

# 汶川大地震中的应急地震学

万柯松<sup>①</sup>, 倪四道<sup>①\*</sup>, 曾祥方<sup>①</sup>, Paul Sommerville<sup>②</sup>

① 蒙城国家地球物理野外观测研究站, 合肥 230026;

② United Research Services Corporation, Pasadena, CA 91101, USA

\* 联系人, E-mail: [sdni@ustc.edu.cn](mailto:sdni@ustc.edu.cn)

收稿日期: 2008-09-01; 接受日期: 2008-12-15

中国科学院知识创新工程项目(编号: KZCX2-YW-116-1)和国家科技支撑计划(编号: 2006BAC03B00)资助

**摘要** 2008 年 5 月 12 日, 四川省汶川县发生了毁灭性大地震. 地震发生于一段曾被认为存在中度地震危害性的断层上, 在震前几乎没有观测到前兆现象. 考虑到四川省现有地震台的覆盖面, 应急地震学本来可以有效地避免地震带来的一些破坏, 并对震后应急反应方面给予帮助. 从回顾的角度上看, 文章证明仅仅用两个三分量地震台站就足够在 10 s 内对地震的震中位置给出误差范围在 20 km 的定位. 从 P 波初至的前 4 s 信号, 可以估计地震的震级为 7 级; 更准确的震级估计则可以利用耗时 2 min 的 Pn1 波形模拟来完成, 此时在 500 km 外的地震台站刚刚接收到 S 波. 利用震后 2 h 内发生的 5 级以上余震, 破裂区域能被很好的显示出来. 在几个小时内, 更详细的破裂过程和有限断层模型能通过分析远震体波记录来得到, 并可随时用来计算地面强震动, 从而在没有实时强震记录可用的情况下为救援工作提供重要资料.

## 关键词

应急地震学  
地震早期预警  
强地面运动  
快速定位

2008 年 5 月 12 日, 四川省东部发生了一次  $M_w 7.9$  级地震, 造成了 8 万余人死亡或失踪, 经济损失超过一百亿美元. 这次大地震起始于汶川县映秀镇, 并向东北方向破裂至青川县(图 1), 破裂长度约 300 km. 这次地震发生在位于青藏高原东缘的龙门山断裂带上, 该断裂带在地质上仅观测到较弱的断层活动性, 其挤压和走滑运动约为 3 mm/a<sup>[1]</sup>. 因此, 龙门山断裂带的长期地震危害性被认为是中度的, 在过去的两千年内也未有在这一断裂带上发生过震级大于 7 级地震的记载. 过往的研究指出龙门山断裂带上的地震复发周期较长(2000~10000 a), 这使得对这一区域的长期地震危险性评估十分困难.

虽然中国地震局在过去的三十年中大量投资于地震预测的研究, 并建立了密集的监测网络来监测地球物理异常, 如地面变形、地表温度变化、地电和

地磁, 以及地下气体释放等地球化学异常等, 地震前依然很少观测到有地球物理和地球化学等前兆异常现象. 因此, 不管是对短临地震预报还是长期危险性评估来说, 汶川地震都是一个突发的事件.

通常来说, 减轻地震灾害的手段包括 3 个方面: 长期地震危险性评估、短期地震预报和震后应急反应. 长期危险性评估可能在具有很长地震复发周期或很低地壳形变率的地区存在困难; 然而, 短期地震预报更是一项具有挑战性的工作, 因为地震前兆异常, 特别是前震是很少能被观测到的<sup>[2,3]</sup>. 此外, 破裂的起始过程和断层的相互作用非常复杂, 因此准确预测地震的时间和规模是十分困难的<sup>[4-6]</sup>. 随着地震台站的增加和遥测系统的速度、精度的改进, 震后反应的研究得到了大幅度的提高, 并演变成一种被称为应急地震学的新地震学分支. Kanamori<sup>[7]</sup>定义应急地震

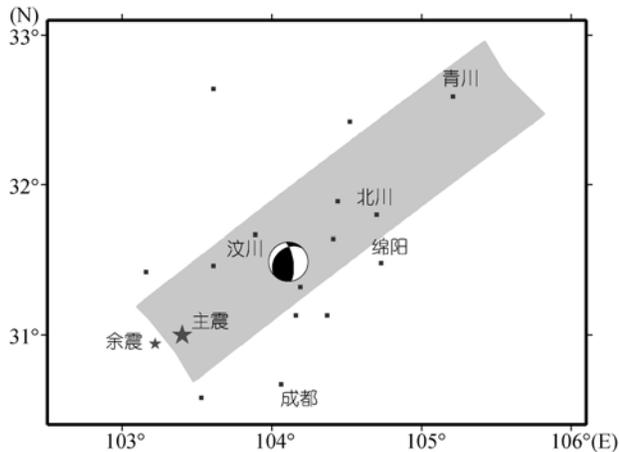


图1 汶川地震的震中位置(较大的星形)和破裂区域(灰色)

地震发生于汶川县南部,并不均匀地向东北方向破裂至青川县,破裂总长度约 300 km. 全球震源机制解被标示在破裂中心的位置. 黑色小方块是主要城市的位置. 小的星形表示一天后发生的一次  $M_w$  为 5.8 的余震

学为“在显著的地震事件后迅速收集和地震数据,以便及时得出可用于震后应急反应、甚至早期预警的尝试”. 对于汶川地震的情况,在地震的长期危险性被低估、短期地震预报未能预报的情况下,应急地震学本可起到重要的作用,如通过对强地面运动早期预警来减轻人类伤亡、进行快速震后危害评估来改进救援效率.

对强地面运动的早期预警本可以大大减少由汶川地震造成的生命损失. 这次地震发生在午后,当时学生们正在上课,其中许多人被埋在倒塌的教室中. 即使在远离震中 250 km 的青川县木鱼中学,也有数百名学生被埋死亡. 如有早期预警系统进行预警,这些学生将有近 1 min 时间来撤离. 同样的,早期预警系统将有助于正常关闭非常接近破裂范围,距震中 120 km 的核反应堆. 尤其可惜的是,在距震中超过 600 km 的西安市,也有 19 人死亡,60 多人受伤. 在 1000 km 以外,河南省的一名建筑工人也从脚手架上掉落身亡. 若有早期预警系统的帮助,这些受害者将得到 2 min 以上的时间来避免此类悲剧. 上文提到的反应堆是由留在建筑中的工人在强地面振动抵达时手动关闭的,而有了早期预警系统,至少可以空余出 20 s 的时间来完成“安全关闭”这个仅需不到 1 s 时间的动作(<http://scitech.people.com.cn/GB/7505892.html>).

快速灾害评估对有效的震后救援工作具有特别

重要的意义. 地震在山区多处引发泥石流摧毁桥梁、道路和通讯系统;对现代通信系统的严重损害导致许多被摧毁的城镇地方政府无法及时报告损失情况. 由于缺乏可靠的破裂信息,震后第一天仅开展了针对震中地区的救援工作. 直到一天以后,人们才认识到这一地震破裂长度超过了 200 km,并对同样被严重破坏的青川县分配了适当的救援资源. 这一地区还分布有许多水力发电厂,快速的灾害评估将为检测水库堤坝的破坏程度提供信息,以避免洪灾的产生.

在过去十年中,中国已布置了许多宽频带地震台站. 中国国家地震台网由遍布全国的 150 多个骨干台站组成,平均间距 300 km. 每个省也布有区域地震台网. 作为一个地震活动性强烈的省,四川省配备有 50 多个宽频带台站,但主要设在人口稠密的东部地区. 龙门山断裂带仅覆盖有几个台站,平均站间距达 100 km(图 2). 尽管有几十台强震仪被安放在这一区域,但其中大部分并非为自动测量记录,因而尚无法应用于应急地震学中.

相比于 1976 年唐山大地震的震后应急反应,汶川震后的应急反应十分及时. 中国国家地震台网对这一地震定位并确定震级耗时约 12 min,而四川省地震局报告初步震中和震级耗时约 5 min. 然而对实现早期预警的目的而言,这一时间仍显得太长. 因此,要在中国实现早期预警系统仍需要大量投入.

在现有的地震台网相对稀疏,强震资料实时程度不高的条件下,应急地震学仍可成为减轻灾害的一个重要组成部分,这表现在以下几点: (1) 如何利用单台或双台对地震进行较高精度的定位; (2) 如何应用 100 km 内地震台的起始数秒 P 波记录来估计地震震级,以及如何应用几百公里内地震台的前数十秒 P 波记录来确定震源机制和震级; (3) 如何通过最早出现的余震来确定断层; (4) 最后,如何通过远震体波确立有限断层破裂模型,以便建立强地面振动模型.

## 1 汶川地震中的应急地震学

强震的破裂过程通常比较复杂,但对应于各种准确性要求可作出一些简化. 在应急地震学中最主要的参数是震中位置、发震时刻和震幅(点源假设),

在几秒或几十秒内获得这些参数是有可能的. 随后, 更准确的震级和快速震源机制(仍为点源, 但处于破裂带的整体中心)有利于快速地将地震和断层联系起来. 对单侧破裂的地震, 整体震中和初始震源间的位置差异可以用来推断破裂的方向和长度; 随着区域和远震波形被接收到, 可以得到有限断层破裂过程. 如文献[7]中所指出的, 若能利用早于地表强震动到达的地震信息来进行快速震后通告, 即可形成对地震的早期预警. 早期预警系统可分为两类, 其中之一是基于地震台网的快速地震定位和震级估计. 这种方法被称为波前探测方法, 在墨西哥、日本和中国台湾都已付诸实践<sup>[8-11]</sup>, 在文献[7]中又被称为网络预警. 另一种方法基于同一台站的地面运动资料, 在地面运动达到某给定的临界值时发出警报. 这种单台方法利用更快但较弱的P波来预测S波所能造成的最强地面震动<sup>[12]</sup>. 这两种方法的结合使得早期预警系统更为可靠.

### 1.1 地震快速定位

快速准确地定出地震的震源位置, 对早期预警系统的运行是必不可少的. 文献[13]提出了一种利用单台数据估计震中距和震级的方法, 但并不能仅用单台来定位地震. 假设一个强地震可以产生足够强的P波使得所有在目标区域的台站都能接收到, 文献[11]提出了一个创新的定位算法, 利用地震P波有记录的起始站和尚未记录 P波的其他站位置来约束地震的位置. 对事件发生后的每一秒, 该算法提供更新、更准确的事件位置; 算法在两个台站接收到P波后立即启动. 对密集的地震网络如日本的HiNet和加利福尼亚州的TriNet来说, 在地震发生后 10 s内至少会有 5 个拥有良好方位角分布的台站记录到此事件, 因此利用Horiuchi等的算法能快速、准确地进行定位. 但对于四川省相对稀疏的网络(平均间距 100 km), 地震发生后 10 s内也许只有 2~3 个台站检测到P波. 对于汶川地震的情况, 只有 3 个台站在地震发生后 10 s内检测到了P波, 其中YZP台在事件发生后 3.87 s, CD2 和WCH分别在 6.16 和 8.46 s接收到P波信号.

由于早期预警系统需要在尽可能短的时间内定位地震, 在稀疏网络中必须利用尽可能少的台站对

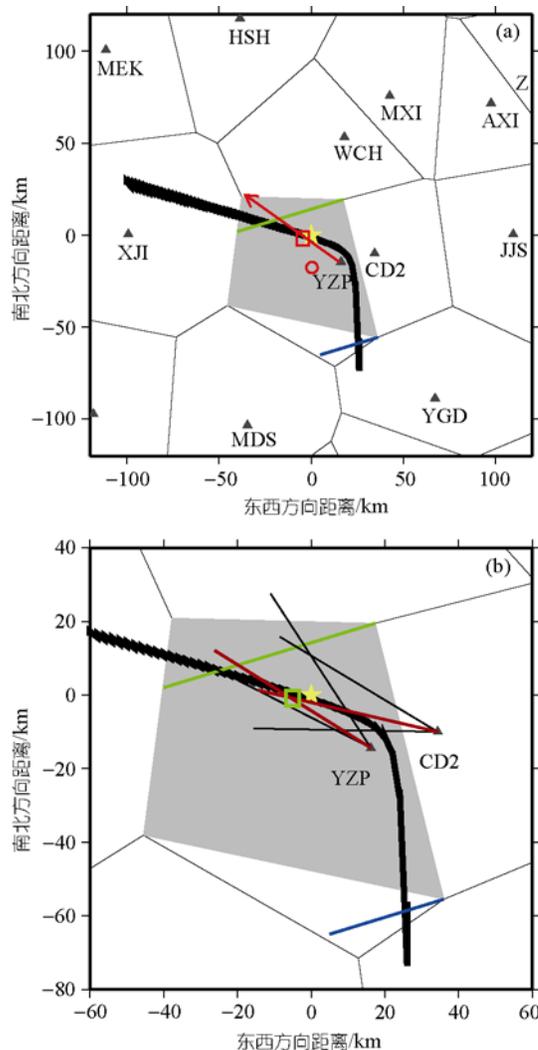


图 2 地震台的位置及单台(a)和双台(b)定位法

星形为汶川地震的实际震中位置, 菱形为 Voronoi 单元. 当第一个台站检测到 P 波时, 我们可以说地震位于 Voronoi 单元中(对 YZP 台站为灰色区域). 绿线和蓝线是台站 CD2 和 WCH, YGD 间的中线. 粗线表示到台站 YZP 和 CD2 间到时差为 2.3 s 的事件可能位置. 红线显示 P 波到达的方向. 红线间的交点为预测的震中, 它与真实震中的距离不超过 20 km

地震进行精度较高的定位. 本文将对单台和双台的定位精度进行讨论, 其中我们仍假设一个强烈地震的 P 波初至会被图 2(a)中所有台站记录到.

从直观上看, 似乎仅利用一个台站对地震进行定位是不可能的. 但实际上, 仅有一个台站接收到而其他台站无响应这种情况本身就足以对地震的定位提供相当好的限制. 这就是众所周知的计算几何上的点定位方法(<http://en.wikipedia.org/wiki/Voronoi>)<sup>[14]</sup>.

最直接的解是Voronoi网格中的多边形, 即距给定的响应点(单台)的距离小于到任何其他非响应点(其他台站)的点集. 在二维平面的情况下, Voronoi网格可以由寻找所有参考点间的中心连线来建立. 对于汶川地震的情况, YZP台站首先接收到P波初至, 因此其震中必然位于YZP对应的Voronoi网格中. 在没有其他先验约束条件的情况下, 震中位于Voronoi网格中每一点的概率是相同的, 因此, 我们可以假设该Voronoi单元的质心(图2(a)中的红圈)最可能是震中的所在位置. Voronoi单元的大小取决于平均台站间距和详细的分布, 但在台站分布均匀的情况下, 该大小等于台站间的距离. 在这种理想情况下, 定位误差最大会达到台间距的一半, 对四川省的地震台网来说这个值约为 50 km; 平均的定位误差为站间距的 1/4, 对这一特定网络为 25 km. 如无意外, 预计中的震中(即单元的质心)应处于距实际震中 25 km 范围内. 在用于早期预警时, 50 km 的误差可能对小地震(<6 级)的情况有些过大, 因为它们的破裂长度通常小于 10 km; 但对强烈地震的情况如>7 级的地震, 该误差范围则是可以接受的, 因为这些事件的破裂长度往往超过 50 km.

此外, P波的方向性也将对震中的位置作出限制. 图2(a)中的红色箭头指出了由 1 s 的时间窗口内 YZP 台站的两个水平分量所确定的 P 波方向. 如果这种方向限制十分严格, 那么震中必然位于这条线上; 但通过与余震的分布方向相比较, 实际上这种方向测定可能具有 10° 内的偏差. 假设该方向是波的正确来源方向, 我们又可以设 Voronoi 单元中这条线段的中点为震中(图 2(a)中的红色方块). 那么, 包括方向信息后, 我们仅用 1 s 的 P 波信号就能对地震进行定位.

当第二个台站检测到P波到达时, P波到达第一台和第二台之间的时间差可以给出更好地限制. 在时间差确定的条件下, 这条限制曲线为双曲线<sup>[11]</sup>, 在图 2(a)和(b)中的粗线即为YZP和CD2 台站接收的时间差为 2.3 s、深度假定为 10 km 时的限制曲线. 当然, 不同的震源深度会改变双曲线的确切形状; 但在中国大陆, 震源深度通常都在 5~15 km 的范围内<sup>[15]</sup>. 因此, 假设震源的深度为 10 km 也许是合理的; 但这种假设不适用于日本的情况, 因为俯冲地震可能发生在很深的深度. 进一步的, 由于是CD2 台站第二个接

收到了P波而非WCH和YGD台站, 可以对震源的位置给出更多的限制. 比起WCH和YGD, 震中必然更接近于CD2 台站, 那么震中位置必然低于CD2 和WCH的中心线(图 2 中的绿线); 同样的, 震中也必然高于CD2 和YGD间的中心线(图 2 中的蓝线). 此外, CD2 台站所记录的P波方向与YZP台站记录到的P波方向的交点(图 2(b)中的绿色矩形)也可用于获取震中位置. 这样, 估算出的震中位置与实际震中间的差距已小于 10 km. 这种双台逼近的方法只需要第二站的 1 s P波记录, 故此算法可以非常快的给出准确的定位. 随着时间推移, 更多的台站会记录到P波, 通过Horiuchi等<sup>[11]</sup>的算法可以提供更新、更准确的位置.

## 1.2 震级的快速确定

早期预警的另一个重要方面是利用尽可能短的波形数据来确定震级. Allen等<sup>[16]</sup>和Olson等<sup>[17]</sup>提出可以利用P波的前 4 s 波形给出的 $Tp\_max$ 来推断地震震级, Kanamori<sup>[7]</sup>也提出了利用P波前 4 s 波形计算 $Tc$ 的方法来推断震级. 这两个参数分别用以下公式来确定:

$$\begin{aligned} T_i^P &= 2\pi\sqrt{X_i/D_i}, \\ X_i &= \alpha X_{i-1} + x_i^2, \\ D_i &= \alpha D_{i-1} + (dx/dt)_i^2, \end{aligned} \quad (1)$$

这里  $T_i^P$  是  $i$  时刻的主要周期,  $x_i$  是所记录的地表速度. 平滑常数  $\alpha$  与采样率有关<sup>[16]</sup>.  $Tp\_max$  是指P波到达后数秒内  $T_i^P$  的最大值.

$$\begin{aligned} r &= \frac{\int_0^{\tau_0} \dot{u}(t)^2 dt}{\int_0^{\tau_0} u^2(t) dt}, \\ \tau_c &= \frac{2\pi}{\sqrt{r}}, \end{aligned} \quad (2)$$

式中  $u(t)$  是地表位移,  $\dot{u}(t)$  是地表速度.  $\tau_0$  是时间窗口的长度, 这一长度应足够长以能得到可靠的  $Tc$ . Allen和Kanamori<sup>[16]</sup>提出,  $\tau_0=4$  s 对大多数地震来说是足够的.

由于  $Tp\_max$  是由速度地震图和加速度地震图之间的比例决定的, 其结果偏重于短周期信号;  $Tc$  是由位移地震图和速度地震图的比例决定, 故包含有长周期信息. 因此, 虽然没有很多大地震来证实这种说

法, 在估计大地震震级时,  $T_c$  可能是一个更好的参数. 另一个比较  $T_p\_max$  和  $T_c$  的方法是对地震图进行高通滤波来消除 DC. 在测量  $T_c$  时, 截止频率通常为 0.075 Hz. 为了分析高通滤波的影响, 我们分别用

0.075 和 0.01 Hz 计算了 CD2 台站的  $T_c$  值. 其结果显示在 0.01 Hz 的高通滤波下  $T_c$  为 5.52 s, 0.075 Hz 时则为 2.57 s(图 3). 我们也对地震发生后一天的某余震计算了  $T_c$ , 在 0.01 Hz 下为 2.74 s, 0.075 Hz 下为 1.57

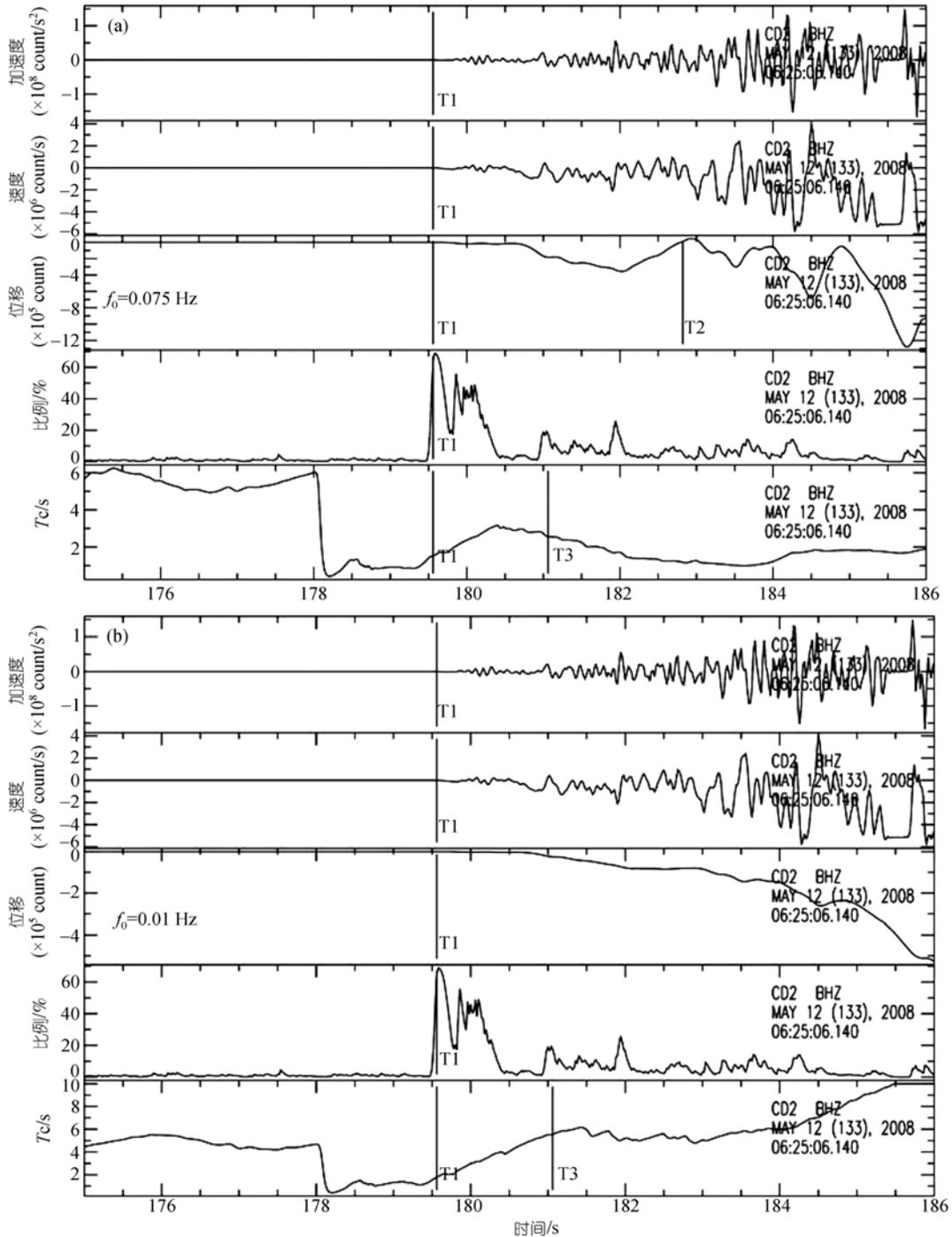


图 3 从 0.07 Hz(a)和 0.01 Hz(b)的高通滤波数据中测量  $T_c$

$T_c$  是由速度和位移数据确定的

Hz. 据 Global CMT 的报告, 该余震为震级  $M_w$ 5.8 的逆冲地震.

由于对在中国区域的地震很少有  $T_c$  和震级间关系的研究, 本文使用了由日本地壳地震得来的经验公式(图 4). 0.01 Hz 高通滤波下的  $T_c$  (红点) 对主震震级的估计超过了实际震级 0.5 级, 对余震的估计则超出 1.4 级. 然而, 0.075 Hz 下的  $T_c$  对主震震级的估计低于实际震级 0.8 级, 却仍高于实际震级 0.8 级. 因此, 单个台站下  $T_c$  方法预测震级的结果显得相当离散. 利用几个台站的平均  $T_c$  则可对  $M_w$  给出一个更稳定的预测值<sup>[16]</sup>. 尽管如此, 利用 0.075 Hz 滤波并计算  $T_c$  来预测震级, 其精度在 1 级的量级, 在地震台网较稀疏的情况下仍是有用的.

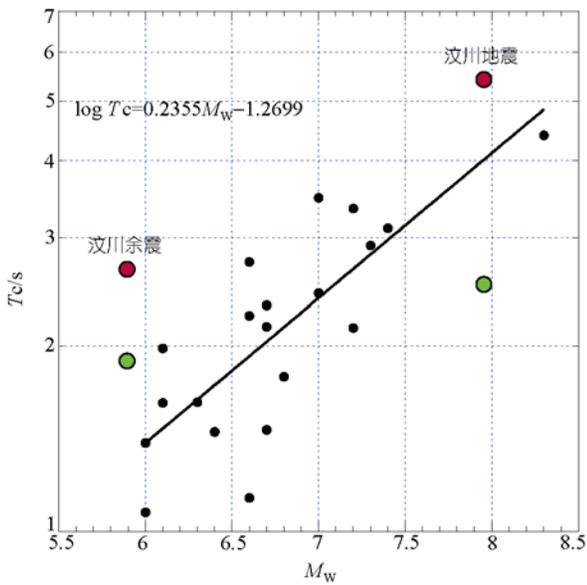


图 4 发生于日本的地震(黑点)的  $T_c$  和矩震级之间的关系. 红圈为 CD2 台站在 0.07 Hz 滤波下测得的  $T_c$ , 绿圈为 0.01 Hz 滤波下的值. 仅用 CD2 一个台站, 估计的震级与实际相差 1 级, 其中主震震级被低估, 而余震震级被高估了.

P 波开始数秒的振幅信号也能被用于早期预警. 若能通过几个台站给出起始的平均地表运动振幅, 这种方法能得到与实际相当吻合的地表运动最大振幅. 但对汶川地震的例子, 情况有所不同. 对 CD2 台站, 主震记录到的起初 4 s 地表速度和地表位移都要小于余震(图 5). 这种情况可能是由地震辐射花样造成的, 因为 CD2 台站记录到的主震 P 波可能更接近震源球的零区. 所以, 要准确预测地面运动峰值振幅,

必须利用多个台站的初始地表运动数据, 这是因为良好的方位角覆盖能有效地避免 P 波接近震源球零区域.

然而, P 波在震源球零区附近较弱的现象只在相对低频的情况下发生, 此时波长远大于散射体的尺度. 在高频情况下, 由于破裂复杂性和 P, S 转换波的影响, 辐射花样的作用不占主导地位. 在汶川地震的例子中, 主震在 5~10 Hz 的频域显示出超过余震两倍的地表运动振幅. 因此, 在只有一到两个地震台可用的稀疏台网条件下, 高频 P 波应有助于预测地表运动峰值.

$T_c$  对预测地震震级来说十分有用, 同时, 这种方法也有助于计算更多的地震信息, 如地震震源机制和震级. 对汶川地震的情况, 1000 km 内的大多数台站 S 波波形都已截止, 因此, 很难应用传统方法来用地震信号峰值计算震级(图 6(a)). 在这种情况下, 100 km 内的 Pn 和 PL (或 Pnl) 记录能用于计算震源机制<sup>[18,19]</sup>. 在图 6(b)中, 合成地震图上的 Pnl 波形与观测波形的三分量记录有着良好的对应. Pnl 波形的合成参数为由 GlobalCMT 给出的震源机制 ( $M_w$ 7.9), 波形半周期 22 s, 震源深度为假设的 10 km. 可以想象, 利用 Pnl 波形来反演震源机制和震级是可行的. HelMBERGER 和 Engen<sup>[19]</sup> 证明, PL 波形与地壳结构和地震深度几乎无关, 因此对确定震源机制和震级来说十分理想. 在近震区域 Pn 和 PL 至少在 S 波后 50 s 到达, 这对 7 级地震的 Pnl 波形模拟来说是足够的. 对 8 级地震, 由于 S 波振幅在近震区域会截止, 仅用 P 波来快速测定震级也是有益的做法.

如上所述, 地震的位置、起始时间和震级等参数都可以用这些方法得到. 利用这些参数和衰减规律<sup>[7]</sup> 可以画出地面强震动预测(震动图). 然而, 此时得到的震动图是对称的, 因为还未考虑到破裂的方向性信息. 为了给震后应急反应提供便利, 还需要确定破裂方向已给出更切合实际的震动图.

### 1.3 利用早期余震确定破裂面

除了地震非常强时, 地震破裂长度远大于破裂宽度的情况下, 从波形得出破裂的方向性是非常困难的. 如果破裂是单向的, 破裂方向可以通过破裂中心与震中之间的区别推断出来. 对于汶川地震, 破裂

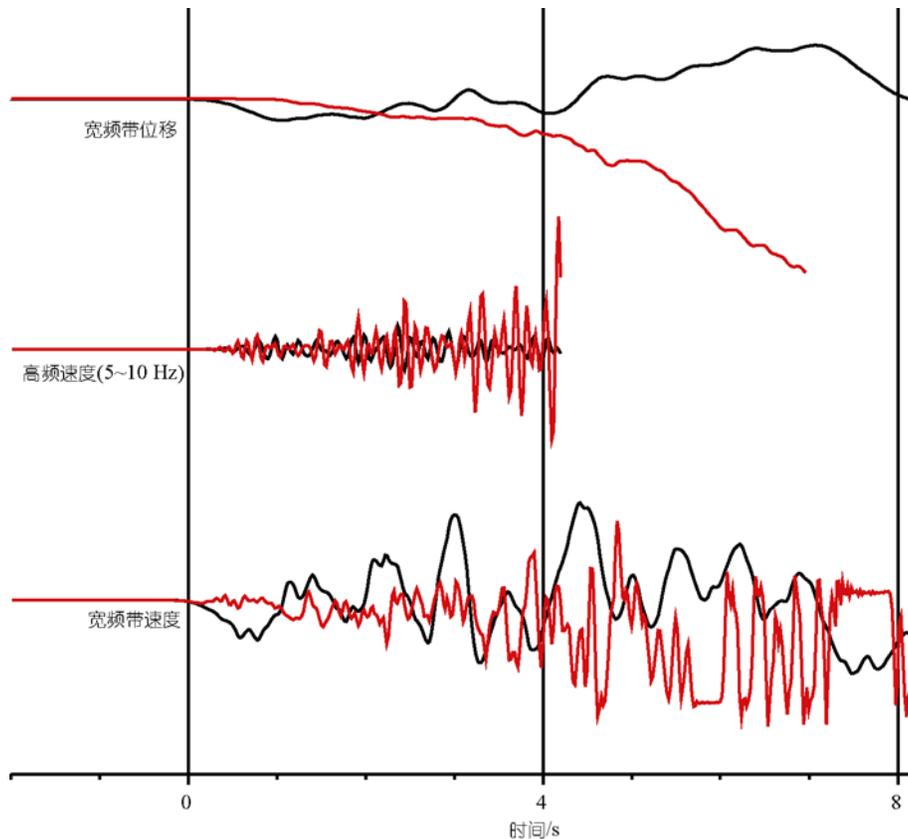


图 5 宽频带速度、高频速度和宽频带位移记录的主震波形(红色)和余震波形(黑色)

在 P 波到达后的前 4 s, 主震在宽频带速度和位移记录上的振动较弱, 但在高频记录上, 主震振动较强(黑色和红色箭头分别表示余震和主震前 4 s 时窗内的峰值速度)

中心位于震中东北部 70 km 处, 这意味着破裂长度约为 140 km. 另一种确定破裂方向的办法是通过余震的分布, 这一方法通常能确定整个破裂区域. 在汶川地震发生后 2 h 内, 由 NEIC 报告的震级大于 5 级的余震有 17 个, 其中 10 个是在震后半小时发生的(图 7 中的红点), 4 个发生在第二个半小时内(蓝点), 3 个发生在第二个小时(灰点). 显然, 起初两小时内的余震就已经能很好地标明破裂区域; 甚至只用起初一小时的地震就足够指出破裂区域. 对于大多数 5 级地震, P 波能被多个台站记录到, 其频段主要为 0.8~4 Hz; 这样, 它们的位置能得到可靠的定位. 然而, 若余震发生的时间间隔较小但空间间隔较大, 正确地辨认 P 波可能会存在困难, 从而得出不可靠的余震位置估计(黑色方块中的红点). 因此, 从远震台站来发现早期余震对确定破裂区域是十分重要的. 利用近震台站来定位早期余震可能更加困难, 因为不同事件的 P

波和 S 波可能相互重叠; 而在远震波形的高频段, 只有 P 波信号存留, 从而更容易辨认出地震事件<sup>[20]</sup>. 因此, 远震台站的观测在寻找中强余震方面存在优势.

得到破裂区域的分布后, 假设滑动均匀分布在一个矩形区域内, 可以计算出更好的震动图. 在缺乏破裂过程细节的情况下, 这种震动图被证明能在帮助救援工作方面是很重要的. 由于未得到更好的震动图, 汶川地震的救援资源是根据几天后 NEIC 提供的震动图来分配的.

#### 1.4 利用有限断层模型快速估计强地面运动

在理想情况下, 一个可靠的震动图是对密集的强大震台网观测结果进行插值得到的. 但是, 世界上只有非常少的地区有着密集的遥测强震台网覆盖. 对于其他地区, 如果已知破裂过程, 估算出地面运动分

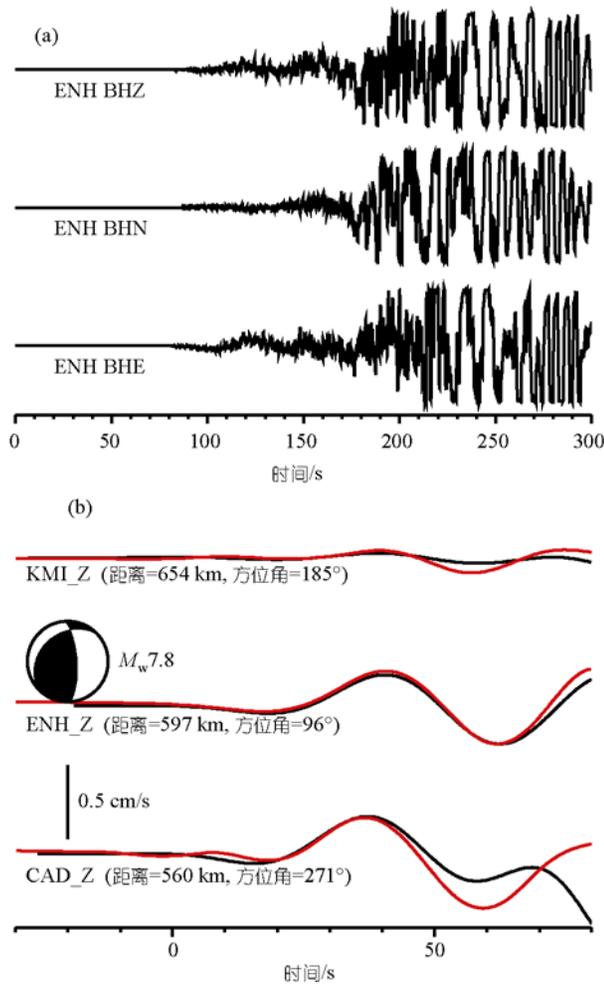


图 6

(a) ENH 台站上的数据中, P 波记录很清楚, 而 S 波记录截止, 这使得震级很难确定. (b) 长周期 Pn1 波形能用全球震源机制解很好地模拟出来

布是可能的<sup>[21,22]</sup>. 在汶川地震后几小时内, Hayes和Ji在NEIC网站(<http://neic.usgs.gov>)上发布了有限断层模型. 利用这个模型和文献<sup>[22]</sup>中的程序, 我们可以用FK方法对一维地球模型计算每个子事件的格林函数<sup>[23]</sup>, 从而计算出模拟地面运动(图 8).

虽然强地面运动很容易由加速度观测得到, 模拟地面运动时用速度为合成量要更容易一些. 这是因为主震破裂的高频特征不能由远震波形解出, 复杂的地壳散射使得合成符合观测的高频波形是很难的. 如果已有足够好的地壳结构模型, 合成较低频率(<1 Hz)的速度波形是可能的; 但高频速度波形(>1 Hz)只能由随机方法模拟<sup>[24]</sup>.

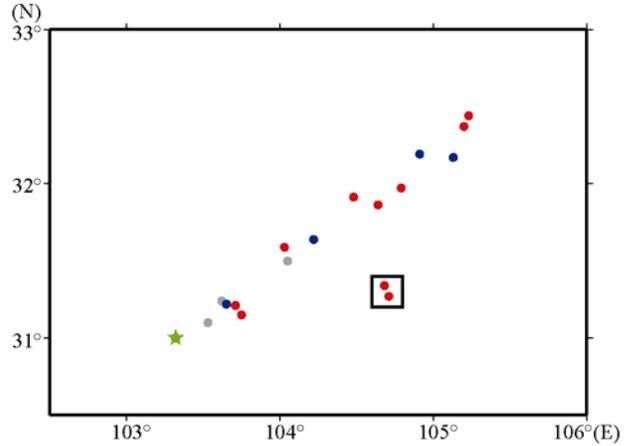


图 7 远震记录到的 5 级以上早期余震

红点表示发生在起初半小时内的余震, 蓝点为接下来半小时的余震, 灰点为第二个小时的余震. 这些余震很好地描绘出了地震的破裂区域

因为上述原因, 我们采用峰值地表速度(PGV)方式给出了合成地面运动分布(图 8). 不出所料, 预测出的PGV分布形状与滑动分布很接近, 特别在PGV大于 1 m/s的红色区域. 如果我们假设这次地震PGV与地震烈度间的关系服从Wald等<sup>[25]</sup>提出的公式:

$$I = 2.35 + 3.47 \log_{10}(\text{PGV}), \quad (3)$$

300 cm/s的PGV将对应 11 度的地震烈度, 这与我们的模型相符. 图 8 中的红色区域对应 9 级以上的地震烈度, 与实地灾害调查的结果相符<sup>[26]</sup>. 实地调查中, 这个区域观测到的地震烈度达到 10 度, 甚至 11 度. 这表明, 基于有限断层模型计算的理论震动图能为震后应急反应提供有益的指导. 当然, 如要获得真实的地面运动模拟, 还需考虑地表地形的起伏和地壳结构造成的影响<sup>[24,27]</sup>. 但由于三维模拟费时较多, 可能不足以提供快速灾害评估; 用一维模拟来提供快速而具有一定分辨率的结果是可以接受的.

## 2 结论与讨论

在中国大陆这样一个频繁遭受强烈地震的区域, 早期预警系统是非常必要的. 有了早期预警系统, 核反应堆和化工厂等重要设施可以及时关闭, 一些关键活动如建筑物、桥梁和隧道的建设可以紧急停止, 以避免生命损失. 利用中国现有的宽频带地震台站, 应急地震学应该可以提供快速定位和震级的早期预警. 利用一两个台站接收到的初始几秒波形, 进行误

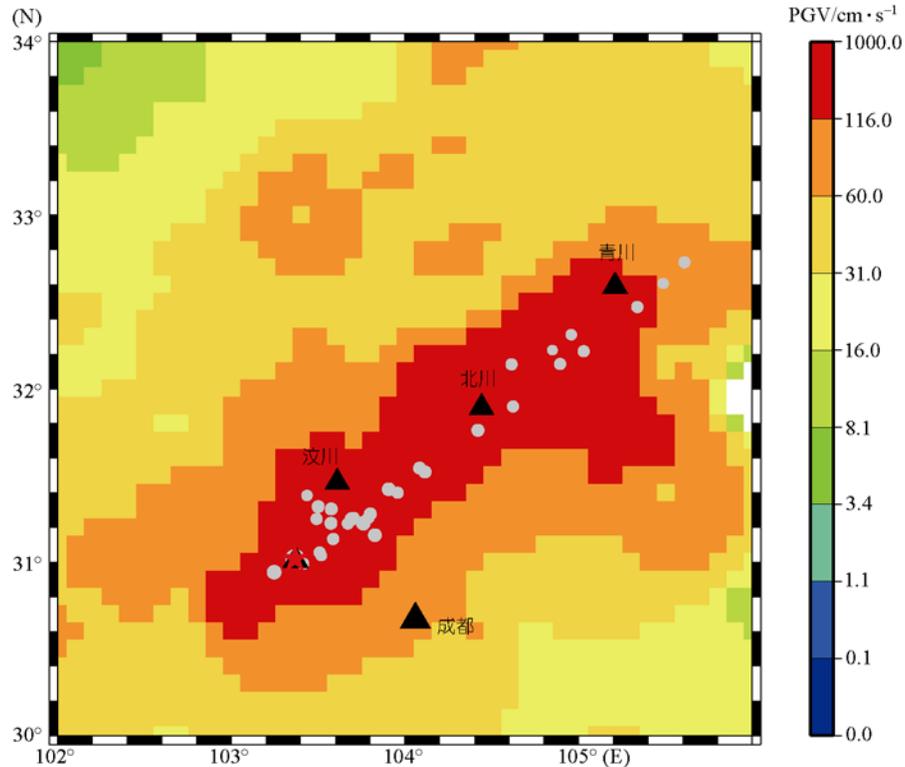


图 8 利用有限断层模型预测的峰值地面速度(PGV)

模型是由远震波形反演得到的. 震中标示在星形处, 浅灰色点为余震位置

差容许范围内的地震定位相对容易, 但估计震级仍具有一定挑战性. 然而, 可以用更远距离的台站和稍后到达的 P 波来更新震级信息. 这种情况并非仅适用于中国区域. 世界上有很多区域靠近的断层地震活动性周期较长, 仅布有稀疏的宽频带或强震台网. 如

果这些区域发生突如其来的强烈地震, 能投入应用的应急地震学仍需要更多的研究. 然而, 以上提出的计划可以提供一个可行的初步框架. 对地震台网稀疏的情况, 实时地震学的研究可以用渐进的方式逐步改善.

**致谢** 感谢傅容珊教授和黄建平博士等人对本文的修改意见, 同时也对审稿人提出的宝贵建议表示感谢. 本文所用数据来自于中国国家地震台网(CSNDMC), 蒙城国家野外站贡献号 2008-005.

## 参考文献

- 1 Burchfiel B C, Royden L H, van der Hilst R D, et al. A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China. *GSA Today*, 2008, 18(11): 4—11[DOI]
- 2 Geller R J, Jackson D D, Kagan Y Y, et al. Earthquakes cannot be predicted. *Science*, 1997, 275: 1616—1617[DOI]
- 3 Wyss M. Cannot earthquakes be predicted? *Science*, 1997, 278: 487—488[DOI]
- 4 Ellsworth W L, Beroza G C. Seismic evidence for an earthquake nucleation phase. *Science*, 1995, 268: 851—855[DOI]
- 5 Eberhart-Phillips D, Haeussler P J, Freymueller J T, et al. The 2002 Denali fault earthquake, Alaska: a large magnitude, slip-partitioned event. *Science*, 2003, 300: 1113[DOI]
- 6 Anderson G, Aagaard B, Hudnut K. Fault interactions and large complex earthquakes in the Los Angeles area. *Science*, 2003, 302:

- 1946—1949[\[DOI\]](#)
- 7 Kanamori H. Real time seismology and earthquake damage mitigation. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2005, 33: 195—214[\[DOI\]](#)
  - 8 Espinosa-Aranda J, Jiménez A, Ibarrola G, et al. Mexico City seismic alert system. *Seism Res Lett*, 1995, 66: 42—53
  - 9 Kanamori H, Hauksson E, Heaton T. Real-time seismology and earthquake hazard mitigation. *Nature*, 1997, 390: 461—464[\[DOI\]](#)
  - 10 Wu Y M, Teng T L. A virtual sub-network approach to earthquake early warning. *Bull Seismol Soc Am*, 2002, 92: 2008—2018[\[DOI\]](#)
  - 11 Horiuchi S, Negishi H, Abe K, et al. An automatic processing system for broadcasting earthquake alarms. *Bull Seismol Soc Am*, 2005, 95(2): 708—718[\[DOI\]](#)
  - 12 Wu Y M, Kanamori H. Experiment on an onsite early warning method for the Taiwan early warning system. *Bull Seismol Soc Am*, 2005, 95(1): 347—353[\[DOI\]](#)
  - 13 Odaka Y, Ashiya K, Tsukada S, et al. A new method of quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single seismic record. *Bull Seismol Soc Am*, 2003, 93: 526—532[\[DOI\]](#)
  - 14 Atsuyuki O, Barry B, Kokichi S, et al. *Spatial Tessellations: Concepts and Applications of Voronoi Diagrams*. 2nd ed. Hoboken: John Wiley, 2000. 671
  - 15 张国民, 汪素云, 李丽, 等. 中国大陆地震震源深度及其构造意义. *科学通报*, 2002, 47(9): 663—668
  - 16 Allen R M, Kanamori H. The potential for earthquake early warning in southern California. *Science*, 2003, 300: 786—789[\[DOI\]](#)
  - 17 Olson E, Allen R M. The deterministic nature of earthquake rupture. *Nature*, 2005, 438: 212—215[\[DOI\]](#)
  - 18 Helmberger D. Seismic source description of underground explosions and a depth discriminate. *Geophys J Roy Astron Soc*, 1972, 31: 45—66
  - 19 Helmberger D V, Engen G R. Modeling the long-period body waves from shallow earthquakes at regional ranges. *Bull Seismol Soc Am*, 1980, 70: 1699—1714
  - 20 Ni S, Kanamori H, Helmberger D. Seismology-energy radiation from the Sumatra earthquake. *Nature*, 2005, 434(7033): 582[\[DOI\]](#)
  - 21 Ji C, Wald D J, Helmberger D V. Source description of the 1999 Hector Mine, California, earthquake, Part I: wavelet domain inversion theory and resolution analysis. *Bull Seismol Soc Am*, 2002, 92: 1192—1207[\[DOI\]](#)
  - 22 Ji C, Helmberger D, Wald D J. A teleseismic study of the 2002 Denali, Alaska, earthquake and implications for rapid strong motion estimation. *Earthq Spect*, 2004, 20(3): 617—637[\[DOI\]](#)
  - 23 Zhao Z, Fan J, Zheng S. Crustal structure and accurate hypocenter determination along the Longmenshan fault zone. *Acta Seismol Sin*, 1997, 10(6): 761—768[\[DOI\]](#)
  - 24 Graves R, Pitarka A. Broadband time history simulation using a Hybrid approach. In: *Canadian Association for Earthquake Engineering, International Association of Earthquake Engineering*, eds. *The 13th World Conference on Earthquake Engineering*. Vancouver, B C, Canada, 2004. 1098
  - 25 Wald D J, Quitoriano V, Heaton T H, et al. TriNet “Shakemaps”: rapid generation of instrumental ground-motion and intensity maps for earthquakes in southern California. *Earthq Spect*, 1999, 15: 535—555
  - 26 国家汶川地震专家委员会. *汶川地震灾区地震地质灾害图集*. 北京: 地图出版社, 2008
  - 27 Zhang W, Shen Y, Chen X F. Numerical simulation of strong ground motion for the  $M_s8.0$  Wenchuan earthquake of 12 May 2008. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2008, 51(12): 1673—1682[\[DOI\]](#)