

山西省部分台站下方 S 波速度结构 研究及与地震关系探讨^{*}

张学民^{1,3)} 束沛镒²⁾ 刁桂苓¹⁾

1) 中国石家庄 050021 河北省地震局

2) 中国北京 100029 中国科学院地质与地球物理研究所

3) 中国北京 100083 中国地质大学地球物理与信息技术学院

摘要 收集山西省数字台网记录的深源远震 S 波, 采用 S 波理论波形拟合的方法, 获得了山西省境内共 6 个台站下方的剪切波速度结构. 结果显示, 该省区域内地壳厚度普遍较厚, 其中 4 个台站地壳厚度均在 40 km 以上; 同时地壳均为高低速层相间结构, 且不同地区的台站呈现不同的速度结构特征, 同一构造区域周围的台站显示了区域相似的特点. 最后, 结合多次中小地震的优势深度层位, 讨论了多震层与高低速层结构的相关性.

关键词 S 波 波形拟合 速度结构 低速层 多震层

中图分类号: P315.3⁺1 **文献标识码:** A

引言

山西隆起区西邻鄂尔多斯块体, 东部为太行山山前断裂带, 北部是阴山褶断带及其南缘活动断裂所伴随的河套、包头断陷盆地, 南部是秦岭褶断带北缘大断裂所伴随的渭河断陷盆地. 其内部由一系列北东向的断陷盆地组成, 结构复杂, 各盆地之间差异较大. 该地区历史上发生过多地破坏性地震, 近 10 年来先后发生了大同-阳高 6.1 级、5.8 级, 张北-尚义 6.2 级、5.6 级等多次 5 级以上地震, 强震活动频次高, 破坏性强, 且山西省又是我国重要的煤炭基地. 鉴于该区地震地质、构造、资源等的重要性, 促使众多的学者从各方面对其进行研究.

山西地区小震频繁, 具备地震记录和研究的良好条件. “九五”中国地震局台站改造期间, 为加强地震的监控能力, 山西省改造建设了一大批数字地震台站. 山西省数字地震台网于 2000 年 9 月投入试运行, 数字观测的开展为研究该地区的速度结构提供了良好的数据基础. 其台站分布见图 1. 本研究利用 S 波波形拟合, 得到了山西省 6 个台站下方的剪切波速度结构, 发现台站下方均是高低速层相间结构, 而且低速层与地震深度优势层位关系密切.

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目《大陆强震机理与预测》(G1998040705)资助.
2002-05-17 收到初稿, 2002-12-27 收到最后修改稿, 2003-02-01 决定采用.

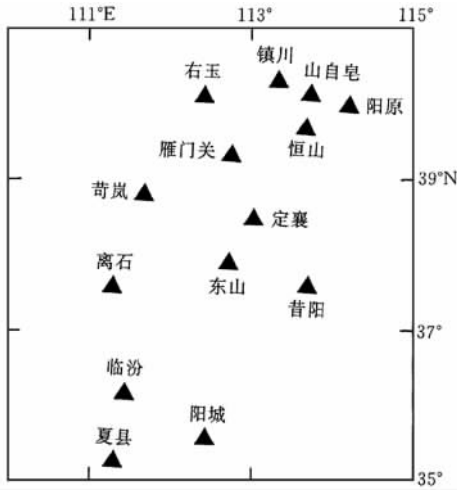


图 1 山西数字遥测地震台网台站分布图

1 理论与方法

1.1 地震资料选取及预处理

为了求得地震台下 100 km 左右壳幔 S 波速度结构,对于纯 S 波输入,最慢到达的直达 S 波从底层到地表约需 30 多秒,因此,本研究使用深源远震 S 波震相波列 32 s 长度已经足够.选择震源深度大于 100 km 的深震,保证了始端 30 s 记录波形不受震源上方介质结构的影响.选择 $\Delta=40^{\circ}\sim 60^{\circ}$,由走时曲线可知 PS, PcS, PPS, ScS, SS 等震相都不构成干扰;选择远震同时保证了入射台站下方均匀介质底部的入射角比较小,当入射角小于 40° 时,透射波能量占绝大部分,保证了波形记录幅度较大、震相尖锐清晰;同时,使地震射线最低点不触及核幔边界,并减少上地幔 20° 间断面和低速层对波形的影响.考虑到大地震的震源过程复杂导致波形复杂,而中等远震的震相在短周期记录图上较难识别,故一般选用体波震级 6 级左右的深源远震地震记录作为分析的对象.如果是纯 S 波近垂直入射台下,从理论上可论证径向主要反映的是入射源函数,它不同于震源处初始源函数,它包含的是源发射经长途地幔旅行畸变的综合效应.经过台下层状介质的多次转换和多次反射后叠加,波形变化将携带台下介质结构信息.与 P 波输入不同的是,介质对 SV 波的敏感性主要体现在垂直向记录上.图 2 用脉冲波形输入不同的速度构造模型,实际验证了这一理论.从图中可以看到,对于不同的介质结构,脉冲响应在径向基本没有变化,在垂直向则随结构变化而得到不同的波形.这是本研究反演台下横波速度结构的理论基础.

由于台站本身岩性及结构的差异,有些台站本底噪声较高,加之远震的 S 波幅度又不是很大,导致 S 波震相识别困难.况且我们使用的是位移记录资料,而山西数字台网均是短周期速度平坦型记录仪器,因此我们对资料首先进行预处理,即首先将速度记录转换成位移记录;对于噪声较高,震相不够清晰的台站,我们采用两种方法来处理:① 滤波.采用一阶汉宁窗低通滤波消除高频噪声干扰;② 震相相关识别.选择水平方向记录到的比较清晰的 S 波震相到时,与其它方向对比,从而识别不同方向的 S 波震相到时,或者截取一段清晰的 S 波初至波形,做与其它两个方向同一时段的滑动相关,将相关系数最大点作为这个方向的 S 波初至.

将处理后得到的较为清晰的 S 波两个水平方向的记录合成到震中至台站所形成的大圆弧上,作为径向分量,垂直向分量不变.

1.2 波形拟合理论和方法

本研究仅讨论深源远震 S 波入射台下壳幔层状介质结构情况.每层介质为水平、均匀、各向同性和完全弹性.如图 3 所示,第 n 界面是被拟合的台下介质的底界面, ϕ 是 P 波的位移势函数, χ 是 SV 波的位移势函数,上标“+”表示下行波,“-”表示上行波.由于只有 SV 波入射,故 $\phi_{n+1}=0$,它产生反射 P, SV 和透射 P, SV 波,地表自由面应力为 0.

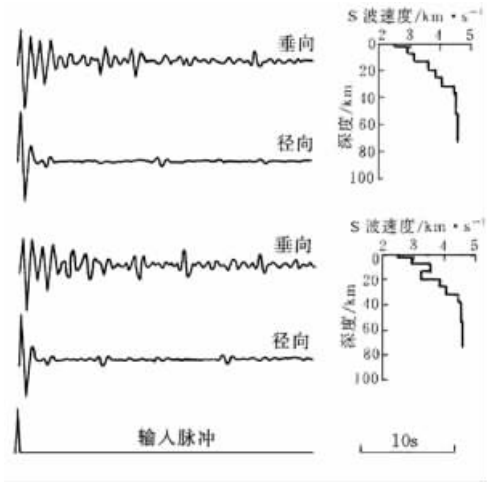


图 2 不同速度结构模型下的脉冲响应

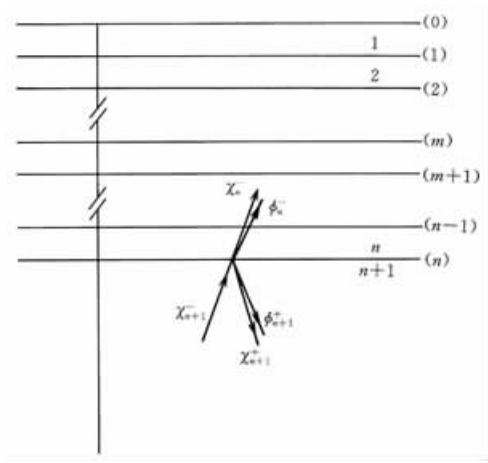


图 3 台站下方介质结构模型

对于位错点源，SV 波地表位移径向分量和垂直分量的频率域表示式是(姚振兴，1979)

$$\begin{cases} U(\omega) = \sum_{m=0}^2 \int_0^{\infty} D_{sm} R_u e^{-b_s z_s} J_m(kr) e^{im\theta} k dk \\ W(\omega) = \sum_{m=0}^2 \int_0^{\infty} D_{sm} R_w e^{-b_s z_s} J_m(kr) e^{im\theta} k dk \end{cases} \quad (1)$$

将剪切位错点源的震源系数 D_{sm} 代入式(1)，应用贝塞尔函数的远场近似表达式和稳相法(朱碯定，李幼铭，1985)，求得 S 波发射的高频远场位移近似，即台站记录位移谱为

$$\begin{cases} U(\omega) = R_u(\omega, \gamma) \cdot I(\omega) \cdot \frac{M_0}{4\pi\rho_s} F(\omega) \cdot G(R) \sum_{i=0}^2 A_i(\lambda, \delta, \theta) \cdot SV_i \\ W(\omega) = R_w(\omega, \gamma) \cdot I(\omega) \cdot \frac{M_0}{4\pi\rho_s} F(\omega) \cdot G(R) \sum_{i=0}^2 A_i(\lambda, \delta, \theta) \cdot SV_i \end{cases} \quad (2)$$

式中， $A_i(\lambda, \delta, \theta)$ 是震源方向发射系数， $SV_i(\gamma)$ 是震源破裂时点源、偶极源和位错成份的权系数，它们分别为

$$\begin{cases} A_0(\lambda, \delta, \theta) = \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \\ A_1(\lambda, \delta, \theta) = \cos \delta \cos \lambda \cos \theta + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \theta \\ A_2(\lambda, \delta, \theta) = \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \cos 2\theta - \sin \delta \cos \lambda \sin 2\theta \end{cases} \quad (3-1)$$

$$\begin{cases} SV_0 = \frac{i3}{2} \frac{\sin 2\gamma}{\beta_s^2} \\ SV_1 = \frac{i(2\sin^2 \gamma - 1)}{\beta_s^2} \\ SV_2 = \frac{-i\sin 2\gamma}{2\beta_s^2} \end{cases} \quad (3-2)$$

R_u, R_w 是层状介质的垂向和径向位移响应，包含各层介质的 S 波速度 β_j 、层厚度 d_j ， $j = 1$ ，

2, ⋯, n+1 和 γ, ω 因子, γ 是 S 波离源角; λ, δ, θ 分别为位错面的错滑角、倾角和方位角, 而 $\theta = \theta_r(\text{台站方位角}) - \theta_s(\text{位错面走向})$, β_s 为源处 S 波速度, $I(\omega)$ 为仪器响应谱, $F(\omega)$ 为源函数的时间谱, $G(R)$ 是几何扩散因子, R 是震源距, M_0 是地震矩, ρ_s 是源处密度.

对于纯 S 波入射, 层状介质的垂向和径向位移响应表达式为(束沛镒等, 2002)

$$\begin{cases} R_u = -k \cdot \frac{H_{13}}{H_{11}H_{33} - H_{31}H_{13}} \cdot \chi_{n+1}^- \\ R_w = k \cdot \frac{H_{11}}{H_{11}H_{33} - H_{31}H_{13}} \cdot \chi_{n+1}^- \end{cases} \tag{4}$$

式(2)中除 $R_u, R_w, I(\omega), F(\omega)$ 外, 其它参数的乘积对于任一具体的地震台站和地震都是一个常数, 波形对比时经归一化处理后这些参数实际不起作用. 计算理论地震图时所用的震源函数有各种不同的取法, 本研究的震源时间函数直接取记录波形的头几个波列(朱碇定, 李幼铭, 1985), 以径向记录的最大振幅为准, 前后各取 1~2 组波列, 作为输入的震源时间函数, 经过傅立叶变换到频率域即 $F(\omega)$. 给定一层状介质模型, 在频率域中经过一系列传递矩阵的运算得到理论波形, 变换到时域后与台站记录仪器的响应函数做反褶积, 分别得到该模型的 S 波记录径向位移 $u(t)$ 和垂向位移 $w(t)$ 理论图. 用试错法不断改变介质各层参数(包括各层的速度和厚度), 使理论地震波形达到与实际 S 波记录波形可对照程度, 这个可被接受的模型即所要反演的地震台下方的横波速度结构.

2 台站下方剪切波速度结构反演

2.1 各台 S 波波形拟合和剪切波速度结构反演

截取各台径向记录的前几个波形作为近似垂直入射壳幔底层的源波形, 利用上面介绍的方法计算得到垂直向的理论地震波形, 然后与实际观测波形进行对比, 调整模型中各层介质的层厚和层速来对应波形记录中不同子波列的到时和幅度起伏, 使得波形能够比较吻合. 对于每一个台站都给出尽可能多的模型做对比, 力求找到适合几个不同震例观测结果的模型.

为保证结果的可靠性, 每个台站我们均选取 2~3 个震例同时拟合, 直到几个震例波形都得到较好的拟合结果, 才把该模型作为该台速度模型. 由于该台网观测时间短, 所以收集的资料有限. 本次我们共得到 6 个台站的地下剪切波速度结构, 有山自皂、右玉、苛岚、昔阳、离石和夏县台. 所使用的震例信息见表 1(发震时刻是国际标准时间).

表 1 地震参数

时间 年-月-日	发震时刻 时:分:秒	λ_E /(°)	φ_N /(°)	深度 /km	震级 M_b	台站代码
2000-12-10	18:58:36.56	127.38	0.05	150	5.7	KL ₁ , XX ₁ , XY ₁
2001-02-16	05:59:09.48	117.49	-7.16	521	6.1	KL ₂ , LS ₁ , SZZ ₁ , XX ₂ , XY ₂ , YY ₁
2001-02-25	02:21:59.59	70.88	36.42	202	6.3	LS ₂
2001-03-14	18:56:18.88	121.89	0.45	109	6.0	KL ₃ , LS ₃ , SZZ ₂ , XX ₃ , XY ₃ , YY ₂

图 4 分别为各台的原始波形及理论拟合曲线. 从以上波形来看, 虽然我们已经做过一些简单的滤波, 但有些台站仍然存在高频信息, 这可能也与记录中的不同频段的本底噪声有关, 而且由于径向是两个水平方向的合成, 所以任何一个方向的波形不纯净都会影响到

合成后的波形. 由于篇幅所限, 图 4 中只有离石和苛岚台给出了垂向和径向两个方向的记录, 其余台站只给出垂向的理论波形和观测波形. 从离石和苛岚台资料可以看出, 记录的震例观测波形与我们的理论推论相吻合, 即 S 波记录的径向波形相对简单, 垂直向相对复杂, 对地下介质更为敏感.

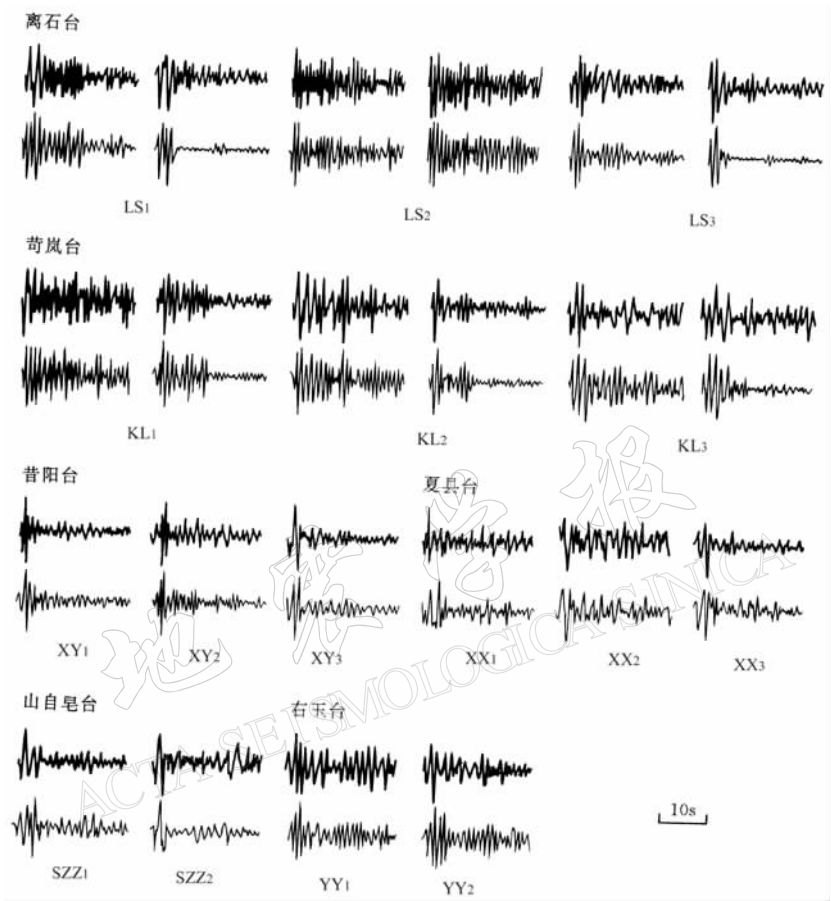


图 4 各台最佳模型的波形拟合与观测图形对比. 细线为理论波形, 粗线为实际记录波形; 第一列为垂向, 第二列为径向. 除苛岚和离石台外, 其余 4 个台均只给出垂向记录

所得到的 6 个台的地下剪切波速度结构见图 5, 图中台站顺序按纬度从北到南排列. 速度结构及分层的具体数据列于表 2.

2.2 离石台速度模型检验

拟合过程中我们主要依靠以下几点来保证模型的可靠性: 一是几个震例的相互校验, 而不是仅仅选用一个比较好的波形结果; 二是给出尽可能多的模型, 进行大量的试验. 每个台站都给出了几十个差异明显的模型, 从不同的方向进行收敛试验. 为检验模型的分辨率, 我们以离石台为例, 改变模型, 看理论波形会产生什么变化. 图 6 给出了检验结果, 我们去掉了第一个低速层, 结果 3 个震例的理论波形都明显偏离了实际波形, 因此, 我们给出的结果还是非常可靠的.

表 2 各台地下速度结构分层及速度值

No.	山自皂台		右玉台		苛岚台		昔阳台		离石台		夏县台	
	层厚 /km	层速 /km. s ⁻¹	层厚 /km	层速 /km. s ⁻¹	层厚 /km	层速 /km. s ⁻¹	层厚 /km	层速 /km. s ⁻¹	层厚 /km	层速 /km. s ⁻¹	层厚 /km	层速 /km. s ⁻¹
1	3.00	3.12	3.00	3.12	3.00	3.00	3.00	3.02	3.00	2.90	2.00	2.60
2	6.00	3.44	7.00	3.44	6.00	3.35	4.00	3.34	6.00	3.35	9.00	3.42
3	5.00	3.70	5.00	3.70	5.80	3.05	4.00	3.80	5.00	3.05	8.00	3.87
4	6.00	3.42	6.00	3.42	6.00	3.85	6.00	3.42	6.00	3.85	7.00	3.35
5	6.00	4.00	6.00	4.00	6.00	4.00	6.50	4.00	6.00	4.00	6.00	4.00
6	6.00	3.58	6.00	3.38	5.00	3.55	6.00	3.68	5.00	3.55	6.00	3.52
7	5.00	4.12	5.00	4.12	4.00	4.12	10.00	4.15	4.00	4.12	6.00	4.10
8	20.00	4.51	5.00	3.75	10.00	3.80	20.00	4.50	10.00	3.80	20.00	4.61
9	15.00	4.40	20.00	4.51	15.00	4.51	15.00	4.39	15.00	4.51	15.00	4.75
10	5.00	4.68	15.00	4.40	15.00	4.41	5.00	4.62	15.00	4.42	20.00	4.50
11			5.00	4.68	5.00	4.62			5.00	4.60	15.00	4.68

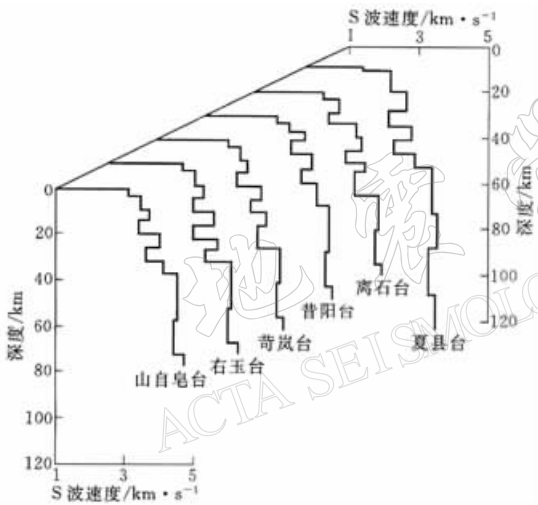


图 5 各台地下剪切波速度结构

3 结果分析

由表 2 和图 5 可见，山西省大部分地区地壳厚度都比较厚，西部鄂尔多斯块体边缘的几个台站更为明显，其中苛岚为 45.8 km、离石 45 km、右玉 43 km，南部的夏县为 44 km。东部的两个台站相对较薄，山自皂仅为 37 km，昔阳为 39.5 km。

祝治平等(1999)曾利用深地震测深结果，研究山西中南部的壳幔速度结构。其结果显示，临汾盆地附近地壳厚度稍薄为 39 km 左右，太原盆地附近为 40 km 左右，往西地壳厚度更厚为

42 km 以上。这与我们得到的地壳厚度还是基本吻合的。

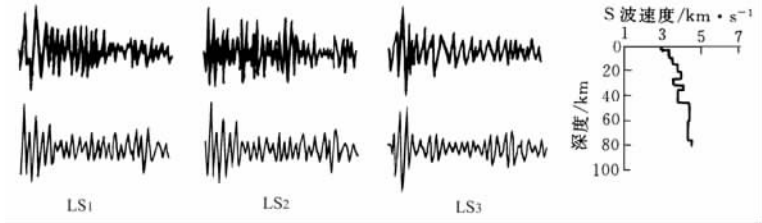


图 6 离石台模型检验结果(去掉第一个低速层,只给出垂向记录)

张成科等(1999)通过宽角反射/折射剖面得到的山西北部的二维 P 波速度结构显示，大同及其邻近地区地壳厚度为 42~43 km。上地壳存在明显低速层，埋深 11~12 km，速度为 6.0~6.1 km/s，厚度为 4.0~5.0 km；中地壳为负梯度层，下地壳上部存在局部的 6.3

~6.4 km/s 的低速体. 我们得到的位于大同震区的山自皂台相对而言地壳厚度比较薄, 同样存在两个低速层: 第一个低速层的深度为 14~20 km, S 波速度为 3.42 km/s(P 波近似为 5.92 km/s); 第二个低速层的深度为 26~32 km, S 波速度为 3.58 km/s(P 波近似为 6.2 km/s), 基本与他们的结果对应, 但第一个低速层的埋深更深一些.

从我们拟合得到的速度模型来看, 山西省这几个台站下方的地壳结构均是高低速层相间结构. 有些台站下面甚至多达 3 个低速层, 如苛岚、离石和右玉台, 其它台站地壳中也存在 2 个低速层. 同时从图 5 中还可以看出, 台站下方速度结构因其地理位置的不同具有各自的区域相似性, 其中苛岚和离石分层结构与各层速度值非常相近, 除了 3 个几乎相同的低速层之外, 同样在下地壳存在厚达 10 km 低速层; 山自皂和右玉分层结构及各层速度值比较相似, 不同的是右玉在下地壳多了一个低速层; 昔阳和夏县则呈现出各自不同的特点, 昔阳是下地壳较厚. 而夏县则上地壳较厚, 这些特征反映了山西省地壳速度结构具有明显的横向不均匀性. 而几个台站比较共同的特点是, 上地幔速度普遍偏低, 均在 4.50 km/s 左右, 只有南部的夏县台除外.

刘宝峰等(2000)研究了山西省北部地区的 S 波速度结构, 发现蔚县与天镇之间的 S 波速度结构分别在上地壳底部和中地壳存在低速层, 与山自皂台下的两个低速层相对应, 只是山自皂台下的低速层更深. 他们得到的山西北部地区的上地幔速度为 4.43~4.50 km/s, 而我们得到的山西省大部分地区上地幔速度均在 4.50 km/s 左右, 都是比较低的. 华北新生代坳陷的形成与上地幔隆起有直接关系, 上地幔的隆起导致下地壳物质侧向流动使太行山及其西侧地壳厚度增加, 可见, 山西高原普遍受到了上地幔隆起、地幔物质上涌的影响, 上地幔顶部较低的 S 波速度反映了这个特征.

4 地震与深部速度结构关系的探讨

为研究地震深度分布与深部速度背景的关系, 我们选用了中国地震局地球物理研究所给出的地震目录中 1997~1999 年发生在山西省境内的地震, 并剔除其中没有给出深度的地震记录(图 7), 震级范围为 $M_L 1.0 \sim 5.0$, 地震次数共 932 次.

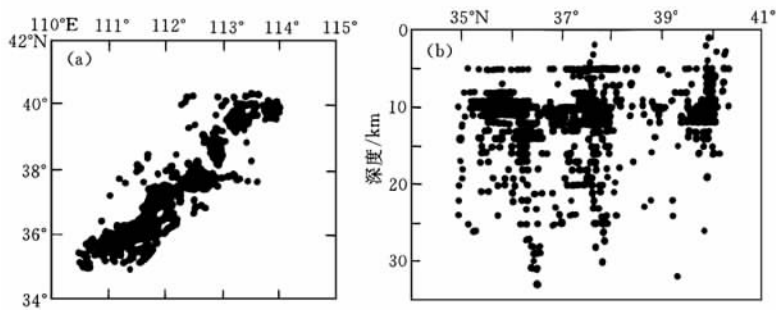


图 7 山西省小震分布图
(a) 震中分布; (b) 深度分布

从图 7b 的小震深度分布图中我们可以看到, 3 个盆地区呈现了各自不同的地震分布特点, 其中大同震区震源深度最浅, 地震集中分布在 7~15 km 范围内. 王鸣和王培德(1992)在大同震区布置加速度仪器, 自 1989 年 10 月 27 日起的 18 天内, 观测到可定位地

震 81 次, 深度分布为 0~15 km; 王焱等(2002)利用大同地震台网的资料, 对 1999 年 11~12 月发生在大同震区的地震进行了重新定位, 地震深度的分布范围为 5~17 km; 山西省地震局得到的 1989 年和 1991 年两次地震序列的地震定位结果显示的深度分布为 5~17 km, 优势分布为 7~16 km. 从以上的结果可见, 大同震区的地震分布在 16 km 以上比较集中, 比较深的地震很少, 与中国地震局地球物理研究所的目录结果基本相同. 我们所研究的台站中, 山自皂台最靠近大同震区, 该台第一个低速层的深度为 14~20 km, 可以看到, 该地区多震层的深度正好对应了低速层上面的高速层, 还有部分地震发生在高低速层转换处或低速层的顶部. 1989 年 10 月 19 日大同-阳高地区发生的 6.1 级强震, 深度为 13 km, 正好位于低速层上方的高速层内.

临汾地区是历史强震多发区, 到目前为止仍然地震不断. 从图 7 中可以看到, 该区地震除了多发生在脆性的上地壳内(7~12 km), 中、下地壳的地震也比较多, 最大深度达到 34 km 左右. 胡新亮等(2002)采用 BLOC91 计算机定位程序, 重新对该地区的现今地震进行了定位分析, 他们收集了 1987 年 1 月~1999 年 7 月该震区共 1 670 次地震. 其中定位结果小于 5 km 的地震为 887 次, 小于 15 km 的地震有 670 次, 结果比原来的定位结果更为集中, 也更加可信. 同样, 该地区的地震深度从 4 km 变化到 34 km, 绝大多数的地震分布在 5~15 km, 峰值是 8~12 km. 比较靠近临汾盆地的台站是夏县台, 其两个低速层的顶部埋深分别为 19 和 32 km, 所以, 该地区的多震层也是位于第一个低速层上面的脆性层内. 另外, 由于其下地壳的低速层深度远大于山自皂台(该台第二个低速层的顶部埋深 26 km), 而且低速层的速度也低于山自皂台. 我们看到, 临汾震区的一些地震分布也比较深. 可见, 地震的分布与低速层的埋深是相关联的.

大陆多震层是大陆地壳中地震震源呈优势集中所构成的“层次”, 被视为陆壳内的“蕴能层”、陆壳组合中的“能干层”、陆壳动力学行为中的“信息层”. 其结构、介质性质及其内、外环境是制约地震, 尤其是强震在该层内孕育、发生的重要因素(Scholz *et al.*, 1973; Scholz, 1988, 1990; 马宗晋等, 1990). 随着地震观测精度的提高和其它观测技术的进步, 国内外学者就多震层的性质开展了大量深入的地震学、地球物理学以及岩石学等各方面的研究, 以期对大陆地震的成因问题有更深刻的认识, 其中刘福田等(1986)、刘建华等(1989)、孙若昧等(1991, 1993)、孙若昧和刘福田(1995)、薛广盈等(1997)对华北地区、南北带、京津唐以及渭河等地区的三维地震层析成像研究显示, 壳内高速层与壳内多震层基本一致. 他们认为, 上、中地壳内高速体及其下方低速体的存在是强震孕育的重要基础; 徐常芳(1997)、Marquis 和 Hyndman(1992)研究壳内高导层发现, 很多地区的壳内低阻层就是壳内低速层, 绝大部分地震发生在高导层以上的地壳中; Bodri 和 Iizuka(1993)、Furlong 和 Atkinson(1993)、Pasquale 等(1997)、Sugrobov 和 Yanovsky(1993)研究地表热流和地温分布发现, 地温控制了区域的最大地震深度, 通常壳内地震活动的截止温度约为 300℃~400℃; 华北北部通过转换波揭示的地壳结构表明, 多震层是 G 界面(变质基底顶面)为顶面, C 界面(康氏面)为底面的一个结构层(邵学钟, 张家茹, 1992). 因此可以看出, 多震层与低速体、高导层以及地热流等都存在一定的相关性, 是一个介质的物理或化学性质不均一的地方.

从本研究得到的剪切波速度结构来看, 山西省大部分地区都是高低速层相间结构, 而多震层正好对应了 S 波低速层上面的高速层, 同时地震的深度分布还受到更深部低速层的

控制和影响。岩石的变形行为受温度、围压、受力时间、流体的作用等多种因素制约, 深度变化主要影响温度和压力。在浅部, 随着温度的增加, 岩石强度也不断增加, 而增加到一定深度时, 岩石强度随着深度的增加而减小。这个深度就是脆韧转换的深度, 在此之上的岩石基本处于脆性变形范畴, 在此之下的岩石基本处于韧性变形范畴, 多震层正是处于脆韧转换的深度位置(Pavlenkova, 1988; 杨主恩, 林卓然, 1992)。刘若新和张家声(1992)对太行山-吕梁山地区的出露岩石进行了研究, 发现中地壳温压条件下的岩石变形主要表现为固态流变, 长英质岩石在中地壳下部表现为整体的塑性变形形状, 而在中地壳上部表现出准塑或准脆性的整体变形性状, 向上过渡到上地壳的脆性变形。从我们的结果来看, 易震层更倾向于分布在韧性层上方的脆性层内或两者的交界面附近, 真正发生在韧性层内的地震不多, 但如果下部出现比较明显的低速层, 仍会影响整个地区的地震震源深度的分布。从物理性质而言, 脆性层更易破裂, 其内部裂隙较多, 因此较容易发生地震; 而更深部流变介质的存在则会把下地壳的应力向上传递, 遇到脆性增加的介质就会引发地震, 从而导致中地壳下部地震的发生。剪切波对具有流变性质的介质或熔融体比较敏感, 台站下方低速层的存在说明该层介质脆性降低、韧性增加的特性。根据有限元法计算壳内应力场分布情况, 如果脆性地壳的下部是一个塑性软弱层(低速-高导层), 当这种体系受到侧向外力的作用时, 上部脆性地壳的应力将会得到增强, 因为塑性软弱层将其所受的力与深部岩浆活动的垂直作用力一并转移给上部的脆性地壳(刘国栋, 1984), 因此对上部脆性的应力状态起放大作用。这可能是强震多发生在低速层上面的高速层内, 也就是脆性层内或高低速层交界面的原因。可见, 高低速层相间结构, 尤其是低速层的存在与分布深度, 是影响地震发生的重要因素。

参 考 文 献

- 胡新亮, 刁桂苓, 吸永清, 等. 2002. 山西洪桐、临汾历史大地震区现今地震的重新定位[J]. 华北地震科学, **20**(2): 10~15
- 刘宝峰, 张先康, 张成科, 等. 2000. 华北文安—蔚县—察哈尔右翼中旗剖面 S 波资料的地质解释[J]. 地震地质, **22**(1): 81~88
- 刘福田, 曲克信, 吴华, 等. 1986. 华北地区的地震层析成像[J]. 地球物理学报, **29**(5): 442~449
- 刘国栋. 1984. 地壳上地幔结构研究的某些新进展(一)[J]. 地震学刊, **9**(1): 29~35
- 刘建华, 刘福田, 吴华, 等. 1989. 中国南北带地壳和上地幔的三维速度成像[J]. 地球物理学报, **32**(2): 143~152
- 刘若新, 张家声. 1992. 华北中地壳某些岩石——构造特征综述[A]. 见: 马宗晋主编. 大陆多震层研究[C]. 北京: 地震出版社, 240~248
- 马宗晋, 张家声, 刘国栋, 等. 1990. 大陆多震层研究现状和讨论[J]. 地震地质, **12**(3): 262~264
- 邵学钟, 张家茹. 1992. 华北大陆地震多震层的构造和性质[A]. 见: 马宗晋主编. 大陆多震层研究[C]. 北京: 地震出版社, 268~276
- 束沛镒, 张学民, 李幼铭, 等. 2002. 利用纯 S 波输入研究地震台站下方的横波速度结构[J]. 地球物理学报, **45**(1): 67~75
- 孙若昧, 刘福田, 刘建华. 1991. 四川地区的地震层析成像[J]. 地球物理学报, **34**(6): 708~716
- 孙若昧, 赵燕来, 梅世蓉, 等. 1993. 渤海及邻近地区的地震层析成像[J]. 地球物理学报, **36**(1): 44~54
- 孙若昧, 刘福田. 1995. 京津唐地区地壳结构与强震发生: P 波速度结构[J]. 地球物理学报, **38**(5): 599~607
- 王鸣, 王培德. 1992. 1989 年 10 月 18 日大同-阳高地震的震源机制和发震构造[J]. 地震学报, **14**(4): 407~415
- 王焱, 刁桂苓, 胡新亮, 等. 2002. 1999 年山西大同 $M_s 5.6$ 地震的震源断层[J]. 中国地震, **18**(1): 96~98
- 徐常芳. 1997. 中国大陆地壳上地幔电性结构与地震分区特征[A]. 见: 国家地震局科技发展司编. 中国大陆 2005 年前

- 强震危险性预测研究[C]. 北京:地震出版社, 100~109
- 薛广盈, 丁韞玉, 袁志祥. 1997. 渭河断陷盆地地壳速度的层析成像研究[J]. 地震学报, **19**(3): 283~290
- 杨主恩, 林卓然. 1992. 多震层次断层的判别标志[A]. 见: 马宗晋主编. 大陆多震层研究[C]. 北京: 地震出版社, 346~353
- 姚振兴. 1979. 层状介质、非轴对称震源情况下的反射法[J]. 地球物理学报, **22**(2): 181~193
- 张成科, 张先康, 张建狮, 等. 1999. 大同-阳高震区深部构造背景[J]. 华北地震科学, **17**(1): 9~17
- 朱碁定, 李幼铭. 1985. 利用深源远震记录波形研究台站区域的介质结构[J]. 地球物理学报, **28**(1): 16~25
- 祝治平, 张建狮, 张成科, 等. 1999. 山西中南部壳幔结构的研究[J]. 地震学报, **21**(1): 42~49
- Bdori B, Iizuka S. 1993. Thermal regime, rethology and seismicity in central Japan[J]. *Tectonophysics*, **217**: 1~9
- Furlong K P, Atkinson S M. 1993. Seismicity and thermal structure along the northern San Andreas Fault system, California USA[J]. *Tectonophysics*, **217**: 23~30
- Marquis G, Hyndman R D. 1992. Geophysical support for aqueous fluids in the deep crust: seismic and electrical relationships[J]. *Geophys J Int*, **110**: 91~105
- Pasquale V, Verdoya M, Chiozzi P, *et al.* 1997. Rheology and seismicity regime in the northern Mediterranean[J]. *Tectonophysics*, **270**: 239~257
- Pavlenkova N I. 1988. The nature of seismic boundaries in the continental lithosphere[J]. *Tectonophysics*, **154**: 221~225
- Scholz C H, Rynn J M, Weed R F, *et al.* 1973. Detailed seismicity of the Alpine fault zone and Fiordland region, New Zealand[J]. *Geol Soc Am Bull*, **84**: 3 297~3 316
- Scholz C H. 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting[J]. *Geol Rund*, **77**: 319~328
- Scholz C H. 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 200~210
- Sugrobov V M, Yanovsky F A. 1993. Terrestrial heat flow, estimation of deep temperature and seismicity of the kanchatka region[J]. *Tectonophysics*, **217**: 43~53

STUDY ON S WAVE VELOCITY STRUCTURE UNDER PART STATIONS IN SHANXI PROVINCE

Zhang Xuemin¹⁾ Shu Peiyi²⁾ Diao Guiling¹⁾

1) School of Geophysics and Information Technology, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2) Seismological Bureau of Hebei Province, Shijiazhuang 050021, China

3) Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing 100101, China

Abstract: Based on S wave records of deep teleseisms on Shanxi Province Digital Network, and by modeling S wave waveform, shear wave velocity structures under 6 stations were obtained. Generally, the result shows that the crust is thick in the studied region, and it is up to 40km in thick under 4 stations. The velocity layers are all alternatively high and low. The different stations show varied velocity structure, however, stations surrounding a same tectonic region show similar structure characteristics. Combined with dominant depth distribution of many small-medium earthquakes, we also discuss the correlation between seismo-active layers and structures of high and low velocity layers.

Key words: S wave; waveform modeling; velocity structure; low velocity layer; seismo-active layer