



海山俯冲对希库朗伊增生楔构造变形的影响：基于离散元模拟的认识

王 明, 王毛毛, 郭仔佚

Effects of seamount subduction on structural deformation of Hikurangi accretionary wedge: Insights from discrete-element modeling

WANG Ming, WANG Maomao, and GUO Ziyi

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2022090801>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

新西兰Hikurangi俯冲带沉积物成岩作用示踪研究：来自孔隙流体Sr同位素证据

A tracing study of sediment diagenesis in the Hikurangi subduction zone, New Zealand: Evidence from Sr isotope of pore fluid
海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(6): 115

构造-沉积耦合过程的数值模拟：以南海北部阳江凹陷为例

Numerical modeling of the coupling between strike-slip faulting and sedimentation: A case from the Yangjiang Sag of northern South China Sea
海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 139

北康盆地基底卷入断层特征及其对南海南部构造演化的启示

Features of the basement-involved faults in the Beikang Basin and their implications for the tectonic evolution of the southern South China Sea
海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(4): 116

基于ERT技术的含水合物沉积物可视化探测模拟实验

An experimental study on visual detection of hydrate-bearing sediments based on ERT
海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(6): 206

西太平洋弧后盆地的热液系统及其岩浆环境研究

Seafloor hydrothermal system and its magmatic setting in the western Pacific back-arc basins
海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 12

南海南部浅表层柱状沉积物孔隙水地球化学特征对甲烷渗漏活动的指示

Pore water geochemistry of shallow surface sediments in the southern South China Sea and its implications for methane seepage activities
海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 112



关注微信公众号，获得更多资讯信息

王明, 王毛毛, 郭仔佚. 海山俯冲对希库朗伊增生楔构造变形的影响: 基于离散元模拟的认识 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2023, 43(1): 82-93.

WANG Ming, WANG Maomao, GUO Ziyi. Effects of seamount subduction on structural deformation of Hikurangi accretionary wedge: Insights from discrete-element modeling[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2023, 43(1): 82-93.

海山俯冲对希库朗伊增生楔构造变形的影响: 基于离散元模拟的认识

王明¹, 王毛毛¹, 郭仔佚^{1,2}

1. 河海大学海洋学院, 南京 210098

2. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871

摘要: 海山等粗糙海底的俯冲对增生楔的结构、地貌、应力和地震灾害有着重要的影响。希库朗伊 (Hikurangi) 俯冲带位于新西兰北岛外海, 希库朗伊高原向西正以 40~47 mm/a 的速率俯冲于澳大利亚板块之下。希库朗伊高原内部发育大量形态各异的海山, 其俯冲造成希库朗伊北缘经历了严重的构造侵蚀。目前该区域的慢滑移事件有了很好的地震学和测地学约束, 但对于希库朗伊北缘的构造侵蚀和构造应力体制如何演化以及对地震活动的影响仍然不清。本文基于离散元方法 (DEM) 数值模拟, 结合地震反射剖面, 探讨了海山俯冲对希库朗伊俯冲带北缘增生楔的形态、断裂结构、活动性、应变分配的影响。模拟结果显示海山的俯冲在其顶部形成一条巨型分支断层 (mega-splay fault), 吸收主要的缩短量并沿海底发生长距离、低角度逆冲推覆。随着俯冲的持续, 海山前缘形成一个双重构造剪切带, 而随着滑脱层的下移并向前扩展, 最终形成前缘逆冲断裂体系。模拟证实海山俯冲提高了弧前增生楔内应力分布的非均质性, 海山前缘最大剪切应力显著累积, 而海山后缘则表现为一个稳定的应力影区。海山俯冲显著增加了希库朗伊俯冲带板间逆冲断层的几何粗糙度和物质非均质性, 对微地震和慢滑移事件的产生具有重要影响。

关键词: 海山俯冲; 巨型分支断层; 双重构造; 离散元模拟; 希库朗伊俯冲带

中图分类号: P736.1

文献标识码: A

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2022090801

Effects of seamount subduction on structural deformation of Hikurangi accretionary wedge: Insights from discrete-element modeling

WANG Ming¹, WANG Maomao¹, GUO Ziyi^{1,2}

1. College of Oceanography, Hohai University, Nanjing 210098, China

2. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

Abstract: Subduction of rough seafloor such as seamounts has an important influence on structure, geomorphology, stress, and seismic hazard of accretionary wedges. The Hikurangi subduction zone lies on the North Island of New Zealand, and the Hikurangi Plateau is subducting beneath the Australian Plate at a rate of 40–47 mm/a. Many seamounts of various shapes are distributed in the Hikurangi Plateau, whose subduction caused severe tectonic erosion along the northern Hikurangi Margin. In recent years, slow slip events (SSEs) have been well documented in seismology and geodesy at the Hikurangi northern margin. However, the evolution of tectonic erosion, structural stress regime, and their influences on seismicity remain unclear. By applying the discrete-element numerical simulation in combination with the interpretations of seismic reflection profile, the effects of seamount subduction on wedge geometry, fault structure, activity and strain distribution of the accretionary prism on the northern Hikurangi subduction margin were analyzed. The simulation result show that the subduction of a guyot seamount formed a mega-splay fault, which absorbed the substantial shortening and thrusts along the seafloor with low angle. With the subduction continued, a duplex shear zone was formed at the leading edge of the seamount, while the detachment moved down and extended forward to evolve into a frontal-thrust zone. Our simulations confirm that the seamount subduction enhanced the heterogeneity of the stress distribution within the forearc accretionary wedge, with significant accumulation of maximum shear stress at the leading edge of the seamount,

资助项目: 国家重点研发计划 (重大自然灾害防控与公共安全) “构建三维公共断层模型和四维构造动态演化模型” (2021YFC3000604); 国家自然科学基金面上项目 “四川盆地南部高应变构造变形与诱发地震的相关性研究” (42172232)

作者简介: 王明 (1997—), 女, 硕士研究生, 主要从事俯冲带构造变形研究, E-mail: wangming@hhu.edu.cn

通讯作者: 王毛毛 (1985—), 男, 副教授, 主要从事俯冲带构造和活动构造研究, E-mail: wangmm@hhu.edu.cn

收稿日期: 2022-09-08; **改回日期:** 2022-10-26. 文凤英编辑

while the rear edge of the seamount behaved as a stable stress shadow zone. The seamount subduction significantly increased the geometric roughness and material heterogeneity along the megathrust in the Hikurangi Margin, which has important implications for the generation of micro-earthquakes and slow slip events.

Key words: seamount subduction; mega-splay fault; thrust duplex; discrete-element modeling; Hikurangi subduction zone

大洋洋底广泛分布着海山等粗糙地形隆起, 如以马尼亚纳俯冲带等为典型代表的西太平洋俯冲边缘分布着大量海山^[1-2]。这些洋壳基底粗糙地形的俯冲对上覆板块具有重要的影响, 包括导致上盘发生复杂的构造变形、乱序型逆冲活动、地貌侵蚀、影响板块间的震间耦合、流变特性、岩浆活动等^[3-7]。前人通过构造物理模拟、数值模拟、大洋钻探和地震剖面解析等方法研究了海山或海底高原俯冲对增生楔内逆冲断层结构和活动性的影响^[3,8-10]。海山等粗糙海底地形的俯冲可以导致反序型断裂作用和断层的再活化, 促进增生楔底部的构造侵蚀和沉积物的俯冲, 并可能导致富含流体的沉积物进

入深部孕震带^[11-12]。因此, 研究海山俯冲可以更好地理解汇聚板块边缘弧前增生楔构造侵蚀过程, 对理解上覆板块断裂体系的形成、演化以及对现今俯冲带地震活动性和海啸孕育的影响具有重要意义。

希库朗伊俯冲边缘(Hikurangi subduction margin)位于新西兰北岛外海以东, 是南太平洋克马德克-汤加海沟俯冲带(Kermadec-Tonga subduction zone)的南延部分^[13](图 1)。希库朗伊高原是目前全球规模最大的洋底大火成岩省之一, 发育了数量众多的大型海山^[14-16]。这些大型海山的俯冲如何影响希库朗伊俯冲带北缘的构造侵蚀过程和局部的板块应力体制是目前的前沿热点问题^[17-23]。海山的位置和特

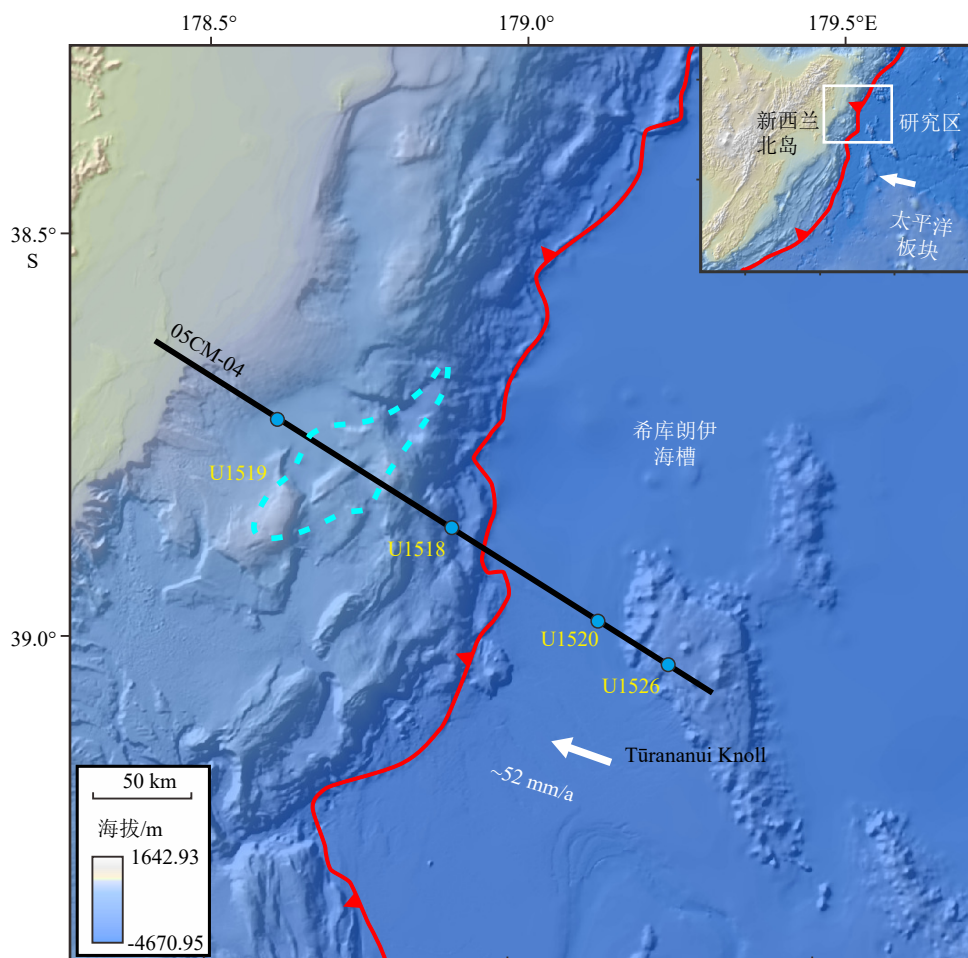


图 1 南太平洋希库朗伊(Hikurangi)俯冲带北缘构造背景

图中蓝色虚线表示推测的俯冲海山的位置^[24]。

Fig.1 Tectonic setting of the northern Hikurangi subduction margin, southern Pacific

The blue dashed line marks the location of the inferred subducting seamount^[24].

征对于理解现今与海山俯冲相关的板间地震活动至关重要,并且对俯冲带的孕震行为、水文地质过程和长期的构造演化也有重要的控制作用^[1,17,25-29]。目前希库朗伊边缘开展了大洋钻探和地球物理观测,包括国际大洋发现计划(IODP 372、375 航次)、主动源地震探测(二维和 NZ3D OBS 实验)、大地电磁探测(MT),但是对于俯冲带增生楔内部断裂和深部海山的位置、结构及其演化还存在一定的争议^[30-33]。希库朗伊俯冲带现今存在两种截然不同的海山构造模型:①低速海山模型和②高速海山模型(图2),两种模型中海山的位置存在显著差异,前者位于现今增生楔底部且海山严重破碎化,而后者位于更下倾处并表现为一个地震高速体^[17,24,30,34]。

离散元方法(discrete element method, DEM)是一种基于颗粒性质的数值模拟方法,可以用来研究构造变形并定量观测和分析变形系统的应力和应变演化,能够帮助揭示断层活动性和力学性质的演化^[35-36]。本文拟以希库朗伊俯冲带北缘典型构造剖面为例,利用2-D离散元数值模拟方法,研究海山俯冲与增生楔、板间巨型逆冲断层(megathrust)及巨型分支断层(mega-splay fault)之间的相互作用,探讨断裂体系的结构及其活动性的时空演化规律。本研究将为更好地理解海山俯冲对增生楔

的构造演化和断层活动性的影响机制,对探讨板间地震活动和慢滑移事件的形成提供重要启示。

1 区域地质背景

希库朗伊俯冲带延伸长约500 km,位于新西兰北岛外海以东,在此区域太平洋板块向西俯冲至澳大利亚板块之下^[14]。本文选定的研究区位于希库朗伊俯冲带北缘,在此区域板块汇聚速率在52 mm/a左右^[17,28]。即将俯冲的洋壳在地形上表现为10~15 km厚的一个希库朗伊高原,由海山、熔岩流及白垩纪沉积物盆地组成,为一个白垩纪的大火成岩省^[37]。希库朗伊边缘是全球目前规模较大的大火成岩省正在发生俯冲的独特活动大陆边缘。希库朗伊高原的上覆地层主要由晚白垩纪的火山碎屑岩、古新世—上新世半深海碳酸盐和更新世的硅质碎屑岩海沟沉积三部分构成^[17,31,33]。希库朗伊俯冲带的构造特征沿走向上存在显著的差异,其增生楔宽度从北向南逐渐变宽,并且南缘具有较宽(30~70 km)的增生楔,而北缘则为较窄(<20 km)的增生楔^[38]。此外,俯冲的希库朗伊高原洋壳厚度从北部的10 km向南逐渐增厚,在查塔姆隆起(Chatham Rise)厚度达15 km;而上覆的沉积物厚度

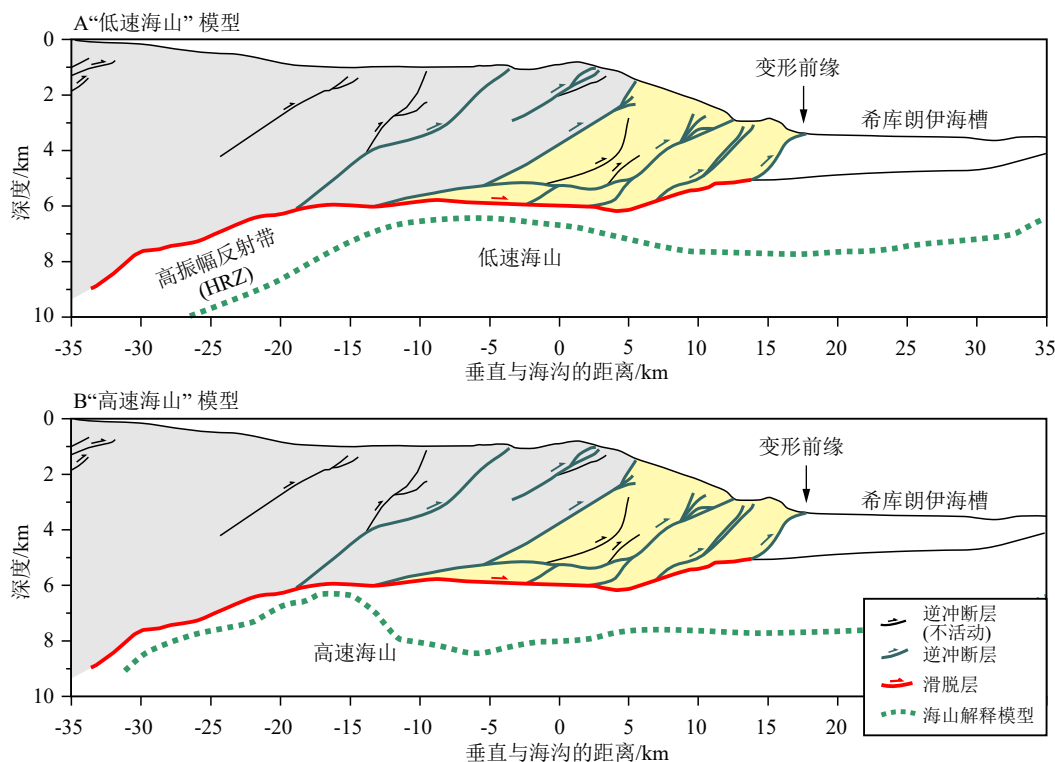


图2 希库朗伊俯冲带存在的两种可能的“海山模型”^[34]

Fig.2 Two possible “seamount models” in the Hikurangi subduction zone^[34]

从北部的约 1 km 向南部增加到 > 5 km^[18,34]。

希库朗伊俯冲带地震监测表明北缘存在有深度较浅(< 15 km)、每 1~2 年重复出现、持续时间较短(1~3 周)的慢滑移事件^[17,22]。海底测地学监测表明传播至海底以下 2 km 深度范围内的慢滑移事件也可能会出现在海沟附近^[29]。历史记录表明北缘的板块界面逆冲断层可能发生了 1947 年的两个大地震事件,其矩震级(M_w)范围为 7.0~7.2,并造成了北岛沿岸发生高度 8~10 m 的海啸^[17,26]。国际大洋发现计划(IODP)372 和 375 航次在希库朗伊俯冲带北缘开展了一系列钻探工作,包括在 U1518 站位对增生楔内部发育的一个主要的、高活动性的分支断层 Pāpaku 断层的科学钻探工作。地震剖面显示 Pāpaku 断层为发源于板块边界的巨型分支断层之一,断层滑移量约为 6 km,显著大于其他逆冲断层(图 3)。钻探显示其包含了一个 18 m 厚的主断层带和一个约 10 m 厚的次级断层带。断层带内部包含断层角砾,小褶皱和非对称的岩屑,被肢解的、相对均匀的、淤泥质的半深海沉积物^[31,39-40]。

Hikurangi 北缘 05CM-04 地震反射剖面显示,俯冲海山上覆板块发生显著的变形,楔体后缘的缩短主要由内部的叠瓦逆冲断层及起源于板块边界的分支断层所吸收。俯冲海山上方发育的巨型分支断层(Pāpaku 断层)则与下方的板块边界逆冲断层组成了一组坡-坪式“双重构造”(thrust duplex)(图 3)。此外,地震反射剖面显示在深部俯冲海山的前缘还发育一个约 3 km 厚的高振幅反射带(HRZ)^[17,24]。

2 实验方法和设置

2.1 离散元方法原理

离散元方法(discrete element method, DEM)的基

本原理是通过给构建的弹性颗粒系统施加外力后,应用时间-位移有限差分方法,计算弹性-摩擦接触颗粒在牛顿第二运动定律下的移动。颗粒间的接触关系遵循 Hertz-Mindlin 接触准则^[41]。不同于基于相似性原理的砂箱物理模拟方法,数值模拟方法对系统内单一变量的精确控制和应用,往往具备可操作性强和重复性高等特点,并且可以获取更多的系统内部信息,如应力与应变等。因此可以通过调整材料的力学参数和设定边界条件等方式模拟与自然界相近的断裂构造变形特征^[42-44]。

2.2 初始模型与参数设置

本次开展的模拟实验方案设计主要参考希库朗伊北缘 05CM-04 地震反射剖面(图 3)的构造解释方案及地层序列。初始模型设置为一个长 100 km、高 15 km、倾角为 2.8°的楔形结构模型。楔体底部倾角的设置依据主要源于 05CM-04 剖面中增生楔底部的平均倾角测量。模型内设置了一套最厚 5 km 的沉积地层单元,1.5 km 厚的洋壳基底,其间设置一套厚约 250 m 的韧性滑脱层。板块边界岩石随着与俯冲洋壳的相互作用,碳酸盐岩及火山碎屑沉积岩较多蚀变为蒙脱石黏土,形成韧性的滑脱层^[17,45]。尽管目前没有钻穿增生楔底部的滑脱层,但对于在即将俯冲板块中钻探的原型滑脱层(proto-detachment)的钻探揭示表明其对应碳酸盐和火山碎屑岩的界面。本文以希库朗伊北缘 05CM-04 剖面存在的“平顶山型”海山为例,将海山的宽度设置为 15 km,高度设置为 1 km^[24,46]。同时参考希库朗伊北缘观测到的俯冲海山规模及现今剖面的平衡剖面恢复结果,将俯冲海山设置于剖面 44 km 处(图 4B)^[17-18,47]。

模型中颗粒的力学参数设置参考 Morgan 的离散元实验设置^[36],其中上覆地层的颗粒密度设置为

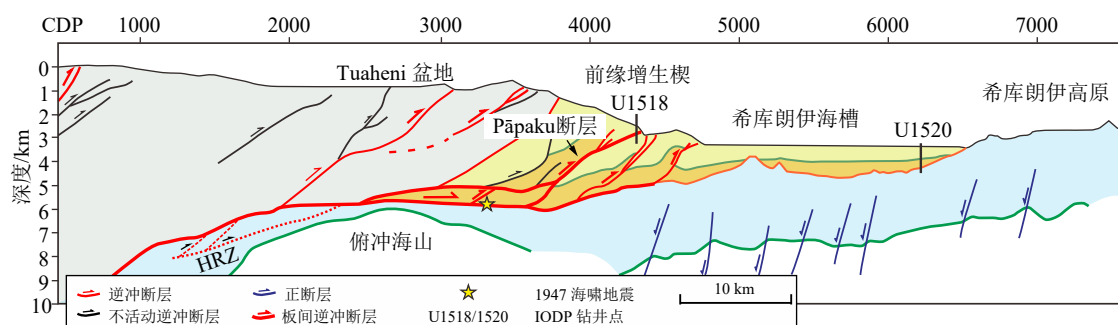


图 3 希库朗伊俯冲带北缘地震反射剖面 05CM-04 的构造解释^[17]

垂直距离放大 2 倍。

Fig.3 The structural interpretation of seismic reflection profile 05CM-04 at the northern Hikurangi margin^[17]

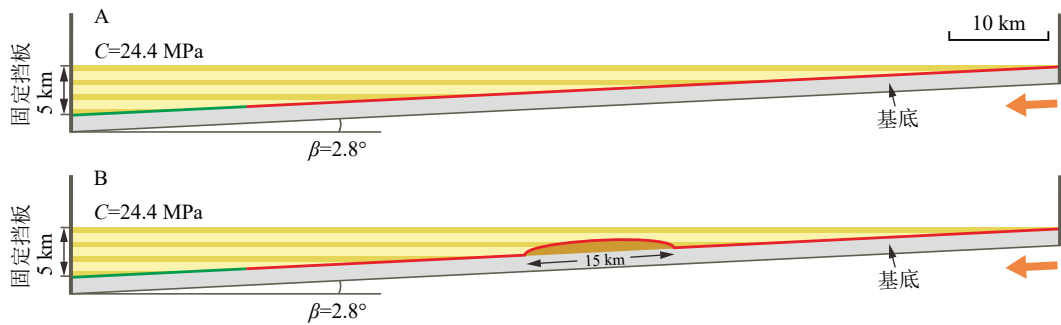


图 4 本文采用的离散元数值模拟实验模型设置
A: 光滑海底模型, B: 海山俯冲模型; 箭头表示俯冲基底的相对运动方向。

Fig.4 The model setups of discrete-element numerical simulation

A: Smooth seafloor model, B: seamount subduction model; the arrow indicates the relative direction of motion.

2500 kg/m³, 滑脱层内颗粒密度为 2300 kg/m³。颗粒的泊松比为 0.2, 剪切模量为 2.9 GPa, 局部阻尼系数为 0.4, 时间步长为 50 ms, 重力加速度为 9.8 m/s²。模型中颗粒黏结参数设置参考表 1, 地层的黏聚力设置为 24.4 MPa, 内摩擦角 φ 为 22.5°, 颗粒摩擦系数选取 0.3。本文参考 Morgan 和 Bang^[44] 中的模型设置, 将左侧挡板以 2 m/s 的速度向右移动挤压颗粒, 而海山相对于洋壳基底固定, 用以模拟海山相对向左俯冲于增生楔之下。对于冲断增生楔而言, 消减模型和推挤模型尽管在剖面上具有相反的速度场特征, 但在平面和整体上具有一致的速度场和应力状态^[48]。其次考虑到板块边界摩擦系数随深度的变化, 将深部下倾的沿板块边界 20 km 长度的滑脱层的摩擦系数设置为 0.3, 其余上倾部分滑脱层的摩擦系数设置为 0.1, 模型的总缩短量设置为 50 km。

光滑海底模型中颗粒的力学性质与海山俯冲模型一致, 作为参考模型对比使用(图 4A)。通过对两组实验中得到的构造变形、应变及应力结果进行对比, 进一步讨论有/无海山模型对增生楔形态及内部断层演化的影响。将颗粒变形与应变的结果相叠加, 得到实验模拟的构造变形结果如图 5 所示。变形应变的定义参考 Morgan(2015), 其中色标

中的红色和蓝色分别代表顺时针剪切和逆时针剪切, 颜色深浅表示剪切应变的大小。

3 实验结果

3.1 光滑海底模型

光滑海底俯冲模型实验过程中增生楔的构造变形与应变如图 5 所示, 左侧颗粒不断向右运动, 当模型缩短量为 2、5、11 km 时, 上覆地层发生缩短变形并依次发育 F₁、F₂、F₃ 断层。在挤压的初始阶段(<10 km), 楔体表面坡角(α)快速增大(>20°), 当缩短量为 11 km 时, 楔体前缘 F₃ 断层的出现使表面坡角逐渐减小。在缩短量为 18、23、27、32 km 时, 楔体内部依次形成了 F₄—F₇ 断层, 此阶段楔体的表面坡角无明显变化并趋于稳定(13°±1°)。当缩短量≥36 km 时, 楔体表面坡角稳定在 12°(图 6A)。F₁—F₅ 断层具有相似的演化特征, 挤压初期断层位移量快速增加, 后期趋于稳定(图 7A)。通过对楔体内发育的断层位移量进行统计发现, 楔体内部断层间距相近, 且位移量随着缩短量增加而逐渐增大, 总体符合前展式逆冲扩展顺序(图 5、6)。由图 6B 可见, 楔体宽度表现出显著的周期性变化特

表 1 离散元数值模拟参数设置^[36]
Table 1 Model parameters of the discrete-element numerical simulation^[36]

单元	宏观参数			岩层颗粒间的黏结参数			
	内聚力/MPa	内摩擦角/(°)	摩擦系数 μ	弹性模量/MPa	剪切模量/MPa	抗拉强度/MPa	剪切强度/MPa
μ_1	24.4	22.5	0.3	2.0×10^8	2.0×10^8	3.0×10^7	6.0×10^7
μ_2	24.4	22.5	0.1	2.0×10^8	2.0×10^8	3.0×10^7	6.0×10^7
上覆地层	24.4	22.5	0.3	2.0×10^8	2.0×10^8	3.0×10^7	6.0×10^7

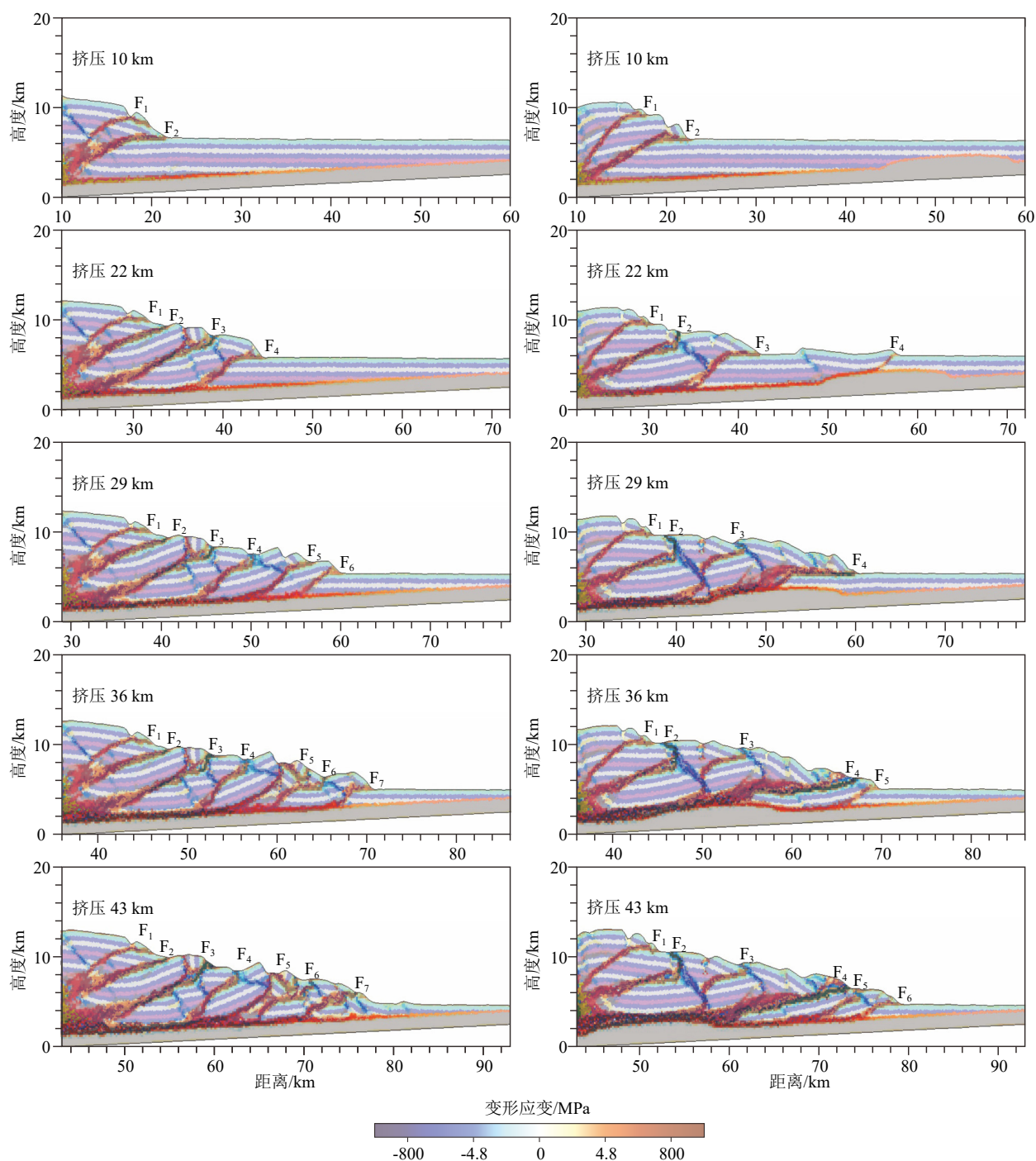


图 5 楔体构造变形与应变的演化

左: 光滑海底模型, 右: 海山俯冲模型。

Fig.5 The experimental evolution of structural deformation and strain in the wedges

Left: smooth seafloor model, right: seamount subduction model.

征,即在俯冲过程中楔体宽度先是快速增加而后表现出缓慢的缩短过程,楔体内部的缩短由新发育的断层所吸收。

3.2 海山俯冲模型

根据增生楔的形态和断层位移量特征,本文将

DEM 模拟的海山俯冲划分为 3 个阶段: I 海山未接触阶段,对应缩短量 0~17 km; II 海山与增生楔相互作用阶段,对应缩短量 17~36 km; III 海山俯冲效应减弱,增生楔重新向前扩展阶段,对应缩短量 36~50 km。

在第 I 阶段,在海山俯冲模型中的增生楔的总

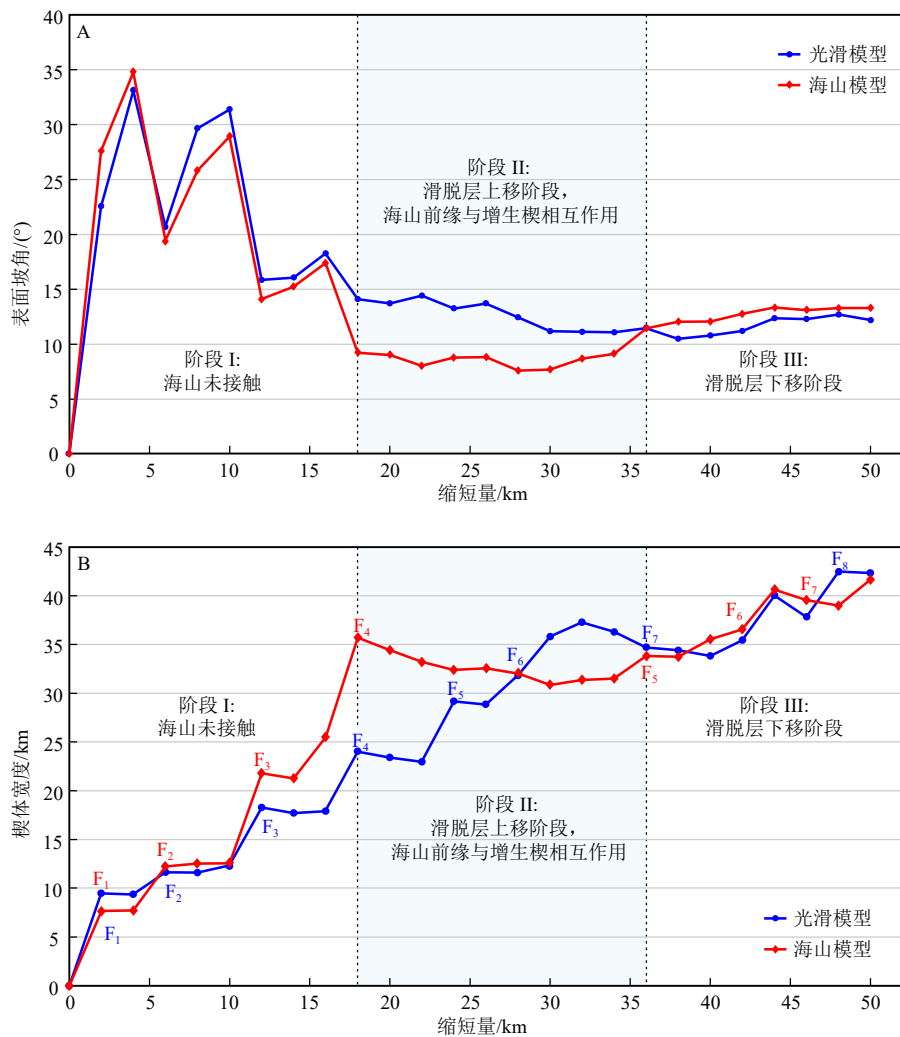


图 6 楔体表面坡角 (A) 与楔体宽度 (B) 随缩短量变化统计图

Fig.6 Statistical graphs of surface slope (A) and wedge width (B) versus shortening in seamount versus smooth seafloor models

体演化特征与光滑海底模型相似, 楔体中同样发育两条前展式的逆冲断层(F_1 和 F_2) 并对应较大的楔体表面坡角($20^\circ \sim 40^\circ$) (图 6A)。在此阶段, 两个对比模型的楔体宽度变化趋势也基本一致, 并随着缩短量的增加而逐渐变宽至 12 km 左右。当缩短量为 12~16 km 时, F_3 断层的发育导致海山模型的楔体宽度大于光滑模型的楔体宽度 (图 6B), 而表面坡角相近并呈现出相似的变化趋势。

在第 II 阶段, 当缩短量增至 17 km 时, 模拟显示俯冲的海山顶开始发育一条逆冲断层(F_4), 其作为新的板块间滑脱层沿着海山向前扩展, 并最终突破至海底作大位移量 (最大约 10 km)、低倾角 (近水平) 的逆冲推覆。受海山俯冲的影响, 滑脱层上移导致楔体底部倾角增加, 而楔体的表面坡角则从 17° 骤减至 9° 左右。在第 II 阶段初期, 楔体宽度从 25 km 快速增加至 35 km, 而随后则不断发生内部缩短; 而同阶段的光滑模型中, 楔体的宽度则经历周

期性的增长 (最大约 37 km)。模拟显示在第 II 阶段, 除 F_4 之外, 楔体内不再发育新的断层, 表面坡角则基本稳定 ($8^\circ \sim 9^\circ$), 但总体上低于同阶段的光滑海底俯冲模型 ($12^\circ \sim 13^\circ$) (图 6A)。断层位移量统计显示, 海山模型中的 F_4 断层的位移量约为光滑模型中 F_4 断层的 3 倍, 且活动时间也远超过楔体中的其他断层 (图 7)。

在第 III 阶段, 当缩短量大于 36 km 时, 滑脱层沿着海山后缘下移并快速向前扩展, 发育前缘逆冲断层系。增生楔前缘依次发育 3 条逆冲断层 (F_5 、 F_6 、 F_7), 形态上组成了一个叠瓦状逆冲构造 (图 5、7)。在此阶段, 海山模型中楔体的表面坡角和宽度显著增大并反超光滑模型。断层位移量统计显示, 新形成的逆冲断层 (F_5 、 F_6 、 F_7) 相较于光滑模型具有较小的位移量, 并且其形成时间相对延迟 (图 7B)。平顶山型海山的俯冲导致板间滑脱层的上移, 形成的逆冲断层 (F_4) 沿着海底面向前发生低角度、大位移

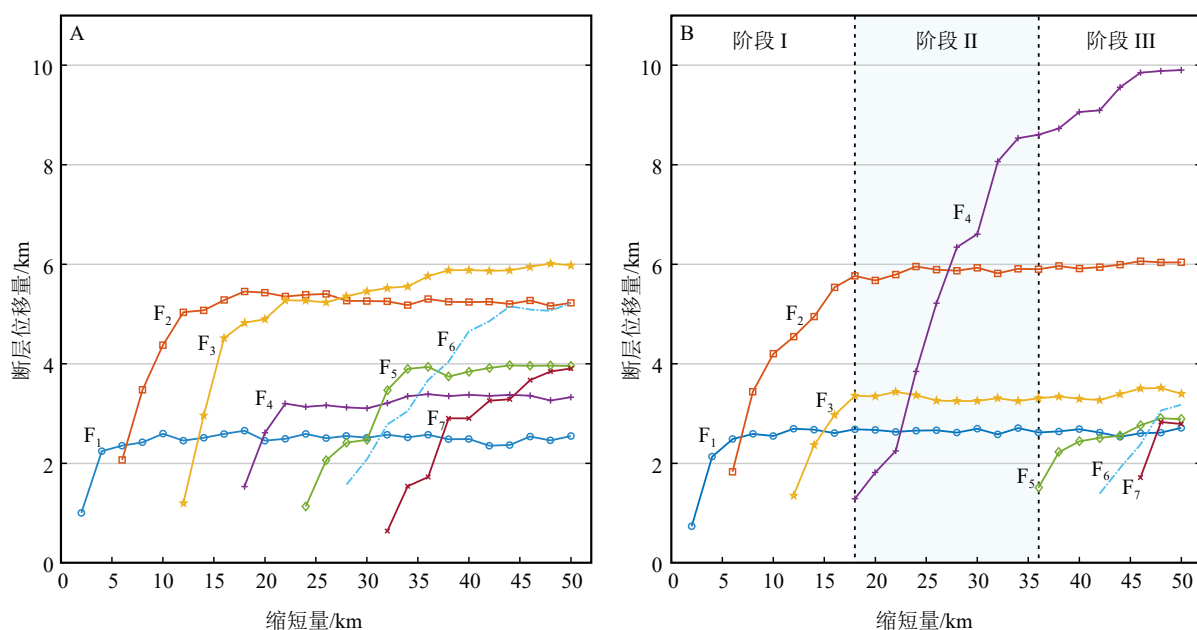


图 7 楔体内部断层位移量与缩短量统计

A: 光滑海底模型, B: 海山俯冲模型。

Fig.7 Statistical graphs of fault displacements versus shortening in wedges

A: Smooth seafloor model, B: seamount subduction model.

量的逆冲推覆,保护了海山后缘的局部地层遭受构造变形,进而抑制了海山后缘逆冲断层的发育。

本文还对比研究了光滑海底与海山俯冲两种模型在变形过程中应力状态的变化特征。图 8 展示了模型缩短量为 28 km 时,楔体内部的最大剪切应力的分布状况,其中左侧为光滑海底模型,右侧为海山俯冲模型。模型结果对比显示:相较于光滑海底俯冲模型,海山俯冲模型内部表现出最大剪切应力分布较强的非均质性特征。海山俯冲导致在其前缘区域形成较强的最大剪切应力分布,而海山后缘则形成应力较小的阴影区。

4 讨论

4.1 海山俯冲与巨型分支断层

巨型分支断层起源于板块边界巨型逆冲断层 (megathrust),一直连续延伸至海底面,具有较长的断层长度,是一种具有较大位移量的“反序型”逆冲断层 (out-of-sequence thrust, OOST)^[49]。巨型分支断层广泛发育在世界主要俯冲带,如日本南海 (Nankai)、阿拉斯加 (Alaska) 和希库朗伊 (Hikurangi) 等^[12,26,50-53]。由于其切穿了增生楔内部并且具有较大的断层面积,可以在同震期间造成海床大范围快速垂直隆升,因此被认为对海啸的发生扮演重要

的角色。但是,关于巨型分支断层的起源、断层活动性演化及其与海山俯冲之间的关系,目前还尚不完全明确。

IODP 大洋钻探结合地震反射剖面 and 磁性地层定年的研究,揭示了日本南海海槽巨型分支断层与板间滑脱层之间的活动性交替演化规律:巨型分支断层在约 1.95 Ma 启动,在高活动性阶段之后,断层滑移向下沿着滑脱层向前,巨型分支断层的活动性下降;在约 1.55 Ma 以来,该分支断层重新活动和抬升^[12,51]。希库朗伊俯冲带的 IODP 钻孔 U1518 钻穿了巨型分支断层 Pāpaku 断层,岩芯构造分析表明断层上盘主要为脆性结构特征,而下盘表现出韧性和脆性变形随深度降低的特征。同时,孔隙水的地球化学剖面也显示断层之下存在近海底面成岩序列的重复,表明下盘地层未经历明显埋藏过程^[30-31]。

本文的研究表明,上述讨论的巨型分支断层的断层岩结构特征、断层活动性、孔隙水地球化学特征,可以用海山俯冲的模型来建立合理的解释方案。正如 DEM 模拟结果所展示的,巨型分支断层起源于板间滑脱层与海山的作用阶段,由滑脱层快速沿海山向上移演变而成,断层最终延伸至海底,并作低角度、大位移量的逆冲推覆 (图 9B、C)。这就合理解释了希库朗伊俯冲带巨型分支断层的上盘脆性变形与下盘韧性变形的上下配置关系。结合下盘保存的成岩剖面,最新的研究推测巨型分支断

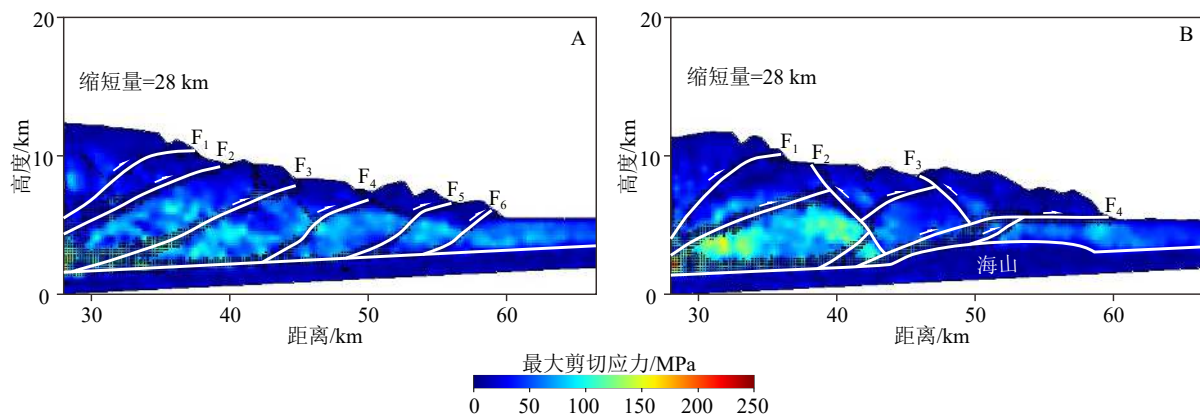


图 8 光滑海底 (A) 与海山俯冲 (B) 模型中楔体最大剪切应力 ($\tau_{\max}$) 分布对比

Fig.8 Results of maximum shear stress in the smooth seafloor (A) and seamount (B) subduction models

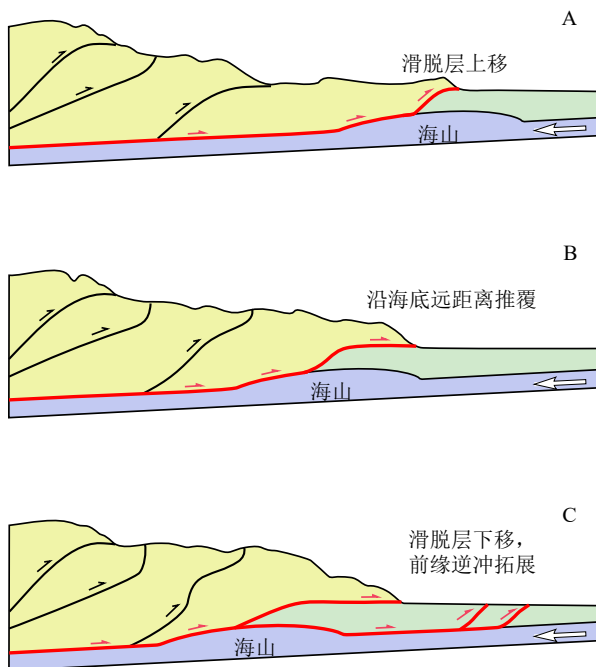


图 9 海山俯冲过程中的增生楔内部断裂演化的三阶段模式图

A: 海山与增生楔作用初始阶段, 滑脱层沿海山顶面上移; B: 海山与增生楔持续作用, 发生沿海底的远距离推覆作用; C: 海山俯冲后期, 滑脱层下移并向前传播形成前缘逆冲断层系。

Fig.9 Three-stage model of faults evolution related to seamount subduction

A: The initial stage of seamount-accretionary wedge interaction, the detachment moves up along the top of seamount; B: Seamounts and accretionary wedges continue to interact, and long-distance, low-angle thrusting along the seafloor occurs; C: In the late stage of seamount subduction, the detachment moves down and propagates forward to form the frontal thrusts.

层在 50~100 ka 沿着海底面发生大规模的逆冲推覆, 对下盘地层造成“泥岩涂抹”(clay smear)的封堵效应, 限制了下盘的成岩-压实作用^[54]。而关于巨型

分支断层的活动性问题, DEM 模拟揭示了其活动性的快速增加与海山俯冲直接相关。随着海山效应的减弱, 滑脱层下移沿海山后缘向前扩展形成叠瓦状逆冲构造, 而巨型分支断层则最终停止活动。在实际的俯冲带中, 多个海山的俯冲可以用来解释巨型分支断层活动性的周期性演化规律。因此, 本文开展的 DEM 模拟实验支持在新西兰希库朗伊俯冲带和日本南海海槽中发育的巨型分支断层的形成及其演化主要受海山俯冲控制。

4.2 希库朗伊俯冲带“低速”与“高速”海山模型的争议

基于地震反射和磁法勘探数据, 前人推测了希库朗伊俯冲带深部的海山位置和形态, 其位于现今剖面增生楔底部滑脱层变缓部位之下(图 2A)^[24,46]。对于这一海山的位置, 三维地震速度模型仅获取了相对低速的 ($V_p=4.0\sim 5.0$ km/s) 结果, 并没有探测到任何随深度增加的速度现象。对于这一差异, 他们提出两种可能的海山模型: ①“低速海山”俯冲模型; ②“高速海山”俯冲模型。对于第一种低速海山模型, 如果 Barker 等^[24]模型中海山的位置是正确的话, 那么正在现今俯冲的海山内部必定具有很强的速度非均质性并且大部分区域是低速性质的。而第二种“高速海山”模型中, 海山位于“低速海山”模型沿滑脱层下倾方向约 10 km, 内部速度超过 5.0 km/s(图 2B)。这与之前地震反射剖面所揭示的形成于海山前缘高振幅反射带 (high-amplitude reflectivity zone, HRZ) 所解释的低地震波速、富含流体的沉积物的结论截然相反^[24,34]。

Sun 等^[27]利用有限元数值模拟方法, 模拟了汇聚边界海山俯冲对板间逆冲断层应力及滑移的力学行为及水文地质效应。在俯冲海山对上覆板块

的碰撞破坏下, 海山前缘广泛发育的断层及断裂作用致使其下倾端沉积层严重脱水且过度固结。沉积物孔隙度及合成剖面 V_p 的经验关系表明海山前缘出现了异常于光滑模型的 V_p 急剧增加的现象, 且较低的孔隙度及硬度增强的围岩对板块边界逆冲断层的剪切强度具有增强作用。Clavert 在对卡斯卡迪亚北部俯冲带深部地震资料解释也发现深部沉积层的过度固结脱水可呈现高振幅反射特征, 且深部高反射带上的剪切作用形成了一个双重构造^[55]。

Hikurangi 北缘记录到的 2002—2008 年期间的慢滑移事件在位置上与高振幅反射区密切相关, 一般认为高振幅反射区的流体主要来源于层间变质岩及俯冲沉积物的带入, 或俯冲到深部的压实脱水作用^[46,56]。显然, 低速流体作用并不能很好地解释该区域的高 V_p 波速度模型。因此, 结合数值模拟实验的结果, 本次研究显示在海山持续向深部俯冲过程中, 海山前缘与增生楔底部存在着长期剪切滑动, 最终形成了一个具有双重构造 (duplex) 特征的剪切带 (图 10B、C)。DEM 数值模拟展示了海山前缘双重构造剪切带不断加宽的过程, 最终的结果 (图 10B、C) 与实际地震反射剖面的解释方案具有较好的一致性。在该双重构造带区域, 持续的剪切作用可能导致海山前缘的沉积物发生严重脱水和过度固结, 因此导致其 V_p 速度显著增加。而海山顶部发育的低地震波速区域, 可能是海山在俯冲过程中与增生楔底部碰撞作用使其发生破碎化, 流体沿断裂进入内部所导致的^[30]。因此, 结合电磁反演的孔隙度分布特征, 本文的 DEM 数值模拟研究支持希库朗伊俯冲带“低速”海山的模型。

5 结论

(1) 海山俯冲改变了增生楔内部逆冲断层的应变分配, 形成的巨型分支断层沿海底面发生低角度、远距离逆冲推覆, 这一现象可以用来解释岩芯揭示的上盘脆性变形与下盘韧性变形的二元结构特征。

(2) 海山俯冲导致在增生楔内部应力分布的非均质性, 在其前缘形成较高的应力聚集区并形成双重构造特征的剪切带, 而在其后缘则形成应力阴影区。

(3) 海山俯冲前缘形成的双重构造剪切带有利于沉积物发生脱水和固结, 因此该区域并非富含流体的低地震波速区域。本文的模拟结果结合电磁

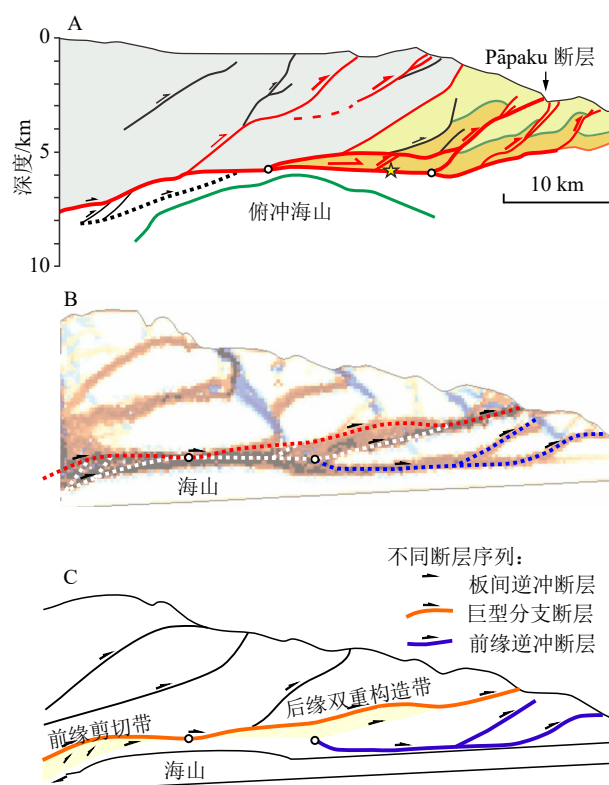


图 10 DEM 数值模拟结果与希库朗伊俯冲带构造剖面对比

A: 05CM-04 构造剖面图 (修改自文献^[17]), 深度放大 2 倍, B: 海山俯冲 DEM 模拟的应变分布, C: 与海山俯冲相关构造解析模型。

Fig.10 Comparison between DEM simulation results and structural profile in Hikurangi subduction zone

A: Structural interpretation of seismic profile 05CM-04 (modified from reference^[17]), B: strain derived from DEM simulation related to seamount subduction; C: structural model related to seamount subduction.

探测的证据支持希库朗伊俯冲带的“低速海山”俯冲模型。

致谢: 本文的数值计算是在南京大学高性能计算中心的计算集群上完成的, 数值模拟实验使用东华理工大学李长圣博士研发的离散元数值模拟软件完成。文中采用的应变计算代码修改自莱斯顿大学 Julia K Morgan 和 Thomas Fournier 脚本, 在此表示感谢。

参考文献 (References)

- [1] Cloos M. Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities: a physical model for seismic rupture [J]. *Geology*, 1992, 20 (7): 601-604.
- [2] Scholz C H, Small C. The effect of seamount subduction on seismic coupling [J]. *Geology*, 1997, 25 (6): 487-490.

- [3] Dominguez S, Lallemand S E, Malavieille J, et al. Upper plate deformation associated with seamount subduction [J]. *Tectonophysics*, 1998, 293 (3-4): 207-224.
- [4] Wang K L, Bilek S L. Do subducting seamounts generate or stop large earthquakes? [J]. *Geology*, 2011, 39 (9): 819-822.
- [5] Tao J L, Dai L M, Lou D, et al. Accretion of oceanic plateaus at continental margins: numerical modeling [J]. *Gondwana Research*, 2020, 81: 390-402.
- [6] Dai L M, Wang L L, Lou D, et al. Slab rollback versus delamination: contrasting fates of flat - slab subduction and implications for South China evolution in the Mesozoic [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2020, 125 (4): e2019JB019164.
- [7] Wang L L, Dai L M, Gong W, et al. Subduction initiation at the Solomon back-arc basin: Contributions from both island arc rheological strength and oceanic plateau collision [J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 49 (3): e2021GL093369.
- [8] Dominguez S, Malavieille J, Lallemand S E. Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction: insights from sandbox experiments [J]. *Tectonics*, 2000, 19 (1): 182-196.
- [9] Liu X, Dai L M, Li S Z, et al. When plateau meets subduction zone: a review of numerical models [J]. *Earth-Science Reviews*, 2021, 215: 103556.
- [10] Baba T, Hori T, Hirano S, et al. Deformation of a seamount subducting beneath an accretionary prism: constraints from numerical simulation [J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28 (9): 1827-1830.
- [11] Bangs N L B, Gulick S P S, Shipley T H. Seamount subduction erosion in the Nankai Trough and its potential impact on the seismogenic zone [J]. *Geology*, 2006, 34 (8): 701-704.
- [12] Strasser M, Moore G F, Kimura G, et al. Origin and evolution of a splay fault in the Nankai accretionary wedge [J]. *Nature Geoscience*, 2009, 2 (9): 648-652.
- [13] Cole J W, Lewis K B. Evolution of the Taupo-Hikurangi subduction system [J]. *Tectonophysics*, 1981, 72 (1-2): 1-21.
- [14] Davy B, Hoernle K, Werner R. Hikurangi Plateau: crustal structure, rifted formation, and Gondwana subduction history [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9 (7): Q07004.
- [15] Lewis K B. The 1500-km-long Hikurangi Channel: trench-axis channel that escapes its trench, crosses a plateau, and feeds a fan drift [J]. *Geo-Marine Letters*, 1994, 14 (1): 19-28.
- [16] Taylor B. The single largest oceanic plateau: Ontong Java-Manihiki-Hikurangi [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 241 (3-4): 372-380.
- [17] Barnes P M, Wallace L M, Saffer D M, et al. Slow slip source characterized by lithological and geometric heterogeneity [J]. *Science Advances*, 2020, 6 (13): eaay3314.
- [18] Barnes P M, Lamarche G, Bialas J, et al. Tectonic and geological framework for gas hydrates and cold seeps on the Hikurangi subduction margin, New Zealand [J]. *Marine Geology*, 2010, 272 (1-4): 26-48.
- [19] Collot J Y, Lewis K, Lamarche G, et al. The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: result of oblique seamount subduction [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2001, 106 (B9): 19271-19297.
- [20] Lewis K B, Collot J Y, Lallemand S E. The dammed Hikurangi Trough: a channel - fed trench blocked by subducting seamounts and their wake avalanches (New Zealand-France GeodyNZ Project) [J]. *Basin Research*, 1998, 10 (4): 441-468.
- [21] Lewis K B, Lallemand S E, Carter L. Collapse in a Quaternary shelf basin off East Cape, New Zealand: evidence for passage of a subducted seamount inboard of the Ruatoria giant avalanche [J]. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 2004, 47 (3): 415-429.
- [22] Wallace L M, Beavan J, Bannister S, et al. Simultaneous long - term and short - term slow slip events at the Hikurangi subduction margin, New Zealand: implications for processes that control slow slip event occurrence, duration, and migration [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2012, 117 (B11): B11402.
- [23] Wang K L, Bilek S L. Invited review paper: fault creep caused by subduction of rough seafloor relief [J]. *Tectonophysics*, 2014, 610: 1-24.
- [24] Barker D H N, Henrys S, Caratori Tontini F, et al. Geophysical constraints on the relationship between seamount subduction, slow slip, and tremor at the north Hikurangi subduction zone, New Zealand [J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45 (23): 12804-12813.
- [25] Bassett D, Watts A B. Gravity anomalies, crustal structure, and seismicity at subduction zones: 1. Seafloor roughness and subducting relief [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2015, 16 (5): 1508-1540.
- [26] Bell R, Holden C, Power W, et al. Hikurangi margin tsunami earthquake generated by slow seismic rupture over a subducted seamount [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 397: 1-9.
- [27] Sun T H Z, Saffer D, Ellis S. Mechanical and hydrological effects of seamount subduction on megathrust stress and slip [J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13 (3): 249-255.
- [28] Wallace L M, Beavan J, McCaffrey R, et al. Subduction zone coupling and tectonic block rotations in the North Island, New Zealand [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004, 109 (B12): B12406.
- [29] Wallace L M, Webb S C, Ito Y, et al. Slow slip near the trench at the Hikurangi subduction zone, New Zealand [J]. *Science*, 2016, 352 (6286): 701-704.
- [30] Chesley C, Naif S, Key K, et al. Fluid-rich subducting topography generates anomalous forearc porosity [J]. *Nature*, 2021, 595 (7866): 255-260.
- [31] Fagereng Å, Savage H M, Morgan J K, et al. Mixed deformation styles observed on a shallow subduction thrust, Hikurangi margin, New Zealand [J]. *Geology*, 2019, 47 (9): 872-876.
- [32] Gray M, Bell R E, Morgan J V, et al. Imaging the shallow subsurface structure of the North Hikurangi Subduction Zone, New Zealand, using 2 - D full - waveform inversion [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, 124 (8): 9049-9074.
- [33] Wallace L M, Saffer D M, Barnes P M, et al. Hikurangi subduction margin coring, logging, and observatories [J]. *Proceedings of the International Ocean Discovery Program*, 2019: 372B/375.
- [34] Arai R, Kodaira S, Henrys S, et al. Three - dimensional P wave velocity structure of the Northern Hikurangi margin from the NZ3D experi-

- ment: evidence for fault - bound anisotropy [J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 2020, 125 (12): e2020JB020433.
- [35] Cundall P A, Strack O D L. A discrete numerical model for granular assemblies [J]. *Géotechnique*, 1979, 29 (1): 47-65.
- [36] Morgan J K. Effects of cohesion on the structural and mechanical evolution of fold and thrust belts and contractional wedges: discrete element simulations [J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 2015, 120 (5): 3870-3896.
- [37] Mortimer N, Parkinson D. Hikurangi Plateau: a cretaceous large igneous province in the Southwest Pacific Ocean [J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 1996, 101 (B1): 687-696.
- [38] Barker D H N, Sutherland R, Henrys S, et al. Geometry of the Hikurangi subduction thrust and upper plate, North Island, New Zealand [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2009, 10 (2): Q02007.
- [39] Dutilleul J, Bourlange S, Géraud Y. Porosity and compaction state at the active Pāpaku thrust fault in the frontal accretionary wedge of the North Hikurangi margin [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2021, 22 (10): e2020GC009325.
- [40] Savage H M, Shreedharan S, Fagereng Å, et al. Asymmetric brittle deformation at the Pāpaku Fault, Hikurangi Subduction Margin, NZ, IODP expedition 375 [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2021, 22 (8): e2021GC009662.
- [41] Dean S L, Morgan J K, Fournier T. Geometries of frontal fold and thrust belts: Insights from discrete element simulations [J]. *Journal of Structural Geology*, 2013, 53: 43-53.
- [42] Ellis S, Schreurs G, Panien M. Comparisons between analogue and numerical models of thrust wedge development [J]. *Journal of Structural Geology*, 2004, 26 (9): 1659-1675.
- [43] Hardy S, McClay K, Muñoz J A. Deformation and fault activity in space and time in high-resolution numerical models of doubly vergent thrust wedges [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2009, 26 (2): 232-248.
- [44] Morgan J K, Bangs N L. Recognizing seamount-forearc collisions at accretionary margins: Insights from discrete numerical simulations [J]. *Geology*, 2017, 45 (7): 635-638.
- [45] Saffer D M, Underwood M B, McKiernan A W. Evaluation of factors controlling smectite transformation and fluid production in subduction zones: application to the Nankai Trough [J]. *Island Arc*, 2008, 17 (2): 208-230.
- [46] Bell R, Sutherland R, Barker D H N, et al. Seismic reflection character of the Hikurangi subduction interface, New Zealand, in the region of repeated Gisborne slow slip events [J]. *Geophysical Journal International*, 2010, 180 (1): 34-48.
- [47] Watson S J, Mountjoy J J, Barnes P M, et al. Focused fluid seepage related to variations in accretionary wedge structure, Hikurangi margin, New Zealand [J]. *Geology*, 2020, 48 (1): 56-61.
- [48] Dahlen F A, Barr T D. Brittle frictional mountain building: 1. deformation and mechanical energy budget [J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 1989, 94 (B4): 3906-3922.
- [49] Moore G F, Bangs N L, Taira A, et al. Three-dimensional splay fault geometry and implications for tsunami generation [J]. *Science*, 2007, 318 (5853): 1128-1131.
- [50] Doser D I, Webb T H. Source parameters of large historical (1917-1961) earthquakes, North Island, New Zealand [J]. *Geophysical Journal International*, 2003, 152 (3): 795-832.
- [51] Kimura G, Moore G F, Strasser M, et al. Spatial and temporal evolution of the megasplay fault in the Nankai Trough [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2011, 12 (3): Q0A008.
- [52] von Huene R, Miller J J, Klaeschen D, et al. A possible source mechanism of the 1946 Unimak Alaska far-field tsunami: Uplift of the mid-slope terrace above a splay fault zone [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 2016, 173 (12): 4189-4201.
- [53] von Huene R, Miller J J, Krabbenhoef A. The Alaska convergent margin backstop splay fault zone, a potential large tsunami generator between the frontal prism and continental framework [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2021, 22 (1): e2019GC008901.
- [54] Morgan J K, Solomon E A, Fagereng A, et al. Seafloor overthrusting causes ductile fault deformation and fault sealing along the Northern Hikurangi Margin [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2022, 593: 117651.
- [55] Calvert A J. Seismic reflection imaging of two megathrust shear zones in the northern Cascadia subduction zone [J]. *Nature*, 2004, 428 (6979): 163-167.
- [56] Nedimović M R, Hyndman R D, Ramachandran K, et al. Reflection signature of seismic and aseismic slip on the northern Cascadia subduction interface [J]. *Nature*, 2003, 424 (6947): 416-420.