

**VALIDACIÓN DEL MODELO OCEÁNICO sbPOM MEDIANTE EL ANÁLISIS
CUALITATIVO DE LA CIRCULACIÓN SUPERFICIAL DEL MAR CARIBE A
PARTIR DEL FORZAMIENTO ATMOSFÉRICO**

SANDRA JULIANA VIVAS IDROBO

**UNIVERSIDAD DEL CAUCA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES, EXACTAS Y DE LA EDUCACIÓN
INGENIERÍA FÍSICA
POPAYÁN
2010**

**VALIDACIÓN DEL MODELO OCEÁNICO sbPOM MEDIANTE EL ANÁLISIS
CUALITATIVO DE LA CIRCULACIÓN SUPERFICIAL DEL MAR CARIBE A
PARTIR DEL FORZAMIENTO ATMOSFÉRICO**

SANDRA JULIANA VIVAS IDROBO

Trabajo en modalidad de pasantía para optar al título de Ingeniera Física



Directores

Capitán de Fragata LUIS J.OTERO DIAZ

PhD. Ciencias y Tecnologías Marinas

SERGUEI LONIN

Ph.D. en Ciencias Físicas y Matemáticas



Codirector

LUIS FERNANDO ECHEVERRI ECHEVERRI

MSc. Ciencias Físicas.

**UNIVERSIDAD DEL CAUCA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES, EXACTAS Y LA EDUCACION
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
POPAYÁN
2010**

Nota de Aceptación

Director: _____

Capitán de Fragata, Luis J. Otero Díaz

Codirector: _____

Msc. Luis Fernando Echeverri Echeverri

Jurado: _____

Claudia Marcela Camargo

Jurado: _____

Leonairo Pencué

Fecha de sustentación: Popayán, 23, noviembre, 2010

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios por permitirme estar aquí, por apoyarme y animarme todos los días en los momentos buenos y malos; y por los pequeños detalles que pone en mi camino para convertirme en una mejor persona.

También agradezco a mi familia. A mi papá, Germán, por enseñarme desde pequeña el amor por la ciencia sin olvidar que debemos emplearla para construir en beneficio de la humanidad. Por su amor, apoyo, cuidado y concejo durante toda la vida, pero más, por el brindado en este último año. A mi madre, Lucedy, agradezco el amor que me ha brindado hasta hoy, el apoyo moral durante mi carrera, la comprensión, sus concejos, el cuidado y enseñanzas diarias que me permiten crecer cada día más, lo mismo que su apoyo durante el tiempo que estuve lejos de casa. Agradezco a mi hermanita Sofi, por apoyar cada una de mis ideas locas, por sus pequeños pero muy originales detalles, por su comprensión y su amistad.

A mis abuelos que ya no están: la abuelita Bárbara, los abuelos Manuel y Reinaldo, pues sin ellos no estaría presente aquí. A mi abuelita Carmen.

A mis tías, tíos y primos maternos y paternos, agradezco su apoyo, cariño y por demostrarme que a pesar de la distancia el sentido de familia y la unión de la misma es lo que más vale en la vida. Gracias a todos por su apoyo y palabras de aliento en los momentos difíciles. Gracias por ser tan extrovertidos.

A mi novio Javier por ser la personita que me ha brindado su amor, su apoyo comprensión y su confianza que me ayudaron y animaron en la etapa más difícil de éste proyecto. Gracias por todos esos momentos bonitos que compartimos, llenos de mucha magia y alegría. Gracias por permitirme creer que en la vida siempre habrá más de un momento para ser feliz. Gracias por compartirme tus

enseñanzas que me permitieron y que cada día me permiten seguir creciendo como una mejor persona y profesional.

Gracias al Capitán Luis Otero, al Doctor Serguei Lonin, al Doctor Juan Carlos Andukia y al personal del CIOH porque me brindaron su apoyo en cada etapa del proyecto, por los conocimientos compartidos, por la paciencia y por la amistad brindada durante el tiempo de la pasantía.

Gracias a mis amigos: a Diego Ferrin, por su amistad, tiempo, dedicación y paciencia en los momentos de mayor desesperación, a Francisco Buchelly, por su amistad, su sencillez y sus enseñanzas, Lina Jaller por siempre estar allí en las buenas y en las malas y Julio Mejía por siempre estar atento escuchándome y animándome a seguir adelante. Gracias a los cuatro por su sentido de hermandad. Y gracias a todos aquellos que estuvieron presentes en las buenas y en las malas. Gracias por permitirme compartir una parte de sus vidas.

También agradezco a la Universidad del Cauca y a los docentes del Programa de Ingeniería Física, por los conocimientos brindados durante la carrera.

Gracias a mi prima y su esposo por acogerme en su casa en Cartagena e integrarme a su familia, lo mismo a Claudia y a Felipe por permitirme compartir con ellos en la segunda etapa de éste proyecto. A los cuatro por abrirme las puertas de su casa y hacerme sentir como si estuviera en mi hogar.

Gracias: a Claudia Dagua, Diana Quintana, Diana Franco, Eder Silva, Andrés Orejarena, Alejandro Henao, Jhoana Arregocés, Isabel Ramos y Andrea Devis, por brindarme su amistad y colaboración, por compartir sus conocimientos y brindarme su apoyo durante mi estadía en Cartagena.

CONTENIDO

RESUMEN	13
INTRODUCCIÓN.....	15
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	17
JUSTIFICACIÓN	19
OBJETIVOS.....	20
• Objetivo General	20
• <i>Objetivos Específicos.....</i>	<i>20</i>
CAPITULO I: ANALISIS, PROCESAMIENTO Y VERIFICACIÓN DE LA INFORMACIÓN SUMINISTRADA POR EL MODELO.....	20
1.1. Circulación Atmosférica Global.....	22
1.2. Circulación Atmosférica en el Caribe Colombiano.....	24
1.2.1. Épocas Climáticas en el Litoral Caribe Colombiano	25
✧ Época Seca o Época de Verano (diciembre a marzo).....	25
✧ Época Húmeda o Época de Invierno (abril a junio)	26
✧ Época Húmeda o Época de Invierno (agosto a noviembre)	27
✧ Época de Transición (junio – julio) “Veranillo de San Juan”	28
1.3. Modelos Atmosféricos.....	29
1.3.1. Modelo de la Oficina Meteorológica del Reino Unido UKMO	29
1.3.2. Modelo de Investigación y Pronóstico del Clima WRF	31
1.4. Modelo numérico Stony Brook Parallel Ocean Model (sbPOM).	35
1.4.1. Ecuaciones del Bloque Oceánico	36
1.4.2. Parámetros de la malla de Cálculo para el bloque oceánico.....	41
CAPITULO II: IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO sbPOM A LAS CONDICIONES DE LA REGIÓN DEL MAR CARIBE	65
2.2. Operativa del modelo sbPOM	67
2.3. Salidas de la ejecución del modelo sbPOM	68
2.3.1. Esfuerzo del Viento.....	70
2.3.2. Balance de Calor Oceánico	83

CAPITULO III: ANALISIS Y DESCRIPCIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE LAS VARIABLES EN LA CAPA SUPERFICIAL OCEÁNICA OBTENIDAS A PARTIR DE LA EJECUCIÓN DEL MODELO sbPOM	95
3.1. Circulación Oceánica Superficial	96
3.1.1. Circulación oceánica superficial en la región Caribe	99
3.1.1.1. <i>Corrientes superficiales</i>	
99	
3.1.1.1.2. <i>Corriente Ascensional</i>	102
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	137
Bibliografía	143

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	Células convectivas: Hadley, latitud media y polar que impulsan la circulación atmosférica latitudinal. Fuente: Ciencias Naturales 1° ESO.	23
Figura 2.	División del Mapa Mundial según UKMO, la región de interés, Caribe corresponde a la letra D. Fuente: United Kingdom Meteorological Office.	31
Figura 3.	Diagrama de flujo, correspondiente al funcionamiento del modelo WRF en el que se aprecian los bloques principales y datos necesarios para su ejecución. Fuente: User's Guide WRF.....	32
Figura 4.	Diagrama del bloque WPS. Fuente: User's Guide WRF.....	33
Figura 5.	a. Sistema de Coordenada Sigma. b. Fondo marino, coordenada sigma e interacción del modo interno y externo. Fuente: The Princeton Ocean Model.	37
Figura 6.	a. Malla del plano X - Y para el modo externo. b. Malla del plano X - Y para el modo interno. Q presenta K_M , K_H , Q_2 o Q_{2L} . T presenta T, S o Rho. c. Malla del plano X - σ para el modo interno. Q presenta K_M , K_H , Q_2 o Q_{2L} . T presenta T, S o Rho ^[26]	42
Figura 7.	Sistema curvilíneo ortogonal en el plano X-Y ^[26]	43
Figura 8.	Convención oceanográfica para determinar la dirección del viento. .	46
Figura 9.	Cobertura global de Quikscat	49
Figura 10.	Resolución de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ QSCAT para el 15 de Noviembre de 2004.....	52
Figura 11.	Campos de viento obtenidos a partir de las componentes zonal y meridional a 10 m para el 7 de Febrero de 2009. a. Modelo atmosférico UKMO. b. Satélite QuikScat. Unidades m/s.	55

Figura 12.	Campos de viento obtenidos a partir de las componentes zonal y meridional a 10 m para el 25 de Mayo de 2009. a. Modelo atmosférico UKMO. b. Satélite QuikScat. Unidades m/s.	58
Figura 13.	Campos de viento obtenidos a partir de las componentes zonal y meridional a 10 m para el 12 de Septiembre de 2009. a. Modelo atmosférico UKMO. b. Satélite QuikScat. c. Modelo WRF. Unidades m/s.	60
Figura 14.	Campos de viento obtenidos a partir de las componentes zonal y meridional a 10 m para el 7 de Noviembre de 2009. a. Modelo atmosférico UKMO. b. Satélite QuikScat. c. Modelo WRF. Unidades m/s.	63
Figura 15.	Dominio computacional empleado en la ejecución del sbPOM. Generada en Surfer.	69
Figura 16.	Esfuerzo del viento calculado para el 7 de Febrero de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional a. Modelo UKMO. b. Satélite QSCAT. Unidades Pa.	73
Figura 17.	Esfuerzo del viento calculado para el 25 de Mayo de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional a. Modelo UKMO. b. Satélite QSCAT. Unidades Pa.	76
Figura 18.	Esfuerzo del viento calculado para el 12 de Septiembre de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional a. Modelo UKMO. b. Satélite QSCAT. Unidades Pa.	79
Figura 19.	Esfuerzo del viento calculado para el 7 de Noviembre de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional a. Modelo UKMO. b. Satélite QSCAT. Unidades Pa.	80
Figura 20.	Componente zonal del esfuerzo del viento para el 6 de Abril de 2010, proveniente del modelo WRF para la hora 00. Unidades W/m ²	81
Figura 21.	Campo de radiación de onda corta para el 6 de Abril de 2010, para las 12:00 GMT. Unidades W/m ²	82

Figura 22.	Radiación de onda corta calculada para el 7 de Febrero de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional provenientes de UKMO. Unidades W/m^2	88
Figura 23.	Radiación de onda corta calculada para el 25 de Mayo de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional provenientes de UKMO. Unidades W/m^2	89
Figura 24.	Radiación de onda corta calculada para el 12 de Septiembre de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional provenientes de UKMO. Unidades W/m^2	89
Figura 25.	Radiación de onda corta calculada para el 7 de Noviembre de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional provenientes de UKMO. Unidades W/m^2	90
Figura 26.	Flujos de radiación calculados para el 7 de Febrero de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional provenientes de UKMO. Unidades W/m^2	91
Figura 27.	Flujos de radiación calculados para el 25 de Mayo de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional provenientes de UKMO. Unidades W/m^2	92
Figura 28.	Flujos de radiación calculados para el 12 de Septiembre de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional provenientes de UKMO. Unidades Pa.....	93
Figura 29.	Flujos de radiación calculados para el 7 de Noviembre de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional provenientes de UKMO. Unidades Pa.	94
Figura 30.	Espiral de Ekman.....	97
Figura 31.	Las corrientes superficiales en la región occidental del Atlántico Tropical (adaptado de <i>Wilson y Johns, 1997</i>).....	100

Figura 32.	a. Campos de corriente obtenidos a partir de la simulación del sbPOM, [m/s]. b. Campos de TSM, [°C], c. Nivel del Mar [m/s], para el 7 de Febrero de 2009.....	106
Figura 33.	a. Campos de corriente obtenidos a partir de la simulación del sbPOM, [m/s]. b. Campos de TSM, [°C], c. Nivel del Mar [m/s], para el 25 de Mayo de 2009	110
Figura 34.	a. Campos de corriente obtenidos a partir de la simulación del sbPOM, [m/s]. b. Campos de TSM, [°C], c. Nivel del Mar [m/s], para el 12 de Septiembre de 2009.....	113
Figura 35.	a. Campos de corriente obtenidos a partir de la simulación del sbPOM, [m/s]. b. Campos de TSM, [°C], c. Nivel del Mar [m/s], para el 7 de Noviembre de 2009.....	114
Figura 36.	Estaciones en el Caribe para extracción de perfiles de TSM y salinidad.....	117
Figura 37.	Perfiles de TSM [°C] y salinidad [ppm] obtenidos para cuatro estaciones a partir de la simulación del sbPOM para el 7 de Febrero de 2009.....	120
Figura 38.	Perfiles de TSM [°C] y salinidad [ppm] obtenidos para cuatro estaciones a partir de la simulación del sbPOM para el 25 de Mayo de 2009.....	123
Figura 39.	Perfiles de TSM [°C] y salinidad [ppm] obtenidos para cuatro estaciones a partir de la simulación del sbPOM para el 12 de Septiembre de 2009.	126
Figura 40.	Perfiles de TSM [°C] y salinidad [ppm] obtenidos para cuatro estaciones a partir de la simulación del sbPOM para el 7 de Noviembre de 2009.	129
Figura 41.	Transporte de Ekman obtenido a partir de los datos de para el 7 de Febrero de 2009. Unidades m ² /s.	131

Figura 42.	Transporte de Ekman obtenido a partir de los datos de para el 25 de Mayo de 2009. Unidades m^2/s	132
Figura 43.	Transporte de Ekman obtenido a partir de los datos de para el 12 de Septiembre de 2009. Unidades m^2/s	134
Figura 44.	Transporte de Ekman obtenido a partir de los datos de para el 7 de Noviembre de 2009. Unidades m^2/s	136

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.	Parámetros de salida del modelo WRF.	34
Tabla 2.	Número de observaciones mínimas tenidas en cuenta por QSCAT para calcular promedios de 3 días, semanal y mensual para la dirección y magnitud del viento.....	47
Tabla 3.	Localización y nombramiento de los archivos según el FTP de QSCAT	50

RESUMEN

El propósito de éste trabajo de investigación es el de presentar la metodología implementada para el desarrollo de una descripción superficial en el Caribe a partir del modelo oceánico Stony Brooks Parallel Ocean Model (sbPOM) que hace parte del proyecto: Sistema de Pronóstico Oceanográfico y Atmosférico, SPOA creado en el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), para salvaguardar la vida humana en el mar y para apoyar las actividades marítimas y operaciones navales.

La etapa inicial de ésta investigación estuvo orientada a la revisión y evaluación de las fuentes de atmosféricas de datos provenientes de los modelos de la Oficina Meteorológica de Reino Unido (UKMO) y el modelo de Investigación y Pronóstico del Clima (WRF) creado en colaboración por el Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR), Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP), Laboratorio de Sistemas de Pronóstico (FSL), Laboratorio de Investigación Naval, Universidad de Oklahoma y descarte de ésta última fuente como posible forzamiento para ejecutar el modelo sbPOM.

En la segunda etapa se procedió a revisar y estudiar la operativa del modelo sbPOM, así mismo se preparó la información que requiere dicho modelo para su ejecución: archivos de esfuerzo del viento y flujos de balance de calor. En la etapa final se analizaron las variables de salida que arroja el modelo sbPOM, como lo son los campos de corriente y la dirección de los mismos, temperatura, salinidad y nivel del mar en la capa superficial del Mar Caribe.

Se concluyó que el modelo sbPOM para las cuatro fechas elegidas, que representan una época climatológica, el modelo sobrestimó las variables temperatura superficial del mar (TSM) y nivel del mar, mientras que subestimo las intensidades en los campos de corriente, así mismo como la dirección de ésta

sobre la región Caribe, usando un análisis cualitativo basado en la teoría consultada.

INTRODUCCIÓN

En el mundo actual la climatología cada día adquiere mayor importancia dentro de una región determinada, afectando o beneficiando su economía y su población. Con una pequeña variación, se producen cambios en la circulación atmosférica global. Estos cambios bruscos ponen, en riesgo la vida, la seguridad y las actividades de los humanos. Ésta situación ha llevado a la comunidad científica a realizar investigaciones y a emplear diversas herramientas con el fin de predecir los cambios en el tiempo y prevenir a la población.

Todo inicia en 1911, cuando el británico Richardson propuso elaborar pronósticos usando 64.000 computadoras humanas, equipadas con mesas calculadoras, para mantenerse delante del tiempo, pero no era proposición válida para la tecnología disponible en aquella época. A partir de 1950 la meteorología aprovecha el desarrollo de los computadores de alta velocidad, para pronosticar el tiempo usando modelos numéricos, los cuales permitirán descifrar el comportamiento de la atmósfera y del océano.

Al pasar los años los modelos han implementado mayor cantidad de información para los cálculos, con el fin de aproximarse a modelar procesos reales y poder predecir con mayor certeza los diferentes fenómenos, esto se realiza en grandes máquinas computacionales, conocidas como *clusters*.

De acuerdo con lo anterior, y teniendo en cuenta el impacto que representa para la comunidad la evolución de la climatología, en este trabajo de investigación se estudió la validación del modelo acoplado sbPOM al ser alimentado con los datos del modelo atmosférico como condiciones iniciales y de contorno.

Este trabajo está dividido en tres capítulos. El Capítulo I inicia con el análisis de las condiciones iniciales y de contorno para la región Caribe, empezando con la revisión de la bibliografía correspondiente a la circulación atmosférica global, los

vientos, que influyen sobre la misma. Dentro del mismo capítulo se encuentra la climatología característica del Caribe Colombiano y los elementos responsables en su circulación. Debido a que se emplearán variables meteorológicas, tanto del modelo UKMO como WRF, se consultó sobre las características de los mismos para la región Caribe. Finalizando este primer capítulo, se encuentra el análisis comparativo para las condiciones iniciales y de contorno, las cuales fueron descargadas de cada modelo para una fecha determinada y comparadas con medidas del satélite QuickScat. La comparación que se establece entre variables y los modelos es de carácter gráfico con el fin de verificar que las condiciones meteorológicas sean similares a las que se desarrollan comúnmente sobre la región de estudio. En éste capítulo también se revisa la física y matemática que emplea el sbPOM para simular la circulación oceánica de la región Caribe.

En el Capítulo II se exponen los pasos que se requirieron para ejecutar el modelo sbPOM y la obtención de cada variable que el modelo brinda. Así mismo se mencionaron los procedimientos seguidos para la extracción y graficación de cada variable.

En el Capítulo III se realizó una investigación sobre la circulación oceánica en general y posteriormente la circulación en el Caribe. A continuación se realizó la descripción de las variables físicas obtenidas en el capítulo anterior.

Finalmente se encuentran las conclusiones, en donde se determina que el modelo sbPOM sobrestima los valores de TSM y nivel del mar, así como subestima los valores de los campos de corriente los cuales pudieron verse afectados por los métodos de interpolación empleados en la etapa de preparación de la información. También dentro del mismo capítulo se sugirieron algunas revisiones para la validación del modelo WRF y al mismo tiempo algunas recomendaciones para el almacenamiento de las bases de datos para a futuro realizar modelamiento con series considerables de tiempo.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La Dirección General Marítima (DIMAR), es una dependencia del Ministerio de Defensa. Dentro de sus funciones se establece que debe dirigir y controlar las actividades relacionadas con la seguridad de la navegación en general y la seguridad a la vida humana en el mar, autorizar la operación de las naves y artefactos navales en aguas colombianas y emitir boletines diarios y mensuales de las condiciones oceanográficas y de meteorología marina para el Caribe colombiano ^[1].

DIMAR para a las actividades de investigación oceanográfica, hidrográfica y áreas afines, creó dos centros de investigación: Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH) en Cartagena, y Centro Control Contaminación del Pacífico, en Tumaco ^[1].

El CIOH fue creado en 1975 y dentro de sus funciones principales se encuentran el desarrollo de programas de investigación científica marina básica y suministro de soporte técnico y científico a otros entes nacionales, con el propósito de contribuir al conocimiento y el aprovechamiento los mares colombianos, así como a la seguridad de la vida humana en el mar. Para cumplir con éstas funciones, el CIOH desarrolló el sistema de predicción SPOD (1995-1998), el cual está conformado por varios bloques de transporte y un bloque hidrodinámico (POM), versión Julio 1998 ^[1].

El modelo sbPOM permite realizar una simulación temporal tridimensional de masas de agua con batimetría compleja, con superficies libres y presencia de estratificaciones (capas) tanto salinas como térmicas, con circulaciones inducidas por la acción del viento sobre la interfaz agua-aire y por flujos de entrada/salida. El

modelo ha sido empleado para simular problemas oceanográficos y de circulación costera [2].

El bloque hidrodinámico inicialmente fue alimentado con la información atmosférica proveniente del modelo meteorológico de la UKMO, descargada directamente desde la página web. Se observaron algunas limitaciones que presentó en sus inicios el sistema de predicción, razón por la cual el CIOH desarrolló un sistema de pronóstico local, en el que agrupó un conjunto de modelos numéricos para realizar mejoras sobre el pronóstico y usó como fuente alterna de información el modelo atmosférico WRF, el cual ha sido modificado para el Caribe colombiano. Éste modelo tiene mayor resolución que UKMO, por lo tanto contiene mayor información para modelar los procesos atmosféricos. Teniendo en cuenta lo anterior, debe realizarse la validación del modelo sbPOM frente a las condiciones iniciales, provenientes del modelo atmosférico UKMO.

JUSTIFICACIÓN

La región Caribe por estar ubicada en la zona de convergencia intertropical (ZCIT), recibe la influencia de masas de aire frío y masas de aire cálido, que al interactuar entre sí producen gran cantidad de fenómenos atmosféricos como los frentes fríos, ciclones tropicales, depresiones, tormentas y huracanes, que afectan directamente a la comunidad y sus actividades. El paso de éstos fenómenos atmosféricos por el océano generan cambios, incrementando niveles de oleaje, concentración de salinidad, temperaturas superficiales, que a su vez ponen en riesgo las operaciones navales y actividad marítima en general. Por tal razón el hombre ha tratado de profundizar en su estudio, para prever situaciones extremas que lleguen a afectar la integridad humana.

Para ello ha implementado modelos numéricos a partir de unas condiciones iniciales preestablecidas. Éste tipo de modelamiento se realiza en máquinas cuya capacidad de procesamiento permite elaborar los pronósticos de forma ágil y precisa. Con el fin de aproximar el pronóstico a las condiciones reales, cada día se buscan nuevas fuentes que contengan mayor cantidad de información. Es por ésta razón que el CIOH implementó como nueva fuente el modelo WRF, para alimentar al modelo sbPOM, en el *cluster* computacional.

Validar el modelo sbPOM empleando la fuente UKMO permitirá establecer cuanto se acerca o se aleja dicho modelo de las condiciones reales. Así se posibilitará a los pronosticadores desarrollar una labor más acertada, beneficiando el desarrollo de las diferentes actividades que realiza la comunidad marítima en general.

OBJETIVOS

- **Objetivo General**

Adaptar y validar el modelo sbPOM para la región del Mar Caribe empleando el análisis cualitativo de la circulación superficial característica de ésta región.

- **Objetivos Específicos**

- Analizar, procesar y verificar la información suministrada por el modelo atmosférico UKMO como posible condición de contorno del modelo sbPOM.
- Implementar el modelo sbPOM a las condiciones de la región del Mar Caribe.
- Analizar y describir cualitativamente el comportamiento de las variables en la capa superficial oceánica en la región Caribe obtenidas a partir de la ejecución del modelo sbPOM.

**CAPITULO I: ANALISIS, PROCESAMIENTO Y VERIFICACIÓN DE LA
INFORMACIÓN SUMINISTRADA POR EL MODELO ATMOSFÉRICO
UKMO COMO POSIBLE CONDICIÓN DE CONTORNO DEL MODELO**



*Fuente:Recreación artística de la luz del Sol
atravesando la atmósfera de la Tierra / Gabriel*

Antes de iniciar la evaluación y análisis de la información atmosférica con las condiciones de la región Caribe para alimentar al modelo sbPOM se hará una revisión sobre la circulación atmosférica global y posteriormente para el Caribe colombiano durante las diferentes épocas del año.

1.1. Circulación Atmosférica Global

Se entiende como circulación atmosférica global el proceso mediante el cual el aire atmosférico inicia su movimiento a gran escala, fluyendo de una región a otra con el fin de mantener el equilibrio térmico sobre la superficie terrestre ^[3].

Es un proceso complejo, debido a que la superficie terrestre no es lisa, ni uniforme, por lo tanto los vientos no solo se encuentran localizados (fijos) en los paralelos (circulación latitudinal) sino también en los meridianos (circulación longitudinal) ^[4]; en éste proceso complejo también participan factores como la orografía y la radiación solar incidente. Ésta última incide sobre la atmosfera terrestre en forma de radiación de onda corta, sin calentarla, por lo tanto es absorbida, reflejada, dispersada y difundida por la superficie terrestre, nubes, gases atmosféricos y el espacio.

La radiación absorbida por los continentes y océanos, se transforma en calor latente, lo que permite, por el proceso de contra radiación, la emisión de radiación infrarroja o radiación de onda larga, para calentar de forma indirecta la atmosfera^[5].

Las regiones ecuatoriales y tropicales, que reciben mayor radiación que el resto de las latitudes, ya que la luz solar incide perpendicularmente sobre el ecuador terrestre. Al proceso de movimiento de masas de aire, se adhiere la rotación terrestre, la inclinación de su eje de 23.5° con respecto al sol y la cantidad de masa abundante del Hemisferio Norte. Por tal motivo, se generan tres células convectivas imaginarias que trabajan en conjunto ^[6].

La circulación atmosférica inicia cuando los vientos alisios interactúan con la radiación solar incidente, sobre la región ecuatorial, generando masas de aire cálido [7], las cuales ascienden por la presencia de zonas de baja presión hasta la tropopausa y se desplazan con dirección hacia los polos, por las células de Hadley que se localizan en los Hemisferios Norte y Sur [8]. Al ascender las masas de aire cálido se generan corrientes compensadoras como anticiclones y zonas depresionarias; el aire trata de escapar de estas corrientes, pero la fuerza de Coriolis, generada por la rotación terrestre, desvía su trayectoria; entonces si las corrientes provienen de zonas de alta presión y se dirigen hacia el ecuador terrestre, el desvío de la corriente se da a favor de las manecillas de reloj para el Hemisferio Norte originando los vientos alisios del Noreste, para el Hemisferio Sur la corriente es desviada en el sentido anti horario formando los alisios del Sureste[9].

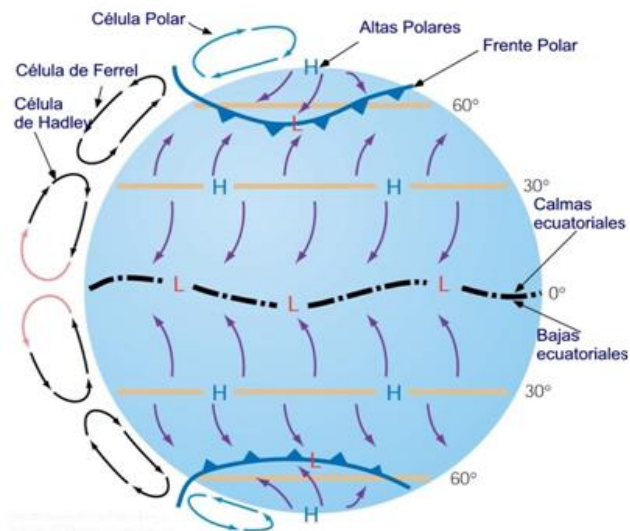


Figura 1. Células convectivas: Hadley, latitud media y polar que impulsan la circulación atmosférica latitudinal. Fuente: Ciencias Naturales 1° ESO.

El aire cálido que se encuentra en ascenso hacia las capas superiores de la atmósfera, llega hasta los 30° de latitud Norte y Sur, donde empieza a descender porque encuentra una zona de alta presión, la cual se produce por una

disminución en la temperatura y un aumento en la densidad de la masa de aire. En esta región convergen con los vientos procedentes de la célula de Ferrel. La corriente de aire que descendió diverge y envía parte de la misma hacia superficie del ecuador terrestre y otra porción avanza hacia latitudes elevadas, con el fin de que sigan el trayecto hacia los polos (Figura 1) [8].

El aire al llegar a los polos, con dirección Este converge con los vientos de la célula polar (60° de latitud); mientras que el que se encuentra en elevadas altitudes dirige su rumbo hacia la región ecuatorial Oeste [10].

En la circulación atmosférica global, además de la circulación latitudinal se observa la presencia de la circulación longitudinal o de Walker, que surge debido a la diferencia de temperaturas entre dos masas de agua pertenecientes al mismo océano, Pacífico ecuatorial. Las masas de aire han sido calentadas y su desplazamiento se realiza desde el Este hacia el Oeste, a nivel del mar y convergen en el centro de baja presión del Pacífico Oeste ecuatorial. Por medio de la convección estas masas de aire, cargadas de humedad, se elevan produciendo abundantes lluvias, para finalmente descender sobre el mar, en una zona de alta presión localizada sobre el Pacífico Este frente a las costas del continente suramericano, fortaleciendo los vientos alisios [11].

1.2. Circulación Atmosférica en el Caribe Colombiano

Colombia al estar atravesada por el ecuador, recibe cantidades considerables de energía transferida desde el Sol a la Tierra. Esta posición privilegiada le permite al país ubicarse dentro de la ZCIT, favoreciendo la climatología del mismo porque no se desarrollan las cuatro estaciones sino veranos prolongados y épocas de invierno constantes [7].

Otro factor importante que influye para que se dé el movimiento de masas aéreas es el viento que existe en la región, porque sobre dicha región inciden los vientos

alisios del Noreste y Sureste, que son transportados a latitudes mayores a través de las células convectivas, como se mencionó anteriormente [7].

1.2.1. Épocas Climáticas en el Litoral Caribe Colombiano

↳ Época Seca o Época de Verano (diciembre a marzo)

Época comprendida entre los meses de diciembre y abril, caracterizándose por vientos fuertes del sector Norte - Noreste y lluvias débiles y escasas. En esta época pueden presentarse los denominados "Mares de Leva", ocasionados por la incursión en aguas del Mar Caribe de frentes polares provenientes del hemisferio Norte, cuando alcanzan los 15° de latitud Norte (unas 150 millas náuticas al norte de la Guajira). Durante el inicio de la época seca sobre el Mar Caribe, lo más significativo son los avances de los extremos sur de los frentes fríos, que se presentan cuando una masa de aire frío se acerca a una masa de aire caliente, con mayor exactitud entre la península de Yucatán, las Antillas mayores (Cuba y República Dominicana) y hasta el centro del Mar Caribe, entre las latitudes 15°N a 11°N, trayendo consigo abundantes vientos, descensos paulatinos en la temperatura, y en algunas ocasiones la ocurrencia de fenómenos oceánicos como los mares de leva [12].

La ZCIT formada por la convergencia de los Alisios del Noreste y Sureste, rodea el globo terrestre y se localiza en el ecuador de éste. Es una zona en la que se desarrollan fenómenos convectivos y sobre el Caribe durante la última semana de diciembre se mantiene estable sobre los 8°N, incrementando la nubosidad sobre el área del litoral centro y litoral sur de ésta región, para posteriormente durante los meses de Enero a Marzo, descender notablemente hasta los 4°N [13]. Durante esta época también se observa un incremento paulatino de los vientos Alisios, prevalecientes del Este, pero su ubicación en los primeros días de la misma, debido a dos sistemas de alta presión que se posicionan, el primero sobre aguas

del atlántico Norte (Azores), y el segundo sobre el Norte del Caribe colombiano, posteriormente, como es común para la época seca, el flujo de los vientos Alisios del Noreste, domina el área del Mar Caribe colombiano y se presentan las mayores intensidades de estos sobre el Norte y Centro del Mar Caribe con valores máximos de 35 nudos, durante los últimos días de la época seca ^[12].

Sobre el litoral Caribe colombiano, permanece la baja presión del Darién, sobre el litoral Caribe sur, lo que genera un incremento progresivo en el mes de marzo en la nubosidad y algunas lluvias aisladas hacia el Golfo de Urabá, disminuyendo la influencia de los Alisios del Noreste, cuyas consecuencias son algunas precipitaciones sobre el área del litoral Caribe sur, de manera especial durante la segunda quincena del mes, cuando se presenta una activación de la baja presión del Darién, que llega a situarse sobre el sur del departamento de Bolívar, Sucre y Córdoba, ocasionando lluvias aisladas al término de la última quincena del mes de marzo y parte de la segunda quincena del mes de Abril, respectivamente ^[12].

↗ **Época Húmeda o Época de Invierno (abril a junio)**

Época de lluvias que se extiende desde abril a junio. Se caracteriza por vientos débiles, de orientación variable y por un régimen de lluvias abundantes. En esta época suelen presentarse los denominados Ciclones Tropicales, sistemas de nubes, viento y tormentas que se desplazan en forma de remolino, los que evolucionan a sistemas complejos: Huracanes ^[14], los cuales pueden aumentar el régimen de lluvias en todo el Caribe colombiano ^[12].

Durante el inicio de la época húmeda sobre el Mar Caribe, se observa el ascenso paulatino de la Zona de Convergencia Intertropical sobre los 8°N, así como la reactivación de la baja presión anclada de Panamá, generando las primeras precipitaciones. Para el litoral Caribe Sur (Golfo de Urabá), estas precipitaciones

se registran de forma moderada y fuerte durante el transcurso de la primera época húmeda ^[12].

El régimen de vientos durante el comienzo de la temporada, se mantiene constante a lo largo del litoral Caribe Norte (Santa Marta a Punta Espada) y centro (Santa Marta a Delta Río Sinú), conservando la dirección Noreste y Este con intensidades de 10 a 15 nudos. Es importante resaltar que el comportamiento del viento para esta época, es la tendencia a disminuir su intensidad, debido al desplazamiento de la alta presión del Atlántico Norte hacia las altas latitudes (Azores). Así mismo, hacia finales del mes de junio, la velocidad del viento varía intensificándose y causando un aumento considerable de la altura del oleaje, debido al gradiente de presión que se presenta al descender la alta presión de las Bermudas con la ZCIT, lo que da inicio al “*Veranillo de San Juan*” ^[12].

Con respecto a la presión atmosférica, y observando las cartas sinópticas elaboradas por el CIOH, durante los primeros días de abril, la presión atmosférica tiende a oscilar en el centro del Mar Caribe de 1010mb a 1014mb, disminuyendo gradualmente el cierre de los campos isobáricos, y permitiendo el ascenso de abundante nubosidad convectiva proveniente del interior del país. Para finales del mes de mayo y comienzos del mes de junio, por lo general, se posiciona un sistema de baja presión o baja anclada de Panamá, sobre la parte centro y Oeste del Mar Caribe, generando una disminución de hasta 1008mb hacia el Este, oscilando la presión barométrica entre 1010 y 1012mb ^[12].

⤴ **Época Húmeda o Época de Invierno (agosto a noviembre)**

La cobertura nubosa sobre la superficie terrestre del Caribe, se observa de la siguiente manera: sobre el litoral Caribe norte (Santa Marta a Punta Espada) y centro (Santa Marta hasta delta Río Sinú), se mantiene en la escala de semicubierto a despejado, manteniéndose gran aglomeración de nubes en horas

de la mañana y despejándose en horas del mediodía y la tarde; y hacia el sur del litoral (Golfo de Urabá), se presenta una mayor concentración de nubes, observándose una cobertura del cielo parcialmente nublado. Con el inicio de la temporada de las ondas del este, en el mes de mayo, se puede observar el avance a lo largo del cinturón de bajas presiones (ZCIT), el paso de abundantes ondas tropicales, las cuales ocasionan incrementos moderados en la cobertura nubosa, así como aumentos significativos en los índices de precipitación, principalmente a lo largo de toda la franja del litoral Caribe colombiano ^[12].

Con la permanencia de la Zona de Convergencia Intertropical sobre los 10° Norte, se registran precipitaciones sobre todo el litoral Caribe colombiano hasta finales de noviembre, incluyendo a esta área del litoral que por lo general, mantiene afectada por la baja presión del Darién, lo cual conserva valores promedio entre los 1004mb y los 1010mb. La dirección del viento para este mes alcanza su mayor procedencia del Sur y Suroeste con valores entre los 2 a 10 nudos ^[12].

↗ **Época de Transición (junio – julio) “Veranillo de San Juan”**

Esta época se caracteriza por vientos constantes y fuertes, de dirección Norte y Noreste. El inicio de esta época marca también el comienzo de la temporada de Huracanes en el área del Océano Atlántico Norte, Golfo de Méjico y Mar Caribe que se extiende hasta el mes de noviembre ^[12].

La evolución de los parámetros hidrológicos e hidrodinámicos de la región está en estrecha relación con los tres períodos climáticos identificados. Las variaciones climáticas estacionales definen la dirección e intensidad de las corrientes regionales y locales, la dirección e intensidad del oleaje y el régimen de precipitaciones ^[12].

Se establece una temperatura media anual de 28 °C para el área de estudio, las variaciones observadas en la temperatura media no superan los 2 °C, esto se debe principalmente a que la temperatura de la superficie del océano presenta fluctuaciones mínimas durante todo el año. Durante la primera quincena de la época de transición, la cobertura nubosa está directamente relacionada con el paso de las ondas tropicales del Este, las cuales arrastran consigo, núcleos nubosos convectivos provenientes de la ZCIT. Así mismo, la mayor incidencia de nubosidad hacia el oeste del Mar Caribe, se debe a la intensificación paulatina de la baja presión del Darién y al ascenso de la ZCIT, la cual se mantiene oscilando sobre los 10° Norte aproximadamente. Para la segunda quincena, la cobertura nubosa sobre el Mar Caribe Este, presenta cielo semicubierto influenciado levemente por aire seco proveniente de la alta presión de las Bermudas, mientras que para el Oeste del Mar Caribe, la influencia de la ZCIT, ocasiona cielo parcialmente cubierto. Con respecto a los sistemas tropicales, éste es el mes en donde comienza la temporada ciclónica, debido a la intensificación de las ondas tropicales del Este ^[12], sistemas de relativa baja presión que atraviesa los trópicos y conducen a la formación de ciclones tropicales ^[15].

Existen modelos numéricos que a través de diferentes ecuaciones y procesos logran resolver y describir el comportamiento de la atmósfera real descrita anteriormente. Los modelos considerados son el de pronóstico UKMO y el modelo WRF.

1.3. Modelos Atmosféricos

1.3.1. Modelo de la Oficina Meteorológica del Reino Unido UKMO

Este modelo permite pronosticar condiciones meteorológicas globales, hasta 5 días. Los datos suministrados por UKMO son el resultado de mediciones realizadas por radares, satélites y el modelo global de olas.

Los procesos físicos que se parametrizan son: procesos por debajo de la superficie, en la superficie y capa límite (suelo, mar y atmosfera), nubes y precipitación a macroescala, convección y precipitación convectiva, procesos radiativos ^[16].

Los datos de la oficina Meteorológica del Reino Unido son descargados de la página web del Servicio de Distribución de datos y productos de la oficina meteorológica, en el cluster del CIOH, con la ayuda de un script implementado en Linux. La descarga se realiza en el formato Gzip de Unix, que en su interior contiene archivos con formato GRIB. El modelo tiene una resolución espacial de 0.83° de longitud por 0.56° de latitud ^[17].

El modelo tiene dos etapas de arranque, una inicia a las 00 GMT (19:00 hora local) y la segunda inicia a las 12 GMT ^[13], y las salidas del modelo, proporcionan la información meteorológica cada 6 horas.

El modelo emite pronósticos para las diferentes regiones del mundo, por lo que ha seccionado el mapa mundial, y al mismo tiempo ha asignado una letra para cada fragmento. Para éste estudio la región de interés corresponde a la Caribe, por lo tanto la zona correspondiente es la D (Figura 2).

Los parámetros de interés que provee el modelo UKMO para una presión de 980 hPa que equivale a 980 mb, son las siguientes:

- Componente zonal y meridional del viento a 10 m (m/s), (U y V).
- Cantidad de nubes: altas, medias, bajas (%), (N,M,L).
- Humedad específica a 1.5 m (Kg/Kg), (S).
- Temperatura a 1.5 m (°K), (T).

- Precipitación total acumulada (Kg/m^2), (A).
- Presión promediada a nivel del mar (Pa), (P).

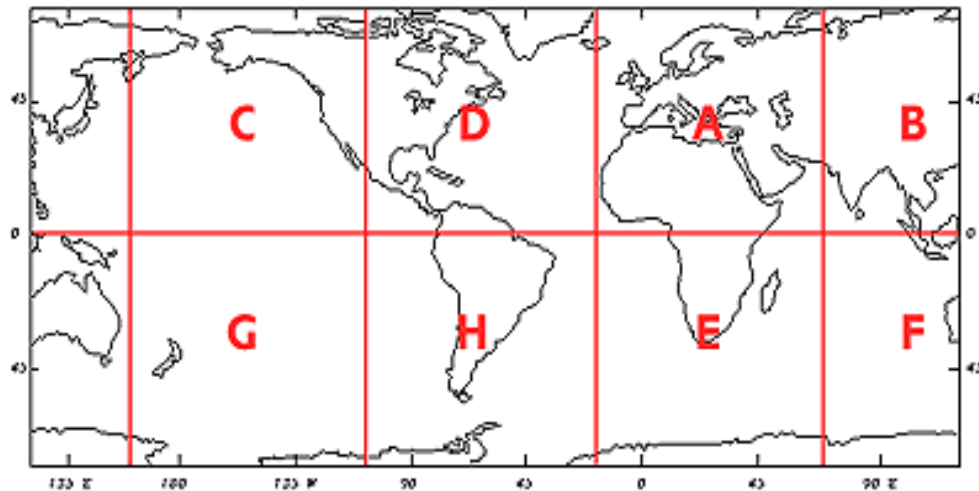


Figura 2. División del Mapa Mundial según UKMO, la región de interés, Caribe corresponde a la letra D. Fuente: United Kingdom Meteorological Office.

1.3.2. Modelo de Investigación y Pronóstico del Clima WRF

La versión empleada del modelo WRF es la versión 2.2.1 (2002). Algunas de las características que brinda éste modelo es el anidamiento de mallas, dinámica no hidrostática, asimilación de datos cuadri-dimensional. Este modelo atmosférico, diseñado específicamente para Colombia es la versión mejorada del modelo MM5^[18].

El modelo WRF ha sido instalado en el cluster Beowulf, propiedad del CIOH, y funciona de forma automática, con scripts realizados bajo el sistema operativo LINUX, distribución Ubuntu. La ejecución del modelo se lleva a cabo en paralelo: corre con el compilador PGI (Portland Group) para Fortran, expresamente diseñado para el modelo ^[18].

El modelo WRF está conformado por cuatro módulos principales: WPS, WRF-Var, ARW y ARWpost, los cuales contienen los programas y rutinas necesarias para el correcto funcionamiento del modelo (Figura 3) [19].

El bloque WPS se encarga de preparar los datos que emplea el modelo para su ejecución. Otras funciones que desempeña: definir los dominios de cálculo; interpolar los datos de superficie (orografía, terreno, uso y tipo de suelo) a los dominios de simulación; decodificar e interpolar datos meteorológicos de fuentes externas a los dominios de cálculo y a la coordenada vertical del modelo; así como a los dominios anidados, en caso de que éstos hayan sido definidos [19].

Las rutinas que emplea WPS para realizar las funciones anteriores son:

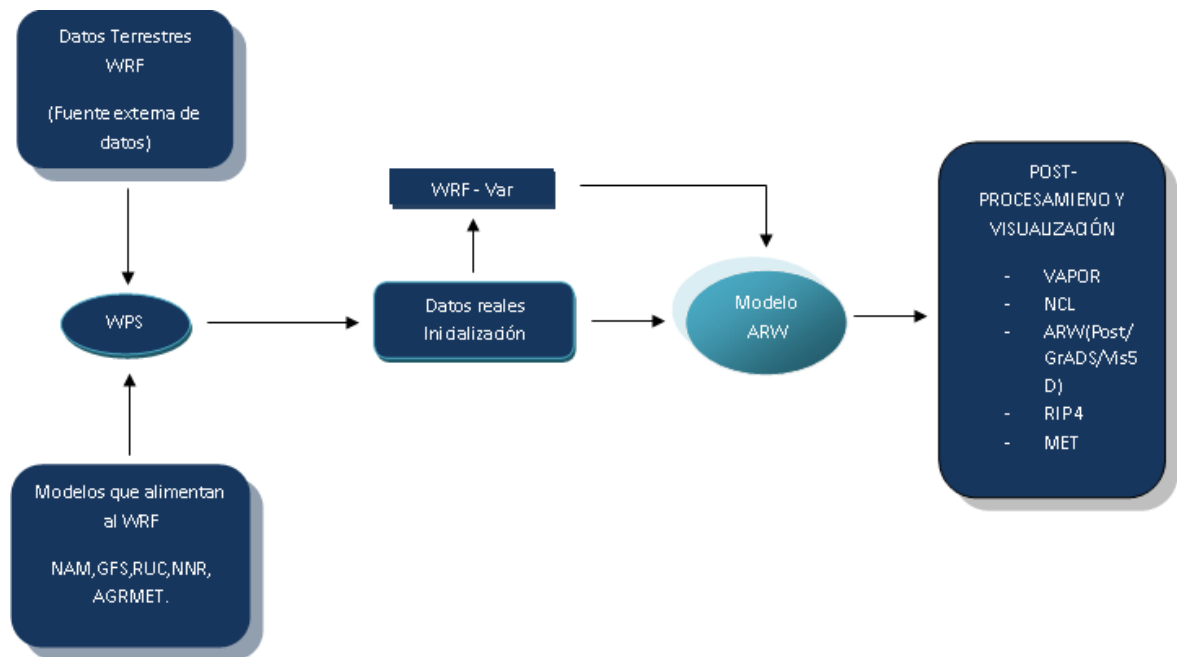


Figura 3. Diagrama de flujo, correspondiente al funcionamiento del modelo WRF en el que se aprecian los bloques principales y datos necesarios para su ejecución. Fuente: User's Guide WRF.

El módulo WRF-Var es un módulo de asimilación que permite añadir observaciones en los análisis interpolados creados por WPS. En ocasiones se usa como condición inicial del modelo en corridas cíclicas [19].

El núcleo del modelo WRF es el bloque ARW. Es el módulo de mayor importancia, debido a que en él se encuentra la física del modelo, además, es el encargado de integrar las ecuaciones [19].

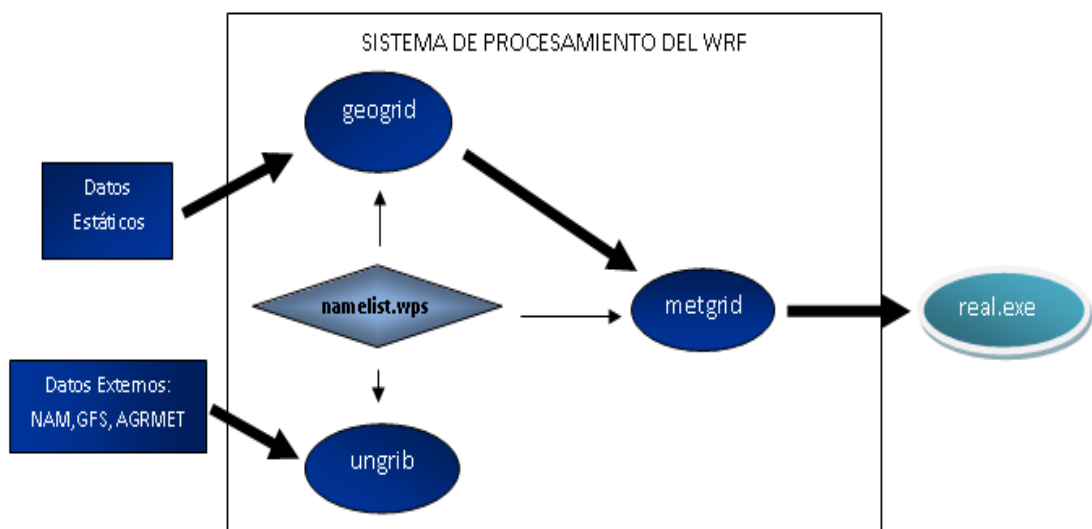


Figura 4. Diagrama del bloque WPS. Fuente: User's Guide WRF.

- **Geogrid:** preparación de datos orográficos.
- **Ungrid:** decodificación de los datos globales.
- **Metgrid:** interpolación a los niveles verticales del modelo

Debido a que éste es un modelo libre, puede adaptarse a las condiciones o regiones que se deseen estudiar, por lo tanto éste modelo atmosférico para la región Caribe tiene resolución espacial de 0.05° de longitud x 0.05° de latitud, 27 niveles en la vertical y una resolución temporal de cada 3 horas durante tres días. Los parámetros de salida del modelo a estas resoluciones se observan en Tabla 1.

Los archivos de salida que arroja el modelo WRF se encuentran en formato NetCDF, los cuales son convertidos por el bloque ARWpost a un formato compatible con el paquete GrADS, con el fin de acceder con mayor facilidad a la información y poder procesarla. Estos archivos de salida del modelo WRF pueden visualizarse con la ayuda de otros paquetes gráficos como RIP4 y NCAR Graphics^[19]. Los archivos de salida, procedentes del WRF, son descargados en el cluster del CIOH para un los dominios Caribe y Pacífico.

Variables		
Componente zonal del viento	Masa de aire seco en la columna (estado base)	Componente zonal del viento a 10 m
Componente meridional del viento	Presión (perturbación)	Componente meridional del viento a 10m
Componente vertical del viento	Presión (estado base)	Temperatura solar
Perturbación geopotencial	Fracción de precipitación congelada	Temperatura superficial del mar
Estado base geopotencial	QV a 2 m	Radiación de onda corta en la superficie terrestre entrante
Temperatura de perturbación potencial ($\theta\theta$)	Temperatura a 2 m	Flujo de onda larga entrante en la superficie terrestre
Masa de aire seco en la columna (perturbación)	Temperatura potencial a 2 m	Flujo de onda larga saliente
Latitud	Longitud	Albedo
Flujo de calor saliente de la superficie	Flujo de humedad en la superficie	Flujo de calor latente en la superficie

Tabla 1. Parámetros de salida del modelo WRF. Fuente: Este estudio.

El modelo WRF para Colombia, obtiene la información para elaborar el pronóstico a partir de datos orográficos (GTOPO para una malla de 6km, 2 minutos de arco) y GFS (Sistema de Pronóstico Global), que contiene las condiciones de superficie que afectan el balance de energía en la superficie, los flujos de calor, humedad y momento. Las condiciones de superficie incluyen tipo de vegetación, tipo de suelo y humedad, tipo de superficie terrestre (agua, tierra, glaciar o hielo marino), rugosidad de la superficie. Esta información le permite al WRF pronosticar hasta 24 horas, iniciando a las 06:00 UTC. Los archivos de salida contienen la variable meteorológica, las unidades de la misma, la fecha y la hora.

1.4. Modelo numérico Stony Brook Parallel Ocean Model (sbPOM).

Es un modelo acoplado, que recibe información atmosférica para obtener cambios en el océano, los que a su vez pueden generar variaciones sobre la circulación atmosférica.

El Modelo Oceánico en Paralelo de Stony Brook (sbPOM), es un modelo tridimensional (3-D), cuyo código está basado en el Modelo Oceánico de Princeton (POM), el cual se basa en la descomposición, en modos externo e interno, del problema en variables primitivas (velocidad, presión, altura de agua, temperatura, etc). El modo externo se encarga de resolver ecuaciones para determinar la evolución de la superficie; mientras que el modo interno actualiza perfiles modelando los procesos de transporte y difusión 3D. El sistema de ecuaciones se compone también por la conservación de salinidad y energía térmica. Los flujos y procesos de transporte turbulentos son aproximados por un modelo de cierre turbulento de dos ecuaciones: conservación de energía cinética y una ecuación de transporte para la macroescala (Mellor - Yamada) y emplea una difusividad del tipo Smagorinsky, para la difusión horizontal ^[23]. La rutina principal del modelo POM se organizó en varios archivos y subrutinas, teniendo en cuenta que se trata

de un código grande para k cantidad de nodos, por lo que deberá ser ejecutado en paralelo [24].

El modelo POM fue desarrollado por Alan Blumberg y George Mellor en 1987, y a partir de esa época ha sufrido ciertas modificaciones en sus subrutinas, dependiendo de las necesidades para estudiar regiones específicas [25].

En el CIOH se empleó el modelo sbPOM, y algunas de sus subrutinas han sido modificadas con el fin de aplicarlo para estudiar la región Caribe, interés de éste trabajo de investigación.

El bloque oceánico que compone el modelo presenta los siguientes atributos principales:

Cerramiento de los momentos turbulentos a 2.5 m, que permite simular la capa de mezcla, permite suavizar la fuerza de viento que a su vez, permitirá reducir el espesor de la misma capa. Sistema sigma para la coordenada vertical, es importante para tener en cuenta la variación en la topografía que pueda presentarse en la región de interés, sistema curvilíneo y ortogonal en la horizontal, aplicando la grilla C de Arakawa, forma explícita para discretización numérica en horizontal e implícita para vertical, superficie libre y separación del modo externo y el interno con distintos pasos en el tiempo y termodinámica completa [25].

1.4.1. Ecuaciones del Bloque Oceánico

El modelo POM usa coordenadas sigma en la componente vertical y en el plano XY usa el sistema de coordenadas curvilíneo ortogonal (Figura 7). Para el desarrollo de las ecuaciones se necesitan las siguientes transformaciones [25].

$$x^* = x; \quad y^* = y; \quad \sigma = \frac{z-\eta}{H+\eta}; \quad t^* = t \quad (1)$$

donde x, y, z , son coordenadas cartesianas empleadas comúnmente; $D \equiv H + \eta$, donde $H(x, y)$, es profundidad y $\eta(x, y)$ es el nivel del mar [25].

La coordenada sigma está representada por σ y varía entre $\sigma = 0$ para $z = \eta$ y $\sigma = -1$ para $z = -H$.

Para determinar la dinámica oceánica se inicia con la ecuación de continuidad, que establece la conservación de la masa, en donde cualquier variación de la densidad deberá compensarse con un cambio en el volumen. Para éste sistema las ecuaciones del modelo tienen la siguiente forma [25].

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0; \quad (2)$$

U, V [m/s] son las componentes horizontales de la velocidad del viento y w corresponde a la velocidad vertical del viento en el sistema sigma [25].

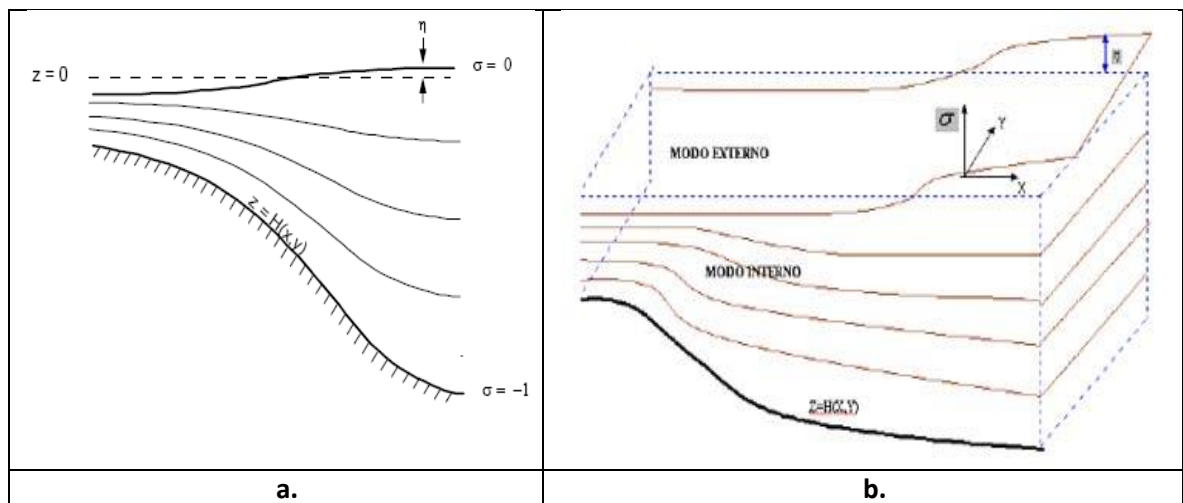


Figura 5. a. Sistema de Coordenada Sigma. b. Fondo marino, coordenada sigma e interacción del modo interno y externo. Fuente: The Princeton Ocean Model.

Como consecuencia de la segunda ley de Newton, se consideran las fuerzas que intervienen: gravedad, Coriolis y fuerza de rozamiento. Por lo tanto la cantidad de movimiento se expresa en tres componentes, para lo cual se emplean tres ecuaciones, expresadas así, para la componente en x e y (ec. 3 y 4 respectivamente):

$$\frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2}{\partial x} + \frac{\partial UV D}{\partial y} + \frac{\partial UW}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] - \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] \partial \sigma' + F_x \quad (3)$$

Donde K_M [m²/s] es la viscosidad cinemática en la vertical [25]

$$\frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial UV D}{\partial x} + \frac{\partial VW}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] - \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] \partial \sigma' + F_y \quad (4)$$

La radiación solar recibida por el océano se expresa en la ecuación de conservación de la temperatura:

$$\frac{\partial \Theta D}{\partial t} + \frac{\partial \Theta UD}{\partial x} + \frac{\partial \Theta VD}{\partial y} + \frac{\partial \Theta W}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial \Theta}{\partial \sigma} \right] + F_{\Theta} + \frac{\partial R}{\partial z} \quad (5)$$

Θ representa la temperatura potencial en °K; K_H [m²/s] difusión en la vertical; R es el flujo de radiación solar de onda corta [m°K/s] [25].

También se cumple la ley de conservación de la salinidad:

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial SW}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_S \quad (6)$$

donde S es la salinidad en psu.

El bloque de turbulencia está definido como:

$$\frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial q^2 UD}{\partial x} + \frac{\partial q^2 VD}{\partial y} + \frac{\partial q^2 W}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right] + 2K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \bar{p}}{\partial \sigma} - \frac{2Dq^3}{B_1 L} + F_q \quad (7)$$

La variable q^2 simboliza el doble del valor de la energía cinética de turbulencia en $[\text{m}^2/\text{s}^2]$ [25].

$$\begin{aligned} & \frac{\partial q^2 LD}{\partial t} + \frac{\partial q^2 LUD}{\partial x} + \frac{\partial q^2 LVD}{\partial y} + \frac{\partial q^2 LW}{\partial \sigma} \\ & = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 L}{\partial \sigma} \right] + E_1 L \left\{ \left[\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + E_3 \frac{g}{\rho_o} K_H \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} \right\} - \frac{D q^3}{B_1} \tilde{W} + F_q^2 L \end{aligned} \quad (8)$$

Las condiciones de contorno en la vertical para el modelo sbPOM, específicamente para la ecuación (2), son las siguientes [25].

$$w(0) = w(-1) = 0 \quad (9a,b)$$

Las condiciones de contorno para (3) y (4) son:

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = (\langle wu(0) \rangle, \langle wv(0) \rangle) \quad \sigma \rightarrow 0 \quad (10a)$$

O lo que equivale a:

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = C_z [U^2 + V^2]^{\frac{1}{2}} (U, V) \quad \sigma \rightarrow -1 \quad (10b)$$

$\langle wu(0) \rangle, \langle wv(0) \rangle$, en la ecuación (8a) indica las tensiones superficiales de viento, que se dividen por ρ_o . C_z es el coeficiente de la fricción del fondo, el cual se determina a través de:

$$C_z = \max \left[\frac{k^2}{(\ln(1 + \sigma_{kb-1})H/z_0)^2}, 0.0025 \right] \quad (11)$$

donde $k = 0.4$, correspondiente a la constante de von Karman, 0.0025 que es el coeficiente de arrastre. Donde el fondo no está bien resuelto, el factor $(1 + \sigma_{kb-1})H/z_0$ es muy grande.

Las condiciones de contorno para las ecuaciones (5), (6), (7) y (8) son:

$$\frac{K_H}{D} \left(\frac{\partial \theta}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = (\langle w\theta(0) \rangle, \langle wS(0) \rangle) \quad \sigma \rightarrow 0 \quad (12a)$$

$$\frac{K_H}{D} \left(\frac{\partial \theta}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = 0 \quad \sigma \rightarrow -1 \quad (12b)$$

$$(q^2(0), q^2L(0)) = \left(B_1^{\frac{2}{3}} u_\tau^2(0), 0 \right) \quad (13a)$$

$$(q^2(-1), q^2L(-1)) = \left(B_1^{\frac{2}{3}} u_\tau^2(-1), 0 \right) \quad (13b)$$

Donde B_1 representa la constante universal de turbulencia; u_τ es velocidad de fricción (velocidad dinámica) en la superficie o en el fondo [25].

Método de solución del problema dinámico:

Los procesos dinámicos tienen dos escalas temporales distintas, una para el modo barotrópico externo con velocidades de propagación de ondas largas y el modo baroclínico interno que es más lento. Teniendo en cuenta lo anterior la solución del problema dinámico se hace en dos partes [25].

La velocidad de las ecuaciones de modo externo se obtiene al integrar las ecuaciones de modo interno sobre la profundidad, eliminando con ello la estructura vertical. Por lo tanto al integrar la ecuación (16) desde $\sigma = -1$ a $\sigma = 0$, usando las condiciones de contorno (8a,b), la ecuación que se obtiene de incompresibilidad. Para dos dimensiones es la siguiente [25].

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \bar{U}D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}D}{\partial y} = 0 \quad (14)$$

Lo mismo se hace para las ecuaciones de movimiento (3) y (4). Las componentes de velocidad promedio se obtienen de:

$$(\bar{U}, \bar{V}) = \int_{-1}^0 (U, V) d\sigma \quad (15)$$

Difusión según Smagorinsky

Se emplea la difusión de Smagorinsky para determinar la difusión horizontal. El coeficiente de difusión se determina en cada nivel por la fórmula establecida por Smagorinsky [25]

$$A_M = 0.5 C \Delta x \Delta y |\nabla \mathbf{V} + (\nabla \mathbf{V})^T| \quad (16)$$

Donde $|\nabla \mathbf{V} + (\nabla \mathbf{V})^T| = [(\partial u / \partial x)^2 + (\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y})^2 + (\partial v / \partial y)^2]^{1/2}$. El valor de la constante $C = 0.10$

A_M disminuye si se mejora la resolución y si los gradientes de velocidad son pequeños [25].

1.4.2. Parámetros de la malla de Cálculo para el bloque oceánico.

Las mallas de cálculo, basadas en la malla tipo C de Arakawa, para el bloque oceánico en el sentido horizontal y vertical permitirán establecer a la salida del modelo oceánico para realizar el transporte entre dos niveles y son las siguientes:

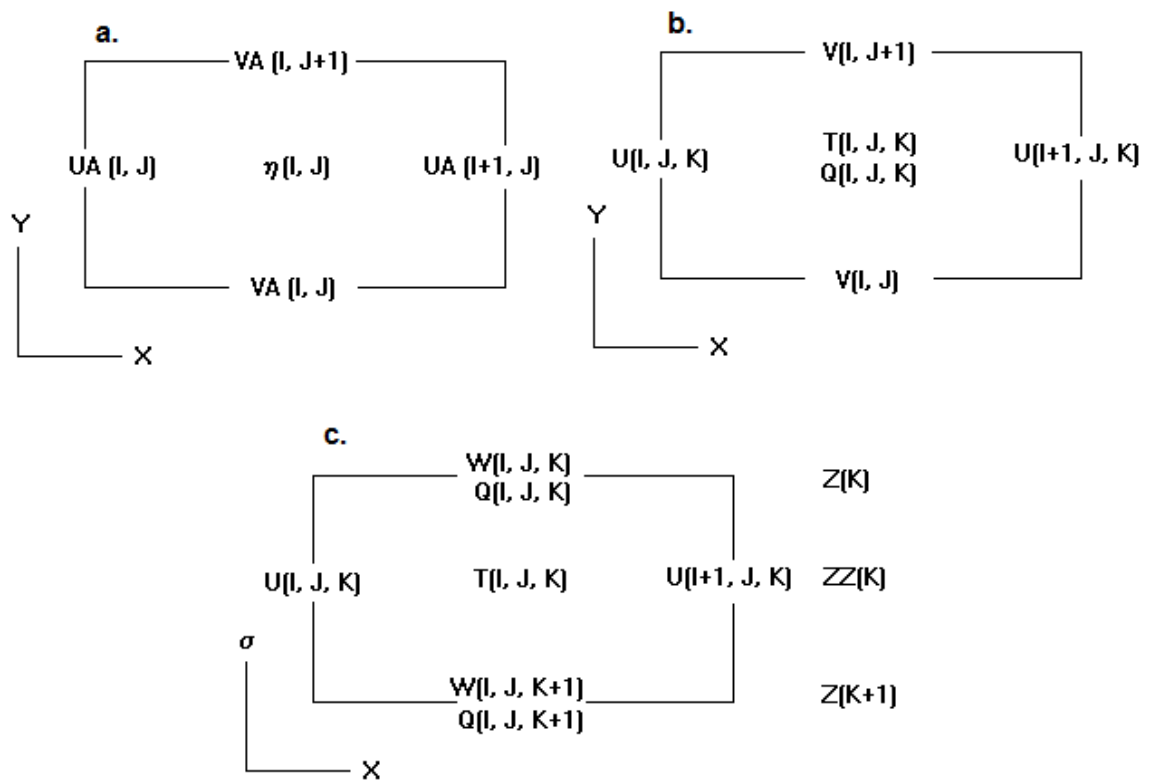


Figura 6. **a.** Malla del plano X - Y para el modo externo. **b.** Malla del plano X - Y para el modo interno. Q presenta K_M , K_H , Q_2 o Q_{2L} . T presenta T, S o Rho. **c.** Malla del plano X - σ para el modo interno. Q presenta K_M , K_H , Q_2 o Q_{2L} . T presenta T, S o Rho [26].

Para hallar el criterio de estabilidad deben elegirse pasos del tiempo para el mismo que permitan al modelo calcular de manera adecuada los parámetros en el fenómeno a modelar. sbPOM emplea el método de diferencias finitas, usando el criterio de estabilidad (Courant – Friedich – Levy, CFL) [27].

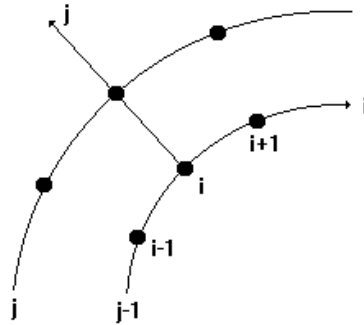


Figura 7. Sistema curvilíneo ortogonal en el plano X-Y [26].

Para el modo externo del modelo, el paso de tiempo queda definido de la siguiente manera:

$$\Delta t_e \leq \frac{1}{C_1} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-1/2} \quad (16)$$

donde $C_1 = 2(gh)^{1/2} + U_{max}$, y U_{max} es la velocidad máxima, Δt_e es el paso temporal del modo externo y Δx y Δy corresponden al incremento espacial en los ejes x e y , respectivamente. En éste estudio de sensibilidad se considera $\Delta t_e = 6s$.

Sin embargo, el modo interno tiene una restricción menos severa para el paso de tiempo, por lo que permite alejar los efectos del modo externo. El criterio es análogo al definido para el modo externo:

$$\Delta t_i \leq \frac{1}{C_t} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-1/2} \quad (17)$$

donde $C_t = 2C + U_{max}'$, es la máxima velocidad de onda interna y U_{max}' es la máxima velocidad de advección. Este tiempo se calcula a partir de la relación entre los dos pasos de tiempo (interno y externo), dentro del modelo la variable que lo contiene se llama "*isplit*". Lo que permite esta relación es que se pueden emplear pasos de tiempo grandes para procesos lentos como la advección y pasos de tiempo pequeño para otros procesos [27].

En este estudio la variable *isplit* = 10s, por lo tanto el paso interno del tiempo será de 60s.

Las variables de entrada que requiere el modelo sbPOM para su ejecución son: el esfuerzo del viento meridional y zonal, flujos totales y radiación de onda corta, que se obtienen a partir de cálculos con las variables que entregan los modelos atmosféricos.

Las variables de salida del modelo oceánico son: nivel sigma, nivel medio sigma, profundidad del agua, elevación superficial, campos de corriente meridional y zonal, dirección de los campos de corriente, velocidad vertical, temperatura, salinidad, nivel del mar.

Teniendo en cuenta las variables básicas que requieren los archivos que alimentarán al sbPOM son: componente zonal y meridional del viento, cantidad de nubes altas, medias y bajas, humedad específica a 1.5 m , temperatura a 1.5 m y presión promediada a nivel del mar.

Metodología

Para el cumplimiento del primer objetivo el primer paso fue consultar la base de datos que posee el CIOH para el modelo UKMO. Se dispone de ésta base de datos desde Julio de 2004 hasta Abril de 2010, año en el que UKMO dejó de suministrar datos al CIOH, con varios meses que carecen de información. El año elegido para ésta investigación es 2009, ya que es el que contiene información completa de cada mes. Se eligieron cuatro fechas para dicho año que representan cada época del año, 7 de Febrero, 25 de Mayo, 12 de Septiembre y 7 de Noviembre.

Se descargaron las variables: componentes del viento zonal y meridional a 10 m, cantidad de nubes altas, medias, bajas, humedad específica, temperatura y

presión promedio a nivel del mar, para cada fecha. Se obtuvieron 5 archivos por cada variable, desde las 0 horas hasta las 24 horas, cada 6 horas. Estos archivos fueron descomprimidos a formato ASCII usando el programa GRIB.exe, desarrollado en el CIOH. Este programa permite cortar la zona de interés, por lo tanto para la región Caribe se introdujeron intervalos de longitud desde -85° a -60° y desde 8° hasta 19.5° de latitud y la información se almacena con formato .mtx. Cada archivo contiene la información en columnas: cantidad de nodos de la malla (vector con 630 nodos), longitud, latitud, número que representa al parámetro, el parámetro, la fecha y la hora.

A continuación se procedió a consultar la base de datos correspondiente al WRF en el cluster del CIOH. Se encontró que el modelo empezó a funcionar a partir del 23 de Julio de 2009 para tres dominios: principal, Caribe y Pacífico. Es un modelo que por iniciar su ejecución continua hace poco ha sufrido ciertos cambios desde su comienzo que se reflejan en los archivos de salida obtenidos en éste año, por lo tanto a partir del 2010 éste modelo solo contiene 2 dominios: Caribe y Pacífico; pero para coincidir con los periodos elegidos para el modelo UKMO se trabajaron archivos del 2009 (12 de Septiembre y 7 de Noviembre) y se descargaron las variables: latitud, longitud, radiación de onda corta, flujo sensible superficial, calor latente en la superficie, flujo incidente de onda larga en la superficie, flujo emergente de onda larga, para una malla de 36288 nodos.

Para comparar los campos de viento provenientes de los modelos atmosféricos se eligió las observaciones de QuickScat, satélite artificial lanzado el 20 de Junio de 1999. Su misión es medir dirección y velocidad del viento cerca a la superficie oceánica para mejor la predicción en el tiempo, mediante el dispersómetro SeaWinds ^[28].

El SeaWinds, opera en la banda Ku (con frecuencia cercana a los 14 GHz). Para medir la dirección y magnitud del viento el escaterómetro opera como un radar que

envía pulsos de microondas a la superficie terrestre (10 metros de la superficie marina) y esta a su vez devuelve radiación dispersada hacia el dispositivo [28].

La dispersión devuelta al SeaWinds tiene relación con la rugosidad de la superficie marina y como el viento interactúa con ella en dicha región del océano (wind stress o esfuerzo del viento). El ángulo que determina la dirección de movimiento del aire usa la convención oceanográfica (Figura 12) [28].

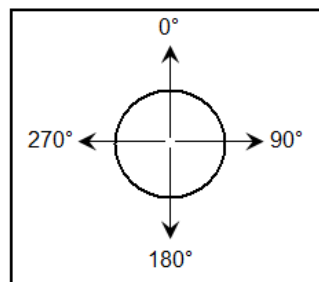


Figura 8. Convención oceanográfica para determinar la dirección del viento[28].

El viento sopla hacia el Norte ($0^\circ - 360^\circ$), hacia el Este (90°), hacia el Sur (180°) y hacia el Oeste (270°)[28].

El satélite QuickScat emplea cuatro radiómetros F13 SSMI, F14 SSMI, F15 SSMI y TMI con el fin de detectar el hielo marino y también en la determinación de lluvia en el mismo lugar donde el satélite realiza la observación[28].

Los datos del escaterómetro son sobre escritos después de dos días de observación. Son datos menos precisos en la observación de lluvia, incluyen productos derivados de indicadores de lluvia y ubica en la columna del radiómetro tazas de lluvia[28].

Los datos están organizados de acuerdo a la fecha en la que QSCAT realizó la observación. Los datos correspondientes a hora y fecha están en UTC (Coordinated Universal Time), conocido también como GMT (Greenwich Mean Time), Z, (Zulu Time), UT (Universal Time) [28].

Los productos obtenidos desde el satélite incluyen promedios de datos geofísicos: diarios, cada tres días, semanal y mensual. Los datos diarios están en una malla cuya resolución espacial es de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Se obtienen dos mapas basados en los pasos ascendente y descendente que pueden ser sobre escritos por datos observados algún tiempo después. Los datos correspondientes a tres días, son promedios de tres días que incluyen la fecha en la cual se realizó la observación^[28]. El promedio semanal (siete días), incluye hasta el sábado correspondiente a esa semana de observación y finalmente el promedio mensual que contiene todos los días del mes en el que se realizaron las mediciones. Las velocidades del viento son promedios escalares, mientras que la dirección del viento es un vector de promedios^[28].

Para cada celda de la malla es necesario que en un tiempo estimado existan un número de observaciones mínimas, dependiendo de la cantidad de días a promediar (Tabla 2)^[28].

Tiempo promediado	Número de observaciones potenciales	Número de observaciones típicas	Número de observaciones mínimas
3 Días	6	~4	2
Semanal	14	10	5
Mensual	~60	~45	20

Tabla 2. Número de observaciones mínimas tenidas en cuenta por QSCAT para calcular promedios de 3 días, semanal y mensual para la dirección y magnitud del viento^[28].

El satélite realiza dos pasos en el día (uno en la mañana y otro en la noche), pero no pasa por algunas regiones en ninguno de los dos pasos por lo tanto habrán huecos en la información o desactivación del dispositivo, afectando los promedios

diarios y para los tres días, y también puede reducir el número de observaciones en los promedios semanales y mensuales. Puede observarse en las imágenes saltos en la fecha de navegación o pueden observarse franjas blancas que indican que no hay información disponible para la época. Los archivos binarios para las fechas que no hay datos, no se publican en el FTP de RSS. Cuando se presentan retrasos en la obtención y procesamiento de los datos es poco probable encontrar la información subida en el servidor^[28].

La información oficial en la omisión de los datos QuickScat se encuentra en http://podaac.jpl.nasa.gov/quikscat/qscat_prob.html#gaps ^[28].

Otro inconveniente que afronta el escaterómetro es el de la lluvia ya que tiende a generar datos erróneos y elevados en la velocidad y dirección del viento, convirtiéndose en un factor contaminante dentro de los archivos, por eso se ha usado un sistema de identificación (detección gráfica en su sitio web http://www.remss.com/qscat/qscat_browse.html) de flechas grises, diferentes a las negras que usa para determinar velocidad y dirección de los vientos. Sugieren que quien use sus datos deberá crear un indicador propio para éste tipo de contaminación^[28].

Gráficamente, en la página web de RSS, se observa la velocidad del viento en todo el globo terrestre (1440 x 720 bytes), Figura 13, la tierra es de color gris, los datos que no están disponibles son franjas de color negro. Para los promedios diarios el color negro también indica que el satélite no pasa por esa región y las regiones que contengan hielo marino, también.

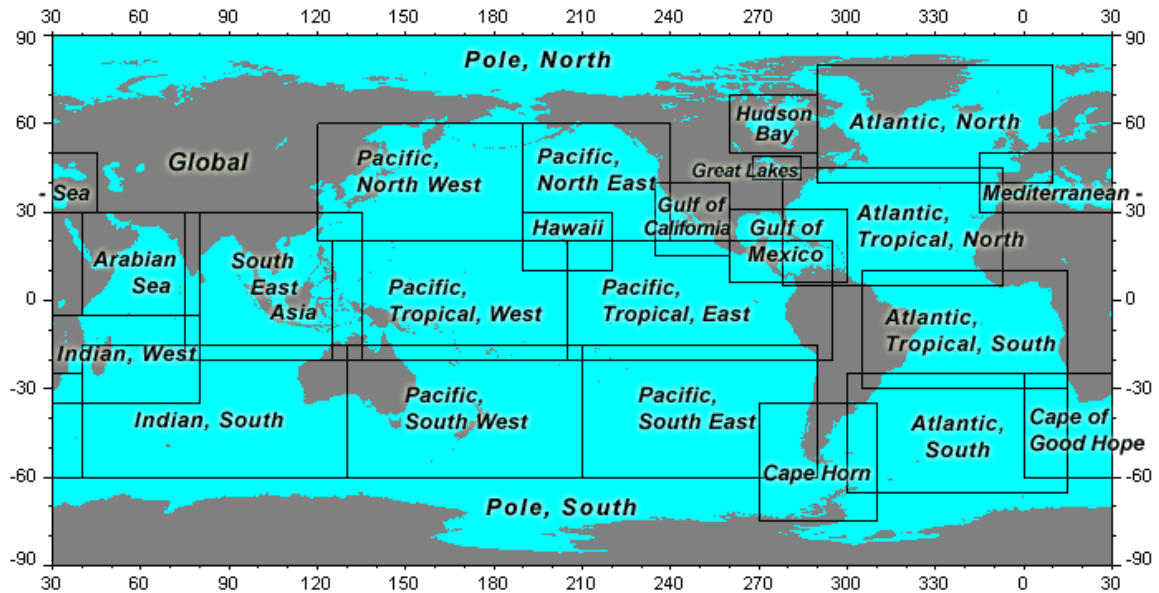


Figura 9. Cobertura global de Quikscat^[28]. Fuente: RSS

La información producida por el escaterómetro para promedios diarios, 3 días, semanal y mensual se produce en archivos de datos binarios para una resolución de 0.25° de longitud x 0.25° de latitud ^[28]

Los archivos generados por QuickScat son públicos y están en el sitio FTP: ftp://ftp.ssmi.com/qscat/bmaps_v03a. La base de datos aparece desde el 24 de Julio 1999 hasta el 19 de Noviembre 2009. Los datos se encuentran nombrados según las convenciones de la Tabla 3 ^[28].

Donde la carpeta del año está como y1999 – y2009, los meses están m01- m12 y los días 01 – 31^[28].

Tiempo	Directorio	Nombre del archivo
Diario	[año]/[mes]/	aaaammdd.gz
3 Días	[año]/[mes]/	aaaammdd_3day.gz
Semanal	[semanas]/	aaaammdd.gz
Mensual	[año]/[mes]/	aaaamm.gz

Tabla 3. Localización y nombramiento de los archivos según el FTP de QSCAT^[28].

Los archivos diarios tienen matrices cuyas dimensiones son de 1440 x 720 x 4 x 2 que corresponde a latitud, longitud, segmento de orbita (paso ascendente o descendente). Los cuatro parámetros que contiene son: fecha de la observación (UTC), velocidad del viento sobre la superficie del océano, dirección del viento en la superficie del océano e indicador de lluvia. Existen dos mapas para cada parámetro, uno para el segmento de orbita ascendente (paso local de la mañana) y el otro el segmento de orbita descendente (paso local nocturno)^[28].

Los datos 1440 corresponde a una longitud que oscila entre los 0° y 360°, los 720 son desde -90° hasta 90° de latitud, 4 son los parámetros mencionados anteriormente y 2 los pasos del satélite^[28].

El formato de los archivos para los tres días promediados contienen matrices de 1440 x 720 x 3, donde 3 indica los parámetros: velocidad y dirección del viento e información de lluvia^[28].

El centro de la primera celda de 1440 columnas y 720 filas se ubica en 0.125° E de longitud y -89.875° de latitud. El centro de la segunda celda está a 0.375° de longitud Este y -89.875° de latitud^[28].

Los valores de los bytes están distribuidos así: de 0 – 250 datos geofísicos válidos, 251 – 252 y 254 no hay observaciones, 253 observaciones del escaterómetro erradas, 255 representa los valores de tierra. Los valores que se encuentran entre 0 y 250 necesitan ser reescalados por lo tanto se multiplican por un valor determinado: el tiempo se multiplica por 6 para obtener desde 0 hasta 1440 minutos del día en UTC o por 0.1 para tener 24 horas del día en UTC. La velocidad del viento debe multiplicarse por 0.2 para que esté en un rango entre los 0 y 50 metros/segundo. La dirección del viento se multiplica por 1.5 para obtenerlos de 0 – 360 grados. Si no se quiere tener en cuenta la lluvia se multiplica por cero sino 1 indica presencia de lluvia^[28].

La información medida por el satélite es almacenada en archivos comprimidos con gzip, y existen subrutinas en Matlab, fortran e idl para el tratamiento de los datos y conversión de formatos (ftp://ftp.ssmi.com/qscat/scatterometer_bmap_support)^[28].

Los datos para la resolución de 0.25° de longitud x 0.25° de latitud, fueron procesados con la subrutina elaborada por RSS para su tratamiento en matlab. De acuerdo a la zona de interés para el desarrollo del proyecto de energía marina se consideró la zona comprendida entre los 0° de latitud Norte hasta los 24° N y una longitud de 90° W hasta 60° W, por lo tanto se realizó el corte de la malla en la misma subrutina. El archivo descargado corresponde al día 15 de Noviembre de 2004 (Figura 14).

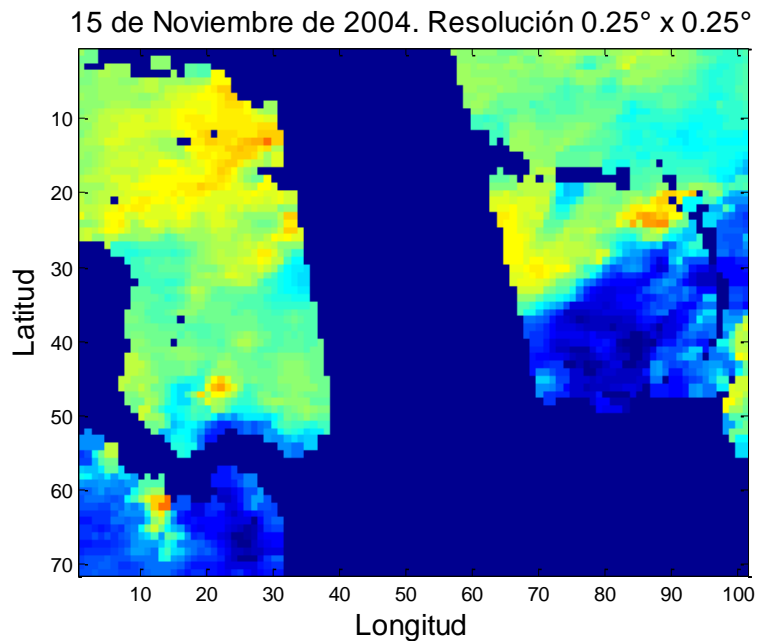


Figura 10. Resolución de 0.25° x 0.25° QSCAT para el 15 de Noviembre de 2004.

Debido a que se encuentran una gran banda color azul sobre la región Caribe, que no brinda información debido a que el satélite no pasó por dicha región se decidió consultar otra página que contiene los datos de QuikScat que hacen falta.

CESART (Centre ERS d'Archivage et de Traitement) generó promedios de los campos de viento QuikScat (MWF) a partir del producto L2B (franja de información es producida por el SeaWinds en el escaterómetro QSCAT, distribuido por Jet Propulsion Laboratory JPL/PO.DAAC) usando como técnica de interpolación kriging. Esto le permite reconstruir series homogéneas de tiempo (resolución temporal): diarias (0 – 24 horas), semanales (Lunes: 0 horas hasta el domingo: 24 horas), mensuales (0 – 24 horas para el mes) para los campos de vientos en una malla cuya resolución espacial es de 0.5° de longitud x 0.5° de latitud (malla rectangular que contiene 720 columnas y 320 filas, el origen de cada malla de datos está en la celda de la malla definida en 179.75° W y 79.75° N, la

siguiente celda de la malla está centrada en 79.75° S y 179.75°E). Tiene cobertura espacial de todo el globo terrestre y la información de los campos de viento puede descargarse desde un CD-ROOM, su página web (<http://www.ifremer.fr/cersat/>) o desde su servidor FTP (<ftp://ftp.ifremer.fr/pub/ifremer/cersat/products/gridded/mwf-quikscat/>), se elige la carpeta data, la resolución temporal y a continuación el año. Aparecen los datos en formato netCDF comprimidos con GZIP. Cada archivo contiene todos los parámetros de acuerdo a la resolución temporal que se elija. La convención de los archivos es la siguiente: aaaammddhhmm-aaaamm(d+1)(d+1)hhmm.nc ^[29].

El instrumento de microondas sigue activado en la banda Ku y envía la retrodispersión (dispersión generada en la Tierra) hacia él mismo, recuperando la velocidad y la dirección del viento que interactúa con la superficie océano. Los parámetros principales incluyen módulo de la velocidad del viento y las componentes del mismo (zonal y meridional), magnitud del esfuerzo del viento y componentes zonal y meridional del esfuerzo. Con el fin de llenar los archivos que carecen de información y los promedios sinópticos para los campos obtenidos desde observaciones discretas para cada período de tiempo, usa una interpolación estadística realizada con un método objetivo. Los errores estándar de los parámetros son estimados por éste método y calculados y permiten complementar la malla de cada campo. Otros parámetros que brinda son divergencia del viento, y el rotor del esfuerzo obtenidos a partir de las mallas de viento y esfuerzo ^[29].

Los parámetros principales están en los siguientes rangos ^[29]:

- Módulo de la velocidad del viento: 0 – 60 m/s
- Componente zonal del viento: -60 a 60 m/s
- Componente meridional del viento: -30 a 30 m/s
- Módulo del esfuerzo del viento: 0 – 2.5 Pa

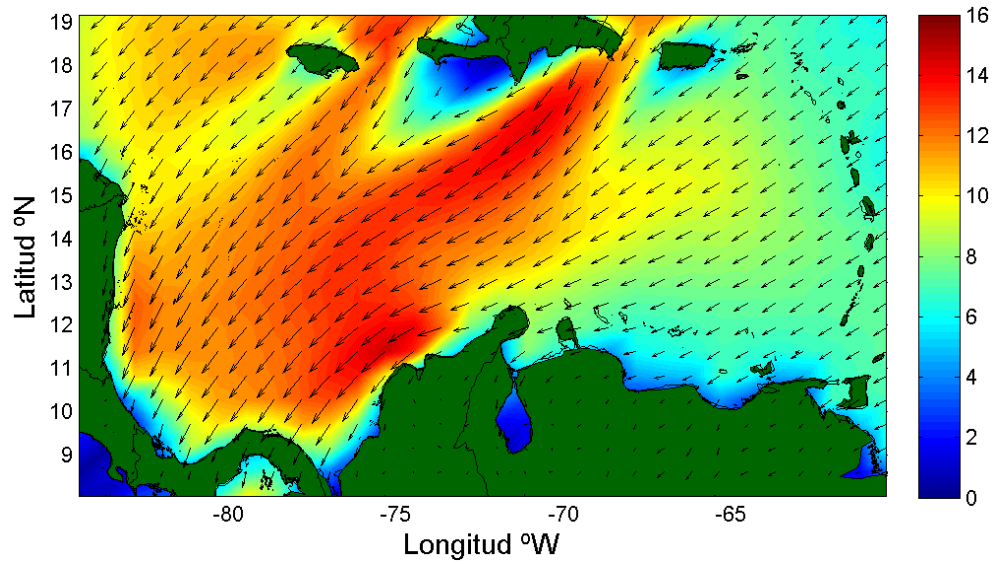
- Componente meridional del esfuerzo del viento: -2.5 a 2.5 Pa
- Vector de divergencia del viento: -10^{-3} a 10^{-3} s^{-1} .
- Rotor del esfuerzo del viento: -2.5 a $2 \cdot 10^{-5}$
- Error estimado para cada parámetro está dado en las mismas unidades del parámetro.

Las variables están en coordenadas UTC, la longitud esta referenciada al Meridiano de Greenwich: Este es positivo (-180), Oeste es negativo (180). La latitud está referenciada respecto al Ecuador, la latitud es positiva hacia el hemisferio Norte y negativo hacia el hemisferio Sur^[29].

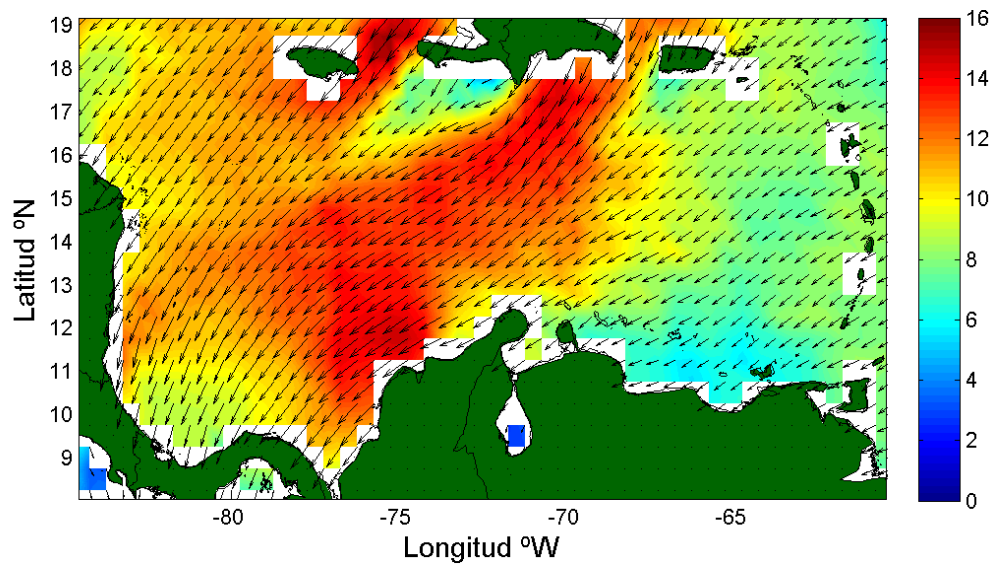
Esta información está disponible desde el 20 de Julio de 1999 hasta el 22 de Noviembre de 2009 (para datos diarios), en el caso que la resolución temporal sea mensual está a disposición del usuario a partir de Septiembre de 1999 hasta el 1 de Noviembre de 2009. Ésta información es distribuida de forma gratuita a la comunidad. Se eligieron las mismas fechas que para UKMO.

Siguiendo con la metodología se realizaron subrutinas en fortran (para convertir los datos provenientes de WRF en un formato legible para Matlab, y de forma que quedó acomodado cada parámetro en forma de matriz (216 x 168)). También se implementaron subrutinas en Matlab para la lectura de los archivos UKMO, su posterior transformación de vectores a matrices de (30 x 21 nodos), para cada parámetro descargado.

Las variables usadas en esta comparación son las componentes de viento para los modelos atmosféricos con QSCAT. Debido a que solo se tienen las componentes zonal y meridional del viento se procede a emplear el teorema de Pitágoras para realizar el cálculo de la intensidad del viento para cada una de las fechas propuestas anteriormente, que gráficamente se representó como un mapa de color bajo los vectores de viento.



a.



b.

Figura 11. Campos de viento obtenidos a partir de las componentes zonal y meridional a 10 m para el 7 de Febrero de 2009. **a.** Modelo atmosférico UKMO. **b.** Satélite QuikScat. Unidades m/s.

Como QSCAT tiene datos diarios, para establecer la comparación se hizo necesario calcular un promedio para cada día teniendo la información para cada 6 y 3 horas según el modelo atmosférico, y con la ayuda de un comando en Matlab.

Anteriormente se expuso que el modelo WRF empezó su funcionamiento después que el modelo UKMO, por lo tanto no cuenta con una base de datos completa, entonces las comparaciones a tener en cuenta fueron para las dos primeras fechas (7 de Febrero y 25 de Mayo) entre UKMO y QSCAT, Figuras 11 y 12, mientras que para las fechas 12 de Septiembre y 7 de Noviembre fueron consideradas las tres fuentes de datos (Figuras 13 y 14).

En la Figura 11a se observa sobre la región Norte, campos de viento con intensidades que varían entre los 8 y 14 m/s siendo la mayor intensidad la observada en la parte Noroeste del Mar Caribe, lo que genera fuertes brisas y un incremento en las crestas del oleaje; mientras que para los 8 m/s (16 nudos) la brisa era fresca con oleaje moderado. Este comportamiento se mantiene similar para el Centro y Sur de la región Caribe observándose sobre Santa Marta la mayor intensidad de los vientos.

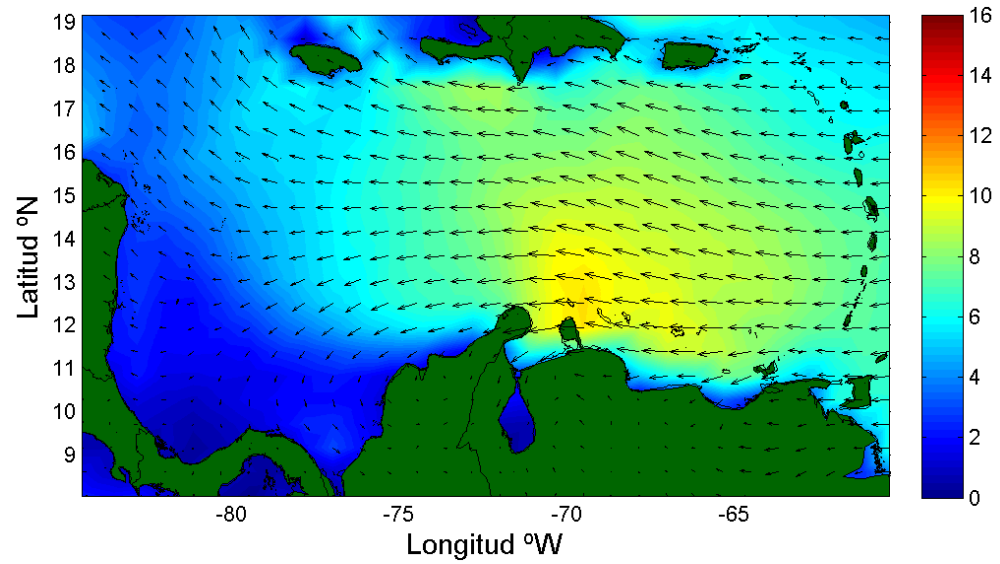
La región Noreste para el modelo UKMO, indica que los campos de viento provienen del Noreste, dirección de mayor predominancia de los vientos; mientras que para la región Noroeste se observó que los campos provienen desde el Norte (Antillas Mayores). Sobre el Caribe central los campos de viento que traen las direcciones mencionadas anteriormente y se desplazan hacia el Sur. Debido a las observaciones realizadas respecto a la intensidad y dirección de los campos de viento que no tienen el comportamiento característico de los Alisios se consultó el Boletín Meteomarino Mensual correspondiente al mes de Febrero, en el cual se describe que para éste día (7 de Febrero de 2009) atravesó la región Caribe un frente frío que afectó las islas de San Andrés y Providencia, parte del Litoral Caribe colombiano y el Noreste del Mar Caribe, ya que se generó en estas zonas

mar de leva (altura de ola entre 2 y 4 m). La velocidad del viento osciló entre los 15 y 25 nudos. Éste sistema unido con el de alta presión de las Azores en los 20°N de latitud ayudaron a que hubiera el incremento en las velocidades del viento y el oleaje. La ZCIT osciló entre los 6°N y 8°N durante ésta época.

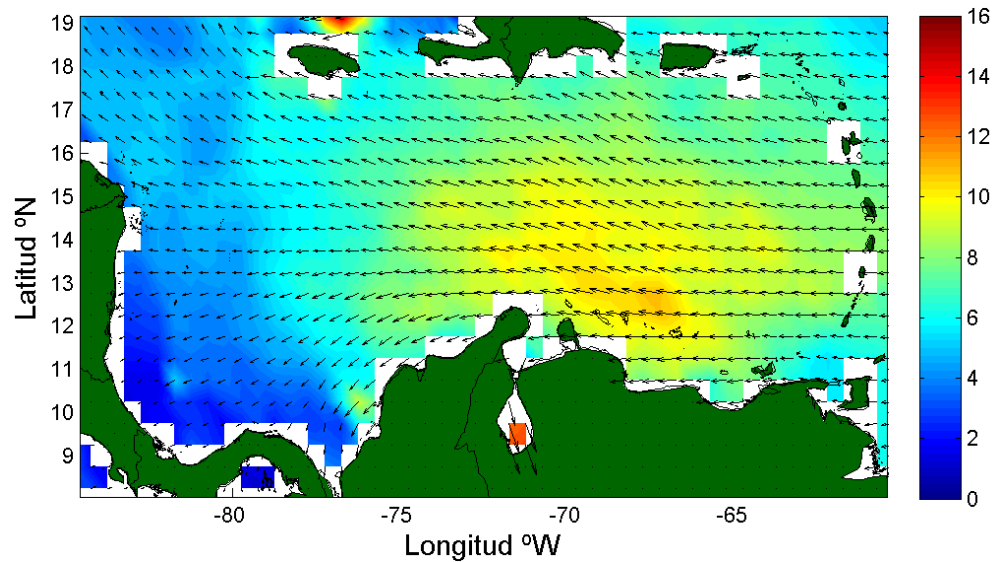
Las observaciones realizadas por el satélite QSCAT revelan un comportamiento similar al modelado por UKMO, pero la intensidad del viento varía desde los 7 m/s hasta los 13 m/s con desplazamiento Noreste – Oeste (mayor predominancia del viento), en la parte Noreste del Caribe, mientras que en el Noroeste tiene vientos provenientes del Norte.

Los campos de viento para el 25 de Mayo de 2009 tienen menor intensidad que los del 7 de Febrero del mismo año, oscilan entre 3 m/s (siendo la más baja en el Suroeste del Caribe, Panamá - Colombia) y 9 m/s, Figura 12a, debido a que está es la época húmeda en la región Caribe, en la que el sistema de alta presión de las Azores ascendió a latitudes superiores de 30°N, causando a su vez una disminución en la presión atmosférica. la ZCIT se ubica a los 7°N, generando precipitaciones sobre el Golfo de Urabá lo que fortalece al sistema de baja presión, observándose en el Caribe Sureste la zona de mayor intensidad del viento, de acuerdo al Boletín Meteomarinero Mensual para el mes de Mayo.

Para las observaciones satelitales la intensidad del campo de viento oscila desde 6 m/s en el Noroeste del Caribe, la cual se va incrementado a medida que se avanza hacia el Este (7 m/s). En el centro de la región Sureste se observa una zona amarilla que indica un aumento en la intensidad del viento hasta 11 m/s, que abarca desde Caracas hasta Punta Gallinas en Colombia (Figura 12b). Los sistemas mencionados anteriormente se fortalecieron en los primeros días de éste mes generando precipitaciones fuertes en el litoral Caribe Centro y Sur, intensificando los vientos y causando un aumento en la altura del oleaje.



a.



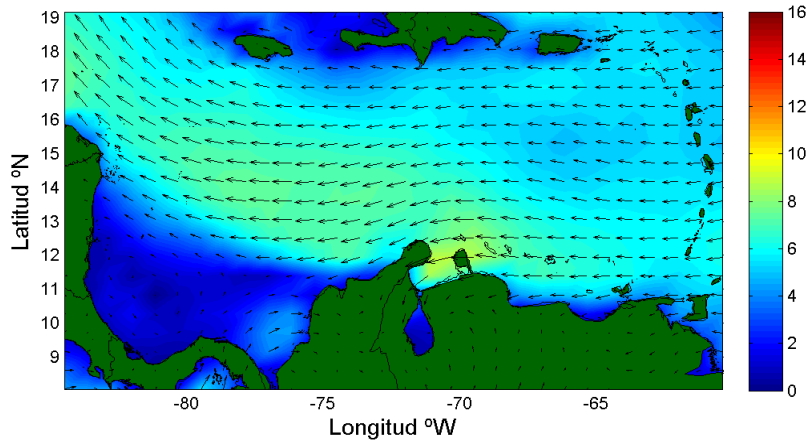
b.

Figura 12. Campos de viento obtenidos a partir de las componentes zonal y meridional a 10 m para el 25 de Mayo de 2009. **a.** Modelo atmosférico UKMO. **b.** Satélite QuikScat. Unidades m/s.

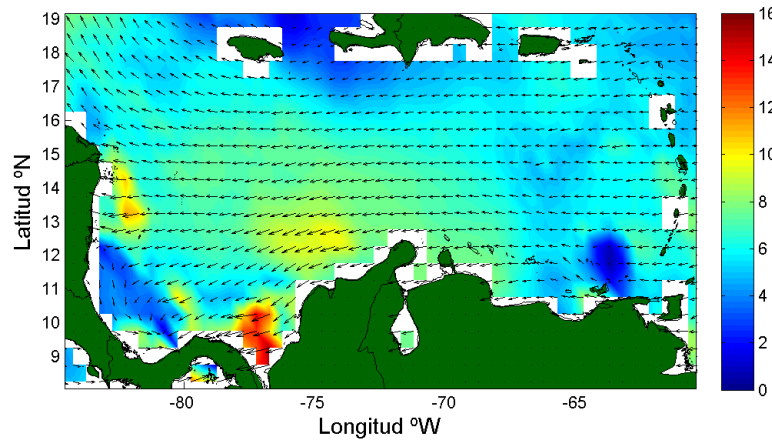
En cuanto a la dirección de los campos de viento (UKMO, Figura 12a) inicia sobre el Caribe Norte su desplazamiento desde el Este hacia el Oeste, entrando desde las Antillas Menores. A los 66° de longitud empieza a observarse una inclinación de éste hacia el Norte y empieza su desplazamiento hasta el Oeste, Caribe Noroeste, en donde el flujo de viento se divide una parte hacia el Suroeste del Caribe y otra empieza su ascenso hacia el Golfo de México, con menor intensidad.

Las observaciones de dirección realizadas por QSCAT, reflejan un comportamiento del desplazamiento del viento desde el Este hacia el Oeste, pero registra la inclinación a partir de los 63° de longitud y se divide una parte de éste flujo hacia latitudes elevadas y la otra hacia el Sur del Caribe donde la intensidad medida es menor que la modelada por UKMO.

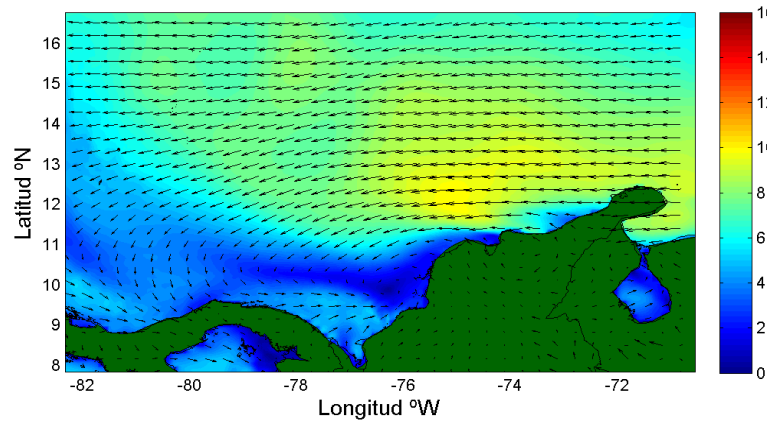
En el caso de la Figura 13, se observan las tres figuras correspondientes a los modelos UKMO, WRF y mediciones de QSCAT. La Figura 13a, para el modelo UKMO sobre el Caribe Norte, Central y Sur se observa una disminución en la magnitud del viento para el 12 de Septiembre de 2009 con respecto a las otras fechas. El viento tiene una intensidad de 4 m/s, pero sobre el Suroeste del Caribe para el modelo UKMO la intensidad disminuye hasta 2 m/s (3 a 4 nudos). Durante ésta época de humedad el sistema de alta presión de las Azores no genera influencias significativas en la región Caribe y nuevamente se desplaza hacia los 30°N de latitud. El sistema de baja presión Anclada de Panamá se activó 3 días después, por lo tanto no influenció considerablemente sobre los vientos y la ZCIT se localizó entre los 8°N y 10°N. Es una época donde se presenta la mayor cobertura nubosa. En esa misma figura cercano al lago de Maracaibo hay una pequeña coloración amarilla donde la magnitud del viento es de 10m/s.



a.



b.



c.

Figura 13. Campos de viento obtenidos a partir de las componentes zonal y meridional a 10 m para el 12 de Septiembre de 2009. **a.** Modelo atmosférico UKMO. **b.** Satélite QuikScat. **c.** Modelo WRF. Unidades m/s.

Las mediciones realizadas por QuikScat, indican una magnitud del viento sobre el Caribe de 7 m/s, con algunas zonas amarillas: una cercana a Santa Marta que indican que la intensidad oscila entre 9 y 10 m/s otra en las proximidades de Nicaragua, pero se observa en el Golfo de Urabá una zona roja donde los vientos alcanzan los 14 m/s, generando vientos frescos y un aumento en la altura del oleaje para ésta región que no se observan en UKMO ni WRF.

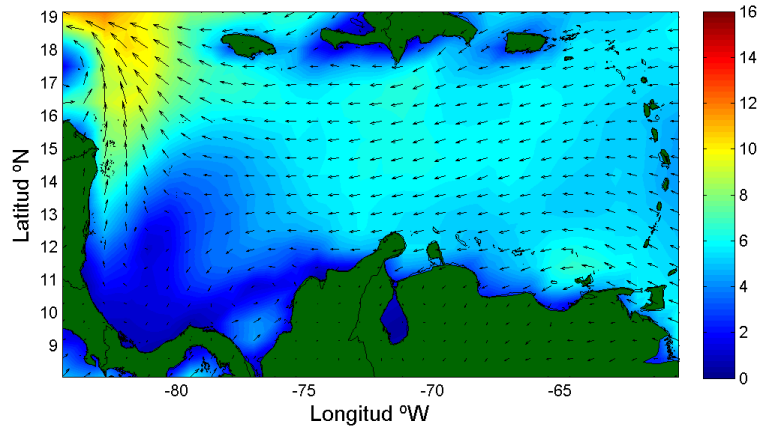
En el caso del modelo WRF la zona de estudio es más pequeña debido a que la malla inicial del mismo abarcaba esa parte del globo terrestre. En éste caso se observa en el Caribe Noroeste vientos de 11 a 15 nudos, que van disminuyendo en intensidad a medida que se avanza hacia el Sur del litoral Caribe. En la región Noreste los vientos disminuyen su intensidad hasta 16 a 21 nudos, la zona amarilla.

La dirección del viento en las Figuras 13a en el litoral Caribe viene del Noreste y se dirige hacia el Oeste, pero una parte de la corriente va hacia el Noroeste y una pequeña parte de la misma bordea la costa Caribe colombiana hasta Santa Marta, (dirección Suroeste). Entre Costa Rica y Panamá se observa una circulación del viento ciclónica donde los vectores que representan los campos de viento tienen menor intensidad que los que se presentan en el resto del Caribe e ingresan a Colombia hasta Cartagena en forma de contracorriente. QSCAT muestra que el viento para el Caribe proviene del Este y se dirige hacia el Oeste, al chocar esta con Nicaragua se devuelve hacia Panamá como contracorriente. Sobre el litoral Caribe colombiano los campos de viento siguen paralelos a la costa (Suroeste) hasta el Golfo del Darién.

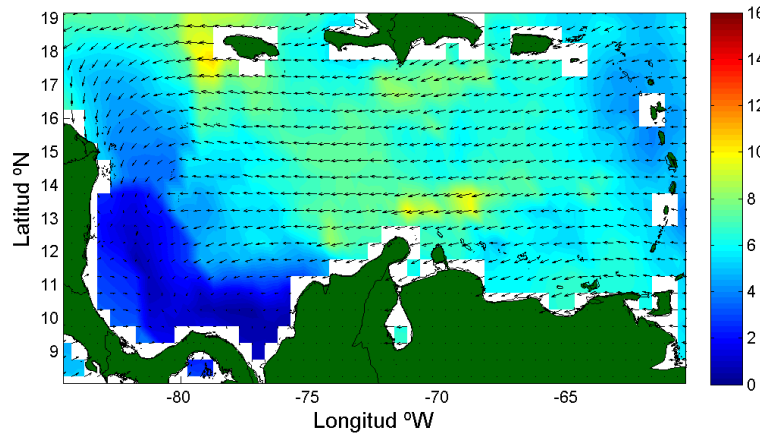
Finalmente la dirección del viento que modela el WRF es dominante del Este que se comporta similar a la medida por el satélite y la modelada por UKMO, pero su comportamiento normal cubre solamente hasta Santa Marta, a partir de latitudes

más bajas se observa una circulación contraria Oeste – Este, ciclónica con campos con intensidad menor a los 3 m/s.

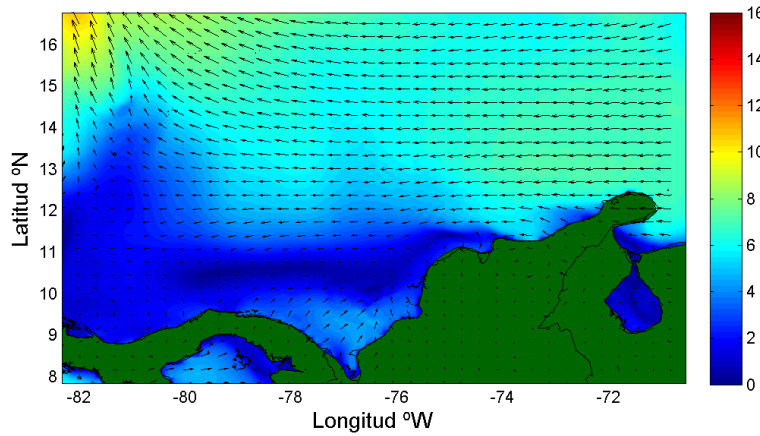
La última fecha elegida para evaluar las variables provenientes de los modelos atmosféricos UKMO y WRF, es el 7 de Noviembre de 2009. Hace parte de la época húmeda que se desarrolla sobre el Caribe colombiano. El modelo UKMO, Figura 14a, permite observar sobre el Norte, Centro y Sur del Caribe vientos con intensidades de 5 a 7 m/s. la zona que abarca las costas colombianas hasta las costas nicaragüenses tienen menor intensidad (2 y 3 m/s). En el Noroeste, el modelo tiene una zona donde los vientos presentan mayor intensidad que va desde los 8 m/s hasta los 12 m/s, mientras que para QSCAT, Figura 14b, éstas regiones se presentan cercanas a Jamaica, con intensidades máximas entre los 8m/s y los 9 m/s y alcanzan una zona cercana a la Guajira, pero sobre el resto del Caribe se observa el mismo rango de magnitud para el viento. El modelo WRF tampoco se aleja mucho de lo modelado por UKMO, mantiene una pequeña zona en el Noroeste donde los vientos son mayores. Pero la franja azul oscura que cubre desde Colombia hasta Panamá es más gruesa y va hasta los 15° de latitud Norte (Figura 14c).



a.



b.



c.

Figura 14. Campos de viento obtenidos a partir de las componentes zonal y meridional a 10 m para el 7 de Noviembre de 2009. **a.** Modelo atmosférico UKMO. **b.** Satélite QuikScat. **c.** Modelo WRF. Unidades m/s.

En cuanto a la dirección del viento en ésta fecha en la región Caribe se observa en el Caribe Noreste que los vientos vienen desde el Este, entre los 14.5° y 17 ° de latitud Norte, para una longitud de -60° a -64.5°, Figura 14a. A partir de ésta longitud hasta los -70° W, los vientos provienen del Noreste y empiezan su ascenso hacia el Golfo de México, en donde adquieren mayor valor en su intensidad. Cercano a las costas venezolanas se observa el viento que viene del Sureste debido a que la ZCIT para esta época del año se encontró a los 10°N de latitud. En la región Suroeste del Caribe (Panamá - Colombia) se observa que parte de la corriente proveniente del Noreste se desvía hacia latitudes superiores, mientras que la otra parte se devuelve en forma de contracorriente hacia Colombia llegando hasta Santa Marta y observándose un comportamiento ciclónico en el Golfo de Urabá.

En la Figura 14b, los resultados de las mediciones hechas por el SeaWinds, permiten observar que la mayor parte de los vientos provienen del Noreste y se dirigen hacia el Oeste (Norte del Caribe), pero al chocar con Nicaragua éstas corrientes de viento son impulsadas nuevamente hacia el Caribe Suroeste fluyendo en contra de la corriente hasta Colombia. La Figura 14b muestra en la región Caribe Sur vientos que provienen del Sureste, que después de los de Noreste son los siguientes que predominan en el Caribe. El modelo WRF para el 7 de Noviembre de 2009 en el Norte y Sur del Caribe modela el viento en forma similar al modelamiento que realiza UKMO, pero se observan dos circulaciones ciclónicas que son contrarias a las manecillas del reloj las cuales abarcan desde el Golfo del Darién hasta la frontera con Costa Rica.

CAPITULO II: IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO sbPOM A LAS CONDICIONES DE LA REGIÓN DEL MAR CARIBE



2.1. Preparación de datos para la ejecución del modelo oceánico sbPOM.

El modelo para su ejecución requiere cuatro archivos generados a partir de ecuaciones y cálculos implementados en rutinas en Matlab. Estos archivos dependen de las variables: componente zonal y meridional del viento a 10 m, temperatura a 2 m, humedad específica a 1.5 m, cantidad de nubes bajas, medias, altas y presión promediada a nivel del mar, para el caso del modelo UKMO. Con las componentes del viento se calcula cada componente del esfuerzo o tensión del viento (zonal y meridional) y con el resto de las variables se calculan los flujos totales y la radiación de onda corta. Esto se hace con ayuda de ecuaciones de radiación incidente y saliente de la superficie terrestre implementadas como rutinas en Matlab.

En el caso del modelo WRF, las variables que se emplean para alimentar el sbPOM son: componentes zonal y meridional del viento a 10 m, radiación de onda corta, flujo sensible superficial, calor latente en la superficie, flujo incidente de onda larga en la superficie, flujo emergente de onda larga. Igualmente se elaboran unas rutinas en Matlab para a partir de ellas generar los archivos necesarios para correr el modelo.

El modelo oceánico necesita también de una batimetría para la región de estudio, que contiene información correspondiente a longitud, latitud y profundidad del fondo del mar. sbPOM requiere de un archivo con condiciones iniciales, para ello emplea además de la batimetría un archivo que contenga temperatura y salinidad de la zona de estudio procedente de la climatología para el mes que se esté trabajando.

En el bloque de asimilación del modelo se emplean archivos de anomalías del nivel del mar (datos de nivel del mar que se encuentran debajo o sobre el valor

promedio de dicho nivel) y un archivo de temperatura superficial del mar (obtenida a partir de la corrida del sbPOM en modo pronóstico y medida de satélite).

Ya con ésta información lista se ingresa a la carpeta prep de sbPOM y se extraen las rutinas de Matlab que cambiarán el formato de los archivos a netCDF.

2.2. Operativa del modelo sbPOM

Todos los archivos que se generaron anteriormente van a la carpeta in del modelo sbPOM. A continuación deben compilarse las rutinas que conforman el modelo sbPOM, donde se encuentran las ecuaciones y la física del modelo. Están ubicadas en la carpeta pom: las rutinas principales no modificables y son compiladas con el comando comp_spoa que genera los objetos de cada rutina orientándolos a las otras carpetas que necesita el sbPOM para generar los resultados. Es importante mencionar que todos estos procesos se realizan en el cluster, usando comandos propios de LINUX.

Luego se llega a la carpeta sbPOM, y se revisa el archivo pom.nml que contiene información correspondiente al nombre del proyecto que va a ejecutar el sbPOM, modo: pronóstico, diagnóstico, consideración de términos de advección, pasos del tiempo para que realice los cálculos (modo externo), pasos de tiempo para el modo interno, arranque en frío o caliente para el modelo, lectura del archivo restart y escritura del mismo, cantidad de días a simular. Posteriormente se ejecuta el comando makefile que contiene los objetos generados a partir de la rutina mencionada anteriormente y a continuación se ejecuta el programa principal del modelo pom.exe, que emplea actualmente 8 nodos de CPU para hacer los cálculos correspondientes para éste modelo.

2.3. Salidas de la ejecución del modelo sbPOM

Cuando el modelo ha terminado satisfactoriamente su ejecución se debe ingresar a la carpeta out que se encuentra dentro de la subcarpeta sbPOM, allí se encuentran las salidas de la corrida del modelo, esas salidas depende de la cantidad de días que se hayan simulado. Esos archivos de salida tienen el mismo nombre del proyecto que se colocó en pom.nml, tienen formato netCDF y contienen: tiempo de inicio de la simulación, coordenadas sigma, coordenadas intermedias del nivel sigma, incremento en x e y, localización de los puntos de las componentes zonal y meridional en el este y oeste respectivamente, puntos de elevación hacia el este, esquinas de la celda hacia el este, puntos hacia el norte y sur, puntos de elevación para ésta dirección, ángulo de rotación de los campos de corriente, profundidad oceánica, máscara para la velocidad en u y v, profundidad promedio de u y v, campos de corriente en x e y, temperatura del océano, salinidad y densidad.

Metodología

En esta etapa de preparación de la información se tuvo inicialmente en cuenta el archivo BATI35_m2.DAT que es la batimetría correspondiente a la malla curvilínea ortogonal que emplea el sbPOM en sus cálculos, que se muestra en la Figura 15, contiene 202 x 102 nodos.

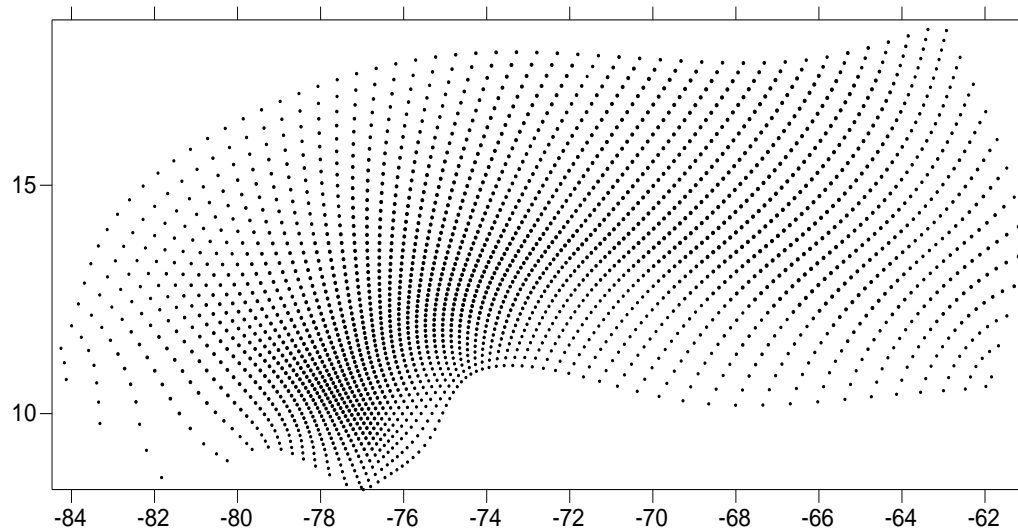


Figura 15. Dominio computacional empleado en la ejecución del sbPOM.
Generada en Surfer.

Dentro de los parámetros de entrada el modelo usa parámetros variables y fijos. Los parámetros fijos corresponden a: forzamiento baroclínico, densidad de referencia, constante de gravedad, constante de Von Karman, rugosidad del fondo, mínimo y máximo coeficiente de fricción (fondo), coeficiente de difusividad de Smagorinsky, número de Prandtl, viscosidad, tipo de agua, condiciones de temperatura y salinidad de la capa superficial, pasos de tiempo modo externo, constante temporal y valor inicial de viscosidad cinemática.

Las condiciones iniciales (variables) se definen como el estado del fluido en el tiempo cero y son las encargadas de suministrar los valores de las variables dependientes antes de iniciar el proceso de cálculo ^[27].

Generalmente las condiciones iniciales se consideran iguales a cero, inicio del sistema en reposo donde las componentes zonal y meridional del viento son nulas en el tiempo cero, esto equivale a la condición conocida como “arranque en frío”^[27].

Luego se procede a iniciar una ejecución del modelo pero con “arranque en caliente”, donde los parámetros meteorológicos se adecuan progresivamente a su valor deseado. Debido a esta condición irreal de las variables al comenzar los cálculos, al momento de comenzar la simulación el modelo pasará por un cierto tiempo de relajación hasta que la velocidad de corrientes y la variación del nivel del mar adquieran un régimen normal [27].

En éste caso el modelo acoplado los parámetros variables son: esfuerzo del viento zonal y meridional, flujos totales y radiación de onda corta) [27].

A continuación se realizará una breve descripción de las variables que requiere el modelo sbPOM, y las ecuaciones paramétricas que se emplearon en Matlab para calcularlas.

2.3.1. Esfuerzo del Viento

El esfuerzo o tensión de viento es una fuerza tangencial por unidad de área ejercida en la superficie terrestre por el movimiento de una capa de aire. El esfuerzo del viento superficial determina los cambios de momentum entre la Tierra y la atmósfera y a su vez ejerce una fuerte influencia en la variación típica del viento que se encuentra a algunos kilómetros bajo la atmósfera [20].

Es una fuerza horizontal sobre la superficie del mar que transfiere el momento horizontal desde la atmosfera al océano, originando las corrientes oceánicas e incrementos sobre las mismas [20].

Matemáticamente el esfuerzo del viento se define como [20]:

$$|\tau| = \rho_a C_D (U_{10})^2 \quad (18)$$

Cada componente del esfuerzo del viento (zonal y meridional) se calcula a partir de^[30]:

$$\tau_x = \rho_a C_D |\vec{V}| u \quad (19)$$

$$\tau_y = \rho_a C_D |\vec{V}| v \quad (20)$$

donde $\rho = 1.22 \text{Kg}/\text{m}^3$ es la densidad superficial del aire, C_D es el coeficiente de arrastre, su valor depende de la magnitud del viento, en el caso del modelo UKMO la velocidad del viento está en un intervalo $11 \leq \vec{V} \leq 25 \text{ m/s}$, por lo tanto $C_D = (0.49 + 0.065|\vec{V}|) * 10^{-3}$, U_{10} representa la velocidad del viento a 10 m, u, v componentes zonal y meridional del viento a 10 m. El viento superficial se asume paralelo al vector de tensión de viento^[30].

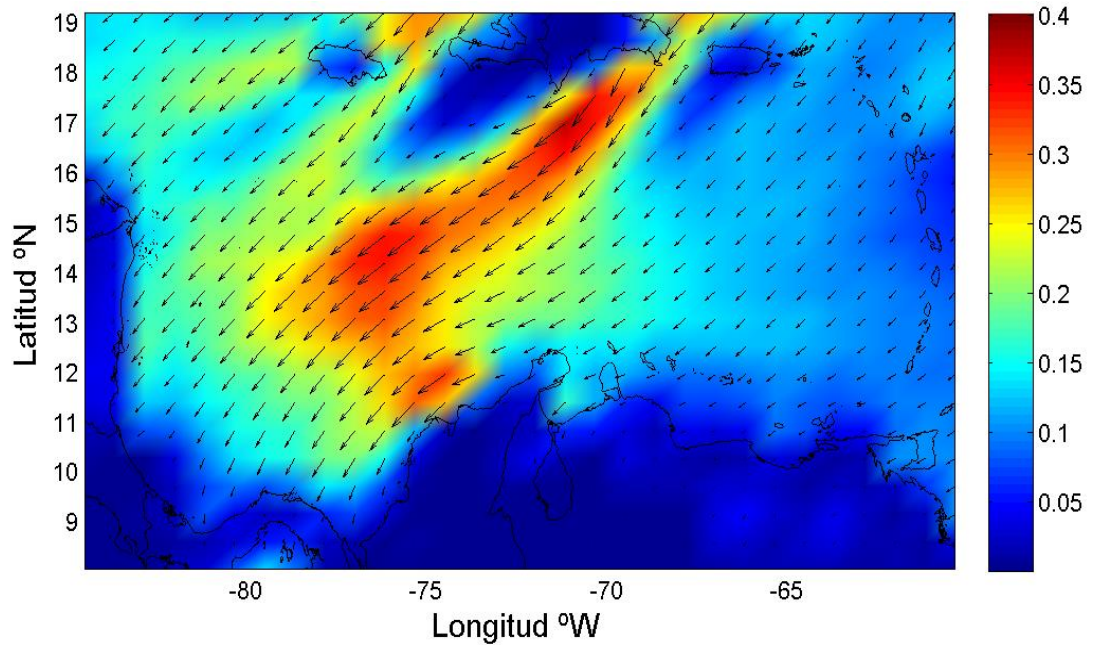
A partir de éstas ecuaciones se implementó una rutina en Matlab que se encarga de calcular la magnitud del viento, que se empleó en las ecuaciones 19 y 20 para el cálculo de de cada componente del esfuerzo del viento. En éste caso los archivos provenientes del modelo UKMO no fueron promediados, debido a que se necesita alimentar al modelo sbPOM con datos atmosféricos cada diez minutos, por lo tanto se calculan las componentes del esfuerzo del viento para cada archivo de UKMO para cada día, con la información que el mismo proporciona cada seis horas. Posteriormente se realizó una interpolación temporal en un programa en Matlab de éstas variables nuevas calculadas, cada diez minutos durante 24 horas, generando con ello 144 archivos tanto para Tx como para Ty y finalmente como deberían estar en la malla curvilínea del sbPOM se implementó un programa para interpolar la malla del modelo UKMO al modelo sbPOM. Este procedimiento se realizó para las fechas mencionadas en el capítulo de evaluación y análisis de la información.

Para realizar las observaciones cualitativas de las variables que emplea el sbPOM se eligió la hora de mayor insolación en el Caribe (1:00 pm) de acuerdo a la información que brinda UKMO.

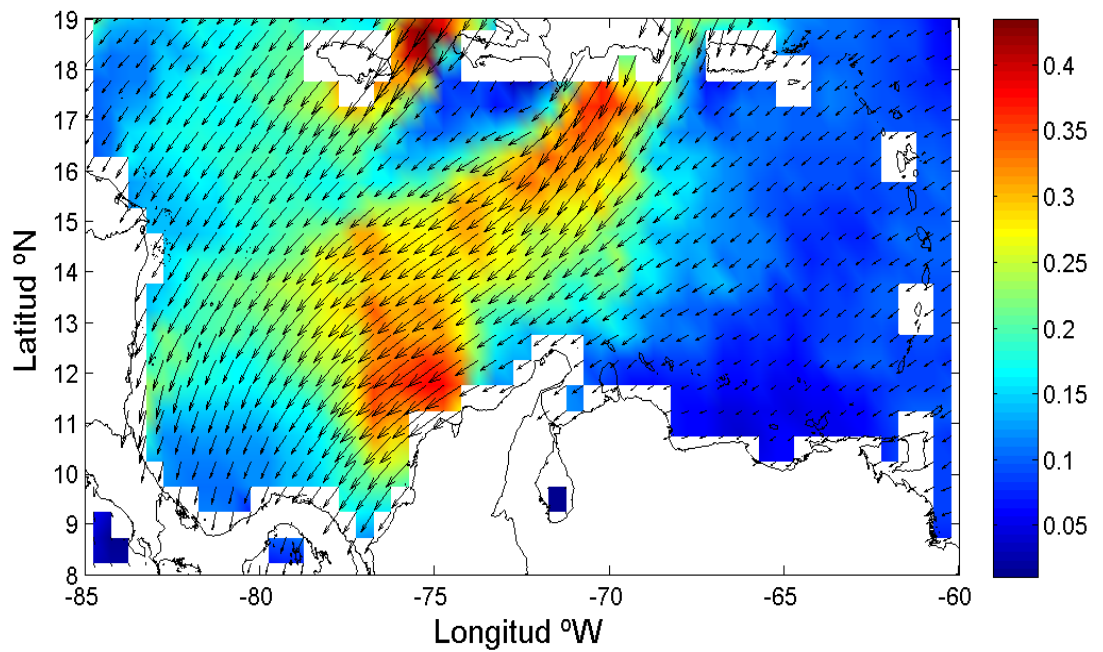
En la Figura 16, se observa el esfuerzo del viento para el 7 de Febrero de 2009. Sobre el Caribe Noreste se observa que el esfuerzo del viento tiene menor intensidad que oscila entre los $0.1 Pa$ y los $0.14 Pa$, provenientes del Noreste y con desplazamiento hacia el Oeste. En la parte Sur de Haití y República Dominicana se observa un incremento en la magnitud del esfuerzo del viento desde $0.25 Pa$ hasta $0.35 Pa$ aproximadamente. Al comparar los resultados de los cálculos de esfuerzo de viento de UKMO con QSCAT se observan similitudes para ambas zonas del Caribe, realizando un desplazamiento hacia el sur del Caribe. Al Noroeste, el esfuerzo del viento disminuye en intensidad hasta los $0.2 Pa$, perpendiculares a Nicaragua. En las cercanías de la costa, estos esfuerzos del viento para el modelo y las mediciones satelitales tienen la misma intensidad, se desplazan de Este a Oeste, y al llegar a la región entre Panamá y Colombia giran hacia el Sur, observándose que para el resultado con QSCAT los ángulos son cercanos a los 70° , mientras que para UKMO son menores en 10° .

En Santa Marta se observa que el esfuerzo del viento tiene una magnitud considerable, debido a que los vientos sobre ésta región son predominantes por la Sierra Nevada.

En la Figura 17, considerando los campos de viento para el 25 de Mayo de 2009, para calcular el esfuerzo del viento. Se observa tanto para UKMO como para QSCAT que en el Noroccidente caribeño el esfuerzo del viento tiene en promedio una intensidad de $0.5 Pa$. Una parte de éste se dirige en ascenso hacia el Golfo de México, avanzando al Oeste y la otra tiene dirección hacia Panamá.



a.



b.

Figura 16. Esfuerzo del viento calculado para el 7 de Febrero de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional **a.** Modelo UKMO. **b.** Satélite QSCAT. Unidades Pa.

En el Caribe central se observa que el esfuerzo del viento está en un intervalo entre $0.12 Pa$ y $0.18 Pa$, siendo la región donde la intensidad de esta variable es mayor (Figura 17a). Al observar el cálculo realizado para QSCAT se observa que también sobre la misma zona la tensión del viento es mayor que en el resto del Caribe, pero no supera a UKMO, pero se observa una mayor intensidad en el Caribe Sureste, cercano a Venezuela. En cuanto a la dirección para el modelo UKMO se observa el esfuerzo del viento paralelo a la costa, proviene del Este y se dirige hacia el Oeste, al llegar a Santa Marta empieza su descenso hacia el Golfo de Urabá con dirección Sur. Mientras para el satélite QuikScat, se observa a los 14° de latitud Norte el esfuerzo del viento va de Este a Oeste, pero en latitudes superiores a los 15° Norte el fluido empieza a desplazarse hacia el Norte y hacia el Oeste (334°) de dirección. Apenas ingresa el esfuerzo del viento por las Antillas Menores es paralelo a costas venezolanas y se mantiene constante hasta los 66° de longitud.

Al comparar las Figuras 17a y 17b se observa la misma mancha amarilla sobre el Caribe, que indica un aumento en la intensidad de ambas magnitudes, pero que al compararlas con la fecha anterior son menores en intensidad, debido a que son diferentes épocas del año, en las que ocurren procesos atmosféricos diferentes.

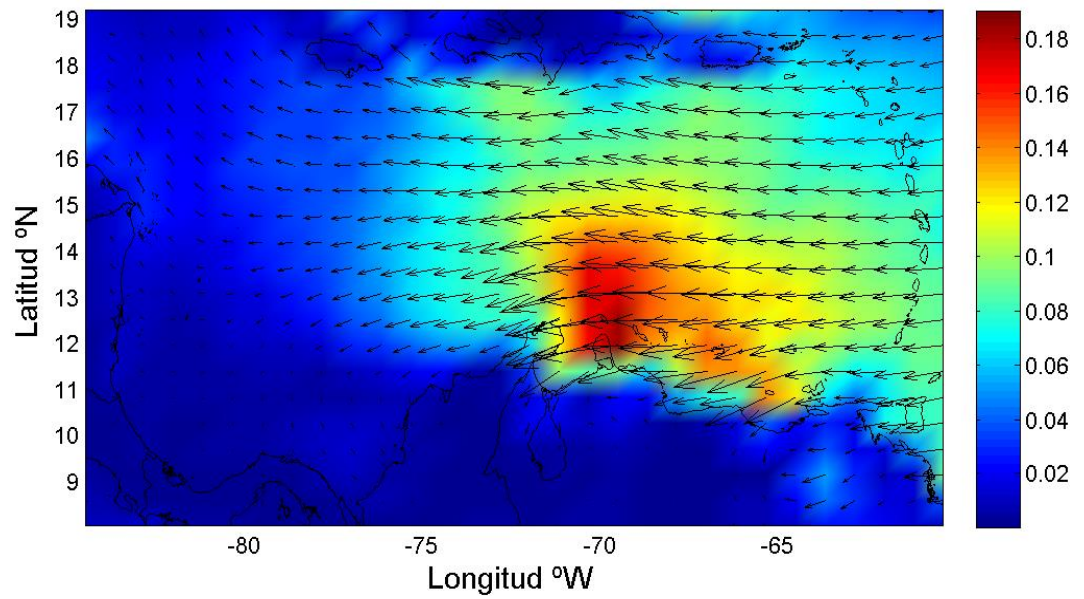
Para el 12 de Septiembre, se observan grandes diferencias entre el modelo UKMO y las mediciones realizadas por QSCAT en dirección y magnitud del esfuerzo del viento. La Figura 18a, permite observar en el cuadrante Noreste esfuerzo del viento con intensidad de $0.06 Pa$, vientos provenientes del Este desplazándose hacia el Oeste los cuales mantienen su intensidad y dirección hasta alcanzar la costa venezolana. Las mediciones del satélite en esta región muestran menor intensidad de los campos de esfuerzo del viento pero con la misma dirección que se presenta en UKMO. En el Caribe Noroeste el modelo atmosférico UKMO es similar a las medidas realizadas por el satélite QSCAT, en relación con la dirección

de la tensión de viento, en donde se observa que parte de esta variable se dirige a latitudes elevadas y la otra se dirige hacia las costas Panameñas.

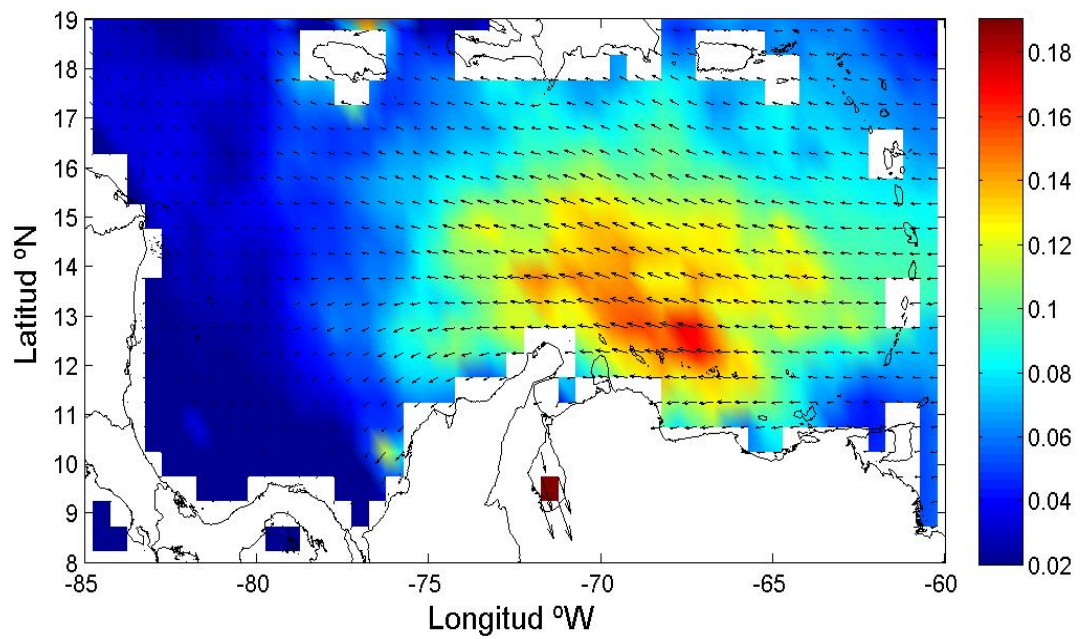
La intensidad en ésta región para el modelo UKMO oscila entre los $0.06 Pa$ y $0.08 Pa$ y para QSCAT está entre $0.04 Pa$ y $0.06 Pa$.

En el centro del Caribe se observan los valores donde hay un incremento en la intensidad del esfuerzo del viento, haciéndose notorio que para el modelo UKMO la franja sea más ancha y larga (-69° hasta -80° de longitud y desde 11.5° latitud Norte hacia 15° de latitud Norte) y que el valor de máxima intensidad está localizado cerca al lago de Maracaibo, mientras que en QSCAT éste máximo se encuentra paralelo a Riohacha y con una menor extensión (-74° hasta -77° de longitud y desde 11° latitud Norte hacia 14° de latitud Norte) .

Estos vientos para ambas fuentes provienen desde el Este y se dirigen hacia el Oeste, y una parte de ellos gira hasta encontrarse con Colombia (Figura 18a) en una circulación ciclónica en contra de las manecillas del reloj, y para QSCAT el esfuerzo del viento si desciende sigue su avance hacia el Oeste, pero no se observa tendencias a circulaciones ciclónicas.



a.



b.

Figura 17. Esfuerzo del viento calculado para el 25 de Mayo de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional **a.** Modelo UKMO. **b.** Satélite QSCAT. Unidades Pa.

Finalmente para el 7 de Noviembre de 2009 se observa un cambio en el esfuerzo del viento al comparar con las otras fechas, hay un incremento notable de la intensidad del esfuerzo del viento sobre la mayor parte del Caribe.

Tanto para las mediciones realizadas por el satélite como para lo modelado por UKMO se detalla que la dirección de la tensión de viento es predominante del Este con dirección hacia el Oeste y cuyas intensidades varían desde los $0.03 Pa$ hasta los $0.08 Pa$ (-60° hasta los -72° de longitud). Se observa también para UKMO, que el esfuerzo del viento tiene un máximo en las cercanías a costas venezolanas ($0.09 Pa$).

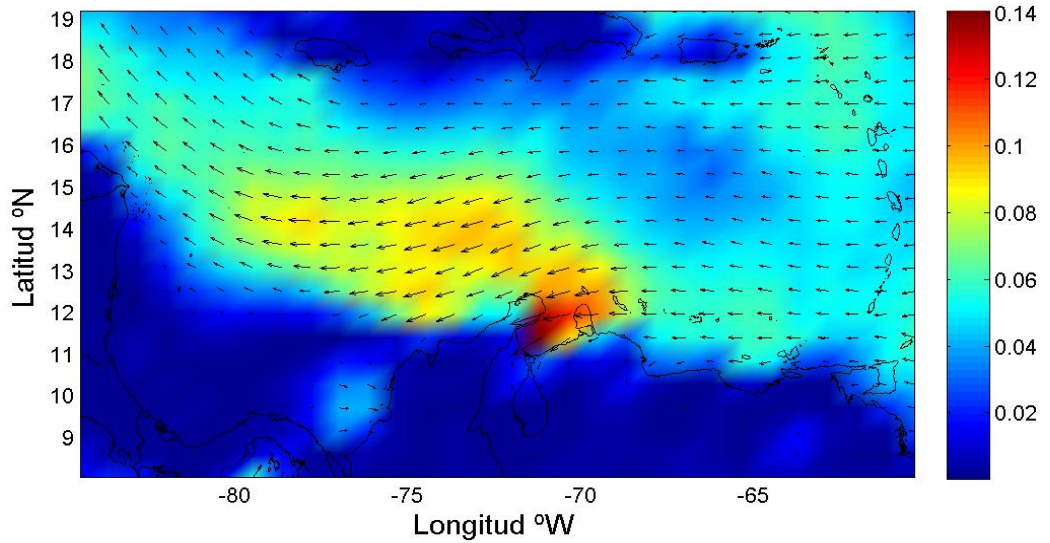
En el caso del modelo UKMO en la región Noroeste se observa que el esfuerzo del viento incrementa en magnitud (sobre Nicaragua) y la dirección de ésta fuerza es ascendente hacia mayores latitudes. En esa misma región QSCAT exhibe un comportamiento diferente ya que en magnitud el esfuerzo del viento no sobrepasa los $0.07 Pa$ y su dirección al chocar con Nicaragua se torna ciclónica y con desplazamiento de la misma hacia el Sur del Caribe (Figura 19b). El Suroeste Caribe permite seguir observando diferencias entre el modelo y las mediciones reales, debido a que la intensidad calculada para la tensión del viento con los datos medidos por QSCAT es menor que la calculada a partir del modelamiento realizado por UKMO ($0.01 Pa$), tanto que no alcanzan a visualizarse las flechas que representan ésta cantidad vectorial.

Para el esfuerzo calculado con la información proveniente de UKMO se observa a partir de los 13° de latitud Norte un comportamiento ciclónico que se mantiene hasta Santa Marta, a diferencia de QSCAT que ya las trae desde la circulación inicial.

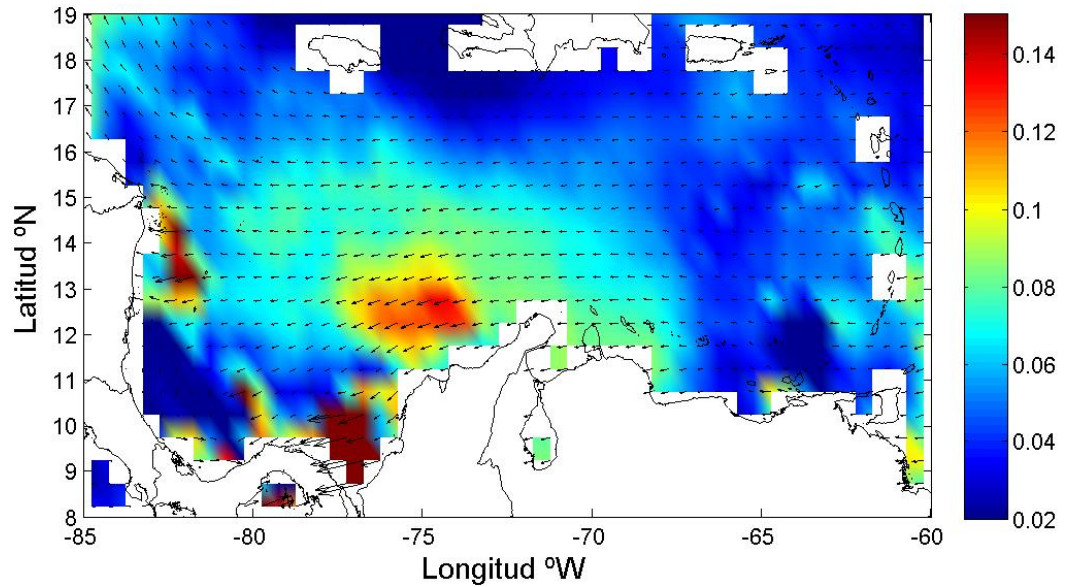
Al realizar un estudio comparativo del esfuerzo del viento entres las fechas seleccionadas para desarrollar la investigación se logra observar y se esperarí

que la magnitud del esfuerzo del viento fuera proporcional a la magnitud del viento, teniendo en cuenta en que en la ecuación 18, ambas cantidades conservan una relación directamente proporcional. Por lo tanto y usando la ecuación 18 se observa que para el 7 de Febrero de 2009 los campos que representan el esfuerzo del viento presentan mayor intensidad que los campos correspondientes al 7 de Noviembre del mismo año, relación que se sigue conservando al comparar las magnitudes de dicha cantidad para cada fecha preestablecida.

El procedimiento para el modelo WRF fue similar al aplicado al modelo UKMO, partiendo de las componentes zonal y meridional del viento y usando las ecuaciones 19 y 20. Se encontraron varios inconvenientes: en la etapa de interpolación de la malla del modelo WRF a la del sbPOM se generaron inconsistencias en las mallas para T_x y T_y porque los valores de longitud y latitud que trae el WRF eran más pequeños que los que tiene la malla del modelo oceánico; por lo tanto se sugirió a los programadores de WRF la ampliación de la malla para el Caribe, que cubriera un área comprendida entre -84.47° a -61.17° de longitud. Ahora la nueva malla va desde -84.52° hasta -59.47° de longitud (458 x 202 nodos), por lo tanto fue necesario recalcular los parámetros pero ahora con fechas diferentes a las planteadas en el capítulo inicial. Fue necesario entonces considerar nuevamente los parámetros y su evaluación.

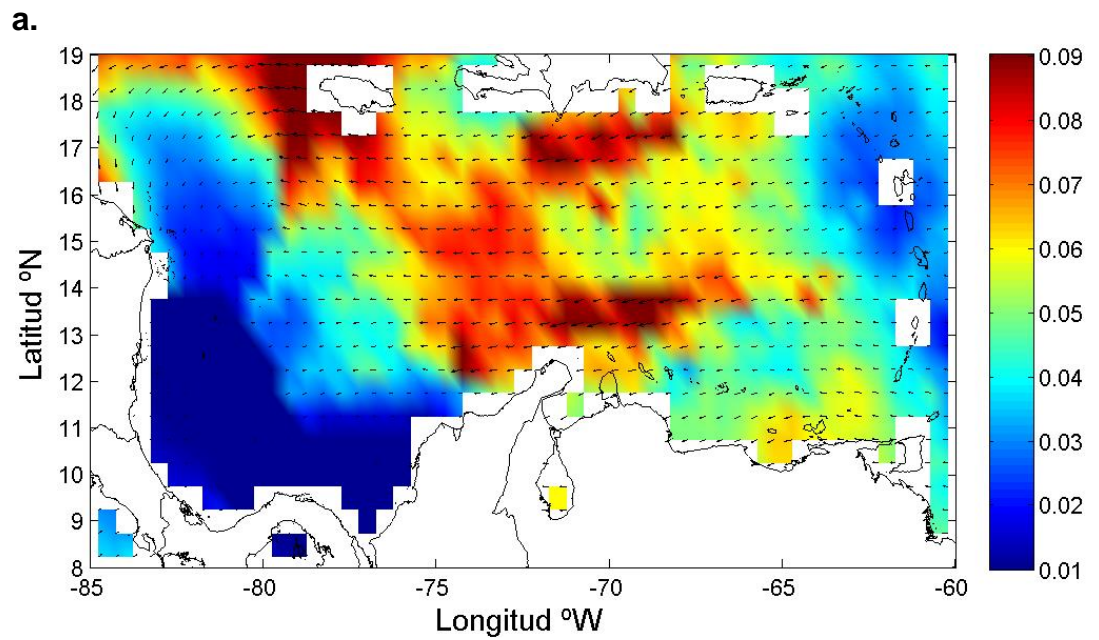
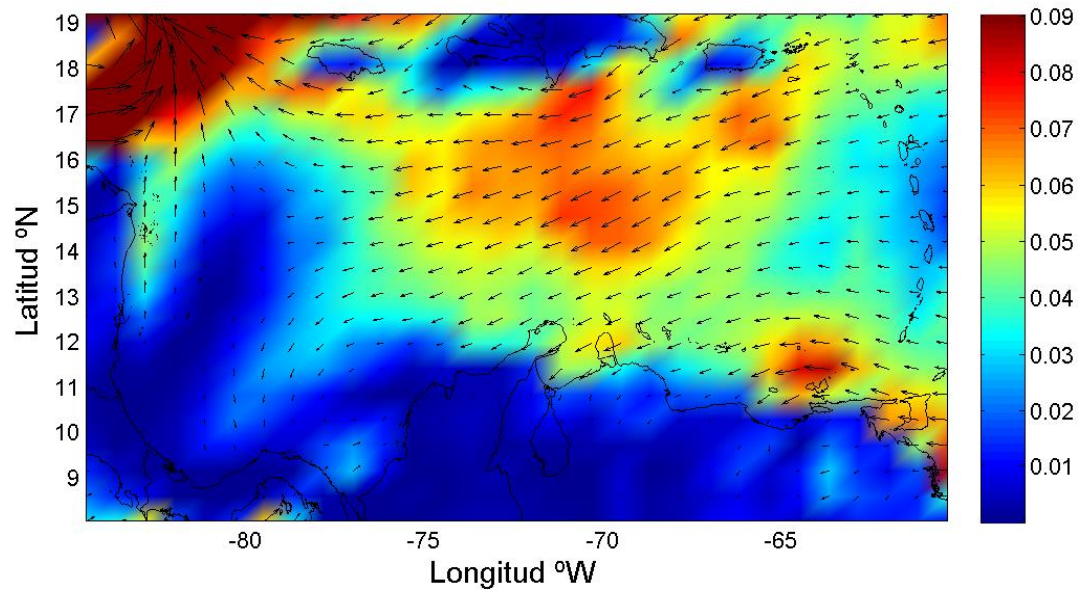


a.



b.

Figura 18. Esfuerzo del viento calculado para el 12 de Septiembre de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional **a.** Modelo UKMO. **b.** Satélite QSCAT. Unidades Pa.



b.

Figura 19. Esfuerzo del viento calculado para el 7 de Noviembre de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional **a.** Modelo UKMO. **b.** Satélite QSCAT. Unidades Pa.

Se procedió a revisar el archivo de salida del WRF para el 6 de Abril de 2010, que contiene componentes del esfuerzo del viento zonal y meridional, flujo de calor saliente de la superficie, flujo de calor latente, radiación de onda corta, flujo incidente de onda larga en superficie y flujo saliente de onda larga en superficie.

Al realizar los gráficos correspondientes para cada magnitud se observó lo siguiente:

1. Los valores de las componentes de esfuerzo del viento zonal y meridional son muy pequeñas, del orden de 10^{-11} , cuando por lo general estos valores tienen un orden de 10^{-1} . Al graficar los resultados para éste campo se observa el siguiente campo de esfuerzo de viento zonal como un desorden de puntos, lo que indica que el archivo se lee de forma diferente, lo que genera un efecto visual errado de la información proveniente del modelo (Figura 20)

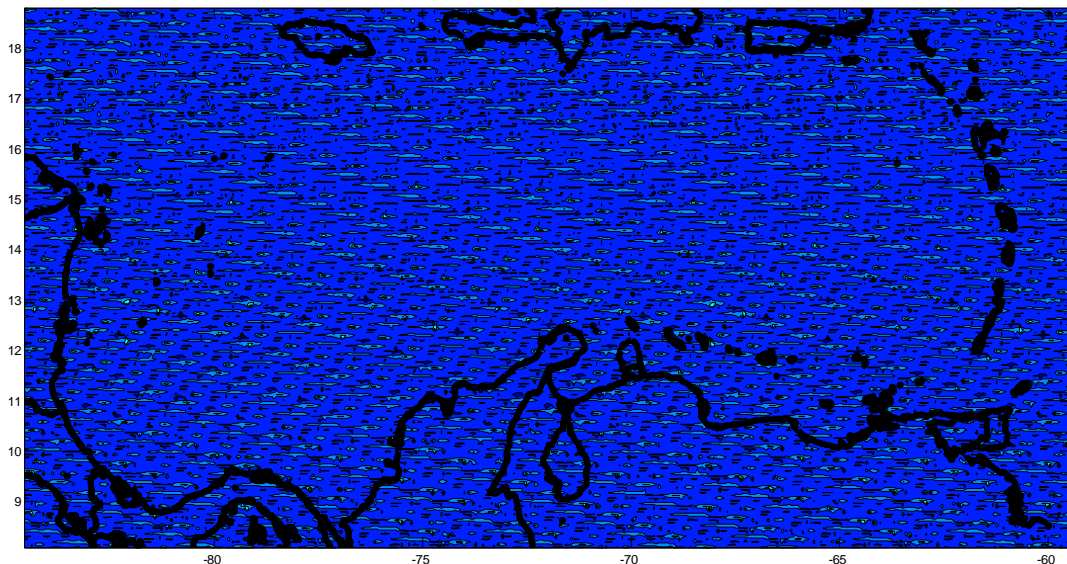


Figura 20. Componente zonal del esfuerzo del viento para el 6 de Abril de 2010, proveniente del modelo WRF para la hora 00. Unidades W/m^2 .

2. El flujo de calor latente es un valor con signo positivo, ya que representa un flujo entrante por evaporación, y para el caso de éste archivo el flujo latente es negativo. También es importante mencionar que el valor de éste flujo nunca excede los 200 W/m^2 y están dando superiores a 720 W/m^2 .

3. La radiación de onda corta para la fecha también presenta la misma estructura de la Figura 16; además que presenta variaciones longitudinales, cuando en realidad la variación debe ser latitudinal. Esto se realizó con el archivo correspondiente a la hora del medio día, con el fin de observar los máximos valores de radiación solar (Figura 21),

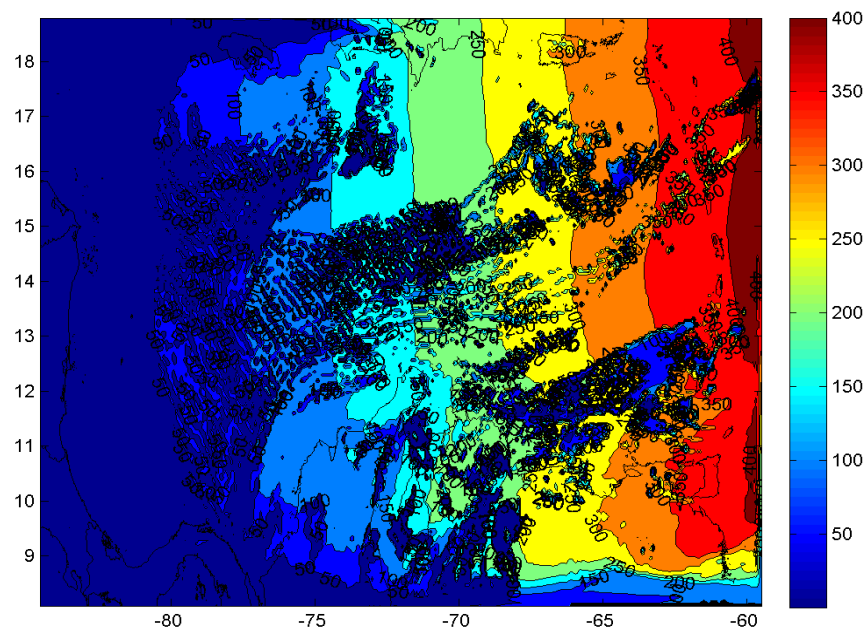


Figura 21. Campo de radiación de onda corta para el 6 de Abril de 2010, para las 12:00 GMT. Unidades W/m^2 .

De acuerdo a estas tres razones expuestas no se continuó con el siguiente paso de interpolar la malla del WRF al sbPOM y se descartó esta fuente de información atmosférica como condiciones iniciales para alimentar al sbPOM. Los cambios que

requiere dicho modelo de predicción atmosférica son estudiados actualmente por los programadores del mismo.

Por tanto teniendo en cuenta lo anterior la base de datos para alimentar al modelo sbPOM fue UKMO, y se mantuvieron fijas las fechas propuestas al inicio de ésta investigación. Otras variables que requiere el modelo sbPOM para ejecución son los flujos de radiación que inciden sobre la superficie oceánica, los cuales se describirán a continuación.

2.3.2. Balance de Calor Oceánico

La fuente principal de energía es el Sol que radia hacia la superficie terrestre, en donde los océanos y el continente absorben la mitad de esa radiación y la otra parte la absorbe la atmósfera. La energía que absorbe el océano es liberada nuevamente hacia la atmósfera en el proceso de evaporación en forma de radiación infrarroja [26].

Los cambios que ocurren en la superficie del océano se deben a un desequilibrio entre el calor que entra y el calor que sale a través de la superficie. Esta transferencia de calor a través de la superficie del océano se denomina flujo de calor. Son flujos que al interactuar con el agua cambian la densidad de la misma. La suma de todos estos flujos de calor se denominan flujos de flotabilidad[26].

El flujo de energía en las profundidades del océano es menor que el que fluye en la superficie del mismo. Los términos para definir el balance de calor son[26].:

- Insolación o radiación de onda corta (Q_{sw}).
- Radiación Infrarroja Neta (Q_{LW}), procedente del mar.
- Flujo de calor sensible (Q_s), flujo que sale del mar debido al proceso de conducción.

- Flujo de calor latente (Q_L), energía transportada por el agua que se evapora.

Las unidades de cada flujo están en W/m^2 [26]..

El flujo de radiación de onda corta entrante depende de la latitud, época del año, hora del día, la nubosidad correspondiente a la fecha que se desee obtener, teniendo en cuenta la absorción, reflexión (depende del ángulo de elevación solar) y la dispersión de la radiación y la longitud a través de la atmósfera donde varía el ángulo del sol con el horizonte. Los valores de radiación de onda corta siempre son positivos. De acuerdo con esto y teniendo en cuenta que el modelo UKMO no trae estos flujos de radiación se hizo necesario calcularlos a partir de las variables atmosféricas que posee. La radiación de onda corta se calcula a partir de[26].:

$$Q_{Swrad} = Q_I * C_{TOT} \quad (21)$$

$$Q_I = \frac{CLOUD(1-ALB)*SOLAR*COSZ^2}{(0.10+1.085*COSZ)} + \frac{COSZ+2.7}{10^5} * \frac{RH*PA}{(0.622+0318RH)} \quad (22)$$

donde $CLOUD = (1 - 0.008 * Nubesbajas) - (0.005 * (\max(Nubesbajas, medias, altas)) - Nubesbajas)$, $ALB = 0.14$ es el albedo del agua, $SOLAR = 1353$ es la constante solar, $COSZ = (\sin(Lat) * \sin(DEC) + \cos(lat) * \cos(DEC) * \cos(12 - HAIR))$, $HAIR$ es la hora local para la cual se calcula la radiación, $DEC = 23.44 * \cos(172 - NDAY)$, donde $NDAY$ equivale al día en calendario juliano, RH y PA representan la humedad específica y la presión promediada a nivel del mar respectivamente [26].

Los factores que afectan y deben tenerse en cuenta para determinar el flujo de radiación infrarroja es que la superficie marina es irradiada y debe considerarse como un cuerpo negro el cual tiene la misma temperatura del mar (temperatura superficial del mar, TSM) que es aproximadamente de 290°K. Depende también de la cobertura nubosa, espesor de las nubes, de la absorción de radiación por el

vapor de agua, temperatura del agua (T^4), a mayor temperatura del agua, esta irradia mayor calor hacia la atmosfera, usando la ley de Stefan Boltzman para calcular la radiación infrarroja saliente o conocido también como flujo de onda larga saliente^[26].

Matemáticamente se define como:

$$Q_{LW} = Q_{LS} + Q_{LE} \quad (23)$$

donde Q_{LS} y Q_{LE} son los flujos de radiación de onda larga saliente y entrante, obtenidos con la ecuación de Stefan Boltzman: $H = \sigma \varepsilon AT^4$, donde $\sigma = 5.68 * 10^{-8}$, ε es la emisividad y T^4 es la temperatura superficial del mar^[26].

El flujo de calor latente se define como el agua de mar evaporada que se encarga de humedecer al aire. La atmosfera no lo siente sino hasta que se condensa y forma nubes, el calor será liberado posteriormente a la tropopausa. El agua se enfría. El calor latente para ser calculado debe considerar: la velocidad del viento y la humedad relativa. Se calcula a partir de ^[26]:

$$Q_L = \rho_a L_E C_L U_{10} (q_s - q_a) \quad (24)$$

donde $L_E = 2.5 * 10^6 J/kg$, es el calor latente de evaporación, $C_L = 1.2 * 10^{-3}$ es el coeficiente de transferencia de calor latente, q_s es la humedad específica del aire en la superficie marina y q_a es la humedad específica del aire a 10 m sobre el mar^[26].

Finalmente el flujo de calor sensible está influenciado por la velocidad del viento y la diferencia existente entre la temperatura del aire y la TSM. La temperatura de la superficie del océano es mayor que la del aire y lo calienta. Pero este flujo sensible no depende solamente de del gradiente de temperatura sino también de

la velocidad horizontal del viento. Es un proceso de turbulencia y se calcula como se muestra en la ecuación: [26]

$$Q_{sw} = \rho_a C_p C_s U_{10} (t_s - t_a) \quad (25)$$

donde $\rho_a = 1.3 \text{ kg/m}^3$ es la densidad del aire, $C_p = 1030 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ es la capacidad de calor específico del aire, $C_s = 1 * 10^{-3}$ es el coeficiente de transferencia de calor sensible, U_{10} intensidad del viento a 10 m de la superficie marina, t_s es la TSM, t_a a 2 m de la superficie oceánica [26].

Metodología

Para obtener el balance de flujos de calor que requiere el modelo oceánico sbPOM para su ejecución se implementó una rutina en Matlab con las ecuaciones comprendidas de la 21 a la 25, en las que se emplean las variables que suministra el modelo UKMO con la ayuda de algunas constantes. Como estos cálculos requirieron de TSM dato que no proporciona el modelo UKMO, se hizo necesario obtenerlo a partir de un archivo de TSM asimilada y cuya malla contiene 20604 nodos. Por lo tanto y como el modelo UKMO provee información con cierta cantidad de nodos se requirió interpolar las variables del modelo atmosférico a la malla de 102 x 202 nodos, para realizar los cálculos. Como se ha venido mencionando a lo largo de ésta investigación se requiere que la información que contiene el balance de flujos de calor sea para cada 10 minutos durante un día para obtener mejores resultados a la salida de la simulación con el sbPOM, por lo tanto y luego de realizados los cálculos de los flujos se realiza una interpolación temporal de acuerdo a los requerimientos establecidos en el sbPOM, originando 145 archivos de salida. Éste procedimiento se realizó para cada fecha elegida con anterioridad.

La subrutina además de las variables (UKMO), los valores constantes necesitó del establecimiento del día para el que se realizaron los cálculos y la hora (calendario juliano y hora local, respectivamente), que se ingresan manualmente al programa y se ejecuta. La subrutina arroja los archivos con extensión .dat y genera dos tipos de archivos: el primero corresponde a los cálculos realizados para la radiación de onda corta entrante y el segundo para el balance de los flujos de balance de calor; también almacena las gráficas correspondientes a los flujos mencionados anteriormente para cada fecha del año 2009.

La radiación de onda corta para la Figura 22 refleja el comportamiento de ésta en un rango comprendido entre $350 W/m^2$ y los $800 W/m^2$. La zona donde se encuentra los máximos de insolación se localizan uno Cartagena, otro entre Colombia y Venezuela (Lago de Maracaibo, aproximadamente) y Caracas. Hacia el Norte tanto de la costa colombiana como venezolana la radiación de onda corta está entre $700 W/m^2$ y $750 W/m^2$, mientras que hacia latitudes más elevadas (19° de latitud) disminuye hasta los $650 W/m^2$ que se conservan hasta la zona central del Caribe. Finalmente sobre el Caribe Oeste se observan los mínimos valores que toma ésta radiación $350 W/m^2$. La zona de máxima radiación solar de onda corta se puede observar debido a que es una zona para la cual a esa hora del día (1:00 pm) la cobertura nubosa está entre el 0 – 10 % de la misma, mientras que para la región donde se presentan los mínimos la cobertura nubosa es aproximadamente de 40% de nubes altas, que también tiene relación con el día (época seca) y hora elegidos.

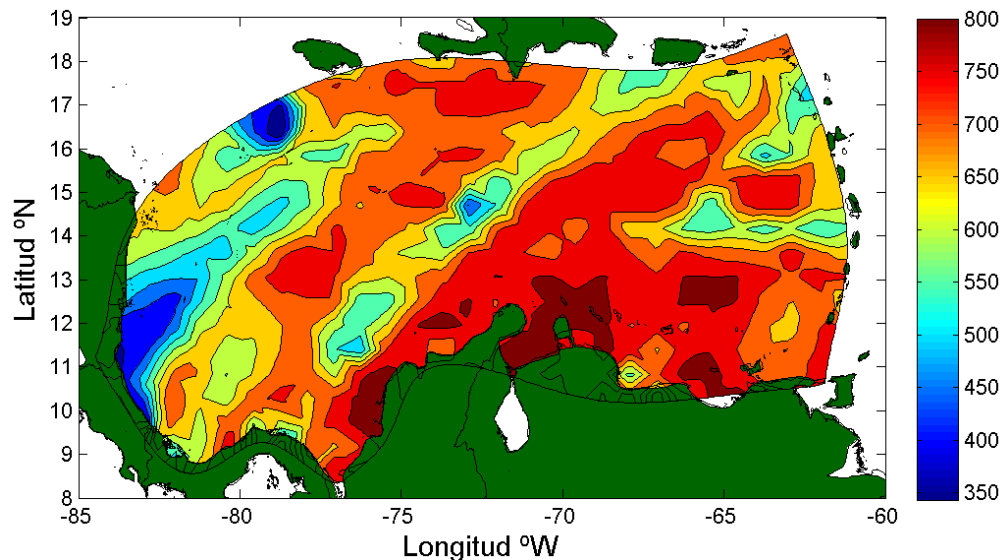


Figura 22. Radiación de onda corta calculada para el 7 de Febrero de 2009 para la 1:00 pm a partir de la información atmosférica proveniente de UKMO. Unidades W/m^2 .

En la siguiente Figura 23, la radiación solar de onda corta incidente tiene un rango de variación que va desde los $400 W/m^2$ hasta los $800 W/m^2$. Al Norte de las costas venezolanas se observa una región donde hay mayor insolación ($800 W/m^2$.) a la 1:00 pm que empieza a disminuir al avanzar en la Figura latitudinalmente y longitudinalmente hasta los $420 W/m^2$. Con una cobertura nubosa de 0 – 20% desde -60° hasta -70° de longitud y un aumento en la cobertura de la misma hacia el Oeste con valores hasta de 80% de cobertura por la presencia de nubes en dicha zona para éste día que pertenece a la época de humedad sobre el litoral Caribe. Aunque es la hora donde la radiación solar penetra por el Caribe con mayor intensidad al compararla Figura con la del 7 de Febrero de 2009 es menor la cantidad de radiación de onda corta que incide sobre la superficie.

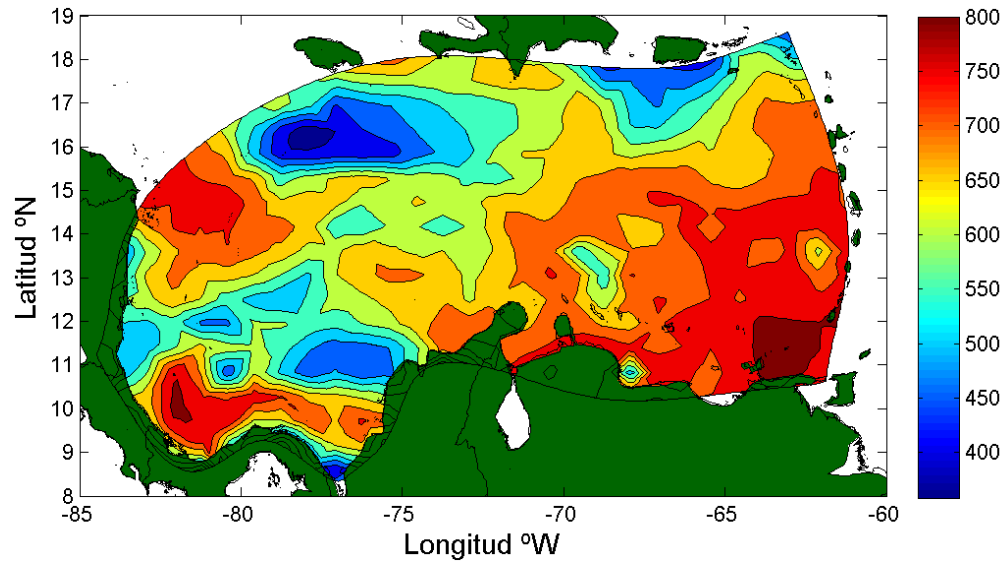


Figura 23. Radiación de onda corta calculada para el 25 de Mayo de 2009 para la 1:00 pm a partir de la información atmosférica proveniente de UKMO. Unidades

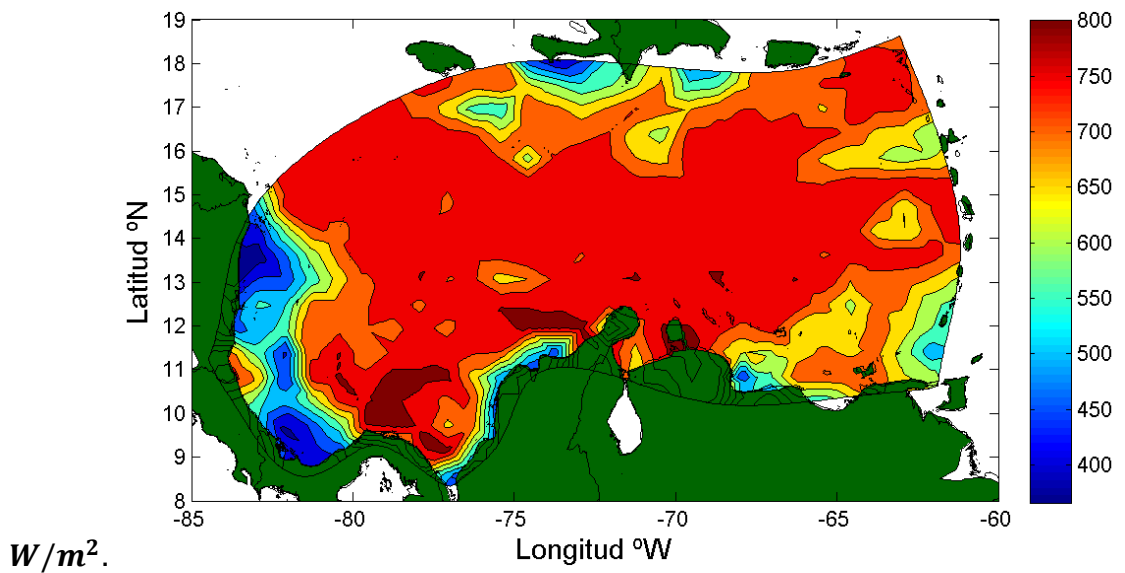


Figura 24. Radiación de onda corta calculada para el 12 de Septiembre de 2009 para la 1:00 pm a partir de la información atmosférica proveniente de UKMO. Unidades W/m^2 .

La incidencia de insolación sobre el Caribe para el 12 de Septiembre de 2009 permite observar una marcada variación de la misma latitudinalmente desde los 400 W/m^2 hasta los 800 W/m^2 (13° de latitud Norte), Figura 24, lo que se debe a que la cobertura nubosa desde 0 – 30 % a diferencia de las altas latitudes donde la nubosidad es máxima con porcentajes de 90%. Esta cantidad de radiación disminuye a medida que se avanza hacia latitudes elevadas se mantiene entre los 700 W/m^2 y 750 W/m^2 .

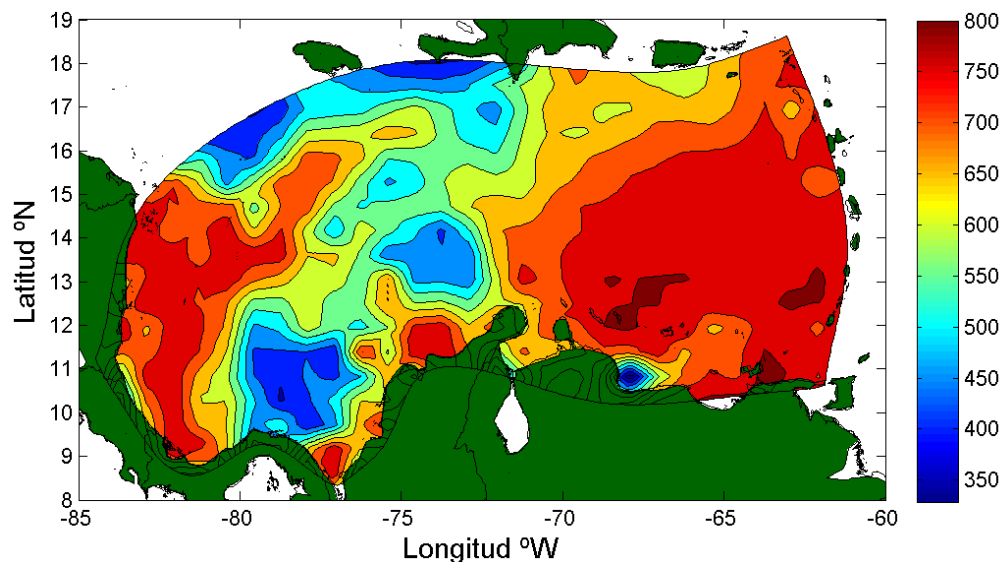


Figura 25. Radiación de onda corta calculada para el 7 de Noviembre de 2009 para la 1:00 pm a partir de la información atmosférica proveniente de UKMO.

Unidades W/m^2 .

Finalmente para el 7 de Noviembre de 2009 (Figura 25), la radiación de onda corta se comporta con intensidades entre los 700 W/m^2 y los 750 W/m^2 desde latitudes bajas (11°) hasta las más altas (19°) y longitudinalmente tiene esa magnitud hasta que alcanza a Punta Gallinas (0 – 20% de presencia de nubes sobre la región). La insolación va disminuyendo hasta el Golfo del Darién de 600 W/m^2 hasta 500 W/m^2 con una porcentaje aproximado de nubosidad de 60 – 80%. A continuación

aparece nuevamente una región desde Barranquilla (aumentando en latitud hasta Nicaragua), una zona donde la radiación incidente vuelve a tomar valores de 700 W/m^2 y sobre Panamá una franja donde hay una cobertura nubosa del 90% que impide el paso de ésta radiación hacia la superficie terrestre y oceánica.

En cuanto a lo que se refiere a los demás flujos de radiación que se sumaron para obtener un balance de calor se puede afirmar que para la Figura 26, los flujos tienen un signo negativo que indica la cantidad de radiación que se pierde o la que refleja la superficie marina. Los valores oscilan en el Golfo del Darién desde 0 W/m^2 hasta -420 W/m^2 y a medida que se avanza hacia la latitud 19 Norte los valores de éste balance de calor se incrementan hasta alcanzar los -950 W/m^2 , donde la cantidad de calor que disipa el mar es mayor a la que se observa entre Panamá y Colombia donde la radiación emergente está entre los -1000 W/m^2 y los -1100 W/m^2 .

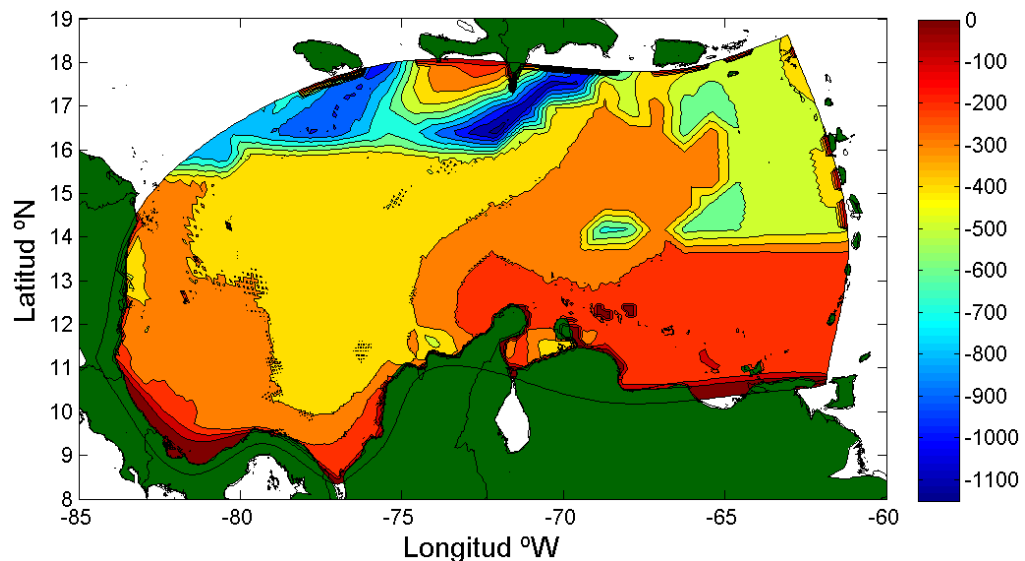


Figura 26. Flujos de radiación calculados para el 7 de Febrero de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional provenientes de UKMO. Unidades W/m^2 .

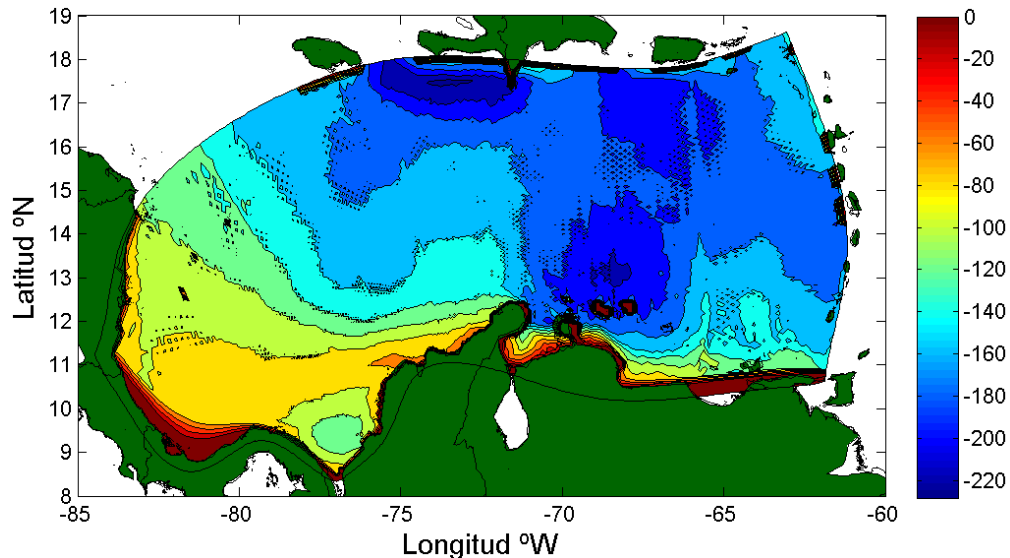


Figura 27. Flujos de radiación calculados para el 25 de Mayo de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional provenientes de UKMO. Unidades W/m^2 .

De acuerdo con la Figura 27 para el balance de calor, se observa que la menor intensidad se concentra entre las latitudes 8° hasta 13° Norte ($-20 W/m^2$ a $-100 W/m^2$), región donde el mar no absorbió una cantidad considerable de radiación solar debido al porcentaje de nubes que cubría dicha región del Caribe. En Figura las zonas azules delimitan e indican que la mayor cantidad de radiación que emite el océano hacia el espacio aumenta considerablemente hasta alcanzar los $-220 W/m^2$, situación contraria a la que se ve en el Oeste de la misma Figura porque la poca cantidad de nubes que cubrían la región.

A diferencia de la Figura 27, la Figura 28 contiene en la zona central del Caribe los valores máximos del balance de calor. Teniendo en cuenta que para mantenerse en equilibrio térmico el mar debe liberar calor ganado por la radiación de onda corta incidente debido a la poca cobertura nubosa lo hace emitiendo el 26% de la radiación ganada que equivale a $-140 W/m^2$ aproximadamente. En el Sur de las

Antillas Mayores se observa que la radiación emergente alcanza los $-105 W/m^2$, con una zona que refleja cantidad de flujo poco considerable a la atmosfera y bordeando toda la costa desde Venezuela hasta Panamá la radiación reflejada hacia el espacio es pequeña ($-95 W/m^2$) porque esta fecha pertenece a la época húmeda del Caribe donde se presenta mayor porcentaje de cobertura de nubes.

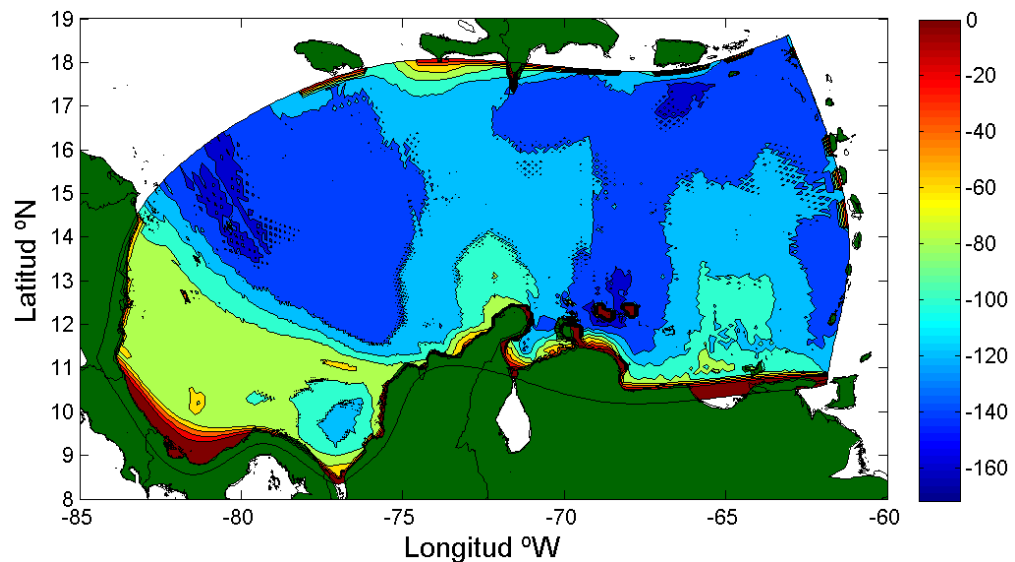


Figura 28. Flujos de radiación calculados para el 12 de Septiembre de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional provenientes de UKMO. Unidades W/m^2 .

El intervalo de radiación emergente de la superficie oceánica hacia el exterior es mayor que para el resto de los días trabajados. Se aprecia que entre el Caribe Norte, Central y Sur el rango de emisión está entre los $-80 W/m^2$ y los $-140 W/m^2$, y en el Golfo del Darién – Panamá hay la reflexión es $-115 W/m^2$, afectado por la TSM, la humedad específica, la presión y las nubes presentes para la fecha.

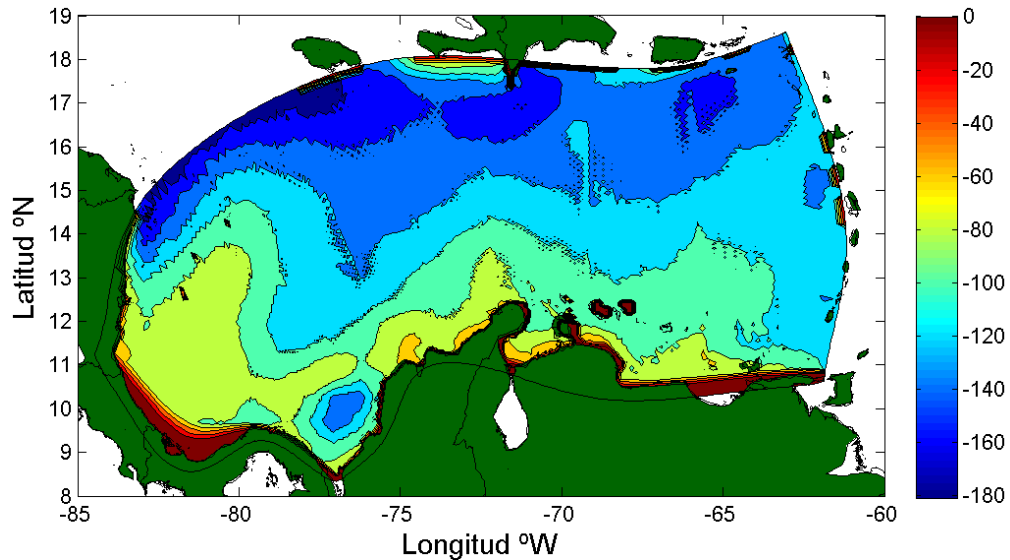


Figura 29. Flujos de radiación calculados para el 7 de Noviembre de 2009 para la 1:00 pm obtenido a partir de las componentes zonal y meridional provenientes de UKMO. Unidades W/m^2 .

Continuando con la metodología, ya calculados y elaborados los archivos que servirán para la simulación de corrientes, temperatura, salinidad y nivel del mar se introducen en la rutina de Matlab: write_wind.m los 145 archivos correspondientes a esfuerzo del viento para las componentes zonal y meridional, los archivos correspondientes a los flujos de balance de calor y radiación de onda corta, que serán convertidos por la misma rutina a formato metCDF. Los archivos que genera este programa llevan el nombre del proyecto, si es flujo: flux y si es viento: wind. Ejemplo: sandra.001.flux_0000.nc.

A continuación se siguieron los pasos propuestos en el ítem 2.1, operatividad del modelo oceánico sbPOM. Es importante resaltar que para cada fecha se generó la misma cantidad de archivos y fueron ejecutados por separado usando el modelo sbPOM.

Finalmente se obtuvieron cuatro archivos de salida que correspondieron a las cuatro fechas consideradas inicialmente para desarrollar este estudio. Hay dos formas diferentes para la adquisición de éstas salidas, la primera es emplear el archivo en formato netCDF y con los comandos que Matlab trae para decodificar éste formato leer y extraer la información correspondiente a campos de corriente, dirección de los campos de corriente, latitud, longitud, temperatura, salinidad y nivel del mar en los 35 niveles sigma que trae el modelo. Solo que para que coincidan correctamente las variables con las respectivas coordenadas de latitud y longitud se requiere usar las instrucciones dadas en la Figura 6. Y la otra forma es usando los archivos outnc y leernc1 generar dos archivos surfuv.dat que contiene longitud, latitud, intensidad de los campos de corriente, dirección de los campos de corriente y surf.dat que además de coordenadas de latitud y longitud trae temperatura, salinidad y nivel del mar. Estos archivos se originan para un nivel específico, lo cual se aclara en la rutina HORIZ.DAT.

En el caso de éste estudio se generó el archivo surfuv.dat para cada fecha para estudiar los campos de corriente sobre la superficie marina y se empleó el archivo en formato .nc para observar la variación de la temperatura y la salinidad al avanzar en metros de profundidad (perfiles de temperatura y salinidad, en un nodo de la malla empleado como boya virtual).

En el siguiente capítulo se muestran los resultados generados de la ejecución del modelo sbPOM para las diferentes épocas del año, en la capa superficial.

**CAPITULO III: ANALISIS Y DESCRIPCIÓN CUALITATIVA DEL
COMPORTAMIENTO DE LAS VARIABLES EN LA CAPA SUPERFICIAL
OCEÁNICA EN LA REGIÓN CARIBE OBTENIDAS A PARTIR DE LA EJECUCIÓN
DEL MODELO SHPOM**



Del estudio de las corrientes marinas se llega a afirmar que no solo el sol produce las corrientes, sino que el movimiento de rotación terrestre imprime a los campos de corriente la dirección característica que presentan para cada región del globo terrestre. Esto se debe a la aparición del efecto de Coriolis, específicamente a la aceleración de Coriolis que desvía las corrientes oceánicas, en el caso del Hemisferio Norte la corriente mantiene su dirección a la derecha de la dirección del viento y en el Hemisferio Sur a la izquierda del mismo [30].

Coriolis, en la capa superficial marina, hace que el agua se mueva 45° respecto de la dirección del viento, por lo tanto a medida que aumenta la profundidad disminuye la velocidad en cada capa. El equilibrio de fuerzas: fricción del viento con el agua y fricción entre las capas con la fuerza de Coriolis hacen que cada capa gire hacia la derecha con respecto a la capa de arriba, dando lugar a una espiral (espiral de Ekman). El fluido rota hasta 180° respecto de la dirección en superficie pero en promedio se dice que el transporte es a 90° respecto de la dirección del viento (Figura 30) [31].

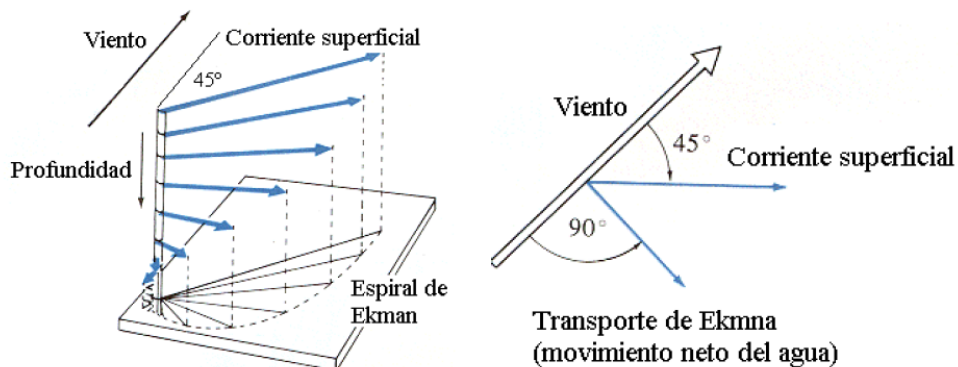


Figura 30. Espiral de Ekman

Éste transporte de Ekman producido por los vientos predominantes de cada zona junto con Coriolis dan paso a un fenómeno oceanográfico conocido como surgencia o afloramiento definido como el intercambio vertical de agua superficial

por agua subsuperficial o agua de otra profundidad. Existen varios tipos de surgencia, dependen de la fuente que los genere, son: surgencia por el transporte de Ekman, surgencia de producida por los vientos continentales, surgencias producidas por la diferencia en la densidad de aguas profundas y costeras y por divergencia ecuatorial ^[32].

La surgencia producida por diferencia de densidad se asocia y mantiene una relación directamente proporcional a los cambios en la TSM (gradiente positivo de la temperatura) y la salinidad. Se caracteriza porque la TSM desciende aumentando la salinidad y a su vez la densidad del agua de mar, debido al calor latente que ocasiona una evaporación del agua y a una expansión de la misma que da lugar a un aumento en el nivel del mar. Este movimiento vertical de masas de agua recibe el nombre de circulación termohalina y produce una diferencia de nivel por lo tanto la región de agua que tiene mayor temperatura fluye hacia la región donde la temperatura es menor (hacia regiones polares), a través de la corriente del Golfo, que transporta grandes cantidades de calor (vapor de agua) desde bajas latitudes hasta las altas. Donde el agua varía rápidamente con la variación en temperatura se conoce con el nombre de termoclina ^[32].

El vapor de agua se condensa y cede la misma cantidad de energía que fue usada para su evaporación, observando en los polos mayor pérdida de energía hacia el espacio, que es compensada por el transporte de energía de latitudes bajas a altas, ocurriendo una redistribución del calor ^[32].

Otro tipo de corriente que se observa en la circulación superficial, son las contracorrientes producidas a partir de variaciones de la tensión de viento proveniente del Norte y Sur del ecuador (ZCIT) ^[32].

3.1.1. Circulación oceánica superficial en la región Caribe

El Mar Caribe es considerado un sistema semicerrado rodeado por dos grandes masas de tierra correspondientes a Sur y Centroamérica separado del Atlántico por las masas de tierra correspondientes a las Antillas.

El mar en ésta región Caribe siempre se desplaza hacia el Oeste que al chocar con las masas de tierra mencionadas anteriormente dan paso a otros tipos de circulación oceánica. Es por ello que se presentan dos corrientes estacionales que afectan la región Caribe colombiana: la corriente superficial y la corriente ascensional que serán descritas a continuación.

3.1.1.1.1. Corrientes superficiales

Las corrientes superficiales son el resultado de la fricción del viento con la capa superficial del mar, la diferencia de densidad en el mar, calentamiento solar de la superficie oceánica, la rotación terrestre. Dentro de esta clasificación se encuentra la corriente Caribe y la contracorriente de Colombia ^[32].

La corriente Caribe siempre realiza su desplazamiento desde el Este hacia el Oeste, llegando hasta el Golfo de Morrosquillo (zona de divergencia) mientras que la contracorriente de Colombia se desplaza de Oeste a Este, iniciando en el Golfo de Urabá hasta la esquina Sur de la plataforma continental de Nicaragua, (Figura 31). Estas dos corrientes se acercan a las costas colombianas alternadamente, nunca coinciden en la costa y su dirección de desplazamiento depende de los vientos predominantes que se desarrollan en las diferentes épocas, en el caso de la corriente Caribe son los Alisios provenientes del Noreste – Este, y para la contracorriente de Colombia los que vienen del Suroeste – Oeste colombiano ^[33].

La contracorriente de Colombia se origina al chocar la corriente del Caribe contra la plataforma continental de Nicaragua, ayudada por la influencia de los Alisios

que varían en intensidad y dirección. Una parte de ella sigue su curso normal y la otra parte se dirige hacia Costa Rica y Panamá generando una corriente ciclónica (opuesta a las manecillas del reloj) en el Golfo del Darién y se dirige de forma semicontinua hacia Venezuela. Al llegar a la Guajira parte de ésta contracorriente es desviada y arrastrada por la corriente del Caribe [32].

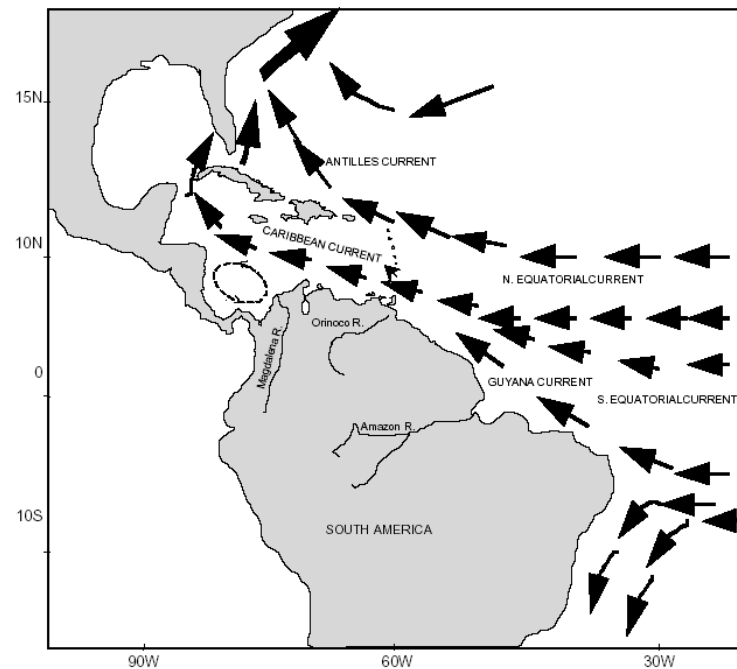


Figura 31. Las corrientes superficiales en la región occidental del Atlántico Tropical (adaptado de *Wilson y Johns, 1997*).

Todo inicia cuando las corrientes norecuatorial y surecuatorial que tienen dirección Este – Oeste se localizan entre los 9°N – 30°N y 5°S – 30°S, respectivamente. Responden a los Alisios dominantes de la zona: Alisios de Noreste y Sureste, respectivamente [33].

La corriente surecuatorial al enfrentarse a la esquina del continente americano en Brasil sufre una desviación hacia el Noreste, denominada corriente de Guayana antes de ingresar al Mar Caribe, que fluye a través de las Antillas Menores

transportando remolinos anticiclónicos. Una vez ésta corriente ingresa al Caribe, junto con la corriente del Norte de Brasil recibe el nombre de corriente del Caribe, que tiene la misma dirección de la corriente norecuatorial y trae consigo los anticiclones que provienen de la corriente de Guayana. El motor principal de ésta nueva corriente son los Alisios del Noreste y la intensidad de los campos de corriente varían dependiendo de la época del año que se presente. En el caso de la época seca la corriente del Caribe es bastante predominante, alcanzando una velocidad de $0.6 - 0.8 \text{ m/s}$, en tanto que en la época de mayor humedad disminuye de $0.4 - 0.6 \text{ m/s}$, sin incluir la circulación oceánica que se presenta en el Norte de la Guajira, rara vez se observa sobre la costa colombiana, debido a que como se mencionó anteriormente predomina la contracorriente de Colombia^[33].

La corriente del Caribe es adyacente al litoral cuando hay plena actividad de los vientos Alisios (época seca y época de mayor verano, mediados de diciembre – abril, la época de menor verano, julio – mediados de agosto). Ésta corriente no es muy notoria ni influyente en la región Suroeste colombiana ^[32].

Cuando la corriente del Caribe sigue su desplazamiento hacia el Oeste se denomina corriente de Yucatán y cuando pasa al Golfo de México recibe el nombre de corriente de Lazo ^[33].

En el caso de la contracorriente los estudios demuestran que se acerca a las costas durante la época húmeda o de invierno menor (mayo - junio) y la temporada de invierno mayor (septiembre - noviembre) y puede llegar a desarrollarse en algunas ocasiones en los periodos secos. El alcance de ésta contracorriente llega solo hasta el Cabo de la Vela en la Guajira ^[33].

La temperatura superficial del Mar Caribe durante los cinco primeros meses del año oscila entre los $25.5^{\circ}\text{C} - 27.5^{\circ}\text{C}$. De julio a octubre la temperatura superficial presenta un ascenso debido a la presencia de la contracorriente de 28°C y

finalmente de noviembre a diciembre desciende a 26°C . La intensidad de los campos del Giro Panamá – Colombia es aproximadamente de 1 m/s [33].

El eje de ésta corriente varía de acuerdo a las épocas climáticas del año que se presenten. La contracorriente proveniente de Panamá sigue su ascenso, se dirige hacia Colombia y alcanza el Cabo de la Vela en la estación de mayor humedad. En la estación de menor humedad la contracorriente solo asciende alcanzando las costas del departamento de Magdalena. Al desplazarse hacia el Este la contracorriente disminuye en intensidad, son aguas que absorben y emiten mayor cantidad de calor, por la recirculación constante existente en la región [33].

3.1.1.1.2. Corriente Ascensional

Éste tipo de corriente recibe también el nombre de corrientes de surgencia o afloramiento. Se desarrolla en la misma época que la corriente del Caribe y es significativa entre Punta Gallinas y Puerto Colombia [33].

La surgencia costera es un fenómeno oceanográfico que presenta estacionalidad, por lo tanto se observa que habrá un máximo transporte vertical de agua en la época seca mayor (diciembre - mayo), manifestando sobre la región Caribe dos puntos de máxima intensidad: uno está al Noroeste de la Península de la Guajira y el otro frente al cabo de la Aguja, entre la desembocadura del Río Piedras y el Rodadero en Santa Marta, donde la temperatura del agua es mayor que en mar adentro. Esto es porque los Alisios son más veloces y frecuentes en esas dos zonas caribeñas más que en otro sitio del Caribe colombiano [33].

En la época de mayor humedad la surgencia es baja, casi nula, debido a la ausencia de los vientos Alisios (exceptuando la Guajira, porque siempre están activos en ésta zona), ayudados de la contracorriente de Colombia [33].

Hay otro punto de surgencia localizado entre Puerto Colombia y Cartagena donde la surgencia es menor a la que se origina entre el departamento del Magdalena y la Península de la Guajira. ^[33]

El afloramiento de estas aguas proviene desde los 120 *m* – 160 *m* de profundidad. Producidas por los vientos Alisios, ocasionan un transporte de masas de agua superficial y subsuperficial (transporte de Ekman). La corriente ascensional del Caribe se desplaza paralela a la costa de la Guajira y en las profundidades tiene temperaturas que varían desde 21°C – 24°C, con salinidades de 36.5 *ppm* – 37.2 *ppm*^[32].

Continuando hacia el Este, Venezuela según los estudios se ha demostrado la presencia de corrientes ascensionales en ésta zona donde ésta presenta la surgencia^[32].

El proceso de circulación sobre la región Caribe se debe a la mezcla de masas de agua superficial del Caribe con agua subsuperficial subtropical, provenientes del océano Atlántico Norte y de las aguas de la Antártica Intermedia que pasan a través de la cuenca de las Antillas Menores. Sobre el Caribe Oriental el agua subtropical entra a través de Jamaica y las Islas Españolas, mientras que las aguas superficiales fluyen hacia la cuenca a través de los pasos de Anegada, Mona y del Viento ^[33].

Sobre el Caribe, el nivel del mar tiene un máximo valor en 0.1 *m* en los meses comprendidos de febrero a marzo y 0.3 *m* de septiembre a octubre. Durante los Alisios del Norte se produce una corriente hacia el Suroeste acompañada de afloramiento haciendo que el nivel del mar disminuya en las costas colombianas^[33].

Metodología

En la etapa final que corresponde al desarrollo del último objetivo se obtuvieron los resultados para la capa superficial oceánica correspondientes a las fechas consideradas inicialmente en éste estudio. Las variables de salida a tener en cuenta son la intensidad y dirección de los campos de corriente, TSM, salinidad y nivel del mar.

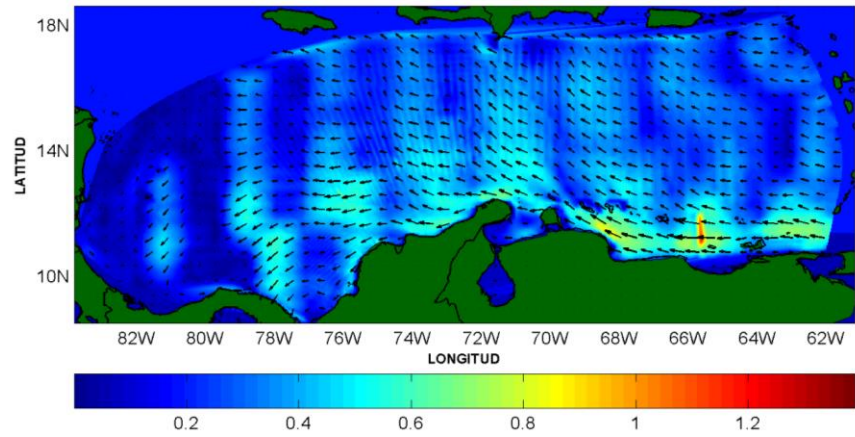
Los campos de corriente obtenidos tras simular el día 7 de febrero de 2009 son los observados en la Figura 32, graficados con la ayuda de Matlab. Lo que llama la atención en el gráfico inicialmente es la presencia de ocho manchas color azul celeste, indicando intensidades de la corriente aproximadamente de 0.55 m/s , lo cual después de analizar coincide con la cantidad de procesadores que emplea el modelo sbPOM para realizar su ejecución en paralelo (8 procesadores). Continuando con la descripción de la capa superficial se observa que entre cada banda celeste existen unas bandas más delgadas donde la intensidad de los campos de corriente varían entre 0.1 m/s - 0.2 m/s , indicando que la intensidad de la corriente varía al variar la longitud.

Desde las Antillas Menores se puede observar un cambio en la intensidad de las corrientes, cambio en la coloración cercana a la costa que llega intensamente hasta antes de la Península de Paraguaná, donde los campos de corriente presentan velocidades entre los 0.65 m/s y los 0.8 m/s . Velocidades mayores a las presentadas al interior de la región Caribe. De acuerdo con la época elegida para la modelación numérica con el sbPOM, los datos de intensidad de corriente que se encuentran en latitudes superiores a los 14°N deberían oscilar entre los 0.6 m/s - 0.8 m/s por estar ubicada dentro de la época seca donde los vientos Alisios son más intensos. Comportamiento que si se ve reflejado en las cercanías de las costas venezolanas.

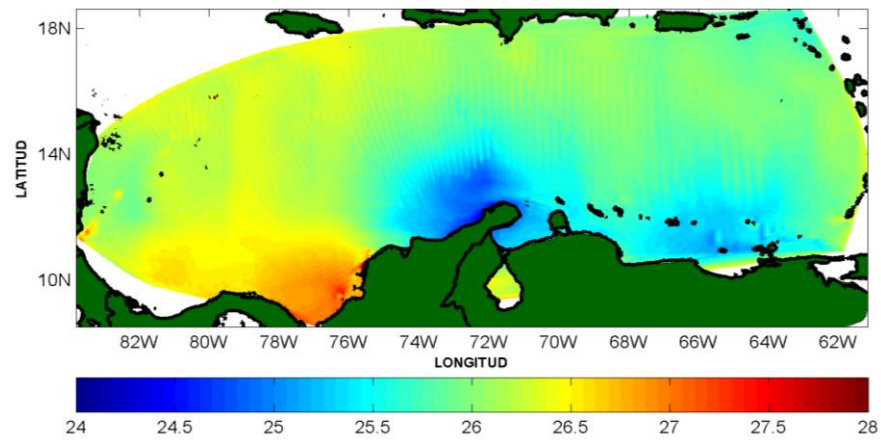
A medida que la corriente Caribe avanza hacia el Oeste, específicamente bordeando las costas colombianas se observa una disminución en la intensidad de ésta a 0.6 m/s desde la Península de la Guajira hasta Cartagena. La dirección que mantiene la corriente cuando ingresa desde las Antillas Menores es Este . Oeste, pero se observa una pequeña variación a partir de los -65° de longitud donde tiene dirección Noroeste que conserva hasta la Guajira y nuevamente a partir de ese punto sigue desplazándose hacia el Oeste.

En la Figura 32a, en el Golfo del Darién la corriente tiene magnitud de 0.2 m/s y empieza a dirigirse hacia el Suroeste, formando la contracorriente de Colombia que es baja para ésta época debido a los vientos predominantes; por lo que no se logra desarrollar y llegar hasta el Cabo de la Vela en la Guajira.

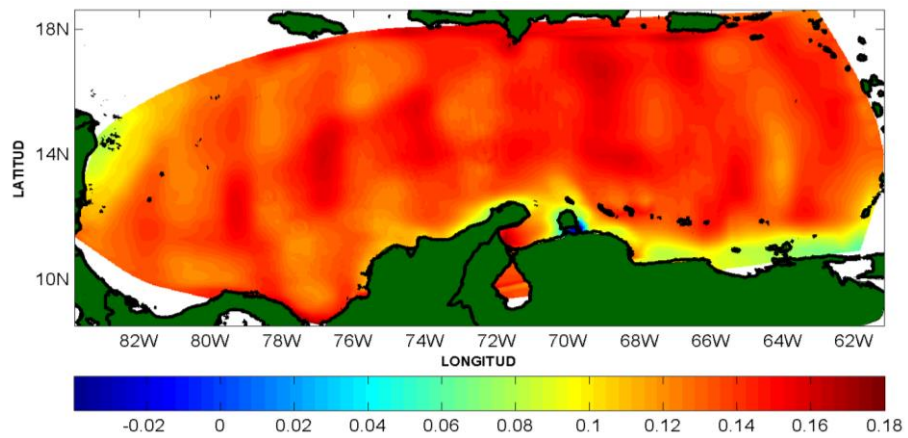
Es importante también dentro de ésta descripción cualitativa incluir las salidas del modelo sbPOM relacionadas con la TSM, que permite determinar puntos del Caribe donde se presentan fenómenos de surgencia que afectan la circulación y con ello varios procesos biológicos y humanos. Teniendo en cuenta que la fecha considerada en la Figura 32b pertenece al periodo de sequia, se observa que los valores de la TSM en el Caribe se aproximan a los descritos por los teóricos, ya que en el Noreste del Caribe la temperatura se acerca a los 26°C , la cual va disminuyendo a medida que decrece en latitud, hasta llegar a los 25.1°C en cercanías a costas Venezolanas, indicando una zona de surgencia. En la región Caribe Central la temperatura de la superficie marina se encuentra en un rango comprendido entre los 25.5°C y los 26°C . Al llegar a la Península de la Guajira se encuentra que la temperatura ha descendido hasta los 24°C , confirmando la zona de surgencia que hace presencia sobre el Caribe colombiano. En la parte Noroeste – Suroeste del Caribe se observan incrementos en la temperatura superficial que van desde los 26.6°C hasta los 27.8°C .



a.



b.



c.

Figura 32. a. Campos de corriente obtenidos a partir de la simulación del sbPOM, [m/s]. b. Campos de TSM, [°C], c. Nivel del Mar [m/s], para el 7 de Febrero de 2009

El nivel del mar simulado por el sbPOM con los datos correspondientes al 7 de febrero de 2009 generan en la Figura 32c, puntos donde el nivel del mar es muy elevado, y nuevamente hacen presencia los ocho procesadores que corren el modelo, donde el valor máximo del nivel del mar es de 0.18 m . Entre cada franja roja el nivel del mar promedio es de 0.115 m . En cercanías a la costa de Venezuela se observa que el nivel del mar desciende hasta alcanzar los 0.7 m en promedio con una desviación de $\pm 0.1\text{ m}$. Se observa también cerca a la costa de la Guajira, que el nivel del mar es más elevado que el que se tiene en Venezuela, pero comparado con el resto de la región Caribe es pequeño (0.79 m en promedio).

Los campos de corriente graficados para el 25 de mayo de 2009, en la Figura 33a, son los campos de corriente para la época húmeda. Se siguen observando las ocho franjas longitudinales. Las tres primeras franjas de azul celeste indican una magnitud promedio de 0.2 m/s , A partir de la cuarta banda se observa un incremento en la magnitud de las corrientes, que varían de 0.3 m/s a 0.4 m/s en latitudes superiores a los 14° N . Las máximas intensidades de la corriente se encuentran entre 0.45 m/s y 0.5 m/s en las proximidades de las costas caribeñas. Esta época pertenece al periodo de humedad del Caribe, por lo tanto las magnitudes de los campos de corriente serán menores al compararlas con las magnitudes de la época seca.

La dirección de ésta variable oceánica es muy aleatoria, no indica la circulación normal que desarrolla la corriente del Caribe que se desplaza de Este a Oeste, sino que indica que la corriente va hacia el Noroeste y llega hasta el punto de que la corriente se dirige hacia el Norte (Antillas Mayores). A partir de Santa Marta la circulación oceánica fluye hacia el Oeste entre los 0.1 m/s y los 0.15 m/s , pero ésta al chocar con el continente, Nicaragua, cambia su dirección y fluye como contracorriente, en forma ciclónica hasta Panamá sin considerar el Golfo del

Darién. En latitudes superiores ($13^{\circ}N$ a $16^{\circ}N$) se observa un remolino anticiclónico, formado a partir de la corriente del Caribe que se desplazó hacia el Oeste con intensidad de 0.05 m/s hasta 0.08 m/s .

En la misma Figura 33a, pueden observarse otros remolinos como lo son el formado entre los $73^{\circ}W$ y los $13^{\circ}N$, con circulación a favor de las manecillas del reloj, de baja intensidad. Éste fenómeno se repite mar adentro de las costas venezolanas, en donde el agua que se dirige al Noroeste desvía su trayectoria y se dirige nuevamente hacia el Este, en forma de Eddy. Las intensidades de estos meandros son aproximadamente de 0.03 m/s .

La circulación de la corriente cercana a las costas colombianas y venezolanas se mueven paralelas a éstas en sentido Este – Oeste. El modelo sbPOM arroja intensidades de 0.32 m/s y 0.48 m/s para ésta zona, que al compararla en magnitud con la intensidad de la corriente mar adentro es mayor.

Los campos de corriente son mayores en la región costera para la simulación generada para el 25 de Mayo de 2009 que la obtenida para el 7 de Febrero del mismo año.

La temperatura superficial del mar, modelada por sbPOM para el 25 de mayo de 2009 se encuentra en la Figura 33b. en la que se observa un aumento progresivo de la misma desde el Sureste del Caribe hacia el Noreste. Va desde $25^{\circ}C$ hasta $27^{\circ}C$ con la zona de surgencia localizada entre Caracas y Cumaná. Pero al comparar estos valores de TSM obtenidos con la Figura 28b, indica que aumentó la temperatura del océano en el periodo de humedad en $1^{\circ}C$. Ésta situación se mantiene constante hasta el Caribe Central, donde nuevamente se observa la zona de surgencia costera en la Guajira a los $26.4^{\circ}C$ mayor a la simulada para el 7 de febrero de 2009. En el Oeste del Caribe, tanto la región Norte como Sur permite observar como resultado de la simulación un aumento promedio en la

TSM de $28.5^{\circ} C$, siendo la zona del Golfo del Darién donde se concentra un mayor valor de temperatura.

El nivel del mar simulado por el modelo oceánico sbPOM para ésta fecha en promedio es de $0.13 m$, con una desviación estándar de $\pm 0.1 m$ en la región Este del Caribe. En el Caribe Central, a una latitud de $13.8^{\circ} N$ se encuentra el nivel máximo del nivel del mar que es de $0.18 m$. Hacia el Occidente el nivel del mar decrece y llega a $0.1 m$ como mínimo nivel promedio del mar en ésta zona. Es importante observar que paralelo a las costas de Nicaragua el nivel del mar toma una coloración verde, que indica aproximadamente un valor de $0.08 m$. Lo mismo ocurre frente a las costas venezolanas, donde inicia con un valor de $0.06 m$ que mantiene hasta la Guajira, a partir de éste punto empieza a incrementarse el valor hasta $0.087 m$ que es cuando llega la corriente marina a Santa Marta.

En este caso la corriente del Caribe para la época correspondiente al 12 de septiembre de 2009, Figura 34a, a partir del modelamiento con la información proveniente del modelo UKMO, una circulación ciclónica iniciando en el Caribe Suroriente, donde las corrientes provenientes del Este llegan hasta los -68° de longitud Oeste, y empiezan a variar su dirección hasta formar un meandro. Parte de esa corriente es desviada hacia el Noreste y sigue su trayectoria hacia el Oeste. La intensidad de la corriente en ésta zona en promedio es de $0.04 m/s$, la región donde se ve mayor valor en la intensidad de la corriente se debe a una franja que representa el primer procesador.

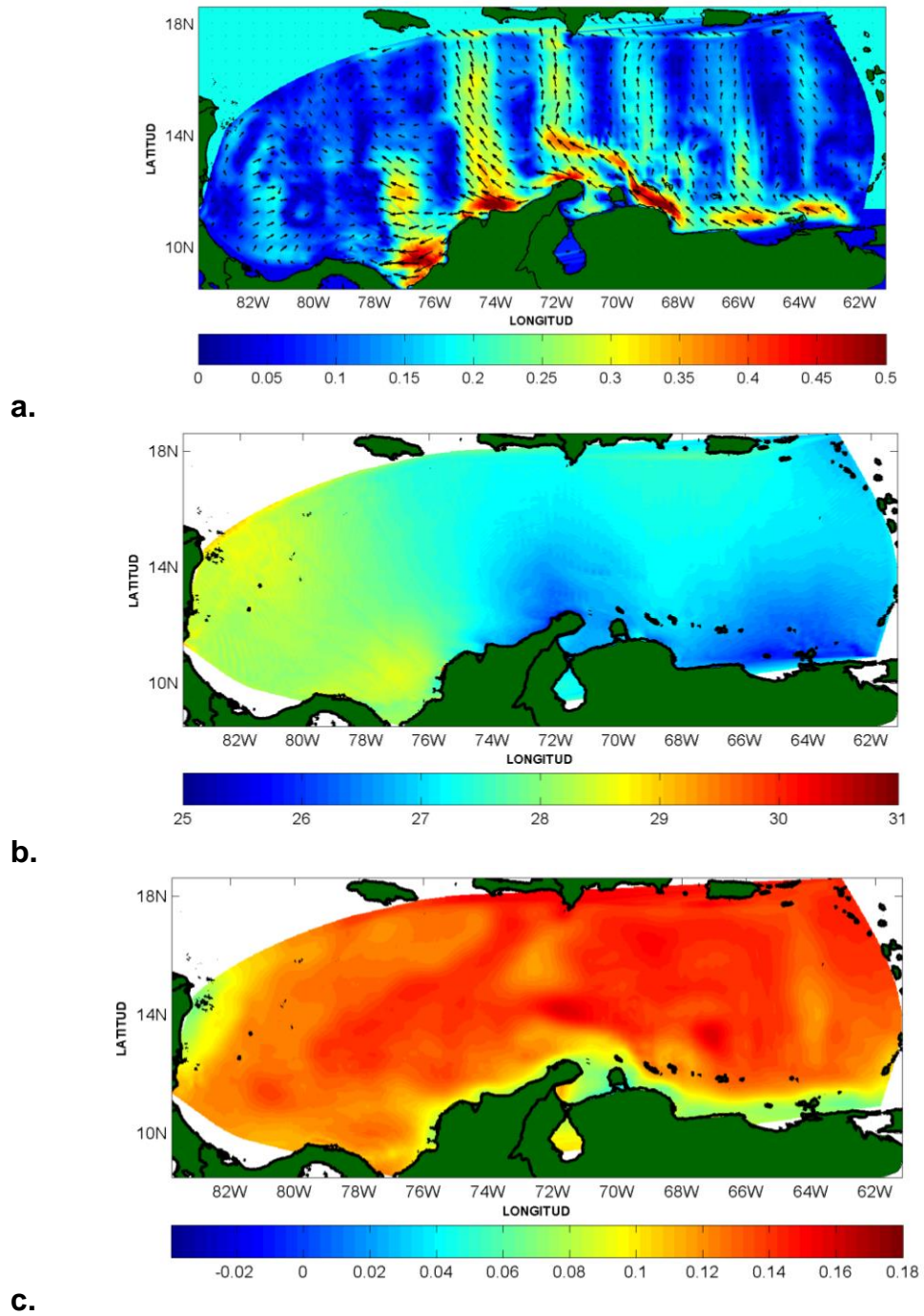


Figura 33. a. Campos de corriente obtenidos a partir de la simulación del sbPOM, [m/s]. b. Campos de TSM, [°C], c. Nivel del Mar [m/s], para el 25 de Mayo de 2009

La corriente del Caribe mantiene su dirección de desplazamiento y entre los $72^{\circ}W$ y $74^{\circ}W$, con latitudes de $14^{\circ}N$ a $16^{\circ}N$ hay una zona en la que la corriente tiene una mínima intensidad de 0.02 m/s con dirección al Occidente. Alrededor de ésta región ciclónica se observan campos de corriente que alcanzan intensidades aproximadas a los 0.2 m/s . Avanzando hacia el Oeste se observan dos meandros uno a favor de las manecillas del reloj y otro en sentido opuesto. Parte de la corriente se dirige hacia Panamá pero nuevamente es devuelta en forma de contracorriente y se encuentra con la corriente del Caribe frente a Panamá. Ésta contracorriente no alcanza la Guajira teniendo en cuenta que el modelamiento se realizó para época de lluvia donde los Alisios son débiles.

Finalmente el flujo de la corriente del Caribe sobre las costas del continente Sur y Centro americano se desplaza de Oriente a Occidente, llega hasta el Golfo del Darién con intensidades promedio de 0.38 m/s , valores más elevados que el resto de la región Caribe para la fecha en estudio.

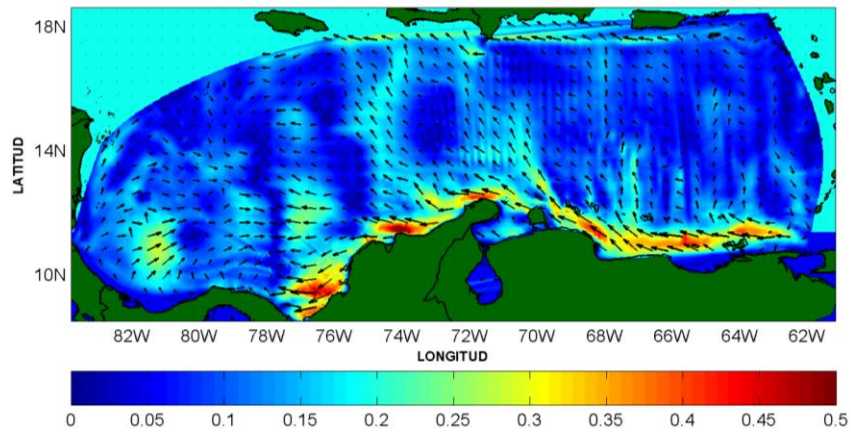
En la Figura 34b, los valores de la TSM varían y se observa sobre el Caribe Noreste un promedio de $28.7^{\circ}C$ que va disminuyendo en magnitud a medida que disminuye la latitud, pasando por los $28^{\circ}C$ y llegando hasta los $27.3^{\circ}C$, formando nuevamente una zona de afloramiento costero en Venezuela. Ese afloramiento continúa hasta las costas colombianas desde la Guajira hasta Santa Marta, con una TSM de $27^{\circ}C$.

En el Centro del Caribe, específicamente hacia el Norte, la TSM nuevamente toma valores elevados que van desde $28.6^{\circ}C$ a $29^{\circ}C$, que se observan hasta el Oeste, donde nuevamente empiezan experimentar un descenso con la latitud, en promedio en ésta región la TSM es de $28.3^{\circ}C$. Se observa que en el Golfo del Darién hasta Barranquilla la TSM promedio es de $28.78^{\circ}C$, valor que también se observa en las costas de Costa Rica y Nicaragua, con un máximo de $29.37^{\circ}C$.

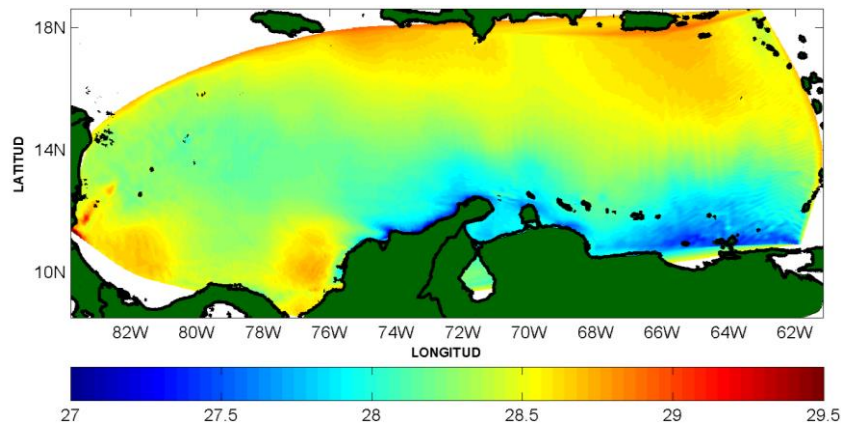
La distribución del nivel del mar para el 12 de septiembre de 2009 es más uniforme, donde se han perdido las ocho líneas que se marcaban indicando la cantidad de procesadores empleados. Al realizar un barrido latitudinal sobre la Figura 34c, se observa al Sur de las Antillas Mayores hasta Jamaica el nivel del mar más elevado sobre el Caribe, que es aproximadamente de 0.165 *m*.

Entre los -60° y los -80° de longitud el nivel del mar oscila en un intervalo comprendido entre los 0.13 *m* y los 0.15 *m*, indicando una disminución del nivel del mar y cuyo comportamiento es similar al presentado por el océano simulado por el sbPOM en la Figura 33c. En la zona costera se observa un descenso bastante considerable del nivel del mar, ya que desde empieza a descender desde 0.12 *m* hasta 0.07 *m* y en ocasiones llegar a alcanzar los 0.061 *m*. Finalmente el nivel del mar cercano a la región de Nicaragua experimenta los mismos valores que se tiene en las costas colombianas y venezolanas, solo que el área es mayor.

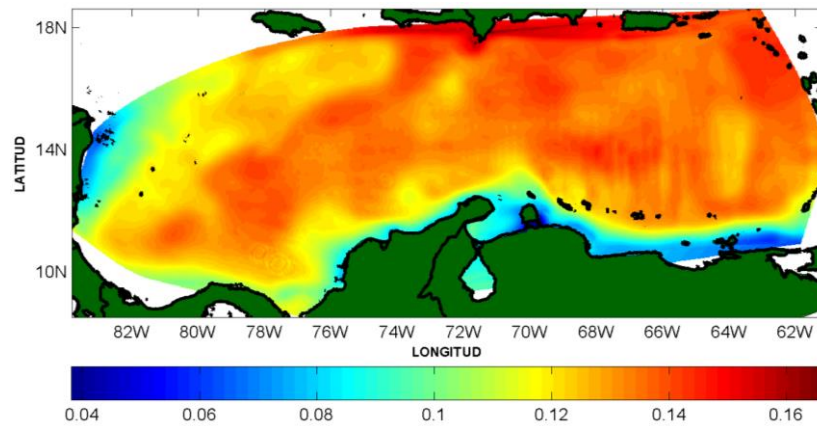
El último día de simulación que corresponde a la Figura 35a, 7 de noviembre de 2009, en donde los campos de corriente presentan variaciones bruscas tanto en dirección como en intensidad, debido a que si se observa, la corriente que ingresa a través de las Antillas Menores es del Noreste y se divide en dos partes, la primera bordea a la costa de los países Colombia y Venezuela con intensidades variables, en Venezuela va desde 0.3 *m/s* hasta 0.48 *m/s* y frente a costas colombianas la intensidad de los campos de corriente es de 0.06 *m/s* hasta 0.16 *m/s*. La segunda parte de la corriente a partir de los $67.8^\circ W$ gira hacia la derecha generando un ciclón que de los $11 - 14.5^\circ N$ presenta un máximo de 0.49 *m/s* que va disminuyendo a medida que gira a favor de las manecillas del reloj hasta 0.015 *m/s*. Éste ciclón envuelve a otro que manifiesta características similares y se ubica próximo a los 64° de longitud Oeste. Cerca a la frontera se observa una mancha amarilla donde la corriente presenta una variación de 0.3 – 0.35 *m/s*.



a.

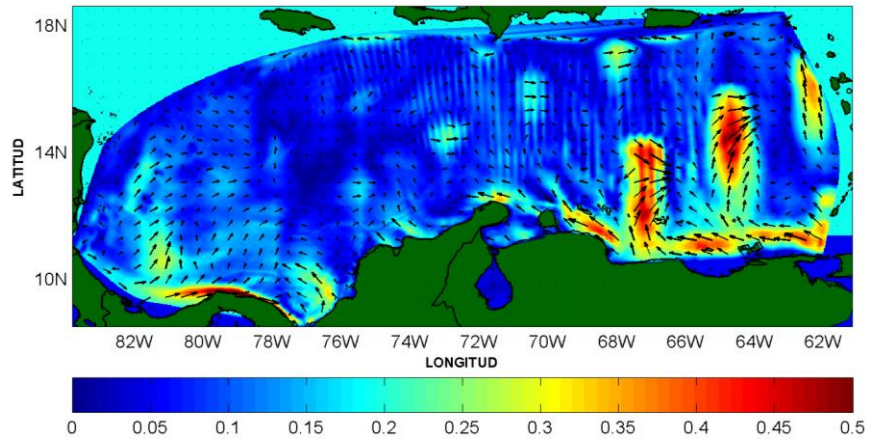


b.

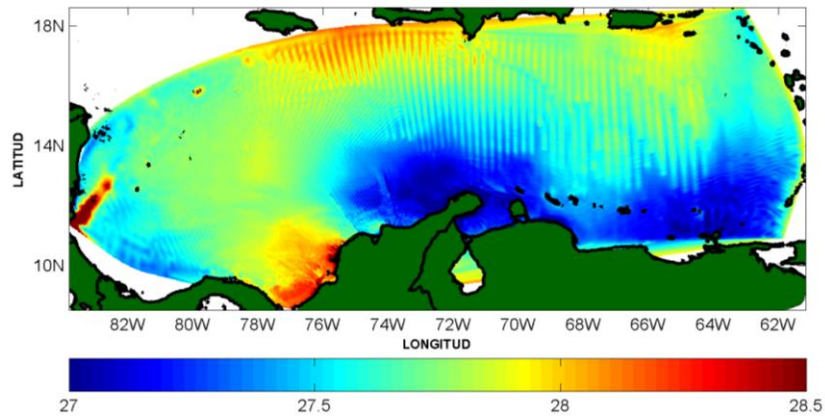


c.

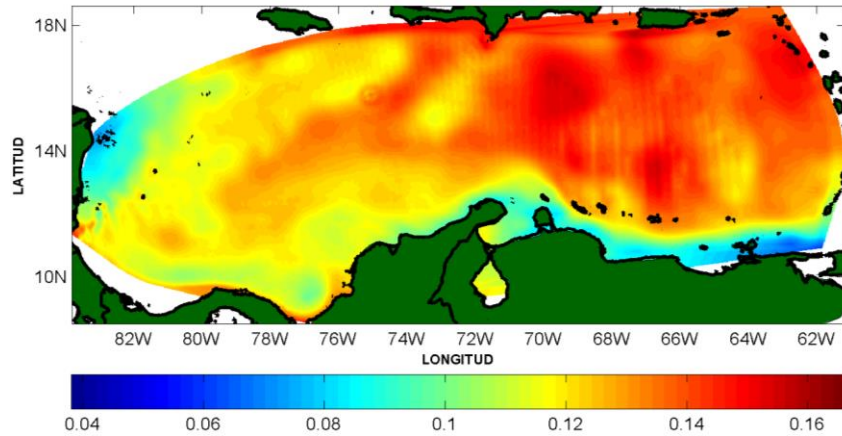
Figura 34. a. Campos de corriente obtenidos a partir de la simulación del sbPOM, [m/s]. b. Campos de TSM, [°C], c. Nivel del Mar [m/s], para el 12 de Septiembre de 2009



a.



b.



c.

Figura 35. a. Campos de corriente obtenidos a partir de la simulación del sbPOM, [m/s]. b. Campos de TSM, [°C], c. Nivel del Mar [m/s], para el 7 de Noviembre de 2009

Continuando con la descripción cualitativa de los campos de corriente de la Figura 31, se observa que los que se desplazan hacia el Oeste forman nuevamente ciclones en mar abierto, cuyas intensidades varían entre 0.05 m/s y 0.1 m/s .

La contracorriente Panamá – Colombia, para ésta ocasión, llega hasta Sincelejo. Con magnitud en cercanías a la costa de Panamá entre 0.3 m/s y 0.45 m/s , mientras que al avanzar en latitud ésta disminuye hasta 0.2 m/s .

Para ésta fecha la TSM en el Caribe osciló desde $27 \text{ }^\circ\text{C}$ hasta $28.5 \text{ }^\circ\text{C}$, siendo la región costera entre Colombia y Venezuela las zonas donde ésta variable física descendió hasta el mínimo valor, mostrando una fuerte zona de afloramiento costero. Avanzando hacia el Oeste, en el Golfo del Darién la temperatura de la superficie marina presenta variaciones desde $27.7 \text{ }^\circ\text{C}$ hasta $28.36 \text{ }^\circ\text{C}$. Entre Nicaragua y Costa Rica se aprecia un descenso de la temperatura hasta $27.4 \text{ }^\circ\text{C}$ y se observa en esa misma ubicación un máximo de $28.5 \text{ }^\circ\text{C}$.

Al Sur de las Antillas Mayores la TSM alcanza valores de $28.3 \text{ }^\circ\text{C}$, y más al Sur de ésta posición la temperatura se mantiene en promedio de $27.75 \text{ }^\circ\text{C}$, con una desviación estándar de $\pm 0.2 \text{ }^\circ\text{C}$.

El aumento o disminución del nivel del mar para el 7 de noviembre de 2009 es similar al simulado al graficado en la Figura 35c, donde se observa la ausencia de las ocho líneas que se marcaban indicando la cantidad de procesadores empleados. Al realizar un recorrido a través de las latitudes sobre la Figura 35c, se observa al Sur de las Antillas Mayores hasta Jamaica el nivel del mar elevado sobre el Caribe, que es aproximadamente de 0.15 m .

Entre los -60° y los -76° de longitud el nivel del mar oscila en un intervalo comprendido entre los 0.137 m y los 0.14 m , indicando una disminución del nivel del mar. Se observan cuatro puntos donde el nivel del mar marca un máximo de

0.16 m, estos puntos están localizados entre: $68^{\circ} - 70^{\circ} W$ y $15^{\circ} - 17^{\circ} N$, $67^{\circ} - 68^{\circ} W$ y $17^{\circ} - 17.8^{\circ} N$, $66^{\circ} - 67^{\circ} W$ y $13^{\circ} - 14^{\circ} N$, $62^{\circ} - 63^{\circ} W$ y $16.8^{\circ} - 17^{\circ} N$

En la zona costera se observa un descenso bastante considerable del nivel del mar, ya que desde empieza a descender desde 0.12 m hasta 0.06m, al llegar al Golfo del Darién aumenta el nivel del mar 0.11 m. Finalmente el nivel del mar cercano a la región de Nicaragua experimenta los mismos valores que se tiene en las costas colombianas y venezolanas, solo que el área que cubre es mayor.

Como se mencionó anteriormente el modelo sbPOM simula las condiciones oceánicas para treinta y cinco niveles en la vertical, por lo tanto será importante revisar el comportamiento de dos variables fundamentales como lo son la salinidad y la TSM. Para ésta descripción se decidió tomar cuatro estaciones en el Caribe, se eligió un punto en Colombia (estación n° 1, $72.1571^{\circ} W - 12.2946^{\circ} N$) por la surgencia presente en la región de la Guajira, la estación n° 2, ($77.0830^{\circ} W - 10.5033^{\circ} N$) en el Golfo del Darién, estación n° 3 aguas profundas ($77.4062^{\circ} W - 14.8496^{\circ} N$) y estación n° 4, ($66.3145^{\circ} W - 12.5321^{\circ} N$) en cercanías a Venezuela teniendo en cuenta que es un punto de afloramiento (Figura 36).

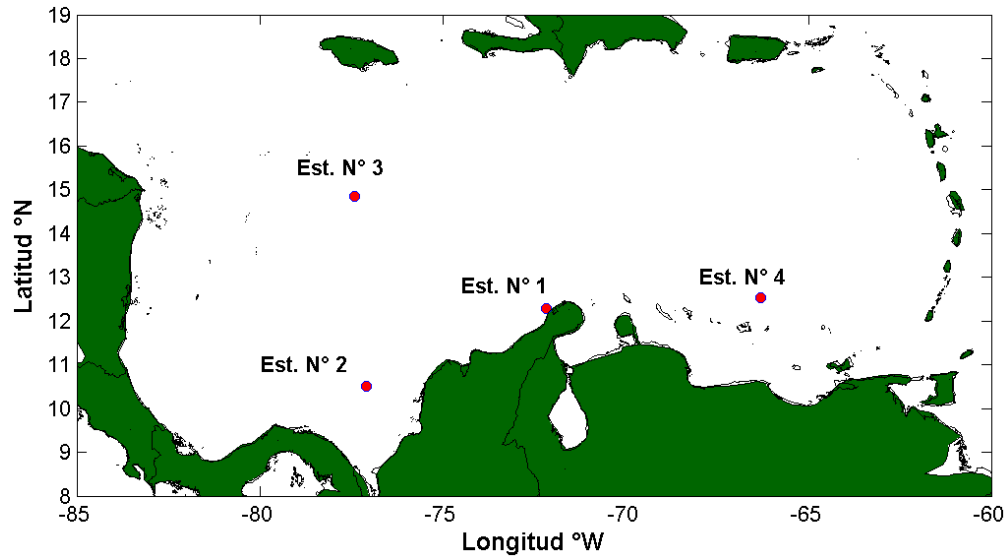


Figura 36. Estaciones en el Caribe para extracción de perfiles de TSM y salinidad.

Al observar los perfiles de la estación 1 para cada fecha serán diferentes a los de las otras estaciones, debido a la profundidad de la zona que es de 124 metros. También es importante mencionar que la TSM no es un determinante para considerar el aumento o disminución en la salinidad del mar, porque sobre ella actúan las afluencias fluviales. Para generar los perfiles de salinidad y TSM fue necesario extraer el archivo de salida que genera el sbPOM en formato netCDF que contiene todas las variables y con la ayuda de Matlab se procedió a elaborar una rutina para tener las variables de interés a las profundidades deseadas.

Por lo tanto para el primer día de simulación en la estación 1, en los 0 m de profundidad, capa superficial, la temperatura es de 24.7126 °C aproximadamente, a medida que va descendiendo hacia aguas más profundas la temperatura se incrementa en 0.0001°C hasta los 0.5 m de profundidad, a partir de ella los datos empiezan a aumentar a 24.85 °C en los primeros 11 m de profundidad y después de alcanzar ese valor máximo empieza a descender desde 24.5671 °C hasta los

19.9882 °C. En la misma Figura 37 el perfil de salinidad se mantiene constante 36.4360 *ppm* hasta los 11 *m*, después de éste punto los valores de salinidad empiezan a incrementarse hasta llegar a los 36.7538 *ppm* (108 *m* de profundidad) e inicia la etapa de descenso de la misma y llega a 36.6539 *ppm*.

En la segunda estación los perfiles de temperatura superficial y salinidad permiten observar mejor el comportamiento de éstas variables a medida que se adentra a las profundidades marinas. El perfil de TSM inicia en 26.6384 °C y según la Figura 37 pareciera casi constante, pero no lo es debido a que se presentan variaciones mínimas de 0.02°C, hasta el tope que es 26.8197 °C, y empieza el descenso de la misma a partir de 25 *m* de profundidad, con una diferencia promedio entre cada valor de temperatura de 3.34 °C ± 2.98°C. Este comportamiento se mantiene hasta los 800 *m* de profundidad donde la temperatura es de 5 °C aproximadamente. La temperatura en las profundidades sigue disminuyendo y llega a punto donde los valores de temperatura se mantienen estables (3196 *m* de profundidad), 4.09 °C. Los valores de salinidad en esta estación, están en 35.8070 *ppm* hasta los 6 *m* de profundidad donde se observa mínima variación de estos, llegan hasta 36.7319 *ppm*, (74 *m* en el fondo del océano) y se observa un descenso brusco en la salinidad hasta los 600 *m* (34.8 *ppm*) y nuevamente los valores aumentan al aumentar la profundidad y en los 1598 *m* la salinidad empieza a variar muy poco, casi percibiéndose constante (34.99 *ppm*).

El perfil de temperatura para la estación 3 inicia en superficie en 25.96 °C, se incrementa hasta 26.4 °C como se observa en la Figura 37, y luego empieza a descender a 4.08 °C, su comportamiento es aparentemente constante a partir de los 2156 *m* de profundidad. El perfil de salinidad inicia en 35.825 *ppm* y se mantiene constante en los primeros 12 *m* de la capa del océano. A los 36 *m* de profundidad empieza a elevar sus valores hasta alcanzar aproximadamente los 36.58 *ppm*, punto donde empieza a disminuir rápidamente hasta 34.97 *ppm* y otra

vez aumenta hasta los 35.027 *ppm*. No se observa como en la estación anterior un comportamiento casi constante al llegar a la profundidad máxima en la estación 3 (3137 *m*).

La cuarta estación corresponde al punto con mayor profundidad elegido, donde la temperatura inicia en 25.5 °C y a medida que se ingresa a mayores profundidades (27.4 *m*) va creciendo en valor unos 0.17 °C. Empieza el descenso de la temperatura a partir de ésta profundidad que pareciera constante desde los 1462 *m*, pero no es así porque hay una ligera variación de 0.2 °C entre cada valor, así que la temperatura final de éste perfil es de 4.11 °C y corresponde a una profundidad de 4680 *m*. En cuanto a la salinidad, tiene características similares a los perfiles de las otras estaciones, ya que parte de un punto determinado, 36.205 *ppm*, se mantiene relativamente poco variable con la profundidad (36.226 *ppm*, 18.3 *m*), luego aumenta fuertemente (36.74 *ppm*) y experimenta un descenso brusco. Se comporta con pocas variaciones en sus valores a partir de los 1755 *m*, cuyo promedio de variación es 0.0033 *ppm* con una desviación estándar de ± 0.0027 *ppm*, nunca llega a mantenerse invariante, el último valor de salinidad que alcanza en profundidad es 34.98 *ppm* (4680 *m*).

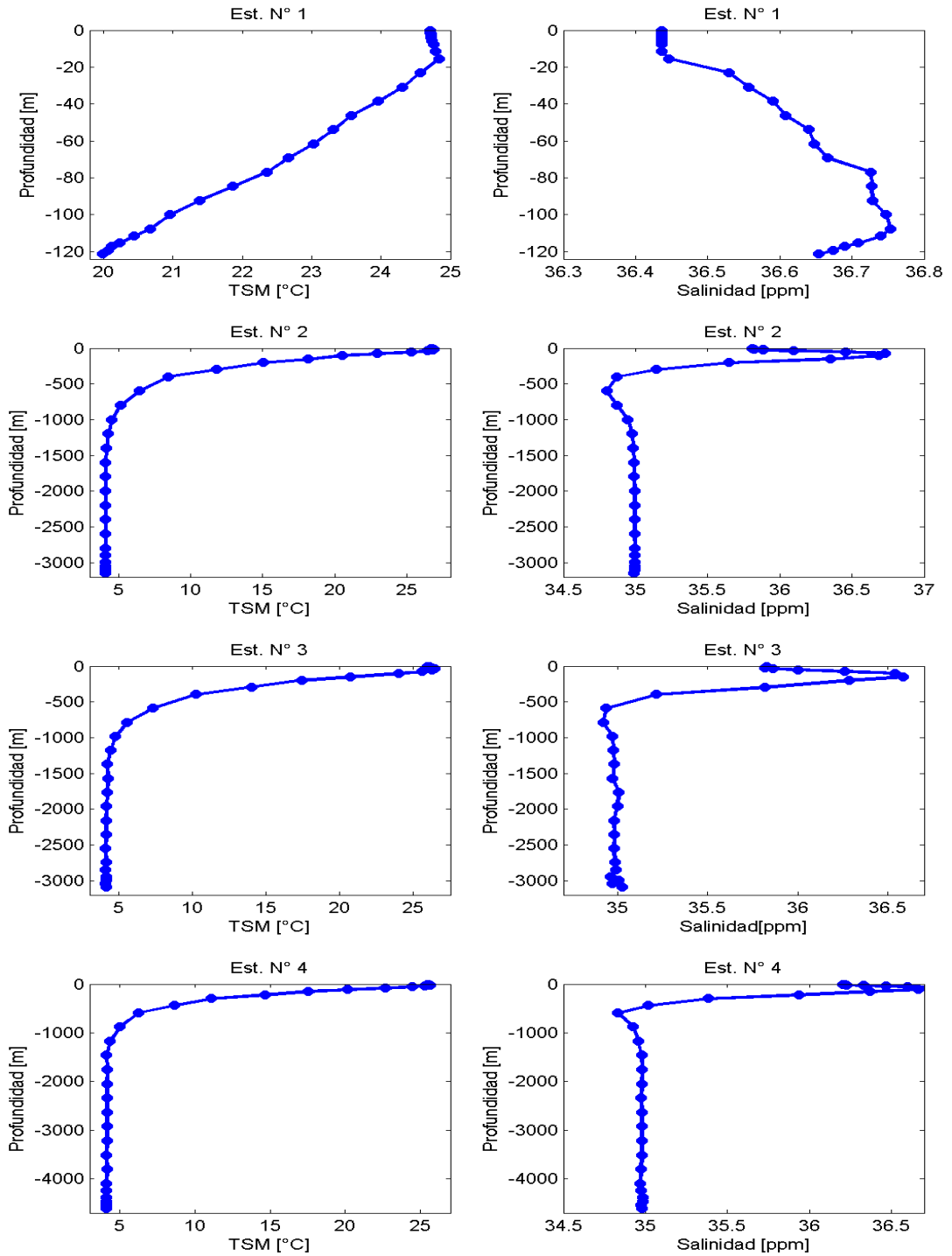


Figura 37. Perfiles de TSM [°C] y salinidad [ppm] obtenidos para cuatro estaciones a partir de la simulación del sbPOM para el 7 de Febrero de 2009.

El perfil de temperatura para la estación número 1, correspondiente al día 25 de mayo de 2009 con el modelo oceánico sbPOM revela que en los 0 *m* de profundidad, la temperatura inicia en 26.084 °C aproximadamente y se mantiene invariante hasta 1 *m* de profundidad, a partir de ella los datos empiezan variar experimentando un aumento a 26.29 °C en los primeros 15.4 *m* de profundidad y después de alcanzar ese valor máximo empieza a descender desde 25.86 °C hasta los 21.09 °C. El perfil de salinidad, Figura 34, se mantiene constante 36.4793 *ppm* hasta los 2 *m*, después de éste punto los valores de salinidad empiezan a incrementarse cada 0.01 *ppm* hasta llegar a los 36.6 *ppm* (108 *m* de profundidad), e inicia la etapa de descenso cada 0.002 *ppm* llegando 36.59 *ppm* donde se observa nuevamente un aumento de salinidad hasta 36.639 *ppm*.

Continuando con la descripción cualitativa de las variables de salida temperatura y salinidad, se observa que para la segunda estación los perfiles de temperatura superficial y salinidad varían de forma similar a los observados en la Figura 38. La temperatura a la que se encuentra la capa superficial marina es de 28.48 °C. A medida que se adentra a las profundidades marinas esta decrece hasta los 1798 *m* de profundidad y empieza a observarse que no presenta variaciones abruptas hasta llegar a 4.104 °C. Los valores de iniciales de salinidad en esta estación, son constantes y arrancan desde 35.8510 *ppm* hasta los primeros 37.5 *m* de profundidad. La Figura 38 muestra aumento en los valores de salinidad rápidamente y cuyo tope máximo es 36.70 *ppm*, (600 *m* hacia el fondo del océano) y posteriormente se observa un descenso brusco hasta los 800 *m* (35.02 *ppm*). A continuación se en dos puntos que representan los valores en que la salinidad nuevamente aumentó pero rápidamente decreció y mantuvo leves variaciones hasta los 3196 *m* (34.99 *ppm*).

La tercera estación colocada en el Caribe Oeste, muestra una temperatura en superficie de 27.77 °C que disminuye al aumentar en profundidad, percibiendo

cambios bruscos en su variación ya que desciende hasta los $4.30\text{ }^{\circ}\text{C}$ y a partir de ese punto y según la Figura 38 en esta estación las variaciones son mínimas, casi imperceptibles de $0.03\text{ }^{\circ}\text{C}$, llevándola hasta $4.08\text{ }^{\circ}\text{C}$. La variable de salinidad sobre la superficie marina se encuentra a 36.04 ppm , aumenta a medida que se avanza en la profundidad y llega a tener como valor máximo a 36.52 ppm , a pocos metros de profundidad. A continuación se observa un descenso rápido de la salinidad y luego otra vez aumenta su valor paulatinamente hasta los 34.97 ppm , a unos 3137 m de profundidad.

El perfil de temperatura para la estación 4 inicia en superficie en $26.79\text{ }^{\circ}\text{C}$, posteriormente experimenta varios descensos rápidos que la llevan hasta los 1755 m a $4.22\text{ }^{\circ}\text{C}$, antes de tener un comportamiento casi constante en los próximos 3000 m donde adquiere el agua una temperatura de $4.20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Continuando con el perfil de salinidad para esta estación se observa que inicia en 36.72 ppm empieza a aumentar ésta magnitud a medida que se profundiza en las aguas marinas, alcanzando un máximo de 36.80 ppm en los 55 m de profundidad donde inicia la etapa de descenso de los valores de salinidad hasta alcanzar las 34.93 partes por mil, y rápidamente se repone observando un aumento de 34.98 ppm , tratando de mantenerse con variaciones muy pequeñas del orden de 0.002 ppm .

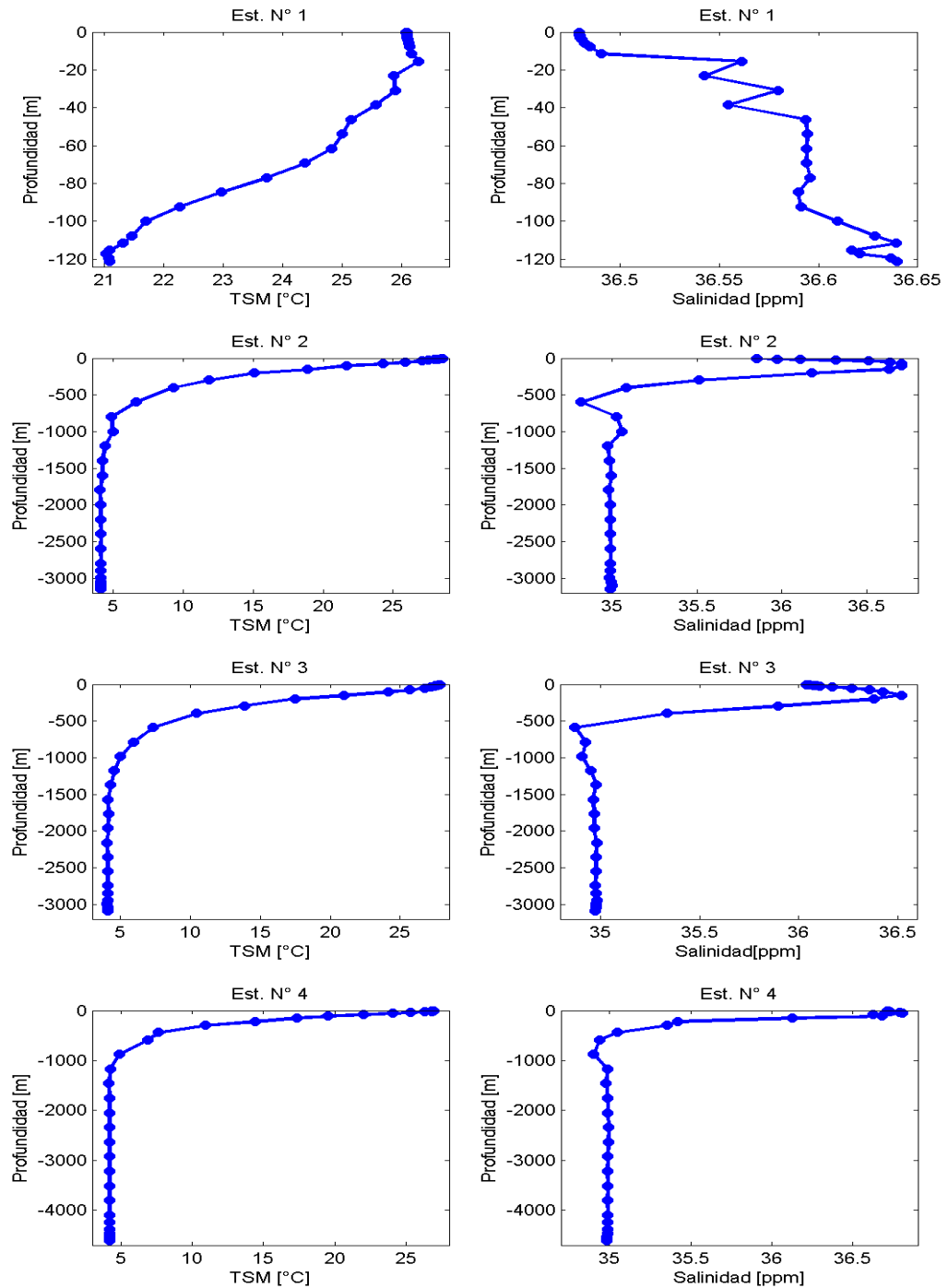


Figura 38. Perfiles de TSM [°C] y salinidad [ppm] obtenidos para cuatro estaciones a partir de la simulación del sbPOM para el 25 de Mayo de 2009.

El perfil de temperatura para la primera estación, correspondiente al 12 de septiembre de 2009 simulado con la ayuda del modelo sbPOM permite observar que en los 0 *m* de profundidad, la temperatura inicial del mar es 27.68 °C aproximadamente y varía muy poco con la profundidad (0.0003°C) aumentado a la temperatura inicial. Alcanza su valor máximo en los 27.73 °C, a 7.69 *m* de la capa superficial, luego inicia el descenso en sus valores desde 27.66 °C hasta los 21.78 °C. El perfil de salinidad, Figura 39, se mantiene constante 36.04 *ppm* hasta los 2 *m*, después de éste punto los valores de salinidad empiezan reducirse presentando algunos puntos en cada trayectoria del descenso en los que la salinidad aumenta y al siguiente nivel de profundidad disminuye. Este comportamiento lo mantiene hasta que alcanza los 124 *m* de profundidad, con un valor de salinidad en partes por mil del 36.75.

Continuando con la descripción cualitativa de las variables de salida temperatura y salinidad, se observa que para la segunda estación los perfiles de temperatura y salinidad varían de forma similar a los obtenidos para las fechas anteriores. La temperatura a la que se encuentra la capa superficial marina es de 28.63 °C. A medida que se adentra a las profundidades marinas esta decrece hasta los 1798 *m* de profundidad y empieza a observarse que no presenta variaciones abruptas hasta llegar a 4.07 °C. Los valores de iniciales de salinidad en esta estación, son constantes y arrancan desde 35.34 *ppm* hasta los primeros 10 *m* de profundidad. La Figura 39 muestra aumento en los valores de salinidad rápidamente y cuyo tope máximo es 36.93 *ppm*, (18 *m* hacia el fondo del océano) y posteriormente se observa un descenso brusco hasta los 600 *m* (34.70 *ppm*). A continuación se aumentan los valores de salinidad hasta que presentan variaciones mínimas de 0.01 *ppm* que se observan como si fueran constantes en la Figura 39.

La tercera estación colocada en el Caribe Oeste, muestra una temperatura en superficie de 28.27°C que disminuye al aumentar en profundidad, percibiendo cambios bruscos en su variación. A partir de los 1568 m de profundidad la temperatura empieza a presentar variaciones mínimas, casi imperceptibles de 0.01°C , llevándola hasta 4.077°C . La variable de salinidad sobre la superficie marina se encuentra en 36.13 ppm , aumenta a medida que se avanza en la profundidad y llega a tener como valor máximo a 36.69 ppm , a pocos metros de profundidad, sobre los 147 m . A continuación se observa un descenso rápido de la salinidad hasta 34.88 ppm para luego otra vez aumenta su valor paulatinamente hasta los 34.97 ppm , a unos 3137 m de profundidad.

El perfil de temperatura para la estación 4 inicia en superficie en 28.08°C , posteriormente experimenta varios descensos rápidos que la llevan hasta los 1462 m a 4.12°C , antes de tener un comportamiento casi constante en los próximos 3000 m donde adquiere el agua una temperatura de 4.17°C . Continuando con el perfil de salinidad para esta estación se observa que inicia en 36.06 ppm empieza a aumentar ésta magnitud a medida que se profundiza en las aguas marinas, alcanzando un máximo de 36.73 ppm en los 73 m de profundidad donde inicia la etapa de descenso de los valores de salinidad hasta alcanzar las 34.78 partes por mil, y rápidamente se repone observando un aumento de 34.98 ppm , tratando de mantenerse con variaciones muy pequeñas del orden de 0.001 ppm .

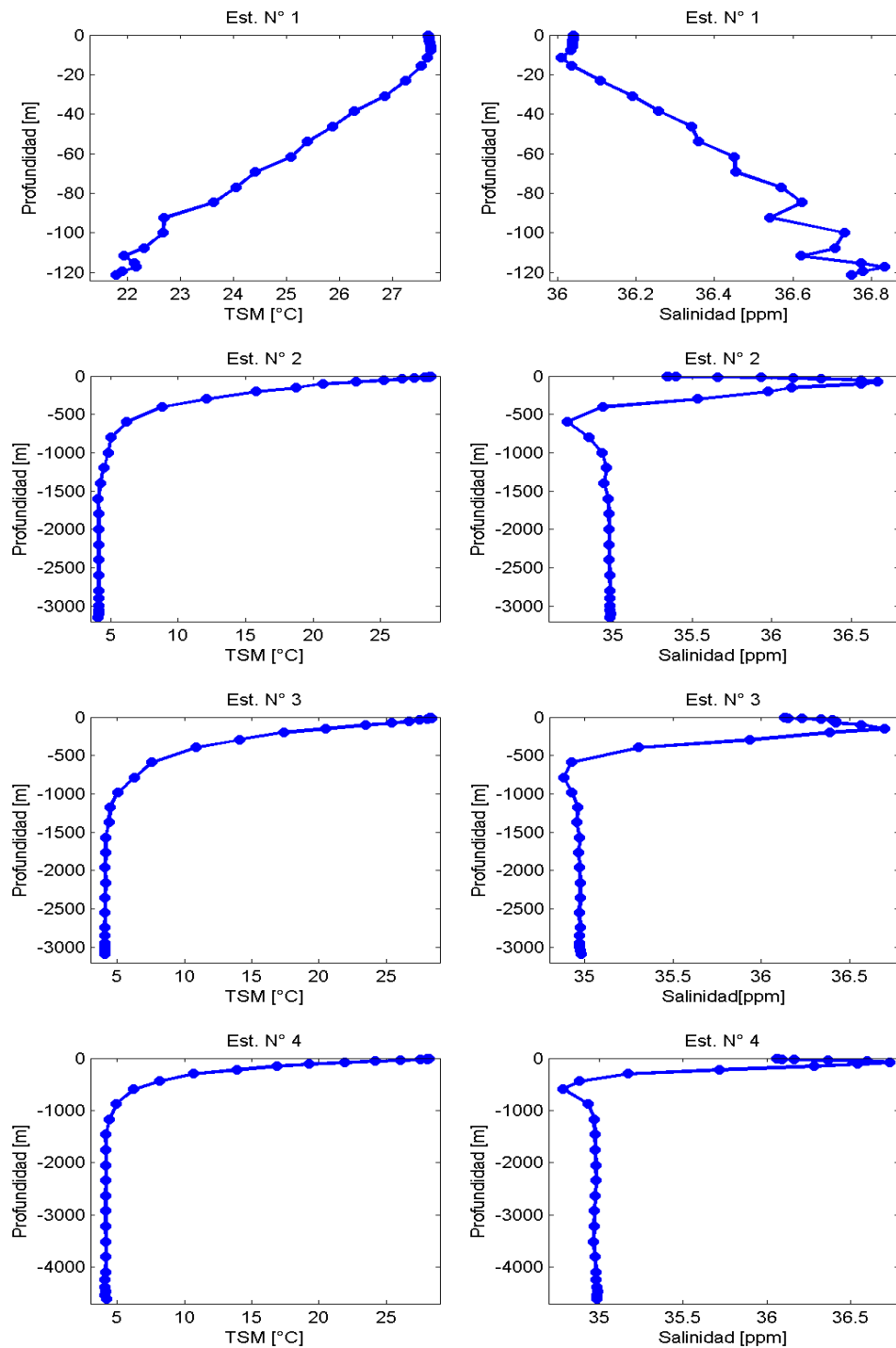


Figura 39. Perfiles de TSM [°C] y salinidad [ppm] obtenidos para cuatro estaciones a partir de la simulación del sbPOM para el 12 de Septiembre de 2009.

La fecha del 7 de noviembre de 2009, salida oceánica a partir del modelo sbPOM muestra en la Figura 40, el perfil de temperatura para la primera estación, correspondiente donde a los 0 m de profundidad, la temperatura inicial del mar se encuentra en 27.04 °C aproximadamente y varía muy poco con la profundidad (0.0003°C) aumentado a la temperatura inicial. Alcanza su valor máximo en los 27.17 °C, a 11.5 m de la capa superficial, luego inicia el descenso en sus valores desde 27.13 °C hasta los 21.37 °C. El perfil de salinidad, Figura 40, se mantiene constante 36.055 ppm hasta los 3.8 m, después de éste punto los valores de salinidad empiezan a aumentar su valor hasta los 36.93 ppm. Desarrolla una etapa de descenso que va hasta 36.56 ppm y a continuación aumenta hasta 36.64 ppm.

Continuando con la descripción cualitativa de las variables de salida temperatura y salinidad, se observa que para la segunda estación los perfiles de temperatura de la capa superficial marina es de 27.85 °C. A medida que se ingresa a las profundidades marinas esta decrece hasta los 1598 m de profundidad y empieza a observarse que no presenta variaciones abruptas hasta llegar a 4.12 °C. El valor inicial de la variable salinidad modelada para ésta fecha es de 35.29 ppm, valor que va aumentando hasta el máximo que es 36.56 ppm, (149 m hacia el fondo del océano) y posteriormente se observa un descenso brusco hasta los 600 m (34.79 ppm). A continuación se aumentan los valores de salinidad hasta que presentan variaciones mínimas de 0.01 ppm que se observan como si fueran constantes en la Figura 40.

La tercera estación colocada en el Caribe Oeste, muestra una temperatura en superficie de 27.80 °C que disminuye al aumentar en profundidad, sin percibir cambios bruscos en su variación en los primeros 4 m medidos desde la capa superficial. En este punto inicia la disminución de la temperatura rápidamente cada 0.03 °C. A partir de los 1372 m de profundidad la temperatura empieza a presentar variaciones mínimas, casi imperceptibles de 0.01°C, llevándola hasta 4.09 °C. La

variable de salinidad sobre la superficie marina se encuentra en 36.52 *ppm*, aumenta a medida que se avanza en la profundidad y llega a tener como valor máximo 36.63 *ppm*, a pocos metros de profundidad, sobre los 147 *m*. A continuación se observa un descenso rápido de la salinidad hasta 34.90 *ppm* para luego otra vez aumenta su valor paulatinamente hasta los 35.05 *ppm*, a unos 3137 *m* de profundidad.

El perfil de temperatura para la estación 4 inicia en superficie en 27.4 °C, posteriormente experimenta varios descensos que la llevan hasta los 1462 *m* a 4.14 °C, antes de tener un comportamiento casi constante en los próximos 3000 *m* donde adquiere el agua una temperatura de 4.04 °C. Continuando con el perfil de salinidad para esta estación se observa que inicia en 36.04 *ppm* y empieza a aumentar ésta magnitud a medida que se profundiza en las aguas marinas, alcanzando un máximo de 36.68 *ppm* en los 73 *m* de profundidad donde inicia la etapa de descenso de los valores de salinidad hasta alcanzar las 34.77 partes por mil, y rápidamente se repone con un aumento de 34.98 *ppm*, tratando de mantenerse con variaciones muy pequeñas del orden de 0.001 *ppm*.

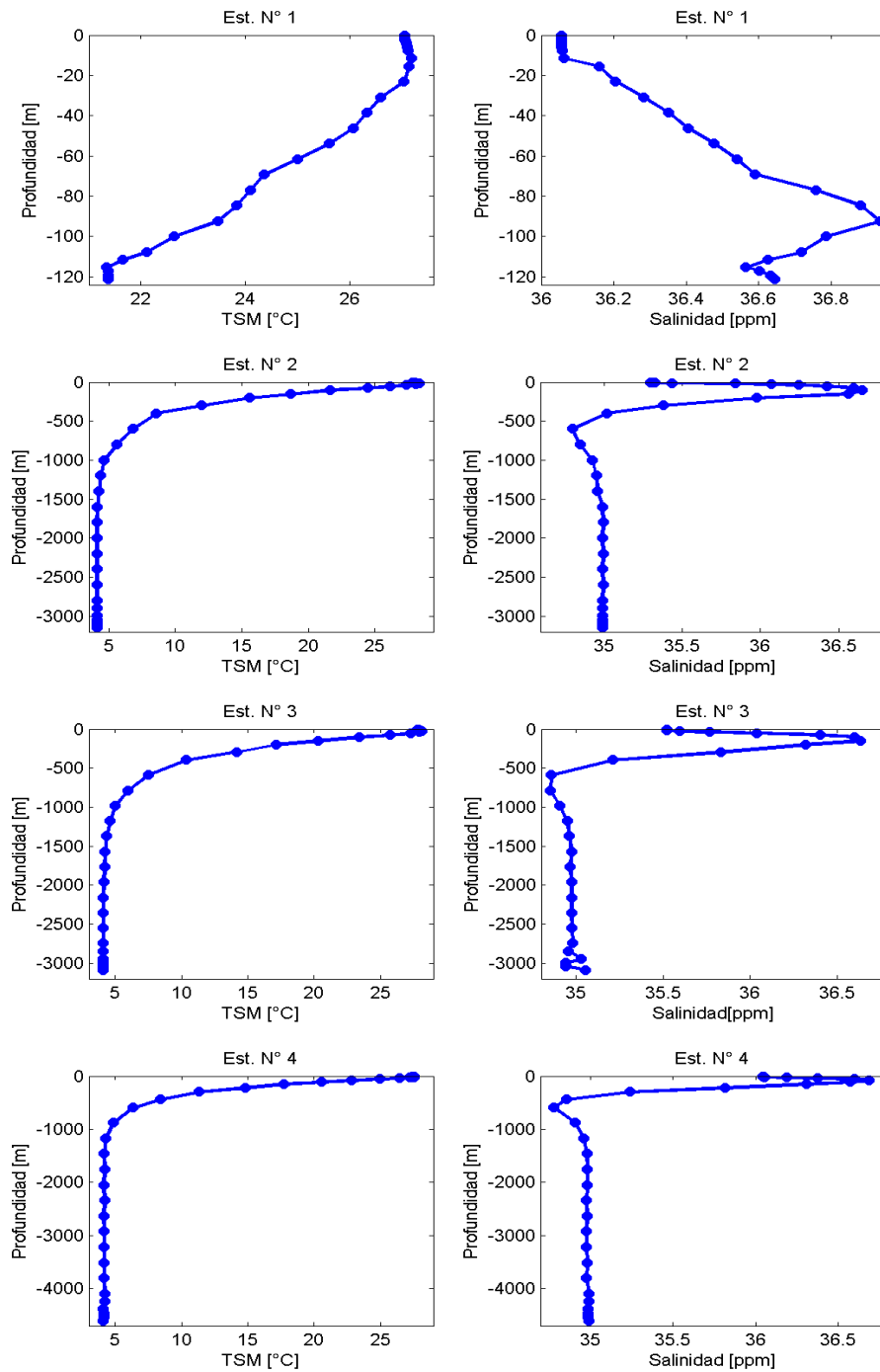


Figura 40. Perfiles de TSM [°C] y salinidad [ppm] obtenidos para cuatro estaciones a partir de la simulación del sbPOM para el 7 de Noviembre de 2009.

Una variable que influye considerablemente sobre la circulación oceánica es el transporte de Ekman, que se expuso la teoría anteriormente. Con el fin de graficar y entender hacia donde el viento hace su contribución en el movimiento de masas de agua se realizó en Matlab una rutina que contiene las ecuaciones que describen el movimiento del agua del océano.

Para ello se parte desde que el viento actúa sobre la superficie terrestre, dependiendo del hemisferio toma una u otra dirección. Debido a que la Tierra se encuentra en rotación, la dirección del viento es modificada por ese movimiento específicamente por la fuerza de Coriolis convirtiéndose en flujo de impulso o esfuerzo del viento. Por lo tanto matemáticamente cada componente del transporte de Ekman está dada por ^[30]:

$$U_{ekman} = \frac{\tau_y}{\rho f} \quad (26)$$

$$V_{ekman} = -\frac{\tau_x}{\rho f} \quad (27)$$

donde τ_y representa el esfuerzo del viento en la componente meridional, ρ es la densidad del agua, $f = 2\Omega \sin\phi$ es el parámetro de Coriolis, $\Omega = \frac{2\pi}{24\text{horas}} = 7.292 * 10^{-5} \text{s}^{-1}$ es la velocidad angular de la Tierra y ϕ latitud a la cual se está calculando el transporte debido a que Coriolis depende de la latitud y el radio que exista desde el eje terrestre al punto donde se da el fenómeno oceanográfico^[30].

Estos cálculos se realizaron para las cuatro fechas de estudio, promediando la información proveniente del modelo UKMO para un día, debido a que esto influirá en la salida de las variables del modelo sbPOM que brinda información para un día.

De acuerdo a lo anterior se observa en la Figura 41 el transporte de Ekman para el 7 de febrero de 2009, donde se tiene que las flechas rojas representan el transporte de Ekman y las negras la dirección del viento proveniente de la

información suministrada por la Oficina Meteorológica del Reino Unido. En el Caribe Noreste y Sureste se observan vientos provenientes de la dirección Noreste que siguen su desplazamiento hacia el Oeste, al actuar sobre ellos la fuerza de Coriolis genera sobre ellos una desviación hacia la derecha del vector de viento formando entre sí ángulos de aproximadamente de 89.47° en promedio, con una desviación estándar de $\pm 0.31^\circ$. Los vectores que representan el transporte de Ekman en el Este del Caribe tienen dirección Noreste, indicando que el agua se mueve hacia el Noroeste por la influencia del viento. La magnitud que tiene el transporte de Ekman en éstas regiones es en promedio es de $1.66 \text{ m}^2/\text{s}$.

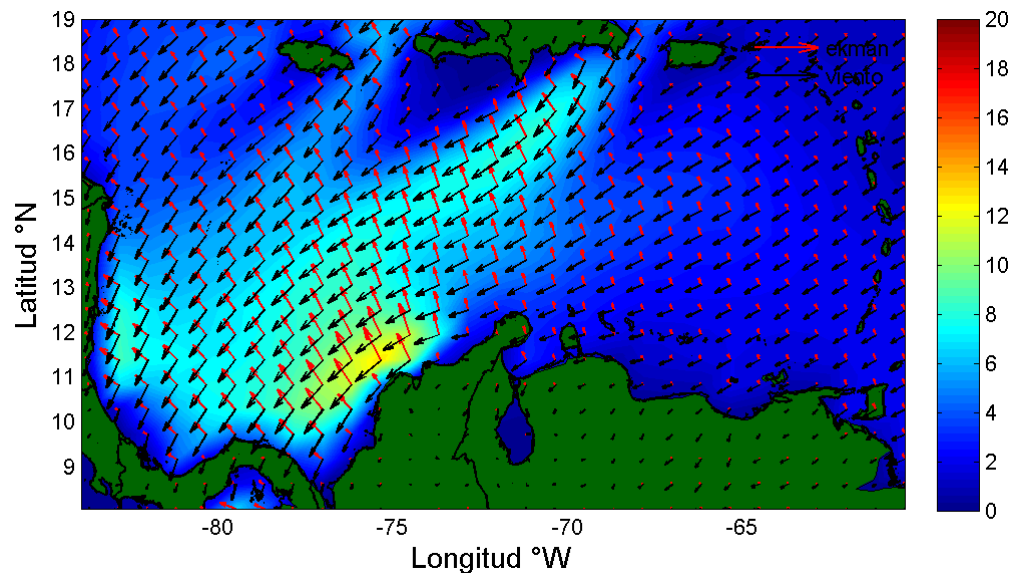


Figura 41. Transporte de Ekman obtenido a partir de los datos de para el 7 de Febrero de 2009. Unidades m^2/s .

En el Caribe central comprendido entre -69.58° de longitud y los -74.58° de longitud, la dirección del campo de Ekman con respecto a la dirección del viento es de 89.17° , y cuya desviación estándar es de $\pm 0.99^\circ$. La dirección hacia la cual indican las flechas el transporte de agua indica que se dirige hacia el Noroeste del Caribe. Se observan intensidades promedio para el transporte de Ekman de

3.33 m^2/s , con una desviación estándar de $\pm 2.89 m^2/s$. Cerca a Santa Marta se observa la mayor intensidad de los vectores de Ekman es 12.92 m^2/s . En la región Oeste caribeña se muestra el transporte de Ekman localizados a la derecha de los vientos predominantes de la zona, con ángulos que varían desde 89.7° hasta 90.05° con trayectoria de desplazamiento hacia el Noreste. Las intensidades en ésta parte del Caribe se encuentran en un rango comprendido entre 4.46 m^2/s y los 8 m^2/s .

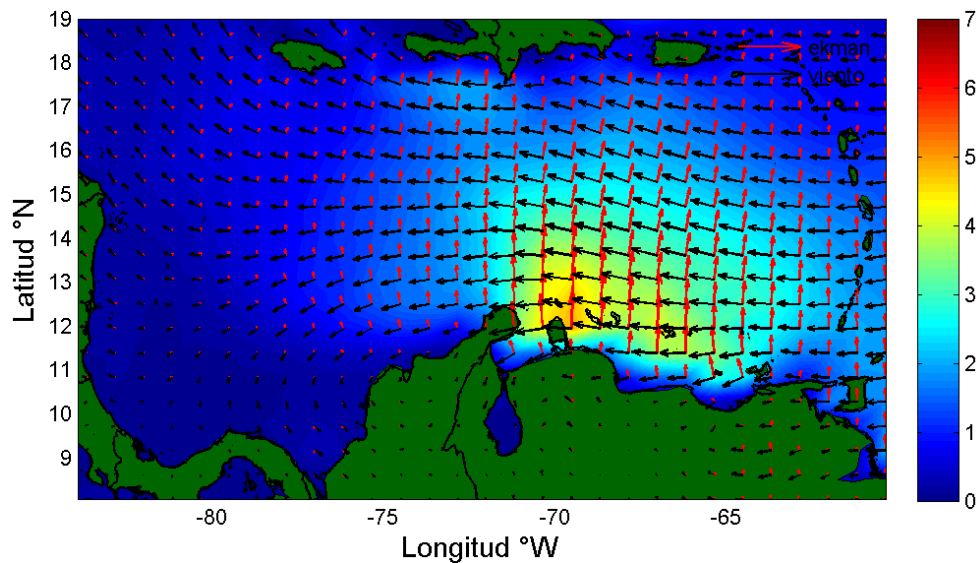


Figura 42. Transporte de Ekman obtenido a partir de los datos de para el 25 de Mayo de 2009. Unidades m^2/s .

El cálculo del transporte de Ekman para el 25 de mayo de 2009 se muestra en la s Figura 42, donde los campos de Ekman que tienen mayor intensidad son los que se localizan al Este, los cuales van disminuyendo a medida que se avanza en latitud. Las intensidades del Sureste del Caribe son en promedio de 1.49 m^2/s con una desviación estándar de $\pm 1.05 m^2/s$. El ángulo que forma el transporte de Ekman promedio con el vector del viento es de 79.2° con una desviación estándar para ésta zona de $\pm 5.29^\circ$. En la región central del Caribe la magnitud del

transporte de Ekman oscila entre $2.45 \text{ m}^2/\text{s}$ y $0.003 \text{ m}^2/\text{s}$, un valor pequeño con el presente en el Caribe Este. El ángulo entre el vector de viento y el vector que representa el transporte de Ekman es aproximadamente de 87.6° . Una pequeña cantidad de los vectores del cálculo de Ekman tiende a dirigirse hacia el Noreste, mientras que otros se dirigen hacia el Norte. Pero las mínimas intensidades de éstos vectores de Ekman se observan en la región Oeste, cuando el viento sigue su trayectoria hacia el Noroeste, iniciando en los $0.37 \text{ m}^2/\text{s}$ hasta los $0.70 \text{ m}^2/\text{s}$. Siguen siendo vectores localizados a la derecha del viento por pertenecer al Hemisferio Norte tanto los que avanzan hacia Centro América como los que están en el Golfo del Darién. El ángulo de 88.2° es el que forman los vectores de viento y transporte de Ekman.

Al observar gráficamente el resultado de los cálculos del transporte de Ekman en la Figura 42 en la región Este del Caribe, específicamente al Sur, los vectores que los representan tienen intensidades pequeñas ($0.2 \text{ m}^2/\text{s}$) que se van incrementando a $1.13 \text{ m}^2/\text{s}$ con la latitud y empiezan nuevamente a disminuir a medida que avanzan hacia el Norte del Caribe. Inicialmente su dirección de desplazamiento de masas de agua es hacia el Norte pero a partir de los 14° latitud Norte el transporte de Ekman torna su dirección hacia el Noreste y vuelve hacia el Norte después de los 17° N . El ángulo que forman el viento y el transporte Ekman varía en un rango de 82.70° hasta 86.01° .

En el centro del Caribe el transporte de Ekman se dirige hacia el Noroeste, manteniendo un comportamiento similar a lo que se analizó en el Este, que la intensidad de sus campos varía al aumentar en la latitud. Existe un máximo donde la intensidad del transporte de Ekman alcanza los $3.35 \text{ m}^2/\text{s}$ y en el resto de la región presenta intensidades entre $0.03 \text{ m}^2/\text{s}$ y $1.58 \text{ m}^2/\text{s}$. El transporte Ekman que se ubica al Sur de las Antillas Mayores tiene dirección Noreste. La dirección entre el viento y Ekman es de 87.67° entre sí.

Finalmente sobre el Caribe Oeste, los campos de Ekman son más dominantes hacia el Norte, con intensidad máxima de $1.21 \text{ m}^2/\text{s}$. Hacia Nicaragua, Costa Rica y Panamá, el transporte de Ekman se reduce en intensidad hasta llegar a los $0.049 \text{ m}^2/\text{s}$ y aumenta en el Golfo del Darién hasta $0.76 \text{ m}^2/\text{s}$. El ángulo entre Ekman y el vector de viento es en promedio para ésta área de 83.27° con una desviación estándar de $\pm 3.98^\circ$. Para el caso de latitudes superiores a los 12° N , el transporte de Ekman se dirige hacia el Noreste, mientras que el que recircula desde Nicaragua hasta el Golfo del Darién lo hace a la derecha de la circulación ciclónica ocasionada por el viento, dirigiéndose hacia el Sureste.

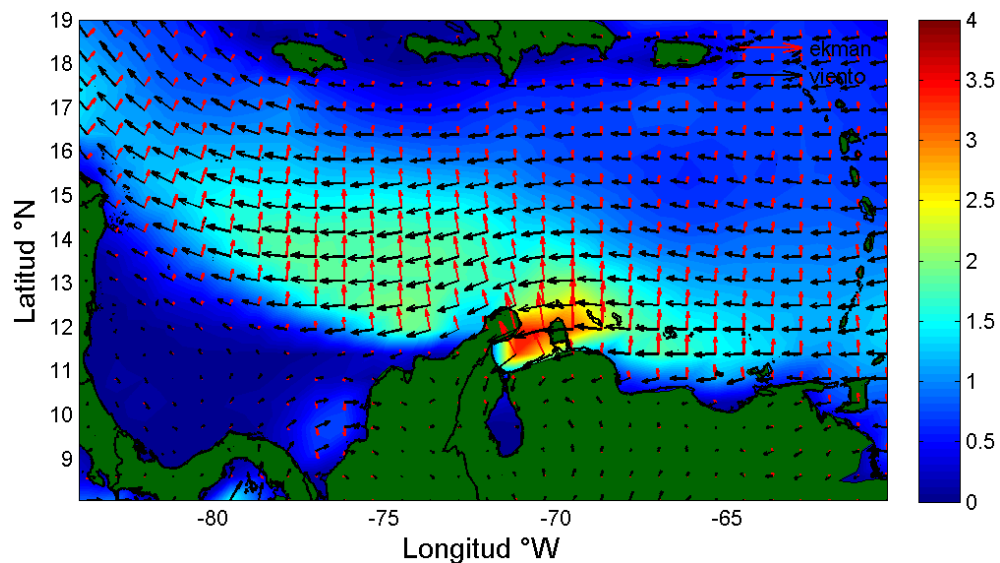


Figura 43. Transporte de Ekman obtenido a partir de los datos de para el 12 de Septiembre de 2009. Unidades m^2/s .

El transporte de Ekman obtenido a partir de las ecuaciones 26 y 27 para el 7 de noviembre de 2009, muestra en el Este poca variación de éste campo con la latitud porque en la Figura 43 la magnitud no varía considerablemente en el Noreste ($0.32 \text{ m}^2/\text{s}$). Ingresando por el Sureste de las Antillas Menores, se observa un aumento en la intensidad en el transporte de Ekman respecto al de la

zona Noreste y es de $1.02 \text{ m}^2/\text{s}$. El ángulo promedio que existe en esta zona que relaciona el viento con el transporte de Ekman es de 82.78° aproximadamente, con una desviación estándar de $\pm 2.46^\circ$. El transporte de aguas inicia hacia el Noreste y poco a poco va variando su dirección hacia el Noroeste.

En el centro del Caribe los vectores que representan el transporte de Ekman se dirigen siempre hacia el Noroeste con intensidades ubicadas en un rango de $0.84 \text{ m}^2/\text{s}$ y $1.82 \text{ m}^2/\text{s}$. El ángulo que forma cada vector de viento con cada vector de transporte de Ekman en promedio es de 84.81° con una desviación estándar de $\pm 3.48^\circ$.

En el Oeste, puede observarse que parte del viento se dirige hacia el Noroeste, mientras que la otra se dirige a la zona de recirculación, Golfo del Darién. Los vectores que se dirigen hacia el Noroeste tienen intensidades de que varían desde el mínimo $1.5 \text{ m}^2/\text{s}$ hasta el máximo valor $3.75 \text{ m}^2/\text{s}$. El ángulo que forma el viento con el transporte de aproximadamente en promedio de 80.69° con una desviación estándar de $\pm 8.12^\circ$; mientras que el transporte de Ekman que se ubica a la derecha del viento que recircula en el sistema Panamá – Colombia es $0.12 \text{ m}^2/\text{s}$. El ángulo promedio entre el viento y Ekman es de 72.57° . Se dirigen hacia el Sureste los vectores que están en el ciclón del Golfo del Darién.

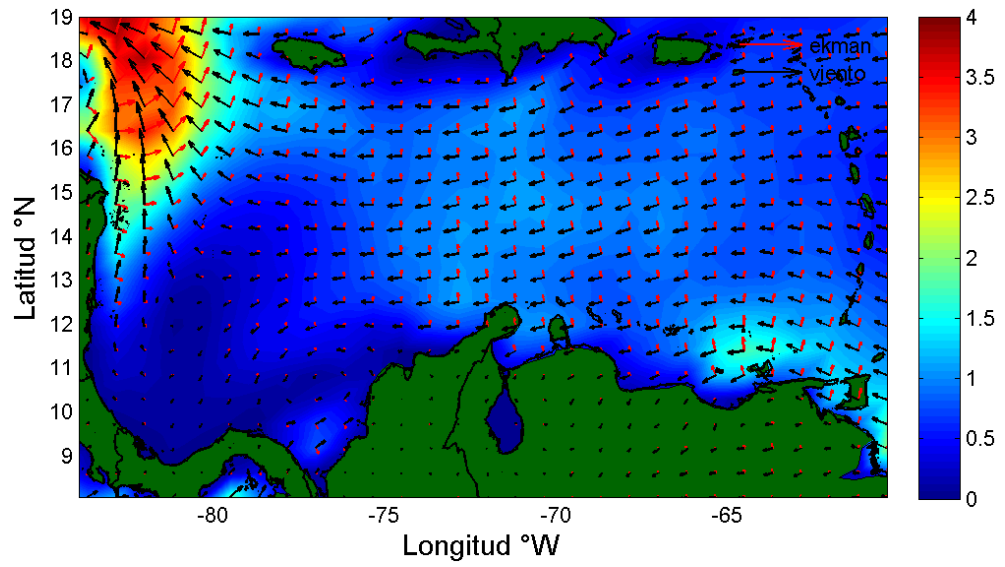
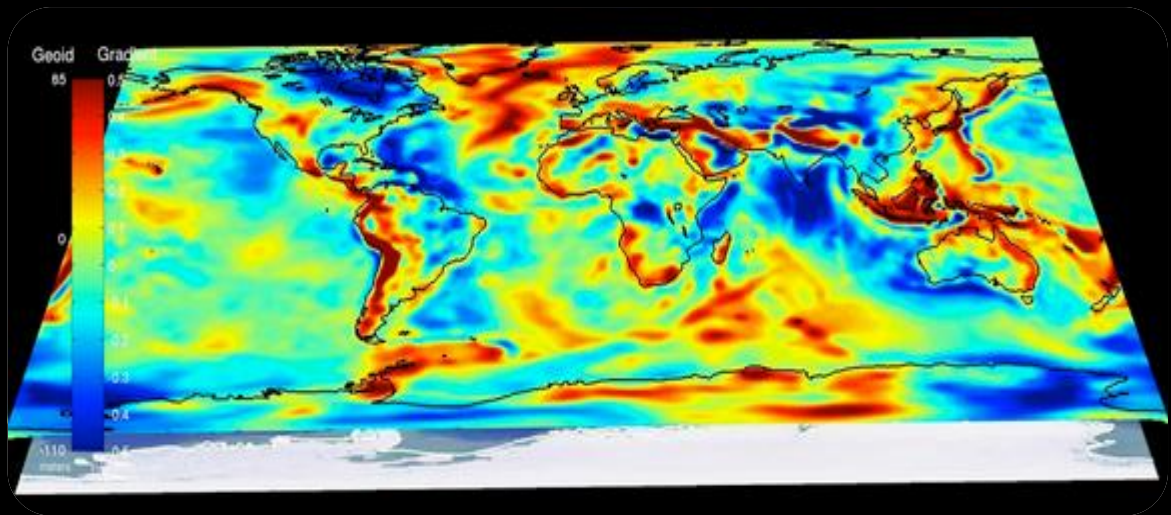


Figura 44. Transporte de Ekman obtenido a partir de los datos de para el 7 de Noviembre de 2009. Unidades m^2/s .

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES



De acuerdo al trabajo de investigación realizado para la validación del modelo oceánico sbPOM mediante el análisis cualitativo de la circulación superficial en el Mar Caribe a partir del forzamiento atmosférico se presentó algunas dificultades en varias etapas del proceso. La primera de ellas en la etapa inicial donde se descartó al modelo atmosférico WRF como posible fuente para alimentar al modelo sbPOM.

En la etapa de obtención y análisis cualitativo de los resultados, se empleó la teoría existente sobre circulación oceánica del trabajo *The Circulation and Variability of the Colombian Basin in the Caribbean Sea*, en donde se expone el comportamiento estacional de las corrientes y su circulación en el Caribe, para comparar y saber las características que presenta el Mar de ésta región para determinadas épocas del año.

Teniendo en cuenta lo anterior se exponen las siguientes conclusiones a las que condujo la investigación:

- En la etapa de análisis, procesamiento y verificación de la información proveniente del modelo atmosférico WRF se revisó que los vientos zonal y meridional que provee ésta fuente tienen un comportamiento similar en cuanto a magnitud y dirección a los que brindan el modelo UKMO y las mediciones del satélite QickScat, pero en el momento de evaluar la información proveniente de los flujos de impulso se detectó que el orden en la magnitud que arroja el modelo para ésta variable física es de 10^{-4} y en realidad estos cálculos son del orden de 10^{-1} .

- En cuanto a los flujos de radiación de onda corta y a los flujos de balance de calor se encontró lo siguiente: la forma de lectura y organización de los datos en los archivos de salida que arroja el mismo modelo no es la adecuada debido a que los archivos al implementarlos en otros lenguajes de programación como C y Fortran y graficar éstas salidas con diferentes herramientas generan información errónea que afectó notablemente un intento de ejecución del modelo sbPOM con forzamiento atmosférico de WRF.
- También es importante mencionar que algunos de los flujos que componen el balance de calor, flujo de calor latente tiene valores negativos que corresponden o físicamente indican calor saliente, cuando en realidad éste es un flujo que entra a la Tierra, así mismo son valores que no deben exceder los 200 W/m^2 .
- La intensidad de los campos de corriente obtenidos a partir de la simulación del modelo sbPOM forzado con datos atmosféricos del modelo UKMO, arrojan sobre todos los gráficos ocho manchas en donde la intensidad de la corriente es máxima. Estas manchas coinciden con la cantidad de procesadores que emplea el modelo en paralelo para su ejecución.
- Los campos de corriente obtenidos del modelo oceánico para el 7 de febrero de 2009 coinciden en magnitud y dirección con la teoría investigada. Con intensidades de corriente cercanas a los 0.55 m/s y con dirección Este – Oeste característica de la época seca en el Caribe.
- La circulación oceánica superficial generada por el sbPOM para el 25 de mayo de 2009, sobre el Caribe presentan transiciones de 0.2 m/s a 0.5 m/s , y existe la presencia de circulación ciclónica que no coincide con los ciclones desarrollados para ésta época en el Caribe. Así mismo en el Golfo

del Darién no está presente la contracorriente Panamá – Colombia, sino que aparece corrida hacia el Oeste.

- La corriente obtenida para el 12 de septiembre de 2009, en mar abierto indica una sobreestimación del modelo sbPOM porque los valores promedio de la corriente no alcanzan los 0.4 m/s . Considera la presencia de circulación ciclónica donde en la realidad no existe y el desplazamiento de la corriente no es hacia el Oeste, sino hacia el Noroeste. Sobre la región costera se observan variaciones que llegan hasta 0.5 m/s y la ausencia nuevamente de la contracorriente o corrimiento de la misma.
- En el caso del 7 de noviembre de 2009, la circulación oceánica es bastante diferente a la normal, debido a que se presentan zonas donde la corriente tiene mínimos valores como 0.1 m/s en Mar abierto, y otros máximos de 0.5 m/s en el Caribe Este, no coincide con la circulación de la fecha y tampoco de la época y la tendencia a formar remolinos en diferentes sitios hacen que el resultado sea erróneo.
- En conclusión de los resultados presentados para la corriente en el Caribe pueden generar éstas diferencias mencionadas debido a que el mecanismo de interpolación usado durante toda la investigación fue el lineal que ofrece Matlab o un error del modelo sbPOM que al simular el comportamiento del océano para varias fechas va generando archivos que acumula y en el momento de correrlos son almacenados y generar corrientes falsas en el momento de ejecutar el modelo con la información de UKMO.
- Las TSM para el Caribe, modeladas por el sbPOM para las cuatro fechas puestas en consideración se acerca a la característica que se presenta en el Caribe, para el 7 de febrero la máxima TSM es de 27.5°C , que se aproxima y está dentro del rango de TSM real para la época de verano

mayor y modelando correctamente la zona de surgencia costera en la región de la Guajira. Para el 25 de mayo, la TSM se incrementa y difiere de la real por $1^{\circ}C$, sobrestimando en éste caso el modelo oceánico a la realidad. La TSM modelada para el 12 de septiembre está dentro del rango real del Caribe con una marcada y gran zona de surgencia. Finalmente para el 7 de noviembre el modelo nuevamente sobrestima los valores de la TSM con respecto a la realidad y teoría consulta en un valor de $2.2^{\circ}C$.

- En cuanto al análisis de las corrientes ascensionales es importante aclarar que para ello debió usarse los perfiles de temperatura y salinidad, el transporte Ekman y el nivel del mar que permiten concluir que el Caribe para las diferentes fechas absorbió radiación desde el sol y emitió radiación hacia la atmosfera, generando un calentamiento en la superficie del mar, que si bien no es real se acerca considerablemente a las condiciones reales que sobre el Caribe se presentan, obteniendo las zonas de surgencia en Colombia, la Guajira y en Venezuela. Los perfiles de temperatura y salinidad demuestran que a medida que se va descendiendo a profundidades mayores la temperatura disminuye en magnitud y la salinidad aumenta y realizan cambios bruscos dando pasos a la termoclina y picnoclina. Pero no coincide el hecho de que se vea una zona de surgencia en la Guajira y causó un aumento en el nivel del mar tan considerable como $0.15\ m$ para las cuatro fechas. De igual forma el transporte de Ekman muestra hacia donde van las corrientes superficiales producidas por el viento y en ninguna ocasión se observa un campo de corriente con esas orientaciones que son reales, calculadas a partir de los datos viento de UKMO.
- Como conclusión final, modelo oceánico sbPOM modela condiciones similares a las que se presentan en el Caribe en las diferentes épocas del

año pero las salidas demuestran que no es lo suficientemente acertado puesto que los resultados para las diferentes variables del modelo no coinciden exactamente con la realidad.

- Se recomienda para futuras investigaciones usando los modelos atmosféricos revisar muy bien la base de datos a emplear para poder modelar con ellas series representativas de tiempo y poder obtener mejores resultados, porque en ocasiones esta información puede estar incompleta como en el caso de UKMO que los meses para un año no estaban completos.
- Así mismo se recomienda que al terminar la validación del modelo atmosférico WRF, se almacenen los datos de entrada provenientes del GFS en el cluster y con ellos poder ejecutar el modelo WRF nuevamente para fechas del pasado y con ello armar bases consistentes para realizar análisis de tiempo.
- Finalmente se sugiere usar otros métodos de interpolación en la etapa de preparación de la información con el fin de obtener mejor resultados que se aproximen al comportamiento real del océano en el Caribe.

Bibliografía

- [1] "Dirección General Marítima", <http://www.dimar.mil.co>, consultada 13 de mayo de 2009.
- [2] "The Stony Brook Parallel Ocean Model", <http://www.imedea.uib-csic.es/users/toni/sbpom>, consultada 8 de junio de 2009.
- [3] Wikipedia. Circulación atmosférica. En línea <http://es.wikipedia.org/wiki/Circulaci%C3%B3n_atmosf%C3%A9rica> Consultado 18 de diciembre de 2009.
- [4] Universidad de Jaén. El viento. Circulación atmosférica. En línea. <<http://www.ujaen.es/dep/fisica/lec7.pdf>> P 80-83. Consultado 18 de diciembre de 2009.
- [5] Inzunza, Juan. Ciencias Integradas: Clase 2. Radiación solar y terrestre. En línea. <<http://www2.udec.cl/~jinzunza/ciencias/clase2.pdf>> P 8-13. Consultado 12 de Enero de 2010.
- [6] Schlanger, Vera. Environmental Science Published for Everybody Round the Earth. El Tiempo, Bases: Circulación Atmosférica Global. En línea. <http://www.atmosphere.mpg.de/enid/2__Sistemas_de_circulaci_n/_Circulaci_n_global_3bg.html> Consultado 18 de diciembre de 2009.
- [7] Pabón, José Daniel *et al.* Capítulo 3: La atmosfera, el tiempo y el clima. El medio Ambiente en Colombia. Bogotá: 2ª Edición, 2001. P 48-49.
- [8] Ferrer García, Joaquín. Atmosfera: Circulación atmosférica. En línea. <http://www.telefonica.net/web2/jgarciaf/cambio_climatico/Atmosfera/Circulacion_atmosferica.htm> Consultado 21 de diciembre de 2009.
- [9] Borsdorf, Axel. Climatología, procesos y estructuras básicas del clima en Latinoamérica: Anticiclones y zonas depresionarias. En línea. <<http://www.lateinamerika-studien.at/content/natur/naturesp/natur-1139.html>> Consultado 21 de diciembre de 2009.

- [10] Wikipedia. Célula de Ferrel. En línea. <http://es.wikipedia.org/wiki/C%C3%A9lula_de_Ferrel> Consultado 17 de diciembre de 2009.
- [11] Comisión Colombiana del Océano. Generalidades sobre el fenómeno ENOS(El Niño- Oscilación Sur): Circulación Walker. En línea. <<http://www.cco.gov.co/anterior/fnino1.htm>> Consultado 25 de enero de 2010.
- [12] Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas. Climatología Cartagena: Frentes Fríos y Épocas Climáticas en el Litoral Caribe Colombiano. En línea. <http://www.cioh.org.co/dev/proserv/boletines/climatologiactg/CLIMATOLOGIA_CARTAGENA_DE_INDIAS.pdf> Consultado 1 de Julio de 2009.
- [13] Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas. Implementación de un Sistema de Pronósticos Oceánicos y Atmosféricos a escala local en el Caribe y Pacífico Colombianos – SPOA 2007. P 52.
- [14] Nimbus Weather Services. Capítulo 9: Ciclones Tropicales, definición. En línea. <<http://nimbus.com.uy/weather/pdf/cap9.pdf>> Consultado 28 de diciembre de 2009.
- [15] Wikipedia. Onda tropical. En Línea. <http://es.wikipedia.org/wiki/Onda_tropical> Consultado 27 de diciembre de 2009.
- [16] Universidad de Vigo. Modelos: Modelo UKMO. En línea. <http://ft2dc.vigo.es/docencia/TAP/Apendice_modelos.pdf> Consultado el 25 de agosto de 2009.
- [17] Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas. Sistema de Pronóstico de las Condiciones Oceanográficas del Mar Caribe: Base de datos empleada. Boletín Científico CIOH, No. 21, (diciembre, 2003), P 8-27. ISSN 0120-0542, Cartagena de Indias, Colombia.

- [18] Apuntes de Capacitación del Modelo WRF de Juan Carlos Anduckia, investigador de Sistema de Pronósticos Oceanográficos y Atmosféricos a Escala Local – SPOA. Cartagena de Indias. Mayo de 2009.
- [19] Centro Nacional de Investigación Atmosférica. Una descripción del modelo WRF versión 3.0. Boulder, Colorado, 2008. P 2-113.
- [20] Stewart, Robert H. Introduction to Physical Oceanography: Vorticity in the Ocean. Septiembre 2007. Texas. P 48-312.
- [21] Apuntes de Clase del Doctor Serguei Lonin. Cartagena de Indias, Octubre de 2009.
- [22] Instituto de Hidrología Meteorología y Estudios Ambientales, IDEAM. Variabilidad de la temperatura del aire: Región Caribe. En línea. <[http://ideam.go.co/file/atlas/Temperatura del Aire.htm](http://ideam.go.co/file/atlas/Temperatura%20del%20Aire.htm)> Consultado 10 de julio de 2009.
- [23] Buscaglia, Gustavo, Arnica, Daniela, López Fabián. Modelado 3D de flujos turbulentos inducidos por vientos en cuerpos de agua: Descripción del modelo POM. 2002.
- [24] Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados. sbPOM Stony Brook Parallel Ocean Model. En línea. <<http://www.imedeia.uib-csic.es/users/toni/sbpom/>> Consultado 15 de Julio de 2009.
- [25] Lonin, Serguei A. Guía para usuarios del Modelo Acoplado Océano y Atmosfera para la plataforma Caribe Colombiano. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas. Versión 2.0 (1998). P 2-47.
- [26] Mellor, George L. Users Guide for a three-Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model. 2004. P 2-56.

- [27] Cybertesis. Capítulo II: Descripción del modelo numérico: Condiciones iniciales y condiciones de frontera. En línea <http://www.cybertesis.edu.pe/sisbib/2006/guzman_ze/xhtmll/TH.2.xml> Consultado 27 de diciembre de 2009.
- [28] Remote Sensing System, Description of Scatterometer Data Products. En línea < http://www.remss.com/qscat/qscat_description.html >. Consultado 9 de Marzo de 2010.
- [29] QuikSCAT mean wind fields (MWF-QuikSCAT). En línea < <http://www.ifremer.fr/cersat/en/data/overview/gridded/mwfaqscat.htm>>. Consultado 16 de Septiembre de 2010.
- [30] Devis Andrea. Ciclo anual de temperatura, salinidad y circulación en la Cuenca Pacífica Colombiana con énfasis en su región costera y respuesta de la cuenca a eventos El Niño/La Niña recientes. Esfuerzo del viento. Octubre,2009. Chile. P 13 – 14.
- [31] Hidalgo Jorge Z. Introducción a la Interacción entre el Océano y la Atmósfera. Curso sobre ciclones tropicales en el Pacífico Oriental.Marzo, 2008.México.
- [32] Biblioteca Luis Ángel Arango. Caribe Colombia: FEN Colombia. En línea. <>Consultado 10 de enero de 2010.
- [33] Amaya, Carlos A.A. The Circulation and Variability of the Colombian Basin in the Caribbean Sea. P 1 – 248.