

郑许东, 罗娇, 蒋春丽, 李瑞莹, 王小龙, 勾宪斌, 郭欣, 2015. 利用远震接收函数反演黔江地震台下方的速度结构. 震灾防御技术, 10 (增刊): 777—784. doi: 10.11899/zzfy2015s109

利用远震接收函数反演 黔江地震台下方的速度结构¹

郑许东¹⁾ 罗 娇¹⁾ 蒋春丽²⁾ 李瑞莹²⁾ 王小龙¹⁾ 勾宪斌¹⁾ 郭 欣¹⁾

1) 重庆市地震局, 重庆 401147

2) 重庆市涪陵区地震监测站, 重庆 408000

摘要 本文选取黔江地震台 2007 年至 2011 年记录到的 60 个远震宽频带数字地震记录, 采用频率域反褶积法获得台站的接收函数, 并用 H-Kappa 叠加法来反演台站下方的地壳厚度和泊松比, 最终得到了黔江地震台下方的地壳速度结构。同时, 通过 H-Kappa 法反演得到的台站下方的地壳厚度作为波速反演的约束条件, 以减少反演的非唯一性。计算结果显示, 黔江地震台下方的地壳厚度为 44km, 这与广泛认同的中国大陆中西部地区莫霍深度在 38—45km 基本一致。本文对增强该地区深部地质构造特征研究和孕震机制分析具有积极的意义。

关键词: 接收函数 地震反演 H-Kappa 法 速度结构

引言

接收函数是一种反演地震台站下方地壳上地幔速度结构的重要方法。利用三分向的远震 P 波波形的垂直分量, 对径向分量、切向分量作频率域反褶积法分析后, 可得到时间序列 (基本上与震源及传播路径无关) 反演出的地震台站下方地壳上地幔速度结构。自 Langston (1979) 根据震源等效假定, 提出从长周期远震 P 波波形中提取地震台站下方的介质脉冲响应——接收函数以来, Owens 等 (1984) 将这一方法扩展到了当时最新的宽频带地震数据分析, 并发展了接收函数的线性反演方法。在国外该方法被广泛用于研究地震台站下方的地壳结构; 在国内该方法也得到了广泛的应用并取得了一系列研究成果 (刘启元等, 1997; 吴庆举等, 1998; Zhu, 2000; 贺传松等, 2003; 李永华等, 2006; 王小龙等, 2010)。已有的研究表明, 地壳结构与地震活动性密切相关, 比如一些大地震通常就发生在地壳厚度急剧变化的结构带上 (周民都等, 1997)。本文选取黔江地震台 2007 年 1 月至 2011 年 2 月记录到的 60 个远震宽频带数字地震记录, 采用频率域反褶积法获得了台站下方的接收函数, 并用 H-Kappa 叠加法来反演台站下方的地壳厚度和泊松比, 最终得到了黔江地震台下方的地壳速度结构, 这对于增强该地区深部地质构造特征研究和孕震机制分析等都具有积极的意义。

1 基金项目 重庆市科技计划项目*cstc2014yykfA00002 利用 CT 成像技术重构重庆及其邻区地下介质三维速度结构研究资助

[收稿日期] 2014-06-10

[作者简介] 郑许东, 男, 生于 1978 年。工程师。主要从事地震监测工作。E-mail: zxd_ysl@163.com

1 方法

本文选取黔江地震台记录到的远震事件, 采用频率域反褶积法获得了台站的接收函数 (Langston, 1979), 并用 H-Kappa 叠加法 (Zhu 等, 2000) 来反演台站下方的地壳厚度和泊松比。然后, 利用 H-Kappa 叠加法反演得到的台站下方的地壳厚度, 作为下一步波速反演的约束条件, 以减少反演的非唯一性问题。

1.1 用 H-Kappa 叠加法反演地壳厚度

H-Kappa 叠加法是利用远震 P 波波形的垂直分量, 对径向分量作反褶积后得到的径向接收函数波形, 它可以识别出直达 P 波、莫霍界面的 PS 转换波, 以及 PpPms 和 PpSms+PsPms 多次反射波等震相。其中, Ps-P 反射波的传播时间 t 与地壳厚度 h 、平均地壳速度 V_P 和 V_S , 以及 V_P/V_S 关系密切。在半无限空间中其与远震平面波的对对应关系为:

$$t_p - t_{ps} = h \left(\sqrt{V_s^{-2} - p^2} - \sqrt{V_p^{-2} - p^2} \right) \quad (1)$$

式中, h 为地壳厚度; V_p 、 V_s 为地壳的平均速度; p 为射线参数。

P 波的多次反射波与 PS 转换波之间的差值, 就是 P 波通过地壳的双程传播时间, 其计算公式为:

$$t_{ppPms} - t_{ps} = 2h \sqrt{1/(V_p^2 - p^2)} \quad (2)$$

将式 (1) 和式 (2) 联立, 可获得 V_p 与 V_s 的比为:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{(1 - p^2 V_p^2) \left[2 \left(\frac{t_{ps} - t_p}{t_{ppPms} - t_{ps}} \right) + 1 \right]^2 + p^2 V_p^2} \quad (3)$$

虽然式 (3) 与地壳的厚度无关, 但若假定了 V_p , 通过式 (3) 可得到 V_p/V_s , 将其带入式 (1), 就可得到地壳厚度 h 。

假定 V_p/V_s 的比率为 k , 则通过以下关系式可获得泊松比 σ :

$$\sigma = \frac{2 - k^2}{2(1 - k^2)} \quad (4)$$

这样通过式 (1) 就可以得到地壳厚度 h 为:

$$h = \frac{t_{ps} - t_p}{\sqrt{V_s^{-2} - p^2} - \sqrt{V_p^{-2} - p^2}} \quad (5)$$

然后, 将多个地震事件的接收函数采用 Owens 等 (1984) 提出的方法进行叠加, 以提高信噪比。由此同一台站记录的多个远震的接收函数做叠加处理后, 可以有效地压制随机噪声, 增强信号的信噪比。最后, 将时间域的接收函数转换成莫霍深度 H 与 K 的关系, 这就是所谓的 H-Kappa 法, 其中 H 代表地壳厚度, K 代表纵横波速比 (以下简称 K)。为了有效地避免震相识别和到时拾取的困难以及由此产生的误差, 笔者利用 Ps、PpPs、PpSs+PsPs 转换波的走时差与纵横波速比 K 及震相权重的关系 (本文赋予 Ps、PpPs、PpSs+PsPs 的权重分别为 0.6、0.3、0.1), 以便得到最佳深度 H 值。

1.2 反演台站下方速度结构

本文采用线性反演方法, 反演了台站下方地壳上地幔的 S 波速度结构。利用接收函数研究速度结构的本质, 是将接收函数中所包含的信息转换成简化了的介质层状结构, 其反

演原理是用 m 表示速度模型, dm 表示速度的修正向量, G 是一个矩阵, 它的第 i 列为与速度模型第 i 层剪切速度相关的接收函数的偏导数 (Ammom, 1991; Cassidy, 1992; Mangino, 1993; Ligorria 等, 1997):

$$Gdm=d \quad (6)$$

假设 m_0 为初始速度模型, 则要搜寻的速度模型 $m=m_0+dm$ 。在 (6) 式的两边都加上 Gm_0 , 即:

$$Gdm+Gm_0=d+Gm_0 \quad (7)$$

由于 $m=m_0+dm$, 那么 (7) 式可转变为:

$$Gm=d+Gm_0 \quad (8)$$

反演 (7) 式可以得到模型中速度的修正向量 dm , 反演 (8) 式可以直接得到要搜寻的速度模型 m 。

在实际反演计算中, 为了抑制噪声干扰和速度横向不均匀造成的散射效应, 笔者对黔江台 (QIJ) 来自不同震中距和方位角的远震记录获得的远震接收函数进行了叠加, 以进一步增强信噪比, 这样可得到黔江台接收函数的统计平均值。通过拟合理论接收函数与平均接收函数反演对应的台站下方的速度结构, 可获得包括各层的 S 波速度、层厚和波速比等未知参数。同时为减少反演的非惟一性, 笔者还引入了模型光滑度约束, 以对波形拟合精度和模型光滑度之间作权衡。

2 资料与反演

黔江地震台始建于 1998 年, 其位于北北东筲箕滩第四纪断裂带和北北西第四纪断裂带交汇处 (图 1)。台站在地质构造上处于北北东向的黔江断裂东南盘, 基岩为二叠系栖霞灰岩。黔江断裂长 60km 以上, 走向 30° , 倾向北西, 倾角约 70° , 呈正断性质, 测定为晚更新世活动断层。距台站约 4km 有第四纪仰头山断层通过, 测定为晚更新世活动断层。据历史地震记录 1856 年曾发生黔江 $6\frac{1}{4}$ 级地震, 这也是有记载以来重庆地区历史上发生的最大地震。从 1998 年黔江建台以来只有几次 2 级以上的地震记录, 地震活动水平较弱。2002 黔江地震台开始使用 DS-4A 地震计和 TD-324CI 数据采集器 (采样率 100 次/s) 记录地震。本文所选用的数据是黔江地震台从 2007 年 1 月至 2011 年 2 月期间, 记录到的震级大于 6 级、震中距在 30° — 95° 之间的 60 个远震事件 (图 2)。选取这样的震中距数据可以避免上地幔三重值震相的干扰和核幔边界导致的较弱 P 波的低信噪比。从图 2 可以看出, 地震方位角分布较均匀, 这有利于减少数据分析处理过程中由于地壳横向结构的变化带来的偏差 (Wang 等, 2009)。

在进行预处理时, 首先以直达波前 20s 为起点, 在宽度为 100s 的时间窗内截取波形, 这种长度的时间窗足以包括来自最深界面的多次反射波震相。然后进行去倾斜、去直流分量和去除仪器响应的处理, 同时进行 0.1—3.0Hz 的 4 极 Butterworth 带通滤波处理。最后将三分向的 NS、EW 向做坐标旋转, 以得到径向和切向分量, 再用垂直分量分别对径向和切向分量在时间域做最大熵反褶积, 从而得到台站下方的接收函数。另外, 在计算过程中为了压制高频噪声, 稳定反褶积运算, 一般需要尝试不同高斯低通滤波参数 (对应不同的截止频率) 0.5、1.0、2.5 进行计算。为了使远震波形的有效成分不会丢失, 本文使用的高斯滤波器系数为 2.5。

图 3 为采用 H-Kappa 法得到的黔江地震台接收函数叠加反演结果。从图中可以明显地看出，黔江地震台的接收函数波形清晰，转换震相 PS 以及后面的多次转换震相，其最佳莫霍深度 $H=43.1\text{km}$ ，对应的波速比 $K=1.812$ 。同时，根据前文的公式 (4) 可得泊松比为 0.281，该值比标准泊松比 0.25 大，表明地壳中存在相对较高的铁镁质物质 (Christensen 等, 1975; Fountain 等, 1989; 王峻等, 2009)。同样，对黔江地震台记录的多个远震的接收函数做叠加处理，然后将时间域的接收函数转换成莫霍深度 H 与 K 的关系式，可得到多个莫霍深度 H 和波速比 K 的值。

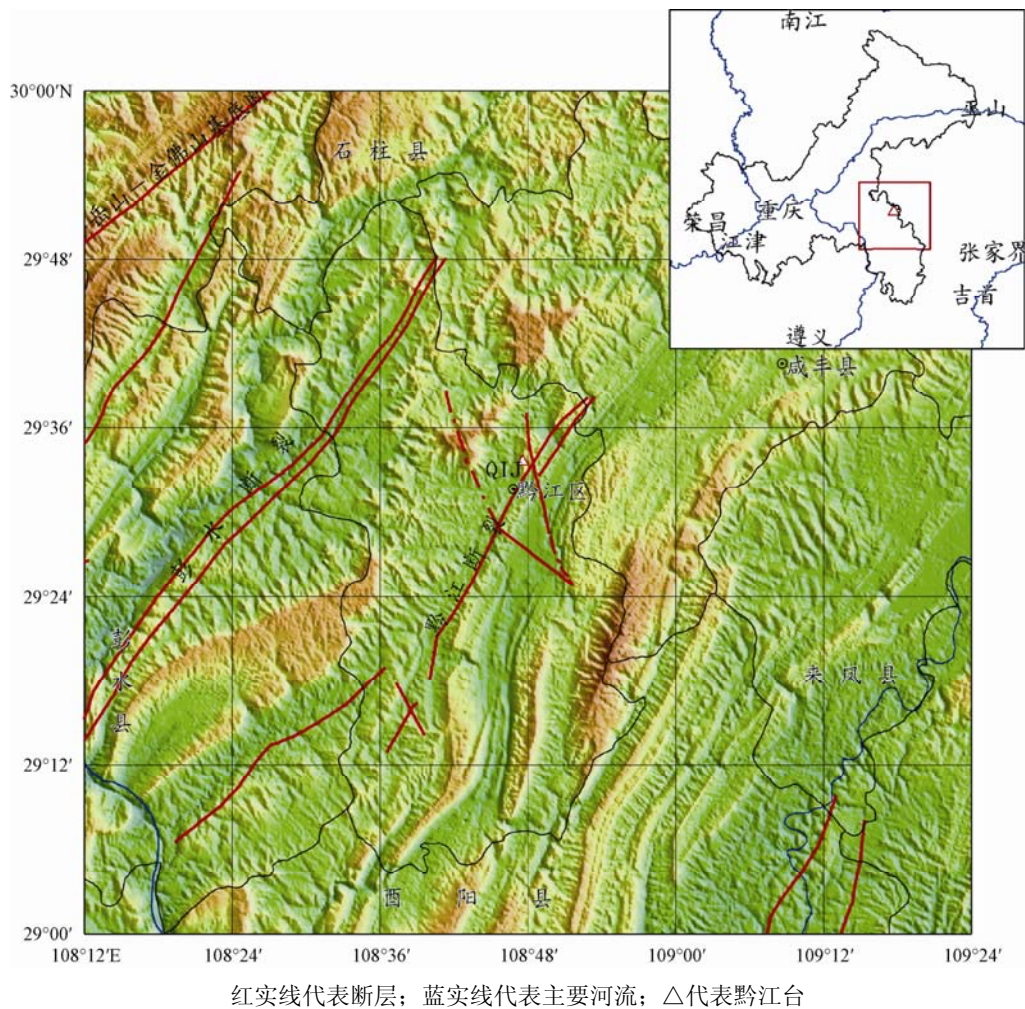


图 1 黔江及邻近地区地质构造及台站分布图

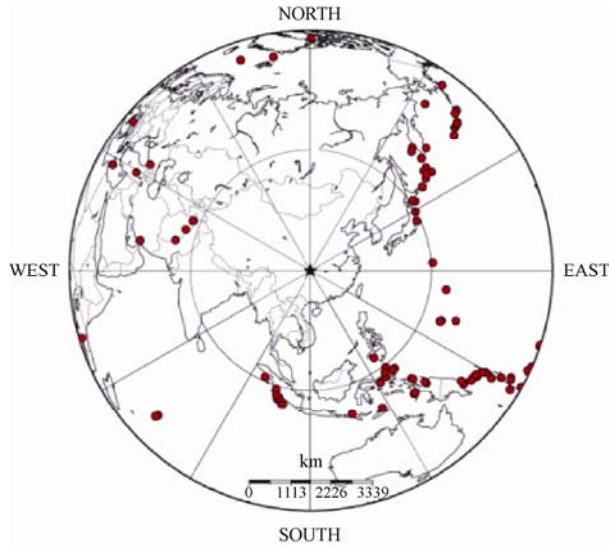
Fig. 1 Distribution of active faults, seismic stations and major rivers surrounding Qianjiang

在求取黔江地震台下方 S 波速度结构的接收函数时，可将台站下方地壳和上地幔速度结构等分为 2km 的薄层，P 波速度 V_P 和介质密度 ρ 采用下式进行计算 (李永华等, 2006)：

$$V_P=KV_S, \rho=0.32V_P+0.77$$

其中， K 为波速比。

在进行分层地壳模型选取时，可运用接收函数的 H-Kappa 叠加法 (Zhu, 2000) 反演出的台站下方的地壳厚度作为莫霍面参考值，初始上地幔模型则使用由全球走时型 AK135 模型代替，以减少反演的非唯一性。图 4 (蓝线为初始速度模型，红线为反演得到 S 波速度图) 为笔者得到的黔江地震台下方地壳速度结构。从图中可以看出，该地区的地壳内部波速随着深度逐渐增加，在 44km 深度处出现相对尖锐的壳幔转换界面。



★代表黔江地震台；●代表地震事件

图 2 本文选取的 60 个远震事件的震中分布

Fig. 2 Epicenter distribution of distant earthquakes used in this study

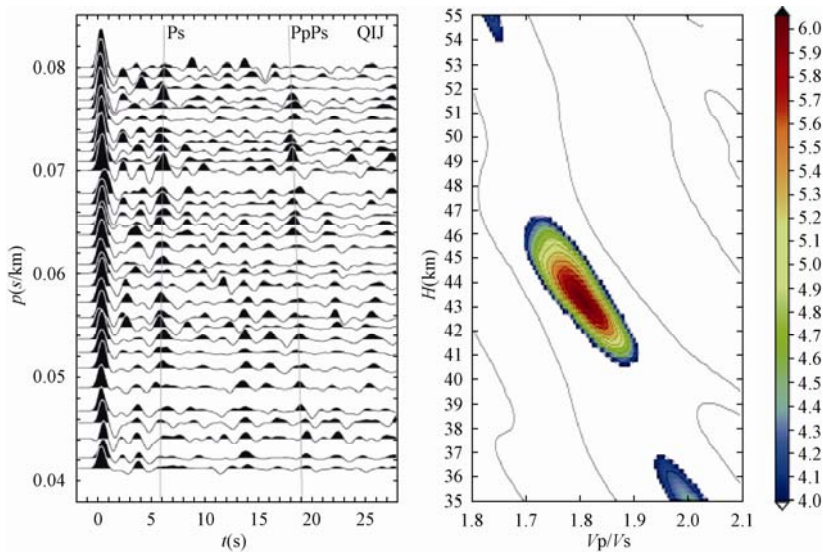
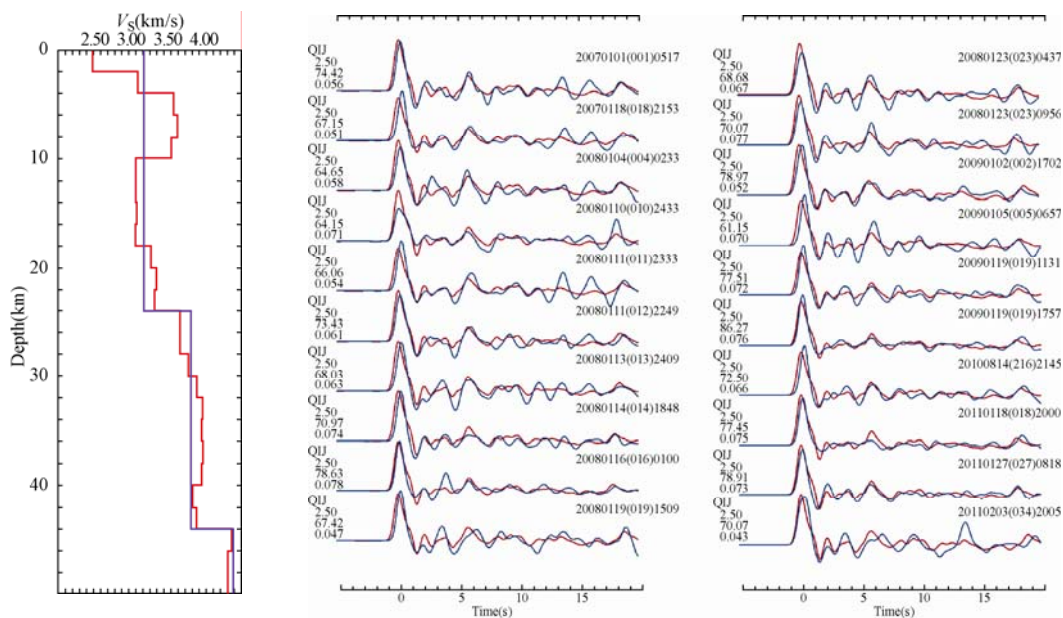


图 3 采用 H-Kappa 法得到的黔江地震台接收函数叠加反演结果

Fig. 3 Inversion results of the receiver function of QIJ station by using H-Kappa stacking method

图 5 为采用黔江地震台的接收函数反演出的波形拟合效果图。图 5 左侧数字分别为：高斯滤波参数、波形拟合率、射线参数 (s/km)。从图中可以看出，黔江地震台的接收函数反演出的波形拟合较好，反演前后的接收函数在 P 波初至后的 5s 左右均有明显来自莫霍面的 Ps 转换波震相。



蓝线为初始速度模型，
红线为反演得到 S 波速度图

红线为实测接收函数；蓝线为理论接收函数

图 4 黔江地震台下方地壳
速度结构模型

图 5 采用黔江地震台的接收函数反演出的波形拟合效果图
Fig. 5 Waveform fitting of receiver function inversion

Fig. 4 The 1D velocity structure
beneath QJJ station

3 结论与讨论

根据黔江地震台 2007 年 1 月至 2011 年 2 月记录到的 60 个远震宽频带数字地震记录，采用频率域反褶积法获得了台站下方的接收函数，并用 H-Kappa 叠加法来反演台站下方的地壳厚度和泊松比，最终得到了黔江地震台下方的地壳速度结构。计算结果显示，黔江地震台下方的地壳厚度约为 44km，这与王椿镛等（2010）在研究龙门山及其邻区的地壳厚度和泊松比时所得出的黔江地区地壳厚度基本一致。另外，从本文的图 4 中可以看出，在深度为 5—10km 处存在一个高速层，这与丁仁杰等（2004）在研究重庆市地震构造图时，给出的黔江地区在地壳深约 5—15km 处为双层基底上半层的结果基本吻合，而本文给出的高速层正好与此相关。

由于本文只采用接收函数进行反演，因此所获得的地壳厚度和泊松比还不能详细地描述该地区的地壳结构，这是因为远震 P 波接收函数对台站下方速度界面所产生的 Ps 转换波特别敏感，故单从接收函数的解释中仅能得到转换界面的深度，而各个界面之间的缓变波速度结构变化，目前主要依靠面波频散曲线才可以进行反演。

详细的地壳速度结构是研究孕震活动的重要信息。例如, 中下地壳的低速层有可能是地壳最容易流动的区域, 它与上地壳脆性层的交接容易形成较大的应力积累, 从而形成地震。下一步笔者将利用面波频散和接收函数联合反演该地区的壳幔速度结构, 这样既可以弥补本文精度上的不足, 又可以修正该地区的速度模型, 以便为将来地震定位、震源研究等提供重要的参考数据。

参考文献

- 丁仁杰, 李克昌等, 2004. 重庆地震研究. 北京: 地震出版社.
- 贺传松, 王椿镛, 吴庆举, 2003. 接收函数方法及其新的进展. 地球物理学进展, **18** (2): 224—228.
- 刘启元, Rainerkind, 李顺成, 1997. 中国数字地震台网的接收函数及其非线性反演. 地球物理学报, (3): 356—368.
- 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** (5): 1359—1368.
- 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. 地球物理学报, (5): 669—679.
- 王椿镛, 楼海, 姚志祥等, 2010. 龙门山及其邻区的地壳厚度和泊松比. 第四纪研究, **30** (4): 652—661.
- 王峻, 刘启元, 陈九辉等, 2009. 根据接收函数反演得到的首都圈地壳上地幔三维 S 波速度结构. 地球物理学报, (10): 2472—2482.
- 王小龙, 倪四道, 刘渊源等, 2010. 利用远震接收函数分析三峡库区重庆段地壳厚度变化. 地震地质, **32** (4): 543—551.
- 周民都, 钱家栋, 1997. 青藏高原东北缘及其邻区的地壳结构与地震关系初探. 西北地震学报, **19**(1): 58—63.
- Ammom C.J., 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. Bull. Seismol. Soc. Am., **81**: 2504—2510.
- Cassidy J.F., 1992. Numerical experiments in broadband receiver function analysis. Bull. Seism. Soc. Am., **67**: 677—691.
- Christensen N.I., Fountain D.M., 1975. Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite. Geol. Soc. Am. Bull., **86**: 462—465.
- Fountain D.M., Christensen N.I., 1989. Composition of the continental crust and upper mantle: a review in geophysic framework of the continental United States. Mere. Geo. Soc. Am., **172**: 711—742.
- Langston C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washton, inferred from teleseismic body waves. J. Geophys. Res., **84**: 4749—4762.
- Ligorria and Ammon, 1997. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. BSSA, **89**(5): 1395—1400.
- Mangino, 1993. The receiver structure beneath Mina Nevada. BSSA, **83** (2): 542—560.
- Owens T.J., Zandt G., Taylor S.R., 1984. Seismic evid for ancient rift beneath the Cumberland plateau, nessee: a detailed analysis of broadband teleseism waveforms. J. Geophys. Res., **89**: 7783—7795.
- Wang H.L. and Zhu L.P., 2009. Moho depth variation in Taiwan from teleseismic receiver functions. Asian Earth Sciences, **37** (3): 286—291.
- Zhu L.P., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. Journal of Geophysical Research, **105** (B2): 2969—2980.

Velocity Structure Inversion beneath Stations of Qianjiang Seismic Network Using Teleseismic Receiver Function

Zheng Xudong¹⁾, Luo Jiao¹⁾, Jiang Chunli²⁾, Li Ruiying²⁾,
Wang Xiaolong¹⁾, Gou Xianbin¹⁾ and Guo Xin¹⁾

1) Earthquake Administration of Chongqing Municipality, Chongqing 401147, China

2) Fuling Seismic Station of Chongqing, Chongqing 408000, China

Abstract On basis of 60 tele-seismic broadband digital seismic records from 2007 to 2011 recorded by Qianjiang seismic station, frequency deconvolution method is used to calculate receiver functions and H-kappa stacking method is adopted to inverse the thickness and Poisson ratio in crust of this area. Then the crustal thickness inversed by H-Kappa stacking method is used as a constraint for velocity inversion beneath the seismic station in order to reduce inversion non-uniqueness. The result shows that the crustal thickness beneath Qianjiang seismic station is about 44 km. This is consistent with the Moho depth (between 38 and 45 km) in the central and western regions in China. Our results are significant in understanding of local deep structure and in seismo-genetic analysis.

Key words: Receiver function; Seismic inversion; H-Kappa method; Velocity structure