杨志高,2016,2015年9月14日河北昌黎4.2级地震及震中附近应力状态分析,中国地震,32(4),729~737。

2015 年 9 月 14 日河北昌黎 4.2 级地震 及震中附近应力状态分析

杨志高

中国地震台网中心,北京市西城区三里河南横街5号 100045

摘要 2015年9月14日在河北昌黎发生了 *M*_s4.2 地震,这次地震位于唐山老震区,是 2015 年内首都圈地区最显著的地震。本文计算了这次地震的地震矩张量和 2015 年内发生在其附近 小地震的震源物理参数,对比之前的研究成果讨论了小区域的应力状态。以往应力场研究侧重 于最大应力主轴方向,本研究通过计算地震视应力参数估计了区域绝对应力水平下限,获得了 有关应力状态的丰富信息。本文采用①反演地震矩张量的波形拟合法及②积分宽频带平均震 源谱法 2 种方法计算出地震矩,得到的地震矩比较接近,说明本文计算流程和参数选择合理。 综合分析得出下面两点认识:①区域应力场受到华北应力场控制,同时也表现出小区域特征; ②地震视应力分布与 10 年前相比没有明显差别,可能意味着该区域的地震活动会维持现状。

关键词: 昌黎地震 应力状态 地震矩 视应力 「文章编号]1001-4683(2016)04-0729-09 「中图分类号]P315 「文献标识码]A

0 引言

根据中国地震台网中心测定,2015年9月14日18时10分河北昌黎发生 M_s4.2 地震, 13分钟后又发生一次 M_s3.3 地震。这 2次地震位于唐山老震区,震中附近的部分区域有震 感。从该区域以往的地震活动情况看,这 2次地震属正常余震活动。1976年唐山发生 7.8 级地震,对唐山地区造成巨大破坏,其余震至今仍在持续,这些余震为研究区域应力状态提 供了可能。针对大地震的余震序列,用地震学方法计算震源机制解可以相对容易地获得区 域构造应力场信息,这些信息对于研究区域构造和震源物理过程有益。陈运泰等(1979)利 用大地测深资料研究了唐山地震的位错模式,讨论了整体破裂与初始破裂过程的差异性问 题;许忠淮(1985)根据 29个震源机制解反演唐山余震区最大主应力轴为近 EW 向;赵建涛 等(2002)利用唐山地震余震的震源机制解,并结合构造物理手段初步分析了区域构造应力 场强度;李轶群等(2008)计算分析了唐山余震区综合节面解,并讨论区域应力场特征;万永 革等(2008)利用大量小震精定位结果计算出主震断层面参数,推测出一条隐藏断层面。尽 管利用震源机制解可以为研究区域应力场提供观测支持,但也存在问题:①由于该区域靠近 海岸线,东南部台站较少,使得利用初动方向获得中小地震的震源机制解受到一定限制;

[[]收稿日期] 2016-03-11; [修定日期] 2016-06-20

[[]项目类别] 国家自然科学基金(41274062)资助

[[]作者简介] 杨志高, 男, 生于 1982 年, 主要从事震源参数、地震定位和地壳速度结构等方面研究。E-mail: yzg@seis.ac.cn

②难以对绝对应力水平作出估计。针对第①种情况可以通过拟合宽频带波形记录得到地震矩张量,此方法对台站分布要求相对较低,对于中等强度地震效果较好。地震视应力(Choy, 1995)是区域绝对应力值下限,计算中小地震的视应力参数可以为区域绝对应力水平提供约束。本文利用近台波形记录反演昌黎 M_s4.2 地震的地震矩张量和 2015 年内发生在该区域中小地震的视应力,在此基础上讨论了区域应力状态。

1 昌黎 M_s4.2 地震的地震矩张量解

本文搜集了 2015 年 9 月 14 日昌黎 M_s 4.2 地震的波形数据,台站分布见图 1。本文采用 Herrmann(2013)提供的程序反演地震矩张量。该软件包有详细的说明文档,这里简要叙述 计算流程:①使用 F-K(频率-波数)方法计算并建立格林函数库,选择的速度模型见表 1,该 速度模型参考 Laske 等(2013)提供的 crust1.0 模型,并进行了优化;②对原始数据去平均、扣 除仪器响应、重采样和滤波(T=10~50s)等处理;③将三分量波形记录由 E、N、Z 三分量转换 到 R、T、Z 三分量;④交互选取高质量波形记录参与反演计算;⑤利用网格搜索找到合成地 震记录和观测地震记录残差最小的一组地震矩张量。为提高计算结果可靠性,筛选参与计 算的数据的原则如下:①用宽频带三分量地震记录,短周期地震波形不参与计算;②震中距 为 50~500km;③交互选择波形质量较好的波形记录。搜索地震矩张量时,需要固定震源深 度,按照 1km 的间隔循环搜索 1~30km 深度的地震矩张量得到图 2,图 2显示残差最小的震 源深度为 8km。对于满足残差最小的地震矩张量和震源深度,理论地震记录和实际地震记录的震 源 次度为 8km。对于满足残差最小的地震矩张量和震源深度,理论地震记录和实际地震记录的累 为 349°、77°、128°和 95°、40°、20°, P、N 和 T 轴的倾角和方位角分别为 23°和 51°、37°和 160° 以及 44°和 297°,地震矩张量结果如图 1(b)所示。



图 1 台站及 2005 年内 M_L≥2.0 地震分布(a)和区域构造(根据虢顺民等,1977)及地震矩张量(b)

速度结构 表 1 $V_s/\mathrm{km}\cdot\mathrm{s}^{-1}$ $1 \times 10^{-3} / Q_{n}$ $1 \times 10^{-3} / Q$ 底深/km $V_n/\mathrm{km}\cdot\mathrm{s}^{-1}$ 密度/kg·m⁻³ 12 6.00 3.50 2720 2.2 4.5 6.60 3.88 21 2860 2.2 4.5 30 7.20 4.103030 2.2 4.5 0 8.06 4.48 3320 4.5 2.2



图 2 地震矩张量拟合程度随深度的变化



图 3 最佳拟合条件下观测波形与理论波形的对比

2 震源参数计算

收集 2015 年内发生在昌黎 M_4.2 地震附近区域的 8 个小地震波形数据,用来计算地震 辐射能量、地震矩、应力降和视应力参数。计算方法与杨志高等(2009,2010)相似,这里仅做 简单描述。原始地震波形经过去平均值、扣除仪器响应、截取S波窗和延时窗傅里叶变换后 得到单台观测谱,考虑到震源到地震台站的传播路径和非弹性衰减影响并加以校正得到单 台震源谱(Atkinson et al, 1995),多个单台震源谱叠加得到平均震源谱。用 Brune(Brune, 1970)圆盘模型(式1)进行拟合得到地震矩和拐角频率,其中D(f)为位移观测谱, f表示频 率, Ω_0 为零频极限(可用于计算地震矩), f_c 为拐角频率。通过积分宽频带速度震源谱(式 2) 计算地震辐射能量,其中 E_a 表示地震辐射能量, ρ 为介质密度, β 为 S 波速, V(f) 表示速 度震源谱。在得到地震矩和地震辐射能量后,可利用式(3)(Wyss 等,1968;Wyss,1970)计算 视应力,其中 μ 为介质刚性系数, M_0 为地震矩。最后还需要利用式(4)考虑高频能量补偿 (Ide et al, 2001),其中 R 为积分频率域上限是 f_{m} 时,有限频带积分得到的辐射能量与真实辐 射能量的比值。图4给出了 M_s4.2 地震波形图,图5给出了单台震源谱和平均震源谱。按如 下原则进行计算:① S 波的信噪比大于 10,信噪比的定义是 S 波窗内信号平均值与 P 波前 几秒波形的平均振幅比;②可用的S波长度必须大于5s;③震中距≤200km,以免引入Lg 波: ④ 每个地震至少要获得 3 个单台震源谱。计算结果显示昌黎 M.4.2 地震的矩震级 Mw 是 4.2, 视应力为 1.29MPa(表 2), 图 6 给出了视应力空间分布, 从图上可以看出昌黎 M 、4.2 地震和 M_s3.3 地震以及靠近渤海的地震视应力较高。

$$D(f) = \frac{\Omega_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \tag{1}$$

$$E_s = 8\pi\rho\beta \int V(f)^2 df$$
⁽²⁾

$$\sigma_{app} = \mu \frac{E_s}{M_o} \tag{3}$$

$$F(f,f_c) = (-f/f_c) / [1 + (f/f_c)]^2 + \arctan(f/f_c)$$

$$R(f_m,f_c) = (2/\pi) F(f_m,f_c)$$
(4)

3 分析与讨论

3.1 对比分析 2 种方法得到的地震矩

本文通过2种方法计算地震矩,一是地震矩张量反演,二是积分宽频带地震波的S波 窗,一个很自然的问题是它们两者的结果有何差异?差异的原因是什么?

前面提到反演地震矩张量使用了 10~50s 周期的全波形成分,对于近震(震中距介于 50~500km)波形来说,这个周期范围信号最明显的部分应该是 S 波或 S 波尾波的长周期成 分,在搜索地震矩张量的算法中这部分地震波占权重最大。地震矩张量反演是通过比较人 工地震图和实际观测地震数据得到,因此理论地震图的计算对结果有较大影响,因此选择什 么样的速度模型很重要。当震中距离和地震规模(地震矩)固定时,不同速度模型下得到的



图 4 2015 年 9 月 14 日河北昌黎 M_s4.2 地震波形



图 5 2015 年 9 月 14 日河北昌黎 M_s4.2 单台震源谱与平均震源谱

表	2

震源参数结算结果

地震序号	年-月-日时:分:秒	N/(°)	E∕(°)	$M_{\rm W}$	辐射能量/10 ¹³ J	视应力/10 ⁵ Pa
1	2015-01-29 07:19:24	39.182	118.939	2.9	2.72	13.7
2	2015-02-15 16:26:31	39.971	118.978	2.8	2.21	3.0
3	2015-03-22 01:33:01	39.765	118.646	3.2	8.74	3.9
4	2015-04-18 17:58:03	39.701	118.341	3.1	4.98	3.9
5	2015-04-18 18:59:52	39.709	118.354	3.1	5.59	1.9
6	2015-09-14 18:10:10	39.73	118.81	4.2	277	12.9
7	2015-09-14 18:23:41	39.728	118.796	3.6	31.4	13.8
8	2015-11-03 00:30:17	39.71	118.359	2.7	1.46	2.6



图 6 地震视应力空间分布

S 波振幅可能会有较大的差别:震源较浅且浅部速度值较低时 S 波成分会比较发育;当震源 较深且浅部速度与深部差别不大时 S 波振幅相对较低,经验表明这种差别可能导致矩震级 偏差达到 0.4,另外 Q 值的影响也不能忽视。

积分 S 波谱法用的频率是 0.8~40Hz,属于 S 波的高频部分。与地震矩张量反演不同的 是,积分 S 波谱只用到了 S 波,而没有涉及到 P 波成分。从震源到地震台站经过了非弹性衰 减和几何扩散,选取合适的几何扩散模型和非弹性衰减模型非常重要,莫霍面埋深是影响传 播路径的重要因素,S 波 Q 值的选取也有较大影响。另外震源辐射有方向性,需要通过多台 观测谱的平均来消除。

这次昌黎 M_s 4.2 地震通过 2 种方法得到的矩震级 $M_w(M_w = \frac{2}{3} lg(M_0 - 6.07))$ (Hanks 等,1979)比较接近,说明 2 种方法得到的地震矩在这次特定地震上表现比较一致。对于该 区域我们已经有了一定的前期工作,在较多震例和对比的基础上选择各种参数,使得计算结 果比较可靠。地震矩被认为与"零频率"的振幅有关,利用不同周期(频率)成分的波形数据 得到比较近似的地震矩,说明在一定的条件下 2 种周期成分都能反映出"零频率"的振幅信 息。2 种独立的方法在一定的条件下得到相似的地震矩,且与面波震级也比较近似,互相印 证了 2 种方法在获得地震矩方面的可靠性。对于大量小地震来说,由于长周期成分(本文是 10~50s)不够丰富,难以通过波形拟合的方法获得地震矩,而通过积分S波的方法提供了一条可行的技术途径。

3.2 区域应力状态

研究区域位于 NNE 向的冀鲁断块 NEE 拗陷和 EW 向的燕山断褶带的结合部位。区域 地质构造复杂,唐山震区被 2 条 NEE 向(宁河-昌黎深断裂和丰台-野鸡坨大断裂)和 2 条 NW 向断裂(滦县-乐亭大断裂和蓟运河深断裂)包围,形态上为一走向 NEE 的菱形块体,菱 形块体内部存在 3 条断裂组成的唐山断裂带。本次昌黎 M_s4.2 地震位于菱形块体东北边界 滦县-乐亭断裂附近,从图 1(b)来看震源机制解的节面 2 与地震活动空间分布较一致。震源 机制解表明该地震既有走滑又有逆冲,主压应力方向为 NE 向。以往的研究大都认为区域 应力场为近 EW 向:陈运泰等(1979)利用形变反演得到唐山地震释放的主压应力轴方向是 NE104°;许忠淮(1985)通过震源机制解反演得到最大主应力轴方向为近 EW 方向;高原等 (1995)开展了剪切波分裂相关研究,结果显示唐山地区快剪切波偏振优势方向是 100°。这 些研究利用多个不同的方法或者观测资料得到,有较高的可信度。根据经验,4.2 级地震的 震源尺度在几百米量级,这样尺度的地震可能受到更小尺度构造应力和断裂的影响,另外地 震位于复杂的构造环境中,根据赖院根等(2006)提供的横波分裂资料来看唐山地区东部和 南部最大压应力还有 NE 向和 NW 向,因此本次地震不仅受区域应力场控制,而且反映出周 围小区域应力状态。

3.3 视应力空间分布

从表 2 中可以看出,视应力的量级是 MPa 级,最高值为 2015 年 9 月 14 日昌黎 M 3.3 地 震,视应力为1.38MPa,最小为2015年4月18日开来M,3.2地震,视应力值为0.194MPa。从 表2看视应力随时间变化比较明显,但这种变化原因是震中位置的差别。图6给出了视应力 的空间分布,3次视应力较大的地震分布在东南区域,包括2015年9月14日的2次昌黎地 震和 2015 年 1 月 29 日乐亭 M₁2.9 地震(图 6 中的 1、6 和 7 号地震), 剩下的 5 次地震视应力 都较小。我们根据地震视应力的大小和空间位置将8个地震分为两组,1、6和7号地震为第 一组,其它地震为第二组。第一组地震视应力平均值为1.35MPa,目3个地震的视应力值非 常接近;第二组地震的视应力平均值为0.307MPa,5个地震视应力差别较小,说明第一组地 震视应力平均值是第二组地震视应力平均值4倍多。视应力可作为地壳绝对应力水平下限 的估计,反映出单位震源尺度地震辐射能量的强弱,上面的对比可能意味着东南区域地壳应 力水平大于西北地区。陈培善等(1978)认为唐山大地震后西南宁河一带应力值较高,后逐 渐将至背景水平,依上述来看昌黎-乐亭一带的应力水平显著高于唐山地震断裂带区域的应 力水平,反映了几十年来唐山地震区应力状态的调整。杨志高等(2009)利用计算了唐山地 区地震视应力,认为唐山老震区近乎 EW 方向震源的视应力自西向东表现出增加的趋势,这 与本文的分析结果基本一致,这可能意味着10年以来该地区应力状态没有显著的变化,将 来的地震活动性维持现状的可能性较大。

4 结论

唐山大地震已过去 40 年,其余震至今还在继续发生,学术界关心唐山大地震后的应力 调整情况。但目前获取地下应力信息的手段相对比较匮乏,主要通过震源机制解来获得。 震源机制解反演应力场可提供关于地下应力状态的宝贵信息,但对于绝对应力水平难以提供约束。视应力作为绝对应力水平的下限,可以用来约束地下绝对应力水平。地震矩和地震辐射能量都可以通过宽频带地震波形记录得到,只要有足够大的地震和足够多的观测台站便可计算。我们使用震源谱方法计算得到了昌黎 M_s4.2 地震的标量地震矩和地震辐射能量,并对比了地震矩张量解的结果。我们认为震源谱方法得到的震源物理参数是可信的,可用来计算中小地震的地震矩和辐射能量。这项工作的意义在于,通过计算大量中小地震的震源物理参数,我们可以分析唐山大地震后应力动态调整过程。本文给出了 2015 年 8 个地震视应力与 10 年前的计算结果差异,直观的提供了视应力调整过程,大体上来说视应力空间分布特征没有出现显著变化,说明近 10 年来区域应力状态较稳定,40 年前唐山大地震的影响在逐渐衰弱。这项工作也可以用来研究其他大地震的震后应力调整,尤其是近期发生的大地震。研究大震后短时间的应力调整能得到更丰富的信息,为研究震后应力状态调整提供更多的约束条件。

参考文献

- 陈培善、卓钰如、金严等,1978,唐山地震前后京津唐张地区的应力场,地球物理学报,21(1),34~58。
- 陈运泰、黄立人、林邦慧等,1979,用大地测量资料反演的1976年唐山地震的位错模式,地球物理学报,22(2),201~217。
- 高原,郑斯华,孙勇,1995,唐山地区地壳裂隙各向异性,地震学报,17(3),283~293。
- 虢顺民、李志义、程绍平等,1977,唐山地震区域构造背景和发震模式的讨论,地质科学,4,305~321。
- 赖院根、刘启元、陈九辉,2006,首都圈地区横波分裂与地壳应力场特征,地球物理学报,49(1),1890~196。
- 李轶群、王健,2008,唐山余震区中小地震震源机制解分区特征的初步研究,中国地震,24(2),150~158。
- 许忠淮,1985,用滑动方向拟合法反演唐山余震区的平均应力场,地震学报,7(4),349~362。
- 杨志高、张晓东,2009,首都圈地区视应力的计算及其空间分布,地震,29(4),33~43。
- 杨志高、张晓东,2010,紫坪铺水库地区蓄水前后视应力标度率变化研究,地球物理学报,53(12),2861~2868。
- 万永革,沈正康,刁桂苓等,2008,利用小震分布和区域应力场确定大震断层面参数方法及其在唐山地震序列中的应用,地 球物理学报,51(3),793~804。
- 赵建涛、崔效锋、谢富仁等,2002,唐山地震震源区构造应力场强度的初步分析,地震学报,24(3),268~276。
- Atkinson G M, Boore D, 1995, New ground motion relations for eastern north America, Bull Seism Soc Amer, 85, 17~35.
- Brune J N, 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J Geophys Res, 75(26), 4997 ~ 5009.
- Choy G L, Boatwright J L, 1995, Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress, J Geophys Res, 1995, 100, 18205 ~ 18288.
- Hanks T C, Kanamori H, 1979, A moment magnitude scale, J Geophys Res, 84(B5), 2348~2350.
- Herrmann R B,2013, Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, Seism Res Lettr,84,1081~1088.
- Ide S and Beroza G C, 2001, Does apparent stress vary with earthquake size? Geophys Res Lett, 28(17), 3349~3352.
- Laske G, Masters G, Ma Z et al, 2013, Update on CRUST1., 0-A 1-degree Global Model of Earth's Crust, Geophys Res Abstracts, 15, Abstract EGU, 2658.
- Wyss M, Brune J N, 1968, Seismic moment, stress and source dimensions for earthquakes in the California—Nevada region, J Geophy Res, **73**, 4681~4694.
- Wyss M, 1970, Stress estimates for south American shallow and deep earthquakes, J Geophys Res, 75(8), 1529~1544.

Study on the August 14, 2015 Changli M_s 4.2 earthquake and crust stress of its nearby region

Yang Zhigao

China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

Abstract A $M_s4.2$ earthquake occurred on August 14,2015 in Changli, Hebei. Its location was close to that of the 1976 Tangshan earthquake, and it's the largest earthquake in 2015 in the Capital Region. This paper calculated the moment tensor solution of this earthquake and apparent stresses of small earthquakes in 2015 in the nearby region. We discussed regional crust stress by using these calculations. Most previous researches study the azimuth of principal axis. Here we showed information of absolute stress value of earth crust by using earthquake apparent stress. We calculated seismic moment using 2 methods: ① inversion of moment tensor by fitting theory seismograms and observed ones, ② integration of broad band average seismic spectrum. The seismic moment calculated from these 2 methods are similar, and demonstrates the validation of these 2 methods. We conclude that:① the stress field of earth crust in study area is coincidence to that in the Northern China, but it also shows regional characteristics, ③ the distribution of earthquake apparent stress is similar to those in the past 10 years which implies that the future seismicity remains unchanged.

Key words: Changli Earthquake; Stress field; Seismic moment; Apparent stress