冀中坳陷中部现今热岩石圈厚度及地热学意义探讨

崔悦^{1,2)},朱传庆^{1,2)},邱楠生^{1,2)},唐博宁^{1,2)},郭飒飒^{1,2)}

1) 中国石油大学(北京)油气资源与探测国家重点实验室,北京,102249;

2) 中国石油大学(北京)地球科学学院,北京,102249

内容提要:热岩石圈厚度是研究盆地的构造演化和板块动力学的重要参数,本文通过实测数据构建地壳分层 模型,根据热传导的基本原理,计算了冀中坳陷中部的 Moho 面温度以及热岩石圈厚度,并探讨其地热学意义。结 果表明:冀中坳陷中部的 Moho 面温度分布在 500~600℃,西南侧整体温度较东北部高,热岩石圈厚度介于 102~ 122km,其平面展布特征与华北克拉通热岩石圈厚度西厚东薄的特征相吻合,为华北克拉通受太平洋板块西向俯冲 导致东部遭受破坏提供了依据,并且较薄的岩石圈使热流更易传导到地壳浅部,成为了该地区热异常的成因背景。

关键词:冀中坳陷中部;热岩石圈厚度;Moho 面温度;地热学意义

从 1914 年被引入至今,岩石圈的概念一直是相 对于软流圈而提出和讨论的。最初 Barrell (1914) 从力学强度(流变性)角度给出了两者的定义:岩石 圈是具有高强度(高黏滞度,低流变性)的地球外壳, 而其下的软流圈则强度较低且能够流动,可以提供 重力均衡补偿。Barrell (1914)指出,岩石圈和软流 圈的强度差别高达 100 倍。随着地球科学理论,特 别是 20 世纪六七十年代板块构造理论的提出和发 展,岩石圈被赋予了新的含义。在板块构造理论框 架下,岩石圈代表若干漂浮于软流圈之上的,在较长 的地质时间尺度上保持刚性的块体(即板块)。

不同学者在对岩石圈进行定量研究时,根据物 理化学性质将岩石圈赋予不同的含义:岩石学岩石 圈、力学岩石圈、热岩石圈、地震学岩石圈、弹性岩石 圈、化学岩石圈和地震-热学岩石圈等。其中热岩石 圈是指具有热传导温度梯度的地球外壳(White, 1988),是地球最外面的热传导层,除浅部孔隙流体 的对流作用外不存在热对流,其下部由于长时间尺 度和高温的影响而表现出对流等流动性质。

Wang et al. (1996)计算了中国大陆的热岩石 圈厚度,结果显示其东部较薄而西部较厚,青藏高原 最厚,达到 206km。其中华北克拉通热岩石圈厚度 范围 60~200km (He Lijuan et al., 2001; Liu Shaowen et al., 2005; Wang Yang et al., 2011; Jiao Yaxian et al., 2013),具有东薄西厚且自东向 西逐渐增厚的特征。其中,东部的渤海湾盆地热岩 石圈厚度较薄约 60~120km,鄂尔多斯盆地热岩石 圈厚度较厚为 80~180km。

前人研究热岩石圈厚度的方法已经十分成熟, 但是多针对于区域性大尺度的热岩石圈厚度。笔者 从盆地内的构造单元入手,精确建立地壳分层模型, 计算热岩石圈厚度,探讨盆地内不同构造单元热岩 石圈厚度的差异,并解释其地热学意义。

1 区域地质地热背景

冀中坳陷位于华北克拉通的渤海湾盆地内(图 1a),其中部地区的主要构造单元有容城凸起、牛驼 镇凸起、高阳低凸起等,周围被廊固凹陷,徐水凹陷, 霸县凹陷,保定凹陷和饶阳凹陷围绕。大部分地区 被牛驼镇、容城、高阳3个地热田覆盖,地热资源丰 富,多数在钻井及水井中发现地下热水的赋存。其 所在的渤海湾盆地是在华北克拉通东部发育的中一 新生代叠合型裂谷盆地,自太古宙以来经历了多期 构造运动,从中新元古代至古生代的区域稳定沉积

注:本文为国家重点研发计划项目(课题编号 2018YFC0604302)资助的成果。

收稿日期:2020-05-05;改回日期:2020-05-13;网络发表日期:2020-05-16;责任编辑:周健。

作者简介:崔悦,女,1995年生。硕士,研究方向为含油气盆地分析与地热资源评价。Email:yueyuxinfei1995@163.com。通讯作者:朱传 庆,男,1981年生。副教授。研究方向为地热地质学及盆地构造一热演化等。Email:zhucq@cup.edu.cn。

引用本文:崔悦,朱传庆,邱楠生,唐博宁,郭飒飒.2020. 冀中坳陷中部现今热岩石圈厚度及地热学意义探讨.地质学报,94(7):1960~1969, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2020213.

Cui Yue, Zhu Chuanqing, Qiu Nansheng, Tang Boning, Guo Sasa. 2020. Geothermal lithospheric thickness in the central Jizhong depression and its geothermal significance. Acta Geologica Sinica, 94(7): 1960~1969.

阶段,到中生代的隆起褶皱阶段,到古近纪的断裂发 育阶段,最后为新近纪至今的区域坳陷阶段。并在 中新生代发育了热岩石圈的破坏与减薄。研究区由 下至上发育了太古宇变质岩,中新元古代至中奥陶 世的海相碳酸盐岩,二叠纪的海陆交互相碎屑岩夹 碳酸盐岩,古近纪至第四纪的湖相和河流相的砂泥 岩沉积。

华北克拉通自早中生代之后,热演化保持稳定。 中生代以来经历了两次热流高峰($85 \sim 88 \text{mW/m}^2$),现今热流为 $60 \sim 68 \text{mW/m}^2$ (Zuo Yinhui et al.,2013)。 其 $0 \sim 3000 \text{m}$ 统一深度现今地温梯度介于 $20.8 \sim$ 41.0℃/km,平均值为31.6℃/km。现今大地热流介 于 $48.7 \sim 79.7 \text{mW/m}^2$ (Chang Jian et al.,2016),地温 梯度和大地热流从西向东逐渐增大。其平面展布与 基底地形起伏具有很好的对应关系(图 1b)。

2 沉积层生热率和热导率柱的建立

岩石放射性生热率(A)和岩石热导率(K)是研 究一个地区现今热状态的重要参数,也是解释地球 深部热状态、探讨热岩石圈厚度的重要基本参数。

本次生热率的研究选取了 32 口井的 83 块样 品,热导率的研究选取了 35 口井的 98 块样品(图 1b)。样品选择涵盖了坳陷内从太古宇到新近系的 所有沉积层,取样深度分布在 778~5988m 之间(表 1)。生热率样品在核工业北京地质研究院放射性核 素实验室进行测量,密度和热导率在中国石油大学



图 1 渤海湾盆地构造单元图(a)和冀中坳陷中部构造分区及采样井位图(b)

Fig. 1 The tectonic units of Bohai Bay basin (a) and the tectonic units of central Jizhong depression and sample wells (b) 冀中坳陷位于渤海湾盆地内,其中部为凹凸相间的构造格局,自西向东可以根据 Moho 面深度分为西部凹陷区(Ⅲ)(>35km)、 中部凸起区(Ⅱ)(33~35km)和东部凹陷区(Ⅰ)(<33km)

Jizhong depression is located in the Bohai Bay basin, and its central part is concave-convex tectonic units, which can be divided into western sag (\blacksquare) (>35km), central salient (\blacksquare) (33~35km) and eastern sag (\blacksquare) (<33km) according to the Moho depth from west to east

衣 I	異甲咧	伯中前测试会	ヒ恐卒和恐や	子平件	重及石性犹计术	₹.	
atistics tab	le of heat	production	and thermal	conductive of	sample number	s in	centr

Table 1 Enthological statistics table of heat production and thermal conductive of sample numbers in central jizhong depression													
岩性		新生界第四系 及新近系(Q+N)		新生界古 近系(E)		中生界及 古生界(Mz+Pz)		中新元古界 蓟县系 (Jx)		中新元古界 长城系 (Ch)		太古宇(Ar)	
		А	K	А	K	A	K	А	K	A	K	А	K
白云岩				6	6	3	3	28	39	6	12		
浙	尼岩	1	1	3	3					2	1		
粉砂岩		1	1	6	6						1		
砂岩		2	1	4	6					1	1		
									1	1			
<u> </u>	玄武岩									1	1		
片麻岩							12	10					
变粒岩												5	5

注:A—岩石放射性生热率;K—岩石热导率;"——"表示未采集该地层样品;生热率样品测试仪器为美国热电公司生产的 X Series II 型电感耦 合等离子体质谱仪;样品密度测试仪器为达宏美拓 AR-3000R 多功能密度测试仪;岩石热导率测试仪器为瑞典 Uppsala 公司研发的 Hot Disk 热常数分析仪。 (北京)油气资源与探测国家重点实验室进行测量。 生热率的计算和热导率的校正来自笔者之前的研究 成果(Cui Yue et al., 2019;Guo Sasa et al., 2019),其结果如图2所示。

图 2 显示了样品生热率和热导率的测量结果, 冀中坳陷中部总体生热率介于 0.04~2.86 μ W/m³, 砂岩、粉砂岩、泥岩、白云岩、火成岩、变质岩的平均 生热率分别为 1.49 μ W/m³、1.30 μ W/m³、1.59 μ W/ m³、0.34 μ W/m³、1.06 μ W/m³、0.53 μ W/m³。岩石 热导率总体介于 1.491~6.689W/(m・K)。泥岩、 砂岩、粉砂岩的热导率分布相似,整体较低,而白云 岩样品热导率整体较高,分布在 3.5W/(m・K)以 上。热导率均值从大到小依次是白云岩 4.941W/ (m・K)、变质岩 2.484W/(m・K)、砂岩 1.814 W/ (m・K)、火成岩 1.788W/(m・K)和泥岩 1.762W/(m・K)。并结合实际钻井资料和地层数 据建立了研究区的生热率和热导率柱(表 2)。

3 冀中坳陷中部热岩石圈厚度

3.1 深部温度及热岩石圈厚度计算方法

热岩石圈厚度是通过一维稳态热传导的地温分 布曲线确定的,该曲线与干玄武岩固相线或地幔绝 热线交点处的深度即为热岩石圈厚度,但 Rudnick et al. (1998)研究认为,地幔绝热线不是一条线,而 是一个特定的范围,两条绝热线分别为 $T_1 = 1200 +$ 0.5Z 和 $T_2 = 1300 + 0.3Z$,其中,T 为绝对温度 (℃);*Z*为深度(km),通过这两条绝热线就可以定 义热岩石圈厚度的上限和下限。该方法的模式图如 图 3 所示。

表 2 冀中坳陷中部沉积层生热率和热导率柱

 Table 2
 Sedimentary layer heat production and thermal

conductivity columns incentral Jizhong depression

地层	岩性	含量(%)	A (μ W/m ³)	K (W/(m • K))		
	30	砂岩				
$\mathbf{Q} \! + \! \mathbf{N}$	20	粉砂岩	1.17	1.907		
	50	泥岩				
	30	砂岩		2. 315		
F	23	粉砂岩	1 16			
L	45	泥岩	1.10			
	2	陆相白云岩				
	6	砂岩		2, 205		
	2	粉砂岩				
$M_{-} \perp D_{-}$	6	泥岩	1 06			
IVIZ T T Z	50	灰岩	1.00	5. 595		
	25	海相白云岩				
	11	海相碎屑岩				
Jx	5	海相碎屑岩	0.46	5.109		
	95	海相白云岩	0.40			
Ch	30	海相碎屑岩	0.04	2 020		
	70	海相白云岩	0.94	3.030		

注:A一岩石放射性生热率;K一岩石热导率;A和K是根据实测数据同地层的岩性含量加权计算的。

而地温分布的曲线受控于当前的钻井深度,对 于研究区超过 5000m 的地层,其温度无法直接进行 测量,只能间接地加以推测。通常对于钻井难以达 到的层位,其深部温度的计算有三种方法:① 根据



图 2 冀中坳陷中部样品生热率与热导率分布直方图

Fig. 2 Histogram of samples heat production and thermal conductivity distribution in central Jizhong depression A-岩石放射性生热率;K-岩石热导率

A-Radioactive heat production of rocks;K-thermal conductivity of rocks

浅部测温资料结合热传导的基本原理向地壳深部推测;②根据地球物理资料,结合地化参数间接地推测地球内部温度;③理论估算地球的内部温度。本 文由于计算各构造层的温度以及计算温度的深度只达到上地幔,所以第一种方法较为适用。

基于一维稳态热传导方程,在研究深部温度时, 需要同时具备大地热流、浅部测温结果、岩石生热率 和热导率等基本参数。通常假定岩石的生热率和热 导率分布不随时间发生变化。所以在稳态条件下的 热传导方程为:

$$T(Z) = T_0 + q_0 \sum \left(\frac{Z_i}{K_i}\right) - \left[A_0 Z - (A_0 - A') Z^2 / (2Z')\right] \times \frac{1}{2} \sum \left(\frac{Z_i}{K_i}\right)$$
(1)

式中:T(Z)为计算 Z 深度处的温度(C); T_0 为地表 温度,取 15C; Z_i 和 Z'分别为各层段的厚度和计算 点地层的总厚度(m); K_i 为相应层段的热导率(W/ (m•K)); A_0 和 A_i 分别为地表和各层段底部的生热 率(μ W/m³); q_0 为计算点的大地热流(mW/m²)。

对于沉积层而言,其生热率在地层中的分布不 随深度发生变化,即可以分别取不同的常数进行计 算,所以简化后的公式为:

 $T(Z) = T_0 + q_0 Z/K - A Z^2/(2K)$ (2) 式中:A和K分别为 0~Z 段地层中岩石放射性生 热率和热导率的加权平均值(单位分别为 μ W/m³和 W/(m・K))。

但是在地壳深部以及上地幔,岩石的放射性生热 呈指数分布,即随地层深度的增加而迅速减小。通常, 放射性元素集中在地壳的最上部,约十几公里的范围。 所以对于更深部的地层,其计算温度的公式为:

 $T(Z') = T^{U} + q^{U}Z/K_{D} - A^{U}D^{2}(1 - e^{-Z/D})/K_{D}$ (3) 式中: Z'为从下层顶界处开始计算的深度,m; T^{U} 为 上层底界面的温度(C); q^{U} 为上层底界面的热流,数 值即为回剥法计算的各构造层底部热流(mW/m²); K_{D} 为下层岩石的热导率(W/(m · K)); A^{U} 为上层 底界岩石的生热率(μ W/m³); D为研究区放射性元 素集中层的厚度,取 13km。地层厚度、热导率和生 热率参数的取值见表 2。

3.2 影响因素及基本参数

热岩石圈是在地表生热率和热导率的基础上, 利用稳态热传导方程来推导上地幔的温度场,其下 部是部分熔融状态具有较高变形能力的软流圈。根 据稳态传导方程(2)和(3),可以发现热岩石圈厚度 计算的准确性不仅取决于地壳模型和岩石的热物性



图 3 热岩石圈厚度计算方法(据 Rudnick et al., 1998) Fig. 3 Calculation method of hot lithosphere thickness (after Rudnick et al., 1998)

参数,同时还受到大地热流的影响。只有稳定的岩石圈,其地表热流才是地壳放射性生热和地幔热流的和,计算时才能确保数据的准确。

(1)地壳分层结构:根据深部地球物理探测的结 果(《华北地区地壳上地幔地震波速度结构模型 v2.0》,http://www.craton.cn/data),冀中坳陷上、 中、下地壳的界面是根据地震波速确定的,上地壳的 地震波速介于 2.0~6.1km/s,中地壳的地震波速介 于 6.1~6.3km/s,下 地壳的 地震波速介于 6.5~ 7.2km/s。横向上,上、中、下地壳的厚度在冀中坳 陷内也有较大的差异,所以笔者将研究区自西向东 大致分为三个区域(图 1), Moho 面深度深于 35km 的为西部紧邻太行山的凹陷区, Moho 面深度在 33 ~35km之间的为中部容城和牛驼镇热异常凸起 区, Moho 面深度浅于 33km 的为东部远离太行山隆 起且地壳厚度较薄的凹陷区。浅层的分层数据基于 笔者之前的研究成果(Cui Yue et al., 2019),并根 据最新的勘探成果对元古宙地层厚度进行了修正, 建立了研究区不同构造区的地壳分层结构(表 3)。 其中,元古宇及其之前的地层是根据实际钻井数据 统计得来的,上、中、下地壳的界面厚度是根据深部 地球物理探测结果分布在研究区的地震波速点位并 结合 Gong Yuling (2003)和 Duan Yonghong et al. (2016)研究的数据确定的。

(2)岩石热物性参数:岩石的热物性参数包括生 热率(A)和热导率(K),根据前人和笔者之前发表 的成果,构建了研究区的岩石热物性模型(表 3),为 计算热岩石圈厚度提供了有利依据。其中浅部地层 生热率和热导率为笔者的实测值(表 2),上地壳生 热率由本文所测的太古宇变质岩生热率及 Liu Shaowen et al. (2005)和 Qiu Nansheng et al. (2015)文献中数据确定,深部的生热率引自 Chi Qinghua et al. (1998)给出的华北地区深部岩石放 射性元素生热率的分析结果,深部的热导率引自 Gong Yuling (2003)研究渤海湾盆地热结构给出的 结果。由于中地壳、下地壳和地幔其生热率和热导 率的取值难以实测,只能通过上覆地层的参数来估 计,所以其热物性参数的取值会一定程度上影响热 岩石 圈 厚 的 的 计算 结果。当地 幔 生 热率相 差 0.02μ W/m³时,热岩石圈厚度的差异可高达 20km, 而当地幔热导率相差 0.2W/(m·K)时,热岩石圈 厚度的差异可高达 15km,然而,越高的地表热流, 其差异越小(Jiao Yaxian et al., 2014)。

(3)热流值的确定:对于同一地区,不同的地表 热流计算的热岩石圈厚度差异很大。在计算热岩石 圈厚度时,现今地表热流一般采用实测值,即由系统 稳态测温数据和相应层段岩石热导率实测值得到的 大地热流值。但是在实际测量中,不易得到稳态的 温度,而山前冷水的下渗以及深大断裂导致的深部 流体上涌,同样会使热流值产生异常(Zhou Ruiliang, 1987; Chen Moxiang et al., 1990; Gong Yuling, 2003)。因此,本文采取笔者之前的研究成 果(Cui Yue et al., 2019),即用回剥法正演得到的 大地热流,一定程度上避免了热流异常导致的计算 结果异常。自西向东这三个地区的地幔热流分别选 取 30 mW/m²、34 mW/m² 和 35 mW/m²。根据表 3提供的参数计算得到的三个地区地壳热流分别为 28 mW/m²、27.2 mW/m² 和 21 mW/m²,大地热流 分别为 58 mW/m²、61.2 mW/m² 和 56 mW/m²(图 4)。该正演结果与实测的大地热流存在一定的差 异,即中央凸起区热流值较实测的低,而西部凹陷区 较实测的高,东部凹陷区与实测热流较为接近,进一 步证实了地下水的影响。

本文中地温的计算根据深度和层位的差异而选 取不同的公式。对于钻井能达到的地层,即新生代、 中生代和古生代的地层采用实际的钻井井温数据,确 保了数据的准确性;元古宙地层采用公式(2)进行计 算,由于实测的大地热流受地下水的影响,回剥到元 古宙地层顶部的热流并非真实的传导型热流,在计算 热岩石圈厚度时会发生极大的偏差,所以顶部的热流 值采用笔者之前发表的数据,即用回剥法正演得到的 各地层顶部的热流(图 4),一定程度上避免了地下水 对计算结果的干扰;上地壳、中地壳、下地壳以及上

地幔等更深的层段采用公式(3)进行计算。

表 3 冀中坳陷中部地壳结构模型

(据 Cui Yue et al., 2019 修改)

Table 3 Crustal structure model in central Jizhong depression (modified from Cui Yue et al., 2019)

地层			厚度(km)		V (W/	
		西部 凹陷	中部 凸起	东部 凹陷	$\operatorname{A}(\mu W)$ m ³)	$(\mathbf{m} \cdot \mathbf{K}))$
	Q+N	1.2	1	1.7	1.17	1.907
上地壳	Е	2.1	0.1	1.8	1.16	2.315
	$M_z + P_z$	0.5	0	0.3	1.06	3.395
	Jx	2.7	1.8	2.7	0.46	5.109
	Ch	2.5	2	2.5	0.94	3.838
	Pre-Ch	8	10.6	5.5	1.17	2.661
中地壳		9	9	8.5	0.86	2.5
下地壳		9.5	10	9	0.31	2.5
Moho 面深度		35.5	34.5	32	0.03	3.4

注:A一岩石放射性生热率;K一岩石热导率;各构造层的厚度是根据钻井资料以及地球物理探测结果(《华北地区地壳上地幔地震波速度结构模型 v2.0》,http://www.craton.cn/data)确定的,长城系及其上覆地层的生热率和热导率为实测数据结合岩性组合加权计算的,Pre-Ch的生热率和热导率是实测的太古字变质岩生热率及Liu Shaowen et al. (2005)和 Qiu Nansheng et al. (2015)文献中数据确定,中地壳、下地壳及 Moho 面之下的上地幔的生热率和热导率是根据 Chi Qinghua et al. (1998)给出的华北地区深部岩石放射性元素生热率的分析结果。

3.3 计算结果

根据笔者收集到的单口井的热流值、地壳分层数据、浅部的测井温度以及岩石的生热率和热导率等参数,计算了冀中坳陷中部的 Moho 面温度以及热 岩石圈厚度,并选取了其中的 40 口井来绘制温深曲线,从而分析热岩石圈厚度的展布。受钻井资料的限制,这些井位主要分布在研究区的中部和东部(图5)。

(1)Moho 面温度:Moho 面温度不仅与地表热 流、地温梯度、岩石热物性参数等热参数有关,还与 地壳分层厚度等有关。因此,研究区的 Moho 面温 度和热岩石圈厚度的分布趋势是相似的。计算结果 表明,研究区 Moho 温度分布在 500~600℃,西南 侧整体温度较东北部高(图 6)。其分布情况在一定 程度上受上覆地层的影响,但也与壳幔边界的热流 分布有关,幔源热流高则 Moho 面温度高。武清凹 陷和廊固凹陷东部 Moho 面深度较浅,温度较低,为 500~530℃,保定凹陷、高阳低凸起、容城凸起和牛 驼镇凸起部分地区温度较高,可达 580~600℃。

(2)热岩石圈厚度:从这 40 口井的计算结果可 以看出(图 7),位于研究区东侧的井,如 S50、S1、 S61、S35、S99、S86、M5 等,其与干玄武岩固相线的 交点较高,即热岩石圈厚度较薄;唯一的一口位于研



图 4 冀中坳陷中部回剥法计算传导型大地热流(据 Cui Yue et al., 2019 修改)

Fig. 4 Conductive terrestrial heat flow calculated by stripping method in central Jizhong depression

(modified from Cui Yue et al., 2019)

冀中坳陷中部自西向东可以分为三个构造区,地幔热流采用 Zhang Linyou (2016)文献中的数据, 根据地层厚度和其热物性特征,采用回剥法正演得到传导型大地热流

The central Jizhong depression can be divided into three structural regions from west to east, which mantel heat flow used the date from Zhang Linyou (2016). According to the thickness of the formation and its thermal physical characteristics, the conductive terrestrial heat flow is forward modelled by stripping method



图 5 冀中坳陷中部计算地温分布曲线的井位图

Fig. 5 Well map for calculating geothermal distribution curve in central Jizhong depression

究区北部的 L2 井,其与干玄武岩固相线的交点较低,即热岩石圈厚度较厚;中部地区的其他井与干玄武岩固相线的交点位置相似,难以看出差别。从平

面分布图中可以看出(图 8),热岩石圈厚度主要在 横向发生变化,介于 102~122km 之间,与地球物理 观察结果和 Gong Yuling (2003)、Qiu Nansheng et



图 6 冀中坳陷中部 Moho 面地温分布 Fig. 6 Geothermal distribution of Moho surface in central Jizhong depression



图 7 冀中坳陷中部 40 口井的地温分布曲线 Fig. 7 Geothermal distribution curve of 40 wells in central Jizhong depression

al. (2015)和 Chang Jian et al. (2016)的研究成果 相符。在廊固凹陷北部及北京凹陷,热岩石圈厚度 最厚;临近太行山的西部地区,厚度较厚;研究区东 侧,厚度最薄,中间的容城凸起和牛驼镇凸起地区, 热岩石圈厚度也较薄。

4 讨论

研究区热岩石圈厚度主要在东西向发生变化, 展现出西厚东薄的特征,与地球物理观察结果和 Qiu Nansheng et al. (2015)、Chang Jian et al. (2016)的计算结果相符,其平面展布特征与地震岩 石圈分布趋势相同。而冀中坳陷东侧的济阳坳陷热 岩石圈厚度为71~90km (He Lijuan et al., 2001; Fu Mingxi et al., 2004; Liu Shaowen et al., 2005; Wang Yang et al., 2011),其所在的渤海湾 盆地西侧的鄂尔多斯盆地热岩石圈厚度为 130~ 140km (He Lijuan et al., 2001; Fu Mingxi et al., 2004; Liu Shaowen et al., 2005; Wang Yang et al., 2004; Liu Shaowen et al., 2005; Wang Yang et al., 2011; Jiao Yaxian et al., 2013),充分表明了整个冀中 坳陷、渤海湾盆地乃至华北克拉通的热岩石圈厚度呈 现西厚东薄且自西向东逐渐减薄的特征。

研究区所在的冀中坳陷位于渤海湾盆地西部, 其西侧紧邻太行山隆起,在中一新生代经历了一系 列的构造活动。200Ma前,太平洋北部的库拉-太平 洋洋脊向亚洲东部边缘岛弧俯冲,使得东部大陆由 北西向的挤压应力场转变为北西向拉张应力场,渤 海湾盆地发育一系列大型地堑构造(Chen Moxiang et al., 1990; Wang Jiyang, 1996)。始新世到渐新 世,盆地受拉张作用的影响,岩石圈再次减薄。华北 克拉通的破坏使岩石圈拉张减薄的程度存在差异 (Qiu Nansheng et al., 2007), Duan Yonghong et al. (2016)也根据地震资料认为冀中坳陷地壳从西 向东逐渐减薄。而上文计算的研究区热岩石圈厚度 东西向的差异也为华北克拉通受太平洋板块西向俯 冲导致东部遭受破坏提供了依据。

渤海湾盆地经历了 5 个热演化阶段,且各构造 单元的热演化存在差异(Qiu Nansheng et al., 2015)。冀中坳陷的热演化史表明三叠纪到侏罗纪 为热流稳定上升阶段,开始为 43mW/m²升至 60mW/m²,受开始的太平洋板块向华北克拉通俯冲 影响(Windley et al., 2011;Kusky et al., 2014), 地幔发生对流,软流圈物质上涌,热流缓慢上升;随 后自早白垩世到晚白垩世,达到第一期热流高峰,至 87mW/m²,该时期发生强烈的构造变形运动,华北 克拉通东部遭受破坏,软流圈上涌,岩浆活动明显增 强;晚白垩世至白垩世末期,热流迅速衰退,降到 68mW/m²,盆地由挤压应力环境向古近纪的拉张应 力环境过渡;始新世到渐新世,热流再次升高达到第



图 8 冀中坳陷中部热岩石圈厚度分布 Fig. 8 Thermal lithosphere thickness distribution in Jizhong depression

二期热流高峰,为80mW/m²,盆地受拉张作用的影 响,岩石圈再次减薄,岩浆上涌喷发;新近纪以来,构 造活动逐渐消亡,深部热源贡献程度变小,古热流衰 退,降至如今的60mW/m²左右。

根据前人的研究(Hyndman et al., 1968; Lachenbruch, 1970; Chenbruch et al., 1977),澳 大利亚地盾莫霍面温度为 420℃,美国东部稳定区 为 660℃,而美国西部盆地山脉省新生代构造活动 区莫霍面温度可高达 1000℃以上。前文计算研究 区的 Moho 面温度为 500~600℃,可以发现,新近 纪之后冀中坳陷逐渐转变为构造稳定区,其热状态 也由古近纪的高峰状态衰退,古热流对现今研究区 温度场影响较小。但是由于热导率极低的巨厚的新 近系和第四系沉积层的沉积,使得研究区受一定程 度的隔热保温作用,并且由于之前的岩石圈减薄,使 得热流更容易传导到地壳浅部,这就形成了研究区 地热异常的成因背景。

5 结论

冀中坳陷中部大部分沉积岩的生热率低于 1.60μW/m³。岩石热导率为1.49~6.69W/(m・K)。 其中,碎屑岩生热率较高,白云岩较低,火成岩和变 质岩介于二者之间。白云岩热导率最高,碎屑岩较 低,变质岩和火成岩介于二者之间。

冀中坳陷中部 Moho 面温度分布在 500~ 600℃,西南侧整体温度较东北部高,属于构造稳定 区,古热流对现今的热状态影响较小。热岩石圈厚 度介于 102~122km 之间,呈西厚东薄且自西向东 逐渐减薄的特征。

热岩石圈厚度的分布特征是华北克拉通受太平 洋板块西向俯冲导致东部遭受破坏的反映。在渤海 湾盆地热岩石圈拉张减薄的背景下,较薄的热岩石 圈使得热流更易传导到地壳浅部,热导率较低的巨 厚的新近系沉积层为研究区隔热保温的作用,共同 形成了该地区地热异常的成因背景。

References

- Barrel J. 1914. The strength of the Earth's crust I: Geologic tests of the limits of strength. The Journal of Geology, 22(1): 28~48.
- Chang Jian, Qiu Nansheng, Zhao Xianzheng, Xu Wei, Xu Qiuchen, Jin Fengming, Han Chunyuan, Ma Xuefeng, Dong Xiongying. 2016. Present-day geothermal regime of the Jizhong depression in Bohai Basin, East China. Chinese Journal of Geophysics, 59 (3):1003~1016 (in Chinese with English abstract).
- Chen Moxiang, Wang Jiyang, Wang Jian, Deng Xiao, Yang Shuzhen, Xiong Liangping, Zhang Juming. 1990. The characteristic of the geothermal field and its formation mechanism in the North China down-faulted basin. Acta

Geologica Sinica, (1): 80 \sim 91 (in Chinese with English abstract).

- Chenbruch A H, Sass J H. 1977. Heat flow in the United States and the thermal regime of the crust. In: Spilhaus A F, Managing J, eds. The Earth's Crust, Its Nature and Physical Properties. Geophysical Monograph, 20:332~359.
- Chi Qinghua, Yan Mingcai. 1998. Radioactive elements of rocks in North China platform and the thermal structure and temperature distribution of the modern continental lithosphere. Geophysical and Geothermal Exploration, (1): $38 \sim 48$ (in Chinese with English abstract).
- Cui Yue, Zhu Chuanqing, Qiu Nansheng, Tang Boning, Guo Sasa. 2019. Radioactive heat production and terrestrial heat flow in the Xiong'an area, North China. Energies, 12(24):4608~4631.
- Duan Yonghong, Wang Fuyun, Zhang Xiankang, Lin Jiyan, Liu Zhi, Liu Baofeng, Yang Zhuoxin, Guo Wenbin, Wei Yunhao. 2016. Three dimensional crustal velocity structure model of the middle-eastern North China Craton (HBCrust1.0). Science China Earth Sciences, 59:1477~1488.
- Fu Mingxi, Hu Shengbiao, Wang Jiyang. 2004. Conversion of Mesozoic thermal system in eastern North China and its tectonic significance. Science in China (Series D: Earth Sciences), 6: $514 \sim 520$ (in Chinese).
- Gong Yuling. 2003. Thermal structure and thermal evolution of Bohai Bay basin in east China. Ph.D thesis of Nanjing University (in Chinese with English abstract).
- Guo Sasa, Zhu Chuanqing, Qiu Nansheng, Tang Boning, Cui Yue, Zhang Jiatang, Zhao Yuhang. 2019. Present geothermal characteristics and influencing factors in the Xiong' an New Area, North China. Energies, 12(20):3884~3406.
- He Lijuan, Hu Shengbiao, Wang Jiyang. 2001. Characteristics of lithospheric thermal structure in eastern China. Progress in Natural Science, (9):72~75 (in Chinese).
- Hyndman R D, Lambert I B, Heier K S, Jaeger J C, Ringwood A E. 1968. Heat flow and surface radioactivity measurement in the Precambrian shield of western Australia. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1:128~135.
- Jiao Yaxian, Qiu Nansheng, Li Wenzheng, Zuo Yinhui, Que Yongquan, Liu Fanglong. 2013. The Mesozoic-Cenozoic evolution of lithospheric thickness in the Ordos basin constrained by geothermal evidence. Chinese Journal of Geophysics, 9:3051~3060 (in Chinese with English abstract).
- Jiao Yaxian, Li Wenzheng, Que Yongquan, Qiu Nansheng. 2014. Review on calculation method of geothermal lithospheric thickness. Journal of Earth Sciences and Environment, 36(3): 123~129 (in Chinese with English abstract).
- Kusky T M, Windley B F, Wang L, Wang Z S, Li X Y, Zhu P M. 2014. Flat slab subduction, trench suction, and craton destruction: Comparison of the North China, Wyoming, and Brazilian cratons. Tectonophysics, 630: 208~211.
- Lanchenbruch A H. 1970. Crustal temperature and heat production: Implication of the linear heat flow relation. Journal of Geophysical Research, 75(17);3291~3300.
- Liu Shaowen, Wang Liangshu, Gong Yuling, Li Cheng, Han Yongbing. 2005. Thermal-rheological structure of the lithosphere beneath Jiyang depression: its implications for geodynamics. Science in China (Series D: Earth Sciences), 48: 1569~1584.
- Qiu Nansheng, Su Xiangguang, Li Zhaoying, Zhang Jie, Liu Zhongquan, Li Zheng, Zhang Linye. 2007. The Cenozoic tectono-thermal evolution of depressions along both sides of mid-segment of Tancheng-Lujaing fault zone, East China. Chinese Journal of Geophysics, 5:1497~1507 (in Chinese with English abstract).
- Qiu Nansheng, Zuo Yinhui, Chang Jian, Xu Wei, Zhu Chuanqing. 2015. Characteristics of Meso-Cenozoic thermal regimes in typical eastern and western sedimentary basins of China. Earth Science Frontiers, $22(1):157 \sim 168$ (in Chinese with English abstract).

Rudnick R L, McDonough W F, O'Connell R J. 1998. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. Chemical Geology, 145:395~411.

- Wang Jiyang. 1996. Geothermics in China. Beijing: Seismological Press.
- Wang Yang, Cheng Suhua. 2011. Thermal state and rheological strength of the lithosphere beneath the eastern China. Geotectonica Et Metallogenia, 35(1):12~23 (in Chinese with English abstract).
- White R S. 1988. The Earth's crust and lithosphere. Journal of Petrology, (Special):1~10.
- Windley B F, Maruyama S, Xiao W J. 2011. Delamination/thinning of sub-continental lithospheric mantle under Eastern China: The role of water and multiple subduction. American Journal of Science, 310(10):1250~1293.
- Zhang Linyou, Liu Qiongying, He Li Juan. 2016. The different lithospheric thermal structure of North China craton and its implications. Chinese Journal of Geophysics, 59(10):3618~ 3626(in Chinese with English abstract).
- Zhou Ruiliang. 1987. The activity of deep underground water in the northern part of the North China Plain and its effect on the geothermal field. Bulletin of the 562 Comprehensive Geological Brigade Chinese Academy of Geological Sciences, 6:17~35 (in Chinese with English abstract).
- Zuo Yinhui, Qiu Nansheng, Chang Jian, Hao Qingqing, Li Zongxing, Li Jiawei, Li Wenzheng, Xie Caihong. 2013. Mesocenozoic lithospheric thermal structure in the Bohai Bay basin. Acta Geologica Sinica, 87 (2): 145 ~ 153 (in Chinese with English abstract).

参考文献

常健,邱楠生,赵贤正,许威,徐秋晨,金凤鸣,韩春元,马学峰,董雄 英,梁小娟.2016. 渤海湾盆地冀中坳陷现今地热特征. 地球物 理学报,59(3):1003~1016.

- 陈墨香,汪集暘,汪缉安,邓孝,杨淑贞,熊亮萍,张菊明.1990.华北 断陷盆地热场特征及其形成机制.地质学报,64(1):80~91.
- 迟清华, 鄢明才. 1998. 华北地台岩石放射性元素与现代大陆岩石圈 热结构和温度分布. 地球物理学报, 1:38~48.
- 付明希,胡圣标,汪集旸.2004.华北东部中生代热体制转换及其构造意义.中国科学(D辑:地球科学),6:514~520.
- 龚育龄.2003.中国东部渤海湾盆地热结构和热演化.南京大学博士 学位论文.
- 何丽娟,胡圣标,汪集旸.2001.中国东部大陆地区岩石圈热结构特征.自然科学进展,(9):72~75.
- 焦亚先,邱楠生,李文正,左银辉,阙永泉,刘芳龙.2013.鄂尔多斯盆 地中-新生代岩石圈厚度演化——来自地热学的证据.地球物理 学报,9:3051~3060.
- 焦亚先,李文正,阙永泉,邱楠生.2014.地热学岩石圈厚度计算方法 综述.地球科学与环境学报,36(03):123~129.
- 刘绍文,王良书,龚育龄,李成,李华,韩用兵.2005.济阳坳陷岩石圈 热-流变学结构及其地球动力学意义.中国科学(D辑:地球科 学),3:203~214.
- 邱楠生,苏向光,李兆影,张杰,柳忠泉,李政,张林晔.2007. 郯庐断 裂中段两侧坳陷的新生代构造-热演化特征.地球物理学报,5: 1497~1507.
- 邱楠生, 左银辉, 常健, 许威, 朱传庆. 2015. 中国东西部典型盆地 中一新生代热体制对比. 地学前缘, 22(1):157~168.
- 汪洋,程素华.2011.中国东部岩石圈热状态与流变学强度特征.大 地构造与成矿学,35(1):12~23.
- 张林友,刘琼颖,何丽娟.2016.华北克拉通热结构差异性特征及 其意义.地球物理学报.59(10):3618~3626.
- 周瑞良.1987.华北平原北部深层地下水活动及其对地温场的影响. 中国地质科学院 562 综合大队集刊,6:17~35.
- 左银辉,邱楠生,常健,郝情情,李宗星,李佳蔚,李文正,谢彩虹. 2013. 渤海湾盆地中、新生代岩石圈热结构研究. 地质学报,87 (2):145~153.

Geothermal lithospheric thickness in the central Jizhong depression and its geothermal significance

CUI Yue^{1,2)}, ZHU Chuanqing^{*1,2)}, QIU Nansheng^{1,2)}, TANG Boning^{1,2)}, GUO Sasa^{1,2)}

1) State Key Laboratory of Petroleum Resources and Prospecting, China University of Petroleum, Beijing, 102249;

2) Collage of Geosciences, China University of Petroleum, Beijing, 102249

* Corresponding author: zhucq@cup.edu.cn

Abstract

The thermal lithospheric thickness is an important parameter for studying the structural evolution and plate dynamics of the basin. In this paper, the crustal layering model is constructed from the measured data. Based on the basic principles of heat conduction, the temperature of the Moho surface and the thermal lithospheric thickness in the central Jizhong depression are calculated, and its geothermal significance is discussed. The results show that the temperature of the Moho surface in the central Jizhong depression is $500 \sim 600^{\circ}$ C, and the overall temperature in the southwest is higher than that in the northeast. The thermal lithospheric thickness is $102 \sim 122$ km, and its distribution characteristics are similar to that of the North China Craton, which is thick in the west and thin in the east. This distribution provides a basis for the destruction of the eastern part of the North China Craton caused by the westward subduction of the Pacific Plate. The thin lithosphere conducts the heat flow more easily to the shallow crust, which has become the region of the high-temperature thermal anomaly in this area.

Key words: Central Jizhong depression; geothermal lithospheric thickness; temperature of Moho surface; significance of geothermal gradient