中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 4 期: 668 ~ 679
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

用接收函数方法反演青藏高原东北缘地壳结构

刘启民[①②], 赵俊猛[①*], 卢芳[③], 刘宏兵[①]

① 中国科学院青藏高原研究所大陆碰撞与高原隆升重点实验室, 北京 100101;
② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;
③ 湖北省地震局, 武汉 430071
* 联系人, E-mail: zhaojm@itpcas.ac.cn

收稿日期: 2013-02-28; 接受日期: 2013-09-28; 网络版发表日期: 2014-02-28
国家自然科学基金重点项目(批准号: 40930317)、国家专项(CHINARE2012-02-02, SinoProbe-II 项目)和国家自然科学基金创新研究群体项目(批准号: 41021001)资助

摘要 利用 ASCENT 计划于 2007 年布设在青藏高原东北缘的 18 个宽频带流动台站约一年的观测资料获得了 2547 个接收函数. 使用 *H*-*κ* 域的搜索算法, 得到了 14 个台站下方的地壳厚度. 对于数据质量较差的 3 个台站, 通过 Moho 的 Ps 转换波的到时估算出地壳厚度值. 计算结果表明, 研究区的地壳结构复杂, Moho 深度变化范围为 40~60 km. 海原断裂附近 Moho 模糊, 而且较两侧明显地加深. 秦祁地块由西向东 Moho 逐渐变浅, 105°E 以东, Moho 平均深度约为 45 km, 以西则在 50 km 以上. 结合面波研究结果推测, 在 105°E 附近可能存在一个秦岭与祁连分界线. 以 Crust 2.0 作为初始模型, 把计算得到的地壳厚度值作为约束, 用线性反演方法得到了 15 台站下方的 S 波速度结构. 通过与研究区人工源地震测深结果比较, 发现二者具有较好的一致性, 表明反演结果可靠. 综合分析认为: 在青藏高原区, 青藏高原与西秦岭过渡带和西秦岭北段均存在中下地壳低速层, 推测它们可能与附近断裂和深部物质运移有关. 从青藏高原内部到边缘, 中下地壳速度逐渐升高. 再结合研究区地壳的速度(尤其是低速层)的分布特点以及与地壳物质成分相关的泊松比的变化规律等综合分析, 认为地壳流在青藏高原东北部的边缘地带可能不存在, 地壳可能是通过在挤压方向上的缩短而加厚.

关键词
青藏高原东北缘
接收函数
地壳速度结构
地壳流
H-*κ* 叠加

约 50 Ma (Yin 等, 2000)前, 印度板块与欧亚板块发生碰撞, 碰撞后印度板块持续向北推进造就了世界上海拔最高的高原——青藏高原, 它是我们研究陆陆碰撞过程及高原隆升机制的天然实验室. 关于青藏高原是如何达到现今较为统一的高度, 科学家们做了大量的研究, 基于不同的研究结果, 并充分发挥他们的想象力, 提出了很多颇具特色的高原隆升模型(Clark 等, 2000; Tapponnier 等, 2001). 然而, 由于建立这些模型所采用的数据有限, 以及广袤的高原的构造复杂性, 到目前, 关于高原隆升及扩展机制的模型远未达到统一.

1 构造背景

青藏高原的东北缘位于鄂尔多斯地块, 秦祁地块, 四川盆地与青藏高原各地块的拼合处, 构造极其

中文引用格式: 刘启民, 赵俊猛, 卢芳, 等. 2014. 用接收函数方法反演青藏高原东北缘地壳结构. 中国科学: 地球科学, 44: 668–679
英文引用格式: Liu Q M, Zhao J M, Lu F, et al. 2014. Crustal structure of northeastern margin of the Tibetan Plateau by receiver function inversion. Science China: Earth Sciences, 57: 741−750, doi: 10.1007/s11430-013-4772-5

复杂 (图 1). 从地貌上看, 该区位于青藏高原的西南部高原和东北部丘陵地带的分界线, 是一级地貌变异带, 是中国大陆东西及南北分异的主要构造结(詹艳, 2008). 昆仑走滑断裂将研究区分成了松潘-甘孜地体和塔里木-祁连地体, 其中的逆冲和左旋走滑构造导致了一系列的 NW-SE 走向山脉的形成(Tapponnier 等, 2001). 构造上, 研究区位于南北地震带与中央造山带(殷鸿福等, 1998)的交汇处, 由青藏块体、鄂尔多斯块体和阿拉善块体构成了似三联点构造(田勤俭等, 1998; 李松林等, 2006), 是研究碰撞造山和块体之间相互作用机制的理想场所. 该区地震密度极高, 我国 23 条地震带中的 2 条(六盘山带和兰州-天水带)均位于此, 历史上发生了 1920 年的海原 8.5 级, 1927 年的古浪 8.0 级和 1932 年的昌马 7.6 级大地震. 因此研究区也是研究地震孕育、发生机制的天然实验室.

前人在青藏高原东北缘开展了大量的地球物理工作. 地表 GPS 观测(Zhang 等, 2004; Gan 等, 2007)描绘的构造应力场的特征表明该区受到强烈的挤压, 从青藏高原到其东北边缘, 挤压方向由北东向逐步过渡到近东西向和近南东向. 从 1991 年至今, 中国地震局在研究区及附近开展了大量的人工地震探测研究工作(周民都, 2006), 其中穿过本研究区的有 6 条地震宽角反射/折射剖面和一条地震深反射剖面, 它们分别是: 门源-平凉-渭南人工地震测深剖面(王椿镛等, 1995), 灵台-阿木去乎人工地震测深剖面(闵祥仪等, 1991), 成县-西吉人工地震测深剖面(李清河等, 1991), 玛沁-兰州-靖边人工地震测深剖面(李松林等, 2002; 赵金仁等, 2005; Liu 等, 2006), 西吉-中卫深地震测深剖面(李松林等, 2001), 马尔康-合作-古浪宽角反射/折射联合地震测深剖面(嘉世旭等, 2008)和合作-唐克深地震反射剖面(高锐等, 2006). 这些剖面揭露了研究区较为精细的地壳结构. 在研究区及附近还开展了大地电磁测深研究(屈健鹏, 1998; 郭守年等, 1999; 杨长福等, 2003; 赵国泽等, 2004). 詹艳(2008)总结了青藏高原东北缘已有的大地电磁测深研究成果, 详细探讨了该区的三维电性结构变化. 在

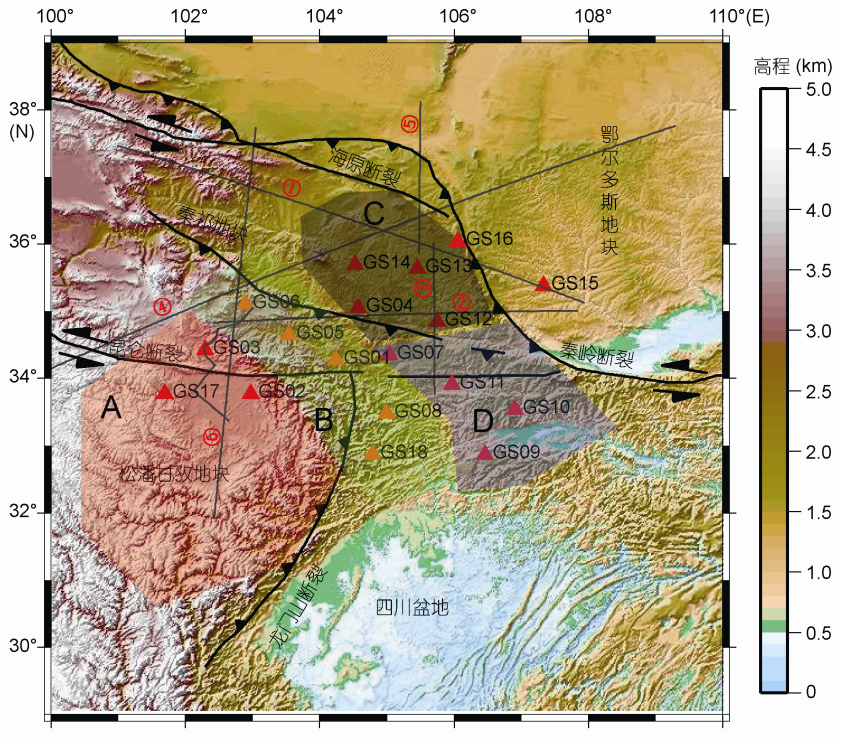


图 1　研究区构造背景与台站分布

图中背景构造数据来自 Tapponnier 等(2001). 红色三角形代表台站位置, 旁注文字为台站编号; A, B, C 和 D 四个色块为台站分组, 分别代表青藏高原区, 青藏高原与西秦岭过渡带, 西秦岭北段和西秦岭南段; 黑线为穿过研究区的人工源地震测深剖面, 红色数字为测线的编号: ① 门源-平凉-渭南剖面, ② 灵台-阿木去乎剖面, ③ 成县-西吉剖面, ④ 玛沁-兰州-靖边剖面, ⑤ 西吉-中卫剖面, ⑥ 马尔康-古浪剖面

天然源地震探测方面, 陈九辉等(2005)、李永华等(2006)和段永红等(2007)通过 P 波接收函数方法研究了台站下方的 S 波速度结构; 郭飚等(2004)和 Zhang 等(2011)分别通过走时层析成像和面波层析成像方法展示了研究区深部速度图像; 常利军等(2008)、Li J 等(2011)和 Li Y H 等(2011)则通过横波分裂等方法描绘了该区的深部构造形变. 已有研究结果表明, 青藏高原东北缘的壳幔结构极为复杂, 东西向与南北向的变化均极为剧烈.

Tapponnier 等(2001)认为, 青藏高原是由多期碰撞逐步隆升而形成的, 地壳在挤压方向上缩短增厚; Clark 等(2000)用 15 km 厚的下地壳管道拟合 4 条地形剖面, 认为青藏高原东部和东北部可能是下地壳物质的流动促使地表隆升. 赵国泽等(2008)用电磁法首次提出青藏高原东部边缘中下地壳"管流层"的证据, 在东北缘, 大量研究(李清河等, 1991; 闵祥仪等, 1991; 王椿镛等, 1995; 屈健鹏, 1998; 郭守年等, 1999; 李松林等, 2001, 2002; 赵国泽等, 2004; 周民都, 2006; Liu 等, 2006)证明了低速高导层的存在. 可见, 要了解青藏高原东北缘的地壳加厚方式及隆升机制, 必须清楚该区详细的地壳结构与构造.

本文利用 ASCENT 计划于 2007 年布设在青藏高原东北缘的二维宽频带流动台网约一年的观测资料, 通过接收函数方法反演青藏高原东北缘不同构造部位的地壳速度结构, 分析低速层的空间展布及壳幔过渡带的结构特点, 结合人工源地震探测结果综合分析, 为该区地壳加厚方式研究提供深部约束.

2 数据与方法

2.1 数据

地震学是研究地球内部结构的有效方法, 该方法利用穿透地球内部的地震波所携带的地球内部信息研究地球内部结构. 因此, 地震数据是研究青藏高原深部结构与动力学问题不可缺少的材料. 从 20 世纪 90 年代开始, 一系列的国际合作项目, 如 INDEPTH(Zhao 等, 1993), Hi-CLIMB(Nabelek 等, 2009)和 ANTILOPE(Zhao 等, 2010) 等在青藏高原布设了大量的地震台站, 进行密集的地震观测. ASCENT 计划于 2007 年在青藏高原布设了 97 个流动地震观测台站, 本研究所使用的是其中位于高原东北缘的 18 个流动台站(图 1)约 1 年的观测数据.

2.2 P 波接收函数方法

P 波接收函数(徐强等, 2008)已经发展为研究台站下方地壳结构的常规方法. 计算得到的接收函数是一个时间序列, 主要包含台站下方地壳和上地幔速度间断面所产生的 Ps 转换波及其多次反射波的信息. 计算过程主要包括坐标轴旋转和反卷积两步, 更进一步的处理, 如 Moveout, CCP 叠加等被用来对壳内界面、410 和 660 km 等间断面成像(Yuan 等, 1997). 根据 USGS(美国地质调查局)地震目录, 本文选取了震中距为 30°~90°, 震级大于 5.5 的地震事件(图 2), 截取 P 波到时前 10 s 至后 90 s 数据, 用以计算接收函数. 由于地震传感器存在漂移现象, 且三分量漂移的量也不一样, 因此三分量(ZNE)原始地震记录首先经过去均值、去线性和 0.02~2 Hz 的 Butterworth 带通滤波, 然后被旋转到 ZRT(垂向、径向和切向)坐标系. Ligorria 等(1999)的时间域迭代反卷积算法被用来计算 R 分量接收函数, 该方法直接在时间域提取接收函数, 算法稳定, 随着迭代次数的增加逐步完成主要信息到细节信息的提取. 经过简单的测试, 确定使用的高斯滤波器宽度为 2.5, 迭代次数为 500 次, 尽管大多数情况 100 次已经足够. R 分量的接收函数主要包含了台站下方地壳和上地幔速度间断面所产生的 Ps 转换波及其多次反射波的信息. 为了保证数据质量, 研究中进行了两次数据筛选. 一次是手动挑选三分量信噪比较高的地震数据, 另一次是挑选计算得到的接收函数. 把单台计算得到的接收函数按后方位角排列画到一张图上, 然后手动去掉部分不好的

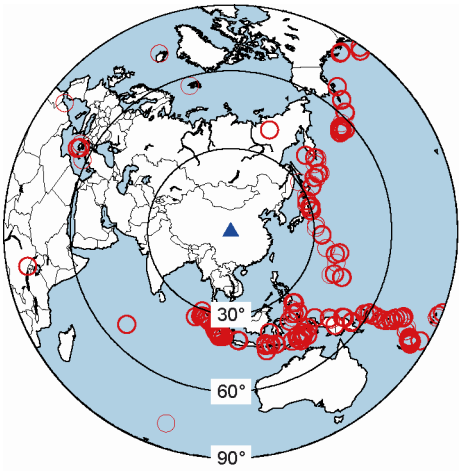


图 2 研究中使用的地震事件分布

空心红色圆圈表示地震事件位置, 实心蓝色三角形表示研究区位置

数据. 图 3 是一个计算接收函数的例子. 从图中可以看出: 该台站数据质量很高, 可用事件达到 190 多个. 在 6 s 左右 Moho 的的 Ps 转换波几乎在所有的方位均可被观测到, 而且非常清晰. 多次波的一致性较差, 但和方位角相关度较大.

2.3　Moho 深度计算

为了较好地估算地壳厚度, 研究中采用了广泛使用的 H-κ 算法(Zhu 等, 2000)来搜索地壳厚度和纵横波波速比(V_P/V_S). 该方法假设地壳为一层 P 波速度固定的均匀层状介质, 通过在 H-κ 域扫描, 获得使 Ps 转换波和多次波能量加权之和达到最大时的地壳厚度和波速比. 由于研究区结构变化剧烈, 台站相对稀疏, 本研究使用 Crust 2.0(Bassin 等, 2000)模型的地壳平均速度, Ps, PpPs 和 PpSs+PsPs 的权重分别为 0.7, 0.2 和 0.1. 对于 Moho 的多次波不明显或接收函数数目较少的台站, 则根据 Moho 的 Ps 到时估算地壳厚度. 图 4 是 GS08 台站 H-κ 扫描的结果. 从图 4 可以看出, 该台站收敛性非常好, 因此, 计算结果可信度较高.

2.4　地壳速度反演

反演问题本质上是模型参数空间的搜索问题, 根

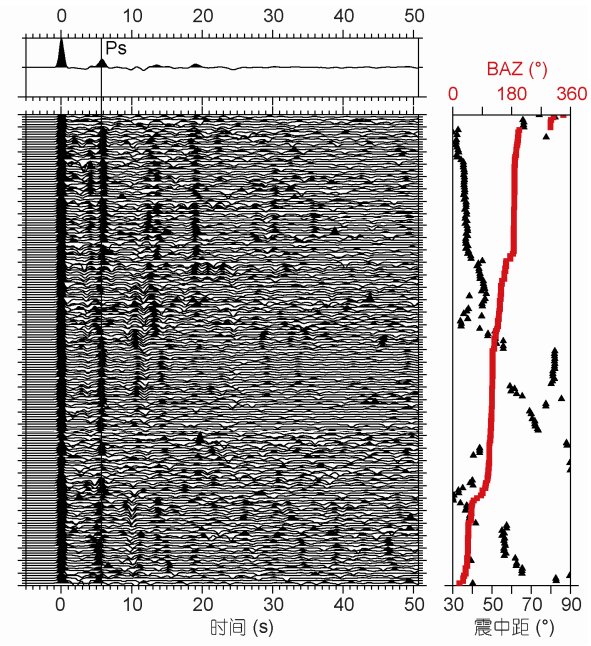


图 3　台站 GS08 计算得到的接收函数

左图为接收函数波形, 左上图为叠加得到的平均接收函数, 右图为对应接收函数的震中距(黑色三角)和方位角信息(红色正方形)

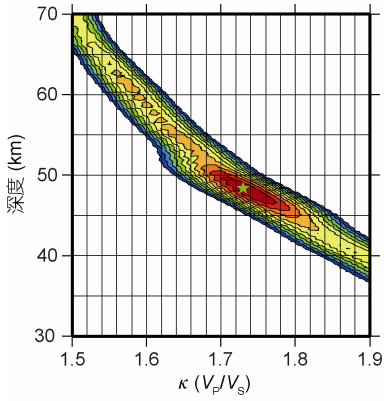


图 4　台站 GS08 的 H-κ 扫描结果

绿色五角星为搜索到的最佳 H 和 κ 的值

据搜索方法的不同接收函数反演方法分为线性反演(Owens 等, 1987; Ammon 等, 1990)和非线性反演(Shibutani 等, 1996; Sambridge, 1999a, 1999b)两种. 非线性反演方法采用随机算法搜索模型参数空间, 对初始模型依赖较小, 但计算速度慢, 容易陷入局部极值, 反演结果也不稳定. 线性反演算法则相反, 虽然对初始模型依赖程度较高, 但计算速度快, 反演结果稳定. Ammon 等(1990)发展了线性化反演方法, 讨论了该方法的优势与缺陷, 并指出只有独立的先验信息的加入才能更好地解决模型的非唯一性问题. 联合反演也是一种提高模型唯一性的较好的方法. Julià 等(2000)发展了接收函数与面波联合反演方法, 该方法能够利用接收函数方法和面波方法的优势, 得到更准确的速度结构.

本研究使用的是 Ammon 等(1990)的线性化反演方法. 研究中将单台各个方位接收函数叠加得到单台的平均接收函数, 用以反演台站下方 S 波速度结构. 为了保证反演结果的可靠性, 本研究使用了两组共四个模型, 以台站 GS08 为例, 说明测试结果对初始模型的依赖程度(图 5). 第一组(图 5(a))是两个均匀半空间模型, 从图中可以看出, 虽然模型简单, 但在反演得到的模型中, 低速层和 Moho 形态均较为一致, 说明反演方法稳定可靠. 第二组(图 5(b))是两个 Crust 2.0 模型, 左图为梯度模型, 右图为连续变化模型, 并加入计算得到的地壳厚度值. 从图 5(b)可以看出, 在反演得到的模型中, 低速层的一致性较第一组(图 5(a)) 改善很多, Moho 形态也得到了较好的约束, 连续变化模型所得到的速度结构较梯度模型复杂. 我们认为, 虽然梯度模型得到的速度结构更为简单, 但

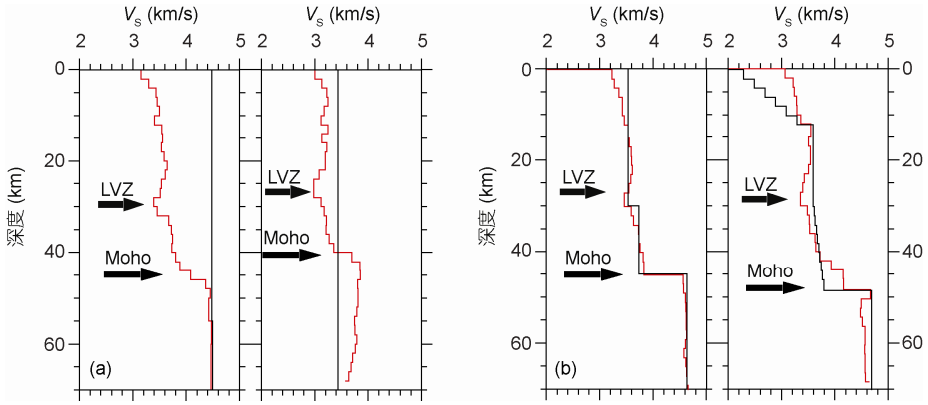


图 5　模型测试图

黑色实线为初始模型, 红色实线为反演得到的模型, LVZ 表示低速层. (a)为不同速度的均匀半空间模型, 左边初始模型速度高于右边; (b)为 Crust 2.0 模型, 左边为 Crust 2.0 的梯度模型, 右边为加入 H-κ 算法得到的 Moho 深度值后的连续变化的 Crust 2.0 模型

是它也容易掩盖掉一些细节信息, 连续变化模型更适合于观察速度结构变化. 因此, 本研究将连续的 Crust 2.0 模型(Bassin 等, 2000)作为初始模型, 并用 H-κ 算法所得到的地壳厚度作为约束, 用 Ammon 等(1990)的线性化反演方法, 得到了台站下的速度结构. 图 6 是 GS08 台站 S 波速度结构反演的一个例子.

3　结果及讨论

根据计算结果, 并结合研究区的构造特点, 我们将台站分为 4 组(表 1 和图 1) 进行讨论: GS02, GS03 和 GS17 属于青藏高原区, 该区海拔较高(3 km 以上), 地壳较厚(约 50 km 以上); GS01, GS06, GS08, GS18 和 GS05 属于青藏高原与西秦岭过渡带, 该区海拔和地壳厚度变化较大; GS12, GS14, GS04, GS13, GS16 和 GS15 属于西秦岭北段, 该区海拔 2 km 左右; GS07, GS10, GS11 和 GS09 属于西秦岭南段, 该区位于四川盆地北缘, 海拔低于 2 km.

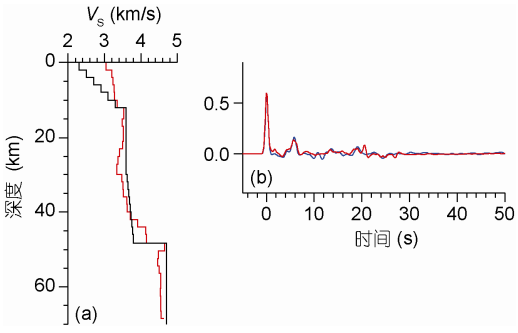


图 6　台站 GS08 速度结构反演

(a) 中蓝色虚线为初始模型, 红色实线为最终模型; (b) 为接收函数波形, 蓝线为原始波形, 红线为拟合得到的波形

3.1　地壳厚度

经过仔细挑选, 18 个台站总共得到了 2547 个接收函数, 大部分台站得到的接收函数的个数均在 100 以上. 用 H-κ 方法获得了 14 个台站下方的地壳厚度. 对于多次波不明显或者数据质量较差的台站, 采用人工拾取 Moho 的 Ps 转换波的时间来估算地壳厚度, 计算结果汇总成表 1(κ 值为空表示该台站地壳厚度是采用 Moho 的 Ps 转换波的时间估算的, GS15 台站因数据质量太差未被采用).

本研究收集了研究区内已发表的 81 个台站计算得到的地壳厚度值(Pan 等, 2011), 加之本研究的 17 个台站资料, 将 98 个台站的地壳厚度值绘制成图 7.

从表 1 中可以看出, 研究区的地壳平均 P 波速度变化范围为 6.0~6.5 km/s, Moho 深度为 40~60 km, 反映了研究区构造的复杂性. H-κ 方法计算得到的台站下 Moho 深度与 Crust 2.0 模型的地壳厚度均相差不到 5 km, 与已有的研究结果(郭飚等, 2004; 陈九辉等, 2005; 李永华等, 2006)类似, 表明计算结果正确可靠. 整体上, 青藏高原区地壳从内部向边缘逐渐变薄, 比西秦岭的地壳厚 5 km 以上. 青藏高原区的 Moho 的 Ps 转换波时间约 7 s, 明显地大于西秦岭, Moho 的 Ps 转换波时间与地壳厚度的正相关关系得到体现. 西秦岭北段的 Moho 的 Ps 转换波时间比南段大约 0.5 s, 相应地, 北段 Moho 的深度比南段深约 3 km.

表 1 中较为特殊的台站有 GS15 和 GS16, 它们均

表 1　台站综合信息表

台站基本信息				Crust 2.0 模型		计算结果			
台站名	北纬(°)	东经(°)	高程(m)	Moho 深度 (km)	V_P (km/s)	Moho 深度 (km)	κ (V_P/V_S)	Tps (s)	接收函数(个)
青藏高原区									
GS02	33.7768	102.968	3098	50	6.2714	49.6	1.84	7.12	55
GS03	34.4305	102.294	2819	50	6.2714	53.3	1.78	7.11	146
GS17	33.7732	101.697	4076	60	6.4688	56	–	7	4
青藏高原西秦岭过渡带									
GS01	34.272	104.242	2029	45	6.4572	46.7	1.8	6.23	191
GS06	35.1066	102.886	2819	50	6.2714	47.6		5.95	13
GS08	33.4755	104.998	1444	45	6.4572	48.4	1.73	5.91	191
GS18	32.8655	104.785	1444	45	6.4572	49	1.76	6.22	159
GS05	34.6515	103.543	2819	50	6.2714	49.5	1.74	6.28	189
西秦岭北段									
GS12	34.8532	105.75	2029	45	6.4572	47.3	1.7	5.55	202
GS14	35.695	104.532	2029	45	6.4572	48	1.85	6	170
GS04	35.0547	104.571	2029	45	6.4572	48.8	1.82	6.67	203
GS13	35.6362	105.453	2029	45	6.4572	51.2	1.71	6.09	182
GS16	36.0477	106.059	1641	41	6.0796	65.6	1.68	7.8648	163
GS15	35.3832	107.336	1439	41	6.1287	–	–	–	114
西秦岭南段									
GS07	34.3483	105.039	2029	45	6.4572	44.6	1.74	5.52	213
GS10	33.5357	106.906	1292	39	6.2067	45.4	1.74	5.81	162
GS11	33.9112	105.968	1444	45	6.4572	45.7	1.74	5.65	176
GS09	32.8695	106.459	1292	39	6.2067	48.8	–	6.1	14

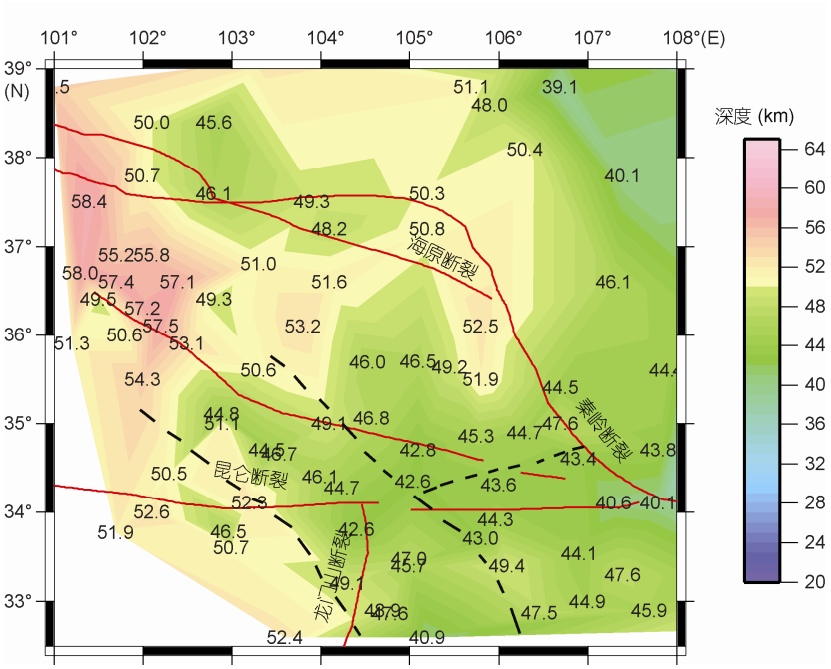


图 7　Moho 深度分布图

红色实线为背景构造线, 数据来自 Tapponnier 等(2001), 黑色虚线为四个分区的轮廓线

位于西秦岭南段, 计算得到的接收函数均超过 100 个. GS15 台站位于鄂尔多斯地块, 各个方位均未发现明显的 Moho 的 Ps 转换波, 由于只有一个台站的数据, 本文不做讨论. GS16 台站位于海原断裂与秦岭断裂的交汇点上, 计算得到的接收函数有明显的方位各向异性, 仅后方位角 145°~200°的地震事件能看到 Moho 的 Ps 转换波, 并且 T_{Ps} 为 7.8 s, 相应的地壳厚度约为 65.6 km (如图 8). 从图 7 中也可以发现, 海原断裂附近 Moho 的深度较两侧明显加大. Liu 等(2006)的深地震测深剖面也发现, 在海原断裂附近, 有一个 Moho 下凹区域, 并且成像效果较差. 横切海原断裂和秦岭边界断裂的西吉-中卫深地震测深剖面(李松林等, 2001)揭露了一个类三明治的结构, 中段海原县至香山下方结构简单, 两侧则结构复杂, 但均包含了低速层. 从这些结果来看, 海原断裂的深部结构十分复杂.

秦祁地块从整体上来看, Moho 由西向东逐渐变浅(图 7). 105°E 以东, Moho 平均深度约为 45 km, 以西则为 50 km 以上, 比东部至少深 5 km. Zhang 等(2011)在该区域的面波成像结果也显示在 105°E 附近, 从地表到地下 100 km, 两侧的面波相速度和 S 波速

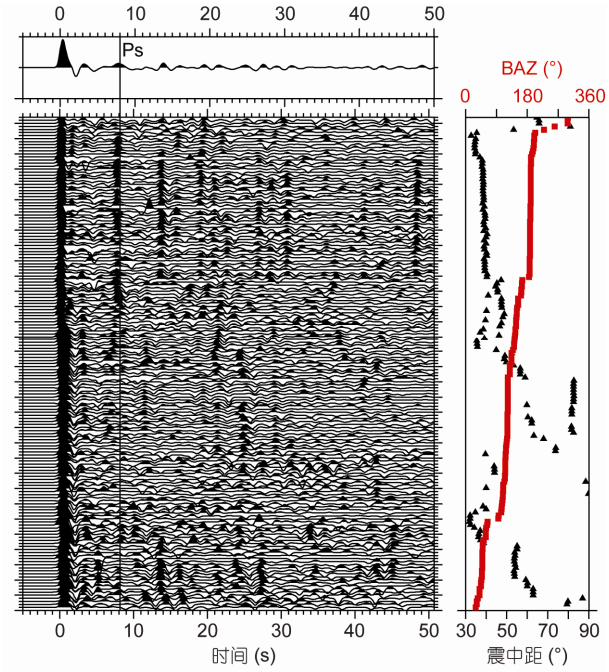


图 8　台站 GS16 得到的接收函数

左图为接收函数波形, 左上图为叠加得到的平均接收函数, 右图为对应接收函数的震中距(黑色三角)和方位角信息(红色正方形)

度均存在明显的差异, 其西侧表现为约 2%左右的低速异常, 东侧则表现为约 2%左右的高速异常. 由此推测 105°E 附近可能存在一个秦岭与祁连分界线.

研究区纵横波波速比变化范围为 1.71~1.84, 平均为 1.7523, 对应泊松比为 0.2401~0.2904, 平均为 0.2585, 略低于全球平均值 0.265(Christensen, 1996), 与李永华等(2006)和 Pan 等(2011)的结果一致. Pan 等(2011)发现青藏高原东北缘比鄂尔多斯盆地的泊松比低, 因此认为青藏高原东北缘属于长英质地壳, 与地壳流模型不符. 此次计算得到的泊松比也支持这种观点, 由于泊松比与地壳物质组成的关系尚不十分明确(Christensen, 1996), 更小范围讨论泊松比十分困难.

3.2　地壳速度结构和低速层分布

以 Crust 2.0 模型为初始模型, 用 H-κ 算法得到的地壳厚度为约束, 使用线性化反演方法(Ammon 等, 1990)得到了数据质量较好的 15 个台站下方的 S 波速度结构(图 9, 图 10). 从图 1 中可以看出, 台站 GS06, GS05, GS04, GS12, GS13 和 GS14 均位于主动源测深测线附近. 台站 GS06(图 10 (b), 图 1)位于玛沁-兰州-靖边剖面与马尔康-古浪剖面交点附近, Moho 深 47.6 km 左右, 其下方 30 km 左右存在低速层, 与张先康等(2008)和 Liu 等(2006)的研究接近; 台站 GS05 和台站 GS04(图 10, 图 1)分别位于灵台-阿木去乎人工地震剖面距灵台 100 km 左右和 200 km 左右, 经对比, 与闵祥仪等(1991)结果相似; 台站 GS13(图 10(c), 图 1)位于成县-西吉剖面与西吉-中卫剖面附近, 李松林等(2001)的研究结果显示下方 20 km 和 40 km 左右均存在低速层, 而反演得到的结果则表明下方地壳平均速度非常低, 并未见低速层, 这与接收函数方法的精度和反演的非唯一性有关; 台站 GS12(图 10(c), 图 1)位于灵台-阿木去乎测线与成县-西吉测线交点附近, Moho 面深约 47.3 km, 其下方 10~20 km 处有一低速层, 与闵祥仪等(1991)和李清河等(1991)的研究结果极为一致. 以上和已有研究成果的比较, 表明整体上此次反演结果较为可信.

从图 10 可以看出: 青藏高原与西秦岭过渡带(图 10(b))和西秦岭北段(图 10(c))均存在中地壳低速层, 为了更好的研究低速层的空间分布, 笔者手动数字化已有研究成果(闵祥仪等, 1991; 李清河等, 1991; 李松林等, 2001; 张先康等, 2008), 将低速层的分布

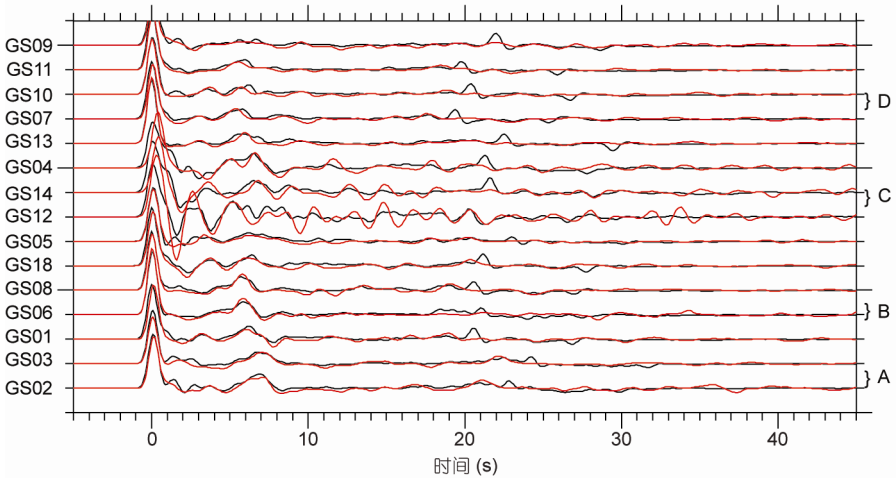


图 9　台站理论与实际接收函数波形

黑色和红色分别代表原始和拟合得到的 R 分量接收函数波形, 左侧文字为对应波形的台站编号, 右侧字母为台站所属区域

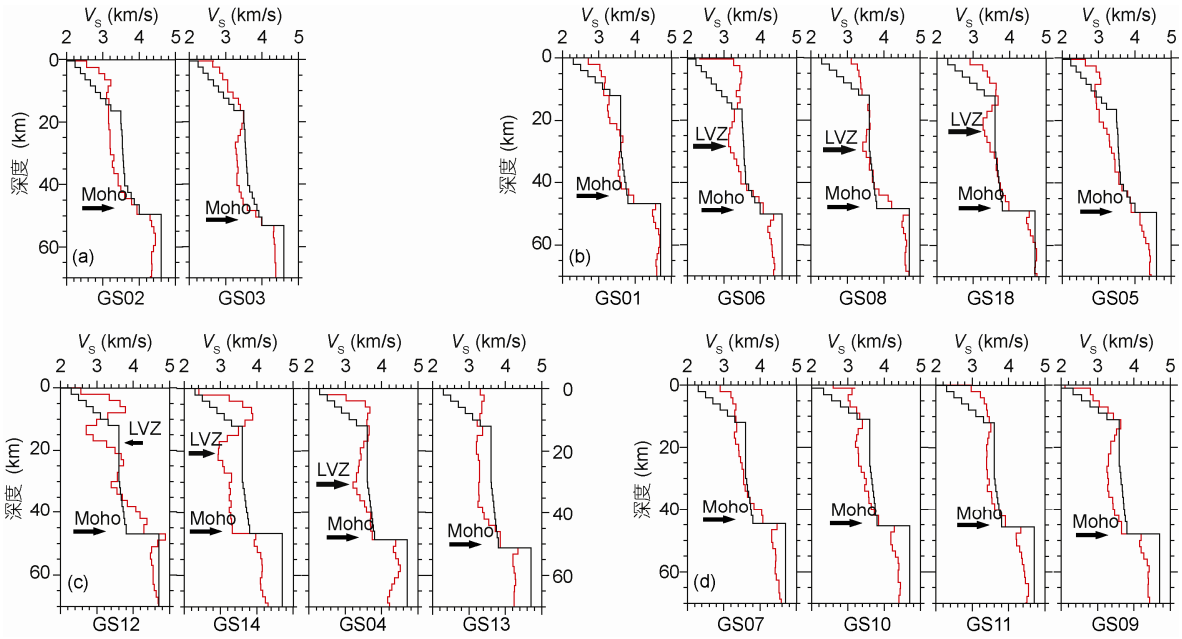


图 10　台站 S 波速度结构

(a) 青藏高原区; (b) 青藏高原与西秦岭过渡带; (c) 西秦岭北段; (d) 西秦岭南段. 黑色为初始模型, 红色为反演得到的模型, LVZ 为低速层

综合绘制成图 11. 从图 11 可以看出, 除成县-西吉和西吉-中卫剖面在相交区域西吉附近外, 其他的深地震测深剖面结果在剖面相交的区域吻合得很好, 这可能与早期数据的精度有关. 低速层研究区低速层分布极为广泛, 这些低速层主要分布在已知断裂的两侧, 深度约为 15~25 km. 台站 GS02 和 GS03 下方地壳平均速度非常低(图 10(a)), 与马尔康-古浪剖面南段和玛沁-兰州-靖边剖面西段发现 20~60 km 的低速层一致, 该区域变形十分强烈, 结构非常复杂, 这可能是由于中下地壳的低阻, 低速软弱层在向北东方向的运动中受到秦祁地块的阻挡, 但是其上地壳却不断受到挤压增厚而导致的. 台站 GS12 和 GS04 下方的低速层分别在 20 和 30 km 左右, 与成县-西吉剖面与灵台-阿木去乎剖面形成的南北长约 100 km, 东

西宽约 50 km 的低速区域相符, 施锦等(2002)基于剖面结果(闵祥仪等, 1991; 李清河等, 1991), 并结合大地电磁等研究成果, 认为下方存在垂直方向的深部流体通道, 即其下方物质来源于深部, 其附近的大量金属矿也与之有关. 台站 GS08 和 GS18 下方的低速层在 30 km 左右, 可能与龙门山断裂有关, 其他分布很窄的低速层则可能与其附近的断裂有关.

从青藏高原内部到边缘(图 10(a), 10(b)), 中下地壳速度逐渐升高, 这与已有深地震测深研究观测结果(李松林等, 2002; Liu 等, 2006)一致. 噪音成像结果(Yang 等, 2012)也表明青藏高原东北缘地壳速度较其内部要高得多. 这些结果与青藏高原地块较热、较软(Yang 等, 2012)的认识一致, 而其东北缘则较冷、较硬, 与该区地震频发的认识也是一致的.

在物质组成上, Pan 等(2011)通过接收函数方法发现青藏高原东北缘比鄂尔多斯盆地的泊松比要小得多, 因此推测青藏高原东北缘为长英质地壳, 因而不支持青藏高原的"地壳流"模型. Xu 等(2007)用藏东南 25 个流动台站数据, 通过接收函数方法, 得到了东构造结附近的地壳厚度和 S 波速度结构. 基于藏东南高泊松比(>0.3), 高地表热流值, 中地壳高导层和壳内低速层, Xu 等(2007)认为这些证据都支持了藏东南存在地壳流. 而本研究区泊松比均小于 0.3, 平均泊松比为 0.2585, 略低于全球平均值 0.265(Christensen, 1996), 也尚未发现广泛的高地表热流值. Lease 等(2012)通过计算青藏高原东北缘新生代的地壳缩短速度, 认为仅地壳缩短足够解释该区的地壳增厚.

从研究区低速层的分布、地壳的平均速度和地壳物质成分(泊松比)等证据来看, 地壳流在青藏高原东北部的边缘地带可能不存在, 地壳可能是通过在

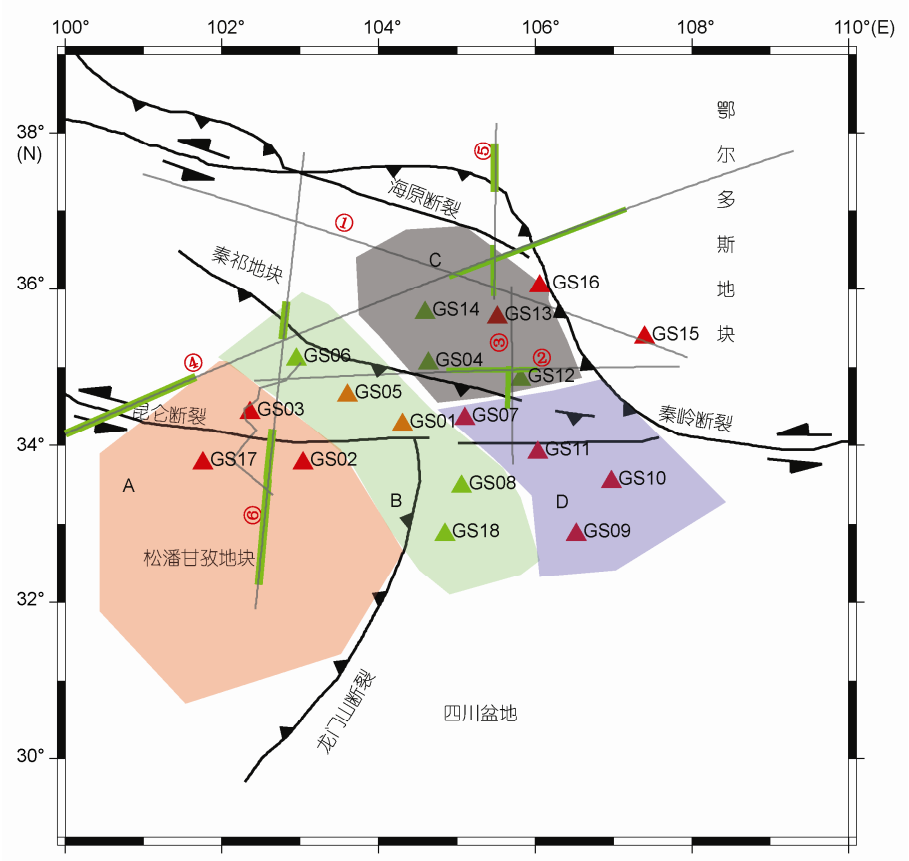


图 11　研究区低速层分布

图中背景构造数据来自 Tapponnier 等(2001). 绿色三角形为下方发现低速层的台站; A, B, C 和 D 四个色块为台站分组, 分别代表青藏高原区, 青藏高原与西秦岭过渡带, 西秦岭北段和西秦岭南段; 黑线为已有主动源地震测深剖面, 其中绿色部分为测线上发现的低速层: ① 门源-平凉-渭南剖面, ② 灵台-阿木去乎剖面, ③ 成县-西吉剖面, ④ 玛沁-兰州-靖边剖面, ⑤ 西吉-中卫剖面, ⑥ 马尔康-古浪剖面

挤压方向上缩短而加厚.

3.3 壳幔过渡带

理论上讲, Moho 是地壳与地幔的分界面, 是一级间断面, 在该面上地震波速度发生了跳跃. 但在世界很多地区, 地壳与地幔间并非是一级间断面, 而是呈现出一个过渡带(Jarchow 等, 1989), 这个过渡带的复杂程度与该地区的构造活动水平有关(Zhao 等, 2001, 2003). 因此, 根据壳幔过渡带的复杂程度我们可以判断该地区的构造活动水平.

图 10 不但给出了研究区不同块体地壳和上地幔顶部的速度结构, 也给出了不同块体壳幔过渡带的结构差异特点. 在青藏高原区(图 10(a)), 地壳和地幔间并非以一级间断面接触, 而是由一个具有一定速度梯度和厚度的过渡带连续过渡. 这表明, 该区的地壳与地幔之间的过渡带可能发生较明显的变形, 壳幔间没有形成尖锐的一级间断面, 与张先康等(2008)的结果一致; 在青藏高原与西秦岭过渡带(图 10(b)), 不同台站所反映的壳幔过渡带有差异, 如 GS01, GS18 和 GS18 所给出的壳幔过渡带具有一级间断面的特点, 余者则不同程度地给出了具有一定速度梯度和厚度的壳幔过渡带, 这与由青藏高原向西秦岭过渡的构造特点相对应; 在西秦岭北段(图 10(c)), 几乎所有的台站均给出了壳幔间近于一级间断面的信息, 在西秦岭南段(图 10(d))壳幔之间虽然一级间断面不如秦岭北段明显, 但总体上壳幔速度差异较明显, 也呈现出一级间断面的特点.

纵观研究区不同台站所揭示的壳幔速度结构可以看出, 壳幔过渡带的复杂程度与该区的不同块体是对应的. 在青藏高原区, 壳幔过渡带尤为复杂, 表明该区目前仍具有强烈的构造活动, 特别是壳幔间可能发生物质与能量的强烈交换; 秦岭地区的壳幔过渡带相对简单, 主要由一级间断面实现过渡, 表明该区构造活动相对于青藏高原要弱, 构造活动主要发生在地壳深度范围; 同时, 南秦岭和北秦岭也存在壳幔过渡带结构差异, 表明二者间可能也存在构造活动水平的差异; 对于青藏高原与西秦岭过渡带(图 10(b)), 壳幔过渡带结构也存在着由高原复杂的结构向西秦岭简单结构过渡的过程, 致使该区的构造活动呈现更为复杂的特点.

4 结论

本文计算了位于青藏高原东北缘 18 个流动地震台站的接收函数, 得到了研究区地壳厚度. 计算结果表明, 研究区域地壳结构复杂, Moho 深度变化范围为 40~60 km. 海原断裂附近 Moho 模糊, 而且较两侧明显地加深. 结合前人的研究结果发现: 105°E 以东, Moho 平均深度约为 45 km, 以西则为 50 km 以上, 比东部至少深 5 km. 结合面波研究结果综合分析, 推测 105°E 附近可能存在秦岭与祁连的分界线.

用计算得到的 Moho 深度值作为约束, 用线性化反演方法得到了研究区下 S 波速度结构. 通过与主动源地震测深结果比较, 表明反演结果可靠. 数字化已有人工源地震测深结果, 将低速层的分布绘制到同一张图上, 对比发现: 在青藏高原区, 青藏高原与西秦岭过渡带和西秦岭北段均存在中下地壳低速层, 研究认为它们与附近断裂和深部物质运移有关. 从青藏高原内部到边缘, 中下地壳速度逐渐升高. 从研究区低速层的分布、地壳的速度和地壳物质成分(泊松比)等证据来看, 地壳流在青藏高原东北部的边缘地带可能不存在, 地壳可能是通过在挤压方向上缩短而加厚.

研究区壳幔过渡带结构的复杂程度与该区的构造活动程度相对应. 在青藏高原区, 壳幔过渡带尤为复杂, 表明该区目前仍具有强烈的构造活动, 特别是壳幔间可能发生物质与能量的强烈交换; 秦岭地区的壳幔过渡带相对简单, 表明该区构造活动相对于青藏高原要弱, 构造活动主要发生在地壳深度范围; 在青藏高原与西秦岭过渡带, 壳幔过渡带存在着由高原复杂的结构向西秦岭简单结构过渡的特点, 预示着该区的构造活动更为复杂.

致谢 感谢徐强、张衡和两位审稿专家的诸多有益的建议.

参考文献

常利军, 王椿镛, 丁志峰, 等. 2008. 青藏高原东北缘上地幔各向异性研究. 地球物理学报, 51: 431–438

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. 地球物理学报, 48: 333–342
段永红, 张先康, 刘志, 等. 2007. 阿尼玛卿缝合带东段地壳结构的接收函数研究. 地震学报, 29: 483–491
高锐, 马永生, 李秋生, 等. 2006. 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. 地质通报, 25: 1361–1367
郭飚, 刘启元, 陈九辉, 等. 2004. 青藏高原东北缘-鄂尔多斯地壳上地幔地震层析成像研究. 地球物理学报, 47: 791–798
郭守年, 李勇. 1999. 南北地震带北段地壳上地幔电性结构及有关资料问题的讨论. 西北地震学报, 21: 62–72
嘉世旭, 张先康. 2008. 青藏高原东北缘深地震测深震相研究与地壳细结构. 地球物理学报, 51: 1431–1443
李清河, 郭建康, 周民都, 等. 1991. 成县-西吉剖面地壳速度结构. 西北地震学报, 13: 37–43
李松林, 张先康, 张成科, 等. 2001. 海原 8.5 级大震区地壳结构探测研究. 中国地震, 17: 16–23
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. 地球物理学报, 45: 210–217
李松林, 赖晓玲. 2006. 青藏高原东北缘似三联点构造的初步研究. 大地测量与地球动力学, 26: 10–14
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. 地球物理学报, 49: 1359–1368
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. 西北地震学报, 13: 29–36
屈健鹏. 1998. 鄂尔多斯块体西缘及西南缘深部电性结构与该区地质构造的关系. 内陆地震, 12: 312–319
施锦, 刘耀炜. 2002. 西秦岭北缘深浅部流体通道特征. 地震, 22: 35–41
田勤俭, 丁国瑜. 1998. 青藏高原东北隅似三联点构造特征. 中国地震, 14: 29–37
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. 地球物理学报, 38: 590–598
徐强, 赵俊猛. 2008. 接收函数方法的研究综述. 地球物理学进展, 23: 1709–1716
杨长福, 林长佑, 王书明, 等. 2003. 兰州地区深部电性结构的初步研究. 地震研究, 26: 350–354
殷鸿福, 张克信. 1998. 中央造山带的演化及其特点. 地球科学, 23: 438–441
詹艳. 2008. 青藏高原东北缘地区深部电性结构及构造涵义. 博士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所. 28–33
张先康, 嘉世旭, 赵金仁, 等. 2008. 西秦岭-东昆仑及邻近地区地壳结构——深地震宽角反射/折射剖面结果. 地球物理学报, 51: 439–450
赵国泽, 汤吉, 詹艳, 等. 2004. 青藏高原东北缘地壳电性结构和地块变形关系的研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 34: 908–918
赵国泽, 陈小斌, 王立凤, 等. 2008. 青藏高原东边缘地壳"管流"层的电磁探测证据. 科学通报, 53: 345–350
赵金仁, 李松林, 张先康, 等. 2005. 青藏高原东北缘莫霍界面的三维空间构造特征. 地球物理学报, 48: 78–85
赵俊猛, 刘国栋, 卢造勋, 等. 2001. 天山造山带与准噶尔盆地壳幔过渡带及其动力学含义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 31: 272–282
周民都. 2006. 青藏高原东北缘深地震测深研究成果回顾. 西北地震学报, 28: 189–191
Ammon C J, Randall G E, Zandt G. 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. J Geophys Res-Solid Earth, 95: 15303–15318
Bassin C, Laske G, Masters G. 2000. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. Eos, 81: F897
Christensen N I. 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. J Geophys Res-Solid Earth, 101: 3139–3156
Clark M, Royden L. 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. Geology, 28: 703–706
Gan W J, Zhang P Z, Shen Z K, et al. 2007. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. J Geophys Res-Solid Earth, 112: B08416, doi: 10.1029/2005JB004120
Jarchow C M, Thompson G A. 1989. The nature of the Mohorovicic discontinuity. Annu Rev Earth Planet Sci, 17: 475–506
Julià J, Ammon C J, Herrmann R B, et al. 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. Geophys J Int, 143: 99–112
Lease R O, Burbank D W, Zhang H, et al. 2012. Cenozoic shortening budget for the northeastern edge of the Tibetan Plateau: Is lower crustal flow necessary? Tectonics, 31: TC3011
Li J, Wang X J, Niu F L. 2011. Seismic anisotropy and implications for mantle deformation beneath the NE margin of the Tibet Plateau and Ordos Plateau. Phys Earth Planet Inter, 189: 157–170
Li Y H, Wu Q J, Zhang F X, et al. 2011. Seismic anisotropy of the Northeastern Tibetan Plateau from shear wave splitting analysis. Earth Planet Sci Lett, 304: 147–157
Ligorria J P, Ammon C J. 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. Bull Seismol Soc Amer, 89: 1395–1400
Liu M J, Mooney W D, Li S L, et al. 2006. Crustal structure of the northeastern margin of the Tibetan Plateau from the Songpan-Ganzi terrane to the Ordos basin. Tectonophysics, 420: 253–266
Nabelek J, Hetenyi G, Vergne J, et al. 2009. Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment. Science, 325: 1371–1374
Owens T J, Taylor S R, Zandt G. 1987. Crustal structure at Regional Seismic Test Network stations determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms. Bull Seismol Soc Amer, 77: 631–662
Pan S Z, Niu F L. 2011. Large contrasts in crustal structure and composition between the Ordos Plateau and the NE Tibetan Plateau from receiver

function analysis. Earth Planet Sci Lett, 303: 291–298
Sambridge M. 1999a. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. Geophys J Int, 138: 479–494
Sambridge M. 1999b. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—II. Appraising the ensemble. Geophys J Int, 138: 727–746
Shibutani T, Sambridge M, Kennett B. 1996. Genetic algorithm inversion for receiver functions with application to crust and uppermost mantle structure beneath eastern Australia. Geophys Res Lett, 23: 1829–1832
Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science, 294: 1671–1677
Xu L L, Rondenay S, van der Hilst R D. 2007. Structure of the crust beneath the southeastern Tibetan Plateau from teleseismic receiver functions. Phys Earth Planet Inter, 165: 176–193
Yang Y J, Ritzwoller M H, Zheng Y, et al. 2012. A synoptic view of the distribution and connectivity of the mid-crustal low velocity zone beneath Tibet. J Geophys Res-Solid Earth, 117: B04303
Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annu Rev Earth Planet Sci, 28: 211–280
Yuan X H, Ni J, Kind R, et al. 1997. Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment. J Geophys Res-Solid Earth, 102: 27491–27500
Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, et al. 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. Geology, 32: 809–812
Zhang Q, Sandvol E, Ni J, et al. 2011. Rayleigh wave tomography of the northeastern margin of the Tibetan Plateau. Earth Planet Sci Lett, 304: 103–112
Zhao W J, Nelson K D, Che J, et al. 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. Nature, 366: 557–559
Zhao J M, Liu G D, Lu Z X, et al. 2003. Lithospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Junggar basin. Tectonophysics, 376: 199–239
Zhao J M, Yuan X H, Liu H B, et al. 2010. The boundary between the Indian and Asian tectonic plates below Tibet. Proc Natl Acad Sci USA, 107: 11229–11233
Zhu L P, Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. J Geophys Res-Solid Earth, 105: 2969–2980