

陈均亮, 蒋鸿亮, 李忠权, 李波, 林春华, 朱德丰. 2009. 2005 年林甸 $M_s5.1$ 地震的震源深度. 地震学报, 31(1): 108-113.

Chen Junliang, Jiang Hongliang, Li Zhongquan, Li Bo, Lin Chunhua, Zhu Defeng. 2009. Focal depth estimation of the 2005 $M_s5.1$ Lindian, Heilongjiang of China, earthquake. *Acta Seismologica Sinica*, 31(1): 108-113.

研究简报

2005 年林甸 $M_s5.1$ 地震的震源深度^{*}

陈均亮^{1,2),*} 蒋鸿亮³⁾ 李忠权¹⁾ 李 波⁴⁾
林春华²⁾ 朱德丰²⁾

1) 中国成都 610059 成都理工大学地球科学学院

2) 中国黑龙江大庆 163712 大庆油田有限责任公司勘探开发研究院

3) 中国北京 100029 中国科学院地质与地球物理研究所

4) 中国黑龙江大庆 163414 大庆地震台

关键词 松辽盆地 林甸地震 震源深度 时深转换 深大断裂

文章编号: 0253-3782(2009)01-0108-06

中图分类号: P315.3

文献标识码: A

Focal depth estimation of the 2005 $M_s5.1$ Lindian, Heilongjiang of China, earthquake

Chen Junliang^{1,2),*} Jiang Hongliang³⁾ Li Zhongquan¹⁾
Li Bo⁴⁾ Lin Chunhua²⁾ Zhu Defeng²⁾

1) Department of Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

2) Daqing Oil Field E&D Research Institute, Daqing, Heilongjiang 163712, China

3) Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

4) Seismic Station of Daqing Oil Field, Daqing, Heilongjiang 163753, China

Key words: Songliao basin; Lindian earthquake; focal depth; time-depth conversion; discordogenic fault

2005 年 7 月 25 日 23 点 43 分在黑龙江省林甸县发生了 $M_s5.1$ 地震, 据黑龙江省地震台网测定, 这次地震的震中位置为北纬 $46^{\circ}56'$ 、东经 $124^{\circ}54'$ 。根据大庆地震台网记录结果, 至 2005 年 12 月 30 日 24 时止, 大庆林甸 5.1 级地震序列共发生余震 88 次, 最大余震为 7 月 25 日 23 时 57 分 $M_L4.0$ 地震。其中不可定位地震 56 次, $M_L0.1-0.9$ 地震 1 次, $M_L1.0-1.9$ 地震 18 次, $M_L2.0-2.9$ 地震 7 次, $M_L3.0-3.9$ 地震 4 次, $M_L4.0-4.9$ 地震 1 次。大庆林甸 5.1 级地震震源深度目前仍是争议较大的问题, 黑龙江省地震台网测定的震源深度为 15 km (袁卫红等, 2006), 美国地震台网测定的震源深度为 10 km。同样, 1969 年发生在渤海的 7.4 级地震震源深度争议也很大, 利用不同的资料和方法确定的震源深度相差很大, 最浅震源深度为 8 km, 最深达 35 km (徐杰等, 2001)。虽然现今测定震源深度的方法有多种, 但目

^{*} 基金项目 国家自然科学基金(40773030, 40373005, 40573002)和四川省杰出青年基金(03ZQ026-046)联合资助。

收稿日期 2008-05-13 收到初稿, 2008-11-06 决定采用修改稿。

⁺ 通讯作者 e-mail: chenjunl@petrochina.com.cn

前震源深度的精度仍是个棘手的问题，在现代地震目录中，它几乎已经成为最不准确的参数之一(高原等，1997)。因此，震源深度的确定当今仍没有根本解决。林甸地震发生在松辽盆地内，松辽盆地经过几十年的石油地质勘探，积累了大量的重、磁、电、震及钻孔资料，尤其是记录长度为 15 s 的 6 条穿越松辽盆地的深大地震剖面，为林甸地震发震构造和震源深度研究奠定了物质基础。我们通过对钻井和人工地震资料的研究，推算出林甸地震震源深度为 13.837 km。

1 发震构造的识别

松辽盆地基底发育 NNE 向、NE 向、WNW 向和 NW 向 4 组深大断裂系(图 1)。以 NNE 和 NW 两组断裂为主，控制着全区的构造与沉积。根据重、磁、震等地球物理资料，将松辽盆地基底深大断裂分成岩石圈和壳断裂两个级别。

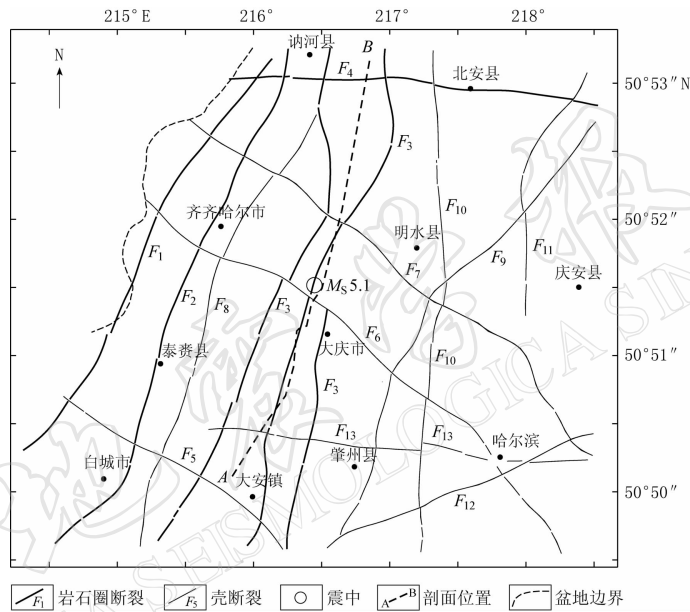


图 1 松辽盆地基底深大断裂平面分布图(据重、磁资料绘制①)

F_1 : 扎赉特旗岩石圈断裂; F_2 : 嫩江岩石圈断裂; F_3 : 孙吴—双辽岩石圈断裂; F_4 : 讷莫尔河岩石圈断裂;
 F_5 : 坦途—第二松花江壳断裂; F_6 : 滨洲壳断裂; F_7 : 富裕—绥化壳断裂; F_8 : 北兴西—镇赉壳断裂;
 F_9 : 海伦—肇东壳断裂; F_{10} : 克东—肇东壳断裂; F_{11} : 海伦—玉泉壳断裂;
 F_{12} : 哈尔滨—四平壳断裂; F_{13} : 丰乐—宾县壳断裂

Fig. 1 Discordogenic faults in Songliao basin (based on gravitational and magnetic data)
 F_1 : Zalaiteqi lithosphere fault; F_2 : Nenjiang lithosphere fault; F_3 : Sunwu-Suangliao lithosphere fault; F_4 : Nemoerhe lithosphere fault; F_5 : Tatu-Songhuajiang crustal fault; F_6 : Binzhou crustal fault; F_7 : Fuyu-Suihua crustal fault; F_8 : Beixing-Zenlai crustal fault; F_9 : Hailun-Zaodong crustal fault; F_{10} : Kedong-Zaodong crustal fault; F_{11} : Hailun-Yuquan crustal fault; F_{12} : Haerbin-Siping crustal fault; F_{13} : Fengle-Binxian crustal fault

岩石圈断裂主要有 NNE 向的扎赉特旗岩石圈断裂，盆地西部边界上的嫩江岩石圈断裂，盆地中央的孙吴—双辽岩石圈断裂(可分为德都—哈拉海断裂、黑鱼泡—大安断裂、北安—大庆断裂)，以及分布于松辽盆地北部讷河—北安一线呈近东西走向的讷莫尔河岩石圈断裂。岩石圈断裂一般作为规模宏大的地

① 重力磁法测量数据。1955, 2003. 大庆油田。

质界线. 其在地震剖面上表现为由多条深断裂组成的地堑带; 在重磁场及其上延图上反映为梯度带和不同性质的场界, 重力垂向二阶导数和航磁视磁化率反映为正负值区的分界线; 断裂两侧重磁场差异明显, 一侧异常以降低变化为主, 反映基底的相对凹陷, 另一侧异常以升高变化为主, 反映基底的相对隆起; 断裂两侧沉积作用明显不同, 一侧由于基底相对下降, 形成一系列断陷, 为侏罗系沉积的最主要场所, 另一侧则形成隆起带; 沿断裂有岩浆活动和火山喷发活动, 可以通过断裂附近钻遇玄武岩、安山岩的探井得以证明.

壳断裂在地震剖面上特征不明显; 在重磁力图上以梯级带为其特征, 断裂两侧重、磁场表现出比较明显的差异性, 一侧高而另一侧低(迟元林等, 2002); 断裂两侧沉积差别明显. 松辽盆地壳断裂主要沿 4 个方向展布, NNE 向主要有北兴西—镇赉壳断裂、海伦肇东壳断裂、克东肇东壳断裂、海伦玉泉壳断裂; NW 向主要有富裕—绥化壳断裂、滨洲壳断裂和坦途—第二松花江壳断裂; EW 向只有丰乐宾县壳断裂; NE 向只有哈尔滨—四平壳断裂.

根据基底断裂地质-地球物理特征、相互切割关系、形成机制以及区域应力场演变分析认为, 基底断裂带的形成时间 EW 向和 SN 向最早, NNE 向次之, NW 向最晚. 基底深大断裂为先存构造, 往往为现今地震活动的激发点(徐朝繁等, 2007), 尤其是不同方向切割处为晚期构造活动的薄弱点和易发点(李文军等, 2007). 林甸地震震中就落在 NNE 向的孙吴—双辽岩石圈断裂与北西向的滨洲壳断裂的切割处, 该地震是由这两条深大断裂再次活动引起的. 在地震剖面上深大断裂往往表现为多条断裂构成的断裂带, 从穿越震源区的松深 VI 地震解释剖面上可以看出, 滨洲壳断裂也是由多条断裂构成, 通过林甸地震震中在滨洲壳断裂面上的垂直投影点确定出发震构造位于 6.432 s 处(图 2).

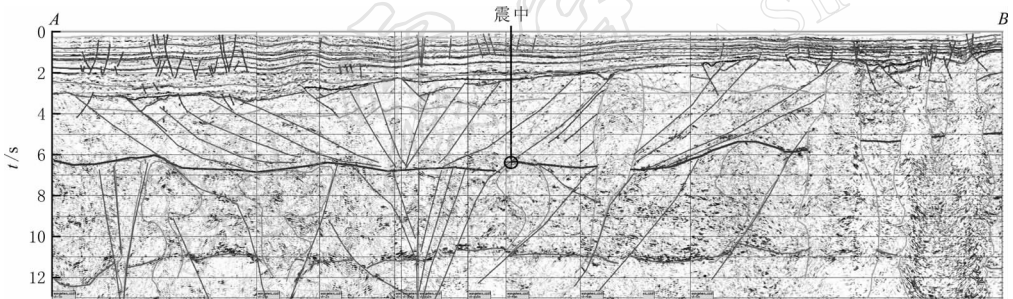


图 2 松深 VI 地震剖面解释图(剖面位置见图 1)

Fig. 2 Interpretation of the Songshen VI seismic profile

2 固定 v_0 、拟合 β 时深转换方法

该方法是在地震波真速度随深度线性增加这一假设前提下设立的. 对于连续介质模型, 真速度 $v(H)$ 随深度 H 的变化规律为

$$v(H) = v_0(1 + \beta H) \tag{1}$$

由于

$$t = \int_0^H \frac{dH}{v(H)} = \int_0^H \frac{dH}{[v_0(1 + \beta H)]} = 1/v_0 \beta \ln(1 + \beta H) \tag{2}$$

将式(2)变换得

$$H = 1/\beta(e^{v_0 \beta t} - 1) = 1/\beta[\exp(v_0 \times \beta \times t/2) - 1] \tag{3}$$

式中, t 为地震波双程旅行时间, 单位为 s; H 是转换的深度, 单位为 m; v_0 为初始速度, 单位为 m/s; β 是地震波速度变化速率, 单位为 m^{-1} ; $v(H)$ 是地震波真速度, 单位为 m/s(陆基孟, 1993).

根据式(3)可以看出, 如果知道某区的钻井分层深度 H 及对应的地震波双程走时 t , 将 v_0 固定, 便可利用最小二乘法拟合出 β , 进而可将 v_0 和 β 以及无钻井处的地震波双程走时 t 代入到式(3)求出相应的

深度.

3 分段式固定 v_0 、拟合 β 推算震源深度

盆地盖层和基岩速度变化大, 且为两套大的构造层. 沉积物在埋藏以后, 随埋深增加, 压实程度增大, 孔隙度逐渐变小, 地震波传播速度增大; 同时随深度增大, 孔隙度的减小幅度和地震波速度的增大速率(β)也逐渐减小. 盖层中的 v_0 小, 而 β 值大, 基岩的层速度虽然很高, 一般在 4000 m/s 以上, 但速度随深度变化率(相对)小, 甚至接近 0, 用盖层的 v_0 和 β 可能会使剖面图埋藏偏深, 因此从盖层拟合出的 v_0 和 β 不适合于基岩. 为了更精确地推算林甸地震震源深度, 应分层次求取速度参数.

首先用深井分段求 v_0 和 β , 对盆地盖层进行时深转换比较有效, 绝对误差相对较小. 通过反复分析验证, 选择了林甸及其周边地区的 5 口深探井 VSP 测井数据, 用最小二乘法分段拟合求取 v_0 和 β 参数, 并求取出相关系数 R^2 (表 1、图 3).

满洲里—绥芬河地学断面长约 1300 km, 穿切了包括松辽盆地在内的多个地质构造单元. 满—绥断面开展的地震学研究包括全线的广角反射地震测量和部分区段的近垂直反射地震测量, 并充分利用原始资料中蕴含的有用信息, 对记录中的 S 波和回折波震相也进行了处理解释(傅维洲等, 1998). 处理解释成果将松辽盆地的地壳大致分为 3 层: 上地壳厚 15—16 km, 中地壳厚约 9 km, 下地壳厚为 5—9 km. 5—10 km 处 P 波速度为 4.75—5.25 km/s, 10—20 km 处 P 波速度为 5.5—6.3 km/s, 20—30 km 处 P 波速度为 6.3—6.8 km/s(图 4). 由于广角反射地震是针对地壳深部进行的人工地震, 因此广角反射地震测量反演求取的 P 波速度最适合地壳及上地幔的时深转换.

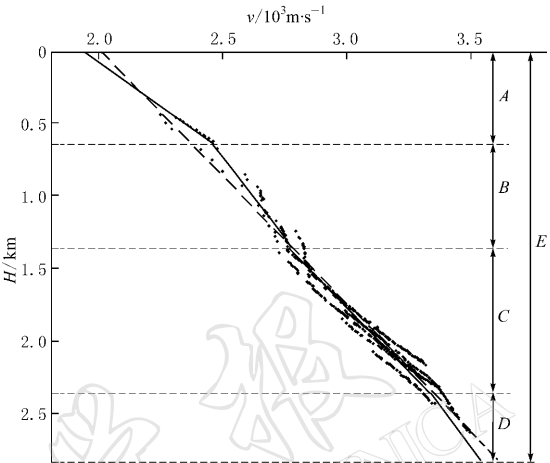


图 3 利用 VSP 测井数据拟合出的 $H-v$ 关系图
图中散点为测井数据; 实线 A, B, C, D 为分段拟合结果, E 为所有数据拟合结果

A 段为: $v(H) = 1980(1+0.000495 \times H)$, $R^2 = 0.7308$;
B 段为: $v(H) = 2185(1+0.000224 \times H)$, $R^2 = 0.8432$;
C 段为: $v(H) = 2016(1+0.000382 \times H)$, $R^2 = 0.9469$;
D 段为: $v(H) = 2064(1+0.000294 \times H)$, $R^2 = 0.7788$;
E 段为: $v(H) = 2047.6(1+0.000318 \times H)$, $R^2 = 0.9726$

Fig. 3 $H-v$ relations obtained by fitting VSP log data
Scatter point in the chart is log data, real line A, B, C, D is fitted by subsection, broken line is fitted by subsection by all log data

A segment is: $v(H) = 1980(1+0.000495 \times H)$, $R^2 = 0.7308$; B segment is: $v(H) = 2185(1+0.000224 \times H)$, $R^2 = 0.8432$; C segment is: $v(H) = 2016(1+0.000382 \times H)$, $R^2 = 0.9469$; D segment is: $v(H) = 2064(1+0.000294 \times H)$, $R^2 = 0.7788$; E segment is: $v(H) = 2047.6(1+0.000318 \times H)$, $R^2 = 0.9726$

表 1 分段拟合求取 v_0 和 β 参数表
Table 1 Calculated v_0 and β for various depth ranges

深度段/m	$v_0/\text{m} \cdot (\text{ms})^{-1}$	β/m^{-1}	$v_0\beta/(\text{ms})^{-1}$	R^2
0—700	1980	0.000495	0.9801	0.7308
700—1400	2185	0.000224	0.4894	0.8432
1400—2300	2016	0.000382	0.7701	0.9469
2300—3725	2064	0.000294	0.6068	0.7788
0—3725	2047	0.000318	0.6509	0.9726

盆地盖层和基岩速度变化大, 且为两套大的构造层, 为了更精确地推算林甸地震震源深度, 应分层

次求取速度参数. 从松深Ⅵ地震大剖面我们可以追踪出林甸地震震源构造的埋藏时间深度为 6.432 s, 其中盖层的时间厚度为 2.4 s, 地壳的时间厚度为 4.032 s. 盖层用深井求 v_0 和 β , 进行时深转换; 基岩则以广角反射地震测量对地壳 S 波三维速度结构面波进行反演求取的 P 波速度建立速度模型. 基岩速度的求取仍采用分段拟合求取 v_0 和 β 参数方法, 将基岩分成 5—15 km 和 15—30 km 两个区段, 在固定 v_0 的基础上按 β 随深度的变化规律不断调整 β 值, 直至不同深度所求取的地震真速度与广角反射地震测量求取的 P 波速度最大限度吻合为止(表 2); 将最后得到的 v_0 和 β 代入到式(3)求取出基岩段的深度. 通过采用分段固定 v_0 和拟合 β 时深转换方法, 最终推算出林甸地震震源深度为 13.837 km.

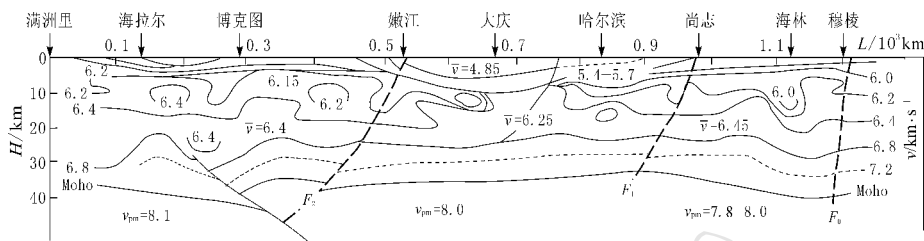


图 4 满洲里—绥芬河地学断面域二维速度结构(据傅维洲等, 1998)
Fig. 4 Two-diment velocity structure of Manzhouli-Suifenhe geoscientific fractured surface (Fu et al., 1998)

表 2 基岩不同深度的速度参数对比

Table 2 The base rocks' velocity parameter in different depth

$v_0/\text{m} \cdot (\text{ms})^{-1}$	β/m^{-1}	H/m	$v_{\text{计}}/\text{m} \cdot (\text{ms})^{-1}$	$v_{\text{模}}/\text{m} \cdot (\text{ms})^{-1}$
4472	0.000033	5000	4614.657	4800
4472	0.000033	10000	5173.657	5200
4472	0.000033	15000	5732.657	6300
5700	0.0000195	20000	6291.657	6500
5700	0.0000195	25000	6850.657	6800
5700	0.0000195	30000	7409.657	7380

4 讨论和结论

随深度增大, 孔隙度的减小幅度和地震波速度的增大速率也逐渐减小. 换句话说盖层速度在垂向上最不稳定, 因此盖层速度和深度最难求准, 推算震源深度的误差往往由盖层造成. 由于松辽盆地以拗陷地层沉积为主, 拗陷地层沉积具有沉积稳定和相带横向上变化慢的特点, 地震波速度也因此表现出横向上的稳定. 林甸地区与其它地区相比断陷地层薄得多, 拗陷地层厚, 林甸地区地震波速度在横向上相对稳定, 因此, 林甸震区更适合用周边深探井分段拟合 v_0 和 β , 进行时深转换求取出盖层的厚度. 将拟合的 v_0 和 β 以及 VSP 测得的 $v(H)$ 代入到式(1)可求取相应的理论深度, 再与钻孔相对的实际深度比较分析, 进而估算出所推算震源在盖层的深度误差为 54 m. 基岩深度误差的估算与盖层深度误差的估算相似, 只是将拟合的 v_0 和 β 以及由其求取的速度 $v_{\text{计}}$ 代入到式(1)即可求取相应的理论深度. 而满—绥地学断面速度 $v_{\text{模}}$ 及 v_0 和 β 代入到式(1)求取的模型深度与基岩实际深度相近, 通过二者的比较分析估算出所推算震源在基岩的深度误差为 150 m, 最后估算出所推算震源深度误差为 204 m.

到目前为止, 尚未针对松辽盆地建立推算震源深度的速度模型. 以往地震台网测定松辽盆地的震源深度往往采用其它地区的速度模型, 黑龙江省地震台网测定林甸震源深度是采用华北地区的速度模型, 美国地震台网就更不用说. 采用华北地区的速度模型推算林甸震源深度必然会造成误差.

满洲里—绥芬河地学断面穿越松辽盆地, 由于广角反射地震是针对地壳深部进行的人工地震, 因此广角反射地震测量反演求取的 P 波速度最适合松辽盆地地壳及上地幔的时深转换, 因此用满洲里—绥芬

河地学断面所建立的速度模型求取基岩厚度的精度会更高。

总之, 在盆地内不但可以利用地球物理勘探资料确定发震构造, 同时在推算盆地内震源深度时, 利用盆地内的重、磁、电、震以及钻孔勘探资料建立速度模型, 采用分段式固定 v_0 和拟合 β 时深转换方法推算地震震源深度, 提高了震源深度的精度。

参 考 文 献

- 迟元林, 云金表, 蒙启安, 殷进垠, 门广田. 2002. 松辽盆地深部结构及成盆动力学与油气聚集[M]. 北京: 石油工业出版社: 7-9.
- 傅维洲, 杨宝俊, 刘财. 1998. 中国满洲里—绥芬河地学断面地震学研究[J]. 长春科技大学学报, **28**(2): 206-212.
- 高原, 周蕙兰, 郑斯华. 1997. 测定震源深度的意义的初步讨论[J]. 中国地震, **13**(4): 321-329.
- 李文军, 王培德, 李春来, 陈棋福. 2007. 近场精确定位在卢龙 $M_L 6.2$ 地震发震构造研究中的应用[J]. 地震学报, **27**(4): 377-384.
- 陆基孟. 1993. 地震勘探原理[M]. 北京: 石油工业出版社: 108-110.
- 徐杰, 高战武, 孙建宝, 宋长青. 2001. 1969 年渤海 7.4 级地震区地质构造和发震构造的初步研究[J]. 中国地震, **17**(2): 121-133.
- 徐朝繁, 段永红, 田晓峰, 潘纪顺, 张建狮, 胡修奇. 2007. 新疆伽师强震群区基底界面结构特征[J]. 地震学报, **29**(5): 477-482.
- 袁卫红, 魏晓虹, 孟宪森. 2006. 林甸 5.1 级地震及震后趋势判断[J]. 东北地震研究, **22**(2): 46-52.