

# 青藏高原北部与东缘地震波特征 对比及其地球物理意义

张树勋

(国家地震局兰州地震研究所, 兰州 730000)

**摘要** 藏北与滇南均是地震多发区, 甘肃台网记录的该两区地震波有明显差异。滇南地震波途经青藏高原东缘到兰州, 其体波波列以短周期成分为主。短周期面波  $L_{g1}$  和  $L_{g2}$  非常显著, 起始尖锐。藏北地震波途经青藏高原东北部到兰州, 传播介质对地震体波的短周期部分吸收相当强, 体波和面波均有一定的衰减,  $L_{g1}$  不明显或缺失,  $L_{g2}$  起始缓慢, 周期长。对两区地震波的对比研究表明, 由于两传播路径中的上地幔与地壳上部构造差异显著, 介质密度和分层不同, 对地震波的吸收也就不同, 从而造成两地区地震记录上的差别。

**关键词:** 青藏高原 地震波 衰减 介质 地球物理学

## 1 引言

青藏高原在地球物理学研究中是一个非常重要的区域, 它被普遍认为是印度和欧亚两个大陆板块互相碰撞的典型地区。该地区地球物理性质复杂, 地壳结构特殊, 地热资源丰富。藏北地震波途经青藏高原东北部地区到兰州, 其地震波记录与国内其它地区(包括滇南地区在内)明显不同。这反映了青藏高原东北部地区地壳与上地幔结构的特殊性。因此讨论分析藏北地震波的周期、振幅、衰减及短周期成分的吸收, 对该区地球物理性质和地震波分析有一定意义。

## 2 藏北—兰州与滇南—兰州两条传播路径上地震波记录特征的对比

选取兰州观象台和兰州台网 1985—1994 年记录的发生在滇南和藏北地区的两次  $M_s 5.5$ 、一次  $M_s 6.1$  和一次  $M_s 6.3$  地震作为样本。表 1 给出这些地震的基本参数, 图 1 给出地震发生的区域及地震波传播路径。藏北地震与滇南地震距兰州的震中距  $\Delta$  非常接近, 震级相当。

表 1 藏北与滇南 4 次地震基本参数

序号	发震时间	震中位置		参考地名	震级 $M_s$	震中距 $\Delta$ (度)
		东经	北纬			
1	1985-05-20-23:11	86°18'	35°36'	藏北可可西里山以西	6.3	12.9
2	1994-08-14-15:38	89°24'	35°12'	藏北可可西里山	5.5	11.3
3	1985-04-18-13:52	102°51'	25°50'	滇南昆明北	6.1	10.3
4	1993-08-14-22:30	101°15'	25°27'	滇南姚安	5.5	11.0

藏北在兰州正西,滇南在兰州正南。藏北地震波途经青藏高原东北部到兰州,滇南地震波沿青藏高原东缘,途经云南、四川及甘肃陇南地区到兰州。

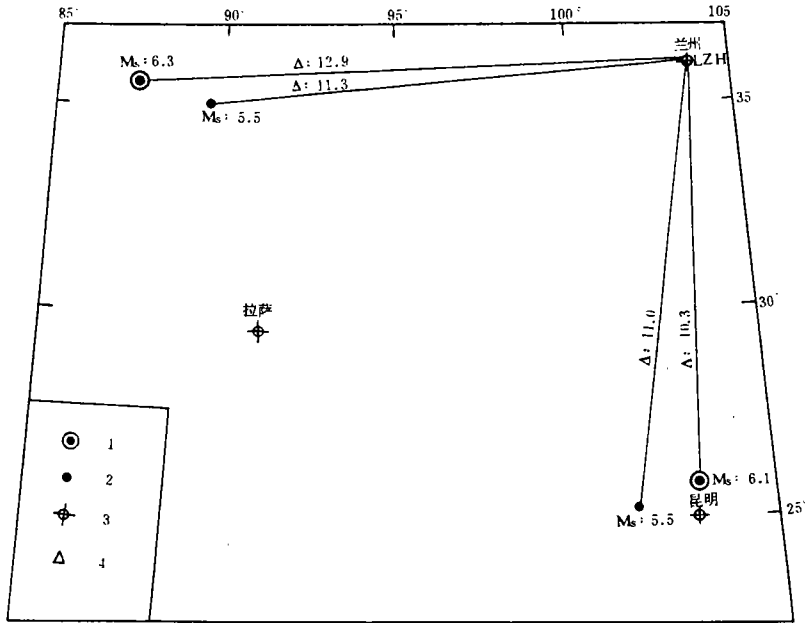


图 1 藏北和滇南 4 次地震分布

1  $6.1 \leq M_s \leq 6.3$ ; 2  $M_s = 5.5$ ; 3 地震台站; 4 震中距

Fig. 1 Distribution of 4 earthquakes in north Xizang and south Yunnan.

图 2 和图 3 分别是兰州台短周期 64 仪对藏北  $M_s 5.5$  和滇南  $M_s 5.5$  地震的记录。图 4 和图 5 分别是兰州台中长周期 SK 仪对藏北  $M_s 6.3$  和滇南  $M_s 6.1$  地震的记录。

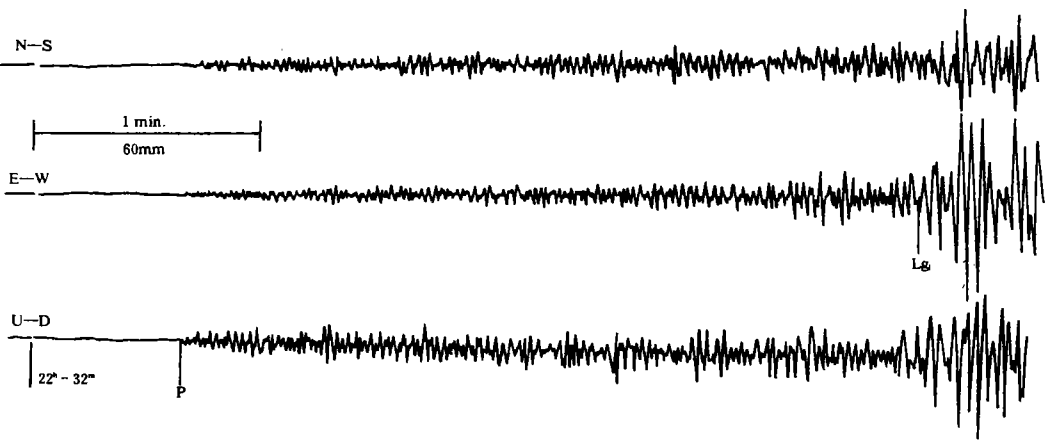


图 2 滇南姚安 1993-08-14  $M_s 5.5$  地震短周期 64 仪记录

Fig. 2 The short-period seismograph-64 records of the 1993-08-14 Yaoan  $M_s 5.5$  earthquake in south Yunnan.

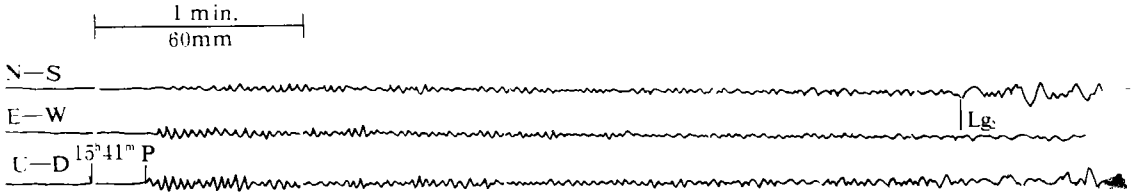


图 3 藏北可可西里山 1994-08-14  $M_s5.5$  地震短周期 64 仪记录

Fig. 3 The short-period seismograph-64 records of the 1994-08-14 Mt. Kokoxili  $M_s5.5$  earthquake in north Xizang.

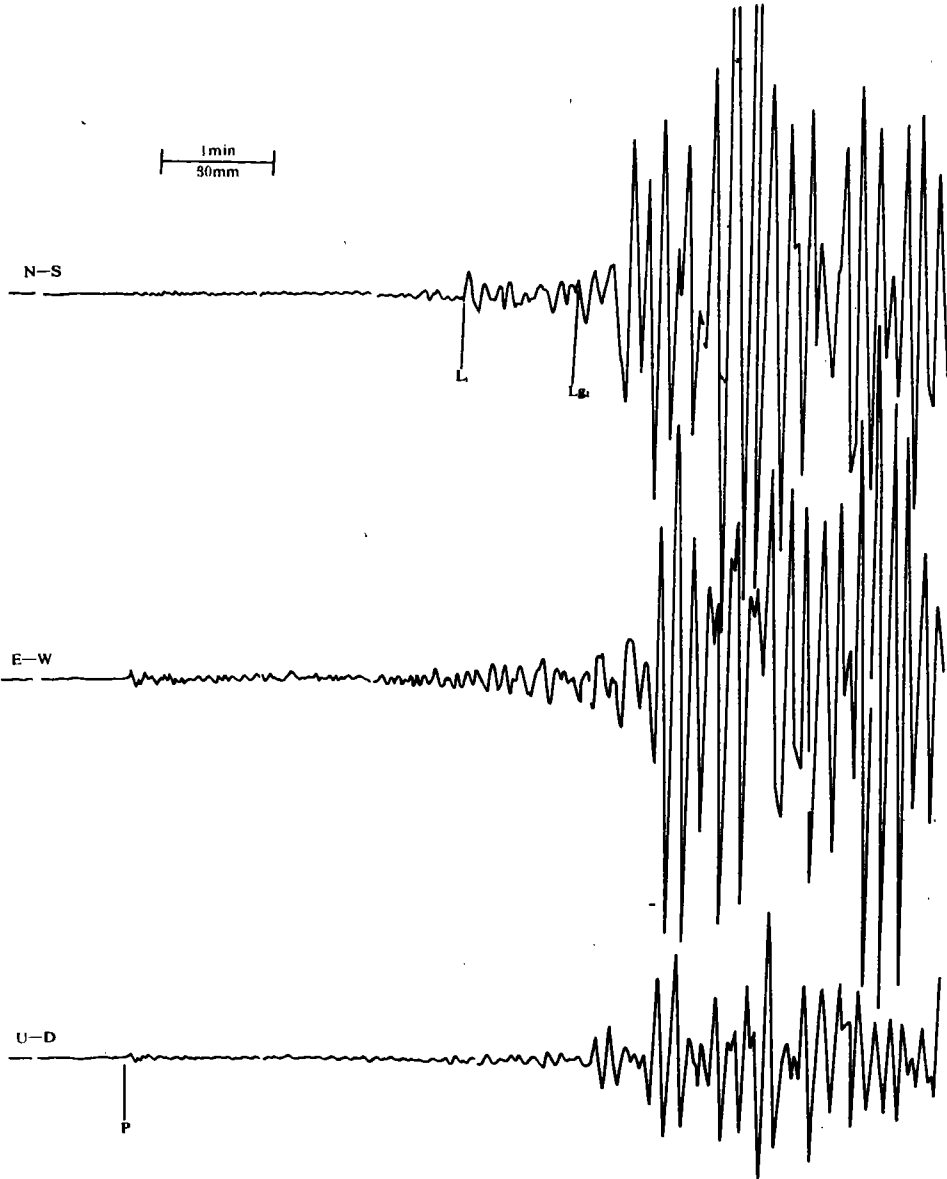


图 4 藏北可可西里山以西 1985-05-20  $M_s6.3$  地震中长仪 SK 记录

Fig. 4 Intermediate-and-long-period seismograph-SK records of the 1985-05-20 west Mt. Kekexili  $M_s6.3$  earthquake in north Xizang.

由图2和图3可明显看出藏北与滇南  $M_s 5.5$  地震的体波波列特征。就纵波波列而言,藏北地震的纵波波列周期长,滇南地震则相对较短,藏北地震的体波振幅远弱于滇南。图4和图5的中长仪记录也有明显的显示,其特征对比归纳如下:

(1)藏北与滇南的地震波周期不同,且藏北地震波短周期部分吸收强烈。藏北地震波在短周期记录上的纵波波列周期为  $1.2 \sim 1.5$  秒,横波波列周期为  $1.5 \sim 2.0$  秒。滇南纵波波列周期为  $0.3 \sim 1.0$  秒,且起始尖锐,横波波列周期为  $0.5 \sim 1.0$  秒,以  $1.0$  秒为主。中长周期仪记录的藏北体波周期以  $2.0$  秒为主,几乎无短周期成分叠加。滇南体波周期以  $1.0$  秒为主,短周期成分在较长周期上叠加显著。从图中可明显看出藏北地震波短周期成分被强烈吸收,这是它与滇南和其它地区最明显的差异。藏北地震体波波列和面波周期长,初动缓慢,波列光滑而不尖锐。

(2)藏北体波面波相对滇南体波面波衰减快。藏北体波振幅在同等距离、同等震级下远小于滇南体波振幅(图2和图3)。图6是兰州遥测台网DK-1型中长仪对藏北  $M_s 6.3$  和滇南  $M_s 6.1$  地震面波的百倍级记录。由图6可看出,藏北地震面波  $L_m$  衰减快,记录振幅弱于滇南地震面波振幅。表2给出了这两对地震的体波  $\log A\mu$  值与面波  $\log A/T$  值。

兰州记录的藏北与滇南地震的地动位移值相差很大,体波  $\log A\mu_{\text{滇南}} - \log A\mu_{\text{藏北}} = 0.5$ ,面波  $\log A/T_{\text{滇南}} - \log A/T_{\text{藏北}} = 0.8$ 。在震中距相近、震级相当的情况下,本应是  $\log A\mu_{\text{滇南}} =$

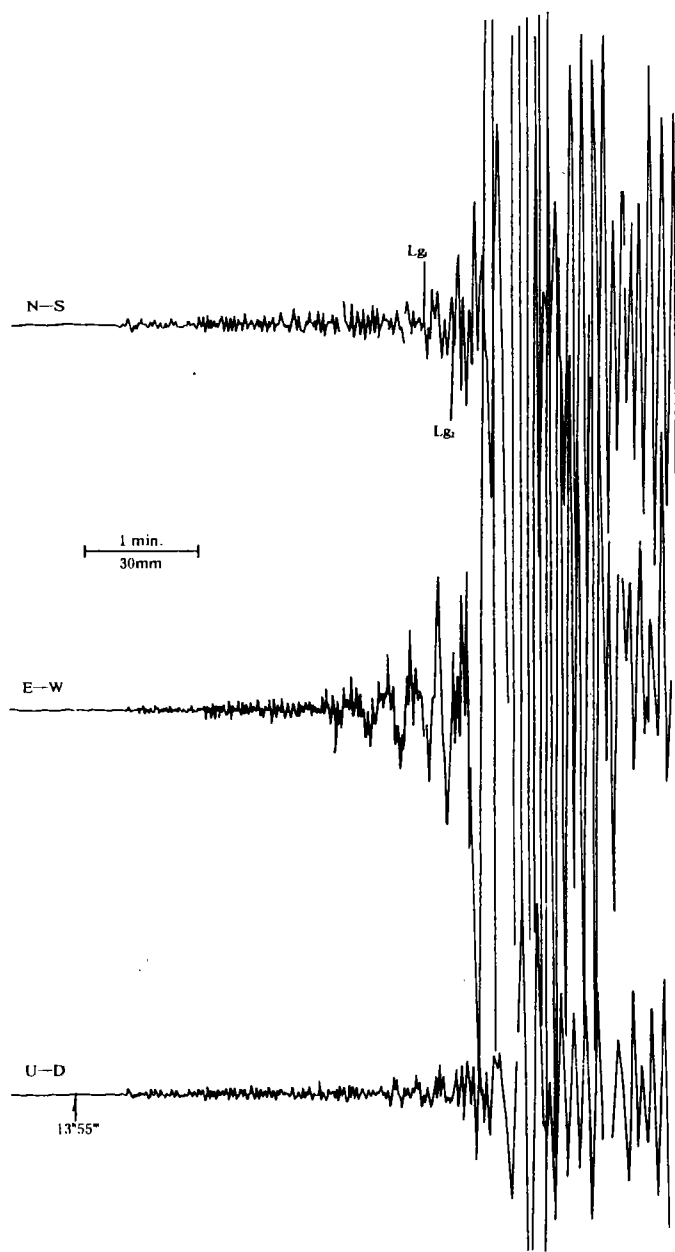


图5 滇南昆明北 1985-04-18  $M_s 6.1$  地震中长仪 SK 记录  
Fig. 5 The intermediate and long-period seismograph-SK records of the 1985-04-18 north Kunming  $M_s 6.1$  earthquake in south Yunnan.

$\log A\mu_{\text{藏北}}$  及  $\log A/T_{\text{滇南}} = \log A/T_{\text{藏北}}$ 。但上述这种差异却恰恰反映了藏北与滇南两种路径上引起地震波衰减因素的不同。

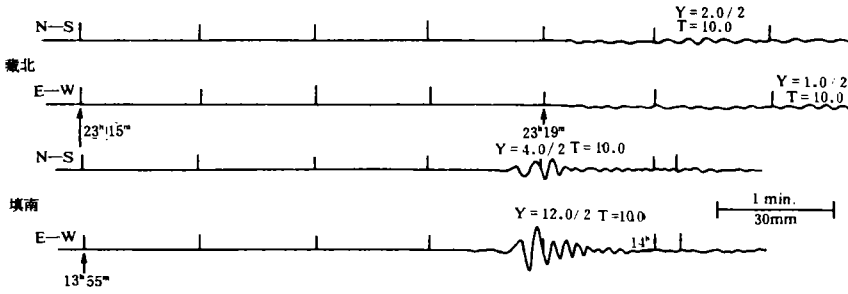


图 6 藏北  $M_s6.3$  和滇南  $M_s6.1$  地震 DK-1 型中长仪百倍级 Lm 记录

Fig. 6 The intermediate-and-long-period seismograph DK-1 hundredfold Lm records of the north Xizang  $M_s6.3$  and south Yunnan  $M_s6.1$  earthquakes.

表 2 藏北与滇南地震的  $A\mu, \log A\mu$  和  $\log A/T$  值

发震时间	地区	震级 $M_s$	仪器 型号	地震波 类型	分向	双振幅 (mm)	周期 T(s)	放大倍数	$A\mu$	$\log A\mu$	$\log A/T$	$\Delta D_{\text{体}}$	$\Delta D_{\text{面}}$
1994-08-14 15 <sup>h</sup> 38 <sup>m</sup>	藏北	5.5	64	体波	NS	2.0	2.5	$10.400 \times 10^3$	0.19	-0.70		0.5	
					EW	2.0	2.5	$10.000 \times 10^3$	0.20	-0.70		0.5	
1993-08-14 22 <sup>h</sup> 30 <sup>m</sup>	滇南	5.5	64	体波	NS	13.0	1.5	$19.500 \times 10^3$	0.70	-0.15		0.5	
					EW	13.5	1.5	$18.400 \times 10^3$	0.70	-0.15		0.5	
1985-05-20 23 <sup>h</sup> 11 <sup>m</sup>	藏北	6.3	DK-1	面波	NS	2.0	10.0	$0.049 \times 10^3$	20.40		0.40		0.8
					EW	1.0	10.0	$0.040 \times 10^3$	12.50		0.40	0.8	
1985-04-18 13 <sup>h</sup> 52 <sup>m</sup>	滇南	6.1	DK-1	面波	NS	4.0	10.0	$0.049 \times 10^3$	40.80		1.19		0.8
					EW	12.0	10.0	$0.040 \times 10^3$	150.00		1.19	0.8	

$\Delta D_{\text{体}}$ ——体波位移差, 即  $\log A\mu_{\text{滇南}} - \log A\mu_{\text{藏北}}$

$\Delta D_{\text{面}}$ ——面波位移差, 即  $\log A/T_{\text{滇南}} - \log A/T_{\text{藏北}}$       $A$ —— $\sqrt{(A_{NS})^2 + (A_{EW})^2}$

(3)藏北地震波中的  $L_{g1}$  波缺失或不明显,  $L_{g2}$  波相对周期较长。藏北与滇南均距兰州  $11^\circ \sim 13^\circ$ , 受上地幔低速层的影响, 该两区的体波都处于影区之中, 纵波弱而横波在记录图上几乎不显示或无法辨认。一般认为在这个距离上短周期面波  $L_{g1}$  和  $L_{g2}$  均有较好的显示。滇南地震的  $L_{g1}$  和  $L_{g2}$  波都非常明显, 而且起始尖锐, 容易识别, 但藏北地震却无  $L_{g1}$  波或不明显,  $L_{g2}$  波起始相对其它地区也较缓慢, 周期相对较长。

### 3 浅析影响藏北—兰州路径上地震波传播的某些因素

#### 3.1 地震波传播的几个有关参数

根据波动方程, 当平面纵波沿  $n_i$  方向传播时, 如其位移  $u_p$  为

$$(u_p)_i = n_i u(t - \frac{n_j x_j}{V_p})$$

则纵波能量密度  $E_p$  为

$$E_p = \frac{1}{2} \rho \left( \frac{\partial u}{\partial t} \right)^2 + \frac{1}{2} \rho V_p^2 \theta^2 \quad (1)$$

其中  $\theta = \frac{\partial (u_p)_i}{\partial x_i}$ ,  $u$  为位移函数。同理横波能量密度  $E_s$  为

$$E_s = \frac{1}{2} \rho \left( \frac{\partial u}{\partial t} \right)^2 + \frac{1}{2} \rho V_s^2 \theta^2 \quad (2)$$

对简谐平面纵波和横波的能流密度  $\vec{A}_p$  与  $\vec{A}_s$

$$\vec{A}_p = \frac{1}{2} \bar{n} \rho \omega^2 Y_p^2 V_p \quad (3)$$

$$\vec{A}_s = \frac{1}{2} \bar{n} \rho \omega^2 Y_s^2 V_s \quad (4)$$

其中  $\rho$  为介质密度,  $\omega$  为圆频率,  $V_p$  和  $V_s$  分别是纵波和横波的传播速度。  $\bar{n}_i$ ,  $\bar{n}_j$ ,  $\bar{n}$  为波的传播方向,  $Y_p$  和  $Y_s$  分别是简谐平面纵波和横波的振幅, 由(1)、(2)、(3)、(4)式可知, 地震波在  $\bar{n}$  传播方向上, 其能量衰减均与介质密度  $\rho$ 、圆频率  $\omega^2$ 、传播速度及速度的平方成正比。

### 3.2 藏北—兰州路径上的高频吸收与衰减因素

地震波在某种介质内传播时, 由于振动能转变为其它形式的能而逐渐减弱, 称为介质对波动能量的吸收。不同介质的密度不同, 对地震波的吸收也有强有弱。藏北—兰州路径上的介质显然与其它地区不同, 对地震波短周期部分吸收剧烈, 同时也使地震波能量大大衰减。据非简谐振动解  $y = e^{-kx} \cos \omega(t - \frac{x}{v})$  给定的衰减系数  $K$  与波的周期成反比这一关系, 就有  $e^{-kx} = e^{-\pi/Q}$

和  $Q = \frac{\pi}{KTv}$ 。  $Q$  值越低, 吸收值越高;  $Q$  值越高, 吸收值越低。青藏高原东部地区是大陆地壳中一个十分突出的低  $Q$  值区域, 在 7~51 秒周期范围内,  $Q_R$  值是 31~376; 在短周期范围 ( $T \leq 15$  秒) 内,  $Q_R$  值约为 140~380; 在长周期范围 ( $T \geq 40$  秒) 内,  $Q_R$  值约为 30~40<sup>[1]</sup>。这个结果说明, 青藏高原东部的介质品性不同于其它地区, 其介质密度  $\rho$  也可能与其它地区不同。藏北—兰州路径正是低  $Q$  值突出地区, 对地震波吸收强烈, 而途经东缘地区的滇南—兰州路径则表现得并不明显。

另一方面, 藏北—兰州路径对短周期波吸收强烈并使体波和面波快速衰减可能与这条路径所穿过的上地幔或地壳中存在的低速层或低速带有关<sup>[2]</sup>。据观测资料, 地震波在坚固而致密的岩石中传播时, 吸收现象较弱, 而在疏松的地层, 即低速层内传播时, 吸收作用特别明显, 而且高频谐波吸收比低频谐波要强。如果在传播介质中存在一个与波长差不多大小的岩石块体, 那么地震波在块面上的绕射而形成的散射也会使波动中的高频成分减少。这一现象在低速带中特别明显, 而低速带对高频成分的吸收作用也特别剧烈。由于板块以一个较小的角度向北俯冲到欧亚板块之下, 两地壳之间摩擦力很大, 导致两地壳之间的岩石局部熔化<sup>[3]</sup>。地壳内存在的熔融或部分熔融区极可能产生低速层或低速带。藏北—兰州路径上地震波短周期成分的吸收, 间接证明了在此路径上存在着低速层或低速带, 而且在低速带中形成某种块体。

### 3.3 藏北—兰州路径上的短周期面波

由图 3 和图 4 可看出, 藏北—兰州路径上短周期面波  $L_{g1}$  明显缺失,  $L_{g2}$  波周期长, 在短周期仪记录中大约为 6~7 秒, 在中长仪记录中达 8~10 秒, 这与常规短周期  $L_g$  面波周期 1~5 秒不符。一种观点认为短周期面波  $L_{g1}$  和  $L_{g2}$  是地壳某种通道中的导波, 也称通道波, 另一种观点认为是高阶面波。根据  $L_g$  波的形成机制可知,  $L_{g1}$  波的质点在水平面内振动, 而  $L_{g2}$  波具有不

强的垂直分量;  $L_{g1}$  波在通道的上层界面形成, 而  $L_{g2}$  波在通道下层界面形成。故笔者认为  $L_{g1}$  波丢失和  $L_{g2}$  波周期增大可能是由于藏北—兰州路径上的介质结构复杂, 其间有软流层或熔融区, 上下层介质截然不同, 介质间存在横向或纵向不均匀性等多种原因所致。

#### 4 几点看法

(1) 掌握藏北—兰州路径上特有的周期特征、衰减特征、短周期面波和面波特征, 对快速识别藏北地震会有一定的帮助。

(2) 藏北—兰州路径上短周期成分的剧烈吸收和体波面波迅速衰减, 间接证明了在此路径上的上地幔或地壳中存在着低速带或低速层。其  $Q$  值偏低, 介质密度与其它地区也不相同。

(3) 青藏高原东部由多层介质组成, 介质间存在横向和纵向不均匀性, 从而造成  $L_{g1}$  波丢失和  $L_{g2}$  波周期增长。

(4) 建议在藏北地区建设台阵, 以精确测定藏北强震的震源参数及震源机制解。这对研究藏北地区的发震类型和振动频率以及藏北附近地区的上地幔与地壳结构将有一定的意义。

(本文 1987 年 1 月 20 日收到)

#### 参考文献

- 1 冯锐, 何正勤. 青藏高原东部地区的面波  $Q$  值. 地球物理学报, 1980, 23(3): 289~297.
- 2 腾吉文, 等. 青藏高原及其邻近地区的地球物理场特征与大陆板块构造. 地球物理学报, 1980, 23(3): 256~267.
- 3 张立敏, 姚振兴. 西藏高原拉萨附近介质的品质因子. 地球物理学报, 1979, 22(3): 209~303.
- 4 M·巴特·地震学引论(中文本). 地震出版社, 1978.

### COMPARISON BETWEEN SEISMIC WAVE CHARACTERS ALONG BOTH NORTHERN AND EASTERN MARGINS OF QINGHAI-XIZANG PLATEAU AND ITS GEOPHYSICAL MEANINGS

Zhang Shuxun

(*Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB*)

#### Abstract

The north Xizang and south Yunnan are the regions where earthquakes often occur. The seismic waves of the regions recorded by Gansu networks are obviously different from each other. The seismic waves in south Yunnan travel to Lanzhou by way of the eastern margin of Qinghai—Xizang Plateau, their body wave trains mainly comprise short period compositions, and surface waves  $L_{g1}$  and  $L_{g2}$  are very remarkable and start sharply. The seismic waves in north Xizang travel to Lanzhou by way of the northeastern margin of Qinghai-Xizang Plateau, the short period part of seismic body waves is strongly absorbed by propagation medium, body wave and surface wave have some attenuation,  $L_{g1}$  is not obvious or absent and  $L_{g2}$  starts slowly and has a long period. The comparison results show that there are very different upper mantle and upper crust structures as well as different media and stratifications along the two propagation paths, so the absorptions to seismic waves are also different, resulting in differences of seismic records.

**Key words:** Qinghai-Xizang Plateau, Seismic wave, Attenuation, Media, Geophysics