

马婷,邓莉,王晓山,等,2021. 2017 年 3 月渤海地震序列微震检测与发震构造分析. 中国地震,37(2):415~429.

2017 年 3 月渤海地震序列微震检测 与发震构造分析

马婷¹⁾ 邓莉¹⁾ 王晓山²⁾ 宋程¹⁾ 谭毅培¹⁾

1) 天津市地震局,中国地震局地震工程综合模拟与韧性抗震重点实验室,天津 300201

2) 河北省地震局,石家庄 050021

摘要 地震序列发震构造研究是区域地震活动性和地震危险性分析的重要基础。2017 年 3 月渤海海域发生地震序列活动,该序列发生在郟城-庐江断裂带与张家口-渤海地震带的交汇部位,区域构造较为复杂。然而在渤海海域,连续运行的固定地震监测仪器难以布设,导致地震监测能力相对较弱。本文首先采用模板匹配方法对序列遗漏地震进行检测,再使用波形互相关震相检测进行震相校正,基于校正后的震相到时数据对序列进行精定位,并计算序列中 2 次最大地震的震源机制解。通过计算共检测到目录遗漏地震 32 个,约为台网目录中地震数量的 1.8 倍。根据波形互相关聚类分析发现渤海地震序列可分为 2 组,一组为 $M_L 4.4$ 地震及其余震序列,一组为最大震级 $M_L 3.5$ 的震群,另有一个 $M_L 1.6$ 地震与其他地震波形相似度较低,可能为一个孤立的地震事件。精定位和震源机制结果显示,2 组地震均为 NE 走向, $M_L 4.4$ 地震发生在低倾角正断层, $M_L 3.5$ 地震发生在高倾角走滑断层。最后结合区域地质构造相关研究成果,认为 $M_L 4.4$ 地震及其余震序列发震构造为渤中凹陷内 NE 向低倾角的伸展性正断层, $M_L 3.5$ 震群发震构造为 NE 向倾角较陡的次级走滑断层。

关键词: 微震检测 发震构造 地震精定位 震源机制解 渤海地震序列

[文章编号] 1001-4683(2021)02-0415-15 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

地震序列指发震时间和震中位置相对集中的地震丛集。在华北地区,有数字化地震记录的大震相对缺乏,而中小地震波形数据较为丰富,其数量优势能够在地震学研究中发挥重要作用(Brodsky, 2019)。对中小地震序列发震构造的分析,成为华北地区地震活动性研究和地震危险性分析的重要基础。

渤海海域地处郟城-庐江断裂带(简称郟庐带)与张家口-渤海地震带(简称张渤带)的交

[收稿日期] 2020-08-18 [修定日期] 2021-03-17

[项目类别] 地震科技星火计划(XH21002Y)、天津市科技重大专项与工程(18ZXQSF00110)和国家自然科学基金(41604053)共同资助

[作者简介] 马婷,女,1985 年生,博士,高级工程师,主要从事地震预报与地壳结构反演工作。

E-mail: mating424@126.com

谭毅培,通讯作者,男,1982 年生,博士,高级工程师,主要从事地震预报与地震序列分析工作。

E-mail: oivertan921@sina.cn

汇部位,新生代主要发育张性和剪切性的断裂,断裂主要分 NNE-NE 向、NW 向和近 EW 向 3 组(侯贵廷,2014),地震地质构造较为复杂。渤海海域历史上强震活动频繁,史料记载 1548 年以来发生 7 级以上强震 4 次(国家地震局震害防御司,1995)。而近十多年华北地区有数字化地震波形记录以来,渤海海域地震活动较弱。2017 年 3 月 24 日渤海海域发生 M_L 4.4 地震,为十年来本区域发生的最大地震。根据河北省测震台网地震目录,3 月 24—28 日,渤海海域发生地震 18 次,除 3 月 24 日 M_L 4.4 地震外,3 月 27 日还发生 1 次 M_L 3.5 地震,地震震中位置如图 1 所示, M_L 2.0 以上地震的震源参数见表 1。研究此次地震序列的发震构造,有利于深入了解现今渤海海域地震活动特点,为区域地震危险性分析提供基础资料。

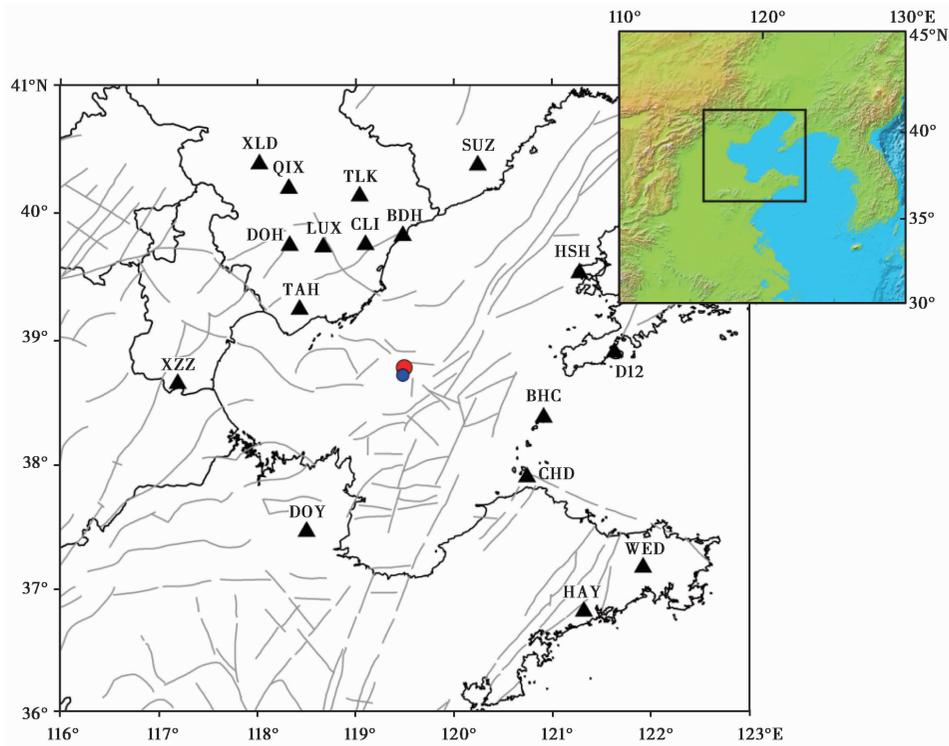


图 1 渤海地震序列 2 次 M_L 3.0 以上地震震中及本文所用台站分布

红色和蓝色的圆圈分别对应 M_L 4.4 和 M_L 3.5 地震;黑色三角形表示本文使用的台站;断层数据引自邓起东等(2007)

表 1 渤海地震序列中 M_L 2.0 以上地震的震源参数

序号	发震时刻(年-月-日 T 时:分:秒)	东经/(°)	北纬/(°)	深度/km	M_L
1	2017-03-24 T 11:03:26.63	119.489	38.790	22	4.4
2	2017-03-24 T 15:33:05.99	119.472	38.792	21	2.6
3	2017-03-27 T 23:34:36.41	119.399	38.758	15	3.5
4	2017-03-27 T 23:37:46.72	119.397	38.750	14	2.6
5	2017-03-27 T 23:45:29.26	119.410	38.767	15	2.1
6	2017-03-28 T 03:19:55.63	119.399	38.770	15	2.3

地震精定位和震源机制解是分析发震构造的重要手段,能够较为精细地刻画发震构造几何特征(Long et al, 2015; Yoon et al, 2019)和地震破裂的错动方式(易桂喜等, 2019; 王小娜等, 2019)。前人对渤海地区历史强震、1969 年 7.4 级地震和区域中等地震的震源参数进行了复核,加深了对渤海海域地震活动与区域地质构造关系的认识(环文林等, 1989; 赵燕来等, 1993; 谢卓娟等, 2008)。然而渤海海域连续运行的固定地震监测台站稀少,区域台网距离本次地震序列震中最近的台站震中距约为 80km (图 1),对分析渤海地震活动的研究造成影响。如何利用现有的数字化地震波形,获得可靠的渤海海域地震精定位和震源机制计算结果,值得深入研究。

随着信息技术的发展,微震检测和波形互相关技术能够深入挖掘数字地震波形中携带的信息,逐渐成为地震序列分析中不可或缺的一环。常用的微震识别方法主要有 3 类,第一类基于地震波形与背景噪声的振幅差别,多利用长时窗与短时窗的振幅或频率等特征的变化(Allen, 1978; Earle et al, 1994)以及结合赤池信息准则(AIC)进行计算(刘希强等, 2009),此类方法已应用于中国地震台网日常地震自动速报业务中;第二类为模板匹配方法,其利用地震波形相似性(Peng et al, 2009)或音频指纹算法(Yoon et al, 2015)识别微震,近年来此方法已广泛应用于余震序列(Wu et al, 2017; Li et al, 2018)、前震序列(Kato et al, 2012; Ruiz et al, 2014; Warren-Smith et al, 2018)和震群(Frank et al, 2018; Xue et al, 2018)的遗漏地震检测工作中;第三类基于人工智能的方法,以大量地震记录作为训练集学习地震波形的特征,进而在连续波形上搜寻这种特征从而检测微震信号。国内外学者提出了多种人工智能地震和震相检测算法(Perol et al, 2018; Ross et al, 2019; 于子叶等, 2018; 赵明等, 2019a、2019b; 蒋一然等, 2019; 李健等, 2020),在地震序列分析和区域地震活动性研究中得到了应用(Ross et al, 2020)。

本文以 2017 年 3 月渤海地震序列为研究对象,首先检测序列中遗漏的微震事件,其次基于地震精定位和震源机制计算结果,对序列发震构造进行分析。

1 微震检测

由于渤海地震序列地震波形相似度较高,同时序列发生在几天之内,使得波形互相关计算量不大。因而,本文采用模板匹配识别方法(Peng et al, 2009),检测渤海地震序列目录遗漏的地震事件,从而提高地震序列的完整性。

模板匹配方法以较大地震记录波形作为模板,在连续波形上进行互相关扫描,互相关达到一定阈值即为检测到地震事件。遗漏地震事件检测的计算步骤为:①选取地震目录中所有 $M_L 2.0$ 以上地震事件及其震相报告,选择距离震中最近的 3 个宽频带台站 CLI、BDH 和 LUX 的三分量数字化地震波形,截取地震事件 S 波到时前 2s 至后 2s 的波形作为模板;②将模板波形和连续波形通过 2~8Hz 的带通滤波,再由每秒 100 个采样点降为 20 个采样点;③将模板波形在连续波形上进行滑动窗互相关扫描,滑动步长为 1 个采样点(降采样后采样点间隔为 0.05s),计算 3 个台站波形互相关系数的平均数;④取平均互相关系数大于 9 倍绝对离差中位数(MAD),以及至少有一个台站单台互相关系数大于 0.65 作为阈值,挑选大于阈值的点作为检测到的地震事件,其中台网目录中未记录的地震作为遗漏地震事件;⑤利用遗漏事件水平向波形 S 波段最大振幅与模板地震的振幅比计算二者的震级差,从而估计遗

漏事件的震级。

使用表 1 中的 6 个 $M_L 2.0$ 以上地震事件的波形作为模板,对 3 月 24—28 日时间段内的连续波形进行互相关扫描。将 3 月 27 日 23 时 37 分 46.7 秒的 $M_L 2.6$ 地震作为模板,其在 3 月 27—28 日进行互相关扫描的结果,如图 2 所示。波形互相关值为 3 个台的平均互相关系数,9 倍 MAD 作为阈值(图 2 中红色虚线)。图 2(a)结果显示,在 27 日 23 时至 28 日 4 时检测到较多的地震事件,显示出在此时间段内多次发生地震,且其波形相似度较高。

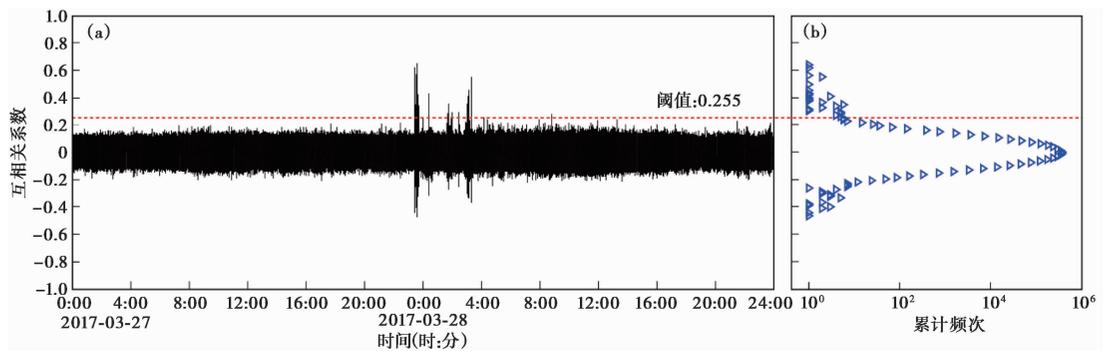


图 2 模板匹配微震检测计算结果

- (a) 扫描得到的 3 个台的平均波形互相关系数,红色虚线表示通过计算 9 倍 MAD 得到的地震检测阈值;
- (b) 互相关系数分布统计,纵坐标与图(a)相同,统计区间步长为 0.01,横坐标为每个统计区间内的互相关系数个数,取对数坐标

图 3 给出了一个检测到的目录遗漏地震波形对比实例,所使用模板为 3 月 28 日 3 时 19 分 55 秒的 $M_L 2.3$ 地震,截取模板 S 波到时前 2s 至后 2s 波形,经过 2~8Hz 带通滤波(图 3 中红色波形)。检测到目录遗漏地震为 3 月 27 日 23 时 37 分 22 秒的 $M_L 1.8$ 地震。由于其后约 25s 发生一次 $M_L 2.6$ 地震,振幅远大于 $M_L 1.8$ 地震,且震中距较远台站(如 DOY、SUZ、DL2)的 2 个地震的记录波形有所交叠,造成人工识别 $M_L 1.8$ 地震较为困难。

经检测后较完整序列目录的 $M-t$ 图如图 4(a) 所示,共检测到目录遗漏的地震事件 32 个,约为台网目录给出地震数量的 1.8 倍,其中检测到 $M_L 2.0$ 以上的遗漏地震 2 个。检测到的遗漏地震较为集中地发生在 3 月 24 日 $M_L 4.4$ 地震后 15 个小时内,以及 3 月 27 日 23 时至 28 日凌晨 4 时的时间段内(图 4(b))。

通过模板匹配计算,我们观测到此次渤海地震序列的地震可以分为 2 组,一组为主余序列,一组为震群。图 4(a) 中红色所示的第一组地震序列为 $M_L 4.4$ 地震的余震序列,共检测到 14 次地震,其地震频度和强度均随时间而衰减;蓝色所示的第二组地震序列,集中发生在 3 月 27 日 23 时至 28 日 4 时之间,共检测到 35 次地震,其中最大地震震级为 $M_L 3.5$,次大地震震级为 $M_L 2.6$,符合震群的定义;另外,台网目录中给出的 3 月 27 日 9 时 7 分 22.5 秒的 $M_L 1.6$ 地震(图 4(a) 中黑色实线所示)无法被其他任何模板地震检测出,因而不属于上述 2 组序列,判断为一次孤立地震。此外,震群活动结束后的 3 月 28 日 9 时 38 分 3.3 秒仍有一个属于第一组的地震发生,因而这 2 组地震并非先后发生,而是震群发生在余震序列活动期间。

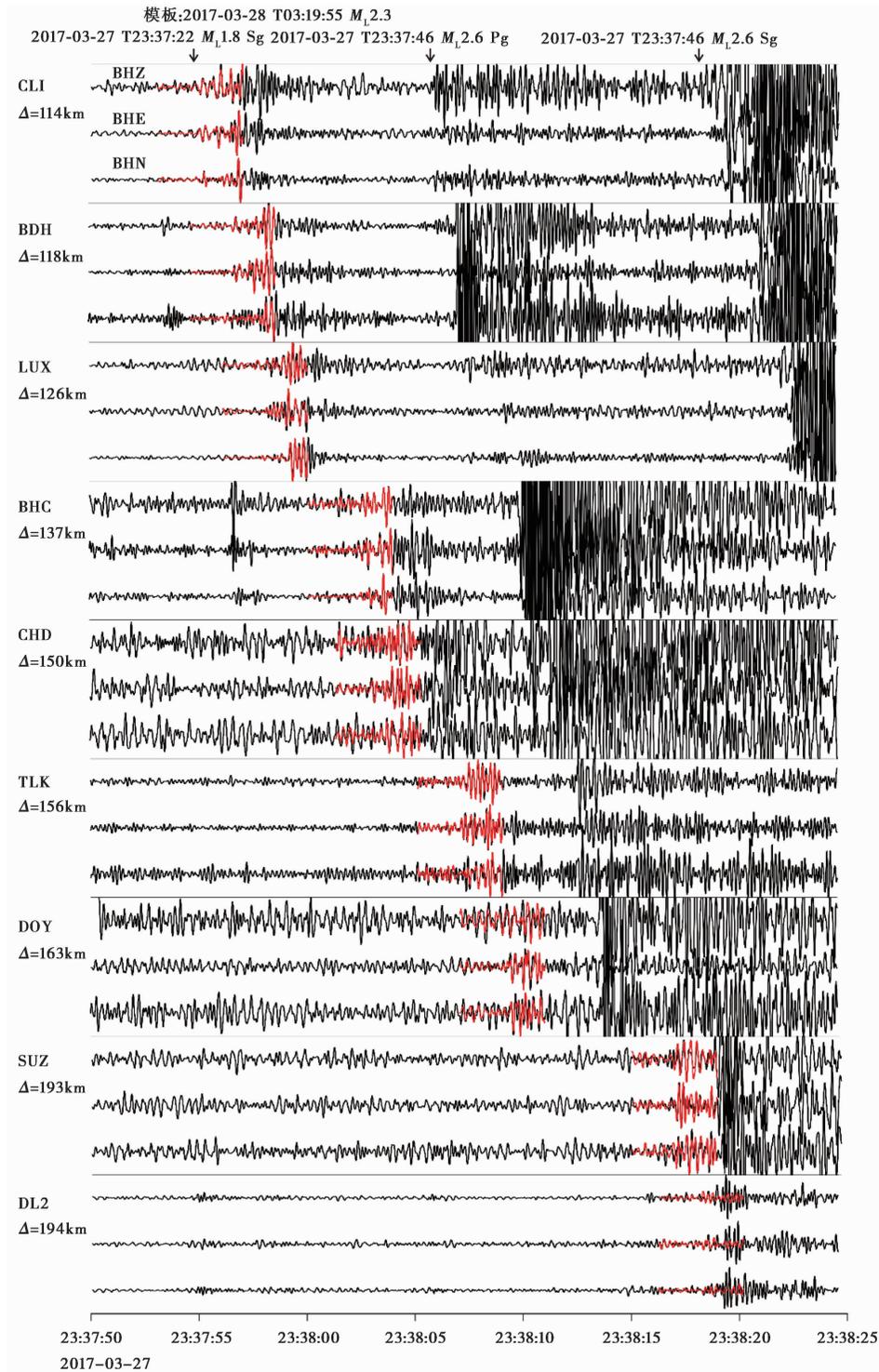


图 3 检测到的目录遗漏地震与模板地震波形对比

红色波形为模板地震；黑色波形为检测到遗漏地震时间段的波形；红色波形对比出的位置为检测到遗漏地震波形的位置；由于需要清晰显示 $M_L 1.8$ 地震波形， $M_L 2.6$ 地震波形有所限幅

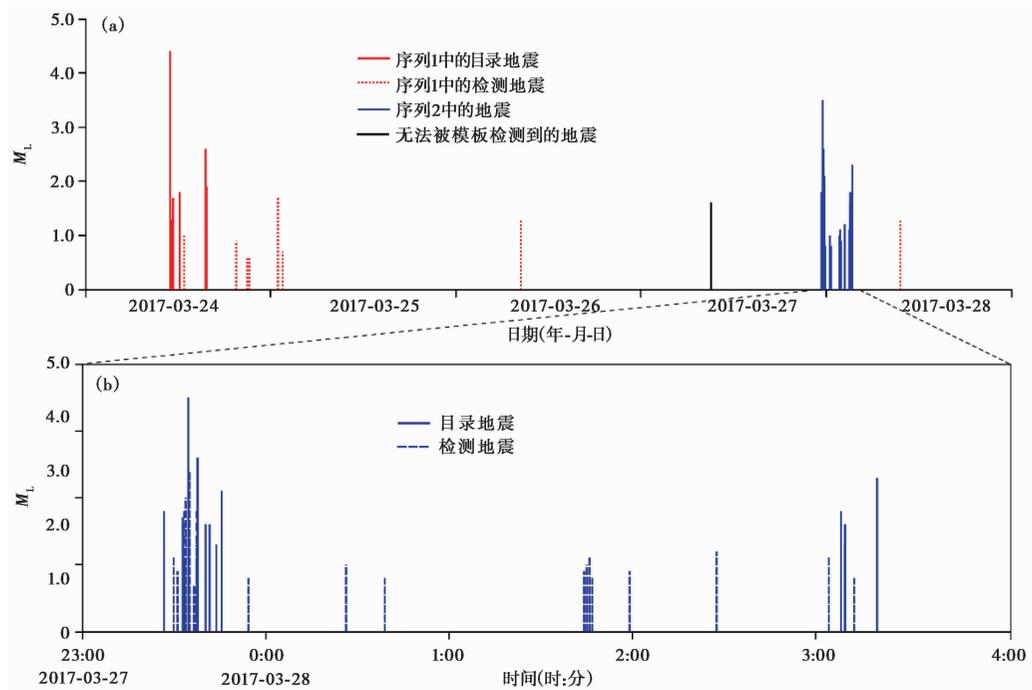


图4 经模板匹配检测后较完整的序列目录 $M-t$ 图

(a) 3月24—28日的 $M-t$ 图,其中红色表示第一组地震序列,蓝色表示第二组地震序列,黑色表示第三组地震,实线表示台网目录中给出的地震,虚线表示模板匹配方法检测到的遗漏地震;(b)为图(a)中3月27日23时至28日4时的放大图,其中蓝色实线表示台网目录中给出的地震,蓝色虚线表示模板匹配方法检测到的遗漏地震,均属于第二组地震序列

第一组与第二组地震每组内地震的波形互相关系数较高,而2组地震间的波形互相关系数较低,其中一组的地震无法被属于另一组的模板地震检测出。选取记录信噪比最好的BDH台垂直向波形,经过2~8Hz带通滤波后计算互相关系数,比较两组地震序列内 $M_L 1.0$ 以上地震间波形互相关系数占比。如图5所示,第一组序列除了模板 $M_L 4.4$ 地震外,共有10个 $M_L 1.0$ 以上地震,可计算得到10个互相关系数,根据互相关系数 cc 值分档,其中满足 $0.4 \leq cc < 0.5$ 、 $0.5 \leq cc < 0.6$ 和 $0.6 \leq cc < 0.7$ 的各1个,占比均为10%,满足 $0.7 \leq cc < 0.8$ 的5个,占比50%,满足 $0.8 \leq cc < 0.9$ 的2个,占比20%,10个互相关系数平均值为0.7033;第二组地震序列互相关系数平均值为0.8580。震群地震间的波形互相关系数平均值(0.858)高于余震序列地震间的平均系数(0.7033),显示出震群的波形一致性相对较高。

2 震源机制计算与地震精定位

首先使用CAP方法(Zhu et al, 1996)计算序列中2个震级最大地震的震源机制,选择渤海周边河北、山东和辽宁地震台网的宽频带地震计记录波形,体波滤波频段为0.05~0.2Hz,面波滤波频段为0.05~0.1Hz。参考基于深反射剖面对渤海湾地壳结果的研究(张成科等, 2002)设定速度结构(表2), v_p/v_s 波速比设为1.73。

$M_L 4.4$ 地震的震源机制计算结果如图6所示,节面I走向 51° 、倾角 37° 、滑动角 -109° ,

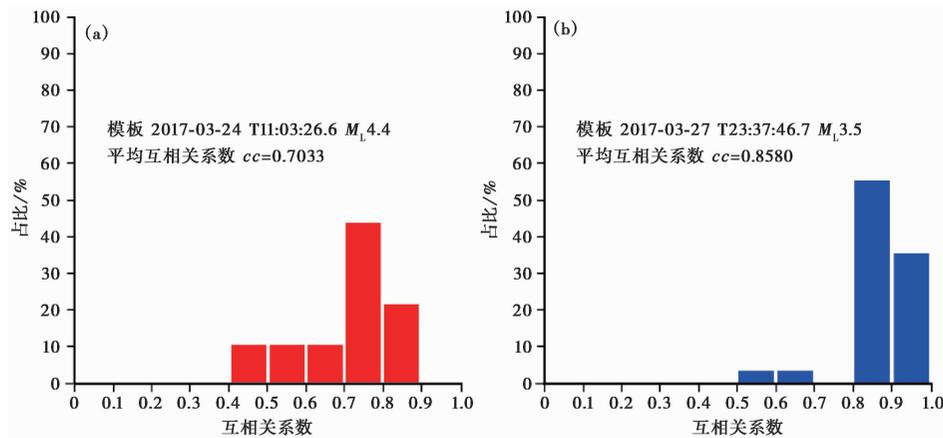


图 5 第一组 (a) 和第二组 (b) 地震序列地震间波形互相关系数占比

表 2 地震精定位和震源机制计算所用速度结构模型

层数	1	2	3	4	5	6
深度范围/km	0~4	4~8	8~14	14~26	26~31	≥31
P 波速度/(km·s ⁻¹)	3.0	4.4	5.3	6.3	6.8	8.0

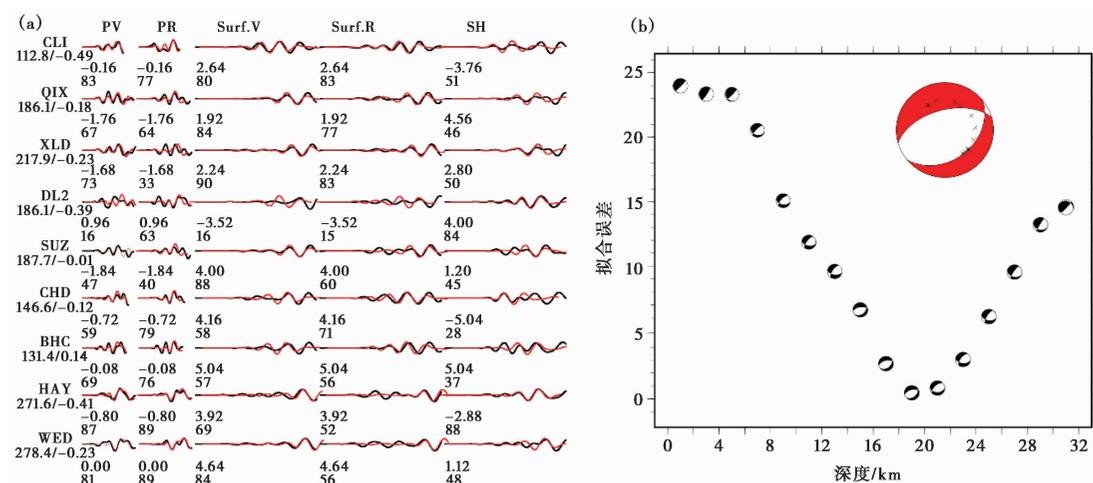


图 6 $M_L 4.4$ 地震震源机制计算结果

(a) 波形拟合; (b) 震源深度拟合

节面 II 走向 254° 、倾角 55° 、滑动角 -76° ;最佳拟合深度约为 19km ,拟合矩震级为 $M_w 4.08$;结果显示 $M_L 4.4$ 地震震源机制以拉张为主。 $M_L 3.5$ 地震的震源机制计算结果如图 7 所示,节面 I 走向 41° 、倾角 90° 、滑动角 -18° ,节面 II 走向 131° 、倾角 72° 、滑动角 180° ;最佳拟合深度约为 13km ,拟合矩震级为 $M_w 3.49$;结果显示 $M_L 3.5$ 地震震源机制以左旋走滑为主。震源机制计算结果给出 2 条正交的节面,判断哪个节面为实际发震断裂,需要结合地震序列精定位结果。

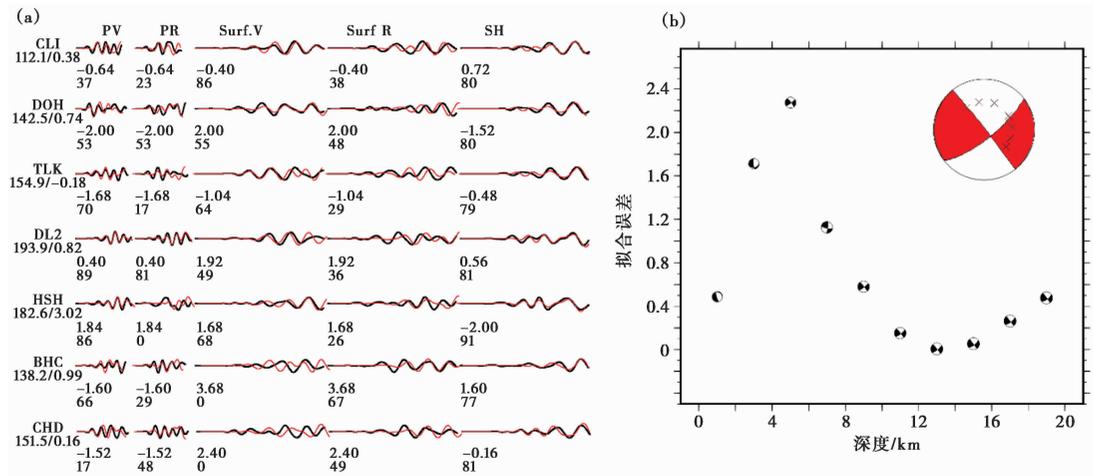


图 7 M_L 3.5 地震震源机制计算结果

(a) 波形拟合; (b) 震源深度拟合

为了提高地震精定位结果可信度和精度,基于波形互相关对地震序列震相相对到时进行校正。本次地震序列发生在渤海中部(图 1),100km 内仅有 2 个短周期井下台,且其记录波形质量较差。最近的宽频带基岩台(CLI 台)距震中约 110km,该震中距范围极易出现 Pg、PmP、Pb 震相重叠的现象,导致准确识别震相较为困难,因而台网给出的震相报告存在人工识别震相误差。我们采用波形互相关震相检测技术精确拾取地震间同台震相到时差,对所有目录给出的地震和检测到的遗漏地震的震相重新标定了到时。

震相校正的计算步骤为:①人工校核地震序列 2 组地震中最大的 M_L 4.4 和 M_L 3.5 地震的 P 波和 S 波震相到时,作为 2 组地震计算波形互相关的模板地震;②对于序列中的其他小地震,以微震检测计算中得到的发震时刻为基准,根据模板地震的走时计算小地震震相到时的初始值;③将模板地震和小地震记录波形经过 2~8Hz 带通滤波,截取模板地震各台站 P 波和 S 波到时前 0.5s 至后 1.5s 波形,以及小地震各台站 P 波和 S 波到时初始值前 0.5s 至后 1.5s 波形,做波形互相关计算;④若波形互相关函数出现明显的尖峰,则认为检测到相应震相,作为校正后的小地震震相到时,若未出现明显尖峰,则认为未检测到震相;⑤将所有基于波形互相关检测到的震相到时数据作为校正后的新震相报告。

基于校正后的新震相报告,利用双差定位法(Waldhauser et al, 2000)对序列进行精定位,使用的地壳速度结构见表 2。 M_L 4.4 余震序列地震震中初始位置统一设置为台网给出的 M_L 4.4 地震震中位置,初始深度设为 CAP 方法拟合的 M_L 4.4 地震深度 19km; M_L 3.5 震群地震震中初始位置统一设置为台网给出的 M_L 3.5 地震震中位置,初始深度设为 CAP 方法拟合的 M_L 3.5 地震深度 13km;反演计算选用奇异值分解(SVD)方法。

最终得到的精定位结果如图 8 所示, M_L 4.4 余震序列有 5 个地震可给出精定位结果(图 8(a)中红色圆圈所示), M_L 3.5 震群有 25 个地震可给出精定位结果(图 8(a)中蓝色圆圈所示)。其他地震因可用波形互相关检测到的震相数量较少,无法得到高精度的定位结果,故在计算中被舍去。双差定位法给出了地震序列的反演计算误差,其中 M_L 3.5 震群精定

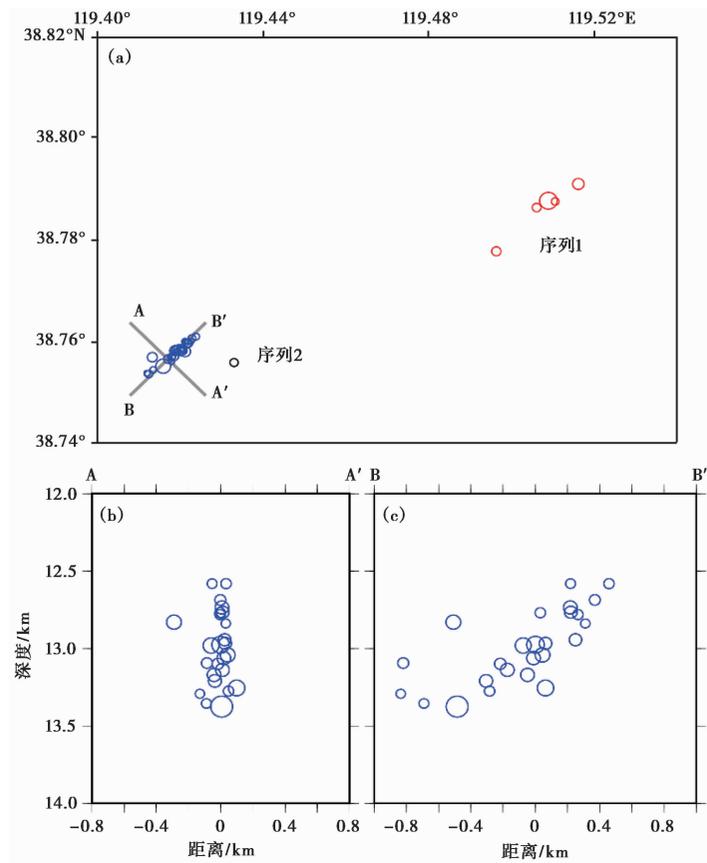


图 8 渤海地震序列精定位结果

(a)震中分布;(b) $M_L 3.5$ 震群在 AA' 剖面上的投影;(c) $M_L 3.5$ 震群在 BB' 剖面上的投影

位结果震中平均误差为 16.1m,最大误差为 30.1m,深度平均误差为 26.3m,最大误差为 37.9m; $M_L 4.4$ 余震序列精定位结果震中平均误差为 63.3m,最大误差为 328.1m,深度平均误差为 101.1m,最大误差为 386.9m。由于反演使用奇异值分解方法,双差定位法给出的结果误差是有意义的。

结果显示,2 组地震发震构造走向均为 NE 向,与震源机制解中节面 I 走向基本一致。图 8(b)给出了 $M_L 3.5$ 震群在与断层走向正交的 AA' 剖面上的投影,显示其发震构造为近直立的断层,与震源机制解节面 I 倾角 90° 的结果一致。 $M_L 4.4$ 余震序列精定位的地震仅有 5 个,无法刻画断层几何特征,故未给出在剖面上的投影图。

3 讨论

2017 年渤海地震序列发生在张渤带与郯庐带的交汇部位。张渤带是一条晚第四纪、具有相当规模和较强活动性的 NW 向活动构造带(徐锡伟等,2002)。郯庐带是我国东部规模最大的一条巨型走滑断裂带,该断裂走向为 NNE-NE 向。地震精定位结果显示渤海序列走向为 NE 向,其发震构造与郯庐带走向接近。郯庐带渤海湾段历史上发生过多次强震,其走

向在山东段和渤海湾南段为 NNE 向(曹筠等,2018;顾勤平等,2020),渤海湾北段为 NE 向(陈瑛等,2020)。地震序列震中所在的渤海中部正处于郯庐带走向由 NNE 向 NE 转变的过渡地带。震源机制解给出的 2 次最大地震 NE 向节面走向分别为 51° 和 41° ,其更接近于渤海湾北段的走向。

渤海海域内郯庐断裂带东西两侧的构造存在差异,断层西侧多为高速区,中强地震震源深度浅于断层东侧(汪晟等,2017)。谢卓娟等(2008)通过统计分析认为渤海海域内地震深度多在 10~20km 的地壳中,渤中拗陷内地震震源深度一般较深。渤海地震序列震中位置处于郯庐带西侧(图 1),CAP 方法给出的 2 个最大地震深度为 19km 和 13km,精定位后序列地震的深度均不超过 20km,与谢卓娟等(2008)给出地震深度分布基本一致。1969 年渤海海域 $M_{L}7.4$ 地震的深度尚存在争议,束沛镛等(1983)通过远震波形反演得到震源深度为 25km,而周蕙兰等(1989)同样使用远场波形得到初始破裂点深度为 8km,不在谢卓娟等(2008)得到的中小地震震源深度分布优势区间内。随着渤海海域地震监测能力提升,渤海小震、微震震源深度的测定精度也将不断提升。

此次渤海地震序列震中位于渤中盆地内的渤中凹陷。渤中盆地为 NNE 向“郯庐深断裂”与 NWW 向“北京-塘沽-蓬莱深断裂”的交汇区域,盆地构造演化受这 2 条重要的区域构造带影响。渤中凹陷是盆地新生代沉降中心,充填的新生代地层达 10km 以上(陆克政等,1997)。渤中凹陷区断层 NE、NW 和 EW 三组方向,主要分为 2 类:一类以延展断层为特征的控盆构造,另一类以花状构造和产状较陡为特征的与走滑作用有关的次级断层(侯贵廷,2014)。渤西地区拗陷的主伸展断层比较低缓,倾角多为 30° (童亨茂,2003)。倾角较低的伸展断裂与 $M_{L}4.4$ 地震震源机制解节面 I 给出的参数(倾角 37° 、滑动角 -109°)较为吻合;倾角较陡走滑型次级断层与 $M_{L}3.5$ 地震震源机制解节面 I 给出的参数(倾角 90° 、滑动角 -18°)较为吻合。

综合地震精定位和震源机制计算结果,我们推测 $M_{L}4.4$ 余震序列发震构造为渤中凹陷内 NE 向低倾角的伸展性正断层, $M_{L}3.5$ 震群发震构造为 NE 向倾角较陡的次级走滑断层。根据陆克政等(1997)和周斌等(2000)给出的渤中盆地构造剖面图,得到渤海地震序列发震构造示意图,如图 9 所示。 $M_{L}4.4$ 余震序列发生在伸展性正断层上,浅部倾角较大,深部倾角逐渐变小。 $M_{L}3.5$ 震群发生在次级走滑断层上,倾角较陡。由于中小地震破裂尺度较小,很难将其发震构造与已知的断层相互对应。虽然可以对发震构造的几何特征做出一定判断,但确定地震发生在哪条断层上仍十分困难。

各类微震检测方法均有其优势与不足,在实际应用中应根据研究对象和研究目标选择使用的方法。长短窗类方法在信噪比较高时能够可靠准确地识别震相(刘希强等,2009),计算速度较快,但会漏掉低信噪比的信号(赵明等,2019b)。模板匹配类方法适用于检测具有相近震源位置和震源机制的地震,对于波形高度相似的地震序列较为有效(Schaff,2010),但其检测精度取决于使用的模板,计算量随模板数量增大呈指数级增加(Skoumal et al,2014),且无法检测到不与任何模板地震波形高度相似的地震。人工智能类算法优势在于训练好的模型具有泛化能力,可以发现训练集不包含的新特征(赵明等,2019b),在识别准确率和效率等综合性能方面有所提升。

利用地震波形的相似性,除了能实现检测微震的功能,还可以对序列中的地震进行聚类

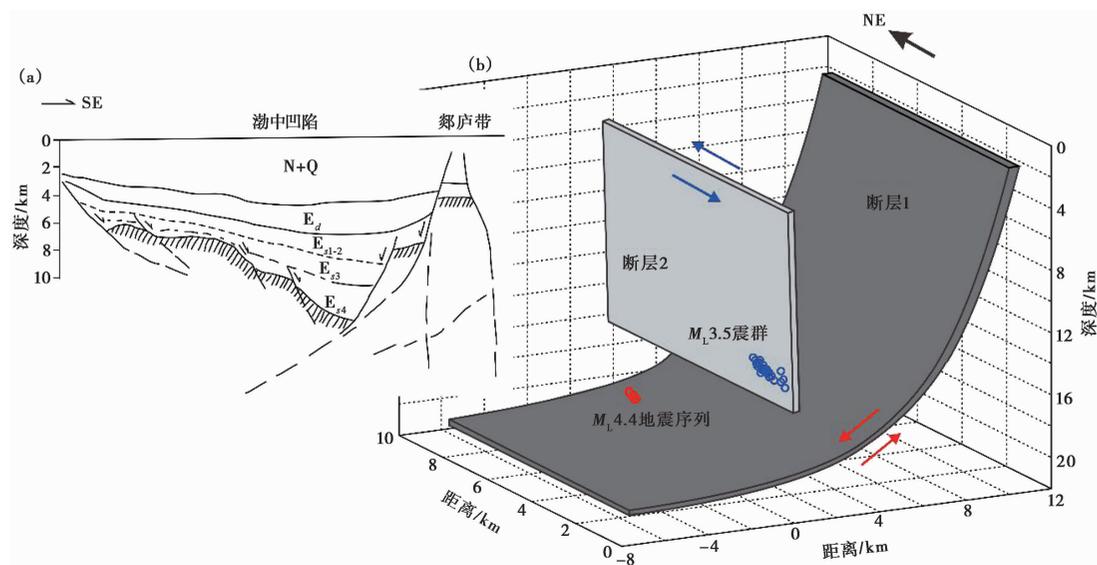


图 9 渤海地震序列发震构造示意图

(a) 渤中盆地构造剖面图, N+Q: 新第三系和第四系, E_d : 东营组, E_{s1-2} : 沙一、二段, E_{s3} : 沙三段, E_{s4} : 沙四段, 据陆克政等 (1997) 修改; (b) 视角为 E 向, 断层走向为 NE 向; 断层 1 表示 $M_L 4.4$ 余震序列发震断层, 红色圆圈为精定位后的余震序列震源位置; 断层 2 表示 $M_L 3.5$ 震群发震断层, 蓝色圆圈为精定位后的震群震源位置

分析(王伟涛等, 2012)。本文对渤海地震序列的分析, 通过模板匹配算法检测出序列可分为 2 组, 并对 2 组地震分别进行精定位, 发现 2 组地震的发震构造确实存在较大差别。若未经过波形互相关聚类, 将 2 组地震合在一起分析, 则可能无法得到可靠的发震构造分析结果。不可否认, 基于人工智能的微震检测技术在检测能力和计算效率上显示出了越来越大的优势(赵明等, 2019b; Perol et al, 2018), 但在地震序列研究中, 由于地震波性相似度较高, 地震活动时间相对较短, 模板匹配方法对波形相似的地震检测能力较强的优势体现较为明显, 同时能避免检测出不属于地震序列的其他地震的干扰。同时, 与 GPU 加速技术(Beaucé et al, 2017)、音频指纹技术(Yoon et al, 2015)等新技术相结合, 在一定程度上弥补了模板匹配类方法计算效率较低的不足。通过给模板地震各台站走时加入一个微小的变化值, M&L 方法(Zhang et al, 2015)或弱模板识别方法(吴梦羽等, 2018)可以检测到更多与模板地震“不太相似”的微震。因而, 模板匹配方法仍然广泛应用于地震序列微震检测工作中(Ross et al, 2019; Yao et al, 2020; Sianipar, 2020)。

对地震序列精定位结果误差的估计对发震构造分析可靠性有重要作用。自助法(Bootstrap)是估计误差的有力工具。对震相到时数据加入一定的随机误差(王清东等, 2015), 或对震相到时、地震初始位置和速度结构同时加入误差(Hardebeck, 2013; 姜金钟等, 2016), 通过重复定位几百次确定精定位结果的误差。Hardebeck (2013) 分析了基于波形互相关校正后的相对到时误差, 发现其绝大多数在 0.005s 内。本文采用每秒 100 个采样点的数据, 0.005s 为采样间隔的一半。因而, 可以认为经过波形互相关震相检测后, 每秒 100 个采样点数据的相对到时误差是非常微小的, 对每一组地震相对定位结果的影响很小。本文 2 组地震的初始位置分别置于台网给出的 $M_L 4.4$ 和 $M_L 3.5$ 震中位置, 震源深度基于 CAP 拟合

结果。鉴于人工识别的震相到时存在一定误差,导致震中定位结果存在一定不确定性, $M_L4.4$ 和 $M_L3.5$ 两个模板地震初始位置的不确定性会造成本文精定位结果中2组地震的相对位置存在误差。同时,速度结构的不确定性,尤其是震源区P波和S波速度的误差,对双差定位也有影响。利用Bootstrap方法定量估计模板地震初始位置和速度结果造成的相对定位结果误差,是今后研究和改进的方向。

4 结论

本文对2017年3月渤海地震序列进行了微震检测、震源机制计算和地震精定位计算,得到如下认识:

(1)通过模板匹配方法,检测到目录遗漏地震32个,约为台网目录给出地震数量的1.8倍,其中检测到 $M_L2.0$ 以上遗漏地震2个;

(2)基于波形互相关特征,发现渤海地震序列分为2组,一组为 $M_L4.4$ 地震主余序列,一组为最大震级 $M_L3.5$ 的震群,另有一个 $M_L1.6$ 地震与其他地震波形相似度较低,可能为一个孤立的 seismic 事件;

(3)地震精定位结果显示2组地震均为NE走向,震源机制解计算得到 $M_L4.4$ 地震发生在低倾角正断层, $M_L3.5$ 地震发生在高倾角走滑断层;

(4)结合研究区地质构造相关研究结果,推测 $M_L4.4$ 余震序列发震构造为渤中凹陷内NE向低倾角的伸展性正断层, $M_L3.5$ 震群发震构造为NE向倾角较陡的次级走滑断层。

致谢: 中国地震局地球物理研究所韩立波研究员对本文撰写给予指导和建议,天津地震台提供了数据资料支持,审稿专家提出了宝贵的修改意见,部分图件采用GMT软件包(Wessel et al, 1995)绘制,在此一并表示感谢。

参考文献

- 曹筠,冉勇康,许汉刚,等,2018. 郟庐断裂带江苏段安丘-莒县断裂全新世活动及其构造意义. 地球物理学报, **61**(7): 2828~2844.
- 陈琰,梁晓峰,闫宏芳,等,2020. 郟庐断裂渤海湾北段地震活动及其指示意义. 地球物理学报, **63**(7): 2566~2578.
- 邓起东,冉勇康,杨晓平,等,2007. 中国活动构造图(1:400万). 北京:地震出版社.
- 顾勤平,康清清,丁志峰,等,2020. 郟庐断裂带鲁苏皖段及邻区上地幔顶部Pn波速度与各向异性. 地球物理学报, **63**(7): 2548~2565.
- 国家地震局震害防御司,1995. 中国历史强震目录:公元前23世纪-公元1911年. 北京:地震出版社,503~504.
- 侯贵廷,2014. 渤海湾盆地地球动力学. 北京:科学出版社,52~57.
- 环文林,汪素云,1989. 渤海地震活动特征. 地震研究, **12**(1): 1~10.
- 姜金钟,付虹,陈棋福,2016. 位于构造活跃区的小湾水库地震活动特征——基于地震精定位的分析. 地球物理学报, **59**(7): 2468~2485.
- 蒋一然,宁杰远,2019. 基于支持向量机的地震体波震相自动识别及到时自动拾取. 地球物理学报, **62**(1): 361~373.
- 李健,王晓明,张英海,等,2020. 基于深度卷积神经网络的地震震相拾取方法研究. 地球物理学报, **63**(4): 1591~1606.
- 刘希强,周彦文,曲均浩,等,2009. 应用单台垂向记录进行区域地震事件实时检测和直达P波初动自动识别. 地震学报, **31**(3): 260~271.
- 陆克政,漆家福,戴俊生,等,1997. 渤海湾新生代含油气盆地构造模式. 北京:地质出版社,101~106.
- 束沛镒,李幼铭,铁安,等,1983. 利用远震P波波形反演渤海地震的震源参数. 地球物理学报, **26**(1): 31~38.

- 童亨茂, 2003. 渤海湾盆地张巨河复杂断块区平面砂箱模拟实验及其启示. 地质论评, **49**(3):305-310.
- 王清东, 朱良保, 苏有锦, 等, 2015. 2012 年 9 月 7 日彝良地震及余震序列双差定位研究. 地球物理学报, **58**(9):3205~3221.
- 汪晟, 胥颐, 孟晓春, 2017. 渤海海峡及周边区域地壳结构的层析成像特征. 地球物理学报, **60**(1):112~122.
- 王伟涛, 王宝善, 2012. 基于聚类分析的多尺度相似地震快速识别方法及其在汶川地震东北端余震序列分析中的应用. 地球物理学报, **55**(6):1952~1962.
- 王小娜, 叶秀薇, 黄元敏, 等, 2019. 2018 年 11 月 26 日台湾海峡 M_s 6.2 地震发震构造研究. 地球物理学报, **62**(12):4673~4683.
- 吴梦羽, 毛淑娟, 宁杰远, 等, 2018. 基于模板识别方法探测断层结构. 北京大学学报(自然科学版), **54**(4):730~738.
- 谢卓娟, 吕悦军, 彭艳菊, 等, 2008. 渤海海域地震震源深度的分布特征. 震灾防御技术, **3**(3):311~320.
- 徐锡伟, 吴卫民, 张先康, 2002. 首都圈地区地壳最新构造变动与地震. 北京: 科学出版社, 9~10.
- 易桂喜, 龙锋, 梁明剑, 等, 2019. 2019 年 6 月 17 日四川长宁 M_s 6.0 地震序列震源机制解与发震构造分析. 地球物理学报, **62**(9):3432~3447.
- 于子叶, 储日升, 盛敏汉, 2018. 深度神经网络拾取地震 P 和 S 波到时. 地球物理学报, **61**(12):4873~4886.
- 张成科, 张先康, 赵金仁, 等, 2002. 渤海湾及其邻区克曼速度结构研究与综述. 地震学报, **24**(4):428~435.
- 赵明, 陈石, 房立华, 等, 2019a. 基于 U 形卷积神经网络的震相识别与到时拾取方法研究. 地球物理学报, **62**(8):3034~3042.
- 赵明, 陈石, Yuen D, 2019b. 基于深度学习卷积神经网络的地震波形自动分类与识别. 地球物理学报, **62**(1):374~382.
- 赵燕来, 孙岩味, 梅世蓉, 1993. 渤海地区地震参数的修定. 中国地震, **9**(2):129~137.
- 周斌, 张英凯, 李继训, 2000. 渤海及邻区地震地质、地球物理场和地震活动特征. 西北地震学报, **22**(3):333~337.
- 周蕙兰, 吉连祥, 魏东平, 等, 1989. 多台波形确定震源深度的 $t_{1/2min}$ 和 V_{max} 方法及 1969 年渤海大震初始破裂点的深度——渤海地震研究(二). 中国地震, (1):35~39.
- Allen R E, 1978. Automatic earthquake recognition and timing from single traces. Bull Seismol Soc Am, **68**(5):1521~1532.
- Beaucé E, Frank W B, Romanenko A, 2017. Fast matched filter (FMF): an efficient seismic matched-filter search for both CPU and GPU architectures. Seismol Res Lett, **89**(1):165~172.
- Brodsky E E, 2019. The importance of studying small earthquakes. Science, **364**(6442):736~737.
- Earle P S, Shearer P M, 1994. Characterization of global seismograms using an automatic-picking algorithm. Bull Seismol Soc Am, **84**(2):366~376.
- Frank W B, Abercrombie R E, 2018. Adapting the matched-filter search to a wide-aperture network: An aftershock sequence and an earthquake swarm in Connecticut. Bull Seismol Soc Am, **108**(1):524~532.
- Hardebeck J L, 2013. Geometry and earthquake potential of the shoreline fault, Central California. Bull Seismol Soc Am, **103**(1):447~462.
- Kato A, Obara K, Igarashi T, et al, 2012. Propagation of slow slip leading up to the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki earthquake. Science, **335**(6069):705~708.
- Li C Y, Peng Z G, Yao D D, et al, 2018. Abundant aftershock sequence of the 2015 M_w 7.5 Hindu Kush intermediate-depth earthquake. Geophys J Int, **213**(2):1121~1134.
- Long F, Wen X Z, Ruan X, et al, 2015. A more accurate relocation of the 2013 M_s 7.0 Lushan, Sichuan, China, earthquake sequence, and the seismogenic structure analysis. J Seismol, **19**(3):653~665.
- Peng Z G, Zhao P, 2009. Migration of early aftershocks following the 2004 Parkfield earthquake. Nat Geosci, **2**(12):877~881.
- Perol T, Gharbi M, Denolle M, 2018. Convolutional neural network for earthquake detection and location. Sci Adv, **4**(2):e1700578.
- Ross Z E, Trugman D T, Hauksson E, et al, 2019. Searching for hidden earthquakes in Southern California. Science, **364**(6442):767~771.
- Ross Z E, Cochran E S, Trugman D T, et al, 2020. 3D fault architecture controls the dynamism of earthquake swarms. Science, **368**(6497):1357~1361.
- Ruiz S, Metois M, Fuenzalida A, et al, 2014. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique M_w 8.1

- earthquake. *Science*, **345**(6201):1165~1169.
- Schaff D, 2010. Improvements to detection capability by cross-correlating for similar events: a case study of the 1999 Xiuyan, China, sequence and synthetic sensitivity tests. *Geophys J Int*, **180**(2):829~846.
- Sianipar D, 2020. Immediate foreshocks activity preceding the 2018 M_w 7.5 Palu earthquake in Sulawesi, Indonesia. *Pure Appl Geophys*, **177**(7):2421~2436.
- Skoumal R J, Brudzinski M R, Currie B S, et al, 2014. Optimizing multi-station earthquake template matching through re-examination of the Youngstown, Ohio, sequence. *Earth Planet Sci Lett*, **405**:274~280.
- Waldhauser F, Ellsworth W L, 2000. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward Fault, California. *Bull Seismol Soc Am*, **90**(6):1353~1368.
- Warren-Smith E, Fry B, Kaneko Y, et al, 2018. Foreshocks and delayed triggering of the 2016 M_w 7.1 Te Araroa earthquake and dynamic reinvigoration of its aftershock sequence by the M_w 7.8 kaikoura earthquake, New Zealand. *Earth Planet Sci Lett*, **482**:265~276.
- Wessel P, Smith W H F, 1995. New version of the Generic Mapping Tools released. *Eos Trans AGU*, **76**:329.
- Wu J, Yao D D, Meng X F, et al, 2017. Spatial-temporal evolutions of early aftershocks following the 2013 M_w 6.6 Lushan earthquake in Sichuan, China. *J Geophys Res: Solid Earth*, **122**(4):2873~2889.
- Xue L, Bürgmann R, Shelly D R, et al, 2018. Kinematics of the 2015 San Ramon, California earthquake swarm: Implications for fault zone structure and driving mechanisms. *Earth Planet Sci Lett*, **489**:135~144.
- Yao D D, Huang Y H, Peng Z G, et al, 2020. Detailed investigation of the foreshock sequence of the 2010 M_w 7.2 El Mayor-Cucapah Earthquake. *J Geophys Res: Solid Earth*, **125**(6):e2019JB019076.
- Yoon C E, O'Reilly O, Bergen K J, et al, 2015. Earthquake detection through computationally efficient similarity search. *Sci Adv*, **1**(11):e1501057.
- Yoon C E, Yoshimitsu N, Ellsworth W L, et al, 2019. Foreshocks and mainshock nucleation of the 1999 M_w 7.1 Hector Mine, California, earthquake. *J Geophys Res: Solid Earth*, **124**(2):1569~1582.
- Zhang M, Wen L X, 2015. An effective method for small event detection: Match and locate (M&L). *Geophys J Int*, **200**(3):1523~1537.
- Zhu L P, Helmberger D V, 1996. Intermediate depth earthquakes beneath the India-Tibet Collision Zone. *Geophys Res Lett*, **23**(5):435~438.

Microseismic Detection and Seismogenic Structure Analysis for Bohai Earthquake Sequence in March 2017

Ma Ting¹⁾ Deng li¹⁾ Wang Xiaoshan²⁾ Song Cheng¹⁾ Tan Yipei¹⁾

1) Key Laboratory of Earthquake Engineering Simulation and Seismic Resilience, Tianjin Earthquake Agency, Tianjin 300201, China

2) Hebei Earthquake Agency, Shijiazhuang 050021, China

Abstract The study of seismogenic structure of earthquake sequence is an important basis for regional seismic activity and seismic risk analysis. In March 2017, an earthquake sequence occurred at the intersection of Tancheng-Lujiang fault zone and Zhangjiakou-Bohai seismic zone in Bohai Sea. The regional structure was relatively complex. It is difficult to deploy instruments in Bohai Sea which make the seismic monitoring capability relatively weak. In this paper, we firstly use the matched filter technique to detect the missing earthquakes in the sequence, and then use the waveform cross-correlation phase detection method to correct the P and S phase arrival time. Based on the corrected phase arrival time data, the sequence is precisely relocated. The focal mechanism of two largest earthquakes in the sequence are calculated. A total of 32 missing earthquakes were detected in the catalog, which is about 1.8 times of the number of earthquakes given in the catalog. According to the waveform cross-correlation clustering analysis, it is found that the Bohai earthquake sequence can be divided into two groups, one is mainshock-aftershock sequence of $M_L4.4$ earthquake, another is earthquake swarm of the largest earthquake $M_L3.5$. Moreover, there is a $M_L1.6$ earthquake that has low similarity with other seismic waveforms, which may be an isolated earthquake event. The results of earthquake relocation and focal mechanism show that the two groups of earthquakes are north-east strikes, the $M_L4.4$ earthquake occurred on the low-dip normal fault, and the $M_L3.5$ earthquake occurred on the high-dip strike-slip fault. Finally, combined with relevant research results of geological structure in the study area, it is considered that seismogenic structure of the $M_L4.4$ aftershock sequence is an extensional normal fault with a north-east low dip angle in Bozhong depression, and the seismogenic structure of the $M_L3.5$ earthquake swarm is a secondary strike-slip fault with a north-east steep dip angle.

Keywords: Microseismic detection; Seismogenic structure; Earthquake relocation; Focal mechanism; Bohai earthquake sequence