

断层位错引起的应力场变动 与地震危险性预测*

赵根模 姚兰予 马淑芹

(中国天津 300201 天津市地震局)

摘 要

断层运动引起的应力场影响相邻断层的稳定性,研究断层相互作用与地震危险性预测有密切关系.按弹性位错理论计算半无限弹性介质中矩形断层错动产生的应力场,结果表明,在中国西南与华北地区,多数后继大地震发生在剪应力 S_{xy} 增大和正应力 S_{xx} 减小区.地震发生概率的增益与作用于断层上的应力增量呈函数关系,剪应力增加和正应力减少可引起地震触发.定义地震触发活化系数 A_i 表示地震活动度变化, A_i 值空间扫描有助于确定具体的危险地点.最后讨论了大范围相互作用问题.

关键词 断层相互作用;应力场变化;地震触发;地震危险性

引 言

从群体角度研究地震活动是一种重要方法,它涉及到大范围活断层的相互影响.处在活跃时期的地震带,在不同地点接二连三地发生大地震,直到平静时期积累的能量释放完毕.在这种情况下,一个地震断层产生的应力场可以影响到其它断层的稳定性,这与地震危险性预测有密切关系.“地震的大范围相互作用”以及前兆观测中远离震中的变化也与断层相互作用有关.

自从Chinnery (1961; 1963; 1966 a; 1966 b)的开创性工作以来,根据位错理论研究断层产生的位移场、应变场、倾斜场和应力场等方面已取得了重大进展,但是在地震预测应用方面研究还较少.在我国,陈运泰等(1975)给出拉梅常数不相等情况下,倾向滑动断层位移场的解析表达式;黄福明和王廷韞(1980)研究了断层应力场与余震分布的关系.本工作考察应力场变动与后继主震分布的关系,并且定义了一个描述介质各局部对应力扰动响应程度的量——地震触发活化系数 A_i ,利用 A_i 空间扫描获取大范围应变动态信息,并确定临界危险区的具体地点.其中应力场计算结果与分析将另文讨论.

* 地震科学联合基金会资助项目.

1993年1月16日收到初稿,1994年3月26日决定采用.

1 断层引起的应力场与地震触发

作用在任一断层上的应力可分为两个基本部分

$$\sigma = \sigma_0 + \Delta\sigma \quad (1)$$

σ_0 是区域荷载应力, $\Delta\sigma$ 则是邻区破裂引起的应力增量, 与大地震后应力调整或重新分布有关(Lay and Kanamori, 1981). 根据 Aki(1978)的研究, 岩石破裂发生概率随加在岩石上的应力按指数增加, 地震概率增益与应力增量 $\Delta\sigma$ 成正比, 即

$$\Delta P(M) = P(M|\Delta\sigma)/P(M) = \exp(\beta\Delta\sigma) \quad (2)$$

β 值可达 $0.0004-4\text{MPa}^{-1}$ 或更大. 当孕震系统进入临界状态, 处于非线性发展阶段, 相邻破裂的扰动影响很大, 可以引起触发. 在这种条件下, 触发地震只需要很小的应力变化.

断层滑动产生的应力场扰动可以根据位错理论给出. 按照陈运泰等(1975)、黄福明和王廷韞(1980)给出的解析式和程序, 计算半无限空间弹性介质任意倾角和任意滑动方向矩形断层产生的应力场. 规定一个矩形断层长度为 $2L$, 宽度为 W , 沿断层走向为 x 轴方向, 垂直地面方向为 z 轴方向, 向下为正, 并以 θ 代表断层面和地面的夹角(如图 1).

对断层稳定性影响最大的是剪应力 S_{xy} , 其次是正应力 S_{yy} . S_{xy} 增大和 S_{yy} 减小区地震危险性大, 趋于失稳; 反之危险性减小, 趋向稳定. 以上是指与 x 方向平行的潜在断层而言. S_{xy} 影响很小, 可不考虑. Stein (1983) 和 Rybicki 等(1985)将二者之和称为合应力 S_T . 根据 Byerly(1978)岩石破坏实验, 引起断层滑动的剪应力与正应力的关系为

$$\tau = 0.5 + 0.6\sigma_n \quad (3)$$

为了同时考虑剪应力 S_{xy} 和正应力 S_{yy} , 定义合应力

$$S_T = S_{xy} + 0.6S_{yy} \quad (4)$$

它作为一个参数说明介质中的断层作用对相

邻断层稳定性的影响. 由于 S_T 中既包括剪应力, 也包括了正应力(正应力影响断层面上的摩擦阻力, 在此规定正应力减少为正, 增大为负值), 所以, 它比单独用一个应力更能有效地说明断层的相互作用. 分别计算 S_{xy} 和 S_{yy} , 然后按式(4)合成.

大范围地壳介质的强度和应力分布是极不均匀的, 所以, 局部地壳对扰动的响应有很大差异. 实际上可以分为三种类型: 第一种是应力减小的稳定区, 危险性降低; 第二种是临界破裂区且应力增加很大, 很快触发破裂. 在断层端部附近的大余震就属于此类; 第三种是接近失稳区, 而且位于应力增大区, 但距离比较远. 小的应力增量尚不足以立即触发地震的发生, 但由此引起的应力增长与应力积累速率的提高作用显著. 按 Thatcher(1982)的估计, 可与几十年的应变积累等效, 弱震活动明显增强(前兆地震),

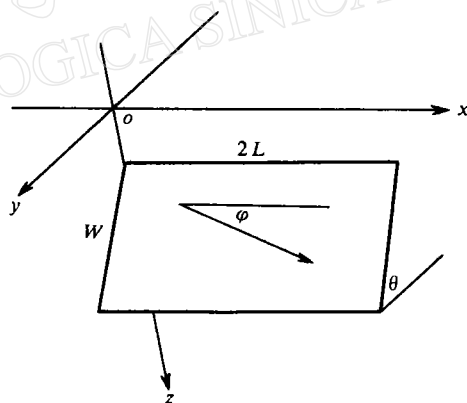


图 1 矩形断层错动模式

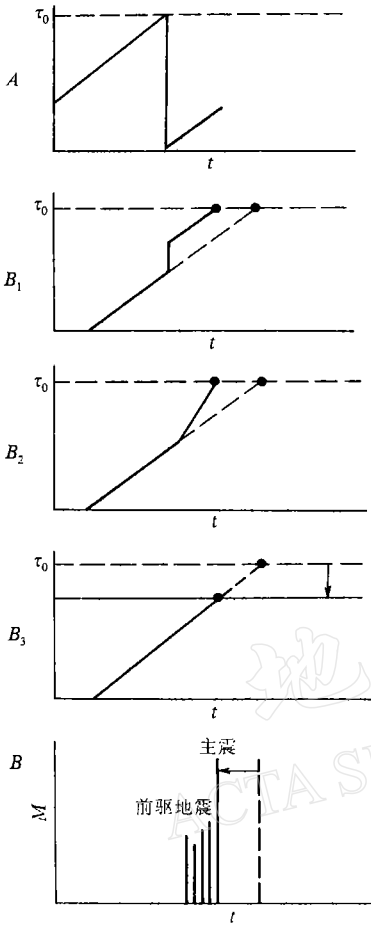


图 2 地震触发图示
(A 对 B 的触发)

主震将提前发生. 图 2 表示 A 的发生对 B 区的影响. 其中, (1)表示在 B 区产生一个应力增量; (2)表示 B 区应力积累加快; (3)表示 B 区断层强度因正应力减小而下降. 其结果都可以使 B 区危险概率增大, 地震提前发生, 而且震前小震活动会显著增强. 在岩石声发射实验中, 当应变速率增大时, 声发射的频度也随着增加, 可以证明这一点 (Nagumo and Hoshino, 1967).

上述触发效应的后果之一是: 地震高潮期地震间隔逐渐缩短, 与触发效应有关. 如我国大陆及日本的大震序列都很典型, 累积频度曲线为指数函数形式, 如图 3 所示.

触发的另一个后果是: 孕震区在邻区大震的影响下小震活动明显增强(活化), 使空区平静中断. 这是地震危险临近的判别标志, 可以用两个实例加以说明.

1.1 炉霍 M7.5—永善 M7.1—松潘 M7.2 地震

1973—1976 年, 在四川西部和云南北部发生三个大地震, 第一个发生在鲜水河断裂带, 即炉霍 M7.5 地震, 断层走向 NW125°, 倾角 87°, 近于直立, 断层参数 $2L=90$ km, $H=10$ km, $W=15$ km, $u=3.8$ m, 直立左旋走滑, 计算 S_r 分布(图 4)

图中显示, 在炉霍地震断层两端的前方及两侧共有 4 个 S_r 增大区, 其之间为 4 个 S_r 减小区, 这些不同区域都是两两对称的. 在图中标出永善 M7.1 和松潘 M7.2 两大震位置, 可见二者皆位于 S_r 增大区; 同时标出炉霍地震前后一年 $M \geq 5$ 地震, 可见, 炉霍地

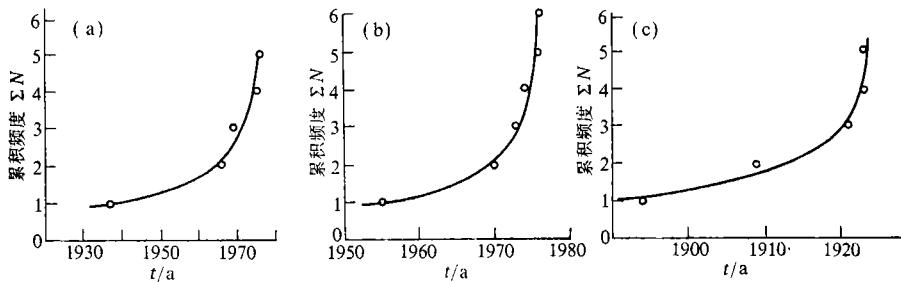


图 3 华北、西南及日本关东的强震时间序列 ($M \geq 7.0$)

(a) 华北 1920—1980 年, (b) 西南 1950—1980 年, (c) 日本关东 1890—1930 年

震前一年, 松潘与永善地区无 $M \geq 5$ 地震. 炉霍地震后一年, 该区 $M \geq 5$ 地震皆集中于松潘与永善地区, 反差性很强. 分析了松潘地区小震频度. 1973 年 2 月 6 日前的背景水平很低, 为 0.26 次/日. 炉霍地震后, 频度升高到 1.6 次/日, 增大约 6.1 倍. 永善地震后频度升高到 2.5 次/日, 增大约 9.6 倍(图 5). 松潘地区不仅位于炉霍地震的 S_T 增大区, 也位于永善地震的 S_T 增大区.

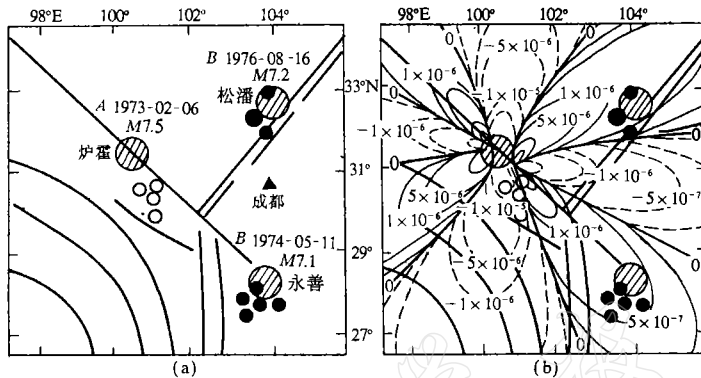


图 4 1973 年 2 月 6 日炉霍 $M7.5$ 地震的 S_T 分布和后继主震关系

(a) 炉霍地震前后邻区地震分布, 空心圆为 1972 年 2 月 5 日—1973 年 2 月 5 日 $M \geq 5$ 地震, 实心圆为 1973 年 2 月 7 日—1974 年 2 月 7 日 $M \geq 5$ 地震; (b) 炉霍地震引起的 S_T 等值线图. 单位: $3 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$

1.2 1950 年 8 月 15 日西藏察隅 $M8.5$

地震

由相邻事件触发的地震结果使地震空区平静图象复杂化, 使平静中断, 空区内地震活跃化. 意味着空区内大凹凸体临近破裂.

1950 年 8 月 15 日, 喜马拉雅带中国西藏察隅发生 8.5 级大震. 根据 G-R(1954) 目录, 在 8.5 级地震以前, 形成一个大的空区. 东西长轴长 800 km, 南北短轴长 500 km, 空区时间从 1920 年 1 月—1950 年 2 月, 长达 30 a. 在空区西侧(中喜马拉雅)和东侧缅甸弧附近, 地震非常活跃. 察隅附近非常平静, 在 $800 \times 500 \text{ km}^2$ 范围内 30 a 无 $M \geq 5.0$ 地震(图 6). 1950 年 2 月 3 日, 在缅甸弧东南方的云南澜沧发生 $M7.0$ 地震, 这是 8.5 级大震前, 在时间空间上距其最近的邻区发生的强地震($M \geq 7.0$).

该震后 20 d 在大空区的东北部(察隅)发生 $M6.0$ 地震(1950 年 2 月 23 日), 该震是澜沧 $M7.0$ 后 30 d 内喜马拉雅带、西藏乃至整个中国大陆唯一的一次 $M \geq 6.0$ 的地震. 由于当地没有微震台网, 无法知道是否发生小震群. $M6.0$ 地震的发生, 表明空区平静

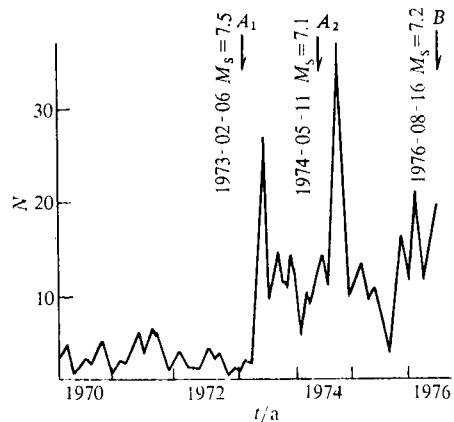


图 5 四川松潘 $M7.2$ 地震附近弱震频度图 (100 km 内, $M \geq 1.0$. 据韩渭宾, 1985)

已被打破, 次要凹凸点破裂, 应力进一步向主凹凸点集中, 应变速率加快, 促使主震提前. 于是大约半年以后, 8月15日在察隅发生8.5级大震. 1950年2月3日 $M7.0$ 地震的断层面解及余震分布表明: 断层走向 149° , 倾角 85° , 辅助面走向 59° , 倾角 90° , P 轴方位角 194° , 仰角 4° , T 轴方位角 284° , 仰角 4° , 右旋走滑, 估计断层参数 $2L=40$ km, $H=10$ km, $W=15$ km, $u=1.5$ m, 计算 S_r 分布如图6b所示. 有4个 S_r 增大区和4个减小区. 结果表明, 察隅8.5级地震和6.0级地震都在 S_r 增大区内.

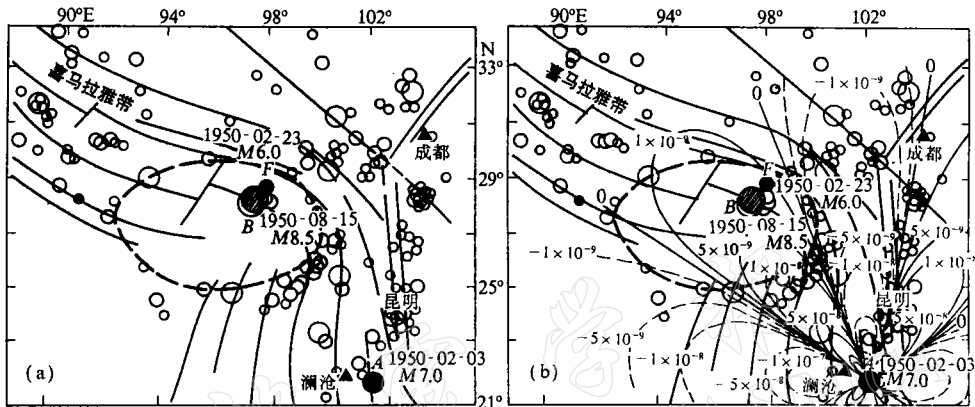


图6 (a) 1950年8月15日察隅 $M8.5$ 地震的空区及其平静中断
(b) 1950年2月3日云南 $M7.0$ 地震 S_r 的分布

统计华北平原地震带大地震后十年内(1966—1976)后继大地震($M \geq 6.0$)发生的位置, 7/10 发生在合应力增大区. 可见, 大震后应力场变动对邻区断层影响是显著的.

2 地震触发活化系数 A_t 扫描

一个孕震区由于邻区位错引起的应力场变动, 应变速率增大, 导致地震危险性增大, 其震前小震活动也会增强, 空区平静转化为活跃, 可称为“地震触发活化”.

我们定义 A_t 为地震触发活化系数, 表示触发引起地震活动增量, 可写成

$$A_t = \frac{\left[\sum_{M \geq M_0} \sum_{t > t_0}^{t_0 + \tau} N(M, s, t) \right] + C}{\left[\sum_{M \geq M_0} \sum_{t = t_0}^{t_0 - \tau} N(M, s, t) \right] + C} \quad (5)$$

分子代表触发后的地震频度, 分母代表触发前的地震频度.

$N=10^{b(M_i - M_0)}$ 为归一化频度, 兼顾地震次数和大小. b 为区域性平均 b 值, M 为实际震级, M_0 为震级下限, t_0 为地震事件 A 的震发时刻, τ 为考虑到地震波、孔隙压力和断层蠕变传播速度的时间窗长度, 据研究范围确定, 一般为几十天或几个月. s 为面积元, C 为很小的计算常数, 可避免因为观测能力限制引起分母为0的不合理, 此处 $C=0.01$, 不影响结果. $A_t \leq 1$ 为稳定区, $A_t > 1$ 为一般危险区, $A_t \gg 1$ 为主要危险区.

在区域大震后扫描 A_i 值, 即可查明危险区, 达到预测下次大震位置的目的. 举例说明如下. 1973 年 2 月 6 日炉霍 $M7.5$ 地震后 A_i 扫描, 时间窗长度为 102 d, 扫描结果示于图 7.

将 A_i 扫描图与 S_T 值分布图加以对比, 可见 A_i 有 2 个高值异常区, 都在 S_T 增大区. 这两个高值区在以后几年中发生了 1974 年 5 月 11 日 $M7.1$ 和 1976 年 8 月 16 日 $M7.2$ 地震, 一致性很好. 这样, 采用震后应力图象与地震活化系数扫描方法相结合, 可以进行几个月到几年的中期预报.

3 问题讨论

Aki (1978) 指出, 地震预报的长、中、短、临阶段的平均概率增益大约都是 30 倍; 应力-地震概率增益系数 β 值变化范围很大, 从 $0.0004-4 \text{ MPa}^{-1}$ 之间, 在增加量程范围时 β 值还会增大. 如应用在更大尺度上, 地震发生概率对应力变化会更加灵敏. 对 1966—1983 年中国大陆地震 A_i 值计算分析发现, 当出现高 A_i 值异常时, 大地震发生概率的增益平均为 18 倍 (华北) 和 34 倍 (西南) (赵根模、刘喜兰, 1987), 这与 Aki 估计的 30 倍概率增益很接近.

从整体上认识地震现象, 分析地震带各部分相互作用会获得很重要的信息. 区域大地震既独立又有力学的联系, 每次大地震发生都意味着一个相当大的区域应力场的变动, 引起大范围的地壳运动. 仔细观察该时期地壳各部分的动态就可以发现某些有序性, 对“地震流”动态跟踪, 确定失稳区和稳定区. 这种方法对于板内破碎区的地震预报尤为重要. 此类地区, 地壳呈碎裂状, 活断层与潜在震源众多, 分布很广泛. 活动期常发生一连串大震, 呈丛集态. 它们的地点具有不确定性和随机性, 经常发生在历史上无大震记录的地区. 与板缘地震相比, 中长期预报难度大. 采用建立在地质断层基础上的数值模拟方法预测危险区只能得到静态的结果, 往往有很多危险区并存. 这样, 给以预报时间为主的短临预报造成了监视区太大的困难, 很难成功. 而本方法强调地震断裂系统的自组织性, 研究应力场扰动剧烈时段中各区域的动态响应, 响应的特点取决于当时断层接近失稳的程度.

依据大量事实和相互作用理论分析, 已发现地震活动的一个重要特点: 大震发生后, 相邻区地震活动显著增强的地点往往就是以后大地震的位置, 在地震学文献中称之为“广义余震”、“远余震”、“诱发前震”和“断裂外余震”. 在 Keilis-Borok 等 (1988) 提出的 TIP 算法中, 把这种现象称作“大范围作用(I 特征)”. 1992 年 6 月 28 日美国加州兰德斯 $M7.4$ 地震后几分钟内, 在距其 175 英里的内华达地区发生 $M5.6$ 地震, 在距其 530 英里的马默斯湖发生的上百次 1—3 级小震, 美国地震学者认为是由 7.4 级地震触发的, 提供了一个大范围地震相互作用的证据. 按中国大陆地震研究经验, 这两地点地震危险概

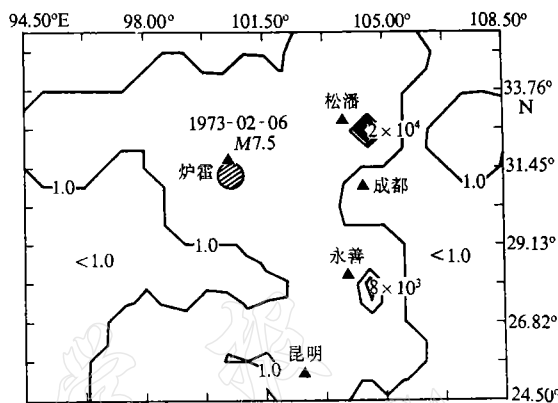


图 7 1973 年 2 月 6 日炉霍 $M7.5$ 地震的 A_i 值扫描图 ($\tau=120 \text{ d}$)

率可能增大了。

从本文分析结果看,断层位错引起的应力场变化不仅影响余震分布,也影响到距离远达几百公里以上的主震分布。大范围作用中既含有线性问题,也含有大量非线性问题,如应力是如何转移的,断层是如何相互作用的。这些问题很复杂,又很重要。地震断层产生的应力场扰动是相互作用的一部分,还有地震波、形变波和孔隙压力的传播等因素。实际的应力调整图象和地震分布图象比用弹性力学计算的结果要复杂得多。采用地震激发活化度扫描,方法很简单,得到的是各种因素的综合作用结果,反映了实际的动态变化。

参 考 文 献

- 陈运泰、林邦慧、林中洋、李志勇, 1975. 根据地面形变的观测研究 1966 年邢台地震震源过程. 地球物理学报, **18**, 164—181.
- 韩渭宾、席敦礼, 1985. 四川六级以上地震前地震活动条带的特征. 地震学报, **7**, 1—15.
- 黄福明、王延钊, 1980. 倾斜断层错动产生的应力场. 地震学报, **2**, 1—20.
- 赵根模、刘喜兰, 1987. “诱发前震”的物理机制和前兆意义. 中国地震, **3**, 60—65.
- Aki, K., 1978. A probabilistic synthesis of precursory phenomena. *Earthquake Prediction*, **4**, 566—573.
- Byerly, J., 1978. Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 615—626.
- Chinnery, M. A., 1961. The deformation of the ground surface faults. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **50**, 355—372.
- Chinnery, M. A., 1963. The stress changes that accompany strike-slip faulting. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **53**, 921—932.
- Chinnery, M. A., 1966a. Secondary faulting, I. Theoretical aspects. *Can. J. Earth. Sci.*, **3**, 163—174.
- Chinnery, M. A., 1966b. Secondary faulting, II. Geological aspects. *Can. J. Earth. Sci.*, **3**, 175—190.
- Keilis-Borok, Knopoff, L., Rotwan, I. and Allen, C., 1988. Intermediate term prediction of occurrence times of strong earthquakes. *Nature*, **355**, 690—694.
- Lay, T. and Kanamori, H., 1981. An asperity model of large earthquake sequences. *Earthquake Prediction, an International Review*, 579—592. AGU, Washington.
- Nagumo, S. and Hoshino, K., 1967. Occurrence of micro-fracturing shocks during rock deformation with a special reference to activity of earthquake swarms. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 1295—1312.
- Rybicki, K., Kato, T. and Kasahara, K., 1985. Mechanical interaction between neighboring active faults —— static and dynamic stress field induced by faulting. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, **60**, 1—21.
- Thatcher, W., 1982. Seismic triggering and earthquake prediction. *Nature*, **299**, 12—13.
- Stein, R. S. and Lisowski, M., 1983. The 1979 Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of after-shocks and postseismic deformation. *J. Geophys. Res.*, **88**, 6477—6490.