基于SAR波模式数据的涌浪起源追踪与定位

王璇^①, 蒋浩宇^①, 陈戈^{①②}, 于方杰^{①②*}

① 中国海洋大学信息科学与工程学院, 青岛海洋科学与技术协同创新中心, 青岛 266100;

② 青岛海洋科学与技术国家实验室, 区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 青岛 266100

* 通讯作者, E-mail: yufangjie@ouc.edu.cn

收稿日期: 2015-02-01; 接受日期: 2016-05-19; 网络版发表日期: 2016-09-18

国家自然科学基金项目(批准号: 41331172, U1406404, 61361136001)和青岛海洋科学与技术国家实验室鳌山科技创新计划项目(编号: 2015ASKJ01)资助

摘要 在强烈的风暴下所产生的涌浪, 因其微弱的耗散性, 往往能够横穿整个洋盆. 这一特性使得利用卫星遥感技术观测涌浪的产生、消亡过程, 以及通过涌浪参数反演风暴特征成为了可能. 本文利用2003~2010年Globwave提供的SAR波模式数据, 根据涌浪的频散关系和其传播的几何光学定理对涌浪进行了反向的起源追踪, 从而对产生涌浪系统的风暴进行了定位, 并实现了对涌浪场的一致化时空场重构. 通过与海面风速数据的对比分析, 印证了这一方法的有效性. 采用这一方法, 本文得到了涌浪源起源的时空分布特征和相应的涌浪演化的一般过程. 这些结果对涌浪预警、海浪模式、海气界面传输及气候变化等相关领域均有一定的应用价值.

关键词 合成孔径雷达, 风暴, 涌浪追踪

1 引言

涌浪是指当地风减小或改变方向后所遗留的, 或是由其他海域所传来的长周期重力波. 涌浪在其传播过程中的衰减很小, 能量半衰距离能够达到数千千米(Ardhuin等, 2009), 因此能够在大洋中传播惊人的距离. 例如, 在南加利福尼亚沿岸夏季观测到的拍岸涌浪发源于约10000km以外的南大洋风暴区. 涌浪在大洋中分布广泛, 在全球80%以上的海域都有占据主导地位(Chen等, 2002; Jiang和Chen, 2013), 且占据了全球海浪能量中的大部分. 因其强大的能量, 早期对涌浪的研究主要关注于其对沿岸及海上建筑和设施的潜

在威胁及其在海洋工程中的相关应用. 而近年来, 越来越多的研究开始关注到, 涌浪的传播将风暴的部分能量向大洋中的各区域输送, 是海气边界层动量在空间中再分配的重要因素之一. 例如, 涌浪的存在能够影响海气边界层的剖面结构, 进而影响海气边界的动量交换(Högström等, 2013; Hanley等, 2010; Semedo等, 2011). 涌浪到达海冰区域, 还会使得浮冰破碎, 加速海冰的融化速度(Rapley, 1984; Cathles等, 2009). 此外, 涌浪的预报也是目前海浪模式最为主要的误差来源之一, 因此, 许多国内外学者对涌浪的传播及衰减等问题进行了大量的研究(Collard等, 2009; Ardhuin等, 2009; Wang和Chen, 2015).

中文引用格式: 王璇, 蒋浩宇, 陈戈, 于方杰. 2016. 基于SAR波模式数据的涌浪起源追踪与定位. 中国科学: 地球科学, 46: 1324–1333, doi: 10.1360/N072015-00478
英文引用格式: Wang X, Jiang H Y, Chen G, Yu F J. 2016. Identifying storm-induced wave origins using sar wave mode data. Science China Earth Sciences, 59: 1971–1980, doi: 10.1007/s11430-015-5478-3

涌浪的主要起源地为大洋中的风暴高发区,即南北半球的西风带(Young, 1999). 大洋中风暴的地理分布、强度、频数以及持续时间都直接影响了全球的海浪分布和海气能量传输. 许多学者发现了有效波高的分布和风暴分布特征的联系: 例如, Wang和Swail(2006)利用统计预测观察海平面气压(SLP)和有效波高(SWH)的关系, 得到有效波高分布随着中纬度风暴位置而改变; Shimura等(2013)发现在风暴频发的冬季, 西太平洋型指数(WPI)为正值时, 风暴轴北移; 为负值时, 风暴轴南移并且有向东的趋势, 从而将有效波高、风暴活动以及WPI指数联系起来. 西太平洋型是北半球冬季与地面气压的北太平洋涛动(NPO)相对的500hPa位势高度变化的遥相关型, 在(60°N, 155°E)与(30°N, 155°E)为中心的区域呈现强负相关, 其遥相关指数定义为标准化的500hPa的高度异常资料在这两个格点差值的1/2. 而对于风暴和涌浪之间关联的研究, 由于涌浪观测数据的缺失, 开展相对较少. 目前涌浪研究的数据源主要包括浮标观测、数模分析以及卫星观测三种. 基于涌浪传播频散关系, Munk等(1963)和Snodgrass等(1966)最早通过浮标阵列追踪到了从新西兰传播至阿拉斯加横跨太平洋的涌浪系统, 并首次计算出了大洋中的涌浪衰减率, 成为了海浪研究历史最为著名的现场实验之一. Alves(2006)将全球大洋划分为13个不同的涌浪产生区域, 利用数值模拟给出了每个区域涌浪的主要传播形态和扩散规律. Holt等(1998)和Heimbach等(1998)通过定性分析显示了合成孔径雷达(SAR)追踪涌浪的可行性. 利用SAR波模式提供的海浪谱数据, Collard等(2009)初步建立了涌浪轨迹追踪和涌浪源头定位方法. 为了更好的将卫星测得的数据与海浪模式数据进行数据融合, Delpey等(2010)利用SAR数据以及WW3模式数据对涌浪场进行相关分析, 揭示了涌浪场的时空结构特征. Tandeo等(2013)通过Kalman滤波以及SAR涌浪观测数据对涌浪场进行了数据重构.

目前, SAR是唯一可以获得全球范围海浪方向谱的卫星观测手段, 因此被认为是观测大洋中涌浪传播最为有效的工具, 而关于SAR对海浪的成像机制, 前人也进行了大量的研究. 其中, Chapron等(2001)提出的二维准线性反演算法虽然由于方向位波数截止特性无法提供海浪谱中高频信息, 但却可以快速而准确地反演海浪中的低频信息, 因此特别适合生产业务化的

数据和进行涌浪的研究. SAR的波模式空间采样率较为稀疏, 空间采样间隔大约为100km, 但涌浪场的一致性和涌浪的长距离、大尺度特性仍使利用SAR追踪大洋中的长周期涌浪成为可能. 由于观测数据的缺乏, 目前对涌浪的全球范围内能量生消过程的研究还存在一定的局限性. 而借助SAR提供的海浪方向谱对涌浪进行起源追踪与定位, 可以对其他与风暴有关的数据集(例如风速、波高的遥感及再分析数据集)的分析结果进行补充. 同时, 通过涌浪事件的逆时间溯源的方法对涌浪起源进行定位, 能够更好地反映风暴所产生的“涌浪场”的特征, 因此也可以将其作为一个针对风暴所产生的涌浪进行研究的独立数据源, 更好地探究海洋中涌浪成分来源和传播中的动力过程. 本研究通过SAR的波模式数据所反演的涌浪信息, 对2003~2010年全球大洋中的涌浪进行了追踪和发源风暴定位, 并利用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的再分析数据产品进行比对, 验证了SAR对风暴进行定位的可行性. 根据SAR对涌浪信息追踪的结果, 研究还对全球大洋中涌浪源的溯源效果和时空分布特征进行了分析.

2 数据和方法

本研究采用的数据为Globwave数据库中2003~2010年的ENVISAT波模式数据产品. GlobWave是由欧空局(ESA)资助项目, 向用户提供均匀一致的卫星反演的全球风场、海浪数据, 数据库的具体信息在其网站(URL: <http://www.globwave.info>)中有详细的介绍. 该数据库中的SAR波模式数据为ESA的Level 2数据产品, 即沿卫星轨道每100km提供一个由准线性算法反演的海浪谱数据. 本数据集的质量已被前人多次检验(Collard等, 2005, 2009), 能够有效地对波长200m以上的涌浪进行描述, 且已被运用于涌浪的相关研究(Ardhuin等, 2009; Delpey等, 2010). 海浪谱数据的方向分辨率为10°(数据中波向为波的去向, 由北开始顺时针增大), 波长分辨率为从30~800m以指数递增的方式分布24个数据. 这些海浪谱数据通过谱分割算法(Hanson等, 2001)的进一步计算, 被分割成不同的涌浪成分, 并得出了每个涌浪成分的有效波高, 波峰周期和传播方向. 为保证数据的有效性, 在研究中只保留数据质量最佳、谱分割效果良好的部分数据, 即质量标识位数据为零(quality_flag=0)的数据. 对于谱分割

后的涌浪数据, 进一步采取以下标准对数据进行筛选:

(1) 谱峰波长在300m以上(谱峰周期大于13.8s): 足够的波长一方面能够保证所分离的海浪系统为纯粹的涌浪, 另一方面也能够尽量避免短波与其他的相互作用;

(2) 观测点水深大于500m: 在研究中我们只对深水波进行追踪, 当水深大于半波长时, 波动可视为深水波, 对于谱峰波长600m的海浪, 水深为300m已可视为深水;

(3) 风速小于 10 m s^{-1} , 有效波高大于0.5m: 较小的风速一方面避免了风浪的干扰, 另一方面也保证SAR在波模式下有良好的反演质量, 而有效波高的选择则是为了减小数据的相对误差, 提高信噪比。

涌浪在海洋中的传播, 能够较好地遵循球面几何下的光学原理, 即沿地球大圆的轨迹匀速传播, 遇到障碍时被耗散、反射或是衍射。由于反射和衍射通常在陆地或岛屿部分发生, 且反射及衍射后的波动能量较少, 难以传播至大洋, 在此暂不予考虑。我们利用SAR波模式数据观测得到的谱峰周期和传播方向, 计算出该涌浪系统在地球大圆上传播的群速度向量, 并基于群速度向量模拟涌浪逆时间后向传播的过程, 即依次推算上一时刻涌浪所处的位置, 寻找出这些涌浪观测点的时空汇集区域作为涌浪产生的源头。涌浪是由大洋中的风暴产生的, 当涌浪后向传播经过风速足够大的区域时, 即可停止此后向传播, 根据海浪的充分成长理论, 海浪在风区中的成长的相速度不会超过 10 m s^{-1} 风速的1.2倍。为了更加严格地限制此条件, 防止因风速、波长数据误差所产生的误判, 当1.6倍的 10 m s^{-1} 高空风速超过海浪相速度时, 截止该涌浪的轨迹。例如, 对于波长300m的涌浪, 若在后向传播中遇到风速大于 20 m s^{-1} 的区域, 则可认为该涌浪不可能由此区域之前的海域产生, 传播截止。另外, 在后向传播的过程中, 若遇到陆地(岛屿)或水深小于500m的区域, 假设涌浪被完全耗散, 也对传播过程进行停止。需要注意的是, 在这一过程中得到的涌浪轨迹是一组“过传播”(Over Propagation)的涌浪轨迹, 即涌浪可能并不发源于轨迹的起点而是发源于轨迹中间的某一位置。在实际操作中, 我们以1天为时间分辨率记录涌浪事件在每天的位置, 并将全球划分为空间分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$ 的网格。由此得到不同时刻由观测点回传的SAR数据密度空间分布图 M_i , 并将各个时刻观测点聚集区域 R_j 提取出来, 定义

各个时刻观测点聚集区域集合为 $R = \{R_j, i_p \leq j \leq i_q\}$, 其中:

$$\max_{j \in (i_p, i_q)} \{M_j(R_j)\} \geq \frac{1}{2} \max_{i_p \leq j \leq i_q} \{M_j(R_j)\}, \quad (1)$$

式中, j 为观测时间, 在 i_p 至 i_q 的时间内, 各个时刻观测点聚集区域 R_j 密度分布的极大值 $\max_{j \in (i_p, i_q)} \{M_j(R_j)\}$ 不小于整个集合内观测点聚集区域 R_j 密度分布的极大值 $\max_{i_p \leq j \leq i_q} \{M_j(R_j)\}$ 的1/2, 而这段时间就是溯源得到的风暴持续时间。在实际操作中, 若起始时间仍能检测到观测点聚集区域, 则继续向前检索。得到SAR观测点聚集区域集合 R 后, 定义区域观测点密集度 N_j 为各个时刻观测点聚集区域 R_j 密度分布的极大值 $\max \{M_j(R_j)\}$ 与聚集区域内观测密度总和 $\sum \{M_j(R_j)\}$ 的乘积, 相对于直接定义区域观测点密集度为 $\max \{M_j(R_j)\}$, 有更好的鲁棒性。集合 R 中区域观测点密集度 N_j 最大值位置和对的时间作为SAR后传的时间空间汇集区涌浪源区和涌浪源的发生时(Husson, 2012)。

3 通过涌浪的后向传播定位风暴

图1显示了2009-07-24~27间涌浪后向传播后每日观测点密度的空间分布图, 图2为对应日期的ECMWF风速分布。由图2可明显看出南大洋西风带的位置存在数量众多、规模各不相同的风暴。但是, 由于风暴的持续时间、强度以及SAR在三大洋中采样数据量的不同, 导致了各日的观测点密度与风速的分布并不一致。同时可以看出, 并非所有的风暴事件都可以由SAR观测数据的后传和聚类得到, 特别是一些规模较小、风速较低的风暴。表1为太平洋、印度洋、大西洋在2003~2010年间SAR月平均数据量, 经过数据筛选后的有效的SAR月平均数据量, 以及在三大洋内各自捕捉到的涌浪源的平均SAR海浪谱数据量。太平洋拥有最为广阔的水域面积、因此能够获得更多的采样数据, 5930个有效月平均SAR观测数据点, 更加有利于通过SAR对风暴事件进行捕捉, 2003~2010年太平洋共捕捉到579个涌浪源。而相反地, 大西洋因为其洋盆狭窄的形状使大部分的涌浪难以跨越, 使SAR对其内发生的风暴事件捕捉效果较差, 2003~2010年共捕捉到123个涌浪源。同理, 对于规模较大、持续时间较长的风暴, 能够持续地产生涌浪, 因此更容易通过SAR

的观测进行定位. 尽管并非所有的风暴都能通过SAR进行捕捉, 对比图1与图2仍然不难发现, 图1中各个时刻的观测点高密度区域与同一时刻对应的风暴位置有能够较好地重合. 以图2中南太平洋新西兰东南侧的一个较强风暴为例, 表2展示了各个时刻由涌浪回溯所定位的风暴中心位置, 由风速数据极大值所定位的风暴中心位置, 以及风速数据的极大值. 通过计算发现, 由涌浪回溯所定位的风暴中心与由风速所定义的风暴中心相差约300km. 同样, 通过不同时刻SAR数据得到的数据密度的三维分布(经度、纬度和时间), 能够估算出风暴持续时间(例如, 表2中的风暴持续了6天). 值得注意的是, 由于海浪在风暴中的各类非线性相互作用的存在, 涌浪在风暴范围内的波长是逐渐增加的, 在风暴范围内的涌浪传播速度相对慢于稳定的远场涌浪. 因此, 用此方法得到的风暴发生时间会比风暴实际的发生时间略晚, 且距离观测点的距离也会比风暴实际发生的位置略远. 一方面这一误差能够通过大量的统计数据进行系统的校正, 另一方面也表明, 若能够对风暴内涌浪的结构有更清晰的认识, 则能将此方法的精度进一步提高.

利用SAR数据寻找风暴中心的重要用途是能够将

来自同一个风暴, 传播至不同位置的涌浪数据联系起来. 将这些数据根据涌浪的传播规律重新组织, 并对数据进行插值可得到具有“烟火结构”(Collard等, 2009)的涌浪场数据. 该涌浪场数据能够较为清晰地展现涌浪系统的规模、涌浪波高、波动周期以及波向(此处的波向为波的来向, 由北开始顺时针增大)的时空演化过程. 图3中展示了用此方法构建的一组涌浪场, 对应

表 1 三大洋中SAR观测得到海浪谱数据量

	月平均数据量	有效数据量	成功溯源数据量
太平洋	29920	5930	703
大西洋	12436	1797	252
印度洋	10305	1582	213

表 2 各时间的涌浪源位置与由风速推算得到的风暴位置

时间	涌浪源位置	风暴源位置	最大风速 (m s^{-1})
2009-07-24	183°E, 57°S	188°E, 56°S	22.6
2009-07-25	197°E, 51°S	192°E, 50°S	22.4
2009-07-26	209°E, 47°S	210°E, 44°S	19.3
2009-07-27	221°E, 43°S	220°E, 46°S	16.4

图 1 2009-07-24~27 日 SAR 数据风暴溯源观测点密度空间分布

图2 2009-07-24~27日由ECMWF提供的全球风速分布

的涌浪产生时间为2009-07-25. 相对于海浪模式的高计算成本和对表面风场时空分辨率的依赖性, 利用SAR数据重构的涌浪场可以更加简单快速的观测到大洋中非常明显的涌浪锋面的移动和频散、角散过程. 需要注意的是, 重构的涌浪有效波高的分布形态受到SAR溯源准确性和SAR对涌浪有效波高、波向和波长反演准确性的影响.

4 利用SAR反演的风暴区时空分布

在明确了可以利用SAR对风暴进行定位的基础上, 我们对2003~2010年间的所有SAR观测数据进行上述操作, 得到了在此间发生的741个风暴, 并将得到的风暴中心位置与由ECMWF $2^\circ \times 2^\circ$ 风速数据中挖掘的与之最近的风暴位置对比. 具体为先在8连通域内利用下式对风速数据平滑,

$$S_2(x, y) = K(m, n) \otimes S_1(x, y) = \sum_{m=-1}^1 \sum_{n=-1}^1 K(m, n) S_1(x-m, y-n), \quad (2)$$

其中 $K = \frac{1}{6+4\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1/\sqrt{2} & 1 & 1/\sqrt{2} \\ 1 & 2 & 1 \\ 1/\sqrt{2} & 1 & 1/\sqrt{2} \end{bmatrix}$, 提取风速中大于 10 m s^{-1} 的区域, 最后搜寻区域内的存在的极大值, 由

于风暴形态不一, 风速的连通域内允许存在多个风速极大值. 为作区分, 将由ECMWF风速数据中挖掘的风暴区简称为风暴, 而将由SAR数据定位的风暴区简称为涌浪源. 图4a显示了2003~2010年溯源检测的涌浪源与ECMWF风暴经纬度位置差异, 不难看出, 涌浪源与风暴的位置能够很好的吻合. 定量地定义涌浪源与风暴的平均距离误差为

$$\text{RMSE} = \frac{\sum_i^N (\sqrt{|sp - wp|^2})}{N}, \quad (3)$$

式中, sp 为涌浪源位置向量, wp 为风暴位置向量, 单位为km. 得到溯源后的涌浪源和风暴距离的平均标准误差大约为522km. 图4b显示了2003~2010年溯源检测的涌浪源与ECMWF风暴经向纬向实际距离位置差异, 可以看到纬向的实际差异更大, 将溯源结果按南北半球划分得到图4c和图4d, 可以看出纬向差异在北半球要大于南半球, 且在北半球溯源结果会偏北, 而南半球溯源结果则偏南, 这可能是在风暴区存在波波非线性相互作用引起的, 高频波浪向低频波浪输送能量, 导致逆时间溯源得到的涌浪源比实际风暴区远些, 但是南北半球的差异表明还存在其他的原因导致了溯源结果与风暴位置存在差异. 图5为风暴与涌浪源经

图 3 由SAR数据重构得到的2009-07-25风暴涌浪场波高、波峰周期以及波向的时空演化过程
灰色区域为溯源得到的涌浪源

图 4 2003~2010年溯源检测的涌浪源与ECMWF风暴经纬度(a)、经向纬向实际距离位置差值分布的散点图(b)、北半球(c)和南半球(d)溯源检测的涌浪源与ECMWF风暴经向纬向实际距离位置差值分布的散点图

图5 2003~2010年溯源检测的涌浪源与ECMWF风暴位置经度分布(a)和纬度分布(b)散点图

度、纬度位置对比散点图,可以看到两者的相关系数均在0.99以上,但经度的偏差-0.5858要略大于纬度偏差0.0300。

图6a为2003~2010年溯源检测的涌浪源位置与ECMWF风暴位置距离偏差的全球分布图,图6b为溯源检测的涌浪源对应的溯源成功的SAR数据量的全球分布图,溯源检测的涌浪源位置与西风带的位置基本一致, SAR溯源偏差较大的风暴在各个大洋均有出现,主要是由于风暴往往有较大的覆盖面积,呈现出各异的形态,且其面积和形态均会随着时间变化,导致在确定风暴和涌浪源位置时存在不一致的现象,因此只用其中平滑后风速的极大值一点位置或是涌浪汇聚密度最大点的位置来定义风暴的中心都具有一定的局限性,此外涌浪后向溯源过程中,存在高风速区截止的条件,即认为涌浪为较近的风暴区域产生的,这也会带来一定的误差。在实际的溯源结果中,回传的涌浪波向范围与溯源准确性也有密切的联系。我们将SAR涌浪数据沿地球大圆回传到检测得到涌浪源位置,得到涌浪源向各个数据点的传播方向,并将360°传播方位每5°划分为一格,若5°以内存在属于这个涌浪源的SAR数据,涌浪传播方向范围加5°,依次遍历全部方位。图6c为2003~2010年利用SAR数据回传检测得到的涌浪传播方向范围的全球分布图,我们可以看出较大的涌浪传播方向范围,可以提升溯源检测的准确度。SAR数据的观测质量对溯源检测的精确度也有一定影响。根据已有的SAR数据质量对比结果,我们

图6 2003~2010年溯源检测的涌浪源与ECMWF风暴位置距离偏差(a)、溯源检测的涌浪源位置对应的溯源成功的SAR数据量(b)和利用SAR数据回传检测得到的涌浪传播方向范围的全球分布图(c)

选定波峰周期偏差为0.3s,波向偏差为5°,将波峰周期为12~17s的涌浪沿80°~200°方向传播5天,然后将传播后的结果用选定的偏差再重新进行溯源模拟,波峰周期偏差为0.3s时,溯源结果均匀分布在离涌浪源100 km

的区域内, 而波向偏差为 5° 时, 溯源结果均匀分布在离涌浪源300~400km的区域内, 传播距离越远, 波向的观测误差导致的溯源结果距离偏差越大。

除却溯源检测中不可避免的误差, 在涌浪源和风暴配对时, 还存在误判的现象。图6a中溯源检测的涌浪源位置与ECMWF风速确定的风暴位置距离偏差大于2000km的一共有七例, 总结来说有以下几个原因会导致溯源的误判:

(1) 海陆分布导致涌浪的长距离传播受阻。大西洋洋盆成S型, 若风暴产生于北大西洋, 只有小部分波向相符的涌浪可以到达南大西洋, 并通过涌浪的逆时间溯源回到北大西洋, 但是回传的涌浪波向单一不利于涌浪源的定位。由于海陆位置分布, 图6b可以看到大西洋 40°N 以北, 即使成功溯源, 溯源成功的SAR数据量也非常少, 而靠近北非区域更是没有检测到案例, 与此类似的还有非洲的厄加勒斯角附近海域。

(2) 当一个较弱的风暴源与两个较强的风暴源成三角之势时, 较弱的风暴源靠近中低纬度区域, 可以接受较大方向角范围回传的涌浪数据, 而较强风暴受

陆地遮挡或是较为靠近中高纬度区域, 也会造成风暴源的误判, 如澳大利亚东侧南太平洋海域。

尽管涌浪源的判断现今仍存在一定的局限性, 但对能够被SAR捕捉的风暴事件(通常规模较大)进行时空频次的统计对于人类生产生活(如海洋及海岸工程、航海和涌浪预报等)及海洋观测和气候变化等问题的研究都具有一定的意义。图6部分地显示了这些风暴事件的空间分布, 而其随经纬度的具体分布如图7所示。图7a中的虚线为三大洋的分界线。按大洋划分, 太平洋捕捉到的风暴次数最多, 而大西洋和印度洋因其海域面积相对较小, 获得的观测数据量也因而相对较少, 影响了风暴的捕捉。风暴主要分布于 $40^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 、 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{S}$ (图7b), 且南半球的风暴数目显著的多于北半球, 这主要是由南北半球的海陆分布特征所决定的。从季节变化上看(图8), 风暴更多地爆发于南北半球各自冬季, 呈现出相反的相位变化特点。这些空间与季节变化的特征, 与利用再分析数据得到的风场、有效波高数据得到风暴频次及规模的分布, 能够很好的印证(Semedo等, 2011)。

图7 2003~2010年溯源检测的涌浪源位置(a) 经度分布和(b) 纬度分布

柱状图, 虚线依次为印度洋, 太平洋, 大西洋分界线

图8 南北半球检测到的涌浪源频数随月份的变化

5 总结

海洋中的风暴,能够产生跨越整个大洋的涌浪系统,因此如果能通过对涌浪信息的观测挖掘出对应起源风暴的信息,则可以为风暴的观测提供有效的补充信息。作为为数不多的涌浪遥感观测手段,SAR的波模式数据能够反演出涌浪的海浪谱,从而计算不同时间和地点的涌浪的谱峰周期和传播方向。因此,本研究基于GlobWave数据库中2003~2010年间的Envisat波模式数据,根据涌浪的线性频散关系以及其传播的几何光学路径对涌浪进行了后向溯源,根据涌浪轨迹线的空间汇聚的区域的位置及其相应的汇聚时间定位产生该涌浪的风暴所发生的位置和时间。通过与风场数据的对比,发现此方法追踪得到的涌浪源与风暴发生的时间和地理位置有很好的一致性,可以作为相关研究的参考。利用相同的原理,我们将原本离散分布在不同时空位置的SAR观测数据通过共同的风暴事

件联系到一起,重构出时空结构一致的涌浪场。通过这些涌浪场数据,可以进一步推算出涌浪传播的“烟火结构”,从而预测涌浪的到达时间、位置和能量。这些信息的获取,不仅能够对涌浪研究本身起到推动作用,同时也为风场研究等其他相关领域的工作提供了有效的补充。

本研究对于利用SAR进行涌浪溯源建立了初步的技术方案,并利用追踪的结果进行了一定的应用研究,但方案中仍存在问题亟待解决。例如,对于因大型风暴内涌浪的非线性演化而造成推算的风暴中心时空位置的偏差,以及由于涌浪方向的观测误差所导致的回传不通过风暴中心等。目前,风暴定位所面临的这些问题很大程度上是受到了Envisat数据观测量、海浪谱反演结果准确性和谱分辨率的限制。近年来在海浪遥感领域的一些新传感器有望对这些问题的进展带来帮助。2014年发射的Sentinel-1A卫星搭载了更

为先进的SAR系统, 展宽了其波模式的成像面积, 并将波模式作为其业务化运行的模式之一. 此外, 计划中发射的中法海洋卫星(China-France Ocean Satellite, CFOSAT)所搭载的海浪波谱仪也将提供更加准确、高分辨率的海浪谱数据. 这些先进的遥感器都将在未来为通过涌浪寻找风暴的源头, 探寻风暴时空分布在全球变暖背景下的变异, 甚至通过涌浪场的分布反演风暴的结构, 提供更多、更可靠的数据来源.

参考文献

- Alves J H G M. 2006. Numerical modeling of ocean swell contributions to the global wind-wave climate. *Ocean Modell*, 11: 98–122
- Ardhuin F, Chapron B, Collard F. 2009. Observation of swell dissipation across oceans. *Geophys Res Lett*, 36: L06607
- Cathles L M, Okal E A, MacAyeal D R. 2009. Seismic observations of sea swell on the floating Ross Ice Shelf, Antarctica. *J Geophys Res*, 114: F02015
- Chen G, Chapron B, Ezraty R, Vandemark D. 2002. A global view of swell and wind sea climate in the ocean by satellite altimeter and scatterometer. *J Atmos Ocean Technol*, 19: 1849–1859
- Chapron B, Johnsen H, Garello R. 2001. Wave and wind retrieval from SAR images of the ocean. *Ann Telecommun*, 56: 682–699
- Collard F, Ardhuin F, Chapron B. 2005. Extraction of coastal ocean wave fields from SAR images. *IEEE J Ocean Eng*, 30: 526–533
- Collard F, Ardhuin F, Chapron B. 2009. Monitoring and analysis of ocean swell fields from space: New methods for routine observations. *J Geophys Res*, 114: C07023
- Delpy M T, Ardhuin F, Collard F, Chapron B. 2010. Space-time structure of long ocean swell fields. *J Geophys Res*, 115: C12037
- Hanley K E, Belcher S E, Sullivan P P. 2010. A global climatology of wind-wave interaction. *J Phys Oceanogr*, 40: 1263–1282
- Hanson J L, Phillips O M. 2001. Automated Analysis of Ocean Surface Directional Wave Spectra. *J Atmos Ocean Technol*, 18: 277–293
- Heimbach P, Hasselmann S, Hasselmann K. 1998. Statistical analysis and intercomparison of WAM model data with global ERS-1 SAR wave mode spectral retrievals over 3 years. *J Geophys Res*, 103: 7931–7977
- Högström U, Rutgersson A, Sahlée E, Smedman A S, Hristov T S, Drennan W M, Kahma K K. 2013. Air-sea interaction features in the Baltic Sea and at a Pacific trade-wind site: An inter-comparison study. *Bound-Layer Meteorol*, 147: 139–163
- Holt B, Liu A K, Wang D W, Gnanadesikan A, Chen H S. 1998. Tracking storm-generated waves in the northeast Pacific Ocean with ERS-1 synthetic aperture radar imagery and buoys. *J Geophys Res*, 103: 7917–7929
- Husson R. 2012. Development and validation of a global observation-based swell model using wave mode operating Synthetic Aperture Radar. Doctoral Dissertation. Brest: Ifremer
- Jiang H, Chen G. 2013. A Global View on the swell and wind sea climate by the Jason-1 Mission: A revisit. *J Atmos Ocean Technol*, 30: 1833–1841
- Munk W H, Miller G R, Snodgrass F E, Barber N F. 1963. Directional recording of swell from distant storms. *Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 255: 505–584
- Rapley C G. 1984. First observations of the interaction of ocean swell with sea ice using satellite radar altimeter data. *Nature*, 307: 150–152
- Semedo A, Sušelj K, Rutgersson A, Sterl A. 2011. A global view on the wind sea and swell climate and variability from ERA-40. *J Clim*, 24: 1461–1479
- Shimura T, Mori N, Mase H. 2013. Ocean waves and teleconnection patterns in the northern hemisphere. *J Clim*, 26: 8654–8670
- Snodgrass F E, Groves G W, Hasselmann K F, Miller G R, Munk W H, Powers W H. 1966. Propagation of ocean swell across the Pacific. *Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 259: 431–497
- Tandeo P, Garello R, Fablet R, Husson R, Collard F. 2013. Interpolated swell fields from SAR measurements. Ocean-San Diego. IEEE, 1–4
- Wang X L, Swail V R. 2006. Climate change signal and uncertainty in projections of ocean wave heights. *Clim Dyn*, 26: 109–126
- Wang X, Chen G. 2015. Tracking typhoon-generated swell in the western North Pacific Ocean using satellite altimetry. *Chin J Ocean Limnol*, 33: 1157–1163
- Young I R. 1999. Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate. *Int J Climatol*, 19: 931–950