



ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL

**Facultad de Ingeniería Marítima, Ciencias Biológicas, Oceánicas y de
Recursos Naturales**

**“VALIDACION DEL MODELO NUMERICO ROMS EN LA REGION
ECUATORIAL COMPRENDIDA ENTRE LA COSTA ECUATORIANA Y
LAS ISLAS GALAGAPOS”**

TESIS DE GRADO

Previo a la obtención del Título de:

OCEANOGRAFA

Presentado por:

María Gabriela Escobar Franco

GUAYAQUIL – ECUADOR

2012

AGRADECIMIENTO

**AL Ph.D. JOSÉ LUIS SANTOS Y AL PROF. ÁNGEL
MUÑOZ**

DIRECTOR DE TESIS DE QUIEN RECIBÍ SU GUIA A
LO LARGO DE MI CARRERA UNIVERSITARIA.
A MI CO-DIRECTOR POR SUS ENSEÑANZAS EN LA
REALIZACIÓN DE ESTE TRABAJO.

AL CENTRO DE MODELADO CIENTIFICO DE LA
UNIVERSIDAD DE ZULIA.

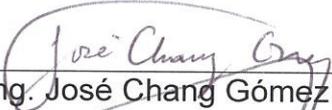
Y A TODA MI FAMILIA POLITÉCNICA.

DEDICATORIA

Dedico con mucho cariño esta tesis, en primer lugar a Dios y La Virgen por haber hecho posible este trabajo. A mis padres quienes me han brindado su apoyo y amor incondicional, de quienes admiro su empeño de emprender. A mi tía abuela, quien ha velado siempre por mi bienestar. A mi hermano por mostrarme que con perseverancia se alcanzan las metas. A mi mejor amiga, por darme sus sabios consejos y brindarme su confianza día a día.

María Gabriela Escobar Franco

TRIBUNAL DE SUSTENTACIÓN



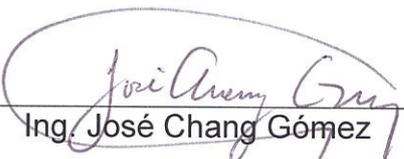
Ing. José Chang Gómez

PRESIDENTE



Ph.D. José Luis Santos Dávila

DIRECTOR DE TESIS



Ing. José Chang Gómez

MIEMBRO PRINCIPAL



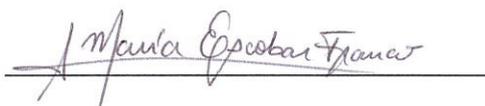
Prof. Ángel G. Muñoz

CO- DIRECTOR DE TESIS

DECLARACIÓN EXPRESA

"La responsabilidad del contenido de esta Tesis de Grado, me corresponde exclusivamente; y el patrimonio intelectual de la misma a la Escuela Superior Politécnica del Litoral".

(Reglamento de Graduación de la ESPOL).

A handwritten signature in black ink, reading "Gabriela Escobar F.", is written over a horizontal line.

Ma. Gabriela Escobar F.

RESUMEN

El presente estudio muestra la validación del modelo ROMS en aguas ecuatorianas desde la costa continental hasta las Islas Galápagos, denotado como Océano Pacífico Ecuatorial Oriental.

La validación se ha hecho por medio de métricas estadísticas entre los valores pronosticados y las mediciones in situ de la temperatura y salinidad del mar para tres cruceros oceanográficos, dicho análisis se ha realizado desde la superficie hasta 75m de profundidad.

La estimación de los errores de predicción, específicamente la sobrestimación y subestimación de las variables por parte del modelo, es imperante para determinar las zonas y niveles de profundidad de mayor fiabilidad del pronóstico y con ello potenciar el uso del modelo oceánico ROMS en aguas ecuatoriales.

En el Capítulo 1, se describen los sistemas oceánicos y atmosféricos que influyen en la estructura termohalina del OPEO, refiriéndose además a las condiciones oceanográficas en los períodos de cruceros sobre los cuales se ha hecho el análisis.

En el Capítulo 2, se muestra el control de calidad de los datos oceanográficos, a fin de discriminar aquellos cruceros que presentan poca densidad espacial en las mediciones y que posean mayor número de fallos en los criterios de calidad.

En el Capítulo 3, se detalla la metodología aplicada en la parametrización del modelo, además se muestra explícitamente la técnica de homogenización e interpolación de los datos observados, así como también el ajuste de malla para los datos observados y pronosticados, lo cual es necesario para calcular los errores de estimación por parte del modelo en cada punto de la malla.

Finalmente en el Capítulo 4, se analizan los errores de estimación de la temperatura y salinidad del mar a nivel zonal, longitudinal y por profundidad para los cruceros oceanográficos elegidos en el Capítulo 2.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
AGRADECIMIENTO	ii
DEDICATORIA.....	iii
TRIBUNAL DE SUSTENTACIÓN.....	iv
DECLARACIÓN EXPRESA.....	v
RESUMEN	vi
ÍNDICE GENERAL.....	viii
LISTA DE TABLAS	xi
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE GRÁFICOS.....	xiv
LISTA DE CUADROS	xv
ABREVIATURAS	xvi
INTRODUCCIÓN	1
CAPITULO 1	
ANTECEDENTES.....	5
1.1. Batimetría del OPEO	5
1.2. Caracterización de la Temperatura del Mar en el OPEO	6
1.2.1. Estructura Termohalina	9
1.2.2. Frente Ecuatorial.....	15
1.3. Caracterización de la Salinidad del Mar en el OPEO	18

1.3.1. Masas de Agua	20
1.4. Sistema de Corrientes	24
1.5. Forzamiento Atmosférico	28
CAPITULO 2	
MATRIZ DE DATOS Y VARIABLES	31
2.1. Datos Oceanográficos	31
2.2. Validación de Datos Oceanográficos	35
2.3. Datos del Modelo ROMS	44
CAPITULO 3	
METODOLOGIA	48
3.1. Ecuaciones del Modelo.....	48
3.1.1 Ecuaciones de Movimiento	53
3.1.2 Coordenadas Curvilíneas Terrain-Following.....	56
3.1.3 Condiciones Iniciales y de Borde	60
3.1.4 Condiciones de Borde Horizontal.....	62
3.2. Herramientas de ROMSTOOLS.....	62
3.3. Spin Up del Modelo	73
3.4. Método de Interpolación CRESSMAN-POISSON.....	77
3.5. Ajuste de la Malla	81
3.6. Metodología-Estadística.....	82

3.6.1. Métricas Estadísticas	83
3.6.1.1. Precisión	83
3.6.1.2. Sesgo.....	85
3.6.1.3. Correlación.....	86

CAPITULO 4

ANALISIS DE LOS RESULTADOS	88
4.1. Análisis de las Variaciones Espaciales de las Variables respecto a las Estimaciones del Modelo y la Homogenización de los Datos Observados	89
4.1.1. Temperatura del Mar	89
4.1.2. Salinidad del Mar.....	95
4.2. Evaluación retrospectiva de las salidas del modelo ROMS	100
4.2.1. Sesgo por Profundidad.....	100
4.2.2. Sesgo Zonal	102
4.2.3. Sesgo Longitudinal.....	106
4.2.3.1. Temperatura del Mar.....	106
4.2.3.2. Salinidad del Mar	110
4.3. Métricas Estadísticas	116

CONCLUSIONES

RECOMENDACIONES

ANEXOS

BIBLIOGRAFIA

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla I.- Dominio del OPEO	32
Tabla II.- Años de cruceros a analizar	33
Tabla III.- Rangos de Salinidad y Temperatura en el Océano Pacífico Ecuatorial	38
Tabla IV.- Control de Calidad por Criterios	41
Tabla V.- Descripción de los periodos de temperatura y salinidad del mar para el análisis objetivo Cressman-Poisson.....	80
Tabla VI.- Descripción de los datos de temperatura y salinidad (Carton-Giese SODA) para el análisis objetivo Cressman-Poisson	81

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.1.- Batimetría modelada.....	6
Figura 1.2.- Temperatura oceánica para la región Niño 3.4.	9
Figura 1.3.- Distribución de los tipos de estructura termal en el Océano Pacífico Ecuatorial Oriental.....	11
Figura 1.4.- Esquemas de distribución de los tipos de masas de agua	23
Figura 1.5.- Esquema de circulación oceánica	28
Figura 1.6.- Esfuerzo promedio del esfuerzo del viento en el Pacífico Ecuatorial desde 1958 al 2008 de la base de datos SODA	30
Figura 2.1.- Track de los cruceros oceanográficos	35
Figura 2.2.- Prueba para los picos de las variables con profundidad.....	40
Figura 3.1. - Coordenada vertical sigma.	58
Figura 3.2.- Malla horizontal de ROMS.....	59
Figura 3.3.- Batimetría del área de estudio.....	69
Figura 3.4.- Tiempo de evolución de diferentes variables.....	76
Figura 3.5.- Esquema de los Radios de Influencia, análisis objetivo Cressman.	78
Figura 4.1.- Mapas de temperatura del mar del crucero oceanográfico SEP/2002.....	92
Figura 4.2.- Mapas de temperatura del mar del crucero oceanográfico	

OCT/2005.	93
Figura 4.3.- Mapas de temperatura del mar del crucero oceanográfico OCT/2009	94
Figura 4.4.- Mapas de salinidad del mar del crucero oceanográfico SEP/2002.	97
Figura 4.5.- Mapas de Salinidad del Mar del crucero oceanográfico OCT/2005.	98
Figura 4.6.- Mapas de salinidad del mar del crucero oceanográfico OCT/2009.	99
Figura 4.7.- Perfil de sesgo por profundidad.....	102
Figura 4.8.- Perfil de sesgo zonal de la temperatura del mar	104
Figura 4.9.- Perfil de sesgo zonal de salinidad del mar	105
Figura 4.10.- Mapas de Sesgo respecto a los datos del crucero oceanográfico SEP/2002.	113
Figura 4.11.- Mapas de Sesgo respecto a los datos del crucero oceanográfico OCT/2005.	114
Figura 4.12.- Mapas de Sesgo respecto a los datos del crucero oceanográfico OCT/2009.	115

LISTA DE GRÁFICOS

	Pág.
Gráfico 2.1.- Datos Fallidos en el Control de Calidad en los tres períodos de cruce 2002, 2005, 2009	43

LISTA DE CUADROS

	Pág.
Cuadro 3.1.- Configuración de parámetros generales	66
Cuadro 3.2.- Configuración de parámetros de grilla	66
Cuadro 3.3.- Configuración de parámetros de fronteras abiertas y condiciones iniciales	67
Cuadro 3.4.- Configuración de parámetros temporales	67
Cuadro 3.5.- Configuración de parámetros de forzamiento interanual.....	68
Cuadro 3.6.- Configuración del archivo param.h.....	70
Cuadro 3.7.- Configuración del archivo cppdesfs.h	70
Cuadro 3.8.- Configuración del archivo run_roms_inter.csh	71
Cuadro 3.9.- Configuración del archivo roms_inter.in	73

ABREVIATURAS

AES: Aguas Ecuatoriales Superficiales

ASS: Aguas Subtropicales Superficiales

ATS: Aguas Tropicales Superficiales

CMC: Centro de Modelado Científico

CP: Corriente del Perú

CPC: Climate Prediction Center

CPPS: Comisión Permanente del Pacífico Sur

CSE: Corriente Sur Ecuatorial

CTD: Conductivity Temperature and Deep

ENOS: El Niño-Oscilación Sur

FE: Frente Ecuatorial

INOCAR: Instituto Oceanográfico de la Armada

IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

OPEO: Océano Pacífico Ecuatorial Oriental

ROMS: Regional Oceanic Modeling System

Sal: Salinidad

SCE: Subcorriente Ecuatorial o Cromwell

SIO: Scripps Institution Oceanographic

TAO: Tropical Arrangement Ocean

Temp: Temperatura

TOGA: Tropical Ocean Global Atmosphere

TSM: Temperatura superficial del mar

UNESCO: Organización de las Naciones Unidas para la Ciencia y la Cultura.

UPS: Unidades Prácticas de Salinidad

ZCIT: Zona de Convergencia Intertropical.

INTRODUCCIÓN

Cambios en eventos extremos y climáticos están produciendo importantes impactos en los sectores productivos de la sociedad. Comisiones como el IPCC (IPCC, 2007) ^[1], han señalado en sus proyecciones futuras, con mayor “certidumbre”, que eventos extremos serán más frecuentes e intensos durante el siglo 21”, debido a ello se ha incrementado la demanda de información de eventos climáticos extremos y con ello las herramientas necesarias para los pronósticos y elaboración de escenarios.

Dichas herramientas son los modelos oceánicos y atmosféricos que con sus respectivos productos permitirán reducir los riesgos asociados con eventos extremos y desarrollar mejores condiciones para la mitigación de los mismos. Hoy en día, existe una amplia gama de estudios relacionados a las condiciones extremas de la atmósfera, sin embargo poco se conoce sobre eventos extremos en el océano.

Los modelos numéricos y dinámicos tridimensionales aplicados a la oceanografía, proveen de productos que pueden ser aplicados a diferentes sectores relacionados con el océano tales como la pesca, estudios de variabilidad climática, explotación de energías renovables y de procesos oceánicos.

Existe una gran variedad de proyectos de modelación en circulación oceánica, uno de ellos es ROMS (Regional Oceanic Modeling System), que se basa en ecuaciones primitivas, hidrostáticas, de superficie libre y en diferentes sistemas de coordenadas, las cuales son traducidas a algoritmos para su ejecución en un computador. Por medio de estos algoritmos, se pueden realizar simulaciones retrospectivas y pronósticos de los procesos oceánicos, mediante la parametrización física que depende del área de estudio, estos productos deben ser re-analizados con las observaciones in situ de las variables para la validación de los resultados.

Los modelos numéricos oceánicos usualmente están compuestos por condiciones de borde e iniciales. Estos modelos son la integración de ecuaciones termodinámicas e hidrodinámicas con condiciones de forzamiento atmosférico y de borde para las variables temperatura, salinidad y velocidad, entre otros.

Las condiciones mencionadas han sido ajustadas y estudiadas para cada región por medio de series de datos históricos, por tanto es importante que las condiciones iniciales y de borde sean lo más cercanas a la realidad.

El desafío de los modelos oceánicos es el de poder representar los patrones de variación climática en cada uno de los océanos sin hacer distinción de su localidad, sin embargo es imperante conocer el grado de certidumbre y

precisión que tienen las salidas respecto a las observaciones in situ.

Esta tesis pretende analizar las fortalezas que tiene el modelo oceánico ROMS en aguas ecuatorianas para pronosticar y representar los patrones de variabilidad de la estructura termohalina, esto por medio de un estudio retrospectivo con los registros temperatura y salinidad del mar, obtenidos en los cruceros oceanográficos del Instituto Oceanográfico de la Armada.

CAPITULO 1

ANTECEDENTES

La modelación numérica oceánica generalmente está compuesta por condiciones iniciales y de borde, por medio de la integración de ecuaciones termodinámicas e hidrodinámicas con variables de forzamiento atmosférico para los estados iniciales de la velocidad de las corrientes, temperatura y salinidad del mar. Generalmente, las bases de datos históricas han contribuido para el conocimiento de estas condiciones.

Uno de los primeros problemas en modelación oceánica es la falta de conocimiento del grado de precisión de las simulaciones respecto a los valores observados.

Los modelos numéricos deben incluir las características batimétricas del área de estudio, para calcular con mayor certeza los niveles de profundidad sobre los cuales se realizan los cálculos para la generación de los pronósticos de las variables.

El área de estudio que ha sido utilizada para el análisis retrospectivo, comprende al Océano Pacífico Ecuatorial Oriental (OPEO) desde 1°N a 3.5°S y desde la costa ecuatoriana hasta 92°W (Islas Galápagos).

1.1. Batimetría del OPEO

El suelo marino del OPEO forma parte de la inmensa Cuenca del Pacífico, abarcando parte de la Cuenca de Panamá y parte de la Cuenca del Perú, siendo separadas por la cordillera asísmica submarina de Carnegie. Se encuentra sobre la placa de Nazca, al sur de la placa de Cocos, caracterizando la zona de subducción de la fosa Ecuador. Dicha fosa es menos profunda que la fosa Perú-Chile, y forma parte del sistema de subducción de Suramérica, alcanzando profundidades entre 1.5km y 2km.

A los bordes de la placa de Nazca, en las Islas Galápagos, está presente una región volcánica o Punto Caliente asociada con los Centros de Expansión de las placas tectónicas. Dichas características batimétricas influyen en la estructura de la corriente termohalina

(Lonsdale, 1979)^[2]. Obsérvese en la figura 1.1, la batimetría modelada por ROMS con los datos del Modelo de Relieve Global (ETOPO) (a) y la batimetría modelada por el Modelo de Relieve Global Arc-Minute (b).

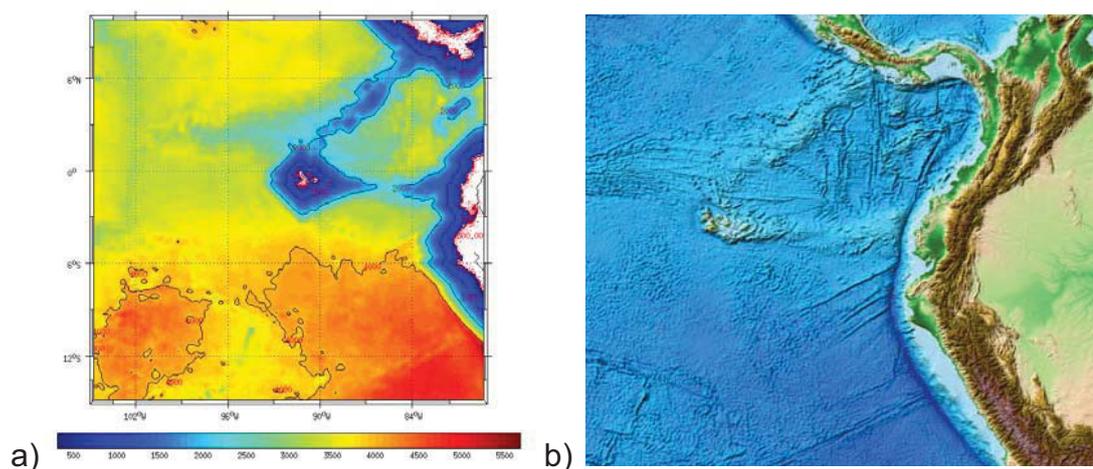


Figura 1.1.- Batimetría modelada, a) por ROMS con la base de ETOPO y b) por el modelo de Relieve Global Arc-Minute. Fuente: NOAA, (2009)^[3].

1.2. Caracterización de la Temperatura del Mar en el OPEO

El océano Pacífico Ecuatorial Oriental está caracterizado por los patrones de los flujos de las corrientes hacia el ecuador e influenciado por el sistema de vientos. Los flujos superficiales corresponden a la Corriente Sur Ecuatorial (CSE) y Corriente del Perú (CP), mientras que el flujo subsuperficial está determinado por la Subcorriente Ecuatorial o Cromwell (SCE).

La estructura termohalina está determinada por la capa de mezcla, la

cual mantiene similar configuración en regiones ya definidas en el Pacífico Oriental Tropical (Wirtky, 1966)^[4], en donde la termoclina está relacionada con el sistema de corrientes ecuatoriales, profundizándose hacia el ecuador bajo la CSE, y con ligera inclinación hacia el este ecuatorial influenciada por la SCE (Cornejo, 2003)^[5].

Además, la presencia de uno de los frentes térmicos más pronunciados en el Pacífico Oriental, como el Frente Ecuatorial (FE) delimita las masas de agua superficiales en el OPEO. Resaltando, que la temperatura superficial del mar (TSM) presenta su máximo valor anual para el mes de marzo, mientras que los mínimos valores se dan en septiembre (Cornejo, 2003)^[5].

La región también se ve afectada por los ciclos ENOS (El Niño-Oscilación Sur), que provocan un calentamiento/enfriamiento anormal del agua superficial, producto de una fluctuación de gran amplitud de la presión atmosférica entre el Pacífico Tropical Suroriental y el Occidental (Philander, 1990)^[6].

Los eventos ENOS son precedidos por el debilitamiento de los vientos del suroeste, apilando masas de aguas cálidas de Australia hacia la costa americana (Wyrki, 1966)^[4].

La variabilidad oceánica en el OPEO tiene igual significancia en

magnitud a escala anual e interanual, respecto a la energía del promedio de la temperatura (Cornejo, 2003)^[5], la cual tiene importantes impactos a nivel local por el calentamiento de las aguas superficiales que en casos extremos puede ser entre 5°C y 7°C, puesto que en años de evento EL NIÑO, el calentamiento del agua superficial es mayor y se ubica latitudinalmente más hacia el sur disminuyendo los afloramientos (CPPS, 2002)^[7].

Obsérvese en la figura 1.2, los episodios de calentamiento (naranja) y enfriamiento (azul) en la región Niño 3.4 en el Pacífico, comprendida entre 5°N-5°S, 170°W-120°W, de acuerdo a los valores la temperatura superficial, en donde puede apreciarse que los eventos cálidos o de El Niño han caracterizado a los años 1997-1998, 2002-2003, 2009-2010, y los eventos fríos o de La Niña corresponden a los años 1999-2000, 2007-2008, 2010-2011.

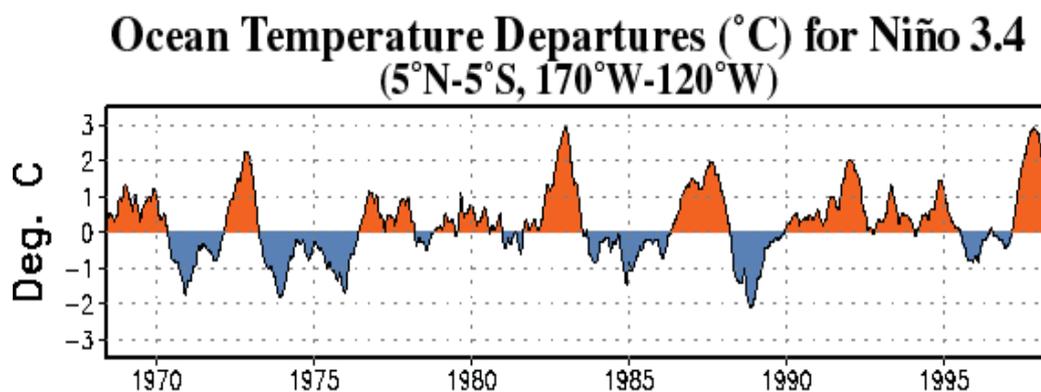


Figura 1.2.- Temperatura oceánica para la región Niño 3.4.

Fuente: Centro de Predicción Climática, The Southern Oscillation Index (CPC)^[8].

Las condiciones oceanográficas en la Cuenca del Pacífico han sido monitoreadas por el Programa de Cruceros Regionales Conjuntos de investigación oceanográfica, organizado por la CPPS que hacen referencia a los años de estudio en el presente análisis de validación del modelo ROMS en la región del OPEO.

1.2.1. Estructura Termohalina

La estructura termohalina en el OPEO es influenciada por el sistema de vientos, circulación oceánica y las fluctuaciones de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), los mismos que responden a la variabilidad estacional en el océano y la atmósfera.

En el OPEO se hace distinción de acuerdo a la distribución de la termoclina, la primera configuración en la región norte, se caracteriza por ser permanente y somera, en donde el gradiente térmico supera 1°C por cada 10m y la diferencia entre la temperatura superficial y de fondo es considerablemente grande y la segunda configuración se da al sur del OPEO, la cual responde a la variación de la temperatura superficial desarrollando una termoclina de verano cuyo gradiente térmico es mayor al de la termoclina permanente y profunda, véase figura 1.3. A lo largo del ecuador, la topografía de la capa de mezcla es caracterizada por una secuencia de valles y crestas, siendo bastante superficial debido a los afloramientos ecuatoriales relacionado con la SCE (Wirtky, 1966)^[4].

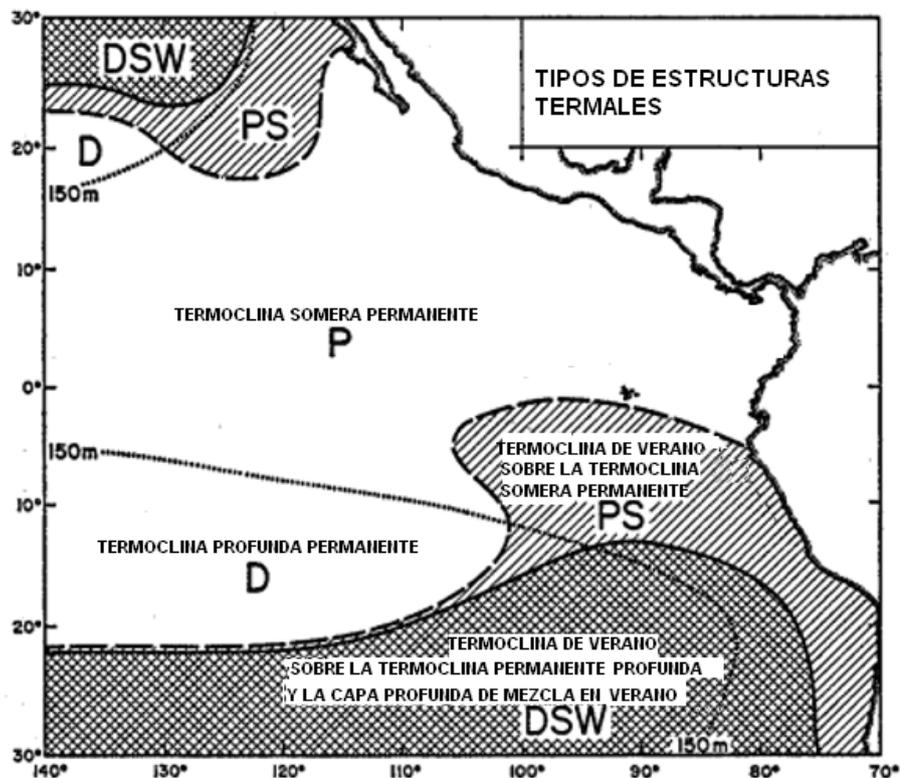


Figura 1.3.- Distribución de los tipos de estructura termal en el Océano Pacífico Ecuatorial Oriental. Fuente: Wirtky, 1966^[4].

De acuerdo a los resultados de los cruces conjuntos regionales, la estructura termohalina en el OPEO, ha sido caracterizada por dos isotermas la de 20°C y de 15°C, entre los meses de septiembre y octubre:

En el 2001, la estratificación de la isoterma de 20°C se encontraba entre 10m y 60m de profundidad, mientras que la isoterma de 15°C a niveles superiores a 50m, reflejando la

presencia de ondas Kelvin en focos ubicados al noreste de las Islas Galápagos y a 100m de profundidad. La estratificación fue escasa subsuperficialmente para temperatura y salinidad, registrando anomalías térmicas entre 1°C y 2°C bajo la zona ecuatorial (CPPS, 2002)^[7].

En el 2002, la isoterma de 20°C se ubicó a una profundidad máxima de 50m, y la isoterma de 15°C alcanzó profundidades de hasta 150m. La termoclina se presentó ligeramente marcada hacia el sur del FE con un gradiente térmico débil y poco definido (CPPS, 2003)^[9].

En el 2004, la isoterma de 20°C estuvo presente entre 40m y 50m en el área de las Islas Galápagos, disminuyendo su profundidad conforme avanza hacia el sur, mientras que la isoterma de 15°C se ubicó a una profundidad uniforme alrededor de los 100m, ascendiendo conforme se avanza hacia la costa llegando a 80m frente a Esmeraldas y La Libertad.

La termoclina presentó un intenso gradiente térmico, el cual se debilitó progresivamente en su desplazamiento hacia el sur. Por otro lado, la capa de mezcla mantuvo un espesor de 40m al norte y de 5m al sur del OPEO.

Las condiciones desde junio del 2003 a mayo del 2004 fueron de frías a neutrales, y desde junio del 2004 hasta octubre del mismo año se observaron anomalías positivas de la temperatura superficial del mar en el Pacífico Ecuatorial Central, en tanto, en el Pacífico Oriental, los valores de la temperatura superficial del mar, mantuvieron anomalías negativas (CPPS, 2005)^[10].

En el 2005, la isoterma de 20°C alcanzó profundidades de hasta 40m al norte de la región y entre 20m y 30m al sur del OPEO y la isoterma de 15°C registró un amplio rango de profundidad entre 35 y 120m. La termoclina se presentó bien desarrollada entre los niveles de 10m y 50m, presentado su menor espesor (20m) con un gradiente térmico entre 21°C y 16°C.

La salinidad presentó valores menores hacia el sector costero y la haloclina se registró con un espesor promedio de 40m.

La estructura térmica en los meses de septiembre y octubre de 2005 en el Océano Pacífico ecuatorial, fueron caracterizados por la persistencia de condiciones neutrales y considerados normales para la época (CPPS, 2006)^[11].

En el 2008, la configuración de la isoterma de 20°C, se mostró

más profunda hacia el norte, alcanzando los 35m, mientras que la isoterma de 15°C registró un amplio rango de profundidad entre los 90m y 135m, ambas consideradas como normales para la época. La capa de mezcla mantuvo un espesor entre 10m y 15m, con tendencia a disminuir hacia el Oeste del OPEO. La termoclina se presentó bien desarrollada entre los niveles de 10m y 60m con rangos de temperatura de 21°C a 16°C, presentando el mayor gradiente térmico al norte de la región.

La salinidad se presentó con valores menores hacia el sector costero, aumentando hacia el Oeste, en tanto, que la haloclina fue evidenciada con un espesor de 30m y 40m en el norte, desapareciendo en latitudes hacia el sur. Considerándose que la estructura termohalina en general presentó una distribución normal para la época (CPPS, 2009)^[12].

En el 2009, la termoclina oceánica a lo largo de la zona ecuatorial, la isoterma de 20°C, se mantuvo sobre el promedio a través del Océano Pacífico, con valores de temperatura sobre la media 1°C y 4°C. Es decir, un calentamiento en la zona ecuatorial, en donde la isoterma de 15°C se ubicó a profundidades mayores a 100 m. Indicando que la configuración termohalina mostraba condiciones entre débiles y moderadas

para el desarrollo de un evento ENOS (CPPS, 2010)^[13].

1.2.2. Frente Ecuatorial

El frente ecuatorial constituye una zona de transición entre las aguas tropicales con altos valores de temperatura y bajos de salinidad de las aguas de la corriente del Perú que se diferencian por ser frías y de alta salinidad, cuya extensión va desde la costa del Ecuador hasta 4°S en dirección latitudinal y desde la costa, hacia las Islas Galápagos en dirección longitudinal.

El FE presenta variaciones estacionales, desplazándose a su máxima posición norte en la estación lluviosa de la costa del Ecuador y al sur para la época seca; siendo para la segunda época en la que el FE presenta el mayor gradiente termohalino (de 5°C a 6°C entre sus isotermas y 1ups para las isohalinas). El FE se debilita hacia el oeste, en donde los procesos de mezcla predominan (Wirtky, 1966)^[4].

Estudios acerca del Frente Ecuatorial (Okuda et al., 1983)^[14] indican que los cambios espaciales pueden estar asociados a variaciones de los vientos superficiales, al flujo de la corriente del Perú y a la intensidad de la surgencia en la costa peruana.

Respecto a los resultados de los cruceros conjuntos regionales,

las condiciones oceanográficas para el FE entre los meses de septiembre y octubre fueron las siguientes:

En el 2001, la zona ecuatorial registró un rango de temperaturas entre 19°C y 25°C con anomalías positivas cerca del Golfo de Guayaquil y negativas en el sector ecuatorial oceánico relacionadas con la intensa presencia de la Corriente del Perú, mientras que a nivel subsuperficial las anomalías térmicas fueron de 1°C y 2°C entre 60 y 130m.

Dichas características ubicaron al FE en su posición habitual, con la isoterma de 25°C como límite norte del frente (CPPS, 2002)^[7].

En el 2002, se evidenció la presencia de ondas kelvin, propias de la fase cálida de ENOS, con valores de temperatura entre 19 y 26°C al noreste del OPEO, reportándose las mayores anomalías hacia la costa ecuatoriana de hasta 3°C, con la presencia debilitada de la Corriente del Perú en cercanías de la costa. El FE estuvo delimitado por la isoterma de 23°C y valores de 33.6 a 35.3 ups, con orientación Este-Oeste (CPPS, 2003)^[9].

En el 2004, la temperatura superficial del mar fluctuó entre 21°C

y 26°C, siendo la Corriente del Perú la que aporte a los valores bajos de la temperatura, además se reportaron anomalías negativas cerca de la costa ecuatoriana. El FE estuvo conformado por las isotermas de 22°C y 25°C, mostrando un débil gradiente térmico (CPPS, 2005)^[10].

En el 2005, la temperatura superficial del mar fluctuó entre 21°C y 24°C, con anomalías negativas de hasta -1.5°C en el extremo suroeste y anomalías positivas en el extremo sureste del sector ecuatoriano, producto de la presencia de aguas continentales del Golfo de Guayaquil.

El FE se ubicó de manera marcada con un gradiente termohalino ligeramente más fuerte que el reportado en el 2003, conformado por las isotermas de 21°C y 22°C (CPPS, 2006)^[11].

En el 2008 las condiciones oceanográficas se acercaron a neutras, a excepción de la zona cerca de las Islas Galápagos con anomalías de -1°C y en la parte central con anomalías positivas de hasta 1°C. El FE se mostró con un gradiente termohalino normal conformado por las isotermas de 22°C a 24°C y las isohalinas de 34.8 ups y 33.5 ups. Igual que en los años anteriores los menores valores de temperatura se dan al sur del OPEO y están asociadas con la corriente del Perú y las

anomalías positivas con la presencia de aguas continentales (CPPS, 2009)^[12].

En el 2009, la temperatura superficial del mar presentó una distribución homogénea, con isotermas entre 20°C y 22°C en la región sur influenciadas por aguas frías de la Corriente del Perú y entre 25°C y 26.5°C que forman parte de las aguas cálidas provenientes de la Cuenca del Pacífico Colombiano. El FE se ubicó de manera marcada entre 0° y 1°S de latitud y de 83°W a 86°W, conformado por las isotermas de 20 °C a 24°C.

Las anomalías negativas estuvieron entre 2.33°C y 1.64°C en 83°W para las latitudes 3°S y 2°S, y las positivas para el resto de la región con valores entre 0.1°C y 2°C. Considerándose, que el frente se encuentra desplazado hacia el suroeste con respecto a su condición normal estacional (CPPS, 2010)^[13].

1.3. Caracterización de la Salinidad del Mar en el OPEO

La salinidad es una de las variables que determina las masas de agua, el frente ecuatorial y la estructura termohalina, en la presente sección se describen brevemente las condiciones oceanográficas de salinidad registradas en los cruceros regionales entre septiembre y octubre para

los años de estudio:

En el 2001, los valores negativos de anomalía de salinidad se encontraron en una franja ecuatorial entre 2°N y 2°S de latitud. Valores negativos de hasta -0.3 ups, se observaron al este de las Islas Galápagos (CPPS, 2002)^[7].

En el 2002, la distribución de la salinidad en Ecuador, presentó los mayores valores (35.2 ups) en el extremo suroeste y los menores (33.5) al noreste del área (CPPS, 2003)^[9].

En el 2004, la distribución haloclina mostró valores de 34.8 ups a 34 ups ubicada entre 3°S y 5°S, y de 33.8 ups al norte de 0° de latitud. En toda la región predominaron anomalías negativas (-0.2ups) de salinidad, especialmente en el sector costero de Ecuador por las descargas del río Guayas al Golfo de Guayaquil (CPPS, 2005)^[10].

En el 2005, la distribución salina presentó los mayores valores (35.2 ups) en el extremo suroeste de la zona de estudio, y los menores valores (33.5ups) hacia el noreste. La distribución de las isohalinas sigue un patrón similar al descrito para la temperatura, conformado por el FE, con valores entre 34.5 ups y 34 ups. Las anomalías de salinidad

fueron, al contrario de las anomalías térmicas, positivas en gran parte de la zona, abarcando el área suroeste, centro y sureste, mientras que las anomalías térmicas abarcaron el área al noreste de las Islas Galápagos (CPPS, 2006)^[11].

En el 2008, la distribución de las isohalinas presentó características similares al patrón de la temperatura superficial del mar con valores de 33 ups y 36 ups, en donde los mayores valores a 35 ups se encuentran en la parte suroriental del área de estudio (CPPS, 2009)^[12].

En el 2009, la salinidad se vio influenciada por las aguas Superficiales Ecuatoriales con la isohalina característica de 35 ups (CPPS, 2010)^[13].

1.3.1. Masas de Agua

La distribución de la salinidad y temperatura junto con sus variaciones estacionales determinan tres tipos de masas de agua superficiales y una subsuperficial en el OPEO.

Dentro de las masas de agua superficiales se distinguen las Tropicales (ATS), Subtropicales (ASS) y Ecuatoriales (AES) (Wirtky, 1967)^[15].

Las masas ATS se caracterizan por altos valores de

temperatura ($>25^{\circ}\text{C}$) y bajos de salinidad (<34 ups), donde la precipitación excede la evaporación y comprende un área desde el norte del ecuador hasta las Islas Galápagos, en cuanto al perfil vertical, el máximo nivel de profundidad oscila entre 20 y 50m, correspondiente a la capa de mezcla. Se conoce además que las variaciones estacionales no son marcadas.

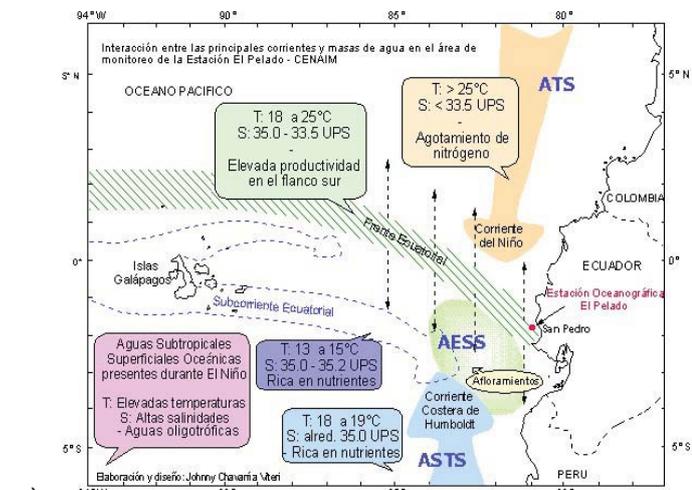
Las masas ASS, se forman en regiones donde la evaporación excede la precipitación y empieza desde 5°S en la costa continental con dirección hacia el ecuador cubriendo la zona sur a partir de las Islas Galápagos, está determinada por la isohalina de 35 ups y por un rango de temperatura de 18°C a 19°C .

La tercera masa de agua, AES, se ubica entre el límite inferior de ATS y el límite superior de ASS, y está determinada por las variaciones del FE. Durante los meses de mayo a diciembre, dicho frente es caracterizado por un amplio gradiente térmico, separando las AES de las ATS, mientras que para los meses de enero a abril la temperatura se mantiene uniforme, diferenciándose la AES solo por los rangos de salinidad. Esta masa de agua superficial es propia de la región del OPEO.

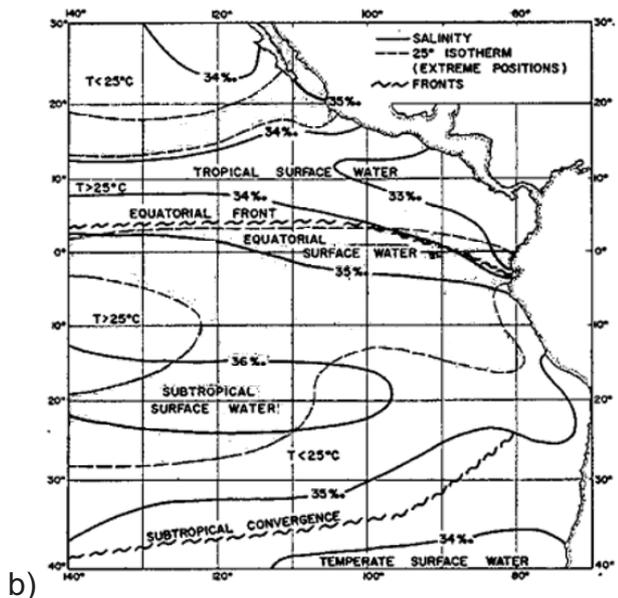
Las masas de aguas subsuperficiales en el ecuador (AESS) que llegan al OPEO, son formadas con el aporte de agua de la

Corriente Subsuperficial Ecuatorial, introduciendo valores de salinidad entre 35 ups y 34.7 ups y rangos de temperatura entre 14°C y 12°C.

Los esquemas de distribución de masas de agua han sido descritos por Chavarría y Wirtky, mostrando patrones similares en la cobertura de las masas de agua, véase figura 1.4.



a)



b)

Figura 1.4.- Esquemas de distribución de los tipos de masas de agua, a)

Fuente: cenaim.espol.edu.ec, J. Chavarría y b) Wirtky, 1967^[15]

De acuerdo a los resultados de los cruceros conjuntos regionales, se registró el siguiente patrón espacial de las masas de agua entre los meses de septiembre y octubre:

Al norte del OPEO, se identificaron las masas de ATS, características de la región de mayor temperatura, en la región ecuatorial la presencia de masas de AES que delimitan el FE y están asociadas con la ZCIT, mientras que hacia el sur se ubican las masas de ASS que son relativamente cálidas y altamente salinas. Se destaca la presencia de flujo subsuperficial como lo es la masa de AESS, en los años 2004 y 2005 (CPPS, 2002, 2003, 2004, 2005, 2009, 2010).

1.4. Sistema de Corrientes

El sistema de circulación oceánica en el OPEO ha sido estudiado dado la importancia que representa al transporte de masas de agua y con ella las propiedades físicas, químicas y biológicas que determinan la dinámica del lugar.

Existen tres corrientes superficiales que dominan la circulación marina en el OPEO:

La Corriente Sur Ecuatorial (CSE) con dirección al Oeste que es generada por los vientos de la misma trayectoria en el ecuador y los

máximos valores de velocidad (alrededor de 30 y 50 cm/s (Wirtky, 1966^[4]) en el Pacífico Central, en tanto las velocidades disminuyen hacia el Pacífico Oriental y hacia la latitud 0° (Kessler et al. 2002)^[16].

La Corriente de Panamá, nace de la Contracorriente Ecuatorial al bordear el continente americano y bajo la presencia de la ZCIT, esta corriente comienza a descender hacia el sur permitiendo que aguas provenientes de la Bahía de Panamá se aproximen hasta 3°S a lo largo de la costa ecuatoriana cada verano del Hemisferio Sur, formando así la Corriente de Panamá (Moreano, 1983)^[17]. La presencia de esta corriente se ve determinada por el período de fuertes alisios del noreste, a lo largo de la costa del Ecuador (Allauca, 1990)^[18].

La Corriente del Perú (CP) es considerada una de las corrientes de borde más productiva, se ubica a lo largo de la costa peruana y con dirección hacia el norte (Penven et al., 2005)^[19], influenciada por los vientos alisios del suroeste que son los determinantes del giro de la corriente hacia el oeste a través del ecuador (Enfield, 1975)^[20].

Contribuye a la zona ecuatorial con aguas frías y de baja salinidad provenientes de altas latitudes del Hemisferio Sur, está asociada con afloramientos y con ellos a los altos niveles de productividad biológica (Chávez, 1995)^[21].

El sistema de corriente del Perú, se divide en dos ramales uno oceánico

(CPO) y otro costero (CPC), en donde la corriente costanera contribuye al flujo de la CSE con una lengua fría direccionada Noroeste a la altura de Cabo Blanco en 4°S, autores como Cucalón (1987)^[22] y Fiedler (1994)^[23] indican que la máxima velocidad en su límite norte se da en el invierno del Hemisferio Sur.

Mecanismos locales son los responsables en la reducción del flujo hacia el ecuador y con ello los afloramientos, como lo son la disminución de los vientos con trayectoria hacia la latitud 0° permite que la temperatura superficial del mar se incremente debido a flujos cálidos entrantes al OPEO sobre todo en el verano del Hemisferio Sur; las variaciones del FE pueden delimitar la posición norte de la corriente, favoreciendo a la Corriente de Panamá (Pickard and Emery, 1982)^[24].

La Subcorriente Ecuatorial o SCE, es de importancia en el sistema de corrientes del OPEO ya que gobierna los procesos de afloramientos en las cercanías de las I. Galápagos, se caracteriza por tener temperaturas entre 12°C y 14°C y salinidades de 34.8 ups y 35 ups, representada por una amplia capa de agua y el termostad de 13°C, alcanza un ancho de hasta 200m cerca las islas. El flujo mantiene dirección hacia el este y se bifurca a la altura de Isabela formando dos ramales (al norte y sur de las islas) ricos en nutrientes (Wirtky, 1966)^[4] que llegan a estratos superficiales en ausencia de los vientos que vienen del este.

Se evidenció la presencia de la SCE bien desarrollada, en el año 2002, con velocidades entre 30 y 40 cm/s, para el resto de los años la corriente fue reportada como débil o poco desarrollada (CPPS, 2001, 2002, 2004, 2005, 2008, 2009).

Véase en las figuras 1.5 la distribución de las corrientes en el Pacífico Sur Oriental, se hace referencia a las siglas del gráfico con las corrientes ya descritas: PCC (CPC), SEC (CSE), EUC (SCE).

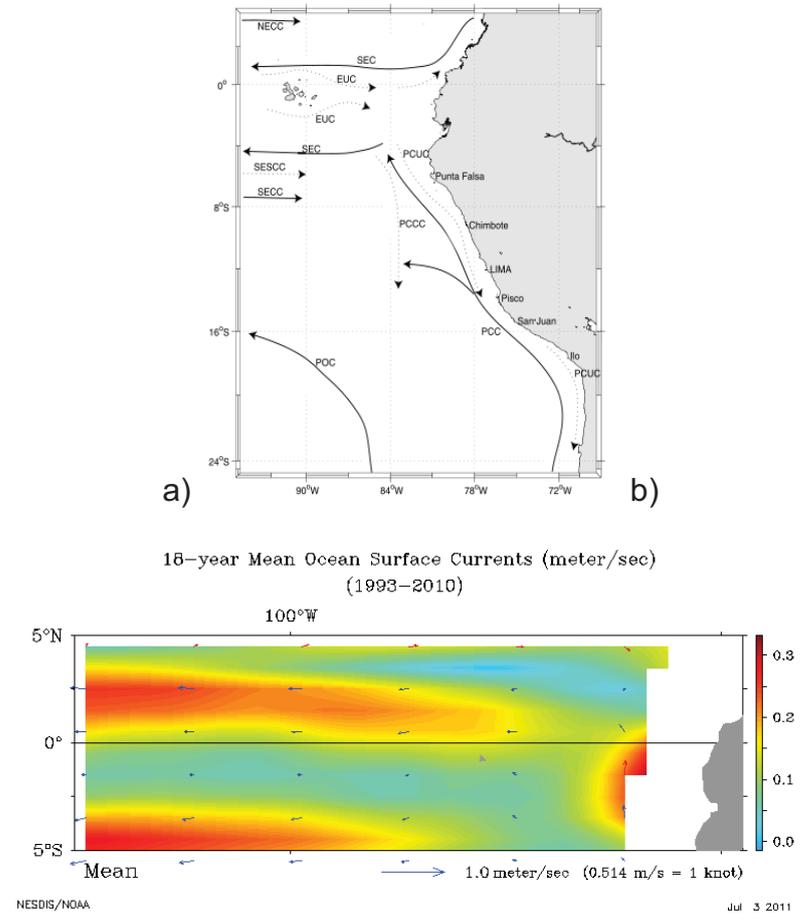


Figura 1.5.- Esquema de circulación oceánica, a) adaptado por Penven et al. (2005)^[19], b) Promedio de las Corrientes Superficiales en el Pacífico Ecuatorial Oriental, desde 1993 al 2010 (NOAA/NEDIS)^[25]

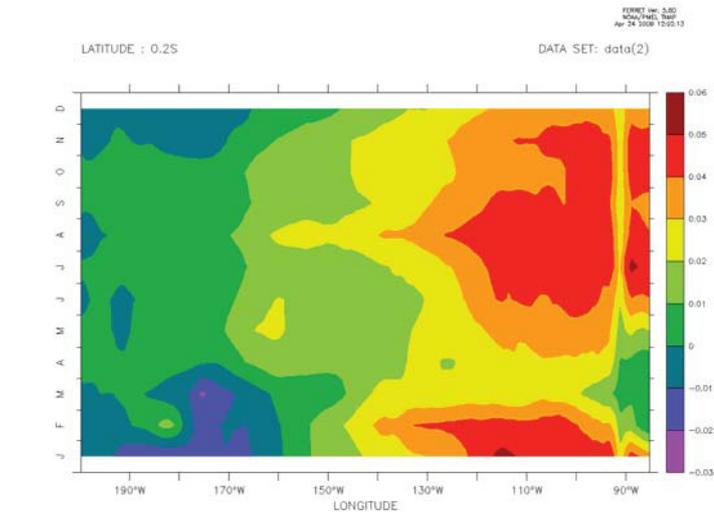
1.5. Forzamiento Atmosférico

Una de las características dominantes es la presencia de la ZCIT que está definida por una banda de nubosidad que genera precipitación, orientada de Este a Oeste que se ubica entre 10°N y 10°S. Varía estacionalmente en función del ciclo anual solar, localizándola entre los

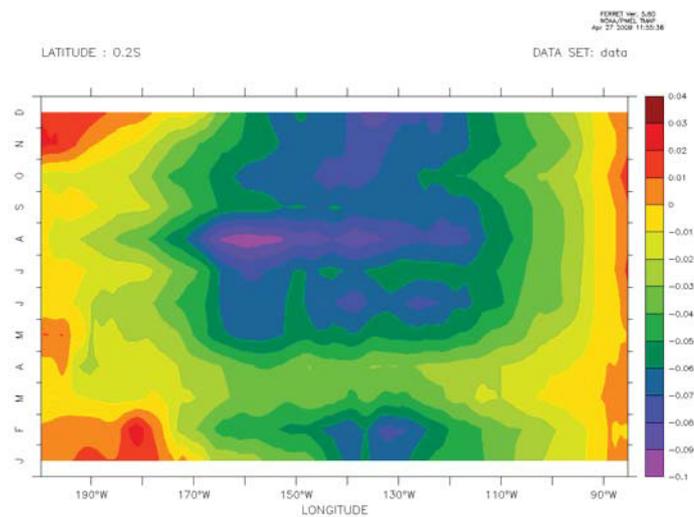
meses de diciembre a abril al sur del ecuador, meses de mayor temperatura del mar en el OPEO (Serra and Houze, 2002)^[26].

Estudios realizados acerca del tema, como el de Wang and Wang (1999)^[27], asocian la ZCIT al sistema de interacciones océano-atmósfera entre la zona de convergencia y la lengua fría ecuatorial que está regulada por la distribución de la temperatura superficial del mar.

Las pulsaciones del esfuerzo del viento son dominadas por los alisios del Sureste. En el ecuador, el período de enero y marzo-abril corresponden a meses de calma, siendo en agosto cuando alcanzan la mayor intensidad en la componente zonal, mientras que para marzo se debilita la componente meridional. El debilitamiento de los vientos coincide en los meses de mayor temperatura en la región cuando la ZCIT migra con la banda ecuatorial de aguas cálidas a la máxima posición sur en febrero y marzo, como puede observarse para ambas componentes del esfuerzo del viento en la figura 1.6.



a) TAUY[GT=MONTH_REG@ASN]



b) TAUX[GT=MONTH_REG@ASN]

Figura 1.6.- Esfuerzo promedio del esfuerzo del viento en el Pacífico Ecuatorial desde 1958 al 2008 de la base de datos SODA^[28] (Simple Ocean Data Assimilation – versión 2.0.2-4), a) Esfuerzo promedio de la componente zonal de viento, b) Esfuerzo promedio de la componente meridional de viento.

CAPITULO 2

MATRIZ DE DATOS Y VARIABLES

2.1. Datos Oceanográficos

Los datos oceanográficos en el OPEO han sido tomados de los cruceros regionales conjuntos que coordina la Comisión Permanente del Pacífico Sur. El objetivo de la CPPS es evaluar las condiciones oceanográficas y meteorológicas del Pacífico Sudeste, desde 1998, con el propósito de conocer su comportamiento y anticipar la evolución de eventos ENOS.

En la presente tesis, como se ha mencionado en el anterior capítulo, las variables a validarse son la temperatura y salinidad del mar desde la superficie hasta los 75m de profundidad, para lo cual el Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR) a través del buque oceanográfico B.A.E. "Orión" realizó entre 12 a 21 estaciones durante los años de monitoreo. El dominio de muestreo abarcó en todos los años mencionados desde 92°W a 83°W, longitudinalmente y desde 1°30'N hasta 3°5'S, latitudinalmente (véase Tabla I).

	Límite Inferior	Límite Superior
Latitud	3°5'S,	1°30'N
Longitud	92°W	83°W

Tabla I.- Dominio del OPEO

Dentro de la metodología de muestreo se realizaron perfiles de la temperatura y salinidad del mar, a profundidades estándar hasta los 500m de profundidad, utilizando perfiladores CTD, dichos datos fueron procesados con el software SEASOFT propio del instrumento.

Los datos que fueron proporcionados por CPPS se encuentran detallados en la Tabla II, así como también el número de estaciones y equipo utilizado.

INOCAR CRUCERO REGIONAL	Año	Fecha	Ubicación	Tipo de Muestreo	Perfiles=No. Estaciones
IV	2001	Sep 18- Sep 27	Pacífico Ecuatorial-I. Galápagos	CTD	12
V	2002	Sep 17- Sep 26	Pacífico Ecuatorial-I. Galápagos	CTD	30
VII	2004	Oct 26- Nov 2	Pacífico Ecuatorial-I. Galápagos	CTD	14
VIII	2005	Oct 3- Oct 18	Pacífico Ecuatorial-I. Galápagos	CTD	24
XI	2008	Sep 24- Oct 6	Pacífico Ecuatorial-I. Galápagos	CTD	12
XII	2009	Oct 8- Oct 19	Pacífico Ecuatorial-I. Galápagos	CTD	29

Tabla II.- Años de cruceros a analizar

La elección del período a validar fue determinado en función al área de cobertura en el OPEO, es por eso que no se han incluido los años 2003, 2006 y 2007, en los cuales el monitoreo fue realizado por el busque de investigación TOHALI, limitándose a la zona marino costera, no más allá de 83°W.

Se han elegido tres años de los seis cruceros realizados por el B.A.E Orión, correspondientes a los de mayor densidad de datos. Obsérvese en la figura 2.1, la trayectoria seguida en cada crucero por el B.A.E.

Orión para en los años de análisis.

En base a lo descrito, se establece que el OPEO estará limitado por el dominio de muestreo.

Para el análisis, se tomaron los datos a profundidades estándares hasta los 75m, que corresponden a: 0m, 10m, 20m, 30m, 50m y 75m. Se justifica que dichos niveles superficiales servirán para inferir sobre la capa de mezcla y la termoclina (isoterma de 20°S).

A la base de datos oceanográficos se han aplicado criterios de calidad, establecidos por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI o IOC de Intergovernmental Oceanographic Commission), a fin evitar introducir errores en la base de datos a validar, dicha metodología se describe en la siguiente sección.

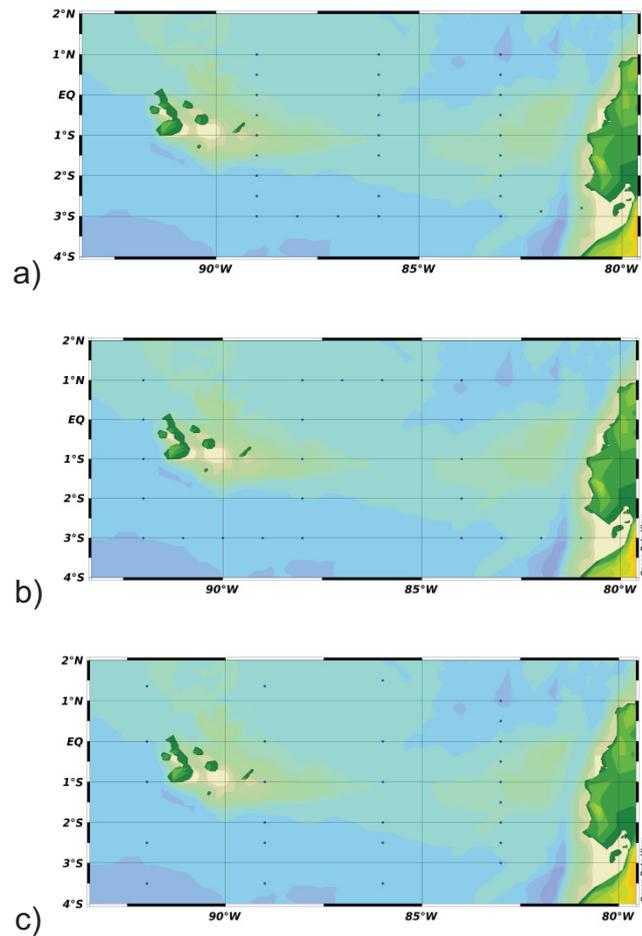


Figura 2.1.- Track de los cruceros oceanográficos, a) año 2002, b) año 2005, c) año 2009

2.2. Validación de Datos Oceanográficos

La COI establece procedimientos estándares para el control de calidad para un mejor manejo de la data oceanográfica, ya que se requiere una alta calidad de los datos para describir la variabilidad espacial y temporal de parámetros físicos en el océano.

Además de la COI, otras instituciones han elaborado algoritmos para la

identificación de errores, como lo es el Centro Nacional de Datos Oceanográficos (CNDO o NODC de National Oceanographic Data Center). El fin de realizar el control de calidad es el de evitar incluir al análisis: errores de grabación, problemas con los instrumentos y valores extremos que suelen medirse cuando las características oceanográficas son propicias, por ejemplo la presencia de eddies o remolinos en el mar.

Se ha realizado un control de calidad automático para los datos oceanográficos, que consistió en la revisión individual de los datos por medio de pruebas de límites físicos para la cada una de las variables, tasas de cambio, identificación de datos picos, valores constantes e identificación de lagunas de datos faltantes; basándose en el manejo de datos oceanográficos según los patrones o tendencias de las variables según la teoría.

Los datos meta oceánicos de temperatura del mar y salinidad, a diferentes niveles de profundidad, de las estaciones oceanográficas para los seis cruceros, están considerados como “processed data” o data procesada por instrumentos, en este caso por los CTDs utilizados en los cruceros oceanográficos.

La COI ha establecido como medida de manejo y datos oceanográficos, señalar los valores de los datos con una bandera con el fin de indicar la calidad y confiabilidad de los datos. Un nivel moderado de señalización

con banderas incluye la identificación de valores extremos o aberrantes, valores repetidos y excesivas tasas de cambio (UNESCO, 1993)^[29].

Los procedimientos de control de calidad han sido tomados de los que recomiendan la Asociación de Operadores UK Offshore Operators Association Limited (UKOOA) y del reporte técnico NESDIS81 de National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) para la documentación del control de calidad y procesamiento de datos oceanográficos de temperatura, salinidad y oxígeno (NOAA, 1994)^[30].

El control de calidad para identificar datos no representativos fue realizado en base a los siguientes criterios, de la misma bibliografía ya mencionada:

- a) *Duplicación de perfiles.*- El arreglo de datos puede contener perfiles replicados, y generalmente ocurre cuando más de dos fuentes incluyen la matriz de datos a la base, sobre todo en los bancos de datos.
- b) *Inversión de la profundidad en los perfiles.*- Las mediciones en perfiles que no incluyan la cabecera correspondiente, podrían confundirse entre el último y primer nivel de dos perfiles, mostrando inversión en la profundidad.

Los datos oceanográficos usados no incurren en el error a ni b, ya que todos los perfiles son independientes entre sí y la data proporcionada estuvo ordenada por los niveles estándares de profundidad.

c) *Prueba de rango.*- Se refiere a los límites físicos de las variables de temperatura y salinidad, los cuales fueron establecidos en base a la data compilada por Levitus (en 1982) para todos los océanos, y ajustada para áreas específicas del océano. Los autores de esta misma bibliografía para el control de calidad de datos oceanográficos, han determinado un rango mayor para las zonas costeras que en mar abierto, debido a la variabilidad extrema de estos parámetros en dichas zonas. En la tabla III se muestran los rangos de las variables desde la superficie hasta los 75m en el Pacífico Ecuatorial.

Profundidad (m)	Salinidad (ups)		Temperatura (°C)	
	Límite inferior	Límite superior	Límite inferior	Límite superior
0	0.0	40.0	5.0	35.0
10	28.6	37.0	5.0	35.0
20	29.0	37.0	5.0	35.0
30	29.6	37.0	5.0	35.0
50	30.2	37.0	5.0	35.0
75	31.0	37.0	5.0	35.0

Tabla III.- Rangos de Salinidad y Temperatura en el Océano Pacífico Ecuatorial

d) *Gradientes térmicos.*- En el manual de UKOOA (NOAA, 1994)^[30] se han determinado rangos de inversión térmica con profundidad. Para ello se ha considerado que el máximo rango para el gradiente de temperatura no debe ser mayor a 0.7°C por metro. El mismo manual de UKOOA, muestra otros criterios como el de interpolación vertical, pruebas de densidad y la prueba de desviación estándar, los cuáles no se incluyeron en el análisis de control de calidad, ya que no fue necesario interpolar niveles de profundidad, no se trabajó con datos de densidad del agua y el dominio espacial no es lo suficientemente grande para dividirse en cuadrículas de 5° x 5°, como se sugiere en el manual

e) *Picos de Temperatura y Salinidad.*- Posterior a la prueba de límites físicos (c), se identifican los picos de las variables temperatura y salinidad, en base a las expresiones matemáticas de la ec. 2.1 y ec. 2.2 (UNESCO, 1984)^[31], respectivamente.

$$\left| T_m - \frac{T_{m+1} + T_{m-1}}{2} \right| - \left| \frac{T_{m-1} - T_{m+1}}{2} \right| > \Delta T \quad (\text{ec. 2.1})$$

$$\left| S_m - \frac{S_{m+1} + S_{m-1}}{2} \right| - \left| \frac{S_{m-1} - S_{m+1}}{2} \right| > \Delta S \quad (\text{ec. 2.2})$$

De la figura 2.2, obsérvese que el perfil de temperatura tiende a disminuir la magnitud de la variable, mientras la salinidad aumenta con

la profundidad. El pico de las variables se da cuando el valor medido no sigue dicho patrón. Denótese como m la posición del dato a validarse, $m-1$ la posición del dato medido un nivel anterior a m y $m+1$ corresponde al siguiente nivel de profundidad a la que se encuentra m y Δ es la diferencia entre el dato en la posición m con la posición $m+/-1$.

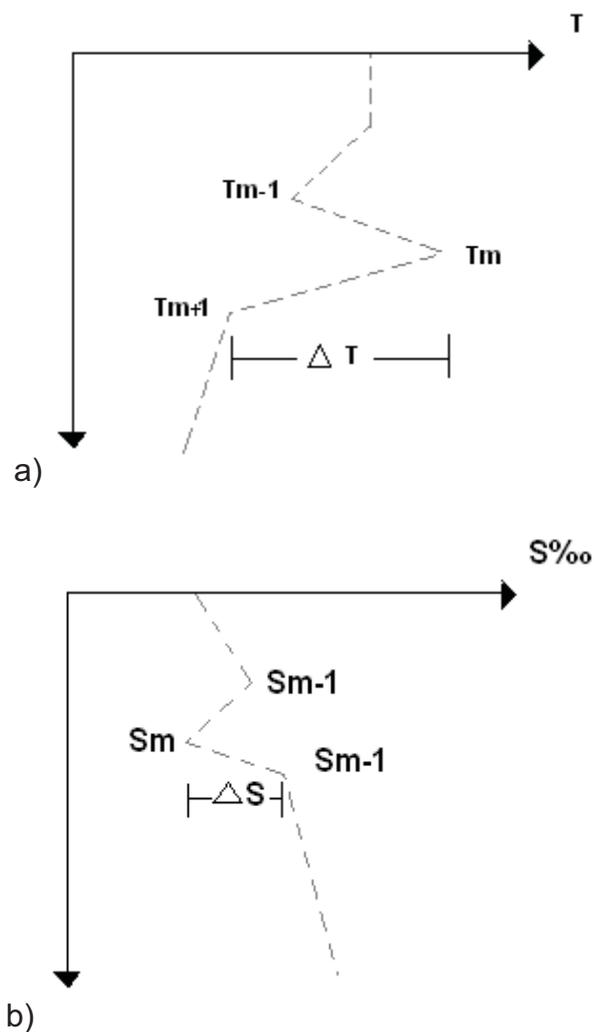


Figura 2.2.- Prueba para los picos de las variables con profundidad, a) Temperatura del mar en $^{\circ}\text{C}$ y b) Salinidad en ‰ .

En tabla IV se muestra el número total de datos señalados (flagged) por crucero oceanográfico y criterio de control de calidad

Tipo de Bandera	CO-2002		CO-2005		CO-2009	
	Temp	Sal	Temp	Sal	Temp	Sal
Medidas fuera de rangos	0	0	0	0	0	0
Excesivo Gradiente Térmico	30	--	24	--	20	--
Valores Picos	66	163	51	133	42	100
TOTAL	374		311		242	

Tabla IV.- Control de Calidad por Criterios

Del gráfico 2.1, puede observarse que el año 2002 es el año que presenta mayor cantidad de datos fallidos, seguidos del 2005 y 2009, esto es justificado con el tamaño de la muestra, en este caso es de mayor tamaño.

El criterio final para editar la data errónea (UNESCO, 1993) ^[29] consiste en:

- Eliminar el valor si está fuera de los límites físicos (tabla III).
- Reemplazarlo por el máximo gradiente o desviaciones estándares entre los valores adyacentes.

La evaluación del control de calidad es de nivel bajo y consistió en

identificar los valores que no cumplan los criterios ya descritos anteriormente, si un dato falla los tres criterios, y se encuentra que es producto de un error a causa de la calibración del instrumento, puede editarse con el valor máximo de gradiente térmico, caso contrario se mantiene dicho valor, este mismo criterio se ha seguido para los valores faltantes.

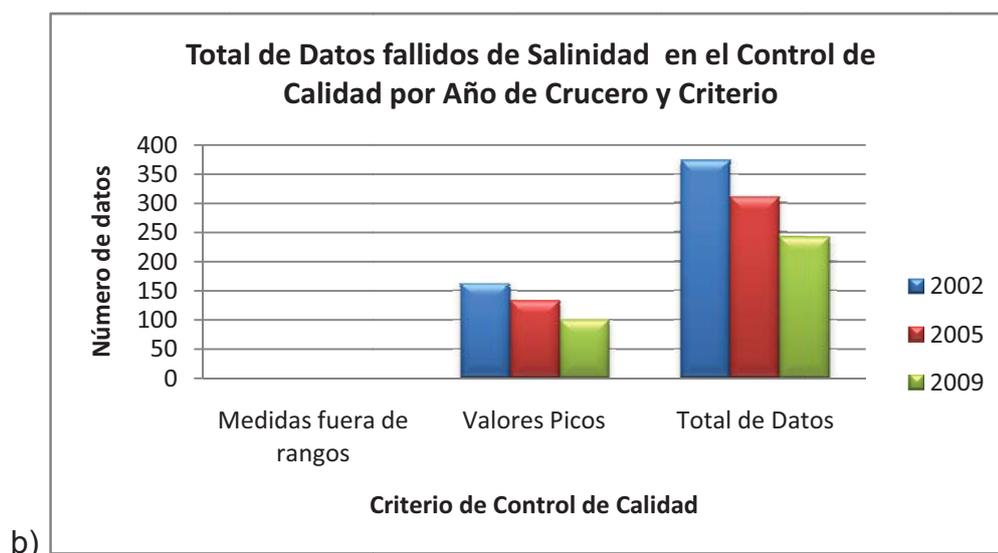
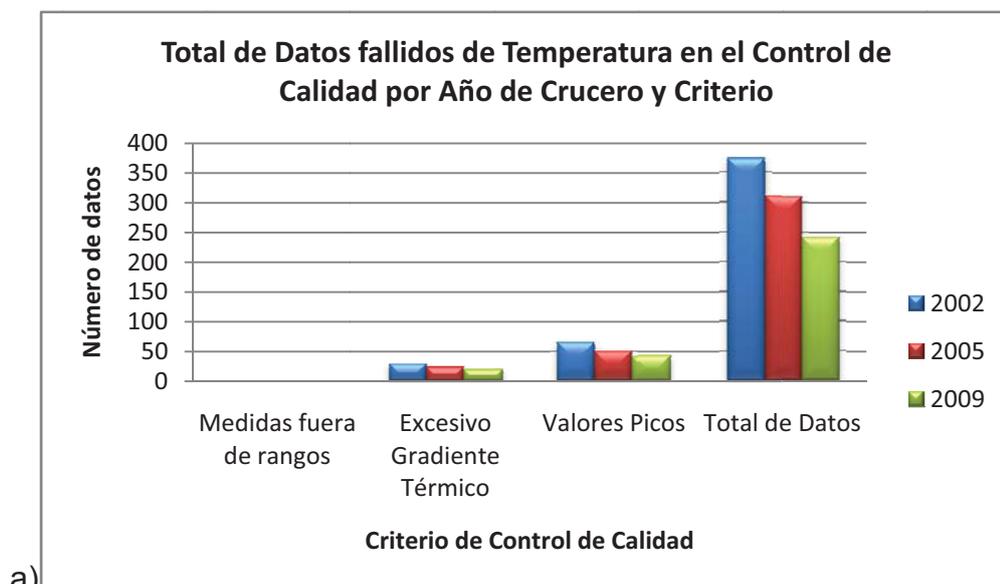


Gráfico 2.1.- Datos Fallidos en el Control de Calidad en los tres períodos de crucero 2002, 2005, 2009. a) Temperatura del Mar y b) Salinidad del Mar.

Para conjuntos de datos que contienen una gran cantidad de valores erróneos y de lagunas de datos, es aconsejable aplicar una evaluación de alto nivel a la data, aplicando técnicas de filtro y suavización para

reducir los errores y ruido sin afectar el contenido de la señal (UNESCO, 1993)^[29]. Dado que la data oceanográfica a usarse, no contiene datos que hayan fallado a la vez todas la pruebas del control de calidad (en niveles estándares de profundidad), no ha sido necesario editar la data, sin embargo si se han incluido valores a aquellas profundidades donde no fue registrada la temperatura o salinidad.

Por tanto, se considera que la data oceanográfica es aceptable para realizar el análisis de validación del modelo.

Para este propósito, se han realizado scripts en MATLAB para cada una de las variables y pruebas (Anexo A).

2.3. Datos del Modelo ROMS

Se distinguen tres tipos de data que se usan en el modelo oceánico como datos de entrada, para el análisis retrospectivo de las variables temperatura y salinidad del mar:

- ETOPO2: Es la base de datos mundial de topografía del suelo marino y continental, de 2 minutos de resolución, derivada de observaciones de sondeo de profundidad y de satélites de altimetría (Penven et al., 2007)^[32].

- ECCO JPL: Los datos de entrada de temperatura, salinidad, velocidad

zonal y meridional de corrientes, nivel de la superficie del mar, y la presión de fondo, estas variables son usadas por el modelo oceánico y a la vez obtenidas del proyecto Estimación de la Circulación y Clima del Océano (ECCO) que obtiene información sintetizada de mediciones in situ y de sensores remotos con el conocimiento de termodinámica y dinámica a través del modelo general de circulación global (GCM). ECCO es un consorcio que fue fundado por el Laboratorio de Propulsión de Jets (JPL), Instituto de Tecnología de Massachusetts (MIT) y del Instituto de Oceanografía Scripps (SIO), cuyo objetivo es la estimación del estado del océano a través de herramientas cuasi operacionales que permitan estudiar la dinámica oceánica a gran escala, esto por medio de productos mensuales, diarios, cada 10 días y de 12 horas (The ECCO Report, 1999)^[33].

Los datos que proporciona el consorcio se ajustan a salidas de modelos o a campos de forzamientos y coeficientes de mezcla, de los cuales se ha utilizado los del producto ECCO-JPL que se basa en la aplicación del filtro Kalman y de aproximaciones de suavización (Rauch-Tung- Striebel – RTS) a la data. Estas soluciones son proporcionadas en tiempo real desde 1993 hasta el presente, con resolución desde 1 grado en latitudes media hasta 1/3 de grados cerca del ecuador, con 46 niveles de profundidad (The ECCO Report, 1999)^[33].

El método del filtro de Kalman y suavización es aplicado en la asimilación de datos (síntesis de mediciones dentro de descripciones completas de un sistema dinámico, utilizando modelos numéricos) atmosféricos y oceánicos, e intenta resolver problemas de gran estimación mediante la partición en pequeñas series de cálculos. Generalmente, se lo realiza para optimizar las condiciones iniciales para los modelos de pronóstico. El filtro Kalman y suavización son en efecto, estimadores de mínimos cuadrados que realizan promedios del modelo y de los datos, ponderados de acuerdo a sus respectivos errores de covarianza (The ECCO Report, 1999)^[33].

-NCEP/NCAR: El modelo requiere generar condiciones de forzamiento atmosférico, para lo cual se han tomado datos de re-análisis del proyecto NCEP/NCAR formado el Centro Nacional para Predicción del Ambiente (National Center for Environmental Prediction -NCEP) y el Centro Nacional para Investigación de la Atmósfera (National Center for Atmospheric Research -NCAR), cuyo objetivo es analizar la atmósfera usando data histórica (desde 1948) y producir el análisis de su estado actual, mejorando la calidad de la data obtenida por asimilación.

ROMS necesita de condiciones de superficie para las variables de momento, flujos de calor y de salinidad, los cuales se han obtenido de

las medias mensuales para todos los campos del flujo neto superficial. La data de NCEP/NCAR está basada en un modelo espectral atmosférico T62 con resolución de 210 km y con 28 niveles sigma (Penven et al., 2007)^[32].

CAPITULO 3

METODOLOGIA

3.1. Ecuaciones del Modelo

En los últimos años, los avances de los modelos oceánicos han permitido mejorar la asimilación entre los pronósticos meteorológicos y la circulación oceánica, fortaleciendo así las simulaciones.

Actualmente, los procesos que conllevan a las corridas de dichos modelos se han visto potencializadas por el desarrollo computacional, permitiendo así por medio de interacciones entre las variables físicas y digitales, una mejor comprensión de la evolución espacio - temporal de los flujos en el océano y la atmósfera.

Para el presente estudio, se ha utilizado la sub herramienta del modelo ROMSTOOLS, versión del IRD (Institut de recherche pour le développement) que es un conjunto de scripts en Matlab y Linux que construyen la grilla vertical y horizontal, la batimetría, y cálculos para el forzamiento superficial que generan las condiciones de borde e iniciales, necesarias para correr el modelo.

El modelo numérico ROMS descende del modelo SCRUM, forma parte de los modelos tridimensionales de nueva generación (Shchepetkin and McWilliams, 2005)^[34] que por medio de esquemas numéricos y de parametrizaciones resuelven las ecuaciones primitivas de Navier-Stokes, hidrostáticas e incompresibles de superficie libre del océano, coordenadas curvilíneas horizontales y coordenadas verticales de “terrain-following”. Dichas coordenadas permiten afinar la resolución de la superficie del mar o del suelo marino.

Las variables calculadas por el modelo son la elevación de la superficie η , componentes de la velocidad horizontal barotrópica, componentes de la velocidad baroclínica y las variables temperatura y salinidad, utilizándose la ecuación de estado de UNESCO para los cálculos de la temperatura potencial (Marchesiello et al. 2001)^[35].

Para lograr una mayor eficiencia, el cálculo de las ecuaciones tridimensionales se realiza a través de pasos de tiempo en dos modos, barotrópico y baroclínico.

En el modo barotrópico, se considera que las isóbatas (isolíneas de presión) son paralelas a los isopicnas (isolíneas de densidad), es decir las diferencias de densidad en el interior de las capas entre isóbatas son ignoradas, mientras que en el modo baroclínico las isolíneas de presión y densidad no son paralelas entre sí, es decir el gradiente de presión de presión horizontal varía con la profundidad (Knauss, 1997)^[36].

La división de modo se realiza con un filtro temporal, en donde se asegura que la ecuación de continuidad (conservación de las propiedades) tenga solución en cada una de los niveles discretizados, previo a la eliminación de restricciones de cambios pequeños en la superficie libre. Los pasos de tiempo utilizan esquemas de Leapfrog, Adams-Moulton y de predictor-corrector que mediante ecuaciones de tercer orden resuelven los procesos de advección. Los términos de difusión vertical son tratados con el esquema de Crank-Nicholson para reducir las restricciones debido a grandes tasas de cambio de mezcla vertical en las capas límites (Machu, 2010)^[37].

ROMS se basa en los siguientes supuestos:

-La aproximación hidrostática: en donde la ecuación de movimiento en la componente vertical se reduce al equilibrio entre la gravedad y el gradiente de presión vertical.

-La aproximación de Boussinesq: que sugiere que la densidad es constante si las variaciones de dicha variable son pequeñas en todas las ecuaciones, a excepción del término gravitacional.

-Enfoque de Reynolds: que sugiere la hipótesis que el flujo turbulento alcanza la estabilidad a pequeña escala.

El modelo resuelve las siguientes ecuaciones principales, véase en la tabla V la descripción de cada uno de los términos:

VARIABLE	DESCRIPCION
K_C, K_m	Difusividad, Viscosidad vertical arremolinada
$C(x,y,z,t)$	Concentración (valor escalar de temperatura o salinidad)
Q_c	Flujo de calor
ρ_o	Densidad superficial
τ_{S_x}, τ_{S_y}	Esfuerzo de viento superficial en la dirección x,y (zonal, meridional)
τ_{b_x}, τ_{b_y}	Esfuerzo de fondo en la dirección x,y (zonal, meridional)
$\zeta(x,y,t)$	Elevación de la superficie libre
w, u, v	Componentes (x,y,z) del vector velocidad \bar{v}
ν, ν_θ	Viscosidad molecular y de difusión
$\mathcal{D}_C, \mathcal{D}_V, \mathcal{D}_u$	Términos horizontales de difusividad
$\mathcal{F}_C, \mathcal{F}_V, \mathcal{F}_u$	Términos de fricción, forzamiento
$h(x,y)$	Profundidad del fondo marino bajo el nivel del mar
P	Presión
$\Phi(x,y,z,t)$	Presión dinámica
t	Tiempo
$S(x,y,z,t)$	Salinidad
$T(x,y,z,t)$	Temperatura potencial
x,y	Coordenadas horizontales
z	Coordenada vertical
$S(\sigma)$	Coordenadas sigma

Tabla V.- Descripción de las Variables

3.1.1 Ecuaciones de Movimiento

Como se ha mencionado anteriormente, ROMS se basa en las ecuaciones primitivas del océano, resolviendo así las ecuaciones de Navier Stokes y de Reynolds por medio de asunciones hidrostáticas y de Boussinesq.

Las ecuaciones que gobiernan los procesos físicos en el océano son mostradas a continuación en coordenadas cartesianas:

-Ecuación de momento, también llamada tasa de cambio de momento, proviene de la segunda ley de Newton, para el movimiento de masa de un volumen finito. Esta expresión matemática incluye las principales fuerzas actuantes sobre dicho volumen, como la fuerza de presión (presión dinámica), de gravedad, de coriolis, el efecto de viscosidad, procesos de difusión, fuerzas de fricción en las tres componentes (x, y, z).

En las ecuaciones de momento no se han considerado variaciones de densidad en las componentes longitudinales (x, y), sin embargo si se incluye en la fuerza de empuje en las ecuaciones de momento vertical.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u - fv = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{u'w'} - v \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \mathcal{F}_u + \mathcal{D}_u \quad (\text{ec. 3.1})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v - f_u = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{v'w'} - v \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \mathcal{F}_v + \mathcal{D}_v \quad (\text{ec. 3.2})$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{-\rho g}{\rho_0} \quad (\text{ec. 3.3})$$

De la ecuación 3.1, 3.2, y 3.3 se describen cada uno de los términos:

$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u$, $\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v$ son los términos de aceleración de un fluido según la segunda Ley de Newton.

f_v y f_u es la Fuerza de Coriolis, referente a la fuerza que ejerce la rotación de la tierra.

$\frac{\partial \Phi}{\partial x}$, $\frac{\partial \Phi}{\partial y}$ y $\frac{\partial \Phi}{\partial z}$ es la Fuerza debido a la presión hidrostática, también llamada fuerza de presión.

$\frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{u'w'} - v \frac{\partial u}{\partial z} \right)$ y $\frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{v'w'} - v \frac{\partial v}{\partial z} \right)$ son Términos de parametrización del esfuerzo de Reynolds, para un flujo turbulento en donde los cambios de momento se dan rápidamente debido a procesos netamente moleculares.

$\mathcal{F}_u + \mathcal{D}_u$ y $\mathcal{F}_v + \mathcal{D}_v$ son las Fuerzas de Fricción.

-La ecuación de continuidad para un flujo incompresible:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{ec. 3.4})$$

-La tasa de cambio de las concentraciones de salinidad y temperatura es gobernada por los procesos de difusión y advección.

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla C = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{C'w'} - v_{\theta} \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \mathcal{F}_C + \mathcal{D}_C \quad (\text{ec. 3.5})$$

-La ecuación de estado, que permite calcular la densidad en función de la temperatura, salinidad y presión.

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (\text{ec. 3.6})$$

En donde las ecuaciones son parametrizadas con el esfuerzo de Reynolds y del flujo trazador turbulento:

$$\overline{u'w'} = -K_M \frac{\partial u}{\partial z}; \overline{v'w'} = -K_M \frac{\partial v}{\partial z}; \overline{C'w'} = -K_C \frac{\partial C}{\partial z} \quad (\text{ec. 3.7})$$

Los esquemas utilizados para aproximaciones de los términos turbulentos en la mezcla vertical, hacen la diferencia entre los modelos de nueva generación, entre ellos el ROMS, SYMPHON y POM. El modelo que ha sido elegido para las simulaciones en las aguas ecuatorianas usa el esquema de

parametrización K-Profile, propuesto por Large et al. en 1994^[38], que considera; además de las condiciones locales, las no locales de la turbulencia oceánica, permitiendo así calcular los coeficientes de viscosidad vertical para situaciones estables, no estables y neutras de los trazadores pasivos (o variables escalares como la temperatura y salinidad del mar). Dicho esquema, considera las velocidades de corte turbulento, escalas de las velocidades turbulentas, y las estructuras en la capa límite que incluyen las plumas verticales, ondas kelvin-Heelmholtz y ondas internas de gravedad (Li et al., 2001)^[39].

3.1.2 Coordenadas Curvilíneas Terrain-Following

Las coordenadas con que trabaja el modelo están definidas en base a la topografía del suelo marino y a los límites del océano donde se encuentra la plataforma continental. Estas coordenadas resultan de una transformación de tipo cartesianas a curvilíneas, en donde los niveles de profundidad son calculados en función de la densidad y no de la presión como en los modelos lineales, y la latitud y longitud son expresadas a través de pares ordenados (ξ, η) .

Con los códigos del modelo, internamente se determina un volumen finito, con pasos de tiempos limitados discretizados

para las ecuaciones de las variables trazadores (temperatura y salinidad), para así eliminar conflictos en la conservación integral de las propiedades asociadas a la superficie libre, es decir el volumen de control generado se subdivide en volúmenes más pequeños en los cuales se calculan las ecuaciones mencionadas. El sistema de coordenadas resultante es no ortogonal.

Los niveles de profundidad se ajustan al sistema de coordenadas sigma que consideran a la densidad como no uniforme. La ventaja de utilizar este tipo de coordenadas es que permite una mejor representación de los campos de continuidad, tales como la advección de la temperatura en áreas donde el terreno varía considerablemente, además proporciona mayor resolución en el estrato próximo al suelo marino, con lo cual se definen de manera más clara los procesos de la capa límite como la turbulencia.

En la ec (3.8) se muestra la variable z (nivel cartesiano de profundidad) en función de la coordenada sigma S (σ), en donde σ es la fracción de la distancia desde la superficie y va de 0 (superficie libre) a -1 (fondo) y la longitud total de la columna de agua, y h como la profundidad en los puntos de la malla

horizontal x , y . La coordenada sigma representa el estrechamiento que se aplica sobre los niveles, a fin de reducir los costos computacionales al estimar los niveles de profundidad.

$$z(x, y, \sigma) = S(\sigma) \cdot h(x, y) \quad \text{ec(3.8)}$$

Obsérvese en la Figura 3.1, un ejemplo de la coordenada vertical sigma.

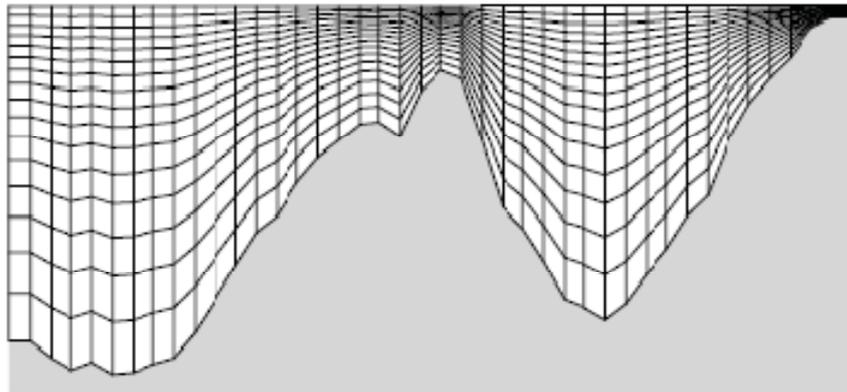


Figura 3.1. - Coordenada vertical sigma.

Fuente: S-coordinate of Song and Haidvogel, 1994 with $h_s = 3$ and $h_b = 0.01$ (Shchepetkin and McWilliams, 2005)^[34]

Las coordenadas horizontales curvilíneas, son usadas para mejorar la resolución del dominio a simular, especialmente en áreas cercanas a los límites costeros. Estas coordenadas transformadas son incluidas en la malla de Arakawa C, la cual

permitirá que internamente los cálculos de las velocidades zonales (u) se den en las caras laterales de las subdivisiones de la grilla y de las meridionales (v) en las caras superiores e inferiores, mientras que la densidad (ρ) es evaluada en el centro de cada subdivisión para m niveles de profundidad, como se muestra en la figura 3.2.

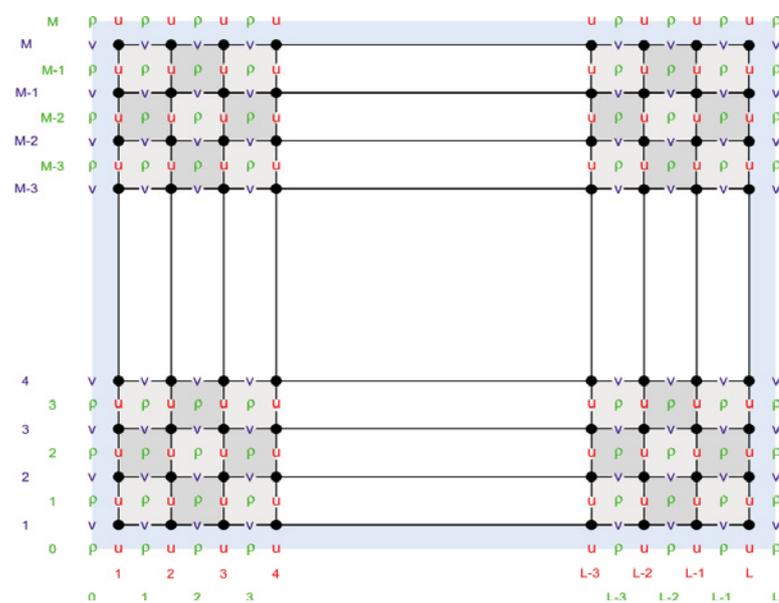


Figura 3.2.- Malla horizontal de ROMS

Fuente: MYROMS^[40]

3.1.3 Condiciones Iniciales y de Borde

Las condiciones de borde son determinadas para el eje vertical y horizontal, que mediante discretización espacial, el modelo logra obtener información en las subdivisiones de la malla que se encuentran en las fronteras.

ROMS utiliza dos tipos de condiciones para las fronteras en el eje vertical, siendo estas la de superficie libre y fondo.

En el límite superficial ($z = \zeta(x,y,t)$) del volumen finito a simularse, los procesos que influyen son:

-El *flujo de calor* desde la atmósfera hacia océano (ec. 3.9), en donde se incluye la temperatura superficial y se parametrizan los campos atmosféricos.

$$K_C \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{Q_c}{\rho_o C_P} \quad \text{ec(3.9)}$$

-La *tensión que ejercen los vientos* en la superficie del océano (ec. 3.10 y 3.11) en las direcciones zonales(x) y meridionales (y).

$$K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{S_x} \quad \text{ec(3.10)}$$

$$K_m \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{sy} \quad \text{ec(3.11)}$$

; además de la velocidad vertical en la superficie libre.

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad \text{ec(3.12)}$$

En cuanto a las variables de fondo ($z = -h(x, y)$), se asume que no existe flujo de concentración que atraviese el límite de fondo, véase ecuación 3.13 y 3.14:

$$K_C \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad \text{ec(3.13)}$$

$$K_C \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad \text{ec(3.14)}$$

Se incluyen los términos de cizallamiento de fondo en los componentes de velocidad (en ambas direcciones x, y), como se muestra en la ecuación 3.15, 3.16, y la velocidad vertical en la ecuación 3.17:

$$K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{bx} \quad \text{ec(3.15)}$$

$$K_m \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{by} \quad \text{ec(3.16)}$$

$$w = u \cdot \nabla H \quad \text{ec(3.17)}$$

3.1.4 Condiciones de Borde Horizontal

El modelo se basa en un dominio rectangular, en el cual pueden enmascararse los puntos de grilla que corresponden a tierra o mar. Las condiciones que provee el modelo son aplicadas a las componentes de velocidad, temperatura, salinidad y de superficie libre, para preservar las propiedades de no ganar o perder momento de volumen integrado, o de las concentraciones de los escalares a través de los bordes norte, sur, este y oeste del dominio.

De tal forma que para las variables mencionadas, la ecuación que satisface el criterio es mostrada en la ecuación 3.18 para los límites este y oeste, mientras que la ecuación 3.19 se refiere a los límites norte y sur.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(v \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \right) = 0 \quad \text{ec(3.18)}$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(v \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) = 0 \quad \text{ec(3.19)}$$

Por medio de la discretización espacial, el modelo obtiene las condiciones iniciales y de frontera (Marchesiello et al. 2001)^[35].

3.2. Herramientas de ROMSTOOLS

ROMSTOOLS (Penven et al., 2005)^[19], es un conjunto de herramientas integradas en scripts para MATLAB, desarrolladas para generar la malla del dominio a simular, forzamiento superficial, condiciones iniciales,

condiciones de borde abierto, simulaciones interanuales y climatológicas de las variables del océano.

El modelo ha sido diseñado para usar arquitecturas paralelas de computadoras, permitiendo así resolver gran cantidad de ecuaciones con el código de programación, además ha sido diseñado para compartir memoria. La paralelización permite un óptimo uso de los procesadores, haciendo simultáneamente los cálculos y dividiendo en dos dimensiones y subdominios. (Marchesiello et al. 2003)^[41].

La versión de ROMS del IRD, que se utilizó para las simulaciones fue obtenida del portal del Centro de Modelado Científico (CMC), la cual agrega una configuración para la región de Venezuela al conjunto de herramientas de la versión IRD, las corridas se hicieron en uno de los servidores de CMC, GAIA de 8 procesadores, bajo el sistema operativo SCIENTIFIC LINUX.

Cabe mencionar, que uno de los requisitos del modelo es el software MATLAB (versión LINUX, 2008) sobre el cual se ejecutan los scripts y visualizan las salidas. Los pasos de instalación y requisitos son detallados en el manual de ROMS, desarrollado por investigadores del IRD (Penven, et al., 2005)^[19].

En el modelo se editaron cinco archivos importantes para el pre y post procesamiento:

-En el *pre-procesamiento*, el archivo *romstools_param*, donde se determina la configuración de los parámetros necesarios para las simulaciones en un dominio. Para ello se editó el archivo como se muestra en los cuadros 3.1, 3.2, 3.3, 3.4 y 3.5.

El nombre que se dio a la simulación fue '*Proyecto CMC-ESPOL Validación ROMS Ecuador*' para un área mayor a la de estudio, con ello se evita que los errores de estabilización del modelo en las fronteras estén incluidos en el dominio de interés (1.5°N-3.5°S, 79°W-92°W), véase cuadro 3.1.

La resolución del modelo es de 10km (0.09°x0.09°) para la construcción de las coordenadas horizontales, y de 32 niveles de profundidad para las coordenadas verticales sigma con estrechamiento.

Los parámetros para la grilla vertical fueron: $\theta_s = 6$ y $\theta_b = 0$, es decir con mayor resolución en los niveles cercanos a la superficie y sobre los estratos correspondientes a h_c , en donde h_c es 0.9 de la profundidad de transición entre los niveles superficiales y los de fondo, siempre menor que la profundidad mínima (h_{min}); estos parámetros

deberán ser los mismos en el archivo `roms_inter.in`. Para las simulaciones se eligió una capa de esponja en las fronteras de 800m de ancho, dicha configuración forma parte del archivo `roms_inter.in`.

A pesar que las coordenadas `terrain-following` permiten simular una topografía más realista, se requiere de cierta suavización de las pendientes del terreno para evitar errores del gradiente de presión, dicho parámetro (`rtarget`) se ha mantenido de la configuración inicial, previendo que no sea mayor a 0.2, véase cuadro 3.2.

El modelo se corrió para condiciones de fronteras abiertas, dado que el objetivo del presente estudio no fue el de simular corrientes, sino las variables trazadoras o pasivas (temperatura y salinidad del mar), no necesitando restringir así las fronteras debido al área continental, además de ello se generará un archivo de condiciones iniciales por cada corrida de período.

El período de las simulaciones correspondió a los años 2002 (de agosto a octubre), 2005 (de septiembre a noviembre) y 2009 (de agosto a octubre), la configuración de los parámetros temporales puede apreciarse en el cuadro 3.4.

General parameters

```
% ROMS title names and directories
%
ROMS_title = 'Proyecto CMC-ESPOL Validacion ROMS Ecuador'
```

Cuadro 3.1.- Configuración de parámetros generales

Grid parameters

```
lonmin = -105; [degree east]
lonmax = -79;  [degree east]
latmin = -15;  [degree north]
latmax = 10;  [degree north]

% Grid resolution [degree]
dl = 0.09;

% Number of vertical Levels
N = 32;

% Vertical grid parameters
theta_s = 6.;
theta_b = 0.;
hc      = 0.9;

hmin = 300 ; %1

hmax_coast = 500; %3

% Slope parameter (r=grad(h)/h)
rtarget = 0.0450; %do not exceed 0.2
```

Cuadro 3.2.- Configuración de parámetros de grilla

Open boundaries and initial conditions parameters

```

% Open boundaries switches (! should be consistent with
cppdefs.h !)
%
obc = [1 1 1 1]
%[1 1 1 1]; % open boundaries (1=open , [S E N W])
%
makeini=1;    %1: process initial data
makeclim=1;   %1: process lateral boundary data
makebry=1;    %1: process boundary data
%
makeoa=1;     %1: process oa data (intermediate file)
insitu2pot=1; %1: transform in-situ temperature to potential
temperature
makeZbry=1;   %1: process data in Z coordinate

```

Cuadro 3.3.- Configuración de parámetros de fronteras
abiertas y condiciones iniciales

Temporal parameters

```

Yorig      = 1900;          % reference time for vector time
                                % in roms initial and forcing files
%
Ymin       = 2007;          % first forcing year
Ymax       = 2007;          % last forcing year
Mmin       = 8;             % first forcing month
Mmax       = 9;             % last forcing month
%
Dmin       = 1;             % Day of initialization
Hmin       = 0;             % Hour of initialization
Min_min    = 0;             % Minute of initialization
Smin       = 0;             % Second of initialization

```

Cuadro 3.4.- Configuración de parámetros temporales

Dado que los meses de los cruceros no fueron seguidos, se hicieron corridas interanuales para cada uno de los períodos de crucero, para lo cual la data de entrada para el forzamiento atmosférico utilizada fue de NCEP, y para las condiciones de borde e iniciales ECCO, dichas bases de datos ya han sido mencionadas en el anterior capítulo, véase cuadro 3.5.

```

Parameters for Interannual forcing
%
% Path to Forcing data
%
FORC_DATA_DIR = [RUN_dir,'DATA/'];
%
Download_data = 1;           % Get data from the
OPENDAP sites
%
% Options for make_NCEP
%
NCEP_dir= [FORC_DATA_DIR,'NCEP_',ROMS_config, '/']; % NCEP
data directory
makefrc   = 1;               % 1: Create forcing files
makeblk   = 1;               % 1: Create bulk files
add_tides = 0;               % 1: Add the tides (To be done...)
%
NCEP_version = 1;           % NCEP version:
%                               (1: NCEP/NCAR Reanalysis, 1/1/1948 -
present
%                               2: NCEP-DOE Reanalysis, 1/1/1979 -
12/31/2001)
%
% Options for make_OGCM
%
OGCM      = 'ECCO';         % Select the OGCM: SODA, ECCO,..

```

Cuadro 3.5.- Configuración de parámetros de forzamiento interanual

Del pre-procesamiento se generó la siguiente batimetría del área de estudio, del cual los parámetros calculados para los archivos de post-procesamiento fueron $LLm0=287$, $MMm0=280$, $N=32$, que corresponden al número de cuadrículas de la malla en las direcciones x , y , z , respectivamente.

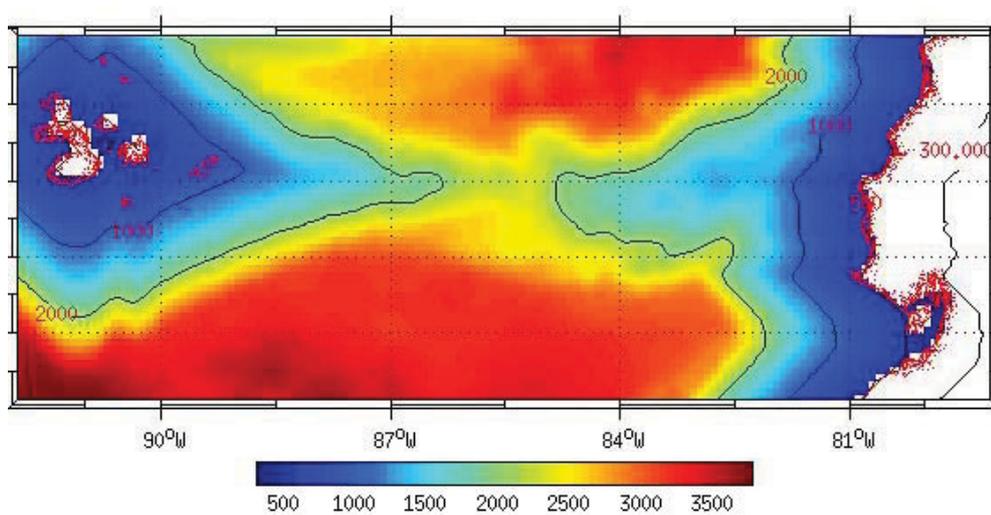


Figura 3.3.- Batimetría del área de estudio

Los pasos de las corridas interanuales están detallados en el manual de usuario del modelo (Penven et al., 2005)^[19].

Después de haber generado los archivos de condiciones iniciales y de forzamiento, los parámetros que fueron configurados en el anterior archivo deben ser editados con las mismas características en los scripts *param.h* y *cppdesfs.h*, como se muestra en el cuadro 3.6 y 3.7. Además de ello, las corridas se hicieron en modo paralelo, a fin de disminuir el

esfuerzo computacional y de aprovechar la paralelización (MPI-Message Passing Interface) con ocho nodos, lo que permitirá que conjuntos de operaciones simultáneas sean ejecutadas, en este caso por GAIA, realizadas a través de compiladores Fortran.

```
#elif defined Regional
#if defined ProyectoCMC-ESPOLEcuador
    parameter(LLm0=287,MMm0=280, N=32)
#endif
#else
    parameter(LLm0=229,MMm0=225, N=32)
#endif
# undef OPENMP
# define MPI
#ifdef MPI
    integer NP_XI, NP_ETA, NNODES
    parameter (NP_XI=2, NP_ETA=4, NNODES=NP_XI*NP_ETA)
    parameter (NSUB_X=1, NSUB_E=1, NPP=1)
#else
    parameter (NSUB_X=1, NSUB_E=1, NPP=1)
#endif
```

Cuadro 3.6.- Configuración del archivo param.h

```
Define Proyecto CMC-ESPOLEcuador
```

Cuadro 3.7.- Configuración del archivo cppdesfs.h

El modelo requiere solo una vez ser compilado, luego de ello ya pueden correrse los scripts para las simulaciones interanuales, téngase en cuenta que el parámetro a editar en el archivo run_roms_inter.csh, es el tiempo o período a correr y como en este caso se optó por la

paralelización, fue necesario configurar la forma en que se llevarían a cabo los procesos (por medio de MPI con 8 procesadores), véase cuadro 3.8.

```

set BULK_FILES=1
set FORCING_FILES=1
set CLIMATOLOGY_FILES=1
set BOUNDARY_FILES=0

set NY_START=2002
set NY_END=2002
set NM_START=8
set NM_END=9
# Restart file - RSTFLAG=0 --> No Restart
#           RSTFLAG=1 --> Restart
#
set RSTFLAG=0
set TIME_SCHED=1
/opt/mpich-1.2.7p1/bin/mpirun -np 8 -machinefile mpd.hosts
.$CODFILE ${MODEL}_${TIME}_inter.in >
${MODEL}_${TIME}.out

```

Cuadro 3.8.- Configuración del archivo run_roms_inter.csh

Las salidas del modelo fueron obtenidas en dos archivos, uno histórico y otro de promedio, en el caso del archivo promedio el registro de las variables fueron diarios para cada mes de corrida. Los pasos de tiempo del modelo fueron de 5400 segundos, mientras que el número de veces que deben darse dichos pasos de tiempo son calculados por el mismo modelo, véase cuadro 3.9.

En donde, NAVG equivale al número de pasos de tiempo por el cual

deberá hacer un promedio, y se calcula dividiendo NUMTIMES, que es el número de pasos total para la corrida de un mes que se obtiene al ejecutar el script *run_roms_inter.csh*. Para el análisis de la presente tesis, cada mes de 30 días está alrededor de 1440 pasos que divididos para los 30 días, se obtiene que el archivo de salida estará compuesto por promedios diarios de 48 pasos de tiempo. Para el registro histórico se eligió que sea uno por cada mes, esto es cada 1440 pasos, aproximadamente. Para la configuración de los parámetros del archivo *roms_inter.in*, no fue necesario reemplazar el valor de NUMTIMES, puesto a que a diferencia de otras versiones de ROMS, este se actualizaba internamente.

```

title:
  ProyectoCMC-ESPOLEcuador
time_stepping: NTIMES dt[sec] NDTFAST NINFO
  NUMTIMES 5400 60 1
S-coord: THETA_S, THETA_B, Hc (m)
  6.0d0 0.0d0 0.9d0
grid: filename
  roms_grd.nc
forcing: filename
  roms_frc.nc
bulk_forcing: filename
  roms_blk.nc
climatology: filename
  roms_clm.nc
boundary: filename
  roms_bry.nc
initial: NRREC filename
  1
  roms_ini.nc
restart: NRST, NRPFRST / filename
  NUMTIMES -1
  roms_rst.nc
history: LDEFHIS, NWRT, NRPFHIS / filename
  T NUMTIMES 0
  roms_his.nc
averages: NTS AVG, NAVG, NRPF AVG / filename
  1 48 0
  roms_avg.nc

```

Cuadro 3.9.- Configuración del archivo roms_inter.in

3.3. Spin Up del Modelo

Los modelos oceánicos necesitan encontrar un punto de equilibrio estadístico a partir del cual, los errores de la energía cinética de las variables se reducen y tienden hacia un valor asintótico, sobre el cual las diferencias de magnitud en torno al tiempo son considerablemente pequeñas. A esto se le llama el Spin-up del modelo y es el tiempo que

el modelo oceánico toma en alcanzar dicha estabilización.

Dependiendo de lo que se estudie en las simulaciones, es decir variables trazadoras o de circulación, series climatológicas o períodos cortos (de meses) el tiempo de estabilización puede variar, además los estratos a analizarse en el océano influyen en el spin up, es decir para estratos superficiales se requiere menos tiempo que para los niveles del fondo del océano.

De igual forma, para procesos largos en el océano como un evento ENOS, los tiempos de estabilización son de algunos años, siendo 9 meses para las ondas Rossby y 3 meses para las ondas Kelvin; además se hace distinción en cuanto a la latitud, siendo mayor el tiempo de estabilización hacia latitudes medias que para la zona ecuatorial (Kantha and Clayson, 2000)^[42].

Estudios de circulación oceánica como el análisis del sistema de corriente de Perú (Penven et. al 2005)^[19] y de la corriente de California (Marchesiello et. al, 2003)^[41], citan que la estabilización del modelo toma dos años para una climatología de 10 años. Otros análisis como el de la circulación de la isla de Hawaii (Kersalé, 2008)^[43] revelan que el modelo se estabiliza al final del primer año para un tiempo igual de climatología que los anteriores estudios. Y del estudio de la circulación en la cuenca Canary (Mason, 2008)^[44], se refieren a cuatro años de

estabilización en los cuales se incluye el ciclo estacional con una climatología de 50 años (Mason, 2008)^[44].

Para las simulaciones de tres meses, el modelo alcanza la estabilización luego del día 30, cómo se muestra en la figura 3.4, en donde el promedio del volumen de la energía cinética superficial alcanza valores cercanos a 30 cm/s^2 , mientras que para el promedio de la energía superficial cinética no se logra apreciar algún tipo de oscilación estacional y los valores van de 1000 a 2000 cm/s^2 , la anomalía de volumen así como el volumen de las variables salinidad y temperatura comienza a disminuir a finales del primer mes.

Del diagnóstico realizado por los estudios anteriores, se puede acotar que los valores calculados, son ligeramente superiores a los citados por los anteriores autores, dichas diferencias pueden deberse a que los tres meses (agosto-septiembre-octubre, septiembre-octubre-noviembre) de simulación forman parte del período del ciclo estacional, además que no se ha corrido para alguna climatología que permita incluir la variabilidad estacional de las variables.

Por otro lado, los meses de agosto a octubre y de septiembre a noviembre, no son característicos de presentar en el océano las máximas y mínimas temperaturas del agua superficial, siendo estos meses de transición de la época fría hacia la cálida del ciclo estacional.

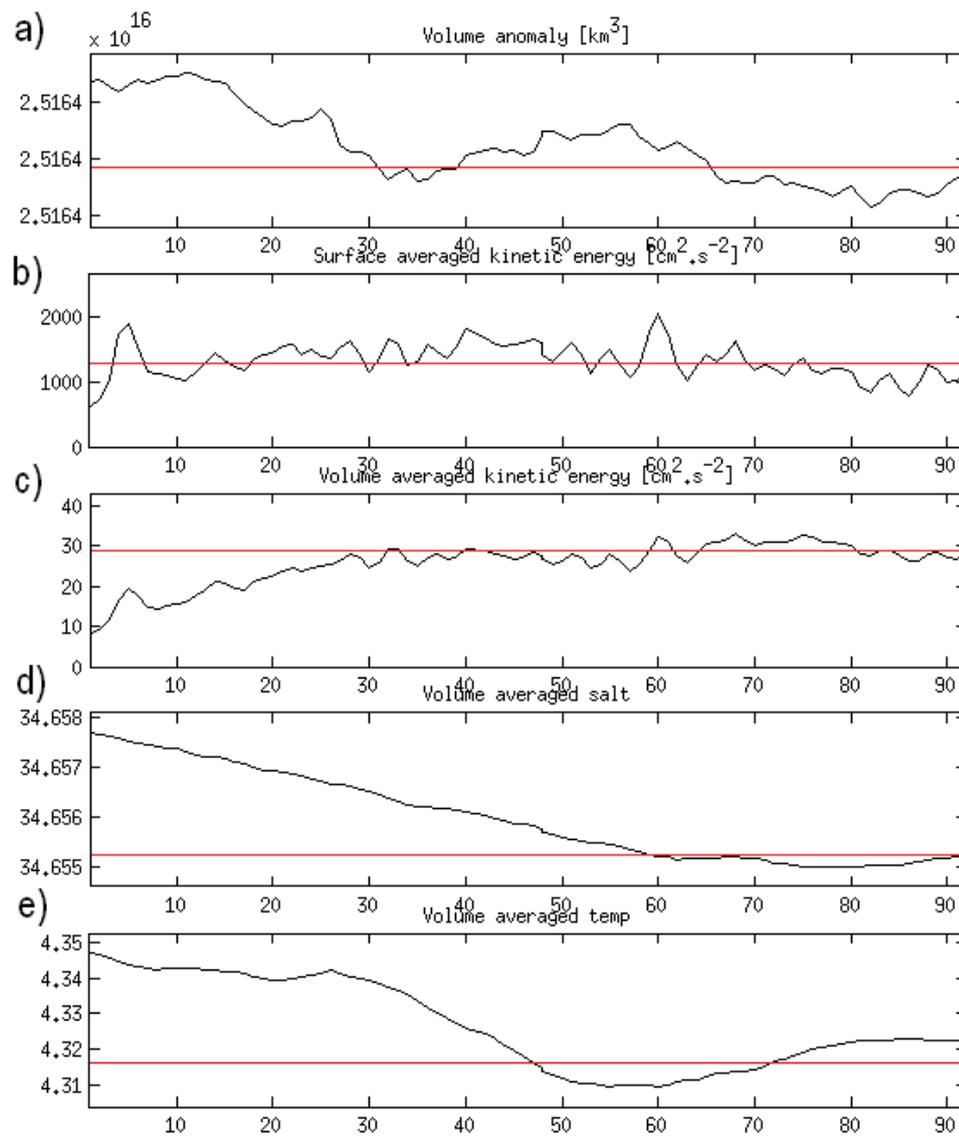
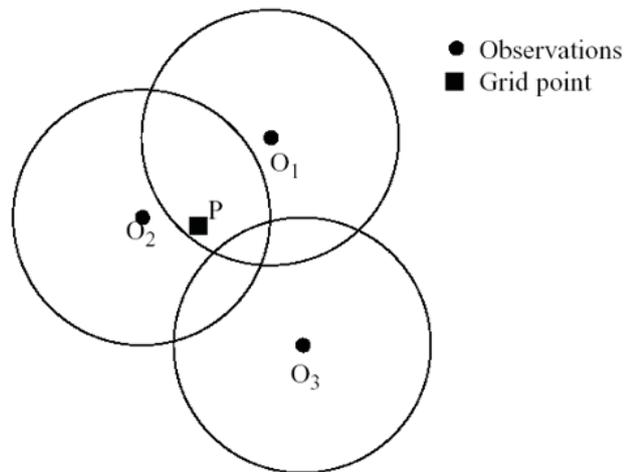


Figura 3.4.- Tiempo de evolución de diferentes variables: anomalía de volumen, promedio de la energía cinética superficial, promedio del volumen de energía cinética, promedio del volumen de salinidad y de temperatura, gráfico (a,b,c,d,e) respectivamente.

3.4. Método de Interpolación CRESSMAN-POISSON

Los datos de temperatura y salinidad de los cruceros oceanográficos fueron homogenizados en todo el dominio espacial, a través del método de interpolación y de análisis objetivo Cressman (Cressman, 1959)^[45] y Poisson, que consistió en un proceso de múltiples correcciones de los valores en los puntos de la malla a través de combinaciones lineales de residuos entre los valores observados y pronosticados, que después son suavizados. Estos residuos son ponderados de acuerdo a la distancia entre el punto de grilla y el valor observado, generalmente este esquema de interpolación empieza con valores de “primera aproximación” como los pronósticos numéricos de las variables a interpolarse, dichos valores en cada punto de la malla son ajustados sucesivamente en base a la cercanía de las observaciones a través de una serie de escaneos de la data. Para lo cual, se utiliza un radio de influencia que determina el tamaño del círculo que contiene a las observaciones, como se observa en la figura 3.5, el cual se reducirá con los sucesivos escaneos para construir una malla más densa, homogénea y de mayor precisión de los datos, en este caso de temperatura y salinidad.



Observations O_1 and O_2 influence grid point P, O_3 does not.

Figura 3.5.- Esquema de los Radios de Influencia, análisis objetivo Cressman. Fuente:NCEO^[46]

Esta técnica permite hacer las correcciones, ponderando los residuos entre el valor observado y pronosticado, con la siguiente expresión matemática: $W = (R_2 - r_2)/(R_2 + r_2)$, donde R es el radio de influencia y r es la distancia desde la estación oceanográfica hacia el punto de malla. El valor interpolado y corregido Z_3 está dado por la ec.3.20, en donde Z_2 es el valor anterior del escaneo, z_{oj} es el valor observado y z_{bj} es el valor de campo de fondo calculado por interpolación lineal en el escaneo anterior para la misma estación j , en este caso j es la estación oceanográfica.

$$Z_3 = Z_2 + \frac{\sum[W \cdot (z_{oj} - z_{bj})]}{\sum[W]} \quad \text{ec(3.20)}$$

La técnica interpola la data de estación a una malla (de latitud y longitud) definida por el usuario en base a la densidad de las observaciones.

En cada escaneo, un nuevo valor es calculado para cada punto de la malla con el factor de corrección, el cual se determina al analizar cada estación dentro del radio de influencia, siendo este la diferencia entre el valor de la estación y el valor que se calcula en el punto por la interpolación de la malla hacia la estación. Como se ha mencionado, la ponderación de la distancia se aplica a los errores en el radio de influencia que se dan entre los puntos de la malla y los calculados, para lo cual los puntos cercanos a los de la malla tendrán mayor ponderación, mientras que si la distancia se incrementa las observaciones tendrán menor ponderación.

Este método de interpolación, además de ser fácil de calcular y más preciso que el de una interpolación lineal, tiene la restricción de que el número de puntos de la malla no puede ser mayor al de las estaciones oceanográficas.

Los datos de “primera aproximación” corresponden al promedio mensual de cada variable a analizarse desde el 2001 al 2007, siendo septiembre para el año 2002 y octubre para 2005 y 2009, períodos en

que se realizaron los cruceros oceanográficos, cómo se detalla en la tabla V.

Estos datos fueron obtenidos de la base de datos SODA^[28], versión 2.0.2-4 para datos asimilados y de reanálisis de las variables temperatura y salinidad para los 75 primeros niveles, los cuales han sido tomados como datos de campo para el método de corrección, véase tabla VI:

Período (CARTON-GIESE SODA) como “Primera Aproximación”	Período del Análisis Objetivo Cressman – Poisson.
Promedio de Septiembre (2001-2007)	Año 2002
Promedio de Octubre (2001-2007)	Año 2005, 2009

Tabla V.- Descripción de los periodos de temperatura y salinidad del mar para el análisis objetivo Cressman-Poisson

Profundidad (CARTON-GIESE SODA)	Profundidad (Análisis Cressman)	Dominio Espacial
5 m	0 m	79°W-100°W 5°N-5°S
5 m	10 m	
25 m	20 m	
35 m	30 m	
46 m	50 m	
70 m	75 m	

Tabla VI.- Descripción de los datos de temperatura y salinidad (Carton-Giese SODA) para el análisis objetivo Cressman-Poisson

En la interpolación, se tomó la misma resolución de las simulaciones, es decir 10 km.

3.5. Ajuste de la Malla

Las matrices de datos de temperatura y salinidad del mar, correspondientes a las salidas del modelo y de los generados en el análisis objetivo Cressman-Poisson, difieren en las estaciones o puntos de la malla que contienen datos. Para lo cual, fue necesario un remallado y transformación de coordenadas curvilíneas (`lat_rho` y `lon_rho`), de las corridas del modelo, a coordenadas cartesianas, del análisis objetivo.

Esto se realizó, a través del Lenguaje de Comandos de NCAR (NCL – NCAR Command Language), desarrollado por el Centro Nacional de

Investigación de la Atmósfera (NCAR) para el procesamiento de data científica.

3.6. Metodología-Estadística

Variables Predictoras y Predictandos

En esta sección, la metodología estadística se basa en dos tipos de variables independientes “X” que son los pronósticos y las dependientes “Y” que son los predictandos (ec. 3.21), que corresponden a los valores observados de temperatura y salinidad del mar.

$$Y = a + bX \quad \text{ec(3.21)}$$

Métodos de Verificación de Pronósticos

La evaluación de los pronósticos es importante para categorizar su uso en los diferentes servicios con fines científicos, administrativos y económicos, además de proveer el suficiente sustento estadístico para realizar “correcciones” a los pronósticos, antes de ser utilizados.

La validación del modelo ha sido realizada a través de métodos de verificación para evaluar la calidad de los pronósticos de las cantidades escalares continuas, en este caso de temperatura y salinidad del mar.

Los criterios utilizados se basan en medidas de métricas precisión y de

sesgo, que miden la relación y cercanía entre los conjuntos de datos de los pronósticos y observaciones de los predictandos.

3.6.1. Métricas Estadísticas

En el análisis estadístico, una vez que se homogenizó el dominio de estudio y que ambas matrices de datos tanto de las salidas del modelo y de los datos observados homogenizados, se calcularon las siguientes métricas (Jolliffe and Stephenson.2003^[47], Wilks, 2006^[48]):

3.6.1.1. Precisión

Se refiere al promedio correspondiente entre los valores individuales de los pronósticos y de los observados, es una medida escalar que mide la precisión en un solo valor para calificar la calidad del conjunto de pronósticos. Existen dos medidas escalares para la precisión de los pronósticos para predictandos continuos, como lo es en el caso de la temperatura y salinidad del mar.

El primero es el Error Medio Absoluto o Mean Absolute Error (MAE), que mide el grado de compensación entre los errores positivos y negativos de los pronósticos, descrito por la ecuación 3.22, en donde n es el número

de pares de pronósticos y observaciones, Y_k y O_k son los valores en la k -ésima posición del conjunto de pronósticos y observaciones, respectivamente. Nótese, que si MAE es 0, el pronóstico sería perfecto, mientras que se incrementa cuando el par de datos difieren entre sí.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n |Y_k - O_k| \quad \text{ec(3.22)}$$

Esta métrica es más resistente a errores de los valores extremos, y es considerado como el error medio sistemático.

Wilks (2006)^[48] manifiesta que dicha métrica de verificación es frecuentemente usada para los pronósticos de temperatura.

La segunda medida de precisión para pronósticos no probabilísticos es el Error Medio Cuadrático o Mean Squared Error (MSE), que mide la diferencia media cuadrática entre los pares de valores de pronósticos y predictandos, esta métrica es más sensible a identificar errores mayores o valores extremos que los que se calculan con MAE, cuya expresión matemática es

mostrada en la ecuación 3.23:

$$\text{MSE} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (Y_k - O_k)^2 \quad \text{ec(3.23)}$$

MSE puede también estar expresada como la Raíz del Error Cuadrático Medio o Root Mean Square Error (RMSE) $\text{RMSE} = \sqrt{\text{MSE}}$, que mantiene las mismas dimensiones físicas de las variables y es considerada como una magnitud típica para los errores de los pronósticos.

3.6.1.2. Sesgo

También llamado Error Medio Sistemático (BIAS), mide la correspondencia entre el promedio de los pronósticos y el promedio de los valores observados del predictando:

$$\text{BIAS} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (Y_k - O_k) \quad \text{ec(3.24)}$$

Esta métrica muestra el sesgo de los pronósticos a través de la diferencia entre el promedio de los pronósticos y el promedio de las observaciones. Con esta medida puede calificarse a los pronósticos como sobrestimados si el BIAS es mayor a 0, mientras que si es menor a 0, subestima la variable. Nótese que no está en la magnitud

típica de los errores del pronóstico y que no es una medida de precisión.

Téngase en cuenta que para pronósticos altamente correlacionados con las observaciones, es necesario que los valores de MSE sean bajos, y que pueda observarse en un diagrama de puntos que los valores observados y pronosticados muestren correspondencia a través de una línea recta con valores de correlación cercanos a 1 y que la pendiente sea igual a 2.

El fin de obtener los valores de estas medidas de verificación, es el de realizar correcciones a los pronósticos y así remover los valores del BIAS que hayan sido determinados, con lo cual se reduce el valor de MAE.

3.6.1.3. Correlación

Existen otras medidas como el coeficiente de correlación, que refleja la asociación lineal entre dos variables como lo son los pronósticos y observaciones, el cual no es considerado como medida de precisión ya que es sensible a valores extremo.

Debido a las propiedades de invariancia, el coeficiente de correlación es considerado como una de las medidas más útiles de descripción de variables en las ciencias predictivas. Este coeficiente es también conocido como la Correlación de Pearson y está definida por la ecuación 3.25, en donde $cov(O, Y)$ es la covarianza entre las observaciones y pronósticos, $var(Y)$ y $var(O)$ son las varianzas de los pronósticos y observaciones, respectivamente.

$$\rho = \text{cor}(O, Y) = \frac{\text{cov}(O, Y)}{\sqrt{\text{var}(Y)\text{var}(O)}} \quad \text{ec}(3.25)$$

Téngase en cuenta que una correlación de +1/-1 (directa/inversa), implica una asociación lineal perfecta entre los pronósticos y observaciones, mientras que una correlación de 0 se refiere a que no existe una relación no lineal entre las variables.

CAPITULO 4

ANALISIS DE LOS RESULTADOS

En la presente sección, se analizarán los resultados de las métricas estadísticas de verificación. Recuérdese que los cálculos han sido realizados una vez que la matriz de datos observados fue homogenizada espacialmente y remallada a fin de tener la misma configuración que de las salidas del modelo.

4.1. Análisis de las Variaciones Espaciales de las Variables respecto a las Estimaciones del Modelo y la Homogenización de los Datos Observados

Los datos de temperatura y salinidad registrados en los cruceros oceanográficos, fueron interpolados y homogenizados según la técnica Cressman-Poisson descrita en el capítulo anterior, cómo una herramienta para interpolar datos oceanográficos así como se realiza con los datos meteorológicos.

En esta sección se describe la variación espacial entre los datos observados y modelados de la temperatura y salinidad del mar para los tres cruceros oceanográficos.

4.1.1. Temperatura del Mar

A nivel superficial, en el crucero de SEP/2002, las isotermas de temperatura tanto de los datos observados y del modelo ROMS (véase figura 4.1 a y b respectivamente), muestran valores de 26°C al norte de la región del OPEO, disminuyendo hacia el sur, observándose además en ambos mapas el FE está determinado por las isotermas de 23 y 25°C. En cuanto a las I. Galápagos puede notarse que al oeste de la costa insular, el modelo estima valores menores de temperatura que los observados y homogenizados. A nivel superficial puede

apreciarse que las isotermas mantienen el mismo patrón de distribución espacial.

En los 10m de profundidad, la distribución de las isotermas generadas por el modelo es similar a los datos observados, así como también al oeste de la costa insular, el modelo estima valores menores de temperatura. Existe poca variación espacial en las isotermas para los dos primeros niveles (0 y 10m), ya que son considerados como estratos superficiales, además recuérdese que para ambas profundidades se ha utilizado el mismo nivel de profundidad (5m) para inicializar la interpolación. El nivel de 20m y 30m, la mayoría de las isotermas muestran similitud en su distribución espacial, sin embargo el modelo no descarta la presencia de algunos núcleos en el centro sur del OPEO, que la homogenización no estima. Para los niveles de 50m y 75m, la distribución de las isotermas entre los resultados de la modelación con ROMS y la homogenización de datos observados no muestran semejanza, es decir el modelo falla al calcular la temperatura del mar a niveles de mayor profundidad (50m y 75m).

En cuanto a los cruceros de OCT/2005 y OCT/2009, la variación espacial de las isotermas no muestra en lo absoluto similitud

entre los datos modelados y observados, como en el crucero de SEP/2002, en donde el modelo estima para estos períodos, temperaturas de 26 y 27°C en la región noreste del OPEO (véase figura 3.2b y figura 3.3b), mientras que los datos homogenizados muestran entre 24 y 25°C, además el modelo estima valores menores de temperatura al oeste de la costa Insular, como se muestra en la homogenización (véase figura 3.2a y figura 3.3a).

Se logra apreciar que los mapas de homogenización suavizan las isotermas mientras que esto no ocurre con las salidas del modelo en los tres primeros niveles (de 0m a 20m). Respecto al resto de niveles (30, 50 y 75m), se muestran diferencias considerables en la distribución espacial de las isotermas para los datos observados y los modelados.

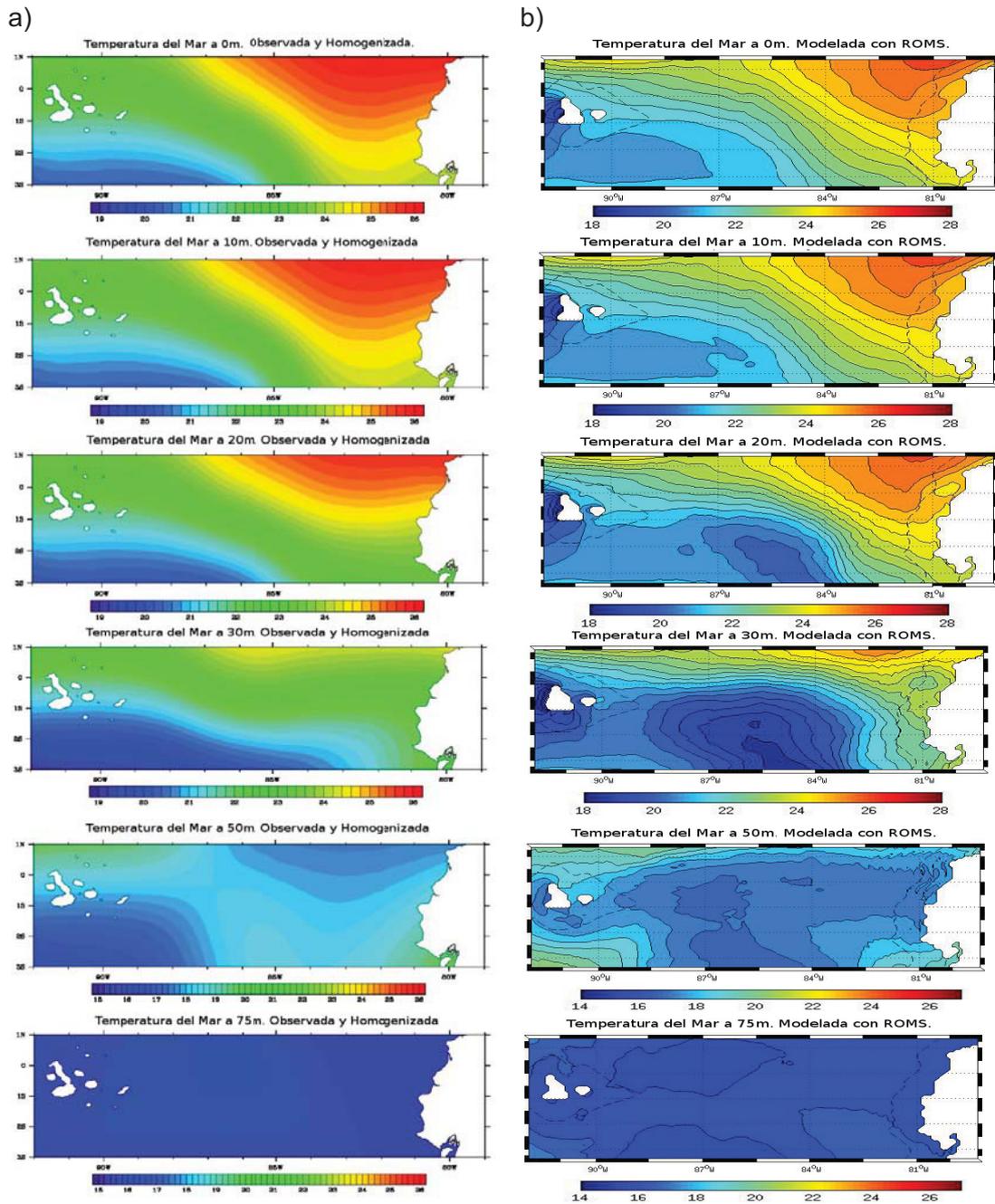


Figura 4.1.- Mapas de temperatura del mar del crucero oceanográfico SEP/2002. a) Datos observados y homogenizados Cressman-Poisson y b) Modelado con ROMS

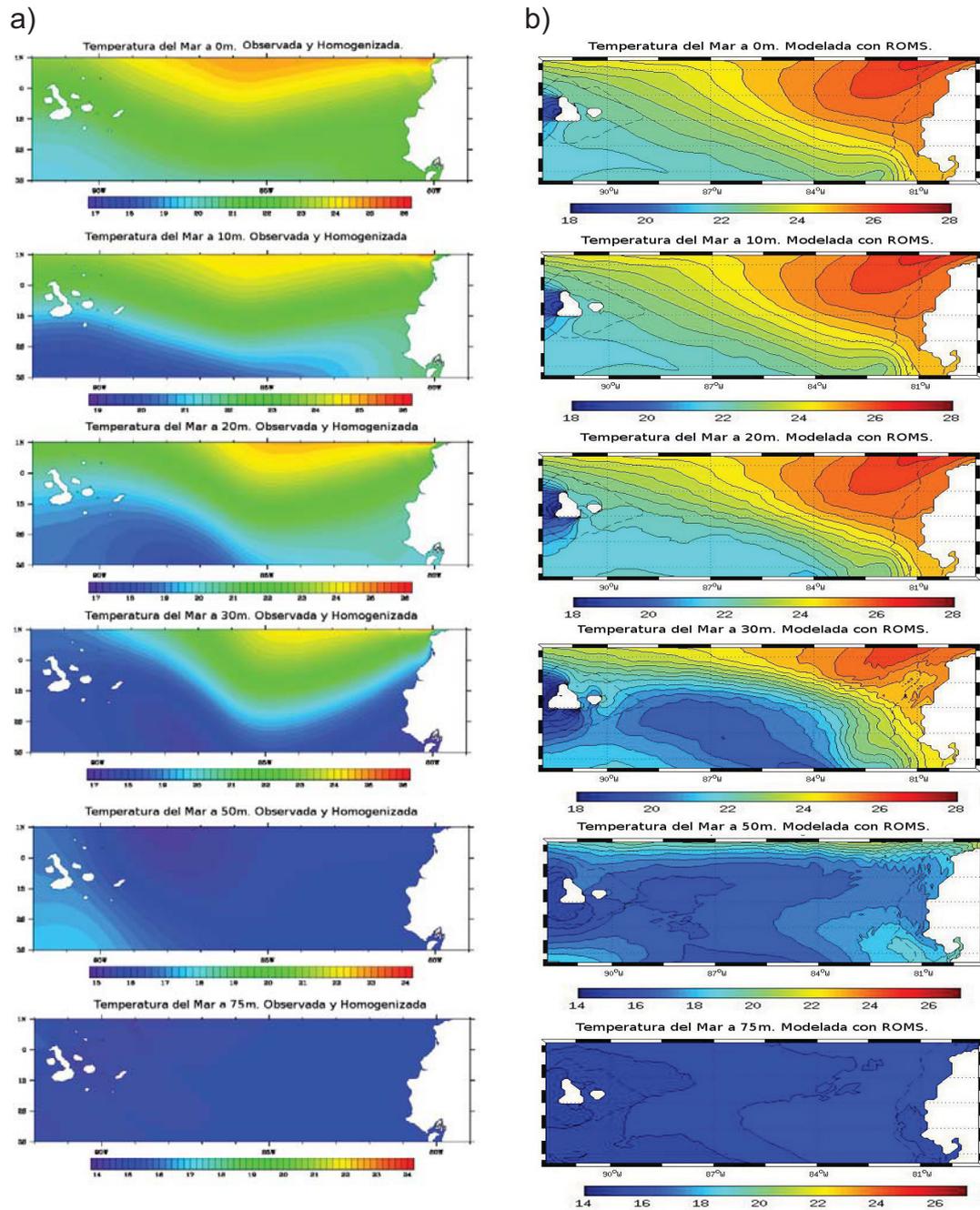
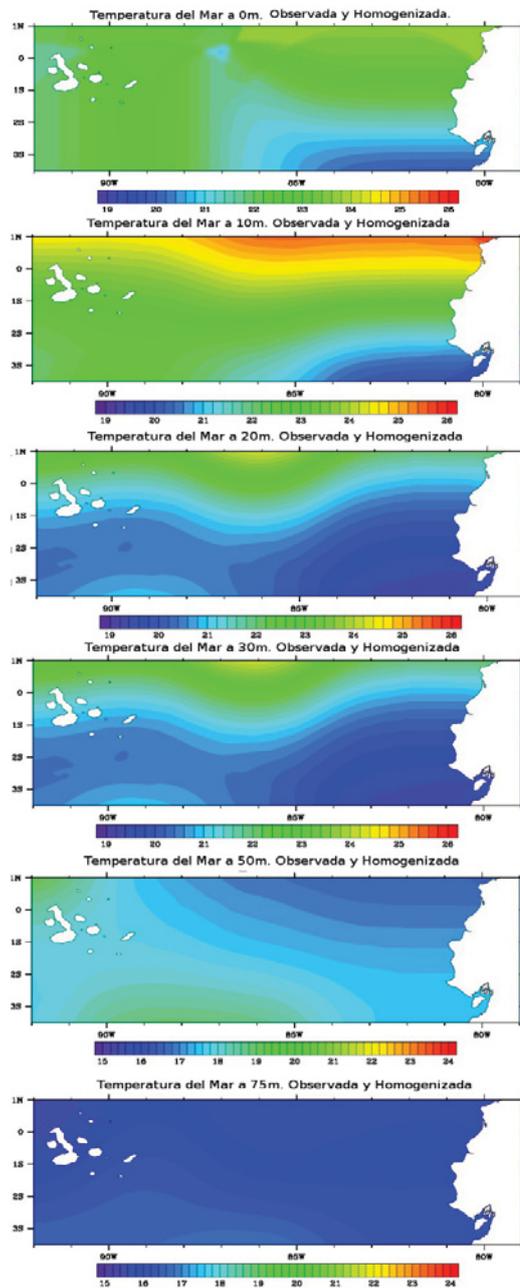


Figura 4.2.- Mapas de temperatura del mar del crucero oceanográfico OCT/2005. a) Datos observados y homogenizados Cressman-Poisson y b) Modelado con ROMS

a)



b)

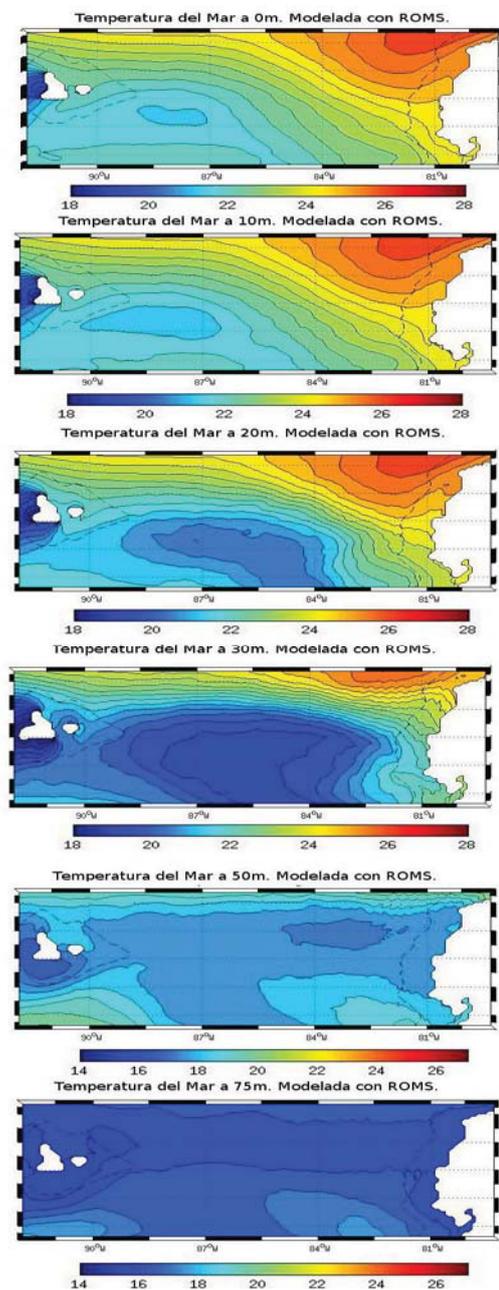


Figura 4.3.- Mapas de temperatura del mar del crucero oceanográfico OCT/2009. a) Datos observados y homogenizados Cressman-Poisson y b) Modelado con ROMS.

4.1.2. Salinidad del Mar

La salinidad del mar muestra las siguientes diferencias en las formas de las isohalinas en la región del OPEO entre los datos homogenizados y modelados:

A nivel superficial, en el crucero de SEP/2002, los tres primeros niveles (0m, 10m, 20m) muestran al norte del OPEO, cerca de la costa, valores de entre 33 ups y 33.6 ups característicos de masas de agua cálidas, siendo estos mayores para los datos observados, mientras que al suroeste de la costa Insular, la salinidad observada se encuentra entre 34 ups y 34.6 ups y la modelada entre 34 ups y 35ups (véase figura 3.4a y b, respectivamente). Estas características son observadas en los 20 primeros metros.

En el nivel de 30m, aumenta ligeramente la salinidad respecto a las capas superiores de agua, manteniendo el mismo patrón, es decir masas de agua menos salinas cerca de la costa y al norte de la región, tanto para los datos observados y modelados.

A partir de los 50m, la distribución de las isohalinas no muestra similitud entre la data observada homogenizada con la modelada.

A diferencia de la temperatura del mar, el modelo ROMS en la

variable salinidad no estima núcleos de agua de mayor o menor magnitud.

En cuanto al crucero de OCT/2005 y OCT/2009, la mayoría de las isohalinas de los datos observados y estimados por el modelo, muestran similitud en su distribución espacial (véase figura 3.5a y b, y figura 3.6a y b, respectivamente), a excepción del noreste del OPEO donde las isohalinas de los datos observados están más suavizadas y son de mayor magnitud que las estimadas por el modelo.

Desde la superficie hasta los 30m, el gradiente de salinidad va de 33ups a 35ups para los datos observados y de 32.5ups a 35ups para los estimados por el modelo. Por otro lado, puede apreciarse que en los niveles de 50m y 75m, los gradientes halinos son relativamente bajos en el OPEO y solo se observan diferencias cerca de la costa, manteniendo homogeneidad para el resto del OPEO.

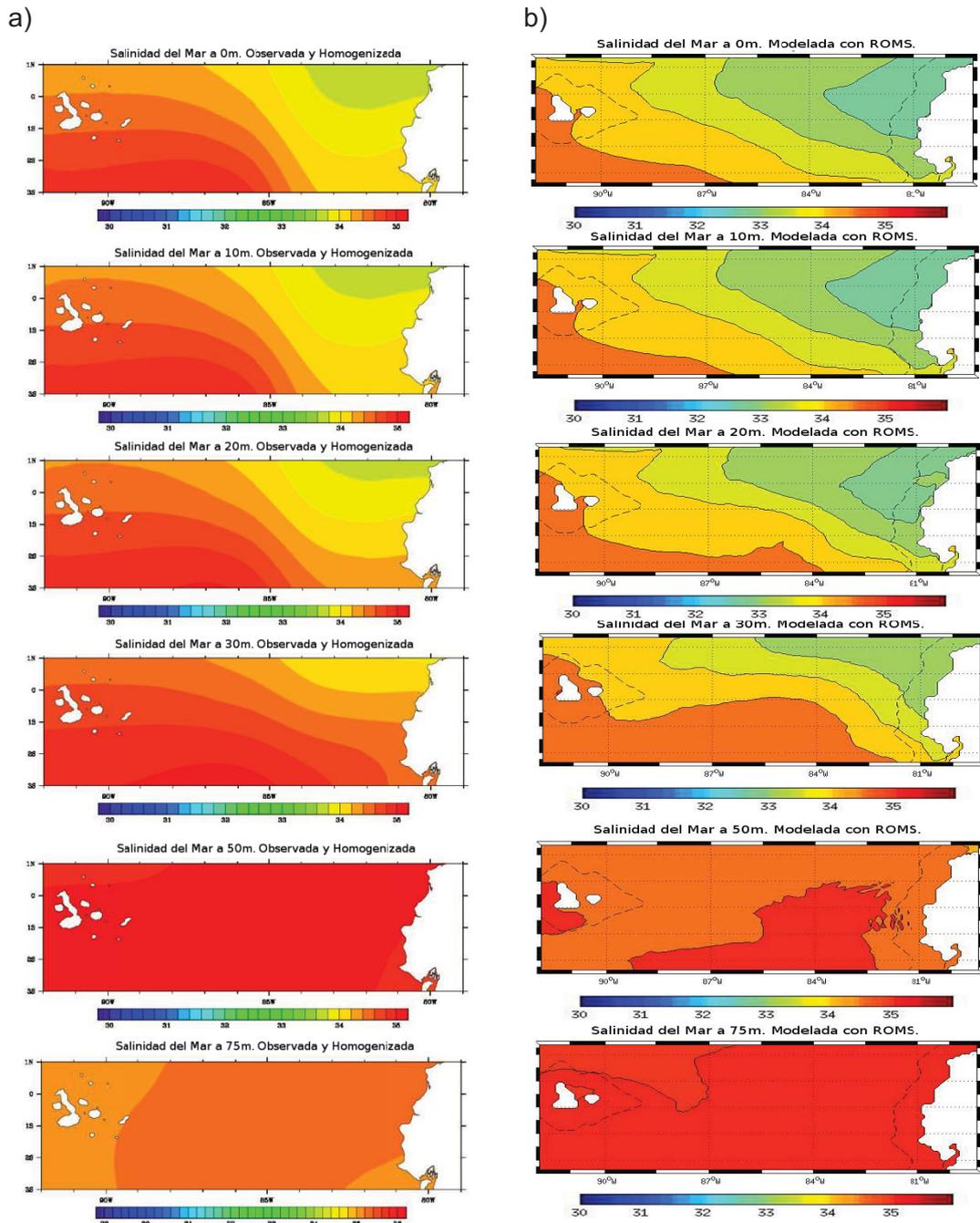


Figura 4.4.- Mapas de salinidad del mar del crucero oceanográfico SEP/2002. a) Datos observados y homogenizados Cressman-Poisson y b) Modelado con ROMS

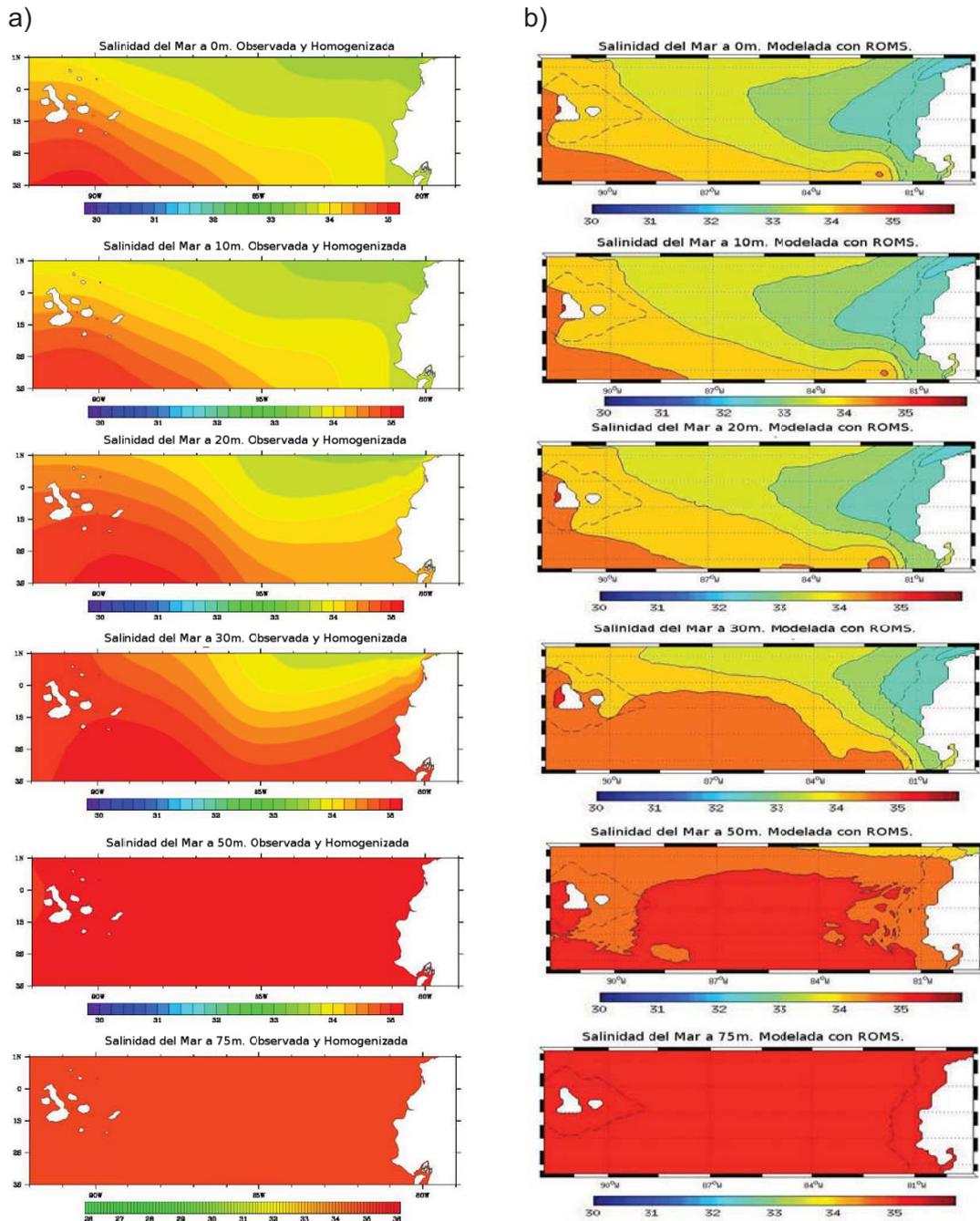


Figura 4.5.- Mapas de Salinidad del Mar del crucero oceanográfico OCT/2005. a) Datos observados y homogenizados Cressman-Poisson y b) Modelado con ROMS

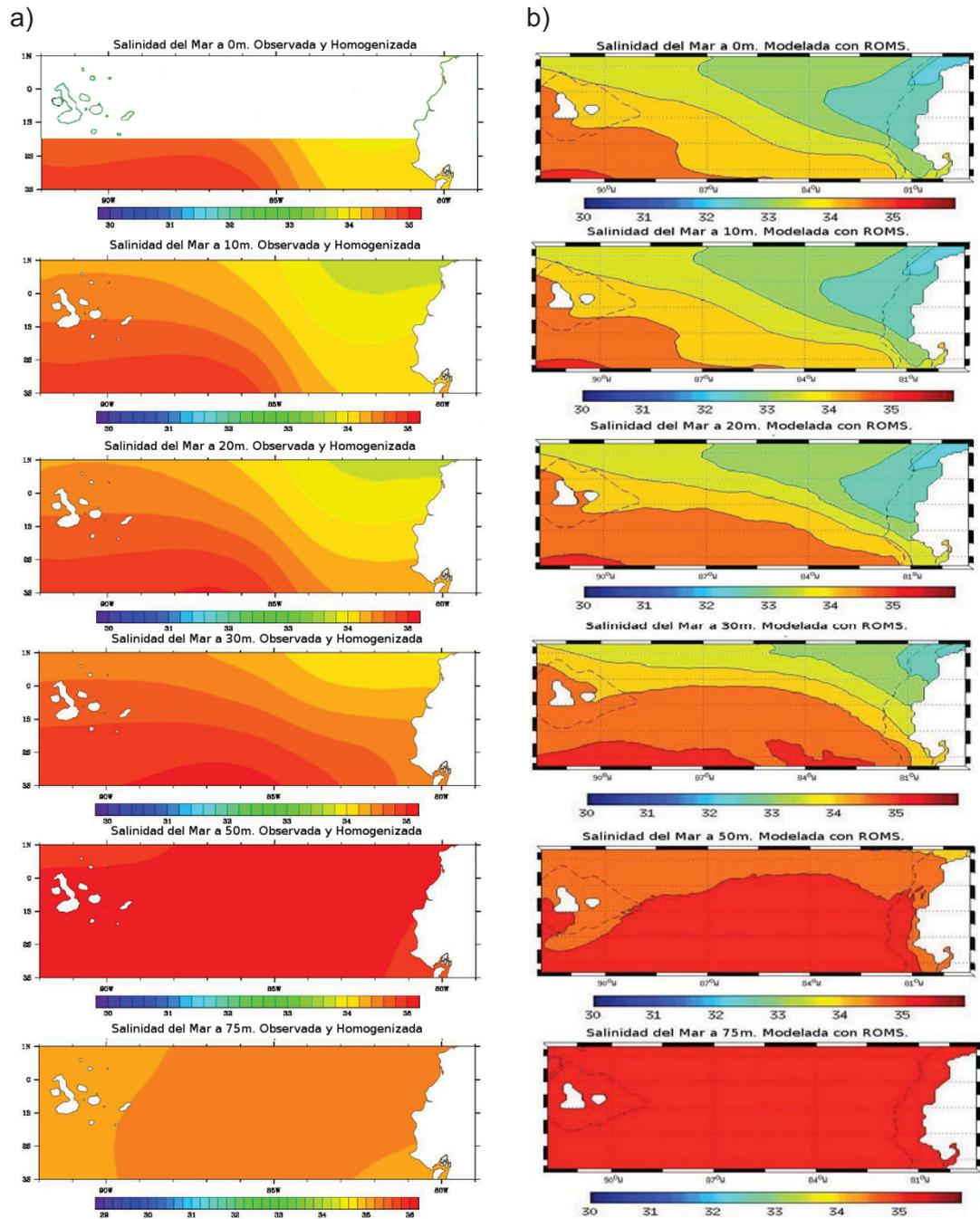


Figura 4.6.- Mapas de salinidad del mar del crucero oceanográfico OCT/2009. a) Datos observados y homogenizados Cressman-Poisson y b) Modelado con ROMS

4.2. Evaluación retrospectiva de las salidas del modelo ROMS

La evaluación retrospectiva se ha realizado por medio de las métricas de verificación que son la correlación entre **i)** la matriz de datos homogenizados y la matriz pronosticada por el modelo, **ii)** el error medio absoluto, **iii)** el error medio cuadrático en la región del OPEO y **iv)** el sesgo o diferencia entre el valor pronosticado y el observado en tres categorías: en los niveles de profundidad, zonal y meridional.

4.2.1. Sesgo por Profundidad

Recuérdese que el sesgo mide el grado de correspondencia entre los valores pronosticados con los observados. Para esto, es necesario conocer el sesgo a los diferentes niveles de profundidad para el mes de corrida, con lo que se verificará hasta donde el modelo da errores de sobrestimación (datos modelados superiores a los observados) o subestimación (datos modelados inferiores a los observados) aceptables.

Nótese el sesgo de la temperatura en la figura 4.7a, para los cruceros de SEP/2002, OCT/2005 y OCT/2009, se incrementa con la profundidad.

De lo cual se puede acotar, que el modelo sobrestima la temperatura en un valor de hasta 1°C, para el nivel de 0m y

10m, 2°C para el de 30m, 3.5°C para los niveles de 50 y 75m; es decir el modelo estima de manera aceptable la temperatura del mar hasta los 30m, mientras que a estratos de mayor profundidad (50m-75m) se incrementa el error de estimación o sesgo, (véase figura 3.7a).

La salinidad, a diferencia de la temperatura, es subestimada por el modelo en todos los niveles de profundidad. Obsérvese en la figura 4.7b que a 0m el sesgo es de hasta 0.65ups, de 10m a 30m es de hasta 0.6ups, en 50m de 0.7ups y a los 75m disminuye a 0.55ups (véase figura 4.7b).

De los tres cruceros, los períodos que presentan menor sesgo son SEP/2002 para temperatura y OCT/2009 para salinidad.

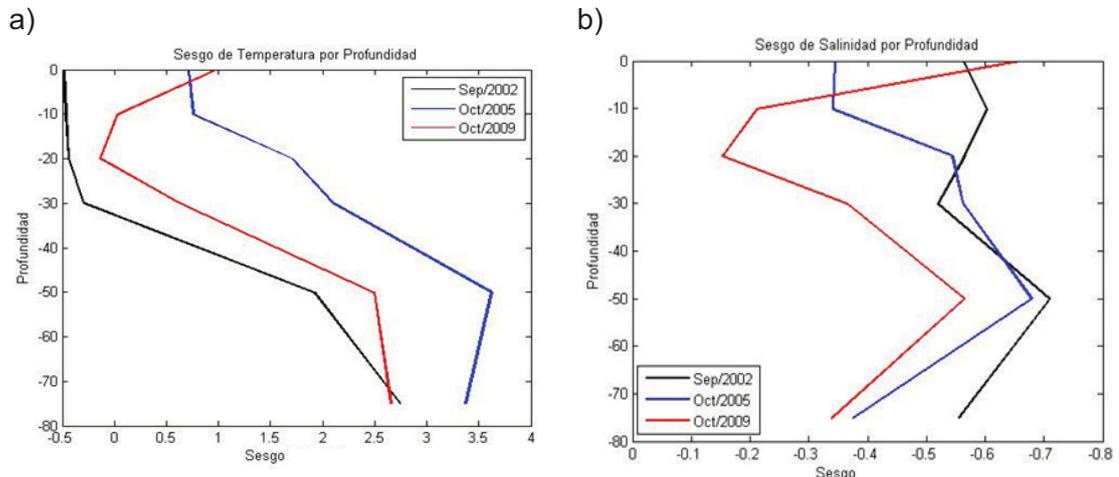


Figura 4.7.- Perfil de sesgo por profundidad (desde la superficie hasta los 75m), para los cruceros oceanográficos SEP/2002, OCT/2005 y OCT/2009; a) temperatura del mar y b) salinidad del mar.

4.2.2. Sesgo Zonal

Así como existe una variación en los niveles de profundidad, se puede apreciar que a determinadas latitudes el error de estimación de la salinidad y temperatura del mar es mayor, reflejados en el FE.

De lo que puede apreciarse en la figura 4.8 a, b, y c; a nivel zonal el sesgo en temperatura del mar comienza a aumentar desde el ecuador hacia el sur para los niveles de 0m a 20m, los perfiles de sesgo son similares para los cruceros de SEP/2002 y OCT/2009. En cuanto al resto de los niveles de profundidad, el mayor sesgo se da en 1°S en donde la sobrestimación del

modelo puede estar entre 2°C y 4°C a 50m y 75m, a partir de esta latitud hacia el norte y el sur disminuye el sesgo, (véase figura 4.8a, b y c).

El sesgo de salinidad, como se observa en la en la figura 4.9 a, b, y c; alcanza su máximo valor entre las latitudes de 1°S y 1.5°S, siendo mayor en las profundidades de 50m y 75m. El rango del sesgo va de -0.8ups a 0ups, mostrando subestimación de la variable en todos los niveles de profundidad. El crucero de SEP/2002 presenta al sesgo zonal con valores entre -0.2ups y -0.6 ups, mientras que para los cruceros de OCT/2005 y OCT/2009 las curvas de sesgo zonal están más dispersas, siendo el período del 2005 el de mayor amplitud, (véase figura 4.9a, b y c).

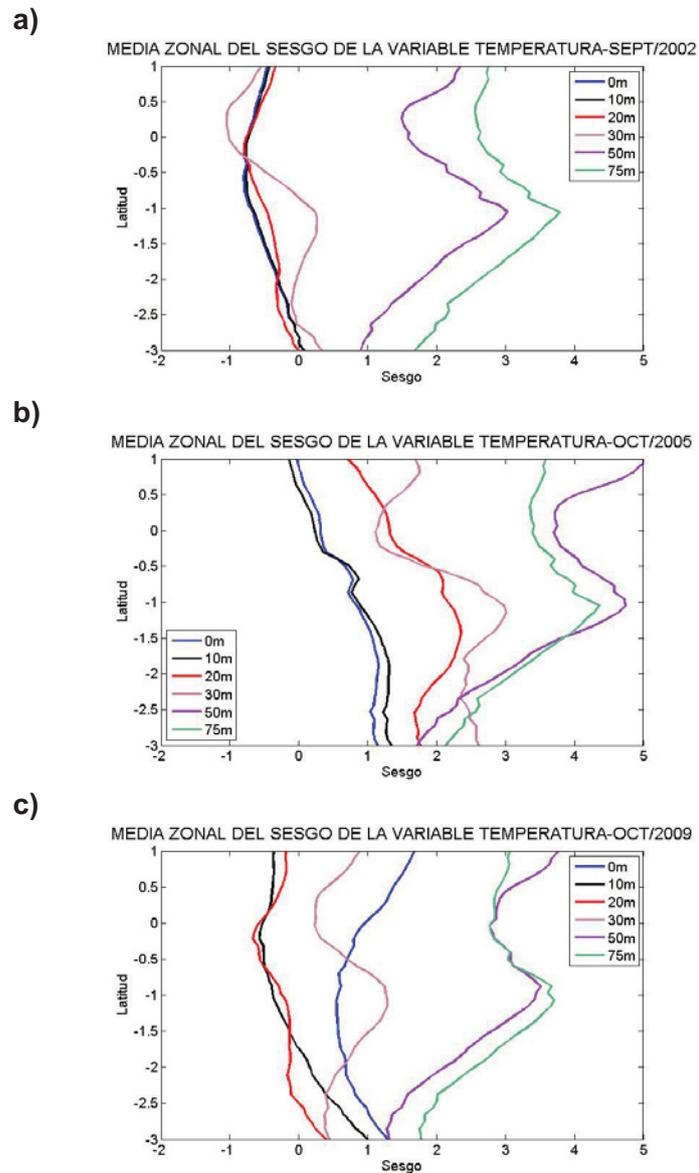


Figura 4.8.- Perfil de sesgo zonal de la temperatura del mar desde la superficie hasta los 75m, para los cruceros oceanográficos: a) SEP/2002 (línea negra), b) OCT/2005 (línea azul) y c) OCT/2009 (línea roja).

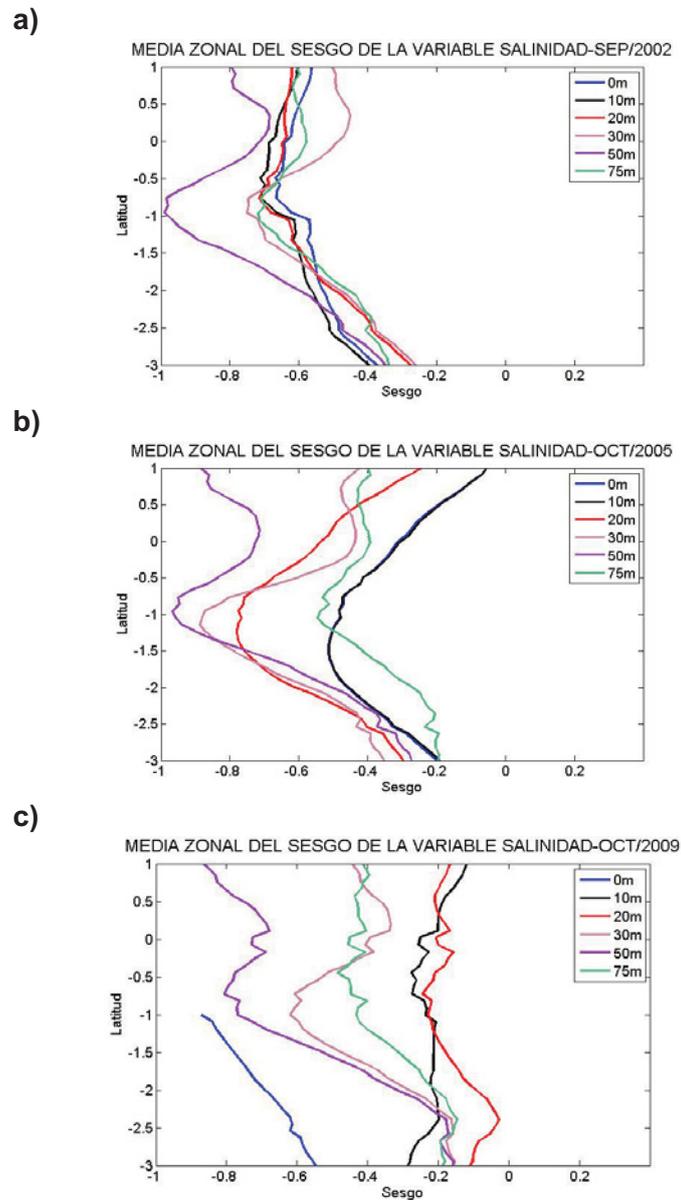


Figura 4.9.- Perfil de sesgo zonal de salinidad del mar desde la superficie hasta los 75m, para los cruceros oceanográficos: a) SEP/2002 (línea negra), b) OCT/2005 (línea azul) y c) OCT/2009 (línea roja).

4.2.3. Sesgo Longitudinal

4.2.3.1. Temperatura del Mar

La variación espacial del sesgo de temperatura puede observarse en las figuras 4.10a, 4.11a y 4.12a, en donde se aprecia el resultado de verificación del análisis retrospectivo, las zonas donde el modelo sobrestima o subestima la variable por cada nivel de profundidad, acotándose lo siguiente:

-Crucero Oceanográfico de Septiembre, año 2002 (SEP/2002)

En los niveles de 0m, 10m; el modelo estima valores menores a los observados en toda la región del OPEO, de hasta -2°C al adyacente al lado oeste de la costa Insular y en el centro norte del OPEO (87W-84W y 1.5S-1N), 0°C al suroeste del OPEO y en perfil costanero sur, mientras que para el resto de la región el sesgo es de -1°C .

En el nivel de 20m, la temperatura estimada por el modelo es menor a la observada, mostrándose un sesgo de -2°C en la zona centro del OPEO (87W-83W) y al oeste de la costa Insular, 0°C al suroeste del OPEO

y desde la línea de costa hasta los 83°W, mientras que para el resto de la región el sesgo es de -1°C.

En el nivel de 30m, el sesgo negativo aumenta su magnitud, es decir, que el modelo estima con mayor error la temperatura del mar. En donde la zona de mayor error de estimación es el centro del OPEO, seguido del perfil costero con sesgo positivo de 2°C, mientras que el error disminuye al oeste del perfil costanero de la región Insular, siendo esta la zona de menor sesgo (0°C).

A partir de los 50m, el modelo presenta mayor error en los extremos oeste (92W-88W) y este (84W-79W) del OPEO con sesgo positivo de hasta 7°C, mientras en la región central (88W-84W) el sesgo tiene valores negativos de hasta -2°C.

-Crucero Oceanográfico de Octubre, año 2005
(OCT/2005)

En los niveles de 0m y 10m; el modelo subestima al noroeste del OPEO, presentando un sesgo de hasta -1°C , sobrestima en la zona centro oeste del OPEO con diferencias de 2°C entre lo observado y modelado, mientras que para el resto de la región el modelo predice sin error la temperatura. En ambos niveles al oeste del perfil costanero Insular, el sesgo es negativo y de mayor magnitud respecto al resto de la región.

En el nivel de 20m, la temperatura estimada por el modelo es mayor a la observada, presentando un sesgo de hasta 2°C en casi toda el OPEO, a excepción del centro norte y sur de la región donde el modelo predice sin error (0°C) variable.

En el nivel de 30m, el sesgo positivo aumenta su magnitud respecto a los estratos superiores, es decir, que el modelo estima con mayor error la temperatura del mar. En donde la mayor parte de la región del OPEO presenta sesgos de hasta 6°C , a excepción de la zona centro en la cual el modelo predice temperaturas menores a las observadas.

A partir de los 50m hasta los 75m, el modelo presenta mayor error en toda la región, donde la temperatura estimada es mayor a la observada con una diferencia de hasta 6°C, sin embargo al sur de la región el modelo estima valores con sesgo de -1°C y 0°C. En estos niveles, puede observarse sesgos mayores en zonas puntuales como en el perfil costero donde el modelo incrementa el error de predicción.

-Crucero Oceanográfico de Octubre, año 2009
(OCT/2009)

En el nivel de 0m; el modelo estima valores menores a los observados en la zona oeste del OPEO con valores de hasta -1°C, mientras que para el centro este de la región el modelo estima valores positivos de sesgo de hasta 2°C.

En el nivel de 10m y 20m, la temperatura estimada por el modelo es mayor a la observada, presentado un sesgo positivo de hasta 2°C en la zona este del OPEO (84°W-79°W), mientras que para la región centro oeste la temperatura es subestimada con una diferencia de hasta -1°C.

En el nivel de 30m, el modelo estima valores menores de temperatura en el centro del OPEO con una diferencia de hasta -3°C , mientras que para el resto de la región (oeste y este) la variable es sobrestimada con un sesgo de 3°C .

A partir de los 50m hasta los 75m, el modelo presenta mayor error en toda la región, donde la temperatura estimada es mayor a la observada con una diferencia de hasta 6°C , sin embargo al centro sur y norte de la región el modelo estima valores con sesgo de -1°C y 0°C . En estos niveles, pueden observarse sesgos mayores en zonas puntuales como en el perfil costero donde el modelo incrementa el error de predicción.

4.2.3.2. Salinidad del Mar

El sesgo de salinidad presenta un rango de variación espacial menor al de temperatura, a continuación se describe el grado de error para cada nivel de profundidad, para ello véase las figuras 4.10b, 4.11b y 4.12b:

-Crucero Oceanográfico de Septiembre, año 2002

(SEP/2002)

En los niveles de 0m, 10m, 20m y 30m; el modelo estima valores menores a los observados en toda la región del OPEO, de hasta -1ups, presentando el mayor sesgo cerca de la costa ecuatoriana y exactitud en los datos modelados de salinidad al oeste del perfil costanero Insular.

A partir de los 50m hasta los 75m, el modelo continúa subestimando la salinidad como en los estratos superficiales, en donde la magnitud del sesgo es mayor con valores de hasta -2ups.

-Crucero Oceanográfico de Octubre, año 2005
(OCT/2005)

En los niveles de 0m, 10m, 20m y 30m; el modelo estima valores menores a los observados en toda la región del OPEO, de hasta -1ups, presentando el mayor sesgo cerca de la costa ecuatoriana y reduciendo el error de estimación al oeste de la costa de las I. Galápagos y en el centro del OPEO.

A partir de los 50m hasta los 75m, el modelo continúa subestimando la salinidad como en los estratos

superficiales, en donde la magnitud del sesgo es mayor con valores de hasta -2.5ups cerca del litoral ecuatoriano, sin embargo el modelo predice sin error la región central del OPEO a estas profundidades.

-Crucero Oceanográfico de Octubre, año 2009
(OCT/2009)

En el nivel de 0m, el modelo subestima la salinidad, con una diferencia de hasta -1ups, siendo el mayor valor hacia la costa.

Desde el nivel de 10m hasta los 75m el modelo estima valores menores a los observados en toda la región del OPEO, de -1ups para los estratos superficiales y de hasta -2ups a mayor profundidad, presentando el mayor sesgo cerca de la costa ecuatoriana y reduciendo el error de estimación al oeste de la costa de las I. Galápagos y en el centro del OPEO.

En los tres períodos de crucero, el modelo subestima la salinidad en casi todo el OPEO, con una diferencia de alrededor -1ups para todos los cuatro primeros niveles de profundidad, mientras que el error de estimación se incrementa a partir de los 50m.

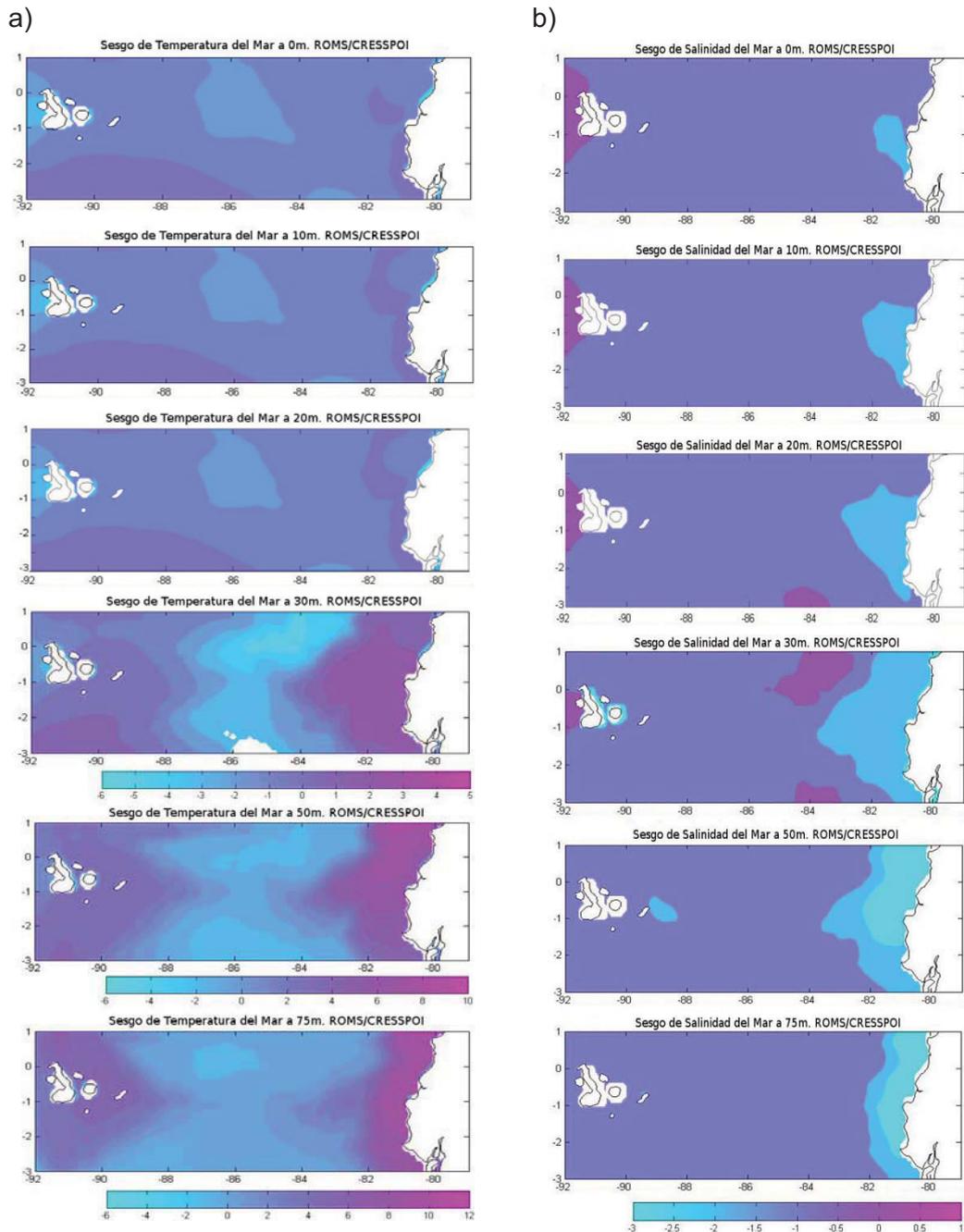


Figura 4.10.- Mapas de Sesgo respecto a los datos del crucero oceanográfico SEP/2002. a) Temperatura del Mar y b) Salinidad.

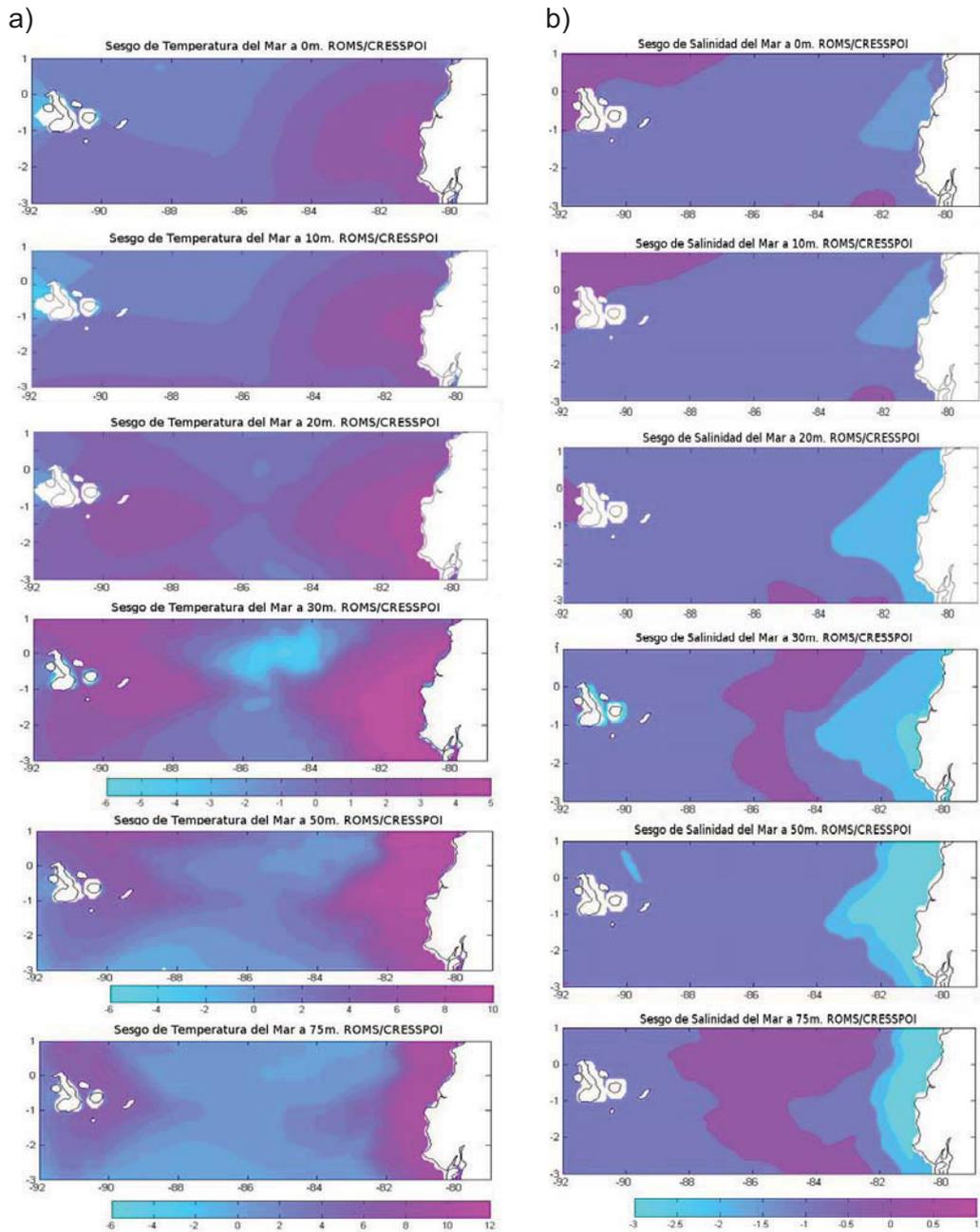


Figura 4.11.- Mapas de Sesgo respecto a los datos del crucero oceanográfico OCT/2005. a) Temperatura del Mar y b) Salinidad.

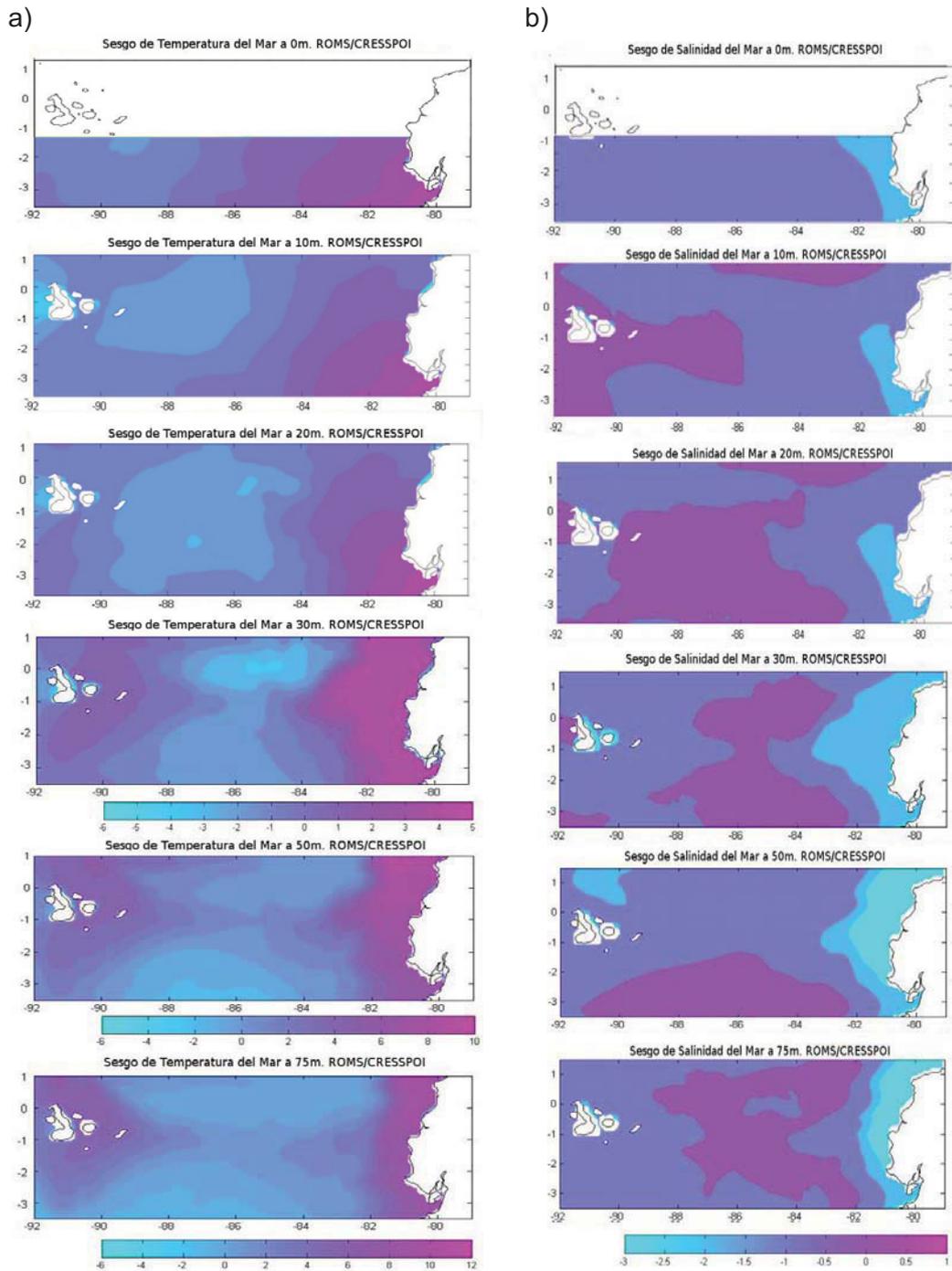


Figura 4.12.- Mapas de Sesgo respecto a los datos del crucero oceanográfico OCT/2009. a) Temperatura del Mar y b) Salinidad.

4.3. Métricas Estadísticas

La variable temperatura del mar muestra una fuerte correlación (0.9) para el crucero de SEP/2002, una correlación moderada (0.7) para el período de OCT/2005 y una débil correlación (0.3 a 0.5) para el crucero de OCT/2009, para los tres primeros niveles de profundidad (0m, 10m y 20m); el crucero de SEP/2002 es el que presenta la relación lineal mejor definida de entre los tres períodos de crucero.

Así como también el sesgo total por nivel de profundidad es menor para los estratos superficiales.

En cuanto al error medio cuadrático de temperatura del mar, muestra que los mínimos valores de los residuos entre el conjunto de datos modelados y observados es para los tres primeros niveles de profundidad de 0 a 20m, siendo de 0.7°C a 0.9°C para SEP/2002, de 1.3°C a 2°C para OCT/2005, y de 1.4°C a 1.5 °C para OCT/2009, lo cual se puede observar también en el error medio absoluto, véase ANEXO B.

La variable salinidad muestra una fuerte correlación entre (0.79 a 0.9), para los tres primeros niveles de profundidad (0m, 10m y 20m), en donde el crucero de SEP/2002 es el que presenta la relación lineal mejor definida de entre los tres períodos de crucero. Así como también el sesgo total por nivel de profundidad es menor para los estratos

superficiales, véase ANEXO C.

Por otro lado la métrica del error medio cuadrático que mide la efectividad del pronóstico de la variable simulada, en este caso de la salinidad, es alrededor de 1.8ups para los tres períodos de crucero, esto se evidencia además con los valores del error medio absoluto.

CONCLUSIONES

Del análisis realizado para la región del OPEO y los cruceros oceanográficos del 2002, 2005 y 2009, puede inferirse lo siguiente:

1. El modelo ROMS tiene la capacidad de pronosticar la salinidad del mar con menos error que la temperatura del mar.
2. Los errores del modelo para ambas variables se incrementan con la profundidad.
3. Para el caso de la temperatura, el modelo predice de manera aceptable los 20 primeros metros, en donde los errores de mayor

frecuencia no llegan a ser más de $\pm 1^{\circ}\text{C}$, mientras que en los niveles superiores a 30m el modelo pierde la capacidad de exactitud en sus predicciones.

4. En cuanto a la salinidad, el modelo estima de manera aceptable (1ups) la variable desde la superficie hasta los 30m de profundidad, mientras que a estratos de mayor profundidad, el error de estimación o sesgo se incrementa (hasta 2ups). Generalmente la salinidad del mar es subestimada en todos los niveles de profundidad.

De las técnicas de interpolación y metodología utilizada para la validación del modelo se concluye lo siguiente:

5. La técnica de interpolación y homogenización CRESSMAN-POISSON utilizada para los datos observados tiende a suavizar las isotermas, mostrando diferencias en la distribución espacial de la variable entre lo observado y modelado; además, la cantidad de estaciones de las observaciones varía considerablemente entre cada año de crucero, estos dos aspectos contribuyen a que el error de estimación se incremente en los períodos de OCT/2005 y OCT/2009.
6. El modelo ROMS muestra estabilización después del primer mes para

los niveles superficiales, mientras que a estratos más profundos no se alcanza dicha estabilidad, disminuyéndose así la capacidad de pronosticar la temperatura y salinidad a mayor profundidad.

RECOMENDACIONES

1. Se recomienda interpolar y remallar los datos observados con diferentes técnicas tales como la interpolación de Gauss-Markov y la interpolación spline (McIntosh, 1990)^[49], hasta determinar la que mejor refleja la variación de la temperatura y de la salinidad en el OPEO.
2. La poca densidad espacial de datos observados en algunos de los cruceros, aumentan los errores en la verificación, por lo que se sugiere que para el análisis retrospectivo se utilice una mayor densidad en las estaciones oceanográficas, al menos con una diferencia de 1 grado a nivel longitudinal y latitudinal ya que los datos los cuales se inicializó la

homogenización y remallado tenían una malla de 0.5x0.5 grados, mientras que los datos observados se encontraban espaciados de 1°-1.5°x3° (latitud x longitud).

3. En cuanto al modelo, se sugiere que el tiempo de corrida o simulación sea mayor al de tres meses, preferentemente de uno o dos años en los cuales, se permita alcanzar la estabilidad en los niveles más profundos.

4. Se recomienda además, generar la climatología para las variables analizadas, con el fin de analizar la variabilidad interanual, cambio climático y los impactos que tienen los eventos ENOS en el OPEO, ya que la predicción de estos parámetros oceanográficos sirve de herramientas en la toma de decisiones de las actividades pesqueras así como del clima en la región Litoral.

ANEXOS


```

    rr=Q(i);
    if (SALnueve(rr,5)>=30.2) && (SALnueve(rr,5)<=37)
        SALnueve(rr,6)=1;
    end
end

[P]=find(SALnueve(:,4)==75);
r=length(P);
for i=1:1:r
    rr=P(i);
    if (SALnueve(rr,5)>=31) && (SALnueve(rr,5)<=37)
        SALnueve(rr,6)=1;
    end
end

[O]=find(SALnueve(:,4)==100);
r=length(O);
for i=1:1:r
    rr=O(i);
    if (SALnueve(rr,5)>=31.5) && (SALnueve(rr,5)<=37)
        SALnueve(rr,6)=1;
    end
end

[I]=find(SALnueve(:,4)==150);
r=length(I);
for i=1:1:r
    rr=I(i);
    if (SALnueve(rr,5)>=31.5) && (SALnueve(rr,5)<=36.8)
        SALnueve(rr,6)=1;
    end
end

[U]=find(SALnueve(:,4)==200);
r=length(U);
for i=1:1:r
    rr=U(i);
    if (SALnueve(rr,5)>=31.5) && (SALnueve(rr,5)<=36.7)
        SALnueve(rr,6)=1;
    end
end

[R]=find(SALnueve(:,4)==250);
[S]=find(SALnueve(:,4)==300);
[R]=[R;S];
r=length(R);
for i=1:1:r
    rr=R(i);
    if (SALnueve(rr,5)>=31.8) && (SALnueve(rr,5)<=36.3)

```

```
        SALnueve(rr,6)=1;
    end
end

[Y]=find(SALnueve(:,4)==400);
r=length(Y);
for i=1:1:r
    rr=Y(i);
    if (SALnueve(rr,5)>=31.8) && (SALnueve(rr,5)<=36.2)
        SALnueve(rr,6)=1;
    end
end

[Q]=find(SALnueve(:,4)==500);
r=length(Q);
for i=1:1:r
    rr=Q(i);
    if (SALnueve(rr,5)>=32.75) && (SALnueve(rr,5)<=36.1)
        SALnueve(rr,6)=1;
    end
end
```

CRITERIO 1 DEL CONTROL DE CALIDAD POR RANGOS DE TEMPERATURA

```
[T]=find(TEMPnueve(:,4)<=100);
r=length(T);
for i=1:1:r
    rr=T(i);
    if (TEMPnueve(rr,5)>=5) && (TEMPnueve(rr,5)<=35) %% La columna 4 de la
matriz TEMPnueve corresponde a los valores de profundidad
        TEMPnueve(rr,6)=1; %1 si pasa la prueba %% La columna 5 de la matriz
TEMPnueve corresponde a los valores de FLAG =1 SI PASA LA PRUEBA , =0 SI
FALLA
    end
end
```

```
[R]=find(TEMPnueve(:,4)==150);
[S]=find(TEMPnueve(:,4)==200);
[R]=[R;S];
r=length(R);
for i=1:1:r
    rr=R(i);
    if (TEMPnueve(rr,5)>=3) && (TEMPnueve(rr,5)<=30)
        TEMPnueve(rr,6)=1; %1 si pasa la prueba
    end
end
```

```
[E]=find(TEMPnueve(:,4)==250);
[S]=find(TEMPnueve(:,4)==300);
[SS]=find(TEMPnueve(:,4)==400);
[E]=[E;S;SS];
r=length(E);
for i=1:1:r
    rr=E(i);
    if (TEMPnueve(rr,6)>=3) && (TEMPnueve(rr,6)<=28)
        TEMPnueve(rr,6)=1; %1 si pasa la prueba
    end
end
```

```
[W]=find(TEMPnueve(:,4)==500);
r=length(W);
for i=1:1:r
    rr=W(i);
    if (TEMPnueve(rr,6)>=0) && (TEMPnueve(rr,6)<=28)
        TEMPnueve(rr,6)=1; %1 si pasa la prueba
    end
end
```

CRITERIO 2 DEL CONTROL DE CALIDAD POR GRADIENTE DE TEMPERATURA

```
x=max(TEMPnueve(:,3));
for i=1:1:x
    [Q]=find(TEMPnueve(:,3)==i);
    r=length(Q);
    for c=2:1:r
        rr=Q(c);
        a=TEMPnueve(rr-1,5)-TEMPnueve(rr,5);
        b=TEMPnueve(rr,4)-TEMPnueve(rr-1,4);
        d=a/b;
        if d<=0.7
            TEMPnueve(rr,7)=1;
        end
    end
end
end
```

CRITERIO 3 DEL CONTROL DE CALIDAD – PRUEBA DE PICOS DE SALINIDAD

```
x=max(SALdos(:,3));
```

```
for i=1:1:x
```

```
    [Q]=find(SALcinco(:,3)==i);
```

```
    r=length(Q);
```

```
    for c=2:1:r-1
```

```
        rr=Q(c);
```

```
        A=SALcinco(rr,5);
```

```
        B=(SALcinco(rr+1,5)+SALcinco(rr-1,5))/2;
```

```
        a=abs(A-B);
```

```
        b=abs((SALcinco(rr-1,5)-SALcinco(rr+1,5))/2);
```

```
        d=a-b;
```

```
        f=SALcinco(rr,5)-SALcinco(rr+1,5);
```

```
        if d<
```

```
            SALcinco(rr,7)=1
```

```
        elseif SALcinco(rr,5)==SALcinco(rr+1,5)
```

```
            SALcinco(rr,7)=1;
```

```
        end
```

```
    end
```

```
end
```

CRITERIO 3 DEL CONTROL DE CALIDAD – PRUEBA DE PICOS DE TEMPERATURA

```
x=max(TEMPcinco(:,3));
for i=1:1:x
    [Q]=find(TEMPdos(:,3)==i);
    r=length(Q);
    for c=2:1:r-1
        rr=Q(c);
        A=TEMPdos(rr,5);
        B=(TEMPdos(rr+1,5)+TEMPdos(rr-1,5))/2;
        a=abs(A-B);
        b=abs((TEMPdos(rr-1,5)-TEMPdos(rr+1,5))/2);
        d=a-b;
        f=TEMPdos(rr,5)-TEMPdos(rr+1,5);
        if d<f
            TEMPdos(rr,8)=1;
        elseif TEMPdos(rr,5)==TEMPdos(rr+1,5);
            TEMPdos(rr,8)=1;
        end
    end
end
end
```

ANEXO B

METRICAS ESTADISTICAS DE VERIFICACION PARA TEMPERATURA

Métricas Estadística de Validación para la Variable Temperatura						
MES/AÑO	NIVEL	Sesgo	Correlación	MAE total	MSE total	RMSE total
Sep-02	0	-0.4897	0.9366	0.5959	0.5906	0.7685
	-10	-0.4667	0.9369	0.575	0.5631	0.7504
	-20	-0.439	0.8908	0.6922	0.8285	0.9102
	-30	-0.2964	0.4575	1.5179	3.4481	1.8569
	-50	1.9187	0.204	2.4767	10.2098	3.1953
	-75	2.7449	-0.5259	2.7576	15.2043	3.8993
Oct-05	0	0.7102	0.7222	1.0856	1.931	1.3896
	-10	0.7583	0.7057	1.1922	2.1426	1.4638
	-20	1.7102	0.8204	1.7484	4.165	2.0408
	-30	2.0983	0.3457	2.6549	9.9658	3.1569
	-50	3.6171	0.0246	3.6448	21.6031	4.6479
	-75	3.3723	0.0339	3.3723	19.5749	4.4244
Oct-09	0	0.9738	0.399	1.2989	2.5526	1.5977
	-10	0.0259	0.4428	1.1477	2.0146	1.4194
	-20	-0.1373	0.5844	1.1485	2.0032	1.4154
	-30	0.6211	0.101	1.7012	4.9223	2.2186
	-50	2.4919	-0.1831	2.6639	12.5954	3.549
	-75	2.6549	-0.2118	2.6848	13.6018	3.6881

ANEXO C

METRICAS ESTADISTICAS DE VERIFICACION PARA SALINIDAD

Métricas Estadística de Validación para la Variable Salinidad						
MES/AÑO	NIVEL	Sesgo	Correlación	MAE total	MSE total	RMSE total
Sep-02	0	-0.5635	0.9223	0.5746	3.4585	1.8597
	-10	-0.602	0.9315	0.6096	3.5015	1.8712
	-20	-0.5645	0.9313	0.5728	3.4759	1.8644
	-30	-0.5189	0.7373	0.5341	3.5279	1.8783
	-50	-0.7089	0.455	0.7089	3.9194	1.9798
	-75	-0.5548	-0.0224	0.5548	3.6851	1.9197
Oct-05	0	-0.3445	0.8185	0.3764	3.2905	1.814
	-10	-0.3408	0.8113	0.3809	3.294	1.8149
	-20	-0.5444	0.7937	0.5519	3.4956	1.8697
	-30	-0.5615	0.4285	0.6472	3.7705	1.9418
	-50	-0.6789	0.021	0.6789	4.0985	2.0245
	-75	-0.3746	0.0639	0.4131	3.683	1.9191
Oct-09	0	-0.6591	0.9047	0.6591	28.0655	5.2977
	-10	-0.2109	0.8499	0.2747	0.1743	0.4175
	-20	-0.1521	0.8584	0.2723	0.1756	0.4191
	-30	-0.365	0.655	0.4529	0.4777	0.6912
	-50	-0.5644	-0.3039	0.5909	0.9023	0.9499
	-75	-0.3384	0.1862	0.3557	0.5404	0.7351

BIBLIOGRAFIA

- [1] IPCC, 2007, Solomon et al., Climate Change 2007. The Physical Sciences Basis. Cambridge University.
- [2] Lonsdale Peter, 1979, Ecuador Subduction System, University of California, San Diego Marine Physical Laboratory of Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California 92093.
- [3] NOAA, 2009, Technical Memorandum NESDIS NGDC, ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. 19-24 p.
- [4] Wirtky K. 1996, Oceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean. In: Barnes (ed) Oceanography and Marine Biology: An Annual Review 4:33-68.: 33-65 p.
- [5] Cornejo Pilar, 2003, On The Processes that Control Sea Surface Temperature Variability in the Eastern Tropical Pacific, 66-71 p.
- [6] Philander, S. G., 1990: El Niño, La Niña, and the Southern Oscillations, Academic Press, 293 p.
- [7] CPPS (2002), Informe Final, Cuarto Crucero Regional Conjunto de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sudeste Realizado en Septiembre de 2001. 1-15 p.

- [8] CPC.
http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml
- [9] CPPS (2003), Informe Final, Quinto Crucero Regional Conjunto de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sudeste Realizado en Septiembre-Octubre de 2002. 1-23 p.
- [10] CPPS (2005), Informe Final, Séptimo Crucero Regional Conjunto de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sudeste Realizado en Septiembre-Octubre de 2004. 1-13 p.
- [11] CPPS (2006), Informe Final, Octavo Crucero Regional Conjunto de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sudeste Realizado en Septiembre-Octubre de 2004. 1-29 p.
- [12] CPPS (2009), Informe Final, Décimo Primer Crucero Regional Conjunto de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sudeste Realizado en Septiembre-Octubre de 2008. 1-33 p.
- [13] CPPS (2010), Informe Final, Décimo Segundo Crucero Regional Conjunto de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sudeste Realizado en Septiembre-Octubre de 2009. 1-54 p.
- [14] Okuda et al., 1983, Variación Estacional de la Posición del Frente Ecuatorial y su Efecto sobre la Fertilidad de las Aguas Superficiales Ecuatorianas. Acta Oceanográfica del Pacífico. INOCAR, 53-50 p.

- [15] Wyrski K., 1967, Circulation and water masses in the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *International Journal Oceanology and Limnology*, 1 (12): 117 – 147p.
- [16] Kessler et al., 2002, Sverdrup and Nonlinear Dynamics of the Pacific Equatorial Currents, *Journal of Physical Oceanography*, Volume 33, 994-1000 p.
- [17] Moreano, 1983, Interacción Océano-Atmósfera Sobre la Zona Costera del Ecuador. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, INOCAR, 1-11 p.
- [18] Allauca, 1990, Presencia de la Corriente Costanera Ecuatoriana. *Acta Oceanográfica del Pacífico*. INOCAR, 10-17 p.
- [19] Penven et al., (2005), Average circulation in seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach, *Journal. of Geophysical Research*, Vol. 110, 1-21 p.
- [20] Enfield, D., 1975, *Oceanografía de la Región Norte del Frente Ecuatorial: Aspectos Físicos*. INOCAR, Departamento de Ciencias del Mar, División de Oceanografía Física
- [21] Chavez, J. G. (1995), A comparison of ship and satellite chlorophyll from California and Peru, *J. Geophys. Res.*, 100, 24,855– 24,862 p.
- [22] Cocalón, E (1987), Oceanic variability off Ecuador associated with an El Niño event in 1982-1983, *J. Geophys. Res.*, 92, 14,309-322 p.

- [23] Fiedler, P. C. (1994), Seasonal and interannual variability of coastal zone color scanner phytoplankton pigments and winds in the eastern Pacific, *J. Geophys. Res.*, 99, 18, 371-18, 384 p.
- [24] Pond and Emery, *Descriptive Physical Oceanography An Introduction*. Pergamon Press, New York 1982, 185-201 p.
- [25] NOAA/NEDIS, Pilot project for a NOAA/NESDIS Operational Surface Current Processing and Data Center National Ocean Partnership Program (NOPP). <http://www.oscar.noaa.gov/>
- [26] Serra and Houze, 2002, Observation of Variability on Synoptic Timescales in the East Pacific ITCZ, *J. American Meteorological Society*, Volume 59, 1723-1724 p.
- [27] Wang and Wang, 1998, Dynamics of the ITCZ–Equatorial Cold Tongue Complex and Causes of the Latitudinal Climate Asymmetry, *J. of Climate*, Volume 12, 1830-1833p.
- [28] SODA.
- [29] <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.CARTON-GIESE/SODA/.v2p0p2-4/>
- [30] UNESCO, 1993, *Manual of Quality Control Procedures for Validation of Oceanographic Data*, 98-118 p
- [31] NOAA, 1994, Technical Report NESDIS 81. Quality Control and Processing of Historical Oceanographic Temperature, Salinity, and Oxygen Data, 4-9p.

- [32] UNESCO, 1984, Guide to Operational Procedures for the Collection and Exchange of Oceanographic Data (Bathy and Tesac), Anexo VI.
- [33] Penven et al., 2007, Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations. ScienceDirect, 1-3 p.
- [34] The ECCO Report, 1999, The Consortium for Estimating the Circulation and Climate of the Ocean (ECCO), 1-19 p.
- [35] Shchepetkin and McWilliams, 2005, The regional oceanic modeling system (ROMS): a splits-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, Ocean Modelling 9, 347-402 p.
- [36] Marchesiello et al., 2001, Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models, Ocean Modelling 3, 1-19 p.
- [37] Knauss (1997), Introduction to Physical Oceanography. Second Edition. Prentice Hall, 104-118 p.
- [38] Machu, 2010, Marine Ecosystem Evolution in a Changing Environment, Seventh Framework Programme Theme 6 Environment. Project no. 212085, 2 p.
- [39] Large et al., 1994, Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. Rev. Geophys., 32, 363-403p.
- [40] Li et al., 2001, A comparison of Two Vertical-Mixing Schemes in a Pacific Ocean General Circulation Model, 1377-1398 p.

[41] MYROMS.

https://www.myroms.org/wiki/index.php/Numerical_Solution_Technique

[42] Marchesiello et al., 2003, Equilibrium Structure and Dynamics of the California Current System, J. of Physical Oceanography, Volume 33, 753-782 p.

[43] Kantha and Clayson, 2000, Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes. Volume 66. International Geophysics Series, 324-327 p.

[44] Kersalé, 2008, Projet de modélisation de la circulation régionale 3D. Modélisation de la circulation océanique autour des îles d'Hawaii. Université De La Méditerranée – Aix Maseille II. Centro d' océanologia de Marseille.

[45] Mason, 2008, High-resolution modeling of the Canary Basin oceanic circulation. Tesis Doctoral. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 43-83 p.

[46] Cressman, 1959, An Operational Objective Analysis System. Department of Commerce. Weather Bureau. Volum87. Number 10, 367-374 p.

[47] NCEO.

[48] http://www.nceo.ac.uk/cressman_scheme.php

[49] Jolliffe, Stephenson, 2003, Forecast Verification. A Practitioner's Guide in Atmospheric Science. Editorial Wiley.USA. Capítulo 5.

[50] Wilks, 2006, Statistical Methods in the Atmospheric. Editorial Elseiver. Second Edititon. USA. Capítulo 7

[51] McIntosh, P.C. 1990, Oceanographic data interpolation: Objective analysis and splines. *J. Geophys. Res.*, 95, 13529-41 p.