中国科学: 地球科学 2025 年 第 55 卷 第 1 期: 255 ~ 271
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

卡罗琳板块在穆绍海沟的拓展型俯冲起始

李春峰[1,2*], 邓永康[1], 吴涛[1], 董冬冬[3], 张国良[3], 张佳政[4], 刘宇涛[1,5], 李亚清[1], 唐富贵[1], 章露露[1]

1. 浙江大学海洋科学系, 舟山 316021
2. 崂山实验室, 海洋矿产资源实验室, 青岛 266237
3. 中国科学院海洋研究所, 中国科学院海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071
4. 中国科学院南海海洋研究所, 中国科学院边缘海与大洋地质重点实验室, 广州 510301
5. 中国科学院软件研究所, 综合信息系统科技重点实验室, 北京 100190
* 通讯作者, E-mail: cfli@zju.edu.cn

收稿日期: 2024-06-11; 收修改稿日期: 2024-09-22; 接受日期: 2024-10-15; 网络版发表日期: 2024-11-22
国家重点研发计划项目(2023YFF0803400、2023YFF0803404)、国家自然科学基金项目(91858213)、海南省自然科学基金项目(421CXTD441)、舟山市科技局项目(2020C81058)和国家自然科学基金委船时共享项目开放航次NORC2020-581(41949581)资助

摘要 穆绍海沟获得的新地震成像证实, 海洋板块边界的水平压缩作用在年轻且较弱的海洋板块内部可诱发形成海沟, 并且年轻板块诞生后不久就开始向古老板块之下俯冲. 虽然板块边界两侧存在显著的年龄差异和先存薄弱带, 但在水平挤压和垂直重力牵引的共同作用下, 中生代太平洋板块依然难以挠曲. 在经过长时间的海沟迁移之后, 或经历初始挤压过渡到海沟俯冲发育的漫长过程之后, 穆绍海沟北端的卡罗琳海板块才逐渐开始挠曲. 两条平行地震剖面中, 显著不同的海沟变形和沉积增生现象表明了穆绍海沟的俯冲迁移或显著的沿海沟的纵向不连续性, 这可以用卡罗琳板块的逆时针旋转来解释从俯冲到非俯冲的快速转变. 在俯冲启动前, 微小的增生楔可能就已经形成, 这表明穆绍海沟已经经历了强烈的压缩和隆起. 目前穆绍海沟的地震活动相对平静, 并且其东侧的莱拉海槽显示出伸展松弛, 表明目前卡罗琳板块的旋转已经停止.

关键词 穆绍海沟, 俯冲起始, 地震反射, 卡罗琳板块

1 前言

俯冲起始有两种端元模型, 即自发俯冲和诱发俯冲(如Stern, 2004; Zhou和Wada, 2021; 李忠海等, 2023; Tong等, 2024). 在自发俯冲起始的情况下, 老海洋板块的负浮力作用使板片下沉, 如在伊豆-小笠原-马里亚纳海沟(Arculus等, 2015), 老的太平洋板块正在俯冲并引发弧后扩张. 在诱发俯冲模型中, 需要外部的水平力来克服两个相邻板块之间的阻力, 在这种情况下, 年轻和古老的板块都可能发生俯冲(如Zhong和Li, 2019; Arcay等, 2020; Cui和Li, 2024). 在新生的诱发俯冲起始带中, 新西兰南部约1600km长的麦格里海脊复合体是目前研究程度最高的区域之一, 它位于右旋挤压型太平洋-澳大利亚板块边界上(Collot等, 1995;

中文引用格式: 李春峰, 邓永康, 吴涛, 董冬冬, 张国良, 张佳政, 刘宇涛, 李亚清, 唐富贵, 章露露. 2025. 卡罗琳板块在穆绍海沟的拓展型俯冲起始. 中国科学: 地球科学, 55(1): 255–271, doi: 10.1360/N072024-0168
英文引用格式: Li C F, Deng Y, Wu T, Dong D, Zhang G, Zhang J, Liu Y, Li Y, Tang F, Zhang L. 2025. Propagating subduction initiation of the Caroline Plate at the Mussau Trench. Science China Earth Sciences, 68(1): 253–269, https://doi.org/10.1007/s11430-024-1442-8

© 2024 《中国科学》杂志社

Gurnis等, 2019; Lamarche和Lebrun, 2000; Massell等, 2000; Meckel等, 2003, 2005; Shuck等, 2021, 2022), 展示了诱发俯冲起始不同阶段中多样的变形样式(Ruff等, 1989; Lebrun等, 2003).

西太平洋可能是研究不同俯冲起始过程的最佳地点, 这些过程对地球的动态演化和多圈层循环至关重要(Arculus等, 2015; Stern和Gerya, 2018; Lallemand和Arcay, 2021; Shuck等, 2022). 传统观点认为, 年龄较大且密度较高的板块应当在海洋转换断层的俯冲起始过程中演变为下沉板块, 但西太平洋见证了多个年轻板块俯冲于老板块之下的实际案例, 如马尼拉海沟(李春峰等, 2007; Eakin等, 2015)、穆绍海沟(如Zhang等, 2023; Lallemand和Arcay, 2021)、霍尔特海沟(Meckel等, 2003, 2005)和加瓜海脊(Deschamps等, 1998, 2000; Deschamps和Lallemand, 2002; 李春峰等, 2007). 在马尼拉和霍尔特海沟, 俯冲是在下沉板块仍然非常年轻且因此较弱时开始的(Yang等, 1995, 1996; Yumul Jr.等, 2003; Meckel等, 2005). 加瓜海脊也形成于中始新世短暂的西菲律宾海盆(板块年龄: 古新世-渐新世)向花东盆地(板块年龄: 白垩纪)的西向俯冲事件(Deschamps等, 1998, 2000; Deschamps和Lallemand, 2002). 这些提到的西太平洋初生俯冲带具有许多共同特征: 它们都在俯冲海洋岩石圈年轻且较弱时经历了诱发俯冲起始, 且海沟的形成需要预先存在的薄弱带, 但最终的俯冲可能并不完全与预先存在的薄弱带一致, 而是位于年轻且较弱的板块内(Collot等, 1995; Shuck等, 2021, 2022). 最新的数值模拟也表明, 这种年轻板块俯冲于老板块之下的情景可以发生在并不太弱的转换断层上, 而在挤压条件下, 塑性变形更容易集中于较薄且较弱的板块内(Zhang L等, 2021).

然而, 在实际地质案例中, 年轻且具有更高浮力的板块如何开始俯冲, 以及一旦俯冲开始, 是否以及如何能够长期存在或演变成自持阶段, 仍然是个难解的问题. 在上述所有年轻板块俯冲起始的案例中, 只有马尼拉和普伊斯哥俯冲被认为持续了足够长的时间(约1500万年; Yumul Jr.等, 2003; Lebrun等, 2003; Gurnis等, 2019; Shuck等, 2021, 2022). 但马尼拉俯冲显然是被动的, 并且尚未达到自持的状态(Gurnis等, 2004), 并且是吕宋岛弧和菲律宾海板块向西的主动运动促使了这一俯冲. 现在, 俯冲可能仅在更成熟的普伊斯哥北缘接近自持状态, 但这里俯冲海洋岩石圈与上覆减薄的大陆岩石圈之间的密度差异可能有助于维持俯冲(Gurnis等, 2019; Shuck等, 2021).

通过研究位于渐新世卡罗琳板块和中生代太平洋板块边界附近的穆绍海沟(Weissel和Anderson, 1978; Hegarty等, 1983; Seton等, 2012)(图1和2; 表1), 我们可以更好地了解年轻板块俯冲起始. 穆绍系统显示出一些初生俯冲的特征, 但目前仍然了解甚少. 渐新世的卡罗琳板块的居里等温面远比太平洋板块的浅(图1b; Li等, 2017), 表明卡罗琳板块比西太平洋板块年轻得多且具有更高的浮力. 穆绍海沟两侧的这种巨大年龄差异似乎使现有的年轻板块俯冲起始模型陷入争议. 俯冲是什么时候、如何开始的? 俯冲是否仍然活跃? 是穆绍海沟还是其东侧的莱拉海槽(图1和图2)代表了真正的卡罗琳-太平洋边界? 莱拉海槽的基底与海床几乎平坦, 水深至少比周围地块深约600m. 如果板块边界位于穆绍海沟, 年轻且更具浮力的板块如何能够在年龄差异超过100Ma年的情况下向更老的板块俯冲?

2 数据和方法

2.1 多波束海底地形图

2020年, 我们在穆绍海沟进行了总长约760km的多波束海底地形测量, 使用了“海洋20号”科考船上的Reson SeaBat 7150多波束测深系统. 该研究船配备了船体姿态传感器单元(IXSEA Octans), 用于测量船体姿态参数, 包括横摇和纵摇. 我们使用Caris软件(www.teledynecaris.com)实时进行姿态校正, 以提高水深测量的准确性. 船舶的吃水值也被输入到采集系统中用于计算水深. 用CTD测量的海水声速剖面进行声速校正. 用QPS QIMERA地形处理软件(qps.nl)进行二次三维表面处理, 以去除不一致的网格点. 最终生成了分辨率为80mm的地形网格(图2a). 此外, 我们还在2021年补充了两条总长度为540km的多波束测量.

2.2 地震数据采集和处理

在2021年, 利用中国科学院海洋研究所的“科学号”科考船, 我们从卡罗琳盆地到太平洋板块实施了两条多道地震反射剖面(ZJUA和ZJUB)的调查(图1和2; 表2), 总长度为540km, 位于穆绍海沟的北端附近, 这里预计可以观察到从非俯冲到初始俯冲的过渡.

我们采用了叠前综合去噪技术降低原始数据的噪

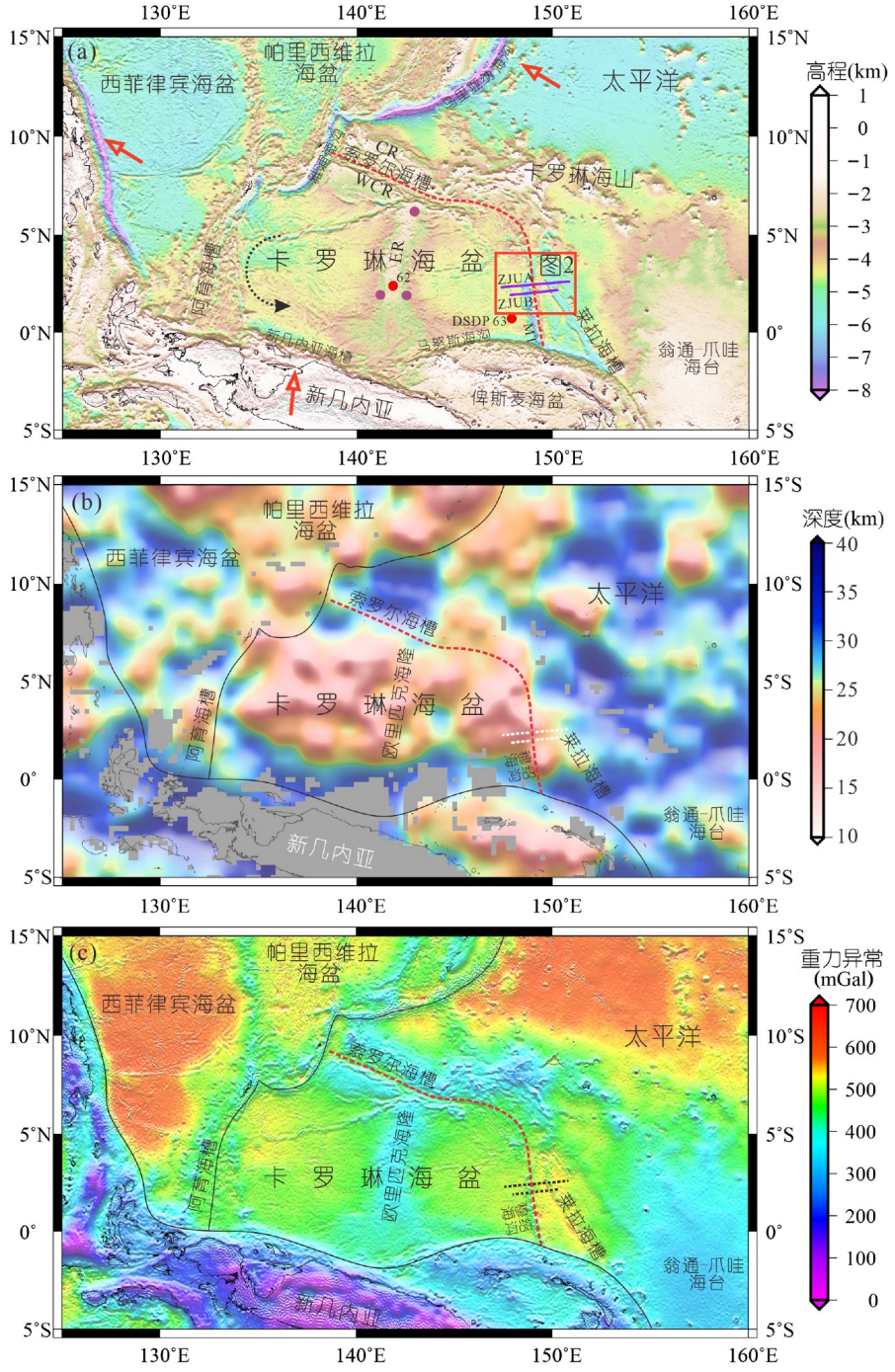

图 1　卡罗琳板块及其周围区域地球物理图

(a) 卡罗琳海及其周边地区的区域海底地形, 数据来自ETOPO1(Amante和Eakins, 2009). MT, 穆绍海沟; CR, 卡罗琳海脊; WCR, 西卡罗琳海脊; ER, 欧里匹克海隆. 红色虚线标出了太平洋板块和卡罗琳板块的边界. 两条紫色线标示了本研究的两条多道反射地震剖面ZJUA和ZJUB的位置. 紫色点为国际大洋发现计划(IODP)第363航次的钻探站点(Rosenthal等, 2017), 红色点为深海钻探计划(DSDP)第7航次的钻探站点(Winterer等, 1969). 黑色弯箭头表示卡罗琳板块的逆时针旋转(Weissel和Anderson, 1978; Hegarty和Weissel, 1988; Kim等, 2009), Weissel和Anderson (1978)粗略估计了卡罗琳-太平洋相对运动的极点位于13°N、144°E, 旋转速率为7°/10Ma. 红色方框标出了图2的位置. (b) 区域居里点深度图, 显示了卡罗琳板块和西太平洋之间的差异, 数据来自Li等(2017). 从居里深度的角度来看卡罗琳板块明显比太平洋板块更热. 红色箭头显示了板块运动方向. (c) 区域布格重力异常图, 数据来自WGM2012(Bonvalot等, 2012)和Zhou等(2020)

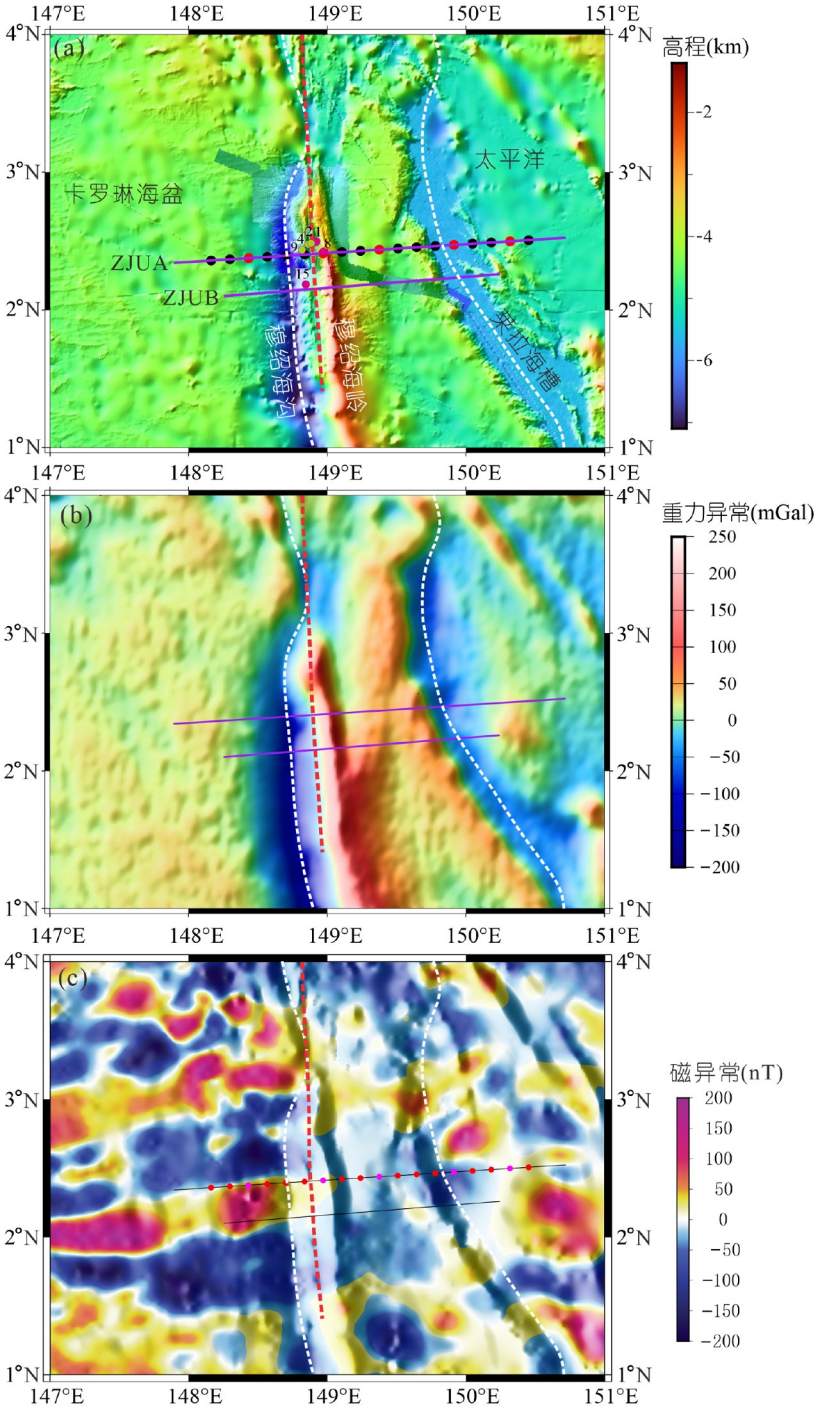

图 2　穆绍海沟及其邻区地球物理图

(a) 叠加在穆绍海沟ETOPO1数据上的多波束海底地形图(中央). 两条紫色线标示了本研究中的两条多道地震反射剖面ZJUA和ZJUB的位置. ZJUA线上标记的点为调查中布设的主动源海底地震仪(OBS)位置(红色标记表示丢失的OBS). 红色虚线标出了穆绍海沟形成前太平洋板块和卡罗琳板块之间的原始边界(在穆绍海脊内的一个脊间谷地中), 此边界基于磁异常、海底地形和岩石地球化学的综合解释. 白色虚线分别标记了穆绍海沟和莱拉海槽的走向. 数字标注的小圆点表示电视抓斗的采样点(表1; Zhang等, 2023). (b) 自由空气重力异常图. 数据来自WGM2012(Bonvalot等, 2012). (c) 磁异常图, 显示了卡罗琳板块和太平洋板块之间的磁性差异. 数据来自2′地球磁异常网格(EMAG2; Maus等, 2009)

表 1　穆绍海沟/海脊中TV抓斗采样的位置

采样点	经度	纬度	岩石类型
TVG-1	148°55′11.24″E	2°30′31.03″N	玄武岩
TVG-2	148°52′44.55″E	2°29′38.73″N	变质蛇纹石和变质岩, 两块玄武岩
TVG-4	148°51′44.28″E	2°29′13.71″N	变质蛇纹石, 一些玄武岩
TVG-8	148°58′26.09″E	2°25′53.77″N	玄武岩
TVG-9	148°48′38″E	2°26′40.70″N	变质蛇纹石和变质岩, 一块玄武岩
TVG-15	148°50′21.22″E	2°11′12.54″N	玄武岩

表 2　地震测线的采集参数

参数(单位)	数值
电缆长度(m)	2335
记录长度(s)	12
道数	168
采样率(ms)	2
接收器间距(m)	12.5
炮点间距(m)	50.0
气枪容量($inch^3$)	1680
气枪深度(m)	8
缆深(m)	10

声, 同时尽可能保护有效的地震信息. 我们使用了多域组合去多次波方法来平衡中到大深度的分辨率和成像质量, 包括高分辨率防假频T-P去多次、炮域波动方程模拟、多道共偏移距自适应预测反褶积组合去多次波等方法. 为了补偿原始数据的能量, 应用了球面扩散补偿、时间梯度补偿和共偏移距域统计能量补偿. 最后使用GeoDepth(www.paradigm.com)软件进行了二维弯曲射线叠前时间偏移, 并优化了速度分析的测线间距.

2.3　时间-深度转换

我们参考了位于卡罗琳盆地穆绍海沟附近的深海钻探计划(DSDP)第63号站位(0°50.16′N, 147°53.25′E; Winterer等, 1969; The Shipboard Scientific Party, 1971; 图1、3和4)的沉积物速度数据. DSDP63号站位报告中提出了一个针对三个深度区间的反射时间-深度表, 但我们发现其可能高估了速度, 因为563m的底部深度只对应0.55s的反射时间, 低于其反射地震数据记录的0.60s的基底走时(The Shipboard Scientific Party, 1971; Kroenke等, 1971). 为了便于时间-深度转换, 我们对DSDP63号站点的沉积物声速离散测量值进行线性重新插值, 并构建了双程走时与深度之间的连续二次关系, 用以最佳拟合观测数据(图3). 尽管存在大深度区间的速度测量缺失情况, 我们发现这一二次方程可以合理预测DSDP63号站点的深度. 预测的DSDP63号站点的底部深度为520m, 略低于钻探确定的563m深度.

2.4　地震层序

地震序列的解释和主要序列边界的划分参考了DSDP63站点的速度-深度关系(The Shipboard Scientific Party, 1971)以及我们将双程走时与深度拟合得到的二次方程(图3). 由于DSDP63站点距离我们的调查线仍然相当远(约145km), 因此对测线的地震层序解释可能不够准确. 然而, 我们仍然可以对地震相、沉积速率和沉积相边界进行粗略评估, 这对理解穆绍海沟的演化至关重要. 虽然沉积物大多是碳酸盐岩, 但早中新世和中中新世以后的沉积物显示出更强的地震反射, 表明岩性变化更为剧烈(图4). 沉积速率随时间显著变化, 平均沉积速率约为16.67m/Ma. 此外, 从最小二乘拟合看, 沉积速率可以细分为两个主要线性区间: ~33到~19Ma, 平均沉积速率约为25.0m/Myr; 而从约19Ma到现在, 平均沉积速率降至约11.8m/Myr(图4).

3　穆绍俯冲带的结构

穆绍沟-脊系统位于卡罗琳盆地的欧里匹克海隆与西太平洋的翁通-爪哇海台之间(图1). 在海底地形图上(图2a), 穆绍海脊显示出一个线性的脊内谷, 我们将其解释为卡罗琳板块与太平洋板块之间的边界. 尽管东卡罗琳盆地与穆绍海脊和莱拉盆地之间区间的地震反射类似(图5; Hegarty等, 1983), 磁异常明显表明穆绍

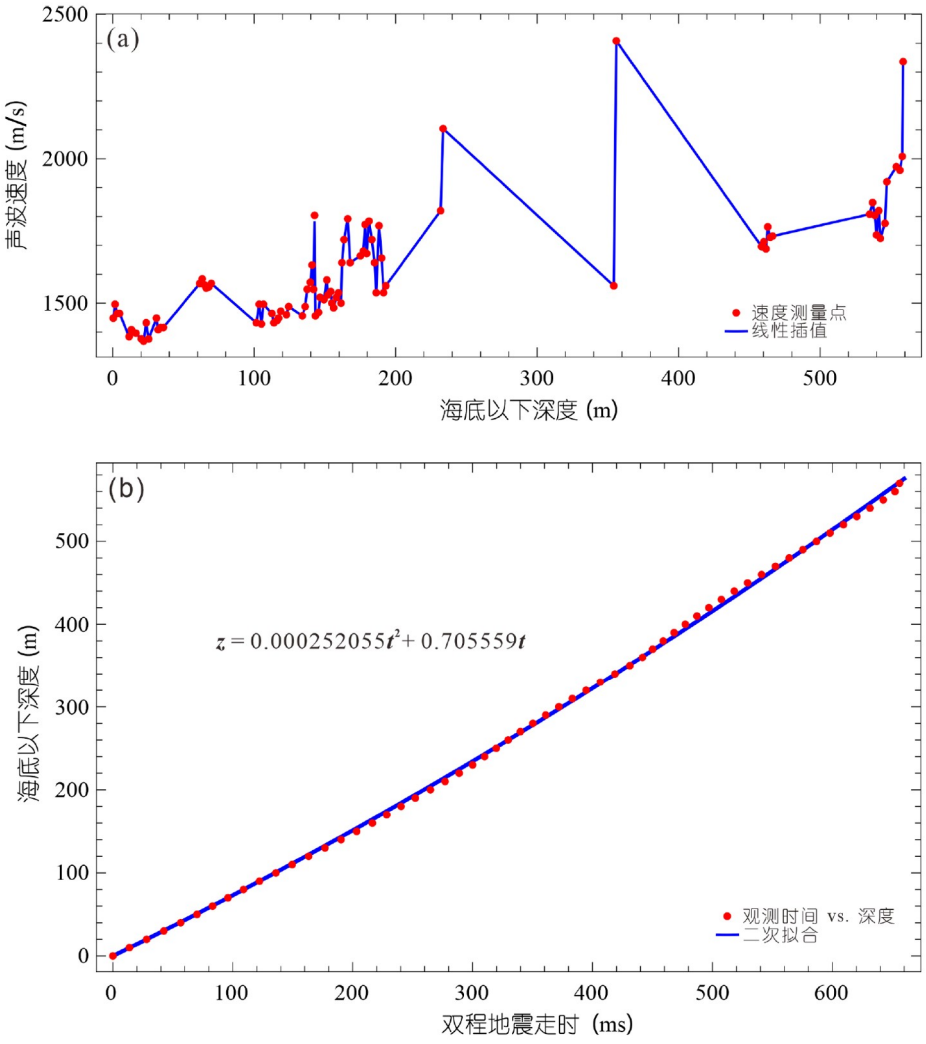

图 3　根据DSDP63站位确定的双程地震走时与海底以下的深度关系

(a) DSDP63号站点的声速测量数据(The Shipboard Scientific Party, 1971)以及不同海底深度(DBSF, z)处的线性插值. (b) 海底深度(DBSF)与双程走时(TWTT, t)的配对数据(由(a)自海床开始计算)及其二次拟合结果

海脊两侧的岩石圈并不相同(图2c). 卡罗琳盆地中的东西向磁条带没有进一步向东穿过这一边界(图2c). 脊内谷不可能是古老的卡罗琳盆地内的转换断层. 而如果卡罗琳板块和太平洋板块之间的边界是莱拉盆地(Hegarty等, 1983), 那么需要洋中脊的远距离位错和高度不对称的扩展来解释穆绍海沟和莱拉盆地之间的三角形块体, 这些在地质上都是不太可能发生的.

由于穆绍海脊的局部挤压抬升以及莱拉海槽两侧的隆起和岩浆活动, 在我们调查的两个地震剖面上, 卡罗琳盆地的水深比穆绍海脊和莱拉海槽之间的区域更大(图5). 但是穆绍海沟和莱拉海槽之间区块的平均水深远比卡罗琳板块的大, 而与未受海山或高原的影响的典型的西太平洋板块的水深接近(图1a). 居里深度也表明, 穆绍海脊和莱拉海槽之间的区块比卡罗琳板块更冷(图1b). 尽管卡罗琳板块的水深在局部看起来类似于莱拉海槽以东的水深, 但翁通-爪哇海台的大规模岩浆活动肯定影响了莱拉海槽以东的区域. 在没有详细取样的情况下, 不能确定穆绍海脊和莱拉海槽之间的区块属于古太平洋板块. 但更多的事实表明, 穆绍海脊脊内谷(图2、5、6)两侧的两个区块(西侧的卡罗琳板块、东侧的穆绍海脊与莱拉海槽之间的区块)起源不同, 我们认为脊内谷不可能是古卡罗琳板块内

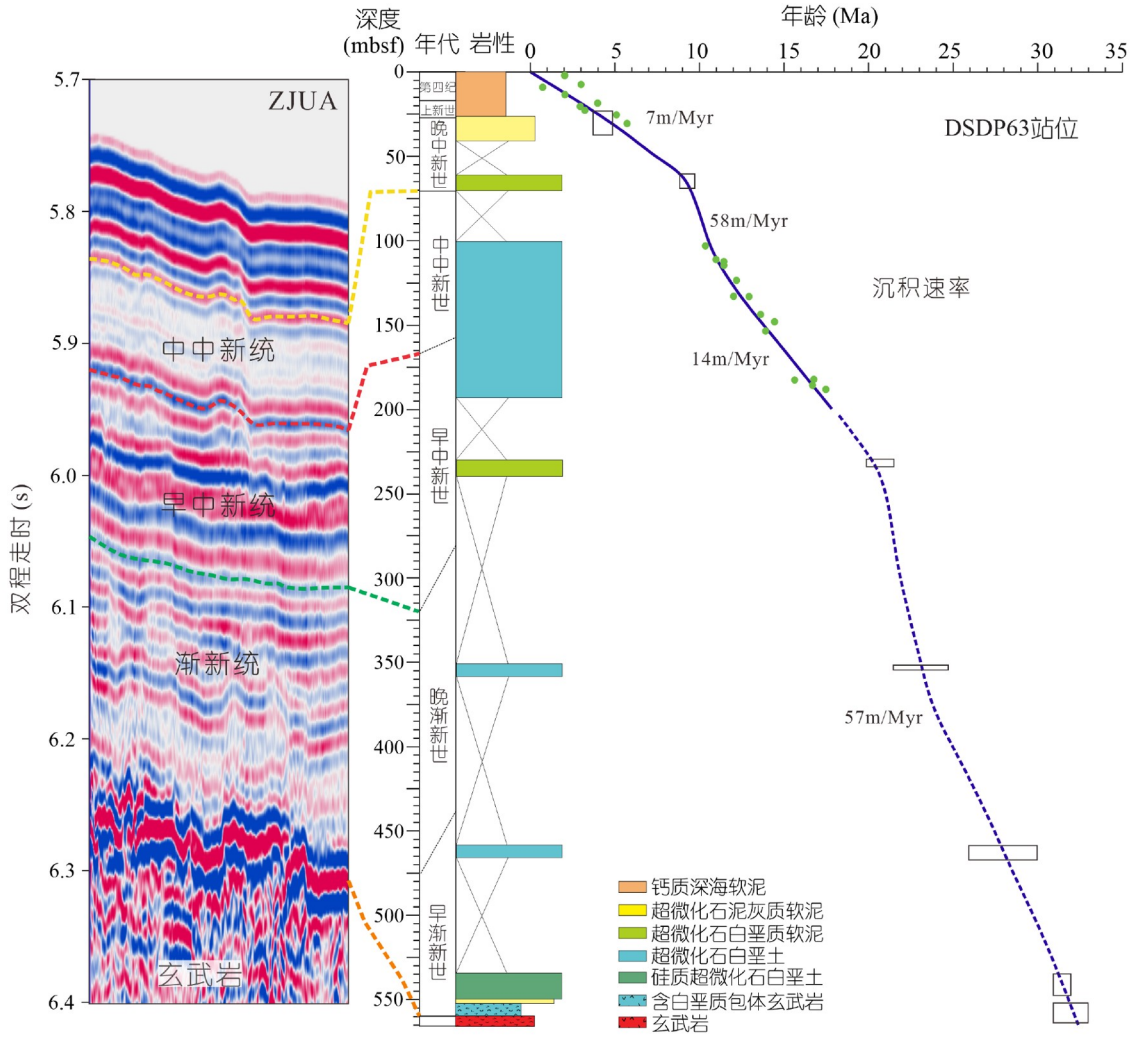

图 4　卡罗琳盆地内DSDP63站位处的岩石层序与ZJUA测线上的地震相和层位进行校准

不同颜色的虚线标出了地震序列边界及其与DSDP63站位岩石层序的相关性. TWTT=双程地震走时. 右侧显示了最初估计的沉积速率(蓝色实线和虚线). 绿色点为估算年龄的样本位置. 黑色空心方块显示了相应深度区间(垂直长度)的年龄不确定性(水平长度). 钻探数据来自The Shipboard Scientific Party(1971)

的转换断层.

穆绍海沟和莱拉海槽向北汇合，并与位于卡罗琳脊内的索罗尔海槽相连. 索罗尔海槽具有伸展构造特征(Zhang Z等, 2021)，并表现出高布格重力异常(图1c). 穆绍海沟和索罗尔海槽共同构成了卡罗琳板块与太平洋板块之间的复杂边界区域. 向南延伸, 穆绍海沟的变形强度增加(Weissel和Anderson, 1978; Hegarty等, 1983), 水深加大, 负重力异常加剧(图2). 这种空间上的构造渐变使我们能够观察在过去不同阶段发生的初始俯冲过程.

4　穆绍海沟的构造变形

在时间偏移剖面上，两条剖面在穆绍海沟附近都显示出强烈的变形构造. 在弯折的卡罗琳板块内，交叉的强反射暗示与岩石圈挠曲有关的断层活动(图6). 可以大概追踪莫霍反射. 向东跨过海沟, 穆绍海脊的变形构造与西侧明显不同: 反射层强烈褶皱，且更加混乱，表明穆绍海沟和穆绍海脊之间的狭长地带受到了强烈的挤压作用，这一点得到航次电视抓斗采样得到的变质岩(变沉积岩、变玄武岩和角闪岩)以及蛇纹化

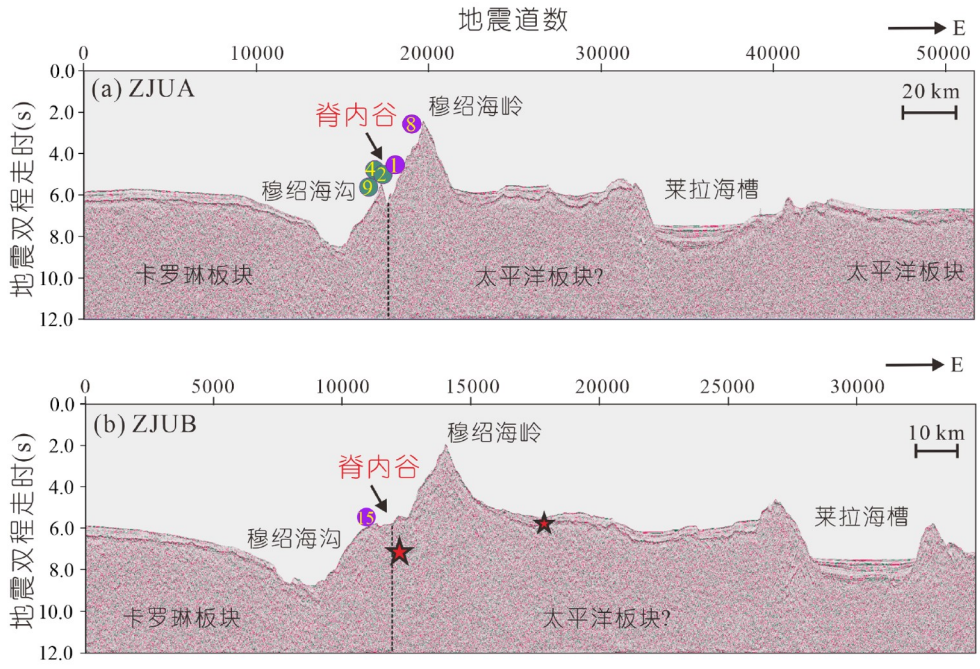

图 5　本研究调查的两条地震剖面

(a) 北侧的ZJUA剖面; (b) 南侧的ZJUB剖面. 红色星标显示了在ZJUB剖面上自1970年以来发生的两个地震(分别为1996年的M=4.4和2014年的M=3.7)(地震目录数据来自IRIS-国际地震研究所, http://ds.iris.edu/). 垂直的黑色虚线标记了本文解释的卡罗琳板块和太平洋板块之间边界(脊内谷). 标有数字的小点标记了电视抓斗的取样位置(表1)

的橄榄岩的进一步验证, 这些岩石都高度变形, 但在地球化学上与卡罗琳板块关系密切(图1; 表1). 而在地震剖面ZJUA上, 在上覆的太平洋板块一侧采样得到的岩石(TVG8和TVG1)均为玄武岩, 显示出很少的变质作用(图1; 表1), 没有任何样本显示出大陆或岛弧的特征(Zhang等, 2023). 这些岩石学证据进一步支持了穆绍海脊的脊内谷为卡罗琳板块与太平洋板块之间边界的推测(图2).

磁异常、脊内谷的存在以及地球化学特征都表明穆绍海沟在板块边界附近形成, 但位于卡罗琳板块内. 这表明该海沟的弱化和挠曲更容易发生在年轻的板块中, 这与在马尼拉海沟、霍尔特海沟和加瓜海脊的观察结果类似.

尽管两个地震剖面(ZJUA和ZJUB)之间的距离间隔较短(约26.5km), 但深海沟的变形样式差异显著. 北部的ZJUA剖面未显示出任何俯冲的迹象, 而是发育一个陡峭的海沟倾斜边界(图6a). 在弯折的卡罗琳板块内, 地震反射几乎垂直于该边界, 但在靠近这个倾斜边界的地方, 反射层也略微被向上拖拽. 而在该海沟倾斜边界以东的穆绍脊中, 靠近边界的地震反射几乎与该边界平行(图6a和7a). 垂直方向上的差异性运动十分明显, 狭长的穆绍脊地带显著上升. ZJUA测线上的正断层边界表明卡罗琳板块经历了一次强烈的挠曲阶段, 同时伴随着穆绍脊的抬升. 海沟可能从一个地堑演变而来, 而ZJUA和ZJUB两条测线的地震数据(图6)确实显示了由于板块挠曲, 在弯折的卡罗琳板块中存在地堑状结构.

在南部的ZJUB剖面上不存在这个海沟倾斜边界. 相反, 顶层基底反射层可以追溯到穆绍脊, 表明在这里俯冲已经开始(图6b、6c和图7b). 从地震图像中无法准确量化俯冲的距离, 但可能超过10km. 除了南端靠近马努斯海沟的区域外, 目前沿穆绍海沟的地震活动性较低(图8), 但南部地震活动的增加可能更多与马努斯海沟的变形有关. 在ZJUB剖面上确实发生了两次小规模事件, 其中一个(M_b=4.4, 1996年)发生在卡罗琳板块与太平洋板块之间的边界附近, 估计震源深度为3.5km(图5和6b). 此小地震的震源机制无法确定, 可能是由俯冲作用或板块边界附近的不稳定性引起的. 地震带的缺失表明穆绍海沟的俯冲作用可能已经不再活跃, 穆绍海沟的俯冲起始可能已中止.

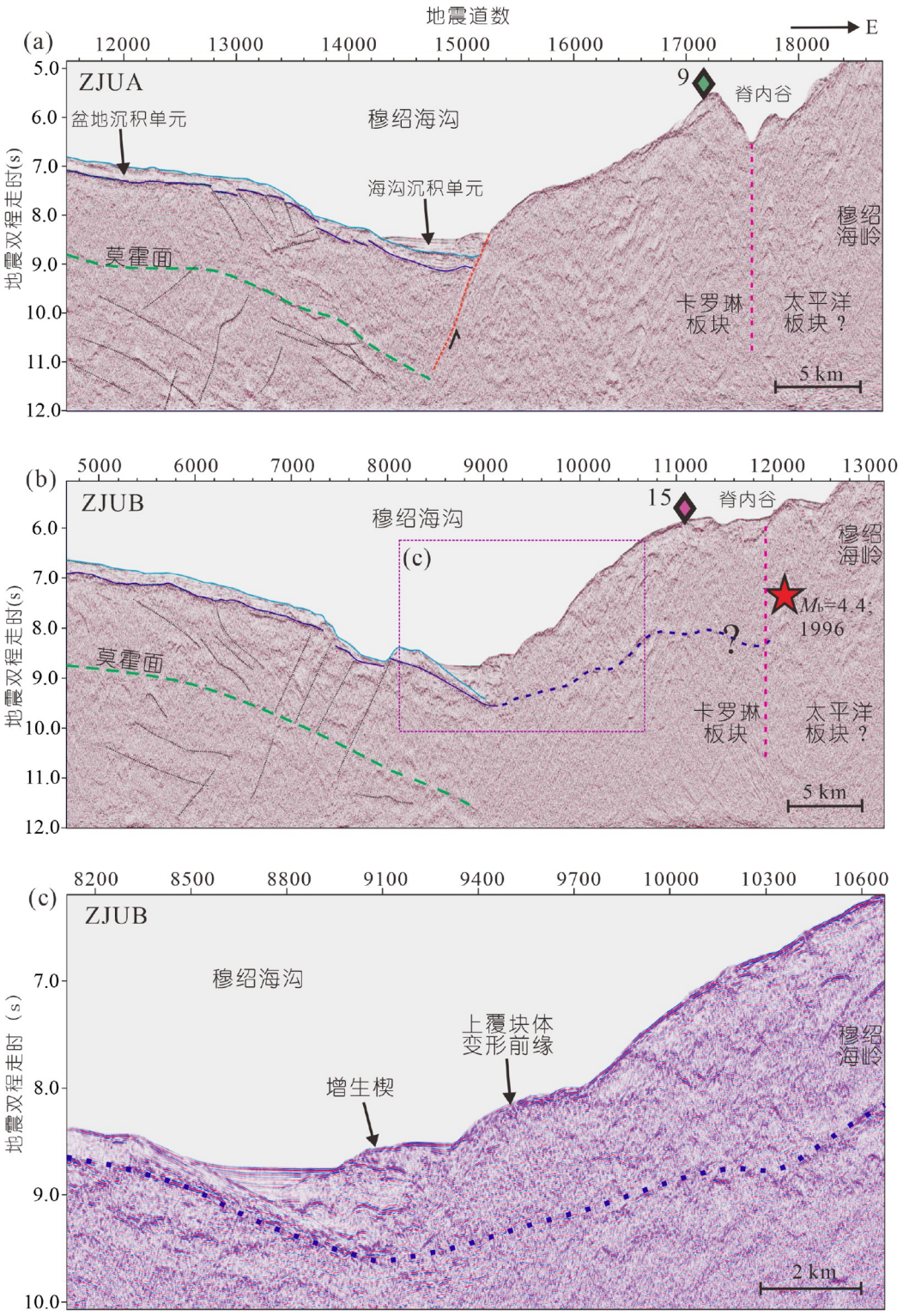

图 6　穆绍海沟的构造变形

(a) 时间偏移地震剖面ZJUA揭示的海沟剖面; (b) 时间偏移地震剖面ZJUB揭示的海沟剖面; (c)为剖面(b)的一部分放大图, 显示了更多俯冲结构的细节. 蓝色虚线标示了俯冲板块的沉积基底, 红星表示一次历史地震的震源位置, 编号的菱形标记了电视抓斗采样点的位置(见表1)

ZJUB剖面还显示了俯冲作用中上覆块体的尖端被强烈变形和抬升(图6c), 而这种现象在没有俯冲作用的ZJUA剖面上并不存在. 这个尖端最初应该是卡罗琳板块的一部分, 但其地震反射特征(褶皱、抬升和不连续的反射)与增生楔和穆绍脊内的特征不同.

在ZJUB剖面上, 这个尖端旁边是一个微型增生楔体, 最大宽度约为3km, 基于卡罗琳盆地内DSDP63号站点样本的声波速度测量(Winterer等, 1969; The Shipboard Scientific Party, 1971; 图1、3和4)估算的厚度可达800m(图6c). 在ZJUA剖面上也观察到了一个微型增生楔, 但比ZJUB剖面上的小, 最大宽度约为1.5km, 厚度约为370m(图7). ZJUA和ZJUB剖面之间增生楔规模的差异与前面观察到的ZJUB剖面上更成熟的俯冲相吻合. 在ZJUB剖面上, 卷入到较大增生楔中的海沟沉积物被更多地折叠和断裂(图7).

穆绍海沟附近DSDP63号站位的取芯(图4)可以帮助推断出两个地震剖面的地震地层. 岩芯岩石主要是白垩土、泥灰质软泥和钙质远洋黏土, 平均沉积速率约为16.67m/Myr. 最古老的沉积单元是早渐新世的超微化石泥灰质软泥. 根据地震反射层的接触关系, 可将穆绍海沟内的沉积序列分类为一个可以贯穿追踪至卡罗琳盆地的盆地沉积单元, 以及一个局限于穆绍海沟深处、仅在海沟形成后沉积的海沟沉积单元(图6和7). 在ZJUA剖面上, 海沟和盆地单元的最大保存厚度

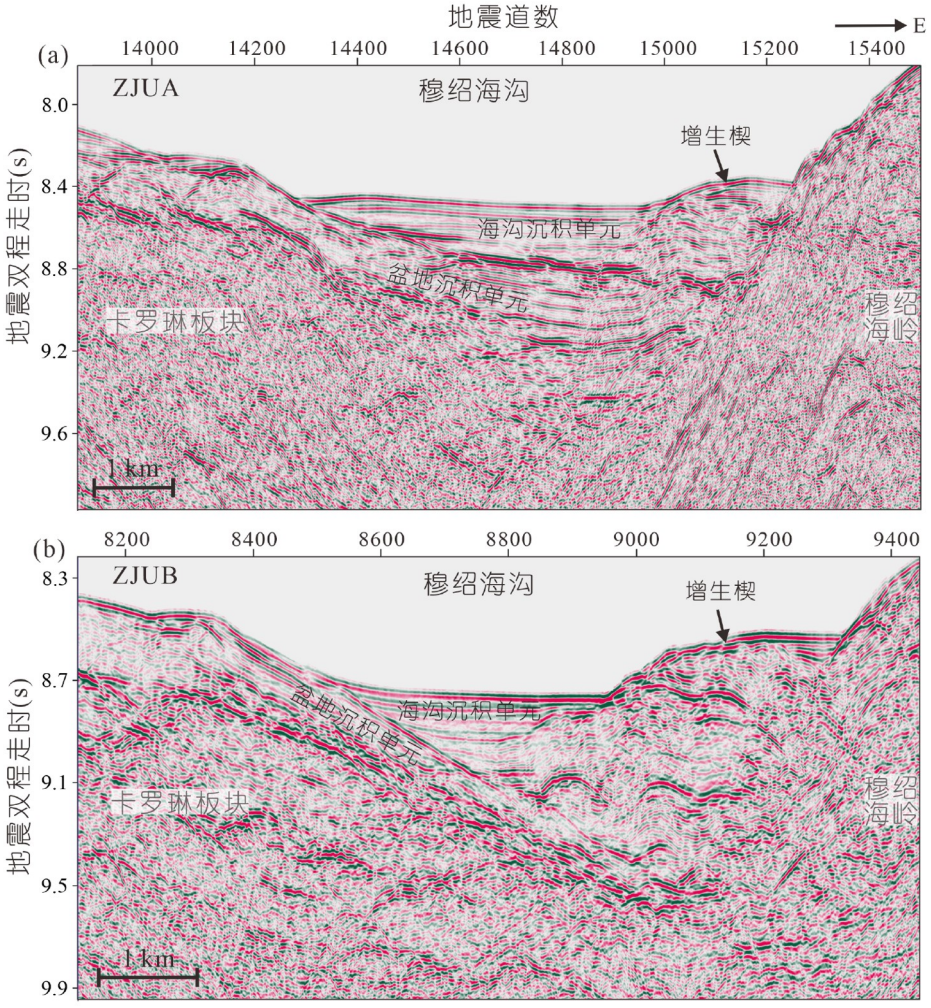

图 7　穆绍海沟中的微型增生楔

(a) 地震剖面ZJUA; (b) 地震剖面ZJUB

分别约为200和360m. 在ZJUB剖面上, 海沟和盆地单元的厚度分别约为310和350m. 这两个沉积单元的识别有助于限定海沟的形成时间.

5 讨论

5.1 初始俯冲的年龄限定

在海沟单元下方存在的盆地单元表明, 在我们地震调查区域内, 海沟的发育直到厚的盆地单元沉积完成后才开始. 假设DSDP63站点的平均沉积速率(约为16.67m/Myr)也适用于研究区域内盆地单元(平均厚度为355m), 那么海沟单元的初始沉积将会在卡罗琳盆地中经历了约21~22Myr的沉积之后; 假设卡罗琳盆地DSDP63站位的局部基底年龄为31Ma, 基于区域重建和年代模型(Gaina和Müller, 2007; Seton等, 2020)及DSDP63站点的数据, 初始俯冲形成于9~10Ma的中中新世. 如果应用在DSDP63站点底部段观察到的较高沉积速率(从~32至19Ma约为25m/Myr; 图4), 那么海沟中盆地单元的沉积时间跨度约为14.2Ma, 而海沟单元的初始发育时间将为约16.8Ma, 同样是在中新世. 这表明研究区内卡罗琳板块的年龄大致在21~22至约14.2Ma之间卡罗琳板块开始挠曲. 由于沉积速率和海沟单元变形前的原始厚度存在不确定性, 我们未像对盆地单元那样对海沟单元进行年龄估算.

通过地层学估算出的初始俯冲年龄范围(9~10Ma至约16.8Ma)明显比卡罗琳板块的年龄要年轻得多. 这表明, 两条地震剖面的地层可能记录了穆绍海沟北端局部的晚期形成. 如果在卡罗琳板块较年轻时, 海沟南端的初始板块挠曲和俯冲作用开始得更早, 那么卡罗琳板块与北端海沟变形之间的年龄差异可能揭示出俯冲起始向北拓展的速度. 基于这一推测, 假设研究区域的初始俯冲发生在13Ma, 而穆绍海沟南端的初始板块挠曲和俯冲作用发生在30Ma, 那么俯冲起始向北拓展的速度大约为18km/Myr.

5.2 穆绍海沟和莱拉海槽之间的相互作用

穆绍海沟如何与邻近的位于太平洋板块内莱拉海槽相互作用? 莱拉海槽与穆绍海沟呈斜交(图1和2). 在两个地震剖面ZJUA和ZJUB上, 莱拉海槽位于穆绍海沟以东约130km处(图5). 由于沉积物厚度超过1km(图9), 莱拉海槽应明显老于穆绍海沟. 莱拉海槽曾被认为古老的太平洋板块在渐新世俯冲至卡罗琳盆地的俯冲起始位置(Hegarty等, 1983; Gaina和Müller, 2007; Kim等, 2009), 但我们的地震数据未显示莱拉海槽内存在任何俯冲的迹象, 该海槽的基底几乎是平坦的, 并且两侧伴有隆起的肩部和广泛的火山活动, 表现为强烈的地震反射和火山峰体(图9). 在ZJUB剖面上, 莱拉海槽基底内一个高角度(倾角约为70°)的高振幅倾斜反射层可能代表了西太平洋板块内的基底剪切带.

莱拉海槽是一个封闭的盆地, 无法与周围的地块

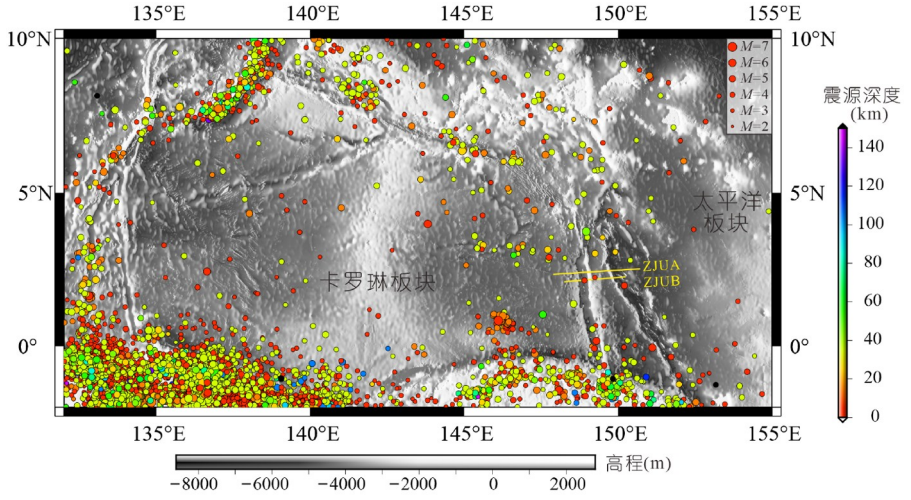

图 8　自1970年以来卡罗琳板块周围的区域性地震

水深数据来自ETOPO1(Amante和Eakins, 2009). 地震目录数据来自IRIS-地震学联合研究机构(http://ds.iris.edu/)

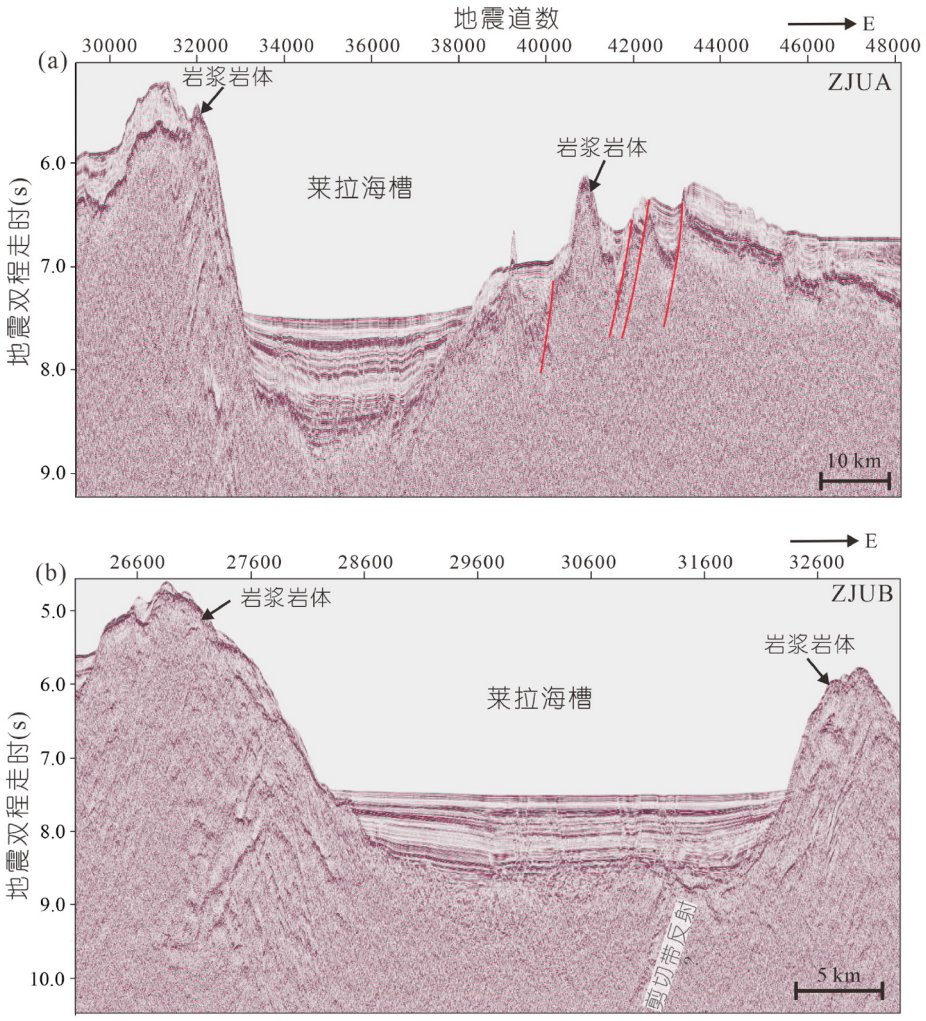

图 9　莱拉海槽在地震剖面ZJUA(a)和ZJUB(b)上的地震结构和岩浆特征

莱拉海槽东侧的正断层(红线)可能是在穆绍海沟区域压缩停止后, 区域应力拉张和岩浆活动的作用下形成的

进行地层对比. 假设DSDP63号站点的平均沉积速率(~16.67m/Myr)及时间-深度转换关系(图3和4)也适用于莱拉海槽, 那么基于莱拉海槽内沉积厚度(~1300m)和双程走时(~1300ms)估计其年代可能为晚白垩世. 如果利用DSDP63号站点下层段估计的较高沉积速率25.0m/Myr确定其年代则为早始新世. 虽然这些都只是非常粗略的估算, 海槽内的沉积速率可能更高, 可能有更多的浊流或河道进入海槽, 但莱拉海槽仍预计比穆绍海沟要老得多.

我们将莱拉海槽解释为一个张扭性构造, 它可能在穆绍海沟形成之前, 短暂地容纳了太平洋板块西缘附近的早期变形. 换句话说, 穆绍海沟的俯冲起始并未与莱拉海槽的伸展和形成同时发生. 目前莱拉海槽主要显示出伸展性变形(正断层; 图9), 这可能是在穆绍海沟的区域压缩停止后产生的对区域应力松弛的响应. 莱拉海槽以东的海床、沉积序列和基底在地震剖面上明显断裂(图9a), 该区域的水深图也显示了与莱拉海槽近乎平行的盆岭特征, 支持伸展变形的解释(图2a).

值得注意的是, 卡罗琳-太平洋挤压并未利用太平洋板块内这个预先存在的莱拉海槽薄弱带, 而是选择了薄弱的卡罗琳板块. 这进一步表明, 即使存在预先存在的薄弱带, 显著古老且厚重的板块也不容易挠曲(McKenzie, 1977; Zhang L等, 2021; Lallemand和Arcay,

2021). 穆绍海沟与莱拉海槽之间的地块基底局部比莱拉海槽以东的太平洋板块基底抬高(图5), 可能是由于穆绍海沟处的俯冲和挤压作用造成的(图10).

5.3　俯冲起始拓展的机制和过程

水深、重力异常、增生楔规模、海沟沉积单元的厚度以及俯冲作用的程度都支持俯冲起始向北拓展(图10), 这似乎与卡罗琳板块逆时针旋转的假设一致(Weissel和Anderson, 1978; Hegarty和Weissel, 1988; Kim等, 2009), 该旋转可以以时间递进的方式触发俯冲, 且距离旋转极点越远, 变形越大. 这种板块旋转可能与卡罗琳高原与雅浦海沟的碰撞(Stern, 2004)或卡罗琳板块沿新几内亚海沟的俯冲有关, 并将卡罗琳板块内这两个构造事件联系起来(Gaina和Müller, 2007;

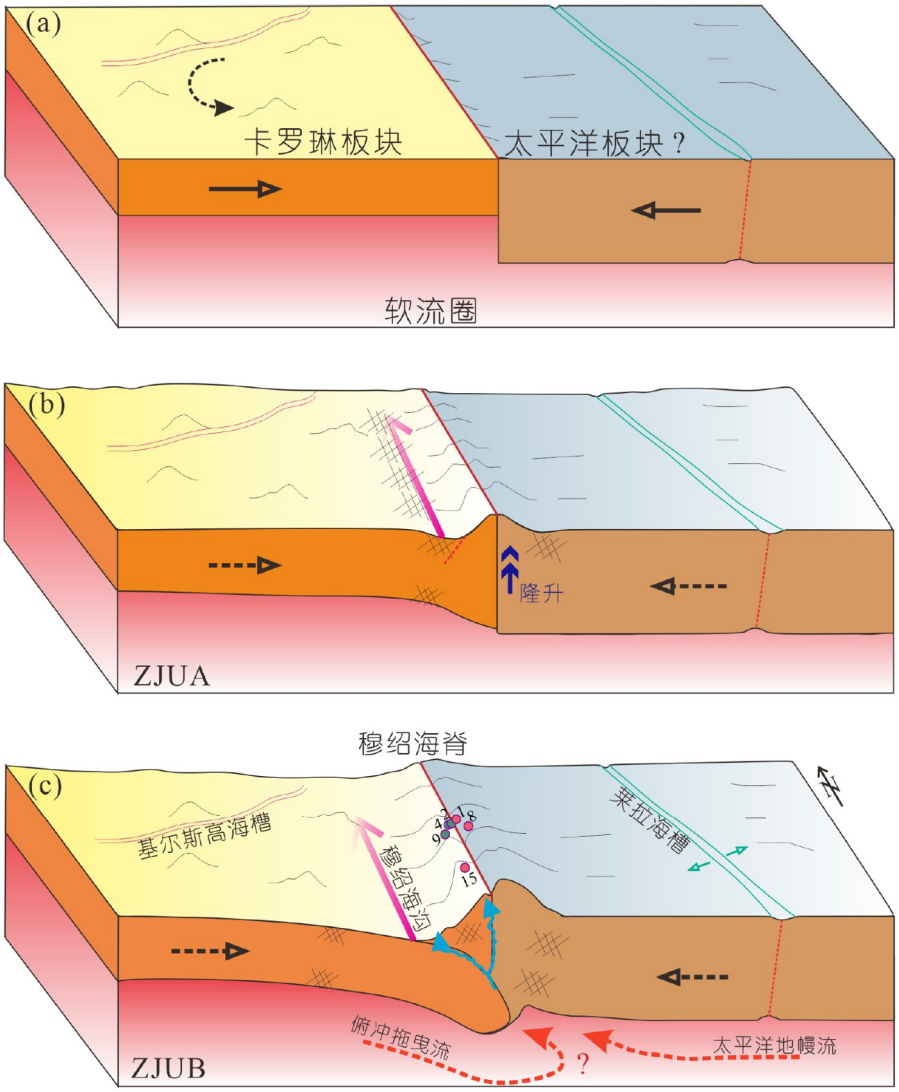

图 10　穆绍海沟演化的概念模型

(a) 早期挤压. 弯曲的黑色箭头表示卡罗琳板块的逆时针旋转. (b) 如ZJUA剖面所观察到的沿板块边界的挤压、褶皱和挠曲. (c) 如ZJUB剖面所观察到的初期俯冲和海沟向北迁移. 圆圈显示了电视采样的位置. 波浪形的浅蓝色箭头表示高压流体的上升迁移. 弯曲的红色箭头表示可能的地幔循环. 粉红色箭头表示穆绍海沟向北迁移. 基尔斯高海槽是卡罗琳盆地内的残余扩张中心. 数字标记的小圆点表示电视抓斗采样的位置(表1). 空心的绿色箭头表示莱拉海槽附近晚期阶段的拉伸变形, 可能是由于穆绍海沟的区域压缩停止后的区域应力松弛所致. 莱拉海槽本身是穆绍海沟形成之前的一个拉伸走滑构造. (c)显示推测的地幔流动模式: 卡罗琳板块下的地幔流与太平洋地幔流相遇, 并在穆绍海脊下方产生局部向上的分量, 可能解释了穆绍海沟与莱拉海槽之间地块的局部隆起

Lallemand和Arcay, 2021). 西侧的卡罗琳高原与雅浦海沟碰撞可能将更多的晚期变形集中在东边界, 即穆绍海沟. 此外, 西向的运动停止可能放大了卡罗琳板块逆时针旋转的成分, 这种旋转也可能是三角形阿育海槽扩张的原因, 其扩张开始时间大约被认为是25Ma (Fujiwara等, 1995)或15Ma(Weissel和Anderson, 1978; Gaina和Müller, 2007).

传统观点根据欧拉极粗略描述卡罗琳-太平洋板块相对运动和总缩短量, 推测穆绍海沟的变形年龄不到1Ma(Hegarty等, 1983). 虽然远小于成熟的楔体, 我们观察到的增生楔规模, 以及识别出的厚达数百米的海沟单元(图6和7), 都不可能在过去的1Ma内形成. 穆绍海沟最早很可能在卡罗琳板块年龄不到10Ma时开始发育.

在空间上非常接近(距离间隔约26.5km)的两条平行的地震剖面(ZJUA和ZJUB)的深海沟变形样式存在显著差异, 确实令人困惑, 一个可能的解释是, 穆绍海沟可能存在高度异质性, 以至于相邻的反射地震剖面在变形样式上有很大差异(图6). 在这两条地震剖面之间确实存在一个局部的低海底地形和重力低点(图2), 可能在两个不同的变形段之间充当了构造不连续体.

本研究还表明, 年轻板块在诱发俯冲过程中发生变形的速度可能非常缓慢. 从初始挤压到穆绍海沟的形成, 可能经历了数千万年的时间, 或者从海沟最初形成位置(大概在南端)向北端迁移的过程同样也可能耗时甚久, 在某刻俯冲作用开始并逐渐扩展. 从ZJUA剖面到ZJUB剖面之间, 俯冲开始之前, 板块经历了大量弯折和缩短. 即便俯冲尚未开始, 小型增生楔也可能已经开始形成(图7a). 北部地震剖面ZJUA显示出海沟中一个向海沟方向倾斜的清晰边界, 而南部剖面ZJUB则显示出明显的俯冲反射、更大的增生楔以及上覆块体尖端的强烈变形.

地震活动的稀少表明穆绍俯冲已经停止(图8), 另一种可能是变形速率极低. 目前要估计穆绍俯冲持续进行的时间跨度或者是否存在间歇性俯冲仍是一个挑战. 诱发俯冲在很大程度上依赖于水平作用力, 尤其是在年轻且低密度的板块向老板块下俯冲的情况下. 但是, 一旦区域地质动力学条件允许, 暂时中止的海沟发育有可能再次被激活并进一步发展. 穆绍俯冲缺乏成熟的岛弧和靠近海沟的活跃地震区(更没有贝尼奥夫带), 显然在其大部分范围内还未达到成熟的自持俯冲阶段. 尽管如此, 年轻的穆绍海沟为理解俯冲的起始提供了极好的切入点. 在太平洋板块向西移动并斜向接近穆绍海沟的同时, 卡罗琳海和菲律宾海也存在西向移动的分量, 这可能中和了卡罗琳板块和太平洋板块之间的压缩. 我们推测, 卡罗琳板块与太平洋板块之间的主要压缩更可能是由于卡罗琳板块的旋转和/或卡罗琳脊与菲律宾海板块在雅浦海沟附近的碰撞所致(Zhang和Zhang, 2020), 而雅浦海沟的构造作用在目前可能并不活跃.

5.4 西太平洋俯冲起始的区域对比

年轻而薄的岩石圈似乎是年轻板块向古老板块诱发俯冲启动的前提条件. 这使得穆绍海沟与马尼拉海沟、霍尔特海沟和加瓜海脊可相互对比, 这些地方的年轻板块都在非常年轻的时候开始向老板块俯冲. 年轻板块的薄弱使其在区域压缩条件下能够形成比稳定且较厚的老板块更多的缩短和褶皱(图10).

我们的观测支持近期的数值模拟研究(Zhang L等, 2021), 表明当转换断层不是非常弱时, 最高的弱化速率更可能出现在年轻板块内, 而不完全是在转换断层(板块边界)上. 在新西兰南部的普伊斯哥俯冲带也是如此, 那里的海沟形成于距离普伊斯哥板块边界数十到数百千米之外的地方(Shuck等, 2022). 换言之, 尽管普伊斯哥俯冲带与穆绍海沟不同之处在于普伊斯哥的上板块是大陆板块而非海洋板块, 但相似之处在于, 最终海沟开始形成时并非沿着板块边界发展, 而是更倾向于在较弱的板块内发生局部应变积累. 我们认为即使板块年龄差异很大(如卡罗琳板块与西太平洋板块之间超过1亿年的年龄差), 年轻板块向老板块的俯冲仍有可能发生. 在穆绍海沟, 在水平压力下薄弱带比浮力在促使海沟形成过程中起着更重要的作用.

本研究中, 穆绍海沟更类似于霍尔特海沟而不是普伊斯哥海沟. 穆绍海沟和霍尔特海沟都是洋内俯冲带, 均表现出年轻板块向老板块的俯冲极性, 且两者都缺乏贝尼奥夫带和早期岛弧火山活动(Meckel等, 2003, 2005). 位于霍尔特海沟以北的普伊斯哥海沟主要是在薄的大陆地壳和年轻的下伏洋壳之间形成的, 具有贝尼奥夫带和零星的岛弧火山活动(Lebrun等, 2003; Gurnis等, 2019; Shuck等, 2021, 2022). 同样, 西太平洋的新喀里多尼亚和诺福克海脊也显示出较大的重力异常和逆断层, 可能与穆绍的环境相似, 但新喀里多

尼亚和诺福克海脊主要沿大陆边缘发育(Cluzel等, 2001; Lagabrielle等, 2013; Collot等, 2023). 漫长而复杂的构造历史, 包括拉伸、挤压、火山活动、隆起和侵蚀等, 使得新喀里多尼亚和诺福克海脊并非理解初期俯冲起始的理想对象. 例如, 在新喀里多尼亚和诺福克海脊附近并不存在其他海沟/海脊位置可观察到的海沟特征.

显然, 需要在穆绍海沟的南部区域开展进一步研究以验证我们的结论和推测. 这些新的工作正在进行或计划中, 包括更多的地球物理勘测和使用深潜器进行水下采样. 未来, 深海钻探可以全面采集穆绍海沟周围不同地质单元的沉积物记录和基底岩石.

6　结论

在水平挤压和垂向重力共同作用下, 即使在预先形成的薄弱带(如莱拉海槽)和板块边界两侧超过1亿年的年龄差异的情况下, 西太平洋中生代板块也难以轻易挠曲形成俯冲. 来自穆绍海沟的新地震成像证实, 海沟是在年轻且较弱的洋壳板块内形成的, 导致年轻的卡罗琳板块向老的太平洋板块俯冲.

综合地球物理证据, 我们推测卡罗琳-太平洋板块边界位于穆绍海脊的脊内谷中. 穆绍海沟在该板块边界以西的卡罗琳板块内形成, 导致在板块边界和现今穆绍海沟之间产生了一条狭窄的卡罗琳板块条带.

两条地震剖面显示的海沟变形特征具有高度差异, 揭示了穆绍海沟中明显的俯冲迁移现象; 北部地震剖面显示出海沟中一个向海沟方向倾斜的清晰边界, 而南部剖面则显示出明显的俯冲反射、更大的增生楔以及上覆板块的强烈尖端变形. 在这两条剖面之间, 大约26.5km的短距离内发生了从超过10km的俯冲到未俯冲的迅速转变, 可能是由于卡罗琳板块的逆时针旋转所致. 我们观察到小型增生楔甚至可以在俯冲起始之前形成, 这表明在俯冲起始之前已经积累强烈的压缩和上板块的隆升.

区域地震地层显示, 本研究调查的穆绍海沟北端附近的板块挠曲可能直到中新世才开始形成, 如果卡罗琳板块在年轻时就已经在整个穆绍海沟范围内经历了初始挤压, 穆绍海沟北端附近的板块挠曲可能是在经过长时间的海沟迁移或从初始挤压到海沟发展的过程后发生的. 目前, 由于穆绍海沟地震活动相当平静, 莱拉海槽处于放松的拉伸状态, 卡罗琳板块的旋转运动可能已经停止或具有极低的速率.

致谢　“科学号”和“海洋20号”科考船的船长陈修峰、船员以及科考队成员在西太平洋航次付出艰辛努力; 中国科学院南海海洋研究所赵明辉研究员、中山大学曾信工程师、自然资源部第二海洋研究所丁巍伟研究员、厦门地震研究所刘善虎研究员、辉禄美(北京)科技有限公司陈尚国工程师、中国石油集团东方地球物理勘探有限责任公司殷小武工程师在数据采集方面给予慷慨帮助; 区域地球物理制图使用了通用制图工具GMT; 责任编委、匿名审稿人以及Serge Lallemand教授对本文提出了建设性意见. 在此一并致谢.

参考文献

李春峰, 周祖翼, 李家彪, 陈焕疆, 耿建华, 李辉. 2007. 台湾岛南部海域的前碰撞构造地球物理特征. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 649–659

李忠海, 崔峰源, 杨舒婷, 钟辛易. 2023. 特提斯演化的关键动力学过程与驱动力. 中国科学: 地球科学, 53: 2701–2722

Amante C, Eakins B W. 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA, doi:10.7289/V5C8276M

Arcay D, Lallemand S, Abecassis S, Garel F. 2020. Can subduction initiation at a transform fault be spontaneous? Solid Earth, 11: 37–62

Arculus R J, Ishizuka O, Bogus K A, Gurnis M, Hickey-Vargas R, Aljahdali M H, Bandini-Maeder A N, Barth A P, Brandl P A, Drab L, do Monte Guerra R, Hamada M, Jiang F, Kanayama K, Kender S, Kusano Y, Li H, Loudin L C, Maffione M, Marsaglia K M, McCarthy A, Meffre S, Morris A, Neuhaus M, Savov I P, Sena C, Tepley III F J, van der Land C, Yogodzinski G M, Zhang Z. 2015. A record of spontaneous subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana arc. Nat Geosci, 8: 728–733

Bonvalot S, Balmino G, Briais A, M Kuhn, Peyrefitte A, Vales N, Biancale R, Gabalda G, Reinquin F, Sarrailh M. 2012. World Gravity Map. Commission for the Geological Map of the World. eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris

Cluzel D, Aitchison J C, Picard C. 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): Geodynamic implications. Tectonophysics, 340: 23–59

Collot J Y, Lamarche G, Wood R A, Delteil J, Sosson M, Lebrun J F,

Coffin M F. 1995. Morphostructure of an incipient subduction zone along a transform plate boundary: Puysegur ridge and trench. Geology, 23: 519–522

Collot J, Sutherland R, Etienne S, Patriat M, Roest W R, Marcaillou B, Clerc C, Stratford W, Mortimer N, Juan C, Bordenave A, Schnurle P, Barker D, Williams S, Wolf S, Crundwell M. 2023. The Norfolk Ridge: A proximal record of the Tonga-Kermadec subduction initiation. Geochem Geophys Geosyst, 24: e2022GC010721

Cui F, Li Z H. 2024. Terrane collision-induced subduction initiation: Mode selection and implications for western Pacific subduction system. Geochem Geophys Geosyst, 25: e2023GC011155

Deschamps A E, Lallemand S E, Collot J Y. 1998. A detailed study of the Gagua Ridge: A fracture zone ridge uplifted during a plate reorganisation in the mid-Eocene. Mar Geophys Reses, 20: 403–423

Deschamps A, Lallemand S. 2002. The West Philippine Basin: An Eocene to early Oligocene back arc basin opened between two opposed subduction zones. J Geophys Res, 107: 2322

Deschamps A, Monié P, Lallemand S, Hsu S K, Yeh K Y. 2000. Evidence for Early Cretaceous oceanic crust trapped in the Philippine Sea Plate. Earth Planet Sci Lett, 179: 503–516

Eakin D H, McIntosh K D, Van Avendonk H J A, Lavier L. 2015. New geophysical constraints on a failed subduction initiation: The structure and potential evolution of the Gagua Ridge and Huatung Basin. Geochem Geophys Geosyst, 16: 380–400

Fujiwara T, Tamaki K, Fujimoto H, Ishii T, Seama N, Toh H, Koizumi K, Igarashi C, Segawa J, Kobayashi K, Kido M, Seno T, H Kinoshita H. 1995. Morphological studies of the Ayu Trough, Philippine Sea-Caroline Plate Boundary. Geophys Res Lett, 22: 109–112

Gaina C, Müller D. 2007. Cenozoic tectonic and depth/age evolution of the Indonesian gateway and associated back-arc basins. Earth-Sci Rev, 83: 177–203

Gurnis M, Van Avendonk H, Gulick S P S, Stock J, Sutherland R, Hightower E, Shuck B, Patel J, Williams E, Kardell D, Herzig E, Idini B, Graham K, Estep J, Carrington L. 2019. Incipient subduction at the contact with stretched continental crust: The Puysegur Trench. Earth Planet Sci Lett, 520: 212–219

Gurnis M, Hall C, Lavier L. 2004. Evolving force balance during incipient subduction. Geochem Geophys Geosyst, 5: Q07001

Hegarty K A, Weissel J K. 1988. Complexities in the development of the Caroline Plate Region, Western Equatorial Pacific. In: Nairn A E M, Stehli F G, Uyeda S, eds. The Ocean Basins and Margins. Boston: Springer

Hegarty K A, Weissel J K, Hayes D E. 1983. Convergence at the Caroline-Pacific plate boundary: Collision and subduction. In: Hayes D E, ed. Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands, Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington, D.C. 326–348

Kim Y M, Lee S M, Okino K. 2009. Comparison of gravity anomaly between mature and immature intra-oceanic subduction zones in the western Pacific. Tectonophysics, 474: 657–673

Kroenke L, Moberly Jr, Winterer G, Ross Heath. 1971. Lithologic interpretation of continuous reflection profiling, Deep Sea Drilling Project, Leg 7. In: Deep Sea Drilling Project Volume VII, doi:10.2973/dsdp.proc.7.105.1971

Lagabrielle Y, Chauvet A, Ulrich M, Guillot S. 2013. Passive obduction and gravity-driven emplacement of large ophiolitic sheets: The New Caledonia ophiolite (SW Pacific) as a case study? Bull de la Société Géologique de France, 184: 545–556

Lallemand S, Arcay D. 2021. Subduction initiation from the earliest stages to self-sustained subduction: Insights from the analysis of 70 Cenozoic sites. Earth-Sci Rev, 221: 103779

Lamarche G, Lebrun J F. 2000. Transition from strike-slip faulting to oblique sub-duction: Active tectonics at the Puysegur margin, south New Zealand. Tectonophysics, 316: 67–89

Lebrun J F, Lamarche G, Collot J Y. 2003. Subduction initiation at a strike-slip plate boundary: The Cenozoic Pacific-Australian plate boundary, south of New Zealand. J Geophys Res, 108: 2453

Li C F, Lu Y, Wang J. 2017. A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2. Sci Rep, 7: 45129

Massell C, Coffin M F, Mann P, Mosher S, Frohlich C, Duncan C S, Karner G, Ramsay D, Lebrun J F. 2000. Neotectonics of the Macquarie Ridge Complex, Australia-Pacific plate boundary. J Geophys Res, 105: 13457–13480

Maus S, Barckhausen U, Berkenbosch H, Bournas N, Brozena J, Childers V, Dostaler F, Fairhead J D, Finn C, von Frese R R B, Gaina C, Golynsky S, Kucks R, Lühr H, Milligan P, Mogren S, Müller R D, Olesen O, Pilkington M, Saltus R, Schreckenberger B, Thébault E, Caratori Tontini F. 2009. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. Geochem Geophys Geosyst, 10: Q08005

McKenzie D P. 1977. The initiation of trenches: A finite amplitude instability. In: Talwani M, Pitman III W C, eds. Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins. Vol 1, 57–61

Meckel T A, Coffin M F, Mosher S, Symonds P, Bernardel G, Mann P. 2003. Underthrusting at the Hjort Trench, Australian-Pacific plate boundary: Incipient subduction? Geochem Geophys Geosyst, 4: 1099

Meckel T A, Mann P, Mosher S, M F Coffin M F. 2005. Influence of cumulative convergence on lithospheric thrust fault development

and topography along the Australian-Pacific plate boundary south of New Zealand. Geochem Geophys Geosyst, 6: Q09010

Rosenthal Y, Holbourn A E, Kulhanek D K. 2017. Expedition 363 Preliminary Report: Western Pacific Warm Pool. International Ocean Discovery Program, doi: 10.14379/iodp.pr.363.2017

Ruff L J, Given J W, Sanders C O, Sperber C M. 1989. Large earthquakes in the Macquarie Ridge Complex: Transitional tectonics and subduction initiation. Pure Appl Geophys, 129: 71–129

Seton M, Müller R D, Zahirovic S, Gaina C, Torsvik T, Shephard G, Talsma A, Gurnis M, Turner M, Maus S, Chandler M. 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. Earth-Sci Rev, 113: 212–270

Seton M, Müller R D, Zahirovic S, Williams S, Wright N M, Cannon J, Whittaker J M, Matthews K J, McGirr R. 2020. A global data set of present-day oceanic crustal age and seafloor spreading parameters. Geochem Geophys Geosyst, 21: e2020GC009214

Shuck B, Van Avendonk H, Gulick S P S, Gurnis M, Sutherland R, Stock J, Patel J, Hightower E, Saustrup S, Hess T. 2021. Strike-slip enables subduction initiation beneath a failed rift: New seismic constraints from Puysegur margin, New Zealand. Tectonics, 40: e2020TC006436

Shuck B, Gulick S P S, Van Avendonk H J A, Gurnis M, Sutherland R, Stock J, Hightower E. 2022. Stress transition from horizontal to vertical forces during subduction initiation. Nat Geosci, 15: 149–155

Stern R J. 2004. Subduction initiation: Spontaneous and induced. Earth Planet Sci Lett, 226: 275–292

Stern R J, Gerya T. 2018. Subduction initiation in nature and models: A review. Tectonophysics, 746: 173–198

The Shipboard Scientific Party. 1971. Site 63. In: Deep Sea Drilling Project Volume VII. doi:10.2973/dsdp.proc.7.105.1971

Tong Z, Ding W, Wang C, Li C F. 2024. Analogue modelling of subduction initiation: A review and perspectives. Int Geol Rev, 66: 2123–2165

Weissel J K, Anderson R N. 1978. Is there a Caroline Plate? Earth Planet Sci Lett, 41: 143–158

Winterer E L, Riedel W, Moberly R A,Resig J M, Kroenke L W, Gealy E L, Heath G R, BrSnnimann P, Martini E, Worsley T R. 1969. Deep-sea drilling project: Leg 7. Geotimes, 14: 12–13

Yang T F, Tien J L, Chen C H, Lee T, Punongbayan R S. 1995. Fission-track dating of volcanics in the northern part of the Taiwan-Luzon Arc: Eruption ages and evidence for crustal contamination. J Southeast Asian Earth Sci, 11: 81–93

Yang T F, Lee T, Chen C H, Cheng S N, Knittel U, Punongbayan R S, Rasdas A R. 1996. A double island arc between Taiwan and Luzon: Consequence of ridge subduction. Tectonophysics, 258: 85–101

Yumul Jr. G P, Dimalanta C B, Tamayo Jr R a, Maury R C. 2003. Collision, subduction and accretion events in the Philippines: A synthesis. Island Arc, 12: 77–91

Zhang G, Yao J, Xu F, Wu T, Li C F, Wang S. 2023. Origin of the Mussau Trench in the Western Pacific: Geochemical and mineralogical constraints from basalts and serpentinized peridotites. Chem Geol, 642: 121798

Zhang J, Zhang G. 2020. Geochemical and chronological evidence for collision of proto-Yap arc/Caroline Plateau and rejuvenated plate subduction at Yap trench. Lithos, 370-371: 105616

Zhang L, Zlotnik S, Li C F. 2021. Anomalous subduction initiation: Young under old oceanic lithosphere. Geochem Geophys Geosyst, 22: e2020GC009549

Zhang Z, Dong D, Sun W, Zhang G, Bai Y. 2021. Investigation of an oceanic plateau formation and rifting initiation model implied by the Caroline Ridge on the Caroline Plate, western Pacific. Int Geol Rev, 63: 193–207

Zhong X, Li Z H. 2019. Forced subduction initiation at passive continental margins: Velocity-driven versus stress-driven. Geophys Res Lett, 46: 11054–11064

Zhou D, Li C F, Zlotnik S, Wang J. 2020. Correlations between oceanic crustal thickness, melt volume, and spreading rate from global gravity observation. Mar Geophys Res, 41: 14

Zhou X, Wada I. 2021. Differentiating induced versus spontaneous subduction initiation using thermomechanical models and metamorphic soles. Nat Commun, 12: 4632

(责任编委: 李三忠)