doi: 10.11720/wtyht.2026.1356
李广之, 荣发准, 胡斌, 等. 地热系统地质要素地球化学识别方法与应用——以广东省惠州市石坝盆地为例[J]. 物探与化探, 2026, 50(5): 856-870. https://doi.org/10.11720/wtyht.2026.1356
Li G Z, Rong F Z, Hu B, et al. A geochemical method for identifying geological elements of geothermal systems and its application: A case study of the Shiba Basin, Huizhou City, Guangdong Province[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2026, 50(5): 856-870. https://doi.org/10.11720/wtyht.2026.1356

地热系统地质要素地球化学识别方法与应用
——以广东省惠州市石坝盆地为例

李广之[1,2,3], 荣发准[1,3], 胡斌[1,2,3], 孙长青[1,2,3], 宁丽荣[1,3]
(1. 中国石化石油勘探开发研究院有限公司, 北京 102400; 2. 中国石化储量评估中心 合肥分中心, 安徽 合肥 230022; 3. 中国石化石油勘探开发研究院 无锡石油地质研究所, 江苏 无锡 214126)

摘 要: 地热系统有“源、通、盖、储”4 个地质要素, 目前主要依据物探、地震、地质成果来识别和解析。地热系统引起的地球物理、地球化学效应导致各地质要素都可以在地表形成地球化学异常。本文以石坝盆地地热系统为勘探实例, 参照邻区黄沙洞地热田的地球化学特征, 结合地热地质条件、指标的来源及物理化学性质特征, 优选出 “源、通、盖、储”地质要素的识别指标, 探索建立了对应的识别方法。结果显示: 石坝盆地地热系统的热源为壳幔混源, 幔源热贡献率为 54.42%、壳源热贡献率为 45.58%; 热储存在 3 种供热方式: 河源深大断裂传热、花岗岩放射性生热、侵入岩传热; 水源主要为大气降水, 降水通过河源深大断裂和紫金—博罗大断裂给有利区补水。根据该方法, 石坝盆地识别出 3 个地热有利区, 预测这 3 个有利区平均盖层厚度为 2 629 m, 平均热储温度为 167 ℃, 热储类型为水热—干热岩组合高温地热系统。

关键词: 地热系统; 地质要素; 指标优选; 识别方法; 热源; 热储温度; 盖层厚度
中图分类号: P632; P31 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-8918(2026)05-0856-15

0 引言

地热能是可再生的清洁能源, 分布广泛, 资源潜力巨大。伴随全球能源结构调整, 绿色低碳的地热资源越来越受重视[1]。地热资源是指在当前技术、经济条件下, 地壳内可供开发利用的地热能、地热流体及其有用组分。地热资源形成和分布受地热系统控制, 地热系统包含源(含热源和水源)、通道、储集体、盖层等地质要素[2]。目前, 这些地质要素主要依据物探、地震、地质成果来识别和解析。我国自 1980 年就开始了地热地球化学勘探工作[3-4], 数十年来, 地热地球化学勘探技术获得了积极的研究与应用, 基本形成了一套以气体与微量元素指标为主的技术系列, 在预测地热田有利赋存区、估算深部热储温度以及推断地热水成因等方面取得了一定进展[5]。综合来看, 现有地热化探技术依据获取到的样品介质类型, 可以识别和解析出不同的地质要素: 一是采集地表样品介质(土壤、壤中气、地表水、微生物), 可以识别和解析热储地表位置; 二是采集地下样品介质(温泉水、钻井水、钻井气、喷气孔气等), 可以识别和解析热源、水源、水循环深度、热储温度。显然目前对地热系统地质要素的地球化学识别方法研究是分散的、不系统的, 现有方法可以识别“源、储”两个要素, 却无法识别“通、盖”两个要素, 因此急需建立地热系统“源、通、盖、储”要素的地球化学识别方法, 与物探、地震、地质的识别成果进行相互补充和验证, 来提高地热地球化学勘探技术在地热勘探开发过程中的应用效果。

在理论上, 地热资源的存在会引起一系列的地

收稿日期: 2025-09-25; **修回日期:** 2026-06-29
基金项目: 深地国家科技重大专项项目“重点地区深部热能探测评价”(2024ZD1003600)之课题三“地热资源高精度探测技术”(2024ZD1003603); 中国石油化工股份有限公司课题“东南沿海火成岩地区地热系统探测与评价”(P25124)
第一作者: 李广之(1970-), 男, 高级工程师, 主要从事油气及地热资源地球化学勘探研究工作。Email: ligz.syky@sinopec.com

球物理和地球化学效应, 与地热系统地质要素相关的地球化学指标在物源基础发生较大变化、运移动力和通道条件满足的情况下就会在地表形成异常; 在技术上, 围绕指标在地表形成异常的条件, 优选出“源、通、盖、储”地质要素的识别指标, 解析地球化学异常主控因素和响应特征, 揭示异常成因机理和模式, 就可以建立对应的识别方法。因而, 本文将以石坝盆地为研究对象, 参考已知地热田(黄沙洞地热田)的地表地球化学异常特征, 对石坝盆地地热系统的地质要素进行地球化学识别和解析, 从地热系统的角度对石坝盆地的地热资源进行刻画和描述。

1　地质背景

1.1　黄沙洞地热田地质背景

黄沙洞地热田位于我国东南沿海地区的惠州市惠城区矮陂镇黄沙洞村沸塘村民小组[6], 区域上属于华南准地台, 东南沿海端褶带, 构造活动剧烈, 处于莲花山深断裂带北西侧 40 km, 河源深大断裂带南东侧 30 km, 紫金—博罗大断裂带南东侧 12 km; 地热田区内与热水相关的构造以 NE 向断裂和 NW 向断裂最为发育, 其中 NE 向断裂具有压扭性特征, 为导热构造; NW 向构造为张性断裂, 断层带内岩石较两侧发育明显破碎, 为导水构造; 温泉出露于 NE 向潼湖大断裂带与 NW 向断裂的交汇部位[7], 地热田上出露的惠林温泉出水口实测水温为 93 ℃。区内广泛分布花岗岩类岩石, 该区为高产热花岗岩, 黄沙洞地区花岗岩平均放射性生热率为 4.94 μW/m^3[8-9]。黄沙洞地热田热储埋藏条件主要受断裂构造及岩性共同控制, 以构造裂隙带储水为主要特征[6], 热源主要是岩浆侵入时形成的余热和侵入岩中放射性矿物衰变产生的热量, NE 向潼湖断裂是该地热田的控热构造, 其共同作用形成了该区的地热资源[6]。

2017 年 10 月在该地热田实施了惠热 1 井钻探工作, 2018 年 10 月完钻, 钻进深度达 3 009.17 m, 钻遇地层从浅至深依次为第四系(0～20 m)、寒武系(21～466 m)、震旦系(467～1 565 m)和侏罗系(1 566～3 009.17 m)岩体。钻孔于 1 565 m 深处成功揭穿沉积盖层, 进入下部隐伏花岗岩体。成孔后利用水泵短时间抽水后即发生持续自喷, 2 900 m 测得热水温度为 127.7 ℃, 井口最高稳定温度 118 ℃, 最大流量 137 m^3/ h [10-11]。

1.2　石坝盆地地质背景

石坝盆地位于广东省惠州市博罗县石坝镇, 夹持于河源深大断裂和紫金—博罗大断裂之间, 地热田地区出露的地层主要为泥盆系、三叠系、侏罗系、古近系、新近系及第四系。区内古近系以来的红层覆盖超过 80%, 盖层厚度大, 达 3~4 km, 有利于地下热量的保存。该区地层成为大型深层干热型地热田的良好盖层[12]。区域地质调查发现, 本区地层中出现的地质构造表现为两个阶段: 一是燕山期花岗岩侵入前存在与燕山期花岗岩侵入相伴生的构造; 二是新构造运动产生和大断裂构造运动相伴生的构造[12]。石坝地区花岗岩平均放射性生热率为 5.99 μW/m^3[9], 远高于大陆地壳平均生热率 1 μW/m^3[13]。区内河源深大断裂穿过西北角, 紫金—博罗大断裂位于西南角。河源深大断裂从石坝镇—响水镇—福田镇均有出露, 长约 26 km(区域延伸约 180 km), 宽约 10~100 m, 倾向 120°~135°, 倾角 30°~70°, 构造岩宽几米至几十米, 断裂切割控制了区内燕山期花岗岩体; 紫金—博罗大断裂整体上呈 NE 方向延伸, 区内长 20 km 以上; 两条断裂控制了燕山期花岗岩体的分布, 复又切割了它们, 断面倾向 SE, 倾角 40°~80°, 局部陡立或向 NW 倾斜, 穿切了古近系丹霞组, 以压扭性为主。石坝盆地内的地热资源生热成因是燕山期花岗岩放射性衰变生热、地幔上涌传热和深大构造导热形成的[14]。

石坝盆地紧邻黄沙洞地热田, 地热勘探程度不高, 盆地内无温泉出露, 只有 1 口地热钻井(惠热 2 井), 井深 1 300 m, 井底测温 65 ℃, 钻遇地层为丹霞组紫红色砂岩、砾岩等, 约 1 050 m 揭穿红层, 进入灰岩地层。但不少学者认为其地热资源潜力较大: 杨全旺[12] 认为其盖层厚度大, 是大型深层干热型地热田的良好盖层; Li 等[1] 预测热储温度为 155 ℃, 为高温地热系统; Zou 等[15] 预测石坝盆地在 4 500 m 深度的温度约为 170 ℃。

2　研究方法

2.1　样品采集方法

2020 年, 在广东省惠州市黄沙洞地热田和石坝盆地分别实施了 1 块面积为 216 km^2 和 1 块面积为 228 km^2 的化探测网采样和分析测试工作区(图 1)。石坝探区边界与黄沙洞地热田探区边界相距约 10 km。其中, 黄沙洞地热田采样点距 2 km×2 km, 部署采样物理点 70 个, 采集土壤样品 70 个, 壤中气样品 70 个, 水样 2 个; 石坝盆地研究区采样点距 1 km×1 km, 部署剖面物理点 260 个, 采集土壤样品 260 个、壤中气样品 260 个, 地表水样 1 个。

本次样品采集主要按《地热资源地质勘查规范》

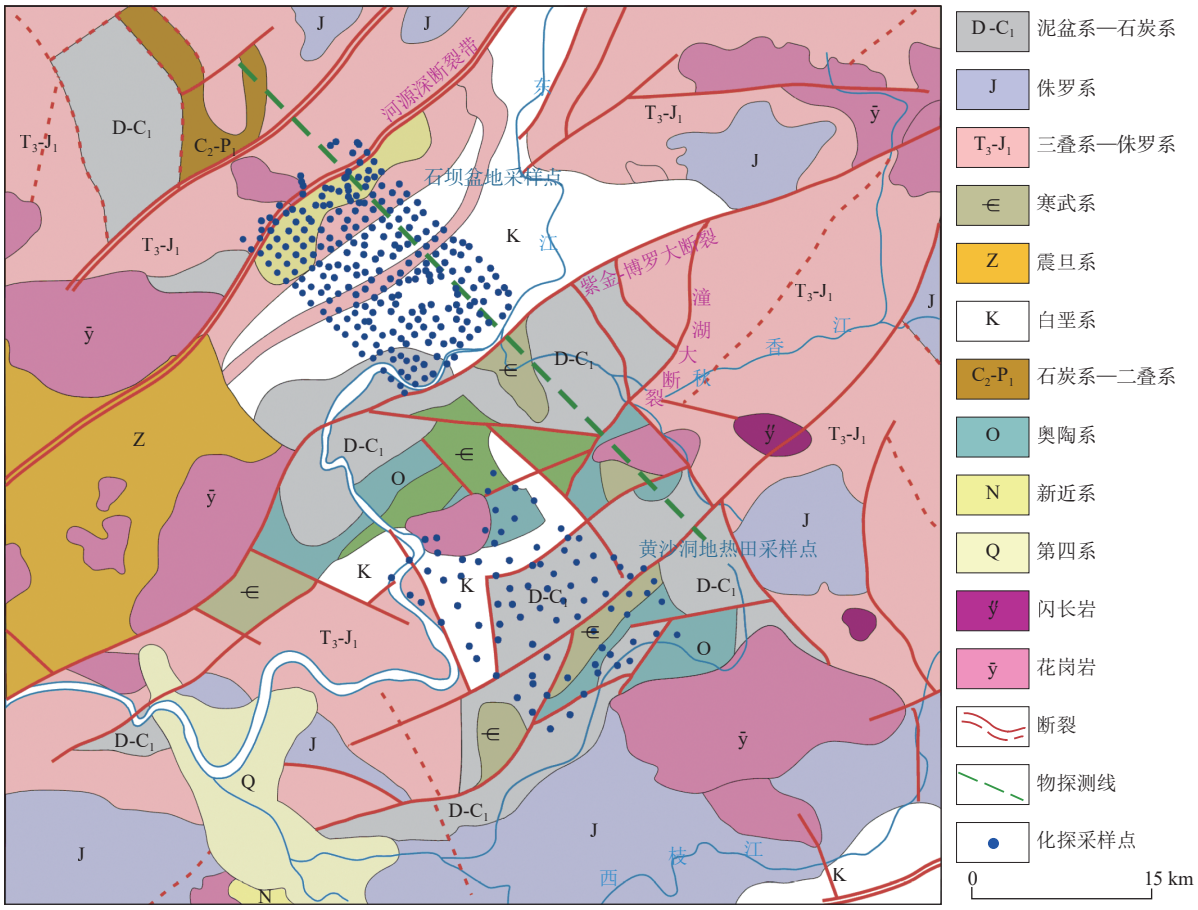


图 1　黄沙洞地热田探区与石坝盆地探区的位置及采样点位

Fig. 1　Location and sampling points of Huangshadong geothermal field exploration area and Shiba Basin exploration area

(GB/T 11615—2010)、《地热地球化学勘查规范》(NB/T 10699—2021)和《石油与天然气地表地球化学勘探技术规范》(GB/T 31456—2015)执行。土壤样品采集方法为：用麻花钻钻达先期试验结果确定的采样深度后取样，一般取样深度为 1.0~1.6 m；采样点应选在污染源 20 m 以外，坡地采样点在污染源的上坡地段；取样物质应是岩性基本一致的细粒沉积物，应剔除碎石、树根、草根等杂物；禁止在流动沙丘、堤坝、回填土、其他人工或近期自然堆积、冲积物中采样。样品质量不少于 500 g，在采样现场用外衬牛皮纸的玻璃纸包装，也可用罐(瓶)封装。样品包装要求内置标签，外有编号。

壤中气样品采集方法为：用专用螺旋钻具钻达采样深度后采用专用取样器直接采气并密封保存，一般取样深度为 1.0~1.6 m；要求与大气隔绝并需排除钻具取样管内的残余气体。

水样采集方法为：温泉水应优先选择在温度最高处采样，样品采集应靠近主泉口、集中冒气泡处或泉的主流带、流动但又不揣急的部位；地热井水采样应在抽水经过一段时间后(即至少相当于抽出井筒贮水体积 2~3 倍的水量后)方可采集；江河、湖泊、水库、井水、海水均应采集距水面 1 m 以下的样品。取样后装入洁净的玻璃瓶中，或没有添加剂的本色塑料瓶或桶中，采样体积 500~2 000 mL，瓶口应留出 10 mL 左右的空间，然后将瓶盖密封；当水样温度较高时，需用耐温容器盛装。

2.2　测定方法

现场测定了浅层地温、壤气 Rn。实验室内测定了气体样品中的 C_2H_6、C_3H_8、C^{2+}(CH_4 以后的轻烃的组分总和，下同)、He、H_2 指标；土壤样品中的 Fe、Ti、V、Li、Na、K、Ca、Nb、W、Mo、U、Th、Zn、Ba、Co、Cr 等指标；土壤样品中的单质汞、化合汞指标；水样中的 Fe、Ti、V、Li、Na、K、Ca、Zn、Ba、Co、Cr 等指标。其中，15-1、10-20 号壤中气样品还测定了 He 的含量及同位素值。各测定方法如下。

气体组分含量及同位素测定方法：气相色谱法测定 CH_4、C_2H_6、C_3H_8、C^{2+}、He、Ne、H_2、CO_2；同位素质谱法测定 CH_4 碳同位素、CO_2 碳同位素、稀有气体同位素比值。

水样元素含量及同位素测定方法：电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)测定 Li、Be、Ti、V、Cr、Co、Ni、Cu、Zn、Mo、Cd、Nb、Rb、Th、Ga 等，电感耦

合等离子体光谱法(ICP-AES)测定 K、Na、Ca、Mg、Fe、Mn、Sr、Ba 等; 二氧化碳—水平衡法测定水中氧同位素, 锌还原和高温裂解法测定水的氢同位素。

土壤元素测定方法: X 射线荧光光谱法(XRF)测定 K、Na、Mg、Al、Si、K、Ca、Ba、Ti、V、Cr、Mn、Fe、Zn、Pb、Sr、Nb, 等离子体质谱法(ICP-MS)测定 Li、Be、Co、Ni、Cu、Cd、Th、U, 极谱法(POL)测定 W、Mo, 热释汞法测定单质 Hg 和化合 Hg。

现场浅层地温方法: 用钻具钻孔, 钻至 0.5 m 深度, 钻具取出后, 用红外测温仪快速测定 0.5 m 深度的温度; 再钻至 1.5 m 深度, 钻具取出后, 用红外测温仪快速测定 1.5 m 深度的温度; 取 0.5 m、1.0 m 深度的温度平均值, 代表浅层地温。

现场 Rn 测定方法: 用取气钻钻入土壤 1.0 m 深度, 连接测氡仪, 现场测定壤中气 Rn 的含量。

气体样品、单质汞、化合汞、现场测氡及测温由中国石化油气成藏重点实验室完成, 水样及土壤元素测定由自然资源部合肥矿产资源监督检测中心完成。各介质样品测定均按照相关规范要求, 测试质量可靠。

2.3　指标优选方法

2.3.1　优选原则

地热系统有“源、通、盖、储”四个地质要素, 优选的指标要能建立从地表到热源、地表到热储、地表到热通和水通、地表到盖层的逻辑关系。选择指标不仅要考虑地表地球化学异常形成的条件, 还要结合地热地质条件及指标的来源及物理化学性质特征。

因而指标优选原则为: 选择与地热紧密相关的指标, 指标会因地热而发生浓度异常变化, 其具有运移能力, 同时还有一定的抗干扰性, 且在运移过程中不发生变化。

2.3.2　热源及热通道识别指标优选

地热气体中的^{3}He 主要来源于地幔, ^{3}He 通量与地幔热流之间存在正相关关系; ^{4}He 来源于地壳中铀、钍、钾元素的放射性衰变, 这些元素衰变过程中产生的热能则构成了地壳热流, 因而^{4}He 通量与地壳热流呈正相关关系[16-18]。因此选择 He 同位素作为幔源和壳源贡献率识别指标。

幔源热给热储供热主要有两种方式: 通过控热断裂(热传导、热对流)供热; 通过侵入岩以热传导供热(例如干热岩)。控热断裂一般为通源的深大断裂, 是幔源热给热储供热的重要通道, 其供热方式有 2 种: 直接供热在控热断裂附近形成热储; 通过热传导方式供热给导热断裂, 然后在导热断裂附近形成热储。控热断裂是热传导和 Hg 蒸气运移的优势通道, 因而浅层地温和深部来源的 Hg 在地表呈高值分布。Hg 指标受温度和通道控制: Hg 易挥发, 蒸气压随温度升高而增大(图 2), Hg 蒸汽比重较大, 易沿断裂向上挥发, 因此可以用 Hg 来识别控热断裂, Hg 异常是供热活动的“现在进行时”; Hg 具有还原性, 易形成化合 Hg, 化合 Hg 是供热活动的“现在完成时”。综上, 选择单质 Hg、化合 Hg、浅层地温来识别

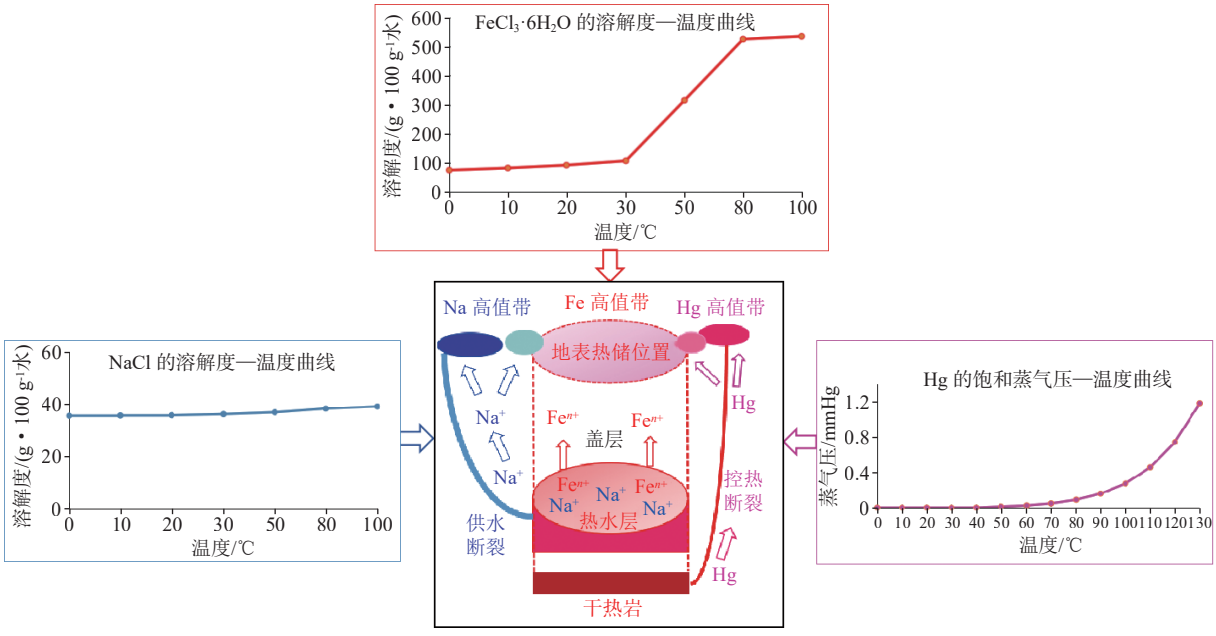


图 2　控热断裂、供水断裂、热储位置地球化学识别机理示意

Fig. 2　Schematic of geochemical identification mechanism for thermal control fracture, water supply fracture, and thermal storage location

控热断裂及热传输通道指标。单质 Hg、化合 Hg、浅层地温指标在控热断裂与热储之间存在异常高值带(图 2)。

地热资源形成与岩浆活动紧密相关,而岩浆富含高温元素。高温会使低沸点物质、低活化能化合物等都变为气态或裂解为气态而挥发掉(高温元素富集效应),岩浆侵入到地壳中或喷发出地表后,形成侵入岩、喷出岩、火山岩浆,相比较正常沉积地层而言,该侵入岩、喷出岩或火山岩浆中高温元素含量要高得多,高温元素会被水、气体携带运移至上方地层及地表呈高浓度场特征。如果上方盖层的保温效果较好,未冷却的侵入岩就会形成干热岩热储或为上层的热储供热;若侵入岩花岗岩,其中富含的 U、Th 等放射性元素就会放射性衰变生热而成为壳源热源为热储供热。因而选择高温元素 Nb、W、Mo 作为侵入岩识别指标,选择 U、Th、Rn 作为花岗岩识别指标。

2.3.3　水源及热通道识别指标优选

水同位素(δD、δ^{18}O)分析是识别地热水补给来源的有效方法[18],因而选择氢氧同位素作为水源的识别指标。

水热型、水热型与干热岩组合地热系统需要通过供水断裂供水。没有断裂通往地下地层的情况下,地表水很难直接供给,供水断裂是地表水与水热型热储的连通通道。地表水供水是个缓慢过程,热水中高含量且溶解度受温度影响小的无机盐离子(如地层中主要可溶性钠盐 NaCl 等)通过与地表水进行扩散交换后运移至地表(随水扩散运移效应),在供水断裂与热储之间形成高值异常带(图 2),可依据受温度影响小的无机盐离子的高浓度特征来识别供水断裂,判断水传输通道和水传输方向。参考黄沙洞地热田惠林温泉水化学分析结果(表 1),优选 Na、K、Ca 作为识别供水断裂及水传输通道的指标。

表 1　黄沙洞地热田地热水、地表水元素含量

Table 1　Element content of hot water and surface water in Huangshadong geothermal field　　μg/L

样号	水类型	Fe	Ti	V	Cr	Li	Na	K	Ca
池塘水	地表水		0.51	0.33	0.41	3.37	3 030	1 090	6 570
惠林温泉	露头温泉水	20.5	15.27	0.89	16.08	1 814	318 800	18 490	10 300

2.3.4　盖层厚度识别指标

地热资源形成必须要有较好的盖层进行保温,否则就会逐渐失温而冷却下来。好的盖层对热量的向上传递和中深部气体的向上运移都有“封堵效应”。盖层致密、厚度大,保温效果就好,对气体的封堵性就好,地表气体指标呈低值异常分布;反之,盖层疏松、厚度小,保温效果就差,对气体的封堵性就差,就会成为地球中深部来源气体的优势运移通道,在地表呈高值异常分布。

依据指标优选原则,优选出 C_2H_6、C_3H_8、C^{2+}、H_2 作为有效指标。C_2H_6、C_3H_8、C^{2+}来源于中深部地层中有机质热演化;H_2 主要来源于地幔,特定地质条件下会有水岩反应来源[19-20]。石坝盆地为热带季风气候,地表微生物作用较强,地表会生产 CH_4 和 CO_2 指标,因而不选择 CH_4 和 CO_2 指标。

2.3.5　热储位置及温度识别指标优选

温度对地层中可溶无机盐和气体的浓度变化起控制作用。热储的存在会产生“盐溶气出”效应,从而导致热储上方地层及地表形成“盐高气低”的浓度特征[1]。因而可依据地表气体的低值异常和无机盐的高值异常来判断和预测热储位置。同时,“盐高”程度越大热储温度越高,以已知地热田的热储温度和无机盐元素浓度值作标定,就可以估算出热储的温度。

预测热储位置的可溶无机盐元素优选方法为:选择地热水溶解的中高含量元素,这是地表土壤中形成高浓度异常的物源基础;选择溶解度随温度升高而剧烈增大的元素(如地层中主要可溶性铁盐 $FeCl_3\cdot 6H_2O$ 等),该类元素具有垂向运移特性,在热储正上方会形成正异常(图 2),如若侧向扩散到相对温度较低的热水区,就会因溶解度下降而导致浓度剧烈下降,进而导致向上运移的物源基础下降;不选溶解度受温度影响小的无机盐元素(如 NaCl 等),因其具有随水扩散运移特性;不选易受地层环境变化而发生沉淀的元素,如 Sr、Ba 在酸性或碱性环境下都会发生沉淀。

参考黄沙洞地热田惠林温泉水化学分析结果(表 1),优选 Fe、Ti、V、Cr 作为热储识别的元素指标。

预测热储位置的气体指标优选方法同盖层厚度识别指标:选择 C_2H_6、C_3H_8、C^{2+}作为识别热储位置的指标,除了考虑其来源之外,还因热储的存在会加速有机质的热演化效应而导致含量降低。中高温热储的存在会使周边地层温度相应升高,温度升高就

会使地层中的有机质加速热演化, 生成的低沸点烃类就会热膨胀扩散而运移走, 有机质物质源逐渐减少, 经过一定的地质年代后, 无法再生产低沸点烃类, 因而在热储层、上方地层及地表呈低浓度场特征。侵入岩、喷发岩、火山岩浆中基本无有机质, 这些成因类型的地热资源的热储层、上方地层及地表中低沸点烃类的低浓度场特征会更加明显。因而可以依据地表低沸点烃类的低值异常来预测热储和评价盖层好坏。

2.4　地热系统地质要素识别方法

2.4.1　热源和导热通道识别方法

热源识别方法按如下公式进行计算[16-17]:

$$Q_C/Q_M = 0.815 - 0.3 \times \ln \frac{(^3He/^4He)_{样品}}{(^3He/^4He)_{空气}}, \quad (1)$$

$$Q_M = \frac{100}{Q_C/Q_M + 1}, \quad (2)$$

式中: Q_C为壳源热贡献率(%); Q_M为幔源热贡献率(%); $(^3He/^4He)_{样品}$为样品中 He 同位素比值; $(^3He/^4He)_{空气}$为空气中 He 同位素比值, 取 1.39×10^{-6}。

侵入岩热源(余热、从地幔导热、放射性衰变生热)识别方法为: 热储附近存在“铌高、钨高、钼高”; 若还同时存在“铀高、钍高、氡高”, 则侵入岩为花岗岩, 存在壳源放射性衰变生热。

热传输通道的识别方法为: 断裂带与热储区之间存在单质 Hg、化合 Hg 为主、浅层地温等指标的高值带(“汞高温高”), 则该带判别为热传输通道, 断裂判别为控热断裂, 热传输方向为控热断裂到热储。

2.4.2　水源和水通道识别方法

水源识别方法: 全球大气降水线方程为 $\delta D=8\delta^{18}O+10$[21-22], 中国大气降水线方程为 $\delta D=7.9\delta^{18}O+8.2$[23], 广州大气降水线方程为 $\delta D=8.1\delta^{18}O+11.4$[24-25]; 测定地热水、地下水样氢氧同位素, 若样点落在全球大气降水线、中国大气降水线和广东大气降水线附近, 说明其主要接受大气降水补给为主, 为大气降水成因类型的热水。

水传输通道的识别方法: 断裂带与热储区之间存在 Na、K、Ca 等指标的高值带(“钠高、钾高、钙高”), 则该带判别为水传输通道, 断裂判别为供水断裂, 水传输方向为供水断裂到热储。

2.4.3　盖层厚度识别方法

盖层是针对热储而言的, 热储上方具有“气低”特征, 但“气低”的地方不见得有热储, 因而要与热储预测方法配套使用。

盖层厚度的预测方法: “盐高”的地方气体指标的浓度越低, 盖层厚度越大、封盖性越好、保温效果越好。

盖层厚度估算公式为:

$$\overline{H} = \frac{KH_S}{n}\left(\frac{\overline{G_{S1}}}{\overline{G_1}} + \frac{\overline{G_{S2}}}{\overline{G_2}} + \frac{\overline{G_{S3}}}{\overline{G_3}} + \ldots + \frac{\overline{G_{Sn}}}{\overline{G_n}}\right), \quad (3)$$

式中: $\overline{H}$为估算盖层平均厚度(m); K 为校正系数; H_S为已知地热田盖层厚度(m); n为所选气体指标的个数; $\overline{G_{S1}}$、$\overline{G_{S2}}$、$\overline{G_{S3}}$、…、$\overline{G_{Sn}}$为已知地热田气体组分 1、2、3、…、n 的平均含量(μL/L); $\overline{G_1}$、$\overline{G_2}$、$\overline{G_3}$、…、$\overline{G_n}$为探区气体组分 1、2、3、…、n 的平均含量(μL/L)。

2.4.4　热储位置及温度识别方法

热储预测方法为: “盐高气低”(“盐高”形态表现为“隆中隆”(顶端异常)、“气低”形态表现为“隆中洼”(环状异常))、位置重叠、热储附近存在单质 Hg 的高值带。对于水热型热储而言, 还需要有可识别的供水断裂; 对于干热岩热储而言, 还要有高温元素高值带, 若干热岩为花岗岩, 则存在 U、Th 等指标的高值带。

有利区热储温度估算公式为:

$$\overline{T} = \frac{KT_S}{n}\left(\frac{\overline{C_1}}{\overline{C_{S1}}} + \frac{\overline{C_2}}{\overline{C_{S2}}} + \frac{\overline{C_3}}{\overline{C_{S3}}} + \cdots + \frac{\overline{C_n}}{\overline{C_{Sn}}}\right), \quad (4)$$

式中: $\overline{T}$为探区热储平均估算温度(℃); K 为校正系数, T_S为已知地热田热储温度(℃); n为所选无机盐元素指标的个数; $\overline{C_{S1}}$、$\overline{C_{S2}}$、$\overline{C_{S3}}$、…、$\overline{C_{Sn}}$为已知地热田无机盐元素组分 1、2、3、…、n 的平均含量(mg/kg); $\overline{C_1}$、$\overline{C_2}$、$\overline{C_3}$、…、$\overline{C_n}$为探区无机盐元素组分 1、2、3、…、n 的平均含量(mg/kg)。

2.4.5　热储类型识别方法

有“盐高气低”区的热储, 断裂与热储之间有“汞高、温高”带、“钠高、钾高、钙高”带, 为水热型地热系统; 有“盐高气低”区的热储, 断裂与热储之间有“汞高、温高”带, 断裂与热储之间无“钠高、钾高、钙高”带, 为干热岩型地热系统; 有“盐高气低”区的热储, 断裂与热储之间有“汞高、温高”带、“钠高、钾高、钙高”带; 有“盐高气低”区同时存在“铀高、钍高、氡高”区, 为水热型与干热岩组合系统。

3　结果分析

3.1　黄沙洞地热田地表地球化学特征

黄沙洞地热田区地表气体、元素指标的浓度等值线见图 3。由图可见: 黄沙洞地热田上方的气体指标表现为低值特征(呈“隆中洼”形态), 盖层为有效盖层; 无机盐元素表现为高值特征(呈“隆中隆”形态), 且“盐高”和“气低”区域重叠度高, 从指标特征上看, “盐高”和“气低”重叠区域的趋势继续向探区

西南向发展，并超出了探区范围；已知地热钻井惠热1井及出露的惠林温泉皆在“盐高气低”位置；地热水中含量高于地表水的元素（Fe、V、Cr、Li、Ti）在地表的异常特征一致，反映了地表的高值异常是来源于热储溶解的高浓度元素[1]。

浅层地温、单质 Hg、化合 Hg 等指标的地表浓度等值线见图 4。由图可见：浅层地温、单质 Hg、化合 Hg 的高值异常特征一致，导热断裂为 F 断裂，控热断裂为潼湖大断裂[6-7]，热传输方向为潼湖大断裂经 F 导热断裂到热储（图中用紫红色空心箭头标注），热储受断裂控制呈带状分布；黄沙洞地热田上方浅层地温、单质 Hg 整体上呈低值特征，只在热传输通道带上表现为高值特征，盖层适中、保温效果较好。

易溶无机盐元素 Na、K、Ca 的地表浓度等值线见图 5。由图可见：供水断裂为 SF1、SF2、SF3 断裂，水传输方向为 SF1、SF2、SF3 断裂到黄沙洞富热区（图中用蓝色空心箭头标注），下伏地层存在水热型地热资源[10-11]。

Nb、W、Mo、U、Th、Rn 的地表浓度等值线见图 6。由图可见：Nb、W、Mo、U、Th 及 Rn 在地热田

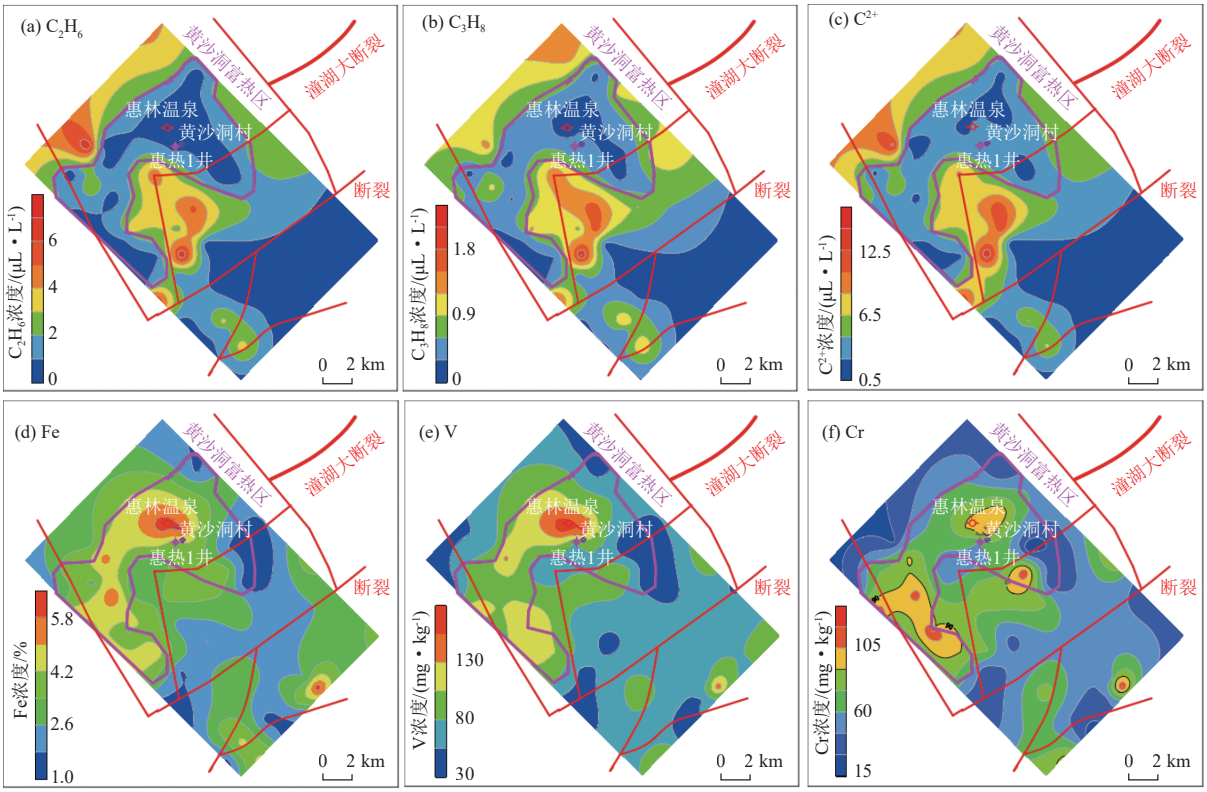


图 3　黄沙洞地热田有效盖层及热储识别指标浓度

Fig. 3　Indicator concentrations for the identification of effective cap rocks and heat reservoirs in the Huangshadong geothermal field

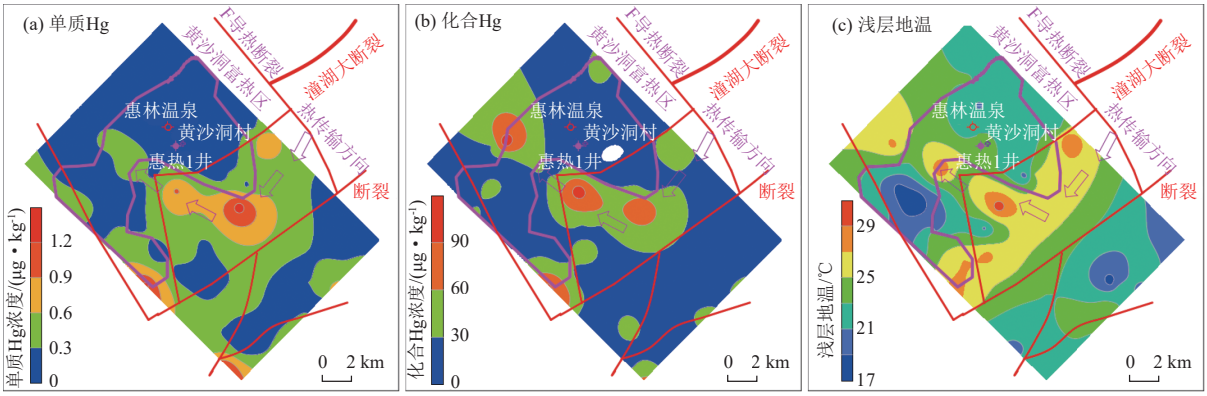


图 4　黄沙洞地热田控热断裂识别指标浓度

Fig. 4　Indicator concentrations for the identification of heat-controlling faults in the Huangshadong geothermal field

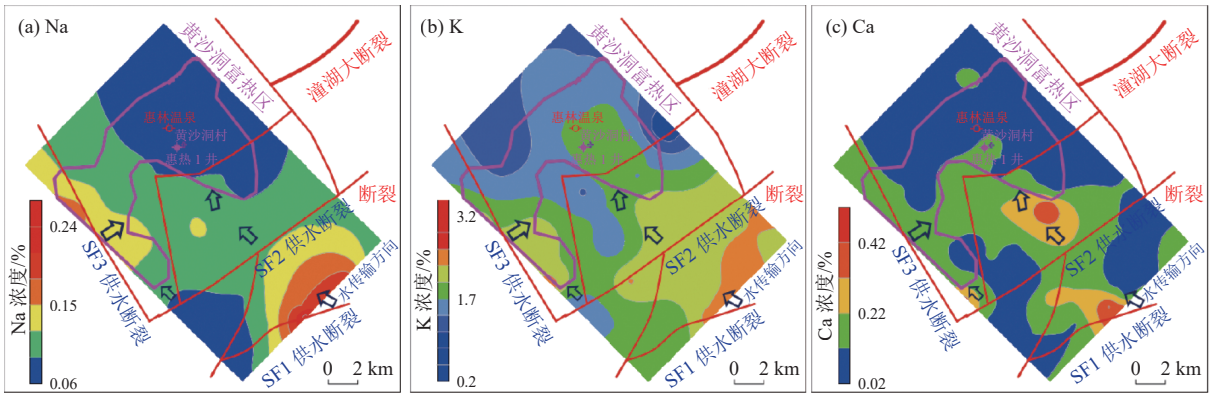


图 5　黄沙洞地热田供水断裂识别指标浓度

Fig. 5　Indicator concentrations for the identification of water-supply faults in the Huangshadong geothermal field

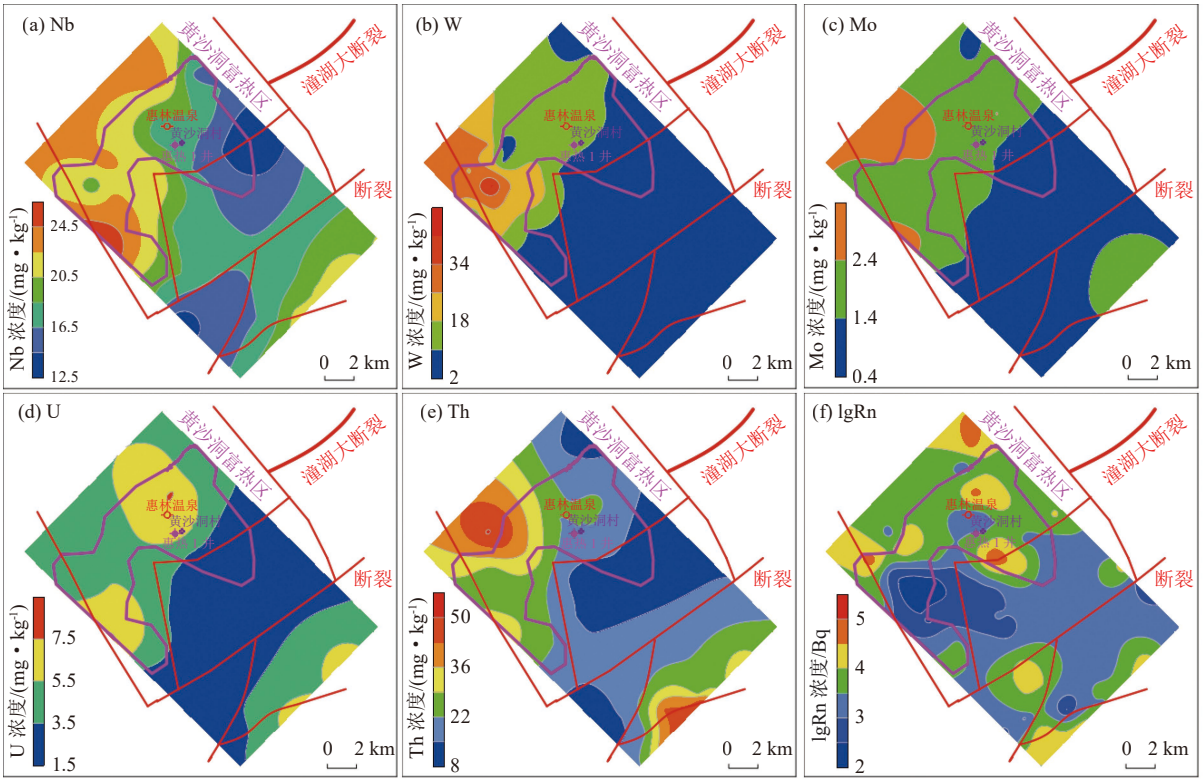


图 6　黄沙洞地热田花岗岩浅埋区识别指标浓度

Fig. 6　Indicator concentrations for the identification of shallowly buried granite areas in the Huangshadong geothermal field

上方呈高值特征, 趋势一致, 下伏地层存在侵入岩, 侵入岩来源于潼湖大断裂或西北向距离探区边界约 10 km 的紫金—博罗大断裂(NE 向); 下伏侵入岩为花岗岩, 存在干热岩[7-11]。

3.2　石坝盆地应用结果

3.2.1　热储位置与热储温度识别

石坝盆地地表气体、元素指标的浓度等值线见图 7。由图可见: 按照“盐高气低”热储识别模式, 探区可识别出石坝 1 号(面积为 46 km^2)、石坝 2 号(面积为 36 km^2)、石坝 3 号(面积为 16 km^2)3 个有利区; 3 个有利区上方气体指标表现为低值特征(呈“隆中洼”形态), 判断盖层为有效盖层; 无机盐元素表现为高值特征(呈“隆中隆”形态), 且“盐高”和“气低”区域重叠度高; 富热有利区受盆地构造控制呈层状分布; 已知地热井惠热 2 井位置在地球化学异常边缘(在盐较高、气较高区域), 不是理想位置。

石坝 1 号、2 号、3 号有利区上方的 Fe、Ti、V、Cr 等指标为高值特征(图 8)。以黄沙洞地热田的 Fe、Ti、V、Cr 指标浓度值和热储温度 128 ℃ 作标定, K 取值 1, 石坝盆地的热储温度估算结果见表 2, 3 个有利区平均热储温度为 167 ℃。

3.2.2　热源及热通道识别

1)热源识别。石坝盆地 10-20 号壤中气样品的 He 含量为 17.28 μL/L、^{3}He/^{4}He 值为 1.29×10^{-6}、R/Ra

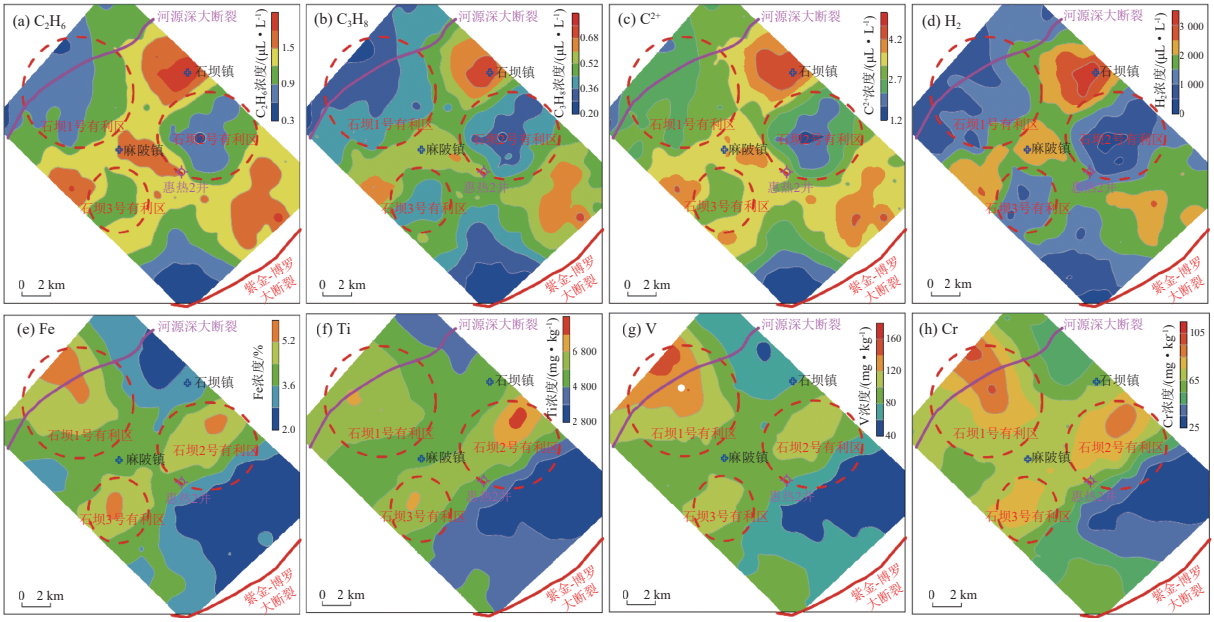


图 7　石坝盆地有效盖层及热储识别指标浓度等值线

Fig. 7　Indicator concentration contours for the identification of effective cap rocks and heat reservoirs in the Shiba Basin

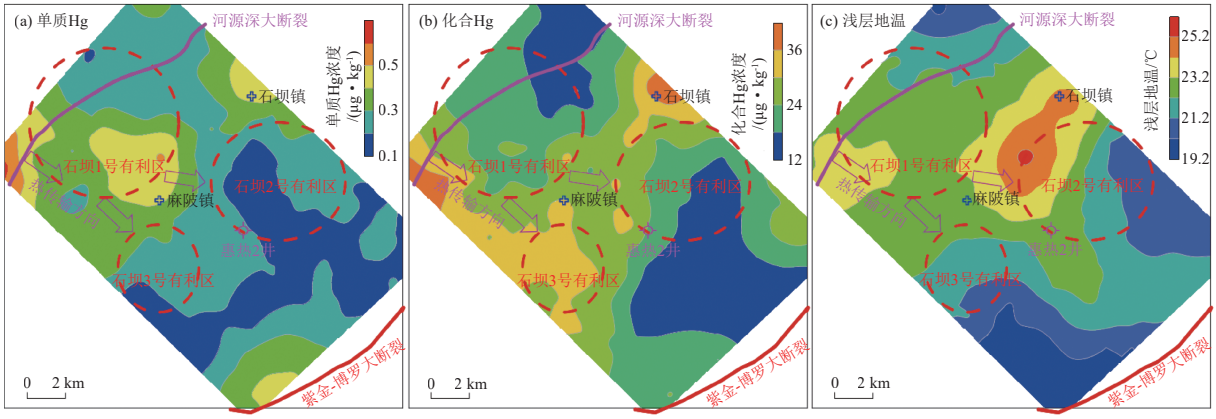


图 8　石坝盆地控热断裂及传热通道识别指标浓度等值线

Fig. 8　Indicator concentration contours for the identification of heat-controlling faults and heat-transfer channels in the Shiba Basin

表 2　广东省惠州市石坝盆地探区热储温度估算结果

Table 2　Estimation results of thermal storage temperature in Shiba Basin exploration area, Huizhou City, Guangdong Province

位置	样本数	Fe浓度/%	Ti浓度/(mg·kg^{-1})	V浓度/(mg·kg^{-1})	Cr浓度/(mg·kg^{-1})	热储温度估算/℃
石坝1号有利区均值	29	4.92	6 326	121.36	77.82	159
石坝2号有利区均值	32	5.21	6 865	97.23	86.02	161
石坝3号有利区均值	11	6.28	7 546	117.99	84.68	181
石坝盆地探区均值	260	3.84	5 283	85.92	62.90	125
黄沙洞地热田富热区均值	34	3.91	4 657	94.4	72.41	惠热1井热储温度为128 ℃
黄沙洞地热田均值	70	3.26	4 497	80.02	63.64	113

值为 0.93, 其范围在 0.1<R/Ra<1, 属壳幔混源成因 He, 表明存在壳源放射性生热热源。He 同位素测定数据见表 3, 幔源热贡献率为 53.93%、壳源热贡献率为 46.07%, 与邻区黄沙洞地热田相近。石坝地区花岗岩平均放射性生热率为 5.99 μW/m^3, 而黄沙洞地区花岗岩平均放射性生热率为 4.94 μW/m^3[9], 黄沙洞、石坝地区花岗岩的生热率均值为 5.81 μW/m^3[8], 验证了石坝盆地的壳源热略高于黄沙洞地热田。

表 3　广东省惠州市研究区地热资源的热源贡献率

Table 3　Heat source contribution rate of geothermal resources in the research area of Huizhou City, Guangdong Province

样号	地区	$^3He/^4He$	Ra/R	壳源/幔源	幔源热/%	壳源热/%
10-20	惠州市石坝盆地	1.29×10^{-6}	0.93	0.85	53.93	46.07
15-1	惠州市黄沙洞地热田	1.22×10^{-6}	0.88	0.84	54.42	45.58

2)热通道识别。石坝盆地浅层地温、单质 Hg、化合 Hg 等指标的地表浓度等值线见图 8。由图可见: 自河源深大断裂到石坝 1 号有利区、石坝 2 号有利区、石坝 3 号有利区之间存在浅层地温、单质 Hg、化合 Hg 的高值异常带且特征一致, 证明控热断裂为河源深大断裂, 热传输方向为河源深大断裂到石坝 1 号有利区、石坝 2 号有利区、石坝 3 号有利区(图中用紫红色空心箭头标注); 石坝 1 号有利区、石坝 2 号有利区、石坝 3 号有利区上方表现为“温低、汞低、气低”特征。

Nb、W、Mo、U、Th、Rn(取常用对数值)的地表浓度等值线见图 9。由图可见: Nb、W、Mo、U、Th 及 Rn 在石坝 1 号有利区、石坝 2 号有利区、石坝 3 号有利区上方呈高值特征, 趋势一致, 证明下伏地层存在侵入岩, 下伏地层的侵入岩为花岗岩, 侵入岩来自于河源深大断裂和紫金—博罗大断裂, 存在放射性元素衰变生热热源, 也是潜在的干热岩。

3)热源供热方式。热源通过 3 种方式给石坝盆地的 3 个有利区(热储)供热: 河源深大断裂传热、花岗岩放射性生热、侵入岩导热。

3.3　水源及供水通道识别

3.3.1　水源识别

史自德等[26] 在黄沙洞地热田采集的 12 组样品(5 个地热井水、3 个常温井水和 4 个泉水), 测定了水样的氢氧同位素, 结果表明黄沙洞地热田的水源为大气降水来源。

叶荷等[25] 在石坝—黄沙洞地区采集了 10 个地热水样品并进行氢氧同位素测试, 结果表明石坝—黄沙洞地区地热资源的水源为大气降水来源。本文引用前人的学术观点, 认为石坝盆地地热系统的水源主要来自大气降水。

3.3.2　水通道识别

石坝盆地易溶无机盐元素 Na、K、Ca 的地表浓度等值线见图 10。由图可见: 河源深大断裂与石坝

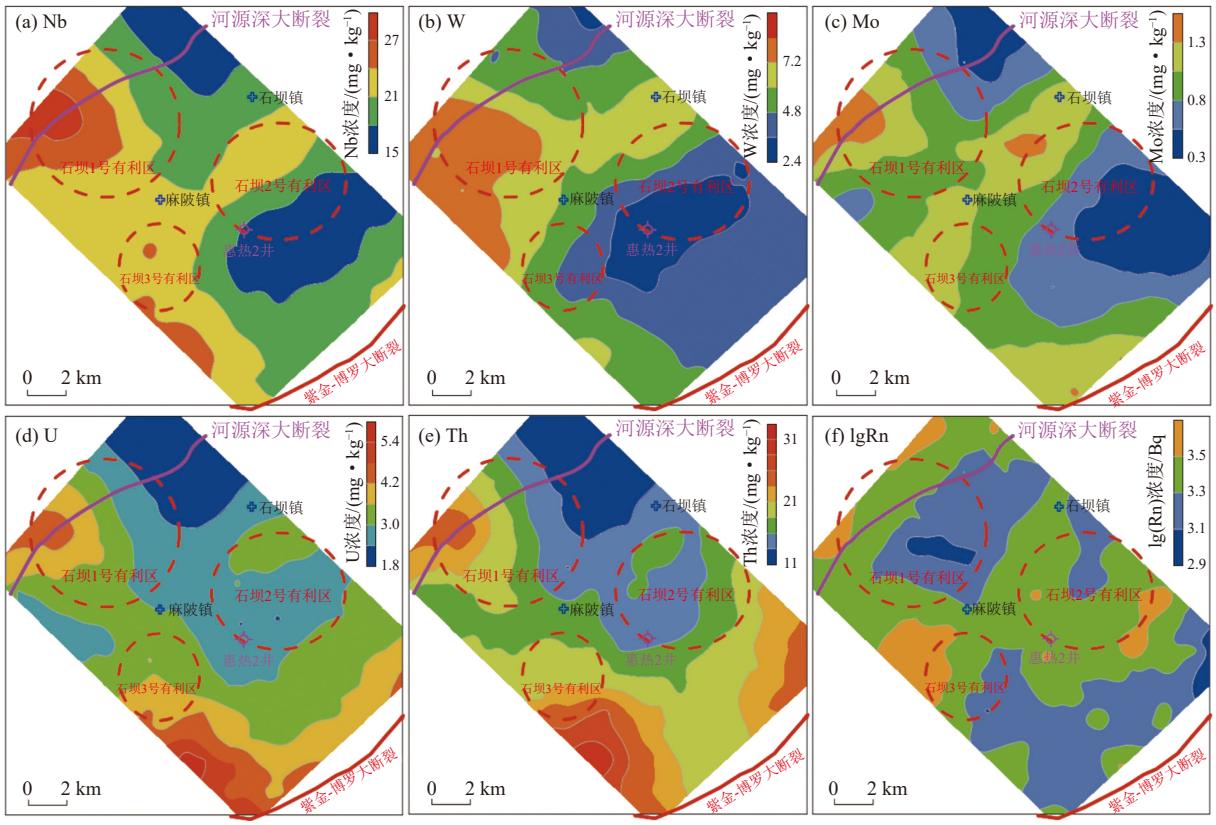


图 9　石坝盆地侵入岩识别指标浓度等值线

Fig. 9　Indicator concentration contours for the identification of intrusive rocks in the Shiba Basin

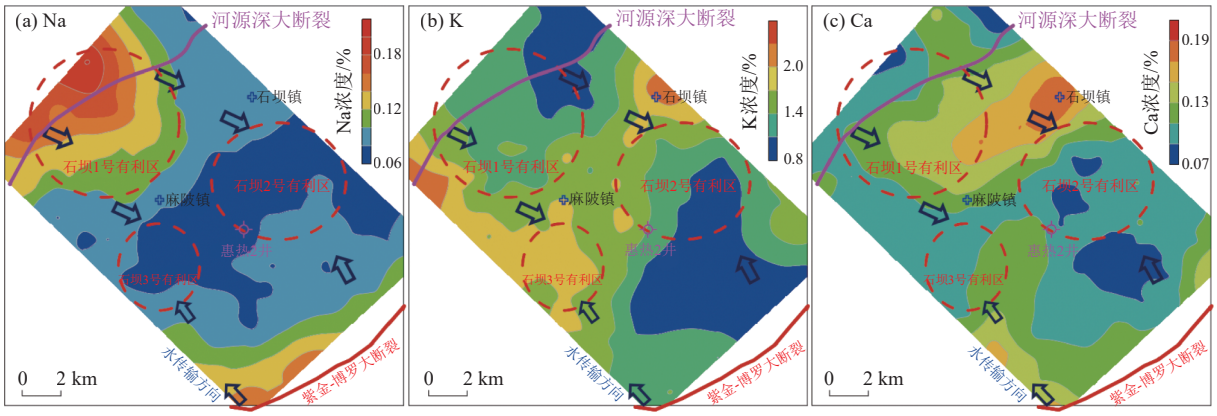


图 10　石坝盆地供水断裂及水传输通道识别指标浓度等值线

Fig. 10　Indicator concentration contours for the identification of water-supply faults and water-transfer channels in the Shiba Basin

1 号有利区、石坝 2 号有利区、石坝 3 号有利区之间存在高值异常带，紫金—博罗大断裂与石坝 2 号有利区、石坝 3 号有利区之间存在高值异常带；石坝 1 号有利区的供水断裂为河源深大断裂，石坝 2 号有利区、石坝 3 号有利区的供水断裂为河源深大断裂和紫金—博罗大断裂；水传输方向为河源深大断裂到石坝 1 号有利区、石坝 2 号有利区、石坝 3 号有利区，紫金—博罗大断裂到石坝 2 号有利区、石坝 3 号有利区（图中用蓝色空心箭头标注）；3 个有利区皆存在水热型地热资源。

3.4　盖层厚度识别

石坝 1 号有利区、石坝 2 号有利区、石坝 3 号有利区上方的 C_2H_6、C_3H_8、C^{2+}、H_2 等指标为低值特征（图 7），表明盖层的厚度适中、保温效果较好。以黄沙洞地热田的 C_2H_6、C_3H_8、C^{2+}、H_2 指标浓度值和盖层厚度 1 565 m 作标定，K 取值 1，石坝盆地的盖层厚度估算结果见表 4。3 个有利区平均盖层厚度为 2 629 m。

表 4　广东省惠州市石坝盆地探区盖层厚度估算结果

Table 4　Estimated thickness of cover layer in Shiba Basin exploration area, Huizhou City, Guangdong Province

位置	样本数	H_2浓度/(μL·L^{-1})	C_2H_6浓度/(μL·L^{-1})	C_3H_8浓度/(μL·L^{-1})	C^{2+}浓度/(μL·L^{-1})	盖层厚度估算/m
石坝1号有利区均值	29	908.25	0.74	0.32	2.48	2 460
石坝2号有利区均值	32	613.93	0.72	0.34	1.99	2 983
石坝3号有利区均值	11	753.34	0.92	0.36	2.59	2 444
石坝盆地探区均值	260	1 844.13	1.27	0.48	3.21	1 500
黄沙洞地热田富热区均值	34	1 973.74	1.07	0.42	3.36	惠热1井盖层厚度为1 565
黄沙洞地热田均值	70	2 831.81	1.64	0.58	4.06	1 135

3.5　热储类型识别

石坝盆地存在控热断裂和热传输通道，存在供水断裂和水传输通道，热储下方存在花岗岩侵入岩，综合判断热储类型为水热—干热岩组合高温地热系统。

4　讨论

4.1　热储位置与热储温度识别结果

石坝盆地 3 个有利区位置的识别结果完全符合 Li 等[1] 建立的华南中高温地热地表地球化学异常模式（“盐高气低”模式），估算的平均热储温度结果（167 ℃）与 Li 等[1]、Zou 等[15] 估算的结果（分别为 155 ℃、170 ℃）相近。

4.2　热源及热通道识别结果

蔺文静等[27] 认为，惠州地区壳、幔热流比为 1∶0.8，属于“热壳冷幔”型或“温壳温幔”型地壳热结构；当存在深大断裂列构造时，地表地热通量中对流分量、地壳放射性生热热量及地幔传导热量的比值为 1∶1.06∶0.84，其中的对流分量为深循环的地下水在循环过程中被高温的围岩加热，并沿断裂构造向上循环所携带的热量（主要为幔源热，也含少量的壳源热）。如果把对流分量按 70%~80% 分配给幔源热、20%~30% 分配给壳源热，则壳源热比列为 43.45%~46.69%，幔源热比列为 53.31%~56.55%。同时，因石坝盆地存在控热断裂（河源深大断裂），因

此, 石坝盆地地热系统壳、幔热源比例的识别结果基本与蔺文静等[27] 的认识一致。

石坝盆地的壳源热流大于黄沙洞地热田, 与旷健等[9] 测定的放射性生热率结果一致。

热源、热通道的识别结果与周程林等[14] 提出的“石坝盆地内的地热资源生热成因是燕山期花岗岩放射性衰变生热、地幔上涌传热和深大构造导热”观点一致, 也符合蔺文静等[27] 提出的华南地区“幔源供热—壳内生热—断裂传热—盖层保热”的四元聚热模式; 与广州—巴拉望地球科学大断面惠州地区综合地质解释结果一致(图 11)。

4.3　水源及供水通道识别结果

水源的识别结果为直接引用, 无需验证。水通道的识别结果目前还无法验证, 但有较强的合理性: 水热型热储的水源为大气降水, 地表水主要是靠断裂供水; 断裂与热储之间存在供水通道, 就会存在离子扩散运移, 地表必然存在特定元素地球化学异常。

4.4　盖层厚度识别结果

2017 年, 中国石化工程江汉物探公司在石坝盆地和黄沙洞地区开展了地球物理勘探。石坝盆地的 MT(大地电磁)解释结果显示: 隐伏岩体顶面由北西到南东, 埋深由浅 800 m 到深 3 500 m, 中部有两个隐伏凸起, 高点埋深分别为约 2 000 m 和 2 200 m (图 12); 二维地震解释结果显示: 花岗岩埋深大约为 2 000~3 500 m(图 13)。

石坝盆地的盖层厚度识别结果(有利区平均盖

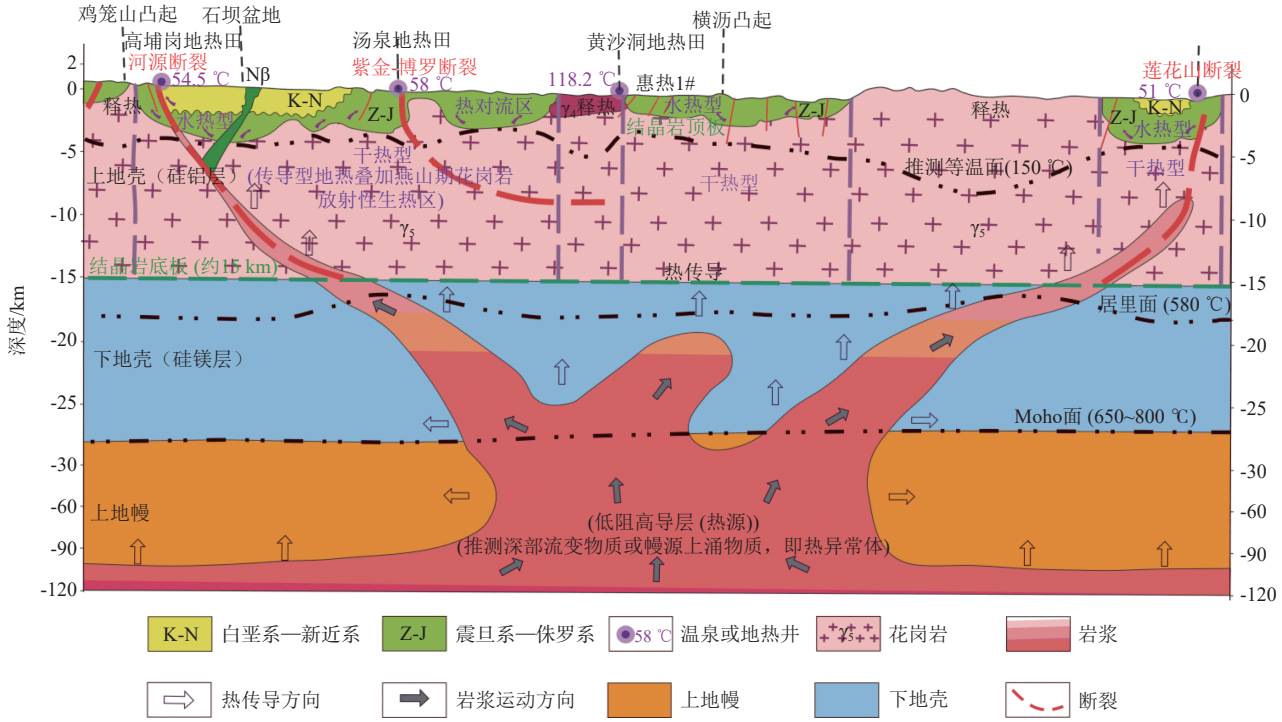


图 11　广州—巴拉望地球科学大断面惠州地区地质解释结果

Fig. 11　Geological interpretation results of the Huizhou area along the Guangzhou-Palawan geoscience transect

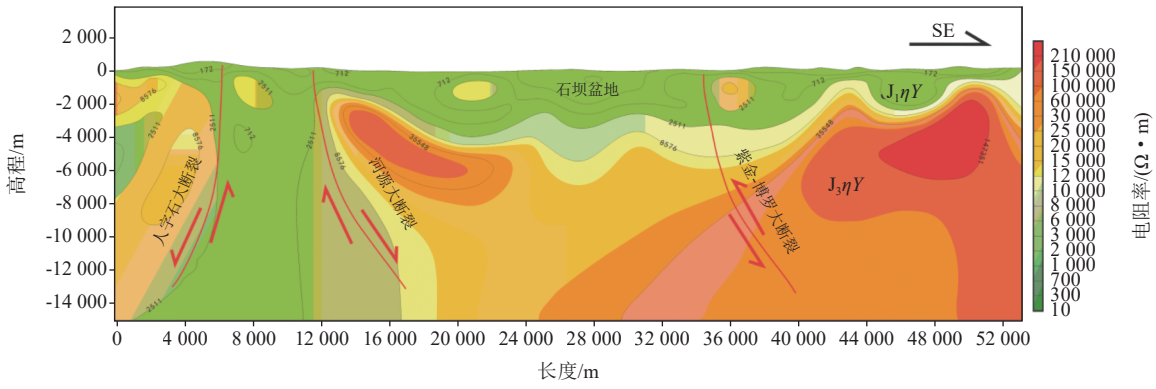


图 12　石坝盆地 MT 解释结果

Fig. 12　MT interpretation results of Shiba Basin

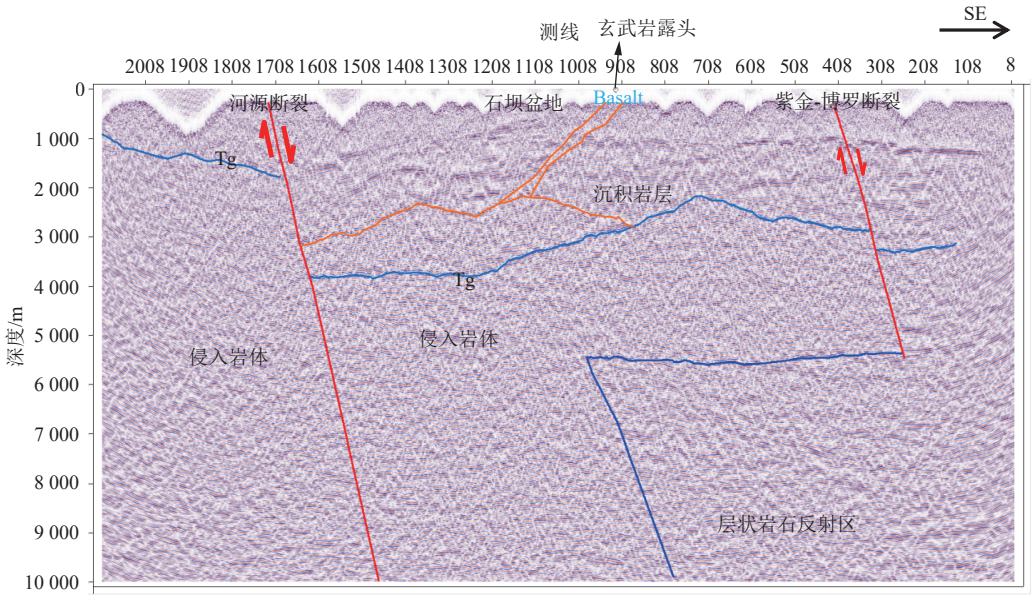


图 13　石坝盆地二维地震解译结果

Fig. 13　Two dimensional seismic interpretation results of Shiba Basin

层厚度 2 629 m)与杨全旺[12]的盖层厚度预测结果(3 000~4 000 m)存在一定差距,但并不矛盾,其中石坝 2 号有利区平均盖层厚度为 2 983 m,其中部区域的盖层厚度可能超过 3 000 m。化探方法的盖层厚度识别结果与 MT 及二维地震的解释结果接近。

4.5　热储类型识别结果

热储类型的识别结果为水热—干热岩组合高温地热系统,这与杨全旺[12]、周程林等[14]、蔺文静等[27]学者的观点一致;与广州—巴拉望地球科学大断面惠州地区综合地质解释结果一致(图 11)。

5　结论

1)优选出地热系统"源、通、盖、储"地质要素的识别指标,形成了对应的识别方法。

2)石坝盆地存在 3 个地热有利区,分别为石坝 1 号有利区、石坝 2 号有利区、石坝 3 号有利区,预测 3 个有利区平均热储温度为 167 ℃,热储类型为水热—干热岩组合高温地热系统。

3)石坝盆地地热系统的热源为壳幔混源,幔源热贡献率为 53.93%、壳源热贡献率为 46.07%,热储有 3 种供热方式:河源深大断裂传热、花岗岩放射性生热、侵入岩传热。

4)水源主要为大气降水,大气降水通过河源深大断裂分别向石坝 1 号有利区、石坝 2 号有利区、石坝 3 号有利区补水;通过紫金—博罗大断裂向石坝 2 号有利区、石坝 3 号有利区补水。

5)石坝盆地的盖层厚度要大于黄沙洞地热田,预测 3 个有利区平均盖层厚度为 2 629 m。

参考文献(References):

[1] Li G Z, Wang G J, Hu B, et al. Surface geochemical anomaly pattern of medium-to-high temperature geothermal systems in South China and its application[J]. Energy Geoscience, 2023, 4(4): 100198.

[2] 张英, 冯建赟, 何治亮, 等. 地热系统类型划分与主控因素分析 [J]. 地学前缘, 2017, 24(3): 190−198.
Zhang Y, Feng J B, He Z L, et al. Classification of geothermal systems and their formation key factors[J]. Earth Science Frontiers, 2017, 24(3): 190−198.

[3] 朱炳球. 地热田地球化学勘查 [M]. 北京: 地质出版社, 1992.
Zhu B Q. Geochemical exploration of geothermal field[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992.

[4] 谢学锦. 二十世纪中国化探——1950~2000[M]. 北京: 地质出版社, 2009.
Xie X J. Exploration geochemistry in China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2009.

[5] 吴传芝, 汤玉平, 王国建, 等. 水热型地热资源地球化学勘探技术研究进展 [J]. 新能源进展, 2016, 4(2): 118−126.
Wu C Z, Tang Y P, Wang G J, et al. Research advances of geochemical exploration techniques for geothermal resources of hydrothermal type[J]. Advances in New and Renewable Energy, 2016, 4(2): 118−126.

[6] 杨勇俊. 矮陂镇黄沙洞地热田的探讨分析 [J]. 中国西部科技, 2008, 7(33): 27−29.
Yang Y J. Discussion and analysis of Huangshadong geothermal field in aibei town[J]. Science and Technology of West China, 2008, 7(33): 27−29.

[7] 闫晓雪, 甘浩男, 岳高凡. 广东惠州—从化典型地热田水文地球化学特征及成因分析 [J]. 地质论评, 2019, 65(3): 743−754.
Yan X X, Gan H N, Yue G F. Hydrogeochemical characteristics and

genesis of typical geothermal fileds from Huangshadong to Conghua in Guangdong[J]. Geological Review, 2019, 65(3): 743−754.

[8] 田峰, 祁士华, 王帅, 等. 广东惠州石坝—黄沙洞地区岩石放射性生热率特征研究 [J]. 地质科学, 2020, 55(4): 1277−1289.
Tian F, Qi S H, Wang S, et al. Characteristics of radioactive heat production rate of rocks in Shiba-Huangshadong area, Huizhou, Guangdong Province[J]. Chinese Journal of Geology, 2020, 55(4): 1277−1289.

[9] 旷健, 祁士华, 王帅, 等. 广东惠州花岗岩体及其地热意义 [J]. 地球科学, 2020, 45(4): 1466−1480.
Kuang J, Qi S H, Wang S, et al. Granite intrusion in Huizhou, Guangdong Province and its geothermal implications[J]. Earth Science, 2020, 45(4): 1466−1480.

[10] 李亭昕, 蔺文静, 甘浩男, 等. 东南沿海干热岩资源成因模式探讨及勘查进展 [J]. 地质力学学报, 2020, 26(2): 187−200.
Li T X, Lin W J, Gan H N, et al. Research on the genetic model and exploration progress of hot dry rock resources on the southeast coast of China[J]. Journal of Geomechanics, 2020, 26(2): 187−200.

[11] 蔺文静, 王贵玲, 邵景力, 等. 我国干热岩资源分布及勘探: 进展与启示 [J]. 地质学报, 2021, 95(5): 1366−1381.
Lin W J, Wang G L, Shao J L, et al. Distribution and exploration of hot dry rock resources in China: Progress and inspiration[J]. Acta Geologica Sinica, 2021, 95(5): 1366−1381.

[12] 杨全旺. 广东石坝地热田盖层特征及其对深层地热的影响 [J]. 现代矿业, 2019, 35(6): 72−73, 77.
Yang Q W. Characteristics of cap rock in geothermal field of Shiba, Guangdong and its effect on deep geothermal resource[J]. Modern Mining, 2019, 35(6): 72−73, 77.

[13] Waples D W. A new model for heat flow in extensional basins: Radiogenic heat, asthenospheric heat, and the McKenzie model[J]. Natural Resources Research, 2001, 10(3): 227−238.

[14] 周程林, 陈吉, 李立峰, 等. 博罗县(含石坝盆地)地热资源分布及成因分析 [J]. 西部资源, 2021(3): 95−97.
Zhou C L, Chen J, Li L F, et al. Distribution and genesis analysis of geothermal resources in Boluo County (including Shiba Basin)[J]. Western Resources, 2021(3): 95−97.

[15] Zou Y, Wang C, Li G Z, et al. Anomalous characteristics of surface geochemistry above the basin geothermal system: A case study of the Shiba Basin in Huizhou, China[J]. Geofluids, 2024, 2024: 4245437.

[16] 汪洋. 利用地下流体氦同位素比值估算大陆壳幔热流比例 [J]. 地球物理学报, 2000, 43(6): 762−770.
Wang Y. Estimations of the ratio of crust/mantle heat flow using helium isotope ratio of underground fluid[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2000, 43(6): 762−770.

[17] 汪洋. 应用流体氦同位素组成研究成矿带区域热背景 [J]. 矿床地质, 2002, 21(S1): 1025−1027.
Wang Y. Using helium isotope composition of fluids to study regional thermal background of metallogenetic belt[J]. Mineral Deposits, 2002, 21(S1): 1025−1027.

[18] 天娇, 李义曼, 范翼帆, 等. 广东神灶海上温泉的流体地球化学特征及循环模式 [J]. 地球科学, 2023, 48(3): 894−907.
Tian J, Li Y M, Fan Y F, et al. Geochemical characteristics and circulation conceptual model of geothermal fluid in the Shenzao coastal hot springs in Guangdong Province[J]. Earth Science, 2023, 48(3): 894−907.

[19] 孟庆强, 金之钧, 孙冬胜, 等. 高含量氢气赋存的地质背景及勘探前景 [J]. 石油实验地质, 2021, 43(2): 208−216.
Meng Q Q, Jin Z J, Sun D S, et al. Geological background and exploration prospects for the occurrence of high-content hydrogen[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2021, 43(2): 208−216.

[20] 韩双彪, 唐致远, 杨春龙, 等. 天然气中氢气成因及能源意义 [J]. 天然气地球科学, 2021, 32(9): 1270−1284.
Han S B, Tang Z Y, Yang C L, et al. Genesis and energy significance of hydrogen in natural gas[J]. Natural Gas Geoscience, 2021, 32(9): 1270−1284.

[21] Craig H. Isotopic variations in meteoric waters[J]. Science, 1961, 133(3465): 1702−1703.

[22] 王国建, 胡文慧, 李广之, 等. 安徽滁河断裂带温泉水地球化学特征及其形成机理 [J]. 物探与化探, 2024, 48(5): 1223−1231.
Wang G J, Hu W H, Li G Z, et al. Geochemical characteristics and formation mechanism of thermal spring water in the Chuhe fault zone in Anhui Province[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2024, 48(5): 1223−1231.

[23] 郑淑蕙, 侯发高, 倪葆龄. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研究 [J]. 科学通报, 1983, 28(13): 801−806.
Zheng S H, Hou F G, Ni B L. Study on stable isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation in China[J]. Chinese Science Bulletin, 1983, 28(13): 801−806.

[24] Mao X M, Zhu D B, Ndikubwimana I, et al. The mechanism of high-salinity thermal groundwater in Xinzhou geothermal field, South China: Insight from water chemistry and stable isotopes[J]. Journal of Hydrology, 2021, 593: 125889.

[25] 叶荷, 刘腾, 阳习兵. 广东省惠州市石坝—黄沙洞地区水体同位素组成特征的示踪作用研究 [J]. 西部探矿工程, 2019, 31(6): 158−160.
Ye H, Liu T, Yang X B. A study on the tracer effect of water body isotope composition in the Shiba—Huangshadong area of Huizhou City, Guangdong Province[J]. West-China Exploration Engineering, 2019, 31(6): 158−160.

[26] 史自德, 毛绪美, 叶建桥, 等. 中低温地热系统低盐度地热水高含量钠的地球化学成因: 以广东惠州黄沙洞地热田为例 [J]. 地球科学, 2024, 49(1): 271−287.
Shi Z D, Mao X M, Ye J Q, et al. Source analysis of sodium of low-salinity high-sodium geothermal water in Huangshadong geothermal field from east Guangdong[J]. Earth Science, 2024, 49(1): 271−287.

[27] 蔺文静, 王贵玲, 甘浩男. 华南陆缘火成岩区差异性地壳热结构及地热意义 [J]. 地质学报, 2024, 98(2): 544−557.
Lin W J, Wang G L, Gan H N. Differential crustal thermal structure and geothermal significance in the igneous region of southeastern China[J]. Acta Geologica Sinica, 2024, 98(2): 544−557.

A geochemical method for identifying geological elements of geothermal systems and its application: A case study of the Shiba Basin, Huizhou City, Guangdong Province

LI Guang-Zhi [1, 2, 3], RONG Fa-Zhun [1, 3], HU Bin [1, 2, 3], SUN Chang-Qing [1, 2, 3], NING Li-Rong [1, 3]

(1. *Petroleum Exploration and Production Research Institute Co., Ltd., SINOPEC, Beijing* 102400, *China*; 2. *Hefei Branch of SINOPEC Reserve Evaluation Center, Hefei* 230022, *China*; 3. *Wuxi Institute of Petroleum Geology, Petroleum Exploration and Production Research Institute, SINOPEC, Wuxi* 214126, *China*)

Abstract: A geothermal system is composed of four geological elements: sources, pathways, cap rocks, and reservoirs. Currently, these elements are primarily identified and analyzed based on geophysical, seismic, and geological results. The geophysical and geochemical effects induced by geothermal systems can lead to the formation of geochemical anomalies of these elements on the surface. This study investigated the geothermal system in the Shiba Basin, Huizhou City, Guangdong Province. By referring to the geochemical characteristics of the neighboring Huangshadong geothermal field and combining the geothermal geological conditions, sources of various indicators, and physicochemical properties, this study selected the optimal indicators for identifying the four geological elements mentioned above. Accordingly, a corresponding geochemical identification method was developed. The results indicate that the geothermal system in the Shiba Basin has a heat source of a mixed crust-mantle source, with mantle- and crust-derived heat accounting for 54.42% and 45.58%, respectively. The geothermal reservoirs exhibit three heat supply modes: heat transfer via the Heyuan deep-seated fault, radioactive heat generation by granites, and heat transfer via intrusions. Meteoric water serves as the primary water source, recharging geothermal play fairways through the Heyuan and Zijin-Boluo deep-seated faults. Using the proposed geochemical identification method, three geothermal play fairways have been identified in the Shiba Basin. They are predicted to have an average cap rock thickness of 2 629 m and an average reservoir temperature of 167 ℃, identified as composite hydrothermal-hot dry rock (HDR) high-temperature geothermal systems.

Key words: geothermal system; geological element; selection of optimal indicators; identification method; heat source; thermal reservoir temperature; cap rock thickness

(本文编辑: 蒋实)