中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 2 期: 179 ~ 190
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

贺兰山和银川盆地的岩石圈结构和断裂特征——深地震反射剖面结果

刘保金*, 酆少英, 姬计法, 王帅军, 张建狮, 袁洪克, 杨国俊

中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002

* E-mail: lbj001@126.com

收稿日期: 2016-07-28; 接受日期: 2016-10-20; 网络版发表日期: 2016-12-29
国家自然科学基金项目(批准号: 91214205)和地震行业科研专项项目(编号: 201408023)资助

摘要 位于南北构造带北段的贺兰山和银川盆地是华北克拉通西部的一个板内构造变形带和活动构造带, 有着复杂的形成和演化历史, 对该区复杂的地质构造和现代地震活动有着重要的控制作用. 2014年初, 跨银川盆地和贺兰山完成的长度135km的深地震反射剖面揭示了该区的岩石圈层结构和断裂的深浅构造特征. 研究结果表明, 沿剖面莫霍面埋深自东向西逐渐加深, 地壳厚度40~48km, 且不同构造部位的地壳反射结构图像、速度分布、壳内界面形态和莫霍面起伏存在着明显差异. 深地震反射剖面揭示, 贺兰山两侧有着不同的断裂构造特征, 在贺兰山东侧, 黄河断裂、贺兰山东麓断裂以及银川盆地内的多条隐伏断裂均为第四纪以来仍在活动的正断层, 控制了银川盆地的新生代沉积, 在剖面上呈"负花状"构造展布; 在贺兰山西侧, 巴彦浩特断裂和贺兰山西麓断裂在剖面上表现为东倾的逆冲断层, 使得贺兰山隆起区的中生代地层发生褶皱、冲断和结构变形; 地壳深断裂位于银川盆地的西侧, 该断裂倾角陡直, 向下错断中-下地壳和莫霍面, 向上可能与两组上地壳断裂相联系; 这套不同时期形成的走滑、逆冲和正断并存的深浅断裂系统是该区盆山耦合、地壳结构变形和壳幔结构变化的构造条件. 深地震反射剖面揭示的另外一个重要现象是, 在贺兰山和银川盆地之下还存在有一组强能量的上地幔反射波组(UMR), 其界面深度约为82~92km, 暗示该区上地幔中存在有速度跃变层或速度间断面, 反映了该区上地幔结构的纵向不均匀性. 探测结果为进一步分析研究华北克拉通西部复杂的深部结构、不同地块的结构差异和深浅构造关系等提供了地震学证据.

关键词 华北克拉通, 深地震反射剖面, 岩石圈结构, 贺兰山, 银川盆地

1 引言

形成于太古宙时期的华北克拉通是全球最古老的克拉通之一, 而华北克拉通以其东部岩石圈的显著减薄和性质改变区别于世界上其他的克拉通(Carlson等, 2005). 近年来在华北克拉通及其邻区开展的大量研究结果表明, 华北克拉通的破坏、改造和岩石圈减薄在空间上是不均匀的. 克拉通东部在中生代晚期

中文引用格式: 刘保金, 酆少英, 姬计法, 王帅军, 张建狮, 袁洪克, 杨国俊. 2017. 贺兰山和银川盆地的岩石圈结构和断裂特征——深地震反射剖面结果. 中国科学: 地球科学, 47: 179–190, doi: 10.1360/N072016-00069
英文引用格式: Liu B J, Feng S Y, Ji J F, Wang S J, Zhang J S, Yuan H K, Yang G J. 2017. Lithospheric structure and faulting characteristics of the Helan Mountains and Yinchuan Basin: Results of deep seismic reflection profiling. Science China Earth Sciences, 60: 589–601, doi: 10.1007/s11430-016-5069-4

© 2016 《中国科学》杂志社

至新生代期间经历了强烈的改造和破坏, 并伴有广泛的岩浆活动、大规模的构造伸展和断陷盆地, 岩石圈厚度由郯庐断裂带附近的60~80km向西逐渐增加至太行山山前的90km左右(Ren等, 2002; Chen等, 2008; 邓晋福等, 2006; 朱光等, 2008; Tian等, 2009; 郑永飞和吴福元, 2009; 朱日祥等, 2011; 郭震等, 2012; 吴福元等, 2014). 克拉通中部以近南北走向的太行山重力梯度带为界, 两侧的岩石圈厚度存在着明显差异, 其厚度由华北平原的80~90km向西逐渐变厚至120km以上, 可能代表了一种过渡型的克拉通(Xu, 2007; 李松林等, 2011; 朱日祥等, 2012; 王帅军等, 2014; 刘志等, 2015; 段永红等, 2015). 克拉通西部与东部的构造特征明显不同, 华北克拉通西部不存在大规模的区域性构造伸展, 仅在新生代形成了2条狭长的环鄂尔多斯断陷带, 即银川-河套和陕西-山西断陷带(邓起东等, 1999; Zhang等, 2003). 近年来的研究表明, 华北克拉通西部的岩石圈厚度有着强烈的横向非均匀性, 即在稳定的鄂尔多斯盆地之下保留着厚约200km的岩石圈, 而在环鄂尔多斯的银川-河套和陕西-山西断陷带之下岩石圈厚度 < 100km(Chen等, 2009; 陈凌等, 2010; 朱日祥等, 2011; 张洪双等, 2009).

贺兰山和银川盆地是华北克拉通西部的一个构造边界带, 也是一个经历了长期构造演化的陆内构造变形带和复杂的活动构造带(邓起东等, 1999). 关于这个活动构造带与稳定的鄂尔多斯地块有怎样的深部结构差异? 构造带内部是什么样的构造组合样式? 深部过程在浅表层次有怎样的反映? 等科学问题还缺乏足够的深部地球物理学证据. 因此, 利用高分辨率的深地震探测方法对贺兰山和银川盆地的岩石圈精细结构进行成像, 深入了解克拉通西部构造边界带与相邻块体的结构差异及其对岩石圈结构和构造演化的影响, 将为全面理解华北克拉通现今复杂的地质特征, 认识华北克拉通破坏的空间不均匀性及其动力学过程提供重要约束. 2014年初, 在国家自然科学基金华北克拉通破坏重大研究计划资助下, 我们在华北克拉通西部地区横跨贺兰山和银川盆地, 实施完成了1条深地震反射和宽角反射/折射综合探测剖面, 其中, 深地震反射剖面长135km, 宽角反射/折射剖面长500km. 本文利用长度135km的深地震反射剖面资料, 并结合深地震宽角反射/折射剖面的部分探测结果(宽角反射/折射剖面结果将另文讨论), 对贺兰山和银川盆地的深、浅部精细结构和断裂构造特征进行了分析和讨论, 其结果为分析研究贺兰山和银川盆地与相邻地块的结构差异、深部过程和深、浅构造关系提供了地震学证据.

2 地质构造概况和深地震反射剖面位置

深地震反射剖面穿过的贺兰山和银川盆地在大地构造上属于中国东、西地质构造分界线—即南北构造带的北端(图1). 该区新生代以来的构造变形以大陆内部的伸展变形为主, 具有与华北相同的走滑拉张构造变形特征(Xu等, 1993; 邓起东等, 1999). 贺兰山和银川盆地西侧为稳定的阿拉善地块, 东侧为稳定的鄂尔多斯地块, 其南缘与青藏高原东北缘的弧线构造带相接, 主体走向为NNE向. 贺兰山在地形地貌上具有东陡西缓、北宽南窄的形态, 其最高峰海拔高度为3556m, 与银川盆地的高差达2200m. 银川盆地是一个新生代断陷盆地, 其东、西两侧分别受贺兰山东麓断裂和黄河断裂控制, 盆地内的新生代沉积层厚度约7000余米, 其中第四系最大厚度可达1200~1400m(汤锡元等, 1992; 国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组, 1988; 柴炽章等, 2011).

贺兰山和银川盆地位于阿拉善地块和鄂尔多斯地块的结合部位. 该区新元古代至早古生代是“拗拉槽”, 晚古生代发生裂陷, 中生代中期为“碰撞谷”, 中生代晚期, 在NW-SE向的挤压应力作用下, 发育了NNE走向的褶皱和挤压逆冲断层, 使中生代地层发生褶皱或被冲断, 贺兰山地区开始褶皱隆起. 始新世至渐新世开始进入陆内伸展阶段, 银川地堑开始发育, 晚新生代是其伸展构造变形的主要时期, 且这种伸展构造变形现今仍在继续(国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组, 1988; Zhang等, 1998; Darby和Ritts, 2002; 张家声等, 2008). 贺兰山磷灰石裂变径迹年代和银川盆地地层沉积速率的研究结果认为(赵红格等, 2007; 刘建辉等, 2010), 贺兰山在NW-SE向伸展作用控制下, 经历了始新世的大规模隆升和上新世以来的快速隆升, 而银川盆地作为与贺兰山相伴生的新生代盆地, 在该期间则经历了强烈的沉降.

贺兰山和银川盆地的断裂构造较为发育. 贺兰山东麓以活动的正断层(即贺兰山东麓断裂)与银川盆地相接触, 贺兰山西部发育有活动的挤压逆冲断层(即

巴彦浩特断裂和贺兰山西麓断裂), 其北面为新生代重新活化的正谊关走滑断裂(图1). 银川盆地的东边界为西倾、正断的黄河断裂, 盆地内部发育有东倾的芦花台隐伏活动断裂和西倾的银川隐伏活动断裂等(严烈宏和王利, 2002; 刘建辉等, 2010; 柴炽章等, 2011; 雷启云等, 2014).

本项研究的深地震反射剖面穿过了本区主要的断裂构造, 剖面方向为近东西向, 其长度为135km(图1). 剖面西端点(0m桩号)位于内蒙古阿拉善左旗西南的沙漠与戈壁交接部位(38°46′52.8″N, 105°22′32.5″E), 向东穿过贺兰山和银川盆地, 终止于鄂尔多斯地块西缘的陶利嘎查(38°36′59.3″N, 106°51′27.5″E). 深地震剖面沿途的工作环境和近地表地质条件复杂多变. 剖面桩号约23km以西为山前冲洪积区和戈壁滩, 地表多为黄土和砂砾石混合的松散盖层, 且潜水位较深; 剖面桩号23~56km为地形起伏变化较大的贺兰山, 该区段内中-古生代基岩直接出露地表, 交通和现场施工条件极为困难. 剖面桩号56~110km为地势较为平坦的银川盆地, 盆地内新生代沉积层较厚, 近地表为结构松散的第四系沉积物, 且该区段内的村镇密集、道路纵横交错, 外界干扰较强. 剖面桩号110km以东为鄂尔多斯台地, 该区多数地段上地表为风积的沙丘, 且潜水位较深, 不利于地震波的激发和接收. 由此可见, 要获得高质量的深地震探测数据, 在数据采集时必须采取有

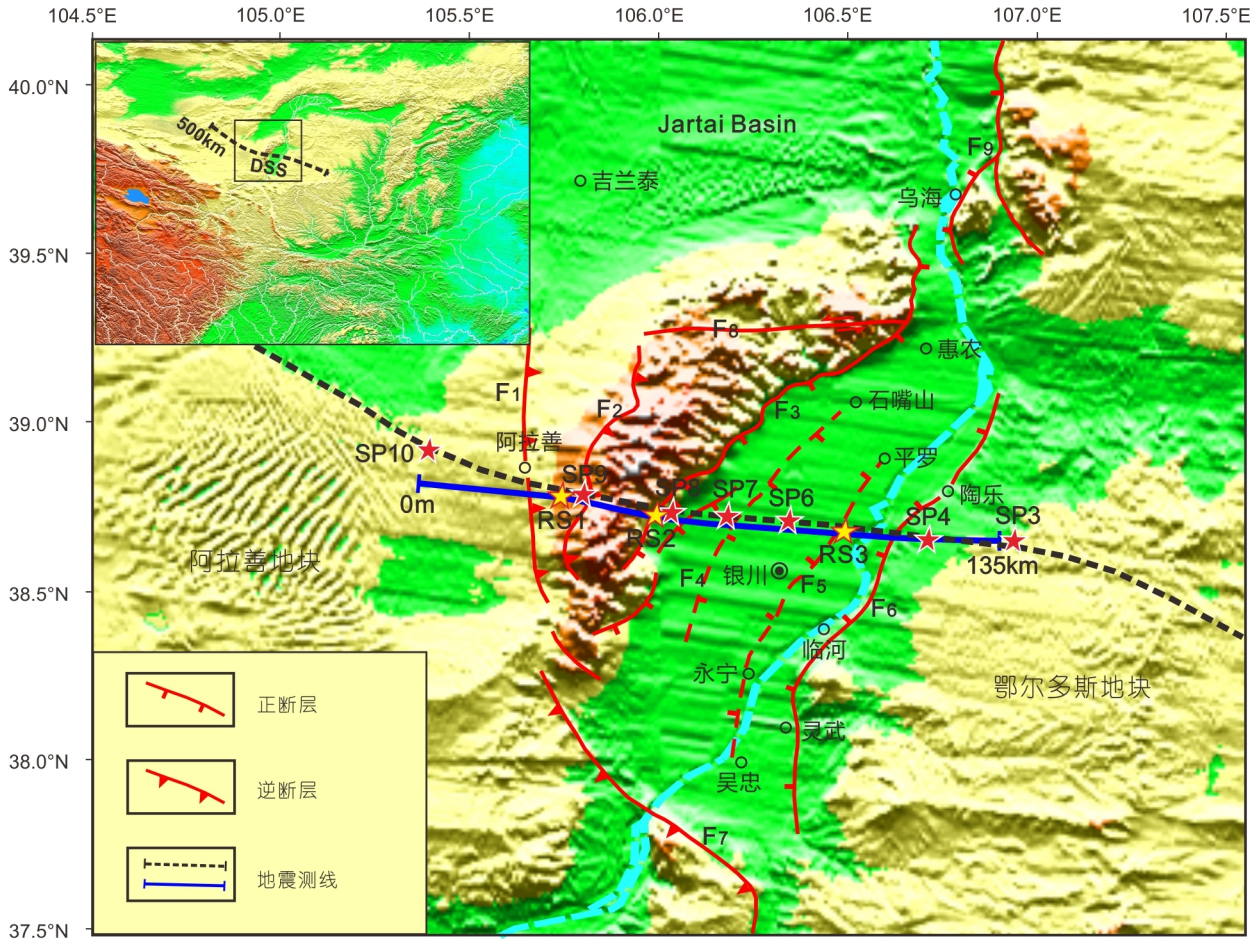

图 1　研究区地质构造和深地震反射剖面位置

F_1, 巴彦浩特断裂; F_2, 贺兰山西麓断裂; F_3, 贺兰山东麓断裂; F_4, 芦花台断裂; F_5, 银川断裂; F_6, 黄河断裂; F_7, 青铜峡-固原断裂; F_8, 正谊关断裂; F_9, 桌子山山前断裂; 蓝色实线为深地震反射剖面; 黑色虚线为宽角反射/折射剖面; 黄色五星对应于图2的深地震反射炮点; 红色五星对应图3的宽角反射/折射炮点

针对性的技术措施.

3 地震数据采集和资料处理

3.1 地震数据采集

针对本项研究的探测目标层较深、需要兼顾的地质构造埋藏深度较浅, 以及研究区浅表地质环境和地质构造复杂等特点, 在深地震反射剖面的数据采集时采用了45m道间距、45m偏移距、450m炮间距、1200道双边排列接收和60次覆盖的观测系统. 采用这样的观测系统不但有利于复杂界面成像、兼顾有效浅层反射信息, 而且也有助于使得较深的目标层反射相位保持有足够的正常时差(Normal Moveout), 进而提高界面反射波速度的求取精度(伊尔马滋, 1994; 谢里夫和吉尔达特, 1999). 另外, 利用深地震反射记录上的初至折射波信息, 还可采用初至波成像技术得到沿剖面的基底速度结构, 进而对地壳上部的地层结构和构造进行分析研究.

地震波激发是获得高信噪比地震记录的前提. 考虑到本项研究的探测目标层较深, 采用的地震波观测排列较长, 为获得信噪比较高的原始资料, 在数据采集中除了采用48kg的药量进行地震波激发外, 沿剖面每间隔1800m还增加了一个药量300kg的炮点, 这样单由300kg炮点的共炮点数据也可使目标层反射达到15次的CMP叠加, 从而保证了深层界面反射波的信噪比. 地震波激发和数据采集参数见表1.

图2给出了深地震反射剖面不同构造部位的共炮点地震记录(炮点位置见图1中的RS1~RS3). 为便于分析和对比单炮记录上深、浅不同层次的反射波组特征, 我们对原始共炮点记录进行了时变带通滤波处理和线性干扰波压制. 由图2可以看出, 在本项研究的单炮地震记录上存在有多组较为清楚的地壳和上地幔反射震相, 且不同构造部位的共炮点地震记录特征明

表 1　深地震反射数据采集参数

内容	主要参数
地震测线参数	测线长度135km, 炮点数301, 接收点数3001
地震波激发参数	药量300kg, 井深50m, 3井组合, 炮间距1800m 药量48kg, 井深30m, 单孔激发, 炮间距450m
地震波接收参数	10Hz检波器串, 12个/串, 点组合 道间距45m, 接收道数1200, 覆盖次数60次 最小偏移距45m, 最大偏移距49455m 排列方式27055m-45m-45m-45m-27055m
地震仪器参数	SN428XL地震仪, 采样率4ms, 记录长度30s

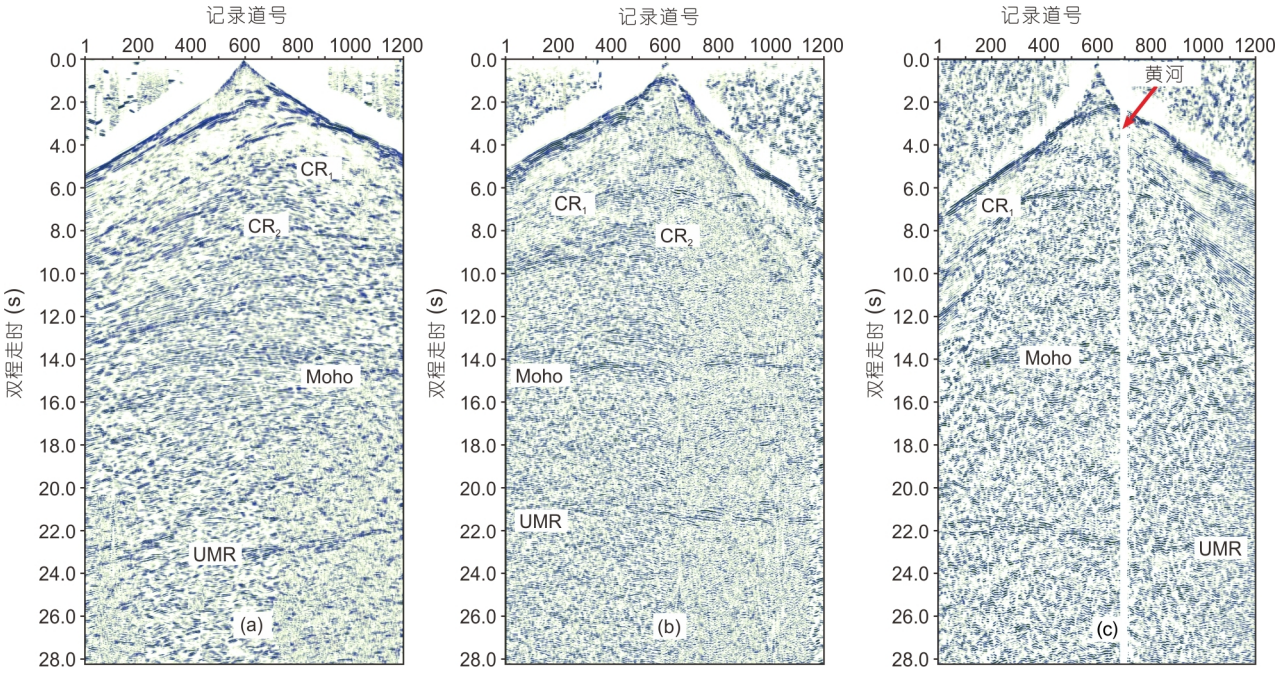

图 2　深地震反射共炮点记录

显不同. 在贺兰山西段RS1炮点的地震记录(图2a)上, 壳内反射震相非常丰富, 在Moho面之上的地壳内部不但可看到横向连续性较好的强反射CR_1~CR_2, 而且还可以看到一系列产状复杂多变、具有一定延续长度的弱反射波组, 显示出贺兰山部位的地壳反射结构较为复杂; Moho面反射和上地幔反射波(UMR)在贺兰山下方均向西倾, 它们在共炮点地震记录上出现的时间分别为15~16s和22~24s. 在贺兰山和银川盆地结合部位RS2炮点的地震记录(图2b)上, 可看到在记录道600#以西的贺兰山下方, 仍存在有多组反射能量较强的壳内反射, 而在银川盆地的中-下地壳内, 则看不到明显的强反射震相, 这表明贺兰山和银川盆地的地壳物质组构可能不同; Moho强反射在贺兰山东侧出现明显的横向间断, 且中断带两侧的Moho反射波到时也有不同; 该区段的UMR反射有着较好的横向连续性, 其产状略向东倾. 图2c为银川盆地和鄂尔多斯地块交接部位RS3炮点的地震记录, 可以看到在反射界面CR_1和Moho面之间的中-下地壳内, 几乎看不到横向较为连续的反射波组, 该区段的Moho面反射波到时约为14s, 其产状近于水平; 上地幔反射UMR在黄河的东、西两侧均能被可靠识别, 其界面向东倾斜.

3.2　地震数据处理和剖面速度结构

深地震反射剖面数据处理采用了常规的共中心点(CMP)反射地震资料处理方法. 针对原始共炮点地震记录上的线性干扰波较强、深-浅层反射波频率和能量差别大, 以及因地形高差导致的静校正量较大等特点, 资料处理中把压制干扰、提高资料信噪比和做好资料静校正作为重点. 表2给出了本次数据处理的主要方法和参数, 其方法主要包括: 几何扩散校正和地表一致性振幅补偿、线性干扰波压制、层析静校正、时变带通滤波和二维滤波、地表一致性反褶积、速度分析和动校正、多次迭代剩余静校正、倾角时差校正(DMO)、叠后剖面去噪等.

为得到剖面沿线不同深度的速度分布, 资料处理中首先利用共炮点地震记录上的初至折射波信息, 采用基于非线性折射波旅行时算法(Zhang和Toksöz, 1998)的初至波成像方法得到了沿剖面的基底速度结构(图3a), 并以此为依据对深地震反射数据进行层析静校正和基底结构分析. 对基底之下的地震波速度使用了深地震宽角反射/折射剖面的地壳二维速度结构, 图3b给出了与深地震反射剖面重合段的地壳二维速

表 2　深地震反射数据处理方法和参数

主要处理内容	处理方法	处理参数
数据解编和记录编辑	人工编辑	Applied
振幅补偿	球面扩散校正 自动增益控制(AGC) 地表一致性振幅补偿	1.2(Exponent) 1500 ms Applied
干扰波压制	时变带通滤波 线性干扰自动识别与消除	0~6s(15~65Hz); 6~15s(10~55Hz); 15~30s(8~45Hz) ±2000m s^{-1}
反褶积	地表一致性反褶积	预测长度30ms, 窗口长度2000ms 算子长度120ms, 白噪系数0.15
静校正	层析静校正 剩余静校正	Applied 最大时移16ms
速度分析	速度谱 常速度扫描	0~8s, 距离间隔1125m 8~30s, 速度间隔200m s^{-1}
动校正和叠加	NMO拉伸畸变切除 CMP均方根叠加	人工切除 CMP间隔22.5m, 60-folds
DMO校正	共偏移距DMO	倾角60°, 孔径宽度4500m
叠后处理	F-X预测滤波 叠加道能量均衡	横向道数151, 时窗300ms AGC窗口1000ms

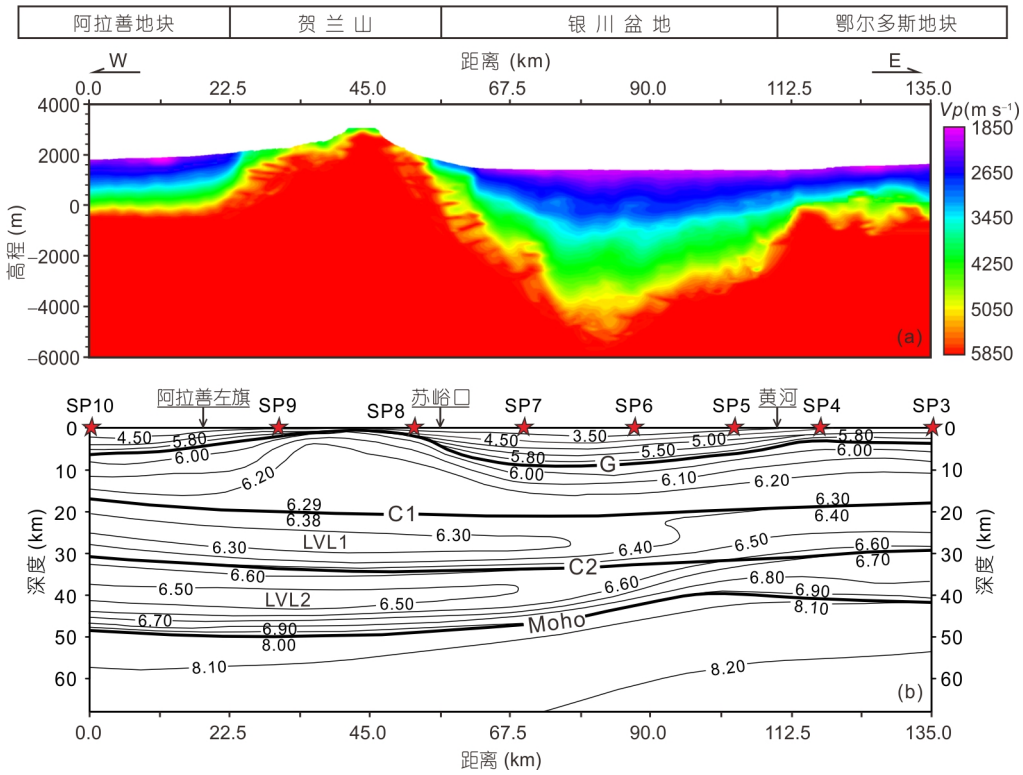

图 3　剖面基底速度结构(a)和地壳二维速度结构(b)

度结构模型和地壳分层结果. 由图可以看出, 本区地壳结构可分为上、中、下三层模型, 沿剖面地壳厚度为40~48km, Moho面自东向西逐渐加深, 在银川盆地下方, Moho面出现明显上隆, 在贺兰山下方, Moho面呈凹陷形态, 与基底面呈“镜像”对应关系. 地壳P波速度在银川盆地两侧显示出了明显不同的分布特征, 在银川盆地东侧的鄂尔多斯地块内, 地壳P波速度由浅到深呈正梯度增加, 且地壳内没有低速层存在, 而在贺兰山下方的中-下地壳内, 则存在有明显的低速异常, 显示出了该区结构的复杂性. 为求取上地幔反射波UMR的埋深, 在资料处理和解释中还参照了王帅军等(2014)山东文登-内蒙阿拉善左旗深地震宽角反射/折射剖面的岩石圈二维P波速度数据.

4　深地震反射剖面的岩石圈层反射结构特征

本项研究的深地震反射剖面自西向东跨过了阿拉善地块东缘、贺兰山、银川盆地和鄂尔多斯地块西缘. 图4给出了深地震反射叠加时间剖面以及剖面沿线的地质构造, 由图可以看出, 深地震反射剖面所揭示的地壳上地幔结构和构造图像非常清楚. 剖面反射图像在横向上以贺兰山东侧为界, 有着其东、西两侧明显不同的反射结构特征, 在纵向上以Moho强反射为界, 可分为具有明显反射性质的地壳和弱反射的岩石圈地幔, 现分别对剖面反射结构特征进行概述.

4.1　上地壳反射结构特征

由图4的深地震反射叠加剖面可以看出, 本区上地壳结构具有隆起和凹陷相间的分布特点, 且不同构造部位的反射结构特征明显不同. 在剖面桩号约23km以西的阿拉善地块东缘, 基底反射波Tg和新近系底界反射T_{N+Q}在剖面上呈近水平展布, 且横向连续性较好, 具有沉积层反射特征, 反射波T_{N+Q}和Tg在剖面上出现的双程到时约为800ms和2200ms, 相应的界面埋深约为800~900m和2400~2500m. 在剖面桩号23~45km的贺兰山西段, 上地壳反射由几个横向不连续的西倾强反射构成, 且地层反射面的倾角由浅到深逐渐增大, 褶皱形态清晰, 具有逆冲结构特征; 在剖面桩号45~56km

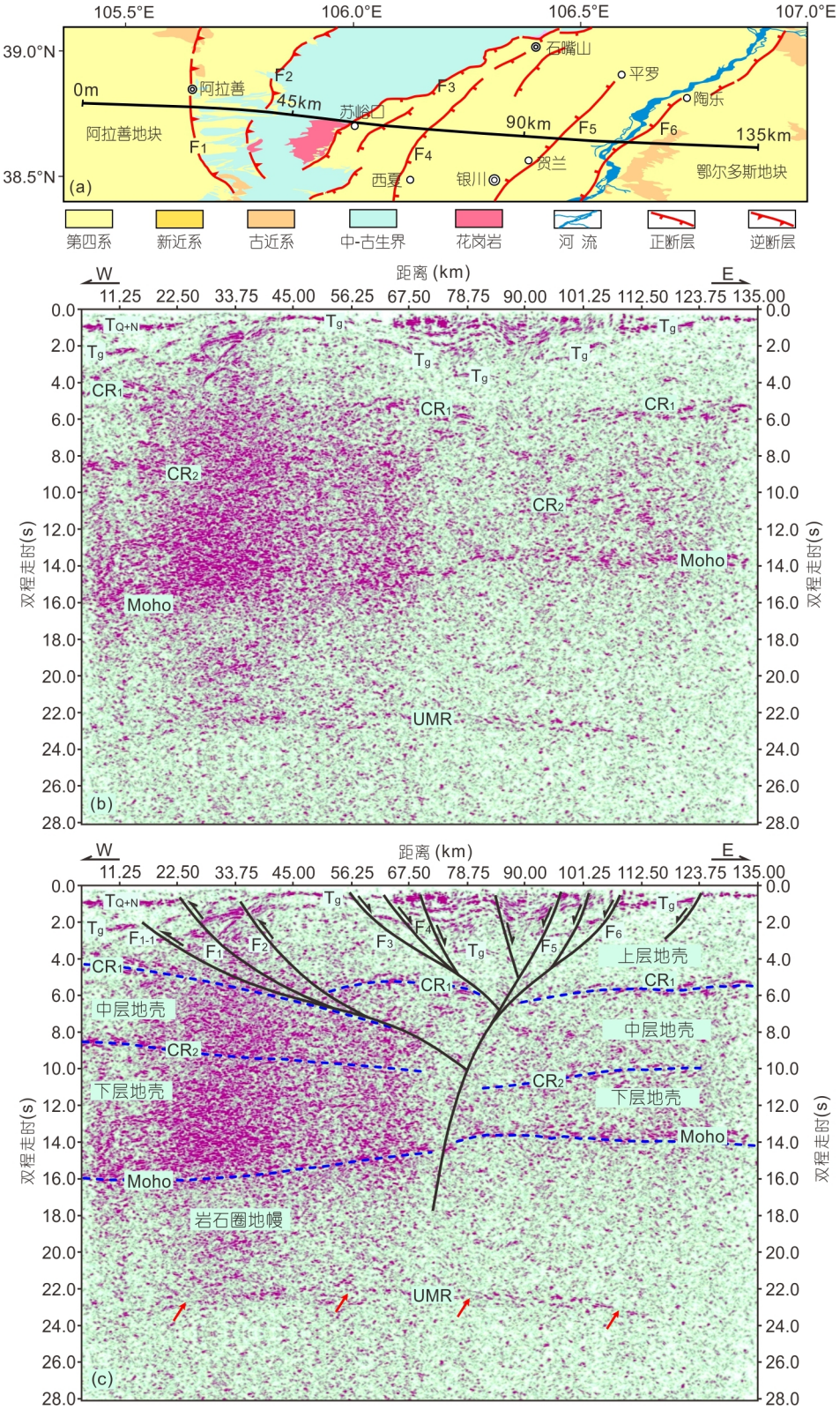

图 4　地质构造(a)、深地震反射叠加剖面(b)及其解释结果(c)

的贺兰山东段, 上地壳内基本上没有明显的地层反射, 显示为“透明”的反射结构, 这些现象表明贺兰山东、西两侧的地层岩性和结构应该不同. 地质资料显示, 剖面桩号约50km以东为出露的花岗岩体, 其西侧为中-古生代的沉积岩层(图4a). 剖面桩号约56km以东为银川盆地, 盆地内的多组新生代沉积层反射有着较强的反射能量和较好的横向连续性; 从这些沉积层反射的纵横向展布特征来看, 新生代沉积最厚处位于剖面桩号约90km下方, 相应的新生代沉积层厚度约为7000~7200m. 在剖面桩号约110km以东的鄂尔多斯台地上, 基底反射波Tg向西缓倾, 新生代地层厚度明显减薄, 推测其厚度小于2200m.

沿剖面的基底P波速度结构(图3a)显示出了与深地震反射剖面类似的上地壳结构特征. 在剖面桩号约23km以西的阿拉善地块东缘, 可看到深度约2400m以浅的P波速度小于3500m s^{-1}, 其P波速度值明显低于贺兰山地区, 表明基底以上应为结构较为松散的沉积层. 贺兰山隆起区的基底速度结构表现为明显的高速特征, 该区段的近地表P波速度一般为4000~4500m s^{-1}, 局部地段的近地表速度可达5000m s^{-1}; 贺兰山地区的基底面展布东陡、西缓, 这与贺兰山的地形地貌特征相一致. 银川盆地是一个新生代的断陷盆地, 盆地内的P波速度总体显示为低速结构, 显然这与盆地内较厚的新生代沉积层有关; 随着深度的增加, 盆地内的P波速度呈正梯度增大, 反映了随着深度的增加, 重力压实作用增强, 岩层固结程度逐渐增高. 银川盆地的基底面在盆地的东、西两侧均表现为阶梯状的斜坡带, 且沉积盖层在基底面陡变处出现有明显的厚度变化, 显示出基底结构和沉积层厚度受到断裂的影响与控制.

4.2 中-下地壳反射结构特征

本区中-下地壳结构在横向上大约以剖面桩号65km为界, 有着其东、西两侧完全不同的反射波场特征. 在桩号约65km以西, 深地震反射剖面揭示了一系列反射能量强、反射相位密集、横向延续长度不等的中-下地壳反射, 表明在贺兰山的中-下地壳内可能存在着多个波阻抗差异明显、赋存尺度大小不等或高、低速相间分布的岩体单元, 从而使得贺兰山的中-下地壳反射波组较为丰富、反射结构较为复杂. 宽角反射/折射剖面的二维速度结构(图3b)显示, 贺兰山隆起区的中-下地壳具有高、低速相间的速度分布特点, 且中-下地壳内存在有明显的低速层(即LVL1和LVL2). 贺兰山地区这种复杂的中-下地壳反射结构和速度结构异常以及上地壳一系列的挤压褶皱等现象表明, 贺兰山在长期的形成、演化和隆升过程中, 其地壳结构已发生了较为强烈的变形. 与结构复杂的贺兰山相比, 银川盆地和鄂尔多斯地块西缘的中-下地壳反射能量明显较弱, 反射相位数明显较少, 在该区段内除了在TWT10~11s左右可隐约看到分段连续的CR_2反射震相外, 在中-下地壳内几乎不存在可被连续追踪的强反射, 这表明银川盆地和鄂尔多斯地块西缘的中-下地壳结构变形较弱, 且可能有着与贺兰山完全不同的壳内物质组构.

尽管贺兰山下方的中-下地壳反射结构较为复杂, 反射同相轴也比较凌乱, 但仔细观察剖面反射同相轴的产状和反射相位的疏密变化等特征, 可以发现贺兰山部位的中-下地壳以CR_2反射面为界, 其上、下的反射同相轴展布特征是不同的, 在CR_1~CR_2界面之间的中地壳内, 剖面反射波同相轴大多为东倾的单斜结构, 而在CR_2反射界面之下的下地壳中, 剖面反射则以西倾的或近水平的反射同相轴为主, 且其间还出现有反射波同相轴的交叉、合并等现象. CR_2界面上、下两套完全不同的反射结构说明, 该界面可能是中地壳和下地壳结构变形的解耦面, 也是我们划分中地壳和下地壳分界的主要证据.

4.3 莫霍面和岩石圈地幔的反射结构特征

深地震反射剖面揭示的Moho面反射波组有着较强的反射能量和较好的横向连续性, 但剖面不同部位的Moho面反射波组特征是不同的. 在银川盆地和鄂尔多斯地块西缘, Moho面反射为一个持续时间约0.5~0.7s(厚约1.6~2.2km)的强相位反射带, 而在贺兰山下方, Moho反射与下地壳的一系列强反射叠合在一起不易分辨, 这些特征说明银川盆地和鄂尔多斯西缘的地壳底层物质结构和介质物性与贺兰山可能不同.

本区地壳和上地幔分界的明显特征是Moho强反射能量的明显减弱或消失, 且剖面不同部位的地壳厚度和莫霍面起伏变化形态存在着明显差异. 在鄂尔多斯西缘和银川盆地下方, 莫霍面呈现出自西向东倾伏的单斜形态, 银川盆地下方为莫霍面埋深最浅的区域, 其深度约为39~40km; 在剖面东端的鄂尔多斯地块之下, 其深度约为42~43km. 在贺兰山和阿拉善地块东

缘, 莫霍面明显变深, 最深处位于贺兰山下方, 其深度约为48km, 是剖面上地壳厚度最大的区域.

深地震反射剖面揭示的最深一组界面反射是来自上地幔的反射波UMR. 该组强反射在剖面上出现的双程到时约为TWT22.0~24.0s, 相应界面埋深约为82~92km. 从UMR反射在剖面上的展布形态来看, 其深度在贺兰山下方和银川盆地西侧较浅, 而向剖面的东、西两侧逐渐加深. 强反射UMR的出现, 表明在研究区的上地幔中存在着具有明显波阻抗差异的物性分界面或速度跃变层.

5 深地震反射剖面的断裂构造特征

长度135km的深地震反射剖面揭示了一系列不同地质时期形成的断裂, 且这些断裂以贺兰山为界有着不同的构造特征. 在贺兰山东侧的银川盆地内, 贺兰山东麓断裂F_3、芦花台断裂F_4均为东倾的正断层, 银川盆地西侧的基底面表现为自西向东逐渐加深的阶梯状斜坡, 在断裂F_3和F_4下方, 基底埋藏深度出现突变. 银川断裂F_5和黄河断裂F_6在剖面上为西倾的正断层, 其位置分别位于剖面桩号96和110km附近, 这2条断裂控制了银川盆地东侧的沉积盖层结构和基底面展布, 盆地沉积盖层最厚处位于银川断裂的下降盘, 其最大厚度约为7000~7200m. 总的看来, 银川盆地的新生代沉积层厚度和基底结构主要受到贺兰山东麓断裂、芦花台断裂、银川断裂和黄河断裂的控制, 这些断裂的交替活动形成了堑中堑的盆地结构; 在剖面深部, 这些断裂共同构成一个“负花状”的断裂构造, 并向下延伸至中-下地壳和上地幔顶部, 属地壳尺度的深大断裂系统. 从CR_1界面在深断裂附近出现的大幅拱起和变形以及断裂附近出现的挤压褶皱等现象分析, 该深部断裂在走滑活动过程中, 还可能兼有一定的逆冲运动分量. 银川盆地上地壳内的一系列新生代正断层可能利用了中生代及其以前的逆冲走滑断层, 而现今较年轻的伸展断层叠加在这个逆冲和走滑构造共同作用过的地体上.

研究区的地质资料显示, 贺兰山主要出露有古生代-中生代的沉积砂岩、太古代结晶基底和一系列的侵入岩, 新生代沉积层不整合于前新生代地层之上(宁夏回族自治区地质矿产局, 1990). 刘建辉等(2010)的研究结果显示, 贺兰山隆起区发育有一系列中-古生代的东倾逆断层. 我们的深地震反射剖面显示, 在贺兰山西侧的剖面段上存在着多个西倾的、强能量断续分布的中-古生代地层褶皱, 从剖面反射波组结构及其展布形态来看, 这些地层褶皱主要受到3条东倾的铲形逆断层控制(即剖面上的巴彦浩特断裂F_1、贺兰山西麓断裂F_2和隐伏逆冲断层$F_{1\text{-}1}$), 在深度约15km以浅, 这3条逆断层使得贺兰山西侧的中-古生代地层发生褶皱和冲断, 其深部大约在深度18~20km左右与上地壳底界共同组成一个逆冲推覆构造, 并使得现存于推覆构造上盘的地层出现褶皱隆起和结构变形. 与深地震反射剖面重合的宽角反射/折射剖面的地壳二维速度结构(图3b)显示, 在贺兰山区段CR_1界面下方的中地壳内存在着明显的低速结构, 这表明相应深度上存在着明显的速度间断, 这一间断面上方的速度为6.38km s^{-1}, 而下方为6.30km s^{-1}的低速层, 深地震反射剖面揭示的推覆构造位于上地壳的底部, 而中地壳低速层的存在, 有利于上地壳的推覆构造在区域构造应力作用下产生侧向滑动.

6 主要结果与讨论

贺兰山和银川盆地是华北克拉通西部的一个构造变形带和活动构造带. 深地震反射剖面清楚地揭示了这一构造带及其两侧地块的深部精细结构、断裂构造样式、以及构造带与相邻地块的结构差异等特征. 综合获得的沿剖面基底速度分布、地壳上地幔反射结构图像、地壳P波速度结构以及研究区的地质资料, 对深地震剖面进行了综合分析和解释(图5), 现对剖面探测结果分析讨论如下:

(1) 贺兰山和银川盆地与相邻地块的地壳结构特征明显不同. 研究区地壳具有清楚的上、中、下三层地壳结构特征, 且剖面不同构造部位的地壳厚度、地壳反射结构图像和壳内P波速度分布明显不同. 银川盆地和鄂尔多斯西缘的地壳厚度在40~42km变化, 壳内P波速度由浅到深呈正梯度增加; Moho面在银川盆地下方出现约2~3km的隆起, 与盆地基底呈“镜像”对应关系. 贺兰山下方是剖面上地壳最厚的区域, 相应的地壳厚度约为48km, 且在贺兰山的中-下地壳内存在有明显的高、低速互层结构. Moho面深度在贺兰山东侧出现的急剧变化、贺兰山和银川盆地明显不同的地壳厚度以及壳内P波速度分布的明显差异等现

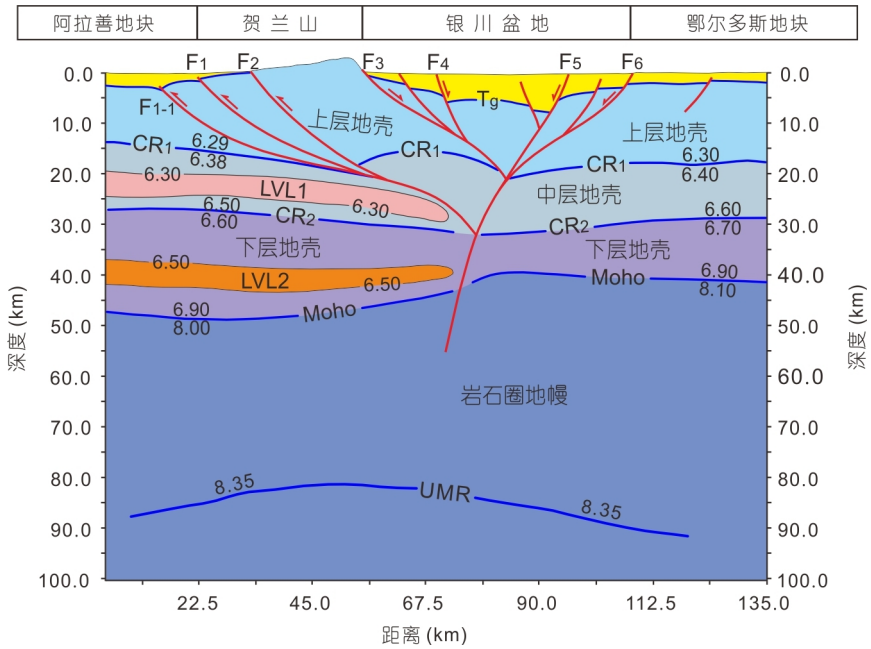

图 5　贺兰山和银川盆地深地震剖面解释图

蓝色线为界面; 红色线为断裂; 数字为宽角反射/折射剖面得到的界面速度; 断裂编号同图1和图4

象表明, 贺兰山东侧应是地壳厚度的突变带和速度变化的分界带.

(2) 贺兰山和银川盆地的深、浅构造组合样式较为复杂. 深地震剖面揭示, 贺兰山东、西两侧的断裂构造特征明显不同, 在贺兰山西侧, 巴彦浩特断裂F_1、贺兰山西麓断裂F_2和隐伏在阿拉善地块东缘之下的断裂F_{1-1}均为东倾的铲形逆断层, 对贺兰山隆起区的上地壳结构变形、地层褶皱的形成与发展、以及中生代时期贺兰山的褶皱隆起具有重要的控制作用; 贺兰山东侧的银川新生代盆地主要受到贺兰山东麓断裂F_3、芦花台断裂F_4、银川断裂F_5和黄河断裂F_6的控制, 这些断裂的交替活动形成了堑中堑的盆地结构, 其沉积中心位于芦花台断裂和银川断裂之间; 大约在深度18~20km左右, 盆地内一系列的新生代正断层组成一个“负花状”的断裂构造, 并向下与错断中-下地壳和莫霍面的地壳深断裂共同构成一个复杂的断裂构造带. 深地震反射剖面揭示的这套具有深、浅不同构造特征和不同时期形成的复杂断裂构造系统, 对该区的盆山耦合、壳幔结构变形具有重要的控制作用.

(3) 贺兰山和银川盆地与相邻地块的地壳反射结构图像存在明显差异. 地壳反射结构与壳内的速度分布和介质物性差异密切相关, 剖面反射图像实际上更多反映了地下界面赋存状态和界面间的物性结构差异, 因此, 利用深地震反射方法可对那些具有明显波阻抗差异的结构层(或构造层)进行高分辨率成像. 银川盆地上地壳的新生代沉积层显示为层状的强反射结构, 而贺兰山的上地壳除了中-古生代沉积岩和挤压褶皱有着较强的反射地震响应外, 其它地段则表现为凌乱的弱反射特征, 可能代表了太古代的结晶变质岩系或花岗岩侵入体. 贺兰山隆起区复杂的中-下地壳反射结构、较厚的壳-幔过渡带以及高、低速相间的速度结构分布等特征, 与鄂尔多斯地块简单的中-下地壳反射结构、清楚的Moho面反射以及随深度呈正梯度变化的速度结构形成了鲜明的对比, 这些现象说明, 贺兰山在长期的形成、演化和隆升过程中, 其地壳结构已发生了强烈的变形, 而鄂尔多斯地块则为变形微弱的稳定地壳结构. 从剖面反射结构图像和地壳速度结构分布特征来看, 贺兰山和银川盆地构造变形带与鄂尔多斯地块的深部构造边界应是地震剖面揭示的地壳深断裂, 而浅部分界为地表的黄河断裂.

(4) 深地震反射剖面揭示的上地幔强反射UMR对认识该区上地幔结构的纵向非均一性和深部动力学过程具有重要意义. 上地幔强反射URM的埋深约为82~92km, 在贺兰山和银川盆地下方, UMR出现明显

上隆, 东、西两侧分别向鄂尔多斯地块和阿拉善地块之下倾伏. UMR的深度与山东文登-内蒙阿拉善左旗宽角反射/折射剖面的上地幔L1界面(王帅军等, 2014)以及河套盆地深地震反射剖面的上地幔反射R_{U3}(鄝少英等, 2015)的深度基本一致, 这表明在银川-河套裂陷区深度80~100km的强反射界面可能是普遍存在的. Chen等(2014)的研究结果显示, 在华北克拉通中-西部地区80~100km的深度上, 存在着一个负极性、低速结构的岩石圈不连续(ILD), 并认为ILD可能是岩石圈地幔中一个古老的机械薄弱层. 近年来, 在华北克拉通开展的有关岩石圈厚度的研究结果认为, 华北克拉通中-西部的岩石圈厚度有着强烈的横向非均匀性, 即在稳定的鄂尔多斯地块之下保留着厚约200km的岩石圈, 而在环鄂尔多斯的新生代银川-河套和陕西-山西裂陷区之下则为厚度<100km的岩石圈, 且横向变化较大(Chen等, 2009; 陈凌等, 2010; 朱日祥等, 2011; 杨嵩等, 2013). 由于我们的深地震反射剖面长度较短, 且没有获得UMR之下更深的反射波组, 无法确定UMR下方的地震波速度, 因此, 根据深地震反射剖面结果还不能确定UMR是岩石圈的底界(LAB)还是岩石圈地幔中的薄弱层(ILD)? 但剖面上强反射波组UMR的出现, 为确定华北克拉通西部80~100km深度上存在有速度间断面或速度跃变层提供了又一例证.

总的看来, 贺兰山和银川盆地下方出现的UMR上隆、切割整个地壳的复杂断裂构造系统、以及贺兰山和鄂尔多斯西缘明显不同的地壳结构图像和壳内速度分布、银川盆地下方隆起的Moho面等现象, 共同构成了研究区的深、浅部构造背景, 并为深部物质的运移、地壳结构变形、贺兰山和银川盆地的形成等提供了深部构造条件.

致谢 感谢国家自然科学基金委和华北克拉通重大研究计划专家组领导和专家对本项目的大力支持与帮助. 野外数据采集工作中得到了宁夏回族自治区地震局、内蒙古自治区地震局和中石化地球物理公司华北分公司的大力支持与协助. 探测数据是中国地震局地球物理勘探中心80余名工作人员辛勤劳动的成果. 资料处理和解释得到了张培震院士、张先康研究员的指导和帮助. 主编和三位审稿专家为本文提出了建设性的修改意见和建议, 在此一并表示衷心感谢.

参考文献

柴炽章, 孟广魁, 马贵仁, 刘保金, 廖玉华, 杜鹏, 王银, 雷启云, 宋方敏, 赵卫明, 张学辉, 谢晓峰, 盛菊琴. 2011. 银川市活动断层探测与地震危险性评价. 北京: 科学出版社

陈凌, 危自根, 程骋. 2010. 从华北克拉通中、西部结构的区域差异性探讨克拉通破坏. 地学前缘, 17: 212–228

邓晋福, 肖庆辉, 邱瑞照, 刘翠, 赵国春, 于炳松, 周肃, 钟长汀, 吴宗絮. 2006. 华北地区新生代岩石圈伸展减薄的机制与过程. 中国地质, 33: 751–761

邓起东, 程绍平, 闵伟, 杨桂枝, 任殿卫. 1999. 鄂尔多斯块体新生代构造活动和动力学讨论. 地质力学学报, 5: 13–21

段永红, 刘保金, 赵金仁, 刘保峰, 张成科, 潘素珍, 林吉焱, 郭文斌. 2015. 华北构造区岩石圈二维P波速度结构特征: 来自盐城-包头深地震测深剖面的约束. 中国科学: 地球科学, 45: 1183–1197

鄝少英, 刘保金, 姬计法, 何银娟, 谭雅丽, 李怡青. 2015. 呼和浩特-包头盆地岩石圈细结构的深地震反射探测. 地球物理学报, 58: 1158–1168

国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组. 1988. 鄂尔多斯周缘活动断裂系. 北京: 地震出版社

郭震, 唐有彩, 陈永顺, 宁杰远, 冯永革, 岳汉. 2012. 华北克拉通东部地壳和上地幔结构的接收函数研究. 地球物理学报, 55: 3591–3600

雷启云, 柴炽章, 郑文俊, 杜鹏, 谢晓峰, 王银, 崔瑾, 孟广魁. 2014. 钻探揭示的黄河断裂北段活动性和滑动速率. 地震地质, 36: 464–477

李松林, 赖晓玲, 刘宝峰, 王志铄, 何加勇, 孙译. 2011. 由诸城-宜川人工地震剖面反演结果看太行山两侧岩石圈结构的差异. 中国科学: 地球科学, 41: 668–677

刘建辉, 张培震, 郑德文, 万景林, 王伟涛, 杜鹏, 雷启云. 2010. 贺兰山晚新生代隆升的剥露特征及其隆升模式. 中国科学: 地球科学, 40: 50–60

刘志, 王夫运, 张先康, 段永红, 杨卓欣, 林吉焱. 2015. 华北克拉通东部地壳与地幔盖层结构——长观测距深地震测深剖面结果. 地球物理学报, 58: 1145–1157

宁夏回族自治区地质矿产局. 1990. 宁夏回族自治区区域地质志. 北京: 地质出版社

汤锡元, 郭忠铭, 陈荷立. 1992. 陕甘宁盆地西缘逆冲推覆构造及油气勘探. 西安: 西北大学出版社

王帅军, 王夫运, 张建狮, 嘉世旭, 张成科, 赵金仁, 刘宝峰. 2014. 华北克拉通岩石圈二维P波速度结构特征——文登-阿拉善左旗深地震测深剖面结果. 中国科学: 地球科学, 44: 2697–2708

吴福元, 徐义刚, 朱日祥, 张国伟. 2014. 克拉通岩石圈减薄与破坏. 中国科学: 地球科学, 44: 2358–2372

谢里夫 R E, 吉尔达特 L W. 1999. 勘探地震学. 北京: 石油工业出版社

严烈宏, 王利. 2002. 银川盆地地热系统. 银川: 宁夏人民出版社
杨嵩, 熊熊, 郑勇, 单斌. 2013. 华北地区上地幔温度及岩石圈厚度分布研究. 地球物理学报, 56: 3855–3867
伊尔马滋·渥. 1994. 地震数据处理. 北京: 石油工业出版社
张家声, 何自新, 费安琪, 李天斌, 黄雄南. 2008. 鄂尔多斯西缘北段大型陆缘逆冲推覆体系. 地质科学, 43: 251–281
张洪双, 田小波, 刘芳, 曹井泉, 滕吉文. 2009. 呼包盆地周缘壳、幔结构研究. 地球物理学进展, 24: 1609–1615
赵红格, 刘池洋, 王锋, 王建强, 李琼, 姚亚明. 2007. 贺兰山隆升时限及其演化. 中国科学D辑: 地球科学, 37(增刊I): 185–192
郑永飞, 吴福元. 2009. 克拉通岩石圈的生长和再造. 科学通报, 54: 1945–1949
朱光, 胡召齐, 陈印, 牛漫兰, 谢成龙. 2008. 华北克拉通东部早白垩世伸展盆地的发育过程及其对克拉通破坏的指示. 地质通报, 27: 1594–1604
朱日祥, 陈凌, 吴福元, 刘俊来. 2011. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制. 中国科学: 地球科学, 41: 583–592
朱日祥, 徐义刚, 朱光, 张宏福, 夏群科, 郑天愉. 2012. 华北克拉通破坏. 中国科学: 地球科学, 42: 1135–1159
Carlson R W, Pearson D G, James D E. 2005. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle. Rev Geophys, 43: RG1001
Chen L, Tao W, Zhao L, Zheng T Y. 2008. Distinct lateral variation of lithospheric thickness in the Northeastern North China Craton. Earth Planet Sci Lett, 267: 56–68
Chen L, Cheng C, Wei Z G. 2009. Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton. Earth Planet Sci Lett, 286: 171–183
Chen L, Jiang M, Yang J, Wei Z, Liu C, Ling Y. 2014. Presence of an intralithospheric discontinuity in the central and western North China Craton: Implications for destruction of the craton. Geology, 42: 223–226
Darby B J, Ritts B D. 2002. Mesozoic contractional deformation in the middle of the Asian tectonic collage: The intraplate Western Ordos fold-thrust belt, China. Earth Planet Sci Lett, 205: 13–24
Ren J Y, Tamaki K, Li S T, Zhang J X. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. Tectonophysics, 344: 175–205
Tian Y, Zhao D P, Sun R M, Teng J W. 2009. Seismic imaging of the crust and upper mantle beneath the North China Craton. Phys Earth Planet Inter, 172: 169–182
Xu X W, Ma X Y, Deng Q D. 1993. Neotectonic activity along the Shanxi rift system, China. Tectonophysics, 219: 305–325
Xu Y G. 2007. Diachronous lithospheric thinning of the North China Craton and formation of the Daxin'anling-Taihangshan gravity lineament. Lithos, 96: 281–298
Zhang J, Toksöz M N. 1998. Nonlinear refraction traveltime tomography. Geophysics, 63: 1726–1737
Zhang Y Q, Mercier J L, Vergély P. 1998. Extension in the graben systems around the Ordos (China), and its contribution to the extrusion tectonics of south China with respect to Gobi-Mongolia. Tectonophysics, 285: 41–75
Zhang Y Q, Ma Y S, Yang N, Shi W, Dong S W. 2003. Cenozoic extensional stress evolution in North China. J Geodyn, 36: 591–613