

汶川 8.0 级地震余震特征参数与共震应力变化^{*}

蔡明军, 叶建庆

(云南省地震局, 昆明 650224)

摘要: 通过研究汶川 8.0 级地震余震序列, 发现该序列的 b 值和 P 值在空间上的分布有差异性显示, 从静态库仑应力的观点分析得出: 静态库仑应力变化和 b 值正相关, 和 P 值负相关。

关键词: 汶川 8.0 级地震; 余震特征参数; 库仑应力

中图分类号: P315.7 文献标志码: A 文章编号: 1000-0666(2008)增刊-0471-05

0 引言

G-R 关系 (Gutenberg 1944) 和 Omori 公式 (Utsu 等, 1995) 作为两个被普遍接受的用来描述余震活动规律的关系式, 分别陈述了余震在强度和空间上的分布。地震活动序列的参数 b 值指出了大小地震之间的比例关系, P 值则用来表示余震发生率随时间的衰减速率。实验室研究及观测表明, 介质的非均匀程度、加载应力场以及温度场等因素都有可能影响地震活动的 b 值和 P 值。高的 b 值和 P 值可能意味着高的介质非均匀性或者裂隙密度 (Mogi 1962); 加载剪切应力或者有效应力的增加会导致 b 值和 P 值的减少 (Urbancic 等, 1992)。Abercrombie (1995) 认为在走滑断层区, 由于加载应力随深度的增加 b 值和 P 值降低。Schorlemmer 等 (2005) 发现对于正断层 (NR) 型、逆冲断层 (TH) 型、走滑断层 (SS) 型三种类型地震, 正断层地震的 b 值最大, 而逆冲断层地震的 b 值最小。他认为这和断层的应力状态有关。因为对于给定垂直应力 σ_v , 三类断层的平均应力满足 $\bar{\sigma}_{TH} > \bar{\sigma}_{SS} > \bar{\sigma}_{NR}$ 。余震序列的 P 值一般介于 0.9 ~ 1.8 之间 (Utsu 1961, 1969)。Kisslinger 等 (1991) 通过研究南加州地震序列发现南加州地区余震的 P 值在 0.7 ~ 1.8 之间, 这些 P 值和地面热流值存在正相关性。一些研究表明, P 值还和断层强度的非均匀程度有关 (Davis 等, 1991; Mikum 等, 1979)。

上面这些研究在分析余震序列时都是把一个地震序列作为一个整体来看。最近几年, 为了分

析余震区的地震危险性, 一些地震学者把注意力转向余震序列特征参数的精细结构, 尤其是 b 值和 P 值在余震区的空间分布 (Wiemer 等, 1999, 2002; Gerstenberg 2003)。余震序列的 b 值和 P 值在空间和时间上并不是恒定不变的, 把余震序列作为一个整体来研究可能会丢失一些有用的信息。造成余震序列特征参数这种变化的内在物理机制目前还没有被完全了解。

主震触发余震, 余震 b 值在发震断层上的分布与主震滑动分布有关 (Wiemer 1999)。已经证明, 静态库仑应力能够影响余震在空间上的分布 (Stein 1999, Kilb 等, 2002)。Dieterich (1994) 从速率状态断层模型出发, 给出用应力变解释 Omori 公式的理论推导。因此, 我们认为, 有可能用库仑应力来解释余震特征参数在空间分布上的差异。

1 理论方法

一个地震发生后, 能够引起周围应力场重新分布。把以前发生的地震在一个已知断层上引起的静态库仑应力变化 (Stein 1999) 定义为

$$\Delta CFS = \Delta \tau - \mu (\Delta \sigma - \Delta P), \quad (1)$$

其中, $\Delta \tau$ 和 $\Delta \sigma$ 分别为地震在已知断层上引起的剪切应力 (沿滑动方向为正) 和压应力 (压为正) 变化, ΔP 为空隙流体压力, μ 是断层摩擦系数。计算时, 一般取 $\Delta P \approx \Delta \sigma$, 则

$$\Delta CFS = \Delta \tau - \mu' \Delta \sigma, \quad (2)$$

* 收稿日期: 2008-07-15.

其中将 μ 称作视摩擦系数。

因此，为了计算静态库仑应力，需要知道：（1）引起应力扰动的地震震源参数；（2）视摩擦系数；（3）应力扰动投影面（接收断层）的滑动性质。汶川地震发生后，中国地震局地球物理研究所迅速给出了该次地震的震源参数及震源机制解（表 1）。节面 I 为发震断层，破裂长度、宽度和破裂面上平均滑动量可用经验公式（Well等，1994）换算。视摩擦系数 $\mu' = 0.4$ （Kilb等，2002），在 0.1~0.8 范围内，视摩擦系数对我们的结论并没有影响。如果只求已知破裂面所受到的静态库仑应力，问题就比较简单，取破裂面的滑动性质即可。但是，余震区发生了大量余震，不可能给出每个余震的破裂面。而且，余震的破裂面并不是同一的。从库仑应力触发观点研究余震时，有的研究人员取最佳破裂面作为接受破裂面（King等，1994），有的则认为应该取余震破裂机制的优势方向（Kilb等，2002）。在我们的研究时段（主震发生后一个月）内，余震主要发生在沿主震破裂的一个狭窄的范围内，因此，可以假定余震破裂机制的优势方向与主震破裂机制一致。

应用最大似然法计算 b 值、 P 值以及它们的方差（Wiemer等，2001）。Wiemer等（1991）为了检验 b 值、 P 值空间分布差异的显著性，应用 U 统计检验 b 值，两个样本来自于同一分布的概率为

$$P = \exp(-dA - 2).$$

(3)

式中 $dA = -(N_1 + N_2) \ln(N_1 + N_2) + N_1 \ln(N_1 + N_2 b/b_0) + N_2 \ln(N_2 b/b_0 + N_2) - 1$ 。当 $P \leq 5\%$ 时，认为两个样本之间的差异显著，也就是说，这两

个样本不属于同一分布。应用 Z 来检验 P 值

$$Z = \frac{p_1 - p_2}{\sqrt{\sigma_1^2/N_1 + \sigma_2^2/N_2}}.$$

(4)

当 $|Z| \geq 1.96$ 时，认为两个样本之间的差异显著。为了检验余震活动参数与静态库仑应力之间是否存在相关性，我们把余震区域分割成 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的空间网格。取 160 个距格点最近的事件参与计算格点处的 b 值和 P 值。同时，还限定了参与计算的事件与格点的最长距离，如果落在格点周围 25 km 内的事件数少于 160 个，则该格点不参与计算。计算静态库仑应力变化时，选取 5 km 深度平面作为计算平面。断层附近的库仑破裂应力往往呈现较大的变化，但并不是库仑应力变化的真实反映。为了避免断层附近库仑破裂应力变化的起伏对分析的影响，我们只考虑库仑应力绝对值小于 8 bar 的区域。

2 数据

2008 年 5 月 12 日，四川省汶川县发生了 $M_s 8.0$ 特大地震。此次地震以逆冲为主，兼少量右旋走滑分量（陈运泰等，2008）。断层走向为 SSW，具体参数见表 1。利用 Well 等（1994）的经验公式计算得到汶川地震的破裂长度和宽度分别为 286 km 和 44 km。在汶川地震破裂面（ 280×45 ） km^2 上的一块区域，释放了此次地震 95% 以上的能量（陈运泰等，2008）。我们选取主震发生后 1.5 天至 6 月 13 日期间发生的余震进行研究。完整性震级取 3.0（图 1）。

表 1 汶川地震主震震源参数及机制

发震时刻	震中位置	震源深度	震级	节面 I			节面 II			来源
				走向/ $^\circ$	倾角/ $^\circ$	滑动角/ $^\circ$	走向/ $^\circ$	倾角/ $^\circ$	滑动角/ $^\circ$	
2008-05-12	103.367°E	10 km	8.0	229	43	123	7	55	63	中国地震局地球物理研究所
06:28:00	31.021°N			229	33	141	352	70	63	哈佛大学 GMT 目录

注：发震时刻、震中位置、震级的结果来自中国地震局地球物理研究所（GP-CEA）。节面 I 为破裂面。我们用 GP-CEA 提供的汶川地震震源机制计算静态库仑应力变化。

3 结果与讨论

3.1 b 值、 P 值的空间差异性

参与计算格点的 b 值的取值范围在 0.72 ~ 1.17 之间，如图 2^a，数字代表 b 值。带边框的数字表示该格点处的静态库仑应力变化的绝对值小于 8 bar。 b 值的最大值（1.2）出现在破裂末端的正应力区，最小值（0.7）位于（31.3°N，103.3°E）附近。图 2^b 给出静态库仑应力变化分布与 P 值。图 2^b 给出静态库仑应力变化分布与 P 值。图 2^b 给出静态库仑应力变化分布与 P 值。

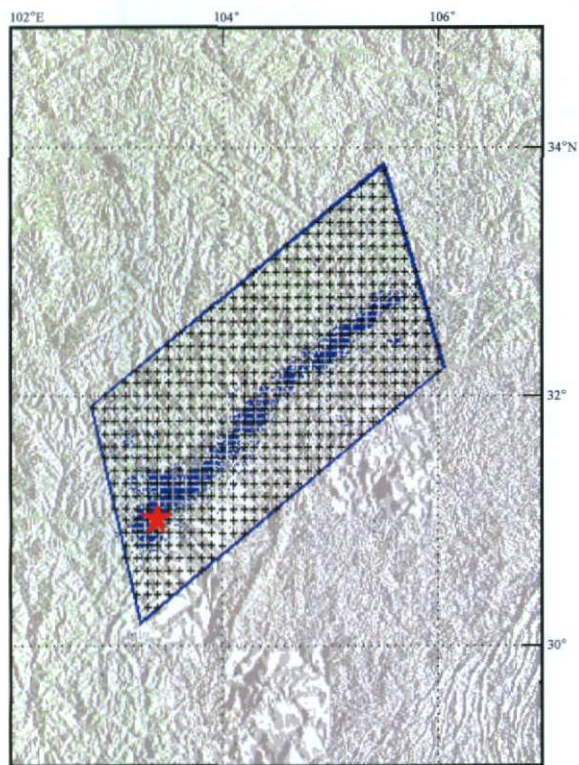


图1 2008-05-12~2008-06-13 汶川地震余震分布
(图中的多边形框是破裂面在水平面上的投影)

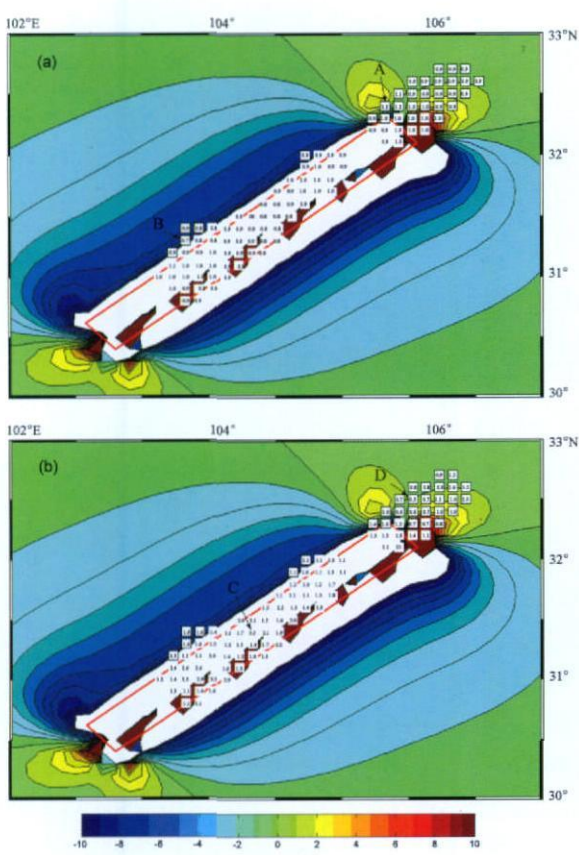


图2 静态库仑应力变化 (单位: bar)
分布与b值 (a) P值 (b) 分布

值分布, 数字代表 P 值。带边框的数字表示该格点处的静态库仑应力变化的绝对值小于 8 bar。 P 值的取值范围在 0.53~3.47 之间。图 3 给出了图 2 a 中 A、B 两个格点附近区域的震级频度分布。A、B 两个格点周围 160 个事件的选取半径分别为 18.82 km 和 17.84 km。应用 Utsu 检验, 得到这两个格点处 b 值差异的置信水平为 99.9%。在破裂末端外围的 P 值多数小于 1.0, 而在破裂面投影内, P 值全不小于 1, 最高达 3.47。图 2 b 中 C、D 两格点处的累积余震发生数如图 4 所示。应用 Z 检验, 我们也可以以 99.9% 置信水平判定这两个格点处的 P 值差异。C、D 两个格点周围 160 个事件的选取半径分别为 15.53 km 和 15.11 km。可以断定, 汶川地震序列 b 值、 P 值的空间差异显著, 不容忽视。

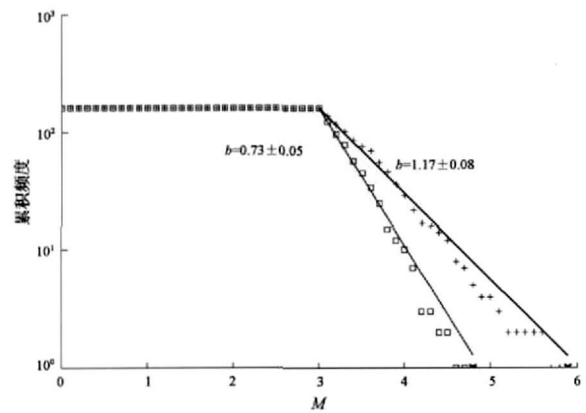


图3 A、B 两个格点附近区域的震级—频度分布

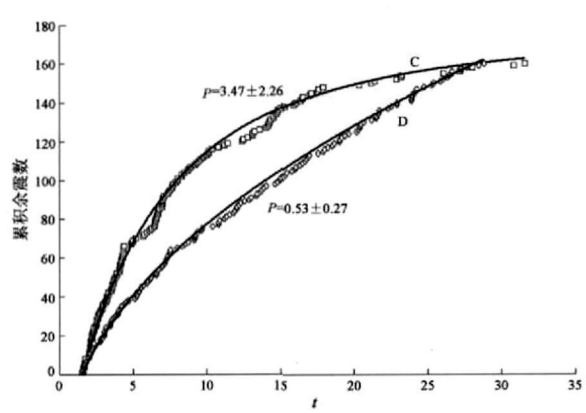


图4 C、D 两个格点附近区域的累积余震发生率曲线

3.2 引起 P 值和 b 值空间分布差异的原因

从上文分析可以看出, 余震区地震活动参数的空间差异确实存在, 因此, 不能忽视余震特征参数在空间上的变化。图 5 a 显示 b 值和静态库仑

应力变化呈正相关。造成 b 值变化的原因主要有：

(1) b 值的空间分布和加载应力及介质均匀程度呈逆相关特性 (Mogi 1962, Schorlemmer 等, 2005)；(2) 破裂面上，滑动位移大的区域 b 值较小。这是由于破裂过程中，这些区域释放了更多的加载应力，从另一角度考虑，破裂过程中滑动位移大的区域破裂程度高，裂隙长度较短，有利于小地震的发生 (Wiemer 等, 1999)。本文研究破裂面外的地震活动性参数与静态库仑应力变化的关系，取 $|\Delta CFS| \leq 8 \text{ bar}$ 排除了破裂面周边 10 km 左右的范围， b 值和静态库仑应力变化存在正相关性。汶川地震破裂开始以逆冲为主，后逐渐发展为以走滑为主。最小 b 值 (图 2 a 中 B 点) 和最大 b 值 (图 2 a 中 A 点) 分别位于逆冲和走滑区段附近。给定垂直方向应力，逆冲断层受到的平均应力较大，从而导致逆冲类型地震有较小的 b 值 (Schorlemmer 等, 2005)。这可以解释 A、B 两点 b 值的差异。然而，这却不能解释汶川地震破裂东北末端的 b 值差异。如何解释 b 值和静态库仑应力变化之间的正相关性？我们可以假设破裂面周边的余震区存在无数小裂隙，而且这些裂隙也接近于发生位错。正的静态库仑应力变化将会促进这些裂隙错动，反之，则抑制其错动。从而导致正的静态库仑应力变化区小地震发生数增多， b 值变大。针对本文的研究，尽管不能排除介质均匀程度对 b 值的影响，但也不能由此否定静态库仑应力变化对 b 值的作用。

和洋脊转换带相比，俯冲带有较低的 P 值。Davis 等 (1991) 认为这是由于俯冲带断层强度高所致。然而，热流和 P 值的正相关 (Kisslinger 等, 1991) 却不能解释这类差异。汶川地震余震区在逆冲段附近有较高的 P 值，而在走滑段末端 P 值较低 (图 2 b)。逆冲断层强度高于走滑段的断层强度，按 Davis 等 (1991) 考虑，逆冲段附近的 P 值应低于走滑段末端的 P 值，而此次地震事实却并非如此。Kisslinger 等 (1991) 的模型可以解释汶川地震的 P 值分布：汶川地震余震区最大位错与主要能量都发生在逆冲段附近，如果假定断层滑动产生的摩擦热量能够影响 P 值分布，摩擦热量集中在高位移区引起余震衰减加快。可以看出，影响地震活动性参数分布的因素不是唯一的，而且，每类影响因素只部分解释了客观现实。Dierich (1994) 基于速率—状态断层模型，用应力变化解释

了余震发生率随时间衰减的现象。因此，我们猜测，大地震发生后，余震序列内部特征参数的时空变化有可能和静态库仑应力变化有关。图 5 b 显示 P 值和静态库仑应力变化呈负相关。库仑应力变化如何影响 P 值？正库仑应力变化增加了满足位错滑动条件的裂隙数目，但由于延迟效应，这些增加的裂隙并不是马上就发生错动，而是随时间的进行逐渐发生，反映在地震滑动性参数上就是 P 值减小。

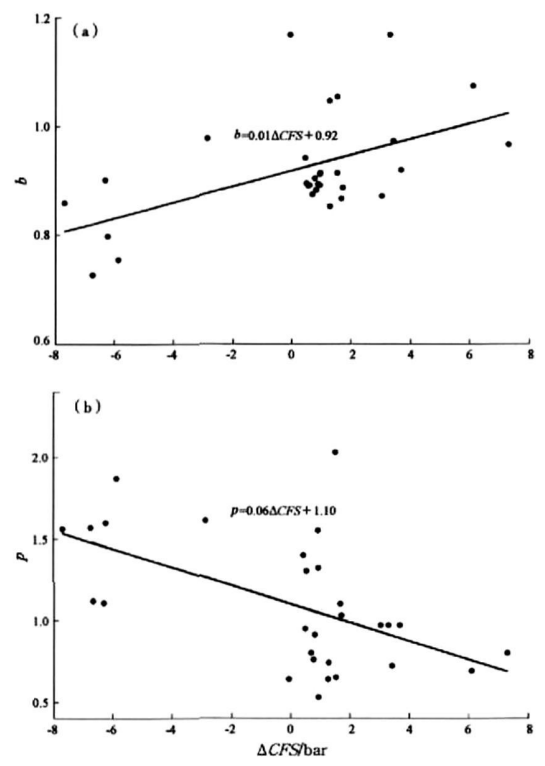


图 5 静态库仑应力变化与 b 值 (a)、 P 值 (b) 变化曲线

b 值和 P 值的变化和多种因素有关。以前人们把整个余震序列作为一个整体来研究，从加载应力、热流值、介质均匀性、断层强度等方面探究引起 b 值和 P 值变化的原因。在研究余震序列特征参数的精细结构时，受条件的限制，这些因素的变化特征在小区域内难以分辨，有必要从其它方面着手研究余震序列特征参数的精细结构。在破裂面上，把位错滑动量和 b 值、 P 值的空间变化联系起来，可以解释部分 b 值、 P 值的空间变化。迄今为止，还不能确定到底哪种因素会影响余震的发生，因此就需要从尽可能多的方面寻找影响余震活动参数的依据。笔者尝试从静态库仑应力变化的角度解释汶川地震余震区 b 值、 P 值的空间变

化, 发现在偏离破裂面的位置, 静态库仑应力变化和 b 值正相关, 和 p 值负相关。

参考文献:

- 陈运泰, 许力生, 张勇, 等. 初步研究及考察成果 (一) [N/OL]. (2008-05-18) [2008-07-15]. <http://www.csi.ac.cn/sichuan/chenyuntaiz.pdf>
- Abercrombie R E. 1995. Earthquake source scaling relationship from 1 to 5 M_L using seismograms recorded at 2.5-km depth [J]. JGR 100 (B12): 24015—24036.
- Davis S D, Frélich C. 1991. Single-link cluster analysis of earthquake aftershocks: decay laws and regional variations [J]. JGR 96 (B4): 6335—6350.
- Dietrich J H. 1994. A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering [J]. JGR 99 (B2): 2601—2618.
- Geisenberg M C. 2003. Earthquake clustering and time-dependent probability seismic hazard analysis for California [D]. Ph.D. Thesis Swiss Federal Institute of Technology.
- Gutenberg B, Richter C F. 1994. Frequency of earthquakes in California [J]. BSSA 34 (4): 185—188.
- Kilb D, Gombosi, Bodin P. 2002. Aftershock triggering by complete Coulomb stress changes [J]. JGR 107 (B4): ESE2—1—ESE2—8.
- King G C P, Stein R S, Lin J. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes [J]. BSSA 84 (3): 935—953.
- Kisslinger C, Jones L M. 1991. Properties of aftershock sequences in Southern California [J]. JGR 96 (B7): 11947—11958.
- Mikumo T, Miyatake T. 1979. Earthquake sequences on a frictional fault model with non-uniform strengths and relaxation times [J]. Geophys J R Astron Soc, 59 (3): 497—522.

- Mogi K. 1962. Magnitude-frequency relationships accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes [J]. Bull Earthq Res Inst Univ Tokyo 40 (2): 831—853.
- Schorlemmer D, Wiemer S, Wyss M. 2005. Variation in earthquake size distribution across different stress regimes [J]. Nature 433 (22): 539—542.
- Stein R S. 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence [J]. Nature 402 (47): 605—609.
- Urbancic T J, Triifu C, Long J M, et al. 1992. Space-time correlations of values with stress release [J]. Pure Appl Geophys, 139 (3—4): 449—462.
- Utsu T. 1961. A statistical study on the occurrence of aftershocks [J]. Geophys Mag, 30 (4): 521—605.
- Utsu T. 1969. Aftershocks and Earthquake Statistics (I). Some parameters which characterize an aftershock sequence and their interaction [J]. J Fac Sci Hokkaido Univ, Ser VII 3 (3): 129—195.
- Utsu T, Ogata Y, Matsuura R S. 1995. The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity [J]. J Phys Earth 43 (1): 1—33.
- Wells D L, Coppersmith K J. 1994. New empirical relations among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement [J]. BSSA 84 (4): 974—1002.
- Wiemer S. 2001. A software package to analyze seismicity: ZMAP [J]. Seism Res Lett 72 (2): 373—382.
- Wiemer S, Geisenberg M, Hauksson E. 2002. Properties of the aftershock sequence of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine earthquake: implications for aftershock hazard [J]. BSSA 92 (4): 1227—1240.
- Wiemer S, Katsumata K. 1999. Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones [J]. JGR 104 (B6): 13135—13151.

Characteristic Parameters and Coseismic Stress Change of the Wenchuan Aftershock Sequence

CAI Ming-jun, YE Jian-qing

(Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming 650224, Yunnan, China)

Abstract

Within an aftershock sequence, the characteristic parameters of the sequence remarkably change with time and space. However, the reason for the change is not clear at present. The characteristic parameters of the Wenchuan earthquake sequence, b value and p value, differ in space significantly. We try to explain the difference from the angle of static Coulomb stress, and find that the static Coulomb stress change is in positive correlation with b value, but in negative correlation with p value at the location deviated from the fracture plane.

Key words: Wenchuan earthquake sequence; characteristic parameter of aftershock; Coulomb stress



李忠华 云南省地震局副局长。1986年毕业于中国人民解放军国防科学技术大学爆炸物理专业,获工学学士学位;2004年毕业于清华大学电子与通讯工程专业,获工程硕士学位。主要从事地震预测预报研究。



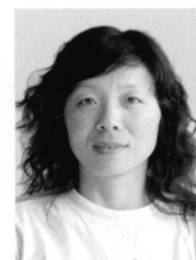
蔡明军 中国地震局地球物理研究所读博士,云南省地震局助理研究员。1996年毕业于中国科技大学地球与空间科学系,获理学学士学位。2004年获清华大学电子与信息工程硕士学位。主要从事地震监测研究工作。



阚丹 云南省地震局监测中心高级工程师。1992年毕业于云南大学地球物理专科。主要从事地震监测、地震编目工作。



张森 云南省地震局助理研究员。1996年毕业于北京大学地球物理系,获理学学士学位。主要从事地震监测工作。



曹刻 云南省地震局副局长。1989年毕业于云南大学计算机科学系软件专业,2008年4月获昆明理工大学计算机技术硕士学位。现主要从事地震应急、地震研究、计算机应用、软件开发等工作。

注:薄万举、李永莉、付虹、钱晓东、刘翔、赵小艳、秦嘉政、张希、李桂华、陈慧、叶建庆、谢英情、李西、卢永坤、施伟华、解丽、非明伦等作者的简介已分别刊登在本刊 Vol.29 No.1; Vol.29 No.4; Vol.30 No.1; Vol.29 No.1; Vol.28 No.4; Vol.30 No.2; Vol.28 No.4; Vol.30 No.3; Vol.29 No.4; Vol.30 No.4; Vol.30 No.3; Vol.28 No.4; Vol.30 No.2; Vol.29 No.1; Vol.30 No.4; Vol.30 No.4; Vol.28 No.4.