

文章编号: 0253-3782(2002)05-0462-08

# 2000 年 6 月 4 日印度尼西亚苏门答腊南部 $M_s8.0$ 地震的震源机制\*

周云好\*\* 许力生 陈运泰

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

**摘要** 用全球地震台网的长周期地震仪记录到的远场体波,反演了 2000 年 6 月 4 日印度尼西亚苏门答腊南部  $M_s8.0$  地震的矩张量解. 这个解比 USGS、Harvard CMT 和东京大学地震研究所得到的矩张量解更为合理. 该地震矩张量的最佳双力偶分量为  $1.5 \times 10^{21}$  N·m, 补偿线性矢量偶极分量为  $1.2 \times 10^{20}$  N·m, 爆炸分量为  $-5.9 \times 10^{19}$  N·m. 震源机制主要是左旋走滑, 带有很小的逆冲倾滑分量. 节面 I 走向为  $199^\circ$ , 倾角为  $82^\circ$ , 滑动角为  $5^\circ$ ; 节面 II 走向为  $109^\circ$ , 倾角为  $85^\circ$ , 滑动角为  $172^\circ$ .  $P$  轴方位角为  $154^\circ$ , 倾角为  $2^\circ$ ;  $T$  轴方位角为  $64^\circ$ , 倾角为  $10^\circ$ ;  $B$  轴方位角为  $256^\circ$ , 倾角为  $80^\circ$ . 该地震的  $P$  波显示了明显的方向性效应.  $P$  波的这种多普勒效应表明, 走向  $199^\circ$  的节面为断层面. 地震是从东北向西南方向单侧破裂的, 破裂传播方向几乎垂直于爪哇海沟走向.

**关键词** 苏门答腊地震 地震矩张量 震源机制 方向性效应

**中图分类号**: P315.3

**文献标识码**: A

## 引言

2000 年 6 月 4 日,印度尼西亚苏门答腊南部发生了  $M_s8.0$  地震(发震时刻为 16h28min 26.2s, UTC; 震中位于  $4.72^\circ\text{S}$ ,  $102.09^\circ\text{E}$ ; 震源深度为 33 km[IRIS]). 这次地震发生在印度洋底、苏门答腊消减带内的明打威断层附近. 该地震造成了 1 800 间房屋完全被毁, 10 196 间房屋严重损坏, 18 378 间房屋轻微受损; 至少造成 97 人死亡, 1 900 人受伤, 122 000 人无家可归. 明古鲁地区发生了严重破坏和滑坡(烈度 V~VI 度); 恩加诺岛也发生了伤亡和破坏; 楠榜和巨港有震感(烈度 IV 度), 雅加达有震感(烈度 II~III 度), 印度尼西亚苏门答腊南部的大部分地区和新加坡有震感(烈度 III~IV 度), 马来西亚的新山、震中以北 875 km 处的吉隆坡和必打灵查亚也有震感(Pan *et al.*, 2001).

历史上,苏门答腊消减带和苏门答腊大断层附近,地震活动十分频繁(Zachariasen *et al.*, 1999). 过去的两百年内,这两个构造带上曾发生了许多地震(Katili, Hehuwat, 1967; Fitch, 1972; Newcomb, McCann, 1987; Fauzi *et al.*, 1996), 其中最大的两次地震发生在 1833 和 1861 年. 1833 年地震释放的地震矩达  $(12 \sim 21) \times 10^{21}$  N·m ( $M_w=8.7 \sim 8.8$ ), 断层面长 500 km、宽 100 km, 平均滑动量为 4.3~7.5 m(Newcomb, McCann, 1987); 1861 年地震释放的地震矩为  $(4.1 \sim 7.5) \times 10^{21}$  N·m ( $M_w=8.3 \sim 8.5$ ), 断层面长 300 km、宽 100 km, 平均滑动量为 2.8~5.0 m(Newcomb, McCann, 1987). 这两次大地震都造成了严重灾害, 并激起了席卷苏门答腊海岸 500 km 的巨大海啸(Newcomb, McCann, 1987).

\* 国家自然科学基金(49904004)和中国科技部攀登计划项目(95-专-05)资助. 中国地震局地球物理研究所论著 02AC1004.

2001-12-14 收到初稿, 2002-02-06 收到修改稿并决定采用.

\*\* 现在地址: 江苏省地震局.

图 1a 显示了 2000 年 6 月 4 日大地震的震中位置(实心圆)、附近地区一些城市的地震烈度、1833 年和 1861 年大地震的破裂区(阴影区)和苏门答腊的板块构造。图 1b 为 2000 年 6 月 4 日大地震前一年内,发生在  $(0^{\circ}\sim 10^{\circ})S$ 、 $(96^{\circ}\sim 107^{\circ})E$  区域内,  $M_b\geq 4.0$  地震在图 1a 中沿  $A-B$  线(方位角  $45^{\circ}$ )的垂直剖面内的投影。该地震投影图清楚地显示出,沿苏门答腊消减带,印-澳板块插入东南亚板块之下。最新研究结果表明:印-澳板块正沿着  $N(11^{\circ}\pm 4^{\circ})E$  方向以  $(67\pm 7)mm/a$  的速率与东南亚板块汇聚 (Tregoning *et al.*, 1994). 2000 年 6 月 4 日地震是 1861 年以来最强的一次地震。值得注意的是:与上述两次大地震和该地区发生的其它消减机制的大地震不同(Newcomb, McCann, 1987), 这次地震没有激起海啸(Pan *et al.*, 2001). 这暗示我们,与消减带发生的大多数地震不同,这次地震的机制可能没有大的垂直分量。但是,关于这次地震,USGS, Harvard CMT 和日本东京大学地震研究所给出的矩张量解差别较大,且它们都与上述暗示不相符合。因此,需要做进一步的研究,以得出对这次地震的震源机制的正确认识。

我们用 IRIS 全球地震台网的长周期地震仪记录到的远场体波资料,对 2000 年 6 月 4 日苏门答腊地震的震源机制进行了研究。

1 方法和数据

为了得到这次地震的矩张量解,我们采用陈运泰等的体波反演方法(Chen *et al.*, 1996; 许力生, 陈运泰, 1997, 1999; Chen, Xu, 2000). 其基本原理是:由点源位移表示定理(Aki, Richards, 1980),在频率域中,用远场体波反演地震矩张量的问题转化为求解线性方程组

$$\boldsymbol{D}_{N\times 1}(\omega_l) = \boldsymbol{G}_{N\times 6}(\omega_l)\dot{\boldsymbol{M}}_{6\times 1}(\omega_l) \tag{1}$$

式中,  $\boldsymbol{D}_{N\times 1}(\omega_l)$  为  $N$  个震相的位移谱,  $\boldsymbol{G}_{N\times 6}(\omega_l)$  为加了仪器响应的  $N$  个震相的 Green 函数谱,  $\dot{\boldsymbol{M}}_{6\times 1}(\omega_l)$  为矩率张量的 6 个独立分量的频谱. 求出了  $\dot{\boldsymbol{M}}_{6\times 1}(\omega_l)$ , 变换到时间域并积分,便得到随时间变化的矩张量的 6 个独立分量  $\boldsymbol{M}_{6\times 1}(t)$ .

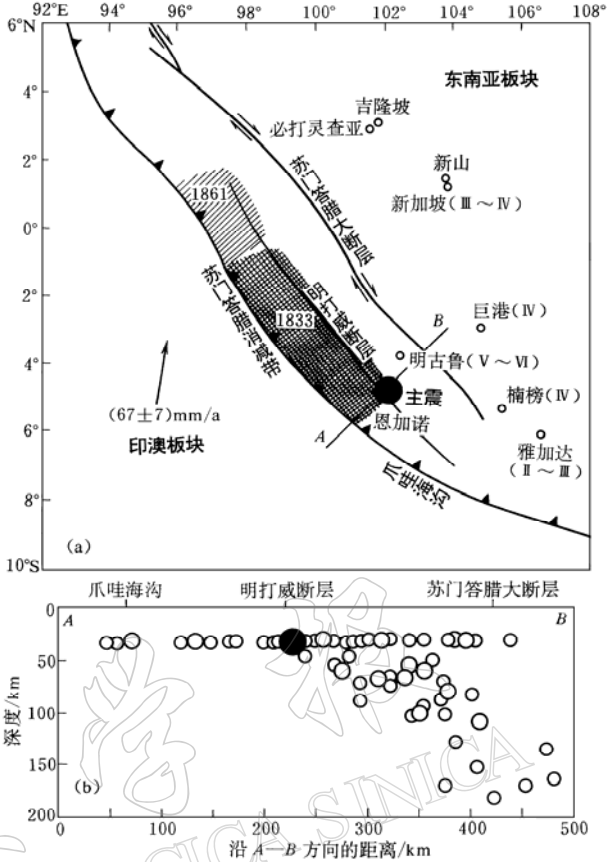


图 1 (a) 2000 年 6 月 4 日苏门答腊南部地震的震中位置(实心圆)、附近地区一些城市的烈度、1833 和 1861 年大地震的破裂区(阴影区)以及苏门答腊的板块构造;  
(b) 2000 年大地震前一年时间内发生在  $(0^{\circ}\sim 10^{\circ})S$ 、 $(96^{\circ}\sim 107^{\circ})E$  区域内的  $M_b\geq 4.0$  地震在图(a)中沿  $A-B$  垂直剖面内的投影

原则上说,选择 $N$ 个震相( $N \geq 6$ ),由式(1)的 $N$ 个方程,在最小二乘意义上可解出矩张量 6 个独立分量在每个离散频率 $\omega_l$ 的值 $\dot{\mathbf{M}}_{6 \times 1}(\omega_l)$ .但在实际工作中,可供选取的震相数量有限,式(1)中方程的个数 $N$ 不可能很大.用少数几个方程求解,结果将因用于求解的方程组是病态方程组而不稳定.若引入同步震源假设,即令

$$\dot{\mathbf{M}}_{ij}(t) = \mathbf{M}_{ij} \cdot S(t) \quad (2)$$

其中, $\mathbf{M}_{ij}$ 为不随时间变化的矩张量, $S(t)$ 为归一化的远场震源时间函数.设定 $S(t)$ ,只求解 $\mathbf{M}_{ij}$ ,则反演问题变为由 $N \times L$ ( $N$ 为参加反演的震相数, $L$ 为频率离散点数)个线性方程解 6 个未知数 $\mathbf{M}_{ij}$ 的问题:

$$\mathbf{D}_{(N \times L) \times 1}(\omega_l) = \mathbf{A}_{(N \times L) \times 6}(\omega_l) \mathbf{M}_{6 \times 1} \quad (3)$$

式中, $\mathbf{A}_{(N \times L) \times 6}(\omega_l)$ 为 $S(\omega_l)$ 与 $\mathbf{G}_{N \times 6}(\omega_l)$ 相乘后的合并.式(3)是一个复数方程组.将其实部和虚部分开,就是一个由 $2N \times L$ 个方程构成的方程组.这个由大量( $2N \times L$ )个方程求解少量(6个)未知数的超定问题的解是稳定的.用试错法,调整震源时间函数 $S(t)$ ,直到该 $S(t)$ 和求得的 $\mathbf{M}_{ij}$ 使得理论地震图成为最佳拟合观测地震图.这时的 $\mathbf{M}_{ij}$ 和 $S(t)$ ,即可视为所求点源的矩张量解和远场震源时间函数(归一化的地震矩变化率).

我们用 IRIS 全球地震台网震中距在 $30^\circ \sim 95^\circ$ 范围内的 28 个地震台的长周期地震波形资料做反演.在 $30^\circ \sim 95^\circ$ 范围内,直达 P 波和直达 S 波震相远离其它震相,比较清晰,有利于从中提取震源信息.一般说来,超出这个范围,由于地核、地幔结构的复杂性和壳幔边界、上地幔中的间断面以及核幔边界的反射、折射,使得直达 P 波和直达 S 波震相变得复杂(Langston, Helmberger, 1975),并附加了震中距分别为 $23^\circ$ 和 $29^\circ$ 的、具有简单直达 P 波和直达 S 波震相的两个台站的长周期地震波形资料.用平面层状介质模型的广义反射、透射系数法计算 Green 函数(Kennett, Kerry, 1979; Kennett, 1980).介质模型用的是展平的 IASPEI91 模型(Kennett, Engdahl, 1991).为了减小因分层而造成的介质参数间断,我们用线性插值方法将地壳和地幔分成 183 层.将所有观测数据和 Green 函数都转变成位移数据,并经带宽为 $0.005 \sim 0.05$  Hz 的 8 阶 Butterworth 带通滤波器滤波.在这个频率范围内,所用台站的速度记录型仪器的幅频特性曲线是平直的.选择 0.005 Hz 的低频限,可以滤掉长周期地脉动和由积分速度得位移造成的长周期漂移.高频的远震体波对地球介质比较敏感,地震波携带的震源信息在高频段内会受到干扰.0.05 Hz 的高频限,既高于 P 波的拐角频率,使震源信号不至于受损伤,又能保证用于反演矩张量的远震体波携带的震源信号不受干扰.

## 2 矩张量解

我们从 30 个远台记录中截取了垂直向和径向的 55 个 P 波形和横向的 20 个 SH 波形做矩张量反演.为了得到稳定的矩张量解,我们加了设定震源时间函数为半周期正弦函数的约束.用试错法寻求适当的震源时间函数的持续时间,以使理论地震图与观测地震图拟合最好.此时的矩张量解即为最佳解.我们用持时为 16 s 的半周期正弦函数作为震源时间函数,得到了地震矩张量的最佳解.如表 1 和 2 所示,这次地震的矩张量解的最佳双力偶分量为 $1.5 \times 10^{21}$  N·m (USGS:  $4.0 \times 10^{20}$  N·m, Harvard CMT:  $7.5 \times 10^{20}$  N·m).补偿线性矢量偶极分量为 $1.2 \times 10^{20}$  N·m,是最佳双力偶分量的 8%.爆炸分量为 $-5.9 \times 10^{19}$  N·m,约为最佳双

力偶分量的 4%。矩震级  $M_w=8.1$ 。节面 I 走向为  $199^\circ$ ，倾角为  $82^\circ$ ，滑动角为  $5^\circ$ ；节面 II 走向为  $109^\circ$ ，倾角为  $85^\circ$ ，滑动角为  $172^\circ$ 。 $P$  轴方位角为  $154^\circ$ ，倾角为  $2^\circ$ ； $T$  轴方位角为  $64^\circ$ ，倾角为  $10^\circ$ ； $B$  轴方位角为  $256^\circ$ ，倾角为  $80^\circ$ 。

表 1 2000 年 6 月 4 日苏门答腊南部地震的矩张量解

$10^{21} \text{ N}\cdot\text{m}$

$M_{11}$	$M_{12}$	$M_{13}$	$M_{22}$	$M_{23}$	$M_{33}$	$M_{dc}$	$M_{c1vd}$	$M_{ep}$
-1.1	1.2	0.15	0.74	0.15	0.20	1.5	0.12	-0.059

表 2 2002 年 6 月 4 日苏门答腊南部地震的最佳双力偶解

$(^\circ)$

	主应力轴			最佳双力偶		
	方位角	倾角		走向	倾角	滑动角
$P$ 轴	154	2	节面 I	199	82	5
$T$ 轴	64	10	节面 II	109	85	172
$B$ 轴	256	80				

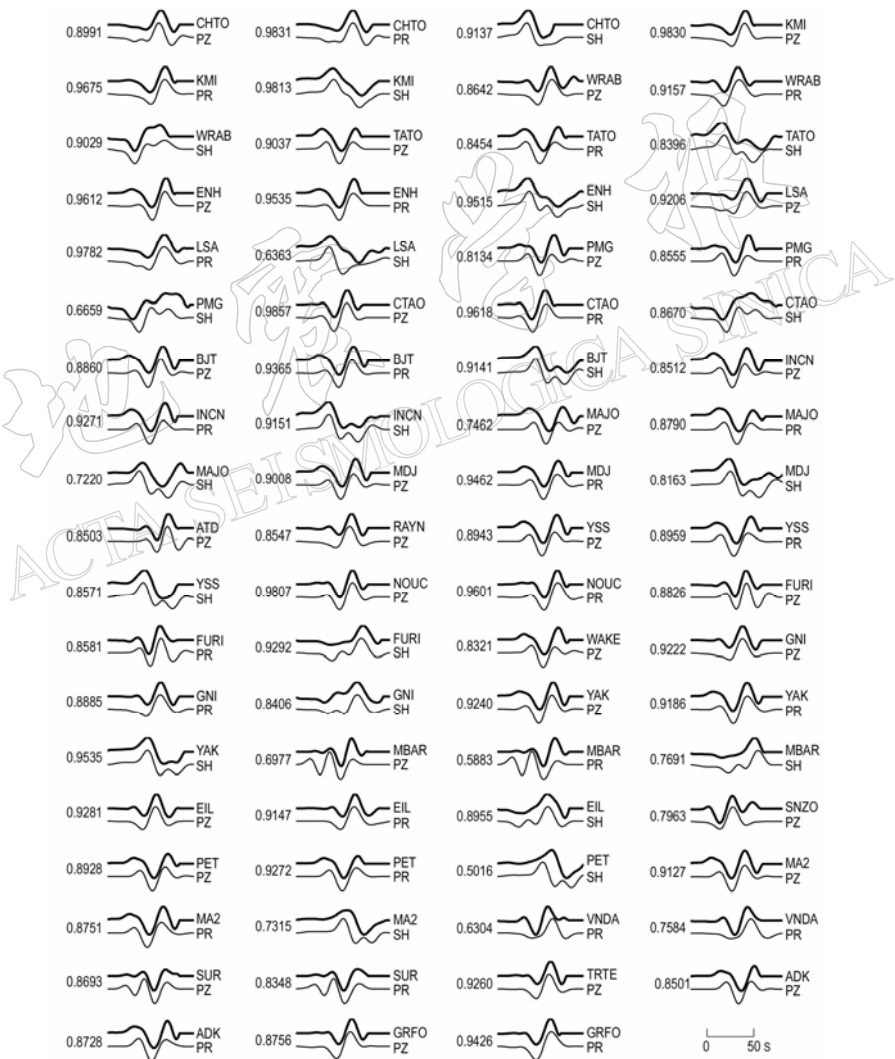


图 2 矩张量反演中观测地震图(上)与理论地震图(下)的比较

左边的数字为每对地震图的相关系数。每对地震图的右上方为台站代码，右下方为震相名称。PZ 为 Z 分向 P 波，PR 为径向 P 波，SH 为 SH 波

图 2 展示了理论地震图与观测地震图的拟合情况. 由图可见, 理论地震图很好地拟合了观测地震图. 在 75 个震相中, 理论地震图与观测地震图的相关系数大于 0.6 的占 97%, 大于 0.7 的占 92%, 大于 0.8 的占 84%, 大于 0.9 的占 45%.

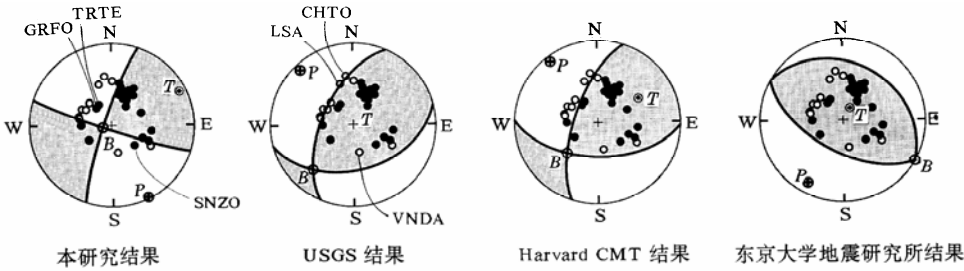


图 3 本研究与 USGS、Harvard CMT、东京大学地震研究所得出的最佳双力偶解的比较.  
实心圆表示初动为压缩, 空心圆表示初动为膨胀

图 3 将本研究得到的最佳双力偶解与 USGS、Harvard CMT 和东京大学地震研究所得到的解做了比较. 在这 4 个解的等面积投影图中, 画出了我们做地震矩张量反演选取波形资料的 30 个台站的 P 波初动符号. 东京大学地震研究所给出的解明显与 P 波初动符号的压缩-膨胀四象限分布相矛盾. 虽然 USGS 和 Harvard CMT 给出的解比较接近, 且好于东京大学地震研究所给出的解, 但它们不能解释 LSA、CHTO 和 Vnda 台的 P 波初动符号. 这 3 个台 P 波起始幅度显著, 初动方向清楚向下, 初动符号应处于膨胀象限内远离(而不是接近)节面的位置. 考虑到 SNZO、TRTE 和 GRFO 台的 P 波起始幅度微弱(可解释为节面行为), 初动符号的极性不可靠, 本研究得到的解与 P 波初动符号的压缩-膨胀四象限分布较为一致.

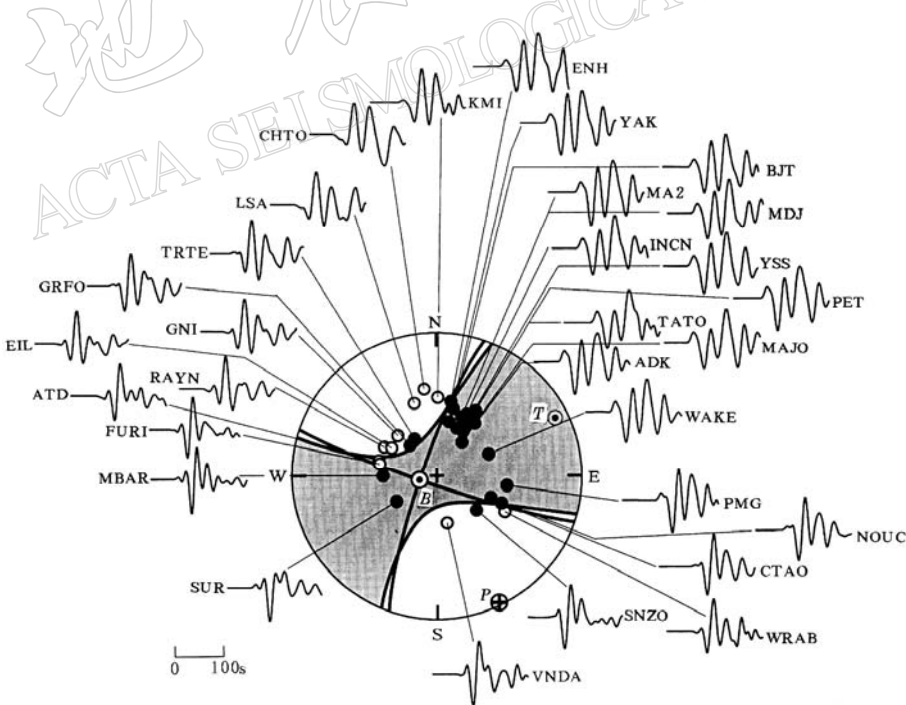


图 4 矩张量解和本研究中用到的 30 个台站记录的 Z 分向 P 波位移波形.  
图中的 P 波振幅已经归一化

### 3 断层面和破裂传播方向的确定

图 4 展示了这次地震的矩张量解和用于本研究的 30 个台站的垂直向 P 波波形. 加上矩张量的补偿线性矢量偶极分量和爆炸分量, SNZO、TRTE 和 GRFO 台的初动符号恰处于节面附近. 图 4 的一个显著特点是 P 波显示了明显的方向性效应. 东北方向的台站记录到的 P 波周期较长、衰减较慢; 而西南方向的台站记录到的 P 波周期较短、衰减较快. 由 P 波的这种多普勒效应可断定, 走向为  $199^\circ$  的节面 I 为地震的断层面, 地震是由东北向西南方向破裂的.

根据 IRIS EHDF-monthly 提供的数据, 图 5 展示了 2000 年 6 月 4 日苏门答腊南部地震序列的震中分布. 值得注意的是, 主震后 1 天内的余震区是东南走向的, 几乎垂直于根据 P 波方向性确定的断层面走向; 主震后 1 月内的余震区较为复杂, 既有东南走向的余震分布, 又有南南西走向的余震分布. 考虑到 P 波方向性效应和该地区的板块构造情况, 我们

可作出这种推断: 2000 年 6 月 4 日苏门答腊南部地震的余震, 既发生在南南西走向的主震断层面上(或其附近), 又发生在几乎与主震断层面共轭的、东南走向的明打威断层上(或其附近).

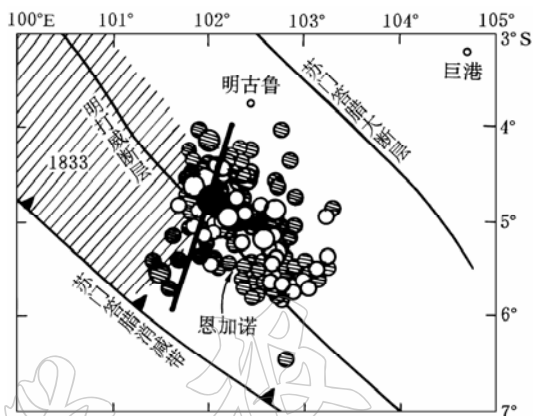


图 5 主震后 1 天内  $M_{\text{b}} \geq 4.0$  的余震分布(空心圆)和主震后 1 月内  $M_{\text{b}} \geq 4.0$  的余震分布(空心圆加带阴影圆). 黑色粗棒表示主震断层面走向, 阴影区为 1833 年大地震的破裂区

### 4 震源模型

为了解释这次地震的震源机制和余震分布特征, 我们提出了如图 6 所示的震源模型. 这个模型认为, 2000 年 6 月 4 日的主震发生之前, 断块 A 和断块 B 是一个完整的块体. 在很长的时间尺度内, 消减板块(没有断开的 A 和 B 块体)缓慢地插入到上浮板块之下. 后来,

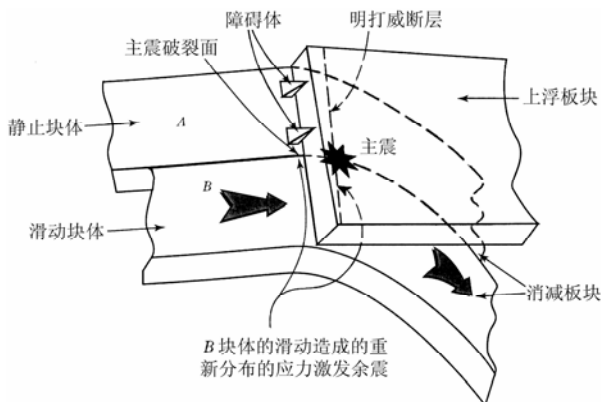


图 6 用于解释 2000 年 6 月 4 日苏门答腊南部地震的震源模型

上浮板块碰到了消减板块上的障碍体, 这些不对称分布的障碍体阻碍了消减板块的运动. 但是, 受重力的拖拽作用, 消减板块的前端继续向前运动(只是减慢了). 这种运动的后果是: 在消减分界面附近的 A、B 块体之间(八角星所示地区)造成了剪切应力集中. 一旦集中的剪切应力超过消减板块的强度, 就会突然发生左旋走滑断裂. 其破裂面的走向会大致垂直于消减分界面. 由于 B 块体的错动, 会在主震的断层面附近和早已存在的明打威断层附近造

成应力的重新分布. 正是这种重新分布的应力激发了东南走向和南南西走向的余震. 要解释主震的单侧破裂方式, 需假定主震断层面的另一端被障碍物锁住或本来就是断开的. 这只是一个很初步的模型, 要更多地了解这次地震的发震成因, 还需进一步地研究, 尤其是直接和间接的观测工作.

## 5 讨论和结论

对于这个消减带发生的大地震, 它们的震源机制大都是逆冲断裂、下滑断裂或倾滑断裂, 并激起海啸(Newcomb, McCann, 1987). 但本研究表明, 2000 年 6 月 4 日  $M_s 8.0$  地震却主要是走滑断裂. 这就解释了为什么这次地震没激起海啸. 在很多研究工作中, 常用余震区判断主震的断层面. 本研究提供了一个震例, 说明简单地根据余震震中的展布情况, 并不总能正确地判断出主震的断层面. 这次地震的余震, 只有少量分布在主震南南西走向的断层面上(或附近), 大部分分布在几乎与主震断层面共轭的、东南走向的明打威断层面上(或附近). 根据余震震中的展布情况, 很可能会做出东南走向的地震节面为断层面的判断. 这次地震的另一个不寻常的特点是: 主震的断层面是北北东-南南西走向的, 几乎垂直于(而不是平行于)1833 和 1861 年大地震的断层面走向、苏门答腊大断层走向、明打威断层走向和爪哇海沟的走向, 而后者都是西北-东南走向的.

通过本项研究, 我们得出如下结论: 2000 年 6 月 4 日印度尼西亚苏门答腊南部  $M_s 8.0$  地震的震源机制主要是左旋走滑, 带有很小的逆冲倾滑分量. 节面 I 走向为  $199^\circ$ , 倾角为  $82^\circ$ , 滑动角为  $5^\circ$ ; 节面 II 走向为  $109^\circ$ , 倾角为  $85^\circ$ , 滑动角为  $172^\circ$ ;  $P$  轴方位角为  $154^\circ$ , 倾角为  $2^\circ$ ;  $T$  轴方位角为  $64^\circ$ , 倾角为  $10^\circ$ ;  $B$  轴方位角为  $256^\circ$ , 倾角为  $80^\circ$ . 走向为  $199^\circ$  的节面 I 为断层面. 破裂传播方向为自东北向西南方向, 几乎垂直于爪哇海沟走向. 地震矩张量的最佳双力偶分量为  $1.5 \times 10^{21}$  N·m, 补偿线性矢量偶极分量为  $1.2 \times 10^{20}$  N·m, 爆炸分量为  $-5.9 \times 10^{19}$  N·m. 左旋走滑断裂的这次地震, 可能是由消减板块上不对称分布的障碍物, 使左边的消减运动受阻造成的. 北北东-南南西向分布的余震发生在主震的断层面上(或附近); 而西北-东南向分布的余震则发生在明打威断层面上(或附近).

笔者就余震分布等问题与李世愚博士做过有益的讨论, 在此表示感谢.

## 参 考 文 献

- 许力生, 陈运泰. 1997. 用数字化宽频带波形资料反演共和地震的震源参数[J]. 地震学报, 19(2): 113~128
- 许力生, 陈运泰. 1999. 1997 年中国西藏玛尼  $M_s 7.9$  地震的时空破裂过程[J]. 地震学报, 21(5): 449~459
- Aki K, Richards P G. 1980. *Quantitative Seismology. Theory and Methods*[M]. San Francisco: W. H. Freeman and Co, 28~119
- Chen Y T, Xu L S, Li X, et al. 1996. Source process of the 1990 Gonghe, China, earthquake and tectonic stress field in the northeastern Qinghai-Xizang (Tibetan) plateau[J]. *Pure Appl Geophys*, 146: 697~715
- Chen Y T, Xu L S. 2000. A time domain inversion technique for the tempo-spatial distribution of slip on a finite fault plane with applications to recent large earthquakes in Tibetan Plateau[J]. *Geophys J Int*, 143: 407~416
- Fauzi, McCaffrey R, Wark D, et al. 1996. Lateral variation in slab orientation beneath Toba Caldera, northern Sumatra[J]. *Geophys Res Lett*, 23: 443~446
- Fitch T J. 1972. Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific[J]. *J Geophys Res*, 77: 4 432~4 460
- Katili J A, Hehuwat F. 1967. On the occurrence of large transcurrent earthquakes in Sumatra, Indonesia[J]. *Osaka Univ J Geosci*, 10: 5~7
- Kennett B L N, Kerry N J. 1979. Seismic waves in a stratified half space[J]. *Geophys J R astr Soc*, 57: 557~583
- Kennett B L N. 1980. Seismic waves in a stratified half space—II. Theoretical seismograms[J]. *Geophys J R astr Soc*, 61: 1~10

- Kennett B L N, Engdahl E R. 1991. Travel times for global earthquake location and phase identification[J]. *Geophys J Int*, **105**: 429~465
- Langston C A, Helmberger D V. 1975. A procedure for modeling shallow dislocation sources[J]. *Geophys J R astr Soc*, **42**: 117~130
- Newcomb K R, McCann W R. 1987. Seismic history and seismotectonics of the Suda Arc[J]. *J Geophys Res*, **92**: 421~439
- Pan T C, Megawati K, Brownjohn J M W, *et al.* 2001. The Bengkulu, southern Sumatra, earthquake of 4 June 2000 ( $M_w=7.7$ ): Another warning to remote metropolitan areas[J]. *Seism Res Lett*, **72**: 171~185
- Tregoning P, Brunner F K, Bock Y, *et al.* 1994. First geodetic measurement of convergence across the Java Trench[J]. *Geophys Res Lett*, **21**: 2 135~2 138
- Zachariasen J, Sieh K, Taylor F W, *et al.* 1999. Submergence and uplift associated with the giant 1833 Sumatran subduction earthquake: Evidence from coral microatolls[J]. *J Geophys Res*, **104**: 895~919

## MECHANISM OF THE JUNE 4, 2000 SOUTHERN SUMATRA, INDONESIA, $M_s8.0$ EARTHQUAKE

Zhou Yunhao Xu Lisheng Chen Yuntai

(Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China)

**Abstract:** Moment tensor solution of the June 4, 2000 southern Sumatra, Indonesia,  $M_s8.0$  earthquake is estimated from teleseismic body waves recorded by long period seismograph stations of the global seismic network. This solution is more reasonable than those reported by USGS, Harvard CMT and ERI of University of Tokyo. The double-couple component of this earthquake is  $1.5 \times 10^{21}$  N·m, the compensated linear vector dipole component is  $1.2 \times 10^{20}$  N·m, and the explosion component is  $-5.9 \times 10^{19}$  N·m. The focal mechanism is mainly left-lateral strike-slip, with a small thrust component. Nodal plane I: The strike is  $199^\circ$ , the dip,  $82^\circ$ , and the rake,  $5^\circ$ ; Nodal plane II: The strike is  $109^\circ$ , the dip,  $85^\circ$ , and the rake,  $172^\circ$ .  $P$  axis: The azimuth is  $154^\circ$  and the plunge,  $2^\circ$ ;  $T$  axis: The azimuth is  $64^\circ$  and the plunge,  $10^\circ$ ;  $B$  axis: The azimuth is  $256^\circ$  and plunge,  $80^\circ$ . The P-wave forms recorded at different stations show prominent directivity. The directivity shows that the Nodal plane I is the fault plane, and that the earthquake ruptured unilaterally from the northeast to the southwest, nearly perpendicular to the strike of the Java trench.

**Key words:** Sumatra; moment tensor solution; focal mechanism; directivity