论文

华北克拉通中东部地壳三维速度结构模型 (HBCrust1.0)

段永红^{*}, 王夫运[†], 张先康, 林吉焱, 刘志, 刘保峰, 杨卓欣, 郭文斌, 魏运浩

中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002

^{*} 通讯作者, E-mail: yhduan123@126.com[†] 通讯作者, E-mail: fuyunwang@x263.net

收稿日期: 2016-01-20; 接受日期: 2016-03-28; 网络版发表日期: 2016-05-23

国家自然科学基金项目(批准号: 90814012, 91014006, 91414301, 41174052, 41274113)资助

摘要 华北克拉通中东部岩石圈减薄研究已经成为近年固体地球科学研究的热点, 同时该区域也是中国强震的多发区. 在华北及邻近地区已完成了二维人工地震宽角反射/折射探测(简称 DSS 剖面探测)剖面 42 条, 文章收集了这些二维探测剖面的研究成果, 在对二维剖面速度结构和界面结构进行网格化处理的基础上, 采用克里金(Kriging)插值方法构建了华北克拉通中东部地壳三维速度结构模型 HBCrust1.0. 采用走时拟合的办法对模型进行了检验, 结果表明, 用 HBCrust1.0 地壳模型计算得到的初至波走时与实际台站观测到的初至波走时之间拟合良好. 研究表明, 上地壳是主要的孕震层, C 界面(上、下地壳分界面)附近区域是地壳内部的脆韧转换带. 唐山地震震源区下方 Moho 面深度有明显的变化, 其低速结构一直延续到下地壳, 推断唐山地震的应力积累与地幔物质运移和变形密切相关. 克拉通东部华北盆地中心区域的下地壳平均速度明显要高于周围地区, 可能是地幔岩浆长期底侵作用的结果.

关键词 华北克拉通中东部, DSS剖面, 三维地壳P波速度结构, 地震, 克拉通破坏

1 引言

华北克拉通是地球上最古老的克拉通之一(Liu 等, 1992), 地处欧亚板块东缘, 位于特提斯、古亚洲洋和太平洋三大构造域的交叠部位. 从板块构造角度来看, 华北克拉通北部和南部分别受西伯利亚板块和扬子板块的碰撞挤压与俯冲消减形成兴蒙造山

带和秦岭-大别造山带, 东部则主要受西太平洋板块的俯冲作用. 华北地区水平最大主压应力的方向为北东东向为主. 中生代以来, 在东亚大陆动力学构造背景下, 华北克拉通经历了独特的岩石圈改造和破坏过程, 并伴随着广泛的岩浆活动、显著增高的地表热流、大规模的构造伸展和大型盆地(华北盆地)的形成(陈凌等, 2010). 由于克拉通的破坏, 在华北克

中文引用格式: 段永红, 王夫运, 张先康, 林吉焱, 刘志, 刘保峰, 杨卓欣, 郭文斌, 魏运浩. 2016. 华北克拉通中东部地壳三维速度结构模型(HBCrust1.0). 中国科学: 地球科学, 46: 845–856, doi: 10.1360/N072015-00447
英文引用格式: Duan Y H, Wang F Y, Zhang X K, Lin J Y, Liu Z, Liu B F, Yang Z X, Guo W B, Wei Y H. 2016. Three dimensional crustal velocity structure model of the middle-eastern North China Craton (HBCrust1.0). Science China Earth Sciences, 59: 1477–1488, doi: 10.1007/s11430-016-5301-0

拉通东部岩石圈显著减薄至最浅约为60~80km, 地壳也减薄至30~35km. 复杂的地质构造运动, 使华北克拉通中东部地震活动较为强烈, 1966年的邢台地震和1976年的唐山地震都发生在华北克拉通中东部. 华北克拉通东部的华北盆地不仅存在冀中拗陷、济阳拗陷、临清拗陷等次级拗陷, 也存在着沧县隆起、埕宁隆起等次级隆起, 拗陷与隆起区域的地壳结构有一定的差别(嘉世旭和张先康, 2005a). 华北克拉通中部的山西断陷带分布着大致呈北东-南西向雁行状排列的大同盆地、太原盆地、临汾盆地等盆地构造. 地质演化、地壳组成及其热状态、板块运动和变形等都会导致地壳速度的不均匀分布, 因此地壳速度结构中留存了长期构造演化的信息. 由于DSS剖面探测方法准确已知震源位置和发震时间, 能够得到更为准确的地壳结构信息. 为了研究强震区地壳上地幔结构和介质物性特征, 地震发生的构造背景和孕震机理, 以及华北克拉通破坏机理等重大科学问题, 中国地震局自20世纪八十年代以来, 在华北地区开展了大量的深地震测深工作, 到2014年为止, 总共完成了42条深地震宽角反射/折射剖面探测工作(图1), 发表了许多研究成果(例如: 马杏垣等, 1991; 国家地震局

《深部物探成果》编写组, 1986; 孙武城等, 1992; 滕吉文等, 2010, 2014; 张先康等, 2003; 祝治平等, 1994, 1995a, 1995b; 张成科等, 1994, 1997, 2002; 聂文英等, 1998; 赵金仁等, 1999, 2005, 2006; 李松林等, 2001, 2011; 王夫运等, 2006; 嘉世旭等, 2009; 王帅军等, 2005, 2008, 2014; 任隽等, 2012; 段永红等, 2002, 2015; Li等, 1998, 2006; Wang等, 2000). 近些年来, 围绕着首都圈地区, 一些学者先后利用已完成的深地震测深剖面研究成果, 建立了尺度不同的地壳结构模型, 例如李松林等(2001)联合6条DSS剖面资料, 以测线交叉点上的速度结构作为约束, 通过反演方法建立了首都圈地区的三维地壳构造模型. 嘉世旭等(2005b)重新统一处理了通过首都圈地区的18条DSS测线资料, 形成采样网格密度为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的网格化速度数字地壳模型. 魏文博等(2007)选择了已经正式发表文章的14条DSS剖面的图形资料, 采用矢量化方法将图形资料数字化, 通过克里金数据网格化技术构建了研究区($104^{\circ} \sim 112^{\circ} \text{E}$, $31.5^{\circ} \sim 38.0^{\circ} \text{N}$)的地壳P波三维速度结构模型. 谭毅培等(2009)选取了9条DSS剖面资料结合其他地质地球物理研究结果, 对北京地区三维地壳结构进行了综合建模. 这些研究

图1 研究区地质构造及DSS剖面测线位置图

AA'和BB'为从HBCrust1.0地壳模型中截取的两条剖面位置

成果虽然给出了地壳三维P波速度结构,但存在以下三个方面的不足:(1)建模范围主要集中在首都圈地区,现有的资料没有得到充分的利用;(2)使用的原始资料大部分是将发表文章的成果图形进行数字化(而不是原始数字化速度模型),再插值得到的三维模型(李松林等(2001)和嘉世旭等(2005b)除外),而图像数字化的过程就存在着较大误差;(3)这些模型仅给出了地壳的速度结构,而没有给出地壳内部的界面形态.在国家自然科学基金委员会“华北克拉通破坏”重大研究计划的资助下,本文收集了图1所示的42条剖面的原始资料和处理结果,在对这些研究成果进行综合分析的基础上,深化了对华北地区地壳结构的认识,提出了建立三维模型的准则,构建了华北克拉通中、东部地区($112^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, $36^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$),网格 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}\times 2\text{km}$ (10km深度以上为 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}\times 1\text{km}$)的三维地壳P波结构模型(HBCrust1.0).该模型的建立可以为深入研究华北克拉通岩石圈破坏的深部动力学过程,为地震精确定位等防震减灾事业和其他地学基础研究提供较为可靠的三维P波基础速度结构模型.

2 DSS 测深剖面及三维地壳模型建立

2.1 DSS 剖面分布、地震震相和地壳结构分析

华北地区,特别是首都圈地区是我国DSS剖面探测工作时间最长,测线最密集的区域.从1976年的乐亭-张家口剖面到2011年完成的盐城-包头剖面,不同时期施工的测线共有42条.在首都圈地区测线间隔大约为30~50km,外围测线密度逐步降低.20世纪80年代使用的地震仪多是模拟地震仪,20世纪90年代后,随着电子技术和计算机的发展,数字地震仪逐渐取代了模拟地震仪,原来的模拟记录也得到数字化.数字化地震记录的使用大大提高了资料处理解释的效率和精度.随着地震仪器的增多,DSS剖面的观测系统越来越完善,使我们对地壳的解释精度也大大提高.

DSS剖面探测资料解释中,地震震相的分析识别是决定地壳结构最基础也是关键的问题,有什么样的震相就有什么样的地壳结构.一般情况下,在DSS剖面的时间记录截面图上,反映结晶基底速度结构的初至Pg波震相和反映莫霍界面结构的反射PmP

波震相都具有振幅强、震相清楚、并且可以连续追踪的特征,这一特征表明地壳最上部的沉积盖层和结晶地壳是地壳两个最基本的组成部分.除了Pg和PmP两种震相之外,在DSS剖面的时间记录截面图上,还能识别出反映结晶地壳内部结构的反射波震相 P_i (如 P_1 、 P_2 、 P_3 和 P_4),总体上这些震相的振幅比Pg和Pm要小很多,连续性也差得多.但相对而言,在壳内震相 P_i 中, P_3 (或 P_2)震相相对较强,大部分记录截面图中能连续追踪,而 P_1 和 P_4 震相则相对较弱,具有局部性,对它们的解释往往与解释人员的经验有关.与上述地震震相特征相对应,一般情况下,华北地区的地壳结构中有6个界面,即结晶基底G、壳内界面 C_i (C_1 、 C_2 、 C_3 和 C_4)和莫霍界面M.地壳被上述6个界面分为7层结构,少量DSS剖面多一个壳内界面或少一个壳内界面.其中G界面和M界面在所有剖面上均存在,并且比较连续,界面上下具有较大的速度差(一般情况下大于 0.8km/s).G界面以上的沉积盖层,一般是正速度梯度.在华北克拉通东部拗陷区域,地表速度较低,一般在 $2.0\sim 3.0\text{km/s}$ 之间,以正梯度向下逐渐增加至G界面的 5.8km/s 左右,其最大深度可达7.0km.在太行山隆起区,地表速度可达到约 5.6km/s ,结晶基底几乎出露地表.在所有壳内界面 C_i 中,存在一个界面(本文定义为上下地壳的分界C界面),其埋深在华北克拉通东部约为17~20km,在华北克拉通中部约23km左右,该界面上部的速度大约在 $6.20\sim 6.40\text{km/s}$,界面下部速度大约 $6.40\sim 6.60\text{km/s}$,界面上下速度差一般大于 0.2km/s .C界面在大部分DSS剖面速度结构图上定义为 C_3 界面,少数剖面(如:连云港-泗水剖面)定义为 C_2 界面.另外两个壳内界面 C_1 和 C_4 界面其上下速度差一般仅 0.1km/s 左右,可以认为是一个强梯度层.从G界面到C界面,速度一般从G界面下的 6.0km/s 逐步增加到C界面上的 $6.20\sim 6.40\text{km/s}$,该区域是地壳中结构最复杂的区域,速度横向变化较大,在唐山和山西断陷带等一些地区还分布有低速层(体).从C界面到M界面速度从 $6.5\sim 6.6\text{km/s}$ 向下逐渐增加到M界面上的 $6.7\sim 7.0\text{km/s}$,该区域一般速度横向变化不大,但在大同、唐山等部分地区,该区域也存在低速层(体).根据上面对于华北克拉通区域内的二维DSS剖面速度结构构造的分析可知,华北克拉通中东部地壳结构比较复杂,壳内的中间层界面在不同二维剖面上不能完全对应,这

给建立三维模型增加了很大的困难. 但在不同二维DSS剖面上G、C和M三个界面都可以连续追踪, 因此本研究所建立的三维地壳模型是由沉积盖层、上地壳、下地壳组成的三层结构模型, 其中的分层界面分别是G、C和M界面.

2.2 三维地壳模型的建立

2.2.1 坐标转换

传统上, DSS深地震测深二维探测剖面的成果采用的坐标系统是桩号系统(在测线上定义一个零桩号, 其余测点位置均以距零桩号的距离来定义), 因此需要将所有剖面的桩号转换为经纬度地理坐标. 转换的办法是找出数据采集时原始的记录班报, 根据原始记录炮点和测点的经纬度坐标, 将剖面上的桩号转换成经纬度坐标.

2.2.2 二维剖面速度和界面网格化

DSS剖面的速度结构有两种资料, 一种是保存有Seis83射线追踪(Cervny和Psencik, 1984)得到的速度结构原始数据, 首先沿剖面对界面(G、C和M)深度和速度按横向5.0km、深度方向2.0km的网格间距进行网格化(10km以上深度方向网格间距为1.0km). 另外由于探测剖面完成时间跨度太大, 资料处理人员的更迭, 极少量DSS剖面研究成果仅保留图形化的成果, 对这部分资料采用数字化软件将原始图形资料进行数字化, 然后沿剖面按照相同的网格间距进行网格化.

2.2.3 剖面交叉点的处理

由于获取DSS剖面探测资料的时间跨越近四十年, 资料质量、资料处理的人员和方法均有差异, 因此在剖面相交的区域, 不同剖面上的速度值和界面深度值会有一些差别, 在建立三维模型时就必须进行适当的处理来保证模型的连续性. 本文的处理原则是: 根据剖面的质量进行加权平均, 即观测系统较为完善、观测资料良好的剖面给予最大权重为1, 20世纪90年代以后的剖面基本属于这一类; 对观测系统基本满足需要, 解释合理的剖面给予0.8的权重; 对一些观测系统不完善, 资料质量不太高的剖面的权重为0.3, 最后各条剖面的参数值加权平均得到的结果作为剖面交叉点周围的模型参数值.

2.2.4 三维网格化插值

在得到每条剖面的速度和界面深度网格化参数值后, 下一步就是要将剖面上网格化参数值进行三维网格化. 水平网格间距的大小反映了所建地壳模型的分辨尺度, 所以网格间距的大小要与测线的密度相匹配, 一般情况下, 要保证每个网格内都要有采样点. 从图1可以看到, 在首都圈地区测线较为密集, 测线间距大约30~50km, 而在外围测线密度变小. 综合分析测线的分布情况, 本文采用 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的水平网格进行网格化插值, 这样的网格间距在研究区的大部分区域都能保证地壳模型具有与测线密度相匹配的分辨, 在模型边缘特别是四个角分辨稍差一些.

克里金数据网格化技术利用随机函数理论, 把空间各点的采样值看成随机变量的现实, 且把网格节点上数值的估计归结为随机函数的最佳无偏估值问题, 因而能很好地适应采样数据与估计结果的随机性(魏文博等, 2007), 所以本文采用普通克里金插值方法. 首先确定各层的界面深度, 然后分别在沉积盖层、上地壳、下地壳和上地幔顶部内分层插值, 最后拼接成三维地壳模型. 分层插值既保证了插值精度, 同时也保证了各层之间速度的独立性. 在得到三维地壳速度结构模型后, 对模型进行了逐层检查, 对一些插值畸变点进行适当处理, 最后就得到了地壳模型HBCrust1.0.

3 三维地壳速度结构模型的评估

3.1 空间采样间隔

HBCrust1.0三维地壳速度模型是将二维地震测深得到的速度结构和界面形态, 通过插值方法形成三维网格模型, 因此二维测线的分布决定了模型的空间采样误差. 我们所构建的HBCrust1.0速度模型水平方向是 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的网格间距, 首都圈区域的深地震测线间距较小, 空间采样分辨率小于 0.2° , 其余大部分区域空间采样间距小于 0.5° , 在研究区的西北角和西南角空间采样间距更大一些.

由于我们在选取DSS剖面资料时对资料进行了筛选, 一般由于观测资料带来的绝对速度误差不超过0.05km/s, 所以HBCrust1.0地壳模型对大于0.05km/s的速度异常体应该是能分辨的. 另外, 由于

DSS剖面的莫霍面反射波PmP一般都非常清楚,能连续追踪,干扰因素较小,因此HBCrust1.0地壳模型在测线密集的区域,其莫霍面深度的精度约 $\pm 1.0\text{km}$.

3.2 走时拟合评估

华北克拉通地区固定地震台站相对密集,在进行人工地震爆破时,距爆破点约400km范围内观测条件较好的地震台站都有可能接收到吨级爆破所激发的地震波信号.地震台站记录的爆破信号中,通过连续追踪的办法,初至波震相(包括基底顶部折射波Pg波和上地幔顶部折射波Pn)是相对容易识别,且识别误差最小的震相.从实测资料看,Pg波一般炮点最大追踪距离约为130km,Pn最大追踪距离约为370km.因此可以用初至波走时拟合差大小来评估HBCrust1.0模型与真实模型的近似程度,拟合差越小说明两个模型越接近,反之则说明两个模型差距越大.具体方法是首先将HBCrust1.0三维速度模型进行正方形网格化(网格间距为2km),得到每个网格节点上的速度值,采用三维有限差分方法正演得到模型范围内每个固定地震台站的初至波理论走时 T_1 .根据最近几年的人工爆破的激发点位置和爆破时间,收集位于河北、内蒙、山西、山东、北京、天津等省市固定地震台站的人工地震爆破记录,从中挑选记

录质量和信噪比较高的资料进行初至波震相识别,读出相应的人工爆破激发的初至波震相实测走时 T_2 .图2是从部分固定地震台站接收到的7次人工地震爆破记录中拾取的初至波走时 T_2 与HBCrust1.0理论模型计算得到的同一位置初至波走时 T_1 之间的走时差 Δt 分布图.图中炮点标记为Sp1、Sp2、Sp3、Sp4、Sp5、Sp6和Sp7,圆圈中心为台站位置.从图2中可以看出能拾出初至震相的台站在研究区域基本都有分布,走时差 Δt 一般在0.2~0.5s,其中 Δt 为0.2~0.3s的多为Pn波的走时差,0.4~0.5s的多为Pg波的走时差.这一结果表明HBCrust1.0地壳速度模型与真实地壳速度模型虽有误差,特别基底的走时差稍大,但考虑到人工拾取初至波震相到时的误差约为0.2s左右,因此HBCrust1.0地壳速度模型在误差范围内是可以接受的.

4 HBCrust1.0 地壳模型 P 波速度结构特征

4.1 模型的总体特征

界面G、C和M将模型分为4层结构,其中G界面是沉积盖层与结晶地壳的分界面,上界面速度5.0~5.5km/s,下界面速度5.8~6.0km/s;C界面是上下地壳的分界面,上界面速度6.2~6.4km/s,下界面速度

图2 固定地震台站初至波理论走时与实测初至波走时差 Δt 分布图

6.5~6.6km/s. M界面是地壳和上地幔的分界面(莫霍面), 速度从地壳底部的6.7~7.0km/s跳跃至上地幔顶部7.9~8.0km/s. 地壳最上面的一层是G界面之上的沉积盖层, 它是结晶地壳在长期的地质作用下风化沉积所形成, 其表层速度变化较大(2.0~5.6km/s), 往下以正梯度形式逐步增加至5.0~5.8km/s. 沉积盖层厚度在不同区域变化较大, 例如太行山隆起区沉积盖层厚度小于1.0km, 在冀中拗陷区厚度可达7.0km. G界面至C界面的区域是上地壳, 上地壳内速度一般为5.8~6.4km/s, 在部分地区分布有低速层(体), 上地壳厚17~24km. C界面至M界面的区域是下地壳, 其速度一般为6.5~7.0km/s, 层厚8~18km, 上地壳和下地壳都具有从东向西变厚的趋势. 上地幔顶部的速度一般为7.9~8.0km/s.

4.2 界面结构特征

图3是G、C和M界面的埋深等值线图. 从图3a所

示的G界面的形态看, 总体上以太行山为界, 东边华北盆地沉积盖层较厚, 在冀中拗陷G界面最深约7.0km. 在鲁西隆起区G界面局部上隆至1.0~2.0km. 在华北盆地内部沧县隆起区, G界面也有局部隆起. 太行山西侧太行山隆起区G界面几乎出露地表, 山西断陷盆地内G界面一般埋深2.0~3.0km. 图3b显示的是C界面的形态, 同样以太行山为界, 在东部其埋深在20~21km. 在克拉通中部, C界面埋深在22~25km, 明显要比东部深. M界面是地壳结构中最重要界面, 从图3c可看出, 以太行山为界, 东部M界面埋深相对较浅, 在华北盆地内M界面深度为31~32km, 在鲁西隆起区M界面深度为33~34km. 过太行山往西M界面逐步加深, 至山西断陷带下M界面最大深度达到约42km. G、C和M界面都有一个共同的特征, 即以太行山为界, 从东往西, 三个界面都明显加深, 因此太行山是华北克拉通内部的非常重要的构造转换带.

图3 G界面(a)、C界面(b)和M界面(c)深度等值线图

4.3 地壳速度结构特征

图4是分别在2、5、10、16、20、26、30和36km深度上的速度等值线分布图.

4.3.1 沉积盖层速度结构特征

从2和5km深度的速度分布看, 华北克拉通东部和中部的沉积盖层厚度和速度结构差别较为明显. 华北克拉通东部拗陷盆地内沉积盖层速度为2.0~5.0km/s, 主要是新生代和部分中生代沉积. 华北盆地由次级低速拗陷区和高速隆起区相间而成, 低速区分别对应于地质构造上的冀中拗陷, 黄骅拗陷, 济阳拗陷和临清拗陷. 高速区分别对应于沧县隆起, 埕林隆起. 拗陷区和隆起区呈北北东-北东向展布, 东西分割明显, 南北存在差异, 反映了新生代以来华北盆地在北西向拉张应力场作用下产生的断陷盆地构造特征. 在太行山隆起区和燕山隆起区地表层速度较高在5.0km/s以上, 往下速度很快就达到基底界面附近的~5.8km/s.

4.3.2 上地壳速度结构特征及地震分布特征

10、16和20km的深度都处于上地壳内, 速度结构横向有较大的变化, 但不像沉积盖层那样与地表地质构造具有非常好的对应关系, 这是由于浅部地质构造主要反映新生代和部分中生代地层, 经历的构造运动相对深部来说较少, 其构造相对简单. 地壳深部结构是多期构造运动叠加的结果, 其构造较为复杂, 难以区分不同时期的构造. 地壳中存在低速层是华北克拉通中、东部的一个重要地质现象, 山西断陷带的大同和唐山是低速层(体)最明显的两个区域, 在山西断陷带下低速层从约16km一直可以延续到约30km深度; 在唐山西北部低速层从约10km一直延续到地壳.

华北盆地所发生的地震其震源深度约(14±7)km(张国民等, 2002), 而山西断陷带其震源主要分布在5~25km, 也就是说在这些地区地震主要发生在上地壳内, 而下地壳内仅有少量地震分布. 从物性角度来看, 在地壳长期演化过程中, 由于重力的结晶分异作用, 密度较小的石英质花岗岩(硅铝层)上浮在地壳上部, 温度逐步冷却后主要以脆性形式存在. 而密度较大的铁镁质玄武岩(硅镁层)则下沉在地壳底层, 由于较高的温度和压力, 主要以韧性的形式存在. 脆性的

上地壳所积累的能量在某种条件下就容易通过断裂错动引发地震, 释放能量. 韧性的下地壳则不易积累能量. 因此上地壳具有发震的地质构造背景, 也有发震的物质条件, 是一个孕震层, 也是一个多震层, C界面附近区域可以认为是地壳内部的脆韧转换区域.

将1970~2014年在研究区发生3.0级以上的地震分别投影在10km(震源深度5~15km)、16km(震源深度10~20km)和20km(震源深度15~25km)的速度分布图上(图4c~e中黑十字), 从这些地震的震中平面分布来看, 地震条带分布明显, 地震主要沿山西断陷带, 太行山山前断裂带及盆地内部北西向的断裂带和近东西向的张渤断裂带分布. 在唐山震区和邢台震区附近则分布了大量地震, 其震源位置大都分布在低速带向相邻高速块体过渡区域偏向高速一侧.

4.3.3 下地壳速度结构特征

26和30km深度位于下地壳内, 其速度结构显示, 速度一般在6.5~6.6km/s, 速度随深度的增加逐渐增加到6.8km/s左右, 在临界M界面时速度迅速增加到6.9~7.0km/s. 在30km的深度上, 大约北京以南、济南以北的华北盆地中心区域的速度值比周围明显偏高, 最大可达到约7.5km/s.

4.3.4 典型纵剖面的速度结构特征

从HBCrust1.0速度模型中, 我们截取了图5所示的北西向AA'剖面 and 北东向BB'剖面的二维速度结构图(AA'和BB'剖面的位置见图1). 图5中的圆圈是1970~2014年发生在测线两侧各20km范围内, 大于3.0级的地震震中在剖面上的垂直投影. AA'剖面全长约760km, 穿过了邢台和唐山两个强震区, 在华北盆地G界面埋深4.0~5.0km, 较太行山隆起区和燕山隆起区明显下凹. 沿剖面上地壳速度横向变化较大, 邢台地震和唐山地震均发生在上地壳内速度等值线发生明显变化的部位. 华北盆地M界面埋深31~34km, 其形态与G界面呈明显的镜像关系, 较太行山隆起区和燕山隆起区M界面明显抬升. 唐山震区位于华北盆地和燕山隆起区交界部位, 从南向北M面深度由30km加深至35km左右, 唐山地震就发生在莫霍面深度变化最显著的部位. 且唐山震区下方存在从上地壳一直延续到下地壳的明显的低速体. 从唐山震区的地震分布来看, 5km深度至下地壳顶部均有地震分

图4 不同深度P波速度分布图

(c)、(d)和(e)中的黑十字分别为震源深度在5~15、10~20和15~25km的地震在相应深度上的投影

图5 AA'剖面 and BB'剖面速度结构(剖面位置见图1)

布. 以上这些特征说明唐山震源区下方变形贯穿了整个地壳, 只不过上地壳表现脆性破裂, 下地壳表现为韧性变形. 高密度的宽频带台阵接收函数研究表明(刘启元等, 2007), 唐山大震区中上地壳S波速度与P波速度一样也分布着明显的非均匀壳内低速体, 并且壳幔界面表现为明显的断块式隆升, 上地幔顶部有明显异常. 从上面这些研究结果可以推断, 唐山地震的应力积累与震源区下方的物质运移和壳幔结构变形密切相关. BB'剖面全长约780km, 从西北向东南穿过山西断陷带、太行山隆起区进入华北盆地, 止于东营坳陷. 以太行山为界, 西侧的M界面从盆地的约32km逐步加深至大同西边的约42km深度, 同时山西断陷带上地壳和下地壳明显增厚, 在上地壳底部和下地壳顶部存在明显的低速体. 在太行山东侧华北盆地内莫霍面埋深32~35km, 过郯庐断裂带后, M界面有所加深, 郯庐断裂带两侧速度等值线和M界面深度都有明显的变化.

4.3.5 地壳各层平均P波速度特征及构造意义

地壳平均速度与地壳物质组成和经历的地质构

造过程有密切的关系. 在青藏高原, 由于高原快速隆升, 地壳结构严重变形, 地壳物质破碎, 其平均速度仅约6.0km/s. 相对古老稳定的扬子地块地壳平均速度为6.30km/s, 华夏地块的地壳平均速度为6.24km/s(邓阳凡等, 2011). 图6显示了利用HBCrust1.0地壳速度模型计算得到的地壳、上地壳和下地壳的平均速度. 考虑到地表的低速对平均速度影响, 在计算平均速度时不考虑速度小于4.5km/s的那部分低速结构. 从图6a所示的地壳平均速度看, 地壳平均速度为6.15~6.45km/s. 不同的构造单元其地壳平均速度有一定差异, 在华北克拉通东部大部分坳陷区和研究区东部地壳平均速度为6.15~6.30km/s, 而在研究区西北部的燕山隆起区、太行山隆起区、鲁西隆起、沧县隆起区等区域平均速度为6.35~6.45km/s, 明显高于坳陷区. 图6b显示的是上地壳的平均速度, 上地壳平均速度为5.9~6.2km/s, 在太行山隆起、沧县隆起、鲁西隆起区平均速度明显要高于坳陷区. 下地壳是联系地壳深部与上地幔的纽带, 是壳幔物质交换的重要场所, 也是研究华北克拉通破坏机制的关键所在. 图6c显示的是下地壳的平均速度, 在华北克拉通

图6 地壳(a)、上地壳(b)和下地壳(c)的平均P波速度

东部大约北京以南, 济南以北的华北盆地中心区域平均速度 $6.75\sim 7.00\text{km/s}$ 比其他区域 $6.50\sim 6.65\text{km/s}$ 的平均速度明显偏高. 为了确认华北盆地中心区域平均速度明显偏高这一特征的准确性, 我们计算了所有通过该区域二维剖面的下地壳平均速度, 其结果与HBCrust1.0速度模型在同一位置的下地壳平均速度值基本一致, 说明平均速度明显偏高这一特征是可靠的. 现有的研究(如: Chen等, 2008, 2009; 王帅军等, 2014; 段永红等, 2015; 刘志等, 2015)表明华北克拉通东部的华北盆地中心区域是华北克拉通破坏最严重的区域, 其主要表现在该区域从克拉通形成初期约 200km 厚的岩石圈减薄至现在的 $60\sim 80\text{km}$. 关于华北克拉通破坏的机制尚未定论, 热-化学侵蚀和拆

沉作用是华北克拉通破坏的两种主要模型. 目前一种倾向性的认识是, 在华北的周边地区, 板块俯冲导致拆沉作用可能是减薄的主要机制, 但在华北内部, 热侵蚀可能更为重要(吴福元等, 2008). 沿郯庐断裂岩石圈的破坏可能也是以热侵蚀为主导. 但考虑该区中新生代岩浆活动极为强烈, 目前也不排除该区发生拆沉后, 地壳底部发生大规模岩浆底侵的可能性(朱日祥等, 2009). 华北盆地地震深反射探测表明, 该区莫霍面是 $2\sim 3\text{s}$ 近水平的断续强反射带, 这种反射图像意味着岩浆沿地壳底部的分层底侵(赵成彬等, 2013, 刘保金等, 2012). 因此华北盆地中心区域下地壳具有较高的平均速度, 可能是地幔岩浆底侵地壳底部的结果.

5 主要结论

(1) HBCrust1.0地壳模型是在对相对密集的二维剖面速度结构分析总结的基础上,按照一定准则通过插值而形成的三维速度结构模型.初至波走时检验结果表明,HBCrust1.0地壳模型的初至波走时与实际观测得到的初至波走时具有较好的一致性,该模型可以作为华北克拉通中东部的基础三维地壳结构模型.

(2) HBCrust1.0地壳模型由G、C和M三个界面将模型分为4层结构.G界面是沉积盖层与结晶地壳的分界面,研究区沉积盖层厚度变化较大,在华北克拉通东部冀中拗陷、黄骅拗陷等地区沉积盖层最厚约为7km,而在太行山隆起区、燕山隆起等区域沉积盖层很薄,基底几乎出露地表.C界面是上下地壳的分界面,C界面与G界面之间的上地壳速度6.3~6.5km/s,华北克拉通东部地区上地壳厚16~22km,华北克拉通中部地区上地壳厚23~26km.C界面和M界面之间的下地壳速度约6.5~7.0km/s,东部地区下地壳厚8~13km,而在华北克拉通中部地区下地壳厚15~18km.M界面速度从地壳底部的6.70~7.00km/s跳跃至上地幔顶部7.9~8.0km/s.在华北克拉通东部地区M界面埋深30~35km,而在华北克拉通中部地区M界面从太行山东边的约32km逐步加深到山西断陷带下的42km左右.

(3) 从本次研究结果来看,华北克拉通中东部的上地壳是一个横向速度变化较大的层位,在大同、唐山等地区上地壳内存在明显低速层(体).从1970~2014年地震震中分布来看,地震主要分布在上地壳.从震源深度分布及地壳物性结构分析,推断C界面附近区域是地壳内的脆韧转换区,上地壳具有发震的构造背景,也有发震的物性基础,是一个易震层和多震层.

(4) 以太行山为界,G、C和M三个界面都有从东向西逐步加深的变化趋势,在沉积盖层、上地壳和下地壳中,太行山两侧的速度在横向也都有明显的变化,所以太行山不仅是一个重力变异带,也是一个结构差异带,其两侧经历的地质构造作用有明显的差异.

(5) 本文得到的平均速度表明,华北克拉通中东部大部分拗陷区地壳平均速度在6.15~6.30km/s,而在燕山、太行山、鲁西等隆起区地壳平均速度为

6.35~6.45km/s,明显高于拗陷区.上地壳平均速度在冀中拗陷区、济阳拗陷区等为6.0~6.1km/s,而其他区域一般为6.15~6.20km/s;在华北克拉通东部,大约北京以南、济南以北的华北盆地中心区域下地壳平均速度为6.75~7.00km/s,比研究区其他区域6.50~6.65km/s的下地壳平均速度明显偏高.华北盆地中心区域下地壳具有较高的平均速度,可能是地幔岩浆长期底侵作用的结果.

(6) HBCrust1.0地壳模型没有包含华北克拉通西部,其原因是该区域二维深地震测深剖面分布密度不够.随着观测资料和研究成果的不断积累,HBCrust1.0地壳模型将会不断得到完善.

致谢 该项研究所使用的资料是中国地震局地球物理勘探中心过去40多年科研人员辛勤劳动的成果,谨以此文献给中国地震局地球物理勘探中心建队60周年.

参考文献

- 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
- 邓阳凡,李守林,范蔚茗,刘佳. 2011. 深地震测深揭示的华南地区地壳结构及其动力学意义. 地球物理学报, 54: 2560~2574
- 段永红,张先康,方盛明. 2002. 华北地区上部地壳结构的三维有限差分层析成像. 地球物理学报, 45: 362~369
- 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
- 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
- 嘉世旭,张先康. 2005a. 华北不同构造块体地壳结构及其对比研究. 地球物理学报, 48: 611~620
- 嘉世旭,齐诚,王夫运,陈棋福,张先康,陈颢. 2005b. 首都圈地壳网格化三维结构. 地球物理学报, 48: 1316~1324
- 嘉世旭,张成科,赵金仁,方盛明,刘志,赵俊猛. 2009. 华北东北部裂陷盆地与燕山隆起地壳结构. 地球物理学报, 52: 99~110
- 李松林,张先康,宋占隆,石金虎,邓宏钊,杨健,张成科,任青芳. 2001. 多条人工地震测深剖面资料联合反演首都圈三维地壳结构. 地球物理学报, 44: 360~369
- 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
- 刘保金,何宏林,石金虎,冉永康,袁洪克,谭雅丽,左莹,何银娟. 2012. 太行山东缘汤阴地堑地壳结构和活动断裂探测. 地球物理学报, 55: 3266~3276

- 刘启元, 王峻, 陈九辉, 李顺成, 郭飏. 2007. 1976年唐山大地震的孕震环境: 密集地震台阵观测得到的结果. 地学前缘, 14: 205-213
- 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
- 马杏垣, 刘昌铨, 刘国栋. 1991. 江苏响水至内蒙古满都拉地学断面. 地质学报, 3: 199-215
- 聂文英, 祝治平, 张先康, 张成科, 盖玉杰, 张建狮. 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. 地震学报, 21: 94-102
- 任隽, 彭建兵, 王夫运, 刘晨, 冯希杰, 戴王强. 2012. 渭河盆地及邻区地壳深部结构特征研究. 地球物理学报, 5: 2939-2947
- 国家地震局地学断面编委会. 1992. 上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面. 北京: 地震出版社
- 谭毅培, 王伟君, 齐诚, 陈棋福. 2009. 北京地区地壳三维结构的综合建模. 震灾防御技术, 4: 24-39
- 滕吉文, 王夫运, 赵文智, 张永谦, 张先康, 闫雅芬, 赵金仁, 李明, 杨辉, 张洪双, 阮小敏. 2010. 阴山造山带-鄂尔多斯盆地岩石圈层、块速度结构与深层动力过程. 地球物理学报, 53: 67-85
- 滕吉文, 李松岭, 张永谦, 赵金仁, 皮娇龙, 王夫运, 闫雅芬, 杨辉, 胡国泽, 潘素珍. 2014. 秦岭造山带与沉积盆地和结晶基底地震波场及动力学响应. 地球物理学报, 57: 770-788
- 王夫运, 张先康, 陈颀, 李丽, 陈棋福, 赵金仁, 张建狮, 刘宝峰. 2006. 张渤构造带中东段二维P波速度结构——安新-香河-宽城剖面. 地球物理学报, 26(增刊): 31-41
- 魏文博, 叶高峰, 金胜. 2007. 华北地区地壳P波三维速度结构. 地球科学, 32: 441-452
- 吴福元, 徐义刚, 高山. 2008. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. 岩石学报, 4: 1145-1174
- 王帅军, 张先康, 刘宝峰, 潘素珍, 海燕. 2005. 张渤地震构造带中西段及邻区深部构造探测. 大地测量与地球动力学, 25: 110-115
- 王帅军, 张先康, 方盛明, 张成科, 王夫运, 赵金仁, 张建狮, 刘宝峰, 潘素珍, 黄灿. 2008. 渤海湾西北缘及其邻近地区地壳结构与构造特征. 地球物理学报, 51: 1451-1458
- 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
- 张成科, 赵金仁, 任青芳, 张先康, 祝治平. 1994. 豫北及其外围地区地壳及上地幔结构研究. 地震地质, 16: 243-253
- 张成科, 张先康, 盖玉杰, 祝治平, 张建狮, 阮虹. 1997. 文安-蔚县-察右中旗剖面地壳上地幔速度结构与构造研究. 华北地震科学, 15: 18-28
- 张成科, 张先康, 赵金仁, 任青芳, 张建狮, 海燕. 2002. 渤海湾及其邻区壳幔速度结构研究与综述. 地震学报, 24: 428-435
- 张国民, 汪素云, 李丽. 2002. 中国大陆地震震源深度及其构造含义. 科学通报, 47: 663-680
- 张先康, 李松林, 王夫运, 嘉世旭, 方盛明. 2003. 青藏高原东北缘、鄂尔多斯和华北唐山震区的地壳结构差异——深地震测深的结果. 地震地质, 25: 52-60
- 赵成彬, 刘保金, 姬计法, 鄯少英, 石金虎. 2013. 北京南部地壳精细结构深地震反射探测研究. 地球物理学报, 56: 1168-1176
- 赵金仁, 张先康, 张成科, 祝治平, 任青芳, 张建狮. 1999. 香河-北京-涿鹿及其相邻地区壳幔构造与速度结构特征. 地震地质, 21: 29-36
- 赵金仁, 张先康, 张成科, 张建狮, 刘宝峰, 任青芳, 潘素珍, 海燕. 2005. 北京西北地区壳幔结构的非均匀性特征与地震活动. 地震学报, 27: 119-127
- 赵金仁, 张先康, 张成科, 张建狮, 刘宝峰, 潘素珍. 2006. 山西五台山地区地壳深部结构特征研究. 地球物理学报, 49: 123-129
- 朱日祥, 郑天愉. 2009. 华北克拉通破坏机制与元古代板块构造体系. 科学通报, 54: 1950-1961
- 祝治平, 张建狮, 周雪松, 朱晚霞. 1994. 山西临汾震区地壳上地幔构造的研究. 华北地震科学, 12: 77-84
- 祝治平, 张先康, 盖玉杰, 张建狮, 聂文英, 石金虎, 张成科, 阮虹. 1995a. 邢台震源区及相邻地区地壳上地幔速度结构研究. 地震学报, 17: 328-334
- 祝治平, 张先康, 张建狮, 张成科, 赵金仁, 盖玉杰. 1995b. 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: 495-505
- Chen L, Wang T, 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
- Cervny V, Psencik I. 1984. SEIS83-numerical modeling of seismic wavefield 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 Geophysical, SE-35: 36-40
- Li S L, Mooney W D. 1998. Crustal structure of China from deep seismic profiles. Tectonophysics, 288: 105-113
- Li S L, Mooney W D, Fan J C. 2006. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data. Tectonophysics, 420: 239-252
- Liu D Y, Nutman A P, Compston W S, Shen Q H. 1992. Remnants of ≥ 3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean Craton. Geology, 20: 339-342
- Wang C Y, Zeng R S. 2000. A crustal model of the ultrahigh-pressure Dabie Shan orogenic belt, China, derived from deep seismic refraction profiling. J Geophys Res, 105: 10857-10869