

青藏高原南部上地壳正断层地震 活动的一种可能解释^{*}

张东宁 许忠淮

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

摘要

利用三维弹-粘性有限元分析, 探讨青藏高原内部张性构造应力状态的可能形成机制。根据数值模拟结果得到以下结论: 如果较破碎的高原上地壳物质具有小于其下部岩石圈物质的有效粘滞系数时, 在印度大陆向北的强烈挤压下, 青藏高原南部地壳上部仍可以处在张性应力状态下; 如果上地壳的粘滞系数较高, 则得不到正断层应力状态。模拟结果显示, 具体的构造应力状态随岩石圈深度的增加而变化, 由浅层的以张性应力状态为主过渡到其下部的走滑断层应力状态。张性应力状态可能主要存在于青藏高原南部的地壳上部。

主题词 青藏亚板块; 正断层; 地震活动性; 有限元

引言

根据近年来对青藏高原地震震源机制解的分析(Molnar and Chen, 1983; Molnar and Lyon-Caen, 1989; 曾融生等, 1992), 青藏高原内部正断层地震活动反映出地壳上部存在着张性应力状态。天然地震震源机制解反映出, 正断层应力状态主要局限于青藏高原地壳上部。对新构造运动形迹研究的结果(Armijo *et al.*, 1982; 1986)证实, 青藏高原内部正断层类型地震主要分布在青藏高原南部的雅鲁藏布缝合带至冈底斯山之间地带。Kidd 等在参加 1985 年中英联合青藏高原地质考察时发现, 青藏高原南部正断裂相当发育, 而在高原北部没有找到大型地堑的证据(Kidd and Molnar, 1990)。同时, 在高原内部很少发现有逆断层活动的证据(Dewey *et al.*, 1990)。上述证据说明, 目前在青藏高原南部一些地区的上地壳内, 垂直方向主压应力的绝对值大于水平方向主压应力值。

不少人认为, 印度洋板块对欧亚板块向北的强烈挤压是造成青藏高原抬升的主要动力来源(Dewey and Bird, 1970; David, 1985)。因此, 高原构造应力场的最大主压应力轴方向应为水平的近南北方向。那么, 在高原南部的地壳上部, 垂直方向怎样成为最大主压应力方向呢? 一个可能的解释, 是南北向为最大主压应力轴方向的应力状态只局限地壳下部和上地幔范围, 而在地壳上部最大主压应力轴方向为垂直方向, 否则实际构造应力状态将和地震震源机制解反映出的地壳上部正断层构造应力状态相矛盾。形成这种

* 国家自然科学基金青年自然科学基金资助项目。国家地震局地球物理研究所论著 94A0107。
1994 年 2 月 5 日收到初稿, 1994 年 10 月 7 日收到修改稿并决定采用。

应力状态的机制,可能是地壳上部物质的粘滞系数较低。地壳上部的水平向压应力逐渐松弛,并逐渐转移到中地壳,因而在上地壳内垂直方向压应力变为最大主压应力。为了验证这个想法,本文建立了一个简单的青藏高原三维数值模型,用有限元方法模拟青藏高原现代构造应力状态。

本文在模拟计算时,考虑处于 Airy 均衡条件下增厚的高原地壳的重力势能和底面浮力,并把重力作用和水平边界的挤压作用统一于一个模型之中综合考虑。在模型西南边界,下地壳、上地幔承受印度洋板块强烈的水平向挤压,导致高原地壳在垂直方向膨胀,整体抬升。上述模拟计算是一个复杂的三维粘弹性问题。由于计算费用以及机器内存容量等方面的限制,本文采用线性弹-粘性有限元方法模拟青藏高原构造应力场。具体的计算工作是在最新研制成功的银河-2 巨型并行计算机上实现的。

1 有限单元模型及边界条件

Wang 等(1982)依据一系列高温高压岩石试验的结果推出岩石圈流变模型:表层几公里为受断层摩擦控制的接近于脆性的上地壳;中间为以长石为主要造岩矿物的中、下地壳;岩石圈上地幔的主要成分为橄榄岩。可以设想上地壳以摩擦滑动变形为主,而在其下部则以流动变形为主。在高温高压条件下,呈稳定状态流动的岩石矿物的流变性质遵从幂次蠕变本构关系(Kirby, 1980),其应变速率 $\dot{\epsilon}$ 和偏应力 σ 之间的关系可以表达为

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^m \exp\left(\frac{Q}{RT}\right)$$

式中, $\dot{\epsilon}$ 为应变速率; σ 为构造差应力; R 为普适气体常量; T 为开尔文温度; A , m , Q 为一定程度上不依赖应力和温度的材料常数。

为了更简便地描述地壳及上地幔的流动性质,可使用有效粘滞系数的概念,具体定义如下(Wang *et al.*, 1982):

$$\eta_{eff} = \frac{\tau}{\dot{\epsilon}}$$

在摩擦滑动定律 $\tau = \mu\sigma_n$ 控制的上地壳, τ 是剪切应力, μ 为摩擦系数, σ_n 为有效正应力。对流动变形为主的岩层,则 τ 是有效剪切应力。显然,其破碎程度比其下部岩层高的上地壳因沿断层面易于发生大规模滑动摩擦运动,而可能有较低的有效粘滞系数。为了简化计算方法,尽量缩短计算时间,我们认为,岩石圈因蠕变而发生的应力状态的缓慢变化过程可以由 Maxwell 体本构关系来近似表示。

本文模拟工作所研究的范围如下:模型北部边界为塔里木盆地南缘和祁连山以北部分地区;模型东部边界在龙门山断裂带和四川盆地以东地区;西部边界至帕米尔高原和喀拉昆仑山脉;南部边界沿印度洋板块与欧亚板块碰撞带至印缅山弧中段。就目前条件,模型忽略岩石圈的几何弯曲,只注意主要的构造。有限元网格的具体划分方案参见图 1a 和图 1b,图中深色的单元为相对软弱、具有较强流变性质的断裂带单元。在同一层内断裂带单元的杨氏模量要比其它单元的低一些,粘滞系数 η 也要小一些(具体数值参见表 1),其平均宽度为 40 km。模拟青藏高原上地壳应力状态的 7 层模型含 1 876 个三维 8 节点实体单元,2 408 个节点。

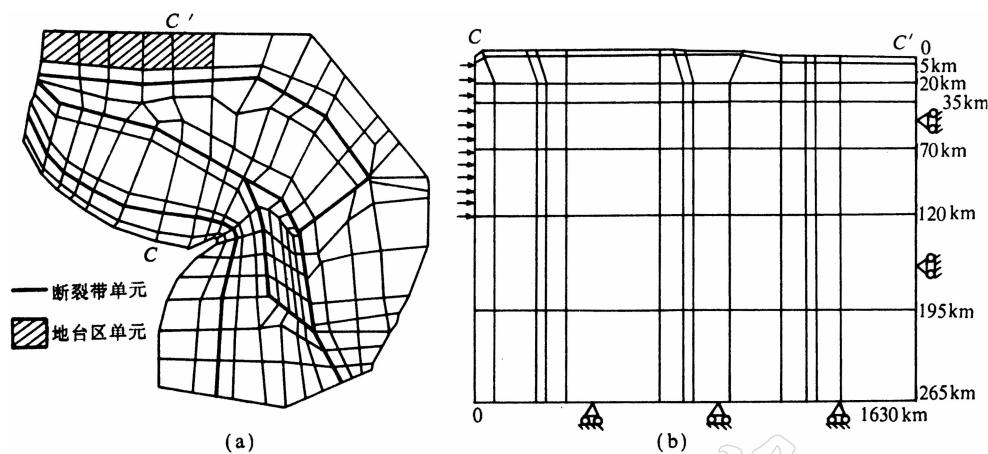


图 1 青藏高原有限元模型
(a) 模型网格划分俯视图; (b) 模型分层方案

表 1 模型中使用材料的力学性质

分层及层号	杨氏模量 GPa	泊松比 ν	密度 10^3 kg/m^3	粘滞系数 η $10^{23} \text{ Pa} \cdot \text{s}$
高原上地壳 1	77.0	0.27	2.70	1.0
普通上地壳 1-2	77.0	0.27	0.00	1.0
上地壳断裂带 1-2	77.0	0.35	0.00	1.0
地台区地壳 1-4	77.0	0.35	0.00	1 000.0
普通中地壳 3	77.0	0.30	0.00	1 000.0
普通下地壳 4	77.0	0.35	0.00	10.0
岩石圈上地幔 5	77.0	0.35	0.00	1 000.0
软流圈 6-7	77.0	0.35	0.00	1.0

为突出粘滞系数差异导致的地壳表层水平向应力松弛作用的效果, 模型中各层给定相同的杨氏模量。依据青藏高原内部地震震源深度分布, Chen 和 Molnar(1983)认为, 高原中地壳有较高粘滞系数。此外, 脆性破裂发育的上地壳主要变形方式为摩擦滑动。在模型中, 上地壳的有效粘滞系数小于中地壳和岩石圈上地幔的相应系数。泊松比的选取参考曾融生等(1992)给出的青藏高原地震波速度结构。

模型表层为平均厚 5 km 的浅层上地壳单元。该层对应青藏高原地区的单元, 通过设定密度值引入重力作用来模拟高原附加地形引起的构造应力。该层有效粘滞系数比较低; 第二层平均厚度为 15 km 的上地壳单元, 为上地壳向中地壳过渡的过渡层; 第三层平均厚度为 15 km 的中地壳, 其粘滞系数比较高, 是地壳内主要承受应力的层位。高原外围地区第三层单元相应减薄, 模拟青藏高原周围地区较薄的地壳。根据 Chen 和 Molnar(1983)的观点, 厚 35 km 的下地壳单元的有效粘滞系数比较低, 而厚 50 km 的上地幔单元具有较大的有效粘滞系数。厚 150 km 的软流圈单元(6, 7 层)体现出岩石圈下面的物质对岩石圈板块运动的阻滞作用, 并可以尽量减低底部边界垂直方向位移被限定对计

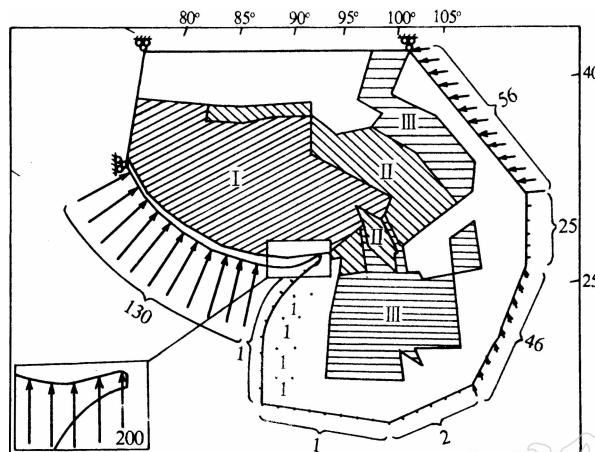


图 2 模型附加重力、山根浮力及水平边界条件示意图(单位:
MPa, 水平方向压力载荷施加在 1—5 层)

- I. 重力载荷=山根浮力= $2.7 \times 1000 \text{ kg/m}^3 \times 5000 \text{ m} \times 9.8 \text{ m/s}^2 = 135 \text{ MPa}$
- II. 重力载荷=山根浮力= $2.7 \times 1000 \text{ kg/m}^3 \times 3000 \text{ m} \times 9.8 \text{ m/s}^2 = 80 \text{ MPa}$
- III. 重力载荷=山根浮力= $2.7 \times 1000 \text{ kg/m}^3 \times 100 \text{ m} \times 9.8 \text{ m/s}^2 = 2.7 \text{ MPa}$

算结果的影响。

模型的主要载荷及位移条件如下(见图 2): ① 印度洋板块对青藏高原的强烈碰撞; ② 中朝古地台对高原物质向东北方向扩展的阻挡作用; ③ 模型的底部节点的垂直方向位移被限定为零, 但沿水平方向可以自由移动。模型仅考虑青藏高原平均厚 5 km 表层物质的附加重力和作用于地壳底部的山根浮力, 而不考虑应力场中的静岩压力部分。在模型中, 对一般单元均不引入密度值。祝恒宾等(1985)根据青藏高原的重力观测结果, 认为高原内部均衡异常接近于零。根据 Airy 均衡模式, 青藏高原基本处于均衡状态。模型中, 假定在垂直方向有④附加地形的重力和⑤地壳底面所受的均衡浮力同时作用, 二者大小相等而作用方向相反。

经过反复试验, 本文选用的单位时间步长为 1 万年, 共进行十步计算, 以得到经过应力调整的结果, 计算没有发生不稳定摆动的现象。在计算时, 本文用 Maxwell 体本构关系来模拟岩石圈在简单构造应力场作用下的短时期蠕变过程。

2 高原南部地壳上部张性应力状态 发育过程的数值模拟结果

正如引言所述, 有大量证据说明, 青藏高原南部部分地区上层地壳处于张性应力状态。正断层类型地震主要分布在雅鲁藏布缝合带以北的冈底斯山地区。利用上一节中介紹的模型及相应的边界条件, 在银河-2 计算机上经过大量的计算, 得到了青藏高原岩石圈不同深度构造层的应力状态的数值模拟结果。典型层的计算结果见图 3-6。

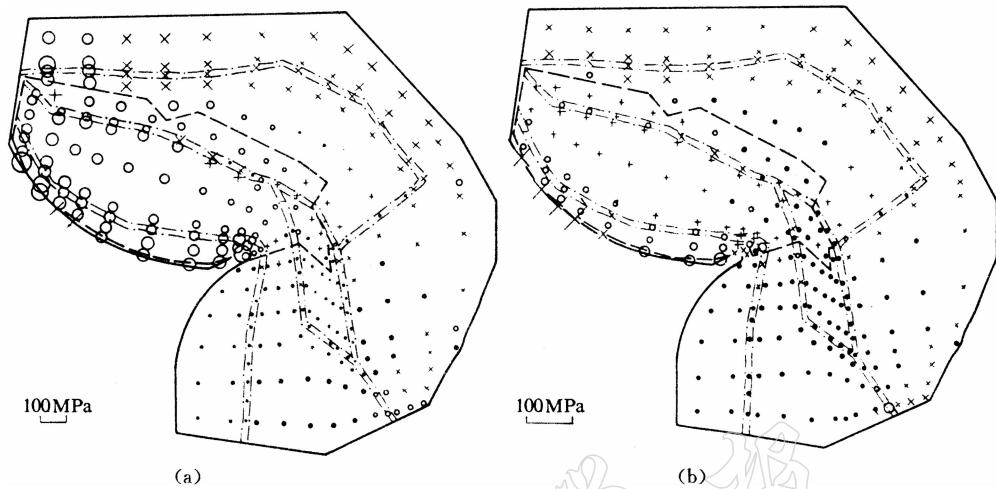


图 3 青藏高原上地壳构造应力状态模拟结果

× 为逆断层应力状态, + 为正断层应力状态, ○ 为走滑断层应力状态

(a) 初始加载时刻模拟结果; (b) 加载十万年以后模拟结果

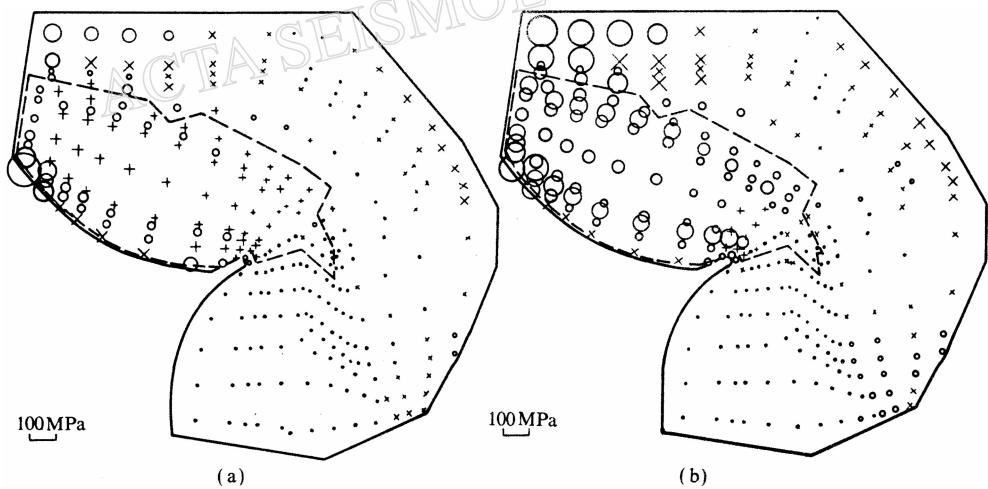


图 4 青藏高原中地壳构造应力状态模拟结果((a)、(b)图题及图例同图 3)

由边界条件可知(图 2), 在计算时始终存在印度洋板块对欧亚板块向北的强烈挤压作用。由于模型中印度洋板块的挤压作用较大, 在初始加载时刻, 高原南部上地壳的最大主压应力轴方向为南北水平方向, 基本上为走滑断层应力状态。因假定高原上地壳相对中地壳具有较小的粘滞系数, 由于应力松弛效应, 经过十万年的蠕变作用, 在高原内部一些地区地壳的上部, 应力状态由初始加载时的走滑断层逐渐转为正断层性质——垂直方向成为最大主压应力方向(图 3)。模拟结果和地震震源机制解反映出的青藏高原南部地壳上部正断层构造应力状态是基本一致的。

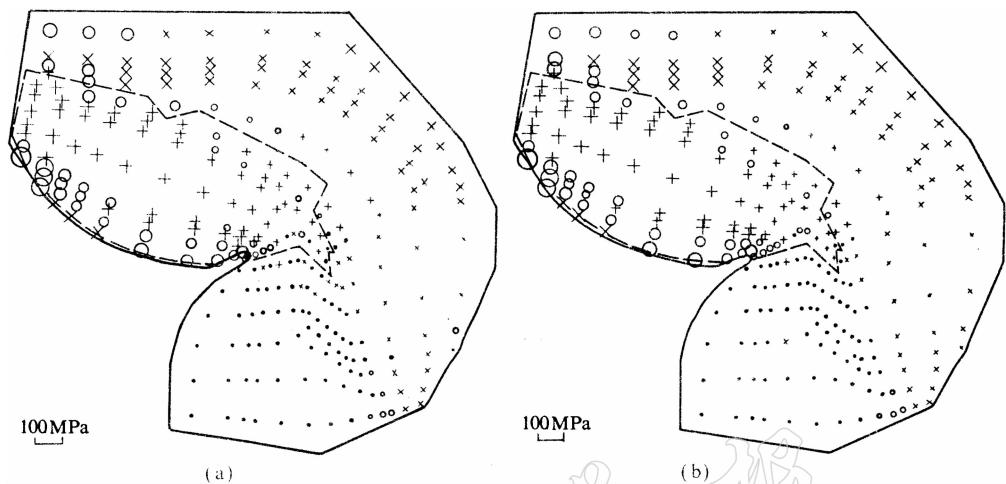


图 5 青藏高原下地壳构造应力状态模拟结果((a)、(b)图题及图例同图 3)

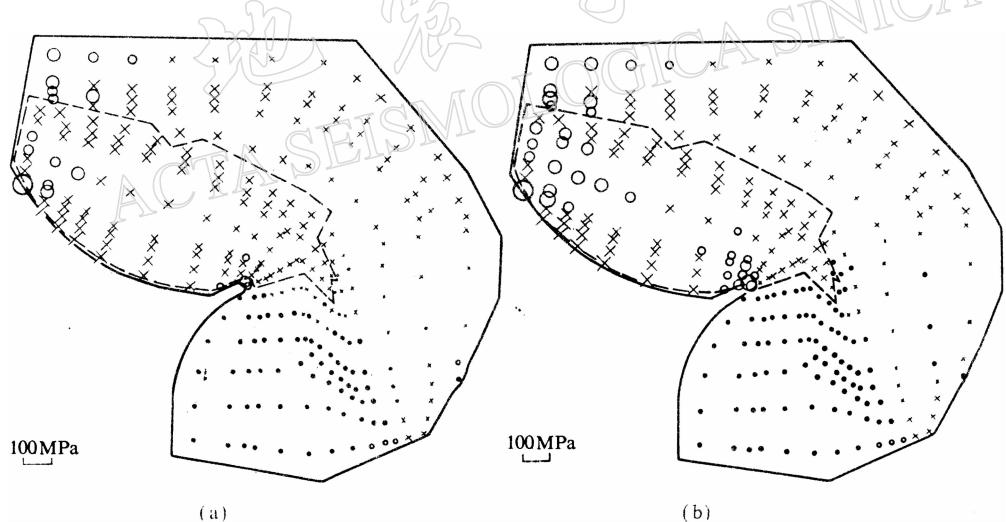


图 6 青藏高原上地幔构造应力状态模拟结果((a)、(b)图题及图例同图 3)

根据 Chen 和 Molnar(1983)的观点,模型假定青藏高原中地壳具有高出上地壳的有效粘滞系数。计算结果显示,上地壳松弛掉的水平向压应力逐渐传递到模型的中地壳(图 4)。与上地壳的应力调整趋势恰恰相反,青藏高原南部中地壳的应力状态,由于南北向压应力逐渐增大,并上升为最大主压应力,初始的正断层性质逐渐转变为走滑断层性质。在模型中假定下地壳的粘滞系数低于中地壳(具体数据参见表 1),计算结果显示,下地壳的应力状态随时间的推移并没有发生明显的变化(图 5)。上地幔的应力状态在加载后的十万年基本上没有发生变化:上地幔内,印度洋板块强烈挤压造成的南北向构造应力始终为最大主压应力,应力状态基本保持为逆断层或走滑断层性质,应力的数值也没有明显的变化(图 6)。

模拟结果表明：在青藏高原南部，最大主压应力轴方向只在地壳中、下部和上地幔范围为水平的南北方向，而在地壳上部最大主压应力轴在垂直方向。这样，在引言中的推测得到了验证。可以初步假定，形成这种应力状态的机制，可能是地壳上部物质的粘滞系数较低，因而地壳上部的水平向压应力逐渐松弛，垂直方向压应力变为最大主压应力。

3 讨论与结论

由图 3a 到图 3b 的变化，显示了青藏高原地壳上部构造应力状态的可能发育过程——由走滑断层性质转变为正断层性质。在模型中，应力松弛过程发生在上地壳，因而在印度洋板块对欧亚板块地壳下部及上地幔强烈挤压的同时，在青藏高原上地壳可以发育出张性构造应力状态。从模拟结果看，这种张性应力状态的发育过程可能仅存在于青藏高原上地壳内有效粘滞系数比较低的一定深度范围内。至于高原下地壳的应力状态，因地震活动较少尚难以断定。Chen 和 Molnar(1983)发现，青藏高原内部的地震活动主要发生在上地壳和上地幔，而在地壳下部则几乎没有地震活动。这种现象，可能和下地壳较低的粘滞系数不利于能量蓄集有关。

有关青藏高原南部上地壳正断层应力状态的形成原因，尚有其它一些观点。笔者就此问题曾与美籍地球物理学者 J. F. 倪进行探讨。倪认为，高出南部印度板块的青藏高原地壳上部物质没有直接承受印度洋板块的水平向挤压，因而在地势较高的高原南部地区，由重力作用造成的垂直方向压应力大于水平向压应力，结果在该地区的地壳上部形成了正断层应力状态。除此之外，England 和 Houseman(1988)用青藏高原下面已经增厚的岩石圈根部的热活动来解释高原现代抬升及张性应力状态。

根据数值模拟方法得到的构造应力状态，并参考已有的一些工作，本文认为，如果较破碎的高原上地壳物质具有小于中地壳物质的有效粘滞系数，则可得出如下结论：目前青藏高原南部部分地区上地壳处于张性应力状态。但这种应力状态不是存在于整个地壳之中，具体的应力状态随地壳深度的增加而变化，由浅层以张性应力状态为主过渡到中、下地壳的走滑断层应力状态。青藏高原岩石圈内的张性应力状态，可能主要存在于高原南部的地壳上部。处于走滑断层应力状态的中、下地壳，可能仍在印度洋板块的水平挤压下发生垂直方向膨胀，造成青藏高原地壳的整体增厚。与此同时，地壳上部张性应力状态，则表明地壳表层存在东西向伸张运动。

参 考 文 献

- 曾融生、朱介寿、周兵、丁志峰、何正勤、朱露培、骆循、孙为国, 1992. 青藏高原及其东部邻区的三维地震波速度结构与大陆碰撞模型. 地震学报, **14**, 增刊, 523—533.
- 祝恒宾、周文武、武立高, 1985. 青藏高原重力场特征及其在大地构造上的含义. 地球物理学报, **28**, 增刊 I, 60—70.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J. L. and Han, T., 1982. A field study of Pleistocene rifts in Tibet (abstract). *EOS*, **63**, p. 1093.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J. L. and Han, T., 1986. Quaternary extension in Southern Tibet, field observations and tectonic implication. *J. Geophys. Res.*, **91**, 13803—13872.

- Chen, W. P. and Molnar, P., 1983. Focal depths of intracontinental and their implications for the thermal and mechanical properties of lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **88**, B5, 4183–4214.
- David, G. H., 1985. Terranes. *Scientific American*, **253**, 5, p. 90.
- Dewey, J. F. and Bird, J. M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, **75**, 2625–2647.
- Dewey, J. F.、Shackleton, R. M.、常承法、孙亦因, 1990. 青藏高原的构造演化. 青藏高原地质演化, 中-英青藏高原综合地质考察队(编), 384—415. 科学出版社, 北京.
- England, P. and Houseman, G., 1988. The mechanics of the Tibetan Plateau. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A326, 301–320.
- Kidd, W. S. F. and Molnar, P., 1990. 拉萨至格尔木第四纪和现代活动断层. 青藏高原地质演化, 中-英青藏高原综合地质考察队(编), 348—371. 科学出版社, 北京.
- Kirby, S. H., 1980. Tectonic stress in the lithosphere; constraints provided by the experimental deformation of rocks. *J. Geophys. Res.*, **85**, 6353–6363.
- Kusznir, N. J. and Bott, M. H. P., 1977. Stress concentration in the upper lithosphere caused by underlying visco-elastic creep. *Tectonophysics*, **43**, 247–256.
- Molnar, P. and Chen, W. P., 1983. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, **88**, B2, 1180–1196.
- Molnar, P. and Lyon-Caen, H., 1989. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins. *Geophys. J. Int.*, **99**, 123–153.
- Wang, C. Y., Shi, Y. L. and Zhou, W. H., 1982. On the tectonics of the Himalaya and the Tibet Plateau. *J. Geophys. Res.*, **87**, B4, 2949–2957.