

文章编号: 0253-3782(2002)03-0225-06

亚洲大陆下的地幔流动及其对亚洲地壳的作用力^{*}

孙荀英¹⁾ 张 怀²⁾ 梁国平²⁾

1) 中国北京 100871 北京大学地球物理系

2) 中国北京 100080 中国科学院数学与系统科学研究院

摘要 运用并行 Lagrange 乘子非协调区域分解法(LMDDM)与并行 Lagrange 乘子非连续变形分析法(LMDA)耦合的有限元算法, 研究了四维球壳内不可压缩、常粘度牛顿流体非定常地幔流动, 在大并行计算机上分别求解了全球 15 个板块运动的速度场、压力场、温度场和应力场, 也包括求解出亚洲大陆下地幔流动的各种物理场, 以及对亚洲地壳的作用力.

关键词 并行 Lagrange 乘子非协调区域分解 并行 Lagrange 乘子非连续变形分析
亚洲大陆 非定常地幔流动 耦合有限元计算

中图分类号: P31 文献标识码: A

引言

定量研究亚洲大陆地质构造的形成与演化规律, 以及亚洲地震的发生和迁移规律, 必须了解亚洲大陆的受力状况, 即了解周围大陆和大洋对亚洲大陆的作用力, 以及亚洲大陆岩石层以下受到的地幔作用力. 国际上早已运用超级并行计算机对岩石圈动力学、地幔动力学进行了大量的研究(Bird, 1995; Tackley, 1995). 我们虽曾经计算过全球的地幔对流(Sun, Han, 1995; 孙荀英, 韩立杰, 1997; 孙荀英等, 1999), 但是, 计算是在国外的超大并行计算机上用串行的程序在单节点上进行的.

孙荀英等(2000)将亚洲大陆放在全球之中, 把全球的岩石层和地幔作为研究对象进行研究, 用并行 Lagrange 乘子非协调区域分解有限元算法(LMDDM)和并行 Lagrange 乘子非连续变形分析有限元算法(LMDA), 耦合有限元计算确定全球岩石层和地幔的运动速度场、压力场、温度场和应力场. 其优点在于进行并行计算时, 不但可以较容易地求得全球各板块的速度场、压力场、温度场和应力场, 同时可以确定任一板块所受到的板间作用力和地幔作用力; 困难在于要有大型并行计算机, 因为这种研究需要进行海量的计算. 由于我国大型并行计算机的发展, 这种愿望得以实现(孙荀英等, 2000; 梁国平等, 2000; 梁国平, 何江衡, 1996).

按照板块理论, 从横向看全球地表上有 15 个板块, 不仅有大陆板块还有大洋板块, 板

* 国家科委攀登项目(95-S-0502)和国家自然科学基金(49724232)资助项目.
2002-01-10 收到初稿, 2002-04-17 收到修改稿并决定采用.

块之间由海沟和造山带连接，在大洋板块内部尚有洋脊；从纵向看，地球表面是岩石层，其下是地幔，地幔延伸到 2 900 km。地球内部在热力的作用下地幔缓慢地进行蠕变流动，带动了岩石层的运动，进而形成了地表大规模的构造运动。本研究运用四维有限元方法，将地球分为 15 个区(Gilbert, 1995)，按照 PREM 模型(Dziewonski, Anderson, 1981)，从地表到核幔边界分为 9 层不可压缩的牛顿粘性流体，以距今 3 百万年[DeMets 等(1990)给出的 NUVEL-1 模型适用的时间范围]作为时间零点，研究了四维(空间三维、时间一维)球壳内不可压缩、常粘度牛顿流体非定常地幔流动。在按照 NUVEL-1 模型(DeMets *et al.*, 1990)指定全球在地表运动条件下，用 LMDA 算法并行求解了准静态、不可压缩、常粘度流体的 Navier-Stokes 方程和连续性方程。用 LMDDM 算法求解了非定常热传导方程(孙苟英等, 2000)，得到全球岩石层和地幔的压力场、速度场、温度场和应力场及其经过 500 年的变化状况。亚洲作为地球的一部分，其压力场、速度场、温度场和应力场及其经过 500 年的变化亦被求出。计算中，采用孙苟英等(2000)提出的耦合并行有限元算法，可以大大提高计算的效率。

1 计算中采用的基本方程、几何模型和材料参数

计算中使用的基本方程可见孙苟英等(2000)的文章，不过在那篇文献中有把“准静态的不可压缩常粘度纳维尔-斯托克斯方程”写成“可压缩”之误。

本研究采用的几何模型：全球按 Gilbert(1995)方法划分为 14 个板块。其中，欧亚板块又由乌拉尔山的两端端点分别平行经线向南北划线，这样，全球就划分为 15 个区域；并按 Uyeda 和 Kanamori(1979)方法给出了全球俯冲带位置、走向、深度、倾角；沿深度从地表到核幔边界按 Sun 和 Han(1995)方法分为 9 层。以地球球心作为坐标原点，地球球心和地球北极的连线作为 z 轴， x 轴过赤道东经 0° 点， y 轴过赤道东经 90° 点。

热传导方程中使用的生热率(热源)、等压比热、热传导系数、密度，以及 Navier-Stokes 方程中使用的热膨胀系数、密度和粘度系数等，都与孙苟英等(1999)文章中表 1 使用的一样。

2 计算时的边界条件和初始条件

2.1 全球温度场的边界条件和初始条件

温度场的边界条件：地表除洋脊温度为 773~793 K 外，其余地表温度为 273~293 K，核幔边界温度为 5 000 K。

温度场的初始条件：除洋脊处地表初始温度为 773~793 K 外，其余地表初始温度为 273~293 K；核幔边界初始温度均为 5 000 K；岩石层初始温度随深度按“误差函数”插值；地幔初始温度随深度按线形插值。

2.2 全球速度场的边界条件和初始条件

速度场的边界条件是混合边界条件：顶部边界其水平速度在发散带(洋脊)两侧和陆陆碰撞带均按 NUVEL-1 模型给出，汇聚带(海沟)的水平速度值按 Uyeda 和 Kanamori(1979)的数据指定；另外洋脊两侧指定 0.5 cm/a 向上的径向速度，海沟的洋侧指定 0.3 cm/a 向下的径向速度，其它未指定速度的地点或方向为应力边界条件——剪应力为 0，

法向应力为一个大气压；底部边界切向速度为 0，法向应力为静岩压力。

速度场的初始条件：顶部初始速度与边界速度一样；底部其边界是幔核边界，其初始速度值与边界速度值亦相同。

2.3 全球压力场的边界条件和初始条件

压力场的边界条件：地表全球压力为一个大气压；核幔边界压力为当地的静岩压力。

压力场的初始条件：地表全球压力为一个大气压；核幔边界压力为当地的静岩压力。

3 在并行计算机上实现耦合并行计算的具体步骤

计算时，每一个深度为 9 层的区域块用一个子节点进行计算，总计 15 个区域块用 15 个子节点，分别计算各个子区域块的信息（子区域的刚度矩阵和载荷向量）；另外，还有一个主节点负责计算子区域块的边界信息，并合成总体的边界刚度矩阵和总体的边界载荷向量。

1) 时间步长从 1~N 进行迭代。

2) 用并行 Lagrange 乘子非协调区域分解有限元算法(LMDDM)求解温度场：① 在各个从节点上并行计算它所属的子区域的刚度矩阵 \mathbf{A}_i 和载荷向量 \mathbf{F}_i ，同时在主节点上并行计算边界矩阵 \mathbf{B}_i ，并将 \mathbf{B}_i 发送到相应的节点；② 各个从节点接收到各自的 \mathbf{B}_i 以后，计算 $\mathbf{B}_i^T \mathbf{A}_i^{-1} \mathbf{B}_i$ 和 $\mathbf{B}_i^T \mathbf{A}_i^{-1} \mathbf{F}_i$ ，并将所得结果发送到主节点；③ 主节点接收到 $\mathbf{B}_i^T \mathbf{A}_i^{-1} \mathbf{B}_i$ 和 $\mathbf{B}_i^T \mathbf{A}_i^{-1} \mathbf{F}_i$ 以后，合成总体的边界刚度矩阵和总体的边界载荷向量，利用迭代算法求解出边界乘子 λ ，将所得结果 λ 发送到相应的各个从节点；④ 各个从节点得到边界乘子 λ 的值以后，回代求得各个子区域上的未知量 T_i 。

3) 用与 2)同样的步骤用并行 Lagrange 乘子非连续变形分析有限元算法(LMDAA)求得速度场、压力场。

4) 再由速度场得到应力场的分布。

5) 时间步到达 N 后退出；然后利用 ALE 算法(孙荀英等, 2000)计算下一个时间步的初始速度场、压力场，返回步骤 2)。

4 计算结果

亚洲大陆及地幔虽然是全球地壳和地幔的一部分，但是采用 LMDDM 和 LMDAA 算法，可以从全球的计算中将亚洲大陆及其他地幔的计算结果单独取出来。其结果如下。

4.1 亚洲大陆及地幔温度场

图 1 显示初始温度与温度场随时间的变化，其变化是在数值上略有改变，但顶部冷、底部热的格局仍不改变。

4.2 亚洲大陆及地幔压力场

图 2 显示的是初始时刻与 500 年时的压力场的分布与变化，地壳和地幔的压力值均随时间而增加；在同一层里压力值统一；下地幔的压力比岩石层底部的压力高两个数量级。

4.3 亚洲大陆及地幔速度场

图 3 表示计算所得 x 方向的速度场及其在经历 500 年时的速度场。同一层 x 方向的速度值可以相差 3 个数量级——亚洲最南端为负值，向北很快为正，到最北端其数值最大；

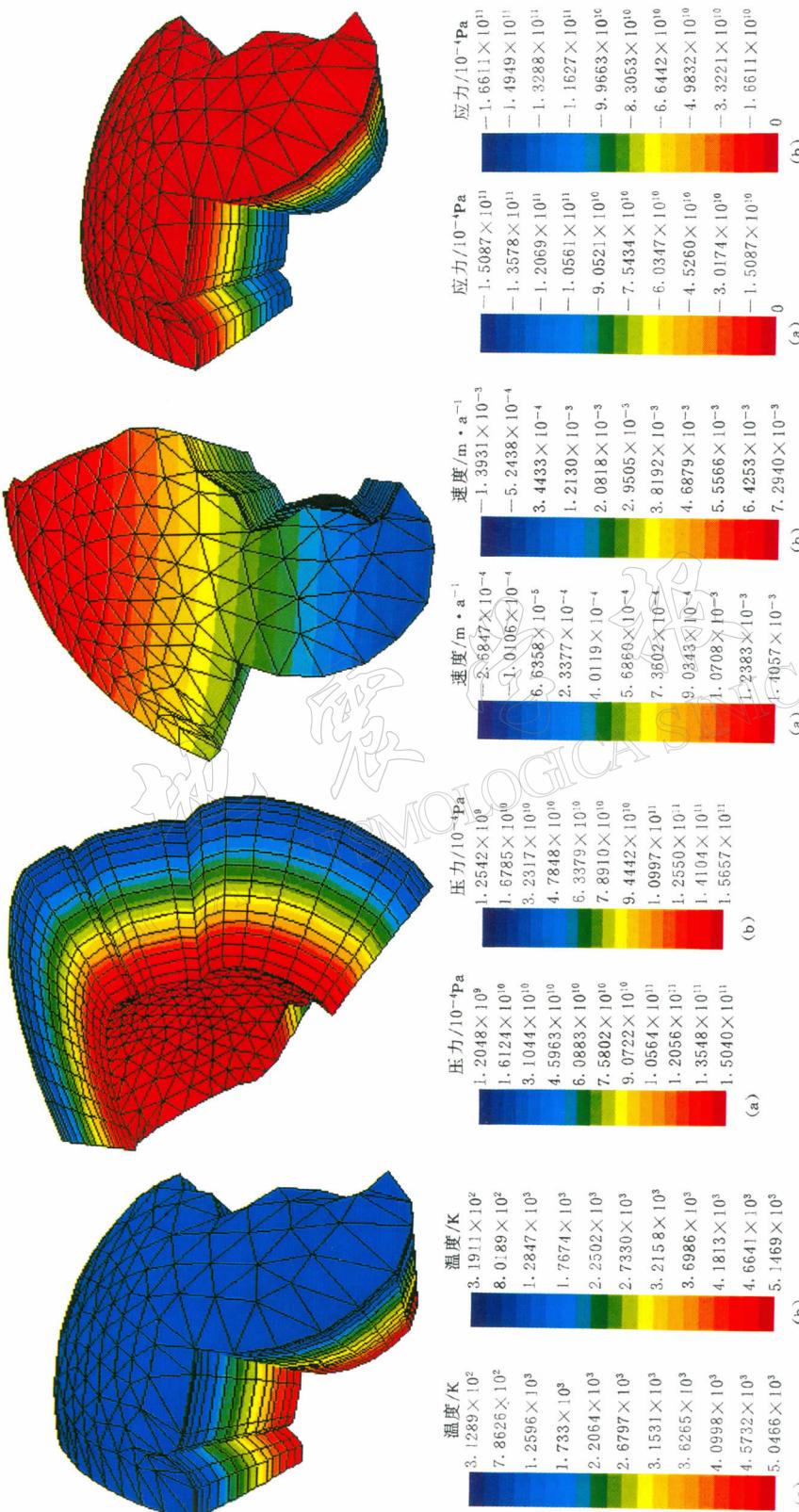


图 1 亚洲大陆及地幔温度场

(a) 初始温度场;

(b) 500 年时温度场

图 2 亚洲大陆及地幔压力场

(a) 初始静水压力场;

(b) 500 年时压力场

图 3 亚洲大陆及地幔速度场

(a) 初始 x 方向速度场;(b) 500 年时 x 方向速度场图 4 亚洲大陆及地幔 σ_z 正应力场(a) 初始 σ_z 正应力场;(b) 500 年时 σ_z 正应力场

同一经纬度沿深度 x 方向速度值变小, 可以相差半个数量级; 各处其随时间变大得很快. y 方向速度场在经历 500 年时, 从南亚向北亚却逐渐减小, 到最北端 y 方向速度最小; 同一经纬度沿深度 y 方向速度值亦减小, 但它随时间减小得更快. 整个亚洲的 z 方向速度场在经历 500 年时的速度值比沿 x , y 方向速度值在大小上均小一个数量级. 其南部为正、北部为负, 中纬度地区为正负分界区, 表明南部向北运动、北部向南运动; 其负值区的范围比 y 速度场的负值区大; 同一经纬度沿深度 z 方向速度减小; 南部地区各处 z 方向速度均随时间增大、北部地区 z 方向速度绝对值亦随时间增大, 中部地区 z 方向速度绝对值也随时间增大.

4.4 亚洲大陆及地幔应力场

在地表, 法向为 y , z 方向的平面上, 其正应力均为 0; 在其下它们均为负. 在核幔边界法向为这两个方向的平面上, 其正应力绝对值可达 10^7 Pa 量级; 正应力的绝对值随深度成层增加, 可增加一个数量级; 在同样深处, 亦随时间增加. 图 4 显示亚洲大陆及地幔的法向为 z 方向的平面上, 初始及 500 年时的正应力场.

在法向为 x 的平面上, 沿 y 方向的剪应力 τ_{xy} 沿深度基本成层分布. 在同一层内其数值可以相差两个数量级, 在地壳处剪应力 τ_{xy} 是负的, 在地幔处剪应力 τ_{xy} 基本上是正的; 在同一个经纬度点处剪应力随深度变大; 在印度与亚洲大陆碰撞带同一层的西侧面上的剪应力比东侧面上的可以大两个数量级, 而在福建—广东沿海地区, 剪应力 τ_{xy} 从地表到核幔边界沿深度经历从小变大再变小的过程. 在法向为 x 的平面上, 沿 z 方向的剪应力 τ_{xz} 沿深度基本也是成层分布. 在同一层内其数值也可以相差两个多数量级, 在地壳处剪应力 τ_{xz} 是负的, 在地幔处剪应力 τ_{xz} 基本上是正的; 在同一个经纬度点处剪应力随深度变大, 在核幔边界处东北角的 τ_{xz} 值比其它地方的值要小一个数量级; 在印度与亚洲大陆碰撞带西侧面上的剪应力最大, 从地表到核幔边界剪应力 τ_{xz} 沿深度经历从小变大过程.

5 结论

1) 用 LMDDA 算法和 LMDDM 算法在并行机上进行海量并行有限元计算是可行的, 可以先分块并行计算板间的速度、压力、温度, 然后再并行计算板内的速度、压力、温度, 进而再并行计算应力.

2) 在短时间内, 温度、压力都是成层分布; 速度除去沿纬度成线性分布(北面速度大、南面速度小)外, 还沿深度成线性分布(表层速度大、底层速度小); 正应力 σ_y , σ_z 随深度成层分布, 剪应力 τ_{xy} , τ_{xz} 沿深度亦成层分布, 但在同一层内却有 1~2 个数量级的变化. 而在福建—广东沿海地区, 剪应力 τ_{xy} 从地表到核幔边界沿深度经历从小变大再变小的过程.

3) 本文仅限于方法的探讨, 真正的地学问题研究尚须更细密的网格、更长的机时以及更多的计算.

本研究使用的所有程序均是在清华大学网络中心 SP-2 并行机上编写的, 计算是在国家智能计算中心曙光 2000 并行计算机上进行的. 在此一并致谢.

参 考 文 献

梁国平, 何江衡. 1992. 非协调区域分解的 Lagrange 乘子法[J]. 计算数学, 14(2): 207~215

- 梁国平, 张怀, 孙荀英. 2000. 并行有限元程序自动生成系统及其在计算力学中的应用前景[A]. 见: 白以龙, 杨卫主编. 力学 2000[C]. 北京: 气象出版社, 487~489
- 孙荀英, 韩立杰. 1997. 求解三维球壳地幔热对流问题的有限元方法[A]. 见: 庄逢甘主编. 现代力学与科技进步. 第 2 卷[C]. 北京: 清华大学出版社, 1 081~1 084
- 孙荀英, 韩立杰, 兰腊宝. 1999. 全球造山、造洋和造岛弧作用动力机制的三维球壳数值模拟[J]. 中国图象图形学报, 4(A): 161~165
- 孙荀英, 张怀, 梁国平. 2000. 东亚大陆下的地幔流动及其对东亚的作用力[A]. 见: 白以龙, 杨卫主编. 力学 2000[C]. 北京: 气象出版社, 388~391
- Bird P. 1995. *Lithosphere Dynamics and Continental Deformation, Influence of the Transition Zone*[M]. Dynamics of the solid earth and other planets, U S National Report 1991~1994, 379~383
- Demets C, Gordon R, Argus D, et al. 1990. Current plate motions[J]. *Geophys J Int*, 101: 425~478
- Dziewonski A M, Anderson D L. 1981. Preliminary reference Earth model(PREM)[J]. *Phys Earth Plant Int*, 25: 297 ~356
- Gilbert M G. 1995. The Earth's Fractured Surface. Washington D C: National Geographic Society
- Sun Xunying, Han Lijie. 1995. 3-D spherical shell modeling of mantle flow and its implication for global tectogenesis[J]. *Pure Appl Geophys*, 145(3/4): 523~536
- Tackley P J. 1995. *Mantle Dynamics*[M]. Dynamics of the solid earth and other planets, U S National Report 1991~1994, 275~282
- Uyeda S, Kanamori H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction[J]. *J Geophys Res*, 84(B3): 1 049~1 061

MANTLE FLOW UNDER THE ASIAN CONTINENT AND ITS FORCE TO THE CRUST

Sun Xunying¹⁾ Zhang Huai²⁾ Liang Guoping²⁾

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

2) Institute of Mathematics and System Science, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080, China

Abstract: The mantle unsteady flows, which are in an incompressible and isoviscous spherical shell, are investigated by using the parallel Lagrange multiplier dissonant decompose method(LMDDM) and the parallel Lagrange multiplier discontinuous deformation(LMD-DA) in this paper. Some physical fields about mantle flows such as velocities, pressures, temperatures, stresses and the forces to the crust of the Asian continent are calculated on a parallel computer.

Key words: parallel Lagrange multiplier dissonant decompose method; parallel Lagrange multiplier discontinuous deformation analyses; Asian continent; mantle unsteady flow; coupling finite element method