https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.355

藏北羌塘盆地中部地壳低速层分布与动力学意义

严江勇[1,2],郑洪伟[2],贺日政[1,2*],李娱兰[1,2,3],李 瑶[1,4],牛 潇[1]

1. 中国地质科学院深部探测中心,国土资源部深部探测与地球动力学重点实验室,北京 100037
2. 中国地质科学院地质研究所,北京 100037
3. 中国地震局地球物理研究所地震观测与地球物理成像重点研究室,北京 100081
4. 中国地震局地球物理研究所,北京 100081

摘 要: 为了调查羌塘盆地中部壳内低速层分布特征,对布设在羌塘盆地的TITAN-I宽频带地震台站所记录的远震波形数据进行接收函数分析,并引入时频域相位滤波技术改善接收函数信噪比,反演得到各台站下方100 km深度范围内的一维S波速度结构.结果表明,时频域相位滤波方法能够显著提高信噪比;羌塘盆地Moho深度为58±6 km,具有较高的泊松比值;中下地壳壳内低速层广泛分布,横向不连续,埋深在20~30 km,层厚6~12 km,剪切波速度为3.4±0.1 km/s;部分地区在埋深为10 km的中上地壳存在一层厚约4 km的低速薄层.羌塘盆地中下地壳壳内低速层是由于上涌的深部软流圈物质与下地壳发生大范围的接触,造成壳内及上地幔部分熔融引起的.

关键词: 羌塘盆地;接收函数分析;时频域相位滤波;非线性反演一维S波速度结构;壳内低速层;地球物理.

中图分类号: P611 **文章编号:** 1000-2383(2019)06-1784-13 **收稿日期:** 2018-08-27

Low Velocity Layer Investigation in Central Qiangtang in North Tibet and Its Dynamic Implications

Yan Jiangyong[1,2], Zheng Hongwei[2], He Rizheng[1,2*], Li Yulan[1,2,3], Li Yao[1,4], Niu Xiao[1]

1. *China Deep Exploration Center of the Chinese Academy of Geological Sciences, Key Laboratory of Earth Probe and Geodynamics, Beijing* 100037, *China*
2. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*
3. *Key Laboratory of Seismic Observation and Geophysical Imaging, Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing* 100081, *China*
4. *Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing* 100081, *China*

Abstract: In order to investigate the distribution characteristics of the low velocity layer in the central Qiangtang basin, this study conducted the TITAN-I teleseismic receiver functions across the Qiangtang basin. And the signal-to-noise ratio of the receiver function was improved by the phase filtering technique in the time frequency domain. Finally, the one-dimensional S wave velocity structure in the depth of 100 km below each station is obtained by the nonlinear inversion of conjugate gradients algorithm for the complex spectrum ratios of receiver function. The results show that the phase filtering method in the time frequency domain can significantly improve the signal-to-noise ratio and make the one-dimensional S wave velocity structure of the subsequent inversion more reliable. The Moho depth of the Qiangtang basin is 58 ±6 km, and where has a higher Poisson's ratio. The low velocity layer

基金项目: 国家重点研发计划(No.2016YFC0600301);科技部深地资源勘查开采(Nos.2016YCF0600301, 2018YCF0604102);国家自然基金(Nos.41574086, 41761134094);中国地质调查项目(No.DD20160022-05).

作者简介: 严江勇(1992-),硕士研究生,主要从事地震学研究. ORCID:0000-0003-4116-3247. E-mail:1176573243@qq.com

* **通讯作者:** 贺日政,E-mail:herizheng@cags.ac.cn

引用格式: 严江勇,郑洪伟,贺日政,等,2019.藏北羌塘盆地中部地壳低速层分布与动力学意义.地球科学,44(6):1784-1796.

in the mid-lower crust is widely distributed. The transverse discontinuity is discontinuous, and the depth is between 20 and 30 km, the thickness of the layer is 6－12 km, the shear wave velocity is 3.4± 0.1 km/s. In some areas, there is a thin layer of 4 km thin layer in the mid-upper crust with a depth of 10 km. The low velocity layer in the mid-lower crust of the Qiangtang basin is caused by the deep mantle derived magma upwelling along the tectonic weak zone, resulting in partial melting in the mid-lower crust and upper mantle.

Key words: Qiangtang basin; receive function analysis; time-frequency domain phase filter; nonlinear inversion of one-dimensional S wave velocity structure; crustal low-velocity layer; geophysics.

0　引言

羌塘盆地位于青藏高原北部,南北分别以班公错－怒江缝合带和西金乌兰－金沙江缝合带为界,是一大型的中生代海相沉积盆地.盆地内部呈现“两坳夹一隆”的构造格架,即南羌塘坳陷、中央隆起带和北羌塘坳陷(黄继钧,2001).对羌塘地区进行地球物理勘探始于20世纪80年代.1986—1990年,进行了“亚东－格尔木地学断面”地质学与地球物理学综合研究,将羌塘地块划分为青藏高原6个地块之一,并率先提出青藏高原普遍存在壳内低阻－高导层(吴功建等,1989).自1991年始,中美合作进行了“INDEPTH”系列计划,历经INDEPTH-Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ系列延续工作,都和羌塘盆地有关(Nelson *et al.*, 1996; Haines *et al.*, 2003).2002—2005年中美开展了“Hi-Climb”计划,获得了大量高质量的宽频带地震数据,对藏南深部结构有了重要认识(Wang *et al.*, 2011).2008—2012年中国地质科学院组织实施的SinoProbe项目在羌塘盆地布设了深地震反射剖面(高星等,2005; Gao *et al.*, 2013)及多条宽频带地震剖面(贺日政等,2009;邹长桥等,2012),获取了较为丰富的观测资料,对羌塘盆地有了比以往更深入的认识.尽管这样,羌塘盆地及其周缘仍然存在许多争议性的地质问题,如班公湖－怒江缝合带中部由拉萨地块向羌塘地块的Moho面是否存在错断以及断距的大小存在差异(Shi *et al.*, 2004;刘国成等,2014)、羌塘盆地中央隆起构造成因(王成善等,1987;李才等 ,2008)以及羌塘盆地内部低速层的分布特征及其构造成因(Kind *et al.*, 1996; Nelson *et al.*, 1996).

对包括羌塘盆地在内的青藏高原低速层的讨论一直是研究青藏高原的热点,其焦点主要在青藏高原低速层的分布特征和其动力学成因上.大部分学者认为在青藏高原是普遍存在低速层的(腾吉文等 , 2012) . 而 吴 庆 举 和 曾 融 生 (1998) 根 据PASSCAL资料推测低速层并不是青藏高原的普遍特征.在低速层的深度分布上,不同学者的认识存在一定的差异,如郭新峰等(1990)、腾吉文等(2012)认为青藏高原地壳在15～25 km内普遍存在低速层;而李永华等(2006)认为在拉萨地体和羌塘盆地下低速层分布在10～20 km深度范围内.另外,低速层在南北羌塘分布特征也存在差异,张胜业和张先觉(1996)认为在南羌塘盆地及班公湖－怒江缝合带存在两个壳内低速层,而在北羌塘盆地只存在一个壳内低速层;吴蔚等(2017)认为南羌塘盆地只在局部范围内存在低速层,而北羌塘盆地下壳内低速层在不同深度上广泛分布.

本文试图用中国地质科学院地质研究所的TITAN-I项目在羌塘中部布设的51个宽频带台站数据,利用相位滤波技术(曲中党等,2017)及接收函数复谱比共轭梯度非线性反演方法(刘启元,1996),获取台站下的一维S波速度结构,识别出低速层并探讨其分布特征及可能成因机制.

1　数据及方法

本文数据来源于TITAN-I项目的宽频带地震仪在2008年9月至2010年11月间所记录的远震事件.所用的地震计与数据采集器分别是CMG-3ESP_60 s和CMG-3T_120 s、REFTEK-130-1.地震记录的采样率为50 Hz,台间距在10 km左右.在数据解编过程中,对台站位置信息进行了月平均处理,并考虑了GPS高程与地震计间的高差.所选用的事件*Ms*震级在5.5以上,震中距在30°～90°之间,从51个台站记录的地震事件中挑选了597个地震事件的2 200条远震*P*波到时数据,震源参数来自美国地质调查局(USGS, http://www.usgs.gov/).

接收函数方法是研究宽频带台站下方速度结构的基本手段(Ammon *et al.*, 1990).首先对原始数据以20 Hz的采样率进行重采样,然后使用SAC去线性趋势、去平均、坐标旋转(用地理坐标Z-N-E旋

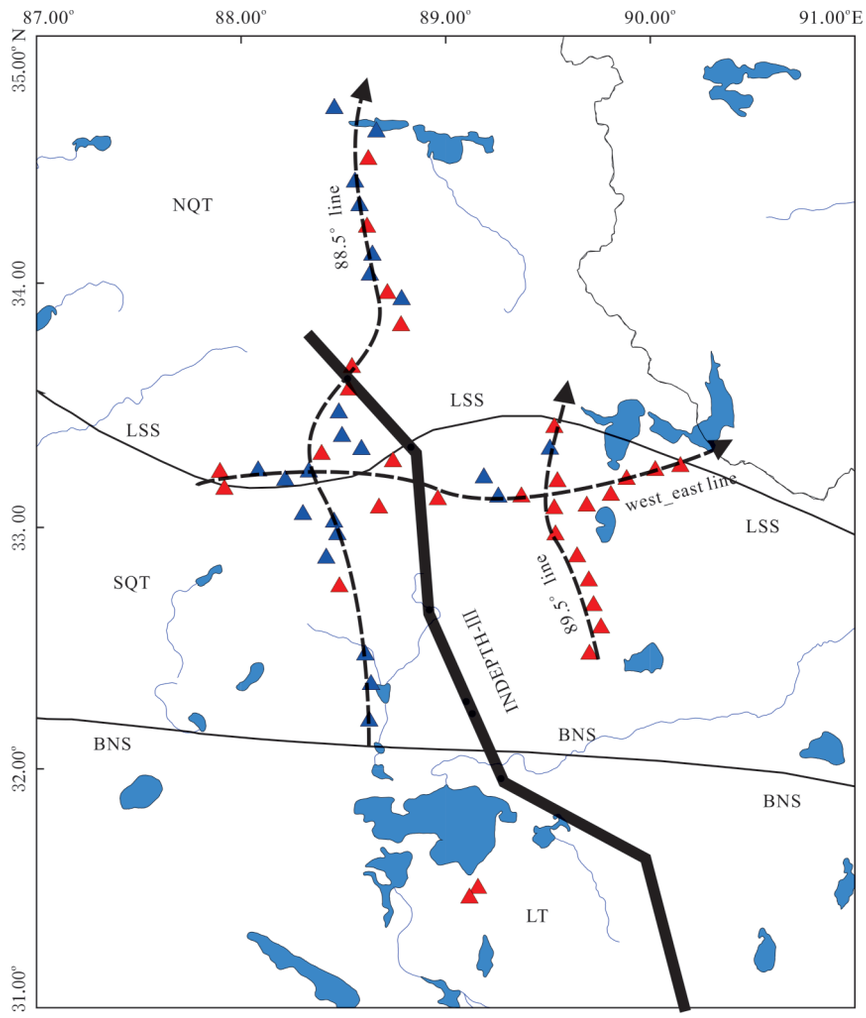

图 1 羌塘盆地宽频带地震台站分布

Fig.1 Distribution of seismological study in Qiangtang

图中三角形表示 TITAN-I项目台站,将其分为88.5°线、89.5°线以及东西线,其中蓝色三角形代表中下地壳存在低速层的台站;黑色粗实线表示INDEPTH-III项目台站;BNS.班公湖-怒江缝合带,LSS.龙木错—双湖缝合带,LT.拉萨地体,SQT.南羌塘盆地,NQT.北羌塘盆地

转到射线坐标Z-R-T),然后对数据用0.05~2.00 Hz的带通滤波器进行滤波,最后用时间域反褶积方法对垂向和径向分量提取接收函数,从起跳前10 s开始计算,所使用的高斯滤波器系数α=1.5.

1.1 时频域相位滤波

傅里叶变换是一种全局变换,适合于时间域或者频率域内平稳信号的分析,但不能同时保留时间域和频率域的信息,而宽频带地震信号是一种非平稳信号,用基于傅里叶变换的低通滤波很难将宽频带地震数据中的有效信号和干扰噪声间的相位混频区分开来(曲中党,2017).S变换是一种时间域—频率域的二维的时频分析方法,能同时得到信号在时间/频率域的振幅与相位变化特征,同时它结合了小波变换和短时傅里叶变换的优点,提高了对非平稳信号的分析能力(Stockwell,1999).

函数$h(t)$的S变换定义为:

$$S(\tau,f)=\int h(t)\frac{|f|}{\sqrt{2\pi}}\mathrm{e}^{\frac{-f^2(t-\tau)^2}{2}}\mathrm{e}^{-i2\pi ft}\mathrm{d}t, \quad (1)$$

其中,t表示时间,f表示频率,τ是控制高斯窗在t轴的位置参数.$h(t)$也可以由$S(\tau,f)$反便换得到:

$$h(t)=\int\left\{\int_{-\infty}^{\infty}S(\tau,f)\mathrm{d}\tau\right\}\mathrm{e}^{-i2\pi ft}\mathrm{d}t, \quad (2)$$

常规叠加方法会出现拟合大振幅噪声数据而忽略波形中弱能量相干信号的情况,不利于有效信号的识别.而连贯的有效信号在相同时刻的相位信息是一致的,不依赖于振幅信息,通过相位复叠加可以获得有效信号的相位信息.

信号$h_j(t)$在S变换$S_j(\tau,f)$的相位叠加公式为:

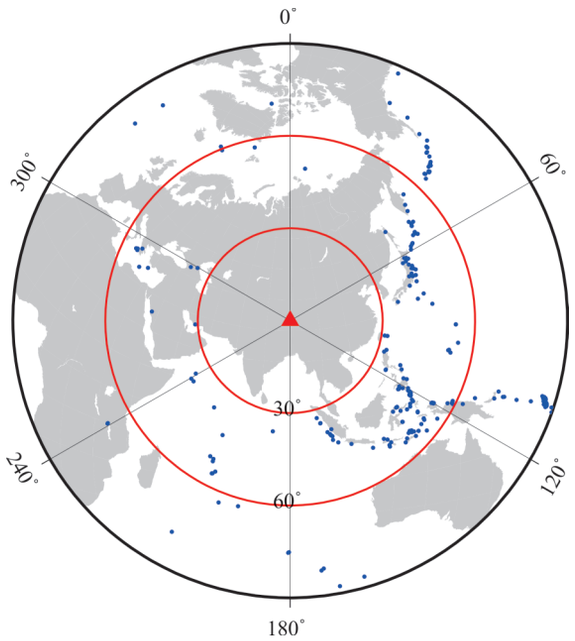

图 2　本文研究中远震事件震中分布

Fig.2　The earthquake distribution in this study

中间红色三角形为本文研究区;周围蓝色圆点为地震事件

$$C(\tau,f)=\frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N}e^{i\varphi_j(\tau,f)}=\frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N}\frac{S_j(\tau,f)}{\left|S_j(\tau,f)\right|},\quad(3)$$

其时频域相位函数 $e^{i\varphi(\tau,f)}=\dfrac{C(\tau,f)}{\left|C(\tau,f)\right|}$,$\varphi(\tau,f)$为有效信号在时频域的相位信息,$h_j(t)$代表用于统计的地震数据,$j=1,2,3,\cdots,N$.

图 3 是 C008 号台站时频域相位滤波前后对比.图 4 是图 3 方框中对应的细节图.图 3a 中 0 s 处直达波和 8.5 s 处的莫霍界面处的 Ps 转换震相已经可以分辨,但是由于不明噪声的干扰,波形的一致连贯性较差(图 3a、图 4a1、图 4b1),同时 PpPs 震相不明显.在经过基于 S 变换的时频域相位滤波技术(曲中党等,2017)处理后,波形一致性得到了极大提高,直到 P 波和 Ps 转换震相更加明显,而在 21.5 s 处 PpPs 震相能够被清晰地识别出来(图 3b、图 4a2、图 4b2、图 4c1、图 4c2).由此可见,基于 S 变换的时频域相位滤波方法能够有效滤除背景噪声,保留相位一致性的有效信息,显著提高信噪比.

1.2　接收函数的非线性反演

接收函数的反演分为线性反演(Ammon *et al.*,1990;Ammon and Zandt,1993)和非线性反演(刘启元,1996;高星等,2005).线性的波形反演方法依赖于初始模型,需要用其他方法获得先验模型(Ammon *et al.*,1990).本文所用的方法是接收函数复谱比的非线性反演方法,该方法具有不依赖于初始模型的优点(刘启元,1996).

在复谱域中,对大体上位于同一地点的 n 个远震组成的事件阵,若假定台站接收函数的 3 个分量相互独立,那么第 k 个远震事件 P 波的第 l 分量的复谱可以表示成线性模型:

$$Y_{lk}(\omega)=X_k(\omega)R_l(\omega)+N_{lk}(\omega),\quad(4)$$

其中,$k=1,2,\cdots,n$; $l=1,2,3$;$X_k(k=1,2,\cdots,n)$和 $R_l(l=1,2,3)$分别为震源因子和接收因子,N_{lk}为第 k 个事件在第 l 分量的噪声.根据(4)式给出接收函数径向与垂向分量复谱比的最大或然性估计,可以得到时间域接收函数垂向和径向分量的初至振幅比.这种方法给出的结果具有比其他接收函数估计方法有更高的信噪比和分辨率(刘启元,1996).

接收函数复谱比的反演采用 Tarantola 的非线性波形反演理论(Tarantola ,1987).据此构建如下的目标函数:

$$\boldsymbol{s}(\boldsymbol{m})=\frac{1}{2}\{(\boldsymbol{g}(\boldsymbol{m})-\boldsymbol{d})^{*}\boldsymbol{C}_D^{-1}(\boldsymbol{g}(\boldsymbol{m})-\boldsymbol{d})+(\boldsymbol{m}-\boldsymbol{m}_p)^{T}\boldsymbol{C}_M^{-1}(\boldsymbol{m}-\boldsymbol{m}_p)\},\quad(5)$$

其中,$\boldsymbol{g}(\boldsymbol{m})$和 $\boldsymbol{d}$ 分别为理论和观测的数据矢量,它们的分量相应于不同频率的接收函数复谱比;$\boldsymbol{m}$ 为参数矢量;角标 p 表示其先验估计;$\boldsymbol{C}_D$ 和 $\boldsymbol{C}_M$ 分别是数据和模型的协方差矩阵.*表示复共轭,T 表示转置.

(5)式中的目标函数可用共轭梯度法优化.对共轭梯度法来说关键的是计算目标函数的梯度.目标函数的梯度可以表示为:

$$\gamma_N=\boldsymbol{C}_M\left[\frac{\partial S_\alpha}{\partial m_i}\right]_N=\boldsymbol{C}_M\overline{RG_N^T}\boldsymbol{C}_D^{-1}R_e(\boldsymbol{g}(\boldsymbol{m})-d)+\boldsymbol{C}_M\overline{IG_N^T}\boldsymbol{C}_D^{-1}I_m(\boldsymbol{g}(\boldsymbol{m})-d)+(\boldsymbol{m}_N-\boldsymbol{m}_p),\quad(6)$$

其中:

$$\overline{RG_N^T}=R_e\left[\frac{\partial g^\alpha}{\partial m_i}\right]_N,\overline{IG_N^T}=I_m\left[\frac{\partial g^\alpha}{\partial m_i}\right]_N,\quad(7)$$

g^α 和 $\boldsymbol{m}_i$ 是预测矢量和模型矢量的分量,角标 N 表示第 N 次迭代的解.接收函数复谱比正演计算采用了反射率法,反演方法中同时还引入了时间域接收函数垂向与径向分量的初至振幅比.对于确定的慢度来说,它是仅依赖于地表附近介质绝对参数的量,数值检验结果表明接收函数复谱比反演的结果与初始模型的选择无关(刘启元,1996).

根据单个台站所记录的远震 P 波波形事件,可以给出接收函数径向与其垂向分量复谱比的最大

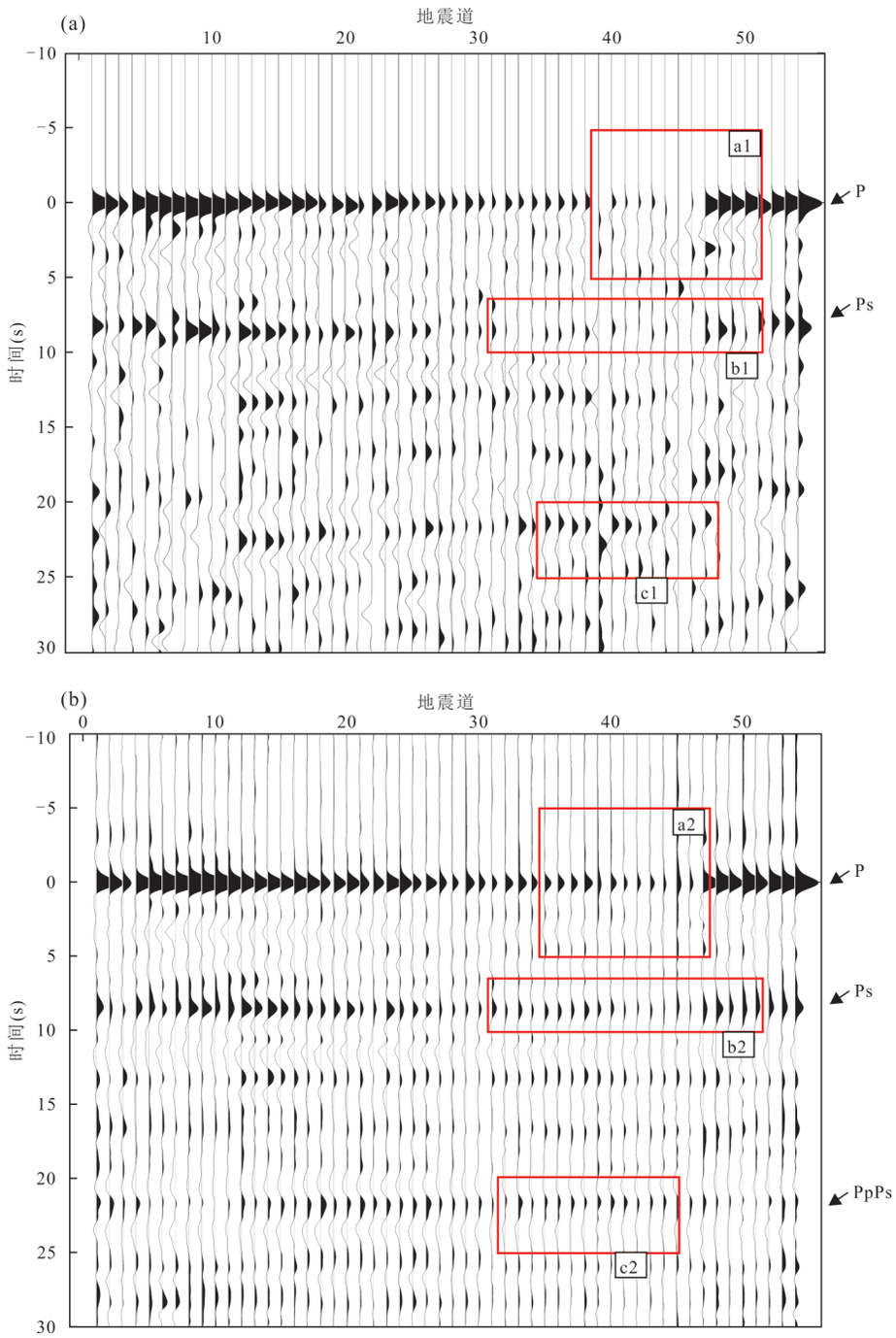

图 3 时频域相位滤波前后对比

Fig.3 (a) The receive function of P wave *R* component of C008; (b) shows phase filter in time-frequency domain output of the data from (a)

a.C008 号台站接收函数;b. C008 号台;站时频域相位滤波后接收函数 C008 号台站 *R* 分量 P 波接收函数 *S* 相位滤波前(a)后(b)对比

或然性估计,将其变换到时间域的结果即为相应的接收函数,求取的是一个台站记录的地震数据的接收函数的平均值.本文的反演结果是不同方位接收函数的平均结果.反演所采用的上地壳初始模型的 P 波速度为 6.0 km/s,而下地壳初始模型的 P 波速度为 7.0 km/s;相应的 S 波速度由 $Vs=Vp/1.73$ 给出,相应的密度根据公式 $\rho=0.32Vp+0.77$ 给出;反演所用的初始模型为 PREM 模型.令 $K=Vp/Vs$,反演中壳内取 $K=1.732$,地幔中 $K=1.80$.实际使用过程中根据西藏地区的速度结构进行了细微调整,从而有利于加速反演的收敛.

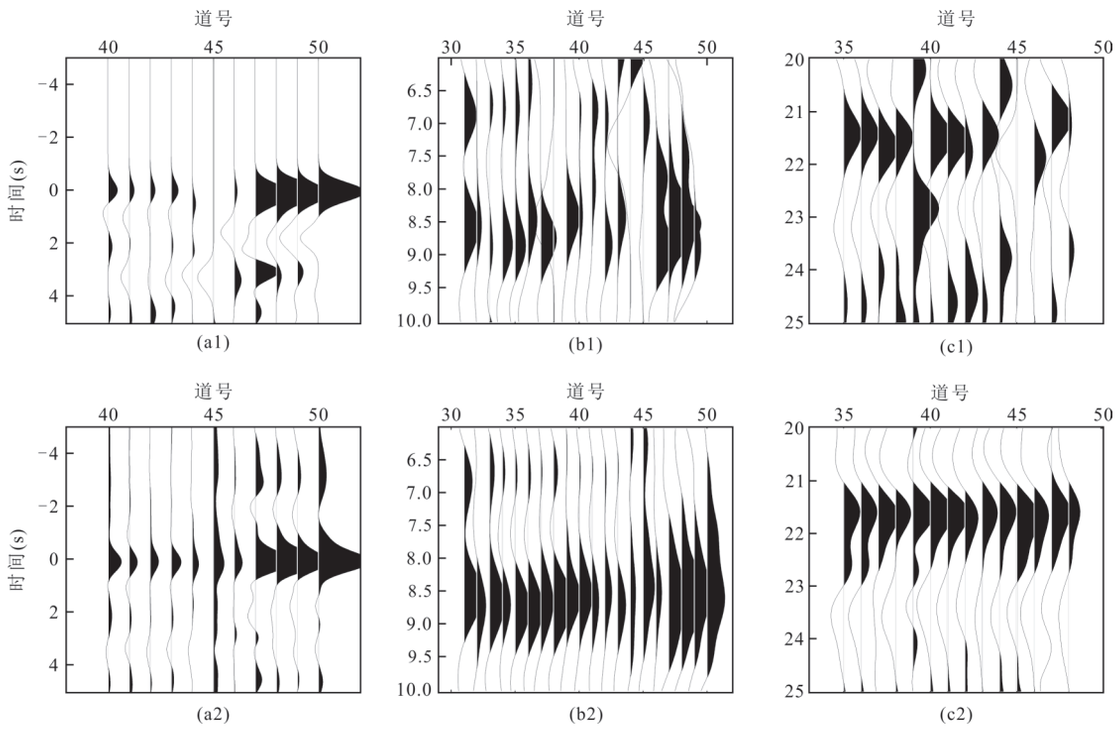

图 4　时频域相位滤波前后细节对比

Fig.4　Detail contrast before and after phase filtering

a1、b1、c1为时频域滤波前的记录,分别对应图 3a方框中的部分;a2、b2、c2为滤波后的记录,分别对应图 3b方框中的部分

2　结果与分析

研究结果表明青藏高原由接收函数得到的Moho界面速度跟由近震Sn走时得到的结果非常一致,Moho界面以一阶速度不连续界面或者速度梯度带为特征,统计结果显示青藏高原Moho界面处S波速度约为4.4 km/s(吴庆举和曾融生,1998;吴蔚等,2017),因此本文将S波速度等于4.4 km/s作为壳幔的速度分界面.同时反演获得了台站下方的平均泊松比,相关结果放在表1中.研究区的Moho深度为58±6 km,其中沿88.5°线剖面的平均深度为59.0 km,而其中南羌塘平均深度为61.5 km,北羌塘平均深度为58.7 km,莫霍面深度总体呈现南深北浅的趋势,这和前人的研究结果一致(李永华等,2006;Gao *et al.*,2013).而东部沿89.5°剖面的平均深度为56.8 km,较西部的88.5°剖面偏浅,而且Moho界面起伏较大.研究区各台站下方的泊松比介于0.270～0.330(图5),平均值为0.302;跟李永华等(2006)INDEPTH-Ⅲ获得的平均泊松比0.290较为接近,而跟刘国成等(2014)用H-K扫描的结果(平均泊松比为0.278)相比有较大差距.但是不同作者用不同方法以及不同的数据得到的泊松比值都表明,羌塘地区的平均泊松比值较正常地壳的泊松比值是明显偏高的.

接收结果显示,所有台站的垂向分量(V分量)反演结果与实际波形的拟合系数都是0.93,而径向分量(R分量)的拟合系数都在0.93以上,并且大部分在0.95及以上.由于引入了时频域相位滤波,相较于吴蔚(2017)等人的结果,拟合系数普遍得到了提高.这些较高的拟合系数表明反演结果较好,得到的一维S波速度结构更加可靠.

反演得到51个台站的一维S波速度结构见图7～9.图7～9中的黑色实线表示反演结果,红色虚线表示IASPEI91速度模型,将其和反演结果画在一起便于进行对比.反演结果表明,地表至20 km的中上地壳速度结构复杂,高速层低速层互层的情况广泛存在;羌塘盆地20～60 km深度的中下地壳的剪切波速度比IASPEI91速度模型偏低,特别是在35～60 km处这种差距更大,造成这种差距的原因是青藏高原的Moho界面深度为60 km左右,几乎是IASPEI91模型35 km的两倍,在速度模型上IASPEI91模型在35 km深度的Vs直接由3.75 km/s跳跃到4.47 km/s,而羌塘地区的Vs则是以台阶状的正梯度逐渐增加的.虽然有许多文献对低速层进

表 1 台站位置及 Moho 深度和泊松比

Table 1 Locations of broadband stations and measured Moho depth and σ

台站	经度(°E)	纬度(°N)	Moho (±2 km)	σ (±0.001)	接收函数数量	台站	经度(E)	纬度(N)	Moho (±2 km)	σ (±0.001)	接收函数数量
C008	88.49	33.37	61.2	0.265	54	NQT04	89.26	33.12	58.6	0.335	33
C009	88.39	33.30	61.3	0.215	56	NQT06	89.19	33.20	58.6	0.335	48
C010	88.59	33.32	58.4	0.270	61	NQT08	88.48	33.47	58.3	0.305	30
C011	88.33	33.23	58.6	0.250	66	NQT10	88.53	33.56	58.4	0.260	34
C012	88.08	33.23	53.2	0.350	82	NQT12	88.54	33.66	61.2	0.310	32
C013	88.22	33.19	55.8	0.325	66	NQT14	88.78	33.83	53.9	0.350	21
C015	88.30	33.05	61.2	0.295	47	NQT16	88.78	33.93	53.8	0.335	31
C016	88.45	33.02	58.5	0.350	29	NQT18	88.71	33.96	61.1	0.250	22
C017	88.47	32.97	53.1	0.345	35	NQT20	88.63	34.03	61.1	0.310	21
C018	88.42	32.87	53.1	0.340	30	NQT22	88.64	34.11	61.1	0.270	45
C019	88.48	32.75	61.3	0.285	56	NQT24	88.62	34.23	61.2	0.275	54
C111	87.90	33.23	61.3	0.310	68	NQT26	88.58	34.31	61.2	0.285	52
C112	87.92	33.16	64.1	0.265	28	NQT28	88.56	34.41	61.3	0.290	51
C113	88.74	33.27	60.9	0.300	43	NQT30	88.62	34.50	55.9	0.340	53
C114	88.67	33.08	61.3	0.280	52	NQT32	88.66	34.61	55.8	0.345	64
EQT02	88.96	33.11	52.9	0.335	60	NQT34	88.46	34.71	61.3	0.295	52
EQT04	89.37	33.13	55.7	0.235	64	SEQT02	89.54	32.97	53.9	0.345	23
EQT06	89.53	33.08	61.1	0.315	44	SEQT04	89.64	32.88	53.0	0.350	24
EQT08	89.55	33.19	63.9	0.335	41	SEQTO6	89.70	32.78	58.8	0.345	31
EQT10	89.51	33.32	58.4	0.350	36	SEQT08	89.72	32.68	52.9	0.345	31
EQT12	89.53	33.41	53.2	0.350	39	SEQT10	89.76	32.59	61.2	0.295	29
EQT14	89.69	33.09	53.0	0.335	25	SEQT12	89.70	32.48	53.2	0.345	25
EQT16	89.81	33.13	61.3	0.285	27	SQT01	88.63	32.20	58.8	0.345	106
EQT18	89.88	33.20	58.5	0.305	26	SQT02	88.64	32.35	61.6	0.275	60
EQT20	90.02	33.23	61.2	0.295	21	SQT03	88.61	32.47	64.2	0.270	51
EQT22	90.15	33.25	61.1	0.290	21						

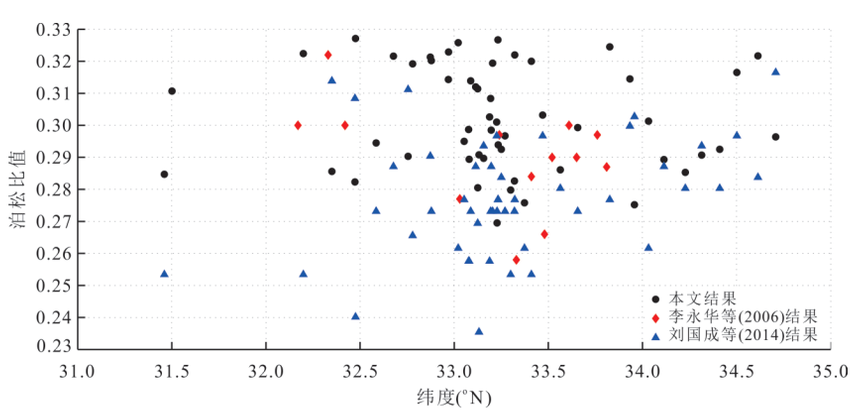

图 5 羌塘中部泊松比分布

Fig.5 Poisson ratio in central Qiangtang

黑色圆点是本文的结果;红色菱形是李永华等(2006)用INDEPTH-III得到的结果;蓝色三角形是刘国成等(2014)H-K扫描得到的结果

行了探讨,但是鲜有对其判断依据进行说明,如果不同作者判别标准不一样,那么识别出的低速层的分布特征也就不一样,因此有必要对本文低速层的判断标准进行说明.本文低速层的判断方法要满足如下3个条件:(1)低速层的S波速度应该比其上覆地层和下伏地层都要低,在一维S波速度结构上表

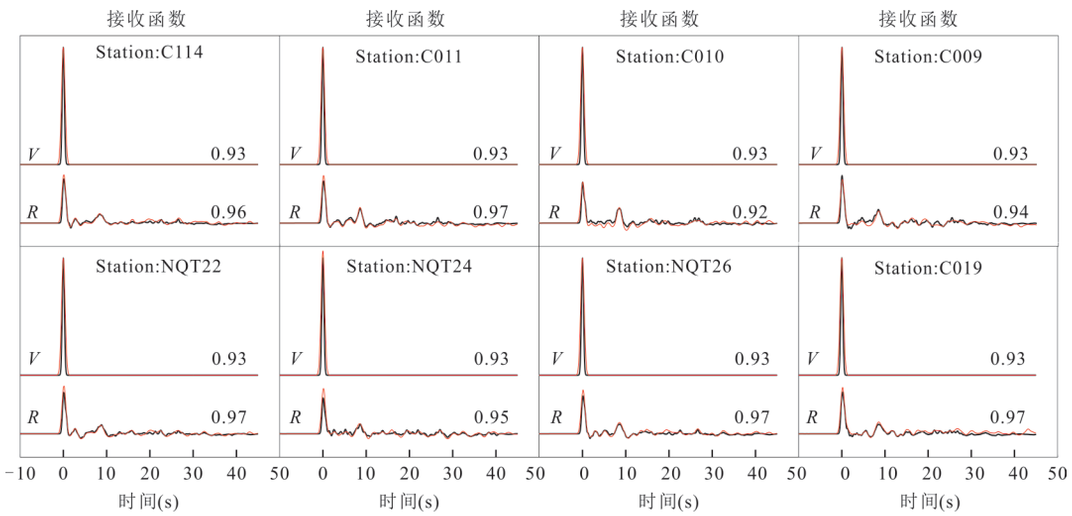

图 6　部分台站接收函数波形拟合结果

Fig.6　The result of nonlinear inversion for some seismic stations

上方波形是垂直分量(*V*)拟合结果,下方波形是径向分量(*R*)拟合结果.红色波形是原始波形,黑色波形是拟合波形,上面的数值代表拟合系数

现为“凹”型形态;(2)高速还是低速应该有一个比较标准,我们选用的标准是IASPEI91速度模型,用反演得到的速度模型和IASPEI91速度模型进行对比,低速层的S波速度应该小于IASPEI91模型的S波速度,这样可以避免将夹持于两个高速体间的正常速度层识别为低速层,例如图8中的C111号台站埋深4~18 km的地层由于其速度比IASPEI91模型高,我们不将其视为低速层;(3)低速层应该具有一定的规模,其厚度不能太薄.通过识别,一共有23个台站在中下地壳存在低速层,将这些低速层的顶底面埋深以及层厚等信息列于表2中.从表2中可以看出,这些低速层埋深并不相同,顶底面大致在19~30 km,厚度介于6~12 km,其剪切波速度为3.4±0.1 km/s.这些低速层呈非连续展布,通常在两三个紧邻的台站间观测到低速层,形成一个低速块体,而各个低速块体之间是不连续的.此外,这些低速层在88.5°线、东西线、以及89.5°线都有分布,因此可以认为在羌塘盆地内低速层是广泛分布的.除了在中下地壳识别出低速层外,也有部分的台站在埋深约为10 km中上地壳还有一个低速薄层,这些低速薄层规模相对较小,厚度大约为4 km,剪切波速度3.1±0.1 km/s.

表 2　中下地壳低速层分布情况

Table 2　Low velocity layer distribution in the mid-lower crust

台站号	顶面埋深 (±0.5 km)	底面埋深 (±0.5 km)	厚度 (±1.0 km)	台站号	顶面埋深 (±0.5 km)	底面埋深 (±0.5 km)	厚度 (±1.0 km)
SQT01	20	30	10	NQT20	20	30	10
SQT02	22	30	8	NQT22	20	29	9
SQT03	22	30	8	NQT26	20	30	10
C018	18	29	11	NQT28	24	34	10
C017	24	30	6	NQT32	19	30	11
C016	21	32	11	NQT34	19	29	10
C015	25	35	10	C012	20	30	10
C011	21	31	10	C013	22	30	8
C010	20	29	9	NQT06	20	28	8
C008	23	35	12	NQT04	22	31	9
NQT08	19	25	6	EQT10	19	31	12
NQT16	22	30	8				

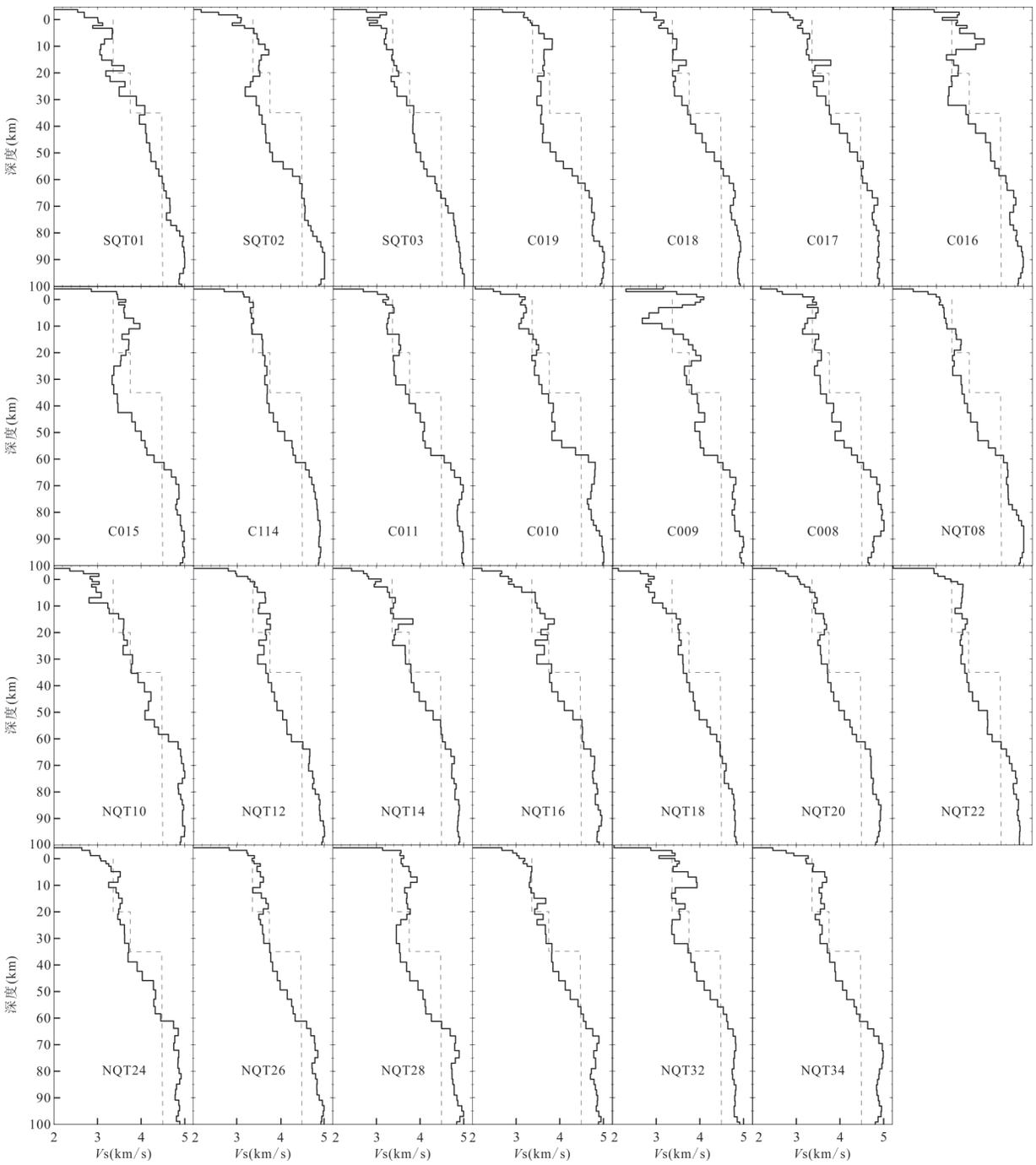

图 7 沿 88.5°线台站下方地壳 S 波速度结构

Fig.7 The S wave velocity structure along the 88.5° line

黑线表示反演的速度结构,红线表示 IASPEI91 速度模型,台站由南向北排列

3 讨论

羌塘地区的低速层的分布特征,虽然仍然存在不同的声音,但是随着人们对羌塘地区的研究的深入,运用多种地球物理手段如大地电磁测深(张胜业和张先觉,1996)、深地震测深(Gao *et al.*,2013)、宽频带地震(李永华等,2006;吴蔚等,2017)等,得到的结论渐趋相近,即羌塘盆地地壳内低速层分布广泛且横向不连续、埋深大多约 20 km(郭新峰等,1990;腾吉文等,2012).与前人的研究多是集中在一条剖面上相比,本次研究的台站呈面状分布,覆盖了羌塘中部地区的不同构造单元,因此本文结果更具有普遍性.另一方面本文引入了时频域相位滤波的方法,显著提高了接收函数数据的信噪比(图 3 和

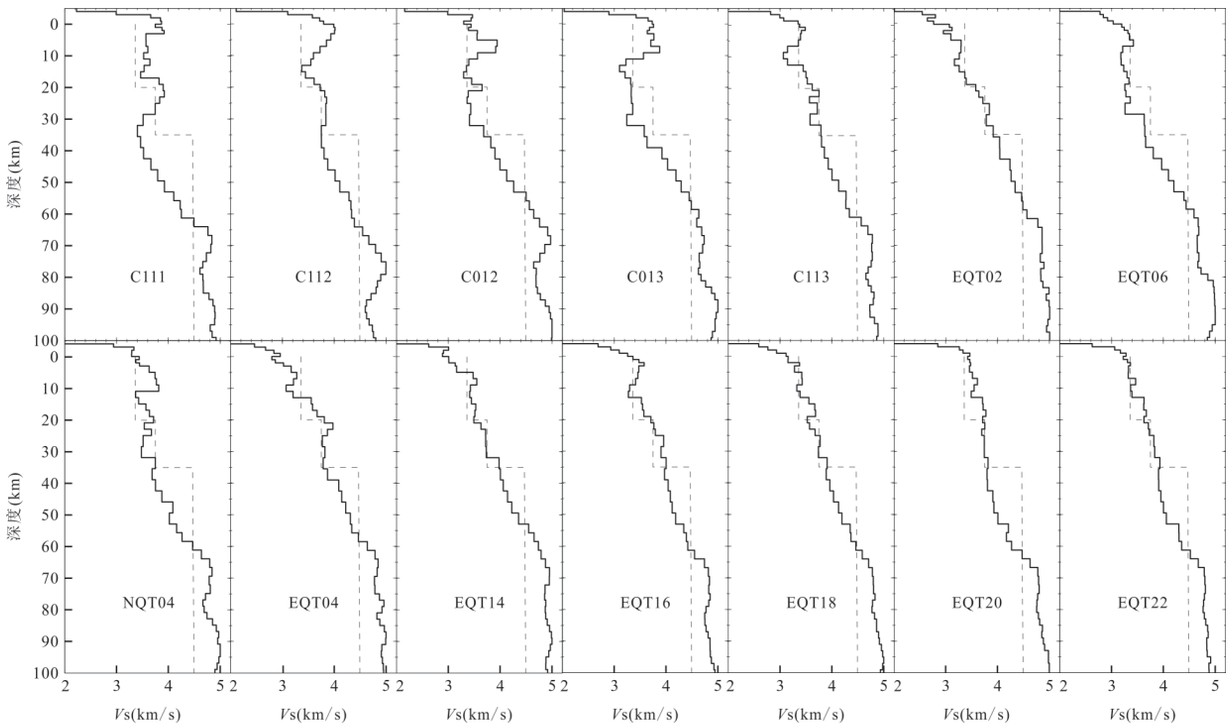

图 8　沿东西线台站下方 S 波速度结构

Fig.8　The S wave velocity structure along the west-east line

黑线表示反演的速度结构,红线表示 IASPEI91 速度模型,台站由西向东排列

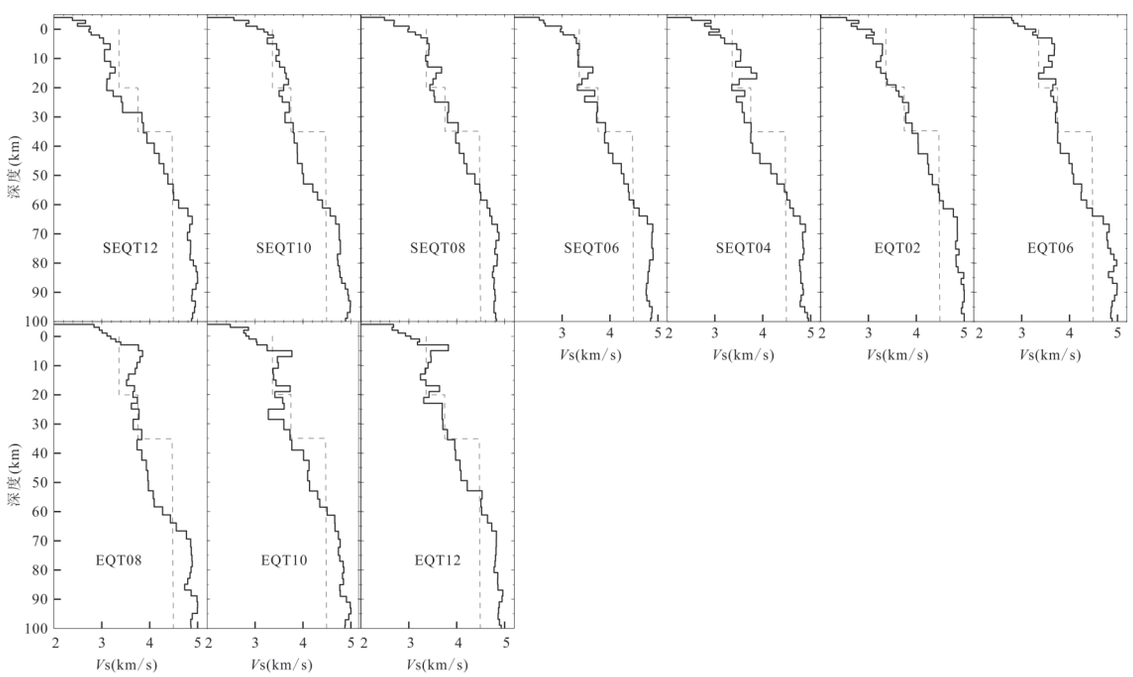

图 9　沿 89.5°线台站下方地壳 S 波速度结构

Fig.9　The S wave velocity structure along the 89.5° line

黑线表示反演的速度结构,红线表示 IASPEI91 速度模型,台站由南向北排列

图 4),反演拟合度较高(图 6),故本文结果可靠性较强.

青藏高原中下地壳低速层的成因,目前存在多种解释,其中部分熔融和含盐水流体是两种主要的观点(崔作舟等,1990;Kind *et al.*,1996;Nelson *et al.*,1996).崔作舟等(1990)在亚东－格尔木地学断

面的综合研究中认为低速层是一个脆弱的构造层，当上部岩层发生运动或者位移，沿构造层或滑脱面发生破碎，如果有足够量的水充填于破碎带或者岩层的孔隙中，就可以形成低速层．而Nelson *et al.*(1996)和Kind *et al.*(1996)则认为，藏北高原中地壳内部分熔融广泛发育，凡是低速带明显的地方，部分熔融所占的比重较大．本文从反演获得的泊松比入手对羌塘盆地低速层的可能成因进行探讨．

某种矿物或者岩石的泊松比的变化与该矿物或者岩石的物理状态直接相关．一般来说，熔融程度越高的岩石矿物，其泊松比也越高，岩石学的实验表明，当$\sigma \geqslant 0.30$时可以解释为地壳内存在部分熔融(Watanabe ，1993；李永华等，2006)．图5所示的羌塘中部泊松比比值特征来看，羌塘地区的泊松比值普遍偏高(表1和图5)，研究区的平均泊松比达到0.302，并且有相当一部分的台站下的平均泊松比达到了0.320以上，如此高的泊松比指示羌塘盆地下方地壳大概率存在部分熔融．

羌塘盆地中下地壳的壳内部分熔融极有可能跟该区下方高温上地幔有关．大量的岩石学、地球化学的研究表明，在羌塘北部广泛发育的新生代火山岩的原始岩浆中有显著的地壳物质组分，是壳幔局部熔融的产物(孙渺等，2018；赵珍等，2018)．迟效国等(2017)在总结藏北新生代玄武质火山岩的岩石学、地球化学的特征基础上，并结合地球物理的相关进展，提出藏北新生代火山岩起源的深部机制为大陆俯冲和板片断离驱动地幔对流上涌模式．这种模式能够很好解释羌塘中下地壳存在低速层的动力学成因．层析成像结果表明，在可可西里－西昆仑中新世－第四纪钾质火山岩带之下存在一个巨型低速体(Replumaz *et al.*，2010)，该低速体在新特提斯板片断离初期存在于羌塘地区之下，后期受到新特提斯俯冲板片的沉降和印度大陆岩石圈的俯冲所形成的冷地幔下降流的影响，导致羌塘地区下方软流圈热地幔上涌，随着印度大陆向北俯冲，冷地幔下降流跟热地幔上升流也向北移动，并推动上地幔巨型低速体北移，与中新世迁移至可可西里－西昆仑之下．在这个过程中，热地幔上涌中心由羌塘地体之下迁移至可可西里－西昆仑之下．

在印度岩石圈俯冲和新特提斯板片沉降的驱动下，深部高温地幔物质上涌，当软流圈温度和岩石圈底部产生较大温差时，发生岩石圈地幔的对流减薄．随着岩石圈地幔的减薄过程不断进行，下地壳榴辉岩发生拆沉作用．榴辉岩下地壳的拆沉作用使得上涌的软流圈与下地壳发生大规模的接触，导致下地壳广泛的部分熔融．这时上地幔和下地壳物质在热力作用下产生了混合，同时软流圈物质上涌引起的高热流又将进一步诱发壳－幔混合层的局部熔融，从而产生一套具有特殊地球化学、地球物理性质的壳幔过渡带，即本文的低速带．

对于部分台站在埋深10 km左右的中上地壳存在的低速薄层，由于缺乏足够的证据，其成因尚不清楚，有待进一步研究．实验室数据表明当温度达到650 ℃时，含水饱和岩石将发生部分熔融，在南羌塘盆地18 km下壳内温度可达700 ℃(Mechie *et al.*，2004)，而根据地热以及重力数据给出的结果显示北羌塘地壳内的温度要高于南羌塘(Jiménez-Munt *et al.*，2008)，因此可以估计在18 km以下深度壳内低速层是由于部分熔融产生的，而18 km深度之上至地表的低速层，其成因有待进一步探讨．

4 结论

本文计算了分布在羌塘中部TITAN-I项目51个台站的接收函数，并利用时频域相位滤波对数据进行了滤波，然后用接收函数复谱比的非线性反演得到了所有台站下方的一维S波速度结构和泊松比，对低速层分布特征及低速层成因进行了讨论，获得以下一些认识：

羌塘盆地的Moho深度在58±6 km，泊松比值普遍偏高．对得到的一维S波速度结构的低速层进行识别，结果表明羌塘盆地中下地壳普遍存在低速层，低速层埋深在20～30 km，厚度介于6～12 km，剪切波速度为3.4±0.1 km/s，并且在横向上分布不连续．结合研究区普遍偏高的泊松比值，指出羌塘盆地的壳内低速层是由于存在部分熔融的结果，这种部分熔融是由于地幔热物质上涌进入中下地壳所致；另外部分地区在埋深为10 km的中上地壳存在一低速薄层，其成因有待进一步研究．

References

Ammon, C.J., Randall, G.E., Zandt, G., 1990. On the Nonuniqueness of Receiver Function Inversions. *Journal of Geophysical Research*, 95(B10):15303－15318.

Ammon, C.J., Zandt, G., 1993. Receiver Structure beneath the Southern Mojave Block, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(3):737－755.

Chi, X.G., Zhang, R., Fan, L.F., et al., 2017. The Formatting Mechanism of Cenozoic Basaltic Volcanic Rocks in the Northern Tibet: Continental Subduction and Slab Break-off Driven by Mantle Convection and Upwelling. *Acta Petrologica Sinica*, 33(10): 3011－3026(in Chinese with English abstract).

Cui, Z.Z., Yin, Z.X., Gao, E.Y., et al., 1990. The Structure and Tectonics of the Crust and Their Relation with Earthquakes in the Qinghai-Xizang Plateau. *Acta Geoscientica Sinica*, 11(2): 215－232(in Chinese with English abstract).

Gao, R., Chen, C., Lu, Z.W., et al., 2013. New Constraints on Crustal Structure and Moho Topography in Central Tibet Revealed by SinoProbe Deep Seismic Reflection Profiling. *Tectonophysics*, 606: 160－170. https://doi. org/10.1016/j.tecto.2013.08.006

Gao, X., Wang, W.M., Yao, Z.X., et al., 2005. Crustal Structure of China Mainland and Its Adjacent Regions. *Chinese Journal of Geophysics*, 48(3): 591－601(in Chinese with English abstract).

Guo, X.F., Zhang, Y.C., Cheng, Q.Y., et al., 1990. Magnetotelluric Studies along Yadong-Golmud Geosciences Transect in Qinghai-Xizang Plateau. *Acta Geoscientia Sinica*, 22(2):191－202(in Chinese with English abstract).

Haines, S.S., Klemperer, S.L., Brown, L., et al., 2003. INDEPTH III Seismic Data: From Surface Observations to Deep Crustal Processes in Tibet. *Tectonics*, 22(1): 1001. https://doi.org/10.1029/2001tc001305

He, R.Z., Gao, R., Hou, H.S., et al., 2009. Deep Structure of the Central Uplift Belt in the Qiangtang Terrane, Tibet Plateau from Broadband Seismic Observations and Its Implications. *Progress in Geophysics*, 24(3): 900－908(in Chinese with English abstract).

Huang, J.J., 2001. Structural Characteristics of the Basement of the Qiangtang Basin. *Acta Geologica Sinica*, 75(3): 333－337(in Chinese with English abstract).

Jiménez-Munt, I., Fernàndez, M., Vergés, J., et al., 2008. Lithosphere Structure underneath the Tibetan Plateau Inferred from Elevation, Gravity and Geoid Anomalies. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1－2): 276－289.https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.045

Kind, R., Ni, J., Zhao, W., et al., 1996. Evidence from Earthquake Data for a Partially Molten Crustal Layer in Southern Tibet. *Science*, 274(5293): 1692－1694. https://doi. org/10.1126/science.274.5293.1692

Li, C., Dong, Y.S., Zhai, Q.G., et al., 2008. Discovery of Eopaleozoic Ophiolite in the Qiangtang of Tibet Plateau: Evidence from SHRIMP U-Pb Dating and Its Tectonic Implications. *Acta Petrologica Sinica*, 24(1): 31－36(in Chinese with English abstract).

Li, Y.H., Tian, X.B., Wu, Q.J., et al., 2006. The Poisson Ratio and Crustal Structure of the Central Qinghai-Xizang Inferred from INDEPTH-Ⅲ Teleseismic Waveforms: Geological and Geophysical Implications. *Chinese Journal of Geophysics*, 49(4): 1037－1044(in Chinese with English abstract).

Liu, Q, Y., 1996. Maximal Likelihood Estimation and Nonlinear Inversion of the Complex Receiver Runction Spectrum Ratio. *Chinese Journal of Geophysics*, 39(4): 500－511(in Chinese with English abstract).

Liu., G.C.,Shang, X.F., He, R.Z., et al., 2014. Topography of Moho beneath the Central Qiangtang in North Tibet and Its Geodynamic Implication. *Chinese Journal of Geophysics*, 57(7):2043－2053(in Chinese with English abstract).

Mechie, J., Sobolev, S.V., Ratschbacher, L., et al., 2004. Precise Temperature Estimation in the Tibetan Crust from Seismic Detection of the α-β Quartz Transition. *Geology*, 32(7):601－604.https://doi.org/10.1130/g20367.1

Nelson, K.D., Zhao, W., Brown, L.D., et al., 1996. Partially Molten Middle Crust beneath Southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH Results. *Science*, 274(5293):1684－1688.https://doi.org/10.1126/science.274.5293.1684

Qu, Z.D., He, R.Z., Zhang, X.H., et al., 2017. The Time-Frequency Domain Phase Filter and Its Application in Noise Suppression of Teleseismic Receiver Functions. *Chinese Journal of Geophysics*, 60(4): 1389－1397(in Chinese with English abstract).

Replumaz, A., Negredo, A.M., Guillot, S., et al., 2010. Multiple Episodes of Continental Subduction during India/Asia Convergence: Insight from Seismic Tomography and Tectonic Reconstruction. *Tectonophysics*, 483(1－2): 125－134.https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.10.007

Shi, D.N., Zhao, W.J., Brown, L., et al., 2004. Detection of Southward Intracontinental Subduction of Tibetan Lithosphere along the Bangong-Nujiang Suture by P-to-S Converted Waves. *Geology*, 32(3): 209. https://doi. org/10.1130/g19814.1

Stockwell, R.G., 1999. S-Transform Analysis of Gravity Wave Activity from a Small Scale Network of Airglow Imagers. The University of Western Ontario, Canada, 4662.

Sun, M., Chen, W., Qu, X.M., et al., 2018. Petrogenesis of the Late Cretaceous Jiangba Volcanic Rocks and Its Indications for the Thinning of the Thickened Crust in Xiongmei Area, Tibet. *Earth Science*, 43(9):3234－3251(in Chinese with English abstract).

Tarantola, A.P., 1987. Inverse Problem Theory: Methods for

Data Fitting and Model Parameter Estimation. *Physics of the Earth & Planetary Interiors*, 57(3):350－351.

Teng, J.W., Ruan, X.M., Zhang, Y.Q., et al., 2012. The Stratifficational Velocity Structure of Crust and Covering Strata of Upper Mantle and the Orbit of Deep Interaquifer Substance Locus of Movement for Tibetan Plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 28(12): 4077－4100(in Chinese with English abstract)

Wang, C.S., Hu, C.Z., Wu, R.Z., et al., 1987. Significance of the Discovery of Chasang-Chabu Rift in Northern Xizang (Tibet). *Journal of Chengdu College of Geology*, 14(2): 33－46(in Chinese with English abstract).

Wang, W., Gao, X., Li, Y.Y., et al., 2011. Crustal Velocity Structure of S‐Wave beneath Tibetan Plateau with Transform Function Method-Hi-Climb Profile. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(6): 766－776. https://doi.org/10.1002/cjg2.1660

Watanabe, T., 1993. Effects of Water and Melt on Seismic Velocities and Their Application to Characterization of Seismic Reflectors. *Geophysical Research Letters*, 20(24): 2933－2936. https://doi.org/10.1029/93gl03170

Wu, G.J., Xiao, X.C., Li, T.D., 1989. The Yadong-Golmud Geoscience Section on the Qinghai-Tibet Plateau. *Acta Geologica Sinica*, 63(4): 285－296(in Chinese with English abstract).

Wu, Q.J., Zeng, R.S., 1998. The Crustal Structure of Qinghai-Xizang Plateau Inferred from Broadband Teleseismic Waveform. *Chinese Journal of Geophysics*, 41(5): 669－679(in Chinese with English abstract).

Wu, W., Liu, Q.Y., He, R.Z., et al., 2017. Waveform Inversion of S-Wave Velocity Model in the Central Qiangtang in North Tibet and Its Geological Implications. *Chinese Journal of Geophysics*, 60(3): 941－952(in Chinese with English abstract).

Zhang, S.Y., Zhang, X.J., 1996. Magnetotelluric Sounding in the Qiangtang Basin of Xizang (Tibet). *Earth Science*, 21(2):98－102(in Chinese with English abstract).

Zhao, Z., Lu, L., Wu, Z.H., et al., 2018. Charactreistics of the Late Triassic Jiangai Granite Mass and the Slab Break-off in Central Qiangtang, Tibet. *Earth Science*, 43(Suppl.1):225－242(in Chinese with English abstract).

Zou, C.Q., He, R.Z., Gao, R., et al., 2012. Deep Structure of the Central Uplift Belt in the Qiangtang Terrane Tibetan Plateau from Teleseismic P-Wave Tomography. *Chinese Science Bulletin*, 57(28－29):2729－2739(in Chinese).

附中文参考文献

迟效国，张蕊，范乐夫，等，2017. 藏北新生代玄武质火山岩起源的深部机制:大陆俯冲和板片断离驱动的地幔对流上涌模式. 岩石学报，33(10):3011－3026.

崔作舟，尹周勋，高恩元，等，1990. 青藏高原地壳结构构造及其与地震的关系. 地球学报，11(2):221－232.

高星，王卫民，姚振兴，等，2005. 中国及邻近地区地壳结构. 地球物理学报，48(3):591－601.

郭新峰，张元丑，程庆云，等，1990. 青藏高原亚东－格尔木地学断面岩石圈电性研究. 地球学报，22(2):191－202.

贺日政，高锐，侯贺晟，等，2009. 羌塘中央隆起带深部结构特征研究及其意义. 地球物理学进展，24(3):900－908.

黄继钧，2001. 羌塘盆地基底构造特征. 地质学报，75(3):333－337.

李才，董永胜，翟庆国，等，2008. 青藏高原羌塘早古生代蛇绿岩:堆晶辉长岩的锆石SHRIMP定年及其意义. 岩石学报，24(1):31－36.

李永华，田小波，吴庆举，等，2006. 青藏高原INDEPTH-Ⅲ剖面地壳厚度与泊松比:地质与地球物理含义. 地球物理学报，49(4):1037－1044.

刘国成，尚学峰，贺日政，等，2014. 藏北羌塘盆地中部莫霍面形态及其动力学成因. 地球物理学报，57(7):2043－2053.

刘启元，1996. 接收函数复谱比的最大或然性估计及非线性反演. 地球物理学报，39(4):500－511.

曲中党，贺日政，张训华，等，2017. 时频域相位滤波在远震接收函数噪声压制中的应用. 地球物理学报，60(4):1389－1397.

孙渺，陈伟，曲晓明，等，2018. 西藏雄梅地区晚白垩世江巴组火山岩岩石成因及对加厚地壳减薄的指示. 地球科学，43(9):3234－3251.

滕吉文，阮小敏，张永谦，等，2012. 青藏高原地壳与上地幔成层速度结构与深部层间物质的运移轨迹. 岩石学报，28(12):4077－4100.

王成善，胡承祖，吴瑞忠，等，1987. 西藏北部查桑－茶布裂谷的发现及其地质意义. 成都地质学院学报，14(2):33－46.

吴功建，肖序常，李廷栋，1989. 青藏高原亚东－格尔木地学断面. 地质学报，63(4):285－296.

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，41(5):669－679.

吴蔚，刘启元，贺日政，等，2017. 羌塘盆地中部地区地壳S波速度结构及构造意义. 地球物理学报，60(3):941－952.

张胜业，张先觉，1996. 西藏羌塘盆地大地电磁测深研究. 地球科学，21(2):98－102.

赵珍，陆露，吴珍汉，等，2018. 羌塘中部晚三叠世江爱岩体特征与板片断离作用. 地球科学，43(增刊1):225－242.

邹长桥，贺日政，高锐，等，2012. 远震P波层析成像研究羌塘中央隆起带深部结构. 科学通报，57(28－29):2729－2739.