

# 用遗传有限单元反演法研究东亚部分地区 现今构造应力场的力源和影响因素<sup>\*</sup>

安美建<sup>1)</sup> 石耀霖<sup>1)</sup> 李方全<sup>2)</sup>

1) 中国北京 100039 中国科学技术大学研究生院地质学部

2) 中国北京 100085 国家地震局地壳应力研究所

**摘要** 利用遗传有限单元反演法对东亚部分地区构造应力场进行二维平面应力模型拟合反演运算,得到了影响该地区现今构造应力场分布的边界作用力相对值和方向,其中,陆陆碰撞边界的挤压作用力最强;洋壳俯冲边界的挤压边界力较弱;活动边缘海盆地存在拉张边界力作用。

**主题词** 构造应力场 动态遗传算法 有限单元法反演 板块边界作用力

## 引言

经过地球科学工作者近几十年的不懈努力,人们对现今构造应力场的认识越来越清楚.利用现今构造应力场分布进行反演运算,以得到影响应力场分布的动力学因素,已经成为近 10 年来地球动力学研究的主要课题之一.

汪素云等首先对我国及邻区构造应力场进行了反演运算(汪素云,陈培善,1980);其后王仁等(1983,1985)、俞言祥等(1989)、许忠淮等(1992)和汪素云等(1996)先后利用不同方法对中国及其邻近地区构造应力场进行了拟合反演研究,从而对影响中国及其邻近地区构造应力场的因素有了一定的认识(臧绍先等,1989,1992,1996).

遗传算法是一种有效的全局搜索算法(石耀霖,1992,1985).遗传有限单元反演法是利用遗传算法的全局搜索进行有限单元反演的一种计算方法.在对理想模型的反演实践中(安美建等,1997),我们认识到遗传有限单元法不但能够进行线性反演,也能够进行非线性有限单元模型的反演;不但能进行对模型边界力的反演,而且能够对模型的材料性质等同时反演.本文试图利用遗传有限单元反演法的拟合运算,对影响东亚部分地区现今构造应力场的板块边界作用力进行研究.

## 1 遗传有限单元反演的准备

取东亚部分地区原地应力测量的水平最大主应力方向和震源机制解的 $P$ 轴方向为拟

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金资助课题.

1997-07-04 收到初稿,1998-02-25 收到修改稿并决定采用.

合资料，利用二维平面应力模型反演周围板块对东亚部分地区的边界作用力(图 1).

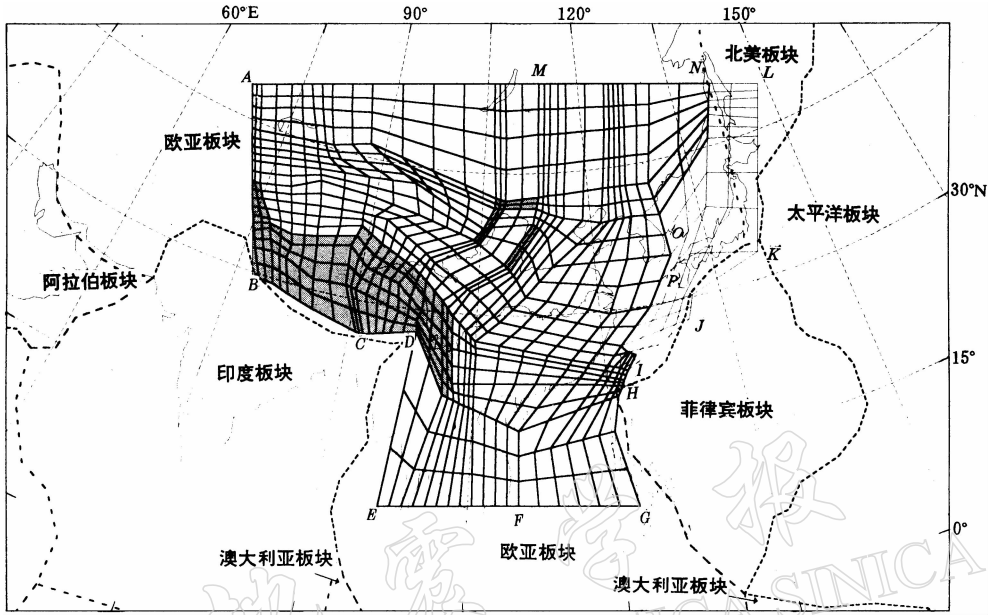


图 1 有限单元网格划分图. 图中粗实线或细线四边形表示单元网格, A~P 表示边界分段点, 粗虚线表示板块界线(DeMets *et al.*, 1990)

在研究区内部, 我们选取了 355 个较为可靠的水平最大主应力方向(或  $P$  轴水平方位)数据(图 2). 其中, 震源机制解数据 292 个(国家地震局中国地震区划图编委会, 1991; 许忠淮等, 1994), 应力解除和水压致裂数据共 63 个(李方全, 1984, 1986, 1992). 本文未对观测资料进行平滑处理.

在进行遗传优选过程中, 我们以主应力方向观测值与计算值的均方差作为优选的目标函数  $D_d$ . 在计算过程中, 我们利用动态遗传算法(安美建等, 1996), 并且选如下遗传算法的参数值: 种群大小 16; 固定变异概率 0.02; 固定交换概率 0.90; 每个参量的二进制码的长度 15, 即每个参量的精度为  $0.000\ 03\ \Delta$ ,  $\Delta$  为单个参量搜索区间长度.

2 对东亚部分地区构造应力场的拟合反演

2.1 利用线弹性模型对边界作用力的反演

把研究区划分成 734 个四边形单元(见图 1), 共 792 个节点. 图 1 中 AB……KL 等共 11 段取为应力边界. 仿照前人(汪素云等, 1996)的做法, 取 AL 为  $y$  轴向约束边界. 取整个研究区为一种材料性质. 其中, 泊松比为 0.254 9, 杨氏模量为  $1.107 \times 10^{11}$  Pa(Dziewonski *et al.*, 1981).

在反演中, 每个边界段的边界应力假定是一样的, 所反演的参量分别为最大主应力大小、最小主应力与最大主应力的比值和最大主应力方向与地图  $x$ (水平)轴의 交角. 各参量的初始搜索区间对于所有应力边界都是一样的, 它们分别依次为  $0.0 \sim 10\ 000.0$ ,  $0.0 \sim 1.0$  和  $-90.0^\circ \sim 90.0^\circ$ .

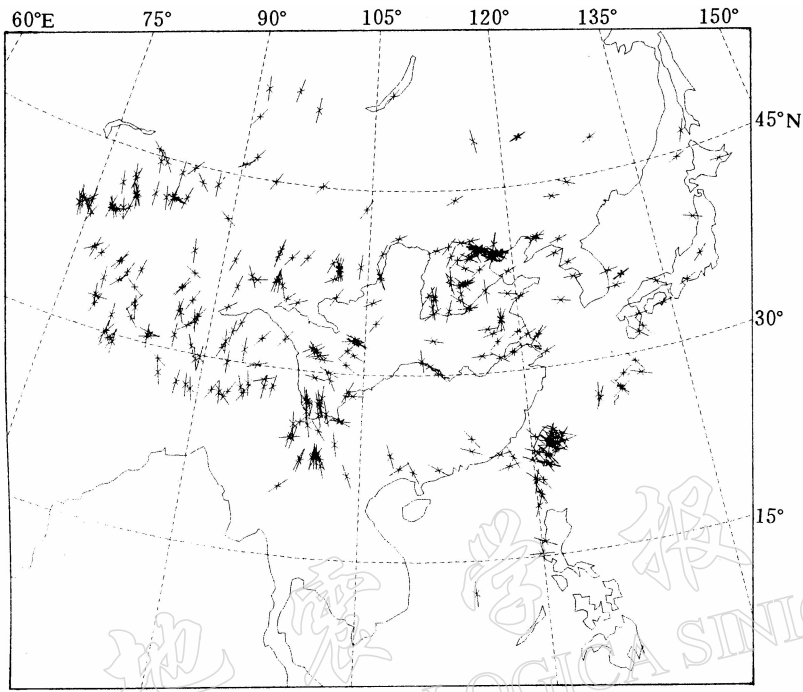


图 2 观测的东亚部分地区最大主应力方位分布图. 图中指向相对的箭头表示最大主应力方位

遗传搜索中取初始迭代循环次数  $N=5$ ，每次循环的迭代次数  $I_{\max}=50$ ，优化两次搜索区间. 在优化搜索区间时，对新区间不加限制，即假定模型为不知限区间(安美建，石耀霖，1996). 找到理想区间后的最后搜索循环中迭代次数  $I_{\text{last},\max}=150$ ，并得到最终优化模型. 计算得到角度拟合均方差  $D_d=36.14^\circ$  的粗算优化解. 根据该粗算搜索的优化区间和优化结果，我们缩小了初始搜索区间并进行精算. 在精算中，取  $N=3$ ， $I_{\max}=75$ ；在优化一次搜索区间时，假定模型为不知限区间；在最后搜索循环中取  $I_{\text{last},\max}=150$ . 计算得到优化模型拟合均方差  $D_d=35.6^\circ$ . 平均绝对值偏差为  $28.4^\circ$ . 根据搜索的边界主应力值计算出了边界力矢量的分布(图 3).

2.1.1 边界 *IJ* 的反演结果及分析

边界 *IJ* 大致沿琉球群岛西侧分布，边界 *IJ* 西侧即是现今活动弧后盆地冲绳海槽. 遗传有限单元反演法得到该边界的反演结果不是挤压边界作用，而是引张边界力的作用. 从大地构造性质来看，冲绳海槽是沿大陆边界分布的强烈扩张活动的边缘海盆地，其引张活动方向近似垂直琉球沟弧系的主体走向(Eguchi, 1983; Letouzey, Kimura, 1986; Angelier, 1990)，即与冲绳海槽的引张方向近似平行，因此该边界为引张边界是可信的. 关于活动弧后盆地对中国大陆构造应力场的影响机制，将另文深入探讨.

2.1.2 边界 *LK* 的反演结果及分析

边界 *LK* 大致在北美板块分别与欧亚板块和太平洋板块的交界(DeMets *et al.*, 1990)之间. 日本北部地区的北美板块与欧亚板块的交界大致走向为北北西，该边界的西南方是日本海弧后盆地. 关于日本海弧后盆地是否现在还继续引张活动，目前尚有争议(Aubouin, 1990).

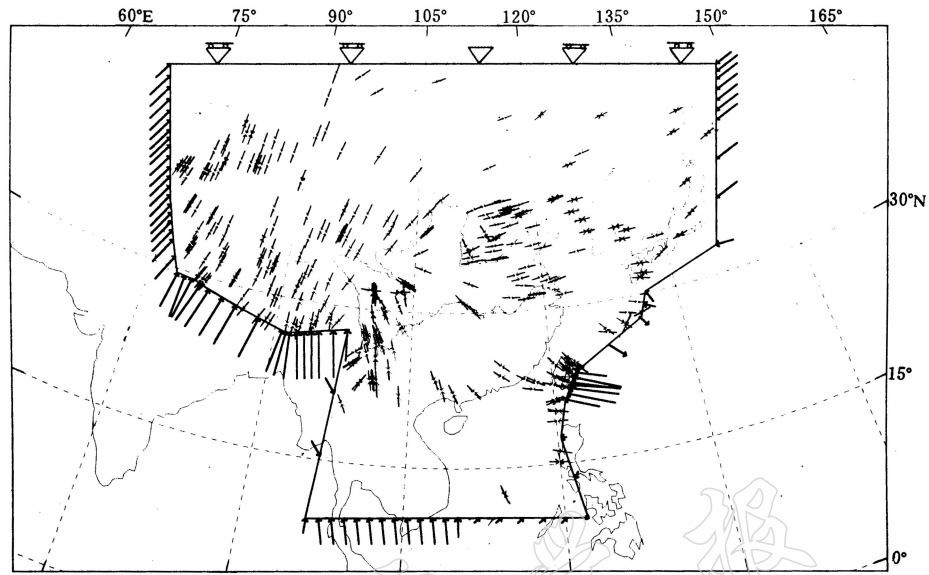


图 3 拟合东亚部分地区构造应力场所得的反演结果. 粗箭头指向即边界力的作用方向, 粗箭头长度与单位长度边界的边界力绝对值开方成正比. 指向相对的细箭头表示计算的最大主应力方位

遗传有限单元反演法得到边界  $LK$  受南西向挤压边界力作用. 该作用方向与太平洋板块向日本俯冲的方向有较大角度差, 而与美洲板块和欧亚板块的交界是近似直交的. 实际上, 从北美板块和欧亚板块的相对运动速度 (DeMets *et al.*, 1990), 以及欧亚板块与北美板块在大西洋的交界是离散型大洋中脊来判断, 都可得出位于俄罗斯东部的欧亚板块和北美板块的边界可能具有会聚性质. 因此, 本文反演得到的边界力在一定程度上反映了这种会聚挤压作用对中国东北地区的影响.

2.1.3 其它边界的反演结果

边界  $BC$ 、 $CD$ 、 $KJ$ 、 $IH$  和  $EF$  的反演边界力与前人的数值分析结果 (许忠淮等, 1992; 汪素云等, 1996) 大致是一样的. 边界  $AB$  位于中国西藏和新疆的西侧, 精算结果得到该边界受北东向边界力作用.

对于南部各边界, 由于南亚地区的观测数据较少, 再加上南亚周围复杂的板块边界和可能存在的地幔拖拽力等因素难以在二维模型中考虑, 因此增大了南部各边界反演结果的不确定性. 边界  $FG$  分布于越南以东直至菲律宾, 遗传有限单元反演法得到该边界受较小的北东向边界力作用, 这大致与澳大利亚板块对欧亚板块的挤压作用相一致.

边界  $DE$  近似沿印度板块东部与欧亚板块的交界延展, 遗传有限单元法反演得到边界  $DE$  受南东向挤压. 边界  $HG$  大致位于台湾以南直至菲律宾南部, 该地区的俯冲带走向北西, 但其北半段为欧亚板块向洋壳俯冲, 南段为菲律宾板块向欧亚板块俯冲. 反演得到边界  $HG$  的边界力为较弱地向南西挤压.  $DE$  和  $HG$  这两个边界为斜俯冲边界 (Aubouin, 1990), 但实际上斜俯冲边界处的板块相互作用可能较复杂 (石耀霖, 王其允, 1994), 这也增大了反演的不确定性.

## 2.2 对影响东亚部分地区构造应力场因素的进一步反演

为进一步对中国东北地区应力场的控制因素和北美板块对东亚部分地区的影响进行研究,把以上反演模型中  $ML$  边界的约束改为边界力待求重新进行反演.为减少运算量,我们取以上粗算得到的优化搜索区间作为初始搜索区间.另外,边界  $ML$  三个反演参量的初始搜索区间分别为  $0.0 \sim 10\,000.0$ ,  $0.0 \sim 1.0$  和  $-90.0^\circ \sim 90.0^\circ$  取  $N=5$ ,  $I_{\max}=75$ ;在优化一次搜索区间时,假定模型为不知限区间;在最后循环搜索中取  $I_{\text{last}, \max}=150$ .计算得到  $D_d=35.6^\circ$  的优化解.优化模型的平均绝对值偏差为  $28.5^\circ$ ,图4给出了应力方向的拟合残差统计分布.图4中,有一定数量的数据拟合误差较大,这是由于观测数据本身有较大离散度,并且我们未对其进行平滑处理的缘故.

除边界  $ML$  外的11个应力边界与以上所得边界力计算结果一致.边界  $ML$  位于蒙古东北部向东直至堪察加半岛以东地区,穿过北美板块和欧亚板块交界(见图1).本文得到该边界的边界力为北西向轻微拉张.该边界力方向与边界  $ML$  以北的贝加尔湖地区存在北西-南东向引张构造(Zoback, 1992)的力学机制较一致;与我国东北地区发育的大型轴向北东的现代张性盆地(李志义等, 1989)的力学机制较吻合;同时与日本海弧后盆地可能存在的引张作用相一致.

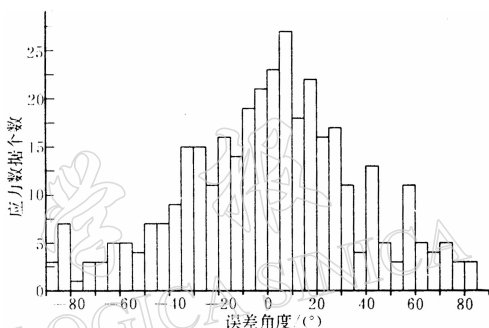


图4 优化模型中最大主应力方向的拟合残差统计分布图

## 2.3 对边缘海盆地的进一步反演研究

首先,在以上有限单元网格划分方案的基础上,去掉中国东部的边缘海盆地单元(即细线单元);取北部边界  $AN$  为  $y$  向约束边界,其余  $AB \cdots HI$  及  $NOP$  共11段为应力边界.参考以上粗算和精算的初始搜索区间对新模型又进行了新的粗算和精算,得到  $D_d=36.1^\circ$  的优化解.

在优化解中,除了边界  $NO$  外的其它边界的反演结果与以上的反演结果大致一致.边界  $NO$  位于黄海以北,本文反演得到  $NO$  边界中北东走向的边界(该段边界位于日本海弧后盆地西北边)受南东向轻微拉张,其它部分为南西西向挤压.对照以上的计算结果可以发现,中国东北地区受北东-南西向的挤压边界力和北西-南东向的拉张边界力作用.

## 2.4 对线弹性和弹塑性材料性质的反演

遗传有限单元反演法不但能够进行边界力的反演,而且能够同时进行材料性质等的反演(安美建等, 1997).本文初步进行了对岩石圈地热流较高、构造活跃地区材料性质的反演尝试.反演中,我们取青藏高原和汾渭地堑材料性质为待反演单元(见图1中阴影填充单元).

计算中参考以上反演得到的优化边界应力区间和边界应力值,确定了边界应力的初始搜索区间.其中,对  $DE$  和  $IJ$  等数个边界,仍取了较大的初始搜索区间.其它计算参量与以上近似.

首先,利用线弹性材料模型对待反演地区材料性质的泊松比和杨氏模量进行了反演,反演得到待反演地区的杨氏模量比其它地区小,而泊松比较大.其次,利用弹塑性材料模

型, 我们首先进行了对边界力的反演, 并且进行了对待反演地区材料性质内聚力的反演. 反演利用了 Mohr-Coulomb 屈服准则 (Owen, Hinton, 1980). 反演所得到的边界力与以上得到的结果是一致的. 在只对边界力的反演中, 反演得到的优化模型在台湾北部、冲绳海槽及青藏高原的局部单元发生了塑性屈服. 在对边界力和材料同时反演中, 得到待反演地区的内聚力较小, 并且青藏高原大面积发生塑性屈服.

总之, 在线弹性材料模型和弹塑性材料模型中, 反演得到青藏高原和汾渭地堑等地区较易变形, 这与这些地区地热流较高、构造活动强烈有关; 另外, 对不同大地构造单元采用相应的材料性质, 有利于减小模型的拟合误差.

### 3 有关俯冲带边界作用及边缘海盆地的讨论

综合以上计算结果可以看出, 各个俯冲会聚边界的边界力作用比陆-陆碰撞边界的挤压力小得多, 甚至在活动边缘海盆地地区出现了拉张边界力.

有利于边缘海盆地的形成一般有两个条件 (石耀霖, 王其允, 1993): 年龄较老的洋壳和俯冲带后撤. 洋壳较老, 洋壳的密度就较大, 洋壳的负浮力也较大. 较大的负浮力一般对应着俯冲带主动的反卷后撤 (roll-back). 在较大的反卷后撤速度下, 容易形成边缘海盆地. 因此, 如果从俯冲速度与板块的聚合速度对比来看, 当俯冲速度远小于板块聚合速度时, 就表现为海沟前移, 洋壳对陆壳将有较强的挤压作用; 当俯冲速度大于板块的聚合速度, 海沟的位置将反卷后撤, 洋壳对陆壳几乎不存在挤压边界作用——在陆壳自身重力等因素作用下使得陆壳产生水平的扩张作用, 并发生边缘海盆地引张.

由于西太平洋地区的洋壳年龄较老, 负浮力较大, 主动反卷后撤的速度较大, 这可能是导致俯冲带挤压作用对中国大陆影响较弱, 并且在陆侧存在较多边缘海盆地的原因.

另外, 地幔对流等底部拖拽摩擦和其它因素对俯冲带作用的影响 (Liu, 1978; 傅容珊, 黄建华, 1990) 也有待进一步深入研究.

### 4 结论

通过以上拟合反演运算, 我们对影响东亚部分地区构造应力场分布的因素有以下认识:

(1) 印度板块和欧亚板块的陆-陆碰撞是控制东亚部分地区构造应力场的主要因素.

(2) 海-陆俯冲带是另一重要影响因素, 但俯冲带比板块碰撞挤压作用力要小.

(3) 活动边缘海盆地是影响板块内部构造应力场的不可忽视的重要因素. 洋壳后撤可能是俯冲带对大陆挤压较弱甚至出现拉张边界力的原因.

总之, 遗传有限单元反演法提供了一种对边界作用力、材料性质等进行线性或非线性反演的有力工具. 但在二维模型中, 对岩石圈底部拖拽力、斜俯冲板块边界作用及地形等三维因素作用难以完全反映. 因此, 进一步开展三维遗传有限单元反演法研究, 将是深入认识板块内部和板块边缘地球动力学机制的重要课题.

感谢国家地震局地球物理研究所许忠淮、汪素云研究员对本文提供的诸多帮助.

## 参 考 文 献

- 安美建, 石耀霖, 1996. 动态遗传算法及在P波初动震源机制解中的应用. 中国地震, **12**(4): 394~402
- 安美建, 石耀霖, 李方全, 1997. 遗传有限单元反演法对理想模型反演的初步研究. 见: 赵国光(主编), 地壳构造和地壳应力文集(10). 北京: 地震出版社. 164~171
- 傅容珊, 黄建华, 1990. 岩石层内应力场及其深部动力学背景. 见: 地球物理编辑委员会(编), 八十年代中国地球物理进展. 北京: 学术期刊出版社. 326~336
- 国家地震局中国地震区划图委员会, 1991. 中国及邻区地震震源机制图及说明书. 北京: 地震出版社. 7~17
- 李方全, 1992. 套芯法、水压致裂法原地应力测量、钻孔崩落及震源机制解分析所得结果的对比. 地震学报, **14**(2): 149~155
- 李方全, 刘光勋, 1986. 我国现今地应力状态及有关问题. 地震学报, **8**(2): 156~171
- 李方全, 李延美, 王恩福, 等, 1984. 水压致裂法原地应力测量试验. 见: 国家地震局地震大队(编), 地应力研究文集. 北京: 地震出版社. 9~17
- 李方全, 翟青山, 毕尚煦, 等, 1986. 水压致裂法原地应力测量及初步结果. 地震学报, **8**(4): 431~438
- 李志义, 李祥根, 冉勇康, 1989. 新构造. 中国岩石圈动力学图集. 北京: 中国地图出版社. 16
- 石耀霖, 1992. 遗传算法及其在地球物理学中的应用. 地球物理学报, **35**(增刊): 367~371
- 石耀霖, 金文, 1985. 面波频散反演地球内部的遗传算法. 地球物理学报, **38**(2): 189~198
- 石耀霖, 王其允, 1993. 俯冲带的后撤与弧后扩张. 地球物理学报, **36**(1): 37~43
- 石耀霖, 王其允, 1994. 斜俯冲板块边界变形分配的力学分析. 地球物理学报, **37**(5): 606~612
- 汪素云, 许忠淮, 俞言祥, 等, 1996. 中国及其邻区周边板块作用力的研究. 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. 地球物理学报, **23**(1): 35~45
- 王仁、梁海华, 1985. 用叠加法反演东亚应力场. 见: 地质矿产部书刊编辑室(编), 国际交流地质学术论文集(2). 北京: 地质出版社. 29~36
- 许忠淮, 汪素云, 俞言祥, 1992. 根据观测的应力方向利用有限单元方法反演板块边界作用力. 地震学报, **14**(4): 446~455
- 许忠淮, 汪素云, 高阿甲, 等, 1994. 我国地震震源机制解的重新测定和审编. 见: 臧绍先(主编), 中国地球物理学会年刊. 北京: 地震出版社. 133
- 俞言祥, 许忠淮, 汪素云, 1989. 对我国大陆地壳应力场观测结果的一种解释. 见: 地球物理编辑委员会(编), 八十年代中国地球物理进展. 北京: 学术期刊出版社. 284~292
- 臧绍先, 宁杰远, 刘宝诚, 等, 1989. 中国周边板块的相互作用就其对中国应力场的影响——I, 太平洋板块菲律宾海板块的影响. 见: 地球物理编辑委员会(编), 八十年代中国地球物理学进展. 北京: 学术期刊出版社. 293~306
- 臧绍先, 吴忠良, 宁杰远, 等, 1992. 中国周边板块的相互作用就其对中国应力场的影响——(II), 印度板块的影响. 地球物理学报, **35**(3): 428~440
- 臧绍先, 宁杰远, 1996. 西太平洋俯冲带的研究及其动力学意义. 地球物理学报, **39**(2): 188~202
- Angelier L, 1990. Foreword—geodynamics of the eastern Eurasian margin. *Tectonophysics*, **183**(1-4): VII~X
- Aubouin J, 1990. The west pacific geodynamic model. *Tectonophysics*, **183**(1-4): 1~7
- DeMets C, Gordon G R, Argus D F, *et al*, 1990. Current plate motions. *Geophys J Int*, **101**: 425~478
- Dziewonski A M, Anderson D L, 1981. Preliminary reference earth model. *Phys Earth Planet Inter*, **25**: 297~356
- Eguchi T, 1983. Tectonics stress field in East Eurasia. *Phys Earth Plane Inter*, **33**: 318~327
- Goldberg D E, 1986. *Genetic Algorithms in Search, Optimization and Machine Learning*. Reading: Anddision-Wesley, Pub. 412
- Letouzey J, Kimura M, 1986. The okinawa trough: genesis of a back-arc basin developing along a continental margin. *Tectonophysics*, **125**(1-3): 209~230
- Liu H S, 1978. Mantle convection pattern and subcrustal stress field under asia. *Phys Earth Planet Inter*, **16**: 247~256
- Owen D R J, Hinton E, 1980. *Finite Elements in Plasticity-Theory and Practice*. New York: Pineridge Press Ltd. 157~269
- Wang R, 1983. A short note on the inversion of tectonic stress fields. *Tectonophysics*, **100**(1-3): 405~411
- Zoback M L, 1992. First-and second-order patterns of stress in lithosphere: The world stress map project. *J Geophys Res*, **97**(B8): 11 704~11 728