论文

联合多种资料确定华北岩石圈三维热-流变结构: 对裂陷形成的意义

王恺^{1,2}, 熊熊^{2*}, 周宇明³, 冯雅杉²

1. 大地测量与地球动力学国家重点实验室, 中国科学院测量与地球物理研究所, 武汉 430077;

2. 中国地质大学(武汉)地球物理与空间信息学院, 武汉 430074;

3. Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, MO 63108, USA

* 通讯作者, E-mail: xiongxiang@cug.edu.cn

收稿日期: 2019-06-26; 收修改稿日期: 2019-11-12; 接受日期: 2019-12-18; 网络版发表日期: 2020-04-07

国家自然科学基金项目(批准号: 41731072、41574095)和国家重点研发专项项目(编号: 2017YFC1500305)资助

摘要 中生代以来, 华北克拉通岩石圈发生了显著破坏和变形, 变形的一个显著特征是广泛存在的拉张构造和华北东部的岩石圈减薄, 而岩石圈的热-流变结构是控制这些动力过程的主要因素之一. 文章基于地球物理学-岩石物理学方法, 综合利用多种资料构建华北地区现今岩石圈三维热-流变结构模型, 进而探讨其与拉张构造和裂陷形成的关系. 结果表明, 西部岩石圈较厚、莫霍面温度低($T_{\text{Moho}} < 600^{\circ}\text{C}$), 岩石圈强度和幔-壳强度比($S_{\text{m}}/S_{\text{c}} > 1$)均较高. 西部窄裂陷的变形方式符合这种地幔强度为主导的局部集中变形. 华北东部岩石圈表现为大范围减薄(岩石圈厚度 80~110 km), 但其强度并未整体降低, 在局部地区(如渤海湾盆地和河淮盆地)表现出较高的强度($10 \times 10^{12} \text{ Pa m}$). 东部的大部分地区岩石圈表现为较高 T_{Moho} (600~750 $^{\circ}\text{C}$) 和低 $S_{\text{m}}/S_{\text{c}}$ (< 1), 这与东部现今岩石圈大范围的分布式拉张构造不符. 结合古地热及岩石学等研究结果, 构建华北克拉通演化历史上的岩石圈热-流变结构, 推断东部裂陷形成初期曾具有显著薄弱的岩石圈, 其变形方式为以地壳强度为主导的区域性弥散拉张变形, 并进而演化形成广泛的宽裂陷. 但后期岩石圈冷却增生使强度明显增加, 导致现今岩石圈的热-流变状态与经历的拉张构造演化过程的不一致.

关键词 华北克拉通, 热结构, 流变结构, 岩石圈变形, 裂陷

1 引言

华北克拉通地处欧亚大陆东部, 形成于 18~15 亿年前(Zhao 等, 2001), 是全球最古老的克拉通之一(Liu 等, 1992)(图 1). 中生代以来, 华北克拉通岩石圈发生了显著的减薄和破坏, 并伴随着岩石圈性质的转变和强烈

的变形(Menzies 等, 1993; Griffin 等, 1998; Xu, 2001; Gao 等, 2002; Wu 等, 2005), 而变形最显著的特征之一是广泛分布的拉张构造, 如东部一系列的拉张盆地和西部的银川-河套和渭河-山西裂陷. 很多学者提出了各种动力学模型来阐释华北克拉通破坏和岩石圈变形的机制(Molnar 和 Tapponnier, 1977; Ye 等, 1987; Yin 和

中文引用格式: 王恺, 熊熊, 周宇明, 冯雅杉. 2020. 联合多种资料确定华北岩石圈三维热-流变结构: 对裂陷形成的意义. 中国科学: 地球科学, 50: 946–961, doi: 10.1360/SSTe-2019-0139

英文引用格式: Wang K, Xiong X, Zhou Y, Feng Y. 2020. Three-dimensional thermo-rheological structure of the lithosphere in the North China Craton determined by integrating multiple observations: Implications for the formation of rifts. Science China Earth Sciences, 63: 969–984, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9566-1>

图1 华北地区地形与地质构造图

蓝色、红色粗线分别表示西部裂陷系(银川-河套裂陷系和渭河-山西裂陷系)和东部裂陷系(渤海湾盆地裂陷系和河淮盆地裂陷系)(影区位置和范围参考Ye等(1987)). 彩色圆点表示地表大地热流测点位置和观测值(汪集阳和黄少鹏, 1988, 1990; 胡圣标等, 2001; Jiang等, 2019). 灰色实线($r1 \sim r1'$ 至 $r7 \sim r7'$)表示裂陷区地形采样剖面的位置. 红色虚线表示主要构造边界线, 深灰色粗虚线表示南北重力梯度带. 图中英文分别表示: Ordos, 鄂尔多斯; Alxa, 阿拉善; Tibet, 青藏; BBB, 渤海湾盆地; HHB, 河淮盆地; YC-HT Rift, 银川-河套裂陷; WH-SX Rift, 渭河-山西裂陷; LXU, 鲁西隆起; YanM, 燕山; YinM, 阴山; THM, 太行山; XQL, 小秦岭; T-L Fault Zone, 郯庐断裂带; Q-D Orogenic Belt, 秦岭-大别造山带

Harrison, 2000; Liu等, 2004), 但迄今为止, 仍存在很多的争议和模糊之处(吴福元等, 2008).

从物理上看, 岩石圈的变形可视为岩石圈介质对各种动力作用的力学响应, 它取决于两个主要因素——主要驱动力及作用方式, 以及岩石圈自身强度性质, 尤其是弹性参数和流变结构. 从长期演化的角度, 岩石圈流变结构即是控制岩石圈介质变形的主要力学属性(Kusznir和Park, 1982). 因此, 对华北克拉通岩石圈流变结构的认识是理解华北岩石圈变形与演化机制的基础.

对岩石圈流变结构的认识主要来自两方面的研究. 一是基于重力与地形数据的相关分析, 获得岩石圈的整体强度(通常表示为岩石圈有效弹性厚度 T_e)(郑勇等, 2012; Chen等, 2013). 其物理依据是, 岩石圈在重力载荷作用下发生变形, 变形产生重力效应, 而岩石圈强度不同, 变形幅度及重力效应也不同. 因此, 通过分析载荷(以地形表征)和其响应(重力异常)的关系, 即可获

得岩石圈的强度信息. 该方法得到的岩石圈强度反映的是块体大尺度特征, 难以用于对构造细节的讨论. 并且, 没有深度方向的信息, 无法解译深部的动力学过程和行为.

对流变结构随深度变化的认识主要来自另一类方法——地热学方法, 即以地表大地热流值为边界条件, 求解稳态热传导方程, 获得沿深度分布的岩石圈温度结构, 再结合岩石流变参数, 确定随深度变化的岩石圈强度分布. 采用这一方法, 一些学者研究了中国大陆主要构造块体(Wang, 2001)和华北地区的岩石圈热(臧绍先等, 2002)及流变结构(Zang等, 2005; Deng和Tesauro, 2016). 但是, 地表大地热流值需经如地下水等诸多因素的校正(Jiménez-Munt等, 2008), 不确定程度较高. 并且, 地球内部热参数的取值缺乏约束, 这使得由单一地热资料所确定的岩石圈热结构比较粗糙(不确定度通常达~20%)(Powell等, 1988). 在横向上, 该方法结果的分辨率依赖于地表热流测点的密度和空间

分布. 而无论是华北地区还是整个中国大陆地区, 热流测点均很稀少, 并且地理覆盖极不均匀(图1). 这些因素制约了地热学方法确定岩石圈热结构的精确度和空间分辨率.

地球内部各参量间存在内在的物理联系. 比如, 岩石介质温度升高使其密度和地震波传播速度降低(Christensen和Mooney, 1995), 并导致观测重力减小. 因此, 采用多种观测资料作为约束, 可有效改善单一依赖地热资料所导致的结果不确定度较大的缺陷. 因此, 一些学者寻求利用其他地球物理信息约束岩石圈的热结构(Zeyen和Fernández, 1994; Afonso等, 2008; Fulla等, 2009). 近年来, 多学科观测资料的日益丰富和计算能力的显著提升, 有力地促进了综合多种观测资料联合确定岩石圈热-流变结构的尝试(Afonso等, 2008; Fulla等, 2009, 2014; Deng和Tesauro, 2016; Guo等, 2016), 形成了地球物理学和地球内部结构研究的一个前沿热点领域.

本文综合利用多种观测资料(如地表热流、地表高程、大地水准面高、重力异常以及地震层析成像模型), 研究华北克拉通现今岩石圈三维热-流变结构, 并在此基础上, 结合岩石学等学科研究成果, 分析华北克拉通岩石圈热-流变结构与裂隙构造的关系.

2 模型和方法

2.1 岩石圈热结构

岩石圈的导热机制为稳态热传导, 其热(温度)结构为稳态的热传导方程(1)所控制(Fulla等, 2009):

$$\nabla(k(\mathbf{x}) \nabla T(\mathbf{x})) = -A(\mathbf{x}), \quad \mathbf{x}: (x, y, z), \quad (1)$$

式中, k 、 T 、 A 分别为空间位置 (x, y, z) 处的热导率($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)、温度(K)和生热率($\mu\text{W m}^{-3}$). 如果给定地表温度、大地热流值、岩石圈底面温度等边界条件和热导率、生热率等热参数, 我们即可通过求解方程(1)得到岩石圈内部的(拟)稳态温度分布.

岩石圈地壳部分的密度(ρ_c)与温压条件存在如下关系(Fulla等, 2009):

$$\rho_c(\mathbf{x}) = \rho_0 + \rho_0 \alpha (T_0 - T(\mathbf{x})) + \rho_0 \beta (P(\mathbf{x}) - P_0), \quad (2)$$

式中, ρ_0 是温压条件为 T_0 (K)和 P_0 (Pa)时的参考密度(kg m^{-3}), α 为热膨胀系数(K^{-1}), β 为压缩系数(Pa^{-1}). 由于温度对地壳介质密度影响不显著, 其密度差异主要

体现在内部层间密度差值的变化. 而地壳各层平均密度可由地震波速度结构进行转换(Brocher, 2005), 本文使用的地壳内部各层的平均密度值列于表1.

温度对岩石圈地幔介质密度的影响由下式给出(Lachenbruch和Morgan, 1990):

$$\rho_m(\mathbf{x}) = \rho_a (1 + \alpha (T_a - T_m(\mathbf{x}))), \quad (3)$$

式中, $\alpha(\text{K}^{-1})$ 为热膨胀系数, $\rho_a(\text{kg m}^{-3})$ 为软流圈部分密度, T_a 为软流圈介质的温度(K), $T_m(\text{K})$ 为岩石圈地幔部分的温度. 对于岩石圈地幔岩石组分上存在明显变化的地区, 还需考虑组分对密度的影响(Afonso等, 2008; Griffin等, 2009). 根据固有的矿物组合(CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂, CFMAS), 并结合Gibbs自由能最小化方法, 可计算不同矿物组分在特定温压条件下岩石圈地幔部分的密度值(Connolly, 2005; Afonso等, 2008).

基于岩石圈介质的密度分布, 根据重力与均衡原理可计算大地水准面高(m), 布格重力异常(mGal)以及地表高程(m). 通过上述温度与密度的数值关系, 即可引入重力、大地水准面以及地形等资料, 共同约束、精化岩石圈的热结构.

2.2 岩石圈强度和流变结构

岩石圈强度是表征岩石圈流变结构的重要力学参数, 通常表现为两种类型, 一种是以脆性破裂为主的脆性强度(σ_b), 由脆性破裂准则(Byerlee's law)给出(Ranalli, 1991):

$$\sigma_b = \alpha \rho g z (1 - \lambda), \quad (4)$$

式中, ρ 为平均密度值(kg m^{-3}), g 为重力加速度(m s^{-2}), z 是深度(m), α 是与断层类型相关的参数, λ 是空隙流体因子, 分别取值为0.75和0.37(Wang, 2001). 显然, σ_b 表现为随深度增加而线性增强. 另一种是以黏滞变形为主的韧性强度(σ_d), 根据Power-creep准则(Kirby, 1983), 有

$$\sigma_d = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{\dot{\epsilon}_0} \right)^{\frac{1}{n}} \exp \left(\frac{Q}{nRT} \right), \quad (5)$$

式中, $\dot{\epsilon}$ 为应变率(s^{-1}), T 为温度(K), Q 、 n 和 R 分别为活化能、幂指数及普适气体常数(表1). 因此, σ_d 随温度的增加呈指数衰减.

一旦确定了岩石圈的内部温度场, 即可根据给定的岩石流变参数计算岩石圈的流变强度, 该强度取各

表 1 用于岩石圈温度与强度计算的相关参数^{a)}

参数	密度 ρ (kg m^{-3})	热导率 k ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)	生热率 A ($\mu\text{W m}^{-3}$)	应力常数 ε_0 ($\text{MPa}^{-n} \text{S}^{-1}$)	幂指数 n	活化能 Q (kJ mol^{-1})
沉积层	2210~2620	2.5	1.08~1.29	3.2×10^{-4}	2.3	154
上地壳 (干石英岩)	2750	2.5	1.29~1.98	3.2×10^{-4}	2.3	154
下地壳 (湿闪长岩)	2830~3050	2.1	0.4	0.8×10^{-4}	3.1	243
岩石圈地幔 (干橄榄岩)	*	K_0	0.01	2.5×10^{-4}	3.5	532
参考文献	Laske等(2013)	Fullea等(2009); Wang(2001)	Wang(2001)	Afonso和Ranalli(2004) 及文中所引文献	Afonso和Ranalli(2004) 及文中所引文献	Afonso和Ranalli(2004) 及文中所引文献

a) *表示岩石圈地幔部分的密度基于岩石物理方法计算给出不同温压条件下的密度值; K_0 取值为 $5.4 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$, 表示常温常压下的热导系数

深度上脆性与韧性强度的最小值, $\sigma_z = \min\{\sigma_b, \sigma_d\}$ (Ranalli, 1991).

沿深度方向、取不同深度区段积分即可获得岩石圈整体强度(S_L)和地壳及岩石圈地幔圈层的强度(S_c 和 S_m):

$$\begin{aligned}
 S_L &= \int_0^{h_1} \sigma_z(z) dz, \\
 S_m &= \int_{h_c}^{h_1} \sigma_z(z) dz, \\
 S_c &= \int_0^{h_c} \sigma_z(z) dz,
 \end{aligned} \quad (6)$$

式中, $h_c(\text{m})$ 为地壳底面深度, $h_1(\text{m})$ 为岩石圈底面深度.

2.3 模型与数据

本文研究范围为 $31^\circ \sim 43^\circ \text{N}$, $99^\circ \sim 125^\circ \text{E}$, 模型在横向和纵向上分别构建 $33 \times 53 \times 200$ 个网格点, 网格间距约为 $50 \text{ km} \times 50 \text{ km} \times 2 \text{ km}$. 沿深度将模型划分为沉积层、上地壳、下地壳、岩石圈地幔以及软流圈等圈层. 沉积层分为三层, 结构参数取自SEDIMENT1.0模型(Laske等, 2013). 上、下地壳厚度参考接收函数与层析成像的结果(Sun等, 2004; Li等, 2014; 葛粲等, 2011). 地幔捕掳体(Zheng等, 2007)与岩石圈热化学结构反演(Guo等, 2016)结果显示, 华北东、西部岩石圈地幔结构存在显著差异, 东部岩石圈经历了广泛的改造和破坏, 表现出近新生代的岩石属性(Wu等, 2005; 朱日祥等, 2011), 而西部仍保留太古代岩石属性. 因此, 本文在构建模型时考虑了东、西部岩石组分变化对地幔岩

石密度计算的影响, 并参考了全球不同地幔岩石组分的平均含量(Afonso等, 2008; Griffin等, 2009), 分别选取了接近华北东-西部地幔捕掳体(Zheng等, 2007)及主量元素含量(Guo等, 2016)的固有矿物组合, 计算不同温压条件下的岩石圈地幔部分的密度值. 岩石圈模型各层热参数(Wang, 2001; Fullea等, 2009)和流变参数(Afonso和Ranalli, 2004)的选取参考前人研究结果(表1), 并选取岩石圈-软流圈分界面(LAB)的初始深度为 135 km (接近华北地区的岩石圈的平均厚度). 岩石圈顶面温度设为 15°C . 通过一维模型估算, 并参考相关研究结果(Wang和Cheng, 2012; Jiang等, 2019), 岩石圈底面温度取为 1350°C .

大地水准面数据取自EGM08全球模型(Lemoine等, 1998), 并滤除了球谐函数低阶部分($n \leq 9$)信号以消除深部地幔密度异常的影响(Bowin, 2000). 布格重力异常根据 $1' \times 1'$ 的全球自由空气重力异常数据与地形数据(Sandwell和Smith, 1997)经布格校正计算得到. 由于地表大地热流实测资料相对少(汪集旸和黄少鹏, 1988, 1990; 胡圣标等, 2001; 姜光政等, 2016), 且测点分布不均匀, 本文采用Wang(2001)、Wang和Cheng(2012)基于中国大陆大地热流资料, 经改正和插值后得到的 $1^\circ \times 1^\circ$ 平均地表热流值.

3 计算结果

3.1 计算值与观测值拟合

由图2可见, 模型计算值与观测值吻合较好, 大地

图 2 模型计算值与观测值
(a) 观测值; (b) 计算值; (c) 残差; (d) 频度. 误差柱状分布图中的灰色虚线分别为 $\pm 1\sigma$ 和 $\pm 2\sigma$ 的位置, 其中 σ 为标准误差. SD为标准差的数值, MV为误差的平均值

水准面高、布格重力异常及高程的残差主要分布在零值附近($\pm 3\text{m}$ 、 $\pm 20\text{mGal}$ 、 $\pm 0.25\text{km}$), 且在1个标准偏差(1σ)范围内. 相对较大的残差出现在地形变化剧烈的区域, 如太行山、秦岭-大别造山带、祁连造山带等, 残差主要源自地壳浅表小尺度结构产生的高频变化, 但这不是本文关注的重点. 大地热流的符合程度略差(约 2σ), 在东部海域以及鄂尔多斯盆地内部残差较大(约 $\pm 5\text{mW m}^{-2}$). 由于热流观测值取自热流资料的区域插值结果(Wang, 2001; Wang和Cheng, 2012), 因此, 在热流实测点空区与计算结果存在一定的差异.

3.2 华北地区热岩石圈厚度

通常将岩石圈地幔内温度等于干玄武岩固相线温度所对应的深度 z 设为岩石圈底面的埋藏深度, 即LAB, 由此求得的岩石圈厚度称为热岩石圈厚度(White, 1988).

华北地区岩石圈厚度整体上表现为西部厚(>200km)、东部偏薄(80~110km)的特点(图3). 单纯依赖热流资料(Wang和Cheng, 2012; 臧绍先等, 2002; Zang等, 2005)确定的岩石圈厚度在整体上也呈现“东薄西厚”的特点, 但幅值变化显著, 且局部变化剧烈, 如燕山东部岩石圈厚度超过200km, 而在其紧邻的渤海湾地区迅速降至70km(臧绍先等, 2002). 从热流数据看, 东燕山与渤海湾交界区域的地表热流值在小的空间尺度内变化剧烈(从燕山东部的 30mW m^{-2} 到渤海湾地区的 70mW m^{-2})(图1), 直接用该数据计算会导致岩石圈厚度的急剧变化. 接收函数结果(Chen等, 2008, 2009)显示该区岩石圈厚度的范围为80~100km, 并且, 未显示小尺度空间内的剧烈变化. 本文得到的岩石圈厚度在燕山东部及渤海湾地区约为80~100km, 未见大于200km的岩石圈厚度, 并且变化较为平缓. 这是因为我们的方法要求同时满足多种观测资料, 在热流数据缺乏地区, 可由其他观测资料提供辅助信息. 而在有热流数据地区, 可有效减小因热流数据不确定度大所带来的影响, 克服单纯依赖地热资料的局限性(Afonso等, 2008; Fullea等, 2009, 2014). 总体上, 本文岩石圈厚度与地震层析成像(Huang等, 2009; Lei, 2012; Bao等, 2013)和接收函数方法(Chen等, 2006, 2008, 2009)得到的结果是一致的.

华北东部岩石圈表现为大范围减薄, 大部分地区

LAB埋深在80~110km. 裂陷系(如河淮盆地和渤海湾盆地西部)岩石圈相对较厚(120~140km). 反映岩石圈深部结构变化的大地水准面高在这些区域显示出较低的值(图2), 而主要反映地壳结构变化的布格重力异常却变化不大, 地震接收函数与层析成像结果未显示明显的地壳厚度变化(Sun等, 2004; Li等, 2014; 葛黎等, 2011), 由此推断这些地区可能具有相对厚的岩石圈地幔. P波成像(Tian等, 2009)、S波接收函数(Chen等, 2008, 2009)、面波层析成像(Bao等, 2013)结果均显示该区深部具有相对高的波速异常体, 也表明可能存在相对厚的岩石圈地幔(Lei, 2012; Tian等, 2009; Zhao等, 2009). 不过, 与西部巨厚岩石圈相比, 华北东部岩石圈整体上仍表现为岩石圈减薄.

华北西部, 鄂尔多斯块体核部岩石圈最厚(>200km), 以其为中心向周缘逐渐减薄(~120km), 而裂陷系位于鄂尔多斯块体周缘的岩石圈减薄区域. S波接收函数(Chen等, 2008, 2009)、高分辨率面波成像(Huang等, 2009), 以及P波成像(Li等, 2006; Tian等, 2009)结果均显示出类似的结构变化特征, 所不同的是鄂尔多斯下方LAB埋深存在两个取值. Chen等(2009)根据接收函数结果, 发现在200km和160km两个深度上均有较明显的界面信号. 而对接收函数的频谱分析显示, 200km深度上的界面信号更为连续, 因此认为LAB埋深~200km(Chen等, 2009), 这个估值与本文结果是一致的. 与此不同, 地震层析成像(Huang等, 2009)给出的结果较小, 约160km. 我们认为, 地震层析成像所反映的160km深度附近的界面可能代表新老岩石圈地幔分界的中间层的变化(Sun和Kennett, 2017), 因此, 本文倾向于200km的估值.

华北东-西部之间的南北重力梯度带通常被认为是东部岩石圈减薄作用的西部边界. 但是, S波接收函数剖面成像(Chen等, 2008, 2009)和地震层析成像结果(Bao等, 2013)表明, 华北克拉通岩石圈减薄不仅发生在东部地区, 中-西部地区岩石圈也存在局部的减薄. 本文结果显示中部块体LAB的埋深自北向南并不均匀, 南北两端相对较浅(90~110km), 中段则较深(120~140km), 暗示岩石圈的减薄可能并非严格以南北重力梯度带为界, 而是沿中部块体的南北两端向西部鄂尔多斯周缘延伸, 北端的减薄甚至发展至鄂尔多斯块体的北部.

图3 华北地区岩石圈-软流圈边界(LAB)深度分布图

红色虚线表示主要构造边界, 其他注释见图1

3.3 华北地区岩石圈流变强度

华北岩石圈流变强度的变化与其厚度分布存在一定的相关性, 相对厚的岩石圈强度较高, 如西部地区, 尤其是鄂尔多斯块体核部表现出明显的高强度($S_L > 20 \times 10^{12} \text{ Pa m}$), 而岩石圈显著减薄的地区, 强度明显降低, 如阴山-燕山山脉、鲁西隆起及郯庐断裂带中段, 均表现出低强度岩石圈特点($S_L \approx 3 \times 10^{12} \text{ Pa m}$) (图4)。鄂尔多斯块体周缘是裂隙集中分布区域, 其岩石圈强度($S_L \approx 5 \times 10^{12} \text{ Pa m}$)明显低于块体内部。鄂尔多斯块体南-北部岩石圈强度呈现较大差异, 中部和南部表现出高强度特征, 而北部强度相对较低。高分辨地震层析成像(Sun和Kennett, 2016a, 2016b)、瑞利面波成像(Bao等, 2011)和接收函数(Chen等, 2009)等结果也显示鄂尔多斯南、北岩石圈速度结构的显著差异: 鄂尔多斯南部存在巨厚的岩石圈, 岩石圈地幔表现为高速异常, 而北部则为低速结构, 岩石圈厚度相对减薄, 暗示南强北弱的岩石圈强度变化。这些结果表明克拉通破坏并不局限于东部, 而是延展至中部, 甚至西部的鄂尔多斯块体的北部。

华北东部岩石圈强度并未表现出整体性的减弱, 强度分布很不均匀。东部岩石圈相对厚的区域, 如河淮

盆地以及渤海湾盆地西侧陆内的部分, 表现出较高的强度($S_L \approx 10 \times 10^{12} \text{ Pa m}$)。与东部其他地区相比, 河淮盆地地壳厚度变化不大, 但岩石圈厚度增加使莫霍面温度(T_{Moho})降低($\sim 550^\circ \text{C}$), 显著增强下地壳和岩石圈地幔顶部强度, 并使岩石圈整体强度增加。渤海湾盆地海域岩石圈强度也较高($S_L = 10 \times 10^{12} \sim 15 \times 10^{12} \text{ Pa m}$), 但与河淮盆地不同, 其原因是地壳厚度比较薄(25~30 km), 导致 T_{Moho} 降低, 进而使岩石圈地幔顶部的强度显著升高, 并使岩石圈整体强度升高。这与基于重力-地形相关性分析得到的华北岩石圈有效弹性厚度的结果(郑勇等, 2012; Chen等, 2013)是一致的。

值得注意的是, 鄂尔多斯地壳强度($S_c \approx 1.5 \times 10^{12} \text{ Pa m}$)较低, 甚至要低于华北东部, 但岩石圈地幔强度很高($S_m = 10 \times 10^{12} \sim 25 \times 10^{12} \text{ Pa m}$), 导致其岩石圈整体强度高, 并表现为弱壳-强幔的特征。与之相反, 东部鲁西隆起及燕山东部地区, 尽管地壳强度较高($S_c \approx 3 \times 10^{12} \text{ Pa m}$), 但其岩石圈地幔强度明显偏低, 导致岩石圈整体强度降低, 并表现出强壳-弱幔的特征。而河淮盆地和渤海湾盆地内部均表现为强壳-强幔的特征($S_c \approx 3 \times 10^{12} \text{ Pa m}$, $S_m > 10 \times 10^{12} \text{ Pa m}$), 中部造山带如太行山、阴山-燕山山脉以及小秦岭则表现为弱壳-弱幔的特征($S_c \approx 1 \times 10^{12} \text{ Pa m}$, $S_m = 0 \sim 3 \times 10^{12} \text{ Pa m}$)。

图 4 华北地区岩石圈流变强度分布图

(a) 岩石圈整体强度分布; (b) 地壳强度; (c) 岩石圈地幔强度, 相关注释见图1

3.4 华北地区莫霍面温度与岩石圈幔-壳强度比

T_{Moho} 和岩石圈幔-壳强度比(S_m/S_c)是影响岩石圈浅部变形、构造, 如裂隙样式、活动断层分布等的重要参数(Buck, 1991; Gueydan等, 2008). 图5显示, 西部裂陷系对应低 T_{Moho} ($<600^\circ\text{C}$)和高 $S_m/S_c(>1)$ 的岩石圈, 岩石圈强度为地幔强度主导型, 在拉张作用下易发生局部的集中变形, 如银川-河套裂陷(图5, W2)和渭河-山西裂陷(图5, W3). 当 T_{Moho} 进一步降低时, 岩石圈地幔顶部脆性层厚度进一步增大, 地幔部分对岩石圈变形的主导作用更为显著, 表现出极为稳定的岩石圈结构特征($S_m/S_c \gg 1$), 如鄂尔多斯块体内部(图5, W1).

华北中-东部大部分地区岩石圈表现为较高 T_{Moho} ($600\sim 750^\circ\text{C}$)和低 $S_m/S_c(<1)$, 岩石圈缺失高强度地幔, 转变为地壳强度主导型, 并表现出区域性分布式变形, 如郯庐断裂带(图5, E3), 阴山-燕山地区(图5, E4). 但东部裂陷系却显示为低 T_{Moho} ($550\sim 600^\circ\text{C}$)和较高 $S_m/S_c(>1)$, 如渤海湾盆地裂陷系(图5, E2)和河淮盆地裂陷系(图5, E1).

3.5 结果的参数敏感性实验

文中所取的模型参数均存在一定的不确定度, 其对环境的影响需要进行敏感性实验. 检验的参数包括热导率(k)与生热率(A)等热参数、活化能(Q)、应变率($\dot{\epsilon}_0$)和幂指数(n)等与流变相关的参数(表1和式(1)、(5)). 我们取 k 和 A 在 $\pm 5\%$ 范围内(覆盖绝大多数研究的取值范围)变化, T_{Moho} 约变化2.7%和3%, 导致岩石圈强度的变化约17%和20%. 根据Bürgmann和Dresen (2008), 流变参数 Q 、 n 和 $\dot{\epsilon}_0$ 的不确定范围分别取 $\pm 15 \text{ kJ mol}^{-1}$ 、 ± 0.1 和 $\pm 50\%$ 的变化, 其所导致的岩石圈强度最大变化约为33%、7%和6%. 结果表明, 热参数和流变参数取值的不确定度会导致热结构和流变结果一定程度的变化, 但对强度的空间形态和 T_{Moho} 、 S_m/S_c 不产生显著影响, 换言之, 在这些参数可能的取值范围内, 本文的结果是稳健的.

我们取岩石圈底面温度为 1300°C , 检验其对强度结果的影响. 结果表明, 研究区岩石圈强度由此增加约5~15%, 幔-壳强度比增加2~10%. 但岩石圈强度的

图5 华北地区 T_{Moho} (a)和 S_m/S_c (b)分布图

图下方为W1~W3和E1~E4点所在位置岩石圈强度和温度沿深度分布的剖面, 红线表示温度, 蓝线为强度包络线

空间形态和 S_m/S_c 未显示明显变化, 从后面的分析来看, 也不影响本文的结论.

4 地球动力学讨论

4.1 华北地区现今岩石圈热-流变结构与裂陷的关系

华北地区地表构造和岩石圈变形的一个显著特征是大范围的裂陷分布, 并且, 东、西部裂陷具有显著的差异(Ye等, 1987). 西部裂陷主要局限在环鄂尔多斯的渭河-山西裂陷系及银川-河套裂陷系, 由狭长的山间地堑构成, 表现为60~140km宽度的窄裂陷(Narrow Rift)(图6). 而东部则是一系列分布式的拉张盆地, 如华北盆地裂陷系及河淮盆地裂陷系, 构成了广泛的宽裂陷系(Wide Rift), 最大宽约450km.

裂陷是岩石圈变形的一种形式, 如前所述, 岩石圈

变形可视为岩石圈介质对各种动力作用的力学响应, 它取决于动力作用和岩石圈的流变结构及性质(Kusznir和Park, 1982). 一些学者定性地探讨了华北岩石圈强度、流变结构与岩石圈变形的关系, 如Zang等(2005)认为鄂尔多斯周缘裂陷的形成可能与岩石圈强度由强转弱的变化有关. Chen等(2009)推测, 岩石圈减薄区域可能是古地质构造活动所形成的薄弱带, 薄弱带的存在为裂陷开裂提供了有利条件(Bao等, 2013). 基于本文结果, 我们试图用岩石圈热-流变结构的定量证据来理解华北裂陷构造的形成机理.

数值模拟研究(Buck, 1991; Gueydan等, 2008)表明, 岩石圈的流变结构对岩石圈变形方式起着重要的控制作用. 低 $T_{\text{Moho}}(<600^{\circ}\text{C})$ 会导致 S_m 和 S_m/S_c 增加, 形成高强度脆性地幔, 岩石圈变形方式为地幔主导型($S_m/S_c>1$)(图7, 第II象限). 在拉张环境下, 高强度地幔

图6 华北地区东-西裂陷的地形剖面图

蓝色和红色实线分别为华北西部与东部裂陷的地形(地形剖面地理位置参见图1, $r1\sim r7$), 而蓝色和红色虚线分别表示窄裂陷与宽裂陷的数值模拟计算的理论值(Gueydan等, 2008)

的存在使岩石圈内部应变集中于地幔部分, 并在地幔脆韧性转换深度附近形成近 45° 倾角的剪切带(Gueydan等, 2008). 同时, 作为深部变形的响应, 在地表相应位置也形成类似的剪切带. 岩石圈底部与地表同时内缩并在横向局部范围内表现出明显的颈缩变形, 进而形成空间尺度较窄(50~150km)、深度较深(3~10km)的裂陷模式(Gueydan等, 2008; Buck, 1991). 与之相反, 高 $T_{\text{Moho}}(>700^\circ\text{C})$ 会导致 S_m 和 S_m/S_c 降低, 岩石圈失去高强度的脆性地幔部分, 其变形方式转为地壳主导型($S_m/S_c<1$)(图7, 第IV象限). 由于缺失高强度地幔, 在拉张作用下, 上地壳成为岩石圈变形的主导层, 岩石圈变形以分散变形为主. 同时, 在地表浅部形成一系列分布

式的小尺度断陷盆地, 并构成数百公里宽度上的宽裂陷系(Gueydan等, 2008; Buck, 1991; Ye等, 1987). 因此, 宽裂陷的形成受控于高 T_{Moho} 和低 S_m/S_c 的岩石圈热-流变结构(图7, 第IV象限).

由图7可见, 华北西部裂陷系岩石圈为地幔主导型, 其 T_{Moho} 和 S_m/S_c 值均落入第II象限. 而沿不同剖面的地表地形(蓝色细实线)显示(图6), 西部两个裂陷系在空间尺度上和地表变形形态和幅度上均与窄裂陷的模拟值(蓝色粗虚线)一致(较平坦的底部乃因沉积物充填所致), 表明西部裂陷的形成受低 T_{Moho} 与高 S_m/S_c 的岩石圈热-流变结构控制.

东部裂陷系(如河淮盆地裂陷系、渤海湾盆地裂

图7 华北地区东-西部裂陷系所对应的 T_{Moho} 与幔-壳强度比($\lg(S_m/S_c)$)

红色和蓝色圆点分别表示现今东部裂陷系(HHB Rift和BBB Rift)与西部裂陷系(WH-SX Rift和YC-HT Rift)的温度-强度分布, 地理位置见图1红色与蓝色影区. 绿色和黄色实心圆点分别表示华北东部与西部裂陷区不同历史阶段的温度-强度变化, E(b)~E(d)和W(c)~W(d)分别对应图8由老至新的不同历史演化阶段. 灰色虚线对应于岩石圈地幔与地壳强度相等($S_m=S_c$)的状态, 灰色虚线上方区域对应地幔强度主导的岩石圈, 下方区域对应地壳强度主导的岩石圈. 黑色虚线表示 T_{Moho} 为 700°C 的情况, 低于此温度即黑色虚线左侧具有高强度地幔, 高于此温度即黑色虚线右侧时缺失高强度地幔(Gueydan等, 2008). 黑-灰色虚线划分出I、II、III、IV四个象限, 数值模拟计算表明II象限对应的温度-强度范围岩石圈易发生窄裂陷, 而IV象限对应的温度-强度范围岩石圈易发生宽裂陷(Buck, 1991; Gueydan等, 2008).

陷系(图5, E1和E2))现今岩石圈热-流变结构为低地温、高强度特点(图4和5), 其 T_{Moho} 和 S_m/S_c 值也基本落入第II象限, 变形为地幔主导型. 但是, 其地形剖面(图6, 红色细实线)为分布式裂隙组成的宽裂陷样式, 应该由地壳强度主导型的热-流变结构所控制(图7, 第四象限). 显然, 华北东部的裂陷模式与岩石圈热-流变结构特征不符(Buck, 1991; Gueydan等, 2008). 需要注意的是, 华北东、西部裂陷系分别形成于早新生代的早始新世(55Ma)和晚始新世(35Ma)(Ye等, 1987), 其变形和裂陷应该受当时, 而非现今岩石圈热-流变结构所控制. 因此, 我们尝试结合古地热证据和地球动力学研究结果, 重构华北克拉通演化历史上的岩石圈热-流变结构, 并探讨其与变形和裂陷形成的关系, 以及对东、西部裂陷差异的控制作用.

4.2 华北地区岩石圈热-流变结构演化及对裂陷形成的控制作用

据幔源捕虏体平衡温压资料推测(Menzies和Xu, 1998), 华北克拉通在奥陶纪(~450Ma)地表热流值约为 40mW m^{-2} , 早白垩纪(~135Ma)时克拉通东部地表热流值急剧上升为 $80\sim 100\text{mW m}^{-2}$, 新生代初期(~55Ma)略降为 80mW m^{-2} , 而现今(0Ma)降至约 64mW m^{-2} (Menzies和Xu, 1998). 我们假设华北克拉通岩石圈发生显著破坏前的地壳厚度为50km(吴福元等, 2008), 依据现今岩石圈热参数近似估算华北克拉通地区不同演化阶段的岩石圈热-流变结构(图8, W(a)~W(d)与E(a)~E(d)).

奥陶纪(~450Ma)整个华北地区均表现为稳定克拉通的特征, 东、西部均具有低地温梯度和高强度的岩石圈结构(图8, W(a), E(a)). 侏罗纪(~170Ma), 太平洋板块西向俯冲脱水作用对上覆岩石圈地幔的改造使得华北东部岩石圈地幔含水量显著增加(朱日祥等, 2012), 水(H^+ , OH^-)含量的增加最终导致岩石圈地幔强度的显著降低(Hirth和Kohlstedt, 1996). 而此时西部地区岩石圈仍基本保持其稳定克拉通的结构特点(图8, W(a), E(a)).

早白垩纪(~135Ma), 太平洋板块的进一步西向俯冲及脱水过程加剧了华北东部岩石圈地幔的水化作用, 而这一过程进一步降低了东部岩石圈地幔的强度(图8, E(b)). 克拉通东部进入破坏峰期, 热扰动下软流圈物质的强烈侵蚀作用导致东部地区岩石圈巨大减薄

(徐义刚等, 2009; 吴福元等, 2008; 朱日祥等, 2012). 华北克拉通由早期的挤压环境转变为快速的拉张环境(30cm a^{-1})(徐义刚等, 2009), 在低强度流变结构(图8, E(b))和高应变率的拉张作用下, 华北克拉通东部表现出广泛而强烈的伸展活动(朱日祥等, 2012; Lin等, 2008; Yang等, 2007), 形成较大规模的Core Complex型拉张裂陷, 并表现为系列的低角度正断层(如在燕山-辽西、渤海湾、阴山造山带附近)(徐义刚等, 2009)和变质核杂岩的出现(徐义刚等, 2009; 朱日祥等, 2012; Lin等, 2008; Yang等, 2007). 与此同时, 克拉通西部岩石圈结构仍保持稳定(图8, W(b)).

早新生代(~55Ma), 尽管东部部分地区岩石圈仍处于减薄的状态(徐义刚等, 2009), 岩石圈仍保持与早白垩纪近似的低强度高地温特征(图8, E(c)), 但总体上表现为弱拉伸的动力背景, 由早期的高应变率状态转为低应变率状态(朱日祥等, 2012). 因此, 早新生代被认为是华北克拉通破坏的结束期, 并标志着岩石圈由富水转为贫水, 由减薄转为增生的过渡过程的开始(徐义刚等, 2009). 而东部裂陷就在这样一个特殊的转变期内(55~28Ma)形成, 而高地温与低强度结构以及低应变率的拉伸作用环境, 导致克拉通东部形成了广泛的宽裂陷(图8, E(c)), 尤其是古近纪的大量拉张盆地形成, 被认为是现今裂陷盆地的原型(朱日祥等, 2012; 徐义刚等, 2009). 而就在东部裂陷开始形成不久(~35Ma), 印度-欧亚板块的碰撞挤压作用和青藏高原物质北东向的挤出, 造成华北西部地区北西-南东向的拉张应变环境(Molnar和Tapponnier, 1977), 而西部低地温与高强度的岩石圈结构特点, 导致西部相对薄弱的局部地区形成了系列窄裂陷(Ye等, 1987), 而此时尽管西部因地表热流的增加其岩石圈强度有所降低, 但岩石圈整体仍表现为低地温与高强度特征(图8, W(c)).

新生代以来至今, 地幔进入热衰减阶段, 地温梯度的降低导致岩石圈地幔增生(徐义刚等, 2009; 吴福元等, 2008; Xu, 2001). 华北东部由老至新的新生代玄武岩浆起源深度逐渐变深, 反映了华北东部岩石圈地幔增生过程. 地表热流值降低至现今 $\sim 60\text{mW m}^{-2}$ (Menzies和Xu, 1998), 岩石圈地温梯度逐渐降低, 导致地幔强度显著增加(图8, W(d), E(d)). 此阶段主要是东部盆地的沉积阶段, 而西部受青藏东北缘持续挤出的影响, 进一步促进了西部裂陷的形成与开裂.

综上所述, 东部裂陷形成初期(新生代早始新世,

图8 华北克拉通岩石圈热-强度结构演化与裂陷形成过程示意图

左侧时间轴的浅红色和浅蓝色区段分别表示东部裂陷和西部裂陷形成的时间段(Ye等, 1987)。W(a)~W(d)和E(a)~E(d)分别表示华北西部和东部不同演化历史时期岩石圈的温度-强度剖面。图E(a)强度包络线内浅灰色部分为水化作用导致的岩石圈地幔缺失的强度

~55Ma)岩石圈具有高 T_{Moho} 和低 S_m/S_c 值(图7, 第IV象限绿点E(c)), 高 T_{Moho} 地温特点导致岩石圈完全失去高强度的脆性地幔, 岩石圈整体变形完全由上地壳部分支撑, 因此在拉张作用下岩石圈易发生区域性分散变形, 深部应力无法在低强度地幔中积累而被传递到浅部地壳, 并形成系列的拉伸断陷盆地, 构成了东部广泛的宽裂陷构造。但是, 受后期岩石圈冷却增生以及岩石圈地幔岩石变干的影响(朱日祥等, 2012; Xia等, 2010, 2013), 岩石圈地幔部分的强度显著增加, 使得东部裂陷区的 T_{Moho} 和 S_m/S_c 值接近现今热-流变状态(图7, 第IV象限绿点E(d)), 并导致东部现今岩石圈热-流变结构特点与其地表宽裂陷构造的不一致。

与东部演化过程不同, 在新生代晚始新世(~35Ma)受印度-欧亚板块的碰撞作用影响, 青藏高原向东北缘的挤出, 导致华北西部的鄂尔多斯周缘岩石圈相对薄

弱的地区发生开裂。由于鄂尔多斯内部具有高强度的岩石圈地幔, 裂陷在其周缘薄弱区进一步展开, 岩石圈发生颈缩变形并导致岩石圈厚度及强度在局部进一步的降低。且这一过程一直延续到现今, 因此西部现今的岩石圈热-流变结构能够很好地解释其窄裂陷系的形成。

5 结论

本文综合多种资料构建了华北地区岩石圈三维热-流变结构, 并结合岩石圈不同演化阶段的热-流变结构特征, 分析华北地区岩石圈三维热-流变结构对裂陷形成的影响和作用, 得到以下认识。

(1) 华北东部岩石圈表现为大范围减薄, 大部分地区LAB埋深在80~110km, 局部地区出现相对增厚

(120~140km). 华北西部岩石圈厚度则以鄂尔多斯块体核部(>200km)为中心向周缘逐渐减薄(~120km). 而西部裂陷系位于鄂尔多斯块体周缘岩石圈减薄区域.

(2) 华北西部岩石圈因具有巨厚的岩石圈表现出高强度特点($S_L > 20 \times 10^{12} \text{Pa m}$), 华北中部造山带则表现为低岩石圈强度($S_L \approx 3 \times 10^{12} \text{Pa m}$), 而东部岩石圈虽发生大范围减薄, 但东部岩石圈强度却并未整体降低, 在局部岩石圈相对厚且地壳相对薄的地区(如渤海湾盆地和河淮盆地)表现出较高的强度($S_L \approx 10 \times 10^{12} \text{Pa m}$). 西部裂陷主要分布于具有高强度巨厚岩石圈的鄂尔多斯盆地周缘的薄弱带, 且西部窄裂陷的构造样式与其附近岩石圈具有高强度地幔有关.

(3) 华北西部 T_{Moho} 和 S_m/S_c 与裂陷的分布存在对应关系, 西部窄裂陷形态与低 T_{Moho} (<600℃)和高 S_m/S_c (>1)的岩石圈热-流变特征是吻合的. 华北东部大部分地区岩石圈表现为较高 T_{Moho} (600~750℃)和低 S_m/S_c (<1), 但宽裂陷地区却表现出相对低 T_{Moho} 和高 S_m/S_c 值, 宽裂陷构造形态与岩石圈现今热-流变特征不符. 我们认为东部宽裂陷系的形成受早新生代(55~30Ma)岩石圈显著减薄并具有高 T_{Moho} 和低 S_m/S_c 值岩石圈热-流变结构控制, 而后期东部岩石圈的冷却增生过程显著的增加了岩石圈的整体强度.

致谢 审稿人对本文提出了宝贵的修改意见, 中国地质大学(武汉)地球物理与空间信息学院的单斌教授、刁法启教授以及团队成员进行多次讨论并提出宝贵意见. 本文大部分图件使用GMT(Wessel和Smith, 1998)绘制, 在此一并致谢.

参考文献

葛粲, 郑勇, 熊熊. 2011. 华北地区地壳厚度与泊松比研究. 地球物理学报, 54: 2538–2548

胡圣标, 何丽娟, 汪集旻. 2001. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版). 地球物理学报, 44: 611–626

姜光政, 高棚, 饶松, 张林友, 唐晓音, 黄方. 2016. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第四版). 地球物理学报, 59: 2892–2910

汪集旻, 黄少鹏. 1988. 中国大陆地区大地热流数据汇编. 地质科学, (2): 196–204

汪集旻, 黄少鹏. 1990. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第二版). 地震地质, 12: 351–366

吴福元, 徐义刚, 高山, 郑建平. 2008. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. 岩石学报, 24: 1145–174

徐义刚, 李洪颜, 庞崇进, 何斌. 2009. 论华北克拉通破坏的时限. 科学通报, 54: 1974–1989

臧绍先, 刘永刚, 宁杰远. 2002. 华北地区岩石圈热结构的研究. 地球物理学报, 45: 56–66

郑勇, 李永东, 熊熊. 2012. 华北克拉通岩石圈有效弹性厚度及其各向异性. 地球物理学报, 55: 3576–3590

朱日祥, 陈凌, 吴福元, 刘俊来. 2011. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制. 中国科学: 地球科学, 41: 583–592

朱日祥, 徐义刚, 朱光, 张宏福, 夏群科, 郑天愉. 2012. 华北克拉通破坏. 中国科学: 地球科学, 42: 1135–1159

朱日祥, 郑天愉. 2009. 华北克拉通破坏机制和元古代板块构造体系. 科学通报, 54: 1950–1961

Afonso J C, Fernández M, Ranalli G, Griffin W L, Connolly J A D. 2008. Integrated geophysical-petrological modeling of the lithosphere and sublithospheric upper mantle: Methodology and applications. *Geochim Geophys Geosyst*, 9: Q05008

Afonso J C, Ranalli G. 2004. Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: Is the jelly sandwich model obsolete? *Tectonophysics*, 394: 221–232

Bao X, Xu M, Wang L, Mi N, Yu D, Li H. 2011. Lithospheric structure of the Ordos Block and its boundary areas inferred from Rayleigh wave dispersion. *Tectonophysics*, 499: 132–141

Bao X, Song X, Xu M, Wang L, Sun X, Mi N, Yu D, Li H. 2013. Crust and upper mantle structure of the North China Craton and the NE Tibetan Plateau and its tectonic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 369–370: 129–137

Bowin C. 2000. Mass anomaly structure of the Earth. *Rev Geophys*, 38: 355–387

Brocher T M. 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bull Seismol Soc Am*, 95: 2081–2092

Buck W R. 1991. Modes of continental lithospheric extension. *J Geophys Res*, 96: 20161–20178

Bürgmann R, Dresen G. 2008. Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 36: 531–567

Chen B, Chen C, Kaban M K, Du J, Liang Q, Thomas M. 2013. Variations of the effective elastic thickness over China and surroundings and their relation to the lithosphere dynamics. *Earth Planet Sci Lett*, 363: 61–72

Chen L, Cheng C, Wei Z. 2009. Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 286: 171–183

Chen L, Tao W, Zhao L, Zheng T. 2008. Distinct lateral variation of lithospheric thickness in the Northeastern North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 267: 56–68

- Chen L, Zheng T Y, Xu W W. 2006. A thinned lithospheric image of the Tanlu Fault Zone, eastern China: Constructed from wave equation based receiver function migration. *J Geophys Res*, 111: B09312
- Christensen N I, Mooney W D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J Geophys Res*, 100: 9761–9788
- Connolly J A D. 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth Planet Sci Lett*, 236: 524–541
- Deng Y, Tesaro M. 2016. Lithospheric strength variations in Mainland China: Tectonic implications. *Tectonics*, 35: 2313–2333
- Fullea J, Afonso J C, Connolly J A D, Fernández M, García-Castellanos D, Zeyen H. 2009. LitMod3D: An interactive 3-D software to model the thermal, compositional, density, seismological, and rheological structure of the lithosphere and sublithospheric upper mantle. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q08019
- Fullea J, Muller M R, Jones A G, Afonso J C. 2014. The lithosphere-asthenosphere system beneath Ireland from integrated geophysical-petrological modeling II: 3D thermal and compositional structure. *Lithos*, 189: 49–64
- Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, McDonough W F, Liu Y S. 2002. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China craton. *Earth Planet Sci Lett*, 198: 307–322
- Griffin W L, O'Reilly S Y, Afonso J C, Begg G C. 2009. The composition and evolution of lithospheric mantle: A Re-evaluation and its tectonic implications. *J Petrol*, 50: 1185–1204
- Griffin W L, Zhang A D, O'Reilly S Y, Ryan G. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower M, Chung S L, Lo C H, Lee T Y, eds. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. 107–126
- Gueydan F, Morency C, Brun J P. 2008. Continental rifting as a function of lithosphere mantle strength. *Tectonophysics*, 460: 83–93
- Guo Z, Afonso J C, Qashqai M T, Yang Y, Chen Y J. 2016. Thermochemical structure of the North China Craton from multi-observable probabilistic inversion: Extent and causes of cratonic lithosphere modification. *Gondwana Res*, 37: 252–265
- Hirth G, Kohlstedt D L. 1996. Water in the oceanic upper mantle: Implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 144: 93–108
- Huang Z X, Li H Y, Zheng Y J, Peng Y J. 2009. The lithosphere of North China Craton from surface wave tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 288: 164–173
- Jiang G Z, Hu S B, Shi Y Z, Zhang C, Wang Z T, Hu D. 2019. Terrestrial heat flow of continental China: Updated dataset and tectonic implications. *Tectonophysics*, 753: 36–48
- Jiménez-Munt I, Fernández M, Vergés J, Platt J P. 2008. Lithosphere structure underneath the Tibetan Plateau inferred from elevation, gravity and geoid anomalies. *Earth Planet Sci Lett*, 267: 276–289
- Kirby S H. 1983. Rheology of the lithosphere. *Rev Geophys*, 21: 1458–1487
- Kusznir N J, Park R G. 1982. Intraplate lithosphere strength and heat flow. *Nature*, 299: 540–542
- Lachenbruch A H, Morgan P. 1990. Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb. *Tectonophysics*, 174: 39–62
- Laske G, Masters G, Ma Z, Pasyanos M. 2013. Update on CRUST1.0-A 1-degree Global Model of Earth's Crust. *Geophys. Res. Abstracts*, 15. Abstract EGU2013-2658
- Lei J S. 2012. Upper-mantle tomography and dynamics beneath the North China Craton. *J Geophys Res*, 117: B06313
- Lemoine F G, Kenyon S C, Factor J K, Trimmer R G, Pavlis N K, Chinn D S, Wang Y M. 1998. The Development of the Joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96. Cambridge: MIT Press. 103–115
- Li C, van der Hilst R D, Toksöz M N. 2006. Constraining P-wave velocity variations in the upper mantle beneath Southeast Asia. *Phys Earth Planet Inter*, 154: 180–195
- Li Y, Gao M, Wu Q. 2014. Crustal thickness map of the Chinese mainland from teleseismic receiver functions. *Tectonophysics*, 611: 51–60
- Lin W, Faure M, Monié P, Schärer U, Panis D. 2008. Mesozoic extensional tectonics in eastern Asia: The South Liaodong Peninsula metamorphic core complex (NE China). *J Geol*, 116: 134–154
- Liu D Y, Nutman A P, Compston W, Wu J S, Shen Q H. 1992. Remnants of ≥ 3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. *Geology*, 20: 339
- Liu M, Cui X, Liu F. 2004. Cenozoic rifting and volcanism in eastern China: A mantle dynamic link to the Indo-Asian collision? *Tectonophysics*, 393: 29–42
- Menzies M A, Fan W M, Zhang M. 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of N120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. In: Prichard H M, Alabaster T, Harris N B W, Neary C R, eds. *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. 71–78
- Menzies M A, Xu Y. 1998. Geodynamics of the North China Craton. In: Flower M, Chung S L, Lo C H, Lee T Y, eds. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. American Geophysical Union. 155–165
- Molnar P, Tapponnier P. 1977. Relation of the tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision: Application of slip-line field theory to large-scale continental tectonics. *Geology*, 5: 212–216

- Powell W G, Chapman D S, Balling N, Beck E. 1988. Continental heat-flow density. In: Haenel R, Rybach L, Stegena L, eds. *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*. Hingham: Kluwer Academic. 167–222
- Ranalli G. 1991. Regional variations in lithosphere rheology from heat flow observations. In: Cermak V, Rybach L, eds. *Terrestrial Heat Flow and the Lithosphere Structure*. Berlin: Springer. 1–22
- Sandwell D T, Smith W H F. 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *J Geophys Res*, 102: 10039–10054
- Sun W, Kennett B L N. 2016a. Uppermost mantle P wavespeed structure beneath eastern China and its surroundings. *Tectonophysics*, 683: 12–26
- Sun W, Kennett B L N. 2016b. Uppermost mantle structure beneath eastern China and its surroundings from Pn and Sn tomography. *Geophys Res Lett*, 43: 3143–3149
- Sun W, Kennett B L N. 2017. Mid-lithosphere discontinuities beneath the western and central North China Craton. *Geophys Res Lett*, 44: 1302–1310
- Sun Y, Xu L, Kuleli S, Morgan F D, Toksoz M N. 2004. Adaptive moving window method for 3D P-velocity tomography and its application in China. *Bull Seismol Soc Am*, 94: 740–746
- Tian Y, Zhao D, Sun R, Teng J. 2009. Seismic imaging of the crust and upper mantle beneath the North China Craton. *Phys Earth Planet Inter*, 172: 169–182
- Wang Y, Cheng S H. 2012. Lithospheric thermal structure and rheology of the eastern China. *J Asian Earth Sci*, 47: 51–63
- Wang Y. 2001. Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: Constraints on active deformation. *Phys Earth Planet Inter*, 126: 121–146
- Wessel P, Smith W H F. 1998. New, improved version of generic mapping tools released. *Eos Trans AGU*, 79: 579
- White R S. 1988. The Earth's crust and lithosphere. *J Petrol*, Special_Volume: 1–10
- Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, Zhang X O, Yang J H. 2005. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. *Earth Planet Sci Lett*, 233: 103–119
- Xia Q K, Hao Y, Li P, Deloule E, Coltorti M, Dallai L, Yang X, Feng M. 2010. Low water content of the Cenozoic lithospheric mantle beneath the eastern part of the North China Craton. *J Geophys Res*, 115: B07207
- Xia Q K, Liu J, Liu S C, Kovács I, Feng M, Dang L. 2013. High water content in Mesozoic primitive basalts of the North China Craton and implications on the destruction of cratonic mantle lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 361: 85–97
- Xu Y G. 2001. Thermo-tectonic destruction of the archaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean Craton in China: Evidence, timing and mechanism. *Phys Chem Earth Part A-Solid Earth Geodesy*, 26: 747–757
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, Lo C H, Wilde S A, Davis G A. 2007. Rapid exhumation and cooling of the Liaonan metamorphic core complex: Inferences from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology and implications for Late Mesozoic extension in the eastern North China Craton. *Geol Soc Am Bull*, 119: 1405–1414
- Ye H, Zhang B, Mao F. 1987. The Cenozoic tectonic evolution of the Great North China: Two types of rifting and crustal necking in the Great North China and their tectonic implications. *Tectonophysics*, 133: 217–227
- Yin A. 2010. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis. *Tectonophysics*, 488: 293–325
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 28: 211–280
- Zang S X, Qiang Wei R, Liu Y G. 2005. Three-dimensional rheological structure of the lithosphere in the Ordos block and its adjacent area. *Geophys J Int*, 163: 339–356
- Zeyen H, Fernández M. 1994. Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: Application to the NE Spanish Geotranssect. *J Geophys Res*, 99: 18089–18102
- Zhao G, Wilde S A, Cawood P A, Sun M. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: Lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Res*, 107: 45–73
- Zhao L, Allen R M, Zheng T, Hung S H. 2009. Reactivation of an Archean craton: Constraints from P- and S-wave tomography in North China. *Geophys Res Lett*, 36: L17306
- Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, Yu C M, Zhang H F, Pearson N, Zhang M. 2007. Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China Craton: Peridotitic xenoliths from the 100 Ma Fuxin basalts and a regional synthesis. *Geochim Cosmochim Acta*, 71: 5203–5225

(责任编辑: 袁怀玉)