

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^{*}

王 琼^{1,2}, 高 原², 钮凤林^{3,4}, 陈运泰¹

(1. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081; 2. 中国地震局地震预测研究所(地震预测重点实验室), 北京 100036; 3. 美国莱斯大学, 休斯顿, 美国; 4. 中国石油大学(北京), 北京 102249)

摘要:使用接收函数研究壳幔速度间断面和速度结构已是常用的技术, 但介质各向异性或倾斜的莫霍(Moho)界面, 都会造成接收函数波形的复杂性。本文利用远震 P 波接收函数计算台站下方的地壳各向异性, 通过信噪比测试和谐波分析两种方法来验证各向异性结果的可靠性。通过甘肃地震台网的两个台站记录, 讨论各向异性和倾斜界面对接收函数的影响, 结果显示, 台站 BYT(白银)下方具有各向异性, 而台站 WYT(渭源)下方由于可能存在倾斜界面, 得到的各向异性结果则有待进一步分析。为了更好地认识倾斜界面对各向异性计算结果的影响, 采用合成理论地震图, 计算接收函数, 然后利用合成接收函数进行各向异性分析。结果表明, 计算得到的快波方向不会受到倾斜界面的影响, 但是时间延迟会受到影响。

关键词:各向异性; 接收函数; 倾斜界面; 谐波分析

中图分类号: P315.7

文献标识码: A

文章编号: 1000-3274(2016)02-0014-12

引言

自 Langston^[1]在研究华盛顿 Mount Rainer 地壳结构时提出接收函数方法以来, 各种接收函数的提取方法^[2, 3]和利用接收函数反演地震台站下方壳幔结构^[4, 5]的方法不断涌出。由于对地球内部速度间断面及介质物性的敏感性, 接收函数逐渐被用来研究地壳的 S 波速度结构^[6, 7]、地壳厚度和泊松比^[8, 9]、以及壳幔间断面起伏及地幔过渡带的厚度变化^[10]等问题, 成为探索地球内部结构一种常用的手段。

时至今日, 利用接收函数的各向异性研究也已成为该研究领域的重要进展之一, 并已经在不同的构造区域的研究中取得了重要成果。例如, McNarmara and Owen^[11]利用 Ps 震相互相关分析方法研究了美国盆岭地区下地壳各向异性; Levin and Park^[12]利用远震接收函数, 研究了乌拉尔山地槽区 ARU 台站下方的地壳各向异性, 发现地表低速层及下地壳存在明显的各向异性; Vinnik and Montagner^[13]、Girardin and Farra^[14]分别采用了加权叠

* 收稿日期: 2015-05-06; 修改回日期: 2016-01-15

基金项目: 国家自然科学基金(41474032)与地震行业科研专项(201308011)资助

作者简介: 王琼(1986-), 女, 山东枣庄人, 博士研究生毕业, 目前主要从事地震各向异性研究。

加和理论接收函数拟合方法研究了德国 GRF 台阵下方和澳大利亚东南部地区的地幔各向异性; Nagaya et al.^[15] 也将横波分裂技术应用到日本西南部地区 Moho 面转换波 Ps 震相中, 其结果显示快波偏振方向平行于水平最大主应力方向。

相比于 SKS 震相和 SKKS 震相, 莫霍面转换 Ps 波能量较小, 信噪比低, 难于识别。所以, 在噪声较大的情况下, 从 SKS/SKKS 发展起来的计算横波分裂的技术^[15, 16] 逐渐不适用于莫霍面转换波计算地壳各向异性。由此, 为了能从 Ps 波中提取更加稳定的各向异性结果, Frederiksen and Bostock^[17] 尝试采用理论合成各向异性模型下的接收函数来研究 Ps 转换波, 发现径向接收函数记录到的 Ps 波的到时在后方方位角 θ 呈现 $\cos(2\theta)$ 变化, 切向接收函数记录到的 Ps 转换波是径向分量中转换波的导数, 其振幅和极性都会随着后方方位角 θ 发生 $\sin(2\theta)$ 的变化。利用这种特点, Levin et al.^[18] 在各向异性模型下采用正演模型拟合接收函数中的快波方向, 第一次使用 Ps 波切向接收函数的极性变化来确定各向异性参数。

介质非均匀性、各向异性及莫霍(Moho)界面倾斜时, 都会造成接收函数波形的复杂性。当介质不存在各向异性及非均匀性时, 地震波的能量只体现在接收函数的径向分量上, 切向接收函数不存在波形变化。如果介质中存在横向不均匀性, 地震波的能量则会偏离入射平面, 使切向接收函数产生连贯的震相。但是介质的横向不均匀性不一定是由各向异性引起的, 也可能是倾斜界面的存在引起的^[19]。同时, 各向异性和倾斜界面对接收函数的影响在某些情况下较为相似, 都会使接收函数在径向和切向上表现出特殊的振幅随反方位角的变化。所以, 正确判断接收函数振幅随后方位角的这种变化到底是由哪一种原因引起的是利用接收函数计算各向异性至关重要的一步。

本文以甘肃区域地震台网中两个台站为例, 使用接收函数集联合求各向异性的方法^[20], 通过分析台站的接收函数, 利用波形信噪比综合测试和谐波分析两种方法对得到的地壳各向异性结果进行对比评估, 再进一步通过理论合成模型分析讨论倾斜界面的存在对各向异性计算结果的影响。

1 数据与处理

选取甘肃区域地震台网 BYT(白银)(36.5°N, 104.1°E)和 WYT(渭源)(35.0°N, 104.1°E)两个台站 2007 年 8 月至 2013 年 10 月连续 6 年多的远震数据进行分析处理。数据挑选的原则是, 震中距为 30°~90°, 震级 $M_s > 5$ 。

提取一个台站记录的某一个地震事件的接收函数之前, 先要开展滤波、坐标转换、反褶积等三个步骤的数据预处理。将滤波后的原始三分量(垂直、南北、东西)地震数据, 通过坐标变换为径向、切向和垂向数据^[21], 然后根据“水准量”反褶积方法, 分别生成径向接收函数和切向接收函数^[22](图 1a, b, 图 2a, b), 进而进行地壳各向异性的分析。

各向异性的提取, 我们采用 Liu 和 Niu^[20] 提出的 4 种利用接收函数叠加求解分裂参数($\varphi, \delta t$)的方法。前三种方法针对的是单分量的接收函数处理, 最后一种方法综合了前三种方法, 引入了各向异性在切向分量和径向分量的特点进行联合分析。4 种方法分别是: ① 余弦校正后的径向能量最大法(图 3a, 图 4a); ② 径向接收函数的相关性最大法(图 3b, 图 4b); ③ 切向接收函数的能量最小法(图 3c, 图 4c); ④ 联合方法(图 3d, 图 4d)。图 3(a~d)和图 4(a~d)分别是 BYT 和 WYT 两个台站的各向异性计算结果, 初步推断这两个台站

下方地壳可能具有各向异性。但如果一个台站利用 4 种方法得到的各向异性结果相差很大,或者校正后的信噪比综合测试没有达到要求,则不能确定该台站地壳是各向异性的。另一方面,被测出的横波分裂参数也不能确定一定来自于地壳各向异性,可能来自于倾斜莫霍面。所以,需要对已测出的横波分裂参数进行进一步分析,以确定台站下方的各向异性是否来自于地壳的方位各向异性。

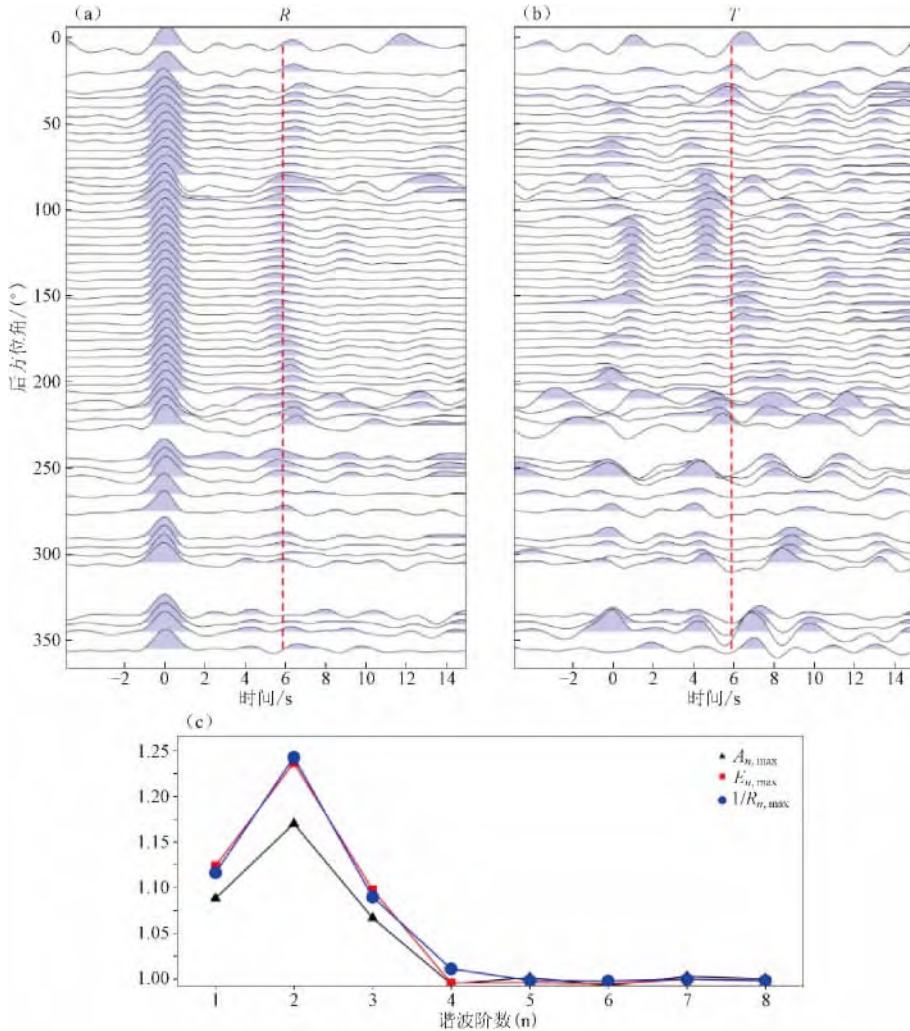


图 1 以后方位角 10° 为一个区间进行叠加后 BYT 台的径向接收函数(a)、切向接收函数(b)和接收函数径向分量的谐波分析结果(c)
虚线为 Ps 震相的平均到时; $A_{n, \max}$, $E_{n, \max}$, $R_{n, \min}$ 分别为
振幅最大值、能量最大值和实际残差总和的最小值。

2 各向异性结果的可靠性分析

2.1 信噪比综合测试

信噪比测试方法是在径向和切向接收函数中采用各向异性校正之后 Ps 转换波叠加信噪比值随着数量的平方根关系来判断。一般通过接收函数叠加处理,信噪比的大小与叠加

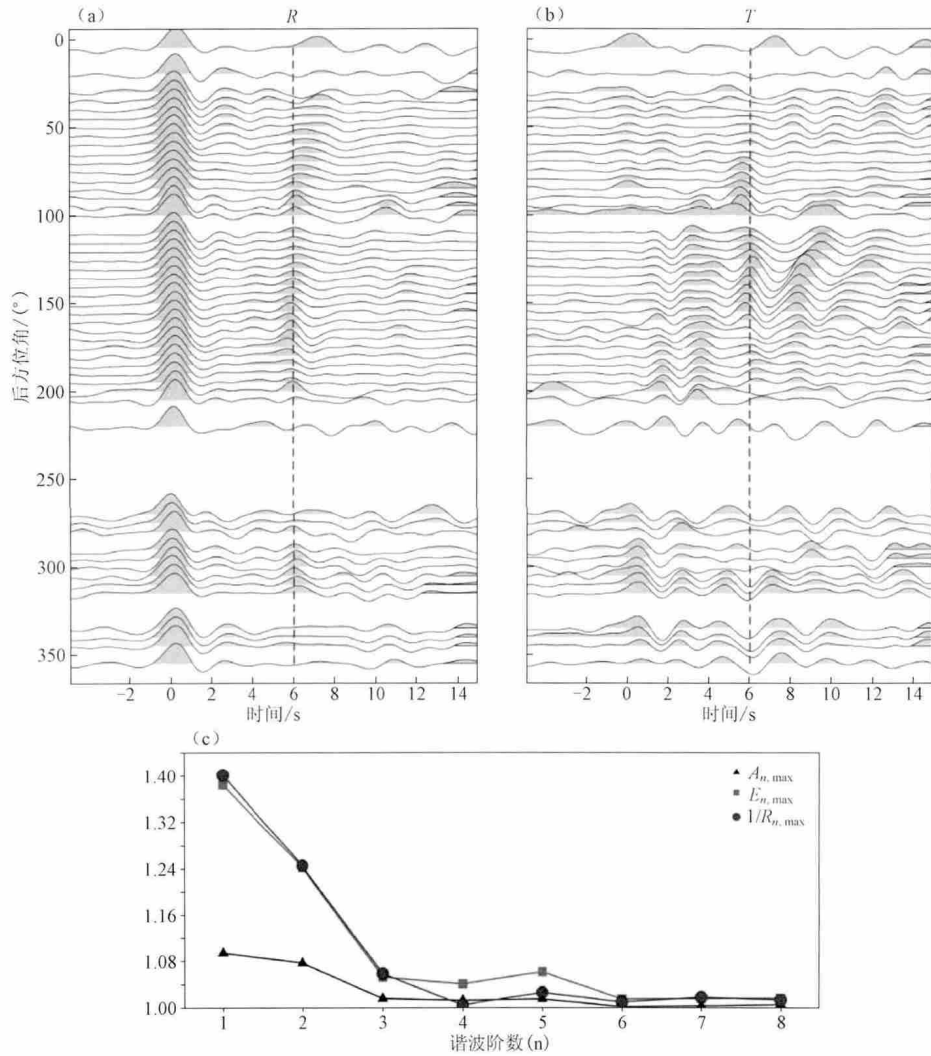


图 2 以后方位角 10° 为一个区间进行叠加后 WYT 台的径向接收函数(a)、切向接收函数(b)和接收函数径向分量的谐波分析结果(c)

虚线为 Ps 震相的平均到时; $A_{n, \max}$, $E_{n, \max}$, $R_{n, \min}$ 分别为振幅最大值、能量最大值和实际残差总和的最小值。

数量的平方根($N^{1/2}$)大小有关。对于径向接收函数(R), 各向异性校正后的信噪比依赖于相关信号 Ps 转换波的叠加, 而切向接收函数(T)各向异性校正后的信噪比与随机噪声相关。首先, 从单个地震台站下的总共 M 条接收函数中随机选择 N 条接收函数进行线性叠加, 计算该时间窗口内的信噪比。为了使求解的信噪比随着叠加数值($N^{1/2}$)的关系具有普遍性和总和性, 采用 m 倍重复叠加计算信噪比, 然后求其信噪比 m 倍的几何平均数。这里 $m=100$, 其 m 倍的几何平均数的信噪比表达式可以写为

$$\sigma_N = \prod_{k=1}^m \left\{ \frac{\int_{\text{信号}} \left[\sum_{j=1}^N F_j^k(t, \varphi, \delta t) \right]^2 dt}{\int_{\text{噪声}} \left[\sum_{j=1}^N F_j^k(t, \varphi, \delta t) \right]^2 dt} \right\}^{\frac{1}{m}} \quad (1)$$

式(1)中, σ_N 是叠加 N 条接收函数得出的信噪比, $F_j^k(t, \varphi, \delta t)$ 表示在 k 个样本下径向或切向的第 j 个接收函数。信号和噪声的时间窗口都取到与 P_s 到达的窗口一致, N 从 1 到 m 。

然后, 通过对比以下 6 种不同的数据, 利用校正之后和校正之前叠加信噪比 σ_N 与 $N^{1/2}$ 的关系, 来分析计算各向异性方法的有效性。6 种数据分别为: ① 原始 T 分量接收函数; ② 极性反转、未进行各向异性校正的 T 分量接收函数; ③ 只经过各向异性校正未做极性反转的 T 分量接收函数; ④ 经过各向异性校正又进行了极性反转的 T 分量接收函数; ⑤ 原始 R 分量接收函数; ⑥ 各向异性校正后的 R 分量接收函数。这 6 种情况下叠加信噪比分别命名为 σ_{N1} , σ_{N2} , σ_{N3} , σ_{N4} , σ_{N5} , σ_{N6} 。如果介质只是水平对称轴各向异性的, 那么 T 分量接收函数上的 P_s 震相会以 90° 为周期发生极性倒转; 如果事件的后方位角覆盖全面的话对原始 T 分量接收函数叠加, 不会使信噪比 σ_{N1} 随叠加条数 ($N^{1/2}$) 的增加而增大(图 3e 中红色实心正方形)。而对于只做了极性反转的 T 分量接收函数信噪比 σ_{N2} 会随着 $N^{1/2}$ 的增加而增大(图 3e 中红色空心正方形)。一旦各向异性被移除, 切向接收函数只包含噪声, σ_{N3} 和 σ_{N4} 就不会随着 $N^{1/2}$ 的增加而变化(图 3e 中绿色圆)。然而 R 接收函数中各向异性校

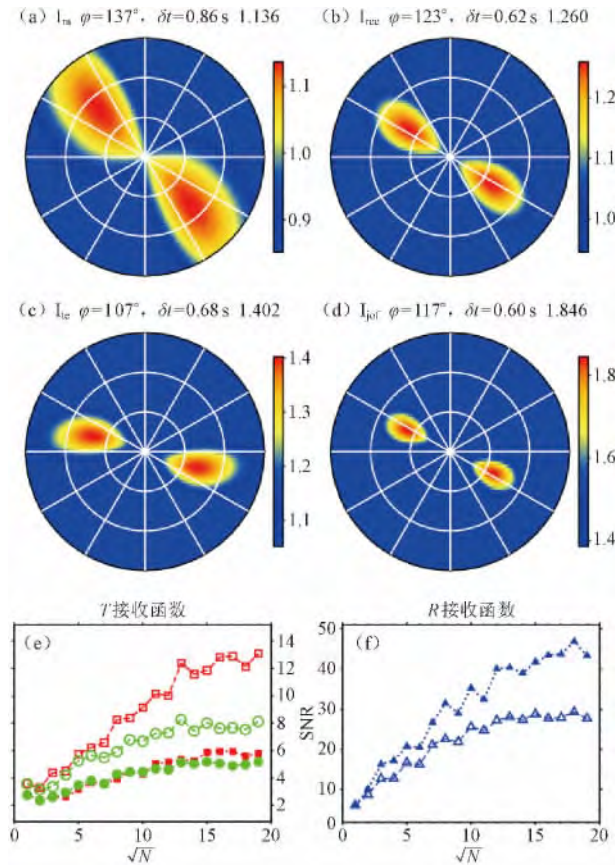


图 3 BYT 台各向异性结果及分析

(a), (b), (c), (d) 分别为余弦校正后的径向能量最大法、径向接收函数的相关性最大法、切向接收函数的能量最小法和联合方法得到的各向异性结果。(e), (f) 为利用信噪比方法对接收函数的径向和切向分析结果: 空心和实心分别代表用(d)的结果移除各向异性前和后的分析结果; 圆形和方形分别代表对切向分量做了极性反转和未做极性反转的分析结果; 三角形是径向接收函数的分析结果

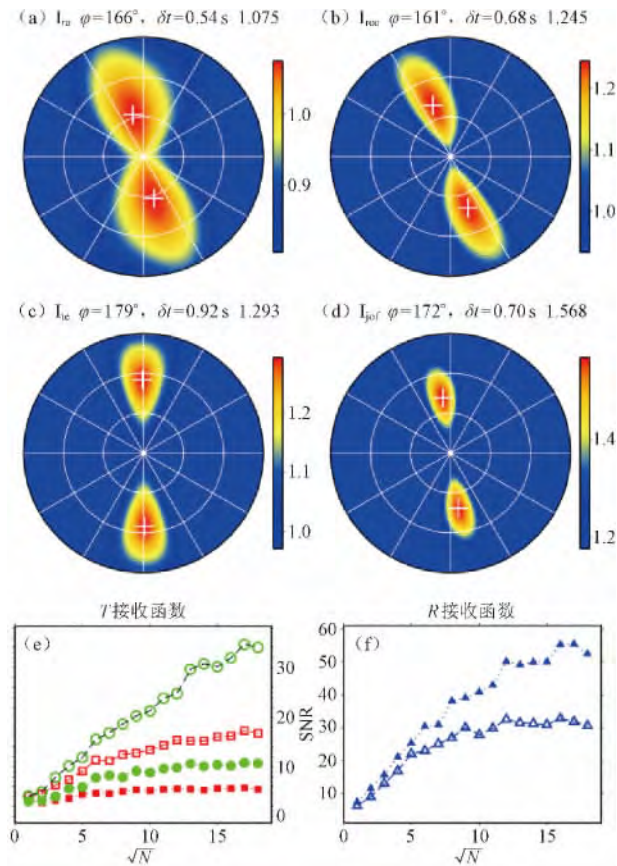


图 4 WYT 台各向异性结果及分析, 其他同图 3

正之后叠加信噪比(图 3f 中蓝色实心三角形)应当高于未进行各向异性校正的叠加信噪比(图 3f 中蓝色空心三角形), 即随着 $N^{1/2}$ 的增加 $\sigma_{N6} > \sigma_{N5}$ 。根据这种验证方法, 我们发现, BYT 台的信噪比测试结果(图 3e~f)达到测试要求, 而 WYT 台站的测试结果(图 4e~f)中切向接收函数的信噪比结果与要求不符, 这说明, WYT 台站的各向异性结果可能不是由地壳介质各向异性引起的。

2.2 谐波分析

倾斜莫霍界面, P 波各向异性、S 波倾斜各向异性以及地壳各向异性的介质都可以造成 R 接收函数中 P_s 转换波到时发生偏移, 同时也会使 T 分量接收函数有了能量分布。相关研究已证明^[23~25], 如倾斜莫霍面等会使得 P_s 波到时随后方位角发生谐变阶数 1 度的变化, 水平轴的 S 波各向异性可以使得 P_s 波到时随后方位角发生谐变阶数 2 度的变化。所以, 为了验证所计算得到的横波分裂参数来自于地壳内部的各向异性而非倾斜莫霍面, 研究采用谐波分析的方法来进行进一步研究 P_s 转换波的到时。

首先, 叠加所有的径向接收函数, 以获得 P_s 震相的平均到时 t_0 。接下来, 用余弦波分析一个以 t_0 为中心、长度为 t_L 的时窗, 以研究 P_s 震相随方位角的变化规律。具体做法如下所述:

假设余弦波的周期为 $n(n=1, 2, 3, \dots, 8)$, 振幅为 δt , 初相为 φ , 后方位角为 θ_i 的径

向接收函数的 Ps 震相的到时校正量为

$$\delta t_i = \frac{\delta t}{2} \cos(n\theta_i + \varphi) \quad (2)$$

将余弦校正后的径向接收函数叠加, 得到

$$F_r(t, \varphi, \delta t) = \sum_{i=1}^N F_r^i(t - \delta t_i), t \in [t_0 - 0.5t_L, t_0 + 0.5t_L] \quad (3)$$

式中, 下标 i 表示第 i 个接收函数, N 表示接收函数的总条数。我们设定余弦波的周期 n 从 1 到 8 变化, 并且通过网格搜索 $(\varphi, \delta t)$ 使叠加接收函数的振幅和能量最大, 使每条接收函数之间的差异最小。以 n 为横轴, 以 $A_{n, \max}$, $E_{n, \max}$, $R_{n, \min}$ 为函数值作出 3 条曲线, 观察 3 条曲线在余弦波的周期为 2 时是否具有较大值。

$$A_{n, \max} = \frac{\max\{F_r(t, \varphi, \delta t)\}}{\max\{F_r(t, 0, 0)\}} \quad (4)$$

$$E_{n, \max} = \frac{\max\left\{\sum_{t=t_0-\frac{1}{2}t_L}^{t=t_0+\frac{1}{2}t_L} F_r^2(t, \varphi, \delta t)\right\}}{\max\left\{\sum_{t=t_0-\frac{1}{2}t_L}^{t=t_0+\frac{1}{2}t_L} F_r^2(t, 0, 0)\right\}} \quad (5)$$

$$R_{n, \min} = \frac{\min\left\{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sum_{t=t_0-\frac{1}{2}t_L}^{t=t_0+\frac{1}{2}t_L} [F_r(t, \varphi, \delta t) - F_r^i(t, \varphi, \delta t)]^2\right\}}{\min\left\{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sum_{t=t_0-\frac{1}{2}t_L}^{t=t_0+\frac{1}{2}t_L} [F_r(t, 0, 0) - F_r^i(t, 0, 0)]^2\right\}} \quad (6)$$

图 1(c)和图 2(c)分别为 BYT 台站和 WYT 台站的谐波分析结果。其中, BYT 叠加接收函数的最大振幅和最大能量恰好与实际残差总和的最小值在谐波阶数等于 2 时拟合, 说明该台站的各向异性是由水平轴的 S 波方位各向异性引起的(图 1c), 这也与信噪比测试结果相吻合。而对于 WYT 台站, 得到的谐波阶数为 1, 说明该台站下方莫霍面可能是倾斜的(图 2c), 在这种情况下, 如果没有剔除倾斜的影响, 得到的各向异性结果则无法正确反映下方各向异性介质的真实情况。

2.3 倾斜界面对各向异性计算的影响

倾斜界面对接收函数波形以及震相到时产生影响, 从而会影响各向异性计算结果。我们通过合成理论接收函数, 对理论接收函数进行各向异性分析, 通过对比不同模型得到的各向异性结果, 研究倾斜界面存在时对各向异性计算的影响。对每一个地层模型, 使用 Raysum 程序^[17]合成理论地震图, 然后使用“水准量”反褶积计算接收函数, 震中距为 78° , 震源深度为 0 km。研究共使用了 4 个地层模型(表 1), 模型参数包括地壳厚度(40 km)、地震波速度(V_P 和 V_S)、介质密度, 各向异性强度, 各向异性对称轴方向、界面倾角等。

模型 M1(图 5a~b)只考虑地壳具有各向异性的情况, 不存在界面的倾斜, 各向异性强度为 5%, 快波方向为 0° 。可以看到, 随着后方位角的变化, 径向和切向接收函数都呈现规律性变化。通过各向异性分析(图 6a), 得到的快波方向为 0° , 时间延迟 0.52 s, 与原始模型一致。通过谐波分析, 得到的谐波阶数为 2, 也说明了各向异性的存在。

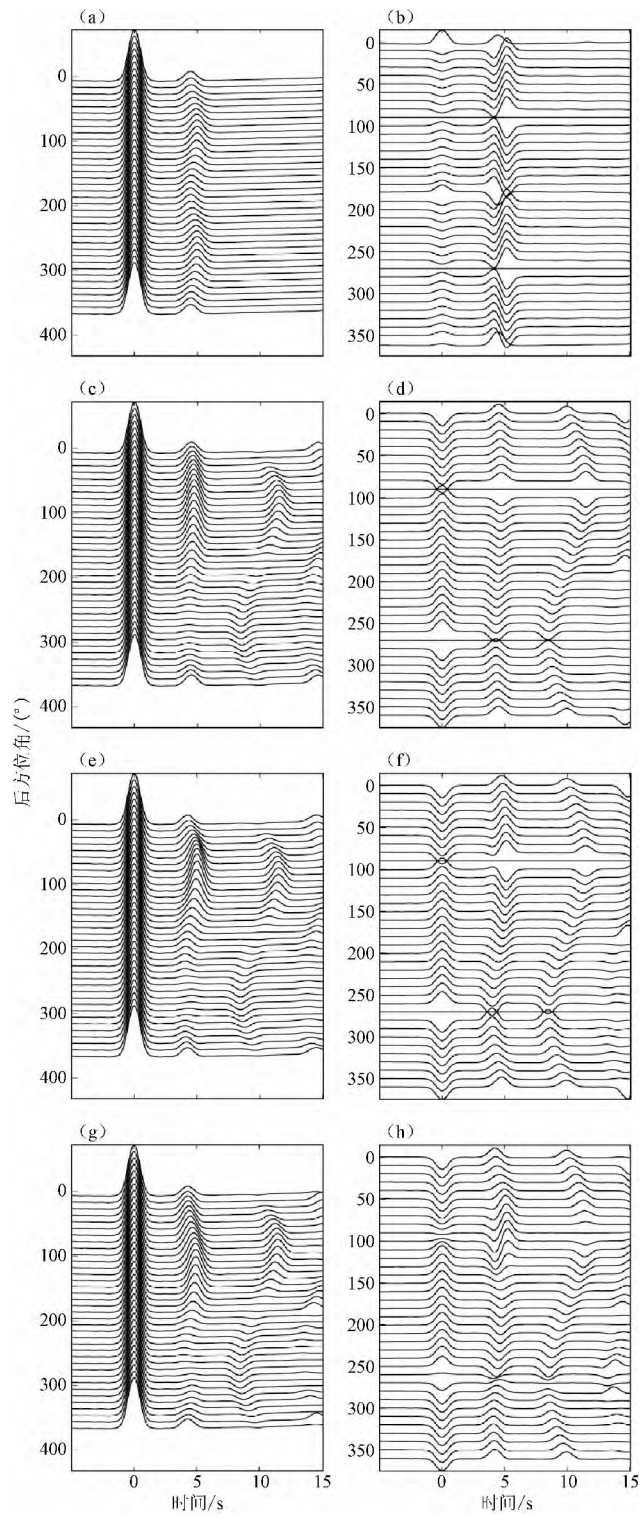


图 5 根据表 1 的模型(M1, M2, M3, M4)计算得到的理论接收函数
左列为径向接收函数；右列为切向接收函数

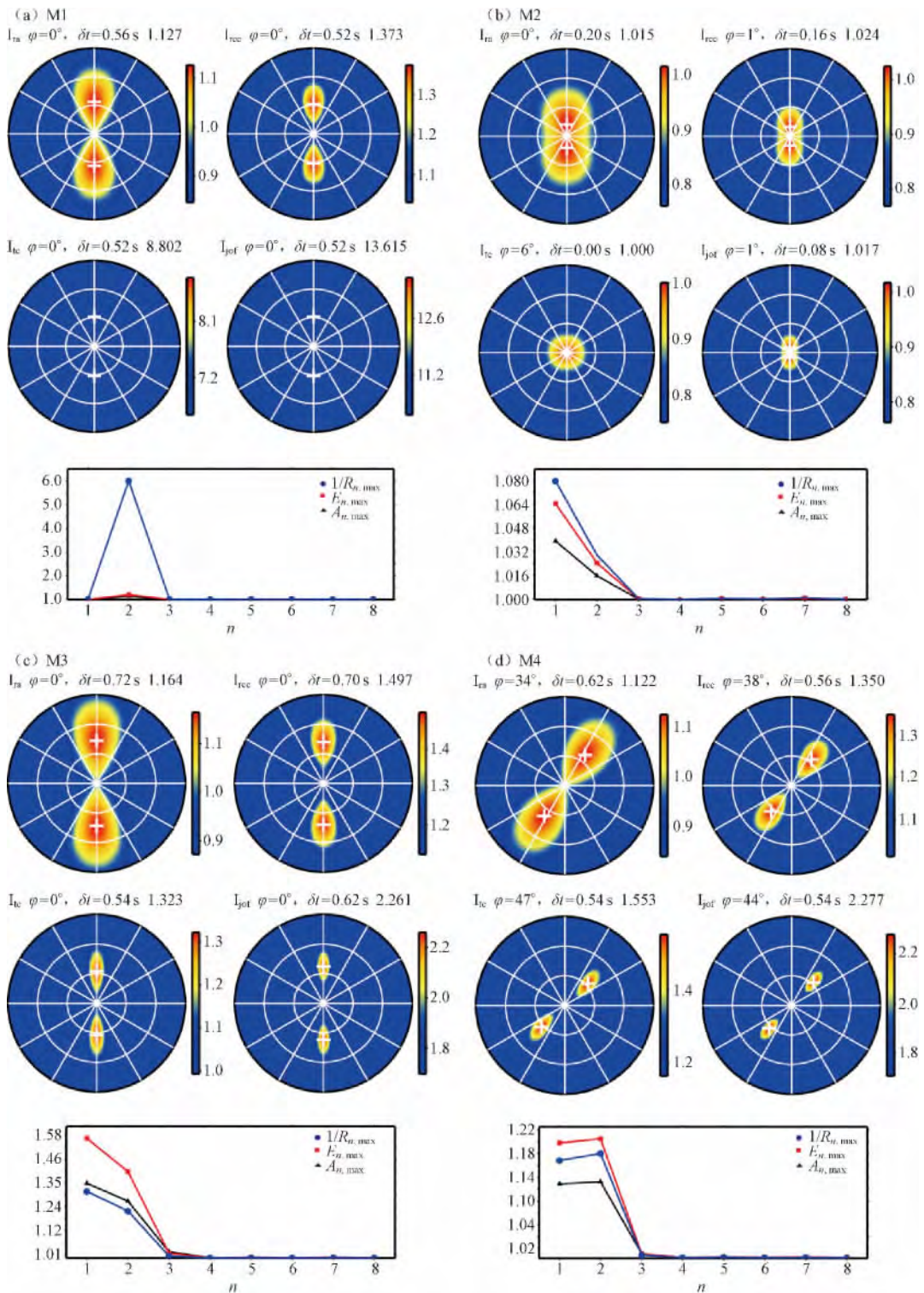


图 6 利用模型 M1~M4 接收函数得到的各向异性结果

表 1 计算接收函数的地层模型

	深度 /km	P 波速度 /km · s ⁻¹	S 波速度 km · s ⁻¹	密度 /kg · m ⁻³	各向异性 (%)	倾向 /(°)	走向 /(°)	倾角 /(°)
M1	40	6.5	3.735	2.6	5	0	0	0
M2	40	6.5	3.735	2.6	0	0	0	20
M3	40	6.5	3.735	2.6	5	0	0	20
M4	40	6.5	3.735	2.6	5	0	45	20

模型 M2(图 5c~d)只考虑倾斜莫霍面的情况,地壳为各向同性的。可以看到,径向接收函数和切向接收函数都有能量,且随着后方位角的变化而变化。但是利用接收函数得到的各向异性(图 6b)却非常弱,几乎不存在,这也与谐波分析结果一致。谐变阶数为 1 说明了倾斜界面的存在。

模型 M3 中(图 5e~f),各向异性快波方向为 0°,强度 5%,莫霍面倾角为 20°。同样,径向接收函数和切向接收函数都有能量,且随着后方位角的变化而变化。但是,利用接收函数得到的各向异性(图 6c)快波方向为 0°,时间延迟 0.62 s。对比模型 M1,我们发现,如果介质内存在倾斜界面,对各向异性分析得到的快波方位角是不影响的,但对得到的快慢波的时间延迟是有影响的,延迟没有反应真实的各向异性性质。

同样,对于模型 M4(图 5g~h),我们取各向异性快波方向为 45°,莫霍面倾角为 20°。利用得到的接收函数进行各向异性分析发现,得到的各向异性(图 6d)快波方向与不存在倾角的情况是一致的,但时间延迟不一致。谐变阶数在 1 和 2 处都达到了较高的值。

通过上述分析,当介质中存在倾斜界面时,如果同时存在各向异性,利用接收函数得到的各向异性快波方向是不受影响的,但会影响各向异性强度的大小。所以,利用接收函数计算地壳各向异性时,如果要正确确定地壳各向异性强度,需要去除倾斜界面的影响,否则只能确定各向异性快波方向。

3 结论

本文根据 Liu 和 Niu^[20]提出的利用接收函数集联合求解各向异性的方法,以 BYT 和 WYT 两个台站为例,通过噪声信噪比测试和谐波分析两种方法对结果的可靠性进行评估。

如果接收函数随后方位角变化是由各向异性引起的,如 BYT 台记录,通过噪声测试可以发现,径向接收函数各向异性校正后信噪比要大于各向异性校正前的信噪比;切向接收函数只有未经各向异性校正而进行极性校正后,其信噪比会随着叠加数量的增加而增加,否则由于噪声的存在,信噪比几乎不变。如果存在各向异性,对径向接收函数进行谐波分析得到的谐变阶数为 2。

如果接收函数随后方位角变化是由倾斜界面引起的,如 WYT 台记录,那么通过噪声测试可以发现,利用得到的各向异性参数不会对径向切向接收函数进行很好的校正。为了更好地了解倾斜界面对各向异性计算的影响,使用合成理论地震图,计算接收函数,然后利用合成接收函数进行各向异性分析。结果显示,计算得到的快波方向不会受到倾斜界面的影响,但是时间延迟会受到影响。如何正确地得到台站下方界面的倾斜情况,需要研究者进一步分析解决,从而可以更准确地计算各向异性参数。

参考文献:

- [1] Langston C A. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978—2012), 1979, 84(B9): 4749-4762.
- [2] Wu Q, Li Y, Zhang R, et al. Wavelet modelling of broad-band receiver functions[J]. *Geophysical Journal International*, 2007, 170(2): 534-544.
- [3] Ligorria J, Ammon C, Ligorria J, et al. Iterative deconvolution and receiver-function estimation[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1999, 89(5): 1395-1400.
- [4] Zheng T, Zhao L, Chen L. A detailed receiver function image of the sedimentary structure in the Bohai Bay Basin[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2005, 152(3): 129-143.
- [5] Savage M K. Lower crustal anisotropy or dipping boundaries? Effects on receiver functions and a case study in New Zealand [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978—2012), 1998, 103(B7): 15069-15087.
- [6] Shibutani T, Sambridge M, Kennett B. Genetic algorithm inversion for receiver functions with application to crust and uppermost mantle structure beneath eastern Australia[J]. *Geophysical Research Letters*, 1996, 23(14): 1829-1832.
- [7] Ammon C J, Zandt G. Receiver structure beneath the southern Mojave block, California[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1993, 83(3): 737-755.
- [8] Zhu L, Kanamori H. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978—2012), 2000, 105(B2): 2969-2980.
- [9] Zandt G, Ammon C J. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio[J]. *Nature*, 1995, 374(6518): 152-154.
- [10] Gao Y, Suetsugu D, Fukao Y, et al. Seismic discontinuities in the mantle transition zone and at the top of the lower mantle beneath eastern China and Korea: Influence of the stagnant Pacific slab[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2010, 183(1): 288-295.
- [11] Mcnamara D E, Owens T J. Azimuthal Shear Wave Velocity Anisotropy in the Basin and Range Province Using Moho Ps Converted Phases[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978—2012), 1993, 98(B7): 12003-12017.
- [12] Levin V, Park J. Crustal anisotropy in the Ural Mountains Foredeep from teleseismic receiver functions[J]. *Geophysical Research Letters*, 1997, 24(11): 1283-1286.
- [13] Vinnik L, Montagner J. Shear wave splitting in the mantle Ps phases[J]. *Geophysical Research Letters*, 1996, 23(18): 2449-2452.
- [14] Girardin N, Farra V. Azimuthal anisotropy in the upper mantle from observations of P-to-S converted phases: application to southeast Australia[J]. *Geophysical Journal International*, 1998, 133(3): 615-629.
- [15] Nagaya M, Oda H, Akazawa H, et al. Receiver Functions of Seismic Waves in Layered Anisotropic Media: Application to the Estimate of Seismic Anisotropy[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2008, 98(6): 2990-3006.
- [16] Mcnamara D E, Owens T J, Silver P G, et al. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99(B7): 13613-13655.
- [17] Frederiksen A W, Bostock M G. Modelling teleseismic waves in dipping anisotropic structures[J]. *Geophysical Journal International*, 2000, 141(2): 401-412.
- [18] Levin V, Roecker S, Graham P, et al. Seismic anisotropy indicators in Western Tibet: Shear wave

- splitting and receiver function analysis[J]. *Tectonophysics*, 2008, 462: 99-108.
- [19] 房立华, 吴建平. 倾斜界面和各向异性介质对接收函数的影响[J]. *地球物理学进展*, 2009, 24: 42-50.
- [20] Liu H, Niu F. Estimating crustal seismic anisotropy with a joint analysis of radial and transverse receiver function data[J]. *Geophysical Journal International*, 2012, 188(1): 144-164.
- [21] Vinnik L P. Detection of waves converted from P to SV in the mantle[J]. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 1977, 15(1): 39-45.
- [22] Ammon C J. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1991, 81(6): 2504-2510.
- [23] Shiomi K, Park J. Structural features of the subducting slab beneath the Kii Peninsula, central Japan: Seismic evidence of slab segmentation, dehydration, and anisotropy[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978—2012)*, 2008, 113(B10).
- [24] Levin V, Park J. P-SH conversions in a flat-layered medium with anisotropy of arbitrary orientation [J]. *Geophysical Journal International*, 1997, 131(2): 253-266.
- [25] Peng X, Humphreys E D. Moho dip and crustal anisotropy in northwestern Nevada from teleseismic receiver functions[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1997, 87(3): 745-754.

Reliability Analysis of Crustal Anisotropy from Receiver Functions and Effect of Dipping Interface

WANG Qiong^{1,2}, GAO Yuan², NIU Feng-lin^{3,4}, CHEN Yun-tai¹

(1. Institute of Geophysics, CEA, Beijing 100081, China; 2. Institute of Earthquake Science, CEA, Beijing 100036, China; 3. Rice University, Houston, USA; 4. China University of Petroleum at Beijing, Beijing 102249, China)

Abstract: It is a very common technique to use receiver function to study velocity discontinuity surface between crust and upper-mantle and velocity structure. However, both anisotropy and dipping Moho can generate complicated waveforms of receiver function. We use P receiver function to determine crustal anisotropy, and then applying the signal-to-noise test and harmonic analysis to verify the reliability of the results. Using two stations from Gansu province, we discuss the influence of anisotropy and dipping interface to the receiver function. It shows that the crust beneath BYT is anisotropic, while because of dipping Moho, the crustal anisotropy beneath WYT remains to be determined. In order to better understand the effect of dipping Moho to anisotropy, we use program to generate synthetic seismogram and compute the receiver function, and then make anisotropy analysis from receiver function obtained. Results show that dipping Moho will not influence the fast direction of anisotropy, but the delay time between fast and slow waves.

Key words: Crust anisotropy; Receiver function; Dipping interface; Harmonic analysis