

利用时频偏振分析技术研究 面波传播的复杂性^{*}

陈 虹 黄忠贤

(中国北京 100085 国家地震局地壳应力研究所)

摘要 介绍了一种新的时频偏振分析技术. 该技术是传统的面波分析技术(移动窗方法及多重滤波方法)和奇异值分解法的结合, 可用于测定不同周期的面波入射方位角; 并将其用于分析穿过中国大陆不同块体的面波传播路径, 并对穿过青藏高原不同区域的面波传播路径进行了分析. 结果表明, 该方法能充分利用面波不同振型在频率成分及到时上的差异给出较准确的偏振分析结果, 同时也便于考察面波偏振(入射方位)随周期而变化的情况. 实际资料分析表明, 岩石圈结构的横向不均匀性对面波的传播路径有很大影响. 尤其是穿过青藏高原的面波路径对大圆路径的偏离角较大, 并且穿过青藏高原的不同区域的面波其传播路径对大圆的偏离角也有很大区别.

主题词 横向不均匀性 时频偏振分析 面波传播路径

引言

由于地球介质的横向不均匀性, 地震面波在实际传播过程中将会不同程度地偏离大圆路径, 在到达接收台站时, 其入射方向和偏振方向将偏离大圆方位角. 这种现象从 50 年代初就开始受到注意, 并利用三台法和台阵技术进行过研究. 近年来由于高质量数字地震记录的出现, 为利用单台三分量地震记录研究面波的偏振特性提供了条件. 如 Lerner-Lam 和 Park(1989)研究了在西北太平洋传播的 10~100 s 面波的折射和多重途径现象, 黄忠贤等(1994 a)利用部分 CDSN 资料研究了中国大陆岩石圈速度结构横向不均匀性引起的面波传播异常现象. 在利用单台三分量记录研究偏振时, 为了得到准确可靠的偏振参数, 要求在所考虑的时间和频率窗口内只存在一种振型的波. 当所研究的面波的传播距离只相当于中国大陆这样的尺度(几千公里以内), 面波没有充分地频散, Rayleigh 和 Love 波、基阶和高阶振型的波相互干涉相当严重. 在这种情况下, 需要一种能充分地利用各种振型面波在时间和频率上的差异的分析方法. 时频偏振分析技术正是这样一种方法, 它能较好地适应面波偏振分析的要求.

1 时频偏振分析技术

时频偏振分析技术将传统的面波分析用的时-频分析技术(Levshin *et al.*, 1992)与奇异

^{*} 地震科学联合基金资助课题.

1997-03-17 收到初稿, 1997-08-04 收到修改稿, 1997-09-18 决定采用.

值分解方法结合起来进行偏振分析. 它可以充分地利用面波不同振型在频率成分及到时上的差异, 并较为准确地确定偏振参数, 便于考察面波偏振(入射方位)随周期而变化的情况.

时频偏振分析分为两大步骤进行: 首先, 用移动窗方法或多重滤波方法求出在每一个时间-频率点上面波各分量的瞬时振幅和相位(复谱的实部和虚部); 然后, 在每个点附近的一个频率和时间范围内构成协方差矩阵, 利用奇异值分解法确定该点的偏振参数.

利用移动窗方法(Landisman *et al.*, 1969)的时频偏振分析技术的实际计算步骤是: 将三分量面波记录数据消去均值和趋势项, 并作仪器响应改正; 按大圆路径方位角旋转水平分量, 得到垂直、径向和横向三分量数据; 读入需要进行分析的周期数及各点的周期, 以及需要分析的最大及最小速度(时间)范围; 确定频率窗中心点的时间, 根据周期确定时间窗长度; 对窗内数据加余弦平方窗, 经 Fourier 变换得到该时间-频率点三分量复数谱的实部和虚部; 最后进行偏振分析.

利用多重滤波法(Dziewonski, Landisman, 1969)的时频偏振分析技术的实际计算步骤如下: 输入三分量面波记录信号并消去均值和线性趋势; 按大圆路径方位角旋转水平分量, 得到垂直、径向和横向三分量数据; 对三分量数据进行 Fourier 变换, 得到频率域中的三分量数据; 进行仪器频率响应改正; 确定所考虑的中心频率; 对各分量的谱加高斯窗; 经 Fourier 逆变换回到时间域, 得到经滤波后的三分量信号及相应的 90° 相移信号; 确定每个时间-频率点的瞬时振幅和相位; 最后进行偏振分析.

以上所用到的移动窗方法及多重滤波方法在很多文献中都做过介绍(朱介寿等, 1988), 这里不再重复. 下面简要介绍偏振分析方法.

地震波的偏振特性提供了关于波型和传播方向的有用信息, 因此, 利用三分量地震记录进行偏振分析是一种鉴别震相、估计入射角和方位角的重要方法. 利用奇异值分解法可以定量地确定偏振参数. 根据奇异值方法, 在给定的时间窗及频率范围内的三分量记录信号被用来构成一个资料协方差矩阵. 奇异值分解给出 3 个特征值及相应的特征向量, 如果给定的窗口内只包含一个偏振波并且记录信噪比足够高, 则只有一个特征值不为零, 对应的特征向量可以正确地给出这个波的振动情况.

实际计算时通过移动窗或多重滤波方法, 已求得了 3 个分量在每一个时间-频率点($\bar{\omega}$, τ)的复数谱, 这可表达为一个列向量 $\mathbf{F}(\bar{\omega}, \tau) = (F_1(\bar{\omega}, \tau), F_2(\bar{\omega}, \tau), F_3(\bar{\omega}, \tau))^T$, F_1 , F_2 , F_3 分别代表垂直、径向和横向分量, 在确定各时间-频率点的偏振参数时, 我们用该点周围一定的频率和时间范围内的波构成一个协方差矩阵

$$\mathbf{S} = \frac{\sum \mathbf{F}(\bar{\omega}, \tau) \mathbf{F}^*(\bar{\omega}, \tau)}{\sum |\mathbf{F}(\bar{\omega}, \tau)|^2}$$

进行偏振分析. 上式中, $*$ 代表共轭, T 代表转置, \mathbf{S} 是一个 3×3 的正半定 Hermite 矩阵, 求解其特征值问题可得到 3 个实的特征值及 3 个对应的特征向量. 在纯偏振状态下, 只存在一个不为零的特征值($\lambda=1$), 相应的特征向量记为 \mathbf{U} , 其实部为 $\mathbf{U}_r^T = (U_{r1}, U_{r2}, U_{r3})$, 虚部为 $\mathbf{U}_i^T = (u_{i1}, u_{i2}, u_{i3})$. 这向量定义了一个偏振椭圆, 通过计算该椭圆的长轴和短轴的方向可以得到入射方位角, 以及偏振线性度等参数, 计算公式可参考黄忠贤等(1994). 此外, 为检验计算结果的好坏, 我们定义特征值和偏振线性度的乘积为表示结果好坏的质量因子. 该因子的变化范围为 $0 \sim 1$, 接近 1 时表明结果的可靠程度较高.

2 时频偏振分析技术用于研究面波传播的复杂性

应用前述的时频偏振分析方法，我们分析了 8 条穿过青藏高原不同区域的面波传播路径，从中可以清楚看出不同周期的面波受到岩石圈横向不均匀性不同程度的影响。所分析的几个地震事件的参数如表 1 所示。

表 1 地震事件参数

事件代码	日 期 (年-月-日)	发震时刻 (时：分：秒)	$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$	记录台 站代号*
9127	1991-12-27	09:09:35.8	51.1	98.3	KMI、QIZ
7806	1978-08-08	10:12:34.4	32.3	83.0	SHI
9240	1992-12-22	16:42:36.6	34.9	88.3	LSA
9303	1993-01-26	20:32:3.0	23.1	101.1	LSA
8805	1988-08-20	23:09:09.5	26.7	86.61	KMI
9116	1991-04-11	20:32:20.9	27.1	101.04	LZH
9126	1991-09-14	13:16:38.0	30.81	78.90	ENH

注：* KMI 为昆明台、QIZ 为琼中台、ENH 为恩施台、SHI 为西隆台、LSA 为拉萨台、LZH 为兰州台。其中，KMI、QIZ、ENH、LSA、LZH 等台属于 CDSN 台网；SHI 台属于 GDSN 台网。

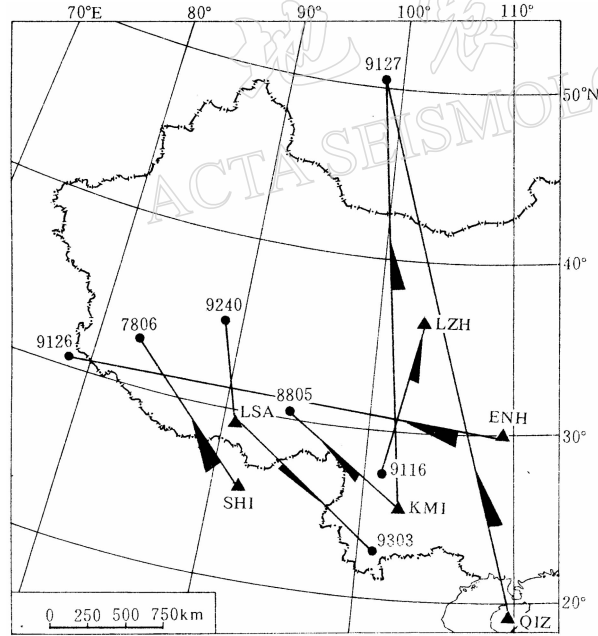


图 1 8 条 Love 波传播路径及
对大圆的偏离方向和偏离角

KMI 9127：3°~13°，50 s 最大；ENH 9126：
10~60 s，6°~15°；LZH 9116：3°~9°，25~60 s 最大；
QIZ 9127：<15 s，8°~14°，15~40 s，5°~7°；>45 s，
1°~2°；SHI 7806：5°~19.5°，50 s 最大；LSA 9303：
0°~6°，25 s 最大；KMI 8805：10~25 s，0°~3°；
25~80 s，0°~4°；>80 s，0°~7°

表 1 所列各地震台及地震事件的震中的空间分布、面波传播路径和计算得到的偏离角均示于图 1 中。下面我们分别对图 1 中的各条面波传播路径进行具体的偏振分析。

图 2 a 为对事件 9127 到达昆明台(KMI)的 Love 波路径计算结果。图 2 a 上图为对于大圆路径的偏角随周期的变化。当从台站朝向震中方向看时，正偏角表示实际路径在大圆路径的右方。在 15~30 s 的周期范围内偏离角较小，约在 3°~5°。在 15 s 以下偏角在 5°~9°。从 30 s 到 40 s，偏角迅速增大。在 40~100 s 范围内，偏角比较稳定，基本在 11°~13°之间。图 2 a 下图为表示所计算的偏振结果质量好坏的质量因子随周期的变化。从图中可以看出在 15 s 周期以上（特别是 40 s 以上）质量因子较高。

路径 KMI 9127 从北而南穿越青藏高原东北边界进入青藏低速块体到达昆明台。由于青藏块体与周围地块速度结构的明显差异，造成面波路径显著偏离大圆，偏向大圆的东方，即

地壳较薄速度较高的区域. 这种偏离在较长周期(>40 s)尤其明显. 说明青藏与周围块体速度结构的区别, 主要不在中上地壳, 而在下地壳和上地幔顶部.

对比从同一事件到达琼中台的路径 QIZ 9127(图 2 b). 这条路径穿过华北和华南地块, 但没有受到青藏块体的影响. 在 15 s 周期以下偏角较明显($8^{\circ}\sim 14^{\circ}$), 15~45 s 偏角稳定在 $5^{\circ}\sim 7^{\circ}$, 45 s 以上偏角进一步减小, 仅为 $1^{\circ}\sim 2^{\circ}$. 总的来看, 偏离都是朝着大圆路径的东边, 这与中国大陆地壳自西向东减薄的总趋势是一致的. 从随周期变化的情况可看出, 速度结构的横向不均匀性主要表现在地壳结构, 特别是中上地壳, 而上地幔的速度差异是不显著的.

青藏高原是印度大陆与欧亚大陆碰撞的产物, 其地壳及上地幔的速度结构存在明显的横向不均匀性, 研究穿过青藏高原的面波传播路径与速度横向不均匀性的关系, 对研究青藏高原及其形成的动力学有参考价值. 对此, 我们专门对穿过青藏高原南部的几条面波传播路径进行了分析.

图 2 c 为事件 7806 到达 SHI 台的 Love 波路径的计算结果. 该路径穿过青藏高原的南部边界的雅鲁藏布江碰撞带及拉萨地体. 该路径偏离角较大, 最大达 19° , 且周期从 10~100 s 的波均向南偏, 周期范围在 40~70 s 周期的波偏离角最大. 图 2 d 为由西至东贯穿青藏高原中南部的 Love 波 ENH 9126 的计算结果, 路径明显向南偏, 偏离角平均 10° 左右(周期大于 60 s 时品质因子不高). 该路径对大圆路径的偏离角没有 SHI 7806 的偏离角大. 这可能是由于印度大陆向欧亚大陆的俯冲, 大量的地幔物质涌入青藏南部的中下地壳, 造成青藏南部的中下地壳的速度存在明显的由北向南升高的梯度. 由于 SHI 台已位于喜马拉雅碰撞弧以南, 青藏高原与印度地盾的结构差异也是造成这种路径偏转较大的原因.

图 2 e 为路径 LZH 9116 的计算结果, 该路径由北至南从兰州穿过甘川滇地区, 基本上沿青藏高原的东部边界, 路径向东偏(负偏角), 偏离角随周期的不同有两个明显的起伏, 在周期 23 s 左右及 50~70 s 偏离最大(-9°), 这说明青藏高原的东部边界的甘川滇地区与其东部块体的速度差异主要在上地壳及下地壳至上地幔顶部.

路径 LSA 9240(图 2 f)较短, 并且仅穿过青藏的中部地区, 偏离角不大($<4^{\circ}$). 这说明青藏高原中部地区的速度的横向不均匀性没有南部地区大.

路径 LSA 9303(图 2 g)由川滇南部穿过青藏高原南部的喜马拉雅弧的东端到达拉萨台, 路径明显向南偏, 并且周期在 25~35 s 的波的路径偏离角最大(达到 6°). 这说明该面波路径所穿过的喜马拉雅弧东端地区的中上地壳(25~35 km)的速度横向不均匀性比下地壳及上地幔的横向不均匀性大.

路径 KMI 8805(图 2 h)穿过川滇中南部及青藏东南部地区, 从图 1 可以看到该路径与 LSA 9303 的走向一致, 25 s 以上的 Love 波路径主要向南偏, 偏离角没有 LSA 9303 大(25~80 s, $<5^{\circ}$), 但周期小于 25 s 的波(向北偏)与周期大于 25 s 的波(向南偏)的偏离方向相反. 在周期 80 s 时又出现反向, 这可能是由于川滇地区在 30 km 以下到上地幔顶部的低速区的影响. 曾融生先生在对青藏高原的面波 CT 研究中发现, 在川滇地壳 30 km 以下至上地幔存在低速区(曾融生等, 1992).

需要说明的是 LSA 9303 与 KMI 8805 两条路径计算的偏离角一个为正, 一个为负, 但它们均向南偏, 这是因为偏离角正或负表示路径偏向由台站到震中的大圆路径的右边或左边.

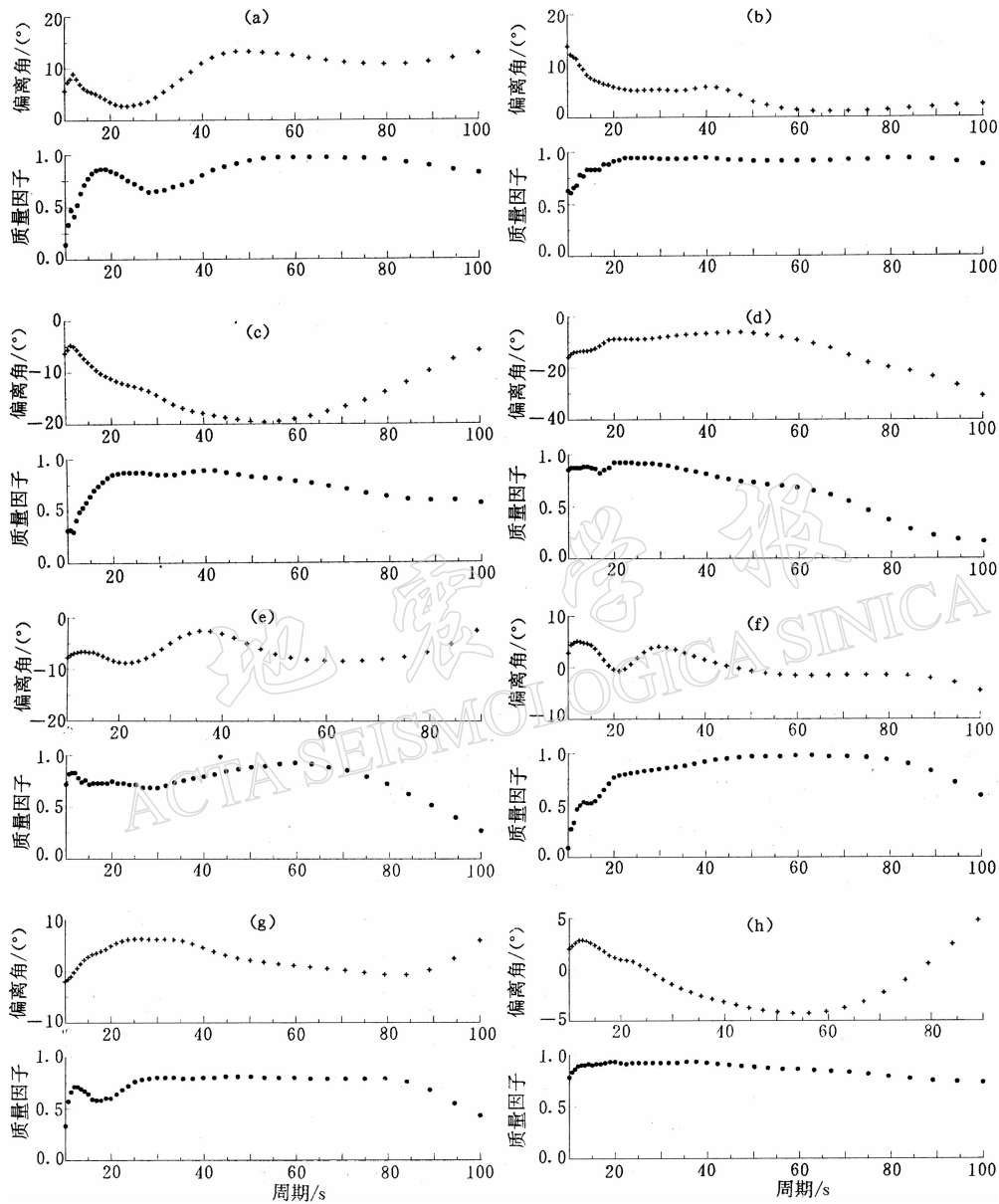


图 2 Love 波到达台站时对大圆方位角的偏离((a)~(h)上图)及代表
偏角计算结果质量的质量因子随周期变化的情况((a)~(h)下图)

(a) 路径 KMI 9127; (b) 路径 QIZ 9127; (c) 路径 SHI 7806; (d) 路径 ENH 9126;
(e) 路径 LZH 9116; (f) 路径 LSA 9420; (g) 路径 LSA 9303; (h) 路径 KMI 8805

图 3 将以上所分析的几条穿过青藏高原不同地区的有代表性的面波传播偏离结果画在一张图上进行比较. 从图上可以看到, 穿过青藏高原南部边界的路径偏离角最大(SHI 7806), 并在周期 40~70 s 时达到最大(19°); 其次为穿过青藏高原东部边界的甘青川地区的面波路径(LZH 9116, 最大达到 9°), 该路径在周期 23 s 及 60 s 左右偏离较大. 穿过青藏高原中部的面波路径对大圆的偏离较小(LSA 9240, 小于 5°). 穿过喜马拉雅弧东端的 Love

波(LSA 9303)路径亦向南偏,其在周期 25~35 s 时偏离角比较明显(6°). 以上结果可以看到,青藏高原与其周围块体的速度结构的差异对面波的传播路径有很大影响. 穿过青藏高原不同地区的 Love 波传播路径对大圆路径的偏离有很大不同,并且偏离角随周期的变化也揭示了地下不同深度的速度的横向不均匀性信息.

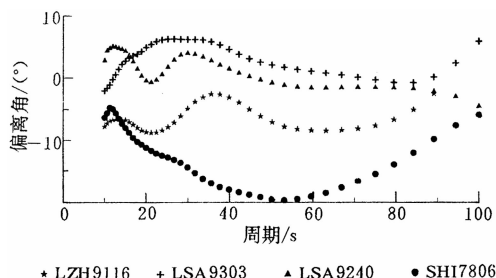


图3 穿过青藏高原不同区域的几条面波路径的偏离角的比较

3 结论

时频偏振分析技术能充分利用面波不同振型在频率成分和到时上的差异,较好地确定面波偏振角随频率改变的情况.

从几个例子可以看出,中国大陆岩石圈结构的横向不均匀性对面波的传播路径有很大的影响. 尤其是穿过青藏高原的波偏转严重,最大偏角可达 20° 左右,而且随着路径的不同,路径偏离随周期变化情况也是复杂多样的. 面波传播路径的这种复杂性,对于利用面波频散反演不均匀速度结构的分辨能力带来很大限制. 另一方面,由于面波路径对于速度结构横向变化梯度较敏感,研究面波偏振给速度结构反演增加了新的可利用的信息.

对穿过青藏高原不同地区的几条面波传播路径的研究结果表明,青藏高原南部边界区域的速度横向不均匀性最大,且主要表现在下地壳. 青藏高原东部边界的甘青川地区的速度横向不均匀性主要表现在上地壳与上地幔顶部,川滇南端的横向不均匀性则主要表现在下地壳与上地幔顶部. 青藏高原中部的速度横向不均匀性较小.

应当指出,利用单台三分量资料揭示的面波路径的偏离,主要受到路径上靠近台站的横向不均匀影响,而对于较靠近震中的不均匀性是不敏感的(黄忠贤等,1994 b). 而实际上,在远离台站的地方,面波受到的不均匀性的影响是同样的,因此面波路径可能更为复杂.

参 考 文 献

- 黄忠贤,陈虹,王贵华,1994 a. 面波偏振及中国大陆岩石圈横向不均匀性. 地球物理学报, **37**(4): 456~468
- 黄忠贤,陈虹,吴依农,1994 b. 偏振分析程序 POLARLYS 在面波研究中的应用. 地球物理学报, **37**(增刊 II): 383~392
- 曾融生,朱介寿,周兵,等,1992. 青藏高原及其东部邻区的三维地震波速度结构与大陆碰撞模型. 地震学报, **14**(增刊): 524~533
- 朱介寿,等,1988. 地震学中的计算方法. 北京:地震出版社. 429~435
- Dziewonski A, Bloch S, Landisman M, 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull Seism Soc Amer*, **59**(1): 427~444
- Landisman M, Dziewonski A, Sato Y, 1969. Recent improvements in the analysis of surface wave observation. *Geophys J R astr Soc*, **17**(1): 369~403
- Lerner-Lam A L, Park J J, 1989. Frequency-dependent refraction and multipathing of 10~100 second surface waves in the western Pacific. *Geophys Res Lett*, **16**(6): 527~530
- Levshin A, Ratnikova L, Berger J, 1992. Peculiarities of surface-wave propagation across central Eurasia. *Bull Seism Soc Amer*, **82**(3): 2 464~2 493