

青藏高原地区的P波走时与上地幔结构

贾素娟 曹学锋 鄢家全

(国家地震局地球物理研究所)

摘 要

本文利用天然地震资料,研究了青藏高原及其邻区的P波走时特征。从 2° 到 26° 的走时可以近似用三段直线来描述,视速度在 10° 和 19° 附近有明显的变化。推断的上地幔结构表明:高原上地幔顶部属于岩石层范畴,P波速度为 8.11 ± 0.04 公里/秒;腾冲地区存在低速层,其速度为 7.59 ± 0.09 公里/秒,深度在40公里至170公里之间,“ 20° 间断面”的深度在450~500公里,界面下的速度约为9.9公里/秒;从M界面至“ 20° 间断面”之间的P波速度是随深度的增加而增加的。此外,还对本文结果的构造物理意义进行讨论。

引 言

随着地球科学的发展,人们越来越清楚地认识到,地面的构造运动不仅同地壳的结构有关,而且同上地幔的结构也有着密切的关系。青藏高原是地球大陆上现代构造运动最强烈的地区之一,要想弄清楚高原隆起的原因,对地壳和上地幔结构的研究是必不可少的。本文利用天然地震P波走时资料推断青藏高原地区的上地幔结构。

从五十年代起,我国就在青藏高原内部和边缘地区建立了一组地震观测台网,配有放大倍率为千倍级的基式地震仪和万倍级短周期地震仪。对于发生在青藏高原及其周围地区中等以上强度的地震,这些台站都有比较好的记录资料。六十年代以来,国际地震观测也有比较好的定位精度。这给研究青藏高原深部结构提供了可能。

一、资 料

我们选取1966—1975年间发生在青藏高原及其邻近地区的浅源地震共三百多个。地震参数取自国际地震中心的报告(BISC),P波到时取自拉萨、昆明、成都、兰州和高台等五个地震台的单台报告。为了保证到时的可靠性,只选用P和 i_p 的记录。震中距从 2° 到 26° 范围内,共得到470条数据。台站及震中分布情况见图1。

为了减少震源深度的影响,我们采用一层地壳模型,地壳平均速度取用6.2公里/秒^[1],

将深度小于50公里的震源全部校正到地表。由校正后的震中距和相应的走时组成时距($T-\Delta$)曲线(图2)。

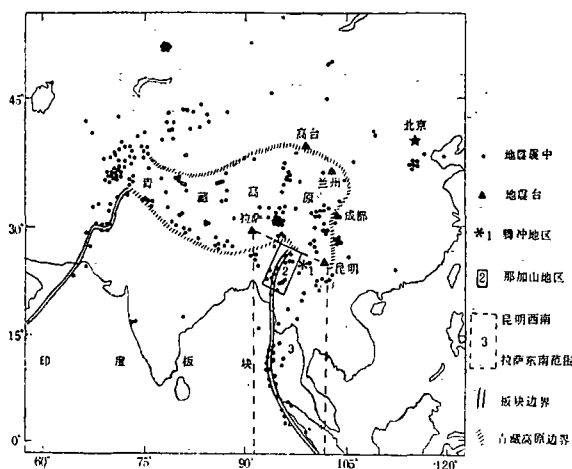


图1 震中与台站的分布

为了探讨高原及其周围地区上地幔的横向不均匀性)我们以地震波经过的不同构造区域和P波走时残差的方位特性为基础,将所得数据分为四组。第一组为拉萨台周围的地震(不包括东南方向),代表了高原中部地区的情况;第二组为高台西南、兰州西南,成都以西,昆明西北的数据之和,反映了高原东部到中部的情况;第三组为昆明台西南方向的地震,主要反映了包括腾冲地区在内的滇西南到缅甸北部的情况;第四组为拉萨东南方向的地震,主要反映了印度板块东北角的情况(图1和图2)。

二、方 法

仔细分析上述四组数据,我们发现在震中距 10° 和 19° 附近,时距曲线的斜率都有明显的改变,可以分段用直线来拟合,直线方程可以写成:

$$T = P\Delta + A \quad (1)$$

式中 T 代表走时,单位为秒, Δ 代表震中距,单位为度; P 和 A 分别代表直线的斜率和时间轴的截距。斜率 P 的倒数即为视速度:

$$V^* = 111.2 \times P^{-1} \text{ (公里/秒)} \quad (2)$$

我们用最小二乘法分别拟合走时曲线各直线段,以便求得 P 和 A 。由于拐点的确切位置不能事先确定,我们采用分不同的震中区段进行拟合,最后选取了误差比较小和一致性比较好的分区方案。在进行数据分组时,避免了拐点附近的数据的重复使用。各组数据的计算结果列于表1。表中的标准误差是用常规方法得到的^[2]。数据分布情况见图2。图中还标出了相对走时,可以清楚地显示出拐点附近的情况。

既然震中距 26° 之内P波走时曲线可以用三段直线来近似,参考凯拉(K.L.Kaila)的办法^[12],我们也假定研究地区的上地幔具有平行分层结构。这就可以用表1中的视速度和时间轴截距来计算各速度层相应的厚度。求厚度的公式为:

$$\left. \begin{aligned} H_1 &= \frac{1}{2} V_1 T_{20} \left[1 - \left(\frac{V_1}{V_2} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}} \\ H_2 &= \frac{1}{2} V_2 \left[1 - \left(\frac{V_2}{V_3} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}} \left[T_{30} - \frac{2H_1}{V_1} \sqrt{1 - \left(\frac{V_1}{V_3} \right)^2} \right] \\ H_3 &= \frac{1}{2} V_3 \left[1 - \left(\frac{V_3}{V_4} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}} \left[T_{40} - \frac{2H_1}{V_1} \sqrt{1 - \left(\frac{V_1}{V_4} \right)^2} - \frac{2H_2}{V_2} \sqrt{1 - \left(\frac{V_2}{V_4} \right)^2} \right] \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

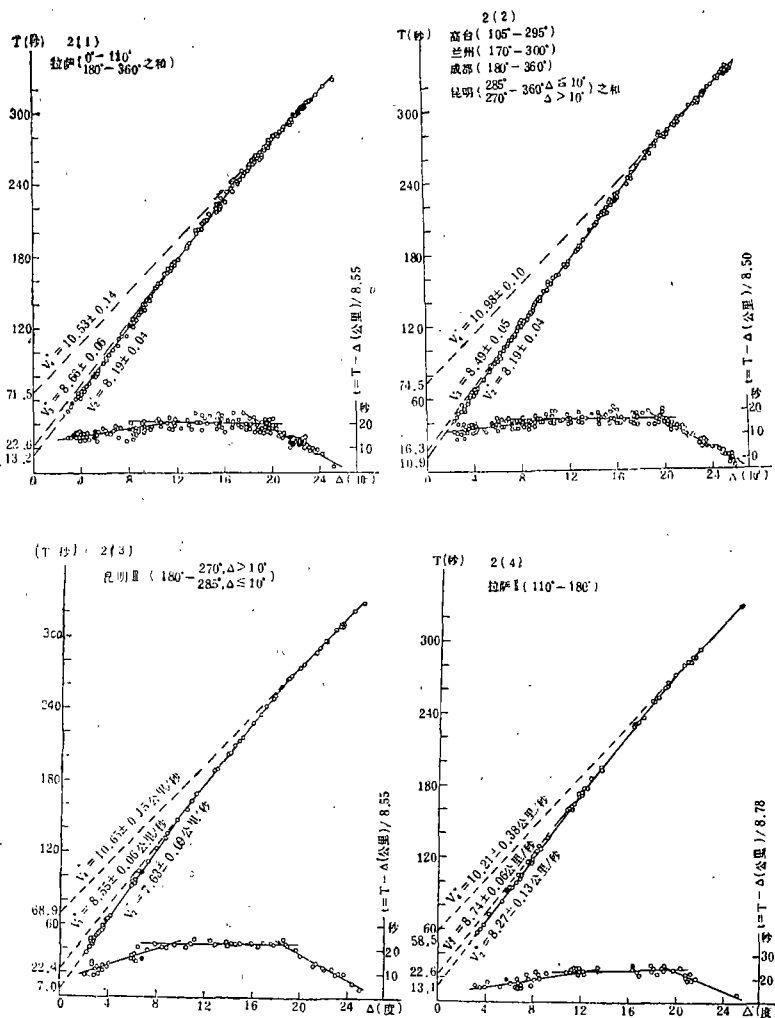


图2 走时曲线(台名后面括弧中的数字代表方位角范围)

图中·点表示震源深度小于3公里的点, ○点表示震源深度从3公里到50公里的点。

- (1) 拉萨 (0°~110°) 之和 (2) 高台 (105°-295°) 兰州 (170°-300°) 成都 (180°-360°) 昆明 (285°-360° $\Delta \leq 10^\circ$ 之和 $\Delta > 10^\circ$)
- (3) 昆明 III (180°-270°, $\Delta > 10^\circ$ 285°, $\Delta \leq 10^\circ$) (4) 拉萨 II (110°~180°)

式中 H_1, H_2, H_3 分别为各层的厚度; V_1, V_2, V_3, V_4 为各层速度; T_{20}, T_{30}, T_{40} 为相应的截距。

求界面速度的公式为:

$$V = V^* (R - H) / R \quad (4)$$

式中 V^* 为视速度, H 是界面深度, R 是地球半径 (6371 公里)。

在求解过程中, 地壳的平均速度仍取 6.2 公里/秒, 先将表 1 中的视速度代入 (3) 式, 求得界面深度的第一近似值, 将这个界面深度代入 (4) 式中, 求出界面的速度; 再将界面的速度代入 (3) 式中, 重新求得界面的深度, ……反复迭代, 直到界面深度和界面速度无明显偏差为止。一般迭代 3~5 次即可得到所需结果。

表 1

数 据 分 组	$2^{\circ} < \Delta < 10^{\circ}$					$10^{\circ} < \Delta < 19^{\circ}$					$20^{\circ} < \Delta < 26^{\circ}$													
	N	σ	P $\pm$ Δ P	A $\pm$ Δ A	V* $\pm$ Δ V*	N	σ	P $\pm$ Δ P	A $\pm$ Δ A	V* $\pm$ Δ V*	N	σ	P $\pm$ Δ P	A $\pm$ Δ A	V* $\pm$ Δ V*									
(1)	53	1.07	13.56	0.06	13.21	0.41	8.19	0.04	68	2.11	12.93	0.09	22.60	1.43	8.66	0.06	53	1.02	10.55	0.14	66.60	3.14	10.53	0.14
(2)	85	1.41	13.56	0.07	10.89	0.47	8.19	0.04	59	1.63	13.09	0.08	16.27	1.21	8.49	0.05	43	1.25	10.12	0.09	74.53	2.22	10.98	0.10
(3)	27	1.98	14.56	0.17	7.00	0.94	7.63	0.09	19	1.05	13.00	0.09	22.45	1.38	8.55	0.06	11	0.69	10.44	0.15	68.85	3.40	10.65	0.15
(4)	21	1.60	13.43	0.21	13.19	1.41	8.27	0.13	23	1.14	12.71	0.08	22.63	1.18	8.74	0.06	8	1.63	10.88	0.40	58.53	9.73	10.21	0.38

注: (1) - 拉萨台东西数据之和, (2) 高台西南、兰州西南、成都以西、昆明西北数据之和,

(3) - 昆明台西南, (4) - 拉萨台东南,

N - 观测数据的个数, σ - 观测数据的标准误差,

V* - 视速度, 单位为公里/秒, Δ - 震中距区间,

P - 时间轴截距, 单位为秒。

表 2

		青藏高原中部地区	青藏高原东部到中部地区	滇西南到缅甸北部地区	印度板块东北角地区
M界面的深度		64 $\pm$ 3	52 $\pm$ 3	38 $\pm$ 5	63 $\pm$ 7
第一层	速度	8.11 $\pm$ 0.04	8.12 $\pm$ 0.04	7.59 $\pm$ 0.09	8.19 $\pm$ 0.13
	厚度	138 $\pm$ 31	82 $\pm$ 32	132 $\pm$ 21	144 $\pm$ 51
界面深度		202 $\pm$ 31	134 $\pm$ 32	170 $\pm$ 22	207 $\pm$ 51
第二层	速度	8.39 $\pm$ 0.06	8.31 $\pm$ 0.05	8.32 $\pm$ 0.06	8.46 $\pm$ 0.06
	厚度	261 $\pm$ 46	360 $\pm$ 42	285 $\pm$ 43	(235 $\pm$ 143)
20°间断面深度		463 $\pm$ 56	493 $\pm$ 53	455 $\pm$ 48	(442 $\pm$ 152)
速度		9.76 $\pm$ 0.14	10.13 $\pm$ 0.10	9.89 $\pm$ 0.15	(9.0 $\pm$ 0.38)

注: 界面深度和厚度的单位为公里, 速度单位为公里/秒。

三、主要结果

由图2可见,各走时曲线在 10° 和 19° 附近均有拐点,尤其以 19° 附近的转折最为显著。由表1中的数据可知, 10° 以内的视速度差异较大,而 10° 至 26° 的视速度比较接近。说明了地幔顶部的速度差异较大。归结起来,视速度的分布情况如下:①高原地区上地幔顶部的P波视速度为 8.19 ± 0.05 公里/秒;②昆明台西南,包括腾冲地区在内的滇西南到缅甸北部,上地幔顶部的P波视速度只有 7.63 ± 0.09 公里/秒;高原地区普遍存在清楚的“ 20° 间断面”在震中距 19° 附近,P波视速度由8.6公里/秒迅速增加到10.8公里/秒。

我们得到的上地幔结构参数如表2所示。仔细分析表2,我们可以得到以下的认识:①上地幔顶面(M界面)起伏较大,高原下面平均为60公里左右,而滇西南到缅甸北部只有40公里左右;②上地幔顶部的P波速度存在明显的地区性差异。高原下面的平均值为 8.11 ± 0.04 公里/秒,包括腾冲地区在内的滇西南到缅甸北部只有 7.59 ± 0.09 公里/秒,印度板块东北角为 8.19 ± 0.13 公里/秒;③“ 20° 间断面”的深度也有差异,高原中部约为480公里,腾冲地区约460公里,界面之下的速度接近9.9公里/秒;④从M界面到“ 20° 间断面”之间的P波速度是随深度的增加而增加的。高原地区在130~200公里深度上速度增加0.2~0.3公里/秒;印度板块东北角约在200公里深度上增加0.4公里/秒;腾冲地区的变化最显著,在170公里深度附近增加0.7公里/秒。

四、与其他的 research 结果相比较

首先,我们将所得结果同“J-B”模型进行对比,由图3可见:高原及其周围地区的“ 20° 间断面”深度比“J-B”模型深40~80公里;在上地幔顶部,高原下面和印度板块东北角的速度均比“J-B”模型高,而腾冲地区的速度却比“J-B”模型低0.2~0.5公里/秒,这种差异还从P波走时残差的数据中明显地表现出来。那加山地区的地震(图1),到达昆明台和拉萨台的距离差不多,但残差值随震源深度的分布却有明显的区别(图4)。

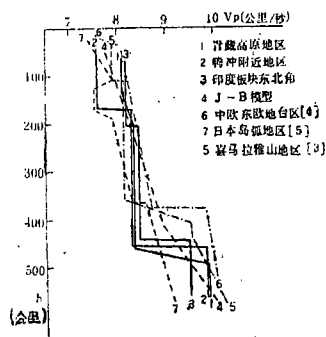


图3 速度结构对比图

1. 青藏高原地区, 2. 腾冲地区,
3. 印度板块东北角 4. “J-B”模型,
5. 喜马拉雅地带[3],
6. 中欧、东欧地台[4]
7. 日本岛弧地区[5]

其次,将我们所得的结果与几个典型地区进行比较(图3),图中第5条曲线是拉姆(A. Ram)用印度南部高里比达努尔地震台阵数据得到的喜马拉雅地区的结果[8];第6条曲线是中欧和东欧地台地区的结果[4];第7条曲线是日本岛弧下面的结果[5]。由图3可见①高原地区“ 20° 间断面”以上的速度低于中欧、东欧地台地区,高于日本岛弧地区;②腾冲地区比较特殊,在170公里以上速度同日本岛弧地区相似,170公里以下的速度却与高原地区相接近;③高原地区和腾冲地区的“ 20° 间断面”比地台和岛弧地区深,界面以下的速度和地台地区相近,而高于岛弧地区。

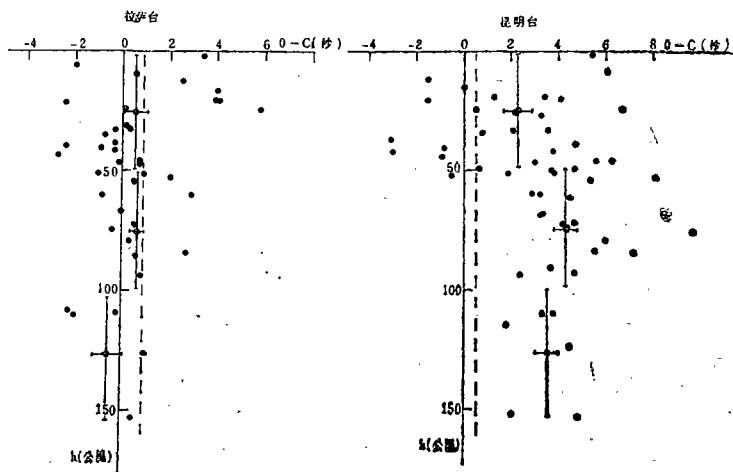


图4 走时残差随震源深度的分布

(图中虚线为台站校正值, 竖短线为残差平均值的深度区间, 短横线为平均值的标准误差)

五、讨 论

我们所得到的初步结果对于认识青藏高原地区的现代构造运动是有益的。

1. “20°间断面”以下的P波速度同地台地区相近, 说明了现代构造运动的地区性差异主要同“20°间断面”以上的物质横向不均匀性有关。青藏高原地区的现代构造活动强烈也可能与“20°间断面”比较深有关系。

2. 高原下面上地幔顶部的P波速度平均为 8.11 ± 0.04 公里/秒, 并不像某些作者所推断的只有7.5~7.75公里/秒^[6]; 我们曾用拉萨附近的一个107公里深的中源地震数据, 得到过震源附近的P波速度为 8.13 ± 0.06 公里/秒, S波速度为 4.58 ± 0.09 公里/秒^[7]。因此, 我们认为高原上地幔顶部的物质应属于岩石层范畴。

3. 塔岛 (A.N. Tandon) 和威尔曼 (G.S. Verma) 等人得到喜马拉雅山麓的P波速度只有7.8~8.0公里/秒^[8,9,10], 麦克 (W.H. Menke) 得到小喜马拉雅塔贝拉台阵下的P波速度为7.8公里/秒^[11]。凯拉 (K.L. Kaila) 用印度台网的观测数据得到的印度半岛上地幔顶部的P波速度为 8.31 ± 0.02 公里/秒^[12]。所以说, 高原地区上地幔顶部的速度高于喜马拉雅地带, 却低于印度半岛。地幔顶部的速度差异, 意味着岩石圈的刚性程度有差别, 刚性较小的部份容易变形。这可能是喜马拉雅山区地壳短缩运动比高原内部强烈的原因之一, 同是也是高原整体抬升很强的原因之一。

4. 腾冲地区上地幔顶部的P波速度只有 7.59 ± 0.09 公里/秒, 表明腾冲地区上地幔顶部存在明显的低速层, 这个低速层自地壳底部到170公里深处, 厚约130公里。腾冲地区是我国著名的活火山地区, 火山喷出物均为玄武岩。在缅甸北部的伊洛瓦底江河谷中, 不仅有基性岩和超基性岩, 而且有第四纪中、基性喷发岩出露^[13]。这说明下地壳和上地幔顶部存在着局部熔融的物质。有意思的是, 那加山地区的中源地震大都在150公里以上 (图4), 几乎没有超过170公里深度的。这些中源地震同低速层的关系是值得注意的。

(本文1980年12月23日收到)

参 考 文 献

- [1] 滕吉文等: 柴达木东盆地的深层地震反射波和地壳构造, 地球物理学报, 17(2), 122-134, 1974.
- [2] 张启人: 测定值计算基础, 55-69, 101-105. 科学出版社, 1959.
- [3] A. Ram, R. F. Mereu: Lateral Variations in upper-Mantle Structure around India as Obtained from Gauribidanur Seismic Array Data Geophys. j. Ray. Astr. Soc. 49(1), 87-113, 1977.
- [4] E. Hurtig S. Grassl. and R-P. Oesberg: Velocity Variations in the upper Mantle beneath Central Europe and the East European Platform. Tectonophysics. 56. (1-2) 133-144, 1979.
- [5] 牧正: 日本列岛下的上部マントルP波速度构造地震, 第2辑, 第29卷, 233-245, 1976.
- [6] Chun Kin-YiP: Crustal Structure of the Tibetan Plateau: A Surface Wave Study by a Moving Window Analysis. Bull. Seism. Soc. Am. 67(3), 735-750, 1977.
- [7] 鄯家全等: 西藏的中源地震及其构造意义, 西北地震学报, 2(1), 36-41, 1980.
- [8] A. N. Tandon: Study of the Great Assam Earthquake of August 1950 and its After Shocks. Ind. j. Met. Geophys. 5, 95-137, 1954.
- [9] R. K. S. Chauhan: Crustal Studies in Himalayan Region. j. Ind. Geophys. Un. II. 1, 51-57, 1965.
- [10] G. S. Verma: Structure of the Foot-Hills of the Himalayas. Pure. Ap. Geophys. 112(1) 18-26, 1974.
- [11] W. H. Menke: Lateral Inhomogeneities, in P-Velocity under the Tarbela Array of the Lesser Himalayas of Pakistan Bull. Seism. Soc. Am. 67(3), 725-734, 1977.
- [12] K. L. Kaila, P. R. Reddy: P-Wave Travel Times from Shallow Earthquakes Recorded in India and Inferred upper Mantle Structure. Bull. Seism. Soc. Am. 58(6), 1879-1897, 1968.
- [13] 中国地质科学研究院主编: 亚洲地质图(1:500万) 地图出版社, 1975.

TRAVEL TIME OF P-WAVE AND UPPER MANTLE STRUCTURE IN THE QINGHAI-XIZANG PLATEAU REGION

Jia Su-juan Cao Xue-feng Yan jia-quan

(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau)

Abstract

Using the data of natural earthquakes, ~~we have~~^s studied the characteristics of P-wave travel time in Qinghai-Xizang plateau and its vicinity. From 2° to 26° , travel time of p-wave could be approximately described by three sections of straight line, there are remarkable changes for apparent velocities near 10° and 19° . Inferred upper mantle structure shows:

(1) The P-wave velocity in the uppermost part of the mantle beneath the plateau is 8.11 ± 0.04 km/sec;

(2) In the Tengchong (腾冲) district, there exists a low-velocity layer with a p-wave velocity of 7.59 ± 0.09 km/sec, ^{of which} the depth of the low-velocity layer is between 40km and 170km;

(3) The depth of "20° discontinuity" is 450-500km, and the P wave velocity beneath it is about 9.9km/sec;

(4) P-wave velocities increase with depth from Moho towards "20° discontinuity".

Besides, ~~we have~~^s discussed the tectonophysical implications of the results in this paper.