

王 建, 叶正仁. 地幔对流对全球岩石圈应力产生与分布的作用. 地球物理学报, 2005, 48(3): 584 ~ 590

Wang J, Ye Z R. Effects of mantle flow on generation and distribution of global lithospheric stress field. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, 48(3): 584 ~ 590

# 地幔对流对全球岩石圈应力产生与分布的作用

王 建, 叶正仁

中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

**摘 要** 利用动力学模拟方法研究地幔对流对于大尺度岩石圈内部应力场形成的作用. 地幔物质内部的密度横向非均匀及表面板块运动引起地幔流动, 并在岩石圈底部产生一个应力场. 该应力场作为面力将造成岩石圈本身变形, 从而产生岩石圈内部的应力分布. 模拟计算结果表明, 大部分俯冲带及大陆碰撞带区域应力均呈现挤压特征, 如环太平洋俯冲带及印度 - 欧亚碰撞带等; 而东太平洋洋脊、大西洋洋脊及东非裂谷处应力状态均表现为拉张; 并且绝大多数热点位置处于应力拉张区域, 这与目前对全球构造应力状态的理解是一致的. 计算的岩石圈内部最大水平主压应力的方向与观测表现出相当的一致, 其结果总体上吻合得较好, 然而在局部区域 (例如西北太平洋的俯冲带、青藏高原等地区) 存在着较大的差异. 研究表明, 地幔对流是造成岩石圈内部大尺度应力状态及分布的一个重要因素.

**关键词** 岩石圈, 地幔对流, 环太平洋俯冲带, 洋脊, 热点

**文章编号** 0001 - 5733(2005)03 - 0584 - 07

**中图分类号** P541

**收稿日期** 2004 - 09 - 02, 2005 - 01 - 25 收修定稿

## Effects of mantle flow on generation and distribution of global lithospheric stress field

WANG Jian, YE Zheng-Ren

*Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

**Abstract** We apply a kinematic simulation method to perform modeling for the global lithospheric stress field induced by mantle flow. Both the internal density anomalies and surface plate movements drive the mantle circulation. Mantle flow causes normal stress and tangential stresses at the base of the lithosphere, which affect or even lead to lithospheric stress field and lithospheric deformation. Our simulation shows that the agreement between predictions and observations is good in most regions. Most subduction zones and continental collisions, such as the circum-Pacific subduction zone and the collision zone between the India and Eurasia plate, are under compression. While ocean ridges, such as the east Pacific ridge, the Atlantic ridge and the east African rift, are under tension. And hotspots preferentially occur in regions where calculated stress is tensile. Calculated directions of the maximum horizontal principal compressive stress are in accord with observed principal stress directions in the mass except for some regions such as the northwest Pacific subduction zone and the Qinghai-Tibet Plateau. Our study shows that, mantle flow plays an important role in generating and distribution of the stress field within the lithosphere.

**Key words** Lithosphere, Mantle flow, Circum-Pacific subduction zone, Mid-ocean ridge, Hotspot

**基金项目** 国家自然科学基金(40274036)和海洋石油总公司与中国科学院联合攻关项目(50212910)联合资助.

**作者简介** 王 建, 男, 1978 年生, 中国科学院地质与地球物理研究所博士研究生, 主要从事地幔动力学研究.

E-mail: jianwang@mail.igcas.ac.cn

## 1 引言

了解岩石圈应力状态及其成因是地球动力学研究的重要目标之一,其对于探讨诸如大地震的发生,较大尺度的构造变形,板块运动的驱动机制及热流分布均有重要意义.因此,自 20 世纪 80 年代以来开展了大量的有关岩石圈应力场问题的研究,其中既包括全球尺度,也涉及区域性质的研究<sup>[1~7]</sup>.造成岩石圈应力场的因素很多,板块之间的相互作用(包括大陆板块之间的碰撞、挤压,海洋板块的俯冲及“脊脊推力”);地壳与岩石圈厚度及地面高度的变化;表面加载造成的岩石圈挠曲等<sup>[4]</sup>均在岩石圈内部产生应力.对于大范围、大尺度的岩石圈应力场特征而言,地幔对流的因素相当重要.地幔物质的流动在岩石圈底部产生垂向应力和水平向应力,是岩石圈内部应力场形成的一种重要机制.但先前的利用地幔对流理论模式解释岩石圈应力场的工作却并不理想,计算的主应力方向与观测到的岩石圈主应力方向符合程度较差<sup>[5]</sup>.其主要原因在于:一方面,相对于其他地球物理观测(如大地水准面、板块运动等),应力场的观测更为困难,从而资料积累稀少;另一方面,作为岩石圈应力研究基础的地震层析模型分辨率不够.随着近年来观测数据的增多<sup>[8,9]</sup>以及插值方法的改善<sup>[10]</sup>,使得全球岩石圈应力状态更为清晰.同时,近年来迅猛发展的地震层析技术及结果分辨率的提高,使得地幔对流模型更为可靠.从而应用地幔对流模型解释岩石圈应力产生及分布成为可能.例如,Steingerber et al.<sup>[4]</sup>基于地幔对流理论,运用较新的地震层析模型(Grand 的 S 波模型),较成功地解释了全球岩石圈应力场的一些主要特征.

研究全球地幔对流对于岩石圈板块内部应力场形成与分布特征的作用,阐明岩石圈内部大尺度应力场形成机制,首先必须先了解地幔内部物质流动状态.地幔内部的密度横向非均匀及板块运动引起地幔流动,并在岩石圈底部产生一个应力场<sup>[11,12]</sup>,这个底部应力场作为面力将造成岩石圈本身变形,从而产生岩石圈内部的应力分布.本文将探讨岩石圈内部大尺度应力场的产生机制.

## 2 物理模型和数值方法

### 2.1 地幔流动产生的、作用于岩石圈底部的应力场

假定地幔介质在动力学上为不可压缩牛顿流

体,具有无穷大 Prandtl 数  $Pr$ , ( $Pr = \nu/k$ , 这里,  $\nu$  是运动黏滞系数,  $k$  是热扩散系数. 对实际介质,  $Pr$  数近似为  $10^{23} \sim 10^{24}$ ), 且假定黏度只有径向变化. 由于 Prandtl 数无限大, 所以惯性项在动量方程中可以忽略, 则描述地幔流动的方程组可表示为

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \mathbf{V} &= 0, \\ \nabla \cdot \mathbf{T} + \mathbf{g} &= 0, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\mathbf{T} = -p\mathbf{I} + 2\mathbf{e}(\mathbf{r}),$$

式中  $\mathbf{V}$  是速度,  $p$  为压力,  $\mathbf{g}$  是重力加速度,  $\mathbf{T}$  是应力张量,  $\mathbf{I}$  是单位张量,  $\rho$  为密度异常,  $\mathbf{e}$  是应变率张量,  $\eta(\mathbf{r})$  为黏度, 且仅是半径  $r$  的函数.

借助于球谐展开与速度 - 应力矢量方法, 在球坐标下, 方程(1)可转化为关于极型场和环型场的常微分方程组, 其表达式为<sup>[13~15]</sup>

$$\begin{aligned} \frac{dX_1^{lm}}{dr} &= A_l X_1^{lm} + D^{lm}, \\ \frac{dX_2^{lm}}{dr} &= B_l X_2^{lm}, \end{aligned} \quad (2)$$

式中  $X_1^{lm} = (U^{lm}, V^{lm}, P^{lm}, Q^{lm})^T$ ,  $X_2^{lm} = (W^{lm}, R^{lm})^T$  分别是极型场和环型场的  $l$  阶  $m$  级的速度 - 应力矢量,  $U^{lm}$ 、 $V^{lm}$  是极型场中的速度分量,  $P^{lm}$ 、 $Q^{lm}$  是极型场中的应力分量,  $W^{lm}$  和  $R^{lm}$  是环型场中的速度分量和应力分量,  $\ln(r/r_E)$ ,  $r_E$  为地球半径,  $D^{lm}$  代表内部密度异常的贡献,  $A_l$ ,  $B_l$  分别是  $4 \times 4$  和  $2 \times 2$  的系数矩阵, 其元素依赖于黏度分布.

$$\begin{aligned} A_l &= \begin{bmatrix} -2 & L & 0 & 0 \\ -1 & 1 & 0 & \frac{1}{r} \\ 12 & * & -6L & 1 \\ -6 & * & 2(2L-1) & -1 \end{bmatrix}, \\ B_l &= \begin{bmatrix} 1 & \frac{1}{r} \\ (L-2) & -2 \end{bmatrix}, \end{aligned} \quad (3)$$

式中,  $L = l(l+1)$ ,  $*$  为  $-\frac{1}{r}$  ( $\eta_0$  为参考黏度).

考虑全地幔对流, 取核幔边界(CMB)作为系统的下边界, 由于流体外核的黏度远小于地幔黏度, 故核幔边界条件可取为自由滑动; 在地表, 存在一个代表板块运动的水平速度场(可由观测到的各个板块角速度得出). 利用差分方法在上述边界条件下解(2)式, 可得到由地幔密度异常和板块运动激发的地幔内部物质流动在岩石圈底部产生应力  $\sigma_{rr}^{lm}$ ,  $\sigma_{\theta\theta}^{lm}$ ,  $\sigma_{\phi\phi}^{lm}$  的球谐系数  $\frac{lm}{p}$ ,  $\frac{lm}{q}$ ,  $\frac{lm}{r}$ , 而应力则可表示为

$$\begin{aligned}
 b_{rr} &= \sum_{l=0}^l \sum_{m=0}^m \frac{lm}{p} \bar{Y}_{lm}, \\
 b_r &= \sum_{l=0}^l \sum_{m=0}^m \left[ \frac{lm}{q} \frac{\partial \bar{Y}_{lm}}{\partial} + \frac{lm}{r} \frac{1}{\sin} \frac{\partial \bar{Y}_{lm}}{\partial} \right], \quad (4) \\
 b_r &= \sum_{l=0}^l \sum_{m=0}^m \left[ \frac{lm}{q} \frac{1}{\sin} \frac{\partial \bar{Y}_{lm}}{\partial} - \frac{lm}{r} \frac{\partial \bar{Y}_{lm}}{\partial} \right],
 \end{aligned}$$

式中  $\bar{Y}_{lm}$  是全正常化球谐函数,  $\theta$ ,  $\phi$  分别是余纬和经度.

## 2.2 岩石圈内部平均应力场的计算

获得由地幔流动产生的作用于岩石圈底部的应力场后, 计算由此底部应力场形成的岩石圈内部平均应力场. 为此, 假设岩石圈为一厚度均一的弹性(或黏性)薄球壳, 上表面无应力作用, 下表面(即岩石圈底部)存在应力作用. 根据薄壳理论, 在岩石圈内部的位移(对弹性球壳)或位移率(对黏性球壳)可由  $b_{rr}$ ,  $b_r$ ,  $b_\theta$  解析给出<sup>[4,16]</sup>,

$$u_s^{lm} = \left[ \frac{lm}{p} + \frac{lm}{q} \frac{r_E}{t_L} \right] \frac{r_E}{\mu_L} \times \frac{1}{4l(l+1) \left[ \left( \frac{1}{L} + \frac{\mu_L}{3} \right) / \left( \frac{1}{L} + \frac{4\mu_L}{3} \right) \right] - 2}, \quad (5)$$

$$\begin{aligned}
 u_t^{lm} &= \frac{lm}{t_L} \frac{r_E}{\mu_L} \frac{1}{l(l+1) - 2}, \\
 v_s^{lm} &= \left[ \frac{lm}{p} + \frac{lm}{q} \frac{r_E}{t_L} \right] \frac{r_E}{L} \frac{1}{4l(l+1) - 2}, \quad (6) \\
 v_t^{lm} &= \frac{lm}{t_L} \frac{r_E}{L} \frac{1}{l(l+1) - 2},
 \end{aligned}$$

式中  $u_s^{lm}$ ,  $u_t^{lm}$  为弹性岩石圈水平位移的球谐展开系数( $l$  阶  $m$  级),  $v_s^{lm}$ ,  $v_t^{lm}$  为黏性岩石圈水平位移率, 即速度的球谐展开系数( $l$  阶  $m$  级).  $\mu_L$ ,  $L$  分别是弹

性岩石圈的弹性模量与不可压缩系数,  $L$  则是黏性岩石圈的黏度,  $t_L$  是岩石圈厚度.

获得岩石圈位移(或位移率)分布后, 利用位移-应力(或位移率-应力)关系即可得到岩石圈内部的水平应力分量  $\sigma_{\theta\theta}$ ,  $\sigma_{\phi\phi}$ , 进而得到最大水平主压应力大小及方向.

## 3 结 果

为了考察黏度结构对地幔流动的影响, 本文采用 3 种不同的黏度模型进行数值计算(见图 1, 其中  $h$  为深度). 模型 1 中岩石圈的黏度是  $6.0 \times 10^{21}$  Pa·s, 其底部地幔黏度是  $10^{21}$  Pa·s; 模型 2 中下地幔黏度是上地幔的 30 倍(即  $3.0 \times 10^{22}$  Pa·s); 模型 3 在模型 2 的基础上于 100~400 km 深度处存在一低黏通道(黏度是  $0.032 \times 10^{21}$  Pa·s). 本文选用最新的 stb00d 地幔密度模型<sup>[17]</sup>, 该模型建立在古板块的运动和俯冲基础上, 其数据以 31 阶的球谐系数给出. 根据 NUVBL-1 相对速度模型<sup>[18]</sup>, 并加上太平洋板块的转动角速度<sup>[19]</sup>得到表面绝对速度场.

运用上述方法, 对于 3 个不同的黏度模型, 分别计算弹、黏性岩石圈内部的应力分布. 计算中用到的岩石圈介质参数为:  $t_L = 100$  km,  $\mu_L = 0.721 \times 10^{11}$  Pa,  $L = 1.134 \times 10^{11}$  Pa,  $L = 6.0 \times 10^{21}$  Pa·s, 这些都是些典型数据. 为了更直观地显示岩石圈应力场的特性, 定义一个“标量应力”  $\sigma = \sigma_1 + \sigma_2$ , 其中  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  分别是最大水平主压应力和最小水平主压应力的大小. 当  $\sigma > 0$  时, 该区域应力处于挤压状态; 而当  $\sigma < 0$  时, 该区域应力则处于拉张状态.

图 2(a、b、c) 给出相应于 3 种黏度结构, 弹性岩石圈内部的“标量应力”分布图像, 可以看出它们有

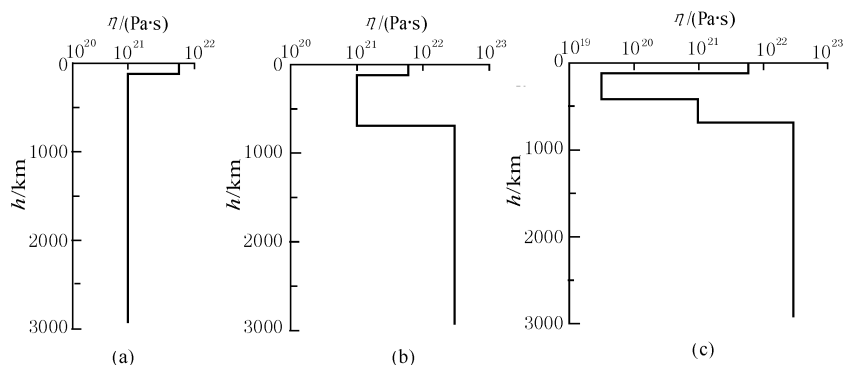


图 1 计算地幔流动所用的 3 种黏度模型

(a) 模型 model 1; (b) 模型 model 2; (c) 模型 model 3.

Fig. 1 Three viscosity models used for mantle flow calculation

相似的应力分布. 但是, 对于黏度结构(模型) 1 与 2 (图 2(a, b)), 得到的标量应力量级过大, 与通常认为的岩石圈内部应力状态量级大小相差甚远, 相对而言, 用黏度结构 3 得到的结果较好. 由图 2 可见, 大部分俯冲带及大陆碰撞带应力均呈现挤压特征, 如环太平洋俯冲带、印度 - 欧亚碰撞带等; 相反, 对洋脊地区, 如东太平洋洋脊、大西洋洋脊及东非裂谷处应力状态均表现为拉张. 这些均反映出板块运动的特征, 并与我们目前对全球构造应力状态的理解是一致的. 一个例外是印度洋海岭, 它本应处于拉张状态, 而在计算结果中, 它处于挤压应力区域. 图

中还给出迄今已知的全球热点位置<sup>[20]</sup>. 显而易见, 绝大多数热点位于应力拉张区域: 包括夏威夷、东南太平洋地区以及冰岛. 热点通常认为是地幔内部热物质通过热柱上升到地表的区域, 它应处于拉张而非挤压应力状态. 另一方面, 对青藏高原地区, 计算结果表明该区域处于挤压应力状态, 但实际的应力状态并非如此, 特别是在青藏高原中部地区, 应力呈现拉张状态<sup>[8, 21]</sup>, 一个可能的原因是由于我们模型中最高球谐展开为  $l_{\max} = 31$ , 相应于约 1300km 分辨率, 故对于像青藏高原这种区域尺度的应力状态难以分辨.

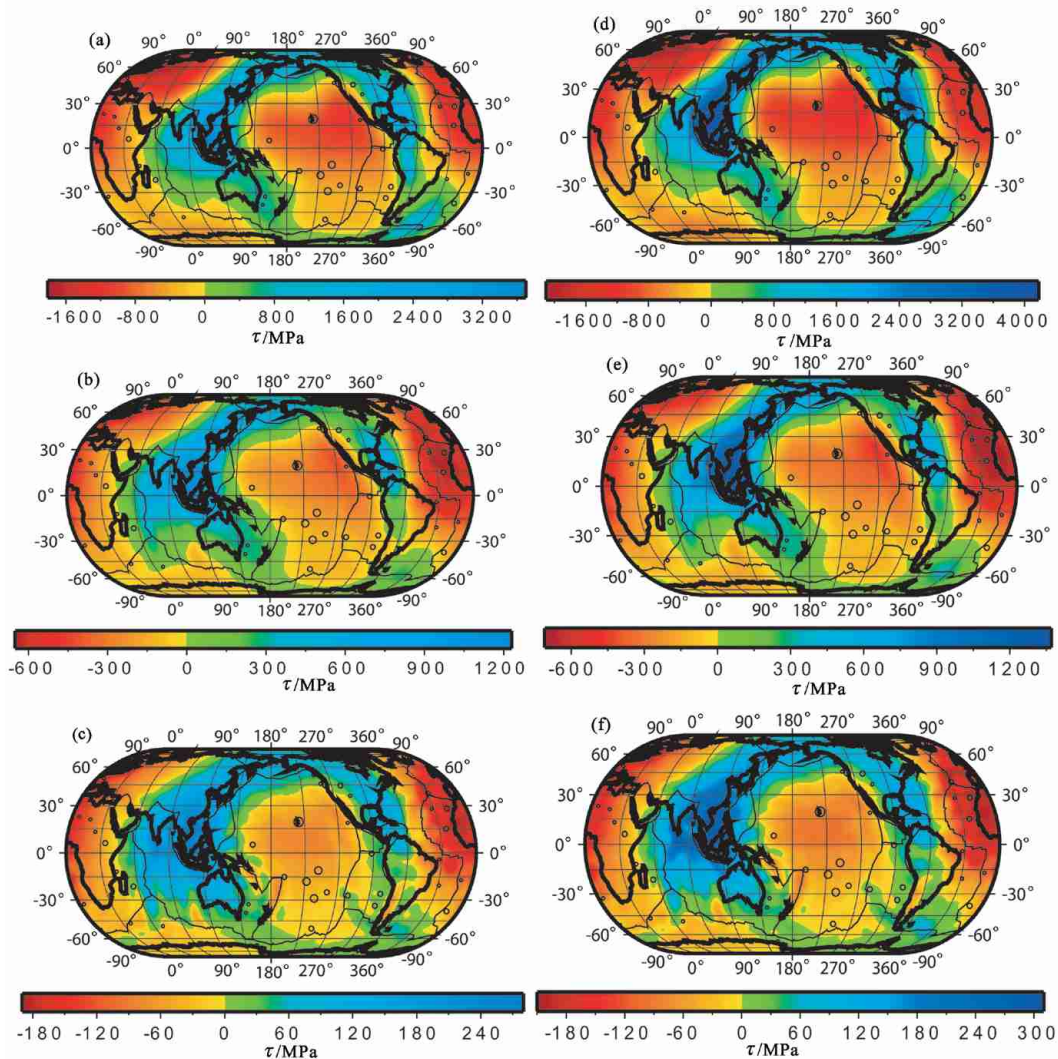


图 2 将岩石圈作为弹性薄板(a, b, c)和黏性薄板(d, e, f)时, 计算得到的内部标量应力场分布  
圆圈表示观测的热柱位置, 圆圈大小对应于其热流值的高低;

(a), (d) 模型 1; (b), (e) 模型 2; (c), (f) 模型 3.

Fig. 2 Calculated scalar stress distributions for elastic(a, b, c) and viscous (d, e, f) lithosphere models

The positive value denotes compression while negative value signifies tension. Circles indicate the locations of hotspots and the circles' sizes illustrate their magnitudes of heat flow. (a), (d) model 1; (b), (e) model 2; (c), (f) model 3.

图 2(d、e、f) 是将岩石圈比拟为黏性时的计算结果. 比较图 2(a、b、c) 与图 2(d、e、f) 可知, 二者有非常相似的标量应力分布图像, 这表明岩石圈内部的应力分布并不强烈取决于它的流变性质<sup>[4]</sup>, 当然, 这是在我们计算中认为岩石圈厚度均一、没有断层等简化假设下得到的结论.

基于全球 6000 多个应力测量数据, Bird et al.<sup>[10]</sup> 利用非参数统计内插方法, 获得全球岩石圈内部最大水平主压应力方向分布及其不定性. 图 3a 即引自他们的结果, 直线表示最大水平主压应力方向; 图 3b 给出本文动力模拟的结果 (第 3 种黏度模型, 岩石圈被考虑成黏性), 直线表示最大水平主压应力方向, 直线长度表示最大水平主压应力与最小主压应力的差值. 观测与模拟的对比呈现复杂关

系: 既有较吻合的区域, 部分区域也存在不吻合现象. 南美洲西海岸 Andes 山脉, 观测与模拟均表现为东西向的挤压, 与山脉走向近似垂直, 反映了 Nazca 板块俯冲挤压特性; 在非洲中南部, 模拟的最大水平主压应力呈北东向, 在北部非洲处转为东西向; 在环地中海及欧洲最大水平主压应力呈北西向. 这些都与观测相当一致. 同时, 在中国东部区域呈现南东东向挤压, 基本上与观测的东西向挤压一致. 北美大陆南部, 模拟以及观测结果均表现出北东向挤压特征. 但是, 另一方面, 观测与模拟结果的差异也是明显的, 特别是西北太平洋的俯冲带, 二者的最大水平主压应力方向相差很大. 亚洲大陆西部及青藏、塔里木、天山区域观测的最大水平主压应力为北南向, 而模拟结果均呈东西向, 相差几乎近 90°.

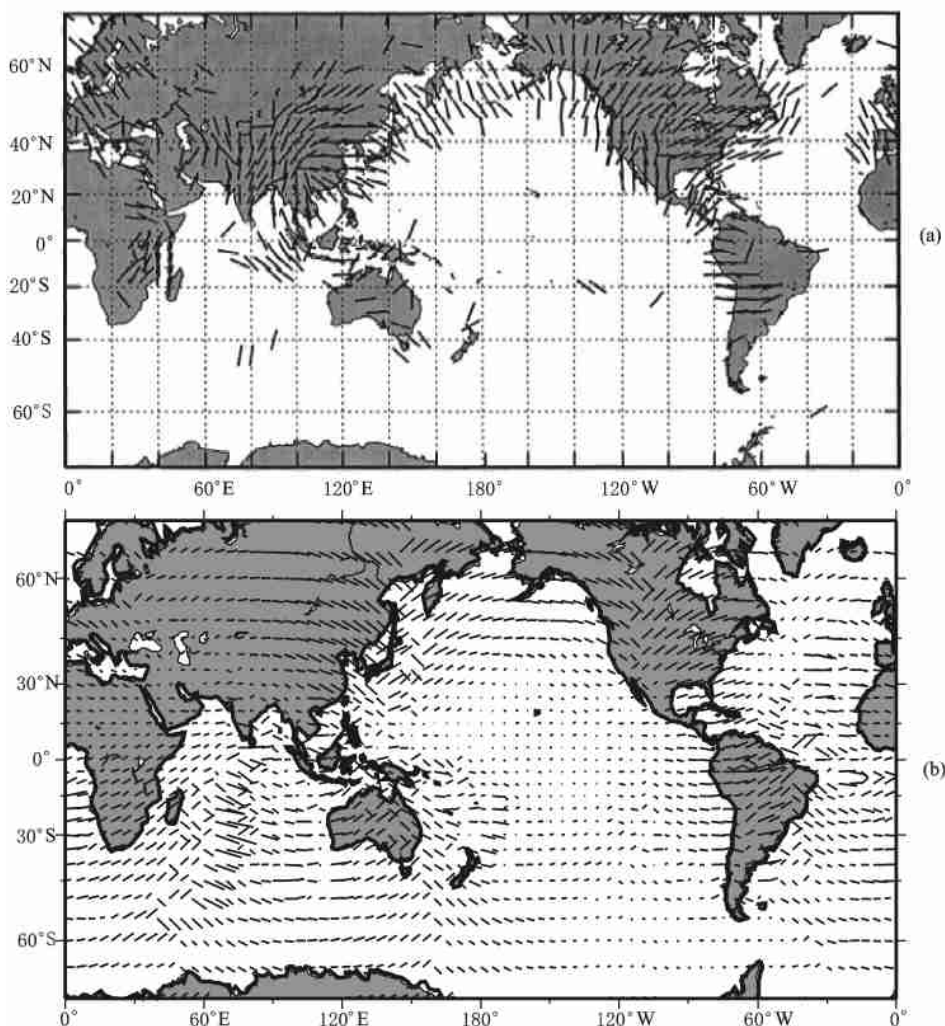


图 3 观测(a)和计算(b)的全球岩石圈最大水平主压应力方向分布图

Fig. 3 Distributions of observed (a) and calculated (b) directions of the maximum horizontal principal compressive stress



## 4 结论与讨论

由于地幔物质流动,在岩石圈底部产生应力作用,而这个作用将传递到岩石圈内部,使其产生形变,形成内部应力场。本文结果表明,计算得到的岩石圈内部平均应力场较好地反映了现今全球构造的一些主要特征:俯冲带为应力挤压而洋脊为应力拉张,热点位于应力拉张区域。虽然在一些区域观测到的最大水平主压应力方向与模拟结果仍有较大差异,但总体而言,模拟的最大水平主压应力方向与观测结果有相当的一致性,表明地幔对流是造成岩石圈内部大尺度应力场的一个不可忽视的重要机制。

在 Steingerber et al.<sup>[4]</sup>的工作中采用了 Grand 的 S 波地震层析模型,利用波速与密度之间的关系因子  $(\rho = (\rho_s - \rho) / (\rho_s / v_s - \rho_s / v_s))$ ,  $\rho_s$ ,  $v_s$  分别为密度异常,正常密度, S 波速度异常, S 波正常速度) 得出密度模型。但是,因为地震波速与密度的关系复杂,学者对于参数的取值并不统一,Steingerber et al.<sup>[4]</sup>文中  $\rho = 0.4$ ; Becker et al.<sup>[22]</sup>取  $\frac{1}{\rho} = 3.6$ ; Pari 和 Peltier<sup>[23]</sup>则认为  $\rho$  随深度呈线性变化,故本文直接采用了最近的 stb00d 地幔密度模型,并将表面板块速度模型 NUVEL-1 作为输入的边界条件,采用不同于文献[4]中的 3 种不同的地幔黏度模型对弹性或黏性岩石圈分别进行计算,结果表明,第 3 种地幔黏度结构(在 100 ~ 400km 之间存在低黏层,下地幔黏度是上地幔的 30 倍)更为合理,而这一结果与目前多数学者对地幔黏度结构的看法一致。计算模拟结果同时表明岩石圈的介质性质(弹性或黏性)对于计算结果影响不大。

本文的模型还存在着不足。首先,我们在模型中假设全球岩石圈厚度均一,且没有考虑由于地形造成的重力位能差异对岩石圈应力场的作用,显然这是个相当大的简化。事实上,全球岩石圈厚度变化及地形影响对岩石圈内部应力的影响在局部地区相当重要,尤其是青藏高原地区的巨大重力位能对中国大陆地壳运动有着重要的作用<sup>[24]</sup>,其对于青藏高原地区应力场分布的作用同样是非常重要的,这可能是在模拟结果中青藏高原地区应力状态与观测结果存在较大差异的主要原因。其次,我们忽略了岩石圈的挠曲应力的影响,虽然 Steinberger et al.<sup>[4]</sup>已证明其对大尺度岩石圈内部应力场挠曲应力的影响很少(与波长平方成反比),但对于区域尺度而言,

该影响是不容忽视的。第三,在计算过程中,我们假定地幔黏度只有径向的变化。同时,我们在计算中只用了 stb00d 密度模型,利用其他地震层析模型是否会改善结果有待于进一步研究。

**致 谢** 本工作得到了许忠淮教授, Steingerber B, Grand S 和 Lithgow-Bertelloni C 的帮助,特此表示感谢,文中大部分图是用 GMT 软件<sup>[25]</sup>生成。

## 参考文献(References)

- [1] 张东宁,许忠淮. 中国大陆岩石圈动力学数值模型的边界条件. 地震学报, 1999, **21**(2): 133 ~ 139  
Zhang D N, Xu Z H. The dynamic simulation boundary conditions of lithosphere in China continent. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 1999, **21**(2): 133 ~ 139
- [2] 汪素云,许忠淮,余言祥等. 中国及其邻区周围板块作用力的研究. 地球物理学报, 1996, **39**(6): 764 ~ 771  
Wang S Y, Xu Z H, Yu Y X, et al. Inversion for the plate driving forces acting at the boundaries of China and its surroundings. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1996, **39**(6): 764 ~ 771
- [3] 傅容珊,黄建华,徐耀民等. 青藏高原—天山地区岩石圈构造运动的地幔动力学机制. 地球物理学报, 1998, **41**(5): 658 ~ 668  
Fu R S, Huang J H, Xu Y M, et al. The mantle dynamic mechanism about lithospheric tectonic movement of Qinghai-Tibet plateau and Tianshan regions. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1998, **41**(5): 658 ~ 668
- [4] Steinberger B, Schmeling H, Marquart G. Large-scale lithospheric stress field and topography induced by global mantle circulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, **186**: 75 ~ 91
- [5] Bai W, Vigny C, Ricard Y, Froidevaux C. On the origin of deviatoric stress in the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 1992, **97**: 11729 ~ 11737
- [6] Djamel M A, Mareschal J C. Stress induced by topography and crustal density heterogeneities: implication for the seismicity of southeastern Canada. *Tectonophysics*, 1995, **241**: 179 ~ 192
- [7] Matthias G, David C. Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 1996, **266**: 11 ~ 24
- [8] Zoback M L. First and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, 1992, **97**: 11703 ~ 11728
- [9] Mueller B, Wehrle V, Fuchs K. The 1997 Release of the World Stress Map (<http://www.wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/Rel97/wsm97.html>), 1997
- [10] Bird P, Li Y. Interpolation of principal stress directions by nonparametric statistics: global maps with confidence limits. *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**: 5435 ~ 5443
- [11] Hager B H, O'Connell R J. A simple global model of plate dynamics and mantle convection. *J. Geophys. Res.*, 1981, **86**: 4843 ~ 4867
- [12] Ricard Y, Vigny C. Mantle dynamics with induced plate tectonics. *J. Geophys. Res.*, 1989, **94**: 17543 ~ 17559

- [13] Hager B H, O'Connell R J. Subduction zone dip angles and flow driven by plate motion. *Tectonophysics*, 1978, **50**: 111 ~ 133
- [14] Backus G E. Converting vector and tensor equations to scalar equations in spherical coordinates. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 1967, **13**: 71 ~ 101
- [15] Ye Zheng-Ren, Wang Jian. Global heat flow simulation based on a kinematic model of mantle flow. *Geophys. J. Int.*, 2002, **148**: 329 ~ 335
- [16] Love A E H. A Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity. New York: Dover, 1944
- [17] Steinberger B. Slabs in the lower mantle-Results of dynamic modeling compared with tomographic images and the geoid. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2000, **118**: 241 ~ 257
- [18] Denetes G, Gordon R G, Argus D F, Stein S. Current plate motions. *Geophys. J. Intl.*, 1990, **101**: 425 ~ 478
- [19] Solomon S C, Sleep N H. Some simple physical models for absolute plate motions. *J. Geophys. Res.*, 1974, **79**: 2557 ~ 2567
- [20] Steinberger B. Plumes in a convecting mantle: models and observations for individual hotspots. *J. Geophys. Res.*, 2000, **105**: 11127 ~ 11152
- [21] 许忠淮. 东亚地区现今构造应力图的编制. *地震学报*, 2001, **22**(5): 492 ~ 501
- Xu Z H. The compilation of present-day tectonic stress map in east Asia. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2001, **22**(5): 492 ~ 501
- [22] Becker T W, Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2002, **3**, 10.129/2001GC000168
- [23] Pari G, Peltier W R. The heat flow constraint on mantle tomography-based convection models: towards a geodynamically selfconsistent inference of mantle viscosity. *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**: 12731 ~ 12751
- [24] 叶正仁, 王建. 中国大陆现今地壳运动的动力学机制. *地球物理学报*, 2004, **47**(3): 456 ~ 461
- Ye Z R, Wang J. Dynamics of present-day crustal movement in the China mainland. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, **47**(3): 456 ~ 461
- [25] Wessel P, Smith W H F. New version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 1995, **76**: 329