甘肃地区分层地壳结构

王 周 元 (国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

本文利用143个天然地方震和近震的2000多个初至P, S波震相的综合平均 时距曲线反演得到甘肃地区水平分层地壳的平均模型如下:

层号	埋深 (公里)	层厚(公里)	V _P (公里/秒)	V _S (公里/秒)	V _P /V _S
1	0	1,1±0,6	5.08±0.17	2.90 ±0,11	1.752
2	1.1	5.8±1.6	5.90 ± 0.04	3.50 ± 0.05	1,686
8	6.9	14.1±1.8	6.06 ± 0.01	3.57 ± 0.01	1.695
4	21.0	30.9±0.6	6.51 ± 0.04	3.77±0.03	1.727
5	51.9	/	8.17	4.62	1.768

分析表明文中使用的大多数地震都群集在地下约7公里深处,即位于两个花岗岩层的界面附近。分析还表明只要使用的资料精度高,数量大,则方法是可行的。

要获得更精确的震源参数就必须研究建立接近于实际而又方便于测震定位的地壳模型。 作为第一步本文利用多个天然地方震和近震初至P,S波的综合平均时距曲线反演得到甘肃 地区水平分层的平均地壳模型。并对结果和方法作了简单讨论。

一、资料和时距曲线

资料取自1978~1981年《甘肃台网地震观测报告》。约定所用地震必须满足三条:(1) 震中精度不低于B类,(2)每个地震只能作一条线性关系较好的和达线,(3)和达线上至少要有4个资料点。共选用143个地震,两类精度各占一半。这些地震和所用台站示于图1。选取纵波段初至P波震相1016个,横波段初至S波震相1125个。这些地震波的最大震中距多在250公里以内,最小震中距多在10公里以上。除少数震相属于ep,es外,绝大多数的判读误差均小于0.4秒(这种误差的影响后面再作讨论)。使用的地震强度(M_L)在1.9~4.1级范围内,多数在2.5级左右。

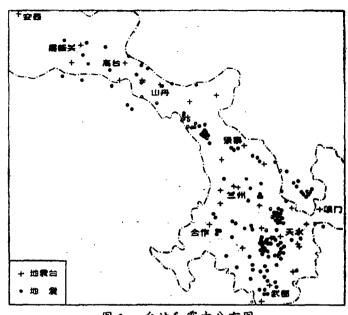


图 1 台站和震中分布图

Fig. 1 Distribution of Seismic stations and epicentres used in this paper.

实际震源定位表明,尽管使用的地壳模型不同,方法各异,但只要台站分布较好,资料精度较高,测得的震中位置就非常接近。因此根据台站的地理坐标(φ_i , λ_i)和震中位置 (φ_o , λ_o)可求得震中距 Δ_i (公里)=111.1× Δ_i

 $\cos \Delta_i^0 = \sin \varphi_i \sin \varphi_i + \cos \varphi_i \cos \varphi_i \cos (\lambda_i - \lambda_i)$

基于上面提到的选取地震的精度限制可知这些震中距的误差都在10公里以内,并且近一半的误差小于5公里。所以可以认为这种震中位置带来的误差除在小距离上以外,基本上没有什么大的影响。

用和达法求解各个地震的发震时刻 T_o ,从而得到地震波的走时 T_i (T_{Pi} , T_{si})。据此可得初至P,S波的综合时距曲线。不难看出曲线的变化趋势明显,而且绝大多数点都比较集中。这样便有可能利用众多资料平均的方法消除一些误差影响,得到两条代表性的时距曲线,同时进行选点。

选点后舍去了资料点 过 少 的 $\Delta \le 9.9$ 公 里 和 $\Delta \ge 210.0$ 公里两段。然后每 5 公里间隔 计 算一平均值(\overline{T} , $\overline{\Delta}$),得到新的平均时距曲线(图 2)以此作为计算的基础。

二、分层计算和结果

图 2 中两条曲线基本上同步变化,均可分为三段: 后两段在 180 公里附近分成线性关系较好而斜率各异的两段,它们可由

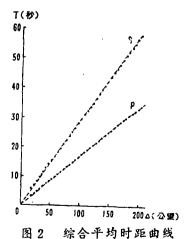


图 2 综合平均时距曲线 Fig. 2 Average T—Δ curves of synthetic diagram.

$$T = \frac{\Delta}{V} + \tau_0 \tag{1}$$

来拟合。第一段大致以 $\Delta = 50$ 公里为界,主要显示出近台受震源深度的影响。而较远点的渐近线斜率也与中段不同,出现拐折,其可用

$$T = \frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2}}{V} \tag{2}$$

来拟合。(1)式正好是水平分层时地震波射线的时距方程。所以图 2 中的时距曲线实际上代表了有一定震源深度 $(h \neq 0)$ 的地震的波射线绕射分层地壳不同层次的情况。各层 的速度和震源深度可由 (1) ,(2) 式分别求出,而各层厚度可由 (1) 式求出的 τ 。 及下式求解

$$\tau_{on} = (2 H_1 - h) \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_n^2}} + 2 \sum_{i=2}^{n+1} H_i \sqrt{\frac{1}{V_i^2} - \frac{1}{V_n^2}}$$
 (3)

(3)式为n>2,水平分层时震源在第一层中(h \leq H₁),地震射线达及第n层,并在该层顶部滑行一段距离情况下时距曲线在时间轴上截距的方程。H₁、V₁分别为各层厚度和地震波速度。这里n=3,绕射至上地幔顶部的P_n、S_n波速度值取V_{pn}=8.17公里/秒,V_n=4.62公里/秒^[1],同时参考了青海乐都爆破的观测结果 V_{pn}=8.08公里/秒和 τ _{cn}=10.3秒。 τ _{cn}的使用值主要根据1978~1982年初《甘肃台网地震观测报告》中近200个地震求得的P_n波作为初至波出现的最小震中距离 Δ ₀=242.7公里代入下式求得

$$\tau_{04} = \tau_{03} + \Delta_0 \left(\frac{1}{V_3} - \frac{1}{V_4} \right)$$

得到的分层情况如表 1 所示。表中带括号的数字是利用参考值(2)计算的 结果(下同)。由(2)式求得 $h=7.4\pm1.6$ 公里。显而易见,两种 P_a 波速度差引起计算结果的变化不大。

表 1

层 号	埋深(公里)	层原(公里)	Vp(公里/秒)	Vs(公里/秒)	V _P /V _S
1	0	7.8±1.9	5.89 ± 0.07	3.46 ± 0.05	1.704
2	7.8	14.1±1.9	6.06±0.04	3.57 ± 0.01	1.695
8	21.9	30.9 ± 0.6	6.51±0.04	3,77 ± 0.03	1,727
4	52.8 (51,5)		8.17 (8.08)	4.62	1.768(1.749)

三、沉积岩厚度

现在试图利用上述资料把地壳表层的沉积层分离出来。由于该层一般都较薄,层内通常不会发生多少地震。因此考虑震源位于沉积层之下的情况。在水平分层的假定条件下,近距离上有

$$T = \frac{h}{V_2 \sin \theta_2} + \frac{H}{V_1 \sin \theta_1}$$

$$\Delta = h \cot \theta_2 + H \cot \theta_1$$

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{\cos \theta_1}{\cos \theta_2}$$
(4)

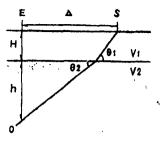
式中各符号的意义如图 3 这示。由(4)式可得视速度

$$\overline{V} = \frac{d\Delta}{dt} = \frac{V_i}{\cos\theta_i} \quad (i = 1, 2)$$

即得

$$\cos_i = \frac{V_i}{\overline{V}}$$

(4)、(5)式中 \overline{V} 、T、 Δ 均可由图 2 求得。这样知道了 V_1 和 V_2 就可求解h和 H。只要界面存在,并且 Δ \Rightarrow 0 ,在 V_1 < V_2 时,(4)式中行列式



$$D = \left(\frac{\cos\theta_1}{V_2} - \frac{\cos\theta_2}{V_1}\right) / \sin\theta_1 \sin\theta_2 < 0$$

恒成立。而h≥0,H≥0。所以应有

$$D_{h} = T_{c} t g \theta_{1} - \frac{\Delta}{V_{1} s i n \theta_{1}} \leq 0$$

$$D_{H} = \frac{\Delta}{V_{2} s i n \theta_{2}} - T_{c} t g \theta_{2} \leq 0$$

$$V_{0} = \sqrt{\overline{V} \frac{\Delta}{T}}$$
(6)

令

则由(6)式可得

$$V_1 \leq V_0 \leq V_2$$

但 V_2 ≤ \overline{V} 应同时成立,因此

$$V_0 \leqslant V_2 \leqslant \overline{V} \tag{7}$$

计算表明 V_0 和 \overline{V} 很接近,一般只相差0.1公里/秒左右。这里取

$$V_2 = \frac{1}{3} (V_0 + \overline{V} + V_{11})$$

式中V」为上节求出的未分沉积层时上层的地震波速度。

这里只知道 V_1 的上限为 V_0 ,一般沉积层中或相当于沉积层的地表层中地震 波 速 度 V_P 取值4.61~5.60公里/秒⁽³⁻¹¹⁾,多数集中在5.00公里/秒左右。取这一部分平均作为 P 波速度的代表值 $V_{P1}=5.08\pm0.17$ 公里/秒。同样可得 S 波速度的代表值 $V_{S1}=2.90\pm0.11$ 公里/秒。利用这些数据和(3)~(5)式及图 2 计算的分层结果如表 2 所示。震源深度为6.6 ±2.0 公里。表 1 和表 2 给出的速度分布同示于图 4 。很清楚,考虑了沉积层后对各层 参数的影响也不大。

表 2

层 号	埋深(公里)	层厚(公里)	Vp(公里/秒)	Vs(公里/秒)	V p / V s
1	0	1.1±0.6	5.08 ± 0.17	2.90 ± 0.11	1.752
2	1.1	$\textbf{5.8} \pm \textbf{1.6}$	5.90 ± 0.04	3,50 ± 0.05	1.686
8	6.9	14.1 ± 1.8	6.06 ± 0.01	3.57 ± 0.01	1.695
4	21.0	30.9 ± 0.6	6.51 ± 0.04	3.77 ± 0.03	1.727
5	51.9 (51.2)	(30.2 ± 0.6)	8,17 (8,08)	4.62	1,768 (1,749)

四、讨论

1.本文的结果与文献[3]的研究结果接近。本文结果中第一层为况积层、第二、三层中的地震波速度都属于花岗岩中波速值的范围。表明这两层可能都是花岗岩层。这里将它们分别称为花岗岩一层和花岗岩二层。第四层为玄武岩中的波速值^[10-13]。这样可得知花岗岩层和玄武岩层之间的康氏界面约在地下21公里深处。按照大地电磁测深资料,多数测深点下面地壳中康氏界面附近的低阻层位于地下20余公里^[15],二者显然甚为接近。此外得出地壳总厚

度在52公里左右,与其它一些结果⁽¹⁻²⁾也 符合得很好♠

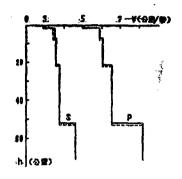


图 4 甘肃地区地壳速度分布 Fig. 4 Distribution of crustal velocities in Gansu region obtained here.

2.目前国内外一些沉积层厚 度 测 定 表明,H,=0.5~10.7公里,多数为2.5~5.8公

Vp(公里/秒)	Vs(公里/秒)	ρ(克/厘米 ⁸)
4.98	2.88	2.63
5.84	3.38	2.76
6.02	3.48	2.79
6.69	3,87	2.99
8.00	4.52	3.33
	4.98 5.84 6.02 6.69	4.98 2.88 5.84 3.38 6.02 3.48 6.69 3.87

告藏块体平均地壳模型(8) 来 3

来自火体平均地冗侯空(*) 农 4							
H(公 里)	Vp(公里/秒)	Vs(公里/秒)	ρ(克/厘米 ⁸)				
5,8	5.02	2.90	2.63				
14.6	6.09	3,52	2.81				
24.8	6.90	3.99	3.04				
σ	8.00	4,51	3,33				

柴达木盆地的地壳构造[12] 表 5							5	
H(公里)	19	5,5	6.2	3.2	4.0	5.0	8.0	7.1
Vp(公 里/秒)	5.2	5.6	5.5	7.7~8.0	5,9	6.3	7,8(7,6)	8.2

里,平均约3.9公里,显然比本文所得结果大些。另外,大地电磁测深资料中反映出来的地下第一低阻层一般为5.4公里左右^[15]。如果认为这是沉积层下界的话,也比本文结果明显大些。原因可能与本文所用资料中绝大多数地震台位于基岩上有关。为此根据地质资料*查到了部分台站及其邻近地区的基岩埋深,得知 $H_1=0.1\sim3.7$ 公里,平均 $H_1=1.1\pm1.1$ 公里,同本文结果十分接近。说明这个沉积层厚度用于测震定位还是比较可信的。当然沉积层中波速值还有待于进一步研究测定,但上述情况还可能表明本文使用的代表值同本区的实际平均值大概相差不远。

3.关于震源深度问题

(1)考虑到赖以求解的时距曲线是多个地震的综合平均,所以本文所得到的震源深度值也可以看作是所用143个地震震源深度的综合平均值。如果水平分层结果有一定实际 意义的话,地震波射线将遵从(1)或(4)式给出的规律。由此根据(1)式,照顾多台求得各个地震的波速值,其统计结果示于图 5。为方便计,以下将直达折射波和绕射各层的波分

[•] 石油勘探图集(第一册)

别记作Pa,Sa,Pg₁,Sg₁,Pg₂,Sg₂,Pb,Sb和Pn,Sn。图 5 表明P,S波速度 分别 在 6.05公里/秒和3.55公里/秒附近存在优势分布。而各种波出现的距离随震源深度的变化情况(图 6)则表明我们的台站和所使用的地震的分布往往使得震源深度h>15公里以后,单 个地震求解的波速值就会明显大于Vg₂,因此图 5 中Vp、Vs的优势分布值与Pg₂和Sg₂的视速度一致很可能表明这些地震的震源深度也有一个优势分布。而且优势分布的深度应当在二、三层界面附近。这与上述求出的平均深度是一致的。可见花岗岩层内的这个界面很可能是一个小震集中分布的特殊部位。而这两层花岗岩层除了速度各异、温压不同和小震震源把它们分开这几点而外,它们的岩性也许会有些差异C13-140。

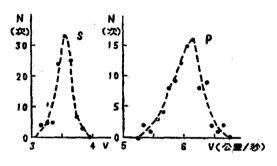


图 5 P、S波速度统计

Fig. 5 Statistcs of P and S wave velocities.

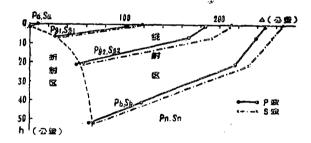


图 6 各种波作为首波出现的临界距离随震源深度变化情况

Fig. 6 Critical epicentre distances of various Seismic waves as an initial phase.

- (2)根据本文结果取代表性的震源深度h=6.6公里,计算出不同震中距上的P、S波走时,然后用这些数据按照单层均匀各向同性地壳模型进行定位,所得震源深度 h'=16.7~23.3公里。可见分层和单层模型在测震定位上的差异是很大的。因此企图用单层模型所定的震源深度将地震分类分别作时距曲线以反演分层模型是不太合适的。
- (3)震源集中在一不大的深度范围内,所以h的变化量不大。而这种变化量对结果的 影响主要表现在震源所在层的厚度的增量上,前者为后者的2倍。其它层厚度因此而得的增 量要小一个数量级。所得结果中的速度基本不受影响。

4. 时间误差问题

(1)分层结果中各层的波速比不尽相同,因此应考虑和达法求T。所带来的误差及其影响。根据上面求得的代表性深度不同震中距上的P、S波走时,按和达法求得波速比γ=

¥.

 $1.707 \sim 1.719$, $\Delta T_0 = -0.02 \sim 0.36$ 秒。假定综合平均后 σT_0 的系统偏差为0.2 秒,由(2) 一(4)式可得 $\sigma h = 2.6$ 公里,各层厚增量绝对值小于2公里,地壳总厚度变化小于0.6公里。一般变化情况是, $\sigma T_0 > 0$ (即 $\sigma T < 0$)时, $\sigma h < 0$, $\sigma H_1 < 0$, $\sigma H_2 > 0$ (i = 2,3,4)。可见 σT_0 的影响在结果的误差以内。事实上图2中第一段较远点的渐近线穿过坐标原点附近,而最后结果与其它方法的结果接近也可表明该方法是可行的。

(2)前已述及绝大多数震相的判读误差均小于0.4秒,而选用的地震一般都不大,所以这种误差影响一般对远台较明显些。因此主要考虑它对较深层参数的影响。仍假定综合平均后的系统误差为0.2秒,如果该误差全部传递给速度,据(1)式可知, $\sigma v_p = 0.05$ 公里/秒, $\sigma v_s = 0.02$ 公里/秒。如果这种误差全部传递给层厚度,据(1),(3)式可知 $\sigma H \leq 0.9$ 公里。

可见资料多而且精度高则求解的结果就可信。当然结果只能是大面积平均值。各地的局部差异也只有用大量资料修正才能使模型逐步完善,更接近实际。

参 考 文 献

- [1]张诚等, 甘肃及邻近地区的地壳厚度, 西北地震学报, Vol. 1, № 2, 1979.
- 〔2〕赵坤等,青海乐都爆破的地震观测结果,西北地震学报,Vol.1,№4 1979。
- 〔3〕冯锐等,利用地震面波研究中国地壳结构,地震学报, Vol.3, №4, 1981.
- [4]鄢家全等,青藏高原的现代构造,地球物理学报, Vol.24, №4,1981.
- (5)R.C.Rogers and H.S.Hasegawa, A second look at the british columbia earthquake of June 23, 1946, B.S.S.A., Vol.68, No. 3, 1978.
- 〔6〕从手取河采石爆破得到的日本中部地区的西北上地壳结构,地震文摘,№1(试刊), 1981.
- [7]L.R.Tohson and W.Sibua, Effects of unconsolidated sediments on ground moution, B.S.S.A., Vol.71, No. 1, 1981.
- [8]D.V.Helmberger and D.M.Hadely, Seismic source function and attenuation of NTS events, B.S.S.A., Vol.71, No. 1, 1981.
- [9]H.Kanamori and D.M.Hadely, Crustal structure and temporal velocity change in southern California, Pure and Appl.Geophys., Vol.113, No. 1 3, 1975.
- [10] 冯德益, 地震波速异常, 地震出版社, 1981.
- [11]M. 巴特, 地震学引论, 许立达译, 地震出版社, 1978.
- [12] 膝吉文等, 柴达木盆地的深层地震反射波和地壳构造, 地球物理学报, Vol. 17, №2, 1974.
- (13) F. Birch, The velocity of compressional waves in rocks to kilobars, J. G.R., Vol. 65, No. 4, 1960.
- (14)G.Dohr, Reflexion seismiche Tiefensondierung, Z. fur Geophysik, Vol. 38, No. 2, 1972.
- [15]林长佑等,内蒙、甘肃、宁夏某些地区地球上部电导率分布的横向变化特征,西北地震学报,Vol. 5,№1,1983,

LAYERED CRUSTAL STRUCTURE IN GANSU REGION

Wang Zhouyuan

(Seismological Institute of Lanzhou, State Seismological Bureau, Lanzhou, China)

Abstrct

The layered crustal model in Gansu region was obtained based on average synthetic curves of travelling time, which presented more than 2000 initial P and S phases of 143 events, the average model para-meters are follows:

Νo.	Thickness (KM)	Depth (KM)	Vp(km/sec)	Vs(km/sec)	V p/V s
1	1,1±0,6	0	5.08 ± 0.17	2.90±0.11	1.752
2	5.8±1.6	1.1	5.90 ± 0.04	3.50 ± 0.05	1.686
8	14.1±1.8	6.9	6.06 ± 0.01	3.57±0.01	1.695
4	30.9±0.6	21.0	6.51 ± 0.04	3.77 ± 0.03	1.727
6	/	51.9	8.17	4.62	, 1.768

In addition it is suggested in this paper that most of the eartquakes used in this paper seemed to cluster at the depth of about 7km, where the boundary of two layers of different types of gvanit exists. Finally, the feasibility of average synthetic method has been discussed.