



Determinación de la velocidad y dirección de las ondas costeras atrapadas en el Perú mediante el análisis espectral y de correlación

Jorge Quispe Sánchez^{1,2} y Joel Rojas Acuña²

¹Unidad de Investigaciones en Oceanografía Física, Dirección General de Investigaciones Oceanográficas y Cambio Climático, Instituto del Mar de Perú, Callao, Perú

²Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú

Recibido 15 agosto 2016 – Aceptado 20 setiembre 2016

La dinámica de las ondas costeras atrapadas dominan los procesos físicos y biológicos en la zona costera del Perú y Chile, afectando su variabilidad, desarrollo y persistencia. Se usan datos de nivel del mar registrados en las estaciones de La Libertad, Paita, Lobos de Afuera, Callao, San Juan, Arica y Antofagasta reunidos en el *University of Hawaii Sea Level Center*, determinándose la velocidad y dirección de las ondas costeras atrapadas aplicando las técnicas de análisis espectral y de correlación. Las variaciones en las bajas frecuencias, menores a 0.2 ciclos del nivel del mar por día, muestran una alta coherencia espacial y se comportan como ondas no dispersivas que viajan de norte a sur con una velocidad aproximada de 250 km/día.

Palabras claves: Nivel del mar, ondas costeras atrapadas, densidad espectral, correlación.

Velocity and direction of Perú coastal trapped waves determination by spectral and correlation analysis

The coastal trapped waves dominates the biological and physical process in the Perú and Chile coastal zone, affecting his variability, development and persistence. We using registered sea level data from La Libertad, Paita, Lobos de Afuera, Callao, San Juan, Arica and Antofagasta obtained by University of Hawaii Sea Level Center, determining the velocity and direction of coastal trapped waves applying spectral and correlation analysis techniques. The low frequency variations, less to 0.2 cycles of sea level per day, show a high spatial coherence and behave like non-dispersive waves which travel from North to South with a 250 km/day approximate velocity.

Keywords: Sea level, coastal trapped waves, spectral density, correlation.

El Océano Pacífico Sudoriental es considerado como uno de los principales sistemas de corrientes del borde oriental del mundo. En términos dinámicos, a frecuencias bajas, los bordes orientales de los océanos tienen características propias asociadas a la rotación y a la forma de la Tierra, específicamente a la variación del parámetro de Coriolis con la latitud, efecto β , y al esfuerzo y rotor del viento [1]. Estos sistemas se caracterizan, por presentar una plataforma continental relativamente angosta, entre 10 y 100 km de ancho, y tener una orientación predominantemente meridional en gran parte de su dominio [2].

La presencia de una corriente subsuperficial hacia el polo, Corriente Subsuperficial Perú-Chile en el Pacífico Sudoriental, y la propagación de las ondas costeras atrapadas, OCA, son características de la mayoría de las regiones de borde oriental [3–5]. Además, el borde oriental del Pacífico es afectado por eventos cálidos y fríos de escala interanual, asociados al fenómeno El Niño [2]; asimismo, tanto las evi-

dencias teóricas como observacionales muestran que gran parte de la variabilidad de las frecuencias bajas del nivel del mar y de las corrientes en el borde oriental del Pacífico Sur, se debe a las OCA forzadas remotamente [3,4,6]. Estas son originadas por ondas ecuatoriales de frecuencias bajas que chocan con la costa oeste de América del Sur [7,8].

La teoría, también, indica que para una frecuencia dada, en el borde oriental de los océanos, existe una latitud crítica, donde el movimiento hacia el polo de ésta permanece atrapado a la costa como una OCA, y hacia el ecuador puede propagarse hacia el oeste como ondas de Rossby [9]. En el borde oriental del Océano Pacífico el forzamiento remoto de las OCA fue reconocido inicialmente usando registros de nivel del mar [3,4]. Estas observaciones mostraron que las perturbaciones de frecuencias bajas del nivel del mar estaban asociadas a la propagación hacia el polo de las OCA con velocidades comparables al primer modo de una onda tipo Kelvin, forzada en el Pacífico Ecuatorial Central. Las

fluctuaciones más energéticas se encontraron en la banda intraestacional, entre 30-70 días [3,4]. La variabilidad a esta banda de frecuencia estaría relacionada principalmente con perturbaciones originadas debido a grandes cambios en los vientos en el Pacífico Ecuatorial Central, producidas por oscilaciones de Madden-Julian [10]. Estos vientos generan perturbaciones baroclínicas en el océano, conocidas como ondas ecuatoriales de Kelvin, que viajan hacia el este por la guía ecuatorial. Al incidir sobre el borde costero, estas ondas generarían OAC que viajan por la costa Perú-Chile [4].

Estudios realizados en la costa del Perú han mostrado que las perturbaciones del nivel del mar de origen remoto, especialmente en la banda intraestacional, presentan un aumento de energía durante la fase cálida de los eventos asociados a El Niño-Oscilación del Sur, ENOS, en comparación con los periodos sin El Niño. En ambas fases del ENOS la variabilidad de baja frecuencia del nivel del mar en el Perú no estuvo relacionada directamente al forzamiento local [4,11]. Las observaciones del nivel del mar frente a las costas de Ecuador y el Perú también muestran importantes fluctuaciones de baja frecuencia en la banda interdiaria, entre 1 a 2 semanas, asociadas a las ondas ecuatoriales de Yanai, que son generadas por fluctuaciones de gran escala de los vientos zonales con período de 5 a 12 días [4].

Al analizar la variabilidad interanual del nivel del mar a lo largo de la costa de América del Sur y de las corrientes en Coquimbo, utilizando un modelo numérico lineal de frecuencias bajas [12], encontraron que las fluctuaciones en el nivel del mar son largamente dominadas por la señal de origen ecuatorial, más que por el forzamiento del estrés del viento a lo largo de la costa. Otro resultado importante de este modelo, es que a frecuencia interanual el nivel del mar se propaga hacia fuera de la costa como una onda de Rossby, y predice un desfase de 7 meses con un flujo hacia el Ecuador. Recientemente, Pizarro *et al.* [13] encontraron que, a escala estacional e interanual, la dinámica relacionada a ondas Rossby, forzadas por ondas ecuatoriales de Kelvin, explicarían gran parte de la variabilidad de las anomalías del nivel del mar y más del 50 % de la variabilidad de la Corriente Subsuperficial Perú-Chile. Estos resultados son consistentes con los hallados por Vega *et al.* [14], quienes estudiaron la variabilidad interanual del nivel del mar asociado a la propagación hacia el oeste de las ondas planetarias, originadas en el borde oriental del Océano Pacífico. A escala estacional e interanual la variabilidad de baja frecuencia de las corrientes sería dominada por las ondas de Rossby, y a periodos menores de aproximadamente 120 días, por las OCA [15]. Leth y Shaffer [16], mediante la aplicación de un modelo numérico estudiaron la variabilidad estacional de la circulación frente a la costa central de Chile, donde este reprodujo gran parte de las características dominantes de la circulación de esta región: una corriente costera hacia el Ecuador, surgencia costera y una corriente subsuperficial hacia el polo.

La teoría básica para una onda de Kelvin costera predi-

ce que esta aumenta su amplitud a medida que viaja hacia el polo [7]. Esta teoría considera el borde continental como una pared vertical, lo cual no es real debido a que existe la plataforma y el talud continental. Los estudios sugieren que la fricción de fondo y los cambios en la topografía pueden cambiar el nivel del mar costero y la estructura del flujo predicha. Clarke y Ahmed [17], mediante el uso de observaciones del nivel del mar costero y un modelo que considera la fricción del fondo y la topografía del talud y la plataforma continental, determinaron que las velocidades de las ondas intraestacionales fueron mayores a aquellas predichas por la teoría utilizando una pared vertical, y que las amplitudes de éstas fueron más uniformes a lo largo de la costa, lo que está más acorde con las observaciones del nivel del mar a lo largo de la costa de América del Sur. Esto indica que la estructura de una onda de Kelvin, se ve significativamente afectada por la topografía y fricción del fondo. Esto está en acuerdo con resultados obtenidos por Brink [18], usando un modelo simple de las OCA. La estructura de las OCA varía a lo largo del borde debido a los cambios de latitud, la topografía del fondo y la estratificación. A bajas latitudes, donde el radio de la deformación de Rossby es grande, las ondas tienden a ser baroclínicas, mientras a latitudes altas, la escala transversal a la costa de la topografía de fondo puede ser más importante y las ondas tienen una estructura barotrópica. La importancia relativa de la topografía del fondo y la estratificación sobre la estructura de las OCA está dada por la razón entre el radio interno de la deformación y la escala transversal a la costa [19].

En el borde este del Pacífico Sur se ha encontrado que las velocidades de fase observadas, como la estructura modal teórica y empírica, se ajustan más al primer modo de una OCA, sugiriendo con ello que este modo domina la varianza de las perturbaciones de baja frecuencia en el nivel del mar [6, 18]. El objetivo del presente trabajo es determinar la velocidad y dirección de las ondas atrapadas a la costa aplicando técnicas de análisis espectral y de correlación. En la próxima sección se explican los métodos y los materiales usados y en la siguiente se presentan los resultados obtenidos y su discusión.

Materiales y métodos

Los datos utilizados en el presente trabajo, son datos diarios de nivel del mar de las estaciones mareográficas localizadas a lo largo de la costa oeste sudamericana tales como La libertad, Paita, Lobos de Afuera, Callao, San Juan, Arica y Antofagasta entre los años 2002 y 2008, ver Figura 1, obtenidos desde el *University of Hawaii Sea Level Center* [20]. A estos datos, se les removió los registros erróneos de las brechas de las series del nivel mar menor o igual a dos días y fueron rellenadas mediante interpolación lineal. Las fluctuaciones del nivel del mar debido a los cambios de la presión atmosférica fueron corregidas por el efecto del ba-

rómetro invertido, sumando 1 cm al nivel del mar por cada milibar (mb) mayor de un nivel base de 1000 mb [6,21–24]. Esta corrección no fue realizada en las estaciones ubicadas en la costa del Perú y Ecuador, debido que a bajas latitudes la amplitud de las perturbaciones de presión atmosférica es mínima por lo que no generan fluctuaciones importantes en el nivel del mar [4].

Los registros diarios de presión atmosférica se obtuvieron desde el NCEP/NCAR *Reanalysis Project* [25] proyecto conjunto entre el *National Center for Environmental Prediction*, NCEP, y el *National Center for Atmospheric Research*, NCAR [26]. Se analizó los datos del nivel del mar para poder observar la presencia de las OCA. Para esto, a las series de tiempo se les extrajo la tendencia y la media, para que no distorsionen las componentes de baja frecuencia del espectro [27], se trabajó con anomalías para realizar una correlación simple entre las distintas estaciones. Luego con un análisis de regresión lineal se graficó los tiempos de rezago máximo y la separación de las estaciones para ajustar la mejor recta, cuya pendiente nos indica la velocidad de propagación de las ondas, ver Figura 2.

Con el fin de examinar la distribución de la energía, se realizó un análisis de la densidad espectral de las distintas series del nivel del mar. Esta es una técnica que permite analizar la varianza o la energía de una serie en función de la frecuencia y consiste en transformar el espectro de potencia en densidad espectral, normalizando la energía por el ancho de banda que representa, esto es, la energía se divide entre ciclos por hora, cph. Utilizando el método de Welch, Figura 2, que es conocido como WOSA, *Welch Overlapped Spectrum Averaging*, esto permite el solapamiento de los datos entre segmentos y además permite ventanizar, es decir, aplicar una ventana espectral antes de calcular la transformada de Fourier. En donde se efectúa el siguiente procedimiento, para proveer una mayor significancia estadística.

Las estimaciones espectrales fueron suavizadas dividiendo en trozos o segmentos de igual tamaño con el fin de obtener una estimación más representativa del fenómeno de estudio, se elimina la tendencia lineal y el promedio a cada uno de los trozos, para que la varianza no se vea afectada se hace la incorporación de ceros a cada uno de los trozos, *padding* con ceros, para mejorar la definición del espectro aumentando la longitud del registro, reduciendo la diferencia entre las frecuencias calculadas por la DFT, *Discrete Fourier Transform*. Previamente, a cada uno de los trozos se le aplicó una ventana espectral, la cual tiene como objetivo suavizar y disminuir el derrame generado en la estimación espectral.

Luego se obtiene los coeficientes de Fourier para cada trozo. Posteriormente las estimaciones espectrales fueron promediadas para cada frecuencia [27], obteniéndose una estimación de mayor significado físico y estadísticamente más confiable.

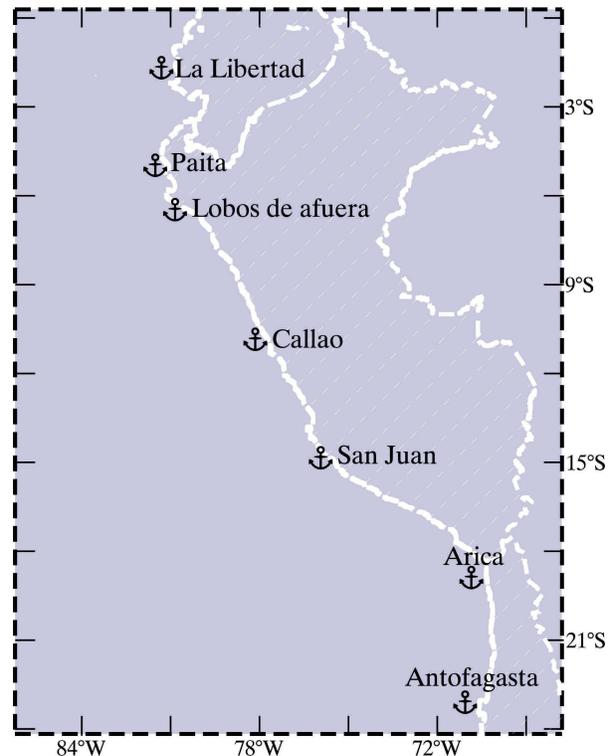


Figura 1: Área del estudio.

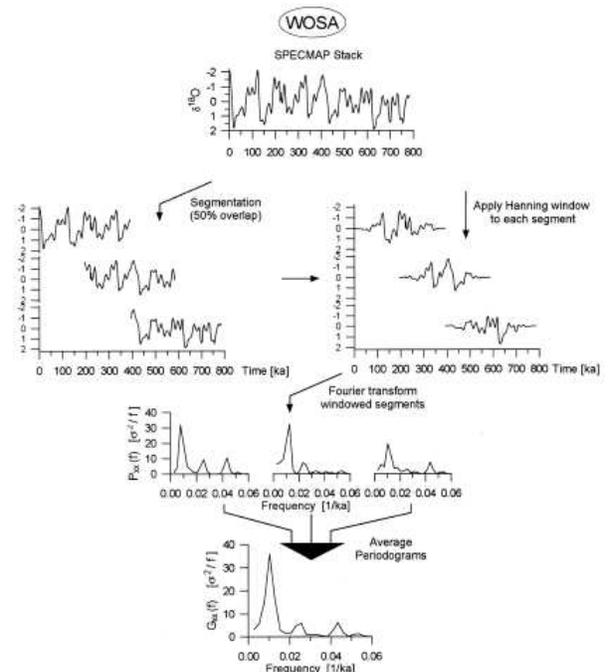


Figura 2: Esquema general del método de Welch-Overlapped-Segment-Averaging (WOSA) adaptado de la referencia [29].

Puesto que cada estimación espectral posee una distri-

bución χ^2 con dos grados de libertad, los grados de libertad del espectro promedio es dos veces el número de trozos empleados. Con el fin de representar de la manera más apropiada tanto las frecuencias más bajas como las más altas se decidió hacer el análisis espectral de cada una de las series del nivel del mar con un número de trozos diferentes, con 10, 16 y 20 grados de libertad, Figura 3. De esta manera con 5 trozos, 10 grados de libertad, se obtienen trozos más largos, permitiendo así una mejor estimación de las frecuencias bajas, con 10 trozos, 20 grados de libertad, se resuelven mejor las altas frecuencias y con 8 trozos, 16 grados de libertad, fueron estimadas las frecuencias medias. El intervalo de confianza y la resolución en ancho de banda, asociados a estas estimaciones, se muestra al interior de las diferentes figuras.

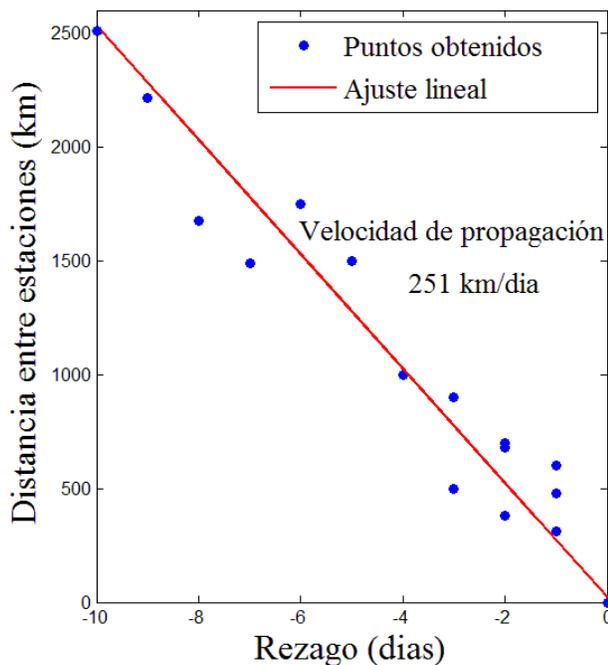


Figura 3: Regresión lineal para el tiempo de rezago máximo y la separación de las estaciones, la pendiente indica una velocidad de 251 km/día.

Continuamos con el análisis de los espectros de coherencia y de fase para determinar la velocidad de las ondas utilizando un 99 % de significancia en los resultados, entre las distintas series involucradas. Esta técnica mide la relación lineal y la fase entre dos series de tiempo en el dominio de la frecuencia. Este análisis es ampliamente utilizado en el estudio de procesos geofísicos. El análisis de la coherencia y la fase entre series del nivel del mar permite estimar la velocidad de propagación de una onda no dispersiva, en la cual su velocidad no depende de la frecuencia, la relación utilizada para obtener esta estimación fue $\theta = 360\omega D/c$, donde θ es la fase, ω la frecuencia, c la velocidad de fase y D la distancia entre las estaciones a lo largo de la costa. Al igual que en el análisis de la densidad espectral fue utili-

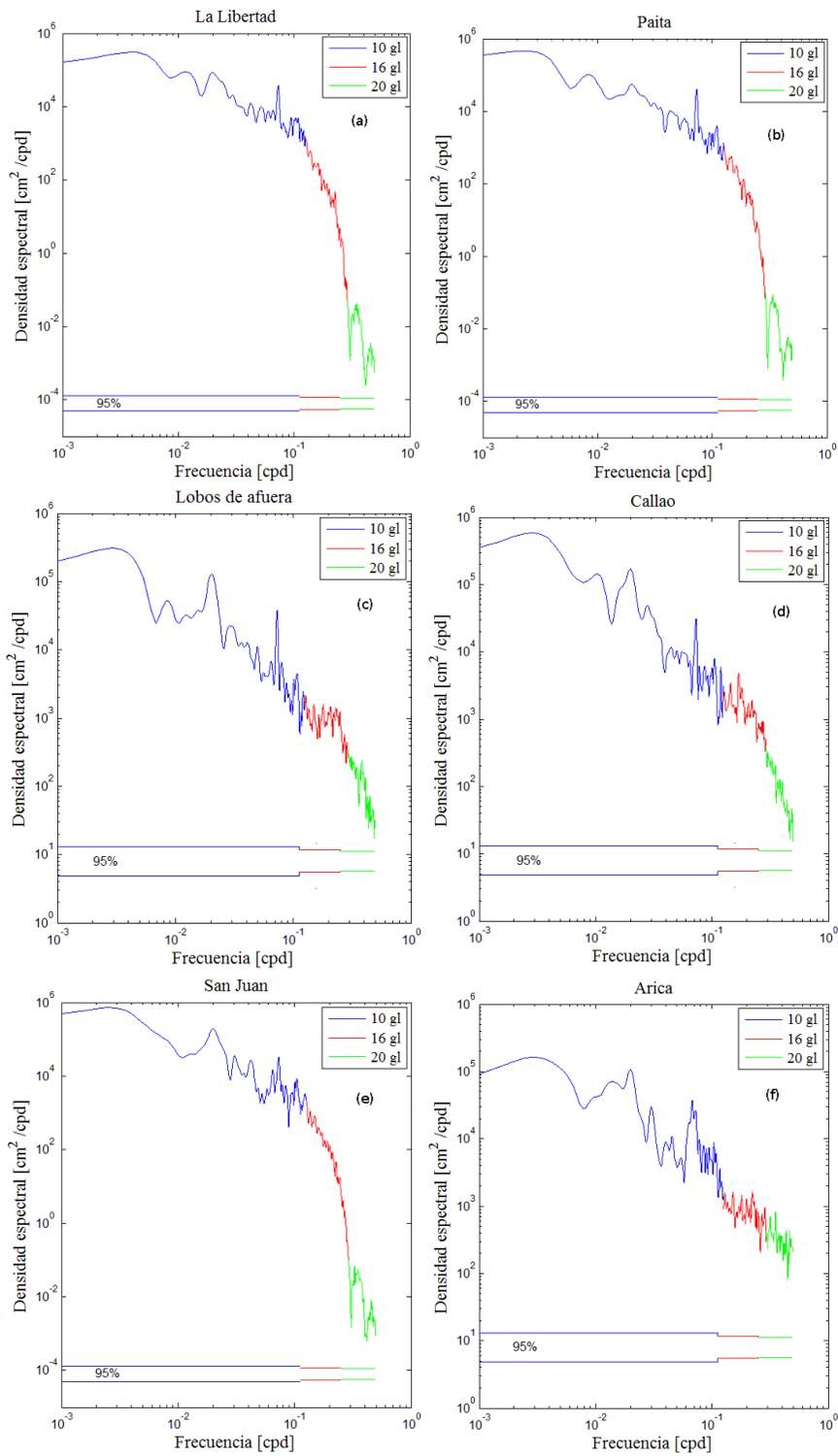
zando el método para determinar la coherencia y la fase con diferentes grados de libertad o número de trozos, para así resolver de la mejor manera posible y en forma apropiada las frecuencias más bajas y las más altas; las series se dividieron en 5, 8 y 10 trozos, para obtener los valores de 10, 16 y 20 grados de libertad, respectivamente.

Resultados y discusión

En esta sección, se presenta los resultados del procesamiento de la información del nivel del mar obtenida de las estaciones mareográficas a lo largo de la costa sudamericana, poniendo énfasis en la periodicidad correspondiente a las ondas intraestacionales, diendo estos últimos los más relevantes en lo que a propagación de las ondas se refiere. Mediante un análisis de correlación cruzada y regresión lineal se determina el sentido y la velocidad de la propagación de las ondas. Para establecer una relación cuantitativa entre las diferentes series de estudio, es necesario realizar un análisis de la correlación, para este análisis se emplea la función de correlación cruzada, la cual mide el grado de dependencia lineal entre dos variables para un desplazamiento relativo entre ellas, que relacionó todas las series. Al realizar un análisis de regresión lineal entre los tiempos máximos de rezago y las distancias de separación entre las estaciones podemos ajustar una pendiente, la cual representa la velocidad de propagación de las ondas costeras atrapadas, Figura 3. Encontrándose un valor cercano a lo esperado del orden de los 250 km/día como lo han determinado otros autores [22].

En las gráficas, Figuras 4, de la densidad espectral de las series del nivel del mar se muestran que en las bajas frecuencias se presentan la mayor varianza; por ejemplo, en las estaciones de La Libertad -Figura 4(a)-, Paíta -Figura 4(b)-, Lobos de Afuera -Figura 4(c)-, Callao -Figura 4(d)-, y San Juan -Figura 4(e)-, se presentaron dos máximos para 0.02 cpd y para 0.073 cpd; mientras que para la estación de Arica -Figura 4(f)-, se observan dos máximos para 0.02 cpd y 0.067 cpd; asimismo en la estación de Antofagasta -Figura 4(g)-, se presentaron al igual que en las otras estaciones dos máximos ubicados en 0.019 cpd y 0.070 cpd, todas con un intervalo de confianza de 95 %. Estos resultados muestran que los dos grandes máximos se observan en las bandas de 50 y 14 días, siendo la más representativa la banda de 50 días, estos periodos pueden corresponder a las ondas Kelvin y a las oscilaciones Madden-Julian, las cuales se caracterizan por tener periodos de estas magnitudes [28], las cuales además están catalogadas como las OCA.

En la Figura 5, se muestra claramente dos picos de energía los que se relacionan con una señal de frecuencia 0.074 cpd (contorno de valor 9) y de 0.021 cpd (línea de contorno igual a 10.5) que es en promedio de 13.3 y de 46.5 días, respectivamente. Ambas señales corresponden a las ondas energéticas generadas en el Ecuador que se desplazan hacia el Polo Sur como las OCA, que tienen diferentes características, las cuales ya han sido previamente estudiadas [6].



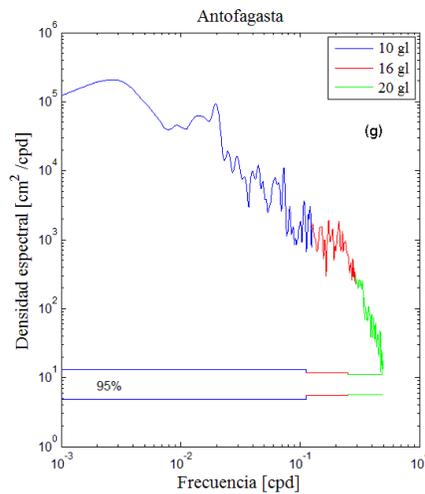


Figura 4: Densidad espectral para la estación de (a) La Libertad, (b) Paita, (c) Lobos de Afuera, (d) Callao, (e) San Juan, (f) Arica y (g) Antofagasta, con un intervalo de confianza de 95 %, con 10, 16 y 20 grados de libertad para las bajas, medias y altas frecuencias respectivamente.

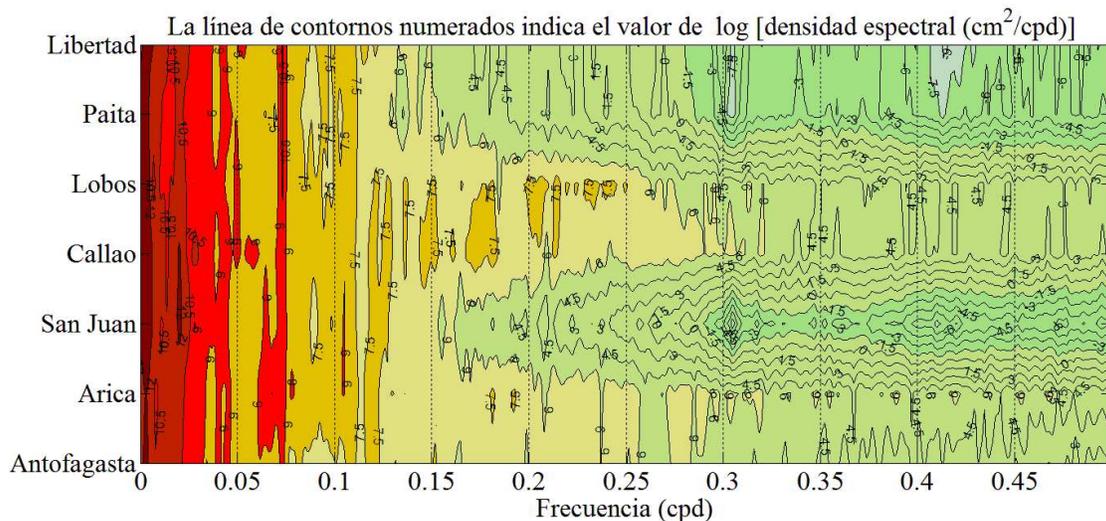


Figura 5: Distribución de la energía de la densidad espectral [cm²/cpd], con 10 grados de libertad para las bajas frecuencias para las variaciones del nivel del mar desde 2002 y 2008. La línea de contornos numerados indica el valor de log [densidad espectral (cm²/cpd)].

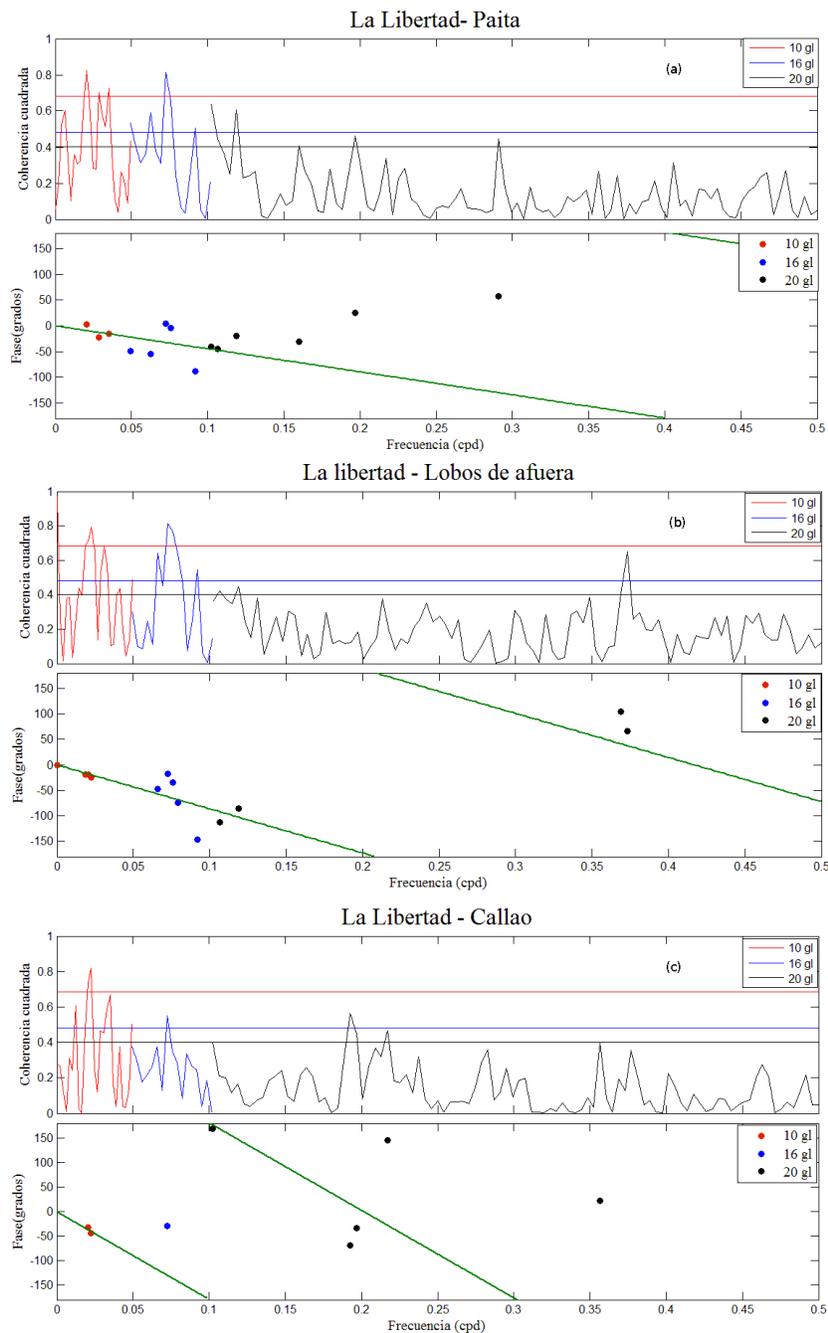
Por su parte los espectros de la coherencia cuadrada, Figuras 6(a), 6(b), 6(c), 6(d), 6(e) y 6(f), muestran que en las bandas de baja frecuencia, especialmente en frecuencias menores a 0.05 cpd, se presentan las coherencias más significativas, principalmente en los espectros calculados para 10 grados de libertad, como se puede observar en las Figuras 6(a), 6(b), 6(d) y 6(e). En la mayoría de los resultados se presenta un segundo máximo significativo entre las frecuencias 0.05 y 0.2 cpd, como se pudo observar en las estaciones de La Libertad - Paita, La Libertad - Lobos, La Libertad

- San Juan, La Libertad - Arica, las cuales fueron mejor representadas por los espectros calculados con 16 grados de libertad, además se observaron algunos picos altos en las frecuencias altas, mayores a 0,2 cpd, pero menores que los anteriores, mejor representados por los espectros calculados con 20 grados de libertad, como por ejemplo Libertad - San Juan o Libertad - Antofagasta, Figuras 6(c) y 6(f). Estos resultados confirmaron que se representan mejor las bajas frecuencias con trozos más largos o menos grados de libertad y las frecuencias altas con trozos cortos o mayor

número de grados de libertad, también se puede decir que las perturbaciones del nivel del mar están bien correlacionadas a determinadas frecuencias, debido a la existencia de los valores de coherencia altos en las bajas frecuencias. Todos los resultados mostrados se realizaron para un valor de coherencia significativo del 99 %.

Las Figuras 6(a) a 6(f), muestran la fase que existe

entre las series representadas en un intervalo entre 180 y -180°, en este caso solo se muestran los valores que corresponden a un valor significativo de coherencia del 99 %, estas figuras muestran rectas de velocidad teórica de 250 km/día, correspondiente a las OCA, con el fin de ver qué puntos caen sobre la recta y de este modo determinar si existen perturbaciones que tengan estas características.



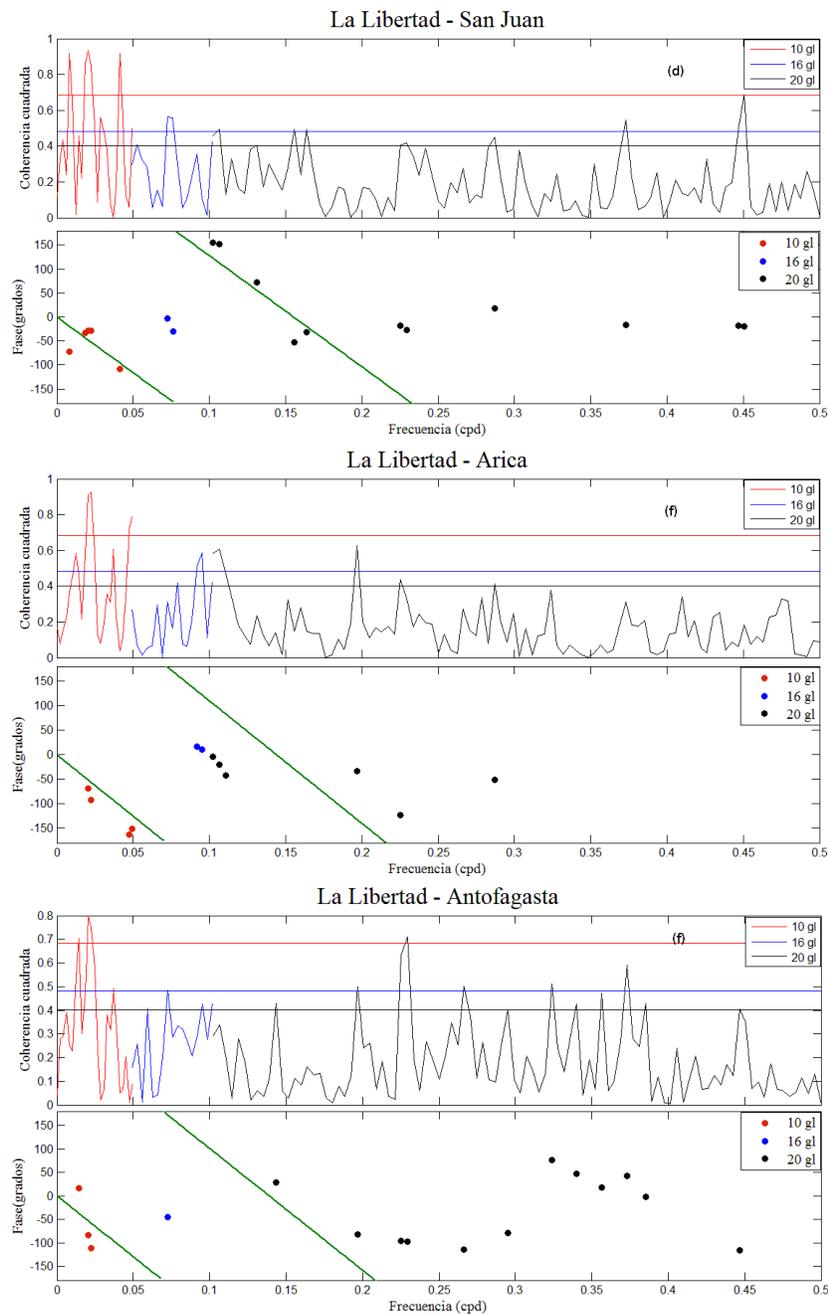


Figura 6: Espectros de coherencia cuadrada y fase para las estaciones de (a) La Libertad-Paita; (b) La Libertad-Lobos de afuera; (c) La Libertad-Callao; (d) La Libertad-San Juan; (e) La Libertad-Arica; (f) La Libertad-Antofagasta, con un intervalo de confianza de 99%, con 10, 16 y 20 grados de libertad para las bajas, medias y altas frecuencias, respectivamente y con un ajuste teórico de una velocidad de propagación de 250 km/día.

Se observó que los puntos que caen en la recta teórica se encuentran sobre las bajas frecuencias, alrededor de los 0.02 cpd, esto coincide con las ondas de la banda de 50 días, las cuales son consistentes con las OCA. Para los

resultados obtenidos, es posible, que parte de la dispersión observada de los puntos respecto a la recta, esté asociada a la presencia de varios modos de oscilación de una OCA, lamentablemente este es un problema que no se puede re-

solver empleando solo información del nivel del mar [21]. En la mayoría de los casos, las fases mostraron un valor negativo, esto se pudo haber presentado debido a que los datos no se pudieron referir a una misma fecha de inicio, puesto que, no se conoce la fecha en la que fueron recolectados y por ende estos datos podrían tener un desfase que afecte el cálculo del espectro de fase. Una de las causas que pudo afectar las características de los espectros es la escala temporal del análisis [12], puesto que las series pueden presentar diferencias importantes en los diferentes periodos del año, en este caso se realizó el análisis de las series sin tener en cuenta las estaciones del año y es posible que el régimen de las ondas y sus respectivas características

cambien de manera estacional, lo que implica que la señal de interés sea encubierta por la información no consistente con el fenómeno de estudio [19].

Conclusiones

El análisis tanto de la correlación cruzada y el análisis espectral muestran que en la zona de estudio se encontraron ondas costeras atrapadas que responden al primer modo baroclínico de una onda Kelvin interna, que están asociadas con una banda de frecuencia aproximada de 50 y 15 días. La velocidad de estas ondas es del orden de 290 cm/s o 250 km/día y se desplazan de norte a sur.

Referencias

- [1] A. E. Gill, *Atmosphere-ocean dynamics*, Academic Press, New York (1982)
- [2] E. Hill, B. M. Hickey, F. A. Shillington, P. T. Strub, K. H. Brink, E. D. Barton y A. C. Thomas; *Eastern ocean boundaries*. En: A. R. Robinson y K.H. Brink (Eds.). *The Sea*, Vol. 11, Jhon Wiley & Sons, New York (1998).
- [3] M. C. Spillane, D. Enfield y J. S. Allen; *J. Phys. Oceanogr.* **17**, 313 (1987).
- [4] D. Enfield, *J. Phys. Oceanogr.* **17**, 1860 (1987)
- [5] S. J. Neshyba, C. N. K. Mooers, R. L. Smith y R. T. Barber (Eds.); *Coastal Estuarine Studies*, Vol **34**, Springer-Verlag, New York, (1989).
- [6] G. Shaffer, O. Pizarro, L. Djurfeldt, S. Salinas y J. Ruttlant; *J. Phys. Oceanogr.* **27** 217 (1997).
- [7] D. W. Moore, *Planetary-gravity waves in an equatorial ocean*, Ph.D. Thesis, Harvard University (1968).
- [8] A. J. Clarke y C. Shi; *J. Phys. Oceanogr.* **22**, 163 (1992).
- [9] A. J. Clarke y C. Shi; *J. Geophys. Res.* **96**, 10731 (1991).
- [10] R. A. Madden y P. R. Julian; *J. Atmos. Sci.* **29**, 1109 (1972).
- [11] M. P. Cornejo-Rodríguez y D. Enfield; *J. Geophys. Res.* **92**, 14323 (1987).
- [12] O. Pizarro, O., A. Clarke y S. Van Gorder; *J. Phys. Oceanogr.* **31**, 1891 (2001).
- [13] O. Pizarro, G. Shaffer, B. Dewitte y M. Ramos; *Geophys. Res. Lett.* **29**(12), 22 (2002).
- [14] A. Vega, Y. du-Penhoat, B. Dewitte y O. Pizarro; *Geophys. Res. Lett.* **30**(5), 1 y 4 (2003).
- [15] S. Hormazabal, *Low frequency variability in the Eastern Boundary Current System of the South Pacific Ocean*, Ph. D. Thesis, Copenhagen University, Copenhagen (2003).
- [16] O. Leth y G. Shaffer; *J. Geophys. Res.* **106**, 229 y 248 (2001).
- [17] A. J. Clarke y R. Ahmed; *J. Phys. Oceanogr.* **29**, 240 (1999).
- [18] K. H. Brink, *J. Phys. Oceanogr.* **12**, 897 (1982).
- [19] K. H. Brink, *Annu. Rev. Fluid. Mech.* **23**, 389 (1991).
- [20] <http://uhs1c.soest.hawaii.edu>
- [21] A. Pizarro, Tesis de Oceanografía, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile (1991).
- [22] O. Pizarro, S. Hormazábal, A. González y E. Yáñez; *Invest. Mar. Valparaíso* **22**, 85 (1994).
- [23] C. Valenzuela, Tesis de Oceanografía, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile (1998).
- [24] W. Rojas, Tesis de Oceanografía, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile (2004).
- [25] <http://ingrid.ldgo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1>
- [26] E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J.

- Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, Roy Jenne y Dennis Joseph; Bull. Amer. Met. Soc. **77**, 437 (1996).
- [27] W. J. Emery y R. E. Thompson, *Data analysis methods in physical oceanography*, Elsevier Science, Amsterdam (2001).
- [28] H. Hendon, B. Liebmann y J. Glick; J. Atmospheric Sciences **55**, 88 (1997).
- [29] S. Michael S. y S. Karl Computers & Geosciences **23**(9), 929 (1997).