

滇缅弧—安达曼强震活动带地震应力图像研究^{*}

秦嘉政, 钱晓东, 赵小艳, 刘丽芳

(云南省地震局, 昆明 650224)

摘要: 为对云南强震活动趋势分析提供科学依据, 基于 Haskell 二维地震位错模型, 建立了用地震矩 M_0 和体波震级 m_b 估算地震震源构造剪应力强度 τ_0 值的关系, 并利用此关系, 根据美国地质调查局提供的 1977~2005 年间东亚滇缅弧—安达曼地震活动带上强震活动的震源机制解、地震矩 M_0 和体波震级 m_b , 对该区的地震应力图像和板缘动力学机制特征进行了深入分析。结果表明: 缅甸弧—安达曼板缘地震带的强震活动主要反映了板缘地震活动的特点, 其平均剪应力 τ_0 值为 8.8 MPa ; 云南及喜马拉雅山地区的少量强震活动主要反映了板内地震活动的特征, 其平均剪应力 τ_0 值为 13.5 MPa ; 板内地震统计得出的平均剪应力值是板缘地震的 1.5 倍。喜马拉雅山弧形区域主压应力方向 (P 轴) 优势方向为 NE 向, 但青藏高原东南的云南地区则表现出向 ES 方向的强烈偏转, 这可能是由于印度板块与欧亚板块的强烈碰撞挤压以及缅甸弧的弧后扩张相互作用引起的。

关键词: 剪应力 τ_0 值; 震源机制; 应力图像; 东亚地震带

中图分类号: P315.72⁺7 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0666(2008)04-0340-07

0 前言

东亚地区西南侧强震活动带主要包括 30°N 以南的中国云南、缅甸山弧—安达曼强震活动地区, 这一地区由于受到印度板块与欧亚板块的强烈碰撞和挤压, 地质环境十分复杂, 活动断裂纵横交错, 断层运动尤为显著, 是全球主要强震活动带之一。云南地区处于印度板块与欧亚板块碰撞带内挤压变形最为强烈的地区, 也是全球最大的大陆变形带, 印缅、安达曼—苏门答腊地震带上的强震活动与云南地区的地震活动有密切的联系, 云南地区的现代地震应力场除受印度—欧亚板块碰撞的强烈影响外, 同时也受滇缅弧、印度板块边界安达曼—苏门答腊板缘俯冲带的弧后扩张的强烈影响 (臧绍先等, 1991)。因此, 深入研究印度—欧亚板块碰撞带的动力学机制及强震成因, 对云南地区强震活动的大形势预测具有十分重要的科学意义。

多数震源机制解研究的结果表明, 绝大部分的地震破裂过程以剪切破裂为主, 因此, 研究强震力源作用对了解一个地区的地震活动背景是十分重要的 (钱晓东等, 2004~2006)。利用强震资

料探索地壳应力场, 是地震预测研究的重要内容。研究地壳应力场的方法有多种, 如地质方法、大地形变测量、GPS 观测、地震学方法等。在地壳应力场诸多研究方法中, 通过震源参数估计地壳应力场强度, 是近年来发展起来的一种重要技术手段。本文中我们将利用东亚地区数十年积累的强震活动资料, 以新的思路建立通过震源应力参数测定地壳应力场强度的技术途径, 深入分析云南及缅甸弧—安达曼地区的地震应力分布图像, 探讨滇缅弧—安达曼强震活动带上应力场分布的特征, 进而探索其与云南强震活动的相关性。

1 印尼 $M_w 9.3$ 巨震及其对云南地震活动的影响

2004 年 12 月 26 日印尼北苏门答腊西部近海发生了一次近 40 年来全球最大的地震, 矩震级修定为 $M_w = 9.3$ 。此次地震也是自有现代地震台网以来记录到的最强特大逆冲型地震之一 (Lag 等, 2005), 并引起巨大海啸。地震破裂从靠近锡默卢岛的 3°N 附近开始向北扩展, 以 2.7 km/s 的速度破裂, 持续时间约 8 分钟, 破裂长度近 1300 km 直达安达曼群岛, 这一破裂长度和持续时间超过

^{*} 收稿日期: 2008-07-21.

基金项目: 云南省重点项目“云南强震活动与动力学研究”资助。

了所有的历史地震。本次巨震发生在印度板块边界上，最新研究（Park等，2005）表明， $3^{\circ} \sim 7.5^{\circ}\text{N}$ 这一区域是完全闭锁的，因而在地震发生时会产生显著的位移。这次特大地震释放的应变能为 $4.3 \times 10^{18} \text{ J}$ 大约相当于 1976 ~ 1990 年期间全球所有地震释放的应变能的总和，或 50 亿吨 TNT 炸弹的能量，全球数以千计的地震台都记录到了这次特大地震。印度板块和澳大利亚板块通常情况下的相对平均运动速度约为 6 cm/a 而在这次大地震发生后的当天，这两个板块却运动了几米。靠近该次地震震中附近的 GPS 观测点提供的数据显示，地震发生之后曾观测到最大达 14.5 cm 的水平位移。在此次巨震发生 2 个月后的 2005 年 3 月 8

日，在距离主震震中东南约 150 km 的地方再次发生 $M_w 8.6$ 大地震。

图 1 给出了印尼 $M_w 9.3$ 、 8.6 地震的震中及余震分布。图中绿色圈表示 $M_w 9.3$ 、 8.6 地震的震中；黄色圈表示 $M_w 9.3$ 地震的余震，主破裂方向由南向北；棕色圈表示 $M_w 8.6$ 地震的余震，主破裂方向由北向南；红色圈表示云南及周边地区的 $4.0 \sim 5.0$ 级震群响应活动。这次地震对云南地区的地震活动产生了明显影响。地震发生后几天内，云南及周边地区发生了 9 个中小震群活动（图 1 b），其中 5 级震群活动 2 次。因此，关注和重视云南周边地区大震活动的影响，对研究云南地区的地震活动特别是强震活动十分重要。

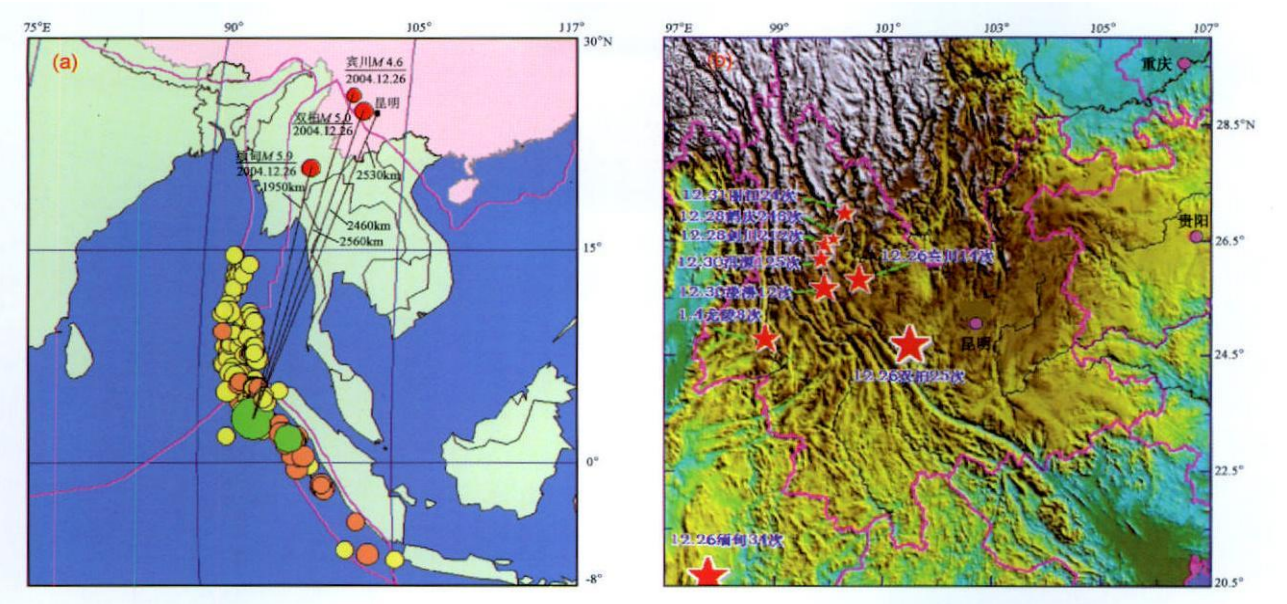


图 1 印尼 $M_w 9.3$ 、 8.6 地震震中及余震分布 (a) 和 $M_w 9.3$ 地震后云南小震群活动分布 (b)

2 震源应力参数 τ_0 值测定的理论基础

利用震源参数地震矩 M_0 估算应力参数是研究地壳应力场的主要方法。根据定义，地震矩 M_0 与震源参数有如下关系：

$$M_0 = \mu \bar{D} S \tag{1}$$

式中 μ 是介质刚度， S 是断层破裂面积， \bar{D} 是断层平均位错。

陈培善等（1995）根据地震位错模式，同时

考虑断裂力学结果，导出了断层平均位错

$$\bar{D} = \frac{\pi L \tau_0}{8 \mu \tau_y} \tag{2}$$

式中 τ_y 是岩石屈服应力强度， τ_0 是新引入的一个重要参数，它代表地震发生时震源处的环境构造剪应力，根据（1）和（2）式，我们可以导出地震矩 M_0 与剪应力 τ_0 满足关系

$$\tau_0^2 = CM_0 / L \tag{4}$$

式中 C 为比例常数，由观测资料确定； L 为断层破裂长度。岩石力学实验表明，当加载试验岩石材

料的应力高达 100 MPa 时, 岩石开始破裂, 而根据地震波估算, 岩石破裂的应力强度多数在 10 MPa 左右, 明显低于实验应力结果。对于这个矛盾, Kanamori 等 (1975) 认为, 可以用岩石断层间摩擦阻力 σ_f 增大来解释, 当摩擦阻力 σ_f 比 90% 的构造应力 σ_0 还大时, 则 σ_0 可达 100 MPa, 这表明地震时仅有很少部分的构造应力被释放, 大部分的构造应力为克服断层摩擦阻力被消耗了。

利用矩形二维破裂 Haskell 模型, 陈培善等 (1995) 和秦嘉政等 (2005) 曾导出平均震源速度谱满足下列关系式:

$$\langle V_c(r, \omega) \rangle = \frac{F S_0^c V_P}{4\pi \rho r^2} |\langle V_c(\omega) \rangle| \exp(-\omega \bar{t}/2). \quad (4)$$

$$|\langle V_c(\omega) \rangle| = M_0 \begin{cases} \omega_1 & \omega \leq \omega_1; & \text{I)} \\ \omega_1, & \omega_1 < \omega \leq \omega_2; & \text{II)} \\ \omega_1 \omega_2 / \omega & \omega_2 < \omega \leq \omega_3; & \text{III)} \\ \omega_1 \omega_2 \omega_3 / \omega^2, & \omega > \omega_3. & \text{IV)} \end{cases} \quad (5)$$

式中 ρ 为介质密度, r 是震源距, c 代表地震波速度, $F S_0^c$ 为地震波幅射花样, $F S$ 为地面放大因子, V_P 为垂直分配因子, $\bar{t} = r/Q$, Q 为地球介质品质因数, $\exp(-\omega \bar{t}/2)$ 代表地震波传播过程中路径和介质的衰减效应, $|\langle V_c(\omega) \rangle|$ 是平均震源速度谱, M_0 是地震矩, ω 是圆频率, ω_1 、 ω_2 、 ω_3 代表震源谱衰减特征具有 3 个拐角圆频率, 他们满足下列方程:

$$\omega_1 = 1/(C_L L); \quad (6)$$

$$\omega_2 = 1/(C_W L); \quad (7)$$

$$\omega_3 = 1/(C_L L). \quad (8)$$

式中, C_L 、 C_W 分别代表沿断层长度和宽度方向的破裂慢度, C_L 与震源破裂上升时间有关, 这三个常数可由实际观测资料确定。

谱震级是利用不同频谱范围研究地震震级的一种新的数字地震学方法, 在速度谱中, $f = 1.0$ Hz 处的速度谱近似地代表了短周期体波震级 m_b , 即

$$\lg |\langle V_c(r, \omega) \rangle| = m_b + d \quad (9)$$

式中 d 是一个比例常数。利用 (5) 式中的 II、III 两式及上述有关关系式, 我们可以导出用体波震级 m_b

估算震源环境应力强度 τ_0 值的关系满足:

$$m_b = \begin{cases} \lg(m_b^{2/3} \tau_0^{2/3}) + C_1, & m_b \leq 6.0 \quad \text{(II 区)} \\ \lg(M_0^{1/3} \tau_0^{4/3}) + C_2, & m_b > 6.0 \quad \text{(III 区)} \end{cases} \quad (10)$$

式中 C_1 、 C_2 是需要用实际观测资料确定的常数, 其值会因地区以及统计资料的范围而异, 这种差异反映了不同地区测定震源应力背景参数的差异, 可能与构造、介质等因素有密切联系。我们收集了东南亚强震活动带近 1 100 个地震的资料, 用来确定常数 C_1 和 C_2 。然后, 我们把一系列的 $m_b - M_0$ 数据代入 (10) 式中, 并假定剪应力 τ_0 值的平均值为 10 MPa, 得到用体波震级 m_b 和地震矩 M_0 测定震源剪应力 τ_0 值的估算关系:

$$m_b = \frac{2}{3} \lg M_0 + \frac{2}{3} \lg \tau_0 - 6.798 \quad m_b \leq 6.0 \quad (11)$$
$$m_b = \frac{1}{3} \lg M_0 + \frac{4}{3} \lg \tau_0 - 1.399 \quad m_b > 6.0$$

这样, 我们通过断裂力学结果导出了用体波震级 m_b 和地震矩 M_0 估算地震震源应力参数 τ_0 值的公式。这种估算震源应力参数的方法具有明显的优越性: 一是建立了震级、地震矩与震源应力参数的联系, 具有明确的物理意义; 二是实用性强, 可利用国内外丰富的地震报告资料进行快速计算机处理; 三是便于在时间和空间上扫描成像, 为搜索地震危险区和潜在震源区提供了方便。

3 滇缅弧—安达曼强震活动带剪应力强度 τ_0 值分布图像

从全球地震构造角度看, 中国大陆位于东亚地区, 而东亚地区周边分布有 3 条全球性主要地震活动带: 东侧是太平洋板缘地震活动带, 西北侧是天山—贝加尔大陆地震活动带, 西南侧是欧亚—喜马拉雅地震带和滇缅弧—安达曼—苏门答腊地震活动带。本文主要研究的是青藏高原南部包括云南、缅甸山弧、安达曼—苏门答腊强震活动带在内的地区, 这是全球现今构造活动最强烈的地区之一, 处于一个极特殊的构造部位, 一般认为, 这一地区主要受印度板块的碰撞作用, 强震活动力源与印度板块的碰撞有密切联系, 同时, 缅甸山弧、安达曼—苏门答腊地震带的板缘地震活动对云南地区的强震活动也有影响。因此, 研究

这一强震活动带的应力分布特征，对深入认识和了解地震成因及云南强震活动力源和活动规律，具有十分重要的意义。

我们从美国地质调查局（USGS）公布的由哈佛大学地震研究所测定的全球地震目录（1977 年至

2005 年 9 月）中，选择研究区内由同一地震分别测定得到的地震矩 M_0 和体波震级 m_b 等震源参数。这些参数准确度高、统一性强，因而也是目前世界上用于测定地震事件较为可靠的参数。表 1 给出了部分我们所选用的地震目录及估算的震源应力参数结果。

表 1 使用的部分地震目录及估算的震源应力参数

时间	北纬 / (°)	东经 / (°)	m_b	M_S	深度 / km	M_0 / $N \cdot m$	τ_0 / MPa
1977-01-12	1. 57	99. 85	5. 6		178	$8. 70^{+0.17}_{-0.17}$	4. 54
1977-03-08	0. 45	100. 02	5. 5	6. 0	22	$1. 90^{+0.18}_{-0.18}$	1. 47
1977-05-12	21. 74	92. 99	5. 4	5. 7	40	$1. 00^{+0.18}_{-0.18}$	1. 98
1977-05-25	4. 23	95. 77	5. 9		56	$4. 20^{+0.18}_{-0.18}$	2. 65
1977-10-13	23. 48	93. 35	5. 2	0. 0	61	$1. 60^{+0.17}_{-0.17}$	6. 21
1977-12-03	3. 51	95. 89	5. 8	5. 9	41	$1. 40^{+0.18}_{-0.18}$	5. 63
1978-02-07	12. 79	93. 01	5. 5	5. 3	33	$3. 00^{+0.17}_{-0.17}$	9. 33
1978-02-23	23. 08	94. 71	5. 1		105	$5. 40^{+0.16}_{-0.16}$	13. 02
1978-06-07	6. 34	94. 15	5. 0	4. 5	33	$6. 30^{+0.16}_{-0.16}$	7. 90
1978-08-02	20. 50	100. 57	5. 1	5. 2	33	$8. 30^{+0.16}_{-0.16}$	8. 47
1978-08-31	27. 61	101. 17	5. 1	5. 1	42	$1. 10^{+0.17}_{-0.17}$	6. 39
1978-09-09	22. 98	101. 06	5. 1	5. 3	33	$1. 20^{+0.17}_{-0.17}$	5. 86
1978-09-30	16. 60	95. 85	5. 5	5. 7	10	$5. 10^{+0.17}_{-0.17}$	5. 49
1978-10-24	14. 56	96. 51	5. 0	5. 1	33	$1. 20^{+0.17}_{-0.17}$	4. 15
1978-12-18	4. 21	95. 44	5. 4		71	$5. 00^{+0.17}_{-0.17}$	3. 96
1979-01-01	20. 89	93. 75	5. 3		62	$1. 10^{+0.17}_{-0.17}$	12. 75
1979-03-15	23. 15	101. 13	5. 6	6. 2	33	$1. 30^{+0.18}_{-0.18}$	3. 04
1979-03-16	5. 22	96. 32	5. 6	5. 8	33	$7. 20^{+0.17}_{-0.17}$	5. 49
1979-04-28	0. 54	98. 77	5. 8		72	$4. 60^{+0.17}_{-0.17}$	17. 15
1979-05-29	24. 49	94. 72	5. 3		83	$1. 30^{+0.17}_{-0.17}$	10. 79
1979-06-08	7. 30	94. 41	5. 2		133	$4. 70^{+0.16}_{-0.16}$	21. 13
1979-06-19	26. 74	87. 50	5. 1	4. 5	24	$3. 80^{+0.16}_{-0.16}$	18. 50
1979-07-13	24. 89	95. 25	4. 8		97	$3. 90^{+0.16}_{-0.16}$	6. 40
1979-09-29	1. 19	94. 24	6. 2	6. 8	27	$2. 20^{+0.19}_{-0.19}$	7. 31
1979-10-03	18. 11	94. 81	5. 6		56	$3. 20^{+0.17}_{-0.17}$	12. 36
1979-10-16	6. 39	91. 20	5. 2	5. 1	34	$2. 40^{+0.17}_{-0.17}$	4. 14
1980-02-02	27. 79	101. 25	5. 2	5. 3	33	$2. 00^{+0.17}_{-0.17}$	4. 97
1980-02-19	6. 70	92. 61	5. 1	5. 5	33	$4. 40^{+0.17}_{-0.17}$	1. 60
1980-02-27	0. 61	100. 09	5. 1		158	$1. 00^{+0.17}_{-0.17}$	7. 03
1980-04-01	4. 02	97. 55	5. 6	5. 9	41	$1. 50^{+0.18}_{-0.18}$	2. 64
1980-06-01	10. 65	93. 82	5. 1		161	$1. 00^{+0.17}_{-0.17}$	7. 03
1980-07-29	29. 33	81. 25	5. 7	5. 2	34	$2. 20^{+0.17}_{-0.17}$	25. 39
1980-07-29	29. 59	81. 09	6. 1	6. 5	18	$4. 20^{+0.18}_{-0.18}$	9. 30
1980-08-27	15. 86	94. 70	5. 5	4. 8	29	$7. 70^{+0.16}_{-0.16}$	36. 35
1980-11-19	27. 39	88. 75	6. 0	6. 1	17	$3. 00^{+0.18}_{-0.18}$	5. 25
1980-11-20	22. 71	93. 89	5. 3	5. 1	33	$7. 80^{+0.16}_{-0.16}$	17. 98
1980-12-30	0. 14	97. 31	5. 1	5. 4	33	$2. 30^{+0.17}_{-0.17}$	3. 06

利用公式（11），我们计算了滇缅弧—安达曼强震活动带的地震剪应力 τ_0 值（图 2）。

根据该强震活动带的构造特征，带上的强震

活动主要体现板缘强震活动的特征。云南地区处于板内强震活动与板缘强震活动交汇的特殊构造位置，强震活动类型十分复杂。为了给出强震活

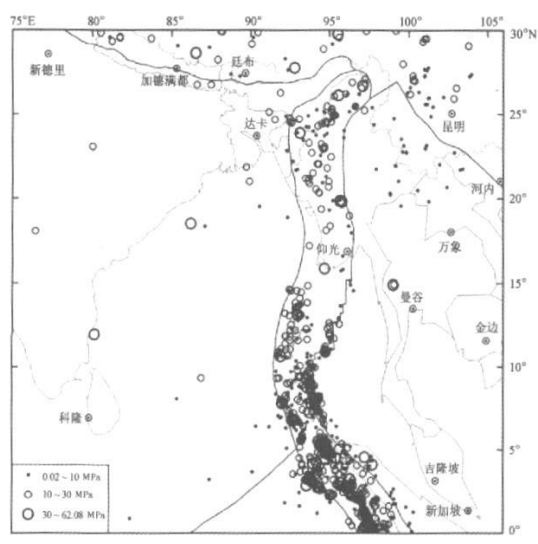


图 2 滇缅弧—安达曼强震活动带地震剪应力 τ_0 值分布

动带平均剪应力 τ_0 值的分布图像，我们用断层破裂面积 S 对 τ_0 进行加权平均，即：

$$\tau_0 = \frac{\sum_i \tau_{0i} S_i}{\sum_i S_i} \quad (12)$$

利用上式，我们分别统计了发生在滇缅弧—安达曼板缘强震活动带上和研究区其余地区的地震的平均剪应力 τ_0 值。作为粗略划分，我们把发生在滇缅弧—安达曼板缘地震带上的地震称为板缘地震，其余地区的地震称为板内地震。统计结果显示，滇缅弧—安达曼板缘强震活动带地震剪应力 τ_0 平均值为 8.8 MPa，其余地区板内地震的剪应力 τ_0 平均值为 13.5 MPa，板内地震平均 τ_0 值是板缘地震平均 τ_0 值的 1.5 倍，板内地震构造应力大于板缘地震构造应力。这一结果与肖磊等（1997）的研究结果基本一致。图 3 是 τ_0 值随震源深度的分布，由图中可以看到，板内地震的 τ_0 值多数较高，而板缘地震的 τ_0 值多数较低。无论是板内还是板缘地震，高应力值多数出现在震源深度小于 50 km 的范围。这一特征显示，位于莫霍面下部的地震的震源破裂机制可能更多地受控于上地幔物质，因而低应力机制起主要作用；处于莫霍面内的地震，由于地球介质岩性刚度完整性强、围压高，因此，表现出地震破裂需有较高的应力强度。

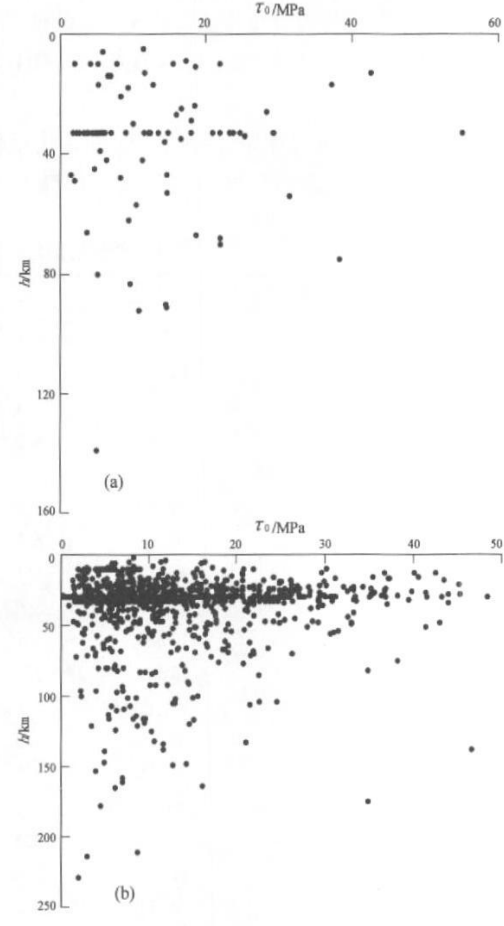


图 3 地震剪应力 τ_0 值随震源深度的分布
(a) 板内地震； (b) 板缘地震

4 研究区地震构造应力场主应力方向

根据强震的震源机制解结果研究现今地壳构造应力场，对探索区域构造动力过程和强震机理成因有十分重要的意义。有的作者（Zoback 1992 许忠淮，2001）通过研究全球构造应力场，获得了世界应力分布图和板块构造应力场分布图，使人们对全球和区域板块内部的构造应力场及强震机理有了进一步的认识。我们利用近年来哈佛大学发表的云南及缅甸弧—安达曼地区大量地震矩张量解的结果，利用解的主轴方向数据分析了该地区现代构造应力场的空间分布特征。图 4 给出了反映最大主压应力方向的力轴 P 轴的分布。图 4 表明，由于印度板块与欧亚板块的碰撞，喜马拉雅山弧地区的现代强震力源机制结果显示了以 NE 方向为优势的主应力方向，但青藏高原东部和云

南地区则出现向 ES 方向的强烈偏转，虽然这一地区的最大主压应力方向大致与印度板块向 NE 方向的绝对运动方向一致。这种强烈偏转可能是喜马拉雅山弧处的板块强烈碰撞与缅甸—安达曼俯冲带处的板块俯冲对板块内部的影响相互作用而产生的。青藏高原东南部以张性正断层活动为主，张力近 EW 向，水平张力方向有顺着喜马拉雅山弧发生弯曲的趋势，有明显的旋转和会聚特征，这可能是由喜马拉雅山弧构造处的碰撞挤压与缅甸山弧的弧后扩张相互作用引起的。

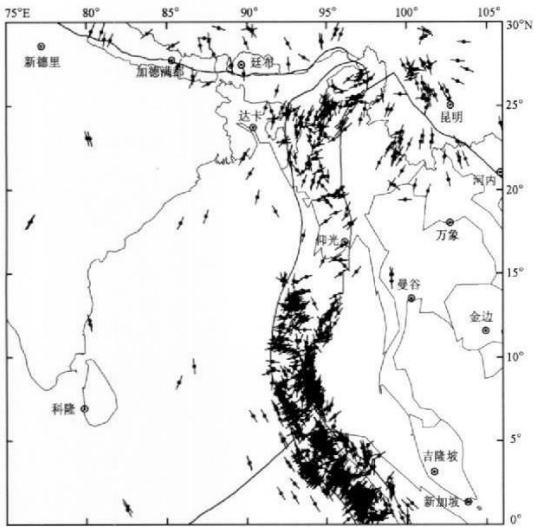


图 4 由强震震源机制解给出的最大水平主压应力 P 轴方向分布

从图 4 可以看出，在板块俯冲带，大多数 P 轴的水平分向几乎与俯冲方向一致，而 T 轴则大多数与俯冲面垂直，这表明在俯冲区板块处于压应力状态。对比 Zoback 等（1992）绘制的全球构造应力图像，我们所给出的分析结果与在这一地区的结果基本一致。

图 5 是 Lithgow-Bertellon 等（2004）根据震源机制解，使用 Bird 等（1996）的方法经内插得到的世界应力图。这张全球应力分布图与 Zoback（1992）给出的全球一级应力图像非常一致。由图中可以看出，东亚地区的应力分布梯度变化最陡、强度最大，为全球应力分布最集中、最复杂的地区，而这一地区也是全球强震活动最频繁的地区之一。

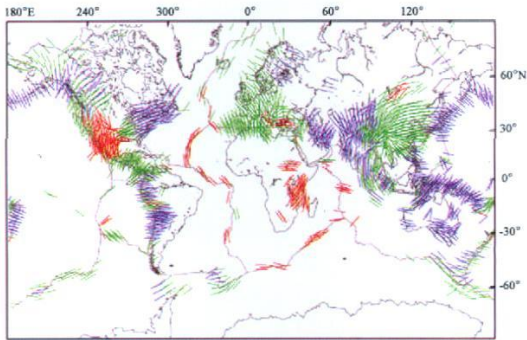


图 5 全球应力分布图像（Lithgow-Bertellon 等，2004）
（方向用线段表示，绿色表示正应力区，红色表示走滑区，蓝色表示逆断层区）

5 讨论和结论

本文中，我们给出了利用体波震级 m_b 和地震矩 M_0 估算地震剪应力 τ_0 值的方法，该方法的优势在于可以利用美国 USGS 定期公布的体波震级 m_b 和地震矩 M_0 对地震 τ_0 值进行估算。我们用该方法对东亚滇缅弧—安达曼强震活动带的地震应力图像进行了研究，给出了该强震活动带现代构造应力场的空间分布图像。由于该强震活动带所处的特殊地理构造位置，其地震活动类型具有多样性和复杂性。缅甸弧—安达曼地区的强震活动从构造上主要反映板缘地震活动的特征，研究区其它地区的强震活动从构造上主要反映板内地震活动的特征。应力分布图像显示，板内地震的平均 τ_0 值高于板缘地震的平均 τ_0 值，且前者约是后者的 1.5 倍，表明板内地震与板缘地震的应力状态存在差异。板缘地震 τ_0 值较低原因的一种解释是：在板块边界发生的大地震由于摩擦熔融和流体增压这些热主导和热效应作用，沿大地震发生的板块边界断层上的平均应力水平会变低，断层带自组织成一种低应力状态。

由于云南地区特殊的地理构造位置，其现代地震应力场不仅受印度—欧亚板块碰撞的强烈影响，同时也受滇缅弧、印度板块边界安达曼—苏门答腊板缘俯冲带的弧后扩张的影响。深入研究印度—欧亚板块碰撞带的动力学机制及强震成因，对云南地区强震活动的大形势预测具有重要的科学意义。

参考文献:

陈培善, 肖磊, 白彤霞. 1995. 根据环境应力场寻找中国大陆地区的潜在震源区 [J]. 地震学报, 20 (2): 128—136.

钱晓东, 邹成栋, 秦嘉政. 2004. 用环境应力参数对云南地区进行地震短临跟踪监视 [J]. 地震研究, 27 (1): 1—7.

钱晓东, 秦嘉政, 叶建庆. 2006. 云南地区的环境应力参数及其在地震短临预报中的应用 [J]. 地震研究, 29 (1): 7—12.

秦嘉政, 皇甫岗, 钱晓东. 2005. 云南强震活动与中短期预测技术研究 [M]. 昆明: 云南科技出版社.

肖磊, 陈培善. 1997. 全球主要地震活动带上的应力分布图像 [J]. 地震学报, 19 (2): 129—138.

许忠淮. 2001. 东亚地区现今构造应力图的编制 [J]. 地震学报, 23 (5): 492—501.

臧绍先, 吴忠良. 1991. 南海、中印半岛及其邻近地区的地震活动及应力状态 [J]. 地震学报, 13 (2): 129—138.

Kanamori H, Anderson D L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology [J]. BSSA, 65 (4): 1073—1095.

Lag T, Kanamori H. 2005. The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004 [J]. Science, 308: 1127—1133.

Lithgov-Berelloni C, Guym J H. 2004. Origin of the lithospheric stress field [J]. JGR, 109 (B1): 1—32.

Park J, Anderson D L. 2005. Global seismographic network records the great Sumatra-Andaman earthquake [J]. Eos Trans AGU, 86 (6): 57—61.

Zoback M L. 1992. First- and second-order pattern of stress in the lithosphere: the world stress project [J]. JGR, 97 (B8): 11703—11728.

Stress Images of Yunnan-Burma Arc and Andaman Seismic Zone

QN Jia-zheng, QIAN Xiao-dong, ZHAO Xiao-yang, LIU Li-fang
(Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming 650224, Yunnan, China)

Abstract

In order to provide scientific basis for the seismicity tendency analysis of the Yunnan region, we build the relation to estimate shear stress value τ_0 with seismic moment M_0 and body wave magnitude m_b based on the Haskell two-dimensional seismic dislocations model. We use the relation to estimate the τ_0 value in the Yunnan-Burma arc and Andaman seismic zone according to the 1977—2005 data from USGS in the area, and analyze the image of stress and the characteristics of intraplate dynamic mechanism in the area. The analytical results indicate that the earthquakes in Burma arc and Andaman seismic zone mainly characterize intraplate seismicity, and the average τ_0 value is 8.8 MPa; the earthquakes in the other areas mainly characterize intraplate seismicity, and the average τ_0 value is 13.5 MPa, about 1.5 times as much as that of interplate earthquakes. In the Himalaya mountains arc area, the compressive stress is in NE direction, while in the Yunnan region southeast of Qinghai-Tibet Plateau, the compressive stress shows a remarkable rotation toward SE direction, which may be caused by the joint effect of the continental collision and extrusion between the India and Eurasia Plates and the back arc extension in the Burma arc region.

Key words: shear stress value τ_0 ; focal mechanism; image of stress; East Asia seismic zone