

## APLICACIÓN DE SENSORES ACTIVOS EN LA DETECCIÓN DE ONDAS INTERNAS EN EL NORTE DEL GOLFO DE CALIFORNIA

Diego GÁMEZ SOTO\*<sup>a</sup>, Bernardo SHIRASAGO GERMÁN<sup>a</sup>, Edgar Leonardo PÉREZ LEZAMA<sup>a</sup>, Cristóbal GUEVARA GUILLEN<sup>a</sup> y Maclovio OBESO NIEBLA<sup>a</sup>.

Correo Electrónico: arawing\_02@hotmail.com\*

<sup>a</sup>Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas IPN. Av. Instituto Politécnico Nacional s/n Col. Playa Palo de Santa Rita Apdo. Postal 592. Código Postal 23096 La Paz, B.C.S. México Tels. (52+612)1234658, 1234734 y 1234666. Fax (52+612) 122-53-22

### RESUMEN

El Golfo de California (GC), es un mar marginal con altas tasas de evaporación, dinámica compleja y alta productividad biológica, la cual se concentra mayormente en la parte Norte. El Norte del Golfo de California (NGC), alberga las dos islas más grandes del golfo, canales y umbrales que interactúan con las mareas para producir una fuerte mezcla e intensas corrientes de marea, que junto con la de topografía y la estratificación marina, generan ondas internas (OI). En el presente trabajo, se aplicó el Radar de Apertura Sintética (SAR) para detectar OI en el NGC, lo cual lo convierte el primero de su tipo en el Golfo de California. Se logró determinar la variabilidad anual en la detección de OI con imágenes SAR (2000-2006), sin embargo debido a la dificultad de detectar OI con el sensor activo SAR, fue necesario calcular el número mínimo de imágenes obtenidas para detectar un tren de OI. Se analizaron 369 imágenes SAR, de las cuales sólo en 66 se detectaron trenes de OI, representando el 18% de las imágenes totales. Por último, se comprobó que las OI se generan durante todo el año alrededor de todos los umbrales.

**Palabras clave:** Norte del Golfo de California, Ondas Internas, Radar de Apertura Sintética, Variabilidad anual, Grandes Islas, Mareas, Umbrales.

### 1. INTRODUCCIÓN.

Las ondas solitarias o solitones, son una clase de onda no senoidal, no lineal, más o menos aislada, observadas frecuentemente con una forma compleja en un medio marino. Una corriente de marea que fluye sobre estructuras topográficas, tales como umbrales y la plataforma continental en un océano estratificado puede producir OI de frecuencia mareal. Estas ondas fueron por primera vez observadas a principios del siglo 20; fue evidente que estas ondas son generadas por la interacción entre las mareas y la topografía del fondo marino. Los primeros autores que describen las OI fueron Helland-Hansen y Nansen en 1909, pero el primero en dar una explicación teórica de estos procesos fue Zeilon en 1912. Años después enfoques teóricos relacionados con la generación de

ondas internas, en relación con zonas con batimetrías irregulares fueron abordados por Rattray (1959), Prinsenberg y Rattray (1975) y Baines (1982). Varios autores han mencionado que estas ondas se observan generalmente en verano, al estar atrapadas en una termoclina estacional fuerte y poco profunda (Apel *et al.*, 2006; Chapman *et al.*, 1997; Colosi *et al.*, 2001). Estas ondas tienen períodos del orden de 10 min y longitudes de onda que van desde 100 a 2000 m aproximadamente. Sus amplitudes son generalmente del orden de 10 m, pero puede ser tan grande como 100 m en ciertos lugares (Holbrook *et al.*, 1980).

Las OI pueden propagarse por varios cientos de kilómetros y transportar masa y el momentum; con frecuencia son asociadas con un cambio en la estratificación. Su

propagación, lleva consigo una considerable velocidad de cizalladura que puede producir importantes procesos de turbulencia y mezcla. La mezcla a menudo introduce nutrientes de aguas más profundas a la columna de agua, lo cual genera procesos de fertilización de zona que modifican el ecosistema marino (Apel, 2002; Gaxiola-Castro *et al.*, 2002). La primera detección a distancia de OI, se realizaron por medio de fotografías aéreas (Shand, 1953), en las imágenes Landsat (Apel *et al.*, 1975) y con sistemas SAR aerotransportados (Elachi & Apel, 1976), para posteriormente utilizar SAR en plataformas espaciales.

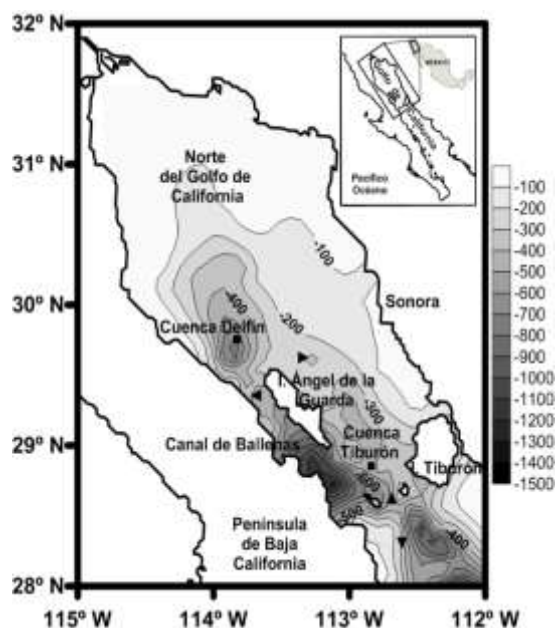
La OI modula la superficie del océano ya que genera zonas de convergencia y divergencia, las cuales modifican la rugosidad de la superficie que interactúa con la señal de radar, es decir, el campo de ondas capilares. En las imágenes SAR, la firma de retrodispersión de un paquete de ondas internas no lineales, normalmente aparece como un patrón alternante de bandas luminosas y oscuras, sobre un fondo gris. Las bandas luminosas representan zonas de convergencia, donde la señal de retrodispersión resultante es mayor, a diferencia de las bandas oscuras donde esta señal es menor debido a que son zonas de divergencia (Jackson *et al.*, 2013, Klemas, 2012).

Por lo que corresponde al Golfo de California (GC), se han realizado estudios muy escasos y limitados a un corto periodo de tiempo, con datos de satélites y mediciones *in situ*, a pesar de su importancia como un mar con alta productividad y los efectos que estas ondas producen para contribuir a dicha productividad (Fu & Holt, 1982; Gaxiola-Castro *et al.*, 2002; Filonov & Lavín, 2003). Por lo tanto, el presente estudio, el primero de su tipo en el GC, se centra en la descripción de la variabilidad anual en la detección de OI con imágenes SAR y en determinar el número de estas imágenes necesarias para detectar un tren de

OI para este tipo de estudios, en función de la disponibilidad de imágenes almacenadas en las bases de datos que son propiedad de la Agencia Espacial Europea (ESA).

## 2. ÁREA DE ESTUDIO.

El Norte del Golfo de California (NGC), cuyas coordenadas son 32°N - 110°W, 28°N-106°W. Está zona es una cuenca poco profunda con una profundidad media de 200 m (Fig. 1). Una de las características topográficas más importantes de esta zona es la presencia de las Grandes Islas (Isla Ángel de la Guarda y Tiburón). La zona de este archipiélago está caracterizada por una complejidad tanto batimétrica como en su dinámica marina. El Canal de Ballenas, situado entre la Península y la Isla Ángel de la Guarda, presenta una profundidad máxima de ~1600 m, a diferencia de la Cuenca Tiburón situada entre las Islas Ángel de la Guarda y Tiburón, que presenta una profundidad máxima de ~500 (Shepard, 1950). El Canal de Ballenas, se encuentra asilado del golfo central por una cordillera submarina que alcanza una profundidad de ~450m (Álvarez-Borrego, 2007). Alrededor de estas islas, se localizan cuatro umbrales; San Lorenzo, San Esteban, Delfin y Canal de Ballenas.



**Figura 1.** Área de estudio. Norte del Golfo de California, con la localización de las Grandes Islas, cuencas, umbrales y batimetría (m). Los triángulos denotan la ubicación de los umbrales (►) Delfin, (◄) Canal de Ballenas, (▲) San Lorenzo y (▼) San Esteban.

Los vientos en el GC, son fuertes del noroeste durante el invierno, con velocidades de 8 a 12 m/s y generan una fuerte mezcla en la columna de agua. Por otra parte, en el verano los vientos son débiles con frecuentes calmas, con velocidades de menos de 5 m/s del suroeste, lo que genera una estratificación en la columna de agua (Santamaría-de-Ángel *et al.*, 1994; Marinone, 2007).

### 3. MATERIAL Y MÉTODOS.

Se analizaron 369 imágenes en formato SAR\_IM\_0P (ERS-2) y ASA\_IM\_0P (ENVISAT), proporcionadas por la ESA, para detectar y describir OI (dirección, número de trenes, longitud de onda) que componen a un tren de ondas internas, por medio de sus firmas de retrodispersión. Estas imágenes, cuentan con una cabecera de datos, la cual incluye información como es; el nombre del satélite, órbita, track, número de registro o de identificación, pasó del satélite (ascendente o descendente), fecha y hora de la adquisición. Las imágenes están compuestas por 3 cuadros (frames) que pertenecen a la misma órbita y cubren un área de 100x300 km aproximadamente.

El primer paso fue cuantificar el número de imágenes adquiridas por los satélites entre los años 2000 a 2006, y posteriormente, el número de imágenes donde se detectaron trenes de OI por medio de su firma de retrodispersión (ondulaciones oscuras y brillantes en la superficie del mar). A continuación, se calculó el porcentaje de imágenes donde se detectaron OI, a partir del total de imágenes analizadas con detección de OI de cada año, mediante la siguiente ecuación:

$$\% \text{ Anual de imágenes con ondas internas} = \frac{n_{oi} * 100}{N_i}$$

Donde:

$n_{oi}$  = Número de imágenes SAR con ondas internas por año.

$N_i$  = Total de imágenes SAR analizadas por año.

## 4. RESULTADOS.

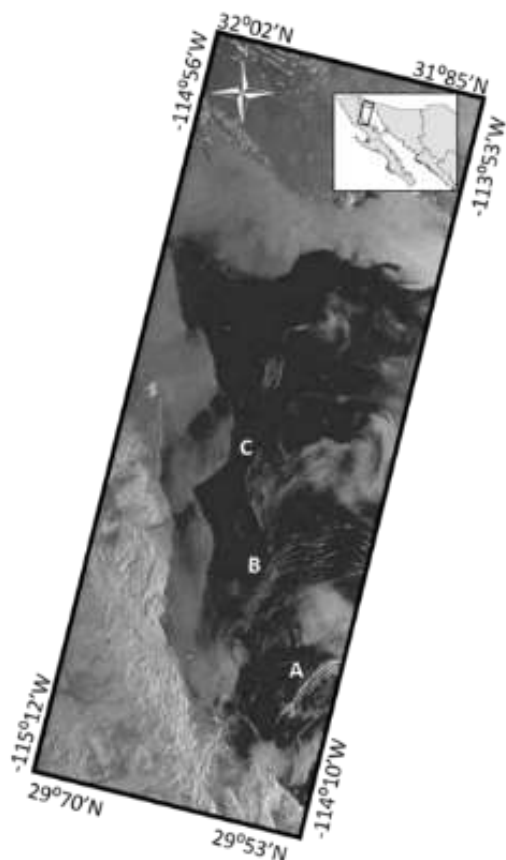
De las 369 imágenes SAR analizadas, sólo 66 (18%) mostraron la presencia de trenes de ondas internas. Estos registraron diferentes patrones de distribución y en algunos casos se observó una fuerte interferencia entre los trenes, en sus trayectorias de propagación. En su mayoría estuvieron conformados por 1-8 trenes de ondas internas con diferentes direcciones y números de ondas. En el análisis anual, se encontró que el porcentaje de imágenes con OI vario de 12-33%, con un registro de la menor frecuencia de ocurrencia de OI en 2004 y la mayor en 2002. Sin embargo, observamos que el número de imágenes SAR analizadas varió significativamente, entre estos dos años: 50 y 12, respectivamente.

### 4.1 SITIOS DE DETECCIÓN DE ONDAS INTERNAS EN IMÁGENES SAR.

#### 4.1.2 Canal de Ballenas.

La Figura 2 muestra la imagen SAR del ERS-2, correspondiente al 18 de octubre de 2001 en el NGC. Se detectaron tres trenes de ondas internas (A, B y C), generados en el umbral de Canal de Ballenas con una dirección de propagación hacia el norte. Los trenes B y C, se observan deformados con una distancia entre los trenes A y B de 45 km y entre B y C de 41 km. Esto sugiere una variación en las velocidades de los trenes B y C (1.0 y 0.91 m/s, respectivamente) al considerar su generación cada 12.4 h de acuerdo al período de las mareas.

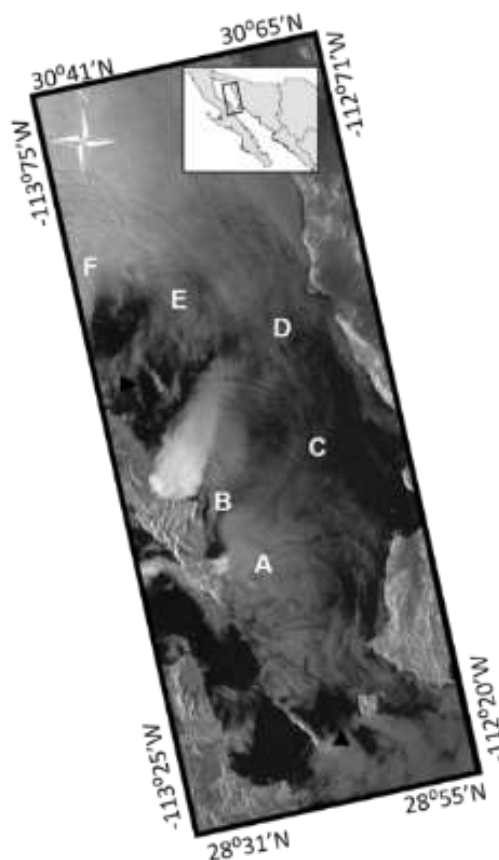
estima que se originaron principalmente en los umbrales Delfín y San Lorenzo.



**Figura 2.** Imagen ERS-2 correspondiente al 18 de octubre de 2001, zona del Canal de Ballenas (NGC), se observan tres trenes de ondas internas (A, B y C), que se propagan hacia el norte. Orbits 33963, Track 41, ID 117 adquirida en el paso descendente a las 12:13 am (UTC 18:13 p.m.).

#### 4.1.3 Zona de la Cuenca del Tiburón.

La Figura 3 muestra una imagen SAR ENVISAT del 8 de octubre de 2005, localizada en el NGC, donde se detectaron seis trenes de OI (A, B, C, D, E y F) en diferentes puntos de generación alrededor de las Grandes Islas y en las proximidades de los umbrales Delfín y San Lorenzo. Se observó una interferencia significativa entre las ondas en la parte norte de la imagen. Los trenes se propagan en diferentes direcciones, pero se



**Figura 3.** Imagen ENVISAT correspondiente al 8 de octubre de 2005, zona de la cuenca Tiburón (NGC) se detectaron seis trenes de OI (A, B, C, D, E y F), que se propagan en diferentes direcciones. Orbits 18854, Track 263, ID 45 adquirida en el paso ascendente a las 11:23 p.m. (UTC 05:23 a.m.).

## 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

El presente trabajo permitió identificar la presencia de OI en el NGC mediante imágenes SAR, durante los 7 años analizados. Este estudio es el primero en describir la variabilidad temporal de OI en este mar de forma cuantificable. Además, las imágenes SAR revelaron que las OI se detectaron en las proximidades de todos los umbrales en nuestra área de estudio. Esto permitió determinar la variabilidad anual de detección de OI y describir la relación entre la detección de las OI y las mareas. Aunque

un estudio anterior realizado por Gaxiola-Castro *et al.* (2002) mencionó que la presencia de OI es durante todo el año en el GC, esta afirmación no fue apoyada por ninguna investigación o referencia. El porcentaje de imágenes SAR en el que se identificaron trenes OI en relación a las imágenes totales analizados nos permitió estimar en nuestro estudio, que se necesitan al menos 6 imágenes SAR para detectar OI en el GC. Esta prevalencia se puede explicar por la batimetría y la topografía de la GC ya que; varios autores han reportado que estas ondas se originan con una frecuencia de la marea, en canales donde están presentes los umbrales (Fu & Holt 1984, Brandt *et al.*, 1996, Apel, 2002). El análisis de detección de la variabilidad anual de las OI en las imágenes SAR permitió determinar un hecho importante: a pesar de que las condiciones batimétricas se mantienen sin cambios, la probabilidad de detectar OI en las imágenes SAR variaron. Se observaron años en los que las probabilidades de detección de OI fueron de 1 en 10 y otros años en los que las probabilidades fueron de 3 en 10. Estos resultados indican que el análisis de OI en imágenes SAR requiere un cierto número de imágenes para poder observar OI; la cantidad de imágenes tendrá que ser diferente para cada año. Por lo tanto se concluye lo siguiente: Las imágenes del tipo mirada rápida (quick look), de baja resolución son muy útiles en la detección de los fenómenos marinos, como en este caso OI. En este estudio se detectaron fenómenos en 369 imágenes SAR, de las cuales solo en el 18% (66 imágenes) se observaron OI en el GC. A pesar de que las condiciones batimétricas se mantienen sin cambios, la probabilidad de detectar OI en las imágenes SAR variaron cada año. Aunque el porcentaje de disponibilidad de imágenes fue diferente para cada año, fue posible determinar la variabilidad anual en la detección de OI. Las OI detectadas en las imágenes SAR, revelaron la presencia de este fenómeno en

más zonas que las reportadas por otros autores. Por último, se determinó que las imágenes SAR, son una herramienta eficaz para la detección de OI en el Golfo de California.

## 6. AGRADECIMIENTOS.

Este trabajo fue realizado gracias al apoyo de las siguientes instituciones IPN, CONACYT y ESA. También damos las gracias a COFAA y EDI por los apoyos económicos brindados. Por último, a mis directores de tesis por su apoyo y compañeros del equipo de trabajo.

## 7. BIBLIOGRAFÍA.

- Álvarez-Borrego, S. 2007. *Oceanografía de la región de las grandes islas Cap.*, 2 (pp. 45-65). Bahía de los Ángeles: Recursos naturales y comunidad, Línea base 2007. Ed. Gustavo D. Danemann and Exequiel Ezcurra (Eds.). San Diego California. 737 pp.
- Apel, J.R. 2002. *Oceanic internal waves and solitons*. An atlas of oceanic internal solitary waves. Global Ocean Associates. Prepared for Office of Naval Research-Code 322 PO.
- Apel, J.R., J.R. Proni, H.M. Byrne & R.L. Sellers. 1975. Near-simultaneous observations of intermittent internal waves on the continental shelf from ship and spacecraft. *Geophysical Research Letters*, 2: 128-131, doi: 10.1029/GL002i004p00128.
- Apel, J.R., L.A. Ostrovsky, Y. Stepanyants & J.F., Lynch. 2006. *Internal solitons in the ocean*. Report MERCIRA0695, Milton S. Eisenhower Research Center, Johns Hopkins APL Technical Digest. The Johns Hopkins University, Baltimore, Maryland, US. pp. 69.
- Baines, P.G. 1982. On internal tide generation models. Deep Sea Research Part A. *Oceanographic Research Papers*, 29(3): 307-338.
- Brandt, P., W. Alpers, & J.O. Backhaus. 1996. Study of the generation and

- propagation of internal waves in the Strait of Gibraltar using a numerical model and synthetic aperture radar images of the European ERS 1 satellite. *Journal of Geophysical Research*, 101(14): 237-252. doi:10.1109/IGARSS.1996.516706.
- Chapman, R.D., N.N. Golenko, V.T. Paka, K. Sabinin & V.I. Vlasenko. 1997. Dynamics of Baroclinic Tides on the US Shelf. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 33: 702-714.
- Colosi, J.A., R.C., Beardsley, J.F., Lynch, G. Gawarkiewicz, C. Ching-Sang & A. Scotti. 2001. Observations of nonlinear internal waves on the outer New England continental shelf during the summer Shelfbreak Primer study (1978–2012). *Journal of Geophysical Research; Coastal*, 106(C5): 9587-9601.
- Elachi, C. & J.R. Apel. 1976. Internal wave observations made with an airborne synthetic aperture imaging radar. *Geophysical Research Letters*, 3: 647-650. doi:10.1029/GL003i011p00647.
- Filonov, A.E. & M.F. Lavín. 2003. Internal tides in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research; Coastal*, 108(C5): 3151-X.
- Fu L.L. & B. Holt. 1984. Internal waves in the Gulf of California: Observations from a spaceborne radar. *Journal of Geophysical Research; Coastal* (1978-2012), 89(C2): 2053-2060.
- Fu, L.L. & B. Holt. 1982. *Seasat views oceans and sea ice with synthetic aperture radar*. Jet Propulsion Laboratory Publication 81-120, Pasadena CA. pp 200.
- Gaxiola-Castro, G., S. Álvarez-Borrego, S. Nájera-Martínez & A.R. Zirino. 2002. Internal waves effect on the Gulf of California phytoplankton. *Ciencias Marinas*, 28(3): 297-309.
- Helland-Hansen, B. & F. Nansen. 1909: The Norwegian Sea. *Rep Norway Fish Mar Invest*, 2: 1-359.
- Holbrook, J.R., Apel, J.R., & Tsai, J.J. 1980. The Sulu Sea Internal Soliton Experiment, Part B: Observations of large-amplitude nonlinear waves. *EOS*, 61: 1009-X.
- Jackson, C.R., J.C. da Silva, G. Jeans, W. Alpers & M.J. Caruso. 2013. Nonlinear internal waves in synthetic aperture radar imagery. *Oceanography*, 26(2): 68-79.
- Marinone, S.G. 2007. A note on "Why does the Ballenas Channel have the coldest SST in the Gulf of California". *Geophysical Research Letters*, 34. L02607, doi.org/10.1029/2006GL028589.
- Prinsenberg, S.J. & M. Rattray. 1975. Effects of continental slope and variable Brunt-Väisälä frequency on the coastal generation of internal tides. *In Deep Sea Research and Oceanography, Abstracts*, 22 (No. 4): 251-263. Elsevier.
- Rattray, M.Jr. 1959. On the coastal generation of internal tides. *Tellus*, 12: 54-62.
- Santamaría-del-Ángel, E., S. Álvarez-Borrego & F.E. Müller-Karger. 1994. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysical Research*, 99(C47): 411-421.
- Shand, J.A. 1953. Internal waves on Georgia Strait. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 34(6): 849-856.
- Shepard, F.P. 1950. EW Scripps cruise to the Gulf of California. Part III: Submarine topography of the Gulf of California. *The Geological Society of America Member*, 43: 1-32.
- Zeilon, N. 1912. On tidal boundary-waves and related hydrodynamic problems.

*Handi Kongliga Svenska Vetenskaps-  
Akademien, 47(4): 1-46.*