

孙安辉、陈棋福、陈颢等,2011,天山东北部地震的重新定位和一维地壳速度模型的改善,中国地震,27(3),235~247。

天山东北部地震的重新定位和一维地壳速度模型的改善

孙安辉^{1,2)} 陈棋福²⁾ 陈颢²⁾ 李纲³⁾ 张智强²⁾

1) 中国地震局地球物理研究所,北京市海淀区民族大学南路 5 号 100081

2) 中国地震局地震预测研究所,北京市海淀区复兴路 63 号 100036

3) 中国地震台网中心,北京 100045

摘要 根据布设在乌鲁木齐市活断层探测区内的流动宽频带地震台阵,结合区域地震台网的走时数据,利用 3 种不同的定位方法对新疆天山东北部地区($E85^{\circ}30' \sim 88^{\circ}30'$, $N43^{\circ}00' \sim 44^{\circ}40'$)2004 年 8 月至 2005 年 8 月发生的 599 个地震进行了重新定位。通过比较不同方法的结果合理性,确定了适合于当地震源精定位的程序,并改善了一维地壳速度模型。结果表明:联合使用流动地震台阵和区域台网的资料,显著提高了研究区的地震定位能力,精定位后震中分布图像更加集中,展示出了天山东北部地区更为明显的与活动构造相关的条带状地震活动分布图像,除了一些与已知断层相关的地震事件外,还发现一些有待证实的活断层。

关键词: 地震精定位 速度模型比较 天山东北部 活断层

[文章编号] 1001-4683(2011)03-0235-13 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

天山山脉位于亚洲大陆腹地,南边紧靠帕米尔高原,又夹于塔里木盆地和准噶尔盆地之间,东西绵延约 2500km,具有特殊的地质构造活动背景,被认为是印度板块与亚洲板块碰撞的结果(Abdrakhmatov et al, 1996)。几十年以来,国内外地震学家们通过布设人工测线及流动地震台阵等手段对部分地区进行结构研究及地震活动性的分析,勾画出了天山造山带的基本构造框架(邓起东等, 1999; 2000; 郭飏等, 2006; 卢德源等, 2000; 米宁等, 2005; 邵学钟等, 1996; 胥颐等, 2000, 2005)。天山东北部地区地震活动频繁,以乌鲁木齐市为界,东侧为博格达弧形推覆构造,由三排逆断层—背斜带组成。历史上有地震记录以来,沿该带发生的最大地震为 1965 年博格达 6.6 级地震,古地震研究揭示该带曾发生过 7 级地震;乌鲁木齐市西侧为北天山逆冲推覆构造,由 3~4 排逆断层—背斜带组成,发生的最大地震为 1906 年玛纳斯 7.7 级地震。刘保金等和王椿镛等人都曾利用地震深反射剖面实验,揭示了该区域的地壳深部构造特征(刘保金等, 2007; 王椿镛等, 2001)。

[收稿日期] 2011-04-08

[基金项目] 乌鲁木齐市地震活断层探测项目和龙门山断裂带南段的精密可控源主动探测研究项目资助

[作者简介] 孙安辉,男,1979 年生,博士研究生,主要从事反演理论和方法研究, E-mail: sah@seis. ac. cn

* 通讯作者: 陈棋福,研究员, E-mail: chenqf@seis. ac. cn

在地震观测台站确定的情况下,影响地震定位精度的主要因素包括结构模型的误差和观测走时等信息误差(陈棋福等,2001)。恰当的震源精定位方法通过应用良好的速度模型可以提高定位结果的可信度,同样地,反过来,也可以运用不同的精定位方法,通过比较定位结果来判断速度模型的优劣。一维参考地震波速度模型是区域地震构造研究的重要基础,三维成像反演的可靠性有赖于一维模型的准确建立。另一方面,基于一维速度模型的计算相对于基于三维速度模型的计算,在精度允许的范围内具有低成本高效率等优势。因此一维速度结构的研究依然是当前地下速度结构研究的重点之一。目前,天山东北部区域的一维地壳速度模型仍不充分。本研究结合宽频带流动地震台阵和区域台网的走时资料,通过应用不同的地震精定位方法,尝试改善该区域的地壳一维地震 P 波速度模型,同时提供地震活动性与活断层分布关系的观测证据,提高活断层空间定位的分辨能力。即用同样的方法对使用不同区域地壳速度模型获得的定位结果进行比较,得到改善的速度模型;同时也比较不同定位方法采用同一个速度模型给出的定位结果,并比照现有的地质构造资料,最终得出适用于研究区域的地壳速度模型和相应的定位方法。

1 地震定位

1.1 资料

2006 年 7 月在“乌鲁木齐市地震活断层探测”项目资助下,在乌鲁木齐市活断层探测的工作区内围绕活断层探测目标区($87^{\circ}15' \sim 87^{\circ}45' E, 43^{\circ}40' \sim 44^{\circ}00' N$)布设了 10 台 GüRALP CMG-3ESP 宽频带流动数字地震仪(配 REFTEK 130 采集器),与乌鲁木齐市水磨沟地震基准台和乌鲁木齐市遥测地震台网联合组成台间距 30~40km 的数字观测台网(图 1,注:另有 4 个固定台即 BHT[$85.83056^{\circ}E, 46.9911^{\circ}N$]、BTS[$90.51417^{\circ}E, 45.28388^{\circ}N$]、LSG[$84.275^{\circ}E, 45.56388^{\circ}N$]、WSU[$84.64083^{\circ}E, 44.12305^{\circ}N$]落在地震构造图外未绘入图中)。

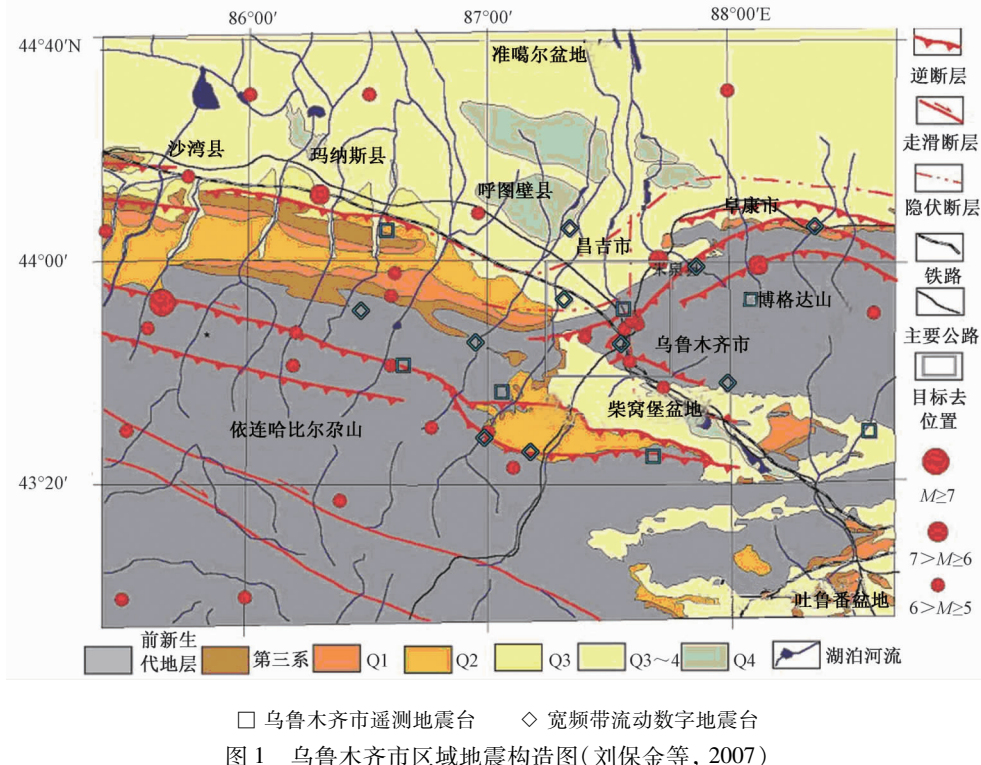
2004 年 8 月至 2005 年 8 月的连续观测完成后,对流动台记录的波形数据事件进行了截取和格式转换以及震相拾取。共拾取了 2050 个 P 波初动和 2012 个 S 波震相,结合乌鲁木齐市区域遥测台网的地震观测报告中 2074 个事件中的 4615 个 P 波到时和 4359 个 S 波到时,完成了地震震相和事件数据的组合。为保证定位结果的稳定,本研究选取了具有 3 个台以上记录的地震事件进行精定位。

1.2 定位方法

本研究采用了 3 种地震定位方法,一是国际地震学和地球内部物理协会(IASPEI)推荐的适用于全球和区域尺度定位的程序,即挪威地震台阵 NORSAR 研制的 HYPOSAT 定位程序(Schweitzer,2001);二是美国地质调查局(USGS)系列单事件定位程序中适合于近场精确定位的 HYPOINVERSE 方法(Klein,2001);三是近年来提出且广泛使用的适合于地震丛集事件的 HYPODD 方法即双差地震定位法(Waldhauser et al,2000)。

1.2.1 HYPOSAT 定位法

HYPOSAT 定位法是基于经典的 Geiger 法(Geiger,1912),除采用传统的震相到时外,还可应用震相到时差、台站到震源的方位角和地震射线等参数来进行定位。其可采用的地球结构速度模型包括使用者给定的具体区域模型和通用的全球模型(Jeffreys-Bullen、PREM、



IASP91、AK135、SP6 等)及全球地壳模型 CRUST 5.1 (Mooney et al, 1998) 进行走时校正计算。HYPOSAT 作为 NORSA 台网的定位程序, Walker 等(2005)曾利用该方法对 2002 年 6 月的伊朗地震进行重新精确定位; Hicks 等(2004)利用 HYPOSAT 方法对巴伦支海地区的地壳速度模型进行了评估。

1.2.2 HYPOINVERSE 定位法

HYPOINVERSE 算法是在 Geiger 法的思想上发展起来的一种单事件绝对定位方法。其在 USGS 的 HYPO71 的基础上, 为适应近场地震定位增加了用于梯度层的定位算法和分区模型的算法, 对初始模型各层的厚度和速度参数都能作适当的调整。其基本原理是首先计算近场特定模型下的走时表, 再通过走时反演确定地震的震中位置和深度。该方法的优点是可以考虑比较复杂的地下结构状况, 通过设置分区的地壳模型以及参考地震台站的分布来改变地壳模型的办法以有效地改善定位精度。HYPOINVERSE 算法是 USGS 系列单事件定位程序中适合于近场精确定位的方法, 很多地震学家运用此方法, 并结合震源机制解分析, 揭示了当地断层破裂的过程 (Radziminovitch et al, 2005; 李文军等, 2005); 或者运用流动台的纪录展示区域地震活动性 (Lippitsch et al, 2005) 及探索逆冲断层等地质构造 (Langin et al, 2003)。

1.2.3 HYPODD 双差定位法

HYPODD 双差定位法同样基于地震波走时方程的 Taylor 展开一阶近似式。当震群事件的分布比较集中, 震源间的距离远小于其与地震台站的距离, 也小于震源区速度不均匀的尺度时, 此方法利用从每一震源到同一台站的路径几乎是相同的特性, 通过引入地震间

的震相走时差,迭代求得计算震源的相对位置和发震时刻,从而较好地消除速度模型的不均匀性引起的定位误差,是取得比绝对定位方法精度高且适用于比主事件法空间跨度大的地震事件群体的相对定位法。国内外的地震学家应用此方法在不同地区研究断层带的分布 (Schaff et al,2002;Shearer,2002),探索所隐伏断层的存在 (Courboux et al,2003;朱艾澜等,2005a,2005b),揭示出地震活动与构造活动的密切相关 (Waldhauser et al,2002;杨智娴等,2003)。

1.3 用于定位的速度模型

中国地质科学院地质研究所 1996~2000 年完成的新疆天山(独山子)—塔里木—昆仑山(泉水沟)地学断面(肖序常等,2004),以及王椿镛等(王椿镛等,2001;Wang Y C, et al, 2004)在天山北缘实施的通过玛纳斯 7.7 级地震震中区的深地震反射探测获得的沿剖面地壳细结构图象,为本研究的地震定位提供了基本的速度结构约束。另外中国地震局地球物理勘探中心“乌鲁木齐活断层探测与地震危险性评价”项目中实施的乌鲁木齐深地震反射剖面的成果则为本研究地震精定位所必需的速度结构确定,提供了良好的约束(刘保金等,2007)。图 2 分别给出了取自肖序常等编制的新疆天山(独山子)—塔里木—昆仑山(泉水沟)地学断面(简称 XXC 模型)的速度结构和王椿镛等人的研究结果(Wang C Y et al,2004)(简称 WCY 模型)与乌鲁木齐区域台网用于日常地震定位编目的单层速度结构(简称 C65)。由于本研究的重点是这一地区的地震重新定位,因此我们重点关注对地震定位有重要影响的浅层沉积层速度结构,参照乌鲁木齐深地震反射剖面给出的平均速度结构,当深度小于 40km 时,我们基于肖序常(2004)模型进行修正,而当深度超过 40km 时,我们基于王椿镛(2004)模型进行修正,最后组合得到本研究需要的速度模型(简称 XXCR 模型)。

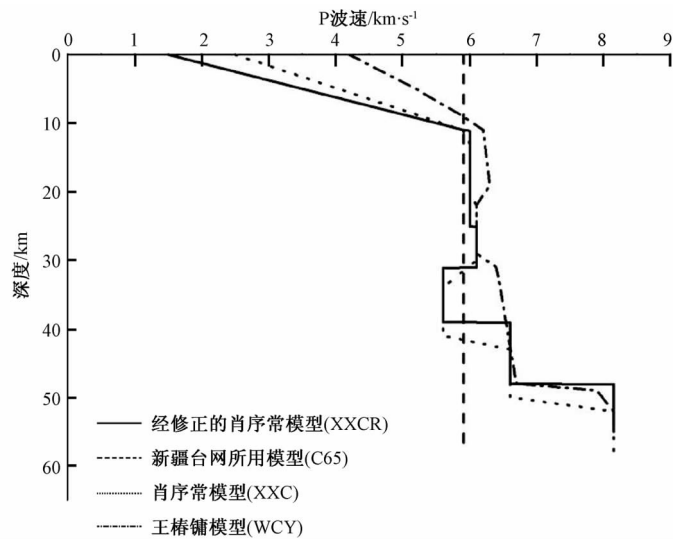


图 2 用于地震定位对比试验的几种 P 波速度结构

2 结果分析与讨论

我们首先应用上述的 HYPOSAT 和 HYPOINVERSE 方法对发生在乌鲁木齐市活断层探测的工作区 ($85^{\circ}30' \sim 88^{\circ}30' \text{E}$, $43^{\circ}00' \sim 44^{\circ}40' \text{N}$) 中的地震进行重新定位。最后在 HYPOINVERSE 的精定位结果基础上,再用 HYPODD 方法进行定位。

2.1 定位结果的比较

从 3 种方法用于不同地壳速度模型得到的定位结果(走时残差 $\text{RMS} < 1$) 的统计数据来看:用 HYPOSAT 方法时,不同模型的可定位数相当,平均约为 47 个;用 HYPOINVERSE 方法时,不同模型的可定位数也相当,平均为 639;而用 HYPODD 方法时,相对其他速度模型,采用 XXCR 模型能提高可定位数约 50%,为 417 个。

参照乌鲁木齐深地震反射解释剖面 D(刘保金等,2007 剖面位置参见图 6),将本研究流动台站观测期间记录到的剖面 D 两侧 10km 范围内的地震事件,分别用不同的速度模型用 3 种定位方法(HYPOSAT、HYPOINVERSE、HYPODD)进行定位并与新疆台网给出的定位结果进行对比分析。

从图 3(a)可见,新疆台网观测的地震定位结果,与深地震反射解释剖面揭示的断裂和滑脱面明显不相符,其原因很可能是由于采用简单的单层速度模型和台站分布不均所引起,这充分显示出本研究进行加密流动观测和地震精定位的必要性。相比较 HYPOSAT 和新疆台网的定位结果,没有显示出明显的改善,这可能是由于 HYPOSAT 所采用的定位方法,主要是为大范围甚至是全球地震定位服务的,可能对于局地地震定位的适用性考虑不够所致,但也有可能是所采用的 2 种速度模型对乌鲁木齐如此复杂地区的浅层速度结构反映不够引起,故稍后开始考虑引进在 XXC 基础上加以修改的 XXCR 模型。

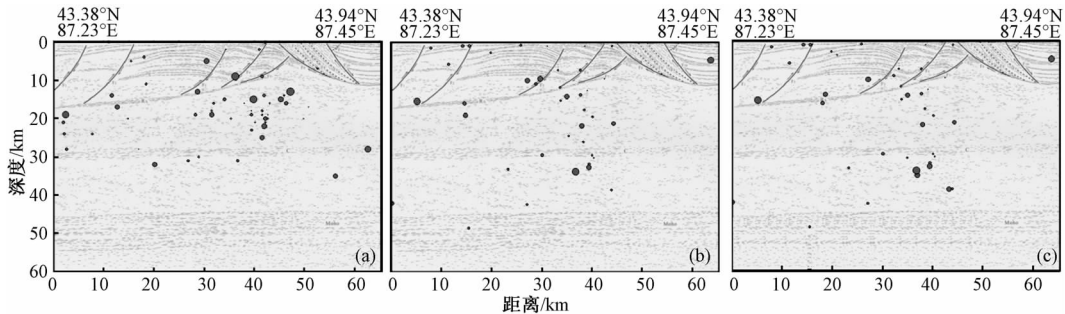


图 3 剖面 D 上 HYPOSAT 方法定位结果的投影图像比较 $\cdot 1.0 \cdot 2.0 \cdot 3.0 \cdot 4.0$

(a) 刘保金等(2007)给出的乌鲁木齐深地震反射解释剖面及新疆台网观测报告中 2004 年 8 月 2 日~2005 年 8 月 10 日发生在剖面 D 两侧 10km 范围的地震投影,(b)采用 WCY 模型的 HYPOSAT 定位结果,(c)采用 XXC 模型的 HYPOSAT 定位结果

对比图 4 和图 3, HYPOINVERSE 的结果较 HYPOSAT 的结果与乌鲁木齐深地震反射剖面给出的断裂和滑脱面更为一致,表明 HYPOINVERSE 更能满足本研究的近场地震精确定位需要。而从所采用的不同速度模型来看,较好地反映浅层速度结构的 XXCR 修正模型的定位结果,与 40m 道间距 120m 炮间距的高质量深反射结果更为一致。在采用 HYPOINVERSE 定位时,我们先同时用 P 震相和 S 震相进行定位,然后单独用 P 震相定位,

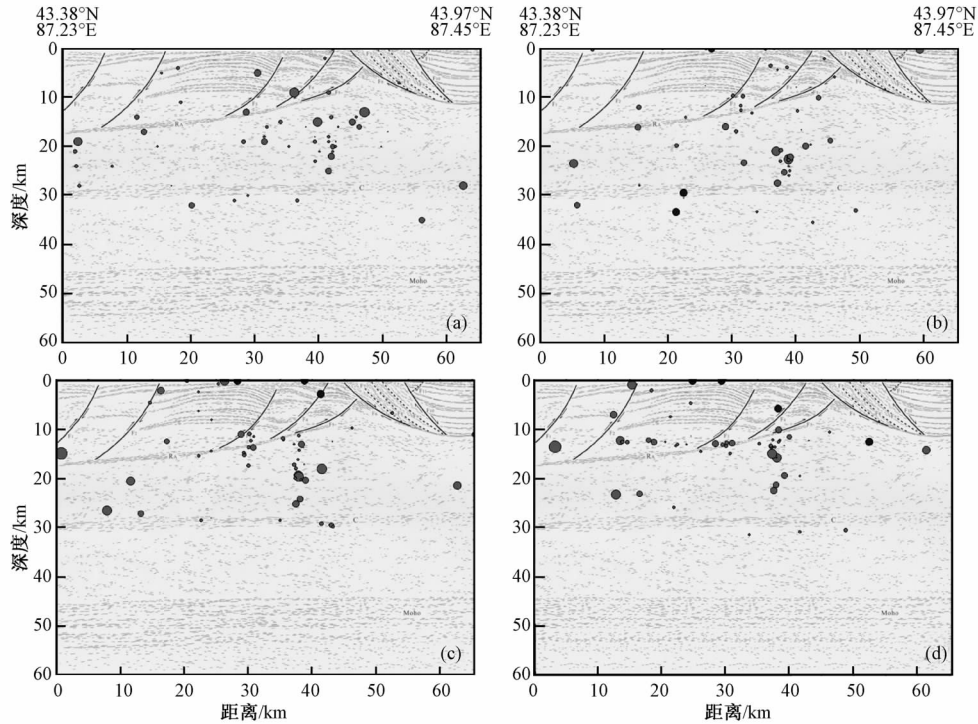


图4 剖面 D 上 HYPOINVERSE 方法定位结果的投影图像比较 $\bullet 1.0 \bullet 2.0 \bullet 3.0 \bullet 4.0$
 (a)同图 3(a), (b)采用 WCY 模型的 HYPOINVERSE 定位结果, (c)采用 XXC 模型的 HYPOINVERSE
 定位结果, (d)采用 XXCR 模型的 HYPOINVERSE 定位结果

发现同时采用 P 震相和 S 震相进行定位能获得更多的定位结果数据且走时残差的均方根值更小。

对比图 4 的不同速度模型的定位结果可见,模型 XXCR 显示出改善的定位结果。表层速度的减小有效降低了无法定出深度的地震个数,而 30 ~ 50km 深处的速度变化则使 20 ~ 30km 深处发生的地震数减少了,从所定位的震源深度看,地震多发生在深反射剖面所揭示的断层和 10 ~ 18km 处滑脱构造附近。

对比图 4 和图 5,以 HYPOINVERSE 定位结果为初值进行 HYPODD 相对定位的结果显得比 HYPOINVERSE 的结果与断裂和滑脱面更切合一些。在经过对 WDCT 参数不同值的试验结果比较后,我们发现当 WDCT = 6km 的时候,定位效果最佳,因此地震丛集的数量更加有限,虽然可定位的地震较 HYPOINVERSE 少,但正如国内外许多学者指出的:HypoDD 双差定位法能够更好地揭示群集发生的地震事件与地震构造的关系。图 5 也充分体现了 HYPODD 定位不受速度结构影响的优势,同时也在一定程度上验证了采用 XXCR 模型的 HYPOINVERSE 定位结果(图 3(d))的可靠性。

基于前述分析,本研究最终以修正的 XXCR 速度模型的 HYPOINVERSE 的地震精定位结果(图 6)为基础,同时辅之以 HYPODD 的双差相对定位结果(图 7)进行与构造相关的分析。

由图 6 可见,加密布设观测 1 年的 10 个宽频带流动台,有效地提高了乌鲁木齐地区的

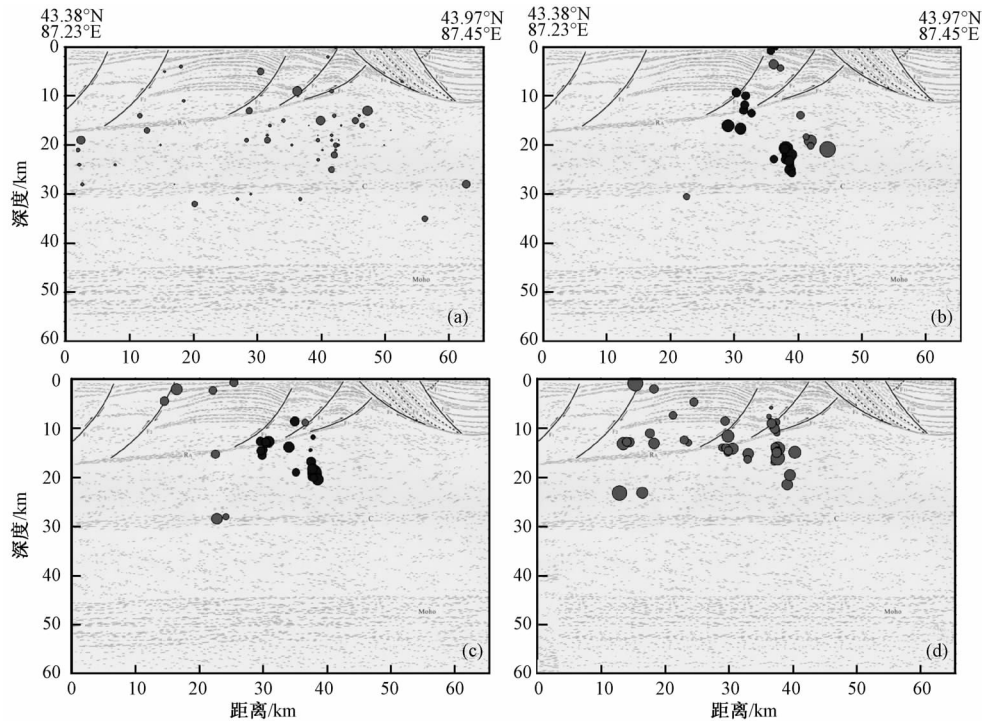


图5 剖面 D 上 HYPODD 方法定位结果的投影图像比较 $\bullet 1.0 \bullet 2.0 \bullet 3.0 \bullet 4.0$

(a)同图3(a);(b)采用 WCY 模型的 HYPODD 定位结果,(c)采用 XXC 模型的 HYPODD 定位结果,
(d)采用 XXCR 模型的 HYPODD 定位结果

地震监测能力,从被3个及以上地震台记录到的地震数来看,HYPOINVERSE 的定位结果个数比较稀疏的乌鲁木齐区域遥测台网记录到的599个多了87个(图6中绿色圆圈),占HYPOINVERSE 所定位的地震总数727个的12% (87/727)。HYPOINVERSE 所定位的727个地震震中的平均误差为1.4~4.5km,深度的平均误差为3.3~10.4km,震相的平均均方根残差为0.77s;图7中,HYPODD 在HYPOINVERSE 结果的基础上重定位后的417个地震的震相的平均均方根残差减少到0.273s,地震震中的东西方向平均误差为2.9km,南北方向为3.4km,深度的平均误差为4.7km。

在残差方面,应用HYPODD方法,对采用不同模型得到的事件定位残差进行了比较。在对相同的165个事件进行定位后,采用WCY模型获得的平均残差约为0.447,采用XXC模型获得的平均残差约为0.371,采用XXCR模型获得的平均残差约为0.317。随着模型的不改善,残差不断减小,在采用本研究修正后的XXCR速度模型时,残差达到最小值。

2.2 讨论

本研究得到的地震活动性结果显示,经HYPOINVERSE 和HYPODD 重新定位后,震源深度在10~18km的事件约占总数的58%和47%。这进一步表明该区域在统一的构造变形作用下在10~18km深处存在着滑脱构造(刘保金等,2007)。地震活动明显受天山山前断裂和准葛尔盆地南缘断裂的逆冲推覆构造所控制,大部分小震主要发生在准噶尔盆地和柴窝堡盆地与北天山之间的边缘地带。中下地壳由于受到莫霍面与上地幔的物质交换影

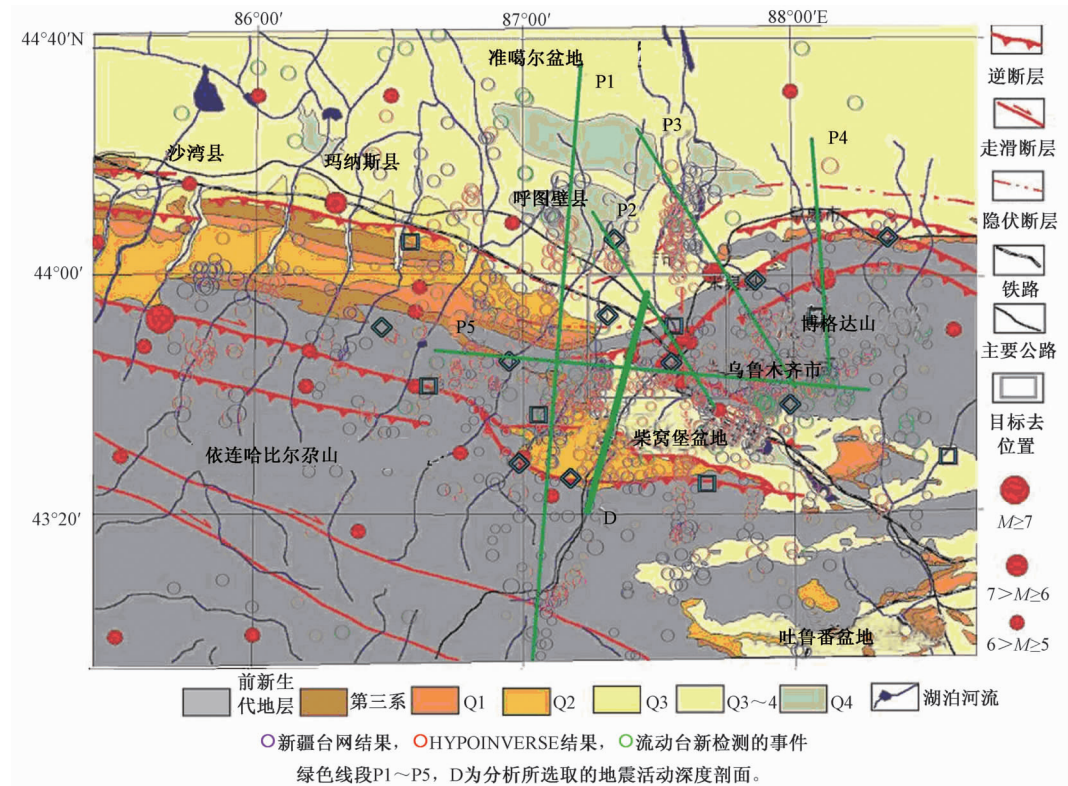


图 6 3 个台站记录的 HYPOINVERSE 精定位结果与新疆台网报告的定位结果对比

响形成塑韧性,因此缺少地震活动。本研究结果显示在深度 30km 以浅的区域中, HYPOINVERSE 的定位结果个数约占总数的 98%;HYPODD 的定位结果个数约占总数的 99%, 表明浅层优势分布明显。

判断定位方法的优劣,除了要看定位结果走时残差的统计结果这个重要指标外,还要结合与已知地质断层带分布的吻合情况进行分析。由于地震分布与活动断裂具有较强的对应关系(胥颐等, 2005),因此我们可以将地震精定位结果与已知地质断层带分布相结合进行分析,根据其收缩吻合程度判断优劣。

从图 6 可见,在乌鲁木齐市活断层探测的目标区周围,也即此次观测台网密集布设的区域,在 1 年的观测期内的小震活动差异明显,似乎目标区内 NEE 向断层及区内中北部的主要断层的地震活动性较弱,地震主要在目标区的南部活动,集中分布在博格达山和柴窝堡盆地及其西部,可能受天山山前断裂和准葛尔盆地南缘断裂的逆冲推覆构造作用所致。这也许是图 8 所示的三维地震活动分布大致在(43.6°N, 87.5°E)周围形成凹兜形的原因。据统计,其中在博格达山和柴窝堡盆地交界活动频度最高,可能与柴窝堡北缘隐伏断层与红雁池断层的相互作用有关。

围绕乌鲁木齐市活断层探测目标区,取横跨断层的(图 7 所示)P1~P5 进行地震活动深度剖面分析。图 9 所示的 P1~P5 地震深度剖面都清晰显示出在 10~18km 处的地震多发层

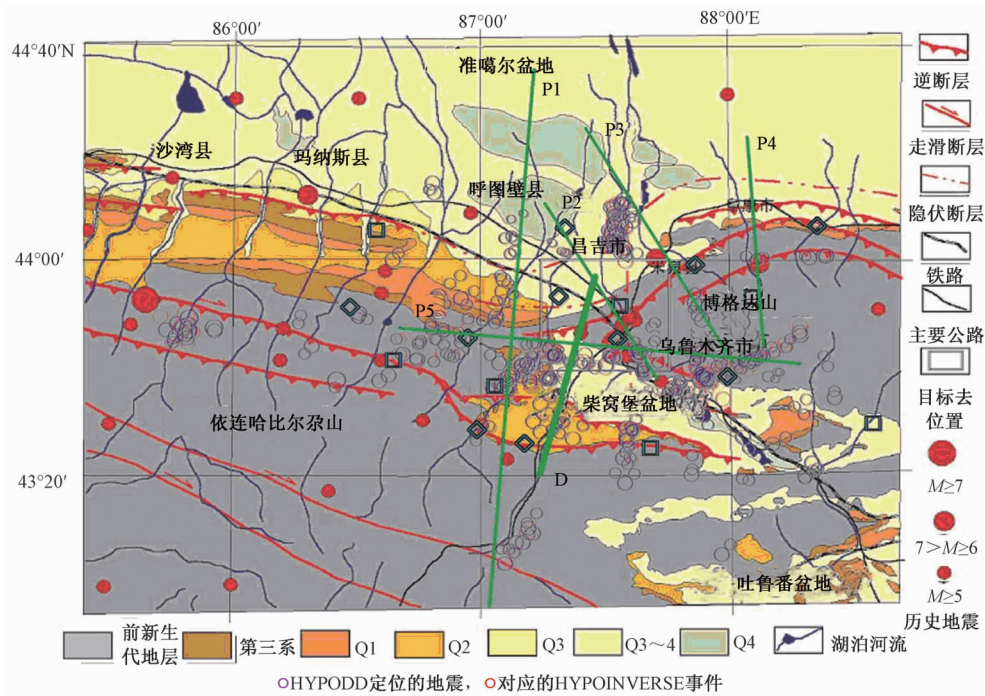


图7 HYPOINVERSE 与 HYPODD 共同定位的地震结果对比图

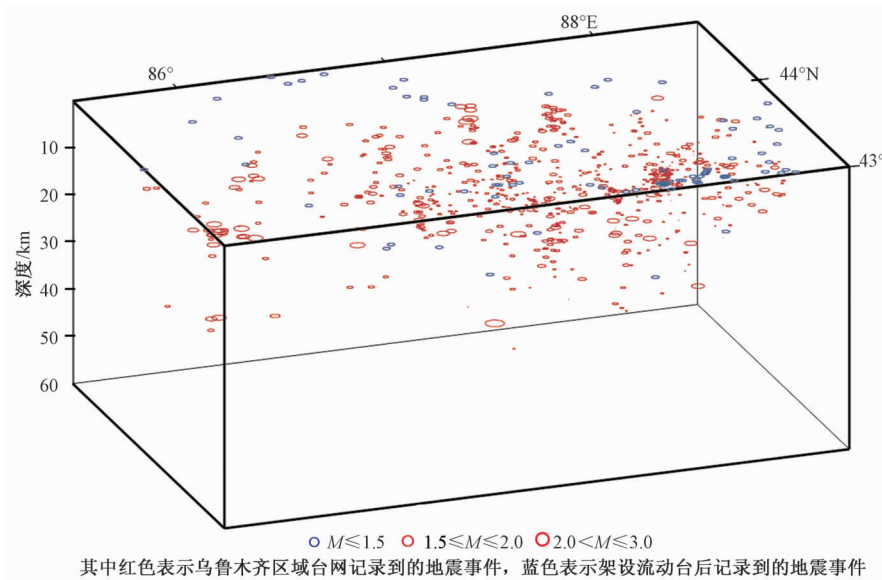


图8 HYPOINVERSE 精定位结果的三维分布

面,这同样预示着地震深反射剖面所揭示的该深度滑脱构造在该地区普遍存在,也许是同样的构造变形作用所致。而图9所示的HYPOINVERSE的P1剖面在60~120km处的浅部地

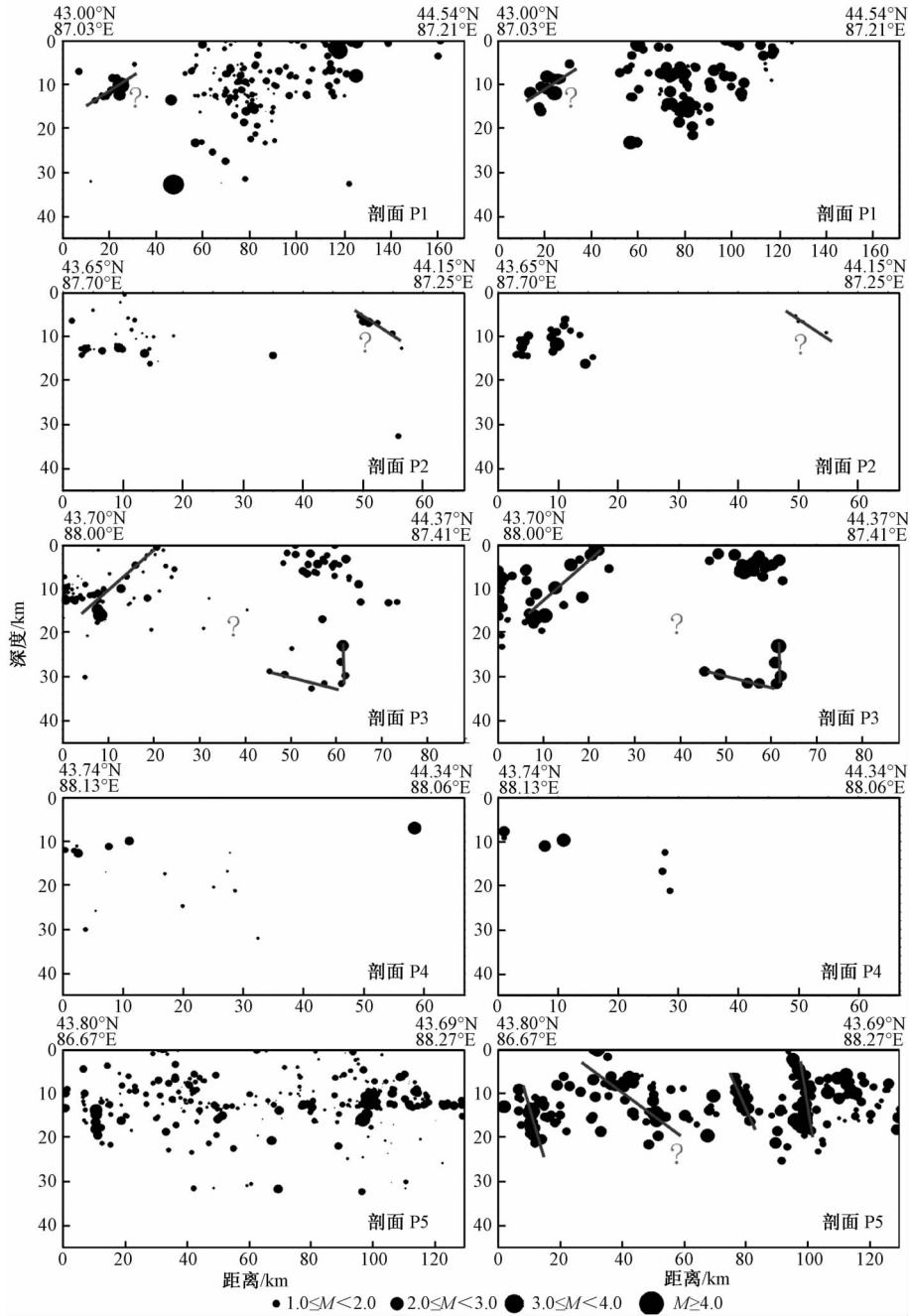


图9 从上至下依次为 P1 两侧 20km, P2 两侧 8km, P3 两侧 11km, P4 两侧 10km, P5 两侧 16km 地震定位深度剖面图, 其中左侧为 HYPOINVERSE 结果, 右侧为 HYPODD 结果

震活动则可能是天山山前断裂和准葛尔盆地南缘断裂活动的展示, 这在图 9 给出的 HYPODD 的 P1 剖面中更明显。P2 和 P3 剖面的 50 ~ 60km 处也表明了准葛尔盆地南缘断裂的地震活动, 其中大部分的地震分布在 30km 以上, 刚好是准噶尔盆地的南缘与北天山之

间的地方,这与断裂和褶皱有关,表明该地区可能是两块不同性质的地壳块体边界。P5 的 HYPOINVERSE 剖面 30 ~ 50km 处的浅部地震可能是西山断层活动的结果,这在 HYPODD 剖面中也有所显示。

需指出的是:在图 4(d)与图 5(d)中隐约展示出的在天山山前断裂和准葛尔盆地南缘断裂的逆冲推覆构造之间可能存在的地震深断裂,在图 9 的 P1 剖面、P2 剖面、P3 剖面和 P5 剖面中都有所显示(标有? 的图内的线段),这在邵学忠等(1996)完成的乌鲁木齐-库尔勒地震转换波测深剖面也有所显示。但结果中大部分的地震深度受观测时间和可定位的地震资料所限,是否确实存在深断裂,还有待详细的地震勘探、介质物性和地震与地质构造的综合研究。

3 结语

与以往这一地区的地震定位结果相比,本研究通过结合宽频带流动地震台阵和区域台网的走时资料,选用更详细的地壳速度模型,用主流的定位方法重新进行精定位。明显提高了乌鲁木齐市活断层探测目标区的地震监测能力,为乌鲁木齐市活断层的探测与地震危险性评价提供了可靠的基础资料。

通过 3 种定位方法的地震重新分布定位试验,确定了本研究需要的区域速度结构模型。小震的空间分布,特别是震源深度分布,对揭示壳内各层岩石的脆性破裂程度有一定意义(胥颐等, 2005)。本文小震活动的精定位结果较清晰地反映了乌鲁木齐市周边构造活动的强弱特征,展示了该区域在统一的构造变形作用下在 10 ~ 18km 深处存在着滑脱构造,地震活动明显受天山山前断裂和准葛尔盆地南缘断裂的逆冲推覆构造所控制。本文得到的天山山前断裂和准葛尔盆地南缘断裂的逆冲推覆构造之间可能存在地震深断裂的结论,还有待更多的研究所证实。

致谢:本研究应用了 Klein 的定位程序与 Waldhauser 和 Ellsworth 的定位程序;研究过程中得到了新疆维吾尔自治区地震局及相关部门的大力支持与配合,流动观测期间新疆维吾尔自治区地震局的王海涛、宋和平、沈军、尹光华、魏若平、宋立军诸位先生的指导,刘保金先生为本研究提供了深地震反射 CMP 叠加时间剖面图及相关图件,在此一并表示感谢。

参考文献

- 陈棋福、张跃勤、周静,2001,数字观测时代的全球三维结构与地震定位研究,地震,21(2),29~40。
邓起东、冯先岳、张培震等,1999,乌鲁木齐山前拗陷逆断裂—褶皱带及其形成机制,地学前缘,6(4),191~201。
邓起东、冯先岳、张培震等,2000,天山活动构造,北京:地震出版社。
郭飏、刘启元、陈九辉等,2006,中国境内天山地壳上地幔结构的地震层析成像,地球物理学报,49(6),1693~1700。
李文军、王培德、李春来等,2005,近场精确定位在卢龙 $M_L 6.2$ 地震发震构造研究中的应用,地震学报,27(4),377~384。
刘保金、沈军、张先康等,2007,深地震反射剖面揭示的天山北缘乌鲁木齐拗陷地壳结构和构造,地球物理学报,50(5),1464~1472。
卢德源、李秋生,2000,横跨天山的人工爆炸地震剖面,科学通报,45(9),982~988。
米宁、王良书、李华等,2005,天山和塔里木盆地山接合部地壳上地幔速度结构研究,科学通报,50(4),363~368。
邵学忠、胥颐,1996,天山造山带地壳结构与构造:乌鲁木齐—库尔勒地震转换波测深剖面,地球物理学报,39(3),336~346。

- 王椿镛、楼海、魏修成等,2001,天山北缘的地壳结构和1906年玛纳斯地震的地震构造,地震学报,23(5),460~470。
- 肖序常、刘训高锐,2004,中国新疆天山—塔里木—昆仑山地震剖面,北京:地质出版社。
- 胥颐、刘福田,2000,天山地震带的地壳结构与强震构造环境,地球物理学报,43(2),184~193。
- 胥颐、Steven W Roecker、魏若平等,2005,天山中部的地震定位和地壳活动性分析,地球物理学报,48(6),1308~1315。
- 杨智娴、陈运泰、郑月军等,2003,双差地震定位法在我国中西部地区地震精确定位中的应用,中国科学(D),33(B04),129~134。
- 中国地震局,2001,地震及前兆数字观测技术规范之地震观测(试行),北京:地震出版社。
- 朱艾斓、徐锡伟、周永胜等,2005a,川西地区小震重新定位及其活动构造意义,地球物理学报,48(3),629~636。
- 朱艾斓、徐锡伟、胡平等,2005b,首都圈地区小震重新定位及其在地震构造研究中的应用,地质论评,51(3),268~274。
- Abdrakhmatov K Y, Aldazhanov S A, Hager B H et al, 1996, Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present ~ day crustal deformation rates, Nature, 384(6608), 450~453.
- Courboulex F, Larroque C, Deschamps A et al, 2003, An unknown active fault revealed by microseismicity in the south-east of France, Geophys Res Lett, 30(15).
- Geiger L, 1912, Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only, Bull. St. Louis Univ, 8(1), 56~71.
- Hicks E C, Kvaerna T, Mykkeltveit S et al, 2004, Travel-times and attenuation relations for regional phases in the Barents Sea region, Pure Appl Geophys, 161(1), 1~19.
- Klein F, 2001, User's Guide to Hypoinverse, 2000, a Fortran Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes (4/2002 version 1.0), USGS Open File Report, 02~171.
- Langin W R, Brown L D, Sandvol E A, 2003, Seismicity of central Tibet from Project INDEPTH III seismic recordings, Bulletin of the Seismological Society of America, 93(5), 2146~2159.
- Lippitsch R, White R S, Soosalu H, 2005, Precise hypocentre relocation of microearthquakes in a high-temperature geothermal field: the Torfajökull central volcano, Iceland, Geophys J Int, 160(1), 370~387.
- Mooney W D, Laske G, Masters T G, 1998, CRUST 5.1: A global crustal model at 5 degrees x 5 degrees, J Geophys Res-Sol Ea, 103(B1), 727~747.
- Radziminovitch N, Deverchere J, Melnikova V et al, 2005, The 1999 M-w 6.0 earthquake sequence in the southern Baikal rift, Asia, and its seismotectonic implications, Geophys J Int, 161(2), 387~400.
- Schaff D P, Bokelmann G H R, Beroza G C et al, 2002, High-resolution image of Calaveras Fault seismicity, J Geophys Res-Sol Ea, 107(B9).
- Schweitzer J, 2001, HYPOSAT-An enhanced routine to locate seismic events, Pure Appl Geophys, 158(1~2), 277~289.
- Shearer P, Hauksson E, Lin G Q, 2005, Southern California hypocenter relocation with waveform cross-correlation, part 2: Results using source-specific station terms and cluster analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, 95(3), 904~915.
- Shearer P M, 2002, Parallel fault strands at 9km depth resolved on the Imperial Fault, Southern California, Geophys Res Lett, 29(14).
- Waldhauser F, Ellsworth W L, 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California, Bulletin of the Seismological Society of America, 90(6), 1353~1368.
- Waldhauser F, Ellsworth W L, 2002, Fault structure and mechanics of the Hayward Fault, California, from double-difference earthquake locations, J Geophys Res ~ Sol Ea, 107(B3).
- Walker R T, Bergman E, Jackson J et al, 2005, The 2002 June 22 Changureh (Avaj) earthquake in Qazvin province, northwest Iran: epicentral relocation, source parameters, surface deformation and geomorphology, Geophys J Int, 160(2), 707~720.
- Wang C Y, Yang Z E, Luo H et al, 2004, Crustal structure of the northern margin of the eastern Tien Shan, China, and its tectonic implications for the 1906 similar to M7.7 Manas earthquake, Earth Planet Sc Lett, 223(1~2), 187~202.

Relocation of earthquakes in the northeastern Tianshan Mountains area and improvement of local 1-Dimensional crustal velocity model

Sun Anhui^{1,2)} *Chen Qifu*²⁾ *Chen Yong*²⁾ *Li Gang*³⁾ *Zhang Zhiqiang*²⁾

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

3) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

Abstract We apply three methods to relocate 599 earthquake events occurring from August 2004 to August 2005 in the northeastern Tianshan Mountains area ($85^{\circ}30' \sim 88^{\circ}30' \text{E}$, $43^{\circ}00' \sim 44^{\circ}40' \text{N}$) by using travel times recorded by regional seismic network and 10 portable seismic stations deployed around Urumqi. By comparing the reliability of different results, we determined a suitable location method, and an improved 1-Dimensional crustal velocity model of study area. The uncertainty of earthquake location is significantly reduced with combine data of seismic network and portable stations. The relocated events are clearly associated with regional tectonics of the northeastern Tianshan Mountains area, and are also in agreement with the existence of active faults imaged by deep seismic reflection profiling. The relocated seismicity also demonstrates that some potential traces of buried active faults need to be further validated.

Key words: Earthquake relocation Velocity model The northeastern Tianshan Mountains area Active faults