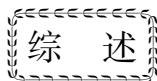


文章编号: 0253-3782(2004)05-0547-13



# 青藏高原动力学数值模拟 方法与研究进展\*

陆诗阔 蔡永恩

(中国北京 100871 北京大学地球物理系)

**摘要** 对青藏高原演化动力学问题近 20 年来开展了很多数值模拟工作。本文初步回顾了主要数值模型的特点及模拟所得到的结果, 同时对它们进行了比较分析。早期的平面模型, 与高原的实际变形特点(如地壳增厚、侧向排出等)相差较大; 薄片或薄板流变模型, 可以研究垂向地壳厚度的变化及重力对变形的影响, 适用于研究大尺度、长时间的变形; 断裂对大陆变形影响的研究, 需要进一步加强。

**关键词** 青藏高原 动力学过程 数值模型

**中图分类号:** P313.4      **文献标识码:** A

## 引言

青藏高原平均海拔 5 km, 地壳最厚可达 70 km, 面积约  $7 \times 10^5$  km<sup>2</sup>, 是现今地球上最显著的活动碰撞构造带。近 20 年来, 随着地球物理观测数据的增多, 已经提出了多种关于青藏高原地壳增厚和抬升的动力学模型(Harrison *et al*, 1992; 李廷栋, 1995; 曾融生等, 1994; 钟大赉, 丁林, 1996; 肖序常, 王军, 1998)。其中有代表性的可分为两类: 第一类是在印度与欧亚碰撞过程中, 相对会聚主要表现为印度次大陆的俯冲作用, 主要包括: 双地壳模型, 印度次大陆地壳沿着高原地壳底部由南向北发生坡坪式俯冲, 最终形成双地壳, 高原的隆升随时间由南向北逐渐发育(Powell, Conaghan, 1973)。在此基础上, 大陆注入模式(Zhao, Morgan, 1985; Bird, 1991)认为青藏高原下地壳受高温影响, 类似于一个相对低粘度的流体, 因此坚硬的印度次大陆可以插入到高原的下地壳中, 壳内增加的体积使高原整体均匀隆升; 第二类认为印度与欧亚大陆之间的相对会聚主要表现为亚洲大陆大尺度的变形, 挤压缩短模型(Dewey, Burke, 1973; Dewey *et al*, 1988)认为高原地壳缩短了近 50%, 南北方向被压缩(掉)的物质直接导致了双地壳厚度。大陆挤出模型(Tapponniere, Molnar, 1976)认为由于亚洲地区存在许多大规模的走向滑动断裂(Molnar, Tapponniere, 1975), 在碰撞过程中, 沿这些走向滑动断裂系大陆块体向东或东南的侧向挤出, 可能吸收掉总缩短量的 40%~60%(Molnar, Tapponniere, 1975, 1978)。但这一模型没有给出高原形成的主因, 对厚地壳等现象未给以解释。另外, 为了解释晚第三纪—第四纪高原的快速

\* 国家自然科学基金重点项目(40234042)资助。

2003-02-28 收到初稿, 2003-07-02 收到修改稿并决定采用。

抬升, Bird(1979)以及 Kay 和 Kay(1993)提出了岩石圈的拆沉作用, 认为由于热作用或相变作用, 地幔岩石圈可能与低粘度的下地壳发生拆离, 导致高原快速抬升. Houseman 等(1981)认为在岩石圈缩短增厚过程中, 岩石圈底部对流热边界层也相应增厚而变得不稳定, 引起部分地幔岩石圈拆沉, 导致高原快速抬升, 同时使高原地壳物质势能增大, 促使高原上部地壳由挤压变为拉张.

针对以上多种模型, 一些人采用物理模拟的方法对其中某些模型进行了检验(Tapponnier *et al*, 1982; Peltzer, Tapponnier, 1988). 然而, 对于大尺度的构造变形动力学问题, 仅依赖于实验室内的物理模拟手段难以有大的突破.

近年来, 随着计算机技术的快速发展, 数值模拟方法愈来愈受到人们的重视, 其研究的时空尺度、温压条件和所得信息的丰富性都是物理模拟无法比拟的, 数值模拟技术在地球动力学研究中起着越来越重要的作用.

自 20 世纪 80 年代以来, 国内外学者运用数值模拟手段对青藏高原演化动力学问题作了大量工作, 取得了许多关于大陆构造动力学的新认识. 从方法上看主要有两大类: 一类是连续介质模型, 把岩石圈尺度的构造变形看作是连续的, 认为断裂对大尺度的大陆岩石圈变形影响不大, 可当作次要因素处理(England, Mckenzie, 1982, 1983; Vilote *et al*, 1982, 1984, 1986; Sonder, England, 1986; England, Houseman, 1986; Houseman, England, 1993, 1996; Shen *et al*, 2001; Flesch *et al*, 2001; 傅容珊等, 1999, 2000 a, b); 另一类是不连续变形模型, 考虑断裂对地壳变形的影响, 同时深大断裂带的存在, 也可能使大陆岩石圈的变形主要集中在较窄的断裂变形带内(Tapponnier *et al*, 1982; Peltzer, Tapponnier, 1988; Avouac, Tapponnier, 1993), 故将地壳介质处理为不连续介质(Kong, Bird, 1996; 刘金朝等, 2002). 从研究的主要问题来看, 青藏高原动力学数值模拟集中在 3 个方面: 大部分模拟工作是针对挤压缩短模型和大陆挤出模型, 分析印度与欧亚大陆碰撞过程中亚洲大陆的挤压缩短和走滑变形特征(Tapponier, Molnar, 1976; England, Mc K enzie, 1982, 1983; Vilote *et al*, 1982, 1984, 1986; Sonder, England, 1986; England, Housema, 1986, 1988, 1989; Houseman, England, 1986, 1993, 1996; Shen *et al*, 2001; Flesch *et al*, 2001; 汪素云, 陈培善, 1980; 汪素云等, 1996; 张东宁, 许忠淮, 1999; 傅容珊等, 1999, 2000a, b; 刘金朝等, 2002); 其次, Zhao 和 Morgan(1987)对印度次大陆注入模型的力学机制进行了二维有限元模拟; Bird 和 Baumgardner(1981)、England 和 Houseman(1989)、Meissner 和 Mooney(1998)、熊熊等(1998)模拟了地幔岩石圈拆沉作用的动力学机制. 另外, Yin(2000)、张东宁和许忠淮(1997)对高原地壳新生代裂陷的发育特征进行了动力学模拟; 沈显杰等(1992)和沈显杰(1994)提出了青藏高原构造热演化模型.

本文着重对近 20 年来针对高原地壳挤压缩短及走滑模型所开展的数值模拟工作展开讨论, 分别从模型特点及模拟所得结果两方面对各类模型进行比较分析. 在此基础上, 对今后青藏高原动力学数值模拟工作提出一些初步看法.

## 1 青藏高原数值模拟的主要特点

上述数值模拟多采用正演方法. 例如, 对于应变、应力场模拟来说, 首先根据所研究的地质问题, 确定地质体变形的材料模型, 即本构方程(万天丰, 1988), 同时给出变形地质体的边界条件、初始条件及介质的材料参数, 建立起相应的数学物理模型, 最后用数值

方法求解地质体的变形场和应力场.

总结近 20 年来关于青藏高原在印度与欧亚大陆碰撞过程中变形特征的主要数值模拟工作, 可以发现具有下列几个特点.

### 1.1 材料模型

根据所研究的不同地质问题, 地球介质的变形往往选用不同的材料模型来加以描述, 通常包括弹性模型、弹塑性模型、粘弹性模型、粘塑性模型、牛顿流体模型、幂律流变模型等. 参考 Bird(1999) 的分析, 表 1 给出了几种主要模型的使用特点.

表 1 地球介质变形的主要材料模型特点

材料模型	参考文献	优缺点
弹性体	Rechardson(1978), Solomon 等.(1980), Grindlay 和 Fox(1993), Peltzer 和 Saucier(1996)	多用于描述地壳浅层介质的小变形问题, 但对于长时间作用的情况不适用
幂律流变模型	England 和 Houseman(1985, 1986, 1989, Houseman 和 England(1993))	把整个岩石圈视为非牛顿粘性流体, 可以表征介质的流变特性. 但无法反映脆性破坏
牛顿流体模型	Shen 等(2001)	认为地球介质为线性粘性材料. 该假设还没有得到实验的检验
线性粘弹性模型	刘金朝等(2002)	介质的变形包括弹性变形和粘性变形两部分, 可以表征时间因素对地球介质变形的影响(蠕变和松弛)
上地壳库伦摩擦, 下地壳位错流变模型	Bird 和 Kong(1994), Kong 和 Bird(1995, 1996)	更接近于岩石圈介质的实际流变特征

在青藏高原动力学研究中, 根据所研究的具体问题的不同, 也采用了多种材料模型(表 2). 其中, 一些研究者把岩石圈用薄板幂律流变模型近似, 研究高原地壳增厚过程中的实际变形特点(England, Mckenzie, 1982, 1983; Sonder, England, 1986; England, Houseman, 1986; Houseman, England, 1986, 1993). 该模型可以较好地反映岩石圈的位错蠕变. Villette 等(1982, 1984, 1986)采用了粘塑性材料模型. Royden(1996)、Shen 等(2001)将岩石圈看作牛顿流体模型, 研究高原发育过程中的壳幔耦合问题; 刘金朝等(2002)将岩石圈视为粘弹性体, 研究高原发育过程中位移场的变化.

### 1.2 几何模型

从模型的维数看, 一部分简化为二维模型, 如 Tapponier 和 Molnar(1976)将亚洲大陆变形看作是塑性平面应变模型. Villette 等(1982, 1984)分别利用平面应力和平面应变模型, 对亚洲大陆变形特征进行了分析. 这种模型的缺点是难以考虑重力的影响. 而在印度与欧亚大陆碰撞过程中, 地壳的增厚或减薄现象明显. 与此相伴, 相关的重力作用变化会很大, 使得平面模型的结果与实际岩石圈变形之间有较大差别. 总体上看, 该类模型结果更强调走滑断裂在亚洲新构造活动中的作用.

另有一些模型简化为薄板或薄片模型(England, McKenzie, 1982, 1983; Villette *et al*, 1984, Villette *et al*, 1986; Sonder, England, 1986; England, Houseman, 1986, 1988; Houseman, England, 1986, 1993, 1996), 忽略了岩石圈不同水平层面之间的剪应力, 岩石圈内速度的水平分量不随深度变化, 岩石圈顶底面不存在相对位移, 这样径向上只有主

表 2 在碰撞挤压机制下青藏高原变形特征的数值模拟工作主要特征一览表

参考文献	力学模型	本构关系	求解方法	对断层的处理	针对的主要问题
Tappinier 和 Molnar(1976)	平面应变模型	岩石圈看作是刚塑性	有限元法	未考虑断层	大陆挤出模型
Bird 和 Piper(1980)	平面应力模型	上地壳为刚塑性材料，下地壳为幂律流变	有限元法	断层看作连续介质内软弱带	加利福尼亚南部的构造变形
Vilotte 等(1982)	平面应力/应变	不可压缩粘塑性材料	有限元法	连续介质变形	不同力学模型、不同流变性、不同边界条件下碰撞挤压的变形特征
Vilotte 等(1984)	平面应变模型	不可压缩粘塑性材料	有限元法	连续介质变形	分析碰撞过程中材料性质横向不均匀对变形的影响
Vilotte 等(1986)	平板模型	不可压缩粘塑性材料	有限元法	连续介质变形	分析碰撞过程中重力作用对变形的影响
Sondre 等(1986)	薄层流变模型	幂律流变模型	有限元法	连续介质变形	分析走滑边界条件下大陆的变形特征
England 和 McKenzie(1982)	薄层流变模型	牛顿流或幂律流	有限差分	连续介质变形	分析碰撞挤压过程中不同介质特性对变形的控制作用
England 和 Houseman(1985)	把 3D 简化为 2D 的薄层流变模型	幂律流变模型	有限元法	连续介质变形	分析不同边界条件对变形的影响
England 等(1985)	把 3D 简化为 2D 的薄层流变模型	幂律流变模型	有限元法	连续介质变形	分析碰撞过程中介质强度横向不均匀对变形的影响
England 和 Houseman(1986)	把 3D 简化为 2D 的薄层流变模型	幂律流变模型	有限元法	连续介质变形	分析碰撞过程中介质不同性质、不同边界条件下高原变形特征
England 和 Houseman(1989)	把 3D 简化为 2D 的薄层流变模型	幂律流变模型	有限元法	连续介质变形	分析岩石圈底部分层对流减薄对高原伸展构造的控制作用
Houseman 和 England(1993, 1996)	把 3D 简化为 2D 的薄层流变模型	幂律流变模型	有限元法	连续介质变形	分析介质不同流变特性、不同边界条件下挤压增厚与侧向挤压关系
傅容珊等(1999, 2000a, b)	2D 薄层流变模型	幂律流变模型	有限元法	连续介质变形	研究印度-欧亚大陆碰撞作用下现代中国大陆形变
Shen 等(2001)	准 3D 牛顿流体模型	粘度随深度衰减	有限差分	连续介质变形	分析上下地壳流变性差异对高原地形、地貌及应变分布的影响
Bird 和 Baumgardner(1984), Bird 和 Kong(1994), Bird(1998)	准 3D 的薄板模型	上地壳库伦摩擦, 下地壳位错蠕变	有限元法	引入断裂单元	分析南加利福尼亚地区壳幔耦合、断裂的摩擦及区域应力的关系
Kong 和 Bird(1995, 1996)	准 3D 的薄板模型	上地壳库伦摩擦, 下地壳位错蠕变	有限元法	将断裂带处理成不连续面	分析亚洲新构造变形特征，并对断层摩擦系数进行预测
Wang 等(1995)	2D 模型	弹塑性模型	有限元法	将断裂带处理成接触单元	对美国西部旧金山海湾地区断裂活动进行预测
刘金朝等(2002)	3D 模型	粘弹性材料	有限元法	将断裂带处理成接触单元	对东亚地区位移场进行初步研究

\* 为了使模拟方法发展历程更完整, 表中内容并未局限于青藏高原。

应力(等于单位体积上覆岩层的重量). 该模型可以给出准三维的变形特征, 即除平面变形外, 更重要的是可以给出垂向地壳厚度的变化. 其最大的优点是可以研究由地壳厚度差异引起的重力差对大陆侧向排出的影响. 但是当岩石圈顶部相对于底部有较大的水平位移(与岩石圈整体的缩短或伸展幅度相比较), 或者模型底部受到强烈剪切作用(如俯冲的印度地盾对亚洲大陆的强剪切作用)时, 该模型的有效性受到限制. Bird 和 Baumgardner (1984)、Bird(1989)在先前薄板模型的基础上, 增加了对地幔拖曳力的考虑.

Shen 等(2001)利用三维牛顿流体模型, 分析了上下地壳介质结构不均一对壳幔相互作用的影响, 但仍借助于二维有限差分求解. 刘金朝等(2002)将岩石圈视为真三维粘弹性体, 可以给出三维的应力场和变形场(另文详述).

### 1.3 对断裂的处理

从对断裂的处理方式来看, 模型包括连续介质模型和非连续介质模型两类.

1) 连续介质模型. 如前所述, 在忽略上地壳弹性变形的前提下, 青藏高原动力学数值模型大部分采用了连续模型, 用塑性模型(Tapponier, Molnar, 1976)、粘塑性模型(Vilotte *et al*, 1982, 1984, 1986)、流变模型(England, McKenzie, 1982, 1983; Sonder, England, 1986; England, Houseman, 1986; Houseman, England, 1993, 1996; Shen *et al*, 2001)等研究青藏高原发育演化过程中挤压缩短、地壳增厚、地貌抬升及大陆侧向挤出之间的相互关系, 取得了许多新的认识, 对研究高原演化动力学机制起到了积极的推动作用.

2) 非连续介质模型. 实际地球介质, 小到晶体颗粒, 大到宏观岩体、板块, 其内部都存在不连续面, 严格意义上说, 都不是连续介质. 当所研究的问题在一定尺度上能够满足连续性假设时, 可以视为连续介质处理; 但是当不能满足连续性假设时, 例如, 对于所研究的区域几何尺度与断裂带尺度相当或地质构造很复杂的变形问题, 若仍把介质视为连续体, 则可能产生较大的误差. 大陆岩石圈的变形也可能主要集中在较窄的断裂变形带内(Tapponnier *et al*, 1982; Peltzer, Tapponnier, 1988; Avouac, Tapponnier, 1993). 据此, 一些人采用不连续介质模型研究大陆尺度的变形(Kong, Bird, 1996; Liu *et al*, 2002).

从方法上看, Goodman 等(1968)最早提出用节理元模拟断层的不连续性, 通常把被断层切割的不连续地质体用弹簧进行连接. Bird 和 Baumgardner(1984)将断裂带处理成不连续面, 可以把两侧的相对运动表征为正断层、逆断层或走滑断层, 并可以得到相应的滑动速率, 后来又不断改进, 并对断裂带变形机制实现了由浅层库伦摩擦向深层位错蠕变机制的转换(Bird, 1989, 1999; Bird, Kong, 1994). Wang 等(1995)将断裂处理为接触单元; 在此基础上, 蔡永恩等(2000)和 Cai 等(2000)提出了 LDDA(lagrangian discontinuous deformation analysis)方法, 用来分析不连续变形块体动力学问题. 块体之间的接触判断使用了 DDA 方法中的接触判断准则(Shi, Goodman, 1985), 采用区域分解法求解(Liang, He, 1993), 将断裂视为满足库仑摩擦准则 Byerlee(1978)的接触面, 断层的闭锁、滑动和拉开取决于接触面的应力状态. 由于引进拉格朗日乘子, 用这种方法求得的断面上的接触力是精确的, 对于处理摩擦滑动问题很有效. 另外, 宋惠珍等(1990)把断层处理为非连续面, 提出了断层裂纹模型. 然而, 就青藏高原动力学模拟来看, 由于对青藏高原演化历史的认识程度很低, 运用非连续模型开展工作才刚刚起步, Kong 和 Bird(1996)从亚洲大陆现今的地势、热流及断裂格架出发, 利用带断层的薄壳有限元方法, 拟合了亚洲大陆主要断裂

第四纪的活动特征，指出该区主要活动断裂的摩擦系数整体偏低( $\mu=0.085$ )。

另外，为了计算方便，以往的模拟中大都忽略了地球曲率的影响，对地表采用平面近似。这种近似仅适用于小区域变形，对于板块尺度的构造，会导致很大的误差。Kong 和 Bird(1995)引入了球壳单元，与平面模型相比前进了一步。从求解方法上看，以往模拟主要使用了有限差分法和有限元法(表 2)。有限差分法对于求解均匀、各向同性的地球介质和简单几何形状的变形动力学问题比较方便(England, Mckenzie, 1982, 1983; Shen *et al*, 2001)，而有限元方法很容易实现介质的非均匀性、几何非线性和物理非线性的模拟，因此更多人选用有限元法数值模拟(Vilotte *et al*, 1982, 1984, 1986; Sonder *et al*, 1986; England, Houseman, 1986; Houseman, England, 1993, 1996; Bird, Kong, 1994; Kong, Bird, 1996)。

## 2 主要模拟成果

关于青藏高原演化的许多基本的问题，目前可以归结为两个方面：① 青藏高原地壳增厚及高原隆升的动力学机制；② 青藏高原的演化历史。由此可以进一步引伸出在印度与欧亚大陆碰撞过程中，印度向北的位移究竟以什么方式被吸收；是以增厚为主，还是以侧向挤出为主；增厚可能是挤压缩短所致，也可能是大陆注入或双地壳模式；侧向挤出可能由挤压条件下，特殊的边界条件所致(Westaway, England, 1995)，也可能是由于材料性质的横向、纵向不均一所致等等。从大陆动力学的角度看，主要的问题则是大陆岩石圈变形究竟是表现为连续的大范围分布式变形，还是主要集中在切穿整个岩石圈的构造带内。要搞清这些问题，必须研究边界条件、介质非均一性及断裂对大陆变形的控制作用。

### 2.1 边界条件对变形的影响

关于亚洲大陆变形的边界条件，争议最多的是东部太平洋板块对亚洲大陆变形的影响(汪素云，陈培善，1980；臧绍先等，1992；汪素云等，1996；吴云等，1999；周硕愚等，2001)。Tapponier 和 Molnar(1976)假定东部边界约束，利用平面应变塑性模型，分析了印度与欧亚碰撞对亚洲大陆变形的影响，指出亚洲大陆变形可以近似用滑移线场理论解释。

Vilotte 等(1982)分别运用粘塑性的平面应力和平面应变模型，模拟了东部边界自由和约束两种条件下亚洲大陆变形的异同。当东部边界自由时，平面应力和平面应变两种模型所得的应力场和水平方向的速度场非常类似。总体上看，随着印度大陆的向北推挤，亚洲大陆物质向东沿自由边界排出，在东部边界附近，水平速度矢量相对于印度次大陆的挤入方向顺时针偏转约  $90^\circ$ ，而水平方向的挤压应力轴在楔入体前缘仅向东偏转约  $20^\circ$ ，向东逐渐增大，达到一个临界值，然后又逐渐变小，整体呈“S”型。当东部边界约束时，两种模型所得结果差距很大。对于平面应变模型，主要特征是亚洲物质沿印度大陆侧翼向外排出，速度矢量偏转近  $180^\circ$ 。而该处的挤压应力轴偏转近  $90^\circ$ ，拉张应力轴与印度挤入方向一致(Tapponier, Molnar, 1976)。如此大幅度的偏转，主要是由于沿径向方向的变形被约束所致；对于平面应力模型，水平速率与印度大陆的挤入方向近于平行，在楔入体前缘表现为垂向地壳增厚，由楔入体前缘向东至约束边界水平应力轴顺时针偏转角度逐渐增大，最后接近  $90^\circ$ 。但是该模型没有考虑地壳增厚导致的重力势能的影响。

Houseman 和 England(1993)运用薄层流变模型，分析了东部固定边界和静岩压力边界两种情况地壳增厚与侧向挤出的关系。当东部边界条件由固定变为静岩压力平衡时，楔

入体前缘地壳增厚速率下降 10%~25%，变形地壳的面积相对增加 10%~25%（假设亚洲大陆地壳质量守恒）。总体上看，两者之间高原地壳增厚特征相差不大。亚洲大陆地壳物质的向东排出约占总缩短量的 10%~30%，小于 Lepichon 等（1992）的结论（侧向排出占总缩短量的 1/3~1/2），但是排出量与缩短量之间的比例受印度与欧亚大陆碰撞边界走向的影响稍大。

另外，England 等（1985）运用薄层流变模型，给出了不同力学边界条件下的大陆岩石圈变形尺寸。在挤压或拉张边界条件下，变形区平行于力作用边界的尺寸与垂直于力作用边界的尺寸之比值约为  $1(n=3)$ ,  $n$  为应力-应变指数)~ $2(n=10)$ 。这与青藏地区实际的构造变形特征相吻合。在走滑边界条件下，走滑变形区的尺寸比例约为  $5(n=3) \sim 10(n=10)$ 。Sonder 等（1986）运用类似的模型，得出走滑边界（长度为  $a$ ）条件下，垂直于力作用边界变形强度下降为边界处变形强度的  $1/e$  所需要的变形宽度为  $a/(4\pi n^{1/2})$ 。

## 2.2 介质横向非均一对变形的影响

常承法和郑锡澜（1973）指出，亚洲大陆可能是由一系列向西伯利亚克拉通依次增生的多个大陆块体拼贴而成，不同块体因其年龄不同可能表现出不同的力学性质。塔里木块体作为古老的地盾，拼贴的时间可能为古生代（Molnar, Tapponnier, 1981），构造变形历史和近来的地震活动都表明该区变形微弱（Molnar, Tapponnier, 1978；Chen, Molnar, 1981；Molnar, Deng, 1984），可以看作是在变形强烈的大板块内所夹的一个相对坚硬的不均一体（Molnar, Tapponnier, 1981）。

Vilotte 等（1984）利用粘塑性平面应变模型，研究了塔里木非均一块体对亚洲大陆变形的影响。该模型没有考虑浮力的影响，且假定主压应力高值区与低值区分别对应于地壳增厚区和减薄区，据此分析了不同流变性差异造成的应力、应变场随时间的变化。England 等（1985）利用薄层非线性流变模型也做了类似的研究，他们所得结果基本一致。总体上看，不大尺寸的非均质体和较小的流变性差异便可对变形产生很大的影响。例如，在应力-应变指数  $n=3$  的情况下，当塔里木块体比周缘介质的强度大 10 倍时，便可对变形产生明显的影响。当  $n$  增大时，所需的这种强度差异减小。从应力场看，主偏应力高值区集中在塔里木块体的南缘，而在印度与欧亚大陆碰撞的前缘带上。从变形场看，碰撞开始时，非均质体南缘以逆冲挤压为主；40 Ma 后，变为以走滑为主（相当于阿尔金断裂），且在走滑带的东北端，出现相对拉张。在均匀介质情况下，该区始终以逆冲为主，但逆冲的强度随时间逐渐减弱。从地壳厚度上看，非均质体厚度变化不大，周缘为地壳增厚区包围。其南缘表现为最大的地壳厚度梯度带（>20 km），其北缘表现为另一地壳增厚区（55~60 km，类似于天山地区）。而均匀介质情况下，由碰撞带前缘向北地壳增厚逐渐减小。另外，材料非均质造成相同条件下碰撞带前缘地壳厚度比均匀介质情况增厚 6 km。从块体的旋转特征看，大尺度上，亚洲变形块体的旋转由刚性的西伯利亚地台和东部太平洋板块俯冲边界条件控制。均匀介质条件下，亚洲大陆整体表现为一致性旋转；当内部介质不均一时，亚洲大陆内部不同块体表现出不同的旋转特点。其中，塔里木非均质体表现为顺时针转动，且随着非均一性的增强，转动幅度增大。其南缘表现为强烈的左旋走滑运动，非均质体的西北和东南地区表现为大幅度的逆时针旋转，并且西北地区比均匀介质情况下具有更大的转动幅度；而其东北和西南地区则表现为顺时针转动。该认识与 Avouac 和 Tapponnier（1993）反演得到的亚洲现今速度场结果一致。

但是,无论平面应变模型(Vilotte *et al*, 1984)还是薄层流变模型(England, Houseman, 1985),都把亚洲大陆作为连续介质处理。模型中给出的可能的断裂活动特征主要是根据不同断裂发育的标准应力状态推断出来的,且在流变模型中,假定实际的上部地壳脆性应变速率与下伏韧性层一致。该模型无法区分介质的横向非均一性是来源于上地壳,还是下地壳或上地幔岩石圈。

### 2.3 岩石圈的流变结构对变形的影响

由表1可知,薄层流变模型,可以给出青藏高原厚地壳、高海拔形态的一级近似(England, Molnar, 1997),对于认识亚洲大陆大尺度构造变形起到积极的作用。但是由于它们无法反映岩石圈的上部脆性部分,因此无法给出高原上更进一步的小尺度地貌特征或变形特征(Shen *et al*, 2001)。大陆岩石圈流变性研究表明,岩石圈流变性通常呈“三明治”结构(Kirby, Kronenberg, 1987; Ranalli, Murphy, 1987; Ranalli, 1997)。对于青藏高原地区,地震活动特征(Chen, Molnar, 1981; Molnar, Deng, 1984)、地震波速结构(Barazangi, Ni, 1982; Molnar, 1988; McNamara *et al*, 1994; Kosarev *et al*, 1999)都证明了这种流变结构存在的可能性。Masek等(1994)根据青藏高原内部地堑及相伴的短波长隆起的发育,推断高原下部存在低粘度的下地壳。Royden(1996)认为,目前青藏高原内部相对较低的地形落差,是由于高原的主体下部存在较弱的地壳,而高原边缘下部地壳强度较大所致。Westaway和England(1995)则用上下地壳性质的差异来解释17 Ma以来青藏高原地壳增厚及高原上正断层的发育。总之,随着对高原演化认识的不断深入,人们愈来愈认识到流变结构的垂向分层特征对高原的演化具有重要的影响。

从数值模拟的结果看,Zhao和Morgan(1987)运用二维牛顿流体模型有限元法对大陆注入模式进行了模拟,认为如果高原下地壳(假定厚度58 km)平均粘度低于 $6 \times 10^{18}$  Pa·s,则高原的现今地貌可以由印度大陆地壳的注入来解释。为了维持目前1.2 mm/a的高原地壳增厚速率,需要塔里木下地壳的粘度比高原下地壳粘度高160倍。Bird(1989)以及Bird和Kong(1994)在薄板模型中将地壳与地幔岩石圈分开考虑。Royden(1996)以及Royden等(1997)将地壳介质看作横向均匀的牛顿流体,其粘度随深度变化,运用解析的方法分析了三维空间内壳幔耦合作用对地形、应变分布的影响。指出当地壳内不存在明显的低粘度带时,地壳变形与下伏地幔强耦合,形成剖面上呈三角形的山脉,地面缩短垂直于山脉的走向,缩短构造发育在山脚地区,拉伸构造平行于山脉走向发育;当随着地壳增厚逐渐出现低粘度带时,则形成边缘陡、顶部平的高原。此时,地壳变形在高原的侧翼与地幔耦合,在高原的山脚下则表现为挤压缩短,而高原内部两者之间可能完全解耦,在高原的高海拔边缘,表现为垂直于边缘的拉伸;当下地壳内低粘度带在碰撞之前已经存在时,上中地壳物质的运动与地幔解耦,形成低海拔的宽阔山脉,除变形区的边缘外,地壳变形与地幔是解耦的,整个山脉表现为均匀缩短。

Shen等(2001)在Royden的基础上,假定上部地壳粘度均匀,下地壳粘度随深度呈指数衰减,运用三维牛顿流体模型有限差分法给出了类似的结果。指出当深部地壳粘度较大时,可以将较大的剪切应力由地幔传递至上地壳,从而地幔岩石圈的局部变形对地表变形产生重要影响。相反,当下地壳强度较弱时,只能向上传递较小的剪切应力,地幔的变形对地表变形影响不大。上部地壳变形主要由上地壳内沿水平方向传递的应力控制,且在水平方向上表现为大尺度变形。此时,仅从上部地壳的变形无法得知岩石圈深部的变形。同

时, Shen 等(2001)运用该模型模拟了挤压碰撞条件下亚洲大陆的地形、速度和应变场特征, 推断在高原的下地壳中有一个低粘度带(当厚度为 250 m 时, 粘度约为  $10^{12}$  Pa·s; 当厚度为 15 km 时, 粘度为  $10^{18}$  Pa·s). 指出高原的发育可能经历了两个阶段, 最初形成线状山脉带, 其高度可能接近现今高度, 随后高原向北、向东逐渐扩大. 当高原增大到一定程度(约 20 Ma), 开始出现高原物质的侧向挤出及块体旋转现象. 喜马拉雅带东构造带的顺时针旋转, 可能由于深部印度地幔与亚洲地幔之间的右旋剪切, 以及浅层高原物质向东、南方向的重力扩展共同造成的. 显然, 与薄层流变模型相比, 将上、下地壳与地幔岩石圈分开考虑, 研究彼此之间性质的不同程度差异对变形的影响, 是向更全面认识青藏高原演化动力学迈出的重要一步.

#### 2.4 断裂对变形的影响

关于断裂在大陆岩石圈变形中所起的作用尚无定论. 尽管以往的连续性模型可以做到对高原总体地貌和变形的一级近似(England, Molnar, 1997; Shen et al., 2001), 但是随着对断裂研究的不断深入, 逐渐得出了一些新的认识.

Avouac 和 Tapponnier(1993)将西伯利亚、塔里木、青藏和印度看成 4 个旋转块体, 其间夹有天山、阿尔金山、喀喇昆仑山和喜马拉雅山 4 条大的断裂变形带. 利用三维球壳模型反演了中亚现今速度场, 指出目前印度与欧亚的会聚速率可以由这 4 条断裂带的滑动变形来解释, 其中 50% 被青藏高原物质的北东方向排出所吸收. Peltzer 和 Saucier(1996)根据活动断裂几何学、现有的第四纪断裂活动速率和远场板块运动速度资料, 构建了含断裂的亚洲大陆球壳模型. 利用有限元法通过使断裂之间各块体弹性应变能最小反演了速度场, 指出大陆内部的长期变形(至少 1 万年~1 Ma)大部分集中在大断裂附近(可吸收总变形的 80%). 小的次一级断裂尽管数量很多, 但吸收很小的长期变形, 大断裂所夹块体相对稳定, 近似刚性旋转. 在此基础上, 指出运用连续模型研究亚洲大陆近 1 Ma 以来的构造是不合适的. 另外, 在地壳体积守恒的前提下, 得出近 1 万年来,  $73 \pm 4\%$  的南北缩短量由地壳增厚吸收, 27% 左右被物质的侧向挤出吸收. 由于以上采用的是反演模型, 并作了一些人为的假设, 所得结论中可能夸大了断裂的作用.

Kong 和 Bird(1996)运用带断层的薄壳模型对亚洲大陆新构造特征进行了模拟, 发现亚洲大陆内部断裂特征类似于加利福尼亚和阿拉斯加地区, 表现为强度很弱的非均质带. 它们难以用岩性特征解释, 可能与沿断裂带孔隙压力集中有关. 这种异常弱带的存在对亚洲变形具有重要影响, 反过来也表明不能用连续模型研究亚洲大陆变形. 同时得出亚洲大陆变形仅有 69% 被断裂的活动吸收, 其余 31% 表现为块体内部的塑性变形, 因此也不能把断裂所夹块体看成近似刚体.

### 3 几点初步看法

通过以上对近 20 年来青藏高原动力学数值模拟工作的回顾, 可以归纳出下列几个特点:

- 1) 早期的平面应变或平面应力模型假设, 与高原的实际变形特点相差较大.
- 2) 薄片或薄板流变模型可以反映地壳厚度的变化及重力对变形的影响, 与二维模型相比有很大进步. 但该类模型仅适用于研究大尺度、长时间的变形, 且仍不能给出完全的应力场和变形场.

3) 断裂对大陆变形影响的研究还较薄弱, 需要进一步加强.

对今后工作的几点考虑:

1) 尽管目前青藏高原的地质和地球物理研究比过去有了很大进展, 但一些地区实际资料仍较少, 因此模型的约束条件不足, 这就要求数值模拟应紧紧围绕某一特定的地质命题, 建立概念化模型, 抓住主要矛盾, 通过数值模拟深化对问题的认识.

2) 围绕青藏高原抬升的演化过程, 大部分数值模拟工作没有考虑在两板块碰撞接触带上的俯冲作用. 现有的地球物理资料揭示, 至少在碰撞接触带附近, 存在着印度板块的俯冲运动, 该运动过程对高原发育的影响需要加强研究.

3) 运动学分析与实测结果均显示出新生代断裂活动在亚洲大陆变形中占据重要的地位, 需要进一步发展和完善非连续介质的数值模拟方法, 为更客观地揭示青藏地区构造演化的过程提供有力的工具.

4) 进一步研究高原演化过程, 需要考虑岩石圈垂向流变结构和横向介质不均一的影响.

## 参 考 文 献

- 蔡永恩, 梁国平, 殷有泉. 2000. 多弹性体系统动力分析的 LDRA 方法[J]. 固体力学学报, 21(增刊): 182~191
- 常承法, 郑锡澜. 1993. 中国西藏南部珠穆朗玛峰地区地质构造特征以及青藏高原东西向诸山系形成的探讨[J]. 中国科学, 1: 190~201
- 傅容珊, 徐耀民, 黄建华, 等. 2000a. 青藏高原挤压隆升过程的数值模拟[J]. 地球物理学报, 43(3): 346~355
- 傅容珊, 黄建华, 徐耀民, 等. 2000b. 印度与欧亚板块碰撞的数值模拟和现代中国大陆变形[J]. 地震学报, 22(1): 1~7
- 傅容珊, 李力刚, 黄建华, 等. 1999. 青藏高原隆升三阶段模式[J]. 地球物理学报, 42(5): 610~616
- 李廷栋. 1995. 青藏高原隆升的过程和机制[J]. 地球学报, 1(1): 1~9
- 刘金朝, 陆诗阔, 许鹤华, 等. 2002. 三维粘弹性 LDRA 方法及其在地学中的应用[J]. 地震学报, 24(3): 325~300
- 沈显杰. 1994. 喜马拉雅-青藏地区的运动学——抬升模型[J]. 地震学报, 16(3): 326~335
- 沈显杰, 朱元清, 石耀霖. 1992. 青藏热流与构造演化模型研究[J]. 中国科学, B辑, (3): 311~321
- 宋惠珍, 黄立人, 华祥文编著. 1990. 地应力场综合研究[M]. 北京: 石油工业出版社, 61~94
- 万天丰编著. 1988. 古构造应力场[M]. 北京: 地震出版社, 125~128
- 汪素云, 许忠淮, 俞言祥, 等. 1996. 中国及邻区周围板块作用力的研究[J]. 地球物理学报, 39(6): 764~771
- 汪素云, 陈培善. 1980. 中国及邻区现代构造应力场的数值模拟[J]. 地球物理学报, 23(1): 35~45
- 吴云, 帅平, 周硕愚, 等. 1999. 用 GPS 观测结果对中国大陆及邻区现今地壳运动和形变的初步探讨[J]. 地震学报, 21(5): 545~553
- 肖序常, 王军. 1998. 青藏高原构造演化的简要评述[J]. 地质论评, 44(4): 373~381
- 熊熊, 许厚泽, 傅容珊. 1998. 大陆岩石层增厚及对流剥离对青藏高原隆升的影响[J]. 地壳形变与地震, 18(3): 1~7
- 臧绍先, 吴忠良, 宁杰远. 1992. 中国周边板块的相互作用及其对中国应力场的影响(II)——印度板块的影响[J]. 地球物理学报, 35(4): 428~440
- 曾融生, 丁志峰, 吴庆举. 1994. 青藏高原岩石层构造及动力学过程研究[J]. 地球物理学报, 37(增刊): 99~116
- 张东宁, 许忠淮. 1999. 中国大陆岩石层动力学数值模型的边界条件[J]. 地震学报, 21(2): 133~139
- 张东宁, 许忠淮. 1997. 西藏南部地堑造成因的数值模拟[J]. 中国地震, 13(4): 349~357
- 钟大赉, 丁林. 1996. 青藏高原的隆升过程及其机制探讨[J]. 中国科学, D辑, 26(4): 289~295
- 周硕愚, 吴云, 施顺英, 等. 2001. 中国大陆东南边缘海现时地壳运动与地震动力学综合研究[J]. 地壳形变与地震, 21(1): 1~14
- Avouac J P, Tapponnier P. 1993. Kinematic model of active deformation in central Asia[J]. *Geophysical Research Letters*, 20: 895 ~ 898
- Barazangi M, Ni J. 1982. Velocities and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan

- Plateau: possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet[J]. *Geology*, **10**: 179~185
- Bird P. 1999. Thin-plate and thin-shell finite-element programs for forward dynamic modeling of plate deformation and faulting[J]. *Computer & Geosciences*, **25**: 383~394
- Bird P. 1998. Testing hypotheses on plate-driving mechanisms with global lithosphere models including topography, thermal structure, and faults[J]. *J Geophys Res*, **103**(B5): 10 115~10 129
- Bird P, Kong X. 1994. Computer simulations of California tectonics confirm very low strength of major faults[J]. *Geological Society of America Bulletin*, **106**: 159~174
- Bird P. 1991. Lateral extrusion of lower crust from under high topography in the isostatic limit[J]. *J Geophys Res*, **96**(B6): 10 275~10 286
- Bird P. 1989. New finite element techniques for modeling deformation histories of continents with stratified temperature-dependent rheology[J]. *J Geophys Res*, **94**(B4): 3 967~3 990
- Bird P, Baumgardner J. 1984. Fault friction, regional stress, and crust-mantle coupling in southern California from finite element models[J]. *J Geophys Res*, **89**(B3): 1 932~1 944
- Bird P, Baumgardner J. 1981. Steady propagation of delamination events[J]. *J Geophys Res*, **86**(B6): 4 891~4 903
- Bird P, Piper K. 1980. Plane-stress finite-element models of tectonic flow in southern California[J]. *Phys Earth Planet Inter.*, **21**: 158~175
- Bird P. 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau[J]. *J Geophys Res*, **84**(B13): 7 561~7 571
- Byerlee J. 1978. Friction of rocks[J]. *Pure Appl Geophys*, **116**: 615~626
- Cai Y, He T, Wang R. 2000. Numerical simulation of Dynamic process of the Tangshan earthquake by a new method—LDDA[J]. *Pure Appl Geophys*, **157**: 2 083~2 104
- Chen W P, Molnar P. 1981. Constraints on the seismic wave velocity structure beneath the Tibetan Plateau and their tectonic implication[J]. *J Geophys Res*, **86**(B7): 5 937~5 962
- Dewey J, Shackleton R M, Chang C, et al. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau[J]. *Phil Trans Roy Soc Lond. A*, **327**: 379~413
- Dewey J F, Burke K C A. 1973. Tibetan, Variscan, and Pre-Cambrian basement reactivation: products of a continental collision[J]. *J Geol*, **81**: 683~692
- England P, Molnar P. 1997. Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics[J]. *Science*, **278**: 647~650
- England P, Houseman G. 1989. Extension during continental convergence with application to the Tibet Plateau[J]. *J Geophys Res*, **94**(B12): 17 561~17 579
- England P, Houseman G. 1988. The mechanics of the Tibetan Plateau[J]. *Phil Trans Roy Soc Lond. A*, **326**: 301~320
- England P, Houseman G. 1986. Finite strain calculations of continental deformation: comparison with the India-Asia collision zone[J]. *J Geophys Res*, **91**(B3): 3 664~3 676
- England P, Houseman G, Sonder L. 1985. Length scales for continental deformation in convergent, divergent, and strike-slip environments[J]. *J Geophys Res*, **90**(B5): 3 551~3 557
- England P, Houseman G. 1985. Role of lithospheric strength heterogeneities in the tectonics of Tibet and neighbouring regions[J]. *Nature*, **315**: 297~301
- England P, McKenzie D. 1983. Correction to: a thin viscous sheet model for continental deformation[J]. *Geophys J R astr Soc*, **73**: 523~532
- England P, McKenzie D. 1982. A thin viscous sheet model for continental deformation[J]. *Geophys J R astr Soc*, **70**: 295~321
- Flesch L M, Haines A J, Holt W E. 2001. Dynamics of the India-Eurasia collision zone[J]. *J Geophys Res*, **106**(B8): 16 435~16 460
- Goodman R E, Taylor R L, Brekke T L. 1968. A model for mechanics of jointed rock[J]. *Proc Amer Soc Civ Engr*, **94**: 637~659
- Grindlay N R, Fox P J. 1993. Lithospheric stresses associated with nontransform offsets of the Mid-Atlantic Ridge: implications from a finite element analysis[J]. *Tectonics*, **12**(4): 982~1 003
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. 1992. Raising Tibet[J]. *Science*, **255**: 1 663~1 670

- Houseman G, England P. 1996. A lithospheric-thickening model for the Indo-Asian collision[A]. In: Yin A, Harrison T M eds. *The Tectonic Evolution of Asia*[C]. Cambridge: Cambridge University Press, 3~17
- Houseman G, England P. 1993. Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision[J]. *J Geophys Res*, **98**(B7): 12 233~12 249
- Houseman G, England P. 1986. Finite strain calculations of continental deformation: method and general results for convergent zones[J]. *J Geophys Res*, **91**(B3): 3 651~3 663
- Houseman G, Mc肯齐 D P, Molnar P. 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts[J]. *J Geophys Res*, **86**(B7): 6 115~6 132
- Kay R W, Kay S M. 1993. Delamination and delamination magmatism[J]. *Tectonophysics*, **219**: 177~189
- Kirby S I, Kronenberg A K. 1987. Rheology of the lithosphere: selected topics[J]. *Reviews of geophysics*, **25**: 1 219~1 244
- Kong X, Bird P. 1996. Neotectonics of Asia: thin-shell finite-element models with faults[A]. In: Yin A, Harrison T M eds. *The Tectonic Evolution of Asia*[C]. Cambridge: Cambridge University Press, 18~34
- Kong X, Bird P. 1995. Shells: A thin-shell program for modeling neotectonics of regional or global lithosphere with faults [J]. *J Geophys Res*, **100**(B11): 22 129~22 131
- Kosarev G, Kind R, Sobolev S V, et al. 1999. Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet [J]. *Science*, **283**: 1 306~1 309
- Lepichon X, Fournier M, Jolivet L. 1992. Kinematics, topography, shortening and extrusion in the India-Eurasia collision[J]. *Tectonics*, **11**: 1 085~1 098
- Liang G P, He J. 1993. The non conforming domain decomposition method for elliptic problems with Lagrangian multipliars[J]. *Chinese J Num Math & Appl*, **15**: 8~19
- Masek J G, Tsacks B L, Fielding E J, et al. 1994. Rift flank uplift in Tibet: evidence for a viscous lower crust[J]. *Tectonics*, **13**: 659~667
- McNamara D E, Owens T J, Silver P G, et al. 1994. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau[J]. *J Geophys Res*, **99**(B7): 13 655~13 665
- Molnar P. 1988. A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and the Karakoram, and their tectonic implications[J]. *Phil Trans Roy Soc Lond, A*, **326**: 33~88
- Molnar P, Deng Q. 1984. Faulting associated with large earthquake and the average rate of deformation in central and eastern Asia[J]. *J Geophys Res*, **89**(B7): 6 203~6 227
- Molnar P, Tapponnier P. 1981. A possible dependence of tectonic strength on the age of the crust in Asia[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **52**: 107~114
- Molnar P, Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibet[J]. *J Geophys Res*, **83**(B11): 5 361~5 375
- Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision[J]. *Science*, **189**: 419~426
- Peltzer G, Saucier F. 1996. Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates[J]. *J Geophys Res*, **101**(B12): 27 943~27 956
- Peltzer G, Tapponnier P. 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the Indian-Asia collision: an experimental approach[J]. *J Geophys Res*, **93**: 15 085~15 117
- Powell C M, Conaghan P G. 1973. Plate tectonics and the Himalayas[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **20**: 1~12
- Ranalli G. 1997. Rheology of the lithosphere in space and time[J]. *Geological Society Special Publication*, **121**: 19~37
- Ranalli G, Murphy D C. 1987. Rheological stratification of the lithosphere[J]. *Geophysics*, **132**: 281~295
- Rechardson R M. 1978. Finite element modeling of stress in the Nazca plate: driving forces and plate boundary earthquake[J]. *Tectonophysics*, **50**: 223~248
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet[J]. *Science*, **276**: 788~790
- Royden L. 1996. Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: implications for strain partitioning in the crust[J]. *J Geophys Res*, **101**(B12): 17 679~17 705
- Shen F, Royden L H, Burchfiel B C. 2001. Large-scale crustal deformation of the Tibetan Plateau[J]. *J Geophys Res*, **106**(B4): 6 793~6 816

- Shi G H, Goodman R E. 1985. Two-dimensional discontinuous deformation analysis[J]. *Int J Numer Anal Meth Geomech*, **9**: 541~556
- Solomon S C, Richardson R M, Bergman E A. 1980. Tectonic stress: models and magnitudes[J]. *J Geophys Res*, **85**(B11): 6 086~6 092
- Sonder L J, England P C, Houseman G A. 1986. Continuum calculation of continental deformation in transcurrent environments[J]. *J Geophys Res*, **91**(B5): 4 797~4 810
- Sonder L J, England P. 1986. Vertical averages of rheology of the continental lithosphere: relation to thin sheet parameters[J]. *Earth and Planetary Science Letter*, **77**: 81~90
- Tapponnier P, Peltzer G, Dain A Y L, et al. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine[J]. *Geology*, **10**: 611~616
- Tapponnier P, Molnar P. 1976. Slip-line field theory and large scale continental tectonics[J]. *Nature*, **264**: 319~324
- Vilotte J P, Madariaga R, Daignieres M, et al. 1986. Numerical study of continental collision: influence of buoyancy forces and initial stiff inclusion[J]. *Geophys J R astr Soc*, **84**: 279~310
- Vilotte J P, Daignieres M, Madariaga R, et al. 1984. The role of a heterogeneous inclusion during continental collision [J]. *Phys Earth Planet Inter*, **36**: 236~259
- Vilotte J P, Daignieres M, Madariaga R. 1982. Numerical modeling of intraplate deformation: simple mechanical models of continental collision[J]. *J Geophys Res*, **87**(B13): 10 709~10 728
- Wang C Y, Cai Y, Jones D L. 1995. Predicting the areas of crustal faulting in San Francisco Bay region[J]. *Geology*, **23**: 771~774
- Westaway R, England D. 1995. Crustal volume balance during the India-Eurasia collision and altitude of the Tibetan Plateau: a working hypothesis[J]. *J Geophys Res*, **100**(B8): 15 173~15 192
- Yin A. 2000. Mode of Cenozoic east-west extension in Tibet suggesting a common origin of rifts in Asia during the Indo-Asian collision[J]. *J Geophys Res*, **105**(B9): 21 745~21 759
- Zhao W L, Morgan W J. 1987. Injection of Indian crust into Tibetan lower crust: a two-dimensional finite element model study[J]. *Tectonics*, **6**: 489~504
- Zhao W L, Morgan W J. 1985. Uplift of Tibetan plateau[J]. *Tectonics*, **4**: 359~369

## REVIEW OF NUMERICAL SIMULATION ON THE DYNAMICS OF QINGHAI-XIZANG PLATEAU

Lu Shikuo Cai Yongen

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871, China)

**Abstract:** In recent twenty years, much numerical simulation work has been done on the evolution of Qinghai-Xizang plateau. In this paper some principal numerical models and results are reviewed and analyzed. The earlier plane stress or plane strain model has much discrepancy with the actual deformation of Qinghai-Tibetan plateau, such as the thickening of Tibetan crust and the lateral extrusion of Tibet along strike-slip faults. The thin viscous sheet model and the thin-plate model may simulate the change of the crustal thickness and the deformation produced by gravitational force. It is suitable for studying the large-scale and long-time deformation. The influence of faults on the deformation of Tibetan plateau should be further studied.

**Key words:** Qinghai-Xizang plateau; dynamic process; numerical simulation