



Universidad de Concepción  
Dirección de Postgrado  
Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas  
Magíster en Ciencias con mención en Oceanografía

“Variación estacional de la salinidad de la capa de mezcla en una estación costera del Pacífico Ecuatorial Oriental”.



Sonia Elizabeth Recalde Mosquera  
Concepción, Chile  
Enero 2014

Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con mención en Oceanografía

Profesor Guía: Wolfgang Schneider  
Departamento de Oceanografía, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas  
Universidad de Concepción

Universidad de Concepción  
Dirección de Postgrado

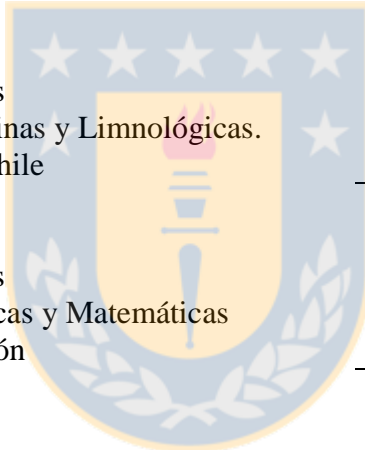
La Tesis de “Magister en ciencias con mención en Oceanografía” titulada “Variación estacional de la salinidad de la capa de mezcla en una estación costera del Pacífico Ecuatorial Oriental” de la Sra. “Sonia Elizabeth Recalde Mosquera” y realizada bajo la Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, ha sido aprobada por la siguiente Comisión de Evaluación.

Dr. Wolfgang Schneider  
Profesor Guía  
Universidad de Concepción

Dr. José Garcés Vargas  
Miembro Comité de Tesis  
Instituto de Ciencias Marinas y Limnológicas.  
Universidad Austral de Chile

Dr. Aldo Montecinos  
Miembro Comité de Tesis  
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas  
Universidad de Concepción

Dr. Rubén Escribano  
Director  
Programa Postgrados en Oceanografía  
Universidad de Concepción



## **DEDICATORIA**

Dedico este trabajo a mis padres y a mi hijo quienes me apoyaron incondicionalmente en esta jornada y son la fuente de inspiración para la superación personal.



## AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. Wolfgang Schneider por su apoyo y conducción a lo largo de mi estadía en Concepción. Al Instituto Oceanográfico de la Armada y a la Secretaría Nacional de Educación Superior, Ciencia y Tecnología e Innovación, ambas de Ecuador que hicieron posible la financiación de mi educación. A mi familia y amigos quienes me apoyaron en los momentos más difíciles con sus consejos y enseñanzas, haciendo más amena y productiva mi permanencia en tierra extranjera.

A Ivonne Montes por facilitar los resultados del modelo ROMS mismos que fueron una herramienta importante en el cálculo de los términos advectivos horizontal y vertical de la ecuación de Balance de Sal.

A José Garcés por todas las charlas que tuvimos durante mi pasantía en el Instituto de Ciencias Marinas y Limnológicas de la Universidad de Austral de Chile. Charlas que no solo fueron para mejorar mi rendimiento académico en el procesamiento de los perfiles de CTD y clases prácticas para el manejo de software; si no que junto a su familia me hicieron sentir que todo iba a salir bien por más difícil que se vea la situación.

Especialmente agradezco a Dios ya que cuando estuve confundida me guió, cuando estuve débil me fortaleció y cuando estuve cansada y en oscuridad me llenó con su luz. Él envió a sus ángeles en las manos de todos los que me ayudaron con acciones concretas, palabras de aliento y oraciones.

## CURRÍCULUM VITAE

Sonia Elizabeth Recalde Mosquera

Nacida el 30 de marzo, 1966, en Guayaquil, Ecuador

1984-2009: Oceanógrafo, Escuela Superior Politécnica del Litoral, Ecuador

2010-2014: Magister en Ciencias con mención en Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile.

### PUBLICACIONES:

**Recalde Sonia**, 2001, Aporte al manejo de desechos sólidos en la Estación Científica “Pedro Vicente Maldonado”. Acta Antártica Ecuatoriana. PROANTEC, **1**: 58-62.

**Recalde Sonia**, 2007, La Armada avanza en la Gestión Ambiental de sus Repartos: Proyecto 012024, 2004-2007. Acta Oceanográfica del Pacífico. **14**(1): 233-236. ISSN No 1390-129x.

Torres Gladys, Carmen Palacios, Tania Calderón, **Sonia Recalde**, 2006, Interacción del Fitoplancton y Zooplancton y sus Condiciones Oceanográficas durante el Verano Austral 2004 (Isla Greenwich-Antártica). Revista Tecnológica ESPOL. **19**(1): 153-160, ISSN: 0257-1749.

**Recalde Sonia**, Magda Mindiola y José Chang, 2009. Análisis de Metodologías para la Evaluación Ambiental de la Construcción del Terminal Marítimo en el sector de Monteverde, Provincia de Santa Elena. <http://www.dspace.espol.edu.ec/bitstream/123456789/67/1/40.pdf>. 2009. Revisado en agosto 2009.

### ÁREAS DE INVESTIGACIÓN

Principal: Oceanografía Costera

Secundaria: Evaluación Ambiental

### EXPERIENCIA DOCENTE

Profesor de pregrado: Evaluación Ambiental, Escuela de Hidrografía, Ecuador, 2009.

Ayudante cursos de pregrado: Contaminación Marina, Escuela Superior Politécnica del Litoral, Ecuador, 1990-1991.

## CRUCEROS OCEANOGRÁFICOS

Cruceros Oceanográficos:

Crucero Oceanográfico Regional, Instituto Oceanográfico de la Armada, Ecuador, frecuencia anual durante el periodo 1998-2002 y en el 2012.

## ESTADÍAS DE INVESTIGACIÓN O ENTRENAMIENTO

Bowdoin College, Investigador asistente, Estados Unidos, Enero –Mayo 1989.

Universidad Austral de Chile, Agosto 2011.



## ÍNDICE DE CONTENIDOS

DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
CURRÍCULUM VITAE	v
ÍNDICE DE CONTENIDOS	vii
INDICE DE FIGURAS	viii
INDICE DE TABLAS	x
RESUMEN	xi
ABSTRACT	xiii
<b>1 INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1 Antecedentes y motivación de la investigación	1
1.1.1 Características oceanográficas y meteorológicas en el Océano Pacífico Ecuatorial.	2
1.1.2 Ciclo anual de la salinidad en el Pacífico Ecuatorial y procesos que lo controlan.	4
1.1.3 Zona de Estudio	6
1.2 Hipótesis	7
1.3 Objetivo general	8
1.4 Objetivos Específicos	8
<b>2 MATERIALES Y MÉTODOS</b>	<b>9</b>
2.1 Datos	9
2.1.1 Datos oceanográficos <i>in situ</i>	9
2.1.2 Datos meteorológicos.	10
2.1.3 Datos de Corrientes y gradiente de salinidad del Modelo ROMS	11
2.2 Metodología	13
2.2.1 Procesamiento de las series de tiempo de temperatura y salinidad en la estación costera de La Libertad	13
2.2.2 Capa de Mezcla.	13
2.2.3 Balance de sal en la capa de mezcla	15
<b>3 RESULTADOS</b>	<b>18</b>
3.1 Artículo científico sometido a publicación en Revista Gayana, (Código: MsGayana03-2014): Variación estacional de la salinidad de la capa de mezcla en una estación costera del Pacífico Ecuatorial Oriental.	18
<b>4 DISCUSIÓN</b>	<b>41</b>
<b>5 CONCLUSIONES</b>	<b>43</b>
<b>6 REFERENCIAS</b>	<b>44</b>

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	Topografía de la zona de estudio, la barra de colores indica la altura o profundidad relacionada con el nivel del mar. A la derecha se muestran la estación marina La Libertad (EOLL, 81° 05' 20" O - 2° 04' 59" S) y meteorológica La Libertad (EMLL, 80° 54' 23" W - 2° 13' 04" S) donde se obtuvieron las series de tiempo analizadas en la Tesis. El recuadro azul enmarca el área de cálculo de los gradientes de salinidad y velocidades promedios utilizados en la ecuación de balance de sal. _____	1
Figura 1.2	Climatología de salinidad superficial del Pacífico Tropical basado en las medias mensuales. En línea azul la Estación La Libertad –LL–(1,55° S-2,6° S, 81,5° O-80,9° O); en línea roja en la piscina cálida del Pacífico Oeste –W.Pool– (1° N-1° S, 160-180° E), en línea verde, la ZCPS (10-12° S, 170° E-170° O), en línea morada, la ZCIT (9-11°N, 140-160° O). Fuente: modificado de Delcroix et al., 2011. LL fue obtenido con datos de INOCAR. _____	5
Figura 2.1.	Número de perfiles obtenido por año (izquierda) y por mes (derecha) en el periodo de muestreos de CTD (julio/1990 a junio/2011) de la Estación La Libertad. En la figura de la derecha se excluyen los perfiles obtenidos en 1997-1998 al considerarse un evento El Niño extremo. _____	10
Figura 2.2.	Climatología de la magnitud del viento (m/s) utilizada para obtener la mezcla de la columna de agua. La zona gris es el error estándar observado en el cálculo de la climatología _____	11
Figura 2.3.	Climatología de la salinidad en la capa de mezcla. La línea roja es la salida del modelo ROMS, la línea azul de la estación La Libertad, La zona sombreada corresponde al error estándar. _____	12
Figura 2.4.	a) Intersección entre la energía del viento (líneas punteadas) y la energía potencial de la columna de agua (línea con viñetas), en la leyenda se muestran los meses del año y la profundidad de intersección. b) Climatología de la energía necesaria para mezclar la columna de agua en la estación oceanográfica de La Libertad. La línea punteada con triángulos ( $\Delta$ ) representa la capa de mezcla calculada con la pycnoclina, y la línea respunteada con círculos ( $\bullet$ ) representa la capa de mezcla calculada con los datos de vientos de la base de datos ICOADS. _____	15
Figura 2.5	a) “Entrainment” del modelo ROMS (gris) y el calculado según la metodología de Ren y Riser (2009) (rojo). _____	17
Figura 3.1	Figura 1. Topografía del área de estudio. La barra de colores muestra la altura y profundidad referido al nivel del mar. El gráfico de la derecha muestra la posición de la Estación Oceánica La Libertad (EOLL, 81° 05' 20" O - 2° 04' 59" S) y la Estación meteorológica costera La Libertad (EMLL, 80° 54' 23" O - 2°13'04"S). _____	20
Figura 3.2	Figure 2.- Número de perfiles de CTD por mes entre Junio 1990 y julio 2011 en la estación de La Libertad. Se excluye los perfiles de CTD realizados en los años 1997 y 1998 porque se considera un evento El Niño extremo. _____	22
Figura 3.3	Figure 3. a) Serie de tiempo de Salinidad de la Estación La Libertad desde junio 1990 a Julio 2011. b) Climatología calculada sin los años 1997 y	



	1998. c) Climatología de la Salinidad promedio en la capa de mezcla, la zona sombreada es el error estándar calculado. _____	23
Figura 3.4	Figura 4. Climatologías del patrón de circulación superficial de las corrientes oceánicas y la salinidad promedio en la capa de mezcla en a) marzo b) septiembre. Los datos fueron obtenidos de las salidas del RSODA (Montes et al. 2010, 2011). El recuadro azul enmarca el área de trabajo y la estrella la posición de la Estación oceanográfica La Libertad. La barra de colores en cada panel representa la escala de salinidad en ups. _____	24
Figura 3.5	Figura 5. Climatología de la magnitud del viento (m/s) utilizada para obtener la capa de mezcla de la columna de agua. La zona gris es el error estándar observado en el cálculo de la climatología. _____	25
Figura 3.6	Figura 6. Climatología de densidad del agua en la estación oceanográfica de La Libertad. La línea representa la capa de mezcla calculada con los vientos de la base de datos ICOADS publicada en <a href="http://www.esrl.noaa.gov/psd/">http://www.esrl.noaa.gov/psd/</a> . _____	26
Figura 3.7	Figura 7. Climatología de la Evaporación (línea roja) de la estación meteorológica de La Libertad y Precipitación (línea azul) de la base de datos de ICOAD ( <a href="http://www.esrl.noaa.gov/psd/">http://www.esrl.noaa.gov/psd/</a> ), ambos calculados en el periodo junio de 1990 a julio de 2011. La zona sombreada representa el error estándar obtenido en el cálculo de la climatología. _____	28
Figura 3.8	Figura 8. Climatología de la corriente promedio (m/s) en la capa de mezcla en m/s; componente zonal (línea roja) y componente meridional (línea azul). Los datos provienen del modelo RSODA. _____	29
Figura 3.9	Figura 9. Climatología del “entrainment” en la base de la capa de mezcla con datos del modelo RSODA. _____	30
Figura 3.10	Figura 10. Climatología del gradiente zonal (línea roja) y gradiente meridional (línea azul) de la salinidad. Las sombras representan la incertidumbre. _____	30
Figura 3.11	Figura 11. Climatología de la a) salinidad, b) temperatura, c) profundidad de la Capa de mezcla y d) diferencia de salinidad (promedio en la capa de mezcla y 10 m abajo). _____	31
Figura 3.12	Figura 12. Variación estacional de cada uno de los términos involucrados en el lado derecho de la ecuación de Balance de Sal. En línea negra el término de evaporación ( $E \times S/hm$ ); en azul la precipitación ( $-P \times S/hm$ ); en verde advección horizontal zonal ( $-U \times dS/dX$ ); en celeste la advección horizontal meridional ( $-V \times dS/dY$ ) y en rojo el término del “entrainment” ( $-W_e \times \Delta S/hm$ ). _____	32
Figura 3.13	Figura 13. Variación anual de la tendencia de la sal en la estación La Libertad. El lado izquierdo del balance de sal (azul), y la sumatoria del lado derecho de la ecuación (rojo). El sombreado corresponde al error estándar de la tendencia de la sal mostrando que el error estándar calculado en los datos in situ fue mucho menor. _____	34

## INDICE DE TABLAS

Tabla 3.1	Tabla 1. Medias anuales y su desviación estándar de los parámetros utilizados.	33
-----------	--	----

---



## RESUMEN

“Variación estacional de la salinidad en la capa de mezcla en una estación costera del Pacífico Ecuatorial Oriental”.

Sonia Recalde Mosquera

Magíster en Ciencias con Mención en Oceanografía

Universidad de Concepción, 2012

Dr. Wolfgang Schneider, Profesor Guía

La temperatura y la salinidad son consideradas factores físicos limitantes en el desarrollo de especies acuáticas. Son propiedades importantes en la definición de ecosistemas y determinan la densidad del agua del mar la cual tiene impactos en la dinámica de los océanos. La variación temporal de la salinidad es una de las menos comprendidas en el océano mundial, pero se reconoce su importancia en el entendimiento de los cambios climáticos a nivel regional y global. Específicamente en el Pacífico Ecuatorial, los trabajos publicados sobre las variaciones de la salinidad superficial o la capa de mezcla se refieren a zonas localizadas al oeste de las Islas Galápagos. Así, en este trabajo se estudió la variación estacional de la salinidad en la capa de mezcla, con los datos mensuales obtenidos de una estación con CTD (localizada a 10 millas frente al puerto ecuatoriano La Libertad (81° 05' 20" O - 2° 04' 59"S), desde julio de 1990 hasta junio 2011. La información oceanográfica de la estación de La Libertad fue complementada con información meteorológica de una estación localizada en la costa y datos obtenidos de un modelo ROMS previamente publicado, datos ICOADS publicados en la página de la NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>) y datos del Merged Analysis of Precipitation Enhanced (CMAP) (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html>).

A fin de explicar la variabilidad estacional de la salinidad en la capa de mezcla frente al Ecuador, se realizó un balance de sal. Para esto se estableció la climatología mensual de la salinidad y de los parámetros meteorológicos.

El balance de sal indicó que la tendencia de la salinidad estuvo influenciada por la interacción océano-atmósfera con el flujo de agua dulce (E-P) y los procesos advectivos tanto horizontal como vertical. La capa de mezcla fue muy superficial (< 10 m) durante los meses

de febrero a abril y luego descendió abruptamente manteniéndose casi constante alrededor de los 20 m durante el resto del año.

En la región se determinó que la salinidad en la capa de mezcla tuvo un fuerte ciclo estacional manejado por la precipitación/evaporación y la advección de aguas salinas provenientes del sur durante el primer trimestre, cuando la Zona de Convergencia Intertropical se encuentra más al sur, pero por procesos advectivos durante el resto del año. En el segundo semestre del año, la advección meridional y el “*entrainment*” fueron más importante, coincidiendo con el aumento de la velocidad del viento, la posición más norteña de la ZCIT y el movimiento hacia el sur frente ecuatorial.

**Palabras claves:** Capa de mezcla, Salinidad, Ecuador, Pacífico Ecuatorial Oriental, Balance de sal.



## ABSTRACT

Seasonal variability of mixed layer salinity in a coastal station of the Eastern Equatorial Pacific.

Sonia Recalde Mosquera

Master in Science, with mention in Oceanography

Tesis supervisor: Dr. Wolfgang Schneider.

Oceanography Department, Universidad de Concepción, 2014

Temperature and salinity are considered limiting physical factors in the development of aquatic species and determine the density of seawater which has impacts on the oceans dynamic. The temporal variation of salinity is one of the lesser understood processes in the world ocean, but its importance is recognized in the understanding of climate change at regional and global scales. In the Equatorial Pacific Ocean, published works about salinity variability or mixed layer depth are from Galápagos western areas. In this work, the seasonal variations of mixed layer salinity was studied, with monthly CTD data obtained in a station 10 miles offshore of the Equatorial harbor La Libertad since July 1990 until June 2011 ( $81^{\circ} 05' 20''$  W -  $2^{\circ} 04' 59''$ S). The oceanographic information of Station La Libertad was complemented with meteorological data from a station located in the coast, published data from a Regional oceanic model (ROMS), ICOADS data published on the NOAA web site (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>), and data from Merged Analysis of Precipitation Enhanced (CMAP) (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html>).

To explain the seasonal variability in the mixed layer salinity offshore of Ecuador, the salinity balance of the mixed layer was developed; for this, the monthly climatology, oceanographic and meteorological parameters, for the period July 1990-June 2011, was established. The mixed layer depth variation was seasonal; mixed layer depth was very shallow ( $< 10$ m) during February to April, then it deepened abruptly and stayed almost constant at approximately to 20 m for the rest of the year.

In the study region, it was determined that the salinity in the mixed layer has a strong seasonal cycle influenced by the precipitation/evaporation during the first trimester when there is an impact of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), but driven by advective processes during the rest of the year, when the ITCZ is in a more northerly position. Meridional

advection and “*entrainment*” were more important during the second semester of the year, coinciding with the wind speed increase, the farther position of the ZCIT and the southward movement of equatorial front.

**Key word:** Mixed layer depth, Salinity, Ecuador, Eastern Equatorial Pacific, Salt Budget.



# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 Antecedentes y motivación de la investigación

El Océano Pacífico Ecuatorial Oriental se encuentra al frente de la zona noroeste de América del Sur entre 5° N y 5° S. Baña las costas de Colombia, Ecuador y norte de Perú, países que presentan patrones climáticos extremadamente diferentes como son: tropical subtropicales, templados, desérticos, semidesérticos, estepas frías y cálidas debido a la influencia de las corrientes marinas y de las cadenas montañosas continentales (Barros y Troncoso, 2010). Los límites submarinos de la cuenca de Panamá están determinados por las cordilleras submarinas de Cocos al oeste y de Carnegie al sur (Figura 1.1), las mismas que tienen profundidades 1500 m menos que la placas de Cocos y Nazca (mayores a 4000 m de profundidad) lo que dificulta el intercambio de masas de aguas profundas (Lonsdale and Klitgord, 1978).

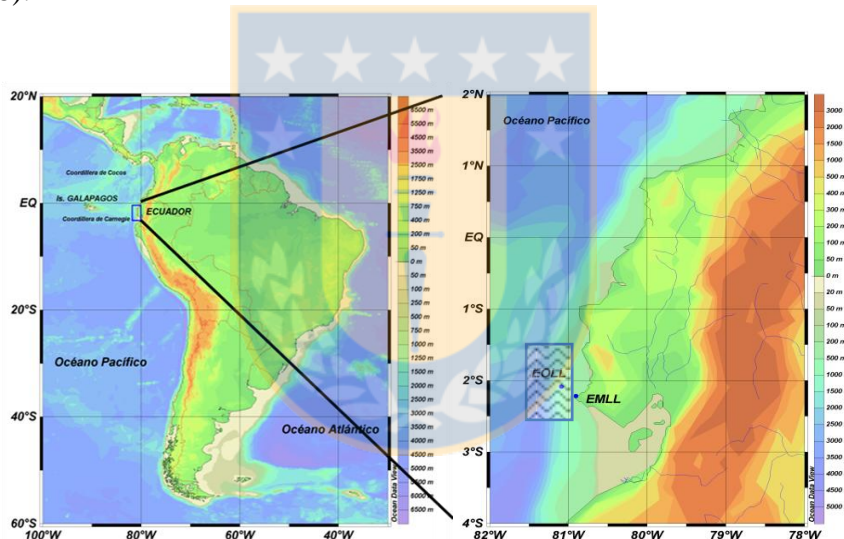


Figura 1.1. Topografía de la zona de estudio, la barra de colores indica la altura o profundidad relacionada con el nivel del mar. A la derecha se muestran la estación marina La Libertad (EOLL, 81° 05' 20" O - 2° 04' 59" S) y meteorológica La Libertad (EMLL, 80° 54' 23" W - 2° 13' 04" S) donde se obtuvieron las series de tiempo analizadas en la Tesis. El recuadro azul enmarca el área de cálculo de los gradientes de salinidad y velocidades promedio utilizados en la ecuación de balance de sal.

Su ubicación geográfica define las aguas frente a las costas de Ecuador como parte de esta cuenca, por lo tanto se encuentra influenciada por las aguas cálidas del norte, y desde el sur por las frías provenientes de la corriente de Humboldt. Sin embargo, se debe considerar, en el intercambio de aguas a niveles inferiores a 1500 m, la presencia de la fosa de subducción

que define la plataforma continental y se encuentra cerca del borde costero, pero no se encontró trabajos documentados sobre el tema en el área a excepción del trabajo de Molina Cruz (1974). Este autor investigó la evidencia faunística sobre la identificación de las corrientes de fondo en la Cuenca de Panamá durante el último periodo glacial, evidenciando que las corrientes son suficientemente fuertes como para reubicar sedimento del fondo.

### **1.1.1 Características oceanográficas y meteorológicas en el Océano Pacífico**

#### **Ecuatorial.**

La circulación del Océano Pacífico Tropical está dominada, entre otros, por los giros anticiclónicos subtropicales, tanto en el hemisferio norte como en el sur. En el Pacífico Tropical se encuentra la corriente ecuatorial norte (CEN), entre 10-20° N con un transporte de 24 Sv calculado en 155 °O y la corriente ecuatorial sur (SEC) que se ubica entre 3° N y 10° S con un transporte de 52 Sv (Tomsack y Godfrey, 2002). Estas corrientes fluyen hacia el oeste. Entre los giros subtropicales se encuentra la contracorriente ecuatorial que fluye hacia el este entre 3° N y 10° N con un transporte de 19 Sv, su desarrollo está determinado por la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) donde convergen los vientos alisios del norte y del sur. Los vientos alisios del sur pasan el ecuador, generan un transporte hacia el este creando esta corriente (Knauss, 1960; Tomsack y Godfrey, 2002).

La ZCIT se encuentra aproximadamente sobre los 5° N, donde los vientos alisios del norte y sur se encuentran, generando una zona de vientos débiles, fuertes precipitaciones y gran nubosidad. Esta tiene una migración estacional cerca del borde costero de América que va desde 8-10° N en verano boreal a 2° N en invierno (Rodríguez-Rubio et al., 2003). Otra corriente muy importante en la circulación en aguas tropicales es la Corriente Subsuperficial Ecuatorial (EUC). Esta corriente se evidencia por el gradiente de presión que se genera en la acumulación de agua en el lado occidental formando lo que se conoce como “piscina cálida” o “*warm pool*”, debido a la acción de los vientos alisios. Esta acumulación es evidente ya que la termoclina es superficial al este y se profundiza hacia el oeste de la cuenca del Pacífico. La EUC tiene una fuerte incidencia en los afloramientos ecuatoriales presentes en la zona oriental del Pacífico ecuatorial justificando las bajas temperaturas en la superficie junto con el transporte de aguas frías de la corriente Perú-Chile (Steger et al., 1998; Izumo, 2005; Kessler, 2006; Sweet et al., 2007).



La subcorriente Ecuatorial o corriente de Cromwell reportada en 1954 por primera vez, es una corriente que fluye hacia el este entre 50 m y 300 m transportando 40 Sv en 140° O (Knauss, 1960), las temperaturas del agua fluctúan entre 12 °C y 20 °C y su salinidad cercana a 35 ups. Esta corriente está sujeta a apreciables variaciones estacionales. Cuando se acerca a las Islas Galápagos se desacelera por la acción combinada de la fricción y el retardo del gradiente de presión, y se divide hacia el norte y el sur, aportando agua a las corrientes ecuatoriales norte y sur, así como también a la surgencia al oeste de las Islas Galápagos (Wyrcki, 1966; Steger et al., 1998; Sweet et al., 2007). Esta subcorriente se conoce muy poco hacia el este de las islas (Knauss, 1960; Wyrcki, 1966), pero trabajos realizados en 85° O muestran dos ramales de esta subcorriente uno hacia el norte y el otro hacia el sur del ecuador, ambos a 50 m de profundidad (Lucero, 1989, Sonnenholzner y Cornejo, 1994). Se documentan surgencias generadas por el esfuerzo del viento entre 1° S -2° S a lo largo de 85° O y trazas de flujo hacia el oeste ocurren bajo la piconclina (Leetmaa y Wilson, 1985).

En el Pacífico Ecuatorial Oriental, entre los 120° O y el borde continental, el sistema de corrientes es complejo e incluye un flujo meridional importante en ambos hemisferios (Kessler, 2006; Sweet et al., 2007). Dentro de este sistema se encuentra la cuenca de Panamá que es una piscina de aguas cálidas, cuya circulación está influenciada por los chorros de vientos que cruzan América Central desde el Caribe (Chaigneau et al., 2006; Devis-Morales et al., 2008); y el sistema de corrientes de Perú. Este último aporta aguas frías que junto con las corrientes del sur y los afloramientos ecuatoriales y costeros alimentan la “lengua de agua fría” o “*cold tongue*” que se puede observar en las imágenes satelitales de temperatura superficial del mar hasta aproximadamente 140° O (Kessler, 2006; Montes et al., 2010, 2011). Al este de 140° O se forma el Frente Ecuatorial que separa las aguas cálidas de la cuenca de Panamá con las aguas frías transportadas por la corriente Perú-Chile y los afloramientos ecuatoriales. Este frente se lo visualiza desde el sur del golfo de Guayaquil hasta el norte de las islas Galápagos, después se orienta zonalmente al norte de la lengua fría (Riofrío y Chavarría, 2004; Kessler, 2006; DeSzoek et al., 2006; Jochum et al., 2007).

Las ondas ecuatoriales, Kelvin y Rossby, juegan un papel importante en la redistribución de calor y energías en la zona ecuatorial, en especial en la franja entre 5° N y 5° S. Estas están directamente involucradas con eventos anómalos que tienen su origen en el Océano Pacífico Occidental, como es El Niño/Oscilación Sur (ENOS). Por ejemplo, durante

la fase cálida del ENOS, cuando en esa región los vientos alisios se debilitan, el océano puede redistribuir el agua cálida del “*warm pool*” rápidamente hacia el este mediante las ondas atrapadas en la zona ecuatorial en una escala de tiempo de semanas a meses. Entre las ondas ecuatoriales más estudiadas son las de Kelvin que se originan en el Pacífico Ecuatorial por la supresión o cambios de dirección de los vientos del este, las mismas que viajan a lo largo del Pacífico Ecuatorial hasta llegar al continente sudamericano. Éstas al llegar al borde costero generan las Ondas de Rossby, las cuales migran hacia el oeste al norte y sur de las ondas Kelvin, además generan las ondas atrapadas al borde costero que se dirigen hacia el norte y sur bordeando la costa (Eriksen et al., 1983; Bayot y Cornejo, 1986).

### **1.1.2 Ciclo anual de la salinidad en el Pacífico Ecuatorial y procesos que lo controlan.**

En el Océano Pacífico Ecuatorial, los flujos de calor aire-mar, las precipitaciones, las ondas internas ecuatoriales, el movimiento de frentes, remolinos de mesoescala, las corrientes y el viento local podrían cumplir un papel importante en las variaciones estacionales e interanuales de los parámetros oceánicos como temperatura y salinidad (Tomczak y Godfrey, 2002; Stewart, 2002; Bingham et al., 2002; Delcroix et al., 2007). Las variaciones temporales de la salinidad son menos comprendidas que las de la temperatura en el océano mundial debido a las limitaciones en los registros; por ejemplo, la temperatura superficial del mar (TSM) se empezó a medir por XBT y fue uno de los primeros parámetros en obtenerse a partir de las imágenes satelitales. Se reconoce su importancia, por ejemplo, en el entendimiento de los cambios climáticos a nivel global y su rol en el debilitamiento de la circulación termohalina (Donguy, 1994; Curry et al., 2003; Benway y Mix, 2004; Boyer et al., 2005), así como en la definición de ecosistemas porque es un factor restrictivo para el desarrollo de especies acuáticas (Dahl, 1956).

Wang y Chao (2004) mencionan que las regiones que tienen un marcado ciclo estacional tanto en TSM como en las salinidad superficial del mar (SSM) están más relacionadas con las precipitaciones, lo cual concuerda con lo mencionado por Benway y Mix (2004) al comentar que las bajas salinidades superficiales en la cuenca de Panamá es un reflejo de las altas precipitaciones netas.

Delcroix et al. (2011) analizaron los cambios en la SSM mostrando que las regiones de alta salinidad están localizadas en el SE de la polinesia francesa y al oeste del archipiélago de Hawaii, cerca del centro de los giros centrales subtropicales. Por otro lado, las bajas salinidades están a lo largo de la ZCIT, la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) y al oeste y este del “warm pool” del Pacífico Ecuatorial occidental. Esta distribución media tiende a ser un espejo de la distribución media de la diferencia de la evaporación y precipitación y la contribución de la circulación oceánica. Adicionalmente, analizó la climatología en tres aéreas del Pacífico Ecuatorial donde los cálculos de la amplitud relativa muestran que los cambios en escala estacional son dominantes bajo la ZCIT y en menor escala bajo la ZCPS y débiles en el “warm pool”(W.Pool). La figura 1.2 muestra la climatología en las áreas de estudio de Delcroix et al., 2011 y de la Estación La Libertad (LL, extremo del Pacífico Ecuatorial Oriental), los rangos de la salinidad superficial son: LL = 1,2 ups; ZCIT = 0,7ups, ZCPS = 0,4 y W.Pool = 0,3 ups.

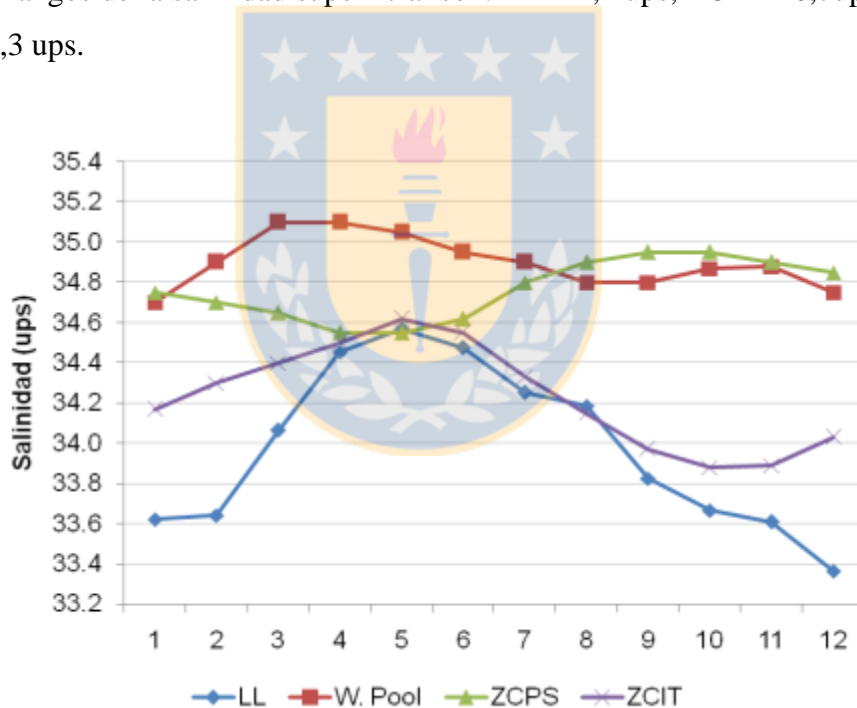


Figura 1.2. Climatología de salinidad superficial del Pacífico Tropical basado en las medias mensuales. En línea azul la Estación La Libertad –LL–(1,55° S-2,6° S, 81,5° O-80,9° O); en línea roja en la piscina cálida del Pacífico Oeste –W.Pool– (1° N-1° S, 160-180° E), en línea verde, la ZCPS (10-12° S, 170° E-170° O), en línea morada, la ZCIT (9-11°N, 140-160° O). Fuente: modificado de Delcroix et al., 2011 . LL fue obtenido con datos de INOCAR.

Boyer et al. (2005) analizaron la tendencia lineal de la salinidad en los océanos mundiales en el periodo 1955-1998, detectando que la tendencia en el Océano Pacífico entre 15° S-60° N es descendente sobre todo en la capa superficial, hasta los 100 m de profundidad, lo cual difiere al incremento de la salinidad en los océanos Atlántico e Índico. En el área del Pacífico Subtropical sur bajo los 200 m de profundidad, la salinidad se incrementa. La tendencia en la baja de salinidad superficial e incremento en la temperatura superficial lo registra también Whitney y Freeland (1999) al comparar una serie de tiempo de 1990s y 1970s en el Pacífico noreste.

Las condiciones medias del clima ecuatoriano han sufrido cambios en la última década. Los valores medios de temperatura del aire y pluviosidad calculados demuestran que es más cálido, y menos lluvioso en comparación con los valores normales a pesar de que se esperaría más lluvias debido a que el océano adyacente presenta condiciones generales de calentamiento (Nieto et al., 2002; Hernández, 2006; Zambrano, 2007; Barros y Troncoso, 2010).

### **1.1.3 Zona de Estudio**

En el borde costero ecuatoriano se puede definir varios tipos de climas de acuerdo a Gálvez y Regalado (2007). En la zona norte (1° N – 0,5° S), llueve todo el año, pero en los meses de enero a junio se observa los mayores acumulados mensuales (300 - 400 mm); con temperaturas del aire en ocasiones mayores a 36 °C y mínimas de 20 °C; los vientos predominantes presentan influencia del noroeste con velocidades menores a 3 m/s. La zona central (0,5° S – 2° S) presenta un régimen pluviométrico más definido, una época lluviosa entre los meses de diciembre a mayo (450 - 390 mm mensual) y una época casi seca de junio a noviembre (50 - 100 mm mensual); las temperaturas atmosféricas mínimas son inferiores a 20 °C y las máximas alcanzan hasta 36 °C; los vientos predominantes se presentan del suroeste con intensidades que pueden superar los 4 m/s. La costa sur (2° S – 3° S) registra un régimen de precipitaciones similar a la zona central, sin embargo, durante el segundo semestre del año se presentan lluvias escasas; las temperaturas promedios mensuales del aire alcanzan valores sobre los 26 °C de diciembre a mayo y valores menores a 24 °C el resto del año; los vientos presentan efectos locales con flujos del suroeste a oeste y magnitudes promedios menores a 3 m/s, mostrando un ciclo estacional mucho más marcado que en las zonas anteriores.

Existen estudios realizados en el mar ecuatoriano, pero son de circulación limitada o restringida como tesis, revistas locales e informes técnicos de instituciones ecuatorianas de investigación como la Escuela Superior Politécnica del Litoral, el Instituto Oceanográfico de la Armada, el Instituto Nacional de Pesca, y la Fundación Charles Darwin, por nombrar algunas. Existe publicaciones internacionales de trabajos realizados en el área de Galápagos, donde analizaron la variabilidad estacional de la TSM, indicando un periodo cálido/húmedo de diciembre-mayo, seguido por uno frío/seco de junio - noviembre, y que no tiene un comportamiento semi-anual como en la mayoría de las zonas tropicales por efecto de la ZCIT (Podestá y Glynn, 1997; Wellington et al., 2001).

Trabajos realizados con la serie de tiempo de temperatura de La Libertad, localizada en la costa sur, explican mediante un análisis del balance de calor que el flujo de calor superficial neto eleva la temperatura en la capa de mezcla solo de noviembre a mayo, mientras que la difusión vertical y el “*entrainment*” lo remueven durante todo el año (Garcés-Vargas, 2005). El estudio concluye que el flujo meridional del norte compensa la pérdida de calor. Mediante series de tiempo localizadas en la costa de La Libertad de: Precipitación, Temperatura superficial del aire (TSA), TSM y Nivel Medio del Mar, se analizó las tendencias, concluyendo que son positivas a excepción de la precipitación que fue negativa, siendo consistentes con las estimaciones globales (Nieto et al., 2002; Hernández, 2006; Zambrano, 2007). La TSM, el nivel del mar y la TSA, mostraron cambios claros en eventos El Niño en especial durante eventos fuertes como lo fue el evento 97/98, a diferencia de los demás parámetros meteorológicos que no mostraron cambios significativos (Garcés-Vargas, 2005a).

En esta tesis se analizan los procesos océano- atmósfera que explican la variabilidad estacional de la salinidad en la capa de mezcla de una estación localizada frente a las costas de Ecuador usando principalmente información *in situ* y de un modelo ROMS (Regional Ocean Model System).

## **1.2 Hipótesis**

La variabilidad estacional de la salinidad en la capa de mezcla de la zona costera de la zona costera de Ecuador, representada por la estación de serie de tiempo a 10 millas costa afuera de La Libertad – Ecuador es explicada principalmente por la advección de aguas provenientes de la cuenca de Panamá o del sur y no por la evaporación menos la precipitación.

### 1.3 Objetivo general

La salinidad es un factor limitante para el desarrollo de las especies acuáticas y define tipos de ecosistemas (Dahl, 1956). La variabilidad estacional de la salinidad en la capa de mezcla en la zona ecuatorial del borde oriental de la cuenca del Océano Pacífico difiere de la región occidental (Delcroix et al., 2011). Se reconoce la importancia de la salinidad en el entendimiento de los cambios climáticos a nivel global (Boyer et al., 2005).

En los trabajos de circulación limitada realizados con la serie de tiempo de la Estación La Libertad – Ecuador (de aquí en adelante llamada La Libertad), no se ha considerado la variabilidad estacional de la salinidad en la capa de mezcla en las investigaciones realizadas. Lo que genera las siguientes preguntas:

- ¿Qué procesos oceánicos intervienen en los cambios estacionales de la salinidad en la capa de mezcla frente a las costas de Ecuador?
- ¿En la variación estacional de la salinidad en la capa de mezcla, existe mayor participación de los procesos atmosféricos (diferencia entre la Evaporación y Precipitación) que los procesos oceánicos (procesos advectivos horizontales y verticales) sobre el borde costero de Ecuador?

Basados en estas interrogantes se define como objetivo general de este trabajo:

“Determinar los procesos oceánicos, atmosféricos y océano-atmosféricos que explican la variabilidad estacional de la salinidad en la capa de mezcla frente a las costas de Ecuador”.

### 1.4 Objetivos Específicos

- Determinarla variabilidad estacional de la salinidad en la columna de agua de la zona costera frente a La Libertad.
- Determinar la variabilidad estacional de los principales parámetros meteorológicos y oceanográficos que modifican la salinidad en la capa de mezcla de la zona costera frente a La Libertad: Precipitación, Evaporación, Vientos, corrientes superficiales y el “*entrainment*”.
- Establecer el balance de sal de la capa de mezcla de la zona costera frente a La Libertad.

## 2 MATERIALES Y MÉTODOS

### 2.1 Datos

Se utilizaron cuatro fuentes de información.

- a) Datos oceanográficos: salinidad y temperatura en la columna de agua y meteorológicos: evaporación, presión atmosférica, temperatura del aire, fueron facilitados por el Instituto Oceanográfico de la Armada de Ecuador (INOCAR) y tomados *in situ*.
- b) Los datos de la climatología de las corrientes superficiales, el gradiente espacial de la Salinidad, el gradiente espacial de la Capa de mezcla fueron obtenidos de Montes et al. (2010, 2011) quienes utilizaron el modelo oceánico numérico ROMS (Regional Ocean Model System, Shchepetkin and McWilliams 2005) para simular el estado promedio del mar; obteniendo variables tales como la temperatura, salinidad y campo de velocidades para la columna de agua.
- c) Los datos de precipitación fueron obtenidos de la base de datos *Merged Analysis of Precipitation Enhanced* (CMAP), basados en el análisis mensual de 17 años de observaciones, estimaciones satelitales y salidas de modelos numéricos, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html> (Xie, P., and P.A. Arkin, 1997.); y
- d) Los datos del viento sobre el océano fueron obtenido desde International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS) (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>), con la finalidad de calcular la energía del viento disponible para mezclar la columna de agua.

#### 2.1.1 Datos oceanográficos *in situ*

Los datos oceanográficos fueron obtenidos de una estación localizada aproximadamente 10 millas costa afuera del puerto de La Libertad (81° 05' 20" O / 2° 04' 59" S) con una periodicidad aproximadamente mensual. Esta estación se mantiene desde mayo de 1990 hasta la fecha. Se analizó el periodo de julio 1990 a junio 2011, obteniéndose 285 perfiles de CTD (modelo SBE 19), cuya distribución anual se observa en la figura 2.1.

Se optó por no incluir los perfiles de los años 1997 y 1998 al considerarse esos años con condiciones oceánicas cálidas extremas debido a la presencia del Evento El Niño. De esta



manera solo se trabajó con 259 perfiles de salinidad, densidad y temperatura con una resolución vertical de un metro, desde 1 m hasta los 80 m de profundidad aproximadamente. Se calculó la climatología mensual y para ello se procedió a obtener los promedios agrupando previamente los perfiles mes a mes.

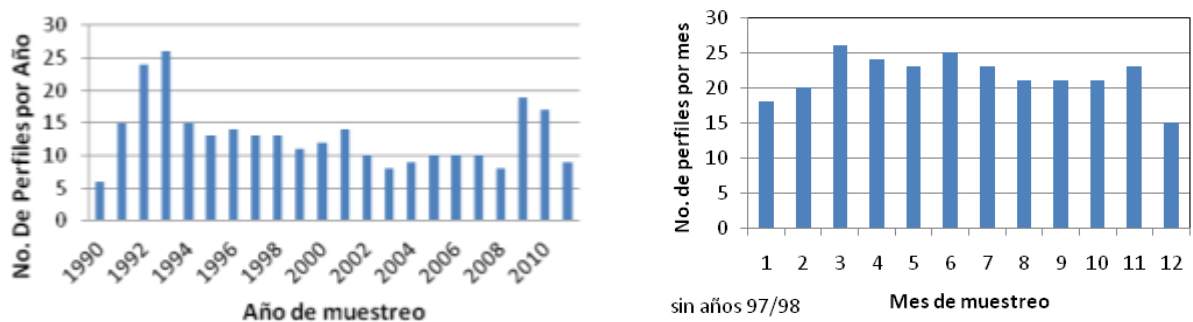


Figura 2.1. Número de perfiles obtenido por año (izquierda) y por mes (derecha) en el periodo de muestreos de CTD (julio/1990 a junio/2011) de la Estación La Libertad. En la figura de la derecha se excluyen los perfiles obtenidos en 1997-1998 al considerarse un evento El Niño extremo.

### 2.1.2 Datos meteorológicos.

La información meteorológica corresponde a promedios diarios de: Temperatura del aire, evaporación, presión atmosférica y humedad relativa de la estación costera de la Libertad (80° 54' 23" O / 2° 13' 04" S) desde enero de 1975 hasta enero de 2011. Los datos son recopilados en horario sinóptico: 07h00, 13h00 y 19h00.

Los datos de precipitación fueron seleccionados de la base de datos *Merged Analysis of Precipitation Enhanced* (CMAP), <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html> (Xie, P., and P.A. Arkin, 1997).



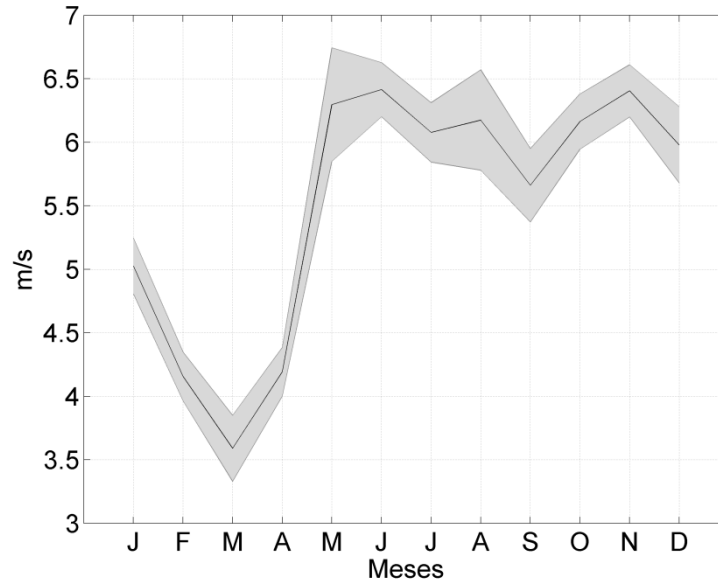


Figura 2.2. Climatología de la magnitud del viento (m/s) utilizada para obtener la mezcla de la columna de agua. La zona gris es el error estándar observado en el cálculo de la climatología.

El viento sobre el océano fue obtenido desde ICOADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), <http://www.esrl.noaa.gov/psd/> en el punto más cercano a la estación de muestreo CTD en mar abierto con poca incidencia de tierra, a fin de calcular la energía del viento disponible para mezclar la columna de agua. La climatología es mostrada en la figura 2.2.

A todas las variables meteorológicas se les calculó la climatología considerando el promedio mensual para el mismo periodo de la estación oceanográfica de La Libertad (julio1990 a junio2011) de la base de datos de cada parámetro, no incluyéndose los años 1997 y 1998 al ser un evento El Niño extremo.

### 2.1.3 Datos de Corrientes y gradiente de salinidad del Modelo ROMS

Debido a que la estación oceanográfica de La Libertad corresponde sólo a un punto dentro de la costa de Ecuador, y para realizar el balance de sal en la capa de mezcla se necesitan de gradientes espaciales de salinidad y de corrientes. Por lo tanto, se optó por usar los datos de la climatología de éstas variables obtenidas de Montes et al. (2010, 2011), quienes utilizaron un modelo oceánico numérico denominado ROMS (Regional Ocean Model System, Shchepetkin y McWilliams 2005) para simular el estado promedio del mar; obteniendo variables tales como la temperatura, salinidad y campo de velocidades para la columna de

agua. El dominio cubrió el Pacífico Ecuatorial Tropical desde 22,11° S a 4,08° N y entre 69,77° O a 91,22° O, pero para esta tesis se restringió el área de estudio basados en las velocidades zonales y meridionales, calculando la distancia que recorrería una partícula de agua en un mes, cubriendo un área de aproximadamente 100 km de latitud y 50 km de longitud (área entre 1,55° S a 2,6° S y 81,5° O a 80,9° O). La resolución espacial del modelo fue de 1/9° (aprox. 12 km) con 32 niveles verticales. La topografía fue derivada desde la base de datos ETOPO2 (2' de resolución), el esfuerzo del viento fue derivado desde el scatterometer satelital QuikSCAT, con datos diarios en una grilla de ½ grado de resolución, los flujos de agua dulce y calor fueron extraídos de la climatología del océano superficial del ICOADS con una resolución de ½ grado. Esta salida del modelo fue validada con tres fuentes de datos observacionales: las anomalías del nivel del mar derivadas desde los datos mensuales satelitales producidos por SSALTO/DUACS, TSM mensual del AVHRR producto pathfinder con una grilla de 4 km de resolución, y la TSM mensual de seis estaciones costeras del Instituto del Mar del Perú.

La climatología de la salinidad promedio en la capa de mezcla obtenida del modelo se la comparó con la de La Libertad, obteniendo un  $R^2 = 0.87$ . (Figura 2.3)

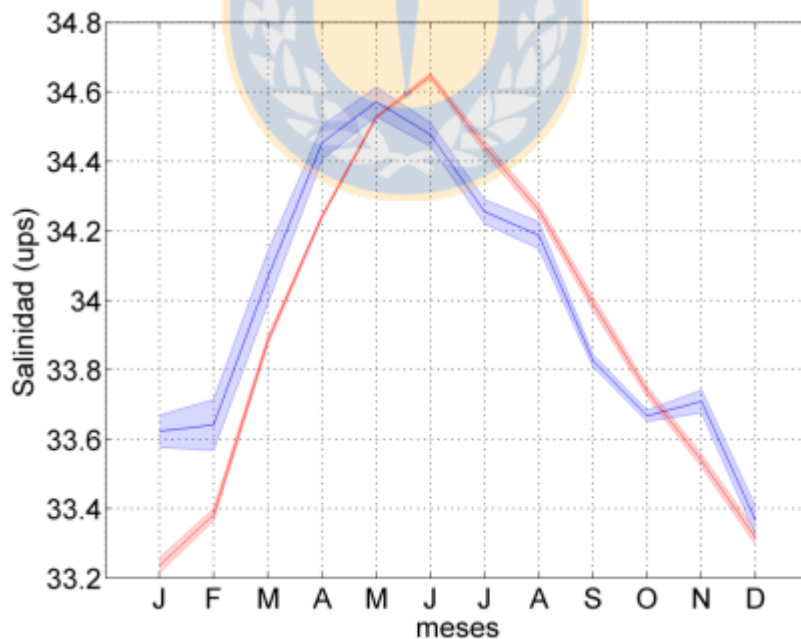


Figura 2.3. Climatología de la salinidad en la capa de mezcla. La línea roja es la salida del modelo ROMS, la línea azul de la estación La Libertad, La zona sombreada corresponde al error estándar.

## 2.2 Metodología

### 2.2.1 Procesamiento de las series de tiempo de temperatura y salinidad en la estación costera de La Libertad

En el análisis de la calidad de los datos y con el objeto de que se aplique los mismos filtros, se reprocesaron los archivos HEX originales obtenidos del CTD, considerando los archivos de configuración del cada equipo utilizado y respetando la fecha de la última calibración de los mismos.

Para el efecto se utilizó las siguientes rutinas del programa SBE DATA PROCESSING, versión 7.16a.:

- *Data Conversion*;
- *Filter*: es un filtro de paso bajo para suavizar los cambios a altas frecuencia de los datos;
- *Align CTD*: alinea los perfiles en tiempo y en función a la presión;
- *Cell Thermal Mass*; utiliza un filtro recursivo para eliminar los efectos de masa térmica de células de la conductividad medida;
- *Loop edit*: marca los datos como malos cuando no pasa el examen del mínimo de velocidad de descenso (0.25 m/s) o hay una reversión de la profundidad;
- *Derive*: recalcula la salinidad y la densidad después de correr las rutinas anteriores en los datos originales; y,
- *BinAvg*: promedia los datos cada 1 m de profundidad.

### 2.2.2 Capa de Mezcla.

Durante el verano austral, en la zona ecuatorial la capa de mezcla es muy somera y en ocasiones hasta inexistente, debido principalmente a los vientos débiles y a la fuerte incidencia del sol. (Schneider y Muller, 1990; Brainerd y Gregg, 1995; De Boyer Montégut et al., 2004; Devis- Morales et al., 2008). La figura 2.4 muestra dos resultados de cálculos de la capa de mezcla, considerando la metodología aplicada por Lorbacher et al (2006) que es definida como la profundidad donde existe la curva extrema y superficial en el perfil de densidad y el segundo aplicando la energía del viento y la anomalía de la energía potencial en la columna de agua, explicada por Kullenberg (1975). Para efecto de este estudio se optó por analizar la capa de mezcla en función de la acción del viento de ICOADS y la estratificación de la columna de

agua con los datos de CTD de La Libertad. La profundidad de la capa de mezcla por el método de Lordacher et al. (2006) resulta muy somera y los datos de corrientes del modelo ROMS se obtuvieron a partir de los 5 m de profundidad. Adicionalmente, al usar una capa de mezcla más profunda se incluyen procesos turbulentos. Al graficar los perfiles de densidad se determinó que el punto más profundo de la piconclina (isopicna de 1025 kg/m<sup>3</sup>) se registró sobre los 50 m de profundidad.

La capa de mezcla fue calculada con la anomalía potencial de energía del agua de mar ( $E_{mixed}$ ) y la energía del viento disponible para mezclar la capa superficial de 50 m del mar ( $\Delta E_{wind}$ ) (Kullenberg, 1975; García et al., 2005).

$$E_{mixed} = \frac{1}{2} g \sum_{i=1}^h (\rho_i - \bar{\rho}) \Delta z^2 ; [J \cdot m^{-2}] \quad (1)$$

$$\Delta E_{wind} = \Delta t \delta k_s \rho_a |W|^3 ; [kg \cdot s^{-2}] \quad (2)$$

$$\rho_a = P_a 287.05 T_a ; [kg \cdot m^{-3}] \quad (3)$$

donde:

$g$  = aceleración de la gravedad, 9.8 m.s<sup>-2</sup>;

$\rho$  = densidad del agua obtenida de la climatología de los datos de la Estación de La Libertad [kg.m<sup>-3</sup>];

$\Delta z$  = Resolución vertical de los datos de la Estación de La Libertad (1 m);

$h$  = 50 m. Profundidad máxima donde existe variación de la densidad;

$\Delta t$  = un mes = 2 592 000 s;

$\delta$  = Eficiencia del viento para mezclar la columna de agua = 0.023;

$k_s$  = 6.4 x 10<sup>-5</sup>, coeficiente cinético;

$\rho_a$  = densidad del aire [kg/m<sup>-3</sup>];

$P_a$  = presión del aire [HPa] de la estación meteorológica de La Libertad;

$T_a$  = Temperatura del aire [°K] de la estación meteorológica de La Libertad;

$W$  = velocidad del viento [m/s] de la base de datos globales ICOADS.

La capa de mezcla se obtuvo interpolando la profundidad hasta donde  $\Delta E_{wind}$  actúa sobre la  $E_{mixed}$ . (Figura 2.4)

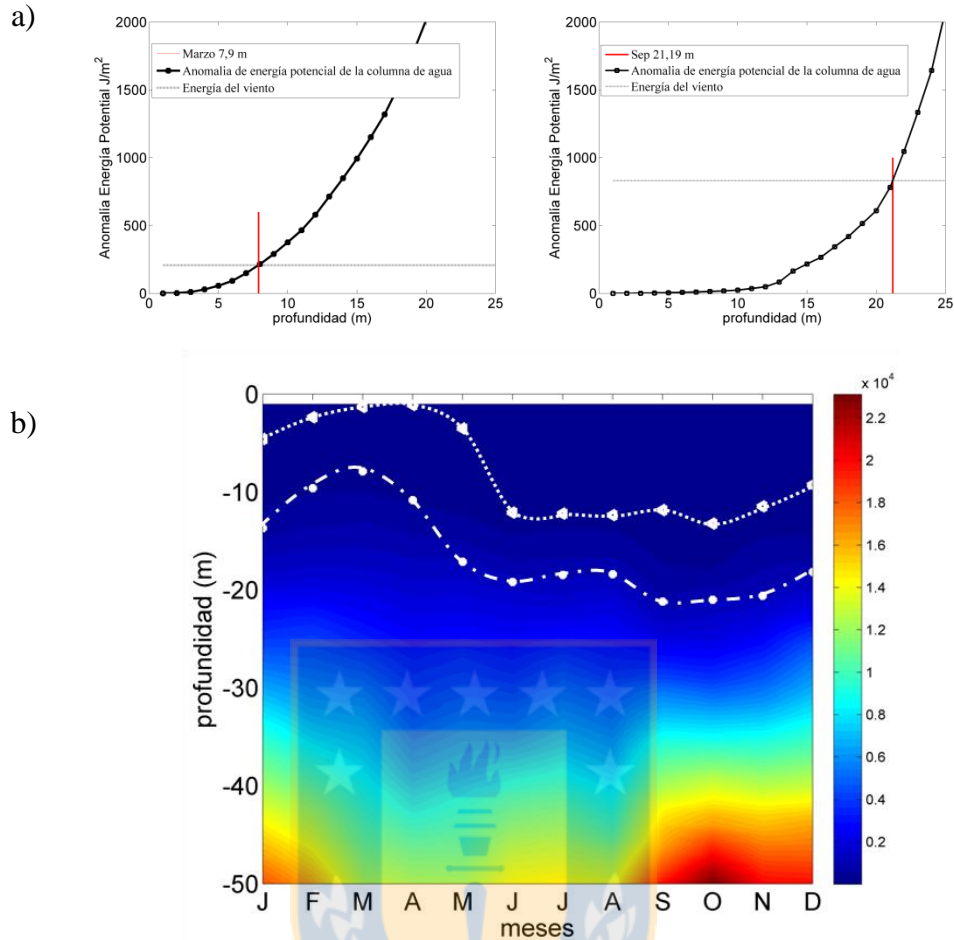


Figura 2.4. a) Intersección entre la energía del viento (líneas punteadas) y la energía potencial de la columna de agua (línea con viñetas), en la leyenda se muestran los meses del año y la profundidad de intersección. b) Climatología de la energía necesaria para mezclar la columna de agua en la estación oceanográfica de La Libertad. La línea punteada con triángulos ( $\Delta$ ) representa la capa de mezcla calculada con la piconclina, y la línea pespunteada con círculos ( $\bullet$ ) representa la capa de mezcla calculada con los datos de vientos de la base de datos ICOADS.

### 2.2.3 Balance de sal en la capa de mezcla

Para establecer el balance de sal de la capa de mezcla de la estación La Libertad, se utilizó la climatología mensual de los parámetros oceanográficos y meteorológicos de los términos involucrados, adaptando la metodología usada por Ren y Riser (2009), donde el balance de sal se calculó con la siguiente fórmula:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{(E - P)S}{h_m} - \mathbf{V} \cdot \nabla S - \frac{W_e \Delta S}{h_m}; \text{ [ups/mes]} \quad (4)$$

$E$  es evaporación registrada en la estación meteorológica de La Libertad;  $P$  es calculado con el acumulado mensual de precipitación obtenida de la CMAP;  $S$  es la salinidad promedio de la capa de mezcla;  $\mathbf{V}$  es la sumatoria de la velocidad de Ekman y geostrófica. La profundidad de la capa de mezcla y la sumatoria de las velocidades se obtuvo de la salida del modelo de Montes et al. (2010, 2011) como un promedio en el recuadro estimado de 100 x 50 km, alrededor de la estación oceanográfica de La Libertad (Figura 1,1).  $\Delta S$  es la diferencia de la salinidad promedio en la capa superficial y la salinidad a los 10 m bajo esta, mismos que se tomaron de la climatología de la serie de tiempo de CTD. El  $\nabla S$  se obtuvo del modelo de Montes et al. (2010, 2011), los gradientes meridional y zonal de salinidad calcularon mediante diferencias finitas hacia adelante entre el promedio Norte menos Sur y entre el valor promedio Este menos Oeste, del recuadro señalado anteriormente;  $h_m$  es la profundidad de la capa de mezcla calculada con la incidencia del viento en la mezcla de la columna de agua; y,  $W_e$  es el “*entrainment*” o velocidad vertical considerando la variación de la capa de mezcla en el dominio del tiempo.

La velocidad de “*entrainment*” se obtuvo de dos formas:

La primera mediante las formulas presentadas por Ren y Riser (2009) y Stevenson y Niiler (1983) mostradas a continuación:

$$W_e = H \left( \frac{\partial h_m}{\partial t} + \nabla \cdot h_m \mathbf{V} \right), \quad (2)$$

donde  $H$  (Heaviside unit function) se define como:

$$H(x) = \begin{cases} 1, & x \geq 0 \\ 0, & x < 0 \end{cases}, \quad (3)$$

En estas ecuaciones se consideró solo la velocidad de “*entrainment*” positiva y se determina la velocidad negativa (“*detrainment*”) como cero, ya que el flujo de agua que sale desde la base de la capa de mezcla tiene las mismas propiedades que el agua en la capa de mezcla. (Stevenson y Niiler, 1983; Ren y Riser 2009).

En segundo lugar se utilizó el “*entrainment*” obtenido del modelo ROMS. A manera de ensayo se calculó el balance de sal considerando los valores de “*entrainment*” de la salida del modelo ROMS y según las ecuaciones (2) y (3). La figura 2.5 muestra los resultados de

comparación entre las dos velocidades de “*entrainment*” observándose que con la salida del modelo ROMS el resultado del balance de sal se ajusta mejor.

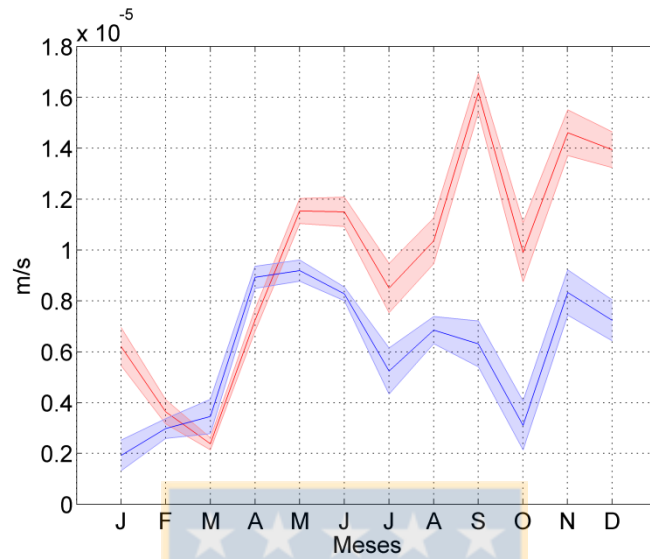


Figura 2.5 a) “*Entrainment*” del modelo ROMS (gris) y el calculado según la metodología de Ren y Riser (2009) (rojo).

### 3 RESULTADOS

#### 3.1 Artículo científico sometido a publicación en Revista Gayana, (Código: MsGayana03-2014): Variación estacional de la salinidad de la capa de mezcla en una estación costera del Pacífico Ecuatorial Oriental.

#### VARIACIÓN ESTACIONAL DE LA SALINIDAD DE LA CAPA DE MEZCLA EN UNA ESTACIÓN COSTERA EN EL PACÍFICO ECUATORIAL ORIENTAL

Sonia Recalde Mosquera<sup>1,2</sup>

1. Programa de Postgrados, Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile
2. Instituto Oceanográfico de la Armada, Guayaquil, Ecuador. [sonia.recalde@inocar.mil.ec](mailto:sonia.recalde@inocar.mil.ec)

Wolfgang Schneider<sup>3</sup>

3. Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile. [wshneid@udec.cl](mailto:wshneid@udec.cl)

José Garcés-Vargas<sup>4</sup>

4. Instituto de Ciencias Marinas y Limnológicas, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile. [jgarcés@docentes.uach.cl](mailto:jgarcés@docentes.uach.cl)

Ivonne Montes<sup>3</sup>

5. GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel, Düsternbrooker Weg 20, 24105 Kiel, Germany. [ivonne.montes@gmail.com](mailto:ivonne.montes@gmail.com)



#### RESUMEN

La variación temporal de salinidad es menos entendida en el océano mundial que la temperatura, debido a la dispersión temporal y espacial de las observaciones *in situ* y satelital, más aún en el Pacífico Ecuatorial Oriental dentro de las 10 millas del borde costero. En este trabajo se utilizaron los datos *in situ*, oceanográficos y meteorológicos de La Libertad (81° 05' 20" O - 2° 04' 59" S) en el periodo comprendido entre Junio 1990 y Julio de 2011 generados por el Instituto Oceanográfico de la Armada Ecuatoriana. Además, se usaron datos de precipitación de la base de datos CMAP y salidas de un modelo numérico regional. La información usada sirvió para establecer los procesos que gobiernan la estacionalidad de la salinidad en la capa de mezcla.

La capa de mezcla se presenta muy superficial (< 10 m) durante los meses de febrero a abril y luego descendió abruptamente manteniéndose casi constante alrededor de los 20 m



durante el resto del año. Además se determinó que en la región la salinidad en la capa de mezcla tiene un fuerte ciclo anual manejado por la precipitación/evaporación y la advección de aguas salinas provenientes del sur durante el primer trimestre, cuando la Zona de Convergencia Intertropical se encuentra más al sur y su segundo ramal aparece, mientras que durante el resto del año se encontró influenciada por procesos advectivos. En el segundo semestre del año la advección meridional y el “*entrainment*” fueron mayores coincidiendo con el aumento de la velocidad del viento, la posición más norteña de la ZCIT y el movimiento hacia el sur frente ecuatorial.

**Palabras claves:** Ecuador, Pacífico Ecuatorial Oriental, Balance de sal.

#### **ABSTRACT**

The temporal variation of salinity is a less understood process in the world ocean, than the variation of temperature, especially in the Eastern Equatorial Pacific. This paper considers *in situ* oceanographic and meteorology data of La Libertad (81° 05' 20" O - 2° 04' 59"S) between June 1990 and July 2011 done by the Oceanographic Institute of the Ecuadorian Navy (INOCAR Spanish acronym); Oceanographic data from the ROMS published by Montes et al.(2010, 2011), and the precipitation of CMAP data base. This information was useful to understand the oceanographic process that governs the seasonality of salinity on the mixed layer. Mixed layer depth is shallow (< 10m) during February to April but abruptly increases to 20 m and stays almost constant during the rest of the year.

The salinity in the mixed layer has a strong seasonal cycle driven by advection of saline waters from the south during the first quarter and by the advección of less saline waters from the north during the rest of the year. In the second half of the year, advection and "entrainment" were larger, coinciding with increased wind speed, the more northern position of the ITCZ and the southward movement of the equatorial front.

**Key word:** Ecuador, Eastern Equatorial Pacific, salt budget.

## 1. INTRODUCCION

En el Océano Pacífico Ecuatorial, el flujo de calor aire-mar, precipitación, ondas internas, movimiento de frentes, remolinos de mesoescala, corrientes marinas y vientos locales tienen un rol importante en las variaciones estacionales e interanuales de parámetros oceanográficos como la temperatura y salinidad (Tomczak et al. 2002, Stewart 2002, Bingham et al. 2002, Delcroix et al. 2007). En regiones que tienen fuertes ciclos estacionales de temperatura y salinidad, se espera que concuerden con variabilidad de la relación evaporación menos precipitación, (Wang and Chao 2004, Benway y Mix 2004). La variación temporal de salinidad son menos entendidas en el océano comparadas con la temperatura, principalmente porque hay más observaciones *in situ*. Todos están conscientes de la importancia que tiene en la comprensión de cambios climáticos a nivel global y local (Curry et al., 2003; Benway and Mix, 2004; De Boyer Montégut et al., 2005) y que la salinidad debe ser incluida en los escenarios para el estudio de Eventos ENOS (Donguy, 1994).

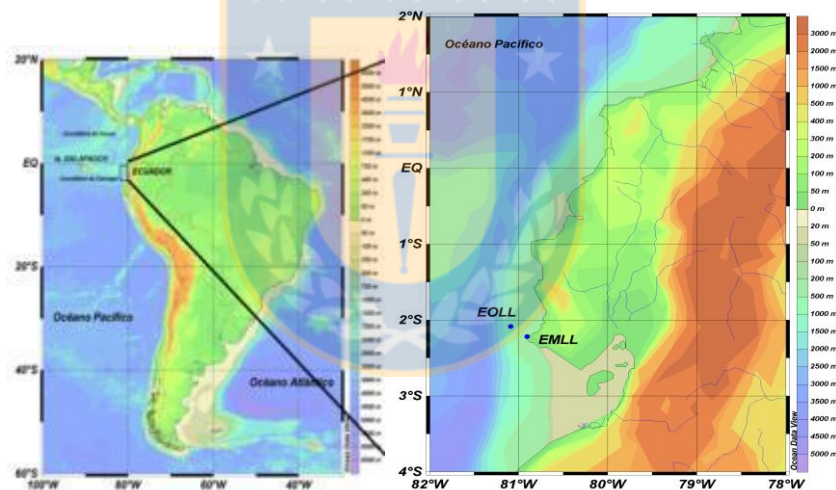


Figura 1. Topografía del área de estudio. La barra de colores muestra la altura y profundidad referido al nivel del mar. El gráfico de la derecha muestra la posición de la Estación Oceánica La Libertad (EOLL, 81° 05' 20" O - 2° 04' 59" S) y la Estación meteorológica costera La Libertad (EMLL, 80° 54' 23" O - 2° 13' 04" S).

Delcroix et al. (2011) analizaron los cambios de salinidad superficial del mar (SSM) mostrando que las regiones de alta salinidad están localizadas cerca de los giros subtropicales. En cambio, las bajas salinidades se localizan en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), Zona de Convergencia del Pacífico Subtropical (ZCSP), y al oeste y este de la piscina caliente (*warm pool*, *W. Pool*) en el Pacífico Ecuatorial Oeste. Esta distribución media es un espejo de

la evaporación menos la precipitación y la contribución de la circulación oceánica. Ellos concluyen que los cambios en escala estacional están dominados por la ZCIT, menos dominante es la ZCSP y muy débil se presenta en la piscina cálida. Los rangos de salinidad superficial de la Estación La Libertad (LL, extremo del Pacífico Ecuatorial Oriental) y en las áreas de estudio de Delcroix et al., 2011 son: LL = 1,2 ups; ZCIT = 0,7ups, ZCPS = 0,4 y W.Pool = 0,3 ups.

La salinidad es un factor restrictivo para el desarrollo de especies acuáticas, de gran ayuda en la definición de ecosistemas (Dahl 1956) como en la estabilización de la columna de agua en zonas polares (Dong et al. 2009). La variabilidad estacional en la zona ecuatorial oriental es bastante diferente que en la occidental (Delcroix et al 2011). Así, en la zona oriental la SSM no tiene un comportamiento semi-anual como en la mayoría de las zonas tropicales por efecto de la ZCIT (Wellington et al. 2001; Podestá y Glynn 1997).

Existen pocos trabajos sobre la salinidad cerca de la costa ecuatoriana (Fig.1) con datos *in situ*. (Fig.1). Muchos de los estudios publicados fueron basados en la temperatura del mar, tanto superficial como en la columna de agua, y el nivel medio del mar, parámetros obtenidos de la estación oceanográfica y meteorológica de La Libertad. (Zambrano 2007; Hernández 2006; Garcés – Vargas et al. 2005a; Garcés – Vargas 2005b; Nieto et al. 2002; Bayot et al. 1996; Bayot 1993).

El objetivo del trabajo es establecer los procesos que gobiernan la estacionalidad de la salinidad en la capa de mezcla de una estación localizada frente a las costas de Ecuador usando principalmente información *in situ* y de un modelo ROMS (Regional Ocean Model Sistem).

## **2. DATOS Y METODOLOGIA**

### **2.1. Datos *in situ* y de modelos.**

Se utilizó la información oceanográfica y meteorológica del Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR). Los datos oceanográficos corresponden a la columna de agua de 1 a 80 m. La salinidad fue obtenida de una estación ubicada aproximadamente a 10 millas costa afuera del puerto de La Libertad (81° 05' 20" O / 2° 04' 59" S) desde junio de 1990 a julio 2011 con un muestreo mensual aproximadamente. En este periodo se obtuvieron 258 perfiles de CTD modelo SBE 19. (Figura 2).

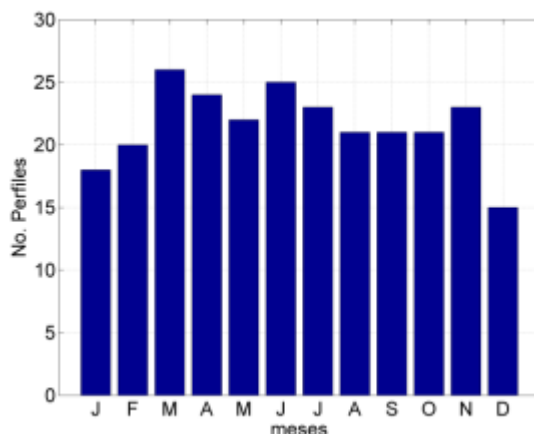


Figure 2.- Número de perfiles de CTD por mes entre Junio 1990 y julio 2011 en la estación de La Libertad. Se excluye los perfiles de CTD realizados en los años 1997 y 1998 porque se considera un evento El Niño extremo.

Por efectos de análisis de la calidad de los datos se utilizó el programa en el CTD denominado *SBE DATA PROCESSING*, versión 7.16a. La salinidad en la columna de agua a través del tiempo es mostrada en la figura 3a; su climatología en la figura 3b y la climatología del promedio de la salinidad en la capa de mezcla en la figura 3c.

Los datos de la climatología de las corrientes, el gradiente espacial de la salinidad de la capa de mezcla fueron obtenidos de Montes et al. (2010, 2011) quienes utilizaron un modelo oceánico numérico denominado ROMS (Regional Ocean Modelling System; Shchepetkin y McWilliams 2005) configurado para la región el Pacífico Tropical Este, que se llamará RSODA. Para este estudio se restringió el área de estudio basados en las velocidades zonales y meridionales, calculando la distancia que recorrería una partícula de agua en un mes, cubriendo un área de aproximadamente 100 km de latitud y 50 km de longitud (área entre 1,55° S a 2,6° S y 81,5° O a 80,9° O), dimensiones que se justifican debido a que la magnitud de la componente meridional es mayor a la que presenta la componente zonal de las corrientes. (Figura 4). Para validar el modelo RSODA se obtuvo la climatología de la salinidad promedio en la capa de mezcla y del modelo se comparó con la de La Libertad, obteniendo un  $R^2 = 0,87$ , lo que demuestra una gran aproximación y el uso de las salidas del modelo.

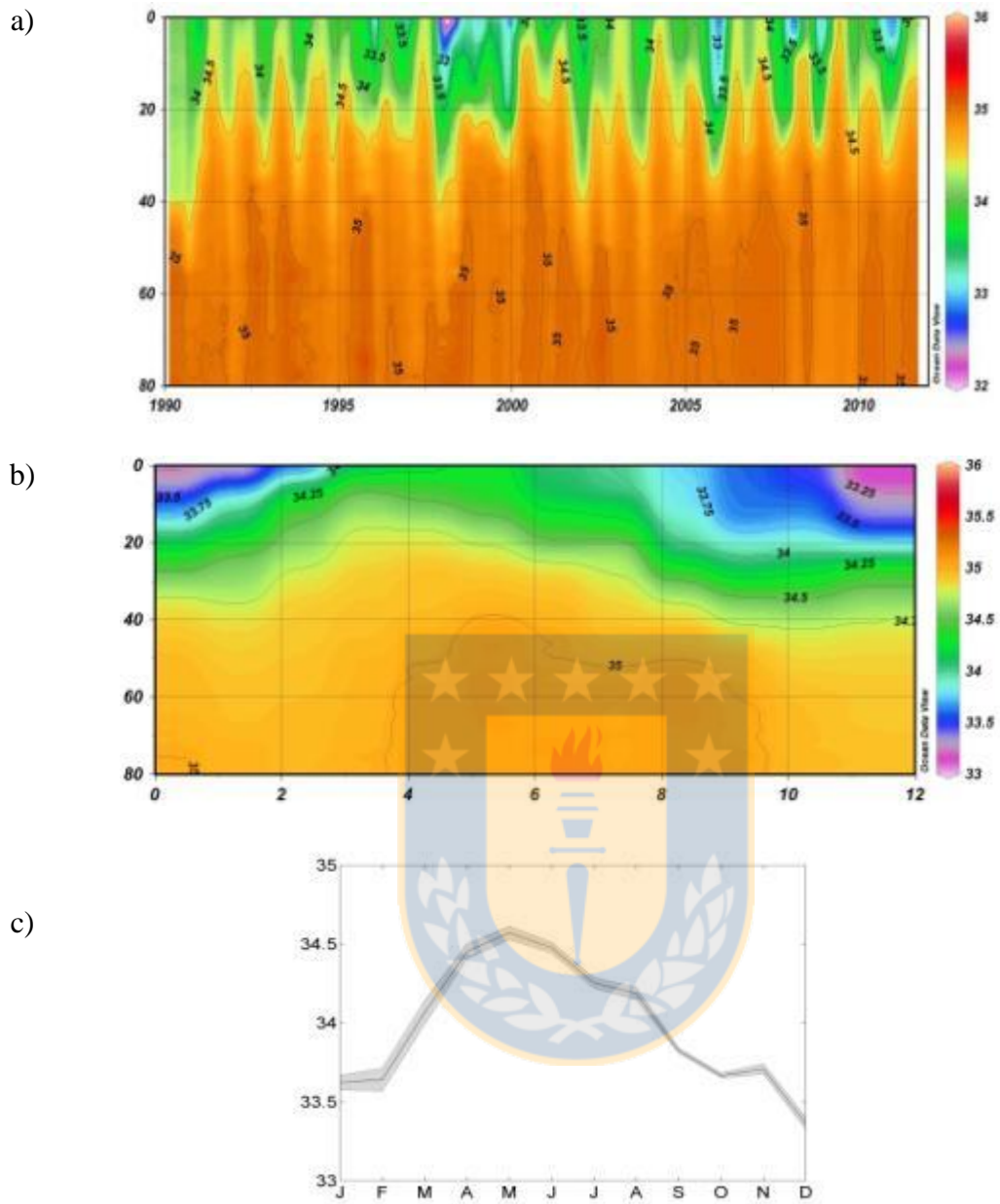
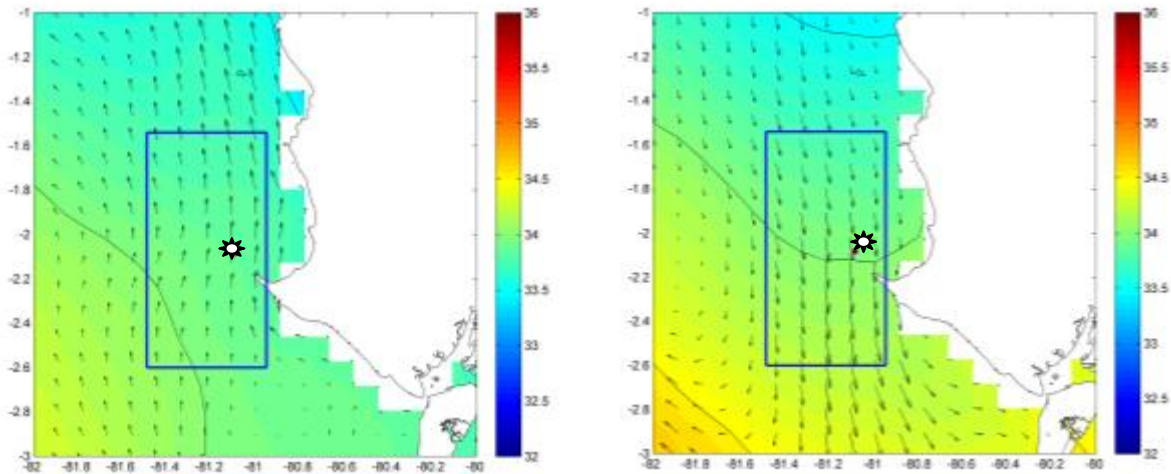


Figure 3. a) Serie de tiempo de Salinidad de la Estación La Libertad desde junio 1990 a Julio 2011. b) Climatología calculada sin los años 1997 y 1998. c) Climatología de la Salinidad promedio en la capa de mezcla, la zona sombreada es el error estándar calculado.



a) Marzo

b) Septiembre

Figure 4. Climatologías del patrón de circulación superficial de las corrientes oceánicas y la salinidad promedio en la capa de mezcla en a) marzo b) septiembre. Los datos fueron obtenidos de las salidas del RSODA (Montes et al. 2010, 2011). El recuadro azul enmarca el área de trabajo y la estrella la posición de la Estación oceanográfica La Libertad. La barra de colores en cada panel representa la escala de salinidad en ups.

Los datos meteorológicos fueron obtenidos en la Estación costera La Libertad ubicada en las siguientes coordenadas:  $80^{\circ} 54' 23''$  O /  $2^{\circ} 13' 04''$  S. Se obtuvieron los acumulados mensuales de la Evaporación (mm/mes), temperatura del aire ( $^{\circ}$ C), presión atmosférica (hPa) en el mismo periodo de la estación oceanográfica.

Los datos de precipitación fueron seleccionados de la base de datos Merged Analysis of Precipitation Enhanced (CMAP). El viento sobre el océano fue obtenido desde ICOADS (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>), con la finalidad de calcular la energía del viento disponible para mezclar la columna de agua y su climatología se muestra en la figura 5. Para ambas bases de datos se escogió el punto de grilla más cercano a la estación oceanográfica de La Libertad.

A todas las variables meteorológicas se les calculó la climatología considerando el promedio mensual para el mismo periodo de la estación oceanográfica de La Libertad (julio1990 a junio2011) de la base de datos de cada parámetro, no incluyéndose los años 1997 y 1998 al ser un evento El Niño extremo.



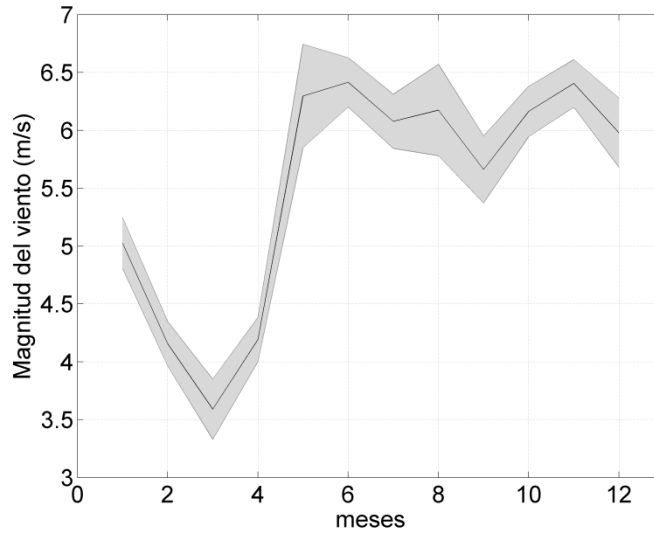


Figura 5. Climatología de la magnitud del viento (m/s) utilizada para obtener la capa de mezcla de la columna de agua. La zona gris es el error estándar observado en el cálculo de la climatología.

La capa de mezcla fue calculada con la anomalía potencial de energía del agua de mar ( $E_{mixed}$ ) y la energía del viento disponible para mezclar la capa superficial de 50 m del mar ( $\Delta E_{wind}$ ). (Kullenberg 1975; García et al. 2005). Figura 6

$$E_{mixed} = \frac{1}{2} g \sum_{i=1}^h (\rho_i - \bar{\rho}) \Delta z^2 ; [J. m^{-2}] \quad (1)$$

$$\Delta E_{wind} = \Delta t \delta k_s \rho_a |W|^3 ; [kg. s^{-2}] \quad (2)$$

$$\rho_a = P_a 287,05 T_a ; [kg. m^{-3}] \quad (3)$$

donde:

$g$  = aceleración de la gravedad,  $9,8 \text{ m.s}^{-2}$ ;

$\rho$  = densidad del agua obtenida de la climatología de los datos de la Estación de La Libertad [ $\text{kg. m}^{-3}$ ];

$\Delta z$  = Resolución vertical de los datos de la Estación de La Libertad (1 m);

$h$  = 50 m, Profundidad máxima donde existe variación de la densidad;

$\Delta t$  = un mes =  $2592000 \text{ s}$ ;

$\delta$  = Eficiencia del viento para mezclar la columna de agua =  $0,023$ ;

$k_s$  =  $0,64 \times 10^{-5}$ , coeficiente cinético;

$\rho_a$  = densidad del aire [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ];

$P_a$  = presión del aire [HPa] de la estación meteorológica de La Libertad;

$T_a$  = Temperatura del aire [ $^{\circ}\text{K}$ ] de la estación meteorológica de La Libertad;

$W$  = velocidad del viento [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ] de la base de datos globales ICOAD.

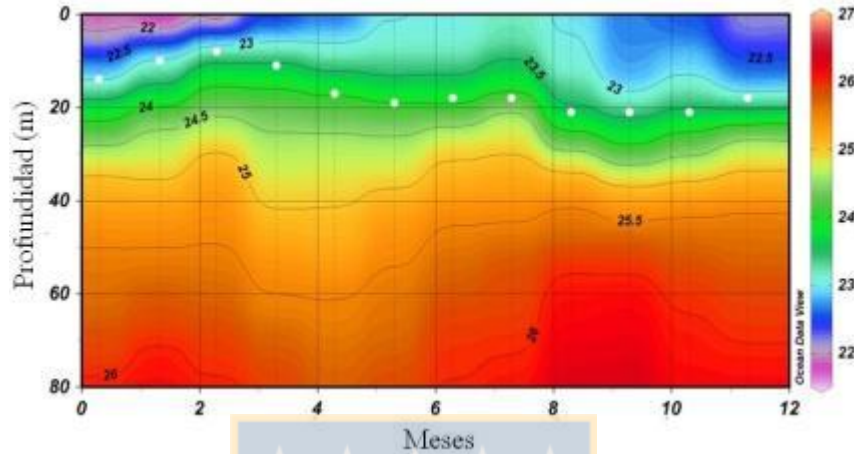


Figura 6. Climatología de densidad del agua en la estación oceanográfica de La Libertad. La línea representa la capa de mezcla calculada con los vientos de la base de datos ICOADS publicada en <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

La capa de mezcla se obtuvo interpolando la profundidad hasta donde  $\Delta E_{\text{wind}}$  actúa sobre la  $E_{\text{mixed}}$ .

## 2.2. Balance de Sal en la capa de mezcla

Para establecer el balance de sal de la capa de mezcla de la estación La Libertad, se utilizó la climatología mensual de los parámetros oceanográficos y meteorológicos de los términos involucrados considerando la metodología usada por Ren y Riser (2009), con la siguiente fórmula:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{(E - P)S}{h_m} - \mathbf{V} \cdot \nabla S - \frac{W_e \Delta S}{h_m} \quad (4)$$

Donde  $E$  es el acumulado mensual de la evaporación obtenida en la estación meteorológica de La Libertad;  $P$  el acumulado mensual de la precipitación obtenida de la CMAP;  $S$  es la salinidad promedio en la capa de mezcla;  $\mathbf{V}$  es la sumatoria de las corrientes de Ekman y Geotróficas obtenida de un modelo RSODA como un promedio en el recuadro estimado de  $100 \times 50$  km, alrededor de la estación oceanográfica de La Libertad (Fig. 4);  $\Delta S$  es



la diferencia entre la salinidad de la capa de mezcla y la salinidad a 10 m bajo esta; El  $\nabla S$  se obtuvo del modelo RSODA, los gradientes meridional y zonal de salinidad se calcularon mediante diferencias finitas hacia adelante entre el promedio Norte menos Sur y entre el valor promedio Este menos Oeste, respectivamente, en el recuadro señalado anteriormente;  $h_m$  es la profundidad de la capa de mezcla calculada con la incidencia del viento en la mezcla de la columna de agua; y,  $W_e$  es el “*entrainment*” o velocidad vertical considerando la variación de la capa de mezcla que se obtiene también del modelo RSODA. Se considera solo la velocidad vertical positiva y se define cero la velocidad vertical negativa (“*detrainment*”), debido a que el flujo que sale de la capa de mezcla tiene las mismas propiedades. (Ren y Riser 2009; Stevenson y Niiler 1983).

La figura 7 muestra la climatología para la evaporación y precipitación en m/mes donde se puede apreciar que la evaporación prevalece sobre la precipitación a excepción de los meses de febrero y marzo donde se presentan las mayores precipitaciones durante el año. Durante el segundo semestre las precipitaciones decaen sustancialmente al igual que hay un descenso en los valores de evaporación. La variación anual de la evaporación menos la precipitación muestra una prevalencia de la evaporación en una zona que fue catalogada como de clima seco tropical (Gálvez y Regalado, 2007). El descenso de la evaporación se debe a la variación estacional de nubes estratos cúmulos, que es mayor durante el segundo semestre del año (Xie et al. 2006; Sumant 1997; Klein et al. 1993).

La media anual de evaporación es de 0,116 m/mes con una desviación estándar de 0,013 siendo su mayor valor en diciembre 0,132 m/mes y el menor en septiembre (0,091 m/mes), mientras la media de precipitación es de  $0,0506 \pm 0,053$  m/mes presentándose en febrero su máximo y en julio el mínimo (0,155 y 0,005 m/mes respectivamente).

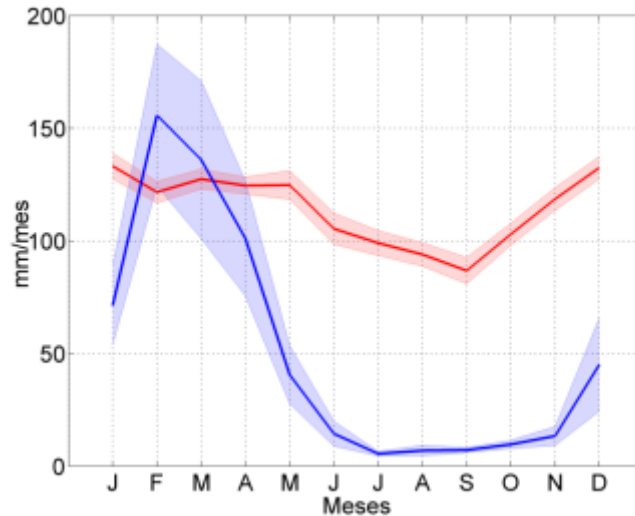


Figura 7 Climatología de la Evaporación (línea roja) de la estación meteorológica de La Libertad y Precipitación (línea azul) de la base de datos de ICOAD (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>), ambos calculados en el periodo junio de 1990 a julio de 2011. La zona sombreada representa el error estándar obtenido en el cálculo de la climatología.

La figura 8 muestra la velocidad promedio en la capa de mezcla en el área de estudio de las corrientes zonales y meridionales. Se observa que la velocidad meridional promedio fue hacia el norte durante el primer cuatrimestre del año, mientras que durante la segunda parte del año fue hacia el sur, las mismas que tienen valores casi el doble en magnitud (0,073 y -0,144 m/s), el promedio anual fue de  $-0,047 \pm 0,067$  m/s. La componente zonal fue menor en magnitud que la corriente meridional y su dirección fue hacia el Oeste durante el primer semestre del año, y hacia el este en el segundo semestre del año. El promedio anual de la componente zonal de la corriente fue de  $-0,027 \pm 0,018$  m/s. Su magnitud máxima estuvo por debajo de los valores máximos de corriente meridional (0,027 y -0,30 m/s), mostrando que en la zona aún afectan las corrientes costeras y no la corrientes ecuatoriales que son principalmente zonales.

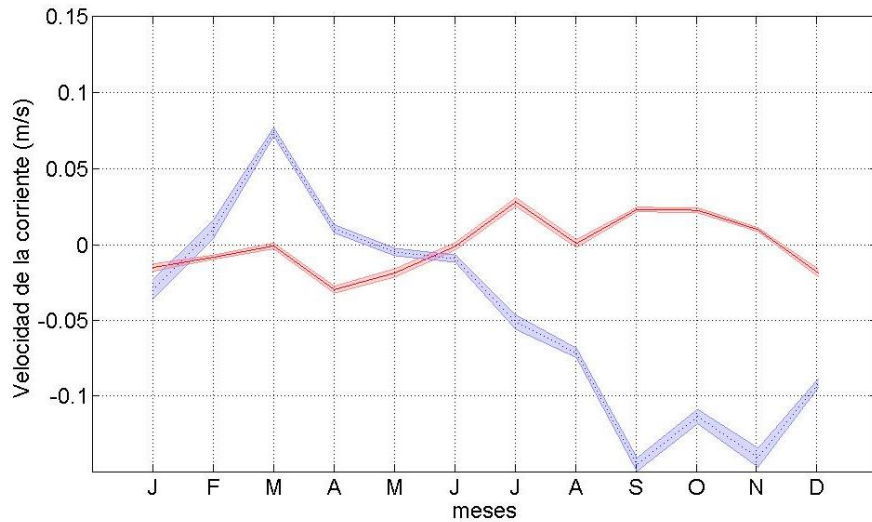


Figura 8. Climatología de la corriente promedio (m/s) en la capa de mezcla en m/s; componente zonal (línea roja) y componente meridional (línea azul). Los datos provienen del modelo RSODA.

El “*entrainment*” fue calculado considerando la velocidad vertical en la base de la capa de mezcla (tomando en cuenta la profundización de la misma durante el segundo trimestre del año). En los resultados se notó que la velocidad en la base de la capa de mezcla fue mayor en especial durante el segundo semestre del año. La figura 9 muestra la climatología del *entrainment* calculado en la base de la capa de mezcla (línea en negro) con los datos de la salida del modelo numérico RSODA. Se aprecia los mayores valores durante el segundo semestre del año, acorde al incremento del viento meridional en el área y a la profundización de la capa de mezcla. Se obtuvo una velocidad siempre positiva, con una media anual de  $9,66 \times 10^{-6} \pm 4,27 \times 10^{-6}$  m/s en la base de la capa de mezcla.

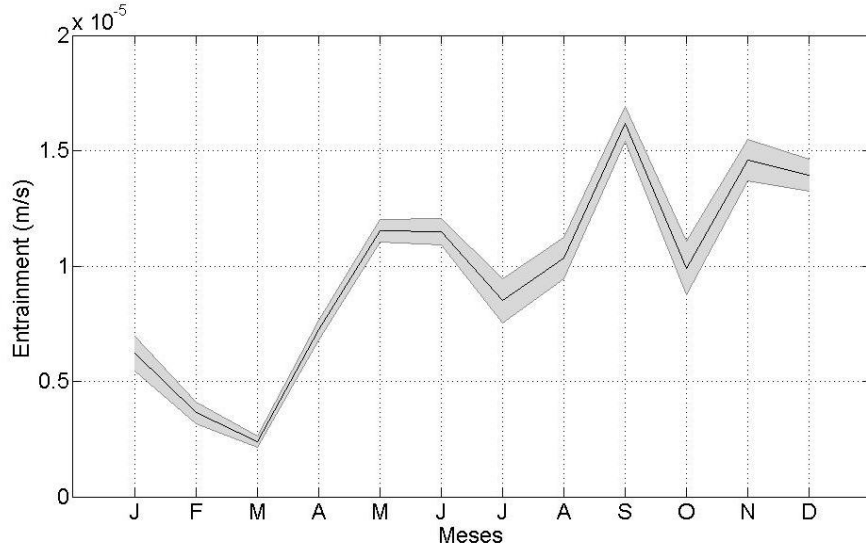


Figura 9. Climatología del “*entrainment*” en la base de la capa de mezcla con datos del modelo RSODA.

La salinidad decreció hacia el norte durante todo el año, pero zonalmente la salinidad decreció hacia el este exceptuando los meses de enero y febrero. Durante esos meses mostró mayores salinidades hacia el este (figura 10).

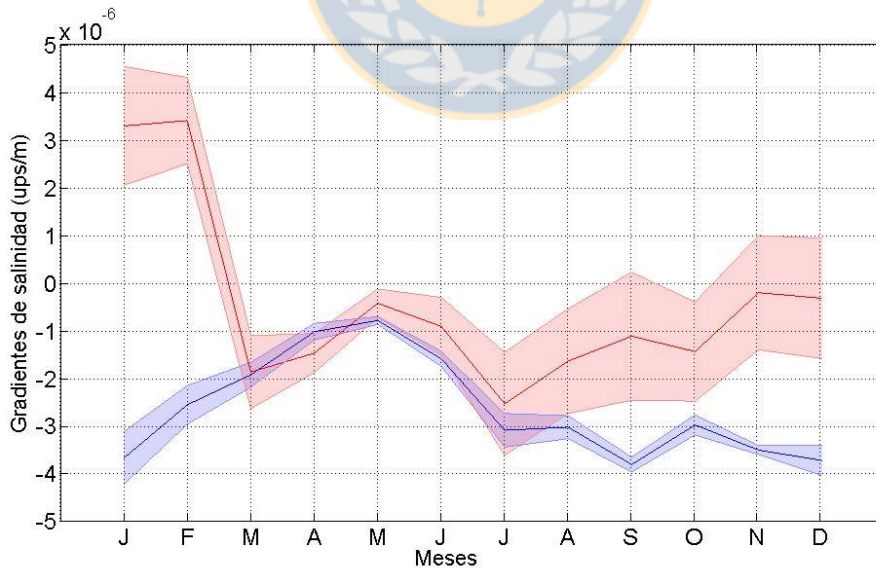


Figura 10. Climatología del gradiente zonal (línea roja) y gradiente meridional (línea azul) de la salinidad. Las sombras representan la incertidumbre.

Aun cuando se puede observar en la figura 11 que los parámetros analizados tiene un comportamiento estacional, la profundidad de la capa de mezcla tiene una correlación inversa de ( $R^2 = 0,9$ ) con la temperatura.

La salinidad y el  $\Delta S$  no tienen una buena correlación con la temperatura ni con la profundidad de la capa de mezcla. La temperatura y la profundidad de la capa de mezcla tienen una variabilidad estacional con sus valores máximos y más superficiales en el primer trimestre del año (durante el verano austral), mientras que la salinidad tiene sus máximos a mediados del año (principios del invierno austral) (Figura 11).

El valor de  $\Delta S$  es siempre negativo porque la salinidad aumenta con la profundidad. En un perfil de salinidad en la región ecuatorial se puede encontrar un máximo de salinidad por el ingreso de masas de agua subsuperficiales más salinas y descensos bajo los 500 m de profundidad. (Informes de Crucero Regional, INOCAR-CPPS).

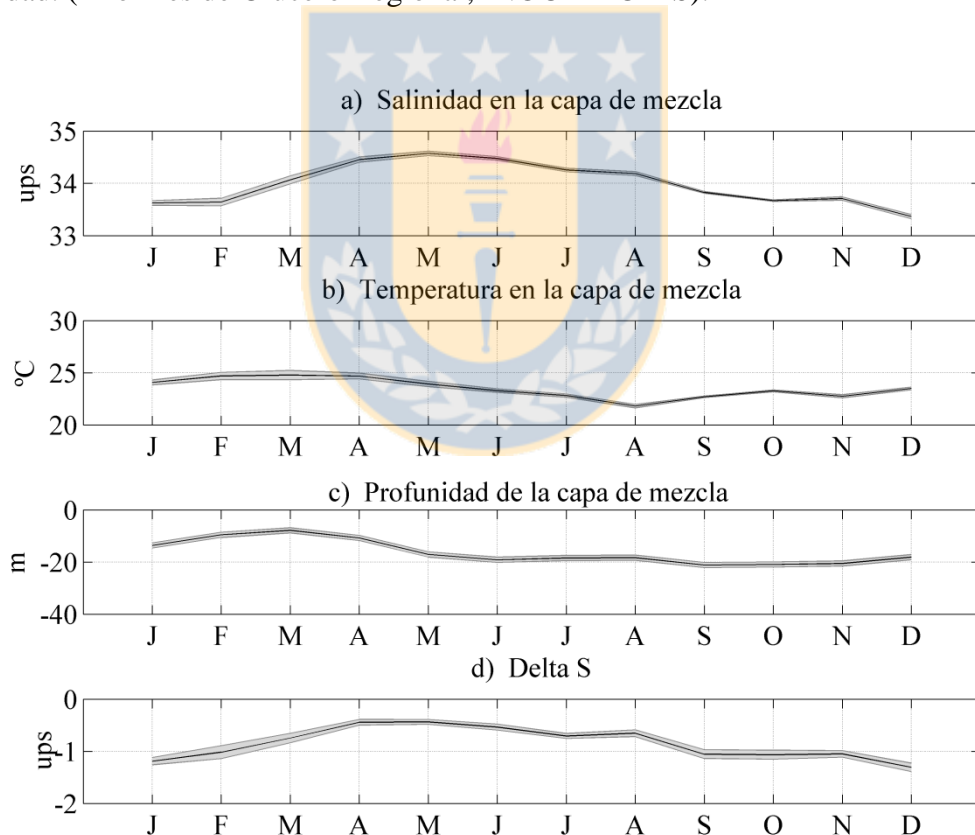


Figura 11.- Climatología de la a) salinidad, b) temperatura, c) profundidad de la Capa de mezcla y d) diferencia de salinidad (promedio en la capa de mezcla y 10 m abajo).

### 2.3. Error estándar y propagación de la Incertidumbre.

El error estándar del promedio de cada parámetro medido se calculó con la siguiente fórmula:

$$\text{Error estándar} = \frac{\sigma}{\sqrt{N}}$$

Donde  $\sigma$  es la desviación estándar del parámetro y  $N$  es el grado de libertad dado por el número de datos menos uno.

Para el cálculo del error en las variables calculadas por fórmulas se considera la teoría de propagación de error, explicada en el artículo de Ren y Riser (2009).

En el caso de sumas o restas de variables el error es:

$$\text{error}_z = \sqrt{\text{error}_a^2 + \text{error}_b^2}$$

En el caso de multiplicaciones o divisiones es:

$$\text{error}_z = \sqrt{z^2 * \left( \left( \frac{\text{error}_a}{a} \right)^2 + \left( \frac{\text{error}_b}{b} \right)^2 \right)}$$

### 3. RESULTADOS

La ecuación de balance de sal explica que el patrón estacional de la salinidad está influenciada por la interacción océano-atmósfera con el flujo de agua dulce (E-P) y los procesos advectivos tanto horizontal como vertical. Los procesos difusivos no se analizaron en este trabajo, debido a la falta de información confiable para calcularla. Algunos autores que realizaron balance de sal en otras áreas del océano despreciaron los cálculos al considerarlos de órdenes de magnitud inferiores. (e.g. Foltz et al 2004, Ren y Riser 2009).

El termino evaporación tiene un impacto positivo en el aumento de la salinidad de la capa de mezcla, aun cuando su variación estacional se marca con un pequeño descenso de los valores de la evaporación durante el segundo semestre del año, su aporte al incremento de la salinidad es constante. Tiene una media de 0,27 ups/mes y su desviación estándar de 0,13. (Fig. 12, Tabla 1).

Tabla 1. Medias anuales y su desviación estándar de los parámetros utilizados

<b>Parámetros</b>	<b>Media</b>	<b>Desviación estándar</b>
$E \times S/h_m$	0.27 ups/mes	$\pm 0.13$
$-P \times S/h_m$	-0.16 ups/mes	$\pm 0.21$
$-U \times dS/dX$	0,03 ups/mes	$\pm 0.08$
$-V \times dS/dY$	-0.44 ups/mes	$\pm 0.56$
$-We \times \Delta S/h_m$	0.58 ups/mes	$\pm 0.22$

El término precipitación tiene un patrón estacional, siendo su mayor aporte durante los meses de febrero y marzo en donde se registran las mayores precipitaciones congruentes con la aparición del segundo ramal de la ZCIT (Zhang 2001, Liu and Xie 2002). Durante la época seca, la precipitación es casi nula, por lo tanto no incrementa ni disminuye la salinidad. La disminución anual de este término es de  $0,16 \pm 0,21$ , concentrándose en los primeros cuatro meses del año. (Fig. 12, Tabla 1).

El segundo término de la ecuación (4) representa la advección horizontal. Se muestra que este término aporta muy poco al aumento de la salinidad durante el otoño austral pero en cambio es más importante su aporte durante el segundo semestre donde hay pérdida de salinidad, el frente ecuatorial se ve más marcado y las velocidades meridionales son más fuertes hacia el sur trayendo aguas más cálidas y bajas en salinidad desde la cuenca de Panamá (Fig.4). El aporte promedio anual es negativo  $-0,4 \pm 0,55$  ups/mes, registrándose un aporte a la salinidad en los meses de febrero y marzo con un máximo de 0,36 ups/m. (Fig. 12, Tabla 1).

El Tercer término de la ecuación (4) representa el “*entrainment*”, donde se puede observar que no existieron meses donde los valores de  $We$  sean negativos lo cual es de esperarse en una zona donde existe afloramiento y a lo largo de la zona ecuatorial la termoclina es mucho más somera durante todo el año (10 a 40 m de profundidad excepto durante los eventos El Niño). Se registró un aporte mayor de aguas subsuperficiales con un promedio anual de  $0,58 \pm 0,22$  ups/mes, teniendo mayor aporte en septiembre y diciembre. Cabe anotar que el aumento durante el otoño austral concuerda con el aumento de la salinidad en la capa superficial y la profundización de la capa de mezcla. (Fig. 12, Tabla 1).

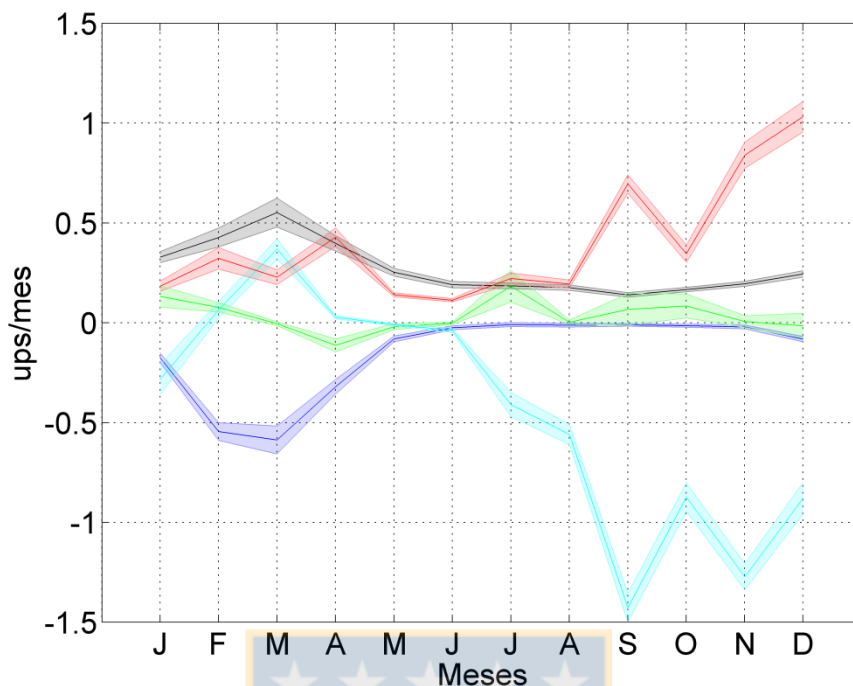


Figura 12. Variación estacional de cada uno de los términos involucrados en el lado derecho de la ecuación de Balance de Sal. En línea negra el término de evaporación ( $E \times S/h_m$ ); en azul la precipitación ( $-P \times S/h_m$ ); en verde advección horizontal zonal ( $-U \times dS/dX$ ); en celeste la advección horizontal meridional ( $-V \times dS/dY$ ) y en rojo el término del “*entrainment*” ( $-We \times \Delta S/h_m$ ).

Durante el primer trimestre del año la capa de mezcla disminuyó en profundidad (figura 11) periodo donde la precipitación tuvo valores mayores pero no dominaron la variación de la salinidad, la evaporación y la advección horizontal (principalmente meridional) justifican el aumento de la salinidad en el siguiente trimestre. Los procesos advectivos horizontales tienen mayor influencia en las variaciones meridionales donde las corrientes provenientes del sur con aguas salinas, adicionalmente en esta época los vientos fueron menos intensos (figura 5) y existió la presencia de aguas subsuperficiales en menor volumen que provinieron del oeste.

A partir de mayo los procesos atmosféricos pasan a un segundo plano, la precipitación fue prácticamente nula y la evaporación si bien disminuyó por la presencia de estratocúmulos propios en esta época (Xie 2006; Sumant 1997; Klein and Hartmann, 1993) se mantuvo casi constante el resto del año. Actuaron prioritariamente los procesos advectivos tanto horizontales como verticales. El primero disminuyendo la salinidad, con la presencia de



corrientes fuertes provenientes del norte, donde se encuentran aguas más cálidas y menos salinas características propias de la cuenca de Panamá (Delcroit et al, 2007; Garcés-Vargas, 2005b; Nieto et al., 2002). Mientras que los segundos trajeron aguas subsuperficiales frías y más salinas. Durante los meses de agosto a octubre se puede observar la presencia del frente ecuatorial en dirección noroeste hasta el Norte de las Islas Galápagos para luego presentar una dirección latitudinal constante, (Schlitzer, R., 2010). A partir de mayo la capa de mezcla se profundizó, y se encontró la mayor interacción de los vientos y corrientes meridional y vertical en los flujos de sal incrementándolos. A partir de agosto, los procesos advectivos fueron los que dominaron la disminución del flujo de sal, hasta el mes de diciembre que el “*entrainment*” fue mayor y la salinidad volvió a incrementarse (Figura 12).

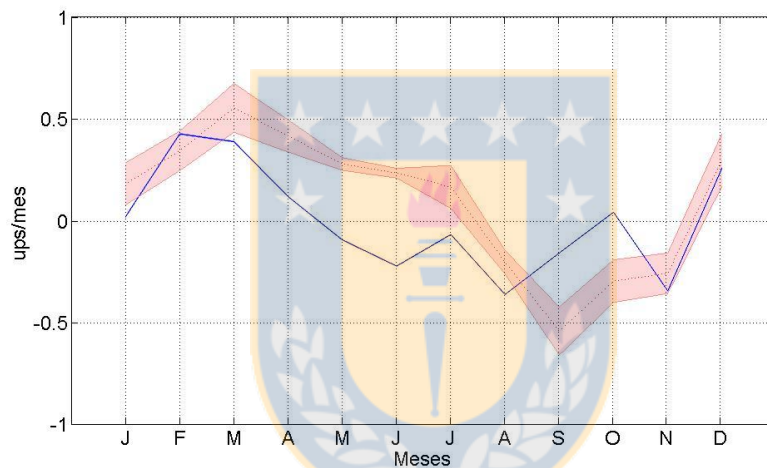


Figura 13. Variación anual de la tendencia de la sal en la estación La Libertad. El lado izquierdo del balance de sal (azul), y la sumatoria del lado derecho de la ecuación (rojo). El sombreado corresponde al error estándar de la tendencia de la sal mostrando que el error estándar calculado en los datos in situ fue mucho menor.

Durante el otoño y comienzos del invierno austral (mayo a julio), se pudo observar un desfase entre las tendencias de salinidad de ambos lados del balance de sal (figura 13). Además hay que considerar la incertidumbre, los términos difusivos y turbulentos que no se consideraron en la ecuación analizada. Durante este mismo periodo la ZCIT (causante principal de la variabilidad estacional de los patrones climáticos) se desplaza hacia el norte, dejando de influir directamente en la zona de estudio pero no en las áreas contiguas. Entre septiembre y octubre, en cambio se puede observar las mínimas temperaturas superficiales del

océano y del aire, así como una mayor definición del frente ecuatorial. Este frente produce procesos difusivos y turbulentos (Letelier 2009, Pietri et al. 2012) que no han sido considerados y pueden ser la causa principal del desacople en las tendencias de salinidad.

#### **4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN.**

En el Pacífico Ecuatorial Oriental existe una variación estacional de la salinidad significativa entre abril a julio (a finales del otoño y principios del invierno austral) durante el periodo en que la capa de mezcla empieza a profundizarse. La temperatura superficial del mar y la profundidad de la capa de mezcla están correlacionadas. En los periodos de mayor precipitación la temperatura del mar es la más alta, se encuentra más estratificado, y la capa de mezcla es muy somera y en algunos caso inexistente.

Trabajos realizados en otras zonas del océano, muestran que el aumento de la salinidad está ligada también a la profundización de la capa de mezcla (Ren and Riser 2009). En el Pacífico ecuatorial occidental, Cronin and McPhaden (1998) muestra que la lluvia y la mezcla vertical controlan el proceso, pero a escalas mayores de un mes la advección zonal es importante. Delcroix et al 2011 quienes analizaron la climatología de la salinidad en tres aéreas del Pacífico Ecuatorial donde los cálculos de la amplitud relativa mostraron que los cambios en escala estacional fueron dominantes bajo la ZCIT (0,7 ups) y en menor escala bajo la ZCPS (0,4 ups) y débiles en el “warm pool” (0,3 ups). Los resultados en la Estación La Libertad muestra que los rangos de salinidad fueron mayores (1,2 ups).

En el Atlántico tropical noroeste se observó un ciclo estacional fuerte que fue controlado por el flujo superficial de agua dulce (Foltz et al., 2004). Ellos determinaron que el movimiento meridional de la ZCIT crea el gradiente meridional de salinidad, que es mayor durante el verano y otoño boreal cuando la capa de mezcla es somera y las corrientes débiles. En nuestro caso el movimiento meridional de la ZCIT y el apareamiento del segundo ramal de la ZCIT (Zhang 2001, Liu and Xie 2002), marca las precipitaciones en el primer trimestre del año, y es cuando los cambios se encuentran más balanceados. En cambio durante el segundo semestre, en que el viento predominante es más intenso y hacia el norte existió una corriente meridional hacia el sur como respuesta al gradiente de presión (DeSzoeker et al., 2006). Así, el gradiente de sal es mayor al igual que la corriente horizontal por la presencia del frente ecuatorial.

Las discrepancias entre la tendencia de la salinidad y la sumatoria del balance de sal pueden deberse también a la advección y difusión provocada por los remolinos de mesoescalas y la covarianza vertical entre la salinidad y velocidad, parámetros que no fueron considerados porque no se tiene suficiente información para su cálculo. Foltz et al. (2004) mostraron con una serie de datos promedios de 10 días la covarianza de salinidad y velocidad una contribución pequeña comparada con los términos dominantes de la ecuación de balance de sal comparados con los demás términos de la ecuación y la dificultad de su cálculo. Jochum y Murtugudde (2006, 2007) en un análisis de la variación de la temperatura superficial muestran quea escala difusiva, las ondas expanden el agua fría hacia los polos en movimiento oscilatorios, permitiendo un flujo superficial más eficiente, esto también se puede aplicar al flujo de salinidad. Los mismos investigadores en la publicación del 2007 demuestran que las ondas tropicales inestables contribuyen significativamente a la advección media zonal de temperatura, perdiendo calor en la zona ecuatorial. Al igual que Ren y Rinser (2009) se encontró que la sumatoria de los términos no concuerda con la tendencia de la salinidad. Se atribuye esta inexactitud a las incertidumbres involucradas, en especial la que se genera en el cálculo de los flujos de agua dulce, el “*entrainment*” y a las velocidades horizontales. En nuestro caso en particular, no se tiene suficiente información de perfiladores Argo en la zona y los registros de flujos de agua dulce fueron calculados con datos satelitales que resultan un poco mayores a los registrados en la estación meteorológica costera.

Considerando que las velocidades de la corriente y sus tres componentes fueron obtenidas de un modelo numérico en una zona que es bastante variable por encontrarse en la zona ecuatorial, se demuestra que el patrón estacional de salinidad no está controlado principalmente por la componente atmosférica (E-P) si no que es controlado por la advección meridional y en segundo lugar por el “*entrainment*”.

## **5. AGRADECIMIENTO**

Al Programa de Becas INOCAR – SENESCYT 2010, por financiar este trabajo.

Los datos de vientos fueron provistos por la NOAA/OAR/ESRL.  
<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

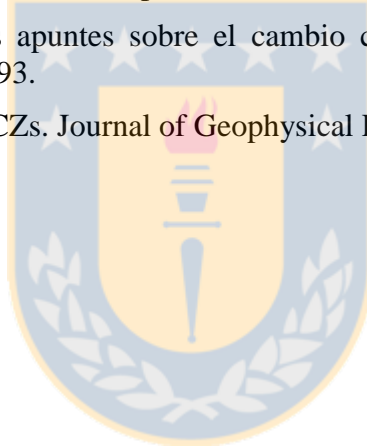
La información de precipitación fue obtenida de: Merged Analysis of Precipitation Enhanced (CMAP) <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html>.

## 6. BIBLIOGRAFIA

- Bayot B.. 1993. Variabilidad de baja frecuencia de parámetros océano-atmosféricos en Salinas y Galápagos durante el periodo 1985 – 1988. Tesis de grado, ESPOL.
- Bayot, B., y M. del P. Cornejo. 1996. Evidencia de ondas ecuatoriales en Salinas y Galápagos. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, **8** (1): 1-14.
- Benway H. M., A. C. Mix. 2004. Oxygen isotopes, upper-ocean salinity, and precipitation sources in the eastern tropical Pacific *Earth and Planetary Science Letters*, **224**(3): 493-507
- Bingham, F., S. D. Howden, and Ch. J. Koblinsky. 2002. Sea surface salinity measurements in the historical database. *Journal of Geophysical Research*, **107**, C12, 8019, doi:10.1029/2000JC000767
- Cronin M.F. and M.J. McPhaden. 1998. Upper ocean Salinity balance in the eastern equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research*, **103** (C12):27567 – 27587.
- Curry, R., B. Dickson, and I. Yashayaev. 2003. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades, *Nature*. **426**: 826-829.
- Dahl, E. 1956. Ecological Salinity Boundaries in Poikilohaline Waters. *Oikos* **7**(I):1-21
- De Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fisher, A. Lazar, and D Iudicone. 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An Examination of profile data and a profile- based climatology. *Journal of Geophysical Research*. **109**. C12003, doi: 10.1029/2004JC002378.
- Delcroix, T., S. Cravatte and M. J. McPhaden. 2007. Decadal variation and trends in Tropical Pacific Sea Surface Salinity since 1970. *Journal of Geophysical Research*, **112**, C03012, doi:10.1029/2006JC003801.
- Delcroix, T., G. Alory, S. Cravatte and M. J. McPhaden. 2011. A Gridded Sea Surface Salinity data set for the Tropical Pacific with sample applications (1950- 2008). *Deep-Sea Research*, **I** (58):38-48.
- DeSzoek Simon P., Shang-Ping Xie, Toru Miyana, K.J. Richards and R.J.O.Small. 2006. What maintains the SST front north of the eastern pacific equatorial cold tongue? *Journal of Climate*. **20**. pp: 2500-2514. doi:10.1175/JCLI4173.1.
- Dong S., S. L. Garzoli, M. Baringer 2009. An assessment of the seasonal mixed layer salinity budget in the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*. 114. DOI:10.1029/2008JC005258
- Donguy, J. 1994. Surface and Subsurface Salinity in the Tropical Pacific Ocean relations with climate. *Progress in Oceanography*, **34**(1):45-78 doi:10.1016/0079-6611(94)90026-4
- Foltz, G. R., S. A. Grodsky, J. A. Carton, and M. J. McPhaden. 2004. Seasonal salt budget of the northwestern tropical Atlantic Ocean along 38° W. *Journal of Geophysical Research*. **109**, C03052, doi:10.1029/2003JC002111.
- Galvez J., R. Orozco and M Douglas. 2006. Diurnal Variability of the cloud field over the vocals domain from goes imagery. Poster exhibit in Georgia World Congress Center.

- Gálvez, H., and J. Regalado. 2007. Características de las precipitaciones, la temperatura del aire y los vientos en la costa ecuatoriana. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, **14**(1):201 – 205.
- Garcés-Vargas, J., W. Schneider, R. Abarca Del Rio, R. Martínez and E. Zambrano. 2005a. Interannual variability in the thermal structure of an oceanic time series stations off Ecuador (1990-1973) associated with El Niño events. *Deep Sea Research*, **I**(52): 1789-1805.
- Garcés-Vargas, J. 2005b. Procesos que afectan la termoclina y a TSM en el Pacífico ecuatorial oriental con énfasis en el borde costero ecuatoriano. Tesis Doctoral en Oceanografía, Universidad de Concepción. Chile.
- García A., F. Villalpando, E. Palacios y Luis F. Zamudio. 2006 Análisis de un perfil de temperatura anómalo en la región norte del golfo de California. *e-Gnosis [online]* Vol. 4, Art. 11. ISSN: 1665-5745. [www.e-gnosis.udg.mx/vol4/art11](http://www.e-gnosis.udg.mx/vol4/art11).
- Hernández, F. 2006. Análisis de Variabilidad climática de la costa ecuatoriana. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, **13** (1): 1-6.
- Informes de Crucero Regional, INOCAR-CPPS.
- Jochum M., R Murtugudde. 2006. Temperature advection by Tropical Instability Waves. *Journal of Physical Oceanography*, **36**: 592-605.
- Klein, S. A., and D. L. Hartmann, 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds, *Journal Climate*. **6**: 1587-1606.
- Letelier J. 2009. Surgencia y estructuras de mesoescala frente a Chile (18°-42° S). Tesis Doctoral en Oceanografía, Universidad de Concepción. Chile.
- Liu, W.T., Xie, X.S., 2002. Double intertropical convergence zones - a new look using scatterometer. *Geophysical Research Letters*. **29**, doi:10.1029/2002GL015431.
- Montes, I., F. Colas, X. Capet, and W. Schneider. 2010. On the path ways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial Pacific and their contributions to the Peru-Chile Undercurrent. *Journal of Geophysical Research*. **115**, C09003, doi.1029/2009JC005710.
- Nieto, J. J., R. Martínez, J. Regalado and F. Hernández. 2002. Análisis de tendencia de series de tiempo oceanográficas y meteorológicas para determinar evidencias de Cambios Climáticos en la costa del Ecuador. *Acta Oceanográficas del Pacífico*, **11**(1):17-21.
- Pietri A., P Testor, V. Echevin, A, CHaigneau, L. Mortier, G. Eldin, C. Grados. 2012. Finescale Vertical Structure of the Upwelling system off Southern Peru as Observed from Glider Data. *Journal of Physical Oceanography*. **43**:631-646. DOI:10.1175/JPO-D-12-035.1.
- Podestá G. P. and P. W. Glynn. 1997. Sea Surface Temperature variability in Panamá and Galápagos: Extreme Temperatures causing coral bleaching. *Journal of Geophysical Research*, **102**(C7): 15749-15759.
- Ren, L. and S. C. Riser. 2009. Seasonal salt budget in the north east Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*. **114**, CI2004, doi:10.1029/2009JC005307

- Shchepetkin, A.F., and J.C. McWilliams. 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography following- coordinate oceanic model, *Ocean Modell.* **9**: 347 - 404.
- Stevenson, J. W., and P.P. Niiler. 1983. Upper ocean heat budget during the Hawaii to Tahiti shuttle experiment, *Journal of Physical Oceanography*, **J3**, 1894 – 1907. doi:10.1175/1520-0485(1983)013<1894:UOHBBDT>2.0.CO;2.
- Steward, E.. 2002. Introduction to Physical Oceanography, Spring Edition.
- Tomczak, M., and J. S. Godfrey. 2002. Regional Oceanography: An Introduction. Pergamon. PDF Version 1.2.
- Wang, X. and Y. Chao. 2004. Simulated Sea Surface Salinity Variability in the Tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*, **31**, L02302,
- Wellington, G. M., A. E. Strong and G. Merlen. 2001. Sea surface temperature variation in the Galápagos Archipelago: a comparison between AVHRR nighttime satellite data and in situ instrumentations (1982-1998). *Bulletin of Marine Science*, 69 (1): 27-42.
- Schlitzer, R., 2010. Ocean Data View, <http://odv.awi.de>, 2010.
- Zambrano, E. 2007. Breves apuntes sobre el cambio climático. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, **14**(1): 189-193.
- Zhang, C.D., 2001. Double ITCZs. *Journal of Geophysical Research* **106**: 11785-11792.



#### 4 DISCUSIÓN

Trabajos realizados en otras zonas del océano, muestran que el aumento de la salinidad está ligado también a la profundización de la capa de mezcla (Ren y Riser 2009). En el Pacífico Ecuatorial Occidental, Cronin y McPhaden (1998) muestran que la lluvia y la mezcla vertical determinan la salinidad; pero a escalas mayores de un mes, la advección zonal es importante.

En el Atlántico tropical noroeste se observó un ciclo estacional de salinidad fuerte que fue controlado por el flujo superficial de agua dulce (Foltz et al., 2004). Foltz et al. (2004) determinaron que el movimiento meridional de la ZCIT crea el gradiente meridional de salinidad, que es mayor durante el verano y otoño boreal cuando la capa de mezcla es somera y las corrientes débiles. En nuestro caso el movimiento meridional del ZCIT (Zhang 2001, Liu and Xie 2002), marca las precipitaciones en el primer trimestre del año, y es cuando los cambios de salinidad se encuentran mejor balanceados. En cambio durante el segundo semestre, cuando el viento predominante es más intenso, existe una corriente meridional hacia el sur como respuesta al gradiente de presión (DeSzoek et al. 2006). Así, el gradiente de sal es mayor al igual que la corriente horizontal por la presencia del frente Ecuatorial.

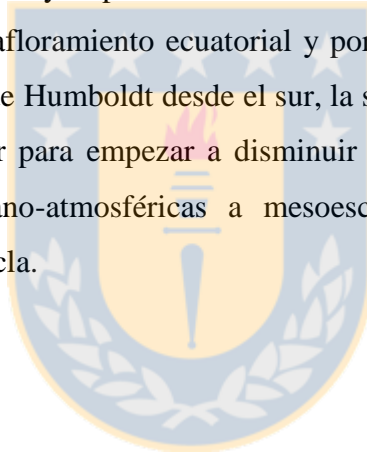
Las discrepancias entre la tendencia de la salinidad y la sumatoria del balance de sal puede deberse también a la advección y difusión provocada por los remolinos de mesoescala y la covarianza vertical entre la salinidad y velocidad, parámetros que no fueron considerados porque no se tiene suficiente información para su cálculo. Foltz et al (2004) mostró con una serie de datos promedios de 10 días que la covarianza de salinidad y velocidad hacen una contribución pequeña comparada con los términos dominantes de la ecuación de balance de sal comparados con los demás términos de la ecuación y la dificultad de su cálculo. Jochum y Murtugudde (2006, 2007) en un análisis de la variación de la temperatura muestra que a escala difusiva, las ondas expanden el agua fría hacia los polos en movimiento oscilatorios permitiendo un flujo superficial más eficiente, esto también se puede aplicar al flujo de salinidad. Los mismos investigadores en el 2007 demuestran que las ondas tropicales inestables contribuyen significativamente a la advección media zonal de temperatura perdiendo calor en la capa de mezcla de la zona ecuatorial.

Al igual que Ren y Riser (2009) se encontró que la sumatoria de los términos no concuerda con la tendencia de la salinidad. Se atribuye esta inexactitud a las incertidumbres



involucradas, en especial la que se genera en el cálculo de los flujos de agua dulce, el “*entrainment*” y a las velocidades horizontales. En nuestro caso en particular, no se tienen suficiente información de perfiladores Argo en la zona y los registros de flujos de agua dulce fueron calculados con datos satelitales que resultan un poco mayores a los registrados en la estación meteorológica costera. Hay que considerar también que las velocidades de la corriente y sus tres componentes fueron obtenidas de un modelo numérico en un área bastante variable por encontrarse en la zona ecuatorial.

Durante el primer cuatrimestre del año se presentan las precipitaciones en la zona, regidas por la incidencia de la ZCIT y el debilitamiento de los vientos, en esa misma época se registra mayor evaporación, pero no los máximos de salinidad como se presentan en el Pacífico Ecuatorial Occidental. Es durante el segundo cuatrimestre del año cuando las lluvias cesan, los vientos son más fuertes y se presenta el frente ecuatorial con la formación de lengua fría que es alimentada por el afloramiento ecuatorial y por el aporte de aguas frías y salinas transportadas por la corriente de Humboldt desde el sur, la salinidad en este punto cercano a la costa llega a su máximo valor para empezar a disminuir durante el tercer cuatrimestre aún cuando las condiciones océano-atmosféricas a mesoescala se mantienen incluyendo la profundidad de la capa de mezcla.



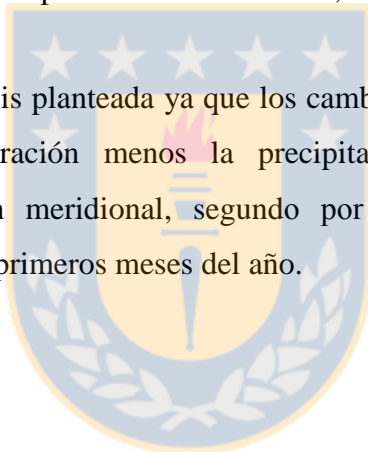


## 5 CONCLUSIONES

Los resultados mostraron que en el Pacífico Ecuatorial oriental existe una variación estacional de la salinidad significativa, presentando sus valores máximos entre abril a julio (a finales del otoño y principios del invierno austral), durante el periodo en que la capa de mezcla empieza a profundizarse. La temperatura superficial del mar y la profundidad de la capa de mezcla están inversamente correlacionadas entre sí. En los periodos de mayor precipitación la temperatura del mar es la más alta, se encuentra más estratificado mostrando una capa de mezcla muy somera y en algunos caso inexistente.

El patrón estacional de salinidad no coincide con diferencia entre la evaporación y precipitación, vista de que en los meses de mayor precipitación y evaporación la salinidad empieza a aumentar. Mientras que durante los meses de agosto a noviembre, cuando la evaporación disminuye y las precipitación son casi nulas, la salinidad muestra un descenso en sus valores.

Se demuestra la hipótesis planteada ya que los cambios estacionales de la salinidad no es controlado por la evaporación menos la precipitación, si no que es controlado principalmente por advección meridional, segundo por el “*entrainment*” y el término atmosférico incide durante los primeros meses del año.



## 6 REFERENCIAS

- Barros, J. and A. Troncoso. 2010. Atlas Climatológico del Ecuador. Tesis pregrado Ingeniería Civil y Ambiental. Escuela Politécnica Nacional. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/1720>. Descargado el 20/nov/2011.
- Bayot, B., y M. del P. Cornejo. 1996. Evidencia de ondas ecuatoriales en Salinas y Galápagos. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, **8** (1): 1-14.
- Benway H. M., and A. C. Mix. 2004. Oxygen isotopes, upper-ocean salinity and precipitation sources in the eastern tropical Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*. **224**: 493-507, doi:10.1016/j.espl.2004.05.014
- Bingham, F., S. D. Howden, and Ch. J. Koblinsky. 2002. Sea surface salinity measurements in the historical database. *Journal of Geophysical Research*, **107**(C12), 8019, doi:10.1029/2000JC000767
- Brainerd, K. E., and M. C. Gregg. 1995. Surface mixed and mixing layer depths. *Deep Sea Research, Part A*, **9**:1521– 1543
- Boyer, T. P., S. Levitus, J. I. Antonov, R. A. Locarnini, and H. E. García. 2005. Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955-1998, *Geophysical Research Letters*, **32** (L01604), doi:10.1029/2004GL021791
- Chaigneau, A., R. Abarca del Rio, and F. Colas, 2006. Lagrangian study of the Panama Bight and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research*, **111**, C09013, doi:10.1029/2006JC003530
- Cronin M.F. and M.J. McPhaden. 1998. Upper ocean Salinity balance in the eastern equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research*, **103** (C12):27567 – 27587.
- Curry, R., B. Dickson, and I. Yashayaev. 2003. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*, **426**: 826-829.
- Dahl, E. 1956. Ecological Salinity Boundaries in Poikilohaline Waters. *Oikos*. **7**(I):1-21
- De Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fisher, A. Lazar, and D Iudicone. 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An Examination of profile data and a profile- based climatology. *Journal of Geophysical Research*, **109**. C12003, doi: 10.1029/2004JC002378.
- Delcroix, T., S. Cravatte and M. J. McPhaden. 2007. Decadal variation and trends in Tropical Pacific Sea Surface Salinity since 1970. *Journal of Geophysical Research*, **112**, C03012, doi:10.1029/2006JC003801
- Delcroix, T., G. Alory, S. Cravatte and M. J. McPhaden. 2011. A Gridded Sea Surface Salinity data set for the Tropical Pacific with sample applications (1950- 2008). *Deep-Sea Research, I* (58):38-48, doi:10.1016/j.dsr.2010.11.002
- Devis-Morales, A., W. Schneider, R.A. Montoya-Sánchez, and E. Rodríguez-Rubio. 2008. Monsoon-like winds reverse oceanic circulation in the Panama Bight. *Geophysical Research Letters*, **35**, L20607, doi:10.1029/2008GL035172
- DeSzoeki Simon P., Shang-Ping Xie, Toru Miyana, K.J. Richards and R.J.O.Small. 2006. What maintains the SST front north of the eastern pacific equatorial cold tongue?. *Jornal of climate*. **20**: 2500-2514. doi:10.1175/JCLI4173.1.
- Donguy, J. 1994. Surface and Subsurface Salinity in the Tropical Pacific Ocean relations with climate. *Progress in Oceanography*, **34**(1): 45-78, doi:10.1016/0079-6611(94)90026-4

- Eriksen, C. C., M. B. Blumenthal, S. P. Hayes, and P. Ripa. 1983. Wind Generated Equatorial Kelvin Waves Observed Across the Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **13**: 1622-1640.
- Foltz, G. R., S. A. Grodsky, J. A. Carton, and M. J. McPhaden. 2004. Seasonal salt budget of the northwestern tropical Atlantic Ocean along 38° W, *Journal of Geophysical Research*, **109**, C03052, doi:10.1029/2003JC002111.
- Gálvez, H., y J. Regalado. 2007. Características de las precipitaciones, la temperatura del aire y los vientos en la costa ecuatoriana. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, **14**(1):201 – 205.
- Garcés-Vargas, J., W. Schneider, R. Abarca Del Rio, R. Martínez and E. Zambrano. 2005a. Interannual variability in the thermal structure of an oceanic time series stations off Ecuador (1990-1973) associated with El Niño events. *Deep Sea Research*, **I**(52): 1789-1805.
- Garcés-Vargas, J. 2005b. Procesos que afectan la termoclina y a TSM en el Pacífico ecuatorial oriental con énfasis en el borde costero ecuatoriano. Tesis Doctoral en Oceanografía, Universidad de Concepción.
- García A., F. Villalpando, E. Palacios y Luis F. Zamudio. 2006 Analisis de un perfil de temperatura anómalo en la región norte del golfo de California. e-Gnosis [online] Vol. 4, Art. 11. ISSN: 1665-5745. [www.e-gnosis.udg.mx/vol4/art11](http://www.e-gnosis.udg.mx/vol4/art11)
- Hernández, F. 2006. Análisis de Variabilidad climática de la costa ecuatoriana. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, **13** (1): 1-6.
- Izumo, T. 2005. The equatorial undercurrent, meridional overturning circulation, and their roles in mass and heat exchanges during El Niño events in the tropical Pacific ocean. *Ocean Dynamic*, **55**(2):110-123, doi: 10.1007/s10236-005-0115-1
- Jochum M., M. F. Cronin, W. S. Kessler, and D. Shea. 2007. Observed horizontal temperature advection by tropical instability waves. *Geophysical research letters*, **34**, L09604, doi: 10.1029/2007GL029419.
- Jochum Markus, R Murtugudde. 2006. Temperature advection by Tropical Instability Waves. *Journal of Physical Oceanography*, **36**: 592-605.
- Kessler, W. S. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, **69**:181-217, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.009
- Klein, S. A., and D. L. Hartmann, 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds, *Journal Climate*. **6**: 1587-1606
- Knauss, J. A. 1960. Measurements of the Cromwell Current. *Deep-Sea Research*, **6**:265-286.
- Kullenberg Gunnar E. B. 1975 Institute for physical Oceanography, University of Copenhagen, Denmark.
- Leetmaa, A., and D. Wilson. 1985. Characteristics of near surface circulation patterns in the eastern equatorial Pacific, *Progress in Oceanography* **14**: 339-352. [http://dx.doi.org/10.1016/0079-6611\(85\)90016-3](http://dx.doi.org/10.1016/0079-6611(85)90016-3),
- Lonsdale, P., and K.D. Klitgord. 1978. Structure and Tectonic History of the eastern Panamá Basin, *Geological Society American Bulletin*, **89**:981-999
- Lorbacher, K., D. Dommenges, P. P. Niiler, and A. Kohl (2006), Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability. *Journal of Geophysical Research*, **111**, C07010, doi:10.1029/2003JC002157.

- Molina – Cruz, Adolfo. 1974. Evidencia Faunistica de Intensificación de las Corrientes de fondo de la Cuenca de Panamá durante un estadio Glacial. *Ciencias Marinas*. **2** (1):37,42
- Montes, I., F. Colas, X. Capet, and W. Schneider. 2010. On the path ways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial Pacific and their contributions to the Peru-Chile Undercurrent. *Journal of Geophysical Research*, **115**, C09003, doi:10.1029/2009JC005710
- Montes, I., W. Schneider, F. Colas, B. Blanke, and V. Echevin. 2011. Subsurface connections in the eastern tropical Pacific during La Niña 1999–2001 and El Niño 2002–2003, *Journal of Geophysical Research*, **116**, C12022, doi:10.1029/2011JC007624.
- Nieto, J. J., R. Martínez, J. Regalado and F. Hernández. 2002. Análisis de tendencia de series de tiempo oceanográficas y meteorológicas para determinar evidencias de Cambios Climáticos en la costa del Ecuador. *Acta Oceanográficas del Pacífico*, **11**(1):17-21.
- Peven, P., J. Pasapera, J. J. Tam and C. Roy. 2003. Modelling the Peru upwelling system seasonal dynamic. *Globec International Newsletter*, **9** (2):23-25.
- Peven, P., V. Echevin, J. Pasapera, F. Colas, and J. Tam. 2005. Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamic of the Peru Current System: A modelling approach. *Journal of Geophysical Research*, **110**, C10021, doi:10.1029/2005JC002945
- Podestá G. P. and P. W. Glynn. 1997. Sea Surface Temperature variability in Panamá and Galápagos: Extreme Temperatures causing coral bleaching. *Journal of Geophysical Research*, **102**(C7): 15749-15759,
- Ren, L. and S. C. Riser. 2009. Seasonal salt budget in the north east Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **114**, C12004, doi:10.1029/2009JC005307
- Riofrío, M., and J. Chavarría. 2004. Caracterización Termohalina de la Estación oceanográfica El Pelado. Tesis de Grado. Escuela Superior Politécnica del Litoral. <http://www.dspace.espol.edu.ec/handle/123456789/16556>. Descargado el 20/junio/2011
- Rodríguez-Rubio, E., W. Schneider and R. and Abarca del Río. 2003. On the seasonal circulation with the Panama Bight derived from satellite observations of winds, altimetry and sea surface temperature. *Geophysical Research Letters*, **30**(7), 1410, doi:10.1029/2002GL016794
- Schneider, N., and P. Muller. 1990. The meridional and seasonal structures of the mixed layer depth and its diurnal amplitude observed during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment. *Journal of Physical Oceanography*. **20**: 1395– 1404.
- Shchepetkin, A.F., and J.C. McWilliams. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography following- coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, **9**, 347 - 404.
- Sonnenholzner S., M.P. Cornejo. 1994. Variabilidad oceanográfica Subsuperficial frente a la costa ecuatoriana asociada a la Subcorriente Ecuatorial (1984-1990). *Revista Tecnológica* No. 1(11):1-13
- Steger, J. M., C. A. Collins, and P. C. Chu. 1998. Circulation in the Archipiélago de Colón (Galápagos Island), November, 1993. *Deep-Sea Research*, **II**(45): 1093-1114.
- Steward, E. 2002. Introduction to Physical Oceanography, Spring Edition
- Stevenson, J. W., and P.P. Niiler. 1983. Upper ocean heat budget during the Hawaii to Tahiti shuttle experiment, *Journal of Physical Oceanography*, **J3**, 1894 – 1907. doi:10.1175/1520-0485(1983)013<1894:UOHBDT>2.0.CO;2.

- Sweet W.V., J. M Morrison, D. Kamykowski, B.A. Schaeffer, S. Banks and A. McCulloch. 2007. Water Mass Seasonal Variability in the Galápagos Archipelago. *Deep-Sea Research*, **I** (54):2023-2035.
- Tomczak, M., and J. S. Godfrey. 2002. *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon. PDF Version 1.2.
- Wang, X. and Y. Chao. 2004. Simulated Sea Surface Salinity variability in the Tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*, **31**, L02302, doi:10.1029/2003GL018146
- Wellington, G. M., A. E. Strong and G. Merlen. 2001. Sea surface temperature variation in the Galápagos Archipelago: a comparison between AVHRR nighttime satellite data and in situ instrumentations (1982-1998). *Bulletin of Marine Science*, **69** (1): 27-42.
- Whitney, F. A. and H.J. Freeland. 1999. Variability in upper-ocean water properties in the NE Pacific Ocean. *Deep-Sea Research*, **II** (46):2351-2370
- Wyrki K.. 1966. Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Oceanography and Marine Biology - An Annual Review*, **4**: 33-68
- Zambrano, E. 2007. Breves apuntes sobre el cambio climático. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, **14**(1): 189-193.

