

杨 辉,滕吉文,张雪梅等.喜马拉雅西构造结及邻区岩石圈演化三维有限元数值模拟.地球物理学报,2009,52(12):3009~3019,DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.12.010

Yang H, Teng J W, Zhang X M, et al. Numerical simulation on lithospheric evolution of the Himalayan Western Syntaxis with 3-D finite element method. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(12):3009~3019, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.12.010

喜马拉雅西构造结及邻区岩石圈 演化三维有限元数值模拟

杨 辉^{1,2},滕吉文¹,张雪梅¹,孙若昧¹

1 中国科学院地质与地球物理研究所,北京 100029

2 中国科学院研究生院,北京 100049

摘 要 用数值模拟的方法探讨了自 10 Ma 以来喜马拉雅弧形造山带的西构造结及邻区岩石圈的形变和位移变化特征,并采用不同的流变参数和流变结构模拟了前 2 Ma 内的形变和应力场的演化过程,通过对不同黏性系数、本构关系和初始地壳厚度的改变在演化过程中所起的作用研究表明:(1)采用黏弹性模型时,西构造结区黏性参数的选取对西构造结及邻区隆升高度和隆升范围有重要影响,计算结果给出西构造结区地壳黏性系数应小于 10^{23} Pa·s;(2)相对刚性的塔里木盆地采用弹性结构时,对整个西构造结区域的应力和应变场均能引致明显变化;(3)力学性质稳定块体的存在并没有使应力场的传播出现明显的解耦现象。

关键词 西构造结区,岩石圈演化,有限元数值模拟,黏性系数,本构关系

DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.12.010

中图分类号 P541

收稿日期 2009-05-25,2009-11-09 收修定稿

Numerical simulation on lithospheric evolution of the Himalayan Western Syntaxis with 3-D finite element method

YANG Hui^{1,2}, TENG Ji-Wen¹, ZHANG Xue-Mei¹, SUN Ruo-Mei¹

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

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

Abstract In this paper, the stress and strain fields of lithosphere in Himalayan Western Syntaxis orogenic belt and its adjacent areas since 10Ma are investigated through using the 3-D finite-element simulation, and deformation and evolution process in former 2Ma are simulated with different rheological parameters and rheological structure. Studies on functions in simulation process of different viscosity parameters, constitutive relation and changes of initial crust thickness show below results: (1) When various viscoelastic models are adopted, the selection of the coefficient of viscosity in the Western Syntaxis area has important influence on the its uplifts and evolutions. The computational results show that the viscosity in the Western Syntaxis area should be smaller than 10^{23} Pa·s; (2) When the elastic model is adopted in relatively rigid Tarim basin, obvious changes are induced to the stress and strain fields of the whole Western Syntaxis area; (3) The existence of mechanical property stable block doesn't make the propagation of the

基金项目 汶川地震断裂带科学钻探项目(2008-20D)和国家自然科学基金项目(40804009、40874036)联合资助。

作者简介 杨 辉,男,1978年生,1999年本科毕业于华中科技大学,2006级博士研究生,主要从事地球动力学数值模拟研究。

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

stress field show obvious decoupling phenomenon.

Keywords Himalayan Western Syntaxis, Lothospheric evolution, Finite element method, Coefficient of viscosity, Constitutive equations

1 引言

印度次大陆与欧亚大陆的碰撞、青藏高原的隆升和喜马拉雅弧形山系的形成一直是国际地球科学研究的热点。

印-欧板块碰撞发生的具体时间一直存在着很大的争议,但基本公认为发生于 40~70 Ma 之间。碰撞不仅引发了近 2000 km 的地壳缩短量^[1],造就了青藏高原—喜马拉雅山系的形成,导致了周围地区的地壳缩短增厚和地表的隆升^[2],而且构成了高原内部及周围一些地块沿众多走滑断层运移而发生了大规模的侧向挤出^[3~5]。

在喜马拉雅造山带西北端的西构造结地区不仅地表呈现出大规模的旋转构造,而且兴都库什和帕米尔深部成为世界上最为活跃的中、深源地震带,揭示了该区深层结构立交状展布。西构造结地区极其复杂的地表地块组构、深层物理-力学性质不仅反映了该地区深部介质与结构的高度非均匀性特征和壳、幔介质属性,而且对整个青藏高原大陆动力学演化机制提供了可靠信息和有效约束。而西构造结地区复杂的地理环境和敏感的政治氛围,极大地阻碍了地质和地球物理工作的进程,与高原其他地区对比,西构造结区高度非均匀性的物质展布及复杂的深部动力学过程导致数值模拟研究的困难。因此,本文根据该区域的地质构造背景,构建板块边界力驱动的三维有限元模型,应用不同流变本构关系(弹性、黏弹性及弹性和黏弹性的混合使用),在不同的流变参数(黏性系数)下,通过应力、应变率场的对比,对近 10 Ma 来西构造结及其邻区岩石圈和地壳演化所表现出的动力学过程进行数值模拟与探讨,以深化对西构造结区板块构造运移及演化的深层过程认识。

2 数值模型的构建

2.1 已有的数值模拟工作简介

喜马拉雅西构造结区位于喜马拉雅造山带的西北端(如图 1),处于印度洋板块与欧亚板块相碰撞的“触角”地区,印度板块的西北角似犄角般向北大

幅度运移,并强烈挤入欧亚板块的中亚地区。西构造结的南部与印度板块相邻,西南部与阿富汗块体相接,西北部与图兰块体接壤,东北部与塔里木盆地相贴。在西构造结区域的两侧拥有大型走滑断裂系,西侧的恰曼左行走滑断裂和东侧的喀喇昆仑右行走滑断裂系。

喜马拉雅弧形山系的東西弧顶即东、西构造结地区有着相类似的地球动力学环境,其进化与印度—欧亚的陆陆碰撞同期。Burg 等^[6]采用二维有限元模型模拟了东、西构造结地区岩石圈的褶皱演化过程,认为岩石圈的弯折挠曲是大陆碰撞而导致岩石圈发生大尺度缩短的一种基本结果,同时也是一种有效的造山过程。在此工作的基础上,Burg 等^[7]采用了改进的二维有限元模型模拟了东、西构造结区域岩石圈缩短导致的褶皱变形在热力效应影响下发生的进化过程。

为了探讨帕米尔—兴都库什地震带的大陆俯冲过程与地震发生深度之间的演化关系,Negredo 等^[8]采用二维热力学模型分别对这两个区域下方源于印度板块俯冲块体的温度场以及脆性区域的延展进行了分析比较,研究结果表明,兴都库什下方俯冲速度快而且近乎以垂直的 80°角俯冲与帕米尔下方速度较慢及角度较缓的 45°角俯冲历程相比,兴都库什下方的脆性区域在深度方向上延展得要更深,这与其地震带地区震源深度较帕米尔下方地震带震源深度的观测结果相一致。

其他的数值模拟工作^[9]等多是将构造结的演化过程融合到喜马拉雅整体乃至整个青藏高原的演化过程中,这样固然考虑了构造结在整个造山过程中所起的作用,以及它的演化与整体演化之间的相互影响,但不可避免地使得构造结的响应在大环境中失去了它自身的特点,因而无法更好地描述演化过程中所发生的一些细节现象,而这些细节现象往往对于构造结演化过程的模拟和完善具有重要的作用。

2.2 模型构建原理

在过去的数十年间,由板块驱动的大陆动力学模型已经成功地模拟出诸多的大陆岩石圈介质与结构应力场的一些主要特征,在模型的动力学边界条件中,其力源取自板块运动时作用在边界或边界附

近的力场,而运动学边界条件则将力源用板块扩张或汇聚的速率来代替.该模型成功地重建了诸多大陆岩石圈的应力分布图,这种模型一方面有助于决定源于不同边界的驱动力在板块运动中的相对权重,另一方面对于更加深入了解区域块体的进程起到了积极作用.

但是,由于缺乏足够资料约束板块边界力的数量级,且实际上许多板块力的作用位置位于力矩轴附近,难于确定力和力矩轴之间的量化关系,因此,通过动力学边界条件得到的边界力系并不是惟一的^[10,11].为了对板块力驱动模型构建出更为真实的边界作用力,其中一个重要方法是约束应变率场.为此,相继引入了相对弱的流变结构或是非连续变形的模型,特别是广泛采用了各种形式的塑性本构关系^[3,12].基于塑性本构关系允许在高应力区域发生快速形变、甚至发生失效行为,为了确定不同板块驱动力的权重分配提供了参考意义,同时软弱区域和刚硬区域非同步进化的进程也为了解局部区域构造演化历史起到了很大的作用.但即使是这种能自我调节不同块体力学性质、应变分布的模型仍然未能很好地同时重构出应力场和应变率场,要对横向及深度方向均呈现高度非均应性的地质构造体,若仅采用单一的流变关系来对其演化进程进行量化的数值模拟,尚存在着很大的难度.

因此,本文将西构造结区地壳和上地幔顶部,即岩石圈介质在横向和纵向上的流变特性采用非均匀的流变结构组合,在不同黏度参数和本构关系下模拟西构造结区的应力、应变场,以期获得更为逼近实际物理-力学性质的模型.

2.3 三维有限元模型

研究区域(见图 1)位于 $65^{\circ}\text{E}\sim 84^{\circ}\text{E}$, $30^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 之间,由西构造结及邻区的地质构造格架可建立一个简化模型(见图 2).这是相对刚性的印度板块与欧亚板块碰撞汇聚并向北运动,自进入研究区域后(30°N)运移至现今所处位置,在此过程中西构造结及邻近区域的构造应力场及应变场的动力学演化是本文研究的核心所在.

与西构造结区域相比,塔里木盆地稳定性好,内部变形小,地表热流值非常低,明显显示出比其他地域刚性更强的力学特性.因此,对于模型中横向流变性质分布而言,塔里木盆地与西构造结区域却具有不同的流变属性.

GPS^[13]的观测结果显示西构造结区的速度矢量大致沿正北方向,古地磁研究结果^[14,15]表明:印

度板块北移的速度为 $4.0\sim 5.1\text{ cm/a}$. 板块边界力和地幔软流圈在岩石圈底的作用力的界定至今未得到定论,模型中选取的板块驱动运动学边界条件,即在西构造结区,印度板块以 5.0 cm/a 的速度向北运动.

模型北部边界在水平方向上进行固结,东部边界分为三段,古老的塔里木盆地刚硬而且稳定,因而限制其边界在水平方向的运动.位于东段的青藏高原和天山部位存在南北向的挤压变形,因此在东西方向上固结,而南北向能自由滑动.西部边界上的塔吉克盆地和费尔干纳盆地,其块体尺寸及力学性质在模型中进行了简化,即在约 36°N 以北的边界上限制其东西向和南北向运动,而塔吉克斯坦盆地以南(即 $30^{\circ}\text{N}\sim 36^{\circ}\text{N}$ 之间)其南北向能自由滑动,而东西向固定.

西构造结区域岩石圈深度尺寸与水平尺寸有着数量级之间的差别,为防止发生竖直方向的失稳翘曲,模型底部施加竖直向约束,厚度方向位移变化均由模型上表面的垂向位移所表示,南北和东西向均能自由运动.

根据实际尺寸,采用 Ansys 多物理场有限元分析软件建立印度板块尚未运移至欧亚板块 30°N 时西构造结区的单元模型(图 3),左侧黑线为 36°N 位置,右侧四边形黑框为简化的塔里木盆地轮廓,塔里木及其西部单元进行了细化处理.

该模型东西向长 1830 km ,南北向长 1660 km ,深度为根据求解问题所需进行变更.有限元模型采用 Solid186 六面体实体单元,选用高阶 20 节点形式,每条边线使用的中节点使其所具有的二次位移模式可以更好地支持大变形后不规则的单元网络,每个节点有 3 个沿着 X、Y、Z 方向平移的自由度,单元支持大变形和大应变能力.

本模拟属于小区域大变形问题,单元的细化反而容易引起求解过程中单元形状畸变而失效,导致计算难以收敛,影响计算结果的精度.因此,在合理选择网格密度的基础上,采用增加载荷步和时间步迭代次数的方法来达到快速收敛、并满足计算精度的目的,在整个计算过程中使用了软件的非线性大变形求解特性功能.

求解计算时选择稀疏矩阵直接求解法,该方法是建立在与迭代法相对应的直接消元法基础上,从单元矩阵出发,通过间接的方法获得方程的解,因而病态矩阵不会引起求解困难,该方法适用于自由度规模位于 $10000\sim 500000$ 之间的模型.在非线性的

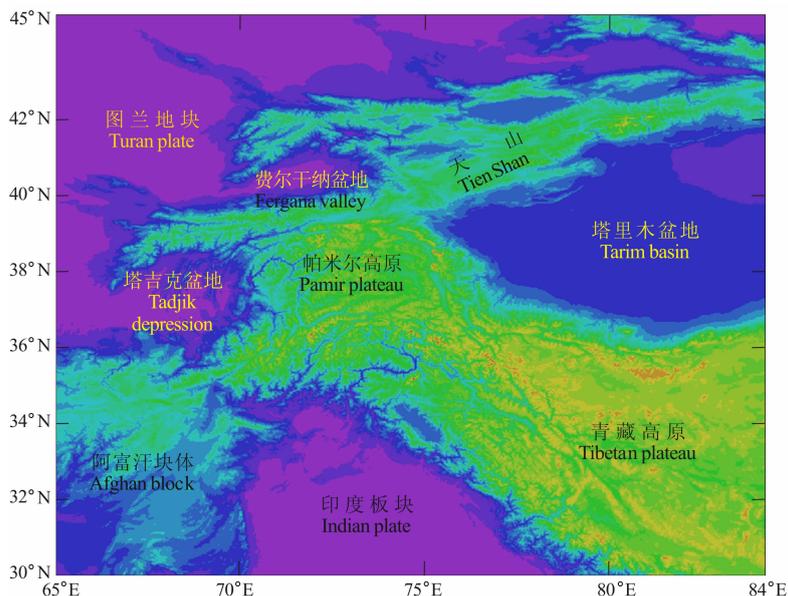


图1 西构造结地区板块构造简图

Fig. 1 Skeleton diagram of the plate tectonics in Western Himalayan Syntaxis region

算收敛准则的设置中,收敛准则采用 L_2 范数,残差容限值为 0.001,其他设置采用缺省值。

本文计算工作在 PC 机上进行,采用 Windows 操作系统,电脑配置为:CPU 主频 3.4 GHz,内存 1.0G,预留硬盘空间为 20G,平均每种工况计算时间为 6~8 h.增加内存容量能有效改善计算速度,同时采用并行计算的方式或在服务器上进行计算均能明显地提高运算速度。

3 结果

计算结果的评判准则为:

(1) 应力场分布须与当前本区域所观测到的应力分布一阶特征相一致.值得关注的是塔里木盆地的北、西、南三个边界处的应力场,这片区域的拟合可以对横向不同块体流变结构进行约束,同时对区域构造演化有着重要的参考意义。

(2) 由板块汇聚在西构造结区引发的应力场和应变率场的数量级须得到保证.欧亚板块内部的应变率测量已经获得了可靠的数据,而应力场的数量级至今仍未得到很好的约束数据,显然,其结果数量级应该低于或接近于岩石在压缩时发生破坏的临界值。

3.1 地壳黏性系数对比

地球介质在地质时间内的变形可以视为 Maxwell 黏弹性体,在此地质时间尺度内,弹性常数变化对变形的影响远小于黏性系数.现选取地壳部分作为研

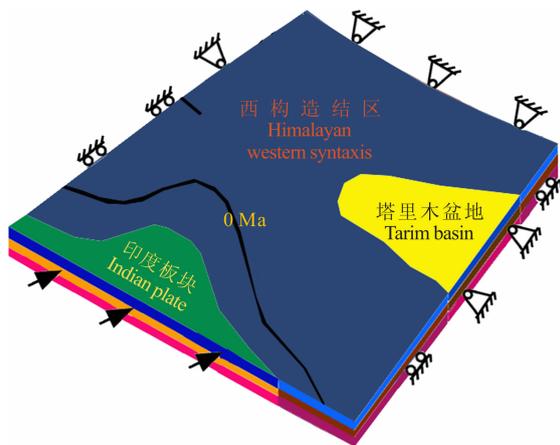


图2 模型及边界情况简图

Fig. 2 Boundary conditions of the numerical model

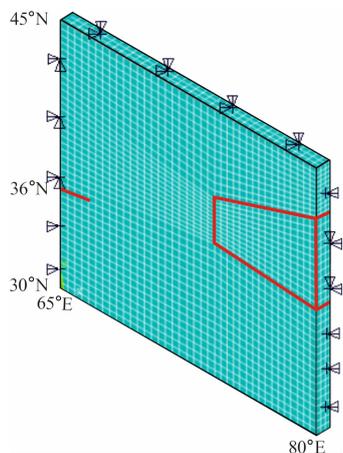


图3 有限单元模型

Fig. 3 Finite element mesh and boundary conditions of the numerical model

究对象,而对塔里木盆地地壳与西构造结区域地壳的弹性模量、泊松比、密度等均视为常数。

3.1.1 模型参数

西构造结地区存在巨厚的地壳,而印度板块与欧亚板块发生碰撞之前和碰撞之后地壳的厚度至今仍缺乏地球物理资料的约束,根据印度板块现今地壳厚度及亚洲薄地壳部位厚度估计,初始地壳厚度可能在 30~45 km 之间^[16]。

统一选取地壳初始厚度为 35 km,网格密度为 50 km×50 km×7 km,单元数 7600,节点数 36297,

各方案求解时间均为 2 Ma,时间推进计算步数为 300~500 步,软件在计算中根据收敛情况自发调整时间步长,最多步数可增为设置值的 10 倍。由于计算收敛情况较好,最终时间步数均小于 100。

Wang^[17]计算的岩石圈强度包络线显示出塔里木盆地强度的峰值出现在上地幔顶部,下地壳强度折算成等效黏性系数应小于 10^{24} Pa·s,因此,塔里木盆地地壳的黏性系数考虑为 10^{23} Pa·s 和 10^{24} Pa·s 两种方案,而西构造结区强度偏软,假设黏性系数比塔里木盆地小 1~2 阶,具体参数见表 1。

表 1 地壳黏性系数对比模型参数表

Table 1 Parameter values used in the different models with various crustal viscosities

模拟方案	模型参数							
	西构造结区				塔里木盆地			
	弹性模量 (Pa)	泊松比	密度 (10^3 kg/m ³)	黏性系数 (Pa·s)	弹性模量 (Pa)	泊松比	密度 (10^3 kg/m ³)	黏性系数 (Pa·s)
1				10^{23}				10^{24}
2	8×10^{10}	0.25	2.85	10^{22}	1×10^{11}	0.25	2.85	10^{24}
3				10^{22}				10^{23}
4				5×10^{22}				10^{24}

3.1.2 结果分析

该结果表明:研究区在 2 Ma 的时间内,印度板块向北前进了约 100 km,采用 4 个方案来模拟在高程方向上的形变对比,并示以如图 4。

当西构造结的黏性系数为 10^{23} Pa·s 时(图 4a),变形只集中在印度板块前沿部位,隆升高度为 1122~2451 m 之间,塔里木盆地、青藏高原及天山部位形变是同步的。当黏性系数降至 5×10^{22} Pa·s (图 4d)时,隆升面积由印度板块前沿增加至西构造结(除西北部外)大部分地区,隆升高度为 675~1886 m 之间。当黏性系数进一步降至 10^{22} Pa·s 时(图 4b,c),隆升区则进一步扩大,不但西构造结区全面隆升,并完全绕过塔里木盆地在天山部位发育,隆升高度分别为 365~1653 m 和 369~1656 m 之间,青藏高原西北部亦呈现出较为明显的扩展。

由此可见,隆升高度主要取决于西构造结区介质的黏性系数,当黏性系数在 $10^{22} \sim 10^{23}$ Pa·s 之间,黏性系数降低,而隆升范围增大,隆升高度则呈现降低的趋势。这在力学上可以解释为当地壳变软后,应变范围增大,而应变值则相应降低。塔里木盆地的黏性系数对于隆升的影响不够明显。

4 种方案的应力矢量图基本一致,图 5a 中三种颜色分别区分了三个主应力分量(后同),印度板块

前沿及塔里木盆地的周边呈现出密集的压应力。

当西构造区黏性系数为 10^{22} Pa·s 时,虽然在方案 2 和方案 3 中塔里木盆地的黏性系数分别为 10^{23} Pa·s 和 10^{24} Pa·s,即相差近一阶,但应力场及应变场的变化趋势却基本相同,塔里木盆地边缘第三主应力的压应力范围分别处于 $(0.1 \sim 0.14) \times 10^7$ Pa 和 $(0.22 \sim 0.48) \times 10^6$ Pa 之间,当塔里木盆地的黏性系数达到与西构造结区黏性系数相差由 1 阶升至 2 阶后,周边的压应力值则会明显降低,尽管其隆升高度差基本相同,但其构造应力差则减弱。

在方案 2 和方案 3 中西构造结区南北向挤压应变分量的大小基本相同,其应变率大约在 $(1.4 \sim 2.9) \times 10^{-8}$ a⁻¹ 之间,由此可见,西构造结区的黏性系数是隆升变形及应力、应变场的决定因素。

当西构造结黏性系数增至 5×10^{22} Pa·s 时(方案 4),则塔里木盆地黏性系数为 10^{24} Pa·s,其周缘第三主应力(图 5b)的压应力值在 $(0.46 \sim 0.74) \times 10^8$ Pa 之间,静水围压为 $(0.25 \sim 0.40) \times 10^8$ Pa 之间,当西构造结地区第三主应力(图 5b)压应力值小于 0.74×10^8 Pa 时,则南北向应变率分量为 $(0.45 \sim 1.9) \times 10^{-8}$ a⁻¹ 之间。

西构造结黏性系数增至 10^{23} Pa·s(方案 1)时,塔里木盆地黏性系数为 10^{24} Pa·s,周缘压应力值却

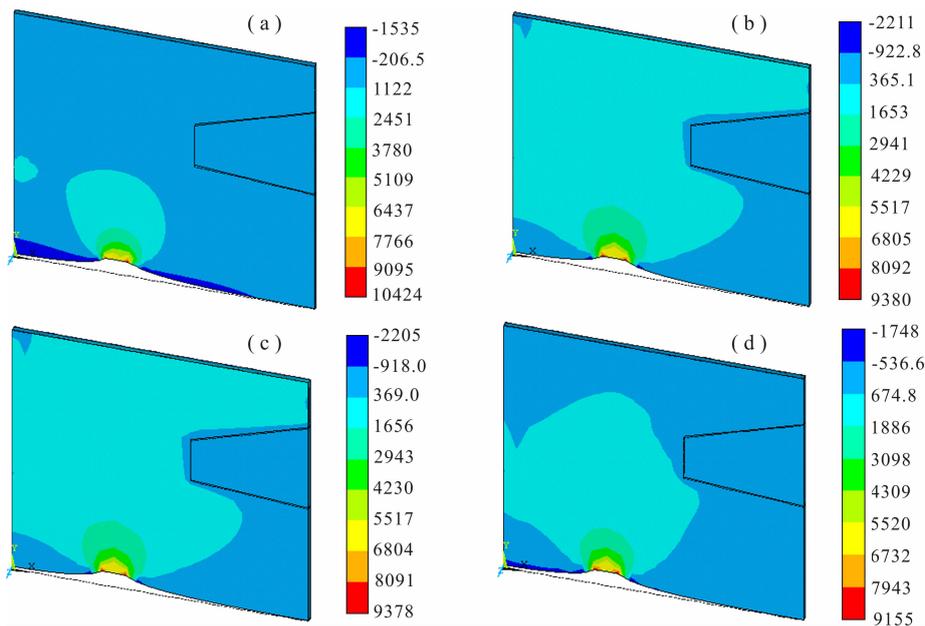


图 4 黏性系数对隆升的影响

(a)方案 1;(b)方案 2;(c)方案 3;(d)方案 4.

Fig. 4 Skeleton diagram of the uplifts in different viscosities

(a)First scheme; (b)Second scheme; (c)Third scheme; (d)Fourth scheme.

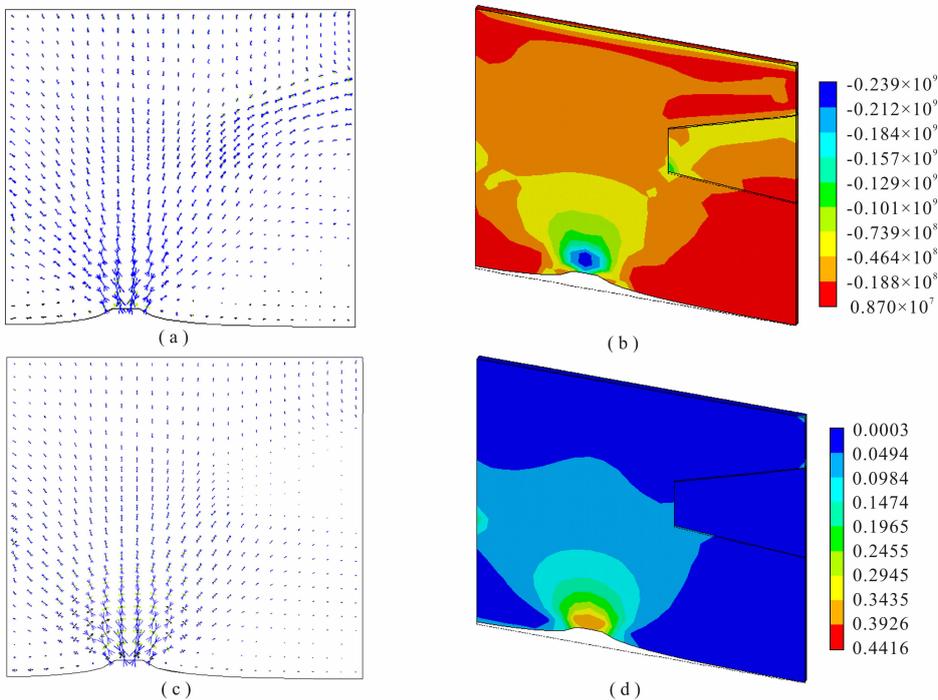


图 5 方案 4 计算结果图

(a)主应力矢量图;(b)第三主应力分布图;(c)主应变矢量图;(d)总应变强度图.

Fig. 5 Calculation results of the fourth scheme

(a) Vectorgraph of the principle stress; (b) Contour plot of the 3rd principle stress;
(c) Vectorgraph of the principle strain; (d) Contour plot of the total strain intensity.

增至 $(0.69 \sim 1.7) \times 10^8$ Pa 之间,静水围压为 $(0.33 \sim 0.83) \times 10^8$ Pa 之间,西构造结地区第三主应力压应力值小于 1.7×10^8 Pa,南北向应变率分量为 $(0.1 \sim$

$2.0) \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$ 之间.

可见,当黏性系数阶次增加后,西构造结区应力值及静水围压均显著增大,应变率则相对稳定.在 2 Ma

的时间内,当西构造结地壳黏性系数为 $10^{23} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ 时,塔里木盆地周缘压应力已经接近 200 MPa, Von Mises 应力值分布在 60~180 MPa 之间,即大于常用的 Von Mises 屈服应力值(100 MPa). 因此,在采用黏弹性的本构关系时,西构造结区地壳介质的黏性系数应该小于 $10^{23} \text{ Pa} \cdot \text{s}$, 而且其选择范围不应该过大,应小于当前常见的三阶范围的变化.

3.2 地壳本构关系对比

3.2.1 模型参数

稳定板块内部的应变率往往远小于 10^{-9} a^{-1} ,

采用简单的弹性本构关系亦能很好地模拟观测到的应力场方向. 在本组方案中,塔里木盆地地壳采用弹性本构关系,软弱的西构造结区域地壳采用与方案 4 相同的黏弹性本构关系,且将弹性模量、泊松比、密度等视为常数. 同时,在同样参数的基础上,分别选取地壳初始厚度为 35 km 和 40 km,以探讨初始地壳厚度的变化对动力学演化的影响. 调整 40 km 初始厚度模型深度方向网格尺寸,使网格单元数和节点数与 35 km 时一致,各模型求解时间均仍为 2 Ma,时间步等设置亦不变,具体的模型参数见表 2.

表 2 弹性塔里木模型参数表

Table 2 Parameter values used in the models with elasticity property to simulate Tarim basin

模拟方案	模型参数							
	地壳厚度 (km)	西构造结区				塔里木盆地		
		弹性模量 (Pa)	泊松比	密度 (10^3 kg/m^3)	黏性系数 ($\text{Pa} \cdot \text{s}$)	弹性模量 (Pa)	泊松比	密度 (10^3 kg/m^3)
5	35	8×10^{10}	0.25	2.85	5×10^{22}	1×10^{11}	0.25	2.85
6	40							

3.2.2 结果分析

方案 5 的部分结果如图 6 所示. 与方案 4(塔里木盆地采用黏弹性结构)相比,印度板块前沿隆升区域显著减小,隆升形态与方案 1(图 4a)基本相似,隆升高度(1227~2506 m)比方案 1 略高. 最小主应力值分布格局上,塔里木盆地大部及西构造结区域压应力为 $(0.336 \sim 0.770) \times 10^8 \text{ Pa}$,塔里木边缘为 $(0.77 \sim 1.20) \times 10^8 \text{ Pa}$,比方案 4 明显增大. 西构造结区南北方向应变率为 $(1.0 \sim 2.8) \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$ 之间,与方案 4 基本相同.

当地壳初始厚度增加后,并与方案 5 相比,而方案 6 的应力应变场中各分量的大小及分布形态则基本相同,其结果值略大,但缺乏足够的辨析约束. 由此可见,数值模拟的结果依然缺乏对于地壳或岩石圈大区域变形时初始厚度的判定.

3.3 10 Ma 至今西构造结岩石圈演化动力学模拟

如果现今印度洋板块北端位置选取为主前逆冲断裂带(近 34.5°N),则从模型的初始位置(30°N)起,印度板块黏结在欧亚板块上向北移近 500 km,耗时约 10 Ma.

3.3.1 模型参数

地震层析成像的结果^[18~20]显示印度板块向北的俯冲在兴都库什下方已经穿透上地幔和 410 km 过渡带,帕米尔下方略浅. 由此可见,西构造结区的深部动力学效应至少应存在于岩石圈尺度内.

为了便于对岩石圈底部施加约束,选取岩石圈上部 100 km 厚度区域(并非岩石圈整体厚度),先前的模拟中塔里木盆地地壳增厚并不明显,但考虑到中亚地区巨厚的地壳和塔里木盆地实际地壳厚度,在分层结构中选取地壳初始厚度为 40 km,岩石圈地幔厚 60 km. 对于 $50 \text{ km} \times 50 \text{ km} \times 7 \text{ km}$ 的网格密度,500 km 的变形量则会容易引起严重的网格变形,进而影响计算收敛,甚至产生错误的计算结果. 因此,本方案采用适当增大单元网格并强制增加时间迭代步的方法来保证计算精度. 选取的模型参数见表 3,网格密度为 $80 \text{ km} \times 80 \text{ km} \times 20 \text{ km}$,单元数 3000,节点数 14644,强制时间增长步数为 1000 次,不允许程序自动调整时间迭代步长短.

模型中人为的约束越少,结果越能真实反映实际的演变过程,因此,本组模型中取消了天山和青藏高原西北部在东西向的运动约束,而塔里木盆地及其他部位的边界条件不变.

3.3.2 结果分析

部分计算结果表明:西构造结区整体隆升比较均匀,隆升区域的范围及周围形态与帕米尔高原基本吻合,隆升区域总应变率在 $(3.0 \sim 6.0) \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$ 之间,南北向压缩应力分量小于 130 MPa,都均能满足评判准则的要求(图 7).

在该模型中,西构造结和塔里木盆地地壳介质的黏性系数约相差 1 阶,而岩石圈地幔黏性系数相

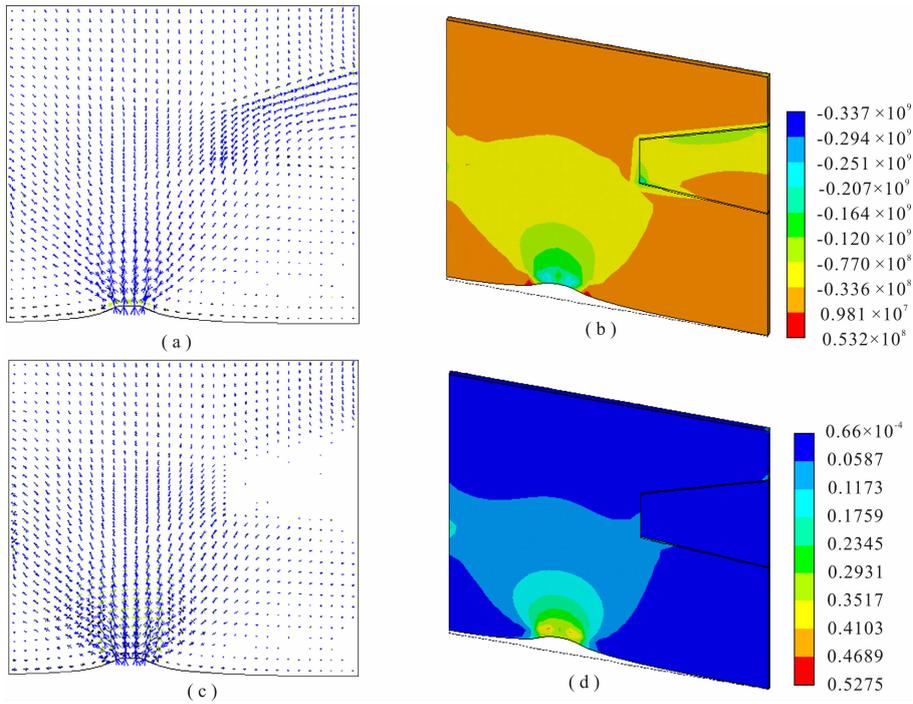


图6 方案5 计算结果

(a)主应力矢量;(b)第三主应力分布;(c)主应变矢量;(d)总应变强度.

Fig. 6 Calculation results of the fifth scheme

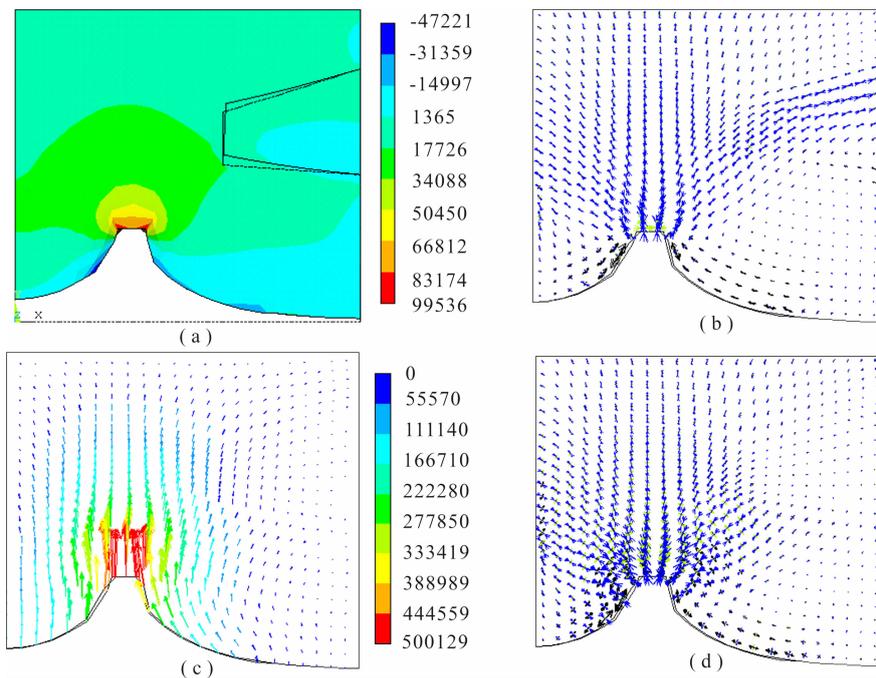
(a) Vectorgraph of the principle stress; (b) Contour plot of the 3rd principle stress;
(c) Vectorgraph of the principle strain; (d) Contour plot of the total strain intensity.

图7 10 Ma 来西构造结区应力应变分布

(a)隆升分布;(b)主应力分布;(c)位移分布;(d)总应变分布.

Fig. 7 Contour display of the stress and strain in the model of the geodynamical processes in the Western Syntaxis regions since 10 Ma

(a) Skeleton diagram of the uplifts; (b) Vectorgraph of the principle Stress; (c) Vectorgraph of the translation solution; (d) Vectorgraph of the principle strain.

表 3 10 Ma 至今西构造结区岩石圈动力学模拟参数表

Table 3 Parameter values used in the model to simulate the geodynamical processes in the lithosphere of the Western Syntaxis regions since 10 Ma

分层	模型参数							
	西构造结区				塔里木盆地			
	弹性模量 (Pa)	泊松比	密度 (10^3 kg/m^3)	黏性系数 ($\text{Pa} \cdot \text{s}$)	弹性模量 (Pa)	泊松比	密度 (10^3 kg/m^3)	黏性系数 ($\text{Pa} \cdot \text{s}$)
地壳	8×10^{10}	0.25	2.85	3×10^{22}	1×10^{11}	0.25	2.85	5×10^{23}
岩石圈地幔	1.5×10^{11}	0.25	3.20	7.5×10^{22}	1.5×10^{11}	0.25	3.20	9×10^{23}

差近 2 阶,从地表上看,天山和青藏高原大部隆升过程与西构造结前沿并不同步,但隆升区域已绕过塔里木盆地,向天山部位进一步发展,并带动了塔里木北部隆升,而塔里木南部隆升变形却比北部要小。

印度板块不仅有向北的运动分量,还有绕西构造结的逆时针方向旋转,而 10 Ma 间逆时针旋转分量的影响远远超过 2 Ma 间的影响,当考虑了逆时针旋转之后,青藏高原西北部的隆升变形则应该比图 7a 结果值高。图 7a 中显示出在青藏高原和天山部位存在物质向外逃逸的趋势,但逃逸量并不大,当高原西北部与塔里木盆地南沿部位脆弱区域地表发生破裂后,地表物质沿走滑断裂逃逸的主要逃逸量应该是由青藏高原整体北移压缩导致的地壳缩短增厚引起的。

GPS 观测结果^[13]表明青藏高原东缘物质沿东构造结呈顺时针旋转,并向东南向逃逸。然而从图 7a 的结果看,西构造结区地表并没有给青藏高原的深部物质西流西向逃逸提供条件。

由主应力场分布(图 7b)可见:西构造结区印度板块北缘除了垂直方向的运动,即压缩应力外,在两侧也还存在沿左右侧伸展方向的张应力,这与该区域左侧兴都库什左旋走滑断裂系和右侧喀喇昆仑右旋走滑断裂系的力场相吻合。主应力场近辐射状态的应力分布在塔里木盆地内部发生了改变,数量级明显变小,与同方位其他区域相比,塔里木北部天山区域的应力场受塔里木盆地的屏蔽作用而引起的改变却并不明显。

该区的位移场(图 7c)却显示塔里木盆地的存在明显影响了西构造结地区的形变。沿印度板块北缘成放射状的形变在塔里木盆地西沿开始终结,促使塔里木盆地发生明显的顺时针旋转变形,且其内部位移量自西向东逐渐减弱,而天山部位的位移走向与塔里木北缘走向趋于一致。这便表明呈刚性结构的塔里木盆地的存在明显地影响天山的变形走向,尤其是其应变场(图 7d)响应。尽管塔里木盆地

内部应变率很小,位移总量较西构造结区域小,但它的应变率却较大,而且呈现出整体的同步势态,可见它的应变率主要是由逆时针旋转的刚体位移所引起。同时,它对天山部位的应变率影响较小,对印度板块碰撞引起的变形而言,它并未明显起到阻隔天山变形的作用。

4 讨 论

通过以上不同黏性系数和本构关系对西构造结区碰撞变形场和应变场的数值模拟,取得的主要认识如下:

(1) 应力、应变场明显地受到介质黏性的影响。西构造结区黏性系数越大,区内应力场越大,而水平应变率则呈现出变小的趋势。根据应力场求得在黏弹性介质表示下的西构造结区的黏性系数理应不大于 $10^{23} \text{ Pa} \cdot \text{s}$;

(2) 当两个块体的黏性系数相差较小时,碰撞可以形成高峻的山脉,但却难以形成大范围的高原地势。当黏性系数相差较大时,隆起高度明显降低,而隆起范围显著扩大,构造与地貌则会由原来窄、陡的高山向宽、缓的高原转化;

(3) 当边界条件提供得比较合适时,弹性流变模型能解释所有观测到的应力方向和消耗的应变率,但作为连续模型,则不易模拟出不同介质之间应变场的传递,而且缺少应力松弛效应,因而对于应力场的传递偏大。

在黏弹性模型中,介质流变的黏性成分允许岩石圈产生连续变形,但黏性系数的选择对于应力、应变场的影响较大,本构关系或模型参数的选取会很容易带来较大的误差。

不论是弹性结构还是黏弹性结构,都尚不足以对地壳或岩石圈初始厚度的选择提供足够的约束条件;

(4) 刚性块体能降低其内部的应力值,同时块体

边界应力传播的方向会发生改变,并可以近似作为一个新的应力源对远方区域应力应变场产生较大的影响,但没有足够的证据表明刚性块体的存在会对应力向远处传递起到显著的屏障作用,即古老克拉通的存在并没有使应力场的传播出现明显的解耦现象。

显然,由于大陆动力学问题十分复杂,对西构造结区形变和应力场的数值模拟进行独立的研究只能反映一些局部的力系作用响应.当然上述工作并不意味着问题的终结,恰恰这是新问题的开始.这是因为,第一,不论是 2Ma 还是 10Ma 数值模拟提供的西构造结区形变运动和应力场格局,采用的模型和该区域岩石圈实际的构造仍有较大的差别.更大的差别可能还在于岩石圈各块体和分层的力学参数的不确定性因素.第二,选用的有限元连续体模型首先保证物质的守恒性,而块体拼接处或同一块体中存在的若干深大断裂对岩石圈的长期演变起了重要的作用,但在模型中的影响尚无法体现.西构造结区该现象尤其明显,瞩目的兴都库什—帕米尔地震带就发生在这一块体的边界深部,所以如何考虑这些块体之间的相互作用仍然是应该给予足够关注的问题.第三,国内已有不少学者^[21~25]采用不同的地球物理手段对中亚或是帕米尔等区域的深部地球物理场进行研究,而如何将本文的数值模拟工作与更多的地球物理观测结果相结合,更好地解释西构造结区深部动力学响应过程,将是本文后续工作研究的重点所在.第四,喜马拉雅东构造结与西构造结有着类似的构造背景和演化过程,国内学者近年来也开始在东构造结区域开展了系列深部地球物理场观测和解释工作^[26~30],我们相信,在全面考虑更为符合西构造结区构造地质学问题的基础上,在以东、西构造结动力学演化过程为约束的条件下,更为系统的数值模拟能更为详尽地描述构造结区域乃至青藏高原大陆变形演化动力学问题。

参考文献(References)

- [1] Yin A Harrison. Geological evolution of the Himalayan orogen. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 2000, **28**: 211~280
- [2] England, Houseman. Finite strain calculations of continental deformation 2. Comparison with the India - Asia collision. *J. Geophys. Res.*, 1986, **91**: 3664~3676
- [3] Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, **10**: 611~616
- [4] Peltzer G, Tapponnier P, Amijio R. Magnitude of late Quaternary left-lateral displacement along north edge of Tibet. *Science*, 1989, **246**: 1285~1289
- [5] Replumaz A, Tapponnier P. Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108** (6), 2285, doi:10.1029/2001JB000661
- [6] Burg J P, Yu Podladchikov. Lithospheric scale folding: numerical modelling and application to the Himalayan syntaxes. *Int Journ Earth Sciences*, 1999, **88**:190~200
- [7] Burg J P, Schmalholz S M. Viscous heating allows thrusting to overcome crustal-scale buckling: Numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes. *Earth and Plane Sci. Lett.*, 2008, **274**: 189~203
- [8] Negrodo A M, Replumaz A, Villase? or A, et al., Modeling the evolution of continental subduction processes in the Pamir - Hindu Kush region. *Earth Plane Sci Lett*, 2007, **259**: 212~225
- [9] Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, et al. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 2001, **414**: 738~742
- [10] Becker T W, R J O'Connell. Predicting plate velocities with mantle circulation models. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2001, **2**(12), 1060, doi:10.1029/2001GC000171
- [11] Reynolds S D, D D Coblenz, R R Hillis. Tectonic forces controlling the regional intraplate stress field in continental Australia: Results from new finite element modeling. *J. Geophys. Res.*, 2002, **107** (B7), 2131, doi: 10.1029/2001JB000408
- [12] Bird P. Testing hypotheses on plate-driving mechanisms with global lithosphere models including topography, thermal structure and faults. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**: 10115~10129
- [13] Zhang P Z, et al., Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 2004, **32**(9): 809~812
- [14] Patriat P, Achache J. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 1984, **311**(5987):615~621
- [15] Ali J R, Aitchison J C. Greater India. *Earth-Science Reviews*, 2005, **72**(3-4):169~188
- [16] Youqing Yang, Mian Liu. Crustal thickening and lateral extrusion during the Indo-Asian collision: a 3D visco flow model. *Tectonophysics*, 2009, **465**:128~135
- [17] Wang Y. Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: constraints on active deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2001, **126**:121~146
- [18] Van der Voo, W Spakman, H Bijwaard. Tethyan subducted slabs under India. *Earth and Planetary Sci Lett*, 1999, **171**: 7~20
- [19] Villasenor A, Spakman W, Engdahl E R. Influence of

- regional travel times in global tomographic medels. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice(France),2003
- [20] Koulakov I, Sobolev S V. A tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir - Hindukush region. *Geophys. J. Int.*, 2006,**164**:425~440
- [21] 宁杰远,臧绍先. 帕米尔-兴都库什地区地震空间分布特征及应力场特征. 地球物理学报,1990,**33**(6):657~669
Ning J Y, Zang S X. The distribution of earthquake and stress state in Pamir-Hindukush regions. *Chinese J. Geophys* (in Chinese), 1990,**33**(6):657~669
- [22] 武传真,焦灵秀,王谦身等. 帕米尔及其周围地区的重力场特征与地壳构造的研究. 地球物理学报,1993,**36**(5):633~642
Wu C Z, Jiao L X, Wang Q S, et al. Features of gravity field in Pamir surroundings and study on crustal structure. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1993,**36**(5):633~642
- [23] 王 勇. 黏弹性半空间内膨胀引起的地表垂直位移和重力变化. 地壳形变与地震,1996,**16**(2):8~11
Wang Y. Vertical surface displacement and gravity changes due to the dilatation in a viscoelastic half space. *Crustal Deformation and Earthquake* (in Chinese), 1996, **16**(2):8~11
- [24] 雷建设,周蕙兰,赵大鹏. 帕米尔及临区地壳上地幔 P 波三维速度结构的研究. 地球物理学报,2002,**45**(6):802~812
Lei J S, Zhou H L, Zhao D P. 3-D velocity structure of P-wave in the crust and upper-mantle beneath Pamir and adjacent region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2002,**45**(6):802~812
- [25] 楼小挺,刁桂苓,叶国扬等. 帕米尔-兴都库什地区中源地震的空间分布和震源机制解特征. 地球物理学报,2007,**50**(5):1448~1455
Lou X T, Diao G L, Ye G Y, et al. Spatial distribution of intermediate earthquakes and focal mechanism solutions in the Pamir-Hindu Kush region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese),2007,**50**(5):1448~1455
- [26] 张中杰,滕吉文,李英康等. 藏南地壳速度结构与地壳物质东西向“逃逸”——以佩枯错-普莫雍错宽角反射剖面为例. 中国科学(D辑),2002,**32**(10):793~798
Zhang Z J, Teng J W, Li Y K, et al. Crustal velocity structure and eastward escaping of crustal material in the southern Tibet—an example revealed by wide-angle seismic profile between Peikucuo and Pumoyongcuo. *Science in China (Ser. D)* (in Chinese), 2002,**32**(10):793~798
- [27] Zhang Zhongjie, Wang Yanghua, Chen Yun, et al. Custal structure across Longmenshan fault belt from passive source seismic profiling. *Geophys. Res. Lett.*, 2009, **36**, L17310, doi: 10.1029/2009GL039580
- [28] 滕吉文,王谦身,王光杰等. 喜马拉雅“东构造结”地区的特异重力场与深部地壳结构. 地球物理学报,2006,**49**(4):1045~1052
Teng J W, Wang Q S, Wang G J, et al. Specific gravity field and deep crustal structure of the ‘Himalayas east structural knot’. *Chinese J Geophys.* (in Chinese), 2006,**49**(4):1045~1052
- [29] 崔仲雄,裴顺平. 青藏高原东构造结及周边地区上地幔顶部 Pn 速度结构和各向异性研究. 地球物理学报,2009, **52**(9):2245~2254
Cui Z X, Pei S P. study on Pn velocity and anisotropy in the upper most mantle of the Eastern Himalayan Syntaxis and surrounding regions. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009,**52**(9):2245~2254
- [30] 曹建玲,石耀霖,张 怀等. 青藏高原 GPS 位移绕喜马拉雅东构造结顺时针旋转成因的数值模拟. 科学通报,2009, **54**(2):224~234
Cao J L, Shi Y L, Zhang H, et al. Numerical simulation of GPS observed clockwise rotation around the eastern Himalayan syntax in the Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2009, **54**, doi: 10.1007/s11434-008-0588-7

(本文编辑 汪海英)