communications earth & environment

文章

https://doi.org/10.1038/s43247-023-01131-7 开放获取

2023年7.8级卡赫拉曼马拉什/帕扎尔哲克地震中间歇性超剪切破裂的动力学：近场记录与计算建模揭示的特征

Mohamed Abdelmeguid [1,6]✉，赵春晖2,6，Esref Yalcinkaya3，George Gazetas4，Ahmed Elbanna [2,5]✉ & Ares Rosakis [1]✉

2023年7.8级卡赫拉曼马拉什/帕扎尔哲克地震的规模和破坏性超出了预期。本文分析了近场地震记录，并建立了一个动态破裂模型，协调了当前相互冲突的不同反演结果，揭示了这场地震的传播速度在空间上并不均匀：纳尔勒断层以及东安纳托利亚断层（EAF）西南（SW）端主要呈现超剪切速度。该模型凸显了几何复杂性和不均匀摩擦条件在促使破裂持续传播、影响破裂速度方面的关键作用。我们还约束了破裂从纳尔勒断层跳跃至东安纳托利亚断层（EAF），并生成延迟的向西南（SW）反向传播破裂所需的条件。我们的研究发现对理解地震灾害风险、指导未来应对工作具有重要意义，并表明将基于物理的动态建模与近场数据相结合，有助于加深对地震机制的认识并改进风险评估。

[1]加州理工学院航空航天研究生实验室，美国加利福尼亚州帕萨迪纳市加利福尼亚大道东1200号，邮编91125。 [2]伊利诺伊大学厄巴纳-香槟分校土木与环境工程系，美国伊利诺伊州厄巴纳市马修斯大道北205号，邮编61801。 [3]伊斯坦布尔大学-切拉帕夏分校地球物理工程系，土耳其伊斯坦布尔阿夫哲拉尔区，邮编34320。 [4]雅典国立技术大学土木工程系，希腊雅典Iroon Polytechniou街9号。 [5]伊利诺伊大学厄巴纳-香槟分校贝克曼先进科学与技术研究所，美国伊利诺伊州厄巴纳市马修斯大道北405号，邮编61801。 [6]以下作者贡献相同：Mohamed Abdelmeguid、Chunhui Zhao。 ✉电子邮箱：meguid@caltech.edu；elbanna2@illinois.edu；arosakis@caltech.edu

On 2023年2月6日，一场震级为M_w 7.8的地震——如今称为卡赫拉曼马拉什/帕扎尔哲克地震——震撼了土耳其东南部和叙利亚北部。基于远震数据的初步反投影模型以及多项地震反演表明，破-裂于协调世界时（UTC）1:17:355在东安纳托利亚断层附近的一条分支断层（纳尔勒断层）上起始[1,2]。美国地质调查局（USGS）估计震源位置为北纬37.230°、东经37.019°，深度为10千米[1,2]。随后，破裂向东北传播，继而转移至东安纳托利亚断层，并引发一系列地震事件。此-外，后续初步大地测量反演证实，M_w 7.8级破裂具有多断层段特征[3,4]。这一系列事件造成了灾难性的破坏，带来巨大的人员伤亡和经济损失[5]。

从许多方面来看，7.8级卡赫拉曼马拉什/帕扎尔哲克地震的规模和破坏性都超出了根据过去几个世纪历史记录所作的预期[6–11]。估计过去几百年间东安纳托利亚断层（EAF）上发生的最大地震震级为7.2级，据认为这次地震可能是1789年的帕卢（埃拉泽）地震，也可能是1872年阿马诺斯地震[12,13]。这一估计低于卡赫拉曼马拉什/帕扎尔哲克地震的震级。此外，这些历史地震均只使东安纳托利亚断层上的一个断层段发生破裂，而不像近期地震那样延伸至多个断层段。

从地质学角度来看，与断层系统相关的若干特征可能加剧了Mw7.8卡赫拉曼马拉什/帕扎尔哲克地震造成的破坏程度。关于构造环境的研究表明，相对于主应力的方向，东安纳托利亚断层的走向使多个断层段处于高应力状态[14]。这种应力状态容易受到动态应力转移和动态应力旋转所引起的轻微扰动的影响。此外，断层网络在几何上十分复杂，存在多个断层分段、弯折和弯曲[15–17]，这会显著影响破裂传播的动力学[18–22]。在这种高应力状态下存在几何复杂性，可能会进一步放大其对破裂动力学的影响，例如形成应力高度集中的区域、产生停止阶段、地震破裂反向传播，或出现瞬态超剪切传播阶段。

我们基于 AFAD 部署的密集地震动台网，对卡赫拉曼马拉什/帕扎尔哲克地震进行的初步分析显示，始于纳尔勒断层的破裂在最终触发东安纳托利亚断层之前，转变为超剪切速度[23]。这次初始破裂沿分支断层以亚瑞利速度传播了 19.5 公里，随后在纳尔勒断层的剩余长度上转变为超剪切事件，并最终到达东安纳托利亚断层[23]。超剪切破裂会产生强度很高且基本不衰减的冲击波[24]，因此在动态触发方面效率更高[25]。此外，传播中的超剪切破裂所产生的应力场与亚瑞利破裂所产生的应力场有着本质区别，因此很可能影响了破裂向东安纳托利亚断层的迁移。

目前，关于破裂沿东安纳托利亚断层的传播速度，存在相互竞争的观点，仍有争议。一方面，通过联合反演高率全球导航卫星系统数据和地震动数据，Melgar 等人[26] 认为，M_w7.8 级地震中，东安纳托利亚断层上的破裂速度最可能为 3.2 km/s。该结论基于整个地震序列的平均传播速度，而对于这样一个包含多个弯折和分支、会导致破裂传播不稳定且间歇发生的复杂断层网络而言，这一平均速度很可能并不具有代表性[4,27]。另一方面，Okuwaki 等人[28] 采用地震矩密度张量反演，认为 M_w7.8 级地震的破裂呈现出沿东安纳托利亚断层超剪切传播的特征。通过纳入更多台站，并在运动学反演中着重使用断层附近的强地面运动记录，其他几项研究也指出可能存在超剪切瞬态[29,30]。

从这些关于破裂传播速度的相互矛盾的结论中可以清楚地看出，我们需要进一步了解控制破裂传播的力学机制。这将补充传统方法；传统方法完全基于运动学反演以及对地面运动记录的全局拟合。再加上安塔基亚附近断层近场记录中异常高的地面速度和加速度（G. Gazetas，个人通信，2023年2月20日），促使我们仔细检查地面运动记录，寻找与破裂速度相关的特征标志，并考察除触发 M_w 7.8 地震[23]时观测到的现象之外，超剪切瞬态是否也具有合理性。此外，我们还展示了一套详细的工作流程，说明如何利用破裂传播速度的力学约束来推断摩擦属性并构建动态破裂模型。

为此，我们首先利用 AFAD 提供的密集地震台网，研究位于断层迹线附近的台站所记录的地面运动。通过这些地面运动记录，我们识别出断层沿线的一些位置，这些位置呈现出与马赫锥传播相关的特征性信号，而马赫锥是超剪切破裂的一个标志性特征。随后，我们根据地面运动记录[2]、有关构造环境的野外研究[6,14]以及断层迹线的几何特征[17]所提供的约束，建立了卡赫拉曼马拉什/帕扎尔哲克地震的二维动态破裂模型。通过这两种相结合的方法，我们提出了物理层面的论据，以更准确地约束破裂速度剖面，进而确定不同断层段沿线的摩擦行为。这些约束有助于合理解释运动学反演对破裂历史所作出的相互矛盾的预测，并为理解导致如此严重破坏和人员伤亡的作用机制提供了新的见解。

结果

台站分析。图1 是一张详细地图，显示了美国地质调查局[1,17]提供的断层迹线。图中还标出了美国地质调查局[1]估计的震源位置（红色星形），以及美国国家灾害与应急管理局（AFAD）[2]部署的多个地震台站的位置。其中一些台站非常靠近断层面，因此能够深入揭示断层破裂的近场特征。例如，Rosakis等人[23]使用纳尔勒分支断层附近的1号和2号台站（地图上分别以蓝色圆圈（4615）和绿色圆圈（NAR）标出），表明破裂在震中距约19.5 km[23]处由亚瑞利破裂速度转变为超剪切破裂速度。在本研究中，如果在近断层地震动记录中识别出传播中的马赫锥的特征标志，我们就将该破裂判定为超剪切破裂。这种分类并不一定意味着破裂前缘的超剪切部分已经贯穿发震层（关于超剪切破裂的深度饱和，请读者参阅 Kaneko 和 Lapusta[31]）。不过，这确实意味着该超剪切部分延伸至足够深度，使得位于距断层数公里范围内的台站记录主要受其特征标志影响。这一点尤为重要，因为该区域内马赫锥的存在将对靠近断层的地点所面临的灾害风险产生重大影响。

与Rosakis等人[23] 对纳尔勒断层的分析类似，我们研究了沿断层平行方向和断层法向方向分解的地面运动速度记录。此外，我们

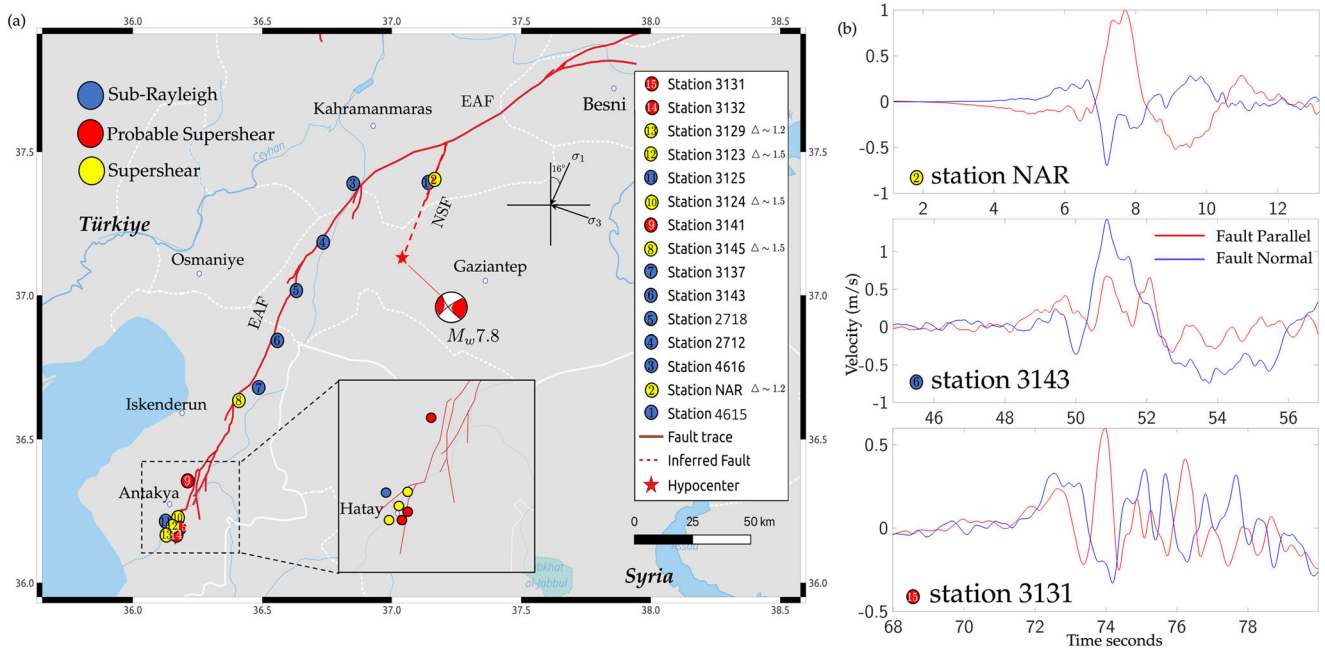


图1 东安纳托利亚断层（EAF）地图，标示了估计的 M_w7.8 卡赫拉曼马拉什/帕扎尔哲克地震震源位置，以及主要城市和城镇的位置。a 地图中的实心圆标示了地震监测台站的位置。根据地面记录特征，台站以不同颜色区分：符合亚瑞利破裂特征的台站为蓝色，符合超剪切破裂特征的台站为黄色。可能发生超剪切破裂的台站以红色标示。对于表现出超剪切特征的台站，标签中标出了断层平行与断层法向地震动速度分量之比。b–e 展示了对应不同破裂速度情景的仪器校正后的地面运动记录示例（经过 2 s 滤波）。图中插图放大显示了位于断层迹线南端的台站。地图还标出了通过反演既往地震历史中地震的震源机制所得的主应力方向[6]。

我们将扩展分析范围，纳入沿东安纳托利亚断层（EAF）近场台站获取的所有完整且可靠的记录。原始南北向（NS）、东西向（EW）及垂直加速度记录分别取自（AFAD：灾害与应急管理局）和（KOERI：坎迪利天文台与地震研究所）（检索时间：02/09 5:18 PST）[2,32]。

正如 Rosakis等人[23] 和 Mello等人[33]所讨论的，超剪切破裂[34]、[35]的一个主要特征是存在剪切马赫锥，与之相关的是断层平行地面速度分量相对于断层法向分量存在显著跃变[36,37]。因此，我们根据断层平行分量 $\delta\dot{u}^{s}_{FP}$ 与断层法向分量 $\delta\dot{u}^{s}_{FN}$ 的速度跃变量之比，将台站分为三类：（1）亚瑞利台站，其断层法向分量的跃变占主导；（2）潜在超剪切台站，其FP分量与FN分量相当；（3）超剪切台站，其FP分量明显大于FN分量。与 Mello等人[36]类似，我们将“速度跃变”定义为在给定观测台站处，破裂前缘通过时相关联的速度脉冲从波谷到波峰所测得的最大粒子速度摆幅[36]。在图1a的图例中，我们列出了所有台站及其比值△；当地面速度跃变呈现超剪切情形时，该比值为FP至FN分量之比。通过这项分析，我们能够确定在Mw 7.8地震期间疑似发生超剪切破裂传播的断层区域。图1b–e展示了各类破裂情形下具有代表性的地震动记录。其他台站的所有记录均见补充图1。

地面运动记录揭示了三个破裂传播速度超过 C_s 的区域。Rosakis等人[23]发现的首次超剪切传播事件发生在分支断层（纳尔勒断层）上，且位置非常接近……震源位置（~20 km）[23]。转入东安纳托利亚断层后，破裂双向传播[3,26]。一个破裂尖端沿北东北方向朝马拉蒂亚传播，另一个破裂尖端则沿南南西方向朝安塔基亚传播。后一段沿线分布着若干台站，它们提供了稀疏但重要的约束，可用于确定该方向的破裂速度。具体而言，4号台站（2712）、6号台站（3143）和7号台站（3137）的记录显示，FN地面速度分量出现的跃变幅度远大于对应的断层平行分量，表明东安纳托利亚断层这一主要断层段上的传播速度为亚瑞利速度。8号台站（3145）则显示出相反的特征，其地面速度记录中的断层平行分量跃变占主导。该台站断层平行分量与FN分量跃变幅度之比为1.5，表明破裂正以超剪切速度传播。

<escape>在图 1中，台站 8（3145）和台站 9（3141）均位于东安纳托利亚断层的两个分段上，其走向为 >50°，与平均分段走向 25° 存在显著差异。这表明，断层走向的突然变化及其引起的局部应力状态变化可能促成了破裂向超剪切速度的转变。随后，在接近断层迹线末端的位置，我们观察到破裂再次转变为超剪切状态，这一点得到了位于哈塔伊省的多个台站（10–15）的记录证实。除台站 11（3125）外，其他记录均显示出更显著的断层平行分量与断层法向分量之比。然而，这一比值在不同台站之间存在差异。这可能是由该区域断层网络的复杂性所致。南端多个弯折和分支段表明，该区域具有复杂的应力状态，这种状态会导致某些分段出现超剪切速度的突发，同时在其他位置产生复杂的波前，从而可能掩盖马赫锥特征。这种复杂性还会使其他一些分段产生应力阴影效应，进而减缓破裂速度，甚至阻止其进一步传播，台站 11（3125）附近的分支可能就是这种情况。</escape>

我们对近场台站记录的分析表明，纳尔勒断层以及东安纳托利亚断层南南西段的破裂传播呈现出亚瑞利破裂速度与超剪切破裂速度交替出现的特征。然而，纳尔勒断层与东安纳托利亚断层交汇点附近以及东安纳托利亚断层北北东段沿线的台站分布稀疏，无法提供足够的信息来约束该特定段的传播速度历史。为弥补这一信息缺口，我们首先建立一个与纳尔勒断层现有记录相一致的纳尔勒断层／东安纳托利亚断层交汇处机理模型，具体内容将在以下章节中阐述。

纳尔勒断层／东安纳托利亚断层交汇模型。为更好地约束台站布设极少区域的分析，我们首先构建一个聚焦于纳尔勒断层与东安纳托利亚断层交汇处的局部模型。该模型由纳尔勒分支断层和东安纳托利亚断层的一小段组成，旨在更深入地了解破裂迁移。图2a 展示了感兴趣区域，并突出显示两条断层交汇处走向的突然变化。图中还展示了本分析采用的简化断层几何形态，其中两条断层的走向均与美国地质调查局提供的推断估计值一致[1]。这些估计值近似于根据余震记录得出的实际走向，以及图2a 所示的复杂断层迹线。需要指出的是，在该模型中，我们将断层 A 与断层 B 之间的交汇处视为不连续。这一选择是基于纳尔勒断层和东安纳托利亚断层均为较年轻且高度无序的断层这一事实[14,38,39]。

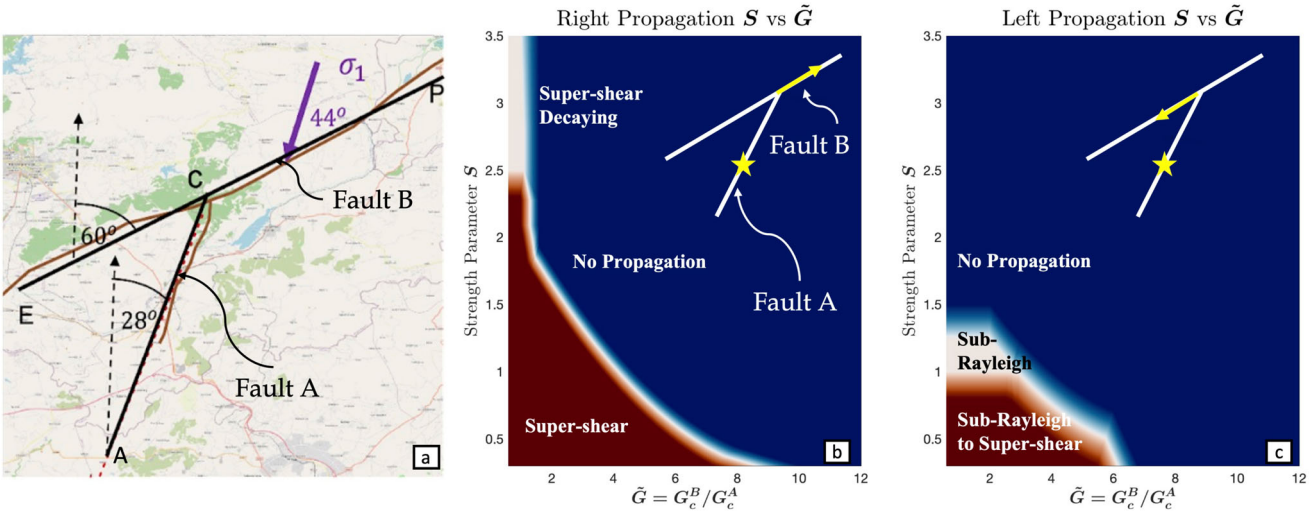
在我们的模型中，我们采用线性滑移弱化摩擦定律。当剪应力 τ 达到静态剪切强度时，断层滑移便从该点开始；静态剪切强度由静摩擦系数 μS 与断层法向压应力 σ_n 的乘积给出。随后，应力随滑移 δ 增加，在特征滑移弱化距离 D_c 内线性下降，直至达到动态剪切强度；动态剪切强度由恒定的动摩擦系数 μ_d 与断层法向压应力 σ_n 的乘积确定。

为了约束模型，我们首先考虑该区域的构造应力状态。先前的研究表明，最大压应力的方位角为 N16.4°E，处于挤压体制下（σ_1）[6]。基于这一最大水平应力方向，我们在补充图 2 中展示了任意断层段上的分解剪应力与法向应力之比取决于相对主应力大小的选择。例如，根据分支断层的走向和最大压应力的方向，由补充图 2 中的分析可知，任何小于 3 的应力比 σ_1/σ_3都会导致分支断层上的表观摩擦 $\mu = \tau_o/\sigma_o$ ($\leq$ 0.3) 较低，其中 τ_o和 σ_o 分别为初始剪应力和法向应力。这可能与在纳尔勒断层这类不成熟、此前未绘制过的断层上触发破裂不相符；假设静摩擦系数和动摩擦系数取合理值，这也可能阻碍破裂在东安纳托利亚断层上的持续传播[40,41]。具体而言，表观摩擦较低时，动态应力降可能过小，无法使破裂越过交汇处继续传播。然而，应力比 σ_1/σ_3 达到 4 或更高时，表观摩擦会增至至少 0.5，从而克服上述限制。

Rosakis等人[23]指出了模型的另一项独特约束：破裂以亚瑞利速度传播了19.5 km后，在分支断层上转为超剪切。向超剪切的转变取决于摩擦长度尺度 L_f[42]，[43]以及强度参数 S。强度参数衡量初始应力与静态强度的接近程度，S 1⁄4 $\frac{\mu_s-\mu}{\mu-\mu_d}$[34,44,45]。

较低的 S 值会促使破裂迅速转变为超剪切波，而较高的值则表明有利于亚瑞利波传播[46]。在这里，我们假设摩擦长度尺度 $L^f = GD_c/\sigma_o(\mu_s - \mu_d) = 1600$ m（G 为剪切模量），这与大型地壳地震的典型推断结果一致[47]。我们进一步假设静摩擦系数为 $\mu_s = 0.7$，这与 Byerlee 定律[48]一致。为约束动摩擦系数，我们采用试错法，确定能够产生19.5 km过渡长度的 S 值，如补充图3所示。我们确定该 S 值为0.75。这个较低的 S 值与近场观测推断出的快速超剪切传播转变相符。根据已知的 S 值，我们进而得到分支断层的动摩擦系数为0.327。

最后，根据上述参数，我们调整主应力的数值，以通过数值计算得到合理的应力降，从而使分支断层上的滑动分布与地震反演推断的滑移量（~1–3 m）一致。我们发现，最小主应力为 $\sigma_3 = -15$



e 图 2 几何结构与相图（交汇模型中分支断层（A）与主断层（B）之间的强度参数 S 和断裂能比 G）。a 分支断层（AC）与主断层（ECP）的理想化几何结构，其角度相对于北方测量。紫色箭头表示最大主应力的方向。b 右向传播（从 C 到 P 方向）的相图。分为三个阶段：超剪切传播（棕色）、速度衰减的超剪切传播（白色）和不传播（蓝色）。c 左向传播（从 C 到 E 方向）的相图。分为三个阶段：亚瑞利传播并最终过渡为超剪切传播（棕色）、亚瑞利传播（白色）或不传播（蓝色）。图中蓝色区域的边界给出了破裂能够传播时 eG 和 S 的临界值。

而最大主应力为 $\sigma_1 = -60$ MPa 时，可以产生目标平均滑移量。我们还发现，所选应力与震源机制研究[49]得出的应力形状比 R 范围（0.2–0.71）相符，其中 R 定义为 R 1/4 $s\frac{\nu}{\sigma_1-\sigma_3}$, +，垂直应力 S_v 由 $S_v = (1-\gamma)\rho gh$ 给出。对于这一 R 范围，按照我们选取的应力，平均深度为 5 km 处的 S_v将在 20 至 50 MPa 之间变化，这意味着 γ 介于 0.6 和 0.8 之间。我们注意到，早期研究曾指出深部孔隙流体超压现象，并提出深部孔隙流体超压[50]。根据这一估算，分支断层上的平均滑移量约为 2.0 m，应力降为 3.61 MPa。根据这些参数选择，所得特征长度 D_c 对应于 = 0.316 m。至此，分支断层的参数选择完成，得到推断的断裂能 Gc 1/4$\frac{1}{2}\sigma\delta\mu_s - \mu_d$ÞD$_c$ 1/4 1 MJ/m^2。

为了研究受限分支断层动力学对东安纳托利亚断层（EAF）沿线持续传播的影响，我们对交汇区开展参数化研究。研究目标是约束东安纳托利亚断层上的摩擦参数，以及与越过交汇点后的早期双向传播相对应的性质。为此，我们引入无量纲参数 eG，其定义为 G_c^B/G_c^A，该参数与断层间跳跃后持续传播的概率相关。若考虑破裂从断层 A 向断层 B 转移，则参数 G 表示断层 B 的断裂能相对于断层 A 的断裂能的比值。该量取决于各个断层上的摩擦参数以及解析得到的法向应力。从理论上讲，较小的 eG 值意味着断层 A 与断层 B 之间的断裂能相近，因此有利于破裂持续传播；而较大的 eG 值则意味着持续传播不利。在交汇区的研究中，分支断层（断层 A）的所有参数均为已知量，并已通过上述方法加以约束。本研究旨在探究断层 B（ECP 线）的 S 和 G 参数空间，这些参数将影响东安纳托利亚断层（断层 B）上破裂的右向传播（从 C 到 P）和左向传播（从 C 到 E）。

为开展这项研究，我们进行了多次数值模拟，模拟破裂从断层 A 转移至断层 B 的过程，并涵盖广泛的摩擦参数。每次模拟对应东安纳托利亚断层上特定的 G 和 S 取值。为了调整东安纳托利亚断层上的 G 和 S 取值，我们选择改变摩擦参数 D_c, μ_s 和 μ_d，同时保持 L$_f$和法向应力不变。摩擦行为的变化与野外研究结果一致，这些研究指出东安纳托利亚断层带沿线存在不同的岩石类型[51]。此外，我们预计断层不同区段的动态弱化可能由不同机制触发。例如，双材料对比52，或由不同水力学性质导致的热压化，都可以解释动态摩擦系数的变化。在这些模拟中，断层 A 上的入射破裂均被视为超剪切，这与我们此前的讨论一致。图 2b 展示了正向传播前缘在 G 和 S 取值范围较广时的相图。我们注意到，对于每个 S 值，都存在一个 G 临界值，使得破裂无法传播至交汇处右侧。该 G 临界值与 S 之间的关系以图示形式呈现为蓝色区域与白色／棕色区域之间的边界。我们观察到，随着 S 减小，实现连续传播所需的 G 临界值会增大。这可以直观地理解为所需断裂能与断层强度之间的竞争。具体而言，随着断裂能增大，初始牵引力需要更接近静态强度，才能实现连续传播。然而，对于~所 允许破裂继续传播的 G 取值，我们观察到，若 S 足够小（棕色区域），破裂会以持续超剪切的方式传播；若 S 足够大（$S > 2.5$）（白色区域），则会以衰减超剪切的方式传播。从图 2b 可明显看出，只要破裂向右传播，就必定以超剪切破裂的形式起始，与参数选择无关。这与 Rousseau 和 Rosakis 于 2003年开展的实验分析一致；该研究考察了裂纹遇到分支时的破裂传播速度[53]。Rousseau 和 Rosakis 的研究评估了广泛的分支角，结果表明，对于较小的分支角（与分支断层和东安纳托利亚断层之间的夹角相似），裂纹沿分支传播的速度起初与遇到分支前的传播速度相同或略低[53,54]。

图 2c 展示了左向传播破裂在 G 和 S 参数方面的特征。我们观察到，只要 S > 1.5，无论 G 参数如何，都不会观察到向后传播。值得注意的是，如果 G 足够小，S > 1.5 仍允许破裂向右传播。反之，如果 S < 0.9，破裂最初将以亚瑞利速度向后传播，随后转变为超剪切；随着 S 减小，临界值 eG 增大。对于中间范围的 e S（0.9 <S < 1.5），如果 G 足够小，破裂可以以亚瑞利速度向后传播；而当 G 较大时，破裂不会向 e 的反方向传播。地震反演揭示，确实存在向后传播的破裂。为进一步协调右向传播和左向传播的发现，并假设两个断层段的摩擦属性相同，我们可以得出结论：S < 1.5 且 G 足够小，可以同时满足向后传播和正向传播时持续超剪切破裂这两个条件。

受线弹性模型的局限性所限，上述参数化研究揭示了若干重要发现，总结如下。(1) e 破裂持续向右传播取决于 G 是否达到临界值，而该值取决于 S。(2) 如果超剪切破裂成功从分支断层跳转至主断层，那么向右的破裂传播必须以超剪切状态开始。(3) 破裂持续向交汇处右侧传播是触发向左破裂传播的必要条件，但并非充分条件。此外，这种反向传播的破裂还要求 S 值相对较低（S < 1.5）。(4) 如果 S 值过低（S < 0.9），反向传播的破裂最终可能转变为超剪切。这凸显了交汇处动力学的重要性，以及破裂传播的具体细节对剪切应力和摩擦参数的强烈依赖。

二维动态破裂模型。在确定了破裂从纳尔勒断层迁移后，能够使其沿东安纳托利亚断层（EAF）双向传播的条件之后，下一步是刻画破裂沿多个主要断层段的传播过程。为此，我们采用美国地质调查局（USGS）根据断层错动[1,17]提供的估计断层迹线，构建一个走滑断层的非平面分支断层网络二维模型。我们首先采用美国地质调查局（USGS）针对M7.8卡赫拉曼马拉什有限断层模型中三个主要断层段的估计走向，生成平滑版本的断层迹线[1,17]。随后，我们通过纳入已确认的分支和弯折，在特定位置对模型进行细化。如图所示，断层模型由三个主要部分组成3 主要

跨越两条走滑断层的断层段：第一段 AC 代表纳尔勒断层（承载震源和初始破裂传播的分支断层）。第二段和第三段，即 CE 段和 CD 段，均属于东安纳托利亚断层，其整体走向角不同，与美国地质调查局模型一致[1,17]。我们扩展模型，以捕捉 F 节点与 R 节点之间南部区域断层网络的复杂性，纳入多个分支和走向变化。此外，由于东安纳托利亚断层是相对年轻且高度无序的断层[14、38、39]，我们假设断层段在不同几何复杂性的位置处不连续，例如弯折处以及不同相交断层之间的交汇处。我们在图 3 中以蓝色实心圆点标出这些位置。引入这种强分段可能会导致破裂传播暂时中断。不过，这仍符合对几何结构复杂的断层系统的预期；如本文研究的断层系统，包含多个弯折、分支和走向变化。

根据分支断层上约束的摩擦参数，并结合上一节进行 G-S参数研究后得到的发现，我们按如下方式为其他断层段设定合适的摩擦参数：首先，假设所有断层段的静摩擦系数均为常数，并将其设为 $\mu_s = 0.7$。根据 Byerlee 定律，这一取值处于静摩擦系数的合理范围内[48]。当破裂跳跃至主断层（ED线）时，我们选择 S ＝1.38 和 eG 1⁄4 0:755，以确保破裂越过交汇点 C 后双向传播。此 S 参数的选择使破裂向东北（右侧）超剪切传播，向西南（左侧）亚瑞利破裂。根据由构造应力投影推得的表观摩擦 $\mu = 0.612$，该 S 值使动态摩擦为 $\mu_d = 0.55$；同样，该 G 值使 D_c 取值为 e 0.275。较低的 G 值有助于破裂沿主断层持续双向传播。对于左侧弯折以外的断层（EF线），假设 S 为 1.621，以使亚瑞利

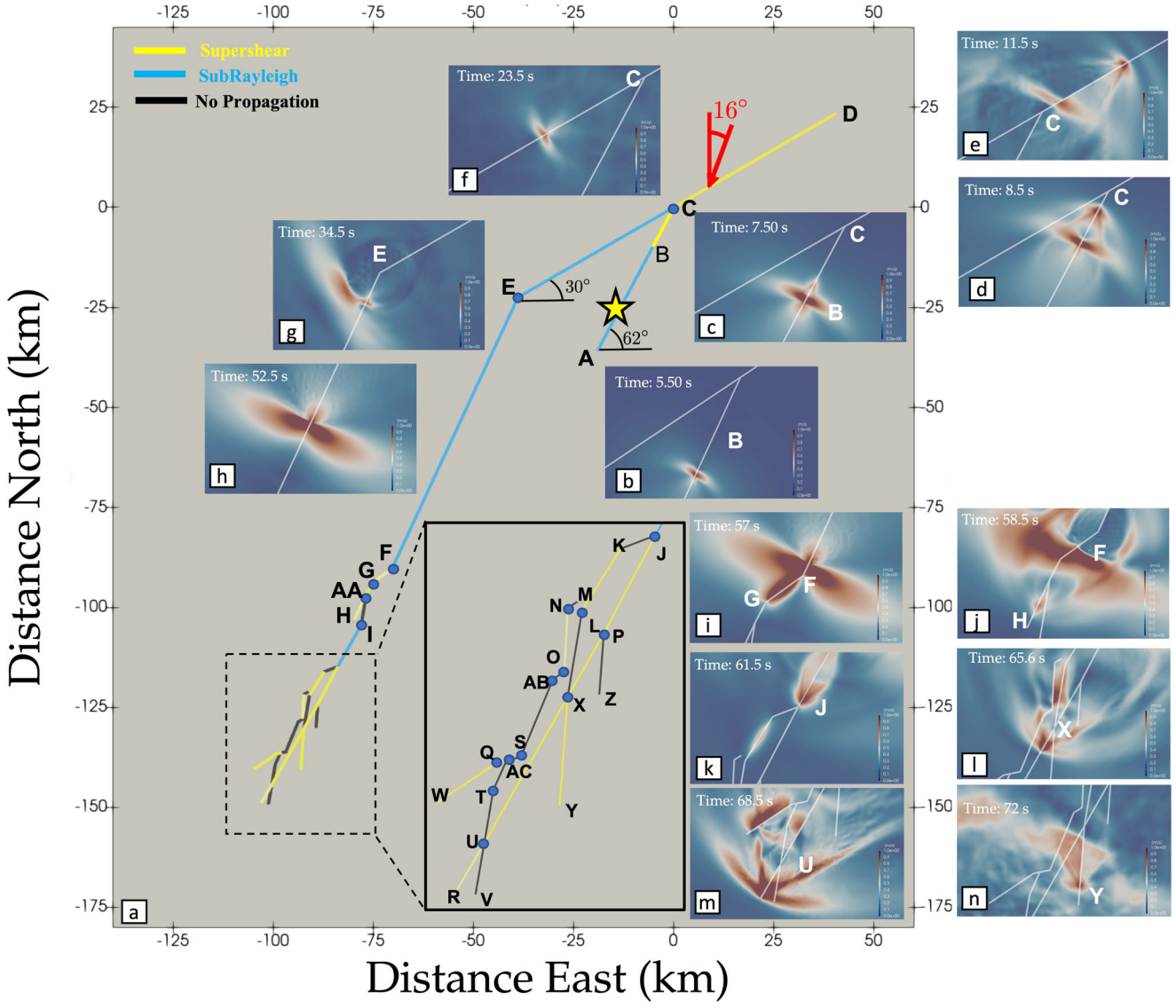


图3 理想化断层几何形态及沿破裂路径特定位置的速度大小快照。红色箭头表示最大主应力方向 σ_1，黄色星号表示震中位置。沿断层迹线，各交汇点按字母顺序标记，蓝色圆点表示不连续性。交汇处C和E对应的断层段角度以插图形式展示。黄色、蓝色和黑色分别表示呈现超剪切、亚瑞利和无破裂传播的断层段。破裂传播速度的连续轨迹见补充图4b。

破裂更容易发生，这与近场台站（图 1 台站 3、4 和 5）接收到的信号一致。至于动态摩擦参数，左侧弯折（E点）以外的所有断层，其动态摩擦系数均为 0.26。这确保$\mu_d < \mu$ 动态传播得以促进，并产生正的˜动态应力降。这也确保参数 G足够低，使破裂能够沿走向变化传播，并可能触发南部区域的分支段。由于南端断层相对于背景应力场的走向，这些断层承受的应力很高。采用上述摩擦参数后，这些断层的 S 值较小（~0.4），因此若破裂沿这些断层段传播，就很可能发生超剪切传播。各断层段摩擦参数的完整分布见补充表1。

图 3 展示了不同时间步的破裂传播速度大小快照，并附有断层系统示意图（完整的破裂传播过程请参见补充视频1和2）。该 图还显示了最大水平主应力的方向、感兴趣点的字母标记、线段 ED 和线段 AC 的夹角示意图，以及表示非连续交汇点的蓝色圆点标记。我们还根据不同断层段的破裂传播速度为其标上不同颜色，具体情况将在后续讨论中说明。补充图4b 还提供了连续变化的破裂速度。破裂最初由分支断层（线段 AC）上的应力超载触发成核，震中距交汇处 ~30 km（点 C）。初始破裂以亚瑞利速度双向传播，向南的破裂尖端在分支断层末端（点 A）停止。朝东安纳托利亚断层传播的破裂在纳尔勒断层上以亚瑞利速度传播 ~20 km 后（点 B，图 3c），转为超剪切速度。近场台站（NAR）证实了破裂转变后的超剪切特征，且图 3c-d）中清晰可见的马赫锥也再现了这一特征。破裂跳转至主断层（线段 ED，图 3d）后，向东北（右侧）传播的破裂继续以超剪切速度传播（图 3e），最终跳至折点（点 D）（线段 CD，图 3e）。

向西南（左侧）的延迟破裂在交汇处C点启动，时间约为 ~20 秒（自破裂成核起算），并沿CE段传播。这个时间大致与基于地震反演得出的推断一致[26]。这次向左传播的破裂以亚瑞利速度沿CE段传播（图3f），并越过左侧弯折（E点，图3g）。亚瑞利破裂沿笔直的EF段继续传播，强度不断增大，朝F点推进，直至到达东安纳托利亚断层南端几何复杂性增加的区域。

当亚瑞利破裂接近断层段末端时，入射破裂相关的波场使 EFit 在 G点附近远程触发了一次超剪切破裂波场。该超剪切破裂沿 GF段向后朝 F点传播，并与入射的亚瑞利破裂合并（见图3i–j）。模型捕捉到了这一出人意料的传播模式，这与邻近近场记录相符：靠近 G点的台站（补充图1h）比靠近 F点的台站（补充图1g）早 ~00.5 秒接收到破裂信号。与此同时，同一破裂沿 GH分支以超剪切速度传播，随后在 H点停止（见图3j）。停止阶段产生的辐射波向南端传播时，动态应力场在 I点附近沿 IP段远程触发了一次新的破裂。破裂并未连续传播，而是超剪切破裂在 F点和 X点的交汇处受阻。这一行为与关于破裂传播和短小的既有分支相互作用的实验观测相符[55]。破裂沿主断层段IR继续传播时，迅速转变为超剪切破裂，同时激活邻近分支上的超剪切破裂（例如 X点，图3l）。主破裂继续以超剪切速度传播，直至到达 R点处的断层末端（图3m）。如图1所示，该区域有一簇接收到超剪切信号的台站。幸运的是，断层迹线末端附近存在一簇台站，其中许多台站记录到了超剪切传播的特征标志，这证实了模型对哈塔伊附近超剪切传播的预测。

我们的动态破裂模型再现了M_w7.8复杂地震事件的以下关键特征。(1) 破裂最初沿纳尔勒断层成核，并在距震源 ~19.5 km处转为超剪切。(2) 随后，入射的超剪切破裂触发东安纳托利亚断层。(3) 破裂沿东安纳托利亚断层向东北和南南西双向传播，传播速度兼有亚瑞利速度和超剪切速度。(4) 破裂沿东安纳托利亚断层一条主要的南南东向段长距离以亚瑞利速度扩展。(5) 破裂以超剪切速度扩展，最终在哈塔伊附近断层迹线最南端停止。此外，模型显示，几何复杂性和高度非均匀的应力场促成了不同断层段上破裂速度的这种组合，也导致东安纳托利亚断层的多个分支出现额外的超剪切传播脉冲，其中以朝哈塔伊方向最为明显。

尽管二维模型存在局限性，我们的分析仍与强地面运动记录相一致，并在一阶近似下捕捉到了其中的若干特征。在补充图 4a 中，我们展示了由数值模型得到的断层平行粒子速度跃变量与断层法向粒子速度跃变量之比。我们证明，动态模型捕捉到了超剪切传播导致的断层平行分量增强，这一增强出现在我们的台站分析所标示的区域内，如补充图 5 所示。此外，在补充图 6 中，我们展示了由动态破裂模型得到的合成到时与从地面运动记录中获得的到时之间具有良好的一致性。这一比较表明，将台站分析所推断出的可变破裂速度纳入动态破裂模型的约束，有助于再现 Mw7.8 土耳其地震的相关特征。

我们进一步在补充图 4b 中表明，沿断层的破裂速度空间分布与最大断层平行粒子速度和最大断层法向粒子速度之比具有很强的相关性。事实上，我们在补充图 4a、b 中表明，每当破裂速度超过 C_s 时，断层平行分量与断层法向分量速度跃变之比 Δ 就会超过 1。此外，正如补充图 5 所示，在超剪切状态下，最大断层平行粒子速度与最大断层法向粒子速度之比也会随着破裂速度的增加而增加，因为马赫锥的通过会使断层平行分量得到越来越明显的增强。

图 4a 展示了基于动态破裂模型获得的模拟地震事件持续期间的峰值地面速度等值线。此外，我们在补充图 5 中展示了断层平行方向和断层法向方向上的峰值地面速度分布。我们观察到与破裂传播相关的强烈地面速度区域（以虚线方框标出）。强烈地震动的宽度和范围取决于多个因素，例如破裂传播速度、几何复杂性以及局部

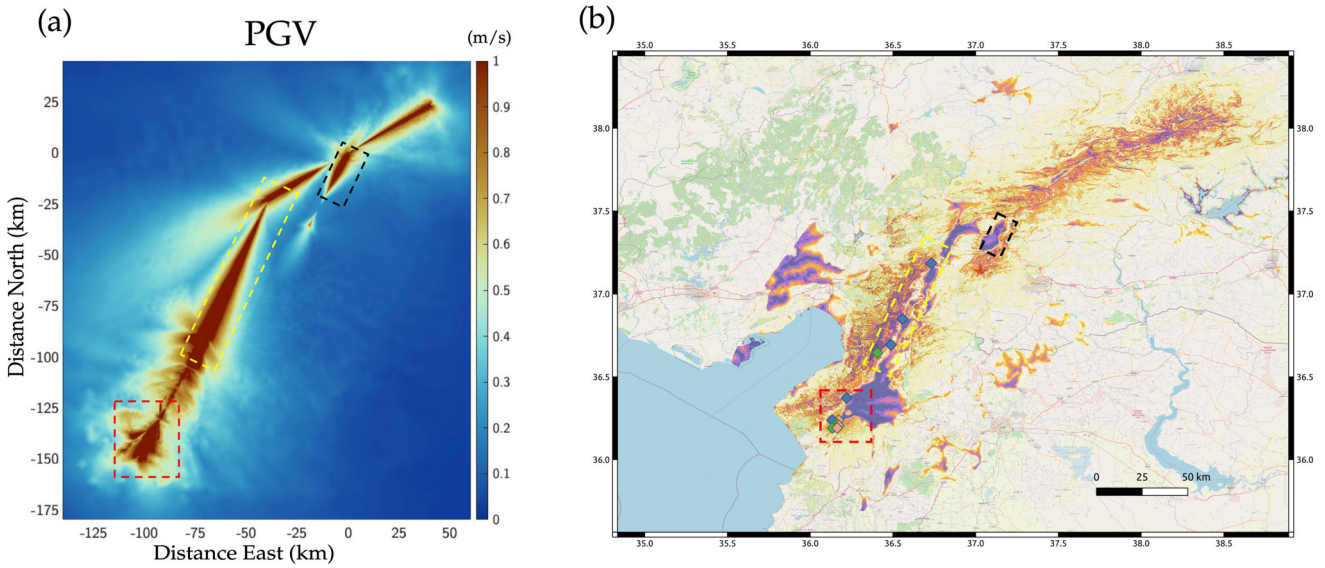


图4 地面震动与地面失效估计的相关性。a 动态破裂数值模拟得到的峰值地面速度（PGV）分布。峰值速度分布显示了峰值地面速度幅值较大的区域。几何复杂性、分段断层的触发，以及超剪切传播导致的冲击波前大幅未衰减，共同促成了更广泛的地面震动分布。b 美国地质调查局提供的地面失效估计，显示了液化和滑坡的概率。更广泛的地面失效与数值模型中观察到的地面震动范围更广、强度更大的区域相吻合。我们注意到，地面失效现场勘察结果与美国地质调查局的预测一致。

摩擦参数。如前所述，地震动的特征会因破裂以超剪切速度还是亚瑞利速度传播而有所不同。地面震动的强度也取决于应力降，而应力降会受到摩擦参数的影响。地震期间复杂断层网络中的触发过程和路径选择，会显著影响区域内峰值地面速度（PGV）的分布。此外，在动态破裂模型中，我们还观察到，在分支断层与东安纳托利亚断层的交汇处，以及左侧弯折（E点）周围等几何特征附近，地震动强度较高且分布广泛。

为将M_w7.8卡赫拉曼马拉什ş/帕扎尔哲克地震的地面失效估计与数值模型获得的地震动记录联系起来，图4b展示了建模区域的地图。在这张地图上，我们叠加了美国地质调查局生成的地面失效模型预测结果，主要包括滑坡和液化估计[1]。这两个地面失效模型均基于对地震诱发地面失效中的液化和滑坡历史记录的分析。滑坡分布模型根据空间分布的地面速度振动估计（峰值地面速度）、地形坡度、岩性、土地覆盖类型，以及用于估算土壤湿度变化的地形指数生成。美国地质调查局估算的滑坡分布模型与2023年土耳其地震序列（SLATE）滑坡评估团队绘制的同震滑坡分布一致。液化模型基于基于坡度估算的VS30、建模得到的地下水位深度、距海岸距离、距河流距离、距最近水体的距离、降水和峰值地面速度。美国地质调查局模型的液化估计与基于遥感数据对液化地点进行的初步绘图结果一致[56]。

根据初步报告以及美国地质调查局对地面破坏的估计，我们发现，动态破裂模型显示，地震动分布范围更广（随距断层距离增加而仅轻微衰减）且强度更大的区域，与破坏显著更严重的区域相吻合。失效的性质可能还受到其他现象的影响例如土壤和盆地放大效应，以及建筑质量。伴随强烈地震动和几乎未衰减的冲击波前的超剪切破裂，可能会加剧结构或地面失效相关损害的范围和程度。具体而言，我们观察到，在向南的超剪切传播区域，峰值滑动速率会在很短距离内迅速变化（补充图7）。这种非稳态超剪切传播会增强震动强度并增加辐射能量。此外，我们观察到，与亚瑞利传播对应的记录（补充图1d–g）相比，在安塔基亚等超剪切传播区域（补充图1lm），地面运动记录呈现出相对较窄（1–2 s）的主脉冲；Wu等人也指出了这一特征[57]。相对较窄的速度脉冲会对结构造成更高的需求，增加结构倒塌的可能性[58–60]。速度脉冲的存在表明，有必要进一步检查加速度记录中具有破坏性的相干脉冲，因为这些脉冲也可能对常见土木结构造成破坏[61]。

具体而言，在动态破裂模型中，我们观察到断层段南端、哈塔伊省安塔基亚附近区域发生了超剪切传播，导致质点速度幅值较高（~2 米/秒），并引发大范围地面震动（红色虚线框）。与此同时，记录显示，同一区域存在与液化和同震滑坡有关的严重地面失效。在朝向马拉蒂亚的北北东方向也观察到类似模式，我们可以将该方向上的超剪切传播与该区域大范围滑坡的估计结果联系起来。此外，纳尔勒断层北端周围预测的液化区（黑色虚线框）似乎也与该断层段上的超剪切转变和传播区域吻合良好。

讨论

我们对 M7.8 卡赫拉曼马拉什/帕扎尔哲克地震近场记录的分析表明，破裂传播速度在空间上并不均匀，而是在不同区段从亚瑞利速度变化到

超剪切速度。这与多项针对几何形态复杂断层的实验研究和数值模拟结果一致：这些研究表明，弯折和分支的存在可能会对破裂终止速度产生重大影响，具体取决于其几何构型与主应力方向的关系[53–55,62]。根据近场记录，超剪切速度主要出现在承载初始破裂的分支断层（纳尔勒断层）的后段，以及哈塔伊地区断层迹线的南南西端。此外，断层的几何复杂性促成了瞬态超剪切破裂的出现；地震动记录显示，相对于主干走向，走向变化陡峭的断层段以断层平行分量为主。我们的研究结果使目前已有的、对破裂速度得出相互矛盾结论的地震反演结果得以协调。

纳尔勒断层与东安纳托利亚断层交汇区的动态破裂模型，使我们能够确定一组摩擦参数，并推断出与东安纳托利亚断层沿东北和西南两个方向持续传播相一致的物理约束。

我们首先利用几何约束，并结合 Rosakis等人[23]对纳尔勒断层台站地面运动记录的分析，来约束纳尔勒断层与东安纳托利亚断层交汇区的动态破裂模型。这使我们能够确定一组摩擦参数，并推断出与东安纳托利亚断层沿东北和西南两个方向持续传播相一致的适当物理约束。在本研究中，我们选择调整摩擦定律参数，而非引入小尺度应力非均匀性，原因如下：（1）野外证据表明，东安纳托利亚断层带沿线的摩擦行为存在差异；（2）以往仅涉及东安纳托利亚断层较小区段的地震历史可能改变断层结构的成熟程度，尤其会影响其动态摩擦行为；（3）对于局部应力分布的约束有限，而且以往地震的滑移分布存在较大的不确定性，这些因素会影响小尺度应力非均匀性的选取。需要指出的是，在活动断层带中，不同的摩擦行为和局部小尺度非均匀性很可能同时存在，并共同影响破裂传播。然而，目前没有唯一的方法可以确定哪种因素的影响更大。

根据我们的分析，我们发现，东安纳托利亚断层东北方向的持续传播，要求破裂最初以超剪切速度向北传播。我们还发现，破裂继续向东北传播是触发向东南方向传播的左行破裂延迟成核的必要条件，但并非充分条件。交汇处西南侧的强度参数 S 也必须足够低，才能使左行破裂成核并持续传播。此外，纳尔勒断层上的高动态应力降与东安纳托利亚断层上的高应力相结合，似乎是促使破裂从纳尔勒断层迁移至东安纳托利亚断层两侧所必需的条件。

我们的动态破裂模型凸显了几何复杂性对破裂传播速度及由此形成的复杂破裂历史的影响。通过纳入纳尔勒断层与东安纳托利亚断层交汇处的几何复杂性，我们再现了这次地震的一个重要特征：交汇处左侧出现了延迟的反向传播（距破裂成核 ~20s）。起初，左侧的角度不利于维持破裂传播。然而，破裂持续向北东北方向传播，因动态应力转移而在交汇处造成应力集中。这种应力集中最终超过了交汇处左侧的静态强度；由于纳尔勒断层上入射破裂引起的拉伸应力变化，该处的静态强度已降低。这些因素共同导致延迟成核，随后破裂向南南西方向传播。

随着破裂继续向南南西方向朝哈塔伊传播，也可观察到超剪切脉冲间歇性地被触发，尤其是在走向角变化较大的小断层段上。这一模型预测捕捉到了地面运动记录中的一个有趣特征：位于断层迹线较前方的7号台站（补充图1g）记录到的地震动起始时间，反而晚于8号台站（补充图1h）。此外，模型中纳入的东安纳托利亚断层高度显著的分段特征，使破裂尖端在不同位置加速和减速。分段还促进了动态触发，并增强了预测波场的复杂性和强度。例如，破裂尖端刚抵达8号台站时，便遇到广泛的几何复杂性，这种复杂性一直延伸至断层迹线末端。在进入该区域之前，入射破裂以亚瑞利速度传播。然而，遇到断层分支时，它会在其中大多数分支上引发一系列超剪切破裂，而非单一强烈的超剪切破裂。因此，整个区域都受到与多个传播中的马赫锥相关的复杂地面震动所主导。事实上，我们的模型显示，主破裂尖端在抵达安塔基亚之前，已在K点（见图3）转变为超剪切状态。这一观察结果与以下情况一致：地面运动记录显示南部区域以FP至FN分量为主；该区域还出现了大范围地面破坏和严重损毁

此外，我们的数值分析表明，断层上的应力和摩擦条件必定是不均匀的。这种不均匀性促使破裂持续传播，并影响了破裂速度。此外，由于断层若干段的走向相对于构造应力场的方位，这些段上的应力很高。例如，这促成了纳尔勒断层上的早期超剪切转变，以及上文讨论的南部超剪切传播突发。纳尔勒断层上的高动态应力降与处于临界应力状态的东安纳托利亚断层相结合，也促进了破裂持续传播。如果应力场方位相差几度，此次地震事件的总体规模可能会小得多。

与我们的台站分析和动态破裂模型一致，近期还出现了几个相互独立的动态破裂模型，它们的结果与我们的结论十分吻合。Wang等人[63] 建立了土耳其地震的三维动态破裂模型，支持Rosakis等人[23] 提出的结论，即纳尔勒断层在到达交汇处前不久转变为超剪切[63]。此外，他们还指出，在与本研究报告一致的位置，传播速度存在变化。Jia等人[64] 和Gabriel等人[65]提出的另一个三维动态破裂模型，其结果（图4b和补充材料视频1）在我们看来，表明断层的多个区段明显存在超剪切（例如，图4b中的纳尔勒断层末端）[64,65]。然而，作者报告称，整个地震事件期间，破裂均以亚瑞利速度传播。我们推测，他们之所以作出这一解释，是因为其模型中的超剪切区段未能完全贯穿发震层。我们认为，这种速度分类上的分歧源于对“超剪切”的定义不同。根据我们的定义，若能识别出与传播的特征标志“，则将破裂归类为超剪切

马赫锥是达到此类速度的必要条件。我们注意到，真实断层带中的破裂过程十分复杂，破裂前缘的不同部分可能同时以超剪切速度和亚瑞利速度传播。因此，依赖整体测量或平均速度来进行破裂分类可能并不充分，因为冲击波即使仅局限于近地表，也会影响震源物理，尤其是近断层危险性。

尽管先前的观测表明，超剪切破裂更可能发生在具有均匀高应力的长断层段上，但正如我们的动态破裂模型所显示的那样，断层上和断层外的非均质性也可能促成超剪切突发的出现[66–69]。这些瞬态地震事件难以通过稀疏仪器观测和远场测量加以识别。此外，几何复杂性可能导致复杂的波场，从而掩盖远场中的马赫锥特征。速度结构中的额外非均质性也可能进一步导致远场中的马赫锥被掩盖，使其更难以探测[70,71]。这或许可以解释 Meng 等人[72] 的观测结果：他们对西南段进行了波形相关分析，但未能在远场发现任何持续存在的马赫锥特征。事实上，这类相关性与持续时间较长的超剪切破裂传播有关，而不是与本文所报告的间歇性传播有关[72]。尽管本研究未强调超剪切现象，但需要注意的是，作者报告称，在断层平行分量占主导的断层段上，破裂速度更快。然而，反投影只能预测平均破裂速度，而无法反映局部变化。

即使超剪切破裂的特征在远场消失，它仍会对局地危险性产生重要影响。这是多种因素共同作用的结果，包括：(1) 狭窄的主脉冲可能会放大长周期结构的震动；(2) 剪切马赫前缘几乎不会衰减。最后，当破裂从亚瑞利转变为超剪切时，领先的超剪切破裂后方仍会出现亚瑞利特征。这称为尾随瑞利特征，其传播速度为瑞利波速[24,36,33]。因此，位于近断层位置的建筑物首先会受到领先超剪切破裂前缘所产生冲击波的强烈震动。这部分震动来得非常迅速（因此速度脉冲较窄），且地面速度以断层平行分量为主[36]。然而，过不了多久（几秒后），建筑物还会感受到震动，此时震动主要沿断层法向方向，并与尾随瑞利特征的通过有关。冲击前缘首先到达、随后尾随瑞利特征到达所造成的这种双重冲击效应，可能会对结构造成毁灭性影响。超剪切破裂对地面运动和结构破坏的影响值得进一步研究。此外，近期另一项研究强调了超剪切破裂在反向传播中的作用。Ding等人聚焦于土耳其地震中观测到的沿西南段反向传播破裂所涉及的延迟时间，研究了沿纳尔勒断层以不同破裂传播速度传播的各种情景，并确实发现，纳尔勒断层上的破裂特征会显著影响东安纳托利亚断层的触发以及反向传播的延迟时间[73]。

基于物理的动态建模至关重要，尤其是像本研究这样结合近断层观测的建模，有助于我们理解导致如此惨重后果的实际机制。虽然目前我们还无法提前预测地震何时发生，但可以利用我们的解读，更好地指导未来地震发生时的应对工作。

方法

所有数值模拟均使用基于MOOSE框架[74]构建的内部偏微分方程求解器运行。具体而言，我们利用TensorMechanics系统[75] 提供的黏聚区模型功能，并在其中实现线性滑移弱化定律[76]，将其作为控制动态破裂演化的牵引-分离关系。该非线性求解器在空间上采用有限元法、在时间上采用基于中心差分法的显式时间积分，对控制方程进行离散。

数据可用性

制图地表破裂数据来自 https://doi.org/10.5066/P985I7U2[17]。本研究使用的所有地面运动记录均来自 AFAD[2]。图 1 基于 Natural Earth 的地图数据，使用 QGIS 制作。

代码可用性

用于构建动态破裂模型的软件，以及复现本文所呈现结果所需的输入 文件，可在 GitHub 上获取 (https://github. com/chunhuizhao478/farmscode.git)。

收稿日期：2023年9月20日；接受日期：2023年11月20日；
Published online: 05 December 2023

参考文献。

1 美国地质调查局：土耳其努尔达伊以东27千米处发生M 7.8级地震。https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000jllz/executive. 2. 灾害与应急管理局, E. M. 土耳其国家强震动观测网。地震、灾害与应急管理局（1973）。https://doi.org/10.7914/SN/TK. https://tadas.afad.gov.tr. 3. Barbot, S. 等。2023年2月6日卡赫拉曼马拉什地震序列（震级为M_W 7.8和M_W 7.6）在东安纳托利亚断层带的滑动分布。Seismica 2。https://doi.org/10.26443/seismica.v2i3.502（2023）。4. Zahradnik, J., Turhan, F., Sokos, E. & Gallovič, F. 2023年2月6日土耳其地震的类 asperity（分段）结构（2023）。https://doi.org/ 10.31223/X5T666。5. Dal Zilio, L. & Ampuero, J.-P. 土耳其和叙利亚地震双震。Commun. Earth Environ. 4, 71（2023）。6. Feyiz Kartal, R. & Tuba Kadirioğlu, F. 东安纳托利亚断层和死海断层的运动学。技术报告（2013）。https://www.researchgate.net/publication/271852091。7. Emre, O. 等。土耳其活动断层数据库。Bull. Earthquake Eng. 16, 3229 3275 2018–（）。8. Melgar, D. 等。利用空间大地测量学成像2020年1月24日东安纳托利亚断层带上发生的Mw 6.7级多安约尔—锡夫里杰地震的破裂运动学。Geophys. J. Int. 223, 862–874（2020）。9. Taymaz, T., Eyidoğan, H. & Jackson, J. 东安纳托利亚断层带（Turkey）大地震的震源参数。Geophys. J. Int. 106, 537–550（1991）。10. Taymaz, T. 等。基于地震学波形分析和东安纳托利亚断层带（土耳其）空间大地测量观测得到的2020年1月24日多安约尔—锡夫里杰M_W 6.7级地震的震源机制与破裂过程。Tectonophysics 804, 228745（2021）。11. Xu, C. 等。利用远震和强震动数据对2023年土耳其东南部地震进行快速震源反演。Earthquake Sci. 36, 316–327（2023）。12. Ambraseys, N. N. 暂时性地震平静：土耳其东南部。技术报告（1989）。https://academic.oup.com/gji/article/96/2/311/611031。13. Ambraseys, N. N. & Jackson, J. A. 1500年以来马尔马拉海（土耳其）的地震活动。Geophys. J. Int. 141。https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2000.00137.x.（2000）。14. Güvercin, S. E., Karabulut, H., Konca, A. O., Dogan, U. & Ergintav, S. 东安纳托利亚断层的活动地震构造。Geophys. J. Int. 230, 50–69（2022）。15. Goldberg, D. E. 等。2023年2月卡赫拉曼马拉什（土耳其）地震序列的快速特征分析。Seismic Rec. 3, 156–167（2023）。16. Mai, P. 等。2023年2月6日土耳其中南部和叙利亚西北部破坏性地震双震：初步观测与分析。Seismic Rec. 3, 105–115（2023）。

17. Reitman, N. G. 等。2023年土耳其M7.8和M7.5级地震的初步断层破裂制图 5（2023）。https://doi.org/10.5066/P985I7U2。18. Poliakov, A. N. B., Dmowska, R. & Rice, J. R. 动态剪切破裂与断层弯曲及离轴次级断层活动的相互作用。J. Geophys. Res.: Solid Earth 107, 6–1（2002）。19. Bhat, H. S., Olives, M., Dmowska, R. & Rice, J. R. 断层分支在地震破裂动力学中的作用。J. Geophys. Res.: Solid Earth 112。https://doi.org/10.1029/2007JB005027（2007）。20. Ma, X. & Elbanna, A. 在显式表示短分支的断层面上动态传播的破裂。Earth Planet Sci Lett 523, 115702（2019）。21. Biegel, R. L., Sammis, C. G. & Rosakis, A. J. 断层面上的动态破裂与短无摩擦断层分支的相互作用。Pure Appl. Geophys. 164, 1881 1904 2007–（）。22. Bhat, H. S., Dmowska, R., Rice, J. R. & Kame, N. 从阿拉斯加德纳里断层向托茨昆达断层的动态滑移传递：断层分支理论检验。技术报告 6B（2004）。http://pubs.geoscienceworld.org/ssa/bssa/article-pdf/94/6B/S202/2720488/S202_946b_04601.pdf。23. Rosakis, A., Abdelmeguid, M. & Elbanna, A. 近场记录揭示卡赫拉曼马拉什M_W 7.8级地震早期发生超剪切转变的证据。https://doi.org/10.31223/X5W95G。24. Dunham, E. M. & Bhat, H. S. 三维超剪切破裂所辐射地震动及应力的衰减。J. Geophys. Res.: Solid Earth 113, 1–17（2008）。25. Harris, R. A. & Day, S. M. 断层相互作用动力学：平行走滑断层。J. Geophys. Res. 98, 4461–4472（1993）。26. Melgar, D. 等。2023年土耳其东南部M_W 7.8和M_W 7.6地震双震期间的亚剪切与超剪切破裂。Seismica 2。https://doi.org/10. 26443/seismica.v2i3.387（2023）。27. Oglesby, D. D. & Mai, P. M. 马尔马拉海海底北安纳托利亚断层潜在地震的断层几何形态、破裂动力学与地震动。Geophys. J. Int. 188, 1071–1087（2012）。28. Okuwaki, R., Yagi, Y., Taymaz, T. & Hicks, S. 2023年土耳其东南部和叙利亚地震双震期间，复杂断层网络中交替方向的多尺度破裂扩展（2023）。https://doi.org/10. 31223/X5RD4W。29. Delouis, B., van den Ende, M. & Ampuero, J.-P. 结合大量近震源强震动记录与GNSS偏移量得到的2023年2月6日M_W 7.8级土耳其地震运动学破裂模型揭示间歇性超剪切破裂（2023）。https://doi.org/10.22541/essoar.168286647.71550161/v1。30. Liu, C. 等。2023年土耳其东南部地震双震期间的复杂多断层破裂与触发。Nat. Commun. 14。https://doi.org/ 10.1038/s41467-023-41404-5（2023）。31. Kaneko, Y. & Lapusta, N. 垂直走滑断层自发动态破裂的三维模拟中，因自由表面导致的超剪切转变。Tectonophysics 493, 272–284（2010）。32. 坎迪利博阿齐奇大学天文台与地震研究所（KOERI）。国际数字地震仪网络联合会（1971）。https://doi. org/10.7914/SN/KO. https://www.fdsn.org/networks/detail/KO/。33. Mello, M., Bhat, H. S., Rosakis, A. J. & Kanamori, H. 在实验室中再现2002年德纳里地震破裂的超剪切部分。Earth Planet. Sci. Lett. 387, 89–96（2014）。34. Rosakis, A. J., Samudrala, O. & Coker, D. 快于剪切波速的裂纹。Science 284, 1337–1340（1999）。35. Bouchon, M. 等。超剪切地震的断层活动特征。Tectonophysics 493, 244–253（2010）。36. Mello, M., Bhat, H. S. & Rosakis, A. J. 亚瑞利与超剪切破裂速度场的时空特性：理论与实验。J. Mech. Phys. Solids 93, 153–181（2016）。37. Rubino, V., Rosakis, A. J. & Lapusta, N. 基于实验室实验全场动态成像推断的亚瑞利与超剪切破裂时空特性。J. Geophys. Res.: Solid Earth 125。https://doi.org/10. 1029/2019JB018922（2020）。38. Bulut, F. 等。东安纳托利亚断层带：基于精确地震定位的地震构造环境及时空地震活动特征。J. Geophys. Res.: Solid Earth 117。https://doi.org/10.1029/ 2011JB008966（2012）。39. Şengör, A. M. C., Görür, N. & Şaroğlu, F. 载于《走滑变形、盆地形成与沉积》211–226页。SEPM（沉积地质学会，1985）。https://doi.org/10.2110/pec.85.37.0211. https://pubs.geoscienceworld.org/books/book/1091/chapter/10548841/。40. Lockner, D. A., Byerlee, J. D., Kuksenkot, V., Ponomarev, A. & Sidorin, A. 花岗岩中的准静态断层扩展与剪切断裂能。技术报告（1991）。41. Lockner, D. A., Byerlee, J. D., Kuksenko, V., Ponomarev, A. & Sidorin, A. 载于《断层力学与岩石输运性质》（编者：Evans, B. & Wong, T.-f.），International Geophysics，第51卷，第1章，3–31页（Academic Press, 1992）。

https://doi.org/10.1016/S0074-6142(08)62813-2. https://www.sciencedirect. com/science/article/pii/S0074614208628132. 42. Palmer,A. C. & Rice, J. R. 超固结黏土渐进破坏过程中滑移面的增长。Proc. Roy. Soc. London A: Math. Phys. Sci. 332, 527 548 1973– ( ). 43. Ida, Y. 纵向剪切裂纹尖端两侧的黏聚力与Griffith比表面能。J. Geophys. Res. 77, 3796–3805, https://doi. org/10.1029/jb077i020p03796 (1972). 44. Andrews, D. J. 平面应变剪切裂纹的破裂速度。J Geophys Res. 81, 5679 5687 1976– ( ). 45. Das, S. & Aki, K. 二维自发破裂传播的数值研究。Geophys. J. Int. 50, 643–668 (1977). 46. Dunham, E. M. 滑移弱化摩擦条件下超剪切破裂发生的控制条件。J. Geophys. Res. 112, 07302 (2007). 47. Abercrombie, R. E. & Rice, J. R. 地震尺度律观测能否约束滑移弱化? https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02579.x (2005). 48. Byerlee, J. 岩石摩擦。Pure Appl. Geophys. 116, 615–626 (1978). 49. yılmaz, H., Över, S. & Ozden, S. 土耳其东部Türkoğlu（卡赫拉曼马拉什）与Çelikhan（阿迪亚曼）之间东安纳托利亚断层带的运动学。Earth Planets Space 58, 1463–1473 (2006). 50. Rice, J. 断层应力状态、孔隙压力分布与圣安德烈亚斯断层的弱化，载于《断层力学与岩石输运性质：献给W. F. Brace的纪念文集》51 (1992)。 51. Khalifa, A., Çakir, Z., Owen, L. & Kaya, S. 土耳其东安纳托利亚断层的地貌构造分析。Turkish J. Earth Sci. 27. https://doi.org/10.3906/yer- 1707-16 (2018). 52. Abdelmeguid, M. & Elbanna, A. 双材料断层上的地震滑移与无震滑移序列表现出显著的破裂不对称性，并可能导致更高的地震危险性。Earth Planet. Sci. Lett. 593, 117648 (2022). 53. Rousseau, C.-E. & Rosakis, A. J. 断层弯曲对亚瑞利和跨声速动态剪切破裂增长的影响。J. Geophys. Res.: Solid Earth 108. https://doi.org/10.1029/2002jb002310 (2003). 54. Rousseau, C. E. & Rosakis, A. J. 分支断层上的动态路径选择：涉及亚瑞利和超剪切破裂的实验。J. Geophys. Res.: Solid Earth 114, 1–15 (2009). 55. Biegel, R., Sammis, C. & Rosakis, A. 断层面上的动态破裂与短小无摩擦断层分支的相互作用。Pure Appl. Geophys. 164, 1881 1904 2007– ( ). 56. Taftsoglou, M., Valkaniotis, S., Karantanellis, E., Goula, E. & Papathanassiou, G. 基于遥感数据对2023年2月6日土耳其/叙利亚M7.7地震触发的液化现象进行初步制图。https://doi.org/10.5281/zenodo.7668401 (2023). 57. Wu, F. et al. 2023年2月6日M$_w$7 8 **36**, . 帕扎尔328, 339 2023 哲克地震（土耳其卡赫拉曼马拉什，土耳其东南部）期间观测到的脉冲型地面运动。Earthquake Sci. – ( ). 58. Kohrangi, M., Vamvatsikos, D. & Bazzurro, P. 脉冲型与非脉冲型地面运动记录：谱形比较与记录选择策略。Earthquake Eng. Struct. Dyn. 48. https://doi.org/10.1002/eqe.3122 (2018). 59. Güneş, N. 近断层脉冲型地面运动对隔震建筑的影响。J. Building Eng. 52, 104508 (2022). 60. Sonwani, J. K., Jia, G., Mahmoud, H. N. & Wang, Z. 近断层地震作用下支撑框架的地震倒塌风险评估。Metals 11. https://doi.org/10.3390/met11081271 (2021). 61. Vassiliou, M. F. & Makris, N. 使用小波分析估计脉冲型地震加速度记录中的时间尺度和长度尺度。Bull. Seis mol. Soc. Am. 101, 596–618 (2011). 62. Templeton, E. L. et al. 动态剪切破裂实验以及沿折曲和分支断层的动态路径选择的有限元模拟。J. Geophys. Res.: Solid Earth 114. https://doi.org/10.1029/2008JB006174 (2009). 63. Wang, Z. et al. 2023年M_w 7.8卡赫拉曼马拉什地震（土耳其东南部）的动态破裂过程：可变破裂速度及其对地震危险性的影响。Geophys. Res. Lett. 50, 2023–104787 (2023). 64. Jia, Z. et al. 2023年卡赫拉曼马拉什、土耳其M$_w$ 7 8 7 7 **381**, 985 990 2023 . - . 地震双震的复杂动力学。Science – ( ). 65. Gabriel, A.-A., Ulrich, T., Marchandon, M., Biemiller, J. & Rekoske, J. 2023年2月6日卡赫拉曼马拉什、土耳其m_w7.8和m_w7.7地震双震的快速三维动态破裂建模 (2023). 66. Dunham, E. M., Favreau, P. & Carlson, J. M. 裂纹的超剪切转变机制。Science 299, 1557–1559 (2003). 67. Liu, Y. & Lapusta, N. 存在有利非均质性时II型裂纹从亚瑞利速度向跨声速速度的转变。J. Mech. Phys. Solids 56, 25–50 (2008). 68. Ma, X. & Elbanna, A. E. 断层外低速弹性夹杂体对超剪切破裂动力学的影响。Geophys. J. Int. 203, 664–677 (2015). 69. Bruhat, L., Fang, Z. & Dunham, E. M. 粗糙断层上的破裂复杂性与超剪切转变。J. Geophys. Res.: Solid Earth 121, 210–224 (2016)。

70. Bizzarri, A., Dunham, E. M. 和 Spudich, P. 非均匀超剪切地震破裂传播过程中马赫前缘的相干性：模拟与观测结果比较。J. Geophys. Res.: Solid Earth **115**. https://doi. org/10.1029/2009JB006819 (2010). 71. Vyas, J. C., Mai, P. M., Galis, M., Dunham, E. M. 和 Imperatori, W. 震源与介质非均匀性存在时的马赫波特性。 *Geophys. J. Int.* **214**, 2035–2052 (2018). 72. Meng, L. 等. 2023年土耳其卡赫拉曼马拉什7.8级地震：千年超级周期中的多段破裂。 https://doi.org/10.21203/rs.3.rs- 2747911/v1 (2023). 73. Ding, X., Xu, S., Xie, Y., van den Ende, M., Premus, J. 和 Ampuero, J.-P. 急转弯：2023年卡赫拉曼马拉什（Türkiye）7.8级地震期间的反向破裂分支。 *Seismica* **2**, https://doi.org/10.26443/ seismica.v2i3.1083 (2023). 74. Lindsay, A. D. 等. 2.0 - MOOSE：实现大规模并行多物理场模拟。 *SoftwareX* **20**, 101202 (2022). 75. Adhikary, D. P., Jayasundara, C., Podgorney, R. K. 和 Wilkins, A. H. 一种适用于一般多屈服面塑性的稳健返回映射算法。 *Int. J. Numer. Methods Eng.* **109**, 218–234 (2016). 76. Day, S. M., Dalguer, L. A., Lapusta, N. 和 Liu, Y. 三维自发破裂的有限差分解与边界积分解的比较。 *J. Geophys. Res.: Solid Earth* **110**, 1–23 (2005).

致谢

作者谨向副主编 Carolina Ortiz Guerrero、Eric Dunham 以及一位匿名审稿人致谢，感谢他们提出的建设性意见，这些意见改进了本稿件。本研究所使用的地震动数据可从土耳其灾害与应急管理局 AFAD、美国地质调查局（USGS）以及坎迪利天文台与地震研究所获取。我们感谢土耳其灾害与应急管理署（AFAD）建立密集的近断层观测站，并在土耳其面临艰难时期时，立即公开发布了大量可免费获取的加速度计数据。A.J.R. 感谢 Caltech/MCE Big Ideas Fund（BIF）以及 Caltech Terrestrial Hazard Observation and Reporting Center（THOR）提供的支持。他还感谢美国国家科学基金会（NSF）提供的支持（资助编号：EAR-2045285）。A.E. 感谢南加州地震中心提供的支持，该中心通过美国国家科学基金会（NSF）与美国地质调查局（USGS）之间的合作协议开展工作。NSF 资助编号：EAR0529922；USGS 资助编号：07HQAG0008。此外，还感谢美国国家科学基金会 CAREER 奖项（编号：1753249）对复杂断层带结构建模工作的资助。我们感谢爱达荷国家实验室提供高性能计算支持与访问权限，并感谢 MOOSE/Falcon 团队提供技术支持。美国能源部能源效率与可再生能源办公室（DOE EERE）地热技术办公室向 Utah FORGE 和犹他大学提供了资助，项目编号为 DE-EE0007080，项目名称为“犹他州米尔福德市地热能研究前沿观测站（Utah FORGE）场址增强型地热系统概念测试与开发”。

作者贡献

M.A.：负责领导本研究、开展台站分析并参与动态破裂模拟；设计图和表；参与结果解释；撰写初稿。C.Z.：开展动态破裂模拟；设计图和表；参与结果解释；撰写初稿。E.Y.：开展地震台站分析；参与结果解释；撰写初稿。G.G.：开展地震台站分析；参与结果解释；撰写初稿。A.E. 和 A. R.：构思并指导本研究，撰写初稿。所有作者均参与了最终稿的完善。

利益冲突

作者声明不存在利益冲突。

补充信息

补充信息 在线版本包含补充材料，可通过以下链接获取 https://doi.org/10.1038/s43247-023-01131-7。

有关材料的通信和索取事宜，请联系 Mohamed Abdelmeguid、Ahmed Elbanna 或 Ares Rosakis。

同行评审信息 《Communications Earth & Environment》感谢 Eric Dunham 和另一位匿名审稿人对本文同行评审工作的贡献。主要处理编辑：JoeAslin 和 Carolina Ortiz Guerrero。同行评审文件可供查阅。

抽印本 及许可信息可在以下网址查阅：http://www.nature.co m/reprints

出版商说明：Springer Nature 对已发表地图中的管辖权主张及机构隶属关系持中立立场。

开放获取 本文依据知识共享署名 4.0 国际许可协议授权，允许使用、共享、在任何媒介或格式中进行改编、分发和复制，前提是您适当注明原作者和来源，提供指向知识共享许可协议的链接，并说明是否进行了修改。除非材料的署名说明中另有注明，本文中的图片或其他第三方材料均包含在本文'的知识共享许可协议范围内。如果某项材料不属于本文'的知识共享许可协议范围，且您的预期用途未获得法律法规的许可或超出了许可范围，则您需要直接向版权所有者获得许可。如需查看此许可协议的副本，请访问 http://creativecommons.org/ licenses/by/4.0/。

© 作者 2023