

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA**

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



“INTERACCIONES OCÉANO-ATMÓSFERA DE LOS FRENTES FRÍOS INVERNALES Y LOS VIENTOS "NORTES" EN EL GOLFO DE MÉXICO”

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS  
PARA OBTENER EL GRADO DE

**DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA**

PRESENTA

**GINO ANGELO PASSALACQUA WALTER**

Ensenada, Baja California, México, Enero 2016

RESUMEN de la tesis de Gino Angelo Passalacqua Walter presentada como requisito parcial para la obtención del grado de **Doctor en Ciencias en Oceanografía Costera**. Ensenada, California, México, Enero 2016

INTERACCIONES OCÉANO-ATMÓSFERA DE LOS FRENTE FRÍOS INVERNALES Y LOS VIENTOS "NORTES" EN EL GOLFO DE MÉXICO

## **RESUMEN**

Un modelo regional atmosférico de alta resolución con diferentes condiciones de frontera (CF) de temperatura superficial del mar (TSM) es usado para investigar las interacciones océano-atmósfera de los frentes fríos invernales (FF) que avanzan sobre el Golfo de México (GoM). Comparaciones de los viento a 10 metros, la temperatura del aire a 2 metros (AIR.2m), presión atmosférica a nivel del mar (SLP) y TSM de varias boyas oceánicas revelan una buena concordancia con las observaciones. La velocidad de propagación de los FF se vio significativamente afectada por la TSM: mayores TSM produjeron una velocidad de propagación más rápida. La implementación de un modelo oceánico 1-D de capa de mezcla como CF redujo los flujos océano-atmósfera y el FF se propagó de manera más lenta, pero en conformidad con los datos de reanálisis; representando una mejoría en la modelación numérica de la propagación de los FF y la modificación de las masas de aire sobre el GoM.

**ABSTRACT**

A high-resolution, regional atmospheric model with different sea surface temperature (SST) boundary conditions (BC) is used to examine the air-sea interactions of the winter cold fronts (CF) advancing over the Gulf of Mexico (GoM). Comparison with oceanic-buoy 10 meter wind, 2 m air temperature (AIR.2m), sea level pressure (SLP) and SST reveals good agreement with observations. The CF propagation speed was significantly affected by the SST: higher SST produced faster CF travelling speeds. Using a 1-D ocean mixed layer model as BC reduced the air-sea fluxes and the CF propagated slower but in accordance with the reanalysis data; representing an improvement in the numerical modeling of the CF propagation and airmass modification over the GoM.

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS  
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA

INTERACCIONES OCÉANO-ATMÓSFERA DE LOS FRENTES FRÍOS  
INVERNALES Y LOS VIENTOS "NORTES" EN EL GOLFO DE MÉXICO

TESIS


QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA  
OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta


GINO ANGELO PASSALACQUA WALTER

Aprobada por:




---

Dr. José Antonio Martínez Alcalá  
Director de tesis




---

Dr. Julio Sheinbaum Pardo  
Co-Director



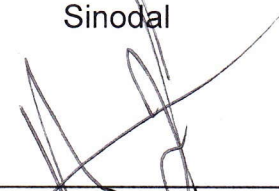
---

Dra. Tereza Cavazos  
Sinodal



---

Dr. Alexander Gershunov  
Sinodal



---

Dr. José Martín Hernández Ayón  
Sinodal

## ÍNDICE

<b>1. CAPITULO I: INTRODUCCIÓN</b> .....	01
<b>1.1 Los frentes fríos invernales en el Golfo de México.</b> .....	03
<b>2. CAPITULO II: MODELO NUMÉRICO WRF</b> .....	09
<b>2.1 Weather Research and Forecasting (WRF) Model.</b> .....	09
<b>2.2 Análisis de las Parametrizaciones Atmosféricas.</b> .....	14
<b>3. CAPITULO III: RESULTADOS</b> .....	32
<b>3.1 Descripción del Norte del 7 de Enero del 2010.</b> .....	32
<b>3.2 Descripción Sinóptica del Tiempo de Simulación: 01 de Enero al 15         Enero del 2010.</b> .....	38
<b>3.3 Validación de los Experimentos de WRF.</b> .....	42
<b>3.4 Análisis de las Características de Propagación de los Frentes Fríos en         el GoM.</b> .....	67
<b>3.5 Consecuencias Atmosféricas y Oceánicas de las Diferentes         Condiciones de Frontera de TSM.</b> .....	94
<b>4. CAPITULO IV: CONCLUSIONES</b> .....	106
<b>4.1 Conclusiones Generales</b> .....	106
<b>5. CAPITULO V: LITERATURA CITADA</b> .....	112

## **CAPITULO I: INTRODUCCIÓN**

### **1. Introducción**

En el Golfo de México, los frentes fríos invernales se desplazan en dirección sureste acarreados por fuertes vientos provenientes del norte - noroeste, de allí que se les conoce como vientos “Nortes”. Por lo general, estos frentes fríos se forman sobre tierra e ingresan sobre las aguas del golfo produciendo una intensa interacción entre la masa de aire polar seca y fría a medida que se avanzan sobre las aguas cálidas del golfo. Asimismo, al desplazarse de tierra hacia el océano, debido al cambio en la rugosidad superficial, los vientos que acompañan estos frentes tienden a acelerar.

La llegada de los frentes fríos invernales en el Golfo de México provoca una drástica disminución de temperatura, vientos intensos, fuertes oleajes y precipitaciones intensas, las cuales afectan significativamente los modos de vida de las poblaciones costeras y territorios aledaños. Por este motivo, una mayor comprensión de los mecanismos dominantes que influyen en la propagación de los frentes fríos en el Golfo de México, es de gran importancia. En particular, entender cómo la estructura superficial termal del océano y su evolución contribuyen en la intensidad y la propagación de los vientos Nortes y los frentes fríos asociados a estos, permitirá una predicción con mayor

precisión de la intensidad y localización de estos frentes y los eventos meteorológicos relacionados con éstos (precipitación, fuertes vientos entre otras).

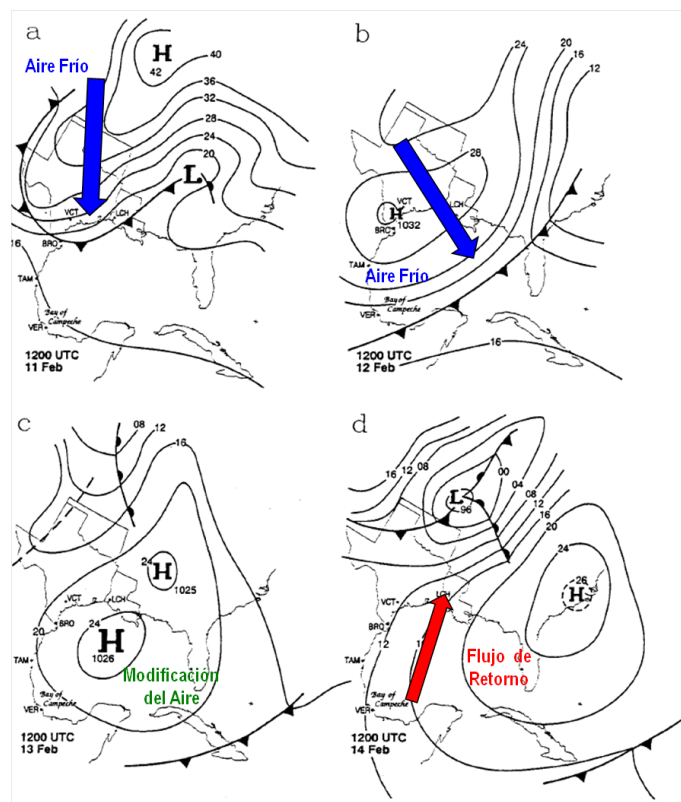
A partir de estas consideraciones, en este estudio se desarrolla un análisis de las propiedades de los frentes fríos en el Golfo de México, a través de un modelo atmosférico que permite descifrar los procesos físicos involucrados en su evolución. El modelo atmosférico seleccionado fue el Weather Research and Forecasting (WRF), debido a que es un sistema de predicción meteorológica a mesoescala ampliamente utilizado para la investigación atmosférica y ha sido adoptado como el sistema operacional de predicción meteorológica por muchos países. Asimismo, este modelo permite una gran flexibilidad para la simulación atmosférica a diferentes escalas, ofrece una plataforma computacional estable e incluye una gran cantidad de procesos atmosféricos mediante parametrizaciones físicas.

En general para predicciones meteorológicas a corto y mediano plazo, se considera que las variaciones diarias o en escalas temporales menores de la temperatura superficial del mar no tienen un efecto significativo sobre las interacciones océano-atmósfera, y que a su vez estas interacciones puedan transmitir la señal oceánica a la troposfera baja y consecuentemente a niveles superiores. Sin embargo, en este estudio se encontró que cambios pequeños en la temperatura superficial del mar pueden influir en

la velocidad de propagación de un frente frío y la posiblemente precipitación asociada con este.

### **1.1 Los Frentes Fríos Invernales en el Golfo de México**

De finales de otoño a principios de la primavera, los brotes de aire frío (CAO por sus siglas en inglés: Cold Air Outbreaks) se desplazan violentamente sobre las aguas cálidas del Golfo de México (GoM), produciendo una enérgica modificación de las masas de aire e intensos intercambios de calor, humedad y momento entre el océano y la atmósfera (Nowlin y Parker, 1974; Merrill, 1992; Garreaud, 2001). Estos CAOs están relacionados a pares de ciclones-anticiclones en movimiento que atraviesan los EE.UU de oeste hacia el este (Fig. 1a). Luego de cruzar las Montañas Rocallosas, el ciclón normalmente se propaga hacia el este o noroeste (Mecikalski y Tilley, 1992). Detrás del ciclón (Fig. 1a), un intenso flujo superficial de aire polar marítimo o continental avanza hacia el sureste paralelo a las Rocallosas y hacia el GoM. Este flujo intenso crea un frente frío (FF) dramático (Fig. 1b) delante del centro anticiclónico (Colle y Mass, 1995). El flujo de aire frío detrás del FF va acompañado de fuertes vientos dentro de la troposfera inferior provenientes del norte que regularmente sobrepasan los 15 m/s (Fig. 1c). En un periodo de 24 horas, estos fuertes vientos producen una caída brusca de la temperatura del aire, disminuyéndola normalmente en más 12 °C, y un rápido ascenso de la presión atmosférica al nivel del mar (SLP por sus siglas en inglés: Sea Level Pressure) de 15-30 mb (Miller, 1992; Schutlz *et al.*, 1997).



**Figura 1.** Esquema de la progresión de los CAOs y el “Flujo de Retorno”. La figura presenta el análisis de la presión superficial por parte del Centro Nacional de Huracanes de la NOAA, en Miami, FL, con intervalos de 24 h a partir de las 1200 UTC, 11 de Febrero de 1988. Las isobaras están etiquetadas en mb (milibares), donde sólo se muestran los dígitos de decenas y unidades. También se muestran los frentes y centros de presión. Las flechas de colores indican la dirección general del viento superficial frío (azul) y cálido (rojo) para las diferentes etapas del CAO. Adaptado de Lewis et al. (2001).

Estos eventos de vientos intensos son conocidos localmente en México como "Nortes", o "Blue Norther" como se les llama en Texas, EE.UU. Debido a que estos FF marcan el inicio del llamado “Flujo de Retorno” (Fig. 1d), han sido objeto de diversos estudios de modelación, observaciones y análisis teóricos (Crisp y Lewis, 1992; Lewis et al., 2001). El “Flujo de Retorno” extrae humedad del GoM y con esta provee de energía

a los sistemas de baja presión, teniendo un gran impacto en el clima de los Estados Unidos.

Por otro lado, los “Nortes” tienen un impacto económico significativo en las regiones costeras del GoM, debido a que producen grandes pérdidas en el sector agrícola debido a inundaciones y heladas (Pereyra *et al.*, 1992), problemas de salud en las poblaciones vulnerables (Pineda-Martínez y Carbajal, 2009), impedimento de actividades de pesca, así como pérdida de embarcaciones menores en las pequeñas comunidades pesqueras debido al mal tiempo. Asimismo, los Nortes llegan a provocar daños en la infraestructura de comunicaciones y energía en tierra, como consecuencia de las inundaciones, deslizamientos de tierra y fuertes vientos. Además, los Nortes representan una gran amenaza para la industria petrolera que se desarrolla en las aguas del GoM, ya que los fuertes vientos y las olas producidas por el FF ponen en riesgo las operaciones diarias de las plataformas petroleras, y produciendo graves pérdidas económicas cuando se suspenden las actividades de trabajo (Leis *et al.*, 2008; Ortiz, 2011).

La evolución de los FF asociados con los CAOs sobre las aguas del GoM, se ven afectados principalmente por dos mecanismos reguladores: intensos flujos superficiales de calor (FC), y la dinámica relacionada al embalsamiento de aire frío (CAD por sus siglas en inglés: Cold Air Damming). Antes de llegar al GoM, el flujo del Norte es dominado por la dinámica del CAD (Hartjenstein y Bleck, 1991, Colle y Mass, 1995). El CAD se produce cuando el aire polar, frío y anticiclónico se ve obstruido

topográficamente, y como consecuencia rotacionalmente atrapado contra las Montañas Rocallosas para formar una cresta de presión y una corriente de chorro de bajo nivel paralelo a las montañas. El balance geostrófico (Fig. 2a) se reajusta a un flujo en el cual el balance principal se produce entre la fricción y el gradiente de presión paralelo a las montañas, y la fuerza de Coriolis equilibrando al gradiente de presión en la dirección normal a la barrera (Fig. 2b). A medida de que los vientos intensos ingresan a las aguas del GoM sobre las costas de Texas – Louisiana, el flujo ageostrófico acelera debido a la reducción de la fricción superficial cuando el FF se propaga sobre el océano. Sobre tierra, cuando el FF avanza hacia el sur desde las Montañas Rocallosas (EE.UU.) hacia la Sierra Madre (México), el cambio en la pendiente de la barrera topográfica, tiene también un efecto en el balance dinámico del flujo (Fig 2b). Por lo tanto, se produce un reajuste del balance antitrípico de los CADs, y consecuentemente el flujo acelera a lo largo de la costa Este mexicana (Mecikalski y Tilley, 1992; Colle y Mass, 1995; Schultz *et al.*, 1997). En el GoM central y oriental, donde el efecto de la dinámica de CADs se reduce (Colle y Mass, 1995), el FF es ve afectado por intenso flujos de calor superficiales que generan mezcla vertical. Este parece ser el mecanismo dominante en la capa límite planetaria (CLP) durante el avance de los FF (Mailhot, 1992; Burk y Thompson, 1992; Merrill, 1992; Liu *et al.*, 1992; Thompson y Burk, 1993).

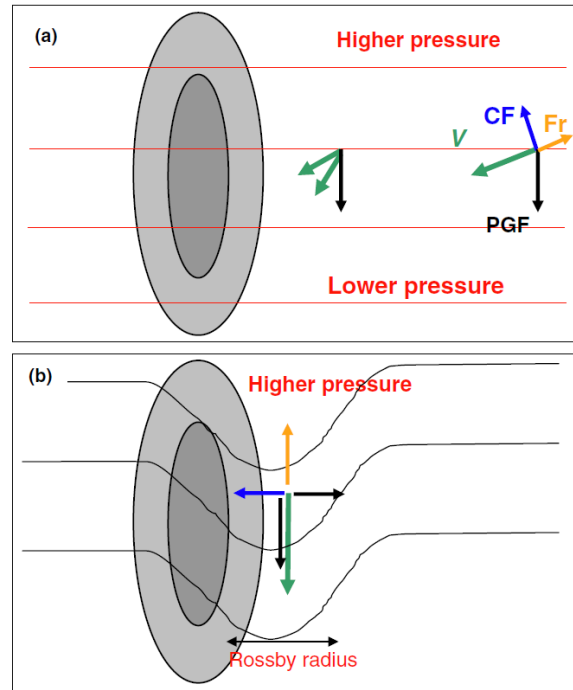


Figura 2. Ilustración del desarrollo del bloqueo de flujo atmosférico en el que (a) un gradiente de presión a lo largo de una barrera (representada por las elipses grises) se desarrolla adyacente a una montaña (en el Hemisferio Norte) y el balance alejado de la montaña es casi geostrófico; (b) posteriormente al acercarse a la montaña, debido al bloqueo de flujo y reajuste geostrófico, una cresta barométrica de mesoescala se desarrolla adyacente a la montaña dentro de un radio de deformación de Rossby, en donde el balance cambia de tal manera que el flujo tiene un balance antitriptico a lo largo de la barrera y un balance casi geostrófico en la dirección transversal a la barrera (tomado de Colle, 2015; figura 2).

Nuestra investigación se concentra principalmente en la modificación de la masa de aire cuando el aire seco y frío proveniente del norte, avanza desde tierra hacia las aguas cálidas del GoM, produciéndose una ganancia sustancial de humedad y calor en la CLP, generando mezcla turbulenta y convectiva (Fig. 1c). La modificación de la CLP produce una troposfera inferior temporalmente inestable, en la que la masa de aire tropical estable del GoM es remplazada por una masa de aire polar modificada e inestable (Nowlin y Parker, 1974; Merrill, 1992; Thompson y Burk, 1993). Para evaluar los efectos de los flujos de calor sobre los procesos de modificación de la masa de aire, Burk y Thompson (1992), Mailhot (1992) y Colle y Mass (1995) realizaron

experimentos de modelación en los cuales los flujos de calor fueron totalmente excluidos. Sin los flujos de calor, se encontró una CLP más fría, más somera y seca y con vientos más intensos (Burk y Thompson, 1992), en la cual los gradientes de temperatura y humedad se mantuvieron similares. También se encontró que el aire frío post-frontal avanzó más hacia el sureste dentro del GoM. Asimismo, en ausencia de flujos de calor, la frontólisis del frente frío fue muy ligera, contrariamente a los experimentos donde se incluyen los flujos de calor, donde se encontró una reacción frontolítica considerable. Finalmente, los vientos en la zona frontal fueron más intensos en los experimentos sin flujos de calor (Burk y Thompson, 1992).

## **CAPITULO II: MODELO NUMÉRICO WRF**

### **2.1 Weather Research and Forecasting (WRF) Model**

Un modelo es una representación matemática de los procesos físicos mediante una simplificación adecuada de la realidad. Debido a la complejidad de las ecuaciones, es necesario resolverlas numéricamente, a lo que se llama un modelo numérico. Estos modelos constituyen herramientas, las cuales nos permiten estudiar estos procesos obteniendo una mejor comprensión de su funcionamiento.

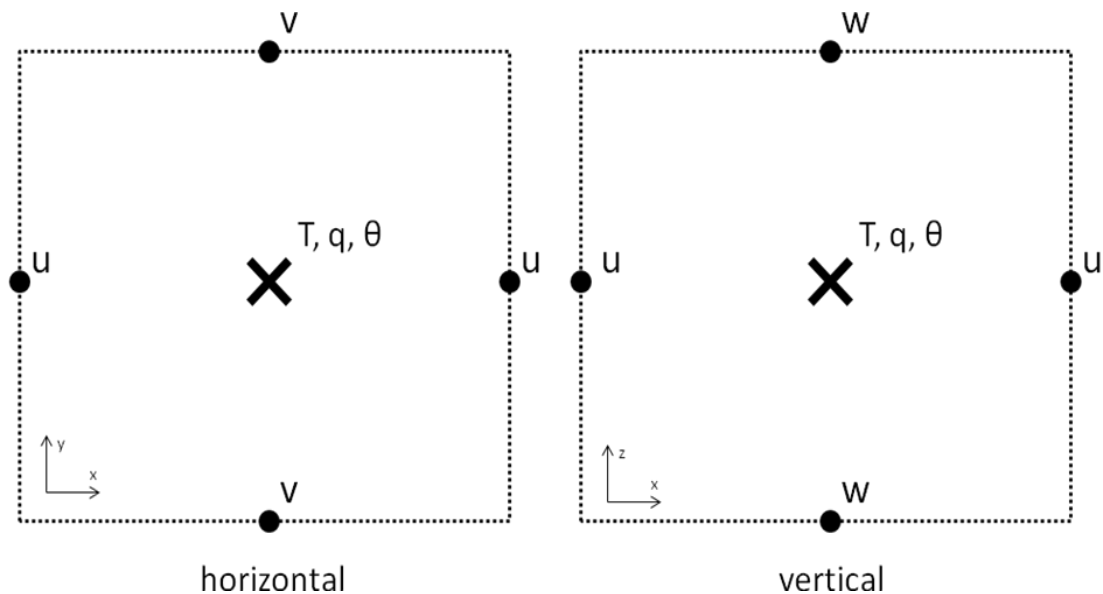
Para la modelación atmosférica, el modelo consiste de un grupo de ecuaciones dinámicas primitivas que rigen los movimientos atmosféricos. En la actualidad, los modelos atmosféricos debido a su complejidad, incluyen un conjunto de ecuaciones que permiten parametrizar otros procesos físicos que ocurren en la atmósfera, y aunque necesarios, no se pueden obtener a partir de ecuaciones primitivas, como son la difusión turbulenta, la radiación, los procesos de humedad (nubes, evaporación, precipitación), la transferencia de energía, humedad y calor del suelo, etc. En general, estas ecuaciones son no lineales y se resuelven mediante métodos de diferencias finitas, que permitan describir la evolución temporal de las diferentes variables relevantes. Para resolver las ecuaciones de un modelo atmosférico regional de superficie limitada se requiere de condiciones iniciales (por ejemplo, las características topográficas de la Tierra, la cantidad de energía emitida por el Sol, la temperatura del aire y velocidad del viento al

momento de iniciar el modelo) y condiciones de frontera (condiciones de la atmósfera en los límites del dominio numérico, por lo general en tres dimensiones).

El modelo Weather Research and Forecast Model System (Skamarock et al. 2005), conocido mundialmente como WRF, es un sistema de modelación atmosférica desarrollado por el Centro Nacional para la Investigación Atmosférica (NCAR por sus siglas en inglés: National Center for Atmospheric Research). En este estudio utilizamos la configuración con el solucionador dinámico de Investigación Avanzada, conocido como WRF- ARW (Skamarock y Klemp 2008) por sus siglas en inglés (WRF-Advanced Research WRF). Esta configuración integra ecuaciones de pronóstico para un fluido compresible y no hidrostático. Las ecuaciones conservan variables escalares. Opciones de advección de segundo a sexto orden en la vertical y horizontal están disponibles para la discretización espacial. WRF realiza la integración usando un esquema de Runge-Kutta de 2<sup>do</sup> o 3<sup>er</sup> orden con un paso de tiempo más pequeño para los modos de ondas acústicas y de gravedad. Las ecuaciones del WRF-ARW están formuladas utilizando un sistema de coordenadas de presión hidrostática de “seguimiento del terreno”, es decir, el número de niveles en la vertical es el mismo, por lo que la coordenada vertical ( $\eta$ ) varía de acuerdo a la topografía, es decir

$$\eta = \frac{P_h - P_{ht}}{\mu}, \mu = P_{hs} - P_{ht}$$

donde el  $p_h$  es el componente hidrostático de la presión en el nivel vertical del modelo, y  $p_{hs}$  y  $p_{ht}$  son las presiones hidrostáticas en la superficie y en el límite superior, respectivamente. La variable  $\mu$  representa la masa por unidad de área dentro de la columna en el dominio del modelo. El límite superior del modelo es una superficie de presión constante. La estructura de la malla sigue un escalonamiento de malla del tipo Arakawa C (Fig. 1) Es posible utilizar varios dominios anidados, con razones de resolución entera. Las interacciones entre dominios anidados pueden ser de un solo sentido concurrente, de una manera consecutiva, o en ambos sentidos.



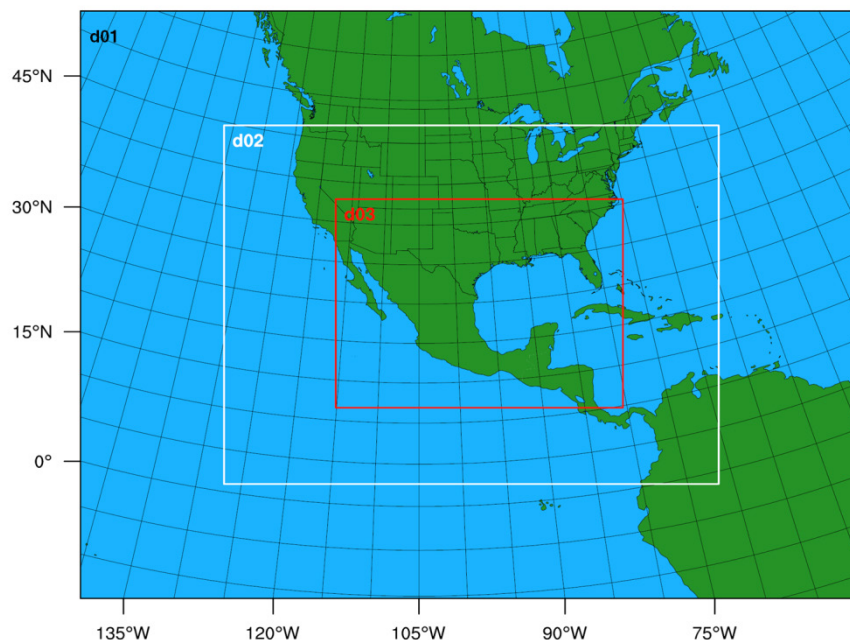
**Figura 1.** Malla del tipo Arakawa C (Baker et al., 2010). Corte horizontal (a) y corte vertical (b).  $U, v, w$  son las componentes del vector velocidad, y  $T, Q$  y  $\theta$  son escalares.

El sistema WRF proporciona un modelo operativo flexible de pronóstico que es pronóstico y eficiente computacionalmente, ofreciendo al mismo tiempo modelos de la física atmosférica, opciones numéricas, y asimilación de los datos aportados por la

comunidad de investigación. El WRF-ARW se utiliza para investigaciones meteorológicas, predicción numérica del tiempo en tiempo real, simulaciones atmosféricas idealizadas, estudios y desarrollo de asimilación de datos y acoplamiento con otros modelos.

Durante esta tesis se utilizaron varias versiones del WRF, iniciando las primeras investigaciones con la versión 3.1, para luego adoptar la versión 3.3 y finalmente se utilizó la versión 3.4.1. Estas versiones de WRF son actualizadas cada cierto tiempo con el objetivo de incluir los últimos avances científicos en las parametrizaciones físicas y soluciones computacionales, así como también corregir errores de codificación.

La configuración del modelo utilizado en este estudio incluye tres dominios anidados en un solo sentido y sin corrección espectral. Los tamaños de la malla son de 108 km (D01), 36 km (D02) y 12 km (D03) respectivamente. Para rastrear toda la evolución del sistema de alta presión que da lugar a la "Nortes", el dominio de menor resolución abarca la mayor parte de América del Norte, y parte de América Central, de 60° N a 16° S y 164° W a 29° W. Nuestro análisis se centra sobre el dominio de más alta resolución, que incluye el área de mayor impacto de los "Nortes" sobre el GoM. Este dominio cubre un área suficientemente grande que incluye gran parte de la Cordillera de América del Norte y la Sierra Madre, con el propósito de obtener una representación realista del impacto topográfico de las cadenas montañosas sobre el "Nortes" (Fig. 2).



**Figura 2.** Mapa de los 3 dominios utilizados en las simulaciones de WRF.

El dominio de menor resolución (108 km) tiene 77x98 puntos de malla, el dominio intermedio (12 km) tiene 141x186 y el dominio de mayor resolución (12 km) tiene 246x324 puntos de malla. Todos los dominios tienen 74 niveles verticales, en base a la configuración de Baker *et al.*, (2010), desde el nivel del mar hasta 50 mb, con el nivel más bajo a 10 metros sobre la superficie del mar y con 36 niveles por debajo de 750 mb. Cada simulación representa 14 días, empezando en Enero 1 de 2010, Lo cual incluye las condiciones antes y después del evento “Norte” principal que ocurre el 7 de Enero.

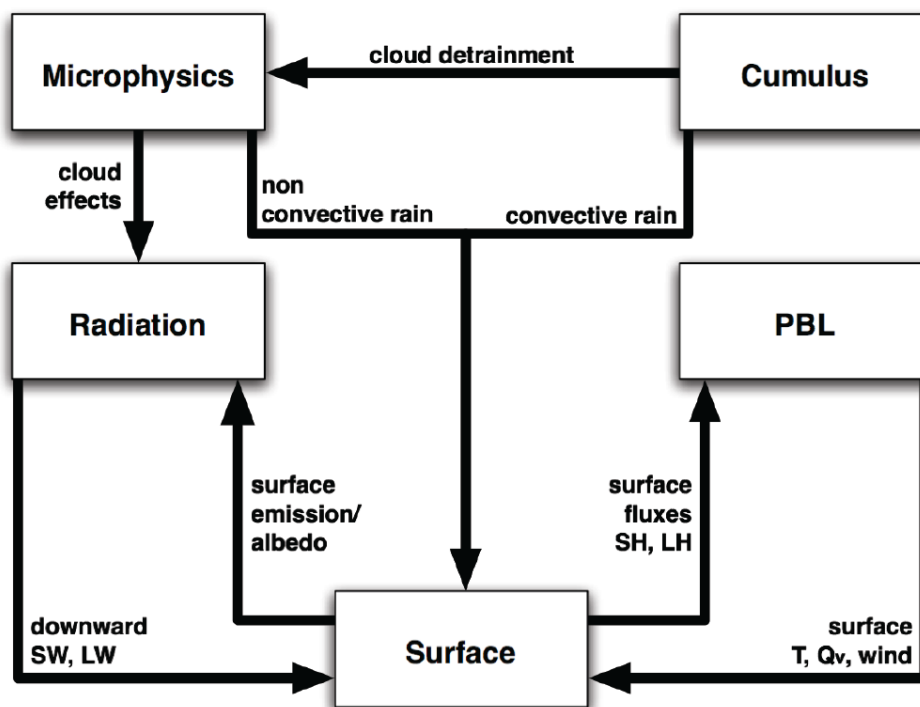
Las condiciones iniciales y de frontera se obtienen del Análisis Final (FNL: Final Analysis) del Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP: National Center for

Environmental Prediction) con una resolución de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  (disponible en <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>). Para condiciones iniciales y de frontera de temperatura superficial del mar (TSM) se utilizaron los datos del análisis de TSM global en tiempo real (RTG: Real Time Global) de NCEP (Thiébaux et al. 2003) disponibles en [http://polar.ncep.noaa.gov/sst/rtg\\_low\\_res/](http://polar.ncep.noaa.gov/sst/rtg_low_res/), los cuales tienen una resolución espacial de  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ . La TSM del análisis Operacional Nivel 4 de Temperatura Superficial del Mar y Hielo Marítimo (OSTIA: Level 4 Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis) del Grupo de Alta Resolución de Temperatura Superficial del Mar (GHRSSST: Group for High Resolution Sea Surface Temperature), con una resolución de  $0.054^{\circ} \times 0.054^{\circ}$  se utilizó para mostrar los efectos del enfriamiento oceánico de los "Nortes". Este conjunto de datos de TSM es producido por NASA JPL Physical Oceanography DAAC, Pasadena, CA (2010), disponible en <http://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/UKMO-L4HRfnd-GLOB-OSTIA>.

## **2.2 Análisis de las Parametrizaciones Atmosféricas**

La capacidad computacional impone un límite sobre la resolución espacial de cada malla que se puede emplear en la modelación de procesos atmosféricos. En nuestro caso el dominio de mayor resolución espacial tiene de 12 km. Sin embargo, existen procesos físicos que tienen escalas espaciales bastante más pequeñas, pero que tienen un efecto transcendental sobre la circulación a gran escala. En WRF están disponibles una gama completa de opciones de la física atmosférica para representar procesos de escala inferior relacionados con la radiación atmosférica, la transferencia de energía en la capa

superficial, la CLP, convección y los procesos de nubes y precipitación, etc. Este es el caso de la microfísica de nubes, la cual se encarga de los procesos responsables de la formación de las gotas de agua y cristales de hielo en las nubes. Debido a que las nubes tienen un efecto muy importante sobre el clima, estos procesos de escalas inferiores se deben representar de alguna manera en un modelo de resolución regional. La manera como esto se hace posible es de forma aproximada y los algoritmos encargados de representar estos procesos se denominan "parametrizaciones", debido a que estas son aproximaciones relativamente más sencillas que la realidad, y que muchas veces son formulas empíricas. Para cada uno de estos esquemas de escala inferior a la malla, WRF ofrece tres o más diferentes parametrizaciones de la cuales el usuario debe seleccionar. Para tomar estas decisiones, el modelador debe tener en cuenta no sólo los méritos individuales de cada parametrización, sino también la forma en que interactúa con las otras parametrizaciones físicas (Fig. 3).



*Figura 3. Esquema de las interacciones directas entre las parametrizaciones de WRF-ARW (Dudhia, 2015)*

Basándonos en la publicación de Skamarock et al., (2008), presentamos una breve descripción de las principales parametrizaciones del WRF:

- **Microfísica.** Es la representación en los modelos de los procesos relacionados al vapor de agua, nubes, y los procesos de precipitación a partir de los campos de viento, temperatura y humedad.
- **Radiación de onda larga.** Llamada también radiación termal o infrarroja debido a que su espectro corresponde al rango infrarrojo, absorbida y emitida por gases (atmosfera y nubes) y superficies (mar, tierra y hielo). El flujo radiativo de onda larga desde el suelo hacia arriba, está determinado por la emisividad de la superficie, que a su vez depende del tipo de uso del suelo, así como las temperaturas de la capa

superficial y del suelo. Incluye procesos de absorción, reflexión y dispersión en la atmósfera y en las superficies.

- ***Radiación de onda corta.*** Llamada también radiación solar, es emitida por el sol y su rango en el espectro corresponde al ultravioleta, el visible y el infrarrojo cercano. La radiación de onda corta incluye longitudes de onda visibles y cercanas que componen el espectro solar. Por lo tanto, la única fuente es el Sol, pero los procesos incluyen la absorción, reflexión y dispersión en la atmósfera y en las superficies. Para la radiación de onda corta, el flujo ascendente es el reflejo debido al albedo de la superficie.
- ***Cúmulos (Cu).*** Estos esquemas son responsables de los efectos de nubes convectivas y /o superficiales en las escalas inferiores a la malla. Los diferentes esquemas pretenden representar flujos verticales que el modelo no resuelve debido a las corrientes ascendentes y descendentes, así como la compensación del movimiento fuera de las nubes. Los esquemas de Cu operan sólo en columnas individuales donde el esquema se activa y proporciona perfiles de calentamiento y perfiles verticales de humedad. Algunos esquemas proporcionan además campos de tendencias de la nube y de precipitación en la columna, además de tendencias dinámicas del transporte convectivo de movimiento. Todos los esquemas proporcionan la componente convectiva de la precipitación superficial.
- ***Capa Límite Planetaria.*** Las parametrizaciones de CLP son responsable de flujos verticales de escala inferior a la malla debido al transportes por turbulento en toda la columna atmosférica, no sólo en la capa límite. Los flujos de superficiales son proporcionados por los esquemas de la capa superficial y de la superficie terrestre.

Los esquemas de CLP determinan los perfiles de flujo en la capa límite bien mezclada y la capa estable, por lo tanto proporcionan tendencias atmosféricas de temperatura, humedad (incluyendo las nubes), y el momento horizontal en toda la columna atmosférica.

- ***Modelo de la Superficie Terrestre.*** Los modelos de la superficie terrestre utilizan la información atmosférica del esquema de la capa límite superficial, forzamiento radiativo del esquema de radiación, y forzamiento debido a la precipitación de los esquemas de microfísica y de convección, junto con la información interna de variables sobre el estado de la tierra y propiedades de la superficie terrestre, para proporcionar flujos de calor y de humedad sobre los puntos sobre tierra y sobre el hielo marino. Estos flujos proporcionan una condición límite inferior para el transporte vertical desarrollado en los esquemas CLP.
- ***Capa Límite Superficial.*** Los esquemas de capa límite superficial (CLS) calculan las velocidades de fricción y coeficientes de intercambio que permiten el cálculo de los flujos de calor superficial y los flujos de humedad por el modelo de la superficie de la tierra y la tensión superficial del viento en el esquema de CLP. Sobre la superficie del agua, los flujos superficiales y los campos de diagnóstico superficiales se calculan en el esquema capa superficial. Los esquemas no proporcionan ninguna tendencia, sólo la información dependiente de la estabilidad sobre la capa superficial de la superficie de la tierra y los sistemas CLP.

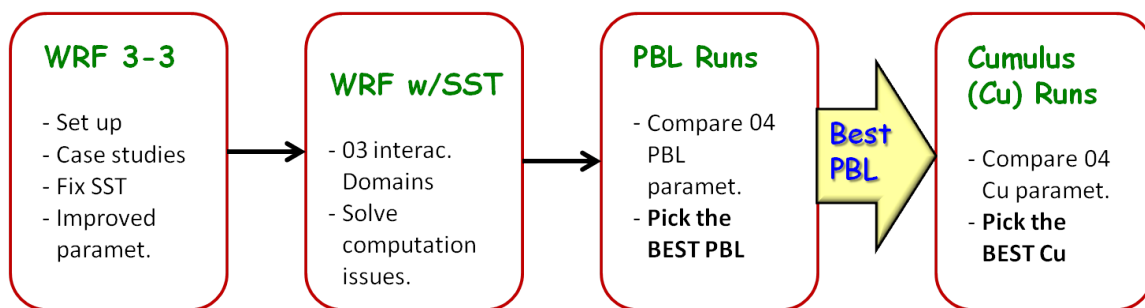
En los modelos atmosféricos regionales, las parametrizaciones de CLS, CLP, y el modelo de la superficie de la tierra, son decisivas para la representación de los procesos

físicos que intervienen en la transferencia de momento, humedad y calor entre la atmósfera, la tierra y la superficie del océano (Gilliam y Pleim, 2010). Estas parametrizaciones son responsables de los flujos superficiales de las variables escalares y de movimiento. Por lo tanto, están involucrados en la precisión de la estimación de la altura de la CLP y del arrastre de la atmósfera libre hacia la CLP, la estabilidad térmica y, en general, el flujo en la troposfera inferior. Es bajo estas parametrizaciones donde se produce la fusión de la información atmosférica de las propiedades del océano y/o la superficie para estimar el transporte vertical dentro de la CLP (Shin y Hong, 2011, Hu et al., 2013).

Las parametrizaciones físicas utilizadas en este estudio se escogieron a partir de una revisión exhaustiva de la literatura en la que se utilizó el modelo WRF. Además se consideraron el área de estudio y fenómenos meteorológicos similares. La elección de las parametrizaciones se centró en el desempeño del viento en el modelo.

Bajo estas premisas, se estableció una estrategia inicial para elegir las parametrizaciones de CLP y Cu debido al impacto que estas tendrían en la evolución del FF. A partir de las parametrizaciones basadas en la literatura revisada se realizaron cuatro experimentos en los cuales se cambió únicamente la parametrización de CLP. Analizando las variables relacionadas al viento y la temperatura del aire en la troposfera inferior se escogería la parametrización de CLP que mejor represente al evento Norte. Posteriormente, se repetiría los experimentos para el análisis y elección de la

parametrización de Cu, utilizando la parametrización de CLP escogida primeramente (Fig. 4).



*Figura 4. Esquema de la metodología para el análisis y elección de las parametrizaciones de CLP y Cu del WRF.*

Los experimentos para el estudio de las parametrizaciones de Cu y CLP se llevaron a cabo con la las versiones 3.1, 3.2 y 3.3 del WRF, siendo los experimentos con la versión WRF 3.3 los que se utilizaron finalmente para la elección de las parametrizaciones. Además, como condición de frontera de TSM en todas estas simulaciones se utilizó el análisis de TSM del NCEP Real Time Global (RTG)  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  (Thiebaut et al., 2003; disponible en [http://polar.ncep.noaa.gov/sst/rtg\\_low\\_res/](http://polar.ncep.noaa.gov/sst/rtg_low_res/)). Esta TSM se actualiza en el modelo cada 24 horas.

En WRF, los procesos de la CLP pueden ser parametrizados a través de de esquemas de cerradura local y no local. Se decidió que para los experimentos de CLP se escogería esquemas de WRF representativos de estos tipos de esquemas y a continuación los describimos brevemente en base a la denominación con la que se utilizan en WRF (WRF-ARW User's Guide – NCAR , 2012):

- a. **YSU (Hong et al., 2006):** Esquema no local de cerradura de 1<sup>er</sup> orden que representa el arrastre en la parte superior de la CLP en forma explícita. Simula con precisión la mezcla vertical profunda en las CPL impulsadas por flotabilidad y con una mezcla más superficial en regímenes de fuertes vientos. Tiende a profundizar más la CLP para entornos convectivos profundos en primavera, lo que resulta en aire demasiado seco cerca de la superficie y la subestimación de la energía potencial disponible de la capa de mezcla convectiva relacionada con entornos de convección profunda (Coniglio et al., 2013)
  
- b. **MYNN 2 (Nakanishi y Niino, 2006):** Esquema local de cerradura de orden 1.5. Este implica menos gasto computacional y mejora la representación CLP sobre esquemas de CLP no locales para CLP primaverales que poseen convección profunda (Coniglio et al., 2013). La formulación local de MYNN2 no puede tomar en cuenta plenamente la mezcla vertical más profunda asociada con remolinos grandes y los términos de corrección de flujo asociados.
  
- c. **UW (Bretherton y Park, 2009):** Esquema local de cerradura de orden 1.5. Cuenta con pasos de tiempo relativamente más largos adecuados para modelos climáticos, diagnóstica en lugar de predecir la energía turbulenta cinética, centrándose en los cálculos sobre un número de capas determinadas por la estabilidad verticalmente variable del perfil termodinámico. Proporciona una representación más exacta de una

capa límite estable durante la noche y capas de nube substratocúmulos que son demasiado húmedas.

- d. **ACM2 (Pleim, 2007)**: Esquema híbrido de local – no local de primer orden; representa los flujos dentro de la CLP hacia arriba como las interacciones entre la capa superficial y cada una de las capas por encima (con difusión de remolinos local incluida), mientras que los flujos hacia abajo se extienden desde cada capa hacia cada capa inferior continua; esto representa plumas convectivas que surgen de la capa superficial calentada diariamente, mientras que los flujos descendentes son más graduales. El perfil de temperatura potencial y la velocidad a través de la CLP se representan con mayor precisión cuando se consideran los puntos de vista tanto locales como no locales con respecto a la mezcla vertical.

Para la comparación de las diferentes parametrizaciones de CLP se utilizaron datos observados en las boyas del Centro de Información Nacional de Boyas (NDBC: National Buoy Data Center, <http://www.ndbc.noaa.gov/>). Este centro recoge una gran cantidad de datos en el GoM, escogiéndose las boyas que poseían los datos relevantes durante la duración de la simulación de WRF del 1ro de Enero al 15 de Enero del 2010. Asimismo, la ubicación de las boyas fue un factor importante para su elección, pues se buscaba seguir la progresión del FF al atravesar el GoM. Se analizaron varias boyas (Fig. 5), pero los resultados se concentraron en las boyas NDBC 42035 (Galveston), 42020 (Corpus Christi), 42047 (TABS-V), 42001 (Mid-Gulf), 42002 (West-Gulf) y

42055 (Campeche). Los datos de la boya NDBC se compararon con los datos de WRF del D03 (12 km).

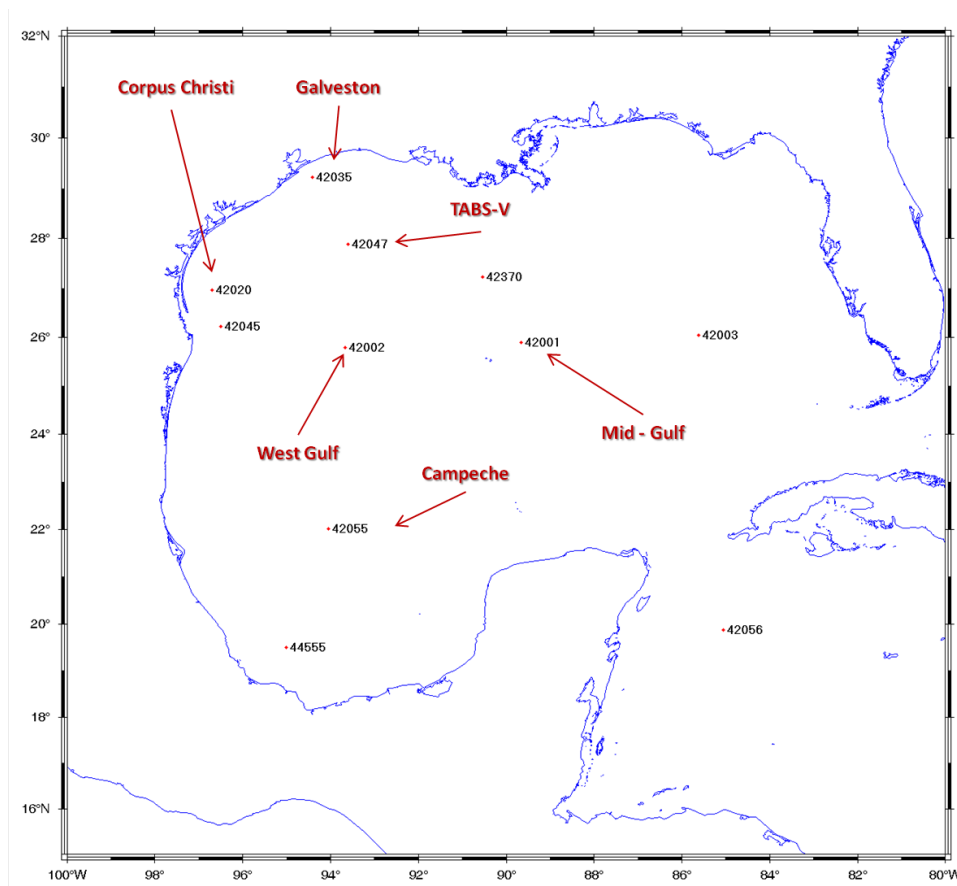
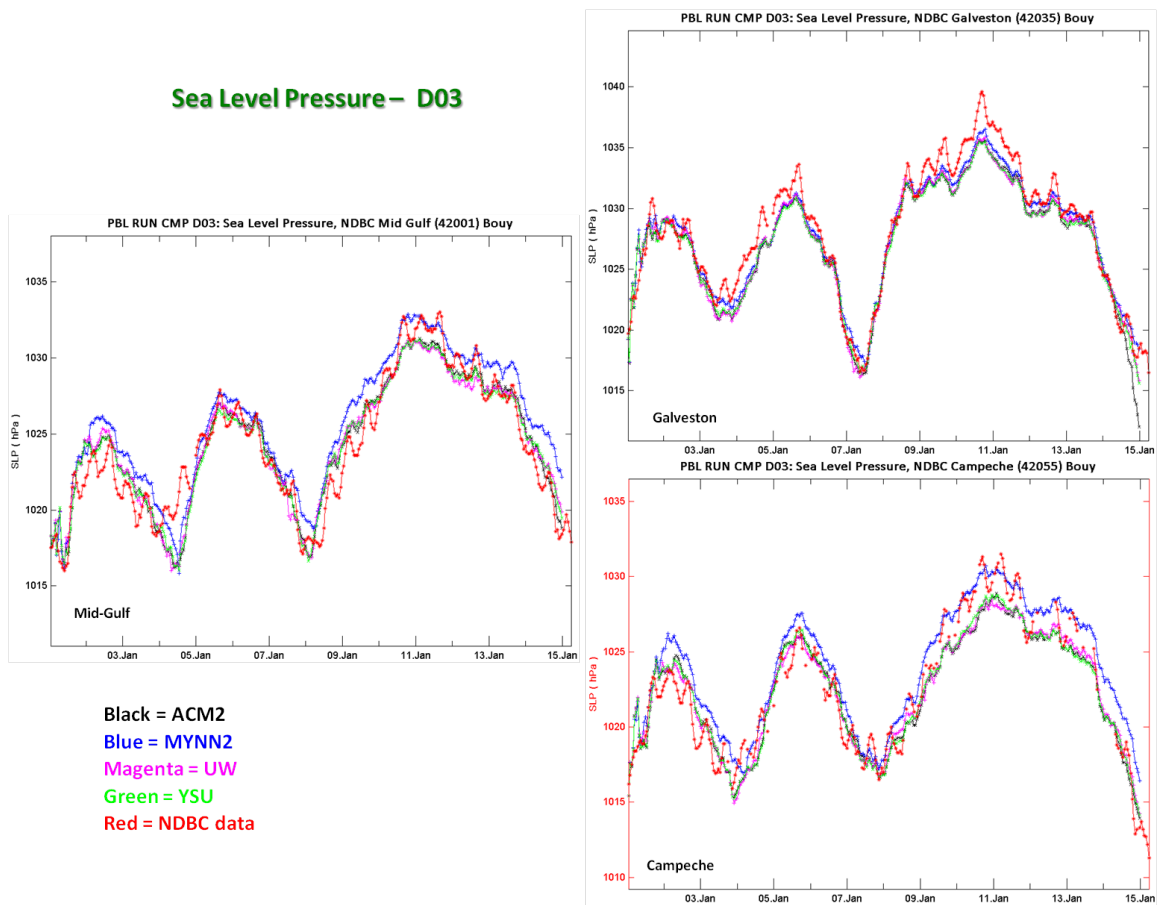


Figura 5. Mapa con la ubicación de las boyas NDBC con datos atmosféricos observados con los que se comparo las simulaciones de WRF.

La figura 4 presenta la SLP en las boyas de NDBC en Galveston (42035), Mid Gulf (42001) y Campeche (42055), en la que se comparan las observaciones con las simulaciones de WRF bajo diferentes parametrizaciones de CLP. Se puede observar que existe un pequeño sesgo positivo o negativo de la SLP, dependiendo de que boya se observe. En general el modelo reproduce bien la SLP y la llegada del FF principal en las últimas horas del 7 de Enero de 2010. Sin embargo, todas las simulaciones no

representan correctamente las variaciones del SLP debido al ciclo diario. La parametrización de CLP de MYNN2 tiende a desviarse de las otras simulaciones al progresar el FF hacia el sur (Mi-Gulf y Campeche).

Para el caso de la temperatura del aire a 2 metros (AIR.2M) las simulaciones de WRF tienen un evidente sesgo positivo sobre las observaciones en las boyas NDBC (Fig. 7). Ninguna de las simulaciones de CPL se enfría lo suficiente para llegar a los niveles observados durante el FF principal del 7 de Enero. En la boya más al norte (Galveston, 42035) la diferencia entre las simulaciones de CLP es menor, y esta diferencia aumenta al progresar el FF hacia el sur (Mid-Gulf, 42001 y Campeche, 42055), sobre todo después de la entrada del FF. La parametrización de CLP de MYNN2 parece ser la que mejor se ajusta a las observaciones, seguida por YSU. La simulación de la parametrización de UW es la que se desvía más de la realidad para la AIR.2M.



**Figura 6.** SLP observada (línea roja) y simulada por WRF en la boyas NDBC en Galveston (42035), Mid-Gulf (42001) y Campeche (42055). Las simulaciones de WRF representas los experimentos con diferentes parametrizaciones de CLP: ACM2 (línea negro), MYNN2 (línea azul), UW (línea magenta) y YSU (línea verde).

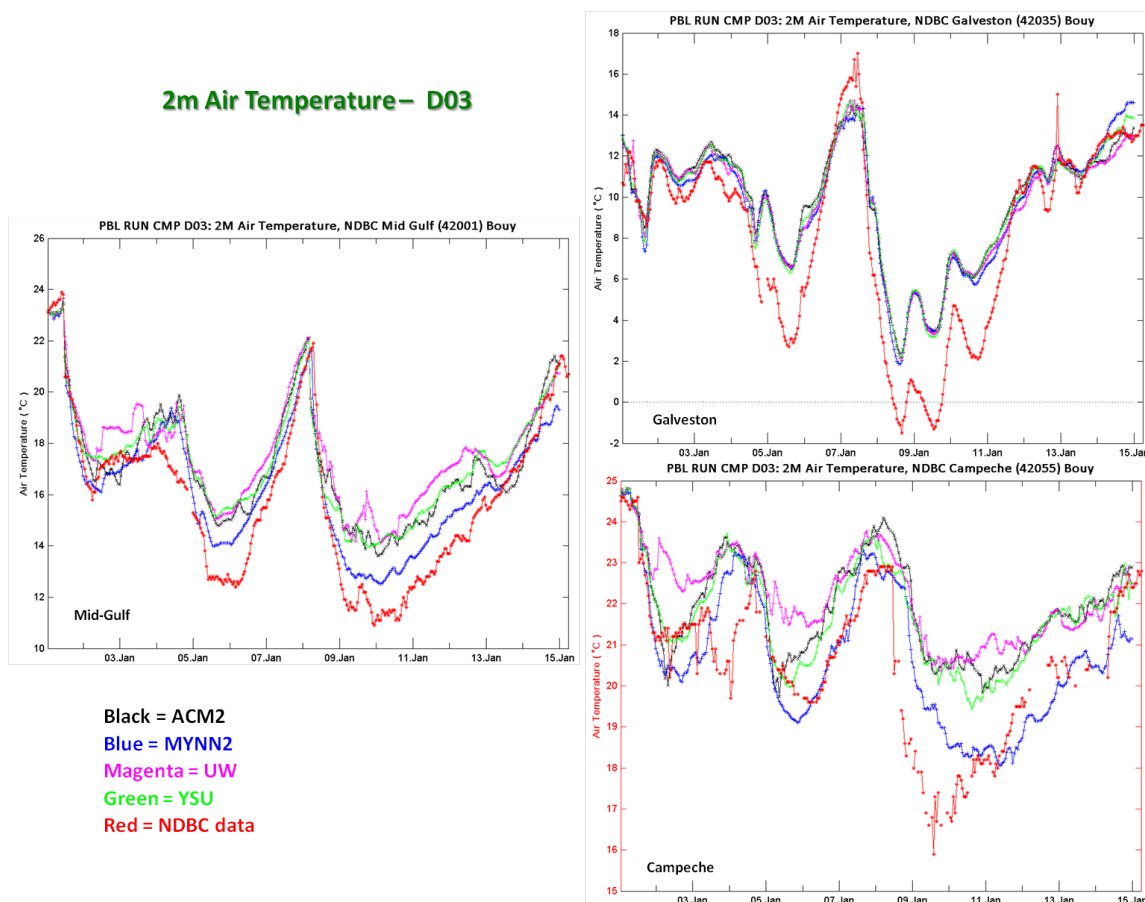


Figura 7. Temperatura del aire a 2 metros observada (línea roja) y simulada por WRF en la boyas NDBC en Galveston (42035), Mid-Gulf (42001) y Campeche (42055). Las simulaciones de WRF representas los experimentos con diferentes parametrizaciones de CLP: ACM2 (línea negro), MYNN2 (línea azul), UW (línea magenta) y YSU (línea verde).

En el componente del viento meridional a 10 metros (V10) es muy claro como las diferencias entre las simulaciones (Fig. 8) son menores cuando el FF recién ingresa al GoM (Galveston, 42035). Al ir progresando este hacia el sur (Mid-Gulf, 42001 y Campeche, 42055), las particularidades de cada parametrización de CLP y sus correspondientes parametrizaciones de CLS tienen diferentes pero sutiles efectos en la modificación de la masa de aire y por ende afectan en el viento. Todas las simulaciones sobreestiman los valores de V10 producido por el “Flujo de Retorno” (valores positivos,

desde el sur) y tienden a subestimarlos durante el “Norte” principal (valores negativos, desde el norte). La parametrización de YSU aparenta representar con mayor fidelidad los valores observados.

La altura de la CLP es un indicador de los procesos y termodinámicos que ocurren dentro de CLP y de la respuesta de la masa de aire al avanzar el FF sobre las aguas cálidas del GoM, la cual experimenta forzamientos superficiales (flujos de calor, humedad, arrastre por fricción) y flujos turbulentos. En la figura 9 presentamos la altura de la CLP de cada experimento de CPL para el 08 de Enero del 2010 a las 12:00 hrs (UTC). Es perceptible que cada uno de los experimentos produce alturas de CLP muy particulares, existiendo diferencias de aproximadamente 800 m de altura entre la CLP más baja (MYNN2) y más alta (ACM2). Asimismo, cada experimento posee patrones diferentes en la distribución espacial y vertical (al poseer alturas diferentes) pre-frontal y post-frontal de la CPL. Las diferencias son también ligeramente perceptibles en la velocidad del viento, su distribución geográfica e interacción con la topografía (nótese la circulación ciclónica en la Bahía de Campeche). Estos contrastes en los vientos producidos en los experimentos de las parametrizaciones de CLP, podrían tener un efecto importante en la posición y propagación del F. Si bien estas discrepancias en los vientos y altura de la CLP existen en todo el dominio son más notables sobre el océano, poniendo en evidencia los diversos enfoques de parametrización sobre los procesos físicos involucrados en las interacciones aire-mar. Estas diferencias resaltan la importancia de elegir la parametrización adecuada relacionada al evento atmosférico a investigar.

### Meridional Wind Component – D03

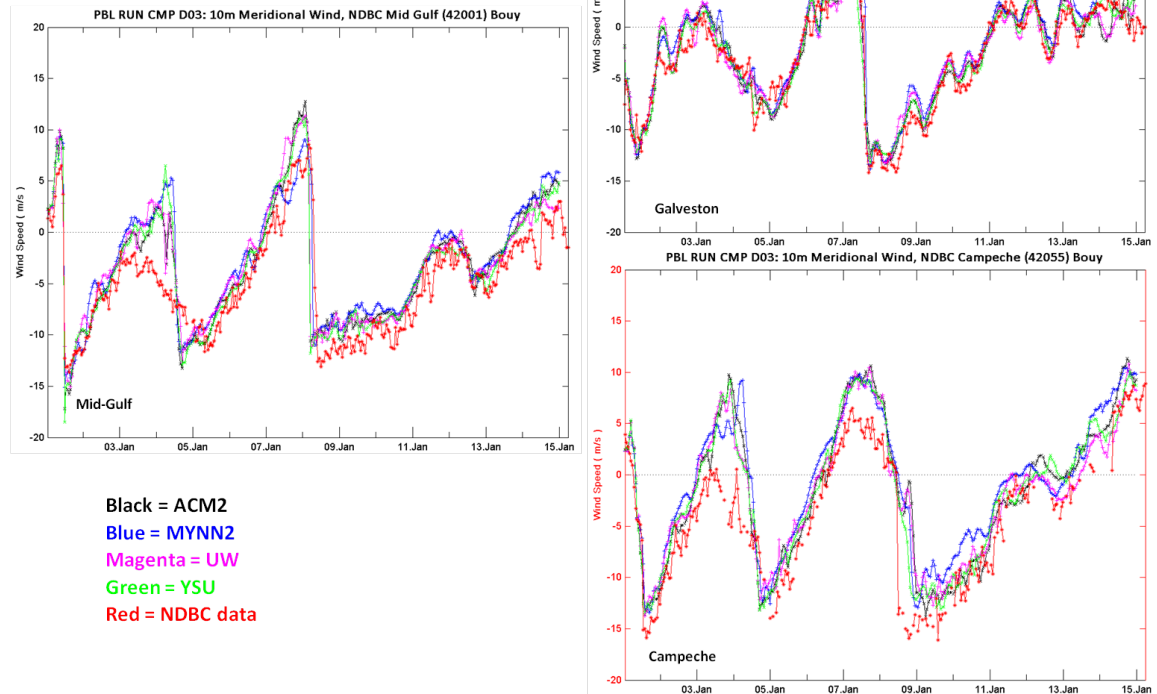


Figura 8. Magnitud observada del componente meridional del viento a 10 metros (línea roja) y simulada por WRF en la boyas NDBC en Galveston (42035), Mid-Gulf (42001) y Campeche (42055). Las simulaciones de WRF representas los experimentos con diferentes parametrizaciones de CLP: ACM2 (línea negro), MYNN2 (línea azul), UW (línea magenta) y YSU (línea verde).

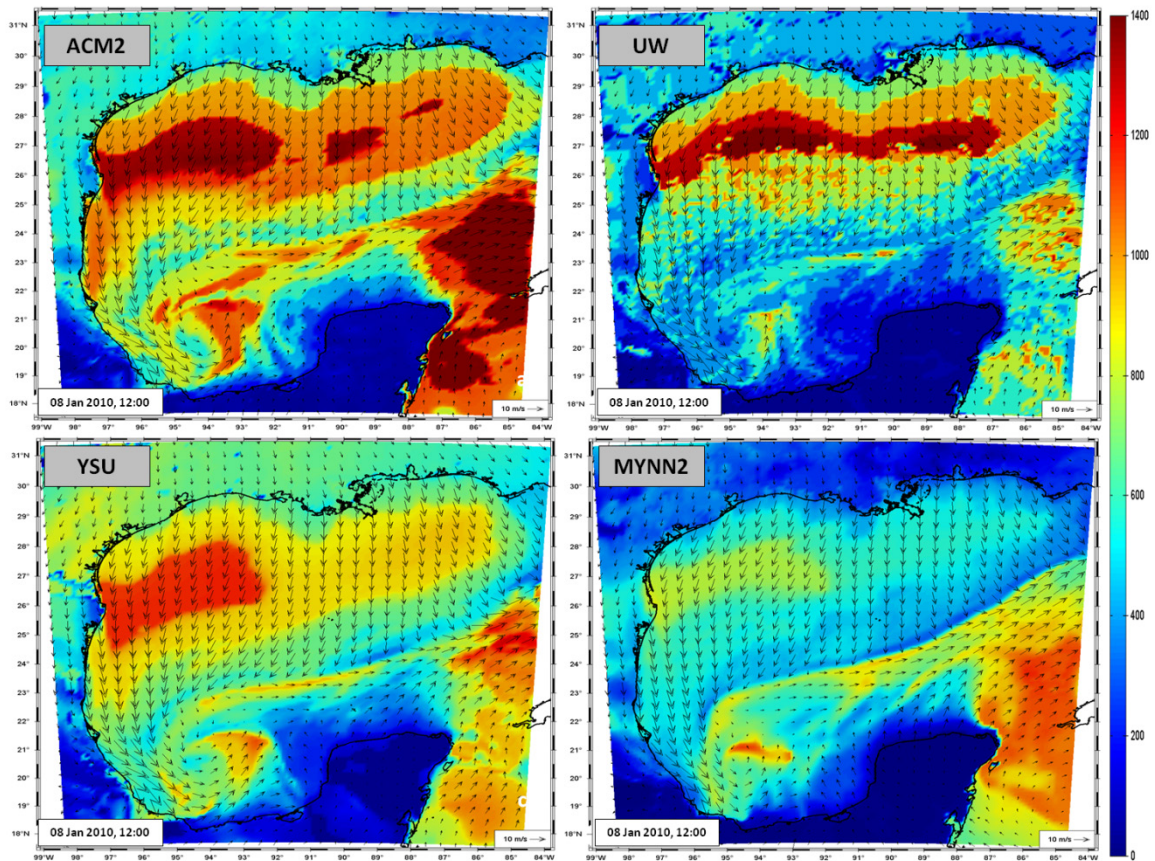


Figura 9. Altura de la CLP con los vectores del viento para todos los experimentos de CLP, correspondientes a las 12:00 hrs del 08 de Enero del 2010 (UTC).

Basados en estos resultados y en una nueva revisión bibliográfica se eligió la parametrización de CLP de YSU como la mejor para representar los eventos “Nortes”. Posteriormente, se hizo experimentos similares para las parametrizaciones de Cu. En base a esos resultados se escogió la parametrización de Tiedtke (Zhang et al., 2011), la cual incluye procesos de convección somera, tendencias de agua líquida y hielo en las nubes, y tendencias de momento. Cabe mencionar que Mahoney et al., (2009) y Mahoney y Lackmann (2011), llegaron a la conclusión de que el transporte de momento convectivo (CMT) tiene un papel importante en el campo de momento total de los

sistemas convectivos de mesoescala, con contribuciones del orden de 5 a 10  $\text{ms}^{-1}$  en la aceleración del sistema. Por otra parte, la exclusión de la CMT en los modelos de predicción numérica del tiempo utilizando la parametrización de cúmulos, podría contribuir a un sesgo negativo para el pronóstico numérico del momento de sistemas convectivos de mesoescala y la predicción del tiempo, debido a la contribución de la CMT en campos de viento de bajo nivel. Debido a las características de los FF en el GoM, las investigaciones de Mahoney et al., (2009) y Mahoney y Lackmann (2011), conjuntamente con los resultados de los experimentos de parametrizaciones de Cu, se escogió el esquema de Cu de Tiedtke, que incluye CMT. Finalmente, este esquema es el mismo esquema de cúmulos utilizado en el Sistema de Pronóstico Climático Reanálisis (CFSR por sus siglas en inglés: Climate Forecast System Reanalysis; Saha et al., 2010) que se utilizó para validar nuestros resultados.

Durante todos los experimentos de las parametrizaciones de Cu y CLP se aplicaron otras parametrizaciones necesarias para el funcionamiento del modelo, las cuales fueron elegidas en base a la revisión bibliográfica inicial. Para el modelo de capa límite superficial se utilizó el esquema de Revised MM5 (Jimenez et al., 2012), y para el esquema Noah Land-Surface model (Chen y Dudhia, 2001) como modelo de la superficie terrestre. Como esquemas de radiación se empleó el Rapid Radiative Transfer Model (RRTM: Mlawer et al., 1997) para la radiación de onda larga y el esquema de onda corta de Goddard (Chou y Suarez, 1999). La parametrización de microfísica utilizada fue el esquema de granizo blando en 2 momentos de Thompson (Thompson et

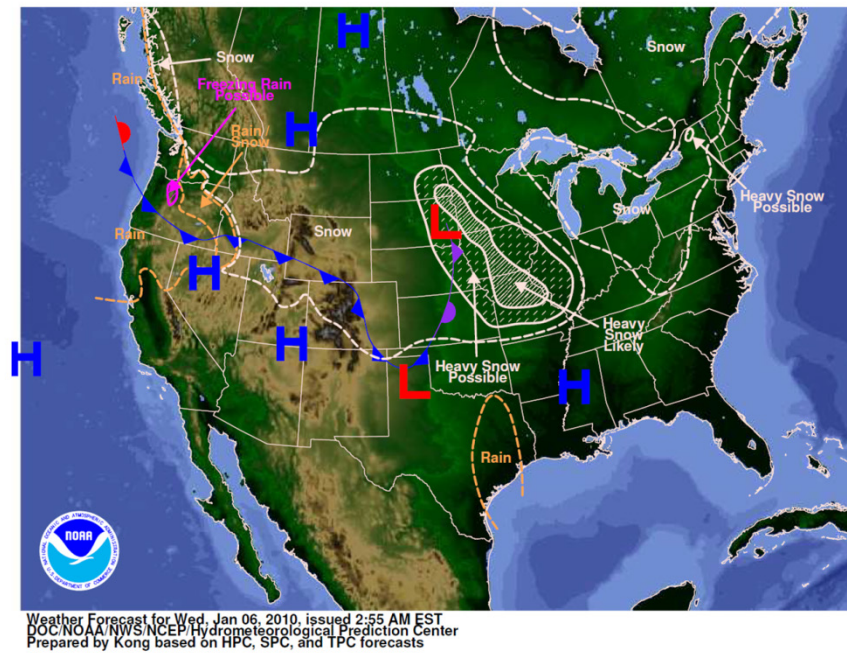
al., 2008), basándonos en los resultados obtenidos por Booth et al., (2012) y Føre et al., (2012).

## **CAPITULO III: RESULTADOS**

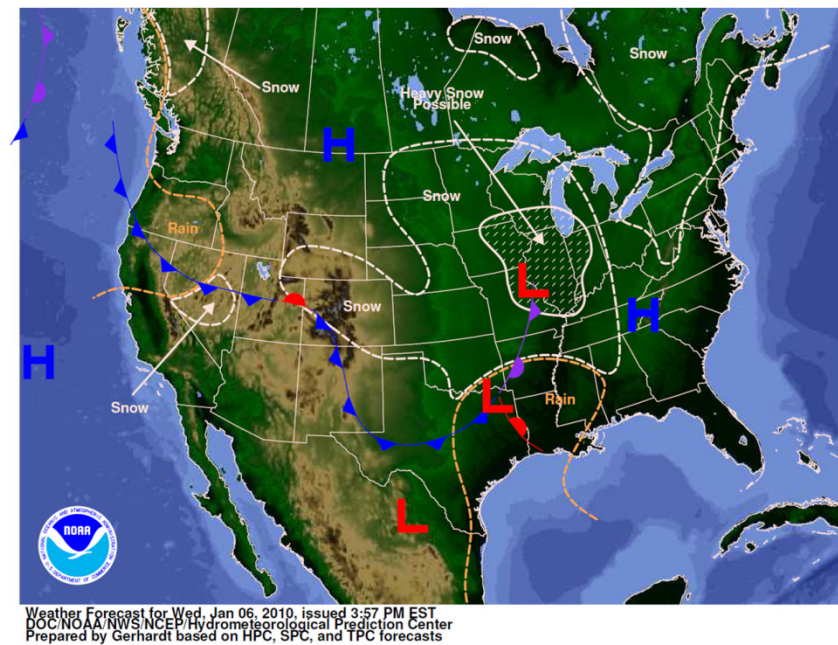
### **3.1 Descripción del Norte del 7 de Enero del 2010**

El análisis principal de esta tesis está enfocado en el evento “Norte” que ingresó a las aguas del GoM el día 7 de Enero del 2010. Este “Norte” es un evento intenso, originado por el típico dueto de ciclón – anticiclón invernal sobre los EE.UU. Al atravesar el centro de alta presión las Montañas Rocallosas, forma una cuña de presión contra la barrera en función al balance dinámico producido por el CAD, como se pudo observar en la predicción para el 06 de Enero de 2010 (Fig.1) del Centro Hidrometeorológico de Predicción (HPC) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). El ciclón extratropical se desplaza hacia el este tomando su forma característica de “coma” (Dacre et al., 2012), mientras que la cuña de alta presión (delimitada por el FF) sigue su desplazamiento hacia el sur a lo largo de las montañas e intensificándose al expandirse hacia el este sobre los estados de Nuevo México, Texas y Oklahoma (Fig.2). Este desplazamiento hacia el GoM está impulsado por un flujo antitróptico que cruza el frente. Al ingresar a las aguas del golfo el FF tiene una forma bien definida y se desplaza hacia el sureste produciendo precipitaciones debido al encuentro de la masa de aire polar frío y seco con el aire cálido y húmedo del golfo (Fig 3). Las Montañas Rocallosas se convierten en la Sierra Madre, que sirven como barrera permitiendo el CAD y acentuando el flujo antitróptico hacia el sur. Posteriormente, el ciclón extratropical se encuentra cerca de la costa este de EE.UU. con la típica forma de “coma” bien definida.

Mientras que el FF avanza sobre las aguas cálidas del GoM produce una banda de precipitación pre-frontal y post-frontal. Sobre el territorio texano la masa de aire seco y frío del centro de alta presión avanza hacia el GoM (Fig 4). Al día siguiente, el centro de baja presión se encuentra sobre la Corriente del Golfo, mar afuera de la costa este de los EE.UU. El FF se está bien definido desde la Bahía de Campeche, cruzando la Florida hacia el centro de baja presión, dándole la forma de “coma” clásica al ciclón extratropical. Asimismo, este frente divide en dos masas de aire distintas a la troposfera baja del GoM, cálida y húmeda en la zona anterior al FF y fría y seca en la zona post-frontal (Fig. 5). Es en esta zona donde el aire polar frío empieza a adquirir calor y humedad cedidos por el océano. También se puede observar que sobre gran parte del territorio al este de las Rocallosas se estacionó una zona de subsidencia con el centro de alta presión.



**Figura 1.** Predicción de los frentes atmosféricos superficiales y condiciones generales atmosféricas para las 00:00 hrs (EST) del 06 Enero 2010. Se utilizan las convenciones internacionales para la designación de los tipos de frentes. Producido por el HPC / NOAA.  
 (Fuente: [http://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web\\_pages/sfc/sfc\\_archive.php](http://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archive.php)).



**Figura 2.** Igual que la figura 1, pero para las 12:00 del 06 de Enero del 2010.

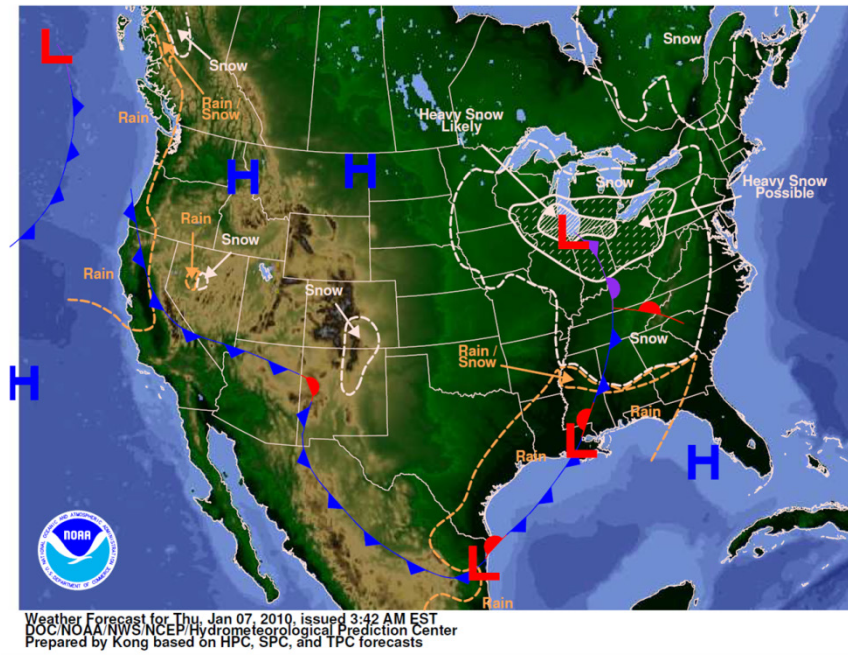


Figura 3. Igual que la figura 1, pero para las 00:00 del 07 de Enero del 2010.

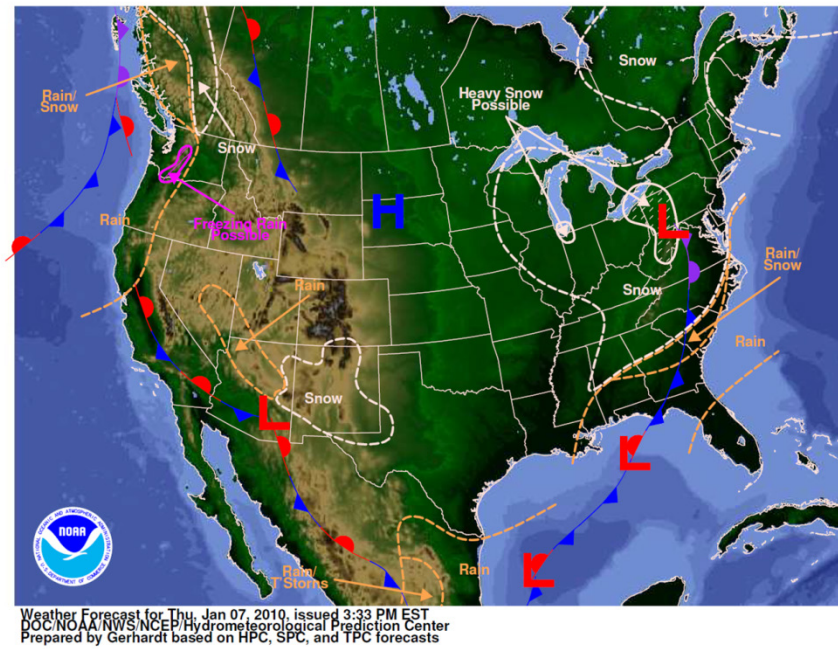
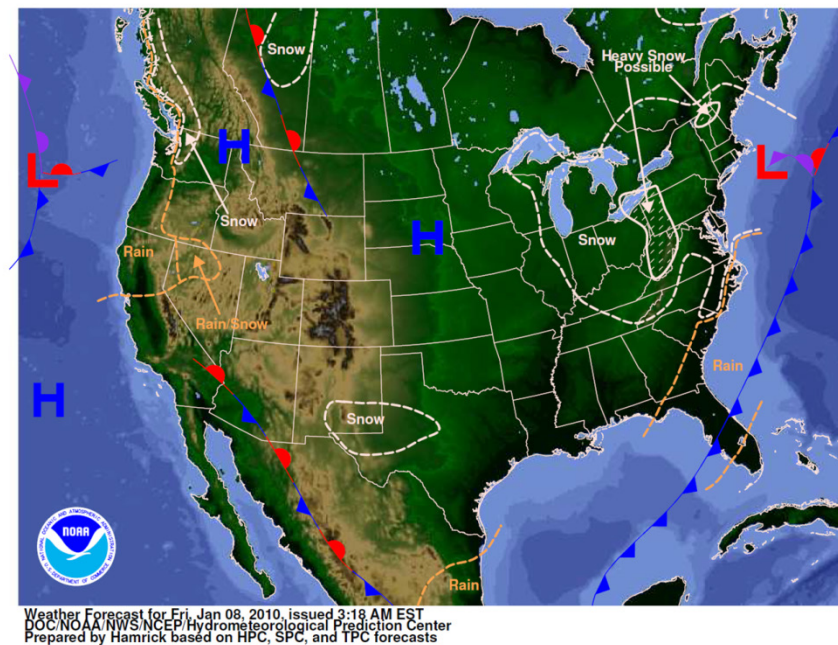
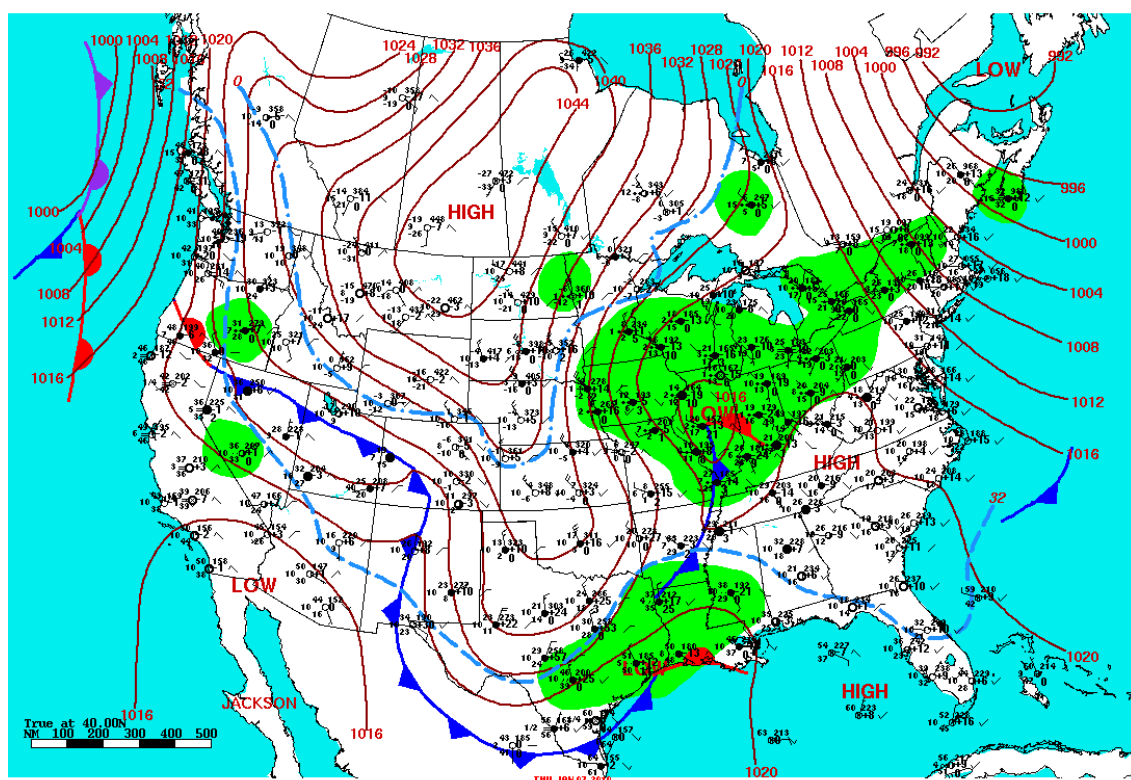


Figura 4. Igual que la figura 1, pero para las 12:00 del 07 de Enero del 2010.



*Figura 5. Igual que la figura 1, pero para las 00:00 del 08 de Enero del 2010.*

Las figuras 1 a 5 si bien son predicciones a 24 horas nos sirven como esquemas para resaltar las condiciones atmosféricas asociadas con los “Nortes”. Para validar esas predicciones les presentamos a continuación el “Análisis Superficial” de la NOAA que se hace recolectando todos los datos observados. La figura 6 presenta las condiciones para el día 7 de Enero del 2010 a las 7:00 am (EST). Como podemos ver la ubicación del centro de baja presión (LOW) y alta presión (HIGH) es bastante similar a las predicciones anteriores, como también a las zonas con precipitación. La cuña formada por el CAD está bien definida, y atrapada hacia las Rocallosas. Se puede observar en los datos de las estaciones meteorológicas detrás del frente al viento antitriptico del norte que cortan las isóbaras superficiales.



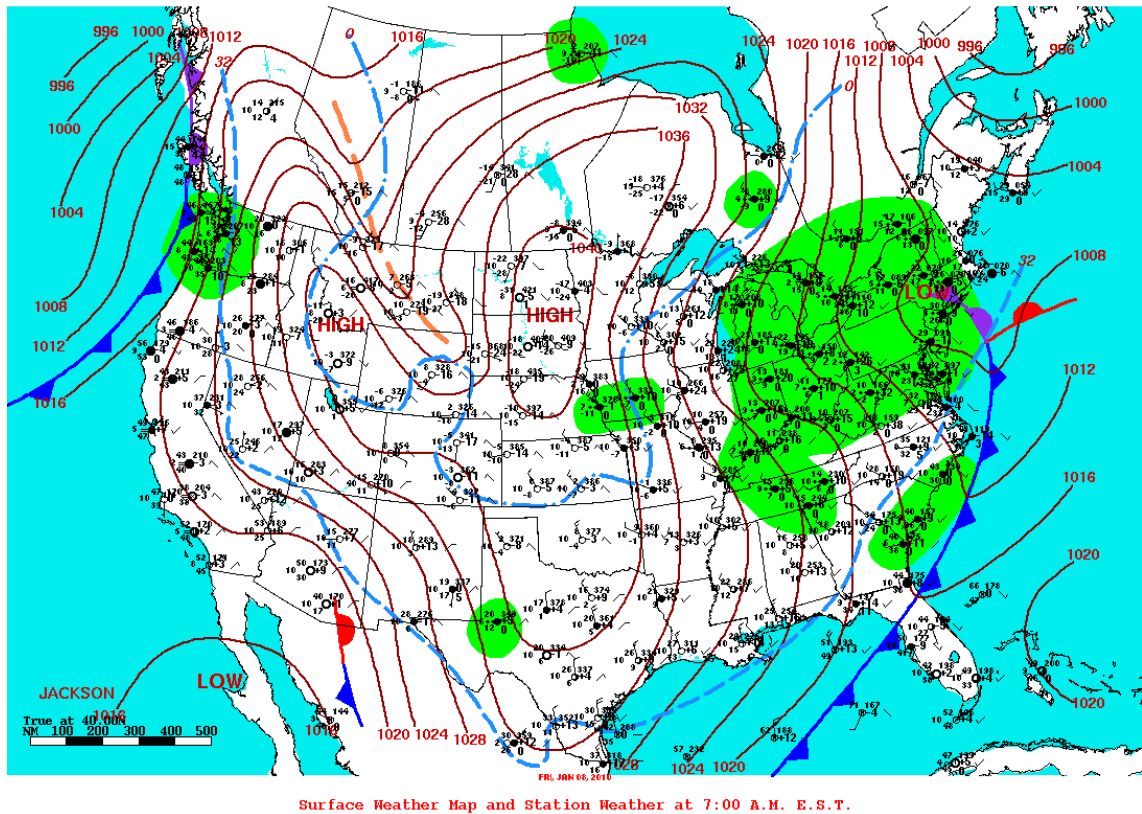
Surface Weather Map and Station Weather at 7:00 A.M. E.S.T.

**Figura 6.** Análisis superficial de las condiciones meteorológicas del 7 de Enero de 2010 a las 7:00 am (EST). Presenta la presión superficial (contornos rojo oscuro), datos de estaciones meteorológicas (negro), las isotermas de 32 °F y 0 °F (rayas azules), zonas con precipitación (sombras verdes) y la ubicación de los frentes fríos (líneas azules con triángulos) y cálidos (líneas rojas con semicírculos). Asimismo, la ubicación de los centros de baja presión (LOW) y alta presión (HIGH).

(Fuente: [http://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web\\_pages/sfc/sfc\\_archive.php](http://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archive.php)).

Un día después (Fig. 7), el LOW se ha desplazado hacia la costa este de los EE.UU. concentrando precipitaciones en esa zona, y formando la típica forma de “coma” en el FF que se desprende de este ciclón extratropical. El FF empieza a cruzar el GoM seguido por una masa de aire muy fría y seca. Nótese, la isoterma de 32 °F (0 °C), se encuentra mar afuera de las costa norte del GoM. El aire a unos kilómetros de la costa de Texas es muy frío pero a su vez muy húmedo, y sólo unos kilómetros tierra adentro se observa que la masa de aire es mucho más seca; lo que indicaría flujos de humedad

substanciales del océano hacia la atmósfera. El viento post-frontal sobre las boyas proviene claramente del norte.

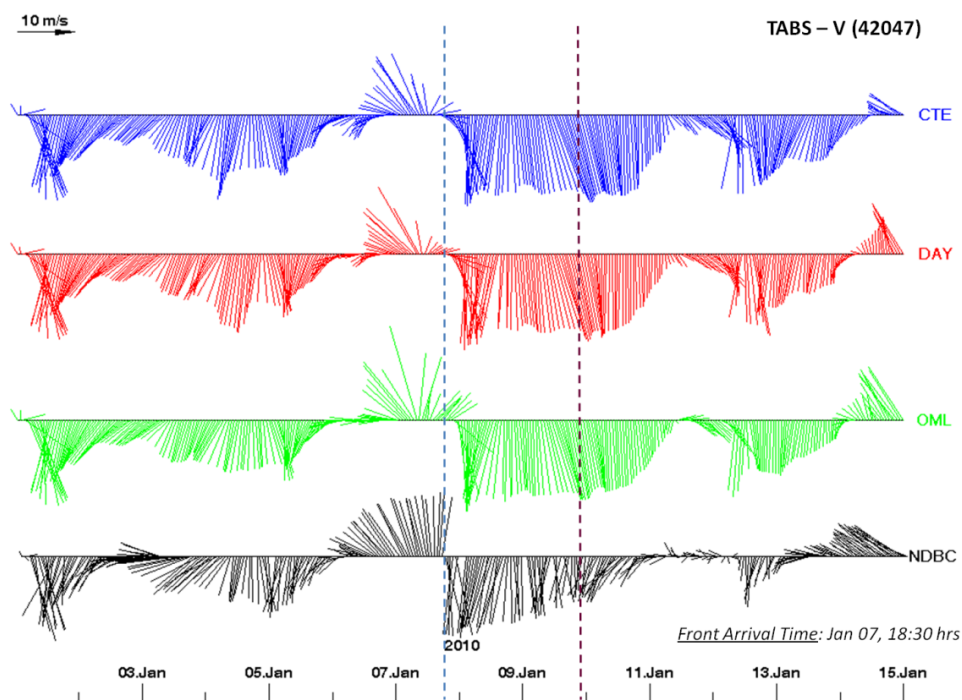


*Figura 7. Igual que la figura 6, pero para el 8 de Enero de 2010 a las 7:00 am (EST).*

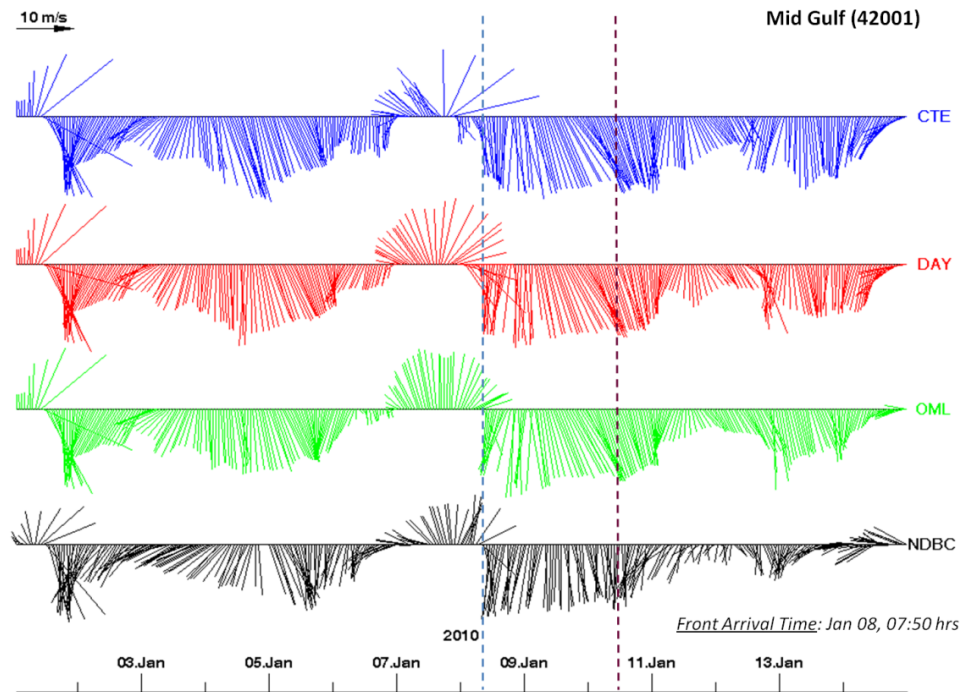
### 3.2 Descripción Sinóptica del Tiempo de Simulación: 01 de Enero al 15 Enero del 2010

Series de tiempo de los vectores del viento a 10 metros en las boyas de NDBC 42047 (TABS-V), 42001 (Mid-Gulf) y Campeche (42055) representan los cambios en la

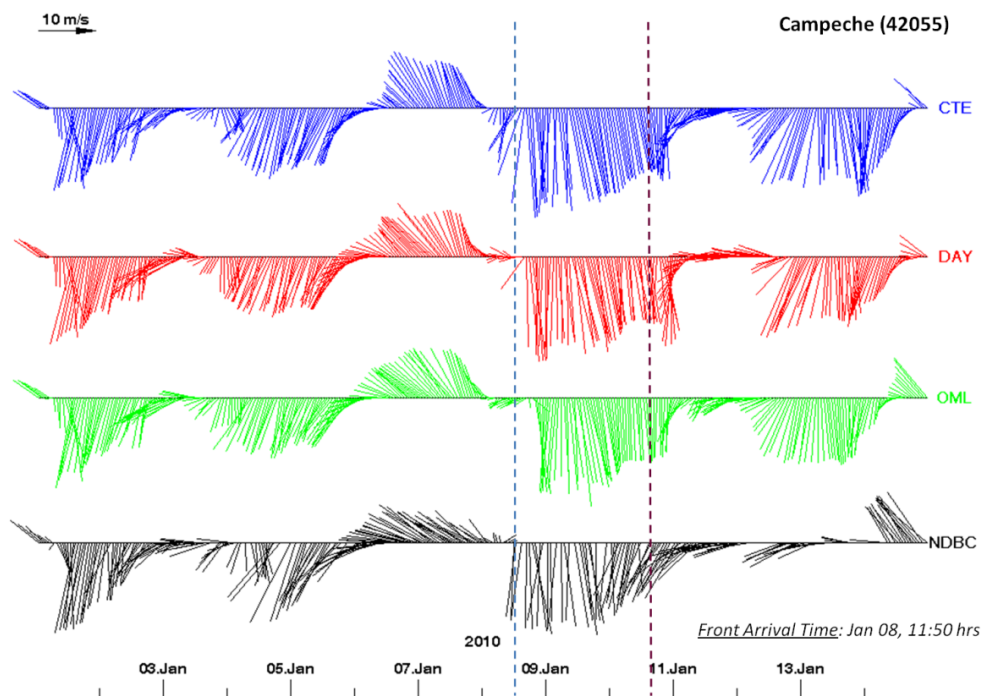
dirección e intensidad del viento para los datos observados y cada experimento de WRF del 1<sup>ero</sup> al 15 de Enero de 2010 (Fig. 8, 9 y 10).



**Figura 8.** Series de tiempo de los vectores del viento a 10 m en la boya NDBC 42047, conocida como TABS-V. Los vectores negros representan los valores observados en la boya. Los vectores azules, rojos y verdes representan los experimentos de WRF denominados CTE, DAY y OML, respectivamente. La línea vertical discontinua azul indica la llegada del frente frío 22 a la boya a partir de datos observados. La línea vertical discontinua guinda representa el inicio del periodo post-frontal (ver sección 3.3 para detalles).



*Figura 9. Igual que la figura 8 pero para la boya de NBDC 42047, conocida como Mid-Gulf.*



*Figura 10. Igual que la figura 8 pero para la boya de NBDC 42055, conocida como Campeche.*

Todos los experimentos se inician a las 00:00 hrs del 1<sup>ero</sup> de Enero y concluyen a las 00:00 hrs del 15 de Enero. La simulación se inicia con el FF número 21 del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) que ingresa al GoM por la tarde del 31 de Diciembre del 2009. Al inicio de nuestra simulación, la boya de 42047 se encuentra en el periodo post-frontal (Fig. 8). Sin embargo el FF 21 aun no alcanza la boya de 42001 pues esta se encuentra bajo los efectos del “Flujo de Retorno” con vientos del sur, correspondientes al sistema anterior (Fig. 9). La boya 42055 captura ligeramente el “Flujo de Retorno” (Fig. 10). El ingreso del FF 21 es claramente identificado en todas las boyas y todos los experimentos por vientos intensos del norte durante a diferentes horas del 1<sup>ero</sup> de Enero (Fig. 8, 9, y 10). Luego del avance inicial del FF se produce una relajación de los vientos a partir del mediodía del 2 de Enero, para luego intensificarse nuevamente a partir del 4 de Enero. A partir del mediodía del 6 de Enero el viento empieza a girar hacia el norte, indicando la llegada del “Flujo de Retorno” correspondiente al FF 21. Este “Flujo de Retorno” es bastante intenso con velocidades máximas del viento comparables con los vientos “Nortes” pero en dirección opuesta y tiene una duración de 36 horas aproximadamente. El FF 22 del SNM, correspondiente al evento “Norte”, en el cual centramos los resultados de esta tesis, ingresa al GoM el 7 de Enero del 2010. La hora de llegada a cada boya es diferente, debido a la disposición de norte a sur de las boyas y al desplazamiento del frente (línea vertical discontinua azul en las figuras 8, 9 y 10). Con la llegada del FF 22, con un cambio dramático en la velocidad del viento a 10 metros (WSPD) y su dirección. El viento con velocidades superiores a los  $6 \text{ ms}^{-1}$  gira rápidamente desde el sur hacia el norte a vientos constantes por encima de  $12 \text{ ms}^{-1}$  durante más de 48 horas. En las primeras horas del 11 de Enero, los vientos del norte

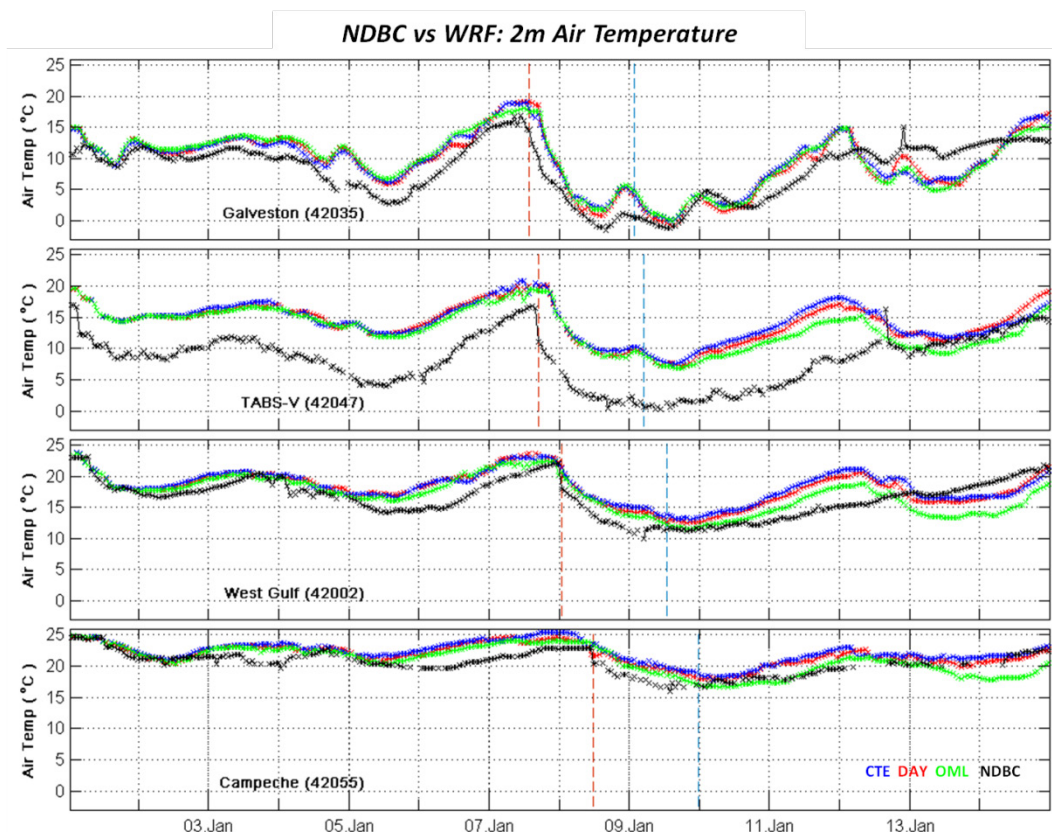
comienzan a disminuir lentamente y un segundo impulso menos intenso de vientos del norte llega a finales de 12 de enero. Este patrón de relajación de los vientos del FF después del intenso impulso inicial podría ser un mecanismo típico de los Nortes, pues observamos el mismo comportamiento durante los primeros días de nuestra simulación. Sin embargo, es necesario analizar más casos para confirmar esta hipótesis.

### **3.3 Validación de los Experimentos de WRF**

Con el fin de entender mejor los efectos de los FF relacionados a los vientos "Nortes", dividimos el tiempo de simulación en tres etapas: período pre-frontal (PR\_FR), desde el comienzo de la simulación hasta una hora antes de la FF llegara a una boya NDBC específica. Se denomina como período frontal (FR) a las 36 horas después de la llegada del FF a la boya, basándose en el tiempo que el FF se demora en trasladarse sobre el GoM (Crisp y Lewis, 1992). El período post-frontal (PST\_FR) continúa después del periodo FR hasta el final de la simulación. La hora de llegada del FF 22 a cada boya de NDBC se determinó manualmente como el tiempo en el que la AIRM.2M observada disminuye considerablemente después del calentamiento producido por la "Flujo de Retorno" (Fig. 11). En cada una de las series de tiempo siguientes, el comienzo de los períodos de FR y PST FR están marcados por las líneas verticales discontinuas roja y azul respectivamente.

La naturaleza sinóptica de la respuesta AIR.2m es perceptible en todas las boyas, tanto en las observaciones como en los diferentes experimentos. La AIR.2m disminuye a

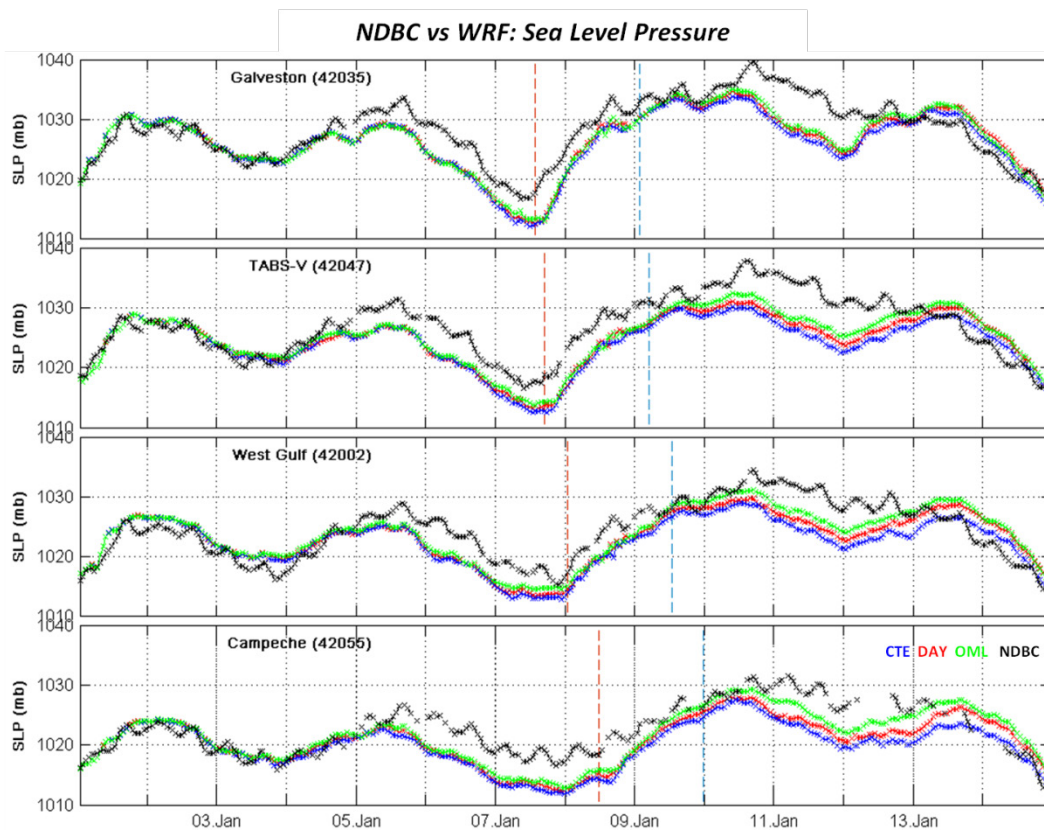
medida que los intensos vientos fríos del norte alcanzan cada boya al inicio de la simulación con la llegada del FF 21, con la intensificación de los vientos a partir del 4 de enero y más drásticamente con el FF 22 del 07 de Enero. Adicionalmente, el AIR.2m se calienta cuando los vientos del norte se relajan en los períodos PR\_FR (2 de Enero) y PST\_FR (11 de Enero), así como durante el “Flujo de Retorno”. El enfriamiento y calentamiento del aire producidos por los cambios del viento son más intensos en las boyas en el norte que en las del sur. Durante el período de FR, el AIR.2M observado enfría hasta 16 °C en la boya más al norte (Galveston - 42035) y sólo 6.6 °C en la boya más al sur (Campeche - 42055). Enfriamientos similares son reproducidos por el WRF, en DAY la temperatura cae 18.45 °C y 15.9 °C en OML para la boya de Galveston y tan sólo 4.15 °C (DAY) y 6.3 °C (OML) en la boya de Campeche. La intensidad del calentamiento de la AIR.2m observada producida por el "Flujo de Retorno" también disminuye de norte a sur. Durante el "Flujo de Retorno" la AIR.2m observada se calienta considerablemente por 14.25 (Galveston), 13.8 (TABS-V), 8.0 (West Gulf) y 3.2 ° C (Campeche) de la boya más al norte hacia la boya más al sur en el GoM occidental. El calentamiento producido por los experimentos de WRF es al menos 1.2 °C menos intenso para todas las boyas, con el experimento OML teniendo consistentemente la AIR.2m más cercana a las observaciones (Fig. 11).



**Figura 11.** Temperatura del aire a 2 m observada (línea negra) y para los experimentos CTE (línea azul), DAY (línea roja), OML (línea verde) en las boyas de NDBC42035, 42047, 42002 y 42055. La línea vertical discontinua azul indica la llegada del frente frío 22 a la boya a partir de datos observados. La línea vertical discontinua guinda representa el inicio del periodo post-frontal.

Al igual que en la AIR.2M, los efectos de las variaciones sinópticas en la dirección e intensidad de los vientos son perceptibles en la SLP del GoM. Con la llegada del FF 21, la SLP observada aumenta desde el 2 de Enero, para luego disminuir con la relajación de los vientos desde el norte y aumenta nuevamente con la intensificación de los vientos a partir del 4 de Enero. Del mismo modo, la SLP disminuye con el “Flujo de Retorno” y luego se eleva rápidamente con la llegada del FF 22 a cada boya. En los últimos días de la simulación, la SLP sigue aumentando a partir del FF 22, pero luego empezar a disminuir desde la relajación de los vientos del 11 de Enero. El aumento de la

SLP durante el período de FR es mayor a 17 mb en la boya ubicada más al norte (Galveston), y disminuye hacia el sur siendo mayor que a 11 mb en la boya de Campeche. (Fig. 12).

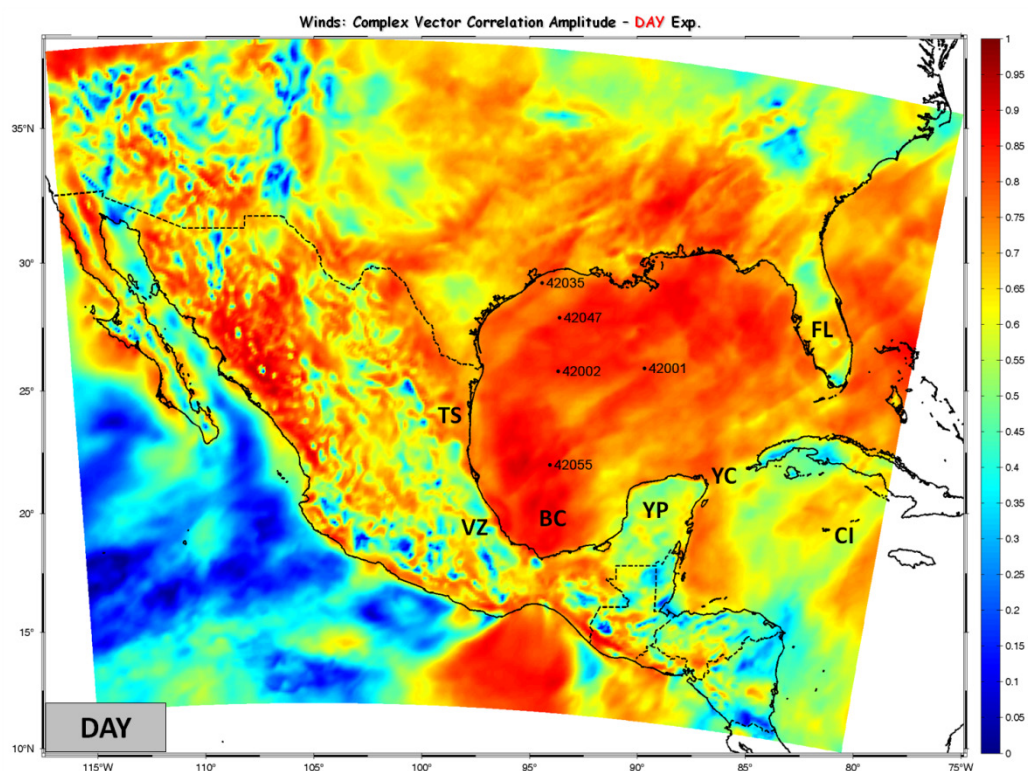


**Figura 12.** Similar a la figura 11, pero para la presión superficial del mar.

Para efectos prácticos, el modelo representa muy bien la variabilidad de los FF, la relajación del viento post-frontal y el "Flujo de Retorno" en las boyas NDBC durante el total de la simulación. Sin embargo, comienza a subestimar la SLP después de la relajación de los vientos del FF 21 a partir del 4 de enero. Por otra parte, el AIR.2m tiene un sesgo cálido durante toda la simulación. La intensidad del sesgo cálido de la AIR.2m y el sesgo más débil depende de la ubicación de cada boya (Fig. 11 y 12).

Los efectos de las diferentes CF de TSM son perceptibles en la respuesta atmosférica en todas las boyas. La influencia de la TSM es más evidente en las gráficas de AIR.2m y SLP en los experimentos de WRF de las figuras 11 y 12 (CTE en azul, DAY en rojo y OML en verde); y se distingue principalmente en los períodos FR y PST\_FR, debido a que en esos periodos las series de tiempo de las simulaciones de WRF se empiezan a separar entre sí. La separación entre los experimentos es una consecuencia de los diferentes flujos de calor generados por las distintas de CF de TSM. Las TSM más fría genera flujos de calor menos intensos influyendo las interacciones océano-atmósfera (más adelante hay una explicación detallada). Como resultado, el experimento OML (con TSM más fría) presenta los valores de SLP y AIR.2m consistentemente más cercanos a las observaciones, especialmente el período PST\_FR. Del mismo modo, una CF de TSM más cálida produce flujos de calor más intensos, por lo tanto el experimento CTE (con TSM más cálida) tiene el mayor sesgo, en particular en NDBC boyas de 42047, 42002 y 42055 (Fig. 11 y 12). Asimismo, la disparidad de la SLP y AIR.2m entre los experimentos crece desde la llegada del FF 22 a cada una de las boyas y es más notable durante el periodo PST\_FR. Esta diferencia se hace más evidente al seguir las boyas de norte a sur, posiblemente debido a que mientras más al sur se encuentra el FF, la masa de aire post-frontal tiene mayor exposición a las interacciones aire-mar, las cuales a su vez se ven influenciadas por las diferentes CF de TSM. SLPs inferiores y AIR.2m más cálidas se encontraron en el experimento CTE en todas las boyas, con diferencias de hasta 5 mb y 5.2 °C entre OML y CTE. Los coeficientes de correlación de Pearson con un nivel de significancia de 95% se calcularon en todas las boyas para la SLP y AIR.2m entre las observaciones y los experimentos del WRF. En

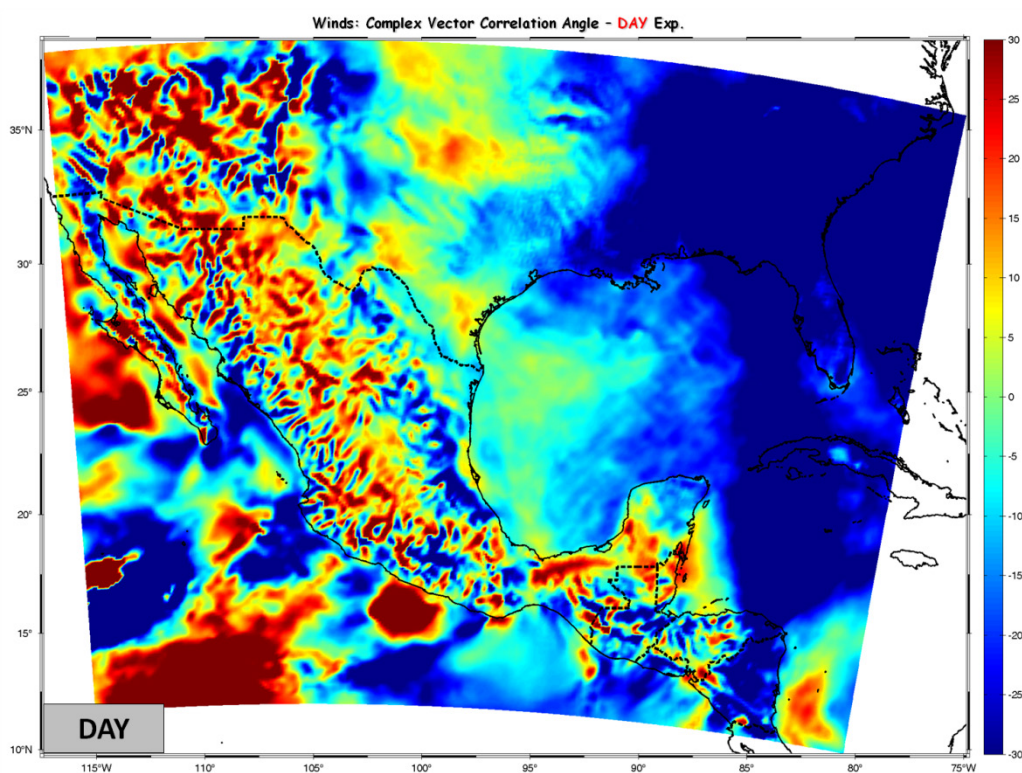
general, no hubo diferencias importantes entre los experimentos CTE, DAY y OML. La correlación de la SLP presentó valores 0.73 a 0.92 en el PRE\_FR y superiores a 0.9 en el período FR. Para el período PST\_FR las boyas en el GoM septentrional tienen coeficientes de correlación entre 0.3 y 0.4 (NDBC 42035, 42047 y 42.001), mientras que las boyas al sur y centro GoM tienen valores de 0.8 a 0.95 (NDBC 42055 y 42001). Para la AIR.2m, se encontraron coeficientes de correlación delimitados entre 0.8 y 0.96 para todos los períodos frontales. Sólo la boya sur, NDCB 42055 presentó valores entre 0.44 y 0.56.



**Figura 13.** Amplitud del coeficiente de correlación vectorial compleja para los vientos a 10 m entre los datos del reanálisis de CFSR y los datos del experimento DAY del WRF sobre el dominio de WRF de 12 Km de resolución. También se señala la posición de las boyas de NDBC 42035 (Galveston), 42047 TABS-V, 42002 (West Gulf), 42001 (Mid Gulf) y 42055 (Campeche). Además, muestra regiones mencionadas en el texto: Estado de Tamaulipas – México (TS), Estado de Veracruz – México (VZ), Bahía de Campeche (BC), Península de Yucatán (YP), Canal de Yucatán (YC), Islas Caimán – CAY (CI), Florida – EEUU (FL).

Los vientos a 10 m de altura simulados por el WRF tienen altos coeficientes de correlación con las observaciones de las boyas y los vientos a 10 m del CFSR para el experimento DAY. En el GoM occidental, las correlaciones con CFSR son superiores a 0.75 (Fig. 13), obteniendo diferencias en el ángulo del viento ( $\Theta$ ) por debajo de los 15 grados (Fig. 14). En el GoM oriental, el sureste de EE.UU. y hacia el este en el Atlántico, las correlaciones del CFSR son ligeramente inferiores (Fig. 13), con  $\Theta$  superiores a 20 grados (Fig. 14). Las diferencias en  $\Theta$  en estas zonas se deben principalmente a los vientos del este simulados que son más intensos y tienen ligeras desviaciones en comparación con CFSR, como también a los flujos pre-frontales durante los Nortes (Fig. 2 de la sección 3.4). Estos resultados son muy similares para todos los experimentos de WRF. Cuando se comparan los resultados del experimento DAY con el viento observado en las boyas de NDBC, los coeficientes de correlaciones, con un nivel de confianza de 95 %, tienen valores superiores a 0.8 en el período PRE\_FR, para todas las boyas excepto en NDCB 42001. En este lugar el coeficiente de correlación se reduce a valores superiores a 0.5 para todos los experimentos. Durante la fase de FR, los resultados de la correlación son mixtos y dependen de la ubicación de cada boya. En las boyas de Galveston (42035) y Mid-Gulf (42001) tienen valores de correlación entre 0.7 y 0.8, sin embargo en las boyas de TABS-V (42047) y Campeche (42055) las correlaciones se encuentran entre 0.4 y 0.5. En el período PST\_FR los coeficientes de correlación están delimitados entre 0.65 y 0.85. Los valores de  $\Theta$  más altos se encuentran en durante todo el periodo FR. En general, los coeficientes de correlación vectoriales del viento difieren ligeramente entre los experimentos y dependen de la ubicación de cada boya. Esto parece sugerir que las diferentes condiciones de frontera de

la TSM y las interacciones océano-atmósfera ocasionadas por estas no tendrían un efecto significativo sobre los vientos simulados por WRF cuando se comparan con las boyas de NDBC. Consistentemente, el experimento OML tiene los valores más bajos raíz del error cuadrático medio (RMSE, por sus siglas en inglés) en el PR\_FR y PST\_FR cuando es comparado con los datos observados en las boyas. Los valores más altos del RMSE se concentran en el PST\_FR para todos los experimentos.



**Figura 14.** *Ángulo de la correlación vectorial compleja para los vientos a 10 m entre los datos del reanálisis de CFSR y los datos del experimento DAY del WRF sobre el dominio de WRF de 12 Km de resolución. Un ángulo negativo indica que los vientos WRF están rotados negativamente (en contra de las manecillas del reloj) en relación con los vientos del CFSR.*

Es importante resaltar que la hora de llegada del FF 22 en los datos observados de las boyas septentrionales (Galveston y TABS-V) se anticipa a todos los experimentos de WRF por aproximadamente 4 horas, siendo el FF del experimento OML el último en

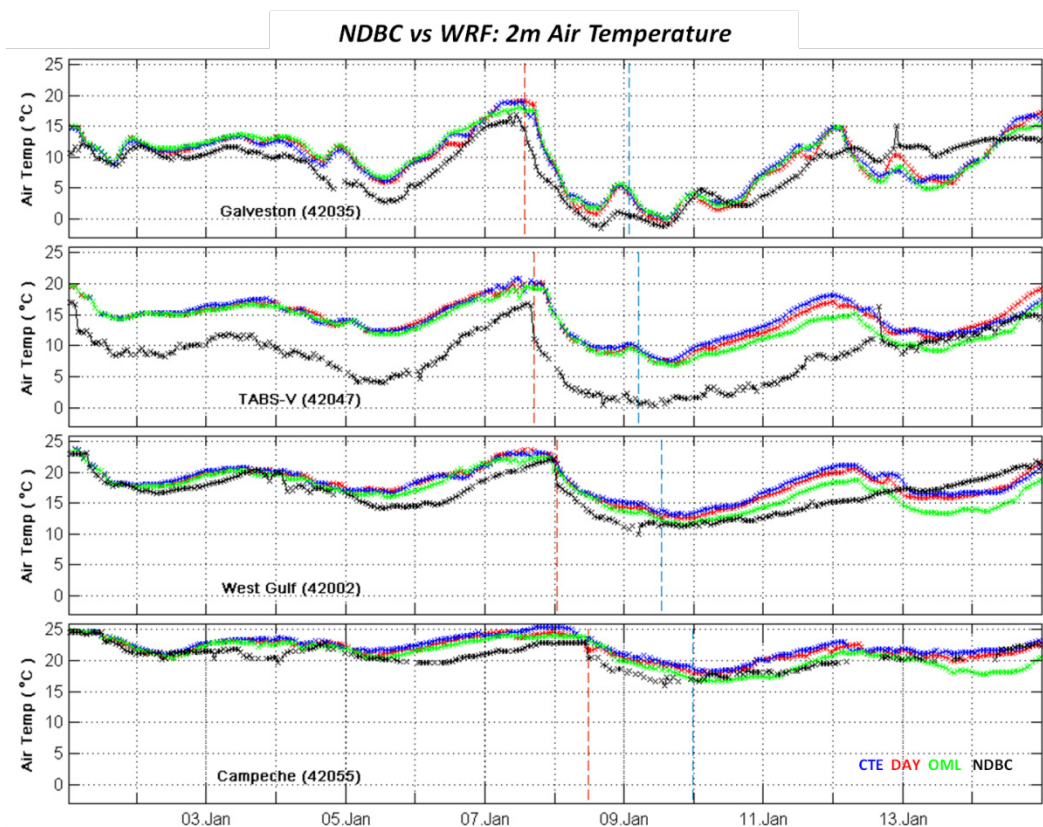
llegar a las boyas (Fig. 8, 9, 10, 11 y 12). A medida que el frente avanza hacia el sur, la diferencia de la hora de llegada del FF 22 entre las observaciones de NDBC y los experimentos de WRF disminuye. En la boya más al sur (Campeche), el FF22 de todos los experimentos WRF llega a la boya antes de que el frente observado. Además, el frente del experimento CTE es siempre el primero en llegar a las boyas y el OML siempre es el último en llegar a éstas, lo que implica que el experimento CTE tiene una mayor velocidad de propagación del frente y OML es el experimento más lento.

Al ingresar la masa de aire continental al GoM, ésta se ve modificada significativamente por las interacciones océano-atmósfera incitadas por las TSM cálidas del GoM. La diferencia de temperatura del aire-mar (SEA\_AIR) desempeña un papel esencial en el grado de calentamiento y humidificación del aire frío y seco después de un FF (Lewis, 2007). Estas diferencias también son fundamentales para el cálculo de los flujos de calor oceánico (Fairall et al., 1996, 2003). A raíz de estas afirmaciones, comparamos los resultados de SEA\_AIR del WRF en las boyas de NDBC como proxy de los flujos de calor sensible y latente y la evolución de la modificación de la masa de aire del flujo septentrional (Fig. 15). Es importante mencionar que la TSM observada y la simulada no poseen una variabilidad tan prominente como ocurre en la AIR.2m, sobre todo después de la llegada de la FF a cada boya. Por lo tanto, la SEA\_AIR dependerá en gran parte del comportamiento AIR.2m. Con esto en mente, la SEA\_AIR simulada capta muy bien la variabilidad de los CAOs con coeficientes de correlación con los datos observados en las boyas de NDBC superiores a 0.75 en PRE\_FR y FR, a pesar de que existe un sesgo negativo en la mayor parte del Golfo de México (NDCB 42047, 42001,

42002, 42055). El RMSE del SEA\_AIR están presentes en FR y PST\_FR y sus valores se reducen a medida que el FF avanza hacia el sur, excepto en la boya NDBC 42035. El experimento de OML tienen el mayor sesgo negativo ya que este experimento tienen el sesgo de AIR.2m más bajo. Por otro lado, el experimento CTE al tener el sesgo de AIR.2m más alto posee el menor sesgo en SEA\_AIR. El modelo WRF posee un conocido "sesgo cálido" en AIR.2m si se compara con los datos de la boya NDBC; debido a que el modelo no incluye el enfriamiento originado por la evaporación acrecentada que se genera el rompimiento de las olas inducidas por la tormenta (Nelson y He, 2012; Nelson et al., 2014). Este "sesgo caliente" influye en la SEA\_AIR, por lo que esta tendencia se podría propagar en la sobreestimación / subestimación de los flujos de calor del modelo que encontramos. Además, los resultados del WRF en la boya NDBC 42035 podrían verse afectados por su proximidad a tierra (40 km al este de Galveston, TX).

Con la intención de investigar los mecanismos involucrados en la progresión de los FF asociados con los CAOs, identificamos el límite anterior del FF (cold front leading edge, por sus siglas en inglés: CF\_LE) y seguimos su evolución al analizar los gradientes de AIR.2M y WSPD. Definimos el CF\_LE como el área en la cual los intensos Nortes coinciden con una fuerte advección fría, representada por la zona en la que las máximas magnitudes del gradiente de AIR.2M y WSPD están yuxtapuestas (Fig. 16 y 18). Esta definición del límite anterior del FF es consistente con la definiciones usadas por Colle y Mass (1995) y Schultz y Steenburgh (1999). Ambos criterios son coherentes entre sí y también tienen una buena concordancia con los datos CFSR sobre

el océano durante el tiempo de simulado. El procedimiento se considera capaz de localizar la posición del límite anterior de los FF y es uno de los métodos utilizados para la detección de frentes meteorológicos (Hope et al., 2014).

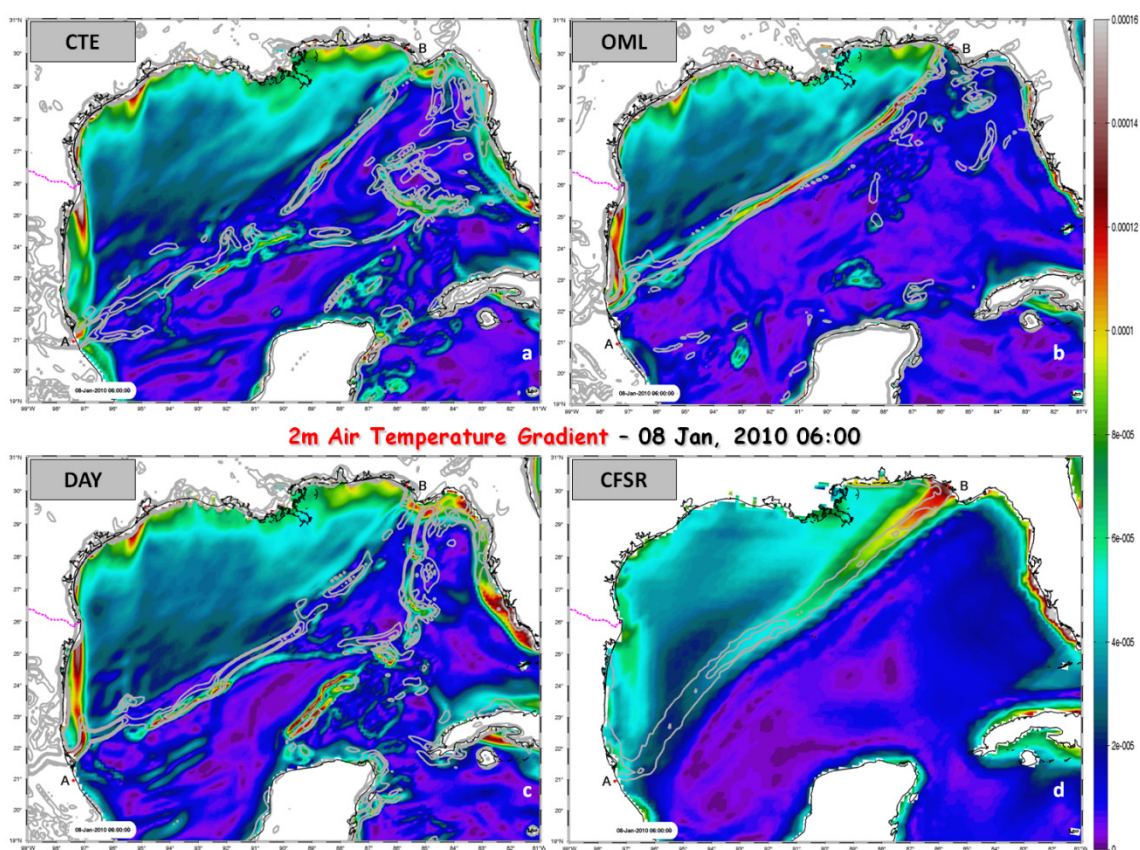


*Figura 15. Similar a la figura 11, pero para la diferencia de temperatura mar-aire.*

La figura 16a presenta los datos de CFSR de ubicación del CF\_LE a las 06:00 horas (UTC) del 08 de Enero 2010, localizado aproximadamente 28 Km al sur de Tuxpan, México (marcado con una "A" en la figura 16), inclinado hacia el noreste cruzando el GoM hacia Panama City, en la costa noroeste de Florida (marcado con una "B" en la figura 16). Bajo el experimento CTE (Fig. 16a), el CF\_LE en el GoM

occidental está ubicado mar afuera de Tuxpan con una menor inclinación hacia el noreste y distingue una mayor desorganización en su estructura (mayor discontinuidad) en el GoM central al ser comparado con los datos de CFSR (si usamos el criterio de valores máximos de la magnitud del gradiente de WSPD). La posición del CF\_LE sobre la costa nororiental del GoM se ubica a unos 70 km al sur de Panama City y por delante de la CF\_LE de CFSR. En este experimento los dos criterios para la identificación frontal discutidos anteriormente difieren más en su yuxtaposición geográfica, lo que sugiere una estructura pre-frontal en los vientos (Schultz, 2005). En la región noreste, se distinguen otras estructuras de los vientos asociadas con la convergencia de los vientos del este delante del FF, ubicadas aproximadamente 350 kilómetros delante del CF\_LE. Estas estructuras pre-frontales no están presentes en el reanálisis CFSR (Fig. 16d). Además, el experimento CTE presenta el FF menos delineado en comparación con los otros experimentos y el reanálisis CFSR, probablemente como consecuencia de los intensos flujos de calor (Fig. 2 de la sección 3.4) que poseen un efecto frontolítico y fragmentan la continuidad de los FF (Mailhot, 1992; Burk y Thompson, 1992; Cole y Mass, 1995). En el experimento OML, el CF\_LE en el GoM occidental se encuentra mar afuera y a 150 kilómetros al norte de Tuxpan, además de ubicarse a 180 kilómetros detrás del CF\_LE del CFSR (Fig. 16b). El CF\_LE tiene una inclinación hacia el noreste similar al CFSR en todo el GoM, aunque sobre las costas de Florida se sitúa a unos 70 km por detrás del frente de CFSR (Figura 16d). El CF\_LE de OML está mejor definido por los criterios de los valores máximos de la magnitud del gradiente de WSPD y AIR.2M, y a su vez éstos coinciden espacialmente con los datos de CFSR. También produce menos particularidades pre-frontales (sólo en la esquina noreste de la figura

16b) asemejándose más a los resultados del reanálisis. El enfriamiento de la TSM producido por la mezcla vertical oceánica a raíz los fuertes vientos y las consecuentes interacciones océano-atmósfera que resultan en una reducción de los flujos de calor superficiales (Fig. 2 de la sección 3.4 y Fig. 19 en esta sección) son los responsables de estos resultados.



**Figura 16.** Datos del reanálisis de CFSR y de los experimentos de WRF para las magnitudes del gradiente de la Temperatura del Aire a 2 m ( $K/m$ , colores) y la velocidad del viento a 10 m ( $s^{-1}$ , contornos grises) para el día 08 de Enero, 2010 a las 06:00 hrs (UTC). Solo los valores más altos de la magnitud del gradiente de la velocidad del viento son presentados que van desde  $0.0001$  a  $0.0002 s^{-1}$ , con contornos cada  $0.00005 s^{-1}$ . Los puntos rojos indican localidades mencionadas en el texto: Tuxpan - MEX (A) y Panama City - EEUU (B). La línea discontinua de color magenta representa las fronteras entre los países.

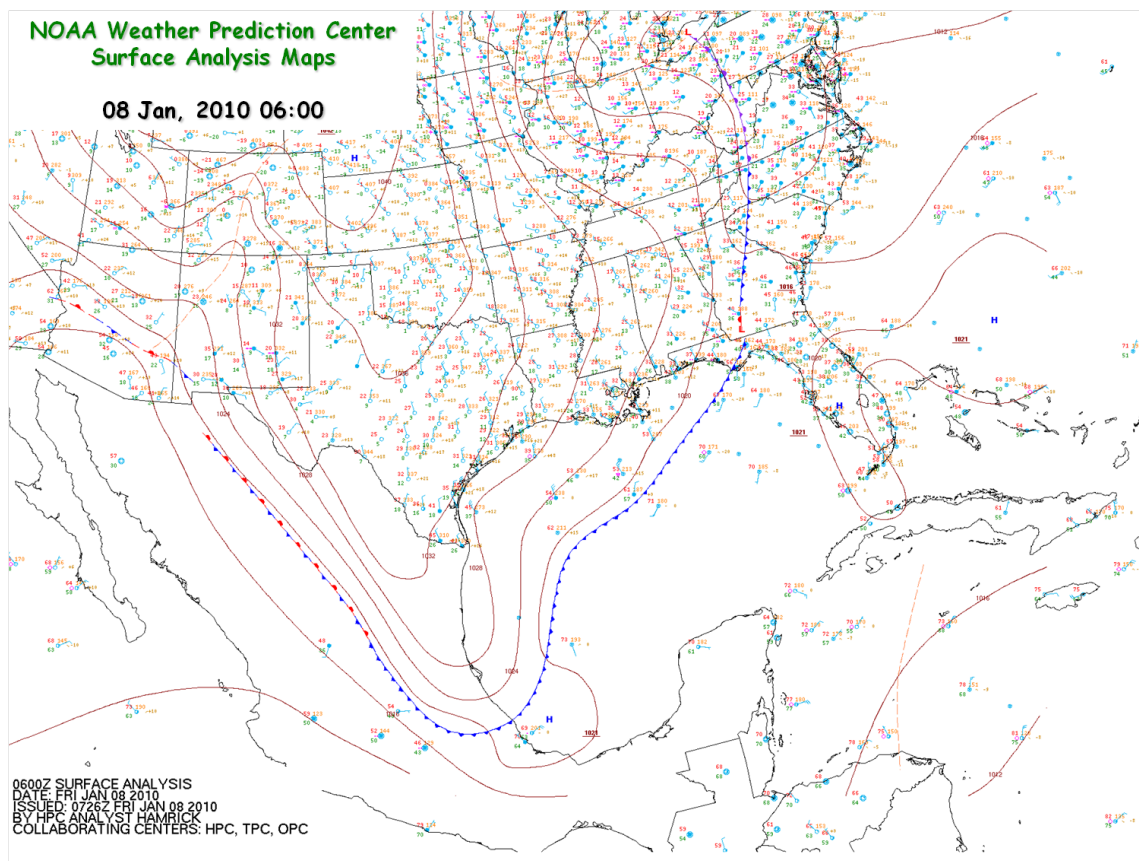
En el experimento DAY (Fig. 16c), el CF\_LE en el GoM occidental se encuentra a 70 km al norte de Tuxpan y 100 Km detrás del CF\_LE de CFSR. La delimitación del CF\_LE de DAY es más continua que en el experimento CTE, ubicándose sobre la costa noreste de Florida a unos 45 km al sur de la Panama City y a 25 Km al norte del CF\_LE de CFSR. Asimismo, delante del frente principal (al este-sureste) destaca otra bya de magnitudes máximas del gradiente de AIR.2M y WSPD (Fig. 16c), debido a que los vientos del este son más intensos sobre el Mar Caribe y el GoM oriental en el experimento DAY que en CFSR y OML,. Esta bya está ubicada aproximadamente unos 200 a 350 km delante del FF y es producida por los vientos que convergen hacia el noreste (Fig. 2 de la sección 3.4). Bajo este experimento, ambos criterios para la definición del CF\_LE coinciden mejor geográficamente que en CTE, pero aún son notorias ciertas diferencias en su yuxtaposición especialmente al oeste de  $93^{\circ}$  W.

Un intenso contraste en el flujo de calor latente (LHF, por sus siglas en inglés) avanza detrás del CF\_LE en CFSR y en todos los experimentos del WRF (Fig. 2 de la sección 3.4 y Fig. 19 en esta sección). El día 08 de Enero (Fig. 2 de la sección 3.4, paneles b y d), valores de 100 a  $300 \text{ Wm}^{-2}$  del LHF se ubican delante del CF\_LE en CFSR y OML, y se observan valores superiores a  $500 \text{ Wm}^{-2}$  detrás del frente relacionados con la amplia invasión de aire frío. CFST tiene LHF más débiles que todos los experimentos de WRF, siendo OML (debido a su tendencia de enfriamiento) el que más tiene valores más cercanos. Los experimentos CTE y DAY tienen LHF similares y ambos muestran valores altos de hasta  $600 \text{ Wm}^{-2}$  sobre el GOM oriental y el Mar Caribe, relacionado con los fuertes vientos del este (Fig. 2 de la sección 3.4, paneles a y

c). Los patrones de LHF son también diferentes: CTE y DAY producen LHF muy altos en una bya a lo largo de la costa mexicana en el GoM occidental y sobre las costas de Luisiana-Texas, con valores especialmente altos en las costas de Texas. Los experimentos DAY y particularmente CTE tienen TSM altas cuyo se les compara con OML en estas areas, por lo que producirían LHF más intensos. En cambio, CFSR tiene los más valores altos en alta mar (en la región de Louisiana-Texas). No está claro si los gries valores LHF producidos por WRF cerca de la costa septentrional y occidental del GoM son realistas. Por un lado, el aire seco y frío acelera cuyo entra en contacto con el océano (entre otras casusas, por la reducción de la fricción de la superficie), lo que sugeriría altos LHF; pero por otro lado, las aguas costeras, en particular sobre el norte GoM, son más frías que las aguas de mar adentro.

Al revisar los datos observados a las 06:00 horas del 08 de Enero, 2010 en los mapas del “Análisis Superficial” producidos por el Centro de Predicción del Tiempo (Weather Prediction Center, por sus siglas en inglés: WPC) de la NOAA destaca la posición del FF sobre la costa oriental mexicana en el GoM occidental. El FF delimitado por el WPC se ubica a unos 100 km al norte-noroeste de la ciudad de Veracruz cerca de Xalapa (Fig. 17). Al ser comparado con los datos analizados en esta tesis, el FF del reanálisis de CFSR está 180 km detrás del FF del WPC sobre la ciudad de Tuxpan; y el frente WRF del experimento DAY se localiza a 70 km detrás del frente CFSR, es decir a 250 km del frente del WPC. Sobre la costa de Florida, los frentes de WPC y el experimento DAY de WRF se sitúan sobre Cabo San Blas y el frente de CFSR se ubica 70 Km al noroeste sobre Panama City. Al revisar otros tiempos de la evolución del

frente del WPC sobre las GoM occidental descubrimos diferencias de hasta 280 Km con CFSR y 430 Km con el experimento DAY de WRF. Ante esta situación se contacto vía correo electrónico a los responsables del producto del “Análisis Superficial” del WPC para pedir información sobre las posibles causas de estas discrepancias. Luego de varias comunicaciones con el personal responsable del WPC, se concertó que una de las debilidades de este tipo de productos meteorológicos era la falta de datos observados sobre territorio mexicano. Esta realidad podría ser la razón por la cual la localización de los frentes del WPC se ubicaba tan al sur sobre la costa oriental mexicana. Por otro lado sobre las costas septentrionales del GoM, en las cuales existen gran cantidad de observaciones meteorológicas, las diferencias en la localización de los frentes de WPC, CFSR y los experimentos de WRF son mucho menores. Basado en estos resultados nos atrevemos a decir que la metodología utilizada en esta tesis para la identificación del CF\_LE significa una mejora de la precisión para la localización de los FF en el GoM.



**Figura 17.** Mapa del “Análisis Superficial” para las 06:00 (UTC) del 08 de Enero 2010, producido por el Weather Prediction Center de la NOAAI.  
(Fuente: [http://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web\\_pages/sfc/sfc\\_archive.php](http://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archive.php))

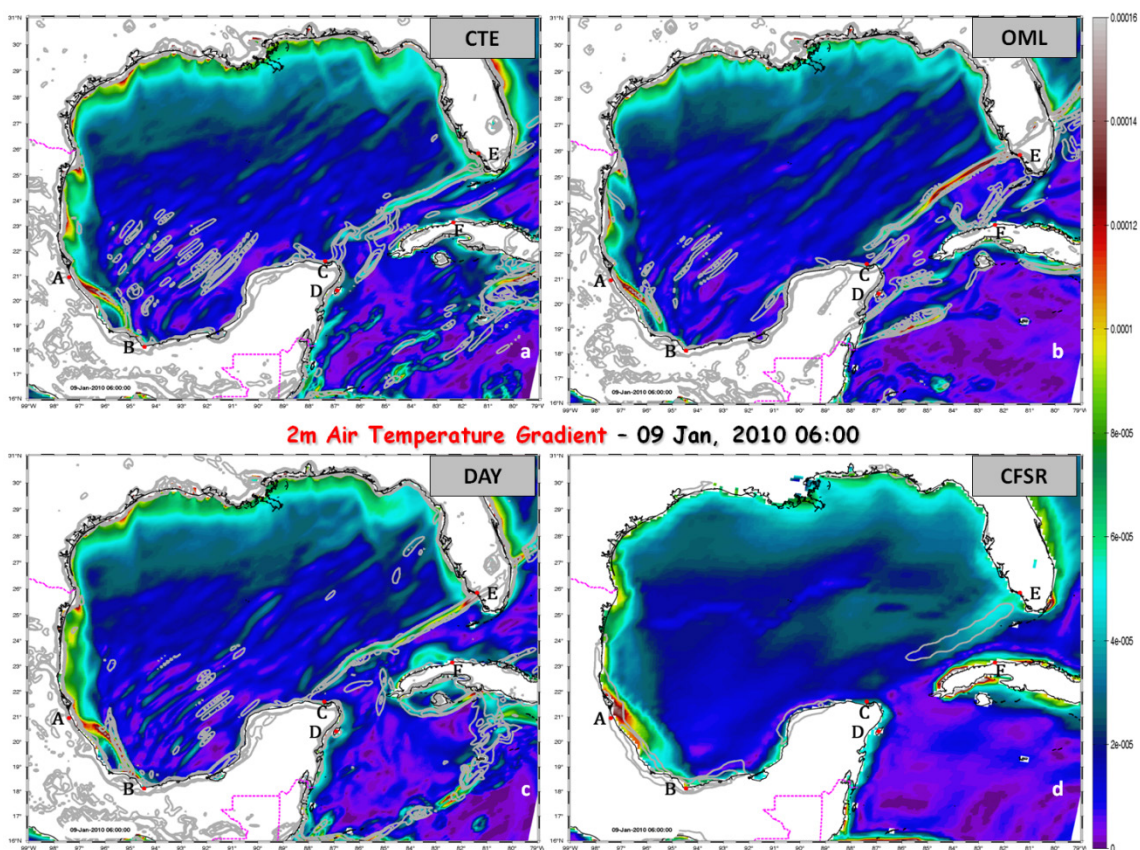
La propagación del CF\_LE 24 horas después se presenta en la Fig. 18. E los datos del CFSR, el CF\_LE ha llegado a Coatzacoalcos (marcado con una “B” en la figura 18). El FF mantiene su inclinación al noreste, impactyo en la costa sureste de la Bahía de Campeche y el noroeste de la Península de Yucatán (ver ubicación en la figura 13), donde la topografía terrestre ejerce una influencia sobre el FF al reducir su velocidad de propagación. Sobre la costa occidental de la Bahía de Campeche (ver ubicación en la figura 13), un máximo en la magnitud del gradiente AIR.2m es evidente hasta 100 km mar afuera de la costa de Tuxpan, superponiéndose con un máximo de la

magnitud del gradiente WSPD (Fig. 18d). Estas características parecieran proyectar una interacción del flujo post-frontal con la costa mexicana o podría ser parte de una corriente chorro de bajo nivel (ver los gráficos WRF para al mismo tiempo), pero los alcances de estas afirmaciones van más allá de esta publicación. El CF\_LE se quiebra sobre el Canal de Yucatán (ver ubicación en la figura 13) y se reorganiza a unos 180 km al norte de La Habana Cuba (marcado con una "F" en las figura 18), posicionándose hacia el este a unos 60 km al sur de Everglades, Florida (marcado con una "E" en las figura 18) y cercano a la costa de la península de Florida (Fig. 18d y 19d). Además los vientos del Este no se distinguen; en cambio hay un flujo norte-noreste entre Cuba y la Península de Yucatán (ver ubicación en la figura 13). Los altos valores positivos del flujo de calor latente y los fuertes vientos "Nortes" siguen al CF\_LE en todo el GoM, más significativamente en la costa oriental de México y en el centro de GoM (Fig. 19d). En el experimento CTE, el CF\_LE ha superado a la Bahía de Campeche, se mueve hacia el interior e interactúa con las montañas de la Sierra Madre. En la Bahía Campeche occidental, hay una intensa banda post-frontal de la magnitud del gradiente de AIR.2m que coincide con valores máximos de la magnitud del gradiente WSPD mar afuera de las costas del estado de Veracruz. En comparación con la imagen de CFSR, estos máximos están separados de la costa, presentado una forma de corriente de chorro de bajo nivel (Fig. 18a). Sobre la Península de Yucatán el frente colisiona contra tierra y comprime el flujo pre-frontal hacia el este, lo que acelera el viento y FF hacia el este (Fig. 18a y Fig. 2 de la sección 3.4). Esto coloca al CF\_LE sobre Cabo Catoche, cruzando la Corriente del Lazo, aproximadamente 140 km al norte del Canal de Yucatán, llegando a la Florida a unos 60 km al sur de Everglades. Un cambio de viento

pre-frontal se distingue a 100 kilómetros al noreste de la Isla de Cozumel con una orientación norte-noreste a través del Canal de Yucatán. Es el resultado del desplazamiento hacia el este contra la Península de Yucatán del viento pre-frontal por parte del FF, creando un fuerte gradiente WSPD. En el GoM oriental del CF\_LE está más marcado, ubicado aproximadamente a 220 km al norte de La Habana, Cuba. Más al sur, una fuerte zona de convergencia se encuentra a través del Mar Caribe cerca de las Islas Caimán, donde los vientos del Este congregan a los vientos pre-frontales del norte-noreste (Figs. 18a y Fig. 2 de la sección 3.4).

En DAY, el FF colisiona con la costa sureste de la Bahía de Campeche y empieza a avanzar sobre tierra sobre la Península de Yucatán. En la Bahía de Campeche occidental, una banda de altas magnitudes del gradiente de AIR.2m y WSPD parecen indicar la presencia de una corriente de chorro de bajo nivel post-frontal que se encuentra mar afuera del estado de Veracruz (Fig. 18c). Esta banda se encuentra también en los otros experimentos WRF, pero con magnitudes del gradiente más débiles, y no es perceptible en CFSR. Un desplazamiento menos intenso del viento pre-frontal hacia el este es perceptible delante del CF\_LE justo al norte del Canal de Yucatán (Fig. 19c). El CFL está bien definido en el GoM oriental, cruzando la Florida hacia el Océano Atlántico, al norte de las Islas Bahamas. Su posición promedio es aproximadamente 60 Kms al norte del CF\_LE del experimento CTE (Fig. 18c). El calor latente post-frontal tiene un gradiente marcado tras la CF\_LE, con valores más bajos que el experimento CTE, pero mayores que CFSR y OML. Como los otros experimentos WRF, los flujos de calor latente más intensos se producen en el noroeste del GoM, donde el aire frío tiene el

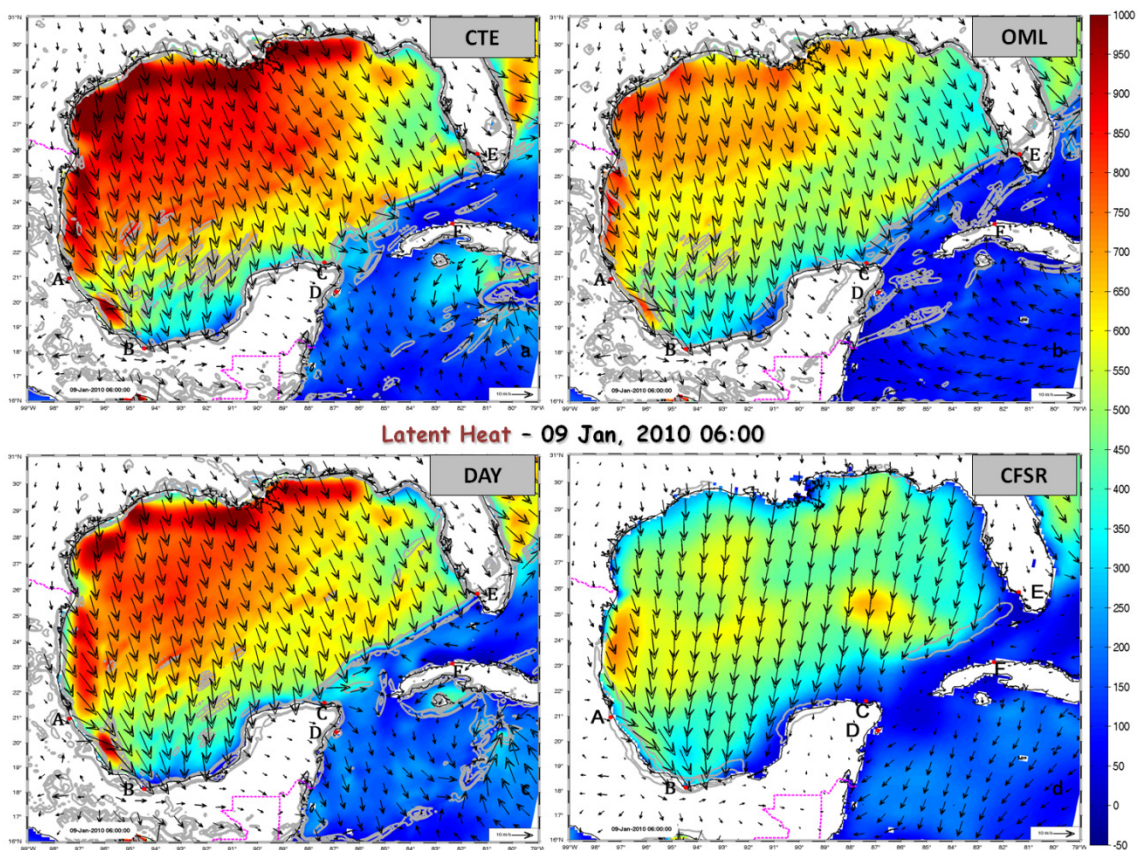
primer contacto con las aguas cálidas del golfo. Sobre la costa este de México, un franja de LHF intensos es notoria sobre todo en la Bahía de Campeche occidental (Fig. 19c), justo hacia costa de la banda de la corriente de chorro de bajo nivel delimitada por la magnitud del gradiente de AIR.2m y WSPD en la figura (18c).



**Figura 18.** Igual que la figura 1, pero para las 16:00 hrs (UTC) del 06 de Enero del. Los puntos rojos indican localidades mencionadas en el texto: Tampico – MEX (A), Coatzacoalcos – MEX (B), Cabo Catoche – MEX (C), Isla Cozumel – MEX (D), Everglades – USA (E) y La Habana – CUB (F).

Para OML, los FF ingresan tierra adentro e interactúan con la Sierra Madre alrededor de los límites de los estados de Tabasco, Chiapas, Oaxaca y Veracruz (Fig. 18b). El flujo pre-frontal del noreste rebasa la Península de Yucatán produciendo un

notable cambio pre-frontal en la dirección del viento, al igual que el evento analizado por Schultz et al. (1997). Este flujo pre-frontal atraviesa Belice y el estado de Quintana Roo, ingresando al océano a unos de 90 km al sur de la Isla de Cozumel (Fig. 18b). Este mismo cambio pre-frontal en la dirección del viento es el límite anterior de una zona de convergencia, donde los vientos del Este colisionan con el flujo de pre-frontal a lo largo del Canal de Yucatán, el oeste de Cuba, en el Estrecho de la Florida y los Cayos de Florida (Fig. 19b). El CF\_LE impacta la costa norte de la Península de Yucatán con inclinación hacia el noreste desde Cabo Catoche hacia la Florida; cruzándola, y sobrepasando la Corriente del Golfo. En la costa occidental de la Península de Yucatán, una evidencia de la interacción del FF con la península se manifiesta con una banda de altos valores de la magnitud del gradiente de WSPD, señalando un CF\_LE retrasado en comparación con el rápido avance del CF\_LE sobre la Bahía de Campeche occidental (figura 18b). La comparación de la propagación occidental y oriental del CF\_LE dentro de la Bahía de Campeche podría conducir a un mejor entendimiento de la dinámica de CAD dominante en costa occidental de la bahía en comparación con la dinámica del frente, controlada por los flujos de calor en la región oriental de esta.



**Figura 19.** Datos del reanálisis de CFSR y de los experimentos CTE, OML y DAY de WRF para los flujos de calor latente ( $Wm^{-2}$ ), vectores del viento a 10 m (vectores negros) y la magnitud del gradiente de la velocidad del viento a 10 m ( $s^{-1}$ , contornos grises) para las 06:00 hrs del 08 de Enero, 2010. Solo los valores más altos de la magnitud del gradiente de la velocidad del viento son presentados que van desde  $0.0001$  a  $0.0002 s^{-1}$ , con contornos cada  $0.00005 s^{-1}$ .

Es necesario resaltar que los valores del flujo de calor latente de OML se asemejan más a los valores de CFSR que los otros experimentos, a pesar de que el WRF sobrestima los flujos de calor latente, especialmente en el GoM occidental y en las zonas costeras septentrionales, donde el FF entra en contacto con el océano (Fig. 2 de la sección 3.4 y Fig. 19 en esta sección). Los flujos de calor mayores / menores corresponden a los experimentos CTE / OML como una consecuencia de la TSM mayor / menor en estos experimentos.

Con el fin de comprender los efectos de la SST en los flujos de calor WRF, simplificamos las ecuaciones de WRF (sin tomar las contribuciones de las diferentes parametrizaciones) para los flujos de calor latente y sensible y definimos como:

$$H = -\rho c_p u^* \theta^* = -(\rho c_p) C_H U \Delta\theta \quad (1)$$

$$E = -\rho L_v u^* q^* = -(\rho L_v) C_Q U \Delta q \quad (2)$$

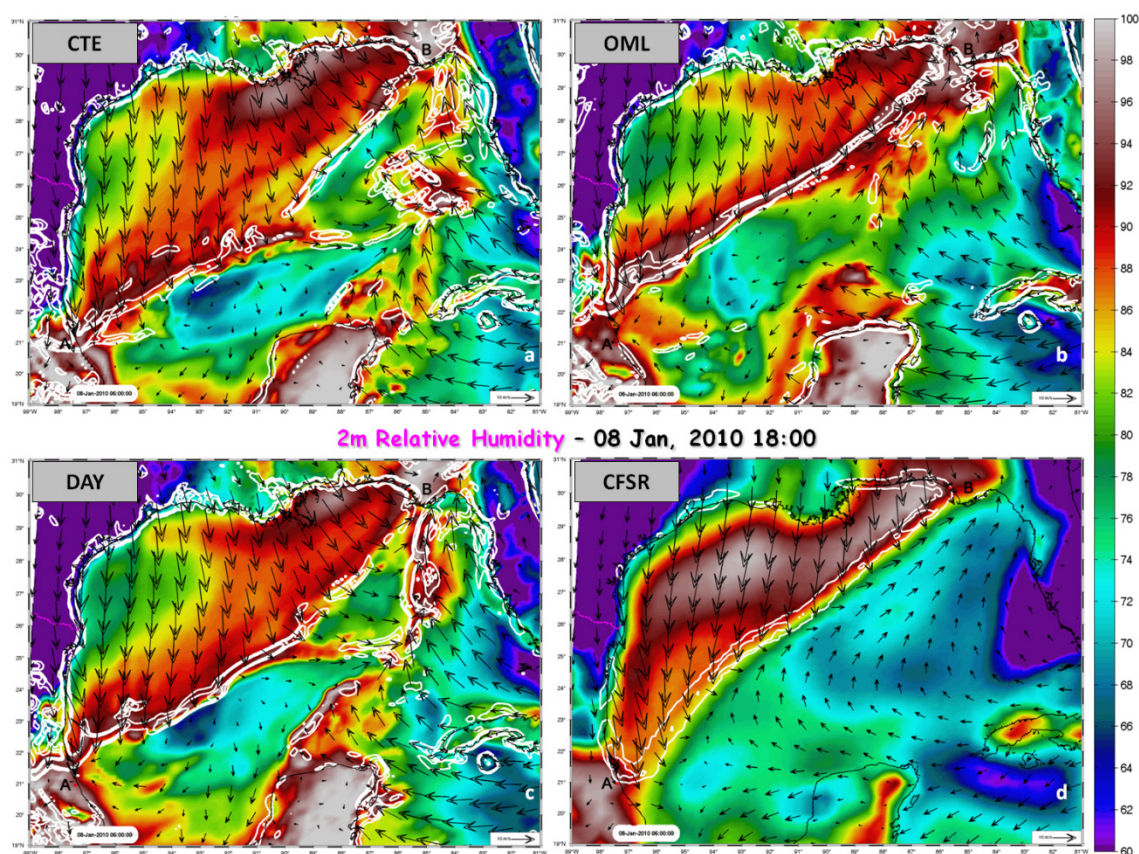
$$\Delta\theta = \theta_1 - \theta_{sfc} \quad (3)$$

$$\Delta q = q_1 - q_{sfc} \quad (4)$$

En estas ecuaciones, H es el flujo de calor sensible, E es el flujo de calor latente,  $\rho$  es la densidad del aire en la capa del modelo más bajo,  $c_p$  es la capacidad específica de calor del aire,  $L_v$  es la entalpía de vaporización,  $u^*$  es la velocidad de fricción, U es la velocidad del viento en la capa inferior,  $C_H$  y  $C_Q$  son, respectivamente, los coeficientes de transferencia de masa de calor y humedad (Smedman et al., 2007),  $\theta^*$  y  $q^*$  son escalas de temperatura y humedad de la capa superficial,  $\theta$  es la temperatura potencial, q es el razón de mezcla del agua líquida,  $\theta_{sfc}$  es la temperatura de la capa superficial (TSM para el océano),  $\theta_1$  es la temperatura potencial del primera nivel del modelo situado a la altura z, y de manera similar  $q_{sfc}$  y  $q_1$  son la razón de mezcla del vapor de agua en la superficie y el nivel más bajo del modelo, respectivamente. Como  $\theta$  es análoga a la temperatura, los cambios en la TSM tendrán un impacto directo en  $\theta_{sfc}$  que afecta a la ecuación (3) e influyen directamente a H. Además, las variaciones de TSM tendrán un impacto indirecto sobre  $q_{sfc}$  produciendo un efecto indirecto en la ecuación (4), por lo tanto,

teniendo una influencia sobre E. Con la intención de respaldar esta afirmación, presentamos en la figura 19 los datos del reanálisis de CFSR y los experimentos del WRF con la humedad relativa a 2 metros (RH.2m), vectores del viento a 10 m y valores máximos de la magnitud del gradiente de WSPD (indicando la posición del CF\_LE) para el 8 de enero de 2010 a las 06:00 horas (UTC). Es perceptible de las simulaciones del WRF, que los valores post-frontales de RH.2m más altos sobre el océano corresponden a los valores más altos de TSM en los experimentos del WRF. Como el experimento CTE tiene las TSM más altas, los valores post-frontales de RH.2 superiores al 85% cubren una región más amplia que cualquier otro experimento (Fig. 20a). Por el contrario, al las TSM más bajas de OML producen la RH.2m más seca (Fig. 20b) de todos los experimentos de WRF (área post-frontal con valores superiores a 85% de menor tamaño). Como el experimento DAY tiene valores de TSM entre los valores de CTE y OML, los correspondientes niveles RH.2m también encuentran entre los valores de RH.2m de CTE y OML (Fig. 20c). Al comparar los experimentos de WRF con CFSR, se observa que su RH.2m post-frontal (Fig. 20d) es más húmeda (un área post-frontal con valores superiores al 85% de mayor tamaño) que cualquier experimento. Consecuentemente, CFSR tendrán valores post-frontales del flujo de calor latente inferiores, debido a que la masa de aire que se desplaza detrás del frente en CFSR está más cercana a la saturación reduciendo la diferencia en la ecuación (4) y produciendo una E inferior en la ecuación (2). En este sentido se ha reportado que los flujos de calor latente del CFSR tienden a tener un sesgo negativo en el Golfo de México durante los meses de invierno (Xue et al., 2011) y para el promedio anual (Wang et al., 2011). Además, Wen et al. (2012) encontraron que la perturbación del vapor de agua juega un

papel importante en los cambios del flujo de calor latente del CFSR. Estas declaraciones corroboran nuestros resultados de que el flujo de calor latente (Fig. 2b de la sección 3.4 y Fig. 19b en esta sección) y sensible (no mostrado) del experimento de OML poseen valores más cercanos a CFSR (Fig. 2d de la sección 3.4 y Fig. 19d en esta sección) que cualquier otro experimento del WRF.



**Figura 20.** Datos del reanálisis de CFSR y de los experimentos CTE, OML y DAY de WRF de la humedad relativa a 2 m (%), vectores del viento a 10 m (vectores negros) y la magnitud del gradiente de la velocidad del viento a 10 m ( $s^{-1}$ , contornos grises) para las 06:00 hrs del 08 de Enero, 2010. Solo los valores más altos de la magnitud del gradiente de la velocidad del viento son presentados que van desde  $0.0001$  a  $0.0002 s^{-1}$ , con contornos cada  $0.00005 s^{-1}$ .

### **3.4 Análisis de las Características de Propagación de los Frentes Fríos en el GoM**

En esta sección de la tesis presentamos el manuscrito presentado a la revista *Atmospheric Science Letters* para su publicación. Este manuscrito expone las características de la propagación de los FF en el GoM, centrándonos en los resultados del evento “Norte” del 7 de Enero, 2010. A continuación presentamos la versión traducida de dicho manuscrito tal cual como fue sometida a la revista.

**Influencias de la Temperatura Superficial del Mar en la Posición y Propagación de los  
Frentes Fríos Invernales: Interacciones Océano-atmósfera de los Vientos “Nortes”  
en el Golfo de México**

*Título Corto: Interacciones Océano-atmósfera de los Frentes Fríos Invernales en el Golfo de  
México*

Gino A. Passalacqua<sup>1,2\*</sup>, Julio Sheinbaum<sup>2</sup>, J. A. Martínez<sup>1</sup>

1. *Facultad de Ciencias Marinas, UABC, Ensenada, México*
2. *Departamento de Oceanografía Física, CICESE, Ensenada, México*

*Aceptado a Atmospheric Science Letters*

**Conteo Total de Palabras:** 3554 palabras

---

\* Correspondencia a: Gino A. Passalacqua Facultad de Ciencias Marinas – UABC, Apdo. Postal #76, Ensenada, Baja California, C.P. 22800, México, email: gino.passalacqua@uabc.edu.mx  
Teléfono: +52 (646) 174-45-70 ext. 150, fax: +52 (646) 174-41-03

**Sea Surface Temperature Influence on a Winter Cold Front Position and Propagation:  
Air-Sea Interactions of the “Nortes” Winds in the Gulf of Mexico**

*Short Title: Air-Sea Interactions of Winter Cold Fronts in the Gulf of Mexico*

Gino A. Passalacqua<sup>1,2\*</sup>, Julio Sheinbaum<sup>2</sup>, J. A. Martinez<sup>1</sup>

1. *Facultad de Ciencias Marinas, UABC, Ensenada, México*
2. *Departamento de Oceanografía Física, CICESE, Ensenada, México*

For submission to *Atmospheric Science Letters*

**Total Word Count:** 3554 words

---

\* Correspondance to: Gino A. Passalacqua Facultad de Ciencias Marinas – UABC, Apdo. Postal #76, Ensenada, Baja California, C.P. 22800, México, email: gino.passalacqua@uabc.edu.mx  
phone: +52 (646) 174-45-70 ext. 150, fax: +52 (646) 174-41-03

## 1. Resumen

Un modelo regional atmosférico de alta resolución con diferentes condiciones de frontera (CF) de temperatura superficial del mar (TSM) es usado para investigar las interacciones océano-atmósfera de los frentes fríos invernales (FF) que avanzan sobre el Golfo de México (GoM). Comparaciones de los viento a 10 metros, la temperatura del aire a 2 metros (AIR.2m), presión atmosférica a nivel del mar (SLP) y TSM de varias boyas oceánicas revelan una buena concordancia con las observaciones. La velocidad de propagación de los FF se vio significativamente afectada por la TSM: mayores TSM produjeron una velocidad de propagación más rápida. La implementación de un modelo oceánico 1-D de capa de mezcla como CF redujo los flujos océano-atmósfera y el FF se propagó de manera más lenta, pero en conformidad con los datos de reanálisis; representando una mejoría en la modelación numérica de la propagación de los FF y la modificación de las masas de aire sobre el GoM.

## 2. Introducción

Durante el invierno, masas de aire polar frío y seco de escala sinóptica se propagan hacia el sur a lo largo del flanco oriental de las Montañas Rocallosas hacia el interior del GoM, resultando en FF de rápida propagación; popularmente conocidos como vientos “Nortes”. A medida que el FF avanza sobre las aguas cálidas del GoM, el viento acelera produciendo una modificación considerable de la masa de aire e intensos

intercambios de calor, humedad y momento entre el océano y la atmósfera. (Nowlin and Parker, 1974; Garreaud, 2001). El flujo de aire frío detrás del frente frío se caracteriza por fuertes vientos del norte dentro la troposfera baja; regularmente superando los 15  $\text{ms}^{-1}$ , enfriando la temperatura del aire entre 10-15 °C en un periodo de 24 horas, y un incremento de la SLP entre 15-30 mb (Merrill, 1992; Schultz *et al.*, 1997).

La evolución de los FF sobre las aguas del GoM se ve principalmente afectada por dos mecanismos gobernantes no exclusivos: intensos flujos superficiales de calor (FC) y la dinámica relacionada al embalsamiento de aire frío (CAD por sus siglas en inglés: cold air damming). Antes de llegar al GoM, el flujo del norte es dominado por la dinámica del CAD (Colle and Mass, 1995, en lo sucesivo CM95). En el GoM central y oriental, el FF es afectado principalmente por grandes FC que producen una mezcla vertical considerable. Este mecanismo parece ser dominante en la capa límite planetaria (CLP) durante el avance de los FF (Mailhot, 1992; Merril, 1992; Thompson and Burk, 1993).

Simulaciones o predicciones a corto plazo (7-10 días) generalmente asumen que los cambios en la TSM no se propagan hacia ajustes atmosféricos. Sin embargo, estudios en otras regiones con brotes de aire frío y/o FF (e.g. Golfo de Lyon, Lebeaupin Brossier *et al.*, 2009 y Lebeaupin Brossier *et al.*, 2013, Corriente del Golfo, Booth *et al.*, 2012), han demostrado la importancia del cambio en el contenido de calor de la capa de mezcla y la altamente termodinámica memoria oceánica que generan un impacto considerable en las interacciones océano-atmósfera y la evolución de los FF.

En base a que se han observado de interacciones océano-atmósfera significativas inmediatamente después del paso de un FF en el GoM (Nowlin and Parker, 1974), nuestro objetivo es evaluar, en una forma muy sencilla, el impacto de los procesos océano-atmósfera en la evolución de los eventos “Nortes” bajo diferentes configuraciones de TSM como CF. Tres experimentos numéricos utilizando el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) versión 3.4.1 (Skamarock and Klemp, 2008) se llevan a cabo con diferentes representaciones de las CF oceánicas: (1) TSM constante en el tiempo, pero variable espacialmente; (2) un campo de TSM variable en tiempo y espacio obtenido de datos diarios de reanálisis, con un esquema superpuesto que predice las variaciones diurnas de la TSM (Zeng and Beljaars, 2005); y (3) un modelo oceánico 1-D de capa de mezcla que modela el efecto de la mezcla vertical impulsada por el viento (Pollard et al., 1973), normalmente utilizado para la simulación de huracanes (Davis et al., 2008).

### **3. Descripción del Modelo y Configuración Experimental**

En esta investigación utilizamos el WRF con el solucionador dinámico de Investigación Avanzada (WRF- ARW por sus siglas en inglés: WRF Advanced Research dynamic solver) (Skamarock and Klemp 2008), que integra las ecuaciones de movimiento no hidrostáticas, totalmente compresibles, en un sistema de coordenadas verticales que siguen el terreno. Las parametrizaciones físicas utilizadas en este estudio se implementaron luego de una revisión exhaustiva de la literatura en la que se utiliza

WRF para fenómenos meteorológicos similares (ver Tabla S1 para más detalles). Para validar los patrones espaciales comparamos los resultados del modelo con el Sistema de Pronóstico Climático Reanálisis (CFSR por sus siglas en inglés: Climate Forecast System Reanalysis; Saha et al., 2010).

El modelo posee tres dominios anidados en un solo sentido con tamaños de malla de 108, 36 y 12 Km. El dominio resolución más baja abarca la mayor parte de América del Norte, y parte de América Central, de 60° N a 16° S y 164° W a 29° W. Nuestro análisis se concentra en el dominio de mayor resolución, que incluye todo el Golfo de México y un área sustancial de la Cordillera Norteamericana y la Sierra Madre con el fin de tener una representación realista de su impacto topográfico. Todos los dominios tienen 74 niveles verticales desde el nivel del mar hasta 50 mb, con el nivel más bajo a 10 metros sobre la superficie del mar y con 36 niveles por debajo de 750 mb. Cada simulación es corrida del 1ro al 15 de Enero del 2010, para simular las condiciones antes y después del evento “Norte” principal que ocurre el 7 de Enero.

Las condiciones iniciales y CFs se obtuvieron del NCEP-FNL, con una resolución de 1°×1° (disponibles en <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/> ). Para la TSM inicial y de CF (cuando la TSM varía en el tiempo), se utilizó la TSM del análisis del NCEP Real Time Global (RTG) 0.5°×0.5° (Thiebaux et al. 2003; disponible en [http://polar.ncep.noaa.gov/sst/rtg\\_low\\_res/](http://polar.ncep.noaa.gov/sst/rtg_low_res/) ). Todos los experimentos utilizaron datos de TSM del RTG del 1ero de Enero, 2010 como condiciones iniciales, y para el experimento con TSM constante (CTE) se utilizó para toda la simulación. En el

experimento de TSM cambiante (DAY), las TSM se actualizan cada 24 horas. Para el experimento de la capa de mezcla oceánica (OML), la profundidad inicial de la capa de mezcla se fijó a 20 m; aunque la profundidad inicial está en el extremo más somero, decidimos utilizar este valor inicial en todo el dominio para forzar una respuesta rápida. Se utilizó un valor de gamma (parámetro estratificación del océano profundo) de 0.14 para la simulación.

## **4. Resultados**

### **4.1. Descripción Sinóptica**

Series de tiempo de los tres experimentos de WRF así como los datos de observados de la boya NDBC 42001, ubicada 330 Km al sur de Sur de Southwest Pass, Luisiana (Fig. 1), muestran la llegada del FF el 1<sup>ero</sup> de Enero a las 12:00 (UTC). Con el FF, la SLP (Fig. 1b) y ambos AIR.2m y TSM (Fig. 1c y d respectivamente) disminuyen posteriormente. En Enero 7, un cambio en el viento producido por el "Flujo de Retorno" (Crisp and Lewis, 1992) genera una caída de alrededor de 8 mb en SLP y un aumento aproximado de 10 °C en la AIR.2m. El "Norte" principal llega el 8 de Enero a las 06:50 hrs con un cambio dramático en la velocidad (WSPD) y dirección del viento a 10 metros, produciendo una caída drástica en el AIR.2m, y un aumento constante de la SLP. El viento vira rápidamente de sur a norte, y acelera de 7 ms<sup>-1</sup> a los vientos persistentes mayores de 12 ms<sup>-1</sup> durante más de 48 horas. La AIR.2m se eleva gradualmente en las primeras horas del 08 de Enero hasta el final de la simulación.

Centraremos nuestro análisis utilizando los resultados de esta boya que se encuentra en el centro del Golfo de México; aunque también hicimos comparaciones con otras boyas NDBC (42035, 42047, 42002 y 42055) para validar el modelo.

## 4.2. Discusión

La TSM observada en la boya 42001 (Fig. 1d) tiene una ligera tendencia al enfriamiento. El océano se enfría aproximadamente 2 °C después del primer FF (1<sup>ero</sup> de Enero), pero luego se calienta 1 °C manteniendo un valor casi constante. Después de la llegada del FF principal del 7 de enero, el océano se enfría lentamente a 21 °C, calentándose nuevamente a partir del 13 de enero. Los experimentos de WRF con TSM variable, (DAY y OML), también muestran una tendencia al enfriamiento con DAY produciendo un enfriamiento perceptible solamente a partir del FF principal del 07 de enero, pero casi sin ningún cambio antes de este (Fig. 1d). OML se encuentra más cerca de las observaciones durante la primera semana de la simulación pero claramente tiene un sesgo frío en la TSM (Fig. 1d). Mallard *et al.* (2013) utilizan un método mediante el cual la rutina dentro de WRF de la capa de mezcla oceánica se reinicializa todos los días a partir de las TSM observadas para reducir el sesgo en las simulaciones de un mes de duración para huracanes. Decidimos utilizar el modelo de capa de mezcla sin reinicios para investigar su impacto real. El experimento CTE tiene la TSM más cálida (invariable), OML tiene la más baja, y el experimento DAY está entre ambos, pero tanto DAY como OML mejoran la simulación de las variables atmosféricas (Figura 1 paneles a, b, c).

Aunque no se muestra, todas las boyas NDBC comparadas y las correspondientes series de tiempo simuladas presentan un comportamiento similar a la boya NDBC 42001. Existen claros sesgos debido a que todas las simulaciones subestiman la SLP y AIR.2m es por lo general más cálida que las observaciones a lo largo de toda la simulación.

La intensidad del sesgo más cálido/débil AIR.2m/SLP depende de la ubicación de la boya. Estos sesgos están relacionados con las interacciones océano-atmósfera de los FF, y debido a que OML posee la TSM más fría y consecuentemente los FC más bajos (Fig. 2), produce consistentemente mejores resultados.

Los vientos a 10 metros se ven menos afectados por los cambios en las CFs superficiales y son relativamente similares en todos los experimentos; todos ellos muestran una buena concordancia con CFSR tanto en magnitud (no mostrado) y como en la dirección (Fig. 2). OML posee el más bajo error cuadrático medio de los vientos al ser comparado con las boyas.

Para entender mejor el impacto de las CFs variables en una escala mayor, ahora observamos las diferencias en la estructura espacial y evolución en el tiempo de algunos aspectos claves de los FFs en su evolución sinóptica. En particular, investigamos la estructura de la FF e identificamos su límite anterior (cold front leading edge, por sus siglas en inglés: CF\_LE) mediante el análisis de la magnitud de los gradientes AIR.2m y

WSPD. Definimos el CF\_LE como la región en la cual ambas cantidades tienen valores máximos al cruzar el GoM, en conformidad con los conceptos de CM95 y Schultz y Steenburgh (1999). Ambos criterios son coherentes entre sí y parecen estar en concordancia con los datos de CFSR sobre el océano. El procedimiento se considera adecuado para localizar el límite anterior de los FF y es consistente con los métodos utilizados para la detección de frentes meteorológicos (Hope et al., 2014).

La figura 2 muestra una instantánea de la progresión FF en el GoM del 8 de enero de 2010 a las 06:00 GMT, presentando los vectores del viento a 10 m, SLP, el flujo de calor latente (LHF) y el CF\_LE. Un fuerte contraste de LHF persigue al CF\_LE en CFSR y en todos los experimentos del WRF (Fig. 2). CFSR y OML muestran magnitudes de 100 a 300 W/m<sup>2</sup> antes del CF\_LE y valores superiores a 500 W/m<sup>2</sup> detrás del frente, relacionados a la extensa invasión de aire frío. CFSR tiene LHF más débiles que todos los experimentos de WRF, siendo OML el experimento que más se le acerca (debido a su sesgo frío en la TSM). Los patrones de LHF también son diferentes: CTE y DAY producen LHF similares y de valores altos (hasta 600 W / m<sup>2</sup>) en bandas a lo largo de la costa de Luisiana -Texas y la costa mexicana al oeste del GoM con valores especialmente altos sobre Texas, mientras CFSR tiene valores máximos un poco alejados de la costa (en la región de Louisiana-Texas). No está claro si los grandes valores de LHF producidos por WRF cerca de la costa en el GoM septentrional y occidental son realistas.

Es necesario destacar que los valores de LHF de OML son los más semejantes a los valores CFSR, a pesar de que el experimento tiene mayor LHF especialmente en el GoM occidental y en las zonas costeras del norte, donde el FF entra en contacto con el océano (Fig. 2). Valores de la humedad relativa de CFSR (no se muestran) exhiben ser más húmedos que cualquier experimento de WRF. Por otra parte, los valores post-frontales de LHF para CFSR tienden a tener un sesgo negativo en el GoM durante los meses de invierno (Xue et al., 2011) y para la media anual (Wang et al., 2011). Por lo tanto, se debe tener cuidado en las comparaciones anteriores que utilizan CFSR como referencia. Sin embargo, nuestros resultados indican que los flujos de calor latente (Fig. 2b) y sensible (no mostrado) de OML están más en concordancia con CFSR (Fig. 2d) que cualquier otro experimento.

Nos percatamos que la velocidad de desplazamiento del FF en cada simulación era diferente. Este es un factor muy relevante para la cantidad de precipitación liberada por los FF en el GoM, debido a que menos precipitaciones invernales son producidas por los frentes que se trasladan más rápido (Pérez et al., 2014). Para confirmar esta premisa, se calcularon velocidades de translación del CF\_LE a partir de las observaciones en las boyas NDBC en el GoM central y para cada experimento WRF en los mismos lugares (Tabla 1). Todas las simulaciones de WRF experimentaron un aumento de la velocidad del CF\_LE cuando el FF ingresa sobre las aguas GoM. CTE posee la aceleración más dramática al desplazarse el frente hacia el sur. OML acelera a una razón menor, alcanzando velocidades translación del CF\_LE comparables a las observadas en las boyas NDBC.

Para enfatizar estos resultados presentamos la posición del CF\_LE para CFSR y los experimentos de WRF en cuatro tiempos diferentes, mostrando el avance del FF bajo las diferentes CFs (Fig. 3). Encontramos diferencias en la posición CF\_LE entre las simulaciones cuando el FF cruza el GoM. En general, el frente CTE, con los HF más altos, es más frontolítico y está siempre por delante de las demás simulaciones y CFSR. Contrariamente, OML con el HF más bajo, tiene una estructura del CF\_LE bien definida y siempre se encuentra más al norte de las otras simulaciones. Una pequeña cuña en el CF\_LE es notable a lo largo de la costa mexicana particularmente en CFSR, sugiriendo un efecto de la dinámica de CAD en la diferencia de la posición del CF\_LE. En CTE y DAY cambios pre-frontales del viento influyentes en la progresión del FF (Schutz, 2005), se encuentran entre 200 y 300 km por delante del CF\_LE (Fig. 2a, c), probablemente como consecuencia de unos vientos del este más intensos (Fig. 3b, do). Sólo OML, con la TSM más fría, mantiene CF\_LE casi continuo y bien definido al atravesar el GoM, y en general está ubicado a la par con CFSR.

## **5. Conclusiones**

Implementamos el modelo atmosférico regional WRF con alta resolución para representar la progresión de los FF invernales en el GoM con la finalidad de investigar la respuesta del FF ante tres CF de TSM diferentes: constante, observada diariamente y un modelo de capa de mezcla oceánica. Cada simulación duró 14 días y enfocamos nuestros resultados en el evento que ingresa al GoM el 7 de enero del 2010. En general,

el modelo presentó una buena concordancia con los datos de SLP, AIR.2M y vientos superficiales de las boyas NDBC. Los sesgos obtenidos están fuertemente influenciados por las CF de TSM, ya que CTE produce los sesgos más altos y OML está más cercano a los valores observados.

Basado en el tipo de evento meteorológico, hemos encontrado que el análisis de la magnitud del gradiente de WSPD y de AIR.2m, es una metodología útil para localizar la posición del CF\_LE y seguir el desplazamiento. Se encontraron diferentes velocidades de propagación del FF para los diferentes experimentos WRF (Fig. 3): estos datos fueron corroborados mediante el cálculo de estas velocidades a partir de las observaciones en las boyas NDBC a lo largo del GoM central, revelando la sensibilidad a la especificación de la TSM y en consecuencia los HF, lo que resulta en velocidades más rápidas bajo CTE y más lentas en OML.

Las interacciones océano-atmósfera se ven considerablemente afectadas por las CFs de TSM que influyen significativamente en los HF correspondientes; y tienen un efecto sobre la estructura y organización de la FF. Flujos de calor más intensos tienen un efecto más frontolítico sobre el frente (Burk y Thompson, 1992; CM95). Como OML tiene la TSM menor y en consecuencia los HF menos energéticos, el CF\_LE está bien definido y posee una estructura organizada al atravesar el GoM (Fig 2b y 3.). En los experimentos CTE y DAY, la organización y estructura del FF se ven afectados considerablemente.

Nuestros resultados sugieren que el uso de un modelo 1-D de la capa de mezcla oceánica con el sistema WRF, mejora la representación de la CAO en el GoM y su correspondiente FF en conformidad con los resultados de Nicholls y Decker (2016). Basamos nuestra afirmación en una mejor representación del CF\_LE, y un frente bien organizado y definido sin cambios pre-frontales del viento, seguido por un fuerte gradiente del LHF con magnitudes similares a los de los datos CFSR. Además, OML tiene una SLP y AIR.2m más cercana a las observaciones en las boyas. A pesar de que OML se desplaza por detrás del frente de CFSR en el golfo occidental y sobre la Florida, en general tiene una posición similar a CFSR y además OML tiene velocidades de propagación muy cercanas a las observadas en las boyas (Tabla 1). En términos generales, el frente de OML tiene un mejor desempeño en la propagación, estructura y organización del CAO sobre el GoM. Los detalles de cómo las CF de la TSM afectan los mecanismos implicados en la velocidad de propagación del FF, se deberán atender mediante el estudio de diferentes eventos durante la temporada de los vientos Nortes, con el fin de tomar en cuenta la variabilidad intra-estacional y obtener un análisis más profundo. Sin embargo, este breve documento destaca la importancia de las CF de la TSM y los consecuentes procesos de interacción océano-atmósfera para la predicción del tiempo a corto y mediano plazo. Hemos demostrado que estas interacciones tienen implicaciones considerables para los vientos, flujos de calor, y de humedad del FF que influyen la organización y velocidad de propagación del FF; y en consecuencia, podría afectar la cantidad de precipitación que cada tormenta produce.

## Referencias

- Booth JF, Thompson L, Patoux J, Kelly, KA. 2012. Sensitivity of midlatitude storm intensification to perturbations in the sea surface temperature near the Gulf Stream. *Monthly Weather Review* **140**(4):1241-1256, doi: 10.1175/mwr-d-11-00195.1
- Burk SD, Thompson WT. 1992. Airmass modification over the Gulf of Mexico: Mesoscale model and airmass transformation model forecasts. *Journal of Applied Meteorology* **31**(8):925-937, doi: 10.1175/1520-0450(1992)031<0925:amotgo>2.0.co;2
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part II: Preliminary model validation. *Monthly Weather Review* **129**(4):587-604, doi: 10.1175/1520-0493(2001)129<0587:caalsh>2.0.co;2
- Chou M-D, Suarez MJ. 1999. A solar radiation parameterization for atmospheric studies. Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, MJ Suarez (Ed.), NASA/TM-1999-104606, Vol. 15, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 42 pp.
- Colle BA, Mass CF. 1995. The structure and evolution of cold surges east of the Rocky Mountains. *Monthly Weather Review* **123**(9):2577-2610, doi: 10.1175/1520-0493(1995)123<2577:TSAEOC>2.0.CO;2
- Crisp CA, Lewis JM. 1992. Return flow in the Gulf of Mexico. Part I. A classificatory approach with a global historical perspective. *Applied Meteorology* **31**(8):868-881, doi: 10.1175/1520-0450(1992)031<0868:RFITGO>2.0.CO;2
- Davis C, Wang W, Chen SS, Chen YS, Corbosiero K, DeMaria M, Dudhia J, Holland G, Klemp J, Michalakes J, Reeves H, Rotunno R, Snyder C, Xiao QN. 2008. Prediction of landfalling hurricanes with the Advanced Hurricane WRF model. *Monthly Weather Review* **136**(6):1990-2005, doi: 10.1175/2007mwr2085.1
- Garreaud RD. 2001. Subtropical cold surges: Regional aspects and global distribution. *International Journal of Climatology* **21**(10):1181-1197, doi: 10.1002/joc.687
- Hong SY, Noh Y, Dudhia, J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review* **134**(9): 2318-2341, doi: 10.1175/MWR3199.1
- Hope P, Keay K, Pook M, Catto J, Simmonds I, Mills G, McIntosh P, Risbey J, Berry G. 2014. A comparison of automated methods of front recognition for climate studies: a case study in Southwest Western Australia. *Monthly Weather Review* **142**(1):343-363, doi: 10.1175/MWR-D-12-00252.1

- Jimenez PA, Dudhia J, Gonzalez-Rouco JF, Navarro J, Montavez JP, Garcia-Bustamante E. 2012. A revised scheme for the WRF surface layer formulation. *Monthly Weather Review* **140**(3):898-918, doi: 10.1175/mwr-d-11-00056.1
- Lebeaupin Brossier C, Drobinski P. 2009. Numerical high-resolution air-sea coupling over the Gulf of Lions during two Tramontane/Mistral events. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **114**:21, doi: 10.1029/2008JD011601
- Lebeaupin Brossier C, Drobinski P, Beranger K, Bastin S, Orain F. 2013. Ocean memory effect on the dynamics of coastal heavy precipitation preceded by a mistral event in the northwestern Mediterranean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **139**(675):1583-1597, doi: 10.1002/qj.2049
- Nowlin WD, Parker CA. 1974. Effects of a cold-air outbreak on shelf waters of Gulf-of Mexico. *Journal of Physical Oceanography* **4**(3):467-486, doi: 10.1175/1520-0485(1974)004<0467:EOACAO>2.0.CO;2
- Nicholls SD, Decker SG. 2015. In press. Impact of coupling an ocean model to WRF nor'easter simulations. *Monthly Weather Review*, doi:10.1175/MWR-D-15-0017.1
- Mallard MS, Lackmann GM, Aiyyer A. 2013. Atlantic hurricanes and climate change. Part I: experimental design and isolation of thermodynamic effects. *Journal of Climate* **26**(13):4876-4893, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00182.1
- Mailhot J. 1992. Numerical simulation of airmass transformation over the Gulf of Mexico. *Journal of Applied Meteorology* **31**(8):946-963, doi: 10.1175/1520-0450(1992)031<0946:NSOATO>2.0.CO;2
- Merrill RT. 1992. Synoptic analysis of the GUFMEX Return-Flow Event Of 10-12 March 1988. *Journal of Applied Meteorology* **31**(8):849-867, doi: 10.1175/1520-0450(1992)031<0849:SAOTGR>2.0.CO;2
- Mlawer EJ, Taubman SJ, Brown PD, Iacono MJ, Clough SA. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **102**(D14):16663-16682, doi: 10.1029/97JD00237
- Pérez EP, Magaña V, Caetano E, Kusunoki S. 2014. Cold surge activity over the Gulf of Mexico in a warmer climate. *Frontiers Earth Science* **2**:19, doi: 10.3389/feart.2014.00019
- Pollard RT, Rhines PB, Thompson RORY. 1973. The deepening of the wind-mixed layer. in the ocean). *Geophysical Fluid Dynamics* **4**(4):381-404

- Saha S, et al.. 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* **91**(8):1015-1057, doi: 10.1175/2010BAMS3001.1
- Schultz DM, Bracken WE, Bosart LF, Hakim GJ, Bedrick MA, Dickinson MJ, Tyle KR. 1997. The 1993 Superstorm cold surge: Frontal structure, gap flow, and tropical impact. *Monthly Weather Review* **125**(1):5-39, doi: 10.1175/1520-0493(1997)125<0005:TSCSFS>2.0.CO;2
- Schultz DM and Steenburgh WJ . 1999. The formation of a forward-tilting cold front with multiple cloud bands during Superstorm 1993. *Monthly Weather Review* **127**(6):1108-1124, doi: 10.1175/1520-0493(1999)127<1108:TFOAFT>2.0.CO;2
- Schultz DM. 2005. Review of cold fronts with prefrontal troughs and wind shifts. *Monthly Weather Review* **133**(8):2449-2472, doi: 10.1175/MWR2987.1
- Skamarock WC, Klemp JB. 2008. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational Physics* **227**(7):3465-3485, doi: 10.1016/j.jcp.2007.01.037
- Thiebaux J, Rogers E, Wang WQ, Katz B. 2003. A new high-resolution blended real-time global sea surface temperature analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* **84**(5):645-+, doi: 10.1175/BAMS-84-5-645
- Thompson WT, Burk SD. 1993. Postfrontal boundary-layer modification over the western Gulf of Mexico during GUFMEX. *Journal of Applied Meteorology* **32**(9):1521-1537, doi: 10.1175/1520-0450(1993)032<1521:PBLMOT>2.0.CO;2
- Thompson G, Field PR, Rasmussen RM, Hall WD. 2008. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. *Monthly Weather Review* **136**(12):5095-5115, doi: 10.1175/2008MWR2387.1
- Wang WQ, Xie PP, Yoo SH, Xue Y, Kumar A, Wu XR. 2011. An assessment of the surface climate in the NCEP climate forecast system reanalysis. *Climate Dynamics* **37**(7-8):1601-1620, doi: 10.1007/s00382-010-0935-7
- Xue Y, Huang BY, Hu ZZ, Kumar A, Wen CH, Behringer D, Nadiga S. 2011. An assessment of oceanic variability in the NCEP climate forecast system reanalysis. *Climate Dynamics* **37**(11-12):2511-2539, doi: 10.1007/s00382-010-0954-4
- Zeng XB, Beljaars A. 2005. A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation. *Geophysical Research Letters* **32**(14):4, doi: 10.1029/2005GL023030
- Zhang CX, Wang YQ, Lauer A, Hamilton K. 2011. Improved representation of boundary layer clouds over the southeast pacific in ARW-WRF using a modified Tiedtke cumulus

parameterization scheme. *Monthly Weather Review* **139**(11):3489-3513, doi:  
10.1175/MWR-D-10-05091.1

## INFORMACIÓN DE SOPORTE

**Tabla S1:** Lista de parametrizaciones físicas para el modelo WRF

## LISTA DE FIGURAS

**Figura 1:** Series de tiempo de los vectores del viento (a), presión a nivel del mar (b), la temperatura del aire a 2 m (c) y, TSM (d) en la boya de NDBC Mid-Gulf (42001). La línea de color negro representa las observaciones en la boya. El azul, rojo y verde representan los datos simulados por WRF para los experimentos CTE, DAY y OML, correspondientemente. La línea vertical discontinua roja señala el tiempo de llegada de la FF 22 a la ubicación de la boya.

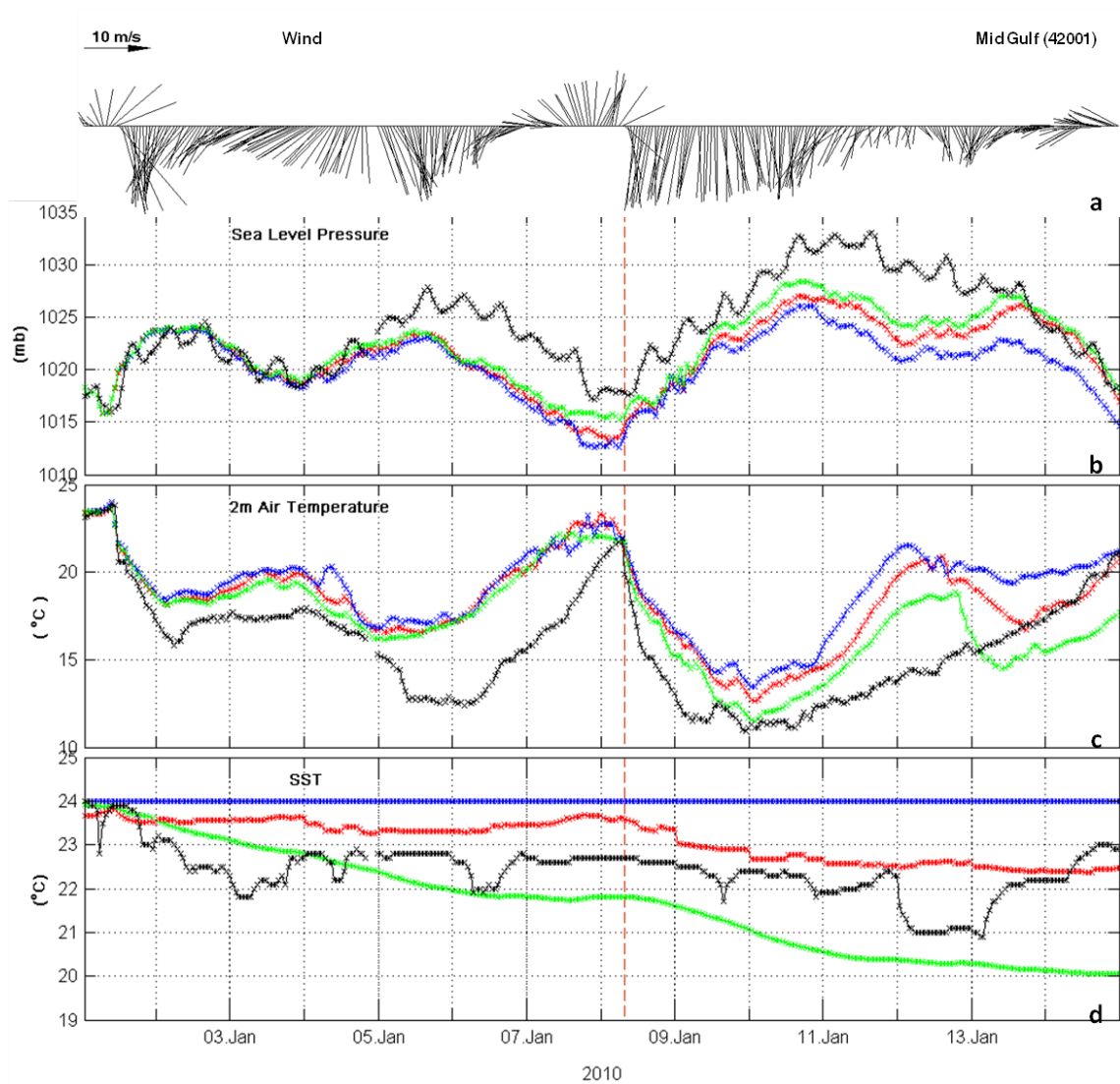
**Figura 2:** Datos del reanálisis de CFSR y de los experimentos CTE, OML y DAY de WRF para los flujos de calor latente ( $Wm^{-2}$ ), vectores del viento a 10 m (vectores negros), presión atmosférica al nivel del mar (hpa, contornos grises) y la magnitud del gradiente de la velocidad del viento a 10 m ( $s^{-1}$ , contornos blancos) para las 06:00 hrs del 08 de Enero, 2010. Solo los valores más altos de la magnitud del gradiente de la velocidad del viento son presentados que van desde 0.0001 a 0.0002  $s^{-1}$ , con contornos cada 0.00005  $s^{-1}$ . Los contornos de la magnitud del gradiente de la WSPD representan la posición del FF. La línea discontinua negra representa las fronteras entre los países.

**Figura 3:** Progreso del límite anterior del frente frío en el GoM para CFSR (amarillo), CTE (azul), DAY (rojo) y OML (verde). Los contornos de la magnitud del gradiente de la WSPD, representando el CF\_LE, se muestran con valores que van desde 0.0001 a 0.0002  $s^{-1}$  con los contornos cada 0.00005  $s^{-1}$ . Como referencia, la WSPD ( $m s^{-1}$ ) del experimento OML se muestra como fondo (escala de grises).

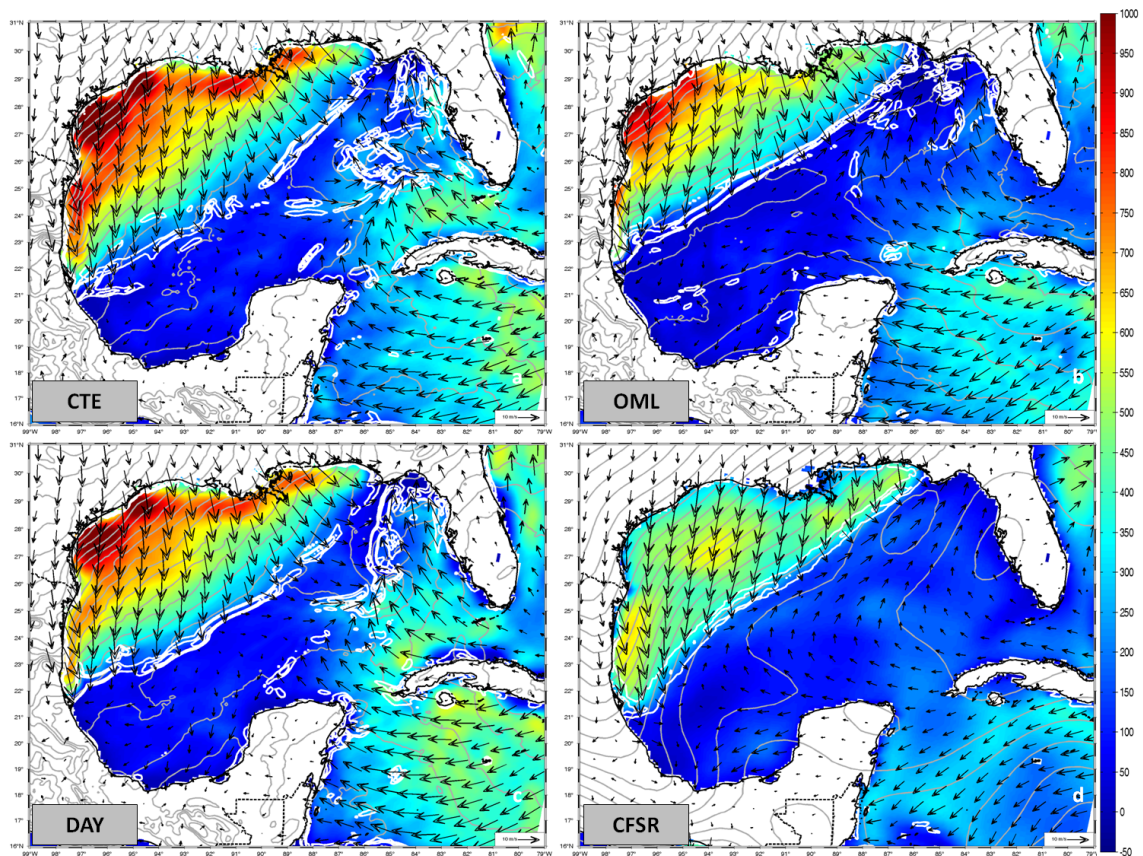
## LISTA DE TABLAS

**Tabla 1:** Velocidad de propagación del límite anterior del frente frío.

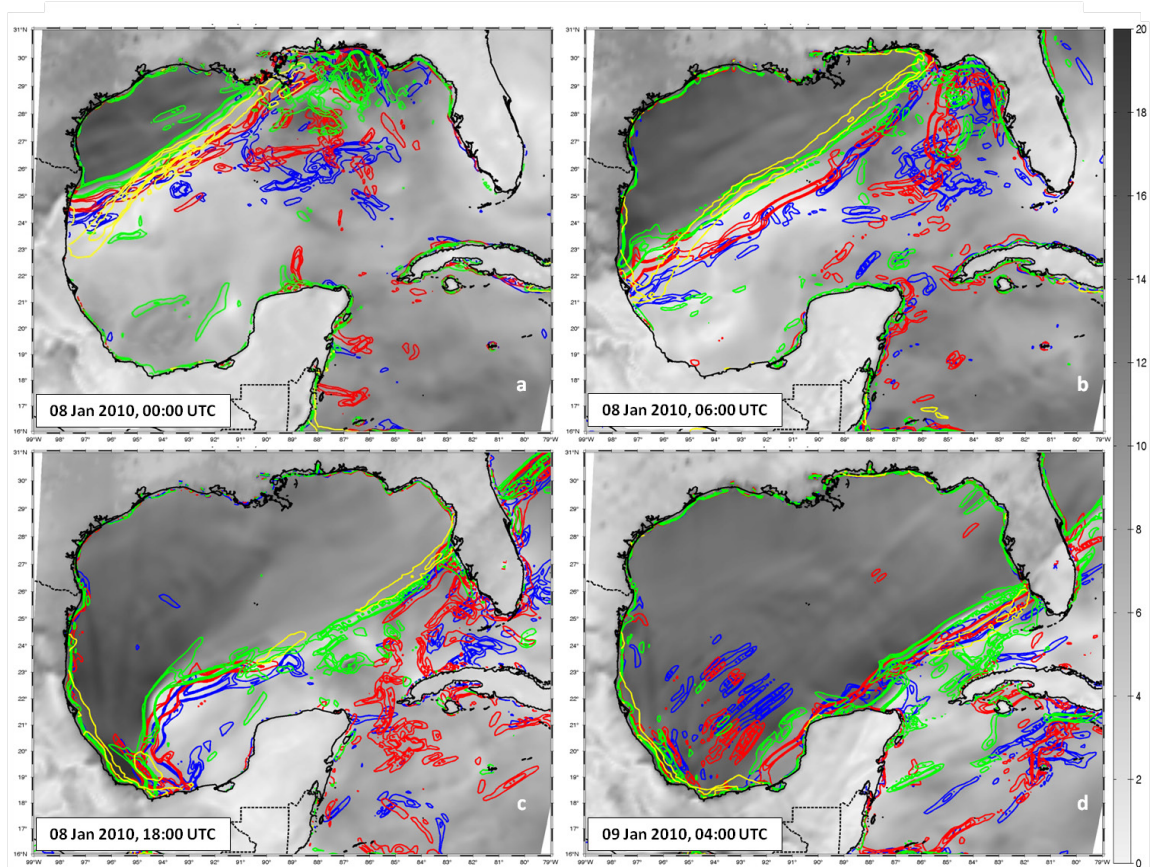
**Tabla S1:** Lista de parametrizaciones físicas para el modelo WRF.



**Figura 1.** Series de tiempo de los vectores del viento (a), presión a nivel del mar (b), la temperatura del aire a 2 m (c) y, TSM (d) en la boya de NDBC Mid-Gulf (42001). La línea de color negro representa las observaciones en la boya. El azul, rojo y verde representan los datos simulados por WRF para los experimentos CTE, DAY y OML, correspondientemente. La línea vertical discontinua roja señala el tiempo de llegada de la FF 22 a la ubicación de la boya.



**Figura 2.** Datos del reanálisis de CFSR y de los experimentos CTE, OML y DAY de WRF para los flujos de calor latente ( $Wm^{-2}$ ), vectores del viento a 10 m (vectores negros), presión atmosférica al nivel del mar (hpa, contornos grises) y la magnitud del gradiente de la velocidad del viento a 10 m ( $s^{-1}$ , contornos blancos) para las 06:00 hrs del 08 de Enero, 2010. Solo los valores más altos de la magnitud del gradiente de la velocidad del viento son presentados que van desde 0.0001 a 0.0002  $s^{-1}$ , con contornos cada 0.00005  $s^{-1}$ . Los contornos de la magnitud del gradiente de la WSPD representan la posición del FF. La línea discontinua negra representa las fronteras entre los países.



**Figura 3.** Progreso del límite anterior del frente frío en el GoM para CFSR (amarillo), CTE (azul), DAY (rojo) y OML (verde). Los contornos de la magnitud del gradiente de la WSPD, representando el  $CF\_LE$ , se muestran con valores que van desde  $0.0001$  a  $0.0002 \text{ s}^{-1}$  con los contornos cada  $0.00005 \text{ s}^{-1}$ . Como referencia, la WSPD ( $\text{m s}^{-1}$ ) del experimento OML se muestra como fondo (escala de grises).

**Tabla 1:** Velocidades de propagación del límite anterior del frente frío, calculadas en base a la hora de llegada del frente en cada boya y la distancia entre ellas ( $\text{ms}^{-1}$ ). Los porcentajes indican la velocidad de propagación de los experimentos WRF en comparación con los datos observados de la boya NDBC.

Boya	VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN DEL FRENTE FRIO						
	CTE		DAY		OML		NDBC
	Velocidad	%	Velocidad	%	Velocidad	%	Velocidad
GALV - TABSV	6.6952	-23.81	11.7170	+33.34	11.7170	+33.34	8.7875
TABSV - WGULF	16.2770	+58.34	13.0220	+26.67	10.8510	+5.55	10.2800
WGULF - CMPCH	19.5080	+83.35	13.0050	+22.23	11.7050	+10.01	10.6400

**Tabla S1:** Lista de parametrizaciones físicas seleccionadas para este estudio después de una revisión bibliográfica de simulaciones con WRF para los fenómenos meteorológicos similares y centrándose en el desempeño del viento en las simulaciones.

<b>Descripción de la Parametrización</b>	<b>Nombre de la Parametrización</b>	<b>Referencia</b>
Radiación de Onda Larga	RRTM scheme	Mlawer <i>et al.</i> (1997)
Radiación de Onda Corta	Goddard shortwave	Chou and Suarez (1999)
Capa Superficial	Revised MM5 surface layer	Jimenez <i>et al.</i> (2012)
Superficie Terrestre	Noah Land-Surface model	Chen and Dudhia (2001)
Capa Limite Planetaria	Yonsei University scheme	Hong <i>et al.</i> (2006)
Cúmulos	Tiedtke scheme	Zhang <i>et al.</i> (2011)
Microfísica	Thompson et al. scheme	Thompson <i>et al.</i> (2008)

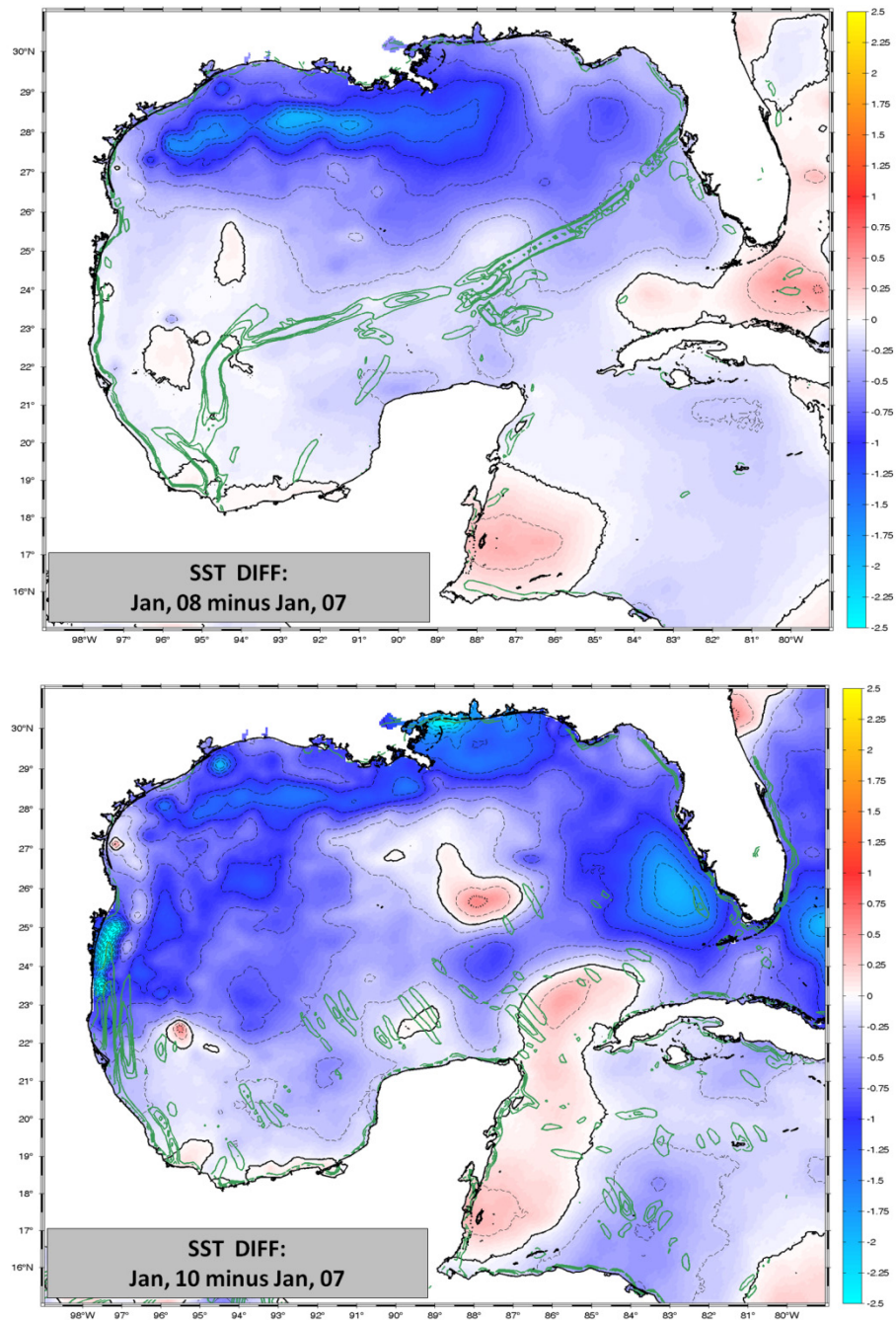
### **3.5 Consecuencias Atmosféricas y Oceánicas de las Diferentes Condiciones de Frontera de TSM**

En las secciones anteriores hemos presentado el impacto producido por las diferentes condiciones de frontera de la TSM y consecuentes interacciones océano-atmósfera sobre las propiedades de los vientos “Nortes” y los FF invernales en el GoM que los originan. En esta sección analizamos algunos de los efectos de la disparidad de las interacciones océano-atmósfera en variables que si bien, no son el foco de nuestra investigación, representan propiedades atmosféricas importantes para el desarrollo de las actividades diarias y para una mejor comprensión de los mecanismos de estos eventos.

El paso de un FF sobre el GoM no sólo modifica la masa de aire polar post-frontal, sino que también produce un efecto de enfriamiento sobre el océano debido principalmente a la pérdida de calor sensible y latente hacia la atmosfera e intensa mezcla oceánica producida por el esfuerzo del viento (Lewis, 2001). Evidencia de este enfriamiento se presenta en la Figura 24, en la cual diferencias de TSM de alta resolución se muestran desde el día de la llegada del FF sobre las aguas cálidas del GoM (7 de Enero, 2010), superpuestas a la posición del CF\_LE del experimento de OML para el mismo día a la 18:00 hrs UTC. Después del primer día del paso del FF (Fig. 10, superior), es perceptible un enfriamiento post-frontal de hasta 2.8 °C en el GoM noroccidental sobre la plataforma continental de Tamaulipas-Texas y Luisiana coincidiendo con los intensos flujos de calor latente se observan en la figura 2 de la sección 3.4. Tres días después (Fig. 24, inferior), el enfriamiento es más generalizado en

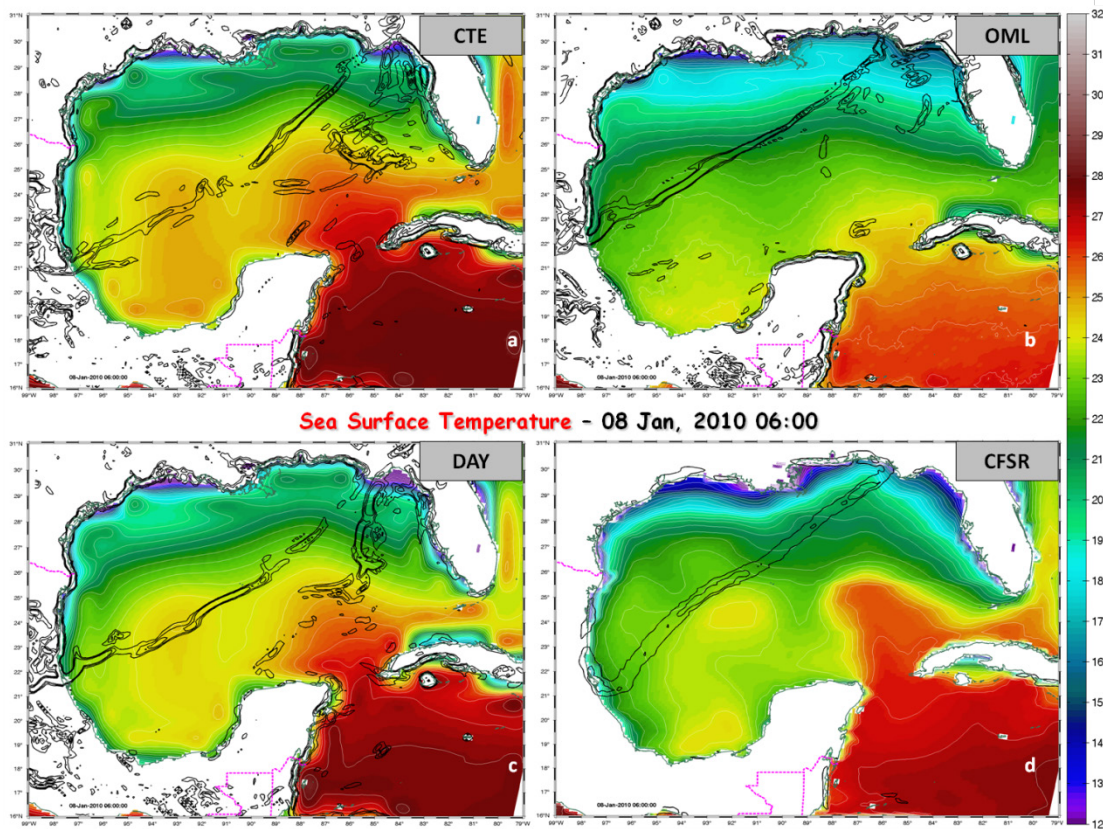
todo el GoM, con una mayor área de enfriamiento superior a 1 °C. El CF\_LE de OML a ha superado la región, pero el viento frío post-frontal del norte sigue soplando (no se muestra), y el océano ha respondido a la continua pérdida de calor y la mezcla oceánica producida por el FF. Una región de enfriamiento considerable sobre la costa de Tamaulipas, México, coincide con las zonas de los enérgicos flujos de calor latente positivos y las altas WSPD para todos los experimentos del WRF y los datos del CFSR (Fig. 19 de la sección 3.3 y Fig. 2 de la sección 3.4). Una región extensa de enfriamiento es notoria en la costa este de Florida, probablemente como respuesta a la mezcla oceánica producida por los fuertes vientos del norte sobre la plataforma continental poco profunda de la región, en lugar por la pérdida de calor oceánico.

La Corriente de Lazo (CL) es una de las principales características oceanográficas del GoM, y la circulación oceánica de esta cuenca se ve dominada por la CL. Al investigar las diferentes CF de la TSM y sus efectos sobre el CF\_LE, nos percatamos que la presencia de la CL en la TSM parece tener un impacto en la organización y estructura del CF\_LE. En las figura 25 y 26 presentamos la TSM y el CF\_LE de los experimentos de WRF y el reanálisis de CFSR para el día 08 de Enero, 2010 a las 06:00 y 18:00 hrs UTC, respectivamente. Cabe mencionar que para los experimentos de WRF estamos presentando la TSM con la cual el modelo realiza los cálculos relacionados con los flujos turbulentos superficiales. En estas imágenes también se puede percibir que la TSM del experimento CTE es mayor, seguida por la TSM en DAY y claramente la TSM en OML es bastante fría, debido al sesgo frío característico del modelo de capa de mezcla usado en este experimento.



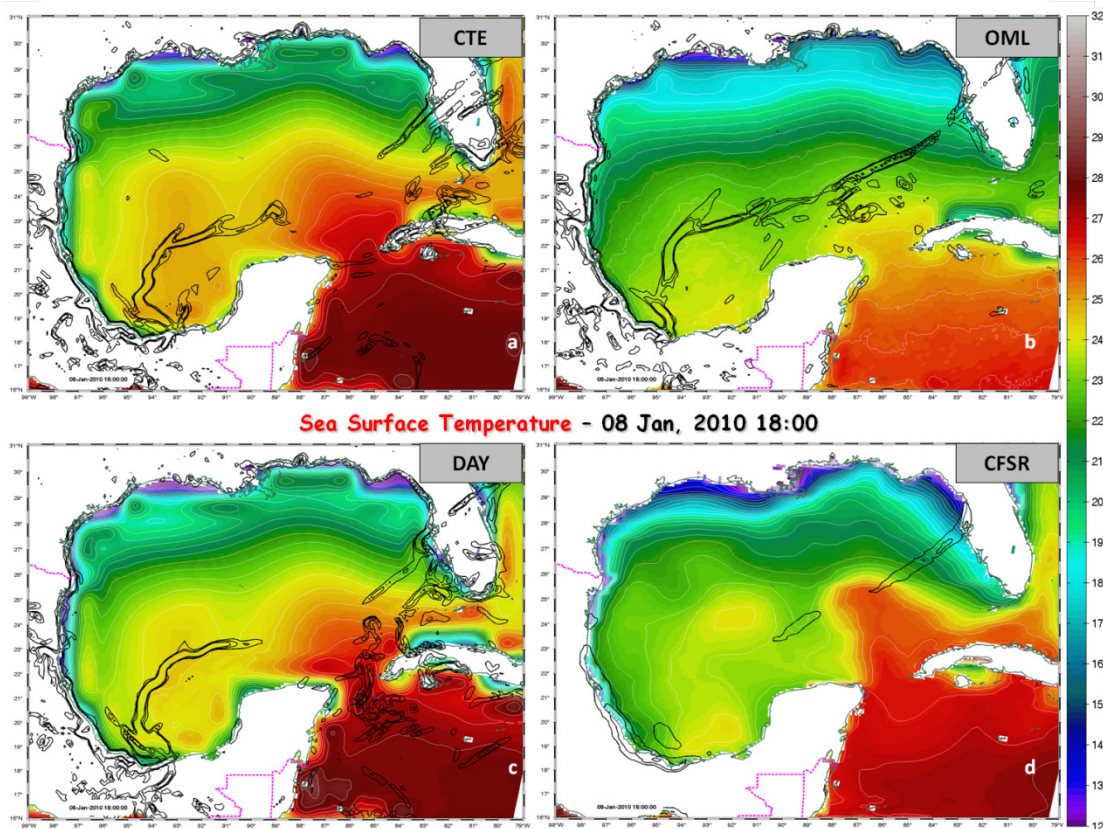
**Figura 24.** Diferencias de la TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) del análisis de GHRSSST OSTIA de Nivel 4 desde el día de la llegada del FF sobre las aguas cálidas del GoM (7 de Enero, 2010), superpuestas a la posición del CF\_LE del experimento de OML para el mismo día a la 18:00 hrs UTC. El panel superior muestra la diferencia del 08 de Enero 2010, menos 07 de Enero de 2010. El panel inferior muestra la diferencia del 10 de enero 2010, menos 07 de enero 2010.

En los datos de CFSR se puede observar con nitidez la señal de la CL en la TSM (Fig. 25d y 26d). Asimismo, en los experimentos CTE (Fig. 25a y 26a) y DAY (Fig. 25c y 26c), también se distingue la CL pero sin una estructura tan bien definida como en CFSR, y con los límites más suavizados; esto probablemente se debe a la interpolación de los datos. En OML la señal de la CL en la TSM podría pasar desapercibida (Fig. 25b y 26b), pero su carácter está aún presente en la TSM. A las 06:00 hrs vemos en CFSR (Fig. 25d) y OML (Fig. 25b) que el CF\_LE mantiene una estructura continua y muy bien definida, ubicándose aproximadamente a 270 Km al noroeste de la CL. En CTE (Fig. 25a) y DAY (Fig. 25c) la estructura del CF\_LE está se observa quebrantada y empieza a experimentar los efectos de la CL. En estos experimentos, las estructuras pre-frontales que producen un cambio en la dirección del viento se ven afectadas por las interacciones aire-mar sobre la CL y tienden a ser desplazadas hacia el este.



**Figura 25.** Datos del reanálisis de CFSR y de los experimentos CTE, OML y DAY de WRF de temperatura superficial del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) y la magnitud del gradiente de la velocidad del viento a 10 m ( $\text{s}^{-1}$ , contornos negros) para las 06:00 hrs del 08 de Enero, 2010. Solo los valores más altos de la magnitud del gradiente de la velocidad del viento se muestran, representando el  $\text{CF\_LE}$ , con valores que van desde son presentados y van de 0.0001 a 0.0002  $\text{s}^{-1}$ , con contornos cada 0.00005  $\text{s}^{-1}$ .

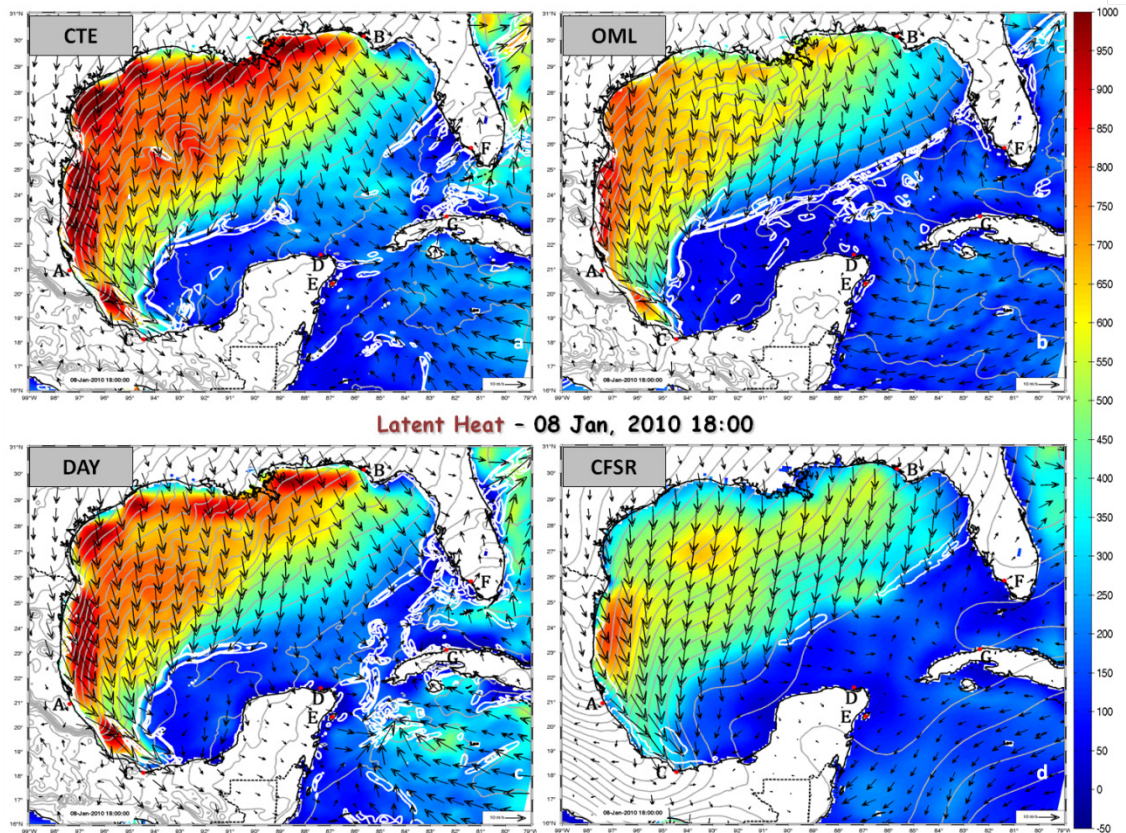
Debemos señalar que sobre el área cubierta por la CL en las figuras 25a y 25c se producen flujos de calor latente sustanciales (de 250 a 550  $\text{Wm}^{-2}$ ), pero sin llegar a los niveles post-frontales; asimismo esta área tiene vientos del Este de magnitud considerable (Fig. 2a y 2c de la sección 3.4). A las 18:00 hrs el  $\text{CF\_LE}$  en OML se mantiene bien definido y con continuidad, sin embargo empiezan a aparecer estructuras pre-frontales justo sobre la ubicación del núcleo de la CL.



**Figura 26.** Datos del reanálisis de CFSR y de los experimentos CTE, OML y DAY de WRF de temperatura superficial del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) y la magnitud del gradiente de la velocidad del viento a 10 m ( $\text{s}^{-1}$ , contornos negros) para las 18:00 hrs del 08 de Enero, 2010. Solo los valores más altos de la magnitud del gradiente de la velocidad del viento se muestran, representando el CF\_LE, con valores que van desde son presentados y van de 0.0001 a 0.0002  $\text{s}^{-1}$ , con contornos cada 0.00005  $\text{s}^{-1}$ .

En el caso de CFSR, el CF\_LE sólo es notable hacia las costas de Florida y en el GoM central (Fig. 26d), y no existe una estructura del CF\_LE sobre la CL. En CTE (Fig. 26a) y DAY (Fig. 26c) el CF\_LE se encuentra totalmente quebrantado sobre la CL, presentándose varias estructuras pre-frontales sobre el Canal de Yucatán y las costas de Florida y Cuba. Estas últimas debido a la interacción de los vientos con tierra. Es interesante destacar que las aberturas en el CF\_LE sobre la CL producen una zona de “escape” para los intensos vientos post-frontales. Al no encontrar resistencia de la masa

de aire tropical estable del GoM, estos vientos avanzan hacia el sur, impactando con los vientos del Este y produciendo las estructuras pre-frontales sobre las costas de Cuba y el Canal de Yucatán (Fig. 27a y 27c). Por otro lado, la discontinuidad del CF\_LE en CFSR no produce el mismo efecto de “escape” de los vientos post-frontales (Fig. 27d). Todas estas características nos indicarían que la presencia de la CL y la intensidad de su señal en la TSM (y probablemente en otras variables oceánicas) producen interacciones aire-mar que tienen un efecto importante sobre la estructura y continuidad de los FF invernales. Interacciones similares, pero a menor escala se deberían también producir al pasar un FF sobre los grandes remolinos anticiclónicos que se desprenden de la CL. Estas hipótesis tendrían que ser corroboradas; lo que presenta un tema de investigación interesante para el futuro cercano.

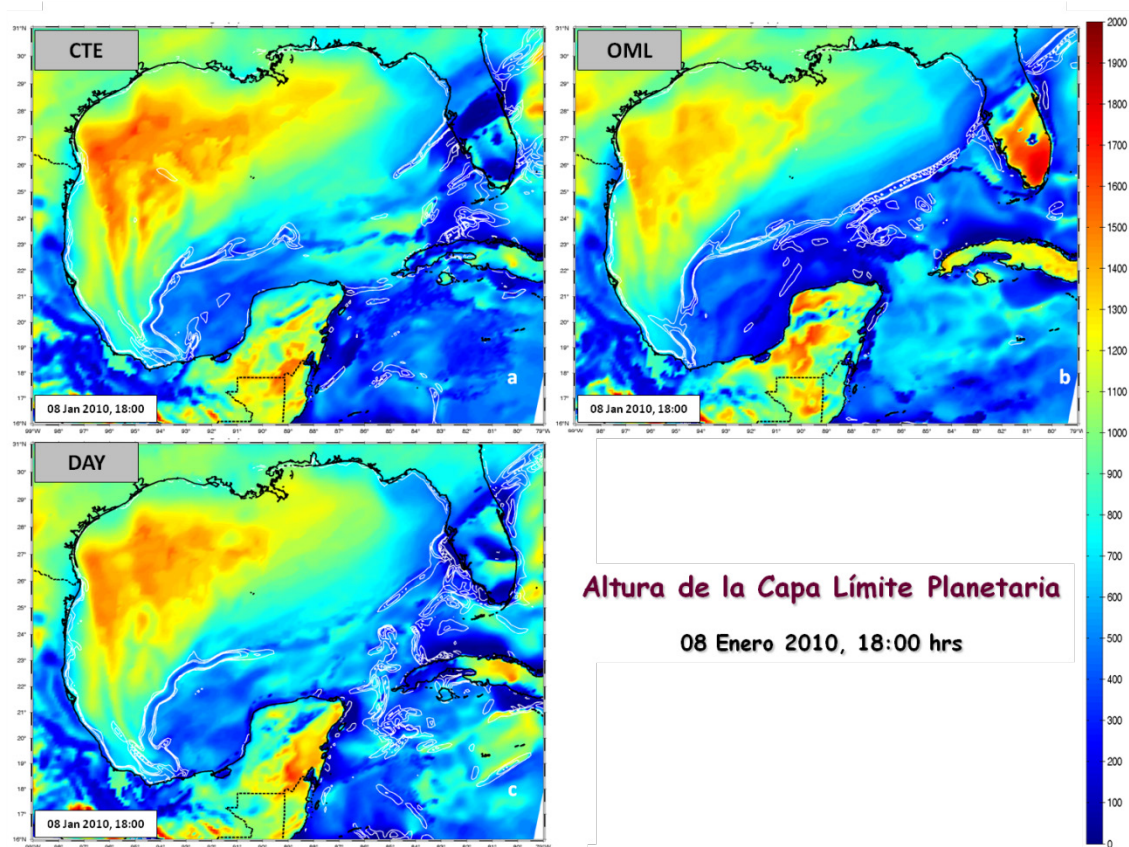


**Figura 27.** Datos del reanálisis de CFSR y de los experimentos CTE, OML y DAY de WRF para los flujos de calor latente ( $Wm^{-2}$ ), vectores del viento a 10 m (vectores negros), presión atmosférica al nivel del mar (hpa, contornos grises) y la magnitud del gradiente de la velocidad del viento a 10 m ( $s^{-1}$ , contornos blancos) para las 06:00 hrs del 08 de Enero, 2010. Solo los valores más altos de la magnitud del gradiente de la velocidad del viento son presentados que van desde 0.0001 a 0.0002  $s^{-1}$ , con contornos cada 0.00005  $s^{-1}$ . Los contornos de la magnitud del gradiente de la WSPD representan la posición del FF. La línea discontinua negra representa las fronteras entre los países.

En el capítulo II investigamos los efectos de las parametrizaciones físicas del WRF en los FF al analizar diferentes variables atmosféricas. Una de las variables que presentamos fue la altura de la capa límite planetaria (CLP), la cual se ve directamente afectada en WRF por la parametrización de CLP (Fig. 7 del capítulo II) de la capa superficial y la parametrización de cúmulos. Sin embargo, en nuestra investigación descubrimos que las CF de TSM también tienen un efecto importante sobre la altura de

la CLP. En la figura 28 presentamos las figuras correspondientes a los tres experimentos del WRF. Podemos ver como la altura de la CPL parece estar influenciada indirectamente por las CF de TSM, pues el experimento CTE, con la TSM mayor (Fig. 25a y 26a), tiene las mayores alturas (Fig. 28a). El experimento OML que posee la TSM más bajas (Fig. 25b y 26b) presenta las alturas de la CLP más someras (Fig. 28b). De la misma forma, el DAY presenta alturas de la CPL entre los otros dos experimentos (Fig. 28c) como consecuencia de tener valores de TSM entre los valores de CTE y OML. Sin embargo, la dependencia la altura de la CPL con la TSM no es una relación de causa y efecto directa. La TSM tiene una trascendencia directa sobre los flujos turbulentos superficiales, por medio de la parametrizaciones de CLS, transmitiendo la señal de la TSM a los niveles inferiores de la troposfera mediante flujos verticales de momento, humedad y calor (Gilliam y Pleim, 2010). Todos estos factores, que también se ven afectados por la advección horizontal del sistema, y en general el flujo en la troposfera inferior tienen una influencia sobre la altura de la CLP. Por otro lado, la intensidad de los flujos de calor latente de cada experimento (Fig. 28) está relacionada con la altura de la CLP, pues los flujos de calor influyen en las velocidades turbulentas verticales post-frontales que a su vez son trascendentales para la expansión de la CPL post-frontal. Las alturas máximas de CPL corresponden a los valores máximos de LHF (experimento CTE) y en sentido contrario las alturas más someras corresponden a los valores menos intensos de LHF (experimento OML). No obstante, la ubicación geográfica de los valores máximos para cada experimento de la altura de la CLP en el GoM noroccidental no corresponde a los valores máximos de LHF, pues estos últimos están muy cercanos a la costa. Este hecho concuerda con las ideas de Small et al. (2008), en las que la masa de

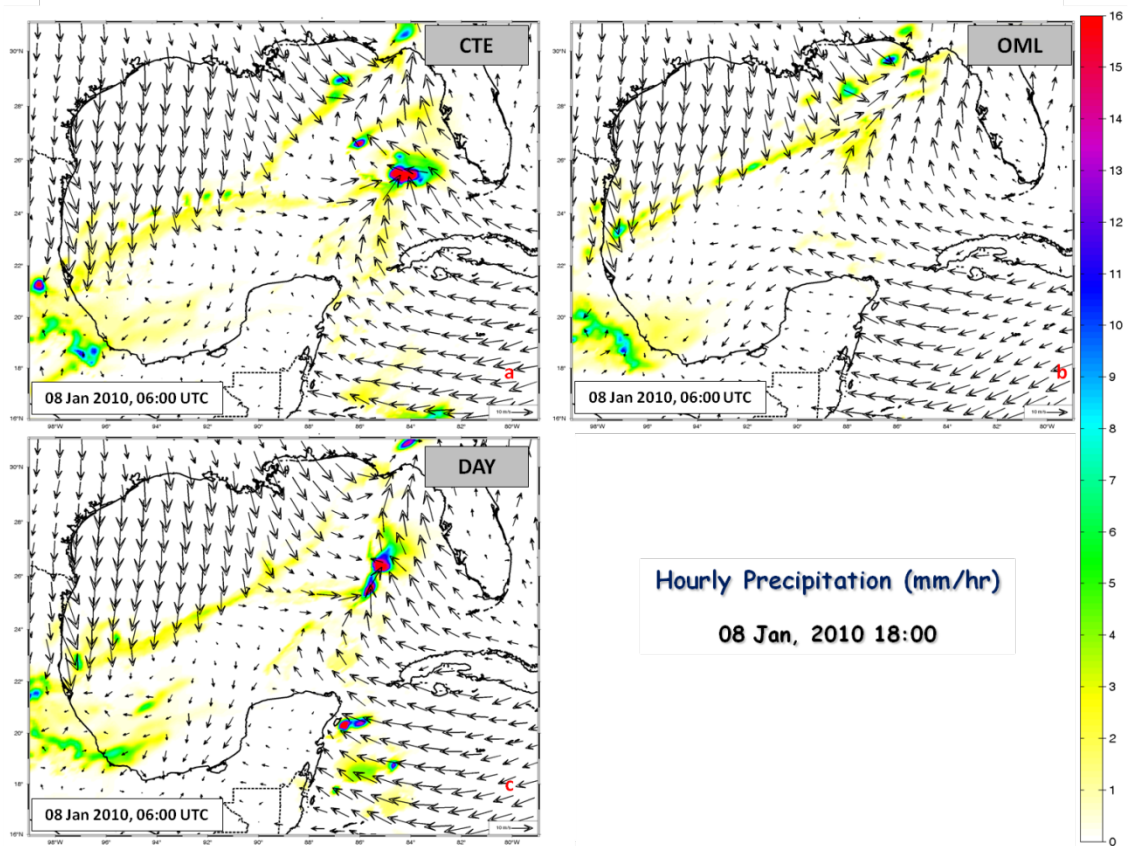
aire toma un cierto tiempo en reaccionar a los flujos de calor superficiales al pasar de un ambiente superficial terrestre a un ambiente marino.



**Figura 28.** Datos de los experimentos CTE, OML y DAY de WRF de la altura de la capa límite planetaria (m) y la magnitud del gradiente de la velocidad del viento a 10 m ( $s^{-1}$ , contornos blancos) para las 18:00 hrs del 08 de Enero, 2010. Solo los valores más altos de la magnitud del gradiente de la velocidad del viento se muestran, representando el  $CF_{LE}$ , con valores que van desde son presentados y van de  $0.0001$  a  $0.0002 s^{-1}$  y con contornos cada  $0.00005 s^{-1}$ .

Las precipitaciones son quizás el efecto más palpable de los FF para las poblaciones costeras del golfo y los territorios aledaños. Es por esta razón que el poder predecir con precisión las lluvias y nevadas producidas por los “Nortes” es primordial para todo centro de predicción meteorológica. Empero, los procesos físicos involucrados con las precipitaciones de los FF son bastante complejos y las parametrizaciones físicas

en el modelo juegan un papel primordial para su predicción. Por otra parte, hemos presentado anteriormente que las CF de TSM afectan considerablemente las interacciones océano-atmósfera. A su vez estas interacciones influyen en la posición y la velocidad de desplazamiento del FF, las cuales pueden estar relacionadas con la cantidad total y distribución de la precipitación invernal (Pérez et al. 2014). Bajo esta premisa, presentamos la figura 29 con la precipitación (mm/hr) a las 04:00 hrs del 09 Enero, 2010 para los tres experimentos realizados. Si bien los valores de la precipitación tienden a ser un poco elevados (debido probablemente a la parametrización de la microfísica), nos muestra los patrones generales de precipitación e ilustra sus diferencias entre los experimentos. En estas graficas resalta la gran cantidad de precipitación asociada a los cambios pre-frontales del viento en los experimentos CTE y DAY (Fig. 29a y Fig. 29c). En cambio en OML estas grandes concentraciones de precipitación no están presentes (Fig. 29b). Las precipitaciones intensas debido a los cambios pre-frontales del viento pueden crear falsas representaciones en los acumulados diarios de precipitación. De la misma forma, es interesante ver como el modelo captura muy bien la precipitación relacionada al CF\_LE, sin importar el experimento. Al examinar secuencias de imágenes de precipitación durante la evolución del frente (no se muestra) para cada experimento, pareciera cumplirse la sugerencia propuesta por Pérez et al., (2014), en la cual los frentes de desplazamiento más lento producen una mayor precipitación en el GoM, y lo contrario sucede con los frentes con mayor velocidad de propagación. Pero, debemos mencionar que el análisis de la precipitación va más allá del alcance de esta investigación, por lo que una mayor verificación es necesaria para poder dar resultados más concretos.



**Figura 29.** Datos de los experimentos CTE, OML y DAY de WRF de la precipitación horaria (mm/hr) y los vectores del viento a 10 m (vectores negros) para las 06:00 hrs del 08 de Enero, 2010.

## CAPITULO IV: CONCLUSIONES

### 4.1 Conclusiones Generales

En este trabajo se adecuó el modelo atmosférico regional de alta resolución WRF para representar la evolución de CAOs en el Golfo de México, con el interés principal de estudiar la respuesta de los FF invernales ante diferentes condiciones de frontera de TSM. Se realizaron tres experimentos, en los cuales se especificaron diferentes escenarios de la TSM: constante, observada diariamente y un modelo de capa de mezcla oceánica. Las simulaciones se realizaron por 14 días, centrandó nuestro análisis en el FF que ingresa al GoM el día 7 de enero de 2010. En general, el modelo simula adecuadamente la variabilidad y magnitud de los datos de SLP, AIR.2M, SEA-AIR y vientos superficiales; representando razonablemente las observaciones de la boyas de NDBC. La respuesta atmosférica ante las diferentes condiciones de frontera de TSM es palpable en todas las boyas; principalmente en los períodos de FR y PST FR, manifestándose como una diferenciación entre los experimentos en las series de tiempo de SLP, AIR2m y SEA-AIR. Esta disparidad en las series de tiempo entre los experimentos con escenarios distintos de TSM fue aumentando al avanzar el FF hacia el sur. Un pequeño sesgo cálido se encontró para AIR.2m en todas las posiciones NDBC. Asimismo, las simulaciones presentaron un sesgo débil para la SLP. Estos sesgos son comparables con los resultados obtenidos por Nelson et al. (2012) y Nelson et al. (2014). Al igual que los resultados de Lewis y Crisp (1992), la dimensión de los sesgos

dependen de la ubicación de la boya estudiada. Asimismo, los sesgos están fuertemente influenciadas por las condiciones de frontera de TSM, pues el experimento de TSM constante (CTE) produce sesgos mayores. En cambio, si se le permite a la capa de mezcla oceánica responder al forzamiento del viento (experimento OML), el modelo produce valores más cercanos a las observaciones.

Para el estudio de los FF invernales en el GoM hemos encontrado que el análisis de la magnitud del gradiente de la magnitud de WSPD y de AIR.2m es una metodología útil y sencilla para localizar la posición del CF\_LE. Esta métrica nos permite diferenciar el desplazamiento del FF bajo las diferentes condiciones de frontera de TSM, y sirve para comparar la representación del CF\_LE en el modelo WRF con los datos del reanálisis CFSR. Si bien existen otros métodos para la identificación objetiva de frentes atmosféricos (Hope et al., 2014) consideramos que esta metodología podría ser implementada fácilmente como parte de un sistema operativo de detección de frentes en la región estudiada. Al analizar rigurosamente las posiciones del CF\_LE se encontraron diferentes velocidades de propagación del FF para los diferentes experimentos WRF, obteniendo velocidades superiores bajo el experimento CTE y más lentas en OML. Estos hallazgos fueron corroborados mediante el cálculo de estas velocidades a partir de las observaciones en las boyas NDBC a lo largo del GoM central. Al comparar los datos de WRF con los observados en las boyas (Tabla 1), se obtuvo una velocidad de propagación del experimento OML similar a la del frente observado. Estos resultados sugieren una relación entre la velocidad de propagación del CF\_LE del WRF con la especificación de la TSM, y en consecuencia con los flujos de calor de los experimentos,

debido a que CTE tiene mayores valores de TSM, flujos de calor latente y sensible y por el contrario OML tiene los valores más bajos en las mismas variables. Las diferencias en la posición CF\_LE entre los experimentos WRF son aproximadamente hasta 180 km en la costa occidental del golfo y 70 km en su costa oriental. Al comparar nuestros resultados de las posiciones CF\_LE en el GoM occidental, CTE se ubica aproximadamente 30 kilómetros detrás CFSR, DAY está a 70 km por detrás y OML se ubica 180 kilómetros al norte de CFSR. En el GoM oriental, el CF\_LE de CFSR se ubica a CF\_LE 70 kilómetros del experimento CTE y posee una colocación con el experimento de OML.

Las diferentes condiciones de frontera de la TSM y sus correspondientes flujos de calor de cada experimento de WRF tienen un efecto sobre la estructura y organización del FF. Flujos de calor más altos tienen un efecto más frontolítico sobre el frente (Burk y Thompson, 1992; Cole y Misa, 1995). Como OML tiene la menor TSM y en consecuencia los flujos de calor más bajos, el CF\_LE tiene una estructura bien definida y organizada atravesando el GoM. El experimento DAY posee una TSM, flujos de calor y una organización del frente moderada, notándose un CF\_LE ligeramente quebrantado en el GoM central. La organización y estructura del frente de CTE son afectadas considerablemente ya que este experimento tiene altas TSM y flujos de calor, en conformidad con los resultados anteriores similares (Mailhot, 1992; Liu et al., 1992; Thompson y Burk, 1993;). Además, la estructura del FF del reanálisis de CFSR es más amplia que en cualquier experimento WRF, probablemente debido a la resolución menos fina de los datos (38 km frente a 12 Km). También se encontró que la presencia de la

Corriente de Lazo podría tener un efecto en las interacciones océano – atmósfera con el frente, pues al pasar el CF\_LE sobre los escenarios de TSM en los cuales la señal de la Corriente de Lazo era notoria, la estructura del CF\_LE tiende a quebrantarse como sucedió en CFSR y los experimentos CTE y DAY. Por el contrario, en el experimento OML la señal de la Corriente de Lazo en la TSM fue bastante débil y el CF\_LE mantuvo su integridad al desplazarse por esa zona.

La presencia de un cambio pre-frontal en el viento (dirección y magnitud) y la intensidad de flujo pre-frontal (vientos del Este) también se vieron afectados por las diferentes condiciones de frontera de TSM y en consecuencia sus flujos de calor. CTE presenta un flujo de pre-frontal intenso, que es casi ausente en OML. En comparación, cambio pre-frontal del viento no existe en los datos CFSR, probablemente debido a la baja resolución. Este cambio pre-frontal del viento y la intensidad de los vientos del Este tuvieron un impacto importante en el desplazamiento, estructura y posición del CF\_LE especialmente en el GoM central y oriental, e influyó en cómo el FF interactuó con la topografía de la Península de Yucatán.

Como se presentó en la sección de conclusiones de nuestro manuscrito aceptado para publicación por la revista *Atmospheric Science Letters*, la implementación de un modelo 1-D de la capa de mezcla oceánica con el modelo WRF favorece a una representación más realista de los FF, obteniendo resultados similares a Nicholls y Decker (2016). Al usar el modelo de capa de mezcla en las simulaciones del WRF la mejora la representación del CF\_LE, produce un frente frío bien organizado y definido

sin la presencia de cambios pre-frontales del viento. Asimismo, las interacciones océano-atmósfera post-frontales (flujos de calor latente y sensible, flujos de humedad, y vientos superficiales) tienen valores comparables a los datos del CFSR. Además, el experimento OML posee valores de SLP y AIR.2m más cercana a las observaciones en las boyas que los demás experimentos en esta investigación. Similarmente, el frente representado en el experimento OML tiene una posición similar a CFSR y velocidades de propagación muy cercanas a las observadas en las boyas (Tabla 1). Sin embargo, el frente del experimento OML tiende a desplazarse por detrás del frente de CFSR en el golfo occidental y sobre la Florida. En términos generales, el frente de OML tiene un mejor desempeño en la propagación, estructura y organización del CAO sobre el GoM.

Para tener un mayor entendimiento sobre cómo las condiciones de frontera de la TSM afectan los mecanismos implicados en la velocidad de propagación del FF, es necesario realizar estudios donde se integren más eventos de los vientos Nortes, para así poder considerar la variabilidad intra-estacional en las investigaciones. Sin embargo, la investigación realizada en esta tesis doctoral destaca la importancia de las condiciones de frontera de la TSM y los resultantes procesos de interacción océano-atmósfera para la predicción meteorológica a corto y mediano plazo. Hemos demostrado que estas interacciones tienen implicaciones considerables para los vientos, flujos de calor, y de humedad del FF que influyen la organización y velocidad de propagación del FF. Estos factores podría ser determinantes para el acumulado de precipitación invernal de cada temporada pues los resultados de Pérez et al. (2014) sugieren que un frente que se propaga a mayor velocidad produce una menor precipitación. Además, como hemos

podido constatar en esta investigación estos frentes fríos invernales producen un enfriamiento de la capa de mezcla oceánica que podría durar el tiempo suficiente para modificar las tormentas posteriores, y, alterar el suministro de calor y de humedad de FF siguiente y en consecuencia modular su precipitación asociada (Lebeaupin Brossier et al., 2013). A medida que la "memoria" del océano parece jugar un papel importante en las interacciones océano-atmósfera de los FF en el GoM, es necesario desarrollar un estudio comparable con un modelo que posea un acoplamiento océano-atmósfera total.

## CAPITULO V: LITERATURA CITADA

- Booth JF, Thompson L, Patoux J, Kelly, KA. 2012. Sensitivity of midlatitude storm intensification to perturbations in the sea surface temperature near the Gulf Stream. *Monthly Weather Review* **140**(4):1241-1256, doi: 10.1175/mwr-d-11-00195.1
- Bretherton, C. S., and S. Park, 2009: A new moist turbulence parameterization in the Community Atmosphere Model. *J. Climate*, **22**, 3422–3448, doi:10.1175/2008JCLI2556.1.
- Burk SD, Thompson WT. 1992. Airmass modification over the Gulf of Mexico: Mesoscale model and airmass transformation model forecasts. *Journal of Applied Meteorology* **31**(8):925-937, doi: 10.1175/1520-0450(1992)031<0925:amotgo>2.0.co;2
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part II: Preliminary model validation. *Monthly Weather Review* **129**(4):587-604, doi: 10.1175/1520-0493(2001)129<0587:caalsh>2.0.co;2
- Chou M-D, Suarez MJ. 1999. A solar radiation parameterization for atmospheric studies. Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, MJ Suarez (Ed.), NASA/TM-1999-104606, Vol. 15, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 42 pp.
- Colle BA, Mass CF. 1995. The structure and evolution of cold surges east of the Rocky Mountains. *Monthly Weather Review* **123**(9):2577-2610, doi: 10.1175/1520-0493(1995)123<2577:TSAEOC>2.0.CO;2
- Coniglio, M. C., J. Correia, P. T. Marsh, and F. Kong, 2013: Verification of convection-allowing WRF Model forecasts of the planetary boundary layer using sounding observations. *Wea. Forecasting*, **28**, 842–862, doi:10.1175/WAF-D-12-00103.1.
- Crisp CA, Lewis JM. 1992. Return flow in the Gulf of Mexico. Part I. A classificatory approach with a global historical perspective. *Applied Meteorology* **31**(8):868-881, doi: 10.1175/1520-0450(1992)031<0868:RFITGO>2.0.CO;2
- Davis C, Wang W, Chen SS, Chen YS, Corbosiero K, DeMaria M, Dudhia J, Holland G, Klemp J, Michalakes J, Reeves H, Rotunno R, Snyder C, Xiao QN. 2008. Prediction of landfalling hurricanes with the Advanced Hurricane WRF model. *Monthly Weather Review* **136**(6):1990-2005, doi: 10.1175/2007mwr2085.1
- Garreaud RD. 2001. Subtropical cold surges: Regional aspects and global distribution. *International Journal of Climatology* **21**(10):1181-1197, doi: 10.1002/joc.687

- Hong SY, Noh Y, Dudhia, J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review* **134**(9): 2318-2341, doi: 10.1175/MWR3199.1
- Hope P, Keay K, Pook M, Catto J, Simmonds I, Mills G, McIntosh P, Risbey J, Berry G. 2014. A comparison of automated methods of front recognition for climate studies: a case study in Southwest Western Australia. *Monthly Weather Review* **142**(1):343-363, doi: 10.1175/MWR-D-12-00252.1
- Jimenez PA, Dudhia J, Gonzalez-Rouco JF, Navarro J, Montavez JP, Garcia-Bustamante E. 2012. A revised scheme for the WRF surface layer formulation. *Monthly Weather Review* **140**(3):898-918, doi: 10.1175/mwr-d-11-00056.1
- Lebeaupin Brossier C, Drobinski P. 2009. Numerical high-resolution air-sea coupling over the Gulf of Lions during two Tramontane/Mistral events. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **114**:21, doi: 10.1029/2008JD011601
- Lebeaupin Brossier C, Drobinski P, Beranger K, Bastin S, Orain F. 2013. Ocean memory effect on the dynamics of coastal heavy precipitation preceded by a mistral event in the northwestern Mediterranean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **139**(675):1583-1597, doi: 10.1002/qj.2049
- Lewis, J. M., K. D. Raeder, and R. M. Errico, 2001: Vapor flux associated with return flow over the Gulf of Mexico: a sensitivity study using adjoint modeling. *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography*, **53**, 74-93.
- Mailhot J. 1992. Numerical simulation of air mass transformation over the Gulf of Mexico. *Journal of Applied Meteorology* **31**(8):946-963, doi: 10.1175/1520-0450(1992)031<0946:NSOATO>2.0.CO;2
- Mallard MS, Lackmann GM, Aiyyer A. 2013. Atlantic hurricanes and climate change. Part I: experimental design and isolation of thermodynamic effects. *Journal of Climate* **26**(13):4876-4893, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00182.1
- Merrill RT. 1992. Synoptic analysis of the GUFMEX Return-Flow Event Of 10-12 March 1988. *Journal of Applied Meteorology* **31**(8):849-867, doi: 10.1175/1520-0450(1992)031<0849:SAOTGR>2.0.CO;2
- Mlawer EJ, Taubman SJ, Brown PD, Iacono MJ, Clough SA. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **102**(D14):16663-16682, doi: 10.1029/97JD00237

- Nakanishi, M., and H. Niino, 2006: An improved Mellor–Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Bound.-Layer Meteor.*, **119**, 397–407, doi:10.1007/s10546-005-9030-8.
- Nicholls SD, Decker SG. 2015. In press. Impact of coupling an ocean model to WRF nor'easter simulations. *Monthly Weather Review*, doi:10.1175/MWR-D-15-0017.1
- Nowlin WD, Parker CA. 1974. Effects of a cold-air outbreak on shelf waters of Gulf-of Mexico. *Journal of Physical Oceanography* **4**(3):467-486, doi: 10.1175/1520-0485(1974)004<0467:EOACAO>2.0.CO;2
- Pérez EP, Magaña V, Caetano E, Kusunoki S. 2014. Cold surge activity over the Gulf of Mexico in a warmer climate. *Frontiers Earth Science* **2**:19, doi: 10.3389/feart.2014.00019
- Pleim, J. E., 2007a: A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 1383–1395, doi:10.1175/JAM2539.1.
- Pollard RT, Rhines PB, Thompson RORY. 1973. The deepening of the wind-mixed layer. in the ocean). *Geophysical Fluid Dynamics* **4**(4):381-404
- Saha S, et al.. 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* **91**(8):1015-1057, doi: 10.1175/2010BAMS3001.1
- Schultz DM, Bracken WE, Bosart LF, Hakim GJ, Bedrick MA, Dickinson MJ, Tyle KR. 1997. The 1993 Superstorm cold surge: Frontal structure, gap flow, and tropical impact. *Monthly Weather Review* **125**(1):5-39, doi: 10.1175/1520-0493(1997)125<0005:TSCSFS>2.0.CO;2
- Schultz DM and Steenburgh WJ . 1999. The formation of a forward-tilting cold front with multiple cloud bands during Superstorm 1993. *Monthly Weather Review* **127**(6):1108-1124, doi: 10.1175/1520-0493(1999)127<1108:TFOAFT>2.0.CO;2
- Schultz DM. 2005. Review of cold fronts with prefrontal troughs and wind shifts. *Monthly Weather Review* **133**(8):2449-2472, doi: 10.1175/MWR2987.1
- Skamarock WC, Klemp JB. 2008. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational Physics* **227**(7):3465-3485, doi: 10.1016/j.jcp.2007.01.037
- Thiebaux J, Rogers E, Wang WQ, Katz B. 2003. A new high-resolution blended real-time global sea surface temperature analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* **84**(5):645-+, doi: 10.1175/BAMS-84-5-645

- Thompson WT, Burk SD. 1993. Postfrontal boundary-layer modification over the western Gulf of Mexico during GUFMEX. *Journal of Applied Meteorology* **32**(9):1521-1537, doi: 10.1175/1520-0450(1993)032<1521:PBLMOT>2.0.CO;2
- Thompson G, Field PR, Rasmussen RM, Hall WD. 2008. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. *Monthly Weather Review* **136**(12):5095-5115, doi: 10.1175/2008MWR2387.1
- Wang WQ, Xie PP, Yoo SH, Xue Y, Kumar A, Wu XR. 2011. An assessment of the surface climate in the NCEP climate forecast system reanalysis. *Climate Dynamics* **37**(7-8):1601-1620, doi: 10.1007/s00382-010-0935-7
- Xue Y, Huang BY, Hu ZZ, Kumar A, Wen CH, Behringer D, Nadiga S. 2011. An assessment of oceanic variability in the NCEP climate forecast system reanalysis. *Climate Dynamics* **37**(11-12):2511-2539, doi: 10.1007/s00382-010-0954-4
- Zeng XB, Beljaars A. 2005. A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation. *Geophysical Research Letters* **32**(14):4, doi: 10.1029/2005GL023030
- Zhang CX, Wang YQ, Lauer A, Hamilton K. 2011. Improved representation of boundary layer clouds over the southeast pacific in ARW-WRF using a modified Tiedtke cumulus parameterization scheme. *Monthly Weather Review* **139**(11):3489-3513, doi: 10.1175/MWR-D-10-05091.1