

文章编号: 0253-3782(2002)04-0378-07

帕米尔东北侧基底结构研究*

段永红 张先康 杨卓欣

(中国郑州 450002 中国地震局地球物理勘探中心)

摘要 利用在阿图什-伽师地区完成的两条人工地震测深剖面的 Pg 波资料, 用有限差分方法和时间项方法得到了两条剖面的基底速度结构和基底界面形态。不同地质单元基底深度差异较大。不同地质构造单元的接触带上基底结构有明显变化, 可以看作是边界断裂存在的标志。最后讨论了阿图什强震区和伽师强震群区基底的特点及与地震的关系。

关键词 帕米尔东北侧 基底构造 有限差分 层析成像 时间项 强震区

中图分类号: P542'5 **文献标识码:** A

引言

帕米尔东北侧的阿图什-伽师地区位于青藏高原北部边缘, 是印度板块向欧亚板块碰撞的两个突出支点之一。该地区处于天山褶皱带、西昆仑造山带和塔里木块体所形成的三角地带, 是中国大陆受板块动力作用最强的地区, 也是地震活动最为强烈的地区。伽师一系列强震发生后, 中国地震局地球物理勘探中心在该地区实施了两条共计 830 km 的深地震宽角反射/折射剖面的观测。本文将对两条剖面得到的 Pg 波资料, 用有限差分层析成像 (Hole, 1992) 和时间项 (Scheidegger, Willmore, 1957) 两种方法, 对该地区的基底速度结构及速度在 5.9~6.1 km/s 所对应的界面形态进行讨论; 并对基底的结构与阿图什地震和伽师地震的关系作一些探讨。

1 区域地质概况及深地震测深系统

该区主要有 3 个地质构造单元, 即天山褶皱系、塔里木盆地和西昆仑褶皱系 (新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993)。天山褶皱系是塔里木盆地北缘的多旋回地槽, 是塔里木块体与准噶尔-北天山板块在晚古生代碰撞聚合形成的造山带。自中生代以来, 该系主要表现为断块差异升降运动, 在山前形成一系列的中-新生代断陷盆地。塔里木盆地是我国基底埋深最深的盆地 (5~15 km)。它包括喀什凹陷、中央隆起等次级构造单元。由于印度洋板块的西北角楔体的强烈推挤, 帕米尔高原在剧烈抬升及天山崛起和向南逆冲过程中, 使喀什凹陷强烈下沉, 沉积了巨厚的中新生代沉积物。第四纪沉积达 4 000~7 000 m, 而且发生了剧烈变形, 形成一系列的逆冲断裂和褶皱。伽师震区就位于该凹陷的第三排背斜南边的柯坪断裂附近。该背斜是年轻的正在发育的年轻活动背斜, 具有强烈的活动性。

* 国家重点基础研究发展计划项目《大陆强震机理与预测》(G1998040702)、地震科学联合基金(198062)资助。中国地震局地球物理勘探中心科技成果编号 GPB200109。

2001-08-13 收到初稿, 2002-03-14 收到修改稿并决定采用。

西昆仑造山带位于库牙克断裂以西的昆仑山区, 呈巨型反“S”型褶皱山系, 屹于塔里木盆地之西南, 石炭纪为主要活动时期, 于晚石炭世末地槽褶皱回返。

该区主要断裂有: 柯坪断裂——塔里木盆地与南天山的边界断裂; 托特拱拜孜断裂; 普昌断裂; 西昆仑北缘断裂——塔里木盆地与西昆仑造山带的分界断裂。另外还有一些隐伏断裂。如图1所示, 该区布设了两条深地震宽角反射/折射剖面的观测, 其中塔什库尔干—伽师—阿合奇剖面为北东向(以下简称JA₁剖面)。该剖面全长535 km, 布设了5个炮点, 剖面穿过伽师强震群区, 目的是为了解该震区的地壳结构及孕震环境。另一剖面麦盖提—阿图什—托云剖面为北西向(简称JA₂剖面)。剖面全长295 km, 布设了4个炮点。该剖面穿过阿图什强震区。两条剖面的接收点距一般为3.0 km, 而在伽师强震区和阿图什强震区接收点距加密至2.0 km。

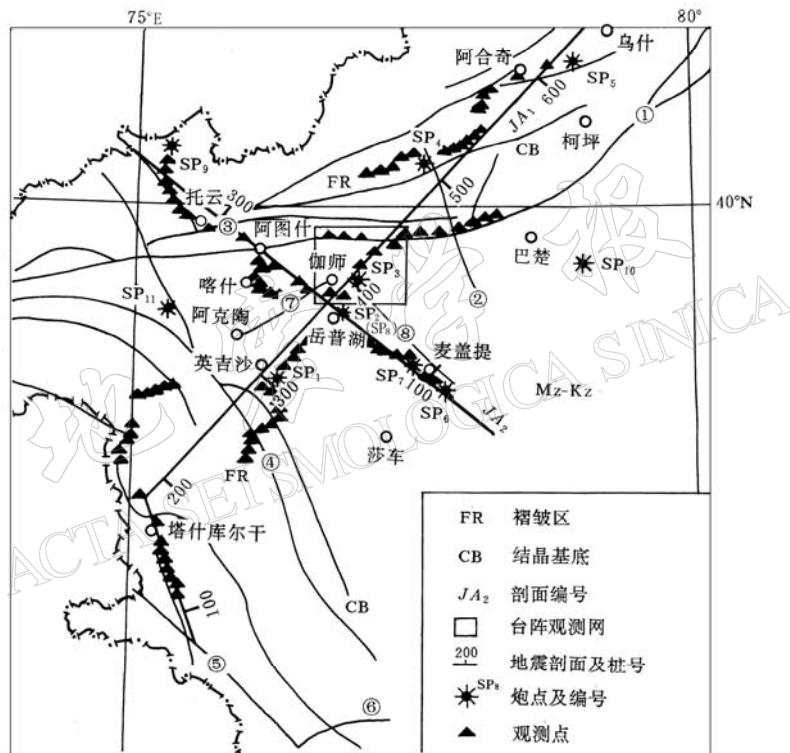


图1 研究区深地震宽角反射/折射剖面位置图

- ① 柯坪断裂; ② 普昌断裂; ③ 托特拱拜孜断裂; ④ 西昆仑北缘断裂;
- ⑤ 阿格勒达断裂; ⑥ 康西瓦断裂; ⑦ 羊达曼断裂; ⑧ 麦盖提断裂

2 反演方法

为了使反演结果更为可靠, 本研究使用了有限差分层析成像方法(Hole, 1992; 段永红等, 1999)和时间项方法(Scheidegger, Willmore, 1957; 中国科学院地球物理研究所, 1974), 反演阿图什-伽师地区基底结构和界面形态, 以便对结果进行对比、验证。

有限差分层析成像方法最初由 Vidale (1988) 提出。Hole (1992) 发展了其算法, 使该方

法对速度变化剧烈的模型也能得到准确的走时。由于该方法初至波走时计算精度高、速度快, 反演采用反投影方法, 不需要进行矩阵计算, 因而节省内存, 反演速度快, 算法稳定。该方法目前已在深地震资料处理中得到广泛应用(王椿镛等, 1997; 段永红等, 1999)。该方法虽然不能给出反演分辨矩阵, 但对反演结果可用射线分布是否合理及与地质构造是否一致进行对比判断。

时间项方法首先由 Scheidegger 和 Willmore(1957)提出, 中国科学院地球物理研究所(1974)将其应用于研究晋中南地区地壳结构。该方法不要求爆破点与接收点成规则分布, 并可利用多次爆破的资料。因而特别适合于大量爆破资料的分析。该方法要求爆破点与接收点至少有一个重合, 即能保证问题的解答是唯一的。我们在前人工作的基础上, 根据 Tarantola(1986)反演理论, 在反演过程中计入观测数据的误差, 并在模型空间中引入先验模型和先验协方差算子, 以改善问题本身的不稳定性, 得到稳定合理的解。

3 Pg 波资料

Pg 波资料作为测深资料的初至波, 具有能量强、震相识别简单明确等优点。本次野外工作采用了先进的便携式 SD-1 数字地震仪进行记录, 记录质量较好, Pg 波资料较为可靠。Pg 波一般都可连续追踪, 在山区观测条件好的地段, 可连续追踪至炮点 100~130 km。在塔里木盆地平原区一般可连续追踪 70~90 km。Pg 波的视速度由炮点的 2.00 km/s 增加至远炮点的 6.1~6.2 km/s, 反映了上地壳 Pg 波波速随深度增加而增加的特点。因此, 对 Pg 波的走时反演可以获得基底的构造形态及速度分布。

本次反演在 J_4 剖面上去掉近炮点(炮检距小于 30 km)的 Pg 波数据共有 99 个参与反演, J_4 剖面有 166 个 Pg 波数据参与反演。

4 阿图什—伽师基底结构特征

图 2 和图 3 分别是用有限差分层析成像方法迭代 10 次后得到的塔什库尔干—伽师—阿合奇剖面(以下简称 J_4)和麦盖提—阿图什—托云剖面(简称 J_4 剖面)的基底速度模型和射线分布, 正反演网格间距为 1.0 km。图 4 是用时间项方法得到的 J_4 和 J_4 剖面的基底界面形态。

比较两种方法得到的结果, 其基底界面形态一致。下面按地质单元分别进行讨论。

4.1 天山褶皱带

在 J_4 剖面上(图 2a、图 4a), 桩号为 450 km 以北进入坷坪断裂。其基底深度约为 8 km, 沿剖面向北, 地表速度约为 3.6 km/s, 基底深度变化不大。仅在桩号 500 km 附近, 基底的横向速度变化剧烈, 这一位置正好与图 1 中的普昌断裂穿过剖面的位置相对应, 可视为普昌断裂在速度结构上的表示。 J_4 剖面(图 3a)在 300 km 以后进入天山山区, 其基底深度为 4 km, 地表速度大于 4.8 km/s。在托云附近, 托特拱拜孜断裂与剖面相交, 速度横向变化明显, 基底深度也有变化, 但其位置较地质构造上(图 1)对应断裂的位置稍偏北。究其原因是由于在这个位置, 接收点偏离测线太远所致。

比较两条测线上天山褶皱带的基底特征可发现, 托云之北的基底深度(约 4.0 km)要比

阿合奇附近的基底深度(约 8 km)浅得多, 说明天山褶皱系本身的基底结构遭受强烈变形.

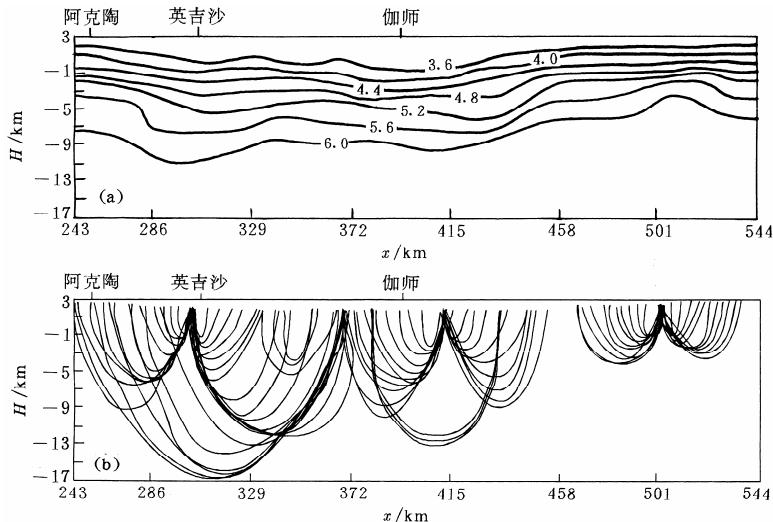


图 2 JA_1 剖面有限差分反演得到的基底速度结构(a)和射线分布(b)
(速度等值线上数值单位为 km/s)

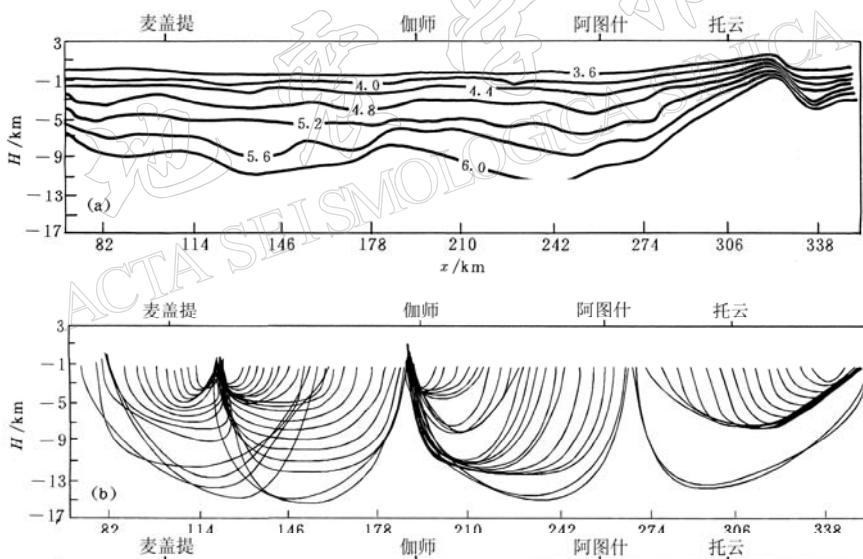


图 3 JA_2 剖面有限差分反演得到的基底速度结构(a)和射线分布(b)
(速度等值线上数值单位为 km/s)

4.2 塔里木盆地基底构造特征

JA_1 剖面(图 2a)桩号从 280~450 km、 JA_2 剖面(图 3a)桩号从 80~300 km, 主要反映了塔里木盆地基底的特征. 塔里木盆地基底深度除在伽师附近上隆外, 其余变化不大, 最大深度在阿图什附近约为 12.5 km, 最小深度在伽师附近约为 10 km, 地表主要是由速度约为 3.0 km/s 的第四纪沉积所覆盖, 横向成层性较好, 速度变化较小. 在塔里木盆地我们感兴

趣的主要有两个地区，即伽师地区和阿图什地区。在伽师地区两种方法均显示伽师下基底明显上隆变薄，与两边相比落差可达2 km。而在基底之上，速度在横向并没有明显变化，成层性很好。说明在伽师震区下有隐伏断层存在。

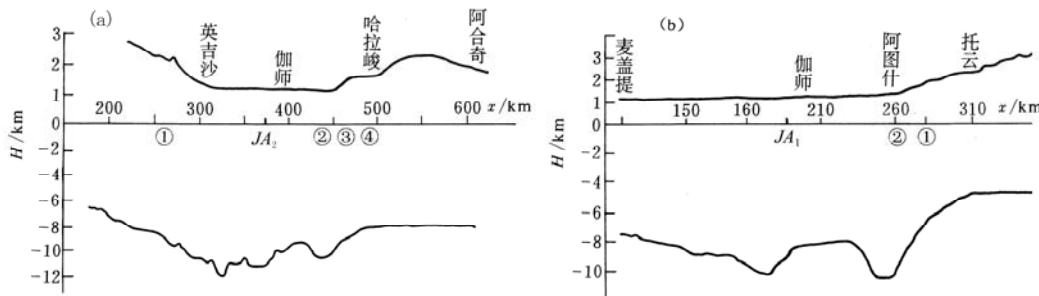


图4 时间项反演得到的基底结构

- (a) JA_1 剖面: ① 西昆仑北缘断裂, ② 柯坪断裂, ③ 托特拱拜孜断裂, ④ 普昌断裂;
 (b) JA_2 剖面: ① 托特拱拜孜断裂, ② 柯坪断裂

阿图什地区基底深度达到最大值13 km, 阿图什震区正处于基底从最深处迅速变浅的斜坡上。过了阿图什震区后, 基底深度迅速变浅到4 km。

4.3 西昆仑造山带基底构造特点

由于仅有 JA_1 剖面的南端(图2a桩号300 km以南)进入西昆仑造山带, 并且接收点偏离测线较大, 因此, 对西昆仑造山带反映不是太全面。但有一点是明显的, 即从塔里木盆地巨厚的基底向南进入西昆仑边缘断裂后, 基底迅速变浅至7~9 km。地表速度增至4.4 km/s以上。总的来看, 西昆仑造山带基底结构要比塔里木盆地复杂得多。

4.4 3个地质构造单元基底结构的比较、边界断裂及基底性质

从以上讨论看出, 3个地质构造单元的基底结构有很大差异: 塔里木盆地的喀什凹陷相对其余两个地质构造单元来说相对简单, 有巨厚的沉积(约11 km), 地表速度低; 天山褶皱带基底深度变化较大, 在托云附近最浅约4 km; 而西昆仑造山带基底约为7~9 km。天山褶皱带和西昆仑造山带都经历了强烈的变形, 因此, 基底结构较为复杂。

从两种方法所揭示的基底速度结构及基底界面的特点可看出, 不同地质构造单元的接触带所显示的基底结构的明显差异, 可作为断裂带存在的一种标志。在 JA_1 剖面英吉沙附近(桩号302 km)、伽师北(桩号438 km左右)基底界面存在较大落差, 速度横向变化强烈。可以认为分别是划分西昆仑造山带与塔里木盆地、喀什凹陷中央隆起区与天山的边界, 且这两个边界所反映出的基底界面的较大落差, 可以视为西昆仑北缘断裂和柯坪断裂存在的一种标志。同样, JA_2 剖面在阿图什附近(桩号为260 km左右)基底界面存在较大落差, 也可以认为是柯坪断裂向西延伸及托特拱拜孜两条断裂存在的标志。

总的来说, 反演所得到的基底较好地反映了研究区内不同地质构造单元基底的基本形态。

5 基底结构与强震的关系

阿图什-伽师地区是中国的强震区之一。近20年来有多次强震发生。例如, 阿图什1996

年6.9级地震、1997~1998伽师8次6级以上地震。该区的震源深度一般都在15~25 km(周任勇等, 1999), 即地震多发生在基底以下的中地壳中。 J_4 剖面和 J_2 剖面分别穿过了伽师震区和阿图什震区。以下我们着重分析一下强震区下方基底结构的特点。

J_4 剖面和 J_2 剖面所反映出的伽师震区下方的特点是: 伽什强震群发生在基底局部上隆的区域下方, 而阿图什地震则发生在基底埋深从深变浅的斜坡带下方。这两个震源区的基底都表现出速度横向变化剧烈, 基底深度有大的落差。

以前在研究强震区时曾发现, 许多强震区都有莫霍面局部上隆的现象(苏有锦等, 1999)。尹京苑等(1999)在用三维数值模拟方法研究强震区的深部构造对强震孕育影响时发现, 如果莫霍面局部隆起, 则对整个计算模型区都会引起不同程度、不同方式的影响。它对壳内高速体的影响是造成平均应力和剪切应力数十兆帕的增量。以前也有作者的研究结果表明基底变薄的地方是地震容易发生的地方(嘉世旭, 刘昌铨, 1991), 因此我们有理由推断, 基底的局部上隆和左右两侧基底速度的剧烈变化也会造成应力的集中和释放。在伽师震区10 km以上是巨厚的沉积, 而基底在10 km左右表现出局部隆起, 这种结构所形成的应力特殊分布是造成伽师在不太长的时间里连续发生8次6级以上强震构造上的原因。当然, 基底的局部上隆及埋深深度的剧烈变化等与地震的关系, 尚有待其它强震区的检验。如果其它震区也都有这一规律, 则我们就可将这种基底的特殊结构作为孕震环境考虑。

6 结论

从以上的讨论我们可以得到如下结论:

- 1) 不同地质构造单元基底深度相差很大, 基底最深处位于塔里木盆地的喀什凹陷区, 达12 km; 最浅处位于天山, 约4 km。而 J_4 剖面穿过的西昆仑山区基底约为7~9 km。
- 2) 在塔里木盆地中, 从地表到基底成层性较好; 而天山褶皱带和西昆仑造山带基底遭受强烈变形构造较为复杂。
- 3) 不同地质构造单元的接触带基底结构显示出明显差异, 这可以看作是断裂带存在的一种标志。
- 4) 在伽师震区基底局部上隆, 而阿图什震区位于基底变化的强梯度带上, 因此, 推断基底结构横向剧烈变化的下部或侧部是应力容易集中与释放的地方。如果这一规律在其它强震区也被发现, 那么, 它将对孕震环境及地震成因的研究具有重要意义。

参 考 文 献

- 段永红, 赖晓玲, 张先康, 等. 1999. 二、三维有限差分走时层析成像[J]. 华北地震科学, 17(4): 53~60
 嘉世旭, 刘昌铨. 1991. 华北裂谷盆地南部菏泽—长治地震测深剖面结果解释[J]. 华北地震科学, 9(2): 11~20
 苏有锦, 刘祖荫, 蔡民军, 等. 1999. 云南地区强震区的深部地球介质背景[J]. 地震学报, 21(3): 313~322
 王椿椿, 张先康, 丁志峰, 等. 1997. 大别造山带北部地壳结构的有限差分层析成像[J]. 地球物理学报, 40(4): 495~501
 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 657~726
 尹京苑, 梅世蓉. 1999. 邢台强震区的深部构造对强震孕育影响的三维数值模拟[J]. 地球物理学报, 42(增刊): 131~140
 中国科学院地球物理研究所. 1974. 晋中南地区地壳结构的初步研究[J]. 地球物理学报, 17(3): 186~199
 周仕勇, 许忠淮, 韩京, 等. 1999. 主地震定位法分析以及1997年新疆伽师强震高精度定位[J]. 地震学报, 21(3): 258~265
 Tarantola A 著. 1986; 张先康译. 1992. 反演理论[M]. 北京: 学术出版社, 173~229
 Hole J A. 1992. Nonlinear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography[J]. *J Geophys Res*, 135: 6 553~6 562

- Scheidegger A E, Willmore P L. 1957. The use of a least squares method for the interpretation of data from seismic surveys[J]. *Geophysics*, **22**: 9~22
Vidale J E. 1988. Finite-difference calculation of travel times[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **78**: 2 062~2 076

STUDY ON BASEMENT STRUCTURES OF THE NORTHEAST PAMIRS

Duan Yonghong Zhang Xiankang Yang Zhuoxin

(Research Center of Exploration Geophysics, China Seismological Bureau, Zhengzhou 450002, China)

Abstract: Basement structures and basement interfaces are obtained by finite-difference and time-term methods using Pg-wave data from two deep seismic sounding (DSS) profiles in the Artush-Jiashi strong earthquake area. The geological units differ considerably in basement depth. The basement structures of contact zones between two geological units also vary obviously, which marks the existence of boundary faults. Finally, we make a remark upon the relationship between characteristics of basement structures and seismicity in the Artush meizoseismal area and the Jiashi earthquake swarm area.

Key words: northeast Pamirs; basement structure; finite-difference; tomography; time-term method; meizoseismal area