

北京—丰镇 DSS 剖面 S 波 资料的解释和推断^{*}

宋松岩 周雪松 张先康 邱淑燕 龚 怡 宋建立

(中国郑州 450003 国家地震局地球物理勘探中心)

摘要 利用北京—丰镇及其邻区三分向宽角反射/折射 DSS 剖面(总长 340.0 km)所获信息和利用数字处理技术,充分识别、提取了地壳和上地幔顶部的多种 S 波折射、反射震相(波组)。结合 P 波解释结果,计算了包括 S 波速度 v_s 和泊松比 μ 在内的二维物性结构,并综合近垂直反射、地质及其它地球物理等资料,给出了该区内深部构造轮廓和相应的解释推断:该剖面的地壳厚度由东边顺义的 35.0 km 左右向西呈增加之势,至丰镇以东为 42.0 km 左右,壳内于延庆以东的下地壳和延庆至涿鹿间的中地壳以及天镇以西的上地壳内各存在一低速体;地壳中由东向西有一厚约 5.0~9.0 km 的壳幔过渡带;大部分地区上、中地壳的 μ 值为 0.25,下地壳的 μ 值一般为 0.27,上地幔顶部的 μ 值为 0.28,表明了该区上、中地壳整体呈脆性,下地壳和上地幔顶部整体呈塑性的特征;延庆至涿鹿间,上地壳的低 μ 值,可能反映该处岩体裂隙(孔隙)发育且呈干燥充气状态,而中地壳的高 μ 值,则可能反映该处岩体充液(或呈部分熔融状);根据震相特点、 μ 值的横向变化特征,确定了该区数条深部断裂,地震大多发生在断裂附近,即 μ 值显著变化处,并集中于 μ 值较低一侧的脆性岩体中。

主题词 延怀盆地 DSS 剖面 S 波资料解释 μ 值 超壳断裂

引言

在华北西北部,利用 DSS 技术进行的地壳上地幔速度结构和构造及与地震活动相关性研究,始于 1976 年唐山地震后。从 1976~1994 年国家地震局地球物理勘探中心共布设和实施了 8 条宽角反射/折射和两条近垂直反射 DSS 剖面的探测研究工作。其中,于 1993~1994 年布设的 3 条总长 1 300.0 km 的北京—丰镇剖面(H-20, 1993)、繁峙—太仆寺旗剖面(H-21, 1993)和文安—察右中旗剖面(H-22, 1994)为三分向记录的 DSS 宽角反射/折射剖面。

该 3 条剖面与两条深反射剖面 YH-I 和 YH-II 用以共同探测研究延怀及其邻区地壳上地幔的结构和构造特征。该项研究属于“八五”科技攻关项目(85-907)的专题内容之一。本文所介绍的是基于穿过延怀盆地的 H-20 剖面所获 S 波资料的解释和推断。

* 国家科委“八五”科技攻关项目 85-907-02 的一部分。
1996-09-16 收到初稿, 1997-09-02 收到修改稿并决定采用。

1 区域地质背景、地震活动性

研究区位于北北东向华北裂谷盆地和山西裂谷系(属于山西块体)与东西向的燕山褶皱带三者相接合的部位(图 1), 地质构造相当复杂。结晶基岩在山区广为出露, 寒武—奥陶系主要分布在太行山区及其西侧, 侏罗系在京西和太行山西侧及燕山地区分布较广, 白垩系局部分布在张家口—万全一带, 新生界盖层分布在各断陷盆地内。太行山区、燕山山区有众多花岗岩体分布, 新生代玄武岩主要出露在西北缘的大同、丰镇、集宁和张北一带。区内有 3 条主要的构造带通过或交汇。

(1) 太行山山前断裂带. 该断裂带为隐伏断裂带, 其北段位于研究区内. 整个断裂带由一系列北北东向断裂组成, 其东西两侧与华北裂谷盆地和山西裂谷系相接. 该带尚有一系列北西向、北西西向及近南北向断裂穿插其间, 形成错综复杂的构造格局.

(2) 山西裂谷系. 由一系列地堑和分割它们的横向隆起组成. 主体构造线方向为北北东和北东向, 总体呈“S”形雁行排列. 地堑总体为一侧陡、一侧缓不对称箕状盆地, 盆地内新生代沉积厚为数百米至 0.2 km; 地壳厚度一般为 39.0 km 左右; 其北段大同盆地、阳原—蔚县、阳高—天镇、延庆—怀来等盆地在研究区内. 各地堑内大都有温泉存在和较高的热流值.

(3) 燕山南麓断裂带(燕山褶皱带南端). 该带位于北京、天津、河北中部的燕山南坡和华北平原北部及太行山的东北段. 西起宣化, 东至昌黎. 其间不存在规模较大, 横贯全区的主干断裂.

该区是中国东部最强烈的地震活动区之一。据历史记载，本区共发生过8级地震1次，7.0~7.9级地震3次，6.0~6.9级地震10次，5.0~5.9级地震24次（图2）。本区地震多集中于北西向的张家口—渤海地震带和北北东向的山西裂谷地震带以及华北裂谷地震带。这些地震主要发生于新生代的山间盆地内部和山区与平原的交界地带。

2 剖面位置及其它

北京—丰镇(H-20)剖面,东起北京市平谷县峪口(东经 $116^{\circ}59'48''$, 北纬 $40^{\circ}11'57''$), 向西经顺义、昌平、延庆、怀安、天镇至内蒙古自治区丰镇县(东经 $113^{\circ}06'00''$, 北纬 $40^{\circ}29'11''$), 全长 342.0 km(图 2). 在剖面中段的延怀盆地, 该剖面与反射剖面 YH-II 基本重合. 剖面自东向西经过了燕山与华北平原的过渡带, 八达岭、延怀盆地及深井、怀安、天镇—阳高等山间盆地. 该剖面位于华北裂谷、燕山褶皱带与山西断隆的接合部分. 穿过了太行山重力梯度带、张家口—渤海地震带和一系列北北东、北东向为主的断裂. 沿剖面共

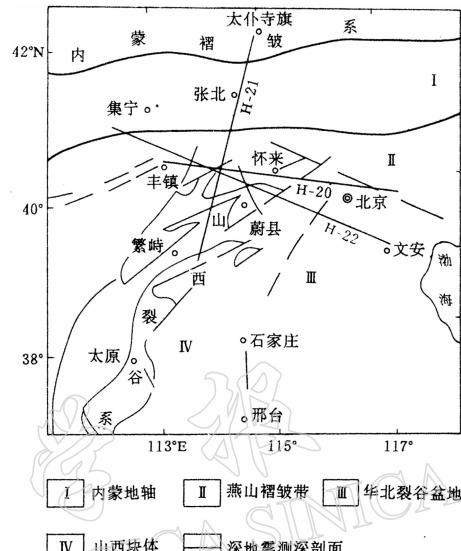


图 1 区域地质背景示意图

设 7 个炮点进行了 7 次爆破观测，构成了完整的观测系统。平均观测点距 2.5 km，三分向记录，爆破和记录质量优良。

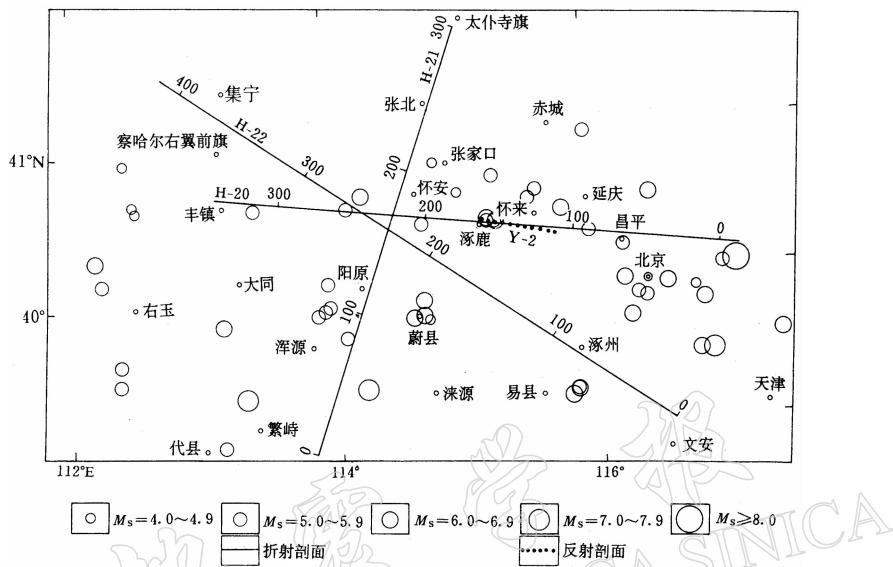


图 2 剖面位置及震中分布图

3 二维 S 波速度结构和泊松比结构

3.1 资料处理

对该剖面所获的三分向记录数字化后(采样频率为 200 Hz),以 3.50 km/s 的速度进行折合,带宽 2~20 Hz 进行数字滤波,并给出了 3 个方向的记录截面图,经比较采用了平行于剖面的水平分量记录(截面图)作为解释记录截面,其余两个分向的记录作为参考。

3.2 震相识别及波组特征

S 波震相位于 P 波震相之后，且由于壳内结构复杂、波型转换、地表散射以及激发效果等因素的影响，使得识别和提取 S 波震相有一定困难。我们在识别 S 波时，主要采取下述办法：① 利用波的运动学特征，用 P 波与 S 波的理论波速比划定 S 波出现的区间；② 利用波的动力学特征，如频率特征（一般 S 波频率小于 P 波）和振幅特征（三分向记录中，水平向 S 波一般较垂直向 S 波大）；③ 利用数字处理技术，如视速度滤波法和拉平技术。综合应用上述方法，识别了 7 组 S 波震相，即 Sg 、 S_1 、 S_2 、 S_3 、 S_4 、 S_M 和 Sn （图 3）。

3.2.1 Sg 波组

该波为上部地壳正速度梯度层的回折波，一般追踪距离为 90.0 km 左右。在平原区波的能量和追踪距离要小于高原(山)区的能量和追踪距离。该波视速度随炮检距的增大而增加，由近炮点处的 1.10 km/s 至终点处的 3.50 km/s 左右。

3.2.2 壳内反射波组 S_1 、 S_2 、 S_3 、 S_4

作为最先对比到的壳内反射波 S_1 , 只在 SP250 西支和 SP330 东支记录截面图上出现, 尤其在 SP250 西支上最为清晰, 表现为振幅较大、连续性较好, 可追踪至 100.0 km 以上.

壳内的 S_2 、 S_3 反射波组，虽表现为能量弱、连续性较差，一般在距炮点 40.0~50.0 km 处出现，但仍可追踪到 150.0 km 左右。

S_4 波组要比 S_2 、 S_3 波组清晰，能量较强，个别记录上其振幅比 S_M 还大。它一般出现在 6 炮检距 60.0~70.0 km 处，最远可追踪至 200.0 km 以上。

3.2.3 S_M 波组

该波组为莫霍面的反射波及下地壳的倒转回折波，出现在距炮点 80.0 km 附近，最远可追踪至 200.0 km 以上。总的来说振幅较突出，连续性较好，但也有个别地段表现较弱。在 SP185 西支及 SP330 东支和 SP14 西支的记录截面图上（如图 3），分别在炮检距为 110.0 km、140.0 km 和 155.0 km 左右。 S_M 波组出现断差，其中的 SP330 和 SP14 所反映的地点为天镇附近和延庆附近。推测此二处 M 面存在断裂现象。

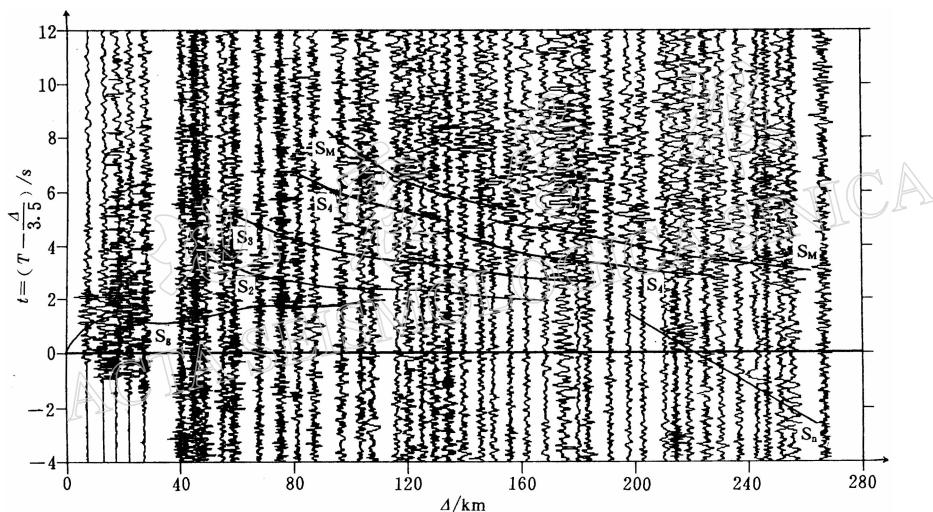


图 3 H-20 剖面顺义炮(SP14)记录截面图

3.2.4 S_n 波组

该波组为穿透到上地幔顶部的回折波，一般在炮检距 180.0 km 左右进入初至区，由于距离大、能量弱，识别较困难。

3.3 数据处理

根据上述识别出的波组，参考 P 波解释结果（祝治平等，1997），设计了 S 波速度结构的初始模型，使用 SEIS83 程序，进行非均匀介质的动力学射线追踪和计算合成地震图。按照计算值与观测值之差反复修改模式，直至获得与实测资料的走时差值在误差允许内（< 0.02 s）的结果。

3.4 地壳上地幔 S 波速度结构

图 4 给出了该剖面二维速度结构，其特征如下：

3.4.1 上部地壳

由反射波 S_2 波组所确定的 C_2 界面，与 P 波相应波组和深反射资料解释结果对比，可推断其为上地壳的底界面。上地壳又可分为两层：天镇以西，存在着上地壳的 S_1 反射组确定的 C_1 界面，但 S_1 波组为不连续的波组，在剖面的其它部位均无法识别，故由 Sg 波组的

最大回折波深度来确定上地壳内的分界面，也就是虚界面 C_1 把上地壳分为上、下两层。

上地壳上层厚度自东向西逐渐加大，由顺义、昌平的 8.0 km 增加到天镇附近的 10.5 km。该层地表部分为新生代和部分中生代的沉积盖层，厚度变化较大。山区很薄或缺失，盆地则较厚，可达 0.2 km。S 波的速度变化较大，在盆地内一般由 1.20 km/s 增至 1.70 km/s 左右，在山区则由 1.65 km/s 增至 2.00 km/s。在中、新生代沉积层下，为一速度梯度层。延庆以东地区，速度由 3.25 km/s 增至底部的 3.52 km/s；在剖面中部的怀来—涿鹿一带，速度由 3.15 km/s 增至 3.45 km/s，比两侧偏低；剖面西部，速度由 3.38 km/s 增至 C_1 3.51 km/s。上地壳下层，厚约 6.5~8.5 km，基本上为一匀速层，速度为 3.45~3.52 km/s。只是在天镇以西地区， C_1 界面下存在一低速体，最低速度为 3.40 km/s。 C_2 界面从整体上看，基本上是东浅西深。在昌平附近深度为 15.5 km，向西缓慢增加，至天镇东，深达 17.5 km，尔后又抬升至 17.0 km 左右。

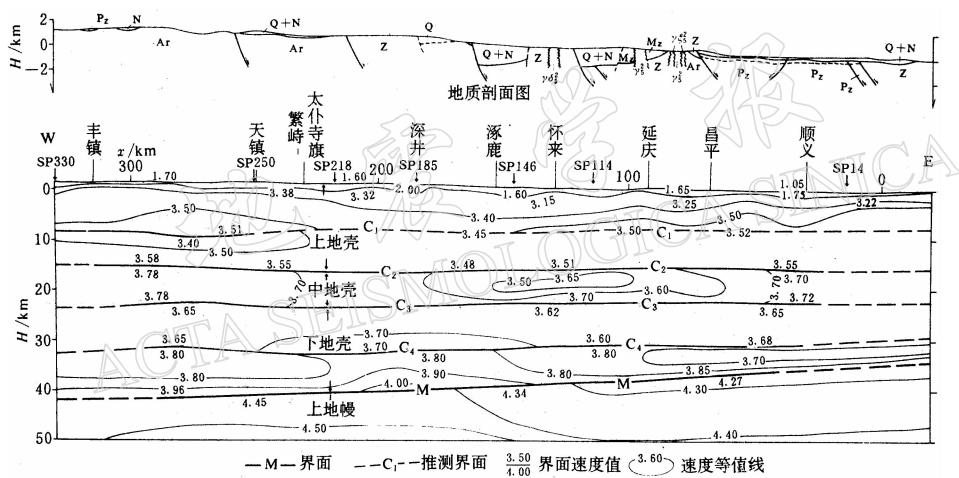


图 4 H-20 剖面地壳—上地幔 S 波二维速度结构图

3.4.2 中部地壳

由于 S_3 波组所确定的 C_3 界面下方 S 波速度出现逆转，故将 C_3 界面定为中地壳的底界面。中地壳内，昌平至涿鹿西间存在一低速体。其核心部位位于延庆—涿鹿间，速度为 3.50 km/s。与周边相比，降低了 0.20 km/s。剖面的东、西两段基本上为匀速层，东部速度为 3.70 km/s，西部速度为 3.83 km/s。

C_3 界面的起伏与 C_2 界面基本一致，东浅西深。东部深约 22.5 km，天镇以东深为 25.0 km，以西界面上抬至 24.0 km。

3.4.3 下地壳和壳-幔过渡带

由 S_M 波组确定的 M 面与 C_3 界面间组成的下地壳，其厚度由东端的 12.0 km 左右增至西端的 18.0 km 左右。下地壳顶部速度较为稳定，为 3.65 km/s。只在怀来下方，速度略有减小，为 3.60 km/s；而在下地壳底部速度由东向西从 3.85 km/s 逐渐增到 3.96 km/s。在下地壳于 30 km 左右深处存在由较强且清晰的 S_4 波组确定的连续性较好的 C_4 界面。其上部分基本为一速度较稳定的匀速层，厚约 5.0 km(东)~8.0 km(西) ($v_S = 3.65$ km/s)，仅在深井处有一弱梯度层；其下速度结构较为复杂，但整体呈现为一相对高的速度层(与

其上界面速度差约 0.15 km/s). 延庆以东地区存在一速度为 3.70 km/s 的低速体(带), 向下至 M 面为一强速度梯度层, 延庆向西, 速度结构由一 3.80 km/s 匀速层和一强速度层组成. C₄ 界面以下至 M 面的厚度由东端的 5 km 逐渐增加到西端的 10.0 km. 在延怀附近, C₄ 界面较平坦, C₄ 面与 M 面之间的厚度为 6.0 km 左右.

综合与延怀深反射资料(张先康等, 1996)的对比, 发现 C₄ 界面与 M 面之间的地带与深反射资料所确定的壳幔过渡带的深度、厚度以及构造形态(倾斜状态、断错部位等)均相吻合, 并与国外有些地区所确定的下地壳下部具有较高波速的壳幔过渡带的性质一致(舒金, 谢莫夫, 1987).

3.4.4 莫霍界面及上地幔顶部速度结构

由 S_M 确定的本剖面的莫霍界面形态与壳内各界面形态基本一致, 东浅西深. 昌平附近深为 37.5 km, 向西缓慢加深, 到剖面西部天镇附近, 深约 42.5 km. 上地幔顶部的 S 波速度由东向西逐渐升高, 在东部的昌平—延庆一带为 4.27 km/s, 至西部的天镇附近达 4.45 km/s.

3.5 地壳上地幔二维泊松比(μ)结构

物性参数 γ 和 μ 值可用以估计介层的岩性、孔隙度、渗透率、饱和度以及作为划分大地构造单元的标志. 为此, 我们利用了该剖面的 P 波解释结果(祝治平等, 1997)和我们所求出的 S 波速度结构, 并根据公式

$$\mu = 0.5[(\gamma^2 - 2)/(\gamma^2 - 1)]$$

求取了该剖面的 γ 和 μ 值. 式中, $\gamma = v_p/v_s$, 并给出了二维结构图(图 5).

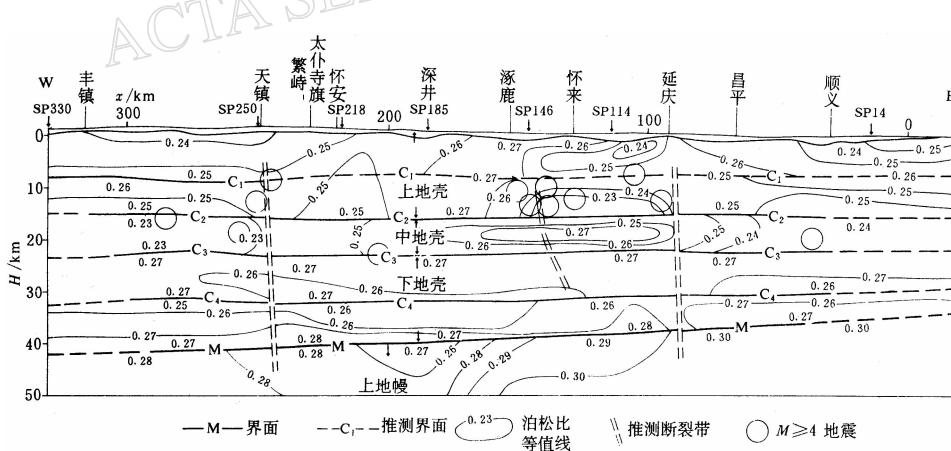


图 5 H-20 剖面二维泊松比结构和深部构造轮廓及研究区地震投影分布图

从图 5 中总的可以看出, μ 值在上地壳为 0.24~0.27, 大部地区为 0.25 左右. 沉积岩中较高, 变质岩、火成岩中较低. 中地壳的 μ 值在 0.23~0.27, 多数地区小于 0.25. 中地壳和上地壳下部多数为花岗岩, 整体呈脆性. 下地壳 μ 值明显增高, 变化范围为 0.26~0.28, 一般都在 0.27 左右. 与中、上地壳相比, 在岩性、结构上有较大差异; 上地幔顶部 μ 值一般都大于 0.28, 只在深井附近出现 μ 值为 0.26~0.27 的相对低值区. 下地壳与上地幔顶部整体呈现塑性(王椿镛, 林中洋, 1988).

4 讨论

(1) 该剖面所揭示的地壳厚度由东端的 34.0 km 向西逐渐增大到 44.0 km, 怀来地区地壳厚度比以往推测的 35.0~36.0 km 要大(刘昌铨, 杨健, 1982; 国家地震局《深部物探成果》编写组, 1986), 为 39.0~40.0 km. 地壳中存在 3 处低速体, 它们是上地壳下层, 天镇附近最低速度为 3.0 km/s 的低速体; 中地壳下层, 延庆—怀来—涿鹿附近的最低速度为 3.50 km/s 的低速体和延庆以东地幔过渡带内, 速度为 3.70 km/s 的低速体. μ 值存在 3 处异常偏小部位: 一是延庆至涿鹿上地壳下部的最小值为 0.23 半椭圆(球)体, 二是天镇以西中地壳间最小值亦为 0.23 的地带, 另一处位于顺义附近的中地壳内, 其值为 0.24. 这些异常处的岩体都可能为石英岩. 另外, 地壳中还存在延庆—深井间中地壳 μ 最大值 0.27 的地带. 估计它们的岩体中含角闪岩相的比例较大.

(2) 延庆和涿鹿间的上地壳下部和中地壳内, μ 值基本由 C_2 界面分为上下两部分. 其上深度为 12.0~16.0 km 的部位, μ 值偏低, 存在以 0.23 极小等值线为中心的低值区; 而在深度为 18.0~21.0 km 的部位, μ 值较大, 存在一以 0.27 极大等值线为中心的高值区. μ 值的偏小和较大是由于 P 波速度在此先下降后升高, 而 S 波速度先上升后下降所致. 这样造成了在中地壳内深度为 14.0~18.0 km 范围内, μ 值出现较大差异. 这一现象与垂直反射剖面相应部位双程走时 5.0~6.2 s(15.0~18.0 km) 的“亮点”现象位置相当(张先康等, 1996), 反映了 C_2 界面上下岩体的岩性、结构和状态存在较大差异. 据国内外资料(宋松岩等, 1997; 王椿镛, 林中洋, 1988)推测, 可能为早期岩浆沿延庆高倾角断裂带上涌, 侵入到中、上地壳, 上地壳下层的岩浆因温度、压力的减低而冷却、凝固并发育裂隙、孔隙, 呈现干燥状态并充气, 从而造成 P 波速度相对减小. 而侵入到中地壳的岩浆可能没有完全冷却, 含小于 1% 的熔融液相也可能冷却后, 裂隙发育并充填液体, 造成了 S 波速度的相对降低; 另一方面, 从岩性上分析, 低 μ 值的岩体可能为硬度较大的石英岩, 而高 μ 值的岩体中则可能含角闪岩相的比例较大. 由此看来, 该段的 C_2 界面可能为气-液或岩性分界面.

刘国栋等人的大地电磁测深结果(85-907-02-03 报告)显示, 在怀来下方 12.0 km 以下存在一高导体, 它与上述异常的 μ 结构相对应. 高 μ 值的岩体含有熔融液相或因裂隙发育而充满液体而具高导性是可以理解的, 而低 μ 值的岩体具有高导性的原因则可能是岩体裂隙中含有来自上地幔无机的 CO₂ 气体. 在一定条件下, 该气体部分还原并释放出碳. 当这些碳相连接时, 岩体将具有高导性(Gao, Zhang, 1996). 这样, 也给出了该部位带有异常 μ 值的上、下岩体分别含有气体和液体, 而该段的 C_2 界面是气-液分界面的可能性.

(3) C₄ 界面与 M 面之间的下地壳底部, 在与深反射资料的对比中已从深度、厚度和形态以及速度结构上, 初步确定了它的壳幔过渡带的性质. 另外, 其较高和接近上地幔顶部的值(0.27)解释了地壳底部作为地幔侵入体集中地区的概念. 估计该底部组成“壳-幔”混和物. 这些混合物是地壳和地幔物质在一定的构造条件下(如该区受多组构造状态影响、深大断裂发育等)和温度条件下相互作用产生的.

(4) 依据剖面中各炮记录的 S 波震相(波组)的错断, 能量、波形突变和 μ 值横向明显的差异, 同时参考区域构造态势、浅部地质构造, 特别是参照 P 波、深反射测深及其它物探资料的解释, 推测了以下深部断裂带(见图 5): 延庆超壳高倾角断裂带、涿鹿断裂带和

天镇超壳高倾角断裂带。这些断裂为岩浆上涌和侵入提供了通道，也为局部应力的重新集聚创造了条件。

(5) 将沿剖面附近大于和等于 4 级的地震(有震源深度的)按该区构造走向投影到剖面上(图 5)，可以看出，地震围绕深大断裂和中、上地壳内的低速体发生或位于 μ 值变化较大地区且集中于中、上地壳 μ 值较小的脆性介层中(如延庆—涿鹿间，天镇附近深约 8.0~15.0 km 的部位)。这与某些国外和邢台地震区研究的结论是一致的(舒金，谢莫夫，1990；宋松岩等，1997)。

剖面探测工作由国家地震局地球物理勘探中心及国家地震局兰州地震研究所共计 160 多名科技工程人员完成；参加资料处理解释的还有盖玉杰、孙国伟、张晓普等；绘图工作由潘菊敏完成。在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- 国家地震局滇西地震预报实验场办公室和国家地震局地球物理研究所(编)，1986. 王椿镛，林中洋等(译)，1988. 地壳结构研究译文集. 北京：学术期刊出版社. 322
- 国家地震局《深部物探成果》编写组，1986. 中国地壳上地幔地球物理探测成果. 北京：地震出版社. 407
- 刘昌铨，杨健，1982. 京津及其外围地区地壳速度法场的初步探测. 地震学报，4(3)：213~226
- 宋松岩，周雪松，王椿镛，等，1997. 泰安—忻州剖面 S 波资料解释及其邢台地震的相关性分析. 地震学报，18(1)：13~21
- 舒金 IO K，谢莫夫 B H (著)，1987. 林中洋，张魁林(译)，1990. 苏联弱震区深部结构. 北京：地震出版社. 185
- 张先康，王椿镛，刘国栋，等，1996. 延庆—怀来地区地壳细结构——利用深地震反射剖面. 地球物理学报，39(3)：356~364
- 祝治平，张先康，张建狮，等，1997. 北京—怀来—丰镇剖面地壳上地幔构造与速度结构研究. 地震学报，19(5)：499~505
- Gao P, Zhang L, 1996. The mechanisms of low velocity and high conductivity layer/body in North China. *Seismology and Geology*, 18(Supp): 86~98