

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA**

**Facultad de Ciencias**

**Escuela Profesional de Física**



**TESIS PARA OPTAR DEL TÍTULO PROFESIONAL DE:**

**LICENCIADO EN FÍSICA**

**TITULADA:**

**“SIMULACIÓN DE LA INTENSIFICACIÓN DEL VIENTO  
FRENTE A LA COSTA DEL PERÚ DURANTE UN EVENTO  
EL NIÑO APLICANDO EL MODELO ATMOSFÉRICO WRF  
(WEATHER RESEARCH AND FORECASTING)”**

**PRESENTADA POR:**

**ADOLFO VICENTE CHAMORRO GÓMEZ**

**ASESOR:**

**DR. JORGE TAM**

**LIMA-PERÚ**

**2012**

## DEDICATORIA

A mi novia Evelyn, por estar conmigo en aquellos momentos en que el estudio y el trabajo ocuparon mi tiempo y esfuerzo, y por ser parte importante en el logro de mis metas profesionales. A mis padres, Vicente y Francisca, y a mis queridas hermanas y hermano, Yeni, Tatiana, Enma, Selma, y Jonatan, por su apoyo y estímulo para continuar con mis estudios.

## AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a todas aquellas personas e instituciones que han hecho posible la realización de esta tesis. Mi mas sincero agradecimiento al Dr. Jorge Tam, asesor de la tesis, por su valiosa orientación y apoyo para la conclusión del mismo. Un especial agradecimiento a la Dra. Katerina Goubanova, co-asesora de la tesis, por su valioso apoyo como especialista en el tema de investigación. Agradezco al Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD-Perú) de Francia, al Centro de Modelado del Instituto del Mar del Perú (CIMOBP-IMARPE), al Laboratorio de Estudios en Geofísica y Oceanografía Espaciales (LEGOS), de Toulouse-Francia, al Programa de becas POGO-SCOR, al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONCYTEC), y a la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Ingeniería (FC-UNI).

# Índice general

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
<b>2. Marco Teórico</b>	<b>3</b>
2.1. Circulación atmosférica . . . . .	3
2.2. Interacción océano-atmósfera . . . . .	10
2.2.1. Efecto de la fricción en el viento . . . . .	11
2.2.2. Respuesta del océano a los vientos . . . . .	15
2.3. El Niño - Oscilación Sur . . . . .	19
<b>3. Materiales y Métodos</b>	<b>22</b>
3.1. El modelo atmosférico WRF . . . . .	22
3.1.1. Sistema Advanced Research WRF (ARW) . . . . .	23
3.1.2. WRF Preprocessing System (WPS) . . . . .	25
3.1.3. Funcionamiento del modelo . . . . .	26
3.1.4. Ecuaciones del modelo . . . . .	27
3.1.5. Solución numérica de las ecuaciones . . . . .	29
3.2. Fuentes de datos . . . . .	31
3.2.1. Datos atmosféricos: reanálisis NCEP FNL . . . . .	31
3.2.2. Datos de la TSM: Reynolds . . . . .	31
3.2.3. Datos de viento del satélite QuikSCAT . . . . .	32

3.3. Configuración del modelo WRF para la zona costera del Perú . . . . .	33
3.3.1. Definición del dominio de las simulaciones . . . . .	33
3.3.2. Parametrizaciones físicas . . . . .	33
3.4. Simulaciones realizadas . . . . .	35
3.4.1. SIM-0: Simulación climatológica . . . . .	35
3.4.2. SIM-1: Simulación forzada con TSM del 97-98 . . . . .	36
3.5. Metodología del análisis . . . . .	39
3.5.1. Validación de los datos de viento . . . . .	39
3.5.2. Análisis en la franja costera . . . . .	41
<b>4. Resultados</b>	<b>44</b>
4.1. SIM-0: Simulación climatológica . . . . .	44
4.1.1. Validación de los datos de viento simulado . . . . .	44
4.1.2. Ciclo anual de la TSM . . . . .	48
4.1.3. Ciclo anual de los gradientes de la TSM . . . . .	48
4.1.4. Ciclo anual del viento costero . . . . .	51
4.2. SIM-1: Simulación forzada con TSM de El Niño 97-98 . . . . .	51
4.2.1. Evolución de la TSM . . . . .	51
4.2.2. Evolución de los gradientes de la TSM . . . . .	54
4.2.3. Evolución del viento costero . . . . .	58
4.2.4. Variación del perfil longitudinal del viento . . . . .	60
4.2.5. Evolución del viento oceánico . . . . .	63
<b>5. Discusión</b>	<b>65</b>
5.1. Respuesta de los vientos costeros . . . . .	65
5.2. Respuesta de los vientos oceánicos . . . . .	68

*ÍNDICE GENERAL*

III

**6. Conclusiones y observaciones**

**70**

# Índice de figuras

1.1. Índice de Oscilación Sur (SOI) (arriba) e interanual anomalías del esfuerzo del viento a lo largo de la costa del Perú (abajo). Los SOI negativos corresponden a condiciones El Niño. . . . .	2
2.1. Modelo simple de circulación atmosférica global . . . . .	4
2.2. Modelo de tres celdas de circulación atmosférica global . . . . .	5
2.3. Promedio mensual de los vientos superficiales predominantes y centros de presión atmosférica. Periodo base 1959-1997 . . . . .	7
2.4. Estructura vertical de la capa límite planetaria . . . . .	13
2.5. Espiral de Ekman - Atmósfera . . . . .	14
2.6. Espiral de Ekman - Océano . . . . .	16
2.7. Esquema del afloramiento costero en el Hemisferio Sur . . . . .	18
2.8. Esquema del efecto del bombeo de Ekman en el Hemisferio Sur . . . . .	19
2.9. (a) Condiciones normales (b) Condiciones El Niño . . . . .	21
3.1. Flujo de la ejecución básica del modelo . . . . .	26
3.2. Coordenada $\eta$ WRF . . . . .	27
3.3. Rejilla horizontal y vertical de la ARW . . . . .	30

3.4. Dominio del modelo (caja): condiciones de frontera (datos atmosféricos en las caras laterales y cara superior) y forzante (datos de la TSM en el cara inferior). . . . .	32
3.5. Dominio usado en las simulaciones WRF: 100W – 64W, 23S – 10N. Abarca un área aproximada de 14'637 348 km <sup>2</sup> . . . . .	34
3.6. Simulaciones WRF realizadas . . . . .	38
3.7. Región de análisis: franja costera (~ 120km de ancho). Flecha azul: viento costero paralelo a la línea de costa. . . . .	42
3.8. Línea azul: limita los vientos costeros (< 120km). Línea roja: limita los vientos oceánicos (> 250km). Flecha verde: señala la longitud a la cual se analiza el perfil longitudinal del viento. . . . .	43
4.1. Mapas del viento superficial promedio anual en la región del Perú. Las flechas indican dirección y los colores intensidad del viento (en m/s). *Interpolado a 50km utilizando el método de los splines cúbicos. . . . .	45
4.2. Mapas de los parametros estadísticos que muestran la diferencia y relación entre el viento simulado WRF y el viento observado QuikSCAT. . . . .	47
4.3. Ciclo anual climatológico de la TSM . . . . .	49
4.4. Ciclo anual climatológico de los gradientes de la TSM . . . . .	50
4.5. Ciclo anual climatológico del viento costero ( $V_{costero}$ ). . . . .	51
4.6. Evolución de la TSM durante El Niño 97-98. La TSM se incrementa a lo largo de la costa, llegando en promedio a su pico máximo en febrero del 98. . . . .	52
4.7. Evolución de las anomalías de la TSM durante El Niño 1997-98 . . . . .	53
4.8. Evolución del gradiente zonal de la TSM durante El Niño 97-98 en la franja costera . . . . .	55



4.9. Evolución del gradiente meridional de la TSM durante El Niño 97-98 . . . . .	56
4.10. Anomalías de los gradientes de la TSM . . . . .	57
4.11. Evolución de la intensidad del viento costero durante el periodo forzado con TSM del 97-98 . . . . .	59
4.12. Evolución de la anomalía de la intensidad del viento costero durante el periodo con TSM del 97-98 . . . . .	60
4.13. Perfiles longitudinales del viento en los 12,26°. Vientos costeros: aprox. hasta los 120km. Vientos Oceánicos: aprox. de 250km a mar adentro. . . . .	61
4.14. Cambio de los perfiles longitudinales del viento en los 12,26° de latitud sur para el periodo con TSM del 97 . . . . .	62
4.15. Cambio de los perfiles longitudinales del viento en los 12,26° de latitud sur para el periodo con TSM del 98 . . . . .	62
4.16. Evolución de la intensidad promedio de la velocidad del viento oceánico frente a la costa del Perú. En condiciones normales (línea discontinua azul) y con TSM del 97-98 (línea continua roja). . . . .	64
5.1. Comparación de la anomalía promedio del viento costero (línea verde) y la anomalía promedio de la TSM (línea negra) en la franja costera durante el periodo con TSM del 97-98. . . . .	65
5.2. Relación de la anomalía del viento costero (línea verde) con los gradientes de la TSM. . . . .	67
5.3. Mecanismo de intensificación de los vientos costeros (flecha celeste). FGP representa la fuerza de frenado del viento cerca de la costa originada por los gradientes negativos de la TSM. . . . .	68

# Resumen

La presente tesis tuvo como objetivo general investigar los procesos físicos que son responsables de la intensificación de los vientos costeros en Perú durante un evento El Niño, en contraste con el debilitamiento a gran escala de los vientos Alisios. La investigación se centra en el análisis de la relevancia de la variación espacial y temporal de la TSM (Temperatura Superficial del Mar) en la intensificación del viento costero. Para este propósito se utiliza el modelo atmosférico regional WRF que permite simular el comportamiento de la atmósfera sobre la región del Perú tanto en condiciones normales como bajo condiciones ideales que permiten evaluar la trascendencia de la variación de la TSM en la intensificación de los vientos costeros. Del análisis de los resultados se infiere que los vientos costeros en Perú se intensifican durante El Niño como consecuencia del debilitamiento de los gradientes negativos de la TSM a lo largo de la costa.

*Palabras claves:* Viento costero - Temperatura superficial del mar - Interacción océano-atmósfera - Costa peruana - Modelamiento atmosférico - Modelo WRF.

# Capítulo 1

## Introducción

Se conoce que durante un evento El Niño los vientos superficiales predominantes sobre la región del pacífico tropical (vientos Alisios) se debilitan, lo que hace suponer que los vientos cerca de la costa del Perú (vientos costeros) también se debilitan, pero, paradójicamente se ha observado (Figura 1.1 [Kessler, 2006]) que durante un evento El Niño estos vientos costeros se intensifican de manera significativa.

La presente tesis tiene como objetivo general estudiar los procesos físicos que originan la intensificación de los vientos costeros en Perú durante un evento El Niño, en contraste con el debilitamiento de los vientos Alisios. La investigación se centra en el estudio de la respuesta de los vientos costeros al cambio de la TSM (Temperatura Superficial del Mar) de condiciones normales climatológicas a condiciones típicas de El Niño. Para este propósito se utiliza el modelo atmosférico WRF (Weather Research and Forecasting) que permite simular el comportamiento de la atmósfera en la región peruana en condiciones normales (simulación regional del clima) y forzada por la TSM del Niño 97-98 (simulación idealizada).

La importancia de este estudio radica en que los vientos costeros son los agentes principales que fuerzan el movimiento de las aguas de la superficie del mar hacia afuera de la costa, originando que aguas de la subsuperficie, más frías y ricas en nutrientes,

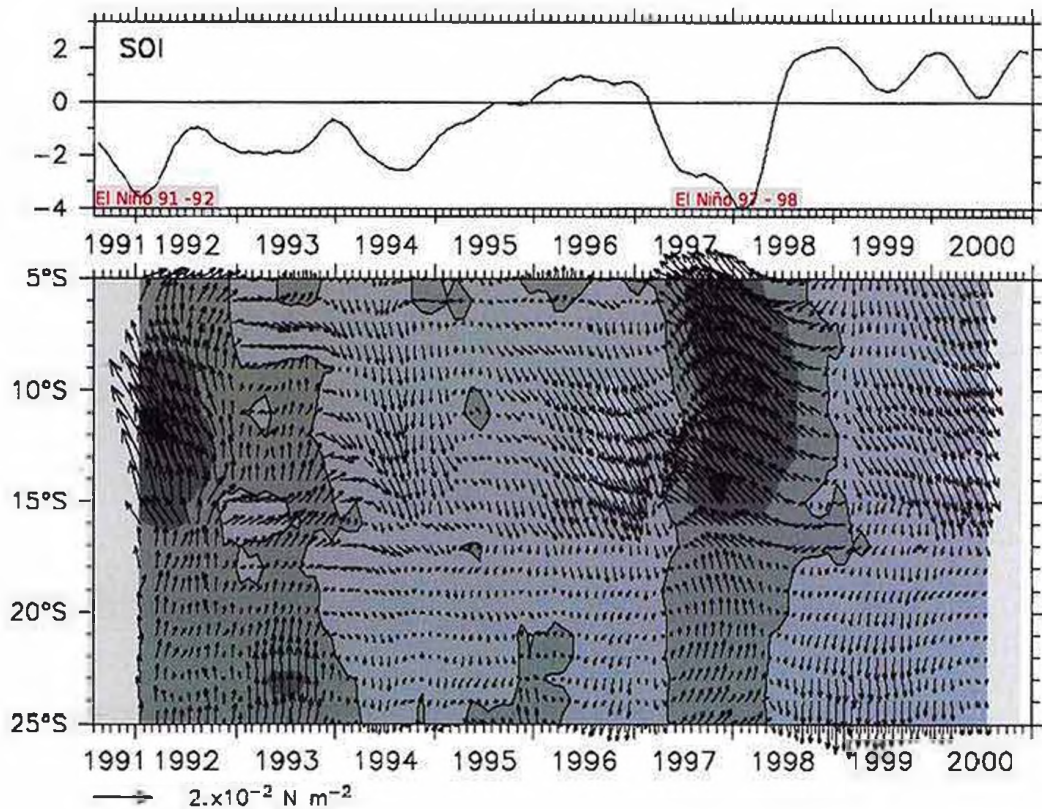


Figura 1.1: Índice de Oscilación Sur (SOI) (arriba) e interanual anomalías del esfuerzo del viento a lo largo de la costa del Perú (abajo). Los SOI negativos corresponden a condiciones El Niño.

emerjan o afloren cerca de la costa (proceso conocido como afloramiento costero), dando así origen a zonas productivas para la pesca. Por otro lado, conocer los mecanismos de intensificación del viento costero en un evento El Niño, ayudará no solo a entender el comportamiento del viento bajo esa condición, si no también, ayudará a explicar su comportamiento bajo otras condiciones como en un evento La Niña o en un escenario de cambio climático.

Se hipotetiza que uno de los mecanismos que favorece la intensificación de los vientos costeros en Perú durante un evento El Niño es el debilitamiento de los gradientes negativos de la TSM a lo largo costa, que se origina por el desplazamiento inusual de aguas cálidas del Pacífico oeste hacia el este.

# Capítulo 2

## Marco Teórico

### 2.1. Circulación atmosférica

#### Modelo simple de circulación global

Este modelo se basa en los siguientes supuestos de simplificación:

- La Tierra no está rotando.
- La superficie de la Tierra está compuesta por materiales similares
- La recepción global de insolación solar y la radiación saliente de onda larga causa un gradiente de temperatura de aire más caliente en el ecuador y aire más frío en los polos.

Basado en estos supuestos, la circulación del aire sobre la Tierra debería aproximarse a los patrones mostrados en la Figura 2.1. En esta ilustración cada hemisferio contiene una celda de circulación tridimensional.

Como describe el diagrama anterior, el flujo del aire superficial es de los polos al ecuador. Cuando el aire alcanza el ecuador, este es transportado verticalmente por los procesos de convección y convergencia. Cuando este alcanza el tope de la troposfera, este



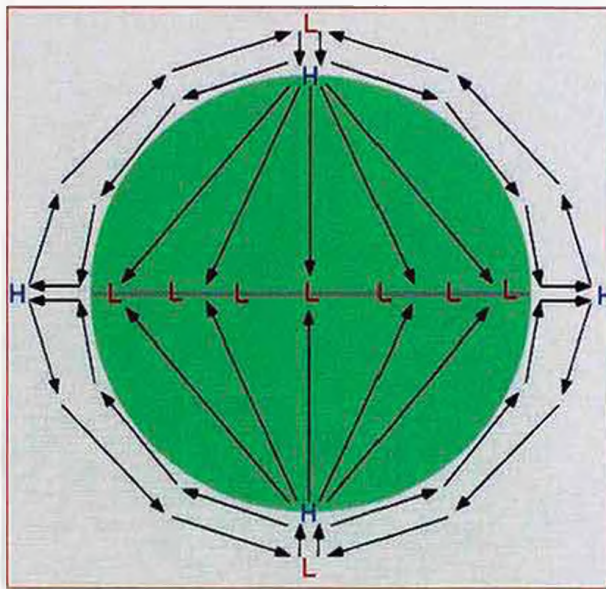


Figura 2.1: Modelo simple de circulación atmosférica global

comienza a fluir una vez mas horizontalmente. Sin embargo, la dirección del flujo es ahora del ecuador a los polos. En los polos, el aire en la alta atmosfera desciende a la superficie de la Tierra para completar el ciclo del flujo.

### Modelo de tres celdas de circulación global

Si se elimina el primer supuesto, es decir la Tierra si esta rotando en el espacio, el patron del flujo descrito anteriormente deberia ser alterado y el flujo de mesoescala de la atmósfera se aproximaria más a la circulación global actual sobre la Tierra. La rotación planetaria causaria el desarrollo de tres celdas de circulación en cada hemisferio antes que una (ver Figura 2.2). Estas tres celdas de circulación son conocidas como: Celda de Hadley, Celda de Ferrel, Celda Polar.

En este nuevo modelo, el ecuador sigue siendo el lugar mas cálido de la Tierra. Esta área de mayor calor actua como zona de bajas térmicas conocida como Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La Zona de Convergencia Intertropical arrastra en superficie el aire de los subtropicos. Cuando este aire subtropical alcanza el ecuador,

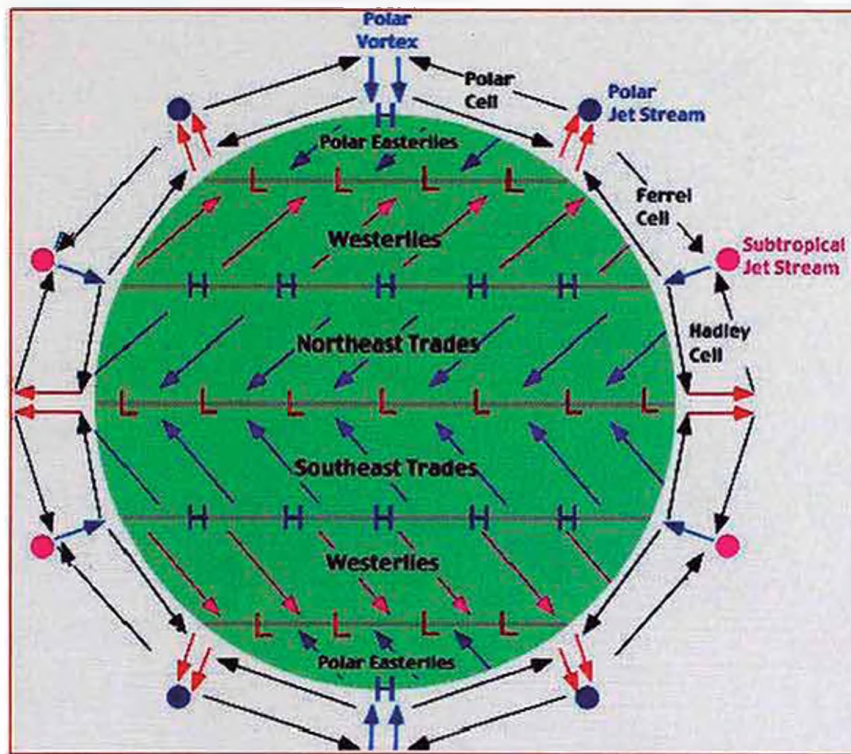


Figura 2.2: Modelo de tres celdas de circulación atmosférica global

se eleva dentro de la alta atmósfera debido a la convergencia y la convección, alcanzando una altitud vertical máxima de alrededor de 14 kilómetros (parte superior de la tropósfera), y luego comienza soplando horizontalmente hacia los polos sur y norte.

La fuerza de Coriolis causa la desviación de este aire moviéndose en la alta atmósfera, y por sobre los  $30^\circ$  de latitud el aire empieza a soplar zonalmente de oeste a este. Este flujo zonal es conocido como Corriente en Chorro Subtropical (Subtropical Jet Stream). El flujo zonal también causa la acumulación de aire en la alta atmósfera ya que ya no fluye meridionalmente. Para compensar esta acumulación, parte del aire en la atmósfera superior se hunde de nuevo a la superficie creando la Zona de Alta Presión Superficial (Subtropical High Pressure Zone). De esta zona, el aire superficial viaja en 2 direcciones. Una porción del aire se mueve de nuevo hacia el ecuador para completar el sistema de circulación conocido como la Celda de Hadley. El aire en movimiento también se desvía

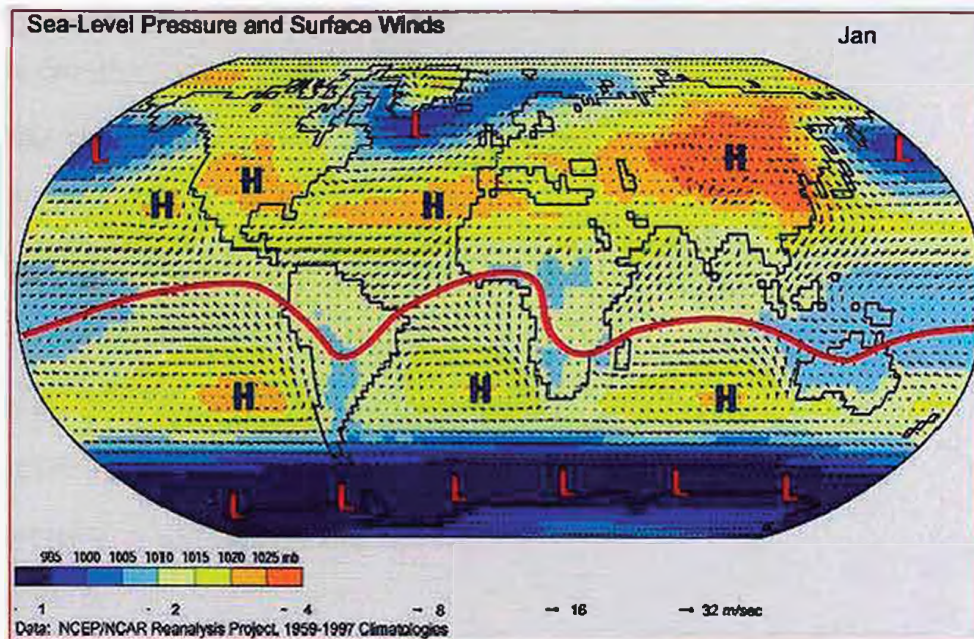
por el efecto Coriolis para crear los Alisios del Nordeste (deflexión derecha) y los Alisios del Sureste (deflexión izquierda). El aire de la superficie en movimiento hacia los polos, de la Zona de Alta Subtropical, de  $30^\circ$  de latitud a  $60^\circ$  es también desviado por la aceleración de Coriolis produciendo los vientos del Oeste. La fuerza de Coriolis desvia este viento para hacer que fluya de oeste a este formando la Corriente en Chorro Polar (Polar Jet Stream) aproximadamente a  $60^\circ$  norte y sur. En la superficie de la Tierra a  $60^\circ$  de latitud norte y sur, los Vientos del Oeste subtropicales chocan con el aire frío que viaja de los polos. De esta colisión resulta la elevación frontal y la creación de las Bajas Subpolares (Subpolar lows) o Ciclones de latitud media (mid-latitude cyclones). La mayor parte de este aire elevado se dirige al Vórtice Polar donde se mueve hacia abajo para crear la Alta Polar.

### **Circulación atmosférica superficial real**

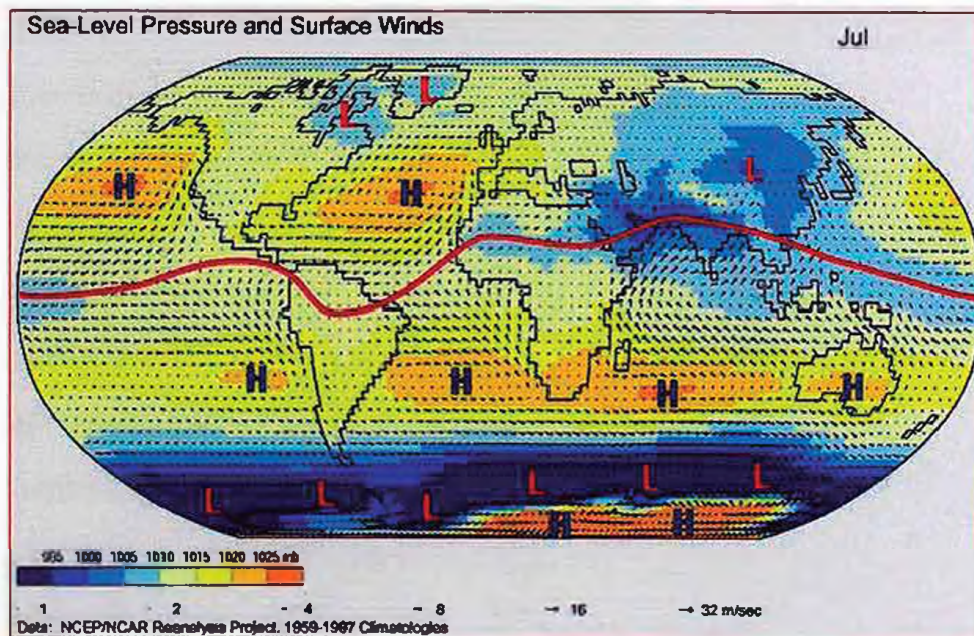
La Figura 2.3 describe la presión superficial real en la Tierra determinado a partir de 39 años de registro. Los patrones de circulación producido por estas presiones son algo diferentes al modelo de tres celdas en la Figura 2.2. Estas diferencias son causadas principalmente por 2 factores. En primer lugar, la superficie de la Tierra no está compuesta de materiales uniformes. Los dos materiales de la superficie que predominan son el agua y la tierra. Estos dos materiales se comportan de manera diferente en términos de calentamiento y enfriamiento, causando que las zonas de presión latitudinal sean menos uniformes. El segundo factor que influye en los patrones reales de circulación es la elevación. La elevación tiende a causar centros de presión que se intensifican cuando la altitud aumenta. Esto es especialmente cierto en sistema de alta presión.

Los gráficos de las figuras 2.3(a) y 2.3(b) muestran el promedio mensual (enero y julio) de la presión al nivel del mar y los vientos predominantes en la superficie de





(a) Enero



(b) Julio

Figura 2.3: Promedio mensual de los vientos superficiales predominantes y centros de presión atmosférica. Periodo base 1959-1997

la Tierra calculados usando datos entre los años 1959 y 1997. Los valores de presión atmosférica son ajustados por elevación y son descritos relativos al nivel del mar. Los valores de presión son descritos por colores sombreados. Los tonos azul indican una presión mas baja que la media anual, mientras que los tonos de amarillo a naranja son mas altas que las mediciones medias. La dirección del viento se muestra con flechas. La rapidez del viento es indicado por la longitud de estas flechas.

Sobre estos gráficos modificados, se puede visualizar mejor la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), las Zonas de Alta Presión subtropical, y de Bajas Subpolares. La Zona de Convergencia Intertropical es identificada sobre la figura por una línea roja. La formación de esta banda de baja presión es el resultado del calentamiento solar y la convergencia de los vientos alisios. En Enero, la Zona de Convergencia Intertropical se encuentra al sur del ecuador (Figura 2.3(a)). Durante este periodo de tiempo, el Hemisferio Sur esta inclinado hacia el sol y recibe altos aportes de radiación de onda corta. La línea que representa la Zona de Convergencia Intertropical no es recta ni paralela a las líneas de latitud. Las curvas en la línea se producen debido a las características termicas diferentes de la tierra y el agua. Sobre los continentes de Africa, America del Sur, y Australia, estas curvas estan hacia el polo sur. Este fenómeno se produce porque la tierra se calienta mas rápido que el oceano.

Durante Julio, la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se encuentra generalmente al norte del ecuador (Figura 2.3(b)). Este cambio de posición se produce porque la altura del sol, respecto al horizonte, es ahora más alta en el hemisferio norte. El mayor cambio espacial en la ZCIT, de Enero a Julio, se produce en la mitad al este de la imagen. Este cambio es de aproximadamente  $40^\circ$  de latitud en algunos lugares. El sol mas intenso en Julio causa el rapido calentamiento de las areas de tierra del Norte de Africa y Asia creando la Baja Asiatica que se convierte en parte del ZCIT. En los meses de invierno, la Zona de Covergencia Intertropical es empujada al sur por el desarrollo



de un intenso sistema de alta presión sobre el centro de Asia. El movimiento extremo de la ZCIT en esta parte del mundo también contribuye a intensificar el desarrollo de un sistema de vientos regionales llamado el Monzón Asiático.

La Zona Subtropical de Alta Presión en realidad no forma un área uniforme de alta presión extendiéndose alrededor del mundo. En cambio, el sistema se compone de varias celdas anticiclónicas localizadas de alta presión. Estos sistemas se encuentran aproximadamente de 20° a 30° de latitud y están etiquetados en las Figuras 2.3(a) y 2.3(b) con la letra H. Los sistemas subtropicales de alta presión se desarrollan debido a la presencia de corrientes de aire descendientes de la celda de Hadley. Estos sistemas se intensifican sobre el océano durante el verano o estación de alto sol. Durante esta estación, el aire sobre el cuerpo del océano permanece relativamente frío debido al lento calentamiento del agua con respecto a las superficies de la tierra. Sobre tierra, la intensificación se lleva a cabo en los meses de invierno. En este momento, la tierra se enfría rápidamente, relativa a los océanos, formándose grandes masas de aire frío continental.

Las Bajas Subpolares forman una zona continua de baja presión en el Hemisferio Sur en una latitud de entre 50° y 70°. La intensidad de las Bajas Subpolares varía con la estación. Esta zona es más intensa durante el verano del hemisferio sur. En este tiempo, grandes diferencias en temperatura existen entre las masas de aire situadas a ambos lados de esta zona. Al norte del cinturón de bajas subpolares, el calor del verano calienta masas de aire subtropicales. Al sur de esta zona, el hielo que cubre la superficie de la Antártida refleja gran parte de la radiación solar de vuelta al espacio. Como consecuencia, las masas de aire por encima de la Antártida permanecen frías porque poco calentamiento de la superficie del suelo se lleva a cabo. El encuentro de las masas de aire subtropical y el polar frío en la zona de Bajas Subpolares intensifica la elevación frontal y la formación de intensos sistemas de baja presión.

En el Hemisferio Norte, las Bajas Subpolares no forman un cinturón continuo sobre el globo. En cambio, existen centros ciclónicos localizados de baja presión. En el invierno del Hemisferio Norte, estos centros de presión son intensos y están localizados sobre los océanos justo al sur de Groenlandia y las islas Aleutinas. Estas áreas de baja presión son los responsables para la puesta de muchos ciclones de latitud media. El desarrollo de las Bajas Subpolares en verano solo se produce débilmente, a diferencia del Hemisferio sur. La razón de este fenómeno es que el calentamiento considerable de la superficie de la Tierra se produce de 60° a 90° norte. Como resultado, generalmente no se forman grandes masas de aire polar frío.

## 2.2. Interacción océano-atmósfera

Los intercambios energéticos que se producen en la interfase aire-mar tienen mucha importancia tanto para la atmósfera como para el océano. La fuente inicial de energía es la radiación solar. Los intercambios que se producen, termodinámicos y mecánicos, tienen lugar en una gama de escalas muy amplia, que va desde la circulación general hasta la microescala. Influyen sobre todo en la capa baja de la atmósfera y la capa del océano más próxima a la superficie. Estas interacciones controlan las variaciones de la presión atmosférica, el régimen de vientos en la capa fronteriza, las corrientes marinas y las distribuciones de humedad y salinidad. Resultan de cuatro mecanismos fundamentales: radiación, transferencia de vapor de agua, transferencia de calor sensible y transferencia de energía mecánica.

**Radiación** Incluye la radiación de onda corta proveniente del Sol y la de onda larga proveniente de la atmósfera y de la superficie del mar. La primera es absorbida, en parte, por la superficie del océano, que así aumenta su temperatura y acumula energía. Para la radiación de onda larga los mecanismos son diferentes, debido a la

presencia en la atmósfera del dióxido de carbono y del vapor de agua. El resultado del balance es un flujo neto ascendente del mar a la atmósfera que supone una pérdida energética por parte de éste de unos  $70W/m^2$ .

**Transferencia de vapor de agua** La evaporación de una cierta masa de agua necesita una cantidad de calor igual al producto de la masa de agua por el calor latente de vaporización a la temperatura de la interfase. Esta aportación calorífica se realiza a costa de la capa baja de la atmósfera y de la capa de agua próxima a la superficie, donde la temperatura disminuye. Para el océano representa una pérdida, en valor medio, de  $65W/m^2$ .

**Transferencia de calor sensible** Transferencia de calor por convección, por difusión molecular y por difusión turbulenta, debido a la diferencia de temperatura entre el aire y el mar. Normalmente el mar está más caliente, de media. La transferencia es aproximadamente de  $5W/m^2$  del océano hacia la atmósfera.

**Transferencia de energía mecánica** La distribución desigual de energía y de masa, espacialmente y temporalmente, produce movimientos que son comparativamente rápidos en la atmósfera y lentos en el océano. La energía es transferida generalmente de la atmósfera al océano mediante dos mecanismos básicos: la generación de corrientes y la generación de olas. Generalmente los dos mecanismos van acoplados, lo que representa una de las mayores dificultades en el estudio de la interacciones aire-mar.

### 2.2.1. Efecto de la fricción en el viento

Cerca de la superficie del suelo, los efectos de la fricción en la velocidad y dirección del viento son muy importantes. El efecto friccional depende de la superficie terrestre: en

suelos muy rugosos (bosques, montañas, ciudades), la magnitud del viento es reducida considerablemente y su dirección puede hacer un ángulo típico del orden de  $30^\circ$  con las isobaras. En suelos más lisos (océanos, hielo, arena), la magnitud del viento es ligeramente reducida y la dirección puede mostrar un ángulo del orden de  $15^\circ$  con las isobaras. Aun más, ya que la fuerza del gradiente de presión es perpendicular a las isobaras, el viento deberá fluir a la izquierda siguiendo el movimiento, cruzando las isobaras de la alta a la baja presión. El ángulo entre las isobaras y la dirección del viento aumenta conforme la fricción aumenta, de tal manera que el viento cerca de la superficie terrestre será desviado a la izquierda de la dirección del viento geostrófico.

La región atmosférica en la que la fricción es importante se conoce como la capa de fricción. Muy cerca del suelo, esta fuerza es muy importante, afectando considerablemente el movimiento de las parcelas de aire; a alturas superiores (dentro de la capa de fricción), el viento cambia más lentamente. En la superficie continental el viento es aproximadamente un 40 % del valor del viento geostrófico; mientras que sobre la superficie oceánica es del orden del 70 % del viento geostrófico.

Conforme la altura aumenta, la fuerza de fricción, debida a la influencia de la superficie terrestre, disminuye, permitiendo que el viento real se aproxime más y más a la magnitud y dirección del viento geostrófico, acercándose a la dirección de las isobaras. Este fenómeno se conoce como el efecto de la *Capa de Ekman*.

La capa inferior de la troposfera, aproximadamente entre los 0 - 1km, es una zona de transición entre la atmósfera libre (donde el balance geostrófico es una buena aproximación) y la superficie terrestre (donde la tierra y los océanos hacen una gran fricción sobre el aire en movimiento). La atmósfera libre se comporta como un fluido ideal, es decir, casi en balance geostrófico (fuera de los trópicos) o en balance gradiente (en general), definiéndose el nivel del viento gradiente como el límite superior de la capa donde la fricción es importante, también conocida como *capa límite planetaria*. Esta



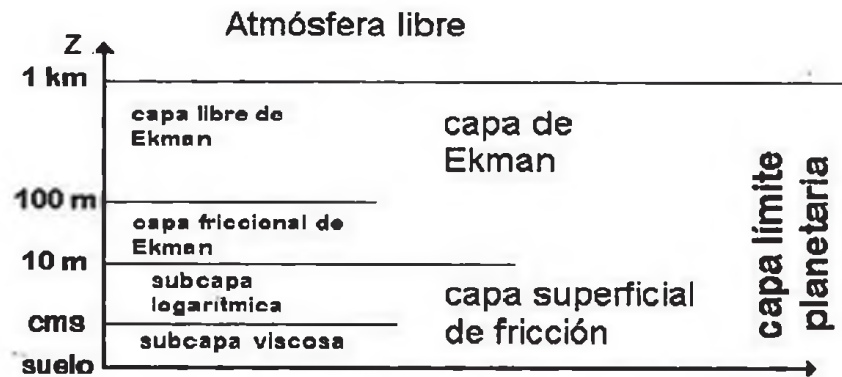


Figura 2.4: Estructura vertical de la capa límite planetaria

capa límite planetaria se puede subdividir en varias subcapas: 1. la capa superficial de fricción y 2. la capa de Ekman.

### La capa superficial de fricción

La capa superficial de fricción, también conocida como *capa de flujo constante*, se puede subdividir a su vez en: a) la *subcapa viscosa* (muy cerca del suelo, usualmente a unos cuantos centímetros del suelo), donde el efecto de la fricción molecular debida al suelo es muy importante, y el aire es frenado al chocar con él. En esta subcapa los fenómenos de interacción entre la atmósfera y el suelo son los que controlan la dinámica del aire; en esta región la magnitud del viento disminuye linealmente con la profundidad, haciéndose cero al contacto del suelo. b) la *subcapa logarítmica* (del orden de varios metros por arriba de la capa viscosa), en donde los efectos de fricción se relacionan con el movimiento turbulento del aire. En esta capa, las parcelas de aire interaccionan entre ellas, generándose un transporte neto de momento horizontal hacia abajo; las parcelas inferiores reciben ese momento, siendo aceleradas, mientras las parcelas superiores al transportar ese momento hacia abajo, son frenadas. En esta capa el viento disminuye su magnitud en forma logarítmica con la altura.

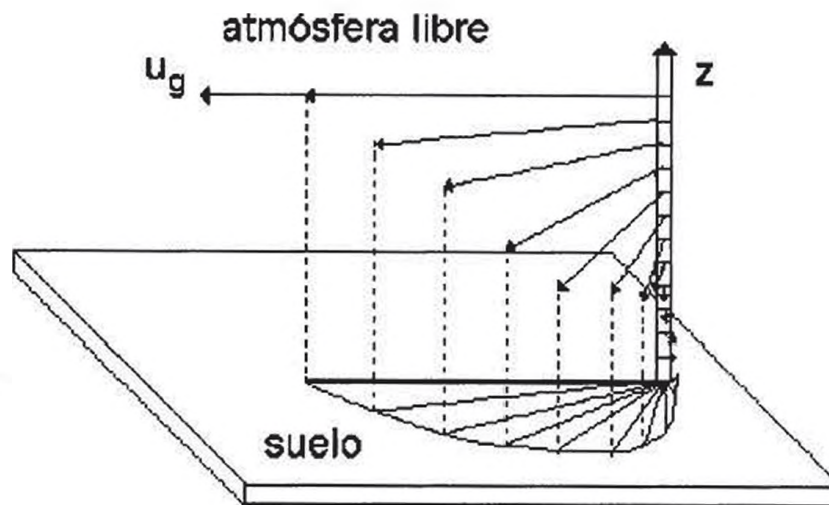


Figura 2.5: Espiral de Ekman - Atmósfera

### La capa de Ekman

Esta capa se puede dividir en: a) la *capa friccional de Ekman* (entre unos 10 y 100m de altura, por arriba de la capa logarítmica) donde el efecto de Coriolis y de la fricción turbulenta son muy importantes, y b) la *capa libre de Ekman* (entre los 100 y los 1000m). En la capa de Ekman, el balance está dado por la suma de las fuerzas de Coriolis, la fuerza de gradiente de presión y la fuerza de fricción; en la parte inferior (capa friccional) la fuerza de fricción es dominante, mientras que en la parte superior (capa libre) es el balance geostrofico el que domina, por lo que se puede esperar que la dirección del viento vaya variando conforme la altura aumenta. Cuando se tiene condiciones ideales, esta variación del viento con la altura forma un giro que se conoce como la *espiral de Ekman*. Este fenómeno fue inicialmente estudiado por el oceanólogo sueco V.F.Ekman en 1902. En la espiral de Ekman, el viento sopla cruzando las isobaras de la alta a la baja presión, mostrando un ángulo máximo ( $45^\circ$ ) cerca de la superficie, girando hacia la derecha, en el hemisferio norte, conforme la altura aumenta.



Las ecuaciones de la espiral de Ekman son:

$$\nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + f(v - v_g) = 0 \quad (2.1)$$

$$\nu \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + f(u - u_g) = 0 \quad (2.2)$$

Las condiciones de frontera en la atmósfera requieren que  $u$  y  $v$  se anulen en el suelo ( $z = 0$ ) y alcancen el valor del viento geostrófico en la atmósfera libre (donde se supone que la fricción desaparece).

Algunas observaciones atmosféricas indican que la fuerza de fricción es prácticamente despreciable a una altura de 1km sobre la superficie del suelo. Para propósitos prácticos se puede decir que el viento real es aproximadamente igual al viento geostrófico por arriba de los 1000m de altura.

### 2.2.2. Respuesta del océano a los vientos

El esfuerzo del viento (o wind stress) es la fuerza horizontal por unidad de área ejercida por el viento sobre la superficie del mar. Las componentes del wind stress pueden ser calculados por:

$$\tau_x = \rho C_D u_{10} \sqrt{u_{10}^2 + v_{10}^2} \quad (2.3)$$

$$\tau_y = \rho C_D v_{10} \sqrt{u_{10}^2 + v_{10}^2} \quad (2.4)$$

donde  $\rho$  es la densidad del aire,  $C_D$  es el coeficiente de arrastre,  $u$  y  $v$  son las componentes zonal y meridional del viento a 10 metros del altura sobre el nivel del mar.

En algunas áreas costeras del océano, la combinación de los vientos persistentes, la rotación de la Tierra (el efecto Coriolis), y las restricciones sobre movimientos laterales

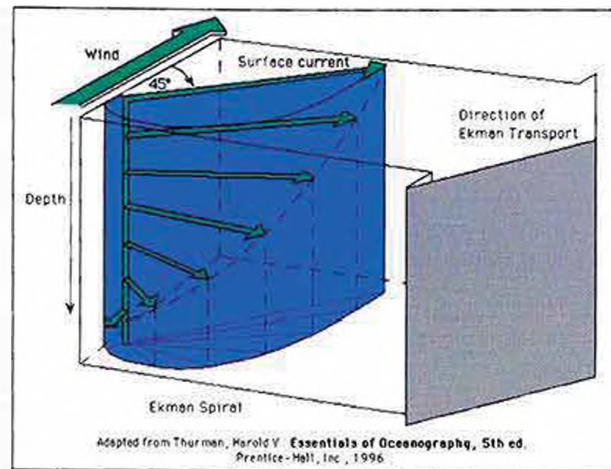


Figura 2.6: Espiral de Ekman - Océano

del agua causado por las costas inducen el movimiento de agua hacia arriba (upwelling) o hacia abajo (downwelling).

### Transporte de Ekman

De acuerdo a la teoría de Ekman, los vientos que soplan sobre la superficie del océano fuerzan una circulación debajo de la superficie, que es desviado a la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur debido a la fuerza de Coriolis. En la superficie, el movimiento resultante del agua es a  $45^\circ$  de la dirección del viento. La tensión turbulenta asociado a tal movimiento fuerza una circulación en la capa de agua justo debajo de la capa superficial, con un ángulo que depende del coeficiente de viscosidad de remolino vertical. El mismo proceso es repetido para cada capa de la columna de agua, con un decaimiento exponencial de las corrientes asociadas. El movimiento horizontal asociado al viento superficial forzante puede ser descrito sobre la columna de agua de la superficie hasta el fondo por la Espiral de Ekman (Fig 2.6). Mediante la integración de las ecuaciones asociadas sobre la vertical, se obtiene el transporte neto de agua zonal  $T_x$  y meridional  $T_y$ :

$$T_x = \frac{\tau_y}{\rho f} \quad (2.5)$$

$$T_y = -\frac{\tau_x}{\rho f} \quad (2.6)$$

donde  $\tau_x$  y  $\tau_y$  son las componentes zonal y meridional del esfuerzo del viento superficial (surface wind stress),  $\rho$  es la densidad del agua de mar y  $f$  es el parámetro de Coriolis:

$$f = 2\Omega \sin \phi$$

donde  $\Omega$  es la velocidad de rotación de la Tierra y  $\phi$  es para la latitud.

El transporte neto de agua, llamado Transporte de Ekman, es perpendicular a la dirección del viento, y es dirigido a la derecha en el Hemisferio Norte y a la izquierda en el Hemisferio Sur. Debido al decaimiento exponencial del movimiento del agua, el transporte de Ekman esta principalmente confinado en una capa superior llamada la capa de Ekman. Debajo de la capa de Ekman el efecto del viento forzante sobre las corrientes oceanicas es débil y puede ser despreciado.

Considerando el caso de cuasiconstante viento soplando paralelo a la costa con dirección al ecuador, el transporte de Ekman resultante tendra una dirección hacia el oeste y el agua calida de la capa de Ekman se movera lejos del la frontera en direccion a alta mar (Fig 2.7). Para compensar esta perdida de volumen, aguas frias de las capas profundas seran transportados hacia la costa y hacia arriba cuando ellos llegan a la frontera, este fenómeno es llamado afloramiento costero (coastal upwelling).

### Bombeo de Ekman

Hay un segundo mecanismo que tambien contribuye con el afloramiento costero, llamado bombeo de Ekman (o Ekman pumping). El bombeo de Ekman es debido a las variaciones espaciales de los vientos superficiales y del transporte de Ekman asociado,

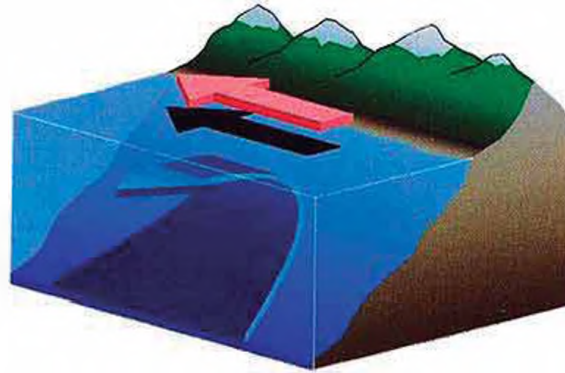


Figura 2.7: Esquema del afloramiento costero en el Hemisferio Sur

que induce áreas de convergencia y divergencia del agua en la capa de Ekman. En las áreas de divergencia (convergencia), la conservación del volumen de agua impulsa hacia arriba (abajo) velocidades verticales en la base de la capa de Ekman, es decir upwelling (downwelling). Estas velocidades son llamadas el bombeo de Ekman ( $W_{ek}$ ), que se puede escribir:

$$W_{ek} = \frac{1}{\rho f} \left( \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) \quad (2.7)$$

En presencia de una línea de costa, los vientos a lo largo de la costa son más fuertes sobre el océano que sobre la tierra porque la fricción en la superficie se incrementa sobre el continente debido a la presencia de orografía y vegetación que tienden a reducir la intensidad del viento. Esto crea un gradiente transversal a la costa de la intensidad del viento paralelo a la costa, que se reduce cerca de la costa. Como explican Bakun y Nelson (1991), la resultante del rotacional del esfuerzo del viento maneja el bombeo de Ekman hacia arriba que contribuye al afloramiento costero, junto con el transporte de Ekman.

Este mecanismo es esquematizado en la Fig 2.9. Del mismo modo, si el viento fuera más fuerte cerca de la costa, este podría inducir mayor transporte de Ekman cerca de la costa que lejos de la costa: un área de convergencia aparecería frente a la costa y el



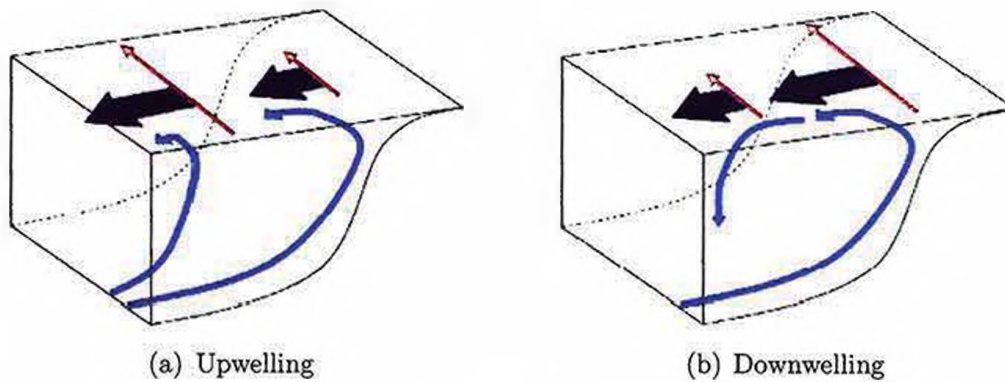


Figura 2.8: Esquema del efecto del bombeo de Ekman en el Hemisferio Sur

bombeo de Ekman sería negativo y tendría un efecto downwelling que contrarresta el efecto upwelling del transporte de Ekman.

### 2.3. El Niño - Oscilación Sur

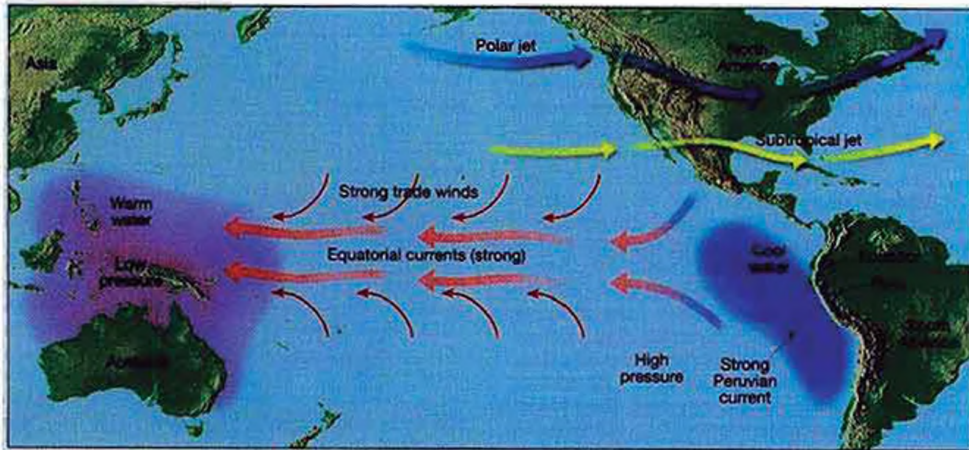
El Niño se refiere al calentamiento irregular en la temperatura superficial del mar de las costas del Perú y Ecuador a el Pacífico central ecuatorial. Esto causa una ruptura del sistema oceano-atmósfera en el Pacífico tropical teniendo importantes consecuencias para el clima en todo el mundo. Este fenómeno no es totalmente predecible, pero en promedio ocurre una vez cada cuatro años. Por lo general, dura unos 18 meses después de que comienza.

Los eventos El Niño resultan del debilitamiento de los vientos Alisios. Los vientos Alisios son manejados por un patrón de presión superficial de alta presión en el Pacífico oriental y baja presión en el occidente. Cuando este gradiente de presión se debilita, también lo hacen los vientos Alisios. El debilitamiento de los vientos Alisios permite que aguas más calidas del Pacífico occidental avancen hacia el este. Esto conduce a una acumulación de agua superficial caliente y hundimiento de la termoclina en el Pacífico oriental. La termoclina más profunda limita la cantidad de agua profunda rica

en nutrientes aprovechado por los procesos de afloramiento. Estos nutrientes son vitales para el sostenimiento de una gran población de peces normalmente encontrado en la región, y cualquier reducción en el suministro de nutrientes significa una reducción en la población de peces.

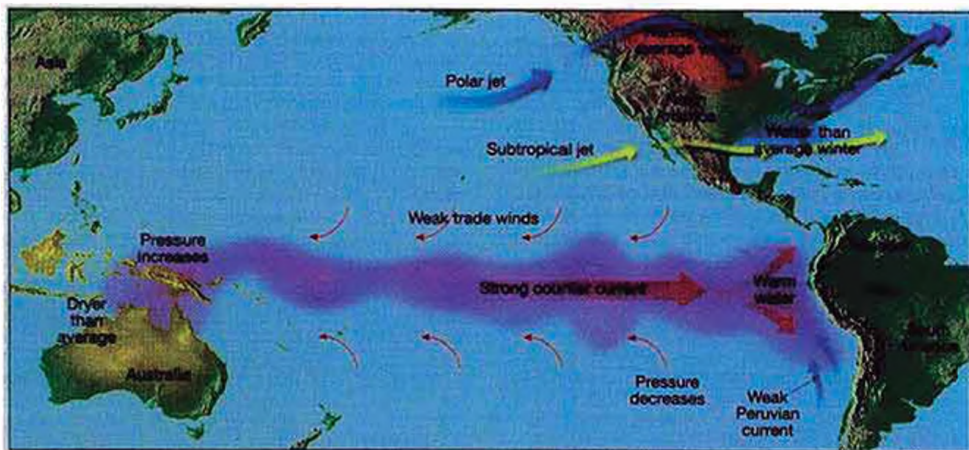
Durante El Niño 1997-98, las temperaturas superficiales del mar en el Pacífico ecuatorial central y occidental fueron mayores del lo normal. La temperatura superficial del mar para Septiembre de 1997 fue el mas alto en los últimos 50 años. Además, a finales de Septiembre los vientos Alisios sobre el Pacífico ecuatorial entre 150E y 120W disminuyó mas que en los últimos 30 años.

Los últimos años en los que eventos El Niño se han producido son 1951, 1953, 1957-58, 1965, 1969, 1972-73, 1976, 1982-83, 1986-87, 1991-92 y 1997. Las altas temperaturas del la superficie del mar y la magnitud de las anomalías de los vientos del oeste sobre el Pacífico, son muy altos. Estas condiciones sugieren que la fuerza del evento El Niño 1997 podría igualar o superar al de 1982-83, por lo que sería el mas fuerte del último siglo.



**Fig.6 Normally, the trade winds and strong equatorial currents flow toward the west. At the same time, an intense Peruvian current causes upwelling of cold water along the west coast of South America.**

(a)



**Fig.14 Upon the advent of an ENSO event, the pressure over the eastern and western Pacific flip-flops. This causes the trade winds to diminish, leading to an eastward movement of warm water along the equator. As a result, the surface waters of the central and eastern Pacific warm, with far-reaching consequences to weather patterns.**

(b)

Figura 2.9: (a) Condiciones normales (b) Condiciones El Niño

# Capítulo 3

## Materiales y Métodos

### 3.1. El modelo atmosférico WRF

El modelo Weather Research and Forecasting (WRF) es un modelo numérico de predicción meteorológica y un sistema de simulación atmosférica diseñado para investigación y aplicaciones operacionales. El desarrollo de WRF ha sido un esfuerzo de varias agencias por construir un modelo de previsión de mesoescala de última generación y un sistema de asimilación de datos para avanzar en el entendimiento y predicción meteorológica de mesoescala y acelerar la transferencia de los avances de la investigación en operaciones. El esfuerzo WRF ha sido una colaboración entre la división Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM) del National Center for Atmospheric Research (NCAR), el Centers for Environmental Prediction (NCEP) y el Earth System Research Laboratory (ESRL) del National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), el Air Force Weather Agency (AFWA) y el Naval Research Laboratory (NRL) del Department of Defense, el Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS) en la Universidad de Oklahoma, y el Federal Aviation Administration (FAA), con la participación de científicos universitarios.

WRF es mantenido y apoyado como un modelo comunitario para facilitar su am-



plio uso internacional en investigación, operaciones y enseñanza. Es adecuado para un amplio espectro de aplicaciones a través de escalas que van desde remolinos hasta simulaciones globales. Tales aplicaciones incluyen:

- Predicción numérica del tiempo
- Estudio y desarrollo de asimilación de datos
- Investigación de parametrizaciones físicas
- Simulación regional del clima
- Modelamiento de la calidad del aire
- Acoplamiento océano-atmósfera, y
- Simulaciones idealizadas

El framework del software WRF (WSF) proporciona una infraestructura que acomoda los solucionadores dinámicos, los paquetes físicos que se conectan con los solucionadores, los programas para para inicialización, WRF-Var, y WRF-Chem. Hay dos solucionadores dinámicos en el WSF: El solucionador Advanced Research WRF (ARW) desarrollado principalmente en NCAR, y el solucionador NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model) desarrollado en NCEP.

### **3.1.1. Sistema Advanced Research WRF (ARW)**

El sistema ARW es el solucionador dinámico ARW junto con otros componentes del sistema WRF compatibles con el solucionador y usados en la producción de una simulación. Así, este es un subconjunto del sistema de modelamiento WRF que, en adición al solucionador ARW, abarca esquemas físicos, opciones dinámicas/numéricas, rutinas

de inicialización, y un paquete de asimilación de datos (WFR-Var). El solucionador ARW comparte el WSF con el solucionador NMM y todos los otros componentes WRF dentro del framework.

### Principales características del sistema ARW, versión 3

Solucionador ARW:

- Ecuaciones: totalmente compresible, Euler no hidrostático con opción hidrostática disponible en tiempo de ejecución. Conservador para las variables escalares.
- Variables de pronóstico: componentes de la velocidad  $u$  y  $v$  en coordenadas cartesianas, velocidad vertical  $w$ , perturbación de la temperatura potencial, perturbación del geopotencial, y perturbación de la presión superficial del aire seco. Opcionalmente, energía cinética turbulenta, y cualquier número de escalares tales como razón de mezcla vapor de agua, razón de mezcla lluvia/nieve, razón de mezcla nube agua/hielo, y especies químicas y trazadores.
- Coordenada vertical: presión hidrostática de seguimiento de terreno.
- Rejilla horizontal: rejilla C de Arakawa.
- Integración temporal: usando el método de Runge-Kutta de 2do o 3er orden.
- Discretización espacial: advección de 2do a 6to orden.
- Mezcla turbulenta y filtros del modelo
- Condiciones iniciales: tri-dimensional para datos reales, y uni-, bi-, o tri-dimensional para datos idealizados.
- Condiciones de frontera laterales: periódicas, abiertas, simétricas, y opciones específicas disponibles.

- Condiciones de frontera superior: absorción de las ondas de gravedad.
- Condiciones de frontera inferior: Físicas o free-slip
- Rotación de la tierra: Términos de Coriolis incluidos.
- Mapeo a esfera: polar stereographic, Lambert conformal, Mercator, y latitud-longitud.
- Anidamiento: Múltiples niveles
- Nudging
- Rejilla global: Capacidad de simulación global utilizando filtro polar de Fourier y condiciones este-oeste periódicas.

Física del modelo: las parametrizaciones físicas disponibles en WRF son las siguientes

- Microfísica
- Parametrización de Cumulus
- Física de superficie
- Física de la Capa Límite Planetaria
- Física de la radiación atmosférica

### 3.1.2. WRF Preprocessing System (WPS)

WPS es el módulo encargado de realizar el pre-procesamiento de la información antes de la ejecución del modelo. Este módulo consta a su vez de los siguientes componentes:

**geogrid.exe** Interpola los datos terrestres para los dominios de cálculo (Estáticos).

**ungrib.exe** Desempaqueta datos meteorológicos GRIB y los empaqueta dentro de archivos de formato intermedio.

**metgrid.exe** Interpola los datos meteorológicos horizontales dentro del dominio del modelo ejecutado.

### 3.1.3. Funcionamiento del modelo

ARW es el módulo principal del modelo y está encargado de realizar la simulación, a su vez se compone de:

**real.exe** Este programa interpola los archivos \*met\_em (generado por metgrid.exe) verticalmente, crea archivos de límites y condiciones iniciales, y realiza algunas pruebas de consistencia.

**wrf.exe** Genera el pronóstico del modelo.

La figura 3.1 muestra el flujo de la ejecución básica del modelo WRF.

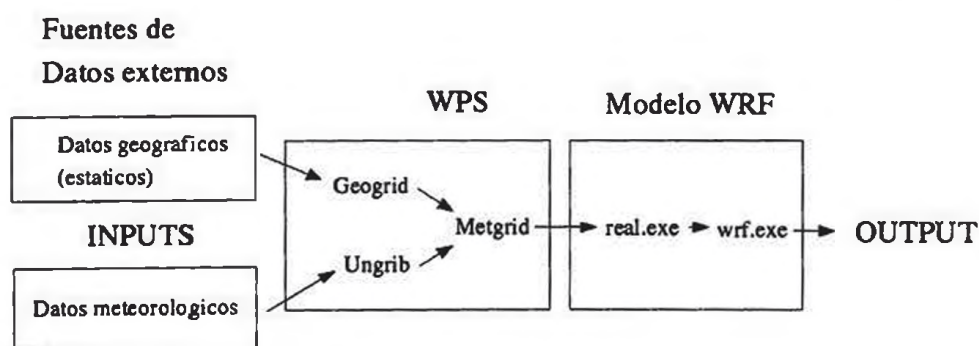


Figura 3.1: Flujo de la ejecución básica del modelo

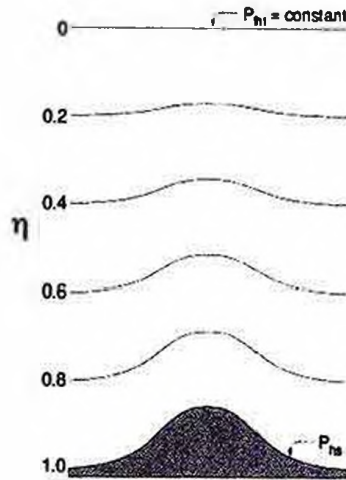


Figura 3.2: Coordenada  $\eta$  WRF

### 3.1.4. Ecuaciones del modelo

El solucionador dinámico ARW integra las ecuaciones de Euler comprensibles, no hidrostáticas. Las ecuaciones son emitidas en forma de flujo utilizando variables que tienen propiedades de conservación. Las ecuaciones se formulan usando la coordenada vertical de seguimiento del terreno.

#### Coordenada vertical y variables

Las ecuaciones ARW son formuladas usando una coordenada vertical de presión hidrostática de seguimiento del terreno denotada por  $\eta$  y definida como

$$\eta = (p_h - p_{ht})/\mu \quad (3.1)$$

donde  $\mu = p_{hs} - p_{ht}$

$p_h$  es la componente hidrostática de la presión, y  $p_{hs}$  y  $p_{ht}$  se refieren a los valores a lo largo de superficie y los límites superiores, respectivamente.  $\eta$  varía de un valor de 1 en la superficie a 0 en el límite superior del dominio del modelo (Fig 3.2).

Dado que  $\mu(x, y)$  representa la masa por unidad de área dentro de la columna en el

dominio del modelo las apropiadas variables en forma de flujo son

$$\vec{V} = \mu \vec{v} = (U, V, W) \quad (3.2)$$

$$\Omega = \mu \dot{\eta} \quad (3.3)$$

$$\Theta = \mu \theta \quad (3.4)$$

donde  $\vec{v} = (u, v, w)$  son las velocidades covariantes en las direcciones horizontales y vertical, respectivamente. Mientras  $w = \dot{\eta}$  es la velocidad vertical contravariante.  $\theta$  es la temperatura potencial. También aparecen en las ecuaciones de ARW las variables no conservativas  $\phi = gz$  (el geopotencial),  $p$  (presión), y  $\alpha = 1/\rho$  (la densidad inversa).

### Ecuaciones de Euler

Usando las variables definidas anteriormente, las ecuaciones de Euler se pueden escribir como

$$\partial_t U + (\nabla \cdot V u) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x) = F_U \quad (3.5)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot V v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y) = F_V \quad (3.6)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot V w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (3.7)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot V \theta) = F_\Theta \quad (3.8)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot V) = 0 \quad (3.9)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(V \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (3.10)$$

junto con la relación de diagnóstico para la densidad inversa

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu \quad (3.11)$$

y la ecuación de estado

$$p = p_o (R_d \theta / p_o \alpha)^\gamma \quad (3.12)$$

$\gamma = c_p/C_v = 1,4$  es la razón de las capacidades caloríficas para aire seco,  $R_d$  es la constante de gas para aire seco, y  $p_o$  es una presión referencial (típicamente  $10^5$  Pascales). Los terminos del lado derecho  $F_U$ ,  $F_V$ ,  $F_W$ , y  $F_\Theta$  representan términos de forzamiento que surgen de la física del modelo, mezcla turbulenta, proyecciones esféricas, y la rotación de la tierra.

### 3.1.5. Solución numérica de las ecuaciones

#### Discretización temporal

El solucionador ARW usa un esquema de integración de paso de tiempo dividido ("split time step"). Los modos lentos o de baja frecuencia son integrados usando el método de Runge Kutta de orden 3 (RK3), mientras que los modos acústicos de alta frecuencia son integrados sobre pequeños pasos de tiempo para mantener al estabilidad numérica.

Definiendo las variables de pronóstico como  $\Phi = (U, V, W, \Theta, \phi', \mu', Q_m)$  y las ecuaciones del modelo como  $\Phi_t = R(\Phi)$ , la integración RK3 toma la forma de 3 pasos para avanzar una solución  $\Phi(t)$  a  $\Phi(t + \Delta t)$ :

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \quad (3.13)$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \quad (3.14)$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}) \quad (3.15)$$

donde  $\Delta t$  es el paso de tiempo para los modos de baja frecuencia (el paso de tiempo del modelo).



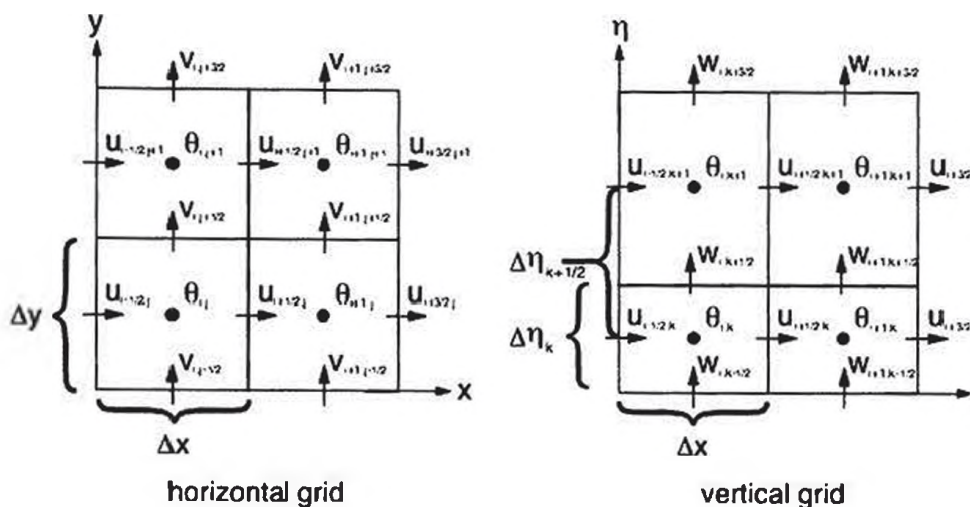


Figura 3.3: Rejilla horizontal y vertical de la ARW

### Discretización espacial

La discretización espacial en el solucionador ARW usa una rejilla tipo C de Arakawa para las variables como se muestra en la Fig 3.3. Esto es, velocidades normales son escalonadas a la mitad de la longitud de la rejilla de las variables termodinámicas. El índice de las variables  $(i, j, k)$  indica la localización de las variables con  $(x, y, \eta) = (i\Delta x, j\Delta y, k\Delta \eta)$ . Se denota Los puntos donde  $\theta$  es localizado como puntos de masa, e igualmente se denota los puntos donde  $u, v$  y  $w$  son definidos como puntos  $u$ , puntos  $v$ , y puntos  $w$ . No se muestra en la Fig la columna de masa  $\mu$ , definida en los puntos  $(i, j)$  sobre la rejilla discreta, el geopotencial  $\phi$  que esta definido en los puntos  $w$ , y las variables de humedad  $q_m$  definidas en los puntos de masa. Las variables de diagnóstico usadas en el modelo, la presión  $p$  y la densidad inversa  $\alpha$  son computados en los puntos de masa. Usando esta rejilla y la definición de variables, se realiza la discretización espacial usando diferencias finitas (esquemas de 2do a 6to orden).



## 3.2. Fuentes de datos

En esta sección se describen los datos utilizados para establecer las condiciones de frontera (datos atmosféricos) y el forzante (datos de la TSM) del modelo.

### 3.2.1. Datos atmosféricos: reanálisis NCEP FNL

Los datos de NCEP FNL (Final) Operational Global Analysis son fuente de datos atmosféricos, tienen una resolución horizontal de 1.0x1.0 grados y son preparados operacionalmente cada 6 horas. Este producto se encuentra en el Global Data Assimilation System (GDAS), que recoge continuamente datos de observación del Global Telecommunications System (GTS), y otras fuentes, para muchos análisis. Los FNLs son hechos con el mismo modelo que NCEP usa en el Global Forecast System (GFS), pero los FNLs son preparados alrededor de una hora o mas luego que el GFS es inicializado. Los FNLs son demorados tal que mas datos observacionales puedan ser usados.

Los analisis estan disponibles sobre la superficie, en 26 niveles obligatorios de 1000mb a 10mb, en la capa limite superficial y algunas capas sigma, la tropopausa y algunos otros. Los parametros incluyen presión superficial, presión al nivel de mar, altura geopotencial, temperatura, temperatura superficial del mar, valores de los parametros del suelo, cobertura de hielo, humedad relativa, componente zonal U y meridional V del viento, movimiento vertical, vorticidad y ozono.

Los datos estan disponibles en formato GRIB1 y GRIB2, y desde el 30 de Septiembre de 1999. Para mas información ver: <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>

### 3.2.2. Datos de la TSM: Reynolds

Son datos de la Temperatura Superficial del Mar que han sido desarrollados por Richard W. Reynolds usando el método de Interpolación Óptima (OI), tienen una

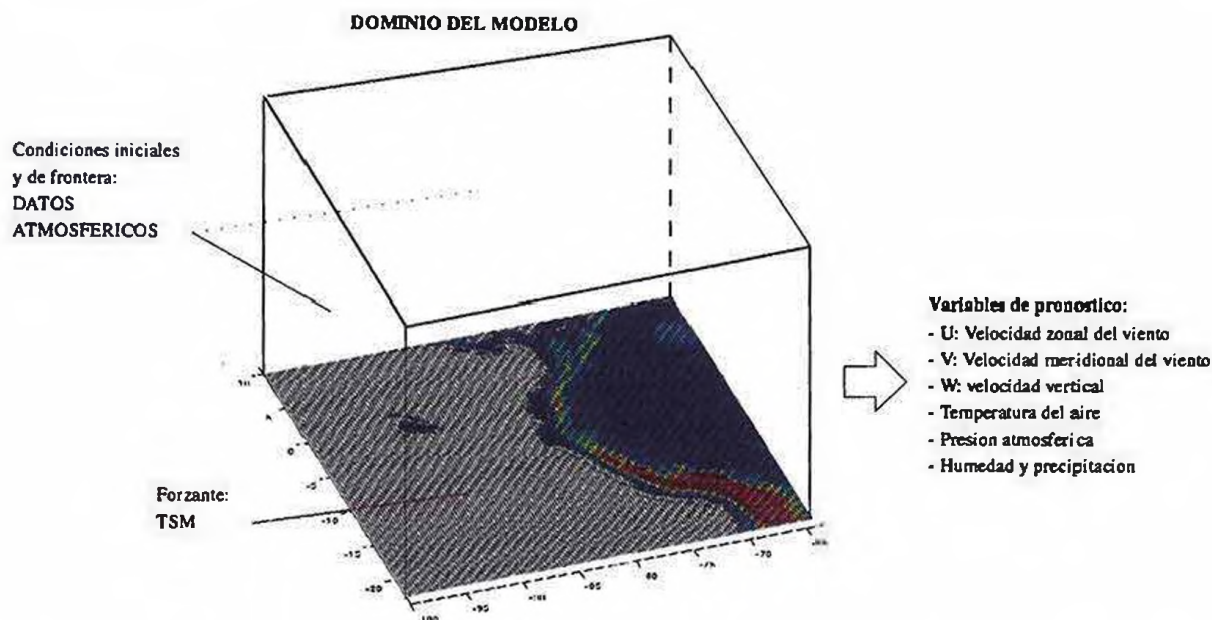


Figura 3.4: Dominio del modelo (caja): condiciones de frontera (datos atmosféricos en las caras laterales y cara superior) y forzante (datos de la TSM en la cara inferior).

resolución espacial de  $0,25^\circ$  y una resolución temporal de 1 día. El producto usa datos de la TSM de sensores infrarrojos AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo de satélites de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), y datos in situ tomados con barcos o boyas. Los datos están actualmente disponibles via FTP en: <ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/NetCDF/>.

### 3.2.3. Datos de viento del satélite QuikSCAT

Son datos satelitales utilizados para validar los datos de viento superficial simulado por el modelo WRF. QuikSCAT es un satélite artificial de la NASA lanzado el 20 de junio de 1999 mediante un cohete Titan desde la base de Vandenberg.

La misión de QuikSCAT es la de medir la velocidad y dirección del viento sobre los océanos (viento superficial) mediante microondas para mejorar la predicción del tiempo y estudiar el desarrollo de las tormentas tropicales.

### 3.3. Configuración del modelo WRF para la zona costera del Perú

#### 3.3.1. Definición del dominio de las simulaciones

El dominio rectangular escogido para realizar las simulaciones abarca toda la zona costera del territorio peruano e incluye una zona de amortiguamiento en cada dirección para evitar las distorsiones que ocurren en los bordes del dominio de una simulación numérica (dominio total aproximado:  $100W - 64W$ ,  $23S - 10N$ ). Se toma una extensa zona en la frontera Este porque se considera que es posible que ocurran procesos en tierra que pueden afectar de manera significativa los procesos desarrollados en la costa.

La resolución de las simulaciones esta directamente ligada a la precisión de las condiciones de frontera del modelo y al tamaño del dominio. La resolución horizontal es de  $30km$  (grilla regular), la resolución vertical de 35 niveles Eta, y el paso de tiempo de 180 segundos.

Las coordenadas del centro del dominio fueron  $82W$  y  $6,5S$ . En total se hicieron 133 divisiones del dominio principal en dirección oeste-este y 123 divisiones en la dirección Sur-Norte para un total de 16359 celdas de modelo, abarcando un área aproximada de  $14'637\ 348\ km^2$ .

#### 3.3.2. Parametrizaciones físicas

Las parametrizaciones físicas que se utilizaron en la configuración local del modelo son las siguientes:

**Microfísica de la atmósfera** Se utilizó el esquema WRF Single-Moment 5-class. Este es un esquema que incluye vapor de agua, nubes líquidas y de hielo, lluvia, nieve

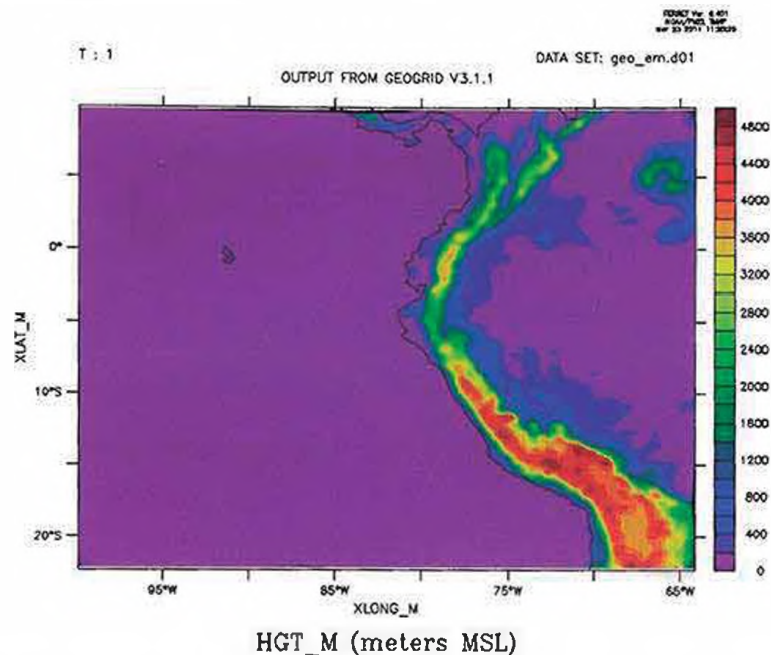


Figura 3.5: Dominio usado en las simulaciones WRF: 100W – 64W, 23S – 10N. Abarca un área aproximada de 14'637 348  $km^2$ .

y granizo, además de agua superenfriada y derretimiento de granizo. (Variable: mp\_physics=4).

**Transferencia radiativa de onda larga** Incluye radiación térmica e infrarroja absorbida y emitida por la superficie y los gases. Variable: ra\_lw\_physics = 4.

**Transferencia radiativa de onda corta** Incluye explícitamente la radiación ionizante y fotoquímica proveniente del Sol, incluyendo absorción, reflexión y dispersión. (Variable: ra\_sw\_physics=4).

**Física superficial** Considera la forma en que los forzantes radiativos y forzantes latentes de precipitación afectan a los distintos tipos y usos de suelo. El esquema incluye 6 niveles superficiales, considera temperatura y humedad del suelo, evapotranspiración, drenaje, rugosidad del suelo y fracción total cubierta por nieve y hielo. (Variable: sf\_surface\_physics=3).



**Capa Límite Planetaria** Se utilizó el esquema Yonsei University. Este esquema utiliza calores latentes y sensibles superficiales para determinar los flujos y difusión verticales de manera independiente de los horizontales. (Variable: bl\_pbl\_physics=1).

**Parametrización de cúmulos** Se utilizó el esquema de Kain-Fritsch (KF). El esquema KF emplea el movimiento vertical en los niveles inferiores como parámetro de activación cuando hay inestabilidad. También parametriza los efectos de las corrientes convectivas ascendentes de poca profundidad. (Variable: cu\_physics=1).

### 3.4. Simulaciones realizadas

Se ejecutaron 2 simulaciones (SIM-0 y SIM-1) que permiten evaluar la relevancia de la variación de la TSM en la intensificación del viento costero durante El Niño 1997-1998.

#### 3.4.1. SIM-0: Simulación climatológica

Esta simulación se realizó para obtener datos de viento superficial sobre la región del Perú en condiciones normales. Para las condiciones iniciales y de frontera de esta simulación se utilizó datos atmosféricos climatológicos calculados a partir de los datos NCEP FNL, y como forzante se utilizó datos climatológicos de la TSM calculados a partir de los datos de la TSM de Reynolds. Para calcular estos datos climatológicos se usó datos del 2000 al 2011 (periodo base). La simulación se ejecutó para el periodo de un año, generando 4 datos por día (00 06 12 18) de enero a diciembre.

En las condiciones de frontera se utilizaron las siguientes variables:

TT: Temperatura del aire

VV: Velocidad zonal del viento

UU: Velocidad meridional del viento

RH: Humedad relativa

PSFC: Presión superficial

SM: Cantidad de agua contenida en una capa del suelo

ST: Temperatura media en una capa del suelo

Debido a que la base de datos NCEP FNL a partir del 2005 aumenta el número de niveles (capas) de datos en el suelo (de 2 a 4) antes de calcular los valores climatológicos de las variables SM y ST se homogenizó estos datos a 2 niveles utilizando los siguientes criterios:

Para calcular la concentración de agua en el suelo entre 10-200cm por debajo de la capa de tierra (SM010200) se utilizó las concentraciones de agua entre 10-40cm (SM010040), entre 40-100cm (SM040100), y entre 100-200cm (SM100200), tomando en cuenta el peso de las concentraciones:

$$SM010200 = \frac{1}{190}(30 * SM010040 + 60 * SM040100 + 100 * SM100200) \quad (3.16)$$

Para calcular la temperatura media del suelo entre 10-200cm (ST010200) se asume una variación lineal de la temperatura entre la capa 40-100cm (ST040100) y la capa 100-200cm (ST100200), y teniendo en cuenta que las mediciones en estas capas se realizan a 70 cm y 150 cm de profundidad respectivamente, se obtiene la fórmula para la temperatura a 105cm (ST010200):

$$ST010200 = \frac{7}{16}(ST100200 - ST04010) + ST04010 \quad (3.17)$$

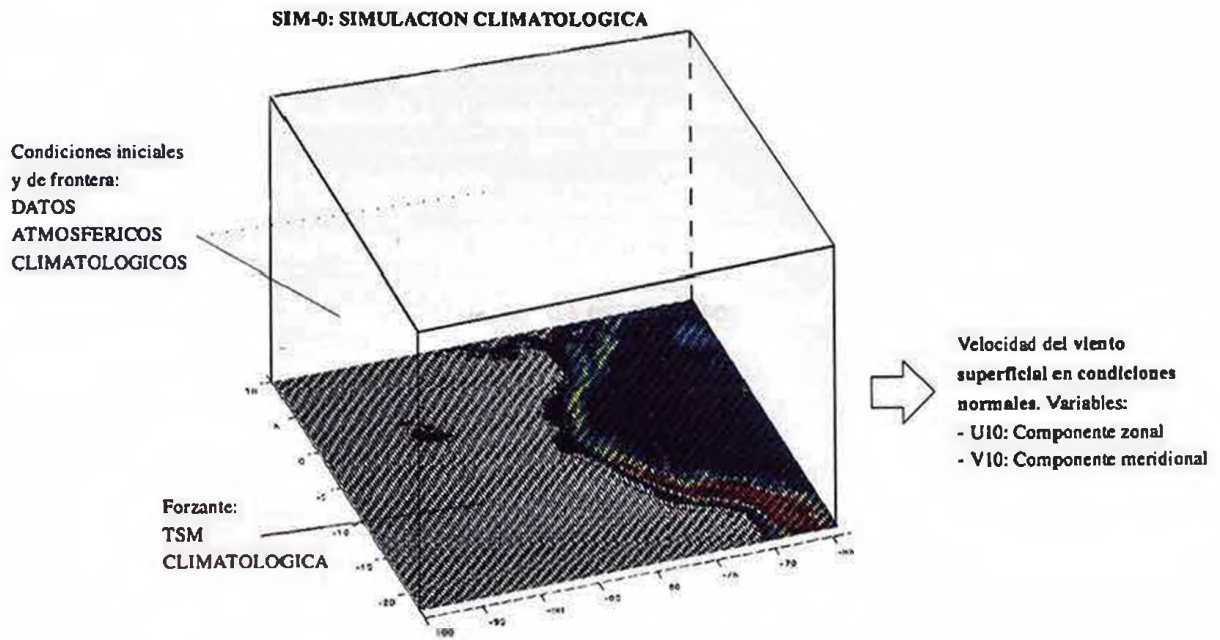
### 3.4.2. SIM-1: Simulación forzada con TSM del 97-98

En esta simulación se utilizó también como condiciones iniciales y de frontera datos atmosféricos climatológicos, pero, como forzante se utilizó datos de la TSM (Reynolds)

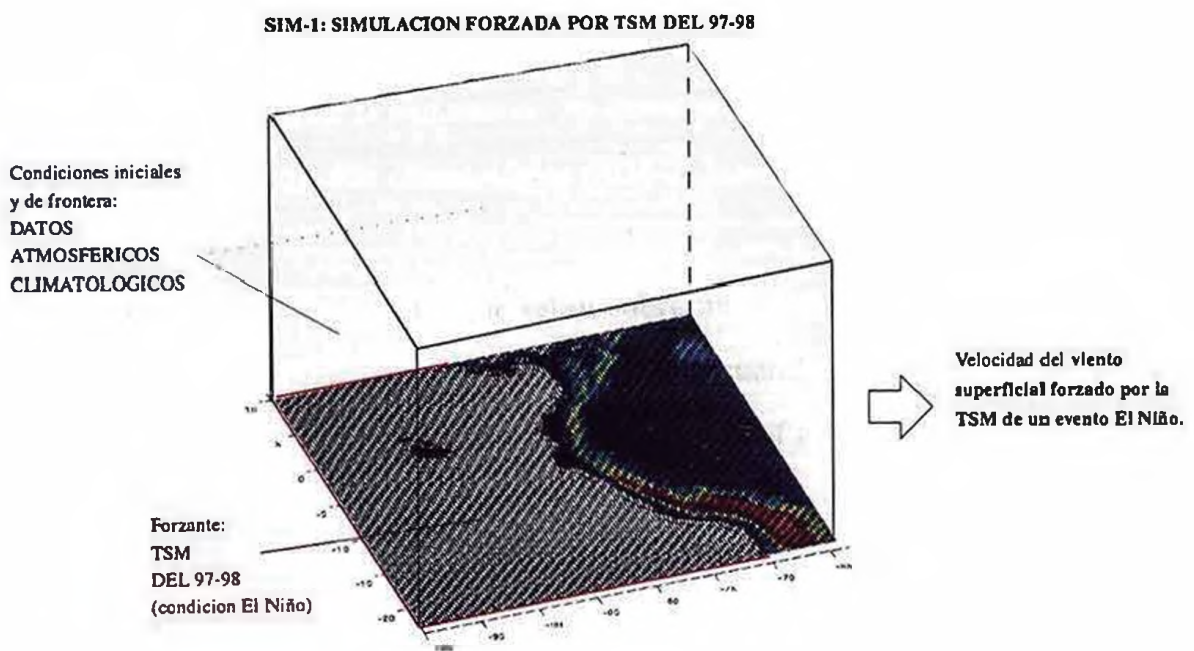


de los años 1997 y 1998, que corresponden al periodo de desarrollo de un evento El Niño.

Los datos de viento obtenidos de esta simulación ideal (en la que solo se cambio la TSM) son comparados con los datos de viento de la simulación climatológica, lo que permite medir la respuesta del viento costero a la variación de la TSM de una condicion normal a una condición El Niño.



(a) SIM-0



(b) SIM-1

Figura 3.6: Simulaciones WRF realizadas

### 3.5. Metodología del análisis

En esta sección se describe el conjunto de procedimientos que se siguió para llevar a cabo el análisis de los resultados.

Las 2 simulaciones realizadas (SIM-0 y SIM-1) fueron configuradas para producir 4 datos por día (cada 6 horas). A partir de estos datos se calculó datos promedio diarios. Se extrajo y trabajo con las siguientes variables:

**U10** Componente zonal de la velocidad del viento a 10 metros de altura.

**V10** Componente meridional de la velocidad del viento a 10 metros de altura.

**TSM** Temperatura de la superficie del mar.

#### 3.5.1. Validación de los datos de viento

Con el fin de validar la simulación, los datos promedio diario del viento superficial obtenidos de la simulación climatológica (SIM-0) fueron cotejados con datos de viento del satélite QuikSCAT.

Se utilizó datos QuikSCAT que estan sobre una grilla de  $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$  de resolución horizontal y que incluye las componentes zonales y meridionales del viento a 10 metros sobre la superficie del mar. Son datos diarios a partir del 1 de Enero del 2000 hasta el 31 de Diciembre del 2008. Estos datos se utilizaron para obtener datos climatológicos diarios que sean comparables con los datos diarios obtenidos de la simulación climatológica WRF.

Dado que los datos de viento de WRF (de resolución horizontal 30km x 30km) y los datos de viento de QuikSCAT estan a diferente resolución espacial, para poder compararlos, se interpoló, usando el método de los splines cúbicos, los datos del modelo a la resolución de la grilla de los datos del satélite (50km x 50km).

Para medir la diferencia entre los datos de viento simulado y observado se utilizaron los siguientes parametros estadísticos: el error cuadrático medio del vector viento (RMSVE) y el error absoluto medio normalizado (NMAE).

El RMSVE mide las diferencias en intensidad y dirección del vector viento, y esta definido por

$$RMSVE = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (U_{iw} - U_{iq})^2 + (V_{iw} - V_{iq})^2 \right]^{1/2} \quad (3.18)$$

donde:

$U_{iw}$  y  $V_{iw}$  son los promedios diarios del viento zonal y meridional simulados por WRF.

$U_{iq}$  y  $V_{iq}$  son los promedios diarios del viento zonal y meridional medidos por el satélite QuikSCAT.

$N$  es el numero de dias (365)

El NMAE da la medida de las diferencias en promedio entre los valores simulados y los valores medidos por el satelite de la intensidad del viento, teniendo en cuenta el peso del error respecto al valor medido por el satélite, y esta definido por

$$NMAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|S_w - S_q|}{S_q} \quad (3.19)$$

donde:

$S_w$  es la intensidad del viento simulado por WRF, y

$S_q$  es la intensidad del viento medido por QSCAT.

Para medir la relación lineal y proporcionalidad entre los valores del viento simulado y los valores del viento medido por QSCAT se calcula el Coeficiente de Correlación (CC) definido por

$$CC = \frac{\sum_{i=1}^N (S_w - \bar{S}_w) (S_q - \bar{S}_q)}{\left[ \sum_{i=1}^N (S_w - \bar{S}_w)^2 \sum_{i=1}^N (S_q - \bar{S}_q)^2 \right]^{1/2}} \quad (3.20)$$

donde:

$S_w$  y  $\bar{S}_w$  son la intensidad del viento y el promedio simulados por WRF, y  $S_q$  y  $\bar{S}_q$  son la intensidad del viento y el promedio medidos por QSCAT.

### 3.5.2. Análisis en la franja costera

Este análisis se lleva a cabo en una región que abarca toda la zona costera marina peruana ( $\sim 120km$  frente a la costa). Esta región, denominada franja costera, contiene para cada latitud los 5 datos del modelo mas cercanos a la costa.

Se analizan (usando los datos de la SIM-0) los ciclos climatológicos de la TSM, de los gradientes de la TSM, y del viento costero.

Para calcular los gradientes de la TSM (zonal:  $G_z$  y meridional:  $G_m$ ) se utilizó el método de diferencias finitas hacia adelante:

$$G_z = \frac{TSM(x_2) - TSM(x_1)}{x_2 - x_1} \quad (3.21)$$

$$G_m = \frac{TSM(y_2) - TSM(y_1)}{y_2 - y_1} \quad (3.22)$$

La intensidad del viento costero ( $V_{costero}$ ) paralelo a la línea de costa se calcula utilizando la siguiente fórmula:

$$V_{costero} = U_{10} * \cos(90^\circ + \theta(lat)) + V_{10} * \sen(90^\circ + \theta(lat)) \quad (3.23)$$

donde:

$U_{10}$ ,  $V_{10}$ : son las componentes zonal y meridional de la velocidad del viento a 10 metros de altura.

$\theta(lat)$ : es el ángulo en grados sexagesimales entre la meridional y la dirección de la línea de costa a la latitud  $lat$ .



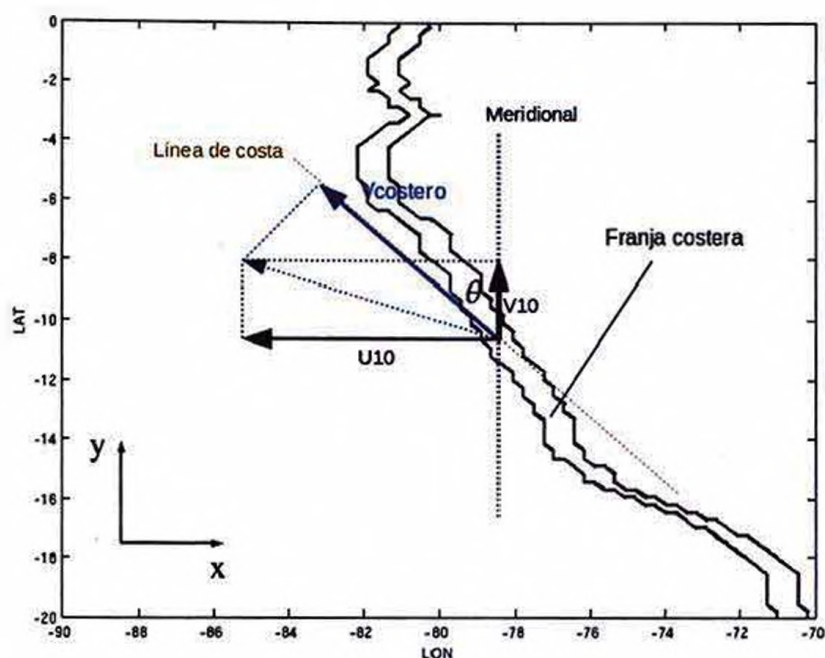


Figura 3.7: Región de análisis: franja costera ( $\sim 120km$  de ancho). Flecha azul: viento costero paralelo a la línea de costa.

Luego, se analiza (usando datos de la SIM-1) la evolución de la TSM, de los gradientes de la TSM y del viento costero durante el periodo forzado por TSM del 97-98.

Por último, se analiza la variación de los perfiles longitudinales del viento en los  $12^{\circ}26'S$ , y también la evolución del viento oceánico durante el periodo forzado por TSM del 97-98.

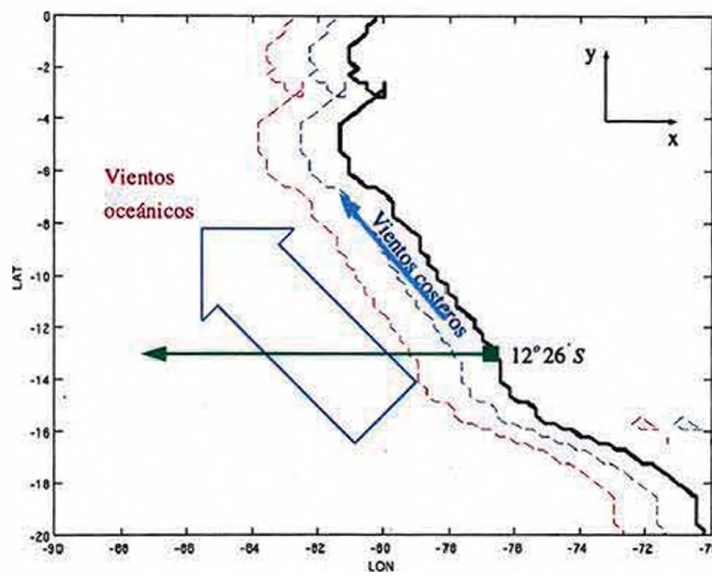


Figura 3.8: Línea azul: limita los vientos costeros ( $< 120km$ ). Línea roja: limita los vientos oceánicos ( $> 250km$ ). Flecha verde: señala la longitud a la cual se analiza el perfil longitudinal del viento.

# Capítulo 4

## Resultados

En esta parte se presenta y realiza un análisis descriptivo de los resultados que fueron obtenidos siguiendo la metodología descrita en el capítulo anterior.

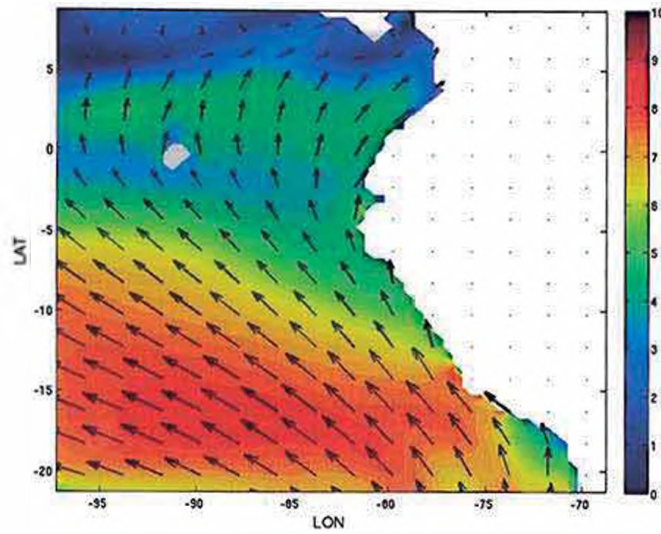
### 4.1. SIM-0: Simulación climatológica

#### 4.1.1. Validación de los datos de viento simulado

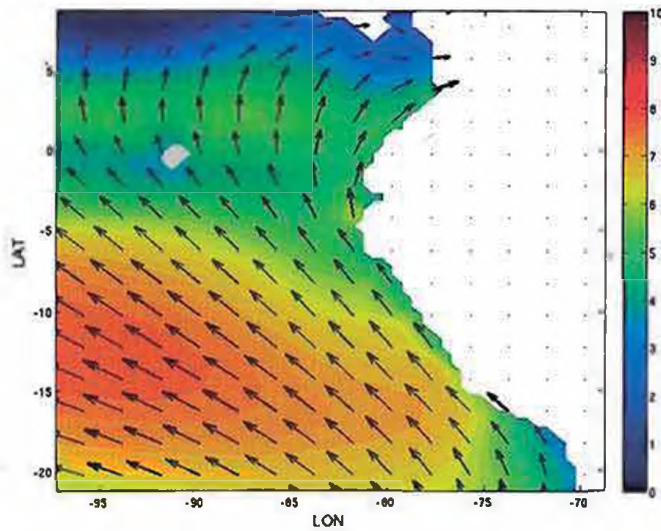
La validación de los datos de viento superficial generados con la simulación climatológica (SIM-0) se realizó usando los datos de viento del satélite QuikSCAT.

En la figura 4.1 se muestra la distribución espacial del viento superficial (a 10m de altura) promedio anual según el modelo WRF (izquierda) y de acuerdo a los datos del satélite QuikSCAT (derecha). Se observa que la distribución espacial del viento simulado es coherente con la distribución del viento superficial observado: el viento sopla del sureste a lo largo de la costa del Perú, y próximo a la línea del ecuador se desvia hacia la derecha, es intenso cerca de los  $15^{\circ}S$  (tono rojizo), y se debilita viajando al norte (tono azulado).

En la figura 4.2 se muestran mapas de la distribución espacial de los parámetros estadísticos RMSVE, NMAE y CC que cuantifican la relación entre los datos del viento



(a) Modelo WRF\*



(b) Satélite QuikSCAT 50km

Figura 4.1: Mapas del viento superficial promedio anual en la región del Perú. Las flechas indican dirección y los colores intensidad del viento (en  $m/s$ ). \*Interpolado a 50km utilizando el método de los splines cúbicos.

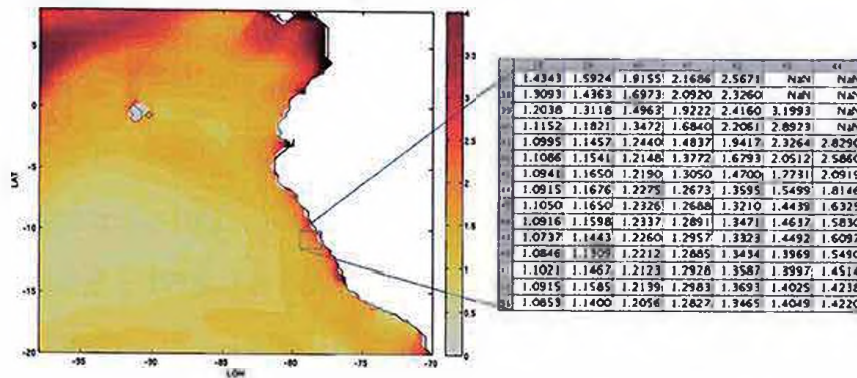
superficial simulado y del viento en superficie observado por el satélite QuikSCAT en la región de estudio.

El mapa del RMSVE muestra que no son grandes las diferencias en intensidad y dirección del viento simulado y observado cerca de la costa peruana, en promedio es de  $1,55m/s$ . Este valor disminuye mar adentro. El NMAE, relacionado solo a las diferencias en intensidad, en promedio cerca de la costa es de 16 %.

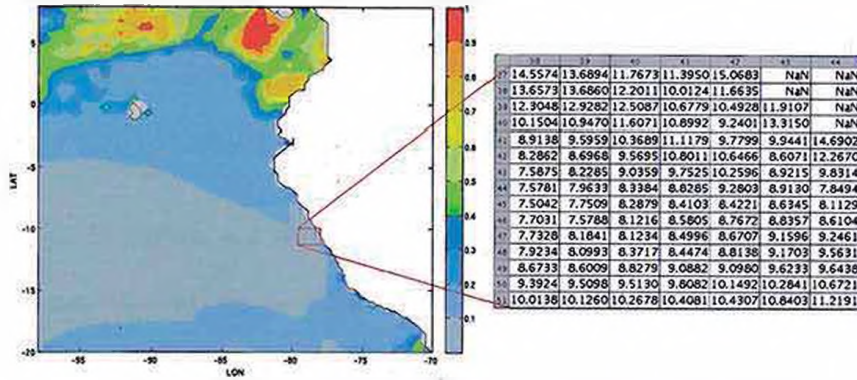
Por otro lado, el coeficiente de correlación CC entre las intensidades del viento simulado y del viento observado tiende a 1 (en promedio frente a la costa es de 0,69). Este valor, positivo, indica que los vientos simulados por el modelo WRF sostienen una relación lineal directa y relativamente fuerte con los vientos observados por el satélite QSCAT.

Los anteriores parámetros estadísticos que han sido calculados nos permiten concluir que el modelo utilizado (WRF) está simulando de manera aceptable el comportamiento climatológico anual de los vientos frente a la costa del Perú. Por lo que, se tendrá confianza en los resultados obtenidos al llevar a cabo la simulación idealizada (SIM-1) que es forzada con TSM correspondiente a un periodo El Niño (97-98).

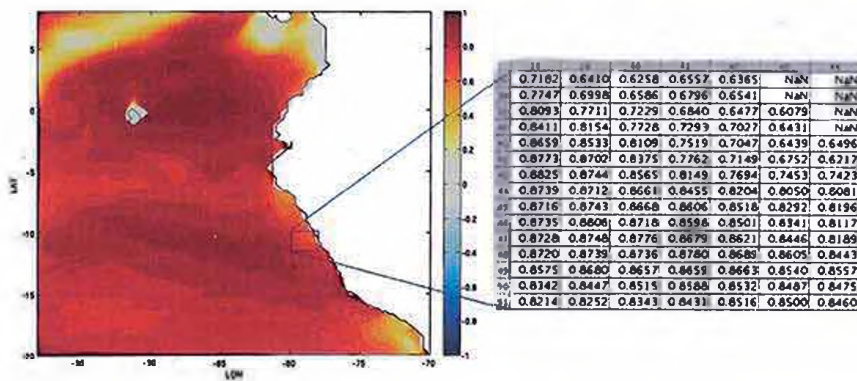




(a) RMSVE: En promedio cerca de la costa es de 1,55m/s.



(b) NMAE: En promedio cerca de la costa es de 16 %.



(c) CC: En promedio cerca de la costa es de 0,69.

Figura 4.2: Mapas de los parametros estadísticos que muestran la diferencia y relación entre el viento simulado WRF y el viento observado QuikSCAT.

### 4.1.2. Ciclo anual de la TSM

Los gráficos en la figura 4.3 muestran el ciclo anual climatológico de la TSM cerca de la costa: (a) Según latitud y (b) En promedio en la franja costera. Las temperaturas más bajas (alrededor de  $15^{\circ}C$ ) se registran entre los meses de julio y octubre, y entre las latitudes de  $14^{\circ}S$  y  $17^{\circ}S$ . En promedio, la TSM alcanza su valor máximo en el mes de febrero ( $\sim 22,5^{\circ}C$ ) y su valor mínimo en el mes de septiembre ( $\sim 17^{\circ}C$ ). Disminuye de marzo a agosto, y aumenta de octubre a enero. Se mantiene fría (menos de  $18^{\circ}C$ ) de julio a octubre. Se registran así temperaturas altas en verano, y temperaturas bajas en invierno.

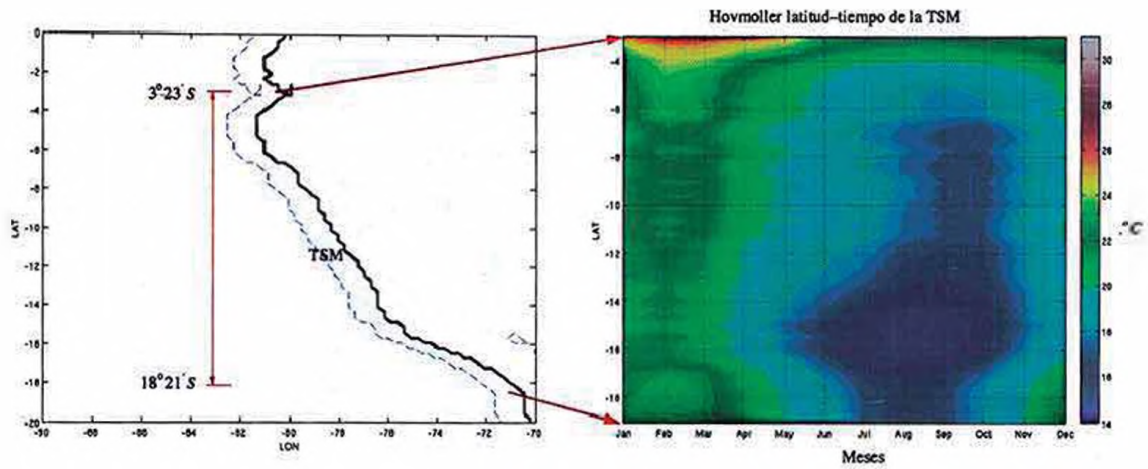
### 4.1.3. Ciclo anual de los gradientes de la TSM

Los gráficos en la figura 4.4 muestran los ciclos anuales climatológicos de los gradientes (zonal y meridional) de la TSM.

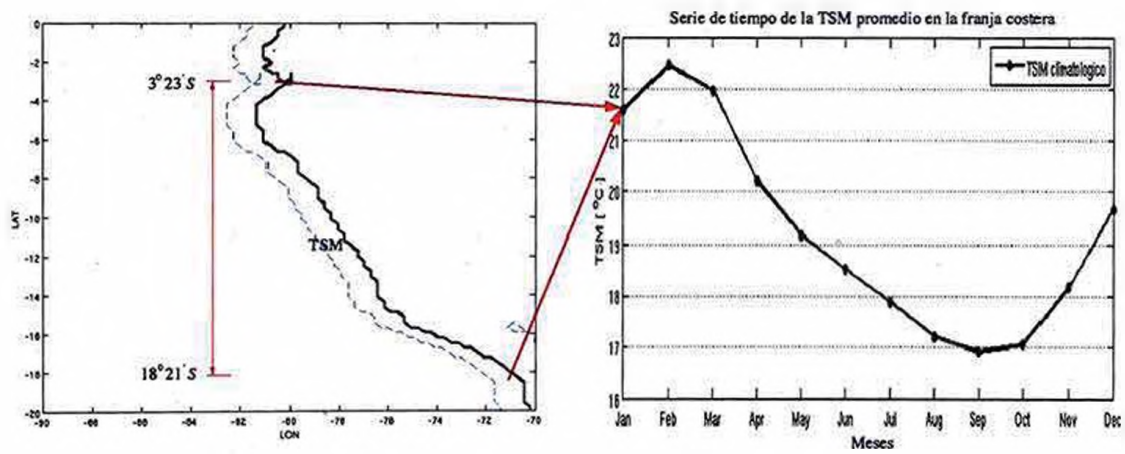
El gradiente zonal es negativo (tono azulado) a lo largo de casi toda la costa y en todo el año. Solo es positivo (tono rojizo) al norte de los  $4^{\circ}S$ , y se torna positivo pero muy débil de agosto a noviembre entre las latitudes de  $16^{\circ}S$  y  $18^{\circ}S$ .

El gradiente meridional en general también es negativo. Se mantiene positivo aproximadamente entre  $3,5^{\circ}S$  y  $5^{\circ}S$ , y se torna positivo débil de mayo a noviembre entre las latitudes de  $12^{\circ}S$  y  $14,5^{\circ}S$ .

En promedio en la franja costera, ambos gradientes son negativos durante todo el año. Siendo el gradiente zonal siempre más negativo que el gradiente meridional. Ambos gradientes negativos son fuertes de enero a abril (verano), y débiles de julio a octubre (invierno).

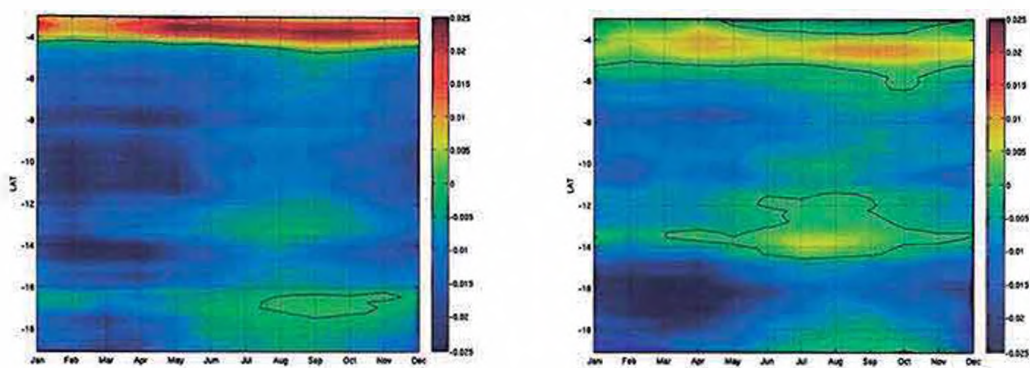


(a) Según latitud



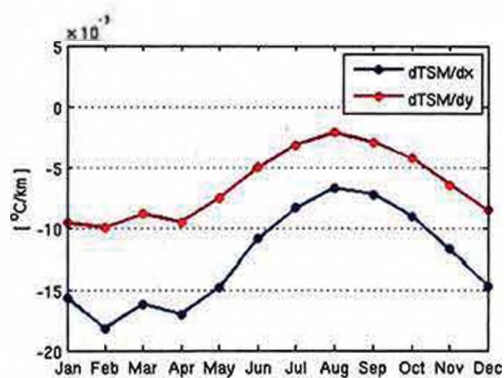
(b) En promedio en la franja costera

Figura 4.3: Ciclo anual climatológico de la TSM



(a) Gradiente zonal

(b) Gradiente meridional



(c) Promedio en la franja costera. Gradiente zonal (azul). Gradiente meridional (rojo)

Figura 4.4: Ciclo anual climatológico de los gradientes de la TSM



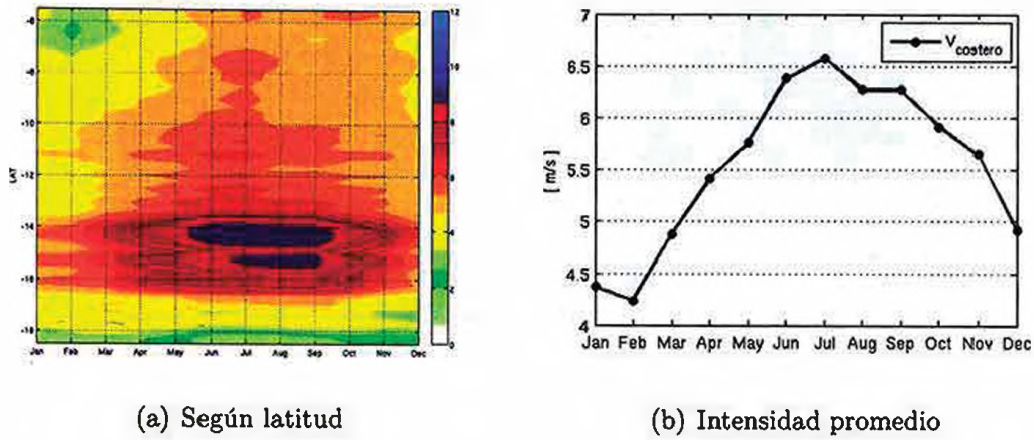


Figura 4.5: Ciclo anual climatológico del viento costero ( $V_{costero}$ )

#### 4.1.4. Ciclo anual del viento costero

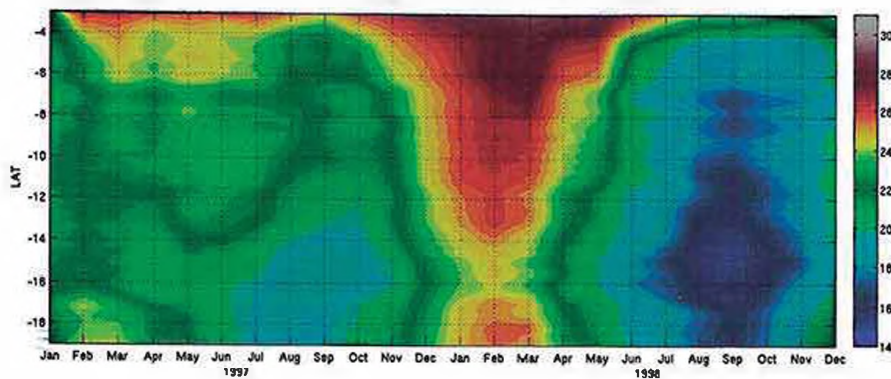
En la figura 4.5 se muestra el ciclo anual climatológico del viento costero: (a) Según latitud (b) En promedio en la franja costera. El viento es intenso (hasta de  $9m/s$ ) entre mayo y octubre, y entre las latitudes de  $13,5^{\circ}S$  y  $15,5^{\circ}S$ . En promedio, alcanza su valor máximo (poco mas de  $6,5m/s$ ) en julio , y su valor mínimo ( $\sim 4,5m/s$ ) en febrero. Se intensifica de marzo a junio, y se debilita de agosto a enero. Se mantiene intenso sobre los  $6m/s$  entre los meses de junio y septiembre. En resumen, se puede decir que es débil en verano e intenso en invierno.

## 4.2. SIM-1: Simulación forzada con TSM de El Niño 97-98

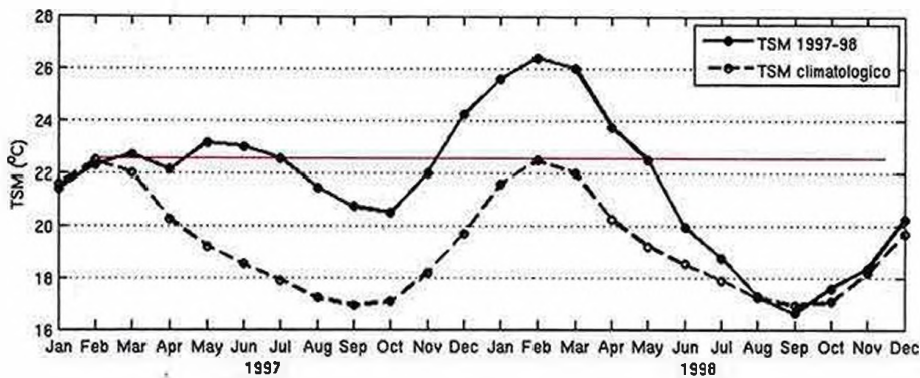
### 4.2.1. Evolución de la TSM

Los gráficos de la figura 4.6 muestran la evolución temporal de la TSM cerca de la costa durante El Niño 97-98. a) Según latitud, las temperaturas más altas (alrededor





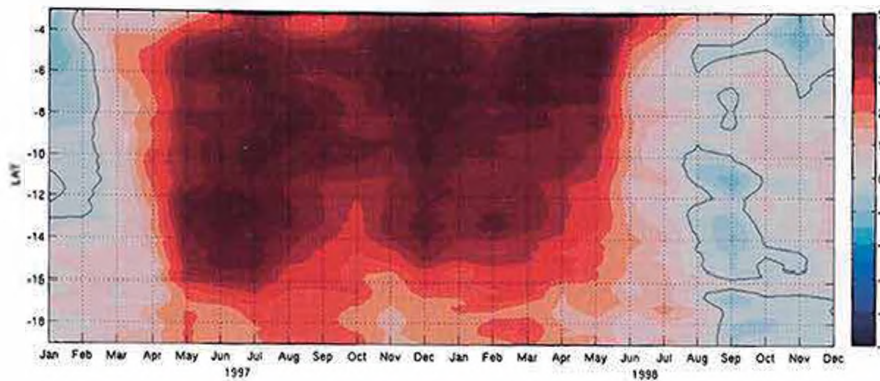
(a) Según latitud



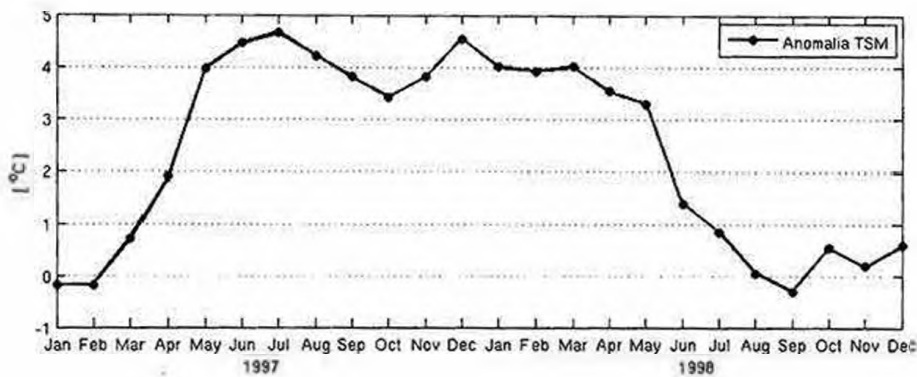
(b) En promedio en la franja costera

Figura 4.6: Evolución de la TSM durante El Niño 97-98. La TSM se incrementa a lo largo de la costa, llegando en promedio a su pico máximo en febrero del 98.

de  $27,5^{\circ}C$ ) se registran entre diciembre del 97 a mayo del 98, siendo la zona norte más caliente que la zona sur. b) En promedio en la franja costera, la TSM es mas alta que sus valores climatológicos desde marzo del 97 hasta julio del 98, alcanzando picos máximos em marzo del 97, en mayo del 97, y en febrero del 98 (máximo absoluto  $\sim 26,5^{\circ}C$ ). Es mayor que el máximo climatológico (mayor que  $\sim 22,5^{\circ}C$ ) en marzo del 97, en los meses de mayo y junio del 97, y entre los meses de diciembre del 97 y abril del 98. En septiembre (mínimo climatológico) del 97 se encuentra bastante más caliente que su temperatura en condiciones normales, mientras que para septiembre del 98 ya a regresado a sus temperaturas normales.



(a) Según latitud



(b) En promedio

Figura 4.7: Evolución de las anomalías de la TSM durante El Niño 1997-98

Los gráficos de la figura 4.7 muestran la evolución temporal de las anomalías de la TSM cerca de la costa durante El Niño 97-98: a) Según latitud b) En promedio en la franja costera. Las anomalías son marcadamente positivas (tono rojizo) a lo largo de toda la costa desde marzo del 97 hasta julio del 98. En promedio, la anomalía se intensifica rápidamente de febrero a mayo del 97 (mas de 3°C), y luego se mantiene sobre los 3°C hasta mayo del 98. Después, disminuye rápidamente hasta agosto del 98, para luego mantenerse fluctuando alrededor del cero (menor que 1°C).

### 4.2.2. Evolución de los gradientes de la TSM

La figura 4.8 muestra la evolución temporal del gradiente zonal de la TSM durante El Niño 97-98 cerca de la costa. (a) Según latitud, al sur de los  $4^{\circ}S$  el gradiente zonal es casi siempre negativo (tono azulado) o ligeramente positivo (tono rojizo), mientras que al norte de los  $4^{\circ}S$  permanece siempre positivo. (b) En promedio en la franja costera, el gradiente zonal de la TSM permanece siempre negativo. De enero a agosto del 97 es ligeramente menos intenso que lo normal, en septiembre y octubre del 97 es ligeramente mas intenso que lo normal, luego, entre noviembre del 97 a mayo del 98 se debilita apreciablemente en contraste con su comportamiento en condiciones normales (de máxima intensidad), y de junio a diciembre del 98 es ligeramente mas intenso que en condiciones normales. Alcanza valores mínimos de intensidad en agosto del 97 y en enero del 98.

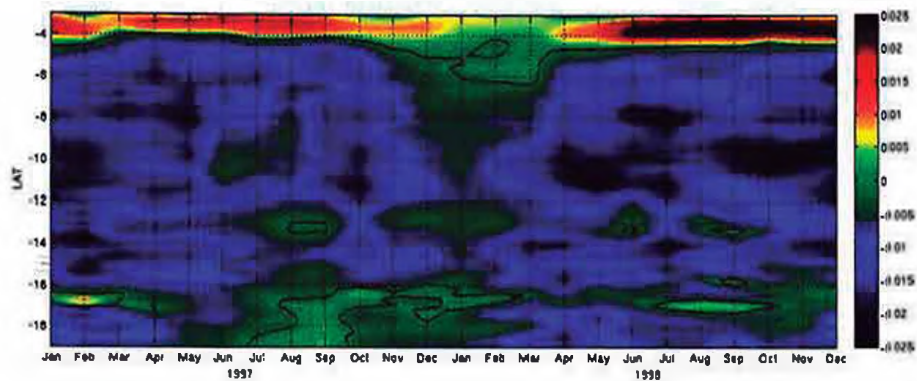
La figura 4.9 muestra la evolución temporal del gradiente meridional de la TSM durante El Niño 97-98 cerca de la costa. (a) Según latitud, el gradiente meridional alterna entre valores positivos y negativos, pero en general no es muy intenso. (b) En promedio en la franja costera, de marzo a septiembre del 97 es mucho menos intenso que lo normal (haciendose débilmente positivo en agosto del 97). De noviembre del 97 a mayo del 98, contrario a condiciones normales, el gradiente meridional negativo se debilita (incluso es ligeramente positivo en enero del 97). Luego, de julio a diciembre permanece un poco mas intenso que en condiciones normales.

La figura 4.10 muestra la evolución temporal de las anomalías de los gradientes de la TSM durante El Niño 97-98 cerca de la costa. En promedio en la franja costera las anomalías del gradiente zonal y meridional de la TSM alcanzan sus valores máximos en febrero y enero del 98 respectivamente.

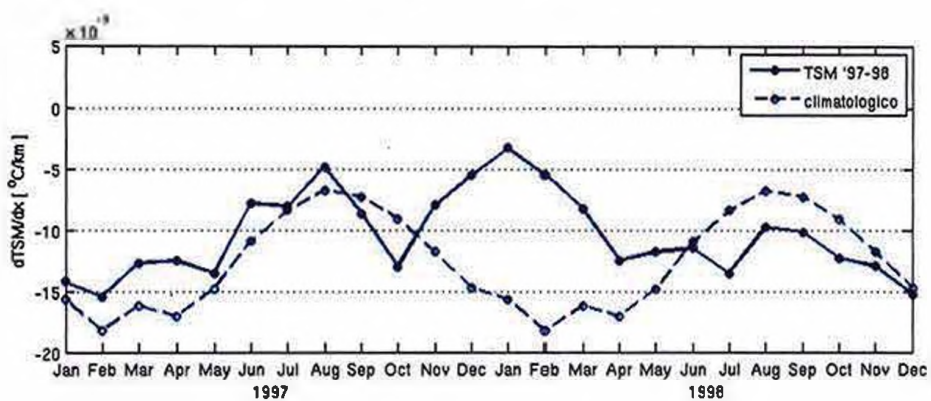
De acuerdo a las figuras anteriores, podemos decir que los gradientes negativos se



debilitan apreciablemente durante el pico del evento El Niño.

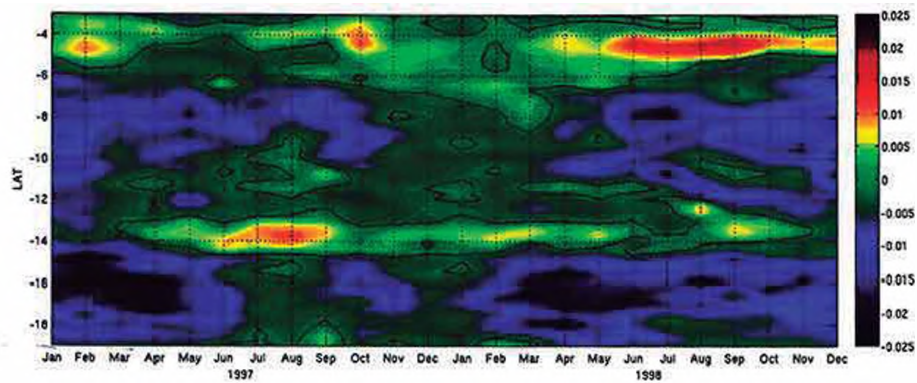


(a) Según latitud

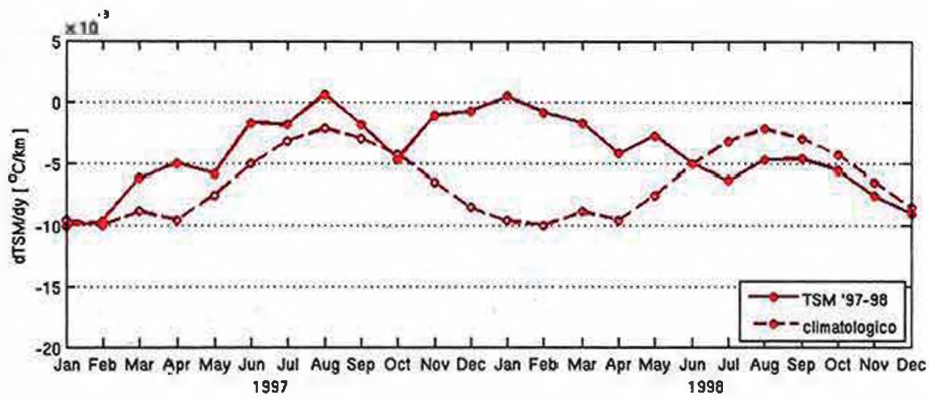


(b) Intensidad promedio

Figura 4.8: Evolución del gradiente zonal de la TSM durante El Niño 97-98 en la franja costera



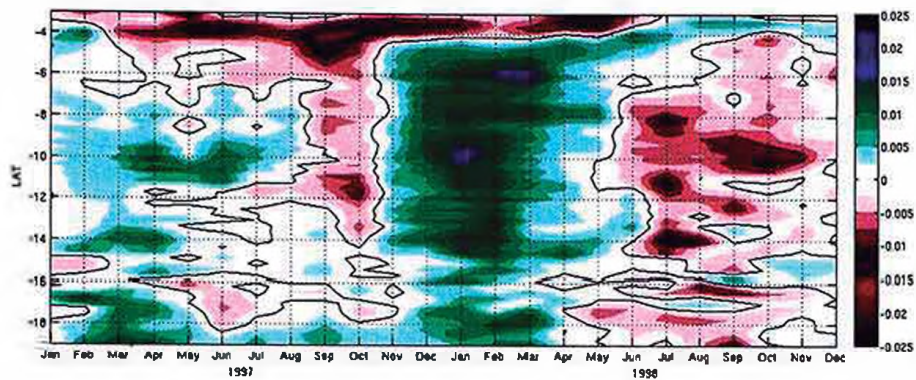
(a) Según latitud



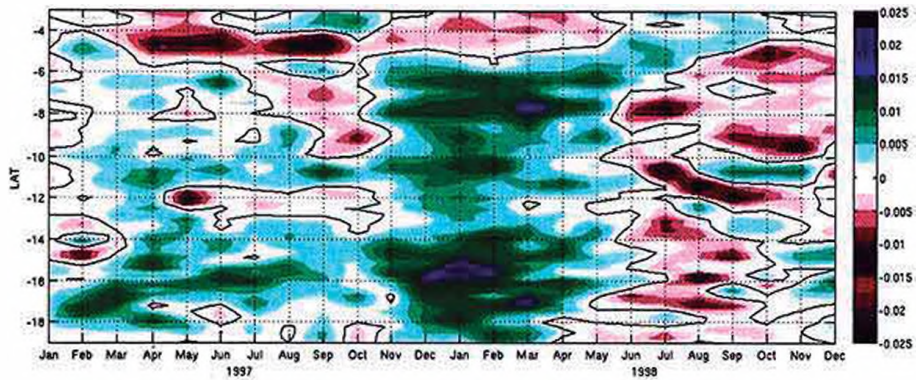
(b) Intensidad promedio

Figura 4.9: Evolución del gradiente meridional de la TSM durante El Niño 97-98

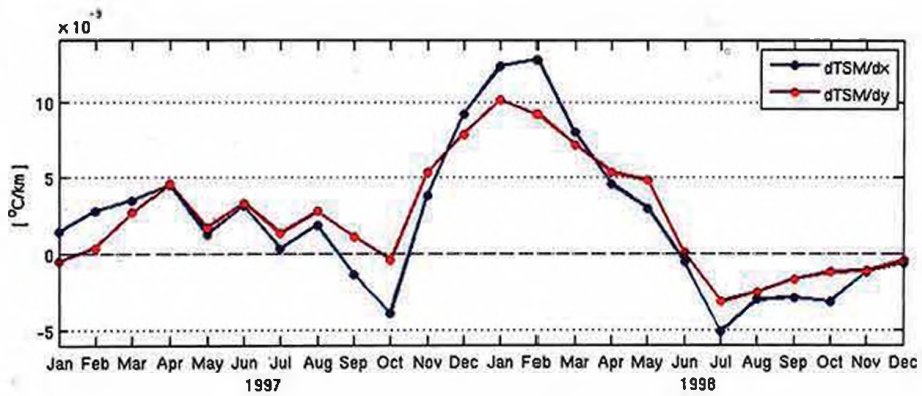




(a) Anomalías del gradiente zonal



(b) Anomalías del gradiente meridional



(c) Intensidades promedio

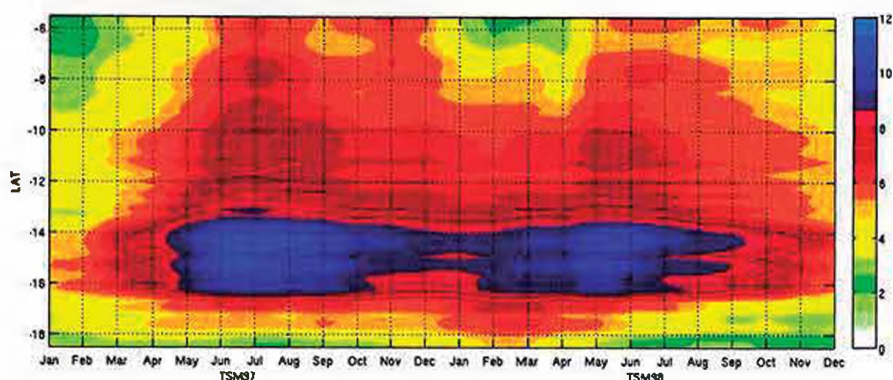
Figura 4.10: Anomalías de los gradientes de la TSM

### 4.2.3. Evolución del viento costero

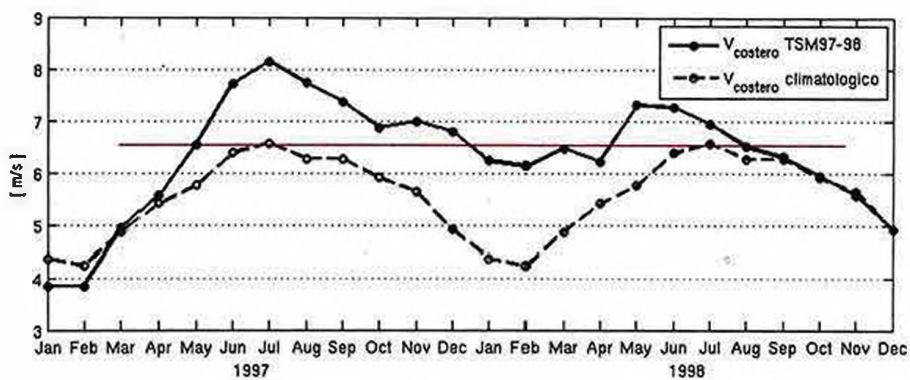
Los gráficos de la figura 4.11 muestran la evolución temporal de la intensidad del viento costero durante el periodo con TSM del 97-98: a) Según latitud b) En promedio en la franja costera. El viento se torna muy intenso (tono azulado) entre junio y septiembre con TSM del 97 ( $\sim 11m/s$ ), y entre mayo y junio con TSM del 98 ( $\sim 10m/s$ ), en latitudes entre  $14^{\circ}S$  y  $16^{\circ}S$ . En promedio en la franja costera, el viento alcanza sus valores máximos en julio con TSM del 97 (mas de  $8m/s$ ) y en mayo con TSM del 98 (casi  $7,5m/s$ ), manteniendose sobre los  $6,5m/s$  (máximo climatológico) de junio a diciembre con TSM del 97, y de mayo a julio con TSM del 98. En febrero (verano) con TSM del 98 resulta ser casi tan intenso como el viento máximo en condiciones normales.

En la figura 4.12 se muestra la evolución de las anomalías de la intensidad de los vientos costeros durante el periodo con TSM del 97-98. Según latitud, las anomalías son positivas (tono rojizo) a lo largo de casi todo el periodo. Se registran anomalías positivas máximas: entre junio y julio con TSM del 97 ( $\sim 3m/s$ ), entre diciembre con TSM del 97 a marzo con TSM del 98 ( $\sim 4m/s$ ), y aproximadamente en latitudes entre  $14^{\circ}S$  y  $16^{\circ}S$ . En promedio, la anomalía de la intensidad del viento costero es positiva y mayor que  $0,5m/s$  desde mayo con TSM del 97 hasta junio con TSM del 98, alcanzando máximos relativos mayores a  $1,5m/s$ : en julio con TSM del 97, de diciembre con TSM del 97 a febrero con TSM del 98 (máximo absoluto  $\sim 2m/s$ ), y en mayo con TSM del 98.

En resumen, el viento costero se ha intensificado como respuesta directa del cambio de la TSM de condiciones normales a condiciones El Niño.



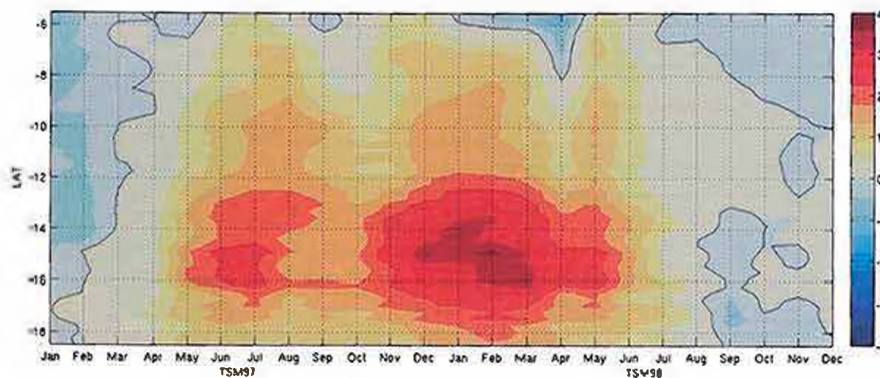
(a) Según latitud



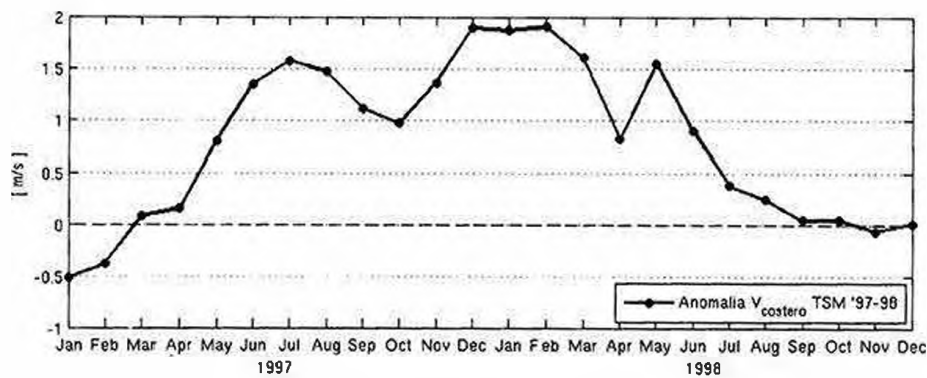
(b) Intensidad promedio

Figura 4.11: Evolución de la intensidad del viento costero durante el periodo forzado con TSM del 97-98





(a) Según latitud



(b) Intensidad promedio

Figura 4.12: Evolución de la anomalía de la intensidad del viento costero durante el periodo con TSM del 97-98

#### 4.2.4. Variación del perfil longitudinal del viento

Las figuras 4.14 y 4.15 muestran la variación estacional del perfil longitudinal del viento en los 12,26° de latitud sur durante el periodo con TSM del 97-98. Las líneas discontinuas representan los perfiles climatológicos normales.

En todos los perfiles del viento se observa que, entre 0 y aproximadamente 120km, el viento tiende a debilitarse rapidamente acercandose a la costa, a estos vientos les llamamos *vientos costeros*. Mientras que aproximadamente de 250km de la costa a mar

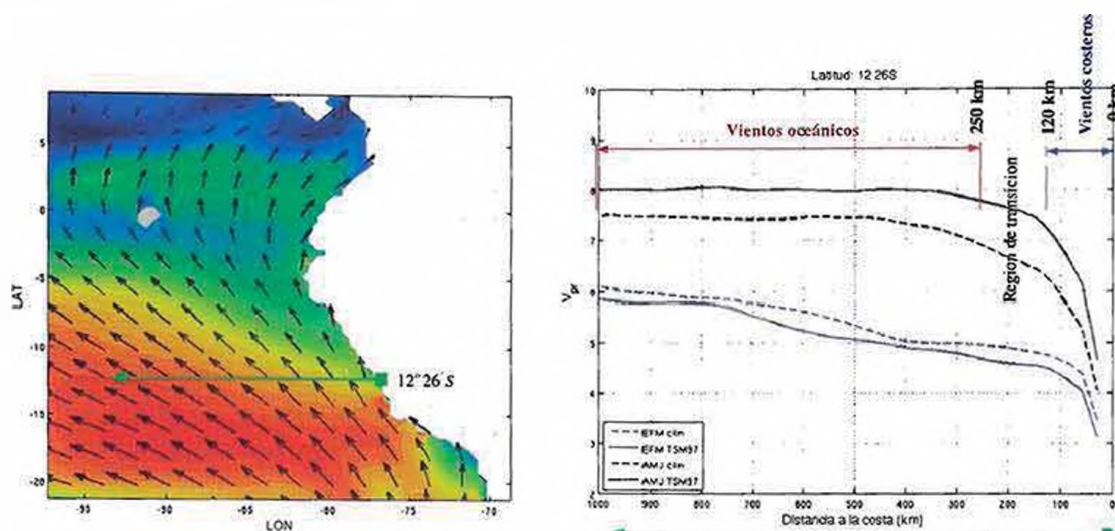


Figura 4.13: Perfiles longitudinales del viento en los  $12,26^\circ$ . Vientos costeros: aprox. hasta los 120km. Vientos Oceánicos: aprox. de 250km a mar adentro.

adentro el viento varia lentamente, a estos vientos les llamamos *vientos oceánicos*. La zona entre los 120 y 250km de la costa es una región de transición entre los vientos costeros que varían rápidamente y los vientos oceánicos que varían lentamente (ver Fig 4.13).

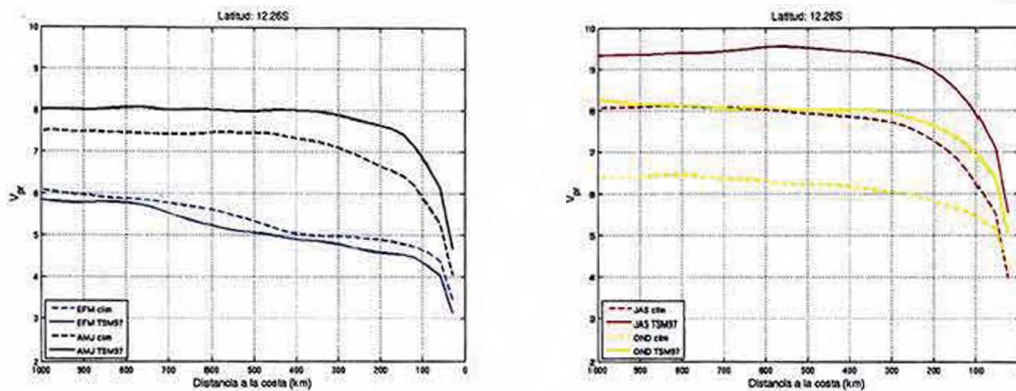
Según los perfiles de condiciones normales (líneas discontinuas), en verano (EFM) los vientos costeros y oceánicos son débiles, en otoño (AMJ) se intensifican, alcanzan su mayor intensidad en invierno (JAS), y se debilitan nuevamente en primavera (OND).

Por otro lado, en EFM con TSM del 97, los vientos son ligeramente menos intensos que en condiciones normales. Luego, en AMJ con TSM del 97, los vientos son ligeramente mas intensos que en condiciones normales. Mientras que en JAS, y en OND con TSM del 97 los vientos son significativamente mas intensos que en condiciones normales, tanto que los vientos en OND con TSM del 97 son tan intensos como los vientos de invierno en condiciones normales.

Los vientos costeros y oceánicos alcanzan su mayor incremento, con respecto a sus condiciones normales, en EFM con TSM del 98, aunque no son tan intensos como en

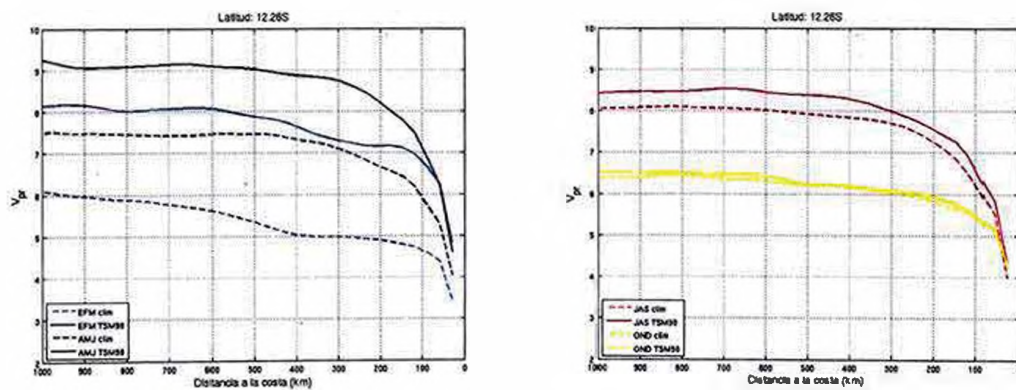


OND con TSM del 97, pero son mas fuertes que los vientos del Otoño en condiciones normales. En AMJ con TSM del 98 los vientos siguen siendo intensos, pero menor que en el periodo anteriores, el incremento con respecto a las condiciones normales a disminuido. En JAS y OND con TSM del 98 los vientos regresan a estar cerca de sus condiciones climatológicas normales.



(a) Verano (azul) y otoño (negro) (b) Invierno (rojo) y primavera (amarillo)

Figura 4.14: Cambio de los perfiles longitudinales del viento en los 12,26° de latitud sur para el periodo con TSM del 97



(a) Verano (azul) y otoño (negro) (b) Invierno (rojo) y primavera (amarillo)

Figura 4.15: Cambio de los perfiles longitudinales del viento en los 12,26° de latitud sur para el periodo con TSM del 98

#### 4.2.5. Evolución del viento oceánico

En la figura 4.16 se muestra la evolución temporal de la intensidad promedio de la velocidad del viento más allá de los 250km (vientos oceánicos) frente a la costa del Perú. La línea azul discontinua representa el ciclo anual climatológico normal y la línea roja continua la evolución de la intensidad promedio durante el periodo con TSM del 97-98.

En condiciones normales, el viento oceánico es mas débil en enero, se intensifica continuamente de febrero a junio, se mantiene intenso (mas de  $7m/s$ ) de julio a septiembre, y luego se debilita continuamente de octubre a enero.

Durante el periodo con TSM del 97-98, el viento oceánico es mas intenso que en condiciones normales de marzo con TSM del 97 a agosto con TSM del 98. Alcanzando valores superiores a  $8m/s$  entre junio y septiembre con TSM del 97, y entre mayo y junio con TSM del 98. De noviembre con TSM del 97 a abril con TSM del 98 se mantiene tan intenso como los vientos fuertes (alrededor de  $7m/s$ ) durante un periodo climatológico normal.

Por tanto, podemos decir que el viento oceánico tambien se intensifica como resultado del cambio de la TSM de condiciones normales a condiciones El Niño.

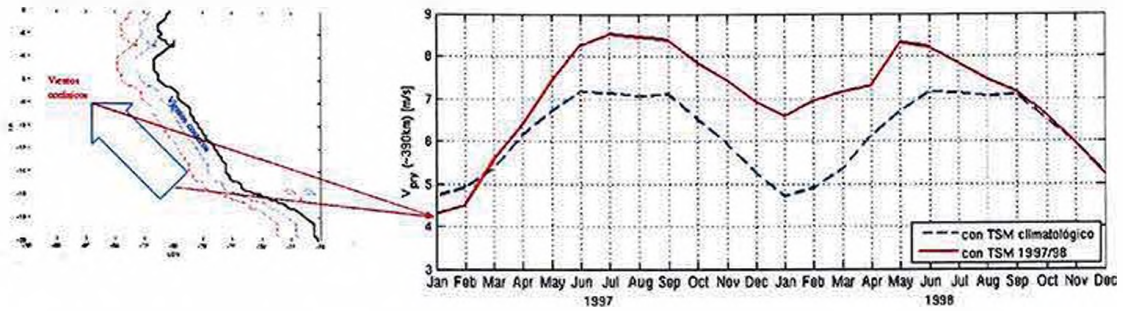


Figura 4.16: Evolución de la intensidad promedio de la velocidad del viento oceánico frente a la costa del Perú. En condiciones normales (línea discontinua azul) y con TSM del 97-98 (línea continua roja).

# Capítulo 5

## Discusión

### 5.1. Respuesta de los vientos costeros

El gráfico de la figura 5.1 muestra la relación que existe entre la anomalía promedio de la intensidad del viento costero y la anomalía promedio de la TSM en la franja costera. Este resultado revela que la intensificación del viento costero está relacionado al calentamiento de las aguas superficiales del mar frente a la costa.

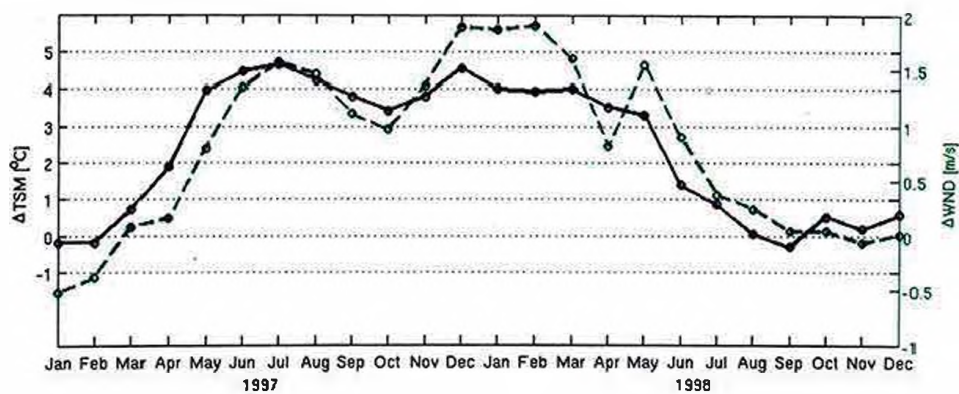
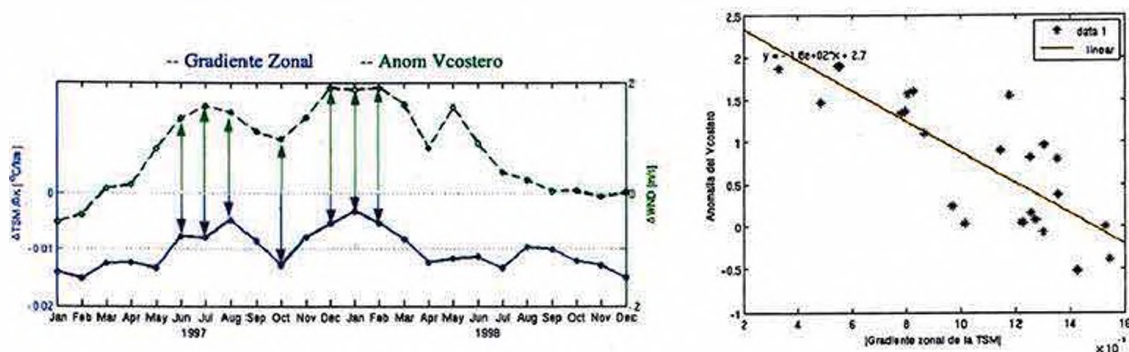


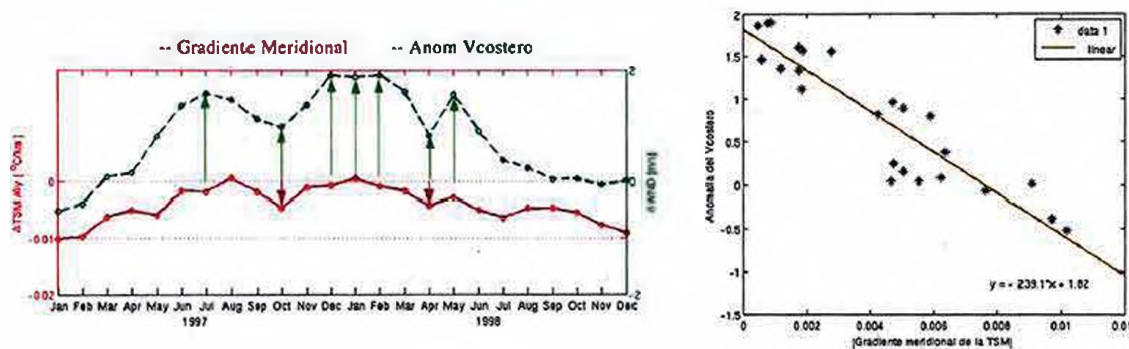
Figura 5.1: Comparación de la anomalía promedio del viento costero (línea verde) y la anomalía promedio de la TSM (línea negra) en la franja costera durante el periodo con TSM del 97-98.

En la figura 5.2 se muestran gráficos que comparan la anomalía promedio del viento costero (línea verde) con los gradientes promedio de la TSM en la franja costera. (a) gradiente zonal: línea azul, (b) gradiente meridional: línea roja. A la izquierda de estos gráficos se muestran diagramas de dispersión que permiten cuantificar el grado de relación entre las variables. Se observa puntualmente lo siguiente: 1) entre junio y agosto con TSM del 97 los gradientes negativos se debilitan, y eso corresponde a una intensificación del viento costero (anomalía positiva fuerte) 2) en octubre con TSM del 97 los gradientes se intensifican y eso corresponde a un debilitamiento del viento costero (anomalía positiva débil) 3) entre diciembre con TSM del 97 y febrero con TSM del 98, ambos gradientes se hacen muy débiles, y eso corresponde al periodo de mayor intensificación del viento costero (anomalía positiva muy fuerte) 4) de abril a mayo con TSM del 98 los gradientes se debilitan, en especial el gradiente meridional, y eso corresponde a una intensificación del viento costero. En general se observa que la anomalía del viento aumenta o disminuye si los gradientes negativos de la TSM se debilitan o intensifican respectivamente. Existe entonces una correlación negativa entre la anomalía del viento y los gradientes de la TSM, esta correlación es más fuerte con el gradiente meridional que con el gradiente zonal como se puede observar en los gráficos de dispersión.





(a) Relación con el gradiente zonal (línea azul)



(b) Relación con el gradiente meridional (línea roja)

Figura 5.2: Relación de la anomalía del viento costero (línea verde) con los gradientes de la TSM.

**Mecanismo de intensificación:**

A partir de los resultados obtenidos, se puede concluir que frente a la costa del Perú: En condiciones normales, debido al afloramiento de aguas frías, los gradientes de la TSM son siempre negativos, estos gradientes negativos generan zonas relativas de alta y baja presión atmosférica, altas cerca de la costa y bajas mar adentro, que sostienen fuerzas de gradiente de presión atmosférica, que sumados al efecto Coriolis, frenan el desplazamiento del viento cerca de la costa: Ahora, durante un evento El Niño, debido a la llegada de agua cálida, los gradientes negativos de la TSM frente a la costa

se debilitan, disminuyendo el contraste entre las zonas relativas de alta y baja presión atmosférica, y disminuyendo así la fuerza de frenado, lo que origina la intensificación del viento cerca de la costa.

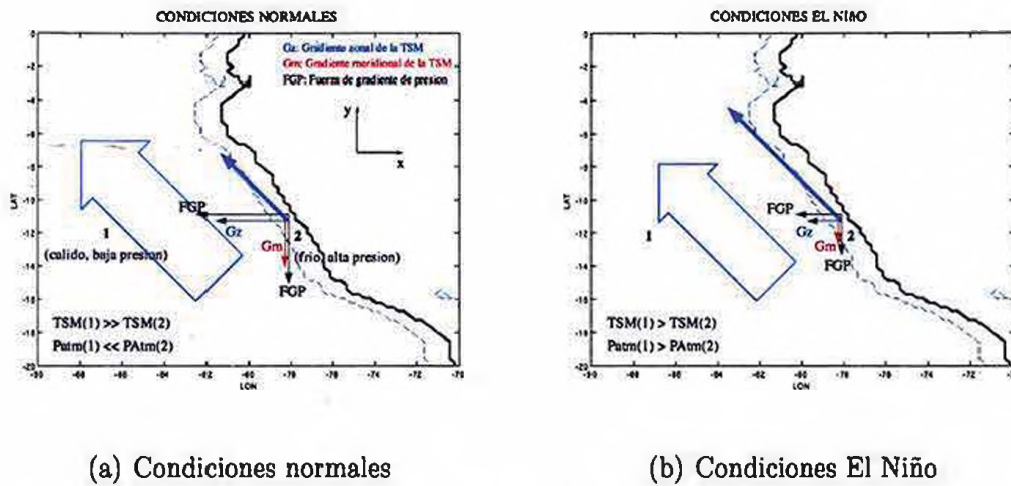


Figura 5.3: Mecanismo de intensificación de los vientos costeros (flecha celeste). FGP representa la fuerza de frenado del viento cerca de la costa originada por los gradientes negativos de la TSM.

Además, se ha podido observar el efecto contrario, es decir, si los gradientes negativos de la TSM se intensifican el viento cerca de la costa se debilita, y esto debido al incremento de la fuerza de frenado. Por otro lado, un mecanismo diferente, que no se analiza aquí, y que podría favorecer también a la intensificación del viento cerca de la costa, es el que se origina por la variación del contraste de temperaturas entre las superficies de la tierra y el mar [Bakun et al., 2010].

## 5.2. Respuesta de los vientos oceánicos

Se sabe que durante un evento El Niño los vientos oceánicos se debilitan pero los resultados de las simulaciones realizadas no muestran tal debilitamiento. Esta aparente

contradicción podría deberse a que en la simulación idealizada (SIM-1) no se ha considerado que durante un evento El Niño las condiciones atmosféricas también varían, solo se ha considerado la variación de la TSM. Entonces, el debilitamiento de los vientos oceánicos podría corresponder al cambio durante El Niño de las condiciones atmosféricas.

# Capítulo 6

## Conclusiones y observaciones

- Se ha verificado que, el modelo atmosférico WRF, que ha sido configurado para la región del Perú, simula de manera aceptable el comportamiento del viento superficial frente a la costa (Figura 4.2).
- Los resultados de las simulaciones (SIM-0 y SIM-1) muestran que, el viento superficial frente a la costa se intensifica como respuesta directa del cambio único de la TSM de condiciones normales a condiciones El Niño.
- Los análisis de los gradientes de la TSM en la franja costera muestran que: 1) En condiciones normales, los gradientes (zonal y meridional) de la TSM son siempre negativos. Los gradientes negativos son fuertes en verano y débiles en invierno (Figura 4.4). 2) En condiciones El Niño 97-98, los gradientes negativos (zonal y meridional) de la TSM se debilitan, en especial cuando el evento alcanza su máximo desarrollo (Figuras: 4.8, 4.9, y 4.10).
- Los análisis del viento costero simulado muestran que: 1) En condiciones normales, el viento costero es débil en verano y fuerte en invierno (Figura 4.5). 2) En condiciones El Niño 97-98, el viento costero se intensifica, alcanzando valores máximos durante el pico del evento (Figuras: 4.11 y 4.12).

- Se concluye que la hipótesis planteada en la tesis es verdadera, ya que se demuestra que la intensificación de los vientos costeros durante un evento El Niño responde en forma directa al debilitamiento de los gradientes negativos de la TSM en la franja costera (Figura 5.2). Estos gradientes negativos de la TSM generan y sostienen fuerzas de gradiente de presión atmosférica, que sumados al efecto Coriolis, debilitan la intensidad de los vientos frente a la costa, por lo que, cuando los gradientes negativos se debilitan, el viento costero se intensifica.
- Los resultados no muestran el debilitamiento característico de los vientos oceánicos (de 250km de la costa a mar adentro) durante un evento El Niño, en contraste con la intensificación de los vientos costeros (hasta  $\sim 120$ km de la costa), debido a que en la ejecución de la simulación idealizada (SIM-1) no se ha considerado el cambio de las condiciones atmosféricas de frontera (debilitamiento de los vientos a gran escala), solo se ha considerado el cambio de la condición oceánica (variación de la TSM).



# Bibliografía

*User's Guide for the Advanced Research WRF (ARW) Modeling System Version 3.3.*

National Center for Atmospheric Research, 2011.

*A Description of the Advanced Research WRF version 3.* National Center for Atmospheric Research, 2008.

Andrew Bakun, David B. Field, Ana Redondo Rodriguez, and Scarla J. Greenhouse gas, upwelling favorable winds, and the future of coastal ocean upwelling ecosystems. *Global Change Biology*, 16:1213–1228, 2010.

M. Carmen Casas Castillo and Marta Jarcón Jordán. *Meteorología y Clima*. Edicions UPC, 1999.

Sergio Reyes Coca. *Introducción a la meteorología*. Universidad Autónoma de Baja California, 2002.

David Halpern. Offshore Ekman transport and Ekman pumping off Peru during the 1997-1998 El Niño. *Geophysical Research Letters*, 29:1075, 2002.

William S. Kessler. The circulation of the eastern tropical pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69:181–217, 2006.

Ricardo C. Muñoz and René D. Garreaud. Dynamics of Low-Level Jet off the West

- Coast of Subtropical South America. *American Meteorological Society*, 133:3661–3677, 2005.
- D. Randall. *An Introduction to Atmospheric Modeling*. Department of Atmospheric Science, Colorado State University, 2005.
- W. C. Skamarock and J. B. Klemp. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for research and NWP applications. *J. Comp. Phys. special issue on environmental modeling*, 2007.