# 广东省丰良地热田高氟地热流体成因 及热储温度评价

李义曼<sup>1,2,3)</sup>,罗霁<sup>4)</sup>,陈凯<sup>5)</sup>,黄天明<sup>1,2,3)</sup>,天娇<sup>6)</sup>,程远志<sup>1,2)</sup>

1) 中国科学院地质与地球物理研究所页岩气与地质工程重点实验室, 北京,100029;

2) 中国科学院地球科学研究院, 北京,100029;

3) 中国科学院大学,北京,100049;

4) 国家电投集团科学技术研究院有限公司,北京,102209;

5) 中国矿业大学(北京),北京,100083;

6) 中国地震局地震预测研究所,北京,100036

内容提要:广东丰顺丰良地区出露的地热水温度高达96℃,热储层为裂隙发育的下侏罗统的英安斑岩,F<sup>-</sup>含量较高。但关于其地热流体的补给来源、循环演化过程及热储温度研究较少。本文基于早期开展的勘探工作和补充采集、测试的地热水和气体数据,探讨了该地热系统的流体成因及热储温度。结果表明,丰良地区地热水存在2类,A 类地热水温度普遍低于40℃,Ca<sup>2+</sup>含量高,Na<sup>+</sup>和K<sup>+</sup>含量低,以HCO<sub>3</sub><sup>--</sup>—Ca<sup>2+</sup>型为主;B 类地热水 Na<sup>+</sup>含量高,Ca<sup>2+</sup>含量低,为HCO<sub>3</sub><sup>--</sup>—Na<sup>+</sup>型。A 类地下水可能受浅层地下水混入影响,但缺少直接证据。B 类地下水由周边山区的大气降水补给,沿裂隙或者断裂系统进入英安斑岩储层,循环深度和水—岩相互作用时间分别可达5200~6300 m 和22 ka;储层温度条件下铝硅酸盐矿物的溶解以及阳离子交换作用促进了富 N<sub>2</sub>、SiO<sub>2</sub>、F<sup>-</sup>、Na<sup>+</sup>、Sr 和 Li 的地热水的形成;深部地热水上升至地表过程中,受冷水混入(混入比例为10%~25%)及少量 CO<sub>2</sub> 脱气(蒸汽散失比例为0.3%~0.5%)的影响;F<sup>-</sup>含量受控于富氟副矿物萤石矿物的溶解,与温度和 pH 值成正比。基于校正了混合作用和 CO<sub>2</sub> 脱气作用的地温计组合方法,得到深部热储温度为138~143℃,与其南部的汤坑地热系统热储温度一致,二者有可能属于同一大的地热系统。

关键词:丰良地热田;流体循环;阳离子交换;混合作用;氟;热储温度

华南地区花岗岩分布广泛,中低温水热型地热 资源丰富,地表热显示以温泉和热泉为主。已有调 查表明,该区有 500 多个温泉/热泉,温度最高可达 100℃,且 57%分布于广东省,主要用于温泉疗养、 工业干燥和发电等(Li Yiman et al., 2021;李义曼 等,2022)。已有研究主要集中于地热系统成因分 析、热储温度估算、受海水混入影响地热流体的分析 以及深大断裂对地热资源形成影响等(周佐明, 2015;袁利娟等,2021;Yuan Jianfei et al., 2022; Mao Xumei et al., 2022)。但针对火成岩热储中高 氟地热流体成因的研究较少或不全面;其次对热储 温度的估算也缺乏科学性,即没有基于地热流体从 深部上升到地表经历的影响其化学和同位素组成的 过程选择合理、可靠的地温计方法,所以采用多种方 法时给出的热储温度范围大。

丰良地热田位于广东省东部,与邓屋地热电站 所在的汤坑地热田同属于丰顺地区,受 NE 向的莲 花山大断裂控制,早期地表热显示以温泉/热泉形式 沿 NW 向线性排列出露于韩江河床,温度可超过 90℃,钻孔自流量达 2000 m<sup>3</sup>/d,目前还未进行充分 开发利用(田春艳,2012)。该区地热流体出露于英 安斑岩中,氟含量高,温度高,曾发生过温泉水污染 食物型氟中毒事件(袁华晖等,1991)。为了更高 效、科学和可持续地规划及开发该区的地热资源,需 要先查明高氟地热流体的成因以及深部是否有高温 地热资源。本文拟基于前期勘查数据及补充采集的 地热流体样品,从水化学和同位素角度分析高氟地 热流体的成因,并给出科学、可靠的热储温度信息。



注:本文为国家重点研发计划课题(批准号:2019YFC0604901)和自然科学基金重点项目(批准号:42072328)的成果。 收稿日期:2022-05-25;改回日期:2022-12-08;网络首发:2023-03-20;责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2023.03.015 作者简介:李义曼,女,1985年生,博士,副研究员,主要从事水—岩相互作用研究; Email:liyiman@mail.iggcas.ac.cn。

## 1 丰良地热系统地质条件

#### 1.1 地质背景

丰良地热田位于广东省丰顺县的丰良镇,是丰 顺县的"九汤"之一(图 1a)。丰良镇四面高,中间 低,形成狭长带形小盆地,主要河流有丰良河,属于 韩江支流,是该区农业灌溉及生活用水的重要来源。 其北部为莲花山系,海拔在 1000 m 左右。本区属亚 热带海洋性季风气候,夏季以南及东南风为主,冬季 以北风为主;年平均最低气温 15℃。降雨充沛,多 集中于春夏季节,以雷阵雨居多。年均降水量和蒸 发量约 1400 mm 和 980 mm。

区内主要发育第四系沉积物和火成岩(图 1b)。

第四系沉积物主要为河流冲积层,分布于河谷及两 岸阶地,岩性为砂砾石层、砂层和砂质黏土,厚4~27 m,其中砂砾层厚4.7~7.1 m。火成岩包括上侏罗 统的火山岩系和侏罗—白垩系侵入岩。火山岩系分 布广泛,以安山岩、流纹斑岩及英安斑岩为主。安山 岩分布于丰良镇北部及东部;流纹斑岩则分布于丰 良镇西南部,斑晶和基质有大量的泥质,绢云母析出 和交代;英安斑岩分布于东南部,由斜长石和石英斑 晶及分解了的基质所组成,斜长石斑晶已经全部变 为绢云母泥质集合体。侵入岩皆为燕山期产物,分 布于丰良镇东部,侵入时代为下侏罗世至下白垩世, 岩性为黑云母中粗粒花岗岩和细粒花岗岩,大部分 呈 NNE 向展布。



图 1 丰良地热区位置示意图(a)、地质背景图(b)和温泉出露示意图(c)

Fig. 1 Locations of FengLiang geothermal field (a); geological settings (b); descriptions of

the hot springs occurring along the river bed (c)

构造上,该区处于 NE 向的莲花山断裂 带,由正断裂组成。火山岩受到强烈的挤 压.岩石破碎。温泉旁边的岩石为英安斑 岩,多数晶体破碎成棱角状,暗色矿物主要 是黑云母及角闪石,多已蚀变成绿泥石及 白云母,尤以后者为主,云母具有明显的弯 曲现象,显然受到强烈的动力作用。沿丰 良镇河床一带,岩石破碎,节理裂隙发育, 可能为莲花山断裂的次级断裂,走向 NW70°左右。区内发育两组剪切节理裂 隙,走向分别是 NE60°和 NW40°,表现出 "X"型相交的特征,与两条断裂方向和交叉 方向一致。

#### 1.2 地热地质条件

20世纪70年代丰良地区地表热显示 以热泉为主,多个热泉沿着丰良河河床及 河岸分布(图1c).沿着基岩裂隙或者砂土 层出露,最高温度可达92℃,当时的勘探显 示热泉总流量为 16.8 L/s,且有气体逸出, 泉眼上的砾石可见黄铁矿小晶体。在附近 的裂隙面上,可见黄铁矿集合体、白色碳酸 钙或绿泥石等沉淀物。现在该区天然出露 的温泉数量减少,沿河边有少量地热钻孔 (余雅等,1973)。

#### 地热流体采样和测试 2

#### 2.1 采样和测试

课题组于 2019 年 12 月~2020 年 1 月 在丰顺地区开展了地热流体采样,其中在 丰良地区共采集到2个地热水和2个韩江 河水样品。我们利用便携式水质分析仪 (HACH 40D) 现场测定了 pH、电导率 (EC)、氧化还原电位(ORP)和温度参数: 利用数字滴定器对碱度进行了滴定,利用 便携式紫外—可见分光光度计测定了硫化 物和 Fe<sup>2+</sup>的含量。对于 SiO<sub>2</sub>,为了防止发 生聚合沉淀,现场用去离子水将样品稀释5 倍进行测试,不过滤。用于微量元素分析 的样品用超纯硝酸酸化至 pH=2。除用于 SiO, 含量测定的样品, 其他样品均用 0.45μm 的滤膜过滤并装在高密度聚乙烯 样品瓶中。气体样品则利用排水集气法收 集,具体操作流程可参考天娇等人发表的 文章(Tian Jiao et al., 2018)。

			Ľ	[able]	1 Hydi	ogeocl	hemica	ıl data	of geo	otherm	al wat	ier, Hi	anjiang	g River	r water	and rain	in FengLiang	area	
样品		温度	П.,					θ	(mg/L)						$\delta^{18}O$	δD	δ <sup>13</sup> C	$n(^{87}\mathrm{Sr})$	軍米定之子
编号	作叩大坐	( J. )	ud.	$\mathrm{Ca}^{2+}$	$Mg^{2+}$	$\mathrm{Na}^{+}$	$\mathbf{K}^{+}$	L L	Cl <sup>-</sup>	$\mathrm{SO}_4^{2-}$	$HCO_3^-$	$\mathrm{CO}_3^{2-}$	$SiO_2$	TDS	(VSMO	W, % o)	(VPDB, % o)	$n(^{86}\mathrm{Sr})$	小石十大单
FL1		92	8.2	3.4	0.006	152	7.1	20	19.9	21.1	248	19.5	90	449					
FL2		92	8.2	3.4	0.007	146	6.8	20	18.4	18.3	256	11.1	90	435					
FL3		90	8.3	3.4	0.008	139	6.4	19	22.7	8.7	251	8.4	90	416					
FL4		85	8.1	4.2	0.97	118	5.9	15	17.7	13.5	202	16.8	70	358					
FL5		LL	8	6.0	1.58	157	7.2	17.4	20.2	12.5	292	21.3	LL	458					
FL6		68	8	6.0	0.008	127	6.1	16	17.4	0.0	243	5.3	60	364					
FL7	B类地热水	69	8.1	4.4	0.006	138	6.4	18.2	18.4	17.3	234	16.8	82	412					$HCO_{3}^{-}-Na^{+}$
FL8		79	8.3	3.4	0.02	143	6.3	21	22.7	13.9	265	0	75	411					
FL9		74	8.35	6.0	0.05	127	6.4	18	24.5	8.7	199	22.5	90	397					
FL10		82	8	5.2	0.008	135	6.2	17.6	18.8	0.0	311	15.3	90	420					
FL11		76	8.5	4.2	0.008	138	6.3	18.4	22.0	19.2	209	24	75	406					
FL12		96	8.59	1.0	0.009	137	6.3	22.6	19.6	15.2	249	13.4	108.4	441	-7.5	-47.6	-7.10	0.713	
FL13		82	8.47	1.2	0.009	136	6.3	22.1	19.5	16.2	252	8.5	104.6	436	-7.4	-47.4	-7.25	0.712	
FL14	A类地热水	35	6.9	31.1	3.16	27.0	3.9	0.4	11.7	0.0	163	0	24	180					$HCO^{-}-C_{o}^{2+}$ . $N_{o}^{+}$
FL15		36	7.9	40.6	2.55	25.7	3.6	0.3	9.9	0.0	188	0	37.5	211					1100 <sub>3</sub> ua - 11a
FL16	韩江河水	I	7.67	5.5	0.9	6.9	3.0	0.2	5.8	15.5	15.9	0	9.8	61.5	-6.0	-37.6	-12.7	0.714	$sO^{2-}$ . HCO <sup>-</sup> -N <sub>o</sub> <sup>+</sup> . $C_{o}^{2+}$
FL17		I	8.05	5.8	0.9	7.0	3.0	0.2	6.3	15.8	13.4	0	8.4	60.9	-6.0	-37.5			304 - 11003 Ma - Va

据

同位素数

良地区地热水、河水和雨水水化学及|

₩

表

表 2 丰良地区地热水 Li、Sr、14C 和气体数据

Table 2 Li, Sr and <sup>14</sup>C data of geothermal water from Fengliang area

样品	Li	Sr	<sup>14</sup> C				v (%)				D/D-
编号	(µg/L)	(µg/L)	(pMC)	H <sub>2</sub>	Не	$CH_4$	N <sub>2</sub>	02	Ar	CO2	n/ na
FL12	247	207	6.72	0.14	0.13	0.37	95.68	1.99	1.48	0.20	0.75
FL13	249	206		0	0.25	1.03	95.97	0.31	1.60	0.83	0.95
FL16	2.17	61.9									
FL17	2.07	65.2									

注:pMC-percent of modern carbon。

阴阳离子(F<sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、 Ca<sup>2+</sup>;检出限为 0.05 mg/L)是在本所水同位素与水 岩反应实验室利用赛默飞歇尔的离子色谱 ICS1100 测试。微量元素是在核工业北京地质研究院分析测 试中心利用 ICP-MS 测试。气体组分及同位素是在 中国科学院西北生态资源研究院油气资源研究中心 利用气相色谱仪和惰性气体质谱仪测试。

#### 2.2 数据收集

由于丰良地区在 20 世纪 70 年代开展过地热水 的勘探工作,钻取了一定数量不同深度的地热井,获 取了一些地热水化学数据。本文也将这些数据与采 集的样品数据一起分析,水化学数 据详见表 1 和表 2。其中 FL12、 FL13、FL16 和 FL17 是新增数据,其 他数据来源于前人勘探的数据(余 雅等,1973)。

3 结果

#### 3.1 地热水化学特征

将丰良地区地热水分成温度小

于等于 40℃ (A 类)和大于 40℃ 两 大类(B 类),如表 1 所示。结果显示,A 类地热水是 总溶解固体物质含量(Total dissolved solids,简称 TDS)为 180~211 mg/L 的 HCO<sub>3</sub><sup>--</sup>-Ca<sup>2+</sup>·Na<sup>+</sup>型水 (图 2),其 Ca<sup>2+</sup>的质量浓度较 B 类地热水、韩江河水 以及雨水明显高,达 31.1~40.6 mg/L;不含 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, F<sup>-</sup>的质量浓度也非常低(0.3~0.4 mg/L)。 $\rho$ (SiO<sub>2</sub>) 位于 B 类地热水和韩江河水之间,为 24.0~37.5 mg/L。B 类地热水和韩江河水,水化学类型为 HCO<sub>3</sub><sup>--</sup>-Na<sup>+</sup>型,其 Ca<sup>2+</sup>的质量浓度普遍低于 6.0 mg/L,但 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、F<sup>-</sup>和 SiO<sub>2</sub> 的质量浓度高,分别为 8.7



图 2 丰良地区不同水体 Piper 图 Fig. 2 Piper diagram of various water bodies in Fengliang area

~21.1 mg/L、15.0~22.6 mg/L和60.0~108.4 mg/ L。微量元素分析结果表面其Li和Sr的质量浓度 较高,平均值分别为248 μg/L和206 μg/L。韩江河 水则表现出与地热水明显的差异,其平均矿化度仅 为61.2 mg/L,F<sup>-</sup>和SiO<sub>2</sub>的质量浓度明显低于地热 水,平均值分别为0.2mg/L和9.1mg/L。

#### 3.2 地热水同位素特征

早期勘探工作中未对地热水进行相关同位素的 分析,本次仅采集到 2 个 B 类地热水样品,其氢氧 同位素、碳同位素和锶同位素值详见表 1。B 类地 热水  $\delta^{18}$ O 和  $\delta$ D 值分别为 - 7.5% ~ -7.4 % 和 -47.4% ~ -47.6 % ,溶解无机碳的  $\delta^{13}$ C 值为 -7.10% ~ -7.25 % , $n(^{87}$ Sr)/ $n(^{86}$ Sr) 值为 0.712 ~ 0.713。韩江河水的同位素特征明显区别于地热水, 其氢氧同位素更富集,但溶解无机碳的  $\delta^{13}$ C 值则更 贫化(-12.7 %),锶同位素与地热水基本一致。

#### 3.3 地热气体组成特征

丰良地区地热气体以  $N_2$  为主,  $v(N_2) =$ 95.68%~95.97%; 含少量的  $CO_2$ 、Ar、 $O_2$ ,  $v(CO_2)$ = 0.20%~0.83%、v(Ar) = 1.48% ~ 1.60%、 $v(O_2) =$ 0.31%~1.99%; 含微量的  $H_2$  和 He; 说明其主要 来源于大气(Tian Jiao et al., 2018)。He 同位素为 0.75 Ra~0.95 Ra(Ra 是现代标准大气的 He 同位 素比值),显示其主要为大气和壳源的混合(Sano 和 Wakita, 1985)。

### 4 讨论

#### 4.1 补给来源

本区地热流体的可能补给来源包括大气降水、 韩江河水以及浅层地下水。由于本区缺少大气降水 观测及浅层地下水样品,本次研究中采用袁建飞 (2013)中建立的广东沿海地区大气降水线(6D= 8.16 · δ<sup>18</sup>O+11.4),雨水、浅层地下水以及邓屋地 热电站地热水的数据引自其 SE 方向上的汤坑地热 田(李馥锶,2017;Luo Ji et al., 2022)。结果表明, 本区地热水、韩江河水以及浅层地下水均分布于 LMWL 上(图 3),说明其来自于当地大气降水的补 给。由于地热水样品点较少,从氢氧同位素图上不 能判断地热水是否接受浅层地下水和韩江河水的补 给。相比韩江河水与浅层地下水,地热水的氢氧同 位素明显较贫,可能是由于高程效应。

利用同位素的高程效应可以估算地热水的补给 高程,计算公式如式(1)所示(Clark and Fritz, 1997),

$$H/\mathrm{m} = \frac{\delta \mathrm{D}_{\mathrm{gw}}/\% - \delta \mathrm{D}_{\mathrm{lw}}/\%}{\mathrm{grad}\mathrm{D}/(\%/100\mathrm{m})} + h/\mathrm{m}$$
(1)

式中 H 为地下水的补给高程,δD<sub>gw</sub>和 δD<sub>lw</sub>分别为地 下水样品和当地大气降水的 δD 值,gradD 是大气降 水 δD 值的高程梯度,h 是大气降水的采样高程。由 于缺乏系统的本地大气降水观测资料,本次计算中 当地大气降水的 δD 值采用能代表多年平均降水氢 氧同位素特征的浅层地下水的同位素数据(δD =-40.22%),大气降水 δD 的高程梯度采用-2.5%c/ 100m 作为参考值(罗霁,2020),则补给高程计算结 果为 294 m。

前期勘探及抽水实验等显示发生降雨时,钻孔 中地热水位明显升高,但温度没有下降,距离韩江更 远的钻孔有滞后现象。这也说明该区地热水并不直 接接受韩江河水的补给,与浅部基岩裂隙水联系不 密切,而是受深循环控制,水位变化主要是压力传递 的结果。

#### 4.2 地热流体循环演化特征

#### 4.2.1 水—岩相互作用

不同来源的水进入深部热储后,首先是与储层 发生水—岩相互作用,进而形成具有代表性水化学 类型和地球化学特征的地热流体。一般来说,矿物 的溶解和沉淀反应直接影响其主量组分的含量。前 期勘探(余雅等,1973)显示本区地热水出露于英安 斑岩中,其矿物组成为斜长石和石英斑晶及分解了 的基质,其中斜长石斑晶已经全部变为绢云母泥质



Fig. 3  $\delta^{18}O - \delta D$  plot of various water bodies in Fengliang area



Fig. 4 Relationship between Sr and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr for various water bodies in Fengliang area

集合体,基质则为极细的泥质和绢云母。

锶同位素和碳同位素可用于分析地热水与储层的相互作用。丰良地热水的锶含量较浅层地下水和韩江河水高,而低于其东南方向的汤坑地热水。这是其在较高热储温度条件下长时间与储层反应的结果。地热水的 n(<sup>87</sup>Sr)/n(<sup>86</sup>Sr)比值明显低于浅层

地下水和韩江河水(图4),而与丰顺复式岩体的 n (<sup>87</sup>Sr)/n(<sup>86</sup>Sr)值(0.7082‰~0.7097‰,周佐明, 2015)一致。说明地热水主要与该岩体发生相互作 用,且作用时间较长。地热水的碳同位素表现出幔 源物质(图5)和大气 CO<sub>2</sub>的混合特征,说明研究区 的断裂系统可能断至地幔,导致幔源物质混入;地热







水在上升至地表过程中,可能混入了溶解了空气的 浅层地下水,使其也表现出大气 CO<sub>2</sub> 的特征。

#### 4.2.2 阳离子交换作用

本区热储岩石中富含铝硅酸盐矿物,使地热水 易于发生阳离子交换作用。通常可采用 Na<sup>+</sup>/Ca<sup>2+</sup> 和 TDS 的关系图及氯—碱交换指数关系图(CAI1 vs. CAI2,二者计算公式如式(2)和式(3)所示, Schoeller, 1965,各离子浓度单位是毫克当量/升,即 meq/L)来分析阳离子交换过程。

$$CAI1 = \frac{\gamma(Cl^{-}) - \gamma(Na^{+}) - \gamma(K^{+})}{\gamma(Cl^{-})}$$
(2)  

$$CAI2 = \frac{\gamma(Cl^{-}) - \gamma(Na^{+}) - \gamma(K^{+})}{\gamma(Cl^{-}) - \gamma(Na^{+}) - \gamma(K^{+})}$$

$$\gamma(SO_4^{2^-}) + \gamma(HCO_3^{-}) + \gamma(CO_3^{2^-}) + \gamma(NO_3^{-})$$
  
(3)  
如图 6a 所示, B 类地热水的  $\rho(TDS)$  位于 350

~450 mg/L 范围内,但其 Na<sup>+</sup>/Ca<sup>2+</sup>毫克当量比值 γ (Na<sup>+</sup>)/γ(Ca<sup>2+</sup>)表现出增加的趋势,说明阳离子交 换作用一定程度上控制着该类地热水化学成分的演 化。*CAI*1 和 *CAI*2 关系图显示(图 6b),地热水和韩 江河水的 *CAI*1 和 *CAI*2 值均为负值,说明水中溶解 的 Ca<sup>2+</sup>和 Mg<sup>2+</sup>与围岩吸附的 Na<sup>+</sup>和 K<sup>+</sup>发生了交换, 使得地热水中 Na<sup>+</sup>和 K<sup>+</sup>含量偏高,且 B 类地热水阳 离子交换作用更强。

#### 4.2.3 混合作用

深部热储流体通过断裂系统或者人工钻孔出露

于地表过程中,很容易与浅层地下水发生混合。由 于 Cl<sup>-</sup>的化学性质十分保守,不易参与水文地球化 学反应,通常可以根据其与其他离子的关系来分析 是否发生了混合作用。根据补给水源分析,可以将 韩江河水作为冷水端元,根据图7中显示的 Cl-与  $SiO_{2}$ , K<sup>+</sup>和 Na<sup>+</sup>的关系, 可以初步判定钻孔揭露或者 地表自然出露的地热水是深部地热流体上升过程发 生混合作用后形成的。图 7b 和 7c 中地热水样品显 示在混合线之上的原因是阳离子交换作用导致地热 水中 $Na^+$ 和 $K^+$ 更加富集。 $Ca^{2+}$ 和 $Cl^-$ 关系不明显(图 7d), A 类地热水 Ca2+含量明显高于河水和 B 类地 热水.一方面是由于A类地热水阳离子交换作用较 B 类地下水弱,一方面其与 B 类地热水经历的水岩 过程存在差异: B 类地热水的 Ca2+含量基本不超过 河水的 Ca<sup>2+</sup>含量, 且在野外及勘探过程中(余雅等, 1973)发现有碳酸钙的沉淀,说明 B 类地热水上升 至地表过程中除了发生混合作用,可能还发生了一 定程度的碳酸钙沉淀析出作用。

#### 4.3 地热水 F 的赋存特征及成因分析

利用 PHREEQC 程序及 llnl. dat 数据库,我们计 算了地热水和韩江河水中 F 的赋存形态。结果表 明其主要以 F<sup>-</sup>形式存在,含量可达 99.4%~99.9%, 极少部分以 NaF、CaF<sup>+</sup>和 MgF<sup>+</sup>的形式存在,如图 8a 所示。

一般而言,地热水中 F<sup>-</sup>主要受控于萤石矿物的 溶解平衡,但围岩中的云母、角闪石和辉石等矿物也





图 7 不同水体 Cl<sup>-</sup>与其他离子关系图

Fig. 7 Plot of Cl<sup>-</sup> with other ions (SiO<sub>2</sub>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>) for various water bodies

含有少量的 F,易被碱性流体中的 OH<sup>-</sup>置换到水溶 液中。研究区 B 类地热水的 F<sup>-</sup>的质量浓度为 15.0 ~22.6 mg/L,其与温度和 pH 值表现出一定的正相 关关系(图 8b 和 8c),这是由于温度越高,越有利于 相关含 F 矿物的溶解,且碱性环境也易于含 F 矿物 的溶解(Gizaw, 1996)。其 F<sup>-</sup>与 Ca<sup>2+</sup>含量表现出负 相关关系,但  $n(Ca^{2+})/n(F<sup>-</sup>)$ 小于 0.5,说明地热水 中 Ca<sup>2+</sup>含量偏低,这可能是阳离子交换作用及地热 流体上升过程中发生碳酸钙沉淀导致的。饱和指数 SI 计算表明, B 类地热水中萤石矿物处于欠饱和态 (SI 为-0.98 ~ -0.40), A 类地热水和韩江河水的 饱和指数(-2.67~-3.86)远远小于 B 类地热水, 这主要受温度影响。

#### 4.4 热储温度与地热水循环深度

#### 4.4.1 热储温度

根据 4.2.3 节中的讨论,结合地热钻孔结构特征,地热流体从深部热储上升至地表过程中,与河水 或者浅层地下水发生了混合作用,且发生了阳离子





Fig. 8 Relationship between  $F^-$  and other parameters in various water bodies, the legend is the same as Fig. 2

交换作用。所以直接利用二氧化硅地温计,将会导 致热储温度被低估;而利用 Na—K 地温计也会给出 不合理的结果。本文则选择能校正混合作用的 Na—K—Mg 三角图、SiO<sub>2</sub>—焓值模型和矿物组合地 温计三种方法来计算深部热储温度。

Na—K—Mg 三角图中 Na—K 地温计分别采用 Arnorsson 等(1998)提出的计算式 4 和 Giggenbach (1988)提出的经验公式(5)。其中 Y = lg[n(Na)/n(K)], t 为热储温度,单位是℃。K—Mg 地温计则 采用 Giggenbach(1988)提出的经验公式(6)。采用 式 4 得到的全平衡线对应图 9a 中位于下端的黑色 弧线,采用式 5 得到的全平衡线对应图 9a 中位于上端的紫色弧线。

$$t/^{\circ}C = 733.6 - 770.551Y + 378.189Y^{2} - 95.753Y^{3} + 9.544Y^{4}$$
 (4)

$$t/\mathcal{C} = \frac{1390}{1.75 + \log\left[\frac{\rho(Na^{+})}{\rho(K^{+})}\right]} - 273.15 \quad (5)$$
$$t/\mathcal{C} = \frac{4410}{\rho(K^{+})} = -273.15 \quad (6)$$

$$t/C = \frac{1}{14.0 - \lg\left\{\frac{\left[\rho(K^{+})\right]^{2}}{\rho(Mg^{2+})}\right\}} - 273.15 \quad (6)$$



Fig. 9 Na—K—Mg diagram (a) and SiO<sub>2</sub>—enthalpy mixing model (b), the legend is the same as Fig. 2

两种情景下给出的热储温度分别是 100℃和 137℃。SiO<sub>2</sub>—熔值混合模型中采用了石英溶解度 曲线和最大蒸汽散失溶解度曲线,由于样品点温度 均低于当地沸点,所以将穿过韩江河水、A 类地热水 和 B 类地热水的直线与石英溶解度曲线相交,其交 点指示的热储温度约为 142℃(图 9b)。这与基于 Giggenbach(1988)提出的 Na—K 和 K—Mg 地温计 组合得到的 Na—K—Mg 三角图给出的温度较一致。

对于矿物组合地温计,利用 GEOT(Spycher et al.,2016)小程序中的校正脱气、混合作用及强制 矿物平衡方法来估算热储温度,结果如图 10 和表 3 所示。模拟计算显示地热流体上升至地表过程中脱 气作用导致的蒸汽质量比例约为 0.3%~0.5%,冷 水混合作用导致的稀释系数约为 0.75~0.90。结果 表明,平衡矿物组合收敛点给出的温度为 142℃,多 种统计学方法给出的加权平均温度为 138~143℃。 这与 Giggenbach(1988)提出的 Na—K 和 K—Mg 地 温计组合得到的 Na—K—Mg 三角图以及 SiO<sub>2</sub>—焓 值混合模型给出的温度一致。位于其 SE 方向的丰 顺汤坑地热田热储温度约为 140℃(Luo et al., 2022),从水文地质条件上看,二者可能同属于一个 大的地热系统,所以热储温度上表现出很好的一致 性。

综上,我们认为丰良地热系统的热储温度为

 $138 \sim 143^{\circ}C_{\circ}$ 

表 3 基于矿物组合地温计的热储温度(℃)计算表 Table 3 Reservoir temperature (℃) calculation based on multi-mineral assemblage method

样品编号	中位值	均方根 误差	标准差	平均值	加权 平均值	温度范围
FL01	141	142	144	142	143	140~146
FL02	140	140	142	140	141	140~146
FL20	138	137	136	138	138	134~140

#### 5.4.2 地热水循环深度

根据 5.2 节中的讨论,本区地热水主要接受大 气降水的补给。由于研究区缺乏实际钻孔测温数 据,所以引用目前最新版大陆地区热流数据库中邻 近地区(陆丰、汕头和普宁)钻孔测温给出的地温梯 度数据(19.0±4.7~23.0±5.7 ℃/km)进行循环深 度估算(姜光政等,2016)。但这三个数据均来源于 浅层钻孔的测温结果,钻孔深度小于 200m,易受浅 部地下水的干扰,所以给出的循环深度只能作为参 考。据文献资料,研究区的恒温带温度和深度分别 为 21.4℃和 20 m。如热储温度取值为 142℃,地温 梯度按平均值范围取值为 19.0~23.0℃/km,则丰 良地区地热水的循环深度约为 5200~6300 m。



图 10 基于矿物组合地温计和 GEOT 程序的热储温度

Fig. 10 Reservoir temperature assessment based on multi-mineral assemblage method using GEOT program

## 6 结论

通过对丰良地区不同类型地热水、韩江河水及 浅层地下水进行分析,得到以下几个结论。 (1) 丰良地区存在 2 类地热水,其中 B 类是矿 化度略高、偏碱性的  $HCO_{3}^{-}$ —Na<sup>+</sup>型深部地热水,接 受当地大气降水的补给。

(2) 深部地热流体的形成主要受控于较大循环

3月

深度(5200~6300 m)和偏高温度条件下水—岩相互 反应及阳离子交换作用;地表采集的地热水是深部 地热流体发生了轻微脱气(蒸汽质量比例约为 0.3%~0.5%)和混合作用(冷水混入比例约10%~ 25%)后形成的。

(3)基于能校正混合作用的 Na—K—Mg 三角 图、SiO<sub>2</sub>—焓值模型和矿物组合地温计得到深部热 储温度约为 138~143℃,与其南边的汤坑地热田的 热储温度(140℃)一致,二者可能属于同一地热系 统。

#### 参考文献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

- 李馥锶. 2017. 广东丰顺地热田水化学特征及成因机制研究. 导师: 卢国平.硕士学位论文,武汉:中国地质大学(武汉)硕士学位论 文:1~57.
- 李义曼,陈凯,天娇,程远志,罗霁,庞忠和. 2022. 广东丰顺汤坑地 热田稀土元素特征及其影响因素. 地质论评,68(3):994~ 1005.
- 罗霁. 2020. 广东典型地热田热水成因研究. 合作导师:汪集暘,庞 忠和. 北京:中国科学院地质与地球物理研究所博士后工作报 告: 1~102.
- 田春艳. 2012. 广东省中高温地热资源勘查与开发利用建议. 地下 水,34(4):61~63.
- 余雅等.1973. 广东省丰顺县丰良地热区勘探报告. 全国地质资料 馆.
- 袁华晖,许锐恒,杜达安,邓志方,吴锦权,陈铁宏,赵纪先. 1991. 丰 良镇温泉水污染食物型氟中毒的调查研究. 广东卫生防疫, 17 (2):55~58.
- 袁建飞. 2013. 广东沿海地热系统水文地球化学研究. 导师: 王焰 新. 武汉: 中国地质大学(武汉)博士学位论文: 1~140.
- 袁利娟,张进平,何云成,孔祥军,高剑.北京市通州区地热流体水化 学和同位素特征及其地热学意义. 地质论评,67(5):1545~ 1556.
- 周佐明. 2015. 华南晚中生代多旋回构造-岩浆演化及地热成因机制---来自广东省典型岩体的制约. 导师:马昌前. 武汉:中国地质大学(武汉)博士学位论文:1~134.
- Arnorsson S., Fridriksson Th, Gunnarsson I. 1998. Gas chemistry of the Krafla geothermal field, Iceland. Proceedings of the water—rock interaction symposium, Auckland, New Zealand, 613~616.
- Clark I D, Fritz P. Environmental isotopes in hydrogeology, 2nd ed. Boca Raton, CRC press, 1997. pp. 55, 117, 210~212.
- Luo Ji. 2020&. Study on formation of geothermal water in typical geothermal field in Guangdong province. Supervisor: Wang Jiyang, Pang Zhonghe. Beijing, Research report for post-doctor of Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences: 1~102.
- Li Fusi. 2017&. Study on chemical characteristics and origin mechanism of Fengshun geothermal fields in Guangdong province. Supervisor:

Lu Guoping. Wuhan: Master Dissertation of China University of Geosciences (Wuhan) ,  $1\!\sim\!57.$ 

- Li Yiman, Chen Kai, Tian Jiao, Cheng Yuanzhi, Luo Ji, Pang Zhonghe. 2022&. REE characteristics and their influencing factors of the geothermal water in Tangkeng geothermal field, Fengshun, Guangdong Province. Geological Review. 68(3): 994~1005.
- Li Yiman, Tian Jiao, Cheng Yuanzhi, Jiang Guangzheng, Zhang Ying, Chen Kai and Pang Zhonghe. 2021. Existence of High Temperature Geothermal Resources in the Igneous Rock Regions of South China. Frontiers in Earth Sciences, 9:728162.
- Mao Xumei, Dong Yaqun, He Yaoye, Zhu Dongbo, Ye Jianqiao. 2022. The effect of granite fracture network on silica-enriched groundwater formation and geothermometers in low-temperature hydrothermal system. Journal of Hydrology, 609,127720.
- Giggenbach W. F. 1988. Geothermal solute equilibria. Geochim. Cosmochim. Acta. 52, 2749~2765.
- Sano Y, Wakita H. 1985. Geographical distribution of 3He/4He ratios in Japan: implications for arc tectonics and incipient magmatism. J. Geophys. Res.: Solid Earth, (1978 - 2012) 90 (B10), 8729 -8741.
- Schoeller H. 1965. Qualitative evaluation of groundwater resources. Methods and techniques of groundwater investigations and development. UNESCO, 5483.
- SpycherN., Finsterle S., Sonnenthal E. 2016. GeoT User's Guide A Computer Program for Multicomponent Geothermometry and Geochemical Speciation Version 2. 1
- Tian Jiao, Pang Zhonghe, Guo Qi, Wang Yingchun, Li Jie, Huang Tianming, Kong Yanlong, 2018. Geochemistry of geothermal fluids with implications on the sources of water and heat recharge to the Rekeng high-temperature geothermal system in the Eastern Himalayan Syntax. Geothermics, 74, 92 - 105.
- Tian Chunyan. 2012 #. Suggestions for exploration and utilization of medium—high temperature geothermal resources in Guangdong province. Groundwater, 34(4):61~63.
- Yu Ya. 1973 #. Exploration report for Fengliang geothermal field in Fengshun area of Guangdong province. National geological data agency.
- Yuan Jianfei, Xu Fen, Zheng Tianliang. 2022. The genesis of saline geothermal groundwater in the coastal area of Guangdong Province: Insight from hydrochemical and isotopic analysis. Journal of Hydrology, 605, 127345.
- Yuan Lijuan, Zhang Jinping, He Yuncheng, Kong Xiangjun, Gao Jian. 2021&. Hydrochemical and isotopic characteristics of geothermal fluids in Tongzhou District, Beijing, and their geothermal significance. Geological Review. 67(5): 1545~1556.
- Yuan Xianhui, Xu Ruiheng, Du Daan, Deng Zhifang, Wu Jinquan, Chen Tiehong, Zhao Jixian. 1991#. Investigation on food-borne fluorosis polluted by hot spring water in Fengliang Town. Health Epidemic Prevention in Guangdong, 17(2): 55~58.
- Zhou Zuoming. 2015&. Late Mesozoic polycylic tectono—magmatic evolution and forming mechanism of the geothermal systems in South China——New constraints from typical plutons in Guangdong Province. Supervisor: Ma Changqian. Wuhan: Ph. D. thesis of China University of Geosciences( Wuhan) : 1 ~ 134.

## Genesis of geothermal fluid with high fluorine content and reservoir temperature assessment in Fengliang geothermal field, eastern Guangdong

LI Yiman<sup>1,2,3)</sup>, ,LUO Ji<sup>4)</sup>, CHEN Kai<sup>5)</sup>, HUANG Tianming<sup>1,2,3)</sup>, TIAN Jiao<sup>6)</sup>, CHENG Yuanzhi<sup>1,2)</sup>, PANG Zhonghe<sup>1,2,3)</sup>

1) Key Laboratory of shale gas and geoengineering, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029;

2) Innovation Academy for Earth Science, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029;

3) University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049;

4) State Power Investment Corporation Research Institute, Beijing, 102209

5) China University of Mining and Technology (Beijing), Beijing, 100083;

6) Institute of Earthquake Forecasting, China Earthquake Administration, Beijing, 100036

**Objectives**: Geothermal water occurring in FengLiang area of Guangdong province has temperature as high as 96°C and it is found in the fractured prophyrite of the lower Jurassic period. Fluorine concentration is high in geothermal water and has caused food poisoning before. This paper is intended to study the recharge sources, circulation and evolution of the geothermal fluid with high fluorine content and possible reservoir temperature for future sustainable development.

**Methods**: Geothermal water and local surface water were collected for water and gas chemical and isotopic analysis. In addition, geochemical simulations to compute the fluorine species and saturation index of certain minerals were also applied. For reservoir temperature calculation, geothermometers with mixing and degassing correction were used based on geochemical processes occurring from deep to surface.

**Results**: There are two types of geothermal water. A type geothermal water is of  $HCO_3^--Ca^{2+}$  type with high concentration of Ca and low concentration of Na and K and temperature is below 40°C. B type geothermal water is of  $HCO_3^--Na^+$  type with high concentration of Na and K and low concentration of Ca and temperature is higher than 40°C. The fluorine content is about 15. 0 ~ 22. 6 mg/L. Geothermal gas is dominated by N<sub>2</sub> and also contains seldom  $CO_2$ , Ar and  $O_2$ , indicating the sources of air and crust.

**Conclusions:** A type geothermal water may be affected by mixing of shallow groundwater but evidences were missing. B type geothermal water is the deep geothermal fluid. It is recharged by the local mountains and infiltrates through fractures to porphyrite reservoir and the circulation depth and water—rock interactions time can achieve  $5200 \sim 6300$  m and 22 ka. Dissolution of the alumino-silicate minerals and cation exchange promote the formation of geothermal fluid with high concentration of N<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub>, F, Na, Sr and Li. During the ascending processes, mixing by Hanjiang River water (mixing ratio is about  $10\% \sim 25\%$ ) and slightly CO<sub>2</sub> degassing (steam fraction is about 0.  $3\% \sim 0.5\%$ ) occurs. F concentration is constrained by dissolution of fluorite and it is positive correlated with temperature and pH. Based on the mixing and CO<sub>2</sub> degassing correction, the deep reservoir temperature is about  $138 \sim 143$ °C and this is consistent with TangKeng geothermal system in the south, indicating that they may belong to the same geothermal system.

Acknowledgements: This research were financially supported by the National Key R&D Program of China (Grant No: 2019YFC0604901) and the National Natural Science Foundation of China (Grant No: 42072328)

Keywords: FengLiang geothermal field, fluid circulation, cation exchange, mixing, fluorine, reservoir temperature

First Author: LI Yiman, female, born in 1985, Doctor's degree, associate professor, mainly engaged in water—rock interactions; Email: liyiman@ mail. iggcas. ac. cn

 Manuscript received on: 2022-05-25; Accepted on: 2022-12-08; Published online on: 2023-03-20

 Doi: 10.16509/j.georeview. 2023.03.015
 Edited by: ZHANG Yuxu