

# 藏北羌塘中部吉瓦地热田的特征及其资源评价

方 斌<sup>1</sup>, 杨运军<sup>2</sup>, 王根厚<sup>1</sup>, 周 训<sup>1</sup>, 陈胜男<sup>1</sup>

FANG Bin<sup>1</sup>, YANG Yun-jun<sup>2</sup>, WANG Gen-hou<sup>1</sup>, ZHOU Xun<sup>1</sup>, CHEN Sheng-nan<sup>1</sup>

1. 中国地质大学, 北京 100083; 2. 陕西省地质调查院, 陕西 西安 710054

1. *China University of Geosciences, Beijing 100083, China;*

2. *Shaanxi Institute of Geological Survey, Xi'an 710054, Shaanxi, China*

**摘要:** 吉瓦温泉位于西藏尼玛县绒马乡吉瓦村北。温泉出露于一个新生代断陷盆地之中, 受江爱藏布活动断裂带的控制。地下水矿化度为  $5.54 \times 10^3 \sim 5.58 \times 10^3 \text{ mg/L}$ , 水化学类型属  $\text{Na-Cl} \cdot \text{HCO}_3$  型。温泉水中  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ 、 $\text{Li}^+$ 、 $\text{F}^-$  等含量较高, 这 3 项指标满足医疗矿水的标准。热水系统的热源来自于地壳中的部分熔融层, 热水的补给来源主要为大气降水, 伴有深部热液加入。混合模型研究显示, 温泉水为地下热水和冷水的混合物, 冷水占的比例介于 77%~95% 之间, 混合水的循环年龄约 31a, 利用  $\text{SiO}_2$  温标法计算出浅部热储温度为  $120^\circ\text{C}$ , 深度为 832m。混合前热水温度为  $215 \sim 280^\circ\text{C}$ , 对应深部热储深度为 1466~1900m。吉瓦热田面积约  $6 \text{ km}^2$ , 天然放热量为  $7.53 \times 10^{13} \text{ J/a}$ , 地热资源量为  $32606 \times 10^{14} \text{ J}$ 。

**关键词:** 藏北羌塘地区; 吉瓦热田; 温泉; 钙华; 地热资源

中图分类号: P314.1

文献标志码: A

文章编号: 1671-2552(2009)09-1335-07

**Fang B, Yang Y J, Wang G H, Zhou X, Chen S N. Characteristics and resource evaluation of the Jiwa geothermal field in central Qiangtang, northern Tibet, China. *Geological Bulletin of China*, 2009, 28(9): 1335-1341**

**Abstract:** The Jiwa hot springs are located north of Jiwa Villiage in Nima Country, Tibet. The occurrence of the hot springs are within a Cenozoic rift basin, controlled by Jiangaizangbu faults. The thermal groundwater has total dissolved solids content of  $5.54 \times 10^3 \sim 5.58 \times 10^3 \text{ mg/L}$ , and is hydrochemically of  $\text{Na-Cl} \cdot \text{HCO}_3$  type. The thermal groundwater has high content of  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ ,  $\text{Li}^+$  and  $\text{F}^-$ , and these 3 items meet the requirement of medical use. The fractional melting layers in crust have provided heat energies to the hydrothermal system while the atmospheric precipitation is the major water charging supply, secondly deep area hot fluid. The mixing model study shows that the thermal groundwater is a mixture of hot and cool groundwater, the cool water proportion is between 77% and 95%, and the residence time of mixture is 31a. The temperature of the shallow geothermal reservoir is calculated at  $120^\circ\text{C}$  using  $\text{SiO}_2$  geothermometer method with a depth of 832 m. The temperature of the hot water before mixing is between  $215^\circ\text{C}$  and  $280^\circ\text{C}$ . The corresponding deep geothermal reservoir is estimated at between 1466m and 1900 m. The Jiwa geothermal field has a total area of  $6 \text{ km}^2$ . The natural heat discharge amount is more than  $7.53 \times 10^{13} \text{ J/a}$ , according to primary evaluation, and the geothermal resource energies in the field is more than  $32606 \times 10^{14} \text{ J}$ .

**Key words:** Qiangtang area, northern Tibet; Jiwa geothermal field; hot springs; travertine; geothermal resources

西藏地处地中海-喜马拉雅地热带的中东部, 是中国地热活动最强烈的地区, 蕴藏着丰富的地热资源。西藏地热资源的研究与开发工作始于 20 世纪 60 年代, 较深入的研究工作主要集中在羊八井地热

田等交通便利的地区, 其他地区地热研究程度较低。除了青藏高原综合科学考察涉及到地热调查以外<sup>①</sup>, 专门的地热资源调查主要集中于那曲-尼木等西藏中部地区<sup>②③</sup>。2000 年以后, 多吉<sup>④</sup>、赵平等<sup>⑤</sup>深入研究

收稿日期: 2009-06-22; 修订日期: 2009-07-08

基金项目: 中国地质调查局 1:5 万西藏双湖区角木日地区 4 幅区域地质调查项目(编号: 1212010818014)和国家自然科学基金项目(编号: 40572147)资助

作者简介: 方斌(1973-), 男, 在读博士, 讲师, 从事水文地质、工程地质和环境地质研究。E-mail: Fangbin@cugb.edu.cn

了以羊八井热田为代表的西藏地热。羌塘盆地交通不便,地热研究程度更低。70 年代 1:100 万日喀则幅填图对藏北地热资源略有涉及<sup>④</sup>,郑绵平等<sup>⑤</sup>在《西藏羌塘盐湖资源调查评价成果报告》中记录了羌塘地区部分温泉及其钙华的特征。杨兴科<sup>③</sup>探讨了藏北羌塘盆地的热力构造作用特征及其演化。本研究是 2008—2009 年在开展中国地质调查局 1:5 万国土资源大调查项目《角木日地区(1:5 万)四幅区域地质调查》的专题《生态环境地质调查》的基础上完成的。本文分析了吉瓦温泉的出露条件和水化学、同位素特征,探讨了与热水形成有关的起源、循环深度、年龄等问题,初步评价了地热资源量。

## 1 地质背景和温泉出露情况

### 1.1 地质背景

羌塘中部地处西金乌兰—金沙江板块缝合带和班公错—怒江板块缝合带两大缝合带之间。吉瓦温泉出露的海拔高度约为 4620m,位于一个新生代断陷盆地之中,盆地呈北北东向展布(图 1)。吉瓦热田周围的构造活动强烈,主要发育北北东向和北西西向 2 组断裂。其中北北东向江爱藏布断裂带规模宏大,从日干配错延到那底岗日以西,长度超过 200km,是一条高角度的正断层<sup>⑥</sup>。自晚更新世以来该盆地构造活动强烈,卫星影像上明显见到断裂错断现代冲积扇的现象。据地震资料记载<sup>⑦</sup>,1970 年以来角木日地区发生过 3 级以上的地震 6 次。这些都表明江爱藏布断裂带近期的构造活动频繁。北西西向断裂规模较小,但是发育时间要晚于北北东向断裂。在依布茶卡湖区,明显可见北西西向断裂切割北北东向江爱藏布断裂,错断距离达数千米。

吉瓦温泉出露于基岩山区与第四系(Q)交界的部位。第四系冲洪积物具有颗粒粗和砾径大小相差悬殊的特点,大小混杂,以尖棱角状为主,砂、亚砂土充填其中,成分较复杂。基岩分布有鲁谷组( $P_2J$ )、江爱西岩群( $P_{1-3}J$ )、角木日蛇绿岩群( $P_{1-3}Jm$ )、雪山河岩群( $(C-P_2)X$ )、蓝岭杂岩( $(C-P_2)L$ )。鲁谷组主要岩性为灰岩,江爱西岩群主要为灰岩、玄武岩、千枚岩组合,角木日蛇绿岩群主要为灰岩、玄武岩、千枚岩组合,雪山河岩群主要为灰岩,蓝岭杂岩主要岩性为片岩、蓝片岩、玄武岩、大理岩。此外,区内还有大量侵入岩及岩脉,岩性为晚古生代斜长花岗岩( $\gamma o$ )和侏罗纪辉绿岩( $\beta \mu$ )、辉长岩脉( $\nu$ )。

### 1.2 温泉简况

温泉出露于吉瓦村北,位于江爱藏布江西侧。泉水主要沿 2 座小山山脚出露,但是山坡稍高处也有少量泉水出露,总分布面积大约 100000m<sup>2</sup>。温泉出露形成成片的热水沼泽,少数地段形成热水塘。温泉周围分布有大面积的钙华。新的钙华呈鲜黄、褐黄色,整体形态完好,形成完整的钙华丘。更多的是古钙华,呈土黄色或者灰色,风化严重,呈块状、粒状散落于地表。较大的块状钙华在融冻作用下直立于地表。从雪水河冲洪积扇到吉瓦温泉之间长约 10.5km、宽约 0.8km 的地带,可见古钙华几乎连续成片分布(图 1)。

## 2 温泉的形成与演变

### 2.1 温泉的特征

用便携氧化还原电位测定仪、电导率仪、pH 计、地温计等仪器现场测量了温泉的部分基本参数,测试结果见表 1。

从表 1 中可以看出,热水温度介于 20~60℃之间,属低温、中低温温泉,中性、偏酸性水。温泉流量普遍很小,仅有 2 个泉眼流量接近 500mL/s。除了在 GPS316 点处闻到淡淡的 H<sub>2</sub>S 味外,温泉几乎没有显著气味。根据现场实测,热水氧化还原电位普遍较低,近半数泉水氧化还原电位为负值。根据氧化还原电位的高低不同,泉水的外观和泉口沉积物也明显不同,总体分为 2 类。氧化还原电位为正值的温泉泉口沉积钙华,泉水清澈,无色透明;氧化还原电位为负值的温泉泉口则没有钙华,泉水略显浑浊,泉口沉积物细腻,表层显灰白色,下部为炭黑色淤泥。

### 2.2 温泉的水化学组分

对所采水样 No.8、No.9 进行了详细测试,水化学分析结果列于表 2。可以看出,温泉水化学类型属 Na-Cl-HCO<sub>3</sub> 型,矿化度(TDS)为  $5.54 \times 10^3 \sim 5.58 \times 10^3$ mg/L,阳离子以 Na<sup>+</sup>为主,阴离子以 Cl<sup>-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>为主,总硬度为 421~448mg/L,属于硬水。此外,温泉水中 H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> 含量高,高于 100mg/L 以上,Li<sup>+</sup>和 F<sup>-</sup>等也有较高的含量,按照国家相关标准,这 3 项指标满足医疗矿水的标准<sup>⑧</sup>。

### 2.3 温泉泉口沉积物

泉口沉积物包括钙华与淤泥。对淤泥中的部分元素用电感耦合等离子质谱仪(Agilent 7500 ICP-MS)测定,并与地下热水和依布茶卡湖水的成分作对比,结果见表 3。



2.4 温泉的补给来源、地下水年龄、热储温度  
与循环深度

岩石圈地球物理探测资料显示,依布茶卡盆地地下存在一条明显的低电阻率带<sup>[9]</sup>,不超过 20Ω·m,同时地震波波速也很低<sup>[9]</sup>。推测盆地浅部为富水断裂带,上地壳存在局部熔融层<sup>[1]</sup>。热水系统的热源来自于地壳中的部分熔融层,断裂带则构成热流上升和热液成分向上运移的通道。泉口淤泥与岩石的元素丰度作比较,结果见图 2。泉口沉积物中 Cs 元素具有很高的含量,As、Sr 含量也较高,表明地下热水伴有深部热液加入。

地下热水样品 No.8 和 No.9 氡同位素分析结果分别为 (6.5±1.9)TU、(3.9±1.3)TU,表明地下热水主要为亚现代水、现代水和近期补给水的混合物<sup>[6]</sup>。估算温泉水的年龄方法之一是依据水中的 <sup>226</sup>Ra、<sup>222</sup>Rn 含量<sup>[7-10]</sup>,公式如下:

t=−1λ×ln(1−NRaNRn) (1)

式中:t—水的年龄(a);λ—<sup>226</sup>Ra 的衰减常数;NRa—<sup>226</sup>Ra 的含量(Bq/L);NRn—<sup>222</sup>Rn 的含量(Bq/L)。温泉水中的 Ra、Rn 含量分析结果见表 2。利用式(1)计算得到温泉水的年龄为 24.7~36.6a,取平均值 31a。

热储温度可以采用地球化学温标进行推算<sup>[8-12]</sup>。应用 SiO<sub>2</sub> 温标法<sup>[11-12]</sup>计算热储温度,公式如下:

T=13095.19−1gc−273.15 (2)

式中:T—热储基础温度(℃);c—SiO<sub>2</sub> 质量浓度(mg/L)。用式(2)算出浅部热储温度为 124~125℃。

地下热水在上涌过程中可能与浅部冷水发生混合,假设地下深部热水中的溶解态 SiO<sub>2</sub> 处于饱和状态,冷水的混合必然导致热水的焓值和 SiO<sub>2</sub> 含量降低,从而演变成温泉水的焓值和 SiO<sub>2</sub> 含量。根据质量守恒定律,设混入冷水量占泉水量的比例为 X,则地下热水 SiO<sub>2</sub> 的初始含量、初焓与泉水终焓、SiO<sub>2</sub> 含量之间的关系可写成下边的方程<sup>[13]</sup>:

{ScX+Sh(1-X)=SsSiO2cX+SiO2h(1-X)=SiO2s (3)

式中:Sc—地下冷水的焓(J/g);Sh—泉水的终焓(J/g);S<sub>h</sub>—深部热水的初焓(J/g);SiO<sub>2c</sub>—地下冷水的 SiO<sub>2</sub> 含量(mg/L);SiO<sub>2s</sub>—泉水的 SiO<sub>2</sub> 含量(mg/L);SiO<sub>2h</sub>—深部热水的初始 SiO<sub>2</sub> 含量(mg/L);X—地下冷水混

表 2 温泉的水化学成分

Table 2 Hydrochemical compositions of the hot springs					
测试项目	No.8	No.9	测试项目	No.8	No.9
K <sup>+</sup>	147	122	HBO <sub>2</sub>	50	60
Na <sup>+</sup>	1690	1680	Ag	0.0013	0.001
Ca <sup>2+</sup>	135	120	Ba	0.208	0.198
Mg <sup>2+</sup>	26.7	29.4	Cr(六价)	<0.001	<0.001
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	8.6	9	Pb	0.0017	0.0011
Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup>	2.2	1.25	Mn	0.03	0.048
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1.16×10 <sup>3</sup>	1.15×10 <sup>3</sup>	Al	<0.01	<0.01
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0	0	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	2.25	0.076
Cl <sup>-</sup>	2010	2150	H <sub>2</sub> S	<0.05	<0.05
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	362	314	H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	<0.004	<0.004
F <sup>-</sup>	2.4	2.56	pH	7	7.05
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	<0.05	0.35	TDS	5.54×10 <sup>3</sup>	5.58×10 <sup>3</sup>
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	108.2	104.9	硬度	448	421
游离 CO <sub>2</sub>	35.2	26.4	暂时硬度		
Li <sup>+</sup>	7.7	7.68	碱度	950	944
Sr <sup>2+</sup>	3.75	3.5	酸度	40	30
Br <sup>-</sup>	0.1	0.15	<sup>222</sup> Rn/Bq·L <sup>-1</sup>	17.7	26.6
I <sup>-</sup>	<0.02	<0.02	<sup>226</sup> Ra/Bq·L <sup>-1</sup>	0.278	0.283
Zn	0.008	0.008	氡/TU	6.5±1.9	3.9±1.3
Se	<0.0001	<0.0001	δD/‰	-114	-112
Cu	<0.0008	0.0008	δ <sup>18</sup> O/‰	-14.7	-14.1
As	0.462	0.371	δ <sup>13</sup> C/‰	-8.0	-9.0
Hg	<0.00005	<0.00005	δ <sup>34</sup> S/‰	7.0	5.4
Cd	<0.00004	0.0019			

注:水样测试单位为北京市地质工程勘察院实验室;δD、δ<sup>18</sup>O、δ<sup>13</sup>C、δ<sup>34</sup>S 由国土资源部同位素实验室测定;氡由中国地质科学院水文地质环境地质研究所稳定同位素实验室测定。数值的单位为 mg/L

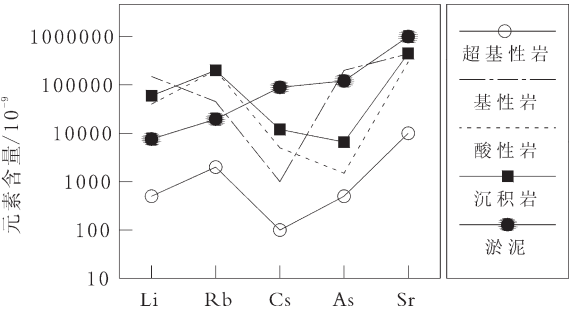


图 2 淤泥与岩石®部分元素含量对比图  
Fig. 2 Comparison of element contents in the sillage and the rocks

合比例。  
对公式(3)进行求解,可得:  
{X1=(Sh-Ss)/(Sh-Sc)X2=(SiO2h-SiO2s)/(SiO2h-SiO2c) (4)



表 3 淤泥、地下热水和依布茶卡湖水部分元素的含量

Table 3 Element contents from the sillage, ground hot spring water and the Yibuchaka Lake

元素	No.4	No.8	YN1
Li	20390	8237	7613.6
Al	1749	576.8	1.00E+06
V	13.19	2.41	5556.8
Cr	66.79	59.84	11042
Mn	155.7	71.02	157381
Co	5.6	4.42	1637.2
Ni	25.15	23.05	6600.7
Cu	536.2	97.85	8697.8
Zn	401.9	546.9	61447
As	236.2	391.1	121099
Rb	1971	1147	19615
Sr	3412	5306	1.00E+06
Cd	0.33	0.38	136.87
Cs	316.4	2468	89048
Pb	12.14	10.44	6714.3

注:YN1—淤泥,No.8—地下热水,No.4—依布茶卡湖水;元素含量为 $10^{-9}$ ;测试在中国地质大学(北京)地质试验中心完成

利用公式(4)可作“热水组分冷水-热水份额图”,确定热水在与冷水混合前的初始热储温度及混入的冷水份额<sup>[14]</sup>。由于缺乏更精确的资料,浅层地下水采用地表水的测试资料作为参照,绘制热水组分温度-冷水份额图(图 3)。

由图 3(a)可知,混入冷水比例为 77%,混合前初始温度为 215℃;由图 3(b)可知,冷水比例大于 90%,混合前初始温度大于 250℃,估计在 280℃左右。

温泉水的循环深度可以根据下式估算<sup>[12-13]</sup>:

$$Z=G(T_z-T_o)+Z_o$$

(5)

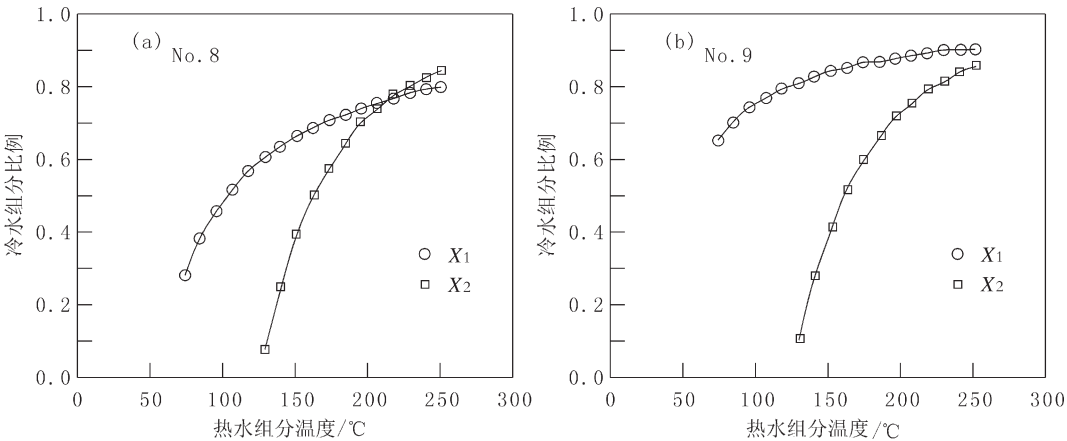


图 3 热水组分温度-冷水份额图

Fig. 3 Figure of hot water temperature and cool water proportion

式中: $G$ —地热增温级,取 $6.67\text{m}/^{\circ}\text{C}^{\text{②}}$ ; $T_z$ —基底温度,浅部热储和深部热储分别取 $124^{\circ}\text{C}$ 和 $215^{\circ}\text{C}$ 、 $280^{\circ}\text{C}$ ; $T_o$ —补给区年平均气温,为 $-1.9^{\circ}\text{C}^{\text{③}}$ ; $Z_o$ —多年常温带深度,为 $20\text{m}$ 。计算得出浅部热储深度为 $859\text{m}$ ,深部热储深度为 $1466\sim 1900\text{m}$ 。

3 地热资源

3.1 热田的天然放热量

热田的天然放热量包括温泉的热水放热量,热水浅塘、热水沼泽的放热量和放热地面的散热量。据粗略估计,放热地面占温泉出露总面积的 $10\%$ ,热水浅塘、热水沼泽共占温泉出露总面积的 $60\%$ 。

温泉的天然放热量采用以下公式计算<sup>[4-15]</sup>:

$$Q_w=365Q\rho_w c_w(T_w-T_o)$$

(6)

式中: $Q_w$ —温泉的天然放热量( $\text{J/a}$ ); $Q$ —温泉总流量( $\text{m}^3/\text{d}$ ); $\rho_w$ —水的密度( $\text{kg}/\text{m}^3$ ); $c_w$ —水的比热( $\text{J}/\text{kg}\cdot^{\circ}\text{C}$ ); $T_w$ —热水温度( $^{\circ}\text{C}$ ); $T_o$ —基准温度( $^{\circ}\text{C}$ )。将有关参数和数据代入式(6)中,可以计算出温泉的天然放热量,计算结果见表 4。

参照羊八井地热田的相关资料<sup>⑩</sup>,热水沼泽(含热水浅塘)的放热强度和放热地面的放热强度分别取 $0.42\text{J}/\text{m}^2\text{s}$ 、 $0.042\text{J}/\text{m}^2\text{s}$ ,计算结果见表 5。

3 项合计,吉瓦热田的天然放热量为 $7.53\times 10^{13}\text{J/a}$ ,合 $2580\text{t/a}$ 标准煤。

3.2 地热资源量

地热资源量可以采用以下热储法公式计算<sup>[4]</sup>:

$$Q_R=cAd(T_r-T_j)$$

(7)

式中: $Q_R$ —地热资源量( $\text{J}$ ); $A$ —热储面积( $\text{m}^2$ ); $d$ —热储厚度( $\text{m}$ ); $T_r$ —热储温度( $^{\circ}\text{C}$ ); $T_j$ —基准温度( $^{\circ}\text{C}$ ); $c$ —

表 4 温泉天然放热量的计算结果

Table 4 Natural heat discharge amount of the hot springs

温泉流量		水的密度	水的比热	温度/℃		温泉放热量
/L·s <sup>-1</sup>	/m <sup>3</sup> ·d <sup>-1</sup>	/kg·m <sup>-3</sup>	/J (kg·℃) <sup>-1</sup>	热水温度	基准温度	/10 <sup>10</sup> J·a <sup>-1</sup>
10	864	1000	4186.8	55	-1.9	7512.79

表 5 热水浅塘、热水沼泽和放热地面  
天然放热量的计算结果

Table 5 Natural heat discharge amount  
from the shallow pond, swamp and ground

	面积	放热强度	天然放热量
	/m <sup>2</sup>	/J·(m <sup>2</sup> s) <sup>-1</sup>	/10 <sup>10</sup> J·a <sup>-1</sup>
热水沼泽	60000	0.41868	79.2
放热地面	10000	0.041868	13.2

热储岩石和水的热容量(J/m<sup>3</sup>·℃),由式(8)确定。

$$c=\rho_c c_c(1-\varphi)+\rho_w c_w \varphi \tag{8}$$

式中: $\rho_c$ —岩石密度(kg/m<sup>3</sup>); $c_c$ —岩石比热(J/kg·℃);  
 $\rho_w$ —水的密度(kg/m<sup>3</sup>); $c_w$ —水的比热(J/kg·℃); $\varphi$ —  
岩石的孔隙度。地热资源可采量的计算,即现有经济  
技术条件下可采出的地热资源量,等于地热资源量  
( $Q_R$ )乘以热储层的热能采收率:

$$Q_{wh}=Q_R R_E \tag{9}$$

式中: $Q_{wh}$ —可利用地热资源量(J); $Q_R$ —地热能资源  
量(J); $R_E$ —采收率(%)。利用公式(7)、(8)、(9)初步计算  
出吉瓦热田的地热资源量,计算结果见表 6。

4 问题探讨

4.1 冷热水的混合问题

吉瓦温泉群的水温、氧化还原电位等指标的变化  
化显示泉水存在不同程度的冷热水混合问题。首先

要确定浅层地下水的温度与水化学成分,才能计算  
混合前热水的温度。笔者对研究区多处泉水进行了  
测试,其温度、电导率均很低。考虑到温泉周围山区  
地形陡峭,断裂发育,地下水径流条件很好,在缺乏  
更精确资料的前提下,浅层地下水采用地表水的测  
试资料来作参照,对于研究冷热水混合问题具有一  
定的参考价值。

4.2 地热田的资源评价

由于野外工作时间短,再加上工作条件所限,温  
泉调查不能详细展开,水热显示统计不够全面,所以  
本次地热田的资源评价是初步的。一方面依布查卡  
湖中的热泉没法统计;另一方面部分温泉分布于第  
四系松散沉积物中,热水极有可能通过孔隙通道直  
接排入湖中,而在地表没有显示。现存的大部分钙华  
分布于活动冲洪积扇前缘,极易遭受冲洪积扇的破  
坏或掩埋,钙华的原本分布范围可能位于海拔更高  
处。吉瓦热田地处依布查卡盆地,大部分水热显示位  
于第四系中,松散沉积物之下为基岩或断裂带。总体  
上说,吉瓦热田缺乏稳定的盖层,其赋存条件有利于  
水的补给而不利于热的保存。综合以上因素,文中的  
资源评价较为保守,吉瓦热田应该具有更高的天然  
放热量和更大的地热资源量。

4.3 地热田的演化

吉瓦热田最显著的特征在于分布有大量的钙

表 6 地热资源初步计算结果

Table 6 Primary calculation results of the geothermal resources

	热储 面积	热储 厚度	温 度 /℃		热储岩石和 水的热容量 $c$	地 热 总量 $Q_R$	热 资 源 采收率	量 可采量 $Q_{wh}$	量 合标准煤
	$A/10^6\text{m}^2$	$d/\text{m}$	热储 温度 $T_r$	基准 温度 $T_j$	$\text{J}(\text{kg}\cdot^{\circ}\text{C})^{-1}$	$/10^{14}\text{J}$	$\text{}/\%$	$/10^{14}\text{J}$	$/10^4\text{t}$
浅部 热储	600	800	60	-1.9	2826927.36	6469	15	970	330.2
深部 热储	600	1100	180	-1.9	2826927.36	26137	15	3921	1334.2
	合		计			32606		4891	1664.6

华,面积接近 10km<sup>2</sup>。此外,在山坡上海拔较高处也分布有多处钙华的残迹。这些现象表明曾经的水热活动要比现在强烈得多。合理的解释是,地热田的热水驱动力来自于深部的水热压力,而非浅层地下水的压力。随着高原的隆升和构造活动的减弱,地热田深部的温度、压力均下降,导致温泉头差变小,流量减小,出露范围也逐渐缩小。藏北高原分布有大量的钙华残迹,它们的出现和衰退必然和青藏高原的构造活动具有内在的联系,开展更深层次的研究有助于揭示水热活动和青藏高原隆升的紧密联系。

#### 4.4 有关钙华的其他问题

在广袤的青藏高原上,除了典型的热水成因的钙华被人们熟知以外,还有关于“淡水灰岩”<sup>⑤</sup>、“湖滩岩”<sup>⑥</sup>的记录。笔者 2003 年在西藏聂荣县考察时,发现 1 处古钙华出露于沟口,其层理清晰,钙华陡坎有十几米高,陡坎下的洞穴里住有藏族居民,给人的第一印象是典型的喀斯特地形地貌。在陆地环境中,碳酸钙属于难溶盐,在土壤中极易形成钙质结核,几乎不能成层。在第三系、第四系沉积物中,常常见到石膏层或膏盐层,但是不见碳酸钙层。青藏高原上分布有大量的湖泊,从淡水湖泊到盐湖,即使从最新的湖泊钻探资料来看,也没有发现湖相沉积物中包含稳定的碳酸钙沉积层。从有关的资料来看,钙华、“淡水灰岩”、“湖滩岩”具有以下几个共同特点:①主要化学成分为碳酸钙。②空间分布与构造断裂带密切相关,出露面积一般不大,从宏观构造格局上看基本上以点状分布为主。③主要分布于地表,但是,青藏高原上分布有大量的构造湖,湖水下面分布有大量的热泉,水下也有钙华沉积;在岗堂错湖底就观察到大量的水下钙华。④形成时间较年轻,已有的测年资料显示,这些沉积物的年龄介于几十万年到几千年之间<sup>⑤⑥⑩[3-16]</sup>。综合以上分析,有理由相信,钙华、“淡水灰岩”、“湖滩岩”具有相同的成因,应与地下水热活动有关。

#### 参考文献

- [1]多吉.典型高温地热系统——羊八井热田基本特征[J].中国工程科学,2003,5(1):42-47.
- [2]赵平,Mack KENNEDY,多吉.西藏羊八井热田地热流体成因及演化的惰性气体制约[J].岩石学报,2001,17(3):497-503.

- [3]杨兴科.藏北羌塘盆地热力构造作用特征及其演化[D].西北大学,2003: 23.
- [4]中华人民共和国地质矿产部.地热资源评价方法(DZ40-85)[S]. 1986.
- [5]郑洪伟,李廷栋,高锐,等.印度板块岩石圈地幔向北俯冲到羌塘地体之下的远震 P 波层析成像证据[J].地球物理学报,2007,50(5): 1418-1426.
- [6]钱会,马致远.水文地球化学[M].北京:地质出版社,2005:136-138.
- [7]Zhou Haiyan, Zhou Xun, Chai Rui, et al. Occurrence and evolution of the Xiaotangshan hot spring in Beijing[J]. China Environmental Geology, 2008, 53(7): 1483-1489.
- [8]方斌,周训,梁四海.青海贵德县扎仓温泉特征及其开发利用[J].现代地质,2009,23(1):57-63.
- [9]Fournier R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. Geothermics, 1977, 5: 41-50.
- [10]Fournier R O, Potter R W. A revised and expanded silica geothermometer[M]. Geothermal Resource Council Bulletin,1982,11(10):3-12.
- [11]北京大学地质学系地热研究室.地热资源勘探[M].北京:地质出版社,1980:87-119.
- [12]Sanchez Navarro J A, Coloma Lopez P, Perez- Garcia A. Evaluation of geothermal flow at the springs in Aragon( Spain),and its relation to geologic structure[J]. Hydrogeology Journal, 2004,12: 601- 609.
- [13]刘亚平.云南省昌宁县鸡飞温泉成因及钙华形成浅析[D].北京:中国地质大学(北京)硕士学位论文,2009:43-45.
- [14]Sorey M L, Colvard E M. Hydrologic investigations in the Mammoth Corridor, Yellowstone National Park and Vicinity, U.S.A [J]. Geothermics, 1997, 26( 2 ): 221-249.
- [15]中华人民共和国国家技术监督局.地热资源地质勘察规范(GB 11615-89)[S].北京:中国标准出版社,1989:12-14.
- [16]李振清.青藏高原碰撞造山过程中的现代热水活动[D].北京:中国地质科学院博士学位论文,2002:19-20.
- ① 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.中科院青藏高原综合考察队,1976.
- ② 张知非,朱梅湘,刘时彬,等.西藏那曲地区的地热资源.中科院青藏高原综合考察队,1977.
- ③ 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.西藏地矿局地热地质大队,1991.
- ④ 李子明,强巴西绕.日喀则幅(H-45)、亚东幅(G-45) 1/100 万区域地质调查报告.西藏自治区地质局,1983.
- ⑤ 郑绵平,刘喜方,刘俊英.西藏羌塘盐湖资源调查评价成果报告.中国地质科学院矿床地质研究所,2003.
- ⑥ 李才,程立人,于介江,等.1:250000 玛依岗日幅(I45C003002)区域地质调查报告.吉林大学地质调查研究院,2006:205.
- ⑦ 中国地震台网中心地震数据管理与服务系统[EN/OL].[2009-6-28]. <http://www.csndmc.ac.cn>.
- ⑧ 中国科学院地理科学与资源研究所,青藏高原数据中心.<http://www.geodata.cn/>.
- ⑨ 中国科学院地理科学与资源研究所,中国自然资源数据库.<http://www.data.ac.cn/>.
- ⑩ 过帼颖,廖志杰,王德新,等.西藏羊八井热田某些实验和测试工作.中科院青藏高原综合考察队那曲分队,1977:9-18.