中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 5 期: 822 ~ 837
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

基于接收函数主成分分析法的地壳结构研究

张建勇[1,2], 陈凌[1,2,3*], 王旭[1,2]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;
2. 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;
3. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101
* 通讯作者, E-mail: lchen@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2018-08-09; 收修改稿日期: 2019-02-21; 接受日期: 2019-02-22; 网络版发表日期: 2019-03-27
国家自然科学基金项目(批准号: 41688103)和中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化重点实验室基金项目(编号: SKL-Z201704-11712180)资助

摘要 远震接收函数方法是研究地壳结构的常用方法之一. 在单个地震台站的接收函数分析中, 既可以利用不同接收函数Ps转换震相以及地表多次反射震相的平均特征获得台站下方一维平均地壳结构信息, 也可以基于Ps转换震相随背方位角的变化特征提取地壳结构的变化信息(如倾斜界面或各向异性). 然而, 由于噪声干扰, 后一方面的研究往往存在困难. 针对这一问题, 文章引入信号处理中的主成分分析法, 提出了基于单个地震台站接收函数数据矩阵的主成分分析方法. 利用不同主成分互不相关且反映原始数据不同特征的性质, 通过提取单个台站接收函数数据矩阵的不同主成分并分别进行重构, 获得台站下方的地壳结构信息. 理论模拟结果表明, 径向接收函数的第一主成分包含数据主体信息, 反映台站下方一维平均地壳结构特征; 而其第二主成分以及切向接收函数第一主成分则反映台站下方地壳结构的变化特征. 文章重点针对壳内存在倾斜界面结构的情况, 进行了接收函数主成分提取和重构的理论模拟研究; 并在此基础上, 基于布设在四川盆地中部一宽频带流动地震台站s233的远震波形记录, 开展了接收函数主成分分析的实际结构应用研究. 文章研究结果显示, 台站s233下方可能存在两个近平行的壳内倾斜界面. 与前人测井、电法及人工源地震剖面结果对比表明, 浅部倾斜界面可能代表了四川盆地前寒武纪结晶基底顶界面, 深部界面可能指示上、下地壳的分界面, 即康拉德界面. 文章通过理论模拟和实际应用研究, 验证了接收函数主成分分析方法在研究地壳结构中的有效性.

关键词 主成分分析, 接收函数, 地壳结构, 倾斜界面, 各向异性, 四川盆地

1 引言

地震学结构研究, 通常既需要了解研究对象的平均结构特征(结构共性), 又需要认识其结构的变化特征. 例如, 利用远震接收函数研究地壳结构时, 两种情况都很常见、很重要. 接收函数*H*-*κ*叠加方法是基于一维单层水平层状地壳模型, 通过对来自不同方位的接收函数进行叠加, 来约束地震台站下方的地壳平均厚度和波速比(Zhu和Kanamori, 2000). 但通常情况下, 速度间断面是非水平的(如倾斜结构)且介质性质具方向

中文引用格式: 张建勇, 陈凌, 王旭. 2019. 基于接收函数主成分分析法的地壳结构研究. 中国科学: 地球科学, 49: 822–837, doi: 10.1360/N072018-00227
英文引用格式: Zhang J Y, Chen L, Wang X. 2019. Crustal structure study based on principal component analysis of receiver functions. Science China Earth Sciences, https://doi.org/10.1007/s11430-018-9341-9

© 2019 《中国科学》杂志社

性(如方位各向异性), 对于这种结构或介质的研究需要考虑来自不同背方位角介质响应(走时或振幅)的差异性. 对于接收函数, 就是利用其转换震相(或多次反射震相)随背方位角的变化特征来提取结构变化信息.

对于倾斜结构或方位各向异性介质, 接收函数的Ps转换震相随背方位角呈周期变化. 在各向同性介质中, 倾斜界面会导致Ps转换震相随背方位角呈现周期为2π的变化, 而对于水平对称轴各向异性(即方位各向异性)结构, Ps转换震相的变化周期则为π(图1; Savage, 1998; Frederiksen和Bostock, 2000; Sherrington等, 2004; 房立华和吴建平, 2009). 这种周期性变化特征是推断壳幔速度间断面是否倾斜以及介质是否存在各向异性的一种重要判据. 如利用Moho面Ps转换震相随背方位角的周期变化特性可以约束地壳平均方位各向异性结构(McNamara和Owens, 1993; Levin和Park, 1997a, 1997b; Nagaya等, 2008, 王琼等, 2016), 进而与远震SKS剪切波分裂结合, 使地壳和上地幔方位各向异性特征有效分离成为可能. 近些年来接收函数Ps转换震相背方位角分析方法发展迅速, 已被广泛应用于壳幔倾斜间断面和地壳各向异性结构研究中(Frederiksen等, 2003; Sherrington等, 2004; Bianchi等, 2010; Schulte-Pelkum和Mahan, 2014; Wang等, 2016; Licciardi等, 2018; 杨妍等, 2018).

然而, 直接利用接收函数的Ps转换震相随背方位角的周期变化特性研究倾斜界面或各向异性结构, 还面临许多困难. 例如, 倾斜界面和各向异性结构都会增加接收函数的复杂程度. 在径向接收函数中, 与单纯反映界面处速度跳变的Ps转换波主体信号相比, 界面倾斜或各向异性结构的响应仅相当于叠加在主体特征之上的扰动(图1a~c); 倾斜界面或各向异性结构也会在切向分量上产生能量, 但切向接收函数(图1e、f)能量较弱, 易受噪声干扰. 这些特征限制了直接利用径向或切向接收函数随背方位角的周期变化特性提取倾斜界面与各向异性结构信息的有效性和可行性. 为了更有效地提取倾斜界面或各向异性结构信息, 同时提取界面处反映速度跳变的主体信息, 对于径向接收函数, 需要将随背方位角周期性变化的特征与界面处速度跳变相对应的主体特征进行分离; 而对于切向接收函数, 则可通过压制其他干扰噪声, 突出倾斜界面或各向异性结构产生的随背方位角周期性变化的主体信号.

主成分分析可为满足上述接收函数研究需求提供手段. 早在一个多世纪前, Pearson(1901)提出了一种数据分析方法——主成分分析法(Principal Component Analysis, PCA). 该方法通过对原始数据进行正交变换, 得到互不相关的主成分, 原始数据的不同信息分

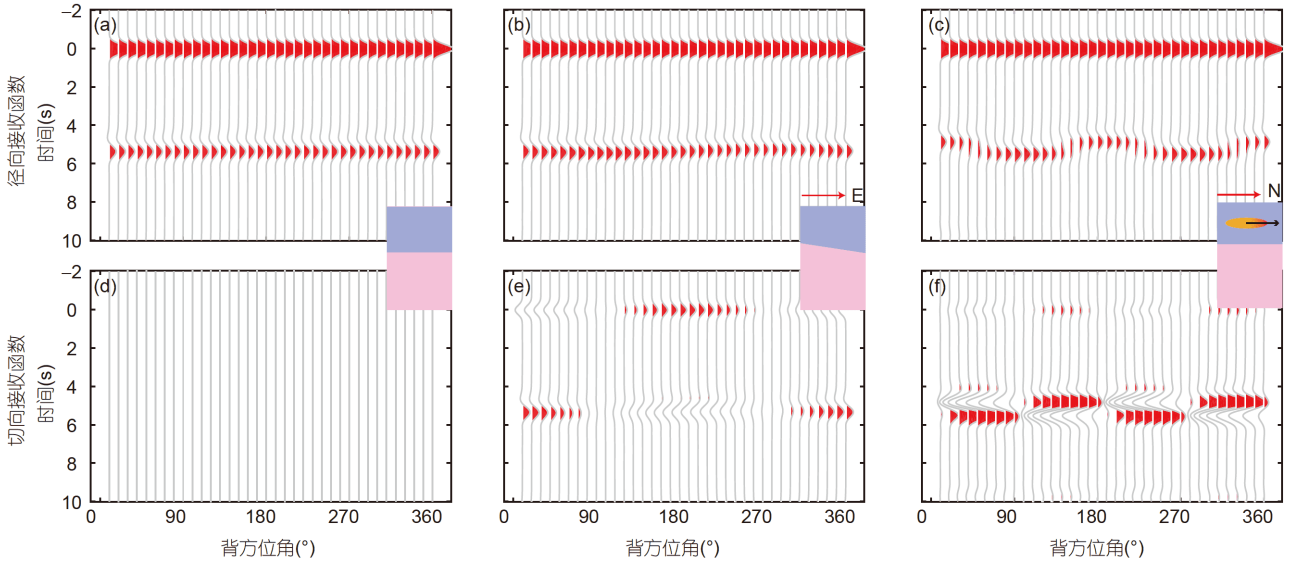

图 1　三种理论模型的接收函数波形图

图中卡通图分别对应三个模型简图: 各向同性单一水平界面模型(模型1)、各向同性单一倾斜界面模型(模型2)和对称轴水平各向异性模型(模型3). (a)~(c)分别为模型1~3对应的径向接收函数波形图, (d)~(f)分别为模型1~3的切向接收函数波形图(振幅放大三倍). 图中红色表示正极性信号

别存储在这些主成分中. 利用不同的主成分进行重构分析, 可以同时得到反映原始数据共性特征的信息和反映数据局部变化的信息. 将主成分分析法引入到接收函数分析中, 利用其得到的主成分互不相关性, 可以分别提取径向和切向接收函数的主成分并选择合适的主成分进行重构, 从而达到压制噪声、分离接收函数中反映结构主体特征与结构变化特征的成分, 实现同时提取结构共性及变化信息的目的.

本文引入主成分分析法, 开展接收函数主成分分析法的理论测试分析和实际地壳结构的应用研究. 通过理论模拟测试, 讨论了单个台站接收函数主成分分析法应用于壳内倾斜界面和方位各向异性结构研究的可行性, 以及不同结构下利用不同主成分重构结果的共性与差异. 基于该方法, 我们对四川盆地中部一宽频带流动地震台站的实际接收函数进行了主成分提取和重构, 同时结合正演模拟, 对台站下方地壳结构进行约束, 并讨论其可能的构造意义.

2 方法及理论测试

2.1 基本原理

主成分分析法, 实质上是一种空间映射方法, 将原始资料矩阵在常规正交坐标系下的变量通过矩阵变换映射到另一正交坐标系中, 从而减少变量间的相关性. 主成分是由原来具有一定相关性的变量线性组合而成的, 具有互不相关性. 不同的主成分无重叠的各自解释原始资料的一部分差异性, 依照每个主成分解释的差异性由大到小排序, 称为第一主成分、第二主成分, 以此类推(Smith, 2002).

在信号处理中, 一般认为信号具有较大的方差、较弱的相关性, 而噪声的方差较小、相关性强. 协方差可以衡量两个变量间的线性相关性, 反映两个变量的同步性以及变化规律的相似性(徐伯勋等, 2004). 设在数据集$\boldsymbol{X}$中有n个样本, 每个样本观测m个变量, 则有

$$\boldsymbol{X}=[\boldsymbol{x}_{\cdot 1}\ \ \boldsymbol{x}_{\cdot 2}\ \ \cdots\ \ \boldsymbol{x}_{\cdot n}]=\begin{bmatrix} x_{1,1} & x_{1,2} & \cdots & x_{1,n} \\ x_{2,1} & x_{2,2} & \cdots & x_{2,n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{m,1} & x_{m,2} & \cdots & x_{m,n} \end{bmatrix}, \tag{1}$$

其中$\boldsymbol{x}_{\cdot j}=[x_{1,j}\ \ x_{2,j}\ \ \cdots\ \ x_{m,j}]^T$表示第$j$组样本, $\boldsymbol{x}_{i\cdot}=[x_{i,1}\ \ x_{i,2}\ \ \cdots\ \ x_{i,n}]$表示第$i$维度($i$=1, 2, …, m; j=1, 2, …, n), n为样本数量, m为样本维度. 根据协方差的计算公式可以得到协方差矩阵

$$\boldsymbol{M}=\frac{1}{n-1}\sum_{j=1}^{n}\left(\boldsymbol{x}_{\cdot j}-\overline{\boldsymbol{x}_j}\right)\left(\boldsymbol{x}_{\cdot j}-\overline{\boldsymbol{x}_j}\right)^T, \tag{2}$$

其中$\overline{\boldsymbol{x}_j}$为矩阵$\boldsymbol{X}$中第$j$列的平均值. 如果对每个样本进行均值归零处理, 即所有元素减去对应列的均值, 使所有样本的偏移量都是以零为基点, 那么协方差矩阵就变成了

$$\boldsymbol{M}=\frac{1}{n-1}\sum_{j=1}^{n}\boldsymbol{x}_{\cdot j}\boldsymbol{x}_{\cdot j}^T=\frac{1}{n-1}\boldsymbol{X}\boldsymbol{X}^T. \tag{3}$$

协方差矩阵主对角线上的元素代表各个维度的方差(即能量), 其他元素是两两维度间的协方差(即相关性)(Jones, 1985; 徐伯勋等, 2004; Shlens, 2014).

本文引入主成分分析法的目的就是利用其主成分互不相关且可以“降噪”和“去冗余”(Hagen, 1982; Jones, 1985; Jones和Levy, 1987; Gutiérrez和Zaldivar, 2000). “降噪”的目的就是使保留下来的维度间的相关性尽可能小, 而“去冗余”的目的就是使保留的有限维度含有的“能量”(即方差)尽可能大, 保留尽可能多的原始资料有效信息. 为了让保留下来的不同维度间的相关性尽可能小, 可以对协方差矩阵做变换, 使其非对角元素都为零, 也就需要对协方差矩阵进行对角化处理. 这可以通过对其进行特征值分解来实现. 对角化后的协方差矩阵中, 主对角线上的元素(即特征值)是各个维度的新方差, 代表了各个维度本身含有的能量, 而剩余维度间的相关性已减到最小. 对于主对角线上较小的特征值可以去掉或者选取特定的特征值来获得特定的信息, 从而达到“去冗余”的目的(Smith, 2002; Shlens, 2014).

本文基于三种不同的速度结构模型(表1模型1、2和3), 采用Raysum程序合成理论三分量地震记录(Frederiksen和Bostock, 2000), 利用时间域最大熵谱反褶积方法提取理论接收函数(吴庆举等, 2003). 为兼顾计算效率与背方位覆盖, 本文分别计算了36条来自不同背方位的理论接收函数, 背方位间隔10°. 每条接收函数的时间采样点数为480, 采样间隔0.025s. 将这36条理论接收函数的波形记录按背方位角排列, 构成一个原始资料矩阵

$$\boldsymbol{E}=\begin{bmatrix} e_{1,1} & e_{1,2} & \cdots & e_{1,n} \\ e_{2,1} & e_{2,2} & \cdots & e_{2,n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ e_{m,1} & e_{m,2} & \cdots & e_{m,n} \end{bmatrix}, \tag{4}$$

其中，$\boldsymbol{e}_{\cdot j}=\begin{bmatrix} e_{1,j} & e_{2,j} & \cdots & e_{m,j} \end{bmatrix}^T$表示第$j$条接收函数，$\boldsymbol{e}_{i\cdot}=\begin{bmatrix} e_{i,1} & e_{i,2} & \cdots & e_{i,n} \end{bmatrix}$表示第$i$维度(对应每条接收函数的第$i$个时间采样点). 本文中$m$=480, n=36. 对接收函数数据矩阵进行主成分提取与重构, 具体步骤如下:

(1) 对原始资料矩阵$\boldsymbol{E}$进行均值归零处理，即对$\boldsymbol{E}$中所有元素直接减去对应列向量的平均值，得到矩阵$\boldsymbol{Y}=[\boldsymbol{y}_1 \ \boldsymbol{y}_2 \ \cdots \ \boldsymbol{y}_n]$, 其中$\boldsymbol{y}_{\cdot j}=\boldsymbol{e}_{\cdot j}-\overline{e}_j$($\overline{e}_j$为矩阵$\boldsymbol{E}$中第$j$列的平均值);

(2) 计算矩阵$\boldsymbol{Y}$的协方差矩阵:

$$\boldsymbol{C}=\frac{1}{n-1}\sum_{j=1}^{n}\boldsymbol{y}_j\boldsymbol{y}_j^T=\frac{1}{n-1}\boldsymbol{Y}\boldsymbol{Y}^T. \tag{5}$$

(3) 对协方差矩阵进行特征值分解

$$\boldsymbol{C}=\boldsymbol{U}\boldsymbol{\Lambda}\boldsymbol{U}^T=[\boldsymbol{u}_1 \ \boldsymbol{u}_2 \ \cdots \ \boldsymbol{u}_m]\begin{bmatrix} \lambda_1 & \cdots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \cdots & \lambda_m \end{bmatrix}\begin{bmatrix} \boldsymbol{u}_1^T \\ \vdots \\ \boldsymbol{u}_m^T \end{bmatrix}, \tag{6}$$

并将获得的特征值从大到小排列得到特征值矩阵$\boldsymbol{\Lambda}=Diag\begin{bmatrix} \lambda_1 & \lambda_2 & \cdots & \lambda_m \end{bmatrix}$，获得的特征向量$\boldsymbol{u}_i=\begin{bmatrix} u_{1,i} & u_{2,i} & \cdots & u_{m,i} \end{bmatrix}^T$归一化为单位向量，按照对应特征值的大小做出相应位置交换，并按列向量从左至右排列得到新的特征向量矩阵$\boldsymbol{U}=[\boldsymbol{u}_1 \ \boldsymbol{u}_2 \ \cdots \ \boldsymbol{u}_m]$;

(4) 计算主成分, 根据不同速度结构模型，选取恰当的特征向量组成新的特征矩阵$\boldsymbol{U}_k$，将原始资料矩阵$\boldsymbol{E}$投影到新的特征矩阵$\boldsymbol{U}_k$得到对应主成分:

$$\boldsymbol{P}_k=\boldsymbol{U}_k^T\boldsymbol{E} \quad k=1,2,\cdots,m. \tag{7}$$

例如，选取最大特征值对应的第一特征向量$\boldsymbol{U}_1=\boldsymbol{u}_1=\begin{bmatrix} u_{1,1} \\ \vdots \\ u_{m,1} \end{bmatrix}$，则第一主成分为$\boldsymbol{P}_1=\boldsymbol{U}_1^T\boldsymbol{E}=\begin{bmatrix} p_{1,1} & \cdots & p_{1,n} \end{bmatrix}$; 选取第二、三特征值对应的特征向量组成的特征矩阵$\boldsymbol{U}_{2+3}=[\boldsymbol{u}_2 \ \boldsymbol{u}_3]=\begin{bmatrix} u_{1,2} & u_{1,3} \\ \vdots & \vdots \\ u_{m,2} & u_{m,3} \end{bmatrix}$，那么第二、三主成分为$\boldsymbol{P}_{2+3}=\boldsymbol{U}_{2+3}^T\boldsymbol{E}=\begin{bmatrix} p_{2,1} & \cdots & p_{2,n} \\ p_{3,1} & \cdots & p_{3,n} \end{bmatrix}$;

(5) 重构矩阵, 用第(4)步选取的特征向量矩阵左乘第(4)步得到的主成分, 即进行重构:

$$\boldsymbol{D}=\boldsymbol{U}_k\boldsymbol{P}_K. \tag{8}$$

在实际分析时，通常不会选取全部主成分进行重构，而是根据各个主成分贡献率的大小来选取合适的主成分进行重构. 所谓贡献率，即反映所选主成分重构得到的矩阵与原始资料矩阵的相近程度，可以简单地用对应特征值占全部特征值的比重来表示, 即

$$\Phi=\frac{\sum_{q=a}^{b}\lambda_q}{\sum_{p=1}^{m}\lambda_p}, \quad (a\le b\text{且}a\text{、}b\in[1,2,\ldots,m]). \tag{9}$$

不同的主成分, 其贡献率不同, 代表原始数据的不同信息. 为了探究接收函数中不同主成分分别反映何种结构信息，我们首先对三种简单的速度模型进行理论测试与分析(表1). 三种模型分别为: 各向同性单一水平界面模型(模型1)、各向同性单一倾斜界面模型(模型2)和对称轴水平各向异性模型(模型3)，对应的接收函数波形如图1所示. 图2第一列展示了对应径向、切向接收函数去均值后协方差矩阵的特征值分布. 从图中可以看到, 对于径向接收函数, 其第一特征值占全部特征值的百分比明显大于其他特征值(如图2-1a、2-2a和2-3a), 表明第一主成分的贡献率占主体地位. 对比于原始径向接收函数波形图(图1a~c), 利用径向接收函数第一主成分重构得到的结果中(图2-1b、2-2b和2-3b), 在0和~5.5s处均显示很强的正极性信号，分别对应初至直达P波和界面处Ps转换波信号，与原始径向接收函数波形图的主体特征一致，基本代表了原始径向接收函数的主体信息; 第二特征值虽小于第一特征值, 但明显高于更高阶的特征值, 因此, 由第二主成分重构得到的结果中(图2-2c和2-3c)，不仅除去了第一特征值所反映的主体特征的影响，而且压制了更高阶的特征值所反映的噪声和较弱信号，很大程度上代表径向接收函数所反映的结构变化信息. 而第三特征值接近0，故第三主成分重构结果中信号能量极弱(图2-2d和2-3d).

切向接收函数主要反映结构的变化，其主体特征主要包含结构的变化信息，故利用其第一主成分重构的结果(图2-2f和2-3f)同样反映结构的变化特征. 其第二主成分重构结果中信号能量近乎为0(图2-2g和2-3g),

表 1　理论模型参数[a)]

	模型	N	层厚 (km)	ρ (kg/m^3)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	%P	%S	Trend (°)	Plunge (°)	Strike (°)	Dip (°)
简单模型	1	1	40	2.7	6.4	3.5	0	0	0	0	0	0
		2	∞	3.29	8.15	4.55	0	0	0	0	0	0
	2	1	40	2.7	6.4	3.5	0	0	0	0	0	0
		2	∞	3.29	8.15	4.55	0	0	0	0	0	5
	3	1	40	2.7	6.4	3.5	5	5	0	0	0	0
		2	∞	3.29	8.15	4.55	0	0	0	0	0	0
	4	1	40	2.7	6.4	3.5	5	5	0	65	0	0
		2	∞	3.29	8.15	4.55	0	0	0	0	0	0
	5	1	40	2.7	6.4	3.5	5	5	0	0	0	0
		2	∞	3.29	8.15	4.55	0	0	0	0	0	25
	6	1	40	2.7	6.4	3.5	10	10	0	0	0	0
		2	∞	3.29	8.15	4.55	0	0	0	0	0	5
	7	1	6	2.65	5.8	2.76	0	0	0	0	0	0
		2	∞	2.83	6.45	3.7	0	0	0	0	0	5
双层倾斜界面模型	8	1	6	2.65	5.8	2.76	0	0	0	0	0	0
		2	17	2.7	6.4	3.6	0	0	0	0	0	5
		3	∞	2.83	7	3.97	0	0	0	0	0	6
	9	1	6	2.65	5.8	2.76	0	0	0	0	0	0
		2	17	2.7	6.4	3.6	0	0	0	0	0	15
		3	∞	2.83	7	3.97	0	0	0	0	0	5

a) N表示模型层数; V_p、V_s和ρ分别表示介质P波速度、S波速度以及密度; %P和%S分别表示介质P波和S波速度变化最大幅值的百分比; Trend表示各向异性对称轴(快轴)的水平投影与正北方向的夹角; Plunge表示各向异性对称轴(快轴)与水平面的夹角; Strike表示倾斜速度间断面的走向, 如0°表示界面走向为南北向, 对应界面下倾方向为正东; Dip表示倾斜速度间断面的倾角

表明切向接收函数的能量大部分集中在第一主成分中.

2.2　接收函数主成分分析法(RF-PCA)可行性分析

2.2.1　倾斜结构

本文首先对各向同性单一水平界面模型(模型1)和各向同性单一倾斜界面模型(模型2)进行了测试和对比, 基于此讨论了接收函数主成分分析法对于提取各向同性倾斜结构信息的有效性.

利用各向同性单一水平界面模型(模型1)计算得到的径向接收函数中(图1a), Ps转换震相与直达P波到时差约5.5s. 径向接收函数第二主成分重构结果中(图2-1c), 与之对应位置处没有信号存在. 由于模型1对应切向接收函数本身没有能量(图1d), 故未进行主成分分析.

对于各向同性单一倾斜界面模型(模型2, 倾向正东且倾角5°), 其径向接收函数第一主成分重构的结果分别在0和~5.5s处出现强正极性信号(图2-2b). 该重构结果减弱了因速度间断面倾斜所引起的Ps转换震相随背方位角分布的扰动, 从而突出了模型的平均一维结构特征. 其径向接收函数第二主成分重构结果中(图2-2c), 在5.5s附近, 出现到时一前一后两个极性相反的信号, 且随背方位角呈明显的2π周期性变化(下文仅选取到时较晚的信号为例来具体描述), 而这种周期性变化特征在原始径向接收函数中并不明显(图1b). 除此之外, Ps震相的极性转换位置(0°和180°)对应速度间断面的走向, 其最大振幅的位置(90°)则对应速度间断面的倾向.

模型2对应切向接收函数的第一主成分重构结果中(图2-2f), 同样在~5.5s处Ps转换震相随背方位角有明显的2π周期性, 与切向接收函数的Ps转换震相特征一致(图1e). 且Ps转换震相的极性由正转负的位置对应速度间断面的倾向, 其振幅极值点的位置则对应速度

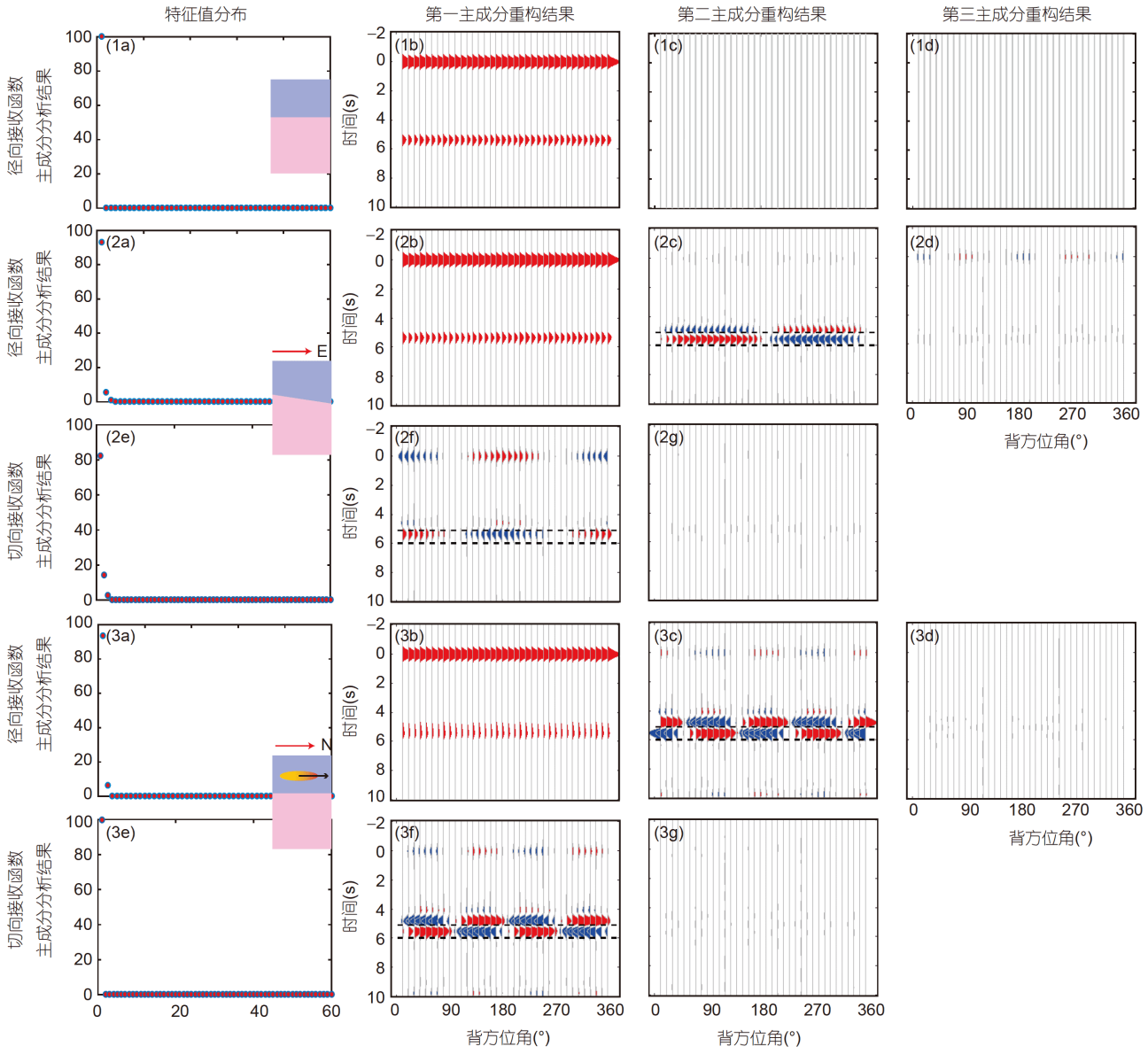

图 2　三种地壳模型的接收函数主成分分析结果

卡通图为模型简图(同图1), 卡通图所在行表示同一模型的结果, 图序中的1、2和3分别对应模型1、2和3. 图中第一、二和四行表示径向接收函数主成分分析结果, 第三、五行表示切向接收函数主成分分析结果. 图中第一列为接收函数去均值后协方差矩阵的特征值分布, 横坐标为特征值序列, 纵坐标为各特征值占全部特征值的百分比, 表示对应主成分的贡献率. 图中第二列为接收函数第一主成分重构结果, 第三、四列分别为接收函数第二、三主成分重构结果(振幅放大5倍); 横坐标为背方位角, 纵坐标为与直达波到时差; 图中红色表示正极性信号, 蓝色表示负极性信号

间断面的走向.

对比发现, 在径向接收函数第二主成分和切向接收函数第一主成分的重构结果中, 速度间断面对应的Ps转换震相均呈2π变化模式反映了倾斜结构的存在, 且其振幅和极性变化特征能够指示倾斜结构的走向和倾向. 因此, 理论模拟结果表明, 接收函数主成分分析法可以有效用于提取各向同性倾斜结构信息.

2.2.2　对称轴水平各向异性结构

为了检验接收函数主成分分析法对于提取方位各向异性结构信息的可行性, 本文又对各向同性单一水平界面模型和对称轴水平的单层各向异性模型进行测

试并对比分析. 在模型1的基础上, 将水平界面上层设定为对称轴水平各向异性介质, 快轴为南北向, 即模型3(表1). 图2-3c和2-3f分别为基于该模型得到的径向接收函数第二主成分和切向接收函数第一主成分重构的结果. 从重构结果中可以看到, 在~5.5s处, Ps转换震相均随背方位角呈π周期变化, 这种变化模式明显不同于各向同性单一水平界面模型的重构结果. 与此同时, 其切向接收函数第一主成分重构结果中(图2-3f), Ps转换震相极性由负变正的位置(0°或180°)对应各向异性介质的快轴方向, 而径向接收函数第二主成分重构结果(图2-3c), 负极性信号的中间位置指示了快轴方向.

通过上述两个对比测试, 证明接收函数主成分分析法可以有效地从接收函数中提取倾斜界面和对称轴水平各向异性结构信息. 根据主成分重构结果中Ps转换震相随背方位角的周期性变化特征(极性转换位置及振幅随背方位角的变化特性), 能够大体判断地下界面的几何形态及介质的各向异性等性质. 同时, 通过正演模拟主成分重构结果, 能够进一步约束倾斜界面的倾角以及介质的各向异性程度.

2.3 RF-PCA稳定性测试

对于实际观测的地震数据, 通常会受到噪声干扰. 为了验证接收函数主成分分析法的稳定性, 本文在上述模型中加入不同程度的随机噪声. 噪声水平根据地震记录中径向分量最大振幅的百分比定义, 随机加入到三分量地震记录中, 而后计算接收函数, 提取不同主成分并进行重构分析.

加入随机噪声后, 各向同性单一倾斜界面模型(模型2)和对称轴水平各向异性模型(模型3)的理论接收函数及其重构结果如图3所示. 当噪声水平为10%时, 对于各向同性单一倾斜界面模型, 径向接收函数波形变得些许杂乱(图3-1a), 其第二主成分重构结果中(图3-1b), Ps转换震相(~5.5s)仍显示出明显的2π周期变化. 而切向接收函数(图3-1c), 由于本身能量弱, 易受噪声干扰, 致使其波形十分复杂. 在原始切向接收函数中, Ps转换震相处几乎看不出反映倾斜结构的变化特征. 但其切向接收函数第一主成分重构结果(图3-1d)仍能观测到Ps转换震相呈现出较明显的2π周期变化特征. 对于对称轴水平各向异性模型, 其接收函数(图3-2a、3-2c)因受噪声干扰, 波形较杂乱, 直接反映各向异性结构的能力较弱. 但在其主成分重构结果中(图3-2b、3-2d), Ps转换震相的π周期变化模式仍然十分突出. 因此, 虽然噪声的加入会强烈地干扰原始接收函数波形, 但通过主成分重构并分析转换震相的周期性变化特征, 仍能在一定噪声水平下有效地提取出倾斜界面或各向异性结构信息.

随着噪声水平的增大, 切向接收函数受影响严重, 从中提取反映结构变化的信息变得非常困难(更多测试见网络版附图S1, http://earthcn.scichina.com), 故本文不对切向接收函数进行更多探讨. 噪声水平的增大, 也使得径向接收函数更为复杂(图3-3a、3-3c), 很难直接从接收函数的Ps转换震相中提取反映结构变化的信息. 但径向接收函数第二主成分重构结果中(图3-3b、3-3d, 附图S1d), 其Ps转换震相仍能呈现出反映其结构信息的周期性变化特征, 表明在较高的噪声水平下, 径向接收函数主成分分析法能有效地提取倾斜界面和各向异性结构信息.

综上所述, 不同噪声水平的模型测试结果表明, 当原始接收函数受到噪声的干扰时, 难以直接进行结构变化信息的提取; 而在其主成分重构结果中, Ps转换震相仍显示出明显的周期变化特性, 表明接收函数主成分分析法稳定可靠, 且可以更有效地应用于实际地震资料的处理分析中.

2.4 复杂模型测试

2.4.1 对称轴倾斜各向异性结构

当各向异性介质的对称轴倾斜时, 在其接收函数主成分重构结果中, Ps转换震相的极性变化模式发生改变. 随着各向异性对称轴倾角(即快轴与水平面的夹角)增大, Ps转换震相极性变化周期由π逐渐向2π转变. 图4a给出了对称轴倾斜各向异性模型(模型4)的径向接收函数第二主成分重构结果, 其Ps转换震相的极性转换周期已变为2π, 与对称轴水平各向异性模型(模型3)相应的重构结果(图2-3c)中π周期极性转换特征显著不同, 但与各向同性单一倾斜界面模型(模型2)相应的重构结果(图2-2c)中Ps震相的极性转换周期一致. 为了进一步区分两种速度结构模型, 本文对径向接收函数的第三主成分进行重构. 在各向同性单一倾斜界面模型的第三主成分重构结果中(图2-2d), Ps转换震相对应处信号极弱, 且强度明显弱于0时刻的震相, 说明反映倾斜结构信息的能量主要集中于第二主成分中; 对称轴水平各向异性模型也具有类似特征(图2-3d). 而对

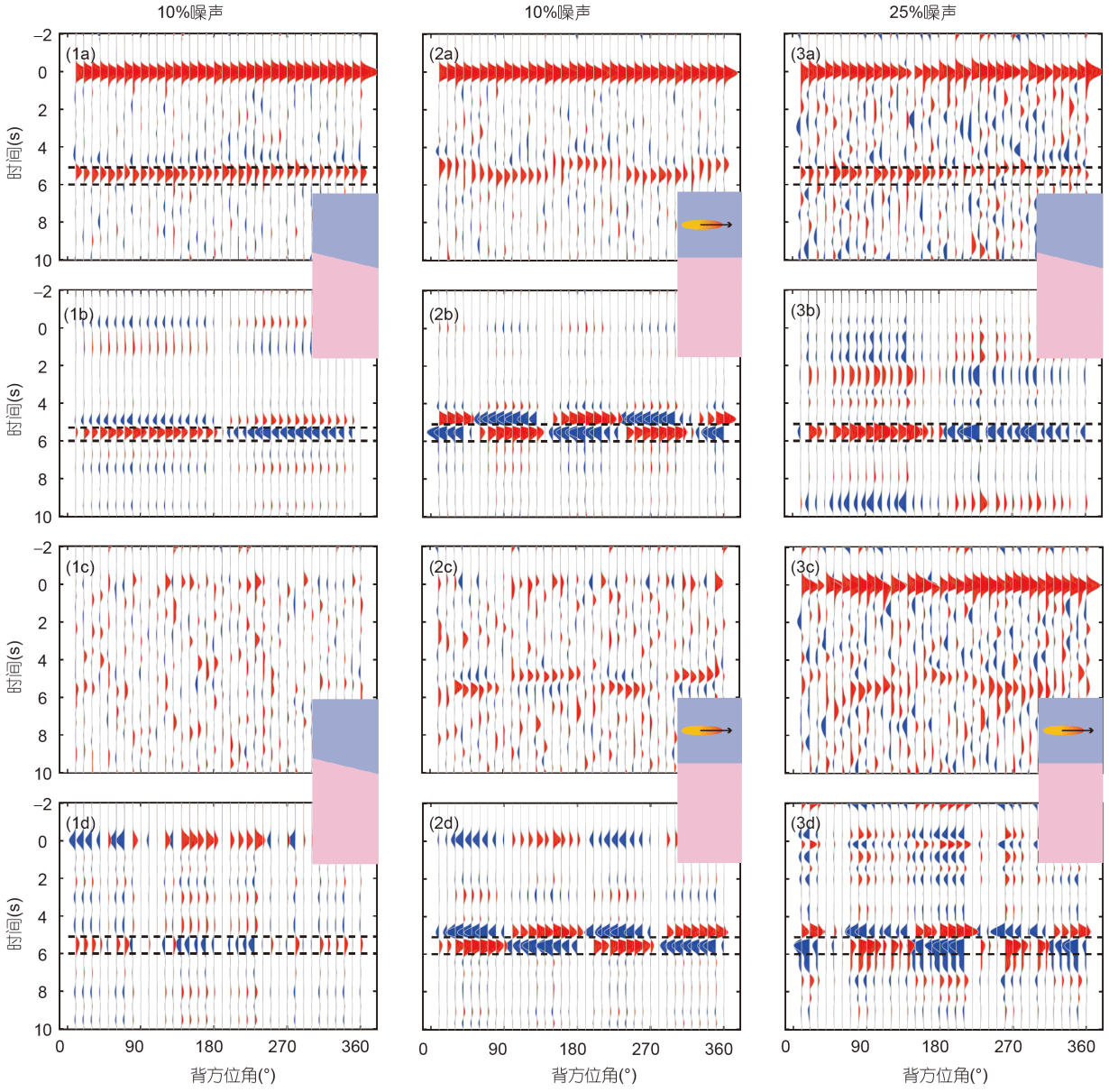

图 3　不同噪声水平下接收函数主成分分析结果

图中第一列为各向同性单一倾斜界面模型(加10%噪声)径向、切向接收函数原始波形及主成分重构结果, 第二列为对称轴水平各向异性模型(加10%噪声)径向、切向接收函数原始波形及主成分重构结果, 其中切向接收函数振幅放大三倍; (3a)和(3b)分别为各向同性单一倾斜界面模型(加25%噪声)径向接收函数原始波形及第二主成分重构结果, (3c)和(3d)分别为对称轴水平各向异性模型(加25%噪声)径向接收函数原始波形及第二主成分重构结果. 重构结果中振幅均放大5倍. 图中横坐标为背方位角, 纵坐标为与直达波到时差, 图中红色表示正极性信号, 蓝色表示负极性信号

称轴倾斜各向异性结构的第三主成分重构结果中(图4b), Ps转换震相大致呈π周期变化, 且强度明显强于0时刻的震相, 表明对称轴倾斜各向异性结构的信号能量部分存于第三主成分中. 上述分析对比结果表明, 对径向接收函数第二、三主成分分别重构, 可以有效约束倾斜界面和不同轴对称各向异性特征的地壳结构.

2.4.2　界面倾斜与各向异性共存结构

实际地壳的结构很复杂, 可能同时存在倾斜界面

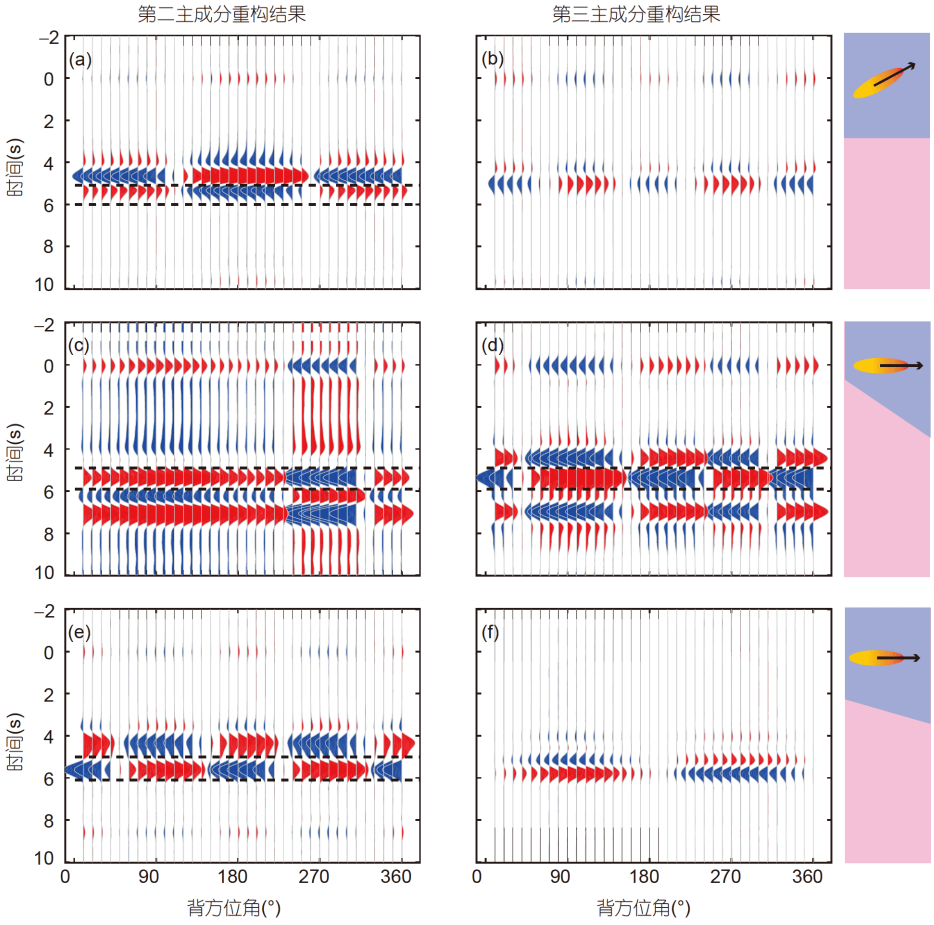

图 4　复杂模型的径向接收函数主成分重构结果

图中卡通图由上而下分别对应三个模型简图: 对称轴倾斜各向异性模型(模型4)、界面倾斜占主导的倾斜与各向异性共存模型(模型5)和各向异性占主导的倾斜与各向异性共存模型(模型6), 卡通图所在行表示同一模型的主成分重构结果. 图中第一列为径向接收函第二主成分重构结果, 第二列为径向接收函数第三主成分重构结果, 振幅均放大5倍. 坐标和极性信号同图3

和各向异性. 为了检验接收函数主成分分析法对于提取并分离倾斜界面与各向异性结构的可行性, 本文分别测试了倾斜界面占主导和各向异性占主导的二者共存模型. 首先, 在模型2的基础上, 将界面倾斜角度增加至25°, 同时界面上方介质改为弱水平对称轴各向异性介质(模型5). 其径向接收函数第二主成分重构结果(图4c)显示, ~5.5s处转换震相的极性变化不具周期性, 但极性转换次数为2, 与单一倾斜界面的2π周期(图2-2c)类似, 反映了结构中能量较强的倾斜界面信号; 其第三主成分重构结果中(图4d), ~5.5s 处的信号极性转换周期大致呈π, 与单一倾斜界面的第三主成分重构结果(图2-2d)明显不同, 但与对称轴水平各向异性结构的周期变化特征(图2-3c)类似. 由第二、三主成分重构结果, 可以判断该模型为倾斜界面和各向异性共存, 且界面倾斜特征强于各向异性特征.

另外, 本文在模型2的基础上, 将界面上方介质改为强各向异性介质(模型6). 在径向接收函数第二主成分重构结果中(图4e), Ps转换震相(~5.5s处)呈现明显的π周期变化, 对应模型中能量较强的各向异性结构信息; 而其第三主成分重构结果(图4f)对应位置处Ps转换震相呈2π周期变化, 对应模型中能量较弱的倾斜界面信息.

综合上述两种模型分析结果, 当界面倾斜与各向异性结构共存时, 径向接收函数主成分分析法中第二、三主成分的分离与分别重构, 提供了一种提取并分离倾斜结构与各向异性结构信息的可行方案.

2.4.3　双倾斜界面测试

当存在双间断面且均倾斜时(浅部和深部界面分别位于地下6和23km), 本文分四种情况讨论.

当双层界面倾向相同且倾角相近时(模型8), 其径向接收函数波形图中(图5-1a), 浅部界面的Ps转换震相出现在约1.5s处, 而其PpPs震相则与深部界面的Ps转换震相在约3.1s处重叠. 其径向接收函数第二主成分重构结果中(图5-1b), 两个界面对应Ps转换震相的2π周期变化特征均不受影响, 对应的极性转换位置同样不受影响, 上、下界面仍保持独立变化规律, 与单层倾斜界面模型所得结论一致; 其第三主成分重构结果中(图5-1c), 转换震相对应位置处几乎没有能量.

对于两个界面倾向相同而倾角相差较大时(如模型9, 浅部、深部界面倾角分别为15°、5°), 其径向接收函数第二主成分重构结果中(图5-3b), 两个界面转换震相的周期性变化特征同样不受影响; 在其第三主成分重构结果中(图5-3c), 转换震相对应位置处没有反映倾斜结构的变化特征. 因此, 对于同倾向双倾斜界面模型, 其倾斜结构信息主要存储在第二主成分中.

当浅部、深部界面倾向不同、倾角相近时(深部界面倾向为正南, 其他参数同模型8), 其径向接收函数第二主成分重构结果中(图5-2b), Ps转换震相的2π周期性变化特征主要反映倾角较大的深部界面的倾斜结构信息; 在其第三主成分重构结果中(图5-2c), 浅部界面的Ps转换震相呈2π周期变化, 且极性转换特征对应倾角较小的浅部界面, 而在约3.1s处没有能量存在, 表明倾角较大的深部界面的信息主要存储在第二主成分中.

当浅部、深部界面倾向不同且倾角相差较大时(深部界面倾向为正南, 其他参数同模型9), 其径向接收函数第二主成分重构结果中(图5-4b), Ps转换震相的周期性变化特征同样反映了倾角较大的浅部界面的倾斜结构信息; 在其第三主成分重构结果中(图5-4c), Ps转换震相(约3.1s处)反映倾角较小的深部倾斜界面信息, 浅部界面对应位置(约1.5s处)也只有较弱信号存在. 所以, 对于不同倾向双倾斜界面模型, 其径向接收函数第二主成分重构结果主要反映倾角较大的界面信息, 而倾角较小的界面结构信息主要存储于第三主成分中.

综上所述, 当双界面同倾向时, 二者互不影响, 反映倾斜结构的信息主要存储于第二主成分中, 特别是当双界面同倾向且近平行时, 其第三主成分重构结果中转换震相处几乎没有能量. 当双界面倾向不同时, 其第二主成分重构结果中主要包含倾角较大界面的结构信息, 而倾角较小界面的结构信息则存储于第三主成分重构结果中.

2.4.4　各向同性单一倾斜界面Ps和PpPs震相测试

为了测试分析倾斜界面Ps转换波和多次波随背方位角的变化规律, 进而测试实际观测资料中壳内深部信号是否可能对应浅部界面多次波信号, 本文建立一各向同性单一倾斜界面模型(模型7). 该模型在地表以下6km处存在一倾斜界面, 倾向正东. 其理论径向接收函数中(图5-5a), Ps转换震相出现在约1.5s处, 而PpPs震相出现在约3.1s处. 从其第二主成分重构结果中(图5-5b)可以看出, Ps转换震相和PpPs震相均随背方位角呈2π周期变化, 且极性转换位置均指示了界面走向, 其极大值位置指示了界面下倾方向; 其第三主成分重构结果中几乎没有能量存在(图5-5c).

3　RF-PCA在四川盆地壳内结构研究中的应用

3.1　实例应用分析

本文采用的实际远震数据来源于中国科学院地质与地球物理研究所地震台阵探测实验室布设在四川盆地中部一宽频带流动地震台站s233(图6). 该台站处于结晶基底隆起带, 乐山-龙女寺古隆起占其大部, 其基底埋深约3~8km, 构造较平缓, 一般倾角在1°~5°之间(谢军等, 2012; 梅庆华等, 2014; Gao等, 2016). 最新的P波接收函数偏移成像结果解释了盆地中西部地区强的倾斜结晶基底(Wang等, 2018). 然而, 前人给出的倾斜结构多是基于二维剖面(如Gao等, 2016; Wang等, 2018), 只能显示沿剖面方向的结果. 因此, 我们将主成分分析法应用于该地区的单台接收函数数据, 对台站下方倾斜结构进行三维约束.

台站s233布设在四川盆地中部超过一年(2013年11月至2015年3月), 记录到了较多的高质量地震事件, 背方位角覆盖较好(图6). 本文截取震中距28°~92°范围内震级5.5以上的远震P波三分量地震记录, 利用时间域最大熵谱反褶积方法提取P波接收函数(吴庆举等, 2003). 将该台站观测的P波接收函数滤波至

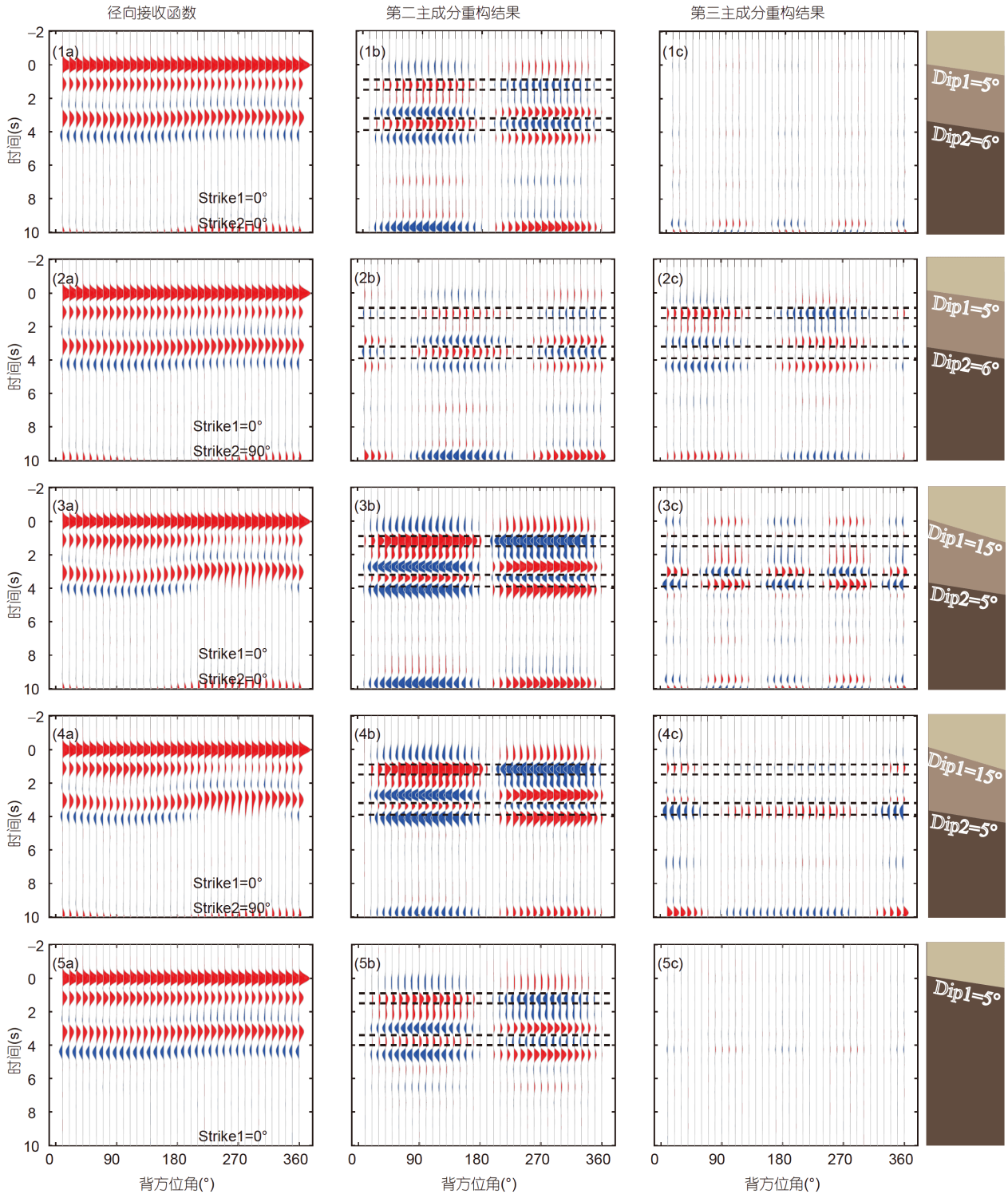

图 5　双倾斜界面模型接收函数主成分分析结果

最右侧卡通图为该行对应模型简图, 模型分别为: (1)和(2)为各向同性近平行双倾斜界面模型(模型8), (3)和(4)为各向同性倾角相差较大的双倾斜界面模型(模型9), (5)为各向同性单一倾斜界面模型(模型7), 模型参数分别见表1. 其中, 第一列为径向接收函数波形图, 第二、三列分别为径向接收函数第二、三主成分重构结果; 第一行和第三行模型中双倾斜界面倾向相同, 第二行和第四行对应模型中二者倾向相差90°, 模型倾向参数见径向接收函数波形图右下方, 重构结果中振幅均放大5倍. 图中坐标和极性信号同图3

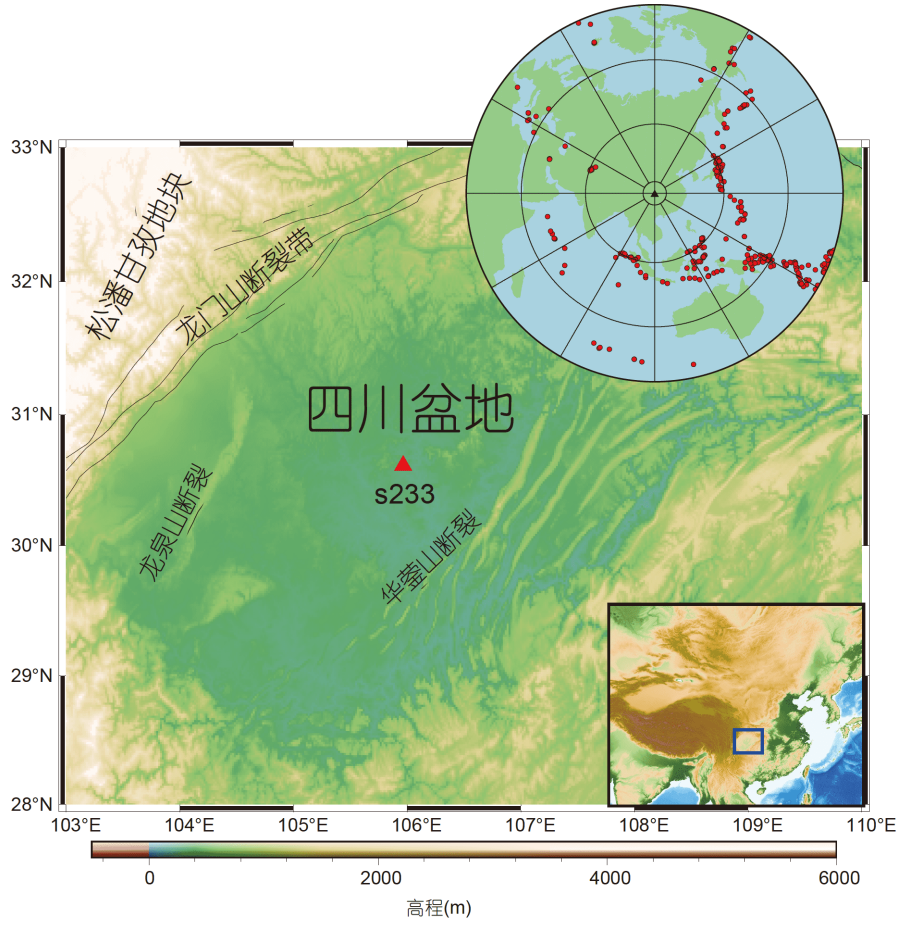

图 6　四川盆地及其邻区地形、地震台站s233位置与远震事件分布

0.03~1Hz并全部动校正至射线参数p=0.06s/km，动校正所用壳内速度模型主要参考了四川盆地中部地壳速度结构(李建有等, 2018; 范军等, 2015), 而Moho面之下的速度模型则参考IASP91模型(Kennett等, 1995). 然后将其按照背方位角排列, 每10°作为一个区间进行叠加并排列，其径向接收函数波形图在约6s处显示清晰的正极性信号(图7-1a)．前人研究结果表明(李建有等, 2018; 范军等, 2015), 四川盆地中部Moho面深度大致为40~50km，结合该地区壳内速度模型判定该信号为Moho面Ps转换波. 此外, 在约1.5和3.1s处, 还存在两个强的壳内正极性信号．在第二主成分重构结果中(图7-2a)，深、浅两个壳内信号均表现出强的2π周期性，即在背方位角210°~360°及0°~30°范围内，主体表现正极性(除去少数几个缺少数据的背方位角), 而在30°~210°范围表现为负极性．在第三主成分重构结果中(图7-3a), 仅有很弱的能量存在.

为了探究深、浅两个壳内信号的性质，并对壳内结构给出更加精细的约束，本文对台站s233做正演模拟．前人研究结果表明，四川盆地内部地壳各向异性很弱(Kong等, 2016), 因此图7-2a所示的2π周期性变化反映了壳内倾斜结构. 由壳内极性变化特征判断, 浅部震相(约1.5s处)反映一倾斜界面, 倾向约北偏西60°. 而对于深部的信号(约3.1s处), 它可能是浅部界面的多次反射信号, 也可能代表了一个真实界面, 其转换震相与浅部界面的多次反射信号重叠.

为了判定壳内深部信号的性质，本文建立了三个速度模型(参数详见表2)．模型A中包含一壳内倾斜界面和倾斜Moho面，模型B则包含两个壳内倾斜界面和倾斜Moho面．模型C与模型B类似，只是Moho面水平. 模型A对应理论径向接收函数第二主成分重构结果中(图7-2b), 壳内间断面的Ps和PpPs震相在背方位角210°~360°和0°~30°极性为正，30°~210°极性为负，与实际

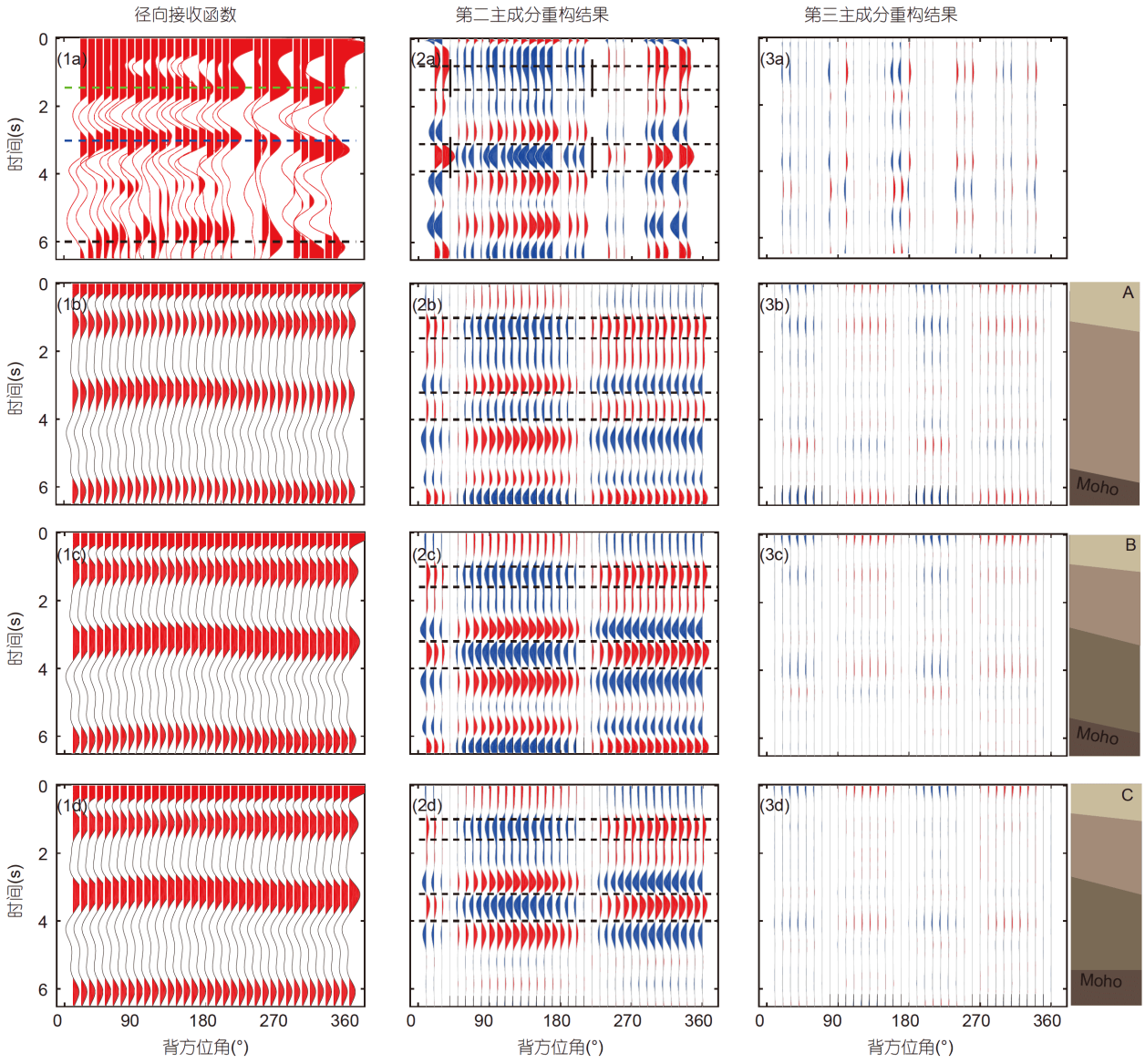

图 7　台站s233实际观测与基于模型A、B、C径向接收函数原始波形图及其第二、三主成分重构结果

图中第一列为台站s233及模型对应的径向接收函数波形图, 第二、三列分别为对应径向接收函数第二、三主成分重构结果, 重构结果中振幅均放大5倍. 右侧卡通图为对应模型简图, 模型C与模型B的唯一区别在于Moho面水平. 图中红色表示正极性信号, 蓝色表示负极性信号

观测到的浅部震相变化特征一致(图7-2a). 但是, 深部的PpPs震相强度明显弱于浅部的Ps震相, 而实际观测中, 深部震相强度却明显强于浅部震相, 这反映了深部震相可能并不全是浅部震相的多次反射信号. 在双个壳内间断面的模型测试结果中(模型B, 图7-2c), 深、浅两个壳内震相的极性与实际观测资料一致, 且信号的强弱特征也更加接近实际数据结果. 模型A、B对应第三主成分重构结果中(图7-3b、7-3c)能量均极弱, 与实际数据结果一致(图7-3a).

对比上述两个模型的结果表明, 台站s233下方壳内可能存在两个倾斜速度间断面. 浅部间断面深约6km, 倾向大致为北偏西60°, 倾角约5°; 深部间断面深约23km, 其倾向与浅部间断面一致, 倾角约6°. 还需指出, 壳内浅部界面以上部分拟合不佳, 很可能是浅部沉积层存在复杂分层性和/或横向不均匀性引起的, 但重构结果中转换震相的背方位角周期性特征几乎不受影

表 2　台站s233模型参数[a)]

模型	N	层厚(km)	ρ(kg/m³)	V_p(km/s)	V_s(km/s)	%P	%S	Trend (°)	Plunge (°)	Strike (°)	Dip (°)
A	1	6.0	2.65	5.56	2.66	0	0	0	0	0	0
	2	41.05	2.83	6.45	3.7	0	0	0	0	210	5
	3	∞	3.298	8.15	4.55	0	0	0	0	210	4
B	1	6.0	2.65	5.8	2.76	0	0	0	0	0	0
	2	17.0	2.7	6.4	3.6	0	0	0	0	210	5
	3	24.24	2.83	7.0	3.97	0	0	0	0	210	6
	4	∞	3.298	8.15	4.55	0	0	0	0	210	4

a) 表头信息同表1. 模型C与模型B类似, 只是Moho面为水平界面(Dip为0°), 因此未在表中列出

响(附图S2).

另外, 本文的结果也揭示了台站下方Moho面也具有倾斜特征, 倾角约4°, 倾向同壳内间断面. 理论模拟中, 倾斜Moho模型的重构结果中(模型A、B; 图7-2b和7-2c)转换震相(约6s处)明显比水平Moho模型的重构结果(图7-2d)更加接近于真实观测(图7-2a).

3.2　构造解释

人工源地震勘探结果(梅庆华等, 2014)表明, 四川盆地中部存在一古隆起, 上覆寒武纪-中生代地层, 倾斜方位约北西偏西. 本文观测结果表明, 盆地中部(s233)壳内浅部(约6.0km处)存在一倾斜界面, 倾向大致为北偏西60°, 与前人研究结果一致. 另外, 本文还发现该倾斜界面倾角约5°. 该倾斜界面可能对应了前寒武纪结晶基底顶界, 与前人观测结果相吻合(3~8km; 宋文海, 1996; 范军等, 2015; 徐涛等, 2015; Chen等, 2015; Gao等, 2016; 陈赟等, 2017).

盆地中部(s233)壳内深部也存在一倾斜界面(~23km), 其可能暗示强烈的地壳分层, 代表了台站下方上、下地壳的分界面, 即康拉德界面. 前人的CCP叠加成像结果(范军等, 2015)显示, 盆地内部壳内存在明显的不连续面, 其深部界面深约20km, 与本文结果相近. 四川盆地内坚硬结晶基底的存在使得晚三叠世后盆地演化主要受控于周缘龙门山、大巴山等多期构造活动, 导致盆地内部发生一定程度的变形 (郑荣才等, 2012; 刘树根等, 2018). 四川盆地壳内双间断面近平行展布表明, 盆地深、浅地壳可能经历了较为一致的整体构造变形. 与周边地块相比, 四川盆地地壳表现为大尺度结构特征, 反映其相对稳定的性质(Wang等, 2018).

4　结论

由于实际地震资料中噪声的存在, 使得直接利用接收函数Ps转换震相的背方位分布特性研究倾斜界面和各向异性结构比较困难. 本文引入主成分分析法, 提取接收函数的不同主成分并重构, 通过理论测试证明了该方法可以有效地从接收函数中同时提取出反映研究区的主体结构信息和局部变化信息. 对于各向同性倾斜界面和方位各向异性模型, 接收函数的不同主成分重构结果中, Ps转换震相随背方位角均呈周期性变化, 区别在于各向同性倾斜模型周期为2π, 而对称轴水平各向异性模型周期为π. 对于对称轴倾斜各向异性模型, 随着对称轴倾角的增大, 其Ps转换震相随背方位角的变化周期从π逐渐变为2π. 进一步通过对第二、三主成分分别重构, 可以有效区分对称轴倾斜各向异性模型和倾斜结构模型. 接收函数主成分分析法对于倾斜界面与各向异性共存的情况也可以给出分离两种结构信息的初步参考. 当然, 该方法对数据背方位角覆盖有较高要求, 因此一些区域可能由于数据覆盖差而不适用.

将接收函数主成分分析法应用于四川盆地中部台站s233的实际数据中, 并结合正演计算, 来约束台站下方地壳结构, 同时检验该方法在实际地壳结构研究中的可行性. 结果表明, 台站s233下方可能存在两个近平行的壳内倾斜界面. 浅部倾斜界面可能与四川盆地中部存在的呈隆起状的前寒武纪结晶基底顶界相对应, 而深部倾斜界面可能对应台站下方的康拉德界面. 该结果与前人研究结果一致, 可为研究四川盆地中部地壳结构及晚三叠世后的构造演化过程提供参考.

致谢 中国科学院地质与地球物理研究所地震台阵探测实验室提供流动地震数据资源(doi: 10.12129/IGGSL.Data.Observation, http://www.seislab.cn/), Frederiksen和Bostock教授公开的合成理论三分量地震记录的Raysum程序包, 吴庆举教授的时间域最大熵谱反褶积算法, 各位评审专家严谨和建设性的建议, 以及白一鸣、吴子木、赖玛婧等人的帮助, 都为本文提供了支持, 在此一并致谢.

参考文献

陈赟, 王振华, 郭希, 邓阳凡, 徐涛, 梁晓峰, 田小波, 吴晶, 陈林, 张晰, 唐国彬, 徐义刚. 2017. 古地幔柱作用"遗迹"的深部地球物理探测——以峨眉山大火成岩省为例. 矿物岩石地球化学通报, 36: 394–403

范军, 朱介寿, 江晓涛, 吴朋. 2015. 利用接收函数方法研究四川地区地壳结构. 地震, 35: 65–76

房立华, 吴建平. 2009. 倾斜界面和各向异性介质对接收函数的影响. 地球物理学进展, 24: 42–50

刘树根, 邓宾, 孙玮, 钟勇, 李智武, 李金玺, 姜磊. 2018. 四川盆地: 周缘活动主控下形成的叠合盆地. 地质科学, 53: 308–326

李建有, 石宝文, 徐晓雅, 胡家富. 2018. 利用远震接收函数探测四川盆地及周边地区的地壳结构. 地球物理学报, 61: 2719–2735

梅庆华, 何登发, 文竹, 李英强, 李皎. 2014. 四川盆地乐山-龙女寺古隆起地质结构及构造演化. 石油学报, 35: 11–25

宋文海. 1996. 乐山-龙女寺古隆起大中型气田成藏条件研究. 天然气工业, (s1): 13–26

王琼, 高原, 钮凤林, 陈运泰. 2016. 利用接收函数计算地壳各向异性的可靠性分析及倾斜界面的影响. 地震, 36: 14–25

吴庆举, 田小波, 张乃铃, 李卫平, 曾融生. 2003. 计算台站接收函数的最大熵谱反褶积方法. 地震学报, 25: 382–389

谢军, 倪四道, 曾祥方. 2012. 四川盆地中部浅层地壳一维剪切波速度结构初步研究. 四川地震, (2): 20–24

徐涛, 张忠杰, 刘宝峰, 陈赟, 张明辉, 田小波, 徐义刚, 滕吉文. 2015. 峨眉山大火成岩省地壳速度结构与古地幔柱活动遗迹: 来自丽江-清镇宽角地震资料的约束. 中国科学: 地球科学, 45: 561–576

徐伯勋, 白旭滨, 傅孝毅. 2004. 信号处理中的数学变换和估计方法. 北京: 清华大学出版社. 42

杨妍, 姚华建, 张萍, 陈凌. 2018. 用接收函数方法研究华北克拉通中部造山带及其邻域地壳方位各向异性. 中国科学: 地球科学, 48: 912–923

郑荣才, 李国晖, 戴朝成, 李楠, 王昌勇. 2012.四川类前陆盆地盆-山耦合系统和沉积学响应. 地质学报, 86: 170–180

Bianchi I, Park J, Piana Agostinetti N, Levin V. 2010. Mapping seismic anisotropy using harmonic decomposition of receiver functions: An application to Northern Apennines, Italy. J Geophys Res, 115: B12317

Chen Y, Xu Y, Xu T, Si S, Liang X, Tian X, Deng Y, Chen L, Wang P, Xu Y, Lan H, Xiao F, Li W, Zhang X, Yuan X, Badal J, Teng J. 2015. Magmatic underplating and crustal growth in the Emeishan Large Igneous Province, SW China, revealed by a passive seismic experiment. Earth Planet Sci Lett, 432: 103–114

Frederiksen A W, Bostock M G. 2000. Modelling teleseismic waves in dipping anisotropic structures. Geophys J Int, 141: 401–412

Frederiksen A W, Folsom H, Zandt G. 2003. Neighbourhood inversion of teleseismic *Ps* conversions for anisotropy and layer dip. Geophys J Int, 155: 200–212

Gao R, Chen C, Wang H, Lu Z, Brown L, Dong S, Feng S, Li Q, Li W, Wen Z, Li F. 2016. SINOPROBE deep reflection profile reveals a Neo-Proterozoic subduction zone beneath Sichuan Basin. Earth Planet Sci Lett, 454: 86–91

Gutiérrez E, Zaldivar J M. 2000. The application of Karhunen-Loéve, or principal component analysis method, to study the non-linear seismic response of structures. Earthq Engng Struct Dyn, 29: 1261–1286

Hagen D C. 1982. The application of principal components analysis to seismic data sets. Geoexploration, 20: 93–111

Jones I F. 1985. Applications of the Karhunen-Loeve transform in reflection seismic processing. Doctoral Dissertation. University of British Columbia

Jones I F, Levy S. 1987. Signal-to-Noise ratio enhancement in multichannel seismic data via the Karhunen-Loéve transform. Geophys Prospect, 35: 12–32

Kennett B L N, Engdahl E R, Buland R. 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. Geophys J Int, 122: 108–124

Kong F, Wu J, Liu K H, Gao S S. 2016. Crustal anisotropy and ductile flow beneath the eastern Tibetan Plateau and adjacent areas. Earth Planet Sci Lett, 442: 72–79

Levin V, Park J. 1997a. *P-SH* conversions in a flat-layered medium with anisotropy of arbitrary orientation. Geophys J Int, 131: 253–266

Levin V, Park J. 1997b. Crustal anisotropy in the Ural Mountains Foredeep from teleseismic receiver functions. Geophys Res Lett, 24: 1283–1286

Licciardi A, Eken T, Taymaz T, Piana Agostinetti N, Yolsal-Çevikbilen S. 2018. Seismic anisotropy in central north Anatolian Fault Zone and its implications on crustal deformation. Phys Earth Planet Inter, 277: 99–112

McNamara D E, Owens T J. 1993. Azimuthal shear wave velocity anisotropy in the Basin and Range Province using moho *Ps* converted phases. J Geophys Res, 98: 12003–12017

Nagaya M, Oda H, Akazawa H, Ishise M. 2008. Receiver functions of

seismic waves in layered anisotropic media: Application to the estimate of seismic anisotropy. Bull Seismol Soc Am, 98: 2990–3006

Pearson K. 1901. LIII. On lines and planes of closest fit to systems of points in space. London Edinburgh Dublin Philos Mag J Sci, 2: 559–572

Savage M K. 1998. Lower crustal anisotropy or dipping boundaries? Effects on receiver functions and a case study in New Zealand. J Geophys Res, 103: 15069–15087

Schulte-Pelkum V, Mahan K H. 2014. A method for mapping crustal deformation and anisotropy with receiver functions and first results from USArray. Earth Planet Sci Lett, 402: 221–233

Sherrington H F, Zandt G, Frederiksen A. 2004. Crustal fabric in the Tibetan Plateau based on waveform inversions for seismic anisotropy parameters. J Geophys Res, 109: B02312

Shlens J. 2014. A tutorial on principal component analysis User's Guide Version 3.02

Smith L I. 2002. A tutorial on principal components analysis. Technical Report. Department of Computer Science, University of Otago

Wang Q, Niu F, Gao Y, Chen Y. 2016. Crustal structure and deformation beneath the NE margin of the Tibetan plateau constrained by teleseismic receiver function data. Geophys J Int, 204: 167–179

Wang X, Chen L, Ai Y, Xu T, Jiang M, Ling Y, Gao Y. 2018. Crustal structure and deformation beneath eastern and northeastern Tibet revealed by P-wave receiver functions. Earth Planet Sci Lett, 497: 69–79

Zhu L, Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. J Geophys Res, 105: 2969–2980

(责任编委: 袁怀玉)