论文

变质核杂岩形成的关键条件及其对华北克拉通破坏过程的约束: 数值模拟研究

吕刚*, 赵亮, 郑天愉, 王坤, 杨建锋

中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029

* E-mail: lvgang@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2015-11-30; 接受日期: 2016-06-28; 网络版发表日期: 2016-08-25

国家自然科学基金项目(批准号: 41304074, 91014006, 91414301)资助

摘要 变质核杂岩是伸展作用下深部地壳物质沿大型拆离断层出露到地表的独特构造, 对于研究区域伸展的时代和运动学特征具有重要的指示意义. 华北克拉通地区广泛发育变质核杂岩, 大量地质学观测已经对它们的组成、结构和演化进行了研究, 但对其成因机制以及与克拉通破坏的关系还存在不同解释. 本文采用数值模拟方法研究伸展条件下地壳黏度分层结构对形成变质核杂岩的影响. 研究发现, 当地壳包含弱层时, 地壳伸展呈现三种端元变形模式: 变质核杂岩模式、拆离-抬升模式和纯剪模式. 强上地壳、弱下地壳的结构利于变质核杂岩的形成; 当下地壳强度过大($>1.3 \times 10^{21}$ Pa s)时能够形成拆离断层但不能发育变质核杂岩(成为拆离-抬升模式), 而当上地壳强度太弱($<7.8 \times 10^{21}$ Pa s)时地壳以纯剪模式发生均匀伸展. 对于通常具有强地壳的克拉通地区, 下地壳弱化是形成变质核杂岩的必要条件. 结合地质学、岩石学和地球物理学观测研究结果, 我们推断华北东部在中生代经受古太平洋俯冲板块作用, 发生强烈的岩浆和变质作用, 致使下地壳弱化、地壳伸展, 发育了变质核杂岩.

关键词 变质核杂岩, 数值模拟, 华北克拉通, 伸展作用

1 引言

变质核杂岩首先发现于北美科迪勒拉造山带, 解释为伸展作用下深变质的中下地壳沿大规模拆离断层出露到地表的一套穹窿状构造组合(Davis和Coney, 1979; Coney, 1980; Crittenden等, 1980; Wernicke, 1981). 其主要特征包括(Davis和Coney, 1979; Crittenden等, 1980; Whitney等, 2013): (1) 大规模的拆离断层;

(2) 拆离断层围限的穹窿状核部杂岩; (3) 未变质的上盘岩石. 不同于经典的均匀伸展模型(McKenzie, 1978), 变质核杂岩缺失上地壳但整个地壳厚度却相对均匀, 莫霍面相对平坦, 反映了地壳强烈的不均匀伸展(Hauser等, 1987; Block和Royden, 1990). 变质核杂岩提供了地壳变形历史的天然记录, 对理解大陆演化的地壳变形和结构变化特征具有重要指示意义, 因此迅速引起了地球科学家的广泛兴趣; 随后变质

中文引用格式: 吕刚, 赵亮, 郑天愉, 王坤, 杨建锋. 2016. 变质核杂岩形成的关键条件及其对华北克拉通破坏过程的约束: 数值模拟研究. 中国科学: 地球科学, 46: 1278–1290, doi: 10.1360/N072015-00407

英文引用格式: Lu G, Zhao L, Zheng T Y, Wang K, Yang J F. 2016. Determining the key conditions for the formation of metamorphic core complexes by geodynamic modeling and insights into the destruction of North China Craton. Science China Earth Sciences, 59: 1873–1884, doi: 10.1007/s11430-015-5407-5

核杂岩陆续在其他造山带(Norton, 1986; Echtler和Malavieille, 1990)、弧后扩张中心(Lister等, 1984; Gautier等, 1993)以及克拉通(Davis等, 1996, 2002; Webb等, 1999; 刘俊来等, 2006; Liu等, 2013; Wang T等, 2012)等地区被发现。

克拉通是古老而稳定的大陆地区, 因具有高强度的岩石圈而使得内部变形微弱(例如, Jordan, 1978; Pollack, 1986)。然而, 自晚中生代以来, 华北东部的克拉通属性整体丧失, 岩石圈性质发生变化, 成为全球古老克拉通遭受破坏最明显最典型的区域(朱日祥等, 2012及其引文)。华北克拉通地区发育了大量变质核杂岩, 前人通过详细的地质学观测研究探讨了变质核杂岩在形成时间和空间上与克拉通破坏的相关性(刘俊来等, 2006; Wang等, 2011), 但关于变质核杂岩的动力学成因还存在不同见解。根据驱动机制的不同, 主要的两种观点为: (1) 地壳为主动伸展, 驱动力为重力, 即造山后重力垮塌作用(Zheng等, 1988; Davis等, 1996, 2002; Darby等, 2004; Wang等, 2011; Zheng和Wang, 2005); (2) 地壳为被动伸展, 驱动力为构造作用外力, 包括弧后拉张(Zhu等, 2012; Liu等, 2013; 吴福元等, 2014; Ji等, 2015)、软流圈地幔流动(Lin和Wang, 2006; Lin等, 2011)。Wang T等(2012)则认为是造山后垮塌和弧后拉张的共同作用。

数十年来, 科学家通过实验室模拟(Brun等, 1994; Brun, 1999; Tirlé等, 2006)和数值模拟(Huet等, 2011; Lavier等, 1999; Le Pourhiet等, 2012; Rey等, 2009; Schenker等, 2012; Tirlé等, 2004, 2008; Wijns等, 2005)对变质核杂岩的形成机制和条件进行了大量研究。研究表明, 变质核杂岩的形成受多种因素的影响: (1) 应变集中作用(Lavier等, 1999, 2000; Gessner等, 2007); (2) 地壳加厚(Buck, 1991; Tirlé等, 2008); (3) 温度升高及部分熔融(Buck, 1991; Tirlé等, 2008; Rey等, 2009; Wang等, 2015); (4) 密度或黏度异常(Brun, 1999; Huet等, 2011; Martinez等, 2001)。其中应变集中作用也是拆离断层向低角度偏转的原因(Lavier等, 1999, 2000)。Wijns等(2005)指出上下地壳强度比值决定变质核杂岩能否形成, 而与密度或黏度异常无关。

上述大部分模型都针对造山带地区(地壳厚度 $>50\text{km}$), 无法解释华北克拉通地区许多变质核杂岩的成因。最近, Wang等(2015)针对辽南变质核杂岩

(地壳厚度 35km)进行了数值模拟研究, 结果表明当存在中下地壳弱层且热流较高时, 地壳加厚不是形成变质核杂岩的必要条件。由于黏度受多种因素影响, 包括组分、温度和含水量等(Karato, 2010), 更深入的研究需要考虑多重因素对岩石黏度影响的综合效应。本文着重研究不同的地壳黏度分层结构与变质核杂岩发育的关系, 探讨变质核杂岩形成的关键条件; 在此基础上, 讨论变质核杂岩与华北克拉通破坏之间的联系及其对华北克拉通破坏的指示意义。

2 地质背景

华北克拉通由东部块体和西部块体在古元古代(约 $1.8\sim 1.9\text{Ga}$)沿中部造山带拼合而成(Zhao等, 2001)。南侧以秦岭-大别造山带为界, 与华南地块相接; 北侧以中亚造山带为界(图1)。自拼合以来, 西部块体保持稳定至今, 而东部块体在中、新生代发生了岩石圈减薄以及性质和热状态的转变, 克拉通原有属性已不复存在(参见吴福元等, 2014; 朱日祥等, 2012及其引文)。地球物理观测显示东部块体具有较薄(约 30km)的地壳和较高的热流(约 70mW/m^2), 而稳定的西部块体的地壳厚度约为 40km , 地表热流约为 60mW/m^2 (Hu等, 2000; Chen, 2010)。

在华北克拉通破坏中, 地表构造活动表现为广泛的伸展盆地出现, 系列的变质核杂岩形成(朱日祥等, 2012及其引文)。华北地区从中侏罗世开始出现较大范围的岩浆活动, 其中 $130\sim 120\text{Ma}$ (早白垩世)是中国东部岩浆、成矿最强烈的时期(吴福元等, 2008)。早白垩世也是华北克拉通地区变质核杂岩发育的高峰期, 形成了亚干、呼和浩特、楼子店、云蒙山、瓦子峪和辽南等变质核杂岩(Zheng和Zhang, 1994; Davis等, 1996, 2002; Darby等, 2004; Lin等, 2008; Liu等, 2005)。它们具有相近的形成时间($135\sim 110\text{Ma}$)和相似的运动学指向, 反映NW-SE的伸展方向(图1)。时间和方向上的一致性表明这些广泛分布的变质核杂岩可能由同一种动力学过程所引起, 古太平洋板块俯冲引起的弧后拉张被认为是一种较可能的机制(Zhu等, 2012; 朱日祥等, 2012; Liu等, 2013; Ji等, 2015)。古温标资料显示变质核杂岩在 $130\sim 110\text{Ma}$ 期间经历了 $30\sim 55^\circ\text{C/Ma}$ 的快速降温(Yang等, 2007a; Lin

图1 华北克拉通及周边块体中生代盆地和变质核杂岩分布图

变质核杂岩代号: FS, Fangshan; HH, Hohhot; LN, Liaonan; LZ, Louzidian; TH, Taihang; WZ, Waziyu (Yiwulushan); YG, Yagan; YM, Yunmeng Shan. 根据 Lin 和 Wang(2006)、Wang 等(2011)

等, 2011; Charles等, 2012; Liu等, 2013).

3 动力学模型

3.1 方法介绍

本文使用有限单元法对热-力学耦合的二维不可压缩的黏-弹-塑性流体进行模拟。模型求解广义 Boussinesq 近似下不可压缩流体的质量守恒、动量守恒和能量守恒方程:

$$\frac{\partial v_i}{\partial x_i} = 0. \quad (1)$$

$$-\frac{\partial P}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\eta \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \right) + \rho g_i = 0. \quad (2)$$

$$\rho c_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + v_j \frac{\partial T}{\partial x_j} \right) = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(k \frac{\partial T}{\partial x_j} \right) + H_r + H_s + H_a. \quad (3)$$

式中, v 、 x 、 P 、 η 、 ρ 、 g 、 c_p 、 t 、 T 、 k 分别为速度、空间坐标、压强、黏度、密度、重力加速度、热容量、时间、温度和热导率。重复下标表示求和。 H_r 、 H_s 、 H_a 分别为放射性产热、剪切热和绝热压缩生热。

当应力小于岩石屈服应力时, 岩石黏度遵循幂律蠕变关系:

$$\eta = 0.5 f A_d^{-1/n} \dot{\epsilon}_{2nd}^{1/n-1} \exp\left(\frac{E}{nRT}\right). \tag{4}$$

式中, R 为理想气体常数, $\dot{\epsilon}_{2nd} = \sqrt{0.5 \dot{\epsilon}'_{ij} \dot{\epsilon}'_{ij}}$ 偏应变率张量的二阶不变量, n , E , A_d 分别为应力指数, 活化能和流变常数(表1). f 为黏度系数, 代表更强或更弱的岩石(参见Huismans和Beaumont, 2011). 由于岩石物理实验通常在高应变率($10^{-7} \sim 10^{-4} \text{s}^{-1}$)条件下进行, 而地质过程的应变率为 10^{-15}s^{-1} 量级, 将岩石黏度的实验值外插至地质时间尺度时将带来高达3个量级的误差(Huismans和Beaumont, 2011). 使用 f 值改变岩石强度能够较好地涵盖这些误差范围. 此外, 不同的 f 值也能反应岩石组分、矿物粒径和含水量的影响. 例如, 将“湿石英”的黏度增大30倍($f=30$)之后的黏度可以解释为“干长石”的流变特征.

当应力超过岩石屈服应力时, 岩石发生塑性破裂. 岩石破裂的屈服应力基于摩尔-库仑破裂准则(例如Huismans和Beaumont, 2011):

$$\sigma_y = \sigma_{2nd} = P \sin \varphi + C \cos \varphi. \tag{5}$$

式中, $\dot{\epsilon}_{2nd} = \sqrt{0.5 \dot{\epsilon}'_{ij} \dot{\epsilon}'_{ij}}$ 偏应力张量的二阶不变量, C , φ 分别为内聚力和摩擦角.

整个热-力学耦合系统由有限元程序MILAMIN_VEP进行求解(Kaus, 2010; Thielmann和Kaus, 2012). 数值模拟方法的其他细节在Lu等(2011, 2015)文中有详细介绍.

3.2 模型设置

本研究考虑弧后拉张作用引起的地壳伸展, 建立二维数值模拟模型. 参考前人模型(Wijns等, 2005;

表 1 模型所用参数^{a)}

参数	符号	单位	数值	
			上地壳	下地壳
流变参数				
摩擦角	φ	(°)	30	
内聚力	C	MPa	20	
湿石英				
应力指数	n	—	2.3	
流变常数	A_d	$\text{s}^{-1} \text{Pa}^{-n}$	1.55×10^{-17}	
活化能	E	kJ mol^{-1}	154	
黏度系数	f_{uc}	—	0.1~100	
麻粒岩				
应力指数	n	—	3.2	
流变常数	A_d	$\text{s}^{-1} \text{Pa}^{-n}$	3.17×10^{-21}	
活化能	E	kJ mol^{-1}	244	
黏度系数	f_{lc}	—	0.01~10	
其他参数				
地表温度	T_{top}	°C	0	
底部温度	T_{bot}	°C	750	
厚度	h	km	25	15
密度	ρ	kg m^{-3}	2700	2900
热传导系数	k	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	2.5	
放射性生热率	H_r	W m^{-3}	1.0×10^{-6}	5.0×10^{-7}
理想气体常数	R	$\text{J mol}^{-1} \text{K}^{-1}$	8.3144	
重力加速度	g	m s^{-2}	9.81	
伸展应变率	$\dot{\epsilon}_{bg}$	s^{-1}	2×10^{-16}	

a) 湿石英引自文献Ranalli(1995); 麻粒岩引自文献Wang Y F等(2012); 流变常数 A_d 为进行张量形式校正之后的值

Gessner等, 2007), 我们将模型设定为地壳尺度. 初始模型宽度400km, 厚度40km, 由水平均匀的25km上地壳和15km下地壳组成(图2a), 代表伸展之前的初始状态. 地壳厚度参考Zheng等(2009)的地震学观测结果. 模型分辨率为 101×351 , 对应单元大小为 $0.4 \text{ km} \times 1.2 \text{ km}$. 在上地壳底部存在倾角 45° 的薄弱带, 促使变形集中在设置了标记点的模型中部. 由于上地壳底部通常具有最大应力, 因此在此处设置薄弱带能够更有效地促使应变集中. 测试表明薄弱带能够加速形成最初的应变集中, 但最终的地壳变形特征仍由地壳黏度结构所主导. 模型上、下边界具有恒定温度, 分别为 $T_{\text{top}}=0^\circ\text{C}$ 和 $T_{\text{bot}}=750^\circ\text{C}$. 下边界(即莫霍面)温度依据热流观测以及变质核杂岩冷却历史的资料(何丽娟等, 2001; Charles等, 2012; Ji等, 2015). 左

右边界为零热流边界条件. 初始温度为水平均匀, 呈线性分布(图2b). 速度边界条件除上边界为自由表面外, 其他边界均为自由滑动边界. 整个模型在水平方向受到恒定应变率 $\dot{\epsilon}_{bg} = 2 \times 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ 的伸展, 初始时刻对应的单边拉伸速度为 2.5 mm a^{-1} , 与前人一致(Rey等, 2009). 更多模型参数见表1.

地壳黏度是影响动力学过程的关键参数(Huisman和Beaumont, 2011), 温度和伸展应变率的改变会同时影响上、下地壳岩石的黏度, 而温度的改变还引起密度变化. 为了着重研究黏度结构对变质核杂岩形成的影响, 本文固定温度和伸展应变率, 利用黏度系数来改变地壳黏度结构. 稳定克拉通通常具有高强度地壳(Burov等, 1998), 然而观测显示华北克拉通可能具有较弱的地壳(Xia等, 2006; Zheng等, 2015). 数

图2 初始模型设置(a)、模型初始温度(b)以及四组模型对应的岩石屈服强度随深度的分布(c)

(a) 包含水平均匀的上地壳(深、浅绿色)和下地壳(深、浅黄色). 上表面为自由边界, 其他表面为自由滑动边界. 左、右边界以恒定应变率拉伸, 底边界以同样应变率抬升从而保持物质守恒. 上、下边界具有恒定温度, 左、右边界为零热流边界. A、B、C为记录物质轨迹的标记点, 初始位置为 $x=15 \text{ km}$; $z=-35.1, -22.6, -10.1 \text{ km}$; (c) 绿色为上地壳, 黄色为下地壳; 小图显示在上下地壳界面黏度的对比

值模拟也显示强地壳导致窄裂谷(Huismans和Beaumont, 2011), 与华北大范围的伸展不符(Wang等, 2015). 针对含有弱层的不同强度结构, 我们选取M1($f_{uc}=100$, $f_{lc}=0.1$, 强上地壳、极弱下地壳)、M2($f_{uc}=100$, $f_{lc}=1$, 强上地壳、弱下地壳)、M3($f_{uc}=1$, $f_{lc}=0.1$, 弱上地壳、极弱下地壳)和M4($f_{uc}=1$, $f_{lc}=1$, 弱上地壳、弱下地壳)四种强度组合(图2c)进行数值模拟实验, 对比不同强度结构的影响. 在此基础上, 通过系统性地改变上、下地壳的黏度系数, 进行一系列数值模拟实验, 约束变质核杂岩形成的关键条件.

4 结果

模拟结果显示, 地壳的强度分层结构强烈影响地壳变形的形式, 4种强度组合产生了三种端元变形模式: 变质核杂岩模式(MCC)、拆离-抬升模式(DF)和纯剪模式(PS). 下面分别阐述三种端元变形模式的变形特征.

图3显示了具有强上地壳和极弱下地壳的M1模型($f_{uc}=100$, $f_{lc}=0.1$)变质核杂岩的形成过程. 在伸展早期阶段(伸展变形量2.5%), 上地壳首先发生脆性破裂并形成一条贯穿上地壳的拆离断层(图3a虚线, 根据剪切应变的大小确定). 随着伸展的进行, 上地壳发生地形下陷, 同时拆离断层逐渐向低角度偏转并在浅部发育更小尺度的新断层. 速度场显示大量下地壳物质从两侧向中间流动, 并沿拆离断层向上运动. 当伸展达到13.4%时, 下地壳物质完全出露至地表, 形成变质核杂岩核部. 值得指出的是, 本文得到的变质核杂岩具有对称的结构. 前人针对断裂带的对称性已有相关研究, 表明应变弱化作用是形成非对称断裂带的重要机制(Huismans和Beaumont, 2003). 基于塑性应变的弱化机制则能够形成低角度的拆离断层(例如, Lavier等, 1999; Wang等, 2015). 由于本文并未采用这些应变弱化机制, 因此得到对称型变质核杂岩. 尽管如此, 模型M1获得了变质核杂岩非均匀伸展的一阶特征: 在变质核杂岩发育的区域($0 < x < 20\text{km}$), 上地壳相对于下地壳发生强烈减薄直至缺失; 而在远离变质核杂岩的区域, 地壳整体发生减薄但上地壳厚度保持不变. 通过记录标记点的运动轨迹(初始位置见图2a), 以相对于均匀伸展的偏离程度来更定量地判定是否出现变质核杂岩. 图3b红

色实线为根据均匀伸展计算得到的标记点位置的理论值($z_a = z_0 + \int_0^t v_z dt$, 其中 $v_z = z \dot{\epsilon}_{zz} = -z \dot{\epsilon}_{bg}$, z_0 为初

始位置), 蓝色虚线为实际位置(z_r). 两者重合表明地壳发生均匀伸展(即纯剪变形), 偏离则为非均匀伸展(差异抬升), 两者的差异($z_d = z_r - z_a$)反映非均匀伸展的程度. 如果下地壳物质(A点, 对应于变质核杂岩核部)的 z_d 值达到20km, 则确定为变质核杂岩模式(图3b, 网络版附表1(<http://earthcn.scichina.com>)). 在变质核杂岩形成过程中, 下地壳标记点A的温度在初期缓慢降低, 之后出现持续约10Ma的快速降温时期, 降温速率约为50°C/Ma(图3c), 与观测结果相近(Charles等, 2012; Ji等, 2015; Lin等, 2011; Liu等, 2013). P-T-t曲线显示核部标记点A的压强与温度都持续下降直至接近地表值(图3d), 与观测结果一致(Lin等, 2011). 值得注意的是, 恒定低应变率的边界伸展仍然引起下地壳物质的快速上升, 形成“两阶段式”的变质核杂岩出露过程(Liu等, 2013). 测试表明更大伸展应变率($4 \times 10^{-16} \text{s}^{-1}$)使变质核杂岩发育过程缩短(持续时间小于10Ma), 降温速率增加(约100°C/Ma).

当上地壳强度较低时, M3模型($f_{uc}=1$, $f_{lc}=0.1$)和M4模型($f_{uc}=1$, $f_{lc}=1$)均以纯剪模式发生伸展(图4). 虽然存在初始的薄弱带, 但上地壳并未因此形成拆离断层. 在这一模式中, 变形均匀分布于整个地壳, 上、下地壳以相同比例发生减薄, 与McKenzie伸展模型完全一致. M3和M4模型的速度场显示了典型的纯剪变形特征: 上、下地壳运动极性相同, 速度的空间变化率相等. z - t 图显示标记点的实际位置与理论值一致, 进一步表明发生了纯剪变形, 下地壳没有出现差异抬升. 在整个伸展期间, 下地壳标记点A的降温速率小于1°C/km, P-T-t轨迹显示压强稍有降低(由地壳变薄引起)但无明显降温.

当上地壳为高强度但下地壳强度变大时(图5, M2模型, $f_{uc}=100$, $f_{lc}=1$), 地壳变形介于纯剪模式和变质核杂岩模式之间. 在变形量小于13.4%时与变质核杂岩模式相似, 形成贯穿上地壳的拆离断层; 速度场显示在一定范围内($-20\text{km} < x < 40\text{km}$)下地壳物质向拆离断层方向流动(图5a). 而在伸展后期整体速度场转变为接近纯剪变形的特征, 上、下地壳具有相同的运动极性. 伸展达到35%时上地壳仍未发生缺失. 根据下地壳标记点A的实际位置与理论值的对比(图5b),

图3 变质核杂岩模式(M1模型, $f_{uc}=100, f_{ic}=0.1$)

(a) 不同时刻物质组分的分布. 蓝色箭头表示速度, 黑色实线为温度等值线, 黑色虚线为变形集中的条带, 代表剪切带. Δx 为模型伸展的距离. (b) 标记点 A、B、C 的深度-时间曲线, 红色实线表示根据纯剪变形得到的理论深度, 蓝色虚线为模拟得到的实际深度. 实际深度与理论值的偏离(z_d 值)表明地壳的非均匀伸展, 当下地壳标记点 A 的偏离程度超过 20km 时, 成为 MCC 模式(网络版附表 1). (c) 温度-时间曲线, 数字显示下地壳物质点 A 的峰期降温速率. (d) P - T - t 曲线, 箭头表示模型演化方向. 物质点的初始位置见图 2

下地壳物质发生了一定程度的差异抬升, 但是偏离程度($z_d=7.6\text{km}$)小于 20km, 下地壳物质未能抬升到地表. 这些特征显著区别于变质核杂岩模式, 因此将其确定为拆离-抬升模式. P - T - t 轨迹(图 5d)显示压强、温度发生一定程度的降低, 下地壳标记点 A 最终温度为 500°C 左右. 整个伸展期间未出现快速降温阶段, 稳

定的降温速率约为 $4^\circ\text{C}/\text{Ma}$ (图 5b).

为了更好地约束变质核杂岩形成的关键条件, 我们通过系统地改变 f_{uc} 和 f_{ic} 的值, 进行了 63 个数值模拟实验(网络版附表 1). 结果显示, 只有上地壳强度较高且下地壳强度相对较低时才能形成变质核杂岩, 强上地壳、较强下地壳的结构形成拆离-抬升模式, 而

图 4 纯剪模式

(a)、(b)分别对应 M3($f_{uc}=1, f_{ic}=0.1$)和 M4($f_{uc}=1, f_{ic}=1$)模型,图注与图 3 相同.地壳整体以纯剪模式发生均匀伸展,上地壳未形成拆离断层,标记点运动轨迹与理论值一致

当上地壳强度较低时则以纯剪模式伸展(图6a).拆离断层在变质核杂岩模式和拆离-抬升模式中均能够形成.根据实验结果,形成拆离断层的最小 f_{uc} 值为20,对应屈服应力超过130MPa(图6b).对于 $f_{uc}>20$ 的地壳强度组合,变质核杂岩模式和拆离-抬升模式的临界值与上、下地壳的相对强度相关(图6a虚线).最小临界值(当 $f_{uc}=20$ 时)对应的下地壳黏度系数为 $f_{ic}=0.07$,

对应下地壳顶部黏度值的上限为 $1.3 \times 10^{21} \text{ Pa s}$ (图6b).

5 讨论

5.1 变质核杂岩形成条件分析

变质核杂岩的形成是局部重力均衡调整的结果(Block和Royden, 1990; Buck, 1991):在伸展作用下,

图5 拆离-抬升模式(M2模型, $f_{uc}=100, f_{lc}=1$)

图注同图3. 上地壳形成拆离断层, 但下地壳未出露到地表, 地壳整体变形仍有纯剪变形的特征

脆性上地壳形成拆离断层并引起地形下陷和重力不平衡, 韧性下地壳因此发生补偿流动并出露到地表, 从而形成变质核杂岩. 这暗示了下地壳的流动是上地壳分离的响应. 本文结果支持这一重力均衡调整模式. 根据这一模式, 下地壳物质能否出露的主要因素是: (1) 能否形成地形下陷(即能否发育拆离断层)和(2)下地壳的流动速度. 前人研究已经表明应变集中作用是形成拆离断层的关键(Lavier等, 1999, 2000). 根据Lu等(2011)对应变集中机制的理论性研究, 相同伸展速率下岩石强度越大则应变集中越容易发生. 因此, 具有强上地壳的M1和M2模型能够形成拆离断层, 而M3和M4模型尽管存在薄弱带但最终以纯剪模式均匀伸展. 另一方面, 下地壳流动速度决定深变质物质能否出露到地表. 下地壳的流动速度由黏度、厚度和驱动力的大小共同决定, 驱动力增加、厚度增加或黏度减小都能够增加流动速度(Block和Royden, 1990; Buck, 1991). 本研究模拟显示低黏度的下地壳促进变质核杂岩的形成(模型M1), 与前人得到的认

识一致. 综合而言, 上地壳强度增大使驱动力(地形下陷引起的重力)变大(图6d), 加速下地壳流动, 而下地壳黏度增加则使流动速度降低, 最终结果由这两种机制竞争而定. 更大的上、下地壳强度比使得变质核杂岩更容易形成, 与前人结果一致(Wijns等, 2005). 克拉通地区通常具有高强度的地壳, 如果上地壳保持高强度而下地壳发生一定的弱化(温度升高、部分熔融、水化作用或组分改变都可能使黏度降低), 那么形成变质核杂岩的条件就有可能得到满足.

5.2 华北克拉通东北部下地壳弱化?

造山带垮塌(科迪勒拉式成因机制)是变质核杂岩成因的经典解释(例如, Davis和Coney, 1979; Lister等, 1984). 由于在形态上与科迪勒拉变质核杂岩相似, 华北克拉通地区许多变质核杂岩被认为是造山后垮塌成因(Zheng等, 1988; Davis等, 1996, 2002; Darby等, 2004). 但华北克拉通区域内最晚一期造山增厚事件位于秦岭-大别造山带, 与变质核杂岩形成

图6 端元变形模式相图((a)~(c))和地表下陷深度与上地壳黏度系数关系图(d)

(a)~(c) 星形表示变质核杂岩模式, 三角形表示拆离-抬升模式, 方块表示纯剪模式. 实线为纯剪模式与其他模式分界线, 虚线为变质核杂岩模式与拆离-抬升模式分界线. (d) 圆点对应 $f_{lc}=0.1$ 的系列模型, 星形对应 $f_{lc}=1$ 的系列模型

时间相差可达100Ma且局限于克拉通南部, 难以和大范围同时发育的变质核杂岩联系起来(Lin和Wang, 2006; 朱日祥等, 2012). 因此, 华北克拉通地区变质核杂岩的成因可能与科迪勒拉式的造山后垮塌有所不同.

除科迪勒拉成因机制的厚地壳重力垮塌外, 本文数值模拟显示了地壳被动伸展形成变质核杂岩的机制. 我们的研究发现, 对于通常具有高强度地壳的克拉通地区, 下地壳的弱化是形成变质核杂岩的必要条件. 在华北克拉通东北部变质核杂岩分布区域, 有大量同构造花岗岩发育. 年代学和地化研究证实, 地幔物质参与了花岗岩浆的形成(Yang等, 2007b). 辽东晚中生代侵入岩的锆石的U-Pb年龄和Hf同位素组成揭示了古老岩石圈地幔、新生岩石圈地幔、新生和

古老下地壳的多岩浆来源, 指示华北克拉通东北部花岗岩是壳源和幔源岩浆混合、结晶分异的产物(Yang等, 2007b, 2008). 地壳结构的地震成像研究也发现了这些变质核杂岩分布区域的下部地壳的低剪切波速度以及低速区内速度向下减小的独特结构特征(Zheng等, 2015). 上述多学科观测提供了晚中生代华北克拉通东北部的下地壳弱化的证据.

我们解释认为, 在古太平洋板块俯冲的弧后区域, 板片脱水和小尺度地幔对流导致包括下地壳在内的岩石圈水含量上升以及地表热流升高. 同时, 水含量的升高导致岩石熔点降低, 使岩石圈地幔部分熔融产生铁镁质岩浆. 铁镁质岩浆上升到地壳, 使地壳重熔, 产生长英质岩浆, 进一步降低流变强度. 这些构造、岩浆和变质作用致使下地壳流变强度下降,

最终在伸展作用下造成变质核杂岩广泛且同时发育。这一机制解释了变质核杂岩与岩石圈弱化的潜在关联, 支持变质核杂岩作为克拉通破坏的标志(吴福元等, 2014)。最后, 本文以简化的模型揭示形成变质核杂岩的物理机制, 但不排除地壳厚度的影响。实际上, 在下地壳弱化之后, 地壳较厚地区将会优先发育变质核杂岩, 这可能是变质核杂岩主要分布在造山带地区的原因。

6 结论

通过对地壳伸展变形的数值模拟研究, 发现地壳强度结构控制地壳变形的形式。对于包含弱层的地壳强度结构, 地壳伸展产生三种变形模式: 变质核杂岩模式、拆离-抬升模式和纯剪模式。只有强上地壳、极弱下地壳的结构才能形成变质核杂岩; 当下地壳强度过大(保持强上地壳)时, 拆离断层能够形成但变质核杂岩不能发育; 当上地壳强度过低时, 拆离断层和变质核杂岩均不能发育。

典型克拉通具有高强度的地壳, 不满足变质核杂岩形成的条件。我们推断华北克拉通东部在中生代受古太平洋俯冲板块的影响而发生水化、升温、重熔等改造, 下地壳发生弱化, 最终可能在弧后拉张作用下发生强烈伸展而遭受破坏并发育变质核杂岩。

致谢 德国美因茨大学Boris Kaus教授提供MILAMIN_VEP程序, 三位审稿人提出重要意见, 在此一并感谢。

参考文献

何丽娟, 胡圣标, 汪集旻. 2001. 中国东部大陆地区岩石圈热结构特征. 自然科学进展, 11: 966–969

刘俊来, 关会梅, 纪沫, 胡玲. 2006. 华北晚中生代变质核杂岩构造及其对岩石圈减薄机制的约束. 自然科学进展, 16: 21–26

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: 1145–1174

吴福元, 徐义刚, 朱日祥, 张国伟. 2014. 克拉通岩石圈减薄与破坏. 中国科学: 地球科学, 44: 2358–2372

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

Block L, Royden L H. 1990. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. Tectonics, 9: 557–567

Brun J P. 1999. Narrow rifts versus wide rifts: Inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. Philos Trans R

Soc A-Math Phys Eng Sci, 357: 695–710

Brun J P, Sokoutis D, van den Driessche J. 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. Geology, 22: 319–322

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

Burov E, Jaupart C, Mareschal J C. 1998. Large-scale crustal heterogeneities and lithospheric strength in cratons. Earth Planet Sci Lett, 164: 205–219

Charles N, Gumiaux C, Augier R, Chen Y, Faure M, Lin W, Zhu R X. 2012. Metamorphic core complex dynamics and structural development: Field evidences from the Liaodong Peninsula (China, East Asia). Tectonophysics, 560–561: 22–50

Chen L. 2010. Concordant structural variations from the surface to the base of the upper mantle in the North China Craton and its tectonic implications. Lithos, 120: 96–115

Coney P J. 1980. Cordilleran metamorphic core complexes: An overview. In: Crittenden M D, Coney P J, Davis G H, eds. Cordilleran Metamorphic Core Complexes. Geol Soc Am Memoir, 153: 7–34

Crittenden M D, Coney P J, Davis G H. 1980. Cordilleran metamorphic core complexes. Geol Soc Am Memoir, 153: 1–490

Darby B J, Davis G A, Zhang X H, Wu F Y, Wilde S, Yang J H. 2004. The newly discovered Waziyu metamorphic core complex, Yiwulushan, western Liaoning Province, Northeast China. Earth Sci Front, 11: 143–155

Davis G H, Coney P J. 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. Geology, 7: 120–124

Davis G A, Darby B J, Spell T L. 2002. Geometric and temporal evolution of an extensional detachment fault, Hohhot metamorphic core complex, Inner Mongolia, China. Geology, 30: 1003–1006

Davis G A, Qian X, Zheng Y, Yu H, Wang C, Mao T H, Gehrels G E, Muhammad S, Fryxell J E. 1996. Mesozoic deformation and plutonism in the Yunmeng Shan: A Chinese metamorphic core complex north of Beijing, China. In: Yin A, Harrison T A, eds. The Tectonic Evolution of Asia. New York: Cambridge University Press. 253–280

Echtler H, Malavieille J. 1990. Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, southern Massif Central). Tectonophysics, 177: 125–138

Gautier P, Brun J P, Jolivet L. 1993. Structure and kinematics of upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece). Tectonics, 12: 1180–1194

Gessner K, Wijns C, Moresi L. 2007. Significance of strain localization in the lower crust for structural evolution and thermal history of metamorphic core complexes. Tectonics, 26, doi: 10.1029/2004 TC001768

Hauser E C, Gephart J, Latham T, Oliver J, Kaufman S, Brown L, Lucchitta I. 1987. COCORP Arizona transect: Strong crustal

- reflections and offset Moho beneath the transition zone. *Geology*, 15: 1103–1106
- Hu S B, He L J, Wang J Y. 2000. Heat flow in the continental area of China: A new data set. *Earth Planet Sci Lett*, 179: 407–419
- Huet B, Le Pourhiet L, Labrousse L, Burov E, Jolivet L. 2011. Post-orogenic extension and metamorphic core complexes in a heterogeneous crust: The role of crustal layering inherited from collision, application to the Cyclades (Aegean domain). *Geophys J Int*, 184: 611–625
- Huisman R S, Beaumont C. 2003. Symmetric and asymmetric lithospheric extension: Relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening. *J Geophys Res*, 108, doi: 10.1029/2002JB002026
- Huisman R, Beaumont C. 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, 473: 74–78
- Ji M, Liu J L, Hu L, Shen L, Guan H M. 2015. Evolving magma sources during continental lithospheric extension: Insights from the Liaonan metamorphic core complex, eastern North China craton. *Tectonophysics*, 647–648: 48–62
- Jordan T H. 1978. Composition and development of the continental tectosphere. *Nature*, 274: 544–548
- Karato S I. 2010. Rheology of the deep upper mantle and its implications for the preservation of continental roots: A review. *Tectonophysics*, 481: 82–98
- Kaus B J P. 2010. Factors that control the angle of shear bands in geodynamic numerical models of the brittle deformation. *Tectonophysics*, 484: 36–47
- Lavier L L, Buck W R, Poliakov A N B. 1999. Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset, low-angle normal faults. *Geology*, 27: 1127–1130
- Lavier L L, Buck W R, Poliakov A N B. 2000. Factors controlling normal fault offset in an ideal brittle layer. *J Geophys Res*, 105: 23431–23442
- Le Pourhiet L, Huet B, May D A, Labrousse L, Jolivet L. 2012. Kinematic interpretation of the 3D shapes of metamorphic core complexes. *Geochem Geophys Geosyst*, 13: Q09002, doi: 10.1029/2012GC004271
- Lin W, Faure M, Monie P, Scharer U, Panis D. 2008. Mesozoic extensional tectonics in Eastern Asia: The south Liaodong peninsula metamorphic core complex (NE China). *J Geol*, 116: 134–154
- Lin W, Monie P, Faure M, Scharer U, Shi Y H, Le Breton N. 2011. Cooling paths of the NE China crust during the Mesozoic extensional tectonics: Example from the south-Liaodong peninsula metamorphic core complex. *J Asian Earth Sci*, 42: 1048–1065
- Lin W, Wang Q C. 2006. Late Mesozoic extensional tectonics in the North China block: A crustal response to subcontinental mantle removal? *Bull Soc Geol France*, 177: 287–297
- Lister G S, Banga G, Feenstra A. 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12: 221–225
- Liu J L, Davis G A, Lin Z Y, Wu F Y. 2005. The Liaonan metamorphic core complex, southeastern Lianing Province, North China: A likely contributor to Cretaceous rotation of eastern Liaoning, Korea and contiguous areas. *Tectonophysics*, 407: 65–80
- Liu J L, Shen L, Ji M, Guan H M, Zhang Z C, Zhao Z D. 2013. The Liaonan/Wanfu metamorphic core complexes in the Liaodong Peninsula: Two stages of exhumation and constraints on the destruction of the North China Craton. *Tectonics*, 32: 1121–1141
- Lu G, Kaus B J P, Zhao L. 2011. Thermal localization as a potential mechanism to rift cratons. *Phys Earth Planet Int*, 186: 125–137
- Lu G, Kaus B J P, Zhao L, Zheng T Y. 2015. Self-consistent subduction initiation induced by mantle flow. *Terra Nova*, 27: 130–138
- Martinez F, Goodliffe A M, Taylor B. 2001. Metamorphic core complex formation by density inversion and lower-crust extrusion. *Nature*, 411: 930–934
- McKenzie D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet Sci Lett*, 40: 25–32
- Norton M G. 1986. Late Caledonides extension in western Norway: A response to extreme crustal thickening. *Tectonics*, 5: 195–204
- Pollack H N. 1986. Cratonization and thermal evolution of the mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 80: 175–182
- Ranalli G. 1995. *Rheology of the Earth*. 2nd ed. London: Chapman and Hall. 413
- Rey P F, Teyssier C, Whitney D L. 2009. Extension rates, crustal melting, and core complex dynamics. *Geology*, 37: 391–394
- Schenker F L, Gerya T, Burg J P. 2012. Bimodal behavior of extended continental lithosphere: Modeling insight and application to thermal history of migmatitic core complexes. *Tectonophysics*, 579: 88–103
- Thielmann M, Kaus B J P. 2012. Shear heating induced lithospheric-scale localization: Does it result in subduction? *Earth Planet Sci Lett*, 359–360: 1–13
- Tirel C, Brun J P, Burov E. 2004. Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes. In Whitney D L, Teyssier C, Siddoway C S, eds. *Gneiss Domes in Orogeny*. *Geol Soc Am Spec Paper*, 380: 67–78
- Tirel C, Brun J P, Burov E. 2008. Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. *J Geophys Res*, 113: B04403, doi: 10.1029/2005JB003694
- Tirel C, Brun J P, Sokoutis D. 2006. Extension of thickened and hot lithospheres: Inferences from laboratory modeling. *Tectonics*, 25: TC1005, doi: 10.1029/2005TC001804
- Wang K, Burov E, Gumiaux C, Chen Y, Lu G, Mezri L, Zhao L. 2015. Formation of metamorphic core complexes in non-pre-thickened continental crust. A case study of the North China Craton. *Lithos*, 238: 86–100
- Wang T, Guo L, Zheng Y D, Donskaya T, Gladkochub D, Zeng L S, Li J B, Wang Y B, Mazukabzov A. 2012. Timing and processes of late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and

- implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U-Pb ages from metamorphic core complexes. *Lithos*, 154: 315–345
- Wang T, Zheng Y D, Zhang J J, Zeng L S, Donskaya T, Guo L, Li J B. 2011. Pattern and kinematic polarity of late Mesozoic extension in continental NE Asia: Perspectives from metamorphic core complexes. *Tectonics*, 30, doi: 10.1029/2011TC002896
- Wang Y F, Zhang J F, Jin Z M, Green H W. 2012. Mafic granulite rheology: Implications for a weak continental lower crust. *Earth Planet Sci Lett*, 353–354: 99–107
- Webb L E, Graham S A, Johnson C L, Badarch G, Hendrix S. 1999. Occurrence, age, and implications of the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core complex, southern Mongolia. *Geology*, 27: 143–146
- Wernicke B. 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in an extending orogeny. *Nature*, 291: 645–648
- Whitney D L, Teyssier C, Rey P, Buck W R. 2013. Continental and oceanic core complexes. *Geol Soc Am Bull*, 125: 273–298
- Wijns C, Weinberg R, Gessner K, Moresi L. 2005. Mode of crustal extension determined by rheological layering. *Earth Planet Sci Lett*, 236: 120–134
- Xia Q K, Yang X Z, Deloule E, Sheng Y M, Hao Y T. 2006. Water in the lower crustal granulite xenoliths from Nushan, eastern China. *J Geophys Res*, 111, doi: 10.1029/2006JB004296
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, Lo C H, Wilde S A, Davis G A. 2007a. 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
- Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, Belouseva E, Griffin W L. 2008. Mesozoic decratonization of the North China block. *Geology*, 36: 467–470
- Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, Xie L W, Yang Y H, Liu X M. 2007b. Tracing magma mixing in granite genesis: *In situ* U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons. *Contrib Mineral Petrol*, 153: 177–190
- Zhao G C, 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
- Zheng T Y, He Y M, Yang J H, Zhao L. 2015. Seismological constraint on crustal structures from continental rejuvenation in northeastern China. *Sci Reports*, doi: 10.1038/srep14995
- Zheng Y D, Wang Y, Liu R, Shao J. 1988. Sliding-thrusting tectonics caused by thermal uplift in the Yumeng Mountains, Beijing, China. *J Struct Geol*, 10: 135–144
- Zheng Y D, Wang T. 2005. Kinematics and dynamics of the mesozoic orogeny and late-orogenic extensional collapse in the Sino-Mongolian border areas. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 48: 846–862
- Zheng Y, Zhang Q. 1994. The Yagan metamorphic core complex and extensional detachment fault in Inner Mongolia. *Acta Geol Sin*, 7: 125–135
- Zheng T Y, Zhao L, Zhu R X. 2009. New evidence from seismic imaging for subduction during assembly of the North China craton. *Geology*, 37: 395–398
- Zhu G, Jiang D Z, Zhang B L, Chen Y. 2012. Destruction of the eastern North China Craton in a backarc setting: Evidence from crustal deformation kinematics. *Gondwana Res*, 22: 86–103