

青藏高原东北缘六盘山—鄂尔多斯盆地的地壳速度结构特征

李英康¹⁾, 高锐²⁾, 米胜信¹⁾, 姚聿涛¹⁾, 高建伟¹⁾, 李文辉²⁾, 熊小松²⁾

1) 国土资源实物地质资料中心, 河北三河 065201; 2) 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

内容提要: 青藏高原东北缘六盘山—鄂尔多斯盆地深地震测深剖面沿近东—西向布设长约420km, 跨越鄂尔多斯盆地、六盘山和秦祁地块。本文根据沿测线爆破地震的6炮记录截面图中6个震相的到时资料, 结合地震记录中的振幅信息, 确定了沿剖面的二维纵波地壳速度结构。鄂尔多斯盆地的地壳平均速度为6.38~6.40km/s, 地壳厚度为41.7~48.2km。六盘山地区的地壳平均速度最高为6.40~6.42km/s, 地壳厚度最大为53~54km。六盘山以西秦祁地块的地壳平均速度最低为6.32~6.40km/s, 地壳厚度为50.3~53km。整个莫霍面形态东浅西深, 明显向西倾斜。鄂尔多斯盆地东侧的莫霍面深度最浅为41.7km, 六盘山下方莫霍面的深度最深为54km。莫霍面首波Pn在220km之后出现, 速度为7.8~8.1km/s。最后讨论了本区的深部特征和盆山结构关系。

关键词: 六盘山; 鄂尔多斯; 深地震测深; 地壳结构

六盘山地区处于中央造山带与南北构造交汇区, 受中朝准地台、青藏高原和扬子准地台三个一级构造单元的控制。中朝准地台分为鄂尔多斯地块和阿拉善地块二级构造单元。青藏高原东北缘分为祁连山褶皱系、秦岭褶皱系和甘孜褶皱系二级构造单元(任纪舜等, 1981)。六盘山地势总体上北高南低, 海拔多数在2000m以上, 呈北北西向狭长带状延伸, 处在宁南弧形推覆构造带南段前缘地带, 以西华山—六盘山深大断裂为界, 西部属于西华山—六盘山推覆体, 东部属于香山—固原推覆体。青铜峡—固原深大断裂呈近南北向展布, 被认为是祁连地块与华北板块分界断裂。北西走向的海原—六盘山断裂与祁连山造山带相连, 并最终与阿尔金断裂系相贯通, 因而构造上被视为青藏高原东北的边界(图1)。它东临鄂尔多斯地块, 北连阿拉善地块, 南为秦岭—大别中央造山带, 是我国北方现今构造格局和地势东西分异的重要界线, 也是中国东西部现在和古环境格局的重要分界线(胡鸿飞, 2007)。

六盘山弧形构造带是由数条北东向凸出的弧形逆冲断裂带组成。主要分为三个弧形构造带: 西华山—南华山—六盘山弧形构造带、天景山—香山弧形构造带和烟筒山—窑山弧形构造带, 经历了多次

的逆冲推覆作用, 主要表现为一系列形态相似的铲式叠瓦状逆冲推覆断层和上覆逆冲推覆体(汤锡元等, 1988; 刘少峰等, 1997; 张进等, 2000, 2004)。六盘山地区浅层广泛发育祁连地体的沉积建造是祁连地体自西向东远距离、大位移滑脱推覆到鄂尔多斯地块之上的结果, 造成鄂尔多斯西缘的根带隐伏于六盘山地区祁连地体之下, 形成了祁连地体和华北陆缘地体双层叠置的冲断推覆构造。1920年12月海原8.5级大地震很可能就是秦祁地块与华北克拉通两大构造单元接触界线发生碰撞的反应(潘素珍等, 2001; 章贵松等, 2006; 陈孝雄等, 2007)。

20世纪80年代以来, 在青藏高原东北缘开展了大量的宽角反射与折射地震测深剖面及深反射地震、宽频地震探测, 获得了青藏高原东北缘地区的地壳速度结构(王春镛等, 1995, 2003; 林中洋等, 1992; 闵祥仪等, 1991a, b; 李清河等, 1991; 李松林等, 2001, 2002; 张少泉等, 1985; 崔作舟等, 1996; 陈学波等, 2001; 张先康等, 2008; 赵金仁等, 2005; 嘉世旭等, 2008; 王海燕等, 2007; 高锐等, 2006, 2011; 胥颐等, 2001; 薛光琦等, 2003; 郭彪等, 2004)。利用宽角反射与折射地震测深资料、天然地震资料反演得到了青藏高原东北缘莫霍面等值线图, 对不同构造

注: 本文为国家地质调查项目“中央造山带与南北构造交汇区地壳深部调查”的成果。

收稿日期: 2013-06-30; 改回日期: 2014-06-20。责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 李英康, 男, 1959年生。研究员。1982年毕业于长春地质学院。主要从事深地震测深和深部地质研究工作。Email: yingkangl@sina.com。

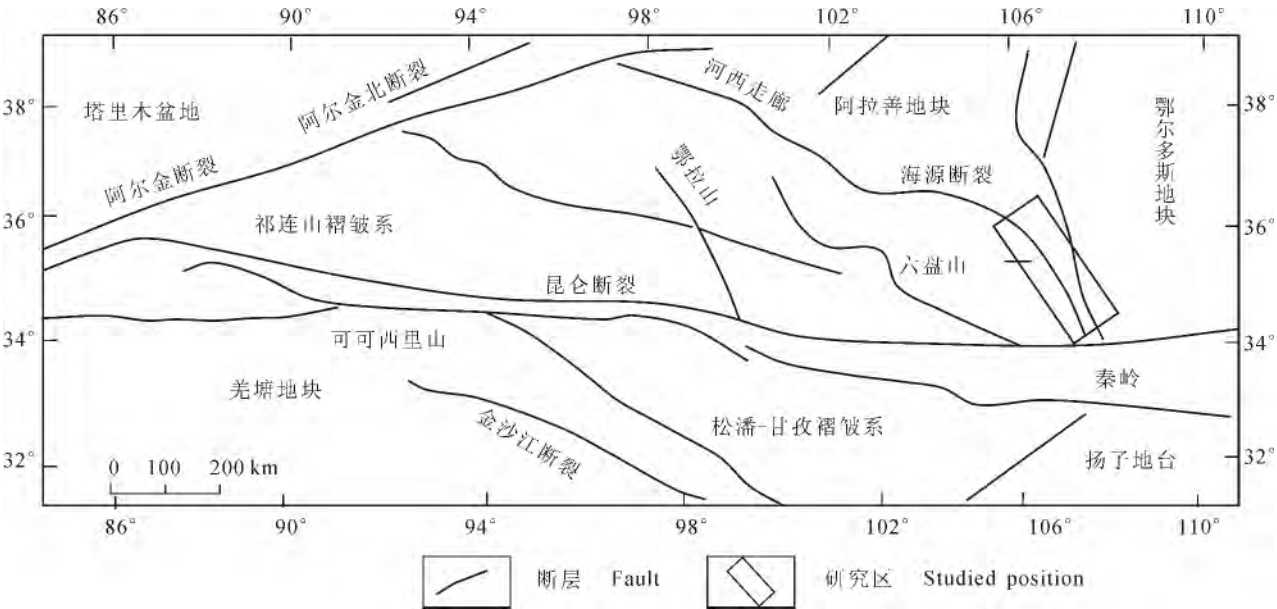


图 1 青藏高原东北缘构造简图(据胡鸿飞 2007 简化)

Fig. 1 Simplified Geological structural map of the northeastern margin of the Qinghai—Xizang (Tibet) Plateau (Hu Hongfei ,2007)

单元的地壳速度结构特点进行了讨论(王周元, 1984;周民都等,2000;周民都,2006;曾荣生等, 1995;陈学波等 2001)(表 1)。

南北向的西吉—中卫宽角反射与折射地震测深剖面全长 248km。Pn 波速度为 8.0 ~ 8.05km/s。地壳分为 5 层,莫霍面深度在 45 ~ 51km 之间变化,其特点是南北两端较深,中间相对隆起。西华山—六盘山地壳深断裂带两侧壳幔结构具有明显的差异,莫霍面存在着 5.0km 左右的起伏(李清河等, 1991;刘少峰等,1996)。六盘山地区宽频带地震接收函数方法获得的地壳上地幔结构结果表明:青藏高原东北缘和鄂尔多斯的接触过渡带接收函数震相复杂,速度横向变化剧烈,地壳厚度变化的总趋势

是自西北至东南逐渐变厚,在海原地震带下方和西秦岭断裂以西到日月山断裂之间的 Moho 面结构复杂,地壳平均厚度约为 51.5 km,六盘山下方地壳厚度为 53.5 km,鄂尔多斯西南缘地壳平均厚度约为 50 km,整个莫霍面呈下凹状(童蔚蔚等,2007;陈九辉等 2005)。

印度板块与欧亚板块碰撞形成了青藏高原,这已成为国内外多数学者的共识。然而,其变形机制仍是长期争论的重要科学问题。争论的焦点是围绕两个端元模型:①青藏高原发展演化过程中,岩石圈变形保持垂直贯通状态(England et al.,1982;Flesch et al 2005);②中地壳或下地壳中的侧向流体(如管道流)导致了变形随深度变化(Zhao W et al.,1987;

表 1 青藏高原东北缘不同构造单元的地壳界面深度和速度分布表

Table 1 The depth of crustal interface and velocity distribution of the different tectonic units in northeastern margin of the Qinghai—Xizang (Tibet) Plateau

构造带名称	上地壳		中地壳		下地壳		上地幔
	界面深度 (km)	层速度 (km/s)	界面深度 (km)	层速度 (km/s)	莫霍面深度 (km)	层速度 (km/s)	顶部速度 (km/s)
祁连褶皱带	15 ~ 19	6.11 ~ 6.16	26 ~ 33	6.20 ~ 6.35	50 ~ 58	6.60 ~ 6.80	7.78 ~ 8.05
秦岭褶皱带	14 ~ 16	6.08 ~ 6.13	24 ~ 28	6.26 ~ 6.29	48 ~ 60	6.50 ~ 6.75	7.90 ~ 8.06
松潘—甘孜褶皱带	20 ~ 26	5.80 ~ 6.30	32 ~ 45	6.36 ~ 6.50	58 ~ 61	6.60 ~ 6.90	7.90 ~ 8.0
银川地堑	11 ~ 15	6.0 ~ 6.22	20 ~ 25	6.22 ~ 6.33	38 ~ 42	6.50 ~ 6.60	7.80 ~ 8.0
鄂尔多斯台缘	18 ~ 23	6.1 ~ 6.4	29 ~ 32	6.5 ~ 6.65	42 ~ 45	6.75 ~ 6.9	7.80 ~ 8.0



图 2 深地震测深测线位置图

Fig. 2 The location map of deep seismic sounding line

Clark et al. ,2000; Bird ,1991; Royden et al. ,1997; Yin et al. 2000)。这两种变形模型都提出了已有观测结果支持的证据(Hirn et al. ,1984;Wittlinger et al. ,1998;Nelson et al. ,1996;Royden et al. 2008)。

总之,无论是大地构造位置,还是地质时间位置,青藏高原东北缘的六盘山地区都具有其特殊性。因此 2012 年在六盘山—鄂尔多斯盆地区开展了深地震反射、宽角反射与折射地震探测,对进行青藏高原东北缘的地壳结构和地质构造演变研究具有重要意义。本文给出了该区宽角反射与折射地震测深的结果。

1 测区位置

六盘山地区的宽角反射与折射地震测深剖面沿东—西向布置,与 150km 长的深反射地震测线重合,长度约 420km。西起于云田镇、向东依次经过通渭县、庄浪县、华亭县、崇信县、泾川县、宁县,东端延至黄陵县(图 2)。

沿六盘山 420km 的地震测线布设 7 个炮点,自西向东分别是通渭县西炮(2000kg)、通渭县东炮(1500kg)、庄浪县炮(1500kg)、华亭县南炮(1500kg)、泾川县西炮(1500kg)、宁县西炮(1500kg)和正宁县北炮(2000kg),炮间距 40 ~ 70km,每炮总药量

1500 ~ 2000kg。采用 10 ~ 15 口深井组合爆炸激发地震波,炮点参数见表 2。测区内地壳平均厚度为 50 ~ 54 km,由此可估算 Moho 反射临界位置大约在 100 ~ 120 km,采用图 3 所示的追逐、相遇观测系统,进行地震数据采集,能够保证地壳内有效波的追踪和 Moho 面的连续性。

2012 年 6 月 23 日—7 月 12 日开展了野外观测工作,投入国产 DZS-1 型数字深层地震仪 280 台,按台站间距 2 ~ 3km 布设,覆盖整个地震测线或每炮的有效接收段,完成 7 个大炮观测,获得了较高质量的地震资料。但因地震测线沿公路布置、炸药量小,激发能量弱和汽车干扰,造成了地震记录的背景噪声较大。

2 震相识别

在 2012 年 8 ~ 10 月进行了六盘山剖面的地震资料处理工作,采用最高 8Hz 的频率滤波,折合速

表 2 六盘山地震观测的炮点参数表

Table 2 The shot parameter table of Liupan Mountain seismic survey

炮号	药量(t)	经度	纬度	高程(m)	炮点零时
S1	2.0	104°54.68581500′	35°12.29832780′	2090.030	22 时 03 分 07.321 秒
S2	1.5	105°33.51067620′	35°03.78051000′	1797.960	00 时 05 分 29.644 秒
S3	1.5	106°09.05266920′	35°13.26966120′	1722.000	22 时 05 分 22.472 秒
S4	1.5	106°37.72068240′	35°06.16702140′	1643.040	22 时 23 分 54.187 秒
S5	1.5	107°15.68330100′	35°17.11665720′	1227.970	20 时 49 分 57.7596 秒
S6	1.5	107°44.41081560′	35°21.58751940′	983.040	22 时 06 分 38.875 秒
S7	2.0	108°20.11283340′	35°34.85000280′	1194.040	22 时 17 分 09.720 秒

度为 6.0km/s , -3 秒 ~7 秒的时窗绘制了折合时地震记录截面图,见图 4。图 4a 为六盘山附近地区的地震记录截面,图 4b 为鄂尔多斯盆地内的地震记录截面。

在六盘山地区的地震记录截面上,可识别出 6 个震相。Pg 震相是基底界面之上的回折波, P2 震相为上地壳底面的宽角反射波, P3 震相为中地壳

表 3 各炮 Pg 震相的追踪距离(km)和走时范围、尾部时间(s)
Table 3 The tracking distance and travel time range, the end of time of Pg phases of every shooting

炮点		S1	S2	S3	S4	S6	S7
Pg	左支		50 0.19 ~ 0.97 0.97	85 0.27 ~ 0.42 0.29	75 0.14 ~ 0.49 0.14	40 0.19 ~ 2.03 2	50 0.34 ~ 1.6 1.43
		右支	70 0.47 ~ 0.7 0.7	85 0.13 ~ 0.56 0.42	65 0.29 ~ 0.67 0.61	60 0.42 ~ 1.39 1.39	45 0.14 ~ 1.6 1.6

内的界面宽角反射波, P4 震相为中地壳底面的宽角反射波, Pm 震相为莫霍面 (Moho) 的宽角反射波和 Pn 首波 (图 4)。

2.1 Pg 震相

Pg 震相的特点表明:剖面西部 S1、S2 炮 Pg 波走时较大,浅层速度较小,平均视速度为 3.8 ~ 5.8km/s。剖面中部六盘山地区 S3 炮、S4 炮左支 Pg 波走时最小,浅层速度最大,平均视速度为 4.6 ~ 6.0km/s。剖面西部崇信县以东, S4 炮右支、S6 炮、S7 炮 Pg 波走时最大,浅层速度最小,平均视速度为 3.5 ~ 5.8km/s (表 3)。

2.2 P2 震相

P2 震相为上地壳底面的宽角反射波,在近距离是续至波,50 ~ 80km 之后为初至波,可以有效追踪、识别。

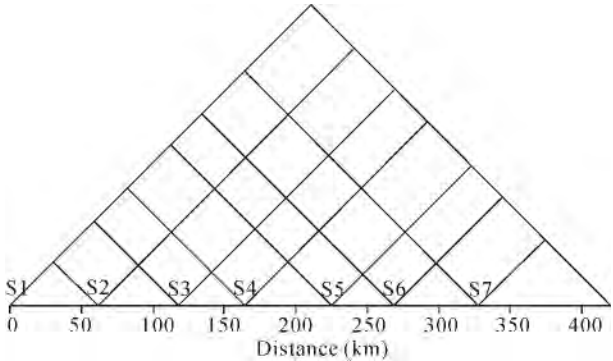


图 3 六盘山地区深地震测深观测系统图
Fig. 3 The observation system diagram of deep seismic sounding in Liupan Mountain area

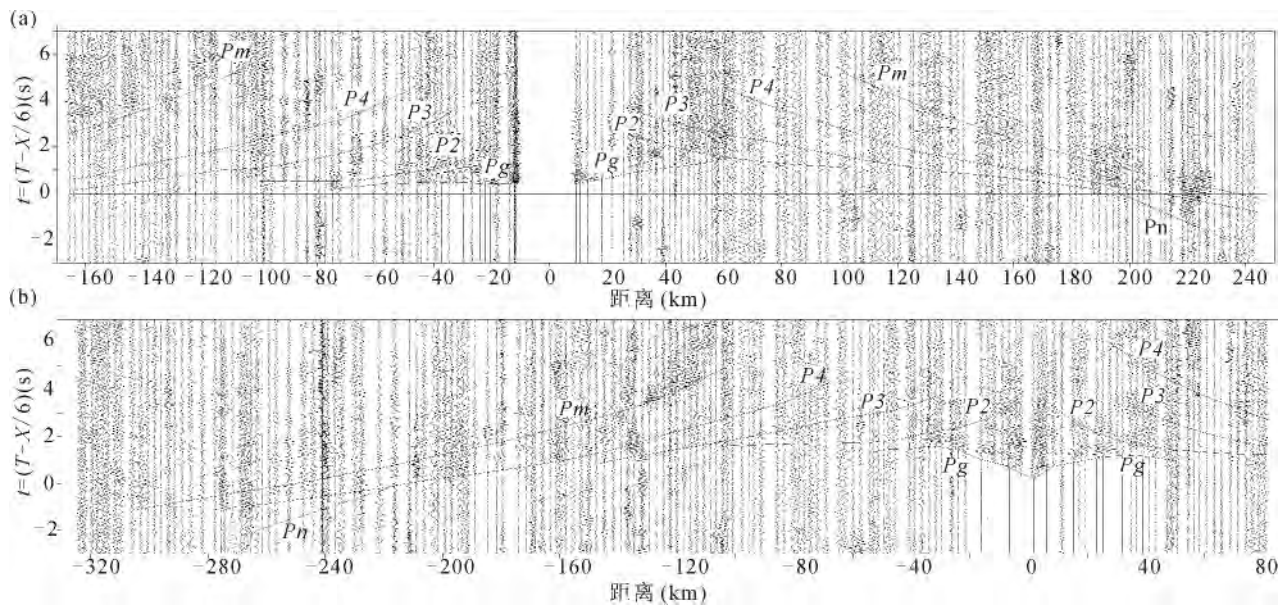


图 4 华亭县南 (S4) 炮、正宁县北 (S7) 炮地震记录截面图
Fig. 4 The seismic record sections of Huating shot (S4) and Zhengning shot (S7)

表 4 各炮 P2、P3、P4 震相的追踪距离 (km)、平均速度 (km/s) 和振幅能量
Table 4 The tracking distance and average velocity , the amplitude of energy
of P2 , P3 , P4 phases of every shooting

炮点		S1	S2	S3	S4	S6	S7
P2	左支		10 ~ 100	20 ~ 110	30 ~ 120	20 ~ 100	10 ~ 100
P2	右支	20 ~ 140	20 ~ 120	20 ~ 110	30 ~ 100	20 ~ 130	10 ~ 80
P2	平均速度 (km/s)	5. 76	5. 89	5. 86	左支 5. 97 , 右支 5. 76	5. 88	5. 73
P2	振幅能量	在 70km 后 ,初至 清晰 ,能量较弱	左支 50km 后 ,右 支 80km 后 ,初至 清晰 ,能量较强	左支 80km 后 ,能 量 较 强。右 支 70km 后 ,初至清 晰 ,能量较弱	左支 70km 后 初 至波清晰。右支 能量强 ,容易识别	左支 40km 后 ,初 至波 能量 较强。 右支 50 ~ 80 后 , 初至清晰 ,能量 最强	能量 较弱 ,50km 后为初至波 ,可以 识别
P3	左支		20 ~ 70	30 ~ 120	40 ~ 170	30 ~ 140	70 ~ 150
P3	右支	30 ~ 170	40 ~ 180	40 ~ 180	30 ~ 160	40 ~ 140	40 ~ 80
P3	平均速度 (km/s)	6. 07 ~ 6. 14	6. 05 ~ 6. 12	6. 04 ~ 6. 13	6. 03	6. 0	5. 95 ~ 6. 04
P3	振幅能量	在 150km 后为初 至波 ,能量较弱	120km 后 ,初至清 晰 ,能量较强	能量 较强 ,90km 后 ,初至清晰	120km 后 初至波 清晰 ,能量 较强 , 容易识别	能量 较强 ,100km 后 初至波清晰	能量 较弱 ,100km 后为初至波 ,可以 识别
P4	左支		40 ~ 70	60 ~ 120	60 ~ 170	100 ~ 260	70 ~ 280
P4	右支	50 ~ 210	50 ~ 260	50 ~ 270	60 ~ 240	60 ~ 140	40 ~ 80
P4	平均速度 (km/s)	6. 25	6. 26	6. 25	6. 28	6. 25	6. 2 ~ 6. 23
P4	振幅能量	能量较弱 ,震相不 清晰	210km 后 初至清 晰 ,能量较强	能量 较强 ,在 200 ~ 250km 初至清 晰	能量 较强 ,在 180 ~ 230km 初至波 清晰	能量 一般 ,150km 后 初至波清晰	能量 较强 ,150km 后为初至波

P2 震相的特点表明:六盘山地区的平均速度最高为 5. 86 ~ 5. 97km/s。两侧的平均速度小为 5. 73 ~ 5. 8km/s。鄂尔多斯盆地的平均速度最低为 5. 73km/s(表 4)。

2.3 P3 震相

P3 震相为中地壳内界面的宽角反射波 ,在近距离是续至波 ,100km 之后为初至波 ,可以有效追踪、识别。

P3 震相的特点表明:六盘山地区(秦祁地块)的平均速度为 6. 04 ~ 6. 14km/s ,明显高于鄂尔多斯盆地(华北板块)的平均速度为 5. 95 ~ 6. 04km/s(表 4)。

2.4 P4 震相

P4 震相为中地壳底面的宽角反射波 ,在近距离是续至波 ,150km 之后为初至波 ,可以有效追踪、识别。

P4 震相的特点表明:六盘山地区(秦祁地块)的平均速度为 6. 25 ~ 6. 28km/s ,明显高于鄂尔多斯盆地(华北板块)的平均度 6. 2 ~ 6. 25km/s(表 4)。

2.5 Pm 和 Pn 震相

Pm 震相为莫霍面(Moho)的宽角反射波 ,Pm 震

相的临界反射位置在 100 ~ 120km 左右。在近距离是续至波 ,180km 之后为初至波 ,可以有效追踪、识别。Pn 震相为莫霍面的首波 ,在 220km 之后出现。

Pm 震相的特点表明:剖面西侧的地壳平均速度最低为 6. 32 ~ 6. 40km/s ,六盘山地区的地壳平均速度最高为 6. 40 ~ 6. 42km/s。东侧鄂尔多斯盆地的地壳平均速度为 6. 38 ~ 6. 40km/s。结果表明了盆地与造山带的地壳平均速度存在差别 ,总体上为正常的盆地与造山带地壳平均速度。莫霍面的首波 Pn 出现在 220km 之后 ,速度为 7. 8 ~ 8. 1km/s(表 5)。

3 地壳二维速度结构

六盘山地区的二维速度结构是在震相识别的基础上建立的 ,并以测线通过地形最高点的高程 2010m 为模型零点 ,构制了剖面的初始二维地壳模型。正演拟合计算采用基于地震波的渐近射线理论方法(Cerveny et al. ,1982;Cerveny et al. 1984) ,对各炮拾取的到时进行拟合 ,通过不断修改反射界面深度和层速度 ,逐步改进初始二维速度结构。并在

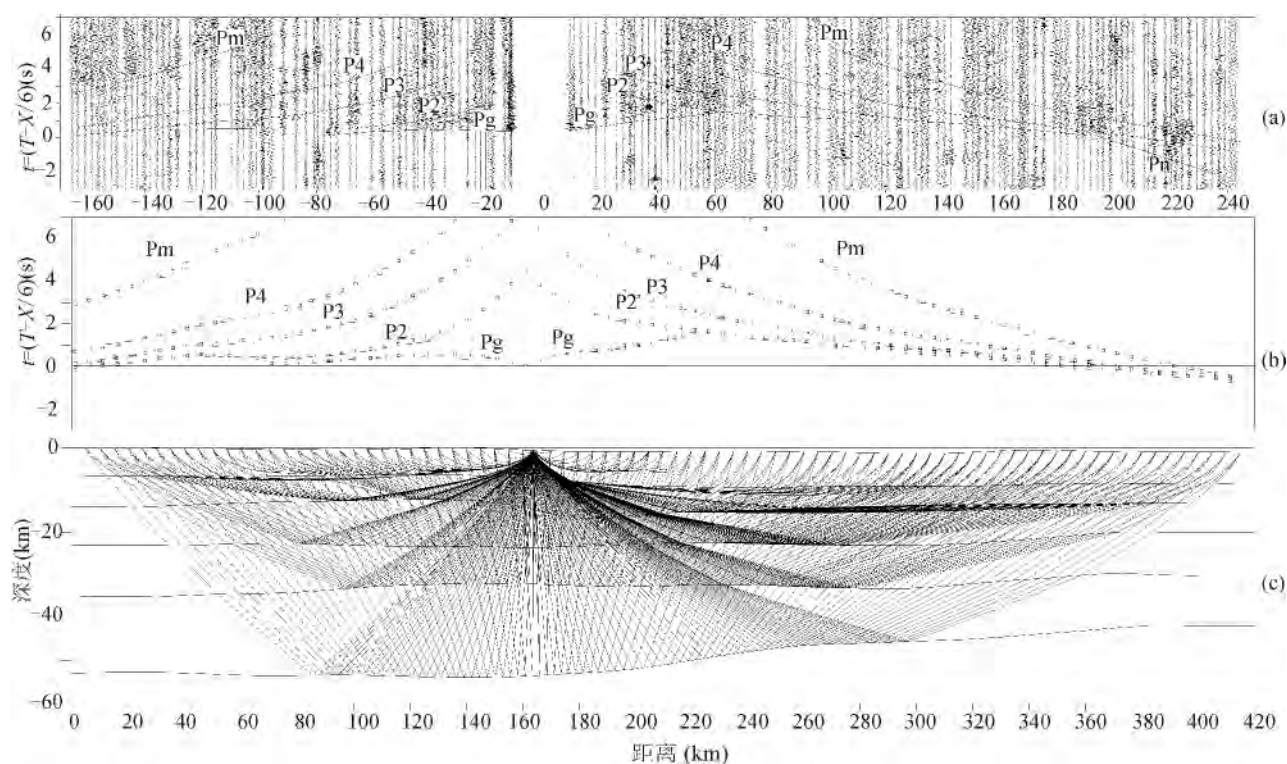


图 5a 华亭县南(S4)炮地震记录、走时拟合和射线跟踪图

Fig. 5a The seismic records , travel time fitting and ray tracing diagram of Huating South (S4) shot

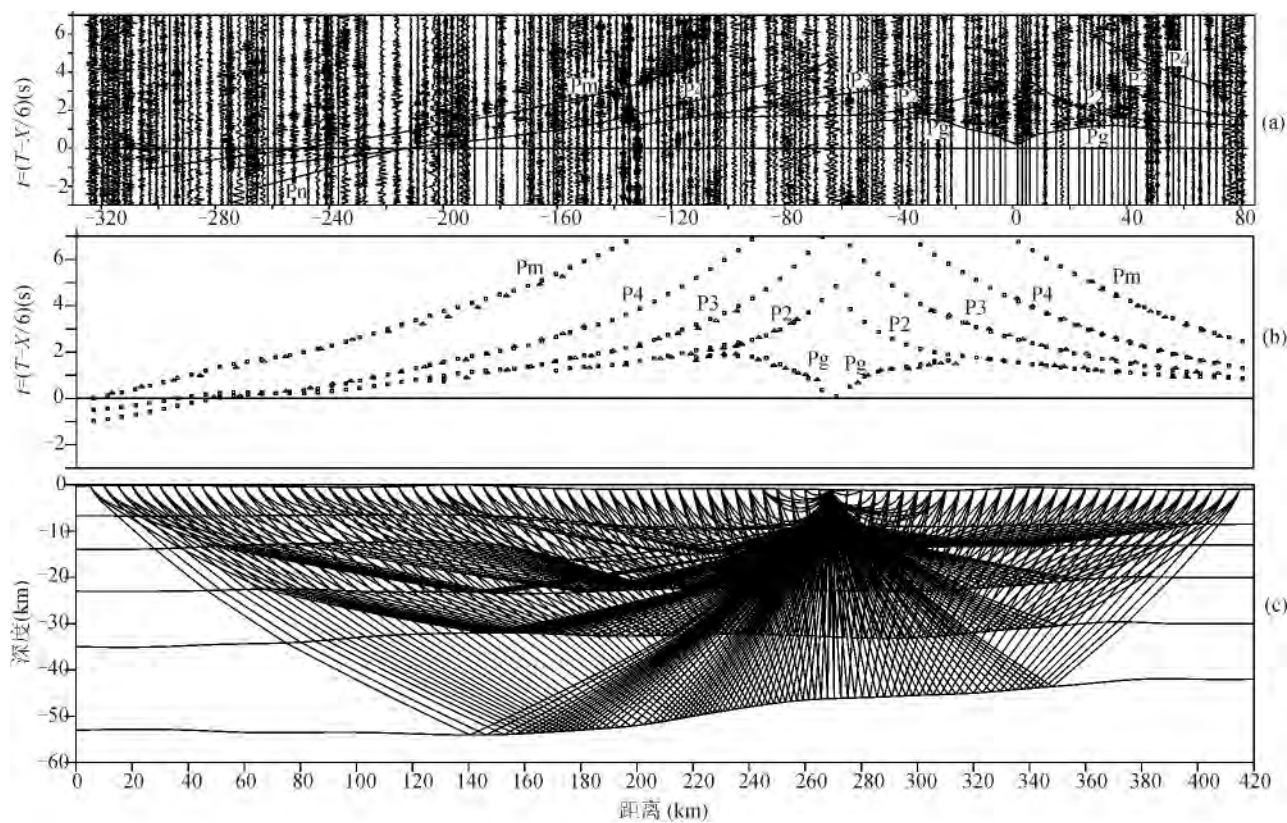


图 5b 宁县西(S6)炮地震记录、走时拟合和射线跟踪图

Fig. 5b The seismic records , travel time fitting and ray tracing diagram of Ningxian West (S6) shot

表 5 各炮 Pm 震相的追踪距离 (km)、地壳平均速度 (km/s) 和地幔顶部速度 (km/s)

Table 5 The tracking distance of Pm phase , crustal average velocity and the velocity of upper mantle top

炮点		S1	S2	S3	S4	S6	S7
Pm	左支			90 ~ 120	100 ~ 170	100 ~ 270	
Pm	右支	110 ~ 280	120 ~ 300	110 ~ 270	120 ~ 230	100 ~ 140	100 ~ 300
Pm	平均速度 (km/s)	6.32 ~ 6.35	6.38 ~ 6.41	6.41	6.42	6.40	6.38
Pm	振幅能量	能量较强 ,在 180 ~ 230km 震相清晰	右支 270km 后初至清晰 ,能量较强	能量较强 ,在 200 ~ 250km 震相清晰	能量较强 ,震相清晰	能量不强 ,震相可以识别	能量较强 ,270km 后为初至波
Pn	距离		220 ~ 260	220 ~ 260	200 ~ 230		230 ~ 270
Pn	速度		7.8 ~ 7.9	7.9 ~ 8.0	7.9 ~ 8.0		8.0 ~ 8.1
Pn	能量		能量强 ,初至清晰	能量强 ,初至清晰	能量强 ,初至清晰		初至清晰

同一二维速度结构模型中 ,逐步完成 6 炮、每炮 5 个震相的地震波到时拟合 ,达到满意的程度 限制模型的多解性见图 5、图 6。

图 6 是综合射线 (a)、到时图 (b) 和简化的地壳速度模型 (c) ,图中缺少 Pn 射线的原因是利用动力学射线追踪程序 Seis88 ,计算沿 Moho 面的首波比较困难。通常由反演得到 Pn 波的速度值。图 5、图 6 中的三角表示拾取的震相到时 ,方框表示理论计算

的震相到时。射线追踪正演拟合精度为时间误差多数小于 0.05s ,最大不超过 0.1s。速度误差控制在 0.05km/s 之内 ,莫霍面深度误差小于 1km。

图 6 结果表明西侧秦岭—祁连山地块的莫霍面的地震波到时明显大于东部鄂尔多斯盆地的到时。说明西侧造山带的地壳厚度厚为 52 ~ 54km ,东侧盆地的地壳厚度薄为 42 ~ 48km。

经过射线追踪正演 ,获得了六盘山地区的地壳

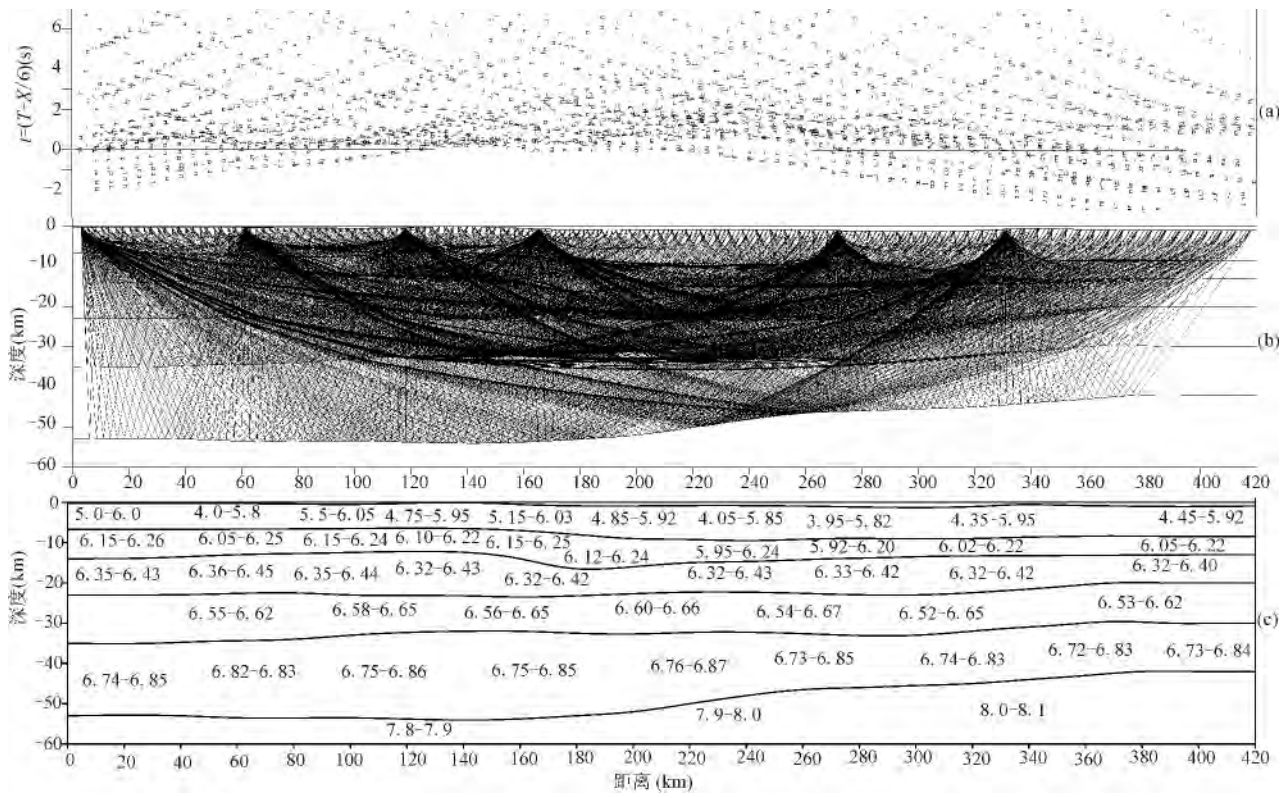


图 6 S1 ~ S7 炮综合射线路径、走时对比和简化地壳速度模型图

Fig. 6 The comprehensive ray paths , travel time comparison diagram of S1 ~ S7 shots and the crustal velocity model simplified

速度—深度结构见图 7。六盘山之下的莫霍面最深为 54km, 黄陵县莫霍面最浅为 42km。依据 S2、S3、S4、S7 炮的首波 Pn, 反演获得的地幔顶部速度为 7.8~8.1km/s。

图 7a 为沿地震测线的地名和炮点位置。图 7b 为基底界面之上的速度结构和图 7c 为整个地壳的速度结构, 均由 Seis88 程序计算得到。

图 7 中显示的固结地壳为 5 层结构, 其中第 1 个界面为 Pg 波终止位置界面(基底界面), 下面 4 个界面, 分别是震相分析中 P2、P3、P4、Pm 宽角反射震相的反射界面。图 7 表明整个地壳分为两个构造单元, 分界线在崇信县~华亭县之间。西部为六盘山地区(秦祁地块), 东侧为鄂尔多斯盆地(华北板块), 基底界面、上地壳底面与莫霍面呈镜像。

(1) 上地壳的速度结构特征: 上地壳分为 2 层, 第 1 层的底面为基底界面。西侧六盘山地区的基底深度为 6.7~7.5km, 层速度为 4.8~6.0km/s。在庄浪县以西地表速度变化激烈, 局部地区地表速度最高达到 5.5km/s, 最低为 3.9km/s。东侧鄂尔多斯盆地基底深度为 8.5~8.8km, 层速度为 3.9~5.8km/s(图 7b)。第 2 层的底面是上地壳底面, 即

所谓的康拉德界面。西侧六盘山地区的上地壳底面深度为 12.0~14.3km, 层速度为 6.0~6.25km/s。东侧鄂尔多斯盆地上地壳底面深度为 13.0~16.5km, 层速度为 5.9~6.2km/s。界面最深处在崇信县~华亭县之间(图 7c)。

(2) 中地壳的速度结构特征: 中地壳分为 2 层, 两个反射界面的深度变化不剧烈、速度变化不太明显。第 1 层的底面为中地壳内的反射界面, 深度为 20~23.5km, 层速度为 6.3~6.45km/s。第 2 层的底面是中地壳底面, 深度为 29.5~33km, 层速度为 6.5~6.7km/s。庄浪县东侧界面最浅, 深度为 29.5km。通渭县附近界面最深, 深度为 32.5~33km(图 7c)。

(3) 下地壳的速度结构特征: 下地壳为 1 层, 底面为莫霍面, 呈西深东浅形态, 向西倾斜。速度变化不太明显。西侧秦祁地块, 莫霍面深度为 50.3~54km, 层速度为 6.75~6.92km/s。东侧鄂尔多斯盆地, 莫霍面深度为 41.7~48.2km, 层速度为 6.72~6.9km/s。莫霍面最浅位于正宁县至黄陵县, 深度为 41.7km。莫霍面最深位于六盘山之下(庄浪县以东), 深度为 54km(图 7c)。

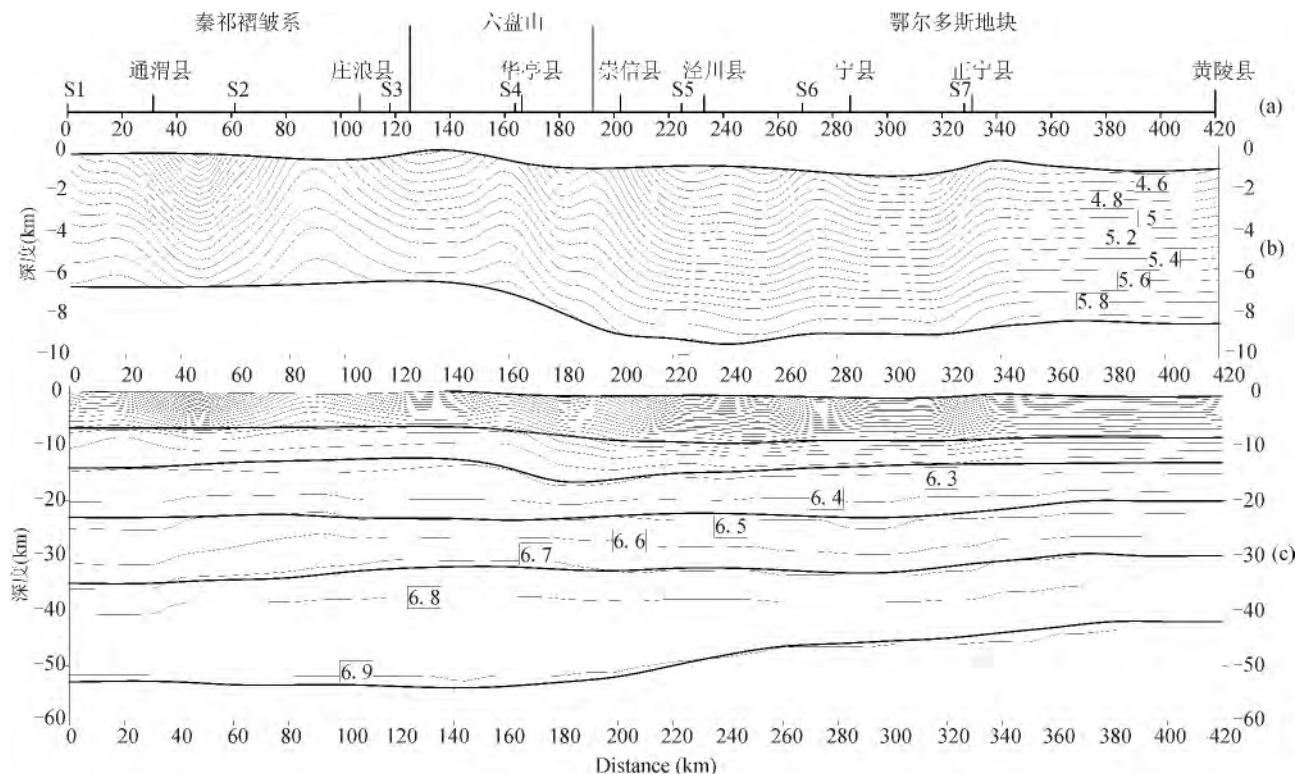


图 7 六盘山地区的地壳速度结构

Fig. 7 The crustal velocity structure of Liupan mountain areas

(4) 上地幔顶部的速度特征: 基于测线上的 S2、S3、S4、S7 炮获得的莫霍面首波 P_n , 反演了上地幔顶部的速度。西侧秦祁地块上地幔顶部的速度为 7.8 ~ 7.9 km/s, 东侧鄂尔多斯盆地的速度为 8.0 ~ 8.1 km/s。

4 讨论

中国大陆东、西部处在两个不同的地球动力学环境。西部地区受印度—欧亚板块碰撞及印度板块的持续挤入的影响, 以地壳缩短、增厚、陆内造山作用和强烈地震活动等为主要特征。而中国东部华北地区受新生代期间西太平洋板块向欧亚大陆俯冲作用的影响, 形成裂谷盆地和弧后微型扩展, 并伴有强烈火山活动, 造成青藏高原东北缘、六盘山、鄂尔多斯地块之间的过渡带地壳变形强烈, 地壳结构较为复杂。

六盘山地区的地壳盆山结构特征表明具有明显的造山带型与地台型特点, 其地壳是由两个不同块体组成的, 地壳厚度东薄西厚, 最薄处位于鄂尔多斯盆地, 深度为 41.7 km。最深处位于六盘山下, 深度为 54 km, 最大相差约 12 km。基底界面、上地壳底面与莫霍面呈镜像, 盆山结构特点比较明显 (图 7)。上地壳内的速度变化剧烈, 中下地壳速度变化比较平缓。六盘山下方的速度等值线明显上隆, 梯度变化大。特别是在两个构造单元接触的位置 (华亭县附近), 上、下地壳的速度等值线变化明显, 鄂尔多斯盆地内的速度等值线近平行排列。中地壳的界面和速度等值线变化平缓。从基底界面、上地壳底面、

莫霍面的形态看, 六盘山与鄂尔多斯盆地之间, 可能存在“鳄鱼结构”式构造 (王春镛等, 2003a; Meissner et al., 1991) (图 8), 逆冲断裂的作用使六盘山叠置于鄂尔多斯盆地之上。

下地壳呈现一个契形层, 说明青藏高原内部较厚逐渐向鄂尔多斯地块、阿拉善地块方向变薄, 与丁志峰等 (1999) 给出的结果一致。这是由于印度板块向欧亚板块俯冲、推挤, 印度板块有大量的物质插入到青藏高原地区, 遇到近乎刚性的阿拉善地块、鄂尔多斯地块、扬子克拉通, 使得中国西部块体发生褶皱和变形, 并伴随着多次大地震的发生。在其作用下, 青藏高原在近南北向压缩、抬升、地壳增厚, 同时在东西向延伸, 推挤东邻块体传递到中国东部地区, 使青藏高原东北缘成为过渡带, 形成大规模的活动断裂系、地震频发表明青藏高原东北缘是构造活动强烈区 (曾融生等, 1998、2000; 徐菊生, 2000; 江在森等, 2001)。

5 结论

本文基于深地震测深剖面的地震资料, 获得了青藏高原东北缘 (秦祁地块)—六盘山—鄂尔多斯盆地的二维地壳速度结构, 揭示了六盘山—鄂尔多斯盆地的盆山结构在深部展布的特征, 可用“鳄鱼结构”式构造解释地壳内的构造运动特点, 以及鄂尔多斯盆地西南的逆冲推覆构造与推覆体的形成。下地壳契形层的存在表明鄂尔多斯盆地 (华北板块) 插入到秦祁地块之下, 这对探讨华北板块与青藏高原东北缘的相互作用关系具有重要科学意义。

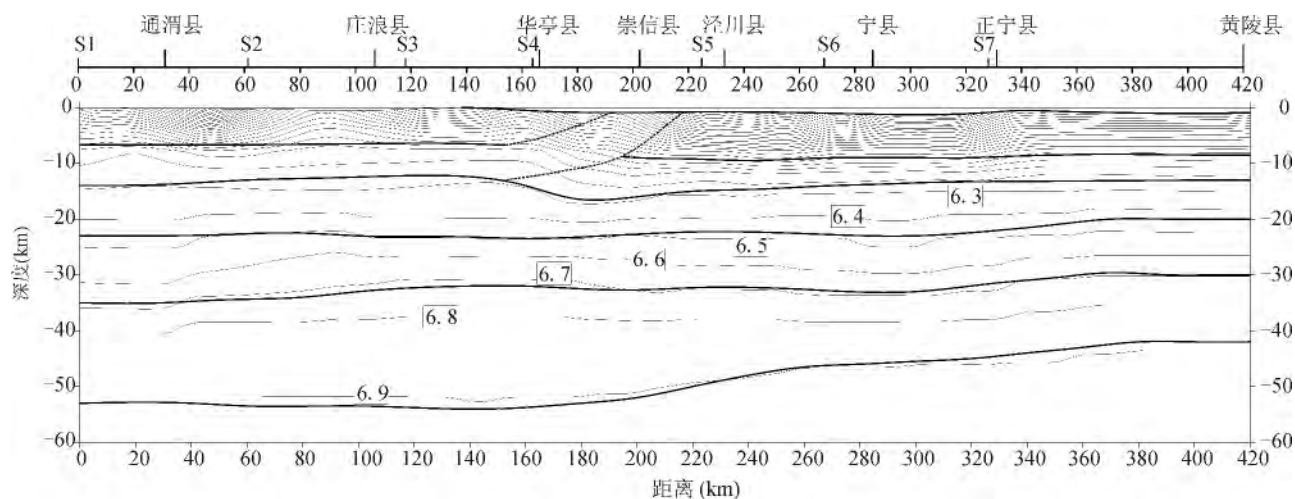


图 8 根据地壳速度结构推断的动力学模型

Fig. 8 The dynamic model inferred based on crustal velocity structure

参 考 文 献 / References

- 陈孝雄,王友胜,龙国富,龚晨,黄潜生. 2007. 六盘山盆地西南缘逆冲推覆构造带综合物探研究. 天然气工业, 27(增刊A): 399~401.
- 陈九辉,刘启元,李顺成,郭彪,赖院根. 2005. 青藏高原东北缘—鄂尔多斯地块地壳上地幔S波结构速度. 地球物理学报, 48(2): 333~342.
- 陈学波,张景发,唐荣余,王恩福,张国宏,陈旭庚,李金森. 2001. 中国及外围地区莫霍面深度分布图(1:1500万)及说明书. 北京:地震出版社.
- 崔作舟,陈纪平,吴苓. 1996. 阿尔泰—台湾岩石圈地学断面综合研究:花石峡—邵阳深部地壳的结构和构造. 北京:地质出版社, 49~168.
- 丁志峰,何正勤,孙为国,孙宏川. 1999. 青藏高原东部及其边缘地区的地壳上地幔三维速度结构. 地球物理学报, 42(2): 197~205.
- 高锐,王海燕,马永生,朱铨,李秋生,李鹏武,匡朝阳,卢占武. 2006b. 松潘地块若尔盖盆地与西秦岭造山带岩石圈尺度的构造关系—深地震反射剖面探测成果. 地球学报, 27(5): 411~418.
- 高锐,王海燕,王成善,尹安,张玉修,李秋生,郭彤楼,李文辉. 2011. 青藏高原东北缘岩石圈缩短变形—深地震反射剖面再处理提供的证据. 地球学报, 32(5): 513~520.
- 郭彪,刘启元,陈九辉,赵大鹏,李顺成,赖院根. 2004. 青藏高原东北缘—鄂尔多斯地壳上地幔地震层析成像研究. 地球物理学报, 47(5): 790~797.
- 胡鸿飞. 20007. 六盘山地区白垩纪磁性地层年代与盆地演化. 硕士学位论文, 1~71.
- 嘉世旭,张先康. 2008. 青藏高原东北缘深地震测深震相研究与地壳细结构. 地球物理学报, 51(5): 1431~1443.
- 江在森,马宗晋,陈兵等,陈兵,胡亚轩,王双绪,陈文胜. 2001. 青藏块体东北缘水平应变场与构造变形分析. 地震地质, 23(3): 337~345.
- 李清河,郭建康,周民都,魏德晴,范兵,侯晓钰. 1991. 成县—西吉剖面地壳速度结构. 西北地震学报, 13(增刊): 37~43.
- 李松林,张先康,张成科,成双喜. 2002. 玛沁—兰州—靖边地震测深剖面速度结构的初步研究. 地球物理学报, 45(2): 210~217.
- 李松林,张先康,张成科,任青芳,石金虎,赵金仁,方盛明,刘宝峰,潘素珍,张建狮. 2001. 海原8.5级大震区地壳结构探测研究. 中国地震, 17(1): 16~23.
- 林中洋,蔡文伯,陈学波. 1992. 青海门源至福建宁德地学断面. 北京:地震出版社, 30~35.
- 刘少峰,杨士恭. 1996. 鄂尔多斯盆地西缘具限制性边界的侧向挤出构造. 中国区域地质, 59(4): 353~360.
- 刘少峰,杨士恭. 1997. 鄂尔多斯盆地西缘南北差异及其形成机制. 地质科学, 32(3): 397~408.
- 闵祥仪. 1991a. 天水地区人工地震测深观测系统与观测资料. 西北地震学报, 13(增刊): 7~15.
- 闵祥仪,周民都,郭建康,魏德晴,张元生,侯晓钰,宋杰. 1991a. 灵台—阿木去乎剖面地壳速度结构. 西北地震学报, 13(增刊): 29~36.
- 任纪舜,姜春发,张正坤. 1981. 中国大陆构造及其演化. 北京:科学出版社.
- 汤锡元,郭忠铭,王定一. 1988. 鄂尔多斯盆地西部逆冲推覆构造带特征及其演化与油气勘探石油与天然气地质, 9(1): 1~10.
- 童蔚蔚,王良书,米宁,徐鸣洁,李华,于大勇,李成,刘绍文, Liu Lian, Sandvol E. 2007. 利用接收函数研究六盘山地区地壳上地幔结构特征. 中国科学(D辑), 37(增刊1): 193~198.
- 王椿镛,林中洋,陈学波. 1995. 青海门源—福建宁德地学断面综合地球物理研究. 地球物理学报, 38(5): 590~598.
- 王椿镛,韩渭宾,吴建平,楼海,白志明. 2003a. 松潘—甘孜造山带地壳速度结构. 地震学报, 25(3): 229~241.
- 王椿镛,吴建平,楼海,周民都,白志明. 2003b. 川西藏东地区的地壳P波速度结构. 中国科学(D辑), 33(增刊): 181~189.
- 王海燕,高锐,马永生,朱铨,李秋生,匡朝阳,李鹏武,卢占武. 2007. 若尔盖与西秦岭地震反射岩石圈结构和盆山耦合. 地球物理学报, 50(2): 472~481.
- 王周元. 1984. 甘肃地区分层地壳结构. 西北地震学报, 6(3): 84~91.
- 徐菊生,赖锡安,卓力格图,施闯,姜卫平. 2000. 中国大陆西部地区现今的块体运动. 地壳形变与地震, 20(2): 15~23.
- 胥颐,刘福田,刘建华,陈辉,孙若昧. 2001. 中国西北大陆碰撞带的深部特征及其动力学意义. 地球物理学报, 44(1): 40~47.
- 薛光琦,钱辉,姜枚,宿和平,童英军. 2003. 青藏高原东北部天然地震探测与岩石圈深部特征. 地球学报, 24(1): 19~26.
- 曾融生,丁志峰,吴庆举. 1998. 喜马拉雅—祁连山地壳构造与大陆碰撞过程. 地球物理学报, 41(1): 49~60.
- 曾融生,丁志峰,吴庆举,吴建平. 2000. 喜马拉雅及南藏的地壳俯冲带—地震学证据. 地球物理学报, 43(6): 780~797.
- 曾融生,孙为国,毛桐恩,林中洋,胡翔翔,陈光英. 1995. 中国大陆莫霍界面深度图. 地震学报, 17(3): 322~327.
- 章贵松,张军,任军峰,王欣. 2006. 六盘山弧形冲断体系构造新认识. 新疆石油地质, 27(5): 542~544.
- 张进,马宗晋,任文军. 2000. 鄂尔多斯盆地西缘逆冲带南北差异的形成机制. 大地构造与成矿学, 24(2): 124~133.
- 张进,马宗晋,任文军. 2004. 鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带构造特征及其南北差异的形成机制. 地质学报, 78(5): 600~611.
- 张少泉,武利钧,郭建民,陈学波,赵静娴,丁韞玉,黄长林,张诚,陈志秦. 1985. 中国西部地区门源—平凉—渭南地震测深剖面资料的分析解释. 地震物理学报, 28(5): 349~361.
- 张先康,嘉世旭,赵金仁,张成科,杨健,王夫运,张建狮,刘宝峰,孙国伟,潘素珍. 2008. 西秦岭—东昆仑及邻近地区地壳结构—深地震宽角反射/折射剖面结果. 地球物理学报, 51(2): 439~450.
- 赵金仁,李松林,张先康,杨卓欣,张成科,刘宝峰,张建狮,潘素珍. 2005. 青藏高原东北缘莫霍界面的三维空间构造特征. 地球物理学报, 48(1): 78~85.
- 周民都. 2006. 青藏高原东北缘深地震测深研究成果回顾. 西北地震学报, 28(2): 189~191.
- 周民都,吕太乙,张元生,阮爱国. 2000. 青藏高原东北缘地质构造背景及地壳结构研究. 地震学报, 22(6): 645~653.
- Bird P. 1991. Lateral extrusion of lower crust from under high topography, in the isostatic limit. J. Geophys. Res., 96(B6): 10275~10286.
- Cerveny V, Psencik I. 1984. Seis83-numerical modeling of seismic wave field in 2-D laterally varying layered structures by the ray method. In: Engdahl E R ed. Documentation of Earthquake Algorithm. Boulder Colo Rep: World Data Center for Solid Earth Geophysics, SE-35, 36~40.
- Cerveny y, Molotkov I A, Psencik I et al. 1982. The ray method of Seismology. Beijing: Geological Publishing House.
- Clark M K, Royden L H. 2000. Topographic ooze: building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. Eology, 28(8): 703~706.

- England P, Mckenzie D. 1982. A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 70(2): 295 ~ 321.
- Flesch L M, Holt W E, Silver P G, Stephenson M, Wang C Y, Chan W W. 2005. Constraining the extent of crust upper mantle coupling in central Asia using GPS, geologic, and shear-wave splitting data. *Earth and Planetary Science Letters*, 238(1~2): 248 ~ 268.
- Hirn A, Lepine J-C, Jobert G, Sapin M, Wittlinger G, Zhong X, Xue Y, Gao X J, Wang J W, Teng S B, Xiong P M R, Tater R J M. 1984. Crustal structure and variability of Himalayan border of Tibet. *Nature*, 307: 23 ~ 25.
- Meissner R, Wever T, Sadowiak P. 1991. Coincident collisions and seismic signature. *Geophys J Int*, 105: 15 ~ 23.
- Nelson K D, Zhao W J, Brown L D, Kuo J, Che J K, Liu X W, Klemperer S L, Makovsky Y, Meissner R, Mechie J, Kind R, Wenzel F, Ni J, Nabelek J, Leshou C, Tan H, Wei W, Jones A G, Booker J, Unsworth M, Kidd W, Hauck M, Alsdorf D, Rossa, Cogan M, Wu C, Sandvol E, Edwards M. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH Results. *Science*, 274(5293): 1684 ~ 1688.
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, Wang E, Chen Z, Shen F, Yüping L. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 276(5313): 788 ~ 790.
- Royden L H, Buichfiel B C, Van Der Hilst R D. 2008. The geological evolution of the Tibetan plateau. *Science*, 321(5892): 1054 ~ 1058.
- Wittlinger G, Taponnier P, Poupinet G, Jiang M, Shid, Herquel G, Masson F. 1998. Tomographic evidence for localized lithospheric shear along the Altyn Tagh fault. *Science*, 282(5386): 74 ~ 76.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geological evolution of the Himalayan—Tibetan Orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211 ~ 280.
- Zhao W, Morgan W J. 1987. Injection of Indian crust into Tibet lower crust: A two-dimensional finite element model study. *Tectonics*, 6(4): 489 ~ 504.

The Characteristics of Crustal Velocity Structure for Liupan Mountain—Ordos Basin in the Northeastern Margin of Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau

LI Yingkang¹⁾, GAO Rui²⁾, MI Shengxin¹⁾, YAO Yutao¹⁾, GAO Jianwei¹⁾,
LI Wenhui²⁾, XIONG Xiaosong²⁾

1) *China Geological Sample Information Centre, Ministry of Land and Resource, Sanhe Hebei, 065201;*

2) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

Abstract: Liupan Mountain—Ordos Basin Deep seismic sounding profiles in the northeastern margin of Qinghai—Xizang (Tibet) plateau along the Near East — West direction laid about 420km, which goes across the Ordos basin, Liupan Mountain orogenic belt and Qin-Qi plots. According to travel-time data of 6 seismic phases and the amplitude information which were recognized by the recorded sections in 6 shots of the explosion, the authors obtained the two-dimensional P waves velocity structure along the profile, the average crustal velocity is 6.38 ~ 6.40km/s and the crustal depth is 41.7 ~ 48.2km in Ordos basin. In Liupan Mountain area, the average crustal velocity is 6.40 ~ 6.42 km / s, crustal thickness of up to 53 ~ 54km. In Qin-Qi fold zone, the average crustal velocity minimum is 6.32 ~ 6.40km/s, crustal thickness is 50.3 ~ 53km. The Moho boundary is shallow in eastern and deep in western, obviously westward tilt. The most shallow Moho depth is 41.7km in Ordos Basin east. Below Liupan Mountain, the deepest depth of the Moho is 54km. The Head wave(Pn) of Moho boundary appears after the 220km, the velocity is 7.8 ~ 8.1km/s. To discuss the relation of basin—mountain structure finally.

Key words: Liupan Mountain; Ordos Basin; deep seismic sounding; crustal structure