

共和盆地干热岩地热资源的成因机制： 来自岩石放射性生热率的约束

张 超，胡圣标，宋荣彩，左银辉，姜光政，
雷玉德，张盛生，王朱亭

(中科院地质与地球物理研究所)

1 引 言

地热资源是一种清洁、稳定、空间分布广泛且储量巨大的可再生能源。根据其不同成因和产出条件，地热资源可以分为水热型地热资源和干热岩型地热资源(汪集旻等, 2012)。作为现阶段各个国家主要的开发利用对象，水热型地热资源仅占已探明地热资源中的约 10%，超过 90%的可利用的地热资源仍储存于干热岩型地热资源中。保守估计全球地壳 3 ~ 10km 深度所蕴含的干热岩资源储量相当于全球所有石油、天然气和煤炭所蕴藏能量的 30 倍(许天福等, 2012)。自 1973 年美国开展全球首个干热岩试验项目(FentonHill 试验项目)以来，英国、法国、德国、瑞士、日本、澳大利亚和冰岛等国均投入到干热岩地热资源的研究中(Breedeet al., 2013)。迄今，全球共建立了 47 个增强型地热系统工程项目(王贵玲等, 2020)。成因机制的研究是干热岩地热资源研究中最为基础与核心内容之一，也是干热岩地热资源潜力精细评价和合理开发利用的重要依据。目前，国际上主要干热岩试验场地多选址于与板块边界相关的地区和新生代裂谷区，这些地区具有高大地热流特征，如美国 FentonHill 试验场地大地热流为 $160\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (张杨, 2016)，Geysers 试验场地大地热流超过 $168\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (Stanleyand Blakely, 1995)，位于新生代莱茵地堑的法国 Soultz 干热岩试验场地大地热流亦高达 $176\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (Bariaet al., 1999)。

大地热流，作为地球内部热状态在地表最为直观的指标，是由地壳岩石中放射性生热元素(铀、钍、钾)衰变产生的热量(即地壳热流)和地幔热流两部分组成(汪集旻, 2015；Furlongand

Chapman, 2013；Jianget al., 2019)。热流配分关系是大地热流研究的重要延伸和扩展，影响着深部地温场的分布、地壳和上地幔的活动性。地热异常区的热流配分关系是认识地热系统热源构成及其热贡献的重要窗口，而岩石放射性生热率研究正是热流配分关系研究的基础，同时也是地热系统成因机制研究的主要内容之一(Abbadyand Al-Ghamdi, 2018；Zhanget al., 2018)。

共和盆地地处青藏高原东北缘，是中-新生代以来发展起来的菱形断陷盆地。盆地内部已发现水温超过 15°C 的热水或地热异常点达 84 处之多，其中 6 处温泉出口温度大于 60°C ，扎仓寺温泉和曲乃海温泉温度均超过当地沸点，分别为 93.5°C 和 96.6°C (薛建球等, 2013；康维海, 2016)。近年来，由中国地质调查局和青海省国土资源厅组织实施的多口钻井(DR3、DR4、GR1 和 GR2)均揭示出高温现象。测温资料显示 DR3、DR4 和 GR1 等钻井在 2700m 左右深度地层温度均超过 150°C ，2886m 处温度最高可达到 180°C (张超等, 2018；Zhanget al., 2018, 2019)。基于钻井温度和岩石热导率数据计算的大地热流值表明，共和盆地大地热流值介于 $93.3 \sim 111.0\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间，平均值为 $102.2\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ，远高于我国大陆地区平均大地热流值 $60.4\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (姜光政等, 2016；张超等, 2018)。高温温泉、高温钻井以及高大地热流值一致表明共和盆地具有丰富的干热岩地热资源。目前，围绕共和盆地干热岩岩体开展了一系列地球物理探测(如航磁测量、天然地震背景噪声层析成像和大地电磁测深等)、地热测量和数值模拟工作，在大地热流特征、干热岩岩体空间展布以及干

热岩地热资源潜力评价等方面形成了一定认识和成果(赵振等, 2009; 李永革, 2016; 张超等, 2018; 张盛生等, 2019; 岳高凡等, 2015; Zhanget al., 2018; Houet al., 2018; Xu et al., 2018)。但是, 目前仍未形成关于共和盆地干热岩地热资源成因机制的共同认识(孙知新等, 2011; 王斌等, 2015; 严维德, 2015; 李林果和李百祥, 2017)。

本文在系统分析共和盆地大地热流特征(张超等, 2018)的基础上, 通过对共和盆地及邻区贵德盆地内主要钻井的岩芯样品开展放射性生热率测试, 分析了研究区主要岩性岩石的放射性生热率特征, 进一步讨论了共和盆地干热岩地热资源的热源机理与成因模式。该研究成果不仅可为共和盆地干热岩地热资源潜力精细评价和合理开发利用提供重要的理论支撑和科学依据, 也可丰富我国干热岩地热资源成因机制的理论认识。

2 地质背景

共和—贵德盆地, 位于青藏高原东北缘, 地处秦岭—祁连—昆仑褶皱系中东昆仑与西秦岭造山

带的交接转换部位, 是一呈北西西向展布的菱形山间盆地(石宝颐和张峻太, 1982)。盆地四周被断褶带隆起山地围限, 北侧为青海南山和拉鸡山断褶隆起带, 南侧为河卡南山和巴吉山断褶隆起带, 东西两侧分别为扎马山断褶隆起带和鄂拉山构造岩浆带, 瓦里贡山构造岩浆带将盆地划分为共和、贵德两盆地(王斌等, 2015)。受盆地边界断裂活动的影响, 晚近期周边山脉不断隆起上升, 全盆地内部相对沉降, 沉积了一套巨厚的新生代沉积层, 主要由第四系冲洪积、河湖相堆积物和新、古近系湖相堆积物等组成(图 1, 薛建球等, 2013)。盆地基底主要由三叠纪地层和以花岗岩、花岗闪长岩和斑状花岗岩为主的侵入岩组成。张宏飞等(2006)通过锆石 U-Pb LA-ICP-MS 年代学手段对区内黑马河岩体和温泉岩体进行定年研究, 指出共和盆地周边花岗岩年龄为 $218 \pm 2 \sim 235 \pm 2 \text{ Ma}$ (即印支期), 并基于主微量元素和 Pb-Sr-Nd 同位素地球化学研究指出花岗质岩石的原岩来自下地壳的变玄武岩类。

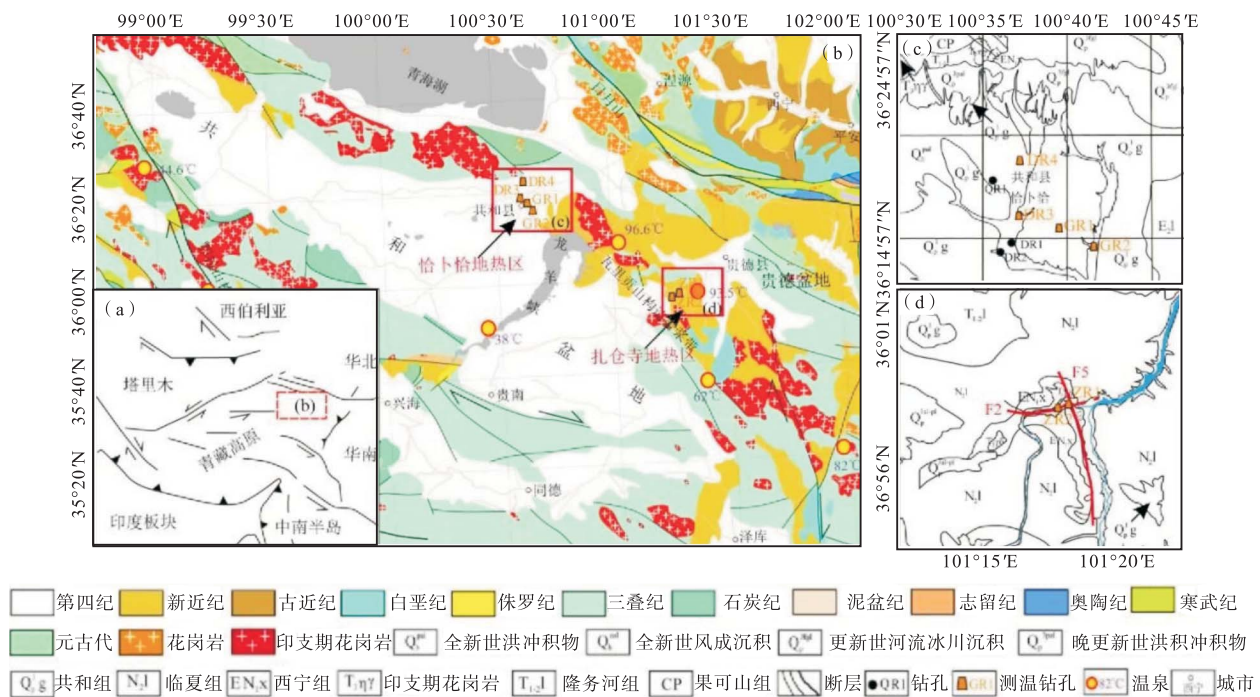


图 1 共和—贵德盆地地质简图及主要钻井位置分布图

研究区内的主要地热区为位于共和盆地东北部的恰卜恰地热区(图 1c)和贵德盆地西南部的扎仓寺地热区(图 1d)。张森琦等(2018a)基于 1:5

万重磁和航磁测量指出恰卜恰地热区具有三套地层结构: 浅部为约 600m 厚的第四纪地层, 中部为古近纪-新近纪地层, 厚度约为 800m, 下部为花岗

岩基底段, 基底花岗岩的埋藏深度大致为 1200 ~ 1350m, 与基于可控源音频大地电磁测深获得的基底埋深情况(1000 ~ 1400m, 薛建球等, 2013)较为接近。扎仓寺地热区位于 NNW 向压扭性逆断层-热光断裂(F5, 图 1d)与 NE 向张扭性正断层-扎仓断裂(F2, 图 1d)的交汇部位(郎旭娟等, 2016)。大气降水入渗到地下沿扎仓断裂径流被加热, 遇热光断裂下盘泥岩受阻而上升出露地表是该区地热异常和地热资源形成的主要原因(李小林等, 2016; Jianget al., 2018, 2019)。

3 样品测试

以共和盆地东北部恰卜恰地热区和贵德盆地西南部扎仓寺地热区现有钻井为依托(图 1), 共采集了 98 块岩石样品进行岩石放射性生热率测试。其中 52 块样品产自恰卜恰地热区 GR1、GR2 和 DR3 钻井, 46 块样品采集自扎仓寺地热区 ZR2 钻井。岩石放射性生热率的测试分为岩石密度测试和岩石放射性生热元素(铀、钍、钾)含量测试两部分, 密度测试部分依托于中国科学院地质与地球物理研究所岩石热物性实验室, 岩石放射性生热元素含量测试由核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成, 其中铀和钍元素含量采用等离子质谱仪(ICP-MS)测定, 钾元素含量利用石墨炉原

子吸收分析仪测定。

4 测试结果与讨论

4.1 共和—贵德盆地岩石放射性生热率

基于上述测定的放射性生热元素含量, 结合岩石对应的密度, 可按照如下公式(Rybach, 1976)计算得出岩石放射性生热率:

$$A = 0.01\rho(9.52C_U + 2.56C_{Th} + 3.48C_K) \quad (1)$$

式中, A 为放射性生热率, 单位 $\mu W \cdot m^{-3}$; ρ 为岩石密度, 单位 $g \cdot cm^{-3}$; C_U 、 C_{Th} 和 C_K 分别为放射性元素铀、钍、钾的含量。

图 2 显示出共和盆地恰卜恰地热区 GR1 钻井岩芯样品放射性生热率与放射性生热元素 Th/U 比值随深度变化情况。以泥岩和粉砂质泥岩为代表的沉积岩的放射性生热率介于 $1.66 \sim 2.02 \mu W \cdot m^{-3}$, 平均值为 $1.79 \mu W \cdot m^{-3}$ (表 1), Th/U 比值介于 2.34 ~ 6.56 之间, 平均值为 4.91; 基底花岗岩质岩石的放射性生热率随深度没有明显的关系, 总体介于 $1.73 \sim 4.48 \mu W \cdot m^{-3}$, 平均值为 $3.04 \mu W \cdot m^{-3}$, Th/U 比值介于 1.37 ~ 16.15 之间。从图 2 可以看出, 1341m 处岩石样品的 Th/U 比值明显偏离整体趋势, 表现出高异常现象(值为 16.15), 测试数据表明该样品中的 U 元素含量较低(仅为 1.43×10^{-6}), 可能由测试误差引起。若剔除

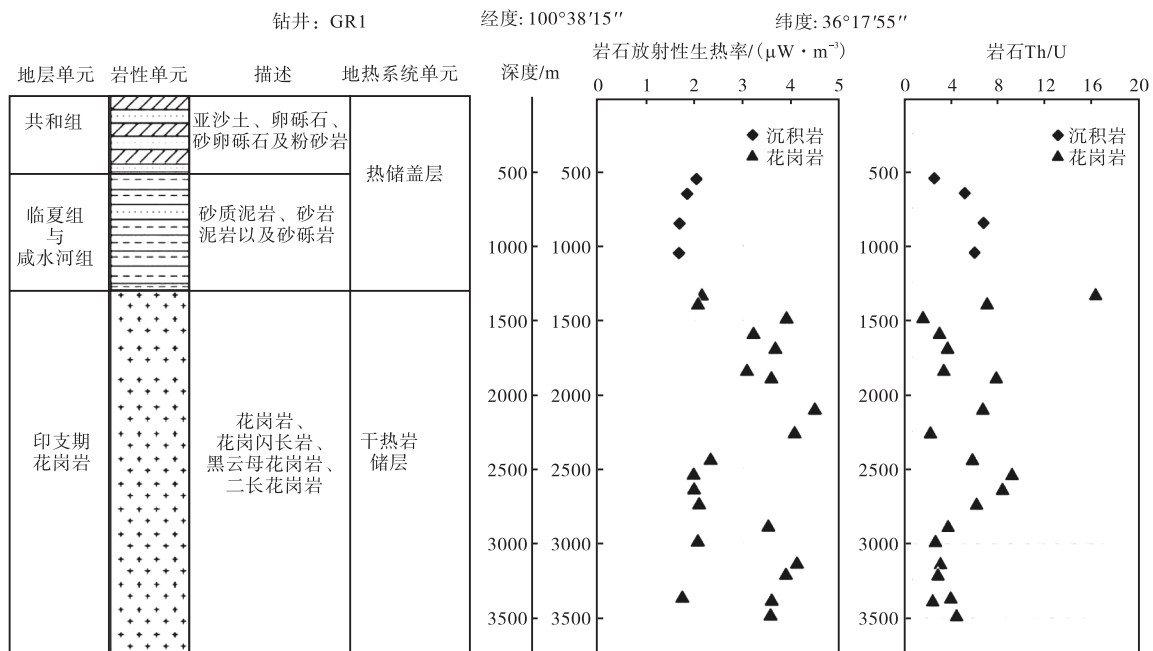


图 2 共和盆地 GR1 钻井岩芯样品放射性生热率及放射性生热元素 Th/U 比值随深度分布图(钻井岩性剖面图修改自张森琦等, 2018a)

表 1 共和—贵德盆地岩石放射性生热元素含量和放射性生热率统计表

地区	钻井	岩性	样品数量	U/10 ⁻⁶	Th/10 ⁻⁶	K/%	生热率/(μW·m ⁻³)	
							分布范围	平均值
恰卜恰地热区	GR1	沉积岩	4	2.52~4.96	11.60~16.60	1.73~2.72	1.66~2.02	1.79
		花岗岩	20	1.43~11.60	10.80~40.00	1.50~4.36	1.73~4.48	3.04
	GR2	沉积岩	3	2.26~3.44	10.30~17.00	1.59~2.77	1.21~1.90	1.50
		花岗岩	20	3.24~16.20	3.38~26.50	1.62~5.62	1.17~4.92	2.98
	DR3	花岗岩	5	2.75~14.60	17.20~35.90	1.76~3.74	2.12~5.81	4.70
扎仓寺地热区	—	沉积岩	14	—	—	—	—	1.88*
		花岗岩	10	—	—	—	—	2.04*
	ZR2	沉积岩	5	3.55~4.31	13.40~19.10	2.10~2.50	1.83~2.40	2.13
		花岗岩	41	1.14~21.80	0.80~35.70	0.08~5.41	0.92~6.49	2.81

注:*数据来自 Liu et al. (2017).

该测试样品,则基底花岗质岩石样品的平均 Th/U 比值为 4.43.GR2 钻井岩芯样品的放射性生热率与放射性生热元素 Th/U 比值随深度变化情况如图 3 所示,3 个沉积岩样品的放射性生热率介于 1.21~1.90μW·m⁻³,平均值为 1.50μW·m⁻³,略小于 GR1 钻井沉积岩的放射性生热率,Th/U 比值介于 3.72~4.94 之间,平均值为 4.41。与 GR1 钻井相类似,GR2 钻井中基底花岗质岩石的放射性生热率随深度亦未呈现明显的关系,总体介于 1.17~4.92μW·m⁻³,平均值为 2.98μW·m⁻³,与 GR1 钻井的基底花岗岩放射性生热率基本持平,Th/U 比值介于 0.32~7.18 之间,平均值为 3.55。

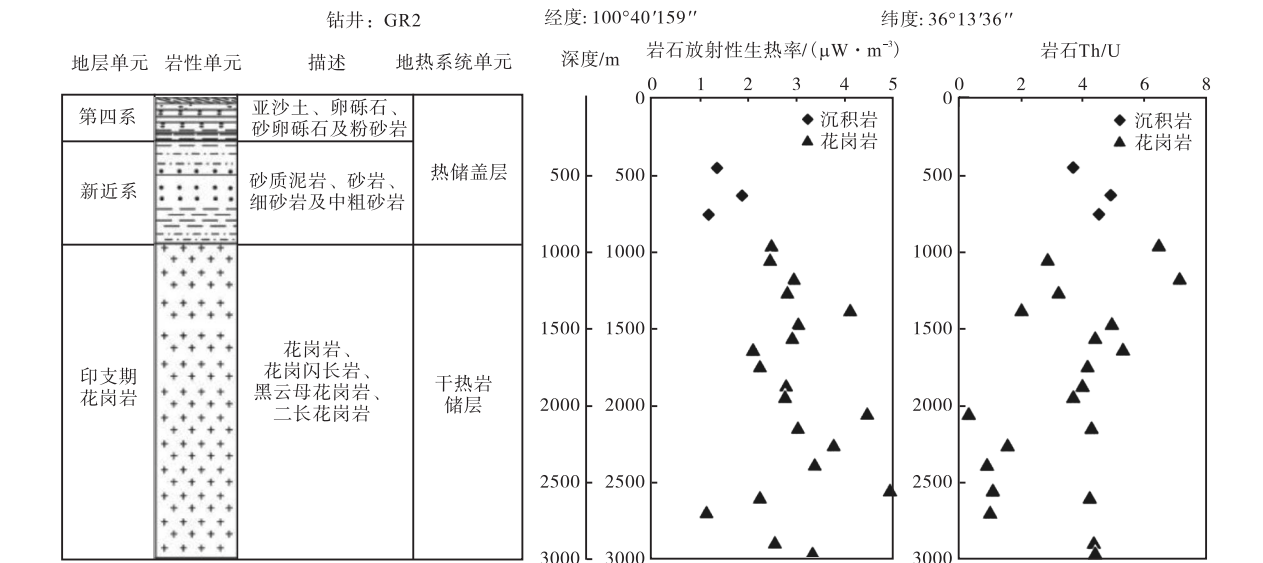


图 3 共和盆地 GR2 钻井岩芯样品放射性生热率及放射性生热元素 Th/U 比值随深度分布图

同样,作者对采自 DR3 钻井的 5 个花岗质岩石样品的测试结果做了类似分析,结果显示其放射性生热率介于 2.12~5.81μW·m⁻³,平均值为 4.70μW·m⁻³,Th/U 比值介于 1.83~6.25 之间,平均值为 3.14(表 1)。总体看来,恰卜恰地热区沉积岩样品的放射性生热率介于 1.21~2.02μW·m⁻³,平均值为 1.67±0.29μW·m⁻³;基底火成岩放射性生热率统计直方图(图 4)显示,其放射性生热率大致呈现出正态分布,所有样品生热率值介于 1.17~5.81μW·m⁻³ 之间,算术平均值为 3.20±

1.07μW·m⁻³,略大于全球中-新生代(0~250Ma)花岗岩放射性生热率平均值 3.09±1.62μW·m⁻³ (Artemieva et al., 2017),与西藏南部花岗岩放射性生热率 3.2±1.5μW·m⁻³ (n=12, 沈显杰等, 1989) 相类似,但大于藏北花岗岩放射性生热率 2.6±1.6μW·m⁻³ (n=24, 沈显杰等, 1989)。

贵德盆地扎仓寺地热区 ZR2 钻井岩芯样品放射性生热率随深度变化情况如图 5a 所示,岩石放射性生热率随埋藏深度的关系不大,所有岩石样品的放射性生热率介于 0.92~6.49μW·m⁻³ 之间,

平均值为 $2.58 \pm 1.21 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 。其中,砂岩和泥质砂岩等沉积岩的放射性生热率相对较小,其值介于 $1.83 \sim 2.40 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 之间,平均为 $2.13 \pm 0.23 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 。花岗质岩石样品的放射性生热率统计直方图(图 5b)表明:与恰卜恰地热区基底火成岩相比(图 4),该区花岗质岩石样品的放射性生热率正态分布性较差,其放射性生热率介于 $0.92 \sim 6.49 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 之间,平均值为 $2.81 \pm 1.4 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$,较共和盆地基底火成岩放射性生热率低,但大于 Liu 等(2017)基于贵德盆地其他钻井的岩芯样品所获得的放射性生热率($2.04 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$,表 1)。

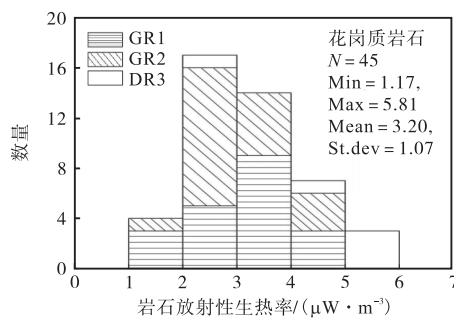


图 4 共和盆地恰卜恰地热区花岗质岩石样品放射性生热率分布直方图

4.2 共和盆地干热岩地热资源成因机制

共和盆地恰卜恰地热区大地热流值介于 $93.3 \sim 111.0 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间,平均值高达 $102.2 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (张超等, 2018), 远高于我国大陆地区平均大地热流值 $60.4 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (姜光政等, 2016), 也高于青藏高原南部喜马拉雅和拉萨—冈底斯块体平均大地热流(分别为 90.8 和 $82.1 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ Jianget al., 2019), 属于典型的地热异常区。花岗岩高放射性生热率一直被认为是该区地热异常和干热岩地热资源形成的主要原因(李林果和李百祥, 2017), 但本文所开展的岩石放射性生热率测试结果表明: 基底花岗岩放射性生热率平均值为 $3.20 \pm 1.07 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 基本持平于全球中-新生代花岗岩的放射性生热率, 未出现高异常现象。与澳大利亚中部库珀盆地的 Habanero 干热岩试验场地的 Innamincka 花岗岩(其放射性生热率为 $7 \sim 10 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ Chenand Wyborn, 2009)相比, 该区花岗岩的放射性生热率同样偏小。采自贵德盆地扎仓寺地热区的同期花岗岩测试数据再次证实该区基底花岗岩的放射性生热率维持在正常水平。

大地热流由来自地壳内部岩石的放射性生热元素衰变所产生的热量(即地壳热流)和地幔热流两部分组成。管彦武等(2012)基于青藏高原现有大地热流数据和多条地震剖面计算的青藏高原地区地幔热流分布指出, 班公—怒江缝合带、印度—雅鲁藏布江缝合带和拉萨地体存在地幔热流较高区域, 部分地区地幔热流可达 $260 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 而青藏高原东北缘地区地幔热流普遍较低。Zhang 等(2018)基于贵德盆地现有大地热流和岩石热物性数据, 指出贵德盆地地幔热流为 $27 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 与管彦武等(2012)的研究结果较为接近。地幔热流是地下深部热状态的直接表现, 其高低反映着区域构造活动性的强弱, 因此地幔热流具有区域性影响特征(Francheteau et al., 1984; 张林友等, 2016)。因此, 可取共和盆地地幔热流为贵德盆地地幔热流(即 $27 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$), 则共和盆地地壳岩石放射性生热量应约为 $75 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

基于上述岩石放射性生热率测试数据, 取共和盆地花岗岩放射性生热率为 $3.2 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 地壳放射性生热元素富集层厚度取 $15 \sim 20 \text{km}$ (汪集旸等, 2012), 放射性生热元素垂向分布遵循指数衰减模式(Furlong and Chapman, 2013), 则由壳内花岗岩放射性生热率贡献的热流为 $30.3 \sim 40.5 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 约占该区大地热流的 $29.6\% \sim 39.6\%$ 。由此可以得出, 尽管该区花岗岩的放射性生热率不高, 但是新生代印度—欧亚板块持续性陆-陆碰撞作用造成的壳内放射性生热元素富集层增厚, 导致了花岗岩放射性生热率的热贡献量同步增加, 故盆地加厚地壳花岗岩的放射性生热可以为该区地热异常提供稳定的壳内热源基础。

通过上述分析, 如不考虑其他附加热源供热情况, 由共和盆地地壳岩石放射性生热贡献的热流理应为 $34.5 \sim 44.7 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 。若取共和盆地地壳岩石放射性生热率为全球大陆地壳放射性生热率平均值, $0.68 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ (Furlong and Chapman, 2013), 则盆地地壳厚度理应高达 $51 \sim 66 \text{km}$, 然而这个理论厚度完全超过了共和盆地整个地壳的厚度($51 \sim 56 \text{km}$, Jia et al., 2019), 这显然是不合理的。因此, 本文倾向于该区还存在附加热源的额外热流贡献。同时, 来自共和盆地温泉和地热井地下水的地球化学同位素数据表明, $^3\text{He}/^4\text{He}$

值介于 $(4.65 \sim 9.52) \times 10^{-8}$ 之间, 反映出热量主要来自地壳部分 (Houet al., 2018)。因此, 研究区高大地热流可能来自加厚地壳花岗岩放射性生热和壳内局部附加热源热贡献的双重作用。

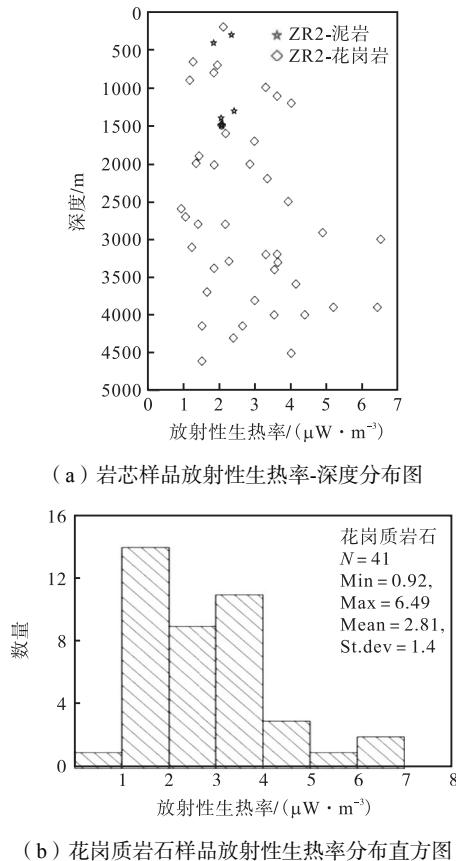


图5 贵德盆地 ZR2 钻井岩芯样品的放射性生热率统计图

4.2.2 壳内部分熔融层的地球物理证据

为探测共和盆地干热岩地热资源潜力及圈定潜在干热岩靶区, Gao 等 (2018) 首次利用大地电磁测深方法获得了该区地壳 50km 以浅的三维电阻率分布结构 (图 6)。Gao 等 (2018) 指出共和盆地地下距地表 15 ~ 35km 深度区间存在明显的低电阻率异常层, 并将该低电阻率异常层解译为部分熔融层 (图 6)。基于塔秀—共和东西向天然地震背景噪声层析成像和大地电磁测深勘查剖面结果, 张森琦等 (2018a) 同样指出共和盆地地下距地表 8 ~ 32km 深度区间存在东西向长约 50km 的部分熔融层 (即低阻-高导层)。但是, 由于地球内部的物质组成与状态的复杂性, 地球物理勘探方法所获得的信息往往具有多解性和不确定性 (郭进京和周

安朝, 2008), 因此, 需要与其他研究结果相互佐证。地壳温度信息是判断地壳中部分熔融存在与否的最为直接和关键的证据。张超等 (2018) 基于共和盆地大地热流和岩石热物性数据, 利用一维稳态热传导方程估算的深部温度数据显示, 共和盆地在 14 ~ 15km 深度上地层温度达到含水花岗岩的熔融温度 ($660^{\circ}\text{C} \sim 670^{\circ}\text{C}$), 在 19 ~ 20km 深度处达到干花岗岩的熔融温度 ($890^{\circ}\text{C} \sim 900^{\circ}\text{C}$), 表明该区 20km 以浅或已发生部分熔融。实际上, 不仅是共和盆地, 青藏高原北部多条地球物理测深剖面均揭示出在地壳范围内存在显著的低速-高导层, 这类低速-高导层也被普遍认为是地壳岩石发生部分熔融后在岩石物理性质上的表现 (Royden et al., 1997; Clark and Royden, 2000; Zhanget al., 2004; LePape et al., 2012; Liet al., 2014, 2019; Zhenget al., 2016; Wu et al., 2017; Wanget al., 2018; Deng et al., 2019), 同时也得到了岩石地球化学研究数据的进一步证实 (Wanget al., 2012)。

因此, 基于岩石放射性生热率测试数据, 结合共和盆地已有大地热流、深部地温场、大地电磁测深等研究资料, 本文倾向于大地电磁测深所显示的低电阻率异常 (低阻-高导层) 现象很可能是壳内部分熔融层的反映。深部地温场预测的部分熔融层深度与大地电磁剖面所呈现的低电阻率异常层 (低阻-高导层) 深度之间的差异可能来源于: (1) 温度场计算过程中的基本假设条件-稳态热传导, 从而忽略了部分熔融层的瞬态热传导甚至热对流对地温场在空间三维和时间四维尺度上造成的影响; (2) 用简单的一维代替复杂但真实的三维, 从而忽略了地层结构和岩石热物性在空间三维上的各向异性。要精确分析部分熔融层对共和盆地地温场演化过程的影响以及部分熔融层形成的深部动力学机制, 需要更多地质、地球物理、地球化学以及低温热年代学约束条件, 这也是我们今后工作的重点方向。

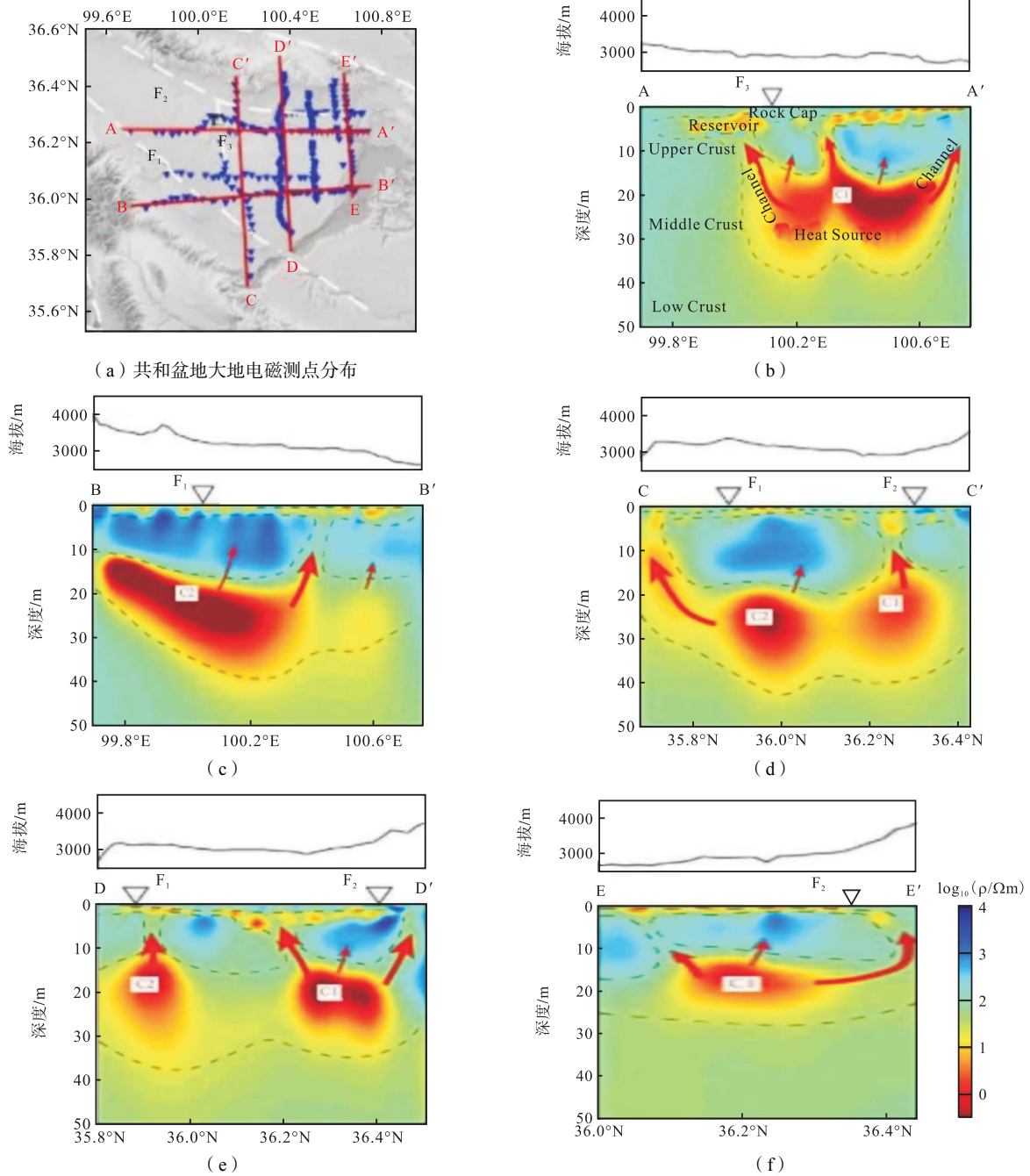
4.2.3 共和盆地干热岩地热资源成因机制

综合上述资料, 本文将共和盆地干热岩地热资源可能的成因机制概括如图 7 所示。

共和盆地干热岩地热资源的热源为加厚地壳花岗岩放射性生热和壳内部分熔融层供热。根据单次热事件的热松弛特征时间计算公式 $\tau =$

$d^2/4\kappa$ (τ 为时间, d 为深度, κ 为热扩散率, 这里取 $1\text{mm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ Turcotte and Schubert, 2014; 张超等, 2018), 此部分熔融层形成年龄应该小于 9.7Ma (d 取 35km, 对应于大地电磁测深剖面上低电阻率异常层的最大深度)。干热岩地热资源的“热储层”为基底印支期花岗岩, 花岗岩具有较低的孔渗性(岳高凡等, 2015; 庄亚芹等, 2017), 由钻井所揭示的花岗岩埋藏深度约为 900 ~ 1400m, 钻井温度数据

显示花岗岩层的温度梯度介于 $39 \sim 45.2^\circ\text{C}/\text{km}$ 之间, 平均值为 $41.3^\circ\text{C}/\text{km}$ (张超等, 2018)。基底花岗岩层之上的早中更新世的共和组、中新世的咸水河组与上新世的临夏组共同构成干热岩的盖层, 盖层厚度约 900 ~ 1400m, 盖层岩石以泥岩、砂质泥岩和砂岩为主, 且呈以段级地层为单位粗细相间的韵律性沉积(张森琦等, 2018a), 岩石具有低热导率特征 ($1.59 \pm 0.19\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, 张超等,



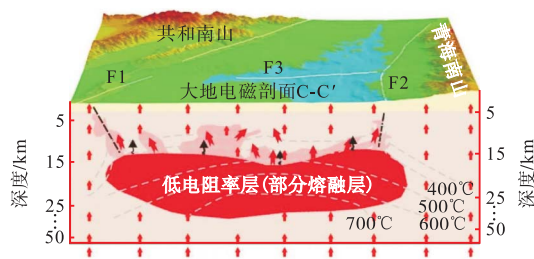


图7 盆地尺度干热岩地热资源成因机制模式图

2018), 因此隔热保温效果较好, 能有效地防止深部热量快速散失。

4.3 我国干热岩地热资源勘探的启示

我国西南部地处地中海—喜马拉雅地热带, 东部邻近环太平洋地热带, 干热岩地热资源极为丰富。汪集旻等(2012)评价的我国大陆地区 3 ~ 10km 深度区间干热岩地热资源储量显示, 干热岩地热资源总量达 $20.9 \times 10^6 \text{ EJ}$, 若以 2% 作为可开采资源量系数, 相当于我国 2010 年能量消耗总量的 4400 倍。如何有效地勘探这类储量巨大的清洁可再生能源是影响我国干热岩地热资源开发利用的重要因素之一。干热岩地热资源成因机制研究作为干热岩研究中最为基础与核心的工作之一, 为更精确的圈定干热岩地热资源潜在靶区提供了可能。

在干热岩地热资源形成中, 热源是最为重要的控制因素之一。国际上许多干热岩试验场地均与岩浆热源有关, 如美国 Fenton Hill 和 Geysers 干热岩试验场地 (Rutqvist et al., 2015; Kelkaret al., 2016)。我国著名的西藏羊八井和云南腾冲热海地热田也均与壳内岩浆有关 (多吉, 2003; Tian et al., 2019)。本文基于共和—贵德盆地岩石放射性生热率测试数据, 结合已有大地热流、深部地温场和地球物理探测等资料, 将共和盆地干热岩地热资源的热源机制归纳为加厚地壳花岗岩放射性生热和壳内部分熔融层供热, 亦与岩浆热源有关。这类与岩浆热源相关的干热岩地热资源多赋存于近代火山区和构造强烈活动带。我国长白山、五大连池、云南腾冲、雷琼火山等近代火山区和青藏高原部分地区 (如藏南、川西地区以及共和盆地) 壳内存在异常热源—低速-高导层 (廖志杰和张振国, 1989; 白登海等, 1994; 胡久常等, 2007; 汤吉等, 2001; 张健等, 2017; 张森琦等, 2018b; Gao et al., 2018), 具备干热岩地热资源产出的基础条件, 为

我国潜在的岩浆成因的干热岩地热资源赋存区。

花岗岩高放射性生热亦可作为干热岩地热资源形成过程中的重要热源。一方面花岗岩高放射性生热可来自放射性生热元素 (铀、钍和钾) 异常富集导致的高放射性生热率, 以位于澳大利亚中部库珀盆地 Habanero 干热岩试验场地为代表, 其花岗岩放射性生热率高达 $7 \sim 10 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ (Chen and Wyborn, 2009), 约为全球上地壳岩石放射性生热率的 3 ~ 5 倍。另一方面壳内放射性生热元素富集层的增厚, 亦可造成花岗岩高放射性生热。本文热流配分研究指出, 尽管共和盆地基底花岗岩放射性生热率不高, 但其热贡献量仍可达 $30.3 \sim 40.5 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 主要原因是新生代以来印-欧大陆碰撞所导致的地壳增厚 (郭晓玉等, 2017), 使得壳内放射性生热元素富集层厚度同步增加, 花岗岩放射性生热率的热贡献量也随之增加。这类高放射性生热成因的干热岩地热资源多赋予于地表及地壳浅部发育有大型的中新生代酸性花岗岩类岩体的地区和由于板块活动引起的地壳增厚区。我国东南沿海地区, 作为我国最主要的花岗岩分布区, 大面积地出露着具有高放射性生热率的花岗岩体 (蔺文静等, 2016), 其燕山期花岗岩的放射性生热率最高可达到 $16.3 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ (马峰等, 2015), 为干热岩地热资源的形成提供了重要条件。此外, 基底起伏变化引起的侧向热折射 (李春荣等, 2017) 和构造活跃区的构造变形热 (Tian et al., 2018) 亦能引起局部地热异常。毫无疑问, 干热岩地热资源勘探及优质靶区圈定是一个复杂的系统性工程, 涉及大地构造学、构造地质学、岩石学、地球化学和地球物理学 (重、磁、电、震、热) 等多学科交叉融合, 本节旨在解剖共和盆地干热岩地热资源成因机制和蕴藏模式的基础上, 对我国今后干热岩地热资源勘探方向提出几点粗浅的看法。

5 结论

本文基于对共和—贵德盆地恰卜恰和扎仓寺地热区主要钻井岩芯样品的放射性生热率测试, 分析了共和盆地基底花岗岩的放射性生热率特征及其对于干热岩地热资源的热贡献, 在此基础上, 结合该区现有研究成果, 初步构建了干热岩地热资源的成因模式。基于以上研究数据, 得出如下主要

结论:

(1) 共和盆地恰卜恰地热区沉积岩(以泥岩和粉砂质泥岩为主)放射性生热率为 $1.21 \sim 2.02 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$, 平均值为 $1.67 \pm 0.29 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$; 以花岗岩和花岗岩闪长岩等为主的基底花岗质岩石的放射性生热率介于 $1.17 \sim 5.81 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$, 平均值为 $3.20 \pm 1.07 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$, 略大于全球中-新生代花岗岩放射性生热率平均值。

(2) 贵德盆地扎仓寺地热区砂岩和泥质砂岩等沉积岩放射性生热率为 $1.83 \sim 2.40 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$, 平均值为 $2.13 \pm 0.23 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$; 基底花岗质岩石的放射性生热率介于 $0.92 \sim 6.49 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 之间, 平均值为 $2.81 \pm 1.4 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

(3) 岩石放射性生热率数据表明共和—贵德

盆地基底花岗质岩石并未出现高放射性生热率异常, 但新生代印-欧大陆碰撞造成的地壳放射性生热元素富集层增厚, 导致花岗岩放射性生热率的热贡献量同步增大 ($30.3 \sim 40.5 \text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$)。因此, 花岗岩放射性生热可为共和盆地干热岩地热资源提供稳定的壳内热源基础。

(4) 综合分析热流配分结果和已有地质-地球物理资料, 初步认为共和盆地壳内部分熔融层作为附加热源为干热岩地热资源提供了重要的附加热流贡献。在此基础上, 构建了共和盆地加厚地壳花岗岩放射性生热与壳内部分熔融层供热的干热岩地热资源成因模式。

参考文献略

转自《地球物理学报》Vol.63 No.7

咸阳“十四五”地热要干这些大事!

咸阳市自然资源局

12月18日, 咸阳市自然资源局印发《咸阳市地热资源开发利用规划(2021-2025年)》(以下简称《规划》), 咸阳市加强地热开发利用布局与咸阳城镇空间布局衔接, 构建“一区、两翼、多极”地热产业发展布局, 提升地热对新型城镇化高质量发展支撑。

《规划》适用范围为咸阳市下辖“两区五县一市”, 具体包括秦都区、渭城区、乾县、礼泉县、泾阳县、三原县、武功县和兴平市, 面积4800平方千米。《规划》从指导思想、原则与目标, 地热资源勘查开发保护布局, 地热资源勘查与开发利用规划等方面作了介绍说明。

根据规划目标, 到2025年, 咸阳市地热资源调查评价与勘查加快推进, 开发利用规模稳定提升, 地热开发利用强度与资源环境承载力、市场需求更加协调, 资源保障能力持续增强; 地热资源勘查开发与保护布局进一步优化, 矿山规模结构更趋合理, 资源开发利用水平稳步提升; 绿色勘查和绿色开采全面推进, 动态监测体系基本建立, 资源保护与绿色发展水平显著提高; 地热资源管理制度不断完善, 矿业权市场活力持续释放, 资源管理能力和水平进一步提高。

《规划》提出, 新建地热矿山最低开采规模不得低于10万立方米/年, 最低服务年限原则上按照不低于30年进行设计与管理。推广“采灌均衡、取热不耗水”开发利用方式。到2025年, 全市地热矿山总数控制在80个以内, 开采总量达到1500万立方米, 供暖面积达到1200万平方米, 总体回灌率 $\geq 80\%$ 。

到2025年, 全市地热总体回灌率不低于80%, 供暖热能综合利用率不低于75%。2025年, 全市地热供暖项目全面实现“一采一灌”或“一采多灌”开发模式。强化井距管控, 实施采灌对井同层段生产与回灌, 原则上同层生产井开采目标层段水平间距不低于1000米, 生产井与配套回灌井目标层段水平间距不低于400米。

《规划》提出, 全市共划定地热勘查规划区块23个, 勘查规划区块划定主要考虑资源规模开发、城市发展及市场需求因素, 着重部署于重点开采区外围和部分重点城镇。地热开采规划区块32个, 开采区块划定以现有城市建成区为基础, 充分考虑咸阳市发展规划、市场需求、勘查工作程度和后续资源整合因素, 遵循资源量与开采量相适应原则, 以自然街区道路为界进行区块划分。

下转第17页