第 30 卷第 6 期
2024 年 12 月

地 质 力 学 学 报
JOURNAL OF GEOMECHANICS

Vol. 30 No. 6
Dec. 2024

引用格式：李烨波，黄禄渊，姚瑞，等，2024. 直立走滑断层凹凸体附近闭锁程度和应力积累的时空演化：来自三维黏弹性数值模拟的视角［J］. 地质力学学报，30（6）：878−892. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2023134

Citation: LI Y B，HUANG L Y，YAO R，et al.，2024. Spatiotemporal evolution of interseismic coupling and stress accumulation near an asperity on a vertical strike-slip fault: Insights from three-dimensional viscoelastic numerical simulation［J］. Journal of Geomechanics，30（6）：878−892. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2023134

直立走滑断层凹凸体附近闭锁程度和应力积累的时空演化：来自三维黏弹性数值模拟的视角

李烨波[1,2]， 黄禄渊[3]， 姚　瑞[2]， 田意伟[1,2]， 杨树新[2]
LI Yebo[1,2]，HUANG Luyuan[3]，YAO Rui[2]，TIAN Yiwei[1,2]，YANG Shuxin[2]

1. 中国科学院大学应急管理科学与工程学院，北京 101408；
2. 应急管理部国家自然灾害防治研究院，北京 100085；
3. 中国地震局地球物理研究所，北京 100081
1. *School of Emergency Management Science and Engineering*, *University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 101408, *China*;
2. *National Institute of Natural Hazards*, *Ministry of Emergency Management of China*, *Beijing* 100085, *China*;
3. *Institute of Geophysics*, *China Earthquake Administration*, *Beijing* 100081, *China*

Spatiotemporal evolution of interseismic coupling and stress accumulation near an asperity on a vertical strike-slip fault: Insights from three-dimensional viscoelastic numerical simulation

Abstract: [**Objective**] Understanding the kinematic state and stress accumulation near fault protuberances is crucial for accurate assessment of earthquake hazards. Interseismic coupling (*ISC*) is a widely used method for characterizing the kinematic behavior of faults. Despite its importance, the correlation between the spatial distribution of *ISC* and the positioning of fault asperities, areas of increased frictional resistance, has not been extensively studied. Furthermore, the influence of the rheological properties of Earth materials on the temporal and spatial evolutions of slip deficits and shear stress accumulation in close proximity to these asperities remains poorly understood. [**Methods**] We developed a set of three-dimensional (3D) elastic and viscoelastic finite element models to investigate the effects of fault asperities on interseismic deformation and stress accumulation. These models incorporate vertical strike-slip faults and use sophisticated contact algorithms to simulate the mechanical locking associated with asperities. Our innovative approach, referred to as the “binary fault-locking approach”, simplifies fault behavior into a binary system, categorizing states as either “locked” or “unlocked”. The present study analyzes the spatial and temporal variations in the *ISC* and shear stress accumulation rates around a single asperity, providing novel insights into the mechanics of fault systems. In addition, we validate the efficacy of the “binary fault-locking approach” by applying it to the Xianshuihe fault, thereby reinforcing the relevance of our findings to real-world fault behavior. Through this study, we aim to enhance our understanding of fault mechanics and improve earthquake hazard assessments, which ultimately contributes to more effective risk-mitigation strategies. [**Results**] Because of the mechanical locking of the asperity, a fault-sliding surface within a certain distance from the asperity cannot slide freely, resulting in a slip deficit in an area centered around the asperity. Consequently, the degree of fault-locking

基金项目：国家自然基金项目（42074111，42174120，41941017，U1939205）；中国地震局地球物理研究所中央级公益性科研院所基本科研业务费专项（DQJB22K43）

This research is supported by the National Natural Science Foundation of China (Grants No. 42074111, 42174120, 41941017 and U1939205) and Special Fund of the Institute of Geophysics, China Earthquake Administration (Grant No. DQJB22K43).

第一作者：李烨波（1999—），男，在读硕士，主要从事大地测量和地壳变形数值模拟研究。Email：liyebo1999@163.com

通讯作者：黄禄渊（1988—），男，副研究员，主要从事计算地球动力学研究。Email：luyuanhuang@hotmail.com; luyuanhuang@cea-igp.ac.cn

收稿日期：2023−08−16；**修回日期**：2024−01−21；**录用日期**：2024−05−07；**网络出版日期**：2024−11−19；**责任编辑**：吴芳

displays a ring-shaped attenuation pattern centered on this asperity. Under purely elastic conditions, the *ISC* and shear stress accumulation rates near the vicinity of the asperity remained constant over time. Conversely, under viscoelastic conditions, the contours of the *ISC* and shear stress accumulation in the areas surrounding the asperity expanded with time under loading, and the effects of temporal changes in the locking degree became more pronounced. In scenarios where the viscosity differs on either side of the fault, the interseismic deformation and stress accumulation rate of the fault are primarily controlled by the rheological properties of the material on the side with a lower relaxation time, owing to the different relaxation times on either side of the fault. [**Conclusion**] (1) Because of the continuity of the medium, although the region adjacent to an asperity is not fully locked, its slip velocity is still lower than the movement velocity of block, resulting in a spatial pattern of decreasing *ISC* outward from the fault asperity. (2) Viscoelastic effects regulated the deformation near a fault asperity, leading to an increase in the spatial extent of the *ISC* over time. (3) The *ISC* can serve as an approximate indicator of the shear stress accumulation rate. Irrespective of viscoelastic effects, a value of approximately 0.5 can be used as the threshold for moderate to strong locking, and shear stress accumulation is insignificant below this value. (4) Considering the spatially nonuniform fault coupling along the Luhuo-Kangding segment of the Xianshuihe fault, the simulated surface velocities closely matched the GPS observations, thus confirming the reliability of the method. [**Significance**] This study establishes an important connection between *ISC* and shear stress accumulation rate, providing valuable insights for identifying potential seismic hazards. Overall, this study emphasizes the intricate interactions between fault dynamics and geological structures, and highlights the significance of detailed modeling for understanding earthquake mechanisms. By addressing the gaps in knowledge regarding the influence of protuberances on fault behavior, this research contributes valuable information to the field of seismic hazard estimation, thereby enhancing our ability to effectively mitigate earthquake risks.

Keywords: numerical simulation; asperity; interseismic coupling; stress accumulation; viscoelasticity; crustal stress; earthquake dynamics

摘　要：了解断层凹凸体附近的运动学状态和应力积累对于评估其地震危险性至关重要。断层的闭锁程度被广泛用来刻画断层的震间运动学特征，但断层闭锁程度空间分布与凹凸体位置之间的关系很少被人关注。除此之外，地球介质的流变作用如何调节凹凸体附近滑动亏损和剪应力积累速率的时空演化目前仍不清楚。为揭示凹凸体对震间变形以及应力积累的调节作用，构建了包含直立走滑断层的三维弹性/黏弹性有限元模型，采用接触算法考虑凹凸体的闭锁作用，讨论单一凹凸体附近闭锁程度和剪应力积累速率的时空变化，并通过鲜水河断裂的实例对基于断层闭锁的震间变形方法进行验证。研究结果显示：由于凹凸体的锁定作用，距离凹凸体一定范围的断层面无法完全自由滑动，导致以凹凸体为中心的一定区域内存在滑动亏损，因此断层闭锁程度呈现出以凹凸体为中心的环状衰减样式；在完全弹性条件下，凹凸体附近区域的闭锁程度和剪应力积累速率不随时间变化；在黏弹性条件下，凹凸体附近区域的闭锁程度和剪应力积累速率等值线随时间的加载不断变大，且闭锁程度等值线随时间变化效应更加明显；对于断层两侧黏度存在差异的场景，由于断层两侧松弛时间不一样，断层的震间变形和应力积累速率主要受到松弛时间较低一侧介质流变性质控制。最终得出以下结论：由于介质的连续性，凹凸体邻近区域虽然不闭锁，但其滑动速率仍低于块体运动速度，从而导致闭锁程度的空间样式表现为由凹凸体向外逐渐衰减；黏弹性效应调节凹凸体附近的变形，导致凹凸体附近闭锁程度等值线空间范围随时间增大；断层闭锁程度可以近似作为衡量剪应力积累速率的指标，当不考虑黏弹性效应可以近似取 0.5 作为中强闭锁的阈值，低于该值剪应力积累不明显；考虑鲜水河断裂带炉霍至康定段的空间非均匀闭锁分布，模拟得到的地表速度与 GPS 观测吻合较好，验证了方法的可靠性。该项研究建立了断层闭锁程度和剪应力积累速率之间的桥梁，为潜在震源区识别提供有益思路。

关键词：数值模拟；凹凸体；震间闭锁程度；应力积累；黏弹性；地应力；地震动力学

中图分类号：P315.72+7; P553　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006−6616(2024)06−0878−15

DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2023134

0 引言

地震是在断层面剪切应力驱动下的一种自发破裂过程。从力学角度理解地震破裂，需要了解地震发生前断层的应力状态以及导致断层不稳定的条件。在过去的几十年里，大量学者针对后者做了许多相关研究工作，调查了断层不稳定的因素（Brace and Byerlee, 1966），并揭示出各种断层弱化机制，如速率和状态摩擦（Cameron et al., 1979）、热增压效应（Lachenbruch, 1980）。然而，目前探索震间期断层剪切应力积累和分布的研究仍相对较少。地震动力学模拟和大地测量观测研究证明：认识断层剪切应力对于理解地震动力学过程十分重要。近年来基于断层粗糙度和初始应力不均匀性的地震动态破裂数值模拟研究（Ripperger et al., 2007; Dunham et al., 2011）发现地震破裂的最终滑移分布在很大程度上受断层初始应力分布的影响。俯冲带的大地测量研究揭示出断层锁定程度的不均匀分布，表明沿俯冲带断层滑动亏损的不均匀（Chlieh et al., 2008），并产生了非均匀的断层剪应力分布。Yao and Yang（2022）采用震间闭锁分布估计断层三维应力，并将其作为初始应力开展地震动态破裂模拟，发现数值模拟预测的安宁河断裂破裂分段与历史地震完全一致，进一步证明了断层三维应力对于评估地震灾害的重要性。

基于空间对地观测的断层闭锁程度成像已经成为潜在震源区识别的重要手段。断层闭锁程度系数代表了震间期断裂的耦合程度，从运动学角度刻画了弹性应变积累的空间样式，被广泛运用于推测未来强震的位置和震级。例如，2010 年智利 Maule M_W 8.8 地震同震滑移分布与自 1835 年 M 8.5 地震以来的滑动亏损分布具有密切的空间相关性（Moreno et al., 2012）；2011 年 3 月 11 日，日本 Tohoku-oki 大地震同震破裂的滑动分布与地震前俯冲带上的震间闭锁分布具有很好的空间对应关系（Loveless and Meade, 2011）；赵静等（2012）采用 Defnode 负位错反演程序估算了龙门山断裂在汶川地震前的闭锁程度和滑动亏损分布，其结果较好地解释了汶川地震时从震中向北东向的单向破裂现象。目前从力学角度仍然缺乏有关断层闭锁与应力积累相互关系的了解。力学上的断层闭锁应该由“二元状态”（Herman and Govers, 2020）所描述：闭锁或不闭锁；然而大地测量给出的断层闭锁程度系数是一个介于 0～1 的无量纲数。如何理解二者的差异和联系？当采用断层闭锁程度来识别潜在的地震危险区时，强弱闭锁的界限如何取值？即闭锁程度高于哪个阈值时可以认为是闭锁较为显著？已有研究建议采用闭锁系数 0.5 作为强弱闭锁的分界（Li et al., 2023），但这缺乏必要的力学依据。

岩石圈流变特性广泛应用于震后形变解释（Thatcher and Rundle, 1984; Savage et al., 1995; Wang et al., 2012），同时更多研究发现震间期的壳幔黏弹性效应同样重要，可能会影响对闭锁深度和断层滑动速率的估算（Li et al., 2015; Zhu et al., 2020；Kong et al., 2022）。近年来相关学者开始关注震间闭锁程度的时空演化特征。例如，Melnick et al.（2017）基于 GPS 资料发现 2010 年马乌拉地震发生后，安第斯俯冲带上该地震破裂紧邻段落上的闭锁被强化。Kaneko et al.（2010）基于地震破裂模拟，揭示了凹凸体附近的闭锁程度空间特征，但未考虑壳幔流变作用的影响。考虑岩石圈流变性质时，断层系统会随着时间变化的黏性变形而释放应力，同时也会随着时间的推移而稳定地加载（Sone and Uchide, 2016）。Tomoya Muramoto et al.（2023）提出应变和应力在扇断层和俯冲洋壳中具有积累趋势，其积累速率随有效黏度的变化而变化。综上所述，壳幔流变性质如何调节断层闭锁和剪应力积累仍然不清晰。

数值模型可以较好地考虑空间非均匀的壳幔流变特性（Luo and Liu, 2018; Huang et al., 2021; Kong et al., 2022），然而鲜有模型讨论凹凸体附近剪应力的时空变化。以往的数值模型在模拟震间变形时，尽管考虑了岩石圈流变作用，但断层往往被处理为弱化带（Luo and Liu, 2018; Huang et al., 2021）或摩擦滑动（Kong et al., 2022），难以考虑凹凸体及其附近的变形和应力积累。采用“负位错”的黏弹性数值模型可以考虑三维闭锁分布（Li et al., 2015）和非均匀岩石圈流变作用，但其本质是运动学方法。因此，目前亟需发展从力学角度出发的、考虑岩石圈流变作用和凹凸体闭锁的数值模型。

针对上述问题，通过数值模拟方法构建简化的包含单个凹凸体的直立走滑断层数值模型，采用大型商业有限元 MSC Marc (www.mscsoftware.com) 提供的“黏接”接触算法和 Maxwell 黏弹性本构关系来模拟黏弹性流变作用下走滑断层凹凸体周缘闭锁程度和应力积累的时空演化。通过数值实验建立断层闭锁和应力积累之间的联系，探究强弱闭锁的阈值并给出解释，确定当闭锁程度低于某个阈值

时应力积累效应相对不明显，并进一步讨论岩石圈流变结构对凹凸体附近闭锁程度和应力积累时空演化的影响。与以往基于运动学的 Back-slip 方法开展的数值研究（Yagi and Kikuchi，2003；Takeuchi et al.，2008；Li et al.，2018a）相比，此次研究基于已有成熟的计算工具构建新的概念模型，从力学角度出发，为理解断层面闭锁和应力积累之间的联系提供新的视角。

1　研究方法

1.1　有限元模型

1.1.1　控制方程

准静态地壳变形可以由力学平衡方程所描述：

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}+\rho g_i=0 \qquad i,j=1,3 \tag{1}$$

其中 σ_{ij} 为应力张量，ρ 为密度，g_i 为重力加速度，x 为坐标，下标 i 和 j 代表张量的维度。研究中采用商用有限元软件 MSC MARC 2010 (www.mscsoftware.com) 对方程进行求解。

将下地壳和地幔视为各向同性黏弹性材料，在小应变理论下，对于各向同性黏弹性材料，其本构方程通常表示为遗传积分的形式（Zhu and Zhang, 2013；Huang et al., 2020）：

$$\sigma_{ij}=\int_0^t 2G_{ijkl}(t-\tau)\frac{\mathrm{d}e_{kl}(\tau)}{\mathrm{d}\tau}\mathrm{d}\tau+\delta_{ij}\int_0^t K_{ijkl}(t-\tau)\frac{\mathrm{d}\Delta_{kl}(\tau)}{\mathrm{d}\tau} \tag{2}$$

其中 σ_{ij} 为应力张量，e_{kl} 为偏应变张量，Δ_{kl} 为体积应变张量，t 表示当前时刻，τ 表示过去时刻，δ_{ij} 为 Kronecker 符号，$G_{ijkl}(t-\tau)$ 和 $K_{ijkl}(t-\tau)$ 分别为剪切松弛核函数和体积剪切松弛核函数，d 为微分算子。公式（2）中意味着各向同性 Maxwell 材料的偏量和体积行为是完全独立的。并且对于广义 Maxwell 体，剪切松弛核函数和体积剪切松弛核函数可以写成如下 Prony 级数形式：

$$G(t)=G^{\infty}+\sum_{n=1}^{nG}G^n\exp(1-t/\lambda_G^n) \tag{3}$$

$$K(t)=K^{\infty}+\sum_{n=1}^{nK}K^n\exp(1-t/\lambda_K^n) \tag{4}$$

其中 K^{∞} 和 G^{∞} 分别为无穷时刻的体积模量和剪切模量，λ_K^n 和 λ_G^n 分别为体积和剪切松弛时间，nK 和 nG 分别为用来表示体积和剪切松弛核函数中 Prony 级数项的数量，其他变量同上。广义 Maxwell 体是由一个弹簧（刚度用 G^{∞} 表示）并联若干条 Maxwell 体链条所构成，当其退化为各向同性 Maxwell 体时，Maxwell体链条数为 1，此时 nK 和 nG 均为 1，且 G^{∞}=0。值得注意的是，在大多数地震参考地球模型中，体积模量质量因子通常比剪切模量质量因子大一个数量级。因此，只有剪切模量被视为黏弹性的，而体积模量将保持弹性（Wang et al., 2006），此时 nK 为 0。综上所述，对于地球的 Maxwell 体黏弹性材料，公式（3）和（4）中的参数设置可以简化为 nK=0、nG=1 和 G^{∞}=0（Huang et al., 2020）。

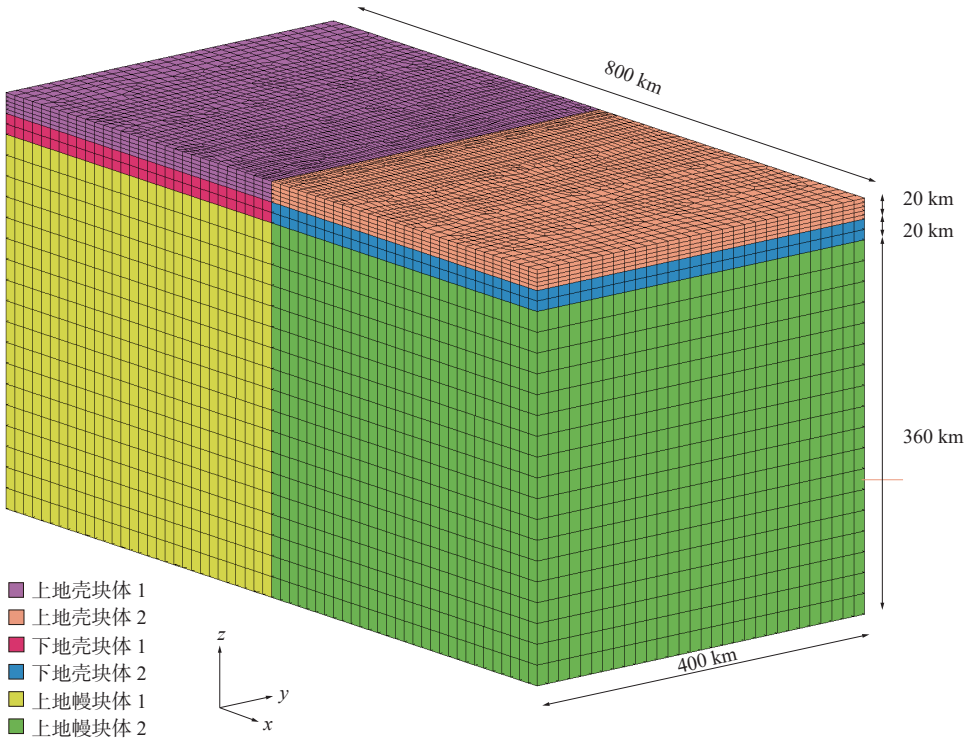
1.1.2　模型设置

为探究凹凸体附近闭锁程度以及剪应力积累速率情况，文中构建了概念断层模型，同时为简化计算，在模型中未考虑不同凹凸体之间的相互作用，只针对单个凹凸体开展数值模拟研究。模型由 2 个尺寸为 400 km×400 km×400 km 的三维块体构成，其中上地壳深度范围内 2 个板块的交界处设置为位移不连续面（断层面），上地壳深度以下单元位移连续（图 1）。采用六面体单元对模型进行网格划分，在断层附近和上地壳对网格进行了局部加密，模型远场网格分辨率为 10 km，断层面分辨率为 5 km。模型纵向上分成 3 层，分别是弹性上地壳、黏弹性下地壳和黏弹性岩石圈地幔。其中，上地壳和下地壳厚度采用数值模型中的典型值 20 km（Luo and Liu, 2018），岩石圈地幔厚度为 360 km。考虑流变结构的影响，建立了 3 个模型：模型 1 为纯弹性模型；模型 2 为横向均匀、纵向分层的黏弹性模型；模型 3 为横向非均匀、纵向分层的黏弹性模型。表 1 和表 2 分别给出了详细的弹性、黏弹性参数设置。

模型的边界条件设置如下：模型表面为自由边界，模型底面设置为法向零位移、切向位移自由。在模型的侧面施加方向相反的位移约束，即在断层东盘侧边界施加南向 5 mm/a 的速度，断层西盘侧边界施加北向 5 mm/a 的速度。使用 MSC Marc 中提供的 Glued contact 方法（该方法通过绑定约束，将单元表面永久地绑定在一起，防止其发生分离或产生相对滑动），在断层面上设置一个长为 5 km、宽为 4 km 的凹凸体。沿断层面任意方向均不能自由滑动。凹凸体中心深度为 10 km，凹凸体占据的深度范围为 8～12 km。除去凹凸体部分，断层其余的接触部分设置为完全解锁，均可自由滑动。

1.1.3　断层闭锁程度计算

在断层之间发生相对滑动时，如果断层两盘存在凹凸体，凹凸体的存在阻碍了断层局部区域的滑动，导致断层在凹凸体附近的滑动速率低于远场的



模型坐标为右手系，其中 x 轴正向代表东，y 轴正向代表北，z 轴正向代表上

图 1 模型网格图

Fig. 1 Mesh of the finite element method (FEM) model

An east-north-up (ENU) system is used in the model.

表 1 数值模拟中使用的弹性参数

Table 1 Elastic parameters used in the numerical simulation

分层	弹性模量/Pa	泊松比	密度/(kg/m^3)
上地壳	8×10^{10}	0.25	2700
下地壳	1×10^{11}	0.25	3000
岩石圈地幔	1.5×10^{11}	0.28	3300

表 2 模型中使用的黏度参数

Table 2 Viscosity parameters used in the model

	上地壳块体1	上地壳块体2	下地壳块体1/Pa s	下地壳块体2/Pa s	上地幔块体1/Pa s	上地幔块体2/Pa s
模型1	–	–	–	–	–	–
模型2	–	–	1×10^{20}	1×10^{20}	1×10^{20}	1×10^{20}
模型3	–	–	1×10^{19}	1×10^{20}	1×10^{19}	1×10^{20}

滑动速率，二者的差异即为滑动亏损。滑动亏损 K 可用块体相对运动速率 S 和断层相对滑动速率 V 计算：

$$K = S - V \tag{5}$$

在模型中，断层凹凸体区域由于闭锁，在震间期不发生相对滑动，而断层的其余部分可以自由滑动。在凹凸体附近，虽然可以滑动，但其滑动速率仍然远低于块体相对运动速率。断层面上的闭锁程度 ISC（Interseismic Coupling）常常用滑动亏损 K 与块体相对运动速率 S 的比值表示：

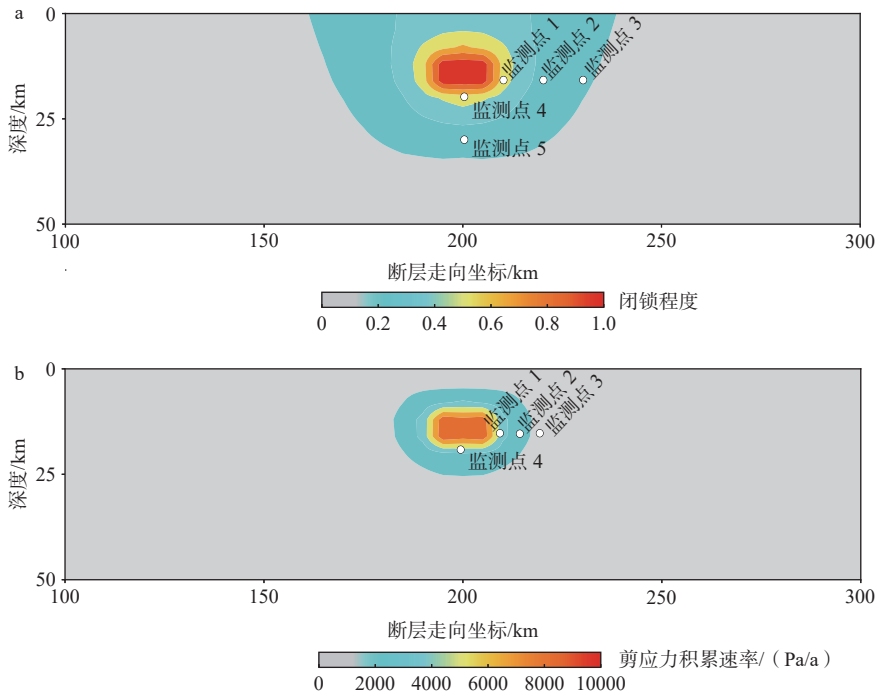
$$ISC = K/S \tag{6}$$

2 实验结果

2.1 弹性模型结果

断层完全自由滑动区域不积累剪应力，但由于凹凸体的存在阻止了部分区域的相对滑动，因此凹凸体附近一定距离区域内会积累剪应力。凹凸体

附近的闭锁程度分布呈现出围绕凹凸体中心环状衰减的空间样式(图 2a)。凹凸体附近的断层闭锁程度和剪应力积累速率对比分析发现(图 2)，剪应力积累速率非零区的范围明显小于断层闭锁程度非零区的范围。换而言之，剪切应力的衰减相比闭锁程度的衰减更为迅速，这是由于与位移相比，应力是高阶量，随距离的衰减更快。当闭锁程度 *ISC* 低于 0.5 时几乎不积累剪应力，即闭锁程度非零的区域不一定积累剪切应力。



a—闭锁程度；b—剪应力积累速率

图 2　弹性模型的计算结果

Fig. 2　Elastic model results

(a) Interseismic coupling (*ISC*); (b) Shear stress accumulation rates

2.2　黏弹性模型结果

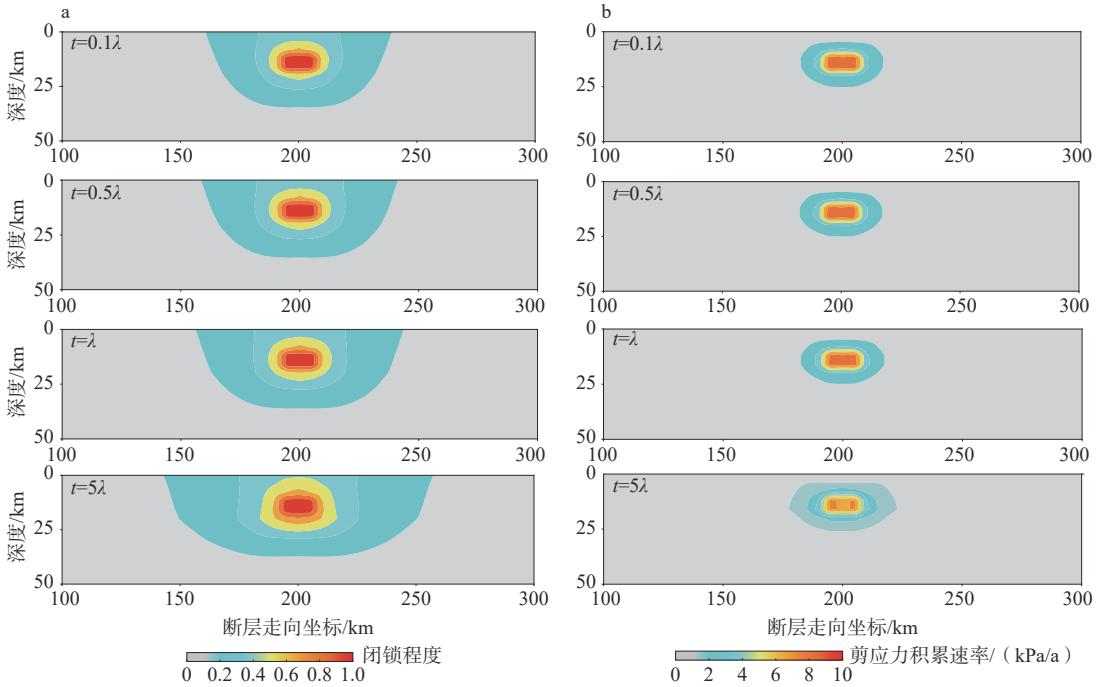
岩石圈的流变特性对于调节地壳变形和应力分布有着重要的作用。近年来研究发现，岩石圈流变性质不仅影响震后变形，同时调节了震间变形和应力积累（Wang et al., 2012; Kong et al., 2022; Zhu et al., 2020）。值得注意的是，由于地球深部岩石温度、压力条件以及应变率的差异，岩石圈的流变性质表现出横向非均匀的特点(石耀霖和曹建玲，2008)。因此，文中通过构建黏度横向均匀(模型 2)和横向非均匀(模型 3)2 组模型来讨论在不同流变结构作用下，凹凸体附近闭锁程度和剪应力积累分布的时空演化特征。

2.2.1　横向均匀黏弹性模型

对于 Maxwell 体，应力松弛的特征时间 λ 由黏度 η 和剪切模量 G 决定，即 $\lambda=\eta/G$。对于模型 2，由于壳幔的黏度相同，松弛时间也是相同的(2.5×10^9 s)。不同时刻(时间分别为 0.1λ、0.5λ、1λ 和 5λ)的凹凸体附近闭锁程度和剪切应力的空间分布如图 3 所示。壳幔黏弹性松弛效应导致凹凸体附近的闭锁程度和剪应力积累速率随时间进行演化，并且当时间在 1 倍松弛时间以内时闭锁程度较为稳定，当时间为 5 倍松弛时间时可以看出闭锁程度为 0.2 的花瓣范围有较为明显的增大。相较而言，剪应力积累速率的花瓣变化幅度较小，但同样在 5 倍松弛时间时可以看出花瓣有明显的增大。

2.2.2　横向非均匀黏度结构

模型 3 考虑了横向非均匀的黏度结构，即断层西侧的下地壳和上地幔的黏度相比另一侧降低一个数量级，设置为 1×10^{19} Pa s。此时断层西侧壳幔的松弛时间(λ_1)降为断层东侧壳幔松弛时间(λ_2)的 1/10，即 $\lambda_1=0.1\lambda_2=0.1\lambda$($\lambda=2.5\times10^9$ s)。方便起见，在图 4 中仍然沿用图 3 的时间(时间分别为 0.1λ、0.5λ、1λ 和 5λ，其中 $\lambda=2.5\times10^9$ s)。由于断层两盘松弛时间的差异，断层东盘更快进入松弛状态，断层面上的

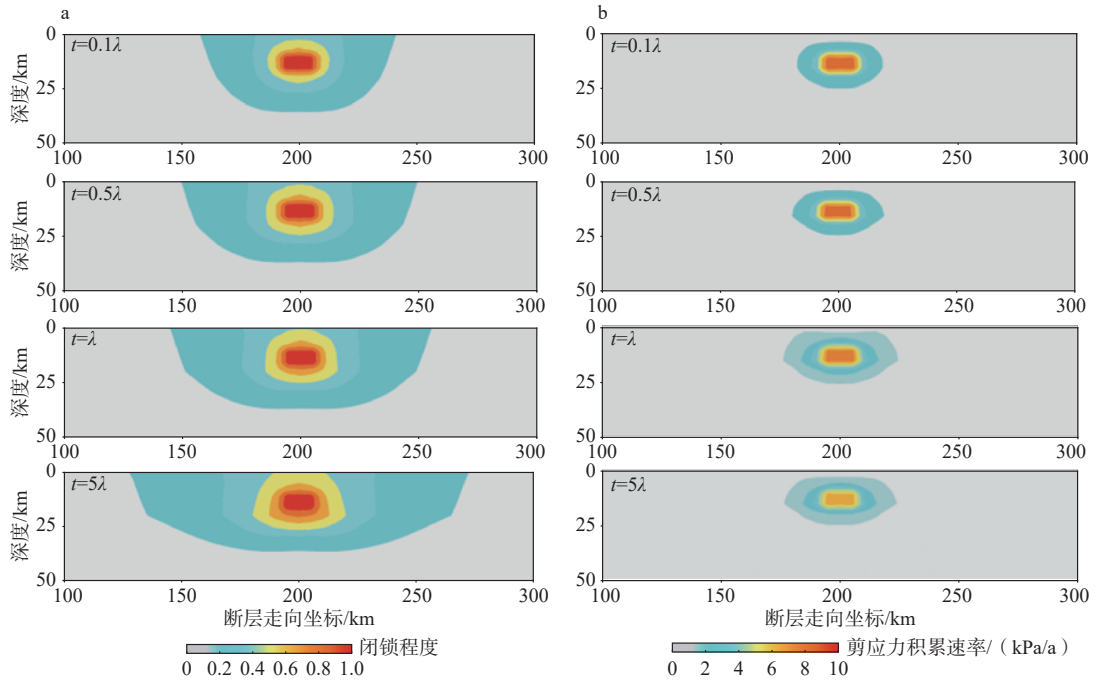


a—闭锁程度；b—剪应力积累速率

图 3 均匀黏弹性模型计算的闭锁程度和剪应力积累速率的时空演化特征

Fig. 3 Spatiotemporal evolution of the *ISC* and shear stress accumulation rates derived from the homogeneous viscoelastic model

(a) Interseismic coupling (*ISC*); (b) Shear stress accumulation rates



a—闭锁程度；b—剪应力积累速率

图 4 横向非均匀黏度模型计算的闭锁程度和剪应力积累速率的时空演化特征

Fig. 4 Spatiotemporal evolution of the *ISC* and shear stress accumulation rates derived from the heterogeneous model

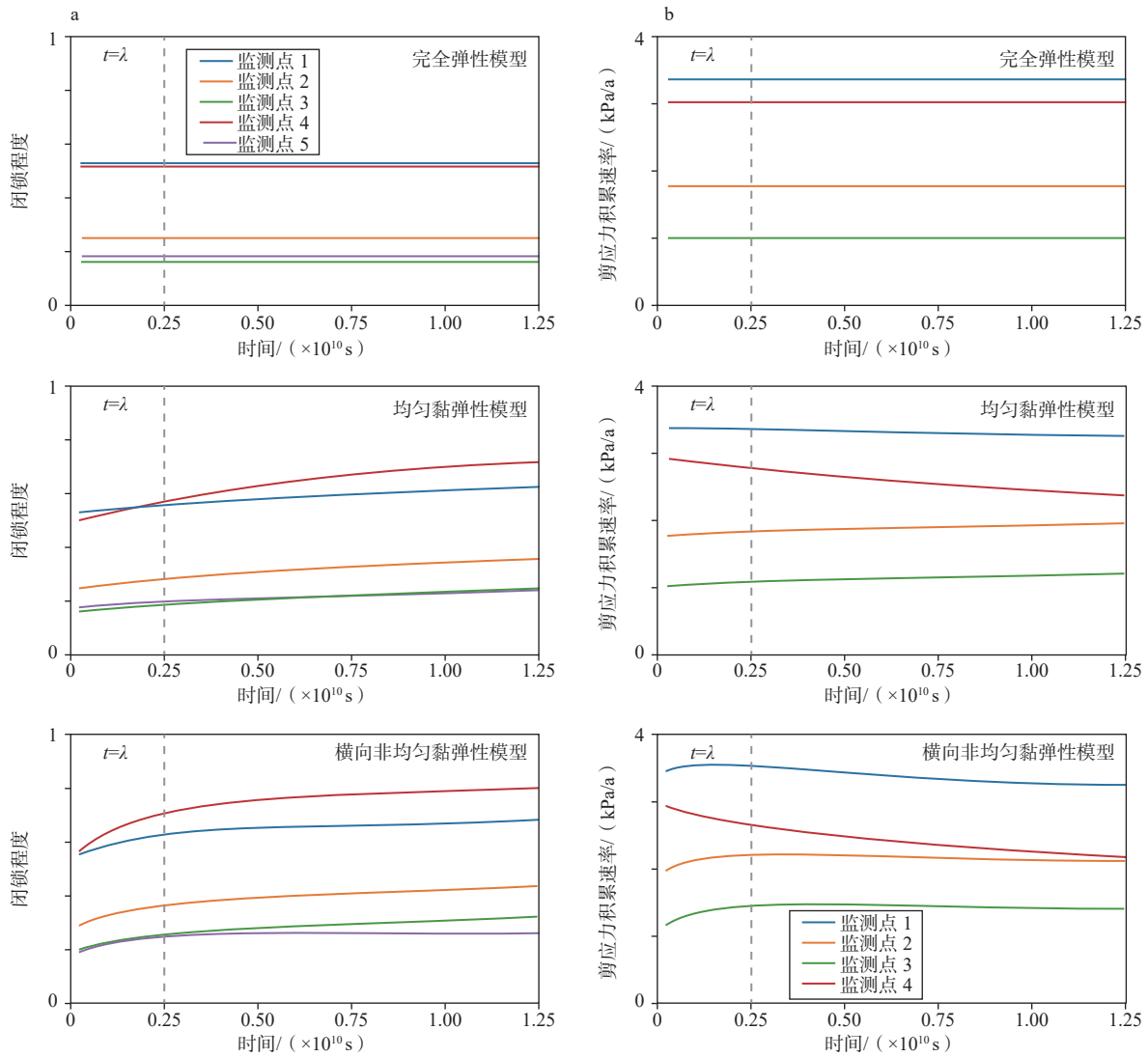
(a) Interseismic coupling (*ISC*); (b) Shear stress accumulation rates

滑动亏损和剪应力分布主要受到黏度系数较低一侧的控制。

相比横向均匀黏弹性模型，横向非均匀黏弹性模型造成凹凸体附近的闭锁程度的时空演化呈花瓣范围变广的趋势，其中以闭锁程度为 0.2 和 0.4 的等值线花瓣尤为明显（图 3a，图 4a）。剪应力积累速率的等值线花瓣也表现出类似的规律（图 3b，图 4b）。以往研究也表明对于黏度横向非均匀模型，黏度值较低的一侧往往更容易吸收震间变形并积累应力（Malservisi et al., 2001；Kong et al., 2022）。

2.3　模型综合对比以及流变作用的影响机制

为进一步分析黏弹性效应对凹凸体附近闭锁程度以及剪应力的影响，追踪了特定监测点上的闭锁程度以及剪应力的时间演化特征。与剪应力分布相比，闭锁程度影响的范围较大，因此对其设置的监测点数量略有不同。断层闭锁程度采用 5 个监测点，而剪应力积累速率采用 4 个检测点，如图 2 所示。最终得到不同模型各个监测点处闭锁程度和剪应力积累速率随时间的变化特征，绘于图 5。



a—闭锁程度；b—剪应力积累速率

图 5　监测点闭锁程度及剪应力积累速率随时间的变化

Fig. 5　Temporal evolution of the *ISC* and shear stress accumulation rates at the monitoring points

(a) Interseismic coupling (*ISC*); (b) Shear stress accumulation rates

对于完全弹性模型，断层的闭锁程度及剪应力积累速率不随时间而变化。在黏弹性流变作用下，由于应力的重分布而导致上地壳凹凸体附近监测点的闭锁程度随时间增大而增大，并逐渐趋于稳

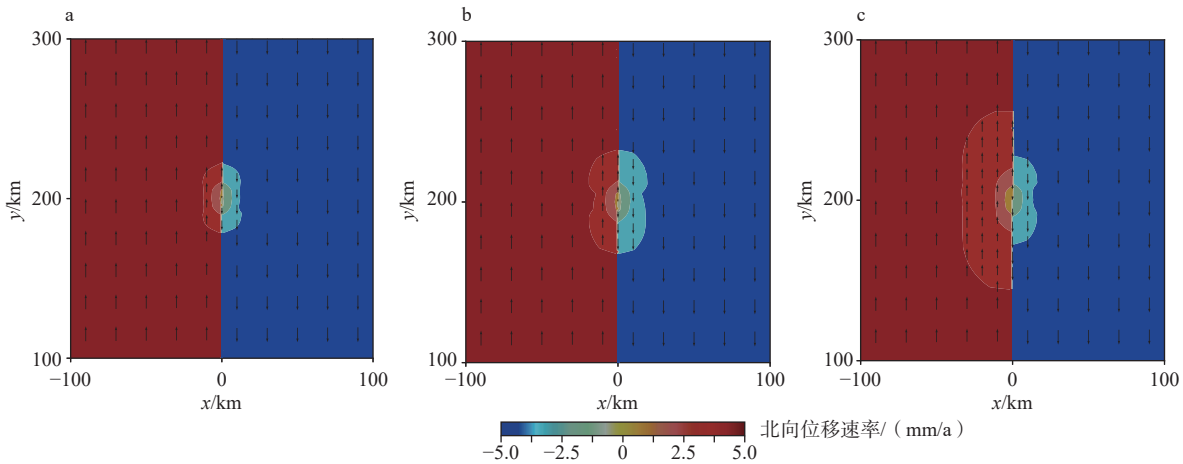
定。对比黏度横向均匀和黏度横向非均匀模型，黏度横向非均匀模型由于一侧的黏度较低，因此在较短的时间内进入松弛状态，所以表现出断层闭锁程度在前期增加较快。当时间足够长时，黏度横向均匀和黏度横向非均匀模型断层闭锁程度的变化趋于一致且均达到稳定状态。监测点 1 反映的断层闭锁程度从初始时刻的 0.56 增加到稳定时刻的 0.7 左右（图 5a）。

在流变作用下，不同监测点的剪应力积累速率变化并不一致。例如，在监测点 4 剪应力积累速率呈随时间变化而减小的趋势，在监测点 2 和监测点 3 剪应力积累速率则表现出随时间增加而变大的特征。不同监测点的剪应力变化和断层闭锁程度变化趋势一致，均随着时间的增加而趋于稳定。当深部物质黏度较低时，流变作用对凹凸体附近的断层闭锁程度和剪应力积累的影响在较短时间内达到稳定，反之则需要较长的调整时间。当不考虑黏弹性时，监测点 4 的剪应力积累速率可能被高估，因为依据弹性模型估计的剪应力积累速率约为 3 kPa/a，但黏弹性模型估计的稳态剪应力积累速率约为 2.5 kPa/a（图 5b）。

以往研究表明，由于流变效应下地壳或者上地幔的应力松弛将导致应力转移到弹性上地壳（Freed and Lin, 1998）。所以下地壳或者上地幔的黏性流会导致在地震发生之后，弹性上地壳的应力和应变的显著增加，并使其最终成为吸收原始破裂引起应变的主要场所（Freed and Lin, 1998; Deng et al., 1999）。地球介质的流变效应不止影响震后阶段，在震间期深部物质的应力松弛同样影响壳幔系统的应力重分配，应力被转移到弹性上地壳，从而影响凹凸体附近剪应力积累和闭锁程度的时空演化特征。

2.4 震间变形分析

模型 1～3 计算得到的穿过凹凸体中心的水平面（深度为 8 km）上北向位移速率的分布情况（图 6）。距离凹凸体较远区域，位移主要受到远场构造加载的影响。在凹凸体附近，北向位移速率显著小于远场加载速率，即产生了滑动亏损。相较模型 1，模型 2 和 3 由于流变作用，凹凸体附近的滑动亏损更为明显。对于模型 1 和模型 2，可以看出北向位移速率的花瓣表现出对称性，而模型 3 产生的花瓣则明显表现出不对称性。在模型 3 中，断层西侧的下地壳、上地幔黏度较低，凹凸体对断层西侧震间变形的影响范围更大。虽然没有对弹性参数横向非均匀的情形进行讨论，但可以推测该情形下也将产生不对称震间变形。除此之外，在断层非直立而有一定倾角的情况下，同样会产生震间变形的非对称。所以当观测到非对称的震间变形时，可以侧面提供黏度结构或者断层倾角信息，例如，圣安德烈斯断层、Imperial 断层和阿尔金断裂带中部均观测到断层两侧震间变形不对称现象，相关学者研究推测可能是由两侧流变系数的差异或断层倾角引起的（Lyons et al., 2002; Houlié and Romanowicz, 2011; Ge et



a—完全弹性模型；b—横向均匀黏弹性模型（时间为 5 λ，即 1.25×10^{10} s）；c—横向非均匀黏弹性模型（时间为 5 λ，即 1.25×10^{10} s）

图 6 北向位移速率云图

Fig. 6 Contour map of the northward displacement rate

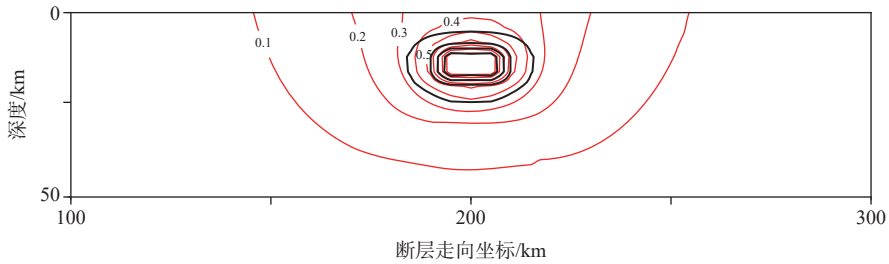
(a) Elastic model; (b) Homogeneous viscoelastic model; (c) Heterogeneous viscoelastic model

The observed depth is 8 km for all panels. The snapshots in panels (b) and (c) represent a time of 5 λ (1.25×10^{10} s).

al., 2022 ）。

2.5　断层显著闭锁阈值的探索

Li et al.（2023）提出用 0.5 作为断层显著闭锁阈值，认为超过该值可视为中强闭锁，低于该值为弱闭锁状态。但这个阈值的提出缺乏力学依据，因此笔者试图通过力学模型来找到一个临界的闭锁程度值，当超过该值时断层面剪应力积累明显。由于闭锁程度是介于 0～1 的无量纲量，为了更好地对比分析闭锁程度和剪应力积累的空间分布样式，在用剪应力积累速率（$d\tau/dt$）除以剪应力积累速率的最大值 $(d\tau/dt)_{max}$ 后得到一个归一化的剪应力积累速率因子（Φ_τ），由闭锁程度（*ISC*）和归一化剪应力积累速率因子（Φ_τ）的等值线对比可知（图 7），凹凸体附近的闭锁程度非零区域比剪应力积累非零区域的范围更大。因此，存在一部分区域的闭锁程度不为 0，但剪应力积累值很低，几乎可以忽略不计。



红线表示 *ISC* 等值线；黑线表示 Φ_τ 等值线，等值线间隔为 0.2，由凹凸体向外扩展的 4 根黑线分别为 Φ_τ=0.8、0.6、0.4、0.2

图 7　由弹性模型得出的凹凸体附近闭锁程度和剪应力归一化因子等值线

Fig. 7　Contour map of the *ISC* and shear stress normalization factor near an asperity derived from the elastic model

Red lines represent the *ISC* contour lines at an interval of 0.1. Black lines represent the Φτ contour lines at an interval of 0.2. The four black lines extending outward from the asperity were 0.8, 0.6, 0.4 and 0.2.

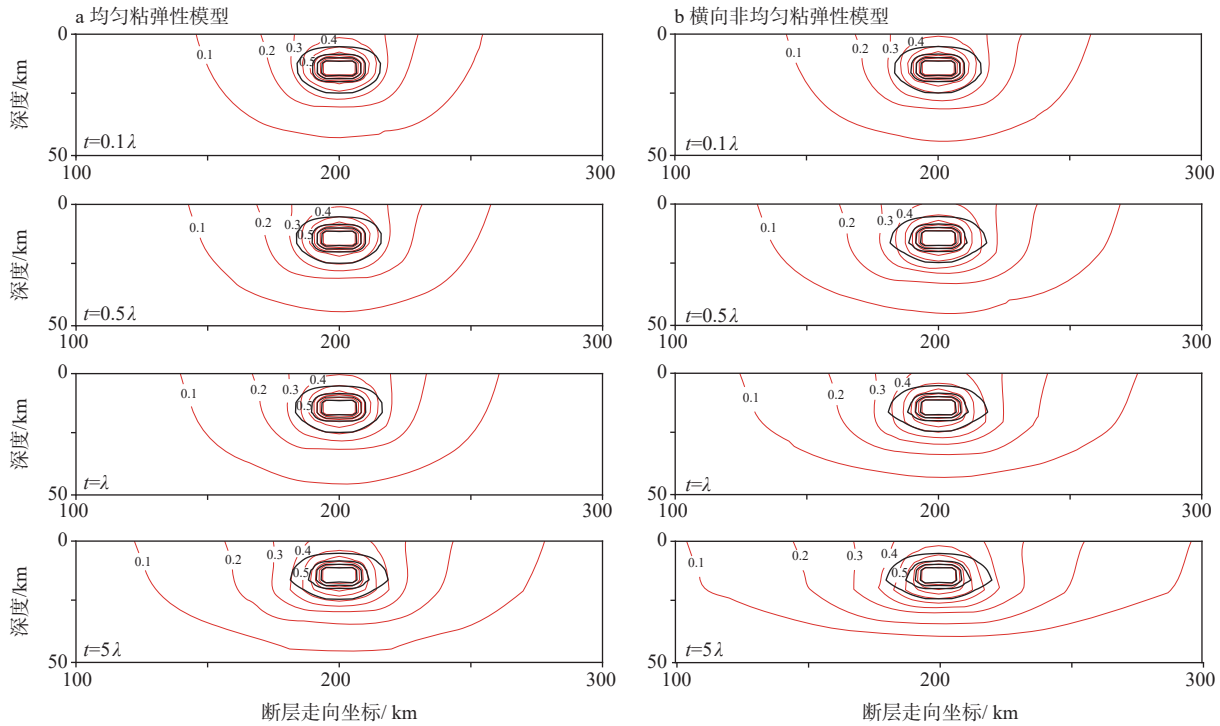
根据完全弹性模型计算结果，当断层闭锁程度小于 0.3 的情况下，剪应力的积累速率小于最大值的 0.2，即 Φ_τ<0.2，此时剪应力的积累效应相对不明显。当闭锁程度 *ISC*=0.5，对应的 Φ_τ 约为 0.4。根据横向均匀黏弹性模型，在一倍松弛时间内，黏弹性模型和弹性模型计算得到的闭锁程度 *ISC* 和归一化剪应力积累速率因子 Φ_τ 的等值线样式接近。当时间足够长，产生了明显差异：闭锁程度为 0.4 对应的区域上剪应力积累速率就会降低到最大值的 0.2 以内。通过对比图 7 和图 8 发现，对于模型 3 断层一侧的黏滞系数降低一个数量级，因此该模型更快达到应力松弛状态。根据图 8，当时间足够长（5 λ），在闭锁程度为 0.5 对应的区域上，在凹凸体上方部分区域 Φ_τ<0.2。由此可见，闭锁程度的阈值受到流变结构影响，并且和当前时刻在地震循环中所处的阶段有关。例如，在震间早期，黏弹性效应尚不明显，作为一阶近似，闭锁程度 0.5 对应的归一化剪应力积累速率因子 Φ_τ 约为 0.4，将其作为中强闭锁程度的阈值不失为一种简化的方法（Li et al.，2023）。

3　讨论

3.1　鲜水河断裂带模型验证

为验证“黏接接触”考虑断层锁固的震间变形计算方法，选取鲜水河断裂带炉霍至康定段作为应用实例，计算在断层闭锁调节下的速度场。鲜水河断裂是一条分割松潘-甘孜地块和川滇地块的大型左旋走滑断裂，自西向东呈现出滑动速率的过渡。西北段滑动速率为 10～20 mm/a，东南段的滑动速率为 5～9 mm/a。鲜水河断裂带不但穿越人口稠密区，还与川藏铁路等国家重大基础设施交汇，该断裂的地震危险性长期受到关注。历史上鲜水河断裂带地震频发（Wen et al., 2008 ）。白永健等（2019）统计了青藏高原东南缘的地震发生情况以及由此引发的地质灾害，该地区受灾范围甚广，受灾人数众多，因此该区域的地震危险性值得关注。2022 年泸定 M_W 6.7 地震再次引起学者对鲜水河断裂的关注，讨论该断裂的运动学特征和应力积累对于地震灾害评估具有重要意义。

针对鲜水河断裂应用实例建立了三维有限元模型，模型设置如表 3 所示，将模型分为上地壳、下地壳、上地幔三层，上地壳设置为完全弹性，下地壳和地幔设置为黏弹性，断层闭锁设置在断层的上地壳处。基于大地测量的鲜水河断裂闭锁程度反演揭示了该断裂广泛分布的浅部蠕滑（Qiao and Zhou, 2021）和潜在的凹凸体（Jiang et al., 2015 ），也为数值模型的凹凸体设置提供了依据。如图 9a 所示，将闭



a—均匀黏弹性模型；b—非均匀黏弹性模型

红线表示 *ISC* 等值线；黑线表示 Φ_τ 等值线，由凹凸体向外扩展的 4 根黑线分别为 Φ_τ=0.8、0.6、0.4、0.2

图 8 由黏弹性模型给出的凹凸体附近闭锁程度和剪应力归一化因子的时空演化特征

Fig. 8 Spatiotemporal evolution of the *ISC* and shear stress normalization factor near an asperity derived from the viscoelastic model

(a) Homogeneous viscoelastic model; (b) Heterogeneous viscoelastic model

Red lines represent the *ISC* contour lines at an interval of 0.1

Black lines represent the Φ_τ contour lines at an interval of 0.2. The four black lines extending outward from the asperity were 0.8, 0.6, 0.4 and 0.2.

锁程度高于 0.5 的区域设置为凹凸体 (图 9a 中黑线框圈中部分)，即“黏接接触”。鲜水河断裂朱倭到炉霍段和康定附近的高闭锁区主要集中在浅部，而炉霍以南的段落高闭锁区主要集中在深部。

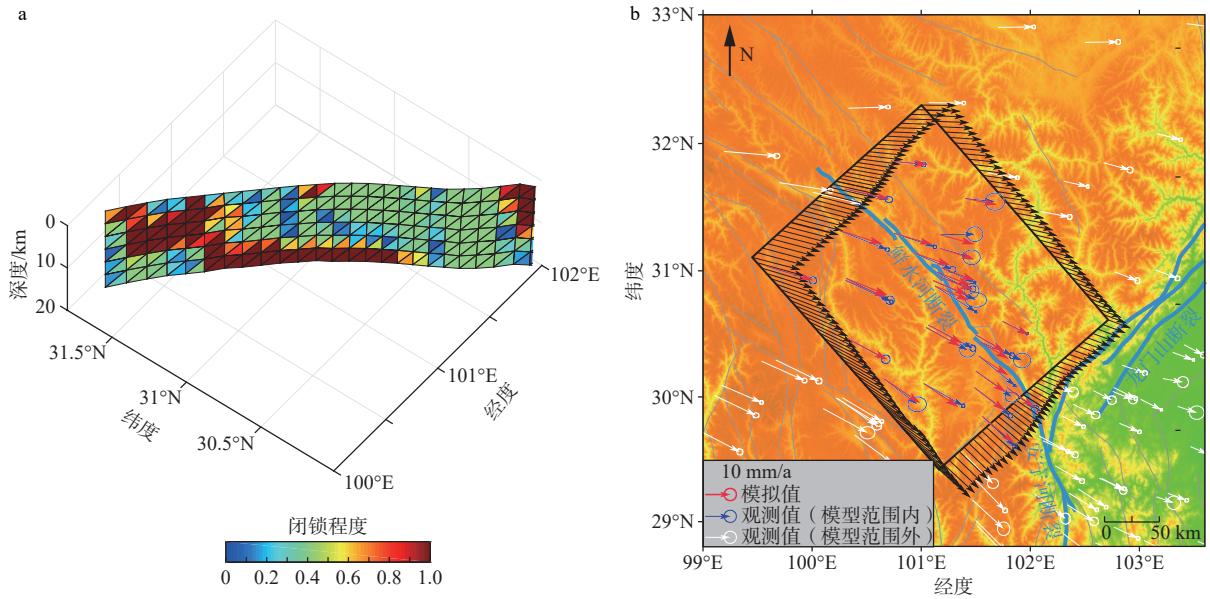
表 3 鲜水河断裂带数值模拟中使用的参数

Table 3 Parameters used in the numerical simulation of the Xianshuihe fault zone

分层	深度/km	弹性模量/Pa	泊松比	密度/(kg/m^3)	黏度/(Pa s)
上地壳	18	8×10^{10}	0.25	2700	
下地壳	18	1×10^{11}	0.25	3000	1×10^{20}
岩石圈地幔	64	1.5×10^{11}	0.28	3300	1×10^{20}

模型底部无法向位移，侧面节点的速度边界条件根据 GPS 速度（Wang and Shen, 2020）插值确定，如图 6b 所示。模型中下地壳和地幔黏度均按照 1×10^{19} Pa s 施加，弹性参数参考已往数值模型（Luo and Liu, 2018），下地壳的松弛时间约为 8 年。由于模型排除了 2022 年泸定 M_W 6.7 地震和 1973 年四川炉霍 M 7.6 地震，最近的一次地震为 1955 年康定折多塘 7.5 级地震，距今时间约为 80 年。所以计算时间选为 80 年，在数倍松弛时间作用下，最近一次地震引起的应力调整和变形扰动可以近似忽略，作为简化，模型未考虑历史地震的影响。

模拟的地表运动速率与 GPS 观测速率基本一致，如图 9b 所示。同时，为了定量评价观测误差，文章计算了模拟结果和观测结果之间的误差均方根为 1.8 mm/a。根据图 9b 显示的模拟吻合度以及较低的误差均方根说明了断层闭锁和参数设置的合理性。但值得注意的是，距离断裂较远的一个观测点数值模拟的地表运动矢量和观测速度矢量之间有较大的夹角，这可能是因为模型只考虑了一条主要断裂，一些次级断裂未被考虑。而距离主断裂



a—鲜水河断裂带闭锁程度分布图（Jiang et al., 2015; 黑色划线区域为此次模型中设置的凹凸体的位置）; b—地表速度模拟值和 GPS 速度的比较（带误差椭圆的红色箭头表示模拟的地表地震间速度，带误差椭圆的蓝色箭头表示模型内部的 GPS 速度观测值，带误差椭圆的白色箭头表示模型外的 GPS 速度观测值）

图 9　鲜水河断裂带邻区的震间变形

Fig. 9　Interseismic deformation near the Xianshuihe fault

(a) Map of the locking degree of the Xianshuihe fault (Jiang et al., 2015; The area outlined by the black line represents the asperities used in this model.) (b) Comparison of simulated surface and GPS velocities (The red arrow with an error ellipse represents the simulated interseismic velocity, blue arrow with an error ellipse represents the GPS velocity, and white arrow with an error ellipse represents the GPS velocity outside the model domain.)

较远的观测点可能主要受到次级断裂的影响。同时，数值模型的构建势必要进行合理地简化，这些简化也不可避免造成模拟结果和观测结果之间的差异。

3.2　二元闭锁状态和闭锁程度之间的联系

基于空间大地测量观测数据，采用 Back-slip 方法的运动学反演给出的闭锁程度往往是一个连续分布的值，范围在 0～1 之间。而在力学上，断层闭锁状态只有闭锁和非闭锁两种情况：在闭锁区，断层无滑动；非闭锁区域，断层可以滑动。通过数值计算，二元闭锁状态下产生的闭锁程度在空间上同样是连续的，在 0～1 之间分布，并非凹凸体上为 1，离开凹凸体立刻阶跃为 0 的样式。这是由于块体介质在内部是连续的，因此在每个块体内部滑动速率也应该是连续的，不会出现阶跃。导致凹凸体附近的滑动速率是连续变化的，中间存在一个缓冲的地带，这样就形成了滑动亏损过渡区，也就是闭锁程度的过渡区。同时，根据计算结果，闭锁程度高值区（例如，闭锁程度大于 0.8）可以较好地勾勒出凹凸体的形状。而闭锁程度低值区的分布范围则取决于所处的时间和黏度结构。

计算结果揭示了在走滑断层中不能简单地把运动学的闭锁程度和力学闭锁混为一谈。对于俯冲带，情况则变得更为复杂。例如，实验室摩擦实验和热结构研究（Byrne et al., 1988; Vrolijk, 1990; Oleskevich et al., 1999）认为在俯冲带浅部，因其摩擦性质表现为速度强化（velocity strengthening），而处于无震蠕滑状态。在这种条件下，俯冲带浅部可以被认为是摩擦解锁断层，但其运动学闭锁程度一定很低吗？答案是否定的。在俯冲带浅部，虽然没有摩擦闭锁，但是却有可能处于附近闭锁区域产生的应力阴影区，从而可能导致高的运动学闭锁（Almeida et al., 2018; Lindsey et al., 2021）。

3.3　模型限制

弹簧–滑块模型（即单自由度弹性动力系统）可以较好解释岩石摩擦的实验结果，并持续发展为现今应用广泛的速度–状态依赖的摩擦本构定律（Dieterich, 1979; Carter et al., 1981; Ruina, 1983）。在此研究中，未考虑摩擦系数的演化，而是采用“黏接接触”算法强制地让凹凸体难以自由滑动。在模型

中，由于主要关注震间期凹凸体闭锁程度和剪应力积累速率的时空演化，并不关注地震的孕育成核过程，作为一阶近似暂不考虑速度-状态依赖的摩擦本构定律。真实断层往往存在多个凹凸体，例如，基于黏弹性分层模型的断层闭锁程度反演（Jiang et al., 2015）表明鲜水河-安宁河-则木河断裂系统上存在6个潜在凹凸体。最新的青藏高原东南缘主要断层滑动速率和闭锁系数反演研究，识别出数十个闭锁系数>0.5的强耦合断层段（Li et al., 2023）。目前，此研究仅考虑单凹凸体，凹凸体之间如何相互作用仍未得到很好的理解，将在下一步工作中进行重点探究。同时，闭锁程度以及地应力的时空变化，并不局限于文中讨论的流变作用。例如，2008年汶川地震、2010年智利Maule地震的发生，改变了地震破裂面附近断层面的闭锁程度以及应力分布（Melnick et al., 2017; Li et al., 2018b; 丰成君等, 2018）。对于多凹凸体系统，当其中一个凹凸体破裂，如何影响断层面上的断层闭锁和应力分布？下一步工作可以通过考虑“黏接接触”的失效来近似模拟这一过程。篇幅限制，鲜水河断裂的应用仅给出了地表运动速度场，未来的工作中还应进一步分析断层面的应力积累分布，同时流变参数和断层闭锁的不确定性还需要被进一步讨论，以保证结果的鲁棒性。

4 结论

通过建立包含接触单元的三维黏弹性有限元模型，讨论流变作用下直立走滑断层上单一凹凸体附近的应力积累速率和闭锁程度的时空演化特征，得到以下主要结论。

（1）由于介质的连续性，凹凸体邻近区域虽然不闭锁，但其滑动速率仍低于块体运动速度，从而导致闭锁程度的空间样式表现为由凹凸体向外逐渐衰减。

（2）黏弹性效应调节凹凸体附近的变形，并进一步影响凹凸体附近闭锁程度的时空演化，断层闭锁程度等值线空间范围随时间增大，且在同一位置闭锁程度也随时间加载而不断增大。

（3）凹凸体附近的断层闭锁程度与剪应力积累速率的变化趋势相似，闭锁程度可以近似作为衡量剪应力积累速率的指标，当不考虑黏弹性效应时，可以取0.5作为中强和弱闭锁的分界值，低于该值剪应力积累不明显。

（4）考虑鲜水河断裂带炉霍至康定段的空间非均匀闭锁分布，模拟得到的地表速度与GPS观测吻合较好，验证了方法的可靠性。

References

ALMEIDA R, LINDSEY E O, BRADLEY K, et al., 2018. Can the updip limit of frictional locking on megathrusts be detected geodetically? Quantifying the effect of stress shadows on near-trench coupling[J]. Geophysical Research Letters, 45(10): 4754-4763.

BAI Y J, NI H Y, GE H, 2019. Advances in research on the geohazard effect of active faults on the southeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Journal of Geomechanics, 25(6): 1116-1128. (in Chinese with English abstract)

BRACE W F, BYERLEE J D, 1966. Stick-slip as a mechanism for earthquakes[J]. Science, 153(3739): 990-992.

BYRNE D E, DAVIS D M, SYKES L R, 1988. Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones[J]. Tectonics, 7(4): 833-857.

CAMERON W E, NISBET E G, DIETRICH V J, 1979. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts[J]. Nature, 280(5723): 550-553.

CARTER N L, FRIEDMAN M, LOGAN J M, et al. , 1981. Mechanical behavior of crustal rocks: the handin volume[M]. Washington DC: American Geophysical Union.

CHLIEH M, AVOUAC J P, SIEH K, et al., 2008. Heterogeneous coupling of the Sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B5): B05305.

DENG J S, KENNETH H, MICHAEL G, et al., 1999. Stress loading from viscous flow in the lower crust and triggering of aftershocks following the 1994 Northridge, California, earthquake[J]. Geophysical Research Letters, 26(21): 3209-3212.

DIETERICH J H, 1979. Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B5): 2161.

DUNHAM E M, BELANGER D, CONG L, et al., 2011. Earthquake ruptures with strongly rate-weakening friction and off-fault plasticity, Part 2: nonplanar faults[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 101(5): 2308-2322.

FENG C J, QI B S, ZHANG P, et al., 2018. Crustal stress field and its tectonic significance near the Longmenshan Fault Belt, after the Wenchuan *M*s8.0 earthquake[J]. Journal of Geomechanics, 24(4): 439-451. (in Chinese with English abstract)

FREED A M, LIN J, 1998. Time-dependent changes in failure stress following thrust earthquakes[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B10): 24393-24409.

GE W P, SHEN Z K, MOLNAR P, et al., 2022. GPS determined asymmetric deformation across central Altyn Tagh fault reveals rheological structure of Northern Tibet[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 127(9): e2022JB024216.

HERMAN M W, GOVERS R, 2020. Locating fully locked asperities along

the South America subduction megathrust: a new physical interseismic inversion approach in a Bayesian framework[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 21(8): e2020GC009063.

HOULIÉ N, ROMANOWICZ B, 2011. Asymmetric deformation across the San Francisco Bay Area faults from GPS observations in Northern California[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 184(3-4): 143-153.

HUANG L Y, ZHANG B, SHI Y L, 2020. Def3D, a FEM simulation tool for computing deformation near active faults and volcanic centers[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 309: 106601.

HUANG L Y, ZHANG B, SHI Y L, 2021. Stress transfer at the northeastern end of the Bayan Har Block and its implications for seismic hazards: Insights from numerical simulations[J]. Earth and Space Science, 8(12): e2021EA001947.

JIANG G Y, XU X W, CHEN G H, et al., 2015. Geodetic imaging of potential seismogenic asperities on the Xianshuihe-Anninghe-Zemuhe fault system, southwest China, with a new 3-D viscoelastic interseismic coupling model[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(3): 1855-1873.

KANEKO Y, AVOUAC J P, LAPUSTA N, 2010. Towards inferring earthquake patterns from geodetic observations of interseismic coupling[J]. Nature Geoscience, 3(5): 363-369.

KONG W L, HUANG L Y, YAO R, et al., 2022. Contemporary kinematics along the Xianshuihe-Xiaojiang fault system: insights from numerical simulation[J]. Tectonophysics, 839: 229545.

LACHENBRUCH A H, 1980. Frictional heating, fluid pressure, and the resistance to fault motion[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 85(B11): 6097-6112.

LI S Y, MORENO M, BEDFORD J, et al., 2015. Revisiting viscoelastic effects on interseismic deformation and locking degree: a case study of the Peru - North Chile subduction zone[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(6): 4522-4538.

LI S Y, WANG K L, WANG Y Z, et al., 2018a. Geodetically inferred locking state of the cascadia megathrust based on a viscoelastic earth model[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(9): 8056-8072.

LI Y C, ZHANG G H, SHAN X J, et al., 2018b. GPS-derived fault coupling of the Longmenshan fault associated with the 2008 mw Wenchuan 7.9 earthquake and its tectonic implications[J]. Remote Sensing, 10(5): 753.

LI Y C, SHAN X J, GAO Z Y, et al., 2023. Interseismic coupling, asperity distribution, and earthquake potential on major faults in Southeastern Tibet[J]. Geophysical Research Letters, 50(8): e2022GL101209.

LINDSEY E O, MALLICK R, HUBBARD J A, et al., 2021. Slip rate deficit and earthquake potential on shallow megathrusts[J]. Nature Geoscience, 14(5): 321-326.

LOVELESS J P, MEADE B J, 2011. Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 M_W = 9.0 Tohoku - oki earthquake[J]. Geophysical Research Letters, 38(17): L17306.

LUO G, LIU M, 2018. Stressing rates and seismicity on the major faults in eastern Tibetan Plateau[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(12): 10968-10986.

LYONS S N, BOCK Y, SANDWELL D T, 2002. Creep along the Imperial Fault, southern California, from GPS measurements[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B10): 2249.

MALSERVISI R, FURLONG K P, DIXON T H, 2001. Influence of the earthquake cycle and lithospheric rheology on the dynamics of the Eastern California Shear Zone[J]. Geophysical Research Letters, 28(14): 2731-2734.

MELNICK D, MORENO M, QUINTEROS J, et al., 2017. The super - interseismic phase of the megathrust earthquake cycle in Chile[J]. Geophysical Research Letters, 44(2): 784-791.

MORENO M, MELNICK D, ROSENAU M, et al., 2012. Toward understanding tectonic control on the M_w 8.8 2010 Maule Chile earthquake[J]. Earth and Planetary Science Letters, 321-322: 152-165.

MURAMOTO T, ITO Y, MIYAKAWA A, et al., 2023. Strain and stress accumulation in viscoelastic splay fault and subducting oceanic crust[J]. Geophysical Research Letters, 50(11): e2023GL103496.

OLESKEVICH D A, HYNDMAN R D, WANG K, 1999. The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 104(B7): 14965-14991.

QIAO X, ZHOU Y, 2021. Geodetic imaging of shallow creep along the Xianshuihe fault and its frictional properties[J]. Earth and Planetary Science Letters, 567: 117001.

RIPPERGER J, AMPUERO J P, MAI P M, et al., 2007. Earthquake source characteristics from dynamic rupture with constrained stochastic fault stress[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 112(B4): B04311.

RUINA A, 1983. Slip instability and state variable friction laws[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 88(B12): 10359-10370.

SAVAGE P E, GOPALAN S, MIZAN T I, et al., 1995. Reactions at supercritical conditions: applications and fundamentals[J]. AIChE Journal, 41(7): 1723-1778.

SHI Y L, CAO J L, 2008. Effective viscosity of China continental lithosphere[J]. Earth Science Frontiers, 15(3): 82-95. (in Chinese with English abstract)

SONE H, UCHIDE T, 2016. Spatiotemporal evolution of a fault shear stress patch due to viscoelastic interseismic fault zone rheology[J]. Tectonophysics, 684: 63-75.

TAKEUCHI M, SATO T, SHINBO T, 2008. Stress due to the interseismic back slip and its relation with the focal mechanisms of earthquakes occurring in the Kuril and northeastern Japan arcs[J]. Earth, Planets and Space, 60(6): 549-557.

THATCHER W, RUNDLE J B, 1984. A viscoelastic coupling model for the cyclic deformation due to periodically repeated Earthquakes at subduction zones[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89(B9): 7631-7640.

VROLIJK P, 1990. On the mechanical role of smectite in subduction zones[J]. Geology, 18(8): 703.

WANG K L, HU Y, HE J H, 2012. Deformation cycles of subduction earthquakes in a viscoelastic Earth[J]. Nature, 484(7394): 327-332.

WANG, M, SHEN Z K, 2020. Present - day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 125(2): e2019JB018774.

WANG R J, LORENZO-MARTÍN F, ROTH F, 2006. PSGRN/PSCMP—a

new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory [J]. Computers & Geosciences, 32(4): 527-541.

WEN X Z, MA S L, XU X W, et al., 2008. Historical pattern and behavior of earthquake ruptures along the eastern boundary of the Sichuan-Yunnan faulted-block, southwestern China[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 168(1-2): 16-36.

YAGI Y, KIKUCHI M, 2003. Partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan[J]. Geophysical Research Letters, 30(2): 1087.

YAO S L, YANG H F, 2022. Hypocentral dependent shallow slip distribution and rupture extents along a strike-slip fault[J]. Earth and Planetary Science Letters, 578: 117296.

ZHAO J, JIANG Z S, WU Y Q, et al., 2012. Study on fault locking and fault slip deficit of the Longmenshan fault zone before the Wenchuan earthquake[J]. Chinese Journal of Geophysics, 55(9): 2963-2972. (in Chinese with English abstract)

ZHU S B, ZHANG P Z, 2013. FEM simulation of interseismic and coseismic deformation associated with the 2008 Wenchuan Earthquake[J]. Tectonophysics, 584: 64-80.

ZHU Y J, WANG K L, HE J H, 2020. Effects of earthquake recurrence on localization of interseismic deformation around locked strike - slip faults[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 125(8): e2020JB019817.

附中文参考文献

白永健，倪化勇，葛华，2019. 青藏高原东南缘活动断裂地质灾害效应研究现状[J]. 地质力学学报，25(6)：1116-1128.

丰成君，戚帮申，张鹏，等，2018. 汶川 *M*s8.0 地震后龙门山断裂带地壳应力场及其构造意义[J]. 地质力学学报，24(4)：439-451.

石耀霖，曹建玲，2008. 中国大陆岩石圈等效粘滞系数的计算和讨论[J]. 地学前缘，15(3)：82-95.

赵静，江在森，武艳强，等，2012. 汶川地震前龙门山断裂带闭锁程度和滑动亏损分布研究[J]. 地球物理学报，55(9)：2963-2972.