主要离子及同位素含量

样品编号		样品类型	pH 值	含量/(mg L ⁻¹)								温度/ ℃	水化学类型	δD/ ‰	δ ¹⁸ O/ ‰	N/ TU
				K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	TDS					
CKLSQ1		热水	7.83	39.12	481.9	12.77	<0.10	121.94	654.94	165.05	1 806.97	87.0	HCO ₃ - Na	-163	-20.5	<1.0
CKLSQ2		热水	7.93	41.70	476.91	9.51	<0.10	117.52	707.28	167.77	1 844.14	74.0	HCO ₃ - Na	-163	-20.6	—
CKLSH1		河水(上游)	7.48	1.39	13.05	40.88	6.60	47.26	115.96	1.41	278.98	7.5	HCO ₃ •SO ₄ - Ca	-136	-17.6	—
CKLSH2		河水(下游)	8.30	2.47	8.07	44.52	4.89	75.34	78.38	3.09	233.19	6.5	HCO ₃ •SO ₄ - Ca	—	—	—
CKLSH3		河水(下游)	8.63	30.06	363.65	19.18	1.82	106.08	424.10	118.11	1 386.05	25.5	HCO ₃ - Na	-148	-18.7	—
J05		井水	7.50	2.28	5.74	25.00	2.14	16.62	78.73	2.76	115.59	4.0	HCO ₃ - Ca	—	—	—

注：“—”代表该项未做分析。

3 水化学特征

研究区冷水与地下热水均为弱碱性水,从水化学类型看,地下热水水化学类型为 $\text{HCO}_3^- - \text{Na}$ 型,冷水水化学类型为 $\text{HCO}_3^- \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca}$ 型和 $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}$ 型。由表 1 可知,研究区地下热水与冷水的离子含量差异明显,地下热水中 HCO_3^- 、 Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 含量较冷水高, Ca^{2+} 含量较冷水低(图 2),地下热水的 TDS 含量为 1 806 ~ 1 844 mg/L,远高于河水及冷泉中的 TDS 含量。

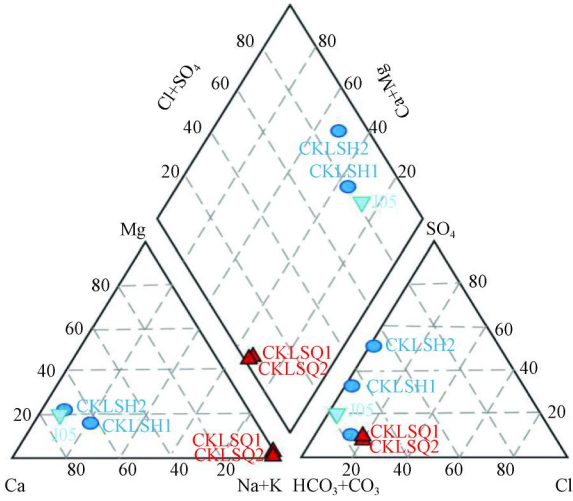


图 2 研究区地下热水 Piper 图

Fig. 2 Piper map of the underground hot water in the study area

热水、河水及井水的优势阴离子为 HCO_3^- ,但 Cl^- 在热水与河水及井水中所占的比例差异较大,说明热水与冷水的物质来源不同。对比阳离子,热水中 Na^+ 和 K^+ 含量增大, Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 含量减小,说明热水与冷水既有某种联系,又存在不同。

所有水样中, Na^+ 含量均大于 Cl^- 含量,说明 Na^+ 不只来源于岩盐溶解。研究区主要为中酸性火山岩,岩石中的硅酸盐矿物与地热水发生水-岩反应,导致地热水中 Na^+ 浓度增大^[9-10]。热水中的 HCO_3^- 含量较冷水高,可能与地热水在 CO_2 的作用下与长石等矿物发生水-岩反应有关。热水中较低的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 含量可能是地热水出露地表成泉后,温度和压力降低造成溶解度降低所致。离子过饱和会形成矿物结晶,在泉口沉积大量钙化。该地热田冷水和热水离子浓度存在明显差异,

但同时具有一定的水力联系。地下热水主要来源于大气降水,降水入渗到地下,在深循环过程中,与沿断裂破碎带运移的地热流体混合,形成地下热水,再沿断裂破碎带排泄至地表形成温泉。因此,断裂破碎带既是温泉的主要通道,也是地热流体的升流储集场所。

4 同位素特征

地下水在演化中,除了形成一般的物理、化学踪迹外,还形成了微观同位素踪迹,记录了地下水的起源及其演化过程^[11]。因稳定同位素和放射性同位素对水具有标记和计时作用^[12-13],故利用同位素方法对研究区温泉的起源及年龄进行分析和计算。

4.1 温泉起源

4.1.1 温泉补给来源

1961 年, Craig^[14] 提出了全球大气降水线的概念,通过总结全球各地区大气降水中的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围及二者之间的关系,得出了用于判断地下水现代补给来源的 Craig 降水线。研究表明,绝大部分地热系统中的热水来自大气降水^[13-15]。由表 1 可知,查孜地热田热水中 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 及标准平均海水的偏差值分别为 -163‰ 和 $-20.5\text{‰} \sim -20.6\text{‰}$,均低于标准平均海水的 δD 及 $\delta^{18}\text{O}$ 值,出现了负偏差,表明该地热水具有现代大气降水及地表水渗入起源的特征。通过与全球大气降水线(Craig 降水线)对比,发现研究区 2 个样品数据投影点均位于当地及 Craig 降水线下方(图 3),说明查孜地热田地下水的主要补给来源是大气降水和冰雪融水。

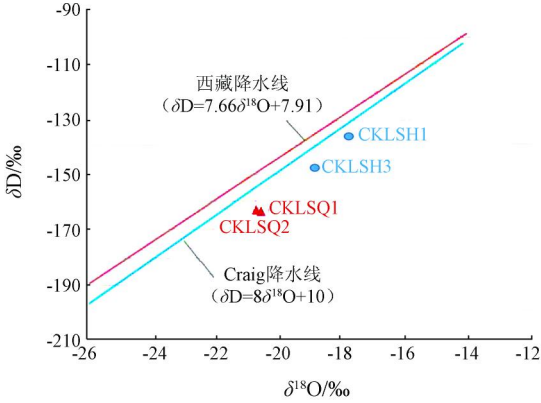


图 3 氘氧同位素分析值与克雷格雨水线关系^[16]

Fig. 3 Relationship between D, O isotope analysis and Craig's rain water line^[16]

4.1.2 温泉补给高度

根据氧同位素含量与海拔的关系可计算温泉补给高度。其公式为

$$H = (\delta_s - \delta_p)/K + h \quad , \quad (1)$$

式中： H 为同位素入渗高度或补给区高度,m; h 为取样点(泉)标高,m; δ_s 为地下水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$

值,‰; δ_p 为取样点附近大气降水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ 值,‰; K 为同位素高度梯度,即海拔每变化100 m时, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ 值的变化量,取值0.3‰/100 m。

经计算,查孜地热田温泉补给高度为海拔5 652 m以上(表2),属于山地对流型。该区地下热水是山地大气降水和冰雪融水沿断裂带渗入地下后经深循环,被深部岩浆热源加热对流的结果。

表2 温泉补给高度计算结果
Tab.2 Calculation of the hot spring replenishment height

样品编号	样品类型	温度/℃	$\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}/\text{‰}$	采样高度/m	补给高度/m
CKLSQ1	热水	87.0	-163	-20.5	4 841	5 656
CKLSQ2	热水	74.0	-163	-20.6	4 837	5 652
CKLSH1	河水(上游)	7.5	-136	-17.6	4 848	6 563
CKLSH3	河水(下游)	25.5	-148	-18.7	4 847	6 162

4.2 温泉年龄

根据氡的放射性衰变原理^[13]可计算温泉年龄。其公式为

$$N = N_0 \times e^{-\lambda t} \quad , \quad (2)$$

式中： λ 为氡的衰变常数,由于氡的半衰期为12.43 a,故 $\lambda = 0.056\text{ a}^{-1}$; N 为氡的当前值,TU; N_0 为氡的背景值,TU。

由于自然界中的氡含量一般>10 TU,故 N_0 取值10 TU。研究区样品中氡的当前含量<1.0 TU(表1), N 取值1.0 TU,由此计算温泉年龄约为41 a。通常氡的背景值均大于当前背景值^[17-18],故推断该地热田热水在地下运移滞留至少41 a。

5 热储温度估算

地下热储温度是评价地热资源形成机制和开发利用潜力的重要参数,通常选用地球化学温标技术估算热储温度^[19]。本次采样为地表水,由于浅层冷水的混合作用,热水体系中化学组分并未达到水-岩平衡状态,因此,在估算地热显示区热储温度之前,通常利用Na-K-Mg三角图解(图4)判别地下水的水-岩平衡状态。由图4可知,研究区仅热水为部分平衡水,河水及井水均为未成熟水。因此,该区不适宜利用阳离子浓度估算热储温度,而应选择SiO₂温标进行热储温度计算。石英温标分为有最大蒸汽损失温标和无最大蒸汽损失温标,由于本次热水采样温度均达到当地沸点温度,因此,使用有最大蒸汽损失温标计算热储温度较合理^[20]。其计算温度为148.18~153.49℃(表3)。

表3 热储温度计算结果

Tab.3 Calculation results of the thermal storage temperature

样品编号	采样温度/℃	$T_{\text{Na-K}}/\text{℃}$	$T_{\text{K-Mg}}/\text{℃}$	$T_{\text{石英损失}}/\text{℃}$	$T_{\text{玉髓}}/\text{℃}$
CKLSQ1	87	174.64	113.43	148.18	131.17
CKLSQ2	74	181.68	114.38	153.49	138.43

注： $T_{\text{Na-K}} = 933/[0.993 + \lg(\text{Na}/\text{K})] - 273.15$ ； $T_{\text{K-Mg}} = 4\,410/[14.0 - \lg(\text{K}/\text{Mg})] - 273.15$ ； $T_{\text{石英损失}} = 1\,522/(5.75 - \lg \text{SiO}_2) - 273.15$ ； $T_{\text{玉髓}} = 1\,032/(4.69 - \lg \text{SiO}_2) - 273.15$,所有温标中离子浓度单位为mg/L。

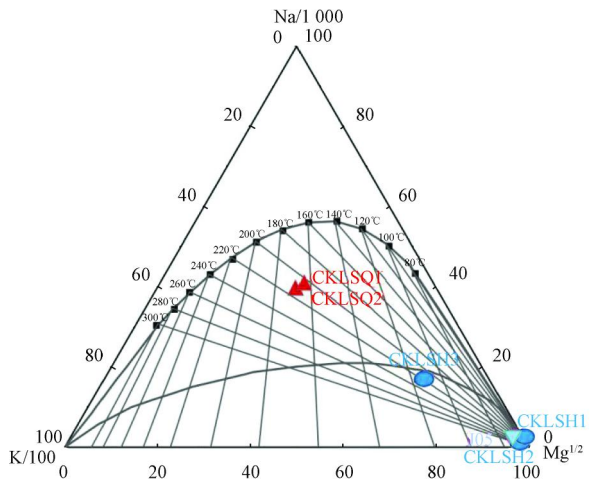


图4 Na-K-Mg三角图解
Fig.4 Na-K-Mg triangular diagram

6 天然放热量估算

温泉的天然放热量可根据以下公式^[21]估算。

$$Q = 365 \times q \times \rho \times c \times (t - t_0) \quad , \quad (3)$$

式中： Q 为天然放热量,J/a; q 为温泉流量,m³/d,

该地热田汇总流量为 $20\,000\text{ m}^3/\text{d}$; ρ 为热水的密度, $988\text{ kg}/\text{m}^3$; c 为热水的比热容, $4\,186\text{ J}/(\text{kg}\cdot^\circ\text{C})$; t 为热水的温度, 取平均值 $80\text{ }^\circ\text{C}$; t_0 为非热异常区恒温层温度, 根据该地热田浅层测温结果, 取值 $5\text{ }^\circ\text{C}$ 。

根据上述数据, 计算查孜地热田温泉的天然放热量为 $2\,264.33 \times 10^{12}\text{ J/a}$, 折合标准煤约为 $77\,360\text{ t/a}$ 。

7 结论

(1) 查孜地热田地下热水为弱碱性水, 矿化度高, 水化学类型为 $\text{HCO}_3^- - \text{Na}$ 型, 地下热水中 HCO_3^- 、 Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 含量较冷水高, Ca^{2+} 含量较冷水低。热水与冷水离子浓度存在较大差异, 表明二者具有不同的物质来源, 同时又有一定的水力联系。热水的水岩作用导致 Na^+ 和 HCO_3^- 含量增高; 而 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 含量降低为温度和压力降低造成溶解度降低所致, 且离子过饱和会形成矿物结晶。

(2) 查孜地热田地下热水的主要补给来源是大气降水和冰雪融水。降水入渗到地下, 在深循环过程中, 地热流体沿断裂破碎带运移, 升流过程中有冷水混入, 断裂破碎带为温泉的主要通道, 是地热流体的升流储集场所。地下热水的补给高度为海拔 $5\,652\text{ m}$ 以上, 属于山地对流型。查孜地热田热水在地下运移滞留至少 41 a 。

(3) 查孜地热田热储温度为 $148.18 \sim 153.49\text{ }^\circ\text{C}$, 天然放热量为 $2\,264.33 \times 10^{12}\text{ J/a}$, 具有较好的开发利用潜力。

参考文献:

[1] 王贵玲, 张发旺, 刘志明. 国内外地热能开发利用现状及前景分析[J]. 地球学报, 2000, 21(2): 134-139.
[2] 杨宋康, 罗维, 裴永炜, 等. 贵州省水热型地热资源分布及流体水化学特征[J]. 中国地质调查, 2018, 5(2): 38-44.
[3] 汪名鹏. 盐城市地热资源特征及其开发利用建议[J]. 中国地质调查, 2020, 7(1): 14-22.

[4] 西藏地勘局地热地质大队. 西藏自治区日喀则市地热资源调查与评价报告[R]. 拉萨: 西藏地勘局地热地质大队, 2019.
[5] 江西省地质调查院. 1:25 万措麦区幅区域地质调查报告[R]. 南昌: 江西省地质调查院, 2002.
[6] 河北省地质调查院区调所, 石家庄经济学院. 西藏自治区桑桑区幅区域地质调查报告(1:250 000)[R]. 石家庄: 河北省地质调查院区调所, 2003.
[7] 罗绍强, 男达瓦, 李欢, 等. 西藏日喀则市查孜地热田地质构造特征与形成机制[J]. 四川地质学报, 2020, 40(1): 30-33.
[8] 国土资源部储量司, 中国矿业联合会地热开发管理专业委员会, 北京市地质工程勘察院. GB/T 11615—2010 地热资源地质勘查规范[S]. 北京: 中国国家标准化管理委员会, 2011.
[9] Arnórsón S, Andrésdóttir A. Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1995, 59(20): 4125-4146.
[10] 郭宁, 刘昭, 男达瓦, 等. 西藏昌都觉拥温泉水化学特征及热储温度估算[J]. 地质论评, 2020, 66(2): 499-509.
[11] 孙红丽, 马峰, 蔺文静, 等. 西藏高温地热田地球化学特征及地热温标应用[J]. 地质科技情报, 2015, 34(3): 171-177.
[12] 王恒纯. 同位素水文地质概论[M]. 北京: 地质出版社, 1991.
[13] 张雪, 周训, 李再光, 等. 河北丰宁县洪汤寺温泉的水化学与同位素特征[J]. 水文地质工程地质, 2010, 37(5): 123-127.
[14] Craig H. Isotopic variations in meteoric waters[J]. Science, 1961, 133(3465): 1702-1703.
[15] Zhou X, Fang B, Zhou H Y, et al. Isotopes of deuterium and oxygen-18 in thermal groundwater in China[J]. Environ Geol, 2009, 57(8): 1807-1814.
[16] 西藏自治区地质调查院. 西藏地热资源现状评价与区划[R]. 拉萨: 西藏自治区地质调查院, 2009.
[17] 汪集旻, 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.
[18] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2000.
[19] Han D M, Liang X, Jin M G, et al. Evaluation of groundwater hydrochemical characteristics and mixing behavior in the Daying and Qicun geothermal systems, Xinzhou Basin[J]. J Volcanol Geother Res, 2010, 189(1/2): 92-104.
[20] 郑西来, 刘鸿俊. 地热温标中的水-岩平衡状态研究[J]. 西安地质学院学报, 1996, 18(1): 74-79.
[21] 中华人民共和国地质矿产部. DZ 40—1985 地热资源评价方法[S]. 1985.

Hydrochemical and isotopic characteristics of Chazi geothermal field in Shigatse in Tibet

LUO Shaoqiang, XU Lin, TANG Hua, XIAO Jin, HU Lin

(Northwest Sichuan Geological Team, Bureau of Geological Exploration and Development in Sichuan Province, Mianyang 621000, China)

Abstract: Chazi geothermal field is located in Southwestern Tibetan Plateau. The geothermal potential has been

ascertained by field survey and geothermal drilling . The hydrogeochemical characteristics and isotopic composition of this geothermal field show that the underground water belongs to $\text{HCO}_3 - \text{Na}$. The difference of ion concentration between hot water and cold water shows that they have different material sources and certain hydraulic relations. The isotope analysis of δD and $\delta^{18}\text{O}$ determines that the major source of the geothermal water in this area is meteoric water and water melt from the mountains snow and ice with the height above 5 652 m. The geothermal water was the result of the mixture of deep infiltrated meteoric water and deep -source fluid when they move along the fracture zone. The fracture zone is the main channel of hot spring and the reservoir of geothermal fluid . The migration retention time of the geothermal water in this geothermal field was at least 41 years. According to the calculated temperature of SiO_2 geothermometer , the geothermal temperature of the underground heat reservoir is about $148.18 \sim 153.49\text{ }^\circ\text{C}$, and natural heat discharge is $2\,264.33 \times 10^{12}\text{ J/a}$.

Keywords: Chazi geothermal field ; hydrochemistry ; isotope ; thermal reservoir temperature ; natural heat discharge

(责任编辑：刘永权)