杨顺，宋海斌，范文豪等. 2021. 中美洲鹦鹉湾气旋涡的亚中尺度结构特征. 地球物理学报，64(4)：1328-1340，doi：10.6038/cjg2021O0204.

Yang S, Song H B, Fan W H, et al. 2021. Submesoscale features of a cyclonic eddy in the Gulf of Papagayo, Central America. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 64(4): 1328-1340, doi: 10.6038/cjg2021O0204.

中美洲鹦鹉湾气旋涡的亚中尺度结构特征

杨顺，宋海斌*，范文豪，吴迪

海洋地质国家重点实验室，同济大学海洋与地球科学学院，上海 200092

摘要 海洋中普遍存在的涡旋对全球海洋热、盐通量有重要贡献. 一条于 2000 年 6 月在中美洲鹦鹉湾采集的地震剖面 L115 捕获到了一个海水次表层透镜状反射结构. 透镜状反射的宽度约 150 km，厚度约 500 m，深度从 100 m 延伸到约 600 m，核心深约 200 m. 结合和地震采集时间近同步的再分析数据中的流速和海水温度数据以及计算的 Rossby 数和 Okubo-Weiss 参数，将其解释为气旋涡，且可能是亚中尺度相干涡(SCV). 由于地震剖面并未穿过涡旋核心水，涡旋顶底与核心水外层水团的双扩散作用使得剖面上的气旋涡中心表现为上下相邻的强反射双核结构. 同航次采集的与 L115 大致正交的其他几条地震剖面也捕捉到了这个气旋涡. 这些剖面整体的反射特征一致性较好，但和 L115 差异较大，涡旋内部普遍表现为近水平的中等强度反射. 涡旋上边界为倾斜的强反射，这是气旋涡的等温线上凸引起的，这里也是亚中尺度锋面的发育区. 这些地震剖面的涡旋反射特征的差异表明了该气旋涡空间结构的不对称性和时间演化特征.

关键词 气旋涡；反射结构；亚中尺度；地震海洋学；中美洲

doi：10.6038/cjg2021O0204 **中图分类号** P738 **收稿日期** 2020-06-01，2020-08-06 收修定稿

Submesoscale features of a cyclonic eddy in the Gulf of Papagayo, Central America

YANG Shun, SONG HaiBin*, FAN WenHao, WU Di

State Key Laboratory of Marine Geology, School of Ocean and Earth Science, Tongji University, Shanghai 200092, *China*

Abstract The eddies are ubiquitous in the ocean and play an important role in the transporting and redistributing heat, salt, CO_2, nutrients or other materials to the global ocean′s interior. Here, a subsurface lens-shaped reflection structure of sea water is captured by L115, a seismic transect that was acquired in the Gulf of Papagayo, Central America in June 2000. The lens-shaped reflection has a width of ~150 km, a thickness of ~500 m, a depth range of 100 m to ~600 m, and the center depth of ~200 m. Rossby number and Okubo-Weiss parameter calculated by the re-analysis data of sea water velocity, and temperature infer the lens-shaped reflection as a cyclonic eddy. Our results show that the lens-shaped refletion may be a submesoscale coherent vortex (SCV). Different from the general eddies with weak reflection characteristics in the core, the cyclonic eddy in our study has a dual-core strong reflection structure adjacent to the top and bottom. Because the seismic transect does not pass through the core water of the eddy, the strong reflection of the core may be caused by the double diffusion between the top and bottom of the

基金项目 国家自然科学基金(41976048)，全球变化专项国际合作项目“东亚大陆边缘现代地质过程与致灾机理”(GASI-GEOGE-05)和国家重点研发计划(2018YFC0310000)资助.

第一作者简介 杨顺，男，河南息县人，博士生，主要从事海洋锋面与涡旋的地震海洋学研究. E-mail：1911118@tongji.edu.cn

* **通讯作者** 宋海斌，教授，主要从事海洋地球物理与地震海洋学研究. E-mail：hbsong@tongji.edu.cn

eddy and the outer water masses. The cyclonic eddy is also captured by 7 other seismic transects roughly orthogonal to L115. The reflection characteristics of these transects are consistent with each other, but different from L115. The interior of the eddy generally shows a near horizontal medium intensity reflection. In addition, the upper boundary of the eddy is strong oblique reflection, which is due to the convexity of the isotherm of the cyclonic eddy, and here is also the submesoscale frontal zone. The difference of the eddy reflection characteristics of the eight transects indicates the asymmetry of the spatial structures and the evolution characteristics of the cyclonic eddy.

Keywords Cyclonic eddy; Reflection configurations; Submesoscale; Seismic oceanography; Central America

0　引言

随着观测技术的发展,特别是卫星遥感技术在20世纪70年代以来的进展,人们逐渐认识到中尺度涡旋运动才是海洋表层运动的主体.单个涡旋可以携带其核心水,并可以长距离输送核心水的性质.因此,海洋涡旋对于全球海洋中热量、CO_2、营养盐等物质与能量的输送与再分配起着至关重要的作用,进而能调节全球气候变化和影响海洋资源分布(Zhang et al., 2014).近年来随着观测与模拟手段的进步,关于亚中尺度涡的研究也越来越多(Su et al., 2018;Onken et al., 2020;Gula et al., 2016).与中尺度涡相比,亚中尺度涡的空间尺度和时间尺度都更小,对观测和模拟都提出了更高的要求.亚中尺度过程具有较强的垂向流速,对上层海洋的营养物质做了重要补给(Mcgillicuddy et al., 2007).与大中尺度洋流的地转平衡假设不同,亚中尺度流通常超越了准地转这一理论框架,同时仍然受到地球自转和海洋中普遍存在的稳定密度层结的强烈影响(McWilliams, 2016).

地震海洋学是一门利用传统反射地震方法研究物理海洋现象及其过程的交叉学科(宋海斌 等, 2008;Holbrook et al., 2003).它利用不同深度海水层的温度和盐度差异引起海水声速和密度差异产生的波阻抗差,从而对海水层进行成像.海水层地震图像可以近似看做是平滑后的海水垂向温度梯度(Ruddick et al., 2009).相比于传统物理海洋学方法,地震海洋学具有采集速度快、横向分辨率高、海水全深度成像等优点.目前,地震海洋学已经在各种定性和定量问题上做出了大量研究,比如海洋锋面(Tsuji et al., 2005;Nakamura et al., 2006)、内波(Holbrook and Fer, 2005;Tang et al., 2014b)、温盐参数反演(Blacic et al., 2016;Papenberg et al., 2010)、混合参数提取(Holbrook et al., 2013;Sheen et al., 2009)、地转流速估算(Sheen et al., 2011;黄兴辉等, 2013)等.

已有很多学者利用地震海洋学方法对涡旋进行了研究,早期主要为地中海涡旋(Meddy).Biescas等(2008)首次对地中海涡旋的精细结构进行地震成像,揭示了地中海涡旋的透镜状形态特征以及核心弱、边界强的反射特征,打开了利用反射地震方法研究海洋涡旋的大门.Pinheiro 等(2010)利用地震剖面结合声浮子、SLA(海表高度异常)、SST(海表温度)资料对地中海涡旋以及地中海潜流进行了研究,揭示了传统物理海洋学测量不容易观察到的热盐结构横向变化的复杂性与细节.Song 等(2011)首次发现地中海涡旋旋臂,并对涡旋以及其混合动力机制进行了研究,结果显示涡旋核心的混合作用缺失,而涡旋顶底及周围锋区的混合异常高.后来又不断有人利用反射地震数据反演出地中海涡旋的温度、盐度和位密断面(Papenberg et al., 2010; 黄兴辉 等, 2011; Biescas et al., 2014),这加强了物理海洋学与反射地震学之间的联系,使得双方对于对方的研究有了更深的认识和理解.近年来,随着研究的深入,有学者开始对其他海域的涡旋进行地震成像.黄兴辉等(2013)基于地转平衡假设从反射同相轴估算了南海一个中尺度涡的地转流速.传统测量海水流速利用 ADCP(声学多普勒海流剖面仪)获得垂向剖面的绝对海水流速,或者利用卫星遥感获得的海表高度数据基于地转平衡假设获得海表地转流速数据.ADCP 测量深度较浅,卫星遥感只能获得海表面的地转流速,二者都存在较大局限性.而从地震反射同相轴估算的海水流速数据则可以贯穿整个海水深度,极大弥补了物理海洋学对流速测量的缺陷.Tang 等(2014a)结合地震数据、卫星高度数据和原

位水文数据对阿拉斯加湾的涡旋进行了综合分析,三者表现出较好的一致性. Gunn 等(2018)对南大洋 Bellingshausen 海的地震成像表明这里存在大量中尺度到亚中尺度暖涡,揭示了该海域的温盐环流特征,并且表明以前对该海域涡旋的出现频率可能被低估了 1 个数量级,这对计算南极半岛西部陆架冰质量损失具有重要意义. Gula 等(2019)利用地震数据对湾流附近的一个透镜状亚中尺度相干涡进行了成像,并结合 Glider 剖面、同步采集的 XBT/CTD 以及亚中尺度分辨率的流体动力学数值模拟分析了其产生机制,模拟结果和地震剖面特征较一致,涡旋是由湾流和海底山脊的摩擦作用形成的.

大洋边界广泛存在边界流,例如典型的太平洋西边界的黑潮和大西洋西边界的湾流,边界流和地形相互作用形成了大量各种尺度的涡旋. 前人对地中海西部、南海、阿拉斯加湾、南大洋和湾流区的涡旋进行了地震成像,由于水团性质存在较大差异,不同海域涡旋反射特征各不相同. 虽然地震海洋学对涡旋的研究已较为广泛,但更多大洋边界处的涡旋还未被对其进行高分辨率反射地震成像,因此对研究海域进行拓展十分必要.

涡旋可能从海面延伸至海底,也可能集中在表层,或者只出现在海水次表层(Talley et al., 2011). 这里,我们利用多道反射地震数据在中美洲鹦鹉湾捕捉到一个次表层透镜状反射结构,结合再分析水文数据,认为这是一个气旋涡,并对其反射特征进行了分析. 最后结合同航次采集的其他地震剖面,分析了该气旋涡不同部位的反射特征.

1 研究区域背景

研究区域位于中美洲尼加拉瓜岸外的鹦鹉湾(图 1). 赤道逆流(North Equatorial Counter Current,NECC)自西向东到大洋东边界遇到陡峭的陆坡后向北转向,并在此形成上升流区,即哥斯达黎加穹窿区(Costa Rica Dome,CRD)(Reyes-Hernández et al., 2016; Brenes et al., 2008). NECC 的一部分在中美洲海岸,汇入了哥斯达黎加沿岸流(Costa Rica Coastal Current,CRCC). CRCC 位于 CRD 和海岸之间,并沿海岸向西北流去,经过 Tehuantepec 湾后离开海岸(Fiedler, 2002). 由于局地表层风驱动作用或者海底地形的摩擦作用,该海域发育有大量各种尺度的气旋涡和反气旋涡(Reyes-Hernández et al., 2016). 这里的主要水团有:热带表层水(TSW)、副热带底层水(STUW)和南极中层水(AAIW). 水团各自温盐范围大致为:TSW,$T>25$ ℃,$S<34$;STUW,13 ℃$<T<22$ ℃,$34.3<S<35.5$;AAIW,$T\sim5$ ℃,$S<34.5$(Kessler, 2006). 图 2 为研究区的历史 CTD 数据,验证了上述水团性质.

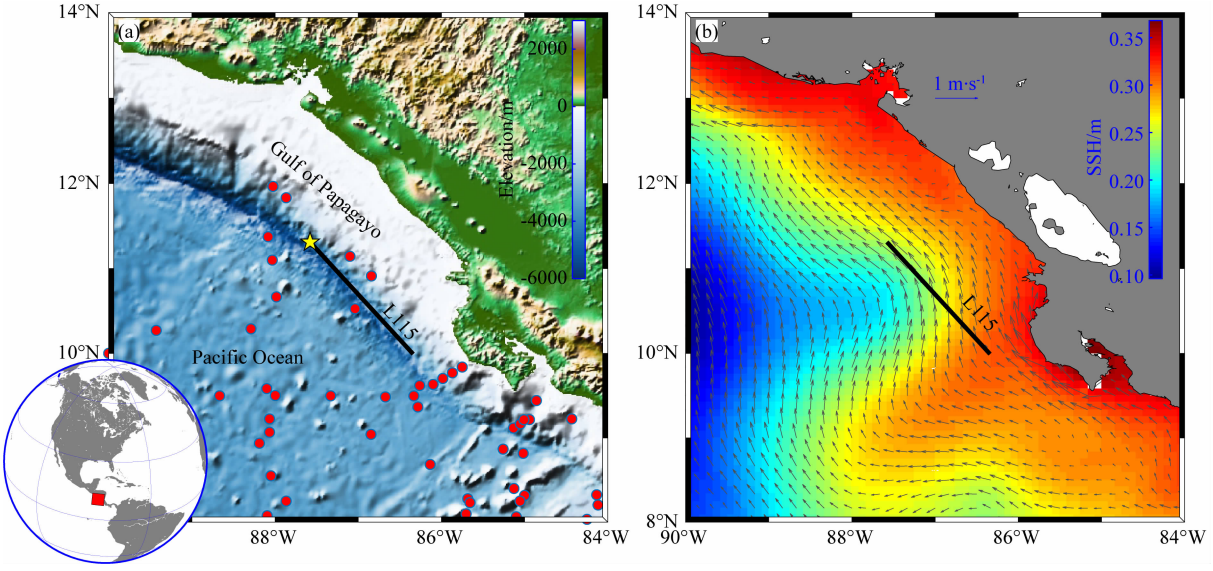

图 1 (a)尼加拉瓜岸外地形图(彩色底图为高程图,黑色实线为 L115 地震测线,黄色五角星表示地震采集起点,红色圆点表示历史 CTD 测站位置);(b)L115 地震测线采集期间(2000 年 6 月 23 日)的日平均海表高程(彩色底图)和日平均海水流速(灰色箭头),来自 CMEMS

Fig. 1 (a) Topography offshore Nicaragua. Base map is the elevation, black line is seismic survey line L115, yellow pentagram is the starting point of seismic acquisition, and red dots are the location of historical CTD stations. (b) Daily average sea surface height (color map) and daily average sea water velocity (gray arrows) during the acquisition of L115 seismic survey line (June 23, 2000), data from CMEMS

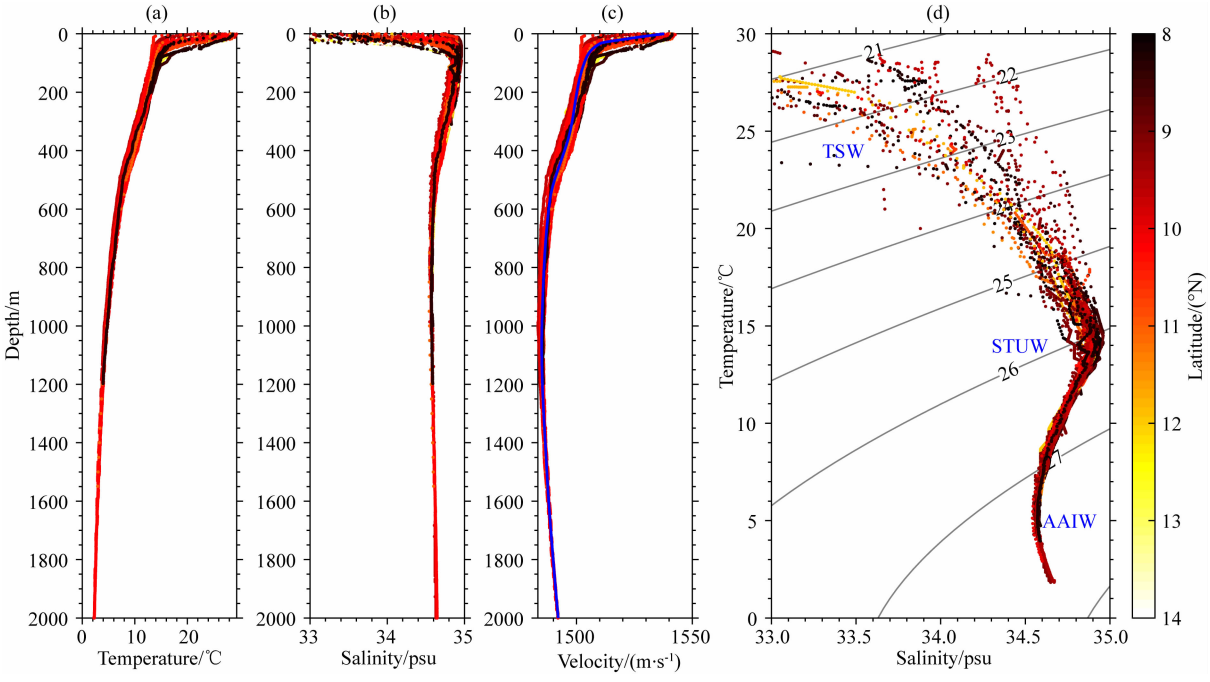

图 2　研究区域历史 CTD 数据，来自 NCEI

(a) 温度剖面；(b) 盐度剖面；(c) 声速剖面，蓝线为拟合声速；(d) *T-S* 图(灰色等值线为对应的位密)，TSW、STUW、AAIW 分别表示热带表层水、副热带下层水和南极中层水. 颜色表示纬度.

Fig. 2　Historical CTD data of the study area, from NCEI

(a) Temperature profile; (b) Salinity profile; (c) Sound velocity profile, the blue line is the fitted sound velocity, and (d) *T-S* diagram (gray contours are potential density). TSW, STUW, AAIW represent Tropical Surface Water, Subtropical Underwater and Antarctic Intermediate Water, respectively. The color indicates the latitude.

2　数据与方法

2.1　数据

地震数据来自于海洋地球科学数据系统(Marine Geoscience Data System，MGDS)，选用航次为 EW0005. 该航次地震数据原为用作勘查尼加拉瓜岸外俯冲带构造的多道地震数据. 这里主要选用大致平行海岸线的测线 L115. 此外，在分析涡旋的结构时，还使用了 7 条垂直海岸线的地震测线. 8 条地震测线的采集日期与时间如表 1 所示. 地震采集参数如下：震源 BOLT 气枪(体积 6817 in^3)，炮间距 50 m，最小偏移距 188 m，每炮 240 道接收，道间距 25 m(故 CMP 间距为 12.5 m)，采样间隔 4 ms，记录长度 4 s.

本文所使用的地震数据处理流程(Yilmaz，2001)包括：观测系统定义，去除低频干扰，直达波压制，CMP 道集分选，速度分析，动校正，CMP 水平叠加，叠后去噪. 由于研究对象是海水，其声波速度一般在 1540～1480 m·s^{-1}范围内，相对变化较小，故这里使用 1500 m·s^{-1}声速进行常速动校正. 此外，海水层反射同相轴倾角一般小于 1°，偏移效果不明显，故这里直接使用叠加剖面而不进行任何偏移处理. 一般叠加剖面上存在低频噪声，此外还有频域滤波难以去除的涌浪噪声(地震剖面上表现为垂向强干扰)，适当使用 F-K 域倾角滤波可以有效压制这些噪声. 具体流程可以参考地震海洋学数据处理流

表 1　地震测线的采集日期与采集时间(UTC，2000 年)

Table 1　Acquisition date and time of seismic survey lines (UTC, 2000)

测线号	L10	L22	L26	L24	L28	L30	L40	L115
开始日期	06-01	06-02	06-02	06-03	06-03	06-03	06-04	06-22
开始时间	11∶54	04∶15	15∶32	01∶56	11∶43	23∶24	17∶42	14∶57
结束日期	06-02	06-02	06-03	06-03	06-03	06-04	06-05	06-23
结束时间	00∶39	14∶37	01∶15	10∶49	21∶30	14∶31	08∶29	15∶06
对应水文数据日期	06-01	06-02	06-02	06-03	06-03	06-04	06-04	06-23

程(Ruddick et al., 2009).

除了地震数据,还使用了水文数据.水文数据分为再分析数据和历史 CTD 数据.再分析数据由欧盟哥白尼海洋环境监测中心(Copernicus Marine Environment Monitoring Service,CMEMS)提供.该数据为对各种来源(CTD、XBT、ADCP、Argo、Glider、Mooring、遥感等)的观测资料进行质量控制和同化处理、结合相关物理海洋理论模型整合而成的再分析数据.它不仅包含的参数多,空间范围广,而且延伸的时段长,是一个综合的数据集.这里使用的参数均为日平均数据,包括:海水不同空间位置(经纬度及深度)对应的位温、纬向流速、经向流速和海表高度等.数据水平网格分辨率为 1/12°,垂向深度最大可达 5000 m.历史 CTD 数据来自美国海洋与大气管理局国家环境信息中心(NOAA-NCEI).CTD 测站位置如图 1a 所示,一共 50 个.由 CTD 数据获得区域的温盐剖面和 T-S 图,并且由温度和盐度数据并利用海水热力学状态方程(TEOS-10)计算出对应的声速.拟合声速数据用于地震剖面的时深转换.

2.2 方法

因为地球自转,地球上的一切,包括海洋、大气都随着地球旋转.这种旋转叫做行星涡度(又叫做科里奥利参数) $f = 2\Omega\sin\varphi$,是地球局部旋转速度的两倍(Talley et al., 2011).这里,Ω 是地球自转角速度,φ 是所在纬度.海洋和大气的自转速度与地球不完全一样,由于海流和风的作用,它们又相对于地球旋转.相对涡度 $\zeta = \nabla_z \times \boldsymbol{V} = \partial v/\partial x - \partial u/\partial y$ 为海流相对于地球的涡度.这里 $\boldsymbol{V}$ 是流速矢量,u 和 v 分别为流速东向和北向分量,由于海流水平流速远远大于垂向流速,这里只考虑水平流速,则相对涡度只考虑垂向分量.Rossby 数 $Ro = \zeta/f$ 表示被行星涡度标准化的相对涡度,为无量纲数.当 $|Ro| \ll 1$ 表示水平压强梯度力和科氏力平衡,处于地转平衡状态.在亚中尺度过程中,相对涡度与行星涡度相当、甚至大于行星涡度.北半球气旋涡(逆时针旋转)Ro 为正值,反气旋涡为负值(右手定则).Okubo-Weiss 参数(以下简称 OW 参数)为表征形变和旋转(相对涡度)相对重要性的量(Okubo, 1970;Weiss, 1991),定义为 $W = s^2 - \zeta^2$,其中 $s^2 = s_n^2 + s_s^2 = (\partial u/\partial x - \partial v/\partial y)^2 + (\partial v/\partial x - \partial u/\partial y)^2$ 为水平切变率的平方.该参数将水平流场分为不同的体系:当 $W > 0$ 时,水平切变占据主导地位;当 $W < 0$ 时,涡旋主导该区域动力过程(Tsai et al., 2015).OW 参数经常被用来辨别涡旋(Tsai et al., 2015;Chang and Oey, 2014;Isern-Fontanet et al., 2006).

利用 CMEMS 的再分析数据的水平流速即可计算出垂直地震剖面的水平流速、地震剖面处的 Rossby 数以及 OW 参数.

3 结果与讨论

3.1 亚中尺度相干涡

图 3a 为 L115 地震剖面,剖面上部明显存在一个凸透镜状反射.透镜状反射的宽度约为 160 km,对应剖面上 30~190 km 处厚度约 500 m,深度从 100 m 延伸到约 600 m,核心深度约 200 m,横向位置 120 km.反射体大致左右对称,左上方同相轴向西倾斜,右上方同相轴向东倾斜.此外,中心表现为强反射,中心的东西两侧表现为弱反射,弱反射外围又显示为强反射.上边界反射强度和坡度均较大,而下边界为较弱的近水平反射带.结合前人研究(Biescas et al., 2008;Pinheiro et al., 2010;Song et al., 2011),初步判断这个透镜状反射是一个涡旋.涡旋上部两侧的倾斜反射即是涡旋和周围水团由于横向温度梯度而形成温度锋.锋面处以热盐侵入为主,横向热盐侵入将横向温度梯度转化为垂向温度梯度.

下面结合来自 CMEMS 再分析数据计算的垂直地震剖面的水平流速、沿地震剖面的 Rossby 数和 OW 参数进行分析.再分析数据为 2000 年 6 月 23 日的日平均数据,比地震采集时间相比略晚.图 3b 为垂直地震剖面的水平流速.200 m 以上深度存在较强的水平流速,且东西两侧的流速方向相反:西侧流出,东侧流入.流速中心分别在约 40 km 和 180 km 处.流速方向相反说明剖面存在水平流速剪切.图 3c 为被科里奥利参数 f 标准化后的相对涡度 ζ,即 Rossby 数 Ro.北半球 f 为正值,若存在涡旋,则正、负 Ro 分别对应气旋涡和反气旋涡.剖面 200 m 以上深度的偏东侧存在 Ro 正值中心,位置与透镜状反射的核心相比略偏东,且最大值 $Ro_{\max} > 0.5$.图 3d 为剖面对应的 OW 参数 W,与图 3c 的 Ro 正值中心的相同位置表现为负值中心.$W < 0$,表明涡旋主导该区域动力特征.这些剖面特征初步验证了上述推断.

为进一步分析,需考虑剖面周围的海洋学背景.这里选择了海水温度、Rossby 数、OW 参数以及水平流速矢量在不同深度(100、200、300、500 m)的水平切片(图 4).当深度为 100 m 时,地震测线刚好穿

过一个低温中心，在相同位置存在 *Ro* 正值中心和 OW 参数负值中心，核心处 *Ro* 接近 1，表明这里亚中尺度过程已相当发育. 并且涡旋周围的正值 OW 参数说明这里存在水平剪切，和地震剖面上锋面处(图 3a)位置吻合，这是涡旋边缘存在强的拉伸和剪切而导致的亚中尺度锋面，对于涡旋来说也是涡丝存在的位置. 流速矢量也表现出气旋(逆时针旋转)的特征. 气旋的中心没有被地震测线穿过，而是位于后者正西南方约 25 km 处. 当深度为 200 m 时，四种参数的特征与深度为 100 m 时基本一致，只是强度都有所减弱，但是低温中心略微向东南移动. 当深度为 300 m 时，各种参数的强度进一步减弱，且气旋中心向西北移动，气旋空间规模明显变小. 当深度为 500 m 时，各种参数的强度继续减弱，且气旋中心继续沿测线向西北移动，气旋规模已经相当小.

上述剖面上的流速特征、正 Rossby 数，以及不同深度切片上的低温中心、正 Rossby 数和流速矢量，综合表明 L115 地震测线穿过了一个气旋涡. 不同深度的流速矢量表明垂向上涡中心从上向下逐渐向西北倾斜，并且涡旋的强度随着深度增加而逐渐减弱.

一般普遍使用 Rossby 变形半径或者 Rossby 数来判别亚中尺度涡. 例如，McWilliams (1985)按照涡旋水平半径小于 Rossby 变形半径这一标准，认为地中海涡旋为亚中尺度相干涡. 但目前还没有一个公认的标准将海洋现象定义为亚中尺度过程(Zheng et al.，2020). 这里定义 Rossby 数为 0.5～1 或者水平半径小于 Rossby 变形半径的涡旋为亚中尺度涡. Rossby 变形半径与纬度、水体高度的特征尺度、密度分布有关. 次表层亚中尺度涡又叫做亚中尺度相干涡(McWilliams，1985). 尼加拉瓜岸外的 Rossby 变形半径约 100 km(Chelton et al.，1998)，这里 L115 剖面显示的涡旋横向半径约 80 km. 一般海表高度的低值中心和高值中心分别对应气旋涡和反气旋涡(Pinheiro et al.，2010；Pingree and Le Cann，1992). 但在海表高度图上(图 1b)，涡旋上方并没有显示对应于气旋涡的低异常，即该涡旋属于海洋次表层气旋. 此外，该气旋涡中心对应的 Rossby 数大于 0.5(图 4b)，所以该涡旋应该属于亚中尺度相干涡.

3.2　核心强反射

一般认为涡旋中心和涡旋边缘动力特征不同. 涡旋边缘由于与周围水团的交换，会存在剧烈的热盐侵入，在地震剖面上会表现为强反射特征. 而涡旋

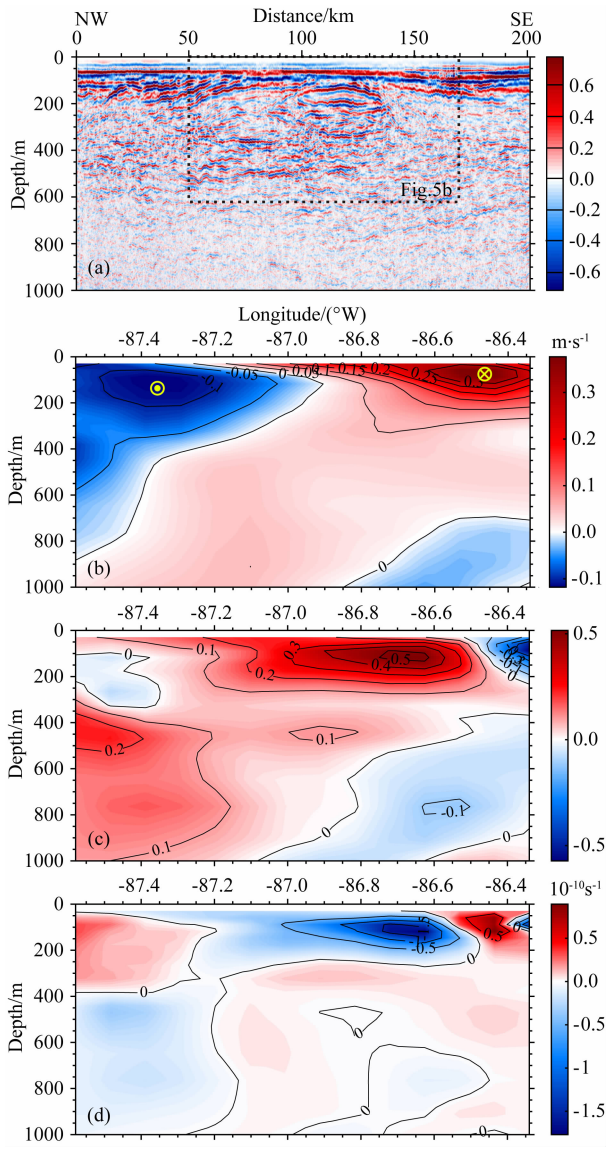

图 3　(a) L115 地震剖面；(b) 垂直剖面的水平流速，红色和蓝色分别表示流入和流出；(c)和(d) 分别为地震剖面处的 Rossby 数和 Okubo-Weiss 参数

Fig. 3　(a) Seismic transect L115; (b) Horizontal velocity perpendicular to the transect, red and blue indicate inflow and outflow respectively; (c) and (d) are Rossby number and Okubo-Weiss parameter at the seismic transect, respectively

中心由于水团性质较为均一，故而在地震剖面上表现为弱反射. 涡旋的这种中心弱、边界强的反射特征在以往的研究中普遍存在(Biescas et al.，2008；Pinheiro et al.，2010；Song et al.，2011；Gunn et al.，2018；Gula et al.，2019；Tang et al.，2014a). 然而图 3a 地震剖面中却显示在涡旋核心处显示出强反射特征，这与以往研究的涡旋特征不同. Biescas 等(2008)也曾在地震剖面上发现了一个核心不是弱反射的涡旋，而且从涡旋边缘到核心有多

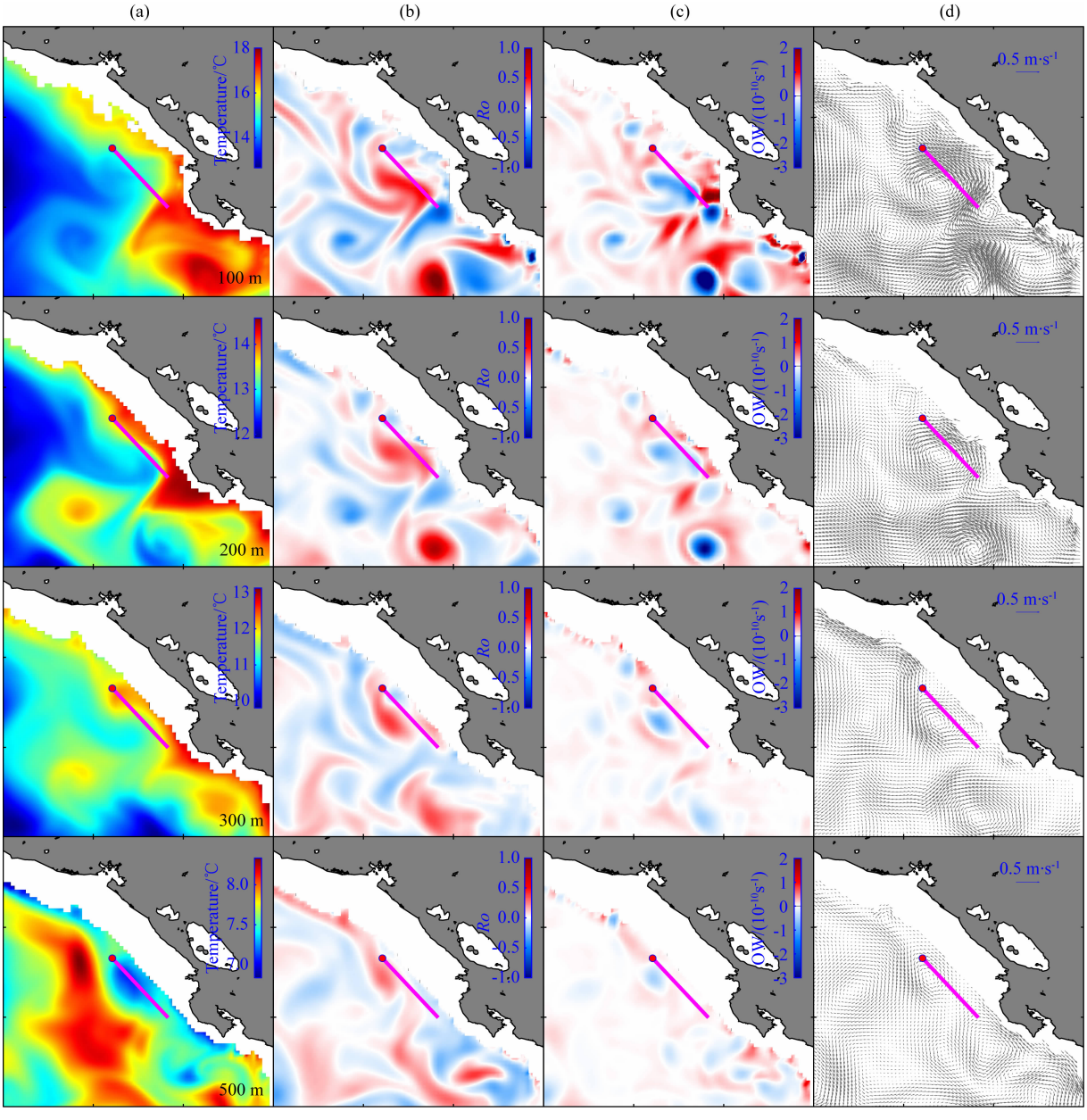

图 4 L115 地震测线采集期间(2000 年 6 月 23 日)不同深度(100、200、300、500 m)的(a)海水温度、(b)Rossby 数、(c)Okubo-Weiss 参数和(d)水平流速矢量

品红色实线表示地震测线,红色圆点表示采集起点.需要说明的是不同深度的温度色标范围不一样.

Fig. 4 (a) Sea water temperature, (b) Rossby number, (c) Okubo-Weiss parameter and (d) horizontal velocity at different depths (100, 200, 300, 500 m) during the acquisition of seismic survey line L115 (June 23, 2000)

The magenta line is the seismic survey line, and the red dot is the acquisition starting point.

Note that the colorbar ranges of temperature at different depths are distinct.

个相间的同心圆状强反射带.他们认为有两种可能性:地震测线可能没有穿过均匀混合的涡旋核心,或者涡旋已经存在较长时间,从而周围水团对核心的横向热盐侵入较强烈.但是 L115 剖面涡旋反射特征与 Biescas 等人的却不同.这里横向上从涡旋核心到涡旋边缘依次是强反射、弱反射、强反射,且大致关于核心左右对称;而在垂向上核心下方存在近水平中等强度反射带.所以可以排除第二种可能,因为若是涡核已被周围水团横向侵入,涡核和边缘之间不应该存在弱反射.但是涡核下方强反射表明可能是涡旋核心和顶底水团发生了剧烈的双扩散作用形成双扩散层,从而引起混合.

第一种解释可能存在.因为图 4d 平面流速矢量显示的涡旋中心和地震测线的确有偏移,即使二者

对应时间并不完全吻合. 也就是说，地震剖面并未捕获到涡旋核心. 如图 5a 所示，涡核 1 在地震剖面的另一侧且未被后者穿过，而 2—4 层则在地震剖面上反映出来. 其中 2 层即为地震剖面上的强反射核心，可能为顶底的双扩散作用引起的. 3 层为 2 层外侧的弱反射层，仍保持有来自核心的水团，但是被 2 层隔开. 4 层则为最外侧的强反射层，横向热盐侵入和垂向双扩散都存在. 另外可以发现，地震剖面上的强反射核心并不是同心圆状，而是呈上下相邻的两个核心，即为双核结构(图 5b). 两个核心的宽度皆约 40 km，上、下方核心厚度分别约 80 m 和 100 m. 这里推断，由于涡旋内部水团和顶底水团的双扩散作用，使得内部水团性质不再均一，从而形成了上下相邻的强反射双核结构.

3.3　正交剖面反射特征

再分析水文数据可以用来判定涡旋位置，但由于横向分辨率(1/12°网格分辨率)限制，无法揭示涡旋的精细结构，高分辨地震数据则弥补了这一缺陷，二者结合则可以分析涡旋位置和内部精细结构.

除了大致平行海岸线的 L115 测线，EW0005 航次还有 7 条与 L115 正交的地震测线穿过了该气旋涡. 如图 6 所示，根据 200 m 深度的海水水平流速圈出气旋涡的中心. 按照地震测线采集时间顺序(表 1)和测线相对位置(图 6)可以看出，前 7 条垂直海岸线的测线按照从东南到西北顺序逐渐往返采集. 由地震测线和涡旋中心的位置关系(图 6b—i)可以看出，8 条测线中有 4 条穿过了涡旋核心，分别为 L22、L26、L24 和 L28，剩余 4 条则只穿过了涡旋边缘. 需要说明的是，除了 L115 测线采集时间较晚(6 月 23 日)，其他 7 条测线依次在 6 月 1—4 日共 4 天内采集. 对于上百公里尺度的海水运动来说，可以认为涡旋 4 天内的变化极小(Tsuji et al., 2005)，故可以利用这些不同的地震剖面分析涡旋不同部位(边缘、核心)的地震反射特征.

图 7 为 7 条穿过涡旋的地震剖面. 根据一般涡旋的反射特征，圈定出地震剖面中的涡旋边界. 其中上边界均表现为明显的强反射带，且涡旋右上边界为倾斜反射，这是由于涡旋水团和周围水团发生横向热盐侵入而形成的水平温度梯度带，即亚中尺度锋面，锋面处海水垂向运动较为强烈，是海洋营养物质垂向输送的重要通道. 而涡旋下边界反射则不明显，除了 L115 剖面和 L10 剖面的涡旋下边界分别为中等强度反射和倾斜反射外，其他剖面下边界均表现为近水平弱反射. 这种强反射上边界和弱反射下边界的特征可能是由于气旋冷涡等温线的上凸特性导致的(Zhang et al., 2014). 等温线上凸会使得涡旋上边界的垂向温度梯度大，下边界的垂向温度梯度小，从而造成这种反射强度的差异.

前 7 个剖面上涡旋中心均表现为中等强度反射，局部有强反射，且除 L10 涡旋中心同相轴较为倾斜外，其余反射同相轴均近水平. 根据前人研究，涡旋中心一般表现为弱反射或者同心圆状中等强度反射. 这里地震剖面上的气旋涡中心却普遍为一系列近水平的中等强度反射，甚至出现局部强反射，与

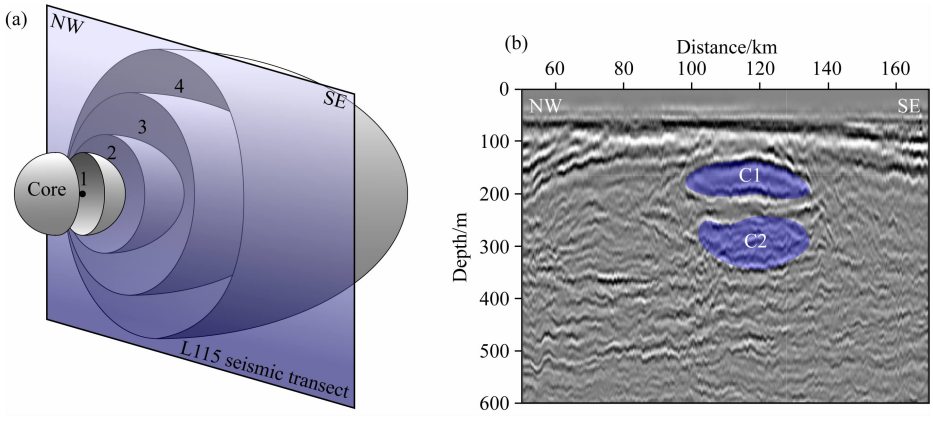

图 5　(a)三维涡旋反射层示意图. 1—4 分别表示涡核、垂向为主的强反射双扩散层、弱反射层、强反射热盐侵入层. 四边形表示地震剖面，地震剖面未穿过涡核. (b)L115 地震剖面上涡旋的强反射双核结构. 蓝色区域 C1 和 C2 为强反射所圈定的两个核心

Fig. 5　(a) The cartoon of 3D eddy reflection layers. Number 1—4 represent eddy core, strong reflection double diffusion layer, weak reflection layer and strong reflection themohaline intrusion layer, respectively. The quadrilateral represents the seismic transect, which does not pass through the eddy core. (b) Dual-core strong reflection structure of the eddy on seismic transect L115. The blue areas C1 and C2 are the two cores delineated by strong reflection

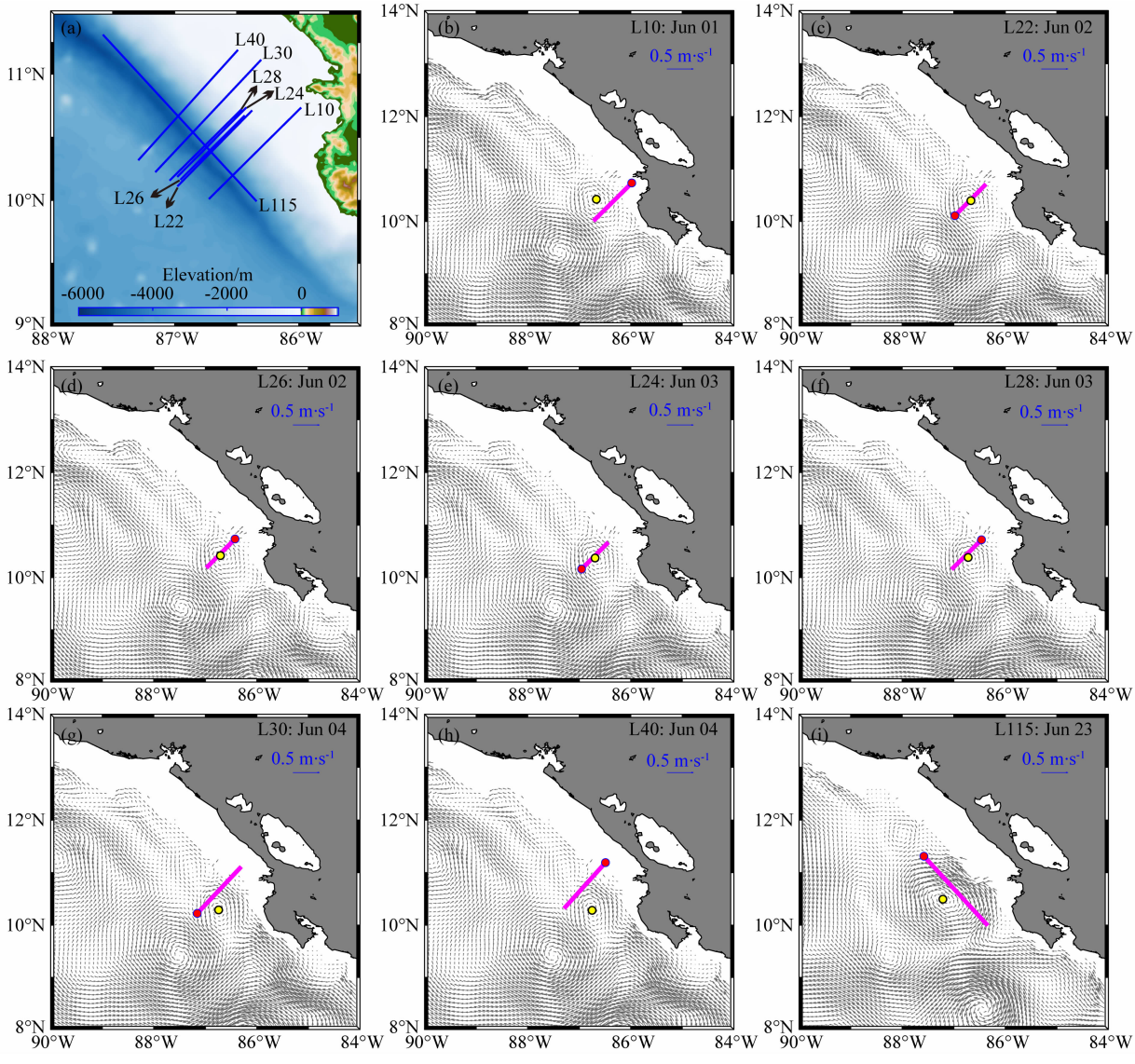

图 6 (a)地震测线位置图,(b)—(i)分别为 8 条地震测线采集期间的 200 m 深度的日平均海水水平流速,黄色圆点表示水平流速圈定的涡旋中心,品红色实线为地震测线,红色圆点表示采集起点

Fig. 6 (a) Location of seismic survey lines, (b)—(i) are the daily average horizontal velocity of sea water at 200 m depth during 8 seismic lines are acquired, the yellow dots are the eddy centers delineated by the horizontal velocity, the magenta lines are the seismic lines, and the red dots represent the acquisition starting points

L115 的核心强反射特征也不相同. 因为海水地震图像主要是海水垂向温度梯度的反映(Ruddick et al., 2009),这些近水平反射说明涡旋内部水团不太均匀发生了部分混合,并且表现出良好的分层性. 这表明该气旋涡可能已经存在了较长时间.

从涡旋的视厚度可以看出,前 7 个剖面中,穿过涡旋核心比穿过涡旋边缘的涡旋视厚度更大,这是由涡旋整体的凸透镜形态决定的. 但是 L115 的涡旋视厚度明显较大,这是因为和前 7 条测线相比,其采集时间较晚,在向西北移动的过程中涡旋的强度逐渐增强、规模逐渐变大. 此外,由其他水文参数也可以看出(未显示),地震数据采集期间,该气旋涡缓慢向西北方向移动,其空间尺度逐渐增大、强度(流速大小、Rossby 数)逐渐增强.

此外,深度为 800～900 m 时,部分剖面(L22、L26、L24 和 L28)存在局部较连续的中等强度近水平反射带,这可能是涡旋下方的部分小尺度的水团边界(图 7 中的蓝色虚线方框). 根据深度范围,结合图 2 中历史 CTD 数据,推断可能是上方的副热带下层水(STUW)和下方的南极中层水(AAIW)形成的水团边界. L30 剖面的涡旋下方存在一个内部弱反射的小涡旋,结合位置分析,推断该小涡旋可能是从

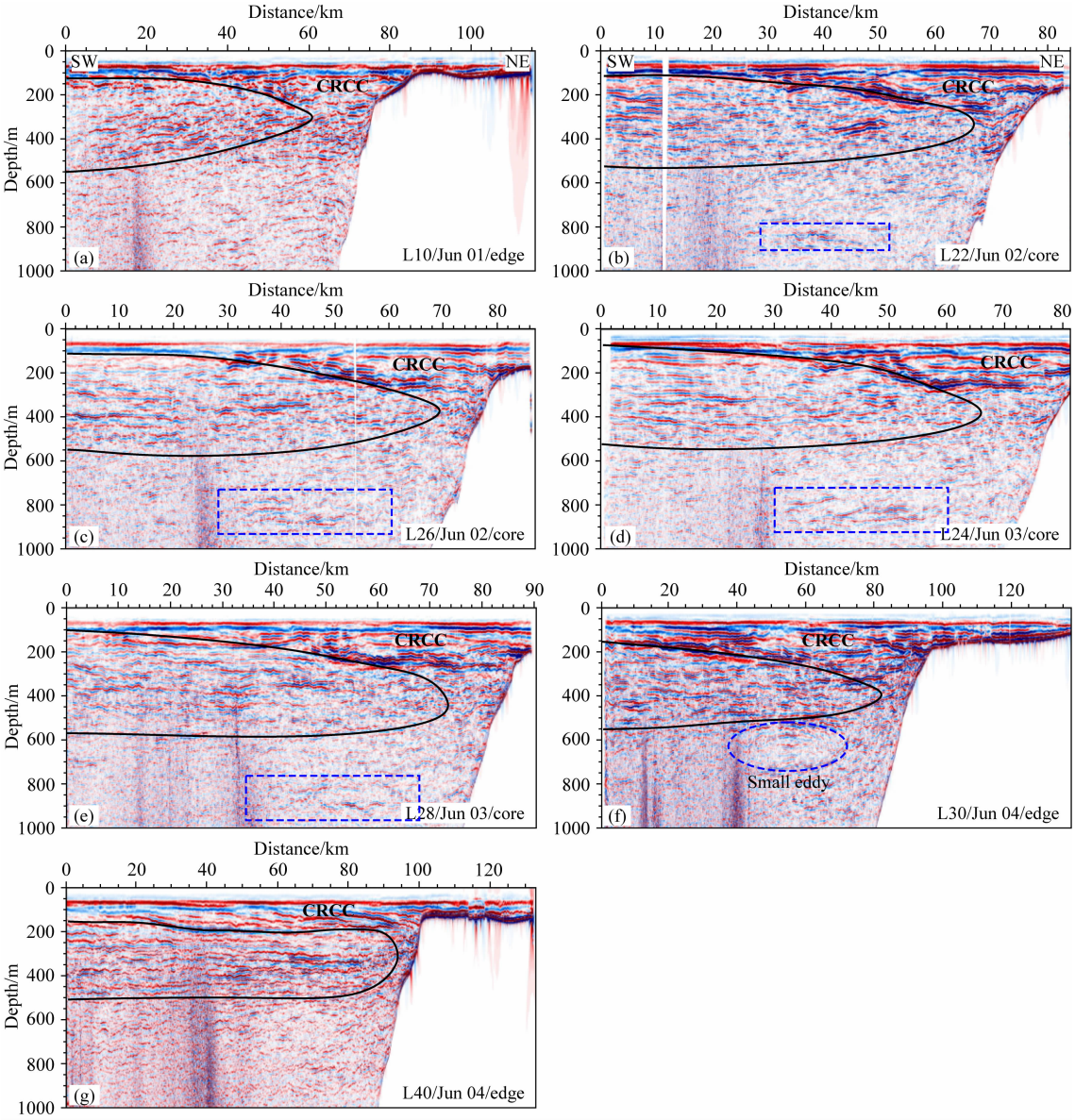

图 7　7 个地震剖面中的涡旋图像（黑色实线大致圈出涡旋边界，蓝色虚方框为水团边界，蓝色虚椭圆为小涡旋，海底反射被切除）

Fig. 7　The cyclonic eddy images on 7 seismic transects. The black curves roughly delineate the eddy boundaries, the blue dotted rectangles delineate the water boundaries, and the blue dotted circle is small eddy. Seafloor reflections are muted

上方气旋涡中脱落形成. 7 个剖面涡旋边界右上方均表现为近水平中等—强反射，总体一致性较好. Brenes 等（2008）分析，沿岸流 CRCC 存在于 CRD 和海岸之间，且由于大量涡旋的存在，CRCC 向北的流路相当曲折. 所以这里认为，涡旋右上方的近水平反射即为气旋涡西北侧向极流去的 CRCC. 这里 CRCC 将低纬度的热带表层水（TSW）沿着海岸向北输送，对区域气候影响较大.

总体来说，与 L115 剖面正交的 7 个剖面和前者的涡旋反射特征表现出了较大差异. 这一方面体现了该气旋涡空间结构的不对称性，也说明了其时间演化特征.

4　结论与展望

一个在中美洲鹦鹉湾采集的地震剖面 L115 捕获到了海水层的一个透镜状反射结构. 透镜状反射的宽度约 150 km，厚度约 500 m，深度从 100 m 延伸到约 600 m，核心深约 200 m. 结合和地震采集时间几乎同期的CMEMS再分析数据中的流速和海

表 2 8 个地震剖面上的涡旋反射特征

Table 2 Reflection characteristics of the eddy on the eight seismic transects

测线号		L10	L22	L26	L24	L28	L30	L40	L115
采集日期(2000, UTC)		06-01	06-02	06-02	06-03	06-03	06-04	06-04	06-23
测线走向		SW-NE	SW-NE	SW-NE	SW-NE	SW-NE	SW-NE	SW-NE	NW-SE
测线穿过涡旋部位		东南边缘	核心	核心	核心	核心	西北边缘	西北边缘	东北边缘
涡旋中心	反射强度	中等	中等	中等	中等	中等	中等	中等	强
	同相轴	倾斜	近水平	近水平	近水平	近水平	近水平	近水平	透镜状
涡旋上边界	反射强度	强	强	强	强	强	强	强	强
	同相轴	倾斜	倾斜	倾斜	倾斜	倾斜	倾斜	倾斜	倾斜
涡旋下边界(不明显)	反射强度	弱	弱	弱	弱	弱	弱	弱	中等
	同相轴	倾斜	近水平	近水平	近水平	近水平	近水平	近水平	近水平
涡旋视厚度 / m		420	410	420	460	480	380	350	500
相关水团		CRCC	CRCC;水团边界	CRCC;水团边界	CRCC;水团边界	CRCC;水团边界	CRCC;small eddy	CRCC	/

水温度数据以及计算的 Rossby 数和 Okubo-Weiss 参数,根据剖面上和不同深度切片上的数据,将这一透镜状反射综合解释为气旋涡,且可能是亚中尺度相干涡(SCV).和一般涡旋中心的弱反射特征不同,L115 地震剖面上该气旋涡的中心为强反射,并且进一步发现强反射核心为上下相邻的双核结构,推测这是由于地震剖面并未穿过涡旋核心水、剖面上的核心强反射可能只是由于涡旋顶底与核心水外层的水团双扩散作用造成的.

7 条和 L115 大致正交的地震剖面也捕捉到了这个气旋涡.这些剖面整体反射特征一致性较好,但和 L115 剖面差异较大.涡旋内部普遍表现为近水平的中等强度反射,这与以往研究的涡旋特征不同.此外,涡旋上边界为强反射,下边界为弱反射,这可能是由于气旋涡的等温线上凸,使得涡旋上、下边界垂向温度梯度分别较大和较小.前 7 个剖面和 L115 剖面的涡旋反射特征的差异表明了该气旋涡空间结构的不对称性,也体现了气旋涡的时间演化特征.

过去地震海洋学对海洋涡旋的研究分布在地中海周边、南海、南大洋、阿拉斯加湾和墨西哥湾等海域.这里我们又对中美洲西海岸的涡旋进行了地震成像,进一步拓宽了海洋涡旋的地震海洋学研究的海域范围.不同海域涡旋的反射特征有较大差别,未来可以利用地震海洋学方法对其他海域的各种性质的涡旋进行研究,充分利用地震数据高分辨率全海水深度快速成像的优势,加深对海洋涡旋结构和性质的认识.

致谢 感谢海洋地球科学数据系统(Marine Geoscience Data System,http://www.marine-geo.org)提供的反射地震数据,欧盟哥白尼海洋环境监测中心(Copernicus Marine Environment Monitoring Service,http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products/)提供的再分析水文数据,以及美国海洋与大气管理局国家环境信息中心(NOAA-NCEI,https://www.nodc.noaa.gov/OC5/indprod.html)提供的历史 CTD 数据.感谢外审专家给出的建设性修改意见.

References

Biescas B, Sallarès V, Pelegri J L, et al. 2008. Imaging meddy finestructure using multichannel seismic reflection data. *Geophysical Research Letters*, 35(11): L11609, doi: 10.1029/2008GL033971.

Biescas B, Ruddick B R, Nedimovic M R, et al. 2014. Recovery of temperature, salinity, and potential density from ocean reflectivity. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(5): 3171-3184, doi: 10.1002/2013jc009662.

Blacic T M, Jun H, Rosado H, et al. 2016. Smooth 2-D ocean sound speed from Laplace and Laplace-Fourier domain inversion of seismic oceanography data. *Geophysical Research Letters*, 43(3): 1211-1218, doi: 10.1002/2015gl067421.

Brenes C L, Lavín M F, Mascarenhas A S Jr. 2008. Geostrophic circulation between the Costa Rica Dome and Central America. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55(5): 608-629, doi: 10.1016/j.dsr.2008.02.005.

Chang Y L, Oey L Y. 2014. Analysis of STCC eddies using the Okubo-Weiss parameter on model and satellite data. *Ocean Dynamics*, 64(2): 259-271, doi: 10.1007/s10236-013-0680-7.

Chelton D B, Deszoeke R A, Schlax M G, et al. 1998. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography*, 28(3): 433-460, doi: 10.1175/1520-0485(1998)028〈0433:Gvotfb〉2.0.Co;2.

Fiedler P C. 2002. The annual cycle and biological effects of the Costa Rica Dome. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(2): 321-338, doi: 10.1016/S0967-0637(01)00057-7.

Gula J, Molemaker M J, Mcwilliams J C. 2016. Topographic generation of submesoscale centrifugal instability and energy dissipation. *Nature Communications*, 7: 12811, doi: 10.1038/ncomms12811.

Gula J, Blacic T M, Todd R E. 2019. Submesoscale coherent vortices in the Gulf Stream. *Geophysical Research Letters*, 46(5): 2704-2714, doi: 10.1029/2019gl081919.

Gunn K L, White N J, Larter R D, et al. 2018. Calibrated seismic imaging of eddy-dominated warm-water transport across the Bellingshausen Sea, Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(4): 3072-3099, doi: 10.1029/2018jc013833.

Holbrook W S, Fer I. 2005. Ocean internal wave spectra inferred from seismic reflection transects. *Geophysical Research Letters*, 32(15): L15604, doi: 10.1029/2005GL023733.

Holbrook W S, Fer I, Schmitt R W, et al. 2013. Estimating oceanic turbulence dissipation from seismic images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30(8): 1767-1788, doi: 10.1175/Jtech-D-12-00140.1.

Holbrook W S, Páramo P, Pearse S, et al. 2003. Thermohaline fine structure in an oceanographic front from seismic reflection profiling. *Science*, 301(5634): 821-824, doi: 10.1126/science.1085116.

Huang X H, Song H B, Pinheiro L M, et al. 2011. Ocean temperature and salinity distributions inverted from combined reflection seismic and XBT data. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 54(5): 1293-1300, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.05.018.

Huang X H, Song H B, Bai Y, et al. 2013. Estimation of geostrophic velocity from seismic images of mesoscale eddy in the South China Sea. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 56(1): 181-187, doi: 10.6038/cjg20130118.

Isern-Fontanet J, García-Ladona E, Font J. 2006. Vortices of the Mediterranean Sea: an altimetric perspective. *Journal of Physical Oceanography*, 36(1): 87-103, doi: 10.1175/JPO2826.1.

Kessler W S. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2-4): 181-217, doi: 10.1016/j.pocean.2006.03.009.

Mcgillicuddy D J Jr, Anderson L A, Bates N R, et al. 2007. Eddy/wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton blooms. *Science*, 316(5827): 1021-1026, doi: 10.1126/science.1136256.

McWilliams J C. 1985. Submesoscale, coherent vortices in the ocean. *Reviews of Geophysics*, 23(2): 165-182, doi: 10.1029/RG023i002p00165.

McWilliams J C. 2016. Submesoscale currents in the ocean. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 472(2189): 20160117, doi: 10.1098/rspa.2016.0117.

Nakamura Y, Noguchi T, Tsuji T, et al. 2006. Simultaneous seismic reflection and physical oceanographic observations of oceanic fine structure in the Kuroshio extension front. *Geophysical Research Letters*, 33(23): L23605, doi: 10.1029/2006gl027437.

Okubo A. 1970. Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 17(3): 445-454, doi: 10.1016/0011-7471(70)90059-8.

Onken R, Baschek B, Angel-Benavides I M. 2020. Very high-resolution modelling of submesoscale turbulent patterns and processes in the Baltic Sea. *Ocean Science Discussions*, 16(3): 657-684, doi: 10.5194/os-16-657-2020.

Papenberg C, Klaeschen D, Krahmann G, et al. 2010. Ocean temperature and salinity inverted from combined hydrographic and seismic data. *Geophysical Research Letters*, 37(4): L04601, doi: 10.1029/2009gl042115.

Pingree R, Le Cann B. 1992. Three anticyclonic Slope Water Oceanic Eddies (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(7-8): 1147-1175, doi: 10.1016/0198-0149(92)90062-X.

Pinheiro L M, Song H B, Ruddick B, et al. 2010. Detailed 2-D imaging of the Mediterranean outflow and meddies off W Iberia from multichannel seismic data. *Journal of Marine Systems*, 79(1-2): 89-100, doi: 10.1016/j.jmarsys.2009.07.004.

Reyes-Hernández C, Ahumada-Sempoal M Á, Durazo R. 2016. The Costa Rica Coastal Current, eddies and wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Southern Mexican Pacific. *Continental Shelf Research*, 114: 1-15, doi: 10.1016/j.csr.2015.12.012.

Ruddick B, Song H B, Dong C Z, et al. 2009. Water column seismic images as maps of temperature gradient. *Oceanography*, 22(1): 192-205, doi: 10.5670/oceanog.2009.19.

Sheen K L, White N J, Hobbs R W. 2009. Estimating mixing rates from seismic images of oceanic structure. *Geophysical Research Letters*, 36(24): L00D04, doi: 10.1029/2009GL040106.

Sheen K L, White N, Caulfield C P, et al. 2011. Estimating geostrophic shear from seismic images of oceanic structure. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 28(9): 1149-1154, doi: 10.1175/Jtech-D-10-05012.1.

Song H B, Dong C Z, Chen L, et al. 2008. Reflection seismic methods for studying physical oceanography: Introduction of seismic oceanography. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 23(4): 1156-1164.

Song H B, Pinheiro L M, Ruddick B, et al. 2011. Meddy, spiral arms, and mixing mechanisms viewed by seismic imaging in the Tagus Abyssal Plain (SW Iberia). *Journal of Marine Research*, 69(4-6): 827-842, doi: 10.1357/002224011799849309.

Su Z, Wang J B, Klein P, et al. 2018. Ocean submesoscales as a key component of the global heat budget. *Nature Communications*, 9: 775, doi: 10.1038/s41467-018-02983-w.

Talley L D, Pickard G L, Emery W J, et al. 2011. Descriptive Physical Oceanography: An Introduction. 6th ed. London, UK: Elsevier.

Tang Q S, Gulick S P S, Sun L T. 2014a. Seismic observations from a Yakutat eddy in the northern Gulf of Alaska. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(6): 3535-3547, doi: 10.1002/2014JC009938.

Tang Q S, Wang C X, Wang D X, et al. 2014b. Seismic, satellite and site observations of internal solitary waves in the NE South China Sea. *Scientific Reports*, 4: 5374, doi: 10.1038/srep05374.

Tsai C J, Andres M, Jan S, et al. 2015. Eddy-Kuroshio interaction processes revealed by mooring observations off Taiwan and Luzon. *Geophysical Research Letters*, 42(19): 8098-8105, doi: 10.1002/2015gl065814.

Tsuji T, Noguchi T, Niino H, et al. 2005. Two-dimensional mapping of fine structures in the Kuroshio Current using seismic reflection data. *Geophysical Research Letters*, 32(14): L14609, doi: 10.1029/2005GL023095.

Weiss J. 1991. The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 48(2-3): 273-294, doi: 10.1016/0167-2789(91)90088-Q.

Yilmaz O. 2001. Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data. Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists.

Zhang Z G, Wang W, Qiu B. 2014. Oceanic mass transport by mesoscale eddies. *Science*, 345(6194): 322-324, doi: 10.1126/science.1252418.

Zheng Q A, Xie L L, Xiong X J, et al. 2020. Progress in research of submesoscale processes in the South China Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, 39(1): 1-13, doi: 10.1007/s13131-019-1521-4.

附中文参考文献

黄兴辉, 宋海斌, Pinheiro L M, 等. 2011. 利用反射地震数据和XBT数据联合反演海水的温盐分布. 地球物理学报, 54(5): 1293-1300, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.05.018.

黄兴辉, 宋海斌, 拜阳等. 2013. 利用地震海洋学方法估算南海中尺度涡的地转流速. 地球物理学报, 56(1): 181-187, doi: 10.6038/cjg20130118.

宋海斌, 董崇志, 陈林等. 2008. 用反射地震方法研究物理海洋—地震海洋学简介. 地球物理学进展, 23(4): 1156-1164.

(本文编辑 胡素芳)