

岩石圈流变强度与中国大陆 构造运动关系的探讨

肖兰喜¹, 朱元清², 陶九庆¹, 杜宪宋¹

(1. 山东省地震局, 山东 济南 250014; 2. 上海市地震局, 上海 200062)

摘要:以 GPS 观测资料和地震学研究成果为约束, 针对不同流变参数的中国大陆岩石圈模型, 数值模拟了岩石粘度与中国大陆板块边界作用强度的关系, 探讨了陆-陆碰撞对中国大陆分层岩石圈运动的驱动机制. 给出了陆-陆碰撞驱动力、附加地形与山根浮力及热浮力对中国大陆构造运动的驱动特点. 印度板块、太平洋板块和菲律宾板块对中国大陆驱动的边界作用强度之比约是 4 : 1. 25 : 1, 所引起的水平主压应力主要集中在坚硬岩石层, 而附加地形等垂直方向作用力在水平方向产生的最大主压应力则主要集中在软弱岩石层. 这种垂直方向上的作用力在高原南部地区阻碍陆-陆碰撞向北的推挤运动, 在高原东北部增加对其它块体的推挤作用.

关键词: 驱动机制; 附加地形; 浮力; 边界条件; 数值计算

中图分类号: P313.3, P542 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0844(2003)04-0304-08

0 前言

根据不同学者对中国应力场的研究成果^[1, 3, 4, 6, 8~10], 普遍认为中国大陆板内构造变形活动的主要驱动力来自印度板块与欧亚大陆的碰撞挤压作用, 两大板块的会聚作用主要发生在喜马拉雅碰撞带和帕米尔碰撞带. 文献[3]的研究表明, 作为中国大陆强震活动的边界驱动作用, 印度板块、太平洋板块和菲律宾海板块三者对中国大陆作用强度最大, 其中印度板块对中国大陆的作用占有重要的地位. 基于国家攀登计划建立的全国 GPS 网 21 点的复测结果, 吴云等^[11]得出的结论是印度、太平洋和菲律宾海板块呈三足顶推之势控制着中国大陆现今地壳运动和形变, 但印度板块似乎起主导作用, 南北地震带在中国大陆现今地壳和形变过程中起重要调节作用, 大区分界线特征突出, 大致沿北纬 35°, 似乎也存在一个调节带, 但分界线特征没有前者明显.

人们普遍认识到印度板块与欧亚板块的碰撞是中国大陆运动的主要动力来源, 但以往对中国大陆板块作用边界条件的研究成果存在一定的差异, 弹性模型和粘弹模型之间的差异更明显^[3, 4, 8~10], 这可能是岩石的物理参数和约束条件不同决定的. 弹性模型给出的中国大陆各主要边界作用强度比值^[3, 4]施加在粘弹体模型上可能会得出地壳运动速度场与 GPS 观测结果相矛盾的结果. 我们在前人工作的基础上, 以现有观测资料为基础, 采用 Maxwell 粘弹模型(计算程序为我们自己开发的三维有限元程序), 探讨边界条件与岩石流变强度的关系, 探讨陆-陆碰撞驱动力、附加地形与山根浮力及热浮力对中国大陆构造运动的驱动特点.

1 数值模型

1.1 模型的几何形状

中国大陆位于太平洋、印度和欧亚三大板块相互作用的地区. 模型几何边界基本参照张东宁等^[9]采

收稿日期: 2002-11-25

作者简介: 肖兰喜(1962-), 男(汉族), 河北冀州人, 副研究员, 在读博士, 主要从事地球动力学数值模拟、地震减灾对策和地理信息系统应用开发等研究.

用的模型边界和太平洋、印度洋和欧亚三大板块相互作用边界的形状和尺度 根据青藏高原地壳结构特征以及中国大陆主要断裂的分布 形成了本文的中国大陆及邻区的几何图形. 三维有限元模型的划分如图 1 所示. 模型东西向长度为 5 400 km ,南北向宽度为 4 000 km. 模型共分 7 层 ,含 1 720 个节点、7 812 个四面体单元. 图中小旗的大小表示所在青藏高原的高度 ;花心圆圈的大小代表壳幔界面的深度 ;模型中粗线段表示断裂单元的位置 ,宽度为 15 ~ 20 km.

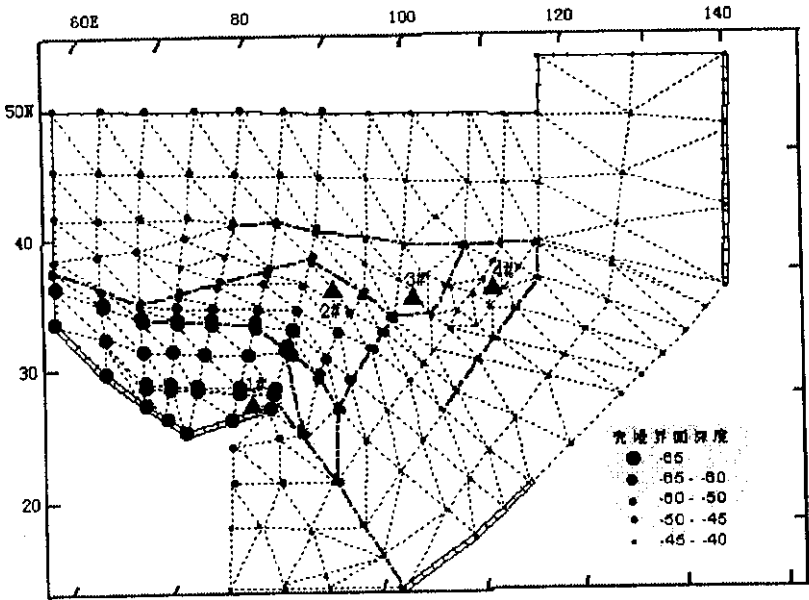


图 1 中国大陆及其邻区模型示意图(▲ 表示详细研究水平主压应力的具体位置)

Fig.1 Numerical model of China continent and its vicinity.

1.2 模型介质的物理参数

研究中我们采用马克斯威尔(Maxwell)粘弹体模型. 据 Williams ,C. A.(1991)分析的岩石圈成份 ,上地壳(1 ~ 2 层)采用花岗岩成份 ;中、下部(3 ~ 4 层)地壳采用辉绿岩成份 ;上地幔(5 ~ 7 层)采用橄榄石或纯橄榄岩成份. 其弹性模量、泊松比和各层的厚度参见表 1. 在模型中第三层介质代表地壳中的强震易震层.

表 1 青藏高原地区的模型参数

层号	深度 /km	弹性模量 /MPa	泊松比	粘滞系数 /Pa · s (I)	粘滞系数(f) /Pa · s (I)	粘滞系数 /Pa · s (II)	粘滞系数(f) /Pa · s (II)
1	0 ~ 5	5×10^4	0.25	1.0×10^{21}	1.0×10^{20}	1.0×10^{21}	5.0×10^{19}
2	0 ~ - 15	5×10^4	0.25	1.0×10^{21}	1.0×10^{20}	1.0×10^{21}	5.0×10^{19}
3	- 15 ~ - 40	8×10^4	0.26	2.5×10^{22}	2.5×10^{21}	2.5×10^{22}	2.5×10^{19}
4	- 40 ~ - 65	8×10^4	0.28	2.0×10^{20}	2.0×10^{19}	2.0×10^{20}	5.0×10^{19}
5	- 65 ~ - 90	1.6×10^5	0.30	2.5×10^{21}	2.5×10^{20}	2.5×10^{22}	2.5×10^{19}
6	- 90 ~ - 125	1.6×10^5	0.35	1.0×10^{20}	1.0×10^{20}	1.0×10^{21}	5.0×10^{19}
7	- 125 ~ - 200	1.6×10^5	0.35	1.0×10^{19}	1.0×10^{19}	1.0×10^{20}	5.0×10^{19}

注 :模型 I 和模型 II f 表示断裂单元

由于目前对岩石圈介质粘滞系数的确定具有很大的不确定性 ,在该模型中最难确定的物理参数就是等效粘滞系数. 根据温度和压力环境 ,人们推断中上地壳粘滞系数要大于中部地壳. 但由于青藏高原在陆—陆碰撞的强烈推挤作用下上部地壳已经支离破碎 ,从整体上降低了有效粘滞系数 ,本模型假定上地壳深度范围内介质的粘滞系数比根据温度和压力环境推断出的粘滞系数小 ;中、下部地壳物质成份虽然相同 ,

但随着温度和环境压力的增加粘滞系数随深度的增加而变小 ;由于介质物性的突然变化 ,上地幔盖层物质的粘滞系数要大于下地壳物质 ,在第 7 层介质的粘滞系数最小 ,它代表软流层物质.

由于各层岩石的粘滞相对变化具有很大的人为性 ,上地幔盖层的粘滞系数大于下地壳的粘滞系数 ,可它与中地壳的粘滞系数关系就很难确定. 为此我们设计了两个不同的模型来考虑岩石介质的流变粘滞系数. 在模型 I 中上地幔盖层的粘滞系数大于下地壳的粘滞系数 ,但小于中上地壳的粘滞系数 ;在模型 II 中上地幔盖层的粘滞系数与中上地壳粘滞系数相当.

表 2 华北等地区的模型参数

层号	深度 /km	弹性模量 /MPa	泊松比	粘滞系数 /Pa · s (I)	粘滞系数(f) /Pa · s (I)	粘滞系数 /Pa · s (II)	粘滞系数(f) /Pa · s (II)
1	0 ~ 5	5×10^4	0.25	5.0×10^{21}	5.0×10^{20}	5.0×10^{21}	1.0×10^{20}
2	0 ~ - 15	5×10^4	0.25	5.0×10^{21}	5.0×10^{20}	5.0×10^{21}	1.0×10^{20}
3	- 15 ~ - 40	8×10^4	0.26	5.0×10^{22}	5.0×10^{20}	5.0×10^{22}	5.0×10^{19}
4	- 40 ~ - 65	8×10^4	0.28	5.0×10^{20}	5.0×10^{19}	5.0×10^{21}	1.0×10^{20}
5	- 65 ~ - 90	1.6×10^5	0.30	5.0×10^{21}	5.0×10^{20}	5.0×10^{22}	5.0×10^{19}
6	- 90 ~ - 125	1.6×10^5	0.35	5.0×10^{20}	5.0×10^{20}	5.0×10^{21}	1.0×10^{20}
7	- 125 ~ - 200	1.6×10^5	0.35	5.0×10^{19}	5.0×10^{19}	5.0×10^{20}	1.0×10^{20}

注 :模型 I 和模型 II f 表示断裂单元

表 3 塔里木和鄂尔多斯稳定地台模型的模型参数

层号	深度 /km	弹性模量 /MPa	泊松比	粘滞系数 /Pa · s
1	0 ~ - 5	5×10^4	0.25	1.0×10^{24}
2	- 5 ~ - 15	5×10^4	0.25	1.0×10^{24}
3	- 15 ~ - 25	8×10^4	0.26	1.0×10^{24}
4	- 25 ~ - 40	8×10^4	0.28	1.0×10^{24}
5	- 40 ~ - 60	1.6×10^5	0.30	1.0×10^{24}
6	- 60 ~ - 100	1.6×10^5	0.35	5.0×10^{21}
7	- 100 ~ - 200	1.6×10^5	0.35	5.0×10^{20}

注 :模型 I 和模型 II 取相同值

2 边界条件

2.1 模型西部、北部和底部边界简化

参照文献 [4,6]数值模型中对中国大陆西部和北部边界的简化模式 ,西部边界采用东西向物质的固定和南北向可自由移动 ,北部边界采用南北向刚性固定的位移条件和东西向可自由移动边界. 在模型底部沿水平方向可自由移动 ,沿垂直方向固定约束.

2.2 印度洋板块与欧亚大陆的碰撞边界作用及青藏高原的垂直作用

目前普遍认为中国大陆内构造变形活动的主要驱动力来源于印度板块与欧亚大陆的碰撞挤压作用 ,青藏高原的隆升和陆壳增厚是现今地球动力作用过程 ,特别是岩石圈变形过程的反映. 所有的青藏高原形成的模式可大体分为两类 :一是强调了热物质的作用和重力均衡 ;二是强调了陆-陆碰撞的挤压作用.

1981 年 Houseman 和 Fielding 等人认为青藏高原的部分岩石圈地幔被更热和密度更小的软流圈物质剥离和取代 ,这就会减少岩石圈柱体的质量 ,消除负浮力的作用 ,并因此而使地壳均衡抬升 ,其隆升高度可达 1 ~ 3 km 之多. 后来 P. Molnar(1993)也认为青藏高原突然隆升的过程应该是高原岩石圈下部不稳定的地幔热对流对岩石圈下部的剥离作用所导致. 他认为如果地壳缩短和增厚会导致高原隆升的话 ,这一过程应该是缓慢进行的 ,并且高原高度不会达到现在的高度 ,因此小尺度地幔对流是高原突然隆升的主要机制. 同时他也认为地幔热对流不稳定的产生与大量的地壳水平缩短增厚有关 ,且存在较长的时间滞后期. 1995 年李廷栋提出了“ 陆内汇聚 - 地壳分层加厚 - 重力均衡调整 ”的模式 ,其观点是由于印度板块持续向北漂移推挤受到青藏高原四周刚性地块的阻挡 ,产生了强烈的陆内汇聚作用 ,这一方面产生沿各构造缝合

带或断裂带的陆内俯冲,另一方面产生多层次的拆离、滑脱,上、中、下地壳以不同机制分层加厚、缩短,导致了高原抬升,上地幔大幅度沉降,形成“高原山根”;后来当挤压作用大为减弱时在山根作用下,产生强烈的均衡调整,使高原快速隆升。2000年曾融生根据喜马拉雅与藏南的中深源地震以及地壳结构,提出了多重地壳俯冲模式^[7]。1999年滕吉文提出了一个同向运移,但又在分别受到不同物体阻隔作用下呈现不等距终止的“双层楔板”模式^[5]。

我们分别研究了陆-陆碰撞的挤压和综合考虑附加地形与重力均衡、热浮力以及陆-陆碰撞挤压对中国大陆的影响。采用试错法拟合中国大陆的应力场和速度场,分别探讨他们对中国大陆岩石层的作用。在模型Ⅰ中总浮力(山根浮力与热浮力之和)作用强度是附加重力作用强度的1.38倍;模型Ⅱ中总浮力作用强度是附加重力作用强度的1.19倍。附加重力作用强度为高原附加地形的自身重力,在模型中不考虑静岩压力。板块边界作用以相同的强度施加在模型最上面5层上,作用位置参见图2、图3。

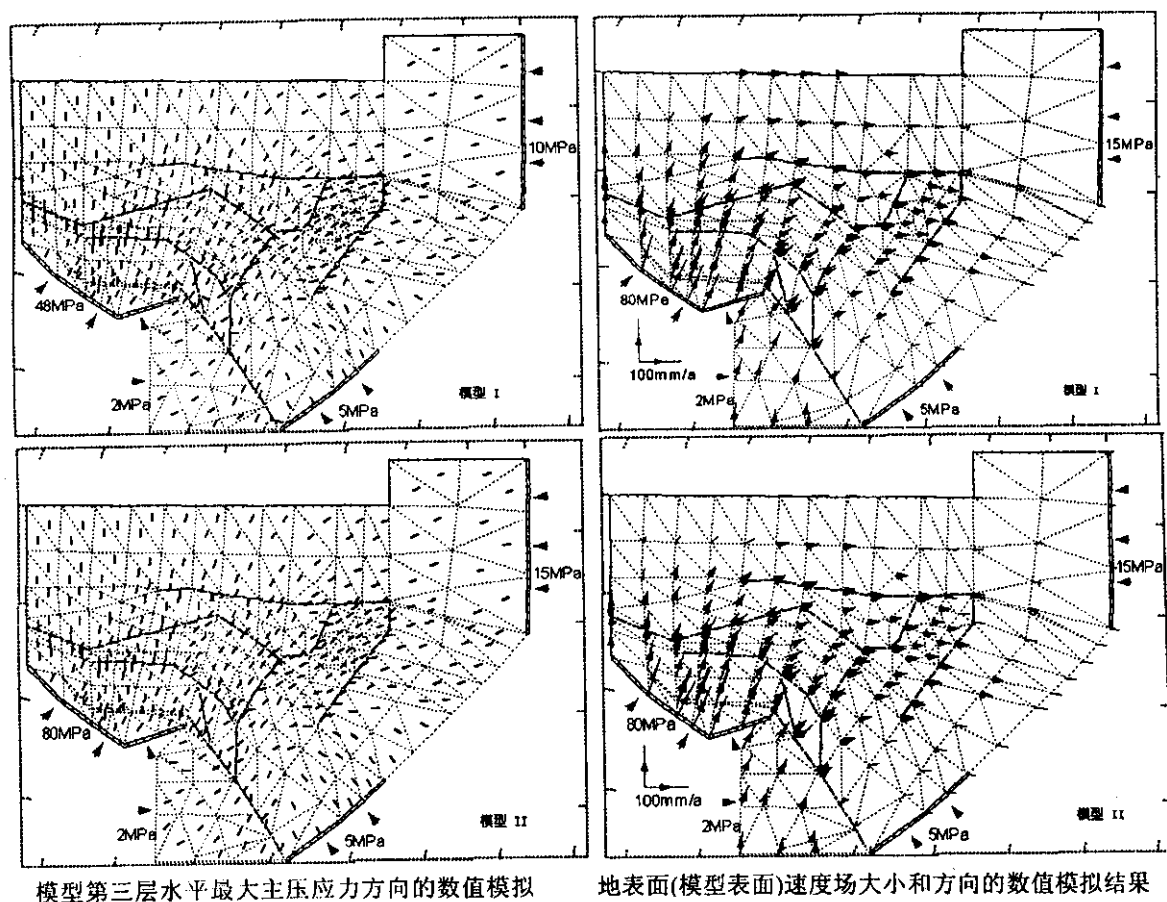


图2 中国大陆速度场和水平最大应力场方向的数值模拟结果(不考虑附加地形等影响)

Fig. 2 Calculating results of the velocity of crust movement and the direction of horizontal maximal shear stress in crust of China continent (Not considering the effect of Tibetan Plateau landform and buoyancy of heat convection in its upper mantle).

3 中国大陆应力场和速度场的数值模拟结果与分析

通过对各主要边界作用力大小和方向的多次调整,图2、3给出了两个模型分别在两种边界条件驱动力作用下(陆-陆碰撞挤压与考虑或不考虑附加地形等影响),基本符合观测资料的数值模拟结果。由于在模型中考虑许多断裂的存在而降低了上层地壳的等效粘滞系数,加载6万年后模型基本处于稳定状态(实际上,上地壳岩石的松弛时间要远大于6万年)。在计算过程中,时间步长为200年,5个计算步长输出

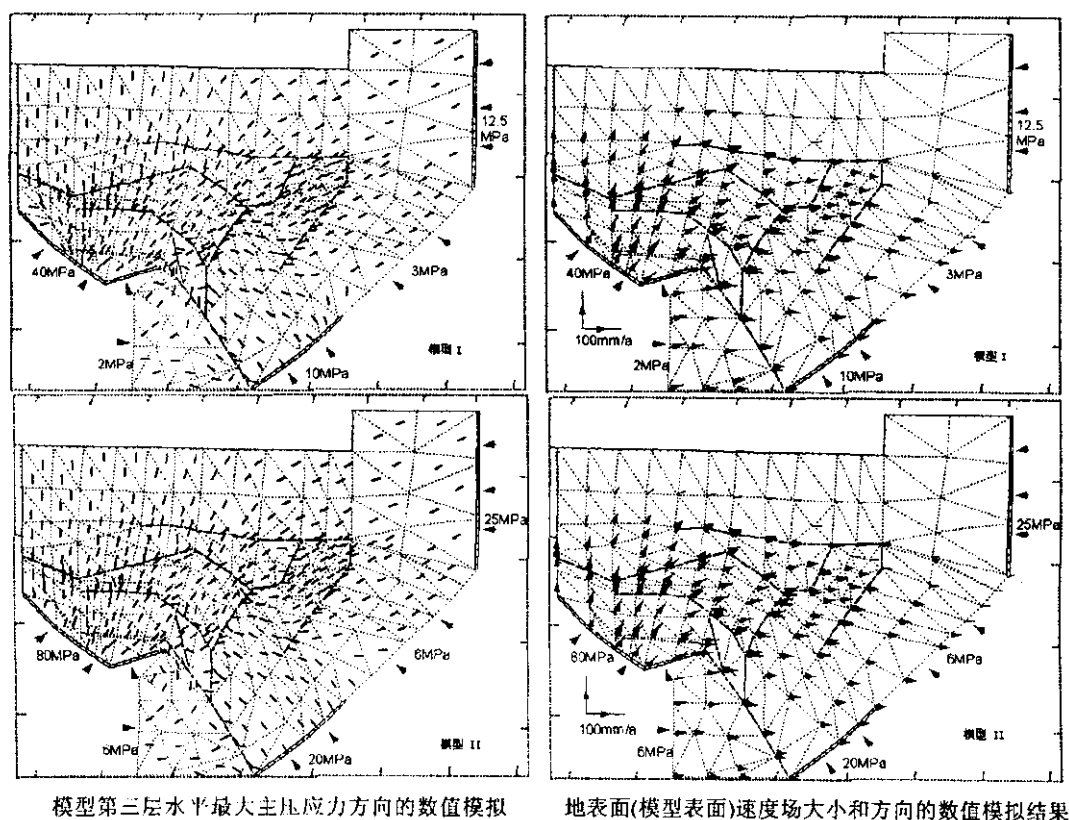


图3 中国大陆速度场和水平最大应力场方向的数值模拟结果(考虑附加地形等影响)

Fig. 3 Calculating results of the velocity of crust movement and the direction of horizontal maximal shear stress in crust of China continent (considering the effect of Tibetan Plateau landform and buoyancy of heat convection in its upper mantle).

一次计算结果,以下同。

从速度场可以看出,考虑和不考虑附加地形与重力均衡和热浮力的影响对速度场的影响非常明显。特别是对高原地区本身,考虑热物质作用和重力均衡的数值模拟结果与现今中国大陆GPS观测结果^[12]基本一致,忽略重力和高原内热物质运移的数值模拟结果,在高原内部和中国西南地区与实际观测资料无论是在方向上还是在大小上都存在差异,尤其是在青藏高原南部地区(图2与图3对比)。

从最大水平主压应力场可以看出,考虑附加地形与山根浮力和热浮力影响的结果符合震源机制解结果^[3],呈现以青藏高原为中心的辐射状图像;不考虑附加地形与山根浮力影响的结果在青藏高原东部地区与实测结果差异几乎垂直。这些结果表明在青藏高原形成模式中考虑重力均衡和热物质运移是合理的,同时表明青藏高原的附加地形和其深部热物质上涌(本文以热浮力的形式考虑)与陆-陆碰撞挤压是形成中国大陆现代构造运动的主要动力因素。

值得指出的是两个不同岩石流变特性的模型在考虑对等的驱动作用情况下,速度场和应力场的数值模拟结果基本一致,但边界作用强度发生很大的变化。下面我们将详细分析产生这种差别的主要原因。

为了解释数值模拟的结果,我们详细分析各层岩石的最大水平主压应力大小的分布情况。图4为不考虑附加地形等影响时各层主压应力的分布结果。对于模型I,从各层水平主压应力随时间的演化过程来看,在相同的边界驱动强度作用下最终演化为在坚硬层形成高水平主压应力状态(第三层岩石),在软弱层形成低水平主压应力。由于岩石的不同流变特性,水平最大主压应力经过了随时间由软弱层向坚硬层转移转化的过程,在华北地区下地壳部分地区甚至形成了拉张应力状态。该模型结果显示,由于下部岩石圈

的易流动特性,下地壳和上地幔岩石拖动上部岩石向前挤压。从空间分布来看,由于陆-陆碰撞驱动力的边界作用强度远大于其它板块的作用强度,该挤压驱动力在青藏高原内从南向北快速衰减,通过鄂尔多斯块体的传递作用,有较少的一部分作用在华北地区。从第三层最大主压应力的大小来看,1#位置点(高原南侧)的挤压强度大约是4#位置点(华北地区)挤压强度的5倍。对于模型Ⅱ,最大水平主压应力随时间的演化过程与模型Ⅰ相似,但是在第三层和第五层岩石内同时形成了较高的水平主压应力,这是导致两个模型边界作用强度变化很大的主要原因。

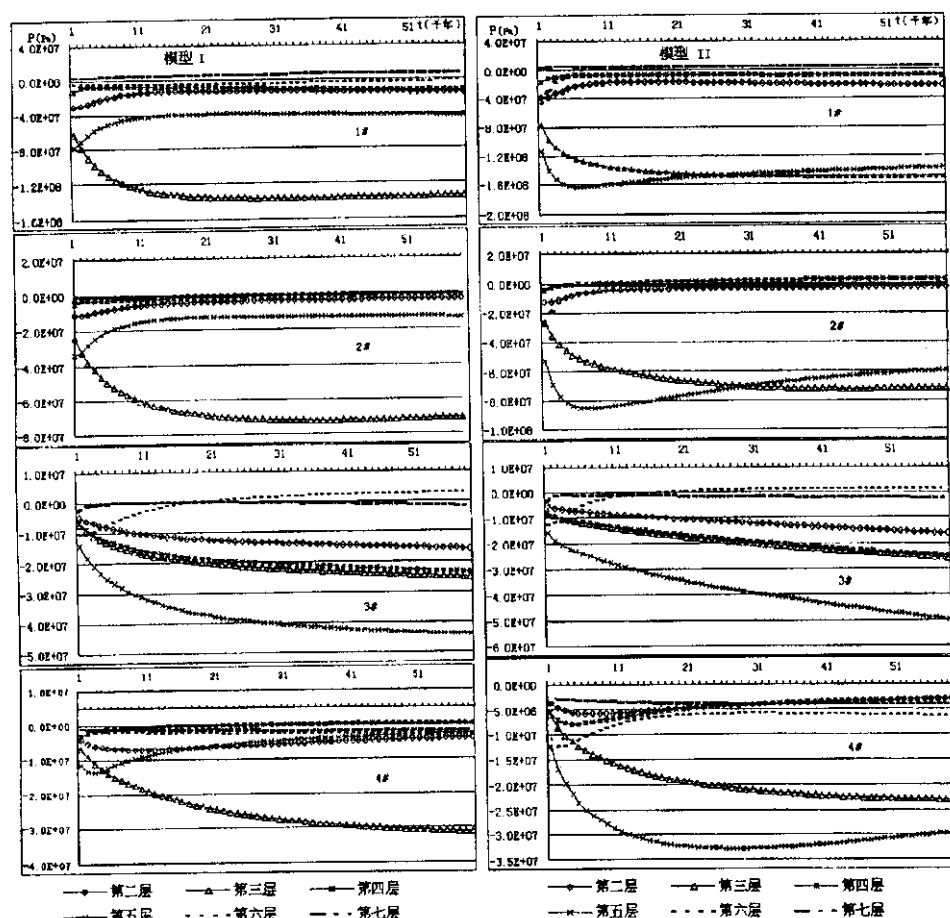


图4 各位置点各岩石层水平最大主压应力随时间演化的过程(不考虑附加地形等影响)

Fig. 4 Evolution process of horizontal maximal stress in every layers of the model with time at different points

(Not considering the effect of Tibetan Plateau landform and buoyancy of heat convection in its upper mantle).

图5为考虑附加地形等影响时的结果。由于垂直方向荷载的影响,各层的水平最大主压应力的大小发生了很大变化。在青藏高原内部,坚硬岩石层的水平主压应力有所减小,而下地壳内软弱岩石层内的水平主压应力明显的增大了许多(第四层)。如此大的变化可能与附加地形和浮力作用沿垂直方向分布有关,因为垂直向荷载在水平向产生挤压变形与岩石的粘性流动密切相关,岩石的流变性越强,垂直方向的外力越容易在水平方向产生流变变形。正是这种垂直方向加载方式,在高原内部各软弱层内产生强烈的向四周溢出的水平主压应力,导致陆-陆碰撞驱动在高原南部地区受到了很大的阻挡。这可能是为什么考虑附加地形和浮力的影响和不考虑附加地形和浮力的影响两种情况下,在高原南部地区速度场变化很大的主要原因。在高原北部地区,垂直方向的载荷可促进高原物质向北和向东运移,增加对其他块体的挤压作用强度。与不考虑附加地形等影响相比,华北地区强硬岩石层的水平主压应力明显增加;同时,导致太平洋板块和菲律宾板块对中国大陆作用强度的增加(图2、3中的边界作用强度对比)。

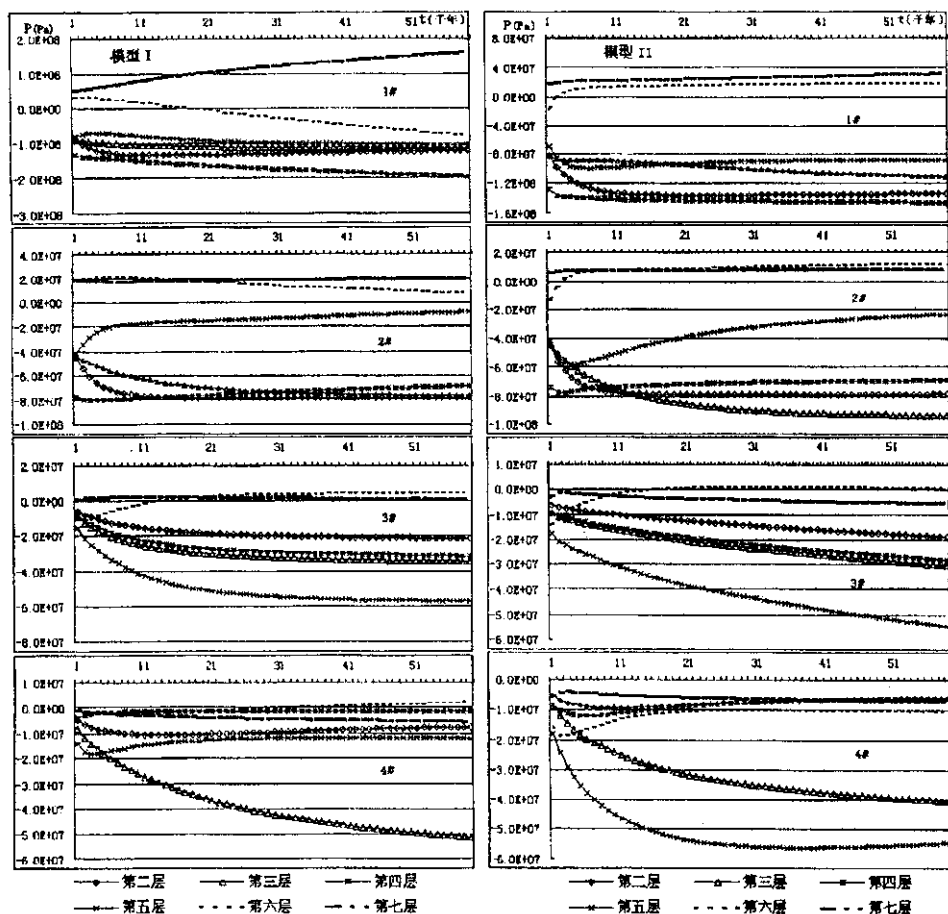


图5 各位置点各岩石层水平最大主压应力随时间演化的过程(考虑附加地形等影响)

Fig.5 Evolution process of horizontal maximal shear stress in every layers of the model with time at the points
(Considering the effect of Tibetan Plateau landform and buoyancy of heat convection in its upper mantle).

4 结论

在速度场和水平主压应力场观测结果约束下,采用试错法给出了速度场和水平主压应力场与观测结果基本一致的数值模拟结果.板块边界驱动强度与岩石圈流变粘滞系数存在非常密切的关系,本文给出了两个具有不同流变特性的模型(模型 I 的上地幔盖层较软,模型 II 的上地幔盖层较硬),其边界作用强度变化很大,但各个主要板块的作用强度之比基本保持不变,印度板块、太平洋板块和菲律宾板块对中国大陆驱动起主要作用的边界作用强度之比约是 4 : 1.25 : 1.

在不考虑垂直向附加地形等作用力的情况下,岩石圈内的水平主压应力经过了一个逐步向高强度岩石层内转移的过程.模型加载 6 万年后(达到基本稳定状态)水平主压应力具有强烈的分层特性,坚硬岩石层具有很高的水平主压应力,而软弱岩石层具有很低的水平主压应力.模型 I 的边界作用强度只需维持一层岩石处于较高的水平主压应力状态,模型 II 的边界作用强度需要维持两层岩石处于较高的水平主压应力状态,这可能是两个模型中板块边界作用强度变化很大的主要原因.

在模型 I 内,上地壳可以积累较高的水平最大主压应力,以脆性变型为主;下地壳和上地幔不可能积累较高的水平最大主压应力,以粘塑性流变为特征,在周边作用下发生连续的流动,从底部驱动着上覆地块的运动;中上部地壳阻碍其下部岩石层的驱动.

在模型 II 内,上地壳可以积累较高的水平最大主压应力,上地幔盖层也可以积累较高的水平最大主压应力.正如文献[5]给出的青藏高原形成的“双层楔板”模型,陆-陆碰撞在长时期内表现为“双层楔板”同

步挤入,由两层岩石间相互作用实现。

在不考虑垂直向作用力的情况下边界碰撞驱动力引起的水平主压应力主要集中在坚硬岩石层,附加地形等垂直方向作用力在水平方向产生的最大主压应力则主要集中在软弱岩石层,通过软弱岩石层向周围溢出挤压。由于青藏高原内部垂直方向作用力,在高原南部地区阻碍陆-陆碰撞的向前推挤,在高原东北部增加对其它块体的推挤作用。通过同层岩石水平主压应力值之间的对比,华北地区水平主压应力的强度远小于青藏高原地区。

[参考文献]

- [1] 丁国瑜主编. 中国岩石圈动力学概论[M]. 北京:地震出版社, 1991. 123—141.
- [2] 李廷栋. 青藏高原隆升的过程和机制[J]. 地球学报, 1995 (1): 1—9.
- [3] 汪素云, 许忠淮. 中国及邻区现代构造应力场的数值模拟[J]. 地球物理学报, 1980, 23(1): 34—45.
- [4] 汪素云, 许忠淮, 俞言祥, 等. 中国及其临区周围板块作用力的研究[J]. 地球物理学报, 1996, 39(6): 764—771.
- [5] 滕吉文, 张中杰, 王光杰, 等. 喜马拉雅碰撞造山带的深层动力过程与陆—陆碰撞新模型[J]. 地球物理学报, 1999, 42(4): 481—493.
- [6] 许忠淮, 阎明, 赵仲和. 由多个小地震推断的华北地区构造应力场的方向[J]. 地震学报, 1983, 5(3): 268—279.
- [7] 曾融生, 丁志峰, 吴庆举. 喜马拉雅及南藏的地壳俯冲带——地震学证据[J]. 地球物理学报, 2000, 43(6): 780—796.
- [8] 张东宁, 许忠淮. 中国大陆地壳应变能密度年变化图像与强震活动关系的初步探讨[J]. 地震, 1999, 19(1): 26—32.
- [9] 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[J]. 地震学报, 1999, 21(2): 133—139.
- [10] 张东宁, 曾融生. 冀中凹陷滑脱构造的数值模拟[J]. 地震学报, 1995, 17(4): 414—421.
- [11] 吴云, 帅平, 周硕恩, 等. 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, 1999, 21(5): 545—553.
- [12] 张培震, 王琪. 中国大陆现今地壳运动和构造变形—速度场与活动板块[A]. 见: 现代地壳运动与地球动力学研究[C]. 北京:地震出版社, 2001. 21—35.
- [13] Houseman G A, D P McKenzie, P molnar. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belt[J]. J. Geophys. Res., 1981, 86: 6115—6132.
- [14] Molnar P. Mantle Dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian Monsoon[J]. Reviews of Geophysics, 1993, 31: 357—396.
- [15] Charles A W, Randall M R. A Rheologically layered three - dimensional model of the San Andreas fault in central and Southern California[J]. J. Geophys. Res., 1991, 96(B10): 16597—16623.

STUDY ON RELATION BETWEEN THE VISCOSITY COEFFICIENTS OF LITHOSPHERE AND TECTONICS MOVEMENT IN CHINA

XIAO Lan-xi¹, ZHU Yuan-qing², TAO Jiu-qing¹, DU Xian-song¹

(1. Seismological Bureau of Shandong Province, Shandong Jinan 250014, China ;

2. Seismological Bureau of Shanghai, Shanghai 200062, China)

Abstract : Under the restriction of GPS observation data and results from seismological study, in two models of China continent lithosphere which have different viscosity coefficients, the relationship between the intensity of plate driving force on the plate boundary and the viscosity coefficients of model is numerical simulated. The geodynamic driving mechanism of continental lithosphere movement in China by the India - Eurasia plate collision is discussed. The geodynamics driving characteristics of the India - Eurasia plate collision and action forces in vertical direction, which include geopotential of Tibetan Plateau landform and buoyancy of heat convection in its upper mantle, are presented. The intensity ratio of driving force to China continental lithosphere from India plate, Pacific plate and Philippines plate is about 4 : 1.25 : 1. The driving force of continental collision forms high horizontal compression stress in hard layers and the vertical force forms high horizontal compression stress in weak layers. The vertical force blocks the crustal movement to the north in the south part of Tibetan Plateau, and enhances mass extrusion in the north-east part of Plateau.

Key words : Geodynamic driving mechanism ; Geopotential of landform ; Buoyancy ; Boundary condition ; Numerical computation