

# 红河断裂以西大理-永平地区上地壳 各向异性分层特征

江家翔

北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; E-mail: jxjiang@pku.edu.cn

**摘要** 对中国地震科学台阵探测项目一期于 2011—2013 年布设在红河断裂以西大理永平地区的 5 个流动台站进行横波分裂研究, 分别得到 18, 14, 7, 9 和 5 个横波分裂参数测量结果, 并使用更精确的实际横波路径, 通过过量归一化方法进行改正, 研究该区域各向异性分层特征。结果显示, 研究区上地壳 10 km 深度之上存在各向异性强度大小相间的 3 层各向异性层, 其中第 2 层各向异性强度最小, 厚度为 2~2.4 km; 第 1 层各向异性强度稍强, 厚度为 4.1~5.0 km; 第 3 层各向异性强度最强。各向异性分层特征与前人在该区域的大地电磁测深结果吻合。结合滇西地区地壳中的低速异常、低电阻率和低 Q 值现象, 认为第 3 层的强各向异性是地幔物质上涌造成裂隙发育以及热流上传所致。

**关键词** 各向异性; 红河断裂; 横波分裂; 各向异性分层; 横波路径

## Upper Crust Anisotropy Parameters in Dali-Yongping to the West of Red River Fault

JIANG Jiaxiang

School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871; E-mail: jxjiang@pku.edu.cn

**Abstract** This paper studied the shear-wave splitting of 5 portable stations in Dali-Yongping to the west of Red River fault which was set up under the project China Array Phase I from 2011 to 2013, obtaining 18, 14, 7, 9 and 5 shear-wave splitting results for these 5 portable stations, respectively. Applying “Over-Normalization” correction method with more precise shear wave path, 3 anisotropic layers with different anisotropic strength are found above 10 km depth in the upper crust. The second anisotropic layer’s anisotropy is weakest with thickness of 2–2.4 km. The first anisotropic layer’s anisotropy is stronger with thickness of 4.1–5.0 km. The third anisotropic layer’s anisotropy is strongest. This multilayered anisotropy characteristic is coincide with the magnetotellurics results in this area. Combining low velocity anomaly, low resistivity and low Q value in western Yunnan, the strongest anisotropy in the third anisotropic layer is caused by rich cracks and upward transferring heat flow which is created by the upwelling of mantle material.

**Key words** anisotropy; Red River fault; shear-wave splitting; multilayered anisotropy; shear wave path

红河断裂是一条大型走滑断裂带, 作为川滇菱形块体的西南边界, 其长度超过 1000 km, 作为岩石类型和构造运动趋势的重要分界线, 是亚洲最活跃的断层之一<sup>[1]</sup>。红河断裂经历距今 35 Ma 的左旋韧性剪切变形作用<sup>[2-3]</sup>和距今 5 Ma 至今的右旋剪切变形作用<sup>[3-5]</sup>, 其左旋走滑距离超过 500 km<sup>[2]</sup>。这种大规模的滑移对该区域表层的构造变形、岩石圈的

结构变异以及地幔物质上涌都有重要的影响和限制作用<sup>[6]</sup>。

有研究显示, 红河断裂地区下地壳具有低速异常、低电阻率和低 Q 值的特征<sup>[7-12]</sup>, 表明该区域存在地幔物质上涌现象。Leloup 等<sup>[4]</sup>认为, 红河断裂地区地壳中下部的局部高温现象是地幔岩浆沿断裂向上侵入导致的。研究表明, 滇西南地区存在地幔

物质上涌,使不同区域在不同深度出现壳内韧性流动的现象<sup>[9,13-14]</sup>。

地震波传播各向异性是研究地球内部结构的重要手段,地震横波分裂是地球内部存在各向异性的重要标志<sup>[15]</sup>。横波分裂参数携带地壳的应力信息<sup>[16]</sup>和精细的各向异性分层结构信息<sup>[17]</sup>。横波分裂参数中的快波偏振方向反映地壳中应力的方向,通常与地壳最大主压应力方向平行,在断层附近则与断层走向一致;快慢波到时差反映快慢横波在各向异性介质中传播速度的差异或介质各向异性强度随路径的变化,与各向异性介质层的厚度及强度有关。理论上,由于地壳介质的各向异性强度随应力场的大小而变,因此,利用不同观测台站横波分裂参数随时间的变化,可以获得介质各向异性强度和应力场大小随时间和空间的变化图像<sup>[18-22]</sup>,有助于了解某地区深部地幔运动对浅部地壳构造形态和特征的影响。

前人对红河断裂横波分裂的研究主要局限于快横波偏振方向的测量,得出该地区快横波偏振方向为NNW向,与红河断裂走向一致的结论<sup>[23-26]</sup>,未给出红河断裂地壳介质各向异性强度和应力场大小随深度的变化情况。事实上,对全球大多数地区的研究都没能给出简明而清晰的横波分裂参数与介质应力变化的关系<sup>[27-30]</sup>。主要原因是,长期以来,快慢波到时差的测量结果存在较大的离散性<sup>[15]</sup>,即使在一个范围有限的区域,同一台站或者不同台站之间测量得到的快慢波到时差都存在严重的离散现象,离散程度经常会高达80%,归一化到时差的离散性更加显著<sup>[31-33]</sup>。这种离散性严重地制约通过横波分裂研究来了解地壳深、浅部应力在现今地球内部运动过程中的变化。

宋承泽等<sup>[34]</sup>认为,横波到时差测量结果离散现象主要体现在两个方面。1) 横波到时差直接测量结果离散,主要原因是地震记录的复杂性以及横波数据处理中滤波窗选取等因素的影响。横波地震记录的复杂性包括:因快慢横波衰减速率不同,导致其波形差异而造成的横波地震记录的复杂性<sup>[35-37]</sup>;台站处不规则的地表形态和台站下方复杂的应力条件导致的横波记录的复杂性<sup>[38-39]</sup>;因各向异性结构层中地震波偏振非正交以及分层结构中传播路径非正交,对快慢横波震相识别及其初动测量造成不利影响导致横波地震记录的复杂性<sup>[40]</sup>。2) 归一化到时差计算结果的离散性表现为普遍存在的横波

到时差过量归一化现象。以往,由于无法判断横波分裂发生在哪个结构层,也就无法确定横波分裂发生的下界面深度,更不能确定观测到的横波到时差与横波分裂对应的路径及其长度。因此,简单地将横波传播的全路径长度用于横波归一化到时差的计算,必然带来显著的离散现象。

横波到时差直接测量结果的离散性和归一化到时差计算结果的离散性导致无法确定观测台站下方地壳介质现今的各向异性强度和应力场大小,因此,既无法对比同一台站下方应力状态在不同时窗中的变化情况,也无法对比不同台站下方应力状态在相同时窗内的空间变化情况。宋承泽等<sup>[34]</sup>通过过量归一化改正的方法,解决了归一化到时差的过量归一化离散性问题,给出确定横波分裂发生的下界面深度的基本思路。

在进行过量归一化改正时,横波传播路径长度和震源深度是两个重要的参数。横波传播路径长度的精度直接影响归一化到时差的准确性,震源深度的精度影响对横波分裂下界面深度的判断。因此,横波传播路径长度和震源深度这两个参数的精度直接决定过量归一化改正方法的可行性和结果的可靠性。在以往的研究中,一般用震源距近似地代表最大横波传播路径长度,震源距则通过直达纵横波到时差乘以虚波速度来估计<sup>[30-31,34,41-43]</sup>,虚波速度是用纵波和横波速度表示的一种等效速度,它将震源距与直达纵横波到时差联系起来。震源深度根据震源距与射线入射角计算得到<sup>[34,43-45]</sup>。

在利用震源距和射线入射角估计震源深度时,本研究发现多个不同台站对同一个地震采用震源距与射线入射角估计的震源深度存在较大的差异。并且,用震源距近似得到横波传播路径长度的方法无法得到横波在各结构层中传播路径的长度,而在利用过量归一化改正方法给出横波分裂发生的下界面时,震源深度以及横波在各结构层中传播路径的长度是两个相对精确的重要参数。因此,本研究试图利用相对精确的震源深度和横波在各结构层中传播路径的长度进行过量归一化改正,得到红河断裂以西的大理-永平地区上地壳各向异性的分层情况,探究地幔物质上涌对该区域地壳结构的影响,同时为动态监测该区域地下介质应力积累和释放提供可能性。

为了进一步探究滇西南地区,特别是红河断裂附近区域地幔物质上涌对地壳内部结构的影响,本

研究利用该地区的近场地震记录,通过测量横波分裂到时差,详细地解析该地区地壳不同深度的地震波传播介质各向异性特性。

## 1 研究数据及数据处理

### 1.1 研究数据

所用数据来自中国地震科学台阵探测项目一期,由中国地震局地球物理研究所提供。中国地震科学台阵探测项目一期的台站主要架设在云南、贵州、甘肃南部和青海东部地区。图1展示本文研究区域的台站及地震分布情况。

本研究选取红河断裂以西的大理-永平地区,编号分别为53033, 53036, 53037, 53039和53042的5个宽频带流动台站的观测数据。这5个台站的空间分布范围为 $25^{\circ}$ — $26^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ — $100^{\circ}$ E。台站的地震计型号为CMG-3ESPC(60S),数字采样器型号为REFTEK-130,采样频率为100 Hz,采样的时间窗口为2011年5月31日至2013年11月16日。

为了提高横波分裂参数测量的可靠性,本研究筛选5个台站同时记录到的2级及以上地震事件进行横波分裂参数测量,共筛选出162个这样的地震事件。在选定的研究区域和时窗内,存在两次震级

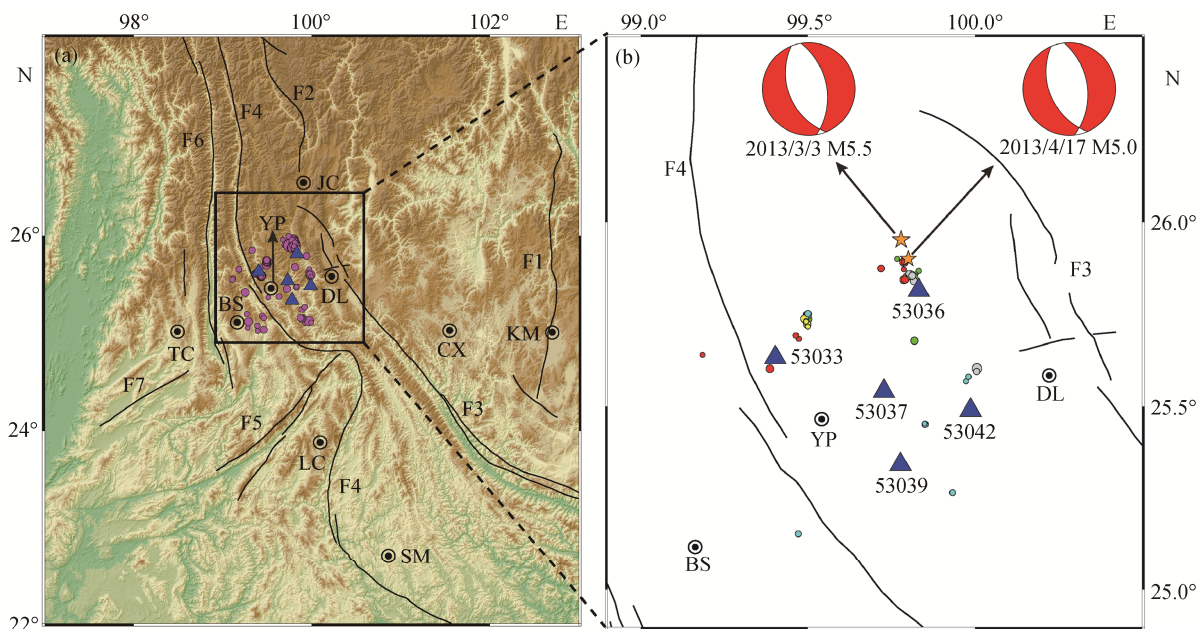
大于等于5.0级的地震事件,分别是2013年3月3日的M5.5地震和2013年4月17日的M5.0地震,图1(b)给出这两次地震的震级、震中位置和震源机制解。这两次地震均发生在大理洱源,与53036台站的距离最近,在10~15 km之间,与另外4个台站的距离都超过40 km。

### 1.2 数据处理

#### 1.2.1 横波分裂参数测量

首先对横波窗内的地震记录进行筛选。横波窗指横波入射到地表台站时,由入射角在空间围成的一个锥形体。当横波以横波窗外的入射角入射到自由表面时,会受到全反射干扰,从而产生波形畸变<sup>[38]</sup>。泊松比为0.25的介质的横波窗临界入射角约为 $35^{\circ}$ ,当地表存在低速层时,横波窗临界入射角可以扩大到 $45^{\circ}$ <sup>[46]</sup>。根据Wang等<sup>[47]</sup>的研究,本研究区存在较厚的低速沉积层,其横波窗临界入射角可以扩大到 $45^{\circ}$ 。但是,为了提高横波分裂参数测量的准确性,本研究仍严格限制横波窗临界入射角为 $35^{\circ}$ 。地震记录的横波入射角通过采用直达纵波初动垂直分量与水平分量的振幅比来近似地估计得到<sup>[34,41,43]</sup>。

横波分裂参数的测量方法众多,主要有偏振分



蓝色三角形为台站位置;紫色圆点为162个地震的震中位置;红色、绿色、黄色、浅蓝色和灰色圆点分别为53033, 53036, 53037, 53039和53042台站得到横波分裂测量结果地震的震中位置,圆点大小与地震震级正相关;橙色五角星为2013年3月3日M5.5地震和2013年4月17日M5.0地震的震中位置。F1:普渡河断裂;F2:金沙江断裂;F3:红河断裂;F4:澜沧江断裂;F5:南汀河断裂;F6:怒江断裂;F7:龙陵-瑞丽断裂。JC:剑川;TC:腾冲;BS:保山;YP:永平;DL:大理;CX:楚雄;KM:昆明;LC:临沧;SM:思茅

图1 研究区观测台站及地震分布

Fig. 1 Distribution of stations and earthquakes in the study area

析法<sup>[48-49]</sup>、相关分析法<sup>[50-52]</sup>、纵横比法<sup>[53]</sup>、SAM 分析法<sup>[54]</sup>和最小能量法<sup>[55]</sup>。由于横波分裂快慢波的非正交投影<sup>[40]</sup>、多次分裂以及传播介质不均匀等因素的影响,使得相关分析法、纵横比法和最小能量法等自动分析的结果不稳定,加上本研究中需要进行横波分裂参数测量的地震数据不多,因此采用结果相对稳定的偏振分析法进行横波分裂参数测量,步骤如下。

1) 选择高信噪比的地震数据,确保直达纵波初动波形清晰,且纵波尾波对横波干扰小。通过计算直达纵波初动的垂直分量和水平分量的振幅比,近似地估计横波的入射角,以此判断地震记录是否在横波窗内。

2) 为了减少直达纵波对横波的干扰,将三分量地震记录的垂直分量旋转至直达纵波在地表入射的方向,即第 1 步中通过直达纵波初动的垂直分量和水平分量的振幅比计算得到的直达纵波入射方向。

3) 在旋转后的三分量地震记录中的两个近水平分量上确定直达横波初动的位置,进而选定横波分裂参数测量的时间窗口。

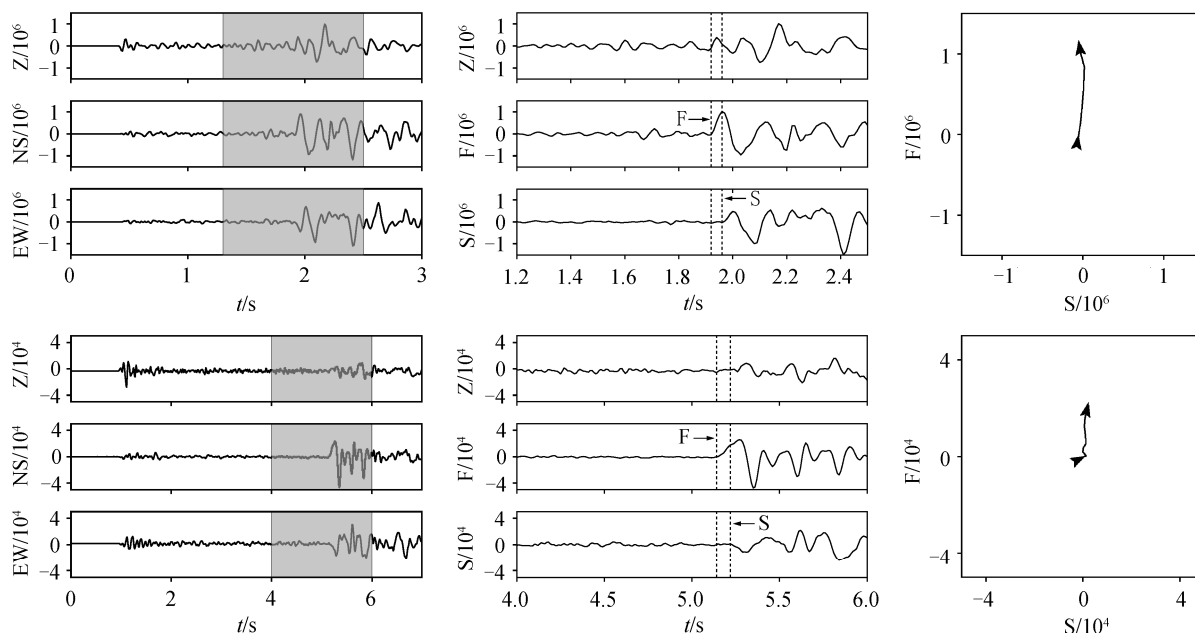
4) 旋转两个相互垂直的近水平分量,在旋转过程中,结合两个近水平分量上的地震记录以及质点

运动图来判断横波是否发生分裂,并确定横波分裂参数。

图 2 为 53033 台站 2012-12-19 20:33:30 的 M2.1 地震和 53039 台站 2011-12-21 20:43:20 的 M2.2 地震横波分裂参数测量实例,其中直达纵波入射角分别为  $3.5^\circ$  和  $23.5^\circ$ ,快横波偏振方向分别为  $155^\circ$  和  $166^\circ$ ,快慢横波到时差分别为 0.04 和 0.08 s。

为了提高横波分裂参数测量的准确性,本研究仅保留快慢横波分离特征明显的横波分裂参数测量结果,同时对横波分裂参数测量进行多次、多人的独立测量,剔除有争议的结果。最后,5 个台站分别得到 18, 14, 7, 9 和 5 个(图 1(b)中 5 种颜色的圆点所示)横波分裂参数测量结果。

图 3 展示 5 个台站横波分裂参数测量结果的时间分布情况,每个台站均以上述两次 5.0 级及以上地震的发震时刻为分界线来划分时窗。在进行横波分裂的快慢横波到时差过量归一化改正时,为了确保研究区域处于应力稳定状态,要求研究区域的地震活动性较为稳定;若研究区域的地震活动性较为活跃,则要求研究时窗内发震频率较低<sup>[34]</sup>。由于不同震级地震的孕震应力场在空间上的影响范围尚无定论,为了保证在过量归一化改正过程中研究区域

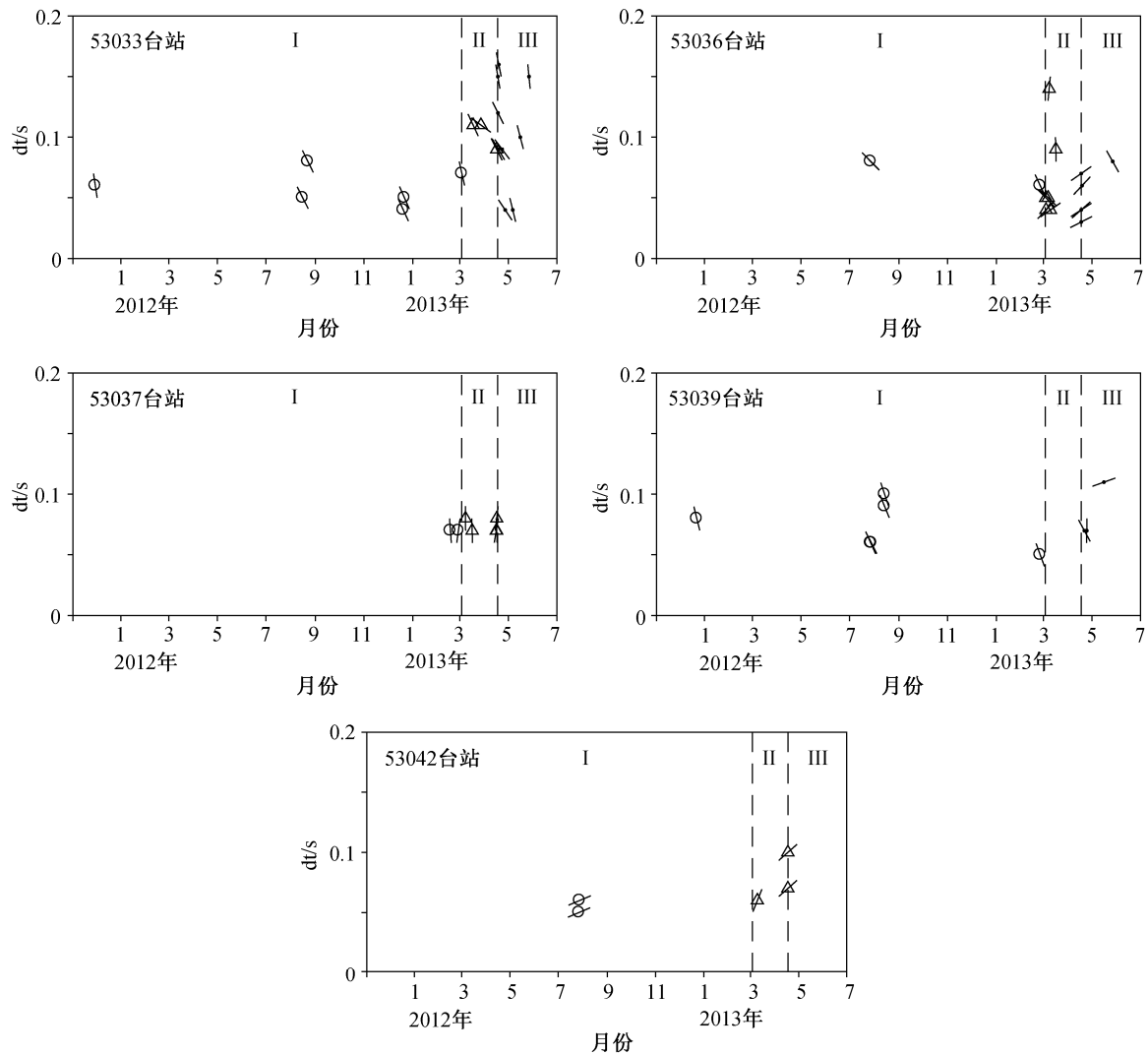


上下两行分别为 53033 台站 2012-12-19 20:33:30 的 M2.1 地震和 53039 台站 2011-12-21 20:43:20 的 M2.2 地震的横波分裂参数测量实例;第一列为原始三分量波形记录,EW 表示 EW 方向分量,NS 表示 NS 方向分量,Z 表示垂直方向分量;第二列为第一列中阴影部分时间窗经旋转分离后得到的快慢横波波形图,F 表示快轴分量,S 表示慢轴分量,F 指向的虚线为快横波起始位置,S 指向的虚线为慢横波起始位置;第三列为第二列中虚线内的横波质点运动图,F 表示快轴方向,S 表示慢轴方向

图 2 偏振分析法测量横波分裂参数实例

Fig. 2 Examples of measuring shear-wave splitting parameters with polarization analysis method





dt表示快、慢横波到时差, 短线的方向表示快横波偏振方向; I, II, III分别表示被2013年3月3日M5.5地震和2013年4月17日M5.0地震分隔开的3个时窗, 空心圆、三角形和圆点分别代表时窗I, II, III中地震事件的横波分裂参数测量结果

图3 测量得到的5个台站横波分裂参数的时间分布  
Fig. 3 Chang of shear-wave splitting parameters of 5 stations with time

的地震活动性较为稳定, 本研究排除两次5.0级及以上地震对53036台站下方地壳应力场可能的影响, 分别研究该台站3个时窗内的横波分裂参数。

1.2.2 震源深度和横波路径的获取

为了提高过量归一化改正的可行性和准确性, 本研究采用多台走时定位的方法对震源位置重新定位, 同时用射线追踪的方法得到横波在地壳各结构层中传播路径的长度。

采用Computer Program in Seismology 3.30<sup>[56]</sup>程序中的ELOCATE算法, 对测量出有效横波分裂参数地震事件(共计42个)的震源重新定位。用于定位的一维速度模型如表1所示, 分层界面深度和纵波速度参考胥颐等<sup>[13]</sup>基于云南地区的人工地震测深

表1 本研究采用的一维速度模型  
Table 1 One-dimension velocity model used in this paper

上界面深度/km	P波速度/(km·s <sup>-1</sup> )	S波速度/(km·s <sup>-1</sup> )
0	2.50	1.07
0.5	5.53	3.22
1.0	5.84	3.40
4.0	6.05	3.52
12.0	6.23	3.63
20.0	6.50	3.77
30.0	7.00	3.99
43.0	7.80	4.35

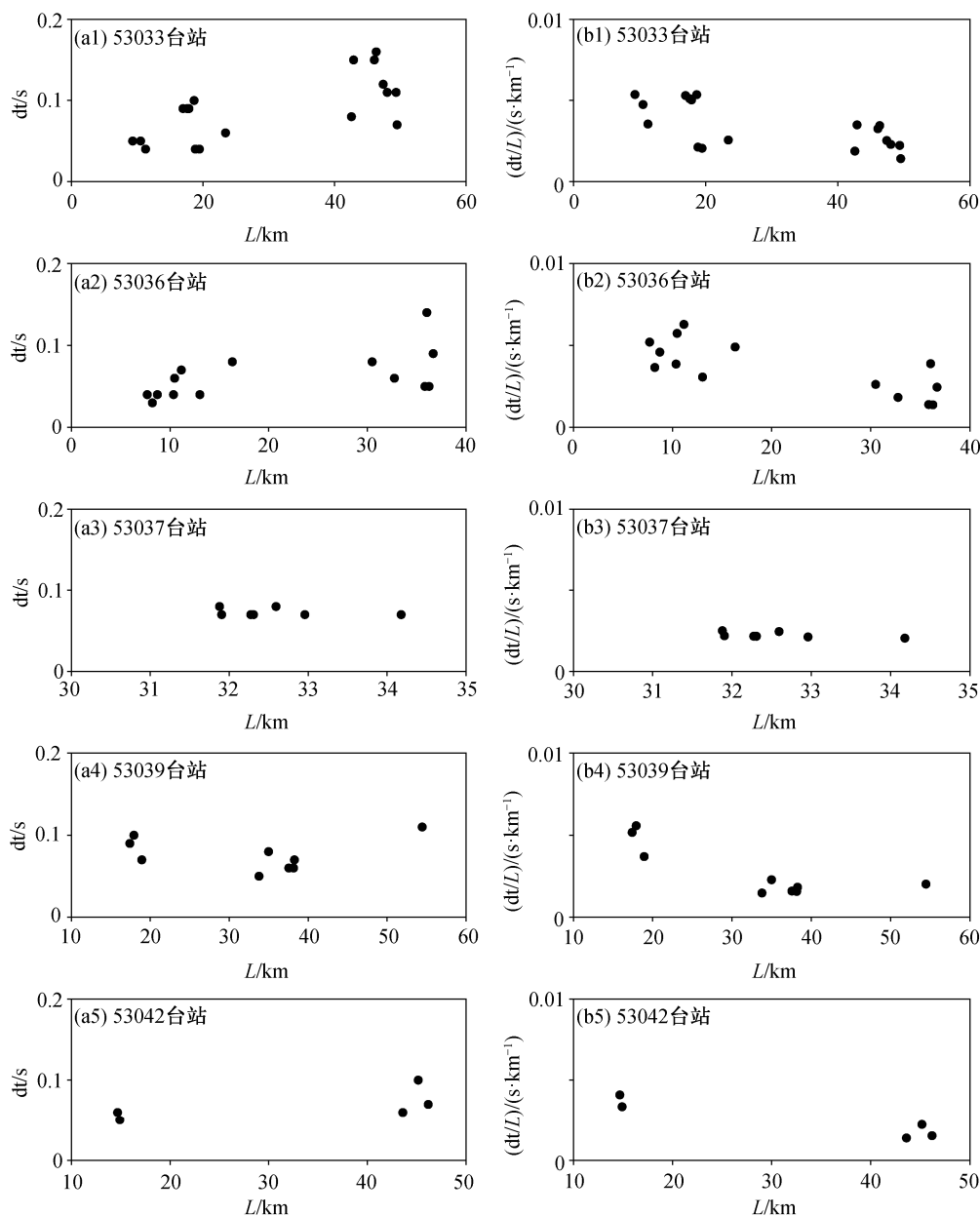
结果<sup>[57]</sup>构建的云南地区一维速度模型, 泊松比参考该地区的Crust 1.0模型<sup>[58]</sup>, 结合纵波速度和泊松比给出本文模型的横波速度。

## 2 快慢横波到时差的离散和过量归一化现象

图 4(a1)~(a5)分别给出 5 个台站快慢横波到时差与横波路径总长度的关系,可以看到,除 53037 台站外,其他 4 个台站的快慢横波到时差都呈现离散现象,体现在两个方面: 1) 横波路径总长度相近的地震记录有多个快慢横波到时差取值,当横波路

径总长度较大时,这种多值离散现象更加突出; 2) 横波路径总长度较大的地震记录反而有较小的快慢横波到时差。

横波在分层各向异性介质中多次分裂<sup>[34]</sup>、射线入射方位与某各向异性层的各向异性对称轴平行或垂直<sup>[43]</sup>以及经过各向同性层等因素导致其并非在其全路径上都能累积到时差,本文将能够累积到时差的横波路径称为有效横波路径。通常,快慢横



$L$  表示横波全路径长度,  $dt/L$  表示全路径归一化到时差; 左列为快慢横波到时差随横波全路径长度的分布, 右列为全路径归一化到时差随横波全路径长度的分布

图 4 快慢横波到时差及全路径归一化到时差随横波全路径长度的变化

Fig. 4 Change of time-delays and time-delays normalized in whole shear wave path with the length of whole shear wave path

波到时差与有效横波路径长度和有效横波路径上介质的各向异性强度成正比,因此即使某些地震横波路径总长度相近,但如果它们的有效横波路径长度不同,或者该路径上介质各向异性强度不均匀或不稳定,均会使快慢横波到时差产生差异,进而出现多值离散现象。同样的原因,也会使横波路径总长度较大的地震反而有较小的快慢横波到时差。

对于单一台站,由于不同地震的震源深度、地震波入射方位不同,横波路径总长度也各不相同。这种情况下,通常简单地将快慢横波到时差除以横波路径总长度来确定其传播介质各向异性的强度<sup>[30]</sup>。方便起见,这里将快慢横波到时差除以横波路径总长度称为全路径归一化到时差。图4(b1)~(b5)分别给出5个台站全路径归一化到时差与横波路径总长度的关系,可以看到,除53037台站外,其他4个台站均明显地呈现全路径归一化到时差随横波路径总长度增加而降低的趋势,即宋承泽等<sup>[34]</sup>描述的过量归一化现象。

由于有效横波路径长度小于等于横波路径总长度,因此将在有效横波路径上累积的到时差除以横波路径总长度得到的全路径归一化到时差偏小。假设地震波传播介质为具有下界面的稳定的单层各向异性层,其内部的横波路径均为有效横波路径,其下方的横波路径不是有效横波路径,那么发生在其下方的地震的全路径归一化到时差会小于发生在其内部的地震。通常,横波路径总长度更长的地震在各向异性层下方的横波路径也将更长,进而导致全路径归一化到时差更小,即出现过量归一化现象。

53037台站未出现明显的快慢横波到时差离散现象和过量归一化现象的原因主要是,由于53037台站观测到横波分裂参数的7个地震的横波路径总长度相近(均在31~35 km之间),因此离散现象和过量归一化现象不明显。并且,这7个地震的快慢横波到时差均来自同一各向异性层(后面将对此进行分析)。

### 3 各向异性分层参数

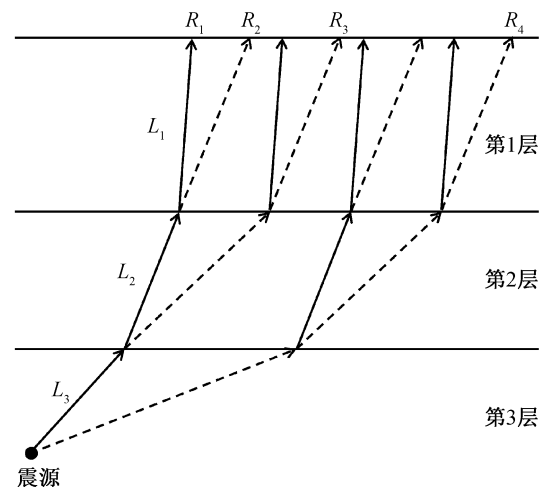
#### 3.1 各向异性分层参数求取方法

为了更准确地用归一化到时差衡量地下介质各向异性强度,需要将相应的快慢横波到时差沿着相应的有效横波路径进行归一化。在归一化过程中,最关键的是将快慢横波到时差对应到特定的有效横波路径上。对于分层各向异性介质,意味着需要确

认快慢横波到时差来自哪个各向异性层,即明确不同的各向异性层中各自累积的快慢横波到时差,并且确认各向异性层中横波路径长度。

如图5所示,当横波在多层各向异性介质中传播时,会发生多次分裂<sup>[59]</sup>。在这种情况下,地表观测台站会接收到8个横波震相,包括4个偏振方向相互平行的快横波和4个偏振方向相互平行的慢横波。在快慢横波到时差的实测过程中存在一些干扰因素(如先至波的尾波对后至波的初动和波形的影响(如纵波尾波对横波初动的影响)以及先至横波对后至横波初动的影响等),导致无法判断测量得到的快慢横波到时差来自哪一对快慢横波震相。两列波的走时越接近,这种干扰越大。在测量快慢横波到时差的过程中,初动波形清晰的横波震相易于识别,不清晰的横波震相不易识别,导致测量的到时差可能来自 $R_2$ - $R_1$ 震相对、 $R_3$ - $R_1$ 震相对或 $R_4$ - $R_1$ 震相对,等等。 $R_2$ - $R_1$ 震相对的到时差来自第1层各向异性层,对应的有效横波路径为 $L_1$ ;  $R_3$ - $R_1$ 震相对的到时差来自第1层和第2层各向异性层,对应的有效横波路径为 $L_1$ 和 $L_2$ ;  $R_4$ - $R_1$ 震相对的到时差来自第1层、第2层和第3层各向异性层,对应的有效横波路径为 $L_1$ ,  $L_2$ 和 $L_3$ <sup>[43]</sup>。

假设在多层各向异性介质中,相邻两层各向异性层中快波偏振方向既不平行也不正交,同时每个各向异性层的厚度均大于等于横波波长。用 $dt_n$ 表示快慢横波在第 $n$ 层各向异性层中累积的到时差,



实线表示快横波,虚线表示慢横波; $L$ 表示横波在各结构层中传播路径的长度, $R$ 表示横波射线路径

图5 多层各向异性介质中横波多次分裂示意图<sup>[43]</sup>

Fig. 5 Multiple splitting of shear wave in multilayered anisotropic media<sup>[43]</sup>

用  $L_n$  表示第  $n$  层各向异性层中横波路径长度, 则第  $n$  层各向异性层的归一化到时差可以表示为

$$dt_n^{\text{norm}} = \frac{dt_n}{L_n} \quad (1)$$

用  $dt_{1n}$  表示快慢横波在 1~ $n$  层各向异性层中连续累积的到时差, 则  $dt_{1n}$  可以表示为

$$dt_{1n} = \sum_{i=1}^n dt_i \quad (2)$$

用  $L_{1n}$  表示 1~ $n$  层各向异性层中连续横波路径长度, 那么第  $n$  层各向异性层归一化到时差可以表示为

$$dt_n^{\text{norm}} = \frac{dt_n}{L_n} = \frac{dt_{1n} - dt_{1(n-1)}}{L_{1n} - L_{1(n-1)}}, n > 1 \quad (3)$$

若某些地震的快慢横波到时差能够反映 1~ $n$  层各向异性层的累积效应, 且已求得这些地震的快慢横波在第 1 层至第  $n-1$  层各向异性层中累积的到时差和横波路径长度, 则可用式(3)求得第  $n$  层各向异性层中的归一化到时差。一个可行的思路是, 首先识别出仅在第 1 层各向异性层中累积到时差的横波数据, 利用宋承泽等<sup>[34]</sup>的过量归一化改正方法得到

第 1 层各向异性层的归一化到时差和层厚, 进一步识别出仅在第 1 层和第 2 层各向异性层中连续累积到时差的横波参数, 结合式(1)和(3), 剥离第 1 层各向异性层的影响, 并利用过量归一化改正方法得到第 2 层各向异性层的归一化到时差和层厚, 依此类推, 得到第 3 层至第  $n$  层各向异性层的归一化到时差和层厚。

与宋承泽等<sup>[34]</sup>仅用震源距近似横波路径长度进行过量归一化改正的方法不同, 本研究采用更精确的实际横波路径长度进行过量归一化改正。

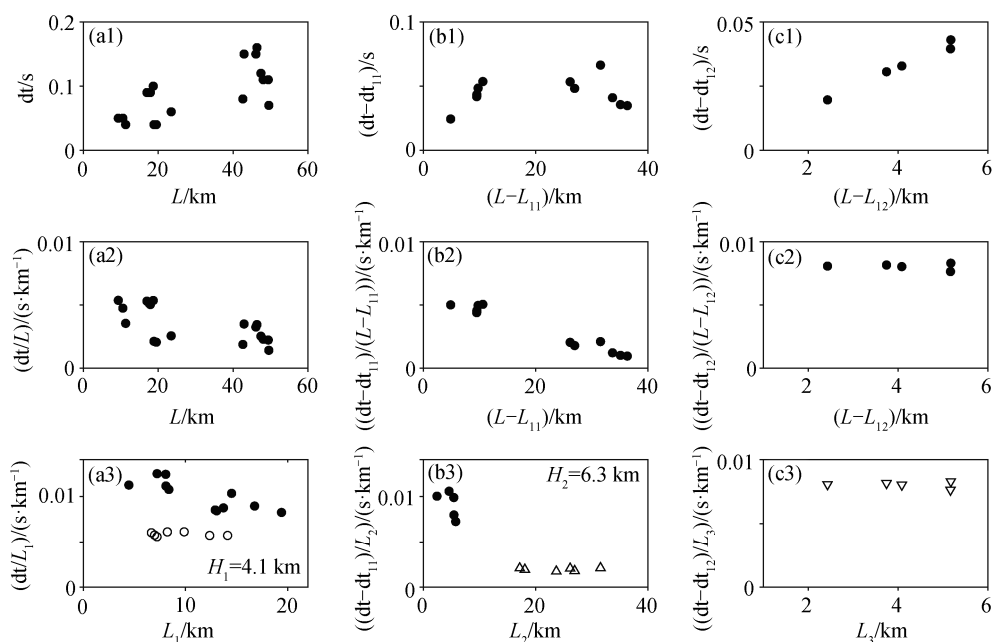
### 3.2 53033 台站的各向异性分层参数求取结果

下面以 53033 台站的数据为例, 详细地说明分层各向异性介质中各向异性层归一化到时差和层厚两个参数的求取步骤。

第 1 层各向异性层归一化到时差和层厚的求取步骤如下。

1) 图 6(a1)展示 53033 台站 18 个快慢横波到时差随横波路径总长度的变化情况。

2) 观察图 6(a2)中相应的全路径归一化到时差



第 1~3 列分别为第 1~3 层各向异性层; 第一行为剥离后快慢横波到时差随剥离后横波路径长度的变化情况, 第二行为相应的归一化快慢横波到时差随横波路径长度的变化情况, 第三行为有效横波路径归一化到时差随相应各向异性层中横波路径长度的变化情况。dt<sub>11</sub> 表示第 1 层各向异性层中累积的快慢横波到时差, dt<sub>12</sub> 表示第 1~2 层各向异性层中连续累积的快慢横波到时差; L<sub>11</sub> 表示第 1 层各向异性层中横波路径长度, L<sub>12</sub> 表示第 1~2 层各向异性层中连续横波路径长度, L<sub>1</sub> 表示第 1 层各向异性层中横波路径长度, L<sub>2</sub> 表示第 2 层各向异性层中横波路径长度, L<sub>3</sub> 表示第 3 层各向异性层中横波路径长度; H<sub>1</sub> 表示第 1 层各向异性层下界面深度, H<sub>2</sub> 表示第 2 层各向异性层下界面深度。空心圆、正三角形和倒三角形分别表示累积了第 1 层各向异性层, 第 1 层和第 2 层各向异性层, 以及第 1 层、第 2 层和第 3 层各向异性层到时差的归一化到时差, 下同

图 6 53033 台站各向异性分层参数求取过程

Fig. 6 Procedure of multilayered anisotropy parameters of station 53033

随横波路径总长度的变化情况,看到明显的过量归一化现象。

3) 用实际横波路径进行过量归一化改正: 给定初始的第1层各向异性层下界面深度,视该界面深度之上的横波路径为有效横波路径,并且将快慢横波到时差在该有效横波路径上进行归一化,不断地减小该界面的深度,使部分归一化到时差数据的过量归一化现象得以消失。图6(a3)展示当界面深度为4.1 km时,有效横波路径上的归一化到时差随有效横波路径长度的变化情况,7个空心圆代表的归一化到时差的过量归一化现象基本上消失,此时其平均归一化到时差为0.0058 s/km,据此判断对应的快慢横波到时差均来自第1层各向异性层。因此,第1层各向异性层的归一化到时差  $dt_1^{\text{norm}}=0.0058$  s/km,下界面深度  $H_1=4.1$  km。

第2层各向异性层归一化到时差和层厚的求取步骤如下。

1) 对剩下的11个数据,剥离第1层各向异性层的影响。这种剥离体现在两个方面,其一是对剩下的11个快慢横波到时差数据扣减第1层各向异性层中累积的快慢横波到时差,其二是对剩下的11个横波路径总长度数据扣减第1层各向异性层中的横波路径长度。图6(b1)展示53033台站剩下的11个剥离第1层各向异性层影响后快慢横波到时差随横波路径长度的变化情况。

2) 观察图6(b2)相应的剥离后的归一化到时差随剥离后的横波路径长度的变化情况,可以看到明显的过量归一化现象。

3) 用实际横波路径进行过量归一化改正。图6(b3)展示当界面深度为6.3 km时,有效横波路径上的归一化到时差随有效横波路径长度的变化情况,6个正三角形代表的归一化到时差的过量归一化现象基本上消失,此时其平均归一化到时差为0.0019 s/km,据此判断对应的剥离后的快慢横波到时差仅来自第2层各向异性层。因此,第2层各向异性层的归一化到时差  $dt_2^{\text{norm}}=0.0019$  s/km,下界面深度  $H_2=6.3$  km。

第3层各向异性层归一化到时差和层厚的求取步骤如下。

1) 对剩下的5个数据剥离第1层和第2层各向异性层的影响。这种剥离同样体现在两个方面,其一是对剩下的5个快慢横波到时差数据扣减第1层和第2层各向异性层中所累积的快慢横波到时差,

其二是对剩下的5个横波路径总长度数据扣减第1层和第2层各向异性层中的横波路径长度。图6(c1)展示53033台站剩下的5个地震记录剥离第1层和第2层各向异性层影响后快慢横波到时差随横波路径长度的变化情况。

2) 观察图6(c2)中相应的剥离后的归一化到时差随剥离后的横波路径长度的变化情况,看不到明显的过量归一化现象,据此判断剥离后的快慢横波到时差仅来自第3层各向异性层,不再进行过量归一化改正。

3) 图6(c3)展示不进行过量归一化改正时,有效横波路径上的归一化到时差随有效横波路径长度的变化情况。由于剥离后的快慢横波到时差仅来自第3层各向异性层,使得图6(c3)中有效横波路径即为图6(c2)中剥离后的横波路径。因此,图6(c3)与图6(c2)是一致的,5个倒三角形处的平均归一化到时差为0.0080 s/km。因此,第3层各向异性层的归一化到时差  $dt_3^{\text{norm}}=0.0080$  s/km,下界面深度至少不小于5个倒三角形所代表地震事件的最大震源深度(8.8 km)。

### 3.3 53036 台站的各向异性分层参数求取结果

本研究选定的时间窗内,两次5.0级及以上地震的震中与53036台站的距离仅10~15 km,为了避免这两次地震对53036台站下方介质应力场可能的影响,本研究以两次地震的发震时刻为分界线,将53036台站的快慢横波到时差参数划分为3个时窗来分别进行研究。时窗I中快慢横波到时差数据较少(只有2个),难以进行过量归一化改正,故对时窗I不再讨论。时窗II在两次地震的发震时刻之间,由于两次地震只间隔45天,并且震中位置均在53036台站附近的洱源地区,该地区地下介质的应力状态可能在短时间内经历了复杂的积累和释放过程,不满足过量归一化改正要求的应力稳定状态,故对时窗II也不再讨论。

图7展示53036台站用时窗III中的数据进行各向异性分层参数求取的过程。与53033台站的求取过程类似,划分出3层各向异性层。第1层各向异性层的归一化到时差  $dt_1^{\text{norm}}=0.0049$  s/km,下界面深度  $H_1=5.0$  km;第2层各向异性层的归一化到时差  $dt_2^{\text{norm}}=0.0039$  s/km,下界面深度  $H_2=7.2$  km;第3层各向异性层的归一化到时差  $dt_3^{\text{norm}}=0.0100$  s/km,下界面深度至少不小于两个倒三角形所代表地震事件的最大震源深度(9.9 km)。



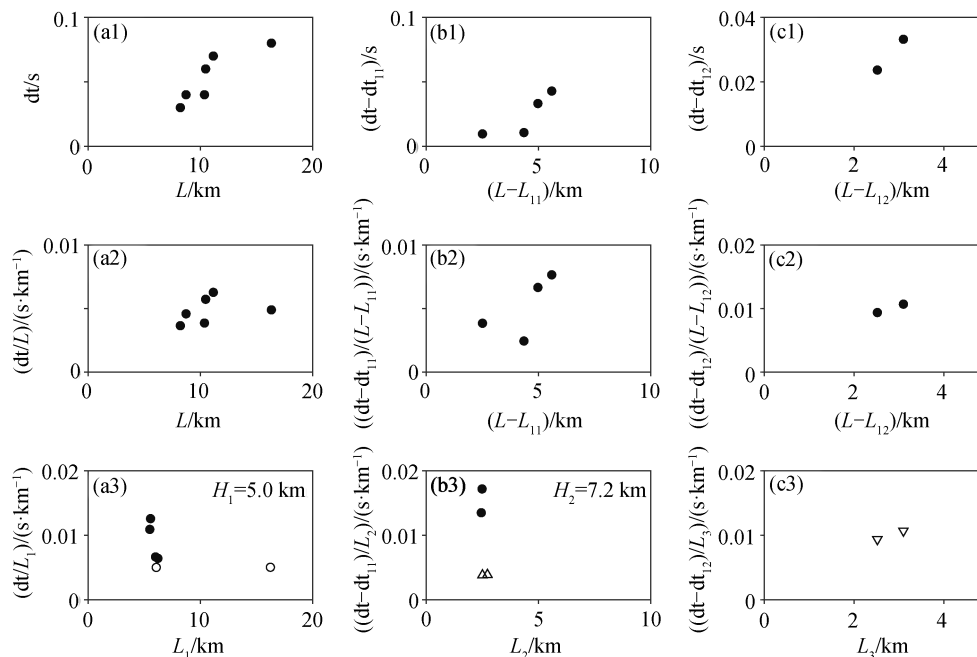


图 7 53036 台站各向异性分层参数求取过程

Fig. 7 Procedure of multilayered anisotropy parameters of station 53036

图 7(c3)中两个倒三角形代表的第 3 层各向异性层的归一化到时差并不是完美地呈现水平状态, 将这个现象与其所代表地震事件的发震时刻进行对比, 发现其中归一化到时差较大的地震事件发震时刻为 2013 年 4 月 17 日 03:10:39, 归一化到时差较小的地震事件发震时刻为 2013 年 4 月 18 日 03:48:27, 两次地震前后相隔约 1 天。归一化到时差的大小反映各向异性相对强度的大小, 地壳各向异性主要由其应力场的最大、最小水平主压应力差导致微裂隙定向排列造成, 各向异性的相对强度一般与地壳应力场中最大和最小水平主压应力差正相关, 因此上述现象可能与 2013 年 4 月 17 日 5.0 级地震发生后的地壳应力释放有关。

### 3.4 53037 台站的各向异性分层参数求取结果

图 8(a)展示 53037 台站 7 个快慢横波到时差随横波路径总长度的变化情况。7 个快慢横波到时差数据对应的横波路径长度相近, 集中在 31~35 km 之间, 并且快慢横波到时差只有两个取值, 分别是 0.07 和 0.08 s。图 8(b)展示相应的全路径归一化到时差随横波路径总长度的变化情况, 可以看到微弱的过量归一化现象。用实际横波路径进行过量归一化改正, 结果如图 8(c)所示。当界面深度为 5.0 km 时, 7 个空心圆所代表的归一化到时差的过量归一化现象基本上消失, 其平均归一化到时差为 0.0048

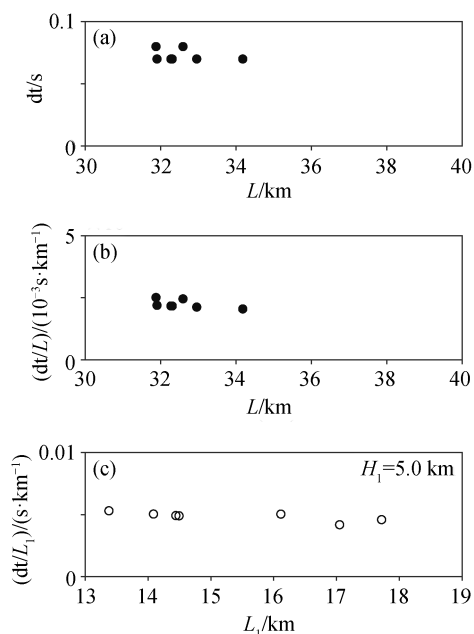


图 8 53037 台站各向异性分层参数求取过程

Fig. 8 Procedure of multilayered anisotropy parameters of station 53037

s/km, 据此判断对应的快慢横波到时差均来自第 1 层各向异性层。因此, 第 1 层各向异性层的归一化到时差  $dt_1^{\text{norm}}=0.0048$  s/km, 下界面深度  $H_1=5.0$  km。由于 53037 台站所有快慢横波到时差数据均来自第 1 层各向异性层, 因此无法求取更多各向异性层参数。

### 3.5 53039台站的各向异性分层参数求取结果

图9展示53039台站各向异性分层参数求取过程。与53033台站的参数求取过程类似,划分出3层各向异性层。第1层各向异性层的归一化到时差 $dt_1^{\text{norm}}=0.0046$  s/km, 下界面深度 $H_1=4.2$  km; 第2层各向异性层的归一化到时差 $dt_2^{\text{norm}}=0.0019$  s/km, 下界面深度 $H_2=6.6$  km; 第3层各向异性层的归一化到

时差 $dt_3^{\text{norm}}=0.0084$  s/km, 下界面深度至少不小于两个倒三角形所代表地震事件的最大震源深度(10.7 km)。

### 3.6 53042台站的各向异性分层参数求取结果

图10展示53042台站各向异性分层参数的求取过程。与53033台站的参数求取过程类似,划分出3层各向异性层。第1层各向异性层的归一化到时

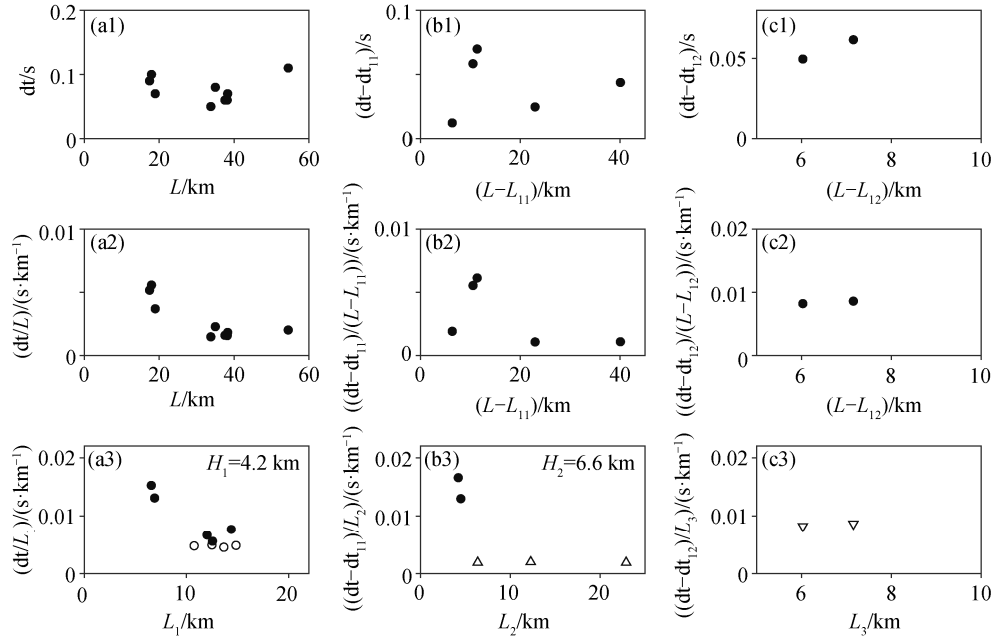


图9 53039台站各向异性分层参数求取过程

Fig. 9 Procedure of multilayered anisotropy parameters of station 53039

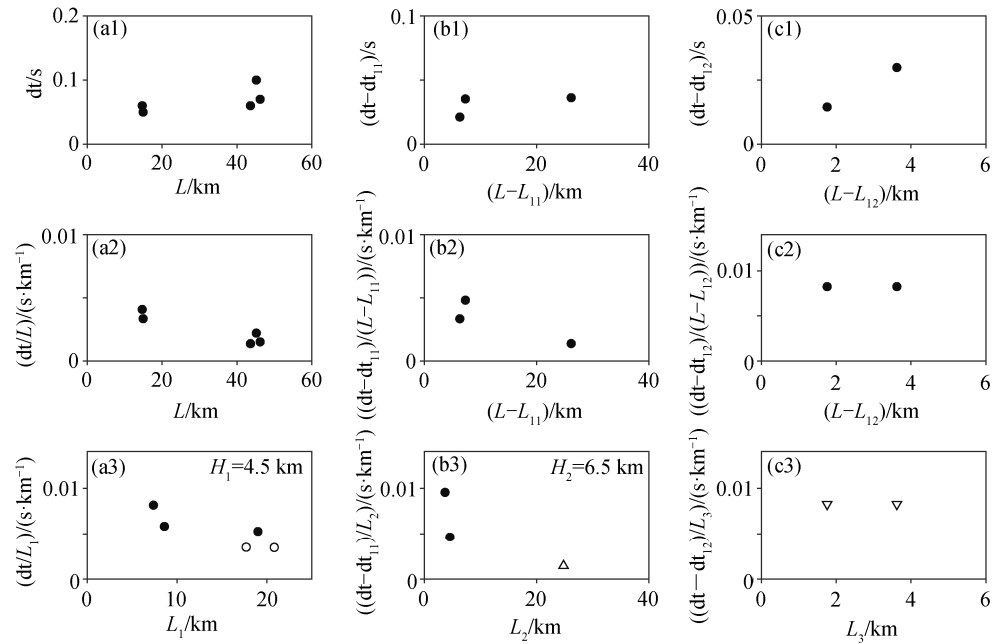


图10 53042台站各向异性分层参数求取过程

Fig. 10 Procedure of multilayered anisotropy parameters of station 53042

差  $dt_1^{\text{norm}} = 0.0034 \text{ s/km}$ , 下界面深度  $H_1 = 4.5 \text{ km}$ ; 第 2 层各向异性层的归一化到时差  $dt_2^{\text{norm}} = 0.0015 \text{ s/km}$ , 下界面深度  $H_2 = 6.5 \text{ km}$ ; 第 3 层各向异性层的归一化到时差  $dt_3^{\text{norm}} = 0.0082 \text{ s/km}$ , 下界面深度至少不小于两个倒三角形所代表地震事件的最大震源深度(8.5 km)。

### 3.7 5 个台站平均各向异性分层参数求取结果

为了得到研究区的平均各向异性分层参数, 本研究综合利用 5 个台站的数据求取各向异性分层参数。参数求取过程中, 累积了第 1 层各向异性层到时差的归一化到时差、累积了第 1~2 层各向异性层到时差的归一化到时差以及累积了第 1~3 层各向异性层到时差的归一化到时差的识别以单个台站的识别结果为基础。

图 11 展示平均各向异性分层参数的求取过程, 与 53033 台站的参数求取过程类似, 我们划分出 3 层各向异性层。第 1 层各向异性层的归一化到时差  $dt_1^{\text{norm}} = 0.0064 \text{ s/km}$ , 下界面深度  $H_1 = 4.0 \text{ km}$ ; 第 2 层各向异性层的归一化到时差  $dt_2^{\text{norm}} = 0.0021 \text{ s/km}$ , 下界面深度  $H_2 = 6.4 \text{ km}$ ; 第 3 层各向异性层的归一化到时差  $dt_3^{\text{norm}} = 0.0073 \text{ s/km}$ , 下界面深度至少不小于 9 个倒三角形所代表地震事件的最大震源深度(10.7 km)。

## 4 各向异性测量结果及分层参数求取结果讨论

### 4.1 快波偏振方向求取结果

本研究给出的 5 个台站快波偏振方向具有较好的一致性, 有 NNW, NS 和 NE 三个方向。如图 3 所示, 53033 台站和 53039 台站的快波偏振方向整体上是 NNW 向, 这两个台站靠近澜沧江断裂, 其快波偏振方向与澜沧江断裂走向基本上一致; 53042 台站的快波偏振方向为 NE 向, 与该地区的主压应力方向<sup>[60-61]</sup>一致; 53037 台站的快波偏振方向为近 NS 向, 自身一致性较好。

53036 台站的快波偏振方向随着两次 5.0 级及以上地震的发震时刻而明显地变化。在时窗 I 内, 该台的快波偏振方向为 NNW 向, 时窗 II 内存在 NNW, NS 和 NE 三个方向, 时窗 III 内以 NE 向为主。这种快波偏振方向随时间变化的现象在另外 4 个台上均未出现。53036 台站与两次 5.0 级及以上地震的距离仅 10~15 km, 因此上述现象可能与震前震后最大主压应力的变化有关。2013 年 3 月 3 日 M5.5 地震发生前, NNW 向的快波偏振方向与红河断裂的走向基本上一致; M5.5 地震发生后至 2013 年 4 月 17 日 M5.0 地震发生前这 45 天内, 该台站附近应力场发生一系列调整, 导致时窗 II 内快波偏振

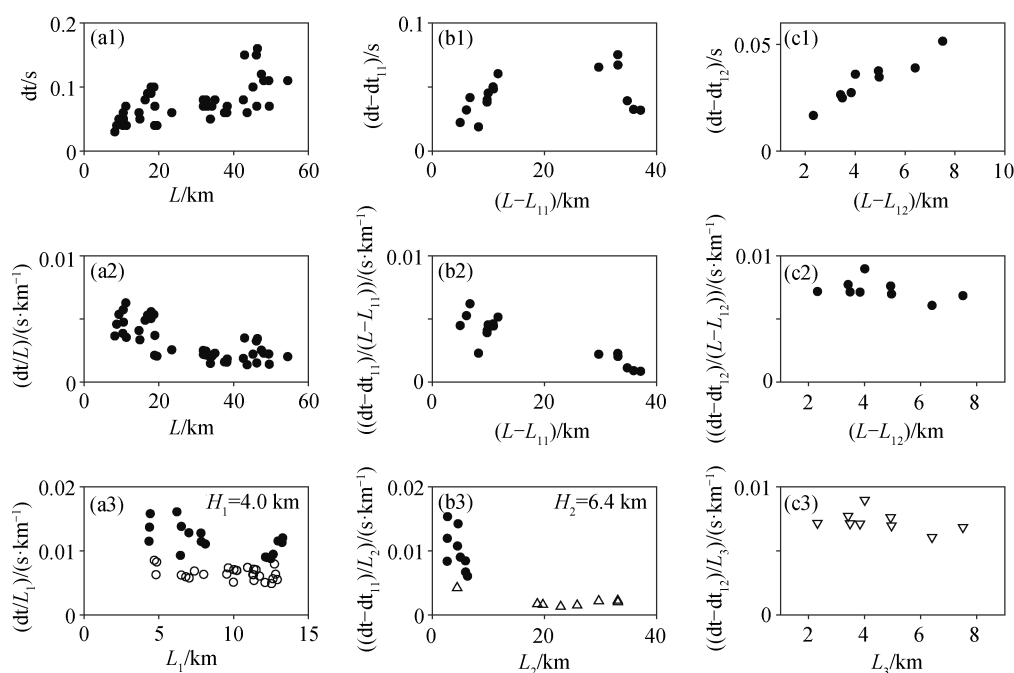


图 11 结合 5 个台站数据的各向异性分层参数求取过程

Fig. 11 Procedure of multilayered anisotropy parameters of 5 stations

方向也出现一系列的变化,出现3个不同的方向;M5.0地震发生后,时窗Ⅲ内快波偏振方向又归于NE向,与该地区的主压应力方向一致。由此推测,5.0级及以上地震孕震应力场的影响范围至少达到10~15 km。

#### 4.2 各向异性分层参数求取结果

表2列出各向异性分层参数的求取结果。5个台站的分层结果及其平均值均显示,研究区在10 km深度以上可以分3层各向异性层,具有一致性。其中,存在一个厚2~2.4 km的有着较低归一化到时差的各向异性层,其归一化到时差大致在0.0015~0.0039 s/km之间,下界面深度大致在6.3~7.2 km之间。在该层上方和下方均存在一个有着较大归一化到时差的各向异性层,上方的各向异性层归一化到时差大致在0.0034~0.0058 s/km之间,厚度大致在4.1~5.0 km之间;下方的各向异性层归一化到时差大致在0.0080~0.0100 s/km之间,下方各向异性层的归一化到时差大于上方各向异性层。

从表2中可以看出,5个台站的分层结果及其平均值相互之间存在一定的差异,体现在各向异性层下界面深度和各向异性层内归一化到时差两个方面。各向异性层下界面深度的差异均小于1 km,因此这种差异可能是由地震深度定位误差和横波路径长度误差造成的。各向异性层内归一化到时差的差异更显著,53036台站在第2层和第3层各向异性层中有着较大的归一化到时差,暗示较强的相对各向异性,而该台站与两次5.0级及以上地震的距离最近,且该台站区域记录到的所有地震事件均为两次5.0级及以上地震的余震,因此该台站附近地壳中可能存在较强的应力差,使得裂隙更发育。

胥颐等<sup>[13]</sup>发现红河断裂西侧与澜沧江之间的地壳上部存在低速异常,并认为可能是由于印支块

体向东南挤出和印缅块体向东俯冲而使地幔热流上侵造成的。Wang<sup>[62]</sup>研究中国大陆地区的热流模式,发现滇西地区及青藏高原东南沿呈现高热流状态。胡家富等<sup>[63]</sup>发现,云南地区的Q值总体上较低,且呈现东高西低的特征,大理、保山和丽江地区的Q值最低,他们认为这种低Q值现象可能与融化的地幔物质不断上涌而填充到裂隙中有关。上述研究表明,滇西南地区的地壳具有显著的低速、高热流和低Q值特征。

Crampin<sup>[64]</sup>曾提出广泛扩容各向异性(extensive dilatancy anisotropy, EDA)模型来解释上地壳各向异性的成因:当地壳岩石处在一个具优势方向的应力环境中时,会发生微裂隙的定向排列,在宏观上表现出地震波各向异性,此时横波分裂的归一化到时差反映介质各向异性的相对强度,归一化到时差越大,意味着介质各向异性越强。Crampin<sup>[65]</sup>曾详细讨论裂隙密度、裂隙空间方位、裂隙纵横比以及裂隙中填充液体的波速等因素对EDA介质各向异性程度的影响,认为各向异性与裂隙密度明显正相关。Crampin<sup>[66]</sup>也发现,地壳中高热流地区的各向异性相对较强。

本文研究结果显示,红河断裂以西的大理-永平地区10 km深度之上地壳呈现强度相间的3层各向异性分层结构,其下层的归一化到时差最大,各向异性强于上两层。结合该区域地壳的低速、高热流和低Q值的特征,造成最下层各向异性较强的原因可能是,地幔物质上涌使得该层岩石受到下部向上的挤压作用而产生破裂,同时地幔物质上涌导致热流向上传导。

孙洁等<sup>[8]</sup>发现,滇西地区呈现电阻率高、低相间的分层结构,第一层为地表低电阻率层,第二层为地壳上部高电阻率层,第三层为壳内低电阻率层。在红河断裂以西地区,地表下7 km以上出现高电阻率薄层,7 km以下出现低电阻率厚层,在距本研究区域较近的保山-永平一带,该高电阻率薄层厚约2 km,下部则出现厚约7 km的低电阻率层。从理论上讲,地壳的高电阻率或低电阻率状态与其裂隙发育程度密切相关,岩石裂隙越发育,电阻率越低。地壳裂隙发育程度与其各向异性强度密切相关,从这个角度看,本研究得到各向异性强度相间的三层结构与孙洁等<sup>[8]</sup>对该区域的研究结果吻合。本研究得到厚2~2.4 km的低各向异性强度中间层的下界面深度大致在6.3~7.2 km之间,与保山-永平一

表2 各向异性分层参数求取结果

Table 2 Results of multilayered anisotropy parameters

台站	第1层		第2层		第3层	
	$H_1/\text{km}$	$dt_1^{\text{norm}} / (\text{s} \cdot \text{km}^{-1})$	$H_2/\text{km}$	$dt_2^{\text{norm}} / (\text{s} \cdot \text{km}^{-1})$	$H_3/\text{km}$	$dt_3^{\text{norm}} / (\text{s} \cdot \text{km}^{-1})$
53033	4.1	0.0058	6.3	0.0019	$\geq 8.8$	0.0080
53036	5.0	0.0049	7.2	0.0039	$\geq 9.9$	0.0100
53037	5.0	0.0048	—	—	—	—
53039	4.2	0.0046	6.6	0.0019	$\geq 10.7$	0.0084
53042	4.5	0.0034	6.5	0.0015	$\geq 8.5$	0.0082
平均值	4.0	0.0064	6.4	0.0021	$\geq 10.7$	0.0073

带厚 2 km 的高电阻率薄层在深度和厚度上具有较好的一致性。

## 5 结论

本文利用相对精确的震源深度和横波在地壳各结构层中传播路径的长度进行过量归一化改正,给出红河断裂以西的大理-永平地区上地壳各向异性分层情况,并探讨该区域横波分裂快波偏振方向的分布状态以及各向异性分层情况与滇西南地区地幔物质上涌及高热流的关系,得到以下结论。

1) 5 个台站的快波偏振方向一致性较好,有 NNW, NS 和 NE 三个方向,其中 53033 台站以及 53039 台站的快波偏振方向与澜沧江断裂走向基本上一致,53042 台站的快波偏振方向与该地区的主压应力方向一致,53036 台站的快波偏振方向明显地随两次 5.0 级及以上地震的发震时刻而变化,推测 5.0 级及以上地震的孕震应力场的影响范围至少达到 10~15 km。

2) 5 个台站的分层结果及其平均值显示,研究区上地壳 10 km 深度以上可以划分为 3 层各向异性层,上层为厚 4.1~5.0 km 的各向异性层,归一化到时差为 0.0034~0.0058 s/km,中间为厚 2~2.4 km 的各向异性层,归一化到时差较小,为 0.0015~0.0039 s/km,下层各向异性层的归一化到时差最大,为 0.0080~0.0100 s/km。

3) 最下一层各向异性层较大的归一化到时差意味着其各向异性较强,是地幔物质上涌导致裂隙发育以及热流上传所致。

4) 本研究得到的红河断裂以西大理-永平地区上地壳各向异性强度相间的 3 层各向异性层结构与前人通过大地电磁测深方法给出的 3 层高、低电阻率相间的分层结构吻合,中间低各向异性强度层与保山-永平一带高电阻率薄层在深度和厚度上具有较好的一致性。

致谢 感谢北京大学雷军副教授、盖增喜副教授和宁杰远教授的指导。

## 参考文献

- [1] Tapponnier P, Molnar P. Active faulting and tectonics in China. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1977, 82(20): 2905-2930
- [2] Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: tertiary left-

- lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, 1990, 343: 431-437
- [3] Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, et al. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 1995, 251(1/2/3/4): 3-10
- [4] Leloup P H, Harrison T M, Ryerson F J, et al. Structural, petrological and thermal evolution of a Tertiary ductile strike-slip shear zone, Diancang Shan, Yunnan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1993, 98(B4): 6715-6743
- [5] 孙珍, 钟志洪, 周蒂, 等. 红河断裂的新生代变形机制及莺歌海盆地的实验证据. *热带海洋学报*, 2003, 22(2): 1-9
- [6] 胥颐, 刘建华, 刘福田, 等. 哀牢山-红河断裂及其邻区的地壳上地幔结构. *中国科学: 地球科学*, 2003, 33(12): 1201-1208
- [7] 秦嘉政, 皇甫岗, 张俊伟. 腾冲火山及其周围地区的地壳 Q 值特征. *地震研究*, 1998, 21(4): 358-361
- [8] 孙洁, 徐常芳, 江钊, 等. 滇西地区地壳上地幔电性结构与地壳构造活动的关系. *地震地质*, 1989, 11(1): 35-45
- [9] 徐鸣洁, 王良书, 刘建华, 等. 利用接收函数研究哀牢山-红河断裂地壳上地幔特征. *中国科学: 地球科学*, 2005, 35(8): 729-737
- [10] Li Y, Wu Q, Zhang R, et al. The crust and upper mantle structure beneath Yunnan from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion data. *Physics of the Earth & Planetary Interiors*, 2008, 170(1): 134-146
- [11] Gao X, Su Y, Wang W, et al. Lower-crust S-wave velocity beneath western Yunnan Province from waveform inversion of dense seismic observations. *Terra Nova*, 2010, 21(2): 105-110
- [12] Wang P, Wang L, Mi N, et al. Crustal thickness and average  $v_p/v_s$  ratio variations in southwest Yunnan, China, from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2010, 115(B11): B11308
- [13] 胥颐, 杨晓涛, 刘建华. 云南地区地壳速度结构的层析成像研究. *地球物理学报*, 2013, 56(6): 1904-1914
- [14] 孙长青, 雷建设, 李聪, 等. 云南地区地壳各向异性及其动力学意义. *地球物理学报*, 2013, 56(12): 4095-4105
- [15] Crampin S, Chastin S. A review of shear wave splitting in the crack-critical crust. *Geophysical Journal*



- International, 2003, 155(1): 221–240
- [16] Crampin S, Lovell J H. A decade of shear-wave splitting in the Earth's crust: what does it mean? what use can we make of it? and what should we do next?. *Geophy J Int*, 1991, 107(3): 387–407
- [17] Bush I, Crampin S. Observations of EDA and PTL anisotropy in shear wave VSPs. *Seg Technical Program Expanded Abstracts*, 1987, 6(1): 646–649
- [18] Crampin S. Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy. *Nature*, 1987, 328: 491–496
- [19] Peacock S, Crampin S, Booth D C, et al. Shear wave splitting in the Anza Seismic Gap, Southern California: temporal variations as possible precursors. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 1988, 93(B4): 3339–3356
- [20] Crampin S, Booth D C, Evans R, et al. Changes in shear wave splitting at Anza near the time of the North Palm Springs Earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1990, 95(B7): 11197–11212
- [21] Booth D C, Crampin S, Lovell J H, et al. Temporal changes in shear wave splitting during an earthquake swarm in Arkansas. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 1990, 95(B7): 11151–11164
- [22] Volti T, Crampin S. A four-year study of shear-wave splitting in Iceland: 1-Background and preliminary analysis. *Special Publications of Geological Society, London*, 2003, 212(1): 117–133
- [23] 徐震, 徐鸣洁, 王良书, 等. 用接收函数Ps转换波研究地壳各向异性——以哀牢山-红河断裂为例. *地球物理学报*, 2006, 49(2): 438–448
- [24] 石玉涛, 高原, 吴晶, 等. 云南地区地壳介质各向异性——快剪切波偏振特性. *地震学报*, 2006, 28(6): 574–585
- [25] 太龄雪, 高原, 刘庚, 等. 利用中国地震科学台阵研究青藏高原东南缘地壳各向异性: 第一期观测资料的剪切波分裂特征. *地球物理学报*, 2015(11): 4079–4091
- [26] 张艺, 高原. 中国地震科学台阵两期观测资料近场记录揭示的南北地震带地壳剪切波分裂特征. *地球物理学报*, 2017, 60(6): 2181–2199
- [27] Aster R C, Shearer P M, Berger J. Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza Seismic Network, southern California: implications for shear wave splitting and earthquake prediction. *Translated World Seismology*, 1990, 95(B8): 12449–12473
- [28] Aster R C, Shearer P M, Berger J. Reply [to “Comment on ‘Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza Seismic Network, southern California: implications for shear wave splitting and earthquake prediction’ by Richard C. Aster, Peter M. Shearer, and Jon Berger”]. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 1991, 96(B4): 6415–6419
- [29] Liu Y, Teng T L, Yehuda B Z. Systematic analysis of shear-wave splitting in the aftershock zone of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake: shallow crustal anisotropy and lack of precursory variations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2004, 94(6): 2330–2347
- [30] Crampin S, Volti T, Stefánsson R. A successfully stress-forecast earthquake. *Geophysical Journal International*, 1999, 138(1): F1–F5
- [31] Liu Y, Crampin S, Main I. Shear-wave anisotropy: spatial and temporal variations in time delays at Parkfield, Central California. *Geophysical Journal International*, 1997, 130(3): 771–785
- [32] Crampin S, Peacock S, Gao Y, et al. The scatter of time-delays in shear-wave splitting above small earthquakes. *Geophysical Journal International*, 2004, 156(1): 39–44
- [33] Crampin S, Gao Y. A review of techniques for measuring shear-wave splitting above small earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2006, 159(1/2): 1–14
- [34] 宋承泽, 雷军. 近场地震快慢横波到时差测量离散辨析和改正. *科学通报*, 2017, 62(28/29): 3356–3368
- [35] Crampin S. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media. *Wave Motion*, 1981, 3(4): 343–391
- [36] Hudson J A. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. *Geophysical Journal International*, 1981, 64(1): 133–150
- [37] Mueller M C. Prediction of lateral variability in fracture intensity using multicomponent shear-wave surface seismic as a precursor to horizontal drilling in the Austin Chalk. *Geophysical Journal International*, 1991, 107(3): 409–415
- [38] Booth D C, Crampin S. Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface. *Geophysical Journal International*, 1985, 83(1): 31–45
- [39] Liu E, Crampin S. Effects of the internal shear wave window: comparison with anisotropy induced splitting

- tting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1990, 95(B7): 11275–11281
- [40] 雷军. 介质各向异性和非均匀性对横波分裂参数测量的影响. *科学通报*, 2017, 62(23): 2619–2629
- [41] 丁志峰, 武岩, 王辉, 等. 2008年汶川地震震源区横波分裂的变化特征. *中国科学: 地球科学*, 2008, 38(12): 1600–1604
- [42] Gao Y, Wu J, Fukao Y, et al. Shear wave splitting in the crust in North China: stress, faults and tectonic implications. *Geophysical Journal International*, 2011, 187(2): 642–654
- [43] 陈聪, 雷军. 利用横波分裂到时差确定北美夏洛特皇后群岛岩石圈各向异性分层参数. *地球物理学报*, 2019, 62(1): 88–103
- [44] 刘春, 吴忠良, 蒋长胜. 汶川地震序列中较大深度余震的一种可能的直接观测证据. *中国地震*, 2009, 25(2): 113–122
- [45] 苏金蓉, 陈天长. S波偏振方法在确定汶川8.0级地震震源深度中的应用. *国际地震动态*, 2012(6): 189–189
- [46] Crampin S, Peacock S. A review of shear-wave splitting in the compliant crack-critical anisotropic Earth. *Wave Motion*, 2005, 41(1): 59–77
- [47] Wang W, Wu J, Fang L, et al. Crustal thickness and Poisson's ratio in southwest China based on data from dense seismic arrays. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2017, 122(9): 7219–7235
- [48] Crampin S, King D W. Evidence for anisotropy in the upper mantle beneath Eurasia from the polarization of higher mode seismic surface waves. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1977, 49(1): 59–85
- [49] Chen T C, Booth D C, Crampin S. Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault—III. Observations of temporal changes. *Geophysical Journal International*, 1987, 91(2): 287–311
- [50] Ando M, Ishikawa Y, Wada H. S-wave anisotropy in the upper mantle under a volcanic area in Japan. *Nature*, 1980, 286: 43–46
- [51] Ando M, Ishikawa Y, Yamazaki F. Shear wave polarization anisotropy in the upper mantle beneath Honshu, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1983, 88(B7): 5850–5864
- [52] Fukao Y. Evidence from core-reflected shear waves for anisotropy in the Earth's mantle. *Nature*, 1984, 309: 695–698
- [53] Shih X R, Meyer R P, Schneider J F. An automated, analytical method to determine shear-wave splitting. *Tectonophysics*, 1989, 165(1/2/3/4): 271–278
- [54] 高原, 石玉涛, 梁维, 等. 剪切波分裂分析系统 SAM(2007)——软件系统. *中国地震*, 2008, 24(4): 345–353
- [55] Silver P G, Chan W W. Shear wave splitting and sub-continental mantle deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1991, 96(B10): 16429–16454
- [56] Herrmann R B. Computer programs in seismology: an evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 2013, 84(6): 1081–1088
- [57] Zhang X, Wang Y. Crustal and upper mantle velocity structure in Yunnan, Southwest China. *Tectonophysics*, 2009, 471(3/4): 171–185
- [58] Laske G, Masters G, Ma Z, et al. Update on CRUST1.0-A 1-degree global model of Earth's crust // EGU General Assembly Conference Abstracts. Vienna, 2013: 2658–2658
- [59] 高原, 郑斯华, 冯德益. 剪切波的多级分裂——概念的提出与初步分析. *东北地震研究*, 1993, 9(4): 1–10
- [60] 谢富仁, 崔效锋, 赵建涛, 等. 中国大陆及邻区现代构造应力场分区. *地球物理学报*, 2004, 47(4): 654–662
- [61] 王晓山, 吕坚, 谢祖军, 等. 南北地震带震源机制解与构造应力场特征. *地球物理学报*, 2015, 58(11): 4149–4162
- [62] Wang Y. Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: constraints on active deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2001, 126(3/4): 121–146
- [63] 胡家富, 丛连理, 苏有锦, 等. 云南及周边地区Lg尾波Q值的分布特征. *地球物理学报*, 2003, 46(6): 809–813
- [64] Crampin S. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids. *Geophysical Journal International*, 1984, 76(1): 135–145
- [65] Crampin S. A review of the effects of crack geometry on wave propagation through aligned. *Can J Exp Geophys*, 1993, 29: 3–17
- [66] Crampin S. The fracture criticality of crustal rocks. *Geophysical Journal International*, 1994, 118(2): 428–438