

DOI:10.13745/j.esf.2020.1.15

中国深层地热能开采的地质条件评价

庞忠和^{1,2,3}, 罗 霁^{1,2,3}, 程远志^{1,2,3}, 段忠丰⁴, 天 娇^{1,2,3}, 孔彦龙^{1,2,3}, 李义曼^{1,2,3},
胡圣标^{1,2,3}, 汪集旻^{1,2,3}

1. 中国科学院 地质与地球物理研究所; 中国科学院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. 中国石油大学(华东) 地球科学与技术学院, 山东 青岛 266580

PANG Zhonghe^{1,2,3}, LUO Ji^{1,2,3}, CHENG Yuanzhi^{1,2,3}, DUAN Zhongfeng⁴, TIAN Jiao^{1,2,3},
KONG Yanlong^{1,2,3}, LI Yiman^{1,2,3}, HU Shengbiao^{1,2,3}, WANG Jiyang^{1,2,3}

1. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences; Key Laboratory of Shale Gas and Geoengineering, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China*
2. *Institutions of Earth Science, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*
3. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*
4. *School of Geosciences, China University of Petroleum (East China), Qingdao 266580, China*

PANG Zhonghe, LUO Ji, CHENG Yuanzhi, et al. Evaluation of geological conditions for the development of deep geothermal energy in China. *Earth Science Frontiers*, 2020, 27(1): 134-151

Abstract: Deep geothermal energy refers to geothermal energy that lies deeper than 3000 meters below Earth's surface. China is rich in deep geothermal energy, but how favorable are the exploitation conditions? Based on the principle of geothermal geology, in association with rock mechanics, we put forward an indicator system for evaluating the conditions of deep geothermal energy exploitation. We first assign values to each indicator using the expert scoring method; then we apply the principle of fuzzy mathematics to obtain a single value so as to assess the exploitation feasibility. This method considers the safety aspect of enhanced geothermal system (EGS) technology in the development of deep geothermal energy. It advocates adopting the concept of "soft stimulation", different from the "rigid stimulation" which may induce earthquakes and other key factors not conducive to the healthy development of geothermal energy industry. It also emphasizes the reservoir properties and geophysical fields, expanding and supplementing the previous evaluation results. The established new method is more suitable for the actual geothermal geological conditions, i. e., tectonics dominant geothermal distribution in China. In other words, geothermal energy distribution is closely related to tectonic activities, the stress is relatively high, the crust is generally active with frequent earthquake events. This method makes full use of expert knowledge, adds the role of fuzzy mathematical comprehensive evaluation, and makes the quantitative results easy to compare and use. Therefore, this method is expected to better support decision-making. Based on the new assessment method and existing deep geothermal research and geothermal exploration results, we attempted to make a preliminary assessment of the geological conditions of deep geothermal energy development in nine regions of mainland China, including the north-south geothermal zones in Tibet, the volcanic geothermal regions in western Yunnan Province, the central and eastern regions of Qinghai Province, Northeast and North China, and other regions. We revealed quantitative differences of regional geological conditions for geothermal

收稿日期:2019-03-29;修回日期:2019-10-09

基金项目:中国科学院战略性先导科技专项资助项目(XDA21050500);国家自然科学基金项目(41430319,41877209)

作者简介:庞忠和(1961—),男,研究员,博士生导师,主要从事地热地质与热储工程学研究。E-mail:z.pang@mail.iggcas.ac.cn

exploitation, showing that continental China has complex geological conditions, often unfavorable to deep geothermal energy development.

Keywords: hot dry rock; deep geothermal energy; geological conditions; evaluation indicator system; fuzzy mathematics; continental China

摘要: 深层地热能是指深度大于 3 000 m 的地热能。我国深层地热能资源丰富, 但是开采条件怎么样呢? 本文基于地热地质学原理, 结合岩石力学等相关学科的理论, 提出一种对深层地热能开采条件进行评价的指标体系, 对各单一指标采用专家打分的方法赋值, 继而采用模糊数学定量计算和评估深层地热能资源开发的难易程度。该方法考虑了深层地热能开发利用中的增强地热系统(EGS)的环境安全问题, 即传统的“刚性造储”可能带来的诱发地震等不利于地热能行业健康发展的因素, 倡导“柔性造储”和广义 EGS 理念, 强调储层属性和地物理场的整合, 针对我国地热能分布与构造活动关系密切、地壳总体上活动性强、地应力高、地震频发等构造型地热特点, 是对以往评价方法的补充和拓展。该方法充分利用了专家知识, 发挥了模糊数学综合评估作用, 给出的量化结果易于对比和使用, 可以更好地支持决策。本文基于新的评估方法, 利用现有的深部地热研究及勘探成果, 评估了中国大陆地区九个区域深层地热能开发的难易程度, 评价区包括西藏南北地槽系、云南西部火山型地热区、青海东部共和盆地以及东北、华北等。从本文的结果可以看出, 我国深层地热能开采的地质条件复杂, 开采难度较大。

关键词: 干热岩; 深层地热能; 开采条件; 评价方法; 模糊数学; 中国大陆

中图分类号: P314; TM616 **文献标志码:** A **文章编号:** 1005-2321(2020)01-0134-18

0 引言

地热能根据埋藏深度分为三类: 200 m 以浅的叫浅层地热能; 200 m 至 3 000 m 的叫中深层地热能; 3 000 m 以下的叫深层地热能。由于历史渊源, “干热岩”这个词常被人们用来代表深层地热能。事实上, 40 年来的实践表明, 这两个说法涵义差别比较大。特别需要强调的是, 勘探深层地热能与寻找干热岩不可同日而语, 否则是不全面的。

国家能源局发布的国家能源行业地热能标准 NB/T 10097—2018《地热能术语》^[1] 中把干热岩定义为: 一种不含或者仅含少量流体、温度高于 180 °C, 其热能在当前技术经济条件下可以利用的岩体。这个定义积极意义在于, 在有限定的前提下确认了这个术语的具体内涵, 承认这种类型地热能的存在, 同时限定了其涵盖范围, 即要求温度在 180 °C 以上, 与美国的标准(175~200 °C)相当, 也符合中国的地热地质条件。显然, 按照这个定义, 干热岩只是深层地热能中的一部分, 而不是全部。

深层地热能与浅层地热能以及中深层地热能相比, 特点是开采难度大。经过 40 年的研究, 深层地热能开采已经基本形成技术体系。这个技术体系被统称为增强地热系统(EGS)技术。不同作者在用 EGS 这个词的时候, 涵义有一些差别。本文的 EGS 取义是综合性的, 是广义的增强地热系统。EGS 技

术经过发达国家数十年的研发, 迄今在作业的流程和工艺上, 特别是压裂造储技术和流体循环换热技术等方面已经取得了很大进展。在德国与法国边境的舒尔茨(Soultz)地区的项目, 按照 EGS 技术开采地热能的技术路线已经打通了, 发电能力也达到了兆瓦级。

EGS 技术在发展的过程中, 出现了一些困难和障碍, 包括如何降低成本, 如何解决多次出现的诱发地震的问题。2006 年, 瑞士的巴塞尔(Basel)干热岩试验项目因为诱发地震而被迫关停。2010 年, 国际地热协会前主席 Rybach 在印度尼西亚巴厘岛举行的世界地热大会上的主旨报告中提出一个问题, 即: 如果说地热能的未来是 EGS, 那么 EGS 的未来是什么? 对于 EGS 发展的瓶颈问题和长期没有实现规模化开采和市场化利用表达了深深的忧虑, 也凸显了深入研究深层地热能开采条件的必要性。

2012 年, 汪集旻等^[2] 计算了中国大陆 3~10 km 深度的温度分布, 认为深层地热能潜力巨大。那么, 在全国地热背景的大格局和资源潜力基本查明的基础上, 如何评价深层地热能的开采条件, 以及利用增强地热系统的优势和困难如何定量评价的问题, 都是需要进一步明确的。因此, 我们提出了深层地热能开采条件量化评价方法及指标体系, 采用层次分析法-专家打分法-模糊综合评判法优选深层地热能勘探开发区。

深层地热能勘查和开发的成败, 很大程度上取

决于地热地质条件。其中,为了克服诱发地震的瓶颈,国际 EGS 技术研发方向正在从“刚性造储”向“柔性造储”发展。后者的涵义是,采用灵活的压裂和化学等造储技术和工艺,避免纯粹靠提高压力造储,但它对储层要求更高。

为了适应深层地热能开发利用的社会需求和增强地热系统“柔性造储”的新发展,需要先对现有的深层地热能开采条件评价原则和方法进行优化,本文提出切合实际的方法并且尽可能做到定量化。

1 评价指标及其分级设置

地热资源赋存和开采条件是一个包含地质、地球物理、地球化学、水文地质和岩石力学等方面的特征组合。对于水热型地热系统而言,热源、渗透性和流体是三个必备因素;而对于增强地热系统,热源是首要因素,天然的渗透性和流体含量可以较低。但是,增强地热系统进入运行阶段之后,与水热型地热系统十分类似,只不过是人工水热系统而已。因此,从宏观上判断,在高温水热系统发育处,有利于开展 EGS 项目。

为确定深层地热能的可利开采区,选择与深层地热能赋存密切相关的地质学、地球物理学、地球化学和地热学指标,建立深层地热能勘探评价区选址评价指标体系(因素集 C),归纳起来共 8 个指标(表 1)。其中与热源密切相关的包括大地热流值、地温梯度、居里面埋深、壳内低速高导层埋深、火山岩浆活动、放射性生热率等;热储岩性、活动构造与渗透性、流体则与地热能开发利用的难易程度密切相关。各指标的评价等级(评语集 R)如表 2 所示。为保证

精确和体现区别,指标根据评价等级分为 5 级, $R_1 - R_5$ 分别为“好”“较好”“中”“较差”“差”,相应赋值为 10、8、6、4 和 2(式(1))。以下分别论述各项指标的设立和评价等级划分的依据。

$$R = \{R_1(\text{好}), \dots, R_j, \dots, R_5(\text{差})\} = (10, \dots, j, \dots, 2) \quad (1)$$

1.1 大地热流值

大地热流值是一个直接的热参数,可以定量反映一个地区的地热背景,是评价地热资源潜力的一个基础参数^[3]。美国芬登山(Fenton Hill)深层地热能试验场大地热流为 92~247 $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ^[4];韩国浦项(Pohang)深层地热能试验场大地热流最高达 80 $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ^[5];法国舒尔茨(Soultz)深层地热能试验场大地热流为 82 $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ^[6-7];美国犹他州米福(Milford)深层地热能试验场大地热流为(120±20)

表 1 深层地热能开采条件评价指标体系
Table 1 The indicator system for evaluating deep geothermal energy mining conditions

因素集 C	所代表的指标
C_1	大地热流值/ $(\text{mW} \cdot \text{m}^{-2})$
C_2	地温梯度/ $(^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1})$
C_3	热储岩性
C_4	居里面埋深/km
C_5	壳内低速高导层埋深/km
C_6	火山岩浆活动
C_7	放射性生热率/ $(\mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3})$
C_8	构造应力场

表 2 开采条件各指标的评价等级设置

Table 2 List of evaluation levels assigned to mining condition indices

指 标	评价等级				
	R_1 (好)	R_2 (较好)	R_3 (中)	R_4 (较差)	R_5 (差)
大地热流值/ $(\text{mW} \cdot \text{m}^{-2})$	90	80	70	60	50
地温梯度/ $(^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1})$	70	60	50	40	30
热储岩性	碳酸盐岩	花岗闪长岩	花岗岩	石英砂岩	片麻岩和石英岩
居里面埋深/km	5	15	25	35	45
壳内低速高导层埋深/km	5	10	15	20	25
构造应力	张扭性	张性	扭性	压扭性	压性
火山岩浆活动	酸性岩基或大型岩浆囊	酸性—中性岩株	基性岩株	基性岩墙	基性岩脉
放射性生热率/ $(\mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3})$	5	4	3	2	1

$\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ [8-9]。中、新生代板块间的相对运动决定了中国陆地和海域的大地热流分布格局(图 1), 表现为东部(平均热流值为 $65 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$)和西南部(平均热流值为 $90 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$)高, 中部(平均热流值为 $55 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$)和西北部(平均热流值为 $50 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$)与全球平均值相比, 属于正常偏低的热流值。

依据大陆地区大地热流分布与现有深层地热能试验区大地热流特征, 我们将大地热流值划分为 5 级, 各级代表值为: $90 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 为好; $80 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 为较好; $70 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 为中; $60 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 为较差; $50 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 为差。

1.2 地温梯度

一般情况下, 目标深度的平均地温梯度超过 $30 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 即视为地热异常区。在美国西部, 发电级别地热资源的特征之一为地温梯度高于 $50 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ [11-12]。美国芬登山 (Fenton Hill) 深层地热能钻孔目标储层的地温梯度高于 $60 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ [13], 井底温度在 $200 \text{ }^\circ\text{C}$ 以上, 最高达 $323 \text{ }^\circ\text{C}$; 韩国浦项 (Pohang) 深层地热能钻孔目标储层的地温梯度为 $40 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 井底温度为 $180 \text{ }^\circ\text{C}$ [14]; 澳大利亚库珀 (Cooper) 深层地热能钻孔目标储层的

地温梯度高于 $50 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 井底温度为 $250 \text{ }^\circ\text{C}$ [15-16]; 法国舒尔茨 (Soulitz) 深层地热能钻孔的目标储层地温梯度接近 $40 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 井底温度约 $200 \text{ }^\circ\text{C}$ [17]; 美国犹他州米福 (Milford) 深层地热能钻孔的目标地温梯度为 $70 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 井底深度温度达 $200 \sim 250 \text{ }^\circ\text{C}$ [18]。我国不同地区的地温梯度取值差异较大, 代表性地热钻孔测温曲线如图 2 所示。

我国东部以江苏省东海县的大陆深钻为标杆, 华北和东北略高于此, 真正高的在青藏高原。结合世界现有深层地热能开发场地的地温梯度特征, 将地温梯度值划分为 5 级, 各级代表值为: $70 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 为好; $60 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 为较好; $50 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 为中; $40 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 为较差; $30 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 为差。

1.3 热储岩性

人工建造储层的 EGS 技术是开发深层地热能的关键, 人工造储效果的好坏直接关系到流体循环和换热效率, 也决定着地热开发的经济成本。目前, 储层改造技术主要包括: (1) 水力压裂技术, 是以高压水注入一段封闭的井孔使孔壁附近产生大量裂纹, 致使岩体中原有裂纹张开和扩展, 经多次向井中高压注水使两井间由裂纹系构成的破裂带连通, 形成人造储层; (2) 化学溶蚀技术, 是向储层中注入酸

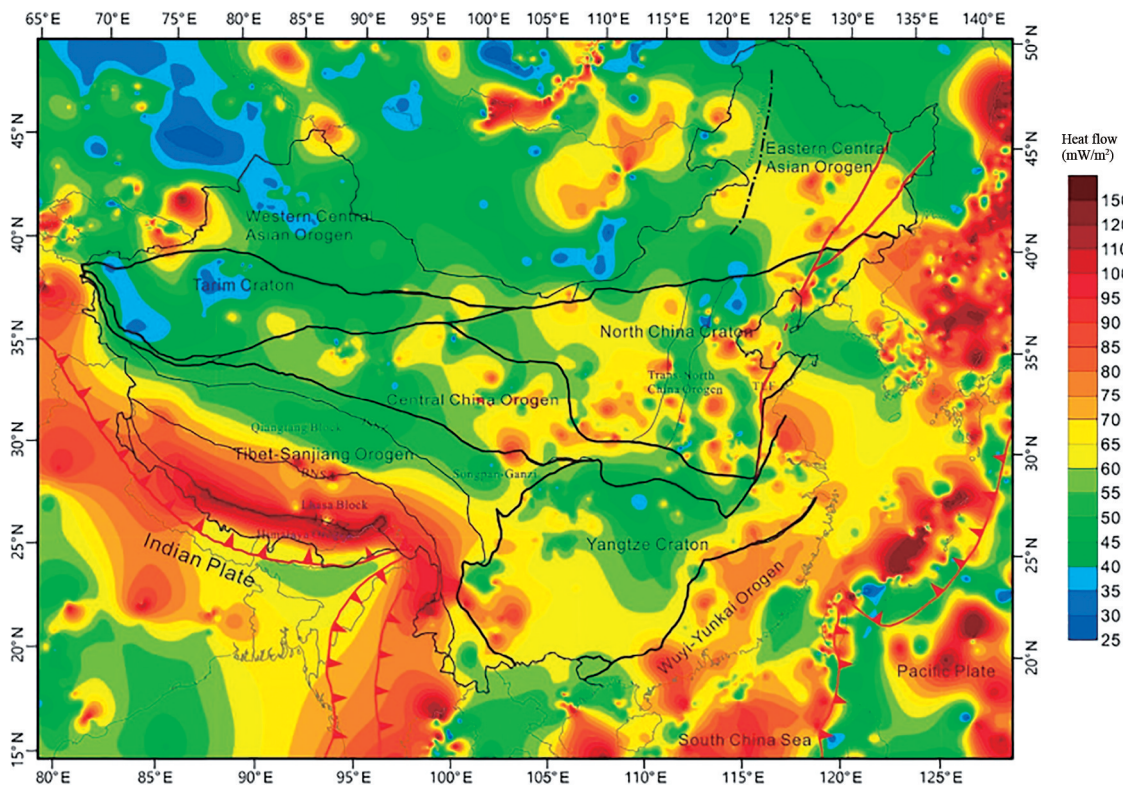


图 1 中国大陆地区热流分布图
(据文献[10])

Fig. 1 Heat flow map of mainland China. Adapted from [10].

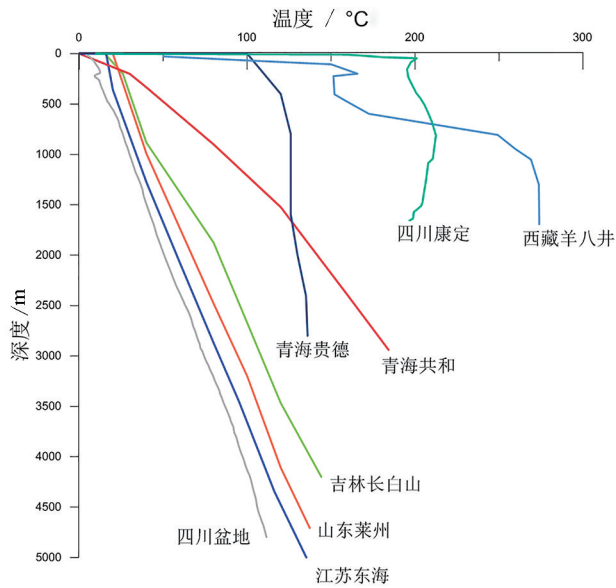


图2 我国代表性地热钻孔测温曲线

Fig. 2 Representative geothermal gradients in eight drilling regions

性流体,使其与岩石中可溶解的矿物组分发生化学反应,从而扩大孔隙空间。由此可见,热储层岩石是否容易被改造也是影响深层地热能开采效果的重要因素,深层地热能项目选址阶段应对此加以充分考虑。这两类技术模式还有多种亚类。致裂压力较低的“柔性造储”技术作为一个更加安全的选择,逐渐受到青睐。

已有增强地热系统以开采砂岩、花岗岩(含花岗

闪长岩、混合花岗岩)和变质岩(含片麻岩)的储层为主^[19-23]。大部分岩体硬度大,结构致密,渗透率极低。例如,位于美国新墨西哥州的芬登山(Fenton Hill)深层地热能试验场,储层岩性为花岗闪长岩^[24],法国舒尔茨(Soultz)的EGS项目储层是花岗岩^[25],其他EGS项目的储层岩性见表3^[26]。EGS的技术难点主要在于提高热岩体的渗透性,实现造储目标。岩石越坚硬,造储越困难。具体问题有:在钻井工艺方面,硬度大的岩石对钻头磨损严重,频繁替换钻头导致施工效率降低,且增加了钻井成本;在热储改造方面,花岗岩、变质岩、砂岩等岩体中的天然空隙通道较少,水力压裂与酸化溶蚀等工艺对其改造效果差,使得储层改造的能耗成本提高,且形成的裂隙网络渗透性低,热能提取率低;在系统稳定性和安全性方面,坚硬岩石的脆性较强,注入压力高,容易诱发地震,影响工程安全及系统稳定性,增加环境风险^[27-29]。

随着EGS技术的不断发展,通过人工造储提取深部地热能的技术可以推广到更易于改造的岩体中。高热背景条件下的中厚层碳酸盐岩可以成为优选储层^[30-32]。图3显示我国大陆地区3.5 km深度处的地温和碳酸盐岩热储分布。更深的分布情况和温度情况可以基于勘查资料类推。这类热储的优势主要体现在以下几个方面:一是碳酸盐岩属于沉积岩,一般呈层状分布且具有明显层理,可为溶蚀、

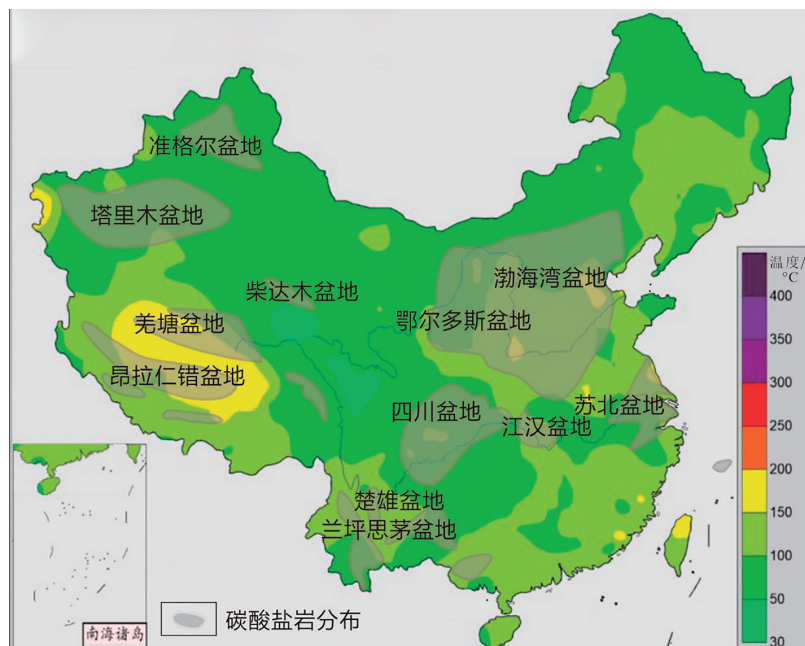
图3 中国大陆地区3.5 km深度温度及岩溶热储分布示意图
(据文献[33]修改)

Fig. 3 Schematic diagram of the 3.5 km depth temperature and Karst geothermal resource distribution in mainland China. Modified from [33].

水力压裂等提供优势通道;二是石灰岩、白云岩、大理岩等碳酸盐岩均为可溶岩,且高热背景地区常有高浓度 CO₂、H₂S 等深源酸性气体,可以促进深部岩溶过程的发生;三是碳酸盐岩在注水或酸化过程中容易发生溶蚀,增加岩石孔隙度和渗透性;四是中薄层至中厚层的碳酸盐岩构造裂隙密集短小且分布均匀,有利于形成比较均匀的裂隙网络;五是酸化压裂的加压范围有限,属于典型的“柔性造储”技术。因此,碳酸盐岩热储层以更低的压力实现人工造储,且随着流体换热持续进行,循环流体将继续溶蚀围岩矿物,可以进一步增强储层渗透性,提高生产效率。以上几个特点使得碳酸盐岩热储成为继中深层水热系统之后,深层地热能开采的重点目标储层。

因此,深层地热能热储岩性评价指标 5 级划分方案为:碳酸盐岩为好;花岗岩闪长岩为较好;花岗岩为中等;石英砂岩为较差;变质的石英岩或者片麻岩为差。

1.4 居里面埋深

居里面是地球岩石圈上部磁性壳层的底界面(图 4^[34])。一般稳定的地块都以居里面下拗为特征,居里面埋深为 30~45 km。居里面埋藏深度小,

比如在 20~25 km 之间,表明这些地区构造活动性大、岩浆活动剧烈或较剧烈。居里面深度与大地热流值的对比分析结果显示热流值及地温梯度与居里面深度值呈弱的负相关,但是不具有简单的线性关系,随着居里面深度增加,一般地温梯度和热流值都发生了显著的降低。

因此,将居里面埋深划分为 5 级,各级的代表值为:5 km 为好;15 km 为较好;25 km 为中等;35 km 为较差;45 km 为差。

1.5 壳内低速高导层埋深

地壳岩石的导电性与多种因素有关,如岩石成分、结构、温度、湿度和压力等。在地壳深部、剧烈的地质构造活动区,岩石会因构造导致的温压改变而发生熔融、流变等现象,这对岩石的导电性有极大的影响。大地电磁测深得出上地壳底部或中地壳(15~20 km 处)存在低速高导层,可以解释为岩浆囊或部分熔融。人工地震法探测出地热田深部存在低速层,可解释为岩浆侵入体。

因此,将壳内低速高导层埋深划分为 5 级,各级的代表值为:5 km 为好;10 km 为较好;15 km 为中等;20 km 为较差;25 km 为差。

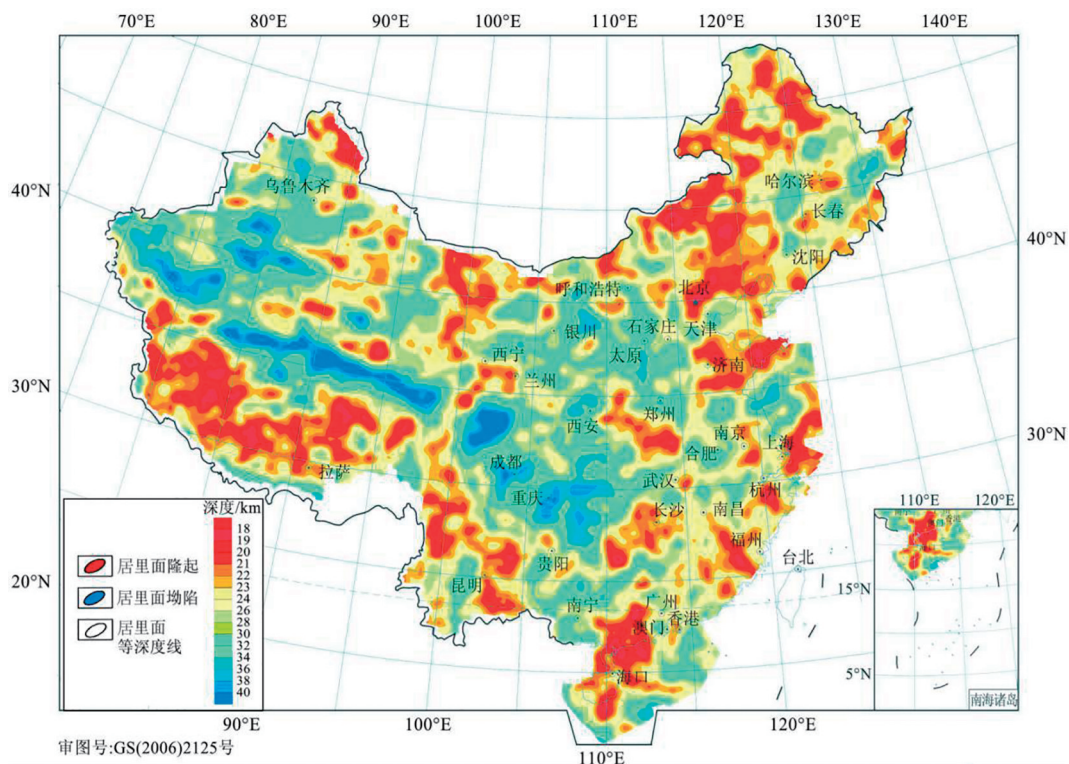


图 4 中国大陆地区居里面深度分布图
(据文献[34])

Fig. 4 Depth map of the Curie interface of mainland China. Adapted from [34].

1.6 火山岩浆活动

新生代火山-岩浆活动在地热异常形成中所起的作用取决于岩浆的属性和侵入的时代和规模。侵入体规模越大,时代越新,所保留的余热就越多。吉林长白山火山活动于早更新世—全新世,云南腾冲最近期火山活动为全新世。美国 Fenton Hill 深层地热能试验场位于 Jemez 火山区,最近的火山活动发生于 10 万年前,受到地下浅部岩浆囊与中-晚更新世火山喷发中心的控制,该火山区大地热通量较高,并具备温泉、喷气孔等地表热显示特征和高温水热系统;美国 Newberry 深层地热能试验场地邻近年轻的 Newberry 火山,该火山最新一次喷发为 1300 年前,地质和地球化学证据表明,地下可能有中小型的岩浆囊存在^[35-36]。一般认为,10 万年以来的岩浆活动对温度场有很大的影响,而第四纪以前发生的岩浆活动由于长时间的冷却,对地温场影响很小。

因此,将新生代火山岩浆活动划分为 5 级,各级别的代表值为:酸性岩基或大型岩浆囊为好;酸性-中性岩株为较好;基性岩株为中等;基性岩墙为较差;基性岩脉为差。

1.7 放射性生热率

地壳上部放射性元素 U, Th, K 衰变所释放的热量是地表所观测到的热流的主要组成部分之一。在地球总的热平衡中,放射性衰变生热在地表大地热流中所占份额大约在 50%。在地壳的各类岩石中,U 和 Th 组分的分布很不均匀,总体来说,岩石圈中的酸性岩富集 U 和 Th,基性岩亏损 U 和 Th^[3]。澳大利亚 Habanero 深层地热能试验场的目标储层为高放射性生热率的石炭纪花岗岩,年龄为 300~320 Ma,生热率最高达 $10 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ ^[15]。中国大陆酸性岩的平均生热率为 $1.87 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 。东南地区花岗岩的铀、钍含量波动范围最大,平均生热率高,福建和江西

花岗岩生热率均值为 $3.3 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$,浙江为 $3.4 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$,安徽为 $2.1 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$,广东高达 $5.7 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 。喜马拉雅和冈底斯地块露头、钻孔岩石标本的平均生热率为 $1.7 \sim 4.7 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 、 $1.0 \sim 4.2 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

因此,将放射性生热率划分为 5 级,各级的代表值为: $5 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 为好; $4 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 为较好; $3 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 为中等; $2 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 为较差; $1 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 为差。

1.8 构造应力场

高温地热资源与板块边界密切相关^[12]。但是,在这样的板块边界地质条件下,地壳应力较高。此外,以高拉伸应变速率为特征的非火山区也可能形成地热评价区,在这样的地区活跃的构造活动可将热量传递到中、上地壳并为地热流体的循环提供通道。以美国为例,美国境内的所有发电级别的地热资源均赋存于具有相对较高变形速率的构造活跃区,美国西部发电级别地热资源以张性/张扭性构造环境为特征。

因此,将构造应力场划分为 5 级,从好到差的各级代表值为:张扭性为好;张性为较好;扭性为中等;压扭性为较差;压性为差。

2 深层地热能评价中各指标的权重

本次研究中,按照重要性从高到低排序分别为大地热流值、地温梯度、热储岩性、居里面埋深、壳内低速高导层埋深、构造应力、火山岩浆活动、放射性生热率。其中居里面埋深与壳内低速高导层埋深同等重要。

依据建立的指标体系,采用层次分析法构建指标权重判断矩阵(式(2)、表 3)。采用 1~7 标度对其进行赋值,标度 1 表示前者与后者同等重要,标度 7 表示前者比后者极端重要,随数字增大前者相比

表 3 指标权重判断矩阵

Table 3 Index weighted evaluation matrix

指标	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	C_6	C_7	C_8
C_1	1	2	3	4	4	5	6	7
C_2	1/2	1	2	3	3	4	5	6
C_3	1/3	1/2	1	2	2	3	4	5
C_4	1/4	1/3	1/2	1	1	2	3	4
C_5	1/4	1/3	1/2	1	1	2	3	4
C_6	1/5	1/4	1/3	1/2	1/2	1	2	3
C_7	1/6	1/5	1/4	1/3	1/3	1/2	1	2
C_8	1/7	1/6	1/5	1/4	1/4	1/3	1/2	1

后者的重要性逐渐提高。

通过求解指标权重矩阵的最大特征根和相应的特征向量, 得到每个指标对应的权重, 进行归一化处理后, 得到权重向量 W :

$W = (0.321, 0.222, 0.147, 0.093, 0.093, 0.059, 0.039, 0.027)$ 。

$$D = [d_{ij}] = \begin{bmatrix} C_1/C_1 & C_1/C_2 & \cdots & C_1/C_n \\ C_2/C_1 & C_2/C_2 & \cdots & C_2/C_n \\ \vdots & \vdots & C_i/C_j & \vdots \\ C_n/C_1 & C_n/C_2 & \cdots & C_n/C_n \end{bmatrix}_{n \times n} \quad (2)$$

3 中国典型地区深层地热能开采条件分析

根据中国大陆地区地热测量所获得的钻井温度、大地热流分布及中国大陆地区深部温度场, 并结合新生代火山、温泉温度及其分布以及现有地热勘探成果, 并借鉴国外深层地热能勘探靶区选择的原则, 初步对我国若干地区深层地热能开采条件进行评价, 分别为东北长白山地区、松辽盆地、华北汾渭地堑、东南沿海广东阳江盆地、西藏南北地堑系、青海共和盆地、海南雷琼火山区、滇西火山区和华北中东部区。以下分别详述各评价区的深层地热地质条件。

3.1 吉林长白山

吉林长白山地区位于亚欧大陆东部华北板块北东缘与新生代北东向滨太平洋火山造山带交接处, 是中国大陆内部东西向构造与北东向构造叠加转换最具代表性的地区, 火山和地震活动频繁, 奠定了该区地热能产生与聚集的基本构造背景^[37-38]。区内断裂构造发育: 既有深达地幔的超深断裂, 也有地壳表层的浅部断裂; 既有剪切形成的韧性剪切带, 也有脆性张裂构造; 断裂规模不等, 方向各异, 性质不同^[39-41]。

长白山火山区平均大地热流高于 $80 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ^[42]。测温曲线显示: 在长白山天池火山区存在具有明显的传导-对流复合型地热系统, 而在长白山外围的沉积盆地是以传导为主的地热系统^[43-45]; 长白山外围地区浅部存在较强的热异常, 平均地温梯度为 $32 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 2 000 m 深度的温度约 $80 \text{ }^\circ\text{C}$ 。但是, 这与其他火山型高温地热系统, 比如云南腾冲地区, 相差甚远, 可能原因是岩浆囊埋深大(约 9~10 km)^[46-48], 且呈管状通道喷发, 没有在浅部产生大面积的热异常。

长白山天池是一个火山型中-高温地热系统, 其岩浆房的埋深较大, 地热水温度不够高, 但长白山仍是东北地区开发高温地热资源的最有利区域之一。其地热地质条件可以概括为: 火山喷发残留在地壳内的岩浆房深度一般从几十公里至几公里, 构成了长白山地区的深部热源; 区内断裂发育, 成为大气降水补给和地下热水上升的良好通道。

3.2 松辽盆地

松辽盆地位于华北板块北缘、西伯利亚板块东南缘和佳木斯-布列雅地块西侧的褶皱增生带上^[49], 是一个中生代形成的大型叠置陆相含油气盆地。基底结构复杂, 地壳破碎, 刚性弱, 塑性强。侏罗纪晚期-白垩纪早期的北北西、北北东向左旋张扭作用和渐新世以来的北西、北西西向挤压作用强烈, 前者是松辽盆地断陷期盆地发育的地球动力学背景, 后者是盆地反转期构造发育的应力场特点^[50-51]。

现今松辽盆地的大地热流分布在 $26 \sim 104 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 间, 平均值为 $71.3 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 高于全球大陆平均值 $66 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 呈现裂谷盆地的热流特征, 现今平均地温梯度为 $37 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ ^[42], 在中国大型盆地中地温梯度较高, 具有良好的地热资源前景。松辽盆地地壳厚度较薄, 莫霍面埋深在 29~33 km 之间, 要小于全球平均值 33 km^[52]。莫霍面深度中间小, 向盆地周边逐渐变大, 在大庆和双城分别形成两个地幔隆起区, 这可能是由于上地幔的隆升引起地壳拉伸减薄, 而地温场受莫霍面深浅的控制, 故地壳减薄区是造成盆地地温场高的重要因素^[53]。

松辽盆地的基底分布大面积的加里东期、华力西期、燕山期花岗岩, 约有 $31\,000 \text{ km}^2$, 占整个基底面积的 1/3 以上。地球的内热主要来自岩石中的放射性元素 U, Th, ^{40}K 所产生的热, 在各类岩石中花岗岩内这三种元素含量最多, 生热率最高, 故大片花岗岩基底是造成盆地地温场偏高(正异常)的另一个重要因素^[42]。

由于盆地内地下水体系属于封闭类型, 没有泄水区, 地下水流动缓慢, 平均流速仅 $6.1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 大量的热量不易散失, 特别是由于快速湖侵形成的大面积低渗透性的厚层泥岩, 它具有良好的聚热和隔热性能, 故使来自深部的热能较好地保存下来^[54-55]。盆地内活动断裂发育, 为地热的运移、聚集提供了良好的通道。

3.3 汾渭地堑

渭河盆地地处青藏块体东北缘、华北克拉通和扬子克拉通的交界处, 夹持于鄂尔多斯盆地与秦岭造山带之间, 呈近东西向展布^[56]。受秦岭山前断裂和华山山前断裂等边界断裂强烈正断活动的控制, 渭河盆地具有边断、边陷、边填的演化特征, 是中国第四纪以来沉降幅度和沉积厚度最大的地区之一, 也是第四纪时期垂直差异运动和历史地震十分强烈的新构造运动区^[57-58]。

渭河盆地具有典型的双层结构, 盆地基底组成复杂, 其中渭河断裂以北, 盆地基底主要为鄂尔多斯盆地南缘出露的下古生界碳酸盐岩地层, 局部有上古生界煤系地层, 渭河断裂以南的盆地基底大致以长安—临潼断裂为界, 东部主要为燕山期花岗岩和前寒武系变质岩, 西部以前寒武系变质岩为主^[56]。在盆地东南边缘及骊山断隆处, 出露有太古宇古老片麻岩及花岗岩, 其中也有燕山期花岗岩及岩脉侵入^[57]。

渭河盆地现今大地热流值介于 $62.5 \sim 80.2 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间, 平均为 $(70.8 \pm 4.8) \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 。由于热流测点集中分布在西安坳陷和咸礼凸起, 因此渭河盆地平均大地热流值应该低于此值^[59]。区域上, 渭河盆地现今大地热流西部明显高于东部, 西安坳陷的大地热流背景高于咸礼凸起, 相比于盆地其他构造单元则更高^[59]。

多种地球物理探测资料^[60-62]表明, 渭河盆地坳陷区沉积盖层较厚, 结晶基底埋藏深, 达 $6 \sim 8 \text{ km}$, 沉积盖层和中、上地壳速度低, 下地壳速度高, 莫霍面剧烈上隆, 并与结晶基底大致呈镜像关系, 与鄂尔多斯台地相比, 上隆幅度达 10 km 左右, 形成莫霍界面突变带, 与秦岭褶皱带相比, 上隆幅度约 4 km , 莫霍界面为渐变带。

3.4 广东阳江盆地

新洲地热田位于广东阳江盆地, 其水热异常赋存于燕山期花岗岩裂隙中, 并以热泉、热地、硅华的形式显示于地表, 分布于长形洼地中, 并大体上呈线状排列, 连续分布长约 650 m , 宽 $20 \sim 100 \text{ m}$, 共出露 8 个热泉, 泉水最高温度 $97 \text{ }^\circ\text{C}$ ^[63-64]。

新洲地热田内存在的侵入岩体为燕山期侵入的新洲岩体, 以酸性、中酸性岩为主, 岩体年龄为 $120 \sim 140 \text{ Ma}$ ^[65]。新洲地热田热储岩性为燕山期中粗粒黑云母花岗岩、中粒斑状黑云母花岗岩, 平均单位体积生热率可达 $5.75 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ ^[66]。

新洲地热田区内地温梯度为 $39 \sim 45 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 。2013 年在新洲地热田原 ZK1 号孔南侧 5 m 处实施 1000 m 地热钻探工程, 钻进深度 1002.3 m 。钻孔 $0 \sim 31.95 \text{ m}$ 为第四系松散物, $31.95 \sim 737 \text{ m}$ 以中粗粒斑状黑云母二长花岗岩为主, 部分段发育破碎中粗粒斑状黑云母二长花岗岩(破碎带)、绿泥石化中粒黑云母花岗岩、绢云母化斑状黑云母二长岩、绿泥石化黄铁矿化斑状黑云母二长花岗岩, $737 \sim 1002 \text{ m}$ 以中细粒黑云母花岗岩为主, 并含有花岗岩破碎带^[64]。新洲地热田大地热流分布在 $70 \sim 80 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 间, 与中国大陆东南地区大地热流平均值 $(70 \pm 19) \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 相当^[42], 位于新洲地热田范围的 RL1 及 RL2 测点位置测得的大地热流值分别为 $100.6 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $122.4 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 高于正常平均值^[67], 反映了该部位可能属于高热流值的地热异常区。

大地电磁测深结果显示: 新洲地热田东侧软流圈隆起区的规模较大, 软流圈地幔物质沿深大断裂上涌, 将深部热流直接带至地壳上部, 并形成与下部软流圈相连接的通道, 导致软流圈上隆。新洲地区普遍存在的软流圈隆起现象产生的相对较高地幔热流和深大断裂联通的水体热对流相互叠加作用, 对新洲热田成为华南地区温度最高的地热田之一具有重要意义^[64]。

3.5 西藏南北地堑带

西藏的地热显示分布广泛, 已发现温泉沸泉、间歇喷泉、热水河、热水湖和水热爆炸等各种显示区 600 多处^[68-69]。藏南的水热活动在空间上与该区的构造、高大地热流背景关系密切, 在喜马拉雅弧形构造带的内侧至少有 7 条总体上 NS 的活动构造带, 它们由一系列隆起带、断陷带及断裂带组成^[70]。这些活动构造有的首尾相接, 呈雁列排列特点。而活动构造带中的断陷带, 则由一系列的第四纪小型断陷盆地组成, 许多水热区尤其是高温水热区的展布正是位于这些断陷盆地中, 当雄—羊八井—尼木间的地热田即是典型的例子之一^[68,71]。其中北段当雄—羊八井裂谷系大部分温泉群都发育于两组以上活动断裂的交叉复合部位, 控制温泉的活动断裂为盆—山边界主要活动断裂和盆地内部不同方向的次级活动断层^[72]。如羊八井地热田发育于念青唐古拉山东南麓盆—山边界活动断裂带。北东向活动断裂与北西向活动断裂既复合控制现代温泉分布, 又切割、错断热田区古泉华台地^[73]。宁中地热田北

西—北北西向活动断层与北东向活动断层不仅控制宁中高温温泉的水热活动, 而且活动断层切割、错断古泉华台地, 在地表形成显著的断层破碎带。谷露温泉与那曲温泉受北东向、东西向和近南北向三组活动断裂的交叉复合控制, 活动断层显著控制现代泉眼的线性展布^[74]。那曲—羊八井裂谷地带的大地热流值相对较高, 其中羊八井地区为 $83 \sim 108 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 伦坡拉盆地为 $100 \sim 140 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 可能反映地壳中部普遍存在的区域性局部熔融层, 从而代表裂谷带深部背景热状态^[75]。

狮泉河—玛旁雍和雅鲁藏布江大拐弯地区大量分布与板块陆—陆碰撞有关的岩浆岩, 年龄为 $12 \sim 25 \text{ Ma}$, 表明新近纪以来该区岩浆活动强烈, 新近纪岩浆活动为该地地热提供了充足的热量。措勤地区碰撞岩浆岩较发育, 南部岩浆岩活动时间约为 18 Ma , 北部以白垩纪花岗岩类为主; 地热活动南强北弱, 表现出既受控于构造又与岩浆活动密切相关的特点, 新生代岩浆活动是该地地热活动的热源。在当雄—羊八井一定日一带, 南部分布新近纪岩浆岩, 年龄以 $12 \sim 18 \text{ Ma}$ 为主, 其热源主要为与碰撞有关的岩浆活动, 北部出露与拆沉作用相关的古近纪岩浆岩, 热源则过渡为与 NE 向走滑断裂有关的岩浆活动^[71]。

前人在青藏高原做过大量的地球物理勘探工作^[76-79]。藏南地区受印度板块向欧亚大陆俯冲的影响, 沿俯冲带发生了广泛的熔融, 构成一个低速低阻带; 上覆的中生代地层形成高阻带, 高阻带在横向剪切作用下, 发生碎块化, 呈断续状分布, 并受俯冲影响向北倾斜; 青藏高原地热活动集中发生在区域性 EW 向深大断裂与 SN 向深大断裂的交汇部位, 断裂活动为深部热量的上移提供了通道, 部分熔融的低阻体是热量的来源^[69]。

活动断裂不仅在平面上显著控制西藏南北地槽系温泉分布与泉眼展布, 而且在剖面上明显控制温度分布与水热活动, 是地下热水的主要运移通道和良好储集场所。据青藏高原腹地温泉地质资料, 活动断裂切割、影响深度对温泉温度和化学成分尚具一定的控制效应; 随活动断裂影响深度加深, 温泉温度趋于增高, 深源组分含量随之增大^[74, 80]。

3.6 青海共和盆地

共和盆地位于青海省东部, 与青海湖盆地和柴达木盆地毗邻, 总体呈北西向西展布的菱形新生代断陷盆地。在大地构造部位上, 共和盆地位于东昆

仑与西秦岭造山带的交接转换部位^[81]。区内多发育火成岩, 侵入岩有加里东、华力西、印支等多期, 以印支期为最新且规模较大。钻孔岩心或物探资料发现: 新生代盆地构造活动强烈, 山体隆升, 盆地大幅度下降, 沉积了较厚的第四系覆盖层。盆地东部边缘还有白垩纪基性火山熔岩沿多禾茂断裂呈南北向分布。盆地的基底是由三叠系地层和印支—燕山期花岗岩类组成^[82]。

共和盆地受山前深大断裂的控制, 盆缘断裂活动, 岩浆岩发育, 水热活动强烈, 温泉密集, 已发现水温在 $15 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 之上的热水或地热异常点达 84 处之多, 其中超过 $60 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温泉有 6 处, 温泉沿断裂带分布, 最高可达 $93.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (扎仓寺温泉), 超过当地沸点^[83]。

2011 年以来, 中国地质调查局和青海省国土资源厅在恰卜恰地区相继开展了“青海省共和县恰卜恰镇地下热水资源勘查”“青海省共和县恰卜恰镇中深层地热能勘查”项目, 布置了 DR1、DR2、DR3 和 DR4 等多眼 1500 m 以上深钻孔。随钻测温显示 DR3、DR4 和 GR1 钻孔在 2700 m 深度左右地层温度均超过 $150 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。GR1 孔测温结果表明: 2500 m 深处温度为 $150 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $2500 \sim 3705 \text{ m}$ 井段平均地温梯度为 $45 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 显示出巨大的深层地热能资源潜力^[82, 84-85]。

2015 年以来, DR3、GR2 和 GR1 三口深井温度均随深度呈线性增加, 表明其热量传递主要以热传导为主^[86]。共和盆地恰卜恰地热异常区大地热流值为 $93.3 \sim 111.0 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 平均值为 $102.2 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ^[86], 远高于青海省大地热流平均值 $55.8 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 和中国大陆地区大地热流平均值 $60.4 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ^[42]。共和盆地属于典型的高热流异常区, 反映了青藏高原构造活动强烈的特性。因此, 共和盆地表现出强大的深层地热能地热资源勘探开发潜力。

青藏高原北部深部地球物理探测结果揭示出在中—上地壳范围内存在低速—高导层^[87-89], 推测青藏高原北部的低速高导层是地壳岩石发生部分熔融后在岩石物理性质上的表现, 反映了局部异常高温, 甚至熔融体的存在。因此共和盆地高温热异常最有可能是深部异常热源体(岩浆囊)导致^[90-91], 而由岩浆囊引起的局部高温和高热流现象也同样存在 Fenton Hill 增强地热系统实验场地^[92]。

3.7 雷琼火山区

雷琼火山区位于雷州半岛以及海南岛定安大断裂以北, 是中国新生代以来火山活动最强烈、最频繁

和持续时间最长的地区之一^[93]。在地质构造上, 该盆地北部湾盆地的陆上部分, 是在不同性质的古生界基底和燕山期花岗岩之上发育起来的断陷盆地^[67]。据重磁测量和钻探揭露^[94-95], 酸性岩浆岩体及规模侵入岩地表主要出露于北部一带, 隐伏侵入岩成片见于雷州半岛东北角的坡头、塘基至南三一带, 埋深 18.73~1 200 m; 纪家、客路、南兴、雷高等地, 分布隐伏的燕山期花岗岩体。雷州半岛北部出露的花岗岩体岩石放射性生热率介于 2.8~4.9 $\mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 之间^[96]。

雷州半岛地区地温梯度集中在 35~55 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 之间, 并在企水港地区得到 77.3 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 的极高地温梯度^[67]。海口市以西的福山凹陷内的石油钻孔, 井深 3 100 m, 井底温度达 160 $^{\circ}\text{C}$, 据相关资料, 福山凹陷上部地层的地温梯度值介于 27.7~30.7 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 之间, 下部地层的地温梯度介于 38~51 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 之间^[97]。雷州半岛大地热流值为 62.6~71.3 $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 高于大陆平均热流值, 远高于东南大陆热流平均值 59 $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ^[67]。

雷琼火山区作为华南沿海新生代火山岩分布面积最大的区域, 新生代玄武岩分布总面积为 (8 006 ± 327) km^2 , 其中琼北地区 4 109 km^2 , 雷州半岛 3 898 km^2 。琼北新生代火山岩从早到晚可分为 6 期: 蓬莱期、金牛岭期、多文岭期、东英期、道堂期、雷虎岭期。多文岭期火山岩是琼北火山岩分布规模最大的火山岩之一, 主要分布在琼西北的临高多文及琼东北的琼山云龙、文昌东路等地^[93]。

雷琼火山区地球物理探测揭示其地壳比南北两侧地壳减薄了 5~7 km, 并在其深部存在低速低阻体, 推测为正在上升的岩浆热源, 即岩浆囊, 整个火山区地下浅部的低阻层可能为高温岩体, 地壳构造体现了该区域至新生代以来, 特别是第四系的多期岩浆喷发使地壳还未冷却, 仍处于相对温热状态^[98-99]。

3.8 滇西腾冲火山区

滇西腾冲地区总共有 90 余处水热活动区, 且活动强度高, 40% 的水热活动区的温度高于 45 $^{\circ}\text{C}$, 其中存在 3 个沸泉群^[100]。近代火山机构以及火山岩流的内部只出现低温碳酸泉, 或者低温大流量温泉, 而高温水热活动出现在火山岩流的周边或非火山区^[101]。腾冲地热区自东而西分布有龙陵断裂带、大盈江断裂带和槟榔江断裂带, 是水热活动集中分布的地带, 为地热流体提供了良好的上升通道^[100, 102]。

腾冲地区岩浆活动频繁, 火成岩分布广泛。从燕山期至喜山期, 持续不断地发生着强烈的岩浆活动, 形成由深层—中深层—浅层侵入直至喷出的岩浆活动旋回。燕山期—喜山早期, 有大量的酸性岩浆侵入, 构成腾冲地区的花岗岩基底; 喜山晚期则有持续强烈的基性、中酸性火山喷发^[103-105]。

腾冲火山区内分布有 68 座火山, 其中火山机构保存完整的有 25 座, 从最北大黑山到腾冲附近的来凤山, 总体呈南北向分布, 熔岩分布面积 792 km^2 。樊祺诚等^[103]把腾冲火山分为老期火山(上新世—中更新世)和新期火山(中更新世—全新世), 腾冲火山岩属高钾钙碱性火山岩, 老期火山岩经历了玄武岩—粗面玄武岩—玄武质粗安岩—粗安岩的演化过程, 新期岩浆成分从中更新世粗面玄武岩演化到晚更新世—全新世粗安岩。

地球物理探测^[106-110]发现: 腾冲地区深部存在低速低阻体, 主要集中在 10~20 km 的深度, 不存在向下连通延伸的区域, 推测与岩浆囊或部分熔融物质有关, 高速带可解释为地壳岩浆通道内残留岩浆逐渐冷却固化形成的超铁镁堆积岩火山核, 岩浆囊的存在主要控制了腾冲火山区的地热活动及微小构造破裂。碳同位素研究结果^[111-112]表明, 腾冲火山区下方的岩浆囊的现今温度最低为 296 $^{\circ}\text{C}$, 最高达 1 063 $^{\circ}\text{C}$, 平均为 547 $^{\circ}\text{C}$, 岩浆囊中心的现今温度已达到流纹岩浆 (600~900 $^{\circ}\text{C}$)、安山岩 (800~1 100 $^{\circ}\text{C}$) 和玄武岩浆 (1 000~1 250 $^{\circ}\text{C}$) 的形成温度。

腾冲地区的大地热流值分布在 73.7~120.5 $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间, 平均大地热流值为 91 $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 远高于中国大陆地区大地热流平均值, 平均地温梯度为 56 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ ^[113]。腾冲火山区为云南全省热流最高的区, 异常活跃的近代火山活动是高热流形成的直接原因, 该区 10~20 km 深度上低速低阻层为潜在的岩浆热源。

3.9 华北中东部

京津冀地区位于华北平原北部, 为新生界断陷盆地。华北平原基岩包括太古宇变质岩, 元古宇、下古生界海相及上古生界海陆过渡相到陆相的碳酸盐岩^[114]。华北平原经历过多期构造运动后, 发育一系列 NE、NWW 和近 EW 向的张性大断裂, 古近纪又经受强烈的断裂拉张作用, 发生大规模的断陷活动, 形成了一系列的拗陷和隆起^[115]。

新生界火山岩大致可分为两期: 一期是古近系火山岩, 由砂岩、泥岩夹玄武岩组成, 分布面积较广, 但

不连续, 总体展布为 NNE 向; 另一期是新近系火山岩, 该期火山岩分布范围及厚度均较小, 表明新近纪岩浆活动有所减弱^[116-117]。从新近系馆陶组到第四系平原组岩浆活动明显由强变弱, 仅在少数地区发现火山岩, 表明第四纪岩浆活动较弱^[118]。新生界火山岩分布总体呈北多南少的特点, 集中于冀中拗陷北部地区, 受断裂影响明显^[119]。

凸起区的大地热流值大于 $60 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 属于较高热流 ($60 \sim 75 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$), 局部为高热流 ($> 80 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$); 凹陷区的大地热流值 $< 60 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 属于低热流, 其中牛驼镇凸起为大地热流高值异常区, 最大值为 $164 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ^[42, 120]。该区大地热流值的分布和变化特征总体反映了基底的构造形态和凹凸相间的构造格局, 显示了京津冀地区具有较高的热流背景^[121]。

地温梯度集中在 $30 \sim 40 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 平均地温梯度为 $35 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 其中隆起区地温梯度平均值高于拗陷区; 沧县隆起平均地温梯度为 $40 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 冀中拗陷平均地温梯度为 $33.5 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 黄骅拗陷平均地温梯度为 $33.6 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ ^[122]。牛驼镇凸起区地温梯度较高, 达 $32 \sim 70 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 是冀中拗陷主体高地温异常带^[123-124]。

京津冀地区地温场分布^[120, 122]显示: 相对高温区与基岩隆起区一致, 如牛驼镇—容城凸起区、大城—献县凸起区, 3000 m 深处温度为 $105 \sim 150 \text{ }^\circ\text{C}$; 相对低温区与凹陷区相对应, 如廊固凹陷区、武清—霸州凹陷区、沧东—歧口凹陷区, 3000 m 深处温度为 $80 \sim 100 \text{ }^\circ\text{C}$; 牛驼镇凸起区为地温高异常区, 最高温度超过 $150 \text{ }^\circ\text{C}$ 。

牛驼镇地热田处于华北盆地的冀中拗陷中央基岩凸起带上, 由牛驼镇凸起和容城凸起等组成, 呈北东向展布; 地层层序由新至老为新生界第四系、第三系, 中生界白垩系、侏罗系, 古生界二叠系、石炭系、奥陶系、寒武系, 中新元古界青白口系、蓟县系、长城系以及太古宇地层; 热田区断裂构造发育均为正断层, 主要有牛东断裂、牛南断裂、容城断裂、大兴断裂和徐水断裂^[123-124]。

区内未发现岩浆岩侵入体, 但新生代早、中期弱的玄武岩喷发频繁, 沿牛东断裂有大量玄武岩在层间呈串珠状分布, 而且愈近断裂玄武岩层数愈多, 龙虎庄附近钻井揭露玄武岩达 32 层, 累计厚度 112 m , 反映牛东断裂在该时期火山活动十分强烈^[125]。

牛驼镇热田区地温场^[123-124]揭示: 牛驼镇凸起与容城凸起部位具有较高的温度梯度, $500 \sim 2000 \text{ m}$ 深度以上钻孔平均地温梯为 $3.5 \sim 12.6 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$, 有容城、雄县和永清县龙虎庄三个突出的异常高点, 地温梯度分别为 $5.2 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 、 $12.6 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 和 $10.3 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 。牛驼镇凸起南段测得热流值为 $80.61 \sim 164 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 北段测得热流值为 $82.7 \sim 164.3 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ^[42, 120]。

4 中国深层地热能开采条件分区评价

基于上述中国深层地热能评价区的分析, 统计了各靶区评价指标的实际值, 见表 4。

依据设置的各评价等级(表 2), 应用隶属度函数(式(3)、图 5)计算各指标的等级隶属度。

表 4 中国典型地区深层地热能开采条件评价指标分布

Table 4 Evaluation indices of deep geothermal energy exploitation conditions in typical areas of China

评价指标	深层地热能初选评价区								
	吉林 长白山	汾渭 地堑	广东 阳江盆地	西藏 南北地堑系	青海 共和盆地	雷琼 火山区	松辽 盆地	滇西腾冲 火山区	华北 中东部
大地热流值/ $(\text{mW} \cdot \text{m}^{-2})$	75	70	75	107	102	67	70	91	70
地温梯度/ $(^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1})$	28	32	42	45	41	45	37	45	35
热储岩性	花岗岩	变质岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩	碳酸盐岩
居里面埋深/km	20	20	25	20	22	20	17	18	19
壳内低速高导层埋深/km	10	20	25	5	10	15	17	10	20
构造应力	张扭性	张性	张扭性	张性	压扭性	张性	张扭性	张扭性	张扭性
火山岩浆活动	全新世	前第四纪	前第四纪	中新世	新生代	全新世	白垩纪	全新世	中新世
放射性生热率/ $(\mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3})$	2.5~3.0	1.5	5.8	3.5~5.4	3.0	2.8~4.9	1.1	1.1~1.7	0.6~4.2

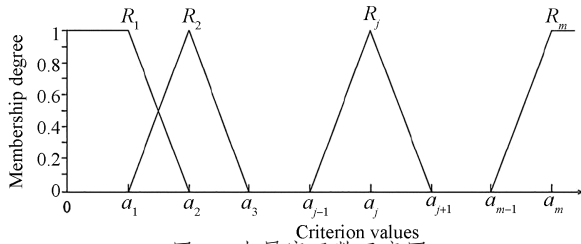


图5 隶属度函数示意图

Fig. 5 Schematic diagram of membership function

$$\mu_1(x) = \begin{cases} 1 & (x \leq a_1) \\ \frac{a_2 - x}{a_2 - a_1} & (a_1 < x < a_2) \\ 0 & (x \geq a_2) \end{cases}$$

$$\mu_j(x) = \begin{cases} 0 & (x \leq a_{j-1}, x \geq a_{j+1}) \\ \frac{x - a_{j-1}}{a_j - a_{j-1}} & (a_{j-1} < x \leq a_j) \\ \frac{a_{j+1} - x}{a_{j+1} - a_j} & (a_j < x < a_{j+1}) \end{cases}$$

$$\mu_m(x) = \begin{cases} 0 & (x \leq a_{m-1}) \\ \frac{x - a_{m-1}}{a_m - a_{m-1}} & (a_{m-1} < x < a_m) \\ 1 & (x \geq a_m) \end{cases} \quad (3)$$

式中: x 为指标的实际值; $a_1, a_{j-1}, a_j, a_{j+1}$ 分别是等级 $R_1, R_{j-1}, R_j, R_{j+1}$ 的代表值。隶属度矩阵 G 如下:

$$G = \begin{pmatrix} G_1 \\ G_1 \\ \vdots \\ G_i \\ \vdots \\ G_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} g_{11} & g_{12} & \cdots & g_{1j} & \cdots & g_{1m} \\ g_{21} & g_{22} & \cdots & g_{2j} & \cdots & g_{2m} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ g_{i1} & g_{i2} & \cdots & g_{ij} & \cdots & g_{im} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ g_{n1} & g_{n2} & \cdots & g_{nj} & \cdots & g_{nm} \end{pmatrix}_{n \times m} \quad (4)$$

式中 g_{ij} 是指标 C_i 对等级 R_j 的隶属度, 即指标 C_i 评价为等级 R_j 的可能性为 g_{ij} 。

为得到各靶区的综合评价结果, 通过模糊运算, 对隶属度矩阵和权重向量(W)进行模糊综合(式(5)), 可以得到综合评价集 E 。式(5)中“ \circ ”为模糊综合算子, 这里采用积-和算子(式(6))。 e_j 表示在考虑所有指标的前提下, 靶区被评判为 R_j 级的可能性。采用式(7)得到靶区量化的综合得分值。表 5~14 为各靶区的隶属度矩阵 G 、综合评价集 E 和综合得分 r 。由综合评价结果可知, 我国深层地热能初选评价区中最具开发潜力的前五名为西藏南北地堑系、滇西腾冲火山区、青海共和盆地、雷琼火山区和吉林长白山。

$$E = W \circ G = (\omega_1, \omega_2, \cdots, \omega_i, \cdots, \omega_n) \circ$$

$$\begin{pmatrix} g_{11} & g_{12} & \cdots & g_{1m} \\ g_{21} & g_{22} & \cdots & g_{2m} \\ \vdots & \vdots & g_{ij} & \vdots \\ g_{n1} & g_{n2} & \cdots & g_{nm} \end{pmatrix}_{n \times m} = (e_1, e_2, \cdots, e_j, \cdots, e_m) \quad (5)$$

$$e_j = \sum_{k=1}^n \omega_k \times g_{kj} \quad (6)$$

$$r = \sum_{j=1}^5 (e_j \times j / \sum_{j=1}^5 e_j) \quad (7)$$

表5 吉林长白山评价区指标隶属度及综合评分

Table 5 Evaluation index membership degrees and comprehensive evaluation scores for Changbaishan, Jilin

集合	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	r
C_1	0	0.5	0.5	0	0	
C_2	0	0	0	0	1	
C_3	0	0	1	0	0	
C_4	0	0.5	0.5	0	0	
C_5	0.286	0.714	0	0	0	5.94
C_6	1	0	0	0	0	
C_7	0	0	0.2	0.8	0	
C_8	0	0	1	0	0	
E	0.086	0.273	0.389	0.031	0.222	

表6 汾渭地堑区指标隶属度及综合评分

Table 6 Evaluation index membership degrees and comprehensive evaluation scores for the Fenwei Graben

集合	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	r
C_1	0	0	1	0	0	
C_2	0	0	0	0.2	0.8	
C_3	0	0	1	0	0	
C_4	0	0.5	0.5	0	0	
C_5	0	0	0.857	0.143	0	4.90
C_6	0	0	0	0	1	
C_7	0	0	0	0.333	0.667	
C_8	0	0	1	0	0	
E	0.000	0.047	0.621	0.071	0.263	

表7 广东阳江盆地区指标隶属度及综合评分

Table 7 Evaluation index membership degrees and comprehensive evaluation scores for the Yangjiang Basin, Guangdong

集合	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	r
C_1	0	0.5	0.5	0	0	
C_2	0	0	0.2	0.8	0	
C_3	0	0	1	0	0	
C_4	0	0	1	0	0	
C_5	0	0	0.143	0.857	0	5.66
C_6	0	0	0	0	1	
C_7	0.167	0.833	0	0	0	
C_8	0	0	1	0	0	
E	0.007	0.193	0.485	0.257	0.059	

表 8 西藏南北地堑系指标隶属度及综合评分

Table 8 Evaluation index membership degrees and comprehensive evaluation scores for the south-north-trending graben in Tibet

集合	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	r
C_1	1	0	0	0	0	
C_2	0	0	0.5	0.5	0	
C_3	0	0	1	0	0	
C_4	0	0.5	0.5	0	0	
C_5	1	0	0	0	0	7.66
C_6	0	0	1	0	0	
C_7	0	0.333	0.667	0	0	
C_8	1	0	0	0	0	
E	0.441	0.059	0.390	0.111	0.000	

表 9 青海共和盆地指标隶属度及综合评分

Table 9 Evaluation index membership degrees and comprehensive evaluation scores for the Gonghe Basin, Qinghai

集合	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	r
C_1	1	0	0	0	0	
C_2	0	0	0.1	0.9	0	
C_3	0	0	1	0	0	
C_4	0	0.3	0.7	0	0	
C_5	0.286	0.714	0	0	0	7.01
C_6	0	0	0	1	0	
C_7	0	0	0.34	0.66	0	
C_8	0	0	1	0	0	
E	0.348	0.094	0.275	0.285	0.000	

表 10 海南雷琼火山区指标隶属度及综合评分

Table 10 Evaluation index membership degrees and comprehensive evaluation scores for the Leiqiong volcanic area, Hainan

集合	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	r
C_1	0	0	0.7	0.3	0	
C_2	0	0	0.5	0.5	0	
C_3	0	0	1	0	0	
C_4	0	0.5	0.5	0	0	
C_5	0	0.571	0.429	0	0	6.12
C_6	1	0	0	0	0	
C_7	0	0	0.9	0.1	0	
C_8	1	0	0	0	0	
E	0.086	0.100	0.604	0.211	0.000	

表 11 松辽盆地区指标隶属度及综合评分

Table 11 Evaluation index membership degrees and comprehensive evaluation scores for the Songliao Basin

集合	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	r
C_1	0	0	1	0	0	
C_2	0	0	0	0.8	0.2	
C_3	0	0	1	0	0	
C_4	0	0.7	0.3	0	0	
C_5	0	0.286	0.714	0	0	5.34
C_6	0	0	0	0.813	0.187	
C_7	0	0	0	0.08	0.92	
C_8	0	0	1	0	0	
E	0.000	0.101	0.580	0.206	0.114	

表 12 滇西腾冲火山区指标隶属度及综合评分

Table 12 Evaluation index membership degrees and comprehensive evaluation scores for the Tengcong volcanic area, Yunnan

集合	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	r
C_1	1	0	0	0	0	
C_2	0	0	0.5	0.5	0	
C_3	0	0	1	0	0	
C_4	0	0.7	0.3	0	0	
C_5	0.286	0.714	0	0	0	7.53
C_6	1	0	0	0	0	
C_7	0	0	0	0.227	0.773	
C_8	0	0	1	0	0	
E	0.407	0.132	0.313	0.120	0.030	

表 13 华北中东部地区指标隶属度及综合评分

Table 13 Evaluation index membership degrees and comprehensive evaluation scores for the central and eastern areas of North China

集合	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	r
C_1	0	0	1	0	0	
C_2	0	0	0	0.5	0.5	
C_3	1	0	0	0	0	
C_4	0	0.6	0.4	0	0	
C_5	0	0	0.857	0.143	0	5.89
C_6	0	0	1	0	0	
C_7	0	0	0	0.433	0.567	
C_8	0	0	1	0	0	
E	0.147	0.056	0.524	0.141	0.133	

表 14 中国典型地区深层地热能开采地质条件综合评价结果

Table 14 Results of comprehensive evaluation of geological conditions for deep geothermal energy exploitation in typical areas in China

序号	评价区	综合评分
1	西藏南北地堑系	7.66
2	滇西腾冲火山区	7.53
3	青海共和盆地	7.01
4	海南雷琼火山区	6.12
5	吉林长白山	5.94
6	华北中东部	5.89
7	广东阳江盆地	5.66
8	松辽盆地	5.34
9	汾渭地堑	4.90

5 结论与展望

本文梳理了深层地热能开发的地质条件问题,提出了一个用八大要素加以表征的方案,在此基础上,基于专家知识对各个要素进行赋值,继而应用模糊数学综合分析方法,计算得出综合评分,以此作为深层地热能开采的难易程度的判断依据。采用该新

方法对中国大陆地区典型区域的深层地热能进行了开采条件评估, 初步看来结果是合理的, 验证了方法的可行性, 也可作为下一步勘查开发的参考。由于中国地热条件的复杂性, 这个评估还存在不确定性, 有待充实数据, 不断完善。

近年来, 国际地热界正在对深层地热能资源分类和评价进行规范化。未来会建立对深层地热能潜力及其开采条件统一的评价方法, 以利于深层地热能勘查和 EGS 技术的进步。本文提出的方法, 也算是对这一项工作的一点尝试。

目前, 针对“干热岩”的狭义的 EGS 技术取得了显著进展。但是, 还没有实现市场化。以欧洲做得最好的例子舒尔茨(Soultz)发电项目为例, 共投入 8 000 万欧元的费用, 获得了 1.2 MW 的发电装机。澳大利亚库珀(Cooper)盆地 EGS 项目, 共投入 9 亿澳元的费用, 只获得了 1.0 MW 的发电装机。很显然, 这样的投资回报率是无法市场化的。与此相反, 针对“深层地热能”的广义等 EGS 技术却已有所作为。以德国慕尼黑的磨拉石盆地深层碳酸盐岩储层的开发利用为例, 在 4 500 m 的深井中, 基于酸化压裂和结垢控制, 实现了 4 MW 以上发电装机, 同时实现热、电和燃气三联供, 经济效益和社会效益均好, 还没有诱发地震问题。这是典型的柔性造储技术应用。中国华北地区具备类似条件, 或许是个可以借鉴的选择。

中国地热能 10 多年来的开发利用实践表明, 地热能无疑是前景可期的清洁能源, 必将在国家能源结构调整和生态文明建设中发挥重要作用。深层地热能的发展潜力毋庸置疑。从聚焦“干热岩”技术研发, 到着眼于整体的“深层地热能”开发利用已经是大势所趋。

参考文献

- [1] 国家能源局. 地热能术语: NB/T 10097—2018 [S]. 北京: 中国石化出版社, 2018: 1-24.
- [2] 汪集暘, 胡圣标, 庞忠和, 等. 中国大陆干热岩地热资源潜力评估[J]. 科技导报, 2012, 30(32): 25-31.
- [3] 汪集暘. 地热学及其应用[M]. 北京: 科学出版社, 2015.
- [4] KELKAR S, WOLDEGABRIEL G, REHFELDT K. Lessons Learned from the Pioneering Hot Dry Rock Project at Fenton Hill, USA[J]. Geothermics, 2016, 63: 5-14.
- [5] SONG Y, LEE T J, JEON J, et al. Background and progress of the Korean EGS pilot project [C]//Proceedings World Geothermal Congress 2015, International Geothermal Association, Melbourne, Australia, 2015: 119-123.
- [6] DEZAYES C, CASTERA J, HEILBORNN G, et al. Regional geological 3D model of the Soultz-sous-Forêts Geothermal Field (Rhine Graben, France)[J]. Geothermal Resources Council Transactions, 2009, 33: 175-180.
- [7] GÉRARD A, GENTER A, KOHL T, et al. The Deep EGS (Enhanced Geothermal System) Project at Soultz-sous-Forêts (Alsace, France)[J]. Geothermics, 2006, 35(5/6): 473-483.
- [8] SIMMONS S F, MOORE J, ALLIS R, et al. A revised geoscientific model for FORGE Utah EGS Laboratory [C]//Proceedings of the 43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Palo Alto: Stanford University, 2018.
- [9] SIMMONS S, KIRBY S, JONES C, et al. The geology, geochemistry, and hydrology of the EGS FORGE Site, Milford Utah [C]//Proceedings of the 41st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Palo Alto: Stanford University, 2016: 1181-1190.
- [10] JIANG G, HU S, SHI Y, et al. Terrestrial heat flow of continental China: updated dataset and tectonic implications [J]. Tectonophysics, 2019, 753: 36-48.
- [11] WALKER J D, SABIN A, UNRUH J, et al. Development of genetic occurrence models for geothermal prospecting [C]//Proceedings of AGU Fall Meeting Abstracts, American Geophysical Union, 2007.
- [12] SABIN A E, WALKER J D, UNRUH J, et al. Toward the development of occurrence models for geothermal resources in the western United States [J]. Geothermal Resources Council Transactions, 2004, 28: 41-46.
- [13] LAUGHLIN A W, EDDY A C, LANEY R, et al. Geology of the Fenton Hill, New Mexico, Hot Dry Rock Site [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1983, 15(1/2/3): 21-41.
- [14] LEE T J, SONG Y, PARK D W, et al. Three dimensional geological model of Pohang EGS pilot site, Korea [C]//Proceedings of the World Geothermal Congress 2015, International Geothermal Association, Melbourne, Australia, 2015: 119-123.
- [15] HOLL H, BARTON C. Habanero field: Structure and state of stress [C]//Proceedings World Geothermal Congress 2015, International Geothermal Association, Melbourne, Australia, 19-25 April, 2015.
- [16] CHEN D, WYBORN D. Habanero field tests in the Cooper Basin, Australia: a proof-of-concept for EGS [J]. Geothermal Resources Council Transactions, 2009, 33(1): 140-145.
- [17] BARIA R, BAUMGARTNER J, GERARD A, et al. The European HDR programme: main targets and results of the deepening of the well GPK2 to 5000 m [C]//Proceedings of

- the World Geothermal Congress 2000, International Geothermal Association, Japan. 2000: 3643-3652.
- [18] ALLIS R, MOORE J, DAVATZES N, et al. EGS concept testing and development at the Milford, Utah FORGE site [C]//Proceedings of the 41st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Palo Alto: Stanford University, 2016.
- [19] SHYIMIN L. A global review of enhanced geothermal system (EGS)[J]. Renewable & Sustainable Energy Reviews, 2018, 81: 2902-2921. DOI:10.1016/j.rser.2017.06.097.
- [20] AYLING B, MOORE J. Fluid Geochemistry at the Raft River Geothermal Field, Idaho, USA: new data and hydrogeological implications[J]. Geothermics, 2013, 47: 116-126.
- [21] BREEDE K, DZEBISASHVILI K, LIU X L, et al. A systematic review of Enhanced (or Engineered) Geothermal Systems: past, present and future[J]. Geothermal Energy, 2013, 1(1): 1-27.
- [22] LEE T J, SONG Y, YOON W S, et al. The first enhanced geothermal system project in Korea[C]//Proceedings of the 9th Asian Geothermal Symposium, Qingdao, China. 2011, 7: 9-11.
- [23] POTTER R, ROBINSON E, SMITH M. Method of extracting heat from dry geothermal reservoirs; U. S. Patent 3, 786,858[P]. 1974-01-22.
- [24] WINCHESTER W. Hot dry rock energy progress report fiscal year 1992 [R]. Los Alamos National Laboratory Report LA-UR-93-1678, New Mexico, USA, Appendix, 1993.
- [25] PAUWELS H. Geochemical Results of a Single-well hydraulic injection test in an experimental hot dry rock geothermal reservoir, Soultz-sous-Forêts, Alsace, France[J]. Applied Geochemistry, 1997, 12(5): 661-673.
- [26] HORNE RN. What does the future hold for geothermal energy? [C]. New Zealand Geothermal Workshop, University of Auckland, Auckland, New Zealand, 2011.
- [27] GARCIA J, HARTLINE C, WALTERS M, et al. The Northwest Geysers EGS Demonstration Project, California. Part 1: characterization and Reservoir Response to Injection [J]. Geothermics, 2016, 63: 97-119.
- [28] NGOTHAI Y, PRING A, BRUGGER J, et al. A review of current experiment fluid-rock interaction in EGS reservoirs [C]. New Zealand Geothermal Workshop, University of Auckland, Auckland, New Zealand, 2011.
- [29] ROSE P E. Creation of an enhanced geothermal system through hydraulic and thermal stimulation [R]. Utah, USA: Office of Scientific and Technical Information (OSTI), 2004:22-28.
- [30] PANG J M, PANG Z H, LV M, et al. Geochemical and isotopic characteristics of fluids in the Niutuozen geothermal field, North China [J]. Environmental Earth Sciences, 2018, 77(1):12.
- [31] 庞忠和, 孔彦龙, 庞菊梅, 等. 雄安新区地热资源与开发利用研究[J]. 中国科学院院刊, 2017, 32(11): 1224-1230.
- [32] GOLDSCHIEDER N, MÁDL-SZÖNYI J, ERÖSS A, et al. Review: thermal water resources in carbonate rock aquifers [J]. Hydrogeology Journal, 2010, 18(6): 1303-1318.
- [33] 庞忠和, 胡圣标, 汪集飏. 中国地热能发展路线图[J]. 科技导报, 2012, 30(32): 18-24.
- [34] 熊盛青, 杨海, 丁燕云, 等. 中国陆域居里等温面深度特征[J]. 地球物理学报, 2016, 59(10): 3604-3617.
- [35] MARK-MOSER M K, CAMERON E, ROSE K, et al. Constraining subsurface model resolution at newberry volcano using a weighted spatial analysis[J]. Geothermal Resources Council Transactions, 2016, 40: 567-572.
- [36] MACLEOD N S, SHERROD D R. Geologic evidence for a magma chamber beneath Newberry Volcano, Oregon [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1988, 93 (B9): 10067-10079.
- [37] 陈棋福, 艾印双, 陈赟. 长白山火山区深部结构探测的研究进展与展望[J]. 中国科学:地球科学, 2019, 49(5): 778-795.
- [38] ZHANG M L, GUO Z F, LIU J Q, et al. The intraplate Changbaishan volcanic field (China/North Korea): a review on eruptive history, magma genesis, geodynamic significance, recent dynamics and potential hazards[J]. Earth-Science Reviews, 2018, 187: 19-52.
- [39] 崔天日, 钱程, 江斌, 等. 长白山天池火山 CZK₀₇ 钻所揭示的火山地层层序和火山作用特征[J]. 地质学报, 2017, 91(11): 2409-2422.
- [40] 潘佳铁, 吴庆举, 李永华, 等. 中国东北地区噪声层析成像[J]. 地球物理学报, 2014, 57(3): 812-821.
- [41] 明跃红, 苏伟, 房立华. 长白山天池火山地震类型及火山活动性的初步研究[J]. 中国地震, 2006, 22(1): 56-63.
- [42] 汪集飏, 黄少鹏. 中国大陆地区大地热流数据汇编[J]. 地质科学, 1988, 23(2): 196-204.
- [43] 闫佰忠, 肖长来, 梁秀娟, 等. 长白山玄武岩区盆地型地热水特征及成因模式[J]. 地质论评, 2018, 64(5): 1201-1216.
- [44] 闫佰忠, 邱淑伟, 肖长来, 等. 长白山玄武岩区主要断裂与地热水异常关系[J]. 水文地质工程地质, 2017, 44(4): 34-40.
- [45] 陈鹏, 单玄龙, 郝国丽, 等. 长白山仙人桥温泉断裂岩溶复合型地热成因模式[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2017, 47(4): 1236-1246.
- [46] 仇根根, 裴发根, 方慧, 等. 长白山天池火山岩浆系统分析[J]. 地球物理学报, 2014, 57(10): 3466-3477.
- [47] 张先康, 张成科, 赵金仁, 等. 长白山天池火山区岩浆系统深部结构的深地震测深研究[J]. 地震学报, 2002, 24(2): 135-143, 223.
- [48] 汤吉, 邓前辉, 赵国泽, 等. 长白山天池火山区电性结构和

- 岩浆系统[J]. 地震地质, 2001, 23(2): 191-200.
- [49] 葛荣峰, 张庆龙, 王良书, 等. 松辽盆地构造演化与中国东部构造体制转换[J]. 地质论评, 2010, 56(2): 180-195.
- [50] 胡望水, 吕炳全, 张文军, 等. 松辽盆地构造演化及成盆动力学探讨[J]. 地质科学, 2005, 40(1): 16-31.
- [51] 李娟, 舒良树. 松辽盆地中、新生代构造特征及其演化[J]. 南京大学学报(自然科学版), 2002, 38(4): 525-531.
- [52] 张广成, 吴庆举, 潘佳铁, 等. 利用 H-K 叠加方法和 CCP 叠加方法研究中国东北地区地壳结构与泊松比[J]. 地球物理学报, 2013, 56(12): 4084-4094.
- [53] 韩江涛, 郭振宇, 刘文玉, 等. 松辽盆地岩石圈减薄的深部动力学过程[J]. 地球物理学报, 2018, 61(6): 2265-2279.
- [54] 楼章华, 程军蕊, 金爱民. 沉积盆地地下水动力场特征研究: 以松辽盆地为例[J]. 沉积学报, 2006, 24(2): 193-201.
- [55] 楼章华, 金爱民, 朱蓉, 等. 论松辽盆地地下水动力场的形成与演化[J]. 地质学报, 2001, 75(1): 111-120.
- [56] 彭建兵. 渭河断裂带的构造演化与地震活动[J]. 地震地质, 1992, 14(2): 113-120.
- [57] 冯希杰, 李晓妮, 任隽, 等. 渭河断裂深、中、浅和近地表显示[J]. 地震地质, 2008, 30(1): 264-272.
- [58] 韩恒悦, 张逸, 袁志祥. 渭河断陷盆地带的形成演化及断块运动[J]. 地震研究, 2002, 25(4): 362-368.
- [59] 饶松, 姜光政, 高雅洁, 等. 渭河盆地岩石圈热结构与地热田热源机理[J]. 地球物理学报, 2016, 59(6): 2176-2190.
- [60] 王谦身, 滕吉文, 张永谦, 等. 鄂尔多斯—中秦岭—四川东部的重力异常场与深部地壳结构[J]. 地球物理学报, 2015, 58(2): 532-541.
- [61] 胡国泽, 滕吉文, 阮小敏, 等. 秦岭造山带和邻域磁异常特征及结晶基底变异分析[J]. 地球物理学报, 2014, 57(2): 556-571.
- [62] 任隽, 彭建兵, 王夫运, 等. 渭河盆地及邻区地壳深部结构特征研究[J]. 地球物理学报, 2012, 55(9): 2939-2947.
- [63] 汪啸. 广东沿海典型深大断裂带热水系统形成条件及水文地球化学特征[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2018: 1-152.
- [64] 袁建飞. 广东沿海地热系统水文地球化学研究[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2013: 1-140.
- [65] 周佐民. 华南晚中生代多旋回构造-岩浆演化及地热成因机制[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2015: 1-134.
- [66] 周毅, 刘金辉, 孙占学, 等. 阳江新洲地热田花岗岩基底放射性生热率特征[J]. 现代矿业, 2016, 32(8): 157-158, 161.
- [67] 蔺文静, 甘浩男, 王贵玲, 等. 我国东南沿海干热岩赋存前景及与靶区选址研究[J]. 地质学报, 2016, 90(8): 2043-2058.
- [68] 鲁连仲. 西藏地热活动的地质背景分析[J]. 地球科学, 1989, 14(增刊): 53-59.
- [69] 佟伟, 张知非, 廖志杰, 等. 西藏高原的水热活动和上地壳热状态初探[J]. 地球物理学报, 1982, 25(1): 34-40.
- [70] 杨文采, 江金生, 瞿辰, 等. 西藏新生代裂谷系成因的探讨[J]. 地质论评, 2019, 65(2): 267-279.
- [71] 张朝锋, 史强林, 张玲娟. 青藏高原新生代岩浆活动与地热关系探讨[J]. 中国地质调查, 2018, 5(2): 18-24.
- [72] 康文华, 李德禄, 白嘉启. 西藏羊八井热田地热地质[J]. 中国地质科学院地质力学研究所所刊, 1985(6): 17-79.
- [73] 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.
- [74] 刘昭, 蔺文静, 张萌, 等. 西藏尼木—那曲地热流体成因及幔源流体贡献[J]. 地学前缘, 2014, 21(6): 356-371.
- [75] 沈显杰, 张文仁, 杨淑贞, 等. 青藏高原南北地壳幔热结构差异的大地热流证据[J]. 中国地质科学院院报, 1990, 11(2): 203-214.
- [76] 魏文博, 金胜, 叶高峰, 等. 藏南岩石圈导电性结构与流变性: 超宽频带大地电磁测深研究结果[J]. 中国科学: D 辑, 2009, 39(11): 1591-1606.
- [77] 李振清, 侯增谦, 聂凤军, 等. 藏南上地壳低速高导层的性质与分布: 来自热水流体活动的证据[J]. 地质学报, 2005, 79(1): 68-77.
- [78] 张中杰, 滕吉文, 杨立强, 等. 藏南地壳速度结构与地壳物质东西向“逃逸”: 以佩枯错—普莫雍错宽角反射剖面为例[J]. 中国科学: D 辑, 2002, 32(10): 793-798.
- [79] 魏斯禹, 滕吉文, 杨秉平, 等. 西藏高原地热活动、温泉分布与地球物理场特征[J]. 西北地震学报, 1981, 3(4): 17-25.
- [80] 侯增谦, 李振清. 印度大陆俯冲前缘的可能位置: 来自藏南和藏东活动热泉气体 He 同位素约束[J]. 地质学报, 2004, 78(4): 482-493.
- [81] 张国伟, 郭安林, 姚安平. 中国大陆构造中的西秦岭—松潘大陆构造结[J]. 地学前缘, 2004, 11(3): 23-32.
- [82] 张森琦, 严维德, 黎敦朋, 等. 青海省共和县恰卜恰深层地热体地热地质特征[J]. 中国地质, 2018, 45(6): 1087-1102.
- [83] 严维德, 王焰新, 高学忠, 等. 共和盆地热能分布特征与聚集机制分析[J]. 西北地质, 2013, 46(4): 223-230.
- [84] 许天福, 胡子旭, 李胜涛, 等. 增强型地热系统: 国际研究进展与我国研究现状[J]. 地质学报, 2018, 92(9): 1936-1947.
- [85] 严维德. 共和盆地干热岩特征及利用前景[J]. 科技导报, 2015, 33(19): 54-57.
- [86] 张超, 张盛生, 李胜涛, 等. 共和盆地恰卜恰地热区现今地热特征[J]. 地球物理学报, 2018, 61(11): 4545-4557.
- [87] 郭文斌, 嘉世旭, 段永红, 等. 青藏高原东北缘基底结构研究: 玛多—共和—雅布赖剖面上地壳地震折射探测[J]. 地球物理学报, 2016, 59(10): 3627-3636.
- [88] 汤吉, 詹艳, 赵国泽, 等. 青藏高原东北缘玛沁—兰州—靖边剖面地壳上地幔电性结构研究[J]. 地球物理学报, 2005, 48(5): 1205-1216.
- [89] 李松林, 张先康, 张成科, 等. 玛沁—兰州—靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究[J]. 地球物理学报, 2002, 45(2): 210-217.
- [90] GAO J, ZHANG H J, ZHANG S Q, et al. Three-dimen-

- sional magnetotelluric imaging of the geothermal system beneath the Gonghe Basin, Northeast Tibetan Plateau[J]. Geothermics, 2018, 76: 15-25.
- [91] ZHANG C, JIANG G Z, SHI Y, et al. Terrestrial heat flow and crustal thermal structure of the Gonghe-Guide area, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Geothermics, 2018, 72: 182-192.
- [92] HARRISON T M, MORGAN P, BLACKWELL D D. Constraints on the Age of Heating at the Fenton Hill Site, Valles Caldera, New Mexico[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 1986, 91(B2): 1899.
- [93] 樊祺诚, 孙谦, 李霓, 等. 琼北火山活动分期与全新世岩浆演化[J]. 岩石学报, 2004, 20(3): 533-544.
- [94] 高维, 舒晴, 谢顺盛, 等. 琼北新生代火山构造的航磁异常特征及其地质意义[J]. 地质论评, 2016, 62(1): 235-247.
- [95] 李蔚然, 季建清, 桑海清, 等. 雷州半岛第四纪火山岩激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 等时线定年研究[J]. 岩石学报, 2013, 29(8): 2775-2788.
- [96] 赵平, 汪集, 汪缉安, 等. 中国东南地区岩石生热率分布特征[J]. 岩石学报, 1995, 11(3): 292-305.
- [97] 赵迎冬, 甘华军, 时阳, 等. 北部湾盆地福山凹陷异常地温特征及其对油气藏的影响[J]. 油气地质与采收率, 2016, 23(3): 40-46.
- [98] 胡久常, 白登海, 王薇华, 等. 雷琼火山区地下深部大地电磁探测与电性结构分析[J]. 华南地震, 2007, 27(1): 1-7.
- [99] 嘉世旭, 李志雄, 徐朝繁, 等. 雷琼拗陷地壳结构特征[J]. 地球物理学报, 2006, 49(5): 1385-1394.
- [100] 佟伟, 章铭陶. 腾冲地热[M]. 北京: 科学出版社, 1989: 1-262.
- [101] 佟伟, 穆治国, 刘时彬. 中国晚新生代火山和现代高温热水系统[J]. 地球物理学报, 1990, 33(3): 329-335.
- [102] 姜朝松, 周瑞琦, 姚孝执. 腾冲火山断裂构造[J]. 地震研究, 1998, 21(4): 330-336.
- [103] 罗照华, 刘嘉麒, 赵慈平, 等. 深部流体与岩浆活动: 兼论腾冲火山群的深部过程[J]. 岩石学报, 2011, 27(10): 2855-2862.
- [104] 赵勇伟, 樊祺诚. 腾冲马鞍山、打鹰山、黑空山火山岩浆来源与演化[J]. 岩石学报, 2010, 26(4): 1133-1140.
- [105] 樊祺诚, 刘若新, 魏海泉, 等. 腾冲活火山的岩浆演化[J]. 地质论评, 1999, 45(增刊): 895-904.
- [106] 叶涛. 云南盈江—龙陵地区的深部电性结构及其动力学意义研究[D]. 北京: 中国地震局地质研究所, 2013: 1-82.
- [107] 姜枚, 谭捍东, 张聿文, 等. 云南腾冲火山构造区马站—固东岩浆囊的地球物理模式[J]. 地球学报, 2012, 33(5): 731-739.
- [108] 杨晓涛, 胥颐, 刘建华, 等. 腾冲火山区的地震层析成像及其构造意义[J]. 地球物理学报, 2011, 54(8): 2050-2059.
- [109] 王椿镛, 楼海, 吴建平, 等. 腾冲火山地热区地壳结构的地震学研究[J]. 地震学报, 2002, 24(3): 231-242.
- [110] 白登海, 廖志杰, 赵国泽, 等. 从MT探测结果推论腾冲热海热田的岩浆热源[J]. 科学通报, 1994, 39(4): 344-347.
- [111] 余明, 汤庆艳, 张铭杰, 等. 腾冲新生代火山作用流体组成及其来源: 火山岩流体化学组成和碳同位素制约[J]. 岩石学报, 2014, 30(12): 3635-3644.
- [112] 赵慈平, 冉华, 陈坤华. 腾冲火山区壳内岩浆囊现今温度: 来自温泉逸出气体 CO_2 、 CH_4 间碳同位素分馏的估计[J]. 岩石学报, 2011, 27(10): 2883-2897.
- [113] 周真恒, 向才英, 赵晋明. 滇西地热场特征[J]. 地震研究, 1995, 18(1): 41-48.
- [114] 吴智平, 侯旭波, 李伟. 华北东部地区中生代盆地格局及演化过程探讨[J]. 大地构造与成矿学, 2007, 31(4): 385-399.
- [115] 侯贵廷, 钱祥麟, 蔡东升. 渤海湾盆地中、新生代构造演化研究[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2001, 37(6): 845-851.
- [116] 金春爽, 乔德武, 淡伟宁. 渤海湾盆地中、新生代火山岩分布及油气藏特征[J]. 石油与天然气地质, 2012, 33(1): 19-29, 36.
- [117] 姜在兴, 肖尚斌. 渤海湾盆地第三系火成岩的分布规律[J]. 地质论评, 1999, 45(增刊): 618-626.
- [118] 彭宁, 崔秀梅, 崔周旗, 等. 冀中拗陷古近系—新近系火成岩岩相特征与油气成藏模式[J]. 油气地质与采收率, 2010, 17(2): 17-20, 112.
- [119] 王盘喜, 杨霄, 卞孝东. 冀中拗陷火成岩岩石学及地球化学特征[J]. 地质科技情报, 2012, 31(4): 1-10.
- [120] 常健, 邱楠生, 赵贤正, 等. 渤海湾盆地冀中拗陷现今地热特征[J]. 地球物理学报, 2016, 59(3): 1003-1016.
- [121] 陈墨香, 黄歌山, 汪缉安, 等. 渤海地温场特点的初步研究[J]. 地质科学, 1984, 19(4): 392-401.
- [122] 林世辉, 龚育龄. 冀中拗陷现今地温场分布特征[J]. 东华理工学院学报, 2005, 28(4): 359-364.
- [123] 周瑞良, 刘琦胜, 张晶, 等. 华北断陷盆地牛驼镇基岩高凸起型热田地质特征及其开发前景[J]. 中国地质科学院 562 综合大队集刊, 1989(7/8): 21-36.
- [124] 陈墨香, 黄歌山, 张文仁, 等. 冀中牛驼镇凸起地温场的特点及地下热水的开发利用[J]. 地质科学, 1982, 17(3): 239-252.
- [125] 孙文亮. 冀中拗陷火成岩成藏条件研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2010: 1-63.