中国科学: 地球科学 2012 年 第 42 卷 第 4 期: 505 ~ 512
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

下地壳管道流动与青藏高原东缘大尺度构造地貌关系

王晓芳, 何建坤*

中国科学院青藏高原研究所大陆碰撞与高原隆升重点实验室, 北京 100085
* 联系人, E-mail: jkhe@itpcas.ac.cn

收稿日期: 2011-04-02; 接受日期: 2011-09-21
中国科学院知识创新工程项目(编号: KZCX2-YW-134)和国家自然科学基金重点项目(批准号: 41030320)资助

摘要 青藏高原是板块相互作用所形成的大型构造地貌单元. 通常认为印度-欧亚板块汇聚导致增厚的岩石圈发生下部剥离或下地壳内发生粘性管道流动对高原隆升和大尺度构造地貌的形成有重要的动力学联系. 就下地壳粘性管道流模型, 目前虽然有一些间接观测证据, 但就管道的厚度、管道内下地壳物质的粘度及其横向不均一等如何约束管道流的发生, 并由此导致地表隆升的时空变化等仍然不清. 本文根据流体动力学原理建立了下地壳不同流动方式与大尺度地表构造地貌关系的控制方程. 通过大量模拟发现, 发生管道流动的下地壳物质粘度在青藏高原东部区可能在$(1\sim5)\times10^{18}$到$(1\sim4)\times10^{20}$ Pa s 间, 而到四川盆地和云南南部地区增大到 10^{22} Pa s. 其次, 当下地壳发生管道粘性流动时, 青藏高原向外扩展的地表隆升速度在时间序列上有不断增加的趋势. 这些结果对深入探讨青藏高原岩石圈的流变学, 解释青藏高原大致在 8 Ma 发生快速隆升的动力学等有一定的理论意义.

关键词
管道流动
下地壳流变
构造地貌
青藏高原东缘

大致 50 Ma 以来, 随着印度大陆不断向北推挤使欧亚大陆岩石圈发生强烈变形, 从而形成了目前所见平均海拔高程在 5 km 左右, 面积达 250 万 km^2 的构造地貌单元——青藏高原. 与经典的碰撞造山过程不同, 青藏高原的变形并不局限于印度板块和欧亚板块碰撞的喜马拉雅山一带[1,2], 而至少向北扩展到阿尔金山和祁连山地区. 目前尽管对它向北扩展时序和高原隆升阶段性等有大量研究成果[3~5], 但关于青藏高原形成的动力学、大尺度构造地貌所暗示的深部物质运动等仍然存在很大争议[6~14]. 基于动力学数值模拟, 一些学者认为高原发生在大致 8 Ma 的快速隆升可能与增厚的岩石圈在后期发生下部剥离(Lithospheric removal)作用有关[6], 但它难于解释为什么岩石圈地幔的剥离会发生在印度-欧亚板块汇聚的后期几个百万年内. 于是有研究提出高原的向外扩展和隆起可能与发育在下地壳中的管道流动(Channel flow)有关[12,13]. 基于简单的下地壳物质粘度横向均一的动力学模型解释了青藏高原岩石圈变形的一些现象: 如高原没有明显水平挤压, 但可以形成大幅度垂向隆起的构造地貌和青藏高原下地壳向东流动的物质受到强地壳组成的四川盆地的阻挡而向两侧分流[12], 形成龙门山一带反差极大的构造地

英文引用格式: Wang X F, He J K. Channel flow of the lower crust and its relation to large-scale tectonic geomorphology of the eastern Tibetan Plateau. Sci China Earth Sci, 2012, doi: 10.1007/s11430-012-4391-6

貌与青藏高原到云南地区缓慢变化的构造地貌等[9,13]. 然而, 对如何约束青藏高原下地壳中管道内物质的流变学横向非均一, 以及由此所导致的构造地貌在时间序列上的变化规律等还有待于做深入的研究.

近年来, 随着深部地球物理探测结果的不断增多[15,16], 为青藏高原内存在下地壳物质的管道流动提供了重要的证据. 为此, 本文通过改进管道流数学物理模型和求解方法, 以青藏高原东部边缘不同构造地貌为研究对象, 来模拟下地壳的流动与大波长构造地貌形成的动力学关系. 通过约束下地壳管道内物质粘度横向非均一和构造地貌在时间序列上的演化特征来探讨青藏高原东部区地壳的流变学和高原东缘在 8 Ma 发生快速隆起的可能动力学原因.

1 下地壳流动与大尺度构造地貌关系

根据流体动力学基本原理[12,17], 假定高原地表的构造地貌的形成与下地壳内一定深度物质发生水平方向的剪切流动有关(图 1), 那么地表高程与流动管道的几何学及流动物质的粘度间的关系可描述为

$$\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}t}=\frac{(\rho_m-\rho_c)}{\rho_m}\left[\frac{1}{12}h^3\rho_c g\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}x}\left(\frac{1}{\mu}\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}x}\right)\right], \tag{1}$$

式(1)中, T 是地表高程, ρ_m 和 ρ_c 是地幔和地壳的平均密度, 分别取 3300 和 2600 kg m^{-3}, h 是管道厚度, g 是重力加速度, μ 是管道内发生剪切流动地壳物质的粘度. 当管道内物质存在横向压力 p 和下地壳物质向管道内流进的初始速度 u_0 满足:

$$\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}x}\neq 0,\ \ u_0=0, \tag{2}$$

时, 方程(1)可以在假定管道厚度和其中流动物质粘度, 来求得一定时间内物质流进后所造成的构造地貌高程的变化[13]. 简单地, 当管道中物质粘度为横向均一, 经一定时间(t_0)流动后的地表隆起 $T(x)$可表达为

$$T(x)=\frac{60000\rho_m x^2}{(\rho_m-\rho_c)h^3\rho_c g t_c}. \tag{3}$$

大量地质与地球物理研究表明, 在青藏高原下地壳的粘度在不同构造部位存在明显差异[15,16]. 于是, 考虑管道内下地壳物质的粘度横向不均一对青藏高原地表隆起的动力学关系. 首先假定管道内下地壳粘度从高原内部到高原周边的稳定地块间的变化为线性递增分布:

$$\mu(x)=10^a+\frac{(10^b-10^a)}{h}x, \tag{4}$$

其中, 10^a 和 10^b 分别是高原内部和高原边缘下地壳物质的粘度. 将(4)式代入式(1), 并两边经过两次积分运算可得:

$$T(x)=\frac{60000\rho_m}{(\rho_m-\rho_c)h^3\rho_c g t_c}\left(10^a x^2+\frac{(10^b-10^a)}{h}x^3\right), \tag{5}$$

式(5)中, 当 a=b 时, 则它的形式与(3)式相同, 表明前人研究的结果[12]是本文推导所得公式(5)的一个特解. 根据式(5), 在假定管道流动 20 Ma 高原隆起的高度为 5 km[18]的前提下, 可以反演地壳粘度横向变化所导致的大尺度构造地貌的变化特征.

其次, 在青藏高原演化过程中高原的隆升具有阶段性[3~5]. 因此在讨论下地壳流动与大尺度地表构造地貌关系时需要考虑高原的隆升和扩展在时间序列上的变化规律. 就方程(5), 对求解时间序列上的构造地貌难以有解析解. 于是考虑粘度为横向均一, 这时假定式(1)的初-边值条件为

$$\begin{cases}0<x<l,\ \ t>0,\\ T\big|_{x=0}=0,\ \ T\big|_{x=l}=0,\\ T\big|_{t=0}=0.01,\end{cases} \tag{6}$$

其中, 时间 t = 0 地表高程为 0.01 m(表示高原尚未明显隆起), l 为流入粘性物质的管道的总长度. 此时, 经过分离变量求解偏微分方程方法[19], 可以得到地表高程随时间和空间变化的表达式:

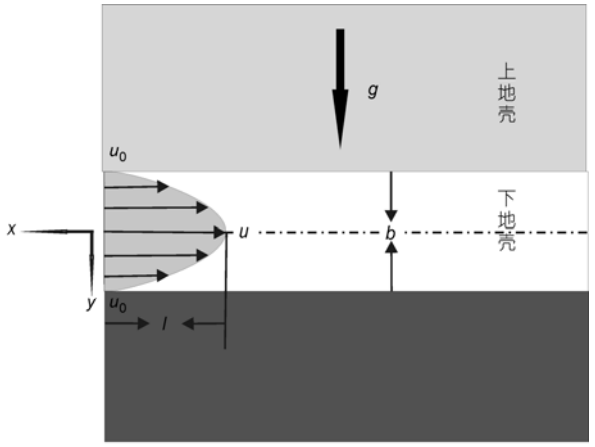

图 1　下地壳管道流动物理模型

t=t_0 是某一时刻的状态, u_0 和 u 是物质向管道内流进的初始速度和流入的速度, l 是下地壳物质注入管道的总长度, g 是重力加速度, h 是管道厚度

$$T(x,t)=\sum_{n=1}^{\infty}\frac{2}{l}\int_0^l \sin\left(\frac{n\pi}{l}x\right)\mathrm{d}x e^{-\left(\frac{nta}{l}\right)^2 t}\sin\left(\frac{n\pi}{l}x\right), \quad (7)$$

其中,

$$a=\sqrt{\frac{(\rho_m-\rho_c)h^3\rho_c g}{12\rho_m\mu}}. \quad (8)$$

通过上述管道内粘性流体动力学方程的推导, 可以根据式(3), (5)和(7)分别来反演下地壳管道流在流动物质粘度为均一、横向非均一及其在时间序列上地表构造地貌的变化.

2　模拟结果

在青藏高原东缘, 因高原隆起所导致的地表高程变化有明显的变化规律. 这表现为沿地壳现代运动方向上[20,21], 龙门山一线形成了地表高程陡变带、而自高原东南部到云南地区形成的地表高程梯度十分平缓(图 2). 导致这一高原东部边缘带构造地貌特征的动力学一直认为与高原下地壳存在管道流动, 并因其前缘存在不同性质的阻挡有关[9,13]. 为此, 根据上述推导的控制方程研究其构造地貌与下地壳管道流动间的动力学关系. 为了便于验证, 首先选择与前人研究相同的剖面(图 2 中的 A-B 剖面). 从图 2 可见, 自青藏高原东缘到四川盆地大致 50 km 范围内的龙门山区地表高程急剧变化达~5 km. 我们首先假定发育在下地壳中的管道厚度不变, 管道内下地壳物质的粘度横向均一, 并假定其构造地貌形成时间为 20 Ma[12]. 根据公式(1), 可以得到管道内下地壳不同粘度与构造地貌的关系. 从图 3 可见, 当粘度μ=10^{18} Pa s (Pa·s)时模拟得到的地表高程变化与实际地表高程差别十分明显, 暗示下地壳物质的粘度可能要大于 10^{18} Pa s. 将管道内下地壳物质的粘度从 10^{18} Pa s 到 10^{22} Pa s 不断增大, 其模拟结果趋于接近实际地表高程的变化. 当粘度μ=10^{21} Pa s 时, 模拟地表高程与实际地表拟合最好. 这与前人研究结果一致[12], 证明本文推导公式是正确的. 已有研究结果表明, 青藏高原地壳物质的平均粘度在横向上有明显的变化[15], 下地壳可能存在的管道流动厚度在不同构造部位也有区别[16]. 因此, 我们假定模型中下地壳物质的粘度有横向变化, 发生管道流下地壳厚度在 15~25 km. 可以发现, 当管道内下地壳物质的粘度从高原一侧的 10^{21} Pa s 递增到龙门山区的 10^{23} Pa s 时(图 4, 曲线 1), 管道的厚度从 15~25 km 变化时, 模拟的结果均不能拟合目前所见的构造地貌形态. 然而, 当管道内下地壳物质的粘度从高原一侧的(1~4)×10^{20} Pa s 递增到龙门山的 10^{22} Pa s 时(图 4, 曲线 2), 其管道厚度从 15~25 km 时均能较好地拟合目前的构造地貌特征. 进一步减小粘度到高原一侧的 10^{19} Pa s 到龙门山的 10^{21} Pa s(图 4, 曲线 3), 在管道厚度从 15~25 km 变化时模拟的结果又明显难于拟合其构造地貌. 采用相同的方法, 图 5 是拟合青藏高原东南部到云南地区构造地貌变化的模拟结果. 这些模拟结果表明, 当青藏高原东部边缘下地壳存在管道流动时其导致的构造地貌形态主要与管道内下地壳物质的粘度关系密切, 而与管道的厚度变化并不敏感. 当管道的厚度在 15~25 km 时, 下地壳物质的粘度从青藏高原的东缘到龙门山区主要在(1~4)×10^{20} Pa s, 在靠近四川盆地区则增加到大致 10^{22} Pa s; 而在青藏高原的东南部靠近喜马拉雅东构造部位其下地壳物质的粘度明显偏低在(1~5)×10^{18} Pa s, 到云南南部地区增加到 10^{22} Pa s. 这一结果比已有的匀一粘度管道流模拟的结果更细致的反应了该地区的流变学特征[12], 暗示了青藏高原不同部位的下地壳物质的粘度具有明显的横向非均一性[15].

根据前人的研究结果, 在弹性地壳之下的中下地壳主要为粘性变形[25,26], 所以我们采用的下地壳

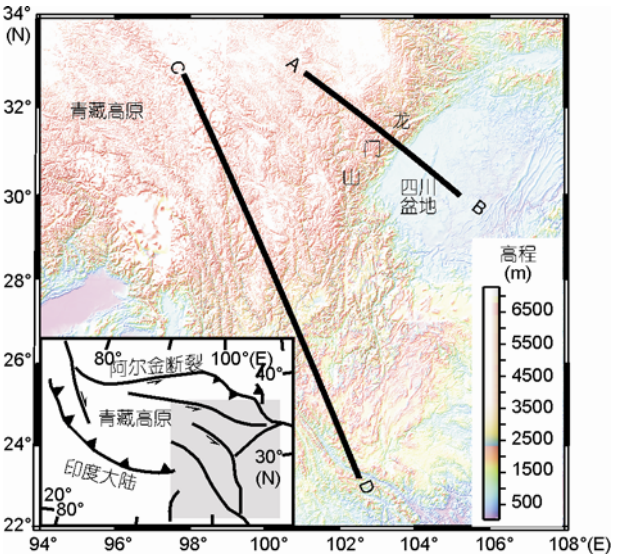

图 2　青藏高原东部地表高程分布

地形据 gtopo 30 模型(www.geowareonline.com). 剖面 A-B 和 C-D 分别从高原内部到四川盆地和到云南地区的两个地形剖面, 插图为研究区构造位置

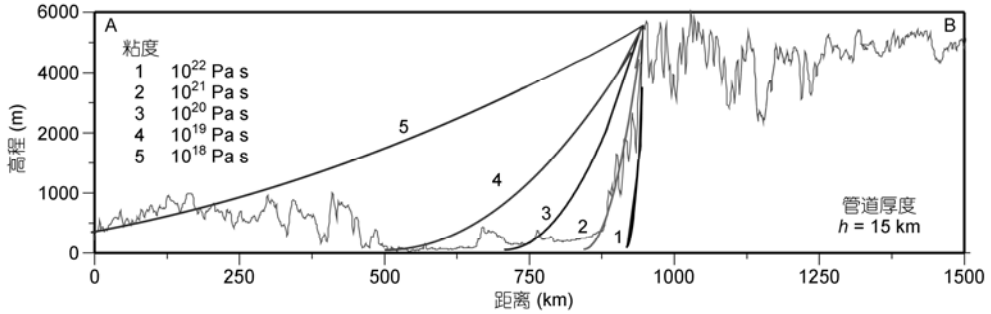

图 3　下地壳管道内物质不同粘度模拟的构造地貌与实际地形对比

剖面位置见图 2(A-B), 模拟剖面与文献[13]相同, 粘度为 10^{21} Pa s 时拟合较好

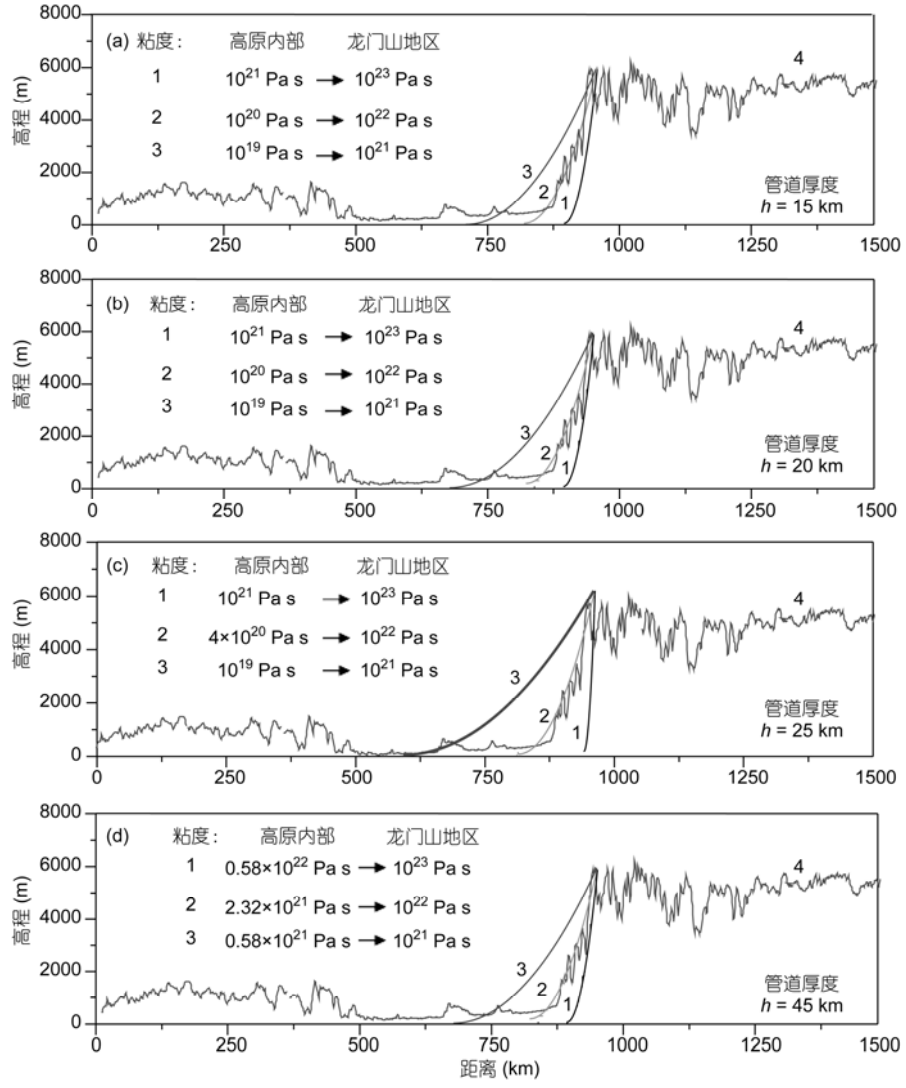

图 4　青藏高原东部-龙门山地区构造地貌模拟结果

剖面位置见图 2(A-B). (a), (b), (c)和(d)分别为下地壳管道厚度为 15, 20 , 25 和 45 km 时模拟结果, 其中, 曲线 1, 2 和 3 表示不同粘度变化的模拟结果. 曲线 4 表示青藏高原东部-龙门山地区地表高程在横向上的剖面图

管道的厚度不应局限在 15~25 km 的范围, 于是我们在图 4 和 5 中加入了下地壳管道厚度是 45 km 的情况, 发现其粘度的变化范围有所减少.

通过龙门山和云南地区的构造地貌拟合可以看出, 在合理的下地壳粘度条件下, 下地壳的管道流动能较好地反映目前该地区大尺度高原隆升的构造地貌分布特征, 但其前提是假定目前形成的高原隆起在该部位主要发生在近 20 Ma[18]. 为了探讨下地壳管

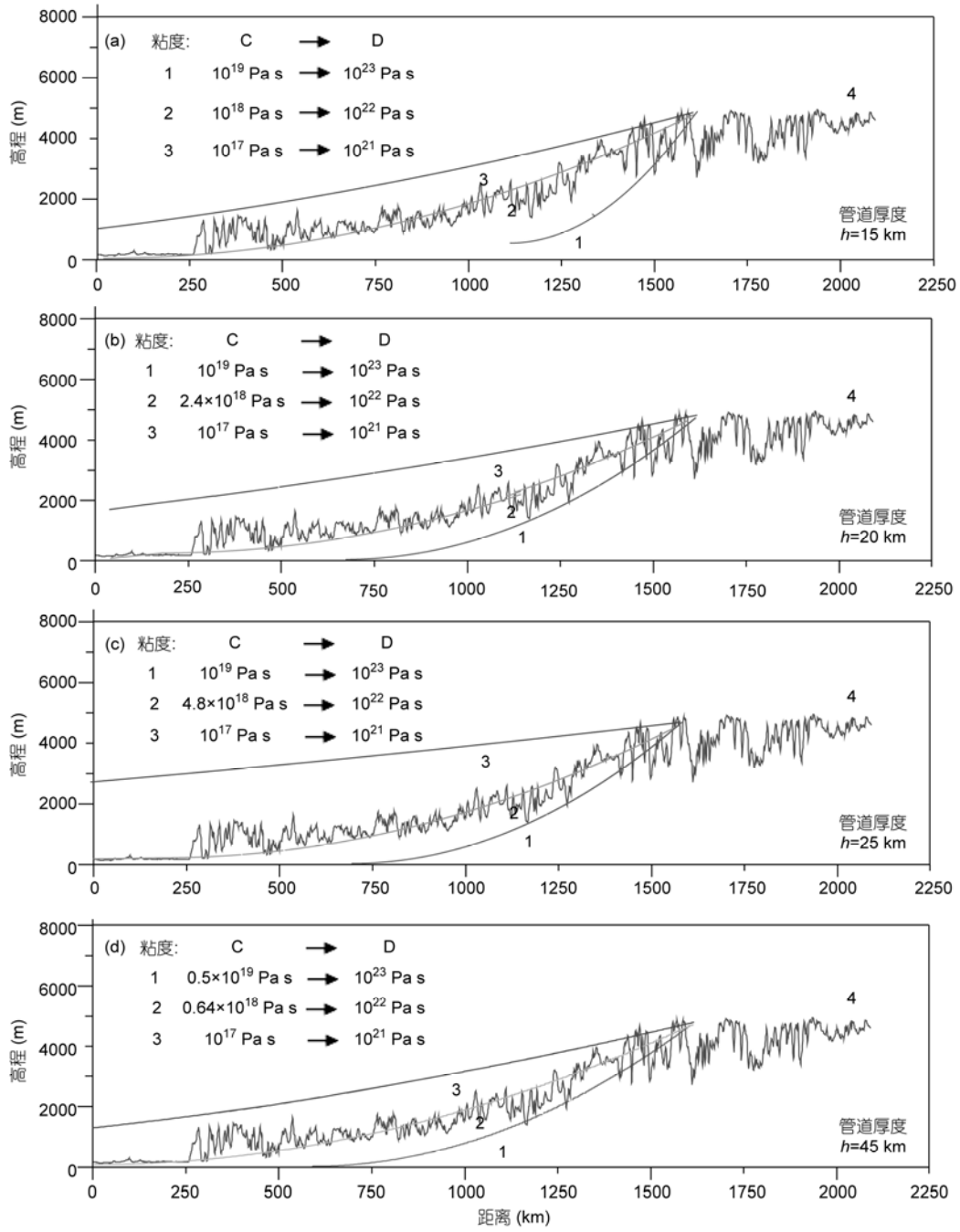

图 5　青藏高原东南部到云南地区构造地貌模拟结果

剖面位置见图 2(C-D). (a), (b), (c)和(d)分别为下地壳管道厚度为 15, 20, 25 和 45 km 时模拟结果, 其中, 曲线 1, 2 和 3 表示不同粘度变化的模拟结果. 曲线 4 表示青藏高原东南部到云南地区的地表高程在横向上的剖面图

道流动与高原隆起和扩展在时间序列上的关系, 我们根据合理的初-边值条件(式 6), 用方程(7)进一步模拟青藏高原边缘隆升和扩展在时间序列上的变化规律.

图 6 给出了在不同时间尺度的模拟结果. 从图中可以看出, 在管道厚度不变的条件下随着管道内下地壳粘性物质流入量的不断增加, 在水平方向上高原向外扩展的速度也不断增加(图 6(a)~(c)). 为了显示下地壳物质流入所导致的高原构造地貌在垂向上的变化, 图 6(d)给出了单位时间内地表高程的变化率. 其总体规律表明, 随着下地壳粘性物质不断向管道内流入, 高原在水平方向不断扩展的同时其高程也不断增加. 具体地, 单位时间内粘性下地壳物质的流入量与高原地表的隆升量成正比关系, 但高原的增高主要发生在粘性下地壳流入的早期大致 15 Ma, 之后高程增加的变化率减小, 说明达到一定高度后地表高程增加的速度会变慢. 为了进一步验证我们的研究结果, 当下地壳管道厚度为 45 km, 粘度分别是 10^{22} 和 0.5×10^{20} Pa s 的下地壳物质向管道内注入量分别是 45 和 123 km Ma^{-1}时, 我们得到了 8 Ma 以来青藏高原东缘龙门山地区和云南一带隆升的幅度大致 3000~4000 和 2000 m 左右的模拟结果(图 7).

3 结论与讨论

大量模拟结果说明, 在青藏高原东部地区下地壳的流变学存在明显的横向不均一. 在青藏高原东部区一定深度下地壳的粘度主要在$(1\sim5)\times10^{18}$ 到$(1\sim4)\times10^{20}$ Pa s 间, 而到四川盆地和云南南部地区则增大到约 10^{22} Pa s. 这一下地壳物质粘度的变化范围是假定下地壳发生管道流的厚度在 15~45 km, 因此下地壳物质的平均粘度必然比本文模拟得到的结果要大.

在青藏高原, 现有研究结果表明其地壳的平均厚度达~60 km[22,23]. 在这巨厚的地壳中, 弹性地壳的厚度在高原中部和龙门山地区仅为 10~15 km[24], 在

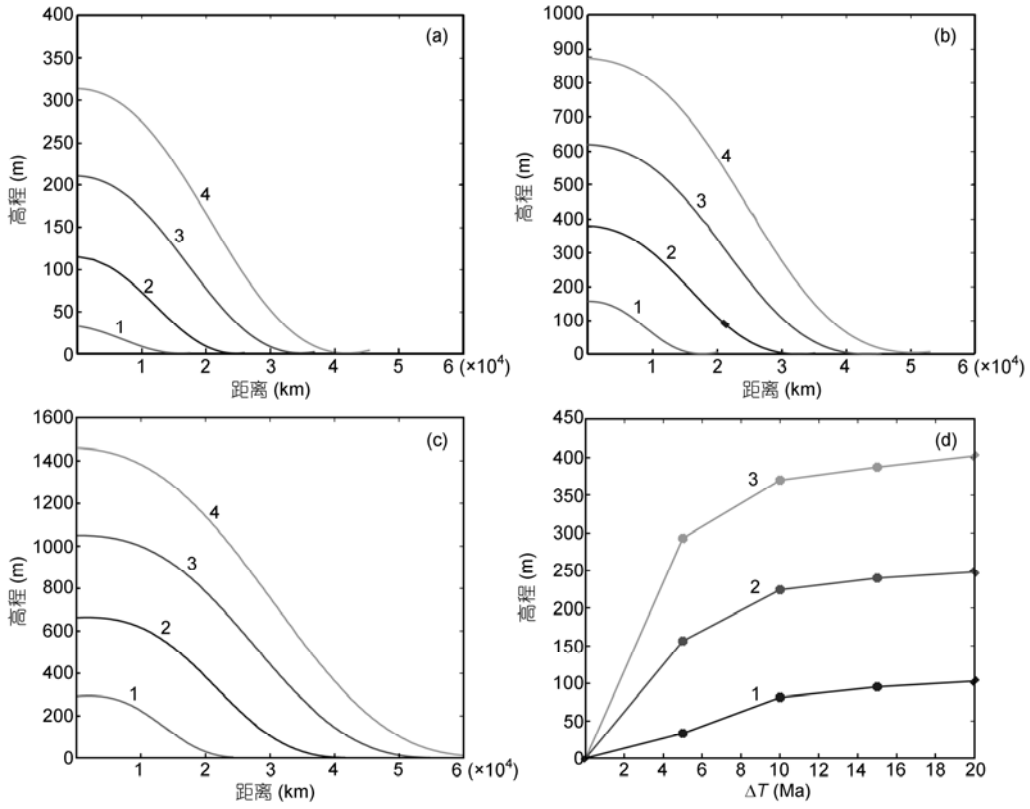

图 6 青藏高原东缘下地壳管道流动导致高原隆升和扩展在时间序列上的变化规律以及变化率

(a), (b)和(c)分别为下地壳粘性物质流入量为 3, 6 和 9 km Ma^{-1}时高原隆升和扩展在时间序列上的变化规律; 其中, 1, 2, 3, 4 分别表示 5, 10, 15, 20 Ma. (d) 高原隆升在时间序列上的变化率, 其中, 曲线 1, 2 和 3 分别表示下地壳粘性物质的流入量是 3, 6 和 9 km Ma^{-1}

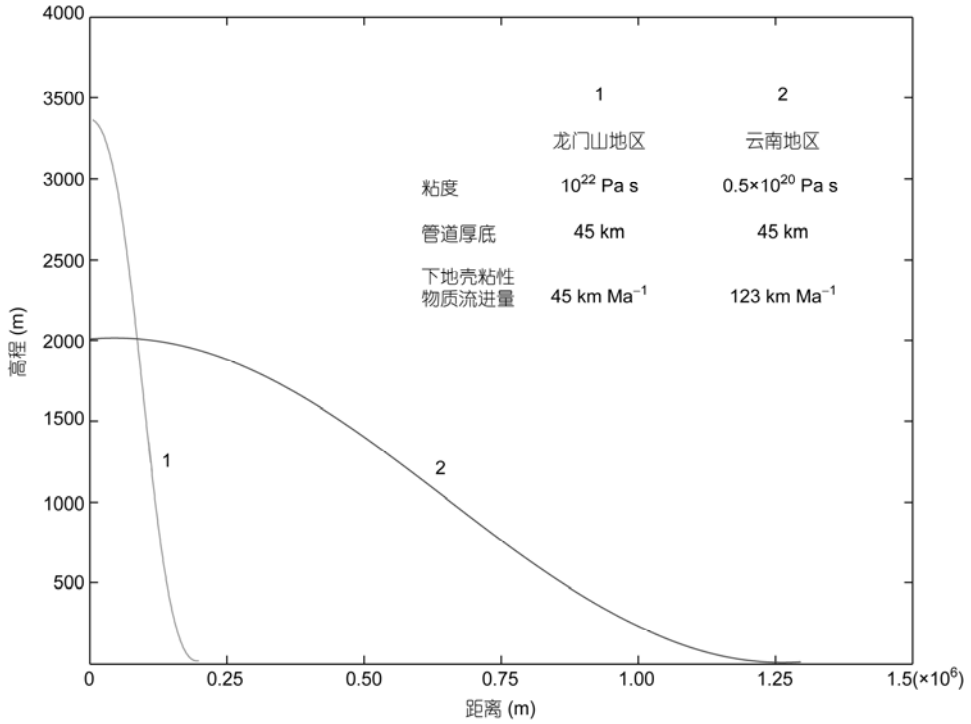

图 7　青藏高原东南缘龙门山(曲线 1)和云南地区(曲线 2)8 Ma 地表隆升的模拟结果

弹性地壳之下的中下地壳主要为粘性变形[25,26]. 大地热流、大地电磁和天然地震的接收函数等研究均表明青藏高原一定深度的下地壳具有低屈服强度、高电阻率和地震波速度偏低特征[16,27~29]. 这使得用下地壳粘性剪切流动动力学模型解释青藏高原少有挤压构造但高原不断隆起和向外扩展的事实得到越来越多的接受[8,11,13,14]. 基于均一下地壳管道流模型, Clark 等[12]推测青藏高原东缘下地壳粘度仅为 10^{16} Pa s. 这一粘度比根据地震变形所反演的下地壳平均粘度小至少 2 个量级[25], 由此导致了人们对下地壳是否存在管道流动的怀疑. 本文在前人研究的基础上发展了下地壳管道流与高原构造地貌关系的动力学模型. 通过推导的非均一粘度流动和在时间域流动的方程, 初步结果表明青藏高原东部-龙门山地区下地壳的粘度从高原内部的$(1\sim4)\times10^{20}$ Pa s 递增到高原边缘 10^{22} Pa s, 从青藏高原东南部粘度为$(1\sim5)\times10^{18}$ Pa s 递增到云南地区的 10^{22} Pa s, 而在青藏高原东缘从北向南下地壳管道流的粘度有不断减小特征. 这一流变学总体格局与已有成果基本一致[15,25], 而高原东缘粘度可能存在的从北到南减小也与该地区弹性地壳厚度分布规律一致[24], 说明青藏高原东缘下地壳的粘度存在强烈横向不均一的特征[27,30].

在印度-欧亚板块汇聚过程中, 青藏高原发生阶段性隆起和高原面积不断向外扩展的动力学机制一直是研究的热点[3,4,31]. 通过下地壳管道流与构造地貌关系在时间序列上的求解发现, 随着下地壳粘性物质不断向管道内注入, 高原不仅会在水平面上面积不断扩大(图 6(a)~(c)), 而且在垂向上高原地表的高度也不断增加(图 6(d)). 在青藏高原东部边缘, 大致发生在 8 Ma 的快速隆起时间已经得到大量地质学研究证实. England 等[31]认为这可能与增厚岩石圈的底部发生剥离(Lithospheric Removal)有关,但该机制难于解释岩石圈底部剥离为什么会发生在大致 8 Ma 的时间. 通过本文下地壳管道流与构造地貌关系的时间序列求解, 可以看到下地壳粘性物质的注入会使高原在垂向上不断隆起. 这暗示在存在下地壳管道流的机制下因管道几何形态和管道内物质粘度的变化会导致高原在时间序列上的快速隆起. 至于这一现象是否能合理解释青藏高原东部边缘发生在大致 8 Ma 的快速隆起还需要作进一步的深入研究.

致谢 研究过程中得到丁林研究员和刘静研究员帮助. 两位匿名审稿人对本文提出了中肯和有建设性修改意见, 在此深表感谢.

参考文献

1 Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. Science, 1975, 189: 419–426
2 Fort L P. Himalayas: The collided range. Present knowledge of the continental arc. Am J Sci, 1975, 275-A: 1–44
3 钟大赉, 丁林. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26: 289–295
4 Tapponnier P, Ryerson F J, Woerd J V, et al. Long-term slip rates and characteristic slip: Keys to active fault behaviour and earthquake hazard. Earth Planet Sci, 2001, 333: 483–494
5 Mulch A, Chamberlain C P. The rise and growth of Tibet. Nature, 2006, 439: 670–671
6 Molnar P, England P. Temperatures in zones of steady-state underthrusting of young oceanic lithosphere. Earth Planet Sci Lett, 1998, 131: 57–70
7 Clark M, Bush J W M, Royden L H. Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau. Geophys J Int, 2005, 162: 575–590
8 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
9 Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. Science, 1997, 276: 788–790
10 Kruse S, McNutt M K, Phipps-Morgan J, et al. Lithospheric extension near Lake Mead, Nevada: A model for ductile flow in the lower crust. J Geophys Res, 1991, 96: 4435–4456
11 Schoenbohm L M, Burchfiel B C, Chen L, et al. Miocene to present activity along the Red River fault, China, in the context of continental extrusion, upper-crustal rotation, and lower-crustal flow. Geol Soc Am Bull, 2006, 118: 672–688
12 Clark K M, Royden L H. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. Geology, 2000, 28:703–706
13 Clark M K, Royden L H, Bush J, et al. Sub-regional dynamic topography and deformation of the lower crust by decoupled channel flow in Tibet. EOS Trans Am geophys Un. Fall Meet (Suppl), 2001, 82, abstract T11H-06
14 Shen F, Royden L H, Burchfiel B. Large-scale crustal deformation of the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 2001, 106: 6793–6816
15 Flesch L M, Haines A J, Holt W E. Dynamics of the India-Eurasia collision zone. J Geophys Res, 2001, 106: 16435–16460
16 Bai D H, Unsworth M J, Meju M A, et al. Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging. Nat Geosci, 2010, 11: 1–5
17 Turcotte D L, Schubert G. Geodynamics. Cambridge: Cambridge University Press, 1998
18 Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet. Science, 1992, 255: 1663–1670
19 蔡启富. 数学物理方程. 武汉: 武汉水利电力大学出版社, 2000
20 Zhang, P , Shen Z K, Wang M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. Geology, 2004, 32: 809–812
21 Shen Z K, Lu J, Wang M, et al. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 2005, 110: B11409, doi: 10.1029/2004JB003421
22 马杏垣. 中国岩石圈动力学地图集. 北京: 中国地图出版社, 1989
23 赵政璋, 李永铁. 青藏高原大地构造特征及盆地演化. 北京: 中国科学出版社, 2001
24 Jordan T A,Watts A B. Gravity anomalies, flexure and the elastic thickness structure of the India-Eurasia collisional system. Earth Planet Sci Lett, 2005, 236: 737–750
25 Hilley G E, Burgmann R, Zhang P, et al. Bayesian inference of plastosphere viscosities near the Kunlun fault, northern Tibe. Geophys Res Lett, 2005, 32: L01302, doi: 10. 1029/2004GL021658
26 He J, Chery J. Slip rates of the Altyn Tagh, Kunlun and Karakorum faults (Tibet) from 3D mechanical modeling. Earth Planet Sci Lett, 2008, 274: 50–58
27 Wang Y. Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: Constrains on active deformation. Physics Earth Planet Inter, 2001, 126: 121–146
28 Unsworth M, Jones A, Wei W, et al. Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data. Nature, 2005, 438: 78–81
29 Gao X, Su Y, Wang W, et al. Lower-crust S-wave velocity beneath western Yuannan Province from waveform inversion of dense seismic observations. Terra Nove, 2008, 21: 105–110
30 He J, Lu S. Lower friction of the Xianshuihe-Xiaojiang fault system and its effect on active deformation around the southeastern Tibetan margin. Terra Nova, 2007, 19: 204–210
31 England P C, Houseman G. Extension during continental convergence, with application to the Tibet Plateau. J Geophys Res, 1989, 94: 17561–17579