

文章编号: 0253-3782(2005)02-0119-09

北京西北地区壳幔结构的非均匀性特征与地震活动^{*}

赵金仁 张先康 张成科 张建狮
刘宝峰 任青芳 潘素珍 海燕

(中国郑州 450002 中国地震局地球物理勘探中心)

摘要 利用在北京西北部地区穿过张家口—渤海地震带北西段地震测深剖面进行了综合解释和研究, 揭示了延庆—怀来、张北—尚义地震活动区异常的深浅地壳结构特征。结果表明: 研究区基底结构具有明显的起伏变化, 不同的地质构造单元基底埋深存在着较大差异。基底埋深在局部地段呈现出的急剧变化可视其为基底断裂存在的一种标志, 基底断裂与地壳深断裂的存在为岩浆的上溢提供了条件, 从而导致了地壳结构强烈的非均匀性。延怀地区壳内复杂反射波组序列和局部强弱不连续反射带现象的出现, 表明该地区地壳结构发生了强烈的挤压变形, 从而构成了该地区复杂的地壳结构, 为该地区地震的发生提供了动力来源; 张北—尚义地区壳内不同深度范围低速异常体和局部的 C_1 界面的存在, 可以认为是岩浆多期活动的产物, 在区域构造活动的作用下脆性的上地壳内, 当局部应力积聚到一定的程度从而引发了地震的发生。

关键词 北京西北部地区 地震测深 深浅构造 发震背景

中图分类号: P313.2 **文献标识码:** A

引言

张家口—渤海地震带是纵贯华北地区北部的一条主要地震活动带, 其北西部的张家口—北京一带, 地处燕山与太行山隆起、山西断陷带的复合部位, 地质构造极其复杂。由于该区特殊的地理位置一直是地学界广泛关注的地区。位于该地震活动带中的延庆—怀来地区有历史记载以来就是多震区, 曾发生 6 级以上地震 3 次, 近年来小震活动不断。1998 年 1 月张北—尚义地区发生 6.2 级地震之后, 对于北京西北地区的地震活动更加引人注目。为探测研究该区壳幔结构, 中国地震局地球物理勘探中心早在 1984 年实施完成了北京—张家口—化德(Ⅱ)剖面, 1993 年实施完成了北京—怀来—丰镇(H-20)和繁峙—怀安—太仆寺旗(H-21)等宽角反射剖面和两条深反射剖面。在国家“八五”科技攻关项目的实施中对上述有关剖面进行了研究, 取得了一系列研究结果(张先康等, 1996; 祝治平等, 1997; 聂文英等, 1998; 赵金仁等, 1999)。本研究对 3 条剖面基底折射波 Pg 利用时间项反演方法进行了处理计算, 并对过去一直未曾详细研究的穿过延怀、张北地区的北京—张家口—渤海地震带北西段进行了综合解释。

* 国家重点自然科学基金项目(40334040)和中国地震局“九五”重点项目(9504080101)资助; 中国地震局地球物理勘探中心论著编号 RCEG200306。

2003-11-17 收到初稿, 2004-10-08 收到最后修改稿并决定采用。

口—化德(Ⅱ)剖面进行了解释和研究,结合有关结果对地震活动区壳幔结构及其与邻区的差异特征进行了综合的解释和研究,取得了一些新的结果和认识,这对深入认识和理解该地区地震的孕育和发生机制提供了基础。

1 地质构造概况与地震测深剖面分布

研究区地处近东西向的阴山构造带南缘及其与北北东向的山西断隆、北北东向的华北断坳的接合部,由于经受了多次构造运动的影响,构造格局比较复杂,结晶基岩在燕山、太行山区广泛出露,新生代盖层主要分布在各断陷盆地内。区内有多条断裂通过或交汇,其中的崇礼—赤城断裂是一条规模较大的断裂带,由崇礼向东、西两侧延伸,总体走向为近东西向,断面倾角较陡,倾向时北时南,沿断裂带发育一系列基性、超基性以及花岗岩和碱性岩,因此该断裂是一条切入地壳较深的断裂带,并且是一条前新生代强烈活动的断裂带;北东向的紫荆关断裂带是一条正断层,倾向南东,倾角 $50^{\circ}\sim75^{\circ}$,沿带多由碎裂岩组成,破劈理发育,断裂显示多期活动的特点;矾山—延庆断裂是控制矾山、延庆新生代盆地发育的边缘断裂,是一条正断层,总体走向北东,倾向南东,倾角 $50^{\circ}\sim70^{\circ}$ (高文学,马瑾,1993;徐锡伟等,1998)。

本研究选择了能反映延庆—怀来、张北—尚义地区壳幔结构,且可与邻区进行对比的三条剖面。其中,近东西向的H-20剖面在其东段穿过了延庆—怀来地区;北东向的H-21剖面的大部分区段位于山西断陷带的西侧,剖面的北段穿过了张北—尚义地区,大约在215 km桩号穿过了崇礼—赤城断裂;北西向的Ⅱ剖面分别穿过了延庆—怀来和张北—尚

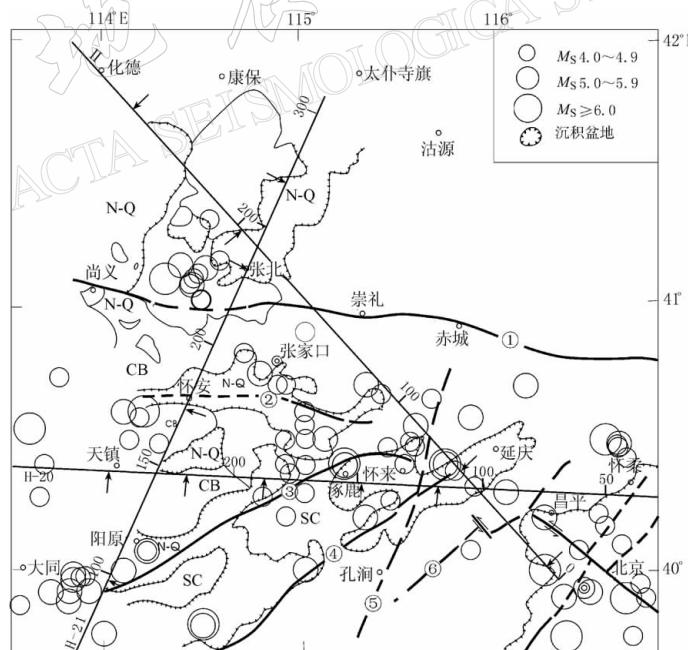


图 1 研究区地质构造概况与地震测深剖面位置(图中地震资料截止到2002年12月)

- ① 崇礼—赤城断裂; ② 怀安—宣化断裂; ③ 桑干河—下花园断裂; ④ 蔚县—延庆断裂; ⑤ 孔洞—大石河断裂; ⑥ 紫荆关断裂; ↓ 指向炮点位置; II 北京—张家口—化德剖面; H-20 北京—怀来—丰镇剖面; H-21 繁峙—怀安—太仆寺旗剖面

义东部地区, 大约在桩号 35 km、75 km 和 150 km 分别穿过了紫荆关断裂、孔涧一大石河断裂和崇礼—赤城断裂(图 1).

2 资料的利用和地震记录特征

从所获得的地震资料中识别对比出的主要波组有: 基底折射波 Pg; 壳内反射波 P_1 , P_2 , P_3 , P_4 和莫霍界面反射波 Pm 等. 不同的波组在不同地区显示出了不同的特征. Pg 波作为近炮距的初至波(首波)其能量较强, 易于识别对比, 可以连续可靠地追踪至 100 km 以远, 尤其在宣化以北的山区其震相更显得初至清楚, 连续可靠. 壳内不同深度界面的反射波组一般连续性较差, 震相不够稳定, 时强时弱. 例如, H-20 剖面 P_1 波震相难以识别, H-21 和 II 剖面仅在张北地区附近的局部地段识别出了该波组. P_2 波组在反映延怀盆地地壳结构中的记录中显示出了较强的特征, 在 H-20、H-06、II 剖面中均有明显的显示, 它所反映的深度与深反射时间剖面双程走时 5.0~6.2 s 局部的强反射带是基本一致的(张先康等, 1996; 祝治平等, 1997; 赵金仁等, 1999). H-21 剖面是一条穿越张家口—渤海地震带并进入阴山、燕山纬向构造带的一条剖面, 反映该区域地壳结构的地震记录波组系列发育、多呈无规律的强振幅形式出现, 这些现象反映了不同地质构造单元壳幔结构的差异. 莫霍界面反射波 Pm 总体上是该区的优势波组, 能量强, 可以连续可靠地对比追踪. 但在不同的地区也具有明显的差异, 北东向反映张—渤地震带区段的波形较复杂, 强弱不连续变化明显, II 剖面北段和 H-20 剖面西段波组能量较强, 震相突出.

图 2a 给出的是 II 剖面延庆炮(54 km)反映怀来—崇礼地区地壳结构的地震记录, 由此可见, 壳内波组不甚发育, Pm 波组震相较为突出、明显.

图 2b 给出的是 H-20 剖面深井镇炮(185 km)分别反映其东西两侧地壳结构的记录信息, 两侧记录面貌的差异是明显的, 显然西侧波组的复杂程度要高于东侧, 同时, 东西两侧 Pm 波组折合时间大小的不同表明其地壳厚度的不同.

图 2c 给出的是 H-21 剖面张北炮(269 km)反映张北—怀安地区地壳结构的记录信息, 其特征表明, 壳内波组发育, 波形复杂, 尤其 Pm 波显示出了丰富的波组序列.

由此可见, 不同地质构造条件下地壳结构的非均匀变化和差异首先可通过地震波组的动力学特征而表现出来.

3 资料处理方法和壳幔模型的建立

在地震测深资料的处理中, 对地壳基本模型的建立是由地震记录中来自不同深度、不同属性的地震波组而决定的. 对三条剖面获得的 Pg 波到时利用近年来在地震测深资料处理技术中发展并广泛应用的时间项反演方法(宋占隆等, 1997; 潘素珍等, 2003)得到了 3 条剖面的基底埋深起伏形态(图 3a, b, c).

对 II 剖面资料的处理首先对各反射波组利用 T^2-X^2 方法、PLUCH 反演方法求其各界面深度和平均速度. 其中 P_1 波的平均速度为 5.80~5.90 km/s, P_2 波为 5.90~6.04 km/s, P_3 波为 6.05~6.16 km/s, P_4 波为 6.07~6.25 km/s, Pm 波为 6.20~6.35 km/s, 基本上以崇礼—赤城断裂为界其北侧速度相对较高. 利用这些参数结合沿剖面基底结构, 从而建立并经计算得到了剖面的一维地壳结构模型, 在此基础上对建立的二维地壳初始模型利用 Seis83 程序系列进行二维非均匀介质中动力学射线追踪、走时拟合及理论地

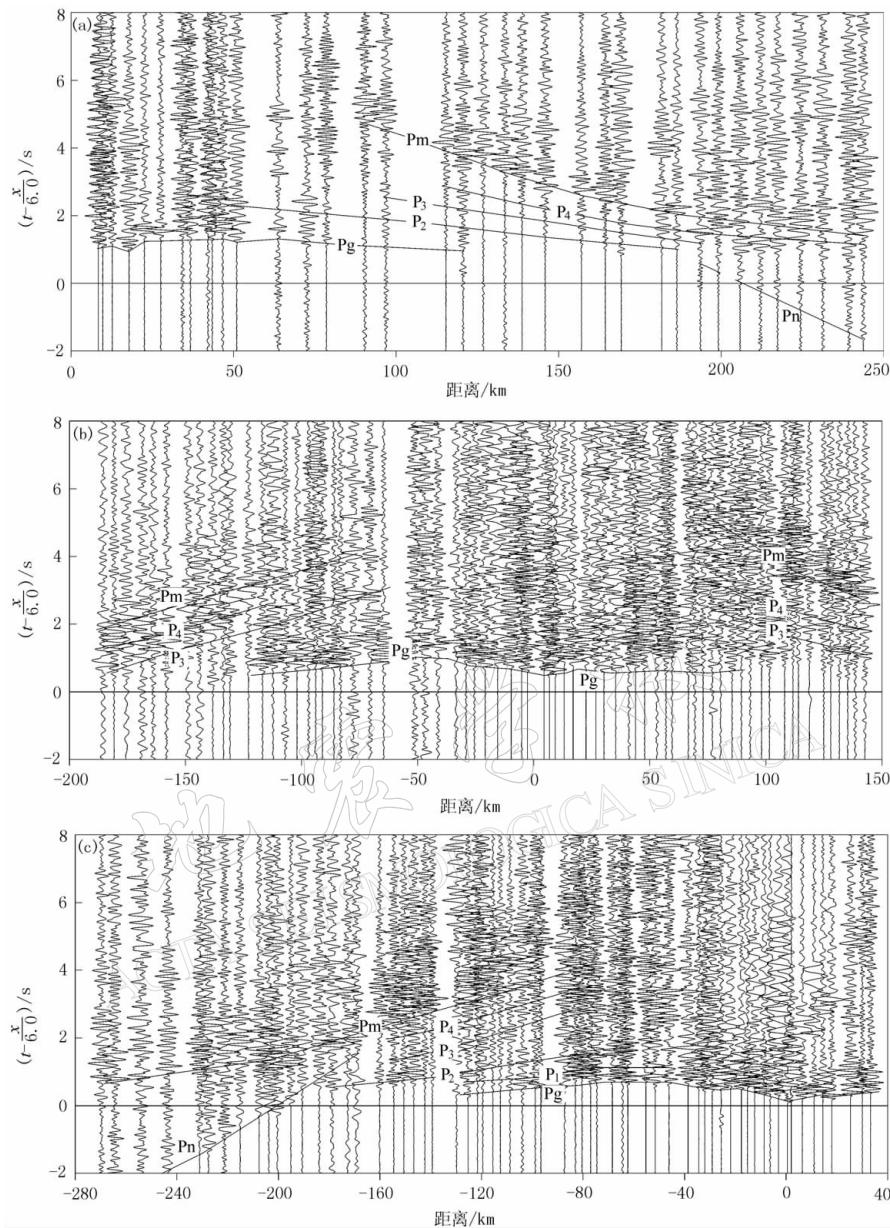


图 2 研究区典型地震记录截面图

(a) II 剖面延庆炮; (b) H-20 剖面深井镇炮; (c) H-21 剖面张北炮

震图的计算,从而得到了本剖面的壳幔二维速度结构和界面形态(图 4). 对于 H-20、H-21 剖面的二维结构,本研究利用已有的研究结果(祝治平等, 1997; 聂文英等, 1998).

4 壳幔速度结构与深浅构造特征

4.1 基底结构

图 3a, b, c 分别显示了基底界面起伏变化情况,由此可见,不同地质构造单元基底的埋深呈现出较大的起伏变化,横向非均匀明显,尤其是 H-20 剖面揭示出的延庆—涿鹿盆

地与邻区基底埋深差异最为显著, 怀来附近埋深为 5.0 km 左右, 向东西两侧急剧变浅为 2.0 km 左右, 呈“盆形状态”, 在盆—岭的接触带基底的急剧变化可视其为基底断裂存在的一种标志。剖面东端怀柔附近基底的突变可能是黄庄—高丽营断裂带的反映。沿剖面自涿鹿向西在局部起伏背景下基本稳定在 2.0 km 左右; 沿 II 剖面基底的状态有所不同, 其起伏幅度虽不及 H-20 剖面, 但呈现出了“波浪起伏”的复杂格局, 基底起伏变化较大的区段分别位于延怀盆地和张北盆地附近, 基底埋深最浅的地段位于崇礼和张北北部, 其埋深为 1.0~1.5 km, 其它地方多在 2.0~3.0 km 之间变化, 延怀盆地的埋深为 4.0 km 左右; H-21 剖面基底结构相对较为简单, 最深处位于阳原附近其埋深为 4.0 km 左右, 最浅处位于张北南部其埋深约 1.0 km, 其它地区一般为 2.0 km 左右; 总体上该地区基底结构起伏变化较大, 断裂带发育, 基底埋深在局部地段呈现出的急剧变化可视其为基底断裂存在的主要证据之一。

4.2 地壳深部结构特征

三条剖面从不同的方位分别穿过了延庆—怀来地震活动区、张北—尚义地震活动区和不同的地质构造单元, 由其给出的壳幔二维结构(图 4; 祝治平等, 1997; 聂文英等, 1998)可见, 地震活动区地壳结构的非均匀性及其与邻区结构的差异特征是明显的。

1) 张北地区地壳结构特征。该区地壳结构显著的特点是在上地壳内基底与 C_2 界面之间存在着局部的 C_1 界面, 其深度为 11.0~12.0 km。对于该界面的确定是由反映张北地区地壳结构的 II 剖面 194 km 炮和 H-21 剖面 173 km 炮北支观测记录中, 在 Pg 波之后出现的一组只具有局部意义, 且以强振幅形式出现的反射波而确定的。尤其在 II 剖面上表现的更为突出, 这一现象反映了该地区地壳结构在局部区域上的特殊性。在 C_1 与 C_2 界面之间存在着明显的低速异常体, 速度为 6.00 km/s, 相对周围介质速度低约 3%, 该低速体的范围在张北以东地区自崇礼—赤城断裂向北西方向展布, 进入张北盆地之后向西其范围逐渐缩小。上地壳的深度为 23~24.0 km, M 界面的深度为 42.0 km 左右, 自此向南呈现明显的上倾趋势。在下地壳内速度结构虽相对简单, 但由 II 剖面分别反映张北、张家口—北票断裂带地壳结构的 194 km 炮、266 km 炮观测记录的 Pm 波组震相延续时间长, 主相位不突出, 时强时弱与 54 km 炮反映其南侧地壳结构的 Pm 波组以震相连续、可靠且强相位突出的特点形成了明显的反差。这在 H-21 剖面的观测记录上同样有所反映, 这些现象体现了张北地区地壳结构与邻区是有一定差异的。地壳结构局部区域上的复杂程度可能受

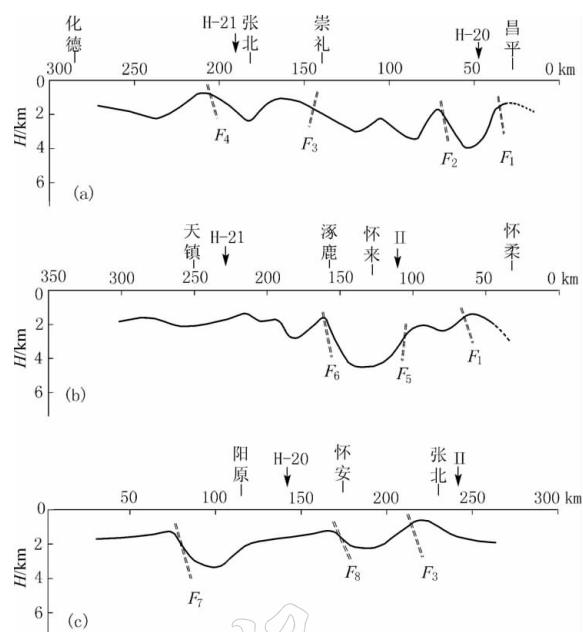


图 3 研究区沿剖面基底厚度与构造图

(a) II 剖面; (b) H-20 剖面; (c) H-21 剖面;

F_i 基底断裂编号; ↓ 与其它剖面交点

崇礼—赤城断裂的制约和控制.

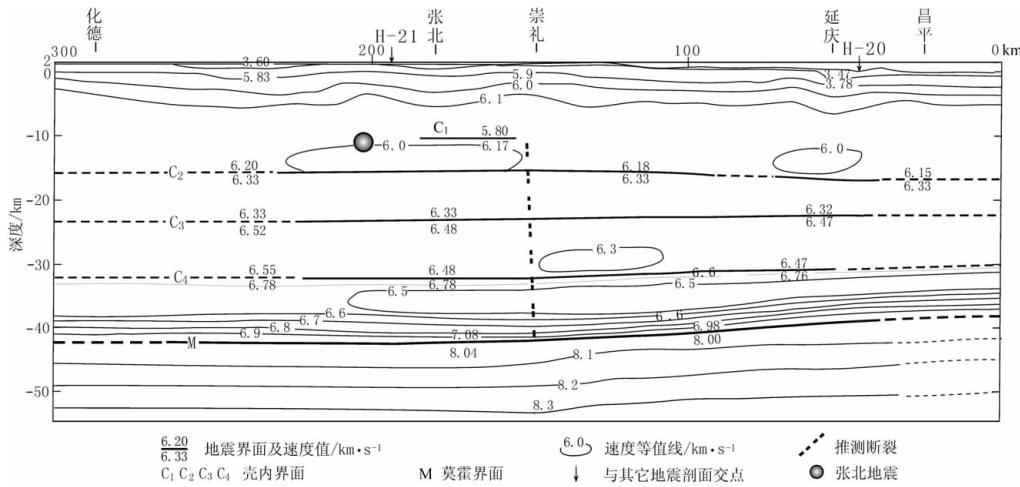


图 4 北京—张家口—化德剖面壳幔二维速度结构与构造图

2) 延庆—怀来地区地壳结构特征. 与张北地区有所不同的是未识别出可靠的 P_1 波组, P_2 波在昌平以东和延怀盆地强振幅特征比较明显, 由此反映的 C_2 界面深度为 15.0 km 左右, 这与深反射剖面在该地区双程走时 5.0~6.0 s 范围内局部强弱不连续的反射叠层(张先康等, 1996)所反映的深度基本一致. 图 4 和 H-20 剖面结果(祝治平等, 1997)均反映该地区上、下地壳内存在明显的低速异常体, 其速度分别为 6.00 km/s 和 6.40 km/s, 与邻区正常的速度梯度结构形成了鲜明的对比. 上下地壳的分界是以壳内较为连续可靠的反射波 P_3 所反映的界面为标志的, 其深度为 23.0 km 左右, 它相当于深反射剖面双程走时约 8.0 s 在局部地段呈现较强的反射叠层所反映的深度(张先康等, 1996). M 界面的深度为 39.0~40.0 km, 由延怀地区向西和北西方向呈现加深趋势. 根据反映该区下地壳反射波 P_4 和 $P_{m\mu}$ 呈现出的时强时弱和复杂的波组序列, 表明该地区的下地壳(C_4 , M 界面)不是一个简单的速度间断面, 而是具有一定厚度且复杂的地壳结构过渡带, 这些现象在 YH-1 反射叠加剖面上显示的更为直观, 尤其在怀来下方巨厚的强反射带不仅呈斜列楔形状且其强弱不连续现象(张先康等, 1996)均表明该区地壳结构的非均匀性十分明显, 其复杂程度是显而易见的.

5 基底断裂与地壳深断裂

根据基底厚度起伏变化特征、壳幔二维速度结构与构造的差异变化以及地震记录振幅的强弱不连续现象推测和确定了如下主要深浅断裂构造带.

5.1 基底断裂

图 3 给出的是由时间项反演方法计算得到的三条剖面基底埋深起伏变化形态, 结合有关地质资料推测的基底断裂构造带有八条, 其中:

- 1) F_1 断裂在 II 剖面上显示其位置基本与紫荆关断裂向北东方向延伸的位置一致.
- 2) F_2 断裂位于 II 剖面延怀盆地的西北边缘, 基底埋深在此呈现出局部的起伏变化, 可以认为这是由控制盆地发育的边界断裂和孔洞一大石河断裂共同作用的结果.

3) F_3 断裂是由Ⅱ、H-21剖面共同确定的, 尤其在H-21剖面基底埋深的起伏变化较为显著, 由此可见该断裂在不同的区域呈现出不同的构造特征, 该断裂的位置基本与崇礼—赤城断裂的位置相当。

4) F_4 断裂是由Ⅱ剖面确定的, 它的位置基本上与大满—前黑沙土断裂(徐锡伟等, 1998)相当。

5) F_5 , F_6 断裂位于H-20剖面延庆—涿鹿盆地的东西两侧, 基底埋深在断裂两侧呈现出的落差达3.0 km, 由此可见其为控制盆地发育的边界断裂。

6) F_7 , F_8 断裂是根据H-21剖面基底埋深在局部区段显示出的较大起伏落差和反映该区段Pg波到时的明显变化而确定的, 可分别视其为阳原盆地和怀安盆地的边界断裂。

5.2 地壳深断裂

张北地壳深断裂: 该断裂位于张北南部20 km左右, 呈近东西方向展布, 由Ⅱ、H-21两剖面而确定的, 基本上处在崇礼—赤城基底断裂的下方, 呈近于直立状, 在断裂两侧局部的C₁界面的中断、速度结构的差异和壳内反射波及Pm波所具有的强弱不连续变化为该断裂的存在提供了证据。据沿断裂的一些地质现象(高文学, 马瑾, 1993)可认为该断裂是一条规模较大的深浅共存的断裂带。

6 复杂的地壳结构与地震相关性的讨论

通过对延怀、张北地震活动区地壳结构的探测研究, 所揭示出的深浅结构特征是明显的, 这对进一步深入地认识和研究该地区地震的孕育发生环境和深部背景提供了基础。

1) 研究区基底埋深在不同地质构造单元存在着较大差异, 尤其在延怀盆地与邻区埋深落差达3.0 km, 这种差别可视为基底断裂存在的一种标志。延怀、张北、阳原地区一系列断裂带的存在构成了不同构造单元的分界线, 控制着基底结构的发育, 断裂带的发育和复杂的基底构造与该地区处在燕山褶皱带、山西断隆与内蒙地轴的结合部这种复杂的构造环境密切相关。同时这种复杂的地质条件和环境也受到该区处在地壳厚度变化带(祝治平等, 1999)上的深部区域构造背景的作用和控制。

2) 延怀地区有历史记载以来就是地震多发区, 历史上曾发生6.0~6.9地震2次, 5.0~5.9地震3次, 近年来仍常有4.0~4.9地震发生(车用太等, 2001), 这些地震的震源深度大多分布在5~15 km的深度范围(祝治平等, 1997), 震源较为集中的深度大约位于低速体之上脆性的上地壳之中, 在该深度范围之内分布的局部反射体和S波低速块体以及 v_p/v_s 所呈现的高值区(刘昌铨等, 1997)等一系列现象不仅表明该地区地质构造的复杂程度, 同时也预示着该深度范围的地壳介质是处在高温状态之下, 结合该区多处出现的温泉现象认为, 上地壳热流体的活动导致了地壳介质的强度弱化, 强化了断裂活动, 促发了中小地震活动(车用太等, 2001)。显然这就不难理解该地区新构造活动明显、断裂带发育、构造复杂, 而就是在这样特定的构造部位是孕育和发生一系列中小地震的有利场所, 形成了该区多年来中小地震不断, 震源深度多在10 km左右的发震特点。延怀地区下方上地壳以及下地壳顶部的低速体的形成与区域构造环境及其两侧地壳深断裂的存在密切相关, 反映该地区地壳结构出现P₄, Pm复杂的波组序列和局部出现的强弱不连续的反射带, 可以认为是上地幔物质沿地壳深断裂上涌、岩浆侵入的结果, 从而导致了地壳结构出现强烈的非均匀性, 尤其在怀来、涿鹿下方不同深度范围出现的局部强反射带可视为岩浆侵入的

异常区域,结合低速异常体的存在和 v_p/v_s 高值扰动体的分布(张先康等, 1996; 刘昌铨等, 1997)等现象可视为高温岩浆活动的重要证据,也表明该地区岩浆活动仍较强烈(王椿镛等, 1993).结合该地区处在 M 界面厚度的变化带(祝治平等, 1997)和较厚的楔形反射带以及似弧形反射带现象的出现表明该地区地壳结构曾发生了强烈的构造变形活动,同时也反映出岩浆活动对下地壳结构进行了物质和结构的强烈改造(吕庆田等, 2003),从而构成了该地区复杂的地壳深部异常结构,诸多因素为延怀地区地震的不断活动提供了动力来源.

3) 地震的发生是构造活动的反映,其孕育发生过程必然有着特定的地质条件和深部背景.张北—尚义地震区位于张家口—渤海地震带的西北端,尽管震区附近的活动构造不甚明显,但其在构造属性上应是张家口—蓬莱断裂构造带活动的产物,新生代时期断裂的构造活动明显的具有由中部向西北、东南部扩展的特点(徐杰等, 1998; 徐锡伟等, 1998).由 II 剖面、H-21 剖面揭示出的下地壳较大范围的速度逆转反映出岩浆活动的强烈程度,正是由于该区基底断裂与地壳深断裂的存在为幔源玄武岩浆(徐锡伟等, 1998)的活动上溢提供了通道,壳内不同深度范围低速异常体的存在和局部的 C₁ 界面可以认为这是地壳深部物质不断活动的结果,结合该地区的震源深度大多分布在 10 km 左右局部的 C₁ 界面及低速异常体之上的上地壳内,这种现象可以认为在诸多构造活动因素的共同作用下,在张北—尚义地区形成了一个特殊的局部地质构造环境,地壳深部构造的活动加剧了震源区局部区域介质应力的积累,在脆性的上地壳内 C₁ 界面及其围岩不易发生形变的地层介质中形成了能量释放的有利场所,当其应力积聚到一定的程度从而引发了地震的发生.

参 考 文 献

- 车用太, 王基华, 鱼金子, 等. 2001. 延怀盆地上地壳热流体特征及其与地震活动的关系[J]. 地震地质, 23(1): 49~54
- 高文学, 马瑾主编. 1993. 首都圈地震地质环境与地震灾害[M]. 北京: 地震出版社, 1~51
- 吕庆田, 侯增谦, 赵金花, 等. 2003. 深地震反射剖面揭示的铜陵矿集区复杂地壳结构形态[J]. 中国科学, D 辑, 33(5): 442~449
- 刘昌铨, 嘉士旭, 刘明军, 等. 1997. 延庆—怀来盆地大震危险性分析研究[J]. 地震学报, 19(5): 517~523
- 聂文英, 祝治平, 张先康, 等. 1998. 穿过张家口—渤海地震带西缘的折射剖面所揭示的地壳上地幔构造与速度结构[J]. 地震研究, 94~102
- 潘素珍, 张先康, 杨卓欣, 等. 2003. 长白山天池火山区长白—敦化剖面结晶基底的探测和研究[J]. 地震研究, 26(3): 271~274
- 宋占隆, 杨卓欣, 石金虎, 等. 1997. 用 Pg 波走时重建华北地区结晶基底速度及时间项图象[J]. 华北地震科学, 15(2): 9~16
- 王椿镛, 王贵美, 林中洋, 等. 1993. 用深地震反射方法研究邢台地震区地壳细结构[J]. 地球物理学报, 36(4): 445~451
- 王椿镛, 张先康, 赵静娴, 等. 1994. 邢台地震区地壳细结构研究及对地震构造的新认识[A]. 见: 陈运泰, 阚荣举, 廉吉文等主编. 中国固体地球物理学进展[C]. 北京: 海洋出版社, 31~40
- 徐锡伟, 冉勇康, 周本刚, 等. 1998. 张北—尚义地震的地震构造环境与宏观破坏特征[J]. 地震地质, 20(2): 135~145
- 徐杰, 宋长青, 楚全芝, 等. 1998. 张家口—蓬莱断裂带地震构造特征的初步探讨[J]. 地震地质, 20(2): 146~153
- 赵金仁, 张先康, 张成科, 等. 1999. 香河—北京—涿鹿及其相邻地区壳幔构造与速度结构特征[J]. 地震地质, 21(1): 29~36
- 祝治平, 张建狮, 张先康, 等. 1999. 张北—尚义地震区的壳幔构造[J]. 中国地震, 15(1): 65~73

- 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[J]. 地震学报, 19(5): 499~505
- 张先康, 王椿镛, 刘国栋, 等. 1996. 延庆—怀来地区地壳结构——利用深地震反射剖面[J]. 地球物理学报, 39(3): 356~364

THE HETEROGENEOUS CHARACTERISTICS OF CRUST-MANTLE STRUCTURES AND THE SEISMIC ACTIVITIES IN THE NORTHWEST BEIJING REGION

Zhao Jinren Zhang Xiankang Zhang Chengke Zhang Jianshi
Liu Baofeng Ren Qingfang Pan Suzhen Hai Yan

(Exploration Geophysics Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China)

Abstract: In this paper, the abnormal characteristics of the crustal structures in the seismic active region, Yanqing-Huailai and Zhangbei-Shangyi, are obtained by means of comprehensively interpreting and studying the data of deep seismic sounding profiles passing through the northwestern part of Zhangjiakou-Bohai seismic zone. The results show that the fluctuation of crystalline basement in the study region is obvious and that there exist considerable differences in depth in different geological units. The locally abrupt variation of crystalline basement depths may be regarded as a mark of existence of crystalline basement faults. These crystalline basement faults and deep crustal faults provide a pass for the magma to rise, resulting in the strong inhomogeneity of crustal structures. These phenomena of the complex seismic reflected waves and locally discontinuous reflection zones with different energy indicate that the intensive squeeze and deformation of crust took place, which have led to the complex crustal structures and offered the dynamic source for the earthquake occurrence in this region. The low velocity bodies in different depths of crust and locally interface C_1 in Zhangbei-Shangyi region may result from repeated magmatic activities. The certain stress accumulation in the brittle upper crust can cause the occurrence of earthquake under the action of local tectonic activity.

Key words: northwest Beijing region; seismic sounding; shallow and deep structures; earthquake-generating backgrounds