

杨亭,傅容珊,黄川等. 2014. 大陆岩石圈、地幔底部异常体与地幔对流相互作用的数值模拟. 地球物理学报, 57(4): 1049-1061, doi:10. 6038/cjg20140404.

Yang T, Fu R S, Huang C, et al. 2014. The interaction between the continental lithosphere, surrounding mantle and thermochemical piles in the lowermost mantle. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 57(4): 1049-1061, doi: 10. 6038/cjg20140404.

# 大陆岩石圈、地幔底部异常体与地幔 对流相互作用的数值模拟

杨亭,傅容珊,黄川,班磊

蒙城地球物理国家野外科学观测研究站,中国科学技术大学地球和空间科学学院,合肥 230026

**摘要** 在地球表层存在着占地表面积约 30% 的具有低固有密度、高黏度的大陆岩石圈。由于其特殊的物理化学性质,大陆岩石圈通常不直接参与下方的地幔对流,但其与地幔对流格局有着重要的相互影响。大量研究显示,在中太平洋和非洲的下地幔底部,存在着两块占核幔边界(CMB)面积约 20% 的高密度热化学异常体(由于其剪切波速度较低,常称作低剪切波速度省(LSVPs))。LSVPs 的演化既受地幔对流的影响,同时也影响地幔物质运动的格局和动力学过程。本文系统研究了存在大陆岩石圈,下地幔 LSVPs 的地幔对流模型。模拟结果显示:(1)当大陆体积较小时,其边缘常伴随着俯冲,大陆区域地幔常处于下涌状态,其上地幔温度较低,大陆岩石圈在水平方向处于压应力状态。随着大陆体积的增大,大陆边缘的俯冲逐渐减弱,大陆区域地幔由下涌转为上涌,其上地幔温度较高,大陆岩石圈水平方向处于拉应力状态。(2)岩石圈与软流圈边界(LAB)在大陆下方较深,温度较低;在海洋区域较浅,温度较高。随着大陆体积的增大,陆洋之间 LAB 深度、温度的差异逐渐减小。(3)大陆区域地幔底部 LSVPs 物质的丰度与大陆的体积呈正相关。当大陆体积较小时,大陆下方的 LSVPs 丰度比海洋区域少。随着大陆体积的增大,大陆下方 LSVPs 的丰度逐渐增大。(4)海洋地区地表热流高,且随时间波动大,大陆地区地表热流低,随时间波动较小;LSVPs 区域的核幔边界热流低。

**关键词** 大陆岩石圈;下地幔热化学异常;地幔对流;相互作用

doi:10. 6038/cjg20140404

中图分类号 P541,P315

收稿日期 2013-03-01,2014-03-10 收修定稿

## The interaction between the continental lithosphere, surrounding mantle and thermochemical piles in the lowermost mantle

YANG Ting, FU Rong-Shan, HUANG Chuan, BAN Lei

*Mengcheng National Geophysical Observatory, School of Earth and Space Science,*

*University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China*

**Abstract** Continental lithosphere with low intrinsic density and high viscosity occupies about 30% area of the Earth's surface. Due to its special physical and chemical properties, the continental lithosphere does not actively take part in the mantle overturn. However, it affects the convective flow and vice versa. Below central Pacific ocean and Southern Africa lie two high-density thermochemical piles, covering  $\sim 20\%$  of the Core Mantle Boundary (CMB) area. The structure of these thermochemical piles is influenced by the convective flow in the surrounding mantle. On the other hand, these thermochemical piles have important effects on the structure of

mantle convection. Thermochemical convection models including continental lithosphere and thermochemical piles are used to investigate the interaction between the continental lithosphere, surrounding mantle and the thermochemical piles. Our model results show that (1) Violent subduction at continental margins, downward flow and low upper mantle temperature under continental region, and compressive horizontal stress in continental lithosphere characterize the main feature of the mantle when the size of the continental lithosphere is small. When the size of the continent is large, subduction at continental margins becomes weak; mantle under continents flows upward; temperature in the upper mantle is high, horizontal stress in the continental lithosphere is tensile. (2) Lithosphere-Asthenosphere Boundary (LAB) in the continental region is deeper and colder than that in the oceanic region. With the increase of continental size, these differences decrease. (3) The abundance of thermochemical piles in continental region is positively correlated with the size of continental lithosphere, i. e. low for small continental size and high for large continental size. (4) Surface heat flux is high and fluctuates violently with time in the oceanic region while low and fluctuates weakly with time in the continental region. CMB heat flux under thermochemical piles is lower than the surrounding mantle region.

**Keywords** Continental lithosphere; Thermochemical piles, LSVPs; Mantle convection; Interaction

## 1 引言

在地表,存在着占其面积约 30% 的大陆岩石圈.不同于作为地幔对流顶部热边界层的大洋岩石圈 (McKenzie et al., 2005),大陆岩石圈,尤其是克拉通,具有较小的固有密度(intrinsic density),较低的水含量,较高的黏度等物理化学性质 (Artemieva, 2009; Karato, 2010; Khan et al., 2011; Peslier et al., 2010).由于特殊的物理化学性质,大陆岩石圈一般不主动参与下方的地幔对流,但和地幔对流有着重要的相互影响.

为了探讨大陆岩石圈与周围地幔对流结构的相互影响,前人进行了一系列的数值实验. Gurnis (1988) 第一次给出了大陆与地幔之间相互作用的数值模型.其研究发现,大陆在冷的下涌流区域聚合,形成超级大陆.由于超级大陆的形成,阻止了原下涌区的俯冲和地幔冷却.超级大陆下方的地幔逐渐增温,形成上涌流,由于拉张作用,将超级大陆分裂成小块大陆.这一过程周期性地进行. Phillips 和 Bunge (2005) 在 3D 球域讨论了大陆的大小,地幔加热模式,下地幔黏度增加对于大陆运动的影响.其结果表明,大陆岩石圈的漂移速度为海洋岩石圈速度的 1/3 左右,这解释了大陆岩石圈和海洋岩石圈间速度的差异. Zhong 等(2007) 在 3D 球域探讨了大陆与地幔之间的相互作用并根据数值模型认为,当地幔具有中等强度的岩石圈,较弱的上地幔和高

黏度的下地幔时,地幔在没有超级大陆时呈一阶对流模式;在有超级大陆时呈二阶对流模式.由于大陆对地幔对流的这种调节作用,使得地幔在两种对流模式间周期性地相互转换,进而导致超级大陆周期性地拼合与分裂. Coltice 等(2007) 研究了大陆岩石圈对地幔温度的影响.其结果表明,超级大陆的形成会导致地幔对流波长的增大,进而导致岩石圈下地幔温度高达 100 °C 的增加,该现象被用来解释中大西洋玄武岩省.作者进而认为至少存在两种大陆玄武岩省:由热柱产生的和地幔全球变暖导致的. Yoshida (2010) 考虑了大陆岩石圈组分和流变的横向不均匀性对其稳定性的影响.其结果表明,弱的大陆边缘能够保护克拉通岩石圈不被对流地幔所拉张,因此在岩石圈的稳定性方面具有重要作用.

上述研究为我们理解大陆岩石圈和周围地幔之间的相互作用提供了许多新的视角.随着观测技术的提高,人们逐渐认识到,在地下幔底部,存在着两块具有较高密度的热化学异常体(下称 LSVPs).这两块热化学异常体分别位于中太平洋和非洲底部 (He and Wen, 2009; Ishii and Tromp, 1999; Kennett et al., 1998; Ni et al., 2002),共占据了 CMB 面积的约 20% (Burke et al., 2008). LSVPs 受到周围地幔的影响而变形、运动 (Zhang et al., 2010),同时其对地幔对流的结构也有重要影响 (Davaille, 1999).

前人进行了一系列的数值和实验室实验来探讨 LSVPs 和地幔对流结构之间的相互影响.如

Davaille(1999)在实验室中进行了一系列分层密度和黏度的热化学对流实验. 其结果给我们两点启示:(1)即便是 1%~2% 的化学密度不均匀,也会对动力学产生显著的影响;(2)现在的地幔对流格局并不能够代表整个地球历史的地幔对流格局. 特别地,作者认为在地球历史早期,地幔对流呈分层机制;但是,随着两个物质层的逐渐混合,其密度差异逐渐变小,导致地幔对流从分层机制转变为震荡的 doming 形式. 作者认为 dome 和在 dome 顶端形成的小热柱是现今观测到的太平洋和非洲超级热柱和上方热点的成因. McNamara 和 Zhong (2005) 以过去 1.2 亿年的板块运动历史作为上表面的速度边界条件,探讨了 LSVPs 物质形态的演化. 其得到的 LSVPs 结构与地震观测的非洲和太平洋的热化学异常结构具有相似的形态. Lassak 等 (2010, 2007) 研究了 LSVPs 对 CMB 形态的影响. 其结果显示,纯热起源的超级热柱(热柱丛)和热化学起源的超级热柱引起的 CMB 地形是不同的:对于热化学起源的超级热柱,其 CMB 地形在 LSVPs 下方相对平坦,且稍微升高,而在 LSVPs 的边缘,却剧烈上升,CMB 地形呈平底锅形状;而热柱丛模型预测的 CMB 地形在每个热柱下面为高地形. Tan 等(2011) 在 3D 球域可压缩地幔对流条件下考察了热柱的位置和高密度高体积模量的 LSVPs 的水平运动. 其研究表明,选取 LSVPs 的体积模量和密度在合理的参数范围内,能够保证 dome 结构存在几十亿年而不被地幔对流携带走. 同时,热化学热柱更多地倾向于在 dome 的边缘而非顶部产生. 这和 Burke 等(2008)的观测一致.

实际的地幔,同时包含大陆岩石圈,周围地幔和 LSVPs. 因此,在考虑大陆岩石圈和地幔对流的相互影响时,应该将 LSVPs 同时包含进来. 但是,迄今为止,同时包含上述三种成分的地幔对流还未深入展开. 本文修改了计算地幔对流的有限元代码 Citcom (McNamara and Zhong, 2004; Moresi and Solomatov, 1995),以使得能够计算包含三种组分(大陆岩石圈,周围地幔,LSVPs)的地幔对流. 并探讨大陆岩石圈和周围地幔及 LSVPs 的相互影响.

## 2 模型和方法

### 2.1 控制方程

本文假定地幔为满足 Boussinesq 近似和无限大普朗特数假设的不可压缩流体. 在 2D 直角坐标

下讨论地幔的演化. 满足上述假设的无量纲的质量、动量和能量守恒方程为:

$$u_{i,i} = 0, \quad (1)$$

$$-P_{,i} + [\mu(u_{i,j} + u_{j,i})]_{,j} - (Ra \cdot T - Rc \cdot C)g_i = 0, \quad (2)$$

$$\dot{T} + u_i \cdot T_{,i} = T_{,ii}. \quad (3)$$

另外,对于热化学对流,化学组分的运动由平流方程所控制:

$$\dot{C} + u_i \cdot C_{,i} = 0, \quad (4)$$

上述方程中, $u_i$  为速度, $P$  为动力学压强, $\mu$  为黏度, $T$  为温度, $C$  为化学组分, $g_i = (g_x, g_z) = (0, 1)$  为重力加速度, $X_{,i}$  为  $X$  的空间导数, $\dot{X}$  为  $X$  的时间导数, $Ra, Rc$  分别为底部加热和化学瑞利数. 由下述公式给出:

$$Ra = \frac{\rho_0 g \alpha \Delta T h^3}{\kappa \eta_0}, \quad Rc = \frac{\Delta \rho g h^3}{\kappa \eta_0}.$$

公式右侧的变量是有量纲的,其含义及数值在表 1 中给出.

$Rc$  与  $Ra$  之比为浮力数  $B$ :

$$B = \frac{Rc}{Ra} = \frac{\Delta \rho}{\rho_0 \alpha \Delta T}.$$

浮力数表征化学浮力与热浮力的相对大小.

表 1 文中物理参数的数值

Table 1 Values of physical parameters in this article

物理量	本文中数值
地幔厚度	2890 km
热容	$1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$
热扩散系数	$1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
周围地幔密度	$3.3 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$
热胀系数	$3 \times 10^{-5}$
重力加速度	$9.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$
地幔过绝热温度差	2500 K
参考黏度	$5.97 \times 10^{21} \text{ Pa} \cdot \text{s}$
瑞利数	$1 \times 10^7$

### 2.2 模型参数

为了初步探讨大陆,LSVPs 与周围地幔间的相互作用,本文在 2D 直角坐标下设置了两类模型:包含大陆和周围地幔两种物质的模型;同时包含大陆,周围地幔和 LSVPs 三种物质的模型. 其中,大陆岩石圈的平均密度比周围地幔低 2.9%,LSVPs 的平均密度比周围地幔高 2.9%(图 1).

地幔的黏度随着温度、组分、压力、应变率、矿物相等复杂地变化. 上述因素对地幔黏度的影响究竟如何,至今仍存在很大不确定性(Tackley, 2011). 作为初步研究,本文简单地将无量纲的黏度设置为随着深度和组分而变化.

$$\eta(C) = \eta_0(z)(1 + \eta_c C),$$

其中,  $\eta_0$  是依赖于深度的前置因子, 对岩石圈(0~100 km), 软流圈(100~200 km), 过渡区(200~660 km), 下地幔(660~2890 km)分别设置为 1, 0.01, 0.1, 1. 即拥有高黏度的岩石圈和下地幔及低黏度的软流圈. 黏滞比  $\eta_c$  表示在同一深度下, 化学异常物质(包括大陆岩石圈和 LSVPs)和周围地幔的黏度之比. 对于大陆岩石圈, 将这一值设置为 100. LSVPs 由于密度较高, 导致其停留在 CMB 上方而不参与上层地幔的对流, 这使其温度较周围地幔高. 根据 Arrhenius 公式, 其黏度应比周围地幔低. 但另一方面, Solomatov 等(1996)认为在下地幔, 活化能可能取负值, 因此, 高温的 LSVPs 可能黏度更高(Korenaga, 2005; Solomatov, 1996). 钙钛矿到过钙钛矿的相变具有正的克拉贝隆斜率(Murakami et al., 2004; Oganov and Ono, 2004), 在下涌区, 由于温度低, 地幔物质更可能经相变转化为过钙钛矿相. 因此, 低温的下涌区具有较厚的过钙钛矿相(Nakagawa and Tackley, 2005). 而过钙钛矿相的黏度比钙钛矿小 3 个量级(Ammann et al., 2010), 这导致高温的 LSVPs 可能具有较高的黏度. 鉴于此, 我们分别探讨了 LSVPs 的  $\eta_c$  取为 25 或 0.04 对于模型结果的影响(图 1).

本文使用粒子比方法来模拟化学成分随着时间的演化(Tackley and King, 2003). 初始时刻, 每一单元拥有 16 个追踪粒子. 追踪粒子属于以下三种类型中的一个: -1, 0, 1, 分别用以表示大陆岩石圈, 周围地幔, LSVPs 三种物质. 随着地幔的演化, 追踪粒子会随着地幔流扩散. 某一时刻, 每一单元的组分由下面公式所确定:

$$C_c = \frac{-N_C + N_M}{N_C + N_L + N_M},$$

式中,  $C_c$ ,  $N_C$ ,  $N_M$ ,  $N_L$  分别为某一时刻, 某一单元的组分, 以及单元中大陆岩石圈类型粒子, 周围地幔类型粒子和 LSVPs 类型粒子的数目. 从单元组分公式可知, 单元组分  $C_c$  在 -1~1 之间变化. 当某一单元全部为 -1 类型粒子时, 单元组分为 -1, 此时该单元属于大陆岩石圈; 当某一单元中全部为 1 类型粒子时, 单元组分为 1, 此时该单元属于 LSVPs; 当某一单元中全部为 0 类型粒子时, 单元组分为 0, 此时该单元属于周围地幔. 在结果分析时, 本文将组分场小于 -0.8 的区域判定为大陆岩石圈, 组分场大于 0.8 的区域判定为 LSVPs 区域, 组分场在 -0.8~0.8 之间的区域判定为周围地幔.

初始时刻大陆岩石圈设为厚度 0.1(有量纲厚度为 289 km), 位于地表中央的长方形块体(图 1). 为了探讨大陆岩石圈的尺度对地幔对流的影响, 我们将初始时刻大陆岩石圈的大小设置为不同的值(表 2). 考虑到高黏度的 LSVPs 可能保持一定的块状结构而不因重力作用塌陷铺满 CMB, 因此, 对于高黏度的 LSVPs, 我们将其初始时刻设置为一个方形块体(图 1a, 1b). 块体的大小等于现今非洲和太平洋块体热化学异常的总和. 对于低黏度的 LSVPs, 我们将其在初始时刻设置为厚度为 0.0865(250 km)的平层(图 1c, 1d). 模型的初始温度场由具有相同参数的纯热对流计算得到的稳态温度场的径向平均温度加上随机温度扰动得到. 模型各个边界均为自由滑移速度边界条件. 顶部和底部采用等温边界条件, 侧边界采用绝热边界条件.

由于真实的地幔对流没有侧向边界, 在使用 2D 模型进行仿真时, 模型的侧边界可能对对流结构具有影响. 为了减小侧边界的影响, 本文将模型的长宽比设为 6. 模型将计算区域剖分为  $128 \times 384$ (垂向单元数  $\times$  水平向单元数)个长方形单元, 每一单元的边长为 22.6 km(垂向)  $\times$  45.2 km(水平).

### 3 结果及分析

为了便于讨论, 我们根据地表的分场将计算区域划分为三个部分(见图 2): 大陆区域(离开洋陆边界 500 km 以上的地表分场为大陆物质的区域), 大陆边缘(距离洋陆边界 500 km 以内的区域), 海洋区域(离开洋陆边界 500 km 以上的地表分场为海洋物质的区域). 其中陆洋边界指地表分场为 0.5 的等分线. 之后我们分别讨论了三个区域岩石圈及下伏地幔各项物理参数随时间的演化及在稳态时的平均值(表 2). 这些参数包括:

$v_{z_{CB}}$ : 大陆边缘地幔平均垂向速度, 单位 cm/a, 通过计算大陆边缘区域从岩石圈底部到 CMB 地幔垂向速度的平均值得到.

$\Delta v_z$ : 陆洋区域地幔平均垂向速度之差, 单位 cm/a.

$\Delta T_U$ : 陆洋上地幔平均温差, 单位 K, 其中, 上地幔温度的取值深度范围为 200~660 km.

$\Delta T_L$ : 陆洋下地幔底部平均温度之差, 单位 K, 下地幔底部温度的取值深度范围为 1890~2890 km, 即地幔最底部的 1000 km.

$\Delta T_{LAB}$ : 表示陆洋 LAB 平均温度之差, 单位 K;

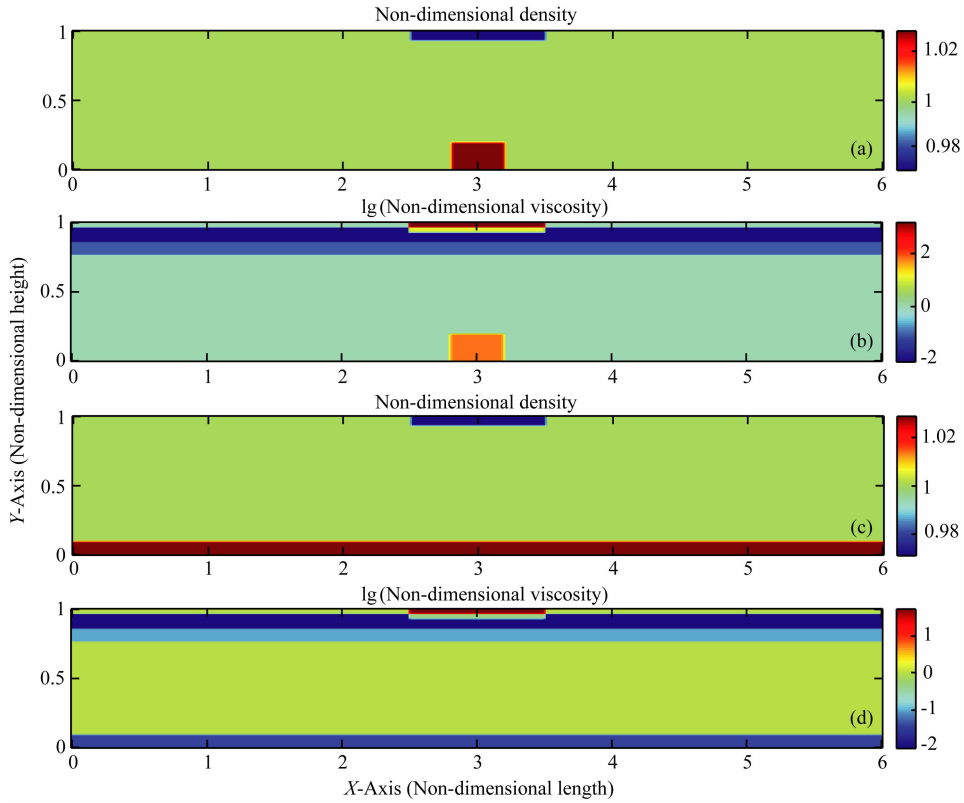


图1 模型 CaseB1 (a, b)和模型 CaseC1 (c, d)的无量纲的初始密度场(a, c)和黏度场(b, d)  
(a), (c)中颜色表示初始时刻无量纲密度. (b), (d)中颜色表示初始时刻无量纲黏度的常用对数.

横坐标表示无量纲长度,纵坐标表示无量纲高度.每1单位代表2890 km.

Fig. 1 Non-dimensional density (a, c) and viscosity (b, d) distribution at initial time for model CaseB1 (a, b) and CaseC1 (c, d)

X-axis stands for non-dimensional length and Y-axis stands for non-dimensional height.

The scalar for length and depth is 2890 km.

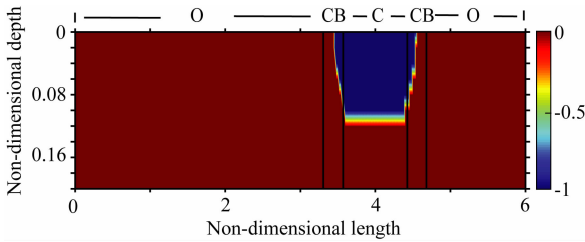


图2 大陆区域、大陆边缘和海洋区域的分布示意图  
颜色表示组分. -1表示大陆岩石圈物质,0表示周围地幔物质.  
O代表海洋区域,CB代表大陆边缘区域,C代表大陆区域.横轴  
表示无量纲长度,纵轴表示无量纲深度.每1单位代表2890 km.  
Fig. 2 Schematic view of the distribution of the Continental  
region, Oceanic region and Continental margin region  
Color represent the composition. -1 stands for continental  
lithosphere material and 0 stands for surrounding mantle  
material. O stands for Oceanic region, CB stands for Continental  
margin region and C stands for Continental region. X-axis  
stands for non-dimensional length and Y-axis stands for non-  
dimensional depth. The scalar for length and depth is 2890 km.

$\Delta d_{LAB}$ :陆洋 LAB 平均深度之差,单位 km. 其中,某一时刻大陆区域的平均 LAB 深度及温度由下述方

法计算:将该时刻所有位于大陆区域的温度剖面进行平均,得到平均的温度剖面(如图3右),从上往下,取该温度剖面的第一个局部极大值作为大陆区域平均的 LAB 温度,其对应的深度为大陆区域平均的 LAB 深度.海洋区域平均 LAB 深度及温度的计算与大陆区域相同.

$R_{cr}$ :洋陆岩石圈平均水平速率之比.

$R_{ca}$ :陆洋区域 LSVPs 物质平均丰度比. 其中,LSVPs 物质的选取范围为 1890~2890 km,即最底部的 1000 km.

### 3.1 包含大陆岩石圈和周围地幔的地幔对流

CaseA1, CaseA2, CaseA3 三组模型只包含大陆岩石圈和周围地幔. 三组模型的差别在于初始时刻大陆的无量纲长度分别为 1, 3 和 0.5 (见表 2).

当大陆面积较小时,大陆边缘往往伴随着剧烈的俯冲( $v_{z_{CB}} < 0$ , 见表 2, CaseA3). 由于大陆面积较小,大陆下方的地幔也受边缘俯冲的影响,而产生下涌. 因此,与海洋区域相比,大陆下方的地幔总体向下流动( $\Delta v_z < 0$ ). 由于质量守恒,在海洋区域,地幔

表 2 本文计算的模型及模型结果.  $L_0$  代表无量纲的初始大陆长度,  $\eta_c$  代表 LSVPs 与周围地幔黏度比, NaN 表示该值没有意义. 其他符号意义及单位见第 3 节

Table 2 Simulated models in this article and model results.  $L_0$  represents the initial length of the continental lithosphere.  $\eta_c$  represents the viscosity ratio between the LSVPs and the surrounding mantle. NaN represents Not a Number. Check other parameters in Section 3

	CaseA1	CaseA2	CaseA3	CaseB1	CaseB2	CaseB3	CaseC1	CaseC2	CaseC3
$L_0$	1	3	0.5	1	3	0.5	1	3	0.5
$\eta_c$	NaN	NaN	NaN	25	25	25	0.04	0.04	0.04
$v_{zCB}$	$-1.7 \pm 0.9$	$-0.1 \pm 0.7$	$-3.9 \pm 1.7$	$-1.3 \pm 1.2$	$-0.3 \pm 1.1$	$-3.5 \pm 1.6$	$-0.2 \pm 1.4$	$-0.1 \pm 0.8$	$-3.2 \pm 2.1$
$\Delta v_z$	$-2.2 \pm 0.7$	$1 \pm 0.3$	$-4.2 \pm 2.3$	$-1.7 \pm 2$	$-0.4 \pm 0.6$	$-4.6 \pm 2.3$	$-0.3 \pm 0.7$	$0.9 \pm 0.6$	$-3.7 \pm 2.5$
$\Delta T_U$	$-23 \pm 11$	$19 \pm 7$	$-42 \pm 28$	$-30 \pm 22$	$-9 \pm 10$	$-52 \pm 33$	$-11 \pm 27$	$20 \pm 12$	$-75 \pm 50$
$\Delta T_L$	$12 \pm 35$	$39 \pm 28$	$-44 \pm 38$	$-26 \pm 77$	$-17 \pm 7.9$	$-62 \pm 65$	$-82 \pm 115$	$116 \pm 68$	$-138 \pm 143$
$\Delta T_{LAB}$	$-69 \pm 41$	$1 \pm 57$	$-87 \pm 56$	$-66 \pm 21$	$-2 \pm 43$	$-88 \pm 50$	$-24 \pm 60$	$24 \pm 53$	$-79 \pm 60$
$\Delta d_{LAB}$	$88 \pm 44$	$19 \pm 41$	$99 \pm 58$	$81 \pm 41$	$40 \pm 18$	$135 \pm 64$	$40 \pm 29$	$-6.9 \pm 43$	$99 \pm 69$
$R_{vir}$	6	2.2	4.7	4.3	2.4	6.2	4.7	2	13
$R_{en}$	NaN	NaN	NaN	0.43	0.9	-0.02	0.47	1.1	0.39

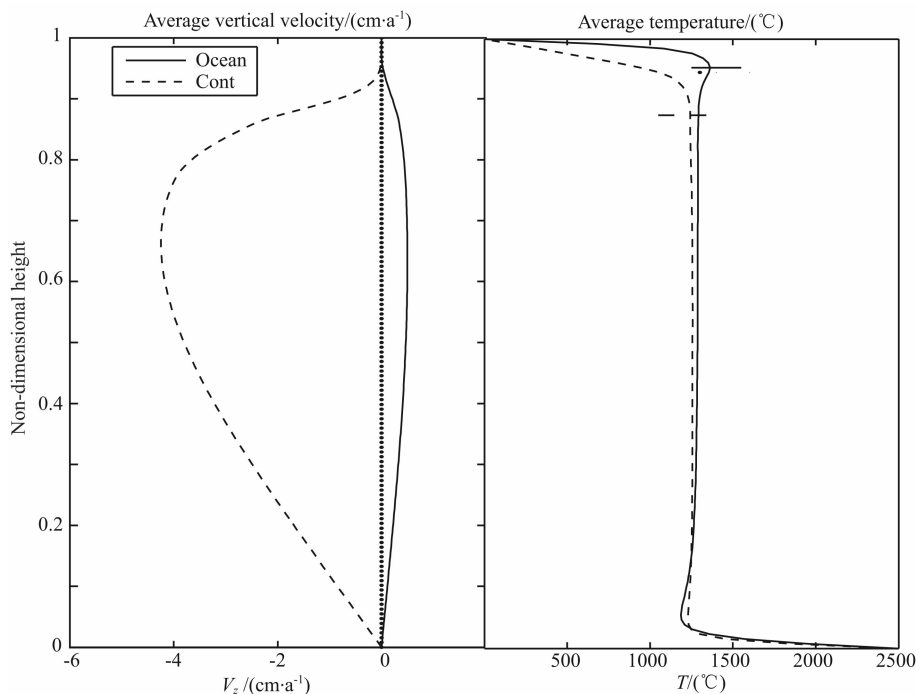


图 3 CaseA1 模型某一时刻大陆(虚线)与海洋(实线)区域的平均垂向速度(左)和温度剖面(右)  
左图中,速度向上为正,向下为负.右图中实短横线和虚短横线分别代表海洋与大陆的平均 LAB.

Fig. 3 Average vertical velocity (left) and temperature (right) profile for model CaseA1 at certain time after reaching steady state

Positive is for upward velocity while negative is for downward velocity in the left panel. Horizontal ticks in the right panel represent LAB. Dashed (solid) line is for continent (Oceanic) region.

总体上处于上涌状态. 相对应的,海洋区域的地幔温度大于大陆区域的地幔温度( $\Delta T_U < 0$ ,  $\Delta T_L < 0$ ).

随着大陆面积的增大,大陆边缘俯冲逐渐减弱,大陆区域地幔的下涌速度逐渐减小,温度逐渐升高. 对于超级大陆的情况(CaseA2),大陆边缘的下涌非

常弱( $v_{zCB}$ 幅值较小),大陆区域的垂向速度甚至稍大于海洋区域的垂向速度( $\Delta v_z > 0$ ). 这表明,在此时,大陆内部以上涌为主(Gurnis, 1988). 对应的,超级大陆下方地幔的温度也较高( $\Delta T_U > 0$ ). 在超级大陆下方的上涌流和高温,可能为超级大陆的裂解、

伴随超级大陆裂解产生的大量的高温火山喷发 (Condie, 2004) 提供了物质和能量上的支持。

随着大陆面积的增加,大陆与海洋岩石圈软流圈界面(LAB)深度和温度的差异逐渐减小。但是,在我们的模型中,大陆 LAB 的深度总是大于海洋区域的 LAB 深度。这表明大陆岩石圈的热学厚度总是大于海洋岩石圈的热学厚度。对于 CaseA2 的超级大陆模型,大陆区域上地幔的温度比海洋区域上地幔的温度高 19 K ( $\Delta T_U = 19$ ),但大陆区域 LAB 的温度仅比海洋下 LAB 的温度高 1 K ( $\Delta T_{LAB} = 1$ )。这表明,虽然超级大陆下方上地幔的温度比海洋区域高,但是大陆岩石圈本身的温度却和海洋岩石圈温度相当。由于大陆岩石圈中的 craton 因亏损水而具有较高的黏度 (Peslier et al., 2010)。因此,相对于海洋岩石圈,大陆的 craton 部分在超级大陆时期可能也具有较高的强度。

随着大陆面积的增加,大陆内部的水平应力从压应力为主转变为张应力为主(图 4)。本文模型中,大陆岩石圈黏度没有横向变化,因此,大陆显示出较为均匀的拉张或压缩(图 4)。在真实的地球中,超级大陆的拉张(分裂)可能更倾向于位于大陆的薄弱地区。超级大陆内部的拉张应力,可能促进了超级大陆的裂解 (Yoshida, 2010)。

大陆岩石圈的水平速度,始终小于海洋岩石圈的水平速度 ( $R_{cr} > 1$ )。这和观测一致。

我们以 CaseA1 模型为例探讨大陆及海洋区域各项物理参数随时间的演化及其相互关系。首先,大陆区域地幔的平均垂向运动速度,海洋区域地幔的平均垂向运动速度,海洋区域地表热流和大陆区域上地幔温度间存在很好的关联性。如大陆区域地幔的平均垂向运动速度和海洋区域地幔的平均垂向运动速度,大陆区域上地幔温度反相关(图 5a 和图 5e)。大陆区域地幔的下涌速度大的时候,海洋区域地幔的上涌速度大。在大陆区域地幔下涌流达到最大值的一段时间后,海洋区域地表热流也达到最大值(图 5a 和图 5c)。其次,大陆区域地幔垂向运动速度和岩石圈在地表的水平运动速度,大陆区域地表热流,LAB 温度,下地幔底部温度间似乎没有明显的相关性。如下地幔底部的温度变化和大陆区域地幔的下涌速度间没有明显相关性(图 5a 和图 5f)。其原因可能在于下地幔底部的垂向运动较小(图 3 左),导致上方的短周期变化没有足够的时间来影响下地幔底部。值得注意的是,大陆地表热流随时间变化的频率和幅度远小于海洋地区地表热流随时间变

化的频率和振幅。由于大陆地区地表热流由大陆地区的近地表地温梯度来确定(热传导),这意味着,地幔中短周期的温度、运动速度等的变化,不会对浅表地温梯度造成影响。

为了考察不同时期的地幔结构和上述物理量之间的关系,我们给出了模型 CaseA1 在图 5 中  $t_1, t_2, t_3$  三个时刻的温度场(图 6)。在  $t_1$  时刻大陆区域地幔的下涌速度达到瞬时极大值(图 5a)。此时,大陆区域同时具有较低的上地幔温度(图 5e)。而温度场显示此时大陆的两侧都伴随着剧烈的俯冲(图 6a)。 $t_2$  时刻大陆区域地幔中的下涌流微弱(图 5a)。温度场也显示此时大陆两侧均没有强烈的俯冲(图 6b)。 $t_3$  时刻大陆边缘存在着剧烈的俯冲(图 5a, 图 6c)。但是,由于俯冲板块在下地幔并非处于大陆下方(图 6c),此时大陆区域下地幔底部温度反而处于瞬时极大值(图 5f)。可见,对于较小的大陆而言,某一时刻,大陆区域地幔底部的温度和大陆区域是否存在俯冲并没有必然的联系。

### 3.2 包含大陆岩石圈,周围地幔和 LSVPs 的地幔对流

CaseB1, CaseB2, CaseB3 以及 CaseC1, CaseC2, CaseC3 六组模型同时包含大陆岩石圈和 LSVPs。其中 CaseB1, CaseB2, CaseB3 中,LSVPs 用体积相当于现今太平洋和非洲 LSVPs 体积之和的高黏度块体来表示(图 1a, 1b)。CaseC1, CaseC2, CaseC3 中,LSVPs 用厚度为 250 km 的低黏度的热化学层来表示(图 1c, 1d)。其他模型参数参见表 2。

不论 LSVPs 是高黏度的块体还是低黏度的层,包含 LSVPs 都不会改变各物理量(如大陆边缘区域地幔垂向速度)随着大陆体积的增大而变化的趋势(表 2)。其特别之处在于:(1)LSVPs 的出现,会减小大陆边缘的俯冲(表 2)。尤其是对于非超级大陆的情况,这种减小更加强烈。(2)LSVPs 物质的丰度在大陆区域与在海洋区域之比  $R_{ca}$  随着大陆体积的增加而增加。在地球历史早期,地幔底部 LSVPs 物质的含量可能高于今天 (Davaille, 1999),但是,由于大陆岩石圈的总体积较小 (Piper, 2010),当时 LSVPs 可能主要位于海洋区域。

我们以 CaseC1 模型为例,探讨存在 LSVPs 的情况下,大陆及海洋区域各项物理参数随时间的演化及其相互关系(图 7)。在总体上,各项物理参数随时间的演化及其相互关系与 CaseA1 类似。如大陆区域的地幔平均垂向速度随时间波动剧烈而海洋区域随时间波动较小;海洋区域热流随时间波动剧烈

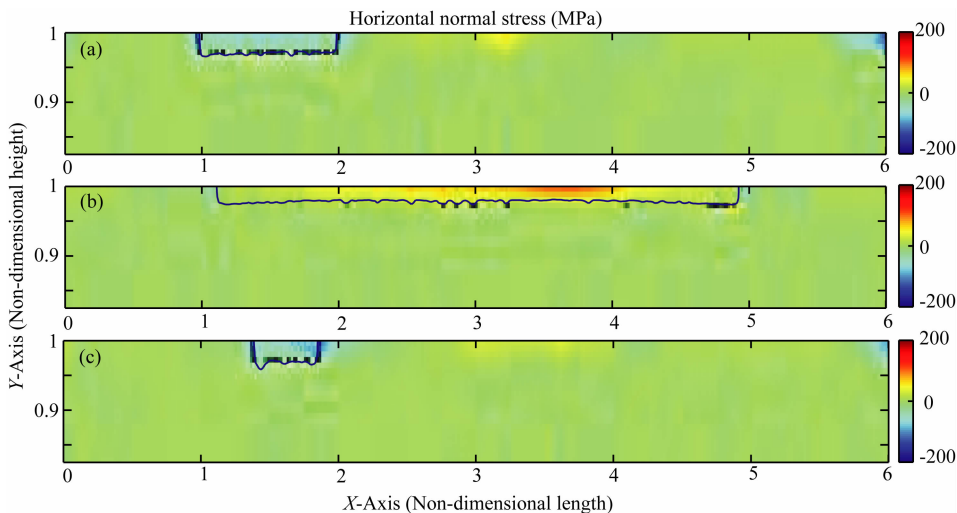


图 4 CaseA1, CaseA2, CaseA3 模型在同一时间的水平方向正应力场  
拉应力为正, 压应力为负. 线条所围区域为大陆岩石圈.

Fig. 4 Normal stress in the horizontal direction shown in the same time for CaseA1, CaseA2, CaseA3, respectively

Positive for tensional and negative for compressional stress, respectively. Regions encircled by the solid lines represent the continental lithosphere regions.

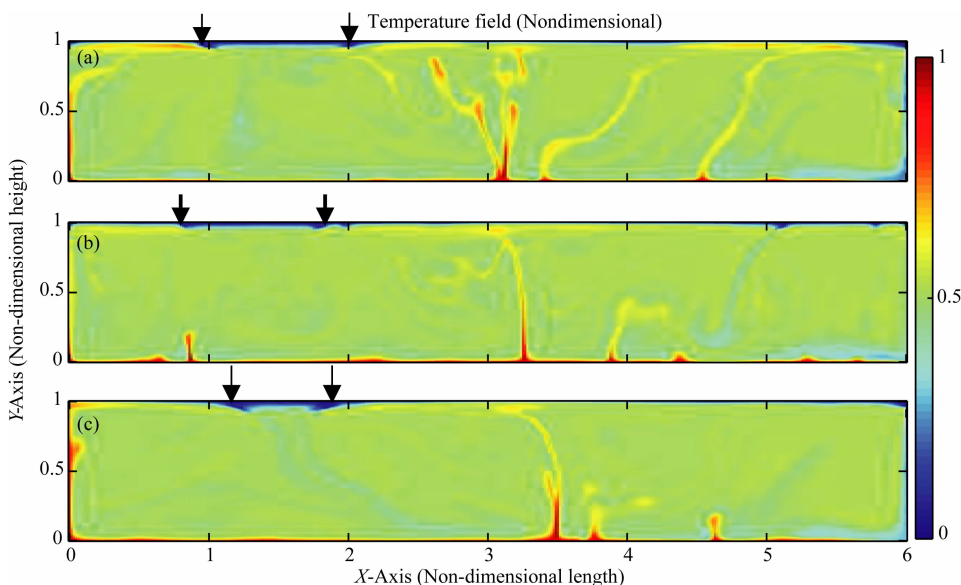


图 6 CaseA1 模型不同时刻的温度场

(a), (b), (c) 分别对应着图 5 中 t1, t2, t3 三个时刻的温度场. 图中向下箭头所指为大陆岩石圈的左右两个端点.

Fig. 6 Snapshots of the temperature field for CaseA1 at different time

Panels (a), (b) and (c) are the temperature snapshots corresponding to time t1, t2 and t3 in Fig. 5, respectively.

Black arrows point the boundary of the continental lithosphere.

而大陆区域随时间波动小等等. 下面我们考察大陆和海洋区域 LSVPs 丰度随时间的演化(图 7f). t1 时刻到 t2 时刻之间, 大陆区域 LSVPs 的丰度一直保持在低值. 地幔结构(图 8a, 8b)显示, 此时 LSVPs 主要有两个, 它们均位于远离大陆的海洋区域. 从 t2 到 t3 时刻, 大陆下方的 LSVPs 物质丰度迅速达到瞬时极大值, 其原因在于大陆岩石圈向左运移, 使

得自身位于原先的 LSVPs 物质上方(图 8b, 8c). t3 到 t4 时刻, 大陆区域 LSVPs 的丰度开始从先前的高值迅速向之后的低值转化. 其主要原因可能在于大陆周围的下涌流导致了 LSVPs 沿着 CMB 向右迁移(图 8d). 这可能意味着当大陆水平漂移时, 地幔底部 LSVPs 的分布与地表大陆的位置无关. 但当大陆位置长时间保持不变时, 其通过控制下涌流的



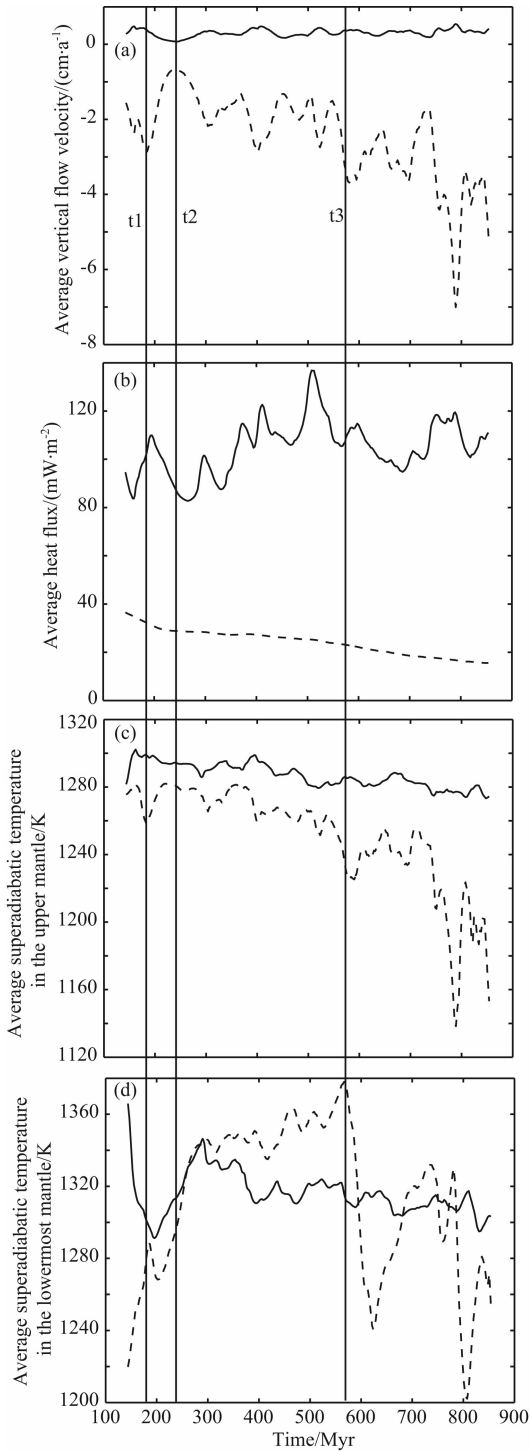


图 5 CaseA1 模型相关物理参数随时间的演化  
虚线表示大陆区域, 固线表示海洋区域. (a) 为地幔平均垂向速度, 向上为正. (b) 为平均地表热流. (c) 为上地幔平均过绝热温度. (d) 为地幔底部 1000 km 平均过绝热温度.

Fig. 5 Evolution of physical quantities with time for model CaseA1

Dashed (solid) line is for continent (Oceanic) region. (a) Averaged vertical velocity in the mantle. Upward direction is positive. (b) Averaged surface heat flux. (c) Averaged superadiabatic temperature in the upper mantle. (d) Averaged superadiabatic temperature in the lowermost mantle.

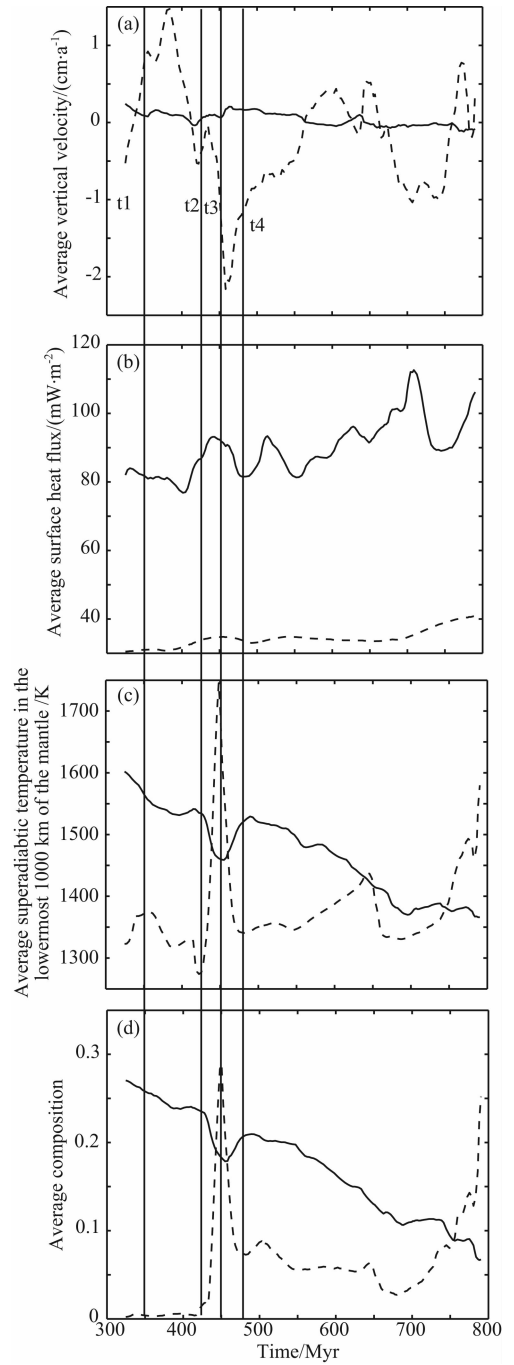


图 7 CaseC1 模型相关物理参数随时间的演化

虚线表示大陆区域, 固线表示海洋区域. (a) 为地幔平均垂向速度, 向上为正. (b) 为平均地表热流. (c) 表示下地幔平均过绝热温度. (d) 表示下地幔底部平均组分(用来表示 LSVPs 的平均丰度).

Fig. 7 Variation of physical quantities with time for model CaseC1

Dashed (solid) line is for continent (Oceanic) region. (a) Averaged vertical velocity in the mantle. Upward direction is positive. (b) Averaged surface heat flux. (c) Averaged superadiabatic temperature in the lowermost mantle. (d) Averaged composition in the lowermost mantle.

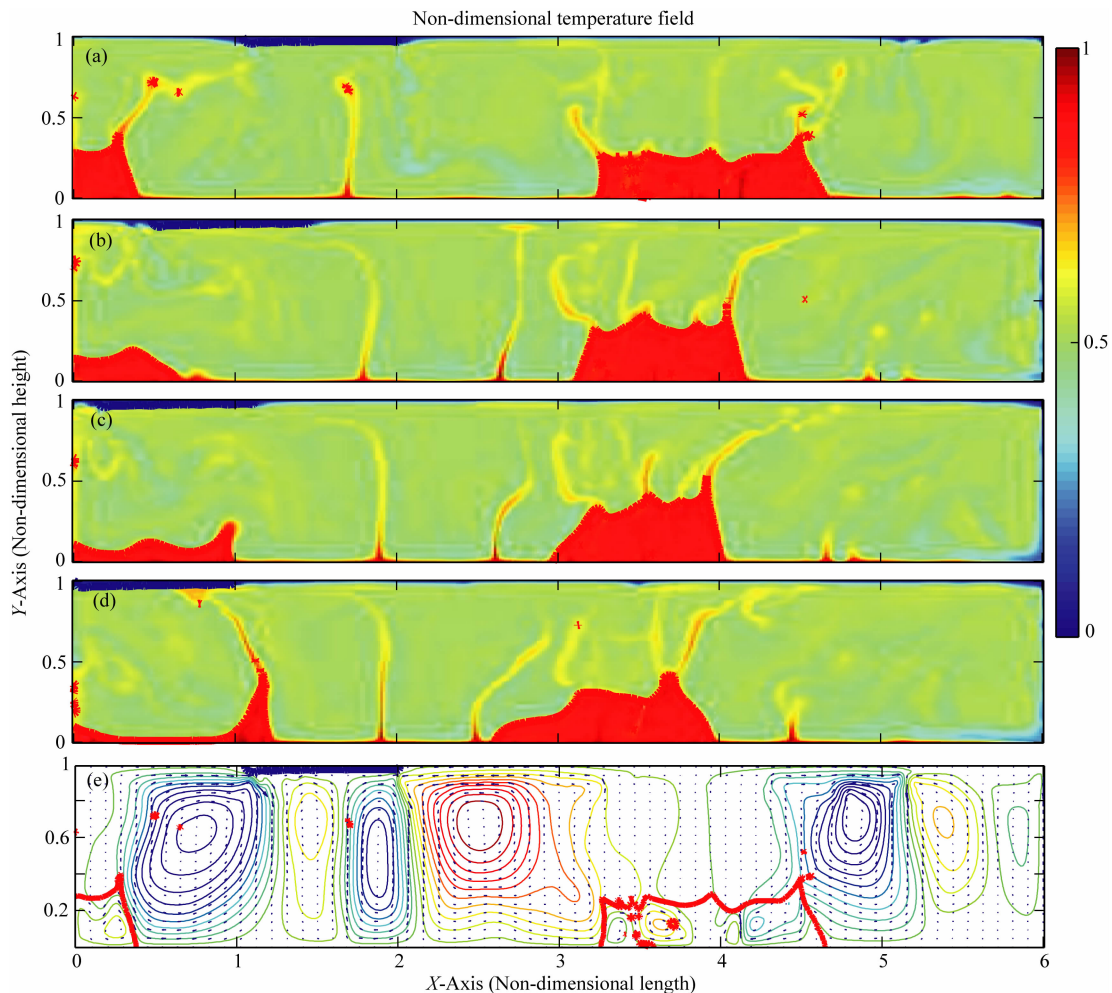


图 8 CaseC1 模型不同时刻的温度场

(a), (b), (c), (d) 四幅图分别对应着图 7 中  $t_1, t_2, t_3, t_4$  四个时刻的温度场。(e) 为  $t_1$  时刻的流函数图, 红色代表逆时针方向运动, 蓝色代表顺时针方向运动。图中, 顶部粗蓝线包围区域为大陆岩石圈, 底部红色粗线包围区域为 LSVPs。

Fig. 8 Snapshots of the temperature field for CaseC1 at different times

Panels (a), (b), (c) and (d) correspond to time  $t_1, t_2, t_3$  and  $t_4$  in Fig. 7, respectively. Panel (e) shows the streamline corresponding to time  $t_1$ . Thick blue and red lines corresponds to the boundaries of continental lithosphere and LSVPs respectively.

位置控制了地幔底部的 LSVPs 的空间分布。值得注意的是, CaseC1 大陆区域 LSVPs 物质的丰度随时间的变化与大陆区域下地幔底部温度随时间的变化一致(图 7d, 7f)。当大陆下方 LSVPs 物质含量多时, 大陆下方下地幔的平均温度高, 而当大陆下方 LSVPs 物质含量少时, 大陆下方下地幔的平均温度低。CaseC1 的海洋平均热流约  $90 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ , 大陆区域的海洋平均热流约为  $30 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (图 7c), 考虑到大陆区域岩石圈内放射性内生热产生的地表热流约为  $37 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (Turcotte and Schubert, 2002)。本文计算的海洋地表热流( $90 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ )与大陆地表热流( $30+37=67 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ )均与观测地表热流(分别为  $101 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$  和  $65 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ )较为一致。这表明本文选取的物理参数与地球真实的

物理参数较为一致。

LSVPs 及地表大陆岩石圈的出现, 对地幔对流的结构具有显著的影响。在下地幔底部, 沿 CMB 的水平流动受到 LSVPs 的阻碍而转为向上的流动(图 8e)。这可能是在 LSVPs 的边缘形成尖锐及陡峭界面(Ni et al., 2002)产生许多热柱(Burke et al., 2008)的原因。由于周围地幔流的影响, 在 LSVPs 顶部形成凸凹的界面, 在界面的高峰处, 往往存在许多热柱(图 8)。在上地幔, 水平流动在大陆边缘转化为向下的流动, 形成俯冲带。为了进一步比较地表的大陆岩石圈和地幔底部的 LSVPs, 我们考察了 CaseC1 模型 CMB 热流随时间的演化(图 9)。CMB 热流在 LSVPs 区域较低, 而在其他区域较高。这反映了地幔底部 LSVPs 对地核的保温作用, 与大陆岩石圈类似。

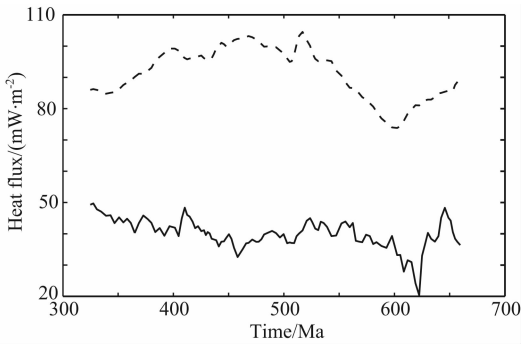


图9 CaseC1 模型 CMB 热流随时间的演化  
固线表示 LSVPs 区域,虚线表示非 LSVPs 区域。

Fig.9 CMB heat flux varying with time for CaseC1  
Solid and dashed lines represent for LSVPs and non-LSVPs regions, respectively.

## 4 结论与讨论

在与地球相似的物理参数下,本文在 2D 直角坐标域计算了同时包含大陆岩石圈,LSVPs 的地幔对流,以探讨大陆岩石圈与周围地幔、LSVPs 间的相互影响,本文主要有以下结论:

(1)大陆边缘俯冲的强弱和大陆的体积呈反相关,当大陆体积较小时,大陆边缘常伴随着较强的俯冲.随着大陆体积的增大,大陆边缘的俯冲逐渐减弱.与之对应的,大陆区域地幔在大陆体积小时呈现下涌状态,在体积大时呈现上涌状态.大陆岩石圈在体积较小时水平方向受到压应力,而当体积大时,水平方向受到张应力.

需要指出的是,本文在地表只设置一个大陆岩石圈.由于当今地球存在多个大陆岩石圈,它们之间及它们与地幔流之间存在复杂的相互作用,上述结论可能不适用于当今地球.但是,上述结论可用来研究超级大陆和地幔间的相互影响.本文结果显示,对于 Pangea(距今时间最近的超级大陆,形成于~320 Ma (Li and Zhong, 2009))这样的超级大陆而言,其周围俯冲较弱,内部存在较强的上涌流,大陆下方的上涌流具有较高的温度,大陆岩石圈以拉张应力为主.最早的超级大陆可能在太古代已出现(Piper, 2010),当时大陆面积可能比现今大陆面积小(Condie, 2000; Piper, 2010).根据本文研究,我们认为太古代时期,超级大陆区域地幔的上涌流应弱于 Pangea 超级大陆区域的上涌流,其岩石圈内水平张力也应小于 Pangea.这可能使得 Archean 时期的超级大陆在更长时间内不被裂解(Piper, 2010).

(2)岩石圈与软流圈界面(LAB)在大陆下方

较深,温度较低;在海洋区域较浅,温度较高.随着大陆体积的增大,陆洋之间 LAB 深度、温度的差异逐渐减小.

(3)大陆岩石圈的水平漂移速度比海洋岩石圈的水平运动速度小.这和观测到的新生代以来的板块运动速度一致(Gordon and Jurdy, 1986).

(4)海洋区域地表热流高,并且随着时间的波动较大,而大陆区域的地表热流低,且随着时间的波动较小.LSVPs 区域 CMB 热流低.

由于大陆区域地表热流随时间波动较小,故海洋区域地表热流随时间的变化,可用来近似估计全球地表热流随时间的演化.

(5)大陆下方 LSVPs 物质的丰度与大陆的体积呈正相关.

当大陆体积小,大陆区域地幔经常处于下涌状态,而下地幔的 LSVPs 堆总是伴随着上涌流(图 8e),因此,大陆与 LSVPs 趋向于彼此远离.这导致大陆下方 LSVPs 物质丰度比海洋区域小.随着大陆体积的增大,上涌区及其对应的 LSVPs 倾向于分布在大陆内部或海洋区域.这导致超级大陆区域 LSVPs 物质的丰度,和海洋区域接近.考虑到超级大陆 Pangea 大致以现今非洲为中心.本文认为非洲 LSVPs 和太平洋 LSVPs 可能分别源于 Pangea 超级大陆时期超级大陆和海洋区域下方的 LSVPs.

(6)LSVPs 和大陆岩石圈对于地幔对流结构具有重要的影响.在 LSVPs 的周围易于形成上涌流和热柱,在大陆岩石圈周围易于形成俯冲带.

本文对低黏度和高黏度 LSVPs 的模型结果显示,地幔底部 LSVPs 黏度的高低不影响上述结论.

本文采用两种方法验证包含三种成分热化学对流程序的正确性(结果未列出).首先,本文所谓化学异常,是指大陆岩石圈、LSVPs 和周围地幔间密度和黏度差异.如果我们将两者密度和黏度差异改为零,则本文热化学对流的结果应和纯热对流的计算结果一致.我们使用和 Blankenbach 等(1989)文中 Case1C 相同的参数,计算结果与其一致.其次,将大陆的体积设置为 0,采用和 Van Keken 等(1997)包含两种物质对流模型相同的参数,本程序计算结果与其一致.

需要指出的是,本文的结论是在特定的物理参数下得到的.如只考虑了深度和组分相关的黏度,而真实地幔的黏度比这要复杂得多.另一方面,我们的模型采用二维直角坐标系,且只包含一个大陆岩石圈,而地球本身是由多个大陆岩石圈组成的三维球

体. 因此, 本文的数值模型只是最初步的结果, 要得到更接近地球实际的结果, 需要在 3D 计算平台下, 进行包含多个大陆的更广泛的数值实验.

**致谢** 在程序使用方面, 作者得到了钟时杰教授、黄金水教授及冷伟教授的帮助; 两位匿名专家提供了宝贵的意见, 在此表示感谢.

## References

- Ammann M W, Brodholt J P, Wookey J, et al. 2010. First-principles constraints on diffusion in lower-mantle minerals and a weak D layer. *Nature*, 465(7297): 462-465.
- Artemieva I M. 2009. The continental lithosphere: reconciling thermal, seismic, and petrologic data. *Lithos*, 109(1-2): 23-46.
- Blankenbach B, Busse F, Christensen U, et al. 1989. A benchmark comparison for mantle convection codes. *Geophysical Journal International*, 98(1): 23-38.
- Burke K, Steinberger B, Torsvik T H, et al. 2008. Plume generation zones at the margins of large low shear velocity provinces on the core-mantle boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 265(1-2): 49-60.
- Coltice N, Phillips B R, Bertrand H, et al. 2007. Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents. *Geology*, 35(5): 391-394.
- Condie K C. 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, 322(1-2): 153-162.
- Condie K C. 2004. Supercontinents and superplume events: distinguishing signals in the geologic record. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146(1-2): 319-332.
- Davaille A. 1999. Simultaneous generation of hotspots and superswells by convection in a heterogeneous planetary mantle. *Nature*, 402(6763): 756-760.
- Gordon R G, Jurdy D M. 1986. Cenozoic global plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 91(B12): 12389-12406.
- Gurnis M. 1988. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature*, 332(6166): 695-699.
- He Y M, Wen L X. 2009. Structural features and shear-velocity structure of the "Pacific Anomaly". *Journal of Geophysical Research*, 114(B2): B02309.
- Ishii M, Tromp J. 1999. Normal-mode and free-air gravity constraints on lateral variations in velocity and density of Earth's mantle. *Science*, 285(5431): 1231-1236.
- Karato S I. 2010. Rheology of the deep upper mantle and its implications for the preservation of the continental roots: a review. *Tectonophysics*, 481(1-4): 82-98.
- Kennett B L N, Widiyantoro S, Van Der Hilst R D. 1998. Joint seismic tomography for bulk-sound and shear wave speed in the Earth's mantle. *Journal of Geophysical Research*, 103(B6): 12469-12493.
- Khan A, Boschi L, Connolly J A D. 2011. Mapping the Earth's thermochemical and anisotropic structure using global surface wave data. *Journal of Geophysical Research*, 116(B1): B01301.
- Korenaga J. 2005. Firm mantle plumes and the nature of the core-mantle boundary region. *Earth and Planetary Science Letters*, 232(1-2): 29-37.
- Lassak T M, McNamara A K, Garnero E J, et al. 2010. Core-mantle boundary topography as a possible constraint on lower mantle chemistry and dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(1-2): 232-241.
- Lassak T M, McNamara A K, Zhong S J. 2007. Influence of thermochemical piles on topography at Earth's core-mantle boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3-4): 443-455.
- Li Z X, Zhong S J. 2009. Supercontinent-superplume coupling, true polar wander and plume mobility: Plate dominance in whole-mantle tectonics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 176(3-4): 143-156.
- McKenzie D, Jackson J, Priestley K. 2005. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(3-4): 337-349.
- McNamara A K, Zhong S J. 2004. The influence of thermochemical convection on the fixity of mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(2): 485-500.
- McNamara A K, Zhong S J. 2005. Thermochemical structures beneath Africa and the Pacific Ocean. *Nature*, 437(7062): 1136-1139.
- Moresi L N, Solomatov V S. 1995. Numerical investigation of 2D convection with extremely large viscosity variations. *Physics of Fluids*, 7(9): 2154-2162.
- Murakami M, Hirose K, Kawamura K, et al. 2004. Post-perovskite phase transition in MgSiO<sub>3</sub>. *Science*, 304(5672): 855-858.
- Nakagawa T, Tackley P J. 2005. The interaction between the post-perovskite phase change and a thermo-chemical boundary layer near the core-mantle boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 238(1-2): 204-216.
- Ni S D, Tan E, Gurnis M, et al. 2002. Sharp sides to the African superplume. *Science*, 296(5574): 1850-1852.
- Oganov A R, Ono S. 2004. Theoretical and experimental evidence for a post-perovskite phase of MgSiO<sub>3</sub> in Earth's D' layer. *Nature*, 430(6998): 445-448.
- Peslier A H, Woodland A B, Bell D R, et al. 2010. Olivine water contents in the continental lithosphere and the longevity of cratons. *Nature*, 467(7311): 78-81.
- Phillips B R, Bunge H P. 2005. Heterogeneity and time dependence in 3D spherical mantle convection models with continental drift. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(1-2): 121-135.
- Piper J D A. 2010. Protopangaea: Palaeomagnetic definition of Earth's oldest (mid-Archaean-Palaeoproterozoic) supercontinent. *Journal of Geodynamics*, 50(3-4): 154-165.

- Solomatov V S. 1996. Can hotter mantle have a larger viscosity? *Geophysical Research Letters*, 23(9): 937-940.
- Tackley P J. 2011. Dynamics and evolution of the deep mantle resulting from thermal, chemical, phase and melting effects. *Earth-Science Reviews*, 110(1-4): 1-25.
- Tackley P J, King S D. 2003. Testing the tracer ratio method for modeling active compositional fields in mantle convection simulations. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(4): 8302.
- Tan E, Leng W, Zhong S J, et al. 2011. On the location of plumes and lateral movement of thermochemical structures with high bulk modulus in the 3-D compressible mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12(7): Q07005.
- Turcotte D L, Schubert G. 2002. *Geodynamics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Van Keken P E, King S D, Schmeling H, et al. 1997. A comparison of methods for the modeling of thermochemical convection. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B10): 22477-22495.
- Yoshida M. 2010. Preliminary three-dimensional model of mantle convection with deformable, mobile continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(1-2): 205-218.
- Zhang N, Zhong S J, Leng W, et al. 2010. A model for the evolution of the Earth's mantle structure since the Early Paleozoic. *Journal of Geophysical Research*, 115 (B6): B06401.
- Zhong S J, Zhang N, Li Z X, et al. 2007. Supercontinent cycles, true polar wander, and very long-wavelength mantle convection. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3-4): 551-564.

(本文编辑 何燕)