

李金, 宫猛, 臧阳, 等. 唐山地区尾波 Q 值特征研究[J]. 华南地震, 2022, 42(3): 48–57. [LI Jin, GONG Meng, ZANG Yang, et al. Study on the Characteristics of Coda Wave Q Value in Tangshan Region [J]. South China journal of seismology, 2022, 42(3): 48–57]

唐山地区尾波 Q 值特征研究

李 金¹, 宫 猛², 臧 阳³, 付 震⁴, 朱音杰⁵

(1.唐山地震监测中心站, 河北 唐山 063000; 2.东华理工大学, 南昌 330013; 3.中国地震台网中心, 北京 100045;
4.河北省地质矿产勘查开发局第二地质大队, 河北 唐山 063000; 5.河北省地震局, 石家庄 050021)

摘要: 选取2008—2020年河北省数字地震台网记录的唐山地区86次 $M_L \geq 3.0$ 地震事件波形资料, 基于Sato单次散射模型, 获得唐山地区尾波 Q 值随频率的时空变化特征。结果显示: 唐山地区平均尾波 Q 值与频率 f 之间的关系为 $Q(f) = (53.33 \pm 18.23)f^{0.9029 \pm 0.0858}$, 与国内其它地区相比, 本研究区的 Q 值相对较低; 唐山地区 $M_L 4.5$ 以上地震多发生在 Q 值下降过程中, 且 Q 值在震前一段时间内呈现上升变化, 震后则呈现下降变化; 唐山地区的尾波 Q 值存在显著的横向不均匀性, 北部山区明显高于南部平原地区, 东部地区明显高于西部地区, 沿着北东向的唐山断裂从西南向东北 Q 值逐渐升高。

关键词: 唐山地区; Sato模型; 尾波 Q 值; 时空变化特征

中图分类号: P315.73

文献标识码: A

文章编号: 1001-8662(2022)03-0048-10

DOI: 10.13512/j.hndz.2022.03.06

Study on the Characteristics of Coda Wave Q Value in Tangshan Region

LI Jin¹, GONG Meng², ZANG Yang³, FU Zhen⁴, ZHU Yinjie⁵

(1. Tangshan Seismic Monitoring Central Station, Tangshan 063000, China; 2. East China University of Technology, Nanchang 330013, China; 3. China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China;
4. The Second Geological Brigade of Hebei Geology and Mineral Exploration and Development Bureau, Tangshan 063000, China; 5. Hebei Earthquake Agency, Shijiazhuang 050021, China)

Abstract: The paper collected 86 seismic events waveform of earthquakes with $M_L \geq 3.0$ in Tangshan region from 2008 to 2020 recorded by Hebei digital seismic network. Based on Sato single scatter model, the temporal and spatial variation characteristics coda wave Q value with frequency in Tangshan region are obtained. The results show that: the relationship between the average of coda wave Q value and frequency in Tangshan area is $Q(f) = (53.33 \pm 18.23)f^{0.9029 \pm 0.0858}$, which is relatively low compared with other regions in China; most of the earthquakes with $M_L \geq 4.5$ occurred in Tangshan area during the decline process of Q value, moreover, the Q value showed an upward

收稿日期: 2022-03-01

基金项目: 江西省自然科学基金(20202BABL203035); 中国地震局“监测、预报、科研”三结合课题(3JH-202202055); 河北省地震科技星火计划攻关项目(DZ202108090110); 河北省地震科技星火计划青年项目(DZ2021121600002)联合资助。

作者简介: 李 金(1989-), 男, 本科, 工程师, 主要从事地震视应力与尾波衰减等方面的研究。

E-mail: 747002446@qq.com

通信作者: 宫 猛(1983-), 男, 博士, 副研究员, 主要从事数字地震学与地震危险性研究。

E-mail: mrgongm@163.com

change in the period before the earthquake, and showed a downward change after the earthquake; there is significant lateral inhomogeneity of the coda wave Q values in Tangshan region, the northern mountains were significantly higher than the southern plains, The value in the eastern region was significantly higher than the southern region, and the Q value of Tangshan fault along the NE trending increases gradually from southwest to northeast.

Keywords: Tangshan region; Sato model; Coda wave Q value; Spatio-temporal variation characteristics

0 引言

地震波衰减特征是地震学研究的一个重要领域。地震波传播的路径效应(地震波衰减),除了随距离的增大存在几何衰减外,还有一个重要的用来度量非弹性衰减的影响因素—介质品质因子 Q 值^[1]。品质因子 Q 值指在一周期中,储存在振动系统中的能量与所损耗能量的比值,它是地球岩石圈的一个构造参数,表征地震运动在岩石圈所造成的破碎程度,在研究地球内部介质物理性质和推断其热力学状态方面均有重要的作用^[2]。

Aki^[3]最早将统计方法用于地球非均匀介质的研究,把尾波中的震源效应与路径效应区分开来,并用地球介质的三维非均匀性引起的地震波散射来解释尾波的形成。Aki 和 Chouet^[4]阐述了基于背向单次散射模型计算尾波 Q 值的方法。Sato^[5]成功地把 Aki^[3]单散射模型推广应用到震源和台站分开的情况,并将该模型称作“各向同性单散射模型”。由于 Sato 单次散射模型更符合地震波散射理论,基于该模型研究地方震尾波衰减特征可以更充分地认识地壳介质的非均匀性,因此该方法被广泛的应用于各地区的尾波 Q 值的研究。

国内大量地震学者对地震前后尾波 Q 值的变化特征进行了研究,并取得了一系列的研究成果。张天中等^[6]研究发现,1998 年张北 $M_s 6.2$ 地震前恒山台尾波 Q 值有增大的现象。王伟君等^[7]通过计算 1999 年 11 月 29 日岫岩 $M_s 5.4$ 地震序列的尾波 Q_c 值发现,该区 Q_c 值在大震前呈上升变化,震后随着时间的流逝 Q_c 值逐渐降低。马云生等^[8]利用北京遥测台网地震资料研究了北京及周围地区的尾波 Q 值分布特征,结果显示该区东南部的 Q 值较低且变化平稳,而西北山区的 Q 值较高,变化也相对较大。师海阔等^[9]和张锦玲等^[10]采用 Sato 模型研究了宁夏地区尾波 Q 值分布特征,发现 Q 值分布较好地反映了不同的地质构造特征及地震活动水平。李继业等^[11]利用 Sato 模型对依舒断裂带北段地区尾波 Q 值

变化特征进行了研究,结果表明黑龙江萝北、通河附近地区的尾波 Q 值具有明显的复杂性和差异性。

唐山地区位于燕山褶皱带南缘与黄骅拗陷的交接部位,发育了较厚的元古宙、下古生代和晚古生代含煤建造。燕山运动形成了一系列褶皱和断裂,并使本区缺失中生代沉积。新生代期间,该区构造分异明显,北部继续抬升,南部转而下降,使许多燕山期开始形成的构造隐伏于地下^[12-13]。唐山菱形块体内部主要分布着前古生代时期形成的 NE 向宁河—昌黎断裂、NW 向蓟运河断裂与滦县—乐亭断裂,以及古生代时期形成的 NE 向丰台—野鸡坨断裂(图 1)。自 1485 年以来,唐山地区共发生 5 级以上地震 29 次。其中,1976 年 7 月 28 日发生在唐山断裂上的唐山 $M 7.8$ 地震造成了巨大的人员伤亡和财产损失^[14]。

随着首都圈项目和“十五”项目的顺利实施,河北省数字地震台网地震监测能力大幅提高,积累了大量高精度的数字地震波形资料,为研究唐山地区尾波衰减特征提供了可靠的数据基础。本文利用 2008 年 1 月至 2020 年 12 月河北省数字地震台网记录到的唐山地区地震事件波形资料,基于 Sato 模型研究该区尾波 Q 值变化特征,探讨唐山地区尾波 Q 值衰减变化与中强地震活动的相互关系。

1 数据与方法

收集 2008 年 1 月至 2020 年 12 月河北省数字地震台网记录的唐山地区 86 次 $M_L \geq 3.0$ 地震波形资料,依据研究的需要,从中选取了 1275 条由 39 个测震台站记录到的 100 km 范围内信噪比较高、尾波持续时间相对较长且 S 波震相清晰的地震事件波形数据。所选地震及台站分布见图 1,各台站基本参数见表 1。北部山区的台站配备 CMG-3TB、BBVS-60、BBVS-120 宽频带地震仪,南部平原地区的台站则放置 FSS-3DBH 井下短周期地震计,所有仪器均为三分向记录,采样率为 100 Hz。

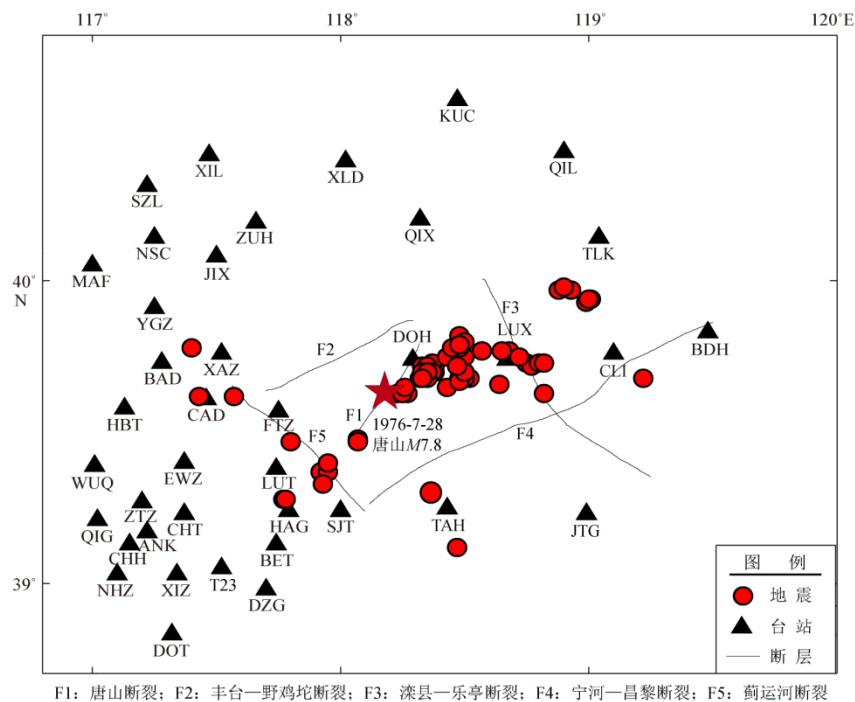


图 1 地震及台站分布
Fig.1 Distribution of earthquakes and seismic stations

表 1 台站基本参数
Table 1 Basic parameters of the stations

序号	台站名称	台站代码	台基类型	地震计型号	数采型号
1	北戴河	BDH	灰 岩	BBVS-60	EDAS-24GN
2	昌黎	CLI	花岗岩	BBVS-120	EDAS-24GN
3	陡河	DOH	灰 岩	BBVS-60	EDAS-24GN
4	滦县	LUX	花岗岩	BBVS-60	EDAS-24GN
5	迁西	QIX	片麻岩	BBVS-60	EDAS-24GN
6	遵化	ZUH	灰 岩	BBVS-60	EDAS-24GN
7	唐海	TAH	第四系黄土层	FSS-3DBH	EDAS-24GN
8	桃林口	TLK	古生代变质岩	BBVS-60	EDAS-24IP
9	宽城	KUC	夹石英灰岩	BBVS-60	EDAS-24IP
10	青龙	QIL	片麻岩	BBVS-60	EDAS-24IP
11	兴隆	XIL	白云质灰岩	BBVS-60	EDAS-24IP
12	兴隆东	XLD	石英砂岩	BBVS-60	EDAS-24IP
13	京唐港	JTG	第四系黄土层	FSS-3DBH	EDAS-24GN
14	宝坻	BAD	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-C24B
15	糙甸	CAD	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
16	丰台镇	FTZ	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
17	汉沽	HAG	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
18	芦台	LUT	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
19	蓟县	JIX	石灰岩	BBVS-120	EDAS-C24B

(转下表)

(接表1)

序号	台站名称	台站代码	台基类型	地震计型号	数采型号
20	新安镇	XAZ	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
21	尤古庄	YGZ	第四系沉积	CMG-3TB	CMG-DM24
22	尔王庄	EWZ	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
23	塘23	T23	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
24	赤土	CHT	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
25	青光	QIG	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
26	撒金坨	SJT	第四系沉积	CMG-3TB	CMG-DM24
27	长虹	CHH	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
28	东台	DOT	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-C24B
29	朱塘庄	ZTZ	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
30	安康	ANK	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
31	马坊	MAF	奥陶系灰岩	FSS-3DBH	EDAS-C24B
32	南山村	NSC	花岗岩	BBVS-60	EDAS-24GN
33	武清	WUQ	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-C24B
34	大直沽	DZG	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
35	南河镇	NHZ	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24IP
36	辛庄	XIZ	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
37	北塘	BET	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
38	河北屯	HBT	第四系沉积	FSS-3DBH	EDAS-24GN
39	四座楼	SZL	石英岩	BBVS-60	EDAS-24GN

本文采用朱新运等^[15]提出的处理方法,在时间域中求取唐山地区的 Q 值,其数据处理流程如下:首先设置尾波截断处信噪比阈值为 $\sqrt{2}$,以 S 波到时后 5 s 作为尾波起算时间,取 P 波初动前 2 s 的平均信号作为背景噪声;然后分析 $4\sim 18\text{ Hz}$ 频率范围内的原始波形,设置频率间隔为 1 Hz ,对于中心频率 f_0 ,以 $[\frac{2}{3}f_0, \frac{4}{3}f_0]$ 为带宽,使用六阶 Butterworth 滤波器对原始波形进行滤波处理;最后对滤波后的数据从 S 波到时开始取窗长 2 s ,步长 0.5 s 滑动计算求出不同时间点的平均振幅。不同的流逝时间反映了不同深度的 Q 值,计算时不同台站记录到不同地震所取的尾波流逝时间应保持一致,本文将尾波窗长固定为 80 s 。

依据 Sato 单次散射模型^[5],在一定频率下,尾波振幅与时间的函数关系可表示为

$$F(t)=\log \{[A_c(t)/A_s]^2K^{-1}(a)\}=C(f)-b(t-t_s) \tag{1}$$

式(1)中, A_s 是 S 波的最大振幅, $A_c(t)$ 是流逝时间 t 附近的尾波均方根振幅, $K(\alpha)$ 及 $A_c(t)$ 分别由

(2)、(3)式给出, $K(\alpha)$ 是依赖于时间的传播因子。

$$K(\alpha)=1/a\ln [(a+1)(a-1)] \tag{2}$$

$$A_c(t)=(A_T^2-A_n^2)^{1/2} \tag{3}$$

A_T 为所取时间窗内地震波均方根, A_n 为 P 波到达前适当时间段记录的均方根,用以进行地震波的噪声校正^[16]。

其中 $\alpha=t/t_s$, t_s 为 S 波的流逝时间, $C(f)$ 是与频率有关的影响因子。对相同地震的同一频率, $C(f)$ 为常数,对于不同的频率点,通过拟合 $F(t)$ 与 $(t-t_s)$ 的线性关系,可得到斜率 b ,由(4)式所示:

$$b=(2\pi f\eta)/Q \tag{4}$$

进一步计算 $Q(f)=Q_0^\eta$,其中 Q_0 为 $f=1\text{ Hz}$ 时的 Q 值, η 为 Q 值对频率 f 的依赖性指数。

图2给出了2010年4月9日18时52分河北丰南 $M_L4.6$ 地震陡河台计算实例,由图2可以发现, $f=11\text{ Hz}$ 时数据线性拟合较好,频率 $f=4\sim 18\text{ Hz}$ 对应的 Q 值计算结果可靠,这说明本研究在数据处理过程中所设置的参数比较合理。

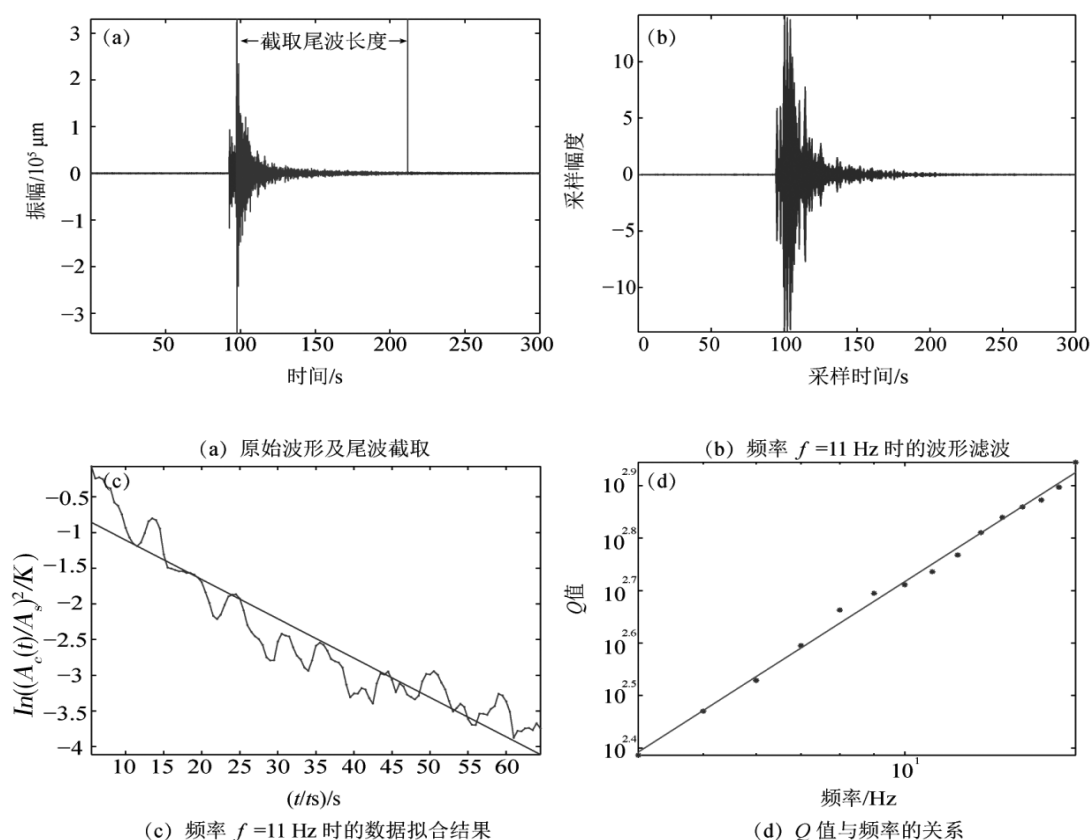


图2 2010年4月9日 18:52 $M_L 4.6$ 地震陡河台计算实例

Fig.2 $M_L 4.6$ earthquake calculated by Douhe station at 18:52 on Apr 9th, 2010

2 结果分析与讨论

利用 Sato 模型进行多台多地震联合计算和拟合, 得到唐山地区平均尾波 Q 值与频率 f 之间的关系为 $Q(f) = (53.33 \pm 18.23) f^{0.9029 \pm 0.0858}$ (图3)。结果显示, 数据拟合度较高, 拟合残差呈正态分布, 1 Hz 频率对应的 Q_0 值及频率依赖性指数 η 无明显趋势变化。尾波 Q 值主要反映以震源和记录台站为两个焦点的椭球范围内的品质因子特性^[10]。用椭球体公式:

$$x^2 / (vt/2)^2 + y^2 / ((vt/2)^2 - r^2/4) = 1 \quad (5)$$

计算尾波平均采样深度约为 70 km, 而唐山地区地壳的平均厚度约为 38 km, 因此本文结果主要反映的是该区地壳和上地幔顶部的介质品质因子特征。

对比国内不同地区已有的 Q 值与频率关系的研究结果(表2), 李松林等^[17]、马云生等^[8]、刘芳等^[18]、翟浩等^[19]选取与本文相近的流逝时间, 分别对滦县、北京及邻区、内蒙古中西部、内蒙古东北部地区的尾波 Q 值进行了研究, 计算得到的 Q 值均高于本研究区的相应值, 而 Q 值对频率 f 的依赖性指数 η 低于本研究区的相应值。张小涛等^[20]、吕坚等^[21]、王曰风等^[22]、阿衣仙姑·买买提等^[23]选取比本文更短的流逝时间, 分别研究得到邯郸—邢台、九江—瑞昌、张北、新疆阿克陶地区的 Q 值均高于本研究区的相应值, 而 Q 值对频率 f 的依赖性指数 η 高于本研究区的相应值。这些结果差异可能是由于唐山地区中强地震频繁, 地下岩石介质破碎程度较高, 岩石圈的非均匀性较强, 地震波传播过程中损耗的能量更多, 造成该区尾波 Q 值相对较低。

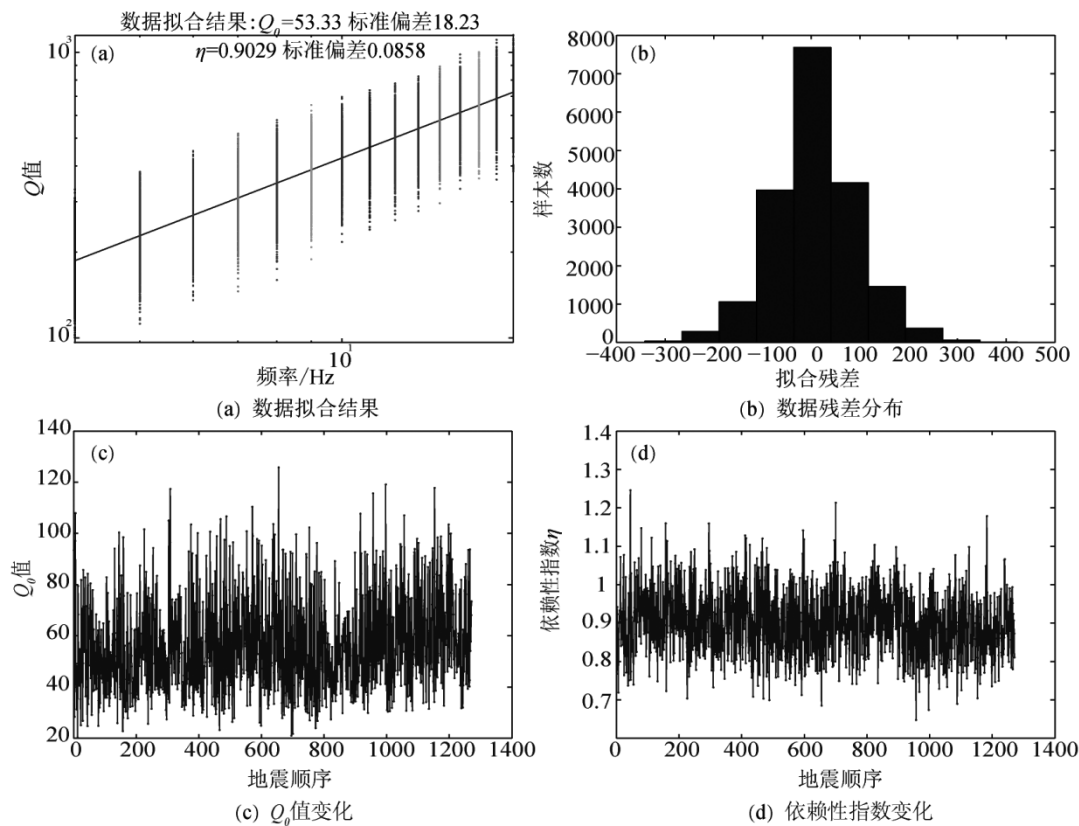


图3 Q 值与频率的关系

Fig.3 Relationship between Q value and frequency

表 2 Q 值与频率关系相关研究结果比较

Table 2 Comparison of research results related to the relationship between Q value and frequency

序号	地区	Q	η	流逝时间/s	作者
1	滦县	72	0.90	40 ~ 70	李松林
2	邯郸—邢台	59.4	0.93	40	张小涛
3	九江—瑞昌	77.5	0.96	40 ~ 44	吕坚
4	张北	76.8	0.9606	35	王曰凤
5	北京及邻区	217	0.74	60 ~ 90	马云生
6	内蒙古中西部	65.15	0.8922	70 ~ 80	刘芳
7	内蒙古东北部	64.11	0.8914	60 ~ 80	翟浩
8	新疆阿克陶	60.85	0.975	40 ~ 60	阿衣仙姑·买买提
9	唐山	53.33	0.9029	80	本研究

唐山地区尾波 Q 值随时间的变化显示(图 4), 该区 $M_L4.5$ 以上地震多发生在 Q 值下降过程中, 且 Q 值在震前呈现上升变化, 而震后则呈现下降变化。分析认为, 尾波 Q 值的变化与周围介质物理性质的变化相关。地震发生之前较长一段时间, 受较强应力作用, 地壳介质特别是韧性层破裂的增加使尾波 Q 值减小, 随着岩石被挤压, 荷载也随之增加, 深部介质的不均匀性降低, 然后 Q 值不断增大, 岩石不断积累应变能, 受力超过它所

能承受的极限后发生地震, 能量被瞬间释放, 岩石圈变得更加破碎, 岩石之间的裂隙增大, 流体的渗入增加了地震波的损耗, 进而导致 Q 值变小。唐山地区尾波 Q 值的这种变化特征在陈婷等^[24]研究结果中也有所体现。

选取研究区不同方位的 5 个测震台站(陡河、昌黎、迁西、遵化、桃林口)的尾波 Q 值随时间的变化, 来进一步探究唐山地区的尾波 Q 值与中强地震之间的关系(图 5)。结果显示, 5 个台站的尾

波 Q 值在 $M_L 4.5$ 以上地震前后出现了明显的波动变化, 主要表现为震前低值回升, 震后迅速下降。特别是在2016年9月10日唐山 $M_L 4.6$ 地震前后, 5个台站的尾波 Q 值变化规律具有很好的一致性。对比分析发现, 陡河台和昌黎台的映震效果要好于其他3个台站, 而陡河台 Q 值变化最为显著。经

过对台站环境调研发现, 与其它台站相比, 陡河台台基较好, 地震仪放置于地下室, 周围环境噪声干扰很小。此外, 陡河台距地震震中较近, 且与大部分震源位于同一构造区域, 认为陡河台的尾波 Q 值变化曲线能较好的反映唐山地区地壳介质的衰减特征。

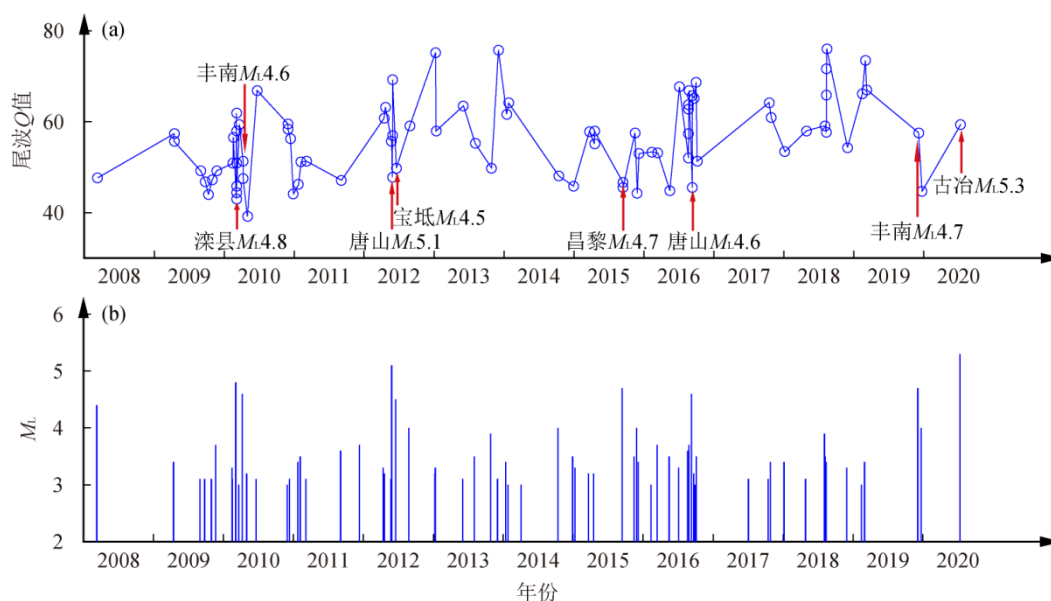


图4 唐山地区尾波 Q 值演化(a)及 $M-T$ 图(b)

Fig.4 The map of Q value evolution(a) and the $M-T$ map(b) in Tangshan region

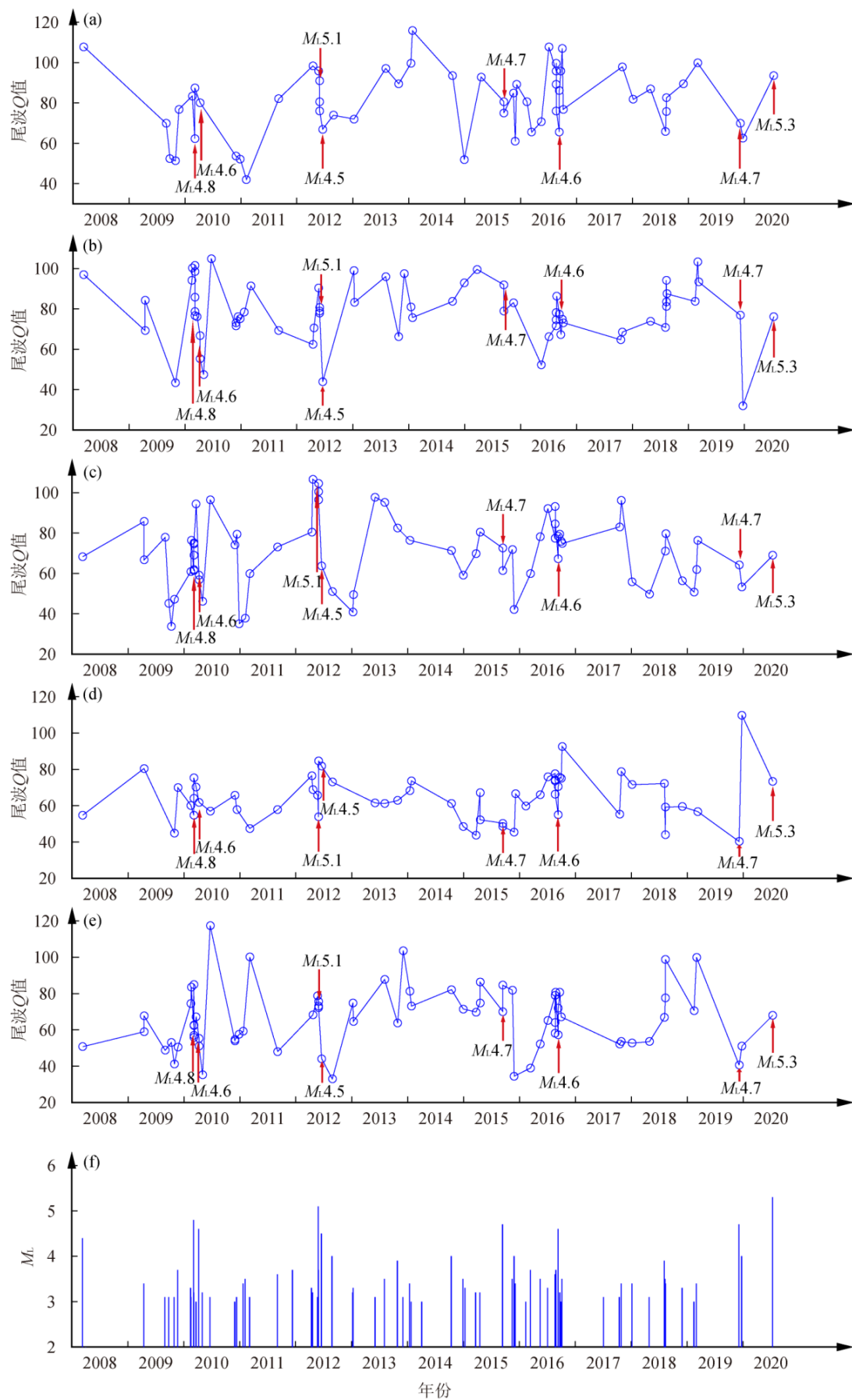
唐山及邻区尾波 Q 值空间分布(图6)与地质构造及地形分布(图7)显示, 唐山地区的尾波 Q 值存在显著的横向不均匀性, 不同地区的 Q 值差异明显, 北部山区的 Q 值高于南部平原地区, 东部地区的 Q 值明显高于西部地区, 沿着北东向的唐山断裂从西南向东北 Q 值逐渐升高。这一差异可能与该区壳幔深部构造的横向非均匀性有关。1976年7月28日唐山 $M7.8$ 地震之后, 唐山断裂西南段的岩石介质较为破碎, 应力积累不明显。而唐山断裂东北段的岩石介质破碎程度低, 随着应力的不断积累, 地下介质的非均匀性降低, 地震波传播过程中损耗的能量减少, 衰减随之减小, 造成该区域 Q 值较高。

唐山地区尾波 Q 值的高值异常区, 与该区地壳和上地幔顶部三维速度结构的高速异常分布基本吻合^[25-26]。京津唐地区地壳速度结构层析成像结果表明, 在南部平原地区呈现P波低速速度异常, 而在隆起的北部山区显示为P波高速速度异常, 陡河至滦县地区P波速度在地下10 km、15 km、70 km和105 km深度处为高速异常区。岩石

实验结果表明^[27], 随着岩石孔隙度的增加, 地震波传播速度减小, 地震波衰减增加的趋势非常明显。由于P波高速异常区岩石介质的孔隙度较低, 地震波衰减有所减弱, 因此该区域尾波 Q 值较高。

陡河台和滦县台附近的尾波 Q 值的高值异常可能与该区的应力变化有关。朱琳等^[28]研究了1976年唐山强震群震后库仑应力演化及其与2021年7月12日古冶5.1级地震的关系, 认为震后15~20年内古冶地震震源区库仑应力呈现缓慢的、近似线性的增加状态。近年来, 古冶震源区应力不断增加, 导致唐山断裂东北段和滦县-乐亭断裂北段附近中小地震活动有所增强, 岩石介质的不均匀性逐渐降低, 地震波传播过程中损耗的能量减少, 衰减较慢, 使得陡河台和滦县台附近的尾波 Q 值相对较高。

地震尾波源于地震波在地球内部大量非均匀体间的多次散射。地震台站所处的局部场地环境因素: 如地质构造、岩石裂隙、地下流体等都会对地震波传播产生影响。本文得到的结果尚需积累大量的震例资料来验证, 有待于进一步深入研究。

图5 陡河(a)、昌黎(b)、迁西(c)、遵化(d)、桃林口(e)在1 Hz频率下的 Q 值演化及 M - T 图(f)Fig.5 Q value evolution of Douhe(a), Changli(b), Qianxi(c), Zunhua(d), Taolinkou(e) at 1 Hz and M - T diagram (f)

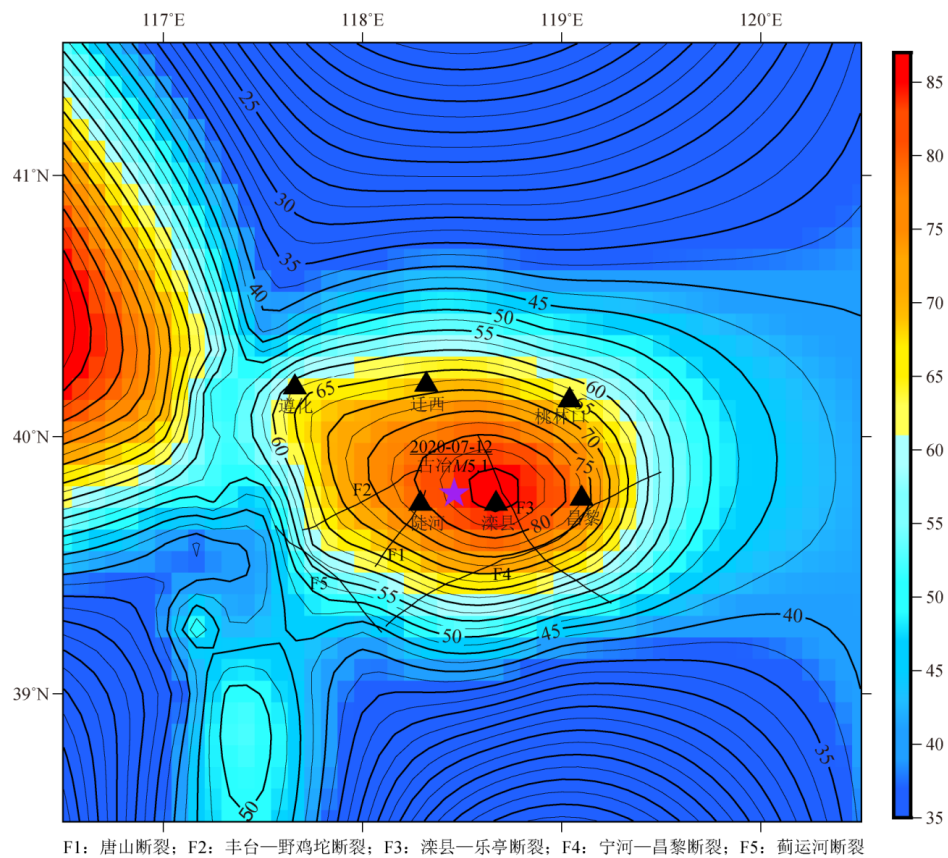


图 6 研究区尾波 Q 值空间分布

Fig.6 The spatial distribution of coda wave Q values in the study area

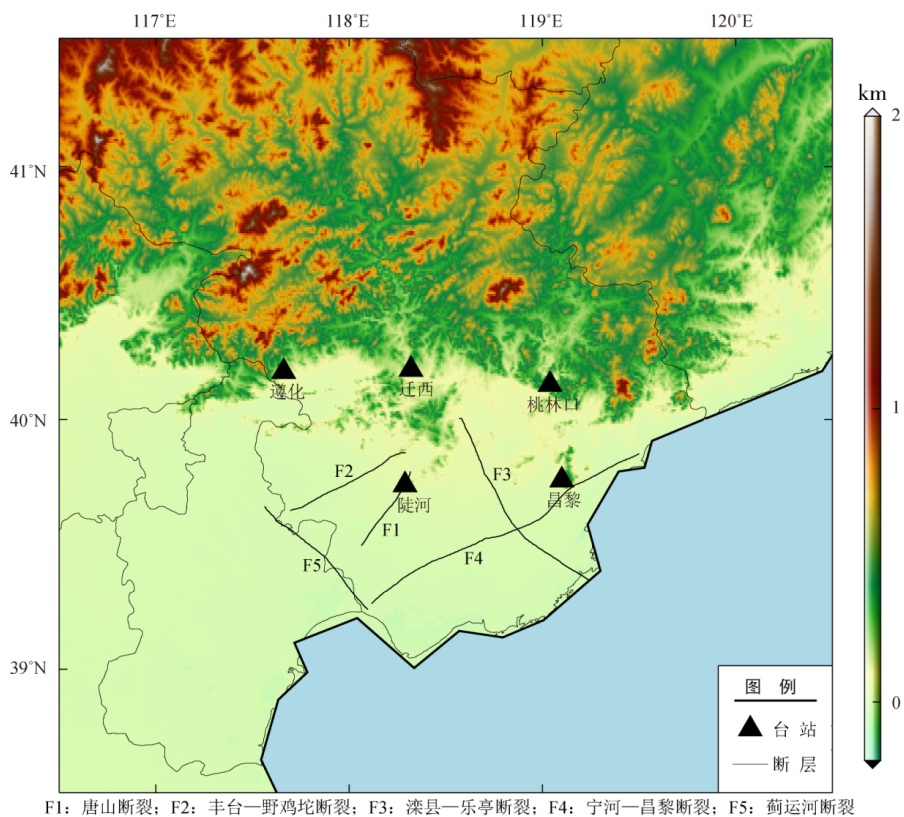


图 7 研究区地质构造及地形分布

Fig.7 Geological structure and topography distribution in the study area

3 结论

本文基于 Sato 单次散射模型, 利用唐山及邻区 39 个数字地震台站记录到的 100 km 范围内 1269 个地震事件波形数据, 研究了唐山地区尾波衰减的时空变化特征, 得出以下结论:

(1) 唐山地区平均尾波 $Q(f) = (53.33 \pm 18.23)f^{0.9029 \pm 0.0858}$, 低于国内其它地区的 Q 值, 可能是由于唐山地区中强地震频繁, 地下岩石介质破碎程度较高, 岩石圈的非均匀性较强, 地震波传播过程中损耗的能量更多, 造成该区尾波 Q 值相对较低。2008—2020 年间, 唐山地区尾波 Q 值及频率依赖性指数 η 无明显趋势变化, 说明该区域应力变化不明显。

(2) 唐山地区 $M_L 4.5$ 级以上地震多发生在 Q 值下降过程中, 且 Q 值在震前一段时间内呈现上升变化, 震后则呈现下降变化。综合分析认为, 尾波 Q 值的变化与周围介质物理性质的变化相关。陡河台的尾波 Q 值变化曲线能较好的反映唐山地区地壳介质的衰减特征。

(3) 唐山地区的尾波 Q 值存在显著的横向不均匀性, 北部山区明显高于南部平原地区, 东部地区明显高于西部地区, 沿着北东向的唐山断裂从西南向东北 Q 值逐渐升高。这一差异可能与该区壳幔深部构造的横向非均匀性有关, 尾波 Q 值的高值异常区, 与该区地壳和上地幔顶部三维速度结构的高速异常分布基本吻合。陡河台和滦县台附近的尾波 Q 值的高值异常可能与该区域所处的地质构造和地震活动性有关。

致谢: 浙江省地震局朱新运研究员提供尾波 Q 值计算软件, 河北省地震局测震台网中心提供数字地震波形资料, 在此一并表示感谢。

参考文献

- [1] 苏有锦. 云南地区地震波衰减 (Q 值) 结构反演成像研究 [D]. 合肥: 中国科学技术大学, 2009.
- [2] 张天中, 高龙生, 张卫平. 滇西试验场区的 Q 值及其随时间窗的变化 [J]. 地震学报, 1990, 12(1): 12-21.
- [3] Aki K. Analysis of seismic coda of local earthquakes as scattered wave [J]. Journal of Geophysical Research, 1969, 74: 615-631.
- [4] Aki K, Chouet B. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects [J]. Journal of Geophysical Research, 1975, 80(23): 3322-3342.
- [5] Sato H. Energy propagation including scattering effects, single isotropic scattering approximation [J]. Phys Earth, 1977, 25: 27-41.
- [6] 张天中, 高阿甲, 黄蓉良, 等. 震源介质参数的连续监测及其在张北地震前的变化 [J]. 地震, 2000, 20(4): 154-161.
- [7] 王伟君, 刘杰. 1999 年岫岩地震序列尾波 Q_c 的变化过程 [J]. 地震, 2004, 24(4): 37-44.
- [8] 马云生, 张天中, 张焕生. 北京及其周围地区尾波 Q 值分布特征的研究 [J]. 地震学报, 1995, 17(4): 448-458.
- [9] 师海阔, 朱新运, 贺永忠, 等. 利用 Sato 模型对宁夏及邻区尾波 Q 值的研究 [J]. 地震, 2011, 31(1): 118-125.
- [10] 张锦玲, 朱新运, 马起杨, 等. 应用 Sato 模型探究宁夏区域尾波 Q 值特征 [J]. 地震, 2018, 38(4): 11-18.
- [11] 李继业, 孙鹏宇, 武晓军, 等. 依舒断裂带北段尾波 Q 值特征研究 [J]. 中国地震, 2018, 34(3): 545-550.
- [12] 尤惠川, 徐锡伟, 吴建平, 等. 唐山地震深浅构造关系研究 [J]. 地震地质, 2002, 24(4): 571-582.
- [13] 刘保金, 曲国胜, 孙铭心, 等. 唐山地震区地壳结构和构造: 深地震反射剖面结果 [J]. 地震地质, 2011, 33(4): 901-912.
- [14] 郭慧, 江娃利, 谢新生. 对 1976 年河北唐山 $M_s 7.8$ 地震地表破裂带展布及位移特征的新认识 [J]. 地震地质, 2011, 33(3): 506-524.
- [15] 朱新运, 杨钢宇, 张震峰. 基于 Sato 模型的近震 S 波尾波 Q 值求解及分析软件研制 [J]. 地震地磁观测与研究, 2005, 26(3): 63-70.
- [16] 李白基, 秦嘉政, 钱晓东, 等. 云南姚安地区的尾波衰减 [J]. 地震学报, 2004, 24(1): 47-52.
- [17] 李松林, 樊计昌, 惠乃玲, 等. 滦县地区尾波 Q 值及其与频率关系的研究 [J]. 地震学报, 1990, 12(4): 357-366.
- [18] 刘芳, 苗春兰, 高艳玲. 内蒙古中西部地区尾波 Q 值研究 [J]. 地震, 2007, 27(2): 72-80.
- [19] 翟浩, 张晖, 安全. 应用 Sato、Aki 模型对比分析内蒙古东北地区尾波 Q 值 [J]. 地震地磁观测与研究, 2020, 41(2): 44-50.
- [20] 张小涛, 韩丽萍, 张双凤, 等. 邯郸—邢台地区尾波 Q 值分布特征研究 [J]. 大地测量与地球动力学, 2007, 27(4): 119-123.
- [21] 吕坚, 朱新运, 高建华, 等. 江西九江—瑞昌震区的尾波衰减特征初探 [J]. 地震, 2006, 26(4): 15-21.
- [22] 王曰凤, 张秀萍, 韩和平, 等. 基于 Aki 模型的张北地震序列 Q_c 值特征研究 [J]. 防灾科技学院学报, 2010, 12(2): 37-40.
- [23] 阿衣仙姑·买买提, 尼鲁帕尔·买买吐孙. 基于 Aki、Sato 模型的阿克陶 $M_s 6.7$ 地震尾波 Q 值特征研究 [J]. 内陆地震, 2017, 31(2): 145-155.
- [24] 陈婷, 董建辉, 王晓山. 唐山地区尾波 Q 值时空分布特征 [J]. 地震地磁观测与研究, 2017, 38(2): 51-56.
- [25] 于湘伟, 陈运泰, 张怀. 京津唐地区地壳三维 P 波速度结构与地震活动性分析 [J]. 地球物理学报, 2010, 53(8): 1817-1828.
- [26] 杨峰, 黄金莉, 杨挺. 应用远震有限频率层析成像反演首都圈上地幔速度结构 [J]. 地球物理学报, 2010, 53(8): 1806-1816.
- [27] 陈颢, 黄庭芳, 刘恩儒. 岩石物理学 [M]. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2009.
- [28] 朱琳, 李腾飞, 石富强, 等. 1976 年唐山强震群震后库仑应力演化及其与 2021 年古冶 5.1 级地震的关系 [J]. 地震研究, 2021, 44(1): 1-8.