

文章编号: 0253-3782(2007)05-0483-09

阿尼玛卿缝合带东段地壳结构 的接收函数研究^{*}

段永红^{1,*} 张先康¹ 刘志¹ 徐朝繁¹
王夫运¹ 潘纪顺¹ 梁国经²

1) 中国郑州 450002 中国地震局地球物理勘探中心

2) 中国吉林省抚松县 134528 吉林省地震局龙岗火山监测站

摘要 沿四川红原至甘肃武威一线布设了 20 个宽频带地震台站, 在一年的观测时间里共接收到 81 次远震记录, 利用台站记录的远震 P 波波形数据和接收函数方法, 获得了沿测线的接收函数剖面、每个台站下方的 S 波速度结构。研究结果表明, 研究区地壳速度结构复杂, 整个地壳的平均 S 波速度偏低。在四川阿坝弧形断裂—秦岭地轴北缘断裂之间, 地壳中 10~40 km 的深度范围内普遍存在低速层, 是阿尼玛卿古特提斯洋从闭合、斜向碰撞到俯冲板块折返或逆冲岩片抬升等复杂地质过程所形成的构造特征。沿剖面莫霍面深度约为 50 km, 南边略深北边略浅。

关键词 阿尼玛卿缝合带 接收函数 速度结构

中图分类号: P313.2 **文献标识码:** A

引言

印度板块和欧亚板块的新生代会聚作用不仅形成了青藏高原, 而且由于这一动力学过程的持续, 高原仍在不断地向外扩张和隆升。青藏高原东北缘是两大板块碰撞作用由近南北方向向东和北东方向转换的重要场所, 是物质东流的汇聚之处, 其地壳变形强烈, 因此对青藏高原东北缘深部构造的研究就显得十分重要。阿尼玛卿缝合带属于东昆仑地体的组成部分, 阿尼玛卿缝合带是青藏高原东北缘重要的边界之一。为了探明青藏高原东北部及周边地区的地壳上地幔结构, 20 世纪 60 年代以来在该地区进行过许多深地震测深探测工作, 但由于研究目的不同和观测系统的限制, 已有探测剖面对组成青藏高原东北部的巴颜喀拉—松甘地块和柴达木—祁连地块整体研究不足。阿尼玛卿缝合带不同地段的地壳变形特征不同, 其最东段变形尤其强烈, 但在该段缺少深部地球物理资料。基于以上问题, 2004 年在国家自然科学基金重点项目的资助下, 中国地震局地球物理勘探中心在阿尼玛卿缝合带两侧, 从四川马尔康至甘肃古浪布设了一条长近 700 km 的宽角反射/折射地震测深探测剖面(张先康等, 2007), 同时沿该宽角反射/折射深地震测深剖面还布设了一个宽频带流动地震台站观测剖面(图 1)。本文利用该宽频带流动地震台站所获得的远震体波波

* 国家自然科学基金项目(40334040, 40474049)资助项目。中国地震局地球物理勘探中心论著号 0705。

2007-04-09 收到初稿, 2007-07-24 决定采用修改稿。

◆ 通讯作者。e-mail: jiany@public2.zz.ha.cn

形资料进行了接收函数提取和 S 波速度结构反演, 对阿尼玛卿缝合带及两侧不同地质构造单元的地壳上地幔速度结构和不同单元的接触关系以及上地幔间断面的特征等问题进行了探讨, 为建立青藏高原的隆升动力学模型提供基础资料.

1 区域构造背景和已有的地球物理研究

1.1 区域概况

区域概况如图 1 所示(马杏垣, 1989), 本研究区主要跨过了两个一级构造单元, 大约在 500 km 档号附近, 北边是中朝准地台, 南边是青藏高原东北缘. 中朝准地台可分为鄂尔

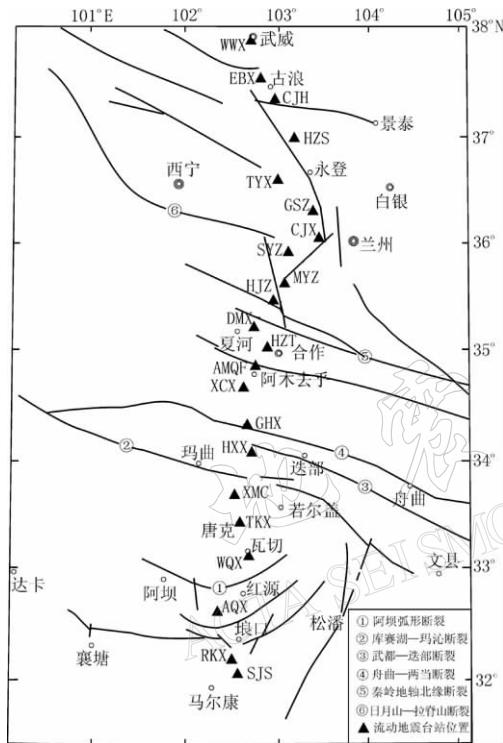


图 1 四川红原—甘肃武威剖面地质构造
(马杏垣, 1989) 及测线位置图

多斯地块和阿拉善地块两个次一级的构造单元. 测线通过的青藏高原东北缘可分为祁连山褶皱带、秦岭褶皱带和松潘—甘孜造山带 3 个次一级构造单元. 阿尼玛卿缝合带位于秦岭褶皱带断裂松潘—甘孜造山带之间, 有多条断裂穿过研究区. 从南到北规模比较大的断裂有: 阿坝弧形断裂①, 库赛湖—玛沁断裂②, 松潘—甘孜造山带就处于这两条断裂之间; 武都—迭部断裂③, 舟曲—两当断裂④, 阿尼玛卿缝合带就位于断裂②, ③, ④之间; 秦岭地轴北缘断裂⑤和日月山—拉脊断裂⑥.

1.2 已有地球物理研究工作

20 世纪 60 年代中国科学院地球物理研究所(1981)利用工业爆破进行深部结构的探测和研究, 得到了甘肃景泰地区地壳速度分布图象, 并发现地壳中存在高速夹层. 沿玛沁—兰州—靖边深地震测深剖面(李松林等, 2002)的速度结构显示, 不同构造单元的地壳结构存在的明显差异, 从东北向西南地壳结构由简单变得十分复杂, 分层

数逐渐增多. 地壳厚度从东北向西南由 45 km 增加到 60 km, 平均 P 波速度由 6.32 km/s 下降到 6.0 km/s. 玛沁断裂(阿尼玛卿缝合带)两侧的地壳分层、低速体分布、反射界面性质均有较大差异, 莫霍面错断 4~5 km. 玛沁断裂以南下地壳表现为强反射性, 壳内结构存在两处结构解耦带: 一处是位于中地壳深度的脆韧过渡带, 另一处则是壳幔过渡带. 推测东昆仑巴颜喀拉地块的活动可能在地壳范围内也是多层次的, 反映了地壳变形强烈. 东昆仑巴颜喀拉下地壳高低速相间的叠层结构可能来源于上地幔物质的侵入, 其韧性流动形成了下地壳的高低速叠层排序. 高原东北部地壳增厚表现为下地壳增厚. 中法合作青海东部共和—玉树一带深地震测深剖面(Galve *et al*, 2002)研究表明, 昆仑断裂以北向南至羌塘地块地壳增厚, 地壳内部结构图象和组成明显不同; 昆仑断裂以南, 地壳增厚主要由上地壳增厚形成, 而昆仑断裂以南, 两层地壳的增厚是由于原始的薄的巴颜喀拉地壳覆盖在

北部下地壳上而形成；以上两种地壳增厚方式共同作用，造成地形隆起；地壳深部没有局部熔融。以上两深地震测深剖面都位于青藏高原东部、北东走向、在阿尼玛卿缝合带中段相距约150 km，但在地壳增厚、壳内是否存在局部熔融等方面的研究上却存在较大差异。此外，穿过该研究区的深部研究工作还有门源—平凉—渭南深地震测深剖面（王椿镛等，1995），灵台—阿木去乎剖面（闵祥仪等，1991），花石峡—简阳深地震测深剖面（崔作舟等，1996），奔子栏—唐克深地震测深剖面（王椿镛等，2003），以及龙门山三角剖面（陈学波等，1986）等。接收函数技术也在该区得到应用。例如，利用甘肃地震台网16个台站的地震资料，对研究区的地壳厚度、壳幔S波速度结构与泊松比进行的研究（李永华等，2006）；青海玛沁—陕西榆林的流动地震台阵观测剖面（陈九辉等，2005），利用记录到的远震体波波形资料和接收函数方法获得了剖面下0~100 km深度的地壳和上地幔S波速度结构。

2 数据获取

2004年5月—2005年5月中国地震局地球物理勘探中心在从四川红原—甘肃武威一线长约600 km的测线上布设了20台宽频带地震仪。图1是宽频带线性台阵的点位布设图，图中黑三角形为宽频带流动地震台站位置。从南到北该测线穿越松潘—甘孜造山带、阿尼玛卿缝合带东段、祁连褶皱带及阿拉善块体南缘。在布设台站时考虑到了剖面所穿过的地质构造单元，保证每个地质单元都有台站布设。采用的宽频带地震仪是由中国地震局地球物理勘探中心研制的DAS-3型三分量宽频带地震仪，点距一般在30 km左右，地震计使用的是中国地震局地球物理研究所生产的BKD-2型，在使用前对所有的地震计进行了标定。标定结果表明，地震计可用的频带宽度为20~0.05 Hz。采用GPS自动校时授时和连续记录的工作方式，采样频率50 Hz。

根据研究区的电力供应情况，3个月进行一次巡视，收取数据和对仪器进行维护。在近一年的工作时间里共记录到约200 G的观测数据，获得了一批具有清晰震相的远震和近震事件记录。图2为观测到的81次震级在 $M_L > 5.5$ 、震中距在30°~90°的远震震中投影图，从图中看到在台阵四周基本都有震中分布。

3 接收函数提取与S波速度反演

近年来，利用远震体波波形资料研究地壳上地幔速度结构的接收函数方法发展迅速，逐渐成为研究地壳上地幔速度结构的一种成熟有效的方法。首先根据全球地震目录在原始记录中挑选震相清晰、初动尖锐、波形简单、震中距在30°~90°的远震三分量记录作均值滤波处理，提取接收函数。在接收函数提取中，采用最大熵反褶积方法（吴庆举，曾融生，1998；吴庆举等，2003a, b），避免了频率域反褶积计算中的不稳定性。选取信噪比较高、波形质量较好的接收函数进行同相叠加，就得到了反映台站下方介质结构响应的平均接收



图2 提取接收函数所使用的远震震中分布图
星号表示台阵位置；黑圆点表示远震震中位置

函数。鉴于远震 P 波的优势频率在 1 Hz 左右, 利用接收函数反演得到的地壳结构可有 1~2 km 的垂向分辨, 因此将台站下方的地壳、上地幔速度结构等分为 1~2 km 的薄层, 通过引入模型光滑约束, 在波形拟合精度和光滑度之间取折中, 以得到台站下方的合理的 S 波速度结构。由于我们的接收函数剖面与深地震测深剖面基本重合, 深地震测深提供了较为准确的沿剖面的二维 P 波速度结构, 因此在反演过程中, 为了减小反演的非唯一性, 将深地震测深的结果作为接收函数反演的初始模型。对 17 个测点的接收函数的径向分量进行了反演。图 3 是理论接收函数和实测接收函数的拟合图, 总体看两者拟合情况还是可以接受的。

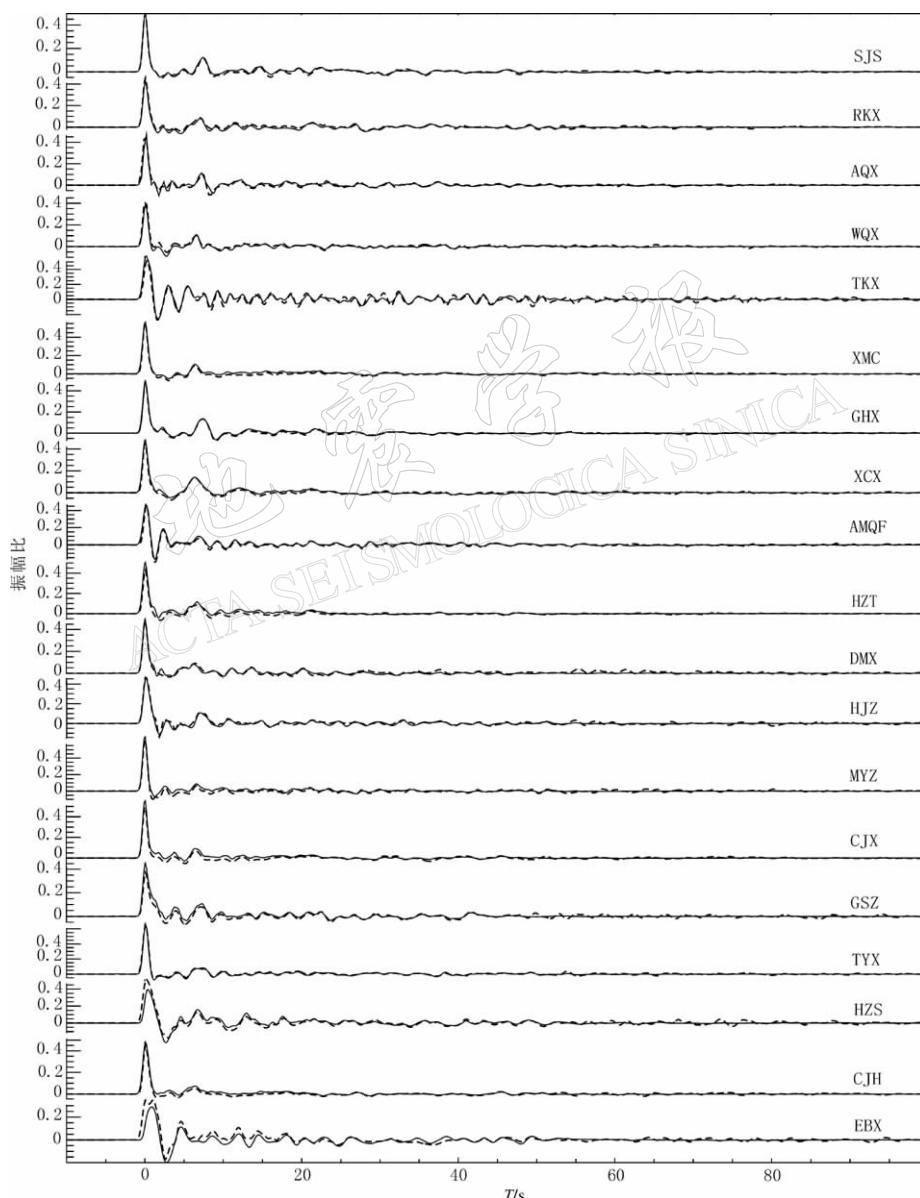


图 3 四川红原—甘肃武威接收函数剖面理论接收函数(实线)和实测接收函数(虚线)拟合图(右侧字母为台站代码)

4 结果

由于存在横向不均匀性, 同一台站不同方位的接收函数存在一定差异。将所有测点所提取的反方位角在 $110^{\circ}\sim150^{\circ}$ 的接收函数径向分量从南到北按顺序排列, 同一台站的接收函数径向分量按反方位角从小到大排列, 这样就得到了图4所示的南北方向接收函数径向分量反方位角剖面。

在图4所示的接收函数剖面中有几组震相清晰, 可连续追踪。测点TKX、AMQF、HJS等由于位于小盆地内, 初至走时出现明显的延迟和初至P波变宽, 这是由于沉积层和低速结构的影响所致。莫霍面Ps转换震相在各台均非常明显, 其走时基本都在7 s左右, 在最北端HJS台至EBS台走时稍微减小, 总体上变化不大。这一特征说明该剖面下的莫霍面较为平坦, 在北边略为变浅。在初至震相与莫霍面转换震相之间还存在一至二组较为清楚的震相, 从这些不同界面的Ps转换的时间变化可以推断界面沿观测剖面的横向变化。相邻台站之间, 如果出现Ps转换波走时或震相数量的突然变化, 那么在这两个台站之间可能存在断层。从图4可看到在测点AQX和WQX下, 在初至震相与莫霍面转换震相之间的震相有明显的差异, 因此推断在这两个测点之间应有断层存在。在图1中可以看到阿坝弧形断裂①就从测点AQX与WQX之间通过, 两种方法研究的结果是一致的。同样测点GHX下的震相与两侧的震相也有很大的差异, 因此测点GHX两侧均有断裂存在。从图1看, 该段正是阿尼玛卿缝合带的主体, 库赛湖—玛沁断裂②、武都—迭部断裂③、舟曲—两当断裂④均在测点GHX的两侧。这种现象同样可以在测点DMX与HJZ之间、测点GSZ与TYX之间、测点HJS与CJH之间看到, 它们都可以在图1中找到相应的断裂。另外, 在整条剖面大部分测点均可发现有较强的负极性震相存在, 说明地壳中大部分地区存在低速结构。

图5是利用深地震资料得到的P波速度模型作为初始模型, 反演各个测点的接收函数径向分量得到的从南向北各个测点下方的一维S波速度结构。从反演得到的速度结构看, 研究区的速度较为复杂, 在大部分区域都存在高低速夹层, 反映了阿尼玛卿古特提斯洋从闭合、斜向碰撞到俯冲板块折返或逆冲岩片抬升等复杂地质过程所形成的构造特征。根据

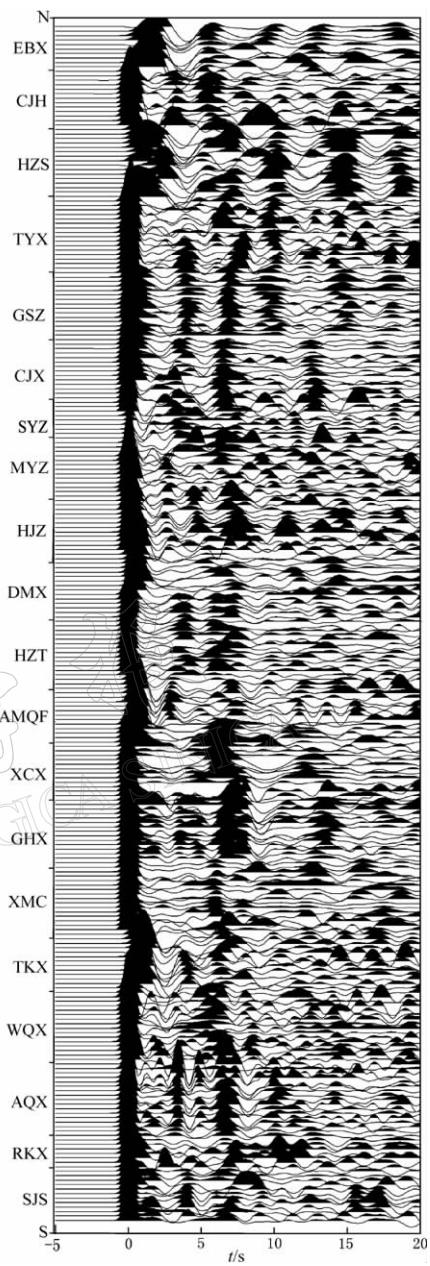


图4 四川红原—甘肃武威
接收函数剖面图

剖面的速度构造总体特征,如果在绝大部分测点下同一深度附近存在一个大的速度突变,那么这个速度突变的深度就对应于一个速度界面。根据这样的原则可以认为,沿剖面的地壳结构中存在4个速度界面:第一个界面是基底界面G,其深度大约为2.0 km左右,最深处位于232 km的唐克乡附近,深度约为5.0 km。该区域具有第四纪沉积盖层,其S波速度从地表的2.0~2.5 km/s逐渐加大到2.9~3.1 km/s。第二个界面称为P₁界面,深度约为20 km。该界面是S波速度的强负梯度变化带,也是一个强反射面,与深反射剖面(高锐等,2006a)中6~7 s处的强反射层相对应,可以认为是上下地壳的分界面。第三个界面称为P₂界面,深度约为40 km。从基底界面G到P₁界面之间存在低速结构,P₁界面到P₂界面之间也存在低速结构,这两个低速结构由一个高速界面P₁所分隔。在阿尼玛卿缝合带两侧,P₁界面与P₂界面之间还不止存在一个低速结构,还可能存在界面。所以20~40 km之间S波速度在纵向和横向变化都较为复杂,存在明显的高低速夹层结构,这样的结构可

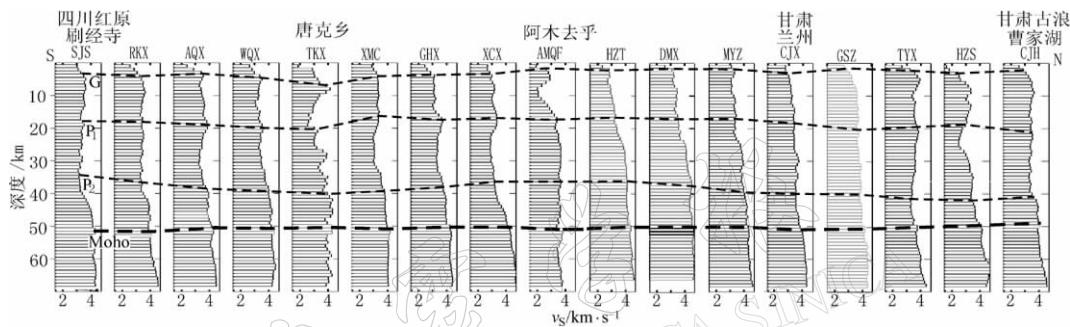


图5 四川红原—甘肃武威接收函数剖面从南到北17个测点径向
接收函数反演得到的一维S波速度结构

能构成多个强烈的反射面。这一特征与同一地区的深地震反射工作发现在双程走时6~12 s之间存在多个强反射波组的结果是一致的(高锐等,2006a, b)。第四个界面即是Moho界面。莫霍面的深度是根据S波速度的变化确定的。深地震测深结果表明(张先康等,2007),莫霍面顶部的P波速度不超过6.8 km/s。如果按照1.73折算,莫霍面顶部的S波速度不超过3.9 km/s。因此可以用S波速度值是否达到或接近3.9 km/s和其速度变化特征来确定Moho面的深度。从图5可以看到,从南往北Moho面基本保持在50 km的深度,北边略为变浅,南边略为加深。Moho面的这一特征与宽角反射/折射的结果是一致的(张先康等,2007)。P₂界面至Moho界面厚约为10 km。该层中S波速度变化特征是基本不存在低速结构,速度随深度的增加从3.4~3.7 km/s逐渐增加到3.9 km/s。在Moho界面两侧的速度差异不是非常大,而有可能是一个速度梯度带。深反射地震剖面上(高锐等,2006b)发现,在盆山结合部看不到比较明显连续的Moho反射震相;而在宽角反射/折射剖面(张先康等,2007)的大部分单炮记录上也看不到非常强的PmP震相,其Moho面的深度也在50 km左右。甘肃台网的接收函数研究表明(李永华等,2006),在永登台、合作台和迭部台下均发现有低速层存在。青海玛沁—陕西榆林的流动地震台阵观测剖面发现(陈九辉等,2005),在海原震区下10~20 km存在明显的低速层,在兰州西边台站下壳内没有明显的低速层存在。本文的结果与这些研究成果基本一致。

5 讨论和结论

将各台站的 S 波反演结果由南向北顺序排列并进行插值，就得到了沿测线的二维 S 波速度结构剖面(图 6)。总体看该剖面可以分为 3 段：第一段是阿坝弧型断裂以南，低速结构不明显。第二段是阿坝弧型断裂至秦岭地轴北缘断裂之间。该段整体上属于青藏高原，由松潘—甘孜造山带、阿尼玛沁缝合带和秦岭造山带 3 个地质单元组成，特点是速度结构复杂，低速体较多。松潘—甘孜造山带大约在 150~280 km 之间，南以阿坝弧型断裂为界，北以库赛湖玛沁断裂为界。从图中可看到在阿坝弧形断裂北侧低速结构明显，库赛湖玛沁断裂两侧速度结构差异较大。在约 280~350 km 之间是阿尼玛沁缝合带，南以库赛湖玛沁断裂为界，北以舟曲—两丹断裂为界。从图中还可看到，低速结构依然明显，在 10~20 km 深度 S 波速度横向变化不大。将这一结果与玛沁—靖边剖面深地震测深 S 波资料处理解释结果(刘宝峰, 2003)相比较发现两者较为一致。在舟曲—两丹断裂以北至秦岭地轴北缘以南则是秦岭造山带。在秦岭造山带南侧，存在明显的复杂的低速结构。是秦岭褶皱带受外部应力的作用下和内在构造的影响下不断抬升隆起的结果。在秦岭地轴北缘断裂以北是祁连褶皱带，几乎不存在低速结构。在秦岭地轴北缘断裂两侧，速度结构差异非常明显，因此秦岭地轴北缘断裂是一个非常明显的构造分界线与应力转换带，是在强烈的印度洋板块向北俯冲与太平洋板块向西俯冲两者的共同作用下，中朝板块与青藏高原的相互作用的结果。第三段是秦岭地轴北缘断裂以北部分。在 640 km 桩号附近，在 10~30 km 之间也存在着低速结构。这可能是海原断裂带在结构上的显示，除此之外该段没有非常明显的低速结构存在。从图 6 中看到，库赛湖玛沁断裂与秦岭地轴北缘断裂之间的低速结构延伸到 40 km 以下的深度，因此可以推测这些断裂都是深大断裂。

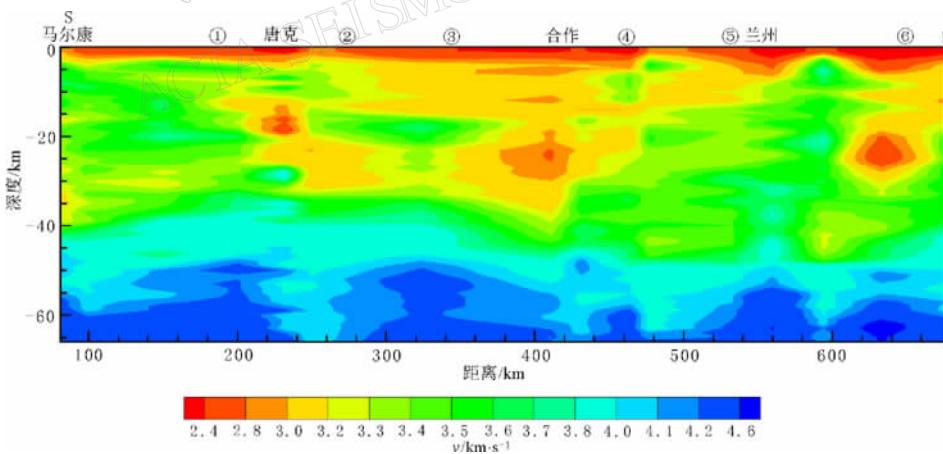


图 6 四川红原—甘肃武威接收函数剖面 S 波速度结构

① 阿坝弧形断裂；② 库赛湖—玛沁断裂；③ 舟曲—两当断裂；④ 秦岭
地轴北缘断裂；⑤ 马街山断裂；⑥ 海原断裂

关于低速体成因问题一般的解释有两种：一种由于岩石孔隙压力和含水造成低速体存在；另一种是由于岩石的热状态发生变化，引起地质构造上的软弱层(Meissner, 1986)。例如，由于地幔物质上涌引起地壳物质熔融或部分熔融，从而形成低速结构；由于地质构造

运动, 板块的俯冲、板块之间的摩擦挤压碰撞等都会造成地壳物质的破碎, 从而形成低速结构。因此, 我们认为研究区的低速结构的成因虽不排除局部熔融或含流体的原因, 但更多的可能是多期的地质构造运动的结果, 即印度板块持续向北俯冲, 造成若尔盖盆地地下地壳整体向西秦岭造山带岩石圈下部俯冲, 在盆山接触带穿过地壳底部, 俯冲进入西秦岭的上地幔中(高锐等, 2006); 秦岭造山带和祁连褶皱带的地壳下部物质逆冲到上部; 板块之间碰撞、相对运动造成地壳物质的破碎; 平坦的莫霍面特征也反映出西秦岭造山带下地壳在造山后又经历了强烈的伸展作用。这些因素都可能是形成低速结构的原因。用各台站下的一维 S 波速度计算地壳平均 S 波速度结果表明, 沿测线各台站下的平均地壳 S 波速度最大为 3.4 km/s, 最小为 3.0 km/s, 较正常大陆地壳的平均 S 波要小。说明研究区地壳物质是相对软的, 也表明青藏高原的地壳中存在较大的塑性变形, 是造山带地壳所具有的速度构造特征。无论对低速结构的成因如何解释, 低速结构在松潘—甘孜造山带的构造演化中具有重要的作用(王椿镛等, 2003)。

从以上对研究结果的讨论中, 有以下几点主要认识:

- 1) 研究区地壳厚度约 50 km, 北部稍浅, 南部稍深。
- 2) 沿剖面在 10~40 km 的深度范围内, 普遍存在低速结构, 特别是在阿坝弧型断裂至秦岭地轴北缘断裂之间, 低速结构一直延伸到莫霍面, 说明存在深大断裂。
- 3) 由于印度洋板块的持续向北的俯冲, 造成青藏高原东北缘不同地质块体的挤压变形, 原来的地壳结构被多次改造。与 P 波一样, S 波平均速度偏低, 表明地壳物质偏软。
- 4) 由于在近 600 km 长的测线上仅有不到 20 个测点, 测点距偏大, 因此要对沿测线的 S 波速度结构有较为详细的了解, 还需增加测点的数量。

参 考 文 献

- 陈九辉, 刘启元, 李顺成, 等. 2005. 青藏高原东北缘—鄂尔多斯地块地壳上地幔 S 波速度结构[J]. 地球物理学报, **48**(2): 333-342.
- 陈学波, 吴跃强, 杜平山, 等. 1986. 龙门山构造带两侧速度结构特征[C]//国家地震局科技监测司编. 中国大陆深部构造的研究与进展. 北京: 地质出版社: 97-113.
- 崔作舟, 陈纪平, 吴苓. 1996. 花石峡—邵阳深部地壳结构与构造[M]. 北京: 地质出版社: 49-168.
- 高锐, 马永生, 李秋生, 等. 2006a. 松潘地块与西秦岭造山带下地壳的性质和关系: 深地震反射剖面的揭露[J]. 地质通报, **25**(12): 1 361-1 367.
- 高锐, 王海燕, 马永生, 等. 2006b. 松潘地块若尔盖盆地与西秦岭造山带岩石圈尺度的构造关系: 深地震反射剖面探测成果[J]. 地球学报, **27**(5): 411-418.
- 刘宝峰, 李松林, 张先康, 等. 2003. 玛沁—靖边剖面 S 波资料研究与探讨[J]. 地震学报, **25**(1): 82-88.
- 李松林, 张先康, 张成科, 等. 2002. 玛沁—兰州—靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究[J]. 地球物理学报, **45**(2): 210-217.
- 李永华, 吴庆举, 安张辉, 等. 2006. 青藏高原东北缘地壳 S 波速度结构与泊松比及其意义[J]. 地球物理学报, **49**(5): 1 359-1 368.
- 马杏垣. 1989. 中国岩石圈动力学图[M]. 北京: 地图出版社: 46-57.
- 闵祥仪, 周民都, 郭建康, 等. 1991. 灵台—阿木去乎剖面地壳速度结构[J]. 西北地震学报, **13**(增刊): 29-36.
- 王椿镛, 林中洋, 陈学波. 1995. 青海门源—福建宁德地学断面综合地球物理研究[J]. 地球物理学报, **41**(5): 669-679.
- 王椿镛, 韩渭宾, 吴建平, 等. 2003. 松潘—甘孜造山带地壳速度结构[J]. 地震学报, **25**(3): 229-242.
- 吴庆举, 曾融生. 1998. 用宽频带远震接收函数研究青藏高原的地壳结构[J]. 地球物理学报, **41**(5): 669-679.
- 吴庆举, 田小波, 张乃铃, 等. 2003a. 计算台站接收函数的最大熵谱反褶积方法[J]. 地震学报, **25**(4): 382-389.

- 吴庆举, 田小波, 张乃铃, 等. 2003b. 用小波变换方法反演接收函数[J]. 地震学报, **25**(6): 601-607.
- 张先康, 嘉世旭, 赵金仁, 等. 2007. 西秦岭—东昆仑及邻近地区地壳结构: 马尔康—碌曲—古浪深地震宽角反射/折射剖面结果[J]. 地球物理学报, 待发刊.
- 中国科学院地球物理研究所. 1981. 西藏高原当雄—亚东地带地壳上地幔结构和速度分布的炮炸地震学研究[J]. 地球物理学报, **24**: 155-170.
- Galve A, Hirn A, Jiang M, et al. 2002. Modes of raising northeastern Tibet probed by explosion seismology[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **203**: 35-43.
- Meissner R. 1986. *The Continental Crust*[M]. London: Academic Press, 1-426.

CRUSTAL STRUCTURE USING RECEIVER FUNCTION IN THE EAST PART OF A'NYÉMAQÊN SUTURE BELT

Duan Yonghong¹⁾ Zhang Xiankang¹⁾ Liu Zhi¹⁾ Xu Zhaofan¹⁾
Wang Fuyun¹⁾ Pan Jishun¹⁾ Liang Guojing²⁾

1) Geophysical Exploration Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China

2) Longgang Volcano Observatory, Earthquake Administration of Jilin Province, Fusong 134528, China

Abstract: Twenty broadband seismographs were deployed along Hongyuan, Sichuan to Wuwei, Gansu. 81 teleseismic events were recorded in one year. We computed receiver functions from teleseismic waveform data and obtained S wave velocity structure beneath each station along the profile by using receiver function inversion method. The results revealed that the crustal structure is very complex and crustal average S wave velocity is to be on the low side. Low velocity structure generally exists in the depth range of 10~40 km in the crust between Aba Arc fault and Northern edge fault of Qinling earth's axis and it is a tectonic feature of complex geological process such as ancient A'nyémaqên Tethys ocean from closing and side colliding to subducted plate exhumed or thrust rock slice lifted. The Moho is about 50 km depth along the profile and is slightly deep in the south than in the north.

Key words: A'nyemagen suture belt; receiver function; velocity structure