

一个复杂大地震的破裂特征分析^{*}

高 原^{1,2)} 郑斯华¹⁾ 周蕙兰²⁾
刘 振²⁾ 吴忠良³⁾

1) 中国北京 100036 国家地震局分析预报中心

2) 中国北京 100039 中国科学技术大学研究生院

3) 中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所

摘要 1993 年 6 月 8 日堪察加东部沿海 $M_s = 7.3$ 地震是一次非常复杂的破裂过程。通过宽频带波形拟合方法, 结合子事件叠加的空间传播特性和视时间差的分析, 讨论了这次地震的破裂特征。分析表明, 这次地震的破裂传递带有强烈的单向性, 主要破裂过程可以表示为: 破裂成核—北东东—正东偏北—正东偏南—停止, 由深至浅。

主题词 堪察加 模拟 震源特征 破裂方向 宽频带 视时间差

1 复杂的堪察加 1993 年 6 月 8 日 $M_s = 7.3$ 地震和发震构造环境

1993 年 6 月 8 日 13 时 03 分 37.6 秒(国际协调时 UTC), 堪察加岛近东沿岸发生了一次强烈地震($m_b 6.4$, $M_s 7.3$), 震中为 51.219°N , 157.836°E 。关于这次地震, 美国国家地震信息中心(NET)给出深度为 81 km, 哈佛大学的矩心矩张量(CMT)深度为 49.1 km, 而美国地质调查局(USGS)的矩心深度则为 86 km。众所周知, 堪察加地区位于环太平洋地震带的西北部, 并是环太平洋地震带的两个弧形子地震带的交汇部位, 它处于太平洋板块和欧亚板块的汇聚边界——太平洋板块向欧亚板块的俯冲带上。太平洋板块的俯冲在此形成了舌形的 Benioff 带, 而堪察加地区剧烈的火山活动和岛弧的形成则与这种俯冲运动直接相关。独特的地质学构造和动力学特征形成了该区特有的发震条件, 也造成了该区地震的频繁发生和地震本身的破裂复杂性(高原, 吴忠良, 1995; 吴忠良, 藏绍先, 1989)。

2 宽频带地震位移波形的模拟

70 年代以来, 用地震分布和震源机制研究构造问题成为地震学研究中一个重要的研究方向。近年来, 有人开始用 CMT 等参数讨论构造问题。与上述方法不同, 宽频带地震学

* 地震科学联合基金会资助项目。

1995-08-23 收到初稿, 1996-07-15 收到修改稿并决定采用。

方法不仅可以推断应力状态和震源机制，而且可以确定实际发震断层面，并在推测震源破裂过程方面具有较高的分辨率。使用宽频带波形可以比长周期波形反演更高的分辨率推断地震破裂的详细过程(Choy, Boatwright, 1981; Choy, Bowman, 1990)。

包括中国数字地震台网(CDSN)在内的全球数字地震台网(GDSN)记录到1993年6月8日堪察加东部沿海 $M_s=7.3$ 地震的宽频带地震波形(图1)，我们拟用GDSN的宽频带波

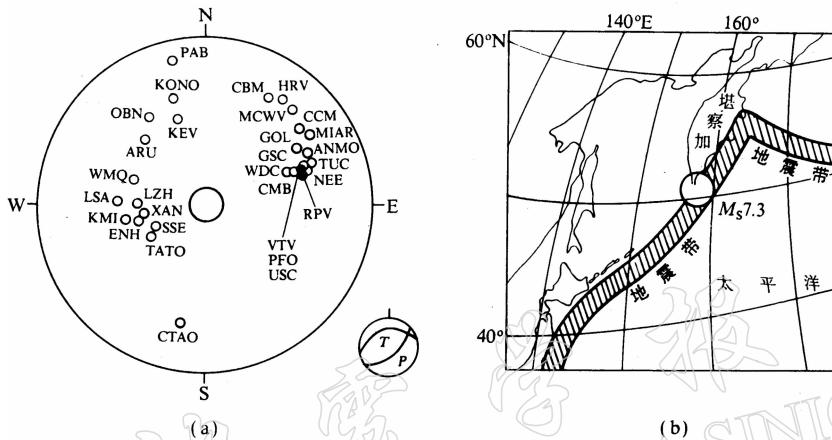


图1 台站方位分布(a)和震中位置(b)

台站坐标由方位角和震中距给出。其中方位角相对于正北N顺时针方向增加，震中距沿半径增加，圆心为0°，半径为100°。图中大圆圈和小圆圈分别表示震中和台站位置，

图(a)的右下角给出USGS测定的这次地震的震源机制

形研究这次 $M_s=7.3$ 地震的震源破裂特征。根据得到的震中距在 $30^\circ \sim 90^\circ$ 之间的 30 个台的宽频带观测波形，进行了波形模拟，在这个范围内的宽频带垂直向 $P+pP+sP$ 波组对于推断震源破裂过程具有较高的分辨率和较强的可靠性。在波形模拟中，通过震源函数、传播算子的褶积得到宽频带垂直向 $P+pP+sP$ 波形(Choy, Boatwright, 1990)，采用随频率变化的宽频带 t^* (Choy, Cormier, 1986)进行衰减校正。以 USGS 矩张量反演结果为基础，用一系列子事件的叠加方法，通过走向、倾角、滑动角、子事件深度、子事件上升时间、下降时间和相对振幅及相对时间延迟等参数进行正演试错拟合，得到每个观测台站的视(或准)震源时间函数(以下简记为 qSTF) 和模拟的宽频带理论波形。图 2 给出台站的 qSTF，位于震源以西的台站的 qSTF(如 SSE 和 WMQ)较之位于震源以东的台站的 qSTF(如 CBM 和 VTV)更宽。虽然每个台站的 qSTF 的具体形态不同，但它们的基本特征相似。对于每个台站来说，用 8 个子事件都可以较好地拟合出观测波形。然而需要指出的是，小部分位于震源以东的台站的观测波形仅用 6 个子事件便可较好地拟合(如 VTV)，其 qSTF 似乎显得与众不同，这种情况多少有点与正演试错拟合的方法本身有关，并且就子事件 7 和 8 来说，在震源以西的台站 qSTF 中表现得较强，而在震源以东则表现较弱。但从图 2 中至少可以看到，每个台站的前 6 个子事件的特征是一致的。而类似于 VTV 的 qSTF，从波形拟合的角度来说，可能也有更弱的子事件 7 和 8。严格说来，这里的子事件也许称为“视子事件”更合理些。图 3 给出宽频带记录波形的拟合情况。

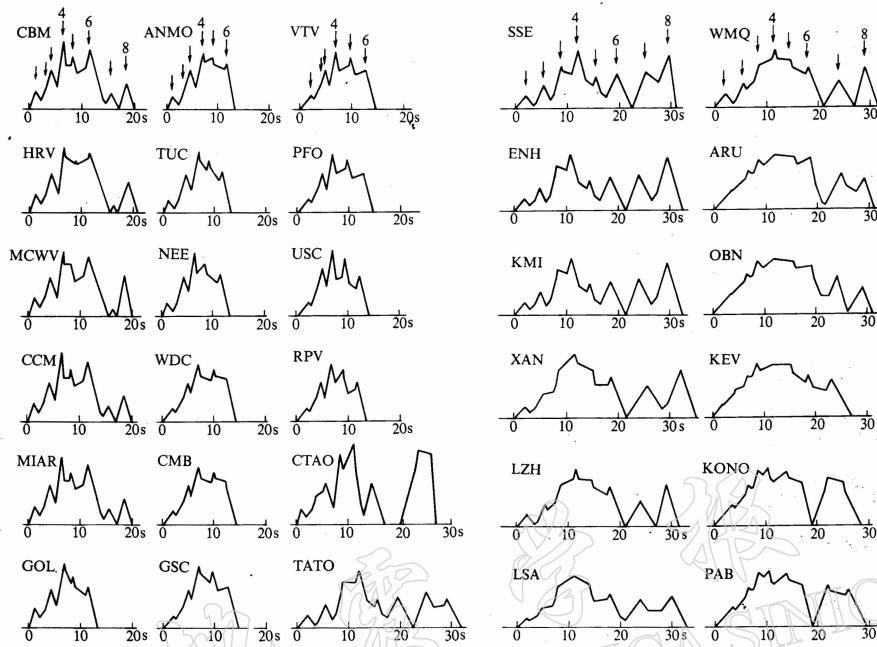


图 2 视震源时间函数. 箭头指出子事件位置, 图中字母为台站代码

3 震源破裂特征分析

对于单一方向性的单侧破裂的震源, 在不同方位的接收点上, 其波形特征明显不同(高原, 1996a). 若不考虑接收器离震源距离的影响, 那么在背离破裂传播方向上的接收器得到的波形宽度最宽(以P波组为例), 在朝向破裂传播方向的接收器得到的波形的宽度则最窄. 因而, 对于大地震而言, 只要记录台站的分布足够好, 便可估计出震源的实际破裂方向. 在宽频带地震波形的模拟中, 为了不使波形模拟的实际操作太复杂化, 在进行波形试错拟合时, 对于叠加的每个子事件采用不改变其水平位置参数的办法, 这样得到每个记录台站视震源函数(q STF), 再通过 q STF中体现出的子事件之间的视时间差(参见图2)估计出震源的实际破裂方向. 所谓视时间差是指在各个观测台站得到的不同子事件之间的破裂时间的相对差值.

我们把得到的每个观测台站有效的子事件之间的视时间差, 以极坐标形式图示出来(图4). 若以圆的半径表示子事件之间的视时间差, 圆心 o 为零秒, 从正北N起顺时针方向增加的角度则完全等同于每个观测台站的方位角, 把在每个观测台站得到的子事件的视时间差按台站方位用小圆点绘出便得到了图4. 图4中的虚线圆是观测值的拟合圆, 其左、中和右3幅图分别表示了子事件1~4, 4~6和6~8的视时间差. 这3幅图中, 拟合圆圆心 c 都在偏西方向. 可见, 实际震源的破裂总体上是由西向东发展的. 由于在波形模拟中用了8个子事件, 因而图4表现的是一种等效性, 这种等效性体现的是阶段性递进式的子破裂的特征. 例如, 子事件1~2, 2~3和3~4的视时间差的特征基本一致, 故这3个子破裂阶段在图象上可以用一个等效方式表示(参见图4左图). 这种较粗略的等效方式可以帮助

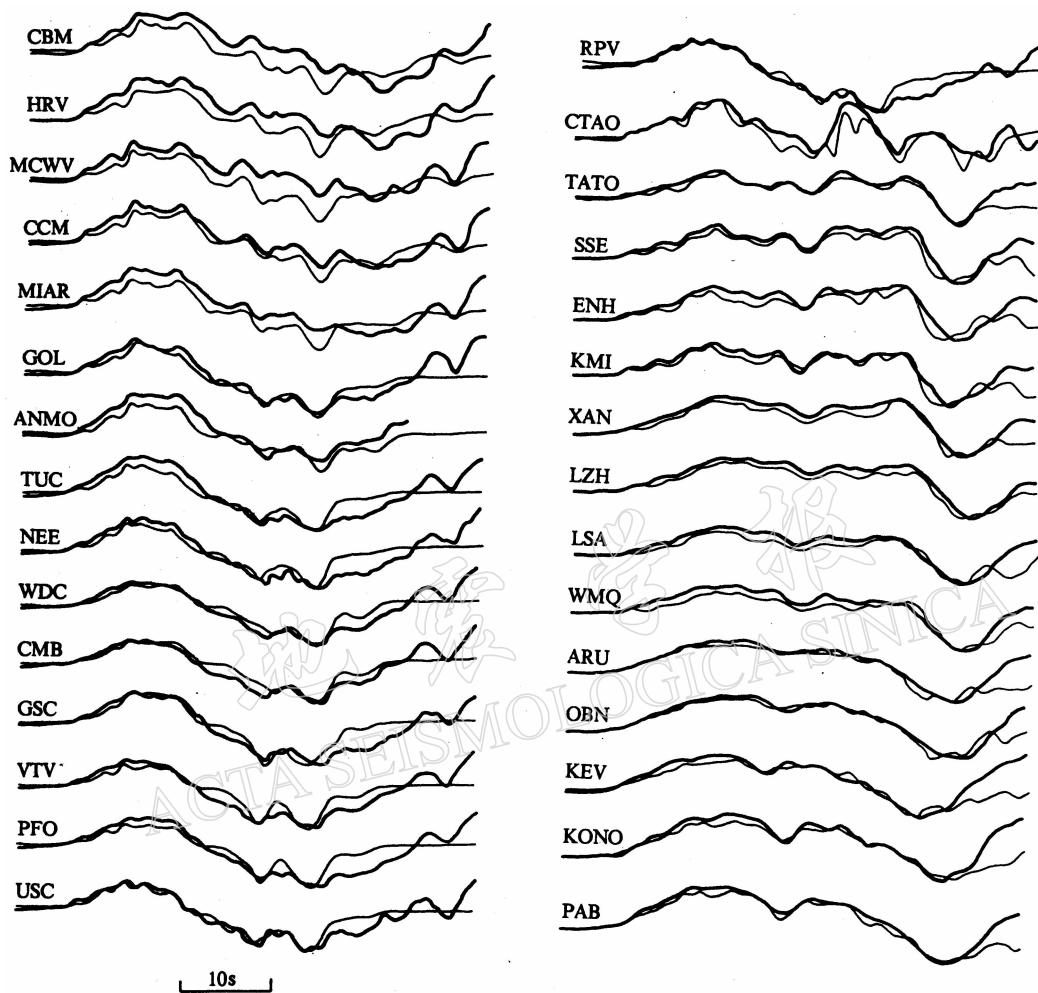


图 3 垂直向宽频带记录波形拟合. 粗线为观测波形, 细线为模拟波形, 图中字母为台站代码

助我们抓住问题的基本特征, 减少可能的不确定性. 根据前面的分析可知, 在极坐标图上, 子事件视时间差的拟合圆圆心 c 的偏移方向的逆方向(即 co 方向)就是推测的实际震源破裂方向. 从而可以得到, 这次地震的破裂在水平方向上传递的基本图象是: ①首先破裂开始, 并向北东东方向形成一个带有强烈方向性的破裂扩展; ②遇障碍受阻后, 破裂扩展方向稍稍顺时针偏转一个角度, 接着沿近正东的方向传递; ③扩展再次受阻, 破裂扩展又改为南东东方向并最后终止. 图 4 的下部给出了破裂扩展方向, DR 意指破裂方向, 并用粗黑的箭头表示出来.

为了更好地理解子事件视时间差与破裂方向之间的关系, 以台站的接收方位与破裂方向之间的夹角 θ 的余弦函数为横坐标, 以子事件的视时间差 dt 为纵坐标, 从而得到了图 5. 由左至右, 3 幅图分别对应子事件 1~4, 4~6 和 6~8 的情况. 从数据的拟合直线的示意可以看出, 3 幅图的 dt 的最低值都出现在 $\theta=0^\circ$ 附近, 最高值都出现在 $\theta=180^\circ$ 附近; 而 $\theta=0^\circ$

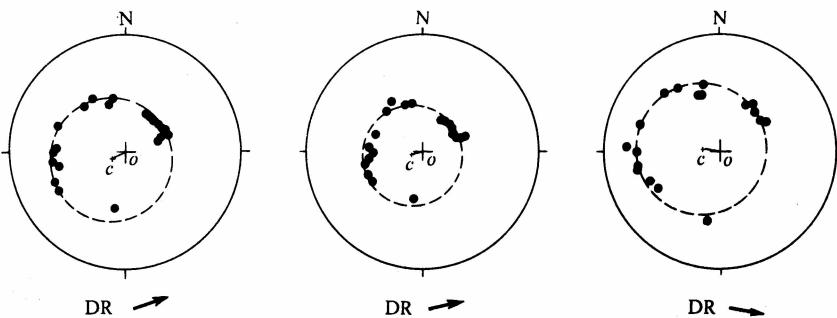


图 4 破裂传递图象

图中每个圆(实线)的半径方向表示子事件之间的视时间差, 圆心 o 为零秒, 方位角则完全等同于每个观测台站的方位角。虚线圆则为示意的观测值的拟合圆, 拟合圆圆心用 c 表示, 最大半径均为 15 s。图中连接 oc 的线段指出了拟合圆圆心 c 相对于 o 的偏移, 下面的粗实线箭头表示推测的破裂扩展方向(DR), 与 c 的偏移方向相反。

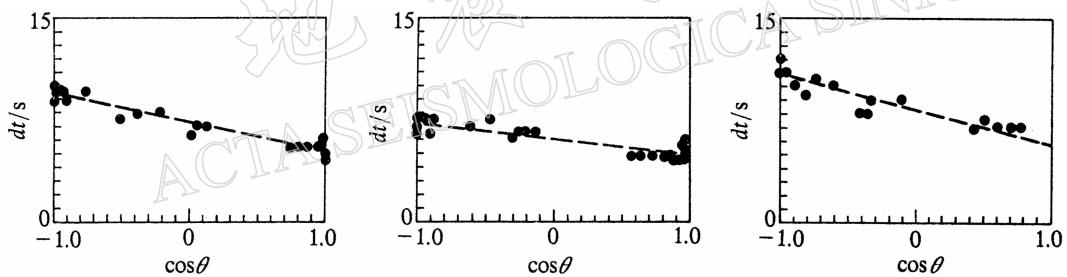


图 5 子事件视时间差与破裂方向的关系。 θ 为台站的接收方位与破裂方向之间的夹角, 以顺时针方向为正, dt 为子事件的视时间差, 图中直线拟合用虚线示意

意味着破裂方向指向的位置, $\theta=180^\circ$ 意味着背离破裂方向的位置, 这表明推测的破裂方向的分析结果符合理论解释。这里, 若用与正北 N 以顺时针方向增加的角度(记为 α)来表示破裂方向, 则左、中、右图分别对应 $\alpha=70^\circ, 85^\circ, 95^\circ$ 。

堪察加地区在构造上向北西方向的俯冲特征和震源机制解(图 1), 与该次地震水平方向上的破裂图象(图 4), 暗示了这次 $M_s=7.3$ 地震的总体破裂是由深向浅发展的。这与我们在波形试错拟合中得到的从子事件 1 到 8, 在深度上基本是从深至浅的结果一致。深度变化约从 62 km 减至 48 km。分析视震源时间函数(高原, 1996a)可知, 最宽台站的视震源时间函数(约 32 s)较之最窄台站的视震源时间函数(约 20 s)的差约为 12 s, 从而可以估算出震源的破裂持续时间为 26 s。

值得注意的一个现象是, 无论是直接从宽频带的 P 波组波形上, 还是从得到的视震源函数, 都可发现随台站方位不同的一个明显的区别, 即凡在震源以西一侧的台站, 其波形都明显宽于在震源以东的台站, 从视震源时间函数中也可看到这一特征。这个特征从直观上为估计地震的破裂方向提供了信息(高原, 1996a), 也与周蕙兰教授对观测波形的宽度变

化与破裂传播方向之间的关系的讨论相一致。他们的工作表明，多重破裂和破裂传播的方向性效应使得复杂大地震的 P 波波形和震源过程非常复杂(周蕙兰等, 1984)。

4 结论

宽频带地震学的发展已经使得能够在一个较宽的频带范围内, 以较高的分辨率详细地研究中等以上地震的破裂过程(高原, 1996 b). 利用 GDSN(包括 CDSN)的宽频带波形资料研究板块内部和板块边界地区的震源过程, 对于认识这些地区的构造物理过程及其应力场的影响, 具有重要的基础性意义. 通过宽频带波形拟合方法, 得到 1993 年 6 月 8 日堪察加东部沿海 $M_s=7.3$ 地震的破裂过程. 分析表明, 根据 USGS 的最佳双力偶解给出的两个节面, 发震断层面为走向 239° 、倾角 33° 、滑动角 98° . 主要破裂过程可以表示为: 破裂成核—北东东—正东偏北—正东偏南—停止, 由深至浅. 这种复杂的破裂图象与该区的地质结构和构造应力场具有直接的联系(吴忠良, 贲绍先, 1989; 高原, 吴忠良, 1995). 这次地震是一个大尺度的发生在俯冲带的事件, 破裂传递带有强烈的单向性. 对于这类单侧破裂的较大的地震事件, 本文对其震源破裂的总体特征的近似估计具有一定的合理性.

感谢 NEIC 的 G. L. Choy 博士和张平生、G. Reagor、R. Needham 先生曾经给予的帮助. 特别感谢陈运泰院士的指导和帮助.

参 考 文 献

- 高原, 吴忠良, 1995. 1993 年 11 月 13 日堪察加大地震的破裂过程及其构造意义. 地球物理学报, **38**(1): 55~63
 高原, 1996a. 较大地震破裂尺度的一种简单估算. 地震, **16**(4): 377~383
 高原, 1996b. 宽频带地震学与中强地震破裂过程的研究. 地球物理学进展, **11**(4): 34~46
 吴忠良, 贲绍先, 1989. 千岛-鄂霍次克海地区的地震分布、震源机制和应力状态. 地震地质, **11**(2): 85~95
 周蕙兰, Kanamori H, Allen C R, 1984. 复杂大地震分析和龙陵地震震源过程. 地球物理学报, **27**(6): 523~536
 Choy G L, Boatwright J, 1981. The rupture characteristics of two deep earthquakes inferred from broadband GDSN data.
Bull Seism Soc Amer, **71**: 691~711
 Choy G L, Cormier V F, 1986. Direct measurement of the mantle attenuation operator from broadband P and S wave-forms. *J Geophys Res*, **91**: 7 326~7 342
 Choy G L, Bowman J, 1990. Rupture process of a multiple main shock sequence: analysis of teleseismic, local and field observations of the Tennant Creek, Australia, earthquake of January 22, 1988. *J Geophys Res*, **95**: 6 867~6 882
 Harvey D, Choy G L, 1982. Broadband deconvolution of GDSN data. *Geophys J R astr. Soc*, **69**: 659~668