中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 9 期: 1110 ~ 1124
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

利用动力学数值模拟实验探讨上地幔地震波速度结构图像的时效性

王欣欣, 赵亮*, 杨建锋, 王坤, 吕刚

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
* 通讯作者, E-mail: zhaoliang@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2016-12-18; 接受日期: 2017-06-20; 网络版发表日期: 2017-09-01
国家自然科学基金项目(批准号: 91414301、41374067、41625016)资助

摘要 地震波速度是认识地球深部状态和过程的主要观测参数. 利用地震观测获得的速度结构图像讨论地球深部动力学过程, 首先需要确定地震波速度图像能反映哪个时期构造事件的影响, 这是地震波速度结构图像的时效性问题. 立足于岩石物理实验依据, 本文建立了上地幔温度-速度对应关系模型, 利用数值方法模拟上地幔高温和低温异常的演化过程, 并对中国东部上地幔动力学过程进行探讨. 模拟结果显示, 高温异常体的演化时间受异常体尺寸和上地幔黏滞系数控制, 而低温异常的演化时间受尺度控制, 与上地幔黏滞系数几乎无关. 温度异常尺度越大, 可被追溯的时间越久; 但高温异常的保留时间远小于低温异常. 考虑地震学观测的分辨率为100km, 尺度为500km×300km的高温异常能持续被地震学观测20Myr, 表明中国东部上地幔地震波低速异常可能反应新生代以来的热事件; 而300km×120km尺度的低温异常持续时间可达~192Myr, 表明中国东部地幔转换带地震波高速异常可能代表停滞的古太平洋俯冲板片.

关键词 中国东部, 上地幔速度结构, 时效性, 数值模拟

1 引言

现代地球科学观测技术使科学家获得了研究深部动力学演化精细过程的"放大镜". 选取典型构造区域, 通过多学科的联合攻关, 获得构造单元精细空间结构图像、物质特性演化规律, 进而研究其构造演化过程和动力构造作用, 已经成为地球科学的一个重要发展趋势. 虽然多学科证据之间可以相互验证, 但目前大部分合作研究依然停留在相互引用"解释模式"的定性阶段.

中国东部在中、新生代以来发生了重要的构造转折和岩石圈活化作用, 是研究大陆演化过程与机制的理想天然实验室. 基于地质学(Ren等, 2002; Lin等, 2008)、地球物理深部结构(Lebedev和Nolet, 2003; Huang和Zhao, 2006; Li等, 2006; Sun等, 2008a, 2008b; Li和van der Hilst, 2010; 朱日祥和郑天愉, 2009; Zhao等, 2009, 2012; Zheng等, 2014)和地球化学观测(Wu等, 2005; 吴福元等, 2014; Yang等, 2008; Zhang等, 2009;

中文引用格式: 王欣欣, 赵亮, 杨建锋, 王坤, 吕刚. 2017. 利用动力学数值模拟实验探讨上地幔地震波速度结构图像的时效性. 中国科学: 地球科学, 47: 1110–1124, doi: 10.1360/N072016-00410
英文引用格式: Wang X X, Zhao L, Yang J F, Wang K, Lv G. 2017. Detectable time of upper mantle structure by seismology: Constrains from numerical modeling (in Chinese). Scientia Sinica Terrae, 47: 1110–1124, doi: 10.1360/N072016-00410

© 2017 《中国科学》杂志社

Zhu等, 2012), 普遍认同中国东部中生代以来大尺度岩石圈活化作用可能与(古)太平洋板块的俯冲有关. 然而同样是地震学观测, 不同的研究团队对于观测到的速度结构异常也有不同的解释. 例如, Santosh等(2010)将层析成像研究所观测到的华北克拉通下方地幔速度异常同古元古代的构造事件联系起来, 而很多其他研究工作则认为是西太平洋板块俯冲所致(Huang和Zhao, 2006; Zhao等, 2012).

地震学研究的重要优点是能够获取研究区域下方的高分辨率三维速度结构图像. 地震学观测是对现今地球结构和物性的"快照", 其结果在多大程度上能追溯反映新、中生代或更早的构造事件? 岩石物理实验和深部结构研究结果表明, 地球深部结构和物性有可能记录区域构造历史演化信息, 且不同深度和特征的同化时间不同. 例如: (1) 克拉通地壳内部结构成像研究表明, 地壳结构甚至可能保存着古老克拉通形成和拼合时间的痕迹(Calvert等, 1995; Zheng等, 2009); (2) 随着温度的升高, 岩石圈底部地幔流动性显著增加, 难以保存较古老的结构特征, 因此通常认为反映的是当前的状态; (3) 上地幔各向异性主要由橄榄石的晶格优选方位引起, 在900℃之下橄榄石晶体很难重新定位(Goetze和Kohlstedt, 1973; Estey和Douglas, 1986), 因此有可能在温度下降至900℃保留最后一次构造运动的作用信息. 物性参数所记录的构造历史无疑为地震学观测与动力学模拟的综合研究提供了必要条件. 然而如何建立地震学观测参量、地球深部物性参数以及地球动力学过程的定量化关系, 依然是目前地震学观测数据解释研究必须回答的基础问题.

本文立足于岩石物理实验依据, 选取中国东部上地幔为研究对象, 根据上地幔温度场同化效应, 利用地球动力学数值实验探讨地震速度结构的时效性. 在我们的知识范围中, 迄今为止尚鲜有论文报道过类似研究.

2 地质背景

中国东部(图1)由中国东北陆块、华北克拉通、秦岭-大别-苏鲁造山带和华南陆块组成, 其中, 华北克拉通包括西部鄂尔多斯陆块、华北克拉通中部和东部陆块, 华南陆块包括扬子克拉通和华夏陆块两部分. 它位于欧亚板块的东部、太平洋的西岸, 北临西伯利亚克拉通, 西与印度板块和欧亚板块碰撞形成的青藏高原相接.

华南陆块与华北克拉通在三叠纪沿着秦岭-大别造山带碰撞拼贴成中国的东部区域(Meng等, 2005). 自太平洋板块175~170Ma形成以来(Smith等, 2007), 由于西太平洋伊佐奈歧(Izanagi)板块向东亚大陆之下的高速斜向俯冲(Maruyama等, 1997), 中国东部成为活跃的地区(Wang等, 2006; Li和Li, 2007), 经历了三期构造变形中侏罗世-早白垩世和新近纪-第四纪的挤压, 晚白垩世-古近纪的伸展拉张(包汉勇等, 2013), 发生了一系列的地壳变形、岩浆活动和成矿作用等地质事件(Gao等, 2002; Wu等, 2005; Li和Li, 2007).

3 上地幔地震波速度结构图像及影响因素

3.1 中国东部上地幔地震波速度结构图像

图2为中国东部上地幔S波速度扰动的3-D精细结构(郑天愉等, 2017, http://www.craton.cn/data/), 华北克拉通中部、东部和华夏陆块在上地幔主要为横波低速异常(图2中L1和L2), 其形成原因多解释为西太平洋板块俯冲导致的高温异常、水或者部分熔融等; 而在鄂尔多斯陆块从岩石圈基底到450km深度(图2中H1)、

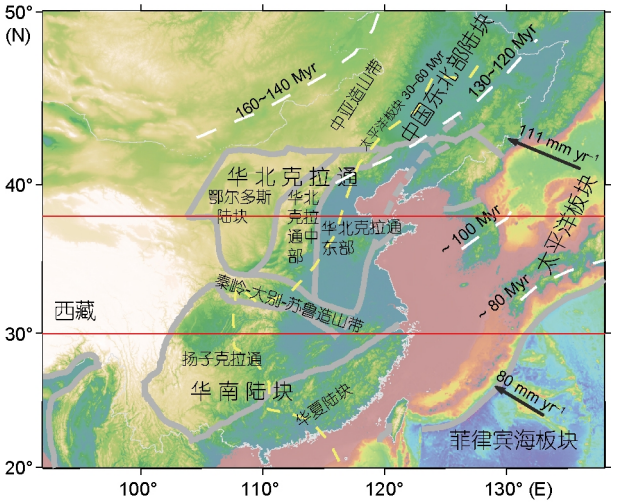


图 1 中国东部区域构造图

灰色实线为划分中国东部主要构造区及相邻区域的界线, 黄色虚线代表30~60Myr的太平洋板块前端(Wen和Anderson, 1995), 白色虚线为东北地区岩浆活动峰期的时间和空间分布(Wang等, 2006), 黑色箭头代表板块的绝对运动(Gripp和Gordon, 2002), 红色实线代表本文研究剖面的纬度位置30°N和38°N

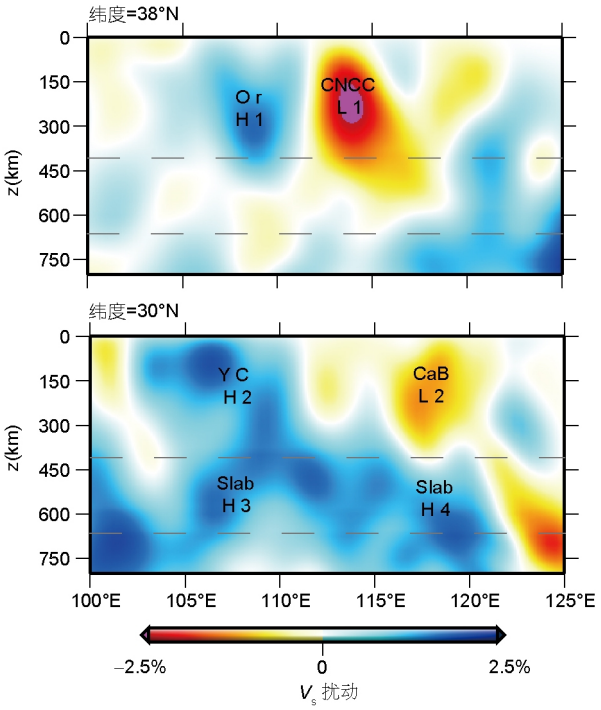


图 2　S波速度扰动垂直剖面

改自郑天愉等(2017, http://www.craton.cn/data). Or代表鄂尔多斯陆块, CaB为华夏陆块, YC为扬子克拉通, CNCC表示华北克拉通中部, Slab代表太平洋俯冲板片. L1~L2和H1~H4分别代表低速异常区和高速异常区. 灰色虚线界定410和660km. 剖面位置见图1

扬子克拉通上地幔和华夏陆块地幔转换带都表现出明显的横波高速异常(图2中H2、H3和H4), 认为异常H3和H4与(古)太平洋俯冲板片停滞在地幔转换带有关.

对于解释中国东部上地幔地震波速度异常结构的成因和时效性, 本文主要关注引起华北克拉通中部上地幔低速扰动(图2中L1)的高温异常, 以及引起扬子克拉通地幔转换带高速扰动(图2中H3)的(古)太平洋俯冲板片低温异常.

3.2　上地幔速度结构的控制因素

岩石物理实验表明: 地震波速度与温度、部分熔融程度、含水量、介质成分及各向异性特征相关(Schmandt和Humphreys, 2010), 但每一种因素的影响程度不同. 对于给定温度和成分, 基于大量的岩石物理实验可以正演计算纵、横波速度对不同因素的敏感特性(Vacher等, 1996; Goes等, 2000). 在上地幔深度, 速度结构的径向变化特征被认为是绝热温压体系(adiabatic *P*-*T* regime)橄榄石相态的系统变化(Cammarano等, 2003), 但对于速度结构的横向变化, 温度则是控制岩石圈和地幔动力学和流变性质的最主要因素(Forte等, 1994; Ranalli, 1996). 对于弹性介质, 在50~200km深度范围, 温度每升高100℃, 纵波速度会相应下降0.5~2%, 横波速度下降0.7~4.5%, 横波对温度的敏感程度是纵波对温度的敏感程度的1.32~1.43倍; 对于滞弹性介质, Karato(1993)的理论计算表明温度对速度的影响更大. 由于滞弹性测量的难度较大及相应的观测数据较少, 本文集中探讨弹性上地幔地震波速度的控制因素.

水含量不仅降低岩石速度, 同时还强烈影响熔融温度, 实验研究表明从50~200km深度, 水饱和地幔、干地幔固相线的温度差异由~300℃上升到700℃(Thompson, 1992). 部分熔融对速度的影响可能较大, 其影响程度取决于熔融的几何形态及其在介质中的连通性(Mavko, 1980), 且只有在温度超过固相线的情况下才考虑部分熔融的影响. 相比之下, 位于400km以上的上地幔, 普通成分变化最多只能贡献1%的速度异常, 相对温度的作用很小; 但在400km以下深度, 成分的影响逐渐增强(Goes等, 2000; Cammarano等, 2003).

综上所述, 水和温度是影响上地幔速度结构的一阶效应. 特别地, 如果仅考虑上地幔速度结构的同化作用, 则可以假定最后一次重大动力事件结束后, 上地幔不再发生强烈的热扰动或者热扰动不会产生明显的异常高温, 可以推断上地幔物质成分和含水量不会发生明显的变化, 熔融程度会随着温度场的同化作用而改变, 因此主要需要考虑温度变化引起的上地幔速度同化作用.

4　计算方法

4.1　数值计算方法

不可压缩Stokes流体在Boussinesq近似下的质量和动量守恒方程满足:

$$\frac{\partial v_i}{\partial x_i} = 0, \tag{1}$$

$$\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \rho g_i = 0, \tag{2}$$

式中, x_i和x_j为空间坐标, v_i为速度, P为压力, $\tau_{ij} = \sigma_{ij} + P\delta_{ij}$为偏应力张量, ρ为密度, g_i为重力加速

度. 能量守恒方程满足:

$$\rho C_p\left(\frac{\partial T}{\partial t}+v_i\frac{\partial T}{\partial x_i}\right)=\frac{\partial}{\partial x_i}\left(k\frac{\partial T}{\partial x_i}\right)+H_r+H_a, \tag{3}$$

式中, t为时间, T为温度, C_p为等压热容, k为热传导系数, H_r为放射性热产率, $H_a=\alpha T v_i\frac{\partial P}{\partial x_i}$为绝热压缩产热, α为热膨胀系数.

密度只考虑温度的影响, 关系如下式:

$$\rho=\rho_0[1-\alpha(T-T_0)], \tag{4}$$

式中, ρ_0和T_0是密度和温度的参考值.

采用黏-弹-塑性流变模型:

$$\dot{\varepsilon}_{ij}=\dot{\varepsilon}_{ij}^{\mathrm{vis}}+\dot{\varepsilon}_{ij}^{\mathrm{el}}+\dot{\varepsilon}_{ij}^{\mathrm{pl}}=\frac{\tau_{ij}}{2\eta}+\frac{1}{2G}\frac{D\tau_{ij}}{Dt}+\dot{\varepsilon}_{ij}^{pl}, \tag{5}$$

式中, $\dot{\varepsilon}_{ij}=\frac{1}{2}\left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j}+\frac{\partial v_j}{\partial x_i}\right)$为应变率, 上标vis、el和pl分别指示黏性、弹性和塑性. η是位错蠕变的等效黏滞系数:

$$\eta=\eta_0\left(\frac{\dot{\varepsilon}_{2\mathrm{nd}}}{\dot{\varepsilon}_0}\right)^{\frac{1}{n}-1}\exp\left[\frac{E+PV}{nR}\left(\frac{1}{T}-\frac{1}{T_0}\right)\right], \tag{6}$$

式中, $\dot{\varepsilon}_0$和T_0分别是特征应变率和特征温度, η_0是在$T=T_0$和$\dot{\varepsilon}_{2\mathrm{nd}}=\dot{\varepsilon}_0$条件下的等效黏滞系数, n为应力指数, $\dot{\varepsilon}_{2\mathrm{nd}}=(0.5\dot{\varepsilon}_{ij}\dot{\varepsilon}_{ij})^{0.5}$为偏应变率张量的第二不变量, E为活化能, V为活化体积, R为理想气体常数.

$\frac{D\tau_{ij}}{Dt}$代表偏应力张量的实质导数:

$$\frac{D\tau_{ij}}{Dt}=\frac{\partial\tau_{ij}}{\partial t}+v_k\frac{\partial\tau_{ij}}{\partial x_k}+W_{ik}\tau_{kj}-\tau_{ik}W_{kj}, \tag{7}$$

式中, $W_{ij}=\frac{1}{2}\left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j}-\frac{\partial v_j}{\partial x_i}\right)$. G是弹性剪切模量, 岩石的弹性剪切模量一般为1×10^{10}~10×10^{10}Pa.

在实际计算中, 先假定岩石不发生塑性变形, 采用隐式对时间进行离散后可以得到

$$\tau_{ij}^{\mathrm{ve}}=2\mu^{\mathrm{ve}}\varepsilon_{ij}^{\mathrm{ve}}+\chi\tilde{\tau}_{ij}^{\mathrm{old}}, \tag{8}$$

其中, $\mu^{\mathrm{ve}}=1/\left(\frac{1}{\eta}+\frac{1}{G\Delta t}\right)$为黏弹性体的等效黏滞系数, $\chi=1/\left(1+\frac{G\Delta t}{\eta}\right)$, Δt为时间步长, $\tilde{\tau}_{ij}^{\mathrm{old}}=\tau_{ij}^{\mathrm{old}}+v_k^{\mathrm{old}}\frac{\partial\tau_{ij}^{\mathrm{old}}}{\partial x_k}-W_{ik}^{\mathrm{old}}\tau_{kj}^{\mathrm{old}}+\tau_{ik}^{\mathrm{old}}W_{kj}^{\mathrm{old}}$, 上标ve和old分别表示黏弹性和上一个时间步的参数. 当G无穷大时, 方程退化为黏性流体. 弹性的引入不仅增加数值模拟的稳定性(Kaus, 2010; Keller等, 2013), 而且能够增强应变集中作用(Jaquet等, 2016).

若模型物质所受应力大于岩石的屈服应力τ_y, 则发生塑性变形, 此时等效黏滞系数为

$$\mu^{\mathrm{vep}}=\frac{\tau_y-\tilde{\tau}_{2\mathrm{nd}}^{\mathrm{old}}}{2\dot{\varepsilon}_{2\mathrm{nd}}}, \tag{9}$$

上标vep表示黏-弹-塑性, 岩石的屈服应力采用Drucker-Prager准则来计算:

$$\tau_y=C\cos(\phi)+P\sin(\phi), \tag{10}$$

式中, C为内聚力, ϕ为内摩擦角.

式(1)~(3)对应二维模型问题, 我们采用基于MATLAB的拉格朗日-欧拉有限元程序MVEP2(Baumann和Kaus, 2015; Marques和Kaus, 2016), 通过标记点的对流过程来记录物质属性和状态. 该程序以MILAMIN_VEP(Kaus, 2010; Thielmann和Kaus, 2012)为基础发展而来, 时间每前进一步重新划分一次网格, 其中MILAMIN_VEP程序已经得到广泛的应用研究(Johnson等, 2013; Lu等, 2015).

4.2 温度异常与速度异常的转换方法

弹性波速度异常和温度异常转化方法已得到前人的关注和研究(Goes等, 2000; Cammarano等, 2003; Shapiro和Ritzwoller, 2004; van Wijk等, 2008), 并应用于限定研究区的温度结构以及动力学演化过程. 该方法基于矿物物理实验数据, 采用外推法, 根据上地幔热结构和物质组成来计算上地幔弹性速度异常.

本文主要分为两个步骤来实现, 首先根据Stixrude和Lithgow-Bertelloni(2005a)提出的地幔矿物参数数据库, 应用Gibbs能量最小算法程序Perple_X(Connolly, 1990; Connolly和Petrini, 2002), 计算Ca-Mg-Fe-Al-Si(CMFAS)体系, 得到相均衡下的矿物成分和比例λ_i. 在CMFAS体系中, 利用体积含量分别为48.53%、5.72%、3.50%、1.80%和38.66%的MgO、FeO、CaO、Al_2O_3和SiO_2地幔岩模型代表地球内部上地幔的物质组成.

然后, 结合我们模型计算得到的温度和压力数据结果, 作为Perple_X的输入参数, 在压力项上采用三阶绝热有限应变方程外推, 在温度项上采用Grüneisen外

推方法, 获得各矿物相的密度ρ、弹性体积模量K和剪切模量G(Stixrude和Lithgow-Bertelloni, 2005a, 2005b); 再利用Voigt-Reuss-Hill平均方法(Watt等, 1976)

$$\langle \rho \rangle = \sum \lambda_i \rho_i, \tag{11}$$

$$\langle G \rangle = \frac{1}{2}\left[\sum \lambda_i G_i + \left(\sum \frac{\lambda_i}{G_i}\right)^{-1}\right], \tag{12}$$

$$\langle K \rangle = \frac{1}{2}\left[\sum \lambda_i K_i + \left(\sum \frac{\lambda_i}{K_i}\right)^{-1}\right], \tag{13}$$

得到上地幔的密度、弹性剪切模量和体积模量; 利用公式

$$V_p = \sqrt{\frac{\left(K + \frac{4}{3}G\right)}{\rho}}, \tag{14}$$

$$V_s = \sqrt{\left(\frac{G}{\rho}\right)}, \tag{15}$$

计算得到上地幔弹性P波速度V_p和S波速度V_s. 因此, 利用此方法可以将数值模型计算中的温度结构转换为速度结构, 从而实现地球动力学数值模拟与地震层析成像结果的定量结合.

5 模型设置

从地球动力学的角度出发, 俯冲大洋板片、对流地幔、大陆岩石圈是中国东部中、新生代构造演化的主要参与单元, "俯冲板片-对流地幔-大陆岩石圈"相互作用(朱日祥等, 2017; Zhao等, 2012)是理解壳幔动力学过程和机制的关键, 其导致的地震波速度结构和温度变化是深入认识中国东部上地幔速度异常同化作用的重要切入点.

太平洋板块俯冲是打破华北克拉通热平衡的主要动力因素, 也是改变中国东部热结构的原因, 引起的活跃地幔热对流将深部热带到浅部, 造成所观测到的弧后高温特征(Currie和Hyndman, 2006); 同时, 俯冲的太平洋板片会停滞在地幔转换带(Huang和Zhao, 2006), 产生明显的低温特征. 因此, 以俯冲板块扰动引起的热流变化为约束(Hu等, 2000, 2001), 通过设置上地幔高温异常和地幔转换带低温异常两类模型, 来模拟弧后高温和停滞在地幔转换带低温太平洋俯冲板片的动力学过程及时效性. 所有模型采用笛卡儿二维直角坐标系, 计算宽度为2500km, 速度场的顶边为自由边界条件, 其余全为自由滑移边界, 顶部和底部的温度为固定值, 温度场的左右两个边界是绝热边界条件.

图3a为上地幔高温异常初始模型, 简称为模型A(表1), 计算深度为660km, 在横向−250~250km和深度100~400km范围内, 网格分辨率为2km. 如图3a和c所示, 大陆岩石圈的厚度为100km(An和Shi, 2006), 底部温度为1300℃, 软流圈的绝热温度梯度为0.5K km^{-1}, 所有模型的莫霍面深度为40km, 其中包括25km的上地壳和15km的下地壳; 模型A的初始高温异常ΔT为300℃, 即在地幔同一深度, 高温异常体比周围物质高300℃, 我们将讨论以坐标(0, 250km)为中心, 50km为步长, 50km×50km扩大到500km×300km不同尺度异常体的运动过程和时效性.

图3c为地幔转换带低温异常初始模型, 简称为模型B(表1), 计算深度为1000km, 在横向−300~300km和深度500~800km范围内, 网格分辨率为2km. 而模型B中低温异常为停滞在地幔转换带的大洋俯冲板片, 大洋岩石圈厚度为120km(Li等, 2013), 地壳厚8km. 模型B的低温异常以坐标(0, 600km)为中心, 厚度不变, 100km为步长, 从100km×120km增加到500km×120km, 计算低温异常的运动过程和时效性.

表1所示, 根据上地幔含水量的不同, 将模型A分为干橄榄岩上地幔模型A1、湿橄榄岩上地幔模型A2以及软流圈含水量分别为1000、2000和3000H/10^{6}Si的湿橄榄岩模型A31、A32和A33. 古太平洋板片俯冲到亚洲东部的速度为7~10cm a^{-1}(Zhao等, 2007), 因此, 我们设置大洋岩石圈在地幔转换带的温度结构为700~1500℃(图3c), 根据软流圈和大洋岩石圈地幔含水量的不同, 将模型B分为干橄榄岩软流圈模型B1、B2及湿橄榄岩软流圈模型B3、B4, 详情见表1. 图3d为背景应变率为1×10^{-15}s^{-1}时, 模型的等效黏滞系数, 其中蓝线和红线分别表示地幔岩石圈和软流圈的代表性岩石为干橄榄岩和不同含水量湿橄榄岩, 模型中干橄榄岩的活化体积V为1.5×10^{-5}m^3 mol^{-1}, 低于湿橄榄岩的活化体积2.2×10^{-5}m^3 mol^{-1}, 由式(6)可知, 岩石黏滞系数随着活化体积或压力的增大呈指数增加, 并随温度的增大呈指数减小, 因此, 在浅部湿橄榄岩的黏滞系数较低, 约400km深度以下, 干橄榄岩的等效黏滞系

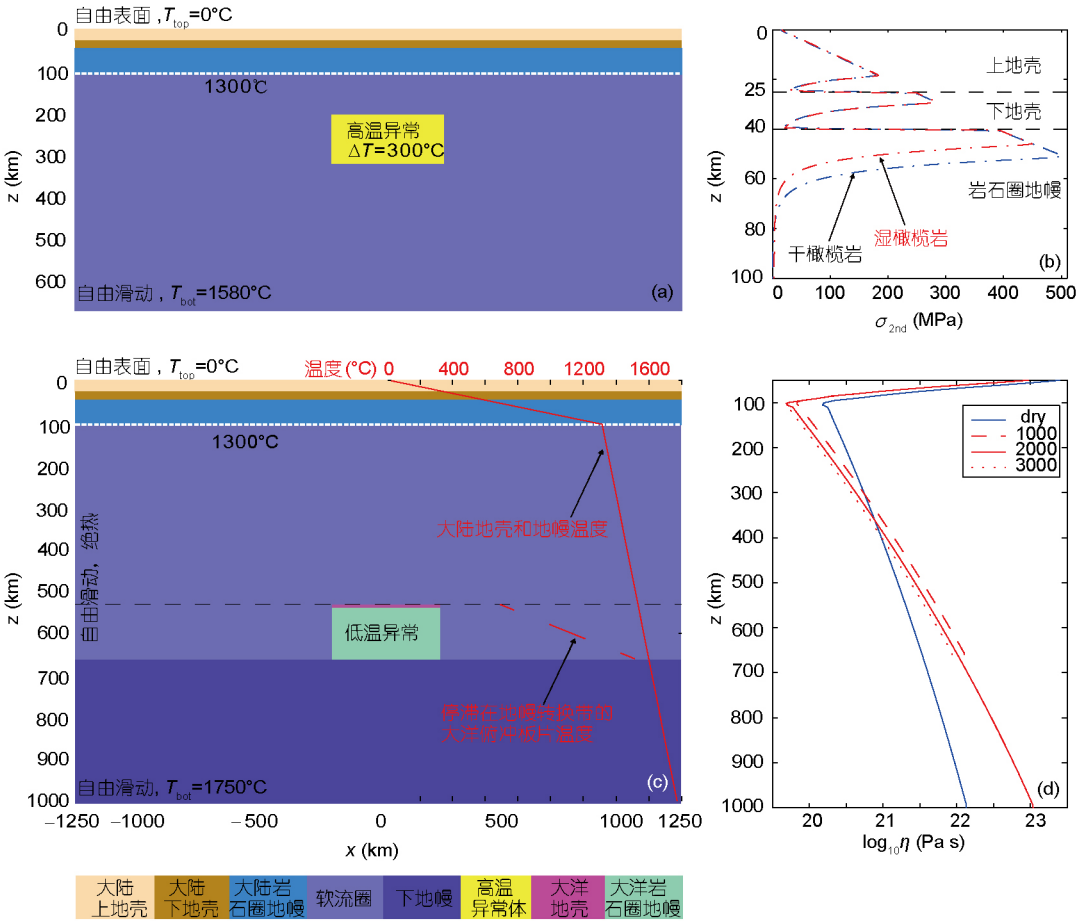


图 3　初始模型设置

(a)和(c)分别为上地幔高温异常模型(A模型)和地幔转换带低温异常模型(B模型), (c)中红色实线和虚线分别代表大陆地壳和地幔、停滞在地幔转换带的大洋俯冲板片温度; (b)为背景应变率为$1\times10^{-15}s^{-1}$时岩石圈流变强度剖面, 模型A1、A3和模型B采用的岩石圈地幔代表性岩石为干橄榄岩(蓝色虚线), 而模型A2为湿橄榄岩(红色虚线); (d)为背景应变率为$1\times10^{-15}s^{-1}$时等效黏滞系数, 蓝线和红线分别表示地幔的代表性岩石为干橄榄岩和含水量分别为1000、2000和3000H/10^6Si的湿橄榄岩

表 1　模型分类[a)]

模型	简称	分类	大陆岩石圈地幔	软流圈	大洋岩石圈地幔
上地幔高温异常模型	模型A	模型A1	干橄榄岩	干橄榄岩	无
		模型A2	湿橄榄岩	湿橄榄岩	无
		模型A31	干橄榄岩	湿橄榄岩, 1000*	无
		模型A32	-	湿橄榄岩, 2000*	无
		模型A33	-	湿橄榄岩, 3000*	无
地幔转换带低温异常模型	模型B	模型B1	干橄榄岩	干橄榄岩	干橄榄岩
		模型B2	-	-	湿橄榄岩
		模型B3	-	湿橄榄岩	干橄榄岩
		模型B4	-	-	湿橄榄岩

a) "-"表示同上; "*"数值代表湿橄榄的含水量, 单位为H/10^6Si; 没有标注数值的湿橄榄岩含水量皆为2000H/10^6Si

数逐渐低于湿橄榄岩的黏滞系数. 当模型的背景应变率为$1\times10^{-15}s^{-1}$时, 图3b给出大陆岩石圈各层中不同流变强度结构, 表明岩石圈地幔为干橄榄岩的流变强度较大. 各模型不同圈层的物性参数见表2, 其中各圈层初始黏滞系数η_0的计算温度为600℃、背景应变率为$1\times10^{-15}s^{-1}$.

6 模拟结果

6.1 参考模型

6.1.1 上地幔高温异常模型

为本研究主要关注模型中温度异常ΔT所产生的速度异常值和异常范围变化过程. 以高温异常体尺度为350km×200km的干橄榄岩上地幔模型A1作为参考模型, 观测其温度、横波速度和速度异常演化图(图4). 初始时刻(t = 0Ma), ΔT为300℃, 与正常温度结构下的横波速度相比, 异常体的速度明显较低, 而且产生自深部到浅部逐渐增大的横波低速异常结构, 在深度150km处达到最大, 为−2.37%, 这与前人的研究结果基本一致: 温度每升高100℃, 在50km深度处横波速度下降0.78%, 在200km处横波速度下降0.69%(Goes等, 2000). 计算得出, 不论模型设置的宽度大小, 300km厚的异常体在岩石圈底部(100km处)产生相同而且最大的初始低速异常, 为−2.53%.

低密度高温异常体产生的浮力, 导致高温物质上涌, 同时其几何形状逐渐被压扁. 2.02Ma时, 岩石圈底部形成环形高温带, 由于地幔对流的作用, 异常体最高温度并不在初始异常体的正上方, 而是对称的分布在两侧; 异常体迅速上升导致ΔT出现小幅度升高, 最大为320℃, 产生4.36km s^{-1}和−2.58%的横波速度和低速异常值, 而且, 横向−675~675km和深度93~170km范围内的低速异常值都达到−1%. 演化到16.92Ma, 随着异常体横向的伸展和温度的降低, 形成的低速异常最大值降为−1.65%, 且低速异常值达到−1%的域变为横向−715~715km和深度90~163km.

6.1.2 地幔转换带低温异常模型

以软流圈和大洋岩石圈地幔同为干橄榄岩, 低温异常体尺度为300km×120km的模型B1作为参考模型, 观测其温度、横波速度和速度异常演化图. 图4显示, 初始时刻(t = 0Ma)位于地幔转换带540~660km的大洋岩石圈温度结构为700~1500℃(图3c), 在深度540km处, 低温异常ΔT高达820℃, 产生5.7km s^{-1}和9.7%的横波速度和高速异常值, 该异常值随着ΔT的降低而减小, 在深度660km处, 高速异常值仅为1%.

表 2　模型物性参数[a)]

参数	大陆上地壳	大陆下地壳	大陆岩石圈地幔	大洋地壳	大洋岩石圈地幔	上、下地幔	高温异常体
Flow law	石英	辉绿岩	干(湿)橄榄岩	辉绿岩	干(湿)橄榄岩	干(湿)橄榄岩	干(湿)橄榄岩
等效黏滞系数η_0(Pa s)	3.8×10^{20}	4.7×10^{21}	$1.3(0.22)\times10^{24}$	4.7×10^{21}	$1.3(0.22)\times10^{24}$	$1.3(0.22)\times10^{24}$	$1.3(0.22)\times10^{24}$
活化能E(kJ mol^{-1})	156	276	530(520)	276	530(520)	530(520)	530(520)
活化体积V(m^3 mol^{-1})	0	0	$1.5(2.2)\times10^{-5}$	0	$1.5(2.2)\times10^{-5}$	$1.5(2.2)\times10^{-5}$	$1.5(2.2)\times10^{-5}$
应力指数n	2.40	3.05	3.50(3.50)	3.05	3.50(3.50)	3.50(3.50)	3.50(3.50)
内聚力C(Pa)	2×10^7	2×10^7	2×10^7	2×10^7	2×10^7	2×10^7	2×10^7
内摩擦角φ(°)	30	30	30	30	30	30	30
热膨胀系数α(K^{-1})	3×10^{-5}	3×10^{-5}	3×10^{-5}	3×10^{-5}	3×10^{-5}	3×10^{-5}	3×10^{-5}
密度ρ(kg m^{-3})	2800	2900	3300	3000	3300	3300	3300
热导率k(W m^{-1} K^{-1})	2.5	2.5	3.0	2.5	2.5	3.0	3.0
热容量C_p(J kg^{-1} K^{-1})	1200	1200	1200	1200	1200	1200	1200
放射性热H_r(W m^{-3})	1.04×10^{-6}	2.7×10^{-7}	2×10^{-9}	2.5×10^{-7}	0	0	0
数据来源	1	2	3	2	3	3	3

a) 计算等效黏滞系数η_0的湿橄榄岩含水量为1000 H/10^6Si. 放射性热H_r值参考: 迟清华和鄢明才(1998). 参数η_0、E、V和n数据来源参考: 1, Ranalli(1995); 2, Huismans等(2001); 3, Hirth和Kohlstedt(2003)

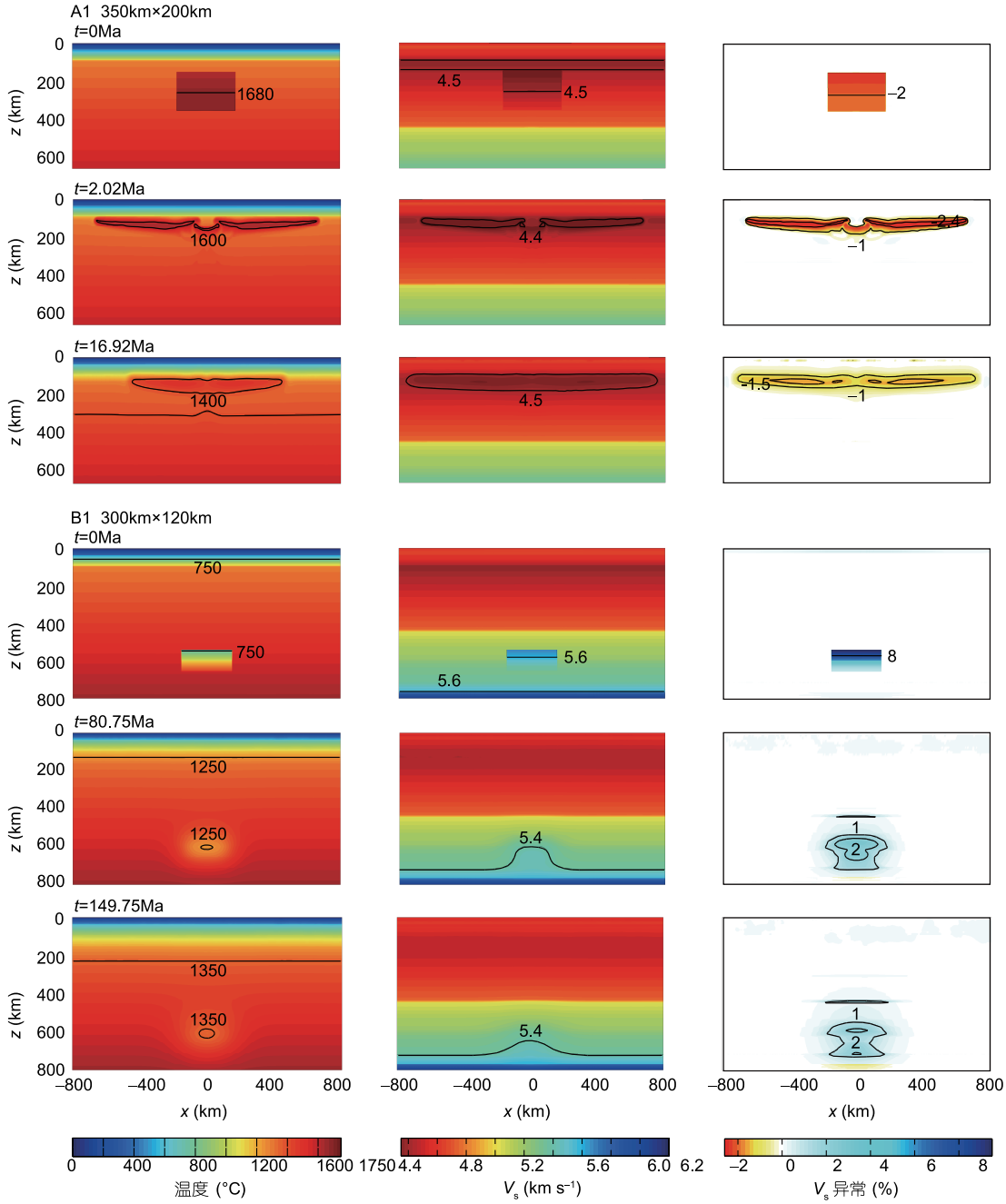


图 4　参考模型A1和B1的演化图

图中列出高温异常参考模型A1中尺度350km×200km和低温异常参考模型B1中尺度300km×120km的温度、横波速度及速度异常分布, 其模型、尺度和相应演化时间标注在图左上方

低温异常热演化过程中, 高密度异常体携带其下部的软流圈高温物质缓慢下降, 到80.75Ma时, 最大低温异常ΔT和横波高速异常值分别降至308℃和2.81%, 且高速异常值达到1%的域为横向−175~175km、深度540~727km. 149.75Ma时, 达到1%的高温异常域降至横向−160~160km、深度550~730km. 由于地幔转换带上边界物质相变产生的弹性波速度突变, 以及小尺度地幔对流的作用, 导致在410km深度处形成横波高速

域, 但该域尺度太小, 超出了目前主流的远震体波层析成像观测分辨率.

6.2 黏滞系数和异常体尺度的影响

利用数值模拟得到的温度和压力数据, 将同一时刻不受高温和低温异常影响的绝对速度作为参考值, 计算出模型的速度异常结构. 对于上地幔高温异常模型, 软流圈和高温异常体的岩性和含水量相同, 所以, 计算出的速度异常主要由高温主导; 对于地幔转换带低温异常模型, 软流圈和大洋岩石圈地幔黏滞系数的降低, 对地幔转换带低温异常的运动过程和演化时间(异常体演化所经历的时间)影响微弱, 而且水的存在会降低高速异常值和范围. 本文主要计算高速异常可回溯到的最久时间, 因此, 可以利用不含H_2O的CMFAS体系, 来计算所有模型的横波速度异常结构.

6.2.1 对上地幔高温异常模型的影响

高温异常运动范围内(100~400km), 干橄榄岩上地幔的等效黏滞系数较大, 而且湿橄榄岩含水量越高, 等效黏滞系数越小(图3d). 因此, 与参考模型A1相比, 图5(前两行)显示: 湿橄榄岩上地幔模型A2中尺度350km×200km的异常体在1.86Ma时, 其最高温度已经降低到1607℃, 但由于异常体较快的上升速度, 导致ΔT和低速异常值升高至350℃和−3.01%, 且产生−1%的低速异常域为横向−920~920km、深度85~145km. 随着高温异常体的演化, 较冷、较重的岩石圈失稳并向下运动到高温异常体内部, 形成瑞利-泰勒不稳定性, 加速模型A2中异常高温的冷却. 16.55Ma时, ΔT的最大值已经降至160℃, 而且低速异常最大值和−1%的低速异常域也已明显减小, 分别为−1.88%、−870~870km和75~135km. 软流圈含水量相同的模型A2和模型A32(图5), 约16~17Ma时, 岩石圈地幔的黏滞系数越低, 高温异常产生的低速异常值和范围越小. 同样, 考虑软流圈黏滞系数的影响, 与参考模型A1相比, 黏滞系数较低的模型A31和模型A32(图5), 其低速异常值和范围较小. 因此, 岩石圈地幔和软流圈的黏滞系数越低, 其物质流动性越大, 导致高温异常体在短时间内上升到岩石圈底部, 并使其在岩石圈底部的横向伸展范围增大, 岩石圈较冷物质失稳下降到异常体内部, 加速高温异常的冷却.

以模型A2中350km×200km和 500km×300km的高温异常体为例(图5), 讨论不同尺度异常体所产生横波低速异常值和异常范围的变化, 尺度500km×300km的异常体在1.78和16.05Ma时, 其产生的低速异常最大值和异常范围都大于尺度350km×200km所对应的值, 因此, 高温异常所产生的横波低速异常值和异常范围随着异常体尺度的增大而增加; 模型中410km深度处可见微弱的横波低速异常域, 可解释为地幔转换带上边界物质相变产生的弹性波速度突变和小尺度地幔对流的作用, 而在岩石圈低速带下部呈现较弱的高速异常域, 由地幔对流导致冷物质下降产生, 但由于低速异常和高速异常值和范围太小, 达不到目前主流的远震体波层析成像观测分辨率, 因此忽略该两种异常的影响.

6.2.2 对地幔转换带低速异常模型的影响

由于干橄榄岩的活化体积较低, 导致深度400km以下, 湿橄榄岩模型B3和B4的等效黏滞系数大于干橄榄岩模型B1和B2的等效黏滞系数. 如图6所示, 尺度为300km×120km的异常体演化到80.75Ma时, 最大低温异常ΔT和横波高速异常值分别为309℃和2.84%, 且产生的最大高速异常域为横向−175~175km、深度540~726km. 149.75Ma时, 达到1%的高温异常域降至横向−160~160km、深度548~729km. 因此, 相同演化时间, 尺度为300km×120km的异常体在模型B1和模型B2中, 所产生的低速异常最大值和异常范围几乎相同, 再结合模型B3和B4中低温异常体的演化结果, 得出地幔和大洋岩石圈地幔黏滞系数, 对地幔转换带低温异常的影响微弱.

图6给出了模型B2中尺度500km×120km的温度、横波速度和速度异常值演化过程, 结果显示: 与上地幔高温异常模型演化规律类似, 同一演化时间, 低温异常体的尺度越大, 产生的高速异常值和范围越大; 由于地幔对流和物质相变, 导致模型中410km深度处形成尺度较小的横波高速异常域.

7 分析与讨论

7.1 华北克拉通中部上地幔低速异常的解译

设定远震体波层析成像通常分辨率为100km, 能准确成像的最小横波速度异常值为±1%, 利用高温异常模型计算华北克拉通中部上地幔低速异常的时效

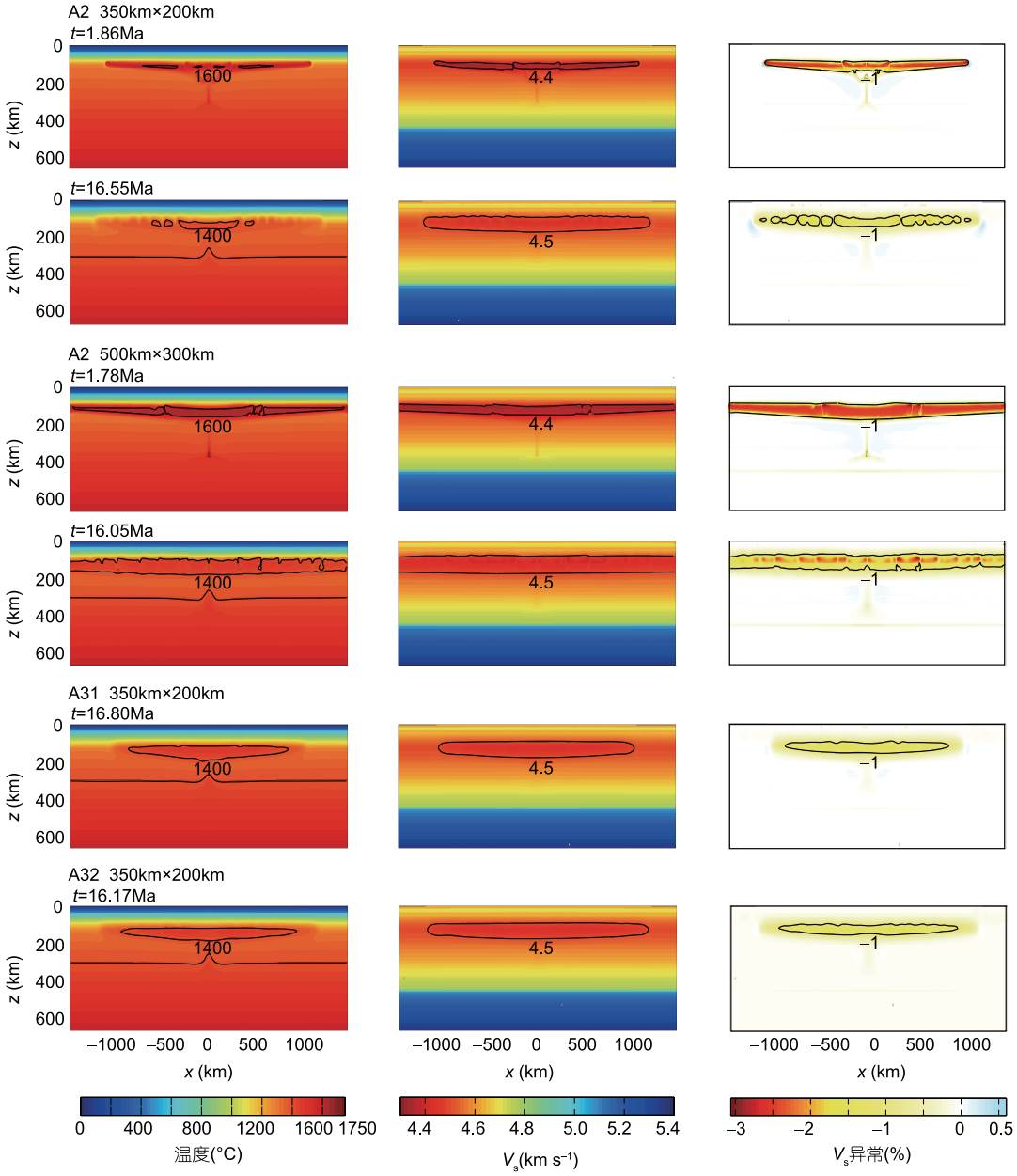


图 5　高温异常模型A2、A31和A32的演化图

图中列出模型A2中尺度350km×200km、500km×300km和模型A31、A32中尺度350km×200km的温度、横波速度及速度异常分布, 其模型、尺度和相应演化时间标注在图左上方

性, 依据模拟异常体的高温演化时间和温度-压力结构, 对所有尺度异常体进行温度和速度转化, 得出达到地震学分辨率的异常体尺度和对应时间, 显示: 对于干橄榄岩上地幔模型A1(图7), 异常体尺度只有大于350km×300km, 其横波低速异常才能被地震学探测到, 其他小尺度的异常受到地震学空间分辨率限制难以发现, 而且异常体尺度越大被地震学回溯到的时间越久, 如最大尺度500km×300km的异常体, 最长可达20Myr; 岩石圈地幔同为干橄榄岩的模型, 软流圈含水量越高, 可被地震追溯的时间越短, 水含量为2000H/10^{6}Si的模型A32中最大尺度异常体, 只能被持续探测到4Ma(图7), 而含水3000H/10^{6}Si的模型A33, 降为1Ma; 对于湿

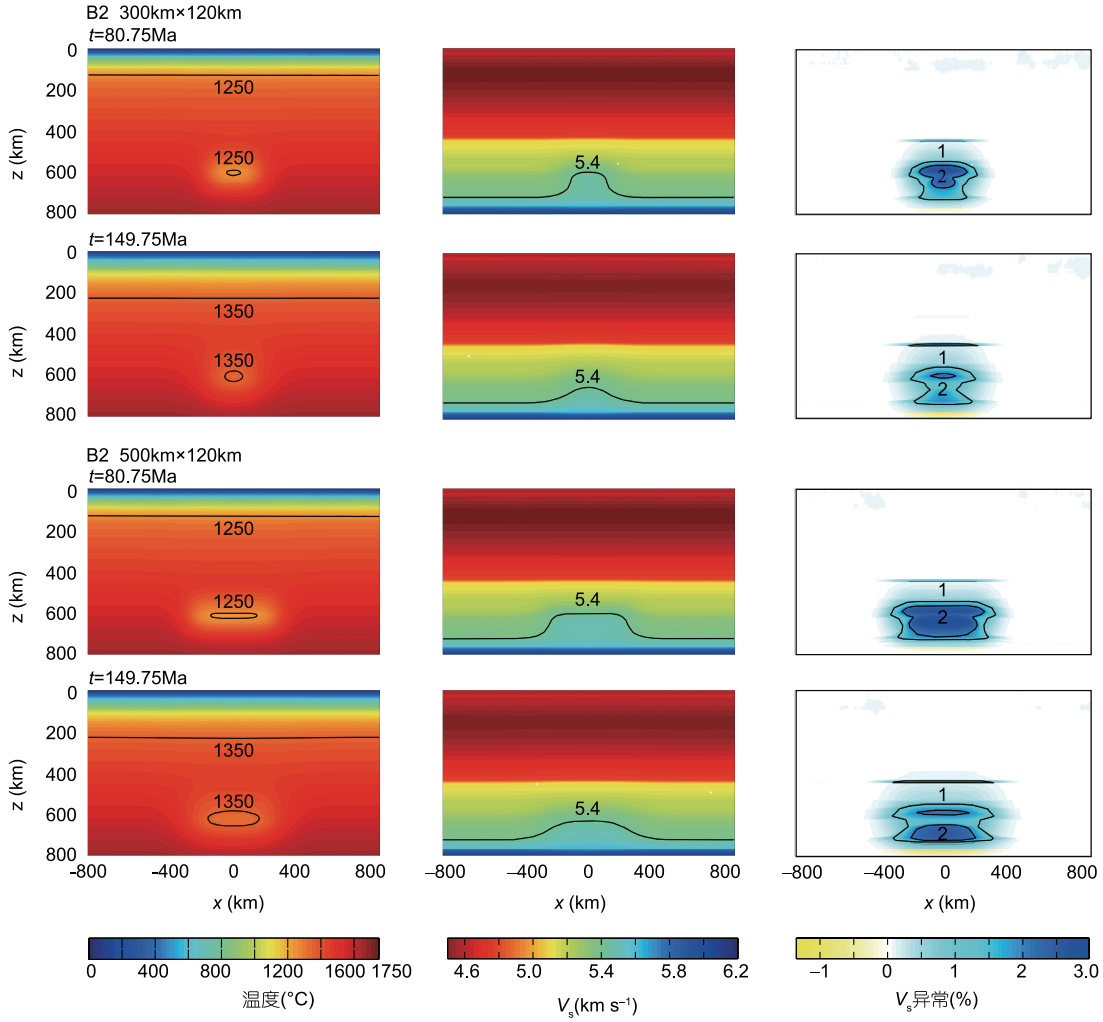


图 6　低温异常模型B2的演化图

图中列出模型B2中尺度300km×120km和500km×120km的温度、横波速度及速度异常分布, 其模型、尺度和相应演化时间标注在图左上方

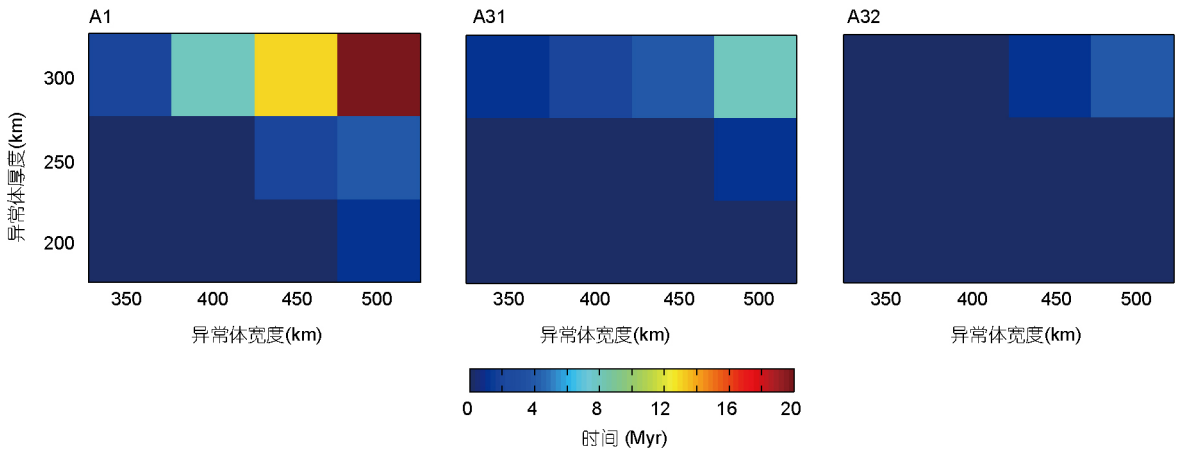


图 7　模型A1、A31和A32中达到地震学分辨率极限所需要的时间与异常体尺度关系图

橄榄岩上地幔模型A2, 只有最大尺度模型才能被地震学观测至1Ma. 因此, 结果表明地震学只能对新生代的上地幔高温异常有效成像, 如果仅考虑太平洋板块俯冲的弧后高温成因, 华北克拉通中部的低速异常最远只能追溯到20Ma.

Xia等(2010, 2013)通过对华北克拉通新生代玄武岩中的橄榄岩捕掳体矿物进行结构水测量, 得出华北克拉通新生代岩石圈地幔具有低的水含量, 处于相对“干”的状态. 因此, 由于华北克拉通中部上地幔的低速异常值依然较大, 给定华北克拉通新生代岩石圈地幔缺水的特征, 可以界定最后一次热扰动事件发生在20Ma内. 另一种可能是, 由于太平洋板块持续俯冲, 产生强烈的持续热扰动, 使热物质通过地幔对流不断注入, 导致华北克拉通中部上地幔产生较大的低速异常, 但是, 利用数值模拟和温度-速度转换方法很难计算出该情况下低速异常结构的时效性. 或者上地幔高温热异常只能产生持续时间较短的地震波低速异常, 而地幔非均匀分布水含量才是导致中国东部上地幔地震波低速异常的主要因素, 这种可能需要更进一步的多学科验证.

7.2 扬子克拉通地幔转换带高速异常的解译

通过模拟太平洋俯冲板片在深度540~660km的运动过程和演化时间, 计算扬子克拉通地幔转换带高速异常的时效性. 通过前文分析知, 软流圈和大洋岩石圈地幔黏滞系数对地幔转换带低温异常的影响不明显, 这四种模型被地震学探测到的时间几乎一致. 如果只关注地幔转换带的高速异常, 依据地震学准确成像的最小横波速度异常值±1%, 那么300km×120km尺度的低温异常模型, 在192Ma时产生的异常范围达到地震学通常分辨率100km, 即宽300km的大洋俯冲板片在地幔转换带可被追溯到192Myr, 而且大洋俯冲板片越宽, 可被地震学探测到的时间越久, 如500km×120km的时效性为249Myr, 而100km×120km尺度低温异常体受到地震学空间分辨率限制难以发现.

为了简化模型, 本文忽略了板片持续俯冲的动力学过程以及物质相变, 而前人通过研究大洋俯冲板片停滞在地幔转换带的原因及其影响因素(Chambers和Pysklywec, 2003; Čížková和Bina, 2013), 同样发现小尺度俯冲板片在地幔过渡带可持续存在140Myr以上, 但是, 他们未考虑数值模拟与地震波速度结构的定量结合. 通过分析增生杂岩(Liu和Ma, 1997)、结构演化和区域海-陆分布(Hou等, 2015), 得出古太平洋板块从~165Ma开始以低角度俯冲到华北克拉通东部(Zhu等, 2017). 结合数值计算低温异常的时效性, 当低温大洋俯冲板块足够宽, 如300km, 地震学可以探测到~192Ma内的高速异常. 因此, 利用停滞的古太平洋板块俯冲模型, 可以解释扬子克拉通地幔转换带的地震波高速异常结构.

8 结论

本文发展了一种依据温度异常演化效应和岩石物理实验结果, 采用二维拉格朗日-欧拉有限元算法MVEP2和温度-速度转化方法, 选取中国东部上地幔作为研究对象, 来探讨地震波速度结构的时效性. 通过设置不同的流变强度模型, 研究表明, 上地幔异常体可被追溯的时间首先与异常体的尺度有关, 异常体尺度越大, 可被追溯的时间越久. 高温异常体可被追溯的时间还和与岩石圈、软流圈的黏滞系数正相关, 异常体可被探测的时间通常小于~20Myr. 而对于低温异常体模型, 软流圈和大洋岩石圈地幔的黏滞系数对地幔转换带低温异常影响较小, 异常体可被探测的时间长达~192Myr. 基于本文模拟结果, 华北克拉通中部上地幔较大的地震波低速异常可能反应新生代以来的热事件, 而中国东部地幔转换带的高速异常可能是古太平洋板片俯冲并停滞所形成的残留.

致谢 感谢主编、编委和评审人提出的宝贵意见和建议, 提高了论文的质量. 感谢中国科学院地质与地球物理研究所徐小兵博士的帮助.

参考文献

包汉勇, 郭战峰, 张罗磊, 黄亚平. 2013. 太平洋板块形成以来的中国东部构造动力学背景. 地球科学进展, 28: 337–346

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, 41: 38–48

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

郑天愉, 段永红, 许卫卫, 艾印双, 陈凌, 赵亮, 张耀阳, 徐小兵. 2017. 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

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与古元古代板块构造体系. 科学通报, 54: 1950–1961
An M J, Shi Y L. 2006. Lithospheric thickness of the Chinese continent. Phys Earth Planet Inter, 159: 257–266
Baumann T S, Kaus B J P. 2015. Geodynamic inversion to constrain the non-linear rheology of the lithosphere. Geophys J Int, 202: 1289–1316
Calvert A J, Sawyer E W, Davis W J, Ludden J N. 1995. Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. Nature, 375: 670–674
Cammarano F, Goes S, Vacher P, Giardini D. 2003. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities. Phys Earth Planet Inter, 138: 197–222
Chambers K, Pysklywec R N. 2003. The influence of phase boundary deflection on velocity anomalies of stagnant slabs in the transition zone. Geophys Res Lett, 30: SDE 9-1
Čížková H, Bina C R. 2013. Effects of mantle and subduction-interface rheologies on slab stagnation and trench rollback. Earth Planet Sci Lett, 379: 95–103
Connolly J A D. 1990. Multivariable phase diagrams: An algorithm based on generalized thermodynamics. Am J Sci, 290: 666–718
Connolly J A D, Petrini K. 2002. An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions. J Metamorph Geol, 20: 697–708
Currie C A, Hyndman R D. 2006. The thermal structure of subduction zone back arcs. J Geophys Res, 111: B08404
Estey L H, Douglas B J. 1986. Upper mantle anisotropy: A preliminary model. J Geophys Res, 91: 11393–11406
Forte A M, Woodward R L, Dziewonski A M. 1994. Joint inversions of seismic and geodynamic data for models of three-dimensional mantle heterogeneity. J Geophys Res, 99: 21857–21877
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
Goes S, Govers R, Vacher P. 2000. Shallow mantle temperatures under Europe from *P* and *S* wave tomography. J Geophys Res, 105: 11153–11169
Goetze C, Kohlstedt D L. 1973. Laboratory study of dislocation climb and diffusion in olivine. J Geophys Res, 78: 5961–5971
Gripp A E, Gordon R G. 2002. Young tracks of hotspots and current plate velocities. Geophys J Int, 150: 321–361
Hou F H, Zhang X H, Li G, Li S Z, Wen Z H, Li R H. 2015. From passive continental margin to active continental margin: Basin recordings of Mesozoic tectonic regime transition of the East China Sea Shelf Basin. Oil Geophys Prospect, 50: 980–990
Hirth G, Kohlstedt D. 2003. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists, inside the Subduction Factory. American Geophysical Union. 83–105
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
Hu S B, O'Sullivan P B, Raza A, Kohn B P. 2001. Thermal history and tectonic subsidence of the Bohai Basin, northern China: A Cenozoic rifted and local pull-apart basin. Phys Earth Planet Inter, 126: 221–235
Huang J L, Zhao D P. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. J Geophys Res, 111: B09305
Huismans R S, Podladchikov Y Y, Cloetingh S. 2001. Transition from passive to active rifting: Relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere. J Geophys Res, 106: 11271–11291
Jaquet Y, Duretz T, Schmalholz S M. 2016. Dramatic effect of elasticity on thermal softening and strain localization during lithospheric shortening. Geophys J Int, 204: 780–784
Johnson T E, Brown M, Kaus B J P, Vantongeren J A. 2013. Delamination and recycling of Archaean crust caused by gravitational instabilities. Nat Geosci, 7: 47–52
Karato S I. 1993. Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography. Geophys Res Lett, 20: 1623–1626
Kaus B J P. 2010. Factors that control the angle of shear bands in geodynamic numerical models of brittle deformation. Tectonophysics, 484: 36–47
Keller T, May D A, Kaus B J P. 2013. Numerical modelling of magma dynamics coupled to tectonic deformation of lithosphere and crust. Geophys J Int, 195: 1406–1442
Lebedev S, Nolet G. 2003. Upper mantle beneath Southeast Asia from *S* velocity tomography. J Geophys Res, 108: 10–1029
Li C, van der Hilst R D. 2010. Structure of the upper mantle and transition zone beneath Southeast Asia from traveltime tomography. J Geophys Res, 115: B07308
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 J, Wang X, Wang X J, Yuen D A. 2013. P and SH velocity structure in the upper mantle beneath Northeast China: Evidence for a stagnant slab in hydrous mantle transition zone. Earth Planet Sci Lett, 367: 71–81
Li Z X, Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. Geology, 35: 179–182
Lin W, Wang Q C, Chen K. 2008. Phanerozoic tectonics of south China block: New insights from the polyphase deformation in the Yunkai

massif. Tectonics, 27: TC6004
Liu D L, Ma L. 1997. Mesozoic tectonic evolution of continental margin in east Asia. Geoscience, 11: 444–451
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
Marques F O, Kaus B J P. 2016. Speculations on the impact of catastrophic subduction initiation on the Earth System. J GeoDyn, 93: 1–16
Maruyama S, Isozaki Y, Kimura G, Terabayashi M. 1997. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. Isl Arc, 6: 121–142
Mavko G M. 1980. Velocity and attenuation in partially molten rocks. J Geophys Res, 85: 5173–5189
Meng Q R, Wang E, Hu J M. 2005. Mesozoic sedimentary evolution of the northwest Sichuan basin: Implication for continued clockwise rotation of the South China block. Geol Soc Am Bull, 117: 396–410
Ranalli G. 1995. Rheology of the Earth. 2nd ed. London: Chapamn and Hall. 413
Ranalli G. 1996. Seismic tomography and mineral physics. In: Boschi E, ed. Seismic Modeling of Earth Structure. Bologna: Naz di Geof. 443–459
Ren J Y, Tamaki K, Li S T, Zhang J X. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. Tectonophysics, 344: 175–205
Santosh M, Zhao D P, Kusky T. 2010. Mantle dynamics of the Paleoproterozoic North China Craton: A perspective based on seismic tomography. J Geodyn, 49: 39–53
Schmandt B, Humphreys E. 2010. Complex subduction and small-scale convection revealed by body-wave tomography of the western United States upper mantle. Earth Planet Sci Lett, 297: 435–445
Shapiro N M, Ritzwoller M H. 2004. Thermodynamic constraints on seismic inversions. Geophys J Int, 157: 1175–1188
Smith A D. 2007. A plate model for Jurassic to Recent intraplate volcanism in the Pacific Ocean basin. Geol Soc Am Spec Paper, 430: 471–495
Stixrude L, Lithgow-Bertelloni C. 2005a. Mineralogy and elasticity of the oceanic upper mantle: Origin of the low-velocity zone. J Geophys Res, 110: B03204
Stixrude L, Lithgow-Bertelloni C. 2005b. Thermodynamics of mantle minerals—I. Physical properties. Geophys J Int, 162: 610–632
Sun Y S, Toksöz M N, Pei S P, Morgan F D. 2008a. The layered shear-wave velocity structure of the crust and uppermost mantle in China. Bull Seismol Soc Am, 98: 746–755
Sun Y S, Toksöz M N, Pei S P, Zhao D P, Morgan F D, Rosca A. 2008b. *S* wave tomography of the crust and uppermost mantle in China. J Geophys Res, 113: B11307
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
Thompson A B. 1992. Water in the Earth's upper mantle. Nature, 358: 295–302
Vacher P, Mocquet A, Sotin C. 1996. Comparison between tomographic structures and models of convection in the upper mantle. Geophys J Int, 124: 45–56
van Wijk J, van Hunen J, Goes S. 2008. Small-scale convection during continental rifting: Evidence from the Rio Grande rift. Geology, 36: 575–578
Wang F, Zhou X H, Zhang L C, Ying J F, Zhang Y T, Wu F Y, Zhu R X. 2006. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia. Earth Planet Sci Lett, 251: 179–198
Watt J P, Davies G F, O'Connell R J. 1976. The elastic properties of composite materials. Rev Geophys, 14: 541–563
Wen L X, Anderson D L. 1995. The fate of slabs inferred from seismic tomography and 130 million years of subduction. Earth Planet Sci Lett, 133: 185–198
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 T, Li P, Deloule E, Coltorti M, Dallai L, Yang X Z, 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, Hao Y T, Liu S C, Gu X Y, Feng M. 2013. Water contents of the Cenozoic lithospheric mantle beneath the western part of the North China Craton: Peridotite xenolith constraints. Gondwana Res, 23: 108–118
Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, Belousova E, Griffin W L. 2008. Mesozoic decratonization of the North China block. Geology, 36: 467–470
Zhang J J, Zheng Y F, Zhao Z F. 2009. Geochemical evidence for interaction between oceanic crust and lithospheric mantle in the origin of Cenozoic continental basalts in east-central China. Lithos, 110: 305–326
Zhao D P, Maruyama S, Omori S. 2007. Mantle dynamics of Western Pacific and East Asia: Insight from seismic tomography and mineral physics. Gondwana Res, 11: 120–131
Zhao L, Allen R M, Zheng T Y, Hung S H. 2009. Reactivation of an Archean craton: Constraints from P- and S-wave tomography in North China. Geophys Res Lett, 36: L17306
Zhao L, Allen R M, Zheng T Y, Zhu R X. 2012. High-resolution body wave tomography models of the upper mantle beneath eastern China and the adjacent areas. Geochem Geophys Geosyst, 13: Q06007

Zheng T Y, Zhao L, He Y M, Zhu R X. 2014. Seismic imaging of crustal reworking and lithospheric modification in eastern China. Geophys J Int, 196: 656–670

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 R X, Yang J H, Wu F Y. 2012. Timing of destruction of the north China Craton. Lithos, 149: 51–60

Zhu R X, Zhang H F, Zhu G, Meng Q R, Fan H R, Yang J H, Wu F Y, Zhang Z Y, Zheng T Y. 2017. Craton destruction and related resources. Int J Earth Sci, 1–25