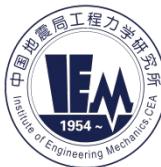


基于混合震源的强震动模拟及区域场地效应研究

强生银

二零一四年五月

图书分类号：P315



工学博士学位论文

基于混合震源的强震动模拟及区域场地效应研究

强生银

中国地震局工程力学研究所

中国·哈尔滨

二零二四年五月

图书分类号: **P315**

单位编码: **85406**

学 号: **20201019**

工学博士学位论文

基于混合震源的强震动模拟及区域场地效应研究

博 士 研 究 生: 强生银
导 师: 温瑞智 研究员
申 请 学 位 级 别: 工学博士学位
学 科: 土木工程
专 业: 防灾减灾工程及防护工程
研 究 方 向: 工程地震

中国地震局工程力学研究所

中国·哈尔滨

二零二四年五月

Doctoral Dissertation

Research on Strong Motion Simulation and Regional Seismic Site Effects Based on Hybrid Sources

P.h.D Candidate: Qiang Shengyin

Supervisor: Prof. Wen Ruizhi

Subject: Civil Engineering

Specialty: Disaster Prevention and Reduction

Engineering and Protective Engineering

Research Field: Engineering Seismology

Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration

Harbin · China

May, 2024

摘要

震源破裂引起的强地震动是工程结构破坏的直接原因，合理预测工程场地未来可能遭受的地震作用是地震危险性分析的关键环节，是地震工程领域长期关注的重要基础科学问题。强地震动模拟是基于数值计算方法定量预测强烈地震所产生的地面运动过程，是连接地球科学与工程抗震的桥梁，成为研究地震发生和发展特性以及开展工程抗震设计和地震危险性分析的有效手段之一，具有重要的理论意义和工程应用价值。本文改进并发展了运动学混合震源破裂模型，采用基于地震学的方法进行强震动模拟，重点围绕宽频带地震动场构建，近断层地震动特性以及起伏地形和沉积盆地等局部不规则场地地震效应等内容开展研究，并基于模拟结果探索建立宏观尺度上的区域场地效应模型。本文研究取得以下成果：

(1) 针对已有运动学震源模型改进发展了几种震源破裂模型混合方法。基于随机滑动和凹凸体两类震源破裂模型，总结断面上的滑动量、上升时间、破裂速度、震源时间函数等关键震源参数的选取和设定方法。为了构建更加符合实际的震源破裂过程，对于实际地震，采用地震资料反演模型约束破裂面的低波数确定部分，通过在波数域或空间域结合高波数随机部分获得混合震源破裂模型；对于设定地震，通过将随机滑动与凹凸体模型在波数域或空间域结合得到混合震源破裂模型。以 2021 年青海玛多 $M_{w}7.4$ 地震为例给出生成的不同类型震源模型，结果表明混合模型在考虑凹凸体的同时兼顾随机不确定滑动部分。

(2) 基于密集强震动观测台网揭示了漾濞前震—主震—余震序列的地震动震源效应，基于本文震源参数反演结果利用改进的随机有限断层方法构建了 $M_{s}6.4$ 主震的地震动场。通过对密集观测台网的强震动记录分析发现，漾濞序列相比 ASK14&CY14 模型表示的全球浅地壳地震的震源效应较弱，短周期地震动($<0.3s$)的震源效应 $M_{s}5.6$ 前震 $>M_{s}6.4$ 主震 $>M_{s}5.2$ 余震，这可能受不同类型地震应力降的影响。其次，基于密集的近场观测记录对震源参数进行反演，结果表明 $M_{s}6.4$ 主震为主破裂约占总破裂长度的 85% 的非对称破裂事件，优势破裂方向沿 SSE ($\varphi=165.9^{\circ}$)。最后，利用观测记录确定最佳震源破裂模型、应力降(16Mpa)及谱形调整系数等关键震源参数，采用三分量随机有限断层法模拟 $M_{s}6.4$ 主震的地震动场。结果表明模拟与观测结果波形相似，0.05-10.0s 周期段的 PSA 残差均值在零附近波动，标准差(log10) 小于 0.5，模拟结果较好地体现了地震动场的向前方向性等特征。

(3) 针对剧烈起伏地形对地震动的影响开展定量研究，探索建立我国千米网格地震动地形放大效应模型。本文以我国西南高山峡谷地区为研究区域，以 2022

年泸定 $M_{\text{w}}6.8$ 地震为例进行低频和高频地震动模拟并合成宽频带地震动，通过与观测记录及 NGA-west2 的四个地震动模型的对比发现，在 0.05-10s 内宽频带结果与 BSSA14 模型最为接近，但在中长周期 ($>1.0\text{s}$) 明显高于 CY14 模型。其次，为研究起伏地形对地震动的影响分别构建含地形起伏的 3DTopo 模型和水平地表 3DFlat 模型，相比 3DFlat 地表地形的散射效应使波场扭曲变形，地震动幅值和持时均得到明显增加。最后，定量给出了地震动地形放大系数 AF_{TOPO} 与地形起伏度 RDLS 之间的经验关系，据此探索建立宏观尺度的千米网格的地震动地形效应模型，其中放大系数介于 1.00-2.48。

(4) 探索大尺度深厚沉积盆地的中长周期地震动产生和传播机制，初步建立华北盆地长周期地震动放大效应调整模型。以华北盆地研究对象分别构建考虑沉积盆地的 3D 模型及其 1D 参考模型，以夏垫断裂为发震断层进行设定地震 ($M_{\text{w}}7.5$) 模拟。结果表明，相比北部燕山山区和西部太行山区，地震波传播至华北盆地后软弱沉积层对地震波强烈的捕捉作用使多次体波、面波之间发生叠加干涉，盆地内的地震动得到显著加强。华北盆地几何构造和沉积层厚度控制了地震动放大的幅度和分布特征，沉积层越厚对地震动能量的围陷作用愈强烈，在北京—涿州凹陷、大厂—武清凹陷两个带状区域表现尤为明显。最后，基于本文数值模拟为华北北部地区建立了水平向峰值速度 PGV、峰值加速度 PGA 和长周期反应谱 PSA(1.0-10.0s) 的盆地放大效应模型，其中周期为 2.0s 时盆地对地震动的放大效应最为明显。

关键词：强地震动；地震动模拟；混合破裂模型；地表地形效应；沉积盆地效应；
放大效应

ABSTRACT

Strong ground motions caused by source rupture are the direct cause of damage to engineering structures. The accurate prediction of future seismic effects that may be experienced by the engineering site is a key aspect of seismic hazard analysis, and it is also a fundamental scientific issue of long-term concern in the field of earthquake engineering. Strong ground motion simulation is a quantitative prediction of the ground motion process generated by strong earthquakes based on numerical computation methods, which is a bridge connecting earth sciences and earthquake resistance of engineering structures. In addition, it is one of the effective approaches to study the characteristics of earthquake occurrence and development as well as to carry out engineering seismic design and seismic hazard analysis, which has important theoretical significance and engineering application value. In this paper, we improved and developed the kinematic hybrid rupture models, and employed seismology-based approaches for ground motion simulation based on actual earthquakes and scenario earthquakes. The research primarily emphasizes broadband ground motion synthesis, source characteristics of near-field ground motion, and large-scale seismic site effects (e.g. surface topography and sedimentary basins). We have also explored developing macro-scale seismic site effect models for national or priority regions based on 3D physics-based simulations. The research in this paper achieved the following results.

(1) Several hybrid rupture modelling methods have been developed for the improvement of existing kinematic source models. Based on two types of earthquake rupture models, namely stochastic slip distribution and asperity model, a process for selecting and setting key source parameters such as slip, rise time, rupture velocity and source time function on the fault plane are summarized. In order to construct a more realistic rupture process for earthquake sources, different methods for generating hybrid models are proposed for real earthquakes and scenario earthquakes, respectively. For real earthquakes, the hybrid source models are obtained by using an inversion model of the seismic data to constrain the low-wavenumber deterministic part of the fault plane, combined with a high-wavenumber stochastic part in both the wavenumber and spatial domain. For scenario earthquakes, a hybrid source model is obtained by combining the stochastic slip with the asperity model in the wavenumber or spatial domain. Eventually, we provide different types of rupture models for the 2021 Maduo M_w 7.4 earthquake in Qinghai, and the results show that the hybrid model is more compatible with broadband

ground motion simulation by considering both asperities and stochastic uncertainty slip.

(2) Based on the dense strong-motion observation network, the seismic source effects of the Yangbi foreshock-mainshock-aftershock sequence are revealed. Furthermore, the ground shaking field of the M_S 6.4 mainshock is constructed by estimating the key source parameters and using the improved stochastic finite fault method. Firstly, we found that the source effect of the Yangbi sequence is weaker compared with that of the global shallow crustal earthquakes represented by the ASK14 & CY14 models by analyzing the ground motion recordings from the dense observation network. The source effects of short-period ground motion (< 0.3 s) were ranked as follows: M_S 5.6 foreshock $>$ M_S 6.4 mainshock $>$ M_S 5.2 aftershock, consistent with the dependence of stress drop on earthquake type. Secondly, the source parameters were inverted using dense near-field recordings, which showed that the M_S 6.4 mainshock was an asymmetric bilateral rupture with approximately 85% of rupture propagating toward the south-southeast (SSE) direction ($\varphi = 165.9^\circ$). Finally, the key source parameters such as the optimal source model, stress drop (16 MPa) and spectral adjustment coefficient were determined using the observation recordings, and the ground-motion field of the M_S 6.4 mainshock was simulated by the three-component stochastic finite fault method. The results show that the waveforms of the simulated and observed results are similar. The mean residual of pseudo-spectral accelerations (PSA) between simulated and observed results fluctuates around zero with a standard deviation (\log_{10}) of less than 0.5 in the 0.05 to 10.0 s periods. The results indicate that the method described in this paper can effectively predict the actual seismic motion, and our simulation results effectively reflect characteristics such as the rupture forward directivity.

(3) We quantitatively investigated the amplification effects of surface topography on seismic motion and proposed a kilometer grid topographic amplification effect model for China. Both low-frequency and high-frequency ground motion simulations were performed for the 2022 M_S 6.8 Luding earthquake, in southwest China. It is found that the broadband synthesis improves the simulation results by comparing them with the observation records and the four ground motion models of NGA-west2, the broadband results are closest to those of the BSSA14 model in the range 0.05-10s, but significantly higher than the CY14 model in the middle and long periods (>1.0 s). Secondly, we constructed a 3DTopo model considering the surface topography and a 3DFlat model with a horizontal surface to quantitatively study the effect of undulating topography on ground motion. Compared with 3DFlat, the scattering effect of the surface topography makes its

wavefield characteristics more complicated, and the amplitude and duration of ground motion are significantly increased. Finally, we quantitatively proposed an empirical relationship between the topographic amplification factor AF_{TOPO} and the relief degree of land surface RDLS. Accordingly, we have proposed a macro-scale seismic topographic effect model for China with a one-kilometer resolution, where the amplification factor ranges from 1.00 to 2.48.

(4) Exploring the generation and propagation mechanism of medium- and long-period ground motion in large-scale deep sedimentary basins, and preliminarily establishing a model for basin amplification effects on long-period ground motion in North China. A 3D model containing the basin and a corresponding 1D reference model were constructed to study the seismic effects in the North China basin, after which four possible earthquake scenarios (M_w 7.5) were simulated using the Xiadian fault as the seismogenic fault. The results show that the amplification of ground motion is significant in the North China Basin compared to the northern Yanshan Mountains and the western Taihang Mountains, which is attributed to the superimposed interference between multiple body and surface waves caused by the strong trapping effect of loose sediments in the basin. The geometric configuration and sediment thickness of the basin control on the character of ground motion amplification, which is particularly evident in the two belt regions of the Beijing-Zhuozhou and the Dachang-Wuqing Depression. Furthermore, we established a basin amplification model of horizontal peak velocity PGV, peak acceleration PGA, and long-period pseudo-spectral acceleration PSA (1.0-10.0 s) for North China based on the simulation results, in which the basin amplification effect on ground motion is most obvious at period of 2.0 s.

Key words: Strong ground motion, Ground motion simulation, Hybrid rupture models, Surface topography effects, Sedimentary basin effects, Amplification effect

目 录

摘要	I
ABSTRACT	III
目录	VII
第一章 绪 论	1
1.1 选题背景及意义	1
1.2 强地震动模拟方法	3
1.2.1 确定性模拟方法	5
1.2.2 随机模拟方法	7
1.2.3 混合宽频带方法	8
1.3 基于模拟的场地效应研究	10
1.4 本文主要研究内容	14
第二章 运动学震源破裂模型构建方法	17
2.1 引言	17
2.2 随机破裂模型	18
2.2.1 随机滑动分布生成	19
2.2.2 滑动角随机扰动	20
2.2.3 破裂起始时间随机扰动	20
2.2.4 上升时间随机扰动	21
2.2.5 震源时间函数	22
2.3 凹凸体破裂模型	25
2.3.1 全局参数	25
2.3.2 局部参数	26
2.4 混合破裂模型	27
2.5 本章小结	32
第三章 震源效应研究及地震动模拟—以漾濞序列为例	33
3.1 引言	33
3.2 强震动记录处理	33
3.3 漾濞地震序列震源特性	36
3.3.1 地震动震源效应	36
3.3.2 震源破裂方向性	41
3.4 Ms6.4 主震地震动模拟	45

3.4.1 三分量随机模拟方法	45
3.4.2 随机模拟输入参数	49
3.4.3 模拟结果	54
3.5 本章小节	58
第四章 剧烈起伏地形的地震效应研究.....	61
4.1 引言	61
4.2 泸定地震数值模型	62
4.2.1 混合震源模型	63
4.2.2 三维地壳结构模型	66
4.3 模拟方法及参数	68
4.3.1 数值模拟方法	68
4.3.2 模拟参数	71
4.4 模拟结果对比分析	74
4.4.1 模拟与观测记录对比	74
4.4.2 模拟与预测模型对比	82
4.5 地震动地形效应分析	86
4.5.1 波场快照对比	86
4.5.2 剖面时程对比	90
4.5.2 地形对 PGA、PGV 的影响	94
4.6 地震动地形放大效应模型	97
4.7 本章小结	100
第五章 华北盆地地震动放大效应研究.....	103
5.1 引言	103
5.2 区域构造及地震活动性	103
5.3 首都圈设定地震	104
5.3.1 混合震源模型	105
5.3.2 介质结构模型	107
5.3.3 数值模拟方法及参数	109
5.4 盆地内地震波场传播	109
5.4.1 波场传播过程	110
5.4.2 速度时程分析	113
5.4.3 PGV 及累积动能比分布	117
5.5 华北盆地长周期放大效应	119
5.6 本章小节	126

第六章 结论与展望	129
6.1 全文总结	129
6.2 研究展望	130
附 录	133
参考文献	143
致 谢	165
作者简介	167
攻读博士期间发表的文章	167
攻读博士期间参与的科研项目	168

第一章 绪 论

1.1 选题背景及意义

我国是全球地震活动最频繁和地震灾害最严重的国家之一，大陆不同活动块体之间的差异运动产生地壳变形和应力应变集中，形成一系列复杂和活跃的断裂带成为孕育和发生地震的温床，控制着我国大陆强震的空间分布（张培震等，2003）。据统计，全球 15% 的大陆强震（7 级及以上）导致了约 85% 的地震灾害，其中发生在我国的大陆强震约占全球的 33%，仅 20 世纪我国因地震导致的死亡人数约占全球 50%（张培震等，2013）。此外，我国近 2/3 的百万以上人口城市和 1/2 的国土面积位于Ⅶ度以上的高地震烈度区域，近年来随着我国经济社会快速发展，重大能源管网、交通水利工程等基础设施日益增多，城市化进程快、人口和财富高度聚集、产业基地集聚，面临严峻的大震巨灾考验。

我国的主要断裂带（邓起东等，2002）及其与邻近区域内的 6.0 级以上地震分布如图 1-1 所示，其中青藏高原及周边地区发育等众多大型活动断裂带，地震活动具有频度高、强度大的特点，仅 20 世纪以来就曾发生多次 7 级以上地震，如 1920 海原 M8.5 地震、1950 年西藏察隅 M8.6 地震、2001 年昆仑山口西 $M_{\text{S}}8.1$ 地震、2008 年汶川 $M_{\text{S}}8.0$ 地震、2010 年 $M_{\text{S}}7.1$ 玉树地震、2013 年 $M_{\text{S}}7.0$ 芦山地震、2021 年玛多 $M_{\text{S}}7.4$ 地震等。2018 年汶川地震十周年之际，以深化地震孕育发生规律和致灾机理认识、提升抗御地震风险的能力，我国在青藏高原东部川滇地区启动中国地震科学实验场建设工作，实验场涵盖从孕震地震—断层破裂—地表反应—结构响应的全过程地震风险研究，作为国家重大科技基础设施列入第十四个五年规划（中国地震科学实验场科学设计编写组，2019）。本文第三章和第四章研究区域均属于地震科学实验场范围。

我国华北地区的则主要呈现地震灾害重、风险高的特点，区域内发育有郯庐断裂带、汾渭断裂带、张家口—渤海断裂带和唐山—磁县断裂等较大规模的地震带（朱红彬等，2010），这些断层历史上曾经发生一系列破坏性强震，如 1668 年郯城 M8.5 地震、1679 年三河—平谷 M8.0 地震、1966 年邢台 M7.2 地震、1975 年海城 M7.3 地震、1976 年唐山 $M_{\text{S}}7.8$ 地震，1976 年滦县 M7.1 地震等（王椿镛等，2017）。尽管整体而言，华北地区强震活动频度和强度均远低于青藏高原，但华北地区人口密集、经济发达，历史上曾发生多次强烈地震，从地震地质而言具备孕育和发生大震的构造条件，其面临的巨灾风险远高于西部地区。特别是作为我国政治、经济、文化中心的首都北京位于华北盆地北部，因此对华北地区开展地震工程研究的重要意义不言而喻，本文第五章针对华北深厚沉积盆地的地震效应进行研究。

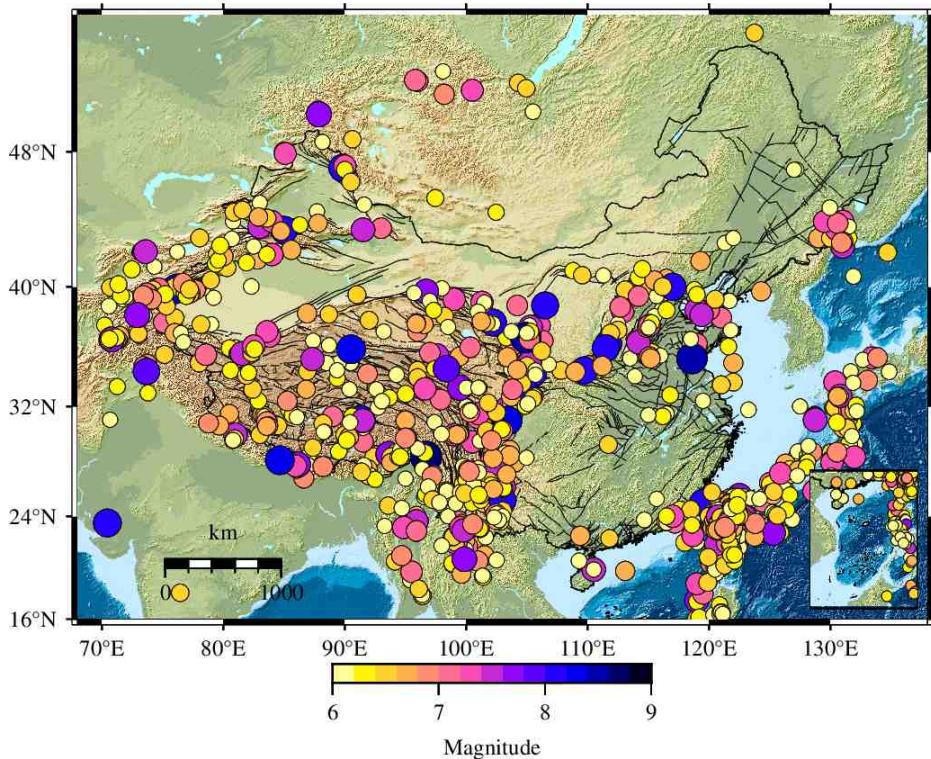


图 1-1 我国主要断裂带及邻近区域 6.0 级以上地震分布

工程地震 (Engineering seismology) 研究作为地球科学和工程科学的桥梁, 是防御和减轻地震灾害的关键环节。廖振鹏和郑天愉 (1997) 在《工程地震学在中国的发展》一文中指出工程地震学要解决的基本问题是预测地震作用, 为工程结构地震安全性评价和抗震设计提供科学依据。地震作用或地震力的最根本来源是强地面运动, 因此合理预测强震动过程具有明确的工程应用背景和价值。

强地震动模拟是地震危险性分析的重要手段。我国工程抗震设计的主要依据是《中国地震动参数区划图 (GB18306-2015)》, 其中两图 (《中国地震动峰值加速度区划图》和《中国地震动反应谱特征周期区划图》) 编制长期以来依据经验关系 (如转换法和地震动衰减关系), 而衰减关系本身无法细致考虑震源效应、复杂场地效应等导致的强地面运动的复杂性和空间变异性, 并且其基本假定认为未来发生的地震产生的强震动与历史地震具有相似性, 这显然缺乏物理基础。为解决这一问题, 美国南加州地震中心 (Southern California Earthquake Center, SCEC) 建立了 CyberShake 高性能计算平台 (Graves et al., 2011), 致力于将基于 3D 物理的强震动模型结果用于概率地震危险性分析 (Probabilistic Seismic Hazard Analysis, PSHA), 其结果已被融入美国国家地震危险性模型 (US National Seismic Hazard Model, NSHM; Petersen et al., 2024), 作为指导工程抗震设防的重要依据。CyberShake 代表了基于物理的概率地震危险性分析的研究前沿, 促进地震风险评价由经验模型向物理模型过渡。

强地震动模拟是研究近断层地震动特征及工程结构破坏机理的有效途径。近断层附近往往是工程结构破坏和人员伤亡最严重、最集中的区域，是工程地震领域最为关注的课题。然而，受近断层观测数据稀疏性的限制，近断层的强地面运动有什么样的特征，这些特性（如速度脉冲、破裂方向性、上盘效应等）又如何影响工程结构的地震反应，抗震设防中如何合理有效地考虑工程场地可能遭遇的地震动，这些问题都有赖于对未来可能遭受的地震破坏作用做出定量合理的预测。

强地震动模拟还为工程抗震提供合理地震动输入。抗震实际理论的发展得益于强震动观测技术的进步，是以大量强震动记录的积累为基础，地震动记录作为地震发生时地面运动最直接真实的产物，是地震工程学发展的基础资料。因此，地震动记录的重要意义不言而喻，就地震工程领域而言最根本的用途是服务于工程结构抗震，为标定抗震设计反应谱，制定抗震设计地震动参数区划图以及各类建筑结构地震动输入提供基础数据。尽管诸如美国、日本、欧洲、中国等都相继建立了自己的强震观测台网并积累了一定数量的观测记录，但是破坏性地震作为小概率的天然事件致使强震动观测记录仍然十分稀缺并将长期持续，特别是对于一些潜在地震灾害风险较高的地区（如京津冀、陕甘宁等）长期处于近乎空白的状态。此外，受不同地震震级、地震类型以及地质构造区域等因素的影响，现有观测记录尚无法覆盖各种选取要求，例如我国强震数据库中超过 70% 的记录来自川滇地区，强震动记录呈明显的时空不均匀性（温瑞智，2016）。为此，有必要按照一定的理论模型和计算方法模拟可能发生的破坏性地震的强地面运动，补充符合要求的地震动时程，以满足不同精度、不同层次的地震动输入要求。

本文基于现在运动学震源模型进行改进以符合真实的震源破裂物理过程，在此基础上采用基于地震学的方法进行地震动数值模拟，针对近断层地震动、地震动震源特性、复杂工程场地地震效应等内容开展研究，研究为我国抗震设防、地震危险性分析等提供合理参考。

1.2 强地震动模拟方法

强地震动（Strong ground motion）是从震源破裂过程、地震波传播路径到场地反应等复杂过程组成的非线性系统的产物（如图 1-2），是破坏性地震的主要表现形式，因此对强地震动的预测是工程地震领域重要的科学问题。目前，在工程地震应用中主要是基于地震危险性分析和评价结果考虑地震作用，而地震危险性分析结果通常以设防烈度或者设计地震动的形式给出，它实质上是地震动预测向工程抗震设防方面的拓展和延伸。

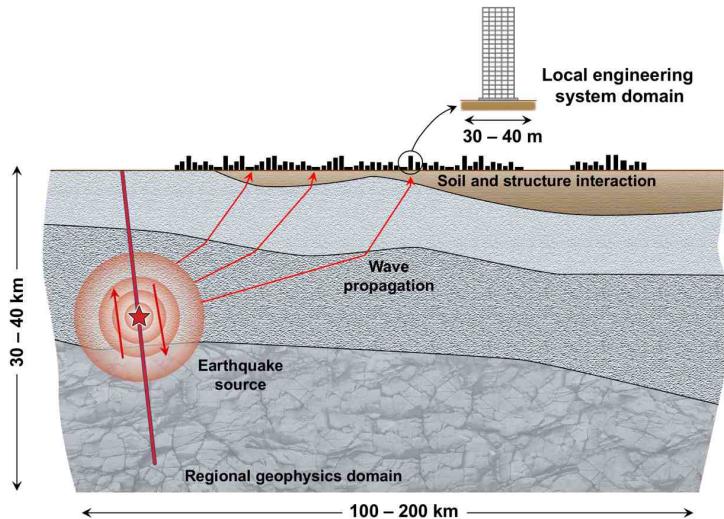


图 1-2 地震波震源-路径-场地传播过程 (McCallen et al. 2022)

地震动模拟方法主要分为工程学方法和地震学方法两大理论体系。20世纪40至60年代，抗震设计由静力理论发展到反应谱理论，为服务于结构动力分析发展了工程合成方法以弥补缺乏天然强震动记录的问题。1947年Housner(1947)教授在工程地震动合成方面做出了开拓性贡献，提出将地面运动可以表述为时间上随机分布的一系列脉冲的叠加，在此基础上发展出了单重过滤白噪声模型(Kanai, 1957; Tajimi, 1960)、双重过滤白噪声模型(Clough and Penzien, 1975)及频域平稳和非平稳地震动模型(Amin and Ang, 1969; 杜修力等1995; 欧进萍等, 1991)。此外，目前大多国家以设计反应谱的形式规定抗震设计的最低要求，而满足特定输入条件的天然地震动又十分有限，在此背景下发展出了基于实际地震动进行目标谱匹配的合成方法(Lilhanand and Tseng 1988; Naeim and Lew, 1995; 徐国栋等, 2010; 胡进军等, 2022)，其本质上仍属于工程学方法。工程合成法基于随机振动理论和实际地震动参数的经验统计关系，从数学的角度出发尽可能刻画地震动的形态，其最大的弊端就是缺乏相应的震源物理基础。

随着数值计算方法的快速发展以及众多学者在地震学领域取得重要进展，基于地震学意义的地震动模拟方法逐渐兴起。地震学方法基于对震源破裂及其传播规律物理机制的描述对地震响应进行数值模拟，根据其物理基础不同主要分为确定性方法、随机方法和混合方法。初期理论分析主要通过级函数展开法推导均匀成层、半圆弧和半椭圆形等理想化模型解析解(如Wong and Trifunac, 1974a; Lee, 1984; Yuan and Liao, 1995)。然而，对于复杂的近场波动问题解析方法通常难以奏效，以有限元和有限差分为代表的数值方法开始被引入地震学领域求解波动方程(Alterman and Karal 1968; Lysmer and Drake 1972)，并在之后的几十年飞速发展。这类方法以地震位错理论和理论格林函数求解为基础，考虑震源—路径—场地

整个地震物理过程，被称为确定性方法。考虑到短周期地震动极强的随机性，Hanks (1979) 和 Hanks and McGuire (1981) 将震源模型与随机振动理论结合起来，提出弹性半空间内远场任意一点的加速度可以表示为有限带宽有限持时的高斯白噪声。在此基础上，Boore (1983) 和 Beresnev and Atkinson (1997) 基于 ω^2 震源谱模型结合随机理论相继提出了适用于高频地震动模拟的随机点源法和随机有限断层法。混合方法结合两种或者两种以上方法的优势，普遍的做法是基于低频和高频方法实现宽频带地震动模拟（郑天渝和姚振兴，1992；Hartzell et al., 1999；Kamae et al, 1998）。本文采用基于地震学的地震动模拟方法，因此本节对确定性方法、随机方法和混合方法进行分别介绍。

1.2.1 确定性模拟方法

确定性模拟方法基于 Aki and Richards (1980) 的表示定理，数学物理形式上是满足连续条件、本构关系和牛顿第二定律的运动微分方程，近年来被广泛称为基于物理的地震动模拟（Physics-Based Ground Motion Simulation, PBS；Douglas and Aochi, 2008；Taborda and Roten, 2015）。目前，求解波动问题的数值方法主要有：有限元法(Finite Element Method, FEM)、谱元法(Spectral Element Method, SEM)、间断伽辽金法(Discontinuous Galerkin Method, DGM)、有限差分法(Finite Difference Method, FDM) 等。

有限元法(FEM)能够处理复杂的边界条件和模拟各种介质和形状复杂的结构，广泛应用于桥梁、隧道以及核电等结构的土结相互作用研究。Lysmer and Drake (1972) 首先将有限元法引入地震学领域，模拟了二维线性粘弹性介质中 Love 波和 Rayleigh 波的传播，Smith (1975) 将其扩展到体波数值模拟。然而，FEM 也在一定局限，比如求解大规模线性代数方程组时会占用大量计算资源和存储空间，不利于并行计算，对于超大范围和复杂模型的地震波传播模拟难以承受，一定程度上限制了有限元法在强地震动模拟中的应用。

间断伽辽金方法(DGM)是由 Reed and Hill (1973) 提出的一种求解偏微分方程的数值方法，该方法将求解区域分割成小区域，在每个单元内使用局部基函数进行逼近，通过在单元之间定义数值通量来处理跨单元的信息传递。Käser and Dumbser (2006) 和 Dumbser and Käser (2006) 发展了任意阶精度的间断伽辽金方法(Arbitrary high-order DERivatives-Discontinuous Galerkin, ADEG-DG)并首次将其推广到二维和三维地震波传播数值模拟。DGM 结合了有限元方法和有限体积方法的优点，在处理复杂边界条件和多相流问题等方面表现出色，SeisSol (<https://seissol.org/>) 是基于 ADER-DG 格式求解速度-应力形式的波场传播的破裂动力学模拟程序。

谱元法(SEM)是基于弱形式求解偏微分方程的数值计算方法，最早由 Patera

(1984) 在解决流体动力学问题 (Navier-Stokes 方程) 时提出, 随后被引入地震学中求解波动方程 (Priolo et al., 1994; Seriani and Priolo, 1994; Tessmer and Kosloff, 1994)。Komatitsch and Vilotte (1998) 系统的给出了谱元法求解复杂地质模型中二维和三维弹性波传播的实用方法, 并指出 Legendre 谱元法以积分点为插值点, 形成对角的单元质量矩阵避免了大规模迭代求解线性方程组。SEM 同时兼备有限元法处理复杂结构模型的灵活性和伪谱法具有高精度和良好的收敛性质, 并且可以通过调整谱元数量和插值阶数来平衡计算精度和计算效率, 近些年被广泛应用于大规模波场传播模拟和地震效应研究。常用的开源程序主要有 SPECFEM2D 和 SPECFEM3D (Komatitsch and Tromp, 1999; <https://github.com/SPECFEM>)、SPEED (Mazzieri et al., 2013, <https://speed.mox.polimi.it/project/>) 和 SEM3D (Touhami et al., 2022, <https://github.com/sem3d/SEM>) 等。

有限差分法 (FDM) 是地震学中应用很广泛的数值计算方法, 其基本原理是将求解区域剖分为有限网格节点, 利用差分算子代替微分方程中的导数项, 将原问题转化为求解离散网格上的代数方程组。有限差分应用于地震波数值模拟最早可以追溯到 20 世纪 60 年代, Alterman and Karal (1968) 采用有限差分格式对弹性半空间介质中地震波传播进行数值求解, Boore (1972) 将有限差分用于非均匀介质地震波传播模拟, Dablain (1986) 探讨了高阶差分格式的计算精度、占用存储和计算效率, 指出时间四阶和空间十阶 $O(\Delta t^4, h^{10})$ 差分算子与时间四阶 $O(\Delta t^4)$ 伪谱法精度相似, 高阶差分在求解标量波动方程中具有明显优势。为了压制 FDM 法固有频散、提高模拟精度和稳定性, Virieux (1984, 1986) 基于交错网格使用一阶速度一应力方程代替二阶位移方程求解 SH 和 P-SV 波在各向介质中的传播问题, 在时间和空间增量上均为二阶精度 $O(\Delta t^2, h^2)$, 在此基础上 Levander (1988) 推广到空间增量四阶精度 $O(\Delta t^2, h^4)$ 进一步提高了模拟精度。Graves (1996) 基于交错网格有限差分给出了三维弹性介质中地震波传播的模拟方法, Pitarka (1999) 推广到非均匀交错网格有效地降低了占用内存和计算耗时, 为 FDM 应用于大规模强地面运动模拟研究奠定了重要基础。然而, 基于笛卡尔坐标构造的正交网格在离散过程中产生的阶梯状界面会引起虚假散射, 难以处理剧烈起伏地形和复杂非均匀介质的地震波传播模拟。为了解决这一问题, Zhang and Chen (2006) 提出了基于贴体网格和同位网格 DRP/opt MacCormack 格式的曲线网格有限差分方法, 采用牵引力镜像的方法处理复杂地形自由表面条件, 精确考虑起伏地形的同时兼顾了 FDM 的求解效率, 近年来在强地面运动模拟研究中得到广泛应用 (如 Zhang et al., 2017; Zhang et al., 2019; Yu et al., 2022)。

有差分法求解波动方程时易于实现, 方便使用高阶差分算子保证模拟精度, 并且使用局部差分算子有利于节省内存空间和实现并行计算。目前, 比较常用的基于

有限差分法的地震波场模拟程序主要有 GMS (Aoi and Fujiwara, 1999, <https://www.j-map.bosai.go.jp/GMS/>)、AWP-ODC (Cui et al. 2010, <https://hpgeoc.github.io/awp-odc-os/>)、FDSim3D (Moczo et al., 2014)、SW4 (<https://github.com/geodynamics/sw4>, Petersson et al., 2023)、SOFI3D (Bohlen et al., 2012, <https://gitlab.kit.edu/kpi/ag/software/sofi3d>)、OpenSWPC (Maeda et al., 2017, <https://openswpc.github.io/>)、CGFD3D (Zhang et al., 2012)。

1.2.2 随机模拟方法

震源破裂和传播介质的复杂性导致高頻地震动具有很强的随机特性, Housner (1947,1955) 首次提出地震动记录的数学模型可以表示为一系列时间上随机到达的加速度脉冲, 在此基础上相继发展出了多种白噪声随机模型和过滤白噪声模型。Hanks 和 McGuire (McGuire and Hanks, 1980; Hanks and McGuire, 1981) 假设远场加速度是有限持续时间、有限带宽的高斯白噪声, 基于 Brune 提出的 ω^2 震源谱模型运用 Parseval 定理, 建立了均方根加速度 a_{rms} 以及峰值加速度 a_{max} 随地震应力降、拐角频率、截止频率和震源距等的衰减关系。Boore (1983) 基于高频截止频率的 ω^2 震源谱模型, 将地震加速度时程表示为经滤波加窗后有限持时的随机时间序列, 其振幅谱在平均意义符合给定的震源谱, 随机相位作为相位谱。在此基础上, Boore (2003) 进一步完善并提出了地震动随机点源模拟方法 (Stochastic point-source simulation method), 将点源引起的地震动在频域内表示为,

$$Y(M_0, R, f) = E(M_0, f) P(R, f) G(f) I(f) \quad (1-1)$$

式中 $Y(M_0, R, f)$ 表示地震动傅里叶幅值谱, M_0 为地震矩, R 为震源距, f 为频率; $E(M_0, f)$ 表示震源谱; $P(R, f)$ 表示传播路径影响的频谱; $G(f)$ 表示场地条件影响的频谱; $I(f)$ 表示地震动类型, $I(f) = (-2\pi f)^n$, 当 $n=0$ 、1 和 2 时分别表示地震动位移、速度和加速度。

针对点源假设不适用于近场大震的情况, Beresnev and Atkinson (1997) 结合随机点源方法和有限断层模型, 将每个子断层视为一个点源, 将每个点源在观测点引起的地震动在时域内考虑时间延迟叠加得到整个断层在该点产生的地震动, 即随机有限断层方法 (Stochastic finite-source simulation, FINSIM)。有限断层思想引入随机模拟使其震源模型更符合实际情况, 使该方法能够考虑破裂断层尺寸、上下盘效应以及破裂方向性效应。然而, 该方法对子断层尺度具有严格要求 (5~15km), 改变子断层尺寸或数量可能导致断层总辐射能量不守恒 (Beresnev and Atkinson, 1998)。为了解决这一问题, Motazedian and Atkinson (2005) 将与时间相关的动力学拐角频率的概念引入随机有限断层模拟中, 使拐角频率与累积破裂面积成反比, 并采用高频标度因子 H_{ij} 补偿由此带来的高频能量损失, 即基于动拐角频率的随机

有限断层方法（Stochastic extended finite-fault simulation, EXSIM），随后以动力学拐角频率在随机有限断层方法在得到广泛使用。

震源谱模型的幅值和谱形研究是随机有限断层方法的核心内容，众多研究致力于修正震源谱模型及其拐角频率，最开始使用的震源谱模型是 Brune (1970) 提出的 ω^2 谱，根据圆盘型破裂模式推导出单拐角频率，Boatwright and Choy (1992) 和 Atkinson (1993) 基于美国东部观测数据提出双拐角频率震源谱，以反映中强地震观测到的中低频“下沉”现象。王国新 (2001) 也提出了一种具有动力学拐角频率的震源谱模型，并通过拟合美国西部强震记录统计确定模型系数，其本质仍然对 ω^2 震源谱的改进。孙晓丹 (2010) 根据子源地震矩 M_{0ij} 与平均地震矩 M_{0ave} 之比调整子源拐角频率，使滑动量大的子源相应的拐角频率更高，能够反映凹凸体高频能量辐射更大。周红 (2018) 采用非均匀的拐角频率和断层破裂时间函数改善了 EXSIM 方法对低频地震动成分的模拟效果。Tang (2022) 对现有的拐角频率模型进行修正，建立了拐角频率与破裂速度的相关性，进一步完善了震源谱模型。

相比于简单的经验衰减模型和数学模型，随机点源/有限断层方法吸取了地震学关于震源谱和介质衰减方面的研究成果，直接建立远场傅里叶幅值谱模型，使该方法具备一定的地震学基础，适宜为自振频率大于 1Hz 的工程结构（如高坝、核岛等）提供地震动输入。

1.2.3 混合宽频带方法

诚然，确定性模拟方法相比随机方法具有更加严格的物理基础，但主要适用于低频 ($\sim 1\text{Hz}$) 地震动模拟，其原因是确定性方法在模拟高频成分中存在以下制约，第一，断层破裂面和地壳介质中存在中小尺度的不均匀性导致高频地震动随机性极强。根据波的传播规律，震源破裂产生的弹性波场在传播过程中遇到不规则有限尺度非均匀体时，波长小于等于非均匀体的地震波将受到散射影响，然而对于包含小尺度非均匀的精细地壳结构知之甚少。第二，基于物理的方法模拟高频地震动受观测资料时空分辨限制。对于介质而言，对与高频 ($>\sim 1\text{Hz}$) 有关的精细地壳速度结构知之甚少，对于震源而言，采用长周期波形数据反演得到的震源破裂过程高频成分不足，两者共同导致该方法较难达到较高频率。第三，求解精确的理论格林函数强烈依赖于高性能计算集群。即便是有，想要完全计算出工程感兴趣的主要频段 (0.1-20Hz) 也相当困难。

鉴于地震动固有的确定性和不确定性，以及在地震动模拟的精度和效率之间的平衡，有必要综合不同方法的优势发展合理高效的混合宽频带模拟技术。Hall et al. (1995) 在研究近断层脉冲地震动及其对柔性结构非线性行为影响中首次进行了混合宽频带合成，即大于 1Hz 的高频段采用经验格林函数方法计算，小于 1Hz 的低频段采用离散波数有限元法，两者结果分别进行高通和低通滤波后叠加得到宽

频带地震动。Somerville et al. (1996) 和 Berge and Gariel (1998) 使用离散波数法和广义射线理论计算宽频带地震动。Irikura and Kamae (1994) 在宽频带合成时采用经验格林函数法，该方法强烈依赖于实际观测记录，而 Kamae et al. (1998) 根据破裂面上凹凸体分布将大震划分为三个子震，采用随机点源方法和三维有限差分法分别计算随机格林函数和理论格林函数，分别滤波后叠加得到各子震的宽频带地震动，最后将其在时域内叠加得到主震的宽频带地震动，即混合格林函数法 (Hybrid Green's Functions, HGF)。近年来，混合模拟中逐渐采用高频渐近散射理论或随机方法代替了经验格林函数法计算高频地震动，在保证计算精度的同时避免了对实际观测地震动记录的依赖，发展成为宽频带地震动模拟的主流方法 (Hartzell et al., 1999; Mai and Beroza, 2003; Liu et al., 2006; Frankel, 2009; Graves and Pitarka, 2010; Mai et al., 2010; Frankel et al., 2018; Wirth et al., 2018)。混合宽频带地震动合成需要叠加分离计算的低频和高频结果，常用的有时域和频域两种叠加方法。频域叠加方法主要用在基于频率相关的辐射模式模型 (Radiation-pattern model) 计算中间频段地震动的情况，普遍认为高频辐射模式不遵循双力偶假设的理论辐射模式，但中频段 (1~4Hz) 是从低频的理论双力偶源辐射模式逐渐过渡到高频完全随机的各向同性辐射模式，而不是在某个频率点突变的，因此可以通过调整频谱整使合成的宽频带地震动从低频到高频平稳过渡。Mai and Beroza (2003) 提出傅里叶幅值和相位匹配技术 (Fourier-domain amplitude-and-phase matching technique)，在目标相交频率 (Transition/Crossover frequency) 附近小频段范围内使用一组加权函数 (相当于滤波器) 分别调整低频和高频模拟的傅里叶幅值谱，由于相位谱实际上是由相同的位错模型确定的，在相交频率范围内的差异很小，只需要进行细微的调整，频域组成之后经傅里叶逆变换得到宽频带地震动时程。基于随机方法模拟获得的高频部分常与低频部分在时域叠加，其相交频率规定为 1Hz。Graves and Pitarka (2004) 利用一组四阶零相位 Butterworth 滤波器对低频、高频模拟结果分别进行低通、高通滤波，然后转至时域组合叠加成宽带地震动时程。Graves and Pitarka 对选用的匹配滤波器提出两点规定，首先滤波器不会改变记录原始相位，其次是成对滤波器在各频率点的幅值响应之和相同。

关于宽频带合成过程中的相交频率选取问题，目前大多数研究中将 1Hz 作为相交频率，这主要是考虑到两方面因素，首先 1Hz 以上的高频地震动具有较强的随机性，其次 1Hz 也是目前确定性模拟普遍所能实现和接受的截止频率。Frankel (2009) 提出相交频率与破裂上升时间有关，相交频率可以随着地震震级变化，孙晓丹和陶夏新 (2012) 指出选取不同的相交频率可能会导致频谱泄漏或相位异常，进而影响到模拟结果。当然，相交频率并不是固定的，实际选取应以实际情况而定，我们认为目标相交频率应尽量接近确定性模拟的截止频率，最大限度保留基于物

理的确定性模拟结果。

对于宽频带模拟软件，南加州地震中心 SCEC 于 2011 年正式推出开源宽频带地震动科学计算平台 (Broadband Platform, BBP, <https://github.com/SCECcode/bbp>)，该平台基于 Linux 高性能计算系统，可以为美国加州、东部地区以及日本等地区的历历史地震和设定地震生成 0-20Hz 及以上的宽频带地震动场。SCEC 的科研人员为宽带平台提供了包括破裂产生、低频和高频地震动合成、非线性场地效应和可视化工具等在内的多个模块，是目前面向工程应用最成熟的混合宽频带地震动模拟平台 (Maechling et al., 2015)。目前，最新的 BBP v22.4.0 版本通过对 5 类震源破裂模型、3 种低频模拟方法和 5 种高频模拟方法的组合，为用户提供了表 1-1 列出的 7 种地震动模拟方法。

表 1-1 南加州地震中心 SCEC 宽频带平台 BBP 主要方法

方法名称	震源/低频/高频方法	主要贡献者
GP	<ul style="list-style-type: none"> • 随机破裂模型 • 四阶有限差分法 ($f < 1\text{Hz}$) • 半随机方法 ($f > 1\text{Hz}$) 	Robert W. Graves Arben Pitarka
SDSU	<ul style="list-style-type: none"> • 随机破裂模型 • 四阶有限差分法 ($f < 1\text{Hz}$) • 多重 S-S 波散射理论 ($f > 1\text{Hz}$) 	Robert W. Graves Kim Olsen Yuehua Zeng
UCSB	<ul style="list-style-type: none"> • 随机破裂模型 (波数 k^1) • 四阶有限差分法 • 1D 频率波数法 ($f > 1\text{Hz}$) 	Ralph Archuleta Jorge Crempien
EXSIM	<ul style="list-style-type: none"> • 随机有限断层法 	Gail M. Atkinson David M. Boore
Song	<ul style="list-style-type: none"> • 伪动力学破裂模型 • 四阶有限差分法 ($f < 1\text{Hz}$) • 半随机方法 ($f > 1\text{Hz}$) 	Seok Goo Song Robert W. Graves
Irikura Recipe Method 1	<ul style="list-style-type: none"> • 凹凸体破裂模型 • 四阶有限差分法 ($f < 1\text{Hz}$) • 半随机方法 ($f > 1\text{Hz}$) 	Kojiro Irikura Robert W. Graves
Irikura Recipe Method 2	<ul style="list-style-type: none"> • 凹凸体破裂模型 • 四阶有限差分法 ($f < 1\text{Hz}$) • 随机格林函数法 ($f > 1\text{Hz}$) 	Kojiro Irikura Robert W. Graves Shigeki Senna

1.3 基于模拟的场地效应研究

早在 1906 年美国 San Francisco 地震中科研人员就已经发现建于沉积河谷和填海造地之上的建筑物震害要比河床岩石上的严重得多 (Wood, 1908)，该现象在此

之后的多次地震中被证实 (Omote et al., 1956; Gutenberg, 1957; 周锡元, 1965)。20世纪70年代, Aki and Larner (1970) 和 Boore et al. (1971) 等率先基于数值方法研究沉积盆地和不规则地形对地震波传播的影响, Bouchon (1973) 通过对 San Fernando 地震中 Pacoima 大坝获得的加速度记录的分析指出因不规则地形导致地震动放大达到 30-50%, 1985 年墨西哥地震使坐落于湖相沉积上的墨西哥城遭受严重破坏成为地震动盆地效应的经典案例。在我国, 2008 年汶川地震中位于四川盆地边缘的绵阳、德阳、广元、都江堰等地以及渭河盆地局部都遭到了严重破坏 (袁一凡, 2008; 王海云, 2011), 此次地震自贡地形台阵获得强震动数据为我国地形效应研究提供了宝贵资料, 此外受地形效应影响 2013 年芦山地震期间在 51BXD 台站获得了超过 1g 的加速度记录 (温瑞智等, 2013), 并导致部分地区发生山体滑坡。这些历史教训让我们意识到了局部复杂场地对工程震害的巨大影响, 时至今日地震动场地效应仍然是强震动模拟研究的热点问题。

地震动场地效应研究主要集中在起伏地形和沉积盆地两大方面。

对于起伏地形效应, 最早可以追溯到 Aki and Larner (1970) 基于离散波数法对莫霍面不连续面的地震波散射的研究, 随后 Trifunac (1972)、Wong and Trifunac (1974b)、袁晓铭和廖振鹏 (1993, 1996) 等学者推导给出了半椭圆形等规则凹陷和凸起地形的解析解。然而, 实际起伏地形远非解析方法能解答, Boore (1972) 采用有限差分数值方法分析了地形效应对 Pacoima 大坝观测到的加速度的放大作用, 廖振鹏等 (1981) 采用 3D 化 2D 的思想研究了小尺度 3D 局部地形对地震动的影响, 并指出地形将地震波能量聚焦向山顶引起放大效应, Geli et al. (1988)、Ashford et al. (1997) 和 Bouckovalas and Papadimitriou (2005) 基于 2D 模型研究了陡坡地形对坡顶点地震响应的影响, 并认为陡坡高度与入射波波长比值是地形效应地震动放大作用的重要控制参数。Bouchon and Barker (1996) 基于模拟研究指出 Northridge 地震在 Tarzana 山丘观测到的最大加速度记录的东西分量被放大 30-40%。Ma et al. (2007) 认为地形效应使 San Gabriel 山脉对 Los Angeles 盆地产生天然的隔震作用, Lee et al. (2009a) 对台湾北部地区地形效应的研究证实了这一现象, 即, 当浅源地震时中央山脉对面波的散射将使台北盆地地震动减小, 而震源较深时地形对体波的散射将使更多面波入射台北盆地。Anggraeni (2010) 指出从区域尺度来看高精度数字高程数据 (Digital Elevation Models) 的分辨率对模拟的地形放大效应没有显著影响, Restrepo and Bielak (2016) 的模拟结果表明震源效应、软土条件和 3D 地形之间的相互耦合使某些地区的地形放大系数高达 5 倍, 但也有研究 (Stone et al., 2022) 指出尽管地震动放大在地形较高处普遍存在, 但考虑地形和无地形时得到的平均地面运动相似。除此之外, 还有国内外很多学者对地震动地形效应进行了数值模拟研究 (如 Buech et al., 2011; Barani et al., 2014;

Primofiore et al., 2020; 章小龙等, 2017; 王铭锋等, 2017; 蒋其峰等, 2023)。

起伏地形对地震波的聚焦和散射导致地震动放大或减小(如图 1-3),但真实地形的地震响应是相当复杂的。近年来随着大规模模拟的普及大尺度区域的地形效应逐渐受到关注。我国高原、山地和丘陵地形约占全国面积的 69%,特别是西南地区拥有全球最复杂的地形地貌条件,针对我国剧烈起伏地形开展地震动效应研究是十分必要的。蒋涵(2014)和周红和常莹(2022)以我国西南地区剧烈起伏地形为例,探索建立地形放大系数与地形控制参数之间的关系,郝明辉和张郁山(2019)基于模拟结果和 DEM 数据给出了我国南北地震带的地形效应预测模型。这些研究为本文研究提供了重要的借鉴意义。

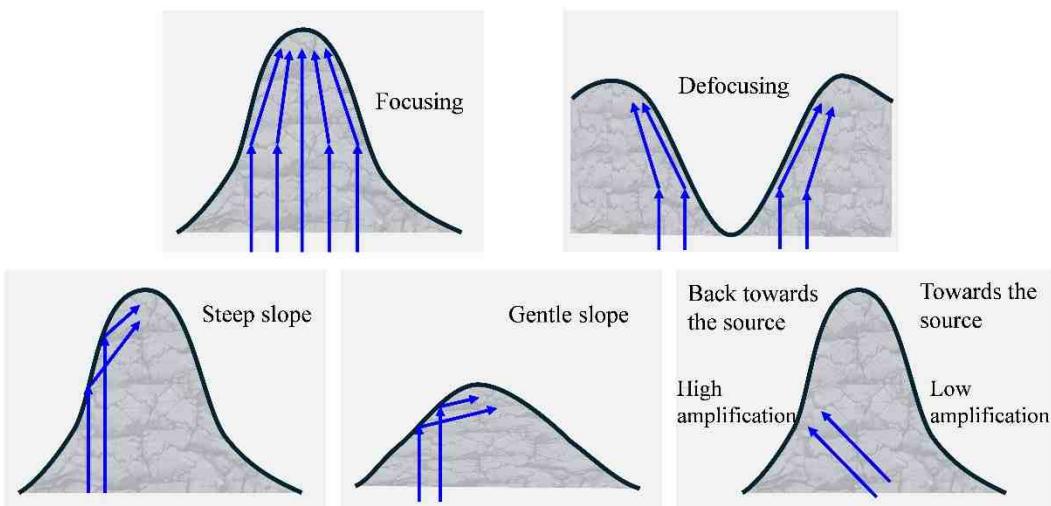


图 1-3 起伏地形对地震波传播影响示意图(修改自 Anggraeni, 2010)

对于沉积盆地,早期主要采用解析法对规则(如半圆弧、半椭圆等)对不规则(如梯形等)二维模型开展研究,如 Trifunac (1971)、Wong and Trifunac (1974a) 和 Bard and Bouchon (1980a, 1980b) 等做出了杰出贡献,我国学者袁晓铭和廖振鹏(Yuan and Liao, 1995)、梁建文等(2001)和巴振宁和梁建文(2011)等在该领域也取得了丰硕成果。Aki and Larner (1970) 和 Boore et al. (1971) 较早将数值方法应用在在地震动盆地效应研究中,随后得到广泛应用,如 Motosaka and Nagan (1996) 基于 2.5D 模型(2D 模型 SH 波斜入射)指出深部不规则地下构造对地震波的“聚焦效应”才是导致阪神地震中神户地区沿数公里宽的带状区域内震害加重的元凶,Kawase and Aki (1989) 和 Kawase (1996) 基于二维盆地研究指出盆地边缘产生的面波与直达体波在盆地边缘附近产生强烈的相长干涉,即“边缘效应”。Graves et al. (1998) 研究也指出深厚盆地构造(3~4km)的聚焦效应难以解释 Santa Monica 断裂带南段出现的地震动放大现象,而应归咎于浅部盆地边缘结构(1km)对地震波传播机制的影响。近三十年以来,采用 3D 数值方法对盆地效应的研究越

来越多，比如 Toshinawa and Ohmachi (1992) 采用简化的三维有限元法模拟了日本关东盆地内的地震波传播过程，指出三维盆地结构对 Love 波传播方向具有重要影响，Olsen et al (1995) 基于 FDM 对 San Andreas 断层 7.75 级设定地震的模拟表明洛杉矶盆地放大效应 (~10 倍)，Lee et al. (2008) 对台北盆地的 3D 数值模拟研究表明台北市区的地震动受到盆地几何形状和周围山脉的强烈影响，尽管地表地形也有放大作用，但地震动的放大主要受盆地深度和浅层剪切波速度控制。Komatitsch et al. (2004) 采用点源对南加州两次中小地震的研究表明 3D 模拟可以准确估计盆地内 2.0s 及以上的地震动，并指出未来有必要通过大量情景地震的参数化研究建立可靠的概率风险模型。

随着研究的深入，科研人员在盆地效应的控制参数方面逐渐达成共识，主要包括盆地几何构造、沉积层介质属性和震源参数等 (Makra et al., 2005; Gelagoti et al., 2012; Moczo et al., 2018) 以及如图 1-4 所示震源与盆地的相对位置 (Choi et al., 2005) 对地震响应的影响。与此同时，Choi et al. (2005)、Day et al (2008) 基于 3D 物理方法致力于为美国洛杉矶、旧金山等盆地开发长周期地震动放大效应模型，并将盆地效应纳入 NGA-west 和 NGA-west2 全部的地震动预测模型之中。对于我国而言，丁海平等 (2006) 基于三维有限元方法模拟了昆明盆地的长周期地震动，潘波等 (2009)、付长华 (2012)、巴振宁等 (2022) 和 Antonietti et al. (2020) 基于历史地震或设定地震模拟研究了北京盆地的地震动放大效应，于彦彦 (2016)、Yu et al. (2017) 和 Liu et al. (2018) 基于谱元法研究了汶川地震中四川盆地和渭河盆地的地震动放大效应。然而需要说明的是，尽管针对我国的盆地已经开展了一些研究，但相比美国加州、日本关东等地区还十分薄弱，特别是对盆地长周期地震动放大效应模型还鲜有研究，因此有必要针对四川盆地、华北盆地等大型沉积盆地开展地震效应研究。

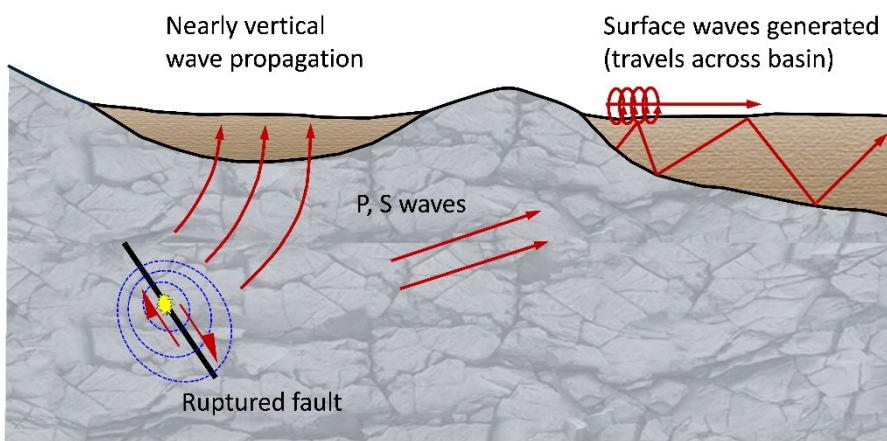


图 1-4 地震波沿底部和边缘入射盆地示意图（修改自 Choi et al., 2005）

地震波沿盆地底部几乎垂直入射，盆地效应主要表现为共振和阻抗比效应；地震波沿盆地边缘入射斜入射，盆地效应由边缘效应产生的大量面波导致

1.4 本文主要研究内容

本文基于随机有限断层法和有限差分方法，针对历史地震和设定地震进行强地震动模拟，围绕震源模型构建及震源效应、近断层地震动特征、起伏地形和沉积盆地的地震效应模拟及模型等内容展开研究，旨在探索基于物理的模拟方法应用于地震危险性分析。本论文共分为六章内容，本文研究内容框架如图 1-5。

第一章 绪论

概述本文选题的研究背景和意义，介绍了基于地震学的强地震动模拟方法现状及趋势，重点阐述了数值模拟在复杂场地效应研究中的进展及应用。

第二章 运动学震源破裂模型构建方法

准确反映真实震源破裂过程是强地震动模拟的重要基础，本章系统介绍了六种常用的运动学震源破裂模型构建流程。为符合宽频带模拟要求对部分震源参数改进，针对实际地震和设定地震分别给出不同的震源破裂过程混合构建方法。基于本章研究工作，开发了运动学震源模型生成程序 GenRupMod，为后文强地震动模拟奠定了基础。

第三章 震源效应研究及地震动模拟—以漾濞序列为例

以云南漾濞地震序列为例，首先通过分析 $M_{S5.6}$ 前震、 $M_{S6.4}$ 主震、 $M_{S5.0}$ 和 $M_{S5.2}$ 余震触发密集强震观测记录，揭示此次前一主一余型地震序列的震源效应、震源破裂方向性等特征。其次，基于密集观测台网的强震动记录对主震震源破裂过程、地震应力降等关键参数进行反演，采用三分量随机有限断层方法对 $M_{S6.4}$ 主震进行模拟。针对地震动的震源效应研究为强震动模拟参数设定提供理论指导。

第四章 剧烈起伏地形的地震效应研究

我国青藏高原和四川盆地交界地区地震活动频繁，地形起伏十分剧烈，本章采用随机性和确定性方法对泸定地震进行地震动模拟，为满足工程抗震需求采用频域匹配技术尝试宽频带地震动合成（0.05-25Hz），并与 NGA-west2 模型对比验证合理性。为进一步量化研究起伏地形对地震动的影响，本章建立了地震动地形放大系数 AF_{TOPO} 与地形起伏度 $RDLS$ 的关系，据此初步尝试给出我国千米网格精度的地形效应调整模型。

第五章 华北盆地地震动放大效应研究

我国政治、经济和文化中心北京位于华北盆地北部，该区域历史上曾发生多次强烈地震，面临的地震危险性问题不容忽视。本章以危险度较高的夏垫断裂为发震断层，采用 PBS 方法对多次设定地震 ($M_w7.5$) 进行情景构建，基于模拟结果探讨了华北沉积盆地内的地震波传播过程和长周期地震波形成机制，并为华北沉积盆地建立不同地震动参数（包括峰值速度 PGV、峰值加速度 PGA 和不同周期反应谱峰值 PSA）的长周期（1-10s）地震动放大效应模型。

第六章 结论与展望

对全文内容进行归纳和总结，指出面临的问题以及后续研究方向。

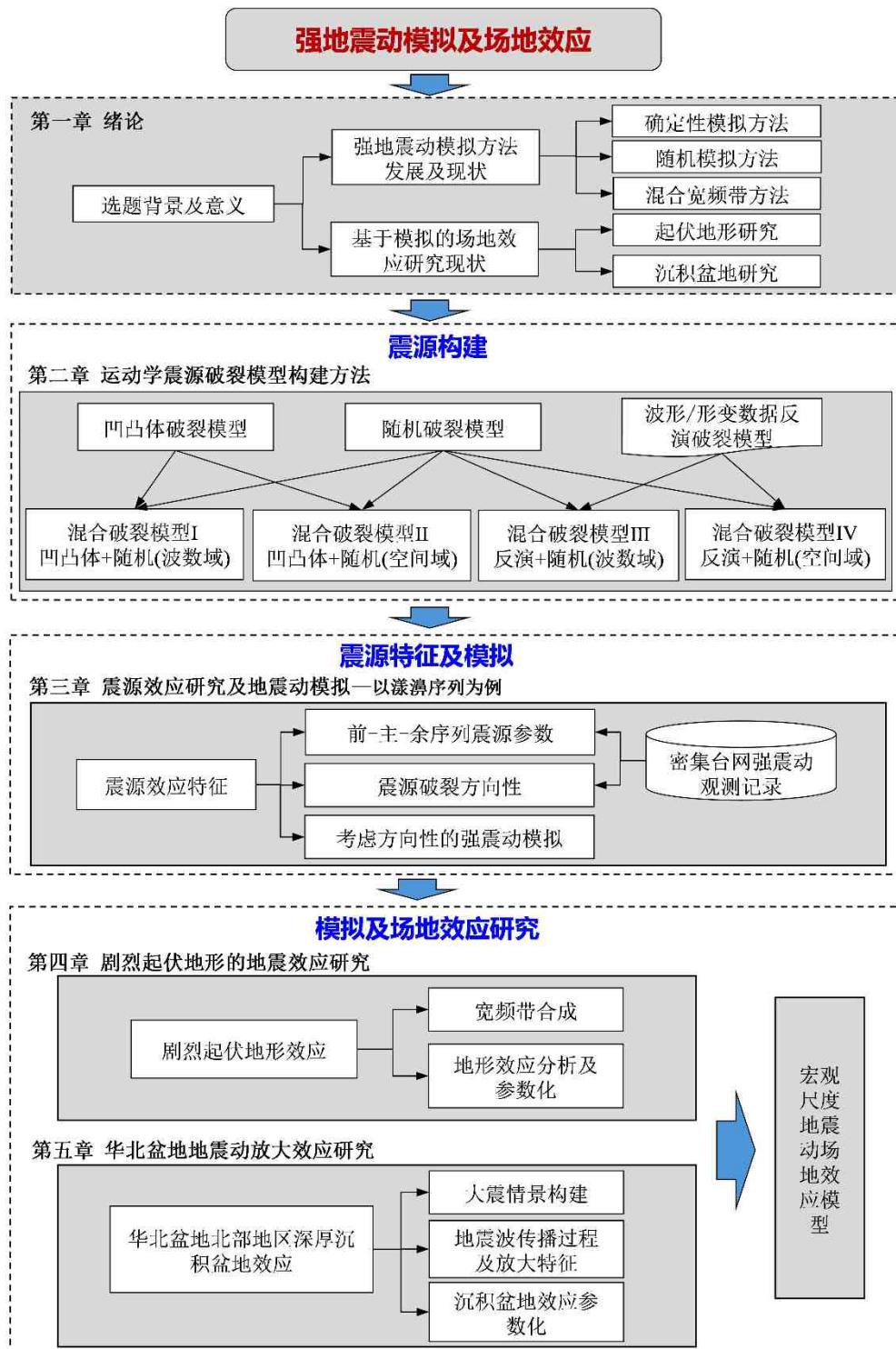


图 1-5 本文主要研究内容框架图

第二章 运动学震源破裂模型构建方法

2.1 引言

准确刻画地震的震源破裂过程对于强地震动模拟至关重要，描述震源破裂过程的模型有动力学破裂模型 (Dynamic rupture model) 和运动学破裂模型 (Kinematic rupture model) 两种。震源动力学破裂问题是已知发震断层周围的背景应力分布、断层面岩石破裂强度以及地壳介质等初始条件，根据一定的破裂方式和摩擦准则求解断层从破裂到停止的扩展过程，得到断层面的位错分布及其产生的地震动影响场。运动学破裂问题则以断层面的形状和尺寸、震源机制、断层面的滑动时空分布函数等作为初始条件，注重对震源破裂过程的描述，基于地震位错理论求解地震动场，运动学模型的震源参数是动力学破裂问题的解，对震源动力学问题的深入研究为不断修正运动学模型提供的理论依据。显然，动力学模型更深刻地揭示断层破裂过程中的力学性质，但与此同时也需要更为复杂的输入参数体系和占用更多的计算资源，因此在目前的强地震动模拟应用中仍以采用运动学破裂模型为主。本章以及本文后续内容均基于运动学震源模型开展。

震源运动学模型中将描述震源破裂过程的参数归纳为全局震源参数 (Global source parameters) 和局部震源参数 (Local source parameters) 两类 (Irikura, 2000)。全局震源参数如图 2-1 所示，主要包括描述发震断层宏观特征的断层空间位置 (震源经纬度、断层埋深 Z_{top})、地震释放能量 (矩震级 M_w 、地震矩 M_0)、破裂面几何参数 (断层长度 L 和宽度 W 、破裂面积 A)、震源机制解 (包括走向 Strike、倾角 Dip 和滑动角 Rake) 以及描述其他平均破裂过程的参数 (刘启方, 2005)。对于历史地震，全局震源参数的获取可以通过野外地震地质调查、大地测量手段和余震分布、观测记录波形等地震学资料反演得到。对于强地震动模拟中十分关注的设定地震实际上没有观测资料，其震源位置、震源机制以及震级上限等主要是取决于对发震断层的认识，断层长度和宽度、破裂面积断层埋深、平均滑动量等根据地震定标律估计。附表 1 中收集并整理了部分常用的运动学破裂模型建模涉及的全局震源参数定标律。

局部震源参数表述断层破裂面上非均匀位错和粗糙度的参数，包括凹凸体 (Asperity) 和障碍体 (Barrier) 分布、破裂起始点，子断层滑动时间函数、滑动角、上升时间 (Rise time) 以及破裂传播速度等。局部震源参数实质上是引入全局参数无法描述的破裂过程的非均匀特征，与全局震源参数一样，近些年来随着观测地震学的发展对于震级较大的破坏性地震不同机构通过波形反演给出局部震源参数，但受反演精度的限制通常得到平均破裂过程，对震源破裂的非均匀性刻画不够

细致。对于设定地震，局部震源参数根据历史地震、断层性质以及局部参数的定标律估计，此外各类型震源模型中设定的局部参数也不尽相同。

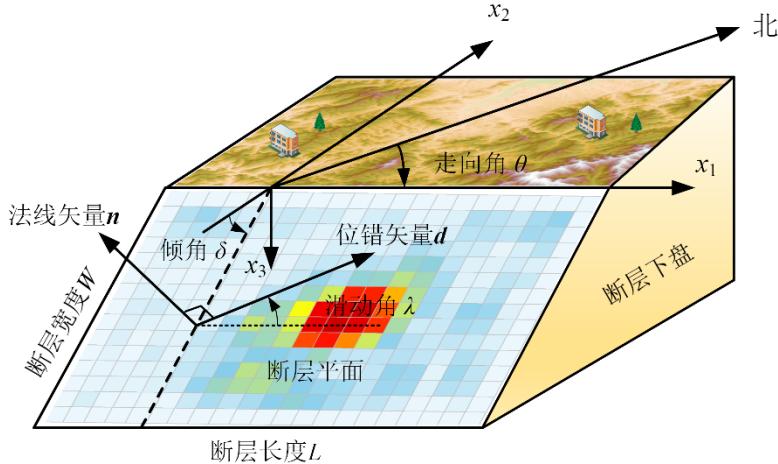


图 2-1 断层面震源参数示意图

构建合理的震源模型是强地震动模拟的重要基础，本章基于前人研究成果梳理总结两类运动学震源破裂模型的设定流程，基于单一震源模型在时域和波数域的组合得到不同混合震源破裂模型，并为本文开发了相应的破裂模型生成器，最后以 2021 年青海玛多 $M_w 7.4$ 地震为例说明了不同方法得到的混合模型。

根据对断层破裂过程的运动学表达差异，本章主要针对以下几种常用的运动学震源模型进行系统研究，

1. 随机破裂模型
2. 凹凸体破裂模型
3. 混合破裂模型I：凹凸体模型+随机模型（波数域）
4. 混合破裂模型II：凹凸体模型+随机模型（空间域）
5. 混合破裂模型III：波形/形变数据反演模型+随机模型（波数域）
6. 混合破裂模型IV：波形/形变数据反演模型+随机模型（空间域）

2.2 随机破裂模型

1967 年 Aki 基于大地震和小地震具有相似性（几何相似和物理相似）假设首次提出 ω^{-2} 和 ω^{-3} 震源谱模型（1967, Aki），其中 ω^{-2} 震源谱模型使远场位移震源谱在低频段趋于常数，而在高频段随频率的平方衰减，由于得到一些观测资料及 Brune 圆盘模型的支持而成为强地震动模拟中广泛使用经验模型。鉴于震源动力学模型的复杂性，特别是对震源高频辐射机制缺乏足够认识，通过构建运动学模型将地震位错表征为空间和时间的函数表征断层的自发破裂传播过程，避免引入认

知不确定度较高的一些物理参量（例如应力状态、材料强度和摩擦特性）。为了描述滑动非均匀性，Herrero and Bernard (1994) 基于破裂过程自相似提出一种破裂运动学模型 k^{-2} 模型，该模型呈现破裂参数（最终滑移和破裂时间）的自相似分布，由此给定的远场位移谱遵循 ω^{-2} 衰减的物理约束。 k^{-2} 模型将破裂面复杂的滑动分布定量表示为空间随机场，假设破裂前沿以恒定的破裂速度传播，而上升时间取决于波数，由此产生的静态位错的空间波数谱在大于拐角波数 $k_c=K/L$ （参数 K 控制滑动分布的粗糙度）以波数平方的倒数衰减，即运动学随机震源模型。

基于对观测资料反演的有限断层模型分析，Mai and Beroza (2002) 提出一种滑动分布非均匀性的随机表征方法，将随机滑动分布由空间的 von Karman 自相关函数(Autocorrelation Function, ACF)或波数域的功率谱密度(Power Spectral Density, PSD) 描述。据此，Graves and Pitarka (2010, 2016) 假设断层破裂面上的滑动分布在波数域是符合 von Karman 自相关函数的随机场，并通过对滑动角、破裂开始时间和上升时间等局部震源参数施加随机扰动产生符合力学特征的随机震源模型，具体流程如下文所述。

2.2.1 随机滑动分布生成

首先生成滑动分布的二维随机波数谱，并对该随机场滤波使其功率谱密度函数满足 von Karman 自相关函数

$$P(k_s, k_d) \propto \frac{1}{\left[1 + (a_s^2 k_s^2 + a_d^2 k_d^2)\right]^{H+1}} \quad (2-1)$$

式中， k_s 和 k_d 分别表示沿破裂面走向和倾向的波数； H 为 Hurst 指数，该参数主要决定高波数谱的衰减速率， H 值越大对背景模型的随机扰动尺度和幅值越大，混合震源模型越粗糙，本文中取 $H=0.75$ ； a_s 和 a_d 分别表示沿走向和倾向的相关长度，Mai and Beroza (2002) 假设自相关长度与震级的经验关系为

$$\begin{aligned} \log_{10}(a_s) &= \frac{1}{2} M_w - 2.5 \\ \log_{10}(a_d) &= \frac{1}{3} M_w - 1.5 \end{aligned} \quad (2-2)$$

将式(2-1) 波数谱经 2D 傅里叶逆变换即可得到空间域的震源滑动分布，但除自相关长度以外对滑动波数谱未实施任何物理约束，这将导致有无数可能的波数谱函数满足式(2-1)，因此为保证生成符合物理意义的震源滑动分布需要施加一定限制。首先将滑动波数谱转化至空间域进行调整，使生成的滑动分布的地震矩等于目标地震矩 M_0 ，即保证地震释放的能量守恒，其次对空间域进行调整使滑动量的标准差为平均滑动的 85%。

2.2.2 滑动角随机扰动

为了对破裂面平均滑动角引入一定的随机扰动，子源滑动角的随机分布遵循与滑移分布相似的 von Karman 自相关函数式 (2-1)，与滑动量相同的是由于没有对滑动角的大小给定任何物理限制，为此需要将其傅里叶逆变换至空间分布进行调整，使滑动角随机分布的标准差为 15° ，均值与目标平均滑动角相等。

2.2.3 破裂起始时间随机扰动

假设断层破裂面具有恒定的破裂速度(通常为 $0.8V_s$)，破裂面上的破裂起始时间(破裂传播时间)以起始破裂点为中心向外均匀扩展，但地壳介质的非均匀性使断层面上真实的破裂传播过程并非均匀。为了考虑震源破裂起始时刻的非均匀分布，对于给定起始破裂点，首先通过背景破裂速度初步确定子断层 i 的起始破裂时间 T_{i0} ，其次震源动力学研究表明滑动量较大的区域通常具有较大的破裂速度(Day, 1982)，因此采用与断层滑动分布有关的随机场对起始破裂时间 T_{i0} 进行扰动，最终得到子源的起始破裂时间 T_{iR} ，

$$T_{iR} = \frac{R_i}{V_R} - \Delta t \times n'_{ip} \quad (2-3)$$

式中， R_i 为破裂起始点到子断层 i 的距离， V_R 为破裂速度。地震观测资料和反演结果表明，断层面的平均破裂速度一般为剪切波速 V_s 的 80%，Graves and Pitarka(2010)指出由于地壳浅层薄弱层的存在，沿地表向下 5 公里以内的破裂速度减小约 70%，即 $0.56V_s$ ，深度 z 在 5-8km 之间破裂速度线性过渡。因此背景破裂速度 V_R 的分布如下，

$$V_R = \begin{cases} 0.56 \times V_s & z < 5 \text{ km} \\ 0.08(z+2) \times V_s & 5 \text{ km} \leq z < 8 \text{ km} \\ 0.8 \times V_s & z \geq 8 \text{ km} \end{cases} \quad (2-4)$$

式 (2-3) 中系数 Δt 与地震矩有关

$$\Delta t = 1.1 \times 10^{-9} M_0^{1/3} \quad (2-5)$$

其中 M_0 为总的地震矩，单位为 dyne•cm。

式 (2-3) 中 n'_{ip} 为矩阵 \mathbf{n}'_p 中子断层 i 对应的元素， \mathbf{n}'_p 表示均值为 0 和方差为 1 的高斯分布随机数， \mathbf{n}'_p 由 \mathbf{N}'_p 从波数域经 2D 傅里叶逆变换至空间域得到，即

$$\mathbf{N}'_p = \eta_p \mathbf{N}_1 + \sqrt{1 - \eta_p^2} \mathbf{N}_P \quad (2-6)$$

其中 \mathbf{N}_p 为二维随机波数谱，该波数谱衰减同样遵循 von Karman 自相关函数；相关系数 η_p 表示破裂起始时间与滑动分布之间的相关性， $0 \leq \eta_p \leq 1$ ，本文中取 $\eta_p=0.8$ 。

2.2.4 上升时间随机扰动

子断层的滑动速率函数（Slip Rate Function, SRF）描述了破裂面上质点滑动速率随时间的变化过程，上升时间（Rise time）是指破裂面上下盘相对滑动达到静态位错所需要的时间，上升时间决定了滑动速率函数的形状，从而控制震源辐射能量的频率特性。子断层 i 的滑动持续时间由上升时间 τ_i 决定，上升时间与子断层滑动量的平方根成比例，即

$$\tau_i \propto b_i \sqrt{n'_{iq}} \quad (2-7)$$

式 (2-7) 中 b_i 为沿深度方向的调整系数，Kagawa et al. (2004) 的研究表明地表破裂事件沿地表向下 5km 范围的峰值滑动速率相比较深部分或未破裂至地表降低了 2 倍，此外考虑到中等地壳厚度存在的延性物质导致从不稳定向稳定滑动转变，Grave and Pitarka (2015) 在断层较深的部分同样添加了薄弱层，使上升时间从 15km 或震源深度开始在 3km 的深度范围内线性增加至两倍，

$$b_i = \begin{cases} 2 & z_i \leq 5 \text{ km} \\ \frac{z_i - 2}{3} & 5 \text{ km} < z_i \leq 8 \text{ km} \\ 1 & 8 \text{ km} < z_i \leq 15 \text{ km} \\ \frac{z_i}{3} - 4 & 15 \text{ km} < z_i \leq 18 \text{ km} \\ 2 & z_i > 18 \text{ km} \end{cases} \quad (2-8)$$

式 (2-7) 中 n'_{iq} 为矩阵 \mathbf{n}'_q 中子断层 i 对应的元素， \mathbf{n}'_q 表示均值为 1 和方差为 0.85 的高斯分布随机数样本， \mathbf{n}'_q 由 \mathbf{N}'_q 从波数域经 2D 傅里叶逆变换至空间域得到，即

$$\mathbf{N}'_q = \eta_q \mathbf{N}_1 + \sqrt{1 - \eta_q^2} \mathbf{N}_q \quad (2-9)$$

其中 \mathbf{N}_q 为二维随机波数谱，该波数谱衰减同样遵循 von Karman 自相关函数；相关系数 η_q 表示上升时间与滑动分布之间的相关性， $0 \leq \eta_q \leq 1$ ，本文中取 $\eta_q=0.8$ 。

由于式 (2-7) 中没有对上升时间的幅值做出任何物理约束，因此需要根据破裂面的平均上升时间 τ_A 对 τ_i 按比例调整，最终得到破裂面的上升时间分布，对 Somerville et al. (1999) 统计的平均上升时间经验关系修正得到式 (2-10)，

$$\tau_A = \alpha_T \times c_{RT} \times 10^{-9} \times M_0^{1/3} \quad (2-10)$$

其中， c_{RT} 为比例常数，本文根据后续研究经验取 $c_{RT}=2.5$ ； M_0 为总的地震矩，单位为 dyne•cm； α_T 是与震源机制相关的比例系数，与破裂断层平均倾角 (δ) 和滑动角 (λ) 相关，

$$\alpha_T = [1 + F_D F_R c_\alpha]^{-1} \quad (2-11)$$

$$F_D = \begin{cases} 1 - \frac{(\delta - 45^\circ)}{45^\circ} & 45^\circ < \delta \leq 90^\circ \\ 1 & \delta \leq 45^\circ \end{cases} \quad (2-12)$$

$$F_R = \begin{cases} 1 - \frac{|\lambda - 90^\circ|}{90^\circ} & 0^\circ < \lambda \leq 180^\circ \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (2-13)$$

式(2-11)中 $c_\alpha = 0.1$, F_D 和 F_R 为倾角和滑动角系数, 对于纯逆冲断层最大可使上升时间减少 10% (Graves, 2022)。根据以上方法生成的震源随机模型的滑动量较大的区域通常具有较大的破裂速度, 其相应的上升时间也较大, 这样才能保证滑动速率处于合理范围 (破裂速度不至过大, 发生超剪切破裂)。

2.2.5 震源时间函数

基于上述破裂面上升时间分布和地震矩得到子震源的滑动速率函数, 震源函数描述断层滑动量 (或地震矩) 随时间的变化过程。真实的震源破裂演化过程非常复杂, 目前在理论地震图合成中常用的滑动速率函数包括三角形函数、钟形函数、指数函数等, 这些函数具有容易参数化的简洁形式和符合震源动力学意义的特点。表 2-1 所示给出了其中几种常用滑动速率函数的数学表达形式, 图 2-2 为所列函数的归一化的时程及其傅里叶幅值谱, 其中滑动持时 (上升时间) 统一为 1.0s, 从图中能够看出矩形 (Box-car) 和三角形 (Triangle) 滑动速率函数在高频部分具有明显振荡的谐波, Liu06 和 LiuP06 ($\beta=0.13$) 两种滑动速率函数时域和频域形状接近, 震源在中高频段 (1~5Hz) 内的幅值明显高于其余几种函数, 得到的地震动也相应较大。LiuP06 ($\beta=0.50$) 与 Bell-shaped 函数为钟形对称函数, 而 Gaussian 函数 ($\sigma=0.5$) 与 LiuP06 ($\beta=0.0315$) 在 2Hz 以内具有一致的下降趋势, 但 Gaussian 函数的上升时间的含义不明确。

表 2-1 震源滑动速率函数形式

函数名称	函数形式
钟形 (Bell-shaped)	$f(t) = \frac{1 - \cos(2\pi(t - t_0)/T_R)}{T_R} \quad 0 \leq t \leq T_R$
三角形 (Triangle)	$\dot{s}(t) = \begin{cases} 4t/T_R^2 & 0 \leq t < T_R/2 \\ -4(t - T_R)/T_R^2 & T_R/2 \leq t < T_R \end{cases}$

矩形 (Box-car) $\dot{s}(t) = 1/T_R \quad 0 \leq t \leq T_R$

高斯 (Gaussian) $\dot{s}(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp[-(t-t_0)^2/\sigma^2] \quad 0 \leq t \leq 2t_0$

Liu06
$$\dot{s}(t) = \begin{cases} C \left[0.7 - 0.7 \cos\left(\frac{\pi t}{t_0}\right) + 0.6 \sin\left(\frac{\pi t}{2t_0}\right) \right] & 0 \leq t < t_0 \\ C \left[1.0 - 0.7 \cos\left(\frac{\pi t}{t_0}\right) + 0.3 \cos\left(\frac{\pi(t-t_0)}{(t_d-t_0)}\right) \right] & t_0 \leq t < 2t_0 \\ C \left[0.2 + 0.2 \cos\left(\frac{\pi(t-t_0)}{(t_d-t_0)}\right) \right] & 2t_0 \leq t < t_d \end{cases}$$

LiuP06
$$\dot{s}(t) = \begin{cases} A \left[0.7 - 0.7 \cos\left(\frac{\pi t}{t_0}\right) + 0.6 \sin\left(\frac{\pi t}{2t_0}\right) \right] & 0 \leq t < t_0 \\ A \left[1.0 - 0.8 \cos\left(\frac{\pi t}{t_0}\right) + 0.2 \cos\left(\frac{\pi(t-t_0)}{(t_d-t_0)}\right) \right] & t_0 \leq t < 2t_0 \\ A \left[0.2 + 0.2 \cos\left(\frac{\pi(t-t_0)}{(t_d-t_0)}\right) \right] & 2t_0 \leq t < t_d \end{cases}$$

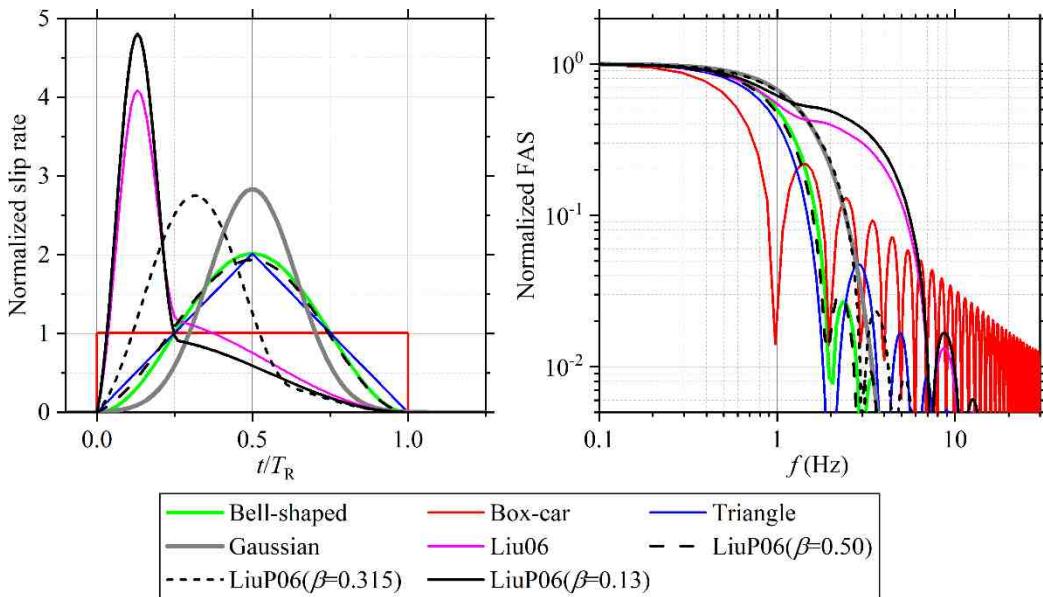


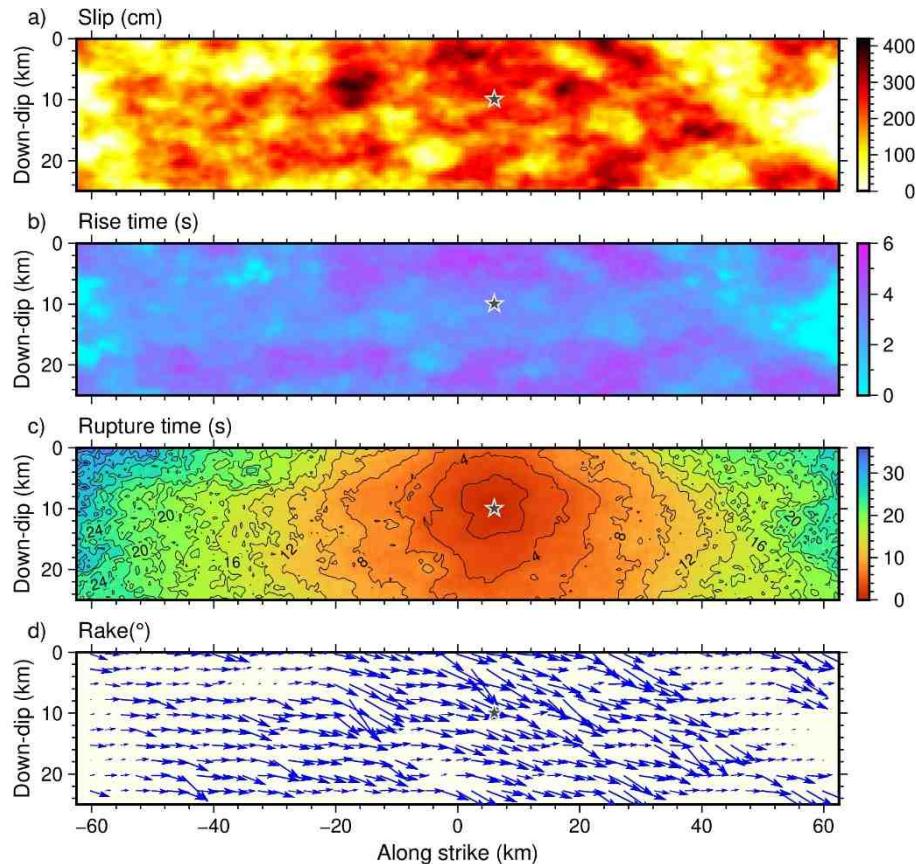
图 2-2 归一化滑动速率函数 (左) 及其傅里叶幅值谱 (右)

表 2-1 中 LiuP06 是 Pitarka et al (2022) 对 Liu et al. (2006) 中滑动速率函数 Liu06 改进后的形式, 其中 A 为滑动量调整系数, 保证滑动速率函数积分求和得到的滑动量与最终滑动量一致, t_d 为滑动时间 (上升时间); t_0 为达到峰值滑动速率的

时间, Liu06 中 $t_0=0.13t_d$, 但是在 LiuP06 中定义 $t_0=\beta t_d$, 其中 β 是控制滑动速率函数的形状系数, 这是因为在 Pitarka et al (2022) 的动力学破裂模拟表明由于地表薄弱层的存在 β 值向地表逐渐增加, 滑动速率函数的形状从深度大于 3km 时的 Kostrov 函数逐渐过渡到深度小于 3km 时的钟形函数, 震源辐射能量向低频偏移。因此, 形状系数 β 为

$$\beta = \begin{cases} 0.5 & 0 \leq z < 1 \text{ km} \\ 0.5 - \frac{0.37(z-1)}{2} & 1 \text{ km} \leq z \leq 3 \text{ km} \\ 0.13 & z > 3 \text{ km} \end{cases} \quad (2-14)$$

本章以 2021 年青海玛多 $M_w7.4$ 地震为例生成的随机滑动破裂模型如图 2-3 所示。根据 Thingbaijam et al. (2017) 开发的走滑型地震的经验震源定标律 (附表 1) 估计地震破裂面长度和宽度分别为 125km 和 25km, 破裂面走向、倾角和平均滑动角等参考 Wang et al. (2022) 基于远场体波和 InSAR 同震形变数据联合反演的滑动模型, 基于以上随机方法得到断层面上局部震源参数的分布如图 2-3, 其中最小/最大/平均滑动量为 0/404/169cm, 从图中可以看出滑动量、上升时间、破裂起始时间以及滑动角具有明显非均匀分布特征。



(a) 滑动量分布 (b) 上升时间分布 (c) 破裂起始时间分布 (d) 滑动角分布

图 2-3 青海玛多 $M_w7.4$ 地震随机震源模型

2.3 凹凸体破裂模型

断层几何结构、震源区介质以及断层应力状态的非均匀性导致整个破裂面上的滑动分布极不均匀，对断层破裂传播过程和强地面运动具有重要影响（Kase and Day, 2006; Shi and Day, 2013; 杨宏峰等, 2022）。地震学家提出凹凸体和障碍体模型来描述断层破裂强度不均匀性，其中凹凸体是指断层破裂前应力相对集中的区域，破裂发生时其滑动量明显大于周边区域，而障碍体是指断层面上未发生破裂区域，起到抑制或阻止破裂传播的作用，是断层破裂后的高应力区。。

凹凸体震源模型构建主要有两种思路，其一是根据活动断层野外调查资料、地震活动性分析、断层破裂过程反演等方法直接确定凹凸体的几何尺寸、分布位置、滑动量等参数；其二是基于长周期波形反演的有限断层震源模型数据库，识别凹凸体并统计其相关参数与断层参数、矩震级之间经验关系，从而建立不同震源参数之间的定标律，该方法目前广泛应用于设定地震的强震动模拟。Somerville et al. (1999) 对凹凸体参数的统计研究具有开拓意义，认为滑动模型及其凹凸体随地震矩的增加呈自相似性特征，在此基础上 Murotani et al. (2008; 2013)、王海云 (2004)、李宗超 (2017) 和姜伟等 (2017) 等人也相继统计研究了凹凸体模型的震源参数定标律，日本学者 Irikura and Miyake (2011) 基于凹凸体模型提出一套适用于设定地震的强震动模拟流程 Recipe 方法，为震源建模和地震动预测提供指导。

2.3.1 全局参数

本文附录 1 中汇总了不同学者开发的震源模型全局参数定标律，首先根据设定地震震级范围、断层类型和板块构造等确定整个破裂面的几何尺寸，其中破裂面宽度 W 受孕震层厚度 W_{\max} 限制，

$$\begin{aligned} W &= L(\text{km}) & L < W_{\max} \\ W &= W_{\max} / \sin \theta(\text{km}) & L \geq W_{\max} \end{aligned} \quad (2-15)$$

式中 L 和 θ 分别为破裂面长度和倾角，破裂面总面积 $S=L \times W$ 。

断层面破裂产生的总地震矩为

$$M_0 = \mu D L W \quad (2-16)$$

式中 μ 为剪切模量； D 为破裂面上的平均滑动量，可以根据附录 1 中定标律求得。总地震矩还可以根据 Irikura et al. (2004) 给出的三段式 M_0 - S 经验公式估计，

$$M_0 = \begin{cases} \left[S / (2.23 \times 10^{15}) \right]^{3/2} \times 10^{-7} & S < 400 \\ \left[S / (4.24 \times 10^{11}) \right]^2 \times 10^{-7} & 400 \leq S < 4000 \\ \left[S / (5.30 \times 10^{25}) \right] \times 10^{-7} & S \geq 4000 \end{cases} \quad (2-17)$$

式中破裂面积 S 单位 km^2 , 地震矩 M_0 单位为 Nm 。

基于圆盘模型假设, 平均应力降 $\Delta\sigma$ 表示为,

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{R^3} \quad (2-18)$$

式中震源半径 $R=\sqrt{S/\pi}$ 。

2.3.2 局部参数

凹凸体模型的局部震源参数主要包括凹凸体的面积、数量、分布位置等参数。反演资料表明大地震的破裂面上通常包含多个凹凸体, 基于姜伟等 (2017) 对板内地震的统计本文设定凹凸体数量 N 与震级关系如下,

$$N = \begin{cases} 1 & M_w \leq 6.5 \\ 2 & M_w > 6.5 \end{cases} \quad (2-19)$$

根据 Somerville et al. (1999) 和 Irikura and Miyake (2011) 的研究本文中凹凸体的总面积 S_a 与破裂面积 S 的经验关系,

$$\begin{aligned} S_a / S &= 0.22 & N=1 \\ \left. \begin{aligned} S_{a1} / S &= 0.16 \\ S_{a2} / S &= 0.06 \end{aligned} \right\} & N=2 \end{aligned} \quad (2-20)$$

式中当 S_{a1} 和 S_{a2} 分别表示最大凹凸体和次级凹凸体面积。

凹凸体的滑动量 D_a 与断层平均滑动量 D 之间的关系为,

$$\begin{aligned} D_a / D &= 2.01 & N=1 \\ \left. \begin{aligned} D_{a1} / D &= 2.01 \\ D_{a2} / D_b &= 2.01 \end{aligned} \right\} & N=2 \end{aligned} \quad (2-21)$$

对于多个凹凸体时, D_b 表示去除最大凹凸体之后断面上的平均滑动,

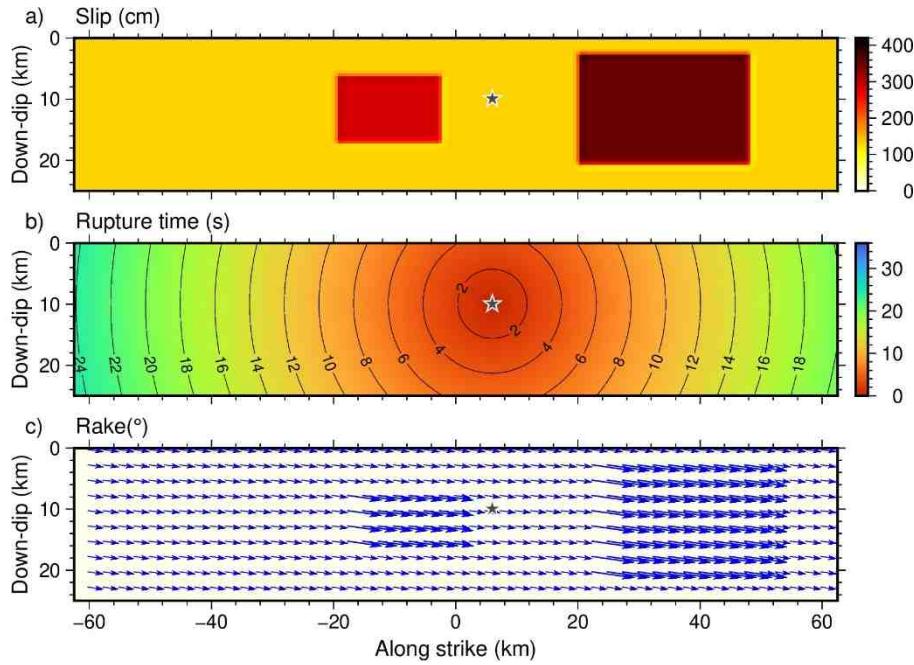
$$D_b = \frac{SD - S_{a1}D_{a1}}{S - S_{a1}} \quad (2-22)$$

凹凸体上的平均应力降 $\Delta\sigma_a$ 为,

$$\Delta\sigma_a = \Delta\sigma \frac{S}{S_a} \quad (2-23)$$

对于凹凸体在破裂面上的分布有两种处理方式, 其一是参考凹凸体沿断层面分布位置的经验关系 (如王海云, 2004) 确定其分布位置; 其二是在破裂面上随机给定凹凸体的位置, 由于断层在破裂传播过程中会受到阻碍而逐渐减缓并停止破裂, 说明滑动量明显较高的凹凸体并不会出现在沿破裂面走向两端位置, 因此设定凹凸体距离破裂面两侧不小于 5km 。另外, 对于多个凹凸体的情况应保证其在破裂

面的位置不发生重叠。



(a) 滑动量分布 (b) 破裂起始时间分布 (c) 滑动角分布

图 2-4 青海玛多 $M_w7.4$ 地震设定凹凸体震源模型

最终，基于上述方法生成的 2021 年青海玛多 $M_w7.4$ 地震的凹凸体震源模型如图 2-4 所示，滑动模型由两个凹凸体组成，其中最大凹凸体和次级凹凸体的面积分别为 5047km^2 和 187km^2 ，最大凹凸体、次级凹凸体和背景区域的滑动量分别为 355.67cm 、 286.59cm 和 131.52cm 。

2.4 混合破裂模型

对于实际发生的地震，依据地震资料反演震源破裂过程已经形成较为完善的方法体系，其反演的震源模型反应了破裂面上的凹凸体分布情况，一定程度上表达了真实的震源破裂过程。然而，远震资料中地震动高频成分已经充分衰减，并且在波形反演过程中计算理论格林函数采用的初始速度结构模型不够精确（通常为取自 AK135、Crust1.0 等模型的 1D 速度结构），这些因素都导致反演的确定性震源模型中无法反映高频成分。因此在宽频带强地震动模拟，为了弥补确定性模型中的缺失的高频成分需要引入包含随机滑动，构建混合震源模型。混合 k^2 滑动模型在波数小于子断层尺度的 Nyquist 波数（沿走向 $k_s \leq 1/2dL$ ，沿倾向 $k_d \leq 1/2dW$ ）使用波形反演的滑动分布（Hisada, 2001; Graves and Pitarka, 2010），而波数大于 Nyquist 波数时采用基于随机相位二维 Butterworth 函数的 k^2 随机滑动分布，并将其在波数域内叠加后变化至空间域得到混合滑动模型。

混合滑动模型以低频波形记录反演的滑动分布为背景模型，通过结合低波数

确定性部分和高波数随机部分生成混合滑动波数谱 (Graves and Pitarka, 2010),

$$U_{hyb}(k_s, k_d) = D(k_s, k_d) \times F + S(k_s, k_d) \times (1 - F) \quad (2-24)$$

式中: $U(k_s, k_d)$ 表示混合模型二维滑动波数谱, k_s 和 k_d 分别表示沿断层走向和倾向的波数, $D(k_s, k_d)$ 表示确定性的低波数谱, $S(k_s, k_d)$ 表示随机高波数谱, F 为波数组合函数, 即波数滤波器。

确定性部分的低波数谱 $D(k_s, k_d)$ 由波形反演的确定性滑动分布经二维傅里叶变换至波数域得到,

$$D(k_s, k_d) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} u_d(x, y) e^{-j(k_s x + k_d y)} dx dy \quad (2-25)$$

式中, $u_d(x, y)$ 表示确定性二维滑动空间分布, x 和 y 分别表示沿断层走向和倾向的空间坐标。

随机性部分的高波数谱 $S(k_s, k_d)$ 为

$$S(k_s, k_d) = \frac{D_0}{\sqrt{a_s a_d}} A(k_s, k_d) \quad (2-26)$$

$$A(k_s, k_d) = \sqrt{\frac{a_s a_d}{(1 + a_s^2 k_s^2 + a_d^2 k_d^2)^{H+1}}} e^{i\theta} \quad (2-27)$$

式中, $D_0=D(0,0)$ 表示沿走向和倾向为零的滑动波数谱, $A(k_s, k_d)$ 表示 Von Karman 型自相关函数的随机功率谱, a_s 和 a_d 分别表示沿走向和倾向的相关长度, θ 为介于 $-\pi$ 至 $+\pi$ 之间均匀分布的随机数, H 为 Hurst 指数, 根据 Graves and Pitarka (2010) 研究本文中取 $H=0.75$ 。相关长度根据与震级之间的经验关系估计,

$$\begin{aligned} \log_{10}(a_s) &= \frac{1}{2} M_w - 1.7 \\ \log_{10}(a_d) &= \frac{1}{3} M_w - 0.7 \end{aligned} \quad (2-28)$$

波数滤波器 F 表示为

$$F = \frac{1}{1 + \left[\left(\frac{k_s}{k_{cs}} \right)^2 + \left(\frac{k_d}{k_{cd}} \right)^2 \right]^N} \quad (2-29)$$

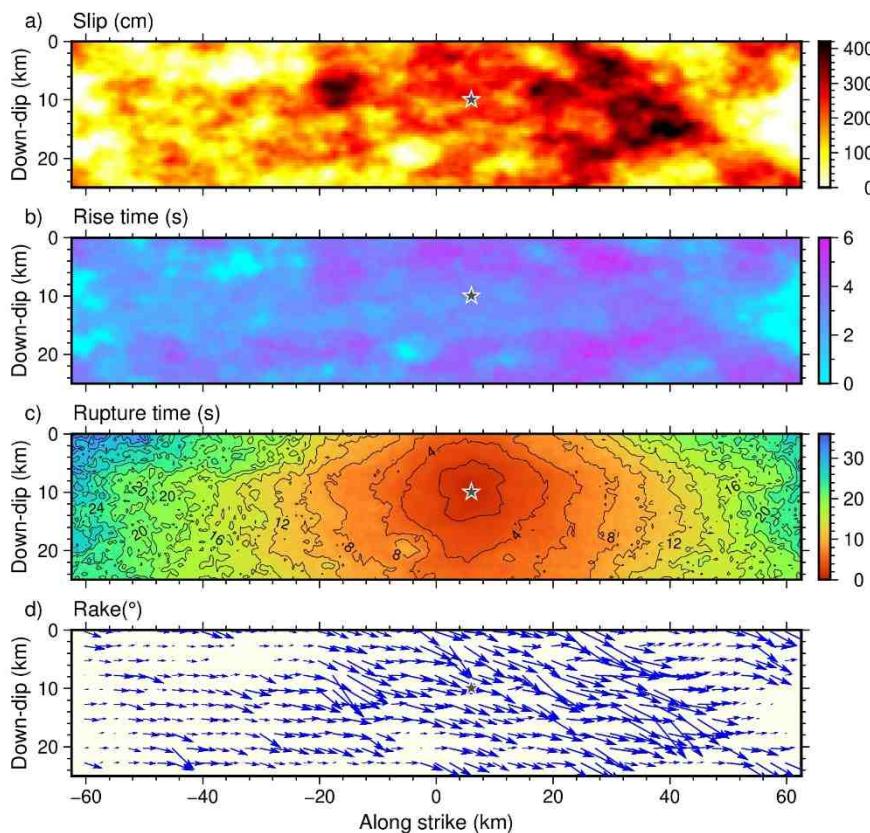
式中, 阶数 N 控制低波数到高波数谱的过渡锐度, k_{cs} 和 k_{cd} 分别表示沿走向和倾向的空间拐角波数, 拐角波数与震源尺寸成反比, 并随着地震震级的减小而减小, 表明大震级事件的“滑移斑块”较大。根据 Graves and Pitarka (2010) 的建议本文取 $N=1$, $k_{cs}=2/L$, $k_{cd}=2/W$, L 和 W 表示原滑动模型的长度和宽度。

最后, 将式 (2-24) 中混合模型二维滑动波数谱 $U(k_s, k_d)$ 经二维傅里叶逆变换即可得到空间域的混合震源滑动分布 $u_{hyb}(x, y)$,

$$u_{hyb}(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U_{hyb}(k_s, k_d) e^{j(k_s x + k_d y)} dk_s dk_d \quad (2-30)$$

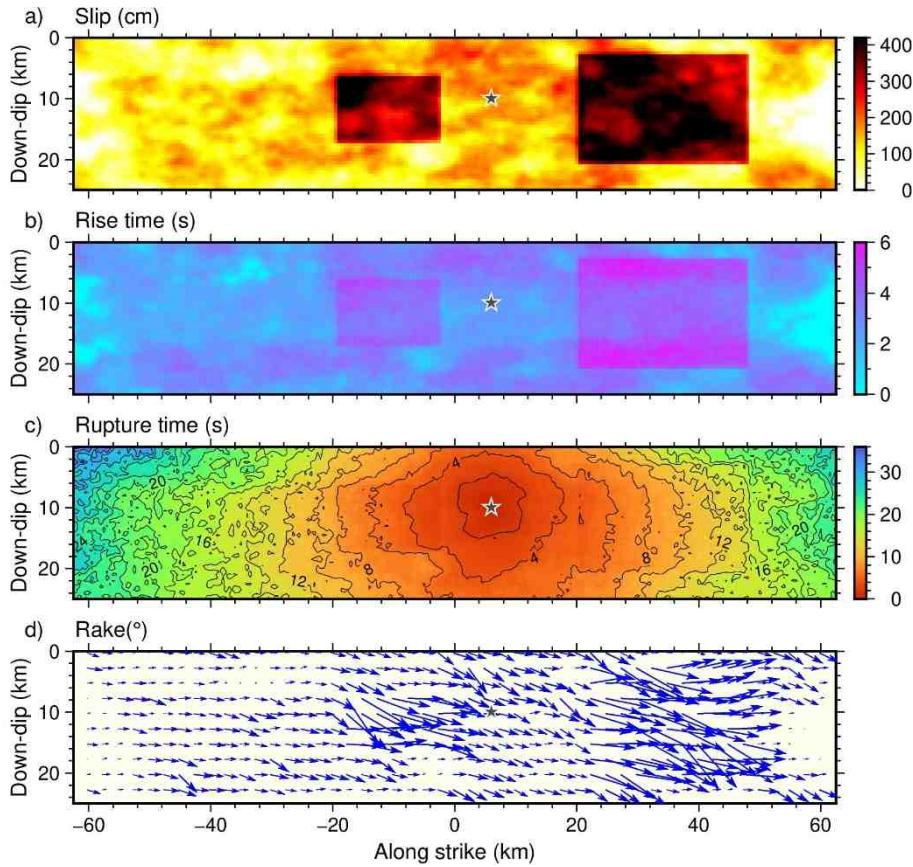
对于设定地震，无法利用反演方法确定震源破裂过程，此时可以依据本文 2.3 节中的流程构建凹凸体震源模型作为背景模型，将其与随机模型组合生成混合滑动震源模型。凹凸体模型与随机模型的组合由两种方式，其一是根据式 (2-24) 将不同模型在波数域内滤波叠加，将其变换至空间域后得到混合滑动分布（王海云，2004；曹泽林，2020；巴振宁等，2023）；另一种方法是以随机滑动分布为背景模型，随后在其背景模型上直接添加一个或多个凹凸体产生混合模型，凹凸体的位错量根据随机滑动模型的平均滑动量确定，最后重新标定破裂面滑动量以确保地震矩不发生变化。

基于以上两种混合方法，以玛多 $M_w 7.4$ 地震为例的波数域混合震源模型以及空间域混合震源模型分别如图 2-5 和图 2-6 所示。两种方法均能够保证破裂面上产生明显的凹凸体区域，其中空间域混合方法类似于在随机模型基础上添加“补丁”，凹凸体的轮廓清晰可见，而波数域混合方法对凹凸体上的滑动分布同样进行随机扰动，使其凹凸体区域的轮廓不再呈规则矩形，相比空间域混合模型随机性更强。总而言之，不同方法生成的混合破裂模型兼顾了高强度破裂的凹凸体区和空间和时间上小尺度的异质性。



(a) 滑动量分布 (b) 上升时间分布 (c) 破裂起始时间分布 (d) 滑动角分布

图 2-5 青海玛多 $M_w 7.4$ 地震凹凸体和随机模型波数域混合震源模型



(a) 滑动量分布 (b) 上升时间分布 (c) 破裂起始时间分布 (d) 滑动角分布

图 2-6 青海玛多 $M_w7.4$ 地震凹凸体和随机模型空间域混合震源模型

对于真实发生的地震，我们可以直接将地震波形或形变数据反演的震源模型作为背景模型，在此基础上采用上述方法添加随机部分，生成适用于宽频带模拟的混合震源模型。图 2-7 所示为 Wang et al. (2022) 基于利用远场波形与 InSAR 同震形变数据联合反演的 2021 年青海玛多 $M_w7.4$ 地震震源破裂过程，其中模型子断层尺寸 $4\text{km} \times 6\text{km}$ (7×31 个)，最大滑动量为 684.43cm 。利用 Wang et al. (2022) 反演结果作为背景模型，采用本节方法得到的波数域和空间域的玛多地震的混合震源模型分别如图 2-8 和图 2-9 所示，混合震源模型的子断层尺寸为 $0.5\text{km} \times 0.5\text{km}$ ，最大滑动量为 474.93cm 。子断层尺寸减小导致混合模型相比反演模型的最大滑动量发生变化，但混合前后整个断层面的地震矩不变，并且波数域和空间域的混合模型均保留了反演模型中滑动分布的基本特征，同时引入随机成分以表达震源破裂过程中的随机不确定性。由图中可以看出，本文给出的混合方法利用反演结果约束破裂面上凹凸体的滑动量和分布位置等，构建的震源模型融合了确定性和随机不确定性，为我们对实际地震进行强地面运动模拟奠定基础。

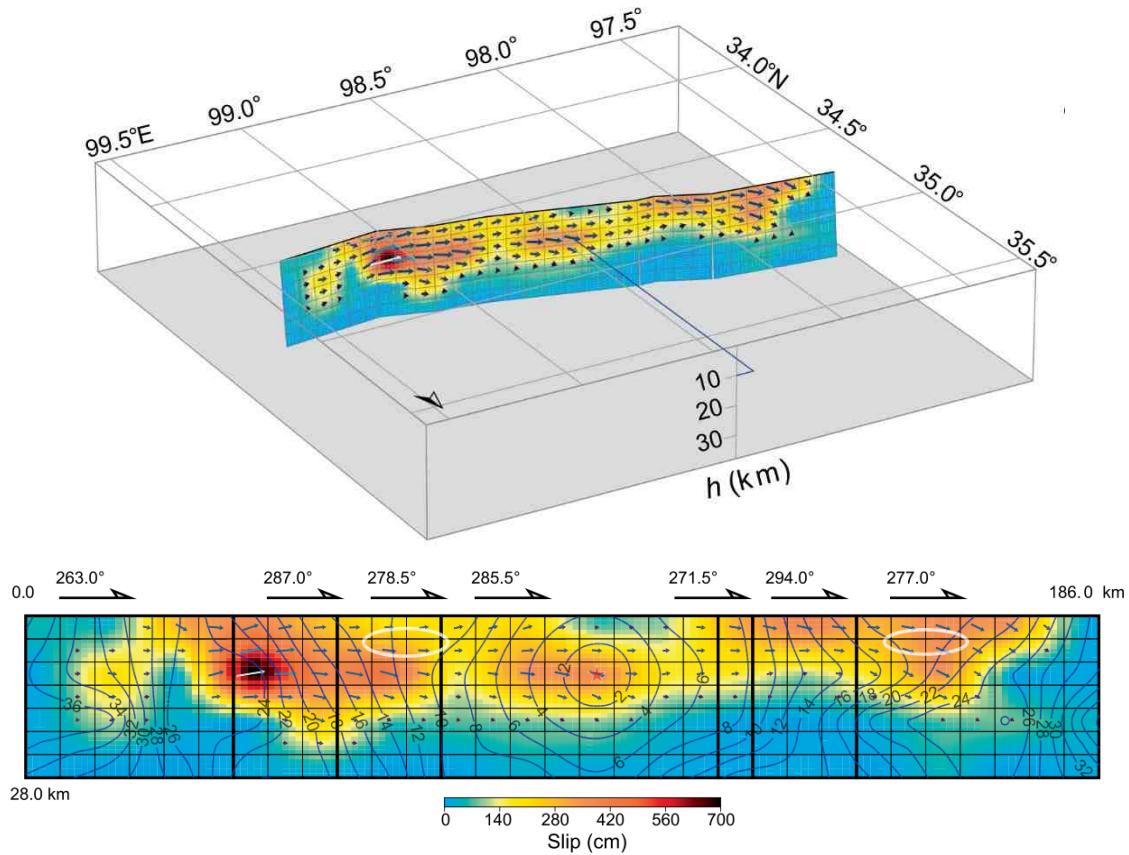
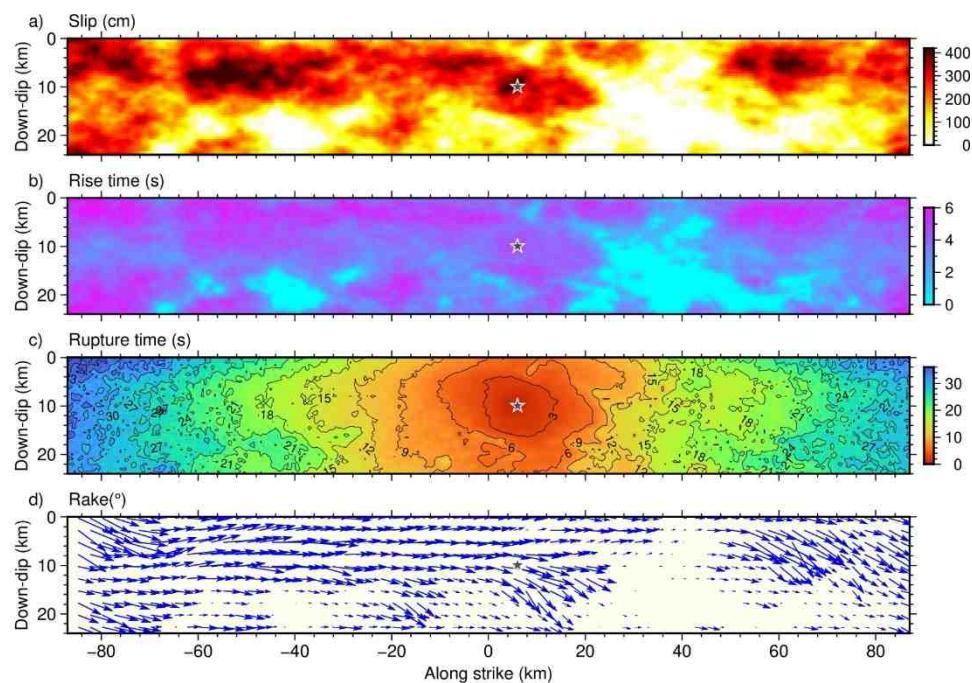
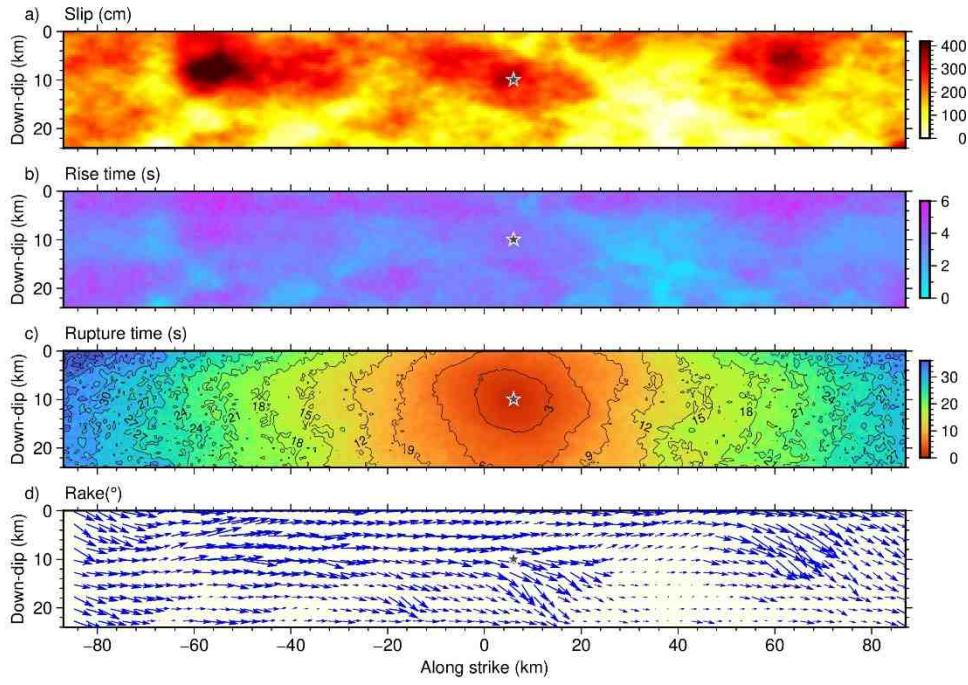


图 2-7 青海玛多 $M_w 7.4$ 地震反演有限断层模型 (Wang et al., 2022)



(a) 滑动量分布 (b) 上升时间分布 (c) 破裂起始时间分布 (d) 滑动角分布

图 2-8 青海玛多 $M_w 7.4$ 地震反演模型和随机模型的波数域混合震源模型



(a) 滑动量分布 (b) 上升时间分布 (c) 破裂起始时间分布 (d) 滑动角分布

图 2-9 青海玛多 $M_W 7.4$ 地震反演模型和随机模型的空间域混合震源模型

2.5 本章小结

本章针对强震动模拟中的运动学震源模型建模进行系统研究，基于随机震源模型和凹凸体震源模型给出了几种常用混合震源破裂模型的构建方法，包括凹凸体+随机波数域混合震源模型、凹凸体+随机空间域混合震源模型、反演模型+随机波数域混合震源模型以及反演模型+随机空间域混合震源模型。

针对不同情形的强震动模拟震源输入需要，本章给出两类混合震源设定方法。对于实际地震，借用长周期波形数据反演的震源模型作为背景模型，约束破裂面上凹凸体的整体分布，在此基础上引入随机成分表达震源破裂过程中的随机不确定性。对于设定地震，根据全局和局部震源参数定标律建立凹凸体模型作为背景模型，并通过在波数域或空间域组合随机模型构成混合滑动震源模型，最终得到的混合模型既包含了断裂面上的高强度破裂区域，同时兼顾了小尺度空间和时间的非均匀性特征。基于上述研究，我们开发了适用于宽频带模拟的震源破裂模型生成器 GenRupMod 程序包，该程序可以提供生成 6 种不同的运动学破裂模型。本章工作为后续研究奠定基础。

第三章 震源效应研究及地震动模拟—以漾濞序列为例

3.1 引言

地震动是由震源突然破裂释放的应力波引起的地面震动，针对震源效应开展研究对于揭示地震动衰减规律及区域性差异等特征至关重要，同时对于地震正演模拟而言为不断修正震源模型，构建符合物理实际的破裂过程提供理论依据。地震震源研究无一例外地采用反演方法，而反演需要大量地震观测数据为基础，以往对于中强震的观测数据较为稀疏，使得我们对中强地震的震源效应认识尚不充分。自2018年我国启动国家地震烈度速报与预警工程建设，在川滇、京津冀等重点区域布设了密集地震观测台站网络，台站平均间距达到10-15km，这些密集的强震动记录在揭示局部场地效应（Wang and Wen, 2021）和震源破裂过程（Xu et al., 2023）研究等方面已经取得较好效果。密集观测记录将为我们深入研究地震动震源、路径及场地效应提供了良好机遇。2021年5月18日以来，我国西南云南省大理州漾濞县接连发生多次3.0-4.9级中小地震，21日21时21分发生 $M_{S}5.6$ 地震，并在约半小时后发生 $M_{S}6.4$ 主震，此后又陆续发生 $M_{S}5.0$ 和 $M_{S}5.2$ 余震，四次5.0级以上地震构成了一次典型的前震—主震—余震序列。此次漾濞地震发生在中国地震科学实验场范围， $M_{S}6.4$ 地震是滇西北地区发生的有观测记录的最大震级地震，整个地震序列触发了大量强震动台站和地震烈度台站，为揭示前主余型序列的震源特性提供了丰富的观测数据。

本章基于密集地震观测台网的观测记录研究了漾濞前—主—余型地震序列的震源破裂方向性、破裂速度以及应力降等震源特性。其次，基于观测记录对震源特性的认识，利用三分量随机断层方法模拟 $M_{S}6.4$ 主震的强地面运动，并模拟结果与强震动观测记录进行对比，验证高频模拟方法的合理性。最后，基于观测和模拟结果讨论了局部场地效应、方向性等地震动特征。

3.2 强震动记录处理

漾濞地震序列包括49次3.0级以上地震，根据中国地震局工程力学研究所强震动观测中心提供的数据，整个序列中数字强震动台网收集到148组强震动记录；此外，滇西地区属于中国地震科学实验场的研究范围，“十四五”期间实施的地震烈度速报与预警工程项目在该区域布置了大量地震烈度台站，漾濞地震序列（ $M_{S}\geq3.0$ ）中云南省地震预警台网获得2300余组地震动记录。本文主要研究 $M_{S}5.6$ 前震、 $M_{S}6.4$ 主震、 $M_{S}5.0$ 和 $M_{S}5.2$ 余震四次中强地震的地震动特征，四次 $M_{S}\geq5.0$ 地震的震源参数及观测记录情况见表3-1。

表 3-1 2021 年漾濞地震序列四次 $M_S \geq 5.0$ 地震的相关信息

序号	时间 (年-月-日 时/分/秒)	纬度/经度 (°)	深度 (km)	M_S	M_W	走向/倾角/ 滑动角(°)	烈度台	强震台
1	2021-05-21 21:21:26	25.63/99.92	10.0	5.6	5.2	327/40/-127 192/59/-63	57(229)	6
2	2021-05-21 21:48:34	25.67/99.87	8.0	6.4	6.1	45/80/7 314/83/170	313(442)	12(28)
3	2021-05-21 21:55:28	25.67/99.89	8.0	5.0	4.7	241/72/3 150/87/162	29(119)	3
4	2021-05-21 22:31:10	25.59/99.97	8.0	5.2	5.1	150/53/-143 35/62/-44	125(153)	5

- 震中经纬度、震源深度、面波震级 M_S 来源于中国台网正式地震目录 (https://data.earthquake.cn/dataservice/report.shtml?PAGEID=earthquake_zhengshi)；
- 矩震级 M_W 和震源机制解（走向/倾角/滑动角）来源于 Global CMT (<https://www.globalcmt.org/>)，其中 $M_S \geq 5.0$ 余震来源于段梦乔等 (2021)；
- 括号内的数值为地震触发的烈度台站和强震台站获得的所有地震动记录，括号外为本研究选取地震动记录数量。

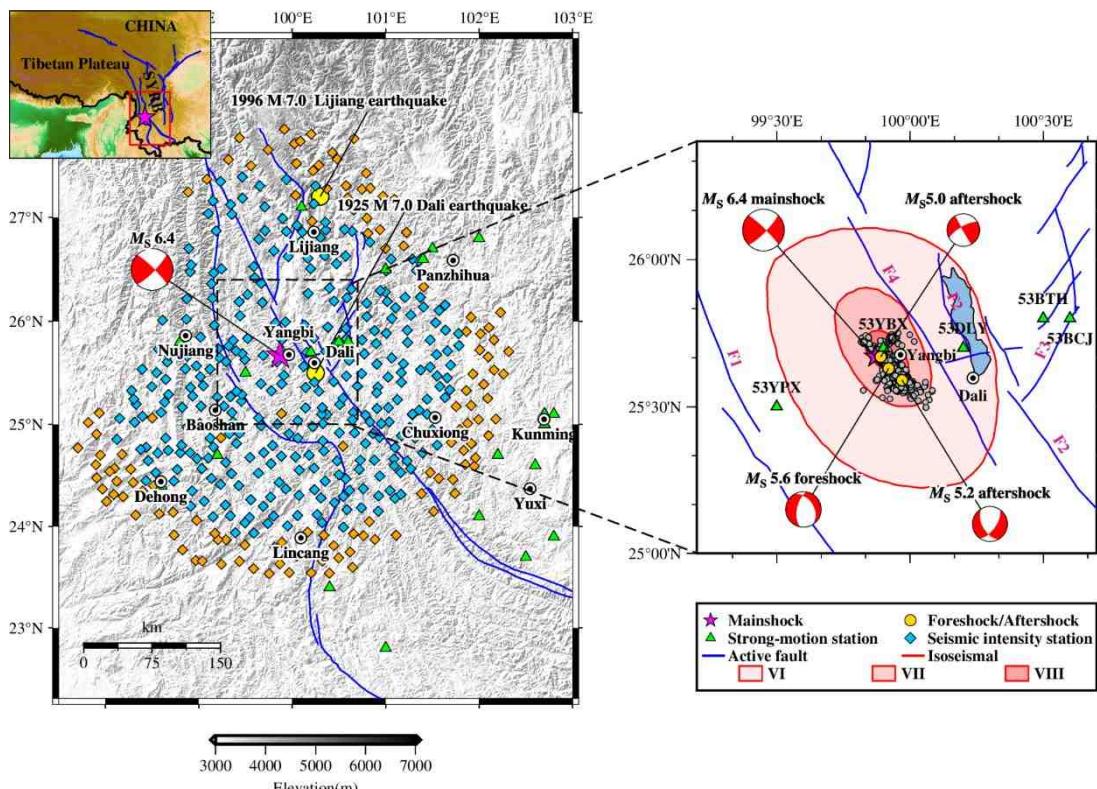


图 3-1 漾濞地震周边主要活动断裂、触发强震动台站和烈度台站分布以及 $M_S 6.4$ 地震烈度等值线，图中橘色菱形表示被剔除的记录，蓝色菱形为本文使用的质量较好的记录

考虑到震中距较大的观测记录的信噪比不高, 对于 $M_S 6.4$ 主震保留震中距 (Epicentral distance; R_{epi}) 不超过 200km 的 346 组记录, 而 $M_S 5.6$ 前震、 $M_S 5.0$ 余震和 $M_S 5.2$ 余震分别保留 R_{epi} 小于 130km 的 166、122 和 158 组记录。为了保证数据质量, 对加速度时程进行逐人工筛查, 剔除缺失一个或两个分量、缺失 P 波、波形异常和两次事件波形重叠等明显问题的记录。最后, 本文对于 $M_S 5.6$ 前震、 $M_S 6.4$ 主震、 $M_S 5.0$ 和 $M_S 5.2$ 余震分别保留 325、63、32 和 130 组强震动记录, $M_S 6.4$ 主震触发的所有强震动台站和烈度台站的分布如图 3-1 所示, 其中橘色菱形表示质量较低而被剔除的记录, 蓝色菱形为本文使用的质量较好的记录。强震台站 53YBX 在主震中获得了此次地震序列的最大峰值地面加速度 (PGA), 其东西 (EW)、南北 (NS)、垂直 (UD) 分量的分别为 379.9cm/s^2 、 720.3cm/s^2 和 448.4cm/s^2 (未处理原始记录), 该台站距离 $M_S 5.6$ 前震、 $M_S 6.4$ 主震、 $M_S 5.0$ 和 $M_S 5.2$ 余震的震中分别为 8.04km、4.49km、3.48km 和 14.10km。

图 3-2 (a) 给出了本章最终使用的漾濞序列 4 次 $M_S \geq 5.0$ 地震观测记录随着震中距 R_{epi} 的分布情况, 相比以往得益于密集的烈度台站此次中强地震序列获得了较多的近场记录, 从图中可知, $M_S 5.6$ 前震、 $M_S 6.4$ 主震、 $M_S 5.0$ 和 $M_S 5.2$ 余震中分别获得 15、17、16 和 16 组震中距小于 40km 的强震动记录。

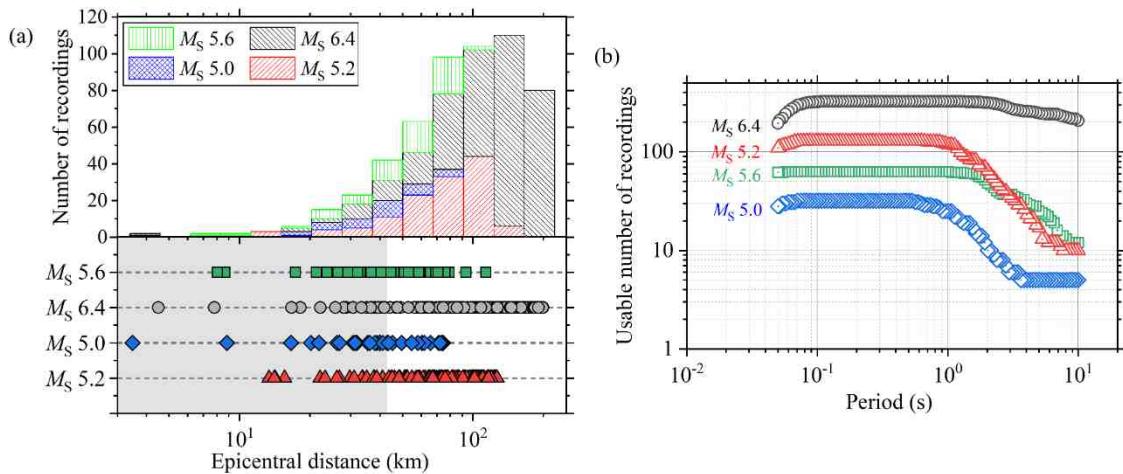


图 3-2 (a)漾濞序列 4 次 $M_S \geq 5.0$ 地震获得的强震动记录随震中距的分布, 阴影区域表示 $R_{epi}<40\text{km}$ 的强震动记录 (b) 强震动记录数量与可用周期的分布

针对保留的强震动记录参考 Wang and Wen (2021) 的数据处理方法, 首先对地震动记录进行基线校正, 其次为避免截断效应在记录的首尾添加 2.0s 的余弦窗, 并在记录首尾补零以消除低频噪声干扰, 最后对观测记录应用四阶 Butterworth 非因果带通滤波处理。低切拐角频率 (f_{lc}) 和高切拐角频率 (f_{hc}) 根据 S 波与 P 波前噪声部分的信噪比 (Signal-to-noise ratio; SNR) 确定, SNR 阈值为 3.0, 低切滤波频率不小于 0.05Hz, 高切滤波频率不超过 30.0Hz。峰值加速度 PGA、峰值速度 PGV

和 5% 阻尼比的拟加速度反应谱 PSA 采用与观测仪器方向无关的两正交水平向几何平均 RotD50 值 (Boore et al., 2006)，其中 PSA 的最小可用频率和最大可用频率分别定义为 $1.25f_{lc}$ 和 $0.8f_{hc}$ (Abrahamson and Silva, 1997)。图 3-3 所示以两条典型地震动记录说明 S 波和 P 波前噪声截取、信噪比计算以及 f_{lc} 和 f_{hc} 的确定流程，图中蓝色和灰色阴影分别表示截取的 S 波部分和相同长度的噪声部分，并将其傅里叶幅值谱在 0.05-30.0Hz 范围内采用 Konno-Ohamachi 窗 (Konno and Ohamachi, 1998) 进行平滑后计算信噪比。

滤波频带确定过程如图 3-3 所示，图 3-3 (a) 中 53DLY 台在 $M_s 6.4$ 主震中获得的记录在整个周期段内都具有较高的信噪比，因此最终确定的滤波频带为 0.05-30Hz，而图 3-3 (b) 中 E0101 台在 $M_s 5.2$ 余震中获得的记录在 0.41-17.73Hz 范围内信噪比才符合要求 ($SNR > 3.0$)。图 3-3 (b) 为 0.05s 到 10.0s 的每个周期可用的水平向 PSA 的地震动记录数量，周期超过 1.0s 左右时记录数量明显减少。

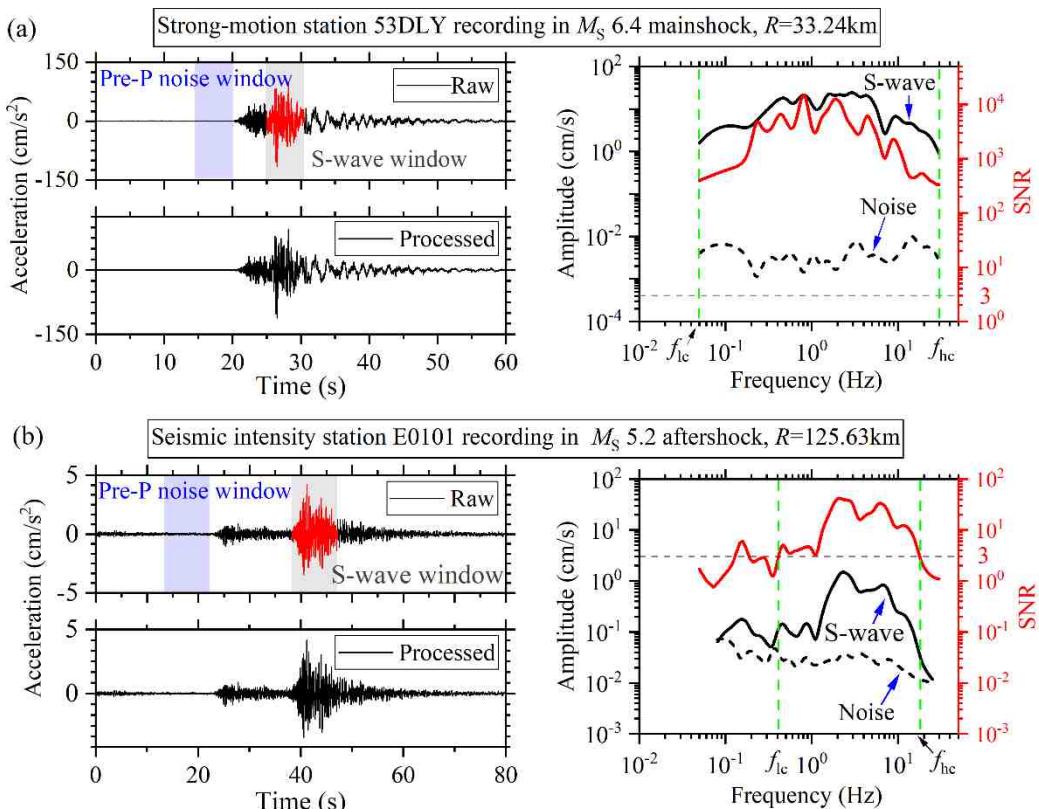


图 3-3 地震动记录 S 波和 P 波前噪声截取、信噪比计算以及记录低切 (f_{lc}) 和高切 (f_{hc}) 拐角频率的确定示例 (a) 53DLY 台 (b) E0101 台

3.3 漾濞地震序列震源特性

3.3.1 地震动震源效应

地震波携带的能量在传播过程中会随着距离的增加而不断损耗，这种距离衰

减现象与地壳结构、介质特性以及地震波传播路径等因素有关。由于我国强震动数据相对匮乏且空间分布极不均，无法直接基于观测数据统计回归建立地震动模型（Ground motion Model, GMM）。目前，我国第五代地震动参数区划图中主要基于参考地区的地震动参数衰减关系和地震烈度衰减关系，采用中线映射原则，得到全国分区地震动模型，该模型仅适用于峰值加速度 PGA 和峰值速度 PGV。针对我国西部地区，众多学者（如 Wang et al., 2010; 冀昆等, 2016; Huang and Galasso, 2019）研究了 NGA-West1 和 NGA-West2 模型在该地区的适用性，其研究结果表明 NGA 模型的预测值与该区域的实际地震动存在一定偏差，此外 Li et al. (2020) 和 Zhang et al. (2022) 建立了适用于我国西南地区的地震动模型。

为研究漾濞地震的震源效应和路径衰减，本文将漾濞序列四次地震的水平向 PGA 和 PSA 与 Abrahamson et al. (2014; ASK14) 和 Chiou and Youngs (2014; CY14) 基于 NGA-West2 数据库开发的全球地壳内浅源地震的地震动预测方程的预测中位值进行比较。对于 $M_{\text{S}}6.4$ 主震，观测台站到震源的断层投影距 (Joyner-Boore distance, R_{JB}) 和断层距 (Rupture distance, R_{rup}) 根据杨九元等 (2021) 基于合成孔径雷达干涉 (InSAR) 数据反演的断层几何面计算，而前震和余震没有相应的断层破裂面的反演结果，考虑到前震和余震相对较小，分别采用 R_{epi} 和震源距 (Hypocentral distance; R_{hyp}) 近似代替距离参数 R_{JB} 和 R_{rup} 。ASK14 和 CY14 模型中， $M_{\text{S}}6.4$ 主震断层破裂面上界面埋深 Z_{TOR} 可根据反演的断层几何面确定，主震 $Z_{\text{TOR}}=1.753\text{km}$ ，前震及余震的 Z_{TOR} 近似为地震矩心深度表示，根据段梦乔等 (2021) 给出的震源机制， $M_{\text{S}}5.6$ 前震、 $M_{\text{S}}5.0$ 余震和 $M_{\text{S}}5.2$ 余震 Z_{TOR} 分别取 6.8km 、 5.0km 和 9.2km 。由于此次地震触发的大量烈度台站的场地信息缺失，场地 $V_{\text{S}30}$ 根据 Heath et al. (2020) 基于地形坡度开发的全球 $V_{\text{S}30}$ 模型插值。

图 3-4 给出了漾濞地震序列 ($M_{\text{S}} \geq 5.0$) 的 PGA 和不同周期 PSA 观测值与 ASK14 和 CY14 模型预测中值之间的总残差 (R_{es})，从图中可知 PGA 和 PSA 总残差普遍为负值，说明预测值与漾濞地震序列的观测值间存在系统性偏差，NGA-West2 的两个预测模型均过高估了漾濞序列的实际地震动水平。根据地震动衰减的残差分析理论 (Al Atik et al., 2010)，总残差可以分为事件间残差 (δB_{e}) 和事件内残差 (δW_{es})， δB_{e} 表示某次地震事件观测值与该其地震动模型预测中值的平均偏差， δW_{es} 表示同一地震事件的单个台站观测值与其预测中值之间的差异。

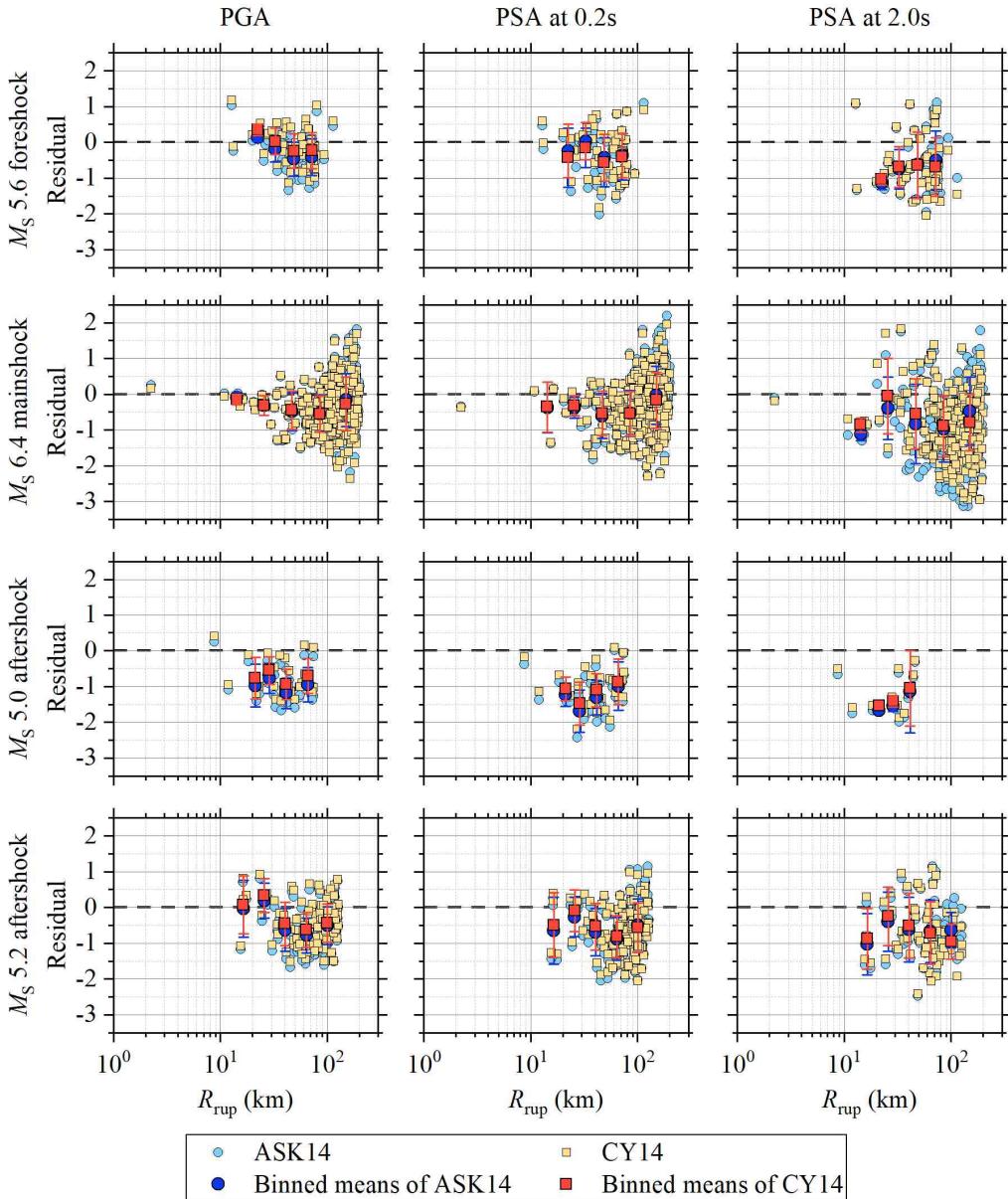


图 3-4 漾濞序列 4 次 $M_s \geq 5.0$ 地震的 PGA 和 0.2s、2.0s 的 PSA 观测值与 ASK14 和 CY14 模型预测值的总残差 (R_{es})

漾濞地震序列的 PGA 和不同周期 PSA 观测值与 ASK14 和 CY14 模型预测值的事件间残差如图 3-5 所示，阴影区域表示相应地震动模型的事件间标准差，大多数周期上的 δB_e 值超出 ASK14 和 CY14 模型的均值加减一倍标准差范围内，并且四次地震事件的 δB_e 值在 0.05-5.0s 周期段均为负值，表明与 ASK14 和 CY14 模型代表的全球地壳内浅源地震的平均震源效应相比，漾濞地震序列的震源效应较弱。对于 $M_s 6.4$ 主震，当周期 $T > 0.2s$ 时 ASK14 模型的 δB_e 值明显大于 CY14 模型，表明 ASK14 模型在中长期对震源项的预测偏低；对于前震和余震，当周期 $T < 0.2s$ 时 ASK14 模型的 δB_e 值略低 CY14 模型，表明 CY14 模型在短周期对震源项的预测相对偏低。 $M_s 5.6$ 前震、 $M_s 6.4$ 主震和 $M_s 5.2$ 余震的 δB_e 值大致处于相近的水平，没

有明显的随周期变化的趋势，但这三次地震在中短周期($<0.3\text{s}$)的 δB_e 值具有 $M_s 5.6$ 前震 $>M_s 6.4$ 主震 $>M_s 5.2$ 的稳定趋势。事件间残差 δB_e 描述特定地震的震源项与预测模型所代表的地震的平均震源属性之间的差异，反映地震动模型无法考虑的其他因素（如应力降和滑移时空分布）对地震动的影响（Al Atik et al., 2010）。相关研究（Ameri et al., 2017；Bindi et al., 2007, 2017）也指出，观测值和GMM预测值的 δB_e 明显依赖于Brune应力降。因此，我们认为短周期地震动的震源效应与地震类型有关，震源效应按照前震、主震和余震的顺序逐渐减弱，而这一现象可能与应力降对地震类型的依赖性有关。已有的众多研究普遍发现主震—余震序列中余震的应力降与主震相比要小得多（如 Baltay et al., 2019；Moyer et al., 2018；Trugman and Shearer, 2018）。根据图3-5可知 $M_s 5.0$ 余震的 δB_e 值最小，远低于其他三次地震， $M_s 5.0$ 余震紧随 $M_s 6.4$ 主震之后，且与主震震中非常接近（见图3-1），而 $M_s 5.2$ 余震远离主震震中且在在主震一定时间后发生，两次余震中地震动的震源效应的显著差异可能与主震的时空距离有关，主震后余震应力降随时间增加呈现逐渐增大并恢复至前震（主震）应力降水平的趋势（Wang and Wen, 2020），并且越靠近主震断层的余震的应力降越小（Baltay et al., 2019），因此推断 $M_s 5.0$ 余震可能发生在主震高强度破坏或断裂区域，地震应力降更小，地震动的震源效应很弱。

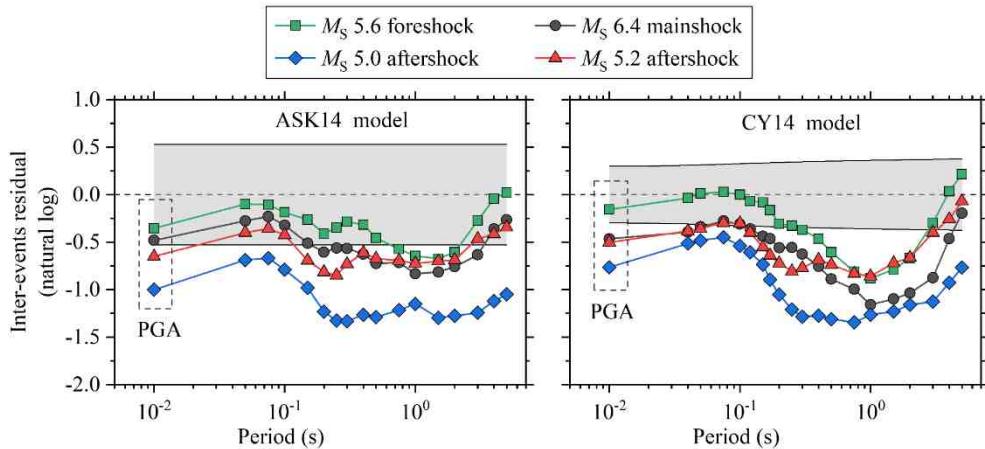


图3-5 漾濞序列4次 $M_s \geq 5.0$ 地震的PGA和不同周期PSA观测值与ASK14和CY14模型预测值的事件间残差(δB_e)，阴影区域为相应地震动模型的事件标准差

从总残差 R_{es} 中减去事件间残差 δB_e 得到事件内残差 δW_{es} 值，由于 δW_{es} 值反映地震动的区域性特性（场地和传播路径），因此采用漾濞序列四次地震的数据共同计算事件内残差 δW_{es} 值。PGA和0.2s、2.0s和4.0s的PSA观测值与ASK14和CY14模型预测值的 δW_{se} 如图3-6(a)所示，其中箱线图为10-200km对数等距分段的 δW_{se} 平均值，远场($>100\text{km}$)PGA和PSA事件内残差随距离增加呈上升趋势，说明与ASK14和CY14模型所表示的全球地壳内浅源地震的平均非弹性衰减

相比，本文研究区域的非弹性衰减更弱。为了定量描述研究区域的非弹性衰减与 ASK14 和 CY14 模型所代表的非弹性衰减之间的差异，对 δW_{se} 和距离参数 R_{rup} 进行线性拟合 (Boore et al., 2014)，

$$\delta W_{se} = \Delta c_3 (R_{rup} - R_{ref}) + \delta W_{IR} \quad (3-1)$$

式中， Δc_3 为非弹性衰减系数； R_{ref} 为参考距离，线性拟合中固定 $R_{ref} = 1\text{km}$ ； δW_{IR} 为给定区域内近距离的残差平均值。

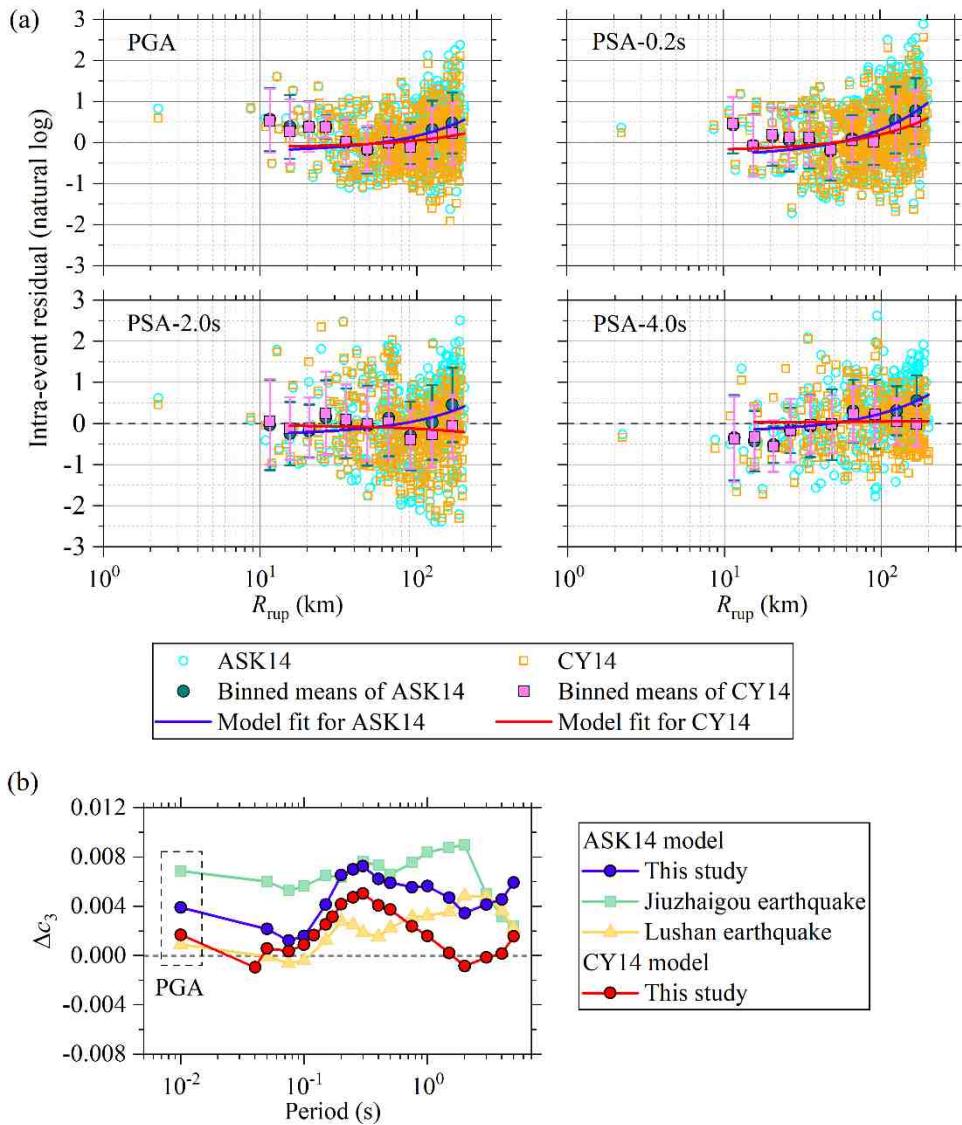


图 3-6 (a) 漾濞地震序列的 PGA 和不同周期 PSA 观测值与 ASK14 和 CY14 模型预测值的事件内残差 (δW_{se}) (b) 非弹性衰减系数 Δc_3 随周期变化

Δc_3 参数定量表征区域非弹性衰减特性，由于 $R_{rup} < 15\text{km}$ 内的记录数量较少，为了保证线性回归可靠本研究中仅使用 $R_{rup} \geq 15\text{km}$ 的数据计算 Δc_3 值。事实上，NGA-West2 项目在开发五个 GMMs 时均考虑了预测模型对于我国的适用性调整，

其中的区域性非弹性衰减校正系数均采用 2008 年汶川地震的主余震记录回归分析得到。如图 3-6(b) 所示, PGA 和几乎所有周期点上的 Δc_3 值均为正, 表明与 ASK14 和 CY14 模型表示的活动构造区域相比漾濞震源区域的非弹性衰减较弱(高 Q 值)。此外, 我们还将本研究中的 Δc_3 值与四川芦山地震和九寨沟地震进行比较 (Ren et al., 2018), 不同地震的 Δc_3 均为正值, 且漾濞地震的 Δc_3 值介于芦山地震和九寨沟地震之间。综上所述, 与 ASK14 和 CY14 预测模型所考虑的全球活动构造区地壳内浅源地震相比, 川滇地区的非弹性衰减普遍较低。

3.3.2 震源破裂方向性

破裂方向性是指断层破裂过程中以接近地壳剪切波速的破裂传播速度沿着优势方向向外扩展, 导致震源所辐射的能量几乎同时到达破裂前方场点, 破裂速度约接近介质波速, 地震波的干涉作用越强, 破裂方向性也越显著。破裂方向性对地震动的空间特征具有重要影响, 从而影响地震灾害空间分布。破裂方向性效应在以往的多次大地震中已经得到证实, 例如 1994 年北岭 $Mw6.7$ 地震 (Somerville et al., 1997)、1999 年集集 $Mw7.6$ 地震 (Aagaard et al., 2004)、2008 年汶川 $Mw7.9$ 地震 (Wen et al., 2010)、2023 年土耳其 $Mw7.8$ 地震 (Baltzopoulos et al., 2023), 随着近年来观测技术和反演方法的发展, 小震和中强震是否也存在与大地震类似的破裂方向性引起众多学者关注。2021 年漾濞地震序列获得了较多近场强震动记录, 为研究中小震的方向性效应提供了良好的契机。

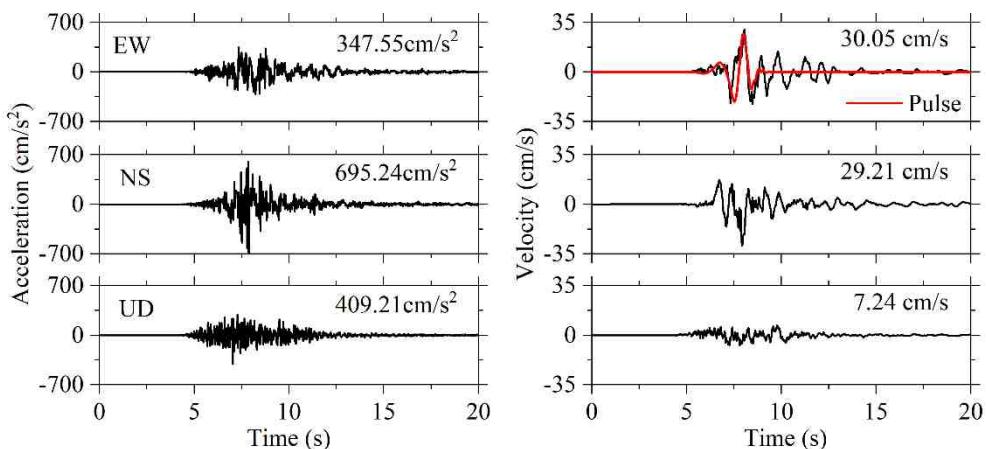


图 3-7 漾濞 $M_s6.4$ 地震中 53YBX 台站获得 PGA 最大的加速度和速度时程, 红实线为提取的水平向速度脉冲, 右上方为记录处理后的 PGA 和 PGV

漾濞 $M_s6.4$ 主震中 53YBX 台站的加速度和速度时程如图 3-7 所示, 该台站断层投影距 R_{rup} 仅为 2.24km, 记录到了整个地震序列中最大的峰值加速度, 每个分量滤波处理后的 PGA 和 PGV 分别标注在子图。本文首先采用 Shahi and Baker (2014) 提出的方法对 R_{rup} 小于 20km 的近断层记录中的速度脉冲进行识别, 将地

震动的两个正交水平分量旋转并线性组合后提取速度脉冲，最终在 53YBX 台站的记录中提取出周期为 1.12s 的速度脉冲（如图 3-7），该脉冲位于近似与破裂方向（ 168° ）相垂直的东西分量。除了 53YBX 台以外，我们在其他近断层台站上也发现具有类似的脉冲特征，然而由于 PGV 幅值较小并未被识别为脉冲型地震动，但是这些特征都表明漾濞地震可能具有比较明显的方向性效应特征。

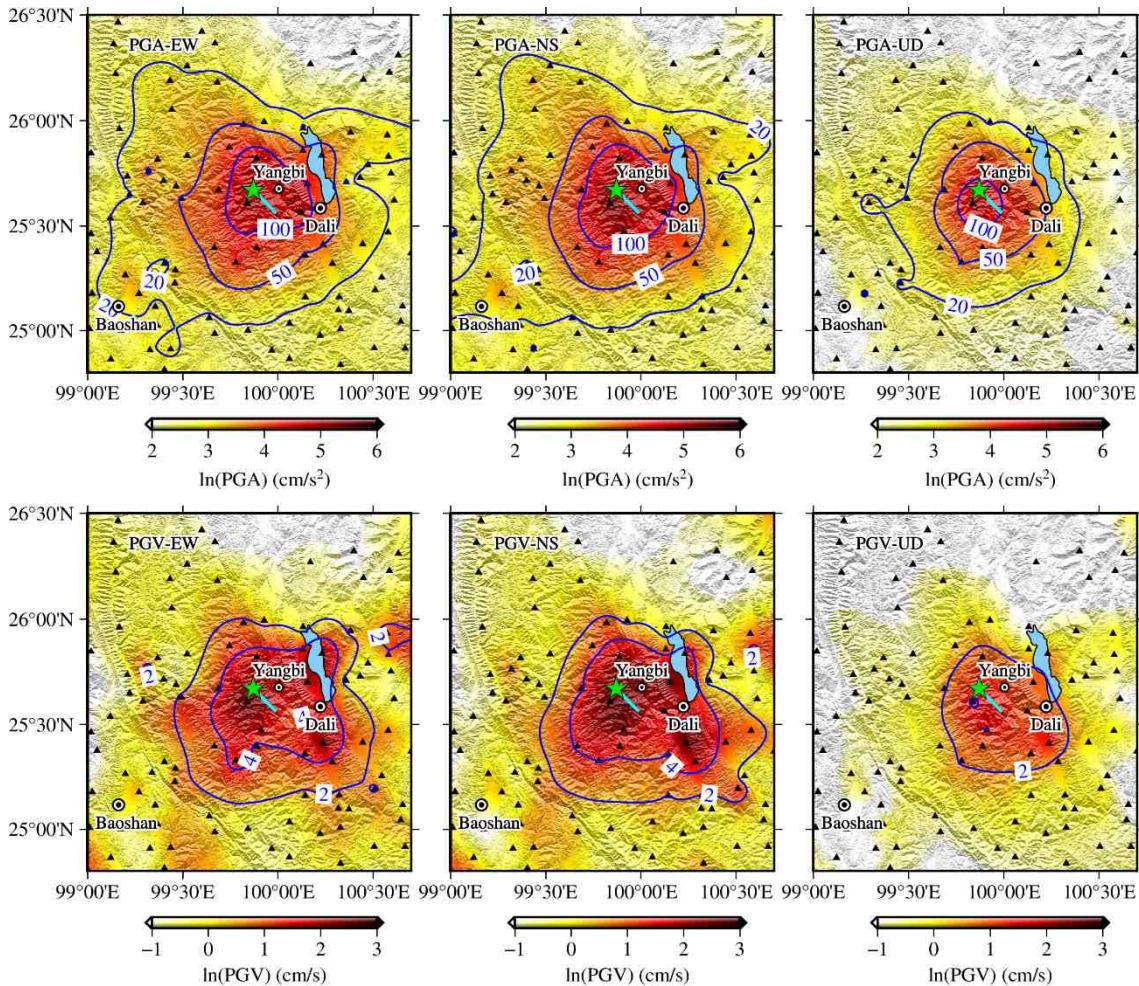


图 3-8 漾濞 $M_{S}6.4$ 地震震中附近区域的 PGA 和 PGV 的空间分布

根据最小张量连续曲率样条插值方法，图 3-8 给出了 $M_{S}6.4$ 主震震中附近区域的地震动峰值参数（PGA 和 PGV）空间分布，图中三角形为空间插值使用的地震动台站。从图中能够看出 PGA 和 PGV 空间分布近似存在两个长轴方向，即：西北-东南（与断层走向一致）和东北-西南（垂直断层走向），且以西北-东南长轴方向为主。根据 PGA 和 PGV 的等值线分布，两个水平分量的地震动峰值参数的幅值明显大于垂直分量，并在震中西南保山市方向和震中东北洱海方向上等值线被拉伸，结合当地的地形和地质条件，可能是局部场地放大效应导致了地震动的不均匀分布。此外，我们还注意到地震动峰值（尤其是 PGV）呈现明显的不对称衰减，

以震中为中心沿东南方向随距离衰减比西北方向慢得多，初步推断这可能是由于震源破裂的方向性效应所致。

综上所述，速度脉冲和 PGA、PGV 的非对称衰减都指出漾濞 Ms6.4 地震可能具有比较明显的单侧或者不均匀双侧破裂特征，因此本文进一步使用强震动峰值参数反演漾濞地震序列与破裂方向性相关的震源参数。Ben-Menahem (1961) 将地震震源简化为具有一致滑动分布和恒定破裂速度的简单线源模型，并定义破裂方向性系数 C_d 表示震源破裂方向性对地震动峰值的影响，Boatwright (2007) 再此基础上对 C_d 进行改进使其能够考虑非对称双侧破裂模型，方向性系数 C_d 可表示为，

$$C_d = \sqrt{\frac{k^2}{\left[1 - \left(\frac{v_r}{\beta}\right) \cos(\varphi - \theta)\right]^2} + \frac{(1-k)^2}{\left[1 + \left(\frac{v_r}{\beta}\right) \cos(\varphi - \theta)\right]^2}} \quad (3-2)$$

式中， φ 和 θ 分别表示破裂方向角和台站方位角； k 表示沿破裂方向 φ 的破裂长度占整个破裂面长度的比例， $k \geq 0.5$ 表示破裂方向 φ 为主破裂方向，而 $k < 0.5$ 则表示相反的方向为主破裂方向； v_r/β 为马赫数 (Mach Number)，其中 v_r 和 β 分别表示震源破裂速度和震源区介质剪切波速，一般情况下 $v_r < \beta$ ；指数 γ 表示震源相关的参数，本文中取 $\gamma=1.0$ (Wen et al., 2015)。

破裂方向性通常会导致地震动振幅或持时等显著依赖于方位角，而地震动模型 GMM 是基于大量强震动记录回归分析建立的描述地震动强度指标（如 PGA、PGV 和 PSA）随震级、距离、场地条件以及其他因素的变化规律，目前开发的绝大多数 GMM 均不考虑震源破裂方向性的影响。因此，方向性可以通过 C_d 修正的地震动峰值的观测值与预测值之间的残差对方位角的依赖性来推断，当残差达到最小时相对应的 C_d 即为该地震的破裂方向性系数，

$$\sum_{i=1}^N [\log_{10}(Y_i^o/C_d^\gamma) - \log_{10}(Y_i^P)]^2 = \min \quad (3-3)$$

式中， Y_i^o 和 Y_i^P 分别表示第 i 个台站的水平地震动峰值 (PGA、PGV) 的观测值与预测值； N 为反演使用的记录数量。根据式 (3-3)，可以确定最佳的 C_d 及其对应的破裂方向性参数 (φ 、 k 、 v_r)。

本研究使用水平向 PGA (即两个水平分量的几何平均值) 反演漾濞序列四个地震的震源破裂指向性。参考 GMM 采用俞言祥等 (2013, 以下简称 Yu13) 为我国第五代区划图编制建立的青藏地震区基岩场地水平向地震动峰值预测方程。Y13 模型是根据地震烈度衰减关系通过中线映射得到的地震动参数衰减关系，其地震烈度衰减关系模型采用椭圆模型 (椭圆模型一定程度上反映了破裂面走向)，因此为了消除长短轴的影响，设置长轴方向从 0° 到 180° 等间隔 0.1° 计算 PGA 预测值，然后使用其平均值作为预测值。为消除场地效应对地震动观测值的影响，进一

步使用李小军（2013，见原文表 18）给出的基于 I₁ 类场地的场地影响系数对 PGA 预测值进行调整。采用以上调整方法时场地依据中国建筑抗震设计规范进行分类，因此根据 V_{S30} （即场地地表以下 30m 土层的等效剪切波速）值与场地分类之间的经验关系（吕红山和赵凤新，2007），将场地等级分为不同的类别，即 V_{S30} 大于 510m/s 为 I 类场地，260-510m/s 为 II 类场地，150-260m/s 为 III 类场地，<150m/s 为 IV 类场地。最终如图 3-9 所示，给出了本研究使用的台站的值的 V_{S30} 统计直方图、 V_{S30} 值与中国规范和 EC8 规范中场地类别的对应关系。各台站 V_{S30} 值介于 181.95-900.0m/s，对应中国规范中的 I 类、II 类和 III 类场地。

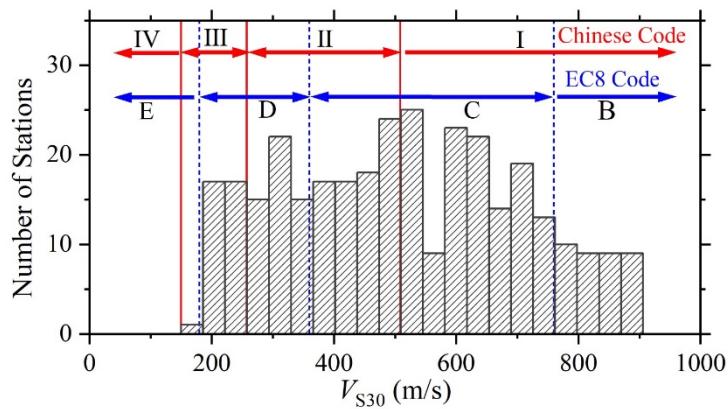


图 3-9 基于地形坡度的全球 V_{S30} 模型（Heath et al. 2020）插值得到台站 V_{S30} 的统计直方图， V_{S30} 值与中国建筑抗震设计规范和 EC8 规范中场地类别的对应关系

根据式 (3-2) 和 (3-3)，将破裂方向角 φ 、破裂长度比例 k 和马赫数 v_r/β 作为待求变量，采用网格搜索技术确定四次漾濞地震的破裂方向性系数 C_d 及相应的破裂参数见表 3-2，四次地震 PGA 观测值与预测值的路径项修正的残差和最佳拟合的 C_d 曲线如图 3-10 所示。除了震源参数以外，表 3-2 中还给出了定量表示非对称破裂程度的参数 e ， $e=|2k-1|$ ， e 介于 0 到 1 之间， $e=0$ 表示对称双侧破裂， $e=1$ 表示完全单侧破裂模式。反演结果表明，Ms6.4 主震为沿 NNW-SSE 走向的非对称双侧破裂事件，优势破裂方向为 SSE($\varphi=165.9^\circ$)，与段梦乔等(2021)和龙锋等(2021)给出的地震序列精确定位也表明发震断层沿 NNW-SSE 走向，与本文结果相一致。Ms6.4 主震沿优势破裂方向的破裂约占整个破裂面长度的 85%， $e=0.70$ ，说明漾濞主震接近于一次单侧破裂地震，具有比较明显的向前方向性效应，与近断层速度脉冲和地震动强度参数非对称分布相印证。对于 Ms5.6 前震，根据反演结果震源破裂方向有较大可能近似 NW-SE 走向，主要的破裂传播方向近似 NW 向($\varphi=311.6^\circ$)，可能是沿主破裂方向的非对称双侧破裂事件，相对破裂速度 $v_r/\beta=0.70$ 。对于两次余震事件，残差随方位角没有显著的变化趋势，表明两次余震可能接近于均匀对称破裂。四次地震事件的相对破裂速度 v_r/β 为 0.6~0.7，根据 Crust1.0 的速度结构模型

可知震源区的剪切波速 $\beta=3.55\text{km/s}$, 因此破裂速度 v_r 约为 $2.13\text{-}2.49\text{km/s}$, 与 Gong et al. (2022) 基于线源假设反演得到的主震最佳破裂速度 $2.1\text{-}2.4\text{km}$ 基本一致。

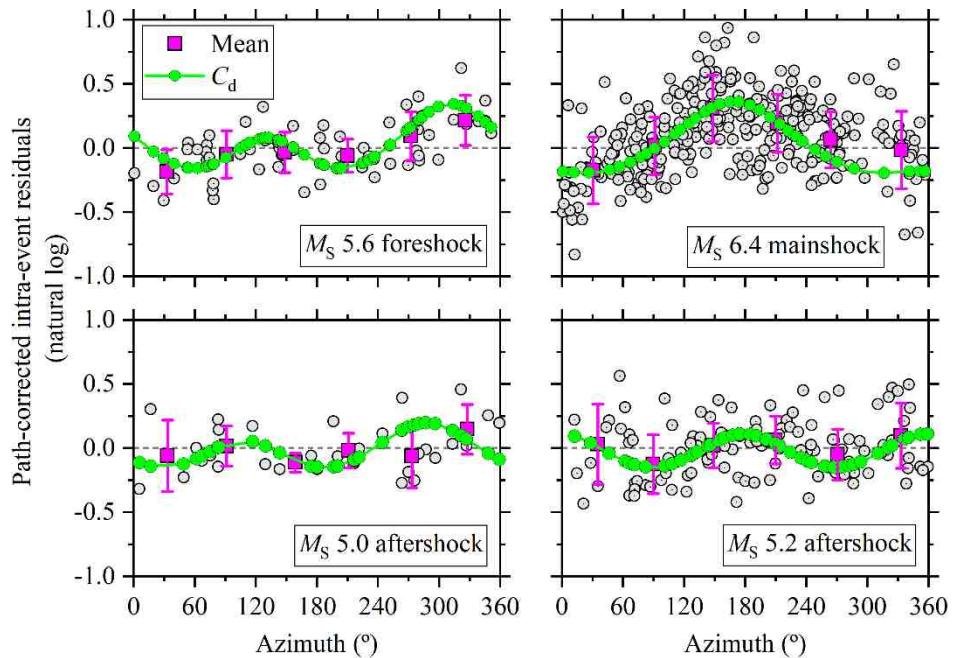


图 3-10 漾濞地震序列的 PGA 残差随方位角变化及破裂方向性系数 C_d 的最佳拟合

表 3-2 基于强震动记录 PGA 反演的漾濞地震序列的震源破裂参数

地震事件	φ (°)	v_r/β	k	e
$M_s 5.6$ 前震	311.6	0.70	0.66	0.32
$M_s 6.4$ 主震	165.9	0.63	0.85	0.70
$M_s 5.0$ 余震	108.2	0.62	0.41	0.18
$M_s 5.2$ 余震	178.5	0.60	0.55	0.10

震源参数的识别技术表明，随着我国地震预警与地震烈度速报台网的大规模建设和运行，实时传输的强震动数据能够应用于震源破裂参数的快速反演，评估震源破裂方向性效应，能够服务于烈度速报、震后应急等工作。

3.4 $M_s 6.4$ 主震地震动模拟

3.4.1 三分量随机模拟方法

除了研究漾濞地震序列的近断层地震动特征，本文还采用随机有限断层方法对漾濞 $M_s 6.4$ 主震的强地面运动进行模拟。目前常用的随机有限断层方法主要用于模拟水平单分量地震动的 S 波部分，难以满足结构动力分析对地震动输入日益精

准多元的需求，特别是对于高烈度区的大型水坝、核电站等重大工程设施需同时考虑水平和竖向地震作用，而随机有限断层方法提供的水平单向地震动显然与工程抗震设计需求相悖。

针对上述问题，本文采用一种三分量随机有限断层方法有效解决了传统方法只能提供水平单分量的不足，并在强地震动模拟中得到应用。三分量模拟方法主要是针对震源谱模型进行改进，随机有限断层方法首先将整个破裂面离散为若干子源，将第 i 个子源在观测点 j 产生的 P 波、SV 波和 SH 波表示为震源、路径几何扩散和非弹性衰减以及场地放大和衰减的褶积，并采用傅里叶变换将时域褶积问题简化为在频域相乘，即第 i 个子源在观测点 j 产生的 P 波径向、P 波垂向、SV 波径向、SV 波垂向和 SH 波切向的加速度傅里叶谱 A_{rij}^P 、 A_{zij}^P 、 A_{rij}^{SV} 、 A_{zij}^{SV} 和 A_{tij}^{SH} 可表示为（王宏伟等，2021），

$$A_{rij}^P = H_i^P S_i^P(f) \frac{R_{\Theta\Phi}^P E_r^P F_r^P}{4\pi\rho\alpha^3 R_0} \frac{M_{0i}(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{ci}^P)^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ij}}{Q_p(f)\alpha}\right) A(f) \exp(-\pi f \kappa) \quad (3-4)$$

$$A_{zij}^P = H_i^P S_i^P(f) \frac{R_{\Theta\Phi}^P E_z^P F_z^P}{4\pi\rho\alpha^3 R_0} \frac{M_{0i}(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{ci}^P)^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ij}}{Q_p(f)\alpha}\right) A(f) \exp(-\pi f \kappa) \quad (3-5)$$

$$A_{rij}^{SV} = H_i^S S_i^S(f) \frac{R_{\Theta\Phi}^{SV} E_r^{SV} F_r^{SV}}{4\pi\rho\beta^3 R_0} \frac{M_{0i}(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{ci}^S)^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ij}}{Q_s(f)\beta}\right) A(f) \exp(-\pi f \kappa) \quad (3-6)$$

$$A_{zij}^{SV} = H_i^S S_i^S(f) \frac{R_{\Theta\Phi}^{SV} E_z^{SV} F_z^{SV}}{4\pi\rho\beta^3 R_0} \frac{M_{0i}(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{ci}^S)^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ij}}{Q_s(f)\beta}\right) A(f) \exp(-\pi f \kappa) \quad (3-7)$$

$$A_{tij}^{SH} = H_i^S S_i^S(f) \frac{R_{\Theta\Phi}^{SH} E_t^{SH} F_t^{SH}}{4\pi\rho\beta^3 R_0} \frac{M_{0i}(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{ci}^S)^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ij}}{Q_s(f)\beta}\right) A(f) \exp(-\pi f \kappa) \quad (3-8)$$

其中，上标 P、SV 和 SH 分别表示 P 波、SV 波和 SH 波，下标 r 、 t 和 z 分别表示径向、切向和垂向； ρ 为震源区介质密度； α 和 β 分别表示 P 波和 S 波波速。

式 (3-4) - (3-7) P 波和 S 波的震源谱衰减率 γ 分别取 2.4 和 1.9 (Kaneko and Shearer, 2014)；由于动拐角频率随子源破裂进展不断减小导致高频辐射能量随之降低，为此 Motazedian and Atkinson (2005) 引入高频标度因子以补偿高频低估，P 波及 S 波对应的高频标度因子 H_i^P 、 H_i^S 表示为，

$$H_i^P = \sqrt{N} \left(f_c^P / f_{ci}^P \right)^2 \quad (3-9)$$

$$H_i^S = \sqrt{N} \left(f_c^S / f_{ci}^S \right)^2 \quad (3-10)$$

其中, f_i^S 和 f_{ci}^S 分别表示 S 波的震源谱的拐角频率和子断层 i 的动拐角频率, P 波动拐角频率及子断层 i 的动拐角频率根据 Hanks and Wyss (1972) 给出的关系得到,

$$f_i^S = k^S \beta \left[\frac{16\Delta\sigma}{7M_0} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (3-11)$$

$$f_{ci}^S = k^S \beta \left[\frac{16\Delta\sigma}{7M_{0rsf}(t_i)} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (3-12)$$

$$f_i^P = \frac{k^P \alpha}{k^S \beta} f_i^S \quad (3-13)$$

$$f_{ci}^P = \frac{k^P \alpha}{k^S \beta} f_{ci}^S \quad (3-14)$$

其中, $\Delta\sigma$ 为地震应力降, M_0 为总地震矩, $M_{0rsf}(t)$ 表示第 i 个子断层初始破裂时刻 t 已破裂但尚未愈合的 $N(t)$ 个子断层的累加地震矩; k^P 和 k^S 分别表示与特定理论震源模型的 P、S 波的拐角频率球面平均值相关的常数, 常数 k^P 和 k^S 与破裂速度 V_r 相关, 破裂速度 $V_r=0.7\beta$ 时, $k^P=0.32$ 、 $k^S=0.26$, 破裂速度 $V_r=0.8\beta$ 时, $k^P=0.35$ 、 $k^S=0.26$ (Kaneko and Shearer, 2014)。为弥补对子断层产生的地震动求和导致加速度傅里叶谱频率低于子断层拐角频率部分的低估 (Boore, 2009), 采用针对 P 波及 S 波震源谱的 Frankel 校正模型 $S_i^P(f)$ 和 $S_i^S(f)$,

$$S_i^P(f) = C_i^P \left[1 + \left(f / f_{ci}^P \right)^2 \right] / \left[1 + \left(f / f_{ceff,i}^P \right)^2 \right], C_i^P = N^{1/2} / H_i^P, f_{ceff,i}^P = f_{ci}^P / \sqrt{C_i^P} \quad (3-15)$$

$$S_i^S(f) = C_i^S \left[1 + \left(f / f_{ci}^S \right)^2 \right] / \left[1 + \left(f / f_{ceff,i}^S \right)^2 \right], C_i^S = N^{1/2} / H_i^S, f_{ceff,i}^S = f_{ci}^S / \sqrt{C_i^S} \quad (3-16)$$

式 (3-4) - (3-7) 中 M_{0i} 表示第 i 个子断层破裂所释放的地震矩; 震源项中参考距离 $R_0=1\text{km}$; F_r^P 、 F_z^P 、 F_r^{SV} 、 F_z^{SV} 和 F_t^{SH} 分别表示 P、SV 和 SH 波在径向、垂向和切向的半空间自由地表放大系数, 对于平面 SH 波切向取为 2, P 波和 SV 波对应的自由地表放大系数与入射角相关; E_r^P 、 E_z^P 、 E_r^{SV} 、 E_z^{SV} 和 E_t^{SH} 分别表示 P、SV 和 SH 波在径向、垂向和切向的能量分配系数, $E_r^P = -\sin(\theta^P)$ 、 $E_z^P = \cos(\theta^P)$ 、 $E_r^{SV} = \cos(\theta^{SV})$ 、 $E_z^{SV} = \sin(\theta^{SV})$ 、 $E_t^{SH} = 1$, 其中 θ^P 和 θ^{SV} 表示 P、SV 波入射角; P 波、SV 波和 SH 波的震源辐射系数 $R_{\Theta\Phi}^P$ 、 $R_{\Theta\Phi}^{SV}$ 和 $R_{\Theta\Phi}^{SH}$ 依赖于子断层的倾角 δ 和滑动角 λ (Onishi et al, 2004),

$$R_{\Theta\Phi}^P = \sqrt{\frac{4}{15}} \quad (3-17)$$

$$R_{\Theta\Phi}^{\text{SV}} = \frac{1}{2} \sqrt{\sin^2(\lambda) \left(\frac{14}{15} + \frac{1}{3} \sin^2(2\delta) \right) + \cos^2(\lambda) \left(\frac{4}{15} + \frac{2}{3} \cos^2(\delta) \right)} \quad (3-18)$$

$$R_{\Theta\Phi}^{\text{SH}} = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{2}{3} \cos^2(\lambda) (1 + \sin^2(\delta)) + \frac{1}{3} \sin^2(\lambda) (1 + \cos^2(2\delta))} \quad (3-19)$$

式 (3-4) - (3-7) 中几何扩散项 $G(R_{ij})=R^{-n}$, 研究表明 P 波和 S 波具有相同的扩散速率指数 n (Castro and Munguia, 1993; Lin and Jordan, 2018), 因此对于 P、S 波采用相同的几何扩散模型。P 波、S 波非弹性衰减项分别为 $\exp[-\pi f R_{ij}/Q_P(f)\alpha]$ 、 $\exp[-\pi f R_{ij}/Q_S(f)\beta]$, 其中 Q_P 和 Q_S 分别表示 P 波和 S 波品质因子。场地项 $A(f)$ 由地壳放大 $A_{\text{crust}}(f)$ 和浅层地表场地放大效应 $A_{\text{site}}(f)$ 两部分组成。其中 $\exp(-\pi f \kappa)$ 表示与路径无关的高频衰减, 本文采用随机模拟中常用的 κ 滤波器描述。

三分量随机有限断层方法的计算流程如图 3-11 所示, 首先生成高斯白噪声时域信号, P 波、SH 波和 SV 波均采用 Saragoni and Hart (1973) 窗函数包络高斯白噪声表示, 其持续时间由震源持时和路径持时两部分组成, 震源持时以动拐角频率的倒数表示 (Boore, 2009), 路径持时采用根据强震记录统计的距离分段的经验模型表示。

目前对于 S 波路径持时的研究有很多 (例如 Atkinson and Boore, 1995; Boore and Thompson, 2014; Sun et al, 2015; 王宏伟等, 2021), 但是对于 P 波尚无相应的路径持时模型, 因此本文简单假设 P 波持时为 P、S 波到时差, 但这一假设可能会导致近场 P 波持时偏小而远场 P 波持时偏大, 相应的可能会高估近场 P 波而低估远场 P 波。其次, 将得到的过滤白噪声后将其转换至频域对幅值谱进行归一化使其均方根为 1, 并如图 3-11 中步骤 2 分别与 P 波、SV 波和 SH 波的傅里叶幅值谱 A_{rij}^P 、 A_{zij}^P 、 A_{rij}^{SV} 、 A_{zij}^{SV} 和 A_{rij}^{SH} 相乘后逆变换至时域得加速度时程 a_{rij}^P 、 a_{zij}^P 、 a_{rij}^{SV} 、 a_{zij}^{SV} 和 a_{rij}^{SH} 。最后, 如图 3-11 中步骤 3 考虑第 i 个子源到观测点 j 的时间延迟 Δt_{ij} 和方位角 φ_{ij} 叠加得到 j 点的东西向 (EW)、南北向 (NS) 和竖向 (UD) 加速度时程,

$$a_j^{\text{EW}}(t) = \sum_{i=1}^N \left[a_{rij}^P \sin \varphi_{ij} (t + \Delta t_{ij}^P) + a_{rij}^{\text{SV}} \sin \varphi_{ij} (t + \Delta t_{ij}^{\text{SV}}) - a_{rij}^{\text{SH}} \cos \varphi_{ij} (t + \Delta t_{ij}^{\text{SH}}) \right] \quad (3-20)$$

$$a_j^{\text{NS}}(t) = \sum_{i=1}^N \left[a_{rij}^P \cos \varphi_{ij} (t + \Delta t_{ij}^P) + a_{rij}^{\text{SV}} \cos \varphi_{ij} (t + \Delta t_{ij}^{\text{SV}}) + a_{rij}^{\text{SH}} \sin \varphi_{ij} (t + \Delta t_{ij}^{\text{SH}}) \right] \quad (3-21)$$

$$a_j^{\text{UD}}(t) = \sum_{i=1}^N \left[a_{zij}^P (t + \Delta t_{ij}^P) + a_{zij}^{\text{SV}} (t + \Delta t_{ij}^{\text{SV}}) \right] \quad (3-22)$$

其中 $\Delta t_{ij}^P = R_{ij}/\alpha + R_{0i}/V_r$, $\Delta t_{ij}^{\text{SV}} = R_{ij}/\beta + R_{0i}/V_r$, R_{ij} 和 R_{0i} 分别表示观测点 j 与子断层 i 的距离以及子断层 i 与起始破裂点 o 的距离。

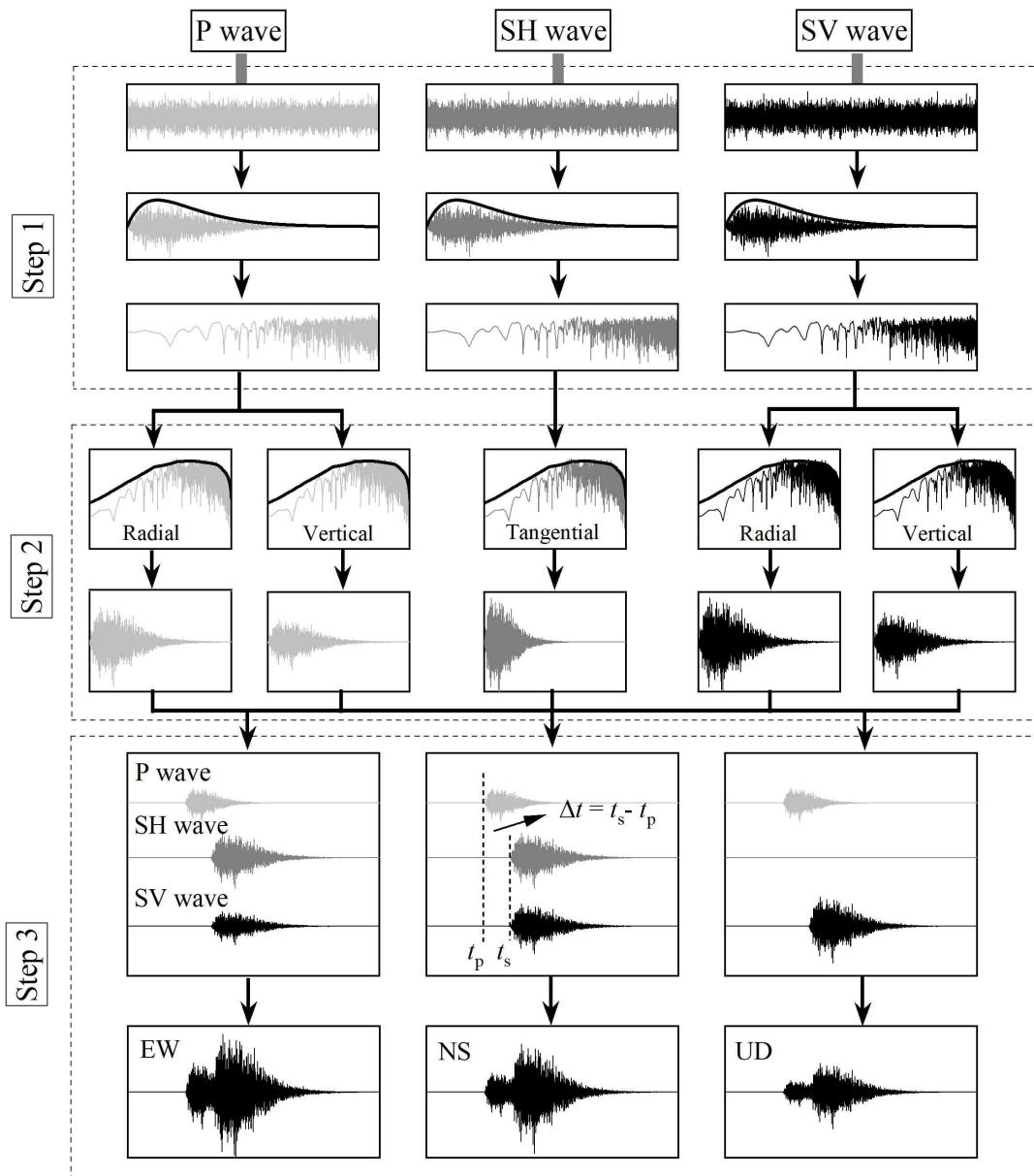


图 3-11 三分量随机有限断层方法模拟方法流程

3.4.2 随机模拟输入参数

根据全球矩心矩张量组 Global CMT 提供的震源机制解, 漾濞 $M_{\text{S}}6.4$ 地震矩震级 M_{w} 为 6.1, 走向角/倾角/滑动角为 $315^{\circ} / 86^{\circ} / 168^{\circ}$, 根据地壳孕震层厚度对破裂面宽度的限制 (Pacheco et al., 1992) 以及 Wells and Coppersmith (1994) 给出的走滑型地震的破裂面沿走向方向长度 L 和下倾方向宽度 W 与矩震级 M_{w} 之间的经验关系 (见附表 1) 可分别估计漾濞地震破裂面长度 $L=16.5\text{km}$ 、宽度 $W=7.7\text{km}$, 根据 Somerville et al. (1999) 建立的平均滑动量 D 与矩震级之间的经验关系 $D=1.56\times10^{-7}\times M_0^{1/3}$, 设定漾濞地震的 D 为 38.74cm , 将整个破裂面沿走向和沿倾向划分为 15×7 个 $1.1\text{km}\times1.1\text{km}$ 的子断层。强地面运动模拟和震源动力学破裂过程研究中都需要假设破裂起始点在断层面所处的位置, 根据 3-3 节中反演的震源破裂方

向性可知漾濞 $M_{\text{S}}6.4$ 主震为自西北向东南方向近似单侧破裂事件，因此将起始破裂点位置设定在沿走向为 $1.0L$ 处。Mai et al., (2005) 利用超过 80 个有限断层震源模型分析统计了发生在构造区和俯冲带的不同断层类型的 50 多次地震 ($M_{\text{W}}4.1$ - 8.1) 的震源位置，研究表明对于发生在俯冲带的倾滑地震其破裂起始点遵循在 $0.4W$ 处达到峰值的 Gamma 分布，走滑地震和地壳内倾滑地震的破裂起始点沿下倾方向符合 Weibull 分布，其峰值约为 $0.6W$ 。据此，本文设定漾濞 $M_{\text{S}}6.4$ 地震起始破裂点在破裂面上沿走向和沿倾向的位置分别为 16.5km 和 4.62km 。基于破裂起始点位于断层面宽度的 60% 以下的假设，采用震源深度 Z_{HYP} 、破裂面宽度 W 和倾角 (δ) 来估计破裂面上界面埋深 Z_{TOR} ($Z_{\text{TOR}}=\max[Z_{\text{HYP}}-0.6W\sin\delta, 0]$)，漾濞地震的破裂面上边缘埋深为 3.39km ，破裂面未出露至地表。震源破裂速度设置为 0.8β (β 为震源区介质剪切波速)。

根据全球地壳模型 Crust1.0 (<https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>) 提供的研究区域水平层状地壳介质模型，震源区地壳介质的横波和纵波波速分别为 6.10km/s 和 3.55km/s ，介质密度 2.74g/cm^3 。根据 Xu et al (2010) 基于 $M_{\text{L}}3.0$ - 5.5 中小震观测记录对川滇地区高频地震动参数的研究，川滇地区的 Q 值普遍较低，其 S 波品质因子 $Q_{\text{S}}=180f^{0.5}$ ，几何扩散模型采用距离相关的四段线性模型，

$$G(R)=\begin{cases} R^{-1.0} & R < 50\text{km} \\ R^{-0.3} & 50 \leq R < 90\text{km} \\ R^{-1.1} & 90 \leq R < 120\text{km} \\ R^{-0.5} & R \geq 120\text{km} \end{cases} \quad (3-23)$$

除 S 波品质因子外，随机模拟中还需要 P 波品质因子 Q_{P} 。Sato et al. (2012) 通过对全球范围内岩石圈 Q_{S}^{-1} 、 Q_{P}^{-1} 和 $Q_{\text{S}}^{-1}/Q_{\text{P}}^{-1}$ 的研究发现频率超过 1.0Hz 时 Q_{S} 与 Q_{P} 的比值通常介于 1.0 到 2.0 之间；王勤彩等 (2005) 利用尾波归一化方法估算了云南地区不同研究区域的 Q_{P} 和 Q_{S} ，频率 $1\sim16\text{Hz}$ 时云南地区 $Q_{\text{S}}/Q_{\text{P}}$ 大约在 1.1-1.7 之间，据此本文取震源区 $Q_{\text{S}}/Q_{\text{P}}$ 为 1.5，即 P 波品质因子 $Q_{\text{P}}=120f^{0.5}$ 。

地震动时程中并非整个时窗都会对结构产生破坏作用，而是只有超过某一阈值的强震段才具有工程意义，该时间段即地震动持时 (Total duration, D_{T})，地震动持时 D_{T} 包括震源持时 (Source duration, D_{S}) 和路径持时 (Path duration, D_{P})，即 $D_{\text{T}}=D_{\text{S}}+D_{\text{P}}$ 。震源持时 D_{S} 与通常表示为震源拐角频率 f_{c} 的倒数，即 $D_{\text{S}}=1/f_{\text{c}}$ 。路径持时 D_{P} 与地震波传播的区域性效应有关，这种效应难以通过解析方程表示。地震动持时的定义不尽相同，本文采用比较常用的显著持时 (能量持时)，将地震动能量累积达到给定比例的范围定义为持时 D_{T} 。根据 3.2 节中的数据集，本文计算了漾濞地震序列 (4 次 $M_{\text{S}}\geq5.0$ 地震) 的强震动记录两个水平分量 5%~95% 的显著持时间 D_{5-95} 作为地震动总持时 (D_{T})。Boore and Thompson (2014) 指出为了避

免直接计算 D_{95} 带来的偏差，确保 D_{5-95} 主要包含地震动的 S 波部分，本文将 D_{5-95} 替代为两倍的 20% 至 80% 显著持时 (D_{20-80})，即 $D_T = D_{5-95}' = 2D_{20-80}$ 。最终地震动持时 D_T 取两个水平分量的几何均值。震源持时 D_S 根据 Zhou et al. (2022) 的反演结果确定，漾濞序列中 $M_S 5.6$ 前震、 $M_S 6.4$ 主震、 $M_S 5.0$ 和 $M_S 5.2$ 余震的震源拐角频率 f_c 分别为 0.544Hz、0.251Hz、0.666Hz 和 0.656Hz。如图 3-12 所示，从总持时 D_T 中减去震源持时 D_S 可得漾濞序列 4 次 $M_S \geq 5.0$ 地震的路径持时 D_P ，其中蓝色矩形表示距离分段的中位值。为了对比图中还给出了王宏伟等 (2021) 基于我国四川部分地震建立的路径持时模型、Atkinson and Boore (1995) 开发的北美东部路径模型和 Boore and Thompson (2015) 基于 NGA-West2 数据库建立的活动地壳区 (Active Crustal Regions, ACRs) 和稳定大陆区 (Stable Continental Regions, SCRs) 的路径持时模型。从图中能够看出，漾濞地震的路径持时 D_P 的分布随距离的分布逐渐趋于离散，可能受到场地效应等因素的影响少量记录的 D_P 显著偏高。漾濞地震距离分段的 D_P 中位值与王宏伟等 (2021) 的路径持时模型在 0~200km 的范围内基本一致，明显高于北美东部 EastNA 模型，但远低于 SCRs 模型，在 50~150km 内略高于 ACRs 模型，超过 150km 时显著低于 ACRs 模型，路径持时体现出对区域构造环境明显的依赖性。

考虑到信噪比本文在数据处理时依据震中距 200km 对记录进行统一截断，保留下来的数据无法拟合远场的路径衰减模型，因此近似采用王宏伟等 (2021) 基于汶川地震、芦山地震和九寨沟地震的强震动数据分段拟合的路径持时模型近似表示漾濞地震的路径持时，该模型在 0~200km 与观测结果吻合较好，较好地反应了研究区域的地震动路径持时特征。

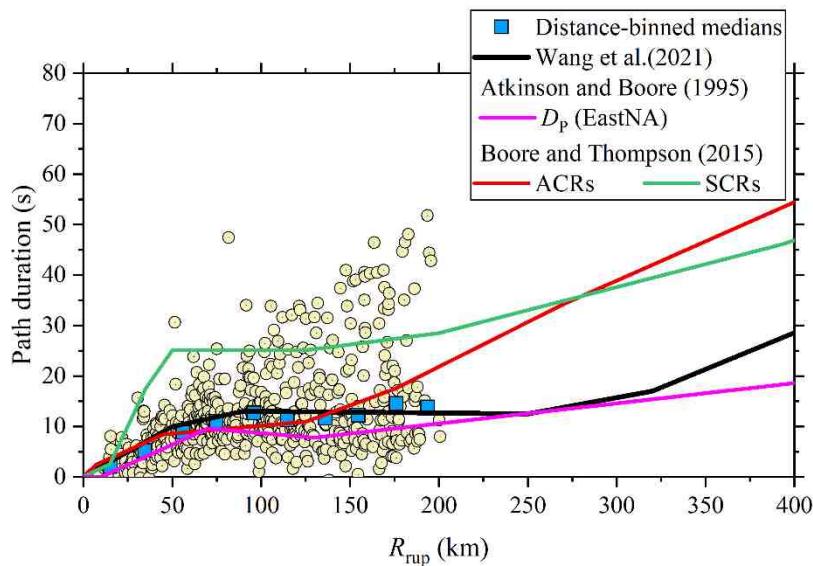


图 3-12 漾濞序列 4 次 $M_S \geq 5.0$ 地震的路径持时 D_P 与不同路径持时模型对比

随机地震动模拟中场地效应为衰减项和放大项的乘积。地震动衰减采用与场地相关的高频衰减参数 Kappa 描述，本文取 Kappa 值为 0.025s (Xu et al., 2010)。场地放大项分为地壳介质放大和浅层场地放大两部分，其中地壳介质放大采用平方根阻抗法基于美国国家地震减灾计划 (NEHRP) 规定的 B/C 类场地分界 ($V_{S30}=760\text{m/s}$) 对应的场地条件得到的经验模型 (Atkinson and Boore, 2006)；为表达近地表场地条件导致的地震动的空间变异性，采用 Seyhan and Stewart (2014) 建立的线性和非线性放大之和为浅层场地放大效应模型，该模型在线性部分放大与 V_{S30} 值成比例，非线性部分则通过 V_{S30} 和 PGAr (V_{S30} 为 760m/s 的参考基岩面水平向峰值加速度中位值) 共同控制放大效应。从基于地形坡度的全球 V_{S30} 模型中插值 (Heath et al., 2020, <https://earthquake.usgs.gov/data/vs30/>) 得到强震台站及虚拟观测点处的 V_{S30} 值。

本文高频随机模拟采用 Graves and Pitarka (2010, 2016) 构建的破裂面上滑动分布、破裂速度以及破裂时间函数等均随机分布的运动学随机震源模型生成方法，对漾濞 $M_s6.4$ 地震生成 100 个随机震源模型。其中四个随机震源模型如图 3-13 所示，图中五角星为起始破裂点位置，黑色实线表示起始破裂时间，子图左上角蓝色标注为该震源模型的最小、平均和最大滑动量。破裂面上的破裂过程和滑动分布对近断层地震动具有显著影响，本文使用此次地震的近断层强震动记录对随机震源破裂过程进行约束，从上述 100 个震源模型中选取此次漾濞 $M_s6.4$ 地震的最佳随机震源破裂模型。

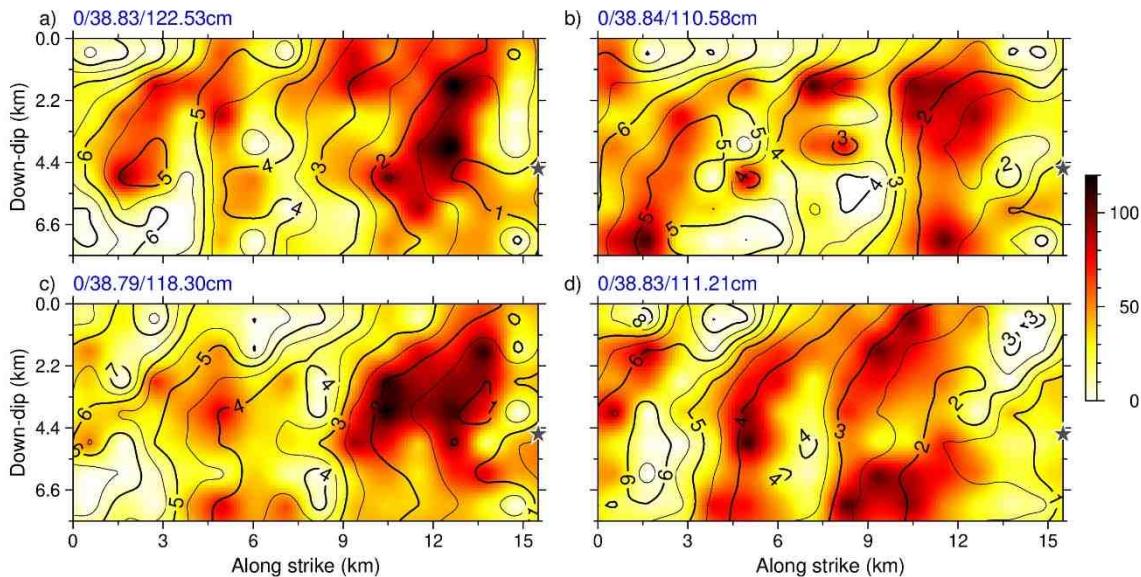


图 3-13 漾濞 $M_s6.4$ 地震的随机震源破裂模型，蓝色五角星表示破裂起始点位置，黑实线表示破裂传播时间

地震应力降是地震前后破裂面上的应力平均降低量，该参数对于震源的高频辐射水平具有控制作用，是随机有限断层模拟中敏感性很高的参数。应力降与地震震级是否具有明显关联目前还存在争议，但应力降对发震区构造环境的依赖已得到普遍共识，因此随机模拟中应力降取值主要参考区域应力降的研究成果。由于应力降参数的不确定，本文基于反应谱匹配法（Yenier and Atkinson, 2015）估计漾濞 $M_{\text{S}}6.4$ 地震的应力降参数。赵翠萍等（2011）研究表明我国大陆地区中小地震释放的应力降在 0.1~20.0MPa 之间，因此我们首先设置漾濞地震的应力降为 1, 2, 3, … 18, 19, 20MPa 的 20 个可能值，采用本文生成的 100 个随机震源模型模拟得到此次地震触发的 28 个强震动台站的三分量加速度时程，计算周期段 0.05~10.0s 的观测记录的 PSA_{OBS} 与模拟时程的 PSA_{SIM} 残差，即 $\log_{10}(\text{PSA}_{\text{OBS}}) - \log_{10}(\text{PSA}_{\text{SIM}})$ ，并进一步计算不同应力降时所有台站 PSA 残差在 0.05~10.0s 周期段的均值及标准差。根据 PSA 残差的均值的绝对值及其标准差随应力降的变化（图 3-14 (a) - (c)）可知，三个分量的 PSA 残差均值绝对值随应力降先减小后增大，以两个水平分量的残差均值的绝对值达到最小对应的应力降为随机模拟输入地震应力降，此时模拟与观测记录的 PSA 谱形最接近，该地震应力降对应的残差平均值为谱形调整系数，使模拟的 PSA 幅值在整个周期段与观测值相匹配。最终，估计得到漾濞地震的应力降为 16MPa，EW、NS 和 UD 分量的谱形调整系数分别为 $10^{0.00003}$ 、 $10^{0.0075}$ 和 $10^{0.27277}$ 。

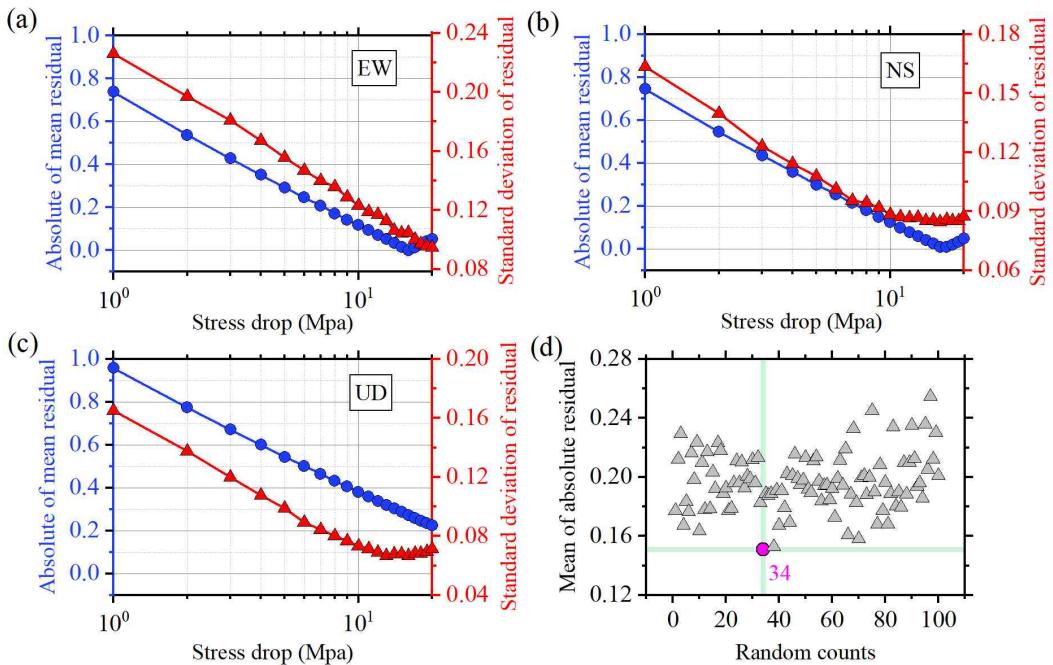


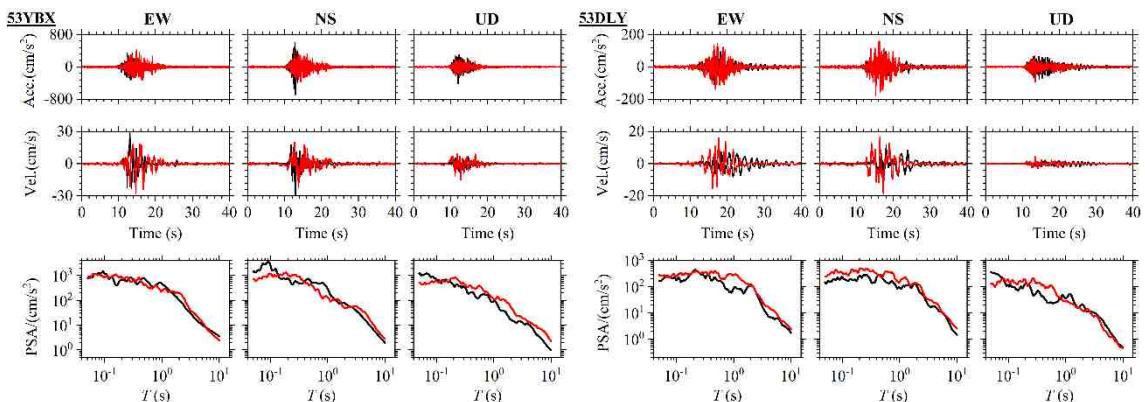
图 3-14 所有台站 PSA 残差的均值在 0.05~10s 周期段均值的绝对值及标准差随应力降的变化，(a)、(b)、(c) 分别为 EW、NS 和 UD 分量；(d) 不同随机破裂过程的 PSA 的残差绝对值在 0.05~10s 周期段的均值

为获得最佳破裂模型, 针对生成的 100 个随机震源破裂过程, 采用估计的地震应力降和谱形调整系数针对近断层 53YBX 台站进行模拟。模拟记录 PSA 的残差绝对值及其在 0.05~10s 周期段的平均值图 3-14 (d) 所示, 残差绝对值的均值在 0.15~0.26 之间, 其中第 34 次随机破裂过程的残差绝对值均值最小 (0.151), 因此将该震源模型作为漾濞 $M_S 6.4$ 地震的震源破裂过程 (图 3-13 (d))。

3.4.3 模拟结果

根据 3.4.1 节中的三分量随机有限断层法模拟漾濞 $M_S 6.4$ 地震, 模拟区域为北纬 23.67° - 27.67° 、东经 97.87° - 101.87° , 除对强震动台站进行模拟以外本文还得到了震中为中心 2823 个虚拟观测点的模拟三分量加速度时程, 其中虚拟观测点在距离震中距约 30、100 和 200km 范围内的间距分别为 0.025° 、 0.05° 和 0.1° 。

部分强震动台站 (53YBX、53DLY、53YPX) 和地震烈度台站 (L2204、L3003、E2304) 的观测和模拟的加速度波形、速度波形和 5% 阻尼比的 PSA 如图 3-15 所示, 其中 53YPX 台未获得垂向观测记录。从图中可以看出, 模拟与观测记录的加速度和速度时程波形特征、PGA 和 PGV 的幅值以及 PSA 谱形及幅值均较为吻合, 由 PSA 可以看出随机方法对长周期 (1Hz 以下低频段) 部分的模拟效果较差, 但模拟结果整体较好地反映了真实观测结果。具体而言, 53YBX 台站南北分量的观测与模拟的 PGA 分别为 695.24cm/s^2 和 418.26cm/s^2 , 观测记录的加速度时程中具有明显的高频尖峰, 根据 PSA 可知除在 0.1s 左右的高频段观测记录的幅值显著高于模拟结果, 大部分频段内的 PSA 相近, 实际上也反映了实际近断层强震动高频成分丰富的特征。L3003 台站的模拟与观测的 PSA 在短周期 ($<0.5\text{s}$) 较为相似, 但在长周期数值模拟结果高估了实际观测值。对于远场 E2304 台站 ($R_{\text{rup}}=163.01$), 采用的三分量随机有限断层方法对 S 波部分的模拟效果较好, 对两个水平分量的 P 波部分有所低估。



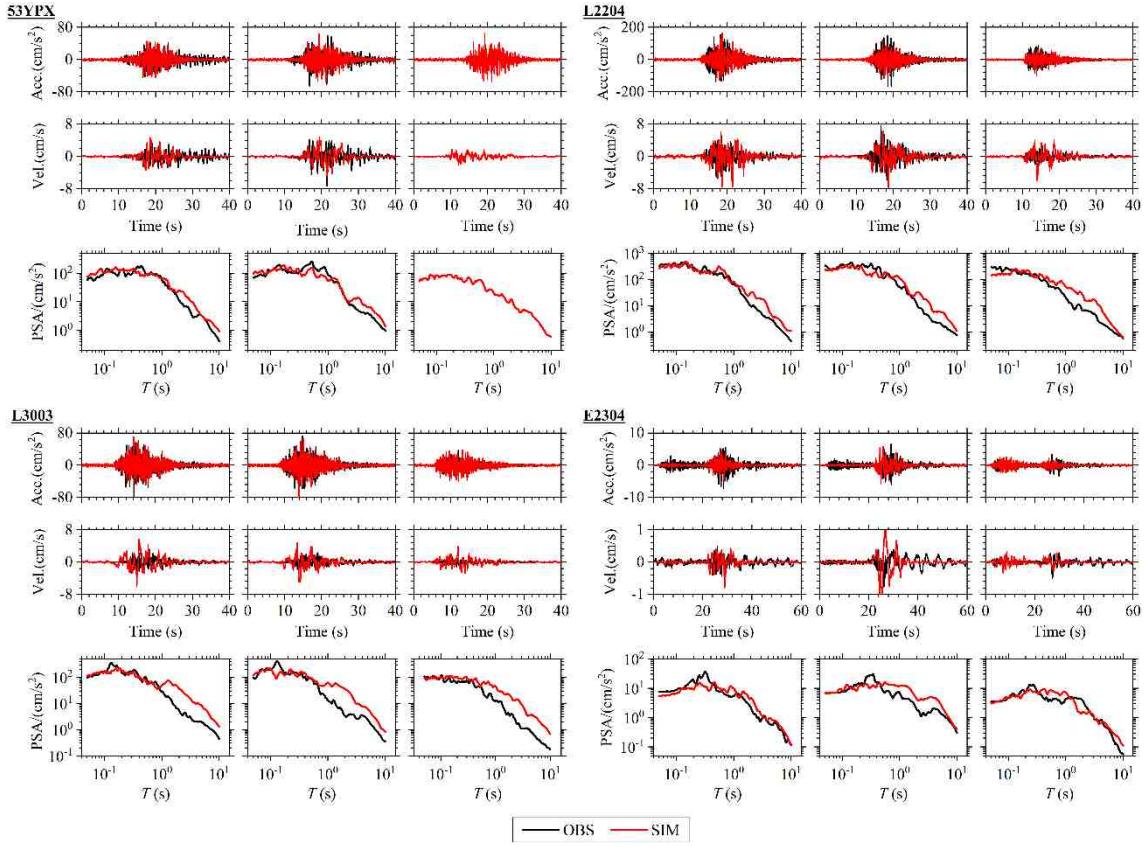


图 3-15 观测和模拟的加速度时程、速度时程及 PSA 对比

为反映模拟记录对不同周期地震动的预测水平, 图 3-16 给出了漾濞 $M_S 6.4$ 地震触发的 28 个强震动台站的模拟和观测时程 PSA 残差分布, 0.05-10.0s 周期段的 PSA 残差基本均介于 ± 0.5 范围内, PSA 残差的均值在零附近波动, 并且随周期没有明显趋势, 表明模拟记录在整个周期段 (0.05-10s) 均能较好地反映实际地震动。另外, 从图中能够看出中长周期段 (>1.0 s) 的 PSA 残差与震源距有关, 说明近场的长周期模拟结果高于观测值。

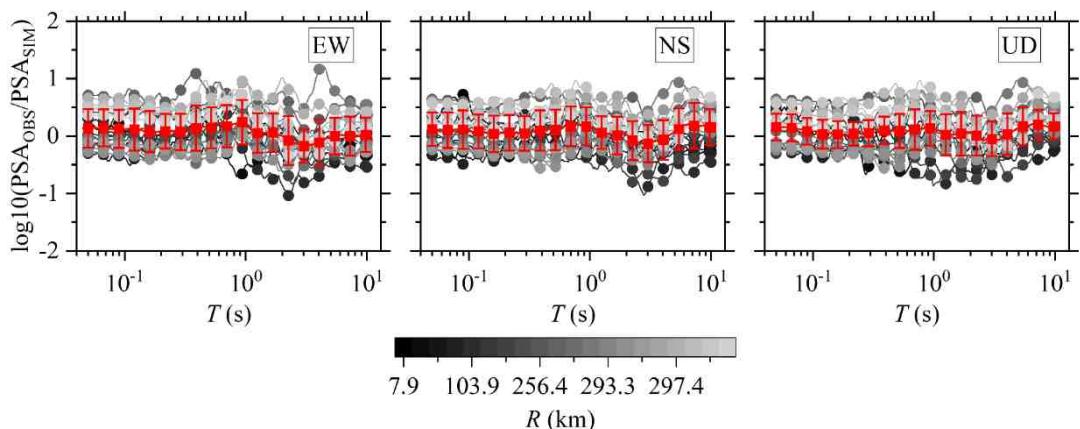


图 3-16 观测和模拟记录不同周期的 PSA 残差分布

图 3-17 对比了漾濞 $M_{S6.4}$ 地震破裂前方 (SE) 和破裂后方 (NW) 震源距相同处的虚拟观测点的模拟加速度时程、速度时程和 PSA, #2504 和#2740 震源距均为 20km, #1726 和#2101 震源距均为 50km, #2740 和#2101 位于破裂前方, 而#2504 和#1726 则位于破裂后方, 破裂前方台站记录的加速度和速度时程的幅值更大、持时更短, 同时其 PSA 幅值更高, 向前方向性效应明显, 说明模拟记录较好地体现了震源破裂方向性对地震动的影响。

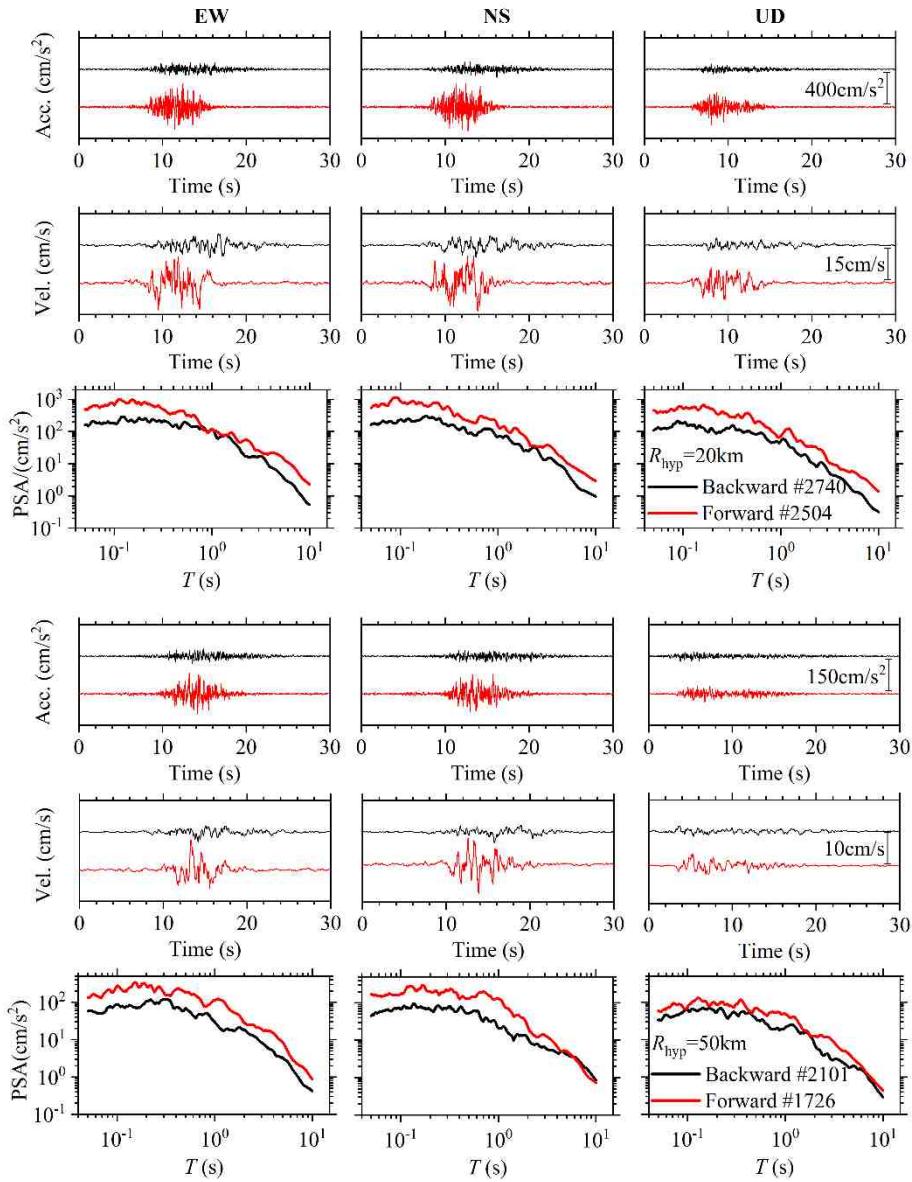


图 3-17 破裂前方和破裂后方震源距相同的观测点模拟记录加速度时程、速度时程及 PSA

漾濞 $M_{S6.4}$ 地震 PGA 和 PGV 的观测值、模拟值如图 3-18 所示, 同时对比了俞言祥等 (2013) 建立的青藏地震区基岩场地 ($V_{S30} \geq 500$ m/s) 水平向地震动峰值预测模型给出的预测中值及其一倍标准差范围。设定预测方程中长轴方向与破裂面走向一致, 虚拟观测点 V_{S30} 主要介于 500-900m/s 范围内, 只有不超过 5% 的虚拟观

测点 V_{S30} 小于 500m/s，因此虚拟观测点可近似看作位于基岩场地。对比不同方法的结果表明，随机模拟与观测记录的峰值地震动参数（PGA、PGV）随距离的衰减趋势整体基本一致，而地震动模型在 $R_{hyp} \leq 10\text{km}$ 范围内的预测值偏高。受复杂的传播路径和局部场地效应等不确定性因素影响，观测值离散性要大于观测和模拟值。

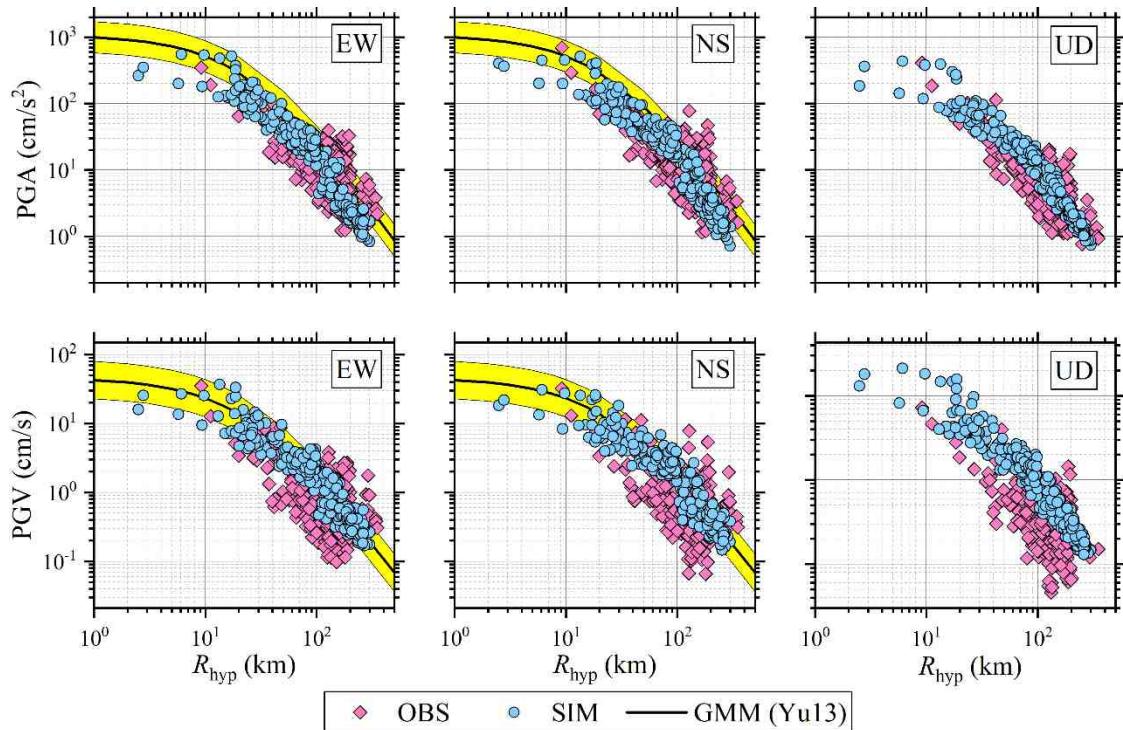
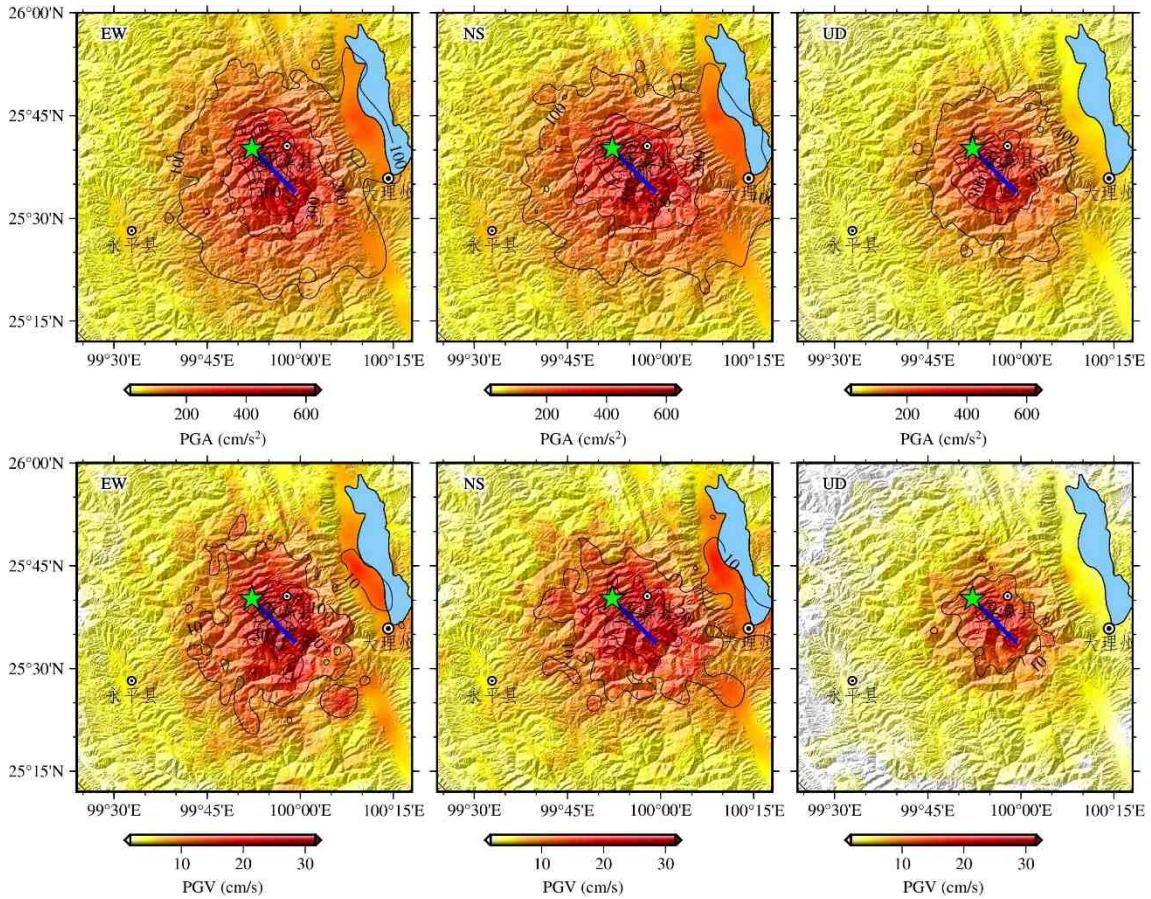


图 3-18 漾濞 $M_s6.4$ 地震 PGA 和 PGV 的预测值、观测值和模拟值对比

基于模拟时程计算的 EW、NS 和 UD 分量的 PGA 和 PGV 的空间分布如图 3-19 所示，由图可知基于模拟结果的 PGA 和 PGV 分布与地震动观测结果（图 3-8）的整体分布相一致，强地震动主要集中在断层破裂面在地表的投影面附近，其中在位于近断层的漾濞县苍山西镇和太平镇的水平向 PGA 和 PGV 分别超过 400cm/s^2 和 20cm/s ，并且两水平分量的地震动明显大于竖向地震动。受到震源破裂模式的影响，基于模拟结果的 PGA 和 PGV 的等值线沿南东—北西向呈椭圆状分布，震中为中心距离相同破裂前方 SE 方向的 PGA 和 PGV 幅值普遍高于破裂后方 NW 方向，这与本文 3.3 节对于震源破裂方向性的认识相一致。此外，由于采用的随机有限断层考虑了近地表土层线性和非线性效应对地震动的影响，因此基于模拟的地震烈度呈现明显的非均匀分布，较好的反映了局部场地效应对地震动的影响。特别是在苍山东侧临近洱海区域，近地表覆盖较厚的山前洪积物及洱海湖积物等软弱土层，因此基于模拟结果获得的地震动峰值参数等值线被沿东偏北方向拉伸，这一点在基于观测的地震动参数（PGA 和 PGV）空间分布图（图 3-8）中得到了印证。

图 3-19 基于模拟时程的漾濞 $M_S 6.4$ 地震 PGA 和 PGV 的分布

3.5 本章小节

本章基于 2021 年云南漾濞地震序列四次 $M_S \geq 5.0$ 地震(包括 $M_S 5.6$ 前震、 $M_S 6.4$ 主震、 $M_S 5.0$ 和 $M_S 5.2$ 余震)触发的密集台网的强震动记录揭示此次地震序列的震源效应及地震动衰减等特征。通过残差分析我们发现与 ASK14&CY14 模型代表的全球地壳内浅源地震的平均震源效应相比, 漾濞地震序列的震源效应较弱。中短周期 ($<0.3\text{s}$) 的事件间残差 δB_e 值从大到小依次为 $M_S 5.6$ 前震、 $M_S 6.4$ 主震和 $M_S 5.2$ 余震, 表明短周期地震动的震源效应与地震类型相关, 可能与应力降对地震类型的依赖性有关。而 $M_S 5.0$ 余震则可能发生于主震高强度破裂区, 地震应力降更小, 地震动的震源效应相对最弱。表征区域非弹性衰减特性的 Δc_3 参数普遍为负, 相比于 ASK14 和 CY14 模型所表示的全球地壳内浅源地震的平均非弹性衰减较弱。通过与芦山地震和九寨沟地震对比, 本文认为在川滇较大区域范围的内非弹性衰减普遍较弱。

基于密集的强震动记录研究了四次中强震的震源破裂方向性效应。研究表明 $M_S 6.4$ 主震为沿北西北-南南东走向的接近单侧破裂事件, 破裂向前方向性效应明显, 其 $M_S 6.4$ 地震的优势破裂方向为南南东 ($\varphi=165.9^\circ$), 震源破裂速度 v_r 约为

2.24km/s。 M_s 5.6 地震为 NNW-SSE 走向的近似非对称双侧破裂事件，其余两次余震的 PGA 残差随方位角没有明显变化趋势，破裂方向性较弱。

针对传统随机模拟方法仅能提供水平单向地震动的缺点，本章基于随机有限断层法的基本思想分别对 P 波、SH 波和 SV 波进行模拟，根据子源到场点的方位角按不同比例将其叠加在东西向、南北向和竖向，最终得到三分量地震动模拟时程。基于上述方法及对震源效应的研究，本章对漾濞 M_s 6.4 地震生成 100 个随机震源模型，采用强震动记录确定此次地震的最佳震源随机破裂模型及应力降等。基于该模型的模拟结果与强震动记录整体较为吻合，但随机方法对 PSA 长周期（1Hz 以下低频段）的模拟效果较差。受到震源破裂方向性的控制，破裂前方 SE 方向的 PGA 和 PGV 幅值普遍高于破裂后方 NW 方向，受局部场地条件影响洱海西侧地震动被显著放大。模拟结果整体较好地反映了地震动的距离衰减规律、近场饱和效应、局部场地效应以及破裂前方向性等地震动特征。

第四章 剧烈起伏地形的地震效应研究

4.1 引言

大量现场震害调查、强震动观测和数值模拟结果表明，地表地形起伏对地震动的强度和分布等特征具有重要影响，是导致地质灾害和工程结构震害加剧的重要因素之一。虽然国内外建筑规范已指出应考虑地形对地震动的放大作用，但并未给出切实可行的考虑方法，例如我国《建筑抗震设计规范 GB50011-2010》中第 4.1.8 条规定突出山嘴、高耸山丘、陡坡、河岸和边坡边缘等可能产生地震动放大作用的不利地段其水平地震影响系数最大值应乘以增大系数 1.1~1.6；欧洲结构抗震规范（Eurocode8）中规定高度超过 30m 的山脊和峭壁需考虑地形放大效应，平均坡角介于 15° 至 30° 时地形放大系数 ≥ 1.2 ，平均坡角大于 30° 时地形放大系数 ≥ 1.4 。与此同时，我国地处太平洋板块、印度洋板块和亚欧板块碰撞挤压地带，山地、高原和丘陵约占国土面积的 69%（https://www.gov.cn/guoqing/2005-09/13/content_2582624.htm），特别是在强震频发的西南地区地形起伏十分剧烈，因此针对大尺度剧烈起伏地形开展地震效应研究对防震减灾尤为重要。

2022 年四川泸定县发生 6.8 级地震，地震造成了严重的人员伤亡和经济损失。地震发生后科技人员赶赴震中磨西镇开展震害调查，磨西镇位于雅家梗河和磨西河两河相夹的台地上，西侧悬崖深度超过 100m，坡度达到 $60\text{--}80^{\circ}$ ，图 4-1 为地形效应导致建筑结构破坏的典型案例，其中①位置为中科院贡嘎山观测站，结构类型为三层砖混结构，一层薄弱层发生脆性破坏并导致人员伤亡；图中②位置为磨西镇唐卡博物馆，为两层钢筋混凝土框架结构，地震中该建筑部分框架柱的柱头和柱脚发生明显破坏，甚至发生落梁等严重震害。这两栋建筑结构距离陡崖均最近不足 2 0m，诚然，建筑发生破坏有其自身原因，但不可否认的是地震动地形效应在结构破坏中同样扮演着重要角色。此外，根据许娟等（2023）对此次地震人员伤亡分布特征的研究，泸定地震中因建筑结构倒塌导致的死亡人数仅占 17%，因滚石、山体塌方等地质灾害导致的死亡人数占比高达 83%，而这些地质灾害实际上都与地形效应密切相关。此次地震发生在地形剧烈地区，同时获得了大量观测记录，为我们开展地震动地形效应提供了良好契机。

本章以泸定 $M_{\text{S}}6.8$ 地震为例，基于地震数据反演的有限断层震源模型，采用第二章的建模方法给出了泸定地震的混合震源破裂模型，利用有限差分法和随机有限断层方法进行宽频带地震动模拟。为研究剧烈起伏地形对地震动的影响，本章建立包含地表地形和水平地表的两种模型，定量分析地震动放大效应与地形起伏间的关系，并在此基础上尝试建立地震动地形效应经验模型。



图 4-1 汶川 $M_{S}6.8$ 地震受地形效应影响导致建筑结构破坏
(图片来自中国地震局工程力学研究所地震科考队)

4.2 汶川地震数值模型

汶川 $M_{S}6.8$ 级地震震中(六边形)及相邻区域的地形地貌如图 4-2 (b) 所示, 发震断层为鲜水河断裂带南端磨西段(磨西断裂), 该断裂带是青藏高原东南缘川滇块体的东部边界, 与龙门山断裂带和安宁河断裂带共同形成“Y”字形构造(图 4-2 (b)), 是中国大陆构造变形和强震活动最强烈的地区之一(张培震, 2008; Wang et al., 2008), 本次汶川地震恰好位于三条边界断裂带的交汇部位。如图 4-2 (c) 所示, 该区域内曾发生一系列破坏性地震, 距离此次地震震中 200km 范围以内发生至少 14 次 $M_{S}6.0$ 以上地震, 包括 $M_{S}6.0\sim6.9$ 地震 11 次, $M_{S}7.0$ 及以上 3 次, 距离发生在龙门山断裂的 2008 年汶川大地震约 200km。此次地震最高烈度为 IX 度, 共造成 93 人死亡、25 人失联, 400 余人受伤, 房屋损坏 5 万余间, 受灾人数 11 万 (<https://www.sc.gov.cn/10462/10464/10797/2022/9/12/5973fd88141145ea9f49477bb4f92c9d.shtml>)。汶川地震震中 5km 以内的平均海拔约为 2700m, 地震影响区内的海拔落差超过 6km, 地形起伏十分剧烈, 是研究地震动地形效应的理想场地。

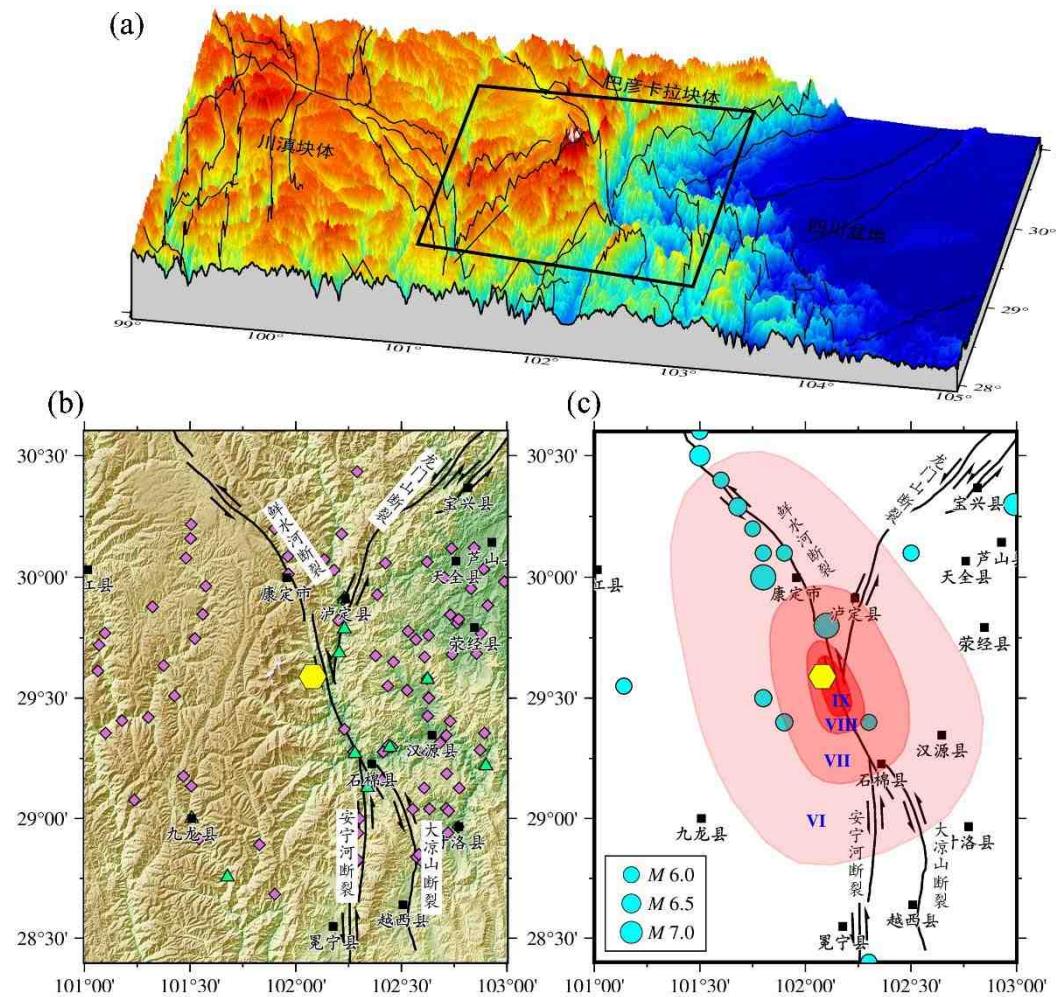


图 4-2 2022 年泸定 $M_{S}6.8$ 地震震中（六边形）及相邻区域的地形及构造背景
(a) 三维地形及研究区域范围, (b) 三角形和菱形分别表示 $M_{S}6.8$ 地震触发的强震动台站和地震烈度台站, (c) 圆圈表示 1700 年以来该区域发生 6.0 级以上历史地震

4.2.1 混合震源模型

泸定地震发生后, 具有代表性的北京大学张勇等 (<https://pku-geophysics-sourcegroup.htmls/20220905045218Luding.html>) 和中科院青藏所王卫民 (http://www.itpcas.cas.cn/new_kycg/new_kyjz/202209/t20220906_6509485.html) 等团队分别利用近场强震数据和远场体波波形资料反演了此次地震的震源机制和震源破裂过程。为便于区分本文将其分别简称为张勇模型和王卫民模型, 表 4-1 列出了不同反演给出的有限断层模型参数。从表中可以看出, 两个模型给出的矩震级和破裂面走向角、倾角、滑动角基本一致, 震源机制解均显示此次地震为高倾角走滑型地震, 但是王卫民模型的破裂面埋深以及破裂面尺寸明显大于张勇模型。

震源破裂过程反演需要假设较大的震源模型尺寸以包含整个实际断层破裂面, 这意味着波形反演得到的有限断层模型边缘可能会存在一定低滑动(或零滑动)区

域, 从而导致反演获得的震源模型可能过高估实际的破裂区域 (Somerville et al., 1999; Mai and Beroza, 2000)。为获得有效震源尺寸, 本文采用 Mai and Beroza(2000) 提出的通过自相关维度 W^{ACF} 和 L^{ACF} 估计断层的有效宽度 W_{eff} 和长度 L_{eff} 的方法对有限断层模型进行裁剪, 首先对沿走向方向和沿倾角方向的滑动求和得到滑动函数 f_L 和 f_W , 定义一维滑动的自相关函数分别为 $f_L * f_L$ 和 $f_W * f_W$, 然后采用零滞值 ($x = 0$ 和 $y = 0$) 分别对其进行归一化, 即

$$L^{\text{ACF}} = \frac{1}{f_L * f_L|_{x=0}} \int_{-\infty}^{\infty} (f_L * f_L) dx \quad (4-1)$$

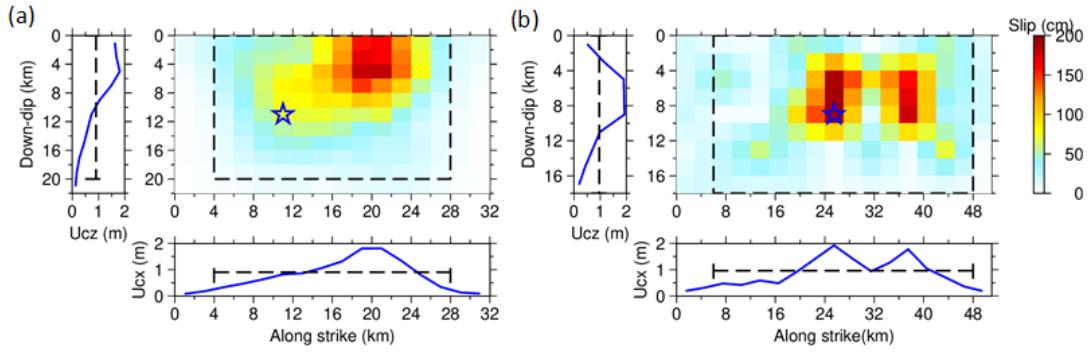
$$W^{\text{ACF}} = \frac{1}{f_W * f_W|_{y=0}} \int_{-\infty}^{\infty} (f_W * f_W) dy \quad (4-2)$$

其中, 自相关函数 $f_L * f_L = \int f_L(u) \cdot f_L(u-x) dx$, $f_W * f_W = \int f_W(u) \cdot f_W(u-y) dy$ 。

表 4-1 泸定 $M_{\text{S}}6.8$ 地震反演有限断层模型参数

	张勇模型	王卫民模型
矩震级 M_{w}	6.6	6.7
走向角/倾角/滑动角	163.0°/80.0°/8.0°	166.0°/78.0°/0.0°
最大滑动量 (m)	1.81	1.92
震中位置	29.59°N/102.08°E	29.59°N/102.08°E
震源深度 (km)	10.0	15.60
断层上界面埋深 (km)	0.1519	7.78
破裂面沿走向和倾向长度 (km)	32.0×22.0	51.0×18.0
沿走向和倾向子断层尺寸 (km)	2.0×2.0	3.0×2.0
沿走向和倾向子断层数量	16×11	17×9

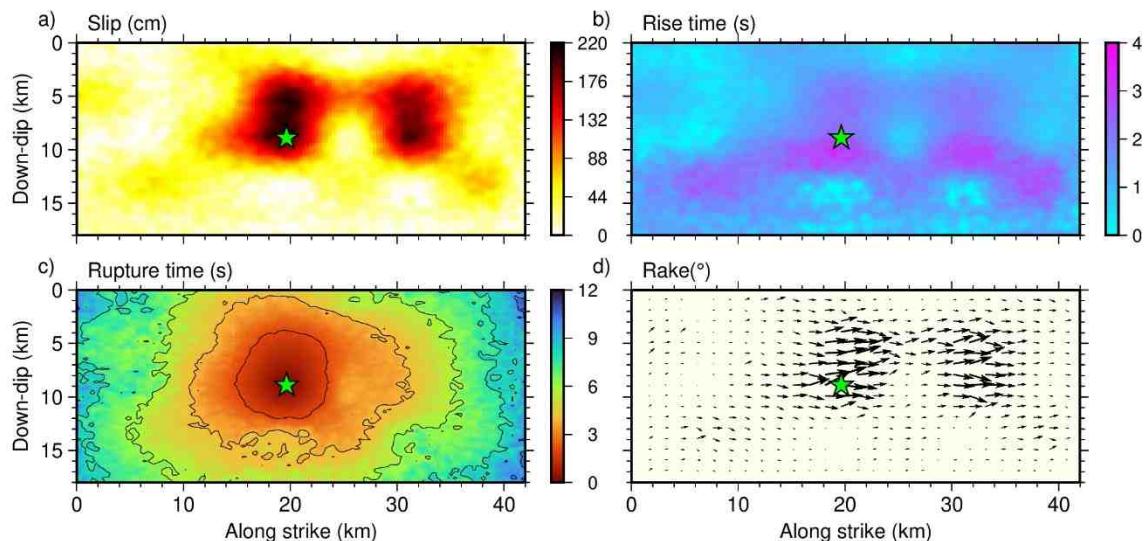
如图 4-3 所示, 根据公式 (4-1) 和 (4-2) 分别计算张勇模型和王卫民模型的断层有效长度 L_{eff} 和有限宽度 W_{eff} 分别为 24.0km×20.0km 和 42.0km×18.0km, 对比结果表明两个模型的有效宽度相近但断层有效长度相差较大, 为此按照附表 1 中的地震破裂尺度定标律对断层长度进行估计, 根据 Wells and Coppersmith (1994) 给出的走滑型地震的经验关系可知破裂长度 $L = 38.37\text{km}$, 根据 Cheng et al. (2020) 统计给出的中国大陆西部 $M_{\text{w}} \geq 6.7$ 走滑地震破裂长度与矩震级之间的经验关系有 $L = 10^{-2.94 + 0.68M_{\text{w}}} = 41.30\text{km}$, 其结果与王卫民模型较为接近, 因此本文最终选定以王卫民模型参数为基本构建混合震源模型。



(a) 张勇模型, (b) 王卫民模型

图 4-3 波形资料反演的年泸定 $M_S 6.8$ 地震有限断层模型

合理有效的混合震源模型是宽频带地震动模拟的前提,对于实际地震可以依据震级经验关系估计震源波数谱的拐角波数,因此本章优先选用 2.4 节混合震源模型中的波数域混合方法。基于反演模型与随机破裂模型之间的波数域混合方法构建的泸定 $M_S 6.8$ 地震混合震源模型如图 4-4 所示,具体过程此处不再赘述。混合震源模型在王卫民模型的低波数谱的基础上引入随机高波数谱,产生的混合滑动模型既保留了背景模型中凹凸体的分布特征,又运用随机成分表达震源破裂过程中的不确定性特征。最终得到的泸定地震混合模型矩震级 $M_W=6.67$,总地震矩 $M_0=1.1617e+19Nm$,破裂面走向为 166.0° 、倾角 78.0° 、平均滑动角为 0.0° ,子断层最小/最大/平均滑动角为 $-49.3^\circ/55.0^\circ/-0.3^\circ$,最小/最大/平均滑动量为 $0cm/220cm/51cm$,子断层最小/最大/平均上升时间为 $0s/3.2s/1.2s$,子源最大起始破裂时间为 $12.8s$ 。有限断层模型由 $0.5km \times 0.5km$ 的 2812 个子断层组成。本文泸定地震低频和高频地震动模拟均基于图 4-4 所示的混合震源破裂过程。



(a) 滑动量分布 (b) 上升时间分布 (c) 破裂起始时间分布 (d) 滑动角分布

图 4-4 2022 年泸定 $M_S 6.8$ 地震混合震源模型

4.2.2 三维地壳结构模型

地壳介质模型主要描述地球内部介质波速、密度和衰减等物理性质，这些特征是影响地震波的传播速度、路径以及幅值的重要因素，广泛应用于地震孕育、震源物理理解析以及地震灾害研究等方面。本文采用 Shen et al. (2016) 基于背景噪声的瑞利面波群速度和相速度层析成像方法建立的我国及周边区域地壳和上地幔的三维剪切波速度结构模型作为背景模型 (<http://ciei.colorado.edu/Models/>)，该模型覆盖北纬 $19.5^{\circ}\sim52^{\circ}$ 、东经 $75^{\circ}\sim143^{\circ}$ ，模型深度达到 200km，模型横向分辨率为 $0.5^{\circ}\times0.5^{\circ}$ ，垂向间距为 0.5km。该模型研究范围覆盖了我国大部分区域，尽管能够体现较大尺度的地壳和上地幔速度结构特征，但对于强地震动模拟而言其空间分辨率无法反映较小尺度结构的非均匀性。因此，为了考虑速度结构的非均匀性我们将 Shen et al. (2016) 的模型作为背景模型，在此基础上嵌入浅层地壳高分辨率速度结构模型，该模型是 Xiao et al. (2021) 采用 P 波偏振、瑞利波椭圆频散和接收函数数据约束构建的中国大陆区域地壳顶部 10km 范围内的三维地震学模型 (<http://chinageorefmodel.org/>)，该模型大致覆盖范围为北纬 $20^{\circ}\sim50^{\circ}$ 、东经 $75^{\circ}\sim130^{\circ}$ ，特别是在本文研究区域内分辨率达到 $0.3^{\circ}\times0.3^{\circ}$ ，垂向间距为 0.5km，较好的描述了浅四川盆地低速异常的速度结构特征。

组合两套三维剪切波速度结构模型的水平向分辨率和采样点不同，为此本文首先采用格林样条插值方法沿水平向将两套模型重采样至相同点，此外为避免两套速度结构模型交界面处出现不合理的速度跳变从而产生虚假的不连续界面，引入 sigmoid 型函数作为权重函数使嵌入的高分辨率模型沿深度方向平滑过渡至背景模型。研究区域的三维 V_s 波速结构模型及其剖面图分别如图 4-5 和图 4-6 所示，从图中可以看根据上述方法插值得到的速度结构没有明显的速度跳跃或非连续界面，研究区域西部的四川盆地浅部具有明显的低速层，而深部则存在明显的高速区，其剪切波速为 $3.65\sim4.0$ km/s，西部山区相比四川盆地边缘区域的浅部 V_s 波速值偏高，深部 V_s 波速值较低，地壳速度结构沿横向呈现明显的非均匀变化。图 4-7 为图 4-6 中#1 和#2 点的剪切波速度剖面，其中误差棒表示原始波速模型的不确定性范围，从中可知本文插值模型在 15km 以下完全参考背景模型，0-15km 范围从浅层地壳高分辨率模型过渡到背景模型。由于本文使用的初始速度模型中均仅提供了剪切波速，因此介质纵波波速 V_p 和密度 ρ 根据 Brocher (2005) 统计给出的经验关系估算，

$$V_p(\text{km/s}) = 0.9409 + 2.0947V_s - 0.8206V_s^2 + 0.2683V_s^3 - 0.0251V_s^4 \quad (4-3)$$

$$\rho(\text{g/cm}^3) = 1.6612V_p - 0.4721V_p^2 + 0.0671V_p^3 - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5 \quad (4-4)$$

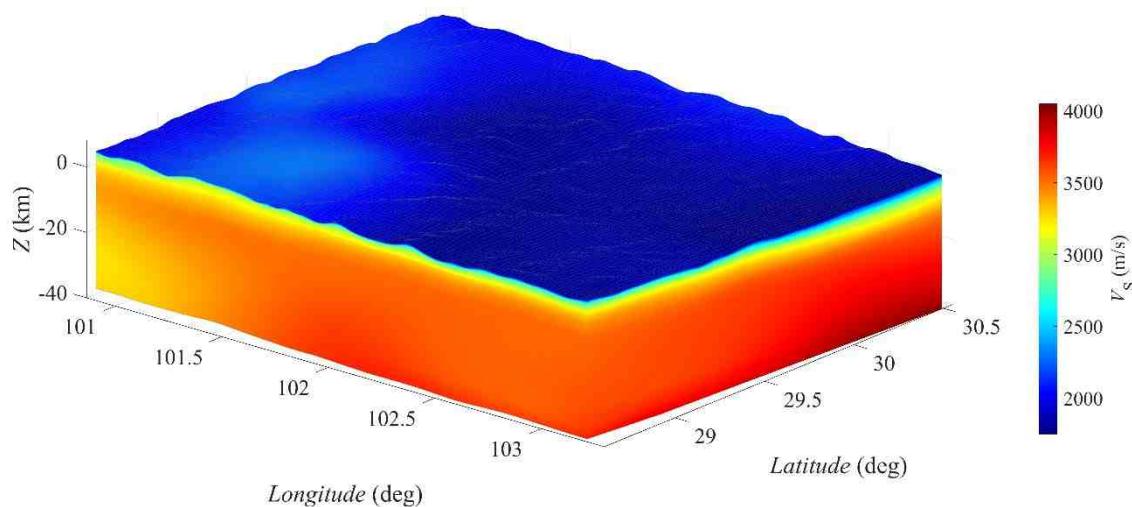


图 4-5 汶川震源区的三维剪切波速结构模型

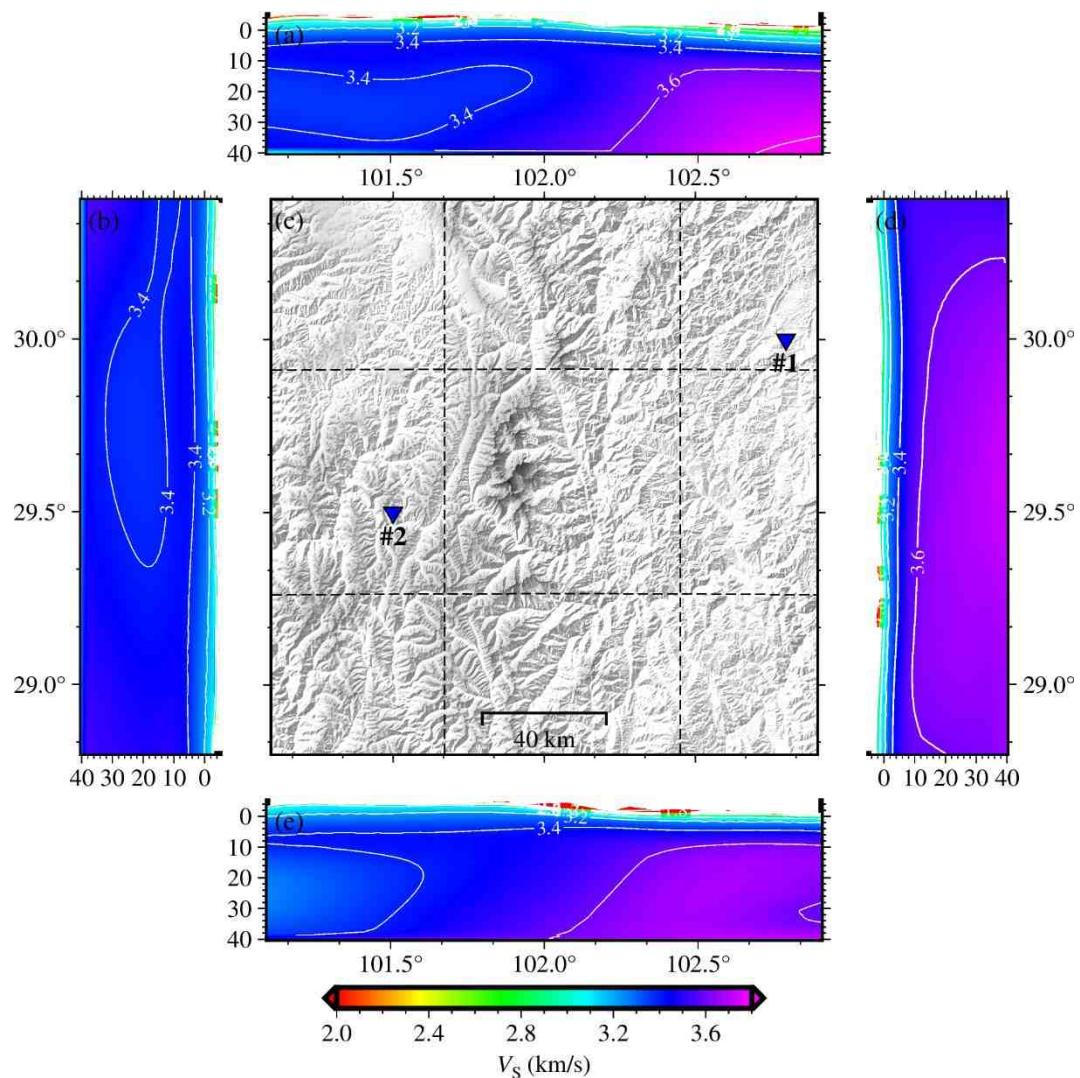
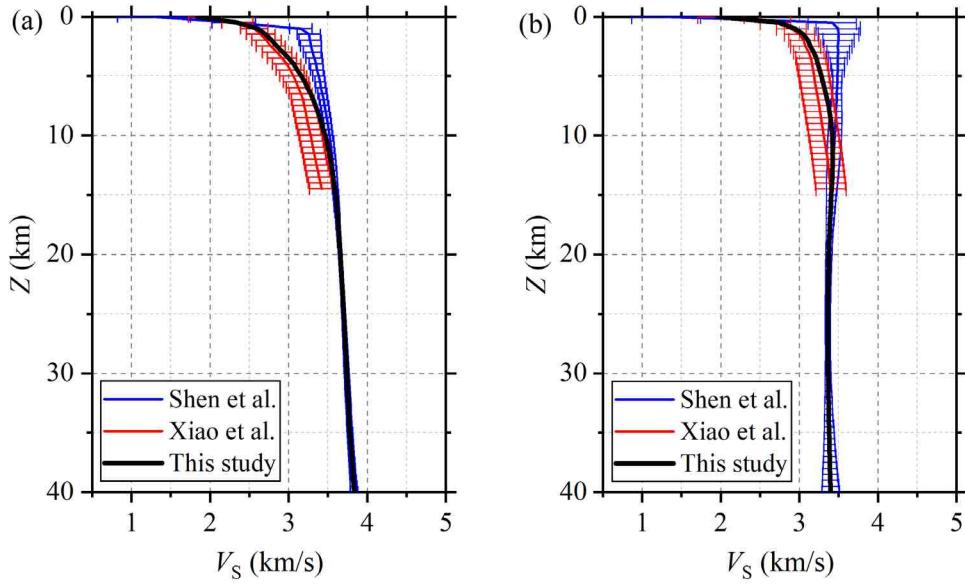


图 4-6 汶川震源区地形、活动断层 (a) 和沿不同测线位置剪切波速剖面图



(a) #1 点 102.80°E 30.00°N (b) #2 点 101.50°E 29.50°N

图 4-7 基于本文插值方法得到的图 3-4 中#1 和#2 点剪切波速剖面

此外，在高频随机模拟中为体现区域性介质特征对地震波入射角的影响，并考虑与低频数值模拟中采用的计算参数保持一致，我们从上述研究区域三维地壳模型中提取震中坐标点的一维速度结构作为高频模拟输入，其中震源破裂区的 S 和 P 波波速分别为 3.47km/s 和 5.89km/s，介质密度为 $2.69 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 。

4.3 模拟方法及参数

4.3.1 数值模拟方法

本章低频和高频地震动模拟分别采用曲线网格有限差分和三分量随机有限断层方法，高频模拟部分采用第三章相同，此处不再赘述。低频部分采用 Zhang and Chen (2006) 和 Zhang et al. (2012) 提出三维曲线网格有限差分方法 (3D Curved-Grid Finite-Difference Method, CGFD3D) 模拟地震波在任意不规则地表的非均匀介质中的传播。曲线网格有限差分在保留传统有限差分计算高效、易于实现等优点的同时，更好地适应于处理剧烈起伏地形、复杂介质构造及任意曲面断层的破裂传播问题。

有限差分数值模拟常用的差分格式包括二阶位移方程和一阶速度-应力方程，采用一阶速度-应力方程避免了对介质参数的空间微分，笛卡尔坐标系中任意非均匀介质中弹性波动方程的一阶速度-应力形式为

$$\rho v_{i,t} = \sigma_{ij,j} + f_i \quad (4-5)$$

$$\sigma_{ij,t} = \lambda v_{k,k} \delta_{ij} + \mu (v_{i,j} + v_{j,i}) \quad (4-6)$$

其中, 下标 i, j, k 取值为 1, 2, 3; t 为时间; ρ 为介质密度; v 是速度; σ_{ij} 为应力张量的分量; f_i 是体力分量; λ 和 μ 为物体的拉梅常数; δ_{ij} 是克罗内克(Kronecker)符号, 当 $i=j$ 时 $\delta_{ij}=1$, $i \neq j$ 时 $\delta_{ij}=0$ 。

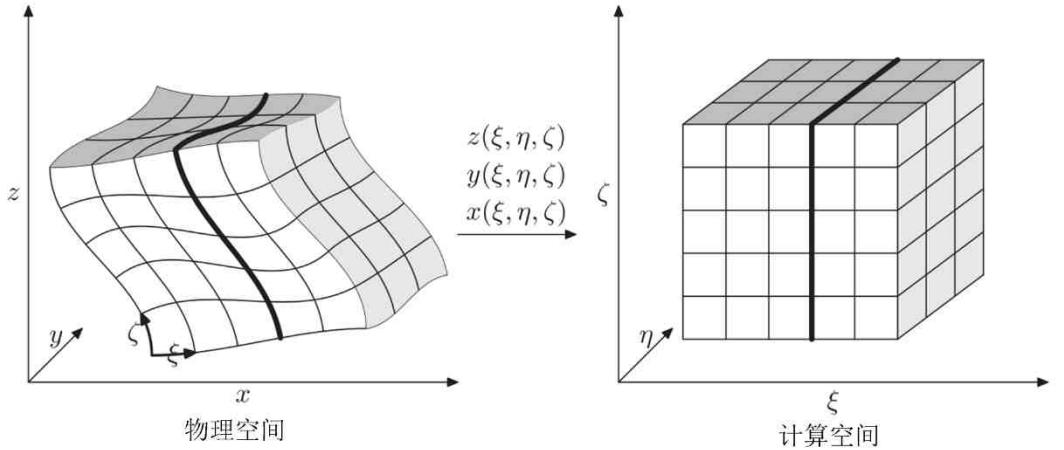


图 4-8 物理空间中曲线网格 (x, y, z) 和计算空间均匀网格 (ξ, η, ζ) 的映射关系
(引自 Zhang et al., 2012)

笛卡尔网格无法准确离散含起伏地形和复杂介质的模型, 为此引入适应复杂边界形状的曲线网格描述介质内部起伏界面, 通过如图 4-8 所示三维坐标变换将物理空间的非规则区域映射到计算空间的规则区域,

$$x = x(\xi, \eta, \zeta), \quad y = y(\xi, \eta, \zeta), \quad z = z(\xi, \eta, \zeta) \quad (4-7)$$

采用链式法则在曲线坐标系展开笛卡尔坐标系中的速度—应力方程(式(4-5)和(4-6))可得运动方程式(4-8)和广义虎克定理式(4-9)在曲线坐标下的表示形式,

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial v_x}{\partial t} &= \xi_{,x} \sigma_{xx,\xi} + \xi_{,y} \sigma_{xy,\xi} + \xi_{,z} \sigma_{xz,\xi} + \eta_{,x} \sigma_{xx,\eta} + \eta_{,y} \sigma_{xy,\eta} + \\ &\quad \eta_{,z} \sigma_{xz,\eta} + \zeta_{,x} \sigma_{xx,\zeta} + \zeta_{,y} \sigma_{xy,\zeta} + \zeta_{,z} \sigma_{xz,\zeta} \\ \rho \frac{\partial v_y}{\partial t} &= \xi_{,x} \sigma_{xy,\xi} + \xi_{,y} \sigma_{yy,\xi} + \xi_{,z} \sigma_{yz,\xi} + \eta_{,x} \sigma_{xy,\eta} + \eta_{,y} \sigma_{yy,\eta} + \\ &\quad \eta_{,z} \sigma_{yz,\eta} + \zeta_{,x} \sigma_{xy,\zeta} + \zeta_{,y} \sigma_{yy,\zeta} + \zeta_{,z} \sigma_{yz,\zeta} \\ \rho \frac{\partial v_z}{\partial t} &= \xi_{,x} \sigma_{xz,\xi} + \xi_{,y} \sigma_{yz,\xi} + \xi_{,z} \sigma_{zz,\xi} + \eta_{,x} \sigma_{xz,\eta} + \eta_{,y} \sigma_{yz,\eta} + \\ &\quad \eta_{,z} \sigma_{zz,\eta} + \zeta_{,x} \sigma_{xz,\zeta} + \zeta_{,y} \sigma_{yz,\zeta} + \zeta_{,z} \sigma_{zz,\zeta} \end{aligned} \quad (4-8)$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} &= (\lambda + 2\mu)\xi_{,x}v_{x,\xi} + \lambda\xi_{,y}v_{y,\xi} + \lambda\xi_{,z}v_{z,\xi} + (\lambda + 2\mu)\eta_{,x}v_{x,\eta} + \\
&\quad \lambda\eta_{,y}v_{y,\eta} + \lambda\eta_{,z}v_{z,\eta} + (\lambda + 2\mu)\zeta_{,x}v_{x,\zeta} + \lambda\zeta_{,y}v_{y,\zeta} + \lambda\zeta_{,z}v_{z,\zeta} \\
\frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial t} &= \lambda\xi_{,x}v_{x,\xi} + (\lambda + 2\mu)\xi_{,y}v_{y,\xi} + \lambda\xi_{,z}v_{z,\xi} + \lambda\eta_{,x}v_{x,\eta} + (\lambda + 2\mu)\eta_{,y}v_{y,\eta} \\
&\quad + \lambda\eta_{,z}v_{z,\eta} + \lambda\zeta_{,x}v_{x,\zeta} + (\lambda + 2\mu)\zeta_{,y}v_{y,\zeta} + \lambda\zeta_{,z}v_{z,\zeta} \\
\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} &= \lambda\xi_{,x}v_{x,\xi} + \lambda\xi_{,y}v_{y,\xi} + (\lambda + 2\mu)\xi_{,z}v_{z,\xi} + \lambda\eta_{,x}v_{x,\eta} + \lambda\eta_{,y}v_{y,\eta} + \\
&\quad (\lambda + 2\mu)\eta_{,z}v_{z,\eta} + \lambda\zeta_{,x}v_{x,\zeta} + \lambda\zeta_{,y}v_{y,\zeta} + (\lambda + 2\mu)\zeta_{,z}v_{z,\zeta} \\
\frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial t} &= \mu(\xi_{,y}v_{x,\xi} + \xi_{,x}v_{y,\xi}) + \mu(\eta_{,y}v_{x,\eta} + \eta_{,x}v_{y,\eta}) + \mu(\zeta_{,y}v_{x,\zeta} + \zeta_{,x}v_{y,\zeta}) \\
\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial t} &= \mu(\xi_{,z}v_{x,\xi} + \xi_{,x}v_{z,\xi}) + \mu(\eta_{,z}v_{x,\eta} + \eta_{,x}v_{z,\eta}) + \mu(\zeta_{,z}v_{x,\zeta} + \zeta_{,x}v_{z,\zeta}) \\
\frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial t} &= \mu(\xi_{,z}v_{y,\xi} + \xi_{,y}v_{z,\xi}) + \mu(\eta_{,z}v_{y,\eta} + \eta_{,y}v_{z,\eta}) + \mu(\zeta_{,z}v_{y,\zeta} + \zeta_{,y}v_{z,\zeta})
\end{aligned} \tag{4-9}$$

其中 σ_{ij} , v_i , f_i 分别表示应力, 速度, 体力在物理空间笛卡尔坐标系内 (x , y , z) 的分量, 各变量下标逗号表示对该物理量求偏导。

强地震动模拟属于半空间问题, 对于自由表面边界应该满足在当前位置的牵引力为零, 即

$$\mathbf{T} = \mathbf{n} \cdot \boldsymbol{\sigma} = \mathbf{0} \tag{4-10}$$

其中 \mathbf{n} 为单位法向量, \mathbf{T} 表示自由表面的牵引力。

当计算区域包含起伏地表时, 需要施加自由表面边界条件使得地表外部的虚拟网格点与地表内部格点的应力镜像对称, 但是直接使用应力镜像使地表处所有应力分量为零, 不符合物理实际, 为此张伟 (2006) 提出牵引力镜像方法 (Traction Image Method), 其主要思想是使地表上的牵引力三分量关于地表镜像对称, 保证地表处的正应力分量为零的同时不会影响切应力取值。曲线坐标系中自由地表的牵引力镜像法也需要采用新的形式, 牵引力在笛卡尔坐标系下的分量投影

$$\begin{aligned}
T_x &= (\zeta_{,x}\sigma_{xx} + \zeta_{,y}\sigma_{xy} + \zeta_{,z}\sigma_{xz})|\nabla\zeta(x, y, z)|^{-1} = 0 \\
T_y &= (\zeta_{,x}\sigma_{xy} + \zeta_{,y}\sigma_{yy} + \zeta_{,z}\sigma_{yz})|\nabla\zeta(x, y, z)|^{-1} = 0 \\
T_z &= (\zeta_{,x}\sigma_{xz} + \zeta_{,y}\sigma_{yz} + \zeta_{,z}\sigma_{zz})|\nabla\zeta(x, y, z)|^{-1} = 0
\end{aligned} \tag{4-11}$$

其中 $|\nabla\zeta(x, y, z)| = \sqrt{\zeta_{,x}^2 + \zeta_{,y}^2 + \zeta_{,z}^2}$ 。

地震波在传播过程中会随距离逐渐衰减, 而我们通常只关注工程结构发生破坏的近场区域, 因此强地震动模拟就需要从无限域中裁剪出有限的计算区域。由于真实的地震波传播区域是无限大的, 为了在有限的计算区域内模拟地震波传播, 需要在计算边界采用特殊的人工边界处理技术避免反射对计算域内的干扰。CGFD3D 在边界引入复频移完美匹配层 (Complex-frequency-shifted perfectly matched layer,

CFS-PML) 使入射到吸收层的波在内部被逐渐耗散并不再反射回到计算域, 根据 Zhang and Shen (2010) 的研究当吸收层厚度为 12 个网格时误差幅值降低至 0.1%。

4.3.2 模拟参数

在本章中, 分别采用曲线网格有限差分和三分量随机有限断层方法对泸定 Ms6.8 地震进行低频和高频地震动模拟, 计算区域为 $210\text{km} \times 200\text{km}$ (约 $100.92^\circ \sim 103.15^\circ \text{E}$, $28.66^\circ \sim 30.52^\circ \text{N}$), 有限差分计算深度为 29km。泸定县位于青藏高原东缘和四川盆地交界, 境内以高山峡谷地形为主, 是我国乃至全球地形起伏最剧烈的区域之一, 本文研究区域内最高点海拔约 7000m, 最低点海拔约 500m, 最大海拔落差超过 6000m。为考虑地震动地形效应, 本文分别构建了包含地形模型 (模型 3DTopo) 和不含地表地形的平面模型 (模型 3DFlat), 其中模型 3DTopo 的自由地表采用分辨率为 30s (约 1km) 的全球地形数据 SRTM15+ (Tozer et al., 2019)。为避免地表网格剧烈起伏导致的计算误差, 对于模型 3DTopo 使用二维高斯滤波器对地形进行平滑得到各界面形状, 模型底部为平面; 3DFlat 模型地表面海拔高度取研究区域内平均海拔高度 3060m。

鉴于研究区域地形起伏剧烈, 采用张伟 (2006) 提出的基于贴体曲线网格的有限差分算法精确模拟任意起伏地形下的地震波传播, 其中水平向网格尺寸取为 $100\text{m} \times 100\text{m}$, 垂直向采用渐变网格以节约计算资源, 其中沿地表向下 4km 网格尺寸为 100m, 10km 至计算区域底部的网格尺寸为 200m, 4-10km 范围内的垂向网格尺寸从浅层的 100m 逐渐拉伸至 200m。本文构建的三维速度结构模型的最小 S 波速为 1500m/s, 曲面有限差分要求每波长包含 8~10 个网格, 因此模拟结果最高有效频率约 1.8Hz。自由地表条件采用牵引力镜像法施加, 其他边界采用完美匹配层 (Perfectly Matched Layer, PML) 吸收边界, 吸收层厚度为 10 个网格。模拟时间取震源时间函数时间延迟为 2.5s 以保证其初始值为零, 其他数值模拟的相关参数见表 4-2。

表 4-2 泸定地震低频强地震动模拟参数

	3DFlat 模型	3DTopo 模型
计算范围	$210\text{km} \times 200\text{km} \times 29 \text{ km}$ ($100.92^\circ \text{E} \sim 103.15^\circ \text{E}$, $28.66^\circ \text{N} \sim 30.52^\circ \text{N}$)	
水平网格尺寸	$100\text{m} \times 100\text{m}$	
垂直网格尺寸	$100\text{m} \sim 200\text{m}$	
有效频率	1.8 Hz	
单元数量	$2100 \times 2000 \times 175 = 7.35 \times 10^8$	
计算资源	256 核心	
时间步长	0.013s	0.0072s

时间步数	7692	13889
占用物理内存	约 203GB	约 204GB
计算时间	4.89 小时	8.85 小时

高频随机有限断层模拟的输入参数包括震源项、路径项和场地项。震源项包括破裂断层的空间位置、几何参数和震源机制等，高频模拟中我们采用与低频模拟相同的震源模型输入。除此之外，地震应力降也是控制高频地震动的重要震源参数，由于无法直接测量该参数主要通过震源谱反演确定。赵翠萍等（2011）基于 Brune 圆盘破裂模型假设得到我国大陆中小地震 ($3.0 \leq M_L \leq 6.0$) 释放的应力降主要集中在 0.1~10.0Mpa 之间，Allmann and Shearer (2009) 对全球中强地震 ($M_b \geq 5.5$) 的统计表明平均应力降约为 4.0Mpa，其中板内应力降中值为 3.31 ± 0.18 Mpa；基于圆盘破裂假设下的平均应力降 $\Delta\sigma = 7M_0/16r^3$ (其中圆盘面积 $S=\pi ab$ ，长轴 $a=L/2$ ，短轴 $b=W/2$)，据此应力降估计值为 2.988Mpa，经验估计值与吴微微等（2017）给出的鲜水河断裂康定—石棉段 $4.0 \leq M_L \leq 5.0$ 地震的平均应力降 2.81Mpa 较为接近。

高频随机模拟中路径项和场地项体现地震动的区域性特征。地震动的路径项主要考虑几何扩散及介质非弹性衰减，

$$P(R, f) = G(R)e^{-\frac{\pi f R}{Q(f)\beta}} \quad (4-12)$$

几何扩散函数 $G(R)$ 通常表示为仅与距离 R 有关的多段式形式，

$$G(R) = \begin{cases} \frac{R_0}{R} & R \leq R_1 \\ G(R_1) \left(\frac{R_1}{R} \right)^{b_1} & R_1 \leq R \leq R_2 \\ \vdots \\ G(R_n) \left(\frac{R_n}{R} \right)^{b_n} & R_n \leq R \end{cases} \quad (4-13)$$

Atkinson and Mereu (1992) 的研究表明莫霍不连续界面对地震波的临界反射对地震动衰减具有重要影响，指出没有证据表明衰减与震源深度和构造区之间存在系统的关系，并提出了三段式几何扩散模型。据此，本文几何扩散采用三段式基本形式，其中几何扩散系数分别为 1、0 和 0.5，分段距离仅与研究区域的地壳厚度 D 有关，即 $1.5D$ 和 $2.5D$ (温瑞智等，2015)。泸定地震处于青藏高原向四川盆地的过渡区域，区域内的地壳厚度起伏较为复杂，平均地壳厚度从高原东部的 63km 减薄至四川盆地的 43km (Wang et al, 2010)，根据 Cheng et al. (2022) 建立的我国大陆平均地壳厚度模型计算得到发震区域的平均地壳厚度约为 55.9km，本文取 $D=56$ km，与全球地壳模型 Crust1.0 (Laske et al, 2013) 给出的 52km 相近。

非弹性衰减项为 $\exp[-\pi f R/Q_s]$, 其中品质因子 Q 常表示为频率 f 的函数形式, 考虑到大部分研究区域处于川西高原, 因此本文采用傅磊等 (2018) 反演的四川西部地区的 S 波品质因子 $Q_s(f) = 264.0f^{0.75}$, P 波品质因子根据 Udias (1999) 给出的经验关系 $Q_p = (3/4)Q_s(V_p/V_s)^2$ 估计, 由本文采用的速度结构模型计算可得 $Q_p/Q_s = 2.1$ 。

除几何扩散和非弹性衰减以外, 路径项还需要考虑地震波传播及散射导致的持续时间随距离增加的现象, 即地震动持时。随机模拟中的地震动持时 D_T 是震源持时 D_s 和路径持时 D_p 总和, 震源持时由震源拐角频率的倒数计算, 而路径持时通常基于观测记录统计分析得到经验模型。路径持时具有明显的区域性特征, 本文采用王宏伟等 (2021) 基于我国四川地区强震记录建立的五段式路径持时模型 (见表 4-3), 该持时模型远场幅值明显低于 Boore and Thompson (2015) 给出的活动地壳区 (ACR) 的路径持时模型。

场地项由地壳介质放大 A_{crust} 、浅层地表场地放大 A_{site} 和高频衰减 κ 组成, 地壳介质放大模型采用基于四分之一波长法计算的四川地区基岩场地 ($V_{S30}=760\text{m/s}$) 的经验模型 (喻烟, 2012), 该模型给出的平均地壳放大系数介于 $1.00 \sim 5.50$ 之间。浅地表场地放大应用 Seyhan and Stewart (2014) 基于 NGA-west2 开发的半经验场地放大模型, 模型表示为代表场地响应的线性和非线性放大的总和, 土体小应变下的线性放大仅依赖于场地 V_{S30} 值, 非线性放大是通过考虑场地条件和地震动强度对线性放大的修正。本文, 模拟中强震台站处场地 V_{S30} 值使用 Xie et al. (2022) 建立的中国西部地区强震台站土层剖面数据库及场地分类, 地震烈度台站和虚拟观测点处场地 V_{S30} 依据基于地形坡度映射的全球 V_{S30} 数据 (Heath, 2020, <https://earthquake.usgs.gov/data/vs30/>) 插值获得。针对川西地区的高频衰减参数 κ 的研究并不多, 本研究中根据 κ 值与高程之间的经验关系取 κ 为 0.025 (傅磊和李小军, 2017)。

表 4-3 高频随机模拟输入参数

参数名称	参数值
震源模型	见图 3-3
S 波波速 β	3.47 km/s
介质密度 ρ	2.69 g/cm ³
破裂速度 V_r	0.8β
脉冲百分比	50%
应力降 $\Delta\sigma$	29.88bar

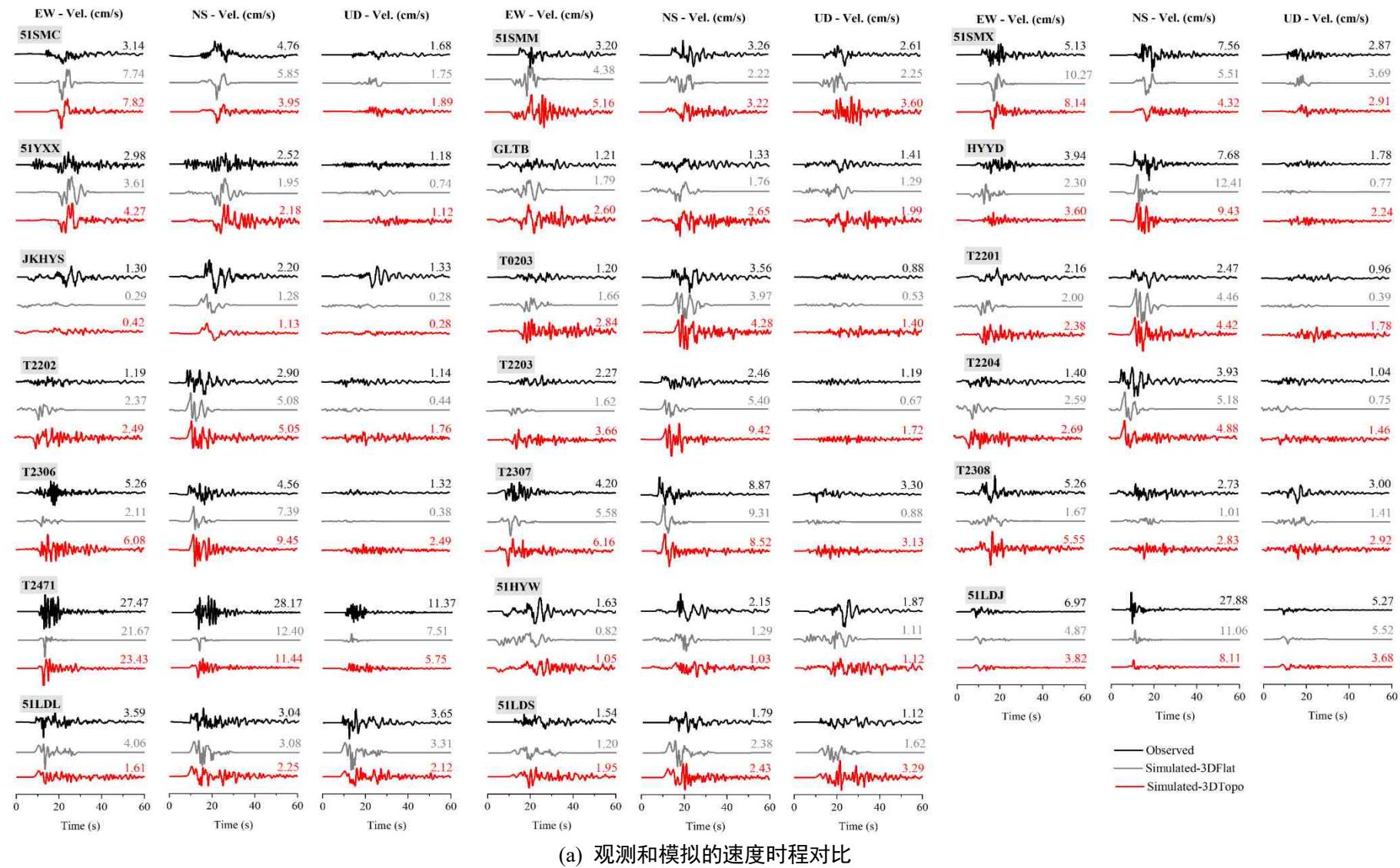
几何扩散 $G(R)$	$G(R) = \begin{cases} (1/R)^{1.0} & R < 84 \text{ km} \\ (1/84)(84/R)^{0.0} & 84 \leq R < 140 \text{ km} \\ (1/84)(140/R)^{0.5} & R \geq 140 \text{ km} \end{cases}$
S 波品质因子 Q_S	$Q_S(f) = 264.0f^{0.75}$
S 波品质因子 Q_P	$Q_P(f) = 554.4f^{0.75}$
路径持时 D_T	$D_T = \begin{cases} 0.2R & R = 0 - 50 \text{ km} \\ 3(R-50)/40 + 10 & R = 50 - 90 \text{ km} \\ -0.5(R-90)/160 + 13 & R = 90 - 250 \text{ km} \\ 4.5(R-250)/70 + 12.5 & R = 250 - 320 \text{ km} \\ 0.145(R-320) + 17 & R > 320 \text{ km} \end{cases}$
高频衰减参数 κ	0.025

4.4 模拟结果对比分析

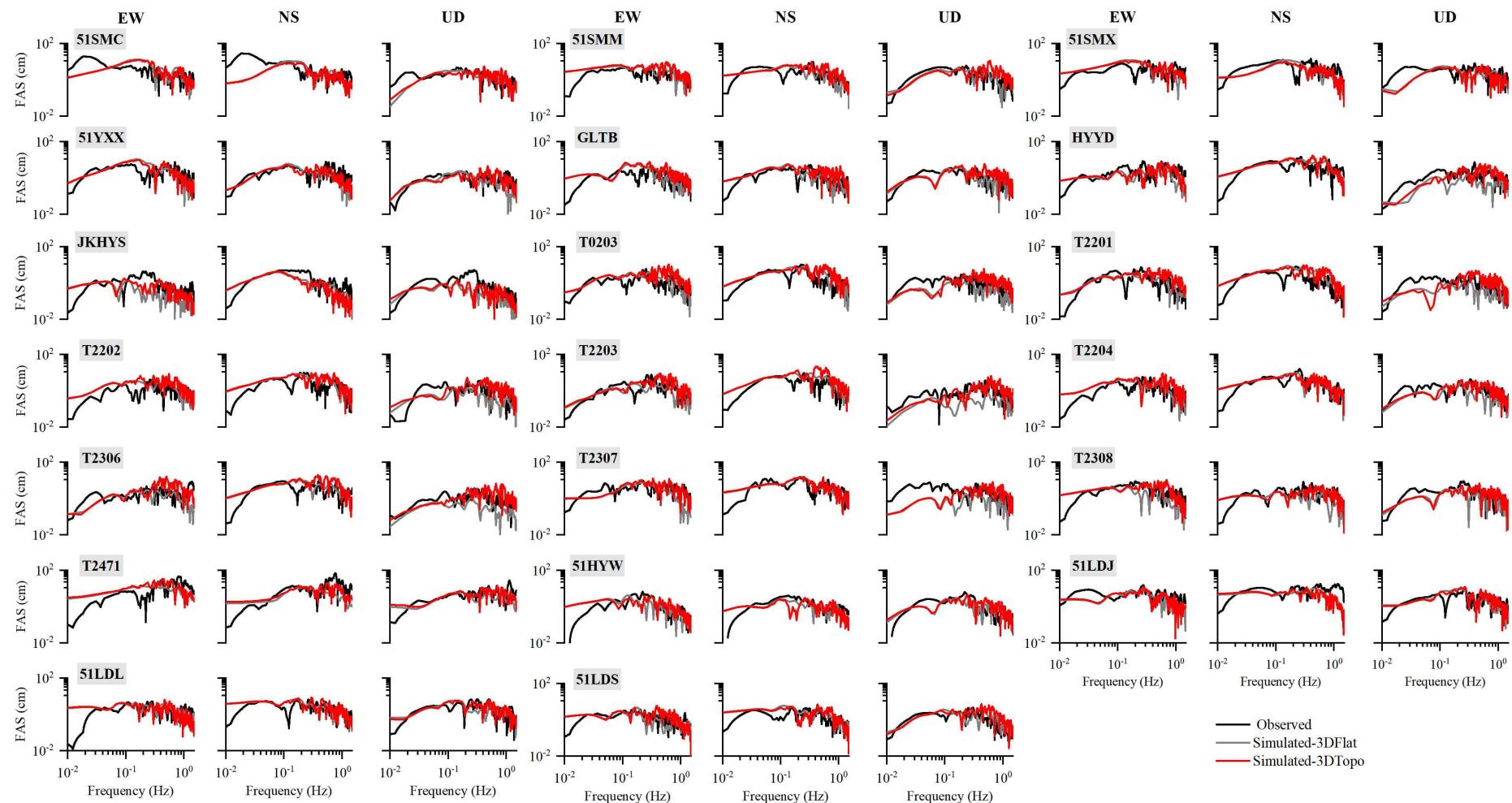
4.4.1 模拟与观测记录对比

根据中国地震局工程力学研究所强震动观测中心公布的数据，此次泸定地震触发大量地震动观测台站，包括“十五”期间中国数字地震观测网络项目强震动分项建成的 63 个强震动台站，以及国家地震烈度速报与预警工程新建的 23 个强震动台站（9 个基本站和 14 个基准站）和 71 个地震烈度台站（一般站）。基准站主要承担地震预警，参与烈度速报，配置宽频带速度计和加速度计（双传感器），其中加速度传感器型号为 GL-A4，频带宽度 DC~100Hz，动态范围 >150dB，选址参考测震台站的标准，为基岩场地；基本站主要承担城市地震烈度速报，参与地震预警，配置力平衡式加速度计，布设在土层或基岩自由地表，传感器型号为 JS-A2，频带范围 DC~100Hz；一般站主要承担乡镇地震烈度速报，参与地震预警，配置简易 MESM 烈度计，传感器型号为 VH-GL-LDY/TMA-33，频带范围 DC~80Hz，动态范围 >90dB（金星，2021）。本文模拟了图 4-2 (b) 中所示的震中距不超过 100km 的 105 个地震动台站。

采用上述数值模型及方法，本文模拟给出了泸定 $M_{s6.8}$ 地震触发的全部台站的地震动时程，由于篇幅所限，文中仅展示了其中部分台站的强震观测记录和有限差分方法低频模拟的速度时程（图 4-9(a)）及其对应的傅里叶谱（图 4-9(b)），图中灰色和红色曲线分别对应水平地表的 3DFlat 模型和含地形起伏的 3DTopo 模型的模拟结果，速度时程右侧为峰值速度 PGV (cm/s)，观测和模拟时程均采用 Butterworth 滤波器进行 1.5Hz 的低通滤波处理。



(a) 观测和模拟的速度时程对比



(b) 观测和模拟的速度傅里叶谱对比

图 4-9 泸定 $M_S 6.8$ 地震观测记录与有限差分模拟的低频速度时程及其傅里叶谱 (0.05-1.5Hz)，速度时程右侧标注为峰值速度 PGV (cm/s)

对比模拟和观测结果可知，整体而言本文数值模拟结果和观测记录的波形及其幅值均比较接近，3DFlat 模型的波形相对简单，且地震动持时较短，而山体地形的散射效应使 3DTopo 模型的波形中存在大量尾波，地震动持时较长。对比 3DFlat 和 3DTopo 模型的 PGV 可知，考虑地表起伏时部分台站模拟的地震动强度参数反而小于水平地表模型，推测可能是由于川滇地区的地震动观测台站往往被布设在人口相对集中的高山峡谷中，而相比自由场谷底的地震响应通常会产生抑制作用（Lee et al, 2009a; 刘中宪等, 2015）。

如图 4-9 所示，对 51LDL、51SMX、51LDS、51SMC 等近断层 ($R_{rup} < 35\text{km}$) 台站和 T2201、T2202、T2306、T2307、T2308、HYYD 等断层距 R_{rup} 等于 35-70km 的台站模拟效果较好，模拟与观测 PGV 残差 $\log_{10}(\text{PGV}_{\text{SIM}}) - \log_{10}(\text{PGV}_{\text{OBS}})$ 小于 0.5，模拟速度时程的傅里叶谱形与观测记录基本吻合；对 GLTB、T2204、51SMM、51HYW、51YXX 等台站的模拟记录与观测接近，模拟的速度傅里叶谱幅值在 0.05Hz 以下高于观测记录；对 T2471 和 51LDJ 两个断层距不足 15km 的台站的模拟较差，对比速度时程的傅里叶谱可以发现 0.5Hz 以上观测记录明显大于模拟结果，表明近断层地震动同时具有高频含量丰富的特征。尽管本文采用了高低波数谱结合的混合震源模型，但对实际震源破裂过程的非线性描述仍有差距，受计算资源限制无法反映真实地表起伏，并且在低频模拟中所采用的速度结构模型未考虑地壳介质的小尺度非均匀性等都会对模拟结果产生影响。此外，对比两个模拟结果表明包含地形起伏时速度时程更加复杂，3DTopo 模型的高频成分相比 3DFlat 模型更加丰富，但小于 0.1Hz 时地震动不受地表地形的影响。考虑地表地形起伏后的模拟结果得到明显改善，更加符合观测记录的波形和频谱特征。

泸定地震断层面地表投影与 51LDJ 和 T2471 台站相对分布如图 4-10 所示，T2471 和 51LDJ 分别是此次地震触发的断层距最小的烈度台站和强震台站，两个台站的断层距 R_{rup} 分别为 6.20km 和 13.25km（断层投影距 R_{JB} 分别为 4.21km 和 12.44km），其中 T2471 台站观测记录南北分量的 PGV 幅值为 28.17cm/s（滤波后幅值），而 3DFlat 和 3DTopo 模型的模拟值分别为 12.40cm/s 和 11.44cm/s，51LDJ 台站观测记录南北分量的 PGV 幅值达到 27.88cm/s，数值模拟分别为 11.06cm/s 和 8.11cm/s，模拟结果均明显小于观测值。T2471 台站在本次地震中记录到的峰值加速度 PGA 达到 632.02cm/s^2 ，现场考察发现该台站位于图 4-7 所示的山包之上，地形对其地震响应具有较为明显的放大作用，由于本文主要模拟大尺度范围的地震动场（最小网格尺寸 100m），无法反映这种小尺寸的局部山体地形效应。51LDJ 台站速度时程的南北分量中存在明显的大幅值、短持时的双向脉冲形状，尽管模拟记录中也具有类似速度脉冲但幅值偏小。我们将 51LDJ 台的地震动记录南北和东西分量旋转至平行于断层走向（Fault-Parallel, FP）和垂直断层走向分量（Fault-Normal,

FN), 根据 Shahi and Baker (2014) 提出的基于小波分析的速度脉冲识别方法从 51LDJ 台的 FP 分量中提取出周期 $T_p=1.03\text{s}$ 的速度脉冲 (见图 4-10), 位于破裂前方且距断层更近的 T2471 台则没有提取到速度脉冲。如图 4-10 通过对 51LDJ 台原始观测记录积分和基线校正后在位移时程中能够看到明显的永久位移, 其中与断层平行的 FP 分量峰值达到 16cm, 永久同震水平位移为 13.1cm, 垂直于断层走向的 FN 分量为 1.0cm, 永久同震位移显示出明显的左旋走滑机制。脉冲地震动的产生机理主要分为两种, 一种是破裂传播的多普勒效应引起的方向性效应(Directivity effect)产生的双向脉冲, 通常出现在 FN 分量; 另一种是滑冲效应(Fling-step effect, 又称阶跃效应)导致断层错动时发生永久地面位移而产生的单向脉冲, 此类脉冲与地震引起的地表构造变形相关, 对于走滑地震通常出现在 FP 分量 (刘启方等, 2006), 由此可以判断 51LDJ 台的脉冲由滑冲效应导致。根据图 4-10 所示的断层投影面与台站的分布位置, 51LDJ 台位于断层走向法向靠近破裂起始点和凹凸体的位置, 近断层脉冲地震动的产生机理相当复杂, 相关研究表明除方向性效应和滑冲效应以外, 凹凸体空间分布、断层上的滑动和破裂速度不均匀性等因素均可能导致近断层区域产生速度脉冲 (曹泽林, 2020; Yen et al., 2021)。

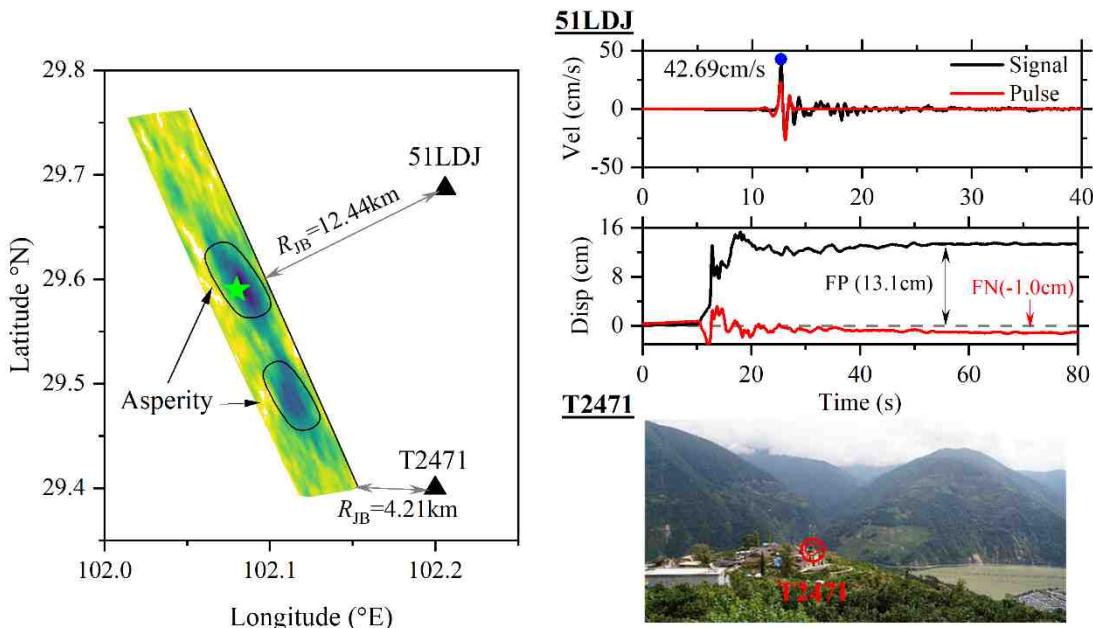


图 4-10 泸定地震断层面地表投影与 51LDJ 和 T2471 台站相对分布位置 (左), 051LDJ 台速度脉冲及位移时程和 T2471 台站的地形条件 (右)

目前, 确定性模拟方法主要关注地震动低频部分, 然而对绝大多数工程结构具有破坏作用的地震动频段远超 1Hz, 特别是对于地震动强度很高的近场区域高频成分占比很高, 因此合理地模拟宽频带地震动对工程抗震具有重要意义。根据本章 4.3 节所述的模拟方法及参数计算得到低频 (Low Frequency, LF) 和高频 (High

Frequency, HF) 模拟时程, 参考 S 波到时将分频模拟的地震动时程调整对齐, 并将低频和随机高频模拟的加速度时程经傅里叶变换转至频域, 根据式 (4-14) 在匹配频率 (Matching Frequency) 处对低频和高频结果叠加组合, 得到宽频带地震动 (Broadband, BB),

$$BB(f) = W_{LF} A_{LF}(f) + W_{HF} A_{HF}(f) \quad (4-14)$$

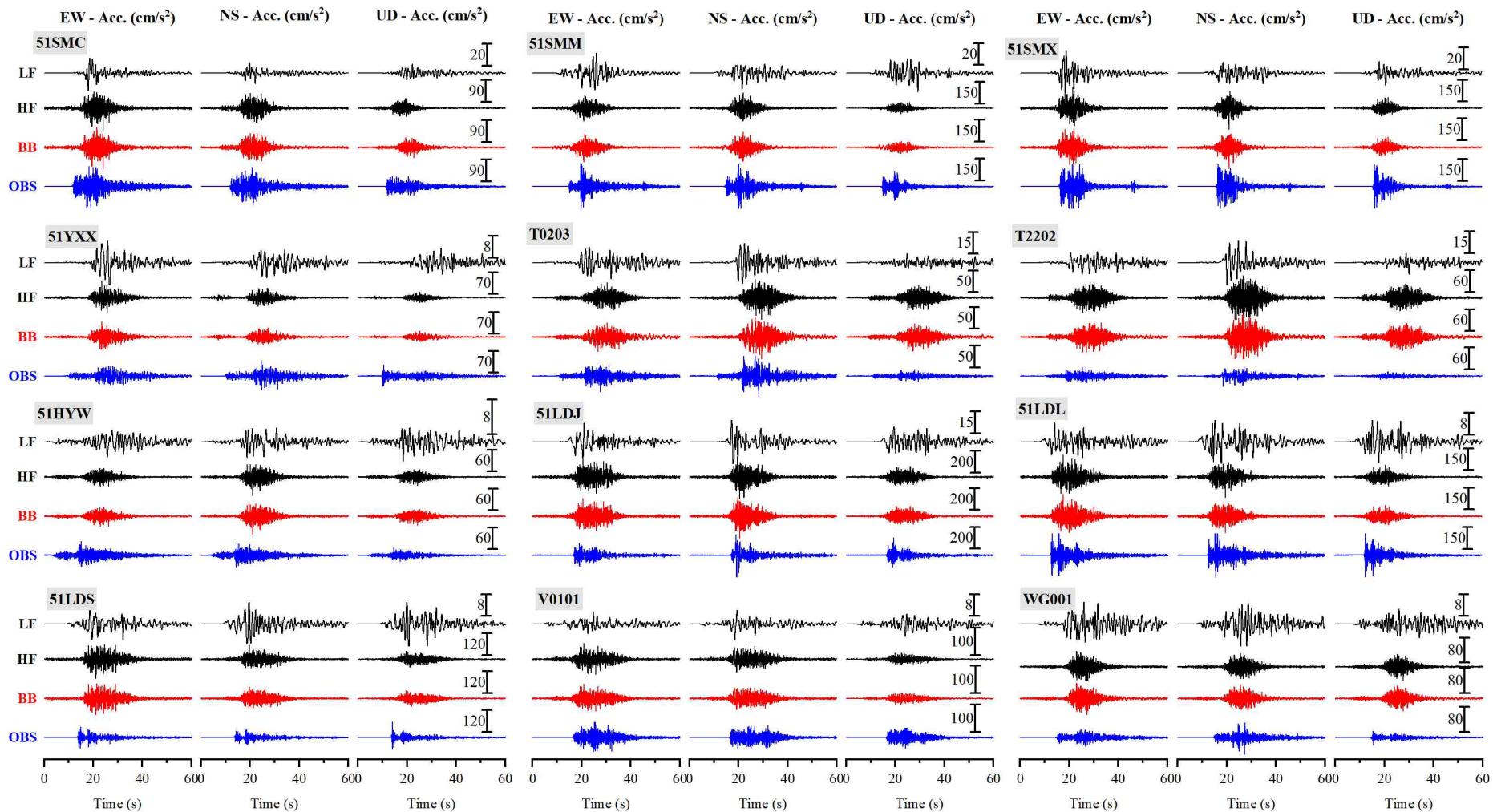
式中, $BB(f)$ 为宽频带地震动的频域表示, 经傅里叶逆变换得到宽频带地震动时程 BB ; $A_{LF}(f)$ 和 $A_{HF}(f)$ 分别为低频和高频模拟结果的傅里叶谱; W_{LF} 和 W_{HF} 为一组对称的半余弦形式的权重函数,

$$\begin{cases} W_{LF} = \frac{1}{2} \left[1 + \cos\left(2\pi \frac{n}{N}\right) \right] \\ W_{HF} = \frac{1}{2} \left[1 - \cos\left(2\pi \frac{n}{N}\right) \right] \end{cases} \quad (4-15)$$

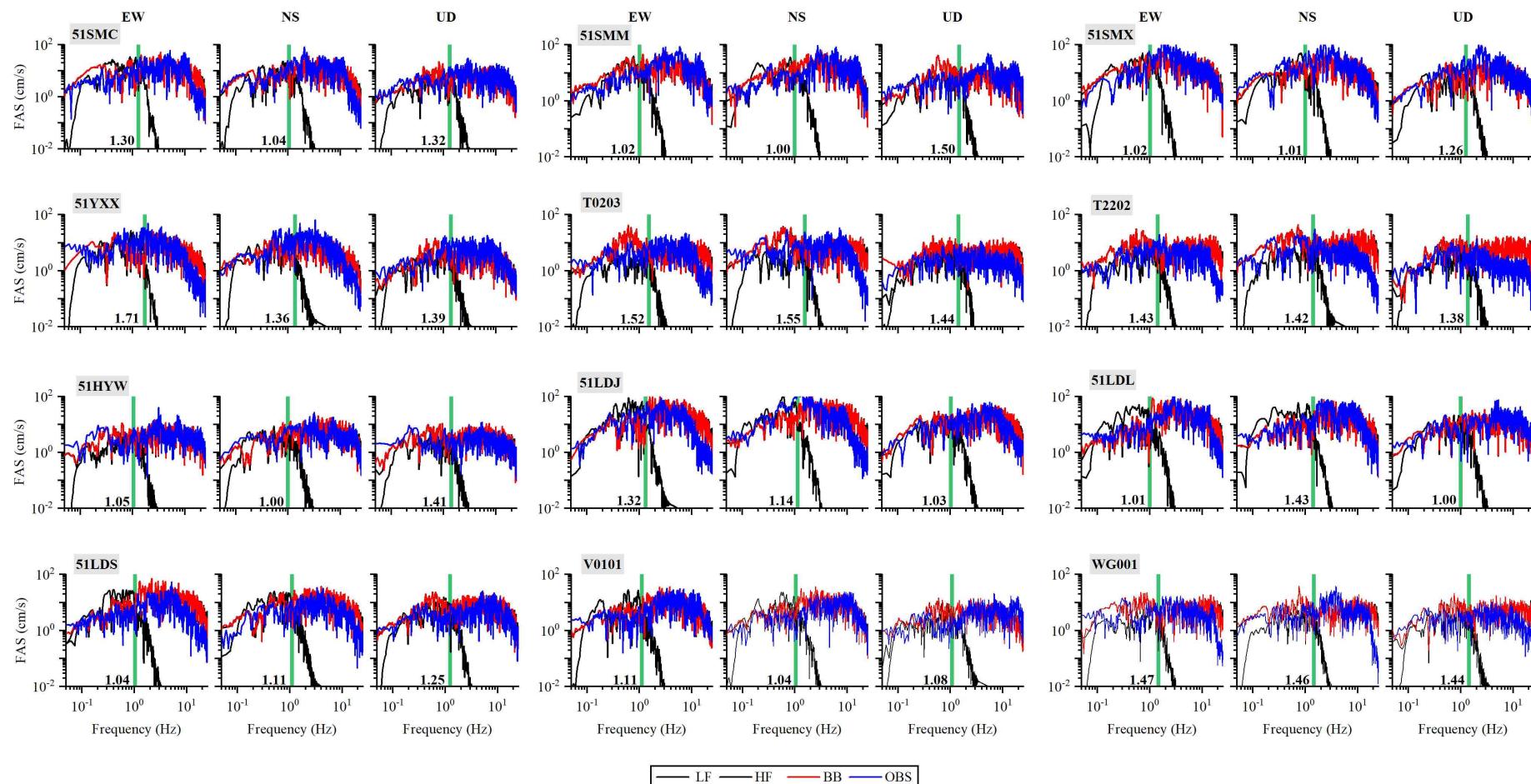
式中, L 为权重函数有效长度, $L=N+1$ 。

本文在宽频带地震动合成中低频部分选取 3DTopo 模型的模拟结果, 为了尽可能地保留低频确定性模拟的结果, 我们以低频模拟的有效频率 1.5Hz 为中心, 标准差为 0.5Hz, 对逐个分量分别计算低频和高频模拟的傅里叶谱相差最小时对应的频率点即为匹配频率。

部分台站的低频、高频、宽频带和观测记录的加速度时程及其傅里叶幅值谱如图 4-11 所示, 其中绿色粗实线位置表示匹配频率, 匹配频率标注在子图底部。宽频带合成加速度时程时每个分量上的匹配频率都不尽相同, 匹配频率主要集中在 1.0-1.5Hz 之间, 最大和最小分别为 51LDL 台竖向分量的 1.00Hz 和 51YXX 台的东西分量的 1.71Hz。宽频带合成的加速度记录波形和峰值加速度 PGA 与高频模拟相似, 但相比高频模拟宽频带时程曲线出现长周期波形, 整体符合观测记录特征。以 51LDJ 台站为例, 该台站距断层破裂面很近, 为 II 类场地, EW、NS 和 UD 分量的频率模拟的 PGA 分别为 13.2、23.4 和 10.2cm/s², 高频模拟结果分别为 168.7、225.0 和 95.8cm/s², 宽频带合成的 PGA 分别为 163.4、203.1 和 93.6cm/s², 由此可见近断层地震动 PGA 主要受高频分量控制。相比时域结果, 图 4-11 (b) 中加速度傅里叶谱更能表达宽频带合成的优势, 从图中可知低频模拟结果在超过 1.5Hz 时幅值明显衰减, 而高频模拟结果的低频段显著小于观测记录, 但更加符合观测记录的高频随机特性, 宽频带合成结合了两种方法各自对不同频率范围地震动预测的优点, 得到的结果在整个频带内 (0.05-25Hz) 更加接近观测结果。本文宽频带合成中只采用了频域叠加方法, 相关研究指出频域叠加过程中可能会引起频谱泄露等现象, 而时域叠放方法显然忽略了地震动的频域特性, 带来频谱不连续、相位不一致等问题 (孙晓丹, 2010), 因此宽频带合成方法仍然有待深入研究。



(a) 低频模拟 (LF)、高频模拟 (HF)、宽频带合成 (BB) 以及强震动观测记录 (OBS) 的加速度时程对比



(b) 低频模拟 (LF)、高频模拟 (HF)、宽频带合成 (BB) 以及强震动观测记录 (OBS) 的加速度傅里叶谱对比

图 4-11 泸定 $M_s 6.8$ 地震数值模拟与强震动观测的加速度时程及其傅里叶谱，其中竖向绿实线位置为匹配频率，宽频带合成及观测记录为 0.05-25Hz

4.4.2 模拟与预测模型对比

为了对比说明基于有限差分方法模拟的低频和基于随机方法模拟的高频叠加而成的宽频带地震动的合理性, 将本文的数值模拟结果、观测结果与太平洋地震工程中心下一代衰减项目 NGA-West2 开发的地震动模型 (Ground Motion Model, GMM) 的预测值进行对比。为了消除观测仪器方向导致的地震动强度参数 (Ground Motion Intensity Measures, GMIMs) 的随机不确定性, 本部分采用与方向无关的依赖于周期的两个正交水平分量几何平均的中位值 GMRotD50 (Boore et al., 2006), 该参数在地震动模型中使用广泛。本文选用四个地震动预测模型对比, 分别是 Abrahamson et al. (2014) 模型 (ASK14)、Boore et al. (2014) 模型 (BSSA14)、Campbell and Bozorgnia(2014)模型(CB14)、Chiou and Youngs(2014)模型(CY14)。根据模拟所使用的震源模型, GMMs 中平均滑动角和倾角分别为 -0.3° 和 78° , 断层上界面埋深 Z_{TOR} 与震级和地震类型相关, 其中逆断层和逆斜断层地震的 $Z_{TOR} = \max[2.704 - 1.226 \max(M - 5.849, 0), 0]^2$, 走滑型和正断层地震 $Z_{TOR} = \max[2.673 - 1.136 \max(M - 4.970, 0), 0]^2$, 对于泸定地震 Z_{TOR} 等于 0.58km。考虑到地震动模型的区域性差异, 采用与中国区域性相关的非弹性衰减调整系数, 场地 V_{S30} 统一取 NEHRP 规范中 B/C 类场地界限值, 即 $V_{S30}=760\text{m/s}$ 。

泸定地震的宽频带模拟合成、观测记录和 NGA-West2 四个地震动模型预测的 PGA 和 PGV 随断层距 R_{rup} 的变化如图 4-12 所示, 其中误差棒表示预测中值一倍标准差范围。从图 4-12 可知, 观测和模拟的 PGA 和 PGV 与四种预测模型的预测值整体较为符合, 大多数台站的观测和模拟值在预测中值 ± 1 倍标准差范围内, 不同预测结果之间没有系统性偏差。三种方法得到的近断层台站 T2471 的 PGA 基本吻合, PGV 的模拟值明显小于观测值但均在预测中值标准差范围内, T2272、V0173 和 T2313 三个烈度台站的 PGA、PGV 观测值高于预测中值加 1 倍标准差, 烈度台站一般布设在通信铁塔机房内, 而部分通信基站选址在地势相对较高的局部凸起地形, 因此不能排除观测结果一定程度上受地形效应的影响。对比不同地震动模型预测中值, 对于 PGA 而言, BSSA14 模型在断层距 R_{rup} 在 2km 以内的预测值明显偏低, 而超过 40km 时略高于其他三个模型; 对于 PGV 而言, 不同模型预测值之间的差别较为明显, 当断层距 R_{rup} 小于 2km 时 PGV 预测值依次为 CY14 模型 > CB14 模型 > BSSA14 模型 > ASK14 模型, 随断层距增加而 BSSA14 和 CY14 模型衰减较为缓慢, 当 R_{rup} 介于 30km 至 100km 时 BSSA14 模型的 PGV 预测值高于本文宽频带模拟和观测结果, 而 ASK14 和 CB14 模型的预测值衰减较为迅速, 与观测值及本文数值模拟结果接近。

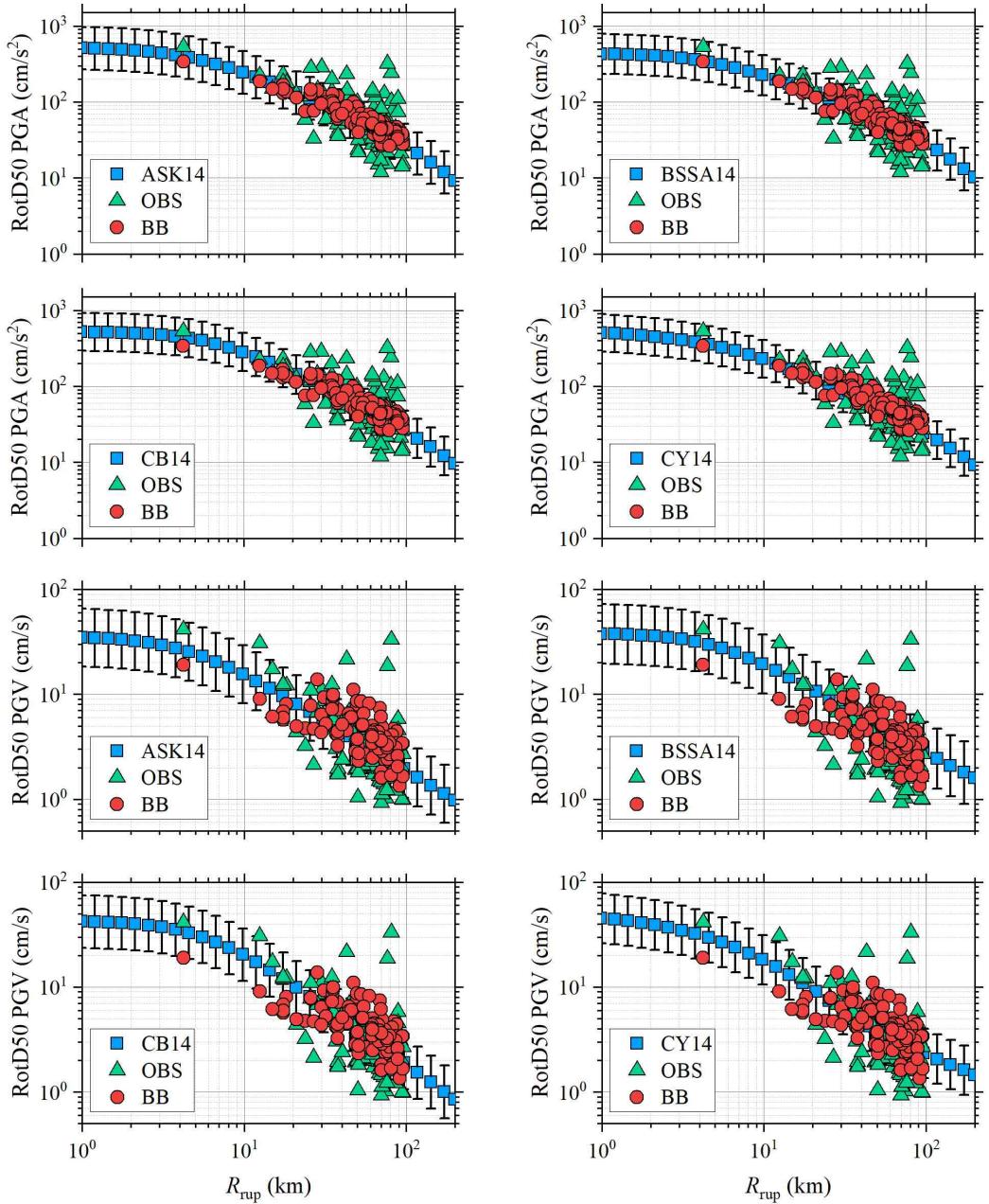


图 4-12 泸定地震的地震动模型（ASK14, BSSA14, CB14 和 CY14）预测值、宽频带模拟值以及强震动观测记录的 RotD50 PGA 和 RotD50 PGV 对比

图 4-13 给出了周期为 0.1s、2.0s 和 5.0s 时阻尼比为 5% 的拟加速度反应谱 PSA 随断层距 R_{rup} 的分布。地震动模型对不同周期上预测效果不同，当周期 $T=0.1s$ 时，宽频带模拟值、观测值和四个模型的 PSA 预测值之间较为接近，与 PGA 的分布趋势类似，不同结果之间没有出现系统偏差。当周期 $T=2.0s$ 时，PSA 依次为宽频带模拟值>预测值>观测值，对于大多数台站宽频带模拟值介于预测中值与预测中值加一倍标准差区间，而除 T2272 台站的观测值高于预测值加一倍标准差以外，大部分台站的观测值小于预测中值，相比强震动观测本文的数值模拟结果系统性偏高。当周期 $T=5.0s$ 时，除 T2272 和 V0173 台站的观测值偏高外，三种方法获得的

PSA 值基本接近, 数值模拟和四个地震动模型均较好地预测了观测结果。对比不同地震动模型发现, 短周期($T=0.1\text{ s}$)时不同模型之间的差异主要体现在近场区域, 这实际上也与近场高频地震动的随机性有关, 地震动模型随着距离增加高频成分迅速衰减趋于一致; 长周期($T=5.0\text{ s}$)时 CY14 模型在近场预测值偏高, 而 BSSA14 模型在远场略微高于其他模型。

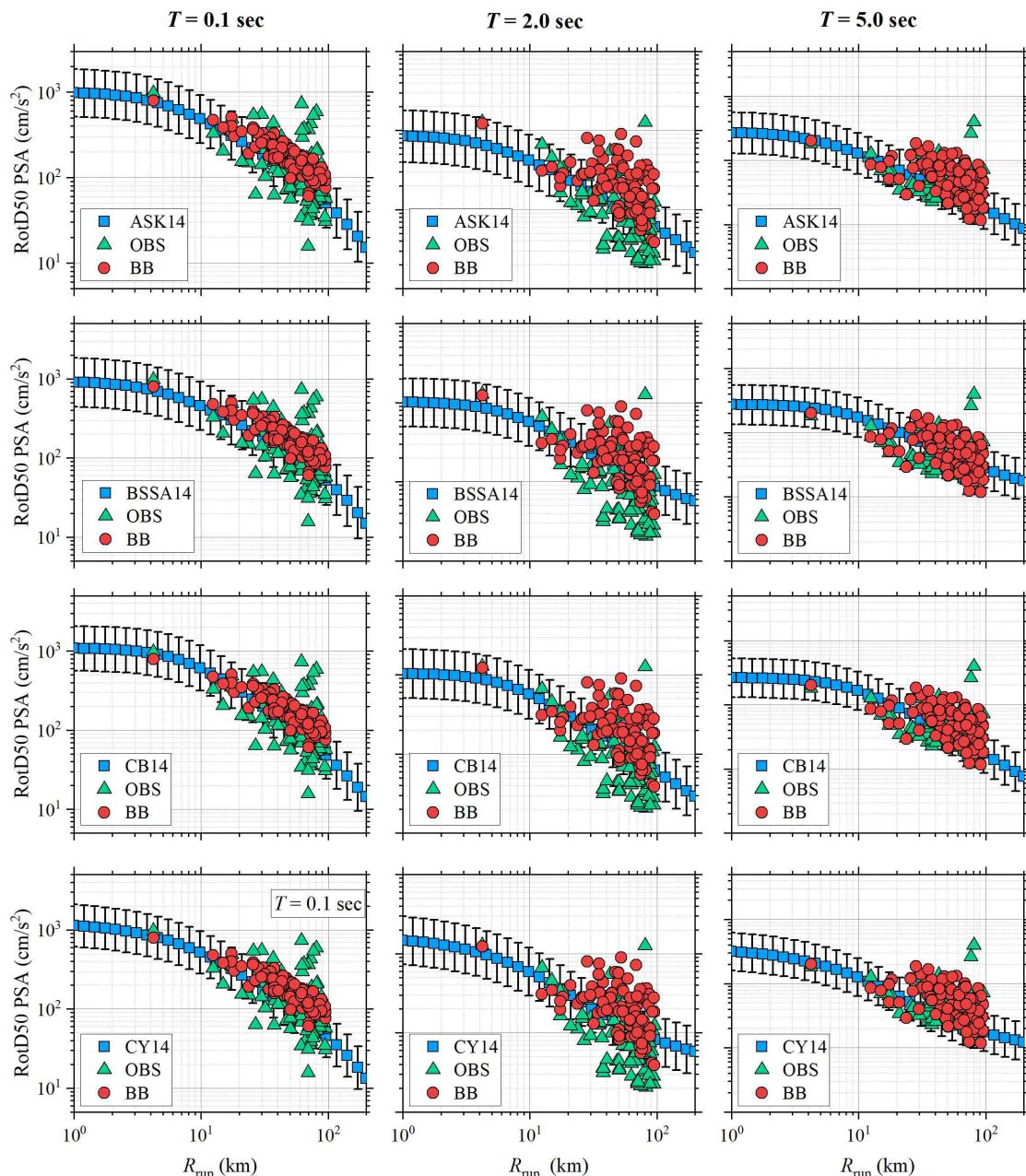


图 4-13 泸定地震的地震动模型 (ASK14, BSSA14, CB14 和 CY14) 预测值、宽频带模拟值以及强震动观测记录不同周期的 RotD50 PSA 对比

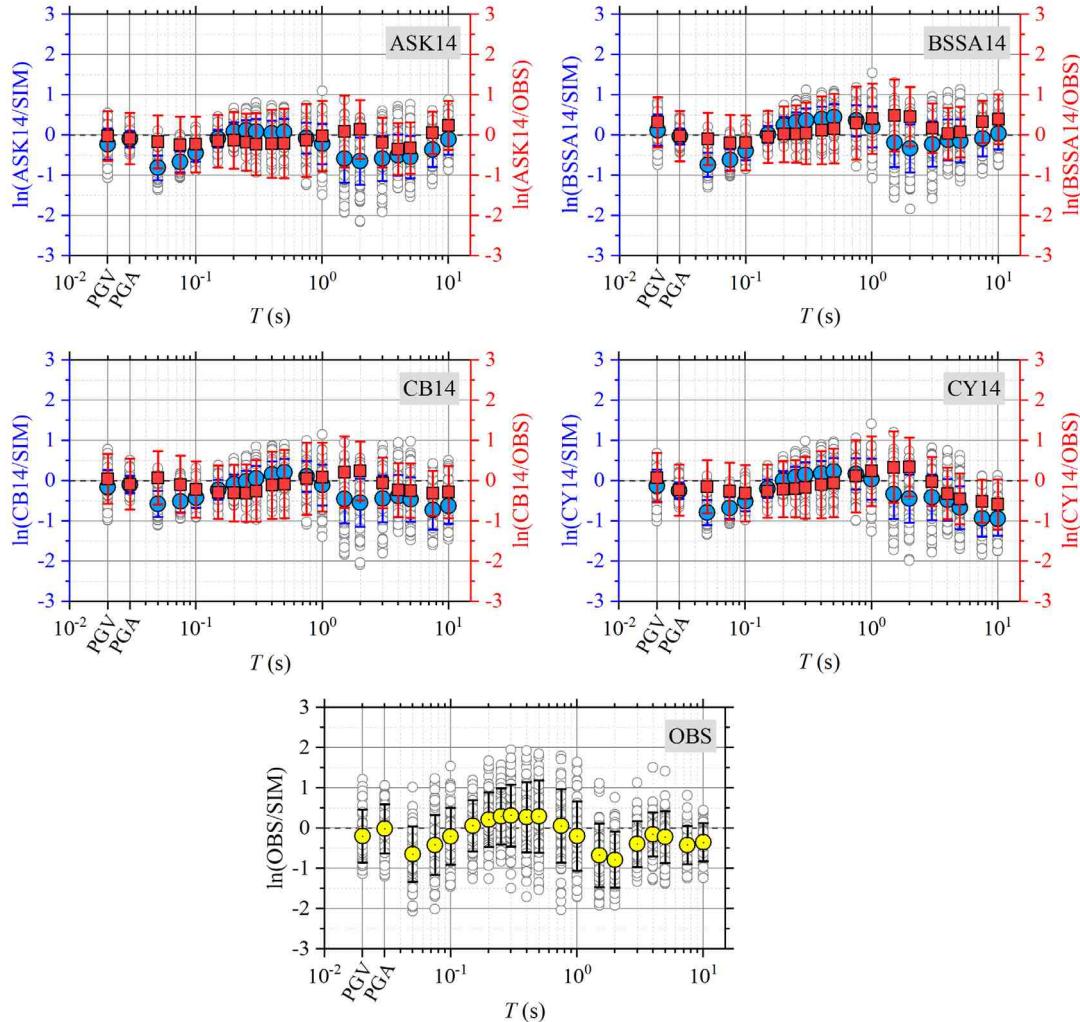


图 4-14 泸定地震的地震动模型（ASK14, BSSA14, CB14 和 CY14）预测值与宽频带模拟值、预测值与观测值以及观测值与模拟值的 PGV、PGA 和不同周期的 PSA 残差

为了进一步说明泸定地震不同结果之间的整体差异，文中分别计算了地震动强度参数（PGV、PGA 和 PSA）的预测值与宽频带模拟值的残差 $\ln(\text{GMM}/\text{SIM})$ 、预测值与观测值的残差 $\ln(\text{GMM}/\text{OBS})$ 以及观测值与模拟值的残差 $\ln(\text{OBS}/\text{SIM})$ ，其中 GMM 分别代表 ASK14、BSSA14、CB14 和 CY14 模型。不同方法间的 PGV、PGA 和不同周期的 PSA 残差如图 4-14 所示，图中用左侧纵轴和蓝色表示地震动模拟预测值与宽频带模拟值的残差，右侧纵轴和红色表示表示地震动模拟预测值与观测值的残差，底部子图为观测值与模拟值的残差；其中 $T=0.02\text{s}$ 和 $T=0.03\text{s}$ 分别对应 PGV 和 PGA。从图中可以看出，尽管不同方法获得的地震动参数残差值随周期存在一定波动，但残差均值基本都在零附近，残差均值的绝对值小于 1，表明本文的数值模拟结果在整个周期段（0.05-10s）均较好地反映了泸定地震的实际地震动强度。对比不同地震动模型分别于与宽频带模拟和观测结果的残差可知， $\ln(\text{BSSA14}/\text{SIM})$ 和 $\ln(\text{BSSA14}/\text{OBS})$ 均值绝对值在整个周期范围内均接近于零，表

明 BSSA14 模型与模拟和观测值在平均意义上最为接近； $\ln(\text{CY14/SIM})$ 和 $\ln(\text{CY14/OBS})$ 在中长周期 ($>1.0\text{s}$) 逐渐减小并变为负值，表明 CY14 模型的对中长周期的预测值偏低。根据图 4-14 中观测值与模拟值的残差分布，平均意义而言宽频带模拟较好的体现了观测记录的 PGV 和 PGA，0.05s、1.5s、2.0s 三个周期点的 $\ln(\text{OBS/SIM})$ 小于 -0.5，模拟结果整体大于观测值，其余周期的模拟值与观测值相近。

4.5 地震动地形效应分析

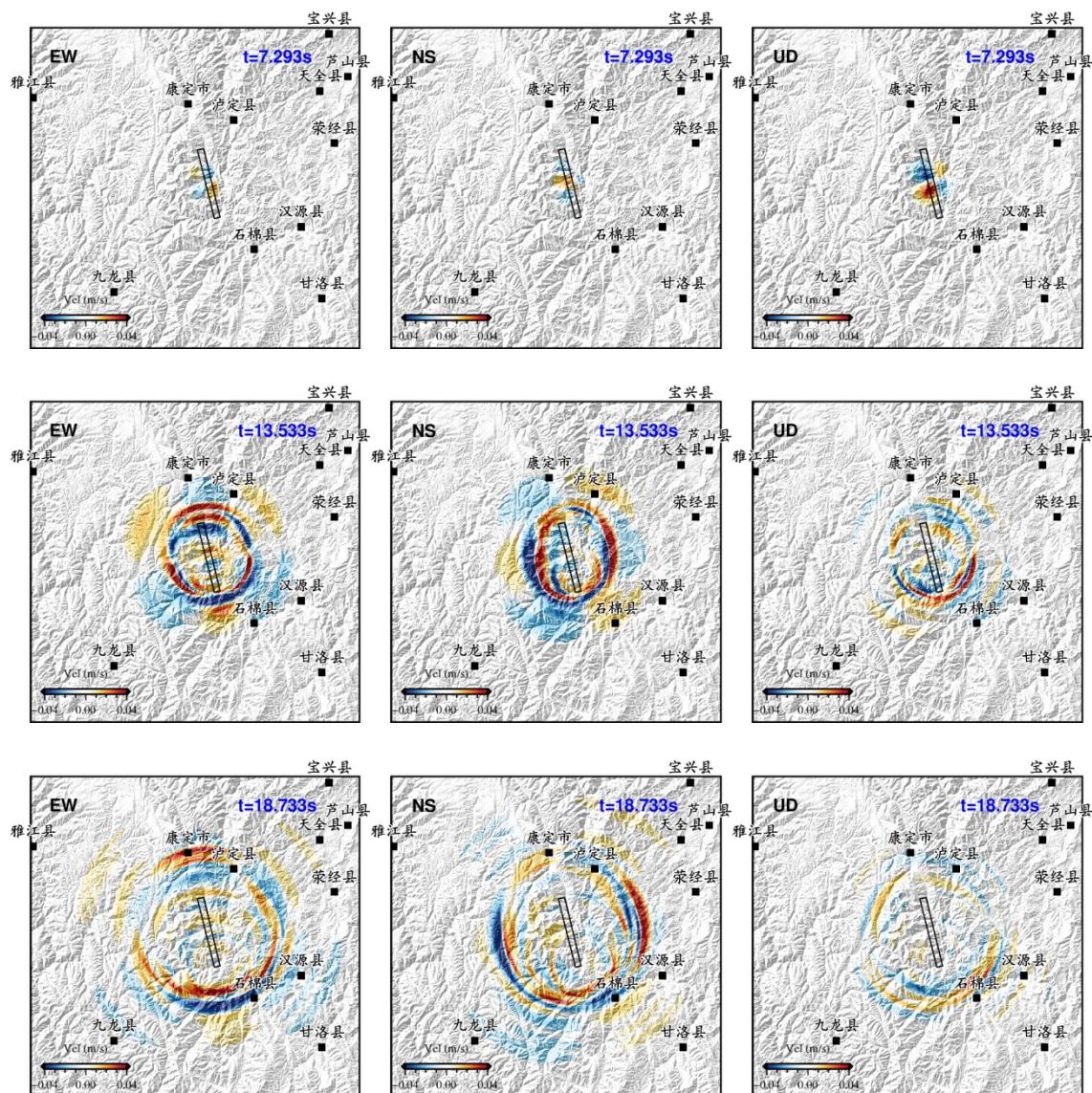
除了进行宽频带地震动合成，本节还通过对比两个模型（模型 Topo 和模型 Flat）的波场快照、模拟与观测记录波形、PGA 和 PGV 的分布等分析泸定震源区的地震动地形效应。由于高频随机模拟方法假设地壳为一维水平层状模型，其模拟结果中无法反映地表地形的影响，因此本节仅采用低频确定性模拟结果研究地震动地形效应。

4.5.1 波场快照对比

为了展示泸定地震断层面破裂激发的地震波沿地表的传播过程，如图 4-15 和图 4-16 所示，本文分别给出了模型 3DTopo 和模型 3DFlat 模拟得到的东西(EW)、南北(NS) 和竖向(UD) 分量部分时刻的速度波场快照，其中矩形表示破裂面在地表的投影。根据震源破裂模型起始破裂点大致位于破裂面走向中间位置，断层破裂从起始破裂点开始到东南方向远端总共持续约 11.0s，地震波约在 7.3s-7.5s 左右首先传播至起始破裂点在地表投影处，受震源辐射影响竖向分量的波场在断层周围呈现明显的四象限分布特征。地震波传播至地表后以近似椭圆状向外扩展，从 3DFlat 模型 18.0s 左右的波场快照可以看到破裂到达断层面东南段，并在随后破裂停止。波场快照表明随着震源破裂进程能量在断层附近不断累积，速度峰值集中位于平行和垂直于断层的方向，13.0s 左右破裂前锋子源产生的地震波在较短的时间到达，地震波发生叠加；东西分量 25.0s 左右的波场快照呈明显的非对称衰减特征，破裂前方（南东南）的速度峰值大于破裂后方（北西北），表明泸定地震具有较为显著的破裂方向性效应。根据图 3-3 中泸定地震的震源破裂过程，对于破裂面东南段而言，由于破裂传播方向和滑动方向一致使破裂方向性效应得到进一步加强 (Somerville et al., 1997)。此外，NS 分量的波场快照显示东北东方向速度峰值均大于西南西，而泸定地震为高倾角左旋走滑型地震，根据震源机制可知其上/下盘效应较弱，并且图 4-15 中不含地形时波场也出现了类似现象说明并非西高东低的地形所致，据此本文推测 NS 分量的非对称衰减可能与区域内速度结构有关。震源区东侧属于四川盆地边缘地带，其速度结构具有浅部覆盖层波速低而深部由于存在高速体波速较高的显著特征，相应地波阻抗差异较大，地震波的能量透射较弱导

致地震动速度幅值较大。

对比图 4-15 和图 4-16 可以发现，含地形的模型 3DTopo 和不含地形的模型 3DFlat 波场分布具有一定程度的相似性，地形起伏对地震波传播时间无明显影响，但由于泸定地震发震区域地形起伏剧烈，包含地形的 3DTopo 模型的山脊和河谷对地震波的多次散射效应使其波前形态呈不规则形态，速度波场局部随地形发生明显畸变，而对于不包含地形的 3DFlat 模型（图 4-16）其速度波场呈规则的椭圆状向外传播。波场快照显示，30.0s 左右时速度波场已经传播至计算区域边界，3DFlat 模型的近断层区域的波场迅速衰减，速度幅值趋零，而对于 3DTopo 模型近断层附近还存在大量杂波，表明山体地形散射效应使地震动的持时显著增长。



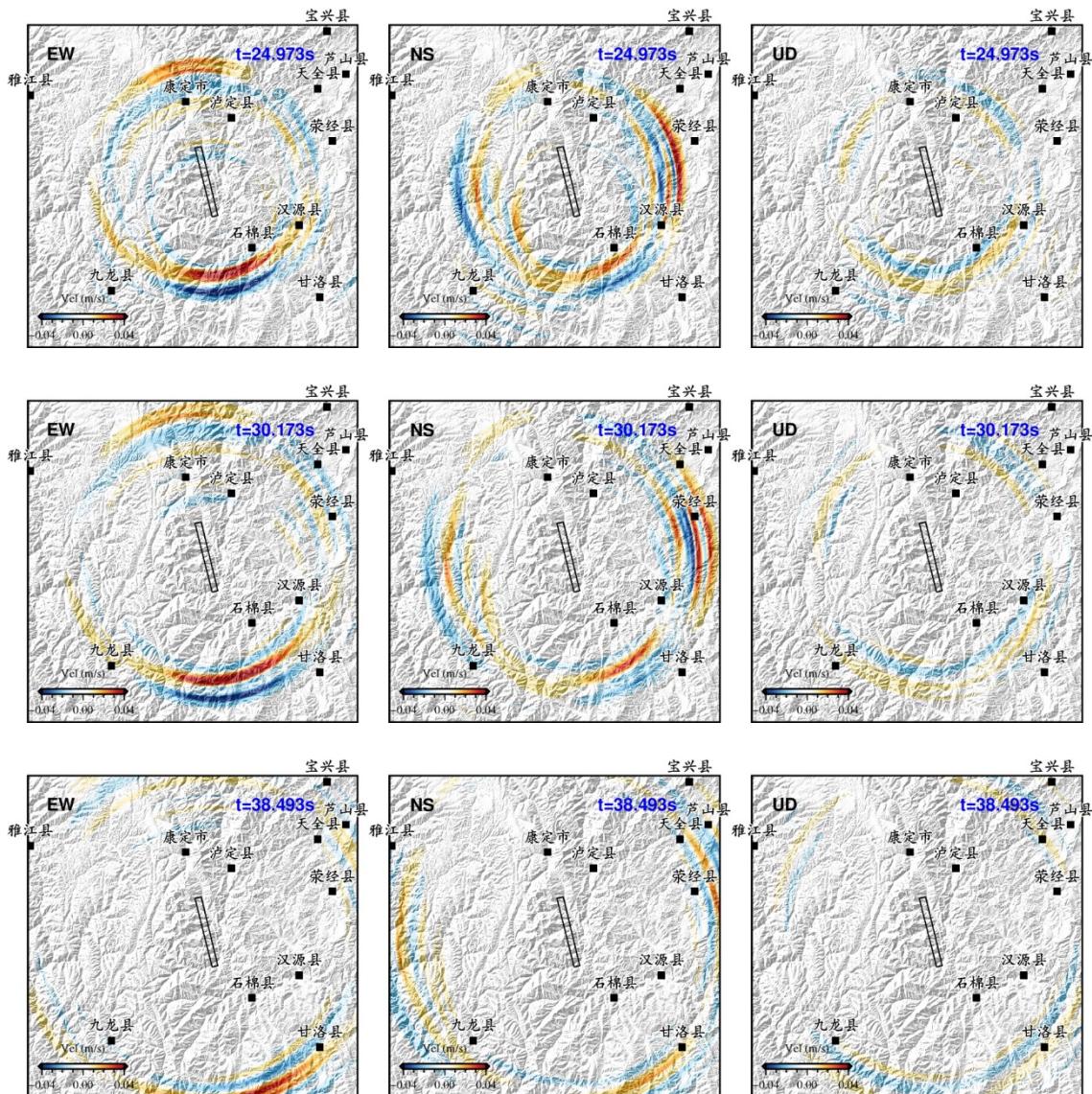
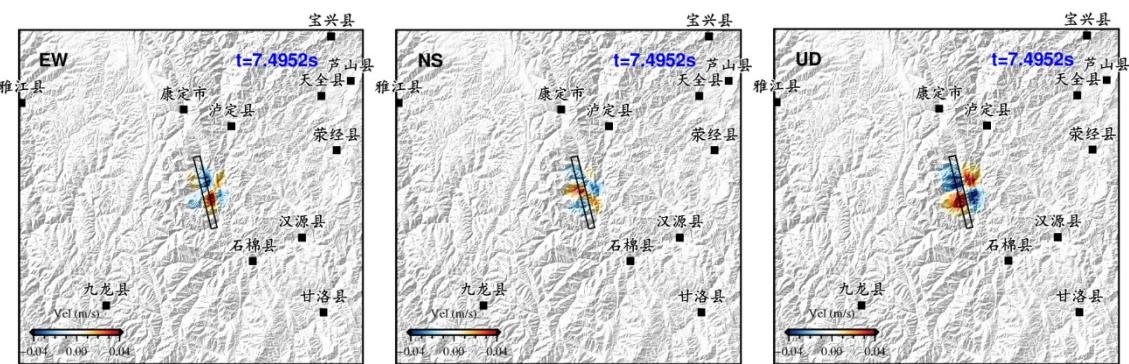
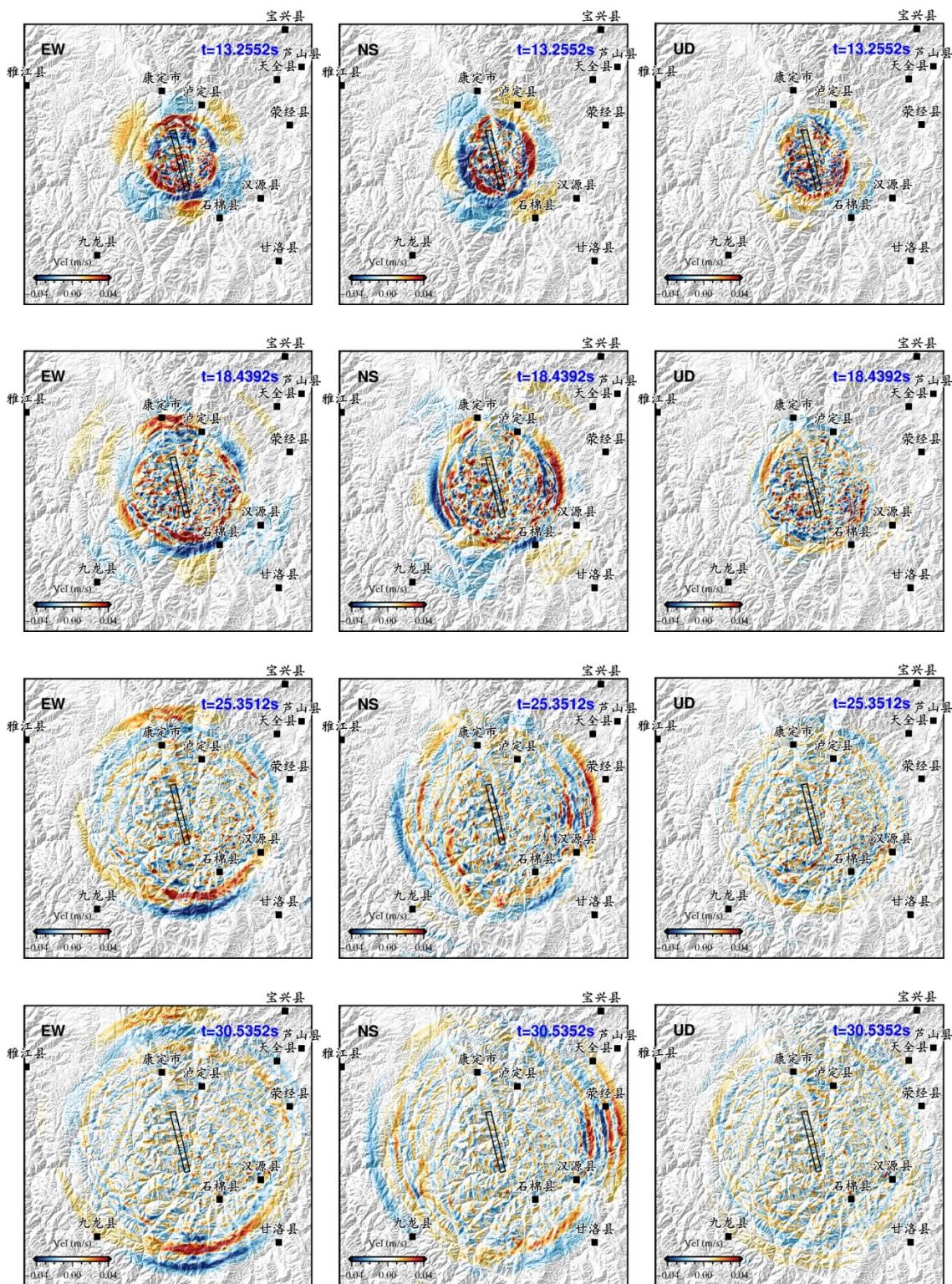


图 4-15 泸定地震水平地表模型（模型 3DFlat）的速度分量波场快照





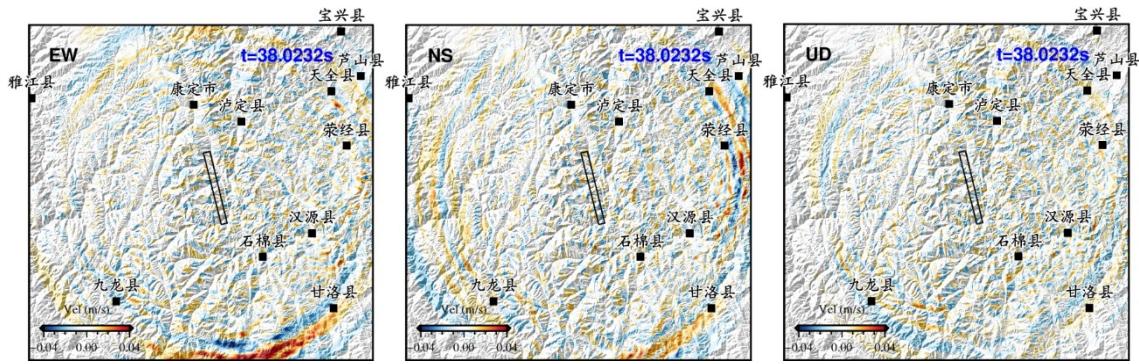


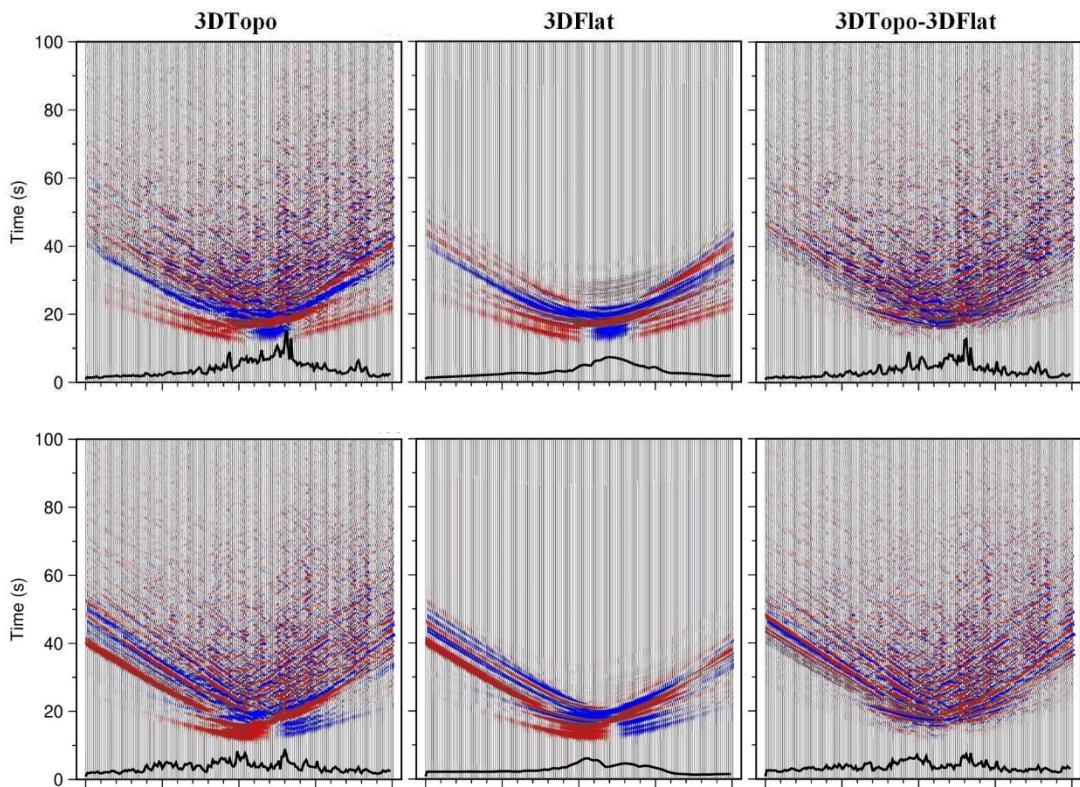
图 4-16 泸定地震包含地表地形模型（模型 3DTopo）的三分量速度波场快照

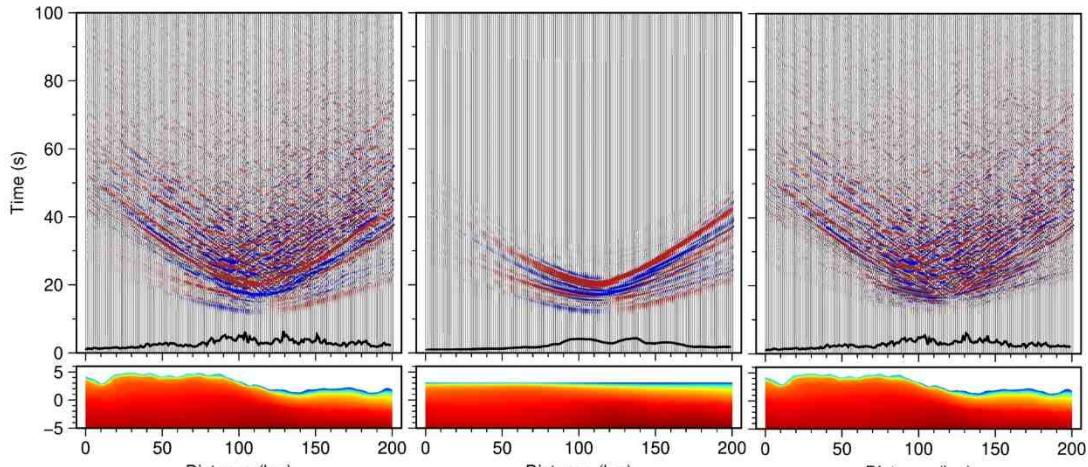
4.5.2 剖面时程对比

图 4-17 为含地形的 3DTopo 模型和水平地表的 3DFlat 模型模拟得到的地表测线的剖面速度时程，为研究地表地形对地震动影响，图中还给出了模型 3DTopo 与 3DFlat 相减得到的残余速度时程图。以震中 ($29.59^{\circ}\text{N}, 102.08^{\circ}\text{E}$) 所在位置为原点，本文分别给出了不同模型的水平测线 $y=-40\text{km}$ (图 4-17(a)) 和 $y=50\text{km}$ (图 4-17(b)) 和垂向测线 $x=-50\text{km}$ (图 4-17(c)) 和 $x=40\text{km}$ (图 4-17(d)) 位置处的合成地震图。波形正值和幅值分别用蓝色和红色填充，为便于对比各测点速度波形均进行归一化处理。子图中左侧切片图表示对应测线位置的地下剪切波速结构以及地表地形，合成地震图中底部横向粗实线表示峰值地面速度 (PGV) 随距离的分布。对比含地形和水平地表模型的合成速度时程及残余波场中清楚的看到起伏地形对地震动具有强烈影响。

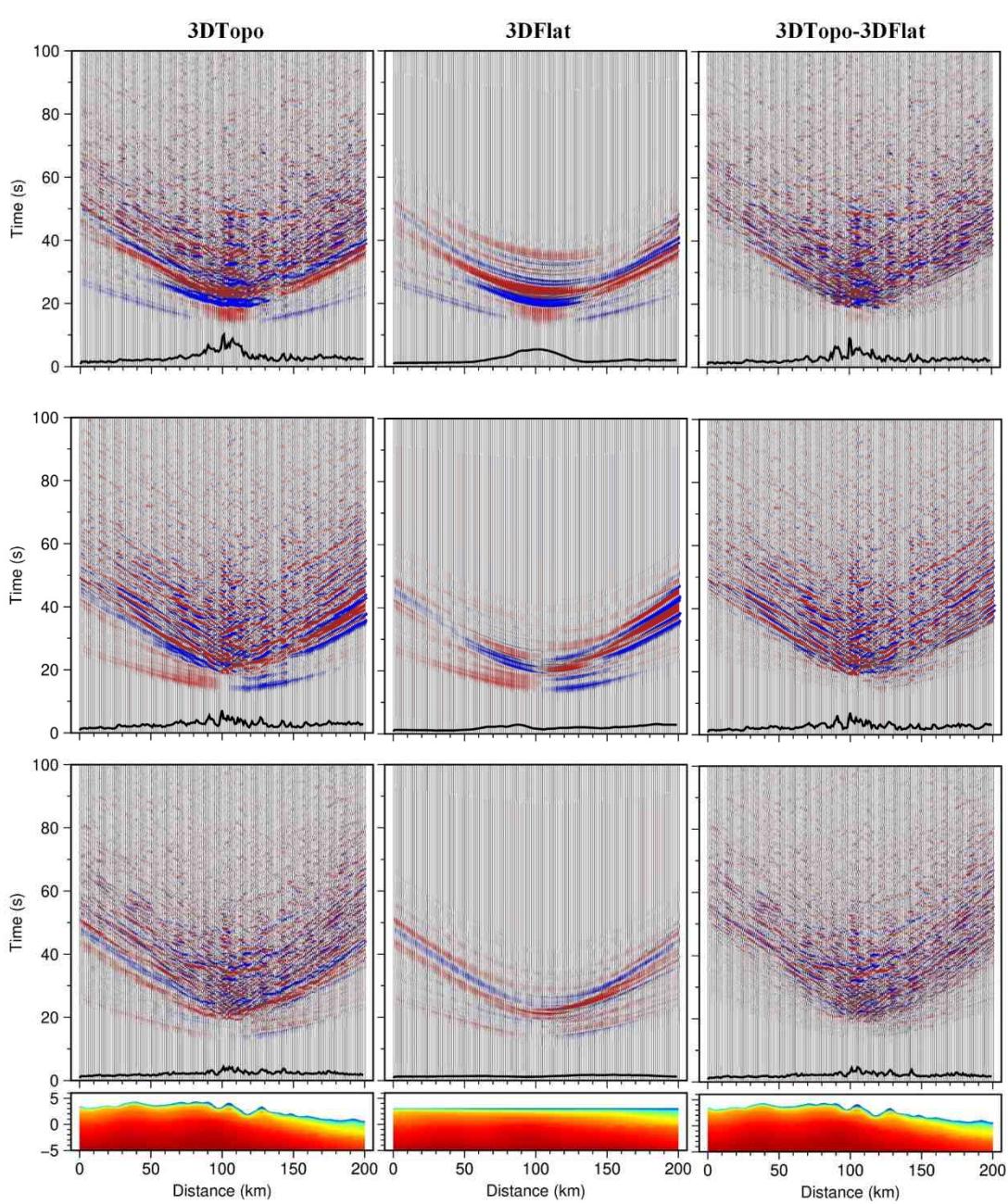
图 4-17 (a) 和 (b) 分别是震中以南 40km (约北纬 28.93°) 和震中以北 50km (约北纬 30.03°) 处地表观测点的模拟速度时程组成的地震图，两条测线基本垂直于破裂断层走向。从剖面图可知该测线从川西高原延伸到四川盆地西部边缘，地势起伏明显且呈西高东低趋势。图 4-17 (c) 和 (d) 分别是震中以西 50km (约东经 101.56°) 和震中以东 40km (约东经 102.50°) 处地表观测点的合成速度地震图，测线近似平行于断层面走向。合成地震图包括直达波、多次折射波和反射波、散射波、转换波以及大量面波震相，整体而言两个模型的 P 波幅值较小而 S 波能量较大，考虑地形时合成地震图将变得相当复杂，我们从 3DTopo 模型中剥离 3DFlat 模型产生的波场后得到残余波场，受不规则地形的强烈散射作用其残余波场的地震动幅值仍然很大，其 PGV 幅值与 3DTopo 模型相近。对比 3DFlat 模型和 3DTopo 模型的地震图，两组模型的体波在地形的影响下没有明显变化，但在主要体波到达之后出现明显差异，地震波传播至凹凸界面时产生散射波和多次反射波，地震动的幅值和持续时间被显著增大。王铭锋等 (2017) 和周竹生等 (2017) 指出山体地形的反射和散射效应相当于二次震源，使地震波传播经过山脊时激发出复杂的地震

波场，其波场包含丰富的散射体波和面波成分。如图 4-7 (a) 和 (b) 所示，四川盆地边缘的甘洛县、天全县等区域近地表覆盖较厚的第四纪沉积物，近地表介质剪切波速较低，因此相比西部地区地震波经过该区域时不规则地形和低速沉积使其地震图中形成长时间尾波，使 S 波辐射图样发生明显畸变。此外，从剖面图 4-17 (a) 中 10km、图 4-17 (b) 中 120km 和图 4-17 (d) 中 70km 等位置处能够看到相比水平地表模型地震波在经过山脊和山谷时走时发生变形或扭曲，同相轴不连续。整体而言两个模型的峰值地面速度 PGV 的分布特征相似，垂直分量的 PGV 幅值小于水平分量，但水平地表的 3DFlat 模型的 PGV 分布较为平滑，3DTopo 模型的 PGV 曲线随地形起伏变化存在明显震荡，并且从图中能够看到残余波场的 PGV 形状和幅值均与 3DTopo 模型的相似，这表明起伏地形对波场的扰动使地震波场发生相干叠加，导致地震动幅值放大或减小。

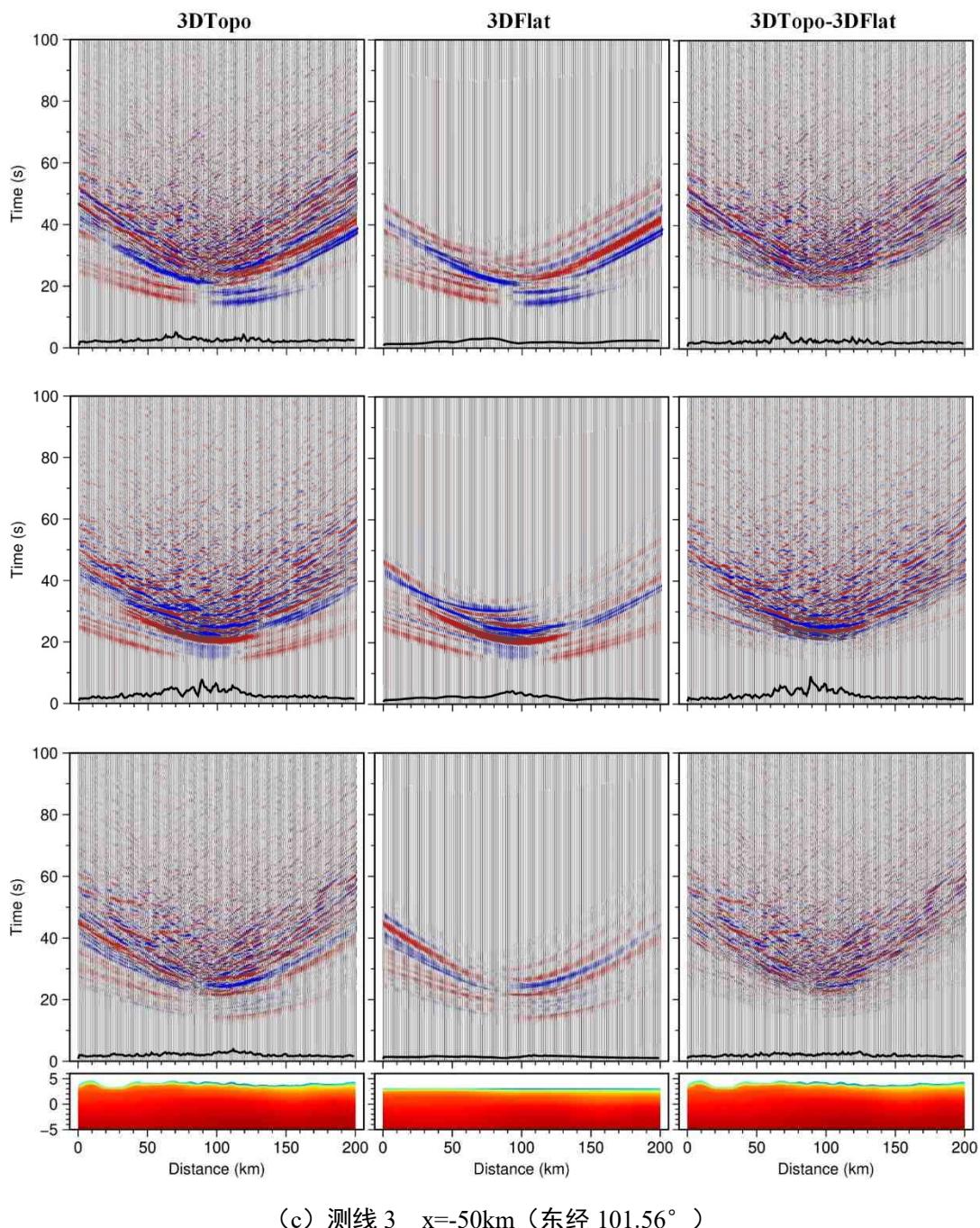




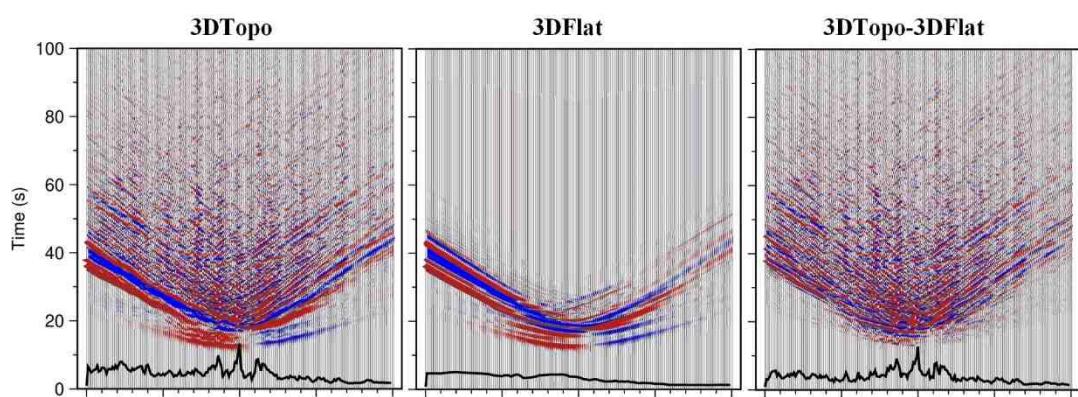
(a) 测线 1 $y=-40\text{km}$ (北纬 28.93°)



(b) 测线 2 $y=50\text{km}$ (北纬 30.03°)



(c) 测线3 $x=-50\text{km}$ (东经 101.56°)



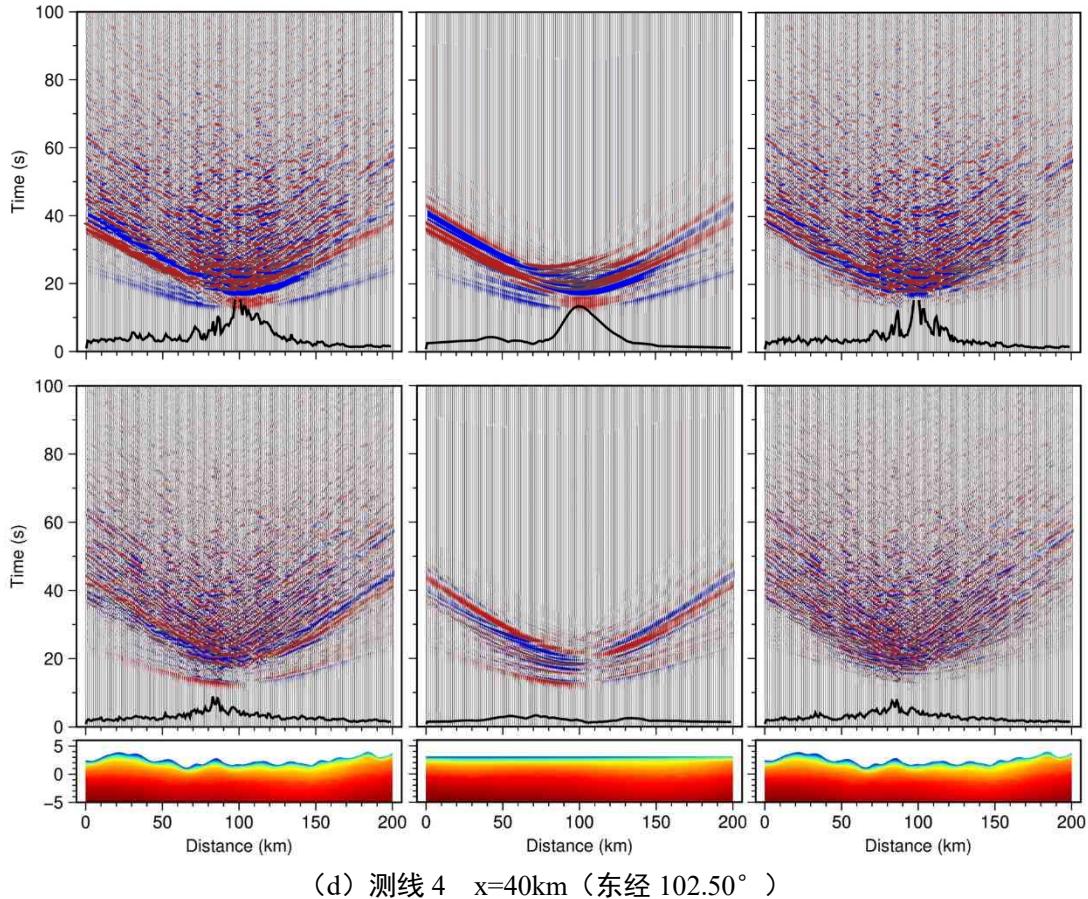
(d) 测线4 $x=40\text{km}$ (东经 102.50°)

图 4-17 泸定地震东西（上）、南北（中）和竖向（下）分量的剖面速度时程图，子图中从左到右分别为模型 3DTopo、3DFlat 剖面速度时程及其残余速度时程，底部为测线位置对应的剪切波速模型切片图，子图下部黑色粗实线为峰值速度随距离的分布

4.5.2 地形对 PGA、PGV 的影响

图 4-18 给出对泸定 $M_{\text{S}}6.8$ 地震含地形 3DTopo 模型和水平地表 3DFlat 模型模拟得到的水平向峰值加速度 PGA 和峰值速度 PGV 的空间分布，图中蓝色矩形表示有限断层模型在地表的投影，水平向 PGA、PGV 为东西和南北两个水平分量的几何均值。从图中可以看出，地震动峰值参数（PGA 和 PGV）较大区域主要集中于破裂断层在地表的投影面附近，PGA 最大的区域位于破裂面东南段，与断层上界面地表投影迹线相重合，该位置对应于本文采用的有限断层震源模型中凹凸体的位置，表明强地震动主要集中在近断层滑动量较大的区域，其震害也往往最为严重。随着断层距的增加地震动强度明显衰减，但不规则地形对地震波的散射和衍射作用使 3DTopo 模型比地表水平面的 3DFlat 模型衰减更加缓慢。此外，长周期地震动受震源辐射机制影响明显，其长轴沿西北—东南方向分布，与破裂断层走向基本一致，短轴沿东北—西南方向分布，与破裂断层走向垂直，空间分布特征整体与高倾角走滑型地震的地震面波辐射花样形态相吻合（Stein and Wysession, 2009；

<http://ds.iris.edu/spud/swrp/20428923#>)。3DTopo 和 3DFlat 模型模拟的水平向 PGA 最大分别为 341.40cm/s^2 和 134.94cm/s^2 , 水平向 PGV 最大值分别为 66.18cm/s 和 30.27cm/s , 包含地形时受到山体地形散射效应的影响地震动被显著放大, 这表明对于工程场地的地形效应不容忽视。

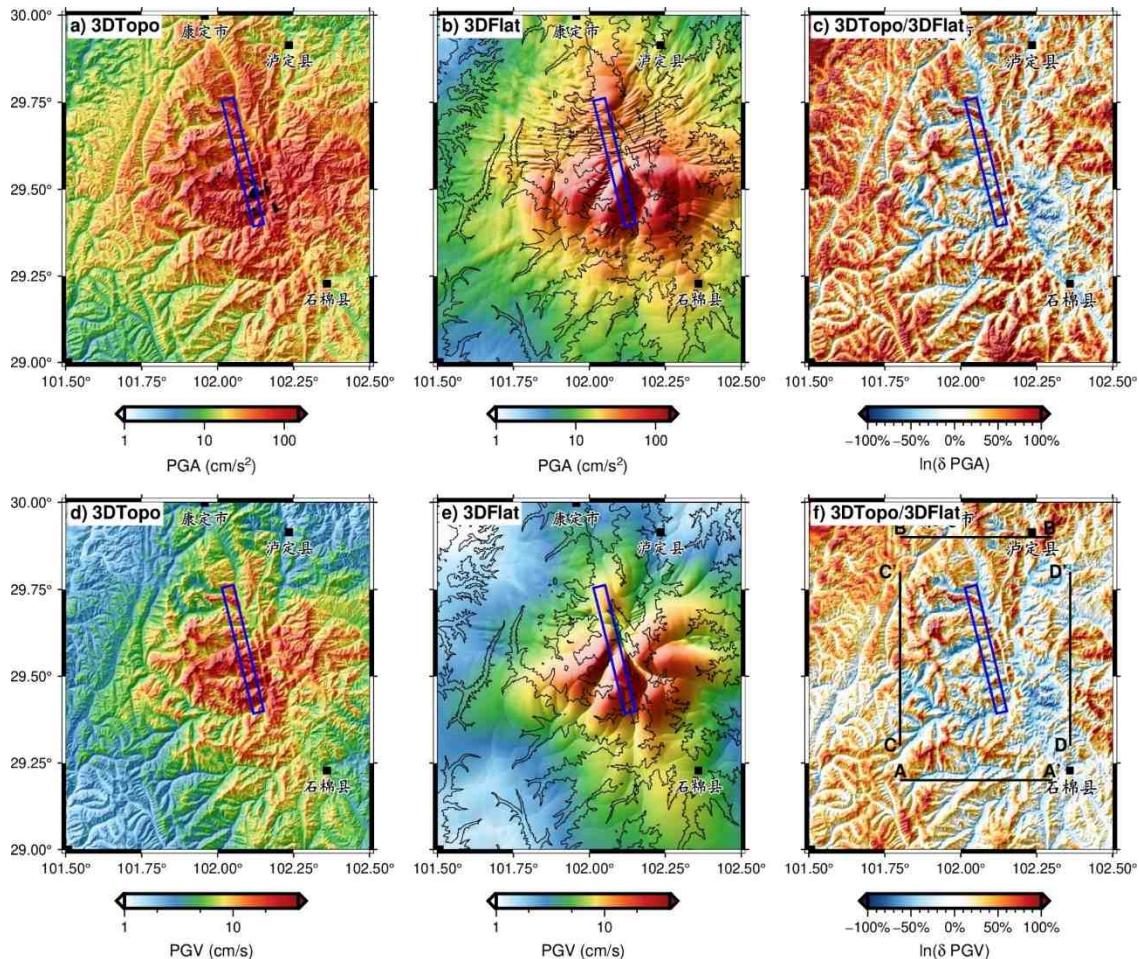


图 4-18 3DTopo 和 3DFlat 模型的水平向峰值加速度 PGA (a、b)、峰值速度 PGV (d、e) 及其比值 $\ln(\delta \text{PGA})$ (c) 和 $\ln(\delta \text{PGV})$ (f) 的空间分布

为研究地震动路径效应, 图 4-18 (c) 和 (f) 展示了 3DTopo 与 3DFlat 模型相应的 PGA 比值和 PGV 比值的空间分布, 其比值以自然对数形式表示, 分别记作 $\ln(\delta \text{PGA})$ 和 $\ln(\delta \text{PGV})$, 该比值可以定量描述地表地形对地震动的放大或抑制效应。如图中所示, 地震动峰值参数比值分布与地表地形具有明显相关性, 高山峡谷走向与地震动放大(减小)分布重合, 波峰和山脊处地震动被明显放大($\ln(\delta \text{PGA}) > 0$), 其中在海拔约 7500 米的贡嘎山峰处 $\ln(\delta \text{PGA})$ 和 $\ln(\delta \text{PGV})$ 最大分别可达 168% 和 129%, 即山体地形对地震动 PGA 和 PGV 的放大分别达到 5.4 倍和 3.6 倍; 相比水平地表模型, 沟壑峡谷处的地震动被抑制($\ln(\delta \text{PGA}) < 0$), 石棉县以北大渡河沿岸谷地的 $\ln(\delta \text{PGA})$ 和 $\ln(\delta \text{PGV})$ 最小值分别为 -92% 和 -81%,

即相对于水平地表地震动的 PGA 和 PGV 分别减小 0.40 倍和 0.45 倍。综上所述，若不考虑地表地形将严重低估山脊而明显高估山谷的地震反应。

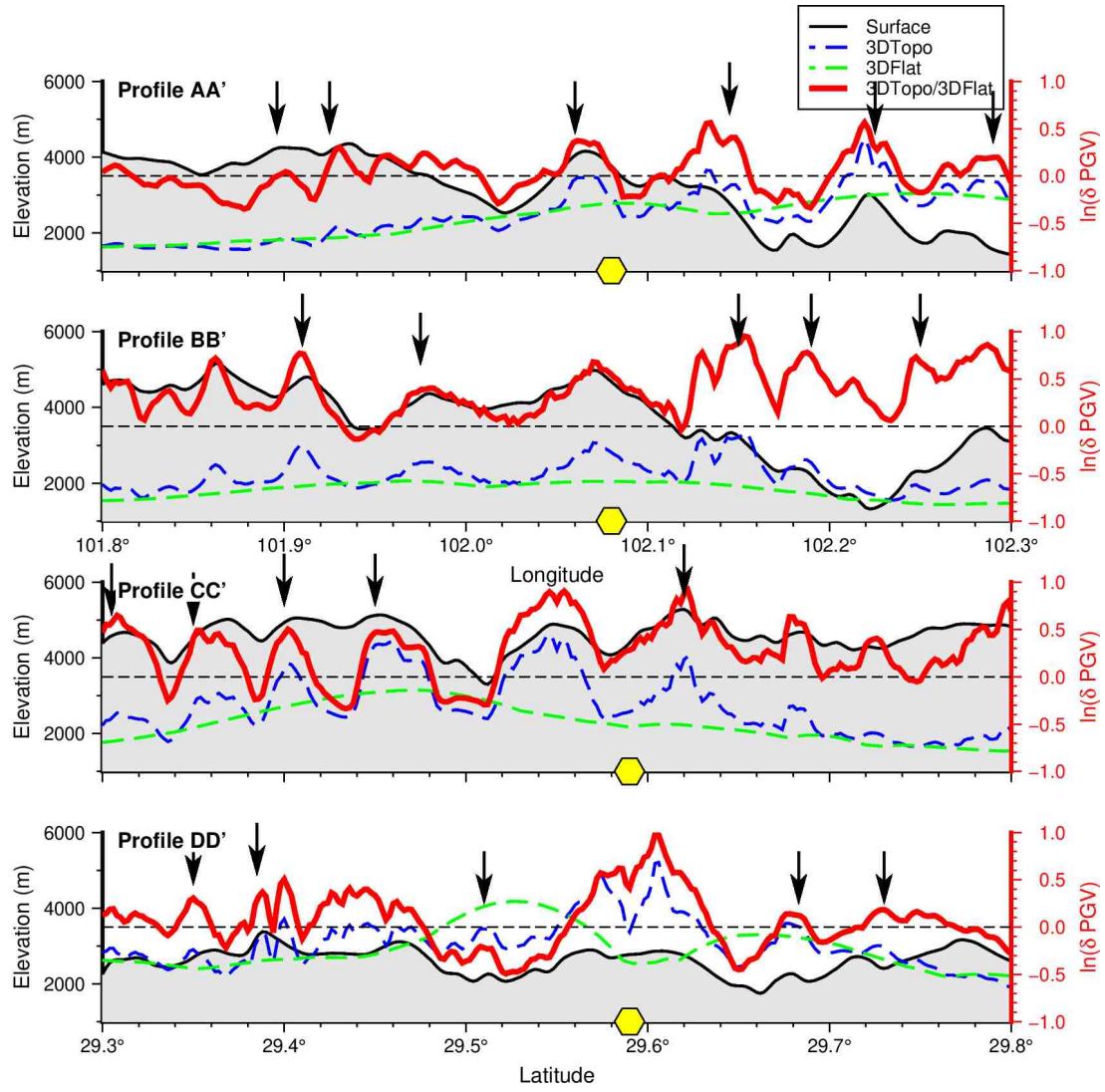


图 4-19 图 4-17 (f) 中剖面 AA'、BB'、CC' 和 DD' 位置的地表地形、PGV 和地震动放大系数 $\ln(\delta \text{PGV})$ 曲线，五角星位置表示震中在测线上的投影，蓝色和绿色虚线分别表示 3DTopo 和 3DFlat 模型 PGV 曲线

为研究山体地形对地震动放大的影响，图 4-19 给出了图 4-18(f)中剖面 AA'、BB'、CC' 和 DD' 位置的地表地形、PGV 和地震动放大系数 $\ln(\delta \text{PGV})$ 曲线，其中灰色阴影为地表地形，横轴的六边形表示震中在测线上的投影，蓝色和绿色虚线分别为 3DTopo 和 3DFlat 模型的 PGV 曲线，PGV 实际幅值是右侧纵轴 $\ln(\delta \text{PGV})$ 刻度的 20 倍。对比 3DFlat 和 3DTopo 模型发现，地表地形的存在使地震动强度分布发生改变，局部区域（图 4-19 中 CC 和 DD' 剖面）甚至出现 PGV 曲线峰值和峰谷相对的情况。地震动放大系数 $\ln(\delta \text{PGV})$ 曲线随地形起伏波动，从剖面 AA' 和 BB' 中可以看到放大系数实际与海拔高度无关，而是受小尺度范围内的地形起

伏剧烈程度影响，放大系数随山脊高度增加而增加并在山脊顶部幅值最大。以地表地形为参考，图中黑色箭头处的放大系数峰值位置以震中投影点为中心略向两侧偏移，即山脊背向震源侧的地震动放大效应大于面向震源的一侧，导致相对破裂断层而言背坡面的地震滑坡发育密度往往更高(Meunier et al., 2008.; 许强和李为乐, 2010)。除此以外，Hartzell et al. (2014; 2017) 和 Kaiser et al. (2014) 等通过对环境噪声和中小地震 ($2.0 < M < 5.0$) 的研究认为地震动放大效应依赖于震源至场地方位角 (Source-to-site azimuth)，并且与山脊主轴相垂直的水平方向的放大效应更大，而本文结果没有明确证据证明地形放大效应对方位角的依赖，这可能是因为我们使用的有限断层模型产生的地震波场相比点源模型更加复杂，对于地形效应的简单规律性认识可能不在适用。

4.6 地震动地形放大效应模型

事实上，此前众多研究均证实了地表地形效应引起地震动放大或减小，例如，Lee et al. (2009a; 2009b) 针对台湾北部山区的研究表明地形对地震动幅值的影响约为±50%，相比平坦表面山谷和山脊之间的 PGA 相对变化达 2 倍；Rodgers et al. (2018) 对 Hayward 断层 7.0 级情景地震的研究表明地表地形使东部丘陵地带和 San Pablo 湾区以东的地震动放大两倍左右；蒋涵 (2014) 采用不同主频 Ricker 子波研究了芦山地区的地震动地形效应，其研究表明当入射波主频为 3.0Hz 时 PGV 被山体平均放大 2.5 倍以上，山脊出可达 3.3 倍。然而，尽管地震动地形放大效应已被地震工程领域普遍认可，但到目前为止地形效应表征模型方面的研究相对较少，缺乏全国统一的地震动地形效应调整模型。为此，本节尝试分别采用海拔高度 (Elevation)、地形坡度 (Topographic Slope) 和地形起伏度 (Relief Degree of Land Surface, RDLS) 等参数量化表征地形起伏剧烈程度，研究地表地形条件与地震动放大系数的关系，构建地形相关的全国地震动放大效应模型。

海拔高度是描述地表地形最常用的参数，放大系数 $\ln(\delta\text{PGV})$ 随海拔高度的分布显示两者之间具有一定的关联程度，但以海平面为基准的海拔高度无法反映某一区域内的地形起伏剧烈程度，比如图 4-19(a) 中剖面 AA' 处西部地区 ($101.80^\circ - 101.94^\circ \text{ N}$) 平均海拔值较高但较平坦，其放大系数接近于 1.0 (即 $\ln(\delta\text{PGV})=0$)，即无地形放大；而东部区域 ($101.94^\circ - 102.30^\circ \text{ N}$) 的平均海拔较低但地势起伏剧烈，放大系数最大为 1.64 ($\ln(\delta\text{PGV})=0.5$)，因此采海拔高度可能会低估低海拔而过高估高海拔地区的地震动放大效应。地形坡度是地表面与椭球体表面之间的角度，即坡度 $\alpha = \arctan(h/d)$ ，坡度值越小，地势越平坦；坡度值越大，地势越陡峭。根据放大系数 $\ln(\delta\text{PGV})$ 与坡度值的分布 (文中未给出)，当坡度值大于 45° 时放大系数随坡度值增加而显著增加，当坡度值小于 45° 左右时不同坡度区间内的放大系数均值介于 1.35 至 1.50，放大系数与地形坡度值之间并没有显著的依赖关

系，因此地形坡度与放大系数的拟合关系式在 45° 左右以下接近常数 (>1.0)，而对于绝大多数建筑工程场地而言坡度不会超过 10° ，这意味着这采用与坡度相关的地震动地形放大效应模型势必会高估如东北平原、华北平原等地区的地形效应，造成不必要的浪费。此外，蒋涵 (2014) 采用点源模型模拟不同频率下的地形效应与坡度的关系，其研究结果表明放大系数与坡度值之间存在正相关但并不显著， 3.0Hz 时放大系数与坡度值之间无明显关系。地震动在山脊和峡谷通常表现为放大和抑制作用，采用坡度量化局部地形变化时无法区分凸起和凹陷地形，坡度值介于 0° 至 90° 之间，这可能是导致地震动放大系数与坡度值之间相关性较弱的原因。

地形起伏度 (RDLS)，又称为地表起伏度，是表征特定研究区域地表切割程度的参数，定义为一定区域范围内的平均海拔高度水平面上地形的起伏程度，地形起伏度与坡度有着密切联系，但坡度主要关注地表在水平方向上的高程变化率，而地形起伏度则关注地表在垂直方向上的高程变化范围，描述地形的陡峭程度或变化程度。在封志明等 (2007) 提出的地形起伏度的计算方法的基础上，去除绝对海拔高度对地形起伏控制参数的影响，将地形起伏度 RDLS 定义为

$$RDLS = \frac{[\max(H) - \min(H)] \times [1 - P(A)/A]}{1000} \quad (4-16)$$

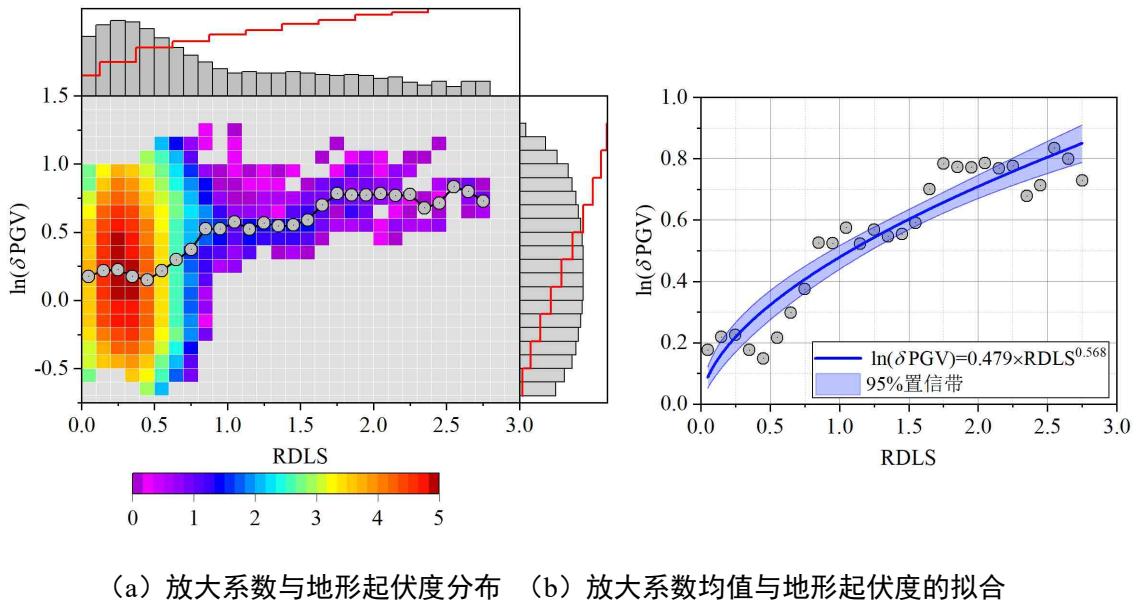
式中，RDLS 为窗口中心栅格地形起伏度值， $\max(H)$ 和 $\min(H)$ 分别表示分析窗口内区域的最高和最低海拔 (m)， $P(A)/A$ 为窗口区域下的平地面积与总面积的比例，RDLS 越大，地形起伏越剧烈。

本文首先选取泸定 $M_{w}6.8$ 地震在北纬 29.0° - 30° ，东经 101.5° - 102.5° 的模拟区域作为地形效应研究区域，基于地形起伏数据采用式 (4-16) 计算该区域地形起伏度。计算地形起伏度时使用高分辨率数字高程 (Digital Elevation Model, DEM) 模型 SRTMGL1 v003 数据集 (<https://lpdaac.usgs.gov/products/srtmgl1v003/>)，该数据空间分辨率为 1 弧秒 (约 $30\text{m} \times 30\text{m}$)，采用 WGS84 世界大地坐标系和 EGM96 大地水准面坐标系统，数据覆盖北纬 60° -南纬 56° 、东经 180° -西经 180° 之间的陆地区域。基于封志明等 (2007) 给出的方法，采用地形信息系统 ArcGIS 中的窗口分析法计算地形起伏度，RDLS 值会受到分析窗口大小的影响，分析窗口过小无法有效提取地形起伏，而窗口过大将掩盖小范围内完整山体的起伏特征。泸定 $M_{w}6.8$ 地震位于青藏高原边缘的横断山脉东部，基于陈田田等 (2016) 对横断山区采用均值变点分析法确定的最佳分析窗口，本文对 DEM 栅格数据中的每个窗口分配 15×15 个像元大小的矩形邻域分析，即计算单元为 $450\text{m} \times 450\text{m}$ ，计算单元面积为 $2.025 \times 10^5 \text{m}^2$ 。窗口在栅格矩阵中连续移动，最终得到整个区域内的地形起伏度值。

为统计分析放大系数与地形起伏度的关系，本文将放大系数 $\ln(\delta\text{PGV})$ 步长设定为 0.1，地形起伏度 RDLS 的步长为 0.1，如图 4-20 (a) 所示给出了研究区域

内的地震动放大系数与地形起伏度 RDLS 的分布,用伪彩图表示数据点的分布密度,对应区间内的数据量以 10 为底的对数形式表示,点线图为对应地形起伏度下的放大系数平均值。从图中能够看出研究区域内的地形起伏度分布情况,采用本文确定的分析窗口得到研究区域的地形起伏度介于 0.0-3.0,多数区域小于 1.0。地形起伏度较小时地震动放大系数离散程度较大,但其中位值及平均值略大于 0,随着地形起伏度的增加放大系数离散性明显减小, $\ln(\delta\text{PGV})$ 的均值逐渐增加,接近 1.0。地形起伏度较小放大系数增加较快,随着地形起伏度的增加放大系数增加逐渐变缓,图 4-20 (b) 为放大系数均值与地形起伏度 RDLS 的幂函数拟合曲线, $\ln(\delta\text{PGV})$ 与地形起伏度 RDLS 的拟合式为 $\ln(\delta\text{PGV})=0.479\times\text{RDLS}^{0.568}$, 拟合优度为 0.88。据此,本文将含地形起伏的 3DTopo 模型与水平地表的 3DFlat 模型数值模拟 PGV 比值 (δPGV) 定义为地震动地形放大系数 AF_{TOPO} ,

$$AF_{TOPO} = \exp(0.479 \times \text{RDLS}^{0.568}) \quad (4-17)$$



(a) 放大系数与地形起伏度分布 (b) 放大系数均值与地形起伏度的拟合

图 4-20 地震动地形放大系数与地形起伏度 RDLS 的分布关系

如前文所述,通过对泸定地震研究区域的研究表明地震动地形放大系数与地形起伏度相关,并采用幂函数的形式给出了平均放大系数与地形起伏度的拟合公式。根据以上拟合函数形式可知,当地形起伏度 RDLS 为零时,放大系数 AF_{TOPO} 等于 1.0, 自动满足水平地表无地震动地形放大效应;当 RDLS 为 3.0 时,放大系数 AF_{TOPO} 为 2.44, 相比水平地表地震动放大超过两倍,放大系数保持在合理范围。式 (4-17) 中地形放大系数仅与地形起伏度相关,并且本文模拟区域位于地形条件复杂的横断山区,其地形起伏度范围覆盖了我国绝大部分地区,因此尝试基于以上拟合关系获得我国地震动地形放大效应模型。为了避免不同精度数字

高程数据引入的误差,采用与前文相同的1弧秒的DEM数据、分析窗口和RDLS计算方法得到全国地形起伏数据,通过栅格运算和重采样最终得到中国公里网格地震动地形放大效应模型(图4-21)。如图中所示,本文给出的全国地震动地形放大系数介于1.0至2.5之间,放大系数的分布与我国地形起伏程度基本一致,东北平原、华北平原、长江中下游平原、四川盆地、塔里木和准格尔盆地、内蒙古高原等大部分地势平坦的地区地形放大系数为1.0-1.087,即基本没有地震动地形放大效应;黄土高原、山东丘陵、大兴安岭和长白山等大部分区域的地形放大系数介于1.087-1.302;太行山区、青藏高原内部、云贵高原局部和东南丘陵地形放大系数介于1.191-1.423,祁连山区、秦岭山区等区域为1.302-1.586;天山山脉、帕米尔高原、青藏高原边缘、横断山区以及台湾山脉大部地区的地震动地形放大效应超过1.586,其中四川盆地西侧横断山区为地形效应最集中地区,同时也是我国破坏性地震主要区域。

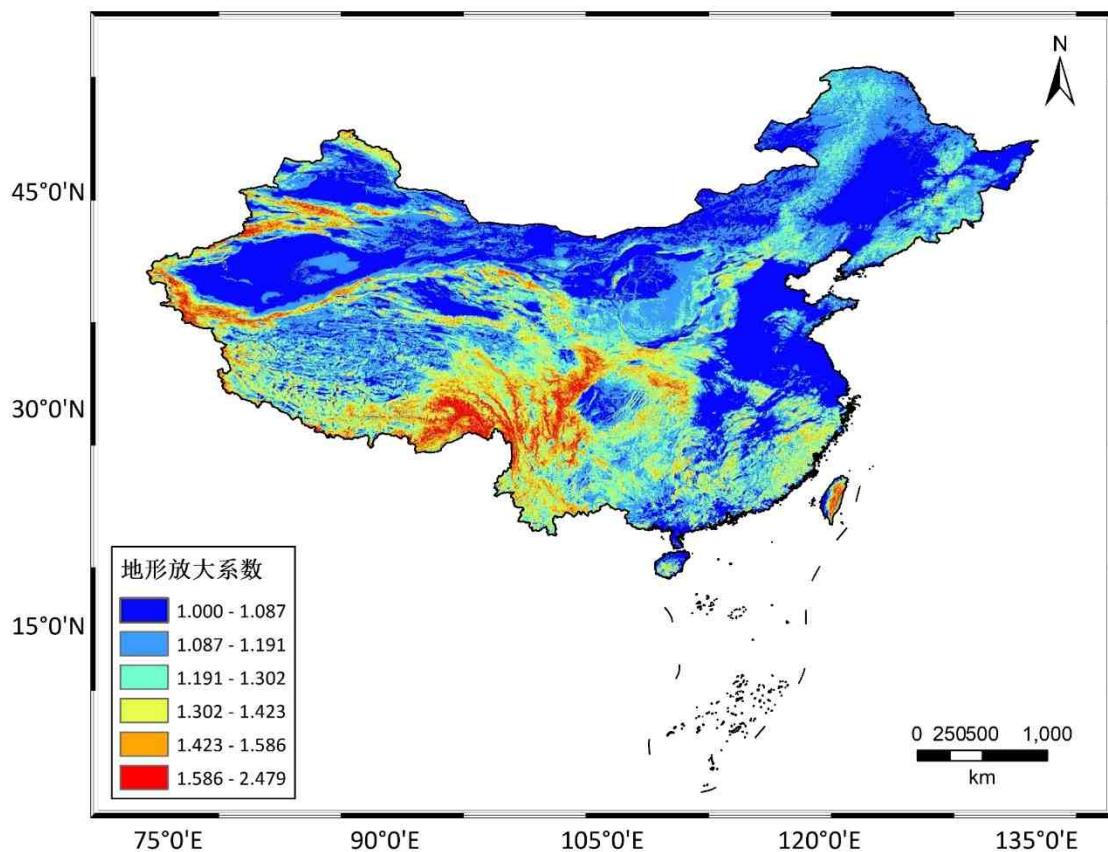


图4-21 中国地震动地形放大效应模型

4.7 本章小结

泸定地震发生在青藏高原东缘于四川盆地交界,地震影响范围内的海拔落差达到近7km,地形起伏十分剧烈,因此为研究地震动的地形效应,本章分别建立了

水平地表模型（3DFlat 模型）和包含地表起伏模型（3DTopo 模型），采用曲线网格有限差分方法模拟地震动低频部分，采用三分量随机有限断层模拟了地震动高频部分，将低频和高频结果合成宽频带地震动。为保证震源模型适用于宽频带地震动合成，以波形反演的震源破裂过程为背景，构建了泸定 $M_s6.8$ 地震低波数确定性部分和高波数随机部分相结合的震源运动学混合模型。

研究结果表明，相比水平地表模型，考虑地形起伏时的散射效应使 3DTopo 模型的波场更加复杂，地震动持续时间显著增长，整体与观测记录的波形和频谱特征相吻合。3DTopo 模型的高频成分相比 3DFlat 模型更加丰富，但小于 0.1Hz 时地震动不受地表地形的影响。对导致工程结构发生破坏的地震动频率远超 1Hz，因此，为满足工程抗震需要，本章还采用频域匹配技术将低频和高频结果叠加合成宽频带地震动。通过与观测记录和 NGA-west2 的四个地震动模型（ASK14、BSSA14、CB14 和 CY14）的对比表明，尽管不同方法获得的地震动参数（PGV、PGA、PSA）残差值随周期存在一定波动，但残差均值基本都分布在零附近，残差均值的绝对值小于 1，就平均意义而言数值模拟结果在整个周期段（0.05-10s）较好地体现了泸定地震观测的地震动强度。

对比 3DFlat 和 3DTopo 模型发现，考虑地表地形时山脊和峡谷地形对地震波的多次散射效应使其波前形态呈不规则形态，速度波形中出现大量散射波和反射波等复杂震相。地震动峰值参数比值 $\ln(\delta\text{PGA})$ 和 $\ln(\delta\text{PGV})$ 的分布与地表地形具有明显相关性，高山峡谷走向与地震动放大（减小）分布相互重合，波峰和山脊处地震动被明显放大 ($\ln(\delta\text{PGA}) > 0$)，山体地形对地震动 PGA 和 PGV 的放大最高分别达到 5.4 倍和 3.6 倍；相比水平地表，沟壑峡谷处的地震动被明显抑制 ($\ln(\delta\text{PGA}) < 0$)，相对于水平地表地震动的 PGA 和 PGV 最高分别减小了 0.40 倍和 0.45 倍。通过进一步对地形效应与地形起伏的研究建立了地震动地形放大系数 AF_{TOPO} 与地形起伏度 RDLS 的关系，并将其应用到我国地形起伏度数据上，最终得到了我国公里网格地震动地形放大效应模型。

地表地形对地震波的散射作用通常会导致地震动被放大或抑制，这种地形效应不但是导致山脊和陡坡处建筑结构震害加重的直接原因，而且还是引发地震滑坡等次生灾害的关键因素。目前，全球范围还鲜有考虑地形效应的地震动预测模型，而地形效应量化模型的缺失使其在抗震设计中常被忽视，因此本章研究结果将对促进地形效应纳入国家地震区划等工作具有重要参考意义。

第五章 华北盆地地震动放大效应研究

5.1 引言

我国首都北京位于华北平原的腹地，西北和东北毗邻太行山脉和燕山山脉，南部是广阔的华北平原，东南方向距渤海约 150 公里，作为首都承担着国家政治、经济、文化和科技中心的重要职责。随着我国经济社会的快速发展，京津冀首都圈地区内的人口和经济规模快速增长、产业链高度聚集，高层建筑、高铁、地下管廊等生命线工程越来越多，面临的地震灾害风险越来越高。然而，自 1976 年唐山大地震之后的近半个世纪，我国大地震主要发生在西部地区，历史上大震频发的东部地区较长时间处于平静状态，基层防震减灾意识逐渐淡薄，抗震设防标准体系长期偏低，面临严峻的大震巨灾风险和考验。在此背景下，我国《“十四五”国家防震减灾规划》中明确提出开展京津冀地区大震情景构建，基于设定地震开展大震灾害情景模拟与应用分析，重点地区深厚沉积层探测，地震动参数调整模型等工作列为重点工程项目，为京津冀地区的城市规划和防震减灾提供重要参考。

鉴于首都圈地区在我国经济社会发展中举足轻重的作用及其所面临的大震巨灾风险，本文基于设定地震进行强震情景构建，以危险度较高的夏垫断裂为发震断层，基于第二章给出的方法生成多凹凸体与随机滑动结合的运动学混合震源模型，采用有限差分在高性能计算平台对四次设定地震进行大尺度强地震动模拟，针对华北深厚沉积度盆地内的地震波传播过程及长周期地震波形成机制开展研究，揭示华北盆地的地震动放大效应，并为华北盆地建立长周期地震动放大效应模型。

5.2 区域构造及地震活动性

华北平原历经古近纪地壳强烈张拉运动及新近的经断陷下沉形成的大型断陷盆地，北靠燕山断块隆起区，西部毗邻太行山断块隆起区，东侧濒临渤海和黄海，以郯城-庐江断裂带和胶辽断块隆起区为界，区域内地形地貌以冲积平原、山地丘陵和中低山区为主。北京首都圈位于燕山-太行山区与华北平原北部结合部，根据新构造运动、沉积演化及地震活动性可分为冀中坳陷、沧县断隆和黄骅坳陷等次级新构造单元。本章主要研究范围的冀中坳陷区内第四纪沉积物分布广泛，新近纪至第四纪时期发育了北京、昌平、大厂、武清等沉积凹陷，区域内的沉积层厚度变化很大，从山前到平原由于几十米增加数百米，其中在昌平凹陷和大厂凹陷中心第四纪沉积厚度可达 600-800m（徐锡伟等，2002；付长华等，2012）。

华北平原北部是我国东部地震活动最频繁的地区（图 5-1），强震的发震带主

要为燕山台褶带和华北平原断坳区内晚更新世以来的北北东向活动断裂带，如蔚广盆地南缘断裂、延砾盆地北缘断裂、顺义-良乡断裂、黄庄-高丽营断裂、南苑-通县断裂和夏垫断裂等，这些断裂大多以正断兼右旋走滑性质为主，有文献记录以来如1679年三河-平谷8级地震、1057年大兴6.75级地震、1665年通县6.5级地震、1730年北京西郊6.5级地震以及1976年唐山7.8级地震等众多强烈地震均发生在上述断裂。此外，华北平原与北部山区还发育北西西走向的张家口-渤海-蓬莱构造带，构造带内发育如尚义-平泉断裂、张家口断裂、南口-孙河断裂、宝坻断裂等，性质为正断兼左旋走滑型，发生过如1888渤海湾7.5级地震、1969年渤海7.4级地震等（徐锡伟等，2002）。北北东走向的断裂与北西西走向的断裂在华北平原内部交汇，形成一对共轭剪切构造，其交汇区往往是强震孕育与发生的有利部位，如张家口-渤海地震带切截的夏垫断裂发生的三河-平谷8级地震，唐山断裂发生的唐山7.8级地震（陈国光等，2003；徐杰等，2012）。

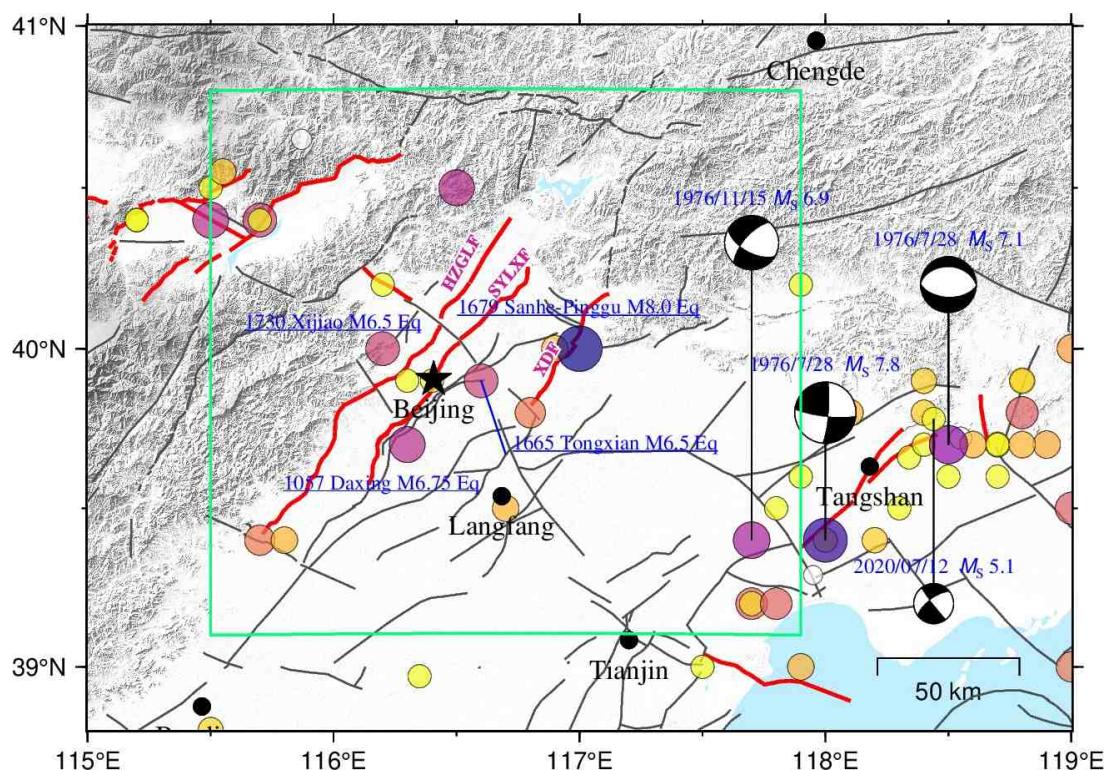


图 5-1 北京及周边区域地形及断裂带、历史地震 ($M \geq 5.0$) 分布，图中黑色迹线为全部断裂，红色迹线为第四纪活动断裂，XDF 为夏垫断裂、SYLXF 为顺义-良乡断裂，HZGLF 为黄庄-高丽营断裂

5.3 首都圈设定地震

北京首都圈地区重要的活动断裂如图 5-1 中所示，其中全新世活动断裂包括夏垫断裂、顺义-良乡断裂、黄庄-高丽营断裂、南口-孙河断裂等。夏垫断裂北起平

谷马坊镇，经夏垫镇、西集镇向南延伸到大兴区凤河营，该断裂带全长约 120km，总体走向北北东，倾角多为 $75^{\circ} \sim 81^{\circ}$ ，断层性质为右旋走滑兼正断型，是大厂凹陷和大兴凸起的分界断裂（徐锡伟等，2002；余中元等，2020）。黄庄-高林营断裂北起密云区西田各庄，经怀柔、高丽营、丰台、房山至涞水，全长 130~140km，为高倾角正断倾滑断裂，是北京凹陷与西部山区的控制断裂。以上两条断裂贯穿北京市辖区，并据张群伟和朱守彪（2019）研究表明夏垫断裂北段、黄庄-高丽营断裂北段上的库仑应力随时间演化而逐渐增加，地震危险性相对较高，因此本章选取夏垫断裂为发震断层，考虑震源破裂过程和地壳速度结构模型，基于图 5-2 所示的设定地震流程研究华北深厚盆地的地震效应。

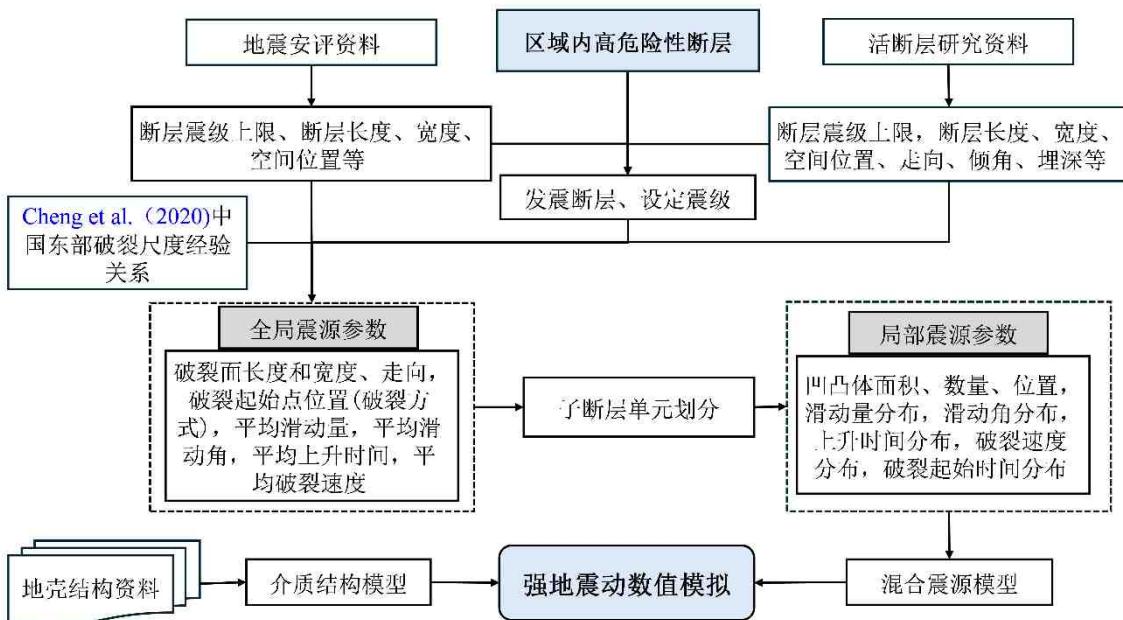


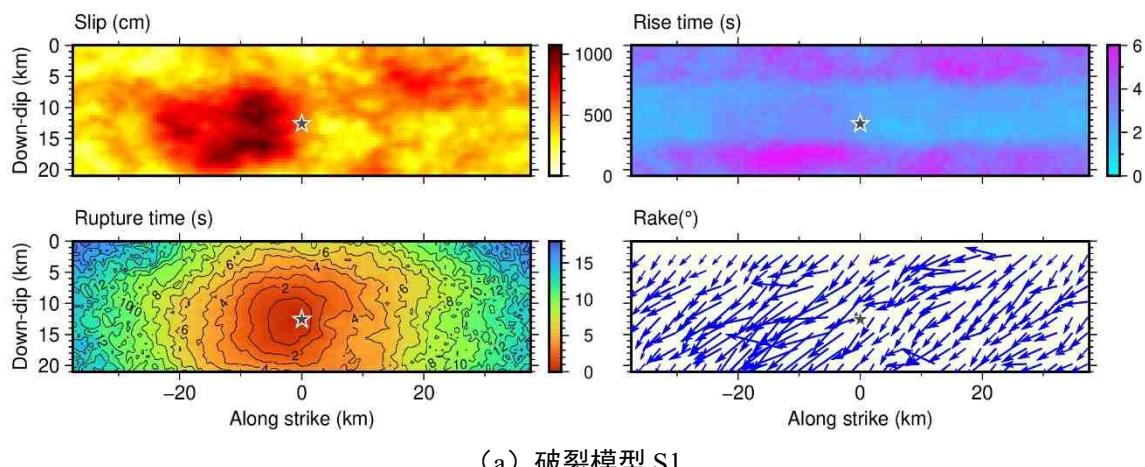
图 5-2 本文设定地震流程图

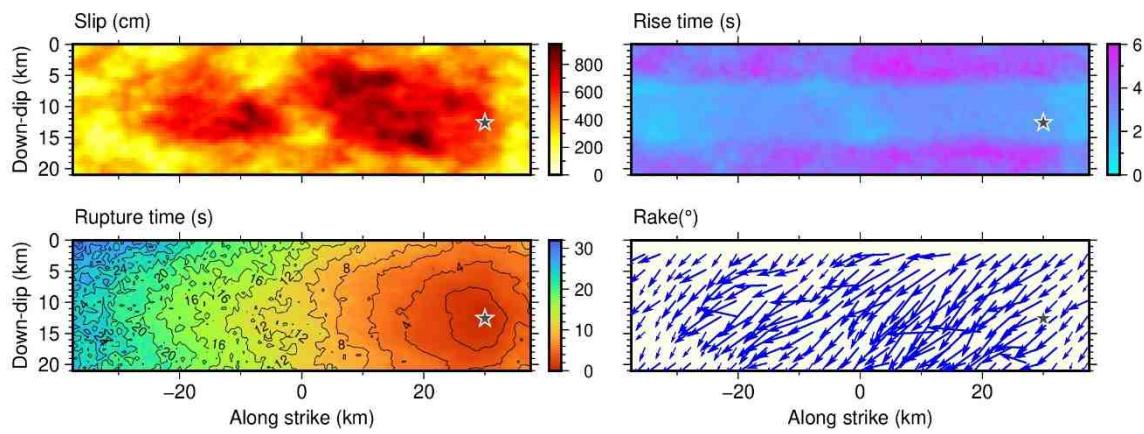
5.3.1 混合震源模型

构建设定地震的震源模型时需要综合区域地质构造背景、地震活动性以及地球物理探测等资料确定全局震源参数。根据夏垫断裂已发生的最大地震震级（三河-平谷 8 级地震）和地震构造特征等资料，本文取设定地震震级为 $M_w 7.5$ ，地震矩约为 $2.24e+20\text{Nm}$ 。众多研究表明断层破裂面长度、宽度和破裂面积与震级之间显著相关（相关系数 $R^2 > 0.8$ ），并据此开发了适用于不同构造和类型地震的震源参数定标律，而 Cheng et al. (2020) 认为中国东部和西部分别属于板内构造和弥散性板块边界构造环境，中国东部大型走滑地震的破裂长度相比西部更短，因此根据其给出的中国东部 $M_w \geq 6.7$ 的走滑地震破裂长度与矩震级的经验关系 $\lg(L) = -0.61 + 0.33M_w$ 估算设定地震破裂长度为 75km，破裂面积与矩震级的经验关系 $M_w =$

$2.10+3.04\lg(A)$ 估算破裂宽度为 21km。参考中国地震断层信息系统数据库 (<https://data.activetectonics.cn/arcportal/apps/webappviewer/index.html?id=684737e8849c4170bbca14447608c451>) 中夏垫断裂地表迹线设定断层破裂面起始点为 116.72°N, 39.72°E, 终点为 117.18°N, 40.28°E, 破裂面走向为 32.1°, 倾角为 76°, 参考徐锡伟等 (2002) 采用矢量分解与合成转变法计算的 1679 年三河-平谷地震走滑位移量约为垂直位移量的 1.2 倍, 结合断层右旋走滑性质本文最终设定平均滑动角为 -140°。Mai et al (2005) 研究表明破裂起始点沿下倾方向的位置 (HypZ) 符合 Weibull 分布并在破裂面宽度的 60% 达到峰值, 因此本文设定起始破裂点的 HypZ = 12.6km, 而起始破裂点沿走向的位置 (HypX, HypX = [-0.5, 0.5]) 呈双峰分布, 其中小震 ($M_w < 6.0$) 倾向于在断层面中心成核心, 而中强地震 ($M_w \geq 6.0$) 的成核位置变异性较强, HypX 的分布没有明显趋势, 因此本文设定两种破裂模式 S1 和 S2, 破裂模型 S1 为双侧破裂模型 (HypZ = 0, 图 5-3(a)), 破裂模型 S2 为近似单侧破裂模型 (HypZ = 0.4, 图 5-3(b)), 破裂面上界面埋深为 1.0km。本文采用的有限断层模型由 0.75km × 0.75km 的 2800 个子断层组成。

基于本文第二章给出的运动学震源模型方法生成随机滑动和凹凸体相结合的混合震源模型, 破裂模型 S1 和 S2 的滑动分布、上升时间、破裂起始时间和滑动角分布如图 5-3 中所示。震源模型中包含两个凹凸体, 凹凸体的总面积为总破裂面面积的 22%, 约为 344km², 其中最大凹凸体和次级凹凸体分别占总破裂面积的 16% 和 6%, 约为 260km² 和 84km², 凹凸体的滑动量为背景滑动量的 2.01 倍 (Irikura and Miyake, 2011), 最大凹凸体、次级凹凸体和背景模型的平均滑动量分别为 9.5m、7.6m 和 3.5m。混合破裂模型 S1 和 S2 的平均滑动量为 4.74m, 平均上升时间为 3.27s, 平均滑动角为 140°, 破裂传播速度为 0.56 V_S -0.8 V_S 。





(b) 破裂模型 S2

图 5-3 夏垫断裂 $M_w 7.5$ 设定地震混合震源破裂模型

5.3.2 介质结构模型

介质的横向非均匀性将显著改变地震动的分布特征，进而影响地震灾害的空间分布，因此构高分辨率地壳介质结构模型是强地面运动模拟的重要环节。华北平原第三纪以来经历差异性裂陷和区域性整体沉降运动形成一系列断陷盆地，并由第三系和第四系填平构成分布极不均匀的浅部沉积层。目前众多学者针对华北盆地地壳速度结构开展研究，如 Xiao et al. (2021) 基于地震波形资料反演得到华北造山带浅地壳结构模型，该模型在渤海湾盆地浅部第四系沉积平均 V_s 小于 2.0km/s，深部则表现为与卡拉通基底相对应的高 V_s 异常；杨峰和黄金莉（2013）基于叠加速度和人工地震测深资料经数字化并构建了首都圈地区高精度 P 波速度模型，相对于人工地震测深结果其模型精细程度得到进一步提升，揭示了华北盆地上地壳沉积层的复杂特征。本章采用北京市地震局提供的研究区域的 P 波波速数据构建三维速度结构模型，该模型是在中国地震局地球物理勘探中心的 HBCrust1.0 模型（段永红等，2016）基础上综合了地质资料、浅层波速测试等成果，模型 V_p 介于 1.4-8.1km/s，横向分辨率 $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ ，垂向间距为 1.0-2.0km，为提高模型分辨率本文采用克里金插值法对初始模型进行插值，最终得到介质模型沿水平和竖向网格间距分别为 $2.0\text{km} \times 2.0\text{km}$ 和 0.5km。最后，根据 Brocher (2005) 给出的经验公式 (5-1) 和 (5-2) 得到剪切波速 V_s 和介质密度 ρ ，

$$V_s(\text{km/s}) = 0.7858 - 1.2344V_p + 0.7949V_p^2 - 0.1238V_p^3 + 0.0064V_p^4 \quad (5-1)$$

$$\rho(\text{g/cm}^3) = 1.6612V_p - 0.4721V_p^2 + 0.0671V_p^3 - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5 \quad (5-2)$$

图 5-4 所示为华北盆地研究区域的三维 S 波速模型，波速分布可知华北盆地近地表低速沉积层分布广泛，其中冀中坳陷内 S 波波速小于~1.0km/s，燕山和太行山区则基岩出露于地表，S 波波速约为 1.6~2.0km/s，研究区域西北方向延怀盆地

基底埋深约 1~2km，北京-涿州凹陷、大厂凹陷中心可达 3km，而香河以南的武清凹陷基底埋深甚至可达 7~8km，研究区域内的莫霍面深度由东南 29km 向西北逐渐加深至 41km。考虑到计算资源与模拟有效频率之间的平衡，我们将本文使用的三维速度模型 V_s 最小值取为约 0.8km/s。

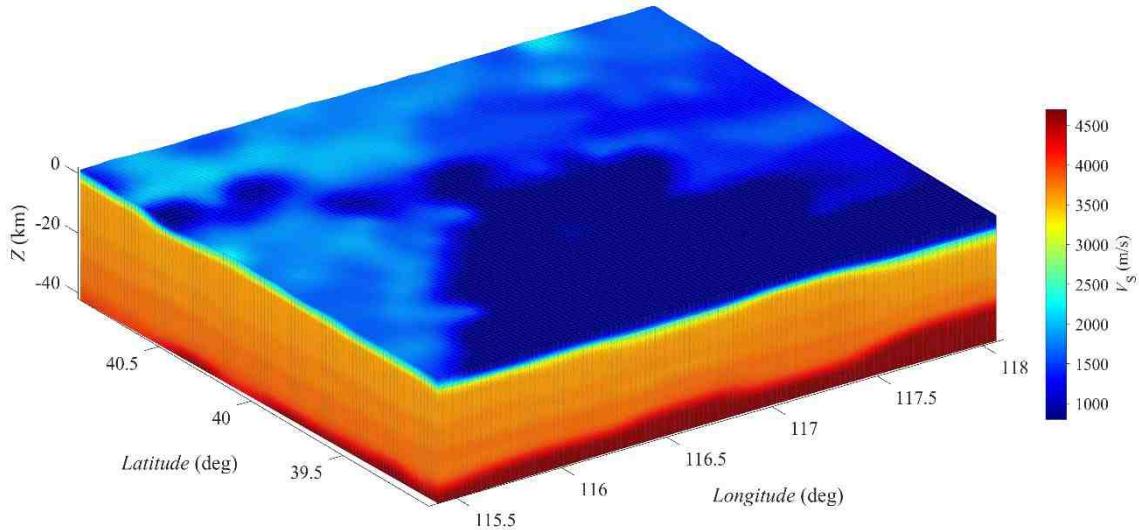


图 5-4 华北研究区域 3D 剪切波速模型

此外，为了分离震源效应的影响，研究华北深厚沉积盆地对地震动的放大效应，本文还建立了图 5-5 所示研究区域的一维水平成层模型作为参考模型，其中一维模型的介质物理参数 (V_s 、 V_p 和 ρ) 取上述三维模型的平均值，其他参数保持不变。最终一维模型的 S 波速为 1.46-4.66km/s，P 波波速 V_p 为 3.05-8.05km/s，介质密度 ρ 为 2.23-3.31kg/m³。

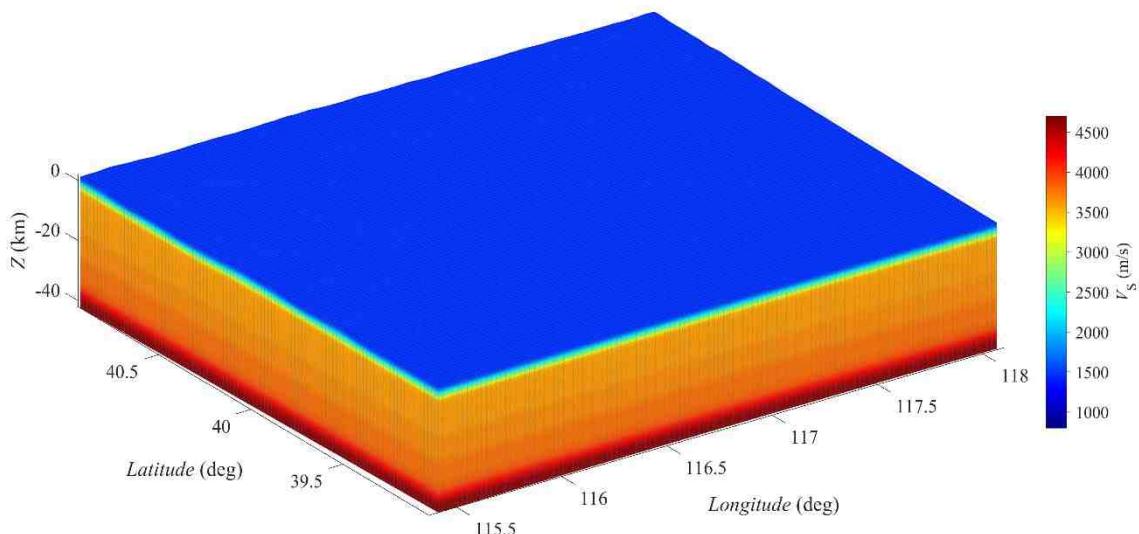


图 5-5 华北研究区域 1D 剪切波速参考模型

5.3.3 数值模拟方法及参数

本文对夏垫断裂 $M_w 7.5$ 设定地震强地面运动进行模拟，计算区域约为东经 $115.44^\circ \sim 117.93^\circ$ 、北纬 $39.09^\circ \sim 40.90^\circ$ ，覆盖北京市、天津市和河北省等首都圈地区共 $210\text{km} \times 200\text{km}$ 的范围。计算深度取为 41km 以考虑莫霍面对地震波的反射作用。自由起伏地表采用空间分辨率为 3s ($\sim 90\text{m}$) 全球数字高程数据 SRTMGL3 (<https://lpdaac.usgs.gov/products/srtmgl3v003>)。

强地震动模拟采用曲线网格有限差分方法(张伟, 2006; Zhang and Chen, 2006)，水平向网格尺寸为 $100\text{m} \times 100\text{m}$ ，垂直向网格尺寸沿地表向下逐渐变化，其中在近地表 4km 范围内网格尺寸为 100m , $4\text{-}10\text{km}$ 范围内网格尺寸由 100m 渐变至 300m ，平均间距为 200m ， 10km 至计算区域底部的网格尺寸为 300m 。如前所述，本文采用的三维速度结构模型和一维参考模型的最小 S 波速约为 800m/s 和 1700m/s ，根据曲面有限差分每波长至少包含 8 个网格的精度要求，模拟最高有效频率分别约为 1.0Hz 和 2.0Hz 。除自由表面的其他边界设置 PML 吸收边界，吸收层厚度为 10 个网格。基于三维速度模型 (3D) 和一维参考模型 (1D) 分别进行两次设定地震 (破裂模型 S1 和 S2) 的地震动模拟，四次设定地震 (1DS1、3DS1、1DS2 和 3DS2) 的介质模型、震源模型及模拟参数见表 5-1。

表 5-1 首都圈地区设定地震的模拟参数

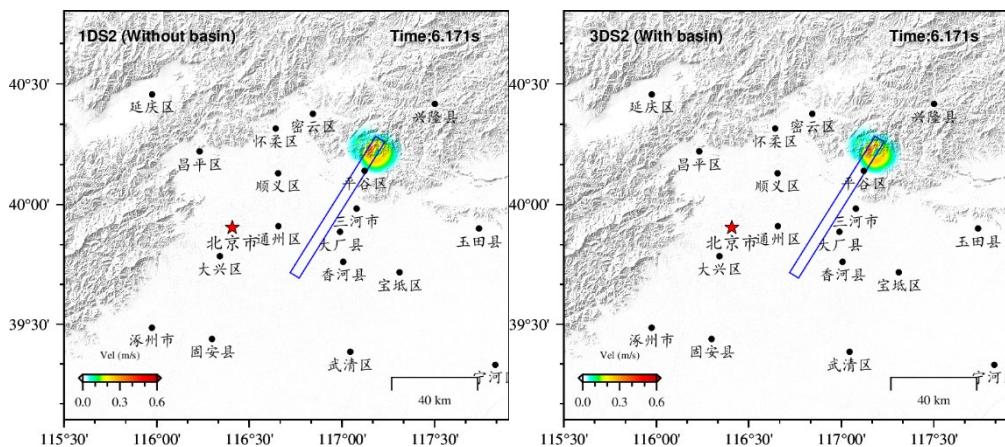
设定地震 ID	1DS1	3DS1	1DS2	3DS2
介质模型	1D (图 5-5)	3D (图 5-4)	1D (图 5-5)	3D (图 5-4)
震源模型	S1 (图 5-3 (a))			S2 (图 5-3 (b))
计算范围			210km × 200km × 41km 东经 $115.44^\circ \sim 117.93^\circ$, 北纬 $39.09^\circ \sim 40.90^\circ$	
网格尺寸		水平向 $100\text{m} \times 100\text{m}$, 垂直向 $100\text{m} \sim 300\text{m}$		
有效频率	2.0Hz	1.0Hz	2.0Hz	1.0Hz
计算步长			0.011s	
时间步数/时长			20000 / 220s	
计算资源			384 核心	
占用机时	3268.98 核时	3302.50 核时	3312.75 核时	3322.88 核时

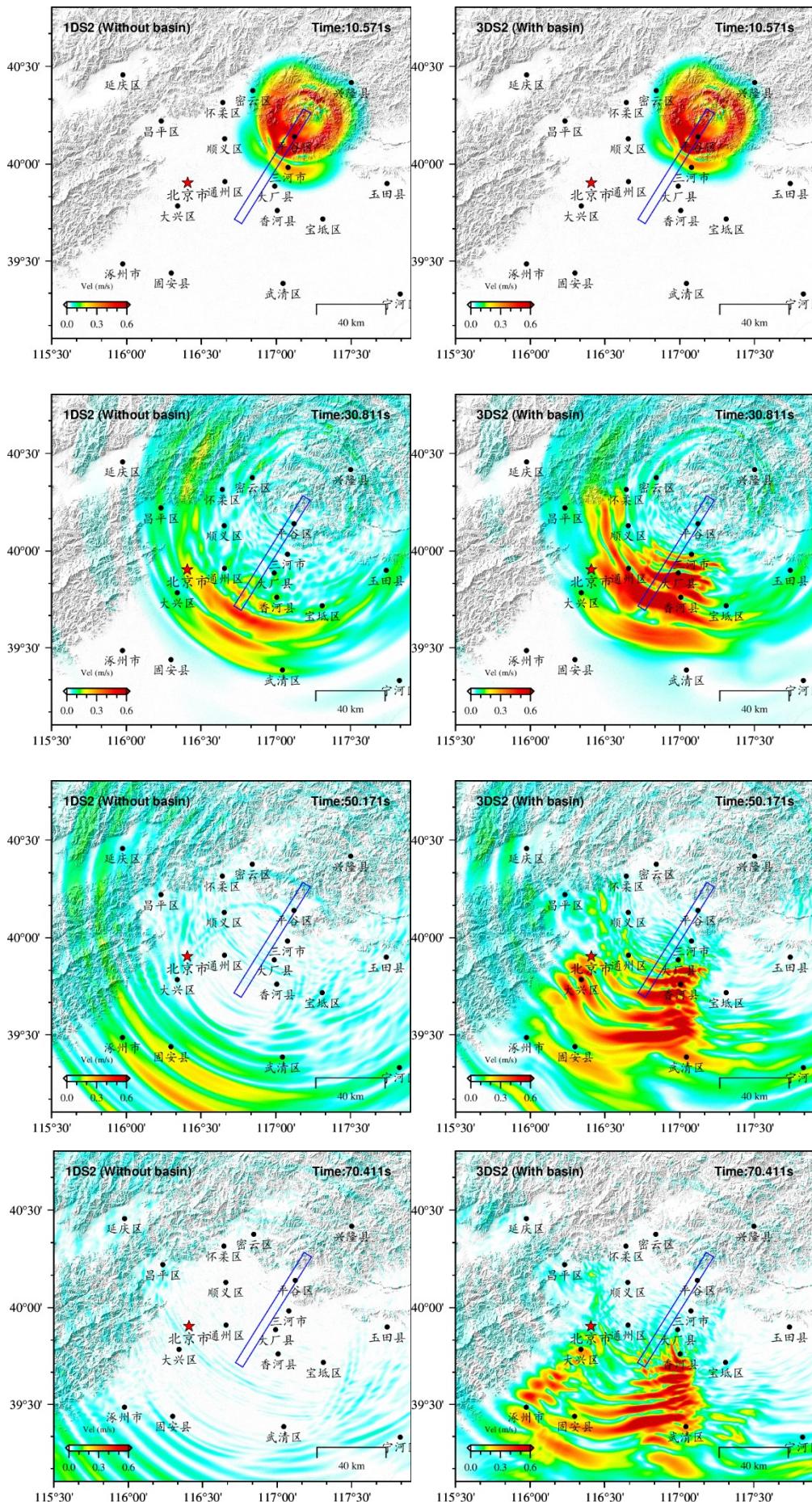
5.4 盆地内地震波场传播

基于有限差分方法得到设定地震的地震动模拟结果，本节主要从波场传播过程、速度时程、面波发育特征等分析华北盆地的地震效应，揭示盆地内长周期地震动产生机制。

5.4.1 波场传播过程

设定地震 1DS2 和 3DS2 的水平分量波场传播过程如图 5-6 所示, 图中蓝色矩形为破裂面地表投影, 子图右上角标注为不同波场快照对应的时刻。震源模型 S2 (图 5-3 (b)) 为自东北向西南的近似单侧破裂模式, 根据波场快照可以看出地震波在 6.171s 左右到达起始破裂点上方地表, 波前锋向外传播至平谷, 当 $t=10.571s$ 时地震波前传播至华北盆地北部边缘的三河市附近, 此时设定地震 3DS2 与 1DS2 的波场整体相似, 没有发生明显扭曲变形。当 $t=30.811s$ 时, 设定地震 1DS2 破裂发展至断层面的西南端附近, 单侧破裂的多普勒效应使断层面辐射的能量在破裂前方累积, 破裂前方的地震动明显大于破裂后方, 但由于介质模型为水平分层结构其波场形态仍然较为规则, 多个破裂过程产生的地震波沿断层面呈椭圆状分布; 对于设定地震 3DS2, 此时地震波已经进入华北盆地内, 盆地边缘产生的多次反射波场与直达体波和面波发生叠加和干涉, 相比北部山区盆地内的波场形态发生显著扭曲。50.171s 时断层已经完成破裂并停止, 设定地震 1DS2 地震波已基本传播经过固安县, 断层投影面附近的地震动产生明显衰减, 而此时 3DS2 所产生的地震波在陷入到盆地内低速沉积层后很难透射到高速基岩介质中去, 因此相比北部山区盆地内的地震动没有明显衰减。70.411s 时水平分层模型中以振幅较小、能量较弱的地震尾波和散射波为主, 大部分地震波传播至模拟范围以外, 并在随后迅速衰减, 速度幅值趋近于零, 而 3DS2 产生明显的盆地效应, 地震动衰减缓慢。根据 120.571s 至 140.811s 的波场快照可知华北盆地内复杂地质构造使 3DS2 中体波与面波之间产生相长或相消干涉, 如通州隆起、北京-涿州凹陷、武清凹陷内所表现出的复杂波场特征。此外, 在华北盆地与太行山区边缘、冀中坳陷北缘可以清晰看到发育的大量地震面波沿地表向盆地内缓慢传播, 导致整个华北盆地内部的地震动持续时间显著增长。





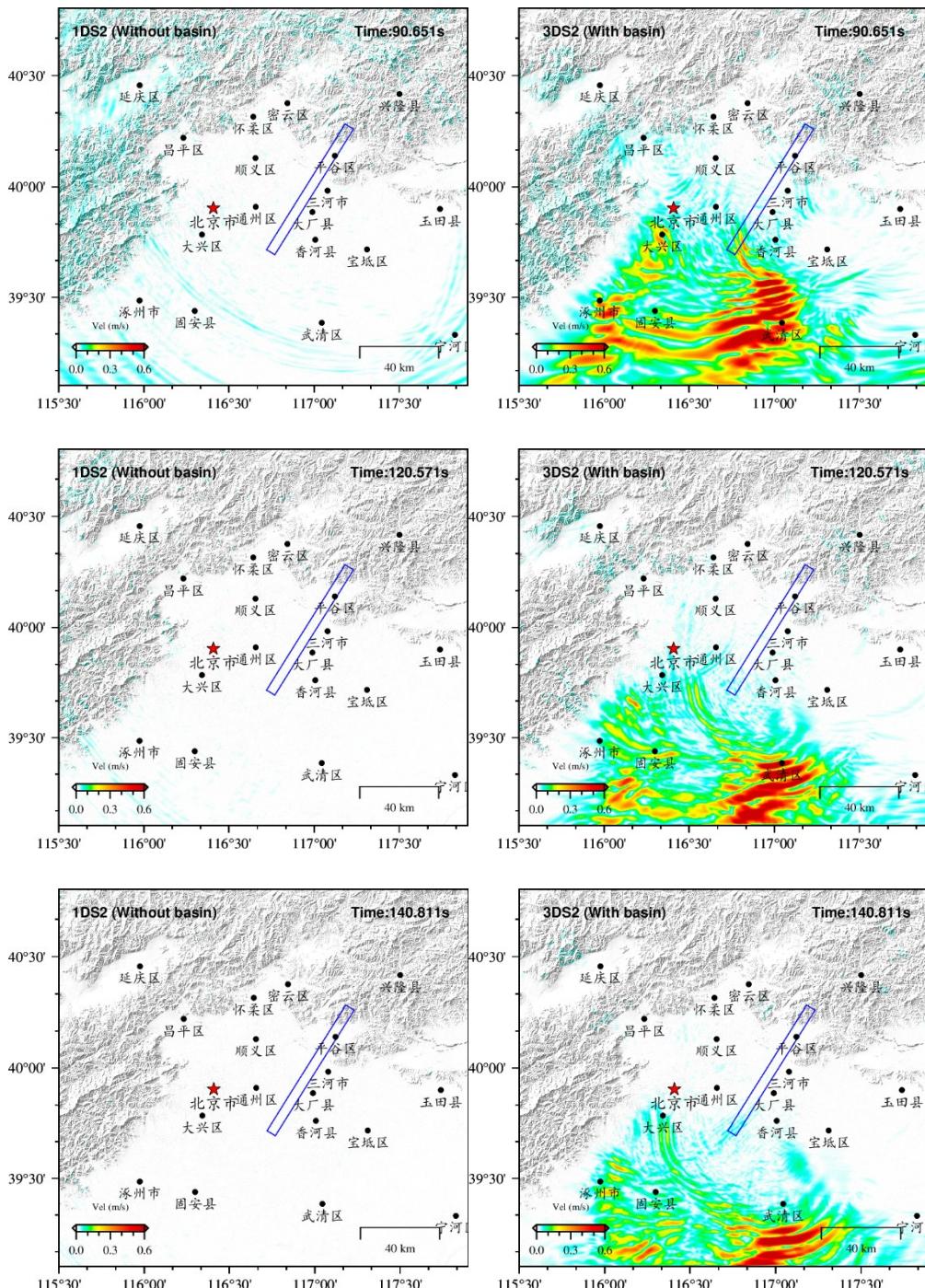


图 5-6 设定地震 1DS2 和 3DS2 的水平分量速度波场快照

3DS2 和 1DS2 采用了相同震源破裂过程，但由于盆地内外介质的高阻抗差及横向非均匀性使入射地震波在盆地内发生多次折射和波型转换，直达波、反射波和次生面波相干叠加，并“陷入”盆地内而缓慢衰减，相比水平介质模型其地震动的幅值和持时均显著增长。设定地震 3DS1 和 1DS1 的波场快照对比反映了相似的盆地地震效应，文中不再赘述。

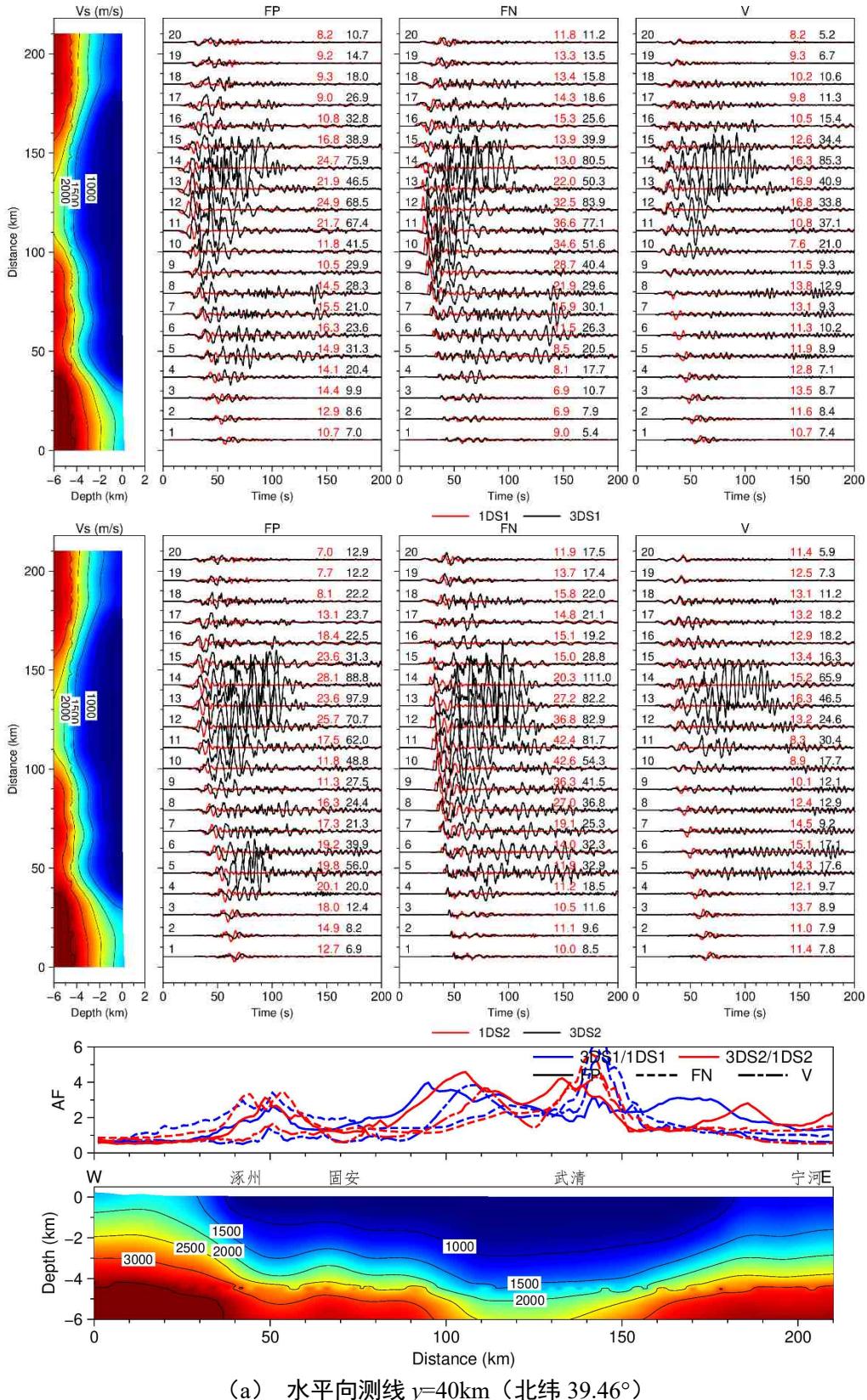
5.4.2 速度时程分析

图 5-7 展示了四次设定地震不同测线位置的合成速度时程图, 图中左侧和底部为测线位置的剪切波速模型剖面图, 合成速度时程图左侧为地表观测点编号, 右侧数值分别对应 1D(红色)和 3D(黑色)速度结构时合成速度时程的峰值速度 PGV, 为研究断层破裂方向对水平向地震动的影响, 图中将速度时程东西(EW) 和南北(NS)分量旋转至平行断层走向(Fault-parallel, FP)和垂直断层走向(Fault-normal, FN) 的分量。

图 5-7 (a) 为沿地表水平向测线 $y=40\text{km}$ (\sim 北纬 39.46°) 处的合成速度时程, 该测线自西向东经过涿州-固安-武清-宁河, 从速度结构剖面可以看出跨越太行山高速隆起区、冀中坳陷盆地和沧县隆起。对 1D 和 3D 速度模型对应的模拟结果发现, 盆地外的太行山隆起区基岩和上新世地层出露地表, 近地表覆盖层波速($1.5\sim1.7\text{km/s}$)接近 1D 模型, 因此同一震源破裂过程在 1-2 号观测点的合成速度波形特征和幅值均较为相似, 且由于震中距相对较远初至 P 波能量明显衰减。沿水平测线 30km 至 180km 属于冀中坳陷盆地, 相比盆地外基岩地表盆地内 4-17 号观测点合成地震图中 S 波和面波振幅显著增大, 并且不同破裂模式下华北盆地内的强地面运动存在差异。根据合成地震图可知, 其一, 沉积盆地内两个水平分量的地震动明显大于垂直分量, 并且受走滑地震破裂过程辐射影响, 双侧破裂(S1)和近似单侧破裂(S2)情景两水平分量地震动均存在明显差异, 其中 FN 向激发的 SH 波和 Love 波振幅大, 而 FP 向的 P 波和 Rayleigh 波相对较弱, 单侧破裂(S2)情形更加明显; 其二, 冀中坳陷与相邻的太行山、沧县高速区沿东西向构成的闭合盆地, 地震体波沿盆地边缘入射产生大量折射波和次生面波向盆地内缓慢传播, 根据 FN 分量可以清晰看出盆地两侧几何构造差异导致面波发育程度不同, 较陡峭的盆地西侧(华北盆地与太行山区边界)面波发育更加强烈, 盆地内部边缘区附近的面波幅值接近或超过 S 波幅值(如 4-6 号、14-16 号观测点)。

图 5-7 (b) 为沿地表竖向测线 $x=150\text{km}$ (\sim 东经 117.22°) 处的合成速度时程, 测线自南向北经过宝坻-平谷, 跨越冀中坳陷武清凹陷盆地东部、大厂凹陷东部和燕山高速隆起等地质构造区。根据模拟速度时程可知, 近断层区域地震动具有明显集中效应, 其速度时程中具有大幅值、长周期的速度脉冲特征, 并随距离增加脉冲现象逐渐减弱。两种破裂模式下产生的地震动随着距离增加均呈非对称衰减特征, 华北盆地内深厚沉积层对地震波的“围陷”作用导致地震动衰减速率相比北部燕山山区更加缓慢。根据 V_s 剖面和地震图的分布关系可知, 第一, 盆地内沉积层厚度和盆地几何构造共同控制盆地的地震动放大效应; 第二, 不同构造的沉积凹陷的地震动放大效应存在差异, 深宽比较大的大厂凹陷对地震动聚焦效应明显, 而武清凹陷强烈的边缘效应激发大量面波; 第三, 本文研究区域所覆盖的华北盆地北部沿南

北向为开口盆地，合成地震图中清晰可见盆地北缘激发大量面波沿地表传播，由于体波和面波随离开波源距离成 $1/R$ 和 $1/R^2$ 衰减，导致远场（1-4号观测点）面波振幅接近或超过S波振幅。



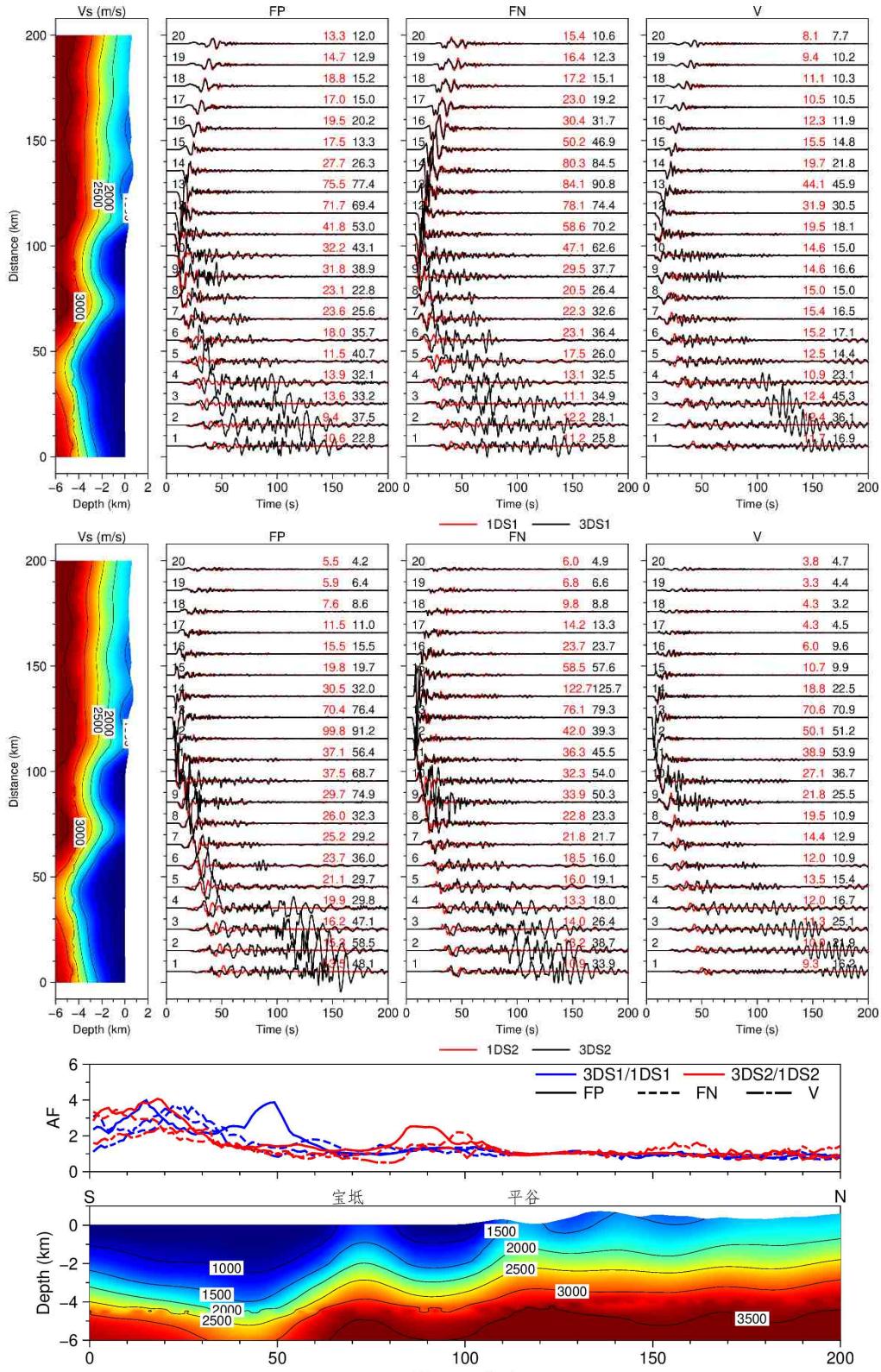
(b) 竖向测线 $x=150\text{km}$ (东经 117.22°)

图 5-7 设定地震 1DS1、3DS1、1DS2 和 3DS2 不同剖面合成速度时程及 PGV 比值，合成速度时程左侧为地表观测点编号，右侧数值分别为 1D（红色）和 3D（黑色）速度结构时对应速度时程的 PGV，底部为设定地震 3DS1 与 1DS1、3DS2 与 1DS2 的 PGV 比值

除了合成速度时程, 图 5-7 还计算给出了震源破裂过程相同的设定地震(3DS1 与 1DS1、3DS2 与 1DS2)沿测线位置水平分量峰值速度 PGV 比值随距离的分布, 该比值反映了沉积盆地对地震动的放大作用。根据波速剖面与 PGV 比值的分布关系可以清楚看到, 尽管两种破裂模式下的地震动分布存在差异, 但是沉积层厚度和盆地构造对地震动放大效应的控制十分显著。两个水平分量受盆地放大效应的影响相比垂直分量更显著, 沉积盆地对地震动垂直分量的影响较弱; 太行山和燕山山区近地表波速较高, 水平分量的 PGV 比值约为 1.0, 表明该区域没有明显的地震动放大效应, 华北盆地内的 PGV 比值基本均在 2.0 以上, 但盆地内复杂的沉积凹陷导致地震动空间变异性较强。根据 PGV 比值与波速剖面的分布可知, 盆地构造产生的反射体波和次生面波相干叠加导致盆地边缘的地震动幅值显著增大, 盆地基底构造决定了边缘效应的大致位置和范围, 盆地边缘局部区域水平分量的 PGV 放大可达 4-5 倍。此外, 根据 PGV 分布可知大厂凹陷沿 FP 分量表现出较为明显的聚焦效应。

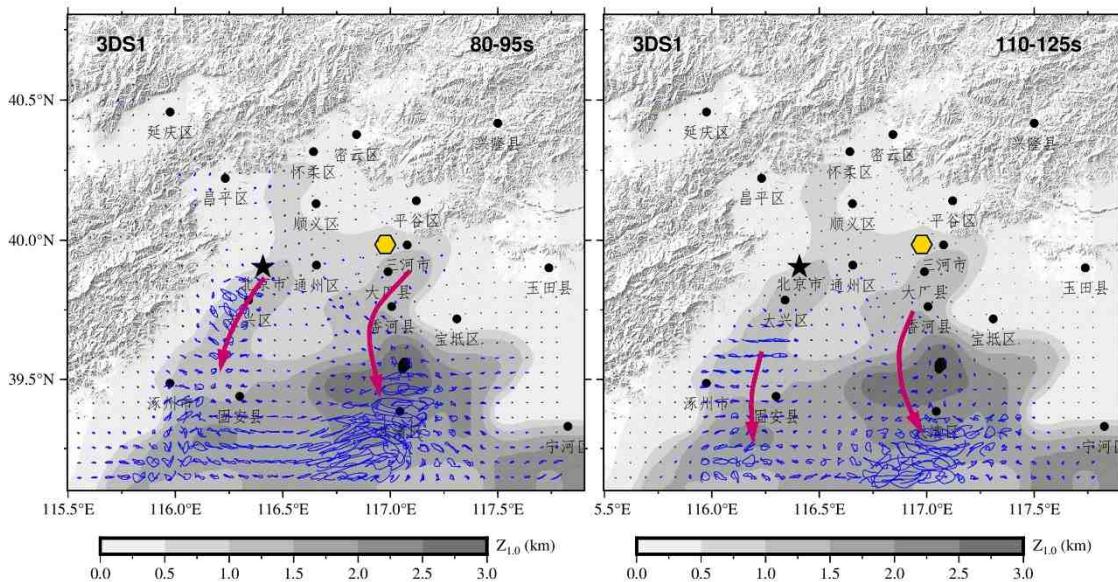


图 5-8 设定地震 3DS1 地表观测点水平向地震动质点运动轨迹

为分析盆地内的面波发育特征, 图 5-8 给出了设定地震 3DS1 地表观测点位置水平向地震动质点运动轨迹, 轨迹时程采用持时内的最大位移值进行归一化处理, 粗实线表示地震波传播方向, 图中还展示了华北盆地 $Z_{1.0}$ 空间分布。如图中 80-95s 的质点运动轨迹, 华北盆地内北京-涿州凹陷、武清凹陷内的面波发育强烈, 地震波携带的大量能量被围困在沉积凹陷内导致地震动幅值和持时显著增加, 并且当地震波传播至北京-涿州凹陷和武清凹陷其方向产生偏转, 由西南逐渐转为向南传播。100-140s 质点运动轨迹显示, 当地震波到达武清凹陷后进一步向南东南传播,

结合图 5-6 波场快照可知质点近似在与波前平行（即垂直于波传播方向）的方向上偏振，表明主导盆地放大作用的面波震相为 Love 波。此外，盆地边缘水平向地震动质点运动轨迹呈不规则椭圆状，反映地震波在盆地边缘经历了复杂的波型转化。

5.4.3 PGV 及累积动能比分布

图 5-9 给出了不同震源破裂过程的设定地震 3DS1 和 3DS2 的 EW、NS 和 UD 向峰值速度 PGV 分布。根据 PGV 的分布可知强地震动集中近断层区域和华北盆地内部。由图可知震源破裂过程不同时盆地内的地震响应具有显著差异。

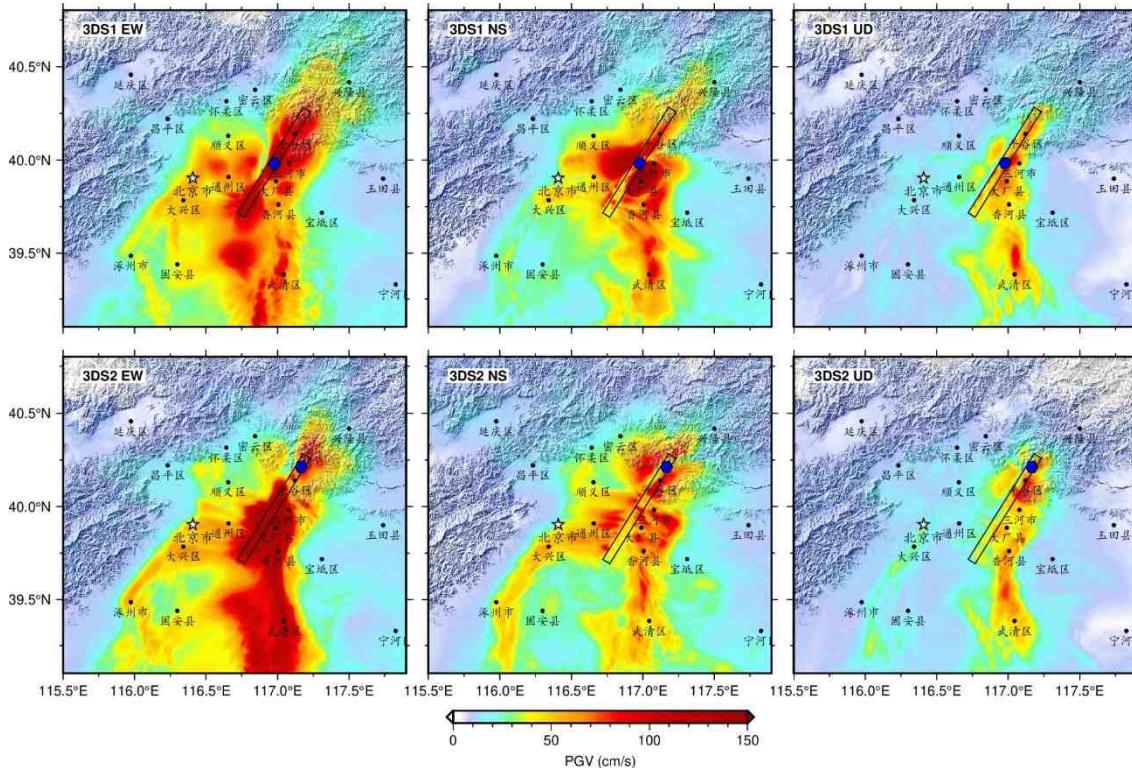


图 5-9 设定地震 3DS1 和 3DS2 的 EW、NS 和 UD 分量峰值速度 PGV 分布

对于近断层区域可知，设定地震 3DS1、3DS2 在平谷区（断层投影距 R_{JB} 为 0km）的水平及竖向 PGV 最大分别为 1.03 和 0.70m/s、0.83 和 0.79m/s，三河地区分别为 1.15 和 0.60m/s、1.11 和 0.50m/s，大厂县附近 ($R_{JB} = 4.46\text{km}$) 的地震动最强烈，3DS1 和 3DS2 的水平向 PGV 分别可达到 2.14 和 1.68m/s。不同破裂过程在起始破裂点西南方向都出现 PGV 较大的区域，其位置与破裂面上凹凸体的分布位置接近，3DS1 中破裂面东北侧埋深较浅的次级凹凸体亦导致地表出现了 PGV 较大的区域，表明凹凸体的位置对强地震动分布具有控制作用。同时，对于 3DS2 在破裂前方（西南向）的 PGV 幅值明显大于破裂后方（东北向），震源破裂方向性效应显著，并且受到走滑地震震源辐射方式的影响，近似垂直于断层走向的 EW 分

量上方向性效应更加明显。随断层距离增加西部和北部山区的地震动幅值迅速衰减，其中设定地震 3DS1 在兴隆、密云、怀柔和昌平地区的 PGV 最大约为 0.24、0.18、0.14 和 0.12m/s。

通过图 5-9 可以清晰看到，华北盆地内的地震动放大效应十分显著，PGV 放大主要集中在沿大厂—武清凹陷和北京—涿州凹陷两个带状区域，盆地构造特征对地震动放大范围具有控制作用。根据设定地震 3DS1 的模拟结果，北京市区的 EW 分量的 PGV 为 0.57m/s，相比 1D 模型放大约 2.5 倍，武清地区的水平及竖向 PGV 分别可达 0.81 和 0.59m/s，相比 1DS1 的 0.20 和 0.13m/s 峰值速度 PGV 分别放大 4.0 和 4.6 倍，表明沉积盆地对水平和竖向地震动均有明显放大，而沉积层厚度对地震动放大幅度具有重要影响。

不同震源破裂过程的能量辐射花样对近断层地震动分布具有重要影响，当震中距离与震源尺寸接近时 PGV 难以体现盆地结构对地震动的影响，因此本文采用累积动能（Cumulative kinetic energy, E_k ）研究华北盆地对地震动的放大效应。累积动能 E_k 定义单位体积内的密度与地震动两正交水平分量和竖向分量速度平方乘积的二分之一（Olsen et al., 1995; 1996），即

$$E_k(x, y) = \frac{1}{2} \rho(x, y) \sum_{i=1}^3 \int_0^T \dot{u}_i^2(x, y, t) dt \quad (5-3)$$

式中， $\rho(x, y)$ 表示地表 (x, y) 位置对应的介质密度， $\dot{u}_i(x, y, t)$ 表示地震动速度时程，其中 i 分别表示地震动东西、南北和竖向分量， T 为地震动持时。

据此，我们将相同震源破裂过程中 3D 的累积动能 $E_{k,3D}$ 及相应 1D 模型的累积动能 $E_{k,1D}$ 之比定义为累积动能比 ΔE_k ，即

$$\Delta E_k = \frac{E_{k,3D}}{E_{k,1D}} \quad (5-4)$$

累积动能比综合反映了地震动的强度和持时特性，能够更好地描述地震动对建筑结构的破坏潜力。

图 5-10 分别给出了相同震源破裂过程中 3D 与 1D 模型累积动能比 ΔE_k 的分布，根据图中研究区域 ΔE_k 分布特征可知，北部燕山山区和西部太行山区的累积动能比 ΔE_k 很小，而整个华北盆地内的 ΔE_k 明显大于盆地以外，其中在北京市区、大兴、涿州和固安等地区的 ΔE_k 接近中等水平，在香河以北至武清凹陷范围内 ΔE_k 达到最高。不同破裂模式下近断层区域的累积动能比 ΔE_k 均很小，特别是破裂面东北段附近，说明参数 ΔE_k 与断层距离无关。另外，我们观察到单侧和双侧破裂模式下地震波传播路径差异导致局部区域的 ΔE_k 存在偏差，但整体而言受震源效应的影响较弱。对比图 5-10 和图 5-11 还发现， ΔE_k 分布与盆地深度参数 $Z_{1.5}$ 密切相关，破

裂过程 S1 和 S2 下的累积动能比的自然对数值 $\ln(\Delta E_k)$ 与 $Z_{1.5}$ 分布的 Pearson 相关系数分别达到 0.89 和 0.87，表明两者之间具有很强的正相关性，沉积层越厚对地震动能量的围陷作用愈强烈。

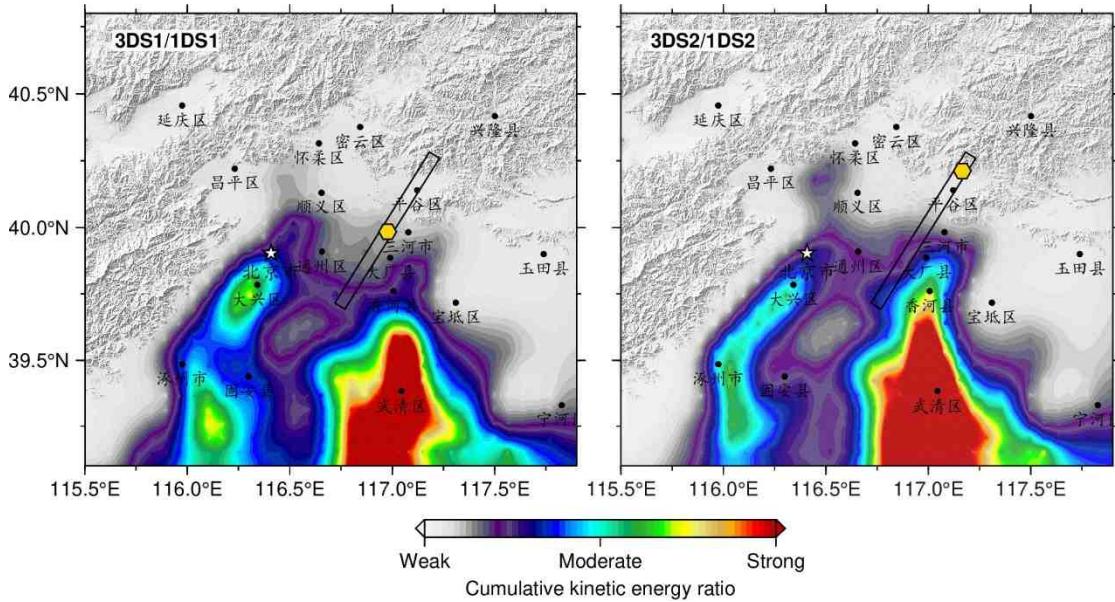


图 5-10 震源破裂过程 S1 和 S2 的累积动能比 ΔE_k 分布

5.5 华北盆地长周期放大效应

研究盆地的地震动放大效应首先需要对盆地构造进行参数化表征，大多数研究使用以盆地深度（沉积层厚度）作为计算盆地放大系数的控制参数，盆地深度 Z_x 定义为地表至剪切波速为 x 的等值面相对应的深度，目前比较常用的盆地深度参数有波速 V_s 等值面为 1.0、1.5 和 2.5km/s 对应的沉积层厚度（如 Choi et al., 2005; Day et al., 2008; Rodgers et al., 2018 等），分别记作 $Z_{1.0}$ 、 $Z_{1.5}$ 和 $Z_{2.5}$ 。

不同研究中使用的盆地深度量化指标不尽相同，例如 Magistrale et al. (2000) 将南加州三维速度模型中的 $Z_{2.5}$ 作为盆地基底埋深，Olsen et al. (2000) 在研究洛杉矶盆地地震响应时发现平均放大系数与盆地深度 $Z_{2.5}$ 相关，Choi et al (2005) 使用 $Z_{1.5}$ 定义盆地深度，Stewart et al. (2005) 指出参数 $Z_{1.5}$ 和 $Z_{2.5}$ 之间具有较强的线性相关性，两者实际反映了相同的盆地构造信息，而参数 $Z_{1.0}$ 与 $Z_{2.5}$ 之间的关联性相对较弱，可能会出现 $Z_{1.0}$ 较小的场点具有较大的 $Z_{2.5}$ 值，此时 $Z_{1.0}$ 参数无法准确体现盆地地震效应。由此可知， $Z_{1.0}$ 和 $Z_{2.5}$ 分别适用于反映盆地浅部和深部的构造特征。此外，以 NGA-west1 和 NGA-west2 为代表的地震动模型中也广泛使用 Z_x 作为盆地效应调整的控制参数。然而，付长华 (2012) 认为采用某一波速界面埋深 Z_x 无法体现多波速层对地震动的贡献，并提出了等效沉积物厚度，Wang et al (2016) 指出四川盆地速度结构模型的 $Z_{2.5}$ 很浅并且几乎平坦，无法反映盆地基底的实际形

状, 提出以地质年代对应的地层深度作为盆地深度, Kaiser et al (2024) 研究表明由于 $Z_{1.0}$ 参数并不能够很好地捕捉惠灵顿盆地的地震动放大效应, 由此可见对盆地深度的定量表示还具有争议。尽管 Z_x 参数可能存在诸多弊端, 但考虑到该参数已经得到广泛应用, 为保证本文模型适用性我们仍然采用 Z_x 定义盆地深度。

华北盆地由多个不同构造的沉积凹陷组成, 盆地内覆盖巨厚的新生代沉积物, 其结晶基底最深处达到约 7km, 因此本文采用 $Z_{1.5}$ 和 $Z_{2.5}$ 作为盆地深度的控制参数。图 5-11 给出了华北盆地 $Z_{1.5}$ 和 $Z_{2.5}$ 分布, 研究区域内的 $Z_{1.5}$ 和 $Z_{2.5}$ 最大分别达到约 4.5km 和 6.6km, 位于武清凹陷区。由图可知 $Z_{1.5}$ 和 $Z_{2.5}$ 的分布趋势整体相似, 较为明显的差异主要位于燕山山区东部兴隆县附近, $Z_{2.5}$ 将该区域也纳入了盆地内部, 相较而言 $Z_{1.5}$ 参数在反映盆地深部的基底构造的同时较好地刻画了盆地浅部沉积层的分布特性。

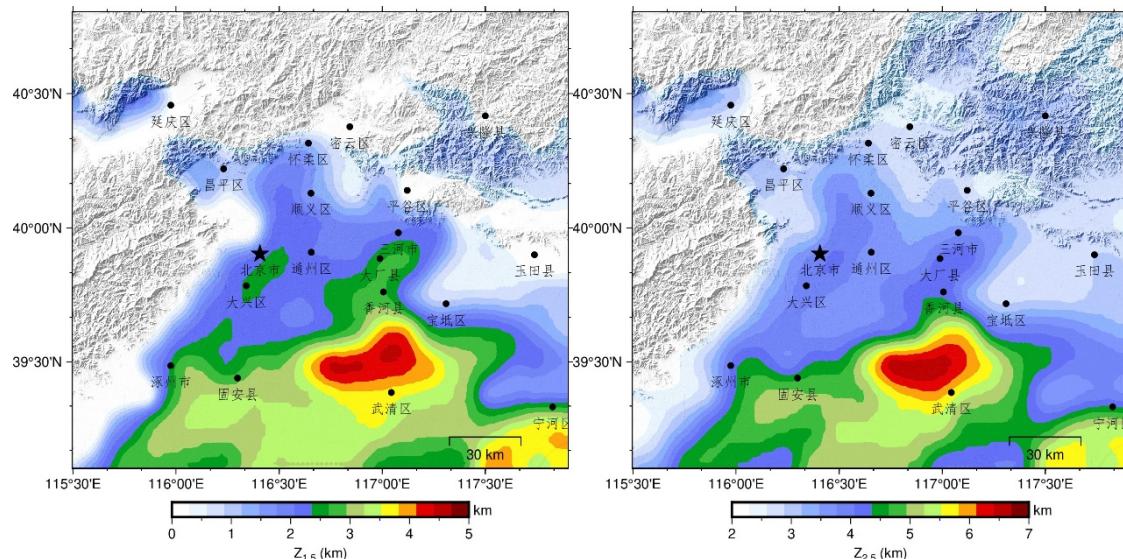


图 5-11 华北盆地深度 $Z_{1.5}$ 和 $Z_{2.5}$ 分布

为研究华北盆地的地震动放大效应, 我们将包含盆地结构的 3D 模型与水平成层的 1D 模型数值模拟结果的比值定义为盆地放大系数(Basin amplification factor, BAF)。具体而言, 盆地放大系数 BAF 为 3D 和 1D 模拟对应的 5% 阻尼比的水平向拟加速度反应谱 PSA 的比值,

$$BAF(B, T) = \frac{1}{(N_e N_s)} \sum_{i=1}^{N_e} \sum_{j=1}^{N_s} \ln \left[\frac{PSA_{ij}^{3D}(T)}{PSA_{ij}^{1D}(T)} \right] \quad (5-5)$$

式中, $BAF(B, T)$ 表示距离分段区间 B 在周期为 T 时的放大系数; $PSA_{ij}^{3D}(T)$ 和 $PSA_{ij}^{1D}(T)$ 分别表示第 i 次事件中第 j 个观测点的 3D 和 1D 模拟的 5% 阻尼比的拟加速度反应谱, PSA 采用与仪器观测方向无关的水平向地震动 RotD50 值; N_e 为地震事件

数, 本文中 $N_e=2$; N_s 表示观测点 j 位置对应的 $Z_{1.5}$ 或 $Z_{2.5}$ 在分段区间 B 内的观测点数量, 本文取分段区间的步长为 0.2km。

华北盆地的地震动放大系数 BAF 随周期 ($T=1.0\text{-}10.0\text{s}$) 和盆地深度参数 $Z_{1.5}$ 、 $Z_{2.5}$ 的分布如图 5-12 所示, 其中周期 $T=0.8\text{s}$ 和 0.9s 分别表示基于式 (5-6) 相同形式计算的 PGV 和 PGA 的放大系数。从图中可知, 地震动放大系数对盆地深度(沉积层厚度)和周期的依赖性明显, 随着沉积层厚度和周期增加 BAF 整体呈上升趋势, 其中对盆地深度变化十分敏感。对比盆地深度相同时的 BAF 可知, $1.0\text{-}2.0\text{s}$ 周期段的盆地放大系数平稳上升, 而 2.0s 及以上周期段的放大系数呈波动下降趋势, 其中当周期为 $2.0\text{-}4.0\text{s}$ 时 BAF 达到最大, 相比 3D 盆地模型相比 1D 参考模型放大接近 5.0 倍。对比 PGA 和 PGV 可知, 随盆地深度增加 PGV 的放大系数小于 PGA。放大系数 BAF 随盆地深度 $Z_{1.5}$ 和 $Z_{2.5}$ 的分布整体比较相似, 两者均能较好地反映了盆地深部对地震动放大效应的影响, 但当 $Z_{2.5}=0.6\text{-}2.5\text{km}$ 时的 BAF 基本没有变化, 说明 $Z_{2.5}$ 对盆地浅部放大效应的区分能力有限, 难以体现浅地表覆盖层变化对地震动的影响。

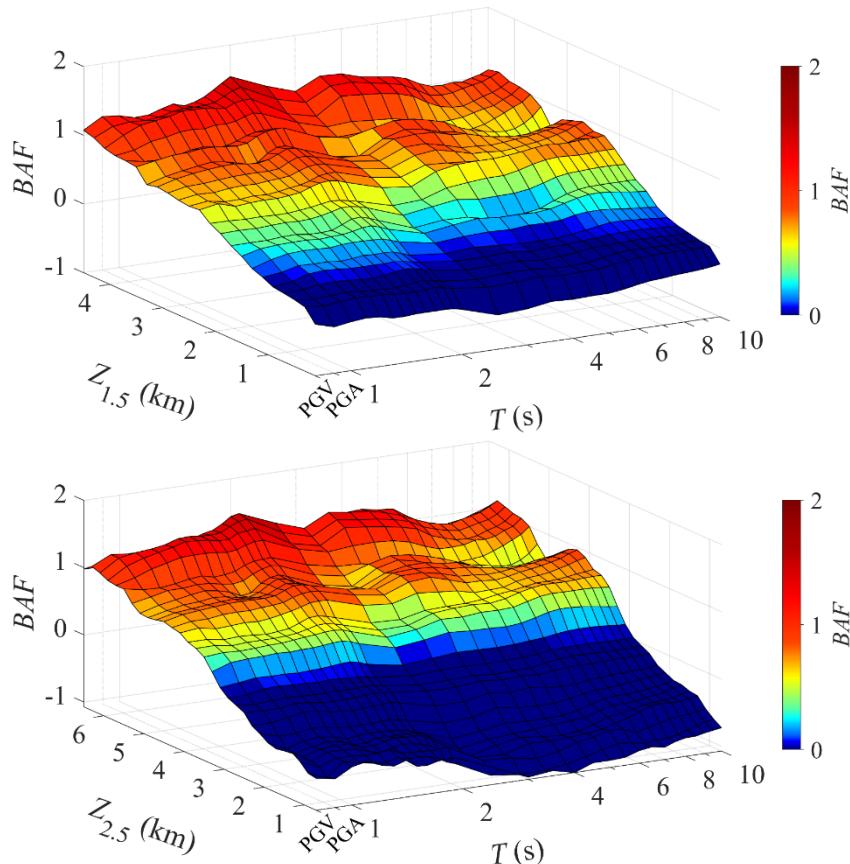


图 5-12 华北盆地的地震动放大系数 BAF 随周期 (0.05-10s) 和盆地深度 $Z_{1.5}$ 、 $Z_{2.5}$ 的分布,
 $T=0.8$ 和 0.9 分别表示 PGV 和 PGA

基于四次设定地震模拟结果计算得到的盆地放大系数 BAF 随深度参数 $Z_{1.5}$ 的

分布如图 5-13 所示, 箱线图表示以盆地深度 $Z_{1.5}$ 分段的 BAF 平均值和标准差, 图中仅展示了 PGV、PGA 以及部分周期的 PSA (2.0、4.0、6.0 和 10.0s) 的放大系数。据图可知, 盆地的地震动放大系数 BAF 与 $Z_{1.5}$ 之间呈正相关, 盆地对地震动不同周期的放大作用具有显著差异, 例如当 $Z_{1.5}$ 为 4.3km 时 2.0s 的放大倍数达到 4.22 (BAF=1.44), 而 6.0s 的放大倍数为 2.80 (BAF=1.03)。对比不同周期的 BAF 发现, 盆地结构对地震动的放大效应整体呈先增大后减小的趋势, 其中可能由于盆地共振效应导致 2.0s 时的放大系数 BAF 随盆地深度 $Z_{1.5}$ 增加最明显, 而其他周期的放大系数 BAF 随 $Z_{1.5}$ 的增加速率逐渐趋于平缓, 说明盆地对地震动的放大效应具有饱和效应。此外, 以盆地深度 $Z_{1.5}$ 分段计算的盆地放大系数 BAF (自然对数值) 的平均值及标准差见表 5-2, 根据标准差可知随盆地深度 $Z_{1.5}$ 增加放大系数 BAF 的离散程度明显增加, 可见除盆地深度 (沉积层厚度) 外地震动放大效应还受介质属性、盆地几何形状等其他因素控制。

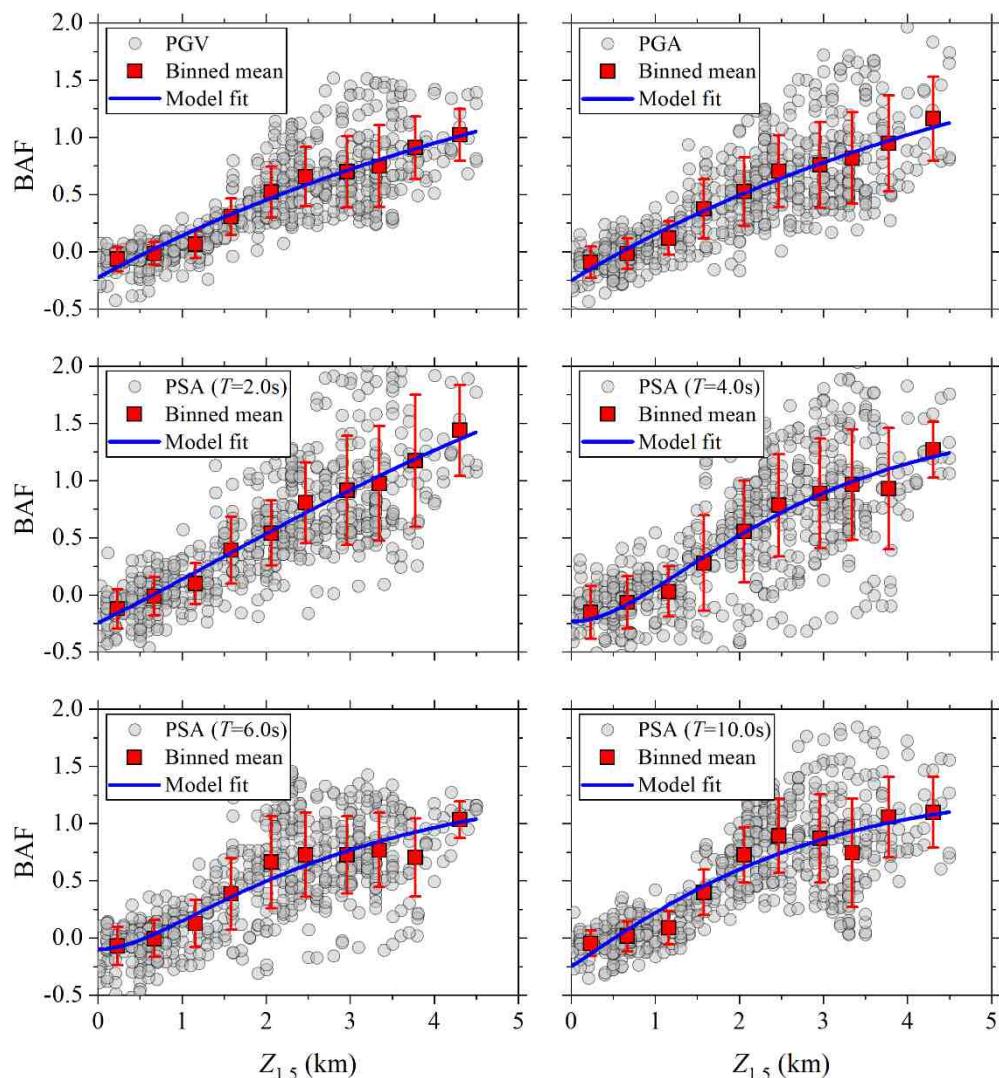
图 5-13 盆地放大系数 BAF 随深度 $Z_{1.5}$ 的分布及其拟合曲线

表 5-2 盆地放大系数 BAF (自然对数值) 的平均值及标准差

T (s)	$Z_{1.5}$ (km)									
	0.2	0.7	1.2	1.6	2.1	2.5	3.0	3.3	3.8	4.3
PGV	-0.07 (0.10)	0.02 (0.10)	0.06 (0.12)	0.31 (0.16)	0.52 (0.22)	0.66 (0.26)	0.70 (0.31)	0.75 (0.36)	0.91 (0.27)	1.02 (0.23)
	-0.09 (0.14)	0.01 (0.13)	0.12 (0.15)	0.37 (0.26)	0.53 (0.30)	0.70 (0.31)	0.76 (0.37)	0.82 (0.40)	0.95 (0.42)	1.16 (0.37)
PGA	-0.05 (0.16)	0.02 (0.17)	0.20 (0.18)	0.38 (0.29)	0.51 (0.29)	0.65 (0.28)	0.78 (0.37)	0.88 (0.40)	0.98 (0.46)	1.23 (0.42)
	-0.12 (0.17)	0.01 (0.17)	0.10 (0.18)	0.39 (0.29)	0.54 (0.28)	0.81 (0.35)	0.91 (0.48)	0.97 (0.50)	1.17 (0.58)	1.44 (0.40)
1.0	-0.05 (0.16)	0.02 (0.17)	0.20 (0.18)	0.38 (0.29)	0.51 (0.29)	0.65 (0.28)	0.78 (0.37)	0.88 (0.40)	0.98 (0.46)	1.23 (0.42)
	-0.12 (0.17)	0.01 (0.17)	0.10 (0.18)	0.39 (0.29)	0.54 (0.28)	0.81 (0.35)	0.91 (0.48)	0.97 (0.50)	1.17 (0.58)	1.44 (0.40)
2.0	-0.17 (0.19)	-0.06 (0.18)	0.08 (0.17)	0.27 (0.26)	0.42 (0.31)	0.61 (0.37)	0.70 (0.47)	0.72 (0.47)	0.90 (0.49)	1.06 (0.38)
	-0.15 (0.23)	-0.07 (0.23)	0.03 (0.22)	0.28 (0.42)	0.55 (0.45)	0.78 (0.45)	0.89 (0.48)	0.97 (0.48)	0.93 (0.53)	1.27 (0.25)
3.0	-0.13 (0.19)	0.05 (0.20)	0.10 (0.19)	0.28 (0.35)	0.57 (0.41)	0.73 (0.40)	0.78 (0.40)	0.89 (0.40)	0.85 (0.46)	1.18 (0.12)
	-0.07 (0.17)	0.01 (0.16)	0.13 (0.20)	0.39 (0.31)	0.66 (0.40)	0.73 (0.37)	0.73 (0.34)	0.77 (0.32)	0.70 (0.34)	1.03 (0.16)
4.0	-0.07 (0.14)	0.03 (0.15)	0.11 (0.18)	0.46 (0.27)	0.72 (0.31)	0.78 (0.36)	0.75 (0.37)	0.55 (0.41)	0.80 (0.33)	0.94 (0.29)
	-0.05 (0.11)	0.01 (0.13)	0.09 (0.14)	0.40 (0.20)	0.73 (0.24)	0.89 (0.32)	0.87 (0.39)	0.74 (0.47)	1.06 (0.35)	1.10 (0.31)
5.0	-0.07 (0.17)	0.01 (0.16)	0.13 (0.20)	0.39 (0.31)	0.66 (0.40)	0.73 (0.37)	0.73 (0.34)	0.77 (0.32)	0.70 (0.34)	1.03 (0.16)
	-0.07 (0.14)	0.03 (0.15)	0.11 (0.18)	0.46 (0.27)	0.72 (0.31)	0.78 (0.36)	0.75 (0.37)	0.55 (0.41)	0.80 (0.33)	0.94 (0.29)
6.0	-0.07 (0.14)	0.03 (0.15)	0.11 (0.18)	0.46 (0.27)	0.72 (0.31)	0.78 (0.36)	0.75 (0.37)	0.55 (0.41)	0.80 (0.33)	0.94 (0.29)
	-0.05 (0.11)	0.01 (0.13)	0.09 (0.14)	0.40 (0.20)	0.73 (0.24)	0.89 (0.32)	0.87 (0.39)	0.74 (0.47)	1.06 (0.35)	1.10 (0.31)
8.0	-0.07 (0.14)	0.03 (0.15)	0.11 (0.18)	0.46 (0.27)	0.72 (0.31)	0.78 (0.36)	0.75 (0.37)	0.55 (0.41)	0.80 (0.33)	0.94 (0.29)
	-0.05 (0.11)	0.01 (0.13)	0.09 (0.14)	0.40 (0.20)	0.73 (0.24)	0.89 (0.32)	0.87 (0.39)	0.74 (0.47)	1.06 (0.35)	1.10 (0.31)
10.0	-0.05 (0.11)	0.01 (0.13)	0.09 (0.14)	0.40 (0.20)	0.73 (0.24)	0.89 (0.32)	0.87 (0.39)	0.74 (0.47)	1.06 (0.35)	1.10 (0.31)

为建立适用于我国华北地区的地震动盆地放大效应模型，本文采用式（5-6）的函数形式对盆地放大系数 BAF 和深度 $Z_{1.5}$ 之间进行拟合得到回归模型，

$$BAF = a + b_1(1 - \exp(-Z_{1.5} / t_1)) + b_2(1 - \exp(-Z_{1.5} / t_2)) \quad (5-6)$$

式中，BAF 为盆地放大系数（自然对数值）， $Z_{1.5}$ 为盆地深度参数， a 、 b_1 、 b_2 、 t_1 和 t_2 为回归系数。

最终，水平向 PGV、PGA 和不同周期 PSA（1.0-10.0s）的盆地放大效应模型的回归系数见表 5-3，其中 σ 为标准差。图 3-13 给出了 PGV、PGA 以及部分周期 PSA（2.0、4.0、6.0 和 10.0s）的回归曲线，可以看出不同周期的 BAF 回归曲线与其分段平均值均较为接近，回归模型在平均意义上较好地表达了盆地对地震动的放大效应随盆地深度而变化的统计规律性。值得注意的是，我们观察到样本数据点和回归模型中当 $Z_{1.5}$ 趋近于零时盆地放大系数 BAF 为负值，沉积层很薄或基岩出露于地表，此时地震动不受盆地效应的影响，其他相关研究中也存在类似现象（如付长华，2012；Day et al., 2005, 2008）。此外，由于本文仅考虑线性效应得到的放大系数（尤其 PGA）可能偏高，已有研究表明地震动强度较大时土层非线性效应会削弱场地放大效应（Frankel et al., 2002；战吉艳等，2013；Seyhan and Stewart,

2014; 姜治军等, 2016)。

表 5-3 盆地放大系数 BAF (自然对数值) 的回归系数

T (s)	a	b_1	b_2	t_1	t_2	σ
PGV	-0.225	1.375	1.169	6.520	6.393	0.236
PGA	-0.252	1.278	1.278	5.798	5.805	0.293
1.0	-0.081	2.409	-0.571	3.281	0.786	0.295
2.0	-0.245	4.457	-0.960	5.391	2.033	0.351
3.0	-0.203	2.586	-0.322	4.660	0.686	0.340
4.0	-0.232	3.010	-1.163	2.168	0.819	0.398
5.0	-0.193	3.258	-1.295	2.528	1.009	0.328
6.0	-0.096	1.907	-0.374	2.866	0.536	0.313
8.0	-0.145	2.294	-0.834	2.447	1.412	0.329
10.0	-0.250	2.448	-0.866	1.959	1.136	0.311

如前所述, 本文在研究华北盆地的地震动放效应时选取 $Z_{1.5}$ 作为盆地深度的控制参数, 并建立了盆地效应模型, 为使模型能够适用于不同盆地深度参数, 我们采用最小二乘法分别对华北盆地的不同波速等值面的深度之间进行拟合, 得到关系如图 5-14 所示, 其中 $Z_{1.5}$ 分别与 $Z_{1.0}$ 、 $Z_{2.5}$ 的线性拟合方程为,

$$Z_{1.0} = -1.485 + 1.169 Z_{1.5} \quad (5-7)$$

$$Z_{2.5} = 1.279 + 1.058 Z_{1.5} \quad (5-8)$$

其中式 (5-7) 和式 (5-8) 的标准差分别为 0.14 和 0.16。

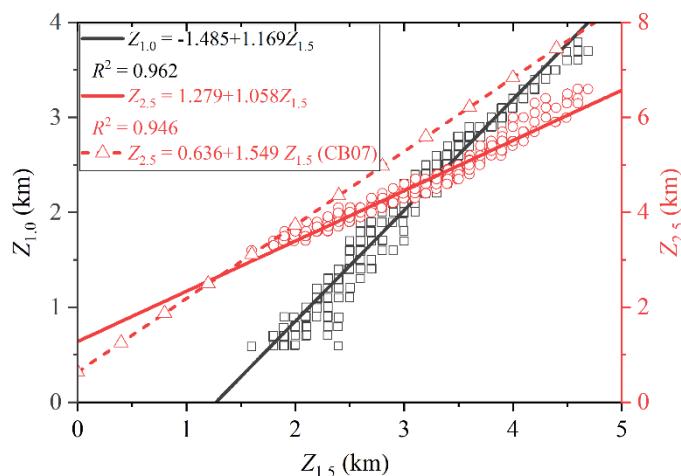
图 5-14 华北盆地模型深度参数 $Z_{1.5}$ 与 $Z_{1.0}$ 、 $Z_{2.5}$ 拟合关系

图 5-14 还对比了 Campbell and Bozorgnia (2007) 基于 PEER 数据库开发的 $Z_{1.5}$

和 $Z_{2.5}$ 的经验关系（记作 CB07 模型）以及本文华北盆地的 $Z_{1.5}$ 和 $Z_{2.5}$ 线性拟合曲线，CB07 模型的斜率大于华北盆地，表明与 CB07 模型相比华北盆地填充的低速沉积物更加深厚。

为评估本文建立的华北盆地地震效应模型，我们将本文模型与 Day et al. (2008) 和 NGA-west2 四种地震动预测模型（Abrahamson et al., 2014; Boore et al., 2014; Campbell and Bozorgnia, 2014; Chiou and Youngs, 2014, 分别记作 ASK14、BSSA14、CB14 和 CY14）的盆地效应项进行。由于不同模型中采用的盆地深度参数并不一致，因此我们首先应统一盆地深度标准，其中本文开发的华北盆地模型通过式 (5-8) 将 $Z_{1.5}$ 转换为 $Z_{2.5}$ ，ASK14、BSSA14 和 CY14 三种模型根据 Campbell and Bozorgnia (2013) 给出的加州地区的经验关系由 $Z_{1.0}$ 计算得到 $Z_{2.5}$ 参数，CB14 和 Day08 模型不需要对深度参数转换。NGA-west2 四种地震动模型的盆地效应模型是在包含 V_{s30} 的基本模型基础上进行调整，因此本文将 V_{s30} 取一维参考模型地表的波速值 1.46km/s，对于 ASK14、BSSA14 和 CY14 模型当 δZ_1 为零时不考虑盆地效应 ($\delta Z_1 = Z_1 - \mu_{Z1}(V_{s30})$)，其中 $\mu_{Z1}(V_{s30})$ 为 $Z_{1.0}$ 与 V_{s30} 的经验关系，详见文献 Boore et al., 2014)，而 CB14 模型中当 $Z_{2.5}=1.0\text{--}3.0\text{ km}$ 时不考虑盆地效应，当 $Z_{2.5}<1.0\text{ km}$ 时在 V_{s30} 基本模型的基础上进行缩放。

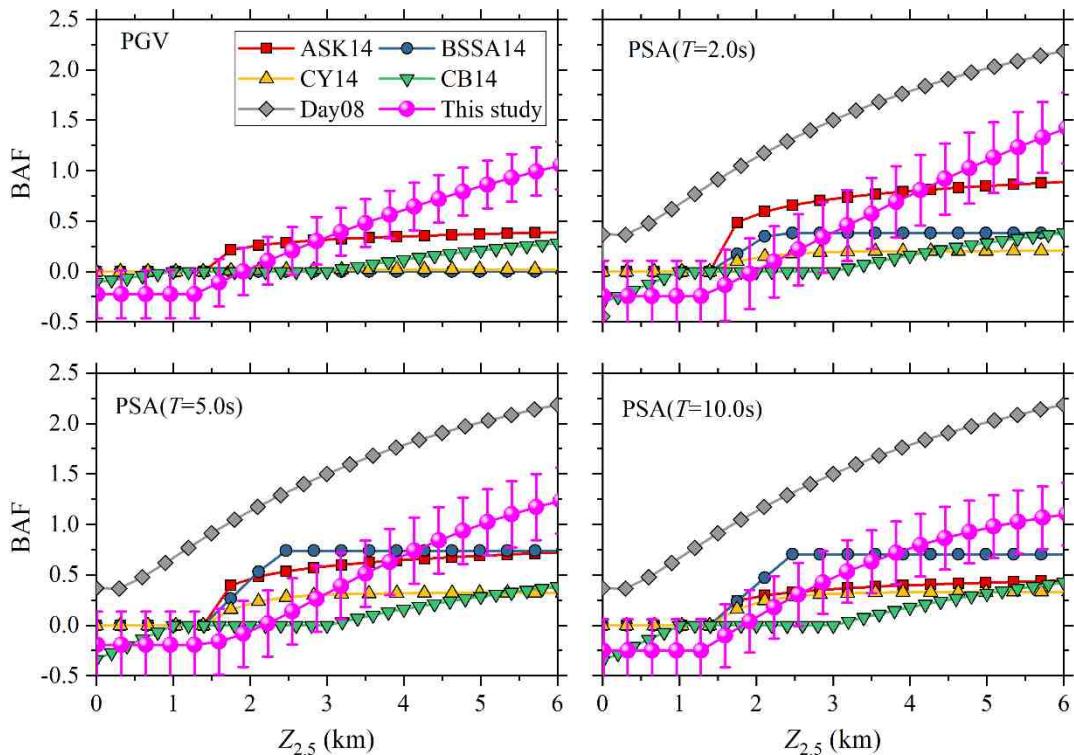


图 5-15 本文华北盆地地震动放大模型与 Day08 和 NGA-west2 四种模型中盆地效应模型对比

最终，本文建立的华北盆地地震效应模型与 Day et al. (2008) 和 NGA-west2

四种模型中的盆地效应模型对比如图 5-15 所示, 其中盆地放大系数 BAF 为自然对数值。BSSA14 和 CY14 模型对于 PGV 的放大系数 BAF 约为 0, 即不考虑盆地效应调整, 而本文模型在 $Z_{2.5} < 2.0\text{km}$ 的放大系数略小于 NGA-west2 模型, 相反当 $Z_{2.5} > 3.0\text{km}$ 时显著高于其他模型。对比不同周期的 PSA 可知, Day08 模型的放大系数均显著高于其他模型, 当 $Z_{2.5} = 6.0\text{km}$ 时不同周期的盆地放大效应可达 7~8 倍 ($\text{BAF} \approx 2.0$), 我们推测可能与其参考模型中人为设置的最小波速过高有关 (地表介质波速 $V_s = 3.2\text{km/s}$)。对比 NGA-west2 不同模型, ASK14 模型在 2.0s 时放大系数达到最大 ($\text{BAF} \approx 0.9$), 随周期增大放大系数呈下降趋势, 与本文给出的盆地效应模型表现较为一致; BSSA14 模型中的盆地放大效应随周期增加而逐渐增加, 当周期为 5.0s 左右时 BAF 达到最大, 5.0s 以上周期趋于稳定; CY14 和 CB14 模型的 BAF 随周期缓慢增加且不同周期的差异较小, 其盆地效应项整体小于 ASK14 和 BSSA14。对比本文给出的盆地效应模型, 当 $Z_{2.5} < 2.0\text{km}$ 本文模型小于 NGA-west2 模型, 当 $Z_{2.5} > 4.0\text{km}$ 时本文模型高于 NGA-west2 模型但低于 Day08 模型, 当 $Z_{2.5} = 2.0 \sim 4.0\text{km}$ 时本文模型介于四种 NGA-west2 模型之间, 2.0s 和 5.0s 时本文的 BAF 明显低于 ASK14 模型, 5.0s 和 10.0s 时高于 BSSA14 模型。此外, 付长华 (2012) 曾对北京盆地的长周期地震动放大效应进行深入研究, 但与本文对盆地深度的定义不同, 其使用的“等效沉积物厚度”无法转换为 Z_x 参数, 因此两者在严格意义上不具有可比性。

总而言之, 盆地地震效应受盆地几何结构、沉积层物理属性、震源与盆地相对位置、震源破裂模式等众多因素的影响, 目前盆地放大效应对盆地深度、周期的依赖性具有普遍共识, 但不同模型之间的差异在所难免。

5.6 本章小节

本章为北京及周边地区构建了高精度3D速度结构模型和1D参考模型, 以地震危险性较高的夏垫断裂为发震断层, 基于第二章给出的方法生成多凹凸体与随机滑动结合的运动学混合震源模型S1和S2, 采用有限差分在高性能计算平台对四次设定地震 (3DS1、1DS1、3DS2和1DS2) 开展强地震动数值模拟, 研究了华北沉积盆地内的地震波传播过程和长周期地震波形成机制, 提出了华北盆地长周期地震动放大效应模型。

(1) 地震波传播北部燕山隆起和西部太行山隆起区迅速衰减, 而在华北盆地内深厚低速沉积对地震波能量的围陷作用导致地震动幅值放大约2~6倍, 持时达到 150s 左右, 并且由于盆地复杂的地质构造使直达波、反射波和次生面波等不同震相相干叠加, 导致如北京—涿州凹陷、通州隆起、大厂凹陷、武清凹陷等区域表现出的复杂波场特征。

(2) 近断层地震动具有明显的方向性效应和集中效应, 其速度时程中具有大

幅值、长周期的速度脉冲特征，随着距离增加这种现象迅速减弱。断层破裂面上凹凸体的分布位置对近断层地震动分布具有控制作用，往往是地震破坏最为严重的区域。

(3) 华北盆地内的地震动放大效应十分显著，主要集中在沿大厂—武清凹陷、北京—涿州凹陷两个带状区域，其中盆地的几何构造和沉积层厚度共同控制盆地的地震动放大效应。此外，沉积盆地对两水平分量的放大作用大于垂直分量。

(4) 提出累积动能比 ΔE_k 作为地震动强度和持时的综合参数，该参数一定程度上消除了震源效应和路径效应的影响，从能量角度较好地描述沉积盆地地震效应。结果表明北部燕山山区和西部太行山区的累积动能比 ΔE_k 很小，而整个华北盆地内的 ΔE_k 明显大于盆地以外，其中在北京市区、大兴、涿州和固安等地区的 ΔE_k 接近中等水平，在香河以北至武清凹陷 ΔE_k 达到最高。

(5) 基于模拟结果进行回归分析，考虑到回归模型的普适性采用 $Z_{1.5}$ 作为盆地深度的控制性参数，最终提出了华北地区水平向峰值速度PGV、峰值加速度PGA和长周期反应谱PSA(1.0-10.0s)的盆地放大效应模型，为我国衰减关系建立、区划图编制等工作中考虑长周期地震动放大谱参数调整提供重要科学依据。

第六章 结论与展望

6.1 全文总结

强地震动是破坏性地震的主要表现形式，因此对于未来可能遭受的地震破坏作用做出定量合理的预测是工程地震领域十分关注的科学问题。基于地震学的强震动模拟方法相比传统工程预测方法具有更加准确可靠的精度、更加明确的物理机制、更加复杂的应用场景等优势，逐渐发展为工程地震动模拟的主要方法。本文采用随机性（随机有限断层）和确定性方法（有限差分）主要研究了地震动震源效应及场地效应等方面的内容，结合强震动观测与数值模拟研究对近断层地震动特性，并重点讨论并解决在震源模型构建、起伏地形效应及沉积盆地效应函数模型等方面存在的问题，研究成果服务于我国新一代地震区划图编制。本文工作主要结论如下：

(1) 构建具有物理意义的震源破裂过程是合理预测强地面运动的重要基础，本文主要介绍了随机模型和凹凸体模型的震源参数及设定方法，分别提出了四种适用于不同情形的运动学混合震源模型构建方法。针对实际地震和设定地震分别给出混合模型设定方法，对于实际地震采用波形反演与随机滑动结合的混合模型，较好地反映了震源破裂的确定性滑动部分；对于设定地震则采用凹凸体与随机滑动在波数域和空间域的混合模型，考虑震源破裂过程中的确定性和不确定性。最终，以 2021 年青海玛多 $M_w7.4$ 地震为例展示说明以上四种混合破裂模型合理性。

(2) 基于密集台网的强震动观测记录，研究了漾濞前震—主震—余震序列的震源效应、破裂方向性和地震动衰减等特征。首先，漾濞地震序列的震源效应相比 ASK14&CY14 的浅地壳地震平均震源效应较弱，短周期 ($<0.3s$) 地震动的震源效应可能受不同类型地震应力降的影响。其次，基于近场密集地震烈度记录对震源参数进行反演，其中 $M_s6.4$ 主震为优势破裂方向为 SSE 的近单向破裂事件，为近实时估计震源破裂参数提供可行思路。此外，研究表明漾濞震源区的非弹性调整系数普遍为负，通过与芦山地震和九寨沟地震对比认为在川滇区域较大范围内的非弹性衰减普遍较弱。

(3) 利用反应谱匹配法选取漾濞 $M_s6.4$ 地震最佳随机破裂过程及应力降 (16Mpa) 等，基于改进的三分量随机有限断层法模拟漾濞 $M_s6.4$ 地震。模拟结果在 0.05-10s 周期段波形、频谱和幅值与观测记录均较为相似，破裂前方 (SE 方向) 的 PGA 和 PGV 幅值普遍高于破裂后方 (NW 方向)，洱海西侧的近地表软弱土层对地震动具有明显放大作用。模拟结果整体较好地反映了地震动的距离衰减规律、近场饱和效应、局部场地效应以及破裂前方向性等地震动特征。

(4) 基于有限差分和三分量随机有限断层法分别对泸定地震进行低频和高频地震动模拟, 构建了从震源到场地、低频和高频模拟相协调的宽频带地震动模拟流程。通过与观测记录和 NGA-west2 的四个地震动模型的对比表明, 不同方法获得的地震动参数 (PGV、PGA、PSA) 残差值随周期存在一定波动, 但残差均值基本都分布在零附近, 宽频带合成结合了两种方法各自对不同频率范围地震动预测的优势, 得到的结果在整个频带范围内 (0.05-25Hz) 更接近实际观测。

(5) 我国青藏高原和四川盆地交界地区地震活动频繁, 地形起伏十分剧烈, 为研究地震动地形效应分别构建水平地表的 3DFlat 模型和含地形起伏的 3DTopo 模型。地震动峰值参数比值 $\ln(\delta\text{PGA})$ 和 $\ln(\delta\text{PGV})$ 与地表地形具有明显相关性, 波峰和山脊对地震动放大效应明显。服务于宏观尺度上的区域性评价, 通过对地震动地形效应的研究建立了地震动地形放大系数 AF_{TOPO} 与地形起伏度 RDLS 的拟合关系 $\ln(\delta\text{PGV})=0.479\times RDLS^{0.568}$ 。据此初步给出宏观尺度的全国千米网格地震动地形效应模型, 为促进将地形效应纳入工程实践、地震区划等工作提供科学参考。

(6) 我国首都圈区域长期缺乏强震动观测记录, 所处的华北盆地区域具有孕育发生强震的地质构造条件, 其地震安全性问题备受关注。本文以危险性较高的夏垫断裂为发震断层, 基于高性能计算平台对四次不同设定地震 ($M_w 7.5$) 进行强地震动模拟。地震波传播显示华北盆地内的波场形态发生明显扭曲, 地震波入射盆地边缘产生的反射波与直达体波、多次面波等震相发生叠加干涉。盆地内的地震动放大效应主要沿北京—涿州凹陷、大厂—武清凹陷两个带状区域分布, 华北盆地的几何构造和沉积层厚度对地震动放大具有显著影响。华北盆地内 2.0s 的地震动放大效应最为明显, PSA 放大系数可达 4.22 (自然对数值为 1.44)。最后, 基于进行回归分析建立了华北盆地北部地区水平向峰值速度 PGV、峰值加速度 PGA 和长周期反应谱 PSA (1.0-10.0s) 的盆地放大效应模型。

6.2 研究展望

强地震动模拟是地震工程领域的重要研究方向之一, 其发展涉及地震学、土木工程、计算机科学等多个学科领域的交叉融合。尽管目前已经取得了丰硕成果, 但仍然面临诸多挑战。

(1) 震源时空破裂过程是强震动模拟的基础, 本文在构建运动学震源模型时将破裂起始点位置、破裂面上凹凸体位置以及滑动角等作为随机参数, 然而震源动力学研究表明地震震级、震中位置以及震源破裂尺度等之间并非完全独立, 因此未来还需要增加合理的物理约束来修正运动学模型, 为强震动估计提供更加符合实际的震源破裂过程。此外, 本文研究采用的断层模型均为矩形平直面, 下一步还需要基于几何结构更加复杂的曲面断层模型开展研究。

(2) 高低频段分频模拟的宽频带合成方法仍然有待深入研究。首先, 不同模

拟方法涉及的输入参数体系庞大复杂，如品质因子、介质结构模型、破裂速度等参数并不协调；其次，波形叠加过程中如相交频率处的频率泄露或间断、相位非一致性以及波形震相不匹配等问题；最后，随机方法目前还暂未考虑如地表地形、沉积盆地等复杂场地的影响，与低频方法相悖，这必然导致宽频带合成结果缺乏合理性。

(3) 地震动是由震源—路径—场地构成的非线性复杂系统的产物，本文模拟基于大尺度非均匀介质及土体线性假设，未来研究需要进一步讨论小尺度随机非均匀介质和土体非线性效应对地震动的影响，提高模拟的精度和可靠性。

(4) 本文基于数值模拟开发了全国尺度的地震动地形效应模型和华北盆地放大效应模型，但由于确定性模拟需要占用大量计算资源，因此未来仍然需要开展大量研究工作以提高模型的可靠性和鲁棒性。此外，本文函数模型有待实际观测结果的对比验证。

(5) 数值模拟方法和地震动衰减关系都是强震动预测的重要手段，两者方法相辅相成，如何综合两种方法进行概率地震危险性分析？

(6) 大数据和人工智能技术的发展为地震工程研究提供了新机遇。例如在机器学习在震源参数反演、强地面运动预测与模型开发、波动微分方程求解等方面的最新应用都是今后值得关注的研究方向。

附录

附表 1 运动学破裂模型全局参数定标律

震源参数	统计关系式	数据范围	破裂类型	参考文献
	$\log_{10} L = -2.44 + 0.59M_w$	$4.8 < M_w \leq 8.1$	所有类型	Wells and Coppersmith (1994)
	$\log_{10} L = -2.57 + 0.62M_w$	$4.8 < M_w \leq 8.1$	走滑型	
	$\log_{10} L = -2.42 + 0.58M_w$	$4.8 < M_w \leq 7.6$	逆冲型	
	$\log_{10} L = -1.88 + 0.50M_w$	$5.2 < M_w \leq 7.3$	正断型	
	$\log_{10} L = -C_L + 0.5M_w$	—	—	王海云 (2004)
	$C_L = \begin{cases} 1.90 / 1.85 / 1.55 \\ 1.95 / 1.90 / 1.90 \\ 1.90 / 1.75 / 1.55 \end{cases}$	$4.57 < M_w \leq 6.5 / 6.5 < M_w \leq 7.5 / 7.5 < M_w \leq 7.77$	所有类型	
		$4.70 < M_w \leq 6.0 / 6.0 < M_w \leq 7.0 / 7.0 < M_w \leq 7.59$	倾滑断型	
		$4.57 < M_w \leq 6.5 / 6.5 < M_w \leq 7.5 / 7.5 < M_w \leq 7.77$	走滑型	
断层长度 L	$\log_{10} L = -2.693 + 0.614M_w$	$4.9 \text{km} \leq L \leq 108.0 \text{km}, 5.59 \leq M_w \leq 7.69$	逆冲型（浅源）	Thingbaijam et al. (2017)
	$\log_{10} L = -1.722 + 0.485M_w$	$9.0 \text{km} \leq L \leq 262.5 \text{km}, 5.86 \leq M_w \leq 8.39$	正断型	
	$\log_{10} L = -2.943 + 0.681M_w$	$6.0 \text{km} \leq L \leq 580.0 \text{km}, 5.38 \leq M_w \leq 8.70$	走滑型	
	$\log_{10} L = -2.412 + 0.583M_w$	$29.2 \text{km} \leq L \leq 1420.0 \text{km}, 6.68 \leq M_w \leq 9.19$	俯冲带	
	$\log_{10} L = -3.52 + 0.75M_w$	$5.4 \leq M_w \leq 7.9$	所有倾滑（中国）	Cheng et al. (2020)
	$\log_{10} L = -3.38 + 0.73M_w$	$6.7 \leq M_w \leq 8.3$	所有（中国西部）	
	$\log_{10} L = -1.40 + 0.44M_w$	$6.8 \leq M_w \leq 8.4$	所有（中国东部）	
	$\log_{10} L = -2.94 + 0.68M_w$	$6.7 \leq M_w \leq 8.3$	走滑（中国西部）	
	$\log_{10} L = -0.61 + 0.33M_w$	$6.8 \leq M_w \leq 8.4$	走滑（中国东部）	

	$\log_{10} W = -1.01 + 0.32M_w$	$4.8 < M_w \leq 8.1$	所有类型	Wells and Coppersmith (1994)
	$\log_{10} W = -0.76 + 0.27M_w$	$4.8 < M_w \leq 8.1$	走滑型	
	$\log_{10} W = -1.61 + 0.41M_w$	$4.8 < M_w \leq 7.6$	逆冲型	
	$\log_{10} W = -1.14 + 0.35M_w$	$5.2 < M_w \leq 7.3$	正断型	
断层宽度 W	$\log_{10} W = -C_w + 0.5M_w$	—	—	王海云 (2004)
	$C_w = \begin{cases} 2.00 / 2.20 / 2.30 \\ 2.10 / 2.20 / 2.30 \\ 2.00 / 2.125 / 2.25 \end{cases}$	$4.57 < M_w \leq 6.5 / 6.5 < M_w \leq 7.0 / 7.0 < M_w \leq 7.5$	所有类型	
		$4.70 < M_w \leq 6.5 / 6.5 < M_w \leq 7.0 / 7.0 < M_w \leq 7.59$	倾滑型	
		$4.57 < M_w \leq 6.0 / 6.0 < M_w \leq 6.5 / 6.5 < M_w \leq 7.0$	走滑型	
破裂面积 A	$\log_{10} W = C$	$7.5 < M_w \leq 7.77$	所有类型	Thingbaijam et al. (2017)
	$C = \begin{cases} 1.30 \\ 1.20 \end{cases}$	$7.0 < M_w \leq 7.77$	走滑型	
	$\log_{10} W = -1.669 + 0.435M_w$	$4.8 \text{km} \leq W \leq 45.0 \text{km}, 5.59 \leq M_w \leq 7.69$	逆冲型 (浅源)	
	$\log_{10} W = -0.829 + 0.323M_w$	$6.0 \text{km} \leq W \leq 112.5 \text{km}, 5.86 \leq M_w \leq 8.39$	正断型	
	$\log_{10} W = -0.543 + 0.261M_w$	$6.5 \text{km} \leq W \leq 50.0 \text{km}, 5.38 \leq M_w \leq 8.70$	走滑型	Cheng et al. (2020)
	$\log_{10} W = -0.880 + 0.366M_w$	$29.2 \text{km} \leq W \leq 260.0 \text{km}, 6.68 \leq M_w \leq 9.19$	俯冲带	
	$\log_{10} W = 0.32 + 0.61 \log_{10} L$	$5.7 < M_w \leq 7.1$	走滑型 (中国)	
	$\log_{10} W = 0.26 + 0.67 \log_{10} L$	$5.2 < M_w \leq 6.7$	倾滑型 (中国)	
	$\log_{10} W = 0.30 + 0.63 \log_{10} L$	$5.2 < M_w \leq 7.1$	所有类型 (中国)	
	$\log_{10} A = -3.49 + 0.91M_w$	$4.8 < M_w \leq 7.9$	所有类型	Wells and Coppersmith (1994)
	$\log_{10} A = -3.42 + 0.90M_w$	$4.8 < M_w \leq 7.9$	走滑型	
	$\log_{10} A = -3.99 + 0.98M_w$	$4.8 < M_w \leq 7.6$	逆冲型	
	$\log_{10} A = -2.87 + 0.82M_w$	$5.2 < M_w \leq 7.3$	正断型	

$A = 2.23 \times 10^{-15} \times M_o^{2/3}$	$5.66 \leq M_w \leq 7.22$	浅地壳地震	Somerville et al. (1999)
$\log_{10} A = -C_A + M_w$	—	—	
$C_A = \begin{cases} 4.00 / 4.05 / 4.20 \\ 4.00 / 4.05 / 4.25 \\ 4.00 / 4.05 / 4.20 \end{cases}$	$4.57 < M_w \leq 6.5 / 6.5 < M_w \leq 7.0 / 7.0 < M_w \leq 7.77$ $4.70 < M_w \leq 6.5 / 6.5 < M_w \leq 7.0 / 7.0 < M_w \leq 7.59$ $4.57 < M_w \leq 6.5 / 6.5 < M_w \leq 7.0 / 7.0 < M_w \leq 7.77$	所有类型 倾滑型 走滑型	王海云 (2004)
$\log_{10} A = -4.362 + 1.049 M_w$	$23.5 \text{ km}^2 \leq A \leq 4860.0 \text{ km}^2, 5.59 \leq M_w \leq 7.69$	逆冲型 (浅源)	
$\log_{10} A = -2.551 + 0.808 M_w$	$54.0 \text{ km}^2 \leq A \leq 29531.3 \text{ km}^2, 5.86 \leq M_w \leq 8.39$	正断型	Thingbaijam et al. (2017)
$\log_{10} A = -3.486 + 0.942 M_w$	$39.0 \text{ km}^2 \leq A \leq 29000.0 \text{ km}^2, 5.38 \leq M_w \leq 8.70$	走滑型	
$\log_{10} A = -3.292 + 0.949 M_w$	$852.6 \text{ km}^2 \leq A \leq 318080.0 \text{ km}^2, 6.68 \leq M_w \leq 9.19$	俯冲带	
$D = 1.56 \times 10^{-7} \times M_0^{1/3}$	$5.66 \leq M_w \leq 7.22$	浅地壳地震	Somerville et al. (1999)
平均滑动量 D	$\log_{10} D = -C_D + 0.5M_w$	—	
	$C_D = \begin{cases} 1.45 / 1.35 / 1.15 \\ 1.45 / 1.35 / 1.15 \\ 1.45 / 1.35 / 1.25 \end{cases}$	所有类型 倾滑型 走滑型	王海云 (2004)

$\log_{10} D = -3.156 + 0.451M_w$	$5.59 \leq M_w \leq 7.69$	逆冲型（浅源）	
$\log_{10} D = -4.967 + 0.693M_w$	$5.86 \leq M_w \leq 8.39$	正断型	Thingbaijam et al. (2017)
$\log_{10} D = -4.032 + 0.558M_w$	$5.38 \leq M_w \leq 8.70$	走滑型	
$\log_{10} D = -4.226 + 0.552M_w$	$6.68 \leq M_w \leq 9.19$	俯冲带	
$T_R = 2.03 \times 10^{-9} \times M_0^{1/3}$	$5.66 \leq M_w \leq 7.22$	—	Somerville et al. (1999)
$\log_{10} T_R = -3.01 + 0.498M_w$	$5.0 \leq M_w \leq 8.5$	—	Gusev and Chebrov (2019)
平均上升时间 T_R			
$T_R = \alpha_\tau \times 1.6 \times 10^{-9} \times M_0^{1/3}$	$\alpha_\tau = \begin{cases} 1 & \delta > 60^\circ \\ 1 - \frac{0.18(60^\circ - \delta)}{15} & 60^\circ \geq \delta \geq 45^\circ \\ 0.82 & \delta < 45^\circ \end{cases}$	—	Graves and Pitarka (2010)
$Z_{TOR} = \max[2.704 - 1.226 \max(M - 5.849, 0), 0]^2$		逆斜型	Chiou and
$Z_{TOR} = \max[2.673 - 1.136 \max(M - 4.970, 0), 0]^2$		走滑型和正断型	Youngs (2014)
断层上界面埋深			
Z_{TOR}	$Z_{TOR} = \max[(Z_{HYP} - 0.6W \sin \delta), 0]$	—	
	$Z_{HYP} = \begin{cases} 5.63 + 0.68M_w & \text{走滑型} \\ 11.24 + 0.2M_w & \text{非走滑型} \\ 7.08 + 0.61M_w & \text{未定类型} \end{cases}$		Kaklamanos et al. (2011)

附表 2 泸定 $M_{s}6.8$ 地震强震动记录参数

台站代码	经度 (°E)	纬度 (°N)	R_{rup} (km)	R_{JB} (km)	PGA (cm/s ²)			PGV (cm/s)			场地条件	传感器类型
					EW	NS	UD	EW	NS	UD		
051HYQ	102.62	29.58	48.96	48.75	46.924	76.474	27.880	6.943	7.727	2.963	SOIL	SJL100
051HYW	102.90	29.22	74.56	74.43	37.926	32.310	21.136	2.323	2.409	1.994	SOIL	SJL100
051JLN	101.68	28.76	84.34	81.94	68.107	86.245	43.723	2.567	2.574	1.192	SOIL	ES-T
051JLT	101.51	29.00	76.00	73.09	121.838	134.766	115.416	2.658	2.376	2.146	SOIL	ES-T
051LDJ	102.21	29.69	13.25	12.44	110.344	305.589	162.277	12.173	41.266	7.997	SOIL	ES-T
051LDL	102.23	29.79	17.96	17.38	303.239	192.819	205.552	12.225	10.889	6.619	SOIL	ES-T
051LDS	102.23	29.91	24.20	23.77	60.386	43.706	84.406	3.964	2.679	2.062	SOIL	ES-T
051SMC	102.34	29.13	34.55	34.25	88.315	79.440	42.309	4.426	6.380	2.657	SOIL	SJL100
051SMM	102.45	29.30	30.36	30.01	393.563	282.187	105.918	13.003	9.204	4.998	SOIL	SJL100
051SMX	102.28	29.27	18.79	18.23	186.162	177.802	169.292	13.151	9.974	8.616	SOIL	ES-T
051YXX	102.54	28.70	85.53	85.41	31.999	50.292	36.309	4.155	3.383	1.611	SOIL	SJL100
GLTB	102.72	29.03	68.50	68.35	26.566	25.617	13.921	1.486	1.802	1.471	ROCK	GL-A4
HYYD	102.46	29.65	37.98	37.70	34.965	47.171	18.260	4.365	8.660	2.083	ROCK	GL-A4
JKHYS	103.05	29.38	91.32	91.21	38.438	42.277	8.060	2.085	3.856	1.342	ROCK	GL-A4
MNTW	102.29	28.83	67.49	67.29	20.148	14.670	11.579	2.264	1.554	1.032	ROCK	GL-A4
SMML	102.46	29.30	35.09	34.79	98.682	167.816	5.830	5.115	9.113	0.365	ROCK	GL-A4
T0203	102.91	29.88	83.41	83.29	35.992	46.526	15.272	1.715	3.993	0.960	UNKNOWN	MEMS
T0205	103.02	29.73	87.43	87.31	40.377	48.070	18.238	1.242	2.775	0.862	UNKNOWN	MEMS
T0206	102.99	29.98	95.52	95.41	16.944	30.534	9.666	2.161	3.054	0.921	UNKNOWN	MEMS
T2201	102.76	29.81	71.36	71.22	17.126	17.514	12.018	2.517	2.746	0.958	UNKNOWN	MEMS
T2202	102.73	29.84	62.00	61.83	24.834	27.925	11.806	1.692	3.472	1.552	UNKNOWN	MEMS

台站代码	经度 (°E)	纬度 (°N)	R_{rup} (km)	R_{JB} (km)	PGA (cm/s ²)			PGV (cm/s)			场地条件	传感器类 型
					EW	NS	UD	EW	NS	UD		
T2203	102.86	29.68	68.69	68.54	64.103	46.668	25.684	3.587	3.375	1.521	UNKNOWN	MEMS
T2204	102.63	29.76	52.65	52.45	52.923	97.731	22.542	2.387	7.627	1.739	UNKNOWN	MEMS
T2205	102.57	29.74	49.98	49.77	81.465	58.691	33.548	3.629	4.137	1.896	UNKNOWN	MEMS
T2272	102.88	29.77	80.73	80.60	189.513	262.202	89.043	16.022	45.583	10.174	UNKNOWN	MEMS
T2301	102.63	29.50	44.64	44.41	55.430	60.123	40.190	5.597	7.720	4.130	UNKNOWN	MEMS
T2302	102.62	29.58	47.31	47.09	45.002	75.569	29.008	7.056	7.467	3.175	UNKNOWN	MEMS
T2303	102.87	29.28	72.77	72.63	37.275	31.821	20.840	2.305	2.395	2.034	UNKNOWN	MEMS
T2304	102.89	29.36	72.01	71.87	29.999	36.242	15.843	3.273	4.763	1.633	UNKNOWN	MEMS
T2305	102.71	29.19	56.96	56.78	55.614	52.470	32.704	3.124	2.463	3.371	UNKNOWN	MEMS
T2306	102.61	29.67	49.98	49.77	86.244	88.626	31.208	8.951	6.685	2.290	UNKNOWN	MEMS
T2307	102.38	29.68	31.33	31.00	98.846	159.504	41.268	7.670	10.122	4.886	UNKNOWN	MEMS
T2308	102.71	29.35	53.75	53.56	36.922	41.060	24.884	5.643	3.450	2.974	UNKNOWN	MEMS
T2309	102.68	29.31	53.75	53.56	64.008	61.444	23.753	3.792	3.419	2.490	UNKNOWN	MEMS
T2310	102.73	29.40	52.72	52.53	43.952	46.261	23.401	3.472	3.041	2.407	UNKNOWN	MEMS
T2311	102.53	29.53	35.32	35.02	61.322	105.613	26.495	5.102	5.532	3.850	UNKNOWN	MEMS
T2312	102.62	29.27	44.35	44.11	89.522	134.360	41.473	5.499	5.180	2.865	UNKNOWN	MEMS
T2313	102.62	29.43	43.10	42.85	239.015	201.889	87.689	27.105	17.108	5.139	UNKNOWN	MEMS
T2371	102.44	29.55	28.68	28.32	83.460	175.097	43.999	5.567	8.977	3.419	UNKNOWN	MEMS
T2401	102.34	29.14	35.75	35.46	83.420	82.314	44.378	6.480	4.437	2.806	UNKNOWN	MEMS
T2405	102.27	29.28	17.94	17.36	176.651	183.877	171.656	9.917	13.104	8.890	UNKNOWN	MEMS
T2406	102.44	29.30	26.14	25.74	275.082	383.120	103.900	8.930	12.802	4.914	UNKNOWN	MEMS
T2407	102.41	29.16	32.22	31.90	60.817	50.004	62.838	5.336	4.568	2.695	UNKNOWN	MEMS

附录

台站代码	经度 (°E)	纬度 (°N)	R_{rup} (km)	R_{JB} (km)	PGA (cm/s ²)			PGV (cm/s)			场地条件	传感器类型
					EW	NS	UD	EW	NS	UD		
T2408	102.41	29.28	26.14	25.74	94.936	108.539	73.489	8.142	6.851	3.584	UNKNOWN	MEMS
T2409	102.44	29.30	35.09	34.79	183.849	212.288	107.749	12.683	12.096	3.600	UNKNOWN	MEMS
T2471	102.23	29.37	6.20	4.21	632.019	464.525	251.032	49.706	31.464	17.936	UNKNOWN	MEMS
T2501	102.84	30.12	81.60	81.47	30.575	31.219	7.654	1.845	1.996	0.821	UNKNOWN	MEMS
T2502	102.74	30.12	73.16	73.01	24.940	17.589	8.105	1.425	1.358	0.854	UNKNOWN	MEMS
T2503	102.83	29.95	74.04	73.90	63.438	75.264	29.422	1.643	3.336	1.324	UNKNOWN	MEMS
T2504	102.70	30.00	68.15	68.00	62.411	43.053	26.576	2.595	1.819	0.926	UNKNOWN	MEMS
T2505	102.62	30.06	65.06	64.90	52.414	48.833	23.612	2.766	3.460	1.040	UNKNOWN	MEMS
TH001	102.63	29.50	44.64	44.41	57.155	61.666	39.394	5.655	7.870	4.032	SOIL	JS-A2
TL001	102.89	30.03	86.28	86.16	30.440	30.564	11.542	2.013	2.699	0.868	SOIL	JS-A2
TQLHK	102.42	30.06	50.56	50.35	23.300	22.801	23.451	0.996	1.177	1.159	ROCK	GL-A4
TS001	102.34	29.14	35.75	35.46	82.282	88.540	41.725	6.813	4.709	2.749	SOIL	JS-A2
TS002	102.30	29.00	46.10	45.87	101.118	69.816	40.195	5.247	3.422	1.906	SOIL	JS-A2
TS003	102.27	29.28	17.94	17.36	180.948	191.677	173.630	10.168	13.544	8.842	SOIL	JS-A2
TT001	102.39	29.93	37.25	36.97	113.191	85.328	52.163	2.286	3.771	1.878	SOIL	JS-A2
TU001	103.00	29.87	92.78	92.67	19.774	15.884	5.688	1.700	2.217	0.853	SOIL	JS-A2
TY001	102.53	29.78	43.31	43.07	179.607	127.382	27.954	6.315	6.584	1.788	SOIL	JS-A2
TY002	102.74	29.68	59.33	59.15	41.032	32.885	21.504	2.319	3.079	1.665	SOIL	JS-A2
V0101	101.57	29.96	51.15	48.47	56.776	44.043	39.734	2.203	1.902	1.203	UNKNOWN	MEMS
V0103	101.10	29.35	97.83	95.30	17.949	12.886	5.690	1.193	0.845	1.023	UNKNOWN	MEMS
V0105	102.05	30.11	38.05	37.78	69.917	48.204	32.297	1.603	2.264	0.829	UNKNOWN	MEMS
V0106	102.29	30.43	74.80	74.66	29.491	25.375	16.934	1.067	0.932	0.748	UNKNOWN	MEMS

台站代码	经度 (°E)	纬度 (°N)	R_{rup} (km)	R_{JB} (km)	PGA (cm/s ²)			PGV (cm/s)			场地条件	传感器类型
					EW	NS	UD	EW	NS	UD		
V0107	102.22	30.18	50.80	50.60	42.336	29.437	16.278	2.716	1.550	1.050	UNKNOWN	MEMS
V0108	102.14	30.07	38.00	37.73	42.578	69.639	41.884	2.174	1.863	1.126	UNKNOWN	MEMS
V0109	101.48	30.08	65.21	62.81	115.736	48.505	180.775	1.961	1.016	3.013	UNKNOWN	MEMS
V0110	101.96	30.09	38.05	37.78	40.715	22.340	14.298	2.087	1.517	0.888	UNKNOWN	MEMS
V0171	101.50	30.22	72.18	70.13	19.457	22.352	24.411	0.867	0.969	1.032	UNKNOWN	MEMS
V0172	101.97	30.01	27.22	26.83	36.461	29.955	17.312	2.359	1.770	1.060	UNKNOWN	MEMS
V0173	101.30	29.42	79.47	76.53	320.914	280.247	193.388	19.132	17.756	6.773	UNKNOWN	MEMS
V0174	101.50	30.16	72.18	70.13	74.415	66.484	25.180	1.467	1.422	0.940	UNKNOWN	MEMS
V0175	101.43	29.51	67.66	64.47	93.042	114.044	54.975	2.799	3.765	1.719	UNKNOWN	MEMS
V0176	101.52	29.75	53.60	50.11	76.619	63.656	35.087	1.951	1.936	0.792	UNKNOWN	MEMS
V2202	102.18	30.03	30.34	30.00	93.840	75.516	62.220	6.224	2.920	1.638	UNKNOWN	MEMS
V2203	102.20	29.82	15.60	14.92	190.200	98.739	124.064	21.681	7.779	17.001	UNKNOWN	MEMS
V2403	101.90	28.68	80.91	78.99	43.035	22.056	21.241	2.123	1.376	1.159	UNKNOWN	MEMS
V2404	101.47	29.18	66.59	63.37	31.624	34.800	24.445	1.919	2.081	1.674	UNKNOWN	MEMS
V2409	101.24	29.08	96.96	94.42	14.556	13.795	11.241	0.804	1.138	1.340	UNKNOWN	MEMS
V2413	101.83	28.89	64.73	62.14	126.485	127.234	84.481	4.126	5.146	2.011	UNKNOWN	MEMS
V2472	101.54	28.91	83.30	80.60	98.435	103.324	66.675	4.315	4.239	1.992	UNKNOWN	MEMS
V2502	101.07	29.72	91.30	88.64	147.759	93.703	43.955	7.408	3.447	1.469	UNKNOWN	MEMS
V2503	101.18	29.41	88.65	85.92	27.793	25.790	11.168	1.142	1.291	0.900	UNKNOWN	MEMS
V2505	101.06	29.61	91.30	88.64	31.680	47.572	32.118	1.458	2.106	0.995	UNKNOWN	MEMS
V2509	101.10	29.77	91.22	88.58	66.709	79.577	30.494	2.725	4.928	1.137	UNKNOWN	MEMS
V2515	101.32	29.88	73.85	70.96	43.662	47.184	48.113	0.991	1.300	1.297	UNKNOWN	MEMS

附录

台站代码	经度 (°E)	纬度 (°N)	R_{rup} (km)	R_{JB} (km)	PGA (cm/s ²)			PGV (cm/s)			场地条件	传感器类型
					EW	NS	UD	EW	NS	UD		
VJ003	101.51	29.14	70.88	67.80	41.175	94.847	33.604	1.382	1.982	1.834	SOIL	JS-A2
VK002	101.56	29.85	43.95	40.40	53.092	70.379	40.155	1.759	2.975	1.268	SOIL	JS-A2
VK004	101.37	29.63	65.04	61.79	106.282	156.354	45.500	2.112	3.342	1.327	SOIL	JS-A2
VL001	102.22	29.91	21.43	20.94	101.754	141.288	143.826	5.047	4.277	2.989	SOIL	JS-A2
W3308	102.28	28.81	67.49	67.29	24.604	36.804	18.143	3.893	2.381	1.330	UNKNOWN	MEMS
W3309	102.29	28.94	55.16	54.47	50.820	56.789	40.689	4.332	4.856	1.860	UNKNOWN	MEMS
W3401	102.59	28.82	78.74	78.61	38.712	35.819	18.340	3.099	2.852	1.440	UNKNOWN	MEMS
W3502	102.63	29.04	61.40	61.23	18.657	14.442	20.521	1.856	1.895	1.799	UNKNOWN	MEMS
W3503	102.77	28.97	76.17	76.03	15.025	15.143	11.124	1.132	1.290	1.375	UNKNOWN	MEMS
W3505	102.71	29.04	68.50	68.35	21.048	31.862	10.295	1.473	2.023	1.415	UNKNOWN	MEMS
W3506	102.72	28.94	76.05	75.92	18.935	23.079	13.008	1.835	2.306	1.378	UNKNOWN	MEMS
W3507	102.57	28.84	69.73	69.58	20.030	14.686	11.607	1.739	2.099	1.865	UNKNOWN	MEMS
W3508	102.77	29.13	70.39	70.24	57.610	101.781	33.074	4.216	6.386	1.752	UNKNOWN	MEMS
W3509	102.61	29.13	54.06	53.87	45.657	58.503	20.368	1.833	2.125	2.035	UNKNOWN	MEMS
WG001	102.55	29.04	61.40	61.23	29.556	53.605	24.673	2.465	3.278	1.584	SOIL	JS-A2
YJMJ	102.77	29.83	62.00	61.83	21.913	42.812	9.438	1.847	2.611	0.984	ROCK	GL-A4
YLXJ	101.90	30.20	50.91	50.64	27.496	18.307	12.305	2.357	0.968	1.648	ROCK	GL-A4
YXMH	102.58	28.85	69.73	69.58	12.191	12.788	8.821	1.679	1.882	1.149	ROCK	GL-A4

注：表中 PGA 和 PGV 为带通滤波后幅值。

参考文献

- 巴振宁, 梁建文. 平面 SV 波在层状半空间中沉积谷地周围的散射[J]. 地震工程与工程振动, 2011, 31(3): 18-26.
- 巴振宁, 赵靖轩, 梁建文, 等. 2022. 基于有限断层震源模型的北京地区强地震动模拟——以 1679 年三河—平谷 8 级地震为例[J]. 地震研究, 45(3): 479-488.
- 巴振宁, 赵靖轩, 张郁山, 等. 2023. 基于 GP14.3 运动学混合震源模型和 SPECFEM3D 谱元法的宽频地震动模拟[J]. 地球物理学报, 66(3): 1125-1138.
- 曹泽林. 2020. 基于 FK 法的三分量宽频带强地震动场合成[D]. 哈尔滨: 哈尔滨工业大学.
- 陈国光, 徐杰, 高战武. 2003. 华北渤海湾盆地大震的构造特征[J]. 华北地震科学, 21(2): 7-15.
- 陈田田, 彭立, 刘邵权, 等. 2016. 基于 GIS 的横断山区地形起伏度与人口和经济的关系[J]. 中国科学院大学学报, 33(4): 505-512.
- 邓起东, 张培震, 冉勇康, 等. 2002. 中国活动构造基本特征[J]. 中国科学(D 辑:地球科学), 32(12): 1020-1030+1057.
- 丁海平, 刘启方, 金星. 2006. 长周期地震动三维有限元数值模拟方法[J]. 地震工程与工程振动, 26(5): 27-31.
- 杜修力, 胡晓, 陈厚群. 1995. 强震地运动随机过程模拟[J]. 地震学报, 17(01): 103-109.
- 段梦乔, 赵翠萍, 周连庆, 等. 2021. 2021 年 5 月 21 日云南漾濞 $M_{\text{S}}6.4$ 地震序列发震构造[J]. 地球物理学报, 64(9): 3111-3125.
- 段永红, 王夫运, 张先康, 等. 2016. 华北克拉通中东部地壳三维速度结构模型 (HBCrust1.0)[J]. 中国科学: 地球科学, 46(6): 845-856.
- 封志明, 唐焰, 杨艳昭, 等. 2007. 中国地形起伏度及其与人口分布的相关性[J]. 地理学报, 62(10): 1073-1082.
- 付长华. 2012. 北京盆地结构对长周期地震动加速度反应谱的影响[D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所.
- 付长华, 高孟潭, 陈鲲. 2012. 北京盆地结构对长周期地震动反应谱的影响[J]. 地震学报, 34(03): 374-382+425.
- 傅磊, 李小军, 荣棉水, 等. 2018. 基于强震动数据的龙门山地区地震动预测模型参数反演[J]. 地震学报: 40(3), 374-386.
- 傅磊, 李小军. 2017. 龙门山地区的 $\kappa(\kappa_0)$ 模型及汶川 $M_{\text{S}}8.0$ 地震的强地震动模拟[J]. 地球物理学报, 60(8): 2935-2947.
- 郝明辉, 张郁山. 2019. 基于 DEM 数据的地形效应经验预测模型研究[J]. 土木工程学报, 52(2): 86-96.

- 胡进军, 靳超越, 张辉, 等. 2022. 匹配多目标参数的地震动合成方法[J]. 工程力学, 39(3): 126-136.
- 冀昆, 温瑞智, 任叶飞, 等. 2016. NGA 模型在芦山地震区的适用性[J]. 岩石力学与工程学报, 35(S1): 2990-2999.
- 金星. 2021. 地震预警与烈度速报——理论与实践[M]. 科学出版社.
- 蒋涵. 2014. 三维地形特征与地震动放大系数的相关性研究[D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所.
- 蒋其峰, 荣棉水, 魏玮, 等. 2023. 低山丘陵地形效应的三维有限元模拟[J]. 地震工程学报, 45(6): 1294-1302.
- 姜伟, 陶夏新, 陶正如等. 2017. 有限断层震源模型局部参数定标律[J]. 地震工程与工程振动, 37(06): 23-30.
- 姜治军, 胡进军, 张齐等. 2016. 考虑土层非线性效应的四川地区场地放大系数模型[J]. 岩土工程学报, 38(09): 1650-1659.
- 李小军. 2013. 地震动参数区划图场地条件影响调整[J]. 岩土工程学报, 35(增刊 2): 21-29.
- 李宗超. 2017. 大震近场地震动数值模拟不确定性研究[D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所.
- 廖振鹏, 郑天愉. 1997. 工程地震学在中国的发展[J]. 地球物理学报, 40(S1): 177-191.
- 廖振鹏, 杨柏坡, 袁一凡. 1981. 三维地形对地震地面运动的影响[J]. 地震工程与工程振动, 1(1): 56-77.
- 梁建文, 严林隽, 李军伟. 2001. 圆弧形沉积河谷场地在平面 P 波入射下的响应[J]. 岩土力学, 22(2): 138-143.
- 刘启方. 2005. 基于运动学和动力学震源模型的近断层地震动研究[D]. 哈尔滨: 中国地震局工程力学研究所.
- 刘启方, 袁一凡, 金星, 等. 2006. 近断层地震动的基本特征[J]. 地震工程与工程振动, 26(1): 1-10.
- 刘中宪, 马宁宁, 刘蕾. 2015. 盆山耦合场地对平面 SH 波的散射[J]. 应用力学学报, 32(05): 839-844+900.
- 龙锋, 祁玉萍, 易桂喜, 等. 2021. 2021 年 5 月 21 日云南漾濞 $M_{\text{S}}6.4$ 地震序列重新定位与发震构造分析[J]. 地球物理学报, 64(8): 2631-2646.
- 吕红山, 赵凤新. 2007. 适用于中国场地分类的地震动反应谱放大系数[J]. 地震学报, 29(1): 67-76.
- 欧进萍, 牛荻涛, 杜修力. 1991. 设计用随机地震动的模型及其参数确定[J]. 地震工程与工程振动, 11(03): 45-54.
- 潘波, 许建东, 刘启方. 2009. 1679 年三河-平谷 8 级地震近断层强地震动的有限元模拟[J]. 地震地质, 31(1): 69-83.

- 徐国栋, 史培军, 周锡元. 2010. 基于目标功率谱和包线的地震动合成[J]. 地震工程与工程振动, 30(2): 1-9.
- 徐杰, 周本刚, 计凤桔, 等. 2012. 华北渤海湾盆地区大震发震构造的基本特征[J]. 地震地质, 34(4): 618-636.
- 许娟, 赵雪慧, 周琪, 等. 2023. 2022 年四川泸定 $M_{s}6.8$ 地震人员震亡特征分析[J]. 地震研究, 46(04): 603-610.
- 徐锡伟, 吴卫民, 张先康, 等. 2002. 首都圈地区地壳最新构造变动与地震[M]. 科学出版社.
- 许强, 李为乐. 2010. 汶川地震诱发滑坡方向效应研究[J]. 四川大学学报(工程科学版), 42(S1): 7-14.
- 孙晓丹. 2010. 强地震动场估计中若干问题的研究[D]. 哈尔滨: 哈尔滨工业大学.
- 孙晓丹, 陶夏新. 2012. 宽频带地震动混合模拟方法综述[J]. 地震学报, 34(4): 571-577.
- 王椿镛, 吴庆举, 段永红, 等. 2017. 华北地壳上地幔结构及其大地震深部构造成因[J]. 中国科学: 地球科学, 47(06): 684-719.
- 王海云. 2004. 近场强地震动预测的有限断层震源模型[D]. 哈尔滨: 中国地震局工程力学研究所.
- 王海云. 2011. 渭河盆地中土层场地对地震动的放大作用[J]. 地球物理学报, 54(1): 137-150.
- 王国新. 2001. 强地震动衰减研究[D]. 哈尔滨: 中国地震局工程力学研究所.
- 王勤彩, 刘杰, 郑斯华, 等. 2005. 云南地区与频率有关的 P 波、S 波衰减研究[J]. 地震学报, 27(6): 588-597.
- 王宏伟, 任叶飞, 温瑞智. 2021. 一种随机有限断层的三维地震动模拟方法[J], 地震工程与工程振动, 41(2): 181-191.
- 王铭锋, 郑傲, 章文波. 2017. 局部山体地形对强地面运动的影响研究[J]. 地球物理学报, 60(12): 4655-4670.
- 温瑞智. 2016. 我国强地震动记录特征综述[J]. 地震学报, 38(4): 550-563.
- 温瑞智, 任叶飞, 齐文浩, 等. 2013. 2013 年 4 月 20 日芦山地震最大加速度记录分析[J]. 西南交通大学学报, 48(5): 783-791.
- 温瑞智, 王宏伟, 任叶飞, 等. 2015. 芦山余震震源参数及震源区品质因子反演[J]. 哈尔滨工业大学学报, 47(4): 58-63.
- 吴微微, 吴朋, 魏娅玲, 等. 2017. 川滇活动块体中-北部主要活动断裂带现今应力状态的分区特征[J]. 地球物理学报, 60(5): 1735-1745.
- 杨峰, 黄金莉. 2013. 首都圈上地壳高精度三维 P 波速度模型--基于石油地震叠加速度和人工地震测深剖面[J]. 地球物理学报, 56(5): 1487-1496.
- 杨九元, 温扬茂, 许才军. 2021. 2021 年 5 月 21 日云南漾濞 $M_{s}6.4$ 地震: 一次破裂在隐伏断层上的浅源走滑事件[J]. 地球物理学报, 64(9): 3101-3110.

- 杨宏峰, 姚素丽, 陈翔. 2022. 非均匀断层上的破裂传播及对震级预测的挑战[J]. 科学通报, 67(13): 1390-1403.
- 余中元, 潘华, 沈军等. 2020. 夏垫断裂荣家堡探槽揭示的断裂活动特征及未来地震危险性概率评价[J]. 地震地质, 42(03): 688-702.
- 喻烜. 2021. 汶川地震区地震动估计经验模型[D]. 哈尔滨: 中国地震局工程力学研究所.
- 俞言祥, 李山有, 肖亮. 2013. 为新区划图编制所建立的地震动衰减关系[J]. 震灾防御技术, 8(1): 24-33.
- 于彦彦. 2016. 三维沉积盆地地震效应研究[D]. 哈尔滨: 中国地震局工程力学研究所.
- 袁晓铭, 廖振鹏. 1993. 圆弧形凹陷地形对平面 SH 波散射问题的级数解答[J]. 地震工程与工程振动, 13(2): 1-11.
- 袁晓铭, 廖振鹏. 1996. 任意圆弧形凸起地形对平面 SH 波的散射[J]. 地震工程与工程振动, 16(2): 1-13.
- 袁一凡. 2008. 四川汶川 8.0 级地震损失评估[J]. 地震工程与工程振动, 2008, 28(5): 10-19.
- 战吉艳, 陈国兴, 刘建达等. 2013. 远场大地震作用下大尺度深软场地的非线性地震效应分析 [J]. 岩土力学, 34(11): 3229-3238.
- 张培震. 2008. 青藏高原东缘川西地区的现今构造变形、应变分配与深部动力过程[J]. 中国科学(D 辑: 地球科学), 38(09): 1041-1056.
- 张培震, 邓起东, 张国民, 等. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块[J]. 中国科学(D 辑: 地球科学), 33(S1): 12-20.
- 张培震, 邓起东, 张竹琪, 等. 2013. 中国大陆的活动断裂、地震灾害及其动力过程[J]. 中国科学: 地球科学, 43(10): 1607-1620.
- 张群伟, 朱守彪. 2019. 华北地区主要断裂带上的库仑应力变化及地震活动性分析[J]. 地震地质, 41(3): 649-669.
- 张伟. 2006. 含起伏地形的三维非均匀介质中地震波传播的有限差分算法及其在强地面震动模拟中的应用[D]. 北京: 北京大学.
- 章小龙, 李小军, 周正华, 等. 2017. 三维复杂山谷地形 SV 波垂直输入地震反应分析[J]. 地球物理学报, 60(7): 2779-2790.
- 赵翠萍, 陈章立, 华卫, 等. 2011. 中国大陆主要地震活动区中小地震震源参数研究[J]. 地球物理学报, 54(6): 1478-1489.
- 郑天愉, 姚振兴. 1992. 强震地面运动的理论地震学研究[J]. 地球物理学报, 35(01): 102-110.
- 中国地震科学实验场科学设计编写组. 2019. 中国地震科学实验场科学设计[M]. 北京: 中国标准出版社.
- 中华人民共和国住房和城乡建设部. 2010. 建筑抗震设计规范(GB 50011-2010)[S]. 中国建筑工业出版社.

- 周红. 2018. 基于 NNSIM 随机有限断层法的 7.0 级九寨沟地震强地面运动场重建[J]. 地球物理学报, 61(5): 2111-2121.
- 周红, 常莹. 2022. 利用 BP 神经网络技术建立自贡地区地震动地形效应模型及其在汶川地震中的效验[J]. 地球物理学报, 65(6): 2022-2034.
- 周锡元. 1965. 土质条件对建筑物所受地震荷载的影响[C]. 中国科学院工程力学研究所地震工程研究报告集. 北京: 科学出版社.
- 周竹生, 薛乔文, 杨鹏凯. 2017. 起伏地表下弹性波场数值模拟的自由边界处理方法改进. 地球物理学进展, 32(1): 436-442.
- 朱红彬, 邢成起, 李红, 等. 2010. 华北构造区主要地震带分段与强震活动[J]. 地震学报, 32(06): 705-717.
- Aagaard B T, Hall J F, Heaton T H. 2004. Effects of fault dip and slip rake angles on near-source ground motions: Why rupture directivity was minimal in the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 94(1): 155-170.
- Abrahamson N A, Silva W J. 1997. Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes[J]. Seismological Research Letters, 68(1): 94-127.
- Abrahamson N A, Silva W J, Kamai R. 2014. Summary of the ASK14 ground motion relation for active crustal regions[J]. Earthquake Spectra, 30(3): 1025-1055.
- Aki K. 1967. Scaling law of seismic spectrum[J]. Journal of geophysical research, 72(4): 1217-1231.
- Aki K, Larner K L. 1970. Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves[J]. Journal of Geophysical Research, 75(5): 933-954.
- Aki K, Richards P G. 1980. Quantitative Seismology: Vol.1 theory and methods[M]. Freeman.
- Al Atik L, Abrahamson N, Bommer J J, et al. 2010. The variability of ground-motion prediction models and its components[J]. Seismological Research Letters, 81(5): 794-801.
- Allmann B P, Shearer P M. 2009. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114(B1).
- Alterman Z, Karal Jr F C. 1968. Propagation of elastic waves in layered media by finite difference methods[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 58(1): 367-398.
- Ameri G, Drouet S, Traversa P, et al. 2017. Toward an empirical ground motion prediction equation for France: Accounting for regional differences in the source stress parameter[J]. Bulletin of Earthquake Engineering, 15(11): 4681-4717.
- Amin M, Ang A H S. 1968. Nonstationary stochastic models of earthquake motions[J]. Journal of the Engineering Mechanics Division, 94(2): 559-584.
- Anggraeni D. 2010. Modelling the impact of topography on seismic amplification at regional scale[D]. University of Twente.

- Antonietti P F, Mazzieri I, Melas L, et al. 2021. Three-dimensional physics-based earthquake ground motion simulations for seismic risk assessment in densely populated urban areas[J]. Mathematics in Engineering, 3(2): 1-31.
- Aoi S, Fujiwara, H. 1999. 3D finite-difference method using discontinuous grids[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 89(4): 918-930.
- Ashford S A, Sitar N, Lysmer J, et al. 1997. Topographic effects on the seismic response of steep slopes[J]. Bulletin of the seismological society of America, 87(3): 701-709.
- Atkinson G M. 1993. Earthquake source spectra in eastern North America[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 83(6): 1778-1798.
- Atkinson G M, Boore D M. 1995. Ground-motion relations for eastern North America[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 85(1): 17-30.
- Atkinson G M, Boore D M. 2006. Earthquake ground-motion prediction equations for eastern North America[J]. Bulletin of the seismological society of America, 96(6): 2181-2205.
- Atkinson G M, Mereu R F. 1992. The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 82(5): 2014-2031.
- Baltay A S, Hanks T C, Abrahamson N A. 2019. Earthquake stress drop and Arias intensity[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124(4): 3838-3852.
- Baltzopoulos G, Baraschino R, Chioccarelli E, et al. 2023. Near-source ground motion in the *M*7.8 Gaziantep (Turkey) earthquake[J]. Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 52(12): 3903-3912.
- Barani S, Massa M, Lovati S, et al. 2014. Effects of surface topography on ground shaking prediction: implications for seismic hazard analysis and recommendations for seismic design[J]. Geophysical Journal International, 197(3): 1551-1565.
- Bard P Y, Bouchon M. 1980a. The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incident SH waves[J]. Bulletin of the seismological society of America, 1980, 70(4): 1263-1286.
- Bard P Y, Bouchon M. 1980b. The seismic response of sediment-filled valleys. Part 2. The case of incident P and SV waves[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 70(5): 1921-1941.
- Ben-Menahem A. 1961. Radiation of seismic surface-waves from finite moving sources[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 51(3): 401-435.
- Beresnev I A, Atkinson G M. 1997. Modeling finite-fault radiation from the ω^n spectrum[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 87(1): 67-84.
- Beresnev I A, Atkinson G M. 1998. FINSIM--a FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults[J]. Seismological Research Letters, 69(1): 27-32.
- Berge C, Gariel J C, Bernard P. 1998. A very broad-band stochastic source model used for near source

- strong motion prediction[J]. Geophysical research letters, 25(7): 1063-1066.
- Bindi D, Parolai S, Grosser H, et al. 2007. Empirical ground-motion prediction equations for northwestern Turkey using the aftershocks of the 1999 Kocaeli earthquake[J]. Geophysical Research Letters, 34(8). L08305.
- Bindi D, Spallarossa D, Pacor F. 2017. Between-event and between-station variability observed in the Fourier and response spectra domains: comparison with seismological models[J]. Geophysical Journal International, 210(2): 1092-1104.
- Boatwright J. 2007. The persistence of directivity in small earthquakes[J]. Bulletin of the Seismological Society of America 97(6): 1850-1861.
- Boatwright J, Choy G L. 1992. Acceleration source spectra anticipated for large earthquakes in northeastern North America[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 82(2): 660-682.
- Bohlen T, De Nil D, Köhn D, et al. 2012. SOFI3D-seismic modeling with finite differences 3D-acoustic and viscoelastic version. Geophysical Institute, KIT.
- Boore D M. 1972. Finite-difference methods for seismic wave propagation in heterogeneous materials[J]. Methods in Computational Physics, 11: 1-37.
- Boore D M. 1983. Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 73(6A): 1865-1894.
- Boore D M. 2003. Simulation of ground motion using the stochastic method[J]. Pure and applied geophysics, 160: 635-676.
- Boore D M. 2009. Comparing stochastic point-source and finite-source ground-motion simulations: SMSIM and EXSIM[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 99(6): 3202-3216.
- Boore D M, Larner K L, Aki K. 1971. Comparison of two independent methods for the solution of wave-scattering problems: Response of a sedimentary basin to vertically incident SH waves[J]. Journal of Geophysical Research, 76(2): 558-569.
- Boore D M, Stewart J P, Seyhan E, Atkinson G M. 2014. NGA-West2 equations for predicting PGA, PGV, and 5% damped PSA for shallow crustal earthquakes[J]. Earthquake Spectra, 30(3): 1057-1085.
- Boore D M, Thompson E M. 2014. Path durations for use in the stochastic-method simulation of ground motions[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 104(5): 2541-2552.
- Boore D M, Thompson E M. 2015. Revisions to some parameters used in stochastic-method simulations of ground motion[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 105(2A): 1029-1041.
- Boore D M, Watson-Lamprey J, Abrahamson N A. 2006. Orientation-independent measures of ground

- motion[J]. Bulletin of the seismological Society of America, 96(4A): 1502-1511.
- Bouchon M. 1973. Effect of topography on surface motion[J]. Bulletin of the seismological Society of America, 63(2): 615-632.
- Bouchon M, Barker J S. 1996. Seismic response of a hill: the example of Tarzana, California[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 86(1A): 66-72.
- Bouckovalas G D, Papadimitriou A G. 2005. Numerical evaluation of slope topography effects on seismic ground motion[J]. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 25(7-10): 547-558.
- Brocher T M. 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust[J]. Bulletin of the seismological Society of America, 95(6): 2081-2092.
- Brune J N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes[J]. Journal of geophysical research, 75(26): 4997-5009.
- Buech F, Davies T R, Pettinga J R. 2010. The little red hill seismic experimental study: topographic effects on ground motion at a bedrock-dominated mountain edifice[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(5A): 2219-2229.
- Campbell K W, Bozorgnia Y. 2007. Campbell-Bozorgnia NGA Ground Motion Relations for the Geometric Mean Horizontal Component of Peak and Spectral Ground Motion Parameters[R]. PEER Report 2007-02, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA.
- Campbell KW, Bozorgnia Y. 2013. NGA-West2 Campbell-Bozorgnia Ground Motion Model for the Horizontal Components of PGA, PGV, and 5%-Damped Elastic Pseudo-Acceleration Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10 sec[R]. PEER Report 2013-06, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA.
- Campbell K W, Bozorgnia Y. 2014. NGA-West2 ground motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5% damped linear acceleration response spectra[J]. Earthquake Spectra, 30(3): 1087-1115.
- Castro R R, Munguia L. 1993. Attenuation of P and S waves in the Oaxaca, Mexico, subduction zone[J]. Physics of the earth and planetary interiors, 76(3-4): 179-187.
- Cheng J, Rong Y, Magistrale H, et al. 2020. Earthquake rupture scaling relations for mainland China[J]. Seismological Research Letters, 91(1): 248-261.
- Cheng S, Xiao X, Wu J, et al. 2022. Crustal thickness and Vp/Vs variation beneath continental China revealed by receiver function analysis[J]. Geophysical Journal International, 228(3): 1731-1749.
- Choi Y, Stewart J P, Graves R W. 2005. Empirical model for basin effects accounts for basin depth and source location[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 95(4): 1412-1427.
- Chiou B S J, Youngs R R. 2014. Update of the Chiou and Youngs NGA model for the average

- horizontal component of peak ground motion and response spectra[J]. *Earthquake Spectra*, 30(3): 1117-1153.
- Clough R W, Penzien J. 1975. *Dynamics of structures*[M]. New York: McGraw-Hill Inc.
- Cui Y, Olsen K B, Jordan T H, et al. 2010. Scalable earthquake simulation on petascale supercomputers[C]. In *Proceedings of the 2010 ACM/IEEE International Conference for High Performance Computing, Networking, Storage and Analysis*. IEEE, 2010: 1-20.
- Dablain M A. 1986. The application of high-order differencing to the scalar wave equation[J]. *Geophysics*, 51(1): 54-66.
- Day S M. 1982. Three-dimensional simulation of spontaneous rupture: The effect of nonuniform prestress[J]. *Bulletin of the seismological Society of America*, 72(6A): 1881-1902.
- Day S M, Graves R, Bielak J, et al. 2008. Model for basin effects on long-period response spectra in southern California[J]. *Earthquake Spectra*, 24(1): 257-277.
- Day S M, Bielak J, Dreger D, et al. 2005. 3D ground motion simulation in basins. Final report for Lifelines Project 1A03. Pacific Earthquake Engineering Research Center.
- Douglas J, Aochi H. 2008. A Survey of Techniques for Predicting Earthquake Ground Motions for Engineering Purposes[J]. *Surveys in Geophysics*, 29: 187-220.
- Dumbser M, Käser M. 2006. An arbitrary high order discontinuous Galerkin method for elastic waves on unstructured meshes, II: the three-dimensional case[J]. *Geophysical Journal International*, 167(1): 319-336.
- European Standard EN 1998-5. 2004. Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance Part 5: Foundations, retaining structures and geotechnical aspects[S]. European Committee for Standardization.
- Frankel A. 2009. A constant stress-drop model for producing broadband synthetic seismograms: Comparison with the Next Generation Attenuation relations[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(2A): 664-680.
- Frankel A D, Carver D L, Williams R A. 2002. Nonlinear and linear site response and basin effects in Seattle for the M 6.8 Nisqually, Washington, earthquake[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6): 2090-2109.
- Frankel A, Wirth E, Marafi N, et al. 2018. Broadband Synthetic Seismograms for Magnitude 9 Earthquakes on the Cascadia Megathrust Based on 3D Simulations and Stochastic Synthetics, Part 1: Methodology and Overall Results Methodology and Overall Results[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(5A): 2347-2369.
- Gelagoti F, Kourkoulis R, Anastopoulos I, et al. 2012. Nonlinear dimensional analysis of trapezoidal valleys subjected to vertically propagating SV waves[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(1): 1-12.

- America, 102(3): 999-1017.
- Geli L, Bard P Y, Jullien B. 1988. The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 78(1): 42-63.
- Gong W, Ye L, Qiu Y, et al. 2022. Rupture directivity of the 2021 Mw 6.0 Yangbi, Yunnan earthquake[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 127(9): e2022JB024321.
- Graves R W. 1996. Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. Bulletin of the seismological society of America, 86(4): 1091-1106.
- Graves R W. 2022. Using a grid-search approach to validate the Graves-Pitarka broadband simulation method[J]. Earth, Planets and Space, 74(1): 1-26.
- Graves R W, Jordan T H, Callaghan S, et al. 2011. CyberShake: A physics-based seismic hazard model for southern California[J]. Pure and Applied Geophysics, 168: 367-381.
- Graves R W, Pitarka A. 2004. Broadband time history simulation using a hybrid approach[C]. 13th World Conference on Earthquake Engineering, Canada, Paper No. 1098.
- Graves R W, Pitarka A. 2010. Broadband ground-motion simulation using a hybrid approach[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(5A): 2095-2123.
- Graves R, Pitarka A. 2015. Refinements to the Graves and Pitarka (2010) broadband ground-motion simulation method[J]. Seismological Research Letters, 86(1): 75-80.
- Graves R, Pitarka A. 2016. Kinematic ground-motion simulations on rough faults including effects of 3D stochastic velocity perturbations[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 106(5): 2136-2153.
- Graves R W, Pitarka A, Somerville P G. 1998. Ground-motion amplification in the Santa Monica area: Effects of shallow basin-edge structure[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 88(5): 1224-1242.
- Gusev A A, Chebrov D. 2019. On Scaling of Earthquake Rise-Time Estimates[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 109(6): 2741-2745.
- Gutenberg B. 1957. Effects of ground on earthquake motion[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 47(3): 221-250.
- Hall J F, Heaton T H, Halling M W, et al. 1995. Near-source ground motion and its effects on flexible buildings[J]. Earthquake spectra, 11(4): 569-605.
- Hanks T C. 1979. b values and ω^γ seismic source models: Implications for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B5): 2235-2242.
- Hanks T C, McGuire R K. 1981. The character of high-frequency strong ground motion[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 71(6): 2071-2095

- Hanks T C, Wyss M. 1972. The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62(2): 561-589.
- Hartzell S, Harmsen S, Frankel A, et al. 1999. Calculation of broadband time histories of ground motion: Comparison of methods and validation using strong-ground motion from the 1994 Northridge earthquake[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(6): 1484-1504.
- Hartzell S, Meremonte M, Ramírez-Guzmán L, et al. 2014. Ground motion in the presence of complex topography: Earthquake and ambient noise sources[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1): 451-466.
- Hartzell S, Ramírez-Guzmán L, Meremonte M, et al. 2017. Ground motion in the presence of complex topography II: Earthquake sources and 3D simulations[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(1): 344-358.
- Heath D C, Wald D J, Worden C B, et al. 2020. A global hybrid V_{S30} map with a topographic slope-based default and regional map insets[J]. *Earthquake Spectra*, 36(3): 1570-1584.
- Herrero A, Bernard P. 1994. A kinematic self-similar rupture process for earthquakes[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4): 1216-1228.
- Hisada Y. 2001. A theoretical omega-square model considering spatial variation in slip and rupture velocity. Part 2: Case for a two-dimensional source model[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(4): 651-666.
- Housner G W. 1947. Characteristics of strong-motion earthquakes[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 37 (1): 19-31.
- Housner G W. 1955. Properties of strong ground motion earthquakes[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 45(3): 197-218.
- Huang C, Galasso C. 2019. A comparison of NGA-West2 ground-motion models to recent Chinese data[J]. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 125: 105677.
- Irikura K, Kamae K. 1994. Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique[J]. *Annali Di Geofisica*, 37(6): 1721-1743.
- Irikura K. 2000. Prediction of strong motions from future earthquakes caused by active faults—case of the Osaka basin[C]. *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*. New Zealand, 1243-1250.
- Irikura K, Miyake H, Iwata T, et al. 2004. Recipe for predicting strong ground motion from future large earthquake[C]. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, Canada, Paper No. 1371.
- Irikura K, Miyake H. 2011. Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake

- scenarios[J]. Pure and Applied Geophysics, 168: 85-104.
- Kagawa T, Irikura K, Somerville P G. 2004. Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes[J]. Earth, Planets and Space, 56: 3-14.
- Kaiser A E, Hill M P, de la Torre C, et al. 2024. Overview of site effects and the application of the 2022 New Zealand NSHM in the Wellington Basin, New Zealand[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 114(1): 399-421.
- Kaiser A E, Holden C, Massey C I. 2014. Site amplification, polarity and topographic effects in the Port Hills during the Canterbury earthquake sequence[R]. GNS science consultancy report, 121: 33.
- Kaklamanos J, Baise L G, Boore D M. 2011. Estimating unknown input parameters when implementing the NGA ground-motion prediction equations in engineering practice[J]. Earthquake Spectra, 27(4): 1219-1235.
- Kamae K, Irikura K, Pitarka A. 1998. A technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 88(2): 357-367.
- Kanai K. 1957. Semi-empirical formula for the seismic characteristics of the ground[J]. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 35(2): 309-325.
- Kaneko Y, Shearer P M. 2014. Seismic source spectra and estimated stress drop derived from cohesive-zone models of circular subshear rupture[J]. Geophysical Journal International, 197(2): 1002-1015.
- Kase Y, Day S M. 2006. Spontaneous rupture processes on a bending fault[J]. Geophysical Research Letters, 33(10). L10302.
- Käser M, Dumbser M. 2006. An arbitrary high-order discontinuous Galerkin method for elastic waves on unstructured meshes—I. The two-dimensional isotropic case with external source terms[J]. Geophysical Journal International, 166(2): 855-877.
- Kawase H. 1996. The cause of the damage belt in Kobe: "The basin-edge effect," constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves[J]. Seismological Research Letters, 67(5): 25-34.
- Kawase H, Aki K. 1989. A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 79(5): 1361-1382.
- Moczo P, Kristek J, Gális M. 2014. The finite-difference modelling of earthquake motions: Waves and ruptures[M]. Cambridge University Press.
- Komatitsch D, Liu Q, Tromp J, et al. 2004. Simulations of ground motion in the Los Angeles basin based upon the spectral-element method[J]. Bulletin of the Seismological Society of America,

- 94(1): 187-206.
- Komatitsch D, Tromp J. 1999. Introduction to the spectral element method for three-dimensional seismic wave propagation[J]. *Geophysical journal international*, 139(3): 806-822.
- Komatitsch D, Villette J P. 1998. The spectral element method: an efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures[J]. *Bulletin of the seismological society of America*, 88(2): 368-392.
- Konno K, Ohmachi T. 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1): 228-241.
- Laske G, Masters G, Ma Z, et al. 2013. Update on CRUST1. 0—A 1-degree global model of Earth's crust[C]. *Geophysical research abstracts*, 15(15): 2658.
- Lee S J, Chen H W, Liu Q, et al. 2008. Three-dimensional simulations of seismic-wave propagation in the Taipei basin with realistic topography based upon the spectral-element method[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1): 253-264.
- Lee S J, Komatitsch D, Huang B S, et al. 2009a. Effects of topography on seismic-wave propagation: An example from northern Taiwan[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1): 314-325.
- Lee S J, Chan Y C, Komatitsch D, et al. 2009b. Effects of realistic surface topography on seismic ground motion in the Yangminshan region of Taiwan based upon the spectral-element method and LiDAR DTM[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(2A): 681-693.
- Lee V W. 1984. Three-dimensional diffraction of plane P, SV & SH waves by a hemispherical alluvial valley[J]. *International Journal of Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 3(3): 133-144.
- Levander A R. 1988. Fourth-order finite-difference P-SV seismograms[J]. *Geophysics*, 53(11): 1425-1436.
- Li X, Zhai C, Wen W, et al. 2020. Ground motion prediction model for horizontal PGA, 5% damped response spectrum in Sichuan-Yunnan region of China[J]. *Journal of Earthquake Engineering*, 24(11): 1829-1866.
- Lilhanand K, Tseng W S. 1988. Development and application of realistic earthquake time histories compatible with multiple-damping design spectra[C]. *Proceedings of the 9th world conference on earthquake engineering*. Tokyo, 2: 819-824.
- Lin Y P, Jordan T H. 2008. Frequency-dependent attenuation of P and S waves in Southern California[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(7): 5814-5830.
- Liu P, Archuleta R J, Hartzell S H. 2006. Prediction of broadband ground-motion time histories: Hybrid low/high-frequency method with correlated random source parameters[J]. *Bulletin of the*

- Seismological Society of America, 96(6): 2118-2130.
- Liu Q, Yu Y, Yin D, et al. 2018. Simulations of strong motion in the Weihe basin during the Wenchuan earthquake by spectral element method[J]. Geophysical Journal International, 215(2): 978-995.
- Lysmer J, Drake L A. 1972. A finite element method for seismology[J]. Methods in computational physics, 11: 181-216.
- Ma S, Archuleta R J, Page M T. 2007. Effects of large-scale surface topography on ground motions, as demonstrated by a study of the San Gabriel Mountains, Los Angeles, California[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 97(6): 2066-2079.
- Macelwane P J, Silva F, Callaghan S, et al. 2015. SCEC broadband platform: System architecture and software implementation[J]. Seismological Research Letters, 86(1): 27-38.
- Maeda T, Takemura S, Maeda T. 2017. OpenSWPC: An open-source integrated parallel simulation code for modeling seismic wave propagation in 3D heterogeneous viscoelastic media[J]. Earth Planets Space, 69, 102.
- Mai P M, Beroza G C. 2000. Source scaling properties from finite-fault-rupture models[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 90(3): 604-615.
- Mai P M, Beroza G C. 2002. A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B11): ESE 10-1-ESE 10-21.
- Mai P M, Beroza G C. 2003. A hybrid method for calculating near-source, broadband seismograms: Application to strong motion prediction[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 137(1-4): 183-199.
- Mai P M, Imperatori W, Olsen K B. 2010. Hybrid broadband ground-motion simulations: Combining long-period deterministic synthetics with high-frequency multiple S-to-S backscattering[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(5A): 2124-2142.
- Mai P M, Spudich P, Boatwright J. 2005. Hypocenter locations in finite-source rupture models[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 95(3): 965-980.
- Makra K, Chávez-García F J, Raptakis D, et al. 2005. Parametric analysis of the seismic response of a 2D sedimentary valley: implications for code implementations of complex site effects[J]. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 25(4): 303-315.
- Magistrale H, Day S, Clayton R W, et al. 2000. The SCEC southern California reference three-dimensional seismic velocity model version 2[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 90(6B): S65-S76.
- Mazzieri I, Stupazzini M, Guidotti R, et al. 2013. SPEED: SPectral Elements in Elastodynamics with Discontinuous Galerkin: a non-conforming approach for 3D multi-scale problems[J]. International Journal for Numerical Methods in Engineering, 12: 991-1010.

- McCallen D, Tang H, Wu S, et al. 2022. Coupling of regional geophysics and local soil-structure models in the EQSIM fault-to-structure earthquake simulation framework[J]. The International Journal of High Performance Computing Applications, 36(1): 78-92.
- McGuire R K, Hanks T C. 1980. RMS accelerations and spectral amplitudes of strong ground motion during the San Fernando, California earthquake[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 70(5): 1907-1919.
- Meunier P, Hovius N, Haines J A. 2008. Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides[J]. Earth and Planetary Science Letters, 275(3-4): 221-232.
- Moczo P, Kristek J, Bard P Y, et al. 2018. Key structural parameters affecting earthquake ground motion in 2D and 3D sedimentary structures[J]. Bulletin of Earthquake Engineering, 16: 2421-2450.
- Motazedian D, Atkinson G M. 2005. Stochastic finite-fault modeling based on a dynamic corner frequency[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 95(3): 995-1010.
- Motosaka M, Nagano M. 1996. Analysis of Ground-Motion Amplification Characteristics in Kobe City Considering a Deep Irregular Underground Structure Interpretation of Heavily Damaged Belt Zone during the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake[J]. Journal of Physics of the Earth, 44(5): 577-590.
- Moyer P A, Boettcher M S, McGuire J J, et al. 2018. Spatial and temporal variations in earthquake stress drop on Gofar Transform Fault, East Pacific Rise: Implications for fault strength[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(9): 7722-7740.
- Murotani S, Miyake H, Koketsu K. 2008. Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes[J]. Earth, planets and space, 60: 987-991.
- Murotani S, Satake K, Fujii Y. 2013. Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~ 9 subduction-zone earthquakes[J]. Geophysical Research Letters, 40(19): 5070-5074.
- Naeim F, Lew M. 1995. On the use of design spectrum compatible time histories[J]. Earthquake Spectra, 11(1): 111-127.
- Olsen K B. 2000. Site amplification in the Los Angeles basin from three-dimensional modeling of ground motion[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 90(6B): S77-S94.
- Olsen K B, Archuleta R J, Matarese J R. 1995. Three-dimensional simulation of a magnitude 7.75 earthquake on the San Andreas fault[J]. Science, 270(5242): 1628-1632.
- Olsen K B, Pechmann J C, Schuster G T. 1996. An analysis of simulated and observed blast records in the Salt Lake basin[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 86(4): 1061-1076.
- Omote S, Komaki S, Kobayashi N. 1956. Earthquake Observations in Kawasaki and Turumi Areas

- and the Seismic Qualities of the Ground[J]. Bulletin of the Earthquake Research Institute, 34: 335-364.
- Onishi Y, Horike M. 2004. The extended stochastic simulation method for close-fault earthquake motion prediction and comments for its application to the hybrid method[J]. Journal of Structural and Construction Engineering, 69(586): 37-44.
- Pacheco J F, Scholz C H, Sykes L R. 1993. Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes[J]. Nature, 355(6355): 71-73.
- Patera A T. 1984. A spectral element method for fluid dynamics: laminar flow in a channel expansion[J]. Journal of computational Physics, 54(3): 468-488.
- Petersen M D, Shumway A M, Powers P M, et al. 2024. The 2023 US 50-State National Seismic Hazard Model: Overview and implications[J]. Earthquake Spectra, 40(1): 5-88.
- Petersson N A, Sjogreen B, Tang, H, et al. 2023. geodynamics/sw4: SW4, version 3.0[EB/OL]. doi:10.5281/zenodo.8322590.
- Pitarka A. 1999. 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 89(1): 54-68.
- Pitarka A, Graves R, Irikura K, et al. 2022. Refinements to the Graves-Pitarka kinematic rupture generator, including a dynamically consistent slip-rate function, applied to the 2019 Mw 7.1 Ridgecrest earthquake[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 112(1): 287-306.
- Primofiore I, Baron J, Klin P, et al. 2020. 3D numerical modelling for interpreting topographic effects in rocky hills for Seismic Microzonation: The case study of Arquata del Tronto hamlet[J]. Engineering Geology, 279: 105868.
- Priolo E, Carcione J M, Seriani G. 1994. Numerical simulation of interface waves by high-order spectral modeling techniques[J]. The Journal of the Acoustical Society of America, 95(2): 681-693.
- Reed W H, Hill T R. 1973. Triangular mesh methods for the neutron transport equation[R]. Los Alamos Scientific Lab., New Mexico(USA).
- Ren Y, Wang H, Xu P, et al. 2018. Strong-motion observations of the 2017 Ms 7.0 Jiuzhaigou earthquake: Comparison with the 2013 Ms 7.0 Lushan earthquake[J]. Seismological Research Letters, 89(4): 1354-1365.
- Restrepo D, Bielak J, Serrano R, et al. 2016. Effects of realistic topography on the ground motion of the Colombian Andes-A case study at the Aburrá Valley, Antioquia[J]. Geophysical Journal International, 204(3): 1801-1816.
- Rodgers A J, Pitarka A, Petersson N A, et al. 2018. Broadband (0-4Hz) ground motions for a magnitude 7.0 Hayward fault earthquake with three-dimensional structure and topography[J]. Geophysical

- Research Letters, 45(2): 739-747.
- Saragoni G R, Hart G C. 1973. Simulation of artificial earthquakes[J]. Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 2(3): 249-267.
- Sato H, Fehler M C, Maeda T. 2012. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth[M]. Springer Science & Business Media, 154-160.
- Seriani G, Priolo E. 1994. Spectral element method for acoustic wave simulation in heterogeneous media[J]. Finite Elements in Analysis and Design, 16(3-4): 337-348.
- Seyhan E, Stewart J P. 2014. Semi-empirical nonlinear site amplification from NGA-West2 data and simulations[J]. Earthquake Spectra, 30(3): 1241-1256.
- Shahi S K, Baker J W. 2014. An efficient algorithm to identify strong-velocity pulses in multicomponent ground motions[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 104(5): 2456-2466.
- Shen W, Ritzwoller M H, Kang D, et al. 2016. A seismic reference model for the crust and uppermost mantle beneath China from surface wave dispersion[J]. Geophysical Journal International, 206(2): 954-979.
- Shi Z, Day S M. 2013. Rupture dynamics and ground motion from 3-D rough-fault simulations[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118(3): 1122-1141.
- Smith W D. 1975. The application of finite-element analysis to body wave propagation problems[J]. Geophysical Journal International, 42(2): 747-768.
- Somerville P, Irikura K, Graves R, et al. 1999. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion[J]. Seismological Research Letters, 70(1): 59-80.
- Somerville P, Saikia C, Wald D, et al. 1996. Implications of the Northridge earthquake for strong ground motions from thrust faults[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 86(1B): S115-S125.
- Somerville P G, Smith N F, Graves R W, et al. 1997. Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity[J]. Seismological research letters, 68(1): 199-222.
- Stein S, Wysession M. 2009. An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure[M]. John Wiley & Sons.
- Stewart J P, Choi Y, Graves R W. 2005. Empirical characterization of site conditions on strong ground motion[R]. Report No. PEER-2005/01, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.
- Stone I, Wirth E A, Frankel A D. 2022. Topographic response to simulated M w 6.5–7.0 earthquakes on the Seattle fault[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 112(3): 1436-1462.

- Sun X, Hartzell S, Rezaeian S. 2015. Ground-motion simulation for the 23 August 2011, Mineral, Virginia, earthquake using physics-based and stochastic broadband methods[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(5): 2641-2661.
- Taborda R, Roten D. 2015. Physics-based ground-motion simulation[J]. *Encyclopedia of Earthquake Engineering*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1-33.
- Tajimi H. 1960. A statistical method of determining the maximum response of a building structure during an earthquake[C]. *Proceedings of the 2nd World Conference on Earthquake Engineering*, Tokyo, Japan. 781-797.
- Tang Y. 2022. An Updated Corner-Frequency Model for Stochastic Finite-Fault Ground-Motion Simulation[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 112(2): 921-938.
- Tessmer E, and Kosloff D. 1994. 3-D Elastic modeling with surface topography by a Chebyshev spectral method[J]. *Geophysics*, 59: 464-473.
- Thingbaijam K K S, Mai P M, Goda K. 2017. New empirical earthquake source-scaling laws[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(5): 2225-2246.
- Toshinawa T, Ohmachi T. 1992. Love-wave propagation in a three-dimensional sedimentary basin[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(4): 1661-1677.
- Touhami S, Gatti F, Lopez-Caballero F, et al. 2022. SEM3D: A 3D high-fidelity numerical earthquake simulator for broadband (0-10 Hz) seismic response prediction at a regional scale[J]. *Geosciences*, 12(3): 112.
- Tozer B, Sandwell D T, Smith W H F, et al. 2019. Global bathymetry and topography at 15 arc sec: SRTM15+[J]. *Earth and Space Science*, 6(10): 1847-1864.
- Trifunac M D. 1971. Surface motion of a semi-cylindrical alluvial valley for incident plane SH waves[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(6): 1755-1770.
- Trifunac M D. 1972. Scattering of plane SH waves by a semi - cylindrical canyon[J]. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 1(3): 267-281.
- Trugman D T, Shearer P M. 2018. Strong correlation between stress drop and peak ground acceleration for recent M 1–4 earthquakes in the San Francisco Bay area[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(2): 929-945.
- Udias A. 1999. *Principles of Seismology*[M]. Cambridge University Press, Cambridge.
- Virieux J. 1984. SH-wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method[J]. *Geophysics*, 49(11): 1933-1942.
- Virieux J. 1986. P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method[J]. *Geophysics*, 51(4): 889-901.
- Wang S, Fan C, Wang G, et al. 2008. Late Cenozoic deformation along the northwestern continuation

- of the Xianshuihe fault system, Eastern Tibetan Plateau[J]. Geological Society of America Bulletin, 120(3-4): 312-327.
- Wang W, He J, Wang X, et al. 2022. Rupture process models of the Yangbi and Maduo earthquakes that struck the eastern Tibetan Plateau in May 2021[J]. Science Bulletin, 67(5): 466-469.
- Wang M, Hubbard J, Plesch A, et al. 2016. Three-dimensional seismic velocity structure in the Sichuan basin, China[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121(2): 1007-1022.
- Wang C, Lou H, Silver P G, et al. 2010. Crustal structure variation along 30° N in the eastern Tibetan Plateau and its tectonic implications[J]. Earth and Planetary Science Letters, 289(3-4): 367-376.
- Wang H, Wen R. 2020. Earthquake source characteristics and S-wave propagation attenuation in the junction of the Northwest Tarim Basin and Kepingtage fold-and-thrust zone[J]. Frontiers in Earth Science, 8, 567939.
- Wang H, Wen R. 2021. Attenuation and basin amplification revealed by the dense ground motions of the 12 July 2020 Ms 5.1 Tangshan, China, earthquake[J]. Seismological Research Letters, 92(4): 2109-2121.
- Wang D, Xie L, Abrahamson N A, et al. 2010. Comparison of strong ground motion from the Wenchuan, China, earthquake of 12 May 2008 with the Next Generation Attenuation (NGA) ground-motion models[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(5B): 2381-2395.
- Wells D L, Coppersmith K J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement[J]. Bulletin of the seismological Society of America, 84(4): 974-1002.
- Wen Z, Xie J, Gao M, et al. 2010. Near-source strong ground motion characteristics of the 2008 Wenchuan earthquake[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(5B): 2425-2439.
- Wen R, Wang H, Ren Y. 2015. Rupture directivity from strong-motion recordings of the 2013 Lushan aftershocks[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 105(6): 3068-3082.
- Wirth E A, Frankel A D, Marafi N, et al. 2018. Broadband synthetic seismograms for magnitude 9 earthquakes on the Cascadia megathrust based on 3D simulations and stochastic synthetics, Part 2: Rupture parameters and variability[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 108(5A): 2370-2388.
- Wong H L, Trifunac M D. 1974a. Surface motion of a semi-elliptical alluvial valley for incident plane SH waves[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 64(5): 1389-1408.
- Wong H L, Trifunac M D. 1974b. Scattering of plane SH waves by a semi-elliptical canyon[J]. Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 3(2): 157-169.
- Wood H O. 1908. Distribution of apparent intensity in San Francisco[R]. Report of the State Earthquake Commission, A. C. Lawson. ed., Carnegie Institute of Washington.

- Xiao X, Cheng S, Wu J, et al. 2021. Shallow seismic structure beneath the continental China revealed by P-wave polarization, Rayleigh wave ellipticity and receiver function[J]. *Geophysical Journal International*, 225(2): 998-1019.
- Xie J, Li X, Wen Z, et al. 2022. Soil profile database and site classification for national strong-motion stations in western China[J]. *Seismological Research Letters*, 93(3): 1930-1942.
- Xu Y, Herrmann R B, Wang C Y, et al. 2010. Preliminary high-frequency ground-motion scaling in Yunnan and southern Sichuan, China[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2010, 100(5B): 2508-2517.
- Xu C, Zhang Y, Wang R, et al. 2023. Application of MEMS data to fast inversion of rupture process: Tests with recordings from the IRREEW network[J]. *Seismological Research Letters*, 2023, 94(4): 1821-1835.
- Yen M, von Specht S, Lin Y Y, et al. 2021. Within-and Between-Event Variabilities of Strong-Velocity Pulses of Moderate Earthquakes within Dense Seismic Arrays[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 112(1): 361-380.
- Yenier E, Atkinson G M. 2015. An equivalent point-source model for stochastic simulation of earthquake ground motions in California[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(3): 1435-1455.
- Yu Y, Ding H, Liu Q. 2017. Three-dimensional simulations of strong ground motion in the Sichuan basin during the Wenchuan earthquake[J]. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 15: 4661-4679.
- Yu Z, Liu Q, Xu J, et al. 2022. Simulation of dynamic rupture process and near-field strong ground motion for the Wenchuan earthquake[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2022, 112(6): 2828-2846.
- Yuan X, Liao Z P. 1995. Scattering of plane SH waves by a cylindrical alluvial valley of circular-arc cross-section[J]. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 24(10): 1303-1313.
- Zhang W, Chen X. 2006. Traction image method for irregular free surface boundaries in finite difference seismic wave simulation[J]. *Geophysical Journal International*, 167(1): 337-353.
- Zhang W, Shen Y. 2010. Unsplit complex frequency-shifted PML implementation using auxiliary differential equations for seismic wave modeling[J]. *Geophysics*, 75(4): 141-154.
- Zhang B, Yu Y, Li X, et al. 2022. Ground motion prediction equation for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5% damped acceleration response spectra at periods ranging from 0.033 to 8.0 s in southwest China[J]. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 159: 107297.
- Zhang W, Zhang Z, Chen X. 2012. Three-dimensional elastic wave numerical modelling in the presence of surface topography by a collocated-grid finite-difference method on curvilinear grids[J]. *Geophysical Journal International*, 190(1): 358-378.

- Zhang Z, Zhang W, Chen X, et al. 2017. Rupture dynamics and ground motion from potential earthquakes around Taiyuan, China[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 107(3): 1201-1212.
- Zhang W, Zhang Z, Fu H, et al. 2019. Importance of spatial resolution in ground motion simulations with 3-D basins: An example using the Tangshan earthquake[J]. Geophysical Research Letters, 46(21): 11915-11924.
- Zhou Y, Wang H, Wen R, et al. 2022. Source characteristics and path attenuation for the Yangbi, China seismic sequence in 2021[J]. Pure and Applied Geophysics, 179(8): 2721-2733.

致 谢

人生天地之间，如白驹过隙，忽然而已。在工力所六年的求学之路漫长而又短暂，行文至此，回首过往的点点滴滴，脑海中浮现在这期间所经历的困苦和喜悦。

首先要感谢我的导师温瑞智研究员。老师学识渊博、治学严谨、视野宽阔，在我博士期间给予充分指导和关怀，引领我步入地震工程学的殿堂。本文从选题、构思、撰写到定稿的每一个环节都得到了老师的悉心指导，倾注了大量心血。老师鼓励并引导我开展科研工作，培养我如何发现问题、思考问题和解决问题，给予我许多开阔视野的机会，使我坚定了继续从事地震工程研究的信心。在此论文完成之际，谨向温老师表示由衷的感谢，一朝沐杏雨，一生念师恩！

特别感谢师兄王宏伟副研究员对我科研工作及日常生活中的无私帮助。师兄认真严谨，精益求精，在我科研学习、论文撰写和修改等方面给予了耐心指导，对我完成学业给予了巨大的帮助与支持。感谢两位师兄任叶飞研究员、周宝峰副研究员对我学业和生活中给予的指导与帮助，并为本文提出了建设性意见。另外，感谢苏州科技大学刘启方研究员的指导，刘老师倾囊相授为我打下了坚实基础。祝愿各位老师身体健康、工作顺利！

感谢工力所胡进军研究员、陶正如研究员、师黎静研究员、公茂盛研究员，苏州科技大学刘启方研究员，天津城建大学刘中宪教授等老师在论文修改及答辩过程中给予的宝贵意见和帮助。感谢各位评阅专家对本论文提出的修改意见。

感谢南方科技大学张伟教授及团队为本文提供了有限差分程序并答疑解惑。感谢北京大学张勇教授、中科院青藏所王卫民教授为本研究提供了有限断层模型。感谢南方科技大学禹振江博士在此期间的有益讨论与指导，并为本文提供了速度结构模型。感谢中科曙光和国家超算天津中心为本研究提供的高性能计算服务。

感谢研究生管理办公室的张倩老师、王维韬老师和岳佳妮老师对我在读期间的大力支持和帮助。

感谢课题组师兄刘也、徐朝阳，师姐周影、姚鑫鑫、李春果、汪唯依，同门张雨婷，李虹锐、彭仲、宋泉等师弟师妹在此期间的支持与帮助，大家相互探讨，共同进步。感谢李春果师姐在此期间的诸多有益讨论，并为本文文字修改提供帮助。

感谢我的室友兼好友李宁和于建杰，我们三人见证了彼此难忘的求学经历，吃了科研的苦，品了美食的甜，使我体验到科研之外的快乐星球。在此，祝愿他们也早日顺利毕业，走向人生巅峰，希望我们友谊延续！感谢同届赵一男博士、韩璐博士等同学的有益讨论和帮助。

我要感谢多年来培养我的父母，是他们数年如一日的无私奉献和坚定支持，才让我有机会、有信心、有能力追寻梦想，勇毅前行。感谢爷爷奶奶在我成长过程中

无微不至的关怀，感谢哥哥、嫂子和姐姐对我的鼓励以及对家人的照顾，让我能全身心投入科研工作。

最后谨以此篇向多年来给予我指导、帮助和关心的各位老师、同学、朋友及家人致以最真挚的感谢！

强生银

二零二四年四月于哈尔滨

作者简介

强生银，男，汉族，1996年4月生于甘肃省靖远县。2014年9月至2018年6月就读于东北电力大学土木工程专业，获工学学士学位。2018年9月至2024年6月硕博连读于中国地震局工程力学研究所防灾减灾工程及防护工程专业，师从温瑞智研究员，期间于2020年获工学硕士学位。主要从事地震动特性及强震动模拟研究。

攻读博士期间发表的文章

已发表期刊论文：

1. **Shengyin Qiang**, Hongwei Wang, Ruizhi Wen*, Qifang Liu, Ying Zhou. 2023. Investigating the effects of structural parameters on seismic aggravation of two-dimensional sedimentary valleys. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. 171, 107964. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2023.107964>. (SCI 检索)
2. **Shengyin Qiang**, Hongwei Wang, Ruizhi Wen, Yefei Ren, and Jianwen Cui. 2023. Characteristics of strong ground motions from four $M_S \geq 5.0$ earthquakes in the 2021 Yangbi, Southwest China, seismic sequence. *Journal of Earthquake Engineering*. 27(14):3957-3974. <https://doi.org/10.1080/13632469.2022.2143941>. (SCI 检索)
3. 强生银, 王宏伟, 温瑞智, 李春果, 任叶飞. 2021. 2021 年 5 月 21 日云南漾濞 $M_S 6.4$ 地震随机有限断层三维地震动模拟. 地球物理学报, 64(12):4538-4547. <https://doi.org/10.6038/cjg2021P0404>. (SCI 检索)
4. 强生银, 王宏伟, 温瑞智, 任叶飞, 崔建文. 2023. 2021 年云南漾濞地震序列中强 ($M_S \geq 5.0$) 地震强震动特征. 西安建筑科技大学学报, 55(2):242-248.
5. 强生银, 刘启方, 温瑞智, 王宏伟. 2021. 基于二维数值模拟的盆地地震动放大系数. 地震工程与工程振动, 41(4):131-144.
6. 王宏伟, 强生银, 温瑞智, 任叶飞. 2023 年 2 月 6 日土耳其 $M_w 7.8$ 和 $M_w 7.6$ 两次大地震的地震动特征及模拟. 地球物理学报. (SCI 检索)
7. 李春果, 王宏伟, 温瑞智, 强生银, 任叶飞. 2022. 2022 年 3 月 16 日日本近海 7.4 级地震地震动场三维有限差分模拟. 地震工程与工程振动, 42(05):009-017.
8. 李春果, 王宏伟, 温瑞智, 强生银, 任叶飞. 2021. 2021 年青海玛多 $M_S 7.4$ 地震随机有限断层三维地震动模拟. 地震地质, 43(05):1085-1100.

攻读博士期间参与的科研项目

1. 国家重点研发计划项目(2022YFC3003500): 面向地震灾害风险评估的地震区划新技术研究
2. 国家重点研发计划项目(2022YFC3003600): 特大城市和城市群重特大地震灾害风险情景构建技术研发与示范应用
3. 国家重点研发计划项目(2023YFE0102900): 中国-塔吉克斯坦一体化地震动模型与区划示范研究
4. 中国地震局地震工程与工程振动重点实验室重点专项(2021EEEVL0202): 考虑盆地、地形效应的地震动工程模拟研究