



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

MODO DOMINANTE NO EL NIÑO OSCILACIÓN DEL SUR SOBRE EL
PACÍFICO SUR ORIENTAL

Diego Ignacio Saavedra Sepúlveda

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la
Universidad de Concepción para optar al título profesional de Geofísico.

Profesor Guía: Dr. Oscar Pizarro

Enero, 2019

Concepción, Chile



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

MODO DOMINANTE NO EL NIÑO OSCILACIÓN DEL SUR SOBRE EL
PACÍFICO SUR ORIENTAL

Diego Ignacio Saavedra Sepúlveda

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la
Universidad de Concepción para optar al título profesional de Geofísico.

Profesor Guía: Dr. Oscar Pizarro

Comisión:

Dr. Oscar Pizarro

Dr. Aldo Montecinos

Dr. Boris Dewitte

©2019 Diego Ignacio Saavedra Sepúlveda

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a todas las personas involucradas en esta tesis, en especial, a mi profesor guía Dr. Oscar Pizarro y a los miembros de la comisión: Dr. Aldo Montecinos y Dr. Boris Dewitte, por su apoyo y paciencia a largo del desarrollo de este trabajo.

Deseo agradecer también, a mi familia, especialmente a mis padres, por apoyarme en estos cinco años; a mis compañeros de carrera por los momentos vividos: las tardes de estudio y las noches sin dormir.

Hago extensivo mi reconocimiento a los docentes del Departamento de Geofísica por los conocimientos adquiridos y el grato ambiente de trabajo y, finalmente, agradecer a todos aquellos que he conocido a lo largo de mi estadía en la Universidad y, en particular, a los miembros del club de GO de Concepción.

Índice general

Índice de figuras	IV
Índice de tablas	VIII
Resumen	IX
1. Introducción	1
1.1. El Niño Oscilación del Sur	3
1.2. Modos meridionales	6
1.3. Mecanismo de retroalimentación WES	8
1.4. Planteamiento del problema	14
2. Metodología	16
2.1. Datos	16
2.2. Zona de estudio	17
2.3. Cálculo de anomalías mensuales	19
2.4. Métodos de descomposición en valores singulares	21

2.4.1. Funciones ortogonales empíricas	26
2.4.2. Análisis de máxima covarianza	27
2.4.3. Funciones ortogonales empíricas complejas	29
2.5. Análisis de compuestos	32
3. Resultados y Discusión	33
3.1. Modo dominante no ENOS	33
3.2. Modo dominante de propagación	35
3.3. Comparación entre análisis de máxima covarianza y modos meri- dionales	42
3.4. Mecanismo de retroalimentación WES y modo meridional del Pacífi- co Sur	44
3.5. Varianza explicada del análisis de máxima covarianza	51
3.6. Propagación de anomalías de TSM y WES	56
4. Conclusiones	68
Bibliografía	71

Índice de figuras

1.1. Campos promedios de TSM y viento superficial.	2
1.2. En a) y b) se muestran los campos de regresión de TSM y viento asociados a los índices C y E mostrados en c) y d), respectivamente.	4
1.3. Esquema del mecanismo de retroalimentación WES en una fase donde las anomalías positivas de TSM se ubican al norte del ecuador. Sobre las anomalías cálidas se ubican anomalías negativas de presión (B) y sobre las anomalías frías, anomalías positivas de presión (A). El gradiente de presión asociado genera vientos anómalos que cruzan el ecuador. Debido a la fuerza de Coriolis, al sur del ecuador los vientos se deflectan hacia el oeste reforzando los alisios y al norte del ecuador se deflectan hacia el este, debilitando los alisios. El reforzamiento de los alisios aumenta la evaporación al sur del ecuador y así promueve el enfriamiento de la superficie del mar, mientras que el debilitamiento en la parte norte reduce la evaporación y por tanto promueve un aumento de la TSM, reforzando la configuración inicial.	12
1.4. Esquema del Mecanismo de propagación WES para el caso de una región ubicada en el hemisferio sur con anomalías positivas de TSM y dominada por vientos promedios que soplan hacia el noroeste. Las anomalías en los vientos, asociadas a la baja presión ubicada sobre las anomalías positivas de TSM, debilitan en la parte noroeste de la región los vientos alisios predominantes reduciendo la evaporación y, por tanto, contribuyen a un aumento de la TSM en esta región. En el cuadrante opuesto (suroeste) los vientos se refuerzan incrementando la evaporación y reduciendo la TSM. De este modo, la anomalía migrará hacia el noroeste de su posición inicial.	13
2.1. Zonas utilizadas para los diferentes análisis en el presente estudio. El rectángulo azul demarca la zona A, el rectángulo verde, la zona B y el rectángulo rojo, la zona C.	18

3.1. En a) campos de coeficiente de regresión de la primera componente principal de TSM sobre el campo de TSM y de viento sobre los campos de componente de viento, contornos cada 0.2°C y contorno 0°C resaltado, flecha de referencia de 0.5ms^{-1} . En b) las primeras componentes principales de TSM, en color rojo, y de viento, en color azul.	34
3.2. Correlación cruzada entre la primera componente principal de TSM y la primera componente principal de viento para diferentes rezagos de tiempo.	34
3.3. Primera componente principal compleja de CEOF combinada entre anomalías con ENOS de TSM y viento superficial. La línea negra con puntos muestra las fases y la línea roja, muestra la magnitud asociadas a cada instante de tiempo de la componente principal. .	36
3.4. Compuestos de reconstrucción del primer modo de CEOF combinada entre anomalías con ENOS de TSM y viento superficial, para un intervalo $\pm 5^{\circ}$ en torno a la fase señalada en cada figura. Flecha de referencia de 0.5 en cada figura.	38
3.5. Primera componente principal compleja de CEOF combinada entre anomalías sin ENOS de TSM y viento superficial. La línea negra con puntos muestra las fases y la roja, la magnitud asociada a cada instante de tiempo de la componente principal.	40
3.6. Compuestos de reconstrucción del primer modo de CEOF combinada entre anomalías sin ENOS de TSM y viento superficial, para un intervalo $\pm 5^{\circ}$ en torno a la fase señalada en cada figura. Flecha de referencia de 0.5 en cada figura.	41
3.7. Compuestos de anomalías con ENOS (a y c) y sin ENOS (b y d) de TSM, cuando la componente principal de TSM es mayor a 1 en a) y b), y cuando la componente principal de viento es mayor a 1 en c) y d). Los contornos de cada figura son cada 0.1°C , contorno 0°C resaltado. Sobre cada campo está sobrepuesto el compuesto de los campos de viento correspondiente a cada figura, flecha de referencia de 0.5ms^{-1}	46
3.8. Compuestos de anomalías con ENOS (a y c) y sin ENOS (b y d) de FCL, cuando la componente principal de TSM es mayor a 1 en a) y b), y cuando la componente principal de viento es mayor a 1 en c) y d). Los contornos de cada figura son cada 2Wm^{-2} , contorno 0Wm^{-2} resaltado. Sobre cada campo está sobrepuesto el compuesto de los campos de viento correspondiente a cada figura, flecha de referencia de 0.5ms^{-1}	47

3.9. Compuestos de anomalías con ENOS (a y c) y sin ENOS (b y d) de PNM, cuando la componente principal de TSM es mayor a 1 en a) y b), y cuando la componente principal de viento es mayor a 1 en c) y d). Los contornos de cada figura son cada 0.1 hPa, contorno 0 hPa resaltado. Sobre cada campo está sobrepuesto el compuesto de los campos de viento correspondiente a cada figura, flecha de referencia de 0.5ms^{-1}	49
3.10. Campos de fracción de varianza explicada por ENOS en a), el Modo Meridional del Pacífico Sur en b) y por ambos en c) del campo de anomalías con ENOS de TSM. Para el caso de ENOS se sumaron las contribuciones de los índices C y E. Para el MMPS se utilizó la componente principal de TSM del AMC. Rectángulo verde muestra la zona A utilizado para el AMC. Contornos cada 0.1	53
3.11. Campos de fracción de varianza explicada por ENOS en a), el Modo Meridional del Pacífico Sur en b) y por ambos en c) del campo de anomalías con ENOS de la componente zonal de viento superficial. Para el caso de ENOS se sumaron las contribuciones de los índices C y E. Para el MMPS se utilizó la componente principal de viento del AMC. Rectángulo verde muestra la zona A utilizado para el AMC. Contornos cada 0.1.	54
3.12. Campos de fracción de varianza explicada por ENOS en a), el Modo Meridional del Pacífico Sur en b) y por ambos en c) del campo de anomalías con ENOS de la componente meridional de viento superficial. Para el caso de ENOS se sumaron las contribuciones de los índices C y E. Para el MMPS se utilizó la componente principal de viento del AMC. Rectángulo verde muestra la zona A utilizado para el AMC. Contornos cada 0.1.	55
3.13. Histograma de las fases de la primera CPC de CEOF combinada entre anomalías sin ENOS de TSM y viento cuando la primera CP de viento en a) o TSM en c) del AMC son superiores a 1. Los histogramas están centrados en la mediana circular y se superpone el diagrama de caja asociado a cada gráfico. Compuestos de la reconstrucción del primer modo asociados a la CP de viento en b) y CP de TSM en d), contornos cada 0.2 y contorno 0 resaltado.	57
3.14. Histograma de las fases de la primera CPC de CEOF combinada entre anomalías con ENOS de TSM y viento cuando el índice C en a) o E en c) son superiores a 1. Los histogramas están centrados en la mediana circular y se superpone el diagrama de caja asociado a cada gráfico. Compuestos de la reconstrucción del primer modo asociados al índice C en b) y E en d), contornos cada 0.2 y contorno 0 resaltado.	60

3.15. Histograma de las fases de la primera CPC de CEOF combinada entre anomalías con ENOS de TSM y viento cuando la primera CP de viento en a) o TSM en c) del AMC son superiores a 1. Los histogramas están centrados en la mediana circular y se superpone el diagrama de caja asociado a cada gráfico. Compuestos de la reconstrucción del primer modo asociados a la CP de viento en b) y CP de TSM en d), contornos cada 0.2 y contorno 0 resaltado.	61
3.16. Histogramas de diferencias de fases de CPC de COEF combinada para anomalías con y sin ENOS, para todos los datos en a) y para los momentos en que la CP de TSM del AMC es superior a 1 en b).	65
3.17. Espectro de las CP de TSM en a) y viento en b) del AMC, línea punteada gris muestra el espectro de ruido rojo y línea punteada morada muestra el intervalo de confianza del espectro de ruido rojo con un 90 % de confianza.	67

Índice de tablas

2.1. Resumen de los diferentes datos usados en el estudio.	17
--	----

Resumen

La variabilidad interanual del Pacífico es dominada por el fenómeno “El Niño-Oscilación del Sur” (ENOS) y otros modos de variabilidad climática de más baja frecuencia, pero con estructuras espaciales similares al ENOS, como la “Oscilación Interdecadal del Pacífico”. Estos modos son denominados genéricamente “modos tipo ENOS”. Estudios recientes han mostrado la existencia de otros modos de variabilidad que son relevantes para la dinámica de gran escala del Pacífico y que pueden modular la ocurrencia e intensidad del ENOS. Dada su estructura espacial, estos modos son conocidos como modos meridionales.

En el presente trabajo se analiza la variabilidad del viento, la temperatura superficial del mar (TSM), el flujo de calor latente (FCL) y la presión atmosférica superficial (PAS) en la región oriental del Pacífico Sur con el fin de describir y cuantificar las propiedades de los modos meridionales en la región. Los datos de TSM (HadISST) y viento (NCEP/NCAR) fueron analizados usando los métodos de análisis de máxima covarianza (AMC) y funciones ortogonales empíricas complejas (CEOF)

combinando los set de datos, mientras que los datos de FCL y PAS (NCEP/NCAR), usando análisis de compuestos. Para detectar otros modos acoplados entre el Viento y la TSM distintos del modo ENOS, se sustrajo la variabilidad conjunta entre estas variable y los índices C y E del ENOS. Para ello se usó una regresión bilineal.

El modo dominante del AMC muestra notables similitudes con el denominado Modo Meridional del Pacífico Sur. Asimismo, el modo dominante de la CEOF combinada, es consistente con el mecanismo de retroalimentación Viento-Evaporación-TSM, el cual sería responsable del transporte de anomalías de TSM desde el borde oriental a 30°S hacia el Pacífico tropical.

Capítulo 1

Introducción

Uno de las variables más estudiadas en los océanos, es la temperatura superficial del mar (TSM), que es el medio principal a través del cual el océano puede forzar cambios en la atmósfera, mientras que la atmósfera puede afectar al océano a través de los vientos superficiales y los flujos de calor. De estas interacciones emergen diversos modos de variabilidad climática con impactos de gran escala. Algunas de las principales características de los vientos y la TSM en el Pacífico, se muestran en la figura 1.1. Los vientos muestran un giro anticiclónico en torno a 30°S y a 30°N sobre la zona oriental y soplan, principalmente, hacia la zona de convergencia intertropical (ZCIT), la cual se ubica sobre las zonas con máximas TSM. En la zona occidental del Pacífico, la ZCIT se localiza en torno al ecuador y se desplaza hacia el norte a medida que se acerca al lado oriental del Pacífico, ubicándose en torno a los 10°N . A lo largo del ecuador, existe un gradiente zonal

de temperaturas con máximas en la poza cálida situada al lado occidental del Pacífico y, mínimas, en la lengua fría que se extiende hacia el oeste desde la costa de Sudamérica. Este gradiente de TSM genera una celda de circulación zonal conocida como la celda de Walker y que en superficie da lugar a los fuertes vientos alisios que caracterizan la zona ecuatorial.

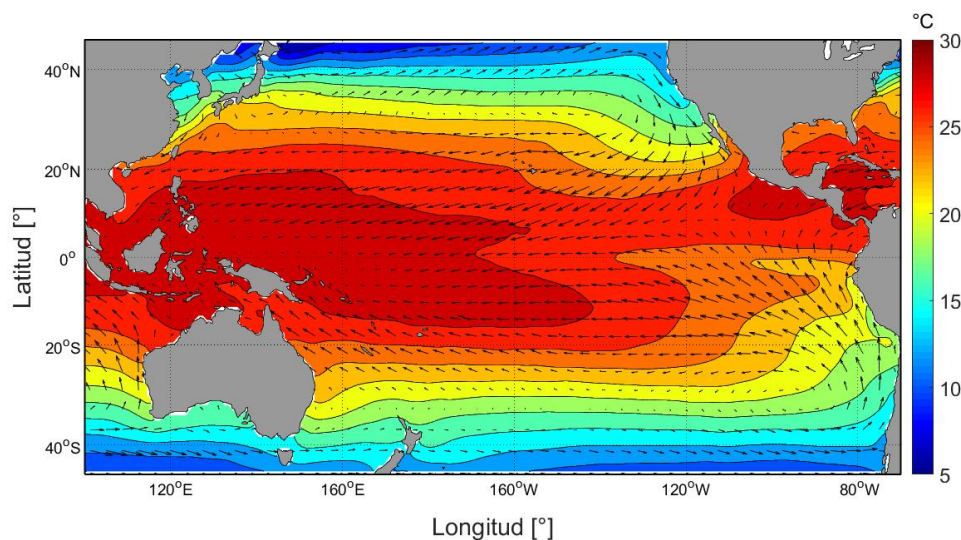


Figura 1.1: Campos promedios de TSM y viento superficial.

El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) es uno de los fenómenos climáticos más estudiados en el Pacífico y esta estrechamente conectado a las variaciones del gradiente zonal de TSM en el ecuador y la intensidad de la celda de Walker. Este fenómeno surge como el principal modo de variabilidad interanual del Pacífico ecuatorial, pero sus efectos pueden apreciarse sobre gran parte de la cuenca del Pacífico y aún más allá de esta. Pese a que el ENOS es el modo de variabilidad más importante del Pacífico, existen otros modos que dan cuenta de una fracción

importante de la variabilidad de la TSM y los vientos y que no son explicadas por la dinámica del ENOS. Estos modos pueden ser más relevantes fuera del ecuador, como lo son los modos meridionales en las regiones del Pacífico oriental y que se asocian a la interacción entre latitudes extratropicales y el ecuador.

1.1. El Niño Oscilación del Sur

La fase positiva del ENOS se caracteriza por un aumento anómalo de la TSM en el Pacífico ecuatorial central y oriental, asociado a una baja presión en superficie sobre el Pacífico y una alta presión sobre Indonesia. Los efectos del ENOS son más notorios en la región del Pacífico tropical, pero este es un fenómeno de gran escala que afecta también la circulación atmosférica de regiones extratropicales. Este fenómeno involucra una fuerte interacción océano-atmósfera, en particular, a través del mecanismo de retroalimentación de Bjerknes, el que asocia el debilitamiento (aumento) del gradiente de TSM a lo largo del ecuador con el debilitamiento (fortalecimiento) de los vientos alisios y con el avance (retroceso) hacia el este del centro convectivo asociado a la celda de Walker (Bjerknes, 1966; Bjerknes, 1969).

A pesar de las particularidades de cada evento, durante muchos años, los eventos ENOS fueron clasificados dentro de un modo común de variabilidad del sistema océano-atmósfera, pero el creciente número de observaciones junto con la

ocurrencia de los eventos extremos de 1982-83 y 1997-98 que escapan de la predictibilidad alcanzada hasta el momento, motivaron la definición de dos tipos de eventos El Niño, los primeros, llamados centrales o modokis, corresponden a eventos típicos y los segundos, llamados eventos del este, están asociados a los eventos extremos. De esta manera, se llegó a proponer dos índices para caracterizar los eventos El Niño (índices C y E) que dan cuenta de la variabilidad de estos dos tipos de eventos (Takahashi et al., 2011).

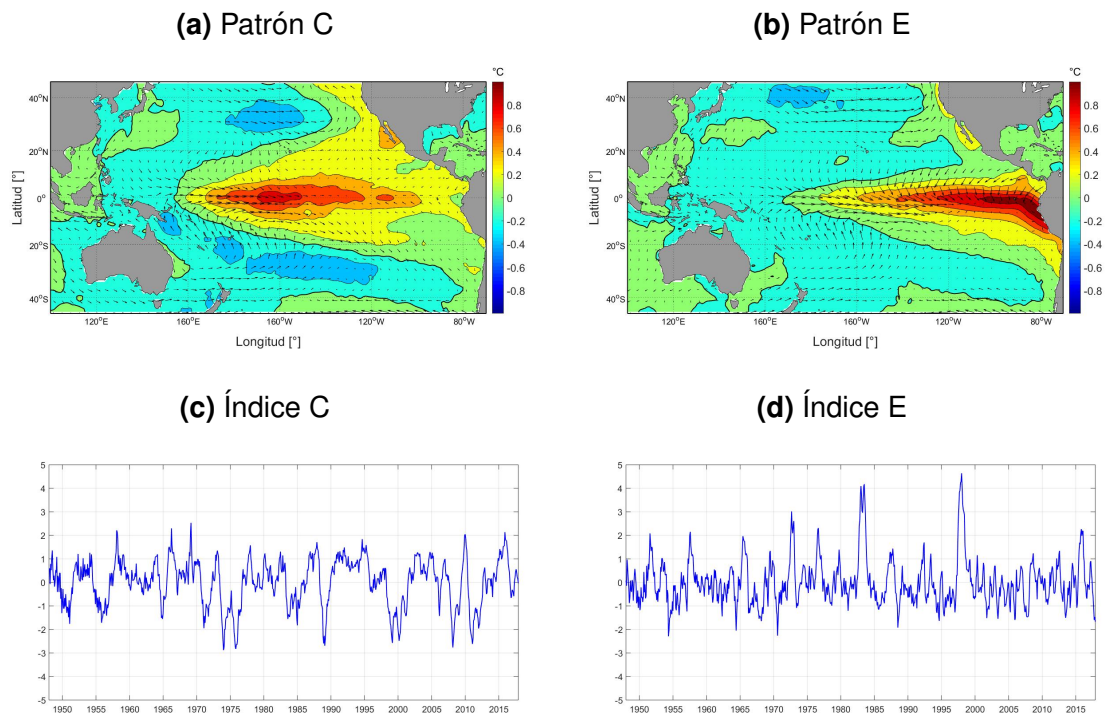


Figura 1.2: En a) y b) se muestran los campos de regresión de TSM y viento asociados a los índices C y E mostrados en c) y d), respectivamente.

En la figura 1.2a podemos ver el patrón espacial asociado al índice C, donde la máxima TSM se ubica sobre el Pacífico ecuatorial central, con vientos anómalos ubicados al oeste de la anomalía de TSM. Estas anomalías de los vientos tienen dirección hacia el este y denotan un debilitamiento de los vientos alisios promedio en esa zona. La figura 1.2b muestra el patrón espacial asociado al índice E, donde la máxima TSM se ubica en el Pacífico ecuatorial oriental y se extiende hacia el sur a lo largo de las costas de Perú. Los vientos presentan anomalías en dirección este sobre el Pacífico central, que denotan el debilitamiento de los vientos alisios, además de vientos en dirección sur al norte de la región con máximas anomalías de TSM en el Pacífico oriental. El índice C, mostrado en la figura 1.2c, muestra los periodos asociados a los eventos moderados y se evidencian con claridad tanto las fases positivas como negativas de los ENOS centrales, mientras que el índice E, mostrado en la figura 1.2d, muestra solo los eventos extremos, como los de 1982-83 y 1997-98 asociado a sus fases positivas (cálidas).

1.2. Modos meridionales

Los modos meridionales son modos acoplados de covariabilidad entre el viento en superficie y la TSM, pero, en contraste con los modos ENOS que presentan un dipolo este-oeste (pasa cálida-lengua fría), los modos meridionales se caracterizan por un dipolo de temperatura norte-sur separado por la ZCIT, con vientos anómalos que cruzan desde el sector frío hacia el sector cálido.

Los modos meridionales (MM) fueron descritos en primera instancia para el Atlántico (MMA), donde emergen como un modo dominante al realizar un análisis de máxima covarianza (AMC) entre la TSM y los vientos superficiales. El MMA se relaciona fuertemente con los desplazamientos de la ZCIT, así como con otros modos climáticos relevantes como el ENOS y Oscilación del Atlántico Norte que podrían gatillar eventos meridionales (Nobre & Shukla, 1996; Xie & Tanimoto, 1999).

Un modo meridional homólogo al del Atlántico, fue descrito en primera instancia para el Pacífico (MMP) por Chiang & Vimont (2004). Este modo compartía las características principales con el MMA, como el dipolo de temperatura y los vientos anómalos, aunque a diferencia del Atlántico, el MMP no es dominante sobre el Pacífico, ya que en esta región la variabilidad es dominada por ENOS (Philander, 1990). Por lo anterior, para el estudio del MMP es necesario remover previamente

la gran variabilidad del ENOS. Para este fin, se suele utilizar una regresión lineal entre un índice ENOS y los campos de TSM y vientos (Chiang & Vimont, 2004). Aunque esta metodología extrae gran parte de la variabilidad comúnmente relacionada con los ENOS, no permite extraer la parte no lineal de estos eventos, la cual suele ser significativa y se refleja en los resultados (Stuecker, 2018). El MMP, de manera similar al MMA, comparte relación con el fenómeno ENOS y con la Oscilación del Pacífico Norte [DiLorenzo et al., 2015; Larzon & Kirtman, 2014; Vimont, 2003].

Estudios recientes señalan la existencia de un segundo MM en el Pacífico Sur (Zhang et al., 2014a), por lo que es necesario realizar una diferenciación entre un Modo Meridional del Pacífico Norte (MMPN) que es referido originalmente como MMP y un Modo Meridional del Pacífico Sur (MMPS). Ambos MM son gobernados por un mecanismo de retroalimentación denominado WES, (Xie & Philander, 1994) que se evidencia en los patrones de viento y TSM así como en los desfases apreciables en las componentes principales de viento y TSM (Chang et al., 1997). Otro elemento asociado a la variabilidad espacial de los MM, se relaciona con el estado promedio de las variables involucradas, en particular, con la posición de la ZCIT, la cual está asociada a su vez, con las características de los vientos en superficie y la TSM. La posición de la ZCIT determina también la extensión de los MM hacia la zona ecuatorial (Zhan et al., 2014b).

Uno de los principales aspectos estudiados de los MM es su relación con el ENOS. Se suele señalar que los MMP son posibles precursores de los eventos ENOS (Chang et al., 2007; Larson & Kirtman, 2014; Zhang et al., 2014a), en particular, el SPMM se relaciona con eventos ENOS del este y el NPMM se relaciona con eventos ENOS centrales.

1.3. Mecanismo de retroalimentación WES

El mecanismo de retroalimentación Viento - Evaporación - Temperatura Superficial del Mar (VET o WES, por la abreviación en inglés de las palabras Wind, Evaporation and Sea surface temperature) fue propuesto por Xie & Philander (1994) como un mecanismo implicado en la asimetría (desplazamiento hacia el norte) que presenta la zona de convergencia intertropical (ZCIT) respecto del ecuador. Posteriormente, Xie (1996) destacó la relevancia de este mecanismo en la propagación hacia el oeste de ondas con un patrón antisimétrico de TSM y flujos de calor latente en torno al ecuador. Estas ondas reciben el nombre de ondas de WES y se han observado después de eventos ENOS extremos (Ueki, 2011).

Originalmente, Xie & Philander (1994) postularon que el desplazamiento hacia el norte de la ZCIT está relacionado con la presencia de una banda de agua

cálida localizada al norte del ecuador en la parte oriental del Pacífico (Figura 1.1). En efecto, si esta banda de alta TSM no existiera, la ZCIT sería simétrica sobre el ecuador (Philander et al., 1996). El elemento central del mecanismo de retroalimentación WES es el flujo de calor latente y, en consecuencia, la evaporación oceánica. Esta puede ser representada en forma aproximada por la ecuación 1.1 (ver Xie & Philander, 1994; Xie, 1996).

$$Q_{LH} = L\rho_a C_E (1 - RH) |U| q_s(T) \quad (1.1)$$

donde L corresponde al calor latente de evaporación del agua, ρ_a corresponde a la densidad del aire, C_E es un coeficiente de flujo turbulento, RH corresponde a la humedad relativa, $|U|$ corresponde a la magnitud del viento, T corresponde a la temperatura del aire y q_s corresponde al contenido de vapor de agua de saturación de la atmósfera que está definido por la ecuación de Clausius-Clapeyron (ecuación 1.2)

$$q_s = q_0 \exp \left[\frac{L}{R_*} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right] \quad (1.2)$$

donde q_0 corresponde al contenido de vapor de agua de saturación a una temperatura de referencia T_0 , R_* corresponde a la constante de gas para el vapor de agua.

La ecuación para el flujo de calor latente (ecuación 1.1), por tanto, depende principalmente de dos variables, la magnitud del viento y la TSM, esta última asociada a la diferencia de vapor de agua (δq) entre el contenido de la atmósfera y la cantidad máxima que esta puede contener. La importancia de la magnitud del viento fue estudiada por Yu (2007), quien destacó dos efectos relevantes: uno directo y otro indirecto sobre el flujo de calor latente. El primero, está asociado directamente a las variaciones de la magnitud del viento: si aumenta (disminuye) la magnitud del viento, aumenta (disminuye) la evaporación y con ella el flujo de calor latente. El segundo, está asociado a la advección de calor por las corrientes que induce el viento en el océano. Al aumentar (disminuir) la magnitud del viento, los giros oceánicos se intensifican (debilita) y, por tanto, el transporte de calor desde el ecuador incrementa (disminuye), aumentando (disminuyendo) la TSM y, por tanto, aumenta (disminuye) el flujo de calor latente. En ambos casos los efectos del mecanismo son no lineales.

Para que el mecanismo de retroalimentación WES sea relevante, es necesario que la TSM sea modulada por el flujo de calor latente y, además, que este sea dominado por las variaciones de la magnitud del viento, en particular, por el efecto directo mencionado anteriormente, ya que cuando la diferencia de vapor de agua domina el flujo de calor latente, el viento deja de ser relevante. Las zonas del Pacífico que cumplen estas condiciones son las zonas tropicales, exceptuando

la zona de la lengua fría ecuatorial, el borde oriental (Mahajan et al., 2009) y las zonas por donde pasan las corrientes de borde occidental (Yu, 2007). En estas regiones el flujo de calor latente es principalmente dominado por las diferencias de vapor de agua.

Para ejemplificar el mecanismo, es necesario imaginar un dipolo de temperatura meridional interhemisférico dividido por la ZCIT (Figura 1.3); al norte de la ZCIT existen anomalías positivas de TSM y al sur, negativas. Asociadas a estas anomalías de TSM habrá anomalías superficiales de presión. Específicamente, sobre las anomalías positivas de TSM habrá anomalías negativas de presión superficial, mientras que sobre las anomalías negativas de TSM habrá anomalías positivas. El gradiente de presión así generado, provocará vientos anómalos que atravesarán el ecuador desde el lado frío al lado cálido, la fuerza de Coriolis deflejará hacia el oeste los vientos al sur del ecuador y hacia el este al norte del ecuador. Estos vientos incrementarán la magnitud de los vientos alisios (que soplan permanentemente hacia el oeste) al sur del ecuador (en el lado frío) y la disminuirán al norte del ecuador, es decir, en el lado cálido. De este modo, las variaciones en los vientos totales generarán un incremento del flujo de calor latente al norte del lado frío y una disminución al sur del lado cálido, provocando finalmente un aumento de la TSM del lado cálido y una disminución en el lado frío, reforzado así el dipolo (TSM/Presión superficial) inicial.

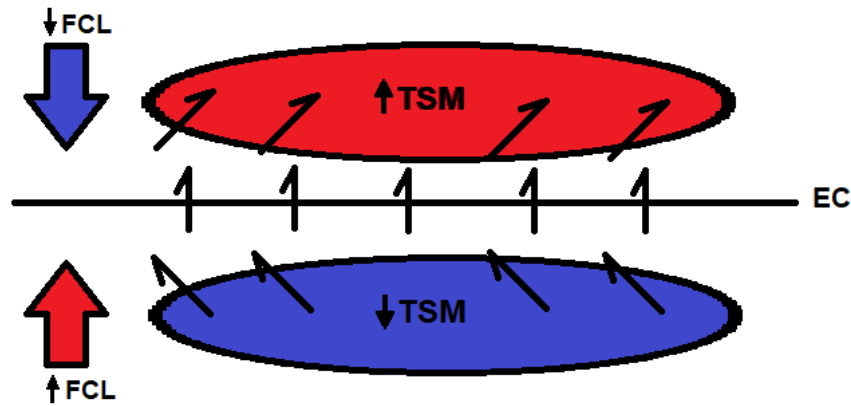


Figura 1.3: Esquema del mecanismo de retroalimentación WES en una fase donde las anomalías positivas de TSM se ubican al norte del ecuador. Sobre las anomalías cálidas se ubican anomalías negativas de presión (B) y sobre las anomalías frías, anomalías positivas de presión (A). El gradiente de presión asociado genera vientos anómalos que cruzan el ecuador. Debido a la fuerza de Coriolis, al sur del ecuador los vientos se deflecan hacia el oeste reforzando los alisios y al norte del ecuador se deflecan hacia el este, debilitando los alisios. El reforzamiento de los alisios aumenta la evaporación al sur del ecuador y así promueve el enfriamiento de la superficie del mar, mientras que el debilitamiento en la parte norte reduce la evaporación y por tanto promueve un aumento de la TSM, reforzando la configuración inicial.

En el caso anterior, cuando existe un dipolo de anomalías de TSM, el mecanismo funciona como una retroalimentación positiva de las anomalías iniciales. Sin embargo, cuando se considera una sola región con anomalías de TSM/PAS, situada en alguna parte del Pacífico tropical, pero alejada del ecuador, se puede replantear el mecanismo de retroalimentación para explicar la propagación de estas anomalías. Considerando una región con anomalías positivas de TSM en el hemisferio sur (Figura 1.4), donde los vientos promedio en la región son hacia

el noroeste, asociadas a las anomalías de TSM habrá anomalías negativas de presión, lo que provocará vientos que convergen hacia las anomalías de TSM y que son desviados a la izquierda. Esto genera que en la zona norte-noroeste de la región con anomalías positivas de TSM, disminuya la magnitud del viento, el flujo de calor latente y, por lo tanto, aumente la TSM, mientras que en la zona sur-sureste aumentará la magnitud del viento aumentando el flujo de calor latente y disminuirá la TSM, es decir, la anomalía se habrá propagado hacia el noroeste. Una propagación similar tiene lugar cuando se considera una región con anomalías negativas de TSM y una alta presión superficial asociada.

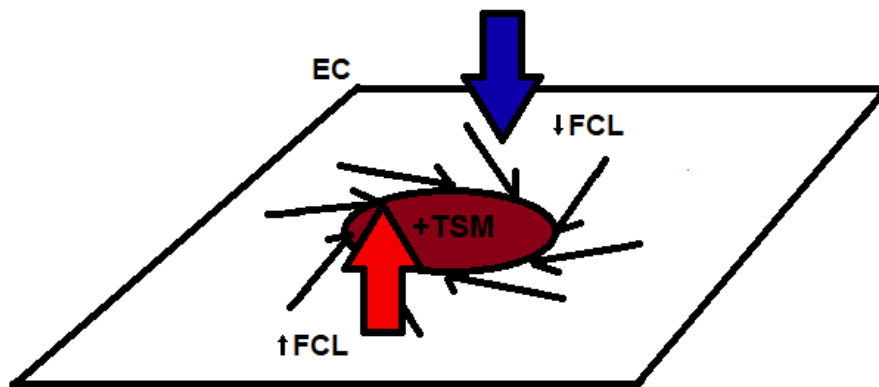


Figura 1.4: Esquema del Mecanismo de propagación WES para el caso de una región ubicada en el hemisferio sur con anomalías positivas de TSM y dominada por vientos promedios que soplan hacia el noroeste. Las anomalías en los vientos, asociadas a la baja presión ubicada sobre las anomalías positivas de TSM, debilitan en la parte noroeste de la región los vientos alisios predominantes reduciendo la evaporación y, por tanto, contribuyen a un aumento de la TSM en esta región. En el cuadrante opuesto (suroeste) los vientos se refuerzan incrementando la evaporación y reduciendo la TSM. De este modo, la anomalía migrará hacia el noroeste de su posición inicial.

1.4. Planteamiento del problema

Estudios previos han mostrado la presencia de un modo meridional en la región oriental del Pacífico Sur (Zhang et al., 2014a; Min et al., 2017), pero al igual que el MMPN, la variabilidad asociada a ENOS domina por sobre este, usualmente se remueve la regresión lineal de un índice asociado a ENOS para poder estudiar los MM, aunque la naturaleza no lineal del ENOS genera que parte de la variabilidad asociada a eventos extremos se refleje en los resultados (Chiang & Vimont, 2004; Stuecker, 2018). Por lo anteriormente mencionado, en el presente trabajo se utilizaron los índices C y E como proxis de ENOS, lo que en principio nos permitiría remover la variabilidad asociada tanto a los eventos moderados (índice C) como extremos (índice E) de El Niño. El cambio en la metodología genera la incertidumbre si los resultados coinciden con los expuestos en trabajos previos, lo que nos lleva a plantear la hipótesis y objetivos que se presentan a continuación:

- Hipótesis:

El modo dominante no ENOS para el Pacífico Sur Oriental es el Modo Meridional del Pacífico Sur. Las características de este modo son dominadas por el mecanismo de retroalimentación WES y se asocian a la propagación de anomalías de TSM hacia el ecuador.

- Objetivo general:

Describir las características del modo dominante no ENOS en la región del Pacífico Sur Oriental.

- Objetivos específicos:

1. Determinar el modo dominante de variabilidad no ENOS para el Pacífico Sur Oriental.
2. Comparar las características principales del modo dominante y el MMPS descrito en la literatura.
3. Corroborar el mecanismo de retroalimentación WES como principal elemento de la variabilidad dominante.
4. Determinar el modo dominante de propagación en la región del Pacífico Sur Oriental.

Capítulo 2

Metodología

2.1. Datos

En el presente estudio se utilizaron datos de TSM, viento a 10m de altura, flujos de calor latente (FCL) y presión atmosférica a nivel del mar (PNM). Los datos de TSM corresponden al producto del Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature (HadISST) versión 1.1 (Reynier et al., 2003), los que corresponden a una reconstrucción de la TSM sobre una grilla de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ a partir de observaciones *in situ* para el periodo 1871-1981 y con una combinación entre observaciones *in situ* y de satélite desde 1982 en adelante. Por otra parte, los datos de viento a 10m, flujos de calor latente y presión a nivel del mar corresponden a los productos del National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) Reanalysis 1 Project (Kelnay et al., 1996), que corres-

ponden a un reanálisis con asimilación de datos satelitales e *in situ* de múltiples variables. La Tabla 2.1 resume la información de los datos utilizados.

Variable	Fuente	Resolución	Periodo
TSM	HadISST	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	01/1871-12/2017
Componentes de viento (U,V)	NCEP/NCAR	Grilla Gaussiana T62	01/1948-12/2017
Flujo de Calor Latente	NCEP/NCAR	Grilla Gaussiana T62	01/1948-12/2017
Presión a Nivel del Mar	NCEP/NCAR	$2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$	01/1948-12/2017

Tabla 2.1: Resumen de los diferentes datos usados en el estudio.

La resolución temporal de todas las series es mensual y el periodo de estudio utilizado, abarcó desde enero de 1948 a diciembre de 2017, correspondiente al periodo común de todas las variables.

2.2. Zona de estudio

La zona de estudio corresponde al Pacífico Sur Oriental y se considerará, en particular y en primer lugar, la zona delimitada entre 220°W y 90°W y, meridionalmente por el ecuador y 40°S , denominada zona A; en segundo lugar, una zona ampliada de la anterior delimitada entre 180° y 70°W y, meridionalmente entre 10°N y 40°S , denominada zona B y en tercer lugar, una banda ecuatorial limitada entre 120°E y 70°W y, meridionalmente entre 11°N y 11°S , denominada zona C.

La zona A corresponde a la zona a utilizar para realizar el análisis de máxima covarianza (ver sección 2.4.2) entre las variables de TSM y componentes de viento, la zona B corresponde a la zona utilizada para la funciones ortogonales empíricas complejas combinadas (ver sección 2.4.3) entre las mismas variables anteriores y la zona C corresponde a la zona para calcular los índices C y E de ENOS. La Figura 2.1 muestra las zonas antes descritas.

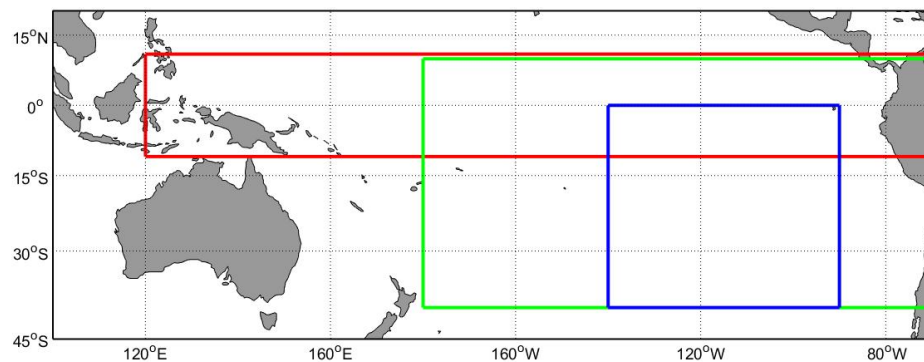


Figura 2.1: Zonas utilizadas para los diferentes análisis en el presente estudio. El rectángulo azul demarca la zona A, el rectángulo verde, la zona B y el rectángulo rojo, la zona C.

2.3. Cálculo de anomalías mensuales

Para calcular las anomalías mensuales se utilizó la metodología descrita en Chiang & Vimont (2004); esta consiste en remover de los diferentes campos: el ciclo anual, la tendencia lineal y una función empírica estimada a partir de la regresión lineal entre cada campo y un índice de ENOS. En nuestro caso se utilizaron dos índices C y E.

La tendencia lineal de las series se calculó de manera usual a partir del método de mínimos cuadrados, para lo cual se obtuvo una recta que se aproxima a los datos en cada posición del espacio, de la forma

$$\hat{y} = a + bt \quad (2.1)$$

donde t representa los tiempos de la serie $y(t)$, a y b son coeficientes e $\hat{y}$ es la recta aproximada. Para determinar la recta basta con encontrar los coeficientes a y b que se obtienen al minimizar el residuo

$$R = Y - XC \quad (2.2)$$

donde R es el residuo, Y es una matriz de dimensión $N \times 1$ cuyos elementos son los valores de la serie de tiempo $y(t)$, X es una matriz de dimensión $N \times 2$ cuya primera columna está conformada por unos y la segunda, por los tiempos

t de la serie y la matriz C , es una matriz de dimensión 2×1 cuyos elementos corresponden a los coeficientes a y b . La matriz C que minimiza la ecuación 2.2, está dada por

$$C = (X^T X)^{-1} X^T Y \quad (2.3)$$

donde M^T y M^{-1} representan la traspuesta y la inversa de una matriz cualquiera M . Al calcular la matriz C hemos determinado los coeficientes a y b , por lo tanto, la tendencia lineal.

Para el cálculo de la climatología se promediaron todos los meses enero, febrero, marzo, etc., de esta manera podemos escribir las anomalías que utilizaremos para determinar los índices C y E de ENOS, que denominaremos anomalías con ENOS de la forma siguiente

$$y'(t) = y(t) - \hat{y}(t) - CL(t) \quad (2.4)$$

donde $y'(t)$ son las anomalías con ENOS de la serie de tiempo $y(t)$ y $CL(t)$ es la climatología.

Los índices C y E son el resultado de la rotación en 45° de las primeras 2 componentes principales resultantes de descomponer en funciones ortogonales empíricas (ver sección 2.4.1) a las anomalías con ENOS de la región C. De esta manera, podemos escribir las anomalías sin ENOS (y'_{sn}) como

$$y'_{sn}(t) = y'(t) - \alpha C - \beta E \quad (2.5)$$

donde α y β son coeficientes de regresión de los índices C y E. Para calcular estos coeficientes se utiliza el mismo método que para la tendencia, lo que resulta en que los elementos de la ecuación 2.3 serán: la matriz C con los coeficientes (α y β), la matriz X , donde cada columna corresponde a los índices C y E , y la matriz Y correspondiente a la serie de anomalías con ENOS.

2.4. Métodos de descomposición en valores singulares

La descomposición en valores singulares (DVS) permite escribir una matriz cualquiera, A de dimensiones $m \times n$, como el producto matricial de 3 matrices de la forma

$$A = U\Sigma V^T \quad (2.6)$$

donde U es una matriz de dimensión $m \times n$ cuyas columnas, u_i con $i = 1, 2, \dots, n$, son ortogonales entre sí y se conocen como vectores singulares de la izquierda, V es una matriz ortogonal de dimensión $n \times n$ cuyas columnas, v_i , son conocidas como vectores singulares de la derecha y Σ es una matriz de dimensión $n \times n$, donde los elementos de la diagonal, σ_i , se conocen como valores singulares.

Para obtener los valores singulares, primero se calcula la matriz $A^T A$, de dimensión $n \times n$, que es siempre una matriz simétrica y puede descomponerse en valores propios de la forma $A^T A = P D P^T$, donde P es una matriz ortogonal, de dimensión $n \times n$, cuyas columnas, p_i , corresponden a los vectores propios y D es una matriz diagonal, de dimensión $n \times n$, cuyos elementos de la diagonal, λ_i , corresponden a los valores propios. En este sentido, basta resolver las ecuaciones

$$\det(A^T A - \lambda I) = 0 \quad (2.7)$$

$$(A^T A - \lambda I)p = 0 \quad (2.8)$$

para obtener los vectores y valores propios de $A^T A$, donde I es la matriz identidad y, λ y p son los valores y vectores propios a determinar, respectivamente. Por otra parte, de la descomposición en 2.6 podemos demostrar que $A^T A = V \Sigma^2 V^T$, por lo tanto, $P = V$ y $D = \Sigma^2$, es decir, los vectores singulares de la derecha, v_i , y los valores singulares, λ_i , de la matriz A corresponden a los vectores propios, p_i , y a

la raíz cuadrada de los valores propios, $\sqrt{\lambda_i}$, de la matriz $A^T A$, respectivamente. Además, para todos los valores propios, λ_i , de $A^T A$ se cumple que son reales y mayores o iguales a 0, donde la cantidad de valores propios no nulos es igual al rango de la matriz A , r , el cual es como máximo la dimensión menor entre m y n . En consecuencia, la matriz Σ es una matriz escalonada formada por una matriz diagonal E , de dimensión $r \times r$, cuya diagonal son los valores singulares no nulos (por convención se ordenan de forma que $\sigma_1 > \sigma_2 > \dots > \sigma_r > 0$) y por 3 matrices nulas de dimensiones $n - r \times r$, $r \times n - r$ y $n - r \times n - r$, donde r puede ser igual a n , en ese caso $\Sigma = E$.

Una vez determinados los valores singulares y los vectores singulares de la derecha, podemos calcular los vectores singulares de la izquierda de siguiente manera

$$u_j = \frac{Av_j}{\sigma_j} \quad (2.9)$$

para todos los valores singulares no nulos ($j = 1, 2, \dots, r$), lo que garantiza la ortogonalidad de los vectores u_j . Notar que en el caso de que A sea una matriz simétrica, las matrices U y V son iguales y la DVS es equivalente a calcular los valores propios. Además, es posible reconstruir la matriz original a partir de una cantidad z de modos

$$\hat{A} = \sum_{k=1}^z \sigma_k u_k v_k^T \quad (2.10)$$

donde $\hat{A}$ es la matriz A reconstruida con una cantidad z de modos.

En el análisis de series de tiempo de variables distribuidas sobre una grilla, la DVS permite determinar los llamados “modos”, conformados por un par de vectores singulares (de la derecha y la izquierda). En términos generales, para determinar los modos, se aplica la DVS sobre la matriz de covarianza para determinar una matriz ortogonal que funciona como base para descomponer la matriz de datos. Como consecuencia de descomponer la matriz de covarianza es que la fracción de covarianza explicada por cada modo queda determinado por la ecuación

$$FCE_j = \frac{\sigma_j}{\sum_{k=1}^r \sigma_k} \quad (2.11)$$

donde FCE_j es la fracción covarianza del j -ésimo modo y σ corresponde a los valores singulares de la matriz de covarianza. En el caso de múltiples variables es posible armar más de una matriz de covarianza y, por ende, existen diversas metodologías dependiendo de la matriz a descomponer.

Consideraremos el caso con 2 variables, que denominaremos como S y Z, las cuales se asocian a las matrices $S(t)$, de dimensiones $N_S \times T$, y $Z(t)$, de dimensiones $N_Z \times T$, respectivamente, donde T representa la cantidad de pasos de tiempo, N_S y N_Z representan la cantidad de series de tiempo de la variable S y Z, respectivamente, que se encuentran espacialmente distribuidas. A partir de las matrices $S(t)$ y $Z(t)$ se pueden construir 3 tipos de matrices de covarianza:

1. Matriz de covarianza para cada variable:

$$C_{SS} = \langle S(t)S^T(t) \rangle, (N_S \times N_S) \quad (2.12)$$

$$C_{ZZ} = \langle Z(t)Z^T(t) \rangle, (N_Z \times N_Z) \quad (2.13)$$

2. Matriz de covarianza cruzada:

$$C_{SZ} = \langle S(t)Z^T(t) \rangle, (N_S \times N_Z) \quad (2.14)$$

3. Matriz de covarianza combinada:

$$C_{S+Z} = \langle (S(t)|Z(t))(S(t)|Z(t))^T \rangle, (N_S + N_Z \times N_S + N_Z) \quad (2.15)$$

donde C_{SS} y C_{ZZ} corresponden a la matrices de covarianza de las variables S y Z respectivamente, C_{SZ} corresponde a la matriz de covarianza cruzada de las variables S y Z, C_{S+Z} corresponde a la matriz de covarianza combinada de las variables S y Z, $\langle M(t) \rangle$ representa el promedio temporal de una matriz cualquiera $M(t)$.

2.4.1. Funciones ortogonales empíricas

Las funciones ortogonales empíricas (EOF) descomponen un set de series de tiempo distribuidos espacialmente en patrones espaciales denominados EOF y patrones temporales denominados componentes principales (CP).

Si consideramos la variable S , tendremos que la matriz de covarianza de la variable C_{SS} es una matriz simétrica ya que puede ser escrita de la forma $M^T M$, donde $M = S^T(t)$, por lo que la DVS de esta matriz es equivalente a encontrar los valores propios, lo que permite encontrar una matriz ortogonal cuyas columnas son las denominadas EOF. La matriz encontrada se utiliza como la matriz ortogonal V de la descomposición de la matriz $S^T(t)$, donde los vectores singulares de la izquierda, que corresponden a las CP, se calculan como la ecuación 2.9, pero considerando que σ_i es igual a la raíz cuadrada de los valores singulares de la matriz de covarianza.

Una versión de este método usada en el caso de más de una variable, es el de las funciones ortogonales empíricas combinadas, que realiza una descomposición similar de las series de tiempo, pero que ocupa la matriz de covarianza combinada de las variables C_{S+Z} , que al igual que en el caso anterior, es una matriz simétrica. En este caso, las EOF encontradas a través de la matriz de covarianza, son utilizadas para calcular los vectores singulares de la izquierda de la matriz $(S(t)|Z(t))^T$.

De esta descomposición, los primeros N_S elementos de las EOF corresponden a los patrones espaciales de la variable S y las siguientes N_Z corresponden a los patrones espaciales de la variable Z. Las CP asociadas a las EOF son únicas.

2.4.2. Análisis de máxima covarianza

El análisis de máxima covarianza (AMC) también denominado DVS, consiste en aplicar la DVS a la matriz de covarianza cruzada (C_{SZ}) para encontrar modos acoplados entre las variables. Dado que la matriz de covarianza cruzada no es necesariamente una matriz cuadrada o simétrica, su descomposición no se reduce a los valores propios como con el método anterior.

Al descomponer la matriz de covarianza cruzada, obtendremos las matrices U de dimensiones $N_S \times r$ y la matriz V de dimensión $N_Z \times r$ al considerar solo los vectores singulares asociados a los valores singulares no nulos. Los vectores singulares de la izquierda u_j corresponden a los patrones espaciales de la variable S y los vectores propios de la derecha v_j corresponden a los patrones espaciales de la variable Z. De esta manera, es posible descomponer las matrices $S(t)$ y $Z(t)$ al proyectar los patrones encontrados sobre las matrices para encontrar los correspondiente patrones temporales, que denominaremos CP, al igual que en la metodología anterior y como se muestra a continuación

$$CP_{Sj} = S^T(t)u_j \quad (2.16)$$

donde CP_{Sj} corresponde a la componente principal j-ésima de la variable S, de manera equivalente se obtienen las CP de la variable Z si sustituimos $S^T(t)$ por $Z^T(t)$ en la ecuación 2.16. A diferencia de la ecuación 2.9, los vectores resultantes no están normalizados ya que los valores singulares de la matriz de covarianza cruzada no necesariamente se corresponden con los de las matrices de datos. De esta manera, es posible encontrar patrones acoplados entre dos variables, determinando tanto patrones espaciales como temporales para ambas variables, a diferencia de la EOF combinada, donde se obtenían dos patrones espaciales y un patrón temporal.

El AMC será utilizado para calcular el modo dominante de la zona A, utilizando las anomalías sin ENOS de TSM y viento a 10m. La matriz de covarianza cruzada para estas variables quedará

$$C_{TV} = \langle T(t)(U(t)|V(t))^T \rangle \quad (2.17)$$

donde C_{TV} es la matriz de covarianza cruzada entre TSM y viento a 10m, T es la TSM, U es la componente zonal del viento y V es la componente meridional del viento.

2.4.3. Funciones ortogonales empíricas complejas

La metodología de las funciones ortogonales empíricas complejas (CEOF) es una variante de la EOF tradicional, usada principalmente para encontrar modos de propagación. Para esta metodología es necesario generar una serie de tiempo compleja a partir de las series de tiempo originales. Para ello se emplea la transformada de Hilbert definida como

$$H(\phi(t)) = \frac{1}{\pi} \int \frac{\phi(t)}{t - \tau} dt \quad (2.18)$$

donde $\phi(t)$ es una señal cualquiera y $H()$ es la transformada de Hilbert. Esta última puede interpretarse como la convolución de la señal $\phi(t)$ con la función $1/t$, donde se obtiene que $H(\phi(t))$ es el resultado de desfazar 90° cada componente armónico de la señal cuando se descompone de la forma

$$\phi(t) = \sum_{\omega} (a \sin(\omega t) + b \cos(\omega t)) \quad (2.19)$$

donde ω es la frecuencia angular y, a y b son los coeficientes de Fourier . Con esto es posible armar una serie de tiempo compleja de la forma

$$\Phi(t) = \phi + iH(\phi(t)) \quad (2.20)$$

donde $\Phi(t)$ representa la serie de tiempo compleja e i representa la unidad imaginaria. La serie de tiempo compleja tiene la particularidad de ser una función analítica.

Una vez armadas las series de tiempo complejas, es posible crear las mismas matrices de covarianza, pero ahora poseerán entradas complejas. Si aplicamos la DVS a la matriz de covarianza de una variable compleja, tendremos que, dado que la matriz de covarianza se puede escribir como $M^T M$, donde M son las matrices con las series de tiempo complejas, la matriz es hermética y, por tanto, sus valores propios son reales y la DVS es equivalente a calcular los valores propios.

Aunque los valores singulares son reales, los vectores singulares de la derecha y la izquierda de las matrices de tiempo son complejos, por lo que, es posible descomponer los patrones espaciales, denominados CEOF, y patrones temporales, denominados componentes principales complejas (CPC) en función de su amplitud y fase

$$E_k = B_k e^{i\Theta_k} \quad (2.21)$$

$$A_k(t) = C_k(t) e^{i\Psi_k} \quad (2.22)$$

donde B_k (A_k) es la amplitud y Θ_k (Ψ_k) es la fase espacial (temporal) de la CEOF (CPC), con E_k la CEOF y A_k la CPC, del modo $k = 1, 2, \dots, r$ donde r es el rango

de la matriz de datos. Otro aspecto a notar es que la reconstrucción de la serie $\phi(t)$ a partir de una cantidad K de modos queda de la forma

$$\hat{\phi}(t) = \mathbb{R} \left(\sum_{i=1}^K \sigma_i A_i(t) (E_i^*)^T \right) \quad (2.23)$$

donde $\hat{\phi}(t)$ es la reconstrucción de la serie de tiempo $\phi(t)$, $\mathbb{R}()$ representa la parte real, σ_i representa el valor singular y E^* es el conjugado de E .

De manera homóloga a la EOF tradicional, partir de la DVS de la matriz de covarianza o de la DVS de la matriz de series de tiempo, arroja el mismo resultado. Igualmente, es posible extender este análisis a más de una variable utilizando la matriz de covarianza combinada.

Una CEOF combinada se utilizará para ver el modo de propagación dominante en la zona B, utilizando tanto las anomalías con ENOS como sin él de las variables de TSM y viento a 10m. La matriz de covarianza combinada para este caso quedaría

$$C_{T+V} = \langle (\phi_T(t) | \phi_U(t) | \phi_V(t)) (\phi_T(t) | \phi_U(t) | \phi_V(t))^T \rangle \quad (2.24)$$

donde C_{T+V} es la matriz de covarianza combinada entre TSM y viento a 10m, ϕ_T , ϕ_U y ϕ_V son las matrices con las series complejas de TSM, componente zonal del viento y componente meridional del viento respectivamente.

2.5. Análisis de compuestos

El análisis de compuestos consiste en realizar el promedio de los campos que cumplan una cierta condición. En el presente trabajo se utilizará esta metodología para ver el estado de las variables no incluidas en los análisis anteriores en las situaciones que se detallan a continuación.

- Cuando la CP de TSM del AMC sea mayor a 1.
- Cuando la CP de viento del AMC sea mayor a 1.
- Para un rango en torno a una fase, asociada a la CPC resultante de la CEOF combinada.

Para el último caso los compuestos se realizarán con la reconstrucción de las variables del análisis utilizando el primer modo.

Capítulo 3

Resultados y Discusión

3.1. Modo dominante no ENOS

Para determinar el modo dominante no-ENOS se utilizaron las anomalías sin ENOS y se realizó un AMC entre la TSM y las componentes del viento superficial sobre la zona A (Figura 3.1).

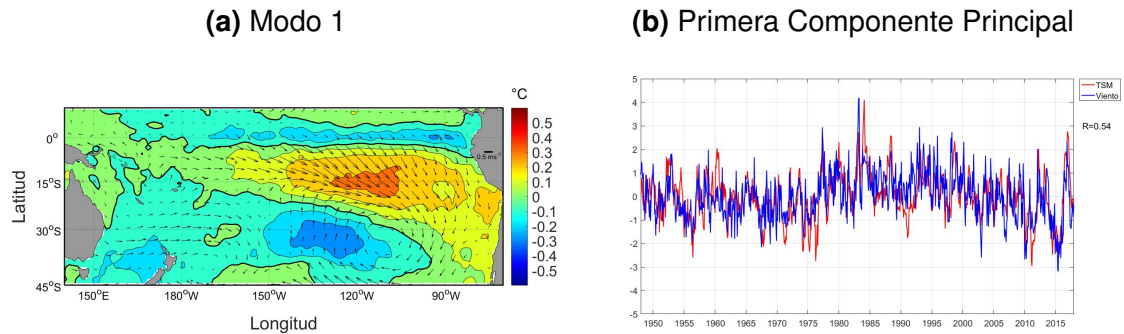


Figura 3.1: En a) campos de coeficiente de regresión de la primera componente principal de TSM sobre el campo de TSM y de viento sobre los campos de componente de viento, contornos cada 0.2°C y contorno 0°C resaltado, flecha de referencia de 0.5ms^{-1} . En b) las primeras componentes principales de TSM, en color rojo, y de viento, en color azul.

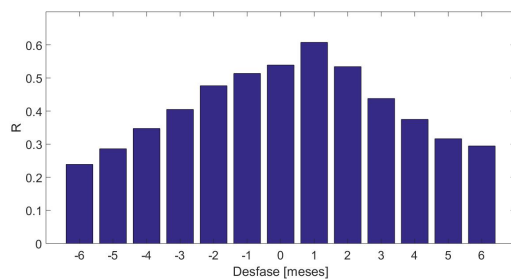


Figura 3.2: Correlación cruzada entre la primera componente principal de TSM y la primera componente principal de viento para diferentes rezagos de tiempo.

El primer modo del AMC explica un 83.7 % de la covarianza entre ambas series de tiempo. Analizando los coeficientes de regresión lineal de las CP sobre los campos de anomalías sin ENOS, se puede notar que anomalías de TSM positiva se ubican sobre la franja comprendida entre el ecuador y 20°S a partir de la línea de cambio de fecha

y la costa oriental y al sur de 20°S , desde aproximadamente 100°W hasta el borde la costa oriental, con una máxima anomalía de TSM en torno a los 15°S , entre 130°W y 100°W , mientras que, anomalías negativas de TSM se ubican al sur de

20°S de 100°W hacia el oeste, con una mínima a 30°S en torno a 130°W; por otra parte, el patrón espacial de los vientos muestran un giro ciclónico en torno al punto 30°S-110°W, donde los vientos anómalos mayores se ubican sobre la máxima de TSM. Es importante destacar que las anomalías de viento sobre las anomalías positivas de TSM se relacionan con una disminución en la magnitud del campo total (no anomalías) de vientos, mientras que sobre las anomalías negativas de TSM se relacionan con un aumento de la magnitud, ya que allí el viento promedio es cercano a cero. Las CP de TSM y viento se muestran en la figura 3.1b, las cuales por definición no están correlacionadas con los índices C y E. Ellas presentan un máximo por sobre 4 desviaciones estándar en el período 1983-84, posterior al gran evento ENOS 1982-83. El desfase entre ambas CP es de un mes (Figura 3.2), donde la CP de viento preside a la CP de TSM.

3.2. Modo dominante de propagación

Para analizar la propagación de las anomalías se utilizó el método de CEOF combinada entre los campos con y sin ENOS sobre la zona B. El primer modo dominante para los datos con ENOS se muestra en las Figuras 3.3 y 3.4, mientras que los resultados para el caso sin ENOS se muestran en las Figuras 3.5 y 3.6.

El primer modo de CEOF combinada, aplicado a las anomalías con ENOS, explica el 39.6 % de la covarianza de las series de tiempo de TSM y viento superficial en la zona B. La Figura 3.3 muestra la amplitud y la fase de la primera componente principal compleja, donde se aprecian periodos con cambios de fase en el tiempo con pendientes predominantemente positivas que indicarían una propagación, aunque estas no presentan periodos similares y, por ende, velocidad de fase o ciclos repetitivos durante todo el periodo de estudio. Las máximas amplitudes se observan durante los años 1982-83 y 1997-98, que coinciden con grandes eventos ENOS del este, en estos dos casos las fases asociadas se encuentran entre 180° y 360° .

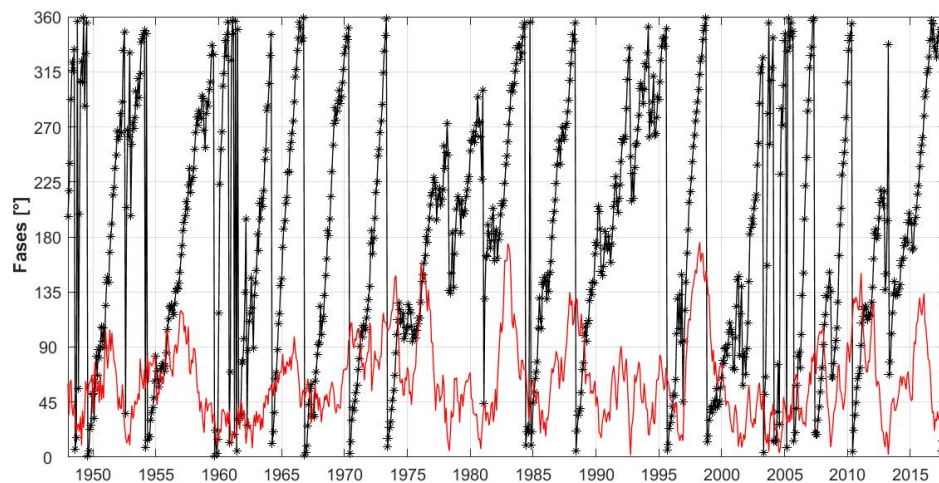
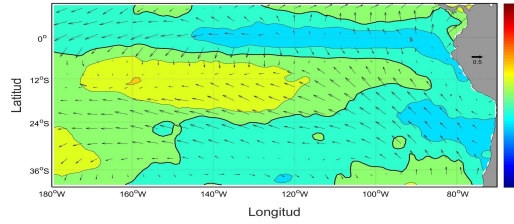


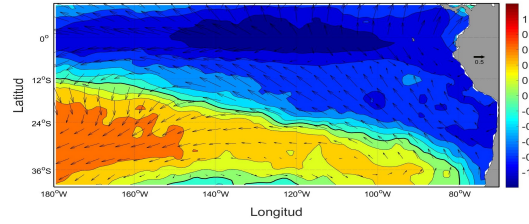
Figura 3.3: Primera componente principal compleja de CEOF combinada entre anomalías con ENOS de TSM y viento superficial. La línea negra con puntos muestra las fases y la línea roja, muestra la magnitud asociadas a cada instante de tiempo de la componente principal.

La figura 3.4 muestra los compuestos realizados con la reconstrucción del primer modo de CEOF combinada en torno a las diferentes fases de la componente principal. En el compuesto en torno a la fase 0° (Figura 3.4a), se puede observar la presencia de una anomalía positiva de TSM con un máximo a 160°W , acompañada de vientos que fluyen hacia esta anomalía. El compuesto para la fase de 45° (Figura 3.4b), muestra anomalías predominantemente negativas de TSM centradas en 120°W en el ecuador. Las anomalías de los vientos en la región ubicada al norte de las anomalías de TSM, se dirigen hacia el norte alejándose del centro de la región con anomalías frías, mientras que las anomalías de los vientos al sur de las anomalías frías muestran una dirección noroeste, aunque al oeste de las anomalías frías, los vientos presentan principalmente anomalías hacia el oeste. El compuesto en torno a la fase de 90° (Figura 3.4c) muestra anomalías negativas de TSM en torno al ecuador, pero con sus mínimos fuera del ecuador al este de 140°W y anomalías cálidas centradas aproximadamente a 30°S y 150°W al sur de las anomalías negativas de TSM. Las anomalías de viento son predominantemente hacia el noroeste sobre las anomalías negativas de TSM, mientras que los vientos al sur de las anomalías frías se dirigen hacia las anomalías cálidas. El compuesto en torno a la fase 135° (Figura 3.4d), muestra predominantemente anomalías negativas de TSM a 140°W , donde las anomalías de viento son débiles al este de las anomalías frías y son más relevantes al oeste, así las anomalías de viento divergen de la anomalía de TSM negativa y al sur de esta se dirigen hacia una

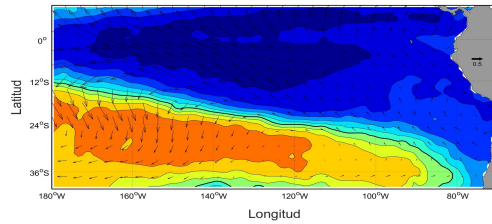
(a) Fase 0°



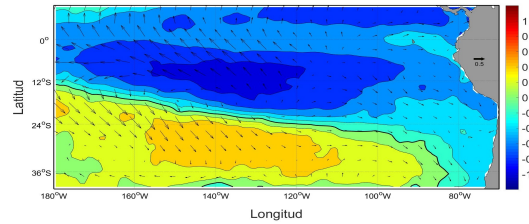
(b) Fase 45°



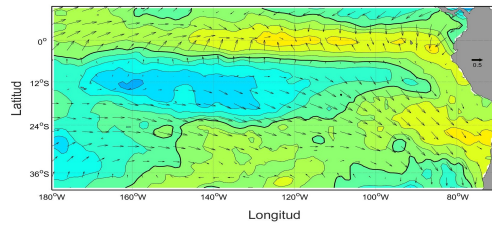
(c) Fase 90°



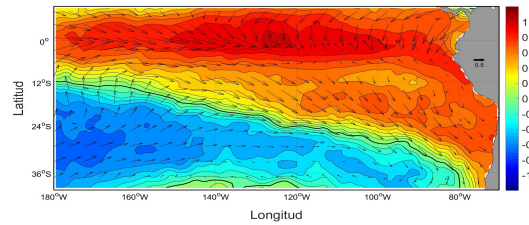
(d) Fase 135°



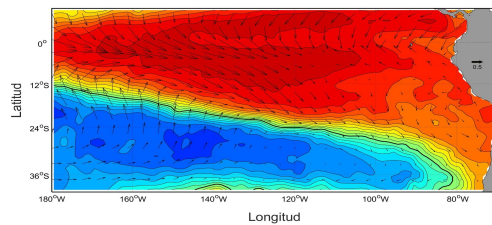
(e) Fase 180°



(f) Fase 225°



(g) Fase 270°



(h) Fase 315°

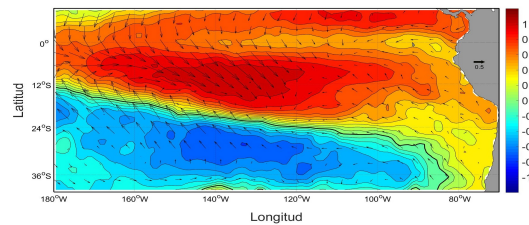


Figura 3.4: Compuestos de reconstrucción del primer modo de CEOF combinada entre anomalías con ENOS de TSM y viento superficial, para un intervalo $\pm 5^\circ$ en torno a la fase señalada en cada figura. Flecha de referencia de 0.5 en cada figura.

región de anomalías positiva de TSM ubicada aproximadamente a 140°W - 30°S . Los compuestos para las fases posteriores presentan las mismas estructuras que las fases ya mencionadas y en el mismo orden, pero con signo contrario.

El primer modo de CEOF combinada aplicada a las anomalías sin ENOS, explica el 19.6 % de la covarianza de las series de tiempo de TSM y viento superficial en la zona B. La figura 3.5, muestra la amplitud y la fase de la primera componente principal compleja. Como en el caso anterior, periodos con cambios de fase en el tiempo con pendiente positiva, muestran periodos de propagación de las anomalías. Las mayores amplitudes aparecen después de 1975, en 1984, 2012 y 2016. Los periodos y velocidades de fase no son uniformes, es decir, existen ciclos que van de 0° a 360° que presentan duraciones distintas al igual que el caso con ENOS mostrado anteriormente.

La figura 3.6 muestra los compuestos de la reconstrucción del primer modo de CEOF combinada en torno a las fases de la componente principal compleja. El compuesto en torno a la fase 0° (Figura 3.6a), muestra una anomalía negativa de TSM que se extiende entre el ecuador y 20°S entre el borde oriental y 160°W , y al sur de 20°S , entre el borde oriental y aproximadamente 100°W , con una mínima ubicada en torno a 100°W y 24°S , mientras que anomalías positivas de TSM se ubican al sur de 20°S , al oeste de 100°W . Las anomalías de los vientos

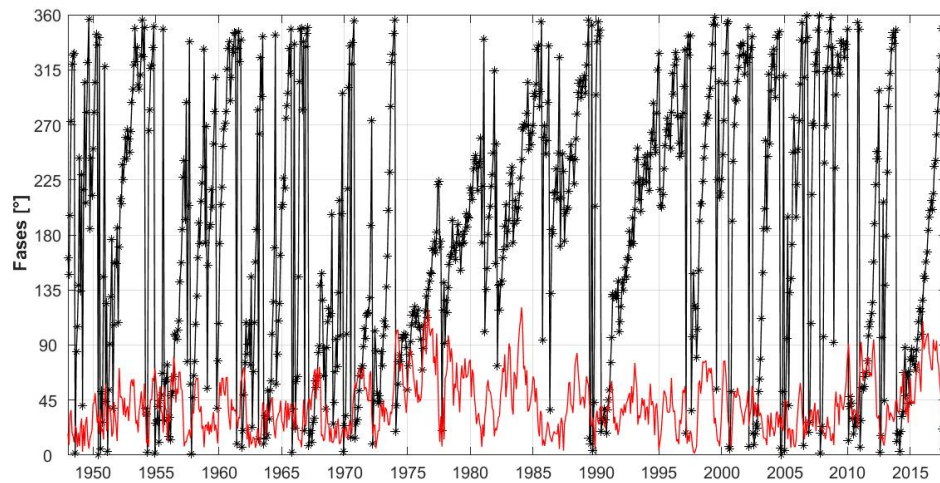
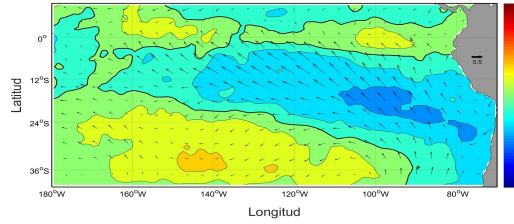


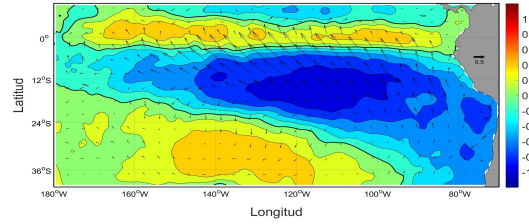
Figura 3.5: Primera componente principal compleja de CEOF combinada entre anomalías sin ENOS de TSM y viento superficial. La línea negra con puntos muestra las fases y la roja, la magnitud asociada a cada instante de tiempo de la componente principal.

son en dirección noroeste, principalmente sobre la anomalía negativa de TSM. El compuesto en torno a la fase 45° (Figura 3.6b), muestra una anomalía negativa de TSM que se extiende en la misma zona de la fase anterior pero la mínima anomalía se ubica en torno a 120°S y 15°S , mientras que la anomalía positiva de TSM es mayor. Las anomalías de los vientos son predominantemente en dirección noroeste, pero son mayores al norte de la anomalía de TSM. El compuesto en torno a la fase 90° (Figura 3.6c), muestra una anomalía negativa de TSM que abarca la misma zona que las fases anteriores, pero la mínima de TSM es menor (mayor magnitud) que las anomalías anteriores. Las anomalías de los vientos se encuentran principalmente al norte de la anomalía de TSM, y son en dirección noroeste, mientras que las anomalías de vientos al sureste de la anomalía de TSM

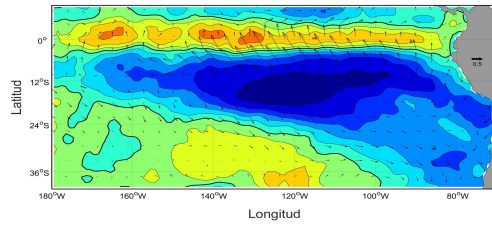
(a) Fase 0°



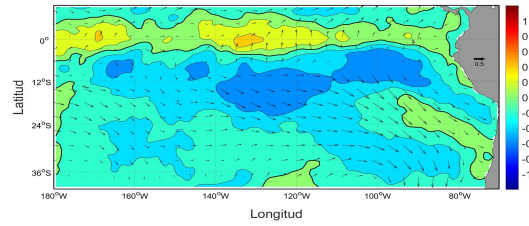
(b) Fase 45°



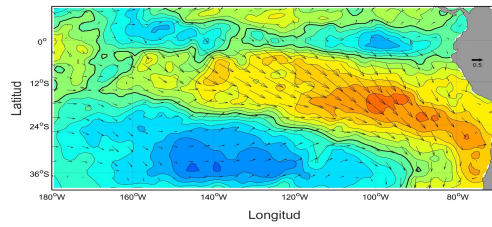
(c) Fase 90°



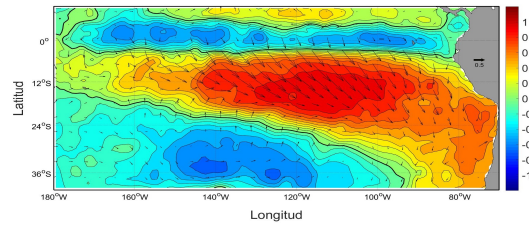
(d) Fase 135°



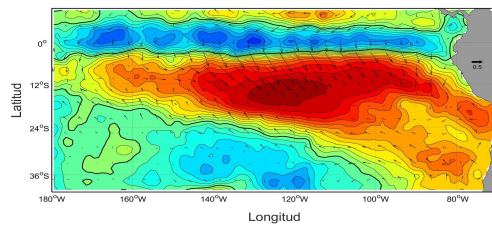
(e) Fase 180°



(f) Fase 225°



(g) Fase 270°



(h) Fase 315°

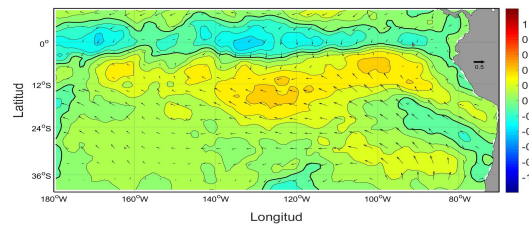


Figura 3.6: Compuestos de reconstrucción del primer modo de CEOF combinada entre anomalías sin ENOS de TSM y viento superficial, para un intervalo $\pm 5^\circ$ en torno a la fase señalada en cada figura. Flecha de referencia de 0.5 en cada figura.

son cercanas a cero. El compuesto en torno a la fase 135° (Figura 3.6d), muestra una anomalía negativa de TSM sobre casi todo el Pacífico y cuyo mínimo

se encuentra en torno a 120°W y 12°S , con anomalías de viento principalmente en dirección sureste. Allí aparece una incipiente lengua de anomalía positiva de TSM, que se extiende desde el continente sudamericano a 30°S , hasta 20°S y 95°W . Los compuestos en torno a las fases posteriores presentan las mismas estructuras en el mismo orden, pero con signos contrarios.

3.3. Comparación entre análisis de máxima covarianza y modos meridionales

A simple vista los patrones espaciales obtenidos a partir del AMC coinciden cualitativamente con los patrones descritos del MMPS (*cf.* Zhang et al., 2014), es decir, las anomalías de los vientos presentan un giro ciclónico asociado a un gradiente meridional de anomalías de TSM en el Pacífico Sur Oriental. En la zona norte y noreste del giro, las anomalías se asocian a una disminución de la magnitud del viento promedio (cuando se suma al campo promedio de vientos), mientras que en la zona oeste del giro, las anomalías se asocian a un incremento de la magnitud del viento promedio. Consistentemente, allí las anomalías de TSM son positivas; es decir, en las zonas donde disminuye la magnitud del viento promedio,

se observan anomalías positivas de TSM y, anomalías negativas, donde aumenta la magnitud del viento promedio. Estas características de los patrones espaciales de variabilidad conjunta estarían asociadas al mecanismo de retroalimentación WES y, por tanto, a un mecanismo similar al descrito para los MM. Asociado a este mecanismo, el desfase que presentan las CP del AMC (Figura 3.2) coincide con el que presentan las CP en el MMPN (Chiang & Vimont, 2004) y en el MMA (Chang, 1997), lo que implicaría que es el viento quien fuerza las anomalías de TSM. En la sección 3.4 se analiza en mayor detalle la relación entre el modo 1 del AMC y el mecanismo de retroalimentación WES.

Si bien las características principales asociadas al WES se aprecian en los resultados del presente trabajo, también es posible notar que los vientos en nuestros resultados cruzan el ecuador, mientras que en la configuración típica del WES los vientos atraviesan la ZCIT, la cual se ubica usualmente al norte del ecuador en el Pacífico oriental. Una posible razón de esta diferencia es la disminución de la varianza de las series de tiempo ecuatoriales asociada a la remoción del ENOS. En particular, los vientos asociados al índice E son especialmente importantes en la zona oriental del Pacífico ecuatorial y podrían asociarse al desplazamiento de la ZCIT. A pesar de lo anterior, un objetivo de este trabajo es obtener un modo independiente del fenómeno ENOS, por lo que la pérdida de relevancia del modo sobre el ecuador no es necesariamente un resultado negativo.

A partir de lo mencionado anteriormente, denominaremos al primer modo del AMC en nuestro análisis como MMPS, siendo este resultado linealmente independiente de la variabilidad ecuatorial asociada a los eventos ENOS; esta independencia no solo se limita a los índices C y E, con los que presenta correlaciones cercanas a 10^{-17} , sino que también con otros índices de ENOS como el Niño 3.4 o El Niño 1+2 con los que presenta correlaciones no significativas en torno a 0.03.

3.4. Mecanismo de retroalimentación WES y modo meridional del Pacífico Sur

En la sección anterior se mencionó que algunos elementos presentes en los patrones espaciales del AMC obtenidos en este trabajo (Figura 3.1a) sugieren la acción del mecanismo de retroalimentación WES, aunque otras variables no analizadas en la sección anterior también forman parte de este mecanismo, como el flujo de calor latente y la presión superficial. Para corroborar este mecanismo se realizaron compuestos para las anomalías de las diferentes variables (TSM, vientos superficiales, FCL y PAS) con y sin ENOS y para los periodos cálidos asociados a las componentes principales de TSM y viento del AMC, es decir, cuando las componentes principales son superiores a 1 (Figuras 3.7-3.9).

En la Figura 3.7 se muestran los compuestos para los campos de TSM. Allí se puede observar la presencia de anomalías positivas en la franja del ecuador a 20°S y una región con anomalías negativas centrada en 130°W al sur de 20°S para todos los casos. En particular, cuando se consideran los casos utilizando la componente principal de TSM (Figura 3.7a y b), se observan las máximas anomalías de TSM en torno a 100°W , cerca de 10°S , para el caso de anomalías con ENOS (Figura 3.7a) mientras que el compuesto con anomalías sin ENOS (Figura 3.7b) muestra un máximo centrado en 120°W y 15°S . Los compuestos basados en la componente principal de viento muestran que las anomalías conjuntas de TSM y viento en el caso con ENOS (Figura 3.7c) son mayores que para el compuesto sin ENOS (Figura 3.7d). Por otra parte, los campos de viento superpuestos en las figuras, muestran que para los compuestos hechos a partir de la componente principal de TSM (Figuras 3.7a y b), las anomalías de viento ubicadas principalmente al norte de las anomalías positivas de TSM son en dirección sureste y al sur de la anomalía de TSM, son en dirección noroeste. Además, los vientos al sureste de la región de anomalía positivas de TSM son relativamente débiles, mientras que para el caso de los compuestos hechos a partir de la componente principal de viento (Figura 3.7c y d), las anomalías de viento presentan un giro ciclónico con un centro en torno a 110°W y 30°S , con máximas anomalías sobre los mayores valores de TSM.

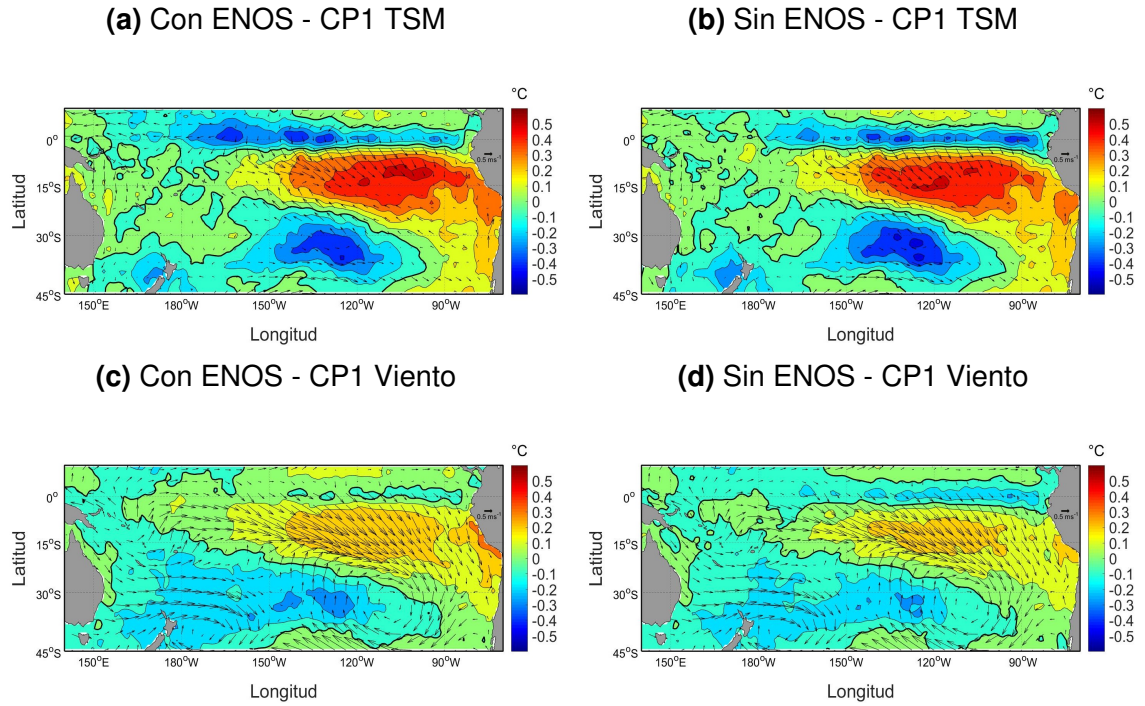


Figura 3.7: Compuestos de anomalías con ENOS (a y c) y sin ENOS (b y d) de TSM, cuando la componente principal de TSM es mayor a 1 en a) y b), y cuando la componente principal de viento es mayor a 1 en c) y d). Los contornos de cada figura son cada 0.1°C , contorno 0°C resaltado. Sobre cada campo está sobrepuesto el compuesto de los campos de viento correspondiente a cada figura, flecha de referencia de 0.5ms^{-1} .

La figura 3.8 muestra los compuestos de flujo de calor latente para anomalías con y sin ENOS y para los mismos casos de las componentes principales se muestran en la figura 3.7. Los compuestos basados en la componente principal de TSM (Figura 3.8a y b) muestran la presencia de franjas intercaladas de anomalías negativas y positivas, en particular la franja de anomalías negativas cercana al ecuador coincide con anomalías de vientos en dirección sureste y la franja positiva coincide con anomalías de vientos noroeste. Para los compuestos hechos a partir de la componente principal de viento (Figura 3.8c y d) se puede ver una gran

anomalía negativa de flujo de calor latente ubicada entre el ecuador y 20°S , en torno a 120°W , que se extiende sobre el borde oriental del Pacífico hasta 110°W aproximadamente, en contraste, anomalías positivas se observan aproximadamente a 130°W , entre 15°S y 40°S .

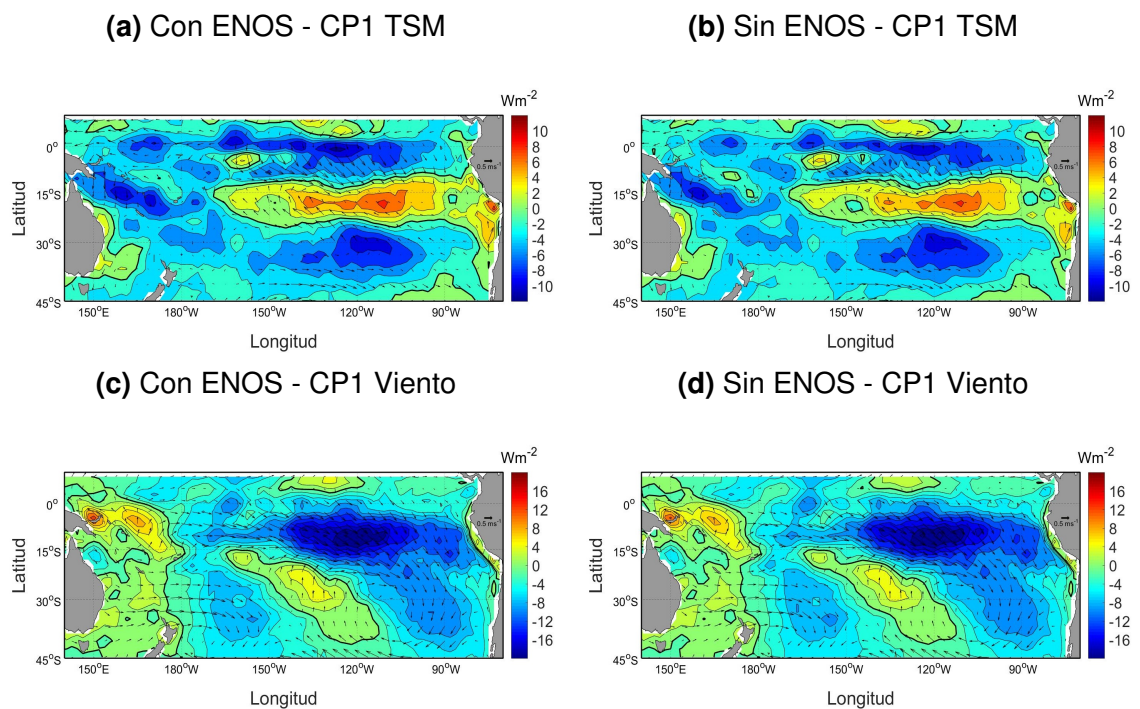


Figura 3.8: Compuestos de anomalías con ENOS (a y c) y sin ENOS (b y d) de FCL, cuando la componente principal de TSM es mayor a 1 en a) y b), y cuando la componente principal de viento es mayor a 1 en c) y d). Los contornos de cada figura son cada 2 Wm^{-2} , contorno 0 Wm^{-2} resaltado. Sobre cada campo está sobrepuesto el compuesto de los campos de viento correspondiente a cada figura, flecha de referencia de 0.5 ms^{-1} .

La figura 3.9 muestra los compuestos para las anomalías con y sin ENOS de presión superficial para los mismos casos discutidos anteriormente asociados

a las figuras 3.7 y 3.8. Para los compuestos hechos a partir de la componente principal de TSM (Figura 3.9a y b) se puede notar una baja presión en torno a 120°W y 15°S que coincide con la posición de la región de anomalías positivas de TSM de las Figuras 3.7a y b, mientras que una región de anomalías positivas se observa en torno a 160°W y 30°S . Entre los compuestos con y sin ENOS se aprecian diferencias en magnitud. Para los compuestos hechos a partir de la componente principal de viento (Figura 3.9c y d) se puede notar una región con prominentes anomalías negativas de presión centrada en 110°W y 30°S , en torno a la cual giran las anomalías de los vientos.

A partir de los compuestos descritos anteriormente (con y sin ENOS), podemos destacar lo siguiente. Para el caso de la componente de viento, es decir, cuando se usa la CP1 del viento del AMC para seleccionar los eventos, los compuestos muestran una región con anomalías negativas de presión superficial en la zona del anticiclón del Pacífico Sur, la cual está acompañada por anomalías de vientos ciclónicos. Estos vientos generarán zonas con menor magnitud de viento promedio (debilitamiento del anticiclón) y otras con mayor magnitud del viento, apreciables a través del compuesto de flujo de calor latente que muestra una disminución del flujo en las zonas asociadas a una menor magnitud del viento promedio (en especial en aquellas regiones donde la disminución de la magnitud del viento promedio es mayor); también existe una pequeña zona donde los vientos anóma-

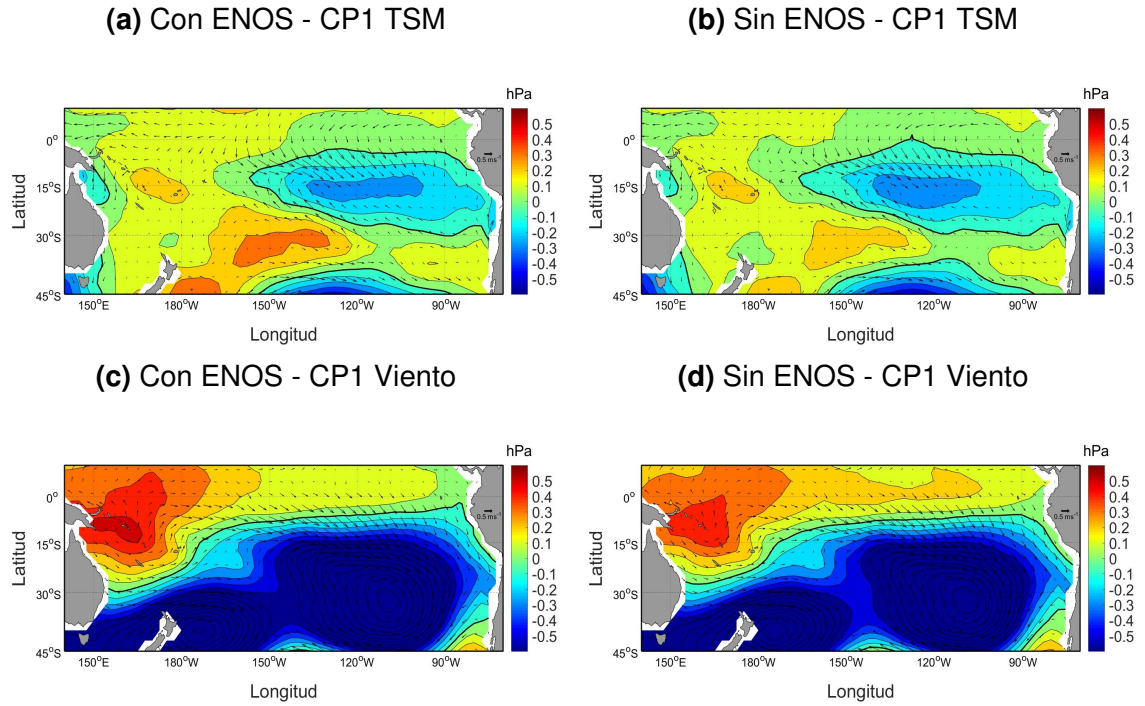


Figura 3.9: Compuestos de anomalías con ENOS (a y c) y sin ENOS (b y d) de PNM, cuando la componente principal de TSM es mayor a 1 en a) y b), y cuando la componente principal de viento es mayor a 1 en c) y d). Los contornos de cada figura son cada 0.1 hPa, contorno 0 hPa resaltado. Sobre cada campo está sobrepuesto el compuesto de los campos de viento correspondiente a cada figura, flecha de referencia de 0.5ms^{-1} .

los pueden aumentar la magnitud del viento promedio, estas zonas muestran un aumento en el flujo de calor latente. Los compuestos de TSM muestran regiones con anomalías positivas y negativas que son consistentes con las anomalías de flujo de calor latente.

Para el caso de los compuestos realizados a partir de la componente principal de TSM, se aprecia que sobre la región de anomalías positivas de TSM se ubica

una región con anomalías negativas de presión. En esta región los vientos convergen, lo que genera vientos en dirección sureste al norte de las anomalías de TSM que debilitan la magnitud del viento promedio, y al sur, vientos en dirección noroeste que aumentan la magnitud del viento promedio. Esto es consistente también con los compuestos de flujo de calor latente, los cuales muestran una franja de anomalías negativas, coincidente con vientos del sureste y otra franja de anomalías positivas coincidente con vientos del noroeste. También es posible notar que los vientos del noroeste son más relevantes al oeste de la anomalía de TSM que al este, donde los vientos son más débiles; de mantenerse la anomalía positiva de TSM, se esperaría que la magnitud de los vientos al este se intensificasen.

A partir de los compuestos basados en la componente principal de TSM, como en la componente principal de viento, es posible analizar el mecanismo de retroalimentación WES. El compuesto asociado a la componente principal de TSM muestra anomalías de vientos que responden al calentamiento de la zona tropical, mientras que el asociado a la componente principal de viento, responde al debilitamiento del anticiclón del Pacífico Sur. En ambos casos los vientos coinciden con las variaciones en el flujo de calor latente. Las zonas con mayores variaciones de flujo de calor latente coinciden con las señaladas en el estudio de Mahajan et al. (2009) como zonas donde el mecanismo de retroalimentación es relevante.

3.5. Varianza explicada del análisis de máxima covarianza

Si bien el modo meridional emerge como el modo de variabilidad más relevante al extraer el ENOS, también se debe considerar si la contribución de ENOS extraída de la zona A (utilizada para calcular el AMC) es comparable a la que explica el modo meridional, o si el modo meridional solo explica una alta fracción de un residual poco relevante. El hecho de que de que patrones tipo “el modo meridional” aparezcan al realizar los compuestos utilizando las anomalías con ENOS mostrados en la sección 3.4, permite considerarlo como un modo relevante de analizar.

Para determinar la relevancia del modo meridional se calculó la fracción de varianza explicada por ENOS a partir de los índices C y E y por el MMPS a partir de las componentes principales de TSM y viento. Esta fracción de varianza explicada fue estimada usando el cuadrado de la correlación de Pearson para los campos de TSM y de componentes de viento. Además, los valores no significativos ($p\text{-value} > 0.05$) son considerados iguales a cero. Dado que los índices C y E son ortogonales entre sí y ortogonales a las componentes principales de TSM y viento del AMC, la fracción de varianza explicada por cada uno es independiente, pero como las componentes principales de TSM y viento del AMC no son ortogonales entre sí, se utilizó para el campo de TSM solo la componente principal de TSM para calcular

la varianza del modo meridional, mientras que para los campos de viento se utilizó la componente principal de viento.

La Figura 3.10a muestra la fracción de varianza que explican los índices C y E en los campos de TSM, donde se puede notar claramente que en la franja 10°N - 10°S se concentra la mayor cantidad de varianza explicada con máximos sobre el 80 %; fuera de esta zona la fracción explicada decrece. La Figura 3.10b muestra la fracción explicada por el MMPS, cuyos máximos de varianza explicada se muestran al sur de uno de los máximos de varianza explicada por ENOS, en este caso los máximos están por sobre el 40 % de varianza explicada. La Figura 3.10c muestra la varianza explicada por ambos, ENOS y MMPS, donde es posible apreciar que zonas que superan el 80 % de varianza explicada, aparecen al sur de la franja 10°N - 10°S .

La Figura 3.11 muestra la fracción de varianza explicada sobre los campos de la componente zonal del viento. La Figura 3.11a muestra la fracción de varianza explicada de los índices C y E, donde el máximo de varianza explicada se ubica en la zona ecuatorial centrada en la línea de cambio de fecha con valores mayores a 50 %. La Figura 3.11b muestra la contribución del MMPS, en ella se aprecian máximos por sobre el 70 % al oeste de 120°W entre el ecuador y 15°S . La Figura 3.11c muestra la contribución sumada de ENOS y MMPS, en esta se observa un

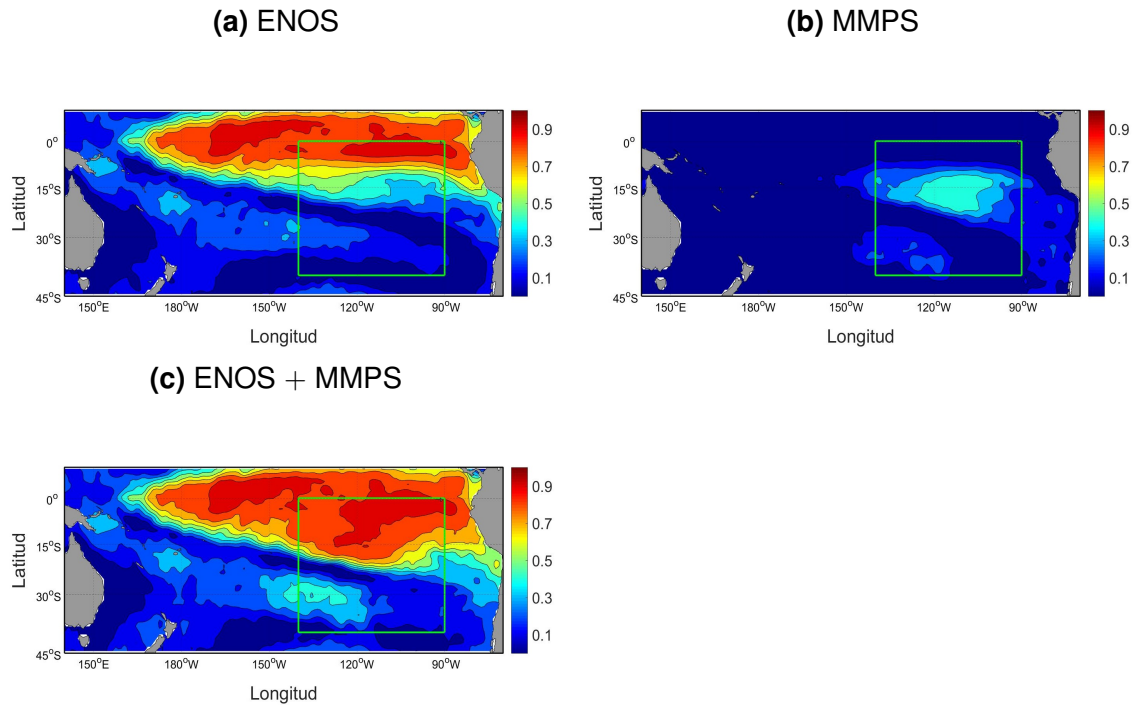


Figura 3.10: Campos de fracción de varianza explicada por ENOS en a), el Modo Meridional del Pacífico Sur en b) y por ambos en c) del campo de anomalías con ENOS de TSM. Para el caso de ENOS se sumaron las contribuciones de los índices C y E. Para el MMPS se utilizó la componente principal de TSM del AMC. Rectángulo verde muestra la zona A utilizado para el AMC. Contornos cada 0.1

máximo de varianza explicada que aparece en la zona entre el ecuador y 15°S al oeste de 120°W (sobre 70 %), que se extiende hasta la zona ecuatorial occidental con valores mayores al 30 %.

La Figura 3.12 muestra la fracción de varianza explicada del campo de componente de viento meridional. La Figura 3.12a muestra la contribución de los índices C y E donde zonas por sobre el 30 % de varianza explicada aparecen al norte del ecuador en el Pacífico central y oriental, así como a 15°S en el borde occidental.

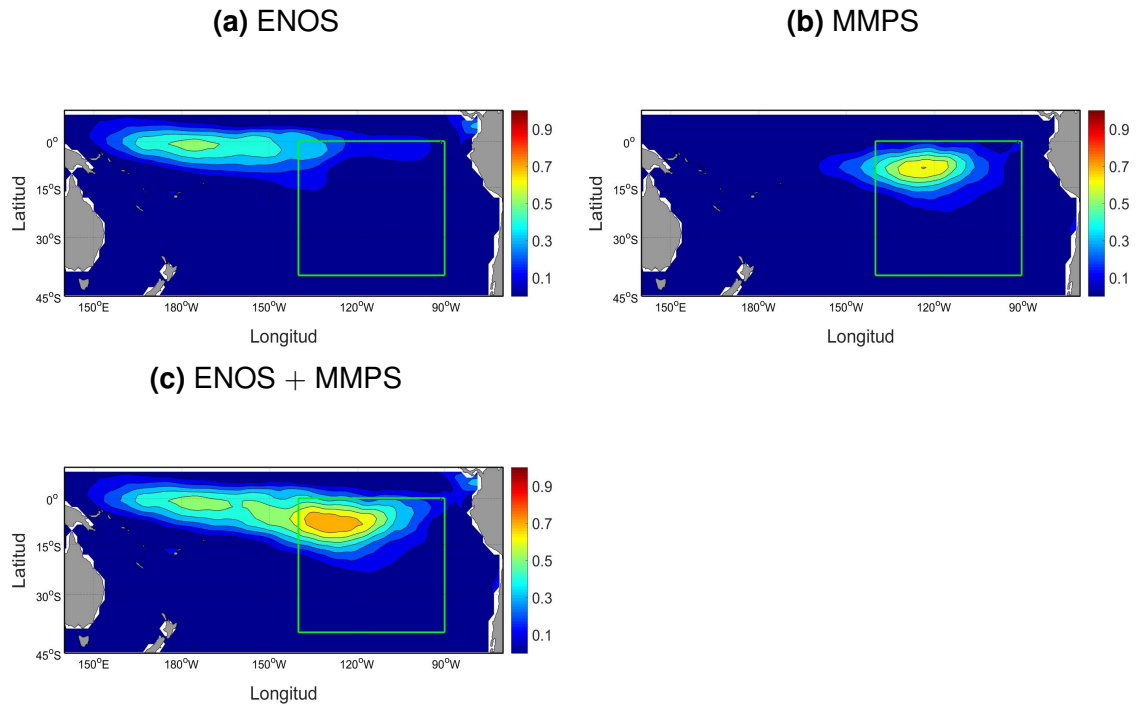


Figura 3.11: Campos de fracción de varianza explicada por ENOS en a), el Modo Meridional del Pacífico Sur en b) y por ambos en c) del campo de anomalías con ENOS de la componente zonal de viento superficial. Para el caso de ENOS se sumaron las contribuciones de los índices C y E. Para el MMPS se utilizó la componente principal de viento del AMC. Rectángulo verde muestra la zona A utilizado para el AMC. Contornos cada 0.1.

La Figura 3.12b muestra la contribución del MMPS, donde se observa un máximo mayor a 60 % de varianza explicada entre el ecuador y 15°S en torno a 120°W. La Figura 3.12c muestra la contribución sumada de ENOS y MMPS, donde se observa un máximo mayor a 70 % en la zona que previamente estaba sobre el 60 % (Figura 3.12b).

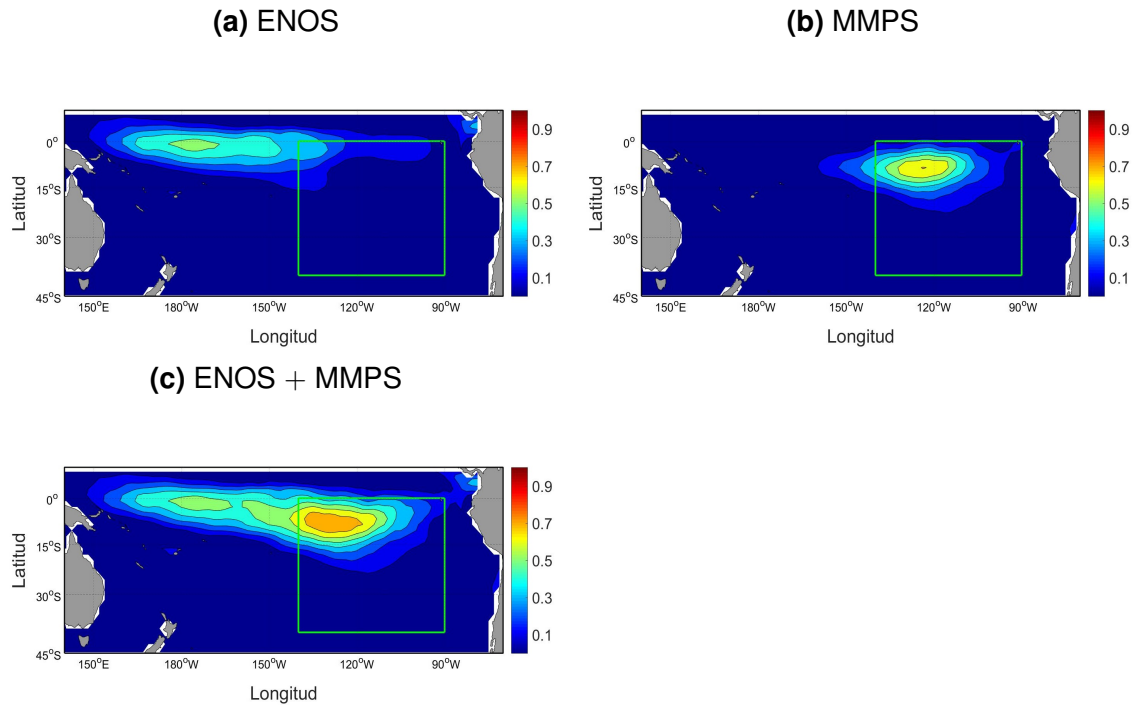


Figura 3.12: Campos de fracción de varianza explicada por ENOS en a), el Modo Meridional del Pacífico Sur en b) y por ambos en c) del campo de anomalías con ENOS de la componente meridional de viento superficial. Para el caso de ENOS se sumaron las contribuciones de los índices C y E. Para el MMPS se utilizó la componente principal de viento del AMC. Rectángulo verde muestra la zona A utilizado para el AMC. Contornos cada 0.1.

La contribución de los índices C y E a la varianza de las series es mayormente en los campos de anomalías de TSM, mientras que su contribución a las series de viento se mantiene por debajo del 10 % en promedio para la zona A. Por otra parte, la contribución del índice de TSM del MMPS explica en promedio un 20 % de la variabilidad de los campos de TSM sobre la zona A, mientras los índices C y E explican cerca de 40 %. La máxima contribución del MMPS, cercana al 40 %, se ubica en una zona donde el aporte de los índices C y E es comparable a

la del MMPS. En el caso de los vientos es el MMPS quien explica mayormente la varianza de las series, sobre todo en la franja entre el ecuador y 20°S de la zona A con valores cercanos al 60 % para ambas componentes de viento. Esto muestra una acotada zona en la que el MMPS es relevante comparativamente con el fenómeno ENOS. Notar que la varianza explicada por ENOS deriva de dos índices que por separado explican la variabilidad de dos zonas ecuatoriales (Pacífico central y Pacífico del este) con extensiones similares a las del MMPS, en particular sobre la zona A la contribución separada de los índices ENOS explican en torno al 20 % promedio cada uno igualando el aporte del MMPS en la TSM.

3.6. Propagación de anomalías de TSM y WES

A partir del análisis de COEF combinada de las anomalías sin ENOS de TSM y viento podemos notar ciertas fases que coinciden con la descripción del MMPS, aunque la definición de las fases es arbitraria y no necesariamente se corresponden con los eventos cálidos o fríos apreciables en los índices. Para apreciar si existe una relación entre las fases arbitrarias de la CPC de la CEOF combinada y los eventos positivos MMPS, se buscaron las fases asociadas a los momentos en que las CP de viento y TSM del AMC son superiores a 1 y se realizaron compuestos de la reconstrucción del primer modo de CEOF combinada, como se muestra en la figura 3.13.

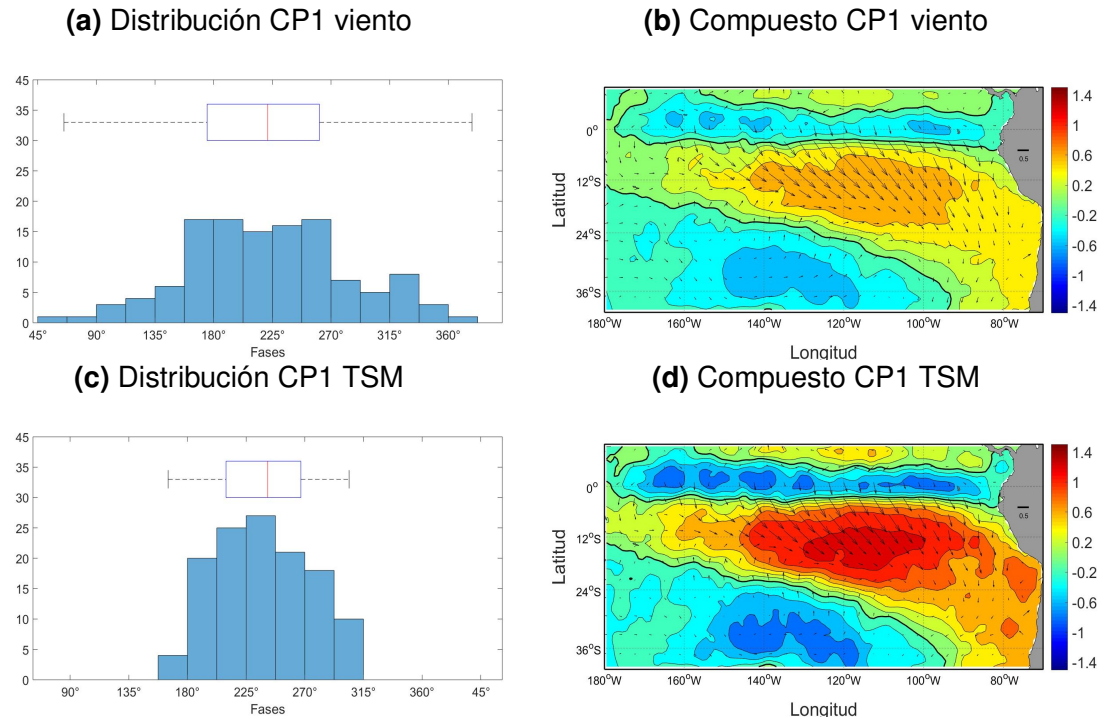


Figura 3.13: Histograma de las fases de la primera CPC de CEOF combinada entre anomalías sin ENOS de TSM y viento cuando la primera CP de viento en a) o TSM en c) del AMC son superiores a 1. Los histogramas están centrados en la mediana circular y se superpone el diagrama de caja asociado a cada gráfico. Compuestos de la reconstrucción del primer modo asociados a la CP de viento en b) y CP de TSM en d), contornos cada 0.2 y contorno 0 resaltado.

La Figura 3.13 muestra que para el caso de la CP de viento (Figura 3.13a y b), los eventos cálidos se concentran entre las fases 180° y 270° . Según los compuestos de la Figura 3.6 corresponden a las fases donde las anomalías de los vientos son predominantemente en dirección sureste, lo que coincide con el compuesto asociado a este índice de la reconstrucción del primer modo de CEOF combinada (Figura 3.13b). Por otra parte, para el caso de la CP de TSM (Figura 3.13c y d), las

fases asociada a los periodos cálidos se encuentran entre 180° y 315° . La mayor cantidad de casos se encuentra en torno a fase 250° con menor dispersión hacia fases mayores. El compuesto asociado (Figura 3.13d) muestra mayor similitud con el compuesto de la CP de TSM mostrado en la Figura 3.7b, con mayores anomalías de TSM entre el ecuador y 20°S y anomalías de viento en dirección sureste al norte de la anomalía de TSM y vientos débiles al sur este de anomalía. Para el caso de los periodos fríos se encuentran resultados desfasados de los mostrados en 180° con características similares, pero con signos opuestos en los compuestos.

Ahora bien, además de poder diferenciar una fase asociada al MMPS en el análisis complejo, podemos observar cómo estos patrones cambian dentro del ciclo mostrado en la Figura 3.6. Si partimos del patrón mostrado en la Figura 3.13b, que se relaciona principalmente con el patrón asociado a la fase 225° , podemos ver que la máxima de TSM entre el ecuador y 20°S se intensifica, lo cual genera que los vientos al norte de esta anomalía se intensifiquen y que los vientos al sureste se debiliten, lo cual se aprecia en el compuesto de la Figura 3.13d y en los compuestos asociados a la fase 270° , donde aparecen vientos en dirección noroeste, es decir, en la dirección de los vientos promedio, al sureste de la máxima de TSM. A partir de este punto, la máxima de TSM se debilita y bajo los vientos en dirección noroeste aparecen anomalías negativas de TSM, esto asociado a la fase de 315° (Figura 3.6h). Las anomalías negativas se propagan rápidamente

hacia el noroeste, intensificándose en la franja entre el ecuador y 20°S , es decir, se replican las fases ya descritas, pero con signo contrario. De estos resultados podemos notar que el primer modo de CEOF combinada de las anomalías sin ENOS muestran cómo anomalías extratropicales se propagan hacia los trópicos y cómo la presencia de estas anomalías en los trópicos pueden provocar la generación de anomalías de sentidos contrarios en el borde oriental. Además, se cumple que tanto los vientos como la TSM en este ciclo evolucionen de acuerdo al mecanismo de retroalimentación WES.

Del análisis de CEOF combinada de las anomalías con ENOS, podemos notar que ciertas características de los eventos ENOS se aprecian en algunas de las fases mostradas en la Figura 3.4, similar al caso de la CEOF combinada con las anomalías sin ENOS con el MMPS. Las fases de la CPC no se corresponden necesariamente con eventos El Niño, por ello se seleccionaron a partir de los índices C y E aquellos valores que fueran superiores a 1 para luego determinar a qué fases de la primera CPC de la CEOF combinada corresponden, lo que se muestra en la Figura 3.14.

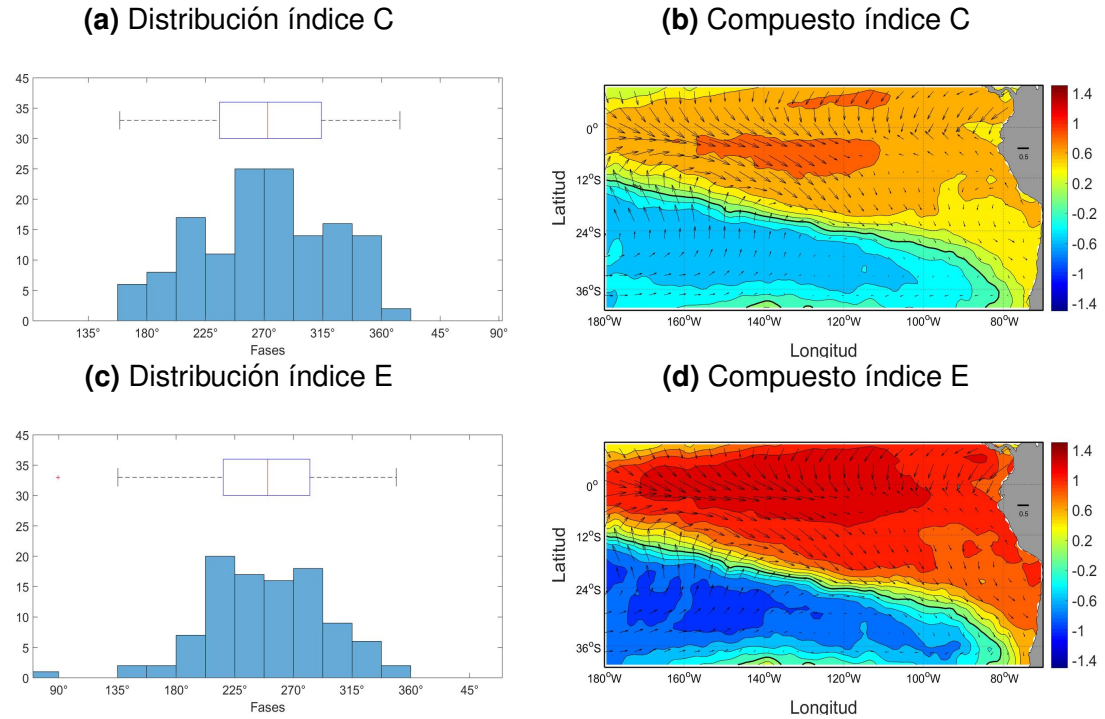


Figura 3.14: Histograma de las fases de la primera CPC de CEOF combinada entre anomalías con ENOS de TSM y viento cuando el índice C en a) o E en c) son superiores a 1. Los histogramas están centrados en la mediana circular y se superpone el diagrama de caja asociado a cada gráfico. Compuestos de la reconstrucción del primer modo asociados al índice C en b) y E en d), contornos cada 0.2 y contorno 0 resaltado.

La Figura 3.14 muestra las distribuciones de las fases asociadas a los valores mayores a 1 de los índices C y E y los compuestos de la reconstrucción del primer modo de CEOF combinada asociada a estos índices. En conjunto, la distribución de las fases para estos índices, se centran en las fases entre 225° y 315° . La cantidad mayor de fases para el índice C es en torno a la fase 270° y la del índice E, a 250° . Los compuestos muestran para el caso del índice C (Figura 3.14b) máximos de TSM en torno al ecuador y no en el ecuador mismo, lo que dista del

patrón clásico de un evento El Niño. El compuesto asociado al índice E (Figura 3.14d), muestra anomalías máximas de TSM sobre el ecuador, aunque el patrón de temperaturas dista del asociado a este índice (Figura 1.2b). Por otra parte, los vientos asociados al compuesto sí coinciden con los del patrón E. Los eventos El Niño, para este análisis, parecen ser mejor representados por el índice E que por el índice C.

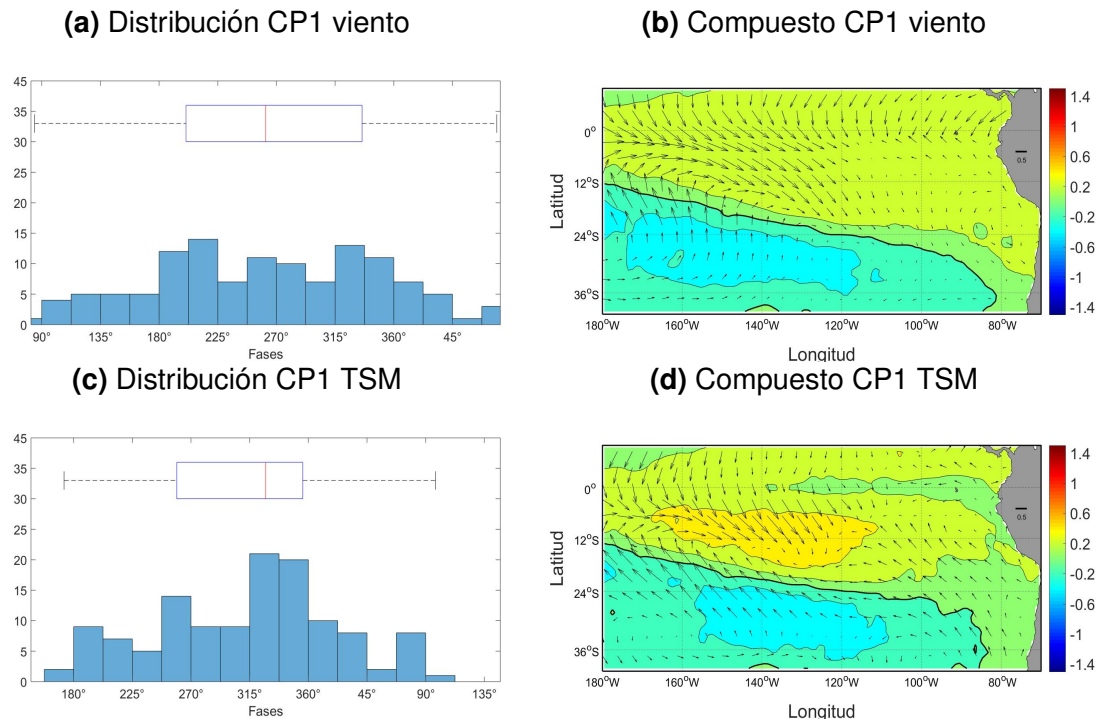


Figura 3.15: Histograma de las fases de la primera CPC de CEOF combinada entre anomalías con ENOS de TSM y viento cuando la primera CP de viento en a) o TSM en c) del AMC son superiores a 1. Los histogramas están centrados en la mediana circular y se superpone el diagrama de caja asociado a cada gráfico. Compuestos de la reconstrucción del primer modo asociados a la CP de viento en b) y CP de TSM en d), contornos cada 0.2 y contorno 0 resaltado.

De lo anterior se puede deducir que el análisis complejo no logra diferenciar entre eventos tipo C y tipo E, pero sí logra determinar que, en general, los eventos El Niño se ubican entre 225° y 270° aproximadamente si consideramos el índice E como referente de eventos El Niño. Ahora, de manera similar se trata de ubicar las fases a las que corresponden al MMPS para lo cual se consideran las CP de TSM y viento del AMC cuando estos son superiores a 1, lo que se muestra en la figura 3.15.

Para el caso de la CP de viento del AMC, las fases de la CPC de la CEOF combinada de anomalías con ENOS, se distribuyen entre 0° y 360° , pero la mayor parte de estas se encuentran entre 200° y 330° . El compuesto del primer modo de COEF combinada no muestra ninguna de las características de los vientos asociadas a la CP de viento del MMPS, sino un patrón El Niño débil, lo que indicaría que las fases asociadas a la CP de viento están centradas en la fase 270° , estando estas CP principalmente asociadas a ENOS.

Para el caso de la CP de TSM, si bien las fases asociadas también se distribuyen entre 0° y 360° , la mayor concentración de estas se da entre 315° y 360° , un rango mucho más acotado que el de la CP de viento. El compuesto del primer modo de CEOF combinada muestra que la máxima de TSM se ubica entre el ecuador y 20°S , en torno a los 140°W , 20° al oeste de donde se ubica la máxima de TSM en

el patrón del MMPS, con vientos que convergen a la máxima de TSM. Al norte de esta máxima de TSM los vientos son principalmente hacia el sureste y al sur los vientos son hacia el noroeste, siendo los vientos al sureste de la máxima de TSM más débiles que el resto de los vientos en torno a esta.

Algunos de los elementos que se aprecian de la CEOF combinada para anomalías con ENOS, es que los eventos cálidos asociados a la CP de TSM del AMC suelen ubicarse en fases posteriores a las asociadas a El Niño, esto difiere de estudios anteriores que ubican al MMPS como posible precursor de El Niño (Zhang et al, 2014a; Min et al, 2017). Esto sugiere una interacción entre El Niño y el MMPS; en la cual el ENOS podría forzar patrones tipo MMPS, algunos elementos asociados a esta relación pueden darse debido a que anomalías de presión extratropicales asociadas a ENOS generarían condiciones similares al MMPS (McGregor et al., 2012) para el caso de eventos extremos, aunque las variaciones de presión asociadas a ENOS deberían haber sido removidas al sustraer los índices C y E de los datos. El patrón de TSM asociado a estas anomalías de presión, difiere del patrón de TSM asociado a ENOS, por lo que es posible encontrar influencia de ENOS en la CP de TSM; a pesar de esto, la influencia de ENOS que es posible encontrar, no sería un efecto directo y requeriría de la acción del mecanismo de retroalimentación WES para desarrollarse.

En conjunto, ambos análisis complejos (para anomalías con y sin ENOS) muestran la acción del mecanismo de retroalimentación WES; para el caso con ENOS se da posterior a eventos El Niño (o La Niña para anomalías negativas) donde anomalías en la zona tropical se propagan al oeste y generan anomalías de signo opuesto en el borde oriental del Pacífico. En el caso sin ENOS, el mecanismo se aprecia en todo el ciclo de las anomalías. Aquí vale notar que las fases del análisis con ENOS se pueden asociar a las fases del análisis sin ENOS (Figura 3.16a), donde las fases del análisis con ENOS suelen estar desfasadas en torno a 70° de las del análisis sin ENOS. Además, la mayor parte de los desfases son positivos (72.3 %), lo que coincide con el desfase que presentan las distribuciones de fases asociadas a la CP de TSM del AMC (Figura 3.16b). Esto mostraría que la propagación de las anomalías extratropicales hacia la zona tropical se daría al mismo tiempo en que se desarrollan los eventos El Niño (o la Niña). Estos desfases vuelven a posicionarse de igual manera a las fases de la CP de viento, coincidentes con las fases asociadas a eventos ENOS, volviendo así, al punto tratado en el párrafo anterior. Notar que, pese a que los desfases se concentran en torno a 70° estos presentan una desviación estándar de 50° , por lo que, la propagación de anomalías extratropicales podría darse fuera del ciclo de ENOS.

De lo anterior se deduce que la relación entre ENOS y el MMPS no implica necesariamente que el MMPS sea una consecuencia del fenómeno ENOS. En este

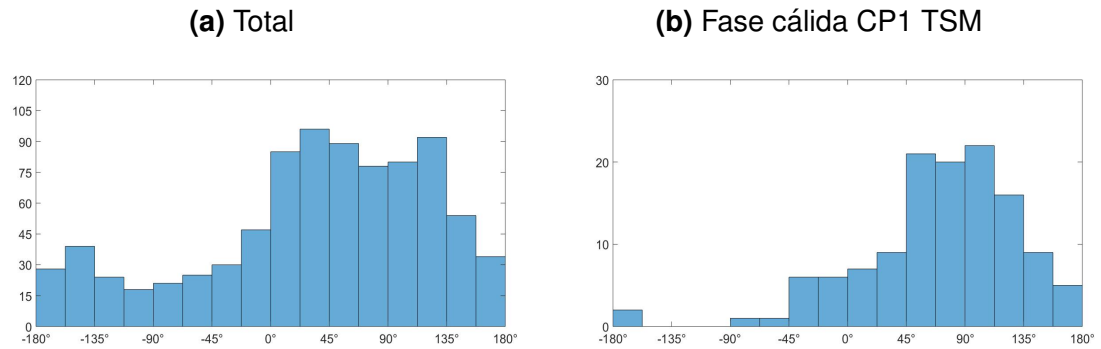
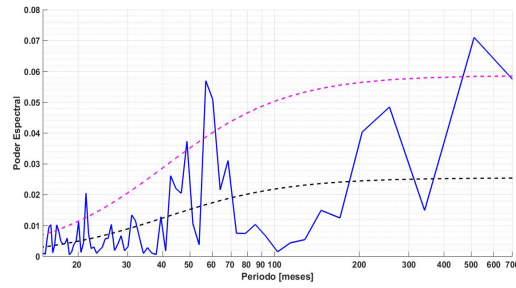


Figura 3.16: Histogramas de diferencias de fases de CPC de COEF combinada para anomalías con y sin ENOS, para todos los datos en a) y para los momentos en que la CP de TSM del AMC es superior a 1 en b).

sentido se ha mostrado que en modelos tipo SLAB (donde la interacción océano-atmósfera se reduce a los flujos de calor y, por ende, el fenómeno ENOS deja de ser relevante debido a que se suprimen las interacciones océano-atmósfera que son claves para que el ENOS tenga lugar), es posible apreciar el MMPS (Zhang et al., 2014a). En este punto surge la pregunta si es posible que el MMPS afecte al ENOS, lo que nos remite al trabajo de McGregor et al.(2012), donde se señala que la consecuencia de las interacciones océano-atmósfera a través del flujo de calor latente se relacionan con la terminación de eventos El Niño. Esto implicaría que el elemento que une la terminación de un evento extremo El Niño y los efectos inmediatos de este en la presión es el MMPS. Este proceso actuaría principalmente en la escala interanual, la cual es dominante en el análisis complejo realizado a las anomalías con ENOS, donde se observó que la mayoría de los ciclos completos de la CPC tienen periodos menores a 10 años.

Si bien los resultados anteriores se muestran principalmente en la escala inter-anual, la CP de viento (Figura 3.17) así como el análisis complejo de anomalías sin ENOS, tienen una componente interdecadal que es predominante. De esto se deduce que la CP del viento, asociada a un forzante para el MMPS, se asocia mayormente a procesos de baja frecuencia (escala interdecadal). Algunos efectos posibles de esto podrían encontrarse en el trabajo de Matei et al. (2008), donde se evalúan los impactos de anomalías extratropicales en la modulación decadal del ENOS. En ese trabajo (Matei et al., 2008) se utilizan anomalías positivas de TSM como forzantes las que se propagan hacia el ecuador y hacia el oeste mediante el mecanismo de retroalimentación WES, siendo los vientos cerca del ecuador que se generan producto de esta interacción los que modifican la variabilidad de ENOS mediante otros mecanismos. Otros estudios también vinculan el mecanismo de retroalimentación WES con variaciones en la escala interdecadal aunque estos suelen enfocarse en el hemisferio norte (Chang et al, 1997; Kleeman et al., 1999; DiLorenzo et al., 2015), en todos estos trabajos el MM puede verse como la conexión entre las zonas extratropicales y el ecuador.

(a) TSM



(b) Viento

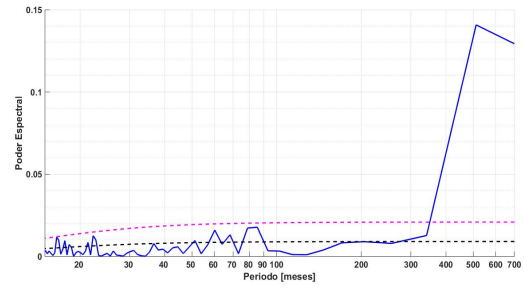


Figura 3.17: Espectro de las CP de TSM en a) y viento en b) del AMC, línea punteada gris muestra el espectro de ruido rojo y línea punteada morada muestra el intervalo de confianza del espectro de ruido rojo con un 90 % de confianza.

Capítulo 4

Conclusiones

En base a lo expuesto en este trabajo podemos afirmar que el modo dominante de variabilidad acoplada océano atmósfera, después de remover la variabilidad asociada al ENOS (modo no-ENOS) en la región del Pacífico Sur Oriental, es el Modo Meridional del Pacífico Sur. En base a la metodología utilizada, este modo presenta una menor influencia en la variabilidad ecuatorial que los modos meridionales obtenidos en otros estudios. Asociado al MMPS se analizaron dos índices que reflejan la variabilidad de los vientos y la TSM (componentes principales del AMC), los cuales, a pesar de estar fuertemente correlacionados, presentan características espaciales distintas. Por una parte, las características asociadas al índice de viento están vinculadas a anomalías de presión atmosférica superficial que son las que fuerzan las anomalías de los vientos y, a través del mecanismo de retroalimentación WES, modifican la TSM del Pacífico Sur Oriental. Por otra

parte, las características asociadas al índice de TSM presentan vientos forzados por las anomalías de TSM en la zona tropical. Ambos patrones espaciales se relacionan temporalmente, siendo el patrón asociado al índice de viento el que precede por un mes al patrón asociado al índice de TSM. Ambos índices muestran una frecuencia significativa al 90 % de confianza en la escala interdecadal de 42.6 años, mientras que el índice de TSM presenta además frecuencias significativas en la escala interanual entre 2 y 5 años.

El modo dominante de propagación se relaciona con el mecanismo de retroalimentación WES. De acuerdo con este mecanismo, anomalías de TSM generadas en el borde oriental del Pacífico a aproximadamente 30°S se propagan en dirección norte-noroeste hacia la región tropical. En el caso de anomalías positivas de TSM, estas van acompañadas de anomalías vientos en dirección sureste que debilitan los vientos promedios. Las anomalías de TSM en la región tropical se mantienen estacionarias mientras se intensifican hasta el punto en que la respuesta atmosférica al calentamiento es lo suficientemente importante para que, al sureste de la anomalías de TSM, los vientos cambien de dirección. En este punto los vientos así generados pueden provocar anomalías de TSM negativas, las que a su vez pueden propagarse de la misma manera. Por otra parte, las anomalías de TSM en la región tropical pueden propagarse hacia el oeste o disiparse. Este patrón de propagación es apreciable en los datos con y sin ENOS. Las frecuencias

asociadas a este análisis son variadas pero comprenden principalmente la escala interanual e interdecadal.

A pesar de que estudios previos sugieren que el Modo Meridional del Pacífico Sur es un posible precursor de El Niño, los resultados del presente trabajo muestran que los eventos del modo meridional son posteriores a los eventos El Niño, lo que sugiere, a su vez, que el ENOS puede ser un precursor del Modo Meridional del Pacífico Sur. Los análisis realizados en el marco del presente trabajo no se centraron en las interacciones de estos modos climáticos, por lo que no es posible concluir en este punto una relación de causa efecto entre ellos. De los puntos anteriores, se puede colegir que la variabilidad de la zona del Pacífico Sur Oriental es dominada por el mecanismo de retroalimentación WES, que permite la interacción entre zonas extratropicales y la zona ecuatorial a través de la propagación de anomalías de TSM y viento. El Modo Meridional del Pacífico Sur, en este punto, evidencia la variabilidad asociada a este mecanismo de retroalimentación que difiere de los mecanismos asociados a ENOS, reflejando sus principales escalas de acción y sus momentos de mayor relevancia en la zona.

Bibliografía

- [1] A. Giannini, Y. Kushnir and M. Cane, 2000. Interannual Variability of Caribbean Rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *Journal of climate* 13, 297-311.
- [2] D. J. Vimont, J. M. Wallace and D. S. Battisti, 2003. The Seasonal Footprinting Mechanism in the Pacific: Implications for ENSO. *Journal of climate* 16, 2668-2675.
- [3] D. Matei, N. Keenlyside, M. Latif and J. Jungclaus, 2008. Subtropical Forcing of Tropical Pacific Climate and Decadal ENSO Modulation. *Journal of climate* 21, 4691-4709.
- [4] E. Di Lorenzo, G. Liguori, N. Schneider, J. Furtado, B. Anderson, and M. Alexander, 2015. ENSO and meridional modes: A null hypothesis for Pacific climate variability. *Geophysical Research Letters* 42, 9440–9448, doi:10.1002/2015GL066281.
- [5] E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, Roy Jenne, and Dennis Joseph, 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* Vol. 77, No. 3, 437-472.
- [6] H. Zhang, A. Clement and P. Di Nezio, 2014. The South Pacific Meridional Mode: A Mechanism for ENSO-like Variability. *Journal of climate* 27, 769-783.
- [7] H. Zhang, C. Deser, A. Clement and R. Thomas, 2014. Equatorial signatures of the Pacific Meridional Modes: Dependence on mean climate state. *Geophysical Research Letters* 41, 568–574, doi:10.1002/2013GL058842.

- [8] I. Ueki, 2011. Evidence of wind-evaporation-sea surface temperature (WES) feedback in the western Pacific warm pool during the mature phase of the 1997–98 El Niño. *Geophysical Research Letters* 38, L11603, doi:10.1029/2011GL047179.
- [9] J. Bjernes, 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus XVIII*(4), 820-829.
- [10] J. Bjernes, 1969. Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review* VOL.97, 163-172.
- [11] J. Chiang and D. Vimont, 2004. Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere–Ocean Variability. *Journal of climate* 17, 4143-4158.
- [12] K. Takahashi, A. Montecinos, K. Goubanova and B. Dewitte, 2011. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters* 38, L10704, doi:10.1029/2011GL047364.
- [13] L. Yu, 2007. Global Variations in Oceanic Evaporation (1958–2005): The Role of the Changing Wind Speed. *Journal of climate* 20, 5376-5390.
- [14] M. Stuecker, 2018. Revisiting the Pacific Meridional Mode. *Scientific Reports*, DOI:10.1038/s41598-018-21537-0.
- [15] N. A. Rayner, D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent and A. Kaplan, 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 108, NO. D14, 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- [16] Norden E. Huang, Zheng Shen, Steven R. Long, Manli C. Wu, Hsing H. Shih, Quan'an Zheng, Nai-Chyuan Yen, Chi Chao Tung and Henry H. Liu, 1998. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *The Royal Society Lond. A* (1998) 454, 903–995.

- [17] P. Chang, L. Ji and H. Li, 1997. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature* VOL.385, 516-518.
- [18] P. Chang, L. Zhang, R. Saravanan, D. Vimont, J. Chiang, L. Ji, H. Seidel and M. Tippett, 2007. Pacific meridional mode and El Niño-Southern Oscillation. *Geophysical Research Letters* 34, L16608, doi:10.1029/2007GL030302.
- [19] P. Nobre and J. Shukla, 1996. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *Journal of climate* 9, 2464-2479.
- [20] Q. Min, J. Su, R. Zhang, 2017. Impact of the South and North Pacific Meridional Modes on the El Niño–Southern Oscillation: Observational Analysis and Comparison. *Journal of climate* 30, 1705-1720.
- [21] R. kleeman, J. P. McCreary Jr., B. A. Klinger, 1999. A mechanism for generating ENSO decadal variability. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 26, NO. 12, 1743-1746.
- [22] S. Larson and B. Kirtman, 2014. The Pacific Meridional Mode as an ENSO Precursor and Predictor in the North American Multimodel Ensemble. *Journal of climate* 27, 7018-7032.
- [23] S. Bretherton, C. Smith and J. Wallace, 1992. An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of climate* 5, 541-560.
- [24] S. George Philander, 1990. *El Niño, La Niña and the Souther Oscillation*, San Diego: Academic Press.
- [25] S. Mahajan, R. Saravanan and P. Chang, 2009. The role of the wind-evaporation-sea surface temperature (WES) feedback in air–sea coupled tropical variability. *Atmospheric Research* 94, 19–36.
- [26] S. McGregor, A. Timmermann, N. Schneider, M. F. Stuecker and M. H. England, 2012. The Effect of the South Pacific Convergence Zone on the Termination of El Niño Events and the Meridional Asymmetry of ENSO. *Journal*

of climate 25, 5566-5586.

- [27] S. Xie and G. Philander, 1994. A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus* (1994), 46.A, 340-350.
- [28] S. Xie, 1996. Westward Propagation of Latitudinal Asymmetry in a Coupled Ocean-Atmosphere Model. *Journal of the Atmospheric Sciences* Vol. 53, No.22, 3236-3250.
- [29] S. Xie and Y. Tanimoto, 1999. A pan-Atlantic decadal climate oscillation. *Geophysical Research Letters* 25, 2185-2188.